

La physique des éruptions Primaire et volcaniques

Résumé

Un volcan en éruption est en quelque sorte une bouche d'évacuation d'une matière plus ou moins liquide – lave, scories, éjecta... – et de gaz (majoritairement de la vapeur d'eau et du gaz carbonique). Cette sortie se produit généralement au sommet ou sur les flancs d'un mont qui résulte des éruptions précédentes – les accumulations de laves, consolidées par refroidissement, étant devenues le bâti même du volcan.

la physique des éruptions volcaniques

Introduction

Qu'entend-on par « volcan », ce mot qui éveille fréquemment en nous un sentiment de fascination? Il me semble que, le plus souvent, « le » volcan est perçu comme un objet de la surface de la Terre, facilement identifiable au sein de son environnement géographique proche: c'est tout d'abord un mont, une excroissance de la surface terrestre, qui présente la particularité d'entrer « parfois » en « activité », en « éruption », libérant quantité de matières chaudes issues des tréfonds de la Terre. Ces éruptions sont connues pour être de types très différents, généralement imprévisibles, de durées et d'intensités ellesmêmes variées. De fait, la plupart des ouvrages sur les volcans en présentent une typologie - hawaiienne, péléenne, strombolienne, etc. -, généralement doublée d'une classification des volcans - la plus répandue étant celle distinguant les volcans gris et les volcans rouges. Nous reviendrons sur ces termes, sur leur efficacité à décrire la réalité observée, ou à rendre compte d'une modélisation réaliste, au sens où les volcanologues la considèrent aujourd'hui.

Pour le géologue, cette représentation du volcan et de ses éruptions est, en ellemême, déjà porteuse d'un certain nombre de biais dans la manière de considérer le phénomène volcanique, car se limiter à ce que l'on aperçoit en surface revient à n'en regarder que la partie symptomatique.

Avant de passer à la définition scientifique de notre objet (c'est-à-dire au modèle), revenons un instant sur cette fascination pour les volcans. J'y vois deux raisons. En premier lieu, les paysages terrestres présentent, à l'échelle de notre temps humain, un caractère relativement immuable. Si cela est moins vrai depuis quelques dizaines d'années dans les régions fortement urbanisées, c'est encore souvent le cas dans les zones dites « naturelles ». Or un volcan apparaît souvent comme « la Nature en marche ». En second lieu, les éruptions volcaniques, certaines par leur soudaineté, toutes par l'ÉNERGIE mise en œuvre, sont, à l'instar des séismes, des phénomènes brutaux.

Sur le plan de la physique des volcans, nous retrouvons les deux aspects de cette fascination. Un système volcanique constitue un objet dont les lois de la physique, ces explications du monde observable que l'on veut immuables, permettent de décrire et de comprendre, dans ses grandes lignes, le fonctionnement. Par ailleurs, la vie d'un tel objet embrasse de telles gammes d'échelles de temps – de la seconde à la centaine de

milliers d'années –, d'espace – du millimètre à la centaine de kilomètres –, d'énergie, de puissance... qu'il est encore difficile pour le volcanologue de prendre en compte une si grande variété au sein de ses modèles.

Un premier modèle de volcan pour étudier les éruptions

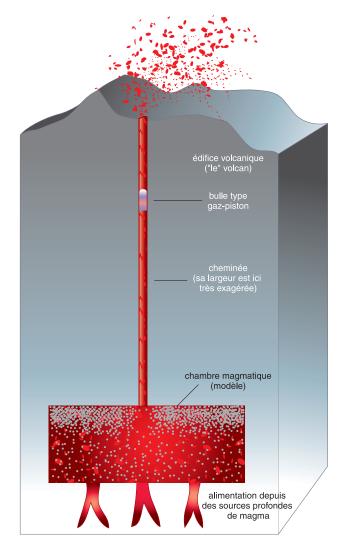
Un volcan en éruption est en quelque sorte une bouche d'évacuation d'une matière plus ou moins liquide – lave, scories, éjectats, etc. – et de gaz – majoritairement de la vapeur d'eau et du gaz carbonique. Cette sortie se produit généralement au sommet ou sur les flancs d'un mont qui résulte des éruptions précédentes – les accumulations de laves, consolidées par refroidissement, étant devenues le bâti même du volcan.

Sur le plan géométrique, un « tuyau », la cheminée volcanique, débouche dans un cratère ou sur une ou plusieurs pentes. Selon les volcans, ces pentes peuvent être relativement douces, moins de 5°, comme dans l'île d'Hawaii, en Islande ou dans l'île de la Réunion, ou relativement fortes, 20 à 30° en général, comme dans les divers volcans de la ceinture de feu de l'océan Pacifique. A contrario, les cheminées des différents volcans ont, semble-t-il, des diamètres relativement peu variables, de quelques mètres à jamais plus d'une vingtaine. Quant à la longueur de ce conduit, on l'estime, en général, de quelques centaines de mètres - peut-être 200 m pour le Stromboli - à la dizaine de kilomètres - comme pour le mont Saint Helens aux États-Unis.

Pour ce premier modèle, contentonsnous de mentionner la chambre magmatique, réservoir à partir duquel la cheminée monte jusqu'à la surface, et qui, le temps d'une éruption, est souvent la source des matières (lave et gaz volcaniques) qui s'évacueront par le volcan.

Les dynamismes éruptifs

La géométrie de notre volcan modèle précisée, intéressons-nous à son fonctionnement en période d'activité. Lors du déroulement d'une éruption, on observe toujours deux dynamiques principales d'évacuation des matières volcaniques – les explosions et les effusions (c'est-à-dire les écoulements, coulées de lave, avalanches, etc.) –, qui prennent des formes variées selon les volcans. Voici trois





Rideau de lave au Piton de la Fournaise, en janvier 1984 © Hoa Qui

exemples d'éruptions, archétypes d'une classe importante de ces phénomènes.

Description schématique d'une éruption au Piton de la Fournaise (île de la Réunion)

L'éruption s'initie par l'ouverture, sur le plancher du cratère (c'est la zone plus ou moins plane qui concentre l'activité éruptive), ou en proche périphérie du sommet, d'une fracture de quelques mètres de large et de plusieurs dizaines de mètres de long, d'où s'échappe un mélange de lave et de gaz dans lequel la part du gaz est dominante. Ce mélange forme, selon l'expression consacrée, un « mur de lave ». En quelques heures à peine, l'éruption se localise en différents points où se forme une fontaine de lave qui peut avoisiner plusieurs centaines de mètres de haut (comme dans l'île d'Hawaii), et dont la vitesse de sortie peut atteindre 100 à 200 m/s. Tandis que ce jet se poursuit (en



Coulée de basalte au Piton de la Fournaise depuis son évent de sortie © Ph. Bourseiller/ Hoa Qui

général, pendant une ou deux journées), peu de lave s'écoule autour de l'évent (nom donné à l'orifice qui laisse échapper des matières, gaz et liquides, comme chez la baleine...); cependant, les cendres s'y accumulent et vont progressivement former un cône volcanique bien caractéristique.

Après ces quelques heures ou quelques jours, l'intensité de la fontaine décroît, tandis qu'une quantité toujours plus importante de lave s'épanche en continu et forme des coulées qui, petit à petit, rejoignent les pentes. C'est la phase effusive. Ces coulées d'une lave très fluide peuvent parcourir jusqu'à plusieurs kilomètres, descendant les flancs du volcan, pour, éventuellement, rejoindre l'océan.

Pendant les jours ou les semaines qui suivent, phases de fontaine et phases effusives alternent, jusqu'à l'arrêt de l'éruption. Durant les phases effusives, le dégazage se poursuit sous forme de bulles plus ou moins grosses qui viennent

۵

éclater à la surface de la lave. Beaucoup sont décimétriques, certaines métriques. Quand leur diamètre se rapproche de celui du conduit de cheminée, se produit le phénomène dit « de gaz-piston » : avant l'apparition de la bulle, de la lave s'épanche autour de l'évent ; une fois que la bulle a éclaté, en projetant des scories, le niveau de la lave semble baisser dans le conduit, ce qui laisse penser qu'en remontant dans le conduit, la bulle a poussé devant elle une partie de la lave (l'autre partie s'étant écoulée autour d'elle, cf. l'expérience qui suit). Ce phénomène définit d'ailleurs le dynamisme dit « strombolien », en référence au volcan où l'on peut l'observer depuis fort longtemps, au rythme d'environ une à deux explosions par heure.

Ainsi explique-t-on les différents régimes d'éruption décrits plus haut. Une fontaine de lave correspond à la vidange d'une grosse bulle de gaz volcanique, qui remplit probablement le conduit sur toute

Arrêtons-nous un instant pour développer un petit modèle d'écoulement de bulle dans un conduit. Prenons un tuyau en plastique souple et transparent, de diamètre centimétrique et d'une longueur d'environ un mètre à un mètre et demi. Nous allons injecter de l'air dans ce tuyau rempli aux trois quarts d'eau. Pour cela, le plus simple est d'utiliser un fin tube plastique, un cathéter. Son diamètre ne doit pas être trop gros – un millimètre maximum –, afin de souffler des petites bulles par rapport au diamètre de notre « cheminée » de volcan, ainsi que pour éviter à l'expérimentateur de trop ingérer de « lave ». Ce cathéter est en effet « branché » à l'extrémité basse de la cheminée volcanique (l'étanchéité étant assurée par de la pâte à modeler, du mastic, de l'argile ou simplement le pouce). Dans le tuyau pratiquement vertical, les petites bulles qui remontent les unes derrière les autres viennent éclater à la surface de l'eau sans en faire réellement varier le niveau. En soufflant un peu plus fort, on peut arriver à faire une bulle – plus généralement un train de bulles – dont le diamètre atteint celui du tuyau. On obtient ainsi une sorte de « limace » d'air qui remonte le long du tuyau, l'eau s'écoulant vers le bas, entre la paroi du tube et la bulle, ainsi qu'on peut le constater en observant quelques petites particules (des « sous-marins ») que l'on aura introduites dans l'eau. Pendant que l'expérimentateur souffle, le niveau supérieur de l'eau monte, d'une hauteur équivalant à

la longueur de la bulle. Si l'on veut faire une bulle plus grosse, longue d'une dizaine de centimètres, on pourra la « préparer » en coudant le tuyau de façon à en mettre la partie inférieure à l'horizontale et à y souffler une longue bulle. Pendant cette phase de croissance du volume de la bulle, le niveau supérieur de l'eau augmente. Pendant que la bulle monte, le niveau supérieur reste stable. Enfin, quand la bulle atteint la surface, le niveau retombe brutalement, tandis que quelques gouttelettes d'eau, entraînées par le souffle de la bulle, viennent se poser un peu plus haut sur la paroi du tuyau.

sa hauteur. Cette vidange entraîne une partie de la lave, la projetant haut, sous forme de scories. Une bulle d'une longueur entre une et plusieurs fois le diamètre de la cheminée provoque le phénomène de gazpiston. Les bulles d'une taille plus petite que ce diamètre, typiquement décimétriques, remontent simplement dans la colonne pour venir éclater à la surface. On suppose ici que ces petites bulles ne sont pas trop nombreuses, sinon on entre dans le cadre d'une autre dynamique, celle des mousses, dans laquelle les bulles sont plus ou moins « collées » les unes aux autres par un film de liquide, ce qui en change notablement la RHÉOLOGIE. De même, les très petites bulles (celles dont le diamètre fait moins d'un centimètre) n'ont pas nécessairement assez de force intrinsèque pour remonter à une vitesse - relative à celle du MAGMA suffisamment importante : elles doivent, en effet, lutter contre la VISCOSITÉ de la lave (le moteur de cette ascension est, bien sûr, la poussée d'Archimède).

Corrigeons cependant tout de suite un défaut de notre modèle : aucun gaz n'est injecté par un système extérieur au volcan. Il est, en effet, déjà présent au sein du magma, dès la chambre, en partie DISSOUS, en partie EXSOLVÉ sous forme de bulles qui viennent, dès qu'elles sont assez grosses, s'accumuler contre le toit de cette chambre, en attendant de pouvoir rejoindre l'atmosphère, soit par une fuite au travers de l'ENCAISSANT, si le bâti du volcan présente suffisamment de fissures, soit au profit d'une éruption.

Or il règne une PRESSION importante dans cette chambre, du simple fait qu'elle est profonde : approximativement, quand on s'enfonce dans la Terre, la pression ambiante augmente d'une ATMOSPHÈRE tous les trois mètres. Si le toit de la chambre est à environ un kilomètre sous le sommet du volcan, et si l'on considère en première évaluation que le produit de la pression par le volume d'une bulle est constant au cours de sa remontée, on constate qu'une bulle d'un mètre de diamètre à l'évent, c'est-à-dire à la pression atmosphérique, ne faisait guère plus que trois à quatre millimètres dans la chambre! Cette seule augmentation du volume des gaz par décompression explique l'essentiel de ce qui pousse le magma à la surface.

La dernière éruption du Piton de la Fournaise a commencé le 15 décembre 2008 et a pris fin le 4 février 2009. Jusqu'en 1992, une éruption avait lieu environ tous les douze à dix-huit mois. Après une « longue » période de sommeil, longue au regard de son rythme précédent et des scientifiques qui venaient juste de finir la mise au point d'un système de prévision de l'éruption, anticipant celle-ci de quelques heures - délai suffisant à l'île de la Réunion pour prévenir et mettre en place la sécurité civile -, le volcan entre en éruption le 9 mars 1998. Cette éruption, de façon exceptionnelle, durera jusqu'au 21 septembre 1998 - cela devrait en faire la plus longue durant ce siècle. Depuis, à savoir jusque mi-2009, 27 éruptions ont eu lieu, en moyenne une tous les neuf mois, avec une durée d'activité éruptive allant de moins de dix heures à quatre mois, et un temps d'inactivité apparente entre deux semaines et dix mois.

Ce schéma d'éruption, l'alternance des phases de fontaine et des phases de coulées, s'appelle une « éruption hawaiienne », puisque c'est sur l'île d'Hawaii qu'il a été reconnu. Celle-ci est, comme l'île de la Réunion, une île volcanique, aux dimensions encore plus impressionnantes, culminant à plus de 4 000 m et présentant



Éruption à nuée ardente au Merapi (Indonésie, novembre 1994).

L'éruption se développe ici depuis le sommet en une nuée ardente, ou coulée pyroclastique, qui déferle sur le flanc du volcan (ici sur environ 2 km, pour un dénivelé d'environ 1000 m). Riche en gaz, la coulée développe des colonnes ascendantes de cendres fines qui montent en grandes volutes au-dessus de la nuée.

© Observatoire du Merapi

deux systèmes volcaniques actifs, le Mauna Loa et le Kilauéa (ce dernier fréquemment en éruption).

Description de l'éruption de la Soufrière à Montserrat (arc des Antilles)

Après quelque trois cents ans d'inactivité, le volcan de la Soufrière donne ses premiers signes de réveil au début de 1992, puis en 1994, sous forme d'essaims de séismes.

La première manifestation éruptive a lieu en juillet 1995 : des explosions dans le cratère sommital (au sommet du volcan) envoient des cendres, farine de roche grise, sur la capitale régionale sise à son pied, Plymouth. Plusieurs explosions de ce type se reproduisent ensuite. En novembre 1995, un dôme d'une lave très pâteuse se met en place dans le cratère. De ce dôme partent des avalanches de roches incandescentes. nommées « coulées pyroclastiques » (du grec puros, « feu », et klastos, « brisé »), qui descendent les pentes du volcan, obligeant à évacuer les zones menacées. Des explosions plus intenses entraînent ensuite l'évacuation totale des flancs du volcan, c'est-à-dire la moitié sud de l'île de Montserrat.

En 2009, l'éruption se poursuit toujours : depuis bientôt quinze ans, entre des périodes très variables d'accalmie, le dôme croît puis s'écroule plus ou moins par pans, provoquant de destructrices coulées pyroclastiques. Les explosions qui ont également lieu au sommet peuvent durer plusieurs dizaines de minutes.

Les panaches qu'elles créent s'élèvent haut dans l'atmosphère (d'une altitude de l'ordre du kilomètre) et, entraînés par le vent, provoquent des pluies de cendres jusqu'à plusieurs dizaines de kilomètres du volcan. Il arrive aussi qu'une partie plus dense de ces panaches retombe sur les flancs du volcan en des coulées de poussières chaudes. Appelées « déferlantes », ces coulées présentent la particularité de pouvoir franchir des obstacles topographiques importants, remontant les pentes, tant leur inertie est grande et leur densité faible.

Description de l'éruption du Saint Helens (État de Washington, États-Unis) du 18 mai 1980

Mis à part la taille du bâti volcanique – du moins avant l'éruption –, on pouvait penser que l'éruption du mont Saint Helens, qui débute en novembre 1979 par des explosions au sommet de l'ancien volcan, inactif depuis quelques siècles, ne se déroulerait pas selon un scénario très différent de celui décrit précédemment. Or l'événement du 18 mai 1980 allait se révéler tout autre, et d'une ampleur inattendue.

En effet, depuis quelque temps, un magma très pâteux se mettait en place au sein du volcan, « gonflant » ses flancs. Le 18 mai, fragilisé par l'altération poussée des roches du bâti - celles-ci se transformant peu à peu, jusqu'à devenir argileuses, sous l'effet conjugué de l'infiltration de l'eau de pluie et des exhalaisons volcaniques, généralement acides et chaudes -, un flanc du volcan commence à partir en glissant sur la pente, provoquant la décompression immédiate des roches sous-jacentes. L'eau contenue dans ces roches (sous forme de nappes phréatiques ou dissoute dans le magma) se transforme alors en vapeur et provoque l'emballement du système ; une avalanche de roche pulvérulente et de vapeur se met alors à dévaler la pente. L'avalanche courra jusqu'à plus de 30 km de son point de création.

Ce type d'éruption n'avait jamais été observé, ni même jamais été réellement imaginé, au sens scientifique du terme, c'est-à-dire considéré comme un modèle potentiel d'éruption. Il a donc été très étudié, et ses caractéristiques, aussi bien dynamiques que géologiques, établies. Par la suite, des traces d'éruption par « déstabilisation de flanc » ont, sur plusieurs volcans, été (re)mises en évidence – ce qui a permis de mieux en apprécier le potentiel dévastateur.

Pour vous représenter l'effet de cette soudaine décompression, rappelez-vous simplement cette malheureuse mais classique expérience : si vous ouvrez brutalement une bouteille de boisson gazeuse qui a été préalablement agitée, une part importante de la boisson se transforme en mousse dans la bouteille, sort à une vitesse appréciable et se répand sur une surface non négligeable, en général bien plus importante que si vous l'aviez renversée d'un verre, ne laissant finalement dans la bouteille que peu de liquide.

Pour illustrative qu'elle soit, l'expérience précédemment décrite reste néanmoins trop

> qualitative pour permettre une réelle formalisation physique de ce style d'éruption. De telles représentations traînent d'ailleurs dans la littérature de vulgarisation : or, ce n'est pas parce qu'un peu



Explosion au sommet du mont Saint Helens le 22 juillet 1980. Du cône presque parfait qui chapeautait ce volcan au début de l'année, près de 400 m ont disparu lors de l'éruption du 18 mai, par glissement sur le flanc du volcan. L'activité éruptive se prolongera pendant six ans, essentiellement selon la modalité plus « classique » d'explosions de surpression des gaz contenus dans la lave grise, très visqueuse. © Kraft/l & V/Hoa Oui

de liquide rougeâtre et chaud s'écoule du sommet d'un monticule que l'on peut qualifier cette représentation de modèle, au sens scientifique du terme, et ce malgré son haut pouvoir suggestif. Il y manque la dimension de l'abstraction, de la schématisation, c'està-dire de la réflexion expérimentale et de la réduction aux quelques phénomènes physiques considérés comme importants, qui permettront l'approche quantitative nécessaire pour découvrir des lois entre les grandeurs physiques mises en jeu. C'est ce que nous allons maintenant aborder sur quelques exemples.

Physique des éruptions

Du point de vue de la phénoménologie des éruptions, deux caractéristiques physiques apparaissent dominantes pour en expliquer le système. Ce sont, d'une part, le rapport de la quantité de gaz à celle de lave et, d'autre part, la viscosité de cette lave ou du mélange lave-bulles de gaz.

Définissons plus précisément ce que caractérise physiquement la viscosité. Chacun, dans sa cuisine, en a une idée quand il verse de l'huile, de la crème fraîche ou du vinaigre dans sa salade : cette mesure est en relation avec la faculté des liquides de s'écouler plus ou moins facilement. Les gaz, tel l'air, possèdent eux aussi une viscosité, dont on ressent l'effet par grand vent. Un fluide – gaz ou liquide – en mouvement se déforme, soit pour contourner un obstacle, soit simplement pour s'écouler. La viscosité est donc une mesure de la facilité du fluide à se déformer lorsqu'il est soumis à une cause de déformation.

Mais les glaciers s'écoulent aussi : peuton parler de la viscosité de la glace ? La Terre elle-même se déforme chaque jour : c'est l'effet de marée, qui, à Paris, deux fois par jour, nous éloigne puis nous rapproche du centre de notre planète, sur une amplitude de l'ordre d'une trentaine de centimètres. Or, jusqu'à environ 3 000 km sous nos pieds, cette Terre est solide, comme nous le montrent certaines ONDES sismiques, celles dites « de cisaillement », qui ont la propriété de ne se propager que dans les matériaux solides.

Ainsi le physicien définira-t-il la viscosité comme le rapport de la contrainte appliquée sur un matériau pour le déformer à sa vitesse de déformation. Les notions physiques de déformation et de contrainte ne sont ellesmêmes pas des plus aisées à appréhender dans leur généralité. En physique, la déformation est une grandeur géométrique relative, sans dimension physique, qui s'exprime en pour cent (%), en pour mille (%), ou, comme en géosciences, en de beaucoup plus petites sous-divisions : ainsi la Terre, dont le rayon est d'environ 6 370 km, présente sous l'effet des marées une déformation de l'ordre d'un demi-milliardième, sans unité, qui exprime le rapport des 30 cm à ce rayon. La vitesse de déformation est la variation de cette déformation rapportée au temps.

La notion de contrainte recouvre, quant à elle, deux aspects des causes de déformation d'un matériau : d'une part, la ou les pressions exercées sur celui-ci, et, d'autre part, le ou les cisaillements l'affectant. Une pression se définit comme le rapport de l'intensité de la force appliquée perpendiculairement sur une surface à la mesure de cette surface. Un cisaillement se définit par le même rapport, la force étant cette fois dirigée parallèlement à la surface. Frottez-vous les mains sèches, l'une contre l'autre, c'est l'effet du cisaillement entre vos paumes – ici un frottement – qui provoque leur échauffement ; massez-vous doucement les joues avec ces paumes réchauffées, sans

les faire glisser l'une par rapport à l'autre, c'est toujours un cisaillement qui en permet les déformations (on parle aussi, dans ce contexte, de « frottement statique »).

Dans le cas des marées terrestres, il n'est pas simple de quantifier la contrainte appliquée sur la planète. Elle résulte, non pas de la simple attraction lunaire, mais des différences d'intensité de cette attraction, entre différents points du globe, relativement à la gravité propre de la planète et à l'effet de sa rotation sur elle-même! Une estimation quantitative a néanmoins été réalisée qui a permis d'évaluer la viscosité de la Terre, c'est-à-dire essentiellement de son manteau, à environ 10²⁵ Po (l'unité de viscosité est le poiseuille, notée Po. La poise, P, ancienne unité dix fois plus petite, survit, avec les soucis que cela pose!) : par comparaison, celle de la glace d'un glacier alpin est d'environ 10¹⁰ Po.

Revenons aux fluides : l'eau de table présente une viscosité d'un millième de poiseuille, l'eau de mer à 0 °C pratiquement le double, l'huile de cuisine de l'ordre de dix à cent fois plus (selon la température de service), l'air que nous respirons cent fois moins que celle de l'eau. Plus

géologiquement, on estime que la viscosité du fer fondu qui constitue le noyau liquide de la Terre est celle de l'eau, ce qui fait de ce noyau la plus grande piscine couverte et chauffée de notre planète!

En ce qui concerne les volcans, les laves présentent des viscosités qui, en ordre de grandeur, vont de mille fois la viscosité de l'eau – c'est le cas des coulées basaltiques (du nom de cette lave, très fluide à sa température d'éruption, le basalte) à leur sortie de l'évent d'éruption à l'île d'Hawaii ou au Piton de la Fournaise, ce le fut des coulées pyroclastiques qui dévalèrent les pentes de la Montagne Pelée, il y aura bientôt un siècle - à celle de la glace, comme pour l'aiguille de lave qui, sur la Montagne Pelée, se dressa jusqu'à 70 m au-dessus de la lèvre de la cheminée (on a pu estimer la viscosité de cette « pâte » à partir de son étalement sous l'effet de son propre poids, après sa rapide extrusion).

Au cours de l'éruption, la température, par son effet majeur sur la viscosité, est le paramètre physique qui contrôle la vitesse d'écoulement au sein d'une coulée. Parmi les autres paramètres susceptibles de modifier

> la viscosité d'une lave, citons la présence de cristaux, de bulles (une mousse peut être jusqu'à trente fois plus visqueuse que le liquide qui la compose), et, bien sûr, les variations de la composition chimique.

Avalanche nocturne de débris pyro clastiques au Merapi (Indonésie), en 1996. De grise le jour, l'éruption prend des couleurs de feu la nuit, indiquant une température élevée, de l'ordre de 800 °C, et montrant des fragments qui dévalent le long de la pente du volcan sous l'effet de la gravité. © F. Beauducel.

De fait, ce dernier paramètre est celui qui explique le mieux la gamme extrême de variations de viscosité des laves, non pas au cours d'une même éruption, mais entre différentes éruptions d'un même appareil volcanique. En effet, au cours de la vie d'un appareil volcanique, les magmas contenus dans ses réservoirs profonds (la ou les chambres volcaniques) se modifient, soit sous l'effet de leur lent refroidissement qui provoque leur cristallisation partielle, soit par assimilation (« digestion », c'est-à-dire fusion partielle et mélange) avec la roche encaissante dans laquelle le volcan est installé. La composition chimique des laves peut donc, d'une éruption à l'autre, voire au cours d'une même éruption, évoluer significativement.

Quant aux différents volcans du monde, ils présentent – en raison des histoires particulières de chacun d'eux et en fonction du contexte géologique sur lequel nous reviendrons plus loin – une variété relativement importante de magmas. Bien que l'on sache regrouper cette variété en grandes familles, selon une systématique en relation avec le contexte géologique, on préfère classer les éruptions en éruptions à laves fluides et en éruptions à laves visqueuses.

Une classification des dynamismes éruptifs

La classification des appareils volcaniques en « volcans rouges » et en « volcans gris » repose davantage sur un critère d'esthétique photographique que sur une réelle appréhension phénoménologique.

Il est vrai que les volcans comme ceux de l'île de la Réunion, de l'île d'Hawaii, d'Islande, d'Éthiopie, etc., dont les laves en coulées, les fontaines ou les explosions de type gaz-piston, sont particulièrement photogéniques de nuit, présentent sur le papier une jolie palette de

rouges. Leurs roches, refroidies, sont le plus souvent foncées, noires, moins propices au rêve... Alors que ces volcans peuvent être facilement observés (et photographiés) de nuit, ceux qualifiés de « gris » - leurs explosions engendrant une masse importante de cendres grises de jour - ne peuvent l'être que rarement dans de bonnes conditions. Il apparaît toutefois que la couleur des roches magmatiques, les laves refroidies, est, au premier ordre, un bon indicateur de leur composition chimique et donc de la gamme de viscosités de la lave à l'éruption : cette classification n'est pas, à proprement parler, fausse; elle n'est juste pas fondée sur une approche physique du phénomène de l'éruption.

Relativement à ce qui nous intéresse, nous préférons caractériser les éruptions elles-mêmes, selon une demi-douzaine de dynamismes éruptifs archétypes qui reprennent, pour l'essentiel, les deux principaux paramètres précédemment décrits : en l'occurrence il y a, dans un contexte de présence de magma, avant tout des éruptions à laves fluides et des éruptions à laves visqueuses ; d'autre part, l'explosivité de l'éruption est essentiellement contrôlée par le contenu en gaz du magma qui sort de la cheminée. Quant aux phénomènes éruptifs relatifs au devenir de ce magma devenu lave ou mélange de lave et de gaz, on distingue ce qui est écoulement (ou effusion) et ce qui est explosion.

Classification géophysique et relation avec la dynamique de la Terre

Mais où trouve-t-on des volcans ? Il apparaît que la localisation géographique des volcans est étroitement liée à la dynamique de la Terre, telle qu'elle se traduit en surface, et dont le modèle standard est la tectonique des plaques.

À l'air libre, les volcans apparaissent essentiellement dans deux contextes géologiques - on préfère parler de contextes géodynamiques car ils sont des éléments essentiels du fonctionnement de la tectonique des plaques. Ce sont les zones de subduction - arc antillais, ceinture de feu du Pacifique, Indonésie... - et les points chauds - île d'Hawaii, île de la Réunion, les Açores, les Kerguelen... Il existe un troisième contexte, essentiellement sous-marin, celui des rides dites « médio-océaniques », qui est, en réalité, le plus gros pourvoyeur de lave à la surface de la Terre (de la Terre solide!). En effet, comme leur nom l'indique, ces rides se trouvent essentiellement sous les océans. Deux zones volcaniques actives

à l'air libre faisant partie de ce contexte peuvent cependant être citées : l'Islande, île volcanique issue de la rencontre d'un point chaud et de la ride médio-atlantique, avec notamment la pointe sud-ouest de l'île, véritable ride à ciel ouvert (à quelques kilomètres de l'aéroport international !), et le triangle des Afars, non loin de Djibouti. Ces rides médio-océaniques représentent une chaîne pratiquement continue de 60 000 km traversant en plusieurs branches le fond de nos trois océans.

Sur le plan volcanologique, les magmas produits par les points chauds et les rides médio-océaniques sont approximativement du même type et diffèrent de ceux des arcs de subduction. Les premiers font des laves le plus souvent très fluides, relativement chaudes à l'éruption (1 100 à 1 200 °C) : ce sont les noirs basaltes. Les seconds font

Quelques expériences d'écoulement

La première expérience met en évidence la cinématique de l'écoulement d'un liquide visqueux (vous trouverez aisément dans des ouvrages comme le cinquième volume de *L'Encyclopédie des petits débrouillards* d'autres expériences pour illustrer l'effet de la viscosité sur la vitesse de l'écoulement). L'effet qui m'intéresse ici est celui de rouleau compresseur du front d'une coulée, qui rend très délicate la mise en œuvre d'ouvrages qui feraient obstacle à son avancée.

Prenez une feuille de papier cartonné et pliez-la par le milieu pour créer un dièdre (un « angle » entre deux portions de plan), que vous placez à l'horizontale. Déposez-y à une extrémité une petite cuillerée d'un miel relativement fluide, puis soulevez-le légèrement pour créer une pente : voici réalisé un modèle de vallée dans laquelle s'écoule doucement une coulée. Vous pouvez déjà noter que le front de la coulée fait une sorte de bourrelet. Déposez à environ un centimètre en amont de ce front un petit tas, ou mieux une ligne perpendiculaire à la pente, d'un matériau granulaire (du sable foncé ou de petites crottes en chocolat). Vous constatez tout d'abord que les matériaux déposés vers le centre de la surface de la coulée, à l'axe du dièdre, avancent plus vite que ceux qui se trouvent au bord. Si vous suivez ces granules, vous constatez ensuite qu'une fois arrivés au front de la coulée, ils passent en dessous de celle-ci et viennent se déposer au contact de la feuille sous la coulée d'où ils ne bougent pratiquement plus. Cette expérience montre la circulation du miel à la surface et au front de la coulée et illustre le côté rouleau compresseur de cette dernière, qui lui permet de s'accumuler derrière un obstacle jusqu'à le dépasser, sans être réellement gênée par le refroidissement et la solidification de la peau de la coulée.

La seconde expérience montre, au contraire, un écoulement très fluide. Elle illustre le phénomène de l'avalanche, comme on le rencontre en montagne avec les coulées de neige poudreuse ou sur les flancs des volcans avec les nuées ardentes.

Vous avez besoin d'un aquarium relativement rempli d'eau claire que vous pencherez de façon à ce que l'une de ses parois latérales soit la pente sur laquelle l'avalanche va dévaler et, pour la coulée, d'une pipette

- (une paille à boisson suffit) et d'une préparation d'eau boueuse et très salée. En augmentant la densité de l'eau, le SEL va permettre à notre injection de s'écouler vers le bas de la pente, tandis que l'argile en suspension permettra une visualisation de l'écoulement mieux que ne le ferait un colorant dont la diffusion dans l'eau de l'aquarium risquerait de masquer le phénomène. Après avoir rempli la pipette de cette eau colorée et dense, déposez-en le contenu contre la paroi (extrémité de la paille sous la surface de l'eau) : la coulée se transforme vite en une sorte de nuage plein de volutes, qui n'en descend pas moins relativement vite vers le fond de l'aquarium. Il est intéressant de noter qu'une fois arrivée au bas de la paroi, une partie de l'avalanche continue son chemin en remontant la paroi d'en face (le fond proprement dit de l'aquarium).
- Ce phénomène illustre l'effet de l'énergie cinétique contenue dans l'avalanche, liée à sa vitesse de déplacement, qui lui permet de remonter des petites pentes ou de franchir des obstacles plus hauts que sa propre épaisseur. Le principe de ce franchissement est, cependant, totalement différent de celui de l'expérience précédente.

Une expérience en relation avec les explosions

Pour cette simple expérience de balistique, je suggère d'établir sans modèle complexe, par des mesures sur une série d'expériences, la relation entre la vitesse verticale initiale d'un projectile (éjection d'une « bombe » volcanique, projection d'une balle de tennis) et l'altitude maximale atteinte. Nous pourrions ainsi exploiter ces magnifiques photos nocturnes d'explosions volcaniques (voir page suivante), qui montrent de superbes paraboles, trajectoires des éjectats incandescents. Les photos qui permettent une réelle mise à l'échelle de ce qu'elles montrent sont malheureusement rares, interdisant de ce fait une estimation de l'énergie de ces explosions.

des laves plus visqueuses, plus riches en gaz (en particulier, en soufre sous l'une ou l'autre de ses formes volatiles, ce qui les rend terriblement pollueurs, certains d'entre eux jouant même un rôle dans la modification du climat terrestre), de la famille que les pétrologues nomment « andésites », plutôt plus grises.

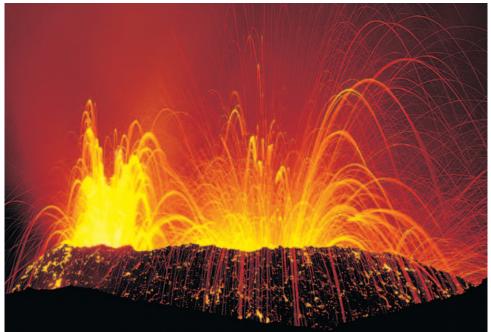
à

Ces magmas sont, en général, tous produits à grande profondeur – entre 60 et 30 km de profondeur –, au sein du manteau solide (mais plastique à l'échelle des temps géologiques). De là, par l'effet de la poussée d'Archimède, ils remontent jusqu'à leur niveau d'équilibre, de l'ordre du kilomètre de profondeur, où ils sont stockés dans les chambres magmatiques. Ces chambres n'existent pas toujours : tel est le cas sous certaines rides océaniques. De plus, une chambre magmatique n'est pas toujours un beau volume plus ou moins sphérique comme on le dessine bien volontiers : elle doit, le plus souvent, ressembler à un réseau de fractures

plus ou moins élargies, plus ou moins anastomosées (entrecroisées). Selon que les magmas séjourneront longtemps ou peu dans ces chambres, leur composition à l'éruption aura varié – en particulier leur viscosité et leur contenu en gaz –, ce qui explique, en partie, la variété produite des dynamismes éruptifs pour un même édifice volcanique.

Conclusion

Nous n'avons envisagé ici qu'un aperçu de ce qui fait le charme de l'étude des volcans. L'approche moderne, qui allie une physique plus réaliste – à la fois expérimentale au sens classique, mais aussi par le biais de modèles numériques – et une observation plus quantitative des phénomènes – avec la mesure simultanée de nombreux paramètres –, en fait une science étonnamment jeune. Si la catastrophe consécutive à l'éruption de



Explosions au Piton de la Fournaise, 1984. Elles sont provoquées par l'éclatement, au sommet de la colonne de magma, dans la cheminée, de bulles plurimétriques, dont les projections dessinent ces superbes paraboles.Le principe de conservation de l'énergie nous permet d'estimer la vitesse initiale d'éjection de ces trajectoires à partir de leur hauteur maximale: 10 m/s pour 5 m de dénivelé, presque 15 m/s pour une hauteur double. © Krafft/I & V/ Hoa Qui

la Montagne Pelée, en 1902, a eu pour conséquence la prise de conscience, par la société, de la nécessité de surveiller, d'observer les volcans – surtout quand il ne s'y passe pas grand-chose –, l'éruption du mont Saint Helens en 1980 a amené la communauté volcanologique à repenser ses approches du phénomène de l'éruption. Elle s'est, en effet, alors rendu compte de la puissance de la synergie entre la modélisation numérique, l'expérimentation de laboratoire et l'observation sur le terrain, des phénomènes actifs comme de leurs traces géologiques.

Par ailleurs, les volcans ouvrent une fenêtre sur les profondeurs terrestres. Les matériaux qu'ils rapportent à la surface du globe prennent naissance à plusieurs dizaines de kilomètres de profondeur et il leur arrive aussi d'emporter des souvenirs, sous forme de nodules, boules de roches arrachées au cours de leur remontée ou emportées de leur lieu d'origine. Ces nodules sont les plus profonds échantillons que nous possédions et, pour longtemps encore, les seuls.

Et pour aller plus loin, quelques questions d'enseignants

Quelle est la relation entre les geysers et l'activité volcanique ?

Les deux phénomènes sont liés à la chaleur interne de la Terre, et démontrent que l'évacuation de cette chaleur se concentre en certains points de la surface du globe. Néanmoins, les températures mises en jeu, les quantités de chaleur évacuées, ainsi que les profondeurs auxquelles ces phénomènes prennent leurs sources sont toutes très différentes : plusieurs dizaines de kilomètres pour la source du volcanisme, là où la roche solide commence à fondre à des températures de l'ordre ou supérieures à 1 000 °C (de l'ordre de 1 200 °C pour le

volcanisme de ride, de 50 à 100 °C plus élevé pour celui des points chauds, environ 1 000 °C pour le volcanisme de subduction), de l'ordre de la dizaine de mètres pour un geyser dont la température, rappelons-le, est celle de l'ébullition de l'eau (environ 100 °C). Le fait que ces régions géothermiques, où la température du sol à quelques dizaines de mètres de profondeur atteint la température de 100 °C, se trouvent, en général, à proximité d'édifices volcaniques (que ceux-ci soient en activité, en sommeil ou éteints) ne suffit évidemment pas pour qu'un geyser s'installe. De fait, il semble que le fonctionnement d'un geyser nécessite une géométrie particulière des conduits et, bien sûr, la présence d'eau en quantité suffisante.

Les sources chaudes, très présentes dans les régions volcaniques, se situent aussi dans des endroits éloignés de tout volcan. Ainsi la Maison de la Radio, à Paris, est-elle en partie chauffée à partir d'une source remontant une eau à une quarantaine de degrés (du moins était-ce le cas il y a vingt ans). L'élévation de la température quand on s'enfonce dans la Terre est un phénomène connu depuis longtemps, notamment des mineurs des régions houillères. L'histoire géologique locale peut, à la faveur de mouvements tectoniques à l'échelle du million d'années, permettre la remontée de zones évidemment chaudes, mais qui ne perdent cette chaleur que très progressivement. On peut ainsi trouver des sources chaudes dans les régions montagneuses.

Sommes-nous dans une période de grosse activité volcanique ?

À l'échelle de la planète, rien ne permet de dire que l'activité volcanique moyenne ait été, ces cent derniers millénaires, plus intense que, par exemple, sur les dix derniers millions d'années. Cette échelle de cent mille ans est pertinente pour observer l'activité d'un système volcanique. C'est en effet un bon ordre de grandeur pour représenter sa durée de vie. À l'échelle de quelques années ou de quelques siècles, le fonctionnement d'un volcan s'avère trop épisodique pour donner un sens à une telle statistique.

Le fait que les observatoires volcanologiques se multiplient, que les moyens d'information se diversifient et gagnent en rapidité, et que le phénomène volcanique présente un aspect souvent spectaculaire, parfois dramatique, explique probablement que les volcans soient plus fréquemment « d'actualité » qu'il y a un demi-siècle.

Nous savons, en revanche, que, à l'échelle des temps géologiques, la Terre se refroidit (le volcanisme aux rides médio-océaniques en étant la manifestation principale). Que les deux premiers milliards d'années de la Terre aient été plus « volcaniques » que les temps plus récents ne fait pas trop de doute. Mais, faute de témoins géologiques en quantité suffisante pour retrouver des traces des phénomènes volcaniques de ces époques, il nous est difficile d'en tracer les caractéristiques. Enfin, sur la plage de temps des six cents derniers millions d'années - celles de l'explosion de la vie sur Terre -, il semble qu'il y ait eu, sur de courtes durées (un à deux millions d'années, ce qui est court à cette échelle de temps géologiques), et à une échelle régionale (quelques centaines de kilomètres), des concentrations brutales de volcanisme : de grandes étendues de laye de type basalte, que l'on appelle des « traps », ont été reconnues en Inde (dans la province du Deccan), en Éthiopie, en Sibérie; elles correspondraient à l'apparition, à la surface de la Terre, d'un nouveau point chaud. Le fait que ces traps soient pratiquement systématiquement contemporains de grandes extinctions d'espèces vivantes argumente en faveur de l'hypothèse « interne » (à la Terre) de la cause de ces extinctions, alternative à l'hypothèse externe des grosses météorites. Toutefois, en ce qui concerne l'extinction d'il y a 63 millions d'années - qui a vu disparaître, entre autres, la plupart de « nos chers dinosaures » -, les deux phénomènes sont avérés.

Peut-on utiliser les retombées volcaniques à des fins industrielles ?

Les volcans fournissent depuis longtemps des ressources à l'homme. Indépendamment des aspects thermiques (sources chaudes, vapeur pour alimenter des usines géothermiques, bains

thérapeutiques, etc.), la plupart des matériaux ont été exploités, depuis la lave noire et compacte, qui fait la cathédrale de Clermont-Ferrand, jusqu'aux premières pierres ponces des salles de bains de nos grands-parents. En ce qui concerne les matériaux issus des retombées volcaniques proprement dites, les cendres basaltiques noires fournissent un matériau souvent très poreux ayant une bonne capacité d'isolation thermique ou phonique. Quant aux cendres andésitiques grises des volcans de subduction, leur capacité à amender les sols explique en partie la luxuriance de la végétation sur leurs flancs, les hauts rendements de l'agriculture vivrière locale à leurs pieds, et donc l'importance des concentrations de population. Plus généralement, la plupart des matériaux volcaniques sont utilisés en construction, aussi bien pour l'habitat que pour les routes. Le soufre qui se dépose dans certains volcans est souvent exploité à des fins industrielles (notamment chimiques, comme dans le cas de la vulcanisation du caoutchouc). Enfin, près d'anciens volcans, on trouve fréquemment des gisements de minéraux particuliers, d'importance minière.

Quelle méthode utilise-t-on pour évaluer l'inactivité d'un volcan ?

Nous ne disposons malheureusement aujourd'hui d'aucune méthode pour déterminer si un volcan qui a été actif il y a quelques années ou quelques siècles est définitivement éteint, ou seulement en sommeil. Aussi la prévention pour la sécurité civile s'oriente-t-elle vers la surveillance des indices d'activité : écoute sismique, suivi des déformations de la surface, de la modification locale des grandeurs physiques, champ de pesanteur, champ magnétique, potentiel électrique, suivi géochimique des sources et des exhalaisons. Seule cette surveillance systématique par toutes les grandeurs accessibles à la mesure donne à la fois le moyen de comprendre le fonctionnement d'un volcan et celui de prévoir – à relativement court terme pour l'instant, quelques jours à quelques mois – la reprise de son activité, voire l'imminence d'une éruption.

Une remarque à propos des cheminées volcaniques.

Le terme tend à donner une réalité quasi organique à cet objet au sein de l'édifice volcan. Les dessins qui illustrent une coupe typique de volcan véhiculent complètement cette idée, y compris celui proposé dans ce chapitre. Ici, nous allons au contraire illustrer avec divers arguments l'idée actuelle que chaque éruption recrée « au plus facile » son chemin d'évacuation des magmas en surpression. Et ceci mène d'une éruption à la suivante, soit à l'apparition d'une nouvelle cheminée, soit à la réutilisation du conduit précédent, selon l'histoire récente du volcan. Pour des raisons de simplicité, nous nous limiterons au cas des éruptions à laves fluides, comme le Piton de la Fournaise sur l'île de la Réunion, dont l'observation continue des fréquentes éruptions permet d'éclaircir les modèles explicatifs.

Le temps d'une éruption, l'évent de sortie des gaz, des projections magmatiques et des laves montre la terminaison du conduit qui permet le transit de ces matières depuis leur source vers la surface terrestre. Ce conduit est la cheminée. Que se passe-t-il lorsque l'éruption se termine ? Imaginons que, pour une raison magique ou naturelle (mais plus compliquée), l'alimentation en magma s'arrête brutalement au niveau de la chambre magmatique. Premier scénario : la cheminée se vide intégralement. La pression des roches qui entourent ce conduit, devenu trou, ne tarde pas à en faire s'écrouler des pans. Le vide se referme, et la cheminée disparaît. Second scénario : la cheminée reste remplie de magma. Celui-ci, une fois dégazé, a grosso modo la même densité que les roches autour. Le conduit est mécaniquement stable, et le magma s'y refroidit, puis s'y fige. La cheminée est bouchée. Ces deux scénarios, même ainsi très simplifiés, outre qu'ils sont acceptables au sens des lois de la mécanique, expliquent bien un certain nombre d'observations, soit au cours d'éruptions, observations dites phénoménologiques, soit a posteriori, les observations géologiques.

Ainsi, lorsqu'une éruption faiblit d'intensité puis repart, on observe fréquemment la reprise sous la forme d'une série de premières explosions violentes au niveau du cratère avant que l'éruption ne se réinstalle dans sa dynamique précédente. Ces explosions sont dites de débourrage ou encore de ramonage, car il apparaît que leurs projections sont majoritairement constituées de blocs rocheux solides de l'édifice, qu'on imagine s'être écroulés dans la cheminée sur le magma partiellement retiré.

Mais pourquoi diable l'éruption s'arrêterait-elle ainsi comme dans notre petit conte à deux scénarios ? Plus sérieusement, qu'est-ce qui fait qu'une éruption diminue d'intensité, voire se termine ? Plusieurs explications peuvent être invoquées. Le moteur de l'éruption, nous l'avons évoqué dans le texte principal, est la surpression qui force les magmas à sortir du confinement de la Terre solide. Cette surpression peut diminuer parce qu'une part importante des gaz s'est échappée. Le transit du magma peut aussi être devenu plus difficile, soit parce que sa viscosité a évolué (baisse de température du magma, évolution de sa composition chimique, perte de la vapeur d'eau qui est un facteur de fluidisation du magma), soit que la cheminée se bouche, ou change. À la faveur d'une rupture au sein de l'édifice, un autre cheminement plus aisé peut se créer, amenant temporairement ou définitivement le magma à emprunter un autre chemin d'évacuation. Trois explications plausibles, car au moins autant de variantes dans l'histoire des éruptions observées.

Au terme de cette partie un peu théorique, nous comprenons que la cheminée n'existe que tant que la pression de la roche qui l'environne et tend à la refermer est contrebalancée par la surpression qui, depuis le réservoir magmatique, permet la montée du magma dans celle-ci, ce qui la maintient ouverte. Quand l'évacuation vers la surface du magma s'arrête, on observe le plus souvent l'une des deux situations caricaturées plus haut : soit le conduit se vide du magma et très rapidement s'écroule, soit le magma se fige dans le conduit.

Illustrons les conséquences de ce second scénario, en le portant comme explication d'observations cette fois géologiques. Sur Terre, la vigueur du cycle de l'eau, à la fois météorologique et climatologique, est un facteur dominant d'évolution des reliefs dans le sens de leur diminution, altération, voire disparition. Ceci se constate d'autant plus que les matériaux qui en subissent l'effet sont de nature variée. Ainsi, dans nos régions à forte pluviosité, on observe fréquemment dans des paysages volcaniques, d'anciennes coulées de lave perchées, en relief, comme le plateau de Gergovie, célèbre dans l'histoire de la France métropolitaine. L'explication en est que les roches volcaniques de ces coulées protègent les terrains sous-jacents au détriment des zones adjacentes. Celles-ci progressivement entaillées par les cours d'eau deviennent vallées, alors qu'au moment de l'éruption, les vallées se situaient justement là où la lave s'est écoulée. À terme, les fonds de vallées qui ont été remplis par des coulées se retrouvent perchés, et le relief est inversé. D'autres exemples dans cette même région d'Auvergne montrent que ce processus dit d'érosion différentielle est actif et visible à l'échelle de seulement quelques milliers d'années.

Sur un édifice volcanique, cette érosion différentielle va éventuellement permettre le dégagement de structures internes. Toujours dans cette même région, sur la chaîne des Puys, le puy de Lemptégy est lui « érodé » par l'homme contemporain, qui en a excavé les parties dures en minant, pour en faire des matériaux industriels, les zones plus tendres que sont les accumulations d'éjectats volcaniques, appelées là-bas pouzzolanes, et par les volcanologues, blocs et lapillis. Un intérêt pédagogique fort a permis de préserver ces différentes structures qui sont autant de pièces de l'architecture interne de l'édifice volcanique. Parmi celles-ci, on observe ainsi deux necks, qui sont les contenus solidifiés de deux cheminées volcaniques. Ils correspondent à deux périodes d'activité de l'édifice, bien reconnaissables dans les affleurements des matériaux encore en place, et entrecoupées d'une période d'inactivité estimée à quelques dizaines à centaines d'années. Ces deux necks sont constitués d'une lave massive, alors qu'autour, pour l'essentiel du volume du volcan, s'amoncelaient (avant exploitation) des fragments centimétriques à décimétriques de lave refroidie (nos blocs et lapillis, selon leur taille), qui sont le résultat d'une dynamique d'éruption de type strombolienne comme nous l'avons vu dans le texte principal. Ces deux cheminées sont séparées de 150 m.

Si l'homme n'avait pas fait ce travail de dégagement, il est fort probable que, naturellement, l'érosion aurait fini par dégager ces mêmes structures. Cela aurait pris peut-être quelques dizaines de milliers d'années. Ce sont précisément ces reliefs naturels résultant d'une érosion différentielle, que les géologues appellent necks quand ils en reconnaissent l'origine volcanique. Ils matérialisent, pensait-on, « La » cheminée du volcan, ce qui est correct pour ceux qui n'ont connu qu'une seule éruption ; pour les autres, il s'agit plutôt d'une cheminée, peut-être la dernière. Nous voyons bien ici l'origine de cette image biaisée qu'est « la cheminée du volcan » objet permanent et définitif.

Pour terminer et bien illustrer l'idée (le modèle) que, au moins dans le cas de ces volcans à lave fluide, chaque éruption crée sa propre cheminée, rapportons ici une observation récente, plus géologique que phénoménologique. Début avril 2007, l'éruption du Piton de la Fournaise qui se déroulait sur les flancs du volcan, s'est terminée par l'effondrement du plancher du cratère sommital (le cratère Dolomieu), ouvrant un trou profond de 200 à 300 mètres. Oublions le caractère pourtant exceptionnel de cet événement et son intérêt scientifique majeur pour la volcanologie du fait de l'important suivi observationnel (sinon celle en vue directe du phénomène d'effondrement, le sommet étant alors très regrettablement au milieu des nuages...). Les bords de ce gouffre offrent aux volcanologues une exceptionnelle vue en coupe de cette partie de l'édifice. On y observe, en empilement couche sur couche, les produits d'une longue série d'éruptions sommitales (une fraction toutefois minoritaire des éruptions observées depuis quelques décennies). Contrastant avec cet arrangement bien ordonné, on peut observer un système de fractures remplies de lave refroidie (quelques-unes ne l'étaient pas totalement, car des écoulements très temporaires ont été observés). Ces dykes, nom donné à ces fractures remplies de lave solidifiée et prononcé à l'anglo-saxonne, s'entrecoupent les uns les autres, et s'arrêtent le plus souvent vers le haut au niveau qui marquait alors la surface extérieure du volcan : ceux-là sont très probablement la marque d'une éruption.

L'observation de ces structures montre que le cheminement de la lave cherchant son point d'échappement résulte bien d'un phénomène de fracturation, et que celle-ci « ignore » souvent les cheminements précédents : la fracture se développe selon la direction de plus grande fragilité. Enfin, cette observation en coupe d'une architecture qu'il nous faut imaginer en trois dimensions d'espace, nous ramène à l'explication des débuts d'une éruption de type hawaiienne, telle que nous l'avons décrite dans le texte : une fracture initiale, zone de rupture et d'ouverture en deux (grandes) dimensions d'espace, profondeur et longueur, plus une épaisseur (faible, décimétrique à métrique), ouvre un conduit plus ou moins plan. En débouchant à la surface, il laisse passer lave et gaz sous forme d'un « mur de lave » ; puis, très rapidement, l'instabilité mécanique liée au poids des roches, circonscrit l'éruption en quelques, puis en un point de sortie des gaz et de la lave : vu depuis notre plancher de volcanologue, « la » cheminée est établie !

L'auteur remercie chaleureusement Sylvie Vergniolle, Claude Jaupart et Georges Boudon pour leur aide volcanologique précieuse et leur passion à moderniser cette science ; il rend hommage à tous les enseignants, enfants et relecteurs (dont mon éditrice) qui m'ont forcé, par leurs questions impertinentes, à repenser mes explications : les instants de clarté dans ce texte leur doivent beaucoup, et les points encore obscurs m'accablent de ne pas les avoir assez écoutés.

Bibliographie

Les Volcans, Claude JAUPART, Flammarion, coll. « Dominos », 1998.

Les Volcans, Jean-Claude TANGUY, Éditions Jean-Paul GISSEROT, 1999, mise à jour 2003.

Petits par la taille, ces deux ouvrages apportent cependant des informations d'une grande qualité, et sont complémentaires l'un de l'autre.

Le Volcanisme, cause de mort et source de vie, Patrick DE WEVER, 2003, Vuibert. Un livre remarquable pour sa culture, et pas seulement scientifique.

Séismes et volcans. mais qu'est-ce qui fait palpiter la Terre? Monica ROTARU et Elisa BRUNE, Le Pommier 2007. Un parcours illustré et surprenant de l'exposition permanente « Volcans et séismes » du Palais de la Découverte, à lire en famille.

Volcans, remarquable double cédérom de Jacques Durieux, Syrinx, 1998.

Sur la Toile

Le nombre de sites Web consacrés aux volcans est particulièrement important. Nous n'en citerons que quelques-uns.

Quatre sites d'informations très riches (en anglais) :

- Volcano World http://volcano.oregonstate.edu/

(on y trouvera une page sur le mont Saint Helens

http://volcano.oregonstate.edu/vwdocs/volc_images/img_st_helens.html;

- The Electronic Volcano
- ; ; <a href="http://www.dartm
- la MTU Volcanoes Page
- http://www.geo.mtu.edu/volcanoes/">;;
- le Global Volcanism Program de la Smithsonian Institution http://www.volcano.si.edu/gvp/

Les observatoires volcanologiques ou les instituts qui les gèrent ont parfois aussi des pages :

- Pour les observatoires volcanologiques français : http://www.ipgp.jussieu.fr/ pages/0303.php>;
- HVO, Hawaiian Volcano Observatory
- ,,

le CVO, Cascades Volcano Observatory

,,

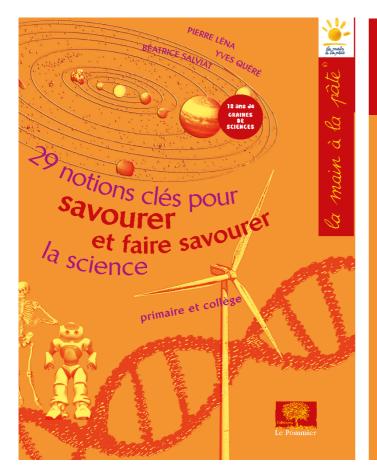
l'AVO, Alaska Volcano Observatory

- .
- MVO, Montserrat Volcano Observatory,http://www.montserratvolcanoobservatory.info/>
- « Volcano Watch Satellite Images »
- http://www.ssec.wisc.edu/data/volcano.

Enfin, deux sites de musées liés aux volcans :

- La Maison du Volcan, dans l'île de la Réunion
- : <a href="http://wwww.maisonduv
- le musée Vulcania http://www.vulcania.com/
- le site du volcan Lemptégy, volcan à ciel ouvert http://www.auvergne-volcan.com/

Cette ressource est issue de l'ouvrage 29 notions clés pour savourer et faire savourer la science, paru aux Éditions Le Pommier.



Le meilleur des *Graines de sciences*

Vous êtes enseignant, parent, éducateur... et vous manquez parfois de « munitions » pour répondre aux questions des enfants...

Or, en classe, à la maison, au centre de loisirs, celles-ci fusent : « Le Soleil va-t-il s'éteindre ? » « Est-ce qu'il y a des tremblements de terre sous la mer ? » « Où va l'eau qui tombe du ciel ? » « Pourquoi le ciel est-il bleu le jour ? » « Qu'est-ce que l'effet de serre ? » « Pourquoi les animaux migrent-ils ? » « C'est quoi le clonage ? »

Cet ouvrage de référence va vous aider à répondre à ce bombardement de curiosité... en toute connaissance de cause !

Fruit d'une rencontre entre des scientifiques et des enseignants, désireux de partager savoir et expérience, il est précisément conçu pour vous permettre d'acquérir ou d'approfondir une culture scientifique, si précieuse pour appréhender le monde qui nous entoure... et pour l'expliquer!

Du Soleil à la cellule, du cycle de l'eau aux énergies renouvelables, de l'origine de l'homme au nanomonde, les 29 notions réunies dans ce volume constituent le bagage indispensable pour pérégriner, avec les enfants, en sciences, et ce, de la maternelle au collège. On les retrouve d'ailleurs dans le Socle commun de connaissances et de compétences, qui définit ce que l'école puis le collège doivent, en France, s'imposer de transmettre à tous les enfants.





Fondation La main à la pâte

43 rue de Rennes 75006 Paris 01 85 08 71 79 contact@fondation-lamap.org

Site: www.fondation-lamap.org

