

fois lors de la petite enfance et à l'adolescence. D'une part, la qualité de vie à l'âge adulte dépend en partie des erreurs commises à l'adolescence, d'où l'importance de prévenir ces dernières. D'autre part, la maîtrise de soi dans l'enfance prédit la propension à commettre des erreurs à l'adolescence, qui pourrait donc être atténuée grâce à des mesures précoces.

Même à l'âge adulte, la maîtrise de soi peut être améliorée. Des psychosociologues ont montré qu'à l'instar d'un muscle, cette capacité se renforce quand on l'entraîne, mais qu'elle est diminuée par le stress, l'alcool ou la fatigue.

L'étude de Dunedin et l'étude *E-risk* sont des projets de longue durée, qui n'ont pas fini de nous renseigner sur la maîtrise de soi. Leurs membres continueront d'avancer en âge et, nous l'espérons, d'accepter de participer à chaque nouvelle collecte de données. Le grand don à la science de ces personnes est leur collaboration leur vie durant à ces travaux.

Jusqu'ici, nous avons négligé l'image cérébrale, mais nous allons bientôt y

remédier. Nous avons prévu d'analyser les variations structurelles au sein du cerveau des sujets de l'étude. Nous utiliserons aussi l'imagerie par résonance magnétique fonctionnelle (IRMf), notamment pour analyser les supports cérébraux de la maîtrise de soi. Plus tard, nous étudierons la façon dont les participants vivent la ménopause, les pertes de mémoire, l'accession au stade de grands-parents et la retraite.

À notre époque, le nombre d'enfants tend à diminuer et celui de personnes âgées à augmenter. On s'attend à ce que cette tendance se poursuive et les jeunes travailleurs devront alors soutenir de plus en plus de retraités. Ainsi, la valeur que la société place sur chaque enfant et les contributions qu'elle attend de lui augmenteront. Ces changements démographiques augmentent la valeur de la maîtrise de soi. Les deux cohortes que nous étudions, nées dans des pays différents et pendant des décennies différentes, suggèrent fortement que le développement de cette capacité se révélera essentiel pour la santé, la richesse, la sécurité et le bonheur de l'humanité. ■

■ BIBLIOGRAPHIE

Enhancing and Practicing Executive Function Skills with Children from Infancy to Adolescence, Center on the Developing Child at Harvard University.
<http://developingchild.harvard.edu/>

R. F. Baumeister et J. Tierney, *Willpower : Rediscovering the Greatest Human Strength*, Penguin Books, 2011.

B. J. Casey *et al.*, Behavioral and neural correlates of delay of gratification 40 years later, *PNAS*, vol. 108, pp. 14 998-15 003, 2011.

A. Diamond, Interventions shown to aid executive function development in children 4 to 12 years old, *Science*, vol. 333, pp. 959-964, 2011.

T. E. Moffitt *et al.*, A gradient of childhood self-control predicts health, wealth, and public safety, *PNAS*, vol. 108, pp. 2693-2698, 2011.



LES {Partagez les savoirs} RENDEZ-VOUS DU MUSÉUM

Entrée gratuite

COURS PUBLICS Cycle : Histoire de l'Homme : une préhistoire africaine

Jeudi 2 avril – 18h
Le Middle Stone Age, une époque moderne de la pierre en Afrique

Jeudi 9 avril – 18h
Diffusion, migration, transition : dynamiques des changements comportementaux dans la préhistoire africaine

D. Pleurdeau, préhistorien, maître de conférences, Muséum.

Grand Amphithéâtre du Muséum — 57 rue Cuvier, Paris 5^e

MÉTIER DU MUSÉUM

Dimanche 26 avril – 15h : Océanographe, *J.-M. Verstraete*.

FILMS Cycle : Carte-blanc à Olivia Mokiejewski

Samedi 18 avril – 15h30 : *Soleil vert*
Réal. : *R. Fleischer* (1973, 93')
Projection suivie d'échanges avec *O. Mokiejewski*, journaliste spécialisée dans l'économie de l'environnement et *F. Nicolino*, journaliste.

Samedi 25 avril – 15h30 : *Le projet NIM*
Réal. : *J. Marsh* (2012, 99')
Projection suivie d'échanges avec *O. Mokiejewski*, journaliste et *E. Grundmann*, biologiste, naturaliste et reporter animalière française.

Au Jardin des Plantes

Détails sur mnhn.fr, dans "l'agenda du jardin"

POUR LA SCIENCE

Auditorium de la Grande Galerie de l'Évolution
36 rue Geoffroy St-Hilaire, Paris 5^e

Quand l'eau met le feu aux volcans

Michel Detay

Lorsque le magma remonte des profondeurs de la Terre, l'eau qu'il contient se transforme en vapeur. L'énorme volume alors occupé par ce gaz explique pourquoi les éruptions volcaniques sont avant tout une histoire d'eau.



EN 2010, LE VOLCAN ISLANDAIS EYJAFJÖLL est entré en éruption sous le glacier qui le recouvrait. La rencontre du magma (au second plan, une fontaine de lave) et des glaces (au premier plan, recouvertes de cendres) ont entraîné une série d'énormes explosions.

Le 18 mai 1980, un séisme déclenche l'effondrement de toute la face Nord du mont Saint Helens. Brusquement, le magma de ce volcan du Nord-Ouest des États-Unis se retrouve à la pression atmosphérique. La vapeur d'eau qu'il contient se décomprime brutalement, ce qui projette dans l'atmosphère 1,2 kilomètre cube de roches... Classée au cinquième rang sur l'échelle d'explosivité volcanique qui en comprend huit, l'explosion dite plinienne du mont Saint Helens libère une énergie équivalente à 27 000 bombes de Hiroshima. Et tout cela en raison d'un détail : l'eau que contenait le magma du volcan.

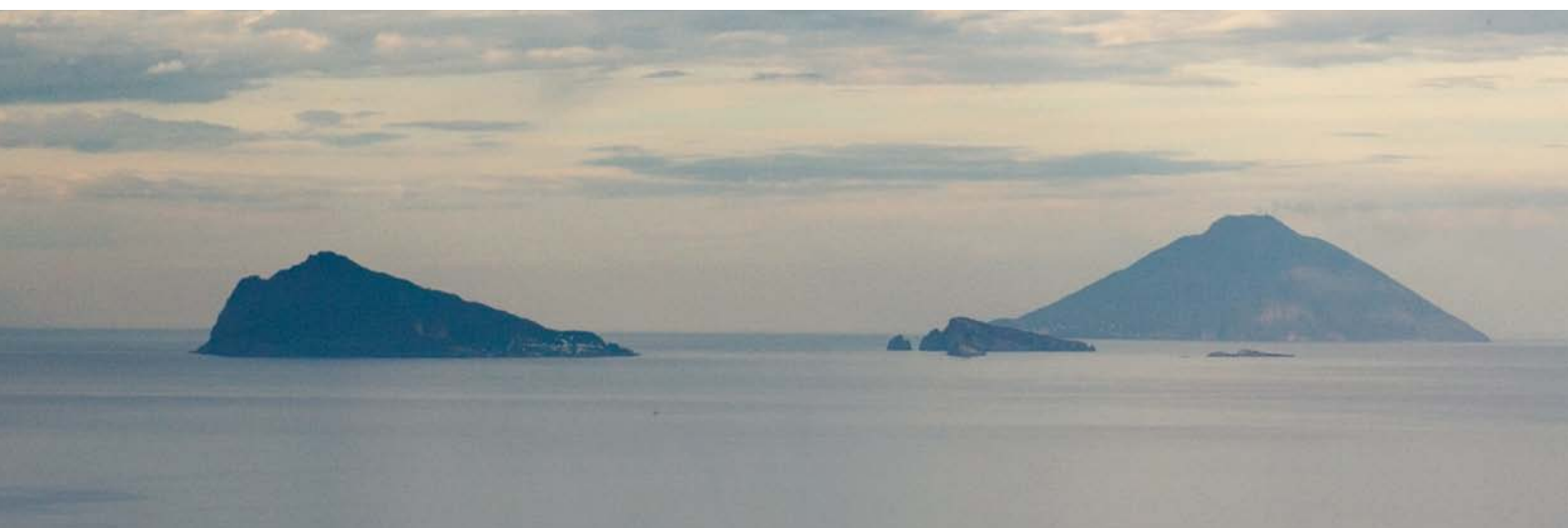
L'eau et le feu... Dans la philosophie naturelle d'Aristote, ces deux éléments sont des contraires. Est-ce la raison pour laquelle ils explosent parfois quand, dans

d'autres classifications, telle l'opposition entre volcans rouges et gris, ou encore entre volcans effusifs et explosifs...

Toutefois, l'étude des volcans actifs a montré qu'un édifice volcanique peut d'une éruption à l'autre, voire au cours d'une même éruption, passer d'une activité rouge à grise, changer de style éruptif ou devenir explosif alors qu'il était effusif... Ainsi, en 2010, le volcan islandais Eyjafjöll a bloqué l'espace aérien européen en passant d'un style d'éruption effusif à un style explosif (*voir la photographie pages 52-53*). De même, la Soufrière-Hills de Montserrat, dans les Antilles, a connu depuis 1995 pratiquement tous les styles éruptifs possibles. Ces styles ne sont donc guère caractéristiques d'un volcan, mais uniquement d'une phase de l'éruption.

phénomène qui est contrôlé par la vitesse de la remontée. Bref, nos connaissances volcanologiques actuelles ont rendu largement obsolètes les classifications anciennes.

Pourquoi ? Essentiellement parce que l'étude physico-chimique des fluides géologiques a permis de comprendre que les éléments volatils du magma (les gaz) jouent un rôle essentiel dans le mécanisme éruptif. Or l'eau est le plus abondant des volatils, de sorte que pour appréhender le mécanisme éruptif, il faut s'intéresser de près au rôle qu'elle joue dans la formation des magmas et dans leur ascension jusqu'à la surface. En effet, l'eau et les fluides géologiques jouent un rôle majeur non seulement dès le stade de la genèse du magma, mais aussi tout au long de sa remontée. Ce sont en particulier la quan-



un volcan, la nature les mêle à la terre et à l'air ? Nous allons examiner cette question en nous appuyant sur les considérations physico-chimiques de la volcanologie moderne, plutôt que sur la philosophie naturelle des Anciens : nous verrons en particulier que les grands responsables des dynamiques éruptives sont la vapeur d'eau et les autres gaz magmatiques.

Longtemps, la volcanologie n'a été qu'une science d'observation. Sans doute est-ce pourquoi son vocabulaire et ses concepts restent souvent éloignés des explications physico-chimiques... Les volcanologues ont ainsi décrit de nombreux styles éruptifs – hawaïen, strombolien, vulcanien, péléen, plinien, fissural, islandais, etc. – pour ne, finalement, garder que les cinq premiers. Ils ont aussi créé

L'opposition entre « volcans rouges », qui produisent une lave fluide, et « volcans gris », qui émettent des produits pyroclastiques lors d'éruptions violentes, semble aussi réductrice. Si chaque style est associé à certains types de produits éruptifs, un volcan ne développe jamais exactement les mêmes types de lave au cours de sa période d'activité.

Les classifications anciennes obsolètes

De même, si l'on s'est longtemps concentré sur le volume de gaz émis au cours d'une éruption, il semble que ce qui influence vraiment son déroulement est la façon dont le gaz s'exsolv (se sépare) de la roche en fusion lors de l'ascension du magma,

tité d'eau dissoute dans le magma et la manière dont la vapeur se sépare de la phase solide, qui contrôlent les régimes éruptifs. L'hydrovolcanologie est donc une partie essentielle de la volcanologie.

Depuis que les astronautes ont observé notre planète de l'espace, elle a pris le nom de « planète bleue », tant l'eau y abonde : 71 % de la surface terrestre est couverte d'océans. Mais ce que l'on a omis de considérer, c'est que la majorité des planchers océaniques sont de nature volcanique. Sur les terres émergées, on dénombre environ 1 500 volcans qui ont été actifs au cours de l'Holocène (les 10 000 dernières années). Or sur le plancher océanique, il y aurait, estime-t-on, au moins 1,5 million d'édifices volcaniques. Notre planète océane est aussi une planète volcan ! Pour preuve, sur Terre,

les roches d'origine magmatique l'emportent largement sur les roches sédimentaires.

Pouvons-nous en conclure que nous marchons sur un océan de magma sur lequel flotterait la croûte terrestre? Non. L'idée que la matière constituant le manteau terrestre (les 2885 kilomètres séparant la croûte du noyau de la Terre) est en fusion est fautive. Nous ne marchons pas sur un océan de magma, et il n'y a pas de « feu central », car les roches qui constituent le manteau sont à l'état solide. Étant donné l'augmentation de la pression et de la température avec la profondeur, la fusion, même partielle, des roches du manteau – des péridotites, formées de silicates de fer (10%) et de magnésium (90%) – est impossible.

Pour autant, une énorme masse d'eau, estimée à l'équivalent de deux à trois hydros-

■ L'AUTEUR



Michel DETAY est géologue et volcanologue de terrain. Il a observé et photographié un grand nombre de volcans.

LES ÎLES ÉOLIENNES, ici Panarea et Stromboli, sont des volcans sous-marins qui ont fini par émerger. L'eau conditionne leur volcanisme, puisque ces îles sont nées de la subduction sous-marine de la plaque africaine sous la plaque européenne.

Voyons comment. Le magma primaire, celui qui apparaît loin en profondeur sous la croûte, se forme par fusion partielle à partir des péridotites. *A priori*, se dit-on, ce matériau fond quand la température s'élève, par exemple quand la convection fait remonter des roches profondes et très chaudes, donc moins denses. Toutefois, la hausse de la température ne joue qu'un rôle mineur par rapport à celui de la baisse de pression qui accompagne la remontée.

Franchir le solidus

En effet, pour qu'une roche fonde, il faut soit augmenter sa température, soit abaisser la pression qu'elle subit. Cela revient à dire que sur la carte de tous ses états physiques possibles – son « diagramme de phase » – il

phères, soit deux ou trois fois 10^{21} kilogrammes – est dissoute dans le manteau. Cette eau s'y trouve soit sous sa forme moléculaire habituelle (H_2O), soit sous la forme d'ions hydroxydes (OH^-) attachés aux silicates des roches. Ainsi, l'eau peut faire partie de la formule chimique de certains minéraux, où l'ion OH^- est intégré dans la structure cristalline. C'est le cas dans les amphiboles, la lawsonite, la chlorite, etc. Ces deux derniers minéraux contiennent ainsi 14% d'eau.

On trouve aussi de l'eau dans des minéraux anhydres tels que l'olivine ou le quartz, car il arrive que leur structure intègre des défauts ponctuels contenant de l'eau. Quelle que soit son origine, l'eau des profondeurs influe de façon cruciale sur les propriétés physico-chimiques du manteau supérieur.

L'ESSENTIEL

■ Un volcan peut changer de style éruptif au cours d'une même période d'activité, voire d'une même éruption.

■ Le phénomène est lié aux composés volatils contenus dans le magma, dont l'eau.

■ Jusqu'à 90% du volume des gaz volcaniques est de la vapeur d'eau.

■ L'eau et les autres composés volatils finissent par occuper plus de 90% du volume éruptif, ce qui rend l'éruption explosive pendant sa première phase au moins.

Sauf mention contraire, les photographies sont de Michel Detay

faut lui faire franchir le *solidus*, la courbe tracée par ses points de fusion en fonction de la pression et de la température (voir la figure page 59). Le *solidus* est donc la courbe qui sépare la région du diagramme où la roche est à l'état purement solide de celle où elle est partiellement fondue.

On constate que, à pression donnée, la température de fusion d'un type de roche est plus basse quand cette roche est hydratée ou contient de l'eau. En d'autres termes, au cours de la baisse de pression accompagnant leur remontée, les roches hydratées franchiront plus facilement le *solidus* que les roches sèches (voir la figure page 59). Ainsi, l'addition à une roche de seulement 1% d'eau abaisse son point de fusion d'environ 100 °C. La température d'une roche variant peu au cours de sa



CES CINQ VOLCANS GÉANTS du Kamtchaka font partie des quelque 1 500 volcans terrestres qui ont été actifs au cours des 10 000 dernières années. Phénomène rare, ils sont entrés simultanément en éruption en janvier 2013.

remontée, il y aura donc plus facilement fusion partielle en présence d'eau ou lorsque la pression diminue. Ces deux mécanismes de déclenchement de la fusion partielle sont de loin les plus fréquents.

Lorsque la roche commence à fondre, un liquide interstitiel apparaît. De 20 à 30 % seulement de la masse de roche-mère est susceptible de fondre. Plus chaud et moins dense que le solide environnant, le liquide formé tend à remonter vers la surface (voir l'encadré page 58). Son ascension dure généralement des milliers, voire des centaines de milliers d'années, mais il arrive dans certains cas que sa durée n'excède pas quelques mois. Ce sont en fait des volumes de magma – ce que l'on nomme des diapirs – qui remontent. Les lampes à lave, ces lampes décoratives à l'intérieur desquelles des « bulles » de cire fondue se distinguent d'une masse avant de remonter très lentement donnent une idée de l'ascension d'un diapir.

Un magma riche en eau

Due à la différence entre la densité du manteau et celle de la croûte, la poussée d'Archimède subie par le diapir tend à diminuer au fil de la remontée. Un équilibre (temporaire) entre cette poussée et les forces de pression finit par s'établir, et un réservoir de magma se forme, typiquement à plusieurs kilomètres ou dizaines de kilomètres de profondeur (voir l'encadré page 58). C'est là, dans la chambre magmatique, que les substances volatiles vont commencer à jouer un rôle.

Les gaz volcaniques émis par les volcans sont, par ordre d'importance, composés d'eau (50 à 90 %), de dioxyde de carbone (CO_2 , 5 à 25 %) et de dioxyde de soufre (SO_2 , 3 à 25 %). Viennent ensuite d'autres composés volatils en bien plus faibles proportions, tel le monoxyde de carbone (CO), l'acide chlorhydrique (HCl), le dihydrogène (H_2), l'hydrogène sulfuré (H_2S), l'acide fluorhydrique (HF), le soufre (S_2 est la forme dominante à haute température) et l'hélium (He)... (voir l'exemple ci-contre).

Ces gaz volcaniques sont libérés en des proportions variables selon la température et la composition du magma, non seulement pendant l'éruption à proprement parler, mais aussi à la faveur des phénomènes pré- et postéruptifs, tels les fumerolles ou encore les solfatares. Leur apparition et augmentation pendant la

© NASA Robert Simmon

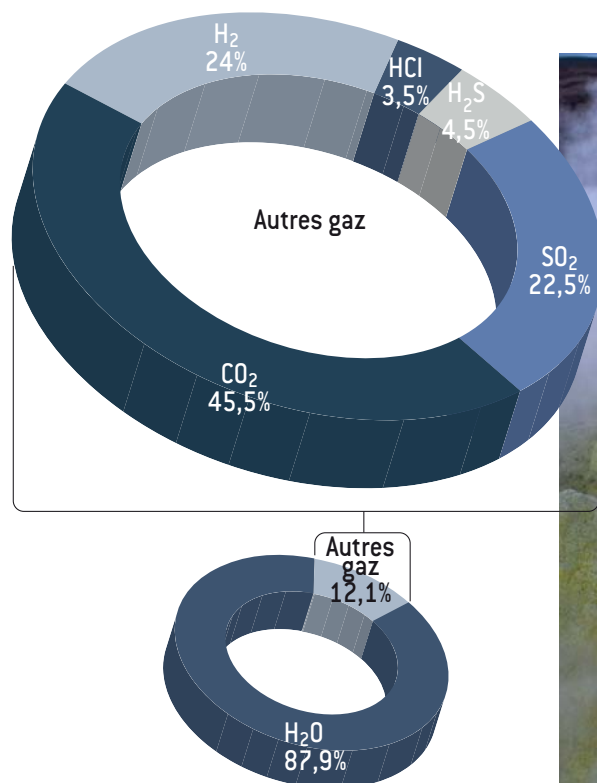
phase pré-éruptive sont des signes forts de maturation et d'ascension de magma, raison pour laquelle les gaz volcaniques constituent un indice de grand intérêt pour la prévision de l'activité volcanique.

L'eau est le principal composé volatil des magmas, le dioxyde de carbone et les autres gaz étant moins solubles. Cela n'empêche pas que les émissions volcaniques de dioxyde de carbone et de dioxyde de soufre jouent un rôle climatique significatif lors des éruptions majeures. Tous ces composés volatils trouvent leur origine dans la composition des roches mantelliques, c'est-à-dire des péridotites. Ils se dégagent progressivement de leur matrice minérale en fonction des conditions ambiantes de pression et de teneur en eau.

Les magmas terrestres peuvent renfermer jusqu'à 10 % de leur masse en eau. Ces concentrations extrêmes se rencontrent

dans les séries magmatiques des zones de subduction, puisque les plaques plongeantes (voir la figure de l'encadré page 58) sont saturées d'eau ; ailleurs, des valeurs de 4 % à 5 % sont fréquentes. D'une manière générale, on trouve 1 % d'eau dans des basaltes, 2 à 3 % dans les andésites et jusqu'à 7 % d'eau dans les rhyolites. Toutefois, il s'agit là d'eau encore constitutive de ces roches, après que les magmas dont elles sont issues ont dégazé. Le magma qui leur a donné naissance était donc plus riche en eau, d'autant plus que le dégazage aura été important.

L'eau a une influence considérable sur les propriétés physiques et chimiques des magmas. Après la fusion partielle, la présence d'eau dans les liquides silicatés a aussi une grande influence sur l'ascension des liquides magmatiques, sur leurs dégazages, sur la cristallisation qui se produit en leur sein



LA COMPOSITION DES GAZ MAGMATIQUES
dans le cas d'un basalte tholéiitique de l'île de Surtsey, en Islande. Les valeurs sont rapportées en pourcentages de moles. Dans les magmas, l'eau est de loin le composé volatil le plus abondant, suivie du dioxyde de carbone. Ci-contre, un solfatare sur Vulcano, l'une des îles éoliennes ; de la vapeur d'eau, du dioxyde de carbone, du dioxyde de soufre ainsi que du soufre diatomique s'échappent.



NAISSANCE D'UNE ÎLE : exemple de volcanisme sous-marin, l'île de Nishino-shima shinto a émergé de la surface du Pacifique en novembre 2013. Émettant sans cesse des laves, elle a grossi jusqu'à toucher l'île voisine de Nishino.

et sur leur viscosité. Quelques pour cent d'eau suffisent à abaisser la viscosité d'un magma de plus de six ordres de grandeur, c'est-à-dire à la diviser par 1 000 000!

Au cours du processus de cristallisation fractionnée, des minéraux hydroxylés (amphiboles, micas) se forment en fixant des ions hydroxyles (OH^-), donc de l'eau. Les amphiboles, par exemple, sont stables dans une gamme de pression allant jusqu'à deux ou trois gigapascals (20 000 à 30 000 atmosphères). Elles contiennent environ 2 % d'eau. Lors de la cristallisation des amphiboles, le magma résiduel s'appauvrit en eau.

Toutefois, les amphiboles sont susceptibles de se déstabiliser pendant la remontée avec l'évolution des conditions thermodynamiques, par exemple quand la pression baisse ou quand la température augmente à la suite d'une réalimentation de la chambre magmatique. Elles libèrent alors leur eau dans le magma. Ce phénomène constitue un apport d'eau considérable. Des travaux expérimentaux ont indiqué que cette libération se produit lors de la remontée du magma

BIBLIOGRAPHIE

C. Martel, *Les crises de la montagne Pelée*, Pour la Science n° 439, 2014.

M. Detay et A.-M. Detay, *Volcans. Du feu et de l'eau*, Belin, 2013.

M. Detay et P. Thomas, *Hydrovolcanologie appliquée à la phase hydrothermale*, 2013 : <http://planet-terre.ens-lyon.fr/article/hydrovolcanologie.xml>

J.-M. Bardintzeff, *Volcanologie*, Dunod, 2011.

E. A. Parfitt et L. Wilson, *Fundamentals of physical volcanology*, Blackwell Publishing, 2008.

C. Jaupart et al., *Le volcanisme, cause de mort et source de vie*, Vuibert-MNHN, 2003.

H. Sigurdsson, *Encyclopedia of volcanoes*, Academic Press, 2000.

à une profondeur de 5000 à 8000 mètres. Les micas, dont la structure contient 4 % d'eau, jouent un rôle similaire.

En restituant leur eau au cours de l'ascension, les minéraux peuvent jouer un rôle critique. Cette eau devient de la vapeur qui, parce qu'elle occupe sous cette forme gazeuse un volume bien plus important (il est plus de 1 400 fois supérieur, à la pression atmosphérique), est susceptible, avec les autres gaz volcaniques, d'entraîner une éruption.

Décompression explosive du magma

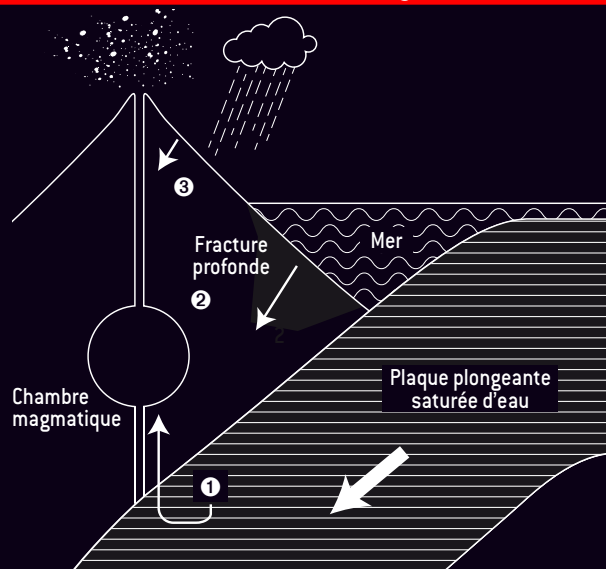
Dans son parcours vers la surface, le magma primaire subit une très importante décompression. L'origine des magmas primaires provenant du manteau dépend du contexte géodynamique, mais elle est généralement située entre 50 et 150 kilomètres de profondeur. Or à 100 kilomètres de profondeur, la pression est de trois gigapascals, soit 30 000 atmosphères. Ainsi, lorsque le magma arrive en surface, la pression qu'il

Comment le magma fait-il l'ascension du Kilimandjaro ?

La poussée d'Archimède explique l'ascension du magma : la densité du liquide magmatique est de 2,8 grammes par centimètre cube (g/cm^3), tandis que les roches du manteau ont une densité de 3,3 g/cm^3 . Toutefois, comment une « bulle » de magma liquide traverse-t-elle les quelque 30 kilomètres de croûte terrestre, dont la densité, 2,7 g/cm^3 , est inférieure ?

Plus étonnant, comment le magma liquide parvient-il à 6 000 mètres d'altitude au sommet du Kilimandjaro ? D'un point de vue hydrostatique, du liquide peut parvenir en hauteur si un canal sous pression l'y conduit. Si l'on suppose qu'une « tuyauterie volcanique » conduit le magma depuis la profondeur h , à laquelle il se forme à la pression P , jusqu'au sommet du Kilimandjaro, alors P doit être égale à la pression créée par les 6 km de volcan, les 30 km de croûte et les $(h - 30)$ km de manteau, donc approximativement à $2,7 \times 30 + 3,3 \times (h - 30)$, à

une puissance de 10 près ; P est aussi égale à la pression au bas d'une colonne de magma liquide de hauteur $(h + 6)$, pression égale donc à $2,8 \times (h + 6)$, à la même puissance de 10 près. En égalisant les deux quantités, on trouve que le magma parvenu au sommet du Kilimandjaro s'est formé à une profondeur de 69,6 km (et à une pression de 21 168 atmosphères) résultat qui n'indique qu'un ordre de grandeur. C'est pour effectuer ce genre de raisonnements que les volcanologues dessinent des tuyauteries volcaniques. À quoi ressemblent-elles ? Et comment



l'eau s'y introduit-elle ? Les processus physico-chimiques et les mécanismes de transport en jeu font l'objet d'hypothèses et de tests en laboratoire : l'intérieur des volcans n'est pas accessible !

DANS UN ÉDIFICE VOLCANIQUE, l'eau peut provenir du manteau (d'une plaque plongeante dans le cas des volcans de subduction, 1), d'infiltrations profondes depuis la mer (cas des volcans sous-marins, 2), voire de la surface (3).



subit a été divisée par un facteur compris entre 15 000 et 50 000.

La pression régnant dans la chambre magmatique va dépendre directement de la teneur initiale en eau du magma. En profondeur, l'eau est entièrement dissoute dans le liquide magmatique. Étant donné les conditions de température et de pression, elle se trouve dans un état dit supercritique, intermédiaire entre ceux de gaz et de liquide. Au cours de sa remontée, lorsque la pression devient inférieure à 218 atmosphères, l'eau passe à l'état gazeux.

Le magma s'échappe s'il parvient à vaincre la pression externe

Le magma s'échappe de la chambre magmatique s'il parvient à vaincre la pression dite externe exercée par les terrains sus-jacents. Pour qu'un filon de magma – ce que les géologues nomment un dyke – s'infiltre dans les roches recouvrant la chambre magmatique, il faut donc que la pression interne dépasse la pression externe. Lorsque l'un de ces dykes atteint

la surface, on assiste à une éruption. Cela exige le développement d'une importante surpression dans la chambre magmatique : le calcul montre qu'elle doit être de l'ordre du double de la pression externe.

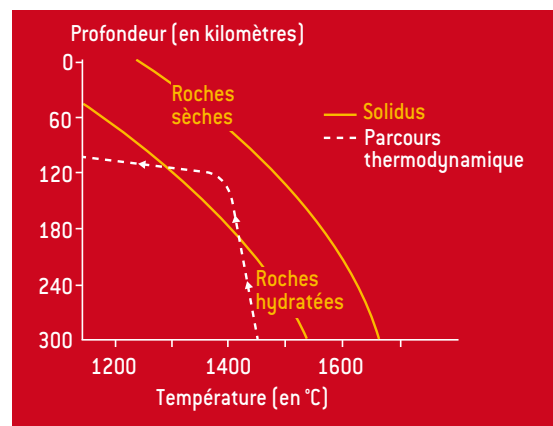
C'est pourquoi les éruptions sont rares : d'après les observations d'anciennes chambres magmatiques visibles en surface, seuls 10 à 25 % des dykes atteignent la surface. Si tous les dykes débouchaient en surface, il y aurait donc au bas mot quatre fois plus d'éruptions...

Donnons une idée de l'évolution des volumes due à la décompression. Dans le cas d'un magma contenant 3 % à 6 % d'eau, on calcule que les composés volatils, qui occupaient 1 % du volume à 3 000 mètres de profondeur, en occuperont 91 % à la pression atmosphérique (voir l'encadré page 60).

Comme la pression diminue au cours de l'ascension, le magma finit par se saturer en eau. Les seuils de solubilité des composés volatils sont franchis, ce qui conduit à la formation de nombreuses bulles de vapeur, de dioxyde de carbone et d'autres gaz... Devenu ainsi biphasique (un système liquide-gaz), voire triphasique (un système solide-liquide-gaz) quand il y a

UNE ÉRUPTION RÉSULTE DE LA REMONTÉE

de roches en fusion (ci-dessus le cratère du Nyiragongo, en République démocratique du Congo). Or la fusion des roches du manteau exige des températures et des pressions adéquates. Le solidus est la ligne du diagramme (température, pression) qui délimite la phase purement solide (ci-dessous, lignes jaunes). Lors d'un parcours thermodynamique donné (ligne blanche en pointillé), il y a fusion si le parcours coupe le solidus, ce qui est ici le cas pour des roches hydratées, mais pas pour des roches sèches.

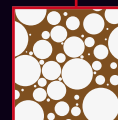
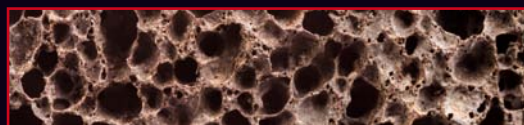


Explosion volcanique ou décompression gazeuse ?

Eau, dioxyde de carbone, dioxyde de soufre, sulfure d'hydrogène, dihydrogène... Les gaz volcaniques sont divers, mais comme le montrent bien les panaches volcaniques (ci-contre, celui de l'Hekla en Islande), la vapeur d'eau représente en général de l'ordre de 60 % des émissions.

Dans l'encadré page 58, un calcul approximatif montre que du magma produit vers 70 kilomètres de profondeur l'a été sous une pression de quelque 21168 atmosphères. À quelle pression se retrouve-t-il dans une chambre magmatique située dix kilomètres sous la base du Kilimandjaro ? Sa pression de naissance est diminuée de la pression due à la colonne de magma de 16 km dominant la chambre, donc 16 848 atmosphères. Or dans la chambre magmatique, les gaz volcaniques commencent à s'individualiser. On sait qu'à la pression atmosphérique, un gramme de vapeur d'eau, soit 1/18^e de mole, occupe un volume de 22,4/18 litre, soit environ 1244 cm³. Quel volume ce même gramme d'eau occupait-il dans la chambre magmatique ? Pour le déterminer, on peut appliquer la loi de Mariotte : à température constante (ici celle du magma), le produit *PV* de la pression par le volume du gaz reste inchangé. La valeur de *PV* dans la bouche du volcan valant 1×1244 , on en déduit que le volume d'un gramme d'eau dans la chambre magmatique est de $1 \times 1244 / 16\,848 = 0,074 \text{ cm}^3$, donc 74 mm³... Autrement dit, au cours de son ascension depuis la chambre magmatique jusqu'à l'air libre, le volume d'un gramme de vapeur d'eau est multiplié par un facteur de l'ordre de 17 000. Les volcans sont les événements de la Terre !

L'EXPANSION DES GAZ depuis la naissance de bulles (à gauche) jusqu'à la fragmentation du magma (à droite) explique l'explosivité des volcans.



© Vladislav Shulterstock.com/Pour la Science

des cristaux, le magma a désormais perdu en densité et gagné en volume.

L'ascension se poursuivant et la pression continuant à décroître, la quantité de bulles par unité de volume augmente ; cette évolution entraîne la coalescence des bulles, qui grossissent et que la poussée d'Archimède emporte alors plus vite vers le haut.

Le type d'éruption sur lequel débouche ce processus dépend essentiellement de la composition initiale du magma, et notamment de sa richesse en eau. La mousse magmatique a tendance à remonter d'autant plus rapidement que le liquide lui ayant donné naissance est fluide, ce qui facilite l'ascension des bulles de gaz. C'est pourquoi un magma basaltique (les magmas basaltiques sont plus fluides) riche en eau conduit à des styles éruptifs plutôt effusifs.

Au contraire, dans un magma riche en eau mais visqueux, la viscosité élevée limite la séparation des composés volatils

de leur milieu liquide. Toutefois, une fois que les bulles de gaz représentent 70 à 80 % du volume, le liquide magmatique subit une brutale fragmentation, à l'origine de la phase explosive de l'éruption. Le magma plein de bulles de gaz en suspension s'est mué en un écoulement gazeux qui transporte des fragments de liquide.

Dans le cas d'un volcan émergé, la présence de composés volatils impose une première phase explosive.

Ce processus s'accélère dans la cheminée volcanique lorsque ce mélange en expansion s'approche de la surface. Parvenu dans l'atmosphère, l'écoulement prend la forme d'un jet turbulent transportant des particules brûlantes, c'est-à-dire des cendres, des bombes volcaniques et autres pyroclastes (voir l'encadré ci-dessus).

Dans le cas des volcans émergés, la présence de composés volatils dans les magmas impose donc que l'éruption commence toujours par une phase explosive, même si cette dernière n'est que brève. C'est une fois que cette première phase explosive est achevée, c'est-à-dire que le magma est largement dégazé, que suit éventuellement une phase effusive accompagnée d'émissions de laves. Divers scénarios, tels la présence d'un bouchon dans la cheminée, ou la cristallisation due au refroidissement d'un magma en ascension lente, peuvent entraîner une forte surpression interne, puis la pulvérisation cataclysmique du toit de l'édifice volcanique. Ce fut le cas en 1991 du Pinatubo, aux Philippines, ou en 1980 du mont Saint Helens, évoqué au début de cet article. Lors de leurs explosions, le sommet du Pinatubo a perdu 145 mètres, tandis que celui du mont Saint Helens en a perdu pas moins de 430 ! ■

Votre application **Pour la Science** maintenant disponible dans le kiosque Apple !

Abonnez-vous
sur tablette et smartphone
3 mois
55% de réduction*!



Téléchargez gratuitement l'application sur App Store et Google Play, **et feuilletez gratuitement un extrait du numéro en cours !**



Avec l'application « Pour la Science », retrouvez dès leur sortie le mensuel *Pour la Science* à 4,49 € et son trimestriel *Dossier Pour la Science* à 5,99 € en version numérique optimisée pour tablette : lecture intuitive, sommaire interactif, contenus enrichis, feuilletage hors connexion, etc.

Disponible sur
App Store

DISPONIBLE SUR
Google play



Flashez ce QR code avec votre mobile ou votre tablette pour télécharger immédiatement l'application.

*Soit 4 numéros pour 9,99 € au lieu 20,96 € pour un achat à l'unité.