

LES ROCHES MAGMATIQUES : TEXTURES, CLASSIFICATION ET MISE EN PLACE

MOTS-CLÉS

- ▶ Textures grenue, microlitique, porphyrique, vitreuse.
- ▶ Xénomorphe, automorphe, porphyroblastes, xénolithes.
- ▶ Classification, norme CIPW, mode.
- ▶ Granite crustal et granite mantellique, batholithes, plutons.
- ▶ Dorsales médio-océaniques, arcs insulaires, points chauds.
- ▶ Classification des dynamismes éruptifs.
- ▶ Dynamismes effusifs : dômes et coulées de laves.
- ▶ Dynamismes explosifs : strombolien, vulcanien, plinien.
- ▶ VEI.
- ▶ Dégazage magmatique, degré de fragmentation, explosivité.
- ▶ Pyroclastes, cendres, lapilli, blocs et bombes.
- ▶ Coulées pyroclastiques, nuées ardentes, ignimbrites.
- ▶ Hydromagmatisme et hydrothermalisme.
- ▶ Coulées (lahars) et avalanches de débris.
- ▶ Caldeira, neck, dyke, sill.
- ▶ Surveillance volcanique.
- ▶ Hawaii, trapps du Deccan, Piton de la Fournaise, montagne Pelée, Krakatoa, Vésuve, mont Saint Helens, chaîne des Puys.

Dans ce chapitre, nous présentons la grande diversité des roches magmatiques sur Terre et nous étudions d'abord les diverses façons de les classer : selon leur texture, selon leur composition minéralogique ou selon leur composition chimique. Puis nous présentons les principales caractéristiques des **roches plutoniques** et des **roches volcaniques** en insistant sur leurs modes de gisement et sur les modalités de leur mise en place sur la Terre.

18.1 TEXTURES ET CLASSIFICATION DES ROCHES MAGMATIQUES

Le souci de classification répond à plusieurs objectifs, difficilement compatibles :

- permettre une simplification en faisant ressortir des grandes familles ;
- conduire à une reconnaissance facile des roches ;
- traduire l'origine et la genèse des roches, c'est-à-dire regrouper des roches d'origine voisine ;
- se faire comprendre lorsqu'on veut parler d'un type de roche.

Avant toute classification, une description des roches, notamment de leur texture, doit être conduite avec précision.

18.1.1 Texture des roches magmatiques

La texture d'une roche magmatique décrit le mode d'arrangement des cristaux entre eux et leurs rapports avec une phase éventuelle non cristallisée, ou crypto-cristalline, appelée mésostase. La texture donne des informations sur les modes de mise en place des roches magmatiques car elle est le reflet direct du mode de refroidissement et donc du gradient thermique qui existait entre le magma et son environnement lors de sa mise en place.

Si un magma refroidit et donc cristallise intégralement en profondeur dans son réservoir, le gradient thermique reste faible (magma basaltique – croûte continentale à 20 km : $\Delta T < 900\text{ }^\circ\text{C}$), et se déroule un refroidissement lent (quelques millions d'années pour un rééquilibre thermique complet). Cela implique que le taux de nucléation des cristaux est faible mais que le taux de croissance est important (fig. 18.1). La roche finale est constituée intégralement de cristaux jointifs, le plus souvent xénomorphes (formes quelconques) et de taille supramillimétrique. Il s'agit d'une **texture grenue** (fig. 18.2). Si les grains sont de taille inframillimétrique, il s'agit d'une roche microgrenue. Les roches grenues sont typiquement des roches plutoniques, c'est-à-dire des roches formées par la cristallisation d'un corps magmatique, en général de plusieurs kilomètres de diamètre, qui n'est pas arrivé jusqu'en surface.

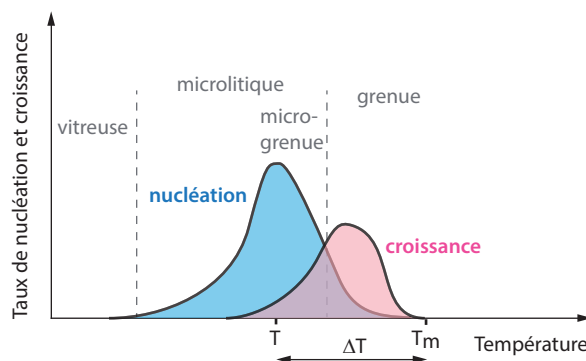


Figure 18.1 Taux de nucléation et croissance cristalline lors du refroidissement d'un magma.

T_m = température de fusion (température de solidus). T = température de mise en place. On utilisera $\Delta T = T_m - T$ comme indicateur de la condition de refroidissement du magma.

– ΔT faible. Le taux de croissance est maximal, ce qui entraîne peu de cristaux mais de grande taille : texture grenue.

– ΔT élevé. Le taux de nucléation sera très important mais le taux de croissance plus faible. Cela entraînera beaucoup de petits cristaux : texture microgrenue à microlitique si le refroidissement est encore plus brutal.

– ΔT très élevé. Il n'y aura presque aucun cristal à se former : texture vitreuse.

À l'opposé des roches plutoniques, on trouve les roches volcaniques, qui dérivent de la solidification de magmas émis à surface de la Terre ou sous quelques mètres de profondeur (roches hypovolcaniques), en milieu aérien (roches subaériennes) ou aqueux (roches subaquatiques). Dans ce cas, le

gradient thermique est important (magma basaltique – air, sol et eau : $\Delta T \approx 1\,200\text{ °C}$), ce qui engendre un refroidissement rapide. En surface, il s'écoule quelques années avant qu'une coulée de lave n'atteigne un équilibre thermique complet. Cette vitesse importante de refroidissement est propice à un fort taux de nucléation et à une faible croissance cristalline (fig. 18.1). Le résultat est une **texture microlitique** (fig. 18.2). De nombreux cristaux, en général automorphes (forme propre du minéral), forment des microlites de taille micrométrique, baignent dans un verre qui correspond à du magma solidifié si rapidement qu'il est amorphe et non cristallisé. Microlites et verre forment la **mésostase** dans laquelle des cristaux plus gros ou des vacuoles peuvent également se trouver.

Dans les roches grenues ou microlitiques, une répartition bimodale de la granulométrie est parfois observée. Une génération de cristaux de taille plus importante coexiste avec la génération dominante de taille plus faible. Les gros cristaux, le plus souvent de forme automorphe sont des **phénocristaux** s'ils ont cristallisé à l'équilibre dans le magma hôte ou des **xénocristaux** s'ils ne sont pas à l'équilibre. Ils ont été par exemple « arrachés » d'une roche encaissante lors de la remontée du magma. On parle alors de texture **grenue ou microlitique porphyrique**. Notons que des fragments entiers de roche encaissante peuvent être arrachés, ils forment les **xénolithes** (fig. 18.2).

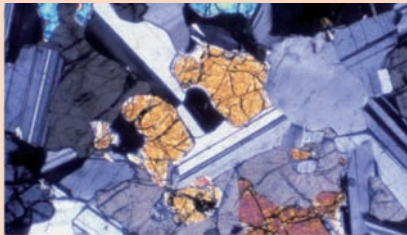
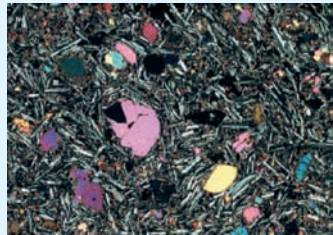
Textures	Grenue	Microlitique
Taille des cristaux	millimétrique	micrométrique
Vitesse de refroidissement	lent	rapide
Relation entre les cristaux	jointifs	verre interstitiel
Forme des cristaux	plutôt xénomorphe	plutôt automorphe
Porphyrique (présence de phénocristaux)	possible	souvent
Mode de mise en place	plutonisme (profondeur)	volcanisme (surface)
Photos de lames minces en lumière polarisée et analysée	 <p>Texture grenue d'un gabbro à plagioclase, olivine et pyroxène (échelle : 3 x 2mm)</p>	 <p>Basalte microlitique porphyrique à plagioclase, olivine et pyroxène (échelle : 4 x 2mm)</p>

Figure 18.2 Tableau récapitulatif des textures principales des roches magmatiques.

On distingue, en plus de ces deux textures majoritaires, d'autres textures. Citons les principales.

- Les roches **aphyriques** ne contiennent pas de phénocristaux.
- Dans les **textures vitreuses**, le verre est dominant, conséquence, soit d'une vitesse de refroidissement très rapide, soit d'une viscosité très élevée du magma. Le refroidissement extrêmement rapide peut se produire lors d'une trempe (au contact de l'eau). C'est le cas des bordures de laves en coussins, qui présentent une texture vitreuse et quelques rares cristaux incomplets de plagioclase (cristaux dits « squelettiques » qui témoignent d'une cristallisation hors équilibre et très rapide). La nucléation de petits cristaux aciculaires en gerbe au sein du verre donne des petits globules qui deviendront les varioles albitiques dans le verre chloritisé des **variolites** des méta-coussins de lave des ophiolites des Alpes. Le cas d'une viscosité très élevée s'observe lors de la mise en place de magmas très différenciés comme certaines rhyolites très dégazées qui donnent les roches vitreuses

appelées *obsidiennes*. Dans ce cas, la viscosité est telle que la croissance cristalline est extrêmement réduite, d'où l'absence de cristaux dans la roche.

- Dans les *textures fluidales*, qui caractérisent certaines laves à fort écoulement, les microlites de plagioclase sont parallélisés en raison du mouvement de la coulée au sein de laquelle ils sont transportés.

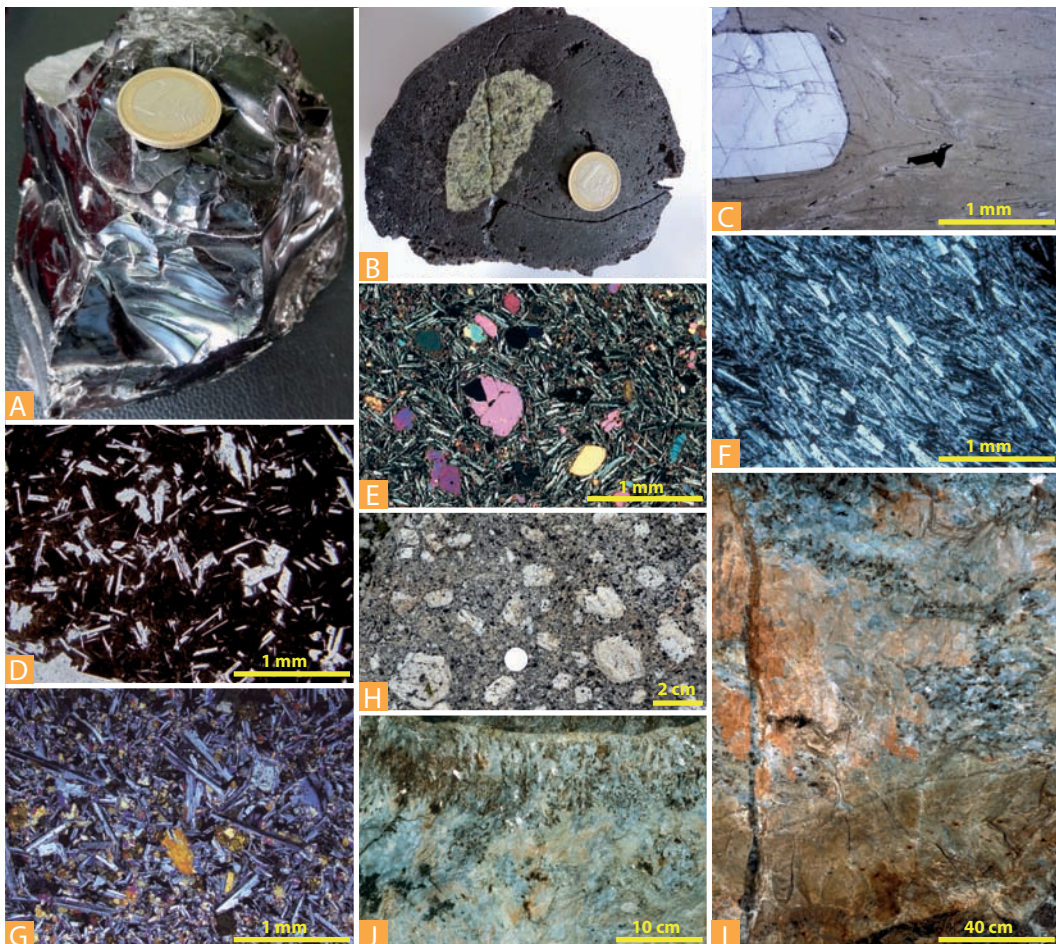


Figure 18.3 Quelques textures des roches magmatiques volcaniques (à gauche) et plutoniques (à droite).

A. Obsidienne (Lipari, Italie). **B.** Bombe volcanique présentant un nodule (xénolithe) de péridotite (Mt Briançon, France). Photos : E. Martin.

C. Texture vitreuse dans une obsidienne en LPNA (Cantal, France).

D. Texture vitreuse de trempe avec de cristaux plagioclase squelettique en LPNA (zone PARISUB, océan Pacifique).

E. Texture microlitique dans un basalte en LPA (Cantal, France).

F. Texture holocrystalline fluidale dans un trachyte en LPA (Polynésie).

G. Texture subdoléritique dans un basalte en LPA (Groenland).

H. Texture grenue porphyrique dans un granite (phénocristaux d'orthose ; Afrique du Sud). Photo : H. Martin.

I. Filon présentant une texture pegmatitique au contact avec l'encaissant (haut de la photo) et une texture aplitique à partir de 0,5-1 m du contact avec l'encaissant (dans le tiers inférieur de la photo) (Lagares, Portugal) (photos : C. Derre).

J. Grossissement de la partie pegmatitique de la photo I. En contact avec l'encaissant granitique (sombre en haut de la photo), on observe un niveau pegmatitique à quartz et muscovite puis un niveau pegmatitique à albite et feldspath potassique.

(LPA : lumière polarisée analysée. LPNA : lumière polarisée non analysée ; voir chapitre 16).

- Dans la **texture doléritique**, des lattes de plagioclases sont intriquées dans des cristaux de pyroxène (structure ophitique). Elles forment un terme de transition entre les roches grenues et les roches microlitiques. **Les diabases** sont des dolérites ayant évolué dans le faciès des schistes verts et dans lesquelles les pyroxènes ont été ouralitisés.

Nous pouvons également mentionner les **aprites** et les **pegmatites**, roches formant des filons très souvent associés à la mise en place des plutons granitiques. Ces roches **filoniennes** résultent de l'intrusion des derniers magmas les plus différenciés dans les plutons granitiques. Elles se caractérisent par des compositions et minéralogies exotiques, car riches en éléments incompatibles. Selon les conditions de mise en place (gradient thermique, présence ou absence de fluides de haute température, etc.), le magma s'injectant dans l'encaissant forme des cristaux de très grande taille (pluricentimétrique à décimétrique) donnant les pegmatites ou de très petite taille (inframillimétrique) donnant les aprites.

18.1.2 Classification basée sur la composition modale

Comme nous l'avons vu au chapitre 17, des processus magmatiques nombreux permettent de former des roches magmatiques variées. Afin de simplifier la communication au sujet de ces roches, il est important d'utiliser des classifications internationales. On peut classer les roches magmatiques de deux façons : (i) selon leur **composition modale** (minéralogique effective) ; (ii) selon leur **composition chimique** en éléments majeurs. L'analyse modale reposait principalement sur la détermination de la proportion des minéraux d'une lame mince au microscope polarisant à transmission par balayage systématique de la préparation grâce à un compteur de points muni d'un dispositif qui entraîne automatiquement la platine du microscope à chaque impulsion. Aujourd'hui, cette détermination se fait de plus en plus par microscopie électronique à balayage, qui permet de faire des cartes chimiques. Ainsi, par traitement d'image, il est possible d'estimer précisément des proportions relatives des phases minérales présentes dans une roche. On peut ainsi connaître la composition minéralogique réelle de la roche si elle est entièrement cristallisée. L'utilisation de la composition modale a ses limites, en effet certains minéraux ne peuvent pas apparaître sous certaines conditions de pression, de température, de teneur en eau, de fugacité d'oxygène, etc. En présence d'une phase non cristallisée importante, la composition modale de la roche ne sera pas représentative de l'ensemble de l'échantillon.

Si le système n'est pas perturbé, la composition des minéraux qui cristallisent est en équilibre avec celle du magma hôte. Une roche magmatique présente donc une **paragenèse** (association minéralogique) propre qui est représentative de la composition du magma parent. Il en va de même pour la composition chimique interne de ses minéraux qui est représentative de la roche magmatique initiale. En étudiant ces paragenèses et ces filiations, N.L. Bowen au début du xx^e siècle a déduit une suite de réactions, dite « **suite réactionnelle de Bowen** » qui décrit la succession des phases minérales se formant dans un magma en cours de refroidissement.

On constate qu'au cours de la différenciation, les minéraux ferromagnésiens sont de moins en moins magnésiens et de plus en plus riches en fer et que les minéraux clairs, tels que les feldspaths, sont de plus en plus sodiques voire potassiques et de moins en moins calciques. Cela est tout à fait en accord avec l'évolution chimique des liquides magmatiques lors de la cristallisation fractionnée. Il est ainsi possible en se basant sur l'étude des phases minérales, sur leurs proportions relatives et sur leurs compositions, de distinguer et de classer les différents types de roches magmatiques. La figure 18.4 propose deux classifications modales très simples.


Voir fig. 17.19
et 17.21

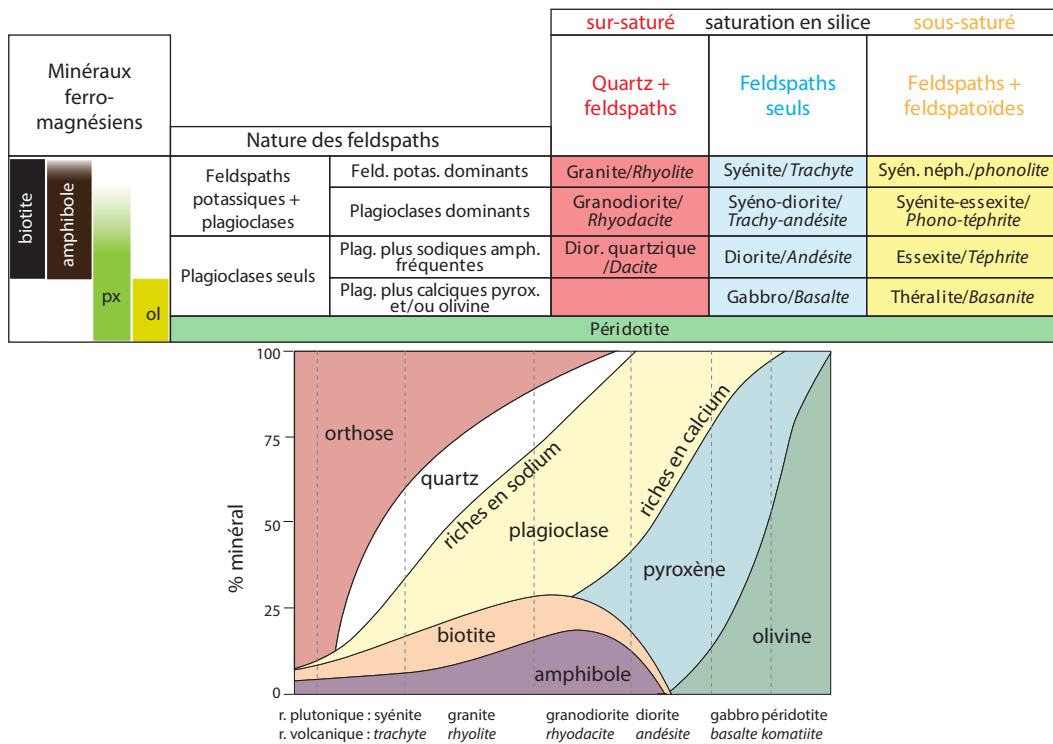


Figure 18.4 Deux classifications basées sur la composition modale des roches magmatiques.

Les noms des roches magmatiques *plutonique/volcanique* sont reportés. À noter que, pour les roches microgrenues, il suffit de prendre le nom de la roche plutonique et de rajouter le préfixe micro (microgranite par exemple).

Dans le diagramme de Streckeinsen (*fig. 18.5*), la classification modale des roches magmatiques (volcaniques et plutoniques) ne prend pas en compte les minéraux ferromagnésiens mais uniquement les minéraux « blancs » (quartz, plagioclase, feldspath alcalin et feldspatoïdes). Les roches riches en ferromagnésiens et pauvres ou dépourvues de quartz et feldspaths, comme les roches du manteau, sont classées dans un triangle complémentaire Ol-Cpx-Opx (*fig. 17.4*).

Il est important de noter que des minéraux identiques peuvent se trouver dans les roches volcaniques et plutoniques de même composition. Ainsi un basalte à plagioclase, olivine et pyroxène a son équivalent plutonique : un gabbro à plagioclase, olivine et pyroxène (*fig. 18.2* et *fig. 18.5*). En revanche, il est possible que certains minéraux présentent quelques différences de composition entre des roches volcaniques et plutoniques. À titre d'exemple, citons les feldspaths potassiques qui montrent des structures et des systèmes cristallins dépendants de la température de mise en place du magma. Dans une dacite ou une rhyolite ($T = 900-1\ 000\ ^\circ\text{C}$), le feldspath potassique qui cristallise est une sanidine. En revanche, dans un granite ($T = 700-800\ ^\circ\text{C}$), il s'agit d'orthose (à température intermédiaire) et de microcline (à plus basse température).



Voir fig. 17.4

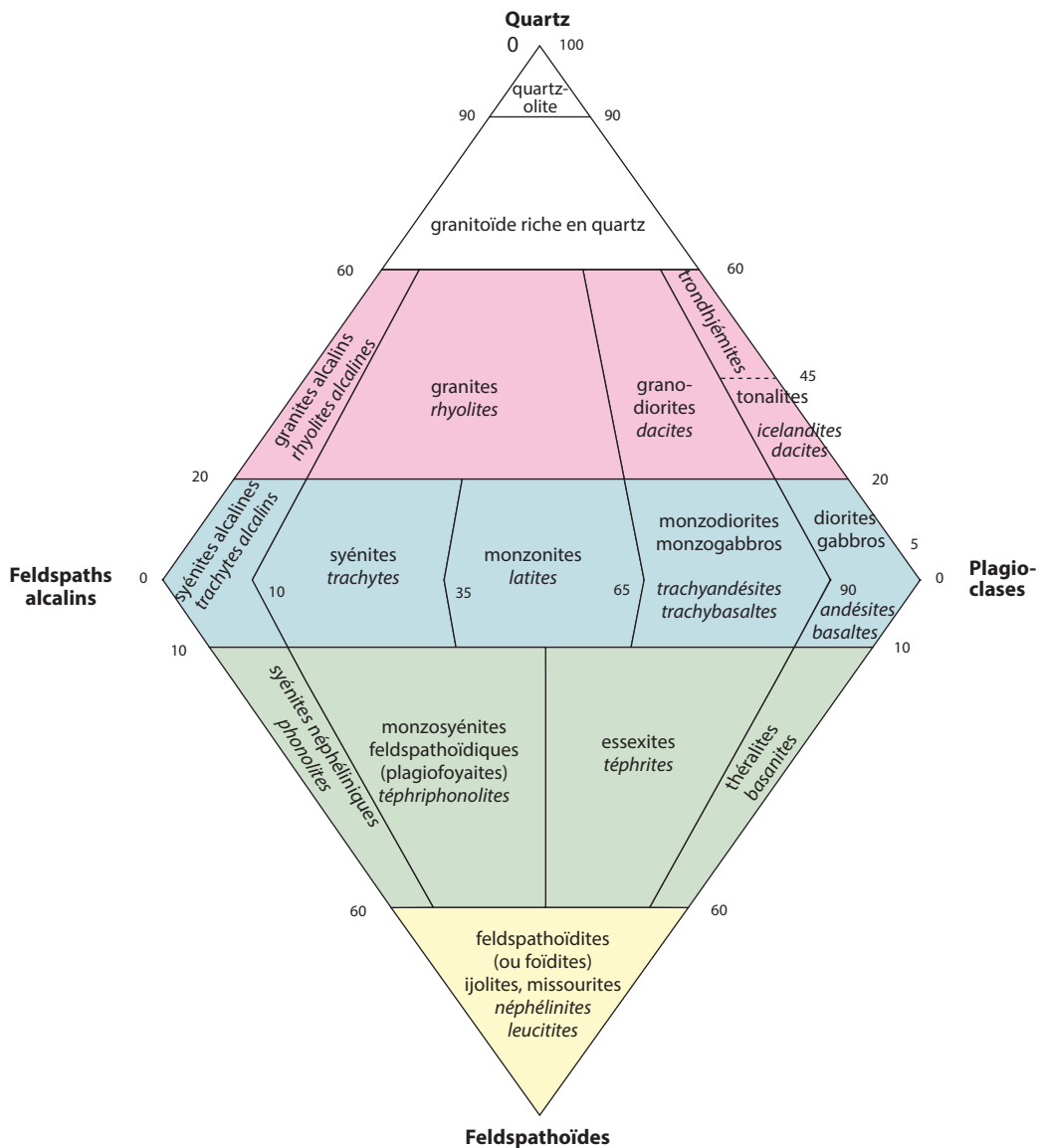


Figure 18.5 Classification modale des roches magmatiques, dite de Streckeisen.

Les roches saturées en silice (à feldspaths seuls) se placent dans les champs proches de la ligne feldspaths alcalins-plagioclases ; les roches sursaturées en silice (à quartz) dans le triangle supérieur ; et les roches sous-saturées en silice (à feldspathoïdes) dans le triangle inférieur (en italiques : les roches volcaniques).

18.1.3 Classification basée sur la composition chimique (éléments majeurs)



La composition chimique en éléments majeurs, et principalement en alcalins ($K_2O + Na_2O$) et en silice (SiO_2), permet une classification assez simple des roches magmatiques. Des classifications plus poussées peuvent être faites en complétant le degré de saturation en silice par le degré de saturation en aluminium par exemple. Les roches dites péralumineuses ont un rapport $Al_2O_3 / (K_2O + Na_2O + CaO) > 1$ et présentent du corindon dans leur composition normative. Les roches sous-saturées en aluminium présentent un rapport $Al_2O_3 / (K_2O + Na_2O + CaO) < 1$. Parmi elles, on distingue : (1) les roches métalumineuses avec $(K_2O + Na_2O) / Al_2O_3 < 1$ qui ont de l'anorthite et du diopside dans leur

composition normative et (2) des roches péralkalines avec $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3 > 1$, présentant de l'aegirine et pas d'anorthite dans leur composition normative.

	Lherzolite	Basalte gabbro	Andésite Diorite	Dacite granodiorite	Rhyolite granite
SiO ₂	44,0	49,2	60,0	69,7	73,2
TiO ₂	0,1	2,3	1,0	0,4	0,2
Al ₂ O ₃	4,8	13,3	16,0	15,2	14,0
Fe ₂ O ₃	2,2	1,3	1,9	1,1	0,6
FeO	6,3	9,7	6,2	1,9	1,7
MgO	36,8	10,4	3,9	0,9	0,4
CaO	3,6	10,9	5,9	2,7	1,3
Na ₂ O	0,7	2,2	3,9	4,5	3,9
K ₂ O	0,2	0,5	0,9	3,0	4,1
P ₂ O ₅	0,0	0,2	0,2	0,1	0,1
Total	98,7	100,0	99,9	99,5	99,5

Figure 18.6 Compositions en éléments majeurs de diverses roches magmatiques (McBirney, 2006).

Les teneurs en oxydes sont en % massique. À noter que le total ne boucle pas parfaitement à 100 %, ceci est dû en partie aux incertitudes analytiques (~ 5 % d'incertitude relative en 2σ soit un intervalle de confiance de 95 %) mais surtout à la présence d'éléments volatiles (H₂O principalement) dont les teneurs ne sont pas mesurées en analyse de routine.

18.2 LES ROCHES PLUTONIQUES

Ici, nous présentons simplement les principales roches plutoniques en décrivant leurs associations minéralogiques telles qu'elles sont définies par la classification de Streckeisen (fig. 18.5) et en indiquant, s'il y a lieu, leur gisement type.

18.2.1 Roches à quartz et feldspath potassique dominant : granites

Le granite est une roche entièrement cristallisée. Les minéraux ont en moyenne 2 à 5 mm, à peu près la taille d'un grain de blé (granite vient de *granum* = grain), 1 mm pour les microgranites. Ce que l'on nommait couramment les *granites* sont le plus souvent, d'après la nature de leurs plagioclases, des monzogranites et des granodiorites (fig. 18.5). On utilise désormais le terme de granitoïdes pour désigner la grande famille des granites et granodiorites. Les granites renferment trois minéraux essentiels : *quartz*, *feldspaths alcalins* (orthose ou microcline) et *plagioclases* auxquels s'associent des *micas* (biotite, muscovite) et parfois de la tourmaline, amphibole, etc. (fig. 18.7). Le *quartz* se présente le plus souvent en plages grisâtres, irrégulières (quartz xénomorphes) entourant les autres cristaux. Son aspect est communément celui du sel, mais avec un éclat gras et une cassure arrondie, sans forme propre (cassure conchoïdale). Les *feldspaths alcalins*, de coloration variable – blanche, rose, rouge – forment des cristaux plus réguliers présentant parfois la macle de Carlsbad : le cristal est alternativement brillant et terne par moitié, suivant l'éclairage. Les *feldspaths plagioclase* présentent la macle polysynthétique. La *biotite* se présente en lamelles noires à l'éclat mordoré, clivables.

Encart 18.1 – La variété de texture des granites et la minéralisation

Les granites typiques à grains moyens ont un aspect moucheté, une coloration grisâtre en général, parfois rose ou rouge, la teinte de la roche étant déterminée par les impuretés de l'orthose, minéral le plus abondant. Si les éléments deviennent très fins, on a une **aplite**, roche qui se présente en filons dans le granite. Au contraire, des cristaux de grande taille constituent une **pegmatite** (fig. 18.3). Lorsque le quartz et le feldspath ont cristallisé l'un dans l'autre, donnant en section de curieuses figures rappelant les caractères cunéiformes, on a une *texture graphique*. La disposition des cristaux en sphères concentriques alternativement claires (quartz, feldspath) et sombres (biotite, amphibole) caractérise le **granite orbiculaire**. Le **granite porphyrique ou porphyroïde** possède de grands cristaux d'orthose (plusieurs centimètres) parmi des éléments de taille normale (quelques millimètres) ; on l'appelle encore granite à dents de cheval. Les filons qui se concentrent dans le toit des intrusions granitiques cristallisent en empri-

sonnant les éléments chimiques résiduels qui ne sont pas entrés dans les cristaux formant la masse principale intrusive. Il en résulte une diversité intéressante dans la composition minéralogique, abritant des concentrations exploitables du point de vue minier. La formation des gisements en pourtour des granites fait appel à des circulations hydrothermales, l'eau provenant soit du magma, soit des roches encaissantes. Les dépôts sont zonés, le plus souvent dans des gangues de quartz traduisant des circulations massives de silice dans les fluides. Les métaux sont combinés généralement avec S : à $T > 300$ °C se déposent Sn, W et Mo ; à T comprise entre 100 et 300 °C se déposent Cu, Zn, Ni, Co ; à $T < 200$ °C se déposent Pb, Hg, U, Ba, F. Les roches granitiques peuvent être déformées durant leur mise en place et à la suite de mouvements orogéniques. Rappelons le cas des **granites syn-tectoniques** hercyniens ou calédoniens dans lesquels on a défini les structures C/S (chapitre 14).

Nous avons vu qu'il est possible de former des granites en contexte de collision par fusion de la croûte continentale (granites crustaux = granites C ou granites S). La seconde façon de former des granites résulte de la différenciation de magmas d'origine mantellique (granites M). En effet, les séries magmatiques calco-alcaline, tholéïitique et potentiellement alcaline (mais jamais hyperalcaline) permettent en fin de différenciation de former des rhyolites et leurs équivalents plutoniques que sont les granites.



Voir fig. 17.26

Il est donc possible de former des **granites crustaux**, par fusion de la croûte continentale et des **granites mantelliques**, associés à des granodiorites et tonalites, par cristallisation fractionnée de magmas mantelliques. Ces deux grands types de granites, mantelliques et crustaux, se distinguent assez facilement par leur pétrographie et leur chimie (fig. 18.7). La différence majeure résulte de la concentration globale en aluminium dans la croûte continentale (composition moyenne de granitoïde) qui est plus élevée que dans le manteau (les péridotites). L'aluminium est un élément peu soluble qui résiste fortement à l'altération. La croûte continentale qui est vieille (> 2 Ga en moyenne) a subi de l'érosion généralisée, ce qui a permis à de nombreux éléments comme K, Ca, Na d'être lessivés alors que Al s'est relativement concentré. Un magma granitique, issu de la fusion de la croûte continentale, présentera donc un rapport $Al_2O_3 / (K_2O + Na_2O + CaO)$ élevé. En conséquence, des minéraux riches en Al, tels que la muscovite et potentiellement la cordiérite, peuvent cristalliser dans les granites d'origine crustale. Un granite d'origine mantellique quant à lui ne présentera pas de phases minérales riches en Al mais pourra contenir en revanche des enclaves basiques, témoignant de la coexistence d'un magma basique et du magma de composition granitique (fig. 18.7). Ceci indique le plus vraisemblablement une formation par différenciation du magma basique d'origine mantellique.

Les granites d'origine crustale sont majoritairement formés lors des collisions continentales. Les granites M se forment préférentiellement dans des contextes où le magmatisme d'origine mantellique est présent et où la cristallisation fractionnée peut se produire de façon fréquente et efficace. Ces critères sont réunis le plus fréquemment dans les zones de subduction, au niveau d'une marge conti-

mentale active où la fusion du manteau métasomatisé permet la production importante de magma mantellique. Ce dernier en remontant à travers la lithosphère continentale épaisse peut stagner dans de multiples réservoirs à différentes profondeurs favorisant des cristallisations fractionnées répétées et de l'assimilation-contamination crustale. À terme, une grande partie des magmas mantelliques en zone de subduction subit une différenciation importante. La majeure fraction de ces magmas n'atteint jamais la surface, formant des plutons granitiques intrusifs les uns dans les autres. Il est à noter que, dans tous les autres contextes géodynamiques où le magmatisme est présent (points chauds, dorsales), des magmas granitiques peuvent se former mais leurs volumes restent généralement très minoritaires (< 1-3 %).

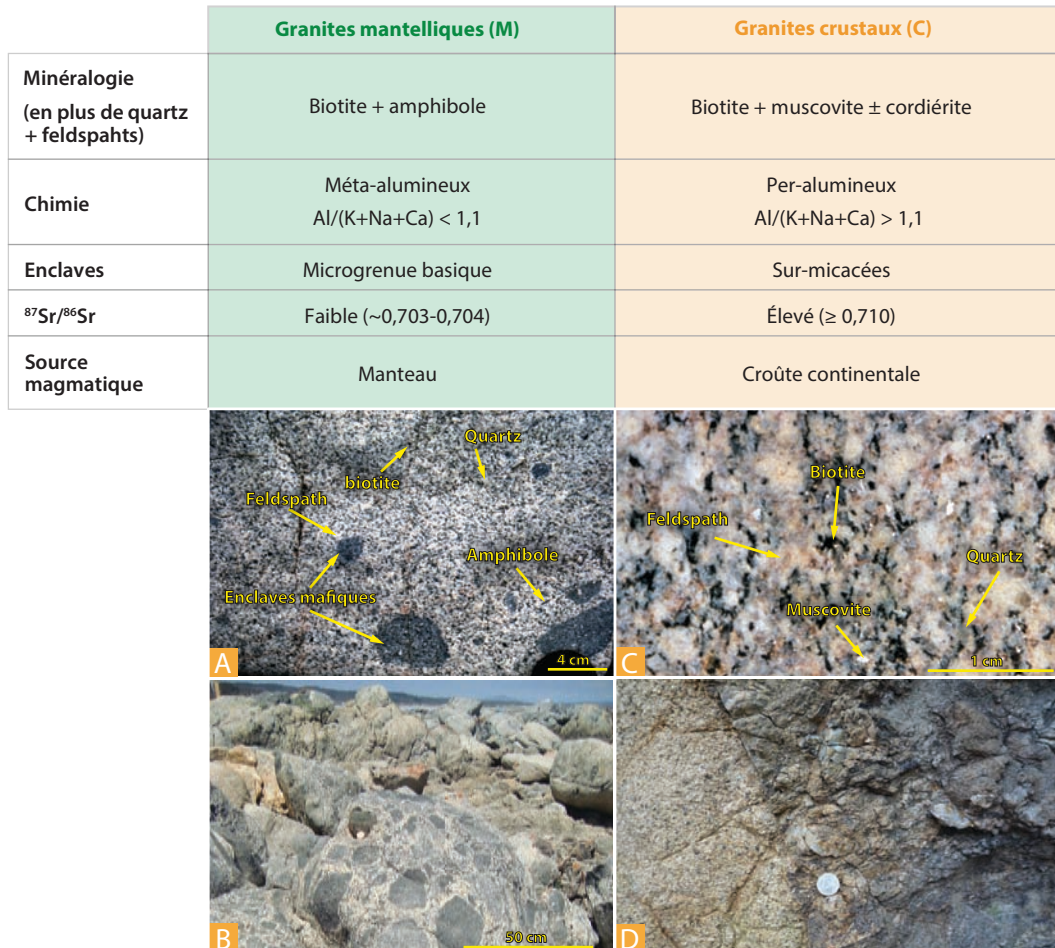


Figure 18.7 Critères de détermination des différents types de granite.

Ne sont indiqués que les deux grands types de granite mais tous les intermédiaires peuvent exister.

A. Granodiorite à biotite de Pleubian (France) liée à une subduction il y a ~ 600 Ma (*photo* : H. Martin).

B. Nombreuses enclaves mafiques dans les granitoïdes formant le batholite côtier du Chili. Ces plutons résultent de la fusion du coin de manteau de la lithosphère de l'Amérique du Sud, au-dessus de la plaque plongeante océanique (à l'époque la plaque Farallon). L'abondance des produits basiques témoigne de la fusion mantellique. *Photo* : Y. Lagabrielle.

C. Granite à muscovite de Saint-Malo (France, *photo* : H. Martin).

D. Filon de granite recoupant les migmatites varisques dans le golfe du Morbihan. Ici, les granites résultent de la fusion de la croûte continentale comme le montrent les nombreux indices de fusion entre les feuilletés des gneiss migmatitiques. Le filon granitique a collecté les jus issus de la fusion partielle dans son environnement proche. *Photo* : Y. Lagabrielle.

Nous avons ici décrit les deux grands types de granite, mantellique ou crustal, parmi lesquels une grande variété existe, mais des intermédiaires sont possibles : ce sont les granites de type I. Deux cas typiques peuvent se produire :

- lors de la formation de granite par différenciation de magma mantellique dans un réservoir crustal, la fusion partielle de la croûte continentale encaissante est possible. Le résultat est un mélange de granites d'origine mantellique et d'origine crustale. Cela peut se produire dans les zones de subduction mais également au niveau de points chauds sous-continentaux ;
- en fin de collision continentale, lors de la relaxation de l'orogène, le rééquilibrage isostatique permet la remontée de l'ensemble, y compris des écaïlles mantelliennes. La fusion partielle du manteau et de la base de la croûte continentale est alors possible. Dans ce cas, on a formation de magmas mantelliennes et crustaux de façon simultanée, donnant un mélange direct de granites d'origine mantellique et crustale.

 Voir fig. 17.15

Les granites crustaux, ou granite d'anatexie, présentent souvent des gisements caractéristiques. Il s'agit de massifs présentant des liens étroits avec des ensembles métamorphiques qu'ils intrudent. Le passage progressif de la roche métamorphique (par exemple des micaschistes) à la roche ayant fondu par anatexie se marque sur le terrain par la présence des migmatites. Lors de l'anatexie, la roche métamorphique subit une fusion partielle avec production d'un liquide granitique et d'un résidu non fondu : les restites. La destinée du liquide peut être triple :

 Voir chap. 19

- il reste interstratifié dans les restites, ce qui aboutit à la formation de migmatites ou d'anatexites ;
- il se sépare du résidu et s'accumule sur place, généralement juste au-dessus de la zone de fusion partielle et on obtient un granite dit concordant ; la séparation ne se fait que si le magma occupe au moins un tiers du volume ;
- il se sépare complètement du résidu et migre vers le haut ; il s'agit d'un granite discordant ou intrusif. Le liquide granitique a tendance à s'injecter en diapir dans l'encaissant plus dense, en le repoussant (couches rebroussées ou plissées). Il ne digère donc pas son encaissant.

En complément de la distinction majeure crustal ou mantellique, de nombreuses classifications sont utilisées pour rendre compte de la grande variabilité des granites. Elles insistent (i) sur la diversité des compositions minéralogiques ou géochimiques, (ii) sur la nature des enclaves, (iii) sur l'environnement géodynamique.

- Les leucogranites péralumineux à muscovite (MPG, *muscovite peraluminous granite*) ou à cordiérite (CPG, *cordierite peraluminous granite*) sont riches en Al et sont d'origine crustale. Les leucogranites de l'Himalaya (Manaslu, dalle du Tibet) et tous les granites à 2 micas de la chaîne hercynienne appartiennent à ce type. Dans les leucogranites, de rares enclaves surmicacées, formées principalement de micas et de silicates d'alumine, représentent la partie réfractaire (témoins des migmatites source). Un fait essentiel est que dans les leucogranites, le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est supérieur à 0,710 (alors qu'il n'est que de 0,703 – 0,704 dans le manteau).
- Les granites péralcalins et alcalins (PAG, *peralkaline granite*) sont pauvres en Al et Ca, ils sont riches en K et Na. Leur origine est mantellique, mais ils ne sont pas associés aux zones orogéniques contrairement au type précédant. Ils forment souvent des *complexes annulaires*, associés à des laves alcalines et à des structures de caldeiras. On citera les granites permien de Corse, les granites du Sahara et du Yémen, et certains granites des îles Kerguelen. Les granites de Rapakivi, dans le graben d'Oslo, sont un type de PAG.
- Les granites tholéïtiques de dorsale ou d'arc (RTG, *ridge tholeiite granite* et ATG *arc tholeiite granite*). Ils sont aussi d'origine mantellique. Les premiers se trouvent en très faible quantité, souvent en filon, dans les roches basiques de la croûte océanique très épaisse (exemple des îles Kerguelen). On les appelle souvent *plagiogranites ou trondjémites* ; ils ont des teneurs très faibles en K et sont dépourvus d'orthose. On connaît ainsi l'albitite du Chenaillet qui dérive de la différenciation poussée de magmas océaniques gabbroïques (voir carte fig. 18.20). Les seconds se trouvent

dans les arcs immatures ou dans les arcs intra-océaniques où ils n'ont pas subi de contamination continentale. C'est le cas dans l'arc de Nouvelle-Bretagne, en Papouasie-Nouvelle-Guinée et dans l'arc des Aléoutiennes.

- Les granitoïdes calco-alkalins quant à eux peuvent contenir des amphiboles calciques (ACG, *amphibole-calc-alkaline granite*) ou être riches en feldspaths potassiques (KCG, *K-rich-calc-alkaline granite*). Ils sont issus du manteau mais ont interagi avec la croûte continentale (origine mixte). Les tonalites et granodiorites riches en amphiboles des marges convergentes, termes plus basiques représentatifs des ACG (voir ci-dessous, les granodiorites), forment de vastes batholites souvent coiffés par des édifices volcaniques andésitiques. Les KCG correspondent aux shoshonites, termes riches en K des magmas d'arc.

On s'est beaucoup interrogé sur la façon dont pouvait se libérer le volume nécessaire à l'intrusion des granites dans la croûte. La digestion de l'encaissant classiquement évoquée n'explique pas tout. Il semble que le rôle de la tectonique décrochante ne soit pas à négliger. Dans de nombreux cas en effet les granites se mettent en place le long de grands décrochements dans des relais extensifs, systèmes profonds équivalents des bassins en pull-apart. Ces systèmes expliquent, par exemple, l'allure en cornue des granites le long de la zone broyée sud-armoricaine (ZBSA).

18.2.2 Roches à quartz et plagioclases dominants : granodiorites et tonalites

Les granodiorites ont une constitution voisine de celle du granite : leur teneur en silice peut être aussi forte que celle des granites, mais dans la plupart des cas elles sont plus pauvres en silice (60 %) et en K_2O , et plus riches en CaO, si bien qu'une amphibole et parfois un pyroxène remplacent la biotite tandis que les plagioclases dominent largement sur l'orthose. Si le feldspath potassique disparaît totalement, on a une tonalite (*fig. 18.5*). Bien des roches appelées communément « granites » se révèlent être des granodiorites lorsqu'on examine attentivement leurs feldspaths. La tonalite de l'Alpe de Tonale dans le Tyrol (massif d'Adamello) est une roche à quartz, plagioclase, hornblende et biotite dans laquelle l'orthose est exceptionnelle. Les granodiorites et tonalites sont typiques des grands batholithes jalonnant les chaînes de subduction (batholithe andin, de la Sierra Nevada dans les Rocheuses, du Ladakh et du Karakorum en Himalaya).

L'origine mantellique ou mixte de la plupart des granodiorites est indiquée par :

- la localisation de plutons dans les régions de volcanisme andésitique, à l'aplomb des zones de subduction ;
- la présence d'enclaves de roches basiques ;
- l'absence de migmatites associées ;
- la valeur du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ intermédiaire entre celle du manteau 0,703 – 0,704 et celle de la croûte continentale 0,71 – 0,72.

Un batholite peut émettre des prolongements irréguliers ou *apophyses* de grande longueur et de faible section qui recoupent les roches encaissantes dans des directions quelconques. En France, les massifs granitiques du nord du Massif Armoricain, Huelgoat et Flamanville (granites hercyniens), Athis et Vire (granites cadomiens), sont de tailles plus modestes et ont souvent des compositions proches des granodiorites. La microdiorite quartzifère ou porphyre bleu de l'Estérel, ou encore estérellite, est une roche d'un gris bleuté avec des phénocristaux de plagioclases (andésine) et d'amphibole (hornblende). Elle forme le laccolite du Dramont, près de Saint-Raphaël (Var), d'âge oligocène, injecté dans les grès permien et témoignerait de la subduction alpine.

Encart 18.2 – Les grands batholites



Voir fig. 15.6

Dans les zones de subduction, les magmas calco-alcalins sont à l'origine de volumes considérables de granitoïdes. Ils arment les chaînes de subduction de la bordure ouest des Amériques depuis la Patagonie jusqu'au Canada. On les retrouve également dans les chaînes de collision où ils signalent les anciennes subductions. Les plus grands batholithes connus, Sierra Nevada (Californie), Colombie britannique (Canada), Pérou, Chili (fig. 17.36), Karakorum-Laddakh-Tibet (chap. 15), mesurent 2 000 km de long et 200 km de large. Ces grands batholithes résultent d'une longue histoire d'intrusions liées à la subduction et comportent des granodiorites, souvent majoritaires, des tonalites et des granites. Le batholite andin s'est formé depuis le Jurassique – et se forme encore –

quasiment à la même place, ce qui témoigne de la pérennité de la subduction du Pacifique sous l'Amérique du Sud. Ces massifs témoignent de l'efficacité du processus d'extraction de magmas à partir du **coin de manteau infra-arc** lors de la subduction. Produits dans le manteau, les magmas sont stockés dans la croûte où ils subissent le phénomène d'assimilation couplé à la cristallisation fractionnée (AFC). Lors de l'évolution par cristallisation fractionnée, les magmas peuvent en effet réagir avec la croûte continentale encaissante et l'assimiler en partie. Il en résulte un mélange géochimique conduisant à la contamination continentale. Le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de la roche magmatique formée sera d'autant plus élevé que le taux d'assimilation de la croûte sera important.

18.2.3 Roches à feldspaths potassiques sans quartz : syénites et monzonites

La syénite est une roche grenue dont les minéraux essentiels sont les feldspaths sodiques et les amphiboles. La monzonite (de l'Alpe de Monzoni, Tyrol) est l'équivalent d'une syénite calco-alcaline, c'est-à-dire de composition intermédiaire entre les syénites types et les diorites. Elle contient de l'orthose et de l'andésine en égale quantité et un peu d'augite. De grands cristaux d'orthose moulent les plagioclases (texture monzonitique).

La minette est une microsyénite de type lamprophyre (roche magmatique filonienne à texture microgrenue), noire et scintillante, à cause de son extrême richesse en biotite, qui doit son nom à un usage ancien : celui de bourrer les trous à explosifs dans les mines et les carrières des Vosges. C'est qu'en effet elle s'altère facilement, devient alors brunâtre et pulvérulente. La biotite est enrobée dans un fond microgrenu d'orthose, de sanidine et de biotite avec de rares cristaux d'olivine. Dans les Vosges, on la trouve en filons qui recoupent des massifs granodiorites. Les minettes, et de façon plus générale, les lamprophyres sont une différenciation magmatique des filons, analogue à la différenciation des ferromagnésiens dans le corps principal.

18.2.4 Roches à plagioclases sans quartz : diorites et gabbros

La diorite est une roche grenue à équilibre ou déficit de silice (moins de 60 %), ne renfermant donc pas de quartz libre. Elle est constituée essentiellement de plagioclases, plus sodiques que calciques (albite, oligoclase, andésine) et d'amphibole, avec parfois un peu de pyroxène.

On trouve la diorite soit en massifs indépendants, soit en bordure du granite dans tous les massifs anciens (diorite d'Aydat, Puy-de-Dôme). La diorite orbiculaire de Corse (ou corsite ou napoléonite) présente des zones concentriques et radiées d'oligoclase avec une amphibole provenant de l'altération des pyroxènes, vert foncé, l'ouralite fibreuse. Sa constitution minéralogique primaire la rattache en fait aux gabbros (ci-dessous).

Le gabbro est une roche grenue formée de feldspaths plagioclases plus calciques que sodiques (labrador, bytownite, anorthite) associés à un pyroxène. Les gabbros peuvent aussi renfermer de

l'amphibole, de l'olivine et des oxydes de fer. Alors que les gabbros typiques sont calco-ferromagnésiens, les norites sont seulement ferromagnésiennes. En général, ils sont de couleur plus foncée que les diorites et de densité plus élevée : 2,8 à 3,1.

Les gabbros se présentent soit en massifs indépendants, soit associés à d'autres roches basiques du plancher océanique (cortège ophiolitique). La variété à gros cristaux de plagioclase vert, saussuritisé et de diallage à reflet bronzé, est appelée euphotide (massif du Chenaillet). Les gabbros déformés dans les cisaillements ductiles sont dits *flaser gabbros*. Les gabbros à plagioclases et olivine sont appelés troctolites. Les taches noirâtres de magnétite entourant l'olivine serpentinisée lui ont valu le nom de « roche truitée ». Dans le cortège ophiolitique du plancher océanique, le Moho se situe à l'interface péridotite/gabbro dans le cas d'une croûte standard.

Les dolérites sont formées de lattes de plagioclases intriquées dans des cristaux de pyroxène (structure ophitique). Elles forment un terme de transition entre les roches grenues et les roches microclitiques. Dans les ophites *stricto sensu* (Pyénées, Espagne, Algérie), les pyroxènes, fréquemment altérés, confèrent un aspect rappelant une peau de serpent (d'où leur nom). Les diabases sont des dolérites ayant évolué dans le faciès des schistes verts et dans lesquelles les pyroxènes ont été ouralitisés.

La kersantite, équivalent lamprophyrique de la monzonite, est une roche à feldspaths sodique, clinopyroxène et biotite. La kersantite tire son nom du hameau de Kersanton (Plougastel) situé à proximité de Brest. Cette roche filonienne assez tendre a permis aux sculpteurs des temps anciens de réaliser les statues des calvaires et des églises de Bretagne.

18.2.5 Roches à feldspaths et feldspathoïdes : syénites, essexites et théralites

La syénite néphélinique est une roche grenue caractérisée par la présence d'un feldspathoïde : la néphéline ou la leucite, à côté de feldspaths, de pyroxènes et d'amphibole sodique. C'est une roche pauvre en silice (50 %), riche en Al et Na. La foyaïte de la Sierra de Foya (Portugal) est une variété de syénite néphélinique.

Les essexites contiennent des plagioclases, de la néphéline, des augites, amphiboles et biotite et parfois un peu d'olivine. Enfin les théralites s'en distinguent par une plus faible proportion de feldspaths alcalins.

18.2.6 Roches à feldspathoïdes seuls : ijolites

L'ijolite est une roche grenue formée de néphéline et de pyroxènes (augite, ægyrine). La faible teneur en silice (moins de 45 %) explique la disparition complète des feldspaths. Les seuls éléments blancs sont les feldspathoïdes. L'ijolite est une roche assez rare : quelques gisements en Finlande et en Suède (région d'Alnö), et dans le Kansas (Magnet Cove).

18.2.7 Roches à olivines, pyroxènes et amphiboles : péridotites et pyroxénites

Ces roches dites ultrabasiques forment le manteau et sont les plus abondantes de la Terre, ce sont aussi les moins fréquentes à la surface. Pour les observer et les échantillonner, les possibilités sont : (i) l'obduction de la lithosphère océanique, (ii) la mise à l'affleurement du manteau dans les zones de fracture océaniques, à l'axe des dorsales ou au pied de certaines marges passives, (iii) les enclaves (xénolithes) dans des roches volcaniques (*fig. 18.3*).

Les roches de cette famille sont de couleur sombre, de composition très basique (leur teneur en silice oscille autour de 40 %) et de forte densité ($d = 3$ à 3,5). Les péridotites proprement dites sont constituées à plus de 90 % d'olivine associée à un ou deux pyroxènes (*fig. 17.4*).



Voir fig. 17.4

 Voir chap. 15,
figs. 15.2,3, 17.4

 Voir §. 17.1,
fig. 17.4

La lherzolite, définie par les affleurements de l'étang de Lherz dans la zone nord-pyrénéenne (Ariège), est la péridotite normale du manteau supérieur. Elle est très dure et extrêmement dense (densité 4). La harzburgite est plus riche en orthopyroxènes (enstatite), olivine (fig. 17.4). Selon les modèles classiques, la lherzolite donne du basalte par fusion partielle, le résidu étant la harzburgite. Les études récentes sur le matériel océanique et sur les ophiolites tendent à montrer que le manteau supérieur est surtout harzburgitique et qu'un nombre important de lherzolites dérivent de l'imprégnation d'une harzburgite par des magmas infiltrant le manteau dans des contextes de remontée de l'asthénosphère (rifts et dorsales). Qu'il s'agisse des gisements continentaux ou océaniques (dorsales, pied de marges), les roches ultrabasiques à la surface de la lithosphère sont souvent des serpentinites, hydratées et moins denses, en raison de la réaction de l'olivine avec l'eau. Cette dernière se transforme en serpentine. Antigorite, lizardite et chrysotile, sont les trois formes de la serpentine. L'antigorite est la forme de plus haute température. Dans les pyroxénites, l'olivine disparaît presque complètement, seuls les pyroxènes subsistent ; ainsi l'ariégite, roche filonienne des Pyrénées, est formée de diopside, de diallage, d'hypersthène et de grenat (elle est intrusive dans les lherzolites).

Les hornblendites sont caractérisées par la prédominance d'amphibole.

Les dunites (Dun Moutains, Nouvelle-Zélande) sont des roches ultrabasiques formées presque uniquement d'un péridot riche en fer et de spinelle riche en chrome, réfractaire à la serpentinisation.

Les péridotites recèlent souvent de précieuses minéralisations : chrome (Norvège, Portugal, Asie Mineure), nickel (la garniérite de Nouvelle-Calédonie est une forme de serpentine nickelifère issue d'une concentration dans les altérites), cobalt, platine natif (dunites de l'Oural).

18.3 LES ROCHES VOLCANIQUES

Le volcanisme est l'expression du magmatisme à la surface de la Terre. Les volcans sont des édifices (ou appareils) construits par la solidification des magmas en surface ou en subsurface. Les magmas mettent en relation la croûte profonde et le manteau supérieur ou inférieur avec la surface de la lithosphère. Ils stagnent dans un ou plusieurs réservoirs magmatiques où ils évoluent chimiquement et physiquement avant de s'épancher à la surface des continents ou des planchers océaniques. Notons que le magma change de nom quand il arrive en surface, on parle de **lave**. La grande variété des appareils volcaniques résulte d'abord de la diversité géochimique et physique des magmas. Les environnements très variés dans lequel les laves sont mises en place (subaérien, subaquatique ou parfois proche de la surface) contribuent également à la grande richesse des types de roches volcaniques.

Le phénomène volcanique est intermittent, les phases d'éruption alternant avec des phases de repos qui peuvent être plus ou moins longues. En général, on considère qu'un volcan est actif s'il a une activité actuelle ou historique. Il est en dormance s'il est d'âge récent, mais n'est pas entré en éruption durant les temps historiques. Il est considéré classiquement comme inactif (ou éteint) s'il n'a eu aucune activité depuis 10 000 ans. Ceci étant dit, il n'est pas toujours simple de certifier qu'un volcan ou système volcanique est éteint. Les plus grands systèmes volcaniques peuvent avoir des périodes de repos allant jusqu'à quelques dizaines à centaines de milliers d'années.

Une quarantaine de volcans sont en éruption chaque année, sans compter les volcans sous-marins dont la plus grande partie est égrenée le long des 70 000 km des dorsales océaniques. Le volcan le plus élevé est le Lullaillo (6 739 m) dans les Andes chiliennes, le plus volumineux est le Mauna-Loa (Hawaï). Il culmine à 4 170 m au-dessus du niveau de la mer, mais sa hauteur totale est en réalité de 9 000 m par rapport aux fonds marins environnants et sa base mesure environ 400 km de diamètre. Un autre édifice volcanique se distingue par son volume impressionnant, il s'agit du volcan Tamu (du nom de l'université du Texas, Texas A & M University), entièrement sous-marin, reconnu et interprété comme un appareil simple en 2013. Ce très vaste volcan aux coulées de laves très fluides s'est construit le long de la ride asismique de Shatsky dans le Pacifique nord-occidental au cours du Mésozoïque. Sa

base est voisine de 400 km de diamètre. À l'échelle du Système solaire, il est cependant dépassé par l'Olympus Mons, sur Mars : hauteur 27 km, diamètre 700 km.

Voir chap. 3

La répartition du volcanisme est inévitablement liée à celle du magmatisme, c'est-à-dire principalement aux limites des plaques tectoniques (fig. 17.1), là où la sismicité est importante. En effet, les systèmes volcaniques se rencontrent le long des dorsales océaniques, zones d'accrétion de la lithosphère, et le long des zones de convergence (zones de subduction), où s'affrontent les plaques océaniques ou continentales. Néanmoins, du volcanisme (et du magmatisme) se rencontre également en domaine intraplaque (où la sismicité est absente) et où il matérialise les « points chauds ». Dans le chapitre 17, nous avons montré que le magmatisme qui représente une manifestation de l'évacuation de l'énergie thermique de la Terre est finalement la conséquence du refroidissement de notre planète. Nous pouvons alors dire que **le volcanisme est la manifestation en surface du refroidissement de la Terre.**

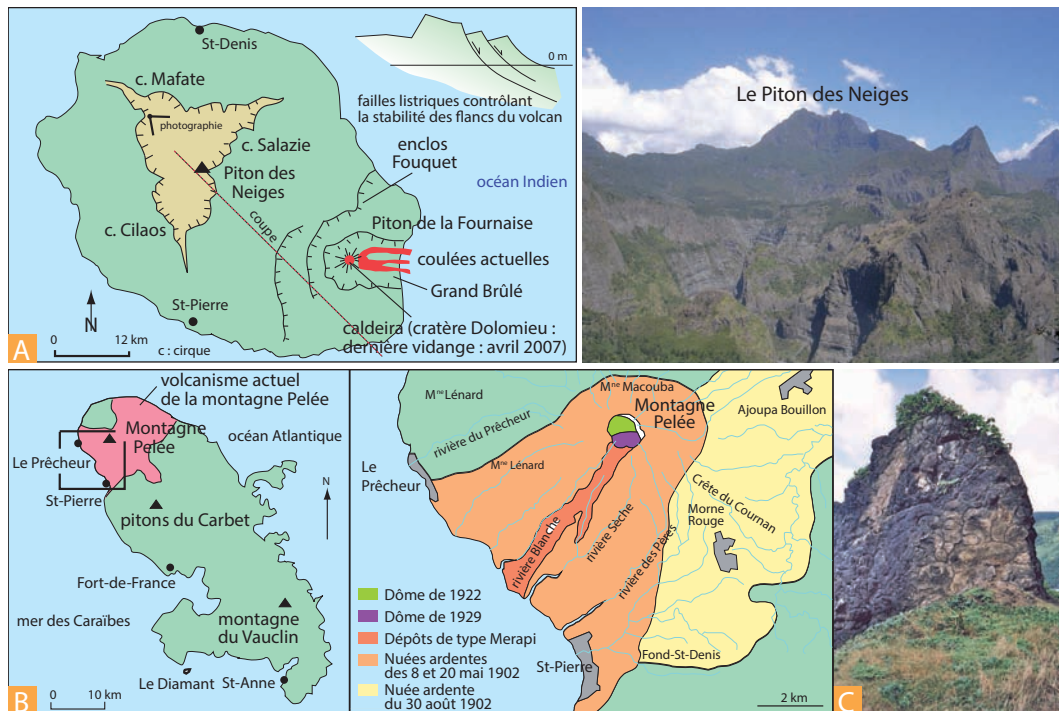


Figure 18.8 Les îles volcaniques françaises d'outre-mer.

Notre territoire nous offre la possibilité d'observer les trois types fondamentaux de volcanisme sur la Terre.

A. Le volcanisme de point chaud a construit depuis plus de 3 Ma l'île de la Réunion, formée de deux volcans accolés, le Piton des Neiges (éteint) et le Piton de la Fournaise (actif). La photographie montre une coupe naturelle dans le cœur du volcan éteint, ouverte par l'érosion et la tectonique gravitaire qui effondre les flancs. Observer les coulées horizontales empilées (Cirque de Mafate). Photo : Y. Lagabrielle.

B. Le volcanisme d'arc insulaire s'observe aux Antilles, à la Martinique (montagne Pelée) et à la Guadeloupe (La Soufrière). L'activité récente de la Martinique, indiquée en rose, est détaillée sur la carte annexe montrant les deux événements du début du xx^e siècle (modifié d'après un document IPGP, 1993).

C. Le volcanisme des dorsales affleure sur l'île de Futuna dans le SW Pacifique (voir localisation fig. 10.2). Le fond océanique mis en place par la dorsale active de Futuna (dorsale découverte en 2000 par une mission océanographique du N/O L'Atalante, Ifremer) a été soulevé par la tectonique transpressive d'une faille transformante. La photographie (Y. Lagabrielle) montre une section naturelle dans un empilement de pillow-lavas visible au sud de l'île.

18.3.1 Répartition du volcanisme sur la Terre

a) Zones d'accrétion (dorsales médio-océaniques)

L'expansion lithosphérique le long des dorsales océaniques s'accompagne de l'émission de laves fluides. Ce volcanisme est ponctuel ou fissural, relativement calme en raison des propriétés physico-chimiques du magma (basaltes à $< 0,5 \%$ H_2O) mais également en raison de la pression de la colonne d'eau su-jacente. Ce magmatisme sous-marin est très fréquemment accompagné d'hydrothermalisme. Notons que les éruptions à l'axe des dorsales sont très difficiles d'accès et donc d'observation, en revanche, on enregistre les effets sismiques par des écoutes à l'aide d'hydrophones flottant dans la colonne d'eau (dorsales médio-atlantiques et Juan de Fuca par exemple).

Les laves sous-marines se refroidissent brutalement en contact avec l'eau ($\sim 4 \text{ }^\circ\text{C}$) en se couvrant d'une croûte vitreuse (phénomène de trempage, voir chapitre 17). Le verre en s'altérant par hydratation donne de la *palagonite*. Les laves dominantes sont des **basaltes tholéïtiques** (*Mid-Oceanic Ridge Basalt* : MORB) : elles se consolident généralement en pillow-lavas (laves en coussin), en tubes de lave (fig. 11.17 et fig. 18.20) et en coulées fluides formant parfois des lacs de lave (fig. 18.20). Les basaltes des dorsales lentes sont émis au fond de la vallée axiale où ils peuvent former de petits volcans axiaux jalonnant la zone active dite zone néovolcanique. On rappellera que sur des aires importantes le long des dorsales lentes, notamment la dorsale sud-ouest-indienne, le volcanisme s'exprime ponctuellement sous la forme de volcans isolés reposant directement sur le manteau exhumé. Cette situation rappelle celle décrite à partir de l'étude des ophiolites alpines. Dans le cas des dorsales rapides, les laves sont émises au sommet du dôme axial et peuvent y séjourner puis s'écouler sur les flancs. Elles sont également émises dans les deux grabens latéraux, à quelques centaines de mètres de la fissure axiale.

Le volcanisme des dorsales est très généralement sous-marin mais certains édifices axiaux peuvent émerger comme c'est le cas des volcans qui jalonnent ou ont jalonné la ride médio-atlantique : Jan Mayen, Islande, Açores, Sainte-Hélène, Ascension, Tristan da Cunha (à ne pas confondre avec les îles strictement liées à des points chauds).

 Voir chap. 11 et 15

 Voir fig. 11.17

 Voir les blocs diagrammes des dorsales sur la fig. 11.10

La couche basaltique océanique peut atteindre 4-5 km d'épaisseur le long des dorsales rapides et beaucoup plus en cas d'interaction dorsale-point chaud (cas des Açores et de l'Islande). Si on la répartissait uniformément, cette couche basaltique serait épaisse en moyenne d'un kilomètre et s'étendrait sur 360 millions de km^2 , ce qui correspond à $\sim 70 \%$ de la surface du globe, ce qui est bien supérieur à celle des continents. Mais comme nous l'avons vu déjà à plusieurs reprises, cette couche n'est pas toujours continue à l'axe des dorsales lentes.

b) Zones de convergence : subduction et collision

Les zones de subduction de la lithosphère océanique et les zones de collision continentale sont le siège d'un volcanisme dont la chimie des laves émises est principalement de type calco-alcalin, et qui génère des mécanismes possiblement plus violents (explosifs) et associés à une forte séismicité. En effet, comme nous l'avons vu dans le chapitre 17, les magmas générés en contexte de subduction sont riches en eau et autres éléments volatils, ce qui engendre des dynamismes éruptifs souvent explosifs. Le volcanisme parfois violent de la « ceinture de feu » souligne notamment les subductions péri-Pacifique. Trois possibilités peuvent se présenter en contexte de convergence.

 Voir fig. 17.1

► Convergence entre deux plaques océaniques

C'est le cas par exemple de la subduction de la plaque Amérique du Nord sous la plaque Caraïbe qui génère le volcanisme de l'arc des Petites Antilles (montagne Pelée à la Martinique, Soufrière à la

Guadeloupe, à Montserrat, à Saint-Vincent...). Ce volcanisme d'arc se retrouve également autour du Pacifique Nord (Aléoutiennes, Japon) et Ouest (Tonga, Vanuatu, Mariannes).

► Convergence entre une plaque océanique et une plaque continentale

C'est le cas de la subduction des plaques Nazca, Cocos et Antarctique sous la plaque sud-américaine, génératrice du volcanisme andin, ou celui de la plaque Juan de Fuca, responsable du volcanisme d'arc de la chaîne des Cascades dans la cordillère nord-américaine (mont Saint Helens).



Voir chap. 11
et 15

► Convergence entre deux plaques continentales

Le volcanisme de subduction à chimisme principalement calco-alcalin est plus rare mais existe aussi en situation de collision continentale. L'origine de ce magmatisme reste assez débattue mais il existe différentes possibilités telles que la déshydratation de la lithosphère subduite qui se poursuit après la subduction proprement dite, une remontée de manteau asthénosphérique lors du détachement de la lithosphère subduite (*slab break off*) ou bien encore la remontée du manteau anciennement métasomatisé lors de la collision (délamination de la lithosphère profonde par exemple) (chapitre 15). Les meilleurs exemples sont apportés par la subduction de la plaque Afrique sous l'Europe (volcanisme méditerranéen d'Afrique du Nord notamment), de l'Arabie sous l'Eurasie (mont Ararat, en Turquie, au sud du Caucase : 5 156 m) et celle de la plaque indienne sous l'Asie (volcanisme sud-tibétain).

c) Domaine intraplaque : les points chauds

Le volcanisme dit de point chaud est la manifestation en surface de l'activité d'un panache mantellique. Il s'agit d'une activité volcanique intense située au-dessus de régions du manteau dont la température est anormalement élevée. On se reportera aux chapitres 8 et 10 pour des compléments sur ce sujet.

Les grands points chauds sont généralement peu mobiles par rapport au centre de la Terre. Des anomalies thermiques dans le manteau inférieur ou à la base du manteau supérieur (rappelons qu'il s'agit de manteau à l'état solide) s'accompagnent d'anomalies de densité provoquant des instabilités et un mouvement d'ascension de la matière. Sous l'effet de la poussée d'Archimède, le manteau moins dense monte et forme un panache mantellique (*mantle plume* en anglais) qui s'étale sous la lithosphère plus rigide. Dans ce contexte particulier, la température à la base de la lithosphère est d'environ 1 550 °C, au lieu de 1 250 °C pour les régions alentours d'égale profondeur. La tête du panache commence à fondre par décompression, vers une profondeur de l'ordre de 200 à 150 km, générant un magma basaltique qui stagne dans cette région (voir chapitre 17). Dès que le volume de magma est en proportion suffisante, il traverse la lithosphère et s'épanche en surface en formant des volcans.



Voir fig. 7.10
et fig. 10.3

Le volcanisme des points chauds est responsable d'épanchements d'énormes volumes de lave sur des périodes géologiques restreintes et sur des surfaces de plusieurs centaines de km². L'accumulation des coulées forme des plateaux. Les GPM (grandes provinces magmatiques, ou LIP pour *Large Igneous Provinces*) sont issues, soit de « têtes » de panaches s'écrasant sous la lithosphère, soit de « queues » de panaches formant les rides asismiques et les chaînes volcaniques linéaires. Les premières se mettent en place dans les océans (plateaux océaniques) ou sur les continents (trapps), qu'elles contribuent parfois à fragmenter (rift éthiopien, Atlantique Nord). Les deux types sont parfois connectés dans l'espace et le temps (Galapagos – Plateau caraïbe et Islande – Atlantique Nord par exemple).

En raison de la dérive des plaques lithosphériques au-dessus de ces anomalies thermiques mantelliques fixes, les points chauds situés sur des plaques relativement rapides se trouvent à l'extrémité d'alignements volcaniques remarquables, tels que l'archipel des îles Hawaii-Empereur, l'archipel des Marquises ou encore l'archipel des Chagos-Maldives-la Réunion.



Voir fig. 9.5
et 9.6

Les trapps et les plateaux océaniques se caractérisent par leur très grande taille (> 1 000 km de distance d'étalement), leurs volumes énormes de lave (Columbia River : ~ 175 000 km³, Ontong Java : ~ 6 000 000 km³) et la relative brièveté de leur mise en place (< 5 Ma). Les trapps du Deccan (ou Dekkan), en Inde, se sont formés il y a 65 Ma au-dessus du point chaud qui se situe aujourd'hui sous la Réunion, par l'accumulation estimée de ~ 2 millions de km³ de laves en ~ 50 000 ans (*fig. 18.9*). Pour comparaison, cela reviendrait à recouvrir la France métropolitaine d'une pile de 3-4 km d'épaisseur de lave ! Les plateaux océaniques, tel celui de Kerguelen, peuvent émerger de la surface des océans grâce à l'accumulation de lave émise et le sous-plaquage de magma sur plusieurs km d'épaisseur.

Les âges de formation des GPM sont rassemblés sur l'échelle chronologique de la figure 6.51. On observe une concentration de l'activité de type point chaud entre 145 et 55 Ma avec un maximum de la production magmatique coïncidant avec le début la période magnétique calme du Crétacé. Il pourrait s'agir de conséquences d'un mode convectif global à une couche (voir chapitre 8, notamment *fig. 8.10*).

Jusqu'à 120 points chauds sont recensés et un peu plus de la moitié sont situés sur les continents. Une grande variété est observée dans la composition des laves émises et dans les dynamismes éruptifs associés. En effet, il s'agit très majoritairement de magmas peu différenciés (basaltes majoritairement) qui sont généralement accompagnés de dynamismes éruptifs effusifs (exemple d'Hawaii et de la Réunion). Néanmoins, dans certains contextes particuliers de points chauds sous lithosphère continentale, des laves très différenciées (rhyolites générées par fusion partielle de la croûte continentale) sont associées à des dynamismes éruptifs potentiellement très explosifs comme c'est le cas par exemple pour le point chaud de Yellowstone (États-Unis).

Lorsqu'un rift interagit avec un point chaud, de grandes quantités de laves sont émises dans un contexte distensif. Les laves remplissent alors les grabens comme on le voit dans la région des Afars et en Éthiopie. Si le rift évolue vers un océan, la marge continentale se couvre de coulées en même temps qu'elle s'étire et s'affaisse vers le large. Les laves sont alors progressivement basculées, ce qui forme les SDR (*Seaward Dipping Reflectors*) caractéristiques des marges passives volcaniques. Si le processus se poursuit jusqu'à l'océanisation pendant que le point chaud reste actif, on assiste à une interaction avec la dorsale océanique naissante. C'est ce qui s'est produit lors de l'ouverture de l'Atlantique nord entre le Groenland et la Norvège sous l'influence du point chaud de l'Islande entre le Paléocène et l'Actuel (chap. 12).

 Voir chap. 12,
fig. 12.10

Il faut noter que l'interaction point chaud-dorsale n'est pas nécessairement permanente. Ainsi, la dorsale sud-atlantique s'est séparée du point chaud de Tristan da Cunha il y a 30 Ma (*fig. 7.11*) et le point chaud islandais devrait se dissocier de la dorsale médio-atlantique dans quelques dizaines de millions d'années. Cela a également été le cas pour le plateau océanique de Kerguelen qui, depuis 40 Ma, se trouve en contexte purement intraplaque alors qu'il résulte initialement de l'interaction entre un point chaud et la dorsale sud-est de l'océan Indien.

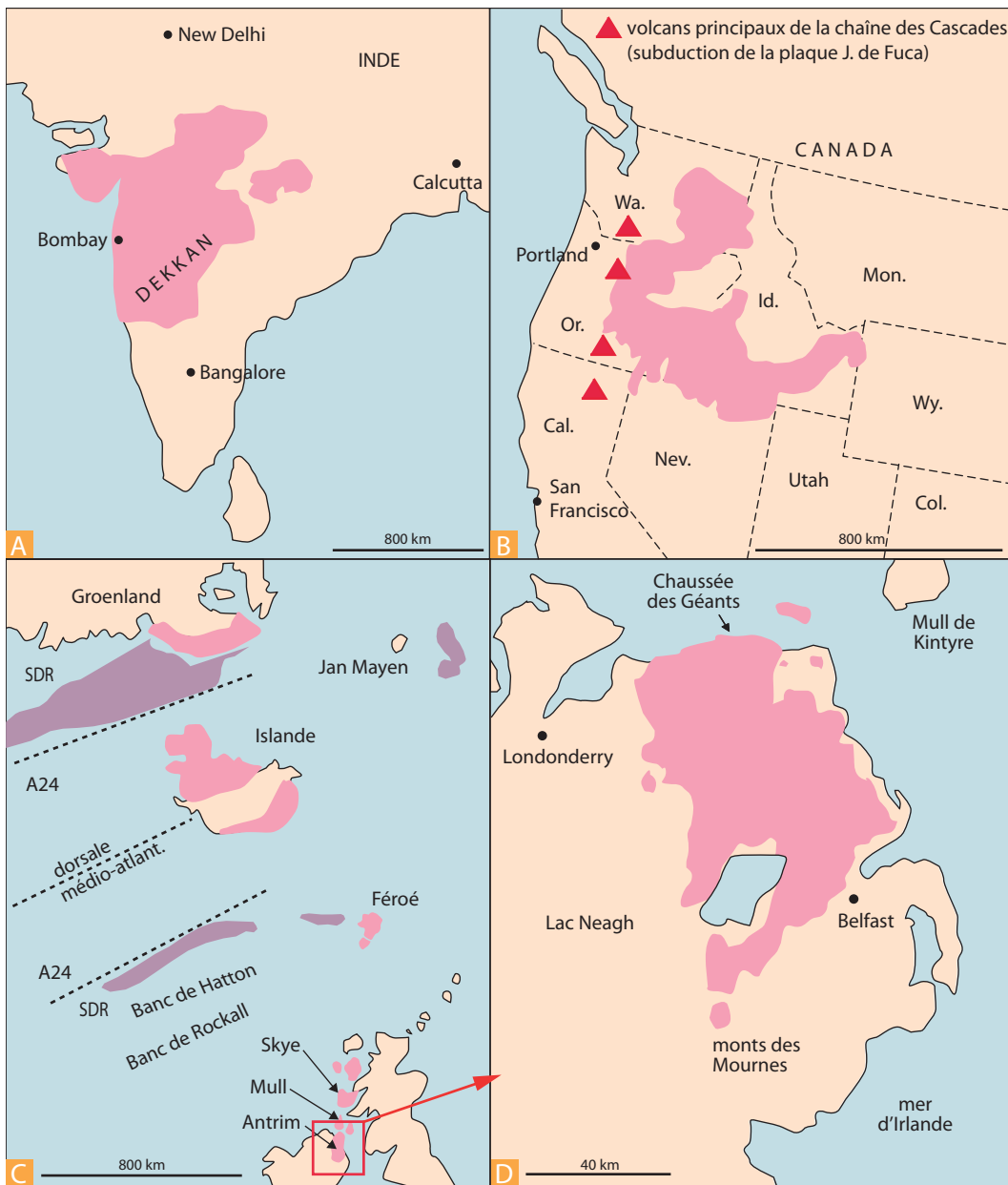


Figure 18.9 Les grands affleurements de basaltes des plateaux dans le monde.

A. Les trapps du Dekkan en Inde.

B. Les basaltes de la Columbia River.

C et D. La province volcanique nord-atlantique et un détail du nord de l'Irlande. Ici, les basaltes à terre sont associés à de grands épanchements sous-marins formant des réflecteurs sismiques pentés vers l'océan (SDR, *seaward dipping reflectors*) sur les marges continentales, de part et d'autre de l'Islande. Il s'agit de marges passives volcaniques, dues à l'interférence entre le fonctionnement du point chaud de l'Islande et l'ouverture de l'Atlantique dans cette région, juste avant l'anomalie 24 (An24, Éocène basal), date d'apparition de la première croûte océanique (voir les compléments sur la fig. 12.10).

18.3.2 Migration des magmas vers la surface

Quel que soit le type de volcanisme, l'ascension du magma, se fait au travers d'un système de fissures de la lithosphère. Fréquemment, avant l'éruption, le magma s'accumule dans une chambre magmatique située à une profondeur de quelques kilomètres sous la surface de la Terre. La chambre magmatique correspond au réservoir le plus superficiel à partir duquel le magma peut remonter directement vers la surface.

Il est assez difficile d'estimer précisément les temps ou les vitesses de remontée des magmas mais des durées de l'ordre d'un millier d'années à quelques centaines de milliers d'années sont estimées entre la genèse du magma et la mise en place des laves en surface. Le même ordre de grandeur est estimé pour les temps de résidence des magmas dans un réservoir. Mais ces temps sont extrêmement variables car ils sont fonction de la taille des réservoirs, du contexte géodynamique, du type de magmas, etc. Comme nous le discuterons ci-après, la rhéologie des magmas a un rôle primordial dans les mécanismes de remontée et de mise en place des laves. Les magmas s'infiltrèrent au travers de la lithosphère via des systèmes de fissures, les filons (ou dykes) représentant des indices géologiques de leur passage. Après érosion, ils peuvent être conservés comme seuls témoins de l'activité magmatique d'une province volcanique, même de grande ampleur. Un filon peut émettre latéralement une lave qui s'injecte horizontalement. Ce corps intrusif est appelé sill. Un sill peut être solitaire ou peut connecter des filons (*fig. 18.10* et *fig. 18.31*).

Dans la péninsule ibérique un dyke de plus de 200 km de large s'est mis en place lors des débuts de l'ouverture Atlantique. Il fait partie des manifestations magmatiques du rifting jurassique que l'on retrouve aussi en Bretagne (dyke de la côte ouest du Léon) et en Afrique de l'Ouest.

Plus les magmas se rapprochent de la surface, plus leur vitesse de remontée est importante (de l'ordre de quelques m/s pour des coulées fluides). Ces valeurs sont largement dépassées pour des dynamismes éruptifs très explosifs. Au cours de son ascension et de son stockage dans des réservoirs magmatiques, le magma peut subir une contamination par les roches encaissantes et/ou une différenciation comme décrit dans le chapitre 17.

La dimension des chambres magmatiques peut être considérable : 50 km de long et 6 km d'épaisseur pour l'intrusion archéenne du Stillwater au Montana (États-Unis). Dans le massif du Mont-Dore un volume remarquable de basalte alcalin (150 à 200 km³) s'est mis en place dans une chambre conique de grande extension verticale (17 km) dont le toit se situait à 9 km de profondeur ; il s'est produit une ségrégation des magmas représentant des degrés de différenciation différents : les magmas les plus différenciés (moins denses et riches en éléments volatils) sont vers le haut, et les moins différenciés (denses et pauvres en éléments volatils) vers le bas. De cette stratification du réservoir magmatique résulte la succession type d'une série ou lignée magmatique en surface : ponces et coulées pyroclastiques rhyolitiques, trachyandésites et enfin basaltes alcalins. Au Kilauea, le réservoir est situé vers 55 km de profondeur ; la lave liquide vient se mettre en place par un système de fissures jusqu'à 8 km de la surface : la sismologie permet de suivre cette montée de la lave dans le réservoir intermédiaire. C'est le remplissage de ce dernier qui commande l'éruption finale mais l'intercommunication est telle qu'une éruption à l'extrémité de la zone de fracture de 30 km de long qui court du Kapoho au Kilauea, à l'est de l'île Hawaïi, provoque une baisse du niveau de la lave et un effondrement du cratère à l'autre extrémité ; c'est ce qui est arrivé lors de l'éruption de 1959-1960.

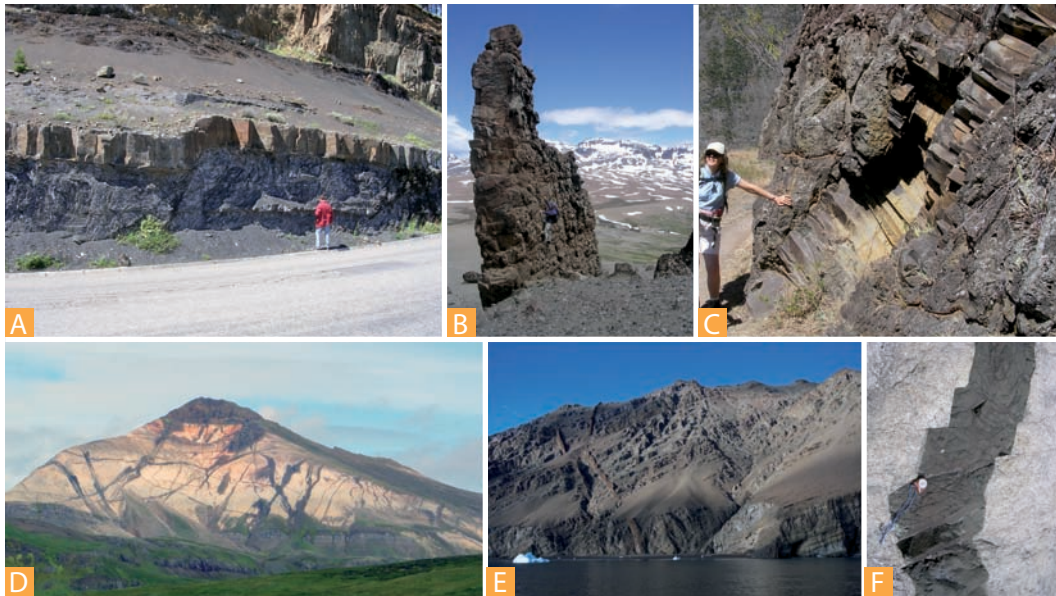


Figure 18.10 Le transfert des magmas vers la surface : les filons volcaniques, dykes et sills.

Les filons (ou dykes en français mais *dikes* en anglais) sont les conduits volcaniques maintenant figés par lesquels les magmas sont montés vers la surface depuis les chambres magmatiques. Ils peuvent montrer une prismation perpendiculaire aux épontes. **A**) un sill (parallèle à la stratification) et **B**) un filon vertical, liés à l'activité volcanique calco-alcaline de la Cordillère des Andes en Patagonie. **C**) Prismation d'un dyke traversant les coulées du flanc ouest du Piton des Neiges (la Réunion). **D**) Le mont de Hvitserkur (Islande) recoupé de dykes basaltiques (noirs). **E**) De nombreux dykes recouper et alimentent les coulées superposées formant les équivalents émergés des SDR (*Seaward Dipping Reflectors*) de la marge volcanique de la province nord-atlantique au Groenland (voir fig. 18.2 et fig. 12.10, photo : C. Clerc). **F**) La tectonique post-emplacement peut affecter les filons et les décaler (dolérite sombre dans un granite clair du batholite andin).

Photos : (A-C, F) Y. Lagabrielle, (D) E. Martin.

18.3.3 Principales roches volcaniques

Nous donnons ici les fondements de la terminologie pétrographique usuelle, sachant que la classification moderne des roches volcaniques est basée sur leur composition chimique. Aujourd'hui, on considère en effet qu'une **roche volcanique n'est pas un objet isolé**, mais qu'elle fait partie d'un ensemble magmatique cogénétique cohérent, **une série magmatique**. Sa signification ne sera comprise que dans la lecture complète de cette série. On consultera notamment les diagrammes des figures 17.19, 17.21, 17.25 et 17.26 où sont replacées les roches citées ci-dessous.

Nous décrivons les aspects macroscopiques et microscopiques des roches volcaniques *stricto sensu* d'une part, c'est-à-dire mises en place à la surface de la lithosphère, souvent riches en verre, et des roches hypovolcaniques d'autre part, mises en place sous la surface où le refroidissement plus lent a permis une cristallisation complète (filons, sills). Les minettes, et de façon plus générale, les lamprophyres correspondent à un magma ayant accumulé des minéraux ferromagnésiens depuis un corps principal qui a alors subi de la différenciation magmatique (voir ci-dessus, les roches plutoniques).

Le classement utilisé est fondé sur la teneur en silice décroissante et nous décrivons ci-dessous les roches volcaniques classiques. Nous verrons ultérieurement dans le chapitre que, selon le mode de mise en place, les magmas de même composition peuvent former des roches d'apparence très différentes.



Les **rhyolites**, roches volcaniques équivalentes des granites, contiennent entre 70 et 75 % massique de silice. Elles sont riches en phénocristaux de quartz, d'orthose, de biotite sur un fond finement cristallisé formant une microlite et vitreux de couleur claire, grisâtre, jaunâtre, verdâtre, ou rougeâtre. Les phénocristaux de quartz formés à une température supérieure à 575 °C sont des prismes bipyramidés souvent corrodés ou éclatés. Les phénocristaux de feldspaths sont généralement représentés par la sanidine, variété de feldspath potassique de haute température (~ 800 °C), d'aspect craquelé, transparent, alors que ceux d'orthose sont en général d'un blanc laiteux. La structure parfois fluidale avec alignement des phénocristaux rappelle l'origine de la roche (rhyolite, du grec *réo* = couler). Les microlites de quartz et de feldspaths alcalins peuvent former des sphérolites. Si ceux-ci sont visibles à l'œil nu, on a une pyroméride.

Encart 18.3 – Les rhyolites, obsidiennes et ponces dans le monde

Les coulées rhyolitiques d'âge Paléozoïque supérieur, très abondantes en Europe, traduisent une intense activité volcanique au Carbonifère et au Permien : Vosges, Forêt Noire, Morvan, Massif central, Estérel (le porphyre rouge de l'Estérel est coloré par l'hématite dispersée dans le fond crypto-cristallin qui résulte de la dévitrification de la pâte). Au Jurassique supérieur, c'est l'ensemble de la Patagonie qui se trouve soumis aux éruptions très violentes donnant des ignimbrites (*fig. 18.23*). À l'ère Tertiaire, on signale les éruptions rhyolitiques dans les Andes dans les Tatras, en Transylvanie, sur l'île de Lipari (la liparite est une rhyolite potassique avec phénocristaux de quartz, sanidine, oligoclase et biotite, relativement pauvre en verre), et en Islande. Aux États-Unis, elles sont particulièrement remarquables dans le parc de Yellowstone. Les coulées actuelles sont rares, sauf toutefois en Islande, où elles signalent une différenciation magmatique poussée ou une fusion de la croûte basaltique. Les roches sans microlites sont dites vitreuses. Les **obsidiennes**, presque anhydres

(magma de composition rhyolitique dégazé), sont des verres parfaits, de couleur le plus classiquement noire, à cassure conchoïdale, utilisées comme outils dans les civilisations précolombiennes et à l'île de Pâques. Lorsque ces roches ont une structure majoritairement vacuolaire, elles forment les ponces, rendues très légères par les nombreuses bulles de gaz emprisonnées lors du refroidissement. Les **ponces** correspondent à des magmas très souvent de composition rhyolitique (mais pas exclusivement) et très riches en éléments volatils. Elles se mettent en place lors de dynamismes éruptifs très explosifs (voir la suite du chapitre). Des ponces sont exploitées, pour les « pierres ponces », à Lipari, île centrale de l'arc insulaire des îles Éoliennes. Les nappes de ponces y atteignent 200 m d'épaisseur. Cet arc volcanique résulte de la subduction de la lithosphère africaine (mer Ionienne) sous la lithosphère de la plaque Europe (mer Tyrrhénienne) (voir chapitres 12 et 15). Le volcan Stromboli se trouve à l'extrémité orientale de l'arc des îles Éoliennes.

Les **trachytes** (du grec *trachos*, rugueux) sont des roches représentant la série alcaline. Ce sont les roches volcaniques équivalentes de la syénite, beiges à grises, dont les phénocristaux sont constitués par de la sanidine, de la biotite et de l'amphibole, mais jamais de quartz. Les trachytes récents (ères tertiaire et quaternaire) constituent les dômes de la chaîne des Puys : Puy-de-Dôme, Sarcouy, Puy Chopine, Clierzou. Le trachyte du Puy-de-Dôme (appelé localement domite) est une roche très acide (plus de 70 % massique de silice) de couleur leucocrate (blanche), riche en sanidine, mais aussi en tridymite (variété de silice formée au-dessus de 870 °C). On y rencontre aussi de la biotite et des microlites de sanidine et d'oligoclase. Le trachyte du massif du Sancy (appelé localement sancyite), de coloration gris clair, a une texture porphyrique due à des phénocristaux de sanidine et d'andésine.

Les **dacites** (de la Dacie, ancien nom de la Transylvanie), roches volcaniques équivalentes des granodiorites, sont des roches gris clair dans lesquelles on distingue des phénocristaux de quartz automorphe, d'andésine (type de plagioclase), de biotite et d'hornblende ou de pyroxène. Elles caractérisent les séries subalcalines (tholéiitiques et calco-alcalines) et sont par exemple communes dans les

régions volcaniques des chaînes de subduction. Les laves émises en 1902 lors de l'éruption de la montagne Pelée en Martinique étaient des dacites à hypersthène (orthopyroxène).

Les **andésites** (teneur en SiO_2 comprise entre 56 et 63 % massique), équivalent volcanique des diorites, sont des roches plus ou moins vacuolaires, de couleur relativement mélanocrate (grise, parfois presque noire). Les phénocristaux (andésine, amphibole et pyroxène) peuvent être assez rares. Ils sont bien individualisés et souvent altérés (pyroxènes ouralitisés, plagioclases séricitisés) dans les andésites anciennes ou porphyrites. Les volcans andésitiques caractérisent le volcanisme des arcs insulaires et des zones de subduction dont la plaque supérieure est continentale (Andes, Amérique centrale, Cascades, Alaska, Indonésie) (voir chapitre 17).

Les **basaltes** (teneur en SiO_2 comprise entre 45 et 52 % massique), équivalents des gabbros à olivine, sont des roches mélanocrates (noires) et denses ($d \approx 3$) très répandues. Si les phénocristaux de plagioclases sont plus rares, on y rencontre assez fréquemment ceux d'augite et d'olivine qui donnent à certains basaltes un aspect porphyrique. Si les phénocristaux d'augite dominent et sont très abondants, on parle d'ankaramites (visible dans le Massif central par exemple) et, si ce sont ceux d'olivine, on parlera de picrite (ou encore océanite ; visible à la Réunion par exemple). Certains basaltes présentent des baguettes blanches de feldspath sur un fond microlite noir, il s'agit des basaltes demi-deuil (visibles dans le Massif central par exemple). Il est néanmoins à noter que ces deux termes sont aujourd'hui peu employés. Dans les basaltes, la magnétite est abondante (~ 5-20 %), ce qui rend la roche magnétique et lui confère sa coloration. En première approche, on peut distinguer les basaltes tholéiitiques (de Tholey, en Allemagne) relativement riches en silice où l'olivine est exceptionnelle (Qz à Ol normatif) et les basaltes alcalins, ou basaltes à olivine (Ol à Ne normative), très pauvres en silice.

Si l'on considère leur répartition géodynamique, on peut distinguer trois grands types de basaltes qui sont caractéristiques des grands contextes magmatiques : les basaltes des dorsales (MORB), les basaltes calco-alcalins des arcs insulaires (IAB pour *Island Arc Basalt*) et les basaltes alcalins intraplaques des points chauds (OIB) (voir chapitres 5, 8 et 17). Comme vu dans le chapitre 17, on distingue d'autre part chimiquement les basaltes saturés à sursaturés et les basaltes sous-saturés en silice qui évolueront dans des séries distinctes. Les MORB, IAB et tholéiites intraplaques sont saturés à sursaturés (Ol à Qz normatif), les autres basaltes intraplaques sont sous-saturés (Ne normative).

Encart 18.4 – Les basaltes, tachylites et les palagonites

Les roches majoritairement vitreuses à composition basaltique sont appelées tachylites. La palagonite, de couleur brun/jaune, résulte de l'altération rapide du verre basaltique en présence de vapeur d'eau (tufs palagonitiques d'Islande par exemple). Le verre basaltique se forme en abondance le long des dorsales océaniques par trempe des venues magmatiques en tubes ou en coulées massives. La surface vitreuse des coussins de lave est fragile et il est fréquent de rencontrer au pied des volcans

sous-marins des accumulations sédimentaires de détritisme local où alternent des couches de brèches de coussins (*pillow breccias*) et des couches de fragments vitreux plus ou moins soudés qui sont un type de hyaloclastites. La variolite des alluvions de la Durance provient des bordures sphérolitiques des pillows-lavas du Chenaillet. Elle doit son nom à la présence de petites sphères de plagioclases albitisés, les sphérolites, légèrement en relief sur le fond vert foncé de l'ancien verre chloritisé.

Les **dolérites** sont les équivalents microgrenus des basaltes. La texture doléritique (§ 18.11) est finement cristallisée et caractéristique de la mise en place de magma en filons et sills. Le complexe



Voir § 18.1.1

filonien doléritique forme par exemple une couche continue sous les basaltes des dorsales rapides. Mais on trouve des dolérites au cœur de certaines coulées massives. Elles montrent parfois un entrelacs de lattes de plagioclase isolant nettement des plages de pyroxènes de forme triangulaire (texture ophitique caractéristique des dolérites triasiques des Pyrénées, les ophites).

Les **phonolites** apparaissent dans la série alcaline, elles sont caractérisées par une teneur moyenne en silice (50 à 60 % massique) et une proportion en alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) supérieure à 15 % massique. Aussi, à côté de phénocristaux de sanidine, rencontre-t-on couramment de la néphéline (blanche), de l'haiïne (bleue) ou de la noséane (jaune) qui sont des minéraux sous-saturés en silice (feldspatoïdes). Ces roches microlitiques présentent souvent une structure fluidale qui facilite un débit en plaques, ce qui la rend très utile comme matériau de construction (toitures par exemples). La phonolite tire son nom du bruit clair et singulier qui est produit quand on la frappe. Les phonolites se présentent en laccolites, dômes ou dykes. Certains sont célèbres dans le Massif central : sucs du Velay (mont Mézenc, Gerbier de Jonc), roches Tuilière et Sanadoire, près du Mont-Dore. Elles peuvent former aussi des coulées : ainsi celle de Bort-les-Orgues, dans la vallée de la Dordogne, avec un débit en colonnes prismatiques plus massives et plus irrégulières que celles du basalte. Les dykes de phonolite souvent prismés donnent aux paysages du Hoggar leur aspect particulier.

Les **téphrites**, équivalents microlitiques des essexites à néphéline, plagioclases calciques et ferromagnésiens, sont des laves assez claires appartenant à la série alcaline. Les **basanites**, équivalents microlitiques des théralites, contiennent toujours de l'olivine, à la différence des téphrites, qui en sont dépourvues. Les **néphélinites** et **leucitites** ont toutes deux l'aspect du basalte, les premières avec phénocristaux de néphéline et d'augite, les secondes de leucite et d'augite. On trouve des néphélinites au Puy de Saint-Sandoux dans la Limagne. Les leucitites, absentes en France, sont signalées dans l'Eifel (Allemagne) et dans la région volcanique autour de Rome. Elles constituent, avec les leucotéphrites, certaines coulées récentes du Vésuve.



Voir fig. 17.30

Une mention spéciale doit être faite aux roches volcaniques de chimisme ultrabasique, équivalents effusifs de péridotites. Elles sont rares à la surface du globe. Le cas du magmatisme archéen, avec les **komatiites**, est abordé au chapitre 17. Les **limburgites** (de Limburg, dans le Kaiserstuthl, duché de Bade) possèdent des phénocristaux d'augite et d'olivine riches en fer qui lui donnent une coloration brun rouge. La **kimberlite** (de Kimberley) qui contient en particulier des phénocristaux d'olivine est la roche qui forme les célèbres cheminées diamantifères en Afrique du Sud. Les magmas à l'origine des kimberlites sont formés à des profondeurs supérieures à 200 km et leurs teneurs en éléments volatils sont très élevées. La remontée de ce magma implique une mise en place en surface via des dynamismes très explosifs, formant des diatrèmes très profonds. Olivine et grenat (pyrope) sont les minéraux caractéristiques des kimberlites, et le diamant est exceptionnel.

18.3.4 Exemples de l'activité de quelques volcans

L'étude de quelques grandes éruptions historiques permet de rendre compte de la variété dynamique des édifices volcaniques. Ces observations sont reprises et développées dans la suite du chapitre afin d'établir une classification des processus et des édifices volcaniques. Sur les 1 511 sites volcaniques actifs répertoriés dans le monde, près de 800 volcans sont entrés une ou plusieurs fois en éruption ces 10 000 dernières années. Ces volcans ont un aspect très variable : les types d'appareils volcaniques sont liés à la nature des produits émis et à la dynamique des éruptions. Celle-ci dépend en premier lieu de la nature et de la composition des magmas.

a) L'éruption du Vésuve en 1906

Le Vésuve qui culmine à 1 250 m d'altitude pour un diamètre de quelques 10-12 km domine ainsi la baie de Naples (*fig. 18.11*) et constitue un véritable laboratoire naturel, constamment étudié et surveillé depuis 1849. Il a permis de faire de grands progrès en volcanologie en général.

Aujourd'hui, le Vésuve présente un cône surbaissé, haut de quelques centaines de mètres, dont les pentes sont formées de projections volcaniques, éboulis et coulées de laves solidifiées, et dont le cratère fait ~ 500 m de diamètre et quelques 200-300 m de profondeur. Il s'insère dans un édifice volcanique plus ancien, qui existait seul à l'époque romaine, la Somma, caldeira formée à la suite d'une série de 4 éruptions pliniennes à 18 000, 17 000, 8 000, 3 360 ans av. J.-C. En 79 de notre ère, le volcan, éteint depuis plus de 3 000 ans, eut une brusque éruption très violente en deux phases (panache plinien, puis coulées pyroclastiques), qui ensevelit les trois villes de Pompéi, Herculanium et Stabies sous 20 m de dépôts ponceux. La croissance du cône depuis cette époque, soit 2 000 ans, a été faible. Durant le Moyen Âge, les éruptions importantes furent en moyenne d'une par siècle dont celles de 472 et 1139, aussi fortes que celle de 79. Il y eut ensuite une grande phase de repos, à laquelle a succédé, en 1631 et jusqu'en 1944, une phase d'activité nettement caractérisée avec d'intenses éruptions rapprochées.



Figure 18.11 Photographie du Vésuve avec la ville et la baie de Naples à ses pieds
(*photo : G. Levieux - Eckla 2012*).

La structure de l'édifice ancien (La Somma) est visible sur la partie gauche de la photo et l'insertion de l'édifice actuel avec son cratère sommital est visible sur la partie droite de la photo.

La grande éruption de 1906 semble avoir reproduit les diverses phases de l'éruption de 79 apr. J.-C., dont nous possédons une description écrite de Pline le Jeune. Au début d'avril 1906, le panache de vapeur qui sortait constamment du cratère s'accrut ; en même temps, des secousses sismiques, des

grondements souterrains, de petites explosions qui firent sauter le bord du cratère constituèrent la phase préliminaire. La phase majeure débuta le 6 avril par une très violente explosion qui ébranla toute la contrée : un panache volcanique de 500 m d'épaisseur s'éleva à plusieurs milliers de mètres, s'étalant en forme de pin parasol. Dans la nuit du 7 au 8 avril, une nouvelle explosion très violente projeta sur le nord-est une masse énorme de matériaux solides qui recouvrit Ottajano et San Giuseppe. Une crevasse s'ouvrit dans le flanc sud-est et une coulée de lave se dirigea vers Boscotrecase, ravageant le village. Le 9 avril, le vent ayant tourné, Naples reçut une pluie de cendres qui atteignit jusqu'à 1,25 m d'épaisseur. La végétation fut anéantie pour plusieurs années dans un large périmètre. Le nuage de cendres diminua nettement à partir du 20 avril. Les explosions furent plus espacées, moins fortes. Le volcan entra en phase de rémission à la fin du mois.

En 1929, l'activité fut importante avec une grosse émission de laves. En 1943 s'est produite la dernière éruption. Les laves du Vésuve ne sont pas très liquides : ce sont des laves en général assez différenciées et alcalines à hyper-alcalines (phonolites, trachytes, téphrites, trachy-basaltes).

b) Les éruptions du Mauna Loa (Hawaii) en 1949 et 1950

La grande île de Hawaii (Big Island) comprend trois volcans, le Mauna Kea, au nord, endormi depuis 3 600 ans, le Mauna Loa (4 170 m, l'un des plus actifs du monde avec le Piton de la Fournaise à la Réunion) qui possède une belle caldeira sommitale composée de plusieurs cratères, et le Kilauea, au sud, connecté à deux grandes fissures actives ou « rift zones » (*fig. 18.12*).

Les éruptions du Mauna Loa sont caractérisées par des laves très fluides, parfois relativement riches en gaz, et des produits de projection assez peu abondants, mais pouvant donner des fontaines de laves. La durée des crises volcaniques est très longue (plusieurs mois sans interruption, 10 mois en 1859). Les signes prémonitoires sont des secousses sismiques parfois violentes (hypocentre jusqu'à 8 km de profondeur). Avant les éruptions, on observe des déformations de la surface de la caldeira. En 1949, la première phase débuta par une violente explosion et dura 48 heures : à 10 km du cratère, il tomba 5 cm de cendres. Une fissure de 5 km de long s'ouvrit sur le haut du volcan, connectée à la caldeira, donnant naissance à un rideau de feu ou fontaine de lave. On parle alors d'éruption fissurale. La deuxième phase dura presque un mois, du 6 janvier au 5 février. La grande fissure se ferma partiellement et l'émission de laves se localisa en quelques points le long de la fissure : il se forma là de petits cônes de cendres et de scories. Les deux tiers du matériel émis, soit environ 39 millions de m³, sont sortis dans la première journée. En 1950, eut lieu la plus grosse éruption historique du volcan, elle dura trois semaines. Une série de fissures s'ouvrit sur une distance d'au moins 30 km vers le SW à partir du sommet du volcan. De ces fissures, sept coulées partirent, dont trois ont atteint la mer (longueur de plus de 20 km chacune).

Aujourd'hui, l'activité est principalement concentrée au niveau du cratère Puu Oo, cratère satellite du Kilauea qui émet de la lave sous forme de coulée de façon quasi continue depuis 1983 ! Mais l'activité se propage plus au sud encore. En mer, c'est le volcan Loihi au large de Big Island qui représente la limite méridionale de la zone volcaniquement active.

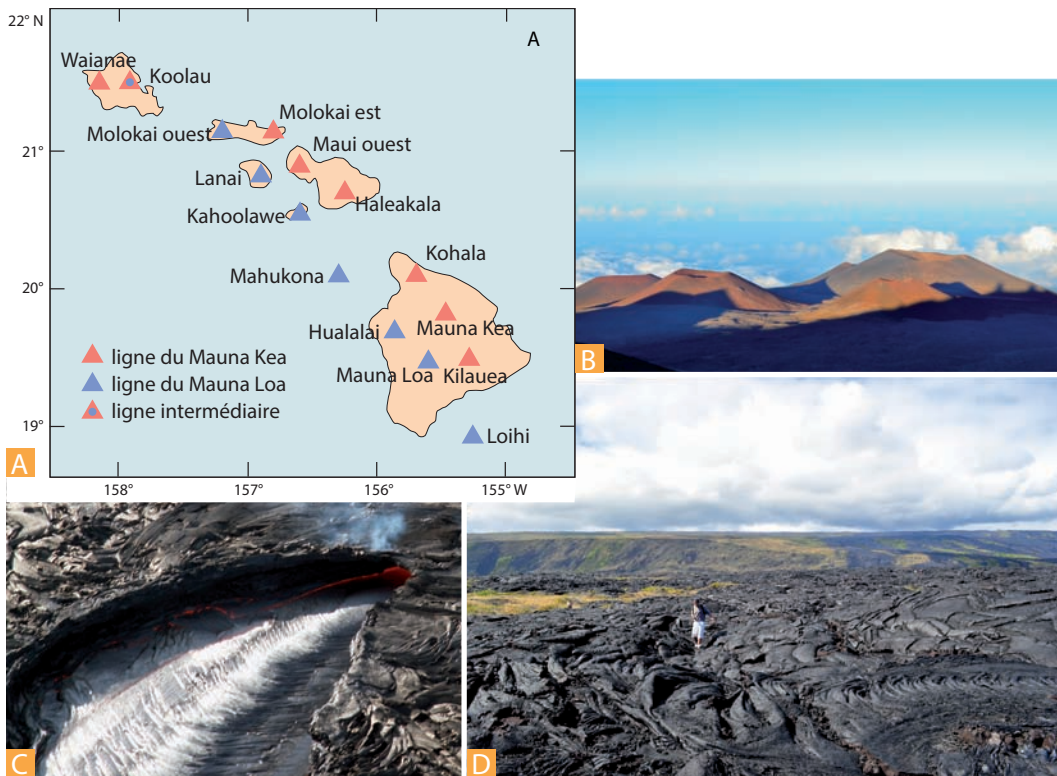


Figure 18.12 Archipel Hawaïen.

A. Carte de l'archipel et position des deux lignes volcaniques. Toute l'activité volcanique actuelle se focalise sur Big Island, l'île la plus au sud, et sur le volcan Loihi en mer. L'archipel comporte deux rangées subparallèles : la ligne du Loa et la ligne du Kea dont les laves présentent des compositions différentes en isotopes du plomb, probablement en relation avec des alimentations par des branches de panache différentes.

B. Photographies du cratère Puu Oo (cône satellite du kilauea) duquel sont émises les coulées de façon quasi continue depuis 1983, avec l'océan Pacifique en arrière-plan (photo : M. Lagabriele).

C. Coulee de lave en cours (2007 ; la largeur est de 50-100 m, photo : E. Martin) et **D.** laves cordées récentes se jetant dans l'océan près avoir parcouru ~ 10 km (photo : M. Lagabriele).

c) L'éruption de la montagne Pelée en mai 1902

La montagne Pelée à la Martinique (fig. 18.8 et fig. 18.13) montre des dynamismes d'éruptions très différents de ceux précédemment décrits. L'éruption du 8 mai 1902, qui détruisit la ville de Saint-Pierre en quelques instants, peut être prise en exemple.

Le cycle éruptif de 1902-1903 marquait la fin d'une phase de repos de trois siècles. La phase préliminaire, début 1902, comprenait des grondements souterrains, des secousses sismiques, et une activité fumerolienne accrue. À partir d'avril, on note une activité phréatique importante. Dès le mois de mai, les fortes pluies génèrent des coulées de débris (lahars, faisant 400 victimes à l'usine Guérin et au village du Prêcheur). Les retombées de cendre s'intensifient. Le 8 mai, à 8 h 02, une explosion dirigée latéralement détruit le dôme sommital. Cette phase majeure est caractérisée par la formation de coulées pyroclastiques, projections solides accompagnées de gaz à très haute température, déferlant à la vitesse initiale de 500 km/h et précédées d'une onde de choc meurtrière atteignant une vitesse supersonique (1 600 km/h, fig. 18.13). La nuée s'abattit vers le sud à la vitesse de 150 km/h et détruisit la ville de Saint-Pierre en quelques secondes faisant 28 000 victimes. Des événements similaires dans les mois suivants firent 1 000 victimes supplémentaires. La phase suivante montre la protrusion d'une

aiguille incandescente qui sort du cratère et qui est détruite au fur et à mesure principalement par effondrement gravitaire. Celle d'octobre 1902 atteignit une hauteur de 350 m et s'écroula progressivement jusqu'à totalement disparaître en août 1903.

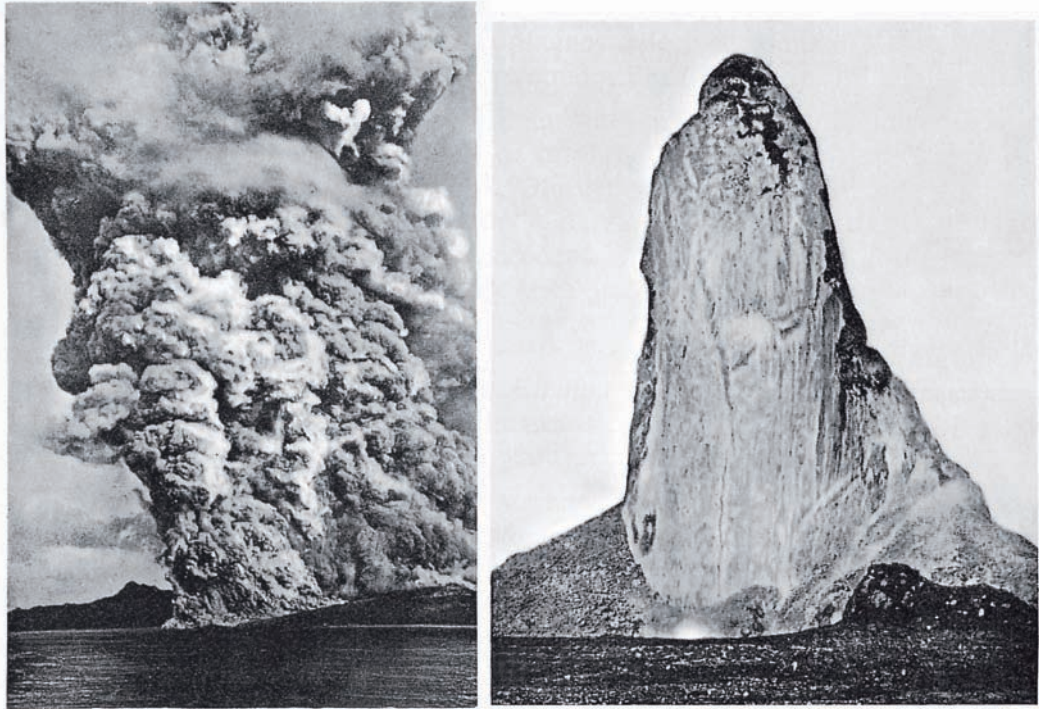


Figure 18.13 Nuée ardente arrivant sur la mer et aiguille de la montagne Pelée lors de l'éruption de 1902.

Après l'extrusion de plusieurs dômes dacitiques détruits par des explosions, cette aiguille commence son ascension à partir d'octobre 1902 avec une vitesse atteignant parfois 15 m par jour. Elle atteint 349 m sept mois plus tard mais fut rapidement détruite par les agents atmosphériques et s'effondra complètement en septembre 1903 après avoir émis 58 coulées pyroclastiques en 10 mois (*Cl. Lacroix*).

d) L'éruption du mont Saint Helens en 1980


Voir localisation, fig. 17.1

Le mont Saint Helens se situe au sud de l'État de Washington (États-Unis) et fait partie de la chaîne des Cascades. Il s'agit d'un strato-volcan émettant des laves calco-alcalines (basaltes à andésites) depuis ~ 40 000 ans.

Avant le cataclysme de 1980, le mont Saint Helens était un cône presque parfait culminant à près de 3 000 m (*fig. 18.14*). Le 20 mars 1980 une série de séismes et de petites éruptions annonçaient le réveil du volcan. En deux mois, le flanc nord du volcan s'est soulevé de 150 m. Le 18 mai au matin, un séisme plus violent accompagne la déstabilisation du flanc nord du volcan et l'explosion du magma bloqué depuis des mois. Éboulement et explosion ont décapité le volcan, ouvrant un cratère circulaire de 2 km de diamètre et abaissant le sommet à 2 549 m. Les forêts de la région ont été dévastées par un jet de gaz incandescent et de cendres à 300 °C dévalant la pente entre 100 et 400 km/h, soufflant les arbres sur une distance de 30 km, suivi par une coulée pyroclastique à plus forte charge solide (250 °C). Un panache volcanique (colonne de gaz et de cendres) s'est alors élevé jusqu'à 20 km d'altitude. À 500 km à l'est du volcan, la chute des cendres est encore évaluée à 15 tonnes par hectare. Puis arrivèrent des coulées pyroclastiques et des coulées de débris (lahars : coulées de boue dues à la destruction des bassins fluviaux). Des dômes dacitiques se sont formés dans le cratère. Le volcan connut encore des crises dans les années suivantes. L'éruption du mont Saint Helens a bien mis en lumière les

possibilités et les limites de la prévision du risque volcanique : dès le 20 mars, secousses sismiques ; en avril, surélévation du dôme ; en mars/avril, mission intense de gaz et de vapeur d'eau (éruption phréatique), apparition de points chauds repérés sur le dôme par photographie infrarouge le 16 mai. L'éruption paroxysmale du 18 mai fit néanmoins 62 victimes. Elle fut accompagnée dans les semaines suivantes par quatre autres éruptions de moindre intensité.

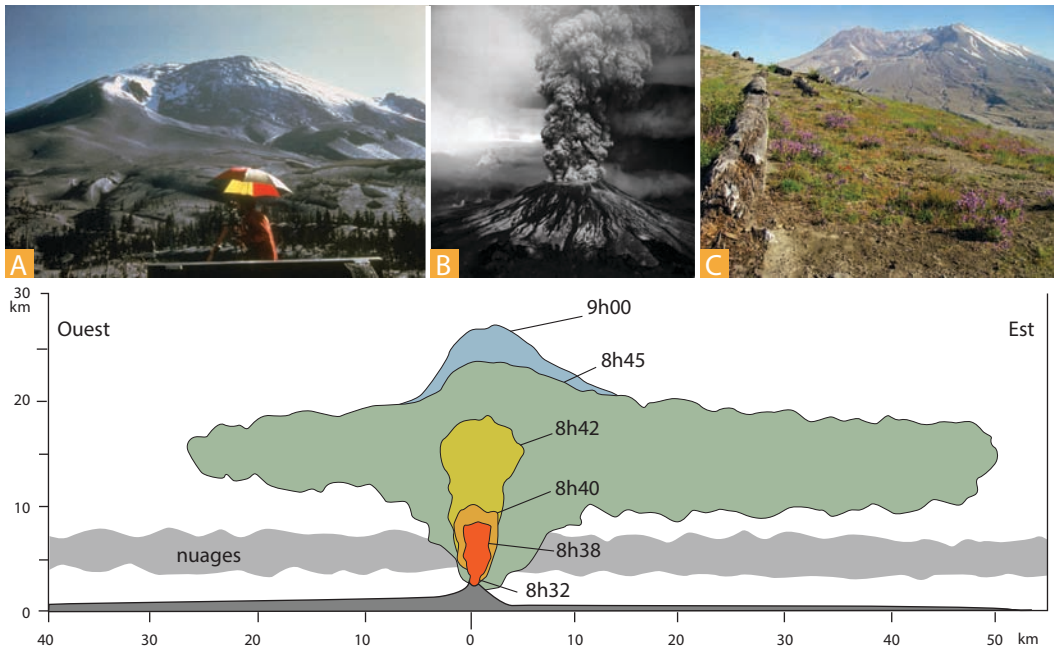


Figure 18.14 L'éruption du mont Saint Helens (État de Washington, États-Unis) le 18 mai 1980.

A à C. Photographies montrant le déroulement de l'éruption. Dates des prises de vue : A. 27 avril 1980 ; B. 18 juillet 1980 ; C. 4 juillet 2007 (photos : (A et B) USGS, (C) E. Martin).

D. Évolution du panache de cendres et d'aérosols lors de l'éruption. Un suivi satellitaire a permis d'étudier la progression du nuage qui atteint l'altitude de 27 km en environ une demi-heure. Il se répand de façon dissymétrique, en fonction des vents dominants d'abord vers l'est jusque vers midi où il atteint la frontière de l'Idaho puis vers le sud-est. À 18 h, il était à la verticale de la frontière du Wyoming, ayant parcouru plus 1 000 km en 10 heures.

e) L'éruption du Pinatubo en 1991

Le Pinatubo est situé au centre de l'île de Luzon dans les Philippines. C'est un volcan d'arc insulaire, âgé de 1,1 Ma. Il était endormi depuis 400 ans lorsqu'il produisit en juin 1991 une des plus grosses éruptions volcaniques du xx^e siècle.

Le paroxysme du Pinatubo a eu lieu le 15 juin 1991 au moment où un panache volcanique (colonne plinienne) s'éleva à 40 km d'altitude et s'étala sur plusieurs centaines de kilomètres de rayon, plongeant la région dans une obscurité totale (*fig. 18.15*). Une surface de 300 000 km² fut recouverte de cendres. Quelques heures plus tard, apparurent les coulées pyroclastiques descendant les vallées sur 15 km. À la fin de cette période d'activité, le sommet s'effondra de 300 m, creusant une caldeira de 2 km de diamètre. 883 personnes furent tuées, surtout par les coulées de débris (lahars) qui survinrent dans les mois suivants. À noter qu'il s'agit de la première éruption pour laquelle on a pu suivre et quantifier en direct l'impact sur le climat. En effet l'émission dans la stratosphère de particules et de gaz a favorisé la formation et le transport d'aérosols autour de la Terre, perturbant ainsi son bilan radiatif global et induisant un refroidissement moyen mondial de 0,5 °C un an après l'éruption.



Figure 18.15 L'éruption du Pinatubo en juin 1991 (paroxysme le 15 juin).

À gauche : photo durant l'éruption. À droite : en haut, le sommet du volcan avant l'éruption, et en bas, après l'éruption (photos de l'USGS).

f) L'éruption de la Soufrière Hills, île de Montserrat en 1995-1996

L'île de Montserrat aux Antilles (*fig. 18.23*) comprend trois volcans qui résultent de la subduction de la plaque Américaine du Nord sous la plaque caraïbe. L'activité quaternaire ancienne était connue, mais aucune éruption historique n'était notée. Le 18 juillet 1995, après une crise sismique de deux ans, une fissure s'ouvrit au pied du volcan Soufrière Hills. Puis, en septembre, apparut un dôme dans le cratère. Dès août 1995, les autorités faisaient évacuer la capitale Plymouth et 3 000 habitants quittèrent l'île. Entre mars et avril 1996, des coulées pyroclastiques se déversèrent sur l'est de l'île, puis en septembre un panache s'éleva à 14 km de hauteur et déposa 600 000 tonnes de cendres sur Montserrat. En 2005, le volcan ne présente plus qu'une activité fumerolienne, mais l'accès au sud de l'île est interdit. Cet exemple montre combien les effets du volcanisme sur l'Homme peuvent être importants, sur le plan social et économique. De tels dégâts peuvent concerner tôt ou tard la Guadeloupe et à nouveau, la Martinique.

g) L'activité régulière du Piton de la Fournaise (île de la Réunion)

L'île de la Réunion (*fig. 18.8*) se trouve à l'extrémité SW d'un grand alignement volcanique (découpé par l'expansion de la dorsale de Carlsberg), qui marque la trace en surface d'un point chaud fixe qui a commencé à fonctionner il y a au moins 67 Ma pour donner l'énorme accumulation volcanique des trapps du Deccan (Inde). L'île, dont la forme est typique de celle des volcans boucliers, est un cône dont la base sous-marine, à 4 200 m de profondeur, mesure 240 km de diamètre. On y distingue actuellement deux appareils volcaniques en surface. À l'ouest, le Piton des Neiges (3 070 m), entaillé par 3 cirques en étoile (effets cumulés des glissements de terrains, des effondrements et de l'érosion) est endormi depuis 12 000 ans environ. À l'est, le Piton de la Fournaise (2 632 m) comprend une série de caldeiras emboîtées, ouvertes à l'est, dont les extrémités forment des corridors vers la mer dans lesquels s'écoulent la plupart des coulées récentes. Les laves émises sont des roches typiques des points chauds (basaltes alcalins à tholéïtiques). Le Piton de la Fournaise, avec le Kilauea (Hawaï) est l'un des volcans les plus régulièrement actifs de la planète.

La caldeira la plus haute en altitude (l'Enclos Fouqué), contient le cône actif avec deux cratères à son sommet (Dolomieu et Bory). Des effondrements à grand rayon de courbure sont responsables de cette morphologie. Les dépôts côtiers témoignent d'éboulements et d'effondrements partiels de l'édifice au cours des derniers 5 000 ans. La morphologie du sommet du Piton de la Fournaise est particulièrement instable, des pitons et des cratères se formant et se défaisant au fil des siècles. Le volcan connaît des crises volcaniques qui se manifestent par des éruptions majoritairement fissurales de type hawaïen (coulées très fluides) qui peuvent se terminer par des phases de type strombolien. Des phases explosives ont eu lieu par

le passé (hydromagmatisme) mais elles sont rares. Ces crises peuvent être très longues. Après six ans de repos, en mars 1998, des fontaines de laves spectaculaires se sont échappées de plusieurs fissures éruptives sur les flancs ouest et nord du cône actif. L'activité s'est poursuivie pendant près de 196 jours ; depuis, en moyenne, ce sont une ou plusieurs éruptions qui surviennent chaque année. En général, les éruptions durent une vingtaine de jours. Fin 2006, l'éruption dura près de trois mois. Cette période d'intense activité permis au cratère Dolomieu de se remplir à ras bord. Celui-ci s'est brutalement effondré dans la nuit du 5 au 6 avril 2007, lors d'une éruption distale qualifiée d'« historique » (avec 220 Mm³ de lave émise en surface soit 100 fois plus qu'une éruption « classique »), laissant un cratère béant de 320 m de profondeur, en forme d'entonnoir. Les effondrements se sont poursuivis pendant 48 h de manière cyclique, et puis pendant une douzaine de jours à des taux plus faibles ; depuis les parois du cratère sont toujours instables. Les éruptions ont repris en 2008, d'abord dans le cratère Dolomieu. À long terme, les épanchements de lave le combleront de nouveau mais depuis la dernière éruption dans le cratère Dolomieu en 2010, et en date de fin 2020, toutes les éruptions ont eu lieu à l'extérieur du cratère le long des flancs du volcan.

Les éruptions du Piton de la Fournaise (*fig. 18.16*) ne représentent pas un danger potentiel important (97 % des éruptions ont lieu à l'intérieur de la Caldeira de l'Enclos Fouqué qui est inhabité) mais la vie économique de l'île peut être perturbée par les dégâts aux infrastructures, notamment lorsque les coulées coupent la route longeant la côte, seule voie de communication possible dans la zone sud de l'île. Même si le Piton de la Fournaise ne menace que très rarement la population, ce sont plus de 100 000 randonneurs qui se rendent au sommet du volcan tous les ans, et qui peuvent être sous la menace d'une éruption. Il est donc important de pouvoir anticiper le plus rapidement possible ces éruptions. En décembre 1979, était créé l'observatoire volcanologique du volcan sous tous ses aspects (sismologie, déformation, gaz, suivi de la composition des laves, etc.) et de donner l'alerte à la préfecture lors de tout changement d'activité, permettant de déclarer le plan ORSEC spécifique « Piton de la Fournaise » si nécessaire. Avec plus de 100 instruments de surveillance, le Piton de la Fournaise est l'un des volcans les plus densément instrumentés, ce qui en fait un « volcan laboratoire » bien étudié par la communauté scientifique.



Figure 18.16 Éruptions du Piton de la Fournaise (PDF).

A et B. Les éruptions de basaltes dans le cratère Dolomieu en 2005 : octobre (A) et décembre (B) (*photos de A. Peltier*). Quelques particularités des coulées de laves du PDF : petit tunnel de lave (*photo : Y. Lagabrielle*) (C), surface de coulée pahoehoe (*photo : E. Martin*) (D), coulée scoriacée de type aa détruisant une forêt à son passage (*photo : Y. Lagabrielle*) (E).

h) L'explosion du Krakatoa en août 1883

L'explosion du volcan de l'île de Krakatoa (ou Krakatau ou Krakatao), entre Java et Sumatra, en 1883, reste la plus violente connue. Le volcan Perboewatan rentre en activité le 20 mai 1883, après deux siècles d'inactivité, en émettant des panaches de vapeur et de cendres. L'activité décroît pendant quelques semaines, mais, le 19 juin de la même année, de nouvelles explosions se produisent. Le 20 juillet, un nouveau cône se forme à côté du Perboewatan. Le 11 août, l'activité gagne encore en intensité avec des panaches s'élevant en pas moins de onze points distincts. Le détroit de la Sonde est alors plongé dans l'obscurité tellement les émissions de cendres sont épaisses. Le 26 août 1883, à 13 heures (heure locale), une violente explosion est entendue à plus de cinquante kilomètres du volcan, suivie d'une série d'explosions sans cesse plus violentes jusque vers 17 heures. L'explosion de 14 heures est accompagnée d'un panache atteignant plus de 27 km d'altitude et de retombées de cendres, recouvrant tout dans un rayon de 160 kilomètres autour du Krakatoa. Le 27 août au matin, l'explosion devient paroxysmale. Le bruit de l'explosion est entendu sur environ un douzième de la surface de la Terre, ce qui en ferait le phénomène sonore le plus important de l'histoire humaine. L'éruption plinienne développe une énergie équivalente à 13 000 fois la bombe d'Hiroshima et expulse entre 10 et 20 km³ de matière dans l'atmosphère.

Des vagues colossales (tsunami), de plus de 10 mètres de haut déferlent à plusieurs reprises les 26 et 27 août sur les côtes de Java et de Sumatra, faisant plus de 36 000 victimes. Une oscillation anormale des eaux est enregistrée par les marégraphes jusque dans le golfe de Gascogne et dans la Manche à 18 000 kilomètres du lieu de la catastrophe. Elle a probablement été causée par une onde de choc aérienne résultant de l'explosion, car elle s'est produite trop tôt pour être un reliquat du tsunami. Ces ondes de choc ont circulé plusieurs fois autour du globe et sont encore mesurées cinq jours plus tard. Entre le 26 et le 27 août, une pluie de cendres chaudes s'abat sur Sumatra et un millier de personnes sont tuées par ces simples retombées, sans compter les victimes des tsunamis. Aucune nouvelle éruption ne se produit avant 1913 et l'île de Krakatoa a presque entièrement disparu. Les cendres et aérosols demeurèrent deux ans dans l'atmosphère permettant, par exemple, des dépôts dans les glaces antarctiques, ce qui est un très bon outil de datation (téphrochronologie). Ce fut, avec l'explosion du Tambora et de la montagne Pelée (29 000 victimes en 1902), l'éruption la plus meurtrière de l'histoire récente.

18.3.5 Les dynamismes éruptifs

L'étude des éruptions passées, comme celles décrites précédemment, permettent de mieux comprendre les processus et les mécanismes responsables des différentes manifestations volcaniques. Ainsi des classifications des dynamismes éruptifs ont pu être établies.

a) Facteurs contrôlant le dynamisme éruptif

Le dynamisme éruptif est intimement lié au comportement du magma lors de sa remontée vers la surface. La composition du magma et la quantité d'éléments volatils (magmatique ou externe) mis en jeu contrôlent le type d'éruption volcanique.

► *Propriétés physico-chimiques et dégazage des magmas*

Le comportement du magma lors de sa remontée dépend de ses propriétés physico-chimiques et en particulier à sa viscosité. Un magma peu visqueux (fluide) favorise un découplage gaz-magma important lors de sa remontée ce qui permet l'épanchement de la lave en surface : le dynamisme est purement effusif. En revanche, un magma très visqueux a tendance à retenir plus de gaz, ce qui permet généralement la conservation d'une quantité de gaz importante lors de l'éruption : le dynamisme est alors explosif.

À noter qu'avant l'éruption un dégazage passif en système ouvert est toujours possible, ce qui peut permettre un décrochage gaz-magma important et donc l'écoulement de lave très visqueuse, formant typiquement une coulée d'obsidienne ou un dôme par exemple (voir ci-après).

La viscosité du magma. Elle dépend de la composition, principalement de la teneur en silice (SiO_2), de la température et de la cristallinité. La teneur en silice influe directement sur le degré de polymérisation du magma. Plus la teneur en silice est importante, plus les molécules sont liées entre elles (principe de polymérisation), réduisant ainsi le degré de mobilité du milieu et augmentant sa viscosité (fig. 18.17). Le degré de polymérisation peut être diminué par la présence d'autres éléments ou molécules, comme l'eau, qui ont tendance à briser certaines liaisons moléculaires. Une teneur en H_2O élevée dans un magma réduit sa viscosité. À noter que même s'il est présent en moindre abondance que l'eau, le CO_2 a l'effet inverse, il augmente le degré de polymérisation du magma silicaté.

La température du magma joue un rôle important : plus la température est élevée, plus l'agitation atomique est importante. Cela rend les molécules constitutives du magma plus mobiles, réduisant d'autant la viscosité (fig. 18.17). La cristallinité ou la proportion de cristaux dans un magma influence également sa viscosité. Une cristallinité élevée augmente la viscosité car le mélange magma + cristaux tend à se solidifier (fig. 18.17).

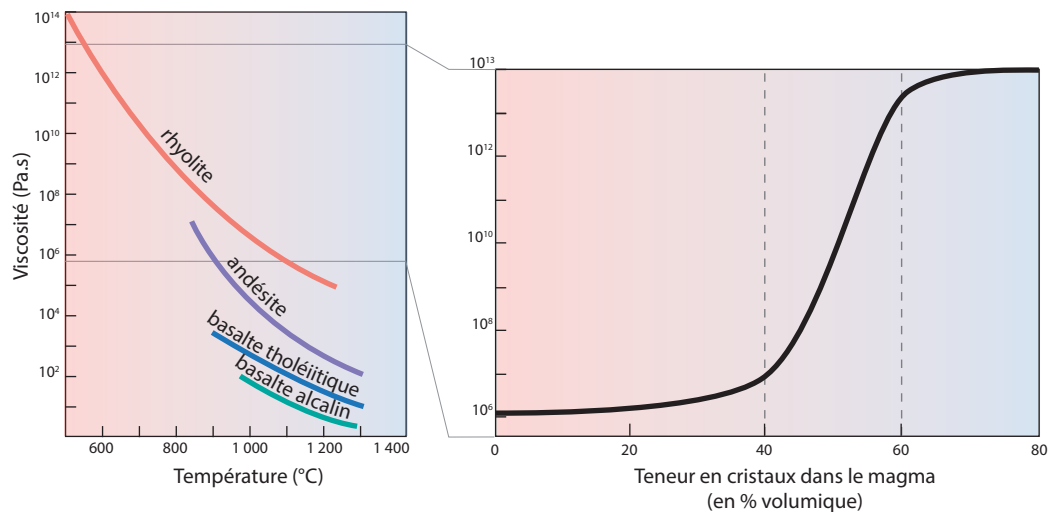


Figure 18.17 Relations viscosité, teneur en silice, cristallinité et température des magmas.

Teneur en SiO_2 (en % massique) : rhyolite (~ 75 %), andésite (~ 60 %), basalte (~ 50 %). La viscosité change drastiquement pour les taux de cristallinité de 40 % et 60 % mais ces valeurs sont pour un cas idéal théorique où les cristaux sont sphériques et de taille homogène. Dans la nature, les cristaux peuvent être de taille hétérogène et surtout non sphérique d'où le fait que les variations de viscosité peuvent se produire à des valeurs sensiblement différentes de 40 % et 60 %. (Le diagramme de droite est modifié d'après Lejeune & Richet, 1995).

Les éléments volatils dans le magma. Ils sont sous forme dissoute à haute pression mais, à mesure que le magma remonte vers la surface, ils s'exsolvent du milieu liquide pour former une phase gazeuse indépendante. À pression décroissante, lors de la remontée vers la surface, le magma atteint un seuil de saturation (fig. 18.18) propre à chaque phase volatile dissoute. Dans un premier temps, la phase gazeuse est sous forme de nombreuses petites bulles qui ont pour effet de diminuer la densité du magma au fur et à mesure de la remontée. Le magma (liquide + gaz) va ainsi accélérer dans le conduit. Cette accélération entraîne en retour une décompression plus importante qui permet d'augmenter encore le volume des gaz séparés (loi des gaz parfaits). Les bulles de gaz coalescent alors très

rapidement pour former des bulles de plus grosse taille en moins grand nombre, jusqu'à permettre de franchir le seuil de fragmentation du magma (fig. 18.18). Le seuil de fragmentation est franchi quand le système passe d'un milieu continu en liquide magmatique contenant des bulles de gaz à un milieu continu en gaz contenant des fragments de liquide magmatique.

Le mécanisme que nous décrivons permet donc le dégazage magmatique. Deux situations extrêmes peuvent se présenter :

- le dégazage se fait en système fermé. La fragmentation du magma s'accompagne de dynamismes éruptifs généralement très explosifs si la teneur initiale en gaz est élevée : ce sont typiquement les éruptions pliniennes ;
- le dégazage magmatique peut se faire en système ouvert. La fragmentation magmatique est réduite car les conditions permettent aux gaz de « s'échapper » progressivement et lentement du magma, s'accompagnant de dynamismes plutôt effusifs car les laves sont partiellement dégazées : mise en place de coulées de laves ou de dômes dans le cas de magmas visqueux.

Tous les intermédiaires existent. Citons le dynamisme strombolien qui peut être considéré comme intermédiaire entre les systèmes ouverts et fermés (fig. 18.18).

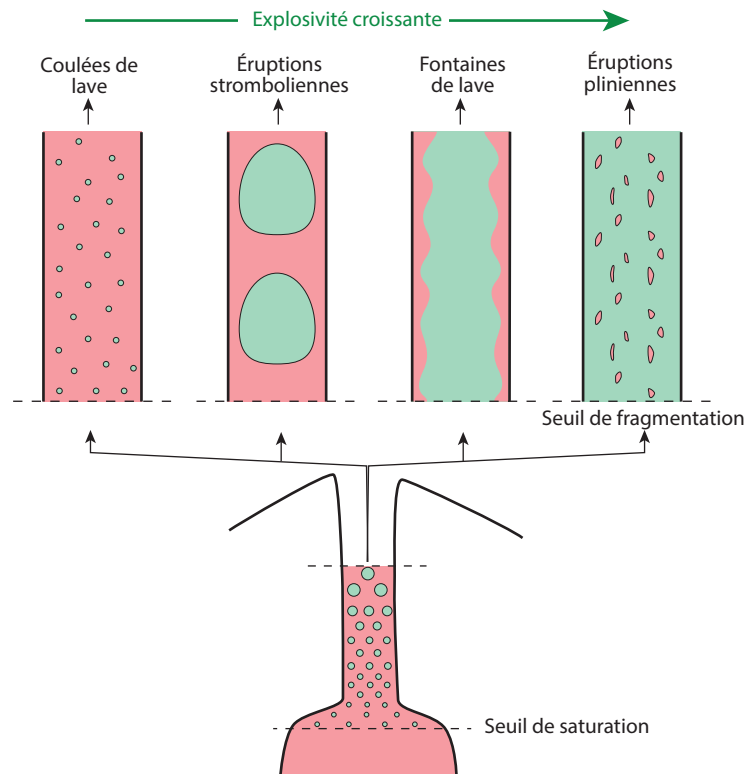


Figure 18.18 Processus de dégazage magmatique et dynamismes éruptifs associés.

Les deux cas de figures extrêmes représentent un dégazage en système fermé de magmas ayant des teneurs en éléments volatils très faibles (gauche) ou importantes (droite). Ou bien par exemple dans le cas d'un magma riche en éléments volatils, un dégazage en système ouvert (à gauche) entraînant typiquement la mise en place d'une coulée d'obsidienne ou d'un dôme ou en système fermé (à droite), ce qui implique des dynamismes éruptifs très explosifs de type plinien. La phase gazeuse est en bleu et la phase liquide (magma) en rose.

► *Gaz volcaniques*

Les gaz volcaniques sont émis lors d'éruptions mais également lors d'activités fumeroliennes qui se produisent lors du dégazage en système magmatique partiellement ou totalement ouvert. Ces gaz sont très majoritairement l'eau, le dioxyde de carbone, le dioxyde de soufre et le sulfure d'hydrogène (tableau 18.1)

Ces gaz ont des effets différents sur l'environnement et l'atmosphère. L'émission d'H₂O a des effets très limités dus entre autres à un temps de résidence très faible dans l'atmosphère alors que le CO₂ est connu pour avoir des conséquences possiblement catastrophiques comme cela a été vraisemblablement le cas lors de la mise en place de trapps. Mais à moindre échelle, ce fut également le cas dans des conditions très particulière en 1986 au lac Nyos (Cameroun) où l'épanchement d'une nappe de 1 km³ de CO₂ a tué 1 800 personnes. Les gaz soufrés (SO₂ et H₂S) après oxydation rapide dans l'atmosphère forment des aérosols de sulfates qui jouent un rôle important sur le bilan radiatif terrestre de façon plus ou moins globale selon la taille et la localisation de l'éruption. Cela peut avoir un impact certain sur le climat en provoquant par exemple des « hivers volcaniques » (exemple de l'éruption du mont Pinatubo discuté en partie 18.3.4). Enfin d'autres gaz, même s'ils sont émis dans des proportions généralement bien moindres, tels que le HCl, HF et HBr, peuvent avoir des conséquences fortes et plus ou moins directes sur l'environnement (pluies acides par exemple) et l'atmosphère (destruction de l'ozone par exemple) (tableau 18.1).

Le Mérapi en Indonésie libère chaque jour par son cratère de l'ordre de 3 000 tonnes de CO₂, 400 tonnes de SO₂, 250 tonnes de HCl et 50 tonnes de HF. L'émission journalière de CO₂ par le panache sommital de l'Etna est estimée à 35 000 ± 7 000 tonnes et l'on pense que cette valeur doit être doublée si l'on veut tenir compte des émissions diffuses sur les flancs. L'ordre de grandeur des émissions de gaz par le volcanisme sur Terre est estimé à ~ 70-80 Mt/an de CO₂ et ~ 10-50 Mt/an de SO₂ (1 Mt = 1 million de tonnes). Évidemment dans le cas d'une éruption explosive de très grande ampleur, type « super-éruption », les quantités de SO₂ émis peuvent atteindre quelques milliers de Mt, ce qui a très certainement des conséquences considérables sur l'environnement et le climat global. Ces ordres de grandeur font réaliser combien le volcanisme a eu un rôle important dans la formation et l'évolution de l'atmosphère au cours de l'histoire de la Terre et combien une éruption ou une phase éruptive de grande ampleur peut changer les propriétés physico-chimiques de l'atmosphère et donc le climat globale terrestre à plus ou moins long terme.

TABEAU 18.1 Proportion en % volumique des gaz volcaniques émis lors d'une éruption ou d'une activité fumerolienne

Chaque système volcanique peut avoir des proportions différentes qui peuvent également changer au cours du temps pour un même édifice volcanique. D'autres gaz sont également émis en quantité de traces mais sont reportés ici ceux qui sont actuellement connus pour avoir des impacts importants sur l'atmosphère et l'environnement (même en très faibles quantités).

Gaz	H ₂ O	CO ₂	SO ₂	H ₂ S	HCl	HBr	HF
proportion (en %)	50-90	≤ 40	≤ 25	≤ 10	≤ 10	≤ 1	≤ 1

b) Dynamismes éruptifs effusifs

Comme vu précédemment, les dynamismes effusifs sont liés à la mise en place de laves dégazées ou initialement très pauvres en éléments volatils. Cela permet à la lave de s'écouler en surface et, en fonction de sa viscosité, deux cas extrêmes peuvent se produire. Si la lave est peu visqueuse, elle s'écoule le long des pentes d'un édifice volcanique ou de part et d'autre d'une fissure éruptive. C'est le cas des laves de composition basaltique. Si la lave est très visqueuse, elle ne peut pas s'écouler et forme alors un dôme. C'est le cas des laves riches en silice (ex. du trachyte du Puy-de-Dôme).

► *Coulées de laves*

Il s'agit d'émissions de laves fluides qui s'épanchent en surface et peuvent parcourir de grandes distances (jusqu'à quelques dizaines de km). La température des laves naissantes est rarement très supérieure à celle du point de fusion. Elle varie des environs de 600 °C aux environs de 1 200 °C suivant la nature de la lave et la proportion de gaz contenus. Les laves basiques sont généralement les plus chaudes.

Les cas extrêmes de volumes considérables émis sous forme de coulées de laves basaltiques sont les trapps. Les trapps du Deccan peuvent être cités en exemple. En Inde, il y a 65 Ma, en moins de ~ 50 000 ans, près de 2 millions de km³ de laves ont été émis sous forme de coulées qui se superposent les unes sur les autres sur quelques milliers de mètres d'épaisseur localement et qui s'étalent actuellement (après 65 Ma d'érosion) sur une surface équivalente à celle de la France. Les coulées des trapps sont émises lors d'éruptions dites fissurales : une grande fissure s'ouvre laissant le magma remonter en surface. Ainsi des volumes importants de lave peuvent s'épancher. Quand l'énergie de ces éruptions fissurales diminue, l'activité se concentre sur un ou plusieurs points d'émission, ce qui entraîne par accumulation de projection (lambeau de lave) l'édification d'un volcan. Il se peut que ces éruptions purement effusives soient accompagnées de phases légèrement explosives, de type strombolien par exemple. Cette activité se focalise le plus souvent sur ces points d'émissions le long d'une fissure éruptive. Cela s'est produit en 1783 en Islande lors de l'éruption du Laki où une fissure éruptive de près de 30 km de long a émis 15 km³ de laves sous forme de coulées basaltiques. Aujourd'hui, l'alignement des cônes stromboliens le long de la fissure est une des images classiques de l'Islande.

Les coulées de laves basaltiques s'étendent sur des longueurs de quelques kilomètres à des dizaines de kilomètres le long des vallées et font quelques mètres d'épaisseur. Une des plus longues coulées de lave (300 km) est celle de Roza, vieille de 14 Ma, issue du point chaud de Yellowstone. Plus la lave est visqueuse, plus courte est la distance parcourue. Ainsi les coulées d'obsidienne (rhyolite) sont épaisses et de faible étendue (*fig. 18.19*).

Les laves basaltiques les plus fluides forment les coulées dites *pahoehoe* caractérisées par l'aspect lisse et cordé ou plissé de leur surface. Les coulées basaltiques plus visqueuses forment des coulées *aa* caractérisées par leur surface très irrégulière et chaotique à aspect scoriacé et bréchiq (*fig. 18.19*). Notons qu'une coulée *pahoehoe* peut devenir une coulée *aa* au cours du temps. En effet, la lave en se refroidissant voit sa viscosité augmenter car la température diminue et sa cristallinité augmente. Les coulées de laves de composition plus acide partagent les mêmes caractéristiques que les coulées basaltiques *aa*. Les éboulis de surface par fragmentation immédiate lors du refroidissement sont très fréquents sur les laves de type *aa*.

Les laves peuvent présenter une prismation apparaissant durant leur refroidissement. Lors de sa mise en place, une coulée refroidit par sa base, son toit et ses bordures. Se forment ainsi des fronts de refroidissements subhorizontaux au cœur de la coulée. La contraction thermique associée au refroidissement de la lave peut former des fractures de forme polygonale (pentagonale et hexagonale). Un parallèle génétique peut être proposé avec les formes de dessiccation dans la vase asséchée, liées à une contraction hydrique. Cette fracturation géométrique évolue perpendiculairement aux fronts de refroidissement, formant à terme des colonnes, des prismes ou des orgues à section pentagonale à hexagonale. Ces orgues sont caractéristiques de coulées s'étant solidifiées alors qu'elles étaient déjà arrêtées. La régularité de la prismation semble dépendre de la vitesse de refroidissement. Cela implique que d'une coulée à l'autre, voire au sein d'une même coulée, la prismation peut montrer une régularité variable (*fig. 18.19*). La prismation des laves peut permettre d'identifier les modes de mise en place. Une prismation radiale indique que le front de refroidissement était courbe, ce qui traduit le refroidissement dans une « cuvette » ; c'est le cas pour un lac de lave au fond d'un cratère par exemple.

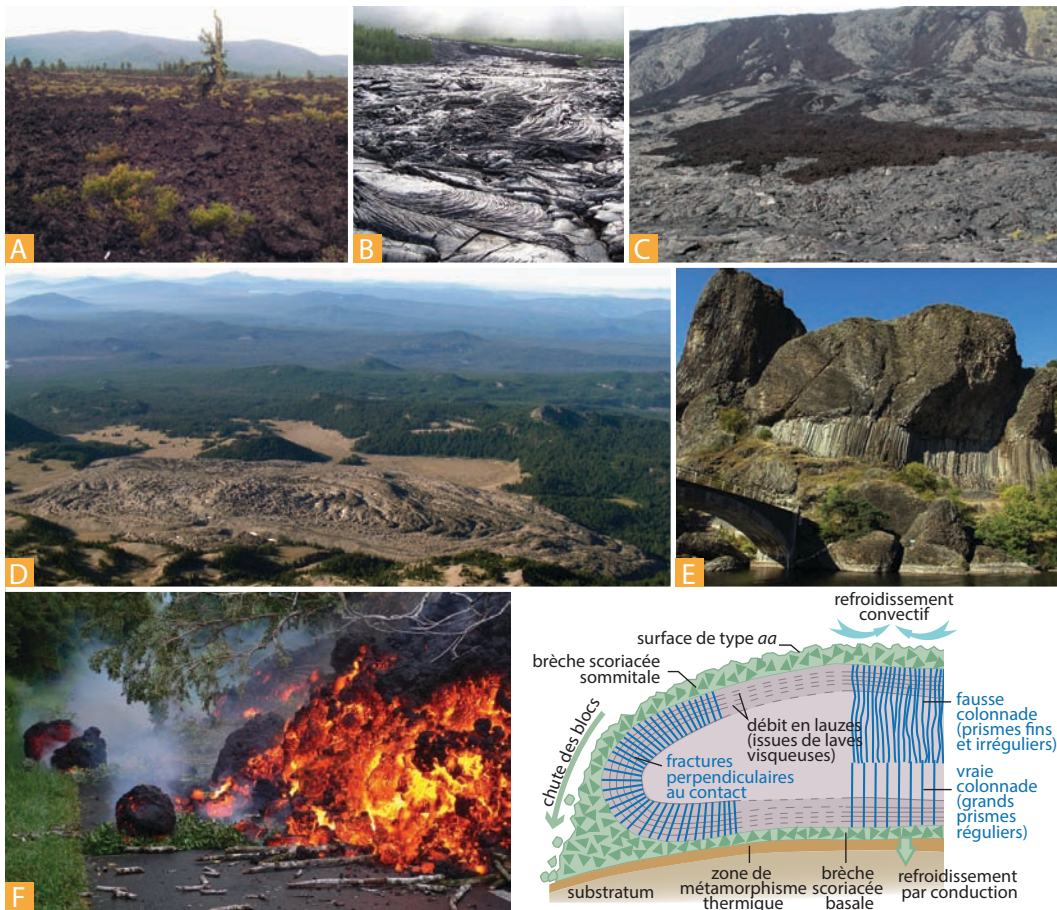


Figure 18.19 Différentes morphologie de coulées de lave aériennes.

Schéma simplifié de la structure interne d'une coulée de lave. Photos : **A** : coulée de type aa (Orégon) ; **B** : coulée de type pahoehoe (La Réunion) ; **C** : coulée de type aa sur une coulée pahoehoe (Hawaii) ; **D** : coulée d'obsidienne (Orégon) photos (A-D) : E. Martin ; **E** : coulée prismée avec la colonnade surmontée d'une fausse colonnade (Haute-Loire ; photo de J.-J. Cochemé) ; **F** : front de coulée (La Réunion ; photo d'A. Peltier).

Les coulées les plus fluides peuvent également former des tunnels de laves. Lors de son refroidissement, la coulée de lave se solidifiera dans un premier temps au niveau de sa base puis de son toit et de ses bordures. La lave fluide empruntera ensuite ce tunnel sans s'y solidifier. Une fois la phase éruptive terminée, il est parfois possible d'évoluer à l'intérieur de ces tunnels, bien connus par exemple à Hawaii, qui peuvent parfois faire plusieurs kilomètres de long et plusieurs mètres de haut. L'un d'eux, le Kazumura Cave, issu du Kilauea, mesure plus de 60 km de long. Des tunnels ont été découverts aussi en 2002 sur les flancs de la dorsale Pacifique à 17 °S.

La vitesse d'écoulement de laves est généralement assez lente (quelques km/h) mais varie fortement en fonction de la viscosité de la lave. Les coulées de type aa par exemple ont des vitesses très faibles de l'ordre de quelques m/h alors que des coulées très fluides de type pahoehoe peuvent atteindre quelques dizaines de km/h.

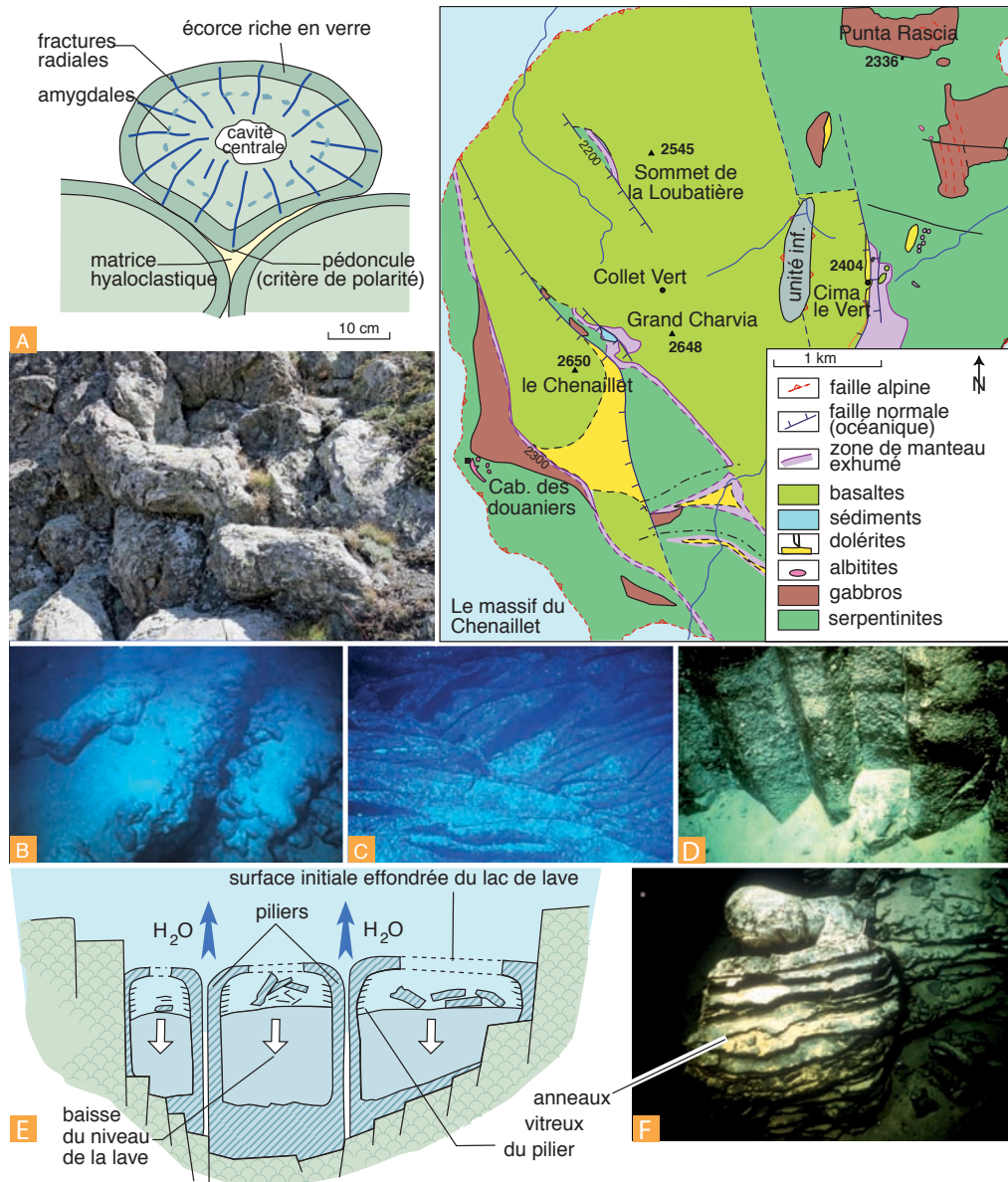


Figure 18.20 Le volcanisme au fond des océans.

A. La lave peut prendre la forme de tubes ou de coussins (*pillow lava*), généralement de quelques dizaines de centimètres à quelques mètres de diamètre. Les pédicules des coussins ou des tubes en section sont toujours tournés vers le vas (critère de polarité). Des tubes bien préservés sont visibles dans la séquence des laves du massif du Chenaillet (à gauche). Carte géologique du massif du Chenaillet montrant l'étendue des laves en coussin qui reposent directement sur le manteau ou sur les gabbros. **B.** Tubes de laves et coussins découpés par de grandes fissures axiales (dorsale Est-Pacifique). **C.** Laves très fluides en draperie (axe de la dorsale Est-Pacifique). **D.** Prismatisation dans une coulée massive de la dorsale du bassin Nord-Fidjien. **E.** La lave émise en grande quantité peut s'accumuler dans des dépressions de l'axe des dorsales et former des lacs de laves temporaires dont les témoins sont le plus souvent des piliers creux basaltiques restant debout après la vidange du lac. Ces piliers se forment par trempage de la lave le long de remontées convectives d'eau stockée sous la coulée et soutiennent un toit fragile, localement effondré (voir également la fig. 11.17). La vidange progressive ultérieure du lac laisse des marques (paliers) sur les piliers. Le schéma de gauche représente une coupe d'un lac de lave évidé tel qu'on le rencontre souvent à l'axe de la dorsale Pacifique. **F.** La photographie d'une paroi de lac provient de la dorsale du bassin Nord-Fidjien. Photos : (A) M. Toupet, (B-D,F) Ifremer.

Lors des épanchements de laves fluides en milieu aquatique, au fond d'un océan, au fond d'un lac ou lors d'éruptions sous-glaciaires générant des lacs sous-glaciaires, se forment des laves en tubes ou en coussins (*pillow lavas*) (fig. 18.20) dont la bordure est figée (verre de trempé). Si le volume de lave est important, il est possible de former des lacs de magma à vidange lente, présentant un mince et fragile toit de basalte vitreux, très souvent effondré (fig. 18.20). La lave cristallise dans le lac le long de remontées convectives d'eau emprisonnée sous la masse de magma, formant des piliers qui tiennent le toit.

► Mise en place de dômes

Les laves très différenciées et ayant subi un dégazage (passif) partiel ou complet en système ouvert ont une viscosité telle qu'elles ne peuvent pas s'écouler en arrivant en surface. Ce sont des laves sub-solides. Elles édifient un dôme de lave. Les dômes sont de taille et de forme très variées, jusqu'à des aiguilles, et peuvent atteindre plusieurs centaines de mètres de hauteur pour quelques kilomètres de diamètre. Ils peuvent croître à des vitesses de quelques m^3/s , à tel point qu'il est possible d'entendre continuellement le craquellement de leur surface et le bruit des éboulements associés à leur croissance. Il existe un continuum entre les dômes en forme d'aiguille (laves extrêmement visqueuses) et les coulées d'obsidienne qui s'écoulent difficilement (fig. 18.19). On nomme dômes-coulées les formes intermédiaires.

Parfois, les dômes ont été classés par erreur parmi les formes issues d'un dynamisme éruptif explosif. Un dôme peut en effet se déstabiliser et engendrer un dynamisme explosif. Mais il n'en reste pas moins que la mise en place d'un dôme est à la base un dynamisme effusif. Ces laves très visqueuses ont le plus souvent subi un dégazage partiel, ce qui signifie qu'une partie du gaz est restée piégée dans la lave. À la moindre instabilité gravitaire par exemple, la pression de la lave à l'intérieur du dôme diminue brusquement. Cette décompression brutale entraîne une dilatation violente du gaz piégé dans la lave, créant une explosion et une fragmentation du dôme en cours de construction. Il peut arriver qu'un dôme explose par la simple surpression exercée par le gaz contenu dans la lave sub-solide.



Figure 18.21 Dôme de lave du mont Saint Helens (État de Washington, États-Unis).

La photo de gauche montre le cratère ouvert vers le nord suite à l'éruption de 1980 et la flèche indique l'angle de vue sur le dôme sommital de la photo de droite septembre 2007 (photo : E. Martin.).

c) Dynamisme éruptif explosif

Si les laves émises n'ont pas ou peu dégazé, le dynamisme associé est obligatoirement de type explosif. Même les laves fluides basaltiques non dégazées sont à l'origine de dynamismes à tendance explosive du type strombolien à fontaines de laves. Des laves très visqueuses non dégazées engendrent des dynamismes très explosifs de type plinien (fig. 18.18).

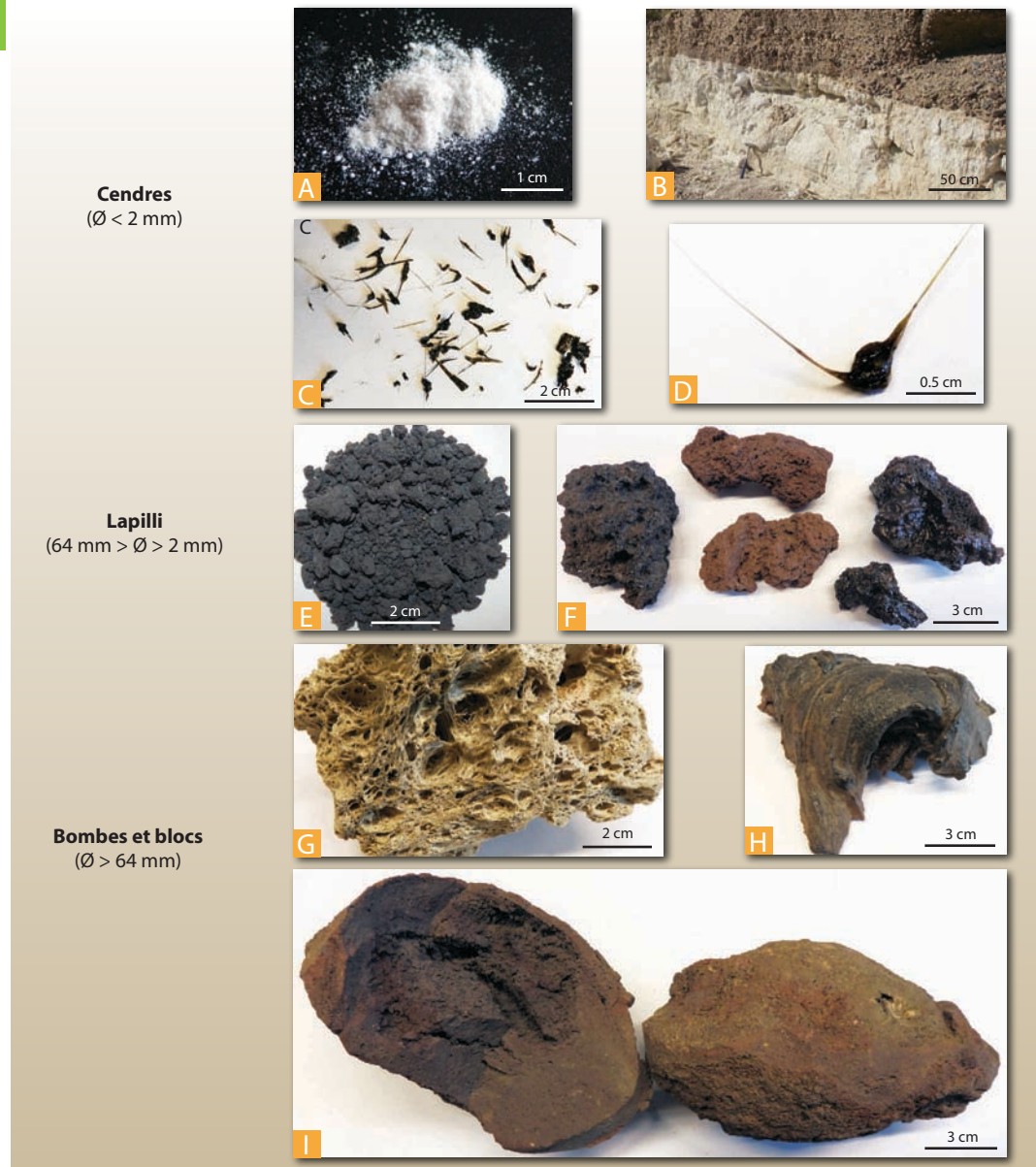
Partie V ■ Les constituants endogènes des enveloppes solides de la Terre

Selon la quantité de gaz échappé, le magma est plus ou moins fragmenté. Du type de fragmentation dépend le degré d'explosivité de l'éruption et la nature des projections. Une faible énergie explosive accompagne un magma peu fragmenté et donne des projections grossières (bombes, blocs). En revanche, si le degré d'explosivité est élevé, la fragmentation du magma peut être considérable, donnant des projections très fines.

➤ *Pyroclastes*

Classification des projections volcaniques (pyroclastes) par leur taille

TABLEAU
18.2



A : cendres de composition rhyolitique d'une éruption de Yellowstone (Lava Creek Tuff : 0,64 Ma) ; **B** : dépôt de cendres (blanches) du lac Tecopa correspondant à l'éruption qui a formé la caldera de Long Valley (USA) il y a 0,758 Ma ; **C et D** : perles et cheveux de pélé (Piton de la Fournaise) ; **E** : lapilli du mont Etna ; **F** : scories aux couleurs mates (chaînes des Puys) et brillantes (Piton de la Fournaise) ; **G** : bombe de ponce (Indonésie) ; **H** : bombe correspondant à un lambeau de lave modelé lors de son refroidissement en l'air (Piton de la Fournaise) ; **I** : bombes fusiformes et en coupe (chaîne des Puys). Photos : E. Martin (échantillons Sorbonne Université, de C. Honthaas et de E. Martin).

Les projections volcaniques sont appelées **pyroclastes**, de taille et de forme extrêmement variables (tableau 18.2). Il peut s'agir de fragments issus du magma originel, mais on trouve également des phénocristaux existant dans le magma (olivine, feldspaths, pyroxènes), parfois des fragments de laves précédemment solidifiées ou des fragments de roches sédimentaires ou ignées arrachées aux parois de la cheminée volcanique.

Blocs et bombes. Il s'agit de projections de taille variable, mais par définition supérieure à 64 mm (tableau 18.2). Les blocs sont projetés à l'état solide et présentent donc des formes anguleuses. Les bombes au contraire ont été projetées à l'état visqueux, ce qui peut créer des formes assez particulières. Certaines sont fusiformes, ayant pris cet aspect par tournoiement en l'air lors de leur solidification. D'autres, globuleuses, ont leur surface craquelée par contraction thermique lors du refroidissement : ce sont les bombes en croûte de pain. D'autres enfin s'aplatissent à l'arrivée au sol car non entièrement consolidées en retombant (bombes en bouse de vache). Les bombes peuvent atteindre quelques mètres de diamètre.

Lapilli et cendres. Au-dessous de 64 mm de diamètre (tableau 18.2), ces fragments irréguliers, souvent bulleux et vésiculeux (lave vacuolaire), sont constitués par une assez forte proportion de verre. Ces pyroclastes proviennent de retombées plus ou moins distales selon le type d'éruption et il est possible de retrouver des dépôts de cendres de plusieurs centimètres d'épaisseur à quelques milliers de kilomètres du volcan source dans le cas d'éruption de très grande ampleur. Les lapilli donnent des dépôts de tufs « non soudés » (car froids lors de la sédimentation). Ceux des volcans d'Auvergne sont exploités sous le nom de **pouzzolanes**. Les cendres du Krakatoa (1883, 10 km³) et du Katmaï (1912, 15 km³) se sont dispersées dans la haute atmosphère sur l'ensemble de la Terre, permettant la datation des couches sédimentaires et des glaces qui les renferment (**téphrochronologie**). L'éruption du Pinatubo en 1991 a émis ~ 10 km³ de produits volcaniques qui se sont massivement déposés dans un rayon de 200 km et le panache de cendre a atteint 40 km d'altitude. Les cendres (et aérosols) ayant atteint la stratosphère ont effectué plusieurs fois le tour de la Terre, et ont provoqué une baisse de température globale mondiale de quelques dixièmes de degrés. L'éruption du Tambora (Indonésie, 1815), la plus importante de l'histoire, rejeta 150 km³ de cendres (soit l'équivalent d'un cube de 5,3 km de côté) et l'année 1816 fut « l'année sans été » dans l'hémisphère Nord.

À côté de cette classification simplifiée, on peut préciser l'origine des pyroclastes selon le vocabulaire suivant (tableau 18.2).

Cheveux de pélé : il s'agit de lapilli qui correspondent à des perles de magma qui, lors de leur projection, forment un filament très fin sous l'action du vent qui ressemble à un cheveu.

Scories : il s'agit d'un type de lapilli, ou de bombe, très commun et typique d'une activité strombolienne. Elles représentent une projection de magma le plus souvent de composition basique, relativement vésiculée, qui subit un refroidissement lors de leur trajet balistique dans l'air. Une fois retombées au sol, les scories sont déjà quasi solides et présentent une surface assez rugueuse et une couleur noir ou rouge en fonction de l'état d'oxydation du fer : Fe²⁺-noir ou Fe³⁺-rouge.

Spatter : lorsque l'énergie explosive est très faible (à la limite du dynamisme effusif), certaines projections n'ont pas le temps de refroidir en l'air. Lorsqu'elles retombent au sol, elles sont encore déformables, à l'inverse des scories. Ces pyroclastes s'aplatissent et s'accumulent en se soudant les uns aux autres. Ils forment ainsi des *spatter cones* autour des bouches effusives. Les **hornitos** (petit four, *horno*, en espagnol) présents sur une coulée de lave sont des cônes de dégazage, dont les parois sont formées de spatter apparaissant aux endroits où s'échappent les gaz d'une coulée.

Ponce : il s'agit de pyroclastes (lapilli à bombes) dans lesquels une forte densité de bulles de gaz se forme lors de la projection du magma. Les ponces sont une espèce de mousse de verre volcanique, avec des parois de verre entre les bulles de l'ordre de quelques 10-100 μm le plus souvent. La grande caractéristique des ponces est que leur vésicularité est telle que leur densité est souvent inférieure à 1, il s'agit de l'une des rares roches qui flottent sur l'eau. Elles sont par exemple exploitées très intensément sur l'île de Lipari (Italie).

Autres pyroclastes : dans les différentes tailles, il est possible de retrouver des fragments de roches encaissantes ou de conduits volcaniques arrachés lors de la phase explosive. Il est également possible de trouver des cristaux (phéno- ou xénocristaux), séparés de leur magma hôte lors de l'explosion. Ce type de pyroclastes peut se retrouver de façon individuelle ou en enclave dans des bombes par exemple.

Le mot *tephra* qui signifie en grec cendre est utilisé pour décrire toute accumulation de pyroclastes formés lors d'un dynamisme explosif. Ce genre de dépôt volcanique est non consolidé, c'est-à-dire meuble donc facilement érodable. Une consolidation peut se faire par circulation de fluide aqueux dans les dépôts permettant ainsi sa cimentation, on parle alors de *tuf volcanique* ou de *cinérite*.

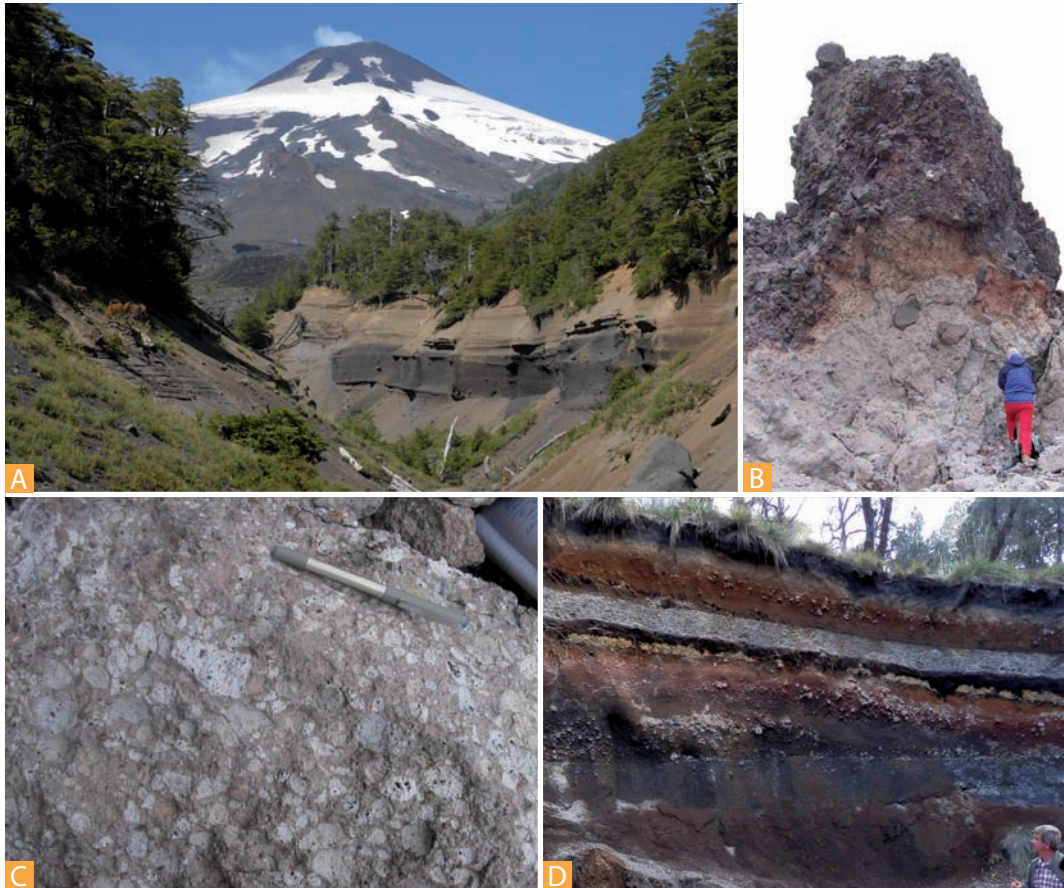


Figure 18.22 Exemples de dépôts volcaniques.

A. Dépôts stratifiés de cendres et de blocs (pyroclastes) marquant autant d'éruptions successives au pied du volcan Villarica (Chili). Ces dépôts sont peu consolidés et correspondent à des accumulations relativement froides de cendres, lapillis, bombes et blocs.

B. Blocs de laves emballés dans une matrice de cendres volcaniques fines claires, surmontés par une coulée scoriacée (Monte Zeballos, Argentine). Les cendres sont finement litées et contiennent vers le haut des niveaux de graviers, ce qui suggère un remaniement par des eaux de rivières de la partie supérieure du dépôt. L'eau a pu transporter les blocs. Remarquer la cuisson des sédiments par la coulée.

C. Fragments anguleux de ponce portés par une matrice de mousse de lave dévitrifiée. La matrice est très homogène et les blocs ne sont pas jointifs : ils ont été portés par la matrice durant le déplacement à chaud. Cela indique une mise en place de type coulée pyroclastique (Monte Zeballos, Argentine).

D. Accumulation de plusieurs couches de dépôts volcaniques au pied du Popocatépetl (Mexique). Le niveau blanc par exemple correspond à un dépôt de ponce lié à un effondrement de colonne plinienne. Ces niveaux sont parfois séparés par des paléosols. Photos : (A-C) Y. Lagabriele, (D) E. Martin.

► Coulées pyroclastiques

Les écoulements pyroclastiques résultent d'un mélange chaud et plus ou moins dense de pyroclastes et de gaz en mouvement (fig. 18.23). L'origine des coulées pyroclastiques est variée. On distingue trois grands processus résultant de :

- la projection latérale de pyroclastes lors d'une explosion volcanique (*blast*) ;
- la déstabilisation et l'explosion d'un dôme de lave ;
- l'effondrement d'une partie d'un panache de cendre projeté en altitude.

Dans le dernier cas, le panache volcanique très dense en cendres s'élève dans la colonne atmosphérique par contraste de densité tout en se refroidissant. Certaines parties du panache deviennent alors plus denses que l'air ambiant, induisant l'effondrement gravitaire partiel du panache. Une partie de celui-ci retombe alors massivement au sol et s'écoule à grande vitesse le long des pentes de l'édifice volcanique.

Les modes de mise en place des coulées pyroclastiques présentent des caractéristiques variables conduisant à des dépôts différents. On distingue les **coulées pyroclastiques denses** (*pyroclastic flows* en anglais) qui consistent en des écoulements laminaires qui dévalent les pentes en suivant les vallées. Les **coulées pyroclastiques diluées turbulentes** (*surges* en anglais) sont des écoulements à régime turbulent qui ne suivent pas la topographie. Ces déferlantes peuvent sortir des vallées en franchissant des reliefs. Ces deux types de coulées ne sont pas forcément dissociés car il est possible qu'une coulée pyroclastique dense génère et soit précédée par une coulée pyroclastique diluée. Ces écoulements sont tous fluidisés par l'entraînement et l'échauffement d'air et de gaz au sein de la coulée. Ils se comportent comme des fluides et peuvent alors atteindre des vitesses considérables, jusqu'à 400-500 km/h et des températures de quelques centaines de degrés. Ces coulées permettent de déposer des quantités de pyroclastes impressionnantes en un laps de temps très court, soit quelques dizaines à centaines de mètres d'épaisseur en quelques minutes.

Le terme de **nuée ardente**, bien connu en France, reste d'utilisation ambiguë. En français, il est synonyme de coulée pyroclastique, alors que dans la littérature scientifique anglaise ce terme est restreint aux coulées pyroclastiques diluées, comme celle issue de l'effondrement et de l'explosion du dôme de la montagne Pelée en 1902.

► Dépôts issus des coulées pyroclastiques

Les dépôts volcaniques issus des coulées pyroclastiques présentent des caractéristiques différentes selon l'origine et le mode de mise en place de la coulée pyroclastique originelle. Ces dépôts, que nous appelons **ignimbrites**, consistent en une accumulation de pyroclastes de composition et taille très variées (selon la distance au centre éruptif) dans une matrice d'origine volcanique plus ou moins abondante (fig. 18.23). En général, les ignimbrites sont constituées de pyroclastes juvéniles, c'est-à-dire d'origine magmatique, baignant dans une matrice cendreuse. Les blocs et lapilli, principalement les ponces sont abondants. À mesure que l'on se rapproche du centre éruptif, une proportion non négligeable de clasts variés (non juvéniles) augmente. Les ignimbrites peuvent être partiellement soudées à chaud, et dans certains cas la diagenèse peut ensuite renforcer la cohésion. La coalescence des pyroclastes s'opère sous l'effet de la température si celle-ci est élevée (> 500-600 °C) (*welded tuf*, tufs soudés des Anglo-Saxons). Les contraintes mécaniques exercées lors de la mise en place d'une coulée pyroclastique peuvent permettre au dépôt d'être soudé, au moins en partie.

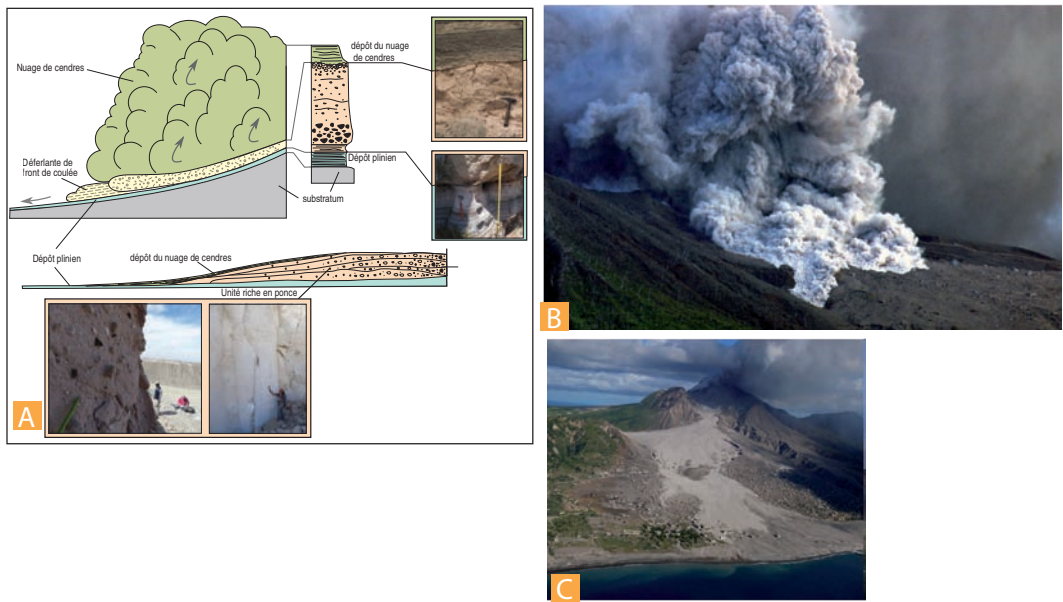


Figure 18.23 Les coulées pyroclastiques.

A. Schéma simplifié d'une coulée pyroclastique.

B et C. La coulée pyroclastique émise par la soufrière Hills de Montserrat en avril 1996 et son dépôt recouvrant la ville de Plymouth (photos : A. Finizola).

Figure modifiée de Martin 2019.

d) Hydromagmatisme

Nous avons montré précédemment que les dynamismes éruptifs sont dépendants de la présence d'éléments volatils et en particulier de l'eau dans les magmas. La présence d'eau externe dans l'environnement de mise en place joue également un rôle important sur le dynamisme éruptif. Une lave très pauvre en éléments volatils qui devrait donc conduire vers un dynamisme éruptif effusif, peut, au contact de l'eau de surface (nappe phréatique, rivière, lac, glace, marécage, permafrost, etc.) provoquer un dynamisme explosif. C'est le processus d'**hydromagmatisme**.

Le degré d'explosivité, c'est-à-dire le degré de fragmentation du magma, dépend du rapport eau/magma mis en jeu (fig. 18.24). Pour des rapports eau/magma optimum ($\sim 0,1$ à 10), le dynamisme éruptif est explosif car, au contact de l'eau, le magma se fragmente violemment provoquant une succession d'explosions tant que l'alimentation du système en eau ou magma n'a pas cessé. Se créent ainsi les cratères volcaniques d'explosion, appelés communément **maars**. Les cheminées volcaniques des maars sont les **diatrèmes**, parfois remplis de brèches volcaniques soudées. Dans une région volcanique, les maars sont faciles à repérer dans les paysages car ils sont circulaires, remplis par un lac ou par un marécage et bordés par des anneaux de dépôts volcaniques (fig. 18.25). Ces dépôts pyroclastiques sont stratifiés, plus ou moins granoclassés et constitués de pyroclastes très variés : fragments de roches encaissantes pulvérisées lors des explosions, magma fragmenté (lapilli, cendres et bombes). Les diatrèmes sont souvent caractérisés par une roche particulière qui consiste en des perles de verre magmatique (couleur noire) baignant dans une matrice sédimentaire (couleur grise), il s'agit de **pépérite** (du mot *poivre*). Ces roches témoignent de la remontée de magma à travers un niveau sédimentaire gorgé d'eau (fond d'un lac ou nappe phréatique dans des niveaux sédimentaires).

Elles sont très fréquentes dans le bassin oligocène de la Limagne (Clermont-Ferrand) où, grâce à des inversions de relief, elles forment aujourd'hui des buttes bien visibles au sein du bassin. Une éruption hydromagmatique durant laquelle a eu lieu le contact entre le magma et une nappe phréatique est appelée **phréatomagmatique**.

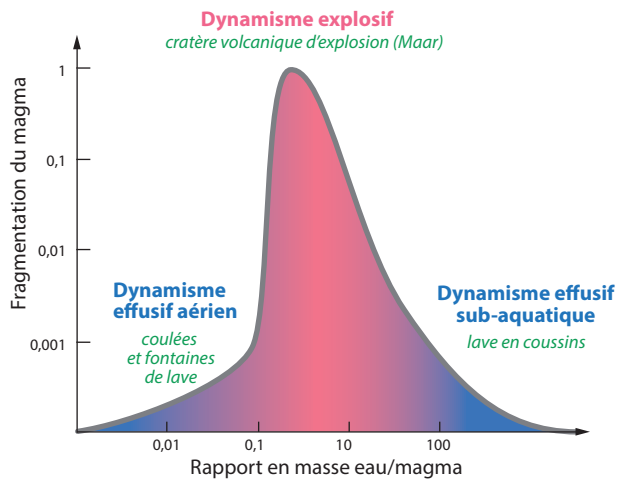


Figure 18.24 Degré de fragmentation du magma en fonction du rapport eau/magma lors des processus hydromagmatiques.

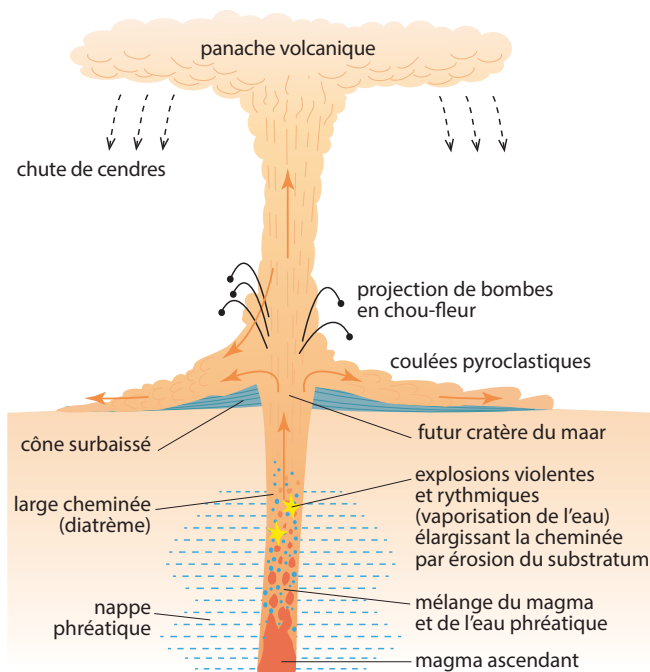


Figure 18.25 Formation d'un cratère de maar par hydromagmatisme.

Le diatème étant comblé, le cratère est alors rempli par de l'eau formant ces lacs de forme circulaire si fréquents en Auvergne. Les images « Google Earth » du gour de Tazenat (haut) et du lac Pavin (bas) illustrent la forme circulaire des maars. La présence d'arbres autour des cratères trace et délimite les dépôts pyroclastiques en forme d'anneau.

L'un des signes précurseurs d'une éruption hydromagmatique peut être une **éruption phréatique**. Dans ce cas, c'est le magma qui, se rapprochant d'une nappe phréatique ou la base d'un glacier par exemple, vaporise l'eau et provoque une explosion ou une succession d'explosions créant un panache volcanique de couleur blanche exclusivement composé d'eau. Quand le magma poursuit son ascension, le contact direct entre la lave et l'eau provoque alors l'éruption hydromagmatique, formant un panache volcanique dense en pyroclastes et donc de couleur grise à noire.

D'autres manifestations hydromagmatiques moins explosives permettent la formation des **cratères sans racine** (pseudo-cratères). Ces derniers se forment lors de la mise en place d'une coulée de lave sur un sol meuble gorgé d'eau (marécage ou permafrost). La base solidifiée de la coulée plie sous le poids de la lave jusqu'à sa rupture mécanique. La lave rentre alors en contact avec l'eau contenue dans le substratum et engendre un dynamisme explosif. Généralement, il s'agit d'une activité strombolienne qui se poursuit jusqu'à ce que l'apport en magma ou en eau devienne insuffisant. Un champ de cratères de type strombolien de quelques dizaines à centaines de mètres de haut peut ainsi se former sur une étendue plus ou moins importante selon la surface du sol gorgé d'eau et de la coulée de lave. Il s'agit de cratère sans racine car ils sont dépourvus de cheminée volcanique enracinée dans le substratum comme le serait un véritable cône strombolien. À titre d'exemple, un champ de cratères sans racine célèbre se trouve à Mývatn dans le nord de l'Islande.

18.3.6 Classification des dynamismes éruptifs

La classification la plus répandue des dynamismes éruptifs est celle de Walker établie en 1973. Elle se base sur l'analyse des dépôts volcaniques d'une éruption donnée et plus particulièrement sur trois paramètres : l'épaisseur, la dispersion et la taille des pyroclastes du dépôt (fig. 18.26). L'intérêt majeur de cette classification est d'offrir la possibilité de comparer des éruptions actuelles et passées dans la mesure où l'érosion des dépôts n'a pas été trop importante et reste quantifiable.

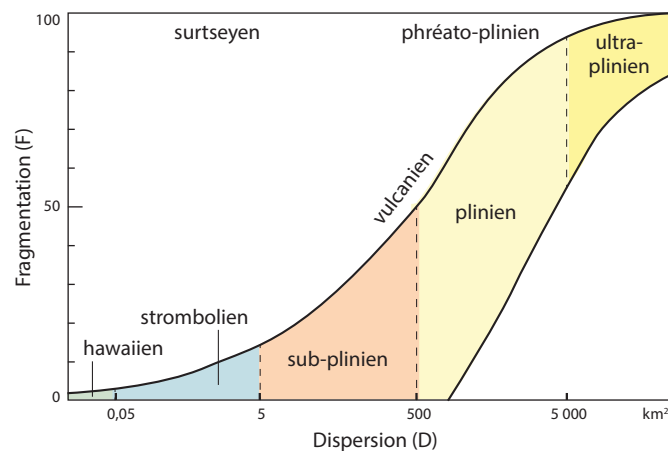


Figure 18.26 Classification des dynamismes éruptifs.

La classification de Walker (1973) repose sur trois paramètres. L'épaisseur (indice T pour *thickness*) varie en fonction du volume émis et de la distance au cratère. On définit une T_{max} (épaisseur maximale au niveau du cratère) par extrapolation graphique à partir des diverses observations. L'indice de fragmentation (F) se définit comme le pourcentage en poids de matériel de granulométrie inférieure à 1 mm à une distance du cratère correspondant à une épaisseur de dépôts $T = 0,1 T_{max}$. Le paramètre de dispersion (D) cherche à évaluer la surface couverte par les dépôts. Cette évaluation est délicate (les couches de quelques millimètres sont très vite détruites par les agents atmosphériques), aussi a-t-on choisi arbitrairement la surface couverte par l'isopaque $T = 0,01 T_{max}$. Le terme de « plinien » se réfère au panache de l'éruption du Vésuve en l'an 79, décrit par Pline. Aux extrêmes se situent les fontaines de laves hawaïennes (hauteur < 2 km), et les panaches ultrapliniens tels celui du Tambora (1815), dont les dépôts (160 km^3) ont recouvert des zones situées à plus de 1 300 km du volcan.

Il est important de réaliser qu'un système volcanique peut avoir au cours de son histoire différents types de dynamisme éruptif. Cela est d'autant plus valable pour les systèmes **polygéniques** (stratovolcans) qui reposent sur une histoire éruptive polyphasée et longue (quelques centaines de milliers à quelques millions d'années), entrecoupée de périodes de repos. À l'inverse, il existe quelques systèmes volcaniques **monogéniques** qui se sont formés lors d'une seule phase éruptive principale (de l'ordre de quelques dizaines à centaines d'années) selon un dynamisme éruptif unique. Cela étant dit, des systèmes dits « monogéniques » peuvent avoir une histoire éruptive hydromagmatique dans un premier temps puis effusive ou faiblement explosive ensuite du fait d'un épuisement des apports d'eau, alors que l'alimentation en magma restait importante. Cela s'observe bien en Auvergne où des cônes stromboliens sont imbriqués dans des cratères de type maar.

Il est important de noter que la morphologie des édifices volcaniques peut être très variable en fonction de leur durée de vie, de leur histoire et des différents dynamismes éruptifs qui se sont succédé. Les volcans monogéniques ont une forme assez simple et directement dictée par le dynamisme éruptif qui leur est caractéristique. Par exemple, un cône de scorie pour un dynamisme strombolien (fig. 18.28), un cratère de maar pour une éruption hydromagmatique (fig. 18.25), un dôme pour la mise en place de lave très visqueuse (fig. 18.13). En revanche, les volcans polygéniques peuvent avoir des formes très complexes avec un volcan central sur lequel des cônes advectifs peuvent par exemple se superposer. Les deux morphologies extrêmes de volcans polygéniques sont les stratovolcans à la morphologie assez irrégulière et les volcans boucliers (fig. 18.27). Les premiers sont le résultat de dynamismes éruptifs très variés, allant de la mise en place de coulées de laves fluides à celle de laves très visqueuses en formant des dômes ou en générant des dynamismes explosifs (formation de caldeiras par exemple). Ce type de morphologie se retrouve en France métropolitaine avec les massifs du Sancy et du Cantal (Auvergne ; fig. 18.27). La seconde morphologie (volcans boucliers) est le résultat de dynamismes très majoritairement effusifs (coulées de laves et dynamismes stromboliens). Les pentes du volcan sur lesquelles des cônes stromboliens peuvent se trouver sont assez douces en raison de l'accumulation de coulées de laves fluides. Le volcan bouclier par excellence étant le Mona Laua (Hawaii ; fig. 18.27).

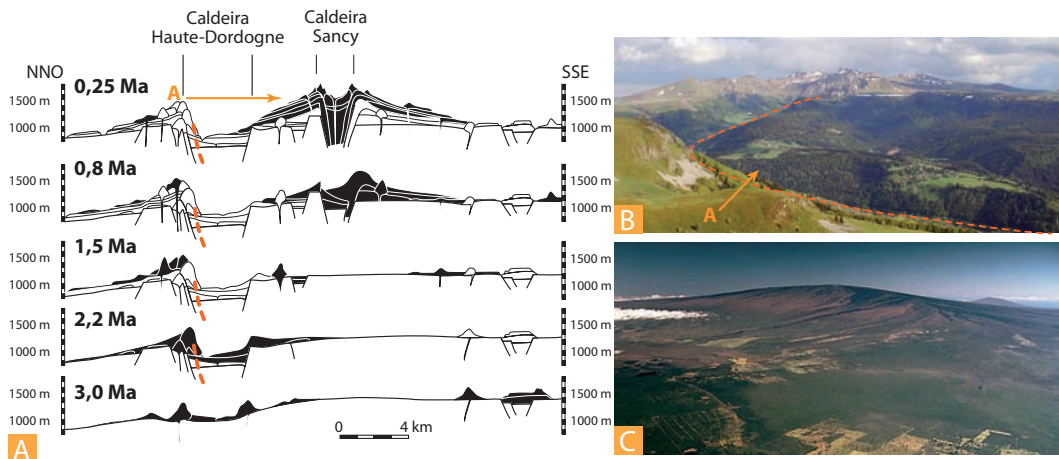


Figure 18.27 Morphologies types des volcans polygéniques.

- A. Coupe schématique retraçant l'édification complexe du système volcanique du Mont-Dore – Sancy (modifié d'après Cantagrel et Baubron, 1983).
- B. Le massif du Sancy (photo de J. Feldmann) – les pointillés indiquent la limite de la Caldeira de la Haute-Dordogne.
- C. Un volcan bouclier, le Mona Laua (Hawaii ; photo : USGS).

Voici une description des différents types éruptifs de la classification de Walker (*fig. 18.26*) :

Type hawaïien. Il s'agit de dynamismes éruptifs de type effusifs à très faiblement explosifs. Les formes sont des cônes de laves, où les scories, les cendres et les lapilli n'interviennent que peu. Ces cônes sont très surbaissés, le cratère est de vastes dimensions (souvent une caldeira d'effondrement) et voit fréquemment bouillonner un lac de laves basaltiques important. On observe classiquement, comme à Hawaïi (*fig. 18.12*) des coulées ou fontaines de laves, des lacs de laves, des cônes de scories ou de spatter. En toute rigueur, la mise en place de dôme de lave (visqueuse) entre également dans cette catégorie.

Type strombolien. Il s'agit d'un dynamisme faiblement explosif. Comme observé sur le volcan de Stromboli (îles éoliennes, Italie), on observe l'accumulation de projection de type lapilli et bombes (scories), avec parfois quelques coulées de laves. Comme il s'agit de l'accumulation de scories, la physique granulaire impose une forme de cône avec une pente maximum de 32° , qui se retrouve dans la stratification interne du cône (*fig. 18.28*). Parfois, selon le sens du vent dominant, le cône peut être dissymétrique en raison de l'accumulation préférentielle des scories sur un flanc du cône. Une dissymétrie du cône peut également se créer lorsqu'une coulée de lave entraîne avec elle les projections, ce qui engendre un cône incomplet. On parle de cratère égueulé. Les exemples les plus connus français étant les puys de Lassolas et de la Vache dans la chaîne des Puys.

En général, les volcans hawaïiens et stromboliens sont caractérisés par des éruptions quasi permanentes. Leur cheminée n'est jamais fortement obturée : ils ne comportent pas de phases explosives violentes et sont, de ce fait, beaucoup moins dangereux que ceux qui appartiennent aux types vulcanien et plinien. L'exemple du volcan Paricutín (Mexique) est remarquable. Il s'agit d'un cône strombolien qui s'est construit en neuf ans. Sa croissance a été suivie du début à la fin. Il est brusquement apparu en 1943 dans un champ, il faisait 140 m de haut une semaine après son apparition et 336 m au bout d'un an. Les coulées émises ont enseveli deux villages. Son activité a cessé au bout de neuf ans, il mesurait alors 424 m de haut et la superficie du champ de lave associé est de $\sim 25 \text{ km}^2$.

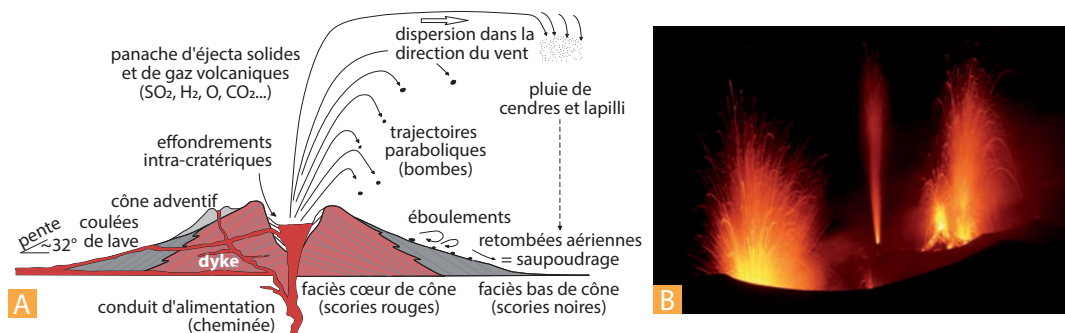


Figure 18.28 Fonctionnement d'un édifice volcanique monogénique au dynamisme strombolien.

A. Coupe d'un édifice type. L'accumulation des scories, due au dynamisme éruptif strombolien, forme un cône plus ou moins régulier. Différents phénomènes (effusion de coulées, intrusions de filons, etc.) peuvent venir compliquer la structure de l'édifice.

B. Projections de scories au sommet du Stromboli (*photo* : A. Finizola).

Type vulcanien. Ce dynamisme a été initialement décrit à Vulcano (Îles éoliennes, Italie) et reste modérément explosif. Il forme un cône presque uniquement constitué de cendres et de lapilli, de bombes et de blocs (proportion de cendres bien plus importante que dans le dynamisme strombolien). La lave est visqueuse et sort difficilement. Les explosions sont fréquentes, pouvant conduire à la destruction de l'ancien cratère ou à la formation d'un nouveau, parfois excentrique (le Vésuve par exemple). Les explosions fréquentes sont généralement dues à une lave assez visqueuse et elles peuvent former des panaches de cendres pouvant atteindre plusieurs kilomètres d'altitude.

Type plinien. À l'image de l'éruption du Vésuve en 79, il s'agit d'un dynamisme extrêmement explosif dû à la remontée d'un magma très visqueux et riche en éléments volatils (fig. 18.18). Lors de ces explosions, le panache volcanique constitué de cendres et de gaz peut atteindre plusieurs dizaines de kilomètres d'altitude. Une caldeira au sommet du volcan est susceptible de se former et des coulées pyroclastiques peuvent se mettre en place par effondrement partiel du panache volcanique.

Type surtseyen et phréatoplinien. Ce type explosif a été décrit initialement lors de la formation de l'île de Surtsey au sud de l'Islande, où un volcan sous-marin a émergé en 1963. Il s'agit de dynamisme lié à l'hydromagmatisme et fortement explosif (fig. 18.24). Les pyroclastes sont généralement de petites tailles avec majoritairement des cendres dues au fractionnement magmatique important.

Une autre classification des éruptions volcaniques se base sur l'**indice d'explosivité volcanique VEI (Volcanic Explosivity Index)** (fig. 18.29). Ce dernier est défini sur des critères relativement accessibles pour les éruptions en cours : hauteur du panache, volume des pyroclastes. Ces critères sont parfois difficiles à obtenir pour les éruptions passées. Les éruptions de VEI < 4 ont en général un effet surtout local avec des retombées de cendres et d'aérosols qui affectent l'environnement et la biosphère locale. Les éruptions de VEI > 4 ont un panache volcanique qui atteint la stratosphère. La quantité importante de cendres et d'aérosols volcaniques injectés dans la stratosphère a un effet sur le climat global (voir le descriptif de l'éruption du mont Pinatubo en 1991 qui avait un VEI 6). Les éruptions de VEI 8 sont classées dans les « super-éruptions » et ont un impact mal contraint mais sans aucun doute global et dévastateur. Ce type d'éruption est à l'origine de la mise en place de caldeiras de plusieurs dizaines à centaines de kilomètres de diamètre comme à Yellowstone par exemple. Fort heureusement pour nous, les éruptions de VEI élevés sont les moins fréquentes (super-éruptions tous les quelques 10 000 à 100 000 ans).

VEI	0	1	2	3	4	5	6	7	8
Volume de pyroclastes (km ³)	<10 ⁻⁵	10 ⁻⁵ - 10 ⁻⁴	10 ⁻⁴ - 10 ⁻³	10 ⁻³ - 10 ⁻²	10 ⁻² - 10 ⁻¹	10 ⁻¹ - 1	1 - 10 ²	10 ² - 10 ³	>10 ³
Hauteur de panache (km)	<0,1	0,1 - 1	1 - 5	3 - 15	10 - 25	>25	>25	>25	>25
Fréquence (/an)	100	100	50	1	0,1	0,02	0,01	0,001	<<0,001
Classification	hawaïien		vulcanien			ultraplinien			
	strombolien			plinien					

Figure 18.29 Classification des éruptions volcaniques selon leur VEI (indice d'explosivité volcanique).

Cette classification de 1 à 8 a été proposée initialement par Newhall et Self en 1982. Une correspondance avec la classification des éruptions volcaniques de la figure 18.26 est proposée en dernière ligne.

Il est important de noter qu'il faut éviter d'utiliser la classification se basant sur les proportions gaz, liquide et solide émis lors d'une éruption. À titre d'exemple, selon cette classification, les fontaines de laves devraient se classer dans les dynamismes très explosifs (gaz/liquide élevé) alors qu'il s'agit typiquement d'un dynamisme de type hawaïien selon la classification très largement utilisée et acceptée de Walker (fig. 18.26) ou bien celle basée sur le VEI (fig. 18.29). Les dynamismes éruptifs sont fortement dépendants de la viscosité et de la composition des magmas et non simplement et seulement des proportions solide, liquide et gaz. C'est une sur-simplification du système qu'il faut éviter.

18.3.7 Les formes volcaniques résiduelles

a) Caldeiras

Les caldeiras (ou *calderas*, mot signifiant chaudron) sont des dépressions souvent situées au sommet d'édifices volcaniques. Les caldeiras sont classiquement formées par effondrement de tout ou partie d'un édifice volcanique suite à une phase éruptive majeure. Lors de l'émission en quantité importante de lave, une dépression se forme sous l'édifice volcanique qui tend alors à s'effondrer partiellement. Un exemple classique de caldeira est celui de Crater Lake (Orégon, États-Unis, *fig. 18.30*). La découverte de caldeiras de taille impressionnante a permis de mettre en évidence des événements volcaniques explosifs majeurs, que l'on qualifie de « super-éruptions », tant ces éruptions sont d'ampleur extraordinaire. Ainsi, la caldeira de Yellowstone correspondant à l'éruption de Lava Creek Tuff (il y a 640 000 ans) fait 85 km de long et 45 km de large ! Cela témoigne de l'important volume de lave et de gaz volcaniques émis lors de l'éruption ($> 1\,000\text{ km}^3$ de lave émise).

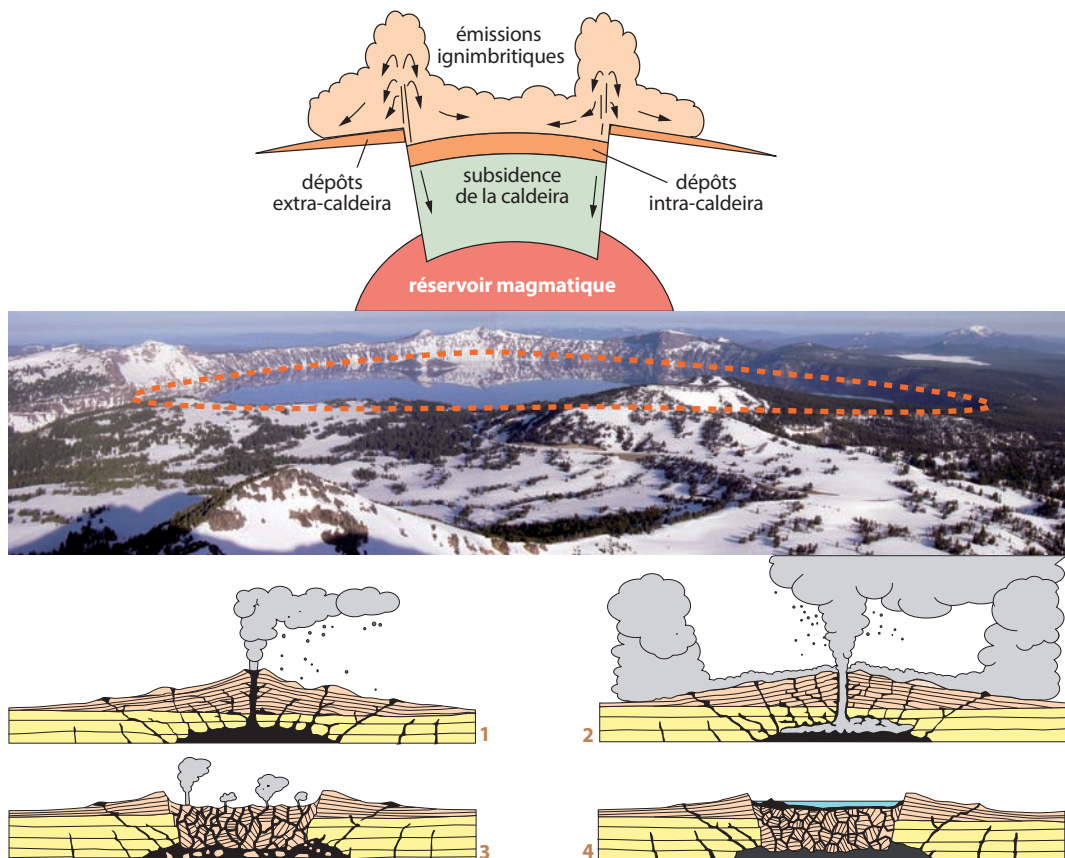


Figure 18.30 La formation des caldeiras.

Le cas de Crater Lake (Orégon, États-Unis) qui s'est formé lors d'une phase éruptive majeure du mont Mazama (7 700 ans BP) est pris en exemple. Le diamètre du lac est de ~ 10 km. Photo : E. Martin.

b) Reliques de conduits volcaniques

L'intérieur d'un système volcanique, qui représente les voies empruntées par le magma pour remonter en surface, est impossible à observer directement lorsque le système volcanique est actif. Avec le

temps, en raison de l'érosion, les formes et les reliefs externes d'un édifice volcanique s'émeussent et disparaissent. Les flancs composés le plus souvent de pyroclastes peu consolidés sont facilement et rapidement érodés. Par inversion de relief, les parties les plus solides de l'édifice peuvent apparaître comme les seules reliques de l'activité magmatique. Au cœur des volcans, ces reliques forment un système plus ou moins complexe de conduits comblés par le magma solidifié (fig. 18.31 et 18.32). L'étude de ce système permet de mieux comprendre le fonctionnement d'un édifice volcanique. Les *necks* sont les témoins de la partie centrale et principale du conduit volcanique, plus ou moins cylindrique, qui peut atteindre quelques dizaines à quelques centaines de mètres de diamètre. Au Rocher Saint-Michel du Puy-en-Velay, le neck subsiste seul, le cône de cendres ayant été plus aisément déblayé par l'érosion que la masse colmatée et bréchoïde qui s'était solidifiée dans la cheminée. Les *dykes*, définis ci-dessus, sont des intrusions verticales à obliques de magma solidifié, en feuillets plus ou moins plans et anastomosés, qui recourent l'ancien édifice volcanique. Les dykes ont permis le plus souvent l'alimentation en magma du conduit volcanique principal. Ils peuvent s'étendre très loin, en étoile, autour du centre volcanique. Dans certains cas, l'effondrement des caldeiras peut être associé à des dykes circulaires (*ring-dykes* des géologues anglais) dont l'Irlande du Nord et l'Écosse montrent de très beaux exemples. On appelle souvent *plug* (bouchon) tout édifice volcanique érodé formant saillie dans le paysage sans distinction d'origine.



Figure 18.31 Reliques des structures internes des édifices volcaniques.

- A.** Dyke volcanique prismé (Islande). Photo : E. Martin.
- B.** Dyke et neck témoins du cœur d'un volcan à présent érodé (Islande). Photo : E. Martin.
- C.** Un neck. Il s'agit du cœur d'un gros volcan, fait de laves entièrement cristallisées (roches hypo-volcaniques). Le volcan a été dénudé de ces projections fines et peu résistantes à l'érosion, accumulées sur ses flancs. Cet édifice est âgé de moins de 3 Ma (Andes de Patagonie, Argentine). Photo : Y. Lagabriele.

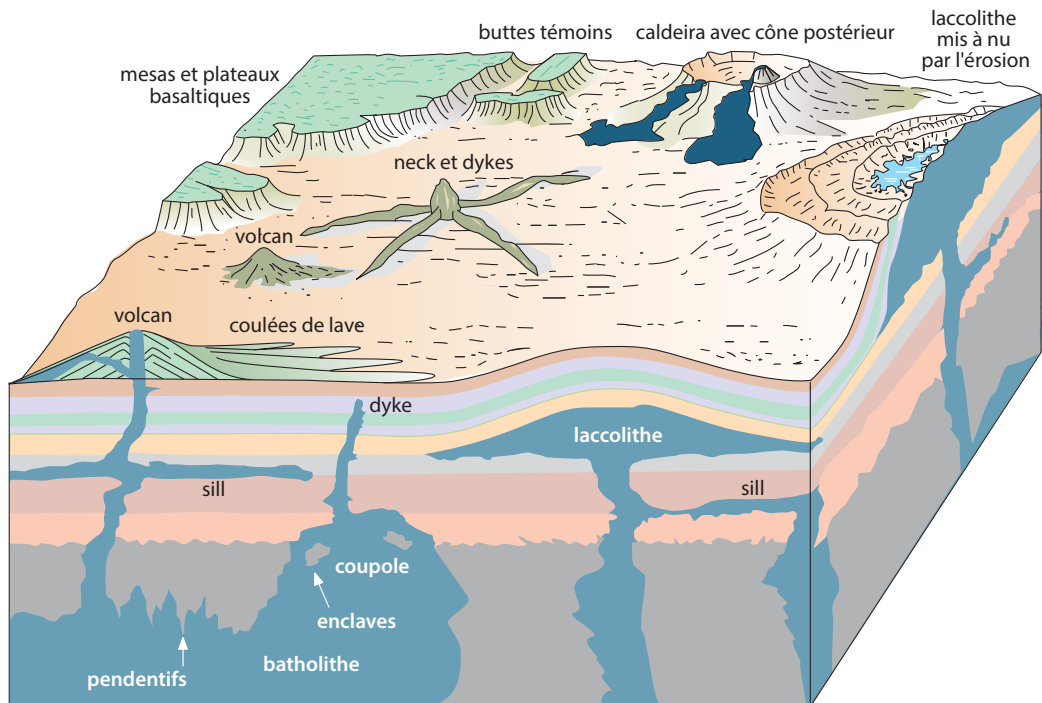


Figure 18.32 Schéma des principaux modes de gisement des corps plutoniques et volcaniques.

Les laves n'arrivent pas toujours à la surface et il existe des transitions entre des formations de profondeur, les plutons, aux volcans classiques. Les laves peuvent s'insérer dans des systèmes de diaclases ou entre les couches (roches de demi-profondeur ou hypovolcaniques). La présence de bordures figées (vitreuses) aux épontes en contact avec l'encaissant permet de reconnaître les dykes (verticaux) et les sills (horizontaux). L'insertion dans les couches sédimentaires d'un vaste ensemble de roches éruptives constitue un laccolithe. Il s'y forme des roches microgrenues à grenues qui s'apparentent à celles présentes dans les batholites enracinés plus profondément.

18.3.8 Manifestations associées au volcanisme

a) Hydrothermalisme

Nous ne traitons ici que de l'hydrothermalisme continental. L'hydrothermalisme océanique est abordé au chapitre 23 (paragraphe 23.6).

L'infiltration d'eau météorique dans un édifice volcanique subaérien est la source principale d'eau qui alimente un système hydrothermal. Les fluides circulent et se concentrent en certains points selon la perméabilité des roches rencontrées au sein du système volcanique. L'eau météorique se réchauffe à mesure qu'elle se rapproche de la source magmatique puis remonte en raison de sa faible densité. Elle est à l'origine des sources d'eaux chaudes rencontrées à proximité des édifices volcaniques. Cette eau dissout des éléments présents dans le système volcanique lui-même mais incorpore également les gaz magmatiques qui s'échappent du magma en système ouvert. Par conséquent, l'émission hydrothermale sous forme liquide (source d'eau chaude, geysers) ou vapeur (fumeroles) est accompagnée classiquement de gaz volcaniques (H_2O , CO_2 , H_2S , SO_2 principalement) et de composés solubles (SO_4^{2-} , Na^+ , K^+ , Cl^- , etc.). Le suivi de la température et de la composition chimique des émissions fumeroliennes, sources d'eaux chaudes et geysers peut permettre de prévenir de la remontée du magma dans le système volcanique et d'une éruption volcanique éventuelle proche. Une augmentation de la teneur en gaz volcaniques et de la température indique que le magma se rapproche du système hydrothermal et donc de la surface.

L'hydrothermalisme joue un rôle majeur dans les transferts de chaleur dans la lithosphère, notamment l'hydrothermalisme des dorsales (chapitres 10 et 11). La domestication de cette énergie, notamment en Islande est l'un des objectifs de la géothermie comme énergie alternative.

► *Fumeroles*

Lorsque l'eau du système hydrothermal est réchauffée par la proximité du magma, elle se vaporise formant un panache composé principalement de vapeur d'eau mais contenant plus ou moins de gaz d'origine magmatique. L'émission de ces gaz induit leur condensation partielle, ce qui génère des fluides en surface qui peuvent re-précipiter du soufre (couleur jaune) par exemple (fig. 18.33). La composition et la température des fumeroles (qui peut atteindre quelques centaines de degrés) sont très variables selon la proximité du magma et la composition des roches rencontrées lors de la circulation des fluides dans l'édifice volcanique. Les *soffioni* de Toscane sont une variété de ce type d'activité périmagmatique : il s'agit de jets de vapeurs d'eau à une température élevée (120 à 210 °C) sous une pression de quelques fois celle rencontrée en surface de la terre (pression dite de 1 atmosphère). Ils déposent des borates exploités industriellement et fournissent de l'énergie électrique : on provoque actuellement leur jaillissement par sondages. Ils sont liés à la présence d'un batholite à faible profondeur, sans qu'il y ait d'édifice volcanique important à proximité. Ils se rapprochent par bien des points des geysers.

► *Sources d'eaux chaudes et geysers*



Figure 18.33 Activité hydrothermale, fumeroles, sources d'eaux chaudes et geysers.

A et B. Fumeroles à Vulcano (îles éoliennes, Italie ; photos : A. Finizola). **D et C.** Fumeroles et geysers en Islande. Photos : E. Martin.

Les sources d'eaux chaudes sont souvent accompagnées de CO₂ gazeux. Ce gaz peut dans certaines configurations provoquer des éruptions de type *geyser*, comme c'est le cas à Geysir en Islande, qui donna son nom à ce phénomène. D'autres geysers très connus se trouvent dans le parc de Yellowstone (Wyoming, États-Unis), aux Açores et en Nouvelle-Zélande. L'origine des éruptions doit être cherchée dans la surchauffe et/ou l'accumulation de gaz type CO₂ de la partie inférieure d'une colonne d'eau. Lorsque la pression de gaz dépasse la pression de la colonne d'eau, il y a projection violente. Le jaillissement peut atteindre plusieurs dizaines de mètres, le record étant le Waimangu (Nouvelle-Zélande) qui projetait 800 tonnes d'eau à 460 m d'altitude, mais qui est éteint depuis 1904, par suite d'un abaissement de niveau d'un lac voisin. La période (intervalle entre deux jaillissements) varie de quelques minutes à plusieurs semaines et elle peut varier pour un même appareil au cours du temps.

b) Coulées et avalanches de débris

Les coulées et les avalanches de débris liées à un édifice volcanique consistent en la remobilisation de produits volcaniques déjà déposés pouvant se produire en lien direct avec une phase éruptive ou bien après toute activité volcanique. Ce sont typiquement des aléas secondaires liés au volcanisme. En général, il s'agit de phénomènes ayant des pouvoirs destructeurs très importants en raison de débits et de densités potentiellement énormes, sur des distances pouvant aller jusqu'à des dizaines de kilomètres.

► *Coulées de débris*

Le dépôt laissé par ces coulées est constitué d'une matrice argileuse homogène comprenant quelques clastes. Elles peuvent avoir des tailles considérables (plusieurs mètres à dizaines de mètres). Il s'agit d'un transport de débris (clastes) dans une boue argileuse dense et riche en eau. Les noms donnés à ces coulées de débris sont *lahars* et coulées de boue. Ces coulées sont mises en mouvement après un apport d'eau très important dont l'origine peut typiquement être des pluies importantes ayant affecté les flancs des volcans ou la fonte partielle d'un glacier pendant ou après une phase éruptive.

Les lahars coulant à grande vitesse (20 à 30 km.h⁻¹) en raison de leur fluidité, sont particulièrement dangereux. En Colombie, dans une région située à 120 km au N-O de Bogota, le Nevado del Ruiz causa la mort de 25 000 personnes le 13 novembre 1985. La catastrophe provient de quatre lahars issus de la fusion d'une partie des glaciers sommitaux et de la brusque libération des poches d'eaux sous-glaciaires dévalant d'abord les flancs du volcan puis se canalisant dans les rios où ils submergent les villes d'Armero et Mariquita (80 km à l'est) et de Chinchina (60 km à l'ouest).

► *Avalanche de débris*

Le dépôt caractéristique diffère de celui des coulées de débris par une matrice peu argileuse et plus hétérogène. Cela témoigne de l'absence de boue riche en eau lors de la mise en place de l'avalanche. Ces avalanches se déclenchent le long d'un plan de glissement avant de se désagréger en débris de taille plurihénométrique à inframillimétrique, les particules les plus fines constituant la matrice des plus grosses. L'ensemble s'écoule comme un fluide et peut, dans les cas extrêmes, dépasser 100 m.s⁻¹, parcourir 120 km et recouvrir plusieurs milliers de km², pour un volume atteignant 30-40 km³. Les avalanches de débris ont été longtemps ignorées. La première fut observée sur le versant nord du mont Saint Helens le 18 mai 1980, à la vitesse de 288 km.h⁻¹. Depuis, on en a reconnu de nombreuses avalanches fossiles, issues de strato-volcans, dans le Cantal et le Mont-Dore par exemple. Dues à l'activité volcanique ou sismique, à la circulation des fluides ou à l'instabilité du sous-sol, leur cicatrice est un amphithéâtre en forme de fer à cheval sur les flancs du volcan, la *caldeira d'avalanche*.

Il existe tous les intermédiaires possibles entre coulée et avalanche de débris : c'est la proportion en eau lors de la mise en place qui contrôle le type de coulée. Les mécanismes initiateurs des coulées et avalanches sont multiples, il peut s'agir d'une instabilité de l'édifice volcanique permettant la remobilisation de matériaux volcaniques en raison d'une éruption, d'une intrusion magmatique dans l'édi-

fice, d'un séisme, ou de précipitation et de fonte de neige importante. Une avalanche de débris peut devenir une coulée de débris en incorporant de l'eau lors de l'avalanche.



Figure 18.34 Dépôt de coulées de débris (lahars).

A. Une succession de coulées de débris située à plus de 60 km du Cotopaxi (Équateur, *photo* : D. Andrade). **B.** La partie basale d'une succession de coulées et d'avalanches de débris visible à 30 km du massif du Sancy (Perrier). En bas de la photo sont présents des dépôts fluviatiles, surmontés d'un niveau blanc de cendres et ponces lié à une éruption plinienne du système volcanique du Sancy (2,4 Ma). Enfin au-dessus se trouve un dépôt de type coulée de débris avec des clastes dont des blocs peuvent atteindre quelques mètres dans une matrice argileuse homogène (Unité 1 de la séquence de dépôt de Perrier ; *photo* : M. Jentzer).

18.3.9 Surveillance et prévision des éruptions volcaniques

L'analyse de quelques données historiques sur des édifices bien connus montre que l'activité des volcans est loin d'être régulière. De plus, à mesure que l'on remonte dans le temps, la précision des datations s'amenuise. La prévision des éruptions est donc difficile. Ainsi les éruptions répertoriées de Santorin dans les Cyclades sont datées de -300 000 ans, -200 000 ans, -170 000 ans, -100 000 ans, -74 000 ans, -65 000 ans, -19 000 ans, -1 500 ans (éruption minoenne) puis 45 après J.-C., 726, 1570, 1707, 1950. Pour le Vésuve, on connaît des éruptions à -23 000 ans, -15 000 ans, -13 500 ans, -5 900 ans, -1 765 ans, puis 79 (destruction de Pompéi) et 472 ans et enfin une phase de recrudescence (1631, 1690, 1694, 1698, 1707, 1737, 1760, 1767, 1779, 1794, 1813, 1822, 1834, 1850, 1855, 1861, 1868, 1872, 1906, 1929, 1944). Les éruptions récentes sont bien mieux répertoriées et il s'agit souvent d'éruptions mineures qui n'auraient pas forcément laissé de traces dans les archives géologiques. Sur une période beaucoup plus courte, un volcan très surveillé, comme celui du Piton de la Fournaise à la Réunion, montre entre 1930 et 2000 des durées de rémission de l'activité très variables (s'étalant de la dizaine de jours à plus de 2 300 jours) qui rendent la prévision impossible à partir des données statistiques.

On admet que le volcanisme a fait 270 000 victimes depuis 1700, essentiellement au cours d'une trentaine d'éruptions majeures. Depuis 1980, ce sont plus de 29 000 personnes qui ont péri en raison de coulées de débris et de coulées pyroclastiques. Quelques centaines de personnes ont été victimes de simples retombées de cendres, par effondrement de leur toit de maison sous le poids des dépôts accumulés lors d'éruptions. En plus de cet impact direct sur la biosphère (humain compris), il est à noter que même des manifestations volcaniques relativement mineures à modérées, à l'image des éruptions récentes en Islande (comme en 2010 par exemple), peuvent avoir des répercussions sociétales et économiques importantes à l'échelle d'une région, d'un pays, d'un continent ou du monde. Enfin il ne faut pas oublier les impacts climatiques à l'échelle humaine ou des temps géologiques de certaines éruptions volcaniques de grande ampleur. L'ensemble de ces aléas et risques volcaniques, primaires

ou secondaires nécessite une surveillance accrue des systèmes volcaniques afin de prévenir dans la mesure du possible des éruptions volcaniques à venir ainsi que des événements liés à celles-ci. Car même si elle est inéluctable, une éruption volcanique prédite peut épargner de nombreuses vies et on peut atténuer son impact économique et sociétal.

La prévision passe par la surveillance. Celle-ci peut se faire directement à partir de réseaux d'observatoires à travers le monde sur différents édifices volcaniques. Observatoires habités et stations automatiques à multiples capteurs. Les principaux paramètres de la surveillance à des fins de prévision volcanique sont les suivants :

- la sismicité, pouvant indiquer des remontées de magma au sein du système volcanique ;
- la déformation de l'édifice volcanique témoignant aussi de remontée de magma au sein du système volcanique. Les mesures de déformation peuvent se faire par GPS, satellite, inclinomètres, extensomètres, distancemètres, photogrammétrie, etc. ;
- la composition chimique des gaz permet éventuellement de tracer la proximité du magma ;
- la composition chimique des laves permet de suivre l'évolution de la composition du magma dans les réservoirs magmatiques sous-jacents et ainsi de mieux appréhender les mécanismes à l'origine des émissions de laves à venir ;
- la composition et la température des fumerolles quand elles sont présentes permettent également de tracer la proximité du magma ;
- la gravimétrie peut identifier des déplacements de masse magmatique au sein du système volcanique ;
- le magnétisme permet de mettre en évidence les déplacements de magma ou de fluides hydrothermaux qui perturbent localement le champ magnétique terrestre ;
- les mesures électriques permettent de suivre l'évolution de la structure interne de l'édifice et de la circulation de fluides hydrothermaux ;
- la connaissance historique, à partir d'étude géologique ou de la documentation historique, est également une source d'information importante afin de mieux comprendre le fonctionnement d'un édifice volcanique dans le temps.

Néanmoins il n'y a pas de solution miracle, la prévention passe par la multiplication des stations de mesures et d'analyses et par la formation d'équipes de surveillance pluridisciplinaires. La prévention reste très délicate car l'analyse des données historiques montre que le volcanisme est un phénomène foncièrement chaotique. De plus, la communication entre scientifiques, politiques et populations mérite une attention toute particulière afin que les meilleures décisions soient prises dans les meilleurs délais en cas de crise volcanique.

À retenir

- La grande diversité des roches magmatiques est liée à des compositions chimiques, propriétés physiques, minéralogie et textures variables. D'une part, il y a les roches magmatiques plutoniques qui acquièrent une texture grenue par refroidissement lent dans un réservoir magmatique. Elles sont constituées intégralement de cristaux jointifs et souvent xénomorphes (formes quelconques). Elles ont différents types de gisement : sous la forme de plutons, de laccolithes et plus exceptionnellement sous la forme de filon. Les grands types de roches plutoniques sont les granites et les granodiorites, les diorites et les gabbros. D'autre part, il y a les roches magmatiques volcaniques qui ont une texture vitreuse à microlitique selon leur composition et leur mode de refroidissement qui est généralement rapide. Ces roches sont caractérisées par des cristaux automorphes (forme propre du minéral) baignant dans un verre ou une microlite. Cette solidification des laves se fait en s'épanchant à la surface de la Terre en milieu aérien ou aqueux ou sous quelques mètres de profondeur (roches hypovolcaniques).

- La classification des roches magmatiques peut se faire selon leur composition modale (paragenèse) ou éventuellement normative (norme CIPW). Mais, de façon plus largement répandue, elle se fait selon leur composition chimique, la teneur en SiO_2 et en alcalins ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) étant à la base de cette classification.
- Le magmatisme et le volcanisme mettent en relation différentes couches de la Terre, allant du manteau jusqu'à l'atmosphère en passant par la croûte, l'hydrosphère et la biosphère. Le volcanisme qui est la manifestation en surface du magmatisme, se localise : dans les *zones d'accrétion* de la lithosphère océanique (dorsales) ; dans les *zones de subduction*, et en domaine intraplaque en relation avec les *points chauds*. Les roches magmatiques présentent des teneurs en éléments majeurs et en trace sous le contrôle de deux grands processus : la fusion partielle de la zone source (manteau ou croûte) et la cristallisation fractionnée dans un réservoir magmatique. Ce dernier processus conduit à la production de magmas de plus en plus évolués (ou différenciés ou acides) marqués par une augmentation des teneurs en silice (SiO_2) et autres éléments majeurs et en trace. Les principales roches volcaniques sont les basaltes, andésites, dacites, rhyolites, trachytes et phonolites. Le magma transite par des systèmes plus ou moins complexes au sein de la lithosphère en stagnant dans des réservoirs magmatiques mais en surface il se localise au niveau de chambres magmatiques et remonte directement en surface via des cheminées ou conduits volcaniques ou encore des fissures éruptives. Il peut être piégé à proximité de la surface pour former des sills (horizontaux), des dykes, des filons ou des laccolites plus volumineux.
- Les éruptions volcaniques sont classées en fonction du dynamisme éruptif : on distingue le type effusif avec un écoulement de la lave fluide (type hawaïien) ou très visqueuse (formation de dôme), et le type très explosif (type plinien) caractérisé par un fractionnement magmatique très important dû à une forte présence d'éléments volatils dans un magma relativement visqueux. Les dynamismes intermédiaires correspondent à des degrés d'explosivité plus ou moins importants (type strombolien et vulcanien). L'hydromagmatisme, qui génère des dynamismes plus ou moins explosifs, est un type de volcanisme à part entière qui est dû à l'interaction entre le magma remontant vers la surface et de l'eau non magmatique (nappe phréatique, lac, rivière, océan, permafrost ou glacier).
- En général, les éruptions explosives sont les plus dangereuses. Les aléas et éventuellement risques liés au volcanisme peuvent être directs (coulées pyroclastiques, retombées de cendres...) ou secondaires (coulée et avalanche de débris typiquement). Les produits émis lors des éruptions sont : des gaz souvent toxiques (CO_2 , SO_2 , H_2S , HCl , HF , HBr ...) et pouvant directement ou indirectement perturber l'équilibre atmosphérique et donc le climat ; des laves plus ou moins visqueuses en fonction de leur teneur en silice et en gaz dissous ; des fragments pyroclastiques plus ou moins volumineux tels que : bombes, lapillis et cendres. Les dépôts volcaniques les plus courants sont les accumulations de cendres, de lapillis ou de scories mais également les ignimbrites qui sont les témoins de la mise en place de coulées pyroclastiques.
- La structure et la morphologie des édifices volcaniques dépendent des dynamismes des éruptions, du type de laves émises et de l'histoire du système volcanique. Les édifices peuvent être monogéniques ou polygéniques (stratovolcans), ce qui peut rendre leur morphologie et leur structure très complexes. Les édifices monogéniques peuvent être des cônes, dôme ou maar par exemple et des édifices polygéniques peuvent être des stratovolcans à la morphologie irrégulière due à des dynamismes éruptifs très variés ou des volcans boucliers édifiés par la succession de coulées de laves fluides principalement.