

VOLCANISME ET VOLCANOLOGIE



[Afficher la liste complète \(43 médias\)](#)

Auteurs de l'article

- **Haroun TAZIEFF** (commissaire à l'étude et à la prévention des risques naturels majeurs)
- **Jacques VARET** (directeur de la prospective au Bureau de recherches géologiques et minières)
- **Roger COQUE** (professeur des Universités, professeur émérite à l'université de Paris-I-Panthéon-Sorbonne)
- **Jean-François LÉNAT** (professeur à l'université de Clermont-II, directeur du centre de recherches volcanologiques, Clermont-Ferrand)

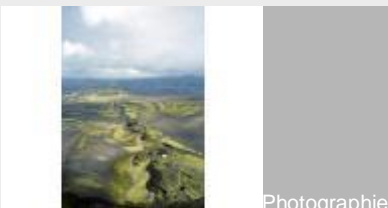
Le 24 août de l'an 79 après J.-C., le [Vésuve](#) se réveilla au terme d'un repos de plusieurs siècles et détruisit les villes d'[Herculanum](#), de [Pompéi](#) et de Stabies. En 1783, l'éruption fissurale du [Laki](#), en [Islande](#), entraîna la mort de plus de 10 000 personnes par ses flots de lave et ses projections de cendres, qui couvrirent l'ensemble de l'île et engendrèrent des famines suivies d'épidémies. En 1792, l'éruption de l'Unzendake, au Japon, ensevelit 10 000 victimes sous les « lahars » (torrents de boue) qu'elle déclencha. En 1815, l'éruption du Tambora, en Indonésie, causa directement la mort de 12 000 personnes et indirectement, par la famine qui s'ensuivit, celle de 80 000 autres. L'éruption du Krakatoa, en 1883, fut particulièrement violente (les cendres furent projetées dans la très haute atmosphère) et s'accompagna d'un tsunami qui fit plusieurs dizaines de milliers de victimes. Le 8 mai 1902, la ville de Saint-Pierre de la [Martinique](#) était anéantie avec ses 28 000 habitants par une nuée ardente fusant de la [montagne Pelée](#).



Vidéo

Destruction de Pompéi par le Vésuve La première éruption du Vésuve à avoir été répertoriée est aussi la plus célèbre. En l'an 79, sans signe avant-coureur ou presque, le Vésuve entre en éruption et anéantit la cité romaine de Pompéi ainsi que ses voisins Herculanum et Stabies. Pendant trois jours, les matériaux volcaniques...

Crédits: *Encyclopædia Universalis France* Consulter



Photographie

Déchirure volcanique du Laki (Islande) À environ 90 kilomètres à vol d'oiseau au nord-est de l'Eyjafjallajökull, la zone du Lakagigar (ou Laki) montre un alignement volcanique d'environ 25 kilomètres de longueur. Il fait partie d'un ensemble de fossés tectoniques distensifs (grabens) qui traversent l'Islande du nord au sud et...

Crédits: Tokelau/ Shutterstock Consulter

Il existe des milliers de volcans actifs sur la Terre et l'homme est resté longtemps à leur égard, à de rares exceptions près, tel que Pline et les Anciens : au mieux un observateur, au pire une victime. Depuis les premières descriptions des [éruptions volcaniques](#), la volcanologie n'a réellement progressé qu'au xx^e siècle. Développée surtout au Japon, aux États-Unis et en ex-U.R.S.S., ainsi qu'en [Nouvelle-Zélande](#), en [Australie](#), en Grande-Bretagne, en Italie et en France, cette discipline occupe une position charnière entre sciences de la Terre, chimie et physique. La volcanologie moderne exige un travail pluridisciplinaire. Ses applications n'intéressent pas seulement, avec la prévention des cataclysmes, l'environnement humain, mais également l'économie, qu'il s'agisse d'exploiter la [géothermie](#) ou divers gisements métallifères.



Photographie

Soufrière Hills de Montserrat Ce panache plinien s'est produit en 1997, lors d'un effondrement de dôme sur le volcan Soufrière Hills (Petites Antilles).

Crédits: E. Nedeljkovic/ AFP/ Getty Consulter



Photographie

Géothermie en Islande Une centrale géothermique, près d'une source d'eau chaude, en Islande.

Crédits: Jamey Stillings, Tony Stone Images/ Getty Consulter

En dépit de leur caractère parfois catastrophique, les manifestations subaériennes du volcanisme ne constituent que l'un de ses aspects : des milliers de volcans, en effet, parsèment le fond des mers ; ils jouent un rôle fondamental dans le mécanisme de ce phénomène primordial qu'est l'[expansion des fonds océaniques](#). Les basaltes , au sens large du terme, sont, et de loin, les roches les plus abondantes de l'écorce terrestre ; outre le fond de tous les océans, qui représentent déjà plus des deux tiers de la surface du globe, ils constituent de vastes plateaux continentaux, au Brésil, au Dekkan, dans le nord-ouest des États-Unis, en Sibérie ou en Afrique orientale. Les autres roches volcaniques aidant – en particulier les andésites, très abondantes dans les [arcs insulaires](#) et dans diverses cordillères –, les laves forment environ les trois quarts de l'écorce terrestre.



Photographie

Basalte Le basalte est une roche volcanique noire, à verre peu abondant et en général non bulleuse, comportant surtout des plagioclases et des pyroxènes.

Crédits: Jacques-Marie Bardintzeff Consulter

Si à cette importance quantitative on ajoute le rôle primordial que le volcanisme a joué et joue toujours dans la dynamique de la [lithosphère](#), dans le dépôt des sels métalliques, dans la salure des océans, dans la composition de l'atmosphère et, par voie de conséquence, dans le développement de la vie, il apparaît comme étant tout le contraire du phénomène négligeable qu'on le prétendait être, et l'on conçoit que son étude ainsi que celle de ses produits puissent aider à la compréhension de l'évolution, voire de la genèse de notre planète.

1. Origine du volcanisme

Lorsqu'une fissure suffisamment profonde s'ouvre dans l'écorce terrestre, elle permet l'ascension jusqu'à la surface de magmas, matières minérales fondues qui se trouvent en profondeur à des températures supérieures à mille degrés et qui contiennent à l'origine une phase gazeuse en solution. Une quantité considérable d'énergie, essentiellement thermique et cinétique, est libérée à cette occasion. C'est cela le volcanisme, avec ses manifestations diverses : activités solfatarieuses, éruptions modérées ou cataclysmales, brèves, prolongées ou permanentes.


• Les sources

Les connaissances que l'on possède sur le « degré géothermique » (taux d'accroissement de la température avec la profondeur), sur la chaleur dégagée par la radioactivité naturelle des roches continentales et des roches océaniques et sur la conductivité de ces roches, ainsi que diverses informations d'ordre [géophysique](#) (sismiques essentiellement) permettent de croire que le volcanisme s'alimente à des sources situées à plusieurs kilomètres ou, plus probablement, à plusieurs dizaines de kilomètres sous la surface. Comme l'état fondu est l'une des caractéristiques essentielles des laves et quoique les spécialistes ne soient pas tous d'accord à ce sujet, il est même vraisemblable que les magmas les plus profonds proviennent de l'« asthénosphère », cette couche située sous la lithosphère, à 100 ou 200 km de profondeur, et dans laquelle les ondes sismiques subissent un ralentissement attribuable à une fusion partielle du matériau rocheux qui constitue le manteau supérieur. Selon certains géophysiciens (W. J. Morgan, P. R. Vogt...), la source de nombreux volcans, appelés « points chauds », ou séries de volcans (guirlandes d'[îles](#) volcaniques,

par exemple) est à rechercher dans des « panaches », dont l'origine serait située à la limite entre noyau et manteau, soit à près de 3 000 kilomètres sous la lithosphère. Mais, si même l'on ne s'en tient qu'à des foyers d'alimentation logés à 70, à 100 ou à 200 kilomètres, et par conséquent peu profonds par rapport au rayon du globe, le volcanisme, néanmoins, a des racines situées suffisamment bas pour n'être plus rangé parmi les phénomènes superficiels et secondaires, comme il l'était, jusqu'à un passé très récent, par la géologie classique : il est beaucoup moins épidermique que la plupart des phénomènes auxquels cette dernière attribuait une importance majeure.

• **Volcanisme et tectonique**

Les fissures par lesquelles les volcans sont alimentés depuis les profondeurs doivent être ouvertes assez largement pour permettre aux magmas, dont la [viscosité](#) est toujours élevée, de s'y injecter jusqu'à la surface. Cela signifie que le volcanisme ne peut exister que dans des régions où l'écorce terrestre est soumise à des efforts divergents (tension), car ni les failles de compression ni celles de cisaillement – dont les lèvres opposées se trouvent en contact – ne pourraient livrer passage aux épais liquides magmatiques.


Les zones de tension sont de deux types principaux. Dans le premier, la lithosphère est soulevée par des bourrelets du manteau supérieur en voissures allongées, dont l'axe faillé et effondré constitue la limite des plaques tectoniques à partir de laquelle s'opère la genèse des fonds océaniques : c'est essentiellement la très longue zone des rifts subocéaniques et de leurs appendices intracontinentaux. Le second type est lié à l'affrontement entre plaques tectoniques et se situe à l'arrière du front le long duquel deux plaques se chevauchent, et où, obligatoirement, règnent des compressions incompatibles avec les indispensables failles béantes : ces zones sont les arcs tectoniques, tels ceux qui forment le « cercle de feu » du Pacifique, l'Indonésie  ou les Antilles. Les voissures dans lesquelles s'ouvrent là des failles volcanogènes sont dues en partie à la composante verticale des forces liées à la [subduction](#) de la plaque inférieure, en partie à l'augmentation de volume qui accompagne la mise en fusion du matériau rocheux de cette dernière. L'importance de ce second genre de volcanisme est plus apparente que réelle, car il s'agit d'un volcanisme principalement subaérien, donc très « présent » pour l'homme, et, de plus, fortement explosif, donc redoutable, alors que le volcanisme du premier type, bien que fondamental, est effusif, peu violent et essentiellement sous-marin.



Photographie

Volcans de Java : le Gunung Bromo et le Gunung Semeru Le Gunung Bromo et le Gunung Semeru, deux volcans actifs dans l'île de Java, en Indonésie.

Crédits: Mark Lewis, Tony Stone Images/ GettyConsulter



Un volcanisme différent des deux précédents existe sur les plates-formes continentales. Il s'agit soit d'un volcanisme fissural (Dekkan, [Tibesti](#), par exemple), soit d'un volcanisme d'appareils complexes (Massif central en France), qui se développerait selon certaines zones de faiblesse de la croûte. L'interprétation exacte de ce volcanisme intracontinental est encore discutée et ne trouve pas de réponse immédiate dans le [modèle](#) de la [tectonique des plaques](#). Il est possible de faire référence, dans quelques cas, à des rifts ou protorifts avortés, comme pour le volcanisme du fossé rhénan et du [Massif central](#) .

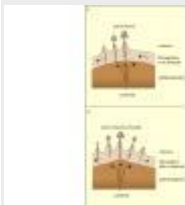


Photographie

Parc régional des volcans (Auvergne) Vues du col de Guéry, les roches Tuilière (à gauche) et Sanadoire (à droite) s'ouvrent sur la vallée de Rochefort-Montagne (Puy-de-Dôme).

Crédits: Tony Stone Images/ GettyConsulter

Un dernier groupe est celui de nombreuses guirlandes rectilignes d'îles situées sur les planchers océaniques dans les zones non orogéniques en dehors des dorsales. Tel est le cas, dans le Pacifique, de la série des îles et îlots Empereur- [Hawaii](#) ou des îles de la ligne Touamotou, ou encore, dans l'Atlantique, celui des rides asismiques du rio Grande et de Walvis, symétriques par rapport à Tristan da Cunha. Ces guirlandes et ces crêtes sont aujourd'hui interprétées à la lumière de la théorie des « panaches » et des « points chauds » (fig. 1 et 2)   : le flux de chaleur (et de matière ?) du panache crée, par échauffement de la base de la lithosphère, mobile sur l'asthénosphère, des fusions et des émissions volcaniques (point chaud) avec des modalités diverses selon la vitesse et le mode de mouvement des plaques par rapport au panache fixe.



Dessin

Impact d'un panache magmatique sur la lithosphère Schémas montrant comment, dans l'hypothèse des panaches et des points chauds (W.J. Morgan), l'impact sur la lithosphère (point chaud) d'un panache provenant de la base du manteau se traduit différemment selon que la plaque attaquée à sa base par le panache dérive en bloc sans être rompue (a) ou...

Crédits: Encyclopædia Universalis FranceConsulter



Dessin


Points chauds : répartition Répartition géographique de quelques points chauds et des limites entre les principales plaques de l'Atlantique et du Pacifique (d'après Morgan). Les guirlandes volcaniques et les dorsales asismiques figurées ici seraient les traces laissées par le passages des plaques sur les panaches.

Crédits: Encyclopædia Universalis France Consulter

2. Les magmas

Les magmas sont des mélanges de silicates et d'aluminosilicates (très exceptionnellement de carbonates) fondus dans lesquels se trouvent, en proportions variables, des cristaux et, surtout, dissous ou combinés, divers composés volatils. L'essentiel des modalités éruptives résulte des interactions mécaniques entre le magma, plus ou moins visqueux, et les éléments volatils, dont la teneur, la concentration, la pression, le chimisme sont les paramètres principaux et qui ont en particulier, comme on le verra plus loin, un rôle moteur fondamental. Ces éléments volatils se séparent, en général, plus ou moins totalement de la phase liquide avant et durant la solidification. Certains (CO_2 , F, Cl, SO_2) restent toutefois partiellement « piégés » dans les magmas cristallisés, sous forme d'[inclusions fluides](#), ou entrent dans la composition de minéraux déterminés.


• Différenciation

Les développements de la pétrologie montrent que, pour expliquer la très grande variété de composition des produits du volcanisme (tableau )¹, les associations régionales de roches éruptives et le fait que ces magmas dérivent probablement de la fusion partielle de matériaux solides préexistants, il faut invoquer des mécanismes selon lesquels les magmas changent progressivement de composition. La différenciation repose généralement sur des changements d'état physique : séparation de phases solides ou de phases gazeuses liées à des variations d'ordre physique comme la décroissance de la température et de la pression.

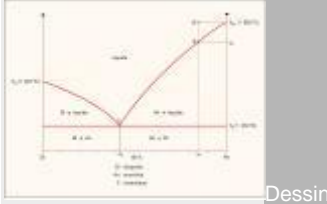
A small, partially visible table with a grey header and several rows of text. The word 'Tableau' is written at the bottom right of the table area.

Roches volcaniques : composition chimique Composition chimique moyenne des divers types de roches volcaniques comparée à la moyenne de la croûte continentale (granite) et du manteau (péridotite).

Crédits: Encyclopædia Universalis France Consulter

Les phases solides qui se séparent ont une composition différente de celle du liquide résiduel ; ce dernier évolue, par conséquent, en fonction des éléments chimiques entrant dans ces phases solides qui lui sont progressivement soustraites. La cristallisation fractionnée des liquides magmatiques est très complexe, à cause du grand nombre de constituants du système, et ne peut être approchée expérimentalement que pour des cas très simplifiés, comme en figure 3 , où est reporté, à pression constante, le

système diopside (pyroxène)-anorthite (plagioclase). À forte température (T_A pour une composition initiale x_A du liquide), la séparation de l'anorthite entraîne un enrichissement progressif du liquide résiduel en diopside, jusqu'à ce que la température T_E soit atteinte. Alors cristallise le dernier liquide, l'eutectique de composition x_E . Le processus de cristallisation fractionnée se produira dans tous les cas où la remontée du magma n'est pas trop rapide et la viscosité pas trop élevée.



Dessin

Système diopside-anorthite : évolution Évolution du système diopside-anorthite à pression constante (d'après Bowen).

Crédits: *Encyclopædia Universalis France* Consulter

La pression baissant en général au cours de la montée des magmas, la phase gazeuse se sépare de la phase liquide, rendant possible ou favorisant plusieurs processus tels que le transfert gazeux ou la flottation.

• Assimilation

Des changements de composition des magmas peuvent s'opérer par des mécanismes de mélange ou d'incorporation de matières étrangères. Il existe des exemples de mélanges, plus ou moins parfaits, de magmas de compositions différentes. On connaît également, dans les zones continentales, des exemples de contamination de magmas primaires (basaltiques) par la croûte sialique (granitique). Un tel processus est sans doute favorisé par certaines conditions tectoniques, par exemple l'effondrement du toit d'un réservoir situé dans la lithosphère.

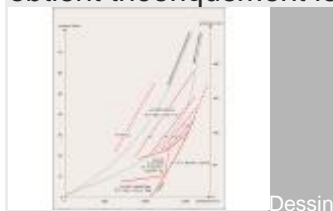
L'assimilation est cependant un processus dont l'importance est généralement limitée, et la discussion à son propos reste ouverte dans bien des régions de volcanisme continental. Dans ce domaine, la connaissance a progressé ces dernières années, et aux critères minéralogiques et pétrographiques traditionnels vient maintenant s'ajouter l'usage de méthodes géochimiques et isotopiques. Entre autres, l'étude des isotopes du strontium, dont le rapport n'est pas le même dans le manteau que dans l'écorce continentale, est souvent d'un grand secours.

• Origine

L'hypothèse d'une origine unique des magmas, qui proviendraient tous d'une couche en fusion située sous la lithosphère, a fortement prévalu au début du xx^e siècle. Elle est rejetée à cause des informations fournies par la géophysique, la géochimie et la pétrologie.

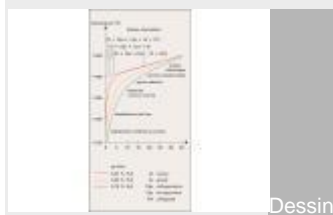
Les connaissances actuelles font supposer l'existence de nombreux groupes de magmas formés dans différentes conditions de pression, de température, etc., à partir de la fusion plus ou moins complète de matériaux divers. La profondeur de fusion du magma est fonction du « climat thermique » local et des conditions tectoniques avoisinantes, tandis que la nature du matériel fondu dépend de la nature géologique de la région. On peut distinguer ainsi trois grands groupes de magmas : les magmas subcrustaux, les magmas des arcs tectoniques, appelés aussi magmas orogéniques ou calco-alcalins, et les magmas intracrustaux (ou d'anatexie).

Les *magmas subcrustaux* sont les plus répandus. Leur origine se trouve dans le manteau supérieur, sous la discontinuité de Mohorovičić, à une profondeur de 40 à 60 km sous les océans, et vraisemblablement plus bas encore sous les continents. La plupart des pétrologues s'accordent actuellement sur l'origine des magmas subcrustaux, dont la composition varie selon les conditions de température et de pression. En figure 4 sont illustrées les relations entre pression, température et champ de stabilité des assemblages minéraux de la « pyrolite », qui, suppose-t-on, constitue le manteau. La pyrolite serait faite de 75 p. 100 de dunite et de 25 p. 100 de basalte alcalin, et contiendrait les minéraux suivants : orthopyroxène, clinopyroxène, olivine, grenat. Toute baisse de pression ou augmentation de température entraîne la fusion partielle d'un matériel dont la composition varie selon la température (ou la pression) et le pourcentage de matériel fondu. Différents magmas primaires (fig. 5) peuvent ainsi être obtenus et, par différenciation ultérieure (cristallisation fractionnée), donner naissance à des séries de roches volcaniques. Sous faible pression partielle d'eau et d'oxygène, on obtient théoriquement les séries suivantes à pression totale croissante :



Stabilité pressions-températures Diagramme illustrant les champs de stabilité pression-température en condition anhydre de différents assemblages minéraux entrant dans la composition de la pyrolite (d'après Green et Ringwood, 1967). Les pourcentages correspondent aux teneurs en Al_2O_3 de l'orthopyroxène en...

Crédits: Encyclopædia Universalis France Consulter



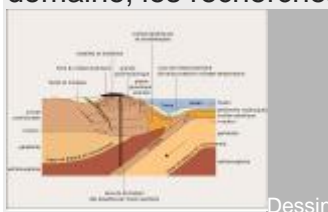
Pyrolite anhydre : fusion Diagramme schématisant le processus de fusion d'une pyrolite anhydre en présence de 0,01, 0,05 et 0,10 % d'eau et sous une pression de 25 kilobars (d'après Green, 1970, simplifié). La nature des phases résiduelles et les caractéristiques pétrochimiques des liquides obtenus sont montrées pour 0,10 %...

Crédits: Encyclopædia Universalis France Consulter

- picrite tholéiitique, tholéiite à olivine (les plus abondantes), tholéiite, andésite basaltique, rhyodacite, rhyolite ;
- picrite transitionnelle, basalte transitionnel, basalte andésitique, ferrobasalte, trachyte sombre, trachyte rhyolitique, pantellérite ;
- picrite alcaline, basalte alcalin (le plus abondant), hawaïite, mugéarite, trachyte, phonolite ;
- basanite à olivine, basanite, téphrite, phonolite ;
- néphéline à olivine, néphéline ;
- néphéline à olivine et à mélilite, mélilite.

Sous forte pression partielle d'eau et d'oxygène, ces séries varient notablement, à cause de la séparation précoce des minéraux pauvres en silice : le processus aboutit en général à des produits plus siliceux.

Les *magmas des arcs tectoniques* sont de caractéristiques pétrologiques et géochimiques différentes de celles des magmas subcrustaux. Ces magmas engendrent une série de roches allant des basaltes riches en alumine et des andésites (les plus abondantes) aux [dacites](#), aux rhyodacites et parfois aux rhyolites. Toutes ces laves possèdent des plagioclases (dont la basicité décroît au cours de l'évolution), des pyroxènes (souvent de l'orthopyroxène), fréquemment de l'amphibole et quelquefois du grenat. Appelés calco-alcalins, à cause de la présence constante et abondante de plagioclase dans tous les termes de la série, ou orogéniques, car ils sont étroitement liés à la formation des chaînes de montagnes, les magmas des arcs tectoniques sont formés à des profondeurs vraisemblablement considérables sous la lithosphère (fig. 6) ^[4]. La nature de leur matériel d'origine n'est pas encore connue avec précision et, dans ce domaine, les recherches pétrologiques et géochimiques sont en plein développement.



Structures orogéniques et magmas Modèle schématique des structures orogéniques et des magmas se formant lorsqu'une plaque océanique s'enfonce sous une plaque continentale, d'après Sutton. (Les magmas formés diffèrent lorsque la plaque qui s'enfonce est continentale.)...

Crédits: *Encyclopædia Universalis France* Consulter

Les *magmas intracrustaux* sont formés dans les zones continentales, lorsque des conditions géologiques particulières permettent une forte augmentation locale ou régionale du degré géothermique. De tels magmas prennent généralement naissance

dans des zones de compression où l'augmentation du flux de chaleur peut entraîner la fusion partielle (anatexie) de certaines zones de la croûte sialique. Mais ils peuvent également prendre naissance au contact des conduits de passage ou des zones de stagnation des magmas subcrustaux dont la température (1 100-1 200 °C) est bien plus élevée que la température de fusion de certains sédiments riches en eau (~ 800 °C). Les magmas intracrustaux sont ordinairement plus alumineux et plus potassiques que les magmas subcrustaux. Leur nature pétrographique fort variable est le plus fréquemment rhyolitique, rhyodacitique ou latitique, comme la composition moyenne de la croûte continentale.

3. Répartition géographique et typologie du volcanisme

La répartition géographique du volcanisme actuel (fig. 7) ^[4] s'explique désormais clairement en fonction des plaques tectoniques : il marque les limites de ces dernières. Un volcanisme essentiellement basaltique caractérise les dorsales par lesquelles s'engendrent les fonds océaniques nouveaux, cependant qu'un volcanisme à dominante andésitique caractérise les arcs, insulaires ou de bordure continentale, qui tracent la limite entre plaques qui s'affrontent.



Dessin

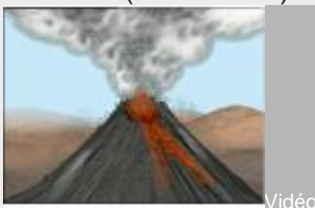
Principaux volcans actifs du globe La plupart des volcans subaériens quaternaires sont situés autour de l'océan Pacifique, constituant la « ceinture de feu ». Ils se répartissent entre les arcs tectoniques, en majorité insulaires, du Pacifique occidental (Mélanésie, Mariannes, zone Fuji-Bonin, Philippines, îles Riou-Kyu, archipel...

Crédits: Encyclopædia Universalis France Consulter

On a vu qu'il existe un volcanisme en dehors des bordures de plaques lithosphériques – tels, pour le volcanisme intracontinental, le Tibesti, la chaîne Principe-Cameroun, les volcans mandchous, voire le Massif central français, et, pour l'océan, les îles Hawaii et autres archipels volcaniques similaires – qui peuvent s'expliquer dans le cadre de la tectonique globale par diverses hypothèses (rifts continentaux avec remontée du manteau supérieur qui auraient avorté avant que la séparation des plaques ne soit effective, fractures transverses en ouverture dans les zones océaniques, panaches, etc.). Les produits magmatiques formés diffèrent selon le milieu, magmas océaniques primordiaux ou magmas « contaminés » par la croûte sialique ; dans tous les cas ce volcanisme montre des évidences d'une différenciation liée à des chambres magmatiques.

Cette classification en deux types principaux, avec les exceptions que l'on vient de mentionner, est rationnelle non seulement parce qu'elle se fonde sur l'origine tectonique du volcanisme, mais aussi parce qu'elle rend compte de la nature des magmas impliqués. Or cette nature conditionne fortement celle des éruptions, essentiellement effusive quand il s'agit des basaltes et des laves sous-saturées, dont la relative fluidité n'entrave pas trop les gaz éruptifs, essentiellement explosive dans le cas des andésites et des laves sursaturées, dont la viscosité est forte et la teneur en gaz probablement plus élevée que celle des magmas primaires.

Il convient en tous cas d'abandonner la vieille classification qui distinguait des « types éruptifs » (et des « types de volcans ») : hawaïen, strombolien, vulcanien, plinien, péléen, katmaïen, etc. Cette classification date d'une époque où les volcanologues, faute de moyens de transport, ne pouvaient avoir de bien grande expérience en la matière et, par conséquent, ne pouvaient valablement comparer les diverses modalités éruptives. Elle est fondée sur des observations insuffisantes, n'est guère rationnelle et offre le grave inconvénient de reposer sur des caractéristiques qui ne sont ni limitatives, ni rigoureuses, ni impératives. Ainsi, le lac de lave, prétendument caractéristique de l'activité hawaïenne, non seulement n'est pas toujours présent en celle-ci, mais peut se voir lors d'activités d'un autre type, ainsi dans le Stromboli lui-même, archétype de l'activité dite strombolienne. En revanche, des explosions « stromboliennes » s'observent tout aussi bien sur les volcans dits hawaïens dès que la surface libre de la colonne lavique se trouve cachée aux regards et que l'on n'aperçoit que la partie supérieure des trajectoires des projectiles incandescents (par exemple, Villarica, Yahue, Etna, Nyamtagira, etc.). Ces explosions dites stromboliennes s'observent d'ailleurs aussi au cours d'éruptions dites pliniennes (Vésuve, par exemple), voire péléennes (Tinakula). De même encore le type dit péléen a-t-il été caractérisé par les nuées ardentes et par l'extrusion d'un dôme ou d'une aiguille ; or la plupart des éruptions à nuées ardentes se font sans extrusion conjointe : il en est ainsi de celles de l'Arenal (1968-1969), du Mayon (1968 et 1984), du mont Saint Helens (1980), du Pinatubo (1991) ; des dômes, en revanche, poussent parfois sans aucune libération de nuées ardentes, comme au Shōwa Shinzan (1943-1945) ou à la Soufrière de Saint-Vincent (1971).



Vidéo

Volcans Principaux types de volcans selon la classification traditionnelle. Eruptions volcaniques.

Un volcan se forme à la suite de la solidification en forme de cône du magma qui a atteint la surface terrestre.

On distingue traditionnellement quatre types de volcan, même s'il existe d'autres...

Crédits: Planeta Actimedia S.A. © Encyclopædia Universalis France pour la version française. Consulter



Photographie

Volcan dans la région de Villarrica, Chili Un volcan en activité dans la région de Villarrica (Araucanie). Au loin, les Andes sont argentines.

Crédits: Nicholas DeVore, Tony Stone Images/ GettyConsulter

Il semble possible de remplacer cette pseudo-classification par une succession de distinctions dichotomiques portant chacune sur une seule caractéristique essentielle, ainsi qu'on l'a fait plus haut à propos des relations entre le volcanisme et la tectonique. De même que l'on a différencié, génétiquement parlant, deux types principaux de volcanismes, celui de rift, fondamental, et celui d'arc, secondaire, de même peut-on distinguer volcanisme basique et volcanisme acide, volcanisme océanique et volcanisme continental, volcanisme effusif et volcanisme explosif, volcanisme sous-marin (ou, mieux, subaquatique) et volcanisme subaérien, etc.

4. L'activité volcanique et ses produits

Les produits du volcanisme dépendent autant du type du volcan qui les a émis que de celui de l'éruption, types que l'on rapporte en général aux catégories énumérées ci-dessus. Ils sont essentiellement gazeux et solides : la phase liquide du magma n'est que transitoire ^[1], la solidification des laves se faisant très vite après l'émission (de quelques secondes pour les fragments à quelques jours ou semaines pour les coulées épaisses).



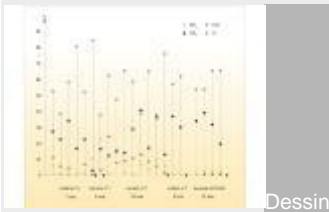
Photographie

Lave en fusion Des scientifiques prélèvent des échantillons de lave en fusion, dans une bouche volcanique, à Hawaii, États-Unis.

Crédits: G. Brad Lewis, Tony Stone Images/ GettyConsulter

On pourrait objecter que l'eau juvénile émise sous forme de vapeur se condense, elle, en une phase liquide. Il est vrai que la quasi-totalité des analyses de gaz volcaniques donnent de 80 à 99,9 p. 100 d'eau ^[2], constituant essentiel, par conséquent, de l'exhalaison gazeuse. Mais il semble que cette vapeur soit, le plus souvent, d'origine externe (météorique) et ne provienne en grande partie que de nappes d'eau souterraines. Dans les gaz éruptifs des volcans à laves basiques, en effet, dont l'origine se trouve au moins à plusieurs dizaines de kilomètres de profondeur, la vapeur d'eau cède parfois la première place à l'anhydride carbonique ; cette tendance est particulièrement marquée pour les volcans de rifts intracontinentaux et peut-être aussi de

riffts océaniques « normaux » (c'est-à-dire non exondés comme le sont par exemple ceux d'Islande ou d'Àfar). Dans le cas de l'activité effusive sous-marine, au niveau des [dorsales océaniques](#), on ne dispose pas d'échantillons de gaz éruptifs autres que les inclusions fluides piégées dans les laves vitrifiées par le contact brutal avec l'eau de mer : ces vésicules sont toujours très riches en gaz carbonique. Par ailleurs, si l'on ne possède pas encore de données sur la composition des gaz *éruptifs* des volcans à laves acides, des fumerolles y ont été prélevées à des températures suffisamment élevées (jusqu'à 900 °C) pour fournir des résultats tout aussi significatifs : la vapeur d'eau constitue, dans tous les cas, l'essentiel de la phase gazeuse. Il est néanmoins possible, probable même, si les magmas correspondants proviennent, comme on le suppose, de la remise en fusion d'une plaque tectonique engloutie par subduction, qu'ils doivent à cette dernière leur relative richesse en eau. Mais cette eau, toute magmatique qu'elle est en l'occurrence, serait alors une eau recyclée et non pas juvénile. Cette dernière, à supposer qu'elle existe, n'a pu encore être mise en évidence dans les produits du volcanisme.



Gaz et fumerolles de l'Etna Analyses chimiques des gaz et fumerolles de l'Etna en mai-juin 1971 (prélèvements et analyses : T. Huntingdon).

Crédits: *Encyclopædia Universalis France* Consulter

• Les gaz et le processus éruptif

La présence de l'eau et, dans une moindre mesure, du gaz carbonique dans les magmas basaltiques primaires est invoquée pour justifier certaines hypothèses pétrologiques, et ces théories devraient être reconsidérées s'il était prouvé que l'eau n'est pas le constituant volatil prédominant de la phase gazeuse éruptive. Confirmant les résultats obtenus au [Kilauea](#) (Hawaii) dans le premier quart du xx^e siècle, les analyses effectuées depuis sur des gaz prélevés à des températures comprises entre 950 °C et 1 200 °C ^[1] montrent en effet que le dioxyde de carbone dispute parfois cette prédominance à la vapeur d'eau. L'hydrogène, le monoxyde de carbone et l'hydrogène sulfuré sont généralement présents jusqu'à des teneurs qui atteignent parfois le cinquième du total. La vapeur d'eau, l'anhydride carbonique et l'anhydride sulfureux sont en équilibre chimique d'oxydoréduction avec ces gaz réducteurs. En outre, il arrive que l'on trouve des quantités appréciables d'acides chlorhydrique et fluorhydrique. Au moment du refroidissement brutal qui se produit lorsque l'exhalaison gazeuse atteint la surface (que ce soit dans l'atmosphère ou dans l'hydrosphère), divers sels (sulfates, chlorures, sulfures), des oxydes et du [soufre](#) natif précipitent ; ils sont, pour la plupart, entraînés

ensuite par dissolution ou par érosion mais parfois ils demeurent en place. Il semble que nombre de gisements métallifères aient été engendrés de cette façon, par une activité volcanique subaquatique.



Dessin

Données volcaniques Diagramme triangulaire indiquant les proportions relatives de vapeur d'eau, de carbone et de soufre présents dans les gaz basaltiques de différents volcans du globe. Le nom du volcan est suivi de la date de prélèvement des échantillons correspondants. Certaines affinités apparaissent sans qu'ait pu...

Crédits: *Encyclopædia Universalis France* Consulter

Sans gaz, il n'y aurait probablement pas d'éruptions, et en tout cas pas d'explosions volcaniques. Les magmas ont en effet une densité supérieure à celle des roches de l'écorce terrestre. Pour atteindre la surface des continents, il faut dès lors que quelque processus les allège ou les pousse vers le haut. Ce processus est, en majeure partie sans doute, le fait de la phase gazeuse, soit que les bulles qui se forment dans le magma, lorsque les conditions de pression et de concentration le permettent, donnent à ce dernier une densité apparente inférieure à celle des roches surincombantes, soit que des poches gazeuses sous pression expulsent les portions de magma sous lesquelles elles se sont accumulées. Par ailleurs, c'est de l'explosivité mécanique (surpression et détente) ou – beaucoup plus rarement – chimique des gaz que dépendent les modalités de l'éruption. Il ne faut pas oublier enfin que ce sont encore des gaz, mais non plus des gaz magmatiques, qui parfois interviennent de façon déterminante dans le déroulement des phénomènes volcaniques : la vapeur engendrée au dépens de l'eau des nappes souterraines, des [lacs](#) ou de la mer, et même l'oxygène de l'air, atmosphérique ou souterrain.

Les constituants qui demeurent gazeux à la température ambiante (CO_2 , CO , H_2 , SO_2 , H_2S , CH_4 , HCl , HF , etc.) se dissolvent plus ou moins vite dans l'atmosphère – dont la composition est ainsi fonction du volcanisme – ou dans l'océan, dont les innombrables volcans sous-marins et sources hydrothermales conditionnent la salure. L'impact du volcanisme sur les milieux où se développent les différentes formes de vie, c'est-à-dire sur la [biosphère](#), est donc considérable.

• Produits liquides et solides

Du point de vue de la masse, l'essentiel des produits volcaniques est constitué par les laves. Celles-ci sont plus ou moins visqueuses, la viscosité dépendant de la température (la même lave sera mille fois plus visqueuse à $1\ 000\ ^\circ\text{C}$ qu'à $1\ 150\ ^\circ\text{C}$), de la composition chimique (toutes choses égales par ailleurs, la viscosité croît avec la teneur en SiO_2 et en Al_2O_3), de la teneur en cristaux (d'une part, les minéraux basiques

crystallisant les premiers, le bain résiduel s'enrichit en [silice](#) et la viscosité de ce bain, par conséquent, augmente ; d'autre part, l'abondance de ces particules solides en suspension dans le liquide magmatique rend, mécaniquement, ce dernier moins fluide) ou en enclaves solides, de la richesse en gaz soit dissous soit individualisés en bulles. Cette viscosité joue, avec la teneur en gaz du magma, un rôle déterminant dans les caractéristiques des éruptions.

• Mise en place des appareils

Tous les volcans naissent, en principe, sur une fracture ouverte par une distension de la lithosphère. Lorsqu'ils sont engendrés sur une fissure unique ou sur une série de fissures parallèles, un bourrelet allongé s'édifie par la superposition des coulées ; il évolue en « volcan bouclier » allongé selon la ligne de fissuration ([Erta'Ale](#), Kilauea). Lorsque plusieurs fissures de directions différentes se croisent, un « volcan central » se forme plus rapidement au-dessus du point de rencontre (fig. 8) ^[4]. Son sommet est généralement occupé par une dépression circulaire ou elliptique appelée soit *cratère* ^[5] si elle est de faible dimension, soit *caldera* lorsque, par suite d'un effondrement dû le plus souvent à une éruption colossale, son rayon dépasse 1 000 mètres. La *cheminée d'alimentation* est, dans sa partie supérieure, généralement circulaire, souvent comblée, au terme de l'activité, par une brèche (*diatrème* ou *pipe*). Les fissures d'alimentation forment de la même façon des filons plans (*dykes* simples ou radiaux, n'arrivant d'ailleurs pas nécessairement en surface), coniques (*cone sheet*) ou cylindriques (*ring dyke*) ; on pense que ces deux dernières formes sont consécutives respectivement à une poussée verticale et à un effondrement du toit du réservoir (*cauldron subsidence*).



Dessin

Modes de mise en place des roches volcaniques Bloc-diagramme illustrant les principaux modes de mise en place des roches volcaniques : formes de surface et de semi-profondeur. Neck et dykes radiaires, mesa et plateau de basalte sont des formes d'érosion ; les autres formes de surface sont d'origine.

Crédits: *Encyclopædia Universalis France* Consulter



Photographie

Le Poas Le Poas (2 704 m), volcan de la Cordillère centrale, au Costa Rica.

Crédits: *Hilarie Kavanagh, Tony Stone Images/ Getty* Consulter


La lave n'atteint pas toujours la surface ; elle peut s'insinuer en profondeur, par exemple entre deux couches sédimentaires ou entre d'anciennes strates volcaniques. Si ces

couches ne se trouvent pas déformées par l'intrusion, cette dernière est appelée *sill* (filon-couche) ; dans le cas contraire, on parle de *laccolite* (bombé vers le haut) ou de *lopolite* (bombé vers le bas).

Certains volcans n'ont jamais donné – et ne donneront jamais – qu'une seule éruption. Ils sont fatalement de taille modeste et qualifiés de « monogéniques ». Les autres, dits « polygéniques », résultent d'alternances, se prolongeant sur des siècles ou des dizaines de millénaires, d'éruptions et de repos, sans rythme aucun, quoi qu'on ait pu en dire. Quelquefois, l'activité se limite au stade fissural, sans construction d'édifice volcanique.

Coulées de laves

Il est évident que la vitesse des coulées et leurs dimensions horizontales sont d'autant plus grandes que la fluidité de la lave est plus élevée (ou, ce qui revient au même, que sa viscosité est plus basse). L'épaisseur des coulées est, en revanche, fonction directe de la viscosité. Ainsi, les basaltes, émis à des vitesses pouvant dépasser, exceptionnellement toutefois, 80 km/h, coulent généralement sur des kilomètres de distance, parfois jusqu'à plus de cent, et leur épaisseur va de quelques centimètres à une vingtaine de mètres, cette épaisseur augmentant avec la distance de la source, c'est-à-dire avec la viscosité, laquelle croît en progression géométrique avec le refroidissement, cependant que la vitesse décroît jusque vers zéro. Les coulées de laves intermédiaires, comme les andésites ou les trachytes, sont beaucoup moins longues ; elles ne dépassent guère la demi-douzaine de kilomètres, et leur vitesse est, dès le départ, inférieure, de plusieurs ordres de grandeur parfois, à celle des basaltes. Les laves acides (dacites, rhyodacites, rhyolites) ne donnent habituellement que des coulées très courtes et d'autant plus épaisses qu'elles sont visqueuses. Les obsidiennes sont des laves acides totalement ou presque totalement dépourvues de cristaux, c'est-à-dire de véritables verres ; leur couleur noire ou vert foncé est due aux éléments ferromagnésiens qu'elles contiennent en faibles proportions.

Il arrive que les laves acides soient tellement visqueuses qu'elles ne peuvent s'écouler. Elles s'empilent alors quasiment sur place pour former ce qu'on appelle des « dômes » ou « cumulo-volcans », ou encore, cas extrême, elles sont poussées vers le haut en monolithes verticaux, appelés « aiguilles ». La plus célèbre fut celle, haute de 400 mètres, que la montagne Pelée engendra après la catastrophe de 1902 .

Les dômes peuvent croître dans le cratère même, c'est le cas le plus habituel (Merapi, Bezimiannyi, Pelée, Saint Helens, etc.), mais ils s'édifient aussi à partir d'une fissure nouvelle ouverte à ras du sol ; ce phénomène s'est produit, de 1943 à 1945, pour engendrer le Shōwa Shinzan, et, il y a quelques milliers d'années, le puy de Dôme fut formé de la sorte.



Photographie

Éruption de la montagne Pelée Le 8 mai 1902, l'éruption de la montagne Pelée, à la Martinique, anéantit la ville de Saint-Pierre, alors capitale de l'île. Vingt-huit mille personnes périssent lors de cette catastrophe. Après la destruction de Saint-Pierre, c'est Fort-de-France qui devient la capitale de la Martinique.

Crédits: Getty Consulter

Selon la viscosité des laves épanchées, la forme des appareils volcaniques varie par conséquent du bombement à pentes très faibles (de 1 à 12°) des volcans boucliers basaltiques aux dômes endogènes ou exogènes, redressés parfois jusqu'à 70°. Cet angle de pente dépend aussi de la proportion de pyroclastites (cf. *infra*, Pyroclastites) : les volcans de type mixte dits « stratovolcans », les plus répandus, ont des pentes habituellement comprises entre 20 et 30°. Les plateaux basaltiques, souvent appelés *trapps*, qui recouvrent d'une succession de nappes de laves, épaisses de milliers de mètres, des surfaces d'ordre subcontinental, sont formés par l'accumulation de coulées fort fluides émises par des fissures innombrables se succédant dans le temps et dans l'espace. Ils constituent, somme toute, une chaîne volcanique tabulaire. Les petits cônes de scories qui se forment dans les zones d'alimentation où se produit le dégazage sont rapidement ensevelis sous les coulées ultérieures, et les derniers d'entre eux ne résistent pas longtemps à l'érosion. Aussi de nombreux géologues, trompés par cette apparente absence de cônes pyroclastiques, ont-ils prétendu que le volcanisme fissural qui engendre des *trapps* est caractérisé par l'absence de phénomènes explosifs.

La surface des coulées présente des aspects variés selon l'état de la lave (principalement la viscosité) et le mode d'écoulement. Ainsi les laves fluides et dégazées ont tendance à donner des surfaces lisses définissant les *pahoehoe*, assez massives sur pente moyenne, mais pouvant se briser en dalles si une pente plus forte vient provoquer une accélération alors que la surface est déjà figée, ou se plisser comme des tissus, ou encore s'enrouler en « cordes » si la coulée se trouve freinée avant que la surface ne soit complètement solidifiée ; la croûte formée peut aussi se briser sous la pression de la lave restée fluide, en donnant des tumuli ou en livrant passage à de petites coulées se solidifiant rapidement (laves « en tripes »). La surface et les bords de la coulée, plus rapidement solidifiés au contact de surfaces froides, s'immobilisent alors que dessous s'écoule encore la lave liquide. Lorsque le débit diminue, le niveau baisse dans le « tunnel » ainsi formé. Certains de ces tunnels atteignent plusieurs kilomètres. Lorsque le toit s'effondre, il reste un « chenal de lave ».

Une lave plus visqueuse et plus riche en gaz donne généralement une coulée à surface irrégulière, formée de fragments scoriacés et appelée *aa* ou *cheire*. Enfin les laves très visqueuses, se dégazant difficilement, se brisent parfois en blocs de dimensions décimétriques et donnent des « coulée à blocs ».

Après solidification, les laves peuvent prendre une architecture colonnaire (orgues)

▣ dans le cas d'un refroidissement lent, lamellaire dans celui d'un refroidissement rapide, etc. Un dégazage important peut se produire à la surface d'une coulée, et un petit cône de scorie est alors formé, appelé *hornito* ou *spatter-cone*.



Orgues basaltiques À la base de cette formation basaltique, on peut observer des orgues basaltiques. Cette prismation verticale est due à des fissures de retrait lors du refroidissement de la lave. Une seconde coulée basaltique est venue recouvrir ces orgues.

Crédits: Hubert Bril / L.A.S.E.H.Consulter


Lacs de lave

Certains cratères sont occupés par un lac ou étang de lave. Le problème de l'origine et du mode de transfert de l'énergie calorifique nécessaire à la survie de tels appareils reste partiellement irrésolu. Il est cependant certain que les courants de convection et les phénomènes de dégazage observés près de la surface expliquent en bonne partie les phénomènes observés à la surface de ces lacs : activité de « fontaines de lave », étirement des gouttes projetées en fils donnant les « cheveux de Pélé », courants qui peuvent déchirer ou briser, avant de l'engloutir, la pellicule plus ou moins plastique ou la croûte qui, par moments, se forme à la surface du bain fondu. Deux volcans seulement présentaient en 2008 ce type d'activité : l'Erta'Ale (Éthiopie) et l' Erebus (Antarctique) ; à noter que le Niragongo (République démocratique du Congo) présente un lac épisodiquement.

Pyroclastites

Le caractère explosif de la plupart des éruptions est responsable de la fragmentation plus ou moins poussée et de la projection à des altitudes et à des distances plus ou moins grandes des laves en fusion qui atteignent la surface du globe. Ces fragments portent les noms de *pyroclastites*, de *téphra* ou d'*éjecta*. L'explosivité des laves visqueuses étant beaucoup plus forte que celle des laves fluides, la plupart des pyroclastites habituellement rencontrées sur les terres émergées sont de nature plutôt acide. Cependant, les laves basaltiques, lorsqu'elles sont éjectées explosivement sous l'eau (ou sous la glace), engendrent de très importantes formations pyroclastiques, car la transformation brutale de leur chaleur en énergie explosive par le biais de la

vaporisation du milieu aqueux les pulvérise. Ces pyroclastites basiques sont appelées *hyaloclastites* (*hyalos* : verre) ou *tufs palagonitiques* (les palagonites sont des associations de minéraux argileux résultant de l'hydratation des verres volcaniques). En Limagne, les produits volcaniques sous-lacustres ont été appelés *pépérites*.

Les pyroclastites basiques subaériennes, qui sont des scories, forment des cônes de dimensions relativement modestes (de quelques mètres à quelques centaines de mètres de haut) appelés *cinder-cones* (ou cônes de scories), très caractéristiques des régions basaltiques. Ils s'élèvent à même le sol (par exemple, puys de la Vache, de Lassolas, etc., en [Auvergne](#) ) , au flanc d'une montagne volcanique (Etna, Kilauea, etc.) ou sur le fond de calderas (Champs Phlégréens à l'ouest de [Naples](#) par exemple).



Photographie

Chaîne des Puys Les volcans éteints de la chaîne des Puys, en Auvergne, France.

Crédits: Alfred Wolf, Tony Stone Images/ GettyConsulter

Sauf dans le cas des éruptions subaquatiques de faible profondeur, les pyroclastites basaltiques ne sont guère lancées haut ni loin (« cheveux de Pélé », par exemple), l'énergie cinétique des éruptions de ce type étant par trop modérée. Les pyroclastites de laves intermédiaires et acides, au contraire, sont souvent projetées à des hauteurs et à des distances considérables. Elles s'accumulent par strates successives dont l'épaisseur décroît avec la distance. Ces strates sont constituées de fragments de mieux en mieux classés par taille à mesure que l'on s'éloigne du cratère qui les a engendrées ; les éléments les plus gros (bombes, lapilli) se trouvent auprès de ce dernier, cependant que les « cendres » ou, mieux, les poussières que les explosions paroxysmales lancent à 30 ou 40 km d'altitude peuvent être transportées par les [vents](#) jusqu'à des milliers de kilomètres parfois. Retombées au sol et rendues cohérentes par cimentation, elles prennent le nom de *tufs*. Remaniées par les eaux, les pyroclastites sont redéposées avec un granuloclassement plus poussé encore : on appelle ces couches des *tuffites*. Les *lahars* sont des torrents de boues engendrées par mélange de cendres volcaniques tantôt avec les eaux violemment éjectées du lac qui parfois occupe le cratère entre deux éruptions, tantôt avec celles qui proviennent de la fonte des neiges ou des glaces, tantôt avec celles de pluies diluviennes. Ces torrents de boues sont généralement très destructeurs, voire meurtriers, et les dépôts qu'ils forment se caractérisent par l'absence de tout classement par tailles ou par densités.

Il en est de même des *nuées ardentes*. Ces dernières sont des [avalanches](#) sèches de blocs de lave incandescente et de cendres en suspension dans les gaz éruptifs et qui dévalent au flanc du volcan. Leur vitesse, due à la gravité ainsi qu'à la viscosité

négligeable du colossal aérosol qu'elles sont en fait, est augmentée encore par l'énergie de l'explosion initiale qui est, pour les nuées ardentes, souvent orientée latéralement et non verticalement, et entretenue peut-être par celle qu'engendre, durant le parcours, le dégazage des fragments de magma visqueux. Cela donne à certaines nuées ardentes des vitesses terrifiantes (Pelée, 1902-1903 : 600 km/h). En revanche, les nuées lancées verticalement ne dévalent en général les pentes qu'à des vitesses de l'ordre de quelques dizaines de kilomètres à l'heure, ce qui est d'ailleurs loin d'être négligeable. De telles vitesses ne sont possibles que parce qu'il s'agit d'une suspension dans un milieu gazeux. Cela permet aux nuées ardentes de remonter des pentes et de franchir des obstacles topographiques qui auraient constitué des [barrages](#) insurmontables pour des coulées liquides. Comme les lahars, les nuées ardentes s'immobilisent soudain, dès que le pouvoir sustentateur des gaz pour les nuées, de l'eau pour les lahars, atteint un niveau critique. Les matériaux se sédimentent alors simultanément en brèches chaotiques, sans stratification ni classement granulométrique.

Les *ignimbrites* (du latin *ignis*, « feu », et *imber*, « pluie »), ou tufs soudés, sont des dépôts pyroclastiques très particuliers. Faites de fragments de laves acides, elles sont généralement très étendues : une seule nappe peut avoir des dizaines de kilomètres de long, plusieurs kilomètres de large et des dizaines, voire des centaines de mètres d'épaisseur. De nombreuses nappes se superposent souvent sur des milliers de kilomètres carrés.

Les ignimbrites sont engendrées par des éruptions exceptionnelles. Elles surviennent, semble-t-il, au terme de longs cycles éruptifs, dans des magmas fortement visqueux et très riches en gaz. La vésiculation de ceux-ci fait dépasser aux laves le stade des scories ou des ponces (lesquelles sont des mousses de silicates), mais la pression exercée par les gaz ainsi libérés n'est pas suffisante pour provoquer l'éjection violente des débris (cendres) provenant de la fragmentation de ces mousses ; l'expansion des bulles ne va que jusqu'à la rupture par étirement des septa qui séparent les vésicules. À ce moment, les propriétés de l'ensemble constitué par la lave et les gaz changent brusquement : le continuum liquide à très forte viscosité contenant un discontinuum gazeux se transforme en un continuum gazeux portant un discontinuum de fragments liquides (et solides : les cristaux et, éventuellement, des enclaves énallogènes). La viscosité extrême du magma fait ainsi place soudain à la fluidité, tout aussi extrême, d'un aérosol à haute température. Cet aérosol est déversé par-dessus la lèvre de la fissure éruptive (ce type d'éruption est plus souvent fissural, comme celui des basaltes formant les plateaux de trapps, que localisé au seul cratère d'un volcan) et se répand au loin, nivelant les accidents topographiques.

Progressant à haute vitesse à l'abri d'une couverture de gaz en expansion chargés de poussières qui s'élève à des milliers de mètres, ces nappes conservent une bonne partie de leur chaleur jusqu'à de grandes distances. Au moment où, brusquement, les parcelles en suspension se déposent, les températures sont en général suffisamment élevées pour permettre aux éléments ponceux, fluides encore, de s'aplatir et de se souder les uns aux autres. Le résultat en est une roche parfois très compacte dans laquelle sont éparses les mottes de ponce, écrasées en galettes ; les coupes verticales font apparaître ces dernières sous forme lancéolée, et on les appelle *fiamme* (mot italien signifiant « flammes ») ; elles sont très caractéristiques des ignimbrites. Ces fiamme cependant ne se trouvent que dans les parties de la nappe où température et pression étaient suffisantes pour écraser les ponces. Ailleurs, ces dernières conservent leur apparence spongieuse caractéristique. Ainsi se superposent des faciès plus ou moins soudés, à fiamme plus ou moins marquées, et cela constitue une pseudostratification que des géologues non spécialisés prennent facilement pour une succession chronologique.

Les ignimbrites sont des formations géologiquement importantes. Elles le sont également du point de vue économique, car elles peuvent contenir des gisements de vapeur, utilisables pour la production d'énergie géothermique.

• Cas du volcanisme subaquatique

Une activité volcanique qui, à l'air libre, se manifeste d'une certaine façon (explosion ou coulée) aura, en milieu subaquatique, un caractère bien différent, en raison de la présence d'une phase liquide aisément vaporisable. La même activité explosive, par exemple, peut être responsable, lorsqu'elle est subaérienne, de la projection de lambeaux de lave qui s'accumulent pour former des cônes de scories et, en milieu subaquatique, de la production d'hyaloclastites. La fragmentation des lambeaux de lave et l'énergie cinétique de dispersion des petits fragments vitreux résultent de l'explosion de la vapeur prisonnière dans et sous lesdits lambeaux.


Beaucoup de guyots, ces monts tronconiques fréquents sur le fond des océans, n'ont probablement jamais été, comme on le croit généralement, des îles volcaniques ultérieurement tronquées par érosion puis englouties. La plupart, sans nul doute, sont originellement des volcans sous-marins faits de coulées interstratifiées avec des hyaloclastites et dont la forme tronconique est congénitale. Ces types morphologiques peuvent être observés dans certaines zones sous-marines récemment émergées, comme l' Afar.

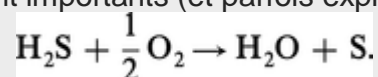
L'activité effusive lente, qui à l'air libre donne des coulées à surface lisse ou scoriacée, forme en milieu sous-marin des surfaces se débitant en petits polygones de l'ordre d'une

dizaine de centimètres. Lorsque la surface d'épanchement est horizontale, ces prismes ont tous des axes verticaux ; lorsqu'elle est inclinée, et généralement au front de toutes les coulées subaquatiques, apparaissent les « laves en coussins » (*pillow lavas*), dont les éléments arrondis ont des dimensions variant de l'ordre de la dizaine de mètres à celui du décimètre.

• Formes d'activité paravolcanique

Une forme d'activité paravolcanique importante est constituée par des émanations de gaz ou d'eau à des températures anormalement élevées. Elle caractérise en fait la plupart des volcans, qui en général ne sont pas en activité éruptive mais « en sommeil » ; cette activité latente, qui peut durer des millénaires, se manifeste par ces différentes formes d'exhalaison. Mais l'activité paravolcanique existe également dans des formations géologiques qui ne sont pas volcaniques. On connaît des sources chaudes et des geysers émanant de terrains cristallins (à Chaudes-Aigues, par exemple) ou de terrains sédimentaires. Ce type d'activité n'existe cependant que dans des zones de gradient géothermique anormalement élevé, lesquelles, généralement, sont aussi des zones volcaniques.

Les *mofettes* sont des émanations de gaz, principalement d'anhydride carbonique, à des températures peu élevées. Les *fumerolles* sont des émanations gazeuses à températures plus hautes et contiennent essentiellement de la vapeur d'eau, des anhydrides carbonique et sulfureux, de l'hydrogène sulfuré, du méthane, de l'hydrogène et de l'azote. Les *solfatares*  se distinguent des fumerolles par leurs plus fortes teneurs en composés sulfurés (et en soufre natif) ; la majorité des solfatares, en effet, sont composées d'hydrogène sulfuré qui, en s'oxydant au contact de l'air, libère le soufre, que l'on retrouve en dépôts souvent importants (et parfois exploités) selon la réaction :







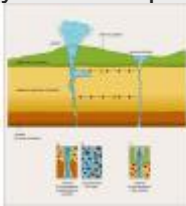
Photographie

Solfatare Un solfatare (ici à Pouzzoles en Campanie, Italie) traduit une activité thermique souterraine qui se manifeste par des émissions de vapeur d'eau chaude (de 100 à 300 °C). Ces fumerolles contiennent de l'hydrogène sulfuré qui, par réaction avec l'oxygène de l'air, donne des dépôts de...

Crédits: Istituto Geografico De Agostini Consulter

Les *sources chaudes* et *sources thermominérales*, contrairement à certaines idées reçues qui les faisaient considérer comme « juvéniles », sont d'origine essentiellement superficielle. Les eaux météoriques, s'infiltrant en profondeur, atteignent des zones où elles s'échauffent, parfois jusqu'à des températures de l'ordre de 300 °C et même plus.

Elles remontent vers la surface par des jeux de fissures et, le plus souvent, sourdent paisiblement. Dans certains cas spécifiques, la pression de la vapeur piégée dans des structures adéquates projette sporadiquement l'eau en hauteur  sous forme de *geyser* (mot d'origine islandaise qui signifie « jaillissement »). Les geysers  sont des variétés de sources chaudes qui émettent périodiquement de l'eau et de la vapeur sous pression (fig. 9). La température de leur éruption est généralement proche de la température d'ébullition de l'eau (100 °C au niveau de la mer). La hauteur des éruptions peut atteindre 50 mètres. Certains geysers entrent en activité à intervalles réguliers, mais la plupart sont irréguliers. Le « Vieux Fidèle »  du parc de Yellowstone (Wyoming) joue à intervalles de trente à quatre-vingt-dix minutes. Des geysers sont connus dans toutes les zones volcaniques : en Islande, en Nouvelle-Zélande , au Chili, au Kamtchatka, au Japon, en [Éthiopie](#), au Nevada, etc. Les régions où l'on trouve des geysers sont propices à l'exploitation de l'énergie géothermique.



Dessin

Geysier : alimentation Schéma simplifié du système d'alimentation d'un geyser, montrant la porosité des roches encaissantes et la forme des fissures d'alimentation (d'après l'U.S. Geological Survey).

Crédits: *Encyclopædia Universalis France* Consulter



Vidéo

Les geysers Un geyser est un type particulier de source d'eau chaude qui jaillit par intermittence, en projetant de l'eau chaude et de la vapeur. Le terme geyser provient de Geysir, nom du plus célèbre geyser islandais, dont l'étymologie est liée au verbe *gjósa* (jaillir, bouillonner).

Les geysers...

Crédits: *Encyclopædia Universalis France* Consulter



Photographie

Old Faithful Old Faithful, un geyser qui jaillit à intervalles réguliers, est une des attractions du parc national de Yellowstone (Wyoming), États-Unis.

Crédits: *James Randklev, Tony Stone Images/ Getty* Consulter



Photographie

Geysers en Nouvelle-Zélande Des geysers près de Rotorua, dans l'île du Nord de la Nouvelle-Zélande.

Crédits: John Lamb, Tony Stone Images/ GettyConsulter

Les eaux à haute température circulant en profondeur sont douées d'un haut pouvoir de dissolution. Elles dissolvent aussi bien les gaz d'origine profonde, tel l'anhydride carbonique, l'hydrogène, les composés chlorés, fluorés et soufrés, que des sels métalliques, lesquels se déposent ensuite dans les fissures et les anfractuosités des terrains qu'ils traversent. Ces dépôts colmatent peu à peu les fissures, réduisant la perméabilité des roches. Par ailleurs, les gaz acides attaquent les minéraux et progressivement les transforment en [argiles](#), dont l'imperméabilité joue un rôle très important dans la géologie de la vapeur souterraine. Les manifestations de surface telles que les geysers et les sources chaudes sont généralement associées à de vastes systèmes complexes de circulation souterraine des eaux, lesquelles empruntent soit des réseaux de fissures, soit des plans de faille, soit simplement les pores de certaines formations géologiques. Il existe cependant des champs géothermiques souterrains auxquels n'est associée aucune manifestation de surface. Il s'agit de réservoirs profonds et isolés ne présentant pas de déperditions en surface. Ce cas se produit lorsque des roches poreuses sont couvertes par un large « toit » de roches imperméables qui empêche l'échappement libre des eaux ou de la chaleur. Larderello (Italie) et Salton Sea (Californie) sont des exemples de ce type.

Haroun TAZIEFF

Jacques VARET

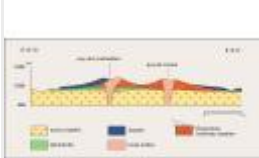
5. Géomorphologie du volcanisme

Le volcanisme s'exprime dans le relief du globe par une famille de formes originales. Leur diversité résulte, en premier lieu, de celle des structures géologiques créées par des éruptions aux modalités variées. Elle tient aussi à l'importance des destructions causées par l'érosion, qui dépend à la fois de la vulnérabilité des roches offertes à son action et de l'ancienneté des constructions volcaniques. C'est en fonction de ces deux critères qu'on peut établir une typologie des reliefs volcaniques.

• Les édifices volcaniques jeunes

Construits au cours du Quaternaire et parfois toujours actifs, ces édifices volcaniques jeunes sont peu entamés encore par l'érosion. Leur morphologie reste définie, pour l'essentiel, par les modalités des éruptions.

Le *cône de scories* représente le type le plus conforme au volcan popularisé par l'image. Il s'agit d'un édifice aux dimensions limitées (quelques hectomètres de diamètre), aux pentes raides (de 30 à 35°), couronné par un cratère. Il est principalement constitué par des pyroclastites (bombes, lapilli) accumulées autour du point d'émission, lors d'éruptions faites d'explosions accompagnées de rares coulées de laves assez basiques, comme au Stromboli. Les puys de l'Auvergne (fig. 10) ^[1] sont aussi des exemples de tels cônes, avec des cratères réguliers (puy de Pariou), parfois égueulés par les coulées (puys de Louchadière, de Lassolas, de la Vache), parfois emboîtés (puy de Côme). Dans certaines régions, l'activité de multiples bouches éruptives crée des essaims de cratères qui se recoupent ou s'emboîtent dans un matelas de cendres, donnant un aspect lunaire au paysage (Champs Phlégréens des environs de Naples). Malgré la vulnérabilité du matériau qui constitue les cônes de scories, l'érosion ne se manifeste guère que par une dissection limitée due à des ravins radiaux (*barrancos*) et par un émoussé des bords des cratères qui peut les rendre indiscernables.



Dessin

Volcan de type Strombolien Volcans de type Strombolien : les puys de Louchadière et de Jumes (Auvergne) ; d'après M. Archambault, R. Lhénaff, J. R. Vanney.

Crédits: Encyclopædia Universalis France Consulter

Plusieurs volcans de l'Afar, constitués d'hyaloclastites basaltiques, ont une forme tronconique identique à celle des *guyots* qui parsèment le fond des océans. Il est raisonnable de penser qu'ils ont été engendrés sous une certaine pression d'eau et n'ont émergé que récemment.

Le *volcan bouclier* correspond à un empilement de laves basaltiques fluides émises par des fissures ou des cratères, sans explosions ni projections très importantes. Il s'agit alors d'un édifice de diamètre pouvant atteindre plusieurs dizaines de kilomètres, en forme de galette à faibles pentes (de 5 à 6°), crevée par un vaste cratère-caldéra d'où déborde, lorsqu'elle ne s'y maintient pas sous la forme d'un lac, la lave en fusion, tels le [Mauna Loa](#) et le Kilauea de l'île d'Hawaii ^[2] ^[3]. En raison de leur nature et de leur forme aplatie, les constructions jeunes restent peu entamées par l'érosion, qui ne se manifeste guère, à l'occasion, que par des canyons ou des amphithéâtres torrentiels (îles Kaouai).



Photographie

Coulées de lave sur le Kilauea Coulées de lave sur les flancs du volcan Kilauea, à Hawaii, États-Unis.


Crédits: G. Brad Lewis, Tony Stone Images/ Getty/Consulter

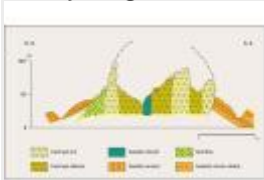


Photographie

Coulée de lave Cette coulée de lave, à Hawaii, est alimentée par un magma riche en silice. En effet, plus un magma est riche en silice, moins il est visqueux. Il remonte rapidement, n'a pas le temps de se solidifier et peut s'écouler en surface.

Crédits: Jacques-Marie Bardintzeff/Consulter

Le *cumulo-volcan* résulte, au contraire, de la consolidation de laves acides ou « intermédiaires » visqueuses (trachytes, rhyolites, phonolites) au-dessus de la cheminée volcanique, au cours d'éruptions parfois accompagnées de nuées ardentes destructrices. Ces extrusions présentent la forme de dômes (puy de Dôme) ou de pitons débités en prismes par des diaclases de refroidissement (montagne Pelée, « sucs » du Velay, aiguilles de l'Atakor dans le Hoggar ; fig. 11 ).



Dessin

Volcan de type péléen démantelé Volcan de type péléen démantelé : l'Imadouzène (Atakor, Hoggar), d'après P. Rognon.


Crédits: Encyclopædia Universalis France/Consulter

Le *strato-volcan* doit son nom à une structure caractérisée par une alternance de coulées de laves (basalte, andésite) avec des couches de projections traversées par des filons et des cheminées surmontées par des cônes de scories. Déjà plus complexe que les types précédents, même quand il s'agit d'un édifice jeune, la forme résultante a l'aspect d'un cône massif, caparaçonné par les coulées terminales et plus ou moins hérissé de petits cônes de scories (par exemple, le Vésuve).

Les coulées de lave créent aussi des formes structurales primitives originales. Leurs caractéristiques géomorphologiques dépendent à la fois de la nature du magma, de sa température, des gaz sous pression qu'il contient et de la [topographie](#) qu'il recouvre.

Des laves visqueuses, en raison de leur acidité (trachytes, rhyolites) et parfois de leur température relativement peu élevée, engendrent des coulées courtes et épaisses, au profil transversal bombé. Des laves très fluides, généralement basaltiques, peuvent s'allonger sur des dizaines de kilomètres, surtout lorsque des vallées les canalisent. En revanche, elles s'étalent en nappes sur des topographies peu différenciées, soit par coalescence de coulées linéaires, soit à la suite d'éruptions fissurales. Les plus remarquables constituent de vastes plateaux structuraux appelés *trapps* (du

suédois *trappar*, escalier), peu inclinés, limités par des escarpements en marches d'escalier. Au Dekkan, ils s'étendent sur quelque 300 000 kilomètres carrés et leur épaisseur atteint 2 000 mètres.

Dans le détail, ces formes structurales offrent des aspects variés. Des laves très fluides et pauvres en gaz donnent des surfaces lisses appelées *pahoehoe* aux Hawaïi . Leur aspect cordé est dû aux rides créées et étirées par leur écoulement rapide sous une pellicule déjà solidifiée. Des surfaces rugueuses, parsemées de pierraille et hérissées de pinacles de plusieurs mètres de hauteur, signalent des coulées dont l'écoulement lent permet la formation d'une croûte épaisse et rigide. On utilise le terme hawaïen de *aa* pour les désigner (*cheyres* d'Auvergne). À l'occasion, des jaillissements de lave y créent des protubérances creuses, de hauteur métrique, appelées *hornitos* (de l'espagnol four).



Photographie

Coulée de lave à Hawaïi Coulée de lave, dans le Volcanoes National Park de l'île d'Hawaïi, États-Unis.

Crédits: R.G.K. Photography, Tony Stone Images/ GettyConsulter

• Les formes volcaniques d'érosion différentielle

Le démantèlement des vieux édifices volcaniques engendrés au cours du Tertiaire et du Quaternaire ancien (Villafranchien) crée des formes d'érosion différentielle. Leur type varie selon les dispositifs structuraux réalisés et l'ampleur des destructions qu'ils ont subies.

Les *formes de déchaussement* résultent de la révélation des parties les plus résistantes des constructions volcaniques. Elles se différencient selon la nature du matériau éruptif dégagé et les caractéristiques du moule dans lequel il s'est accumulé.

Les formes les plus vigoureuses proviennent du dégagement des produits consolidés dans les cheminées. On parle de *culots* quand il s'agit de colonnes de laves intrusives, dégagées de sédiments meubles accumulés dans les fossés, telles les marnes oligocènes de la Limagne (Montragon), ou de puissantes altérites des [massifs anciens](#) (plateau Kapsiki, Cameroun). Lorsque ces pitons correspondent à des conglomérats ou à des brèches, on a affaire à des *necks*, tels les « gardes » villafranchiens du Velay et le célèbre mont Aiguille de la ville du Puy. Lorsque l'érosion différentielle a dégagé un filon de lave colmatant une fissure, on observe une muraille plus ou moins longue, à l'aspect d'orgue, que l'on dénomme *dyke* (val d'Enfer au puy de Sancy). Ces dykes, comme les culots, surplombent toujours des talus d'éboulis grossiers alimentés par le débitage des laves prismées (« clapiers » du Velay).

Les *formes d'inversion* correspondent au perchement de coulées de laves fluides accumulées dans les vallées ou les dépressions de plateaux constitués par un matériau peu résistant. Mises en relief grâce à la protection que leur assure la carapace de basalte contre l'érosion postérieure, elles déterminent des formes tabulaires appelées *mesas* (de l'espagnol table) ^[4]. La Limagne offre des exemples de telles lanières ou tables basaltiques, à la suite d'un important déblaiement plio-quaternaire de ses marnes oligocènes (Gergovie, montagne de la Serre), de même que l'Aubrac et le Cézallier, où les laves recouvrent des roches cristallines altérées.



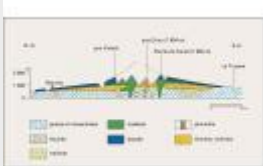
Photographie

Mesas (Namibie) L'érosion a dégagé ces reliefs tabulaires d'origine volcanique (mesas), protégés par leur carapace de basalte.

Crédits: Tom Sheppard, Tony Stone Images/ GettyConsulter

Des *reliefs de démantèlement plus complexes* caractérisent des volcans tertiaires dont l'évolution comporte une alternance de périodes d'éruptions variées (types polygéniques) et de périodes d'érosion. Ces vastes édifices combinent, alors, divers types de formes d'érosion différentielle qui s'emboîtent les unes dans les autres.

Les formes les plus originales dérivent de l'entaille, par de profondes vallées rayonnantes, des puissantes accumulations de laves et de projections qui caractérisent les strato-volcans. Ces vallées définissent des plateaux triangulaires, terminés en éperons vers l'ancien centre éruptif à partir duquel ils s'inclinent. On leur réserve le nom de *planèze*, utilisé dans le Cantal pour dénommer les vestiges d'un cône mio-pliocène, couronnés par des corniches de basalte au-dessus de versants raides accidentés par les ressauts structuraux liés à l'alternance de coulées et de pyroclastites. Des pitons de cumulo-volcans, en phonolite ou en andésite, complètent cette série des formes d'érosion différentielle (fig. 12) ^[4].



Dessin

Type d'édifice volcanique complexe Le Cantal (Auvergne), d'après E. de Martonne : type d'édifice volcanique complexe.

Crédits: Encyclopædia Universalis FranceConsulter

Dans le *type écossais*, la destruction atteint les racines mêmes du strato-volcan, comme le prouve la mise à l'affleurement de granophyres ayant cristallisé en profondeur. On en trouve un exemple classique dans l'île de Mull, en Écosse (fig. 13) ^[4], où un grand

appareil éocène ne se signale plus que par des plateaux basaltiques définis par ses coulées inférieures. En raison de l'inclinaison provoquée par des affaissements volcanotectoniques de son centre, ils se terminent par des cuestas à fronts externes. Des *ring dykes* et des *cone sheets*, dus au déchaussement d'intrusions de laves acides dans des cassures cylindriques ou coniques, les accidentent localement.



Dessin


Mull : volcan d'Écosse Coupe schématique du volcan de Mull (Écosse), d'après A. Guilcher.

Crédits: *Encyclopædia Universalis France* Consulter

• Les formes liées aux laccolites

Ce sont aussi d'amples destructions de séries sédimentaires, causées par une érosion de longue durée, qui permettent aux laccolites qu'elles peuvent receler de se manifester dans le relief.

Les Henry Mountains (Utah) en fournissent un cas typique, analysé dès la fin du XIX^e siècle. À la suite de l'ablation de quelque 2 500 mètres de grès et de schistes, les amas laccolitiques venus à l'affleurement y déterminent des dômes, associés à des *sills*, entourés par des alignements de cuestas dégagées dans les enveloppes sédimentaires rebroussées. Ces reliefs complexes, qui atteignent 3 500 mètres, se dressent à environ 1 500 mètres au-dessus des plateaux voisins.

À toutes ces conséquences géomorphologiques du volcanisme, il convient d'ajouter les perturbations qu'il provoque dans l'hydrographie, exprimées par différents types de lacs. Certains, circulaires, se perchent dans les cratères de volcans éteints (lac du Bouchet, Haute-Loire) ou seulement en repos (Kelud, Java) . D'autres, moins réguliers mais souvent plus vastes, se logent dans les calderas (lacs de Bolsena, de Vico, en Italie ; *Maare* de l'Eifel en Allemagne). Plus ou moins triangulaires, enfin, les lacs de barrage s'établissent derrière un cône volcanique (lac de Montcineyre, Auvergne) ou une coulée (lac d'Aydat, Auvergne).



Photographie

Volcan Kawah Ijen, Indonésie De fréquentes émanations de fumée témoignent de l'activité du Kawah Ijen. Son cratère reste pourtant le site d'exploitation de soufre le plus important d'Indonésie.

Crédits: *Rat007/ Shutterstock* Consulter

6. Prévention et surveillance

Une cinquantaine de volcans, sur les quelque six cent cinquante connus pour avoir eu au moins une éruption dans la période historique, sont en activité chaque année.

Tout d'abord, le risque volcanique est souvent présent dans des zones désormais intensément peuplées, comme l'Indonésie, les Philippines, l'Italie centrale ou le Japon. À Naples, une éruption du Vésuve, comme celle qui détruisit Herculanium et Pompéi en 79 après J.-C., aurait, de nos jours, des conséquences encore plus catastrophiques. Même si toute la zone était évacuée à temps, les pertes économiques, industrielles et agricoles et le choc social seraient immenses ; et la probabilité d'éruption du Vésuve demeure forte à l'échelle de quelques années ou de quelques décennies.


Par ailleurs, on sait maintenant que les conséquences d'une éruption volcanique peuvent ne pas être limitées à des effets directs sur la zone entourant le volcan, mais concerner jusqu'à l'ensemble de la planète. En effet, les panaches de cendres et d'aérosols qui sont émis par les grandes éruptions peuvent s'injecter dans la stratosphère et, selon la latitude et la saison, être largement dispersés autour du globe. Alors que les cendres retombent assez rapidement, les aérosols, composés principalement de gouttelettes d'acide chlorhydrique, forment un voile qui mettra plusieurs années à se dissiper. Celui-ci réfléchit une partie du rayonnement solaire qui aurait dû parvenir dans les basses couches de l'atmosphère et au sol ; des modifications climatiques transitoires peuvent ainsi se produire. Ce fut le cas avec l'éruption du Pinatubo aux Philippines. La partie stratosphérique du panache de l'éruption du 15 juin 1991 a encerclé la Terre en vingt et un jours, puis le nuage s'est progressivement étendu au-dessus de l'hémisphère Nord puis de l'hémisphère Sud. Il s'est ensuivi une diminution globale de la température de la troposphère de quelques fractions de degré. Les modèles montrent que des éruptions plus importantes (il en existe des exemples dans le passé géologique récent) pourraient engendrer de véritables « hivers volcaniques », dénomination qui fait référence au phénomène d'« hiver nucléaire » : les effets supposés après une guerre nucléaire provoqueraient de gigantesques incendies dont les fumées obscurciraient l'atmosphère terrestre pendant plusieurs années.

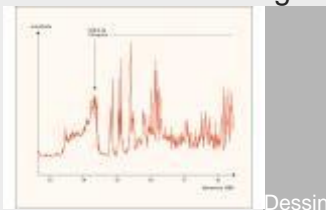
• Les progrès des méthodes de surveillance

Une éruption est toujours la conséquence d'un transfert interne de matière (de l'ordre de 1 à 100 millions de mètres cubes, parfois beaucoup plus). On comprend que des signaux physiques et chimiques engendrés par ce transfert puissent être détectés en surface. Ce n'est pourtant que depuis le début du siècle que des méthodes physiques sont utilisées pour surveiller les volcans. Deux types de méthodes se sont progressivement imposés : la surveillance sismique et la surveillance des déformations de la surface. La première repose principalement sur le fait que des signaux sismiques

sont générés lors du transfert de magma vers la surface, soit par fracturation des roches encaissantes, soit par des résonances associées aux mouvements des fluides magmatiques. Les déformations de la surface sont simplement le résultat de l'accommodation des variations internes de volume et de pression sous l'effet des intrusions de magma. Pour schématiser ces phénomènes, on peut dire que, avant une éruption, la montée de magma va se traduire par un accroissement de l'activité sismique et par un gonflement de la surface. La façon de mettre en œuvre ces méthodes et d'interpréter leurs résultats a, bien sûr, évolué et quelques développements, particulièrement spectaculaires, ont eu lieu dernièrement. Parallèlement, on s'est intéressé à d'autres paramètres et des nouveaux outils de surveillance apparaissent.

• La surveillance sismique

Avec le développement des outils informatiques, la numérisation des signaux sismiques est devenue la règle et permet désormais des traitements précieux d'aide à la surveillance en temps réel. Les [ordinateurs](#) associés aux réseaux sismiques (souvent de simples PC) peuvent calculer des paramètres qui quantifient et visualisent de façon objective l'activité sismique (fig. 14 ) , ou bien calculer automatiquement la position des séismes au fur et à mesure qu'ils se produisent lors d'une crise, alors que ces déterminations ne pouvaient être réalisées qu'en temps différé auparavant. Les stations sur le terrain peuvent être dotées d'intelligence artificielle et avoir ainsi la capacité de réaliser un prétraitement des signaux avant de les transmettre. Les stations sismiques utilisant le système Argos pour la transmission exploitent largement ces possibilités pour élaborer des messages pertinents.



Exemple d'aide de l'informatique Les signaux sismiques numérisés sont envoyés à un ordinateur qui calcule l'amplitude moyenne des oscillations du sol pendant une période de temps choisie (ici 10 min) et reporte cette valeur sur un graphique en fonction du temps. Cette visualisation est très utile lorsque les séismes sont nombreux,...

Crédits: *Encyclopædia Universalis France* Consulter

Un autre type de surveillance sismique est développé par une équipe de l'université de Chambéry. Plus exactement, il s'agit de surveillance hydroacoustique. Cette méthode tire parti de la présence de lacs dans les cratères de certains volcans. Les variations de pression dans l'eau sont captées par des hydrophones dans les gammes de fréquences allant des [infrasons](#) aux ultrasons. Ces signaux contiennent des informations, non seulement sur des vibrations sismiques, mais aussi sur le flux de bulles relâchées par les fumerolles et les fissures sous-lacustres. Cette méthode a fourni des informations très originales avant l'éruption du [Kelut](#), en Indonésie, en 1990.

• La surveillance des déformations

La surveillance des déformations à la surface des volcans connaît des progrès spectaculaires. D'abord fondée uniquement sur l'utilisation de techniques géodésiques au sol, cette surveillance est en train d'être révolutionnée par l'utilisation de techniques satellitaires. Le système américain G.P.S. (Global Positioning Satellite System) est connu du public comme un système de navigation capable de fournir partout et rapidement une position à quelques dizaines de mètres près. Mais il existe aussi des techniques de mesure G.P.S. dont la précision est centimétrique, voire infracentimétrique. Celles-ci sont de plus en plus utilisées sur les volcans (Kilauea à Hawaii, Etna, volcans islandais, etc.) et présentent l'avantage de déterminer les mouvements relatifs de points très éloignés et pas forcément en intervisibilité. Le système français D.O.R.I.S. (Détermination d'orbite et radiopositionnement intégrés par satellite) offre des performances similaires avec une méthode un peu différente. Il est actuellement utilisé sur le Kilauea.

Un autre outil précieux de [cartographie](#) des déformations est apparu dernièrement : l'interférométrie [radar](#) différentielle. Il repose, actuellement, sur les données du radar à synthèse d'ouverture (S.A.R. : Synthetic Aperture Radar) du satellite E.R.S.-1. Ces données contiennent des informations qui sont, entre autres, liées à la distance entre le sol et le satellite. Une véritable cartographie subcontinue (pixels de 100 m de côté) des déplacements peut être obtenue, avec une précision de l'ordre de 3 centimètres. Des applications à la surveillance des déplacements en surface de volcans sont déjà en cours ou prévues. Par rapport aux autres méthodes, les apports sont considérables : réelle cartographie des déplacements (alors qu'avec les autres méthodes on n'obtient des données qu'en un nombre limité de points au sol), mesures dans des zones peu accessibles, pas de nécessité d'avoir un réseau de repères préalablement installé au sol. La grande densité de points obtenue avec cette méthode va permettre de modéliser les sources des déformations des volcans (par exemple, les intrusions de magma) avec un réalisme et une précision inégalés.

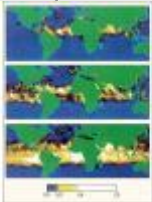
• L'observation des volcans par satellites : vers une surveillance globale du volcanisme terrestre

L'évolution d'autres paramètres physiques ou chimiques lors des activités volcaniques fait également l'objet de nombreux travaux, et plus particulièrement dans les domaines suivants : [gravimétrie](#), magnétisme, électricité et électromagnétisme, études des phases gazeuses et [télé-détection](#) satellitaire. Cette dernière, par l'importance qu'elle est en train de prendre, mérite une attention particulière.

La force des données obtenues par les images satellitaires en volcanologie peut être résumée en trois points : elles fournissent des vues de grandes zones ; des images de

ces zones peuvent être acquises de façon répétitive (par exemple, avant, pendant et après une éruption) ; les différents types de capteurs permettent d'accéder à certaines grandeurs physiques ou chimiques des objets observés (par exemple, la température ou la composition). Les principaux types d'investigation réalisés à partir d'images satellitaires sont l'identification et la cartographie des produits et des structures volcaniques, l'observation d'anomalies thermiques de la surface des volcans et leur évolution, et le suivi des nuages volcaniques.

Actuellement, à l'aide des satellites à haute définition, conçus pour l'étude de la surface terrestre (pouvoirs de résolution d'ordre décimétrique) et des satellites dits météorologiques (résolutions kilométrique ou plurikilométrique, mais permettant l'observation plus fréquente de la Terre), il est possible de réaliser des études et une surveillance de sites actifs ou potentiellement actifs et de détecter et de suivre les panaches volcaniques dans l'atmosphère (fig. 15). Cette dernière possibilité est particulièrement utile pour la sécurité aérienne. Rappelons que, durant ces dernières années, des avions de ligne ont subi des problèmes plus ou moins importants (jusqu'à l'extinction des réacteurs) en traversant, à haute altitude, des panaches volcaniques. Depuis ces incidents, des procédures de prévention ont été mises en place sur le plan international entre les compagnies et organisations d'aviation, les services météorologiques et les institutions de volcanologie. En cas d'alerte ou de crise volcanique, les pilotes sont informés et les trajets aériens sont modifiés en conséquence.



Dessin

Dispersion du nuage éruptif du volcan Pinatubo dans la stratosphère Des mesures prises par les satellites ont permis de montrer que, en trois semaines environ, les aérosols injectés dans la stratosphère par l'éruption du Pinatubo (Philippines), le 15 juin 1991, ont encerclé la Terre au niveau équatorial, avant de commencer à s'étendre vers les hautes latitudes. Les...

Crédits: NGDC/ NOAA ; Office of Research and Applications - NESDIS/ NOAA Consulter



Photographie

Surveillance des volcans Cette photographie de l'Etna, en Sicile, a été obtenue le 30 octobre 2002 par les astronautes de la Station spatiale internationale. Cette éruption est l'une des plus importantes des dernières années. Le panache de fumées et de cendres au sommet du volcan se détache très nettement. Les deux autres,...

Crédits: NASA Consulter

Avec le programme E.O.S. (Earth Observing System) de la N.A.S.A., la télédétection a pris une importance majeure pour la surveillance volcanologique. L'ensemble des

moyens fournis par les plates-formes satellitaires E.O.S. et par les autres moyens déjà existants ont ouvert la voie à un travail sans précédent sur le volcanisme terrestre. Plusieurs volcans sont ainsi étudiés et surveillés avec une gamme complète d'observations. Des progrès significatifs ont été réalisés sur les processus éruptifs et sur l'impact des éruptions sur l'environnement. Bien sûr, ces travaux sont couplés aux études au sol et aux développements théoriques.


• **Prévenir et affronter les risques**

Les éruptions volcaniques mettent en jeu des puissances mécaniques et thermiques contre lesquelles il n'est pas envisageable de lutter de front. Aussi la prévention des risques consiste-t-elle à prendre des mesures qui limiteront les effets sur les personnes et les biens. L'éruption du Pinatubo en 1991 apparaît comme une excellente illustration des capacités de prévention mises en œuvre à cette époque et qui sont toujours utilisées actuellement. Dans de rares cas, l'homme peut essayer d'interférer avec le déroulement de phénomènes volcaniques ; nous évoquerons, à titre démonstratif, les tentatives de retenue et de détournement de coulées de lave sur l'Etna en 1992.

• **L'éruption du Pinatubo en 1991**

Le volcan Pinatubo, aux Philippines, n'était pas répertorié comme actif avant 1991. Quinze mille personnes vivaient sur ses flancs et environ cinq cent mille dans la région environnante. Le 2 avril 1991, les villageois furent surpris par une série d'explosions se produisant près du sommet. Dans les jours qui suivirent, les volcanologues du Phivolcs (Philippine Institute of Volcanology and Seismology), rejoints ensuite par une équipe de l'U.S.G.S. (United States Geological Survey), se mobilisèrent pour surveiller cette crise et en prévoir l'évolution.

La prévision volcanologique s'appuie sur deux types de données : le comportement passé du volcan et la surveillance instrumentale et visuelle. Comme le Pinatubo n'était ni connu sur le plan de la géologie, ni doté d'un réseau de surveillance, l'étude de terrain et l'installation d'un réseau de surveillance durent être menées de front.

La reconnaissance géologique révéla que le Pinatubo avait connu plusieurs éruptions explosives importantes durant les derniers millénaires. Ces éruptions avaient produit de volumineuses coulées de pyroclastites (écoulements composés de fragments de lave et de gaz chauds, appelés encore nuées ardentes) s'étendant jusqu'à 20 kilomètres du sommet. L'âge du dernier épisode fut daté à seulement quatre cents ou six cents ans. De plus, les vallées du volcan et au-delà avaient été envahies par des coulées de boue (lahars) dérivant de la reprise des coulées de pyroclastites par les pluies tropicales. Une carte de risques fut donc établie, durant le mois de mai, sur la base de ces observations (fig. 16 )



Évaluation des risques au Pinatubo avant l'éruption de juin 1991 L'évaluation des risques au Pinatubo. En a, carte des risques dressée moins d'un mois avant l'éruption du 15 juin 1991 ; en b, carte d'extension des produits de l'éruption. On peut constater que les risques avaient été remarquablement bien estimés. Il est possible de concevoir des documents...

Crédits: *Encyclopædia Universalis France* Consulter

Un réseau de sept stations sismiques fut installé entre le 29 avril et le 16 mai de cette année-là. Ces stations étaient reliées par radio à un observatoire improvisé dans une base militaire située près du volcan. L'observatoire fut équipé d'ordinateurs pour acquérir, traiter et interpréter les données. Le flux de SO₂ fut également surveillé (l'émission de ce composé correspond au dégazage du magma ; sa mesure renseigne sur la proximité et la quantité de magma).

Des communications claires et simples furent échangées avec les autorités et la population. Elles comportaient à la fois une information sur les types de risques encourus et une indication du niveau d'alerte estimé d'après l'activité et les signaux enregistrés. La carte de risques et le film vidéo de Maurice Kraft illustrant les différents types de risques furent les éléments clés qui facilitèrent la prise de conscience des autorités et d'une population n'ayant jamais été confrontée à l'activité volcanique. Ironie du sort, Maurice et Katia Kraft étaient tués à peu près au même moment par une nuée ardente sur les pentes du mont [Unzen](#) (Japon).

Avant l'explosion cataclysmale du 15 juin, les alentours du volcan furent progressivement évacués en fonction du développement de la crise. En tout, près de soixante mille personnes furent déplacées dans un rayon de 30 kilomètres. L'éruption produisit des coulées de pyroclastites dans toutes les directions et un panache de 35 à 40 kilomètres de hauteur. Les conséquences de cette éruption exceptionnelle furent aggravées par le passage simultané d'un typhon à 50 kilomètres du Pinatubo. Les vents dispersèrent les cendres sur une aire beaucoup plus importante que prévu et les pluies cycloniques humidifièrent les cendres qui, ainsi, retombèrent plus vite et provoquèrent de nombreux effondrements de toits (les cendres humides sont environ deux fois plus denses que les cendres sèches).

Malgré la sévérité de cette éruption, qualifiée d'« éruption du siècle » en raison de sa puissance et du volume des produits émis, les pertes ont pu être limitées grâce à une évaluation correcte des risques. Le 17 juillet, le bilan s'élevait à trois cent vingt morts, trente-cinq disparus et deux cent soixante-dix-neuf blessés, l'effondrement de toits étant la principale cause des accidents. La comparaison entre la carte des risques et la

cartographie des produits de l'éruption (fig. 16) montre bien la validité et l'utilité de ce type de documents.

• **Le contrôle des coulées de lave sur l'Etna en 1992**

S'il est, en général, hors de la capacité de l'homme d'intervenir sur le cours d'une éruption, plusieurs tentatives ont été néanmoins réalisées pour réduire artificiellement les effets de l'activité volcanique. Au Kelut, en Indonésie, le drainage artificiel du lac de cratère a permis, plusieurs fois, d'éviter, ou de minimiser, la formation de lahars meurtriers lors d'éruptions. Au Japon et en Indonésie, des ouvrages construits dans les vallées limitent l'extension et la puissance des coulées de boue d'origine volcanique. Enfin, la diversion de coulées de lave a fait l'objet de plusieurs tentatives au cours de l'histoire : à Hawaii (1935, 1942, 1955 et 1960), en Islande (1973), et sur l'Etna (1669, 1983 et 1992).

Une coulée de lave établie emprunte généralement un chenal ou un tunnel qui se forment par le refroidissement rapide de la périphérie de la coulée. Deux types d'interventions peuvent être envisagés pour modifier le trajet ou l'étendue d'une coulée. Le premier consiste à créer des obstacles sur le trajet prévu de celle-ci, pour la contenir ou la dévier. Le second est de détourner directement son cours en lui faisant abandonner le chenal (ou le tunnel) naturel qu'elle s'est créé.

La coulée de 1991-1992 de l'Etna avait un développement particulièrement important, et des zones habitées risquaient d'être recouvertes. Une tentative de contrôle de la coulée fut décidée pour protéger la ville de Zafferana. Quatre barrières de terre furent successivement élevées pour contenir l'avancée de la coulée. Elles furent progressivement débordées après avoir contenu la coulée pendant un certain temps. Les opérations majeures de contrôle de la coulée furent entreprises dans sa partie amont pour la détourner de son chenal naturel. Plusieurs opérations originales furent réalisées pour obstruer le chenal et les tunnels, et briser les levées latérales du chenal afin de contraindre la coulée à prendre d'autres trajets, dans le but de couper l'alimentation de la partie aval qui menaçait Zafferana. Malgré des difficultés nombreuses, cette opération fut couronnée de succès et constitue, désormais, une référence pour d'éventuelles interventions similaires.

Ce bref aperçu sur les développements de la volcanologie montre que des progrès considérables ont été réalisés ces dernières années, tant du point de vue de la compréhension des phénomènes volcaniques que de la prévention des risques. La communauté scientifique va continuer, à l'évidence, à s'investir dans l'étude du volcanisme, car il y a convergence de plusieurs intérêts scientifiques et humains : le volcanisme est un phénomène majeur de l'évolution des planètes telluriques, les risques

volcaniques concernent directement environ trois cent soixante millions de personnes et l'impact du volcanisme sur l'atmosphère et le climat, s'il reste mal connu, est potentiellement majeur.

Jean-François LÉNAT

[Retour en haut](#)

Pour citer cet article

TAZIEFF, VARET, COQUE, LÉNAT, « **VOLCANISME ET VOLCANOLOGIE** », *Encyclopædia Universalis* [en ligne], consulté le 6 mai 2017. URL : <http://www.universalis.fr/encyclopedie/volcanisme-et-volcanologie/>

Bibliographie

- P. ALLARD & J.-C. SABROUX, « Un an après l'explosion du mont Saint Helens », in *La Recherche*, n° 123, pp. 756-759, 1981
- F. BARBERI, M. L. CARAPEZZA, M. VALENZA & L. VILLARI, « The Control of lava flow during the 1991-1992 eruption of Mt. Etna », in *Journ. Volcanol. Geotherm. Res.*, n° 56, 1993
- J.-M. BARDINTZEFF, *Volcans*, Armand Colin, Paris, 1993 ; *Volcanologie*, Masson, Paris, 1992, rééd. Dunod, 2006
- P. BAROIS, *Dans le feu de l'action : les volcans du monde*, Gabriandre, Hem, 1994 ; *Guide encyclopédique des volcans*, Delachaux et Niestlé, Paris, 2004
- Z. BEN-AVRAHAM & A. NUR, « The Elevation of volcanoes and their edifice heights at subduction zones », in *Journ. Geophys. Res.*, vol. LXXXV, pp. 4325-4335, 1980
- C. BERCY & J.-C. SABROUX, *Underwater Noise Survey in the Crater Lake of Kelut Volcano (Indonesia)*, Institut national d'astronomie et de géophysique, Paris, 1980
- S. BIGOT, *Étude hydrogéochimique du volcan Arenal, Costa Rica*, *ibid.*, 1986
- S. BLAKE, « Volcanism and the dynamics of open magma chambers », in *Nature*, vol. CCLXXXIX, pp. 783-785, 1981
- A. BONNEVILLE, *Analyse des températures de surface de deux volcans actifs : Etna et Piton de la Fournaise*, Centre géologique et géophysique, Montpellier, 1984 ; « La Surveillance des volcans par satellite », in *La Recherche*, n° 242, vol. XXIII, pp. 404-413, 1992
- J.-L. BOURDIER et al., *Le Volcanisme*, Manuels et méthodes, vol. XXV, B.R.G.M., 1994
- S. R. BRANTLEY et al., *The Eruption of Redoubt Volcano, Alaska, December 14 1989-August 31 1990*, U.S. Geological Survey, 1990 / *Bulletin volcanologique*, Naples-Rome, depuis 1923
- Bulletin of Volcanology*, depuis 1986, Springer, Berlin, suite du précédent, et a pour suppl. *Bulletin of Volcanic Eruptions* (Tokyo), depuis 1961, International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior, *ibid.*
- R. COQUE, *Géomorphologie*, coll. U, Armand Colin, Paris, 1993
- R. & B. DECKER, *Volcanoes*, W. H. Freeman, San Francisco, 2^e éd. 1989 ; « The Eruptions of Mount St. Helens », in *Scientific American*, vol. CCXLIV, n° 3, pp. 52-64, 1981
- J. DEMANGE & H. TAZIEFF, « L'Éruption tectonique de l'Ardoukoba (Djibouti) », in *C.R. Acad. Sci. Paris*, série D, vol. CCLXXXVII, pp. 1269-1273, 1978
- M. DERRUAU, *Les Formes du relief terrestre : notions de géomorphologie*, Masson, 6^e éd. 1993
- S. L. DE SILVA & P. FRANCIS, *Volcanoes of the Central Andes*, Springer, New York, 1991
- C. FRANKEL, *Les Volcans du système solaire*, Armand Colin, 1993
- A. K. GABRIEL, R. M. GOLDSTEIN & H. A. ZEBKER, « Mapping small elevation changes over large areas : differential radar interferometry », in *Journ. Geophys. Res.*, n° 94, 1989
- Geotimes*, American Geological Institute, Alexandria (Va.), depuis 1956
- A. GUILCHER, « Définition d'un type de volcan écossais », in *Bulletin de l'Association des géographes français*, n° 206-207, p. 2, 1950
- R. B. HARGRAVES dir., *Physics of Magmatic Processes*, Princeton Univ. Press, Princeton (N.J.), 1980
- S. L. HARRIS, *Fire and Ice*, Pacific Search Press, Seattle, 1980

- K. K. HIRSCHBOECK, « A new worldwide chronology of volcanic eruptions », in *Paleogeog. Paleoclimat. Paleoecol.*, vol. XXIX, pp. 223-241, 1980
- J. M. HOFFER, F. GOMEZ & P. MUELA, « Eruption of El Chichón volcano, Chiapas, Mexico, 28 March to 7 April 1982 », in *Science*, vol. CCXVIII, pp. 1307-1308, 1982
- J. R. HOLLOWAY, « Volatile Interactions in magmas », in R. C. Newton, A. Navrosky et B. J. Woods dir., *Thermodynamics of Minerals and Melts*, pp. 273-294, Reidel, Dordrecht, 1981
- I.A.V.C.E. *Proceedings in Volcanology*, depuis 1989, Springer / *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Elsevier, Amsterdam, depuis 1976
- K. KRAFFT, *Volcans du monde*, Flammarion, Paris, 1987
- A. LACEY, J. R. OCKENDON & D. L. TURCOTTE, « On the geometrical form of volcanoes », in *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. LIV, pp. 139-143, 1981
- F. LE GUERN, « Etna : petite histoire d'une déviation de lave », in *La Recherche*, n° 147, pp. 1144-1146, 1983
- P. W. LIPMAN & D. R. MULLINEAUX dir., *The 1980 Eruptions of Mount St. Helens*, U.S.G.S. Professional Paper 1250, 1981
- M. & B. LOUBAT & A. PISTOLESI-LAFONT, *La Soufrière, à qui la faute ?*, Presses de la Cité, Paris, 1977
- D. MASSONNET, M. ROSSI, C. N. CARMONA et al., « The Displacement Field of the landers earthquake mapped by radar interferometry », in *Nature*, n° 364, 1993
- L. MCCLELLAND, T. SIMKIN, M. SUMMERS et al., *Global Volcanism*, American Geophysical Union, Washington (D.C.), 1989
- M. OZIMA & B. MARTY, « L'Origine de l'atmosphère », in *La Recherche*, n° 141, pp. 176-184, 1983
- M. R. RAMPINO & S. SELF, « Historic Eruptions of Tambora (1815), Krakatau (1883) and Agung (1963), their stratospheric aerosols, and climatic impact », in *Quat. Res.*, vol. XVIII, pp. 127-143, 1982 ; « The Atmospheric Effects of El Chichón », in *Scientific American*, vol. CCL, n° 1, pp. 34-43, 1984
- H. SIGURSSON dir. *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, San Diego, 2000
- H. TAZIEFF, « The Erta'Ale Volcano », in *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, 2^e série, vol. XV, fasc. IV, pp. 437-441, 1973 ; *L'Odeur du soufre*, Stock, Paris, nouv. éd. 1984 ; *Soufrière de Guadeloupe. Journal d'un volcan : 1880-1989*, Observatoire volcanique de la soufrière, Saint-Claude, 1991 ; *Erebus, volcan antarctique*, nouv. éd. Actes Sud, Arles, 1994
- H. TAZIEFF & J.-C. SABROUX, « Le Volcanisme sous-marin », in *Le Grand Atlas de la mer*, pp. 48-51, Encyclopædia Universalis-Albin Michel, 1983
- J. A. VAN COUVERING, *Catastrophes and Earth History*, Princeton Univ. Press, Princeton, 1984
- J. VANDEMEULEBROUCK, A. W. HURST & N. POUSSIELGUE, « Implications for the thermal origin of acoustic noise measurements in Crater Lake, mt. Ruapehu, New Zeland », in *Bull. of Volcanology*, 1994
- E. W. WOLFE, « The 1991 Eruptions of Mount Pinatubo, Philippines », in *Earthquakes & Volcanoes*, n° 23, 1992
- P. J. WYLLIE, « Magmas and volatile components », in *Am. Mineral.*, vol. LXIV, pp. 469-500, 1979.