Jacques-Marie Bardintzeff

Volcanologie

4e édition

DUNOD

Du même auteur

- *Volcans et magmas*, Collection Sciences et découvertes, Le Rocher, Paris, Monaco, 1986.
- *L'homme et … les volcans*, Le Léopard d'or, Paris, Muséum de Lyon, ARPPAM, Lyon, 1991.
- *Volcans et tremblements de terre*, Collection Explorons, Rouge et or, Nathan, Paris, 1993.
- *Volcans*, Armand Colin, Paris, 1993.
- *Volcans et séismes*, Collection En Savoir plus, Hachette, Paris, 1995 (traduit en taïwanais, 1997 et en chinois, 1999).
- *Réussir le capes et l'agrégation des sciences de la vie et de la Terre* (avec J.P. Dubacq et J.C. Baehr), 2e édition, Masson, Paris, 1998.
- *Vocation volcanologue*, Delachaux et Niestlé, Lausanne, Paris, 2000.
- *L'ABCdaire des Volcans*, Flammarion, Paris, 2001 (traduit en italien, 2003).
- *Connaître et découvrir les volcans*, 2e édition, Minerva, Genève, Paris, 2004.
- *Volcans* (avec O. Grunewald), Le Chêne, Paris, 2007 (traduit en allemand, 2009).
- *Volcanologue. De la passion à la vocation*, Vuibert, Paris, 2009.
- *Le grand livre des volcans du monde, séismes et tsunamis*, Orphie, Chevagny-sur-Guye, 2010.
- *Les volcans et leurs éruptions*, Le Pommier, Paris, 2010.

En couverture : éruption explosive au Tavurvur en Papouasie-Nouvelle-Guinée
© Photo J.-M. Bardintzeff

Le pictogramme qui figure ci-contre mérite une explication. Son objet est d'alerter le lecteur sur la menace que représente pour l'avenir de l'écrit, particulièrement dans le domaine de l'édition technique et universitaire, le développement massif du photocopillage.
Le Code de la propriété intellectuelle du 1er juillet 1992 interdit en effet expressément la photocopie à usage collectif sans autorisation des ayants droit. Or, cette pratique s'est généralisée dans les établissements d'enseignement supérieur, provoquant une baisse brutale des achats de livres et de revues, au point que la possibilité même pour les auteurs de créer des œuvres nouvelles et de les faire éditer correctement est aujourd'hui menacée.
Nous rappelons donc que toute reproduction, partielle ou totale, de la présente publication est interdite sans autorisation de l'auteur, de son éditeur ou du Centre français d'exploitation du droit de copie (CFC, 20, rue des Grands-Augustins, 75006 Paris).



© Dunod, Paris, 1991, 1998, 2006, 2011
ISBN 978-2-10-056162-9

Cet ouvrage a été traduit en anglais (USA) et adapté (avec A. R. McBirney), Jones & Bartlett, Sudburry, 2000 ; et en allemand F. Enke Verlag, Stuttgart, 1999, repris par Spektrum.

Le Code de la propriété intellectuelle n'autorisant, aux termes de l'article L. 122-5, 2° et 3° a), d'une part, que les « copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective » et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, « toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause est illicite » (art. L. 122-4).
Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles L. 335-2 et suivants du Code de la propriété intellectuelle.

Table des matières

Avant-propos 1

Première partie

Du manteau à la chambre magmatique

Chapitre 1. La fusion partielle du manteau 7

1.1. L'origine mantellique des magmas 7
1.2. La constitution du manteau terrestre 9
1.3. Mécanisme de la fusion partielle 14
1.4. Les magmas primaires 15

Chapitre 2. La chambre magmatique : réalités et modélisations 18

2.1. La montée du magma primaire 18
2.2. Le massif du Skaergaard (Groenland) 19
2.3. Les complexes annulaires 22
2.4. La chambre magmatique : système ouvert ou fermé ? 24
2.5. Vers une modélisation de plus en plus précise 26

Chapitre 3. La cristallisation fractionnée et la différenciation 28

3.1. Ordre de cristallisation et indice de différenciation 28
3.2. Modèles quantitatifs de cristallisation fractionnée 30
3.3. La série différenciée de la chaîne des Puys 32
3.4. Évolution des paramètres thermodynamiques au cours de la différenciation 39

Chapitre 4. L'eau et les autres fluides 41

4.1. Importance et origines des fluides 41
4.2. L'effet amphibole 43
4.3. Teneur en fluides et viscosité 45
4.4. « Éruptibilité » et vésiculation 48
4.5. Pression des fluides et éruption 51

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Chapitre 5. Les mélanges de magmas 53
5.1. Mise en évidence des mélanges 53
5.2. Mélange de magmas *(mixing)* à la Soufrière de Saint-Vincent 54
5.3. Mélange de magmas *(mingling)* au Cerro Chiquito 60
5.4. Les mélanges : modalités et conditions thermodynamiques 64
5.5. Mélange et déclenchement de l'éruption 68
5.6. Immiscibilité 69

Chapitre 6. Le déclenchement de l'éruption 70
6.1. Le contrôle tectonique 70
6.2. La différenciation magmatique 74
6.3. Les mélanges de magmas 75
6.4. Les éléments volatils 75
6.5. La résistance à la traction 77
6.6. Conjonction des différents facteurs 77

Deuxième partie
L'arrivée du magma en surface et les dynamismes éruptifs

Chapitre 7. Les éruptions laviques 83
7.1. Les coulées de lave 83
7.2. Les fontaines et lacs de lave 91
7.3. Les dômes 95
7.4. Les intrusions 102

Chapitre 8. Les retombées 107
8.1. La granulométrie : cendre ou bombe ? 107
8.2. La morphologie des édifices : les cônes 112
8.3. Des cendres sur de grandes surfaces 114
8.4. Épaisseur, fragmentation et dispersion des dépôts 116
8.5. Ponces, lithiques, cristaux 121
8.6. Débit magmatique et colonne éruptive 123
8.7. Indice d'explosivité volcanique 127
8.8. Cratères et caldeiras 128

Chapitre 9. Les écoulements pyroclastiques 132
9.1. Les nuées ardentes : dépôts et mise en place 132
9.2. Les nuées ardentes : origines et classifications 146
9.3. *Surges*, avalanches et *blasts* 149
9.4. Les ignimbrites 152
9.5. Les lahars 154

Chapitre 10. Hydrovolcanisme et volcanisme sous-marin 158
10.1. Hydrovolcanisme 158
10.2. Le volcanisme sous-marin 167

Chapitre 11. Les produits volcaniques 175
11.1. Les laves et les tephra 175
11.2. Les verres 177
11.3. Les gaz 182
11.4. Les phases hydrothermales 185

Chapitre 12. Les volcans du monde dans leur contexte géodynamique 190
12.1. Des volcans bien différents 190
12.2. Trapp, dorsale et ouverture océanique 195
12.3. Subduction, marge continentale et arc insulaire 200
12.4. Collision 202
12.5. Points chauds et volcanisme intraplaque 204
12.6. Magmatisme crustal 212
12.7. Volcanisme planétaire 212

Troisième partie

Les volcans et l'homme

Chapitre 13. Risques volcaniques et prévisions 221
13.1. Volcans et catastrophes naturelles 221
13.2. Les sept risques volcaniques 223
13.3. L'estimation des risques 236
13.4. Les observatoires de surveillance 243
13.5. La protection civile 251
13.6. À l'échelle de la planète : volcans et climats 251

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Chapitre 14. Le volcan utile 259
14.1. Le volcan, source de matières premières utiles et énergétiques 259
14.2. Le volcan, source de santé et de loisirs 264

Bibliographie 267

Sites Internet 296

Remerciements 297

Crédits iconographiques 297

Index 299

Glossaire 311

AVANT-PROPOS

« L'exploration est le sport du savant. »
Professeur Auguste Picard

LES ENJEUX DE LA VOLCANOLOGIE

Les volcans ne laissent personne indifférent: leur beauté et leurs dangers fascinent les hommes. Ce qui demeure vrai aujourd'hui l'était sans doute davantage au cours de la Préhistoire ou de l'Antiquité. Les premiers hommes, qui vivaient dans un contexte volcanique (Rift est-africain), ont dû voir des éruptions. De même, en France métropolitaine, nos ancêtres ont assisté à l'éruption explosive majeure de la chaîne des Puys, il y a 8 000 ans environ. Les Grecs, puis les Romains, avaient fait des volcans le lieu de vie d'Héphaïstos, puis de Vulcain. Ce dieu du feu et du métal avait été précipité du haut de l'Olympe par sa mère Héra (Junon). Fort laid et boiteux, il travailla alors dans ces gigantesques forges naturelles, aidé par les Cyclopes. Il entrait dans des colères folles (éruptives !), quand, selon la légende, il découvrait qu'Aphrodite (Vénus), sa femme légitime, le trompait. Volcan et beauté se trouvaient déjà associés dans la mythologie.

Progressivement, le volcan intéresse les hommes d'esprit. Le poète lyrique grec Pindare signale une éruption de l'Etna en 475 av. J.-C. Empédocle, philosophe d'Agrigente du v^{e} siècle av. J.-C. se retira sur l'Etna. Il expliqua la production de laves et l'émission d'eaux thermales par la présence d'un « feu interne ». La légende raconte qu'il se donna la mort en se jetant dans le cratère du volcan, qui ne rejeta ensuite qu'une de ses sandales. La Torre del Filosofo, construite près du sommet mais aujourd'hui détruite, perpétuait sa mémoire. Au IV^{e} siècle av. J.-C., Platon, décrivant la tragédie de l'Atlantide, pourrait relater en fait une version déformée de l'éruption cataclysmale sur l'île de Santorin au XVI^{e}-XVII^{e} siècle avant notre ère.

L'éruption de 79 ap. J.-C. du Vésuve marque sans doute la naissance de la volcanologie. Pline l'Ancien, auteur d'une vaste *Histoire naturelle*, fait le premier des observations scientifiques mais périt lors de l'éruption. Son neveu, Pline le Jeune, relate les événements d'une façon étonnamment précise dans sa correspondance avec Tacite. L'oncle et le neveu méritent le titre de premiers volcanologues.

La science volcanologique progresse lentement. Il faut attendre l'année 1752 pour que Guettard attribue de façon formelle une origine volcanique aux monts d'Auvergne. En 1778, Barthélemy Faujas de Saint-Fond, premier professeur de géologie de France, publie ses *Recherches sur les volcans éteints du Vivarais et*

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

du Velay. La querelle, qui oppose les Neptunistes (Werner et ceux qui pensent que tous les terrains proviennent de dépôts d'origine marine) aux Plutonistes (Hutton et les partisans d'un «feu central» et d'une origine interne des roches), complique le débat durant tout le XVIII^e^ siècle. Jusqu'à la dernière guerre mondiale, le volcan est considéré comme anecdotique et le volcanisme relégué dans un maigre chapitre des traités de géologie.

La compréhension de la dynamique globale de la planète Terre, dans les années 1960, a montré le rôle premier du volcanisme. Les interactions entre l'homme et les volcans sont multiples. Le volcan est trop souvent nuisible, responsable de catastrophes meurtrières. Les 25 000 morts en novembre 1985 en Colombie à la suite de l'éruption du Nevado del Ruiz et les 1 746 morts en août 1986 au Cameroun près du lac Nyos d'origine volcanique, le rappellent douloureusement. Sans une évacuation préalable, le Pinatubo aux Philippines aurait tué encore plus en juin 1991. Et la crise de la Soufrière de Montserrat aux Antilles, qui a débuté en juillet 1995, ne semble plus devoir s'arrêter plus de quinze ans après ! Au printemps 2010, le volcan islandais Eyjafjöll a paralysé pendant plusieurs jours le trafic aérien européen. Des villes entières vivent sous la menace d'un volcan. Ce dernier modifie parfois le climat à l'échelle planétaire. Mais le volcan peut aussi, paradoxalement, s'avérer fort utile car il est source de matières premières utiles (métaux, matériaux de construction) ou énergétiques (géothermie).

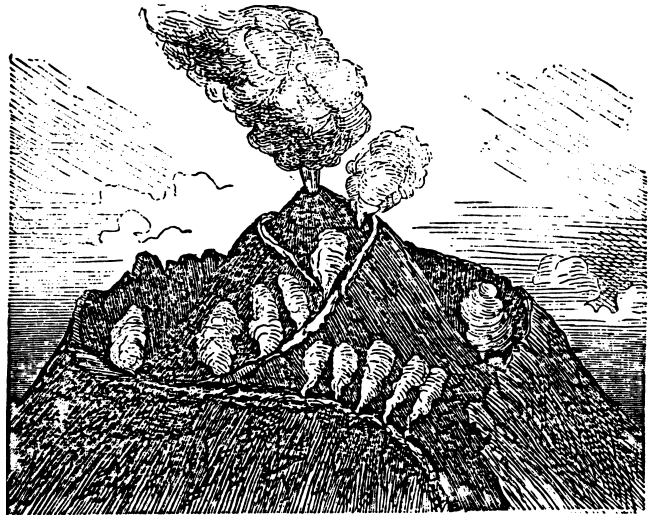


FIGURE 1 — **Le sommet du Vésuve en 1774 (*in* FUCHS, 1878).**

En ce début de millénaire, la réduction des risques naturels demeure une priorité. La prévision et la prévention des éruptions volcaniques s'intègrent dans ce cadre.

La connaissance des volcans et des magmas a fait des progrès immenses au cours des dernières années, que le présent livre se propose de refléter : par exemple, les chambres magmatiques sont maintenant bien connues voire modélisées, les quantités de matériaux et d'énergie mises en jeu lors d'éruptions actuelles ou anciennes sont

parfaitement quantifiées. La volcanologie, science typiquement interdisciplinaire, s'appuie sur plusieurs domaines : pétrographie et minéralogie (étude des roches et de leurs constituants), sédimentologie (agencements des dépôts), géochimie (analyse des phases solides et fluides), tectonique globale (situation des volcans dans les différents contextes géologiques), géophysique (mesure physique des paramètres), planétologie (reconnaissance des volcans extraterrestres). Il est bien évident que l'ensemble ne peut être traité dans un manuel d'environ 300 pages ! Le lecteur intéressé par tel ou tel aspect particulier se reportera aux livres spécialisés. En particulier, la tectonique des plaques est supposée connue, la géochimie des éléments en trace et des isotopes, marqueurs du manteau et des magmas et la thermodynamique minéralogique ne seront qu'abordées. Le magma, de sa production à son émission, nous servira de fil conducteur. On insistera sur l'aspect dynamique des phénomènes, profonds et superficiels : un voyage de 100 km entre manteau et croûte terrestres !

Lorsque, au cours d'un beau printemps, je m'engageais à remettre à l'éditeur mon manuscrit pour le début du mois de mai de l'année suivante, plus précisément le jour de la Saint-Jacques, je ne me doutais pas vraiment du chemin à parcourir.

J'espère simplement avoir résolu davantage de problèmes, que je n'en ai posés !

Jacques-Marie Bardintzeff

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Jacques-Marie Bardintzeff est l'auteur de 350 contributions scientifiques et d'une quinzaine de livres, traduits en cinq langues, référencées dans les pages web :

www.lave-volcans.com/bardintzeff.html
http://44.svt.free.fr/jpg/bardintzeff.htm

Première partie

Du manteau à la chambre magmatique



Figure 1.0 — Les bombes volcaniques renferment parfois une enclave (nodule) de péridotite, fragment du manteau terrestre. Échantillon prélevé au puy Beaunit dans la chaîne des Puys (photo D. Decobecq).

1 La fusion partielle du manteau

« Felix qui potuit rerum cognoscere causas. »
Virgile

1.1. L'origine mantellique des magmas

Les magmas, liquides silicatés, qui s'épanchent à la surface du globe, proviennent bien évidemment de l'intérieur de la Terre. On a longtemps cru, et l'idée reste encore répandue auprès du grand public, que l'intérieur de la planète, siège d'un « feu central », était constitué de matières en fusion, qui montaient lors des éruptions volcaniques. Il est vrai que les températures régnant au centre de la Terre ont été estimées à 5 100 °C, valeur bien supérieure à celle de la fusion des roches (800-1 200 °C) en surface. Mais c'est oublier qu'à de telles profondeurs, et donc à de telles pressions (4×10^6 atm = 4×10^5 MPa au centre de la Terre), les températures de fusion augmentent considérablement. Les enregistrements des ondes sismiques ont montré que la grande majorité du globe (la croûte superficielle, le manteau sous-jacent limité à 2 900 km de profondeur par la discontinuité de Gutenberg, et le noyau interne, de 5 100 jusqu'à 6 370 km, centre de la Terre) reste solide (Fig. 1.1). Seul le noyau externe entre 2 900 et 5 100 km serait dans un état proche de celui d'un liquide car il ne transmet pas les ondes sismiques transversales. Il n'est cependant pas en relation directe avec la surface. La naissance d'un magma implique donc un processus de fusion à un niveau de profondeur donné du globe.

Une zone particulière de quelques kilomètres d'épaisseur, repérée au sein du manteau supérieur, à une profondeur moyenne de 100 à 250 km sous les continents et de 70 km sous les océans (et de l'ordre de quelques dizaines de kilomètres seulement sous les dorsales ou dans certaines régions particulières), ralentit sensiblement les vitesses sismiques, d'où son nom de *zone à moindre vitesse* ou *low velocity zone* (LVZ). Cette zone sépare la **lithosphère**, constituée de la croûte continentale ou océanique et d'une partie du manteau supérieur, de l'**asthénosphère** sous-jacente, constituée du reste du manteau supérieur. Par ailleurs, la Terre produit de la chaleur ($4{,}2 \times 10^{13}$ W) : une partie (1/5), originelle, date de l'accrétion de la planète et se dissipe depuis, tandis que l'autre partie (4/5) provient de la désintégration des isotopes radioactifs (K, Th, U) contenus dans le globe. Cette chaleur ne peut pas s'évacuer par un simple processus de conduction thermique. Elle entraîne, en se

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

dissipant, des mouvements de convection de l'asthénosphère dont l'état solide reste néanmoins plastique.

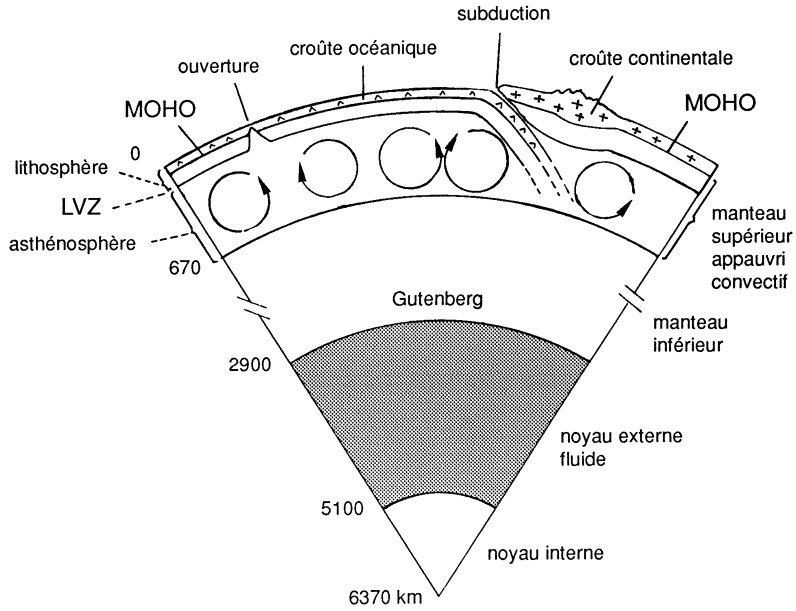


FIGURE 1.1 — **Coupe schématique de la Terre.**
Les échelles verticales ne sont pas respectées : les épaisseurs des croûtes océanique et continentale, de la lithosphère et de l'asthénosphère sont exagérées.

La LVZ témoignerait d'une fusion très limitée du manteau à ce niveau, de l'ordre de 1 % (c'est-à-dire 10 g de magma pour 1 kg de manteau solide !). Les effets contraires de la pression et de la température sur la fusion s'équilibrent presque et la température, voisine de 1 300 °C, se rapproche du point de fusion de l'olivine, minéral constituant principal du manteau. Une faible modification locale des paramètres thermodynamiques peut augmenter sensiblement le taux de fusion du manteau. La LVZ et la zone sus-jacente apparaissent comme les lieux privilégiés de formation des magmas, qui, dans leur très grande majorité, prennent naissance au sein du manteau supérieur. Des études sismologiques de l'Observatoire volcanologique d'Hawaii ont en effet montré que des séismes précédant les éruptions se produisent à environ 60 km au-dessous du Kilauea, ce qui suggère une origine du magma à ce niveau (Eaton et Murata, 1960). De fait, la grande majorité des magmas prennent naissance entre 50 et 250 km de profondeur. Certains magmas, cependant, se forment encore plus profondément dans le manteau (certains volcans remontent des fragments — nodules — de 400 km de profondeur), voire même au niveau de la limite manteau-noyau. D'autres magmas, au contraire, naissent plus superficiellement, aux dépens de la croûte terrestre (20-30 km de profondeur) mais ils constituent une minorité (chapitre 12). Pour les magmas mantelliques, deux questions principales se posent : quelle est la constitution du manteau terrestre ? et quels sont les processus de fusion ?

1.2. La constitution du manteau terrestre

La nature péridotitique du manteau

La roche, longtemps restée énigmatique, qui constitue le manteau supérieur terrestre, fut baptisée « pyrolite », abréviation signifiant « pierre (lithos) en pyroxènes et olivines, d'origine profonde (pyros = feu) ». Trois types principaux d'approche permirent sa connaissance. Des bombes volcaniques tout d'abord, qui remontent, à l'occasion d'explosions particulièrement violentes, des nodules de péridotite verte (Fig. 1.0), constituée en grande majorité de péridots (olivine), d'origine profonde. Par ailleurs, certains grands accidents tectoniques (Lherz dans les Pyrénées, Lanzo en Italie, Béni Boussera au Maroc), qui affectent le manteau, mettent à jour des massifs de péridotite. Enfin, certaines météorites, appelées chondrites, issues de la ceinture d'astéroïdes située entre Mars et Jupiter, qui tombent sur la Terre, ont une composition supposée très proche de celle de la Terre primitive. Des calculs permettent alors de retrouver la constitution du manteau (tableau 1.1). Ces trois observations, distinctes, prouvent que le manteau a une constitution très voisine de celle d'une péridotite (photo couleur hors texte 32a) de type lherzolite (assemblage d'une majorité d'olivines avec des clinopyroxènes et des orthopyroxènes). Ringwood (1966) en a calculé la composition chimique, en supposant un mélange de 3/4 de péridotite et de 1/4 de basalte (tableau 1.1).

Green et Ringwood (1967a), à partir de travaux expérimentaux, reconstituèrent les assemblages de minéraux en équilibre dans le manteau (Fig. 1.2).

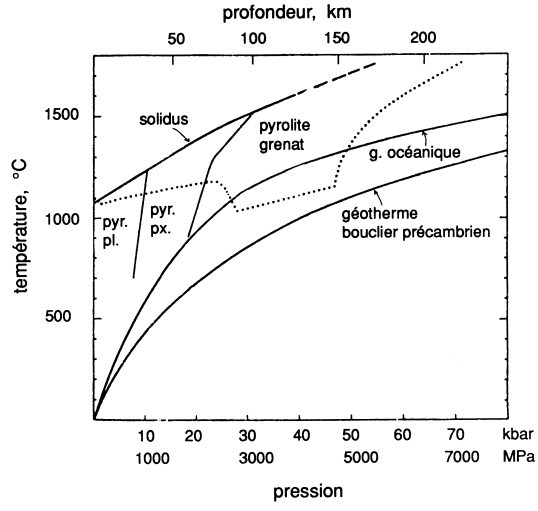


Figure 1.2 — Fusion de la pyrolite (d'après Green et Ringwood, 1967a, modifié).
Champs respectifs de la pyrolite à plagioclase (pyr. pl.), de la pyrolite à pyroxène (pyr. px.) et de la pyrolite à grenat. Le géotherme océanique et le géotherme des boucliers précambriens sont tracés, le géotherme moyen se situant entre les deux. Alors que le solidus de la pyrolite sèche (trait plein) se situe au-dessus de ceux-ci, celui de la pyrolite hydratée (pointillé) recoupe le géotherme entre 100 et 150 km de profondeur, autorisant ainsi une fusion partielle.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Tableau 1.1 — Analyses chimiques représentatives et normes CIPW de chondrite, de pyrolite et péridotite mantelliques et de basaltes « primaires ». (*) signifie que l'ensemble du fer a été analysé, selon les cas, sous forme de FeO ou de Fe_2O_3.

	1	2	3	4	5	6	7
Analyse en % en poids d'oxydes							
SiO_2	48,00	45,16	44,59	48,28	45,70	42,00	49,78
TiO_2	0,13	0,71	0,06	0,22	0,05	4,23	0,68
Al_2O_3	3,00	3,54	2,98	4,91	1,60	12,50	15,69
Cr_2O_3	0,55	0,43	0,26	0,25	0,41		
Fe_2O_3	0	0,46	1,68	0	0,77	*14,33	2,73
FeO	*13,00	8,04	6,83	*9,95	5,21	0	9,20
MnO	0,40	0,14	0,17	0,14	0,09	0,19	0,35
MgO	31,00	37,47	41,10	32,53	42,80	9,59	7,79
CaO	2,30	3,08	2,22	2,99	0,70	11,13	11,93
Na_2O	1,10	0,57	0,22	0,66	0,09	2,47	1,21
K_2O	0,13	0,13	0,05	0,07	0,04	0,93	0,29
NiO		0,20			0,26		
P_2O_5	0,34	0,06	0,01		0,01	0,66	0,07
H_2O^+			0,09		1,28	1,11	
H_2O^-			0,00		0,28		
total	99,95	99,99	100,26	100,00	99,29	99,14	99,72
Norme CIPW							
quartz	0	0	0	0	0	0	2,12
orthose	0,77	0,77	0,30	0,41	0,24	5,50	1,71
albite	9,31	4,82	1,86	5,58	0,76	10,94	10,24
anorthite	2,86	6,72	7,00	10,23	3,41	20,27	36,52
néphéline	0	0	0	0	0	5,40	0
clinopyroxène							
* Ca	2,73	3,43	1,65	1,92	0	12,97	9,29
* Mg	1,99	2,72	1,31	1,47	0	8,16	4,92
* Fe	0,49	0,32	0,15	0,25	0	4,00	4,09
orthopyroxène							
* Mg	29,01	16,32	16,64	31,92	30,61	0	14,48
* Fe	7,15	1,94	1,97	5,54	2,44	0	12,03
olivine							
* Mg	32,38	52,06	59,15	33,38	53,25	11,02	0
* Fe	8,79	6,83	7,70	6,38	4,67	5,96	0
magnétite	3,14	2,04	2,02	2,41	1,43	3,12	2,82
ilménite	0,25	1,35	0,11	0,42	0,09	8,03	1,29
apatite	0,74	0,13	0,02	0	0,02	1,44	0,15
corindon					0,16		

Toutes les normes ont été calculées en supposant un rapport $Fe^{3+}/(Fe^{2+} + Fe^{3+})$ égal à 0,15. On remarque la richesse en olivines et en pyroxènes normatifs des roches 1 à 5, très proches du manteau terrestre.

(Voir légendes des colonnes du tableau 1.1 ci-contre.)

1. Composition chimique calculée du manteau terrestre. Celle-ci est obtenue à partir de l'analyse d'une météorite chondritique moyenne (équivalent à la terre primitive), à laquelle on a soustrait par calcul 32 % d'une masse correspondant au noyau terrestre riche en Fe, Ni, FeS (in McBirney, 1993).
2. Pyrolite calculée (3/4 péridotite + 1/4 basalte) (Ringwood, 1966).
3. Péridotite en enclave dans du basalte, Itinome-gata, Japon (Kushiro et Kuno, 1963).
4. Péridotite (lherzolite à spinel) en enclave dans les tufs de Salt Lake Crater, Hawaii, utilisée pour les travaux expérimentaux de Kushiro (1973).
5. Péridotite (lherzolite à grenat) de Wesselton Mine, Afrique du Sud, utilisée pour les travaux de Mysen et Boettcher (1975).
6. Basalte alcalin présentant des caractères primaires, Mururoa, Polynésie française (Bardintzeff *et al.*, 1986).
7. Basalte tholéiitique (moyenne de trois échantillons) présentant des caractères primaires, Japon (Kuno, 1960).

Ainsi on observe successivement :

- jusqu'à 10 kbar (environ 30 km), une pyrolite à plagioclase (assemblage d'olivine, ortho et clinopyroxène et plagioclase) ;
- de 10 à 20-30 kbar (jusqu'à 60-100 km), une pyrolite à pyroxène (olivine, ortho et clinopyroxène alumineux, spinelle). En effet, les plagioclases (pôles albite et anorthite) réagissent avec l'olivine selon des réactions du type :

$NaAlSi_3O_8$	+	Mg_2SiO_4	→	$NaAlSi_2O_6$	+	$2\ MgSiO_3$	(1)
albite		forstérite		jadéite		enstatite	
$CaAl_2Si_2O_8$	+	Mg_2SiO_4	→	$CaAl_2SiO_6$	+	$2\ MgSiO_3$	(2)
anorthite		forstérite		molécule de Tschermak		enstatite	

- au-dessous, pour une pression supérieure à 20-30 kbar (plus de 100 km), une pyrolite à grenat (olivine, ortho et clinopyroxène, grenat). L'apparition du grenat (pyrope) résulte de deux types de réactions chimiques possibles :

$MgAl_2O_4$	+	$4\ MgSiO_3$	→	$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$	+	Mg_2SiO_4	(3)
spinelle		enstatite		pyrope		forstérite	
$m\ MgSiO_3 . n\ MgAl_2SiO_6$			→	$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$			
solution solide d'enstatite alumineuse				pyrope			
			+	$(m-2)\ MgSiO_3 \cdot (n-1)\ MgAl_2SiO_6$			(4)
				solution solide d'enstatite			

La réaction (3) de formation du grenat aux dépens du spinelle a lieu entre 21 kbar (à 1 100 °C) et 24 kbar (à 1 300 °C), la réaction (4) entre 24 kbar (à 1 300 °C) et 31 kbar (à 1 500 °C).

Le modèle précédent est celui d'un manteau anhydre théorique. En fait, une très légère hydratation de celui-ci autorise l'existence de phases hydroxylées, amphibole et mica phlogopite. L'amphibole reste stable jusqu'à 30 kbar, pression au-delà de laquelle elle se transforme en pyroxène, grenat et eau. Le CO_2, également présent en faible quantité, disparaît au-delà de 100 km de profondeur. Apparaissent alors la magnésite ($MgCO_3$) qui succède à la dolomite ($CaMg\ (CO_3)_2$), le diamant (C) qui

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

remplace le graphite et même du méthane (CH_4). Dans le manteau profond, on a établi une corrélation entre les transitions de phases minéralogiques majeures et les discontinuités sismiques. Ainsi à 400 km, l'olivine change en une structure de type spinelle. À 670 km (manteau inférieur), le spinelle se décompose et l'assemblage magnésio-wustite (Mg, Fe)O – pérovskite (Mg, Fe) SiO_3 – minéraux alumino-calciques se trouve en équilibre avec les pressions supérieures à 240 kbar.

Un manteau hétérogène

Le modèle d'un manteau terrestre en couches uniformes et homogènes, par opposition à une croûte complexe et variée, reste trop simplificateur. Des données pétrologiques (différents types d'enclaves) et géochimiques (éléments en traces, isotopes) démontrent l'hétérogénéité horizontale du manteau. En outre, celui-ci est localement plus ou moins modifié par l'action de fluides (phénomène de métasomatose).

En effet, certaines parties du manteau semblent « enrichies » en alcalins (K, Rb, Cs) et en terres rares légères (lanthanides jusqu'à l'europium inclus) alors que d'autres sont « appauvries » à des degrés divers. Le manteau « primitif », de type « chondrite » s'oppose au manteau appauvri, qui a donné naissance à des liquides basaltiques. Le manteau supérieur passe alors d'une composition lherzolitique (péridotite à olivine, clinopyroxène, orthopyroxène) à harzburgitique (péridotite à olivine et orthopyroxène mais absence de clinopyroxène). Cette hétérogénéité est confirmée par l'étude géochimique comparée de différentes péridotites. Elle se manifeste aussi bien à grande échelle (celle d'un océan, soit plus de 1 000 km) qu'à petite échelle (de l'ordre de 10 m et parfois jusqu'au niveau du minéral). Ainsi, une hétérogénéité du manteau très étendue, avec une signature anormale en Sr, Nd et Pb (anomalie Dupal ; Dupré et Allègre, 1983), occupe une grande partie de l'hémisphère sud, entre l'équateur et le 60^{e} parallèle sud.

Les hétérogénéités peuvent se former au cours de différents processus : formation de la lithosphère océanique, croissance de la croûte continentale au détriment du manteau, injection de sédiments dans les zones de subduction ; parfois elles subsistent depuis la différenciation primitive noyau-manteau-croûte. Certaines hétérogénéités du manteau résultent de l'assimilation incomplète de fragments de croûte océanique à l'occasion d'une subduction. Ceux-ci, étirés, s'amincissent. Le manteau prendrait alors l'aspect de certains gâteaux marbrés (*marble cake* ; Allègre et Turcotte, 1986). La formation de telles hétérogénéités nécessite, par ailleurs, une période d'un milliard d'années au moins (Allègre, 1987). Inversement, elles tendent à être gommées par le phénomène de convection mantellique et, dans une moindre mesure, par celui de diffusion, pour une échelle de temps également de l'ordre du milliard d'années. Une sorte de compétition s'instaure entre les deux processus de formation et de disparition d'une hétérogénéité. Le problème reste posé entre une hétérogénéité initiale qui aurait subsisté jusqu'à aujourd'hui, ou bien une hétérogénéité créée par un processus géologique à partir d'un manteau précambrien homogène. Les variations des rapports $^{129}Xe/^{130}Xe$ au sein du manteau, comme la mise en évidence d'une migration de Pb du manteau vers le noyau, semble soutenir la première hypothèse. Mais l'analyse isotopique des chondrites datées de plus d'un milliard d'années prouverait plutôt l'inverse.

Un premier modèle simple, à deux pôles, d'un manteau stratifié verticalement a été proposé par Schilling (1973). Un manteau supérieur, siège de mouvements de convections (Fig. 1.1), appauvri en éléments incompatibles et dégazé, s'oppose à un manteau profond, vierge, voire même enrichi en éléments incompatibles. Une discontinuité sismique, située à 670 km, limite les deux unités. À ce niveau, une limite thermique se développe, due à un transfert de chaleur de zones sous-jacentes.

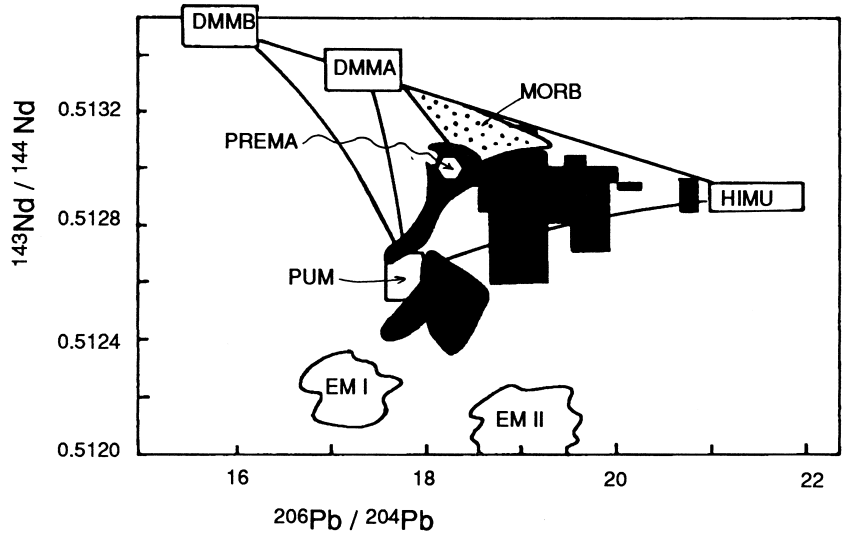


FIGURE 1.3 — **Modèle mantellique à plusieurs pôles de ZINDLER et HART (1986).**
Les analyses isotopiques (néodyme et plomb pour l'exemple choisi) de basaltes d'îles océaniques (Açores, Hawaii, Kerguelen, Tahiti, etc.) (en sombre sur le schéma) et de MORB (en pointillé) montrent une large dispersion. Ils résulteraient de la fusion partielle de plusieurs pôles mantelliques (DMMA, DMMB, EM1, EM2, HIMU) en proportion variée. Les lignes de mélange possible sont tracées. Le manteau le plus répandu (PREMA) et le manteau supérieur primitif (PUM) sont également situés (voir texte).

Le modèle, plus complexe, de Zindler et Hart (1986 ; Fig. 1.3), établi à partir d'analyses isotopiques de basaltes océaniques, met en évidence quatre pôles mantelliques :

- un pôle appauvri (DMM pour *depleted mantle*), mixte (DMMA et DMMB), source des basaltes de ride océanique (MORB = Mid Ocean Ridge Basalt) ;
- un premier pôle enrichi (EM1 pour *enriched mantle*), témoin peut-être du manteau primitif (exemple de Kerguelen) ;
- un deuxième pôle enrichi (EM2), résultant peut-être de sédiments réinjectés (exemple de l'archipel de la Société, Polynésie française) ;
- enfin un pôle HIMU (rapport $\mu = {}^{238}U/{}^{204}Pb$ élevé) encore plus énigmatique, représenté dans quelques îles seulement, à Sainte-Hélène et en Polynésie française en particulier. Il pourrait s'agir de fragments de lithosphère subductée d'où ont été extraits certains éléments mobiles.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Le type de manteau le plus répandu (PREMA = *prevalent mantle*, exemple d'Hawaii) correspond à un mélange de ces quatre pôles. Mais comme le prouvent les grandes variations chimiques des basaltes océaniques, de nombreux magmas peuvent provenir de la fusion de certains de ces pôles en proportion variée. On retrouve également des témoins du manteau supérieur primitif (PUM = *primitive upper mantle*), homogénéisé à la suite d'une convection rapide due au fort flux géothermique régnant alors, et présentant des analogies avec les chondrites.

1.3. Mécanisme de la fusion partielle

Les magmas présentent une grande variété chimique et ils diffèrent tous sensiblement du manteau. On ne peut donc raisonnablement pas invoquer une fusion totale de ce dernier, qui ne donnerait que quelques types de magmas à chimisme de péridotite. Le mécanisme générateur est en fait une fusion partielle. Seule une fraction du manteau fond, dans laquelle entrent préférentiellement les éléments hygromagmatophiles, qui ont une attirance pour les phases fluides magmatiques ou hydratées. Ces éléments sont les alcalins (K, Rb, Cs), le lanthane et les lanthanides, Zr, Hf, Nb, Ta, U, Th et, dans une moindre mesure, les alcalino-terreux (Sr, Ba). Ils se concentrent dans la phase fluide, alors que tous les autres y entrent en proportion variable et relativement faible (Fig. 1.4). Les éléments hygromagmatophiles, qui ont, inversement, peu d'affinité pour les minéraux, sont également appelés incompatibles. Le taux de fusion (quantité de la phase liquide magmatique finale/quantité de la phase solide mantellique initiale) conditionne la composition chimique du magma.

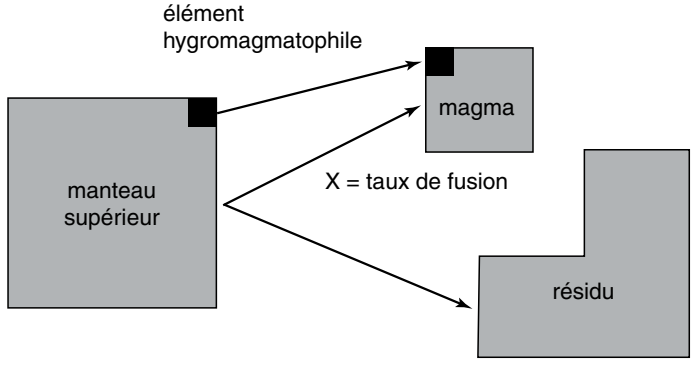


Figure 1.4 — Schéma de la fusion partielle du manteau supérieur donnant naissance à un magma « primaire ».

X = taux de fusion = quantité de magma final/quantité de manteau initial. Un élément hygromagmatophile théorique parfait (carré noir) passe intégralement dans la phase fluide en s'y concentrant 1/X fois.

Un faible taux de fusion donnera un magma très enrichi en éléments hygromagmatophiles et à chimisme alcalin. Au contraire, ces mêmes éléments seront davantage dilués dans un magma issu d'un taux de fusion plus élevé. On comprend donc pourquoi le manteau peut donner naissance à une grande quantité de magmas différents.

Le dosage des éléments hygromagmatophiles dans une péridotite témoin du manteau et dans une lave témoin d'un magma permet de calculer le taux de fusion. Celui-ci atteint au maximum 20 voire 30 % pour les séries volcaniques actuelles. Les komatiites, laves anciennes très magnésiennes (MgO > 20 %), connues essentiellement dans les boucliers précambriens, correspondent sans doute à un taux de fusion de l'ordre de 40 % ou plus. Mais à cette époque, les csonditions thermodynamiques à l'intérieur de la planète et la géodynamique globale étaient bien différentes.

Pourquoi le manteau solide fond-il partiellement à certains endroits ? Ceci peut résulter d'une augmentation de température dans une zone déterminée, de taille variable parfois relativement réduite (ainsi au niveau des points chauds ou *hotspots*, zones d'anomalie thermique positive, d'un diamètre de quelques centaines de kilomètres, encore mal connues ; chapitre 12, § 5). Une baisse de pression (ouverture océanique et remontée du manteau) peut conduire au même résultat. En effet, lors d'une remontée rapide, à la vitesse de quelques centimètres par an au niveau d'une ouverture océanique, le manteau n'a pas le temps de se refroidir par conduction thermique. Selon le modèle de White et McKenzie (1989), un manteau ascendant d'une température moyenne égale à 1 340 °C commencerait à fondre en atteignant 50 km de profondeur et en parvenant à la surface, 25 % de la roche serait à l'état liquide. Green *et al.* (2001) pensent que la fusion partielle du manteau se fait plutôt aux alentours de 1 430 °C, quel que soit le contexte géodynamique.

Les fluides jouent par ailleurs un rôle majeur en abaissant le point de fusion. La figure 1.2 montre que le solidus[1] de la pyrolite sèche reste constamment au-dessus du géotherme[2]. Toute fusion reste alors impossible. Pour une péridotite hydratée, le solidus s'abaisse considérablement. Il recoupe alors le géotherme entre 100 et 150 km. Une fusion, partielle, devient possible.

Le liquide magmatique, intercristallin, peut se rassembler localement si les pores communiquent, un peu comme ceux d'une éponge.

1.4. Les magmas primaires

On appelle *magma primaire* un liquide directement issu du manteau supérieur par fusion partielle, qui n'a pas encore subi de modifications, soit par cristallisation de minéraux, soit par contamination (O'Hara, 1965). Mais en général, les processus pétrogénétiques modifient très rapidement ces magmas primaires, qui sont donc difficiles à appréhender. Il s'agit de liquides basiques, riches en Mg (8-12 % MgO), Ca, Fe et aussi en Al, Cr, Ni. Un rapport 100 Mg/Mg + Fe^{2+} proche de 70 témoigne du caractère primaire d'un liquide magmatique. Green *et al.* (1974) ont en effet calculé ce rapport théorique pour un magma issu de la fusion partielle d'une péridotite contenant des olivines très magnésiennes (Fo 88-90).

Plusieurs types de magmas prennent naissance à partir du manteau selon les conditions thermodynamiques (température, pression c'est-à-dire la profondeur de genèse) qui y règnent et qui conditionnent le degré de fusion partielle. Les travaux de

1. Solidus = limite thermique au-dessus de laquelle le matériel fond en partie.
2. Géotherme = augmentation de la température terrestre avec la profondeur.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Kuno (1960), de Kushiro et Kuno (1963) et de Green et Ringwood (1967b) en particulier ont porté sur cet aspect. Kushiro (1972) a insisté sur l'influence des fluides, puis Mysen et Boettcher (1975 a et b) ont mis en évidence les rôles respectifs de H_2O et CO_2. Cl et F sont également présents.

Les données expérimentales montrent qu'en fonction de ces paramètres, trois types principaux de magmas primaires, tous de chimisme basique, peuvent prendre naissance :

- en contexte d'ouverture océanique, la LVZ remonte sous la dorsale, la pression devient moyenne à faible (< 20 kbar, souvent moins). La remontée adiabatique[3] du manteau suffit à expliquer sa fusion partielle. Les MORB (*Mid Ocean Ridge Basalt* = basalte tholéiitique) prennent naissance au détriment d'un manteau appauvri en éléments incompatibles par un fort taux de fusion partielle (20 %). Le rapport $XH_2O = H_2O/CO_2$ reste intermédiaire : 0,4-0,6 soit 40 à 60 % H_2O et donc 60-40 % CO_2 ;
- en contexte intraplaque (océanique ou continental), des basaltes se forment à grande profondeur et forte pression (> 20 kbar), grâce à une anomalie thermique locale (point chaud) souvent favorisée par une distension associée. Le taux de fusion, variable selon les cas, conduit aux basaltes alcalins et aux basanites (taux faible de l'ordre de 5 %), plus rarement aux tholéiites (taux plus élevé, jusqu'à 20 %). Ainsi dans les îles océaniques on distingue les OIB (*Ocean Island Basalt* = basalte alcalin) et les OIT (*Ocean Island Tholeiite* = basalte tholéiitique). Parfois la transition entre les deux s'observe (Hawaii, Macdonald et Katsura, 1964 ; Fangataufa, Guillou *et al.*, 1990 ; discussion *in* Bardintzeff *et al*., 1994). Le rapport XH_2O est relativement faible, 0,2-0,4 pour les basaltes alcalins et 0,5 pour les basanites ;
- enfin les basaltes andésitiques (andésites *s.l.*), résultant d'un taux de fusion de l'ordre de 10 %, prennent naissance en contexte de subduction. Les processus pétrogénétiques y sont très complexes, la croûte intervient parfois. Les fluides jouent un rôle majeur. Le rapport H_2O/CO_2 reste élevé (XH_2O = 0,6-0,75). Des tholéites peuvent également se former en de tels contextes.

Mais il apparaît, à partir des données isotopiques du thorium en particulier (Allègre et Condomines, 1982), que la genèse de tel ou tel magma dépend autant des différentes conditions thermodynamiques et du degré de fusion partielle que des différences de composition de la source mantellique. Les OIB pourraient provenir d'anciens fragments de lithosphère océanique stockés à la limite thermique manteau supérieur-manteau inférieur (voire selon certains auteurs à limite manteau-noyau) puis remontés 1 ou 2 milliards d'années après sous forme diapirique et fondus partiellement dans un niveau plus superficiel du manteau supérieur (Ringwood, 1982). Selon une autre hypothèse, ces fragments resteraient éparpillés à différentes profondeurs au sein du manteau supérieur avant de remonter et de fondre. Quoi qu'il en soit, la situation de ces hétérogénéités correspondrait à celle des points chauds.

3. Remontée adiabatique = sans échange de chaleur, d'énergie et de matière.

Plus rarement, des magmas « primaires », intermédiaires à différenciés (hawaiite, mugéarite, benmoréite, chapitre 3, § 3), peuvent prendre naissance par fusion partielle du manteau (Green *et al.*, 1974). Enfin, dans des cas exceptionnels, un taux de fusion très faible du manteau (moins de 0,3 %) en présence de CO_2 est invoqué pour expliquer la genèse de magmas particuliers (néphélinites très pauvres en silice) à l'origine de certaines carbonatites, laves carbonatées (chapitre 5, §6 ; revue *in* Bell, 1989 ; Woolley et Kjarsgaard, 2008 ; Fischer *et al.*, 2009 ; n° spécial *J. Af. Earth Sc.*, 25, 1, 1997 et *J. Asian Earth Sc.*, 18, 2, 2000).

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

2 La chambre magmatique : réalités et modélisations

« Il n'est désir plus naturel que le désir de connaissance. Nous essayons tous les moyens qui nous y peuvent mener. Quand la raison nous faut, nous y employons l'expérience. »
Montaigne, *Les Essais*

« Ce qui est simple est toujours faux,
Ce qui ne l'est pas est inutilisable. »
Paul Valéry

2.1. La montée du magma primaire

Un magma (analyse tableau 1.1) est un liquide silicaté contenant une dizaine d'autres éléments « majeurs » (Al, Ti, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K, P) et quantité d'éléments « en trace » (teneur inférieure à 0,1 %, souvent beaucoup moins). Il contient également des fluides en solution, de l'eau essentiellement. Trois paramètres influencent ses propriétés : sa température, sa pression et sa composition chimique. Sa viscosité et sa densité, qui conditionnent son comportement, en découlent.

Les gouttelettes de liquide magmatique s'écoulent le long des arêtes des grains d'olivine du manteau ou peuvent se déplacer à travers la structure même de l'olivine par un mécanisme continu de dissolution et cristallisation du minéral hôte comme l'ont démontré Schiano *et al.* (2006). Elles se rassemblent peu à peu pour former un magma primaire, de composition basaltique s.l., de densité (2,9 environ) inférieure à celle du manteau encaissant (densité moyenne de 3,3). Ce magma va donc monter, sous forme d'une bulle légère, un peu à la façon d'un diapir de sel. En fait, le résidu mantellique devient lui aussi plus léger, en particulier à cause de la fusion du grenat. Il remonte donc *pro parte* avec le magma avant de se séparer plus haut (McBirney, 1993). Notons qu'à ce stade, les fluides, à l'état dissous dans le magma, ne jouent aucun rôle dans sa montée.

À un niveau structural supérieur, rigide et cassant, les conditions mécaniques changent. Dans un contexte localement distensif et à la faveur de fractures, le magma

pourra continuer son ascension vers la surface. Dans la majorité des cas, l'ascension s'arrête en cours de route pour des raisons diverses (modification tectonique ou thermique locale, variation du taux de production magmatique, augmentation de la densité relative magma/encaissant qui limite la « poussée d'Archimède »). Cet arrêt a souvent lieu à la limite entre le manteau et la croûte (30 km de profondeur environ) ou bien au sein même de celle-ci (entre 30 et 10 km). Le magma stagne dans un réseau de fractures. Après un laps de temps donné (quelques siècles ou millénaires), les fractures s'anastomosent. Une poche, remplie de magma, se forme puis s'agrandit par effondrements. À l'aplomb des volcans importants, d'un âge de plusieurs centaines de milliers d'années, existe une véritable chambre magmatique d'un volume de l'ordre de plusieurs dizaines ou centaines de km^3.

Dans cette chambre, le magma séjourne parfois plusieurs siècles ou millénaires. Il y subit des transformations importantes avant de reprendre son ascension lors d'une éruption. Souvent le magma ne peut jaillir immédiatement, par exemple à cause d'un bouchon volcanique. Il stagne sous l'édifice à faible profondeur (quelques kilomètres au maximum) dans un réservoir de petite taille, constitué souvent d'un réseau de fractures communicantes. Il s'agit de la dernière étape avant l'éruption (chapitre 6).

Dans certains cas assez rares de volcanismes fissuraux, aucun obstacle ne semble s'opposer à une montée directe du magma du manteau à la surface, qu'il peut atteindre sans subir de modifications majeures. Les magmas, émis successivement par le même volcan, ont alors un chimisme très proche l'un de l'autre. Certains édifices volcaniques (Devès, Etna) sont ainsi connus pour l'uniformité de leurs laves. Le volcanisme fissural du Devès semblerait témoigner de l'absence de chambre magmatique profonde. Dans le cas de l'Etna, plus complexe, l'existence d'une telle chambre n'est pas exclue mais le magma n'y resterait que durant un laps de temps très court.

Des chambres magmatiques profondes ont été mises en évidence par sismique. Les nouvelles méthodes de tomographie sismique, permettant d'obtenir des images en trois dimensions, donne une première bonne idée de la forme des chambres magmatiques actuelles et du pourcentage de matériel fondu qu'elles renferment. D'autres chambres, anciennes, ont cristallisé en profondeur sous forme d'un massif de roches plutoniques, grenues, essentiellement des gabbros, plus ou moins stratifiées (*layered intrusions* ; Cawthorn, 1996). L'érosion ultérieure a pu les porter à l'affleurement. Les chambres magmatiques fossiles ainsi mises à jour restent cependant rares. On en connaît deux, datant de l'ère tertiaire, l'une au Groenland (complexe du Skaergaard), l'autre en Écosse (complexe de Rhum). D'autres existent, notamment pour des périodes plus anciennes, mais la plupart ont subi postérieurement des déformations.

2.2. Le massif du Skaergaard (Groenland)

Géologie et minéralogie

Le massif du Skaergaard se situe dans la péninsule du même nom, sur la côte est du Groenland. Il doit sa célébrité à l'étude détaillée de Wager et Deer (1939). Il s'agit

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

d'un complexe de roches grenues, de forme elliptique (11 × 7 km, correspondant à une superficie d'environ 50 km^2 et un volume estimé à 500 km^3, soit une taille relativement modeste). Sa mise en place date du Paléocène, il y a 55 Ma (millions d'années) environ, durant l'épisode magmatique associé à l'ouverture de l'Atlantique nord. Le magma du Skaergaard a peut-être atteint la surface à cette époque par un cratère ou une caldeira érodé depuis. L'ensemble grenu, intrusif dans un encaissant constitué de roches métamorphiques (gneiss précambriens et amphibolites), de quelques sédiments sénoniens, d'importantes coulées et scories basaltiques, est recoupé de filons intrusifs (sills et dykes ; chapitre 7, § 4) basiques. Une bordure figée, de 1 m d'épaisseur environ, constituée de roches à structure microgrenue, entoure le massif au contact de l'encaissant. Sa constitution reflète celle de l'ensemble de l'intrusion, gabbroïque à tendance tholéiitique.

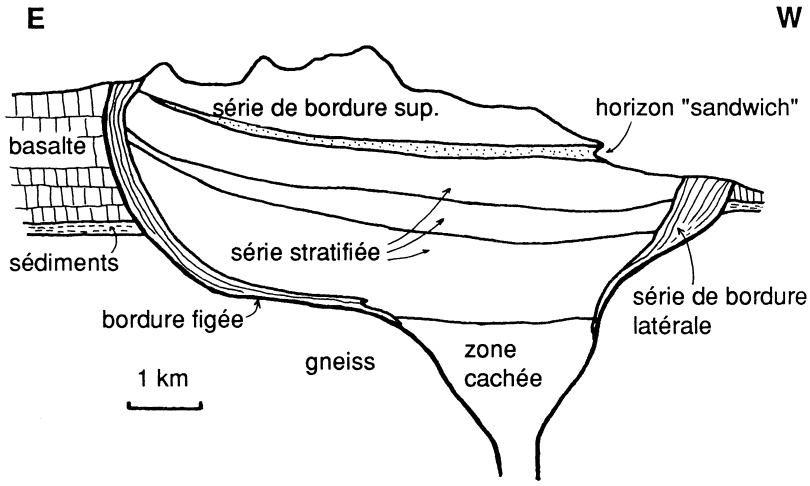


FIGURE 2.1 — **Le massif grenu du Skaergaard (Groenland), chambre magmatique fossile : coupe schématique E-W (vue vers le Sud) (d'après McBIRNEY, 1993, modifié).**

Le relief glaciaire accidenté ne révèle le pluton qu'en partie mais permet néanmoins de l'étudier sur 3,5 km d'épaisseur. On distingue quatre parties (Fig. 2.1) : (1) une série stratifiée, qui a cristallisé à partir du bas, (2) une série de bordure supérieure, qui a cristallisé à partir du toit, (3) une série de bordure latérale, qui a cristallisé à partir des murs et enfin (4) une partie cachée, qui n'affleure pas mais dont on a une idée d'après des données géophysiques. La série stratifiée et la série de bordure supérieure convergent en un horizon « sandwich », où se solidifie le dernier magma. Le massif, en forme d'entonnoir dissymétrique, présente une stratification d'ensemble nette. En effet, se succèdent du sommet à la base (Wager et Brown, 1967) :

- la série de bordure supérieure, d'une épaisseur de 1 000 m, constituée de gabbros et de ferrodiorites, recoupée de filons (dykes et sills) de granophyres et contenant de nombreuses enclaves gneissiques (xénolithes) issues de l'encaissant ;
- la série stratifiée :

- la zone supérieure (920 m d'épaisseur) avec des ferrogabbros à olivine ferreuse et quelques filons de granophyre ;
- la zone médiane (780 m) avec des gabbros sans olivine ;
- la zone inférieure (800 m) avec des gabbros à olivine magnésienne ;
- la zone cachée probablement formée de roches basiques à ultrabasiques.

Parallèlement, les minéraux montrent une évolution chimique. L'olivine subit les variations les plus spectaculaires depuis une composition assez magnésienne (forstérite 67) à la base de la série stratifiée à de la fayalite pure (ferreuse) au niveau de l'horizon sandwich. De même, les clinopyroxènes s'enrichissent en fer (d'une teneur en ferrosilite de l'ordre de Fs_{20} jusqu'au pôle pur hedenbergite, la teneur en wollastonite restant comprise entre Wo_{35} et Wo_{40}), ainsi que les orthopyroxènes de type pigeonite (Fs_{18} à Fs_{45}) alors que les plagioclases s'enrichissent en sodium (An_{66} à An_{30}). Enfin le quartz modal apparaît dans la partie supérieure. Les rôles relatifs de l'enrichissement en fer et/ou en silice restent discutés (McBirney, 1989 ; Hunter et Sparks, 1987, 1990). Ces évolutions chimiques se sont produites au cours des dix ou vingt milliers d'années de refroidissement et de solidification du magma.

La stratification est un fait qui s'observe dans tous les plutons de ce type. À différentes échelles, il convient de distinguer la stratification rythmique, bien visible par l'alternance des lits plus ou moins sombres (mélanocrates) et la stratification cryptique, invisible, reflet de l'évolution chimique et minéralogique progressive de la base au sommet de l'intrusion. En outre, une zonation latérale, tant chimique que minéralogique, se surimpose à la zonation verticale. Les parties marginales s'enrichissent en FeO, TiO_2, K_2O et P_2O_5, avec des plagioclases plus albitiques et fortement zonés et des minéraux mafiques plus riches en fer (McBirney, 1989).

Processus pétrogénétique

La mise en place d'un tel pluton a été longuement discutée. On s'accorde maintenant sur la montée d'un magma basaltique en une seule phase, déplaçant vers le haut une partie de l'encaissant. La bordure figée, périphérique, témoigne du chimisme de l'ensemble. L'analogie avec une chambre magmatique apparaît.

Les processus de cristallisation et de sédimentation restent davantage discutés. Le phénomène de cumulation a été longuement retenu : au fur et à mesure de leur cristallisation, les minéraux s'accumulent à différents niveaux selon leur densité respective. La densité des roches décroît de la base (3,36) au sommet (3,05). Les figures de litage (variation rythmique) semblent en effet témoigner d'une sédimentation magmatique, dans laquelle le facteur gravité, entre autres, joue un rôle important. La variation cryptique témoigne de l'évolution du liquide résiduel, qui entre pour 20 % dans la constitution des roches.

Ce mécanisme, simple, a été critiqué par McBirney et Noyes (1979). En effet, comment expliquer la présence de nombreux plagioclases relativement légers à la base du complexe et celle de minéraux ferromagnésiens denses à son sommet ? Il convient plutôt de considérer une cristallisation *in situ* de l'ensemble. Le front de cristallisation, à partir des bords, du fond ou du toit, avance plus vite que la vitesse de chute ou de remontée des cristaux formés. Par ailleurs, la formation de cristaux

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

est à l'origine de modification rhéologique du magma, qui passe d'un état newtonien, à faible viscosité, à celui d'un liquide non newtonien, puis d'un solide élastique pour une grande proportion de cristaux. La stratification témoigne alors de vitesse relative de diffusions chimique et thermique en cours de refroidissement. La gravité joue néanmoins un rôle dans la formation des nombreux lits secondaires (variation rythmique). Enfin, une redistribution tardive de certains composants, par circulation des liquides magmatiques interstitiels et des fluides, conduit aux variations latérales observées. En définitive, la stratification du massif dépend autant de processus dynamiques (circulation de magmas) que non dynamiques (compaction, nucléation et croissance des cristaux) (McBirney, 1995 ; McBirney et Nicolas, 1997).

Le massif du Skaergaard peut donc être considéré comme une chambre magmatique figée. Son volume, sa forme, sa composition chimique nous éclairent sur les processus, qui se déroulent en profondeur. Il apparaît en fait que les chambres magmatiques présentent des variations importantes de volume et de forme, celle-ci parfois aplatie (discoïde, plus large que haute), voire concave dans la partie inférieure (Fig. 2.2).

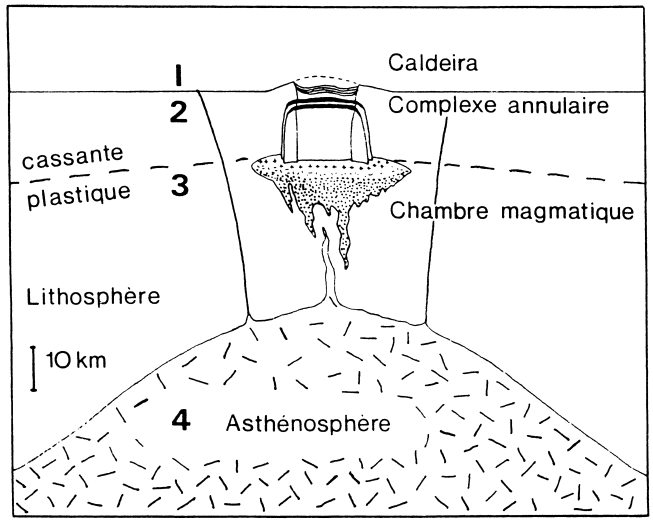


FIGURE 2.2 — **Relations entre chambre magmatique, complexe annulaire et caldeira.**

Les échelles verticale et horizontale sont identiques (BONIN, 1986).

2.3. LES COMPLEXES ANNULAIRES

La présence d'une chambre magmatique contenant un liquide, au sein de la lithosphère solide, crée une zone de faiblesse. La lithosphère cassante sus-jacente peut s'effondrer partiellement selon des fractures en forme de « cloches ». Le magma, qui remplit ces espaces, y cristallise en roches grenues et forme des filons courbes (*ring-dyke*), d'une centaine de mètres d'épaisseur. Le processus se reproduit plusieurs fois pour aboutir à la formation d'un véritable complexe annulaire (revue *in* Bonin,

1986). La composition chimique des filons (gabbro, granite) reflète celle des liquides des différents niveaux de la chambre magmatique.

L'effet des effondrements peut se répercuter jusqu'en surface où apparaît une structure circulaire typique : une *caldeira* (chapitre 8, § 8). Le diamètre de la caldeira comme celui du complexe annulaire, correspond à une dizaine de kilomètres environ (Fig. 2.2). Une érosion de plusieurs kilomètres peut mettre ultérieurement le complexe à l'affleurement. De nombreux cas sont décrits dans le monde (Corse, Afrique, etc.).

L'exemple de Tahiti met bien en évidence les relations plutonisme/volcanisme d'une part et complexe annulaire/laves et tephra d'autre part (Fig. 2.3a et b ; Bardintzeff *et al.,* 1988 ; Bonin et Bardintzeff, 1989).

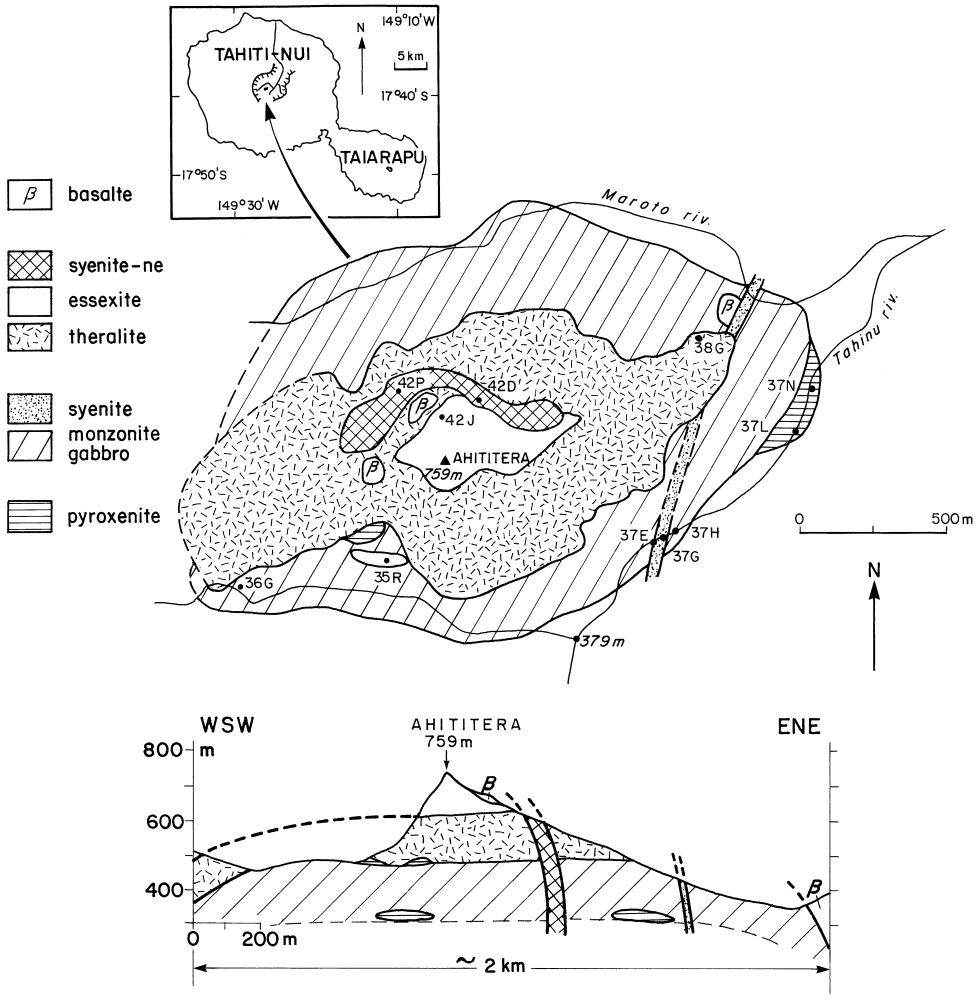


FIGURE 2.3 — Le massif grenu de la caldeira de Tahiti-Nui (BARDINTZEFF *et al.*, 1988).

(a) Carte géologique. (b) Coupe interprétative schématique. Échelles horizontale et verticale identiques entre elles et à celle de la carte a.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Tahiti est constituée de deux grands volcans jumeaux, Tahiti-Nui et Taiarapu, auxquels il convient d'ajouter un troisième, Taravao, situé au niveau de l'isthme joignant les deux presqu'îles (Léotot *et al.*, 1990). Un stade de formations de caldeiras a eu lieu il y a un million d'années environ et l'activité volcanique semble s'être terminée il y a 200 000 ans environ.

Le massif plutonique elliptique d'Ahititera, d'une superficie de 2,1 km^2 se situe au sein de la caldeira centrale (diamètre 8 km) de la presqu'île de Tahiti-Nui. Son altitude (759 m) reste bien inférieure au point culminant de l'île, l'Orohena (2 241 m) en bordure de caldeira.

Deux lignées de roches grenues (plutoniques) se distinguent. La lignée fortement sous-saturée conduit des théralites (43 %) aux essexites (4,8 %) et aux syénites néphéliniques (3,1 % ; syenite-ne sur la figure 2.3) et renferme une paragenèse symptomatique à feldspathoïdes exprimés. La lignée légèrement sous-saturée est constituée de gabbros (35 %) de monzonites (11,6 %) et de syénites (1,3 %). En outre, des cumulats de pyroxénites, correspondant aux roches cumulatives les plus lourdes, se retrouvent en faible quantité (1,2 %).

Une coupe de l'ensemble (Fig. 2.3b) montre que ce massif correspond au toit de deux unités annulaires. La série faiblement sous-saturée gabbroïque, en position stratigraphique inférieure, s'est mise en place en premier puis a subi une rétromorphose (présence d'une paragenèse à épidote) lors de la mise en place ultérieure de la série fortement sous-saturée théralitique. Les syénites et syénites néphéliniques apparaissent sous forme de filons tardifs recoupant l'ensemble. Les cumulats de pyroxénites se retrouvent à la base de chaque unité.

La composition chimique moyenne du massif grenu (45 % SiO_2 et 7 % de néphéline normative) s'identifie tout à fait à celle des coulées de basalte de l'île. Les laves de Tahiti évoluent, pour la plus grande majorité d'entre elles, vers un pôle sous-saturé (téphrite et phonolite, équivalents laviques des essexites et des syénites néphéliniques). La série saturée, réduite, s'arrête au stade mugéarite (équivalent des monzonites) alors que les rhyolites, équivalentes des syénites, manquent.

À partir de ces données de terrain, une modélisation devient possible.

2.4. La chambre magmatique : système ouvert ou fermé ?

Le magma, s'il stagne suffisamment longtemps dans la chambre magmatique, va subir des modifications importantes car tous les paramètres thermodynamiques vont varier.

Les atomes migrent sous l'influence de la gravité. Une véritable stratification magmatique peut s'établir, par densité décroissante, de la base au sommet de la chambre. Le massif plutonique du Skaergaard illustre parfaitement ces processus. Par ailleurs, la température de la chambre magmatique s'abaisse en raison des phénomènes de conduction au contact de l'encaissant. Le liquidus de certains minéraux va être atteint. Les premiers cristaux se forment alors aux dépens du liquide magmatique. Selon leur densité, ils vont soit s'accumuler dans le fond de la chambre (phénomène de cumulation), soit migrer vers la partie supérieure (phénomène de flottation). Les minéraux sombres (mélanocrates), basiques (riches en Mg, Ca, Fe),

denses, entrent dans la première catégorie. Ils ont un comportement bien différent des minéraux clairs (leucocrates), alcalins (riches en Na, K) et plus légers. Les minéraux (phase solide) incorporant préférentiellement tel ou tel élément, il s'ensuit une modification de la composition chimique de la phase liquide initiale.

Les fluides, à l'état dissous dans le magma, ne peuvent pas le rester si le seuil de solubilité est modifié par les variations des différents paramètres. On assiste alors à un phénomène de vésiculation : des petites bulles prennent naissance puis grossissent par coalescence et se rassemblent dans la partie supérieure de la chambre. Ce processus présente certaines similitudes avec celui de la cristallisation car certaines phases se soustraient à l'ensemble.

Les densités et viscosités sont modifiées et des gradients verticaux apparaissent dans la chambre. Les interactions entre tous ces paramètres thermodynamiques apparaissent multiples comme le montre la figure 2.4a.

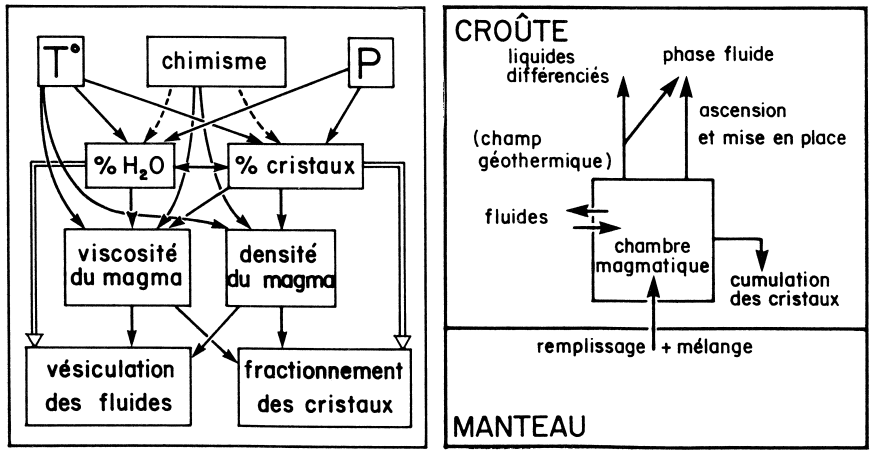


FIGURE 2.4 — **Les interactions thermodynamiques au sein d'une chambre magmatique (BARDINTZEFF, 1988).**
(a) Chambre assimilée à un système fermé (T° = température ; P = pression).
(b) Chambre assimilée à un système ouvert entre manteau et croûte.

La chambre magmatique peut s'assimiler en première approximation à un système fermé tant que l'ensemble volcanique reste inactif. En fait, si les échanges de matière sont absents, les échanges thermiques existent déjà.

Lors de chaque crise, profonde ou superficielle, le système s'ouvre (Fig. 2.4b). À l'occasion d'une éruption, la chambre se vidange en partie seulement, au maximum au 1/10 de son volume. Inversement, une alimentation par un magma « primaire » d'origine mantellique compense ce départ *pro parte*. Une partie du liquide magmatique cristallise sous forme de roches plutoniques. Des échanges de fluides ont lieu, en liaison éventuelle, au niveau superficiel, avec un champ géothermique. Ceci se traduit également par un transfert de chaleur de type convectif, qui s'ajoute au simple processus de conduction. Périodiquement, la chambre magmatique se comporte en système ouvert entre manteau et croûte.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

2.5. Vers une modélisation de plus en plus précise

À la lumière des observations de terrains, des tentatives de modélisation d'une chambre magmatique, ont été faites par expériences et par calculs. Comme pour toute expérience de ce type, se pose le problème de la réduction de chaque facteur (différence de température, viscosité) en proportion avec la taille et la forme du modèle. Il s'agit aussi de favoriser les observations en choisissant des liquides colorés ou à indices de réfraction bien différents.

Les travaux de A.R. McBirney (1980) à l'université de l'Oregon, apparaissent exemplaires. Il utilise des réservoirs transparents (Fig. 2.5), par exemple d'une taille de quelques dizaines de centimètres, de formes variées pouvant éventuellement rappeler celle de l'intrusion du Skaergaard. Un système de circulation d'eau froide permet d'en refroidir le sommet et de créer ainsi un gradient vertical de température décroissant à partir de la base. Le liquide choisi est une solution aqueuse de carbonate de sodium (Na_2CO_3) proche de la saturation. En effet, ce sel forme un système binaire simple avec l'eau, avec la présence d'un eutectique à – 2,1 °C pour 6 % de sel dans l'eau. Dans une solution de départ plus riche en Na_2CO_3 que l'eutectique, la cristallisation de sel de carbonate de sodium va laisser un liquide plus léger. Au contraire, dans une solution plus diluée, après précipitation des cristaux de glace, le liquide devient plus dense. Le premier cas se rapproche d'une chambre magmatique calco-alcaline, le second d'une chambre de type tholéiitique tel le Skaergaard.

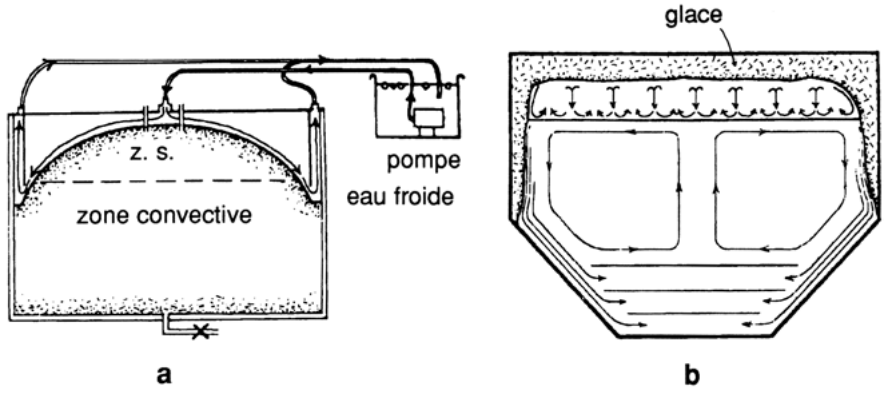


Figure 2.5 — Expérience de modélisation de chambres magmatiques.
(a) Réservoir transparent de 60 × 40 × 10 cm, mimant une chambre de type calco-alcalin, contenant une solution saturée de carbonate de sodium. Un système réfrigérant permet d'en refroidir la partie supérieure. Rapidement, une zone stable (z.s.) de 8 cm d'épaisseur surmonte une zone convective (voir texte) (d'après McBirney, 1980). (b) Modèle (55 × 45 × 10 cm) simulant, par sa forme, le complexe du Skaergaard (chambre de type tholéiitique) selon une coupe est-ouest (voir Fig. 2.1). Une couche de glace, plaquée contre les parois supérieure et latérales représente l'encaissant gneissique. Trois zones se différencient au cours de l'expérience : une zone supérieure liquide relativement instable, une zone médiane fortement convective et une zone inférieure d'accumulation (d'après McBirney, 1993).

Par transparence, il est possible de noter et d'enregistrer toute précipitation de cristaux, les variations d'indice de réfraction du liquide, témoins de contraste de densités et d'observer les éventuelles figures de stratification et les mouvements de convection dont il pourrait être le siège. Des prélèvements permettent de mesurer certains paramètres (température, densité) à différents niveaux.

L'exemple de la figure 2.5a correspond à une chambre calco-alcaline. Entre 20 °C, température ambiante du début de l'expérience, et 8 °C, température locale la plus basse atteinte, la solubilité du sel dans l'eau décroît de 17 % à 10 % (c'est-à-dire que des cristaux de sel précipitent) et la densité de la solution diminue de 1,20 à 1,10. Peu de temps après le début de l'expérience, des cristaux précipitent au contact des parois supérieures froides. Certains tombent au fond du réservoir mais la plupart restent contre les parois et forment une couche allant s'épaississant. Parallèlement, un liquide relativement peu dense, issu de cette zone de cristaux, se rassemble dans la partie supérieure du réservoir. Après trois heures, un niveau bien visible sépare deux zones. La partie supérieure de 8 cm d'épaisseur, légère et stable, se caractérise par un gradient régulier et croissant de haut en bas de température et de densité. La partie inférieure, siège de mouvements de convection, a une température et une densité constante.

Huppert et Turner (1981) ont modélisé le processus de remplissage d'une chambre magmatique par sa base et les effets qui en découlent. Ils utilisent une solution, à température élevée, de KNO_3, surmontée par du $NaNO_3$ ou du K_2CO_3. En se refroidissant, la solution de KNO_3 devient plus légère par précipitation de KNO_3 et se mélange aux liquides du dessus en provoquant de forts mouvements de convection. De même, un magma basique dense, qui s'injecte dans une chambre magmatique remplie de liquide plus léger, peut induire, dans certaines conditions, un mélange convectif puissant. Inversement, des couches stagnantes peuvent se former à la base d'une chambre convective et se soustraire ainsi à tout mélange (Jaupart *et al.*, 1984).

Les implications géologiques de ces modèles sont immédiates. Par simple refroidissement de ses parois, à l'origine de la cristallisation de phases minérales, une chambre magmatique devient le siège de mouvements convectifs. Au niveau des bords de la chambre, les effets de la diffusion thermique rapide et de la diffusion chimique relativement lente se combinent dans des sens différents selon les contextes. La « couche limite » acquiert un comportement propre. Dans le cas d'une chambre calco-alcaline, le magma situé près du bord a tendance à monter, alors qu'au contraire il descend vers le fond d'une chambre tholéiitique (McBirney *et al.*, 1985). Par ailleurs, deux liquides au moins peuvent se séparer : l'un léger (riche en silice) surmonte l'autre, basique, plus dense. Des estimations de transferts de masse montrent qu'une chambre magmatique peut devenir stratifiée en l'espace de quelques milliers d'années. Parfois, deux chambres magmatiques, situées à des profondeurs différentes, sont mises en évidence, compliquant encore toute tentative de modèle (Fig. 5.3).

Quoi qu'il en soit, les liquides, qui séjournent parfois longuement dans la chambre magmatique, sont le siège de phénomènes complexes, qui vont faire l'objet d'études détaillées dans les chapitres suivants.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

3 La cristallisation fractionnée et la différenciation

« Le volcan s'éteignit, et le feu périssant
Voulut en vain y rendre un combat impuissant ;
À l'élément vainqueur il céda le cratère,
Et sortit en fumant des veines de la Terre. »
Alfred de Vigny, *Le Déluge*

« La vérité ne triomphe jamais
mais ses ennemis finissent par mourir. »

3.1. Ordre de cristallisation et indice de différenciation

Un liquide magmatique, qui se refroidit, ne se comporte pas comme un corps pur, qui devient solide à une température donnée. Au contraire, il se solidifie dans un intervalle de températures. À la température t_1, le liquidus est atteint et les premiers cristaux apparaissent au sein du magma. Leur proportion augmente jusqu'à la température t_2 (inférieure à t_1), niveau du solidus, où tout le matériel est à l'état solide.

Le liquidus et le solidus peuvent être représentés sur un diagramme binaire par deux courbes limites, qui dépendent de la composition chimique du magma et des conditions thermodynamiques (exemple de solidus, Fig. 1.2). Dans le domaine limité par ces deux courbes, du magma, liquide, et des cristaux, solides, coexistent. Leurs compositions évoluent constamment.

Dans une roche volcanique, on distingue classiquement les *phénocristaux*, visibles à l'œil nu, d'une taille supérieure à 0,1 mm et pouvant atteindre plusieurs centimètres, des *microlites* nettement plus petits (chapitre 11, § 1). Les premiers ont cristallisé en profondeur, souvent dans la chambre magmatique, à des pressions de plusieurs kilobars. Leur forme géométrique (cristaux automorphes) témoigne d'une croissance progressive, dans le milieu liquide. Les microlites, en forme de baguette le plus souvent, sont apparus plus tardivement, lors du refroidissement occasionné par la montée du magma en surface. Le reste de la lave fige en un verre interstitiel, qui révèle fréquemment une structure cryptocristalline, primaire ou secondaire

(recristallisation), aux rayons X. Les microlites et le verre constituent la *mésostase* de la lave.

Les premiers cristaux à apparaître dans le magma ont une composition chimique différente de celui-ci. Il s'agit, en général, de minéraux basiques, ferro-magnésiens (« mafiques » ; riches en magnésium et fer), tels l'olivine et le pyroxène. Cette nouvelle phase solide contenant certains éléments en proportion plus importante que le magma, on comprend aisément que la phase liquide résiduelle va s'appauvrir relativement en ces mêmes éléments. Qu'une ségrégation entre les deux phases s'opère et un nouveau magma est ainsi créé, évoluant ensuite pour son propre compte. Le même processus peut se reproduire plusieurs fois, à l'origine de plusieurs liquides. Ainsi apparaissent les notions de *différenciation magmatique* (liquides magmatiques successifs, différents les uns des autres et différents du magma père « primaire ») et de *série magmatique* (les magmas cogénétiques font partie d'une même « famille »). À l'occasion des éruptions volcaniques, qui purgent la chambre à intervalles de temps variés, les différents liquides vont s'épancher et donner autant de produits volcaniques. Bien évidemment, la nature ne respecte pas l'ordre chronologique théorique présenté ici. Le type de matériel émis dépend, à chaque fois, du degré d'évolution du liquide au sein de la chambre. Seule une étude d'ensemble permet de retrouver la logique de la série.

La séparation des minéraux au sein du liquide peut se faire par simple différence de densité. Les minéraux, d'une densité supérieure ou égale à 2,9, tombent au fond de la chambre magmatique. On parle de *cumulation* et les minéraux denses ségrégés peuvent se retrouver ultérieurement sous forme de cumulat au sein des produits volcaniques. Les cumulats sont des roches constituées en très grande majorité de minéraux d'accumulation, souvent de grande taille. Dans le cas le plus typique, celui des orthocumulats (Wager et Wadsworth, 1960), tous les cristaux présentent un aspect quasi automorphe. Le matériel intergranulaire (intercumulus) peut ne représenter qu'un faible pourcentage. Citons, par exemple, en contexte volcanique basique, les océanites, laves très riches en phénocristaux d'olivine et les ankaramites, très riches en clinopyroxènes. De nombreuses enclaves grenues ont également une origine cumulative.

Dès 1928, Bowen, en étudiant les agencements des minéraux et la structure des roches volcaniques, avait mis en évidence l'existence d'un ordre de cristallisation quasi systématique. Les minéraux les plus basiques (contenant Mg, Fe et/ou Ca) cristallisent en premier, à des températures relativement élevées (1 100 °C environ) et les minéraux les plus alcalins en dernier, à des températures plus basses (inférieures à 900 °C). Les suites de cristallisation de Bowen sont maintenant universellement reconnues. On peut distinguer schématiquement deux lignées majeures évoluant parallèlement (Fig. 3.1) : la lignée discontinue des minéraux ferromagnésiens sombres (olivine, pyroxène, amphibole, mica biotite) et la lignée continue des plagioclases, conduisant de l'anorthite, calcique et basique, à l'albite, sodique et alcaline. La fin de l'évolution est caractérisée par l'apparition de minéraux blancs : feldspath potassique, quartz ou feldspathoïde (néphéline sodique, leucite potassique). Ce modèle, qui a une valeur statistique, souffre certaines exceptions : par exemple, pour certaines rhyolites agpaïtiques (hyperalcalines), le quartz, parfaitement automorphe,

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

a cristallisé en premier. Pour insister sur ce mode de cristallisation, par étapes, on parle de *cristallisation fractionnée*.

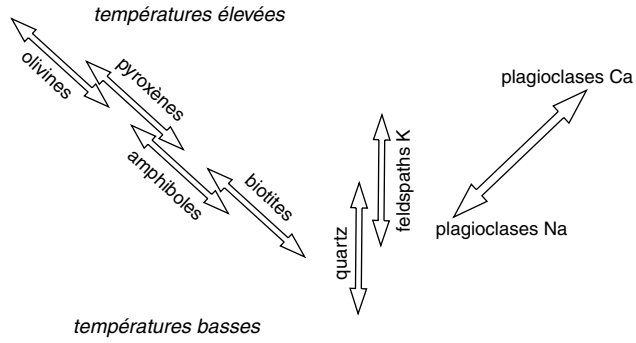


Figure 3.1 — Les lignées de cristallisation (définies par Bowen, 1928).
Ce modèle reste bien évidemment schématique. Se référer pour comparaison à la figure 3.2.

L'abondance de ces minéraux blancs symptomatise parfaitement le degré de différenciation magmatique d'une lave. Thornton et Tuttle (1960) ont eu l'idée de les utiliser pour établir un paramètre chiffré, appelé indice de différenciation (DI pour *differentiation index*). Il faut bien garder à l'esprit que le verre interstitiel parfois abondant dans les laves, ou entrant dans la constitution des cendres, contient potentiellement de nombreux minéraux blancs. Leur quantité peut être calculée par le biais de la norme CIPW (initiales des auteurs américains Cross, Iddings, Pirssons et Washington ; la norme, composition minéralogique virtuelle, s'oppose au mode, composition minéralogique réelle). En définitive, le DI est la somme des minéraux blancs normatifs, à l'exception de l'anorthite basique.

$$DI = (\text{quartz} + \text{orthose} + \text{albite} + \text{néphéline} + \text{leucite})\ \text{normatifs}$$

Bien évidemment, il y a toujours un ou plusieurs de ces termes nuls car, par exemple, le quartz et les feldspathoïdes normatifs ne peuvent pas coexister. Le DI peut théoriquement varier de 0 à 100 mais pratiquement il s'échelonne entre 20 et 90.

La cristallisation fractionnée se traduit chimiquement par une diminution de la concentration en éléments basiques et par une augmentation en éléments alcalins dans les produits volcaniques au cours de la différenciation.

3.2. Modèles quantitatifs de cristallisation fractionnée

Le modèle de Wright et Doherty (1970) permet de soustraire par calcul un ou plusieurs minéraux (en pourcentage) à un liquide de départ (père) et d'obtenir un liquide fils. Ce calcul ne se fait classiquement que pour les éléments majeurs. Deux exemples simples de calcul sont présentés dans le tableau 3.1. Les traitements

informatiques permettent d'intégrer un plus grand nombre d'inconnues mais on doit aussi se fixer certains paramètres. Par exemple on estime connus les liquides de départ et d'arrivée (analyses chimiques des laves correspondantes) et la composition des minéraux cristallisant (supposés identiques aux phénocristaux contenus dans la première lave). Un calcul par itérations fournit le pourcentage de chaque phase précipitant et le liquide obtenu, qui doit être le plus près possible du liquide d'arrivée supposé. Une somme des résidus au carré inférieure à 1 témoigne de la validité d'un tel modèle, alors qu'un résidu élevé montre son impossibilité. Il faut bien garder présent à l'esprit le fait que le premier cas signifie que le modèle est possible mais nullement certain. On procède ainsi d'étape en étape avec les laves de plus en plus différenciées pour tenter de reconstituer un modèle global.

Tableau 3.1 — Exemples de calculs de cristallisation fractionnée (à partir des données de Maury *et al.*, 1980, pour la chaîne des Puys).

a		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	*FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	total
	MP	48,09	2,29	16,13	11,06	0,17	6,74	10,04	3,77	1,71	100
	Ol	38,05	0	0,11	20,54	0,56	40,52	0,22	0	0	100
	MF	49,22	2,54	17,91	10,01	0,13	2,97	11,13	4,19	1,90	100

b		quantité (%)	% MgO
	MP	100	6,74
	olivine	4	40,52
	clinopyroxène	10	12,04
	magnétite	2	3,54
	plagioclase	9	0
	MF	75	5,13

(a) MP représente un magma père basaltique (l'ensemble du fer est calculé sous forme de *FeO et la proportion de chaque oxyde est recalculée pour obtenir un total de 100). Ol représente un phénocristal d'olivine cristallisant au sein de ce magma. De la cristallisation de 10 % en poids d'olivine aux dépens du magma père, résulte la formation de 90 % de magma fils (MF). Celui-ci apparaît appauvri en Mg et Fe relativement au magma père mais il contient les autres éléments en plus grande proportion. Pour le calcul de la teneur (T) en MgO du magma fils, on part de l'égalité suivante :

$(6{,}74 \times 100) = (40{,}52 \times 10) + (T \times 90)$
magma père olivine magma fils

Soit T = 2,97 .

Un calcul équivalent serait ensuite effectué pour chaque oxyde.

(b) À partir du même magma père (MP), cristallisent en proportions variées quatre types de phénocristaux (25 % au total), dont les teneurs en MgO sont connues par analyse. Le magma fils (MF) obtenu ne représente plus que 75 % de la quantité initiale. Sa teneur en MgO (T´) peut être calculée :

$(6{,}74 \times 100) = (40{,}52 \times 4) + (12{,}04 \times 10) + (3{,}54 \times 2) + (0 \times 9) + (T' \times 75)$
magma père olivine clinopyroxène magnétite plagioclase magma fils

Soit T´ = 5,13.

Les éléments en traces permettent également une approche quantitative de ces types de processus pétrographiques. Les éléments hygromagmatophiles sont caractérisés par un coefficient de répartition (partage) solide-liquide très faible ($D < 1$ voire $<< 1$). Cette propriété traduit leur forte affinité pour le liquide magmatique mais peut varier en cours de différenciation. Entrent dans cette catégorie, d'une part les LILE

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

(*Large Ionic Lithophile Elements*, tels K, Rb, Sr, Cs, Ba, Th, les terres rares légères), qui ont un grand rayon ionique et sont peu chargés, et d'autre part les HFSE (*High Field Strength Elements*, tels Zr, Nb, Hf, Ta, U, les terres rares moyennes et lourdes) d'un rayon ionique plus petit mais présentant une très forte électronégativité.

Le phénomène de cristallisation fractionnée s'assimile à une « distillation » obéissant à la loi de Rayleigh :

$$C = Ci \cdot f^{D-1}$$

(C = concentration de l'élément considéré, Ci = concentration initiale, f = quantité relative de liquide restant (f < 1), D = coefficient de partage solide-liquide). Remarquons que dans le cas d'un élément très fortement hygromagmatophile (Th, U, Rb), où D est nettement inférieur à 1, on obtient en première approximation :

$$C = Ci \cdot 1/f$$

Les dosages géochimiques et l'application de ces formules permettent la quantification de la cristallisation fractionnée (paragraphe suivant).

3.3. La série différenciée de la chaîne des Puys

On appelle série volcanique un ensemble de produits volcaniques (laves, cendres, etc.) appartenant à une même famille, c'est-à-dire respectant la triple unité de temps (émission durant un intervalle de temps, faible à l'échelle géologique, de quelques dizaines de milliers d'années), de lieu (une région, de quelques dizaines de kilomètres de rayon) et de caractère (matériaux cogénétiques, avec un chimisme et une minéralogie compatibles).

La chaîne des Puys (Massif central français) illustre parfaitement la notion de série volcanique (Brousse *et al.*, 1969 ; Brousse, 1971 ; Camus *et al.*, 1975 ; Boivin *et al.*, 2004). Il s'agit d'un alignement d'une centaine de volcans, groupés sur une aire de 40 km de long sur 3 à 4 km de large, selon une direction nord-sud parallèle au fossé de Limagne. L'activité volcanique s'étale entre 90 000 et 8 300 ans *s.s.* et entre 160 000 et 6 700 ans *s.l.* (chapitre 12, § 5) avec un maximum entre 10 000 et 8 000 ans B.P. (B.P. = *Before Present*, c'est-à-dire avant aujourd'hui, plus exactement avant l'année 1950, pris pour référence). Un réservoir magmatique est mis en évidence par prospection électrique du sous-sol (Aubert et Camus, 1974). Une étude détaillée, tant pétrologique (Maury *et al.*, 1980) que géochimique (Villemant *et al.*, 1980), a été effectuée, dont les grandes lignes sont présentées ici.

La série de la chaîne des Puys évolue des basaltes aux trachyandésites (terme général regroupant les hawaiites pour un DI compris entre 35 et 50, les mugéarites entre 50 et 65 et les benmoréites entre 65 et 80) puis jusqu'aux trachytes (type dômite ; DI supérieur à 80). Sept analyses chimiques sont présentées dans le tableau 3.2. L'indice de différenciation augmente de 36,31 à 90,86. L'occurrence des minéraux, en phénocristaux ou en microlites dans les différentes laves (Fig. 3.2) témoigne d'un ordre de cristallisation à rapprocher de la séquence de référence de Bowen. Les teneurs en éléments majeurs (Fig. 3.3) montrent des variations régulières en fonction du DI, certaines augmentant, d'autres diminuant. La comparaison des

données minéralogiques (observations de lames minces couplées à des analyses de minéraux à la microsonde électronique) et chimiques (analyses des laves en éléments majeurs et en traces) permet de retracer l'évolution de la série.

Tableau 3.2 — Analyse chimique de sept laves représentatives de la chaîne des Puys (éléments majeurs, Maury *et al.*, 1980 ; éléments en traces et terres rares, Villemant *et al.*, 1980).

	CP1	CP2	CP3	CP4	CP5	CP6	CP7
Analyse en % en poids d'oxydes							
SiO_2	47,25	48,50	52,20	53,21	57,10	60,20	69,35
TiO_2	2,25	2,16	1,81	1,49	1,12	0,83	0,39
Al_2O_3	15,85	16,56	16,90	17,60	17,89	17,90	15,55
Fe_2O_3	*12,08	*11,86	*9,84	*11,75	*6,83	*4,69	*2,38
MnO	0,17	0,18	0,20	0,20	0,19	0,22	0,18
MgO	6,62	5,28	3,89	2,48	1,94	1,07	0,36
CaO	9,86	9,21	7,55	5,89	4,53	3,10	1,25
Na_2O	3,70	3,92	4,45	5,00	5,42	5,58	5,60
K_2O	1,68	1,80	2,47	2,71	3,40	3,82	4,88
P_2O_5	0,61	0,72	0,73	0,31	0,55	0,31	0,09
P. F.	– 0,44	– 0,33	– 0,42	– 0,45	– 0,05	0,77	0,08
total	99,63	99,86	99,62	100,19	98,92	98,49	100,11
Norme CIPW							
quartz						3,77	14,53
orthose	10,02	10,72	14,71	16,07	20,42	23,19	28,88
albite	20,01	25,71	35,95	38,66	46,60	48,49	47,44
anorthite	21,89	22,46	19,00	17,65	14,69	12,87	2,90
néphéline	6,28	4,18	1,08	2,05			
clinopyroxène							
* Ca	9,80	7,87	5,82	4,03	1,88	0,36	1,14
* Mg	5,44	4,02	2,82	1,34	0,76	0,13	0,30
* Fe	3,98	3,66	2,90	2,81	1,14	0,24	0,90
orthopyroxène							
* Mg					2,88	2,61	0,60
* Fe					4,32	4,95	1,84
olivine							
* Mg	7,85	6,47	4,86	3,40	0,89		
* Fe	6,34	6,48	5,52	7,88	1,47		
magnétite	2,65	2,60	2,16	2,56	1,50	1,04	0,52
ilménite	4,31	4,14	3,47	2,84	2,16	1,62	0,74
apatite	1,46	1,72	1,74	0,74	1,33	0,76	0,21
DI	36,31	40,61	51,74	56,78	67,01	75,45	90,86

(*) indique que le fer a été recalculé sous forme Fe_2O_3, ce qui explique une perte au feu (P.F. = $H_2O^+ + H_2O^-$) parfois négative. Les normes CIPW ont été calculées avec 15 % du fer en Fe_2O_3 et 85 % en FeO.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

	CP1	CP2	CP3	CP4	CP5	CP6	CP7
Éléments en traces et terres rares en p.p.m.							
U	1,35	1,69	2,30	3,10	3,62	4,0	5,8
Th	5,19	6,86	9,04	11,49	13,46	16,69	22,60
Zr	228	288	351	422	470	521	441
Hf	5,1	5,8	7,7	8,9	10,2	11,3	11,2
Ta	4,35	5,41	6,74	7,69	8,34	9,91	12,27
Ba	488	619	791	933	1 042	1 092	932
Sr	782	734	772	838	735	569	185
Cs	0,59	0,58	0,34	0,34	0,62	0,89	1,66
Rb	37,5	51	57	76	93	110	152
Sb	0,14	0,15	0,17	0,16	0,18	0,30	0,28
Cr	207	128	73	76	63	85	76
Co	37,1	34,0	17,7	14,9	6,50	3,91	0,76
Ni	68	30	3	4	< 1	4	< 1
Sc	28,2	20,4	11,95	9,96	6,14	4,08	2,63
La	43,2	52,8	72	83	89	118	104
Ce	83	98	131	149	155	207	177
Nd	39,7	44,4	52,7	60	57	75	58
Sm	7,67	8,98	9,27	10,3	9,6	12,9	8,64
Eu	2,5	2,5	3	3,2	2,9	3,3	1,9
Tb	0,91	1	1,06	1,15	1,09	1,46	0,83
Yb	2,32	2,56	3,64	3,41	3,5	5	2,91
Lu	0,39	0,41	0,53	0,56	0,56	0,88	0,47

CP1 = basalte alcalin de la cheire d'Aydat ; CP2 = hawaiite de la vallée de la Tiretaine ; CP3 = mugéarite du puy de Louchadière ; CP4 = mugéarite du Pariou ; CP5 = benmoréite du puy de la Nugère, coulée de Volvic ; CP6 = benmoréite du dôme du Clierzou ; CP7 = trachyte du puy de Dôme.

La chute brutale de la concentration en MgO des laves en fonction de leur indice de différenciation est à mettre en relation avec la cristallisation précoce de phénocristaux d'olivine. La décroissance des teneurs en Fe_2O_3 + FeO et en CaO correspond à l'effet conjugué des précipitations d'olivine, de clinopyroxène et de plagioclase calcique, celle de TiO_2 dépend de l'apparition des oxydes ferro-titanés (magnétite, ilménite). L'évolution de la teneur en Al_2O_3 apparaît moins régulière : augmentation au début, jusqu'au DI = 35, puis stagnation avec une légère décroissance en fin de différenciation. Ceci vient du fait que l'alumine entre dans la constitution de tous les feldspaths et des feldspathoïdes. Ceux-ci cristallisent à chaque niveau de différenciation mais en quantité insuffisante pour provoquer une baisse notable de la teneur en alumine des différents liquides successifs. Enfin, les proportions en alcalins (Na_2O, K_2O) et en silice augmentent continuellement car les minéraux précipitant sont toujours moins riches en ces éléments que le liquide qui les contient. Ces éléments montrent une attirance préférentielle pour le magma et la phase fluide, d'où leur qualificatif d'hygromagmatophiles.

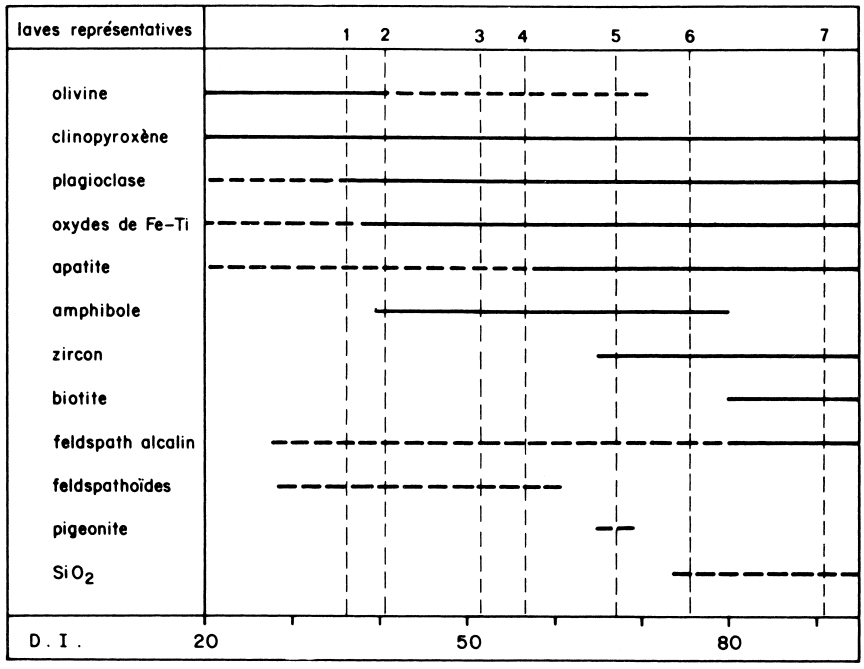


FIGURE 3.2 — **Occurrence et ordre d'apparition des minéraux (trait plein = phénocristal ; tiretés = microlite) dans les laves de la chaîne des Puys (les numéros 1 à 7 correspondent aux références CP1 à CP7 du tableau 3.2) (MAURY *et al.*, 1980).**

Des calculs selon la méthode de Wright et Doherty (1970) (tableau 3.3 ; Fig. 3.4) permettent de confirmer ces hypothèses tout en quantifiant le pourcentage de chaque phase précipitant. L'étape conduisant du liquide père (CP1) au premier liquide fils (CP2) se traduit par la cristallisation de 4 % d'olivine, de 10 % de clinopyroxène, de 2 % de magnétite et de 9 % de plagioclase environ, soit 25 % de phénocristaux et 75 % de liquide fils résiduel. Le calcul simplifié pour MgO est présenté en tableau 3.1. Des tests mathématiques à l'aide de programmes informatisés permettent de prendre en compte l'ensemble des éléments majeurs.

À chaque étape, la quantité de liquide dérivé diminue. À la fin des six étapes modélisées (CP1 à CP7) il ne reste que 11,7 % de liquide différencié. L'évolution globale de la série a mis en jeu un fractionnement de 88,3 % de phénocristaux (4,8 % d'olivine, 28 % de clinopyroxène, 8,3 % de magnétite, 12,2 % d'amphibole et 35 % de plagioclase).

L'évolution chimique d'une série peut se traduire graphiquement par un ensemble de diagrammes binaires (oxydes/DI) tels ceux présentés sur la figure 3.3. D'autres diagrammes sont également classiquement utilisés : le diagramme alcalins ($Na_2O + K_2O$)/DI ou alcalins/silice ainsi que le diagramme triangulaire A.F.M. (A = $Na_2O + K_2O$; F = *FeO + MnO ; M = MgO) (avec *FeO = fer entièrement recalculé sous forme FeO) (voir par exemple la figure 11.3).

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

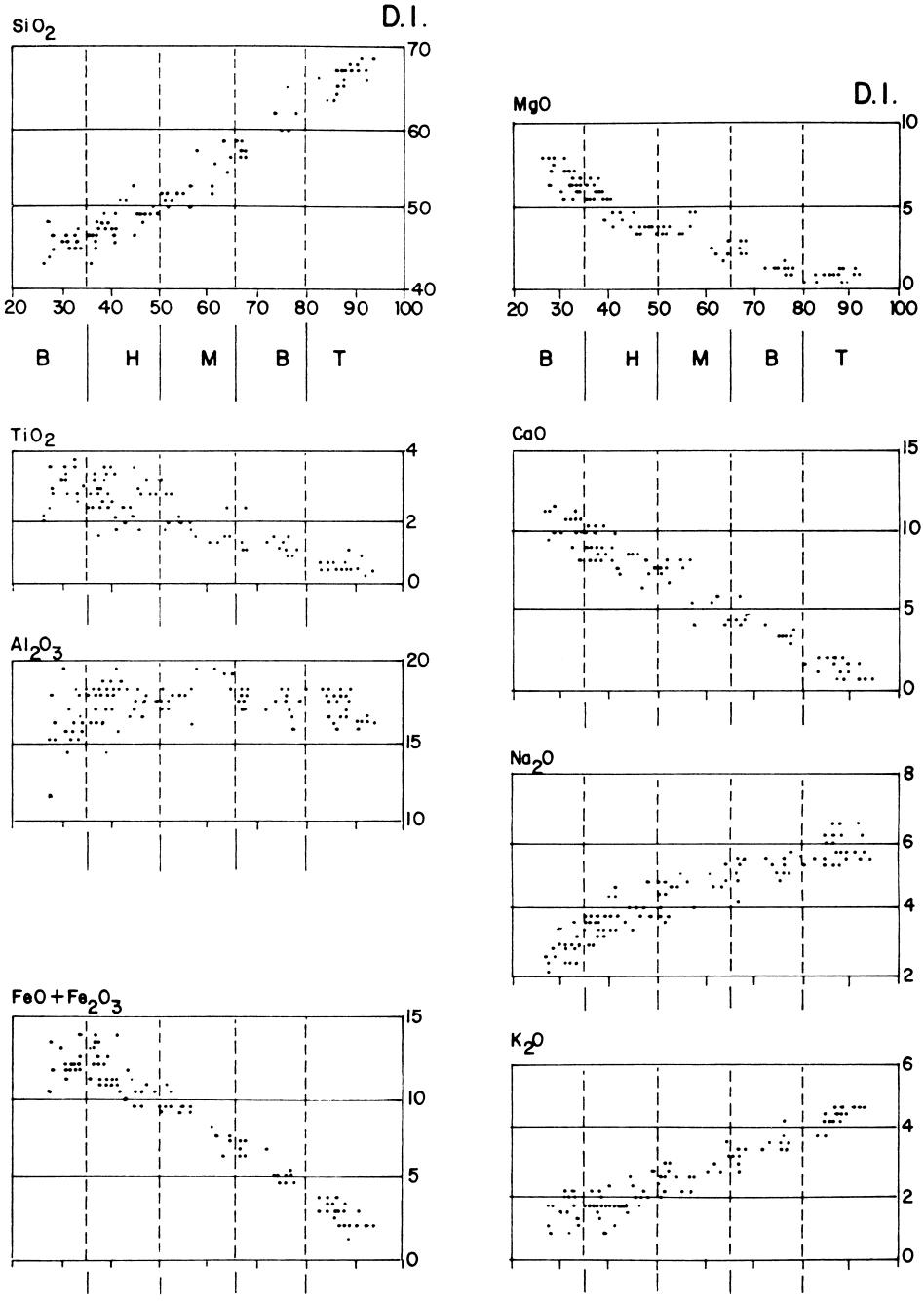


FIGURE 3.3 — Diagrammes de variation des teneurs en oxydes en fonction de l'indice de différenciation (DI) pour la série de la chaîne des Puys.

B = basalte, H = hawaiite, M = mugéarite, B = benmoréite, T = trachyte (MAURY *et al.*, 1980).

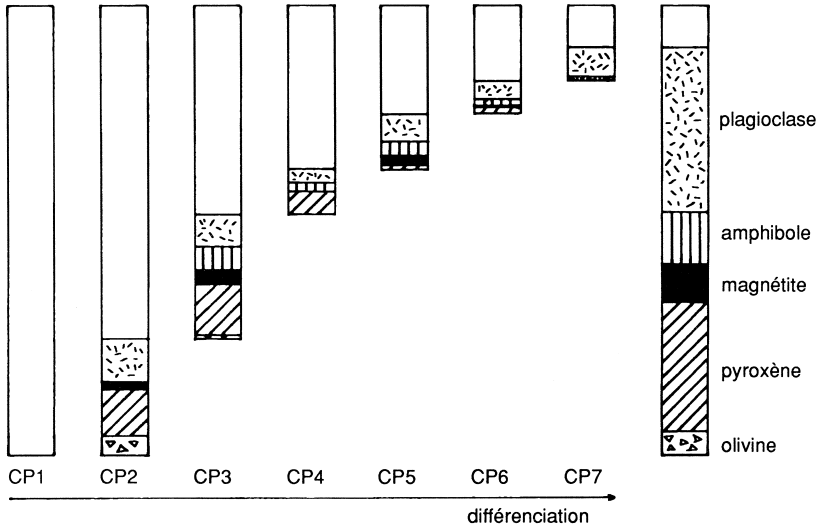


FIGURE 3.4 — Cristallisation fractionnée au cours de la différenciation de la série de la chaîne des Puys.

Les valeurs des différents pourcentages retenus sont calculées à partir de celles du tableau 3.3. Dans le tableau 3.3, les calculs prennent en compte pour chaque étape 100 % de magma père, chacune d'entre elles (CP1-CP2 ; CP2-CP3...) étant considérée indépendamment.
Cette figure, au contraire, retrace précisément, pour chaque étape, le pourcentage de chaque phase cristalline précipitée ainsi que le pourcentage de liquide résiduel. La huitième colonne figure l'ensemble des phénomènes de cristallisation fractionnée autorisant le passage de 100 % de CP1 à 11,7 % de CP7 par précipitation de 88,3 % de cristaux. Notons bien que le chimisme de chaque phase cristalline précipitant a évolué au cours de la différenciation (par exemple de An 58,2 à An 37 pour les plagioclases) et leur regroupement sur le schéma a uniquement une valeur qualitative.

TABLEAU 3.3 — Modèle de cristallisation fractionnée de la série de la chaîne des Puys selon la méthode de WRIGHT et DOHERTY (1970) (MAURY *et al.*, 1980).

Ce programme calcule (à 2 % près), pour chaque étape (CP1-CP2 ; CP2-CP3...), le pourcentage de chaque phase cristalline précipitant aux dépens d'un magma père (100 %) et le pourcentage de magma fils (F1) obtenu. F2 = pourcentage de liquide résiduel par rapport au magma initial CP1 ; par exemple, pour la 2e colonne, F2 = 64,26 % de 74,72 % soit 48,02 %. ΣR^2 = somme des résidus au carré. (Voir également Fig. 3.4.)

Magma parent	CP1	CP2	CP3	CP4	CP5	CP6
Magma dérivé	CP2	CP3	CP4	CP5	CP6	CP7
F1	74,72	64,26	79,73	67,95	74,99	59,99
Olivine	4,09	0,87				
Pyroxène	10,03	15,40	9,99	2,92	2,09	0,84
Magnétite	1,69	3,84		6,62	2,91	3,03
Amphibole		6,60	4,59	9,47	5,69	1,60
Plagioclase	9,06	9,55	6,23	15,03	14,72	32,64
ΣR^2	0,54	1,50	1,18	3,72	1,70	1,25
F2	74,72	48,02	38,29	26,02	19,51	11,70

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

L'analyse géochimique des laves de la chaîne des Puys et de leurs constituants a permis de compléter cette étude (Villemant *et al.*, 1980). Le dosage des éléments hygromagmatophiles contenus dans les minéraux et dans les mésostases vitreuses montre que les coefficients de répartition solide-liquide sont bien inférieurs à 1 : par exemple 0,1 pour l'uranium et 0,07 pour le thorium entre l'olivine et le basalte CP1. Les diagrammes binaires, présentant les concentrations d'un élément hygromagmatophile en fonction d'un autre, montrent des corrélations linéaires passant par l'origine (Fig. 3.5). Le processus invoqué obéit à une loi de distillation de Rayleigh. L'ensemble des corrélations observées permet d'établir que les différents échantillons de laves analysés constituent une série évolutive due à une différenciation par cristallisation fractionnée d'un liquide primaire unique (ou à partir de liquides primaires identiques).

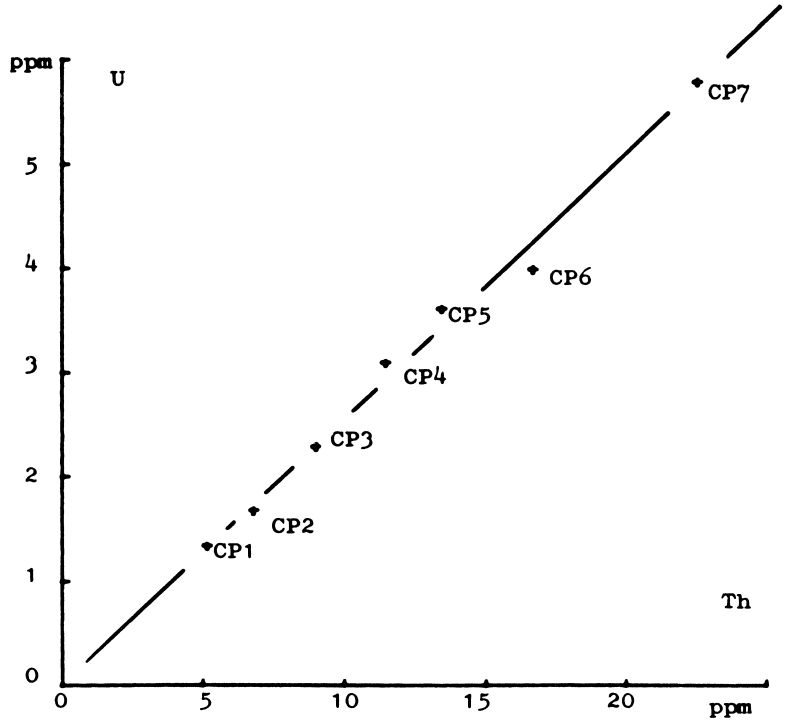


FIGURE 3.5 — **Diagramme de variation de l'uranium en fonction du thorium (élément hygromagmatophile de référence) pour les laves de la chaîne des Puys (VILLEMANT *et al.*, 1980).**

3.4. Évolution des paramètres thermodynamiques au cours de la différenciation

L'évolution chimique des liquides magmatiques s'accompagne d'une variation de l'ensemble des paramètres thermodynamiques. Les deux phénomènes sont intimement liés, chacun influant sur l'autre, tout en étant tour à tour cause ou conséquence.

La température joue un rôle primordial car, en s'abaissant (par un phénomène de diffusion thermique à partir de la chambre magmatique), elle induit la cristallisation de telle ou telle phase minérale (voir précédemment). Bien évidemment, la température régnant dans la chambre ne peut se mesurer directement, *a fortiori* s'il s'agit d'un volcan ancien. Il est, par contre, possible de la calculer à partir des chimismes respectifs de la lave prise dans son ensemble (roche totale), assimilable en première approximation au liquide magmatique, et d'un de ses phénocristaux. Le même type de calcul peut s'effectuer à partir des compositions chimiques des deux phases cristallines précipitant simultanément. En effet, la répartition de certains couples d'éléments (Fe et Mg ou Ca et Na) entre un solide précipitant et un liquide ou entre deux solides dépend des conditions thermodynamiques (température, pression, etc.), qui règnent alors et obéit à des lois physiques précises. Certains couples minéral-roche (olivine-liquide, olivine en phénocristal, le liquide étant assimilé à la roche totale) ou minéral 1-minéral 2 (magnétite-ilménite, orthopyroxène-clinopyroxène, olivine-spinel, etc.) constituent d'excellents géothermomètres. De même, le couple plagioclase-liquide (Kudo et Weill, 1970) peut jouer le rôle d'un géobaromètre. Dans tous les cas, il s'agit de s'assurer que les deux phases retenues ont bien évolué simultanément.

Les températures d'équilibre au sein de la chambre magmatique baissent au cours de la différenciation par exemple de 1 200 °C à 900 °C dans le cas de la série de la chaîne des Puys. Ces températures profondes sont supérieures aux températures d'émission des laves. Ces dernières peuvent être appréhendées d'une façon similaire, par l'examen d'un couple constitué par un microlite et le verre interstitiel voisin, tous les deux étant supposés avoir cristallisé à un niveau proche de la surface. Dans le cas des coulées de laves actuelles, des mesures directes (par thermocouple plongé dans la lave en fusion, ou par thermométrie infrarouge) permettent de confirmer ces calculs.

La pression exercée par les fluides (pression d'eau essentiellement, parfois de CO_2 *pro parte*) équilibre en général la pression lithostatique exercée par l'ensemble des terrains, soit en moyenne l'équivalent de 1 kbar (100 MPa) pour 3 kilomètres de profondeur. La pression régnant au niveau d'une chambre magmatique atteint donc plusieurs kilobars. Elle peut varier au cours de la différenciation si la chambre magmatique s'ouvre épisodiquement (Fig. 2.4). La fugacité d'oxygène, calculée à partir de l'équilibre magnétite-ilménite, reste inférieure au tampon hématite-magnétite et proche des tampons Ni-NiO et QFM (quartz-fayalite-magnétite), soit de l'ordre de 10^{-10} à 10^{-12} bars pour une température moyenne de 1 000 °C.

La densité diminue en général avec la différenciation, de 2,53 à 2,08 dans le cas de la chaîne des Puys (chapitre 4). Mais il convient de distinguer les différents

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

contextes géodynamiques (McBirney *et al.*, 1985 ; Fig. 3.6). En effet, dans le cas d'une série tholéiitique, une augmentation sensible de la densité du liquide s'observe en milieu de différenciation. Il convient par ailleurs de bien distinguer la densité du magma de la densité apparente des laves, témoin de leur vésiculation (chapitre 4, § 4). Il en découle des implications pétrogénétiques majeures, dont certaines ont déjà été présentées au cours de l'étude des chambres magmatiques.

Enfin, la viscosité augmente parfois de façon spectaculaire, en relation avec la teneur en fluides du liquide magmatique (chapitre 4, § 3).

En définitive l'ensemble des paramètres physico-chimiques subit des variations parfois importantes. Mais celles-ci sont en général régulières ou, tout au moins, obéissent à la logique des processus pétrogénétiques.

Le phénomène de cristallisation fractionnée à l'origine d'une différenciation magmatique est très largement répandu, comme le prouve l'abondance des séries magmatiques continues décrites dans les différents contextes géodynamiques.

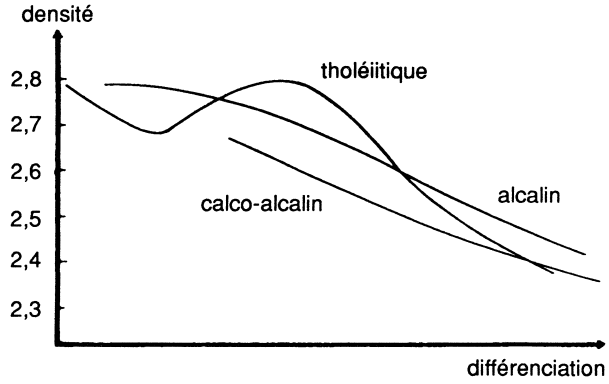


FIGURE 3.6 — **Variation de la densité des liquides magmatiques avec la différenciation dans les différents contextes géodynamiques (d'après McBIRNEY *et al.*, 1985).**

4 L'EAU ET LES AUTRES FLUIDES

« Dieu appela le sec terre et il appela mer l'amas des eaux ;
et Dieu vit que cela était bon...
ce fut le troisième jour. »

4.1. IMPORTANCE ET ORIGINES DES FLUIDES

Les magmas contiennent des éléments volatils (essentiellement de l'eau sous forme hydroxyl OH ou moléculaire H_2O mais également CO_2, Cl, F, S) en quantité non négligeable (quelques %) comme le prouve leur dégazage en surface.

L'estimation de leur teneur apparaît bien difficile mais peut être appréhendée de différentes façons : expérimentations, calculs thermodynamiques voire mesures directes. Par exemple les verres, résultant de liquides magmatiques figés, contiennent de l'eau ou d'autres fluides dans leur structure. La teneur de ceux-ci est classiquement assimilée à la différence à 100 du total des oxydes analysés. On peut aussi mesurer directement les quantités de fluides retenus dans les verres inclus dans certains minéraux, le plus souvent des quartz (au Bandelier Tuff de la caldera Valles dans le Nouveau Mexique, par chauffage sous vide et congélation fractionnée, Sommer et Schramm, 1983 ; au Bishop Tuff en Californie, Dunbar et Hervig, 1992, Wallace *et al.*, 1995). Ces différentes mesures donnent jusqu'à 7,4 % d'eau, 0,08 % de F, 0,11 % de Cl, 0,02 voire 0,09 % de CO_2. Marianelli *et al.* (1995) analysent jusqu'à 0,67 % de Cl et 0,23 % de S dans les verres inclus dans les olivines et les diopsides des tephra du Vésuve.

Plus généralement, les basaltes contiennent en moyenne 1 % d'eau à l'état dissous, les magmas andésitiques de 2 à 3 % d'eau et 0,25 à 0,50 % de CO_2, les rhyolites jusqu'à 7 % de fluides.

Ces fluides ont deux origines possibles (Fig. 4.1) : soit une origine « juvénile », pour les fluides issus du manteau terrestre profond ou d'une lithosphère océanique plongeante (leur rôle dans la fusion partielle a été évoqué dans le chapitre 1, § 3), soit une origine météorique externe. L'eau météorique peut s'infiltrer profondément dans la croûte à la faveur de fractures importantes et atteindre la chambre Smagmatique

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

dans des conditions supercritiques. La majorité des eaux météoriques restent cependant en surface en nappes phréatiques mais peuvent entrer en contact avec le magma lors de la remontée de celui-ci (hydrovolcanisme ; chapitre 10).

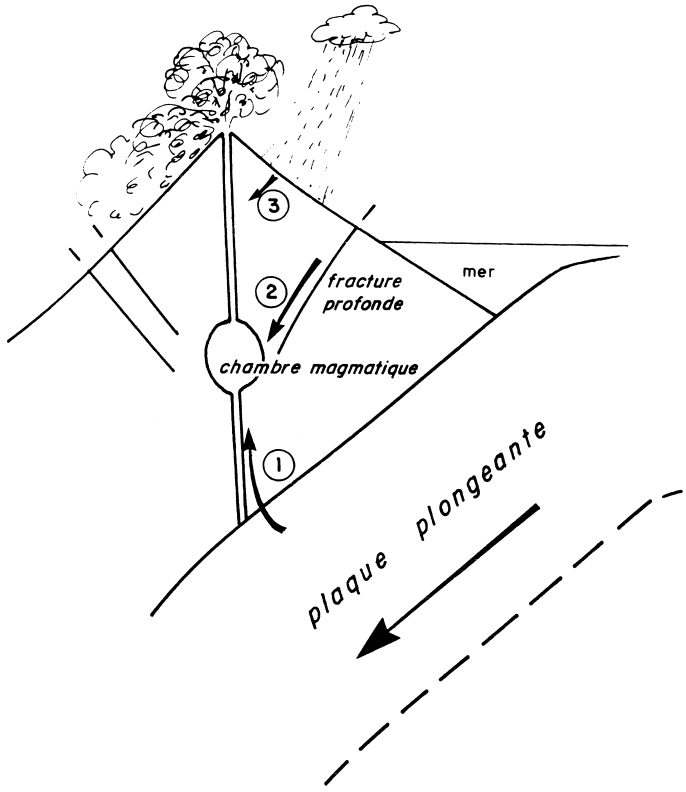


FIGURE 4.1 — **L'origine des eaux intervenant dans les phénomènes volcaniques.**

(1) eau « juvénile », (2) eau météorique injectée en profondeur au niveau de la chambre magmatique, (3) eau météorique superficielle. Les échelles verticales ne sont pas respectées (BARDINTZEFF, 1985a).

Le dosage isotopique des gaz émis par les volcans (Allard 1982, 1983 ; Poreda, 1985) permet d'estimer le pourcentage relatif en eaux mantelliques et superficielles. En effet, si l'eau du manteau est appauvrie en deutérium de 8 % mais enrichie en ^{18}O de 0,55 % par rapport à l'eau de mer (standard), l'eau de pluie est appauvrie à la fois en deutérium et en ^{18}O (jusqu'à – 4 % pour les eaux des pôles). Les échanges possibles entre l'eau d'infiltration et l'encaissant rocheux compliquent cependant les mesures.

L'eau mantellique intervient de manière importante dans le volcanisme basaltique de rift. Inversement, l'eau météorique joue un rôle majeur dans le volcanisme d'arc. Dans ce dernier cas, l'eau de pluie recyclée constitue 90 à 99 % du total de la vapeur d'eau émise. Le reste (1 à 10 %), d'origine profonde, provient essentiellement de la déshydratation de la croûte océanique de la plaque plongeante à 50 km

de profondeur et plus, par transformation des schistes verts en amphibolites puis en éclogites. Le manteau de la plaque chevauchante libère aussi de l'eau par disparition de l'amphibole (– 100 km) et du mica phlogopite (– 150 km).

Le gaz carbonique a une origine plutôt mantellique mais peut être ultérieurement contaminé par le carbone crustal des carbonates (au Merapi à Java par exemple comme le prouve la forte teneur en ^{13}C) voire même par de la matière organique (Kilauea, Hawaii).

4.2. L'effet amphibole

Par le jeu de la cristallisation fractionnée de minéraux précoces anhydres (olivine, pyroxène, plagioclase), le magma s'enrichit progressivement en eau (équation 1).

$$Xr\ (1 - f) = \qquad (1)$$

(Xi = teneur en eau du magma initial, Xr = teneur en eau du magma résiduel et f = taux de fractionnement de cristaux avec $0 \leq f \leq 1$).

Au contraire, les minéraux hydroxylés (amphiboles, micas) cristallisent en fixant l'eau sous forme de groupement hydroxyl (–OH). Le magma résiduel a alors tendance à s'appauvrir en eau (équation 2). Les amphiboles en particulier, stables jusqu'à des pressions de 20-25 kbars pour des températures de l'ordre de 1 000 °C et contenant environ 2 % d'eau, jouent un rôle prépondérant.

$$Xr\ (1 - f) = Xi - Xm_{OH} \cdot f' \qquad (2)$$

(Xm_{OH} = teneur en eau des minéraux hydroxylés, f´ = taux de fractionnement des minéraux hydroxylés, f = taux de fractionnement total (minéraux anhydres + minéraux hydroxylés) avec $0 \leq f' \leq f \leq 1$).

Si les conditions thermodynamiques sont modifiées, les amphiboles peuvent devenir ultérieurement instables : par exemple par baisse de pression brutale lors d'une ascension rapide du magma (la forme en tablette de ces minéraux favorise leur « flottabilité » et leur remontée) ou par augmentation brusque de la pression et de la température lors d'une réalimentation magmatique. En se déstabilisant soudainement, elles vont libérer brusquement leur eau selon une réaction chimique du type :

$$\text{amphibole} + \text{magma 1} \rightarrow \text{pyroxène} + \text{oxyde Fe-Ti} + \text{magma 2} + H_2O \qquad (3)$$

La teneur en eau libérée par la déstabilisation des minéraux hydroxylés (ΔX) se calcule par l'équation (4), soit la différence entre les équations (1) et (2).

$$DX(1 - f) = Xm_{OH} \cdot f' \qquad (4)$$

L'effet amphibole (Bardintzeff, 1985a ; Bardintzeff et Bonin, 1986, 1987) peut ainsi jouer un rôle important dans l'évolution des magmas. L'exemple théorique proposé sur la figure 4.2 suppose la cristallisation de 30 % de cristaux de pyroxènes anhydres puis de 10 % d'amphiboles hydroxylées. 0,33 % d'eau sont ensuite soudainement libérés si l'amphibole se déstabilise en pyroxène. Cette quantité d'eau libérée ne dépend pas de la teneur en eau initiale du liquide magmatique (1 % dans cet exemple).

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Le rôle de l'amphibole semble être réel dans la mesure où trois phénomènes se produisent successivement : le fractionnement, le transport dans le magma puis la déstabilisation. Différents travaux expérimentaux montrent qu'une telle déstabilisation peut intervenir, lors de la remontée du magma, vers des profondeurs de 5 à 8 km.

Les micas, qui intègrent 4 % d'eau dans leur structure, peuvent jouer un rôle similaire à celui des amphiboles, bien qu'apparaissant plus tardivement. Dans un magma saturé en silice, ils se transforment en orthopyroxène selon les réactions (5) et (6).

Pour une pression faible :

$$\text{biotite} + \text{magma 1} \rightarrow \text{orthopyroxène} + \text{magma 2} + H_2O \qquad (5)$$

Pour une pression moyenne (supérieure à 1 kbar) :

$$\text{biotite} + \text{magma 1} \rightarrow \text{olivine} + \text{magma 2} + H_2O \qquad (6)$$

suivie éventuellement de la réaction subsolidus à très basse pression :

$$\text{olivine} + \text{quartz} \rightarrow \text{orthopyroxène} \qquad (7)$$

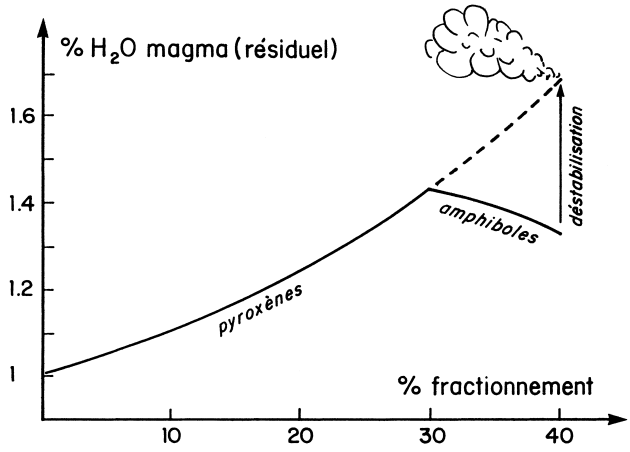


FIGURE 4.2 — **L'effet amphibole : effet de la cristallisation de phénocristaux anhydres (pyroxènes) ou hydroxylés (amphiboles) sur la teneur en eau d'un magma, puis de la déstabilisation d'amphiboles en pyroxènes (BARDINTZEFF, 1985a ; BARDINTZEFF et BONIN, 1986, 1987).**

L'effet diffère complètement selon le niveau structural où l'amphibole se résorbe. Une dissolution en profondeur (10-15 km) de l'amphibole (minéral pauvre en silice) a un effet essentiellement chimique et conduit à des liquides sous-saturés en silice. Par contre, la pression élevée interdit l'individualisation d'une phase vapeur et on n'observe pas de phénomène explosif : les nombreux dômes phonolitiques et la relative rareté des éruptions explosives associées illustrent ce cas.

Inversement, une résorption de l'amphibole à plus faible profondeur (5-8 km), durant l'ascension du magma, n'a qu'un faible effet chimique sur la composition du magma (s'il est saturé en silice, il le restera). Par contre, une phase vapeur apparaît (effet amphibole décrit dans ce paragraphe), créant une surpression susceptible de déclencher un processus explosif. La grande majorité des éruptions explosives concernent d'ailleurs les magmas saturés.

Il convient enfin de tenir compte de la diffusion des fluides libérés au sein du magma. Un taux de diffusion faible conduit à la formation d'une poche de fluides autour de l'amphibole en voie de déstabilisation ce qui freine le processus par effet tampon. Un taux élevé conduit à une dilution totale des fluides dans le magma. Dans les cas intermédiaires, les fluides libérés diffusent modérément, se rassemblent en bulles dans le magma dont le pouvoir explosif augmente sensiblement.

4.3. Teneur en fluides et viscosité

La viscosité des magmas dépend de leur chimisme, de leur température et de leur teneur en eau. La formule classique est donnée par Shaw (1972) :

$$\text{Ln}\,(V) = s \cdot 10^4/T - s \cdot c_T + c_V$$

(Ln = logarithme népérien ; V = viscosité en poises [10 poises = 1 Pa · s] ; s = pente de la droite caractéristique pour un liquide donné à plusieurs composants chimiques, le plus souvent $2 < s < 4$; T = température absolue ; c_T et c_V = constantes liées aux liquides alumino-silicatés, fixées à $c_T = 1{,}5$ et $c_V = -6{,}4$). La présence d'eau intervient par le biais du facteur *s* et diminue nettement la viscosité d'un magma. L'addition de 4 % d'eau dans un magma andésitique divise sa viscosité par 20.

Par contre, la présence de phénocristaux augmente la viscosité du magma car chaque particule solide en suspension entraîne un halo de liquide, qui interfère avec son voisin. Plusieurs formulations de « l'effet phénocristaux » ont été proposées. La formule d'Einstein s'écrit :

$$\mu = \mu L\,(1 + 2{,}5\,X)$$

(μ = viscosité calculée ; μL = viscosité au liquidus [sans phénocristaux] ; X = teneur en cristaux en volume avec X = 0,1 pour 10 % de cristaux). Cette formule n'est valable que pour X < ou = à 0,1 (< ou = à 10 % de cristaux).

Pour un pourcentage en cristaux supérieur ($0{,}1 < X < 1$), une nouvelle formule, proposée par Roscoe (1953), s'applique :

$$\mu = \mu L\,(1 - RX)^{-2{,}5}$$

(avec R = 1,35 pour des sphères de diamètres égaux tandis que Marsh [1981] retient une valeur de R égale à 1,7 environ pour un assemblage de minéraux en lattes, tels les plagioclases, avec des microcristaux interstitiels, par exemple olivines, pyroxènes, magnétites).

Des programmes de calcul de viscosité, prenant en compte la quantité, la taille et la forme des phénocristaux ont été établis par McBirney et Murase (1984). Il apparaît que si la présence de cristaux de grande taille, même en faible quantité, conduit à une augmentation très importante de la viscosité, l'effet d'une plus grande quantité de petits cristaux reste plus limité (chapitre 5, tableau 5.4).

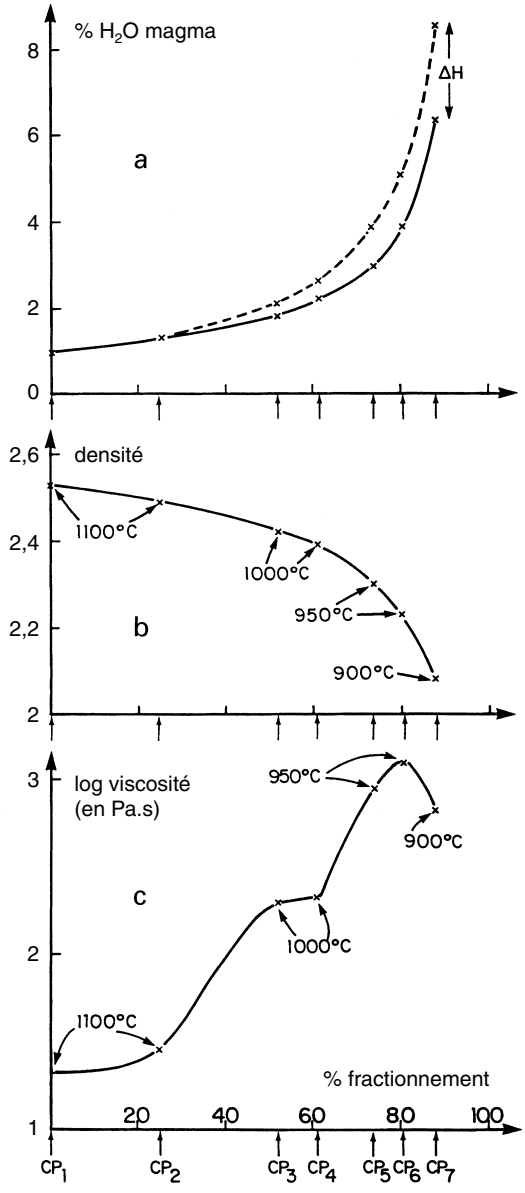
La densité du magma, qui dépend peu de sa teneur en eau, contrôle la chute ou le transport des cristaux et influe ainsi sur sa viscosité.

En définitive, la teneur en eau, la viscosité et la densité d'un magma apparaissent intimement liées et évoluent simultanément. La description thermodynamique d'un système (chambre magmatique) doit les prendre en compte.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Le cas de la chaîne des Puys (présentée au chapitre 3) a été envisagé (Bardintzeff et Bonin, 1986, 1987 ; Fig. 4.3) en supposant une évolution du réservoir profond en système fermé tant pour les éléments majeurs que pour l'eau.

Le passage du magma basaltique CP1 au liquide le plus évolué CP7 de composition trachytique (tableau 3.2) est autorisé par la cristallisation de 88,3 % du liquide initial dont 12,2 % sous forme d'amphiboles (Fig. 3.4). Parallèlement, la teneur en eau augmente de 1 à 6,4 % et même jusqu'à 8,5 % si on suppose une dissolution d'amphibole dans le liquide résiduel.



La densité décroît constamment de 2,53 à 2,08.

La variation des viscosités apparaît plus complexe car les différents facteurs interviennent dans des sens opposés : la différenciation du magma (augmentation de la teneur en alcalins et aussi en silice, qui favorisent la polymérisation au sein du magma) et la baisse de température entraînent une augmentation de viscosité, tandis que l'augmentation de la teneur en eau a un effet inverse. Si la viscosité augmente considérablement (d'un facteur 60), le maximum est atteint au stade benmoréite (CP6). Ce maximum coïncide d'ailleurs avec la transition bien observée du régime volcanique : coulées de lave et éruptions phréatomagmatiques (chapitre 10) (Volvic, puy de la Nugère), auxquelles succèdent un dynamisme fortement explosif à nuées ardentes et dômes associés (puy Clierzou).

La vitesse de chute des minéraux dans la chambre magmatique (qui conditionne les phénomènes de cumulation, de flottation et de remontée des cristaux lors d'éruptions ultérieures) dépend directement de la densité et de la viscosité. Cette vitesse a été calculée pour l'amphibole (Fig. 4.4) à partir de la loi de Stockes, appliquée à une sphère de 1 cm de rayon (en effet des phénocristaux d'amphiboles d'une taille de 2 cm sont bien connus dans certains tephra de la chaîne des Puys, comme par exemple au Chuquet Genestoux). Les valeurs obtenues s'échelonnent entre 0,7 et $1{,}65 \times 10^{-2}$ cm · s^{-1} et elles sont cent fois plus faibles pour des phénocristaux de 1 mm de rayon. De plus, ces valeurs doivent être notablement minimisées pour tenir compte du nombre de phénocristaux et de leur forme en tablette favorisant leur flottabilité. Il suffit que la vitesse de montée ou de convection du magma soit supérieure ou égale à celle de la chute des cristaux pour que ceux-ci restent en suspension. Des valeurs de vitesse de chute de cristaux et de montée du magma de l'ordre d'un mètre par jour ($1{,}16 \times 10^{-3}$ cm · s^{-1}) semblent représentatives et assurent alors un équilibre entre les deux phénomènes. Une vitesse de montée du magma relativement faible conserve son homogénéité tandis qu'une vitesse plus rapide favorise la ségrégation de cristaux ou de bulles de gaz.

La viscosité du magma en surface conditionne ensuite complètement les dynamismes éruptifs (voir 2e partie). Les magmas *explosifs* (10^9-10^{10} Pa · s pour la dacite du mont Saint Helens) peuvent être 100 millions de fois plus visqueux que les magmas *laviques* (10-100 Pa · s pour un basalte d'Hawaii) eux-mêmes 10 000 fois plus visqueux que l'eau (10^{-3} Pa · s).

← Figure 4.3 — Évolution de la teneur en eau (a), de la densité (b) et de la viscosité (c) du magma de la chaîne des Puys par cristallisation fractionnée (laves CP1 à CP7 décrites par Maury *et al.*, 1980).

Le % de fractionnement correspond à la quantité de minéraux précipités, soit le complément à 100 de la quantité de liquide résiduel F2 défini dans le tableau 3.3. Par exemple pour CP3-CP4, F2 = 38,29 % soit un % de fractionnement de 61,71 pour CP4.
(a) Trait plein = évolution en tenant compte de la cristallisation de tous les cristaux (anhydres et hydroxylés), en tiretés = en supposant que les amphiboles sont déstabilisées en pyroxènes, ΔH – eau « stockée » par les amphiboles. (b) Densité calculée selon Bottinga et Weill (1970) à la température indiquée, pour un magma ne contenant pas de phénocristaux. (c) Viscosité calculée selon McBirney et Murase (1984) avec les mêmes paramètres (Bardintzeff et Bonin, 1986, 1987).

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

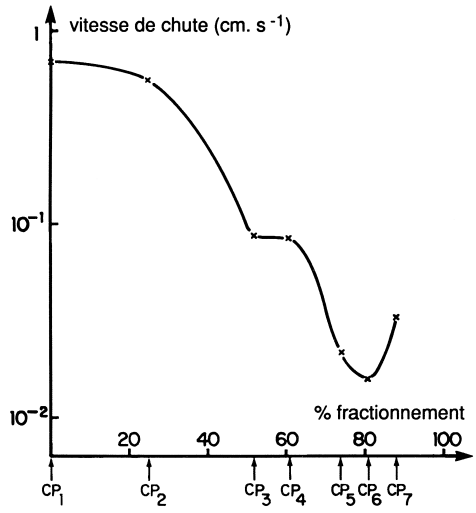


FIGURE 4.4 — **Vitesses théoriques de chute d'un cristal d'amphibole (assimilé à une sphère de 1 cm de rayon ; densité = 3,2) dans les magmas successifs de la chaîne des Puys.**

Pour une sphère d'un rayon de 1 mm, les vitesses sont 100 fois plus faibles (BARDINTZEFF et BONIN, 1986, 1987).

4.4. « ÉRUPTIBILITÉ » ET VÉSICULATION

L'étude du rôle des fluides nous amène à anticiper sur le déroulement de l'éruption (l'influence de fluides sur les processus dynamiques est traitée au chapitre 10).

Les caractéristiques physico-chimiques d'un magma (mais également le contexte géologique local) vont conditionner son devenir (montée éventuelle ? jusqu'à quel niveau ?). Inversement cette ascension, qui se traduit notamment par une diminution de pression, va induire une modification de l'ensemble des paramètres. Dans tous les cas, l'équilibre thermique est atteint beaucoup plus rapidement que l'équilibre chimique (et en particulier celui des teneurs en fluides).

La viscosité est l'un de ces facteurs. Selon Marsh (1981), un magma donné se comporte comme un milieu fluide, susceptible de sourdre tant que la viscosité reste inférieure à une valeur critique de $10^{4,6}$ Pa · s. Pour une viscosité supérieure, le magma acquiert un comportement plastique et les minéraux précoces, orientés selon des directions préférentielles témoignent des déformations subies. Constatons que les laves de la chaîne des Puys étudiées précédemment entrent bien dans la première catégorie.

La densité relative du magma par rapport à celle de l'encaissant doit être prise en considération. Mais des facteurs dynamiques (tectonique locale, fluides) autorisent la montée d'un magma plus dense que les terrains traversés. Ces différentes causes permettent au magma de continuer son ascension alors que théoriquement il devrait cristalliser.

Les fluides jouent le plus souvent le rôle du moteur. Il s'agit de bien distinguer la teneur en eau d'un magma d'une part et la solubilité de l'eau dans celui-ci d'autre

part. Tant que le premier paramètre reste inférieur au second, l'ensemble de la phase hydratée demeure à l'état dissous. Quand il lui devient supérieur, une partie de la phase fluide doit s'exsolver et s'isoler sous forme de bulles au sein du magma (vésiculation, Fig. 2.4a). Le passage d'un état à un autre joue un rôle majeur dans le déclenchement et l'évolution des processus éruptifs.

Au niveau de la chambre magmatique, nous avons déjà envisagé les deux cas extrêmes d'un système thermodynamique ouvert ou fermé en sachant bien que celle-ci avait en fait un comportement intermédiaire (chapitre 2, § 4). Cet état d'ouverture ou de fermeture va conditionner totalement le devenir des fluides. Dans le cas théorique d'une chambre complètement ouverte, les fluides peuvent s'échapper, seule une partie minime restant dans le magma : par exemple 1 % d'eau dans les magmas de la chaîne des Puys, quel que soit leur degré de différenciation, au lieu de teneurs atteignant 6,4 % dans le cas d'une chambre hermétiquement close (Fig. 4.5). La viscosité augmente alors considérablement au cours de la différenciation, multipliée par un facteur de 80 000 environ !

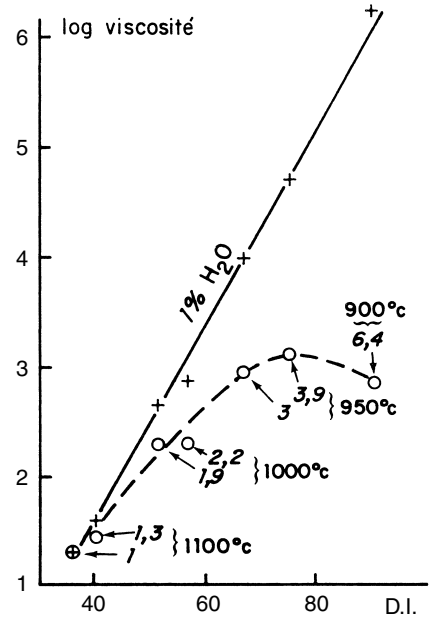


FIGURE 4.5 — Évolutions de la viscosité des laves de la chaîne des Puys en fonction de leur indice de différenciation pour une chambre magmatique ouverte ou fermée.

Pour une chambre fermée (cercles), le liquide en se refroidissant (1 100 à 900 °C) et en se différenciant (D.I. de 40 à 90) voit sa teneur en eau dissoute passer de 1 à 6,4 %, sous l'effet de la cristallisation majoritaire de minéraux anhydres, et le logarithme de sa viscosité (en Pa · s) augmenter de 1,3 à 3,1. Dans une chambre magmatique ouverte (croix), les fluides s'échappent au fur et à mesure de leur séparation de la phase liquide (seul 1 % au maximum reste à l'état dissous). Le logarithme de la viscosité croît alors jusqu'à 6,3 ! Les teneurs en eau sont indiquées en italiques et les températures calculées, identiques dans les deux cas, sont reportées uniquement sur la courbe du bas (BARDINTZEFF, 1988).

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

La montée du magma va favoriser la formation et la croissance des bulles, éventuellement suivie par leur coalescence voire enfin leur éclatement. Le liquide se transforme alors en une sorte d'écume : l'écoulement laminaire devient turbulent. Les bulles elles-mêmes remontent au sein du magma mais McBirney et Murase (1970) estiment toutefois que la vitesse de remontée des bulles par flottation reste bien inférieure à celle de la remontée du magma lui-même. Notons qu'un mélange soudain de deux magmas différents peut également induire une vésiculation importante (chapitre 5, § 4c).

La viscosité influe directement sur la possibilité de formation et d'éclatement des bulles de gaz au sein du magma. Pour 2 à 3 % d'eau, la vésiculation commence vraisemblablement vers 1 ou 2 km de profondeur (McBirney et Murase, 1970). Une pression de sursaturation en éléments volatils faible (< 10 bars) suffit pour induire un phénomène de nucléation. D'autre part, un diamètre minimum de quelques micromètres est suffisant pour la préservation de bulles dans un tephra (fragment solide) (Sparks, 1978).

Verhoogen (1951) voit une sorte de compétition entre la croissance du diamètre des bulles et leur vitesse de remontée par flottation. Si les bulles se touchent et éclatent avant d'atteindre la surface, le magma perd alors sa cohérence. En estimant la vitesse d'ascension du magma (0-4 $m \cdot s^{-1}$), sa viscosité (10-10^7 $Pa \cdot s$) et sa teneur en gaz (0,25-5 %), Sparks (1978) calcule la taille atteinte par les bulles : 0,1 à 5 cm dans le cas d'éruption basaltique de type strombolien et 10 à 200 µ seulement pour les éruptions acides pliniennes (définitions au chapitre 8). La croissance des bulles cesse bien avant l'explosion, dès que le rapport des volumes bulles/magma atteint 3 ou 5 : la viscosité du liquide silicaté est alors très élevée, la paroi des bulles très mince et la vésiculation maximale.

Deux facteurs sont responsables de la résistance à la rupture par explosion du magma (McBirney et Murase, 1970) : les forces de tension du liquide silicaté lors d'un faible degré de vésiculation d'une part et celles de tension de surface des parois des bulles lors d'une vésiculation importante d'autre part. La rupture du magma par explosion intervient tardivement. Elle provient de l'éclatement des bulles les plus larges au sein du magma près de la surface libre de celui-ci, où les différences de pression sont importantes. Trois conditions sont nécessaires : (1) une teneur suffisante en éléments volatils, (2) une surface libre à basse pression et (3) un gradient de pression. Plus la pression résiduelle est élevée quand le fluide perd sa cohérence, plus l'éruption est explosive. Le magma, pulvérisé en infimes gouttelettes, donnera autant de particules vitreuses, à côté des minéraux déjà cristallisés.

La profondeur de vésiculation des fluides et l'importance de ce phénomène conditionnent directement le type de dynamisme éruptif (Fig. 4.6 ; Bardintzeff, 1985a). Les éruptions laviques sont caractérisées par une vésiculation moyenne à faible du magma au contraire des éruptions explosives résultant de magmas hautement vésiculés. Pour ce dernier type, on distingue le cas d'une vésiculation profonde conduisant à une éruption cendreuse de celui d'une vésiculation superficielle et tardive induisant l'émission d'une éruption type nuée ardente (Rittmann, 1962) (chapitres 8 et 9).

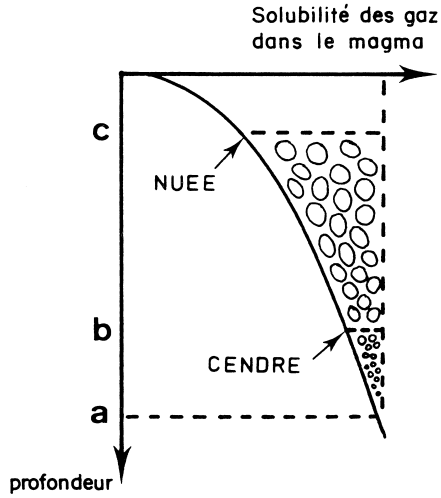


FIGURE 4.6 — **Rôle de la solubilité des gaz dans le magma dans le déclenchement des éruptions explosives.**

(a) À la profondeur a, le magma devient sursaturé en gaz et des bulles se forment par vésiculation. La solubilité des fluides dans le magma varie de 1 à 5 %, exceptionnellement 7 % dans les magmas les plus acides. La profondeur a, généralement comprise entre 1 et 5 km, peut, plus rarement, atteindre 10 km ou, au contraire, se situer en subsurface. (b) Niveau de déclenchement d'une éruption explosive produisant des cendres. (c) Cas d'une éruption à nuée ardente : la sursaturation en gaz a lieu à un niveau plus superficiel et la haute viscosité de la lave induit un mélange biphasique liquide-gaz (BARDINTZEFF, 1985a).

4.5. PRESSION DES FLUIDES ET ÉRUPTION

En s'approchant de la surface, le magma rencontre des conditions différentes de celles régnant en profondeur. Le passage du point critique de l'eau a une grande importance. En effet, dans les conditions de température et de pression supercritiques, la discontinuité liquide-gaz n'existe pas et les variations thermodynamiques sont continues. À l'inverse, entre 100 °C et la température critique (374 °C) et entre 1 et 218 bars, l'eau surchauffée (d'origine magmatique ou météorique) se transforme en vapeur et voit s'accroître soudainement son volume et/ou sa pression (pression d'eau).

Dans la chambre magmatique règne une pression d'eau de l'ordre de 1 à 5 kilobars (100 à 500 MPa).

Au cours de l'ascension du magma, les fluides s'échappent fréquemment et la pression d'eau baisse (pression résiduelle). Si les pressions de fluides profonds sont la plupart du temps équilibrées par la pression lithostatique (exercée par les couches de terrains sus-jacentes), les pressions superficielles s'opposent seulement à la pression de résistance (pression de cisaillement) du bouchon volcanique.

À partir de l'équation de Burnham (1979) :

$$aH_2O = k\ X^2 \text{ (aH_2O = activité de l'eau pure et X = \% d'eau en poids)}$$

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

il est possible d'obtenir une relation entre la teneur en eau et la pression d'eau. Dans le cas particulier d'un magma de composition albitique :

$$X = 0{,}14\ \sqrt{P}\quad (P = \text{pression en bars})\ \text{(Massare, 1979)}$$

soit des pressions de 200, 450 et 800 bars pour respectivement 2, 3 et 4 % d'eau. Ces valeurs dépassent celles de la résistance du toit du volcan estimée à 500 bars environ par Burnham (1979) et à 50-250 bars seulement par Blake (1984).

Ces pressions correspondent à des épaisseurs de toits volcaniques différentes : simple bouchon de lave de 150 m environ pour les pressions les plus faibles (50 bars) ou partie sommitale de l'édifice d'une épaisseur supérieure au kilomètre pour les pressions plus élevées (500 bars). Du premier type d'éruption résulte un petit cratère, du second type une large caldeira.

Le magma, qui monte par des fractures, rencontre une pression d'opposition, exercée par les terrains, de plus en plus faible. Dès que la pression d'eau du magma dépasse la pression lithostatique (liée à la profondeur) ajoutée à la résistance induite par le toit du volcan, le processus éruptif se déclenche. Dans le cas d'un magma contenant 3 à 6 % d'eau et des résistances du toit de l'ordre de 50 à 500 bars, cela se produit pour une ascension de l'ordre de 190 à 1 900 m du liquide au-dessus des profondeurs d'équilibre, en supposant un gradient de croûte continentale de 1 kbar pour 3,8 km (effet ascensionnel) (Bardintzeff, 1985a). Tait *et al.* (1989) pensent que la surpression doit atteindre une valeur proche du double de celle de la résistance à la traction de l'édifice pour que l'éruption se produise (chapitre 6, § 5).

Des calculs analogues montrent que la surpression créée par la déstabilisation de l'amphibole peut parfois expliquer à elle seule la rupture du bouchon volcanique.

Wilson (1980) insiste sur le rôle important de la phase fluide dans les éruptions explosives et calcule la vitesse d'éjection du magma. Il montre que le comportement d'un magma avec ses composants solides, liquides (incompressibles) et gazeux (compressibles) interdit l'utilisation des formules classiques de la dynamique des fluides (équation de Bernoulli, reliant la pression et la vitesse d'éjection). Dans le cas d'éruptions vulcaniennes (chapitre 8), les abaques de Wilson indiquent, pour une résistance du toit du volcan variable de 50 à 500 bars, une vitesse d'éjection de l'ordre de 200 à 250 $m \cdot s^{-1}$ pour un magma à 3 % d'eau. Dans le cas d'éruptions pliniennes (teneur en eau supérieure à 5 %) les vitesses atteignent 200 à 900 $m \cdot s^{-1}$.

Il apparaît clairement que l'eau et les fluides contenus dans le magma, peuvent induire, par la surpression qu'ils créent, une éruption explosive.

Les fluides liés au volcanisme jouent un rôle très important dès le stade de genèse du magma et tout au long de sa montée. En surface, ils sortent avec le magma (à l'état exsolvé ou dissous) souvent sous forme de fumerolles réunies parfois en de véritables champs géothermiques.

5 Les mélanges de magmas

« There is nothing permanent, except change. »

5.1. Mise en évidence des mélanges

L'observation des roches volcaniques met en évidence l'existence de certaines hétérogénéités. On rencontre en effet de nombreuses enclaves (fragments de roches) incluses dans la lave-hôte. Leur interprétation diffère selon les cas.

- Il peut s'agir de fragments anguleux, de composition bien différente de la lave-hôte (enclave énallogène, c'est-à-dire d'origine étrangère) provenant par exemple de l'encaissant solide, ramoné au cours de la montée du magma.
- Parfois des minéraux denses (olivine, pyroxène), qui ont cristallisé au sein du magma, s'accumulent dans le fond de la chambre (chapitre 3, § 1) et peuvent se retrouver ultérieurement sous forme de cumulats (enclave homéogène, origine semblable à celle de la lave-hôte).
- Enfin dans le troisième cas, les enclaves présentent un contour irrégulier parfois découpé, qui témoigne d'un mélange *à l'état liquide*, dont l'origine reste à préciser.

De même, la coexistence de paragenèses minérales de chimisme incompatible (quartz et olivine-forstérite par exemple) ou symptomatiques de conditions thermodynamiques bien différentes (amphiboles de haute pression et de basse pression) conduit à des hypothèses de même type.

Cette notion de *mélange de magmas* remonte en fait à plus d'un siècle, puisque déjà proposée par Fournet en 1846. En 1851, Bunsen note la bimodalité des laves d'Islande (basalte et rhyolite en proportion de 85 et 12 % et quasi-absence (3 %) des termes intermédiaires). Fenner (1926) développe le concept de mélange en décrivant les laves du Katmaï. Celles de composition chimique intermédiaire provenaient selon lui d'un mélange de deux magmas tel que : lave intermédiaire = (magma basique + magma acide)/2.

Bowen (1928) s'opposa à cette conception et développa l'idée de cristallisation fractionnée. Une controverse célèbre prenait naissance. McBirney (1980) discute le problème dans son article *Mixing and unmixing of magmas*.

Le phénomène de mélange de magmas, qui a fait l'objet de très nombreuses publications depuis 1976 lorsque Anderson en précisa les modalités, apparaît ubiquiste.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Il est mis en évidence tant pour le plutonisme (revue *in* Bonin, 1986 ; Didier et Barbarin, 1991) que dans le volcanisme (revue *in* Bardintzeff, 1992). Il existe aussi bien dans le contexte géodynamique intraplaque continental (Groenland, Massif central français) ou océanique (Hawaii) qu'en zone d'extension (Islande). Il reste que le phénomène de mélange de magmas concerne plus particulièrement le contexte calco-alcalin lié aux zones de subduction, où il semble étroitement lié aux processus explosifs (Sparks *et al.*, 1977 ; Murphy *et al.*, 1998).

Ce terme général de mélange englobe des processus variés. Les différents liquides magmatiques sont-ils cogénétiques ou non ? Le résultat de ce mélange apparaît parfois homogène (*mixing* pour les Anglo-Saxons), parfois hétérogène (*mingling*). Dans le premier cas, la roche « hybride » résultante masque les caractères des deux constituants du mélange, au contraire du deuxième cas où ils peuvent encore être identifiés.

5.2. Mélange de magmas *(mixing)* à la Soufrière de Saint-Vincent

La Soufrière de Saint-Vincent, volcan actif des Petites Antilles, a été le siège d'une phase éruptive violemment explosive en 1979, avec émission de nuées ardentes en avril, suivie de l'érection d'un dôme à partir du mois de mai (chapitre 9).

L'ensemble des produits (cendres, lapilli, blocs, nuées ardentes, dômes) a été échantillonné et analysé pour comparaison. Il s'agit dans tous les cas d'andésites basaltiques selon la classification de Peccerillo et Taylor (1976), contenant entre 52,3 et 55,2 % de SiO_2 (Bardintzeff et Boudon, 1979 ; Shepherd *et al.*, 1979 ; Graham et Thirlwall, 1981 ; Bardintzeff, 1983, 1984a, 1985a). Les teneurs en éléments en traces et en terres rares confirment cette stabilité chimique (tableau 5.1).

Tableau 5.1. — Analyses chimiques de produits de l'éruption de 1979 de la Soufrière de Saint-Vincent (Antilles) ; normes CIPW calculées en supposant un rapport $Fe^{3+}/(Fe^{2+} + Fe^{3+})$ égal à 0,15.

	1	2	3	4	5
Analyse en % en poids d'oxydes					
SiO_2	53,26	53,04	55,70	63,99	73,16
TiO_2	0,96	0,95	0,98	0,43	0,97
Al_2O_3	18,35	18,32	15,40	16,38	11,61
Fe_2O_3	2,40	5,16			
FeO	6,19	3,63	9,10	4,27	3,06
MnO	0,07	0,06	0	0,15	0,04
MgO	4,09	4,50	3,47	1,81	0,22
CaO	9,08	9,19	6,94	5,14	0,79
Na_2O	3,50	3,43	3,19	5,51	2,18
K_2O	0,61	0,59	0,53	0,98	2,95
P_2O_5	0,12	0,16			
H_2O^+	0,37	0,39			
H_2O^-	0,04	0,13			
total	99,04	99,55	95,31	98,66	94,98

	1	2	3	4	5
Norme CIPW					
quartz	3,15	2,72	11,84	13,89	46,42
orthose	3,60	3,49	3,13	5,79	17,43
albite	29,62	29,02	26,99	46,62	18,45
anorthite	32,56	32,85	26,14	17,07	3,92
corindon					3,39
clinopyroxène					
* Ca	4,92	4,93	3,46	3,52	
* Mg	2,39	2,50	1,50	1,56	
* Fe	2,45	2,30	1,96	1,95	
orthopyroxène					
* Mg	7,80	8,70	7,14	2,95	0,55
* Fe	7,98	8,01	9,37	3,69	2,83
magnétite	2,02	2,00	2,20	1,03	0,74
ilménite	1,82	1,80	1,86	0,82	1,84
apatite	0,26	0,35	1,86		
Éléments en traces et terres rares en p.p.m.					
U	0,34	0,40			
Th	1,11	1,12			
Zr	90	74			
Hf	2,41	2,36			
Ta	0,20	0,18			
Ba	108	108			
Sr	227	236			
Cs	0,48	0,45			
Rb	12,1	11,7			
Sb	0,13	0,11			
Cr	67	89			
Co	22,5	23,5			
Ni	17	27			
Sc	28,8	30,2			
La	4,5	4,8			
Ce	13,3	12,1			
Eu	1,03	1,06			
Tb	0,61	0,63			

1 = lapilli scoriacé andésito-basaltique retombé près du cratère, 2 = matrice cendreuse andésito-basaltique de la nuée ardente du 13 avril 1979 de Rabacca River, 3 = verre andésito-basaltique inclus dans un plagioclase de la nuée ardente, 4 = microponce (verre) dacitique de la nuée ardente, 5 = mésostase rhyolitique du dôme de mai-juin 1979 (Bardintzeff, 1983, 1985a).
(Roches totales 1 et 2 : éléments majeurs, analyses R. Coquet, traces et terres rares, J.-L. Joron ; verres 3, 4 et 5, analyses J.-M. Bardintzeff.)

Par contre, les paragenèses minérales témoignent de cristallisations à plusieurs stades.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

La coexistence de trois types de pyroxènes (diopside, salite, augite) apparaît particulièrement symptomatique (tableau 5.2 ; Fig. 5.1 ; Bardintzeff, 1984a). Tout d'abord, des diopsides (pyroxènes particulièrement riches en calcium et magnésium) chromifères décrits par Marcelot *et al.* (1988), associés à des olivines Fo 89 (= 89 % de forstérite) et à des chromites, caractérisent une chambre magmatique profonde d'environ 30 km, où règne une pression de l'ordre de 10 kbar. Ensuite, des salites (pyroxènes riches en calcium mais moins en magnésium), des magnétites alumineuses, des plagioclases An 90 (90 % d'anorthite), des amphiboles et des olivines Fo 75 ont cristallisé dans une autre chambre, à une profondeur de 15 km (5 kbar). Enfin, les augites (moins riches en Ca), les orthopyroxènes et les plagioclases An 60-70 correspondent à un niveau moins profond de cette même chambre.

Tableau 5.2 — Analyses chimiques de clinopyroxènes de l'éruption de 1979 de la Soufrière de Saint-Vincent (Antilles), témoins de trois stades de cristallisation.

	1	2	3
	diopside	**salite**	**augite**
SiO_2	49,39	48,55	52,11
Al_2O_3	6,33	6,26	1,57
Fe_2O_3	3,07	3,93	1,58
TiO_2	0,81	0,88	0,34
Cr_2O_3	0,94	0,06	0,12
FeO	2,53	3,63	8,87
MnO	0,05	0,31	0,54
MgO	14,68	13,99	15,10
CaO	22,80	22,40	19,81
Na_2O	0,19	0,26	0,17
total	100,79	100,27	100,21
Si	1,806	1,794	1,940
Al^{IV}	0,194	0,206	0,060
Al^{VI}	0,079	0,067	0,009
Fe^{3+}	0,084	0,109	0,044
Ti	0,022	0,025	0,010
Cr	0,029	0,002	0,004
Fe^{2+}	0,077	0,112	0,276
Mn	0,002	0,010	0,017
Mg	0,800	0,770	0,838
Ca	0,893	0,887	0,790
Na	0,014	0,019	0,012
Ca	48,12	46,96	40,21
Mg	43,08	40,80	42,64
Fe + Mn	8,80	12,24	17,15

1 = diopside chromifère, profond, 2 = salite, intermédiaire, 3 = augite, plus superficielle (voir Fig. 5.1 et 5.3). (Bardintzeff, 1984a, 1985a.)

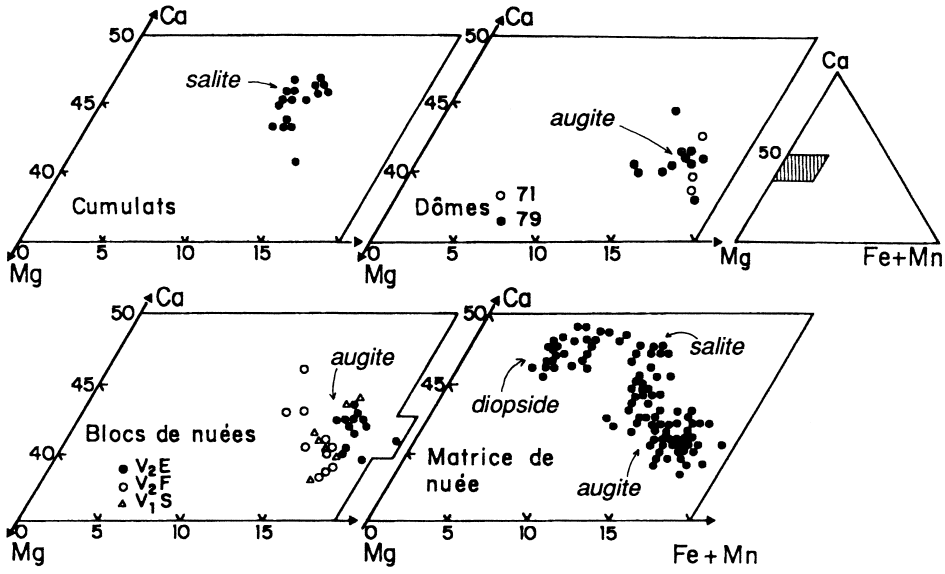


FIGURE 5.1 — Compositions chimiques des clinopyroxènes de la Soufrière de Saint-Vincent, Antilles (diagramme triangulaire Ca/Mg/Fe + Mn) (voir tableau 5.2).

Les diopsides (Ca > 45 et Fe < 10) n'existent que dans la matrice cendreuse des nuées ardentes ; les salites (Ca > 45 et Fe > 10) apparaissent en outre dans les cumulats ; enfin les augites (Ca < 45 et Fe > 10) sont reconnues dans tous les types de dépôts (différents blocs [V2E, V2F, V1S] et matrice de nuée, cumulats, dômes de 1971 et de 1979). Chaque type de pyroxène témoigne d'un niveau structural différent (BARDINTZEFF, 1984a, 1985a).

De nombreux verres volcaniques ont également été analysés (Bardintzeff, 1983 ; Devine et Sigurdsson, 1983). Plusieurs types se distinguent : inclusions vitreuses dans les cristaux, microponces dans la fraction cendreuse ou verres de mésostase des laves (chapitre 3, § 1). Ces verres montrent une très grande variété chimique, de 51,5 à 76 % de SiO_2 (tableau 5.1 ; Fig. 5.2) Trois types s'identifient : (1) des verres de composition d'andésite basaltique (51,5-56,8 % SiO_2) en position intercumulus dans les cumulats et également en inclusion dans les diopsides chromifères et les plagioclases An 90 des nuées ardentes ; (2) des verres de composition andésito-dacitique (57,8-67,8 % SiO_2), inclus dans les augites, les orthopyroxènes, les plagioclases An 60-70 et se trouvant aussi à l'état de microponce dans les dépôts de nuée ardente ; (3) des verres rhyolitiques (jusqu'à 76 % de SiO_2) en inclusions « évoluées » (une partie du liquide piégé a cristallisé) dans les pyroxènes et dans les mésostases des blocs de nuée et des dômes. Une lacune nette de composition chimique s'observe entre les groupes (1) et (2) pour 57-58 % SiO_2 (Fig. 5.2).

Tandis que les verres de type (3) résultent de l'évolution d'un liquide résiduel, les types (1) et (2) peuvent être considérés comme des témoins de magmas véritables.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Si le type (1) s'apparente chimiquement au magma de composition d'andésite basaltique émis en grande quantité au cours de la crise éruptive de 1979, le type (2) n'est pas connu à grande échelle. Un second liquide magmatique, de composition andésito-dacitique est ainsi mis en évidence mais en faible quantité. Ce magma relativement léger et riche en éléments fluides devait surmonter le premier, plus dense dans la chambre magmatique supérieure (Fig. 5.3). Signalons par ailleurs, que deux types de verres (un verre gris avec 65,9 % SiO_2 et un verre sombre avec 57,9 % SiO_2) avaient été trouvés dans les premières cendres retombées sur l'île Barbade (Shepherd *et al.*, 1979) bien qu'ultérieurement, Graham et Thirwall (1981) aient remis en question cette bimodalité.

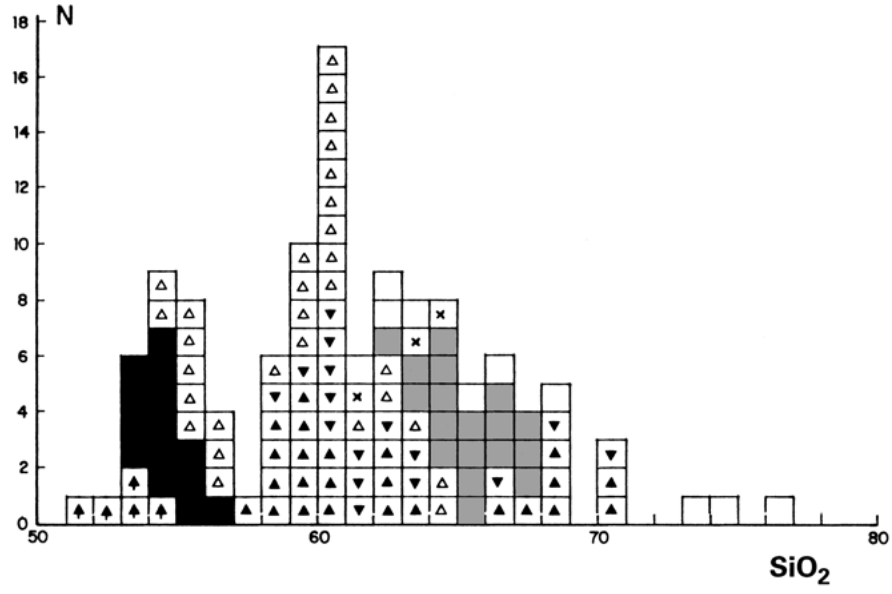


FIGURE 5.2 — **Diagramme de fréquence des verres de la Soufrière de Saint-Vincent en fonction de leur teneur en silice (N = nombre d'analyses).**
Verres de cumulats (en noir) ; verres de la matrice cendreuse de la nuée, inclus dans les diopsides (triangle plein à barre inférieure), dans les augites (triangle plein), dans les orthopyroxènes (triangle plein inversé), dans les plagioclases (triangle vide), en bordure d'augite (croix oblique), en microponce (en gris) ; verres de la mésostase des blocs et des dômes (en blanc). Si les verres de mésostase ne représentent pas un magma véritable, la répartition des autres, bimodale, montre un mélange d'un magma andésito-basaltique (SiO_2 = 53-55 %) et d'un magma andésito-dacitique (SiO_2 = 58-65 %). Les deux groupes sont séparés par une lacune nette à 57-58 % de silice (BARDINTZEFF, 1983).

En tenant compte de l'ensemble des données chimiques relatives aux minéraux (plusieurs paragenèses) et aux verres (existence d'une lacune chimique), un processus de mélange d'un magma andésito-basaltique et d'un magma andésito-dacitique a été proposé (Bardintzeff 1983, 1984a, 1985a) (Fig. 5.3). Le magma

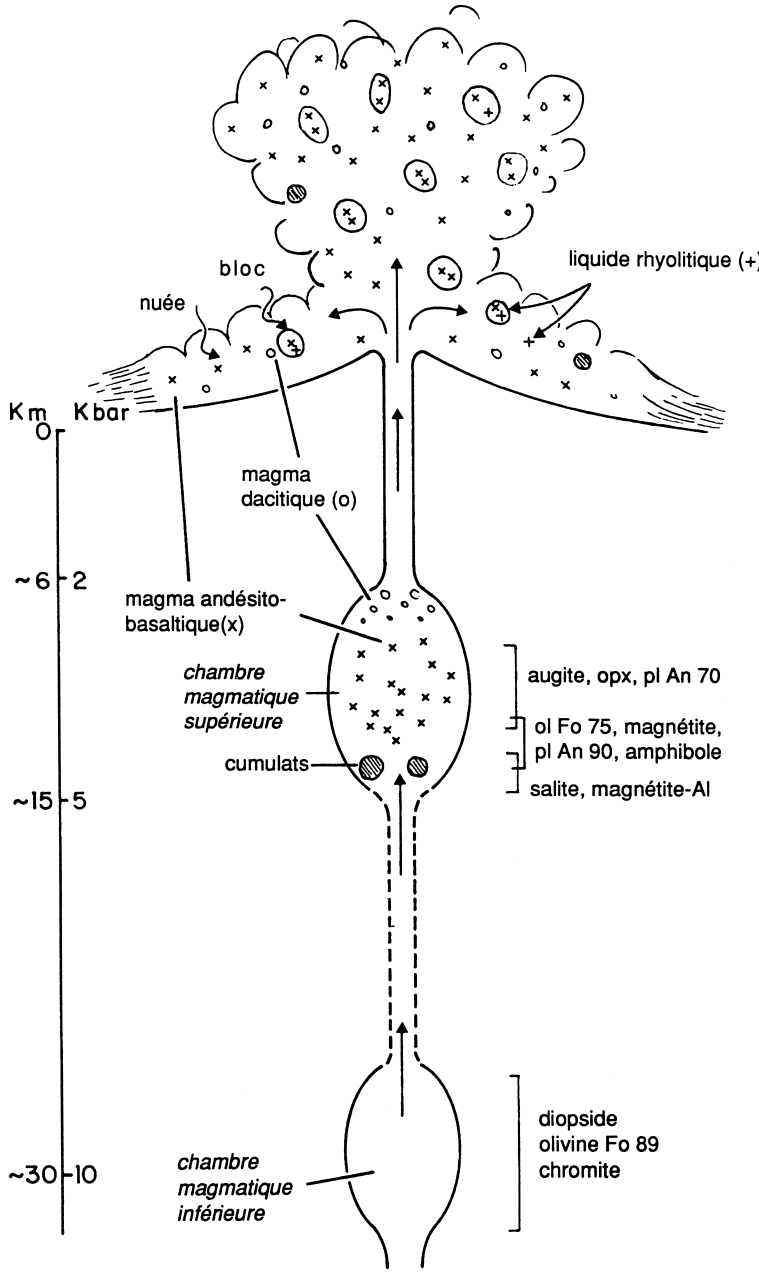


FIGURE 5.3 — **Interprétation volcanologique de l'éruption de 1979 de la Soufrière de Saint-Vincent.**

Dans la chambre supérieure, un liquide magmatique acide « dacitique » se différencie en faible quantité à partir d'un liquide basique andésito-basaltique et s'en sépare par densité. Un réalimentation par un magma issu de la chambre inférieure provoque un brassage de l'ensemble. Ce mélange de magmas induit de brusques variations des conditions thermodynamiques à l'origine d'une phase éruptive violemment explosive (BARDINTZEFF, 1983, 1984a, 1985a, 1986).

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

principal, basique, séjournant dans la chambre supérieure, a eu le temps de se différencier. Une fraction de magma plus acide s'est ainsi formée. Ultérieurement, une réalimentation magmatique, issue de la chambre inférieure, a provoqué un déséquilibre de cette stratification magmatique, à l'origine d'un mélange de magma. Il s'agit d'un mélange intime (*mixing*) de deux magmas dérivant l'un de l'autre (origine cogénétique).

Par ailleurs ce déséquilibre soudain et ce mélange ont provoqué de brusques modifications des conditions thermodynamiques, qui peuvent expliquer le déclenchement de la phase éruptive violemment explosive.

5.3. Mélange de magmas *(mingling)* au Cerro Chiquito

Le Cerro Chiquito se situe sur le flanc nord du volcan Pacaya, actuellement actif, au Guatemala. Il s'agit d'un dôme quaternaire (Eggers, 1975) constitué de dacite claire (62,5-67,1 % SiO_2), localement ponceuse et contenant 20 % (voire 30 % par endroit) d'enclaves andésito-basaltiques (54,9-55,3 % SiO_2) (tableau 5.3) (Bardintzeff, 1985a ; Bardintzeff et Deniel, 1992). Ces enclaves apparaissent plus sombres et plus denses que la lave-hôte. Elles ont une forme arrondie et une taille comprise entre quelques centimètres et un décimètre.

La roche-hôte dacitique présente un aspect porphyrique avec de grands phénocristaux de plagioclases, jusqu'à un centimètre, dans une pâte très finement cristallisée. Les enclaves contiennent des phénocristaux plus petits mais des microlites relativement plus importants, l'ensemble formant une structure de type doléritique (plagioclases en lattes, appuyées les unes contre les autres et ménageant des interstices occupés par la mésostase). L'observation microscopique révèle des contacts hôte-enclave découpés, indiquant un mélange de deux liquides (Fig. 5.4). L'absence de bordure figée (verre trempé au niveau du contact) suggère une cristallisation proche de l'équilibre thermique.

La composition minéralogique des deux termes du mélange montre des différences notables. Tous les deux contiennent de l'olivine, de l'orthopyroxène et du clinopyroxène, du plagioclase, de la magnétite, de l'amphibole et de la tridymite. Mais la dacite contient en outre de l'ilménite et de la biotite ; l'olivine et l'orthopyroxène y sont plus magnésiens que dans l'andésite basaltique ; l'amphibole est de la magnésio-hornblende. L'andésite basaltique contient des augites subcalciques ; les amphiboles sont des hastingsites magnésiennes et des tschermakites. En outre la mésostase vitreuse apparaît plutôt sodique dans la dacite (2,5-5,6 % Na_2O et 3,2-5,1 % K_2O) et relativement potassique dans l'andésite basaltique (2,3-3,9 % Na_2O et 4,5-5,9 % K_2O) pour une teneur en silice équivalente (71-78 % SiO_2) (tableau 5.3).

Tableau 5.3 — Analyses chimiques de produits du dôme du Cerro Chiquito (Guatemala) ; normes CIPW calculées en supposant un rapport $Fe^{3+}/(Fe^{2+} + Fe^{3+})$ égal à 0,15.

	1	2	3	4
Analyse en % en poids d'oxydes				
SiO_2	62,50	54,86	71,02	75,73
TiO_2	0,49	0,93	0,08	0,54
Al_2O_3	16,02	18,67	14,63	11,16
Fe_2O_3	0,81	4,95		
FeO	2,81	3,18	0,78	1,62
MnO	0,13	0,17	0	0
MgO	1,56	3,02	0,04	0,10
CaO	5,70	8,99	1,35	0,34
Na_2O	4,89	3,72	5,61	2,68
K_2O	2,80	1,12	3,19	5,09
P_2O_5	0,18	0,30		
H_2O^+	0,61	0,47		
H_2O^-	0,26	0,27		
total	98,76	100,65	96,70	97,26
Norme CIPW				
quartz	10,30	4,15	23,35	39,60
orthose	16,55	6,62	18,85	30,08
albite	41,38	31,48	47,47	22,68
anorthite	13,49	30,94	5,32	1,69
corindon				0,62
clinopyroxène				
* Ca	5,73	4,97	0,58	
* Mg	2,64	2,17	0,06	
* Fe	3,04	2,79	0,58	
orthopyroxène				
* Mg	1,24	5,35	0,04	0,25
* Fe	1,43	6,86	0,40	1,41
magnétite	0,86	1,85	0,19	0,39
ilménite	0,93	1,77	0,15	1,03
apatite	0,39	0,66		
Éléments en traces en p.p.m.				
U	2,26	0,66		
Th	6,01	1,74		
Zr	180	106		
Nb	6	4		
Y	22	20		
Ba	835	415		
Sr	329	554		
Rb	71	19		

1 = lave hôte dacitique, 2 = enclave andésito-basaltique, 3 = verre rhyolitique de la mésostase de la roche (1), 4 = verre rhyolitique de la mésostase de la roche (2) (Bardintzeff, 1985a, Bardintzeff et Deniel, 1992). (Roches totales 1 et 2 : éléments majeurs, analyses R. Coquet, traces, C. Pin, F. Cantagrel, S. Couturié, C. Deniel ; verres 3 et 4, analyses J.-M. Bardintzeff).

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

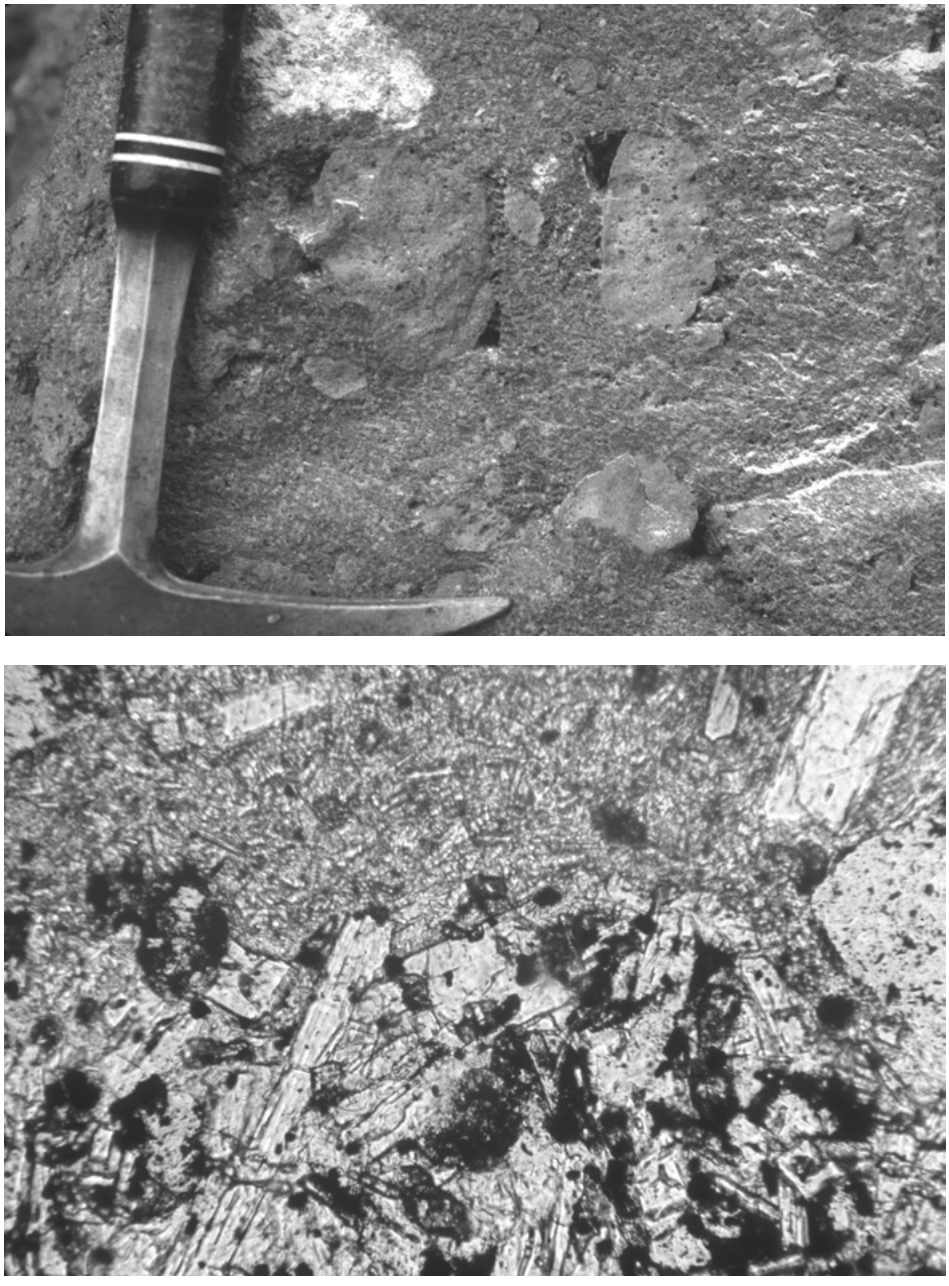


FIGURE 5.4 — **La lave dacitique constitutive du dôme du Cerro Chiquito, Guatemala et ses enclaves andésito-basaltiques, illustration d'un mélange imparfait (mingling).**

(Haut) L'échelle de l'échantillon montre des enclaves pluricentimétriques. (Bas) L'échelle de la lame mince montre un contact sinueux entre les deux phases : dacite porphyrique (au-dessus) et enclave andésito-basaltique doléritique (en dessous). (Photo (haut) J.-M. BARDINTZEFF, (bas) J.-M. BARDINTZEFF et B. PLATEVOET).

Les compositions chimiques des deux laves et de leurs mésostases respectives ne peuvent s'expliquer aisément par un modèle de cristallisation fractionnée. Deux hypothèses ont été proposées pour expliquer de telles observations (Bardintzeff, 1985a ; Deniel et Bardintzeff, 1989 ; Bardintzeff et Deniel, 1992 ; Fig. 5.5). La première suppose la production indépendante de deux magmas à partir du manteau. Ultérieurement une communication entre les deux chambres magmatiques pourrait s'établir, à la faveur de failles. La seconde hypothèse suppose que le liquide andésito-basaltique provient de la refusion, dans la chambre dacitique, de cumulats renfermant des amphiboles. Dans les deux hypothèses, un processus de mélange de magmas intervient.

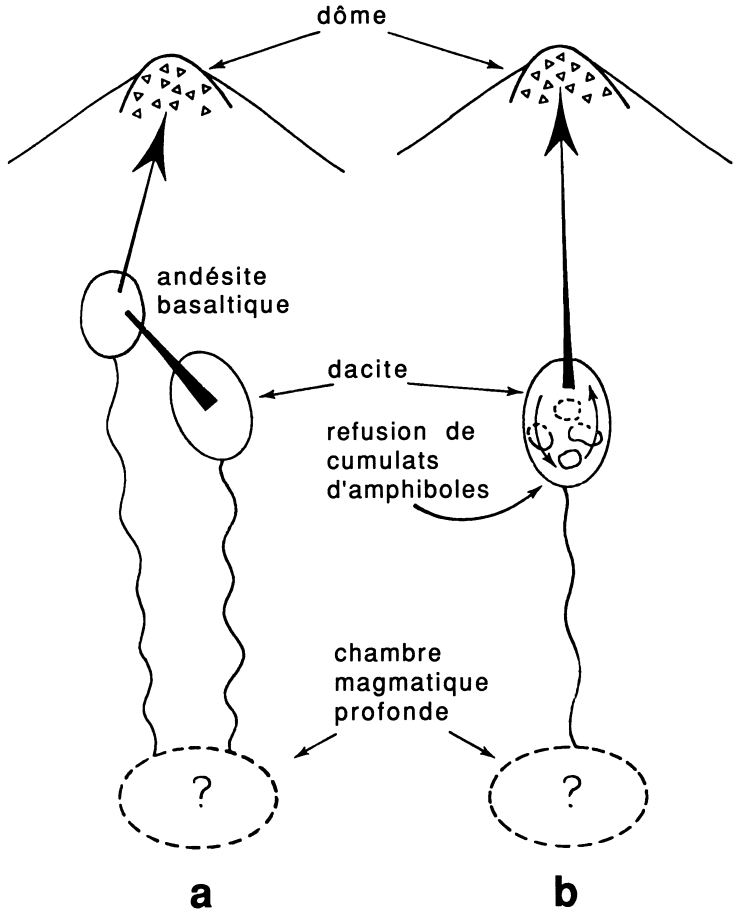


FIGURE 5.5 — **Interprétations volcanologiques de la mise en place du dôme du Cerro Chiquito.**

(a) Modèle à deux chambres magmatiques. (b) Modèle à une seule chambre et refusion de cumulats à amphiboles.
Les deux hypothèses font intervenir le mélange imparfait de deux liquides magmatiques. (BARDINTZEFF, 1985a, DENIEL et BARDINTZEFF, 1989, BARDINTZEFF et DENIEL, 1992).

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

5.4. Les mélanges : modalités et conditions thermodynamiques

Hétérogénéité, volume et chimisme

Le résultat d'un mélange peut apparaître relativement homogène (*mixing*) ou au contraire rester très hétérogène (*mingling*). Mais les deux processus ont parfois été décrits simultanément comme par exemple au volcan Torfajökull en Islande (McGarvie, 1984). Si le phénomène de *mingling*, bien visible, permet une étude relativement aisée de chaque constituant, dans le cas du *mixing* l'approche de chacune des phases reste bien plus complexe.

Le volume relatif de chaque constituant est sujet à de grandes variations. Dans la plupart des cas, un magma dominant en englobe un autre, mineur. Dans les deux exemples étudiés, la quantité du magma le moins représenté atteint 20-30 % au Cerro Chiquito et seulement un très faible pourcentage à Saint-Vincent. À partir de l'étude de douze éruptions andésitiques, Anderson (1976) constate des quantités comprises entre 1 et 40 %.

La connaissance de la composition chimique des deux pôles, facile pour les mélanges incomplets, reste difficile voire impossible pour un mélange homogène. Dans le cas de Saint-Vincent, elle est appréhendée par le biais des verres magmatiques (inclusions vitreuses, microponces). Les mélanges concernent en général un terme basique (basalte ou andésite basaltique) et un terme acide (dacite, rhyolite).

Dans les deux cas étudiés, les teneurs en silice diffèrent de 10 % environ. Parfois les deux magmas s'opposent encore plus complètement. Il s'agit de basalte d'une part et de rhyolite ou de rhyodacite d'autre part, tant à l'Askja (Islande) qu'au Santorin en mer Égée (Sparks *et al.*, 1977). Une des plus grandes différences est décrite au Medicine Lake Volcano (Eichelberger, 1975 ; Gerlach et Grove, 1982), où l'on observe le mélange d'un magma primaire ayant la composition d'un basalte alumineux (48,8 % SiO_2) et d'un magma rhyolitique (73,2 % SiO_2). Les cendres du Pah Canyon, Nevada (Flood *et al.*, 1989) présentent un cas plus exceptionnel, puisque résultant d'un mélange de deux termes acides : un magma latitique (68,7 % SiO_2) et un autre rhyolitique (78,7 % SiO_2).

Une autre question se pose : le magma dominant est-il celui de chimisme basique ou de chimisme acide ? La phase acide domine dans les produits émis par l'Askja en 1875 (Sigurdsson et Sparks, 1981), de même que dans les douze cas étudiés par Anderson (1976), et au Cerro Chiquito. Inversement, à Saint-Vincent, le magma basique constitue la grande majorité (Shepherd et Sigurdsson, 1982, Bardintzeff, 1983, 1984a, 1986). Des observations tout à fait analogues ont été faites pour les épisodes de type Saint-Vincent (chapitre 9) repérés dans d'autres édifices volcaniques comme à la montagne Pelée (Traineau *et al.,* 1983 ; Bourdier et *al.,* 1985). Gardons à l'esprit cependant que les pourcentages des différents produits émis ne traduisent qu'imparfaitement le pourcentage des liquides dans la chambre, celle-ci ne pouvant être que partiellement purgée.

Les deux magmas, qui se mélangent, proviennent le plus souvent l'un de l'autre par cristallisation fractionnée. Les liquides se séparent dans la chambre par différence de

densité (stratification magmatique). Ultérieurement, une cause mécanique conduit au mélange. Parfois, le mélange se produit au niveau du conduit éruptif. Par exemple un liquide basique s'injecte dans le conduit alors que du liquide acide est en train de transiter. Le cas de deux magmas d'origines complètement différentes (exemple du Cerro Chiquito) reste exceptionnel car, comme le signale Anderson (1976), la probabilité d'occurrence de deux magmas différents au même endroit et au même moment est statistiquement très faible.

Parfois, plus de deux magmas interviennent. Au volcan Ichinomegata, Japon, les variations pétrologiques résultent du mélange de trois composants : basalte (51 % SiO_2), andésite basaltique (54 %) et dacite (65 %) (Sakuyama et Koyaguchi, 1984). À Grizzly Peak, Colorado, les tufs rhyolitiques présentent un zonage chimique, selon une fonction discontinue plutôt qu'une régularité linéaire. L'interprétation suppose la présence de sept couches convectives dans un réservoir stratifié par densité et régulièrement vidangé par des éruptions successives (Fridrich et Mahood, 1987).

Enfin, le magma peut assimiler par fusion plus ou moins complète une certaine quantité (10-20 %, voire 30 %) de roches encaissantes. Il s'agit alors d'une véritable contamination.

Température et pression d'eau

Ces deux paramètres apparaissent intimement liés car estimés à partir de géothermomètres et de géobaromètres dépendants. Ces calculs sont effectués à partir de la répartition de deux éléments (fer et titane par exemple) entre deux phases (magnétite et ilménite), qui dépend de différents paramètres thermodynamiques. Bien entendu, des incertitudes restent inévitables. Il convient de demeurer prudent : les températures calculées concernent-elles la situation avant, pendant ou après le mélange ? Il semble que les différences de températures obtenues soient un minimum.

Au Cerro Chiquito, les températures moyennes des deux magmas diffèrent de 130 °C (tableau 5.4 ; Fig. 5.6 ; Bardintzeff, 1992), soit un écart du même ordre que celui calculé à l'Askja pour l'éruption de 1875 (Sigurdsson et Sparks, 1981). À Saint-Vincent la différence se limite à 60 °C (Fig. 5.6). Statistiquement, les écarts se situent entre 50 °C et 200 °C, exceptionnellement plus.

Tableau 5.4 — Paramètres thermodynamiques des deux liquides magmatiques coexistant à la Soufrière de Saint-Vincent d'une part et au Cerro Chiquito d'autre part.

Les analyses de roches totales (1 = analyse 2 du tableau 5.1 ; 3 et 4 = analyses 2 et 1du tableau 5.3) ou de verre (2 = analyse 4 du tableau 5.1), considérées comme représentatives de magmas, ont été utilisées pour les différents calculs (Bardintzeff, 1992).

	Saint-Vincent (Antilles)		Cerro Chiquito (Guatemala)	
	1 basique	2 acide	3 basique	4 acide
SiO2 (% en poids)	53,04	63,99	54,86	62,50
température (°C)	1 080	1 020	1 035	905

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

	Saint-Vincent (Antilles)		Cerro Chiquito (Guatemala)	
pression d'eau (kb)	5,3	2	4,5	5,3
solubilité de l'eau (% en poids)	9,3	5,5	9,3	8,7
quantité d'eau dissoute (% en poids)	2,5	4	2,5	4
densité du liquide	2,75	2,52	2,72	2,60
log10 viscosité (Po)				
* sans cristaux	2,83	3,74	3,31	4,46
* 5 % plagioclases 1 mm	7,47	8,31	7,93	9,01
* 50 % plagioclases 0,1 mm	3,78	3,75	4,07	4,14

Températures calculées d'après les géothermomètres de Roeder et Emslie, 1970, Roeder, 1974, Leeman et Scheidegger, 1977 ; pression d'eau d'après Kudo et Weill, 1970 ; solubilité de l'eau, d'après Burnham, 1979 ; densité, d'après Bottinga et Weill, 1970 ; viscosité sans cristaux, d'après Shaw, 1972 ; viscosité avec cristaux, d'après McBirney et Murase, 1984.

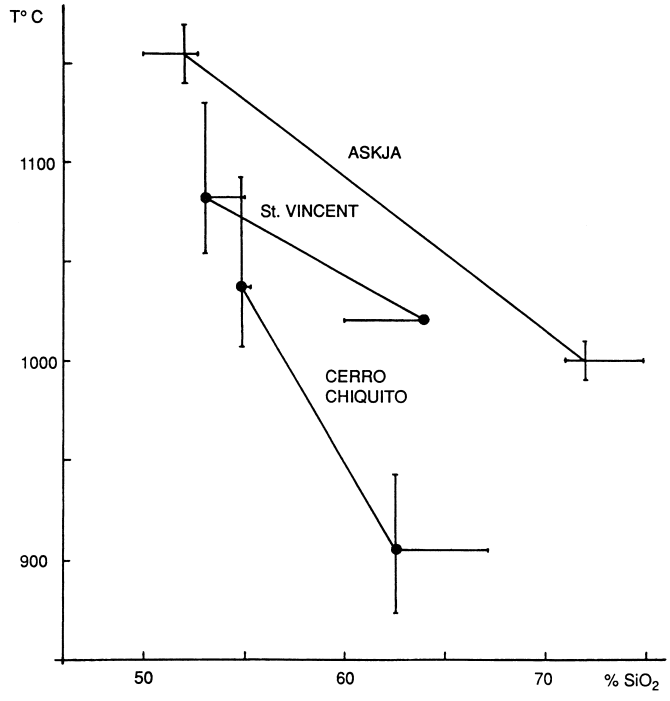


Figure 5.6 — Diagramme indiquant les différences de température et de composition chimique (SiO_2) pour différents cas de mélanges de magmas (Bardintzeff, 1992).

Barres verticales = incertitudes dans le calcul des températures ; barres horizontales = variations de composition chimique au sein de chaque constituant du mélange. Les droites de corrélations joignent les points représentatifs utilisés pour les différents calculs. (Données relatives à l'Askja, Islande, d'après Sigurdsson et Sparks, 1981).

Les échanges thermiques dépendent à la fois du degré d'intimité du mélange et de la forme de la surface de contact et de la différence de température. Un mélange quasi parfait (mixing) permet une homogénéisation à la fois thermique et chimique très rapide. Dans le cas d'un mélange imparfait (mingling), une zone de contact entre les deux phases, de forme sinueuse, festonnée, en « chou-fleur » favorise les transferts. Ce type de contact, observable à différentes échelles (échantillon, lame mince) se rapproche d'une figure fractale (Bébien *et al.*, 1987). Dans tous les cas, le magma basique, plus chaud, se refroidit alors que le magma acide subit une surchauffe.

La vitesse de diffusion thermique est supérieure de plusieurs ordres de magnitude à celle de la diffusion chimique. Thompson et Dungan (1985) ont proposé des modèles thermiques à partir de contrastes de températures échelonnés entre 75 et 220 °C dans le cas de poches basaltiques en forme de sphère réparties dans un réservoir rhyodacitique. L'échange thermique rapide pour une différence de température de l'ordre de 200 °C (chute de température de 107 °C pendant les trente premières minutes en bordure d'inclusion) devient plus faible pour 100 °C (chute de 63 °C seulement).

Les pressions d'eau s'échelonnent entre des valeurs de l'ordre de 5 kbar pour les magmas les plus profonds et 2-3 kbar pour les niveaux plus superficiels.

Teneur en eau et solubilité

Les teneurs en eau des deux magmas en présence peuvent différer sensiblement : entre 2,5 % et 4 % dans les deux cas étudiés (tableau 5.4). Ces valeurs restant inférieures à la solubilité, l'eau demeure à l'état dissous dans le magma. Certains phénomènes de mélange peuvent modifier brusquement les teneurs en eau et les porter au-delà du seuil de solubilité, engendrant un début de processus de vésiculation, qui peut s'intensifier (chapitre 4, § 4). Ce facteur contribue alors grandement au déclenchement d'une phase éruptive explosive.

Les variations des teneurs en eau dissoute ou exsolvée modifient le champ de stabilité des minéraux. Le cas de la cristallisation ou de la déstabilisation des phases hydroxylées (amphibole et mica) a déjà été envisagé (Bardintzeff et Bonin, 1986, 1987, chapitre 4, § 2).

Densité et viscosité

Le magma basique, plus dense, diffère du magma acide, plus léger : 2,72 contre 2,60 au Cerro Chiquito et 2,75 contre 2,52 à Saint-Vincent (tableau 5.4). Un écart important ne favorise pas le phénomène de mélange, qui suppose une cause mécanique supplémentaire (réalimentation magmatique par exemple) à l'origine d'un brassage. Les variations des teneurs en cristaux et en fluides peuvent, en modifiant les densités, réduire voire annuler cet écart. Eichelberger (1980) insiste sur l'impact de la vésiculation : un liquide basaltique hautement vésiculé peut s'avérer plus léger que le liquide acide avoisinant et donc s'élever.

Les $\log_{10}$ des viscosités des liquides libres de tous cristaux diffèrent d'une unité : le liquide acide présente une viscosité dix fois supérieure à celle du liquide basique.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Des calculs prenant en compte les cristaux (quantité, taille et forme) montrent l'importance des variations possibles (tableau 5.4). Pour des quantités équivalentes de cristaux, la différence de viscosité se maintient. Mais l'exemple théorique du Cerro Chiquito, en retenant 50 % de petits plagioclases (0,1 mm) dans les enclaves et 5 % de plagioclases de plus grande taille (1 mm) dans la lave-hôte montre des différences dramatiques ($\log_{10}$ = 4,07 contre 9,01) soit un facteur 100 000 ! Une grande différence de viscosités s'oppose à un mélange intime.

5.5. Mélange et déclenchement de l'éruption

Sparks, Sigurdsson et Wilson (1977) ont présenté un bien séduisant modèle en invoquant un mélange de magma comme *possible* facteur de déclenchement d'une éruption explosive. L'arrivée d'un magma au sein d'un autre (Fig. 5.7), explique les modifications soudaines des paramètres thermodynamiques.

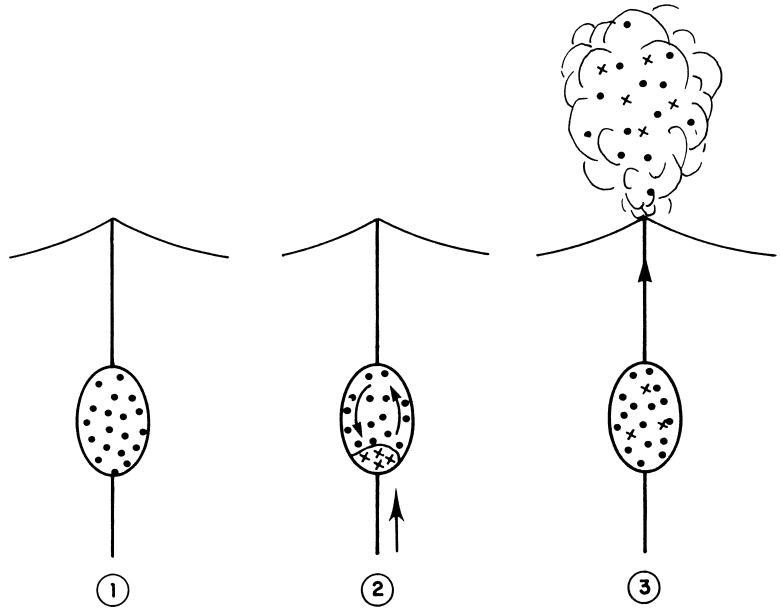


Figure 5.7 — Un mélange de magma à l'origine du déclenchement d'une éruption explosive.

1. Un magma acide séjourne dans une chambre magmatique. 2. Une réalimentation par un magma basique plus chaud provoque un brassage de l'ensemble. 3. Le mélange des deux phases provoque de brusques variations des paramètres thermodynamiques, à l'origine d'une éruption violemment explosive. (*in* Bardintzeff, 1986, d'après le modèle de Sparks *et al.*, 1977).

Si un tel processus est maintenant universellement admis, il apparaît illégitime de conclure qu'un mélange conduit systématiquement à une éruption de type explosif et qu'inversement chaque phase explosive provient d'un mélange préalable. Par exemple les tephra (cendres) issus d'éruptions phréatomagmatiques (intervention

de la vapeur d'eau associée au magma) ne présentent aucune bimodalité chimique. D'autre part, des figures de mélanges de magmas ont été définies aussi bien pour des dômes extrusifs que dans certains complexes plutoniques.

Woods et Cowan (2009) expliquent même l'inverse dans certains cas, en se basant sur des expérimentations en laboratoire. Par exemple, si la couche inférieure d'un réservoir peu profond contient davantage de volatils exsolvés, elle devient plus légère et peut incorporer, en montant, des parties de la couche supérieure : c'est alors l'éruption explosive qui entraîne un mélange de magmas !

5.6. Immiscibilité

Il s'agit du phénomène inverse à celui du mélange. Un magma initial monophasique devient instable et se démixte spontanément en deux phases immiscibles. Un tel processus, mis en évidence dès 1927 par Creig, est bien connu au sein des inclusions vitreuses, plus particulièrement en contexte andésitique (Saint-Vincent, Sardaigne, Kamtchatka ; Clocchiatti, 1979) : des sphérules vitreuses de couleur brun rouge, riches en TiO_2 (17 %), P_2O_5 (7 %) mais pauvres en silice (30 %) apparaissent dispersées au sein d'un verre plus clair de composition dacitique. Un domaine d'immiscibilité a pu être défini expérimentalement (Roedder, 1951 ; Philpotts, 1979).

À plus grande échelle, un processus similaire est invoqué pour expliquer la genèse de certains magmas particuliers, telles les carbonatites, laves carbonatées. Les carbonatites calciques, constituées essentiellement de carbonates de Ca, avec parfois un peu de Mg, résulteraient d'une immiscibilité à partir d'un liquide primaire basanitique (chapitre 1, § 4). Les natrocarbonatites, constituées de carbonates de Na, K, Ca, résulteraient également d'une immiscibilité, à partir d'un magma évolué fortement sous-saturé, de nature phonolitique (Hamilton *et al.*, 1979 ; Peterson, 1990). Les laves de nature natrocarbonatitique, émises de 1982 à 2007 par l'Ol Doinyo Lengai en Tanzanie, apparaissent bien particulières par leur couleur noire (mais la roche devient ensuite rapidement blanche par altération), par leur extrême fluidité et par leur température d'émission très basse : 491 à 519 °C pour les coulées et 544 °C pour le petit lac de lave lors de l'éruption de 1988, et jusqu'à 593 °C (Krafft et Keller, 1989 ; Keller et Krafft, 1990 ; Bell et Keller, 1995). Les carbonatites calciques, telles qu'on les trouve sur le volcan Kerimasi, situé à quelques km au sud de l'Ol Doinyo Lengai, ou au Kaiserstuhl en Allemagne, ont du être émises à une température supérieure (700 °C ou plus).

Notons que le 4 septembre 2007, l'Ol Doinyo Lengai a été le siège d'une éruption explosive, avec un panache de cendres haut de 3 km, après 40 ans d'émissions effusives, comme cela avait été observé aussi en 1917, 1926, 1940-41, 1966-67. Cette activité explosive a duré jusqu'en mars 2008, le panache atteignant parfois 17 km de haut. Le nouveau magma émis en 2007-2008, très sous-saturé (de type néphélinite, mélilitite, qui a réagi avec la natrocarbonatite), est aux deux tiers silicaté pour un tiers carbonaté (Mitchell et Dawson, 2007 ; Mitchell, 2009 ; Keller *et al.*, 2010). Depuis, des natrocarbonatites sont à nouveau émises (coulées et petit lac de lave).

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

6 Le déclenchement de l'éruption

« Quis, quid, ubi, quibus auxilis,
cur, quomodo, quando ? »

Le magma produit, présent dans la lithosphère, est susceptible de sourdre d'un moment à l'autre à la surface, à la faveur d'une éruption volcanique. Ce phénomène soudain répond à des processus relativement plus continus. Quelles causes déterminent ce point de « non-retour » ? Les paramètres, qui interviennent (Fig. 6.1), apparaissent très nombreux, du plus global au plus local et ils interfèrent fréquemment entre eux.

6.1. Le contrôle tectonique

Il apparaît clairement que les volcans sont rassemblés dans les zones les plus actives du globe (chapitre 12) : ouvertures océaniques (dorsales) ou continentales (rifts), zones de subduction (Cercle de Feu du Pacifique, arcs insulaires), voire de collision. Dans ces deux derniers cas, des distensions locales se juxtaposent à des zones de compression générale et autorisent alors le passage du magma.

Crisp (1984) a effectué une compilation de données relatives à une centaine d'édifices volcaniques ayant manifesté une activité pendant une période supérieure à 300 ans (tableau 6.1a). Les résultats concernent à la fois le taux de mise en place du magma et celui de son émission. Différents facteurs interviennent : composition du magma, épaisseur de la croûte, contexte tectonique et champ de contraintes régional. Une majorité du magma cristallise en profondeur sous forme de roches plutoniques. Les rapports des volumes (intrusif/extrusif) sont typiquement compris entre 1 et 5 en domaine océanique et entre 1 et 10 en domaine continental. Les taux de productions et d'émissions magmatiques apparaissent statistiquement plus importants pour les magmas basaltiques que pour les magmas acides. Les taux d'émissions restent systématiquement plus élevés en contexte océanique qu'en contexte continental, sans doute en liaison avec une croûte plus fine et moins froide. Le volume total de magmas mis en place en profondeur et/ou émis en surface atteint 26-34 km^3 par an pour l'ensemble de la Terre, sur une moyenne des 180 dernières années. Les rides océaniques en produisent environ 75 %, les zones de subduction 15-20 %, le magmatisme intraplaque océanique 5 % et le magmatisme intraplaque continental moins de 5 %. Le taux d'émission magmatique, quant à lui, atteint 10^{-1} km^3 par an dans les régions les plus actives.

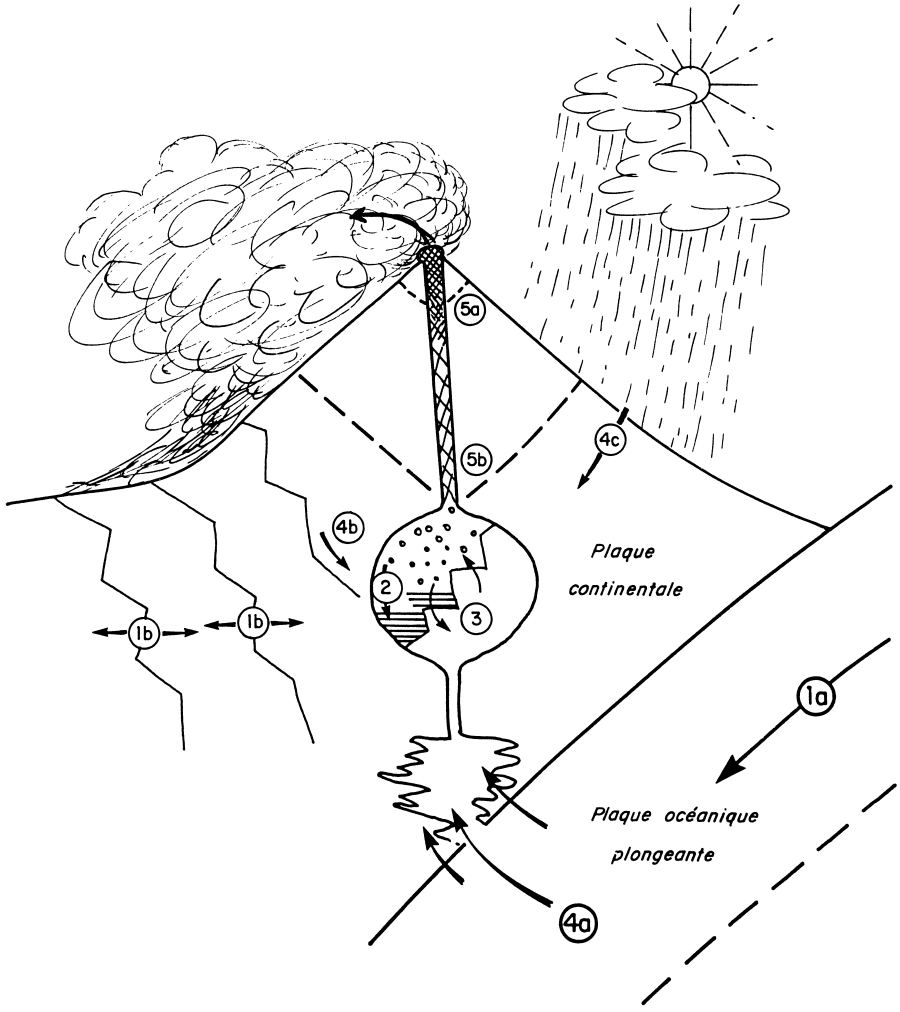


FIGURE 6.1 — **Les facteurs responsables du déclenchement d'une éruption explosive (exemple choisi dans un contexte de subduction).**

Le contrôle tectonique (1) : vitesse de subduction de la plaque plongeante (1a) et failles distensives sur la plaque chevauchante, autorisant l'éventuelle montée du magma (1b). La différenciation et la stratification des liquides et la sédimentation des minéraux dans la chambre magmatique (2) et le mélange de magmas (3). Le rôle des fluides (4), « juvéniles » (4a), météoriques infiltrés profondément (4b) ou superficiels (4c). La résistance (5) du bouchon de lave (5a) ou du toit de l'édifice volcanique (5b). Cette représentation schématique ne peut pas respecter l'échelle verticale : le toit volcanique a une épaisseur de quelques centaines de mètres, la chambre magmatique se situe à une profondeur de quelques kilomètres à quelques dizaines de kilomètres et la déshydratation de la croûte océanique se produit à une profondeur de l'ordre de 100 km ou plus (BARDINTZEFF, 1985a, 1986, 1987).

Wadge (1984) a rassemblé une grande quantité d'informations relatives au volcanisme de subduction, plus particulièrement en Amérique centrale et aux Antilles en

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

vue d'une comparaison (tableau 6.1b). Il a pu estimer la production volcanique en volume (km^3) par unité de longueur (1 km d'arc volcanique) et par unité de temps (1 million d'années). Pour les 300 dernières années, la productivité moyenne est de 62 en Amérique centrale et de 5 aux Antilles, à comparer à une moyenne supérieure à 300 pour les dorsales médio-océaniques. Pour les 100 000 dernières années, elle tombe respectivement à 31 et 4. Le rapport des deux valeurs reste compris entre 8 et 12, mettant en évidence la haute activité de la marge américaine comparée à celle de l'arc antillais. Parallèlement, les vitesses de subduction sont estimées à 9 cm par an pour l'Amérique centrale et à seulement 2 cm par an pour les Antilles, soit un rapport de l'ordre de 4. À l'échelle d'un seul arc volcanique, celui des Aléoutiennes, des variations apparaissent aussi (Marsh, 1982). La vitesse de convergence diminue de 5,5 cm par an à l'extrémité est, près de l'Alaska, à 0 à l'extrémité ouest, où la fosse océanique se rapproche de l'arc. La production volcanique totale atteint 4 700 km^3 pour les trois derniers millions d'années. Mais celle-ci, importante à l'est (450 km^3 pour le Katmaï) diminue régulièrement vers l'ouest (moins de 10 km^3 pour le Buldir). Ainsi apparaît une corrélation étroite entre les deux phénomènes de subduction et d'émission de magmas et, d'une manière plus large, entre la tectonique et le volcanisme.

Tableau 6.1 — (a) Productivité magmatique (en $km^3 \cdot an^{-1}$) des différentes zones actives de la planète (Crisp, 1984).

Dans les trois cas présentés, la plus grande partie du magma n'atteint pas la surface mais cristallise en profondeur sous forme de roches plutoniques. (b) Corrélation entre la vitesse de subduction d'une plaque plongeante et le taux de production de roches volcaniques (Wadge, 1984). Pour une moyenne sur seulement 300 ans, les données chronologiques sont précises mais le recul insuffisant, alors que sur 100 000 ans, on bénéficie d'une meilleure vue d'ensemble mais d'une moins bonne précision.

a	volcans	plutons	total	%
Zones d'ouverture	3	18	21	75
Arcs	0,4-0,6	2,5-8	2,9-8,6	> 15
Zones intraplaques	0,3-0,5	1,6-3,5	1,9-4	< 10

b	Antilles	Amérique Centrale	rapport
Vitesse de subduction (en $cm \cdot an^{-1}$)	2	7-9	4 :1
Taux de production de roches volcaniques (en $km^3 \cdot Ma^{-1} \cdot km^{-1}$)			
– moyenne pour les 300 dernières années	5	62	12 :1
– moyenne pour les 100 000 dernières années	4	31	8 :1

À l'échelle mondiale, des périodes de volcanisme plus intense sont mises en évidence. Ainsi, à partir de la comparaison de forages océaniques pour huit arcs volcaniques principaux autour du Pacifique, Cambray et Cadet (1994) identifient deux crises majeures au Miocène moyen (18-13 Ma) et au Plio-Quaternaire (5-0 Ma). Ces pics d'activité coïncident avec des événements tectoniques majeurs dans les zones de subduction péri-pacifiques. Ils témoignent davantage de contraintes tectoniques que de vitesses de subduction.

Plus localement, au contact des plaques, de brusques variations de déplacement relatif se produisent vraisemblablement, induisant alternativement l'ouverture et la fermeture de fractures, dont dépendent la production et la vitesse d'ascension du magma. La réponse (vitesse de subduction ou d'ouverture et éruption volcanique) apparaît périodique pour une cause (mouvement de plaques lithosphériques) continue. L'initiation ou la disparition du volcanisme suit cependant d'une dizaine de millions d'années le début ou la fin de la subduction.

Ainsi, la conjonction d'éruptions de volcans voisins (Soufrière de Saint-Vincent, 7 mai 1902 et montagne Pelée, 8 mai 1902 ; mont Unzen, Japon et Pinatubo, Philippines, juin 1991) pourrait résulter d'une « crise » tectonique régionale. Au contraire, une corrélation inverse apparaît entre les activités du Mauna Loa et du Kilauea à Hawaii. En général, quand le premier est actif, le second est au repos ou au stade d'un lac de lave tranquille. Les contraintes induites par l'inflation d'un édifice se répercutent ainsi sur l'autre.

À plus petite échelle, toute faille localement distensive voire transformante favorise la montée du magma (exemple de l'Etna, Doglioni *et al.*, 2001, Mattia *et al.*, 2007). D'ailleurs les alignements de volcans apparaissent souvent le long de réseaux de failles : en Indonésie (Java, Sumatra), aux Philippines (Pasquare et Tibaldi, 2003), au Cameroun, à Madagascar (Chorowicz *et al.*, 1997), au Maroc (Chorowicz *et al.*, 2001). Les édifices les plus importants se situent au croisement de directions de failles (montagne Pelée, Merapi à Java). De nombreux volcans ou provinces volcaniques (Etna, Islande, Hawaii, Karthala aux Comores, Ambrym au Vanuatu) sont affectés par des zones de rift extensif.

Bien évidemment ces failles actives sont le siège de séismes, qui peuvent apparaître alors liés à l'activité volcanique. Il peut s'agir de séismes tectoniques profonds (jusqu'à 40 km), de magnitudes élevées (supérieures à 5), liés à la contrainte, comme celui enregistré le 29 novembre 1975, à Kalapana à Hawaii, sous le flanc sud du Kilauea (magnitude M = 7,1-7,2). De même, un séisme de magnitude 5,4 a précédé l'éruption sous-glaciaire du Vatnajökull en Islande en 1996. Mais plus généralement sous les volcans se produisent assez régulièrement des séismes moins importants, appelés « volcano-tectoniques », liés à des cassures de moyenne ampleur en profondeur. De tels séismes sont témoins de l'activité potentielle d'un volcan mais peuvent précéder une éruption de plusieurs jours, plusieurs mois ou plusieurs années. Ces séismes sont bien différents des *tremors* plus superficiels et de magnitudes faibles directement liés à la montée du magma, présentés au chapitre 13, § 4.

Ainsi, le volcan Cordon Caulle (et aussi le Puyehue) au Chili a fait une éruption seulement 38 heures après le séisme majeur de Valdivia du 22 mai 1960 (M = 9,5) dont l'épicentre se situait à 240 km. La relation séisme – faille – volcan semble bien établie aux Philippines (Bautista *et al.*, 1996 ; Garcia *et al.*, 1998). En effet, un séisme s'est produit à Baguio le 16 juillet 1990 (M = 7,8), avec un épicentre situé à l'intersection de la grande faille Philippine et de la faille Sacobia. Le volcan Pinatubo en éruption onze mois après (juin 1991) se situe justement à 100 km, de l'autre côté de faille Sacobia, qui le décale et favorise l'ouverture de fissures. Deux éruptions (le Karymsky et le volcan Akademia Nauk dont c'était la première éruption historique) ont suivi de deux jours le séisme du Kamtchatka du 1er janvier 1996 (Walter, 2007).

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Cette relation semble aussi établie pour le Popocatepetl au Mexique et le Tungurahua en Équateur (De la Cruz-Reyna *et al.*, 2010) ainsi que pour le Vésuve et l'Etna, le Saint Helens, le Kilauea et le Mauna Loa, le Santa-Maria au Guatemala, divers volcans d'Islande, d'Alaska, du Japon, des Vanuatu (Zobin, 2003 ; Eggert et Walter, 2009 ; n° spécial *Tectonophysics*, 471, 1-2, 2009).

Une conjonction séisme – volcan a eu lieu en Indonésie en 2006. Le Merapi a connu une intense activité en avril-juillet 2006 (émission de dizaines de nuées ardentes sur des distances maximum de 7 km et croissance importante d'un dôme de 4 millions de m^3, 2 morts et environ 30 000 évacués). Un séisme de magnitude 6,2-6,3 avec un épicentre situé à 70 km au sud du volcan, a eu lieu le 27 mai 2006 (environ 6 000 victimes, 46 000 blessés). Ce séisme semble avoir augmenté significativement l'activité du Merapi (nuées ardentes plus nombreuses et plus importantes). En aucun cas l'éruption du Merapi qui a débuté bien avant le séisme n'a pu causer ce dernier. Par contre le séisme a pu réactiver le réseau de failles et augmenter ainsi la productivité magmatique et donc l'intensité de l'éruption comme cela a bien été observé.

Une étude statistique (Linde et Sacks, 1998) montre qu'à la suite d'un séisme majeur, la probabilité d'une éruption volcanique, au cours des deux jours suivants et dans un rayon de 750 km, augmente significativement. Dans les zones de subduction, on remarque que 0,4 % des éruptions explosives (mais aussi des réactivations de geysers et de volcans de boue) se produisent quelques jours après un séisme important dans un rayon de quelques centaines de kilomètres, ce qui est bien supérieur à une simple probabilité (Manga et Brodsky, 2006). Les cas d'éruptions voisines et quasi simultanées de deux volcans pourraient s'expliquer par le séisme lié à la première éruption qui déclencherait la seconde.

Par ailleurs, les importantes masses d'eau et de glace pourraient aussi jouer un rôle. On note dans les forages dans les glaces du Groenland, une corrélation nette entre les phases de volcanisme intense (teneur anormale en SO_4^{2-}), et celles de changement climatique, au moins pour les 110 000 dernières années. Une augmentation du volcanisme global apparaît nettement pendant et après la période de déglaciation, il y a 17 000-6 000 ans. Ceci semblerait alors lié à la modification de la contrainte crustale résultant de la diminution de volume des glaces continentales et corrélativement de l'augmentation du volume des eaux océaniques, accompagnée d'une montée du niveau marin. Inversement les périodes d'activité volcanique notées à 36 000-27 000 ans et à 85 000-79 000 ans seraient à relier au tout début de l'augmentation de cette même calotte polaire avant son extension maximum (Zielenski *et al.*, 1997).

6.2. La différenciation magmatique

Les nombreux phénomènes susceptibles de se dérouler dans la chambre magmatique jouent un rôle important dans le déclenchement de l'éruption. Les volcans sans chambre associée (ou associé à une chambre de petite taille) montrent un mécanisme de fonctionnement beaucoup plus simple que les édifices composites situés à l'aplomb d'une chambre magmatique importante.

Les phénomènes de stratification magmatique, de cristallisation fractionnée, de cumulation-flottation de phénocristaux sont à l'origine de la séparation de deux ou plusieurs liquides ayant des propriétés bien différentes. Par exemple le liquide magmatique rassemblé à l'apex de la chambre s'avère le plus souvent acide, peu dense, visqueux et riche en fluides et surmonte des magmas basiques plus lourds. Les éléments volatils, dissous ou exsolvés, ont une influence considérable sur le déroulement de la phase éruptive future.

6.3. Les mélanges de magmas

Le mélange des différents magmas séjournant dans la chambre et/ou l'irruption d'un nouveau liquide d'origine profonde créent un déséquilibre à la fois chimique et thermodynamique. Ce processus se traduit par une surchauffe de l'une des phases, éventuellement par sa vésiculation. L'aspect soudain du phénomène augmente son impact sur le déclenchement d'une éruption éventuelle. De nombreux arguments pétrographiques prouvent le rôle des mélanges, essentiellement pour les éruptions du type explosif.

Une question, de la plus haute importance en matière de prévision, se pose : combien de temps sépare le phénomène de mélange du début de l'éruption proprement dite ?

Ce temps doit être très court selon Sparks *et al.* (1977), de l'ordre de quelques semaines, comme le prouve à l'Askja en Islande comme à Santorin en Grèce, la présence de clastes basiques plurimillimétriques à pluricentimétriques parfaitement vitreux, au sein de dépôts ponceux acides. Un intervalle de temps supérieur eût provoqué leur cristallisation ou leur destruction par dissolution. Semet *et al.* (1982) calculent pour la Soufrière de Guadeloupe un temps de six jours, nécessaire à la formation de couronnes de croissance (50 µm) autour des phénocristaux en supposant une vitesse de croissance de 10^{-4} µm · s^{-1}. Compte tenu de la finesse (1 µm) de la frange de contact entre verres andésitique et dacitique dans les éjectas mixtes et du coefficient de diffusion (10^{-4} $\mu m^2 \cdot s^{-1}$), la coexistence des magmas à haute température a été de l'ordre de quelques dizaines d'heures. Coulon *et al.* (1984), lors d'une étude de mélange de magmas en Martinique, proposent un intervalle de temps de 80 à 100 heures, temps nécessaire à la précipitation de cristaux de plagioclase lorsque la différence de température avec le solidus est de 200-250 °C). Gerlach et Grove (1982) obtiennent un écart de 76-88 heures (3 jours environ) en utilisant pour leurs calculs à 1 100 °C les coefficients de diffusion de Misener ; pour une température de 1 000 °C, l'intervalle de temps serait compris entre 234 et 341 heures (10 à 15 jours). Toujours est-il que l'intervalle de temps entre le mélange de magmas et l'éruption reste très court, compliquant singulièrement les problèmes d'estimation de risques volcaniques.

6.4. Les éléments volatils

Il s'agit essentiellement de l'eau car le gaz carbonique et les autres fluides restent minoritaires. Celle-ci crée de fortes surpressions lors de sa transformation liquide-vapeur. Il convient de distinguer trois origines possibles de l'eau.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

L'eau « juvénile », issue du manteau ou de la plaque plongeante, est injectée dans les magmas produits. Cette quantité d'eau peut se concentrer dans telle ou telle phase ou se ségréger au cours de divers processus pétrogénétiques. Elle conditionne la formation et la stabilité des phases minérales hydroxylées (amphibole, mica, qui stockent dans leur structure l'eau sous forme de groupements hydroxyls). Ces minéraux peuvent ultérieurement se déstabiliser et libérer brusquement leur eau de constitution.

L'eau d'origine météorique s'infiltre au sein de l'édifice. Dans certains cas (fractures dans les laves massives, porosité des tephra), elle peut atteindre le magma à des niveaux relativement profonds et changer les conditions de fractionnement de celui-ci en cours d'ascension.

Le plus souvent, l'eau reste superficielle. Le contact du magma en phase finale de montée ou simplement l'onde de chaleur propagée par celui-ci est responsable de la transformation de l'eau en vapeur. L'éruption acquiert une composante phréatique, qui augmente son caractère explosif (chapitre 10). On remarque que statistiquement, les volcans tropicaux (Merapi par exemple) ont davantage tendance à entrer en éruption lors de la saison des pluies. Au piton de la Fournaise à la Réunion, sur les 249 éruptions enregistrées au cours des 150 dernières années, 156 sont survenues entre novembre et avril, quand tombent 70-75 % des pluies annuelles : les causes apparaissent en fait multiples, en particulier la masse d'eau infiltrée favorise ou modifie les surpressions, les contraintes et les instabilités (Violette *et al.*, 2001).

En définitive, il convient de bien appréhender trois facteurs différents : la quantité initiale de fluides, la loi de solubilité dans le magma et les éventuels phénomènes de ségrégation de cette phase fluide. Plus un fluide est soluble, plus il joue un rôle important dans la création de surpression : ainsi s'expliquent le rôle majeur de l'eau et celui, plus modeste, du gaz carbonique moins soluble. Ce dernier peut d'ailleurs, dans certaines conditions, jouer un rôle inverse à celui de l'eau (Papale et Polacci, 1999).

Les relations entre la teneur et la pression en fluides et l'éruption ont été envisagées précédemment (chapitre 4, § 4 et § 5).

Enfin, le comportement des gaz, exsolvés sous forme de bulles, au sein du magma, puis le dégazage de celui-ci, conditionnent aussi le devenir de l'éruption. Des modélisations en laboratoire (Jaupart et Vergniolle, 1988) permettent de préciser les modalités des dynamismes hawaiien et strombolien. Dans un réservoir expérimental surmonté d'un conduit plus mince, des bulles injectées dans le fond montent et forment une couche d'écume au sommet. Lorsque cette couche atteint une épaisseur critique, les bulles se réunissent en poches de gaz, dont la taille dépend de la viscosité du liquide et des forces de tension. Pour une viscosité faible du liquide (dynamisme hawaiien) une seule poche de gaz se forme et monte dans le conduit, déclenchant une « éruption » monophasique. Pour une viscosité plus élevée (dynamisme strombolien, chapitre 8), plusieurs petites poches montent et éclatent par intermittence. Bien évidemment, la présence de rétrécissements dans la chambre ou le conduit, modifie le scénario éruptif.

6.5. La résistance à la traction

Dans le cas d'un réservoir magmatique relativement peu profond, une sorte de compétition se déroule entre les forces volcaniques internes et les forces de résistance externes de l'édifice. La cristallisation fractionnée et la sursaturation en fluides induite créent une surpression dans le réservoir, qui voit son volume augmenter par déformation de l'encaissant. Son toit peut subir une véritable « bréchification hydraulique ». Quand la surpression dépasse plus ou moins sensiblement la résistance à la traction de l'édifice, l'éruption (ou la mise en place de dykes) se produit (chapitre 4, § 5). Le réservoir retrouve alors son volume et sa pression initiale jusqu'à l'éruption suivante (Tait *et al.*, 1989). La cristallisation d'une phase minérale solide implique une augmentation de la teneur en fluides de la phase liquide restante. Ainsi, le taux de cristallisation conditionne directement la période de repos, qui varie de quelques années pour un liquide basaltique à quelques centaines d'années pour un système plus visqueux. Pour l'éruption de 1959 du Kilauea, Mangan (1990) calcule une période de résidence en subsurface du magma de 11 ans, à partir d'une étude statistique des paramètres géométriques (longueur, volume) de la population des phénocristaux précipités.

Si la chambre magmatique se comporte comme un système fermé (chapitre 2, § 4), le magma émis est remplacé par un volume équivalent de gaz. Un effondrement peut intervenir ultérieurement, à l'origine de la formation d'une caldeira (chapitre 8, § 8). La pression lithostatique, qui règne au niveau d'une chambre magmatique peu profonde, varie entre 50 et 200 MPa (500 bars à 2 kbar).

Il convient de bien distinguer le cas d'un simple bouchon de lave (résistance d'environ 5 MPa soit 50 bars) au-dessus d'un réservoir superficiel de magma et celui d'un véritable toit volcanique. Dans ce dernier cas, la surpression exercée par le magma à plus d'un kilomètre de profondeur doit être de l'ordre de 50 MPa soit 500 bars pour que l'éruption puisse avoir lieu. L'édifice volcanique se retrouve littéralement « décapité » par l'explosion comme on l'a observé en 1991 au Pinatubo aux Philippines, qui a perdu 145 mètres d'altitude ! Une forte résistance du toit favorise les éruptions latérales.

6.6. Conjonction des différents facteurs

Cinq facteurs retenus semblent jouer un rôle dans le déclenchement d'une éruption (Bardintzeff, 1985a, 1988). Le facteur tectonique (1) reste extrinsèque au phénomène volcanique. Son influence, incontestable, se fait essentiellement sentir sur une période de temps relativement longue (plusieurs centaines ou milliers d'années). Il conditionne plus l'activité globale d'une région que celle de tel ou tel volcan. Cependant, l'ouverture ou la réactivation d'une faille peut avoir des conséquences au niveau d'un édifice en particulier.

La chambre magmatique conditionne le type de vie du volcan : de sa taille et de sa périodicité de remplissage dépendent la fréquence d'éruption, la qualité (différenciation) du magma émis et le type de dynamisme éruptif. Les phénomènes de différenciation (2) et de mélange (3) apparaissent très liés, l'un annulant en partie les

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

effets de l'autre : mais ce qui est vrai à l'échelle de la chambre ne l'est plus dans le détail car l'homogénéisation reste parfois incomplète.

La teneur en fluides (4) s'avère un paramètre susceptible de grandes variations. Les pressions ainsi engendrées peuvent dépasser celle de la résistance à la traction du toit volcanique (5).

Les paramètres (2), (3), (4) et (5) restent intrinsèques au volcan.

Finalement, seule la combinaison de plusieurs des cinq facteurs envisagés autorise le déclenchement de l'éruption.

Deuxième partie

L'arrivée du magma en surface et les dynamismes éruptifs

« Le nombre des volcans était aussi beaucoup diminué, parce que leurs éruptions ne pouvant s'opérer que par le conflit de l'eau et du feu, elles avaient cessé dès que la mer, en s'abaissant, s'en était éloignée.»
Buffon, *Les époques de la Nature*



FIGURE 7.0 — **Le Tungurahua en Équateur en éruption en novembre 1999 (photo J.-M. BARDINTZEFF).**

Le magma, produit en profondeur et le plus souvent modifié lors de sa montée par des processus variés, arrive en surface (aérienne ou sous-marine) à la faveur d'une éruption. Celle-ci dure en moyenne de quelques jours à quelques mois et comprend plusieurs phases éruptives, périodes d'activité quasi continue mais d'intensité variable, durant quelques heures à quelques jours, séparées de moments plus calmes.

La vitesse maximum d'ascension du magma peut être calculée par la formule de Carey et Sigurdsson (1985) :

$$u = M \ / \ dm \ \pi \ r^2$$

où u est la vitesse maximum d'ascension en $m \cdot s^{-1}$, M le débit éruptif massique maximum en $kg \cdot s^{-1}$, dm la densité du magma en $kg \cdot m^{-3}$ et r le rayon du conduit éruptif en m. Les valeurs obtenues sont de l'ordre du $m \cdot s^{-1}$ ($u = 1{,}3\text{-}1{,}8\ m \cdot s^{-1}$ pour r = 60-70 m lors de l'éruption P1 de la montagne Pelée, chapitre 8).

Spera (1980) calcule une vitesse minimale de montée du magma, suffisante pour transporter les enclaves observées en surface. Ainsi, la présence d'une enclave ultrabasique de 15 cm de rayon, remontée lors de l'éruption de 1801 du volcan Hualalai à Hawaii, implique une vitesse minimum d'ascension du magma de $51\ cm \cdot s^{-1}$.

Plusieurs cas de dynamismes éruptifs, bien différents, se distinguent.

Si la phase liquide reste continue et se dégaze régulièrement, le magma s'épanche sous forme d'une coulée de lave, qui épouse le relief et se cantonne de préférence dans les points bas. Un magma plus visqueux, qui ne peut pas couler, s'accumule et constitue un dôme. On parle, dans les deux cas, d'éruption *lavique* ou *effusive*.

D'autres fois, le magma, constitué d'un mélange de phases solide, liquide et/ou gazeuse, arrive violemment en surface lors d'une éruption *explosive*. Les *matériaux pyroclastiques* (appelés également *pyroclastites* c'est-à-dire « cassés par le feu » ou aussi *tephra*) projetés à grande vitesse, à des altitudes et des distances importantes, recouvrent de grandes surfaces. Le terme général de tephra englobe l'ensemble des produits d'origine volcanique à l'exception des laves, c'est-à-dire une grande variété de matériaux : cendres, bombes, blocs, ponces, etc. (revue *in* Freundt et Rosi Éd., 1998 ; Bardintzeff, 2000 ; Leyrit et Montenat Éd., 2000). Les caractères particuliers de ces tephra nécessitent une étude mixte, à la fois pétrologique (pour leur origine) et sédimentologique (pour leur type de dépôt). En raison de leur fragilité et de leur altérabilité, l'idéal est de les appréhender au plus tôt après l'éruption. Dans certains cas favorables cependant, l'étude de tephra anciens s'avère possible.

Il convient de distinguer deux grands types de scénarios d'éruptions explosives totalement différents.

Dans le premier cas, des fragments de tailles variées (des cendres millimétriques aux bombes plurimétriques) émis verticalement hors du cratère (jusqu'à plusieurs kilomètres voire plusieurs dizaines de kilomètres de hauteur) retombent tout alentour (à plusieurs centaines de mètres ou de kilomètres). Ces éruptions durent plusieurs heures, avec un débit quasi continu. On parle de *retombées* (*fall* pour les Anglo-Saxons).

Dans le deuxième cas, un mélange intime (émulsion) de solide, liquide et gaz, dans laquelle le gaz constitue la phase continue, sort à grande vitesse de façon

dirigée (verticalement ou latéralement). Ce phénomène soudain dure de l'ordre d'une minute (contre plusieurs heures pour les retombées). Il s'agit d'*écoulements pyroclastiques* (*flow* pour les Anglo-Saxons) tels les nuées ardentes.

Du point de vue physique, les éruptions du premier type correspondent à la propulsion balistique de fragments, qui décrivent, pour les plus lourds d'entre eux, des paraboles dans l'atmosphère alors que celles du second type s'assimilent à une détente d'un gaz chargé de matériaux solides en suspension. A.R. McBirney (1973) compare les premières à une « lance à incendie » à débit continu et les secondes à un « coup de canon » unique.

Remarquons que les deux derniers types décrits peuvent se succéder au cours d'un même épisode éruptif, dans un intervalle de temps très court. Et les trois types (coulées de lave, retombées et écoulements pyroclastiques) peuvent alterner au cours de la vie d'un volcan. Les édifices volcaniques importants (Etna, Mont-Dore), constitués d'un empilement de tephra et de laves alternativement, présentent ainsi une structure stratifiée d'où leur nom de strato-volcan.

Quand le magma sourd sous la mer, le dynamisme éruptif se trouve profondément modifié. Les types effusif et explosif existent toujours mais selon des modalités bien différentes, fonctions de la profondeur de mise en place.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

7 LES ÉRUPTIONS LAVIQUES

« S'ils sont bien ramonés les volcans brûlent doucement et régulièrement, sans éruptions. »
Antoine de Saint-Exupéry, *Le Petit Prince*

7.1. LES COULÉES DE LAVE

L'épanchement d'une coulée

La lave est très rarement émise du sommet du volcan mais sort fréquemment de fissures latérales. Relativement fluide, s'épanche sous l'effet de la gravité sur le flanc de l'édifice volcanique, puis emprunte le plus souvent une vallée préexistante.

L'état de fusion suppose une température élevée. Celle-ci peut être estimée de trois façons différentes. Une mesure directe, à l'aide d'un thermocouple plongé dans la lave fondue, bien que dangereuse, s'avère parfois possible. Une thermométrie à partir des rayonnements infrarouges émis par la coulée donne également des résultats fiables. Enfin, des calculs effectués *a posteriori*, à partir des compositions chimiques des minéraux et des verres (géothermomètres, chapitre 3, § 4) restent la seule méthode possible pour les volcans anciens. Les résultats concordent : les températures des laves en fusion s'échelonnent entre 1 200 °C pour les laves basaltiques et 900 °C pour les laves rhyolitiques.

Le comportement de la coulée de lave (photos couleur hors texte 1 à 4) dépend de la fluidité (paramètre inverse de la viscosité, chapitre 4, § 3) du magma. Les coulées très fluides (type *pahoehoe*, mot hawaiien) s'épanchent à grande vitesse (plusieurs dizaines de km · h^{-1}, exceptionnellement 75 km · h^{-1} au début de leur trajet ; puis cette vitesse diminue avec la température de la lave et la pente du volcan). Elles parcourent des distances importantes, jusqu'à 50 km, pour une largeur de l'ordre de 100 m et une épaisseur de quelques mètres à quelques dizaines de mètres ; on signale en Islande une coulée longue de 96 km, une de 160 km liée à l'éruption de Roza dans la région de Columbia River au NW des États-Unis et une autre coulée de 160 km également à Undara en Australie. On cite aussi une gigantesque coulée de phonolite, datée de 11-13,6 millions d'années, longue d'environ 300 km au plateau de Yatta au Kenya mais peut-être résulte-t-elle de l'activité de plusieurs centres émissifs alignés. Les coulées de lave peuvent former de vraies cascades. Ensuite, les bords de la coulée, en se refroidissant plus rapidement que le centre, constituent

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

parfois de véritables « levées », qui canalisent la lave. Si le toit de la coulée se solidifie aussi, la lave s'écoule dans un tunnel. Ultérieurement, la lave peut abandonner son cortex solide et laisser un « tunnel sous coulée » largement ouvert, véritable grotte pouvant atteindre plusieurs kilomètres. On connaît de tels tunnels à Lanzarote aux Canaries (Jameos del Agua, Cuevas de los Verdes), à Hawaii (Kazumara Cave s'étendant sur 59,22 km). En refroidissant, la surface relativement plane de la coulée se plisse et acquiert un aspect cordé ou en draperie (Fig. 7.1). Des gouttelettes de lave projetées forment des « larmes de Pelé » ou s'étirent en très fins filaments atteignant parfois 30 cm de long, les « cheveux de Pelé », Pelé étant la déesse hawaiienne du feu. Les coulées pahoehoe caractérisent les éruptions de type hawaiien. Les volcans, qui en résultent, ont une forme de cône très aplati, avec une pente de quelques degrés seulement (volcan bouclier).



FIGURE 7.1 — **Une coulée « pahoehoe » à Hawaii pétrifiée en draperies (photo J.-M. BARDINTZEFF).**

Les coulées plus visqueuses (type *aa*, autre terme hawaiien) s'épanchent moins facilement, sur une distance de quelques kilomètres. Leur surface de lave scoriacée présente un aspect très chaotique. Les *cheires* en Auvergne résultent de telles coulées refroidies.

Le Mauna Loa à Hawaii, constitué d'une accumulation de coulées, culmine à 4 170 m et repose sur des fonds océaniques profonds de plus de 4 000 m ! Les deux types de coulées, aa et pahoehoe, alternent sur ce massif, parfois au cours d'une même phase éruptive (Fig. 7.2). En 1859 et en 1880-1881, des coulées aa ont été émises au cours d'une brève période initiale, caractérisée par un important

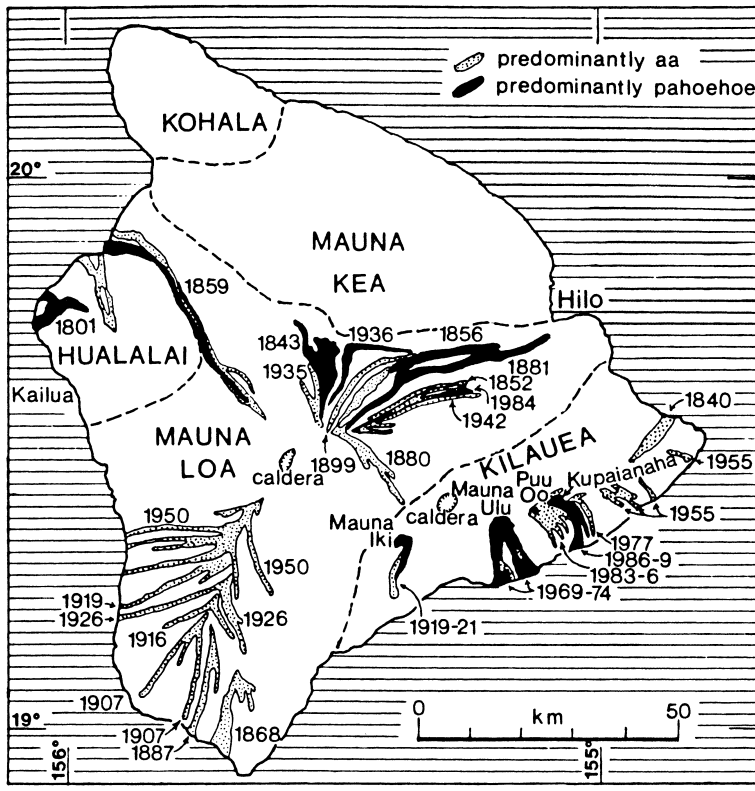


Figure 7.2 — Carte d'Hawaii et limites (en tiretés) des différents massifs volcaniques.

Les coulées à dominante pahoehoe sont cartées en noir et celles à dominante aa en pointillés (ROWLAND et WALKER, 1990).

débit et le jaillissement de fontaines de lave. Une deuxième phase a suivi, quasi sans fontaine de lave, caractérisée par un débit lavique plus faible et des coulées de type pahoehoe. Rowland et Walker (1990) ont démontré que les coulées de type aa se forment pour un débit volumétrique de lave élevé (supérieur à 5-10 $m^3 \cdot s^{-1}$) et celles de type pahoehoe pour des débits inférieurs. Sato (1995) a comparé les laves solidifiées des deux types dans la presqu'île d'Izu-Oshima au Japon. Les laves de type aa contiennent cent fois plus de cristaux de plagioclases par cm^3 ($10^{9,3}$ cm^{-3}) que les laves de type pahoehoe ($10^{7,0}$ cm^{-3}). Par contre, les cristaux des laves aa sont plus petits (11 × 3 µm en moyenne contre 43 × 15 µm). Une étude sur les produits de l'éruption du Mauna Loa en 1868 et du Kilauea en 1996, témoins d'une transition pahoehoe-aa, confirme l'augmentation de la teneur en microlites mais insiste aussi sur la baisse de la vésiculation (Polacci *et al.*, 1998). Une coulée pahoehoe peut se transformer graduellement en type aa mais l'inverse semble impossible : l'état pahoehoe correspondrait donc à un stade plus primitif. Une diminution brusque de la pente d'écoulement favorise aussi cette transformation.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Après sa phase explosive majeure de 1968, l'Arenal au Costa Rica a émis une grande quantité de coulées de type aa à une température de 1 100-1 150 °C. Leur viscosité, calculée à partir de mesures effectuées *in situ* à 50-200 m du cratère, atteint 10^8 poises (10^7 Pa · s), soit une valeur relativement élevée, due à leur haute cristallinité. Trois stades d'évolution se succèdent. (1) Durant la phase précoce, la coulée naissante, de 25-30 m de largeur et de 10-15 m d'épaisseur avance de 50 à 70 m par jour. Sa progression ultérieure dépend surtout de la morphologie du substratum. (2) Au stade mature, quand la coulée s'approche de la base de l'édifice, la largeur atteint 50 à 80 m et le front s'élargit en éventail jusqu'à 100-200 m pour une épaisseur de 15-30 m (plus exceptionnellement, 400-500 m et 100 m). (3) La phase finale correspond à la fin d'émission du magma. La lave interne, encore fluide, continue d'avancer alors que le toit de la coulée s'effondre. L'« onde d'effondrement » progresse de 50 m par jour (Cigolini *et al.*, 1984). La figure 7.3 représente la vitesse de la coulée au cours des phases (2) et (3).

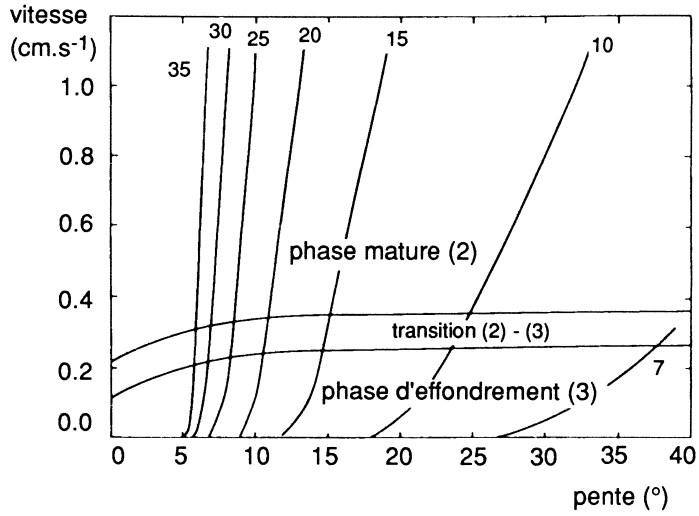


FIGURE 7.3 — **Diagramme montrant l'évolution de la vitesse de la lave ($1\ cm \cdot s^{-1} = 36\ m \cdot h^{-1}$) dans le canal d'écoulement en fonction de la pente pour différentes épaisseurs de coulées, comprises entre 7 et 35 m (chiffres indiqués sur les courbes).**

Ces vitesses diminuent de la phase mature (2) à la phase d'effondrement (3) (exemple du volcan Arenal, Costa Rica, voir texte ; CIGOLINI *et al.*, 1984, modifié).

Une coulée de lave transporte souvent des blocs (arrachés aux flancs du volcan ou provenant d'éboulements latéraux) un peu comme un glacier et ses moraines. Ultérieurement, ces blocs emballés dans la lave figée forment des brèches, de base ou de sommet de coulée, bien utiles pour distinguer sur le terrain les différentes unités *a posteriori*. Par ailleurs, la lave peut cuire le sol sous-jacent, qui prend une teinte rouge brique.

Certaines coulées, encore plus visqueuses, sont entièrement constituées de blocs de lave, refroidis en leur périphérie mais encore liquide en leur intérieur, qui avancent en roulant les uns sur les autres à la manière d'une chenillette.

L'Arenal a émis 51 coulées, d'une longueur moyenne de 2 km entre 1968 et 1984. Alors qu'entre 1968 et 1973 le passage du stade aa au stade coulée à blocs restait partiel, le processus est devenu ultérieurement complet. Les coulées à blocs sont constituées d'un mélange biphasique : lave liquide et débris refroidis solides. Ces derniers en quantités bien différentes selon les coulées ont une taille variant de 1 m (15 %), à 30-60 cm (80 %) jusqu'à 1-5 mm (5 %). L'écoulement (déformation continue) de l'ensemble dépend à la fois de la gravité et des forces de friction à l'interface lave-substratum parfois importantes. Si celles-ci dépassent un certain seuil, la coulée se casse et prend une structure discontinue. Le front de la coulée peut atteindre une taille importante. Ce lieu particulier peut être comparé à une « machine » transformant une lave mobile issue du canal d'écoulement en talus relativement stables. L'amplitude et la vitesse d'avancement du front dépendent de la morphologie des flancs de l'édifice, du taux d'effusion de lave et de sa rhéologie (Borgia *et al.*, 1983).

Enfin, de petits cônes, de quelques mètres de haut, prennent parfois naissance à la surface de la coulée. Les *hornitos* (mot signifiant « petit four » en espagnol) sont construits par l'émission, à travers la croûte solidifiée de la coulée, d'un peu de lave sous pression, à la façon de la pâte dentifrice. Les *tumuli* résultent de la libération explosive de gaz piégés, qui brisent la croûte dont les fragments forment un relief.

Le refroidissement d'une coulée

Après sa mise en place, le corps de la coulée, en se refroidissant, se solidifie et parfois forme des prismes hexagonaux en colonnes verticales, semblables à des orgues et donc appelés orgues basaltiques, bien visibles dans les coulées anciennes, érodées (Fig. 7.4, photo couleur hors texte 7). De même, la surface de la coulée révèle après érosion une sorte de pavage constitué d'éléments de plusieurs dizaines de centimètres, telle la célèbre Chaussée des Géants en Irlande du Nord. De telles figures proviennent d'une diminution de volume de la lave qui, en se rétractant, se fissure selon des formes géométriques. Un refroidissement lent favorise la formation de prismes réguliers. De nombreuses coulées montrent une double prismation : grossière dans leur partie supérieure, plus fine et parfaitement géométrique dans leur partie inférieure. La taille de la section des prismes dépend aussi de la teneur en verre de la lave solidifiée : 10 % de verre dans les prismes grossiers (diamètre de l'ordre de 1 m) de la partie supérieure d'une coulée basaltique, 30 % dans les prismes plus fins (diamètre d'environ 30 cm) de la partie inférieure, presque 100 % de verre pour certains prismes rhyolitiques de moins de 10 cm de diamètre dans l'Esterel par exemple (Boivin et Laporte, 2000). Plusieurs paramètres physiques interviennent lors de la formation des prismes : gradient de la teneur en eau et en autres fluides entre cœur et bord des prismes, surfusion, tensions superficielles (Gilman, 2009 ; Guy, 2010).

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.



FIGURE 7.4 — Orgues basaltiques à la Chaussée des Géants (Giant's Causeway), dans le compté d'Antrim en Irlande du Nord (photo J.-M. BARDINTZEFF).

Les colonnes prismées sont disposées en fait perpendiculairement à la surface de refroidissement, c'est-à-dire verticalement dans le cas d'une coulée subhorizontale mais horizontalement dans le cas de filons (dyke) ou d'intrusions verticaux ou obliques (Fig. 7.15).

Les laves constituent des unités massives, qui résistent bien à l'érosion. Celle-ci peut, ultérieurement, les déchausser en tables basaltiques. Les inversions de reliefs sont classiques des paysages volcaniques : une coulée ancienne, jadis au point le plus bas, se retrouve en position sommitale, au-dessus des coulées les plus jeunes, qui empruntent les vallées de part et d'autre.

Les laves ne recouvrent en général pas des surfaces très importantes comparées à celles intéressées par les retombées (Fig. 8.6). Mais on connaît d'immenses empilements de coulées basaltiques (trapps) émises au cours d'un intervalle de temps relativement court (quelques centaines de milliers d'années) qui recouvrent des provinces entières (Deccan en Inde, Columbia River aux États-Unis ; chapitres 12, § 2 et 14, § 6).

Modélisation

Le comportement physique (rhéologique) de la coulée peut être appréhendé par le biais de la mécanique des fluides. On distingue classiquement deux types de liquides. Les liquides *newtoniens*, telle l'eau, s'écoulent même sur une pente infime, avec un gradient de vitesse proportionnel à la force appliquée, la constante de proportionnalité correspondant à la viscosité. Dans le cas d'un liquide *binghamien*, il existe un seuil minimum d'écoulement. Il est clair qu'une coulée de lave prise dans son ensemble ne coule pas sur toutes les pentes et nécessite pour le faire une contrainte minimum, bien que localement de la lave à haute température et très fluide puisse couler facilement. Une coulée de lave se rapproche ainsi d'un liquide binghamien mais le fait qu'elle renferme des éléments solides (minéraux déjà cristallisés ou blocs transportés) complique singulièrement ce modèle.

Dans certains cas simples, des modélisations à la fois temporelle (progression de la coulée) et spatiale (extension) ont donné des résultats satisfaisants (Japon, Ishihara *et al.*, 1990. La coulée réellement observée correspond presque à celle modélisée (Fig. 7.5). De telles méthodes présentent un intérêt considérable pour la prévision des risques futurs (chapitre 14, § 2).

Une éruption lavique s'étend sur une durée de plusieurs jours, mois, voire années avec des variations d'intensité. Le taux d'émission de magma basaltique (débit) varie significativement au cours de l'éruption. Le taux atteint son maximum après une courte période d'augmentation importante puis décroît lentement (Wadge, 1981 ; Fig. 7.6). La comparaison de différentes éruptions montre que le flux moyen devient plus faible pour des éruptions relativement longues. Au relâchement de la contrainte élastique du magma stocké, s'ajoutent deux autres facteurs : la modification du conduit éruptif (transformation d'une fente en cheminée par érosion du substratum ; solidification de magma par endroit) et l'alimentation continue ou non en magma profond durant l'éruption. Ainsi le Paricutin au Mexique (1943-1952, chapitre 8) se caractérise par un taux décroissant exponentiellement sur trois périodes de 3 ans, témoin d'un réservoir profond, qui se vide ; la baisse du taux d'émission de l'Hekla (1947-1948) témoigne de modifications de la géométrie du conduit, alors que l'éruption du Kilauea Iki (1959) dépend de modifications de la rhéologie du magma. Les taux d'émission, importants au début (7 500 $m^3 \cdot s^{-1}$ pour l'Hekla, Fig. 7.6b), tombent rapidement à des valeurs de quelques $m^3 \cdot s^{-1}$. La longue éruption de l'Etna pendant 15 mois, de décembre 1991 à mars 1993, a libéré au total 0,25 km^3 de lave, soit un taux *moyen* de 6 $m^3 \cdot s^{-1}$.

Des laves exceptionnelles

Outre les laves silicatées très largement majoritaires dont on vient de parler, rappelons l'existence d'exceptionnelles laves de carbonatite de Na ou Ca (chapitre 5, § 6). Naranjo (1985) décrit au volcan Lastarria au Chili d'étonnantes coulées de soufre, très fluides, longues de plusieurs centaines de mètres et larges de 1-2 mètres, provenant de dépôts hydrothermaux, qui ont fondu lors d'un réchauffement du volcan. Au Poas, à Costa Rica, se forment parfois de petites mares de soufre fondu.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

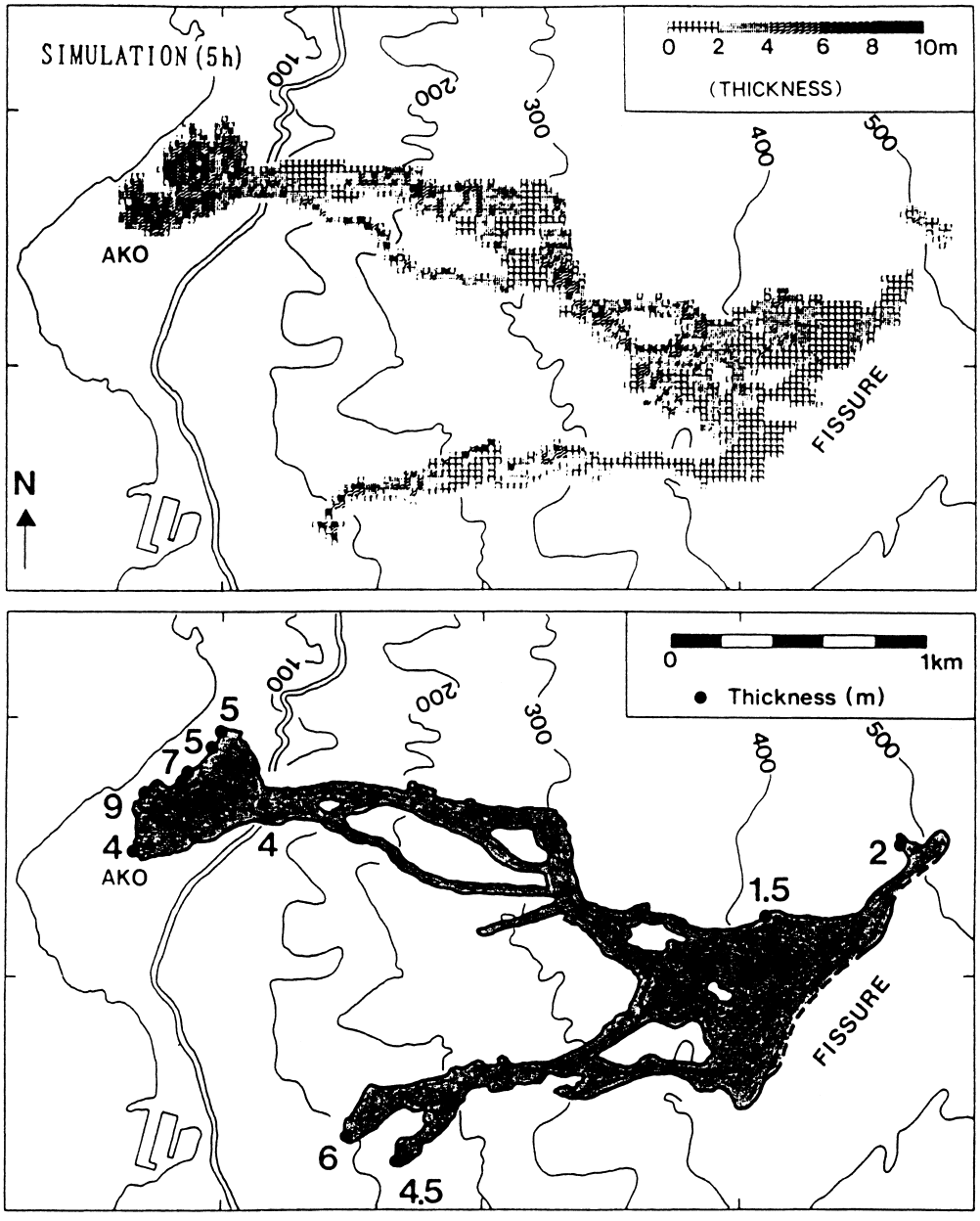


FIGURE 7.5 — Comparaison entre une coulée de lave simulée (extension au bout de cinq heures ; les différents figurés représentent les épaisseurs calculées) et une coulée réelle (les chiffres près des points indiquent les épaisseurs mesurées).

Exemple de la coulée d'octobre 1983 du volcan Miyakejima, Japon (ISHIARA *et al.*, 1990).

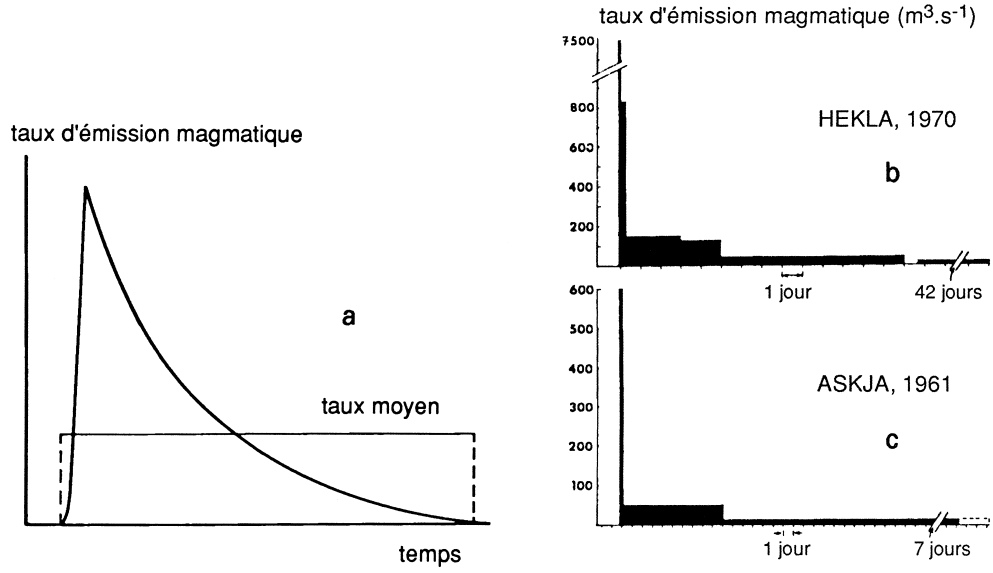


FIGURE 7.6 — **(a) Variation du taux d'émission magmatique pour une éruption basaltique moyenne. Le taux moyen, égal au rapport du volume émis par la durée de l'éruption est indiqué à titre comparatif. (b) Exemple de l'éruption de l'Hekla, Islande, en 1970 (d'après les données de THORARINSSON et SIGVALDASON, 1972). (c) Exemple de l'éruption de l'Askja, Islande, en 1961 (d'après les données de Thorarinsson et SIGVALDASON, 1962). (*In* WADGE, 1981).**

De façon encore plus anecdotique, on connaît des ferro-carbonatites et aussi, au volcan Laco, à la frontière Chili-Argentine, des coulées de magnétite pure.

7.2. LES FONTAINES ET LACS DE LAVE

Lors de certaines éruptions, la lave, très fluide, est éjectée sous pression comme l'eau qui gicle d'une lance à incendie. Elle jaillit en fontaines à quelques dizaines de mètres de hauteur parfois beaucoup plus : 500 m au Kilauea, à Hawaii, en 1959. En 1986, lors d'une éruption fissurale sur l'île Izu-Oshima au Japon, les fontaines atteignaient 1500 m de hauteur. La hauteur dépend de la vitesse d'éjection : 150 m pour 50 $m \cdot s^{-1}$, jusqu'à 2 000 m pour 200 $m \cdot s^{-1}$ (Wilson et Head, 1981). Une accumulation de gaz magmatique peut aussi intervenir (Allard *et al.*, 2005).

En retombant aux alentours la lave en fusion forme des cônes ou des remparts solidifiés.

Dans certains cas exceptionnels, la lave stagne dans le cratère et forme un lac de lave. Souvent, une fine pellicule de lave refroidie, sombre et plissée, recouvre le lac, dont la lave rouge en fusion n'apparaît que par endroit : elle est le siège de mouvements convectifs permanents. Un tel lac suppose un équilibre parfait entre l'alimentation et la vidange de lave d'une part, entre l'apport et la perte de chaleur d'autre part. La quantité prodigieuse de volatils émis et d'énergie thermique libérée

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

s'oppose à la faible quantité de magma produit : un paradoxe difficile à expliquer que l'on retrouve dans le cas des volcans stromboliens à activité persistante (chapitre 8, § 2). Il faut donc envisager qu'un important volume de magma se mette en place de façon endogène dans l'édifice volcanique sous forme de dykes et/ou cristallise en laves cumulatives au fond du réservoir.

Tazieff (1982) distingue parmi les lacs de lave s.l., les *lacs de magma* des *lacs de lave s.s.* Les premiers, alimentés par leur base en liquide sursaturé en gaz, sont le siège de mouvements convectifs et se dégazent superficiellement en formant des fontaines de laves. Les seconds résultent de l'accumulation de coulées très fluides déversées dans quelques bassins de l'appareil volcanique. On peut les assimiler à des baignoires que des robinets remplissent plus ou moins, parfois jusqu'à les faire déborder.

Dans le monde, quelques lacs de magma ont existé pendant de longues périodes (Tazieff, 1982, 1994) : Kilauea, Hawaii de 1823 à 1924, puis plus récemment (photo couleur hors texte 5) ; Nyamuragira, République démocratique du Congo du début du siècle jusqu'en 1938 ; Nyiragongo, République démocratique du Congo de 1928 à 1977 puis de nouveau à partir de 1982 ; Erta Ale, Éthiopie et Erebus, Antarctique, actifs depuis plusieurs décennies ; au Masaya, Nicaragua, au Villarrica, Chili (photo couleur hors texte 6) et à Ambrym, Vanuatu, leur durée de vie est plus courte, de l'ordre de quelques mois. Les lacs de lave ont une composition basaltique mais celui de l'Erebus, phonolitique (Kelly *et al.*, 2008), fait exception.

Le lac de lave du Nyiragongo doit sa célébrité à sa grande activité. Il apparaît en 1927-1928 et à partir de 1959 et jusqu'à 1976, son niveau monte de 200 m. Le 10 septembre 1977, une violente éruption le vidange par des fissures latérales (Tazieff, 1977) ; la lave sous pression est éjectée à la vitesse de 100 km · h^{-1}. À partir du 21 juin 1982, le lac se reforme rapidement (jusqu'à $2{,}5 \times 10^6$ m^3 par jour) pour atteindre en octobre, 500 m de large et 400 m de profondeur (Krafft, 1983 ; Tazieff, 1984 ; Fig. 7.7). Notons que le Nyiragongo a fait le 17 janvier 2002 une éruption lavique importante causant des dégâts sociaux et économiques (revue *in* n° spécial *Acta Vulcanologica*, 14 (1-2)-15 (1-2), 2002-2003). Un nouveau lac de lave était observé en octobre 2002, bien présent en 2010.

De nombreux lacs de lave *s.l.* se sont succédé sur le Kilauea à Hawaii. Le Halemaumau (« la maison du feu éternel »), qui a existé de 1823 à 1924, est ensuite réapparu épisodiquement en 1934 (pendant 33 jours), en 1952 (136 jours) et en 1967 (251 jours). En 1982, une fissure émissive s'est ouverte pendant trois heures seulement. Depuis début 2008, une regain d'activité est noté avec un petit lac de lave visible épisodiquement. Le diamètre du cratère actuel est de 1 600 m pour une profondeur d'une centaine de mètres (après avoir atteint 410 m par le passé). Lors de la grande éruption du Kilauea, qui a débuté le 3 janvier 1983 et qui se poursuit toujours en 2010 (plus de 3 km^3 de lave ont déjà été émis), deux lacs de lave ont déjà été observés. Le Kupaianaha, apparu en juin 1986, a disparu lors de la phase éruptive d'avril-mai 1990. Un autre lac de lave a pris le relais de 1991 à 1997 dans le cratère du Pu'u O'o, cône adventif du Kilauea, de 250 m de haut.

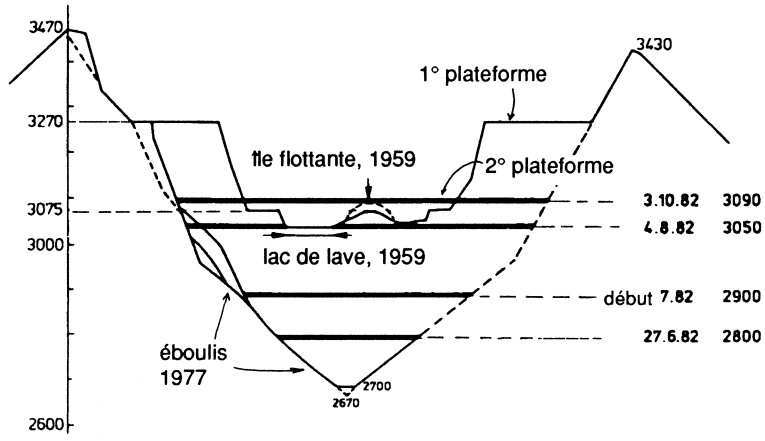


FIGURE 7.7 — **Coupe schématique montrant les niveaux successifs (date et hauteur en m indiquées) atteint par le lac de lave du Nyiragongo (République démocratique du Congo) en 1982, comparés à ceux de 1959.**

Les deux plates-formes bordant le lac de lave de 1959 se sont éboulées en 1977 (TAZIEFF, 1984, modifié).

La formation de lac de lave *s.s.*, « perché », comme on a pu l'observer en 1968 à Napau Crater puis en 1974 lors de l'éruption du Mauna Ulu, tous les deux dans le massif du Kilauea, apparaît bien différente (Wilson et Parfitt, 1993). Une coulée de lave, qui arrive sur une région relativement plane, a tendance à s'épancher dans toutes les directions, sa vitesse et son épaisseur diminuant. Par refroidissement périphérique, se forme un mur de lave solidifié, qui englobe alors un lac de lave « perché » de forme relativement circulaire. La lave, qui continue d'arriver, peut parfois déborder et augmenter la hauteur des rebords. La perte de chaleur importante limite la taille de ce type de lac de lave à quelques centaines de mètres.

Des forages successifs ont permis de suivre le refroidissement et la solidification des lacs de laves du Kilauea à Hawaii, après leurs coupures de leurs sources de laves (Peck, 1978). Trois lacs ont vu le jour dans trois cratères différents : Kilauea Iki en 1959 (profondeur de 120 m), Alae en 1963 (15 m) et Makaopuhi en 1965 (83 m). Le temps que met le lac de lave à se solidifier complètement dépend de la profondeur et varie entre 10,5 mois pour l'Alae à 25 ans pour le Kilauea Iki. Le temps de refroidissement total est encore plus long (Fig. 7.8). Entre 1 215 °C (température maximum enregistrée) et 1 070 °C la lave fluide cède sous la sonde de mesure ; entre 980 et 1 070 °C, la lave partiellement fondue (coexistence d'une phase liquide et de cristaux) reste rigide ; enfin en dessous de 980 °C elle est entièrement solide. Le lac de lave se refroidit de haut en bas sous l'effet de l'air et de la pluie et, dans une moindre mesure, de bas en haut. Ainsi, la croûte superficielle a une épaisseur de 20 cm en 1 jour, de 2 m en 1 mois et de 8 m en 1 an. Au Kilauea Iki, en 1976, 17 ans après la formation du lac de lave, la croûte de surface atteignait 45 m d'épaisseur.

Des lacs de lave fossiles existent en grand nombre. Celui de Chastel-Marlhac (Cantal) constitue un ensemble massif de 1 km de diamètre, déchaussé par l'érosion

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

sur une hauteur de 25 m. Les parois verticales dénudées révèlent des gerbes de prismes horizontaux. À Grachou dans le massif du Cézallier, un ancien lac de lave refroidi de 1,5 km de diamètre, recoupé par une rivière, montre nettement deux cellules convectives, dont les mouvements apparaissent en quelque sorte fossilisés dans la roche (Brousse et Lefèvre, 1990). Le rocher d'Espally dans le Velay, célèbre pour la qualité de sa prismation verticale, correspond également au résidu d'un lac de lave dont l'essentiel a disparu.

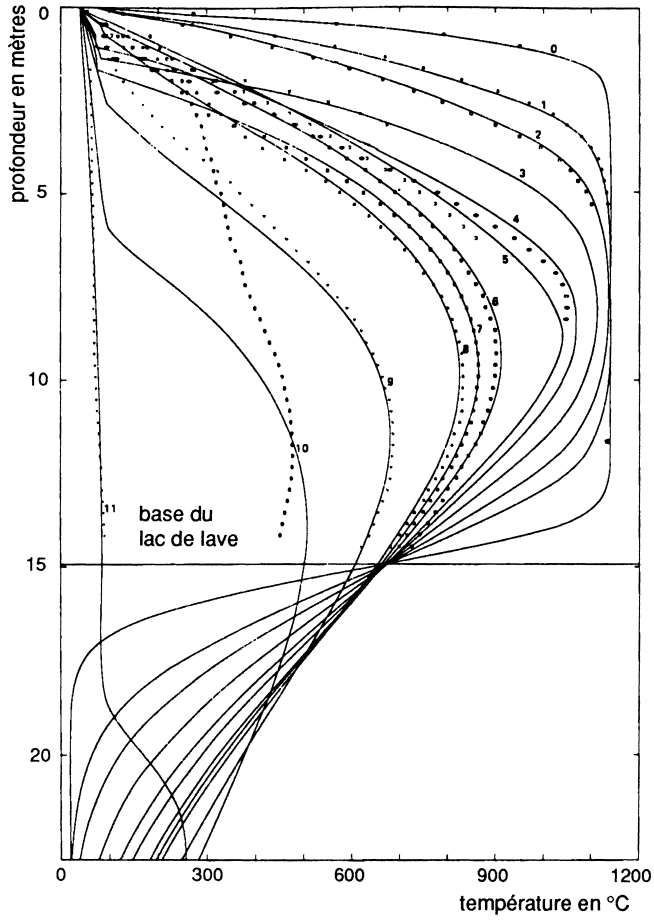


FIGURE 7.8 — **(a) Évolution des températures du lac de lave d'Alae au Kilauea, Hawaii, au cours de son refroidissement, en fonction de la profondeur.**

Courbes en pointillés = températures mesurées à l'aide de pyromètres introduits dans le forage ; en traits pleins = modèle numérique par ordinateur ; l'écart moyen entre les deux courbes reste inférieur à 2 °C. Chaque courbe porte un chiffre correspondant à la date de la mesure (le lac s'est formé le 22 août 1963) : 0 = 6 septembre 1963, 1 = 5-8 novembre 1963, 2 = 30 décembre 1963, 3 = 24 mars 1964, 4 = 2 juillet 1964, 5 = 3 septembre 1964, 6 = 8 décembre 1964, 7 = 21 janvier 1965, 8 = 2 mars 1965, 9 = 19 août 1965, 10 = 27 mai 1966, 11 = 31 août 1967. (D'après PECK, 1978, modifié.)

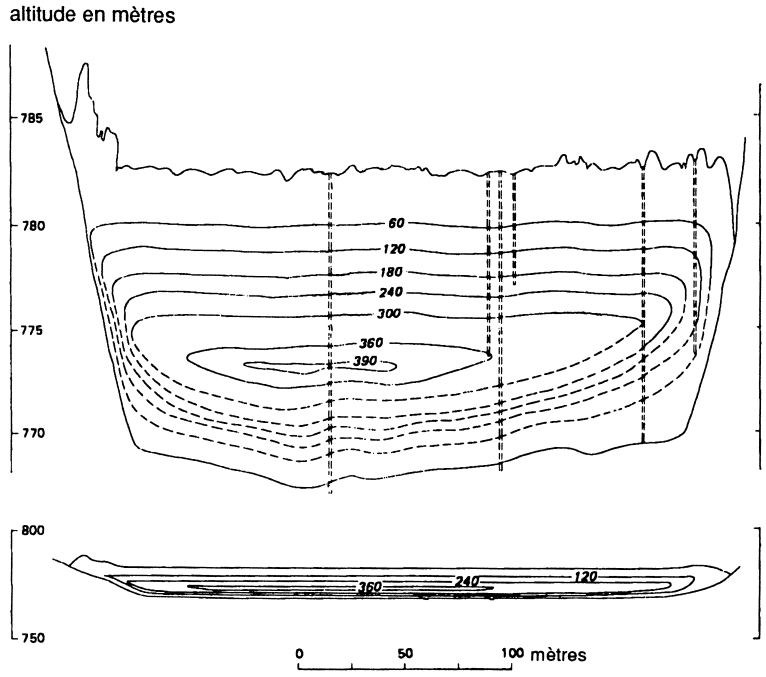


FIGURE 7.8 — (b) Coupe longitudinale du lac de lave d'Alae au Kilauea et modification de l'isotherme 1 000 °C à mesure que la lentille de lave fondue se rétrécit.

Les emplacements des forages sont indiqués en tiretés verticaux. Le chiffre correspond au nombre de jours écoulés depuis la formation du lac de lave le 22 août 1963. Les isothermes en tiretés sont extrapolées. En haut : échelle verticale exagérée dix fois ; en bas : échelles horizontale et verticale identiques. (D'après PECK, 1978, modifié).

7.3. LES DÔMES

Quand la lave, qui sourd, a une viscosité trop élevée pour pouvoir s'écouler sur une certaine distance, même sur une pente importante, elle s'accumule sur place et constitue un dôme (photo couleur hors texte 8). De tels dômes sont bien connus dans le contexte andésitique (Soufrière de Saint-Vincent ; montagne Pelée ; Soufriere Hills de Montserrat ; Merapi, Fig. 7.14 ; mont Unzen ; mont Saint Helens. En contexte alcalin, ce type de mise en place concerne les laves différenciées (trachyte, rhyolite, phonolite). Ainsi pour les volcans de la chaîne des Puys, deux types morphologiques se distinguent bien facilement dans le paysage : les dômes (puy Chopine, Grand Sarcoui, Clierzou, puy de Dôme) et les cônes de retombées de scories (Pariou, puy de Côme, chapitre 8).

Les dômes présentent des aspects fort variés, surtout dans le cas de dômes composites. Quatre types simples se distinguent (Fig. 7.9 ; Blake, 1990), dont les morphologies dépendent directement des propriétés physiques de la lave, qui les constitue.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

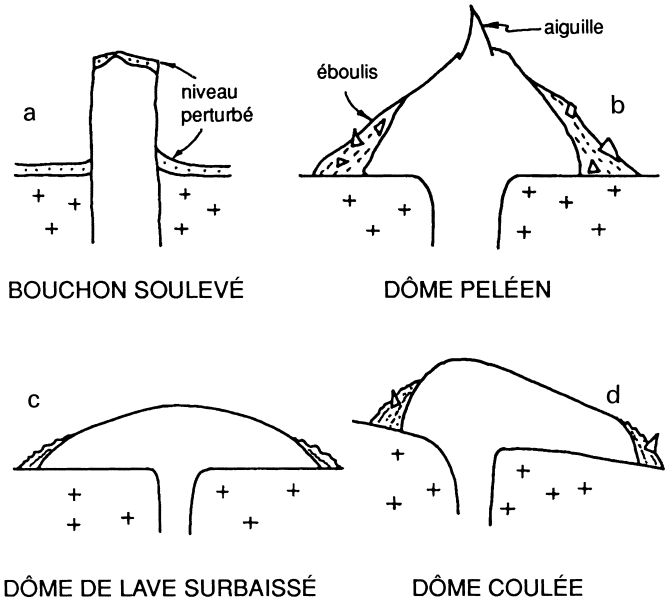


FIGURE 7.9 — **Quatre types morphologiques de dômes vus en coupe (d'après BLAKE, 1990, modifié).**

Le rapport de leur hauteur et de leur rayon respectifs apparaît alors comme un paramètre discriminant (Fig. 7.10). (1) Les *bouchons soulevés*, appelés aussi *cryptodômes*, débutent par une injection de magma en profondeur sous des couches de terrain, qu'ils soulèvent parfois de plusieurs centaines de mètres. Ensuite, leurs diamètres correspondent à celui de l'orifice de sortie. Constitués d'un magma particulièrement visqueux, ils peuvent acquérir une forme en colonne, la hauteur dépassant alors le rayon. De fait, les véritables bouchons soulevés restent rares car ils s'éboulent dès leur formation. Ainsi sur le volcan Usu au Japon, sont apparus deux véritables dômes Ko-Usu « le petit » en 1769, puis O'Usu « le plus haut » en 1853 ; Showa-shinzan (shinzan signifie « nouvelle montagne ») s'est mis en place en 1943-1945 sous la forme d'un cryptodôme avant que la lave n'apparaisse, alors que Usu-shinzan, en 1977-1978, est resté à l'état de cryptodôme (Oba *et al.*, 1983). (2) Les *dômes péléens* (ex : montagne Pelée 1902-1905 et 1929-1932 ; Bezymianny, 1956 ; mont Saint Helens, 1980 ; Soufrière Hills depuis 1995 ; Lassen Peak), plus larges et plus hétérogènes, surmontés par des protrusions ou aiguilles de lave (Fig. 7.11), sont le siège de nombreuses éruptions explosives. Les éboulis latéraux confèrent aux dômes de ce type une forme pyramidale ou conique. Les rapports H/R restent relativement identiques, soit 0,774 ± 0,160 (Fig. 7.10) correspondant à une pente comprise entre 31° et 43°. (3) Les *dômes de lave surbaissés* (Galunggung, 1918 ; Soufrière de Saint-Vincent, 1979 ; Fig. 9.2e) ont un profil arrondi et se dégazent abondamment. Les rapports H/R deviennent bien inférieurs à ceux des cas précédents. (4) Les *dômes-coulées* constituent une sorte de transition entre les dômes surbaissés et les coulées de lave. Constitués d'un magma relativement fluide, ils présentent une forme dissymétrique selon la pente du substratum.

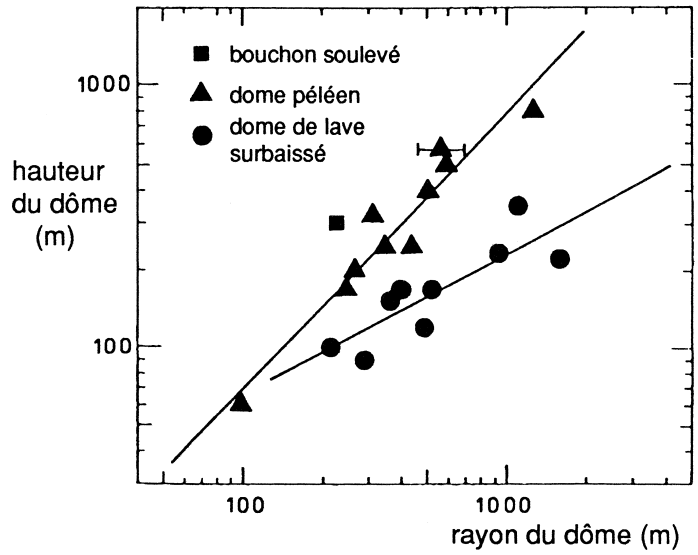


FIGURE 7.10 — **Diagramme montrant la hauteur en fonction du rayon de différents types de dômes : dôme de lave surbaissé (cercle), dôme péléen (triangle) et bouchon soulevé (carré).**

Les droites de corrélation, ne passant pas par l'origine, ont respectivement une pente de 1,06 (dôme péléen) et 0,55 (dôme de lave surbaissé). Notons que le seul point relatif à un bouchon soulevé (O'Usu, Japon) reporté sur ce diagramme montre une hauteur sensiblement supérieure au rayon (BLAKE, 1990).



FIGURE 7.11 — **(a) L'aiguille de dacite de la montagne Pelée en mars 1903, avec, au premier plan, les ruines de Saint-Pierre (photo A. LACROIX).**

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

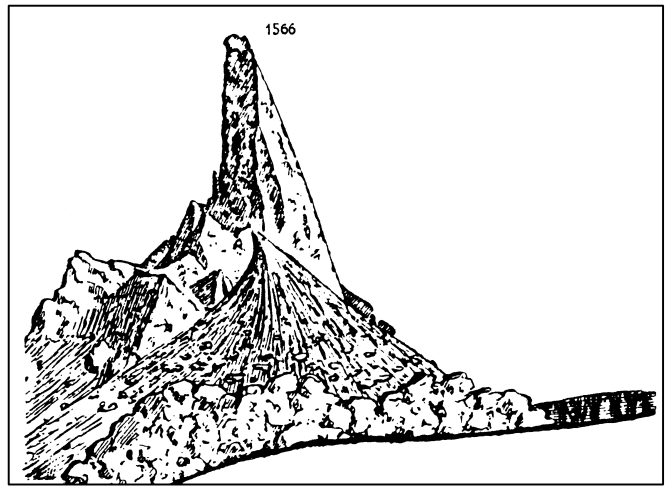


FIGURE 7.11 — **(b) L'aiguille culmine à 1 566 m le 12 mars 1903 (croquis du capitaine Perney, *in* LACROIX, 1904).**

Un dôme peut croître de façon « endogène » par injection de lave à sa base ou de façon « exogène » par émission de lave à sa surface (Rittman, 1963). Tazieff (1982) préfère appeler les premiers, relativement riches en gaz, dômes de magmas et les seconds, dômes de laves. Les dômes de magmas croissent sous l'effet de la poussée hydrodynamique exercée par le magma sous-jacent. Ce gonflement distend la carapace solidifiée, la craquelle et permet à du magma neuf et presqu'aussitôt solidifié de remplir les hiatus ainsi apparus. La perméabilité très réduite du magma visqueux entrave son dégazage et augmente le risque d'explosion. Du fait de l'exhalaison diffuse, on n'observe sur ce type de dôme ni évent ni cratère. Les dômes de lave, plus rares (2e phase de l'éruption du mont Saint Helens après le 18 mai 1980) résultent de l'accumulation de « coulées » visqueuses, courtes et épaisses à partir d'un évent central, qui s'élève au fur et à mesure, siège d'un dégazage fumerollien bien visible.

Des modèles ont été calculés pour des dômes de morphologie simple, de forme hémisphérique, présentant une symétrie axiale et entouré d'éboulis, l'ensemble reposant sur une surface plane (Iverson, 1990). Un tel dôme s'assimile à une enveloppe solide englobant un magma liquide sous pression. Leur forme d'équilibre dépend de quatre paramètres mécaniques (Fig. 7.12a) : l'épaisseur de la carapace, sa résistance à la traction, la densité du magma et la pression interne exercée par le magma et les gaz à l'apex du dôme. Notons que les autres variables (comportement visqueux du magma, carapace plastique ou élastique) n'interviennent alors pas. De fait, les quatre paramètres retenus peuvent se combiner et donner un nombre sans dimension D, qui régit la forme du dôme (Fig. 7.12b). D, qui a une valeur de 1 dans le cas du dôme du mont Saint Helens, peut varier sensiblement.

Une rupture d'équilibre se produit à chaque expansion ou explosion du dôme. La croissance d'un dôme peut s'assimiler à une succession de stades d'équilibres, séparés par des éruptions.

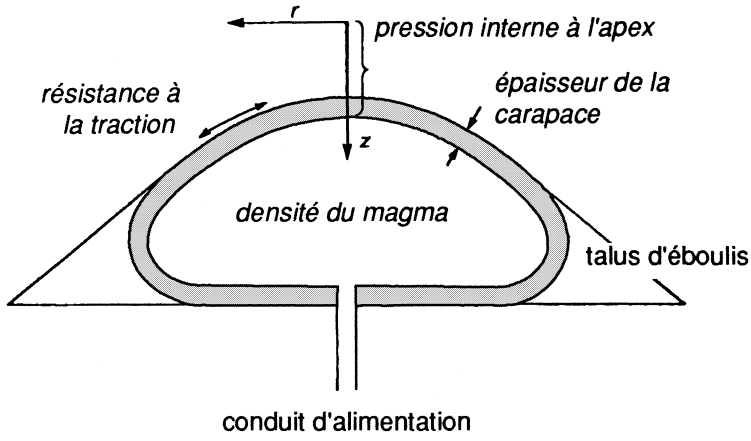


FIGURE 7.12 — **(a) Modèle théorique d'un dôme vu en coupe transversale et les paramètres conditionnant sa forme d'équilibre : l'épaisseur de la carapace, sa résistance à la traction, la densité du magma et sa pression interne (voir texte). Un repère de coordonnées vertical (z) et radial (r) est tracé.**

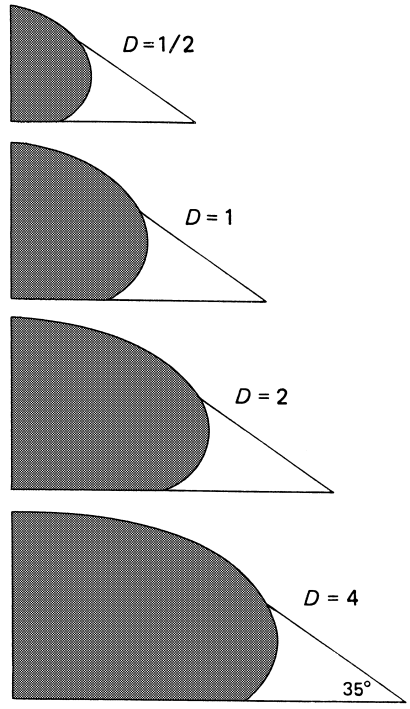


FIGURE 7.12 — **(b) Différentes formes de dômes (en grisé = carapace et intérieur du dôme, en clair = talus d'éboulis) pour des valeurs du paramètre D variant de 1/2 à 4. La pente du talus est arbitrairement fixée à 35°. (D'après IVERSON, 1990, modifié).**

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Les croquis et photographies (Fig. 7.11) d'Alfred Lacroix et du capitaine Perney témoignent de la surrection de l'aiguille de dacite au sommet de la montagne Pelée à partir de novembre 1902. Elle s'élève de 60 m entre les 9 et 12 novembre pour atteindre l'altitude de 1 575 m le 24 novembre, soit 200 m pour l'aiguille elle-même, avant de s'ébouler. Trois phases d'ascension, séparées par trois phases d'éboulement se succèdent ainsi. Sans les écroulements intermédiaires, l'aiguille aurait mesuré 850 m et atteint 2 200 m d'altitude.

La croissance du dôme de la Soufrière de Saint-Vincent en mai-octobre 1979 a pu être particulièrement bien suivie, de sa naissance jusqu'au stade final. Il s'agit d'une croissance de type « croissance interne », qui se fait par adjonction de lave en profondeur, sans que celle-ci n'arrive véritablement en surface. Le dôme mesure 30 m de haut le 7 mai, 100 m le 18 juin et 133 m le 2 octobre pour un diamètre de 860 m (tableau 7.1). Son volume ($47{,}3 \times 10^6$ m^3) reste deux fois inférieur à celui du dôme de 1971 (80×10^6 m^3). Sa forme s'apparente à celle d'un dôme de lave surbaissé. Blake (1990) a montré que sa croissance obéissait à la relation :

$$H = 5{,}75\ R^{1/2}$$

avec H = hauteur et R = rayon du dôme.

Au mont Saint Helens, le dôme de 1980 (4×10^6 m^3) a grandi (44×10^6 m^3) entre 1981 et 1983, pour atteindre en décembre 1983, 880 m de long, 830 m de large et 224 m de hauteur (Swanson *et al.*, 1987). Sa croissance a continué ensuite, plus lentement, jusqu'en octobre 1986 : dix-sept épisodes de croissance, chacun durant plusieurs jours à un an, se sont succédé. Finalement le dôme mesurait $1\,060 \times 860$ m soit 74×10^6 m^3 et sa hauteur atteignait 267 m au-dessus de son point d'émission et 350 m au-dessus de sa base nord. Un nouveau dôme s'est édifié lors de la crise éruptive de septembre 2004. En février 2005, il dépassait déjà de 160 m la hauteur de l'ancien dôme des années 1980 et en octobre 2005 son volume atteignait 62×10^6 m^3 soit une croissance de 2 m$^3 \cdot$ s^{-1}. Sa croissance a cessé en janvier 2008 pour un volume final de 95.10^6 m^3.

Tableau 7.1 — La croissance du dôme de la Soufrière de Saint-Vincent (Huppert *et al.*, 1982). Elle semble pratiquement terminée à partir du 14 août.

Date	Diamètre (m)	Hauteur (m)	Volume (m^3)
07.05.1979	60	30	$8{,}5 \times 10^4$
17.05.1979	300	69	$2{,}3 \times 10^6$
25.05.1979	550	82	$11{,}9 \times 10^6$
18.06.1979	726	100	$26{,}2 \times 10^6$
02.07.1979	756	117	$31{,}2 \times 10^6$
14.08.1979	826	131	$41{,}4 \times 10^6$
02.10.1979	868	133	$47{,}3 \times 10^6$

Lors de la crise éruptive du mont Unzen au Japon, entre mai 1991 et mai 1995 (voir aussi chapitre 9, § 2), treize dômes se sont succédé, formant des lobes juxtaposés (Fig. 7.13) : entre mai 1991 et début mars 1993, la production de lave, sous forme de dômes essentiellement, a été estimée à 130×10^6 m^3 (Nakada et Fuji, 1993)

avec une productivité de 3,5 $m^3 \cdot s^{-1}$ en 1991. Celle-ci était seulement de 0,14 $m^3 \cdot s^{-1}$ au Galeras en Colombie en 1991 (Calvache et Williams, 1997).

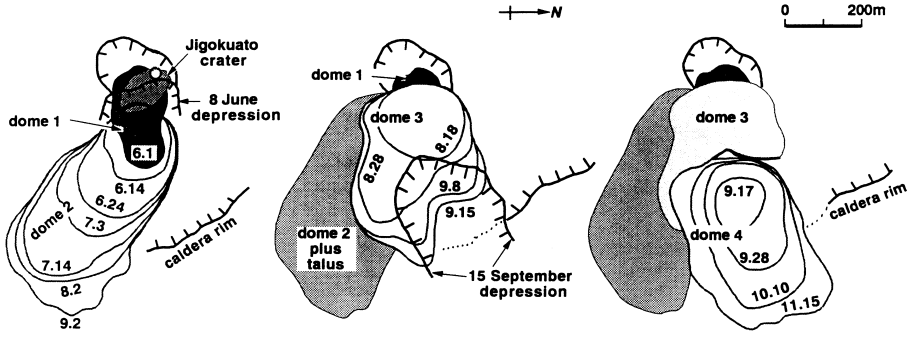


FIGURE 7.13 — **Croissance de dômes successifs au cours des premiers mois (mai – novembre 1991) de la crise éruptive du mont Unzen au Japon.**

Le dôme 1 déborde du cratère Jigokuato dès le début du mois de juin (6.1 se lit 1er juin). Le dôme 4 apparaît en septembre (9.17 = 17 septembre). Le bord (rim) de la caldeira est indiqué. Le nord est orienté vers la droite de la figure (NAKADA et FUJII, 1993).

Le volcan Soufriere Hills dans l'île de Montserrat aux Antilles, inactif depuis 360 ans, a débuté une éruption le 18 juillet 1995, qui ne semble pas vouloir s'arrêter plus de 15 ans après. Un dôme a commencé à croître le 15 novembre 1995 avec un taux d'émission magmatique de 0,5 $m^3 \cdot s^{-1}$ pendant onze semaines, qui n'a cessé d'augmenter ensuite jusqu'en décembre 1997, avec un maximum de 12 $m^3 \cdot s^{-1}$ pendant quelques jours (pour occuper tout English's Crater fin mars et en déborder en avril 1997). Le dôme ne cesse de croître puis de s'effondrer. Il apparaît très fracturé, hérissé d'aiguilles de lave visqueuse, coloré par les dépôts de soufre jaune et il émet d'abondantes fumerolles. La nuit il rougeoie. Au total 246 millions de m^3 de magma DRE (chapitre 8) ont été émis durant cette période : 93 sous forme de dômes, 125 sous forme de nuées ardentes (chapitre 9) et 28 sous forme d'explosions verticales (Sparks *et al.*, 1998) ; ces chiffres continuent toujours d'augmenter. L'altitude du volcan, de 914 m avant l'éruption, peut s'accroître, par période, de plus de 200 mètres, jusqu'à atteindre 1 163 m en mai 2003. Mais le 29 juillet 2001, la Soufrière perd 150 m d'un coup ! Début 2010, le dôme atteint un volume de 250 millions de m^3, avant de s'effondrer en partie le 11 février (40 millions de m^3, soit 16 %). En juin 2010, plus de 1 km^3 ont été produits depuis le début de l'éruption.

Newhall et Melson (1983) ont calculé une productivité moyenne des dômes de 2,9 $m^3 \cdot s^{-1}$ à partir d'une étude statistique portant sur 67 éruptions.

La surrection d'un dôme apparaît, paradoxalement, comme une manifestation effusive liée à un dynamisme explosif. Selon les cas une phase précède l'autre, parfois les deux phases alternent. Dans le cas de la Soufrière de Saint-Vincent en 1979, du mont Saint Helens en 1980, la mise en place du dôme a suivi les épisodes explosifs. Elle correspond alors à la phase finale du cycle éruptif, quand le magma,

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

dégazé, peut sortir moins violemment ou quand certains processus pétrogénétiques profonds (mélanges de magmas) ont cessé. Inversement, lors de l'éruption de Soufriere Hills à Montserrat, un dôme a commencé à croître à partir du 15 novembre 1995, bien avant les phases explosives majeures (la première, celle du 3 avril 1996 a nécessité une évacuation). À la montagne Pelée (1902-1905), au Merapi à Java et au mont Unzen au Japon (1991-1995), les deux types de phase ont alterné.

La transition entre un régime explosif et un autre effusif découle de la diminution du taux d'émission magmatique au cours de la phase éruptive et de la variation de la teneur en gaz. Celle-ci résulte de deux phénomènes opposés : l'expansion et l'exsolution dues à la baisse de pression d'une part et la perte à travers les parois du conduit volcanique d'autre part.

Inversement un dôme contenant sous sa carapace des gaz sous pression peut exploser, s'ébouler et initier une phase explosive comme au Merapi (Fig. 7.14) ou au mont Unzen (chapitre 9).



FIGURE 7.14 — Le dôme actif du Merapi, Java, Indonésie en août 1980. À l'arrière-plan de gauche à droite, les volcans Sumbing et Sundoro et le plateau de Dieng (photo J.-M. BARDINTZEFF).

7.4. LES INTRUSIONS

La lave, en montant vers la surface, s'insinue dans l'édifice volcanique à la faveur de zones de faiblesse (limites de coulées, failles, etc.) et se met en place à l'intérieur de celui-ci sous forme d'*intrusions*. Celles-ci augmentent donc le volume du volcan. Quand le mouvement cesse, soit parce que la lave n'atteint pas le sommet, soit parce

que l'alimentation s'arrête, la lave fige sur place. En se refroidissant, elle acquiert une prismation toujours perpendiculaire aux épontes, prismation d'autant plus nette et régulière que la baisse de température s'effectue lentement. La pâte peut cristalliser plus ou moins complètement jusqu'à donner une structure microgrenue (roche entièrement constituée de petits cristaux englobant les cristaux initiaux de plus grande taille) comme celle observée dans les filons de dolérite (ou de diabase, altéré) issu d'un magma basaltique.

Ultérieurement, l'érosion met ces structures internes à l'affleurement, voire même en relief par déchaussement (Fig. 7.15). Ainsi apparaît le réseau de filons d'alimentation principaux ou secondaires.

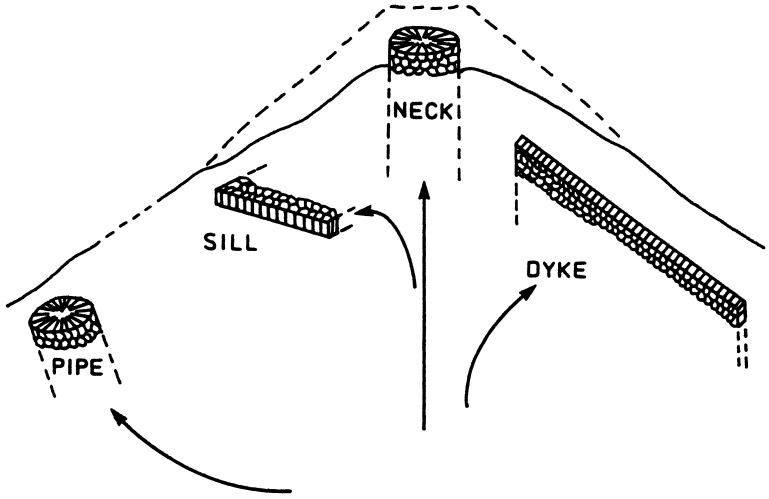


FIGURE 7.15 — **Les intrusions volcaniques, déchaussées par l'érosion (en pointillé : l'ancien relief). Le schéma ne respecte pas les échelles relatives (BARDINTZEFF, 1986).**

Les *dykes* résultent du remplissage de fractures verticales, radiaires ou concentriques à l'édifice. Dégagés, ils apparaissent sous forme de petits murs (d'ailleurs ce mot signifie « mur » en langue d'origine celtique parlée en Écosse), à prismation horizontale mimant une construction (Fig. 7.16). Les basaltes de la croûte océanique se mettent en place principalement sous forme de dykes (filons ; Fig. 12.5e). Les *sills* sont des « filons-couches » plus ou moins horizontaux, respectant la stratigraphie générale du volcan. Les épaisseurs des dykes et des sills, souvent inférieures au mètre, peuvent dépasser une dizaine de mètres. La longueur d'un dyke peut atteindre plusieurs centaines de mètres (« muraille de Chine » dans la presqu'île Ronarc'h à Kerguelen). La tectonique régionale contrôle la géométrie des réseaux de dykes parfois fort étendus. Dans la Valle del Bove sur l'Etna, 363 dykes ont été dénombrés, constituant 6 ensembles pétrographiques et structuraux (Compare, 1981). Pour une revue générale détaillée, on pourra consulter *Mafic dykes and emplacement mechanisms* (Parker *et al.* Éd., 1990). Enfin les *necks*, caractérisés par une prismation radiaire, résultent d'anciennes cheminées volcaniques comblées. Les célèbres

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

roches jumelles phonolitiques Tuilière et Sanadoire (Fig. 7.17), dans le Mont-Dore, correspondent pour la première (datée à 1,9 million d'années) à un gigantesque sill d'une centaine de mètres d'épaisseur, se débitant en lauzes mimant des tuiles et pour la seconde (2,2 millions d'années) à un poly-necks, formé par la juxtaposition de sept unités coalescentes. D'autres necks, les « sucs » du Velay (mont Gerbier-de-Jonc en phonolite) constituent autant de reliefs dans le paysage (photo couleur hors texte 8).

Les *pipes* (chapitre 10) sont des cylindres laviques, qui se mettent en place comme un piston et dans lequel la lave se pulvérise en une brèche (Fig. 7.18).



Figure 7.16 — **Un dyke dégagé par l'érosion à Capelinhos, île de Fayal, Açores (photo J.-M. Bardintzeff).**





FIGURE 7.17 — **Les roches jumelles Tuilière (sill, en haut) et Sanadoire (polynecks, en bas), deux intrusions dans le Mont-Dore (photos J.-M. BARDINTZEFF).**

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.



Figure 7.18 — La table de Polignac dans le massif du Velay, place forte naturelle, est un pipe (photo J.-M. Bardintzeff).

LES RETOMBÉES 8

« ... et dans la brume
On devine, au-delà des mers, l'Hekla qui fume
Ainsi qu'un soupirail d'enfer à l'horizon. »
Victor Hugo, *L'aigle du casque, La légende des siècles*

Lors de certains types d'éruptions explosives, le magma jaillit, en phases discontinues (en fragments solides ou encore à l'état pâteux), plus ou moins verticalement hors du cratère. Les différents composants (éjectas), après leur parcours dans l'atmosphère, retombent, d'où leur nom de retombées (*fall* pour les Anglo-Saxons). Il convient de distinguer deux cas bien différents :

(1) Les fragments d'une certaine taille (quelques centimètres, quelques décimètres ou plus) et d'une masse importante suivent des trajectoires paraboliques obéissant aux lois de la balistique et retombent aux alentours (quelques dizaines de mètres à quelques kilomètres) du cratère. Les photos prises de nuit avec un temps de pose de quelques secondes illustrent parfaitement ce phénomène typique du Stromboli et des volcans stromboliens (photo couleur hors texte 9).

(2) Les fragments de taille réduite (de l'ordre du millimètre à quelques micromètres), s'ils atteignent des hauteurs suffisantes (quelques milliers de mètres) sont entraînés par les courants aériens sur des distances importantes (quelques dizaines à quelques centaines de kilomètres) avant de retomber et de recouvrir de vastes régions. Ce cas concerne les types vulcanien et surtout plinien (§ 8.4).

Les éruptions à retombées durent plusieurs heures à plusieurs jours.

8.1. LA GRANULOMÉTRIE : CENDRE OU BOMBE ?

Les retombées sont classées d'après leur taille (critère granulométrique). Selon les classifications de Fisher (1961), de Schmid (1981) et de Fisher et Schmincke (1984) (tableau 8.1), il convient de distinguer les cendres, d'une taille inférieure à 2 mm, les lapilli (terme italien pluriel signifiant « petites pierres »), d'une taille comprise entre 2 et 64 (= 2^6) mm et enfin, pour des dimensions supérieures, les blocs de forme anguleuse et les bombes de forme globuleuse (Fig. 1.0). La plus grosse bombe volcanique, de 8,5 m de long, a été retrouvée dans la Sierra de la Primavera au Mexique. Les formes des bombes diffèrent en fonction de l'instant de solidification du magma par rapport à celui de son éjection. D'un refroidissement rapide, résultent des bombes grossièrement sphériques. Si le temps de refroidissement correspond exactement à celui du parcours de la trajectoire, la bombe fluide prend une forme fuselée aérodynamique :

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

certaines structures de torsion soulignent la rotation subie durant le parcours aérien. Si le magma n'a pas eu le temps de refroidir complètement, la bombe s'écrase et s'applatit au sol et il en résulte des formes en « croûte de pain » et en « bouse de vache ». Thomas et Sparks (1992) ont calculé que les bombes d'une taille supérieure à 25 cm de diamètre ne perdent que peu de chaleur durant leur trajet dans l'atmosphère, tandis que les lapilli d'un diamètre inférieur à 1,6 cm arrivent au sol complètement refroidis. Les bombes les plus importantes creusent un cratère d'impact dans les formations meubles qu'elles percutent (Fig. 8.1).

Tableau 8.1 — Classification granulométrique des éjectas volcaniques en mm et en unité ø (voir texte) (d'après Fisher, 1961 ; Schmid, 1981 ; Fisher et Schminke, 1984).

blocs (forme anguleuse)			
bombes (forme globuleuse)			
	– ---- –	64 mm	– 6 ø
lapilli			
	– ---- –	2 mm	– 1 ø
cendres			
fraction sableuse			
	– ---- –	1/16 mm	4 ø
fraction silteuse			
	– ---- –	1/256 mm	8 ø
fraction argileuse			



Figure 8.1 — Une bombe volcanique (1,15 × 0,8 × 0,3 m) et son cratère d'impact (2,3 m de diamètre et 0,7 m de profondeur) retombée à 1 km du cratère du Krakatoa, Indonésie (photo J.-M. Bardintzeff).

Un adjectif (scoriacé, ponceux, massif) précise la qualité du matériel. Les scories, vacuolaires, résultent de la solidification d'une lave contenant des gaz. Les ponces

proviennent d'un matériel très riche en bulles de gaz, qui, s'il s'étire à l'état pâteux, acquiert une structure tubulaire poreuse. Taille et aspect décrivent parfaitement des éjectas : on parle par exemple de lapilli scoriacés ou de cendres ponceuses.

On comprend aisément que les définitions précédentes, utiles pour décrire une éruption *in situ*, restent d'une précision bien insuffisante. Des méthodes granulométriques (Fisher, 1964 ; Sheridan, 1971 ; Walker, 1971) permettent une quantification réelle. Plusieurs kilogrammes de tephra sont prélevés au lieu retenu et passés dans une colonne de tamis dont les tailles des mailles suivent une progression géométrique décroissante, en diminuant de moitié chaque fois. On utilise classiquement sur le terrain des tamis de mailles comprises entre 32 mm et 2 mm. Les clastes (fragments) d'une taille supérieure à 32 mm peuvent être directement mesurés avec une règle graduée et pesés. Ultérieurement, la fraction inférieure à 2 mm sera tamisé en laboratoire par des microtamis, dont les mailles descendent jusqu'à 30 µm (1/32 mm). Pour des études très précises, on utilise même un microdiffractomètre à laser, capable d'estimer les pourcentages des particules ultrafines, jusqu'à l'ordre du micromètre (Fig. 8.2a et b).

La pesée de chaque refus de tamis permet d'établir une courbe cumulative (Fig. 8.2a), dont la forme sigmoïde rend compte du type de retombées. On saura précisément que tel dépôt renferme par exemple 80% de cendres et 20% de lapilli.

Inman a défini en 1952 une échelle en unité ø, telle que ø = – log d/log 2 avec d en millimètres (ainsi 64 mm = – 6 ø, tableau 8.1). Cette échelle permet de retrouver une croissance arithmétique des mailles, de – 6 ø (64 mm) à +2 ø (1/4 mm) dans le cas de la figure 8.2a.

On retient deux paramètres d'appréciation, la médiane et le classement. La médiane (Md ø) représente la taille des particules à 50%. Le classement (σø) ou hétérométrie (= *sorting* pour les Anglo-Saxons), égal au rapport (ø84-ø16)/2, témoigne de l'homogénéité du dépôt (Fig. 8.2a). Mdø traduit le caractère grossier ou fin d'une formation, σø son caractère homogène (valeur faible de σø) ou hétérogène (valeur forte). Les dépôts de retombées apparaissent en général bien classés. En effet, lors d'une retombée, les fragments les plus lourds et les plus grossiers chutent plus rapidement et arrivent au sol les premiers, statistiquement avant les matériaux plus légers. Les dépôts présentent donc un aspect stratifié avec un granoclassement positif (taille décroissante de la base au sommet de la formation). Les fragments sont d'autant mieux triés que leur temps de suspension dans l'air a été long. En outre, il est clair que les deux paramètres varient, pour un même niveau de tephra, à la fois latéralement (en fonction de la distance au cratère) et verticalement (modification en cours d'éruption), d'où l'intérêt de bien définir, à chaque fois, le lieu de prélèvement.

Dans le diagramme classement/médiane (Fig. 8.2c), Walker (1971) a ainsi pu limité statistiquement les champs représentatifs des retombées, par opposition à celui des « écoulements pyroclastiques » (chapitre 9). Malheureusement, le recouvrement entre ces deux aires reste important. Dans certains cas, l'analyse plus particulière de la fraction cendreuse (inférieure à 2 mm) permet de lever l'ambiguïté (Fisher et Heiken, 1982 ; Bardintzeff et Miskovsky, 1984).

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

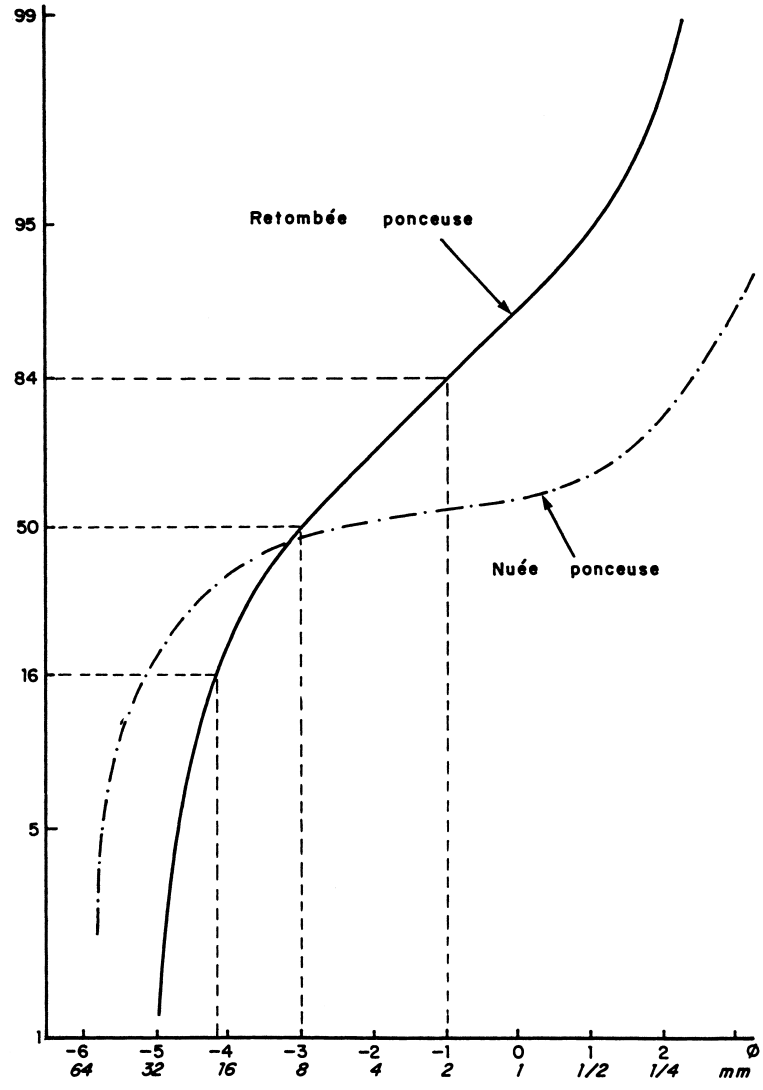


FIGURE 8.2 — **(a) Courbe granulométrique cumulative, représentative d'une retombée ponceuse.**

En tiretés la nuée ponceuse associée (voir chapitre 9) de l'éruption P1 de la montagne Pelée, datée à 1 300 ap. J.-C.
La médiane, à 50%, correspond à 8 mm (–3ø). Pour le classement on retient les valeurs à 84% (= – 1ø) et à 16% (= – 4,2ø). Le classement sø, soit (ø84 – ø16)/2 ou (–1 + 4,2)/2, est égal à 1,6. À titre de comparaison, les dépôts de la nuée associée présentent une médiane peu différente (4,9 mm = – 2,3ø) mais un très mauvais classement [σø = (2,4 + 5,1)/2 = 3,75] (d'après BARDINTZEFF *et al.*, 1989b).

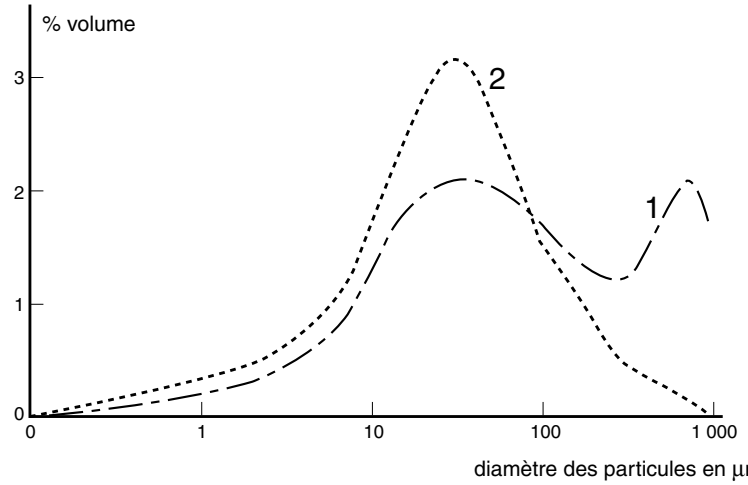


FIGURE 8.2 — (b) Courbes granulométriques, en % en volume pour chaque sous-fraction considérée, obtenues par un (micro)granulomètre laser pour les fractions 0,1 – 1 000 µm pour deux tephra de Santorin.

1. Courbe bimodale: écoulement turbulent (« surge ») liée à l'éruption cataclysmique Minoenne (XVII^e^-XVI^e^ siècle av. J.-C.) (carrière Prophytis Elias). 2. Courbe unimodale : retombées cendreuses de l'éruption sous-marine de Kolumbos (1649-1650) (route du cap Kolumbos) (BARDINTZEFF, 2002b).

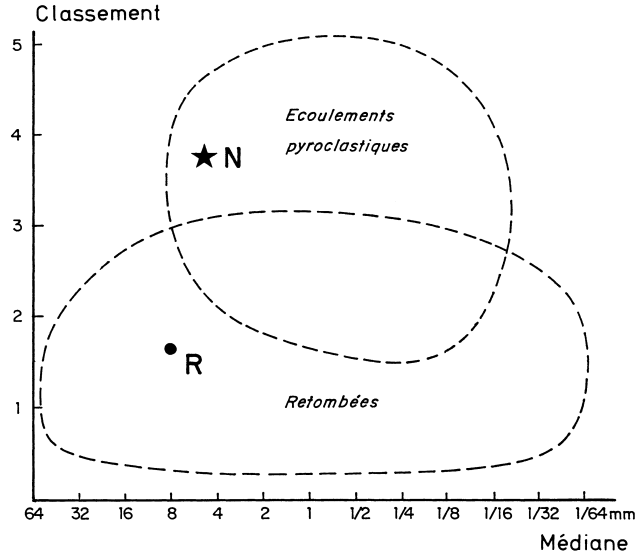


FIGURE 8.2 — (c) Diagramme classement/médiane et champs représentatifs des retombées et des écoulements pyroclastiques définis par WALKER (1971).

Remarquons que les deux champs se recouvrent sensiblement. N et R = points représentatifs de la retombée (R) et de la nuée (N) ponceuses définies par les courbes en figure 8.2a.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

8.2. La morphologie des édifices : les cônes

De l'accumulation des retombées de type lapilli et blocs-bombes, résulte un édifice de forme conique (Fig. 8.3 photo couleur hors texte 12), alors que les cendres, quand elles sont majoritaires, forment des couches étendues mais très minces.

La célèbre histoire du Paricutin illustre bien ceci. Il s'agit d'un volcan, dont la naissance s'est effectuée sous l'œil de l'homme. Le 20 février 1943, Dioniso Pulido, cultivateur mexicain, observe dans son champ de maïs, situé près du village de Paricutin à 300 km à l'ouest de Mexico, qu'une petite fissure, qu'il se souvenait d'avoir toujours vu là, s'était agrandie en une large « crevasse fumante » : il s'agissait en fait d'un nouveau volcan, le Paricutin ! L'édification et la croissance du cône de scories ont été suivies, jour après jour. Il atteint 10 m de haut après 12 heures, 30 m en 1 jour, 148 m en 1 mois et 336 m en 1 an (Luhr et Simkin, 1993). La colonne éruptive atteint 6 km de haut et des cendres retombent sur Mexico. À partir de juillet 1943, des coulées de lave s'épanchent sur les flancs de l'édifice. L'année suivante, le village voisin de San Juan Parangaricutiro est entièrement recouvert et seul l'église émerge parmi les blocs et les coulées de laves scoriacées (type « aa »). Le 4 mars 1952, date à laquelle l'activité cesse, le cône, avec un cratère sommital, mesure 424 m de haut, au-dessus du champ de Pulido et culmine à 2 808 m. Bien entendu, les habitants avaient évacué la région. On ne connaît que trois autres exemples de naissance de volcans au cours des temps historiques : le Jorullo, également au Mexique en 1759, le Monte Nuovo dans les Champs phlégréens en Italie en 1538 et le Waiowa en Papouasie en 1943.

De tels cônes, de type strombolien, abondent, notamment dans la chaîne des Puys : cône parfait du nouveau Pariou, cônes emboîtés concentriques (puy de Côme) ou excentriques (ancien et nouveau Pariou), cônes égueulés partiellement (puy de Louchadière) ou totalement (puys de la Vache et de Lassolas). La formation des cônes égueulés s'explique par l'émission de coulées latérales fréquentes et d'orientation constante, qui ont déblayé les retombées sur un seul côté.

Des cônes s'édifient également sur le flanc d'importants édifices volcaniques. Sur l'Etna, 250 cônes adventifs, actifs ces derniers millénaires, ont été reconnus : le plus haut d'entre eux, le cône principal des Monti Rossi, édifiés lors de l'éruption de 1669, mesure 250 m. Parfois, les points de sortie sont quasi contigus et constituent une fissure éruptive (Laki et Veidivötn en Islande, Tarawera en Nouvelle-Zélande, photo couleur hors texte 13).

La forme de ces cônes reste quasi constante. Les pentes de 30° témoignent d'un équilibre, identique pour toutes les accumulations de granulats (tas de sable, terril de charbon). Leur hauteur, qui dépend de l'activité du volcan (durée et intensité des éruptions), peut atteindre plusieurs centaines de mètres (Fig. 8.3).

Des projections, qui n'ont pas eu le temps de se refroidir, peuvent, à leur arrivée au sol, se souder à chaud autour de l'évent, et constituer un *spatter cone* de l'ordre de la dizaine de mètres de hauteur (parfois jusqu'à 30 m) et d'une centaine de mètres de diamètre, avec des pentes plus importantes que les cônes classiques.

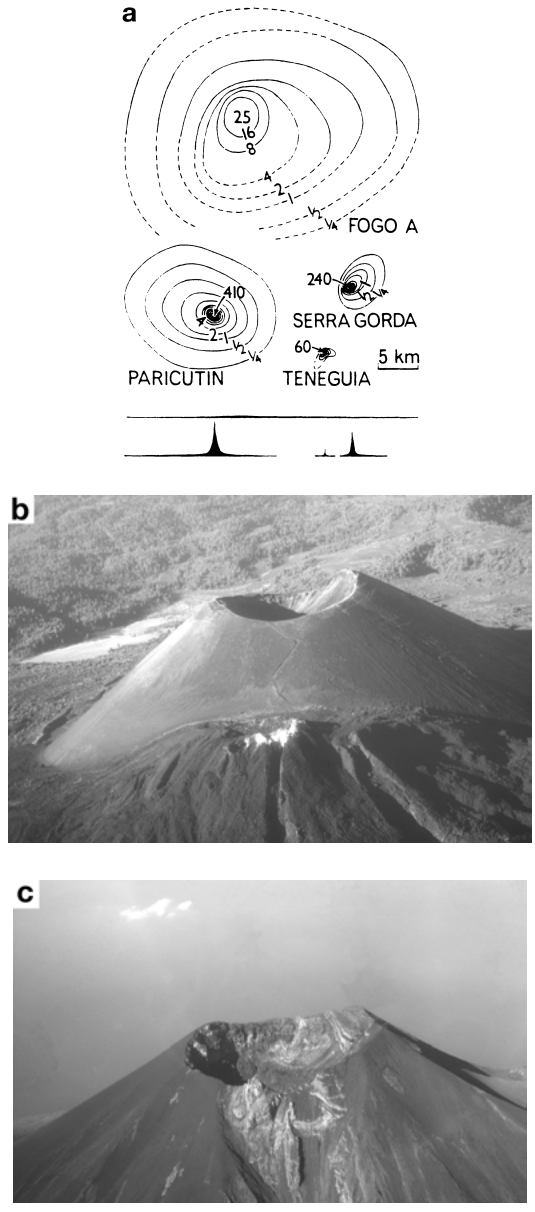


FIGURE 8.3 — **(a) Morphologies comparées de trois cônes volcaniques (Paricutin, Mexique ; Serra Gorda, Açores ; Teneguia, La Palma, Canaries) et d'un niveau de tephra largement dispersés (Fogo A, Açores).** En figure (a), les isopaques (lignes d'égales épaisseurs de retombées) sont tracées, avec l'indication des épaisseurs correspondantes en mètres et de l'épaisseur maximale au centre. Les profils comparatifs pour les quatre exemples sont tracés en dessous à la même échelle avec une exagération verticale : les cônes se « dressent » alors que le niveau Fogo A reste quasi plat (WALKER, 1973).**(b) Le cône du Paricutin au Mexique, qui mesure 424 m et culmine à 2 800 m, s'est édifié en 9 ans, de 1943 à 1952 (photo J.-M. BARDINTZEFF). (c) L'édifice conique du Lopevi (1 447 m) au Vanuatu (photo J.-M. BARDINTZEFF).**

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Certains volcans (Stromboli, Sangay en Équateur, Karymsky au Kamtchatka, Semeru en Indonésie, Yasour au Vanuatu dans l'archipel des Nouvelles-Hébrides) sont le siège d'une activité strombolienne quasi continue, avec une explosion toutes les quelques minutes, quelques dizaines de minutes ou quelques heures pendant plusieurs siècles. Le Stromboli manifeste une telle activité depuis plus de 1 000 ans sans changements majeurs de sa géométrie et de son alimentation magmatique, ce qui suppose une libération assez régulière des gaz et de la chaleur. Le flux de magma émis par éruption est de l'ordre de 1 $kg \cdot s^{-1}$, ce qui suppose un conduit d'alimentation large de quelques mètres et pas plus profond qu'une centaine de mètres avec un réservoir relativement superficiel. Celui-ci reçoit un flux magmatique profond de l'ordre d'une centaine de $kg \cdot s^{-1}$, dont seule une très faible fraction est émise (Giberti *et al.*, 1992). Ceci est confirmé par la mesure du flux de SO_2 qui démontre que 50 à 100 km^3 de magma se seraient dégazés depuis 5 000 ans (soit presque la moitié du volume total de l'édifice volcanique de l'ordre de 230 km^3 !), alors que seulement 1/100 a réellement été émis. Où est donc passé tout le reste du magma, qui entretient par son dégazage l'activité strombolienne ? Une émission sous-marine aussi importante est difficile à envisager ; il reste l'hypothèse d'intrusions (dyke essentiellement) au sein de l'édifice, qui participent à son augmentation en volume ou, plus probablement, d'un stockage par convection de magma à une profondeur inconnue, une partie cristallisant sous forme de roches plutoniques.

8.3. Des cendres sur de grandes surfaces

Les éruptions explosives particulièrement violentes dispersent des produits finement divisés, à grande échelle, tant verticale qu'horizontale. L'éruption de 1980 du mont Saint Helens, dans l'État de Washington aux États-Unis, suivie tant par des témoins oculaires que par des satellites, a permis de chiffrer la progression spatio-temporelle des cendres.

Le mont Saint Helens a montré une activité soutenue au cours des 4 500 dernières années, comme en témoignent les datations des différents dépôts. Mais il était en période de repos depuis plus de 120 ans (dernière éruption datée en 1857). Le 20 mars 1980 on enregistre un premier séisme important, dont l'origine se situe à faible profondeur sous l'édifice volcanique. Le 27 mars, une activité explosive sommitale d'origine hydrothermale (intervention de la vapeur d'eau) débute, accompagnée de la formation d'un petit cratère, de fractures et d'un bombement topographique de la partie supérieure du flanc nord, témoin de la remontée du magma profond (Lipman et Mullineaux Éd., 1981). Jusqu'à mi-mai, cette activité volcano-sismique se poursuit avec une augmentation de la taille du cratère et du renflement nord. Sans signe précurseur supplémentaire, une éruption majeure débute le matin du 18 mai à 8 h 32, heure du Pacifique. Un séisme de magnitude 5 déclenche un glissement de terrain emportant 2,3 km^3 du flanc nord. Des failles importantes mettent en contact le système hydrothermal avec le magma sous-jacent. Il en résulte des éruptions particulièrement violentes appelées hydrovolcaniques ou phréatomagmatiques (chapitre 10) car l'origine est mixte, à la fois magmatique et phréatique par l'intervention de l'eau.

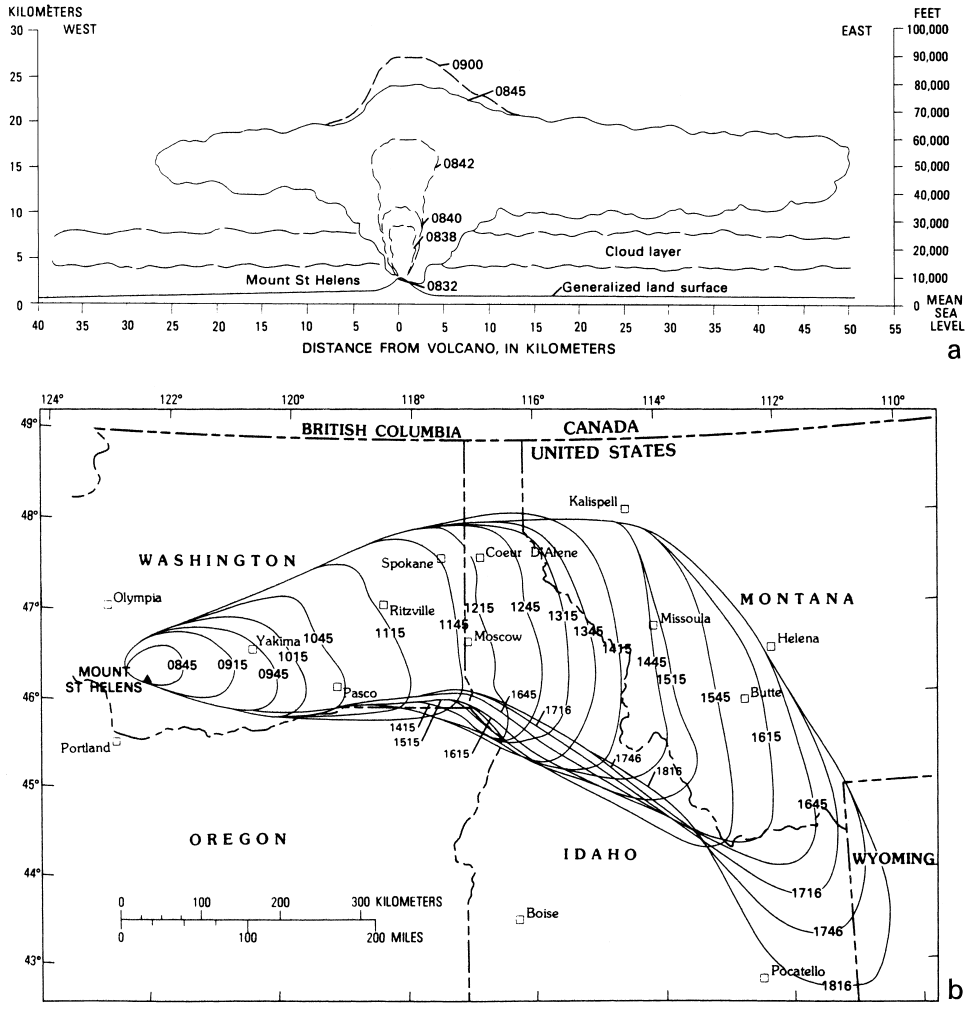


FIGURE 8.4 — L'extension du panache et du nuage de cendres lors de l'éruption du 18 mai 1980 du mont Saint Helens dans l'État de Washington aux États-Unis.

Ces documents exceptionnels ont pu être établis grâce au suivi, demi-heure par demi-heure, du satellite NOAA (voir aussi Fig. 14.10). (a) Le panache cendreux atteint 27 km d'altitude en une demi-heure, puis s'étale en forme de champignon. (b) En dix heures le nuage se retrouve à la verticale de cinq états. Sous l'effet des vents dominants, il s'est étalé vers l'Est de 1 000 km environ, soit une vitesse moyenne de 100 km · h–1 (*in* SARNA-WOJCICKI *et al.*, 1981).

Le magma s'épanche dans un premier temps sous forme d'écoulements pyroclastiques (chapitre 9, Fig. 9.10). Rapidement, se développe une importante colonne éruptive. Le panache cendreux, qui atteint 27 km de hauteur en moins d'une demi-heure avant de se stabiliser entre 14 et 19 km, prend déjà une forme de champignon dix minutes après le début de l'éruption et s'étale en direction de l'Est sous l'effet des vents dominants. Des cendres retombent sur 4 cm d'épaisseur à Ritzville, à

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

300 km de là, et on en retrouve jusqu'à plus de 1 500 km. L'extension du panache a pu être suivie grâce aux photographies du satellite NOAA (Fig. 8.4). En dix heures, il s'étend à la verticale des états de Washington, de l'Oregon, de l'Idaho, du Montana et du Wyoming, soit 1 000 km parcourus à la moyenne de 100 km · h^{-1}. L'édifice volcanique, à la fois décapité par l'éruption et affecté par les glissements de terrain, voit son altitude décroître de 300 m environ (altitude actuelle de 2 549 m). D'autres phases explosives suivent les 25 mai, 12 juin, 22 juillet, 7 août et 16-18 octobre. Un dôme de lave visqueuse se met progressivement en place au sein d'un grand cratère en forme de fer à cheval à partir du mois de juin 1980. Il est en partie détruit par chaque explosion mais un nouveau lui succède. Le dernier continuera sa croissance durant plusieurs années.

Cette éruption montre ainsi une succession de phases : écoulements pyroclastiques, retombées de lapilli et de cendres (phase plinienne) puis extrusions de dômes, ce cycle se reproduisant plusieurs fois. Elle a libéré 1,1 km^3 de cendres le 18 mai (Sarna-Wojcicki *et al.*, 1981) mais ne constitue cependant pas la plus forte explosion de l'histoire du mont Saint Helens.

8.4. Épaisseur, fragmentation et dispersion des dépôts

L'étude des dépôts permet de quantifier *a posteriori* l'intensité d'une éruption explosive : cette méthode s'applique donc aussi bien aux éruptions actuelles que passées. Walker (1973) a retenu trois paramètres : l'épaisseur, la fragmentation et la dispersion des dépôts en partant du principe simple qu'une éruption violente fragmente intensément les tephra et les dispersent largement. Une telle étude est présentée pour l'exemple de l'éruption P1 de la montagne Pelée datée à 1300 ap. J.-C. (Traineau *et al.*, 1989 ; Bardintzeff *et al.*, 1989b). Cette éruption a délivré à la fois des retombées ponceuses et des nuées ponceuses (Fig. 8.5). Les différentes isopaques (lignes d'égale épaisseur des dépôts), de forme elliptique, témoignent de deux régimes de vent : les alizés SW de basse altitude (< 6 km) et les anti-alizés de haute altitude (> 6 km).

- **Épaisseur** (paramètre T pour « *thickness* »)

L'épaisseur des dépôts, directement liée au volume émis, décroît de la partie proximale (proche du cratère) à la partie distale.

Les épaisseurs des retombées ponceuses P1 vont en décroissant de 5-8 m, à 2 km du cratère, à seulement 0,4 m à 8 km de celui-ci. Le paramètre Tmax, correspondant à l'épaisseur maximum au niveau du cratère, reste très difficile à déterminer car les fragments sont retombés dans celui-ci ou ont été décapés par les éruptions suivantes. Une extrapolation graphique de Tmax à partir des variations des épaisseurs en fonction des distances au cratère conduit à une valeur théorique de 15 m.

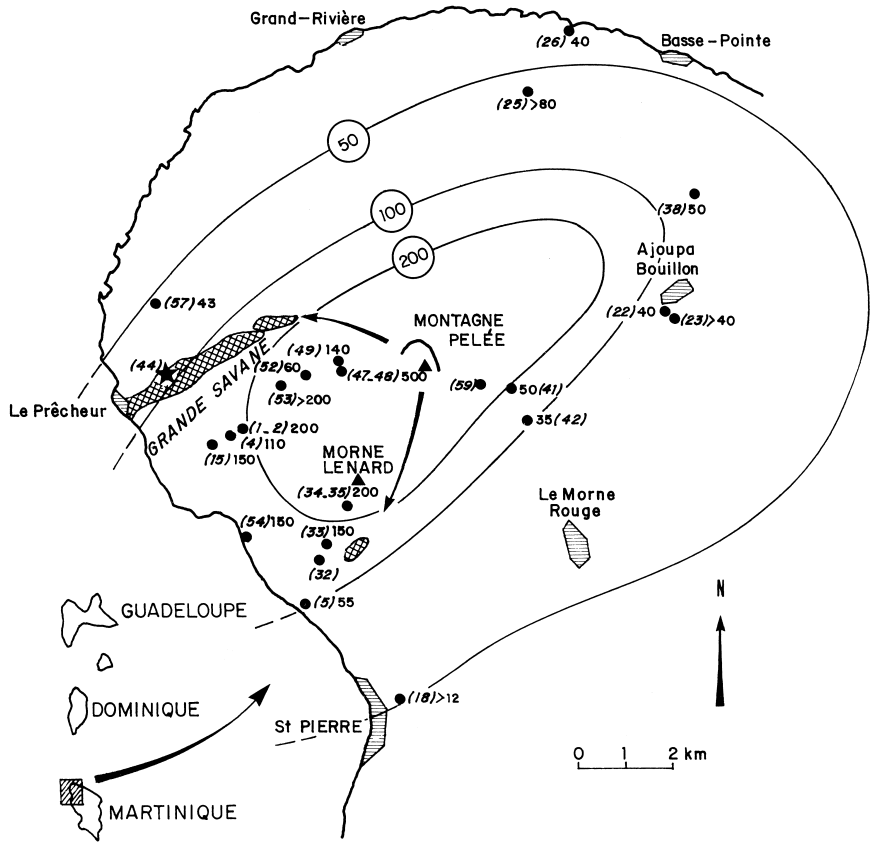


FIGURE 8.5 — **Les retombées de ponces P1 de la montagne Pelée.**
Chaque lieu d'échantillonnage est représenté par un point avec son numéro entre parenthèses ; l'épaisseur (en cm) est indiquée. Les isopaques sont tracées en traits pleins, avec la valeur de l'épaisseur (en cm) entourée. Croisillons = nuées ponceuses associées, les flèches indiquent leur direction d'écoulement (BARDINTZEFF *et al.*, 1989b).

- **Fragmentation** (F)

Le degré de fragmentation, qui croît avec l'intensité de l'éruption, correspond conventionnellement au pourcentage en poids de matériel d'une taille inférieure à 1 mm. On retient arbitrairement la valeur (F) à l'endroit précis où l'isopaque 0,1 Tmax (c'est-à-dire 1,5 m pour P1) recoupe l'axe de dispersion principal (NE-SW) à savoir 10% dans ce cas.

- **Dispersion** (D)

La dispersion reste délicate à mesurer. Comment repérer facilement la région recouverte de quelques millimètres de cendres seulement, rapidement balayées par le vent et la pluie ? On préfère retenir la surface englobée par une isopaque donnée, celle d'épaisseur 0,01 Tmax.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Les isopaques 2 m, 1 m et 0,5 m (Fig. 8.5) englobent respectivement des surfaces de 26, 69 et 181 km^2. Par extrapolation, on calcule que l'isopaque 0,01 Tmax (15 cm) encercle 900 km^2, valeur retenue pour D. Le rapport entre le volume retombé au-delà de l'isopaque 1 cm et le volume total reste le plus souvent faible et compris entre 1 et 10%, mais, exceptionnellement, il atteint 75%.

Ainsi, l'éruption P1 se caractérise par les paramètres : Tmax = 15 m ; F = 10 % et D = 900 km^2. Cette méthode peut paraître un peu complexe mais elle permet une comparaison chiffrée des éruptions à retombées.

Le diagramme F/D (Walker, 1973, 1980) permet de situer chaque type d'éruption à retombées (Fig. 8.6). Le type hawaiien lavique, situé à titre de comparaison, présente une dispersion limitée et une fragmentation nulle, alors que le type strombolien se caractérise par des valeurs un peu supérieures de F et D. Deux lignées se distinguent : (1) les éruptions pliniennes (s.l.) (subpliniennes, pliniennes *s.s.* [ex : P1] ; ultraplinienne [ex : Taupo, 1 820 ans B.P., Nouvelle-Zélande ; Walker, 1980]), véritables pluies de ponces, qui peuvent retomber pendant des heures, délivrent des produits sur des surfaces immenses (jusqu'à 50 000 km^2 pour l'isopaque 0,01 Tmax !) ; (2) les éruptions de type vulcanien (Fig. 7.0 et 8.7 ; photo de couverture et photos couleur hors texte 10 et 11) et surtseyen (Fig. 10.4), très violentes, fragmentent très finement le matériel.

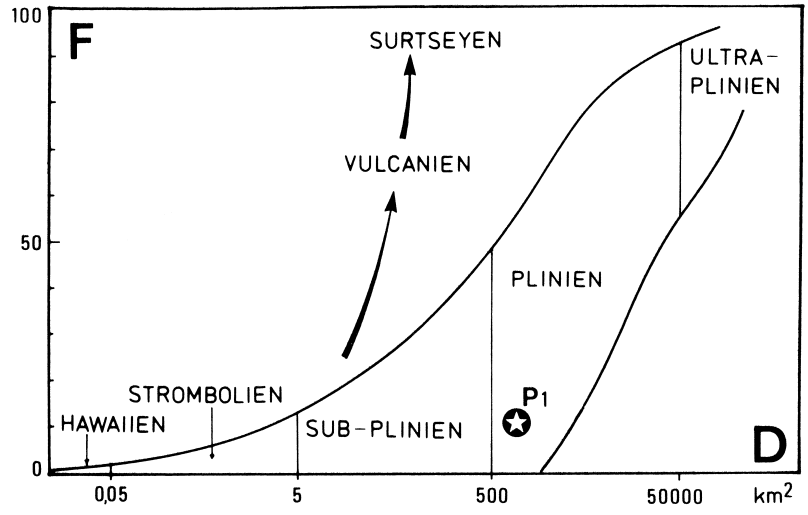


FIGURE 8.6 — **Diagramme fragmentation (F) / dispersion (D) selon WALKER (1973).**

Les différents types de retombées sont indiqués, ainsi qu'à titre comparatif le type hawaiien à coulées de lave (fragmentation quasi nulle et dispersion très limitée). L'éruption plinienne P1 est située.

L'établissement des isopaques s'avère toujours difficile pour les éruptions anciennes : comment distinguer les différentes éruptions entre elles ? Certains dépôts n'ont-ils pas été remobilisés ? Cette méthode permet par contre de retrouver le point émissif, au milieu des isopaques concentriques, même s'il a disparu depuis.

Les isopaques présentent des formes fort variées : circulaires théoriquement, elles deviennent souvent elliptiques sous l'influence d'un vent dominant. Le niveau « White River ash » du mont Natazhat en Alaska se caractérise par des « isopaques complexes » (Fig. 8.8) résultant de la superposition des produits de deux éruptions rapprochées dans le temps. Enfin des forages en mer (par exemple le programme international IODP = Integrated Ocean Drilling Program) permettent de retrouver des niveaux de cendres parfaitement conservés. Ainsi a pu être reconstituée l'extension des retombées du Santorin (Fig. 8.9 et chapitre 14). Des niveaux ou fragments cendreux peuvent être également retrouvés dans certains lacs (les cendres forment alors des *cinérites*) et tourbières ou dans la glace des calottes polaires, lieux de conservations privilégiés. Les cendres peuvent aussi se souder en *tufs*.



FIGURE 8.7 — Explosion vulcanienne au Tavurvur, au bord de la caldeira de Rabaul en Papouasie-Nouvelle-Guinée en août 1996 (photo J.-M. BARDINTZEFF).

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

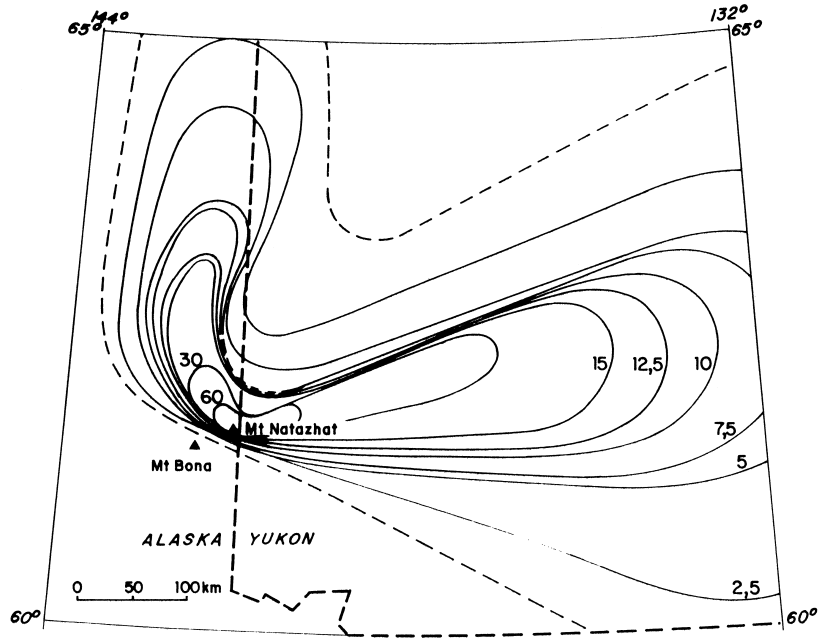


FIGURE 8.8 — **Un exemple d'« isopaques complexes » : celui des retombées « White River ash » (épaisseur en cm) émises par le mont Natazhat (4 074 m) en Alaska. Les tephra résultent en fait de deux éruptions successives, l'une datée à 1 887 ans B.P. (lobe nord), l'autre à 1 250 ans B.P. (lobe est). (D'après LERBEKMO *et al.*, 1975, modifié).**

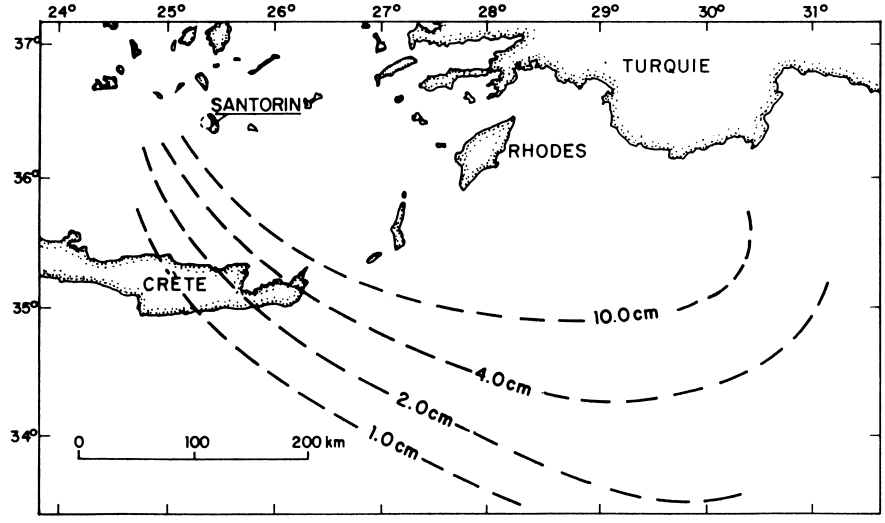


FIGURE 8.9. — **(a) Isopaques des retombées de l'éruption du Santorin (datée du XVI^e^-XVII^e^ siècle av. J.-C. ; HAMMER *et al.*, 1987) établies par l'étude des forages marins lors de la mission océanographique Trident (WATKINS *et al.*, 1978, modifié). Des cendres relatives à cette même éruption ont été retrouvées en mer Noire (GUICHARD *et al.*, 1993).**



FIGURE 8.9. — **(b) La ville de Fira surplombe la caldeira de Santorin (photo J.-M. BARDINTZEFF).**

8.5. PONCES, LITHIQUES, CRISTAUX

La connaissance de la constitution qualitative des dépôts fournit d'autres précisions. Les différents lapilli et bombes stromboliens, scoriacés, montrent une grande homogénéité de constitution. Les retombées ponceuses pliniennes apparaissent par contre bien hétérogènes.

Il convient de distinguer trois types d'éléments dans les retombées pliniennes, génétiquement bien différents :

- les *ponces*, vacuolaires, constituent le matériel juvénile. Les fragments de verres frais de petite taille ont une valeur équivalente (chapitre 11) ;
- les *fragments lithiques* proviennent de débris de lave issus de la pulvérisation, lors de l'explosion, d'une coulée ou d'un dôme préexistant ;
- les *minéraux*, cristallisés dans la chambre ou dans la cheminée magmatique, et donc juvénile, sont souvent isolés lors de l'éruption. Leur parfaite forme géométrique (automorphie) les fait différer de minéraux préexistants cassés, relevant de fragments lithiques éclatés jusqu'à l'échelle du minéral.

Dans le cas de la montagne Pelée (Bardintzeff, 1985a ; Bardintzeff *et al.*, 1989b ; Fig. 8.10), une telle étude a été faite pour chaque fraction granulométrique. Il en résulte un spectre caractéristique des retombées et des nuées, unimodal dans le premier cas, bimodal pour le second. Les ponces dominent largement dans les fractions les plus grosses (> 1 mm) alors que les cristaux constituent la majorité dans les plus fines.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

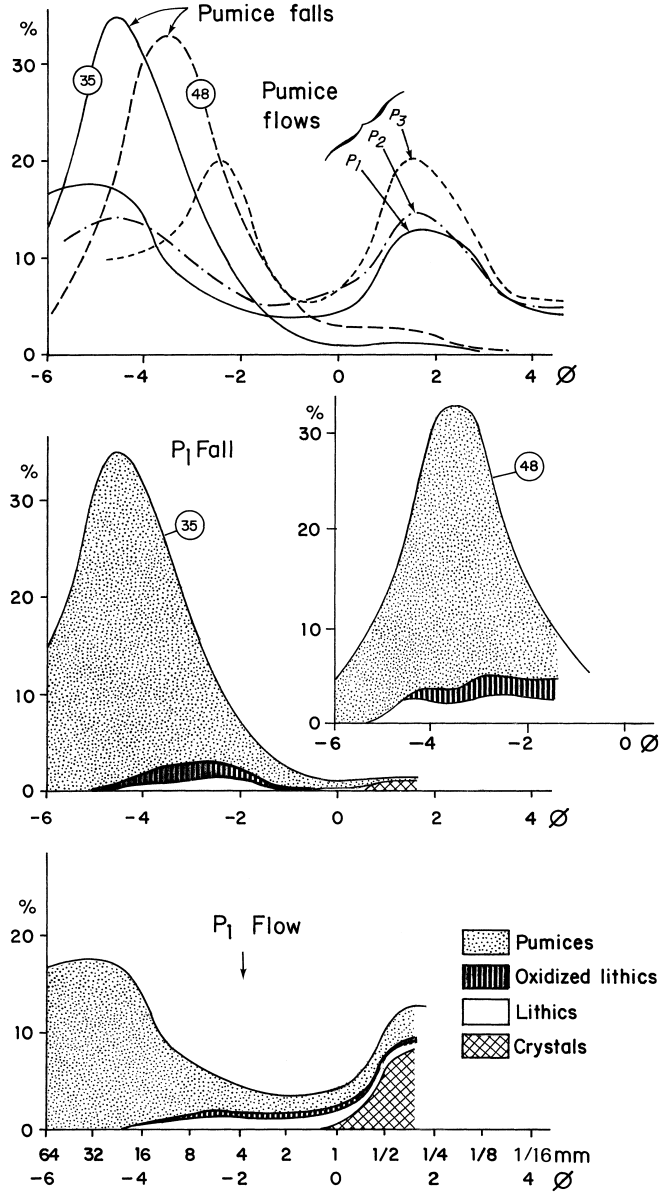


FIGURE 8.10 — **Courbes de fréquence pour les retombées *(pumice falls)* et les nuées ponceuses *(pumice flows)* P1 de la montagne Pelée, établies selon la méthode de WALKER et CROASDALE (1971) (BARDINTZEFF, 1985a ; BARDINTZEFF *et al.*, 1989b).**

Les pourcentages de ces trois types de constituants permettent parfois de bien caractériser les éruptions (Fig. 8.11).

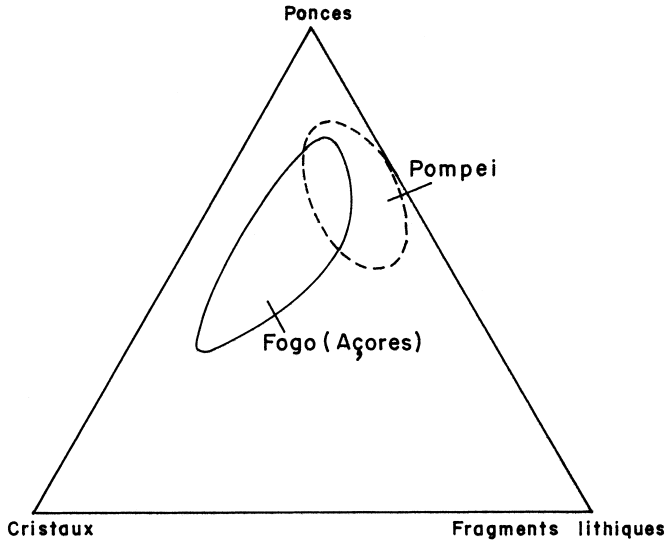


FIGURE 8.11 — **Pourcentages (en poids) en ponces, fragments lithiques et cristaux des niveaux de deux éruptions pliniennes : le Fogo (Açores, 46 000 ans B.P.) et Pompéi (79 ap. J.-C.) (d'après WALKER, 1981, modifié).**

8.6. DÉBIT MAGMATIQUE ET COLONNE ÉRUPTIVE

La colonne éruptive (cas des éruptions pliniennes ; revue *in* Sparks *et al.*, 1997), qui surmonte l'édifice en crise, témoigne par ses dimensions et son comportement de l'intensité de l'éruption.

Sparks (1986) a modélisé le dynamisme d'une colonne éruptive. Il distingue trois zones de comportements bien différents (Fig. 8.12). La région basale, de quelques centaines de mètres de haut, est caractérisée par des vitesses d'éjection très élevées et des décélérations sensibles. La partie médiane, de plus d'une dizaine de kilomètres de hauteur est le siège de mouvements convectifs intenses. La densité de la colonne chaude est alors inférieure à celle de l'atmosphère ambiante ce qui favorise son développement vertical. Le sommet de cette zone (HB) est défini par le niveau d'égale densité. Au-dessus, la colonne continue de grimper (HT) sous l'effet de la vitesse acquise mais s'étale également horizontalement, mimant la forme d'un champignon. Quand la vitesse d'éjection au niveau du cratère devient inférieure à 100 $m.s^{-1}$ environ, la colonne s'effondre.

Les paramètres, qui définissent la colonne éruptive (diamètre, hauteur, vitesse ascensionnelle), dépendent directement de la taille de l'évent et du débit magmatique. Eux-mêmes sont fonction de la durée de l'éruption et du volume émis. Il est possible par calcul de chiffrer ces paramètres, d'après les dépôts laissés par l'éruption, actuelle ou passée. L'éruption P1 de la montagne Pelée, déjà citée (Traineau *et al.*, 1989 ; Bardintzeff *et al.*, 1989b), a fait l'objet d'une telle démarche.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

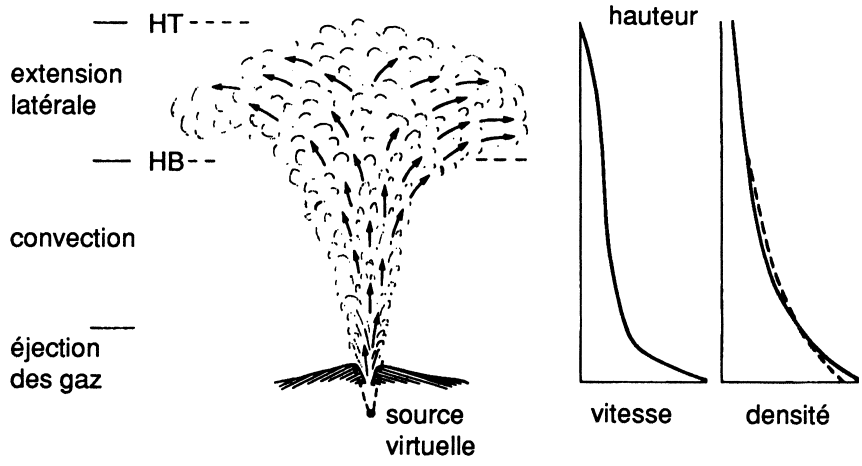


FIGURE 8.12 — **Le dynamisme d'une colonne éruptive.**
Sur les schémas de droite, sont indiquées en fonction de la hauteur, la vitesse et la densité (colonne éruptive en trait plein, comparée à l'atmosphère ambiante en pointillé, les deux courbes se recoupant au niveau HB) (d'après SPARKS, 1986, modifié).

Le volume de ponces émises, lors de l'éruption P1 de la montagne Pelée atteint 0,95 km^3, soit, en divisant par un facteur de 5, qui tient compte à la fois de la faible densité de ce matériel hautement vésiculé (densité = 1 contre 2,5 pour une lave) et des nombreux vides (50% en volume) à l'échelle de l'affleurement, un volume équivalent en « roche dense » de 0,19 km^3 (DRE = *Dense Rock Equivalent)*. Il faut en effet toujours avoir à l'esprit que les produits étudiés ne sont que des témoins indirects du magma et il est important de connaître le volume de magma liquide, celui qui occupe la chambre magmatique.

L'énergie thermique libérée est déduite de la formule de Yokoyama (1957) :

$$E_{th} = V \cdot d \cdot T \cdot a \cdot J \qquad (1)$$

où V est le volume ($0{,}95 \times 10^{15}$ cm^3), d la densité (1), T la température des éjectas (500 °C), a la chaleur spécifique de la lave (0,20 cal · g^{-1} · $°C^{-1}$) et J l'équivalent mécanique de la calorie ($4{,}1855 \times 10^7$ ergs).

Ainsi $E_{th} = 4 \times 10^{24}$ ergs = 4×10^{17} J, soit 20 000 fois celle produite par la bombe thermonucléaire de Hiroshima (2×10^{20} ergs = 2×10^{13} J). Le rapport énergie cinétique/énergie thermique reste en général de l'ordre d'un à quelques pour cent.

Le matériel rejeté (0,19 km^3) est en fait constitué de 85% (0,16 km^3) de ponces, issues du magma neuf et de 15% (0,03 km^3) de fragments anguleux provenant de la destruction du substratum par formation du cratère, dont le volume peut ainsi être estimé. On peut même préciser, par une étude fine des dépôts, que le cratère, qui avait un rayon de 18-30 m et une profondeur de 200-500 m en début d'éruption, s'est agrandi pour atteindre 60-70 m de rayon et 2 km de profondeur en fin d'éruption.

Le débit éruptif massique maximum se calcule par la formule de Wilson et *al.* (1980) :

$$M = \pi \cdot r^4 \cdot d_c \, (d_c - d_m) \cdot g \, / \, 8v \qquad (2)$$

où r est le rayon du conduit éruptif (60-70 m), d_c la densité de la croûte (masse volumique de $2{,}65 \times 10^3$ kg · m^{-3}), d_m la densité du magma ($2{,}5 \times 10^3$ kg · m^{-3}), g la constante de gravité (9,81), v la viscosité du magma (5×10^5 Pa · s).

La valeur obtenue, de 3,8-7,0 $\times$ 10^7 kg · s^{-1}, correspond à un débit volumique de 1,5-2,8 $\times$ 10^4 m^3 · s^{-1}. Les 0,16 km^3 de magma juvénile ont donc pu être émis pendant un intervalle de temps d'une heure et demie à trois heures.

La vitesse maximum d'ascension du magma, calculée d'après Carey et Sigurdsson (1985) :

$$u = M \, / \, dm\pi r^2 \qquad (3)$$

atteint des valeurs de 1,3-1,8 m · s^{-1}.

La hauteur atteinte par le panache cendreux peut être appréhendée de différentes façons :

- La formule de Wilson *et al.* (1980) :

$$HT = 236{,}6 \, (M)^{1/4} \qquad (4)$$

donne 18,6-21,6 km.

- La formule de Wilson *et al.* (1978) :

$$HT = 8{,}2 \, (Q)^{1/4} \qquad (5)$$

donne 20,2-24 km. Q est le taux de libération de l'énergie thermique, 4×10^{17} J en 1,5-3 h soit 3,7-7,4 $\times$ 10^{13} W.

- Une étude de Carey et Sparks (1986) basée sur la taille des clastes et leur distance d'éjection (par exemple des fragments de 3 cm retombés à 7 km du cratère dans l'axe des vents dominants et à 5 km seulement dans la direction perpendiculaire) suggère une colonne haute de 21 km et un vent soufflant à 10 m · s^{-1} du NE (alizés).

Ces différents résultats concordent autour d'une moyenne de 20-22 km.

Il convient de distinguer HT (hauteur totale de la colonne) de HB (sommet de la zone convective), les deux paramètres étant liés entre eux et au rayon de l'évent r (Fig. 8.12 ; Sparks, 1986) :

$$HT = 1{,}32 \, (8r + HB) \qquad (6)$$

À une valeur de HT de 20-22 km correspond une valeur de HB de 14,7-16,2 km. Le rayon de la colonne éruptive atteint alors 7-8 km.

La vitesse initiale d'éjection des particules au niveau du cratère (Wilson, 1976) :

$$u_0 = \sqrt{(8g \cdot r_0 d) \, / \, (3C \cdot d_g)} \qquad (7)$$

avec g (9,81), r_o taille du plus large fragment de ponce (0,4 m), d sa densité (soit une masse volumique de 1 000 kg · m^{-3}), C le coefficient de frottement (assimilable à 1), d_g la densité effective du gaz dans le cratère (0,19 kg · m^{-3}), soit u_o = 230 m · s^{-1} pour un fragment de 0,4 m et 310 m · s^{-1} pour un fragment de 0,7 m, presque la vitesse du

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

son ! Lors de certaines éruptions, des fragments seraient même éjectés à des vitesses supersoniques. Selon Walker (1971), quand les forces de gravité et de frottements s'équilibrent, la vitesse terminale théorique atteint 90-100 $m \cdot s^{-1}$ dans le premier cas et 120 $m \cdot s^{-1}$ dans le second.

Tous ces calculs effectués *a posteriori*, concernent une éruption sans aucun témoignage ! En effet, à cette époque, l'île de la Martinique était habitée par les Indiens Caraïbes mais aucune trace écrite ne relate cette éruption.

L'étude des dépôts de l'éruption de 79 du Vésuve, rendue célèbre par les descriptions de Pline le Jeune, a permis de retracer son scénario très précisément (Sigurdsson *et al.*, 1985 ; Carey et Sigurdsson, 1987). Elle débuta le 24 août vers 13 heures et deux phases éruptives se succédèrent (Fig. 8.13). Pendant les sept premières heures, le panache cendreux s'éleva de 14 à 26 km, avec un débit éruptif de $7{,}7 \times 10^7$ $kg \cdot s^{-1}$, et des ponces blanches (à chimisme de phonolite, voir chapitre 11, §1) retombèrent.

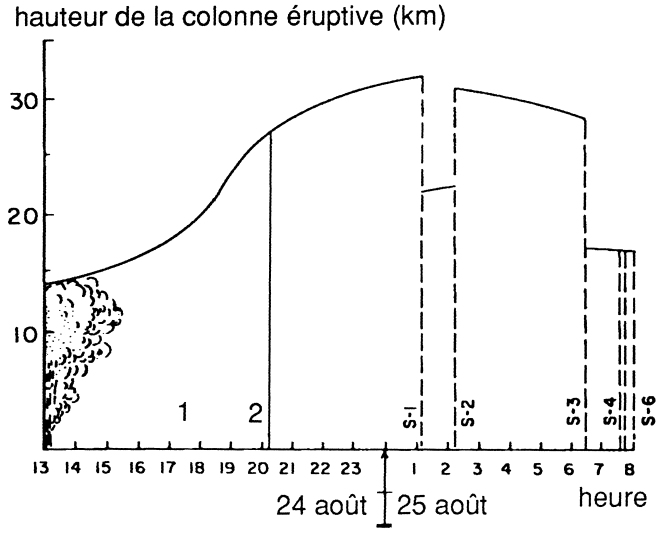


FIGURE 8.13 — **Évolution de la hauteur de la colonne éruptive au cours de l'éruption de 79 du Vésuve.**

L'échelle temporelle, basée sur le récit de Pline le Jeune, suppose un taux constant d'accumulation de ponces. 1 = effondrement des toits à Pompéi, 2 = passage des ponces blanches aux ponces grises, S1 à S6 = émission de surges, écoulements pyroclastiques particulièrement violents (S1 recouvre Herculanum, S2 atteint Terzigno, S5 recouvre Pompéi et S6 atteint le cap Misène) (d'après CAREY et SIGURDSSON, 1987, modifié) (voir aussi Fig. 13.4).

Cette phase présente de nombreuses similitudes avec l'épisode P1 de la montagne Pelée. Ensuite, pendant les douze heures suivantes, le panache atteint jusqu'à 32 km de hauteur et des ponces grises (téphrite phonolitique) succédèrent aux blanches, témoignant d'un changement de la composition chimique du magma. Les ponces recouvrirent Pompéi, situé à 9 km au SE du volcan. Une demi-douzaine de *surges* (écoulements pyroclastiques très violents, chapitre 9) furent émis : le premier, le 25 août à 1 heure du matin, ravagea Herculanum et le cinquième, vers 7 heures,

Pompéi. Au cours des dix-neuf heures de l'éruption, 4 km^3 de tephra (DRE) furent émis. De nouvelles études démontreraient que l'éruption du Vésuve a plutôt eu lieu en automne 79 (24 octobre ? 24 novembre ?) comme le prouve la présence de fruits (grenades, sorbes) et fruits secs (figues, pruneaux, châtaignes, noix) de saison, les vendanges faites, les braseros allumés dans les maisons, ainsi qu'une monnaie (denier d'argent) datée dans une bourse d'une victime (Stefani, 2006). Mais ceci ne remet pas en cause l'interprétation du déroulement de l'éruption.

Le sommet des colonnes éruptives liées aux éruptions explosives de grande ampleur dépasse largement la limite inférieure de la stratosphère (tropopause), variant de 7 à 18 km d'altitude (chapitre 14, § 6). La hauteur des colonnes, calculées à 20-30 km pour les exemples précédents, aurait dépassé 50 km dans le cas du Taupo, 1 820 ans B.P. (Walker, 1980). Les cendres, dispersées dans la stratosphère, sont parfois à l'origine d'une modification du climat terrestre (chapitre 14, § 6). Ultérieurement, ces cendres retombent sur l'ensemble du globe. Elles passent cependant inaperçues à cause de leur finesse et de leur dispersion.

8.7. Indice d'explosivité volcanique

À partir de l'ensemble des paramètres chiffrés, Newhall et Self ont défini en 1982 un indice d'explosivité volcanique (VEI) (tableau 8.2) correspondant en quelque sorte, à la magnitude des séismes, définie par l'échelle de Richter. Cette échelle semi-quantitative a été élaborée à partir de données partielles disponibles pour les éruptions historiques. Neuf degrés (0 à 8) sont retenus, basés sur le recoupement de différents critères, des plus certains aux plus hypothétiques : volume émis, durée de l'éruption, hauteur de la colonne éruptive, éventuelle injection de cendres dans la troposphère ou la stratosphère. L'enquête a porté sur 8 000 éruptions préhistoriques ou historiques ! Walker (1980) signale 11 éruptions pliniennes, la plupart préhistoriques, ayant émis entre 10 et 25 km^3. Le record historique appartient au Tambora (Indonésie) lors de son éruption cataclysmale du 5 au 11 avril 1815 : celle-ci libéra un volume estimé à 175 km^3 (= 50 km^3 DRE ; Self *et al.*, 1984) mais réévalué plutôt à 107-113 km^3 (30-33 km^3 DRE ; Self *et al.*, 2004 ; soit environ 10^{14} kg) et une énergie de $1{,}4 \times 10^{20}$ J. Les statistiques portant sur une décennie moyenne, donnent une fréquence de 104 éruptions de magnitude 0, 110 de magnitude 1, 304 de magnitude 2, et 82 d'une magnitude supérieure ou égale à 3. Par ailleurs, depuis l'an 1500, Newhall et Self notent seulement quatre éruptions de magnitude 6 (Long Island en Papouasie-Nouvelle-Guinée au XVIII^{e} siècle, le Krakatoa en 1883, le Santa-Maria au Guatemala en 1902 et le Katmaï en 1912, auxquelles on pourrait rajouter le Pinatubo, 1991) et une seule de magnitude 7, le Tambora en 1815. Les éruptions de magnitude 8 peuvent être qualifiées de « super-éruptions », en relation avec des « supervolcans » (voir aussi chapitre 14, § 6 et revue *in Éléments*, 4, 1, 2008). 47 éruptions de ce type, qui ont produit plus de 10^{15} kg d'éjectas, ont été identifiées depuis l'Ordovicien (500 Ma) dont 42 lors des 36 derniers Ma (Mason *et al.*, 2004). Pour les deux derniers Ma, citons : Yellowstone (2,1 Ma, 1,3 Ma et 0,63 Ma, respectivement 2 500, 280 et 1 000 km^3), Long Valley (0,76 Ma, 600 km^3), Toba (74 000 ans, 2 800 km^3), Taupo (26 500 ans, 530 km^3 et 340 000 ans, 1 200 km^3 – ignimbrite

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

de Whakamaru) qui ont produit plus de 500 km^3 et dans une moindre mesure Valles (1,14 Ma, 300 km^3) et Aira (Kyushu, Japon, 22 000 ans, 400 km^3) (voir paragraphe suivant). Mason *et al.* proposent même la magnitude 9,2 pour l'éruption du Fish Canyon Tuff, qui produisit plus de 10^{16} kg soit environ 5 000 km^3, il y a 26-28 Ma, associée à la formation de La Garita (75 × 35 km) au Colorado. Une étude statistique démontre qu'une éruption de magnitude 8 a 75% de risque de se produire sur Terre dans le prochain million d'années et 1% dans les prochaines 460-7 200 années. Ce risque est supérieur à celui de la chute d'un astéroïde, d'énergie équivalente.

Tableau 8.2 — Échelle d'intensité des éruptions volcaniques. Les VEI (*Volcanic Explosivity Index*), basés sur différents paramètres chiffrés, s'échelonnent de 0 à 8 (d'après Newhall et Self, 1982, modifié).

100s signifie : plusieurs centaines. Les injections de cendres troposphériques sont modérées pour un VEI égal à 2, conséquentes pour 3 et au-dessus. Les injections stratosphériques sont possibles pour 3, notables pour 4, significatives pour 5 et au-dessus.

VEI	Description	Hauteur du panache	Volume	Type	Fréquence	Exemple
0	non explosive	< 100 m	1 000s m^3	hawaiien	jours	Kilauea
1	« gentille »	100-1 000 m	10 000s m^3	strombolien	jours	Stromboli
2	explosive	1-5 km	1 000 000s m^3	vulcanien	semaines	Galeras 1992
3	« sévère »	3-15 km	0,01s km^3	vulcanien	années	Nevado del Ruiz 1985
4	cataclysmale	10-25 km	0,1s km^3	sub-plinien	10s ans	Galunggung 1982
5	paroxysmale	> 25 km	1s km^3	plinien	100s ans	St. Helens 1980
6	colossale	> 25 km	10s km^3	plinien	100s ans	Krakatoa 1883
7	super colossale	> 25 km	100s km^3	ultra-plinien	1 000s ans	Tambora 1815
8	méga colossale	> 25 km	1 000s km^3	ultra-plinien	10 000s ans	Yellowstone 2 Ma

8.8. Cratères et caldeiras

Les produits volcaniques sortent de l'édifice par un évent, le cratère. Le niveau de celui-ci s'élève au fur et à mesure de la construction de l'édifice. Le plus souvent, dans le cas d'éruptions explosives, les émissions successives favorisent son élargissement et il atteint quelques centaines de mètres de diamètre.

Une grande quantité de produits émis laisse un déficit souterrain, qu'un effondrement compense plus ou moins rapidement, à la faveur de failles concentriques. Les dépressions de taille impressionnantes (diamètre > 2 km, dépassant parfois 10 km ; photos couleur hors texte 20, 23), résultant essentiellement d'un effondrement, méritent le nom de *caldeira*, terme portugais signifiant « chaudron ». Cette caldeira contient de nombreux produits volcaniques. La corrélation nette entre des niveaux de remplissage épais intra-caldériques et des niveaux moins épais dirigés vers l'extérieur prouverait que la subsidence accompagne plutôt que suit l'éruption explosive. La tectonique locale joue un rôle important (Dhont *et al.*, 2008). Les caldeiras sont le plus souvent liées à des volcans explosifs mais il en existe aussi dans des volcans essentiellement laviques (Kilauea à Hawaii, piton de la Fournaise à la Réunion).

Dans ce dernier cas (mais aussi au Poas à Costa Rica, à Aoba au Vanuatu, à Nuku Hiva aux îles Marquises), la taille de la caldeira est bien supérieure au volume des produits émis. Merle *et al.* (2010) pensent que l'altération hydrothermale profonde joue alors un rôle significatif : du matériel volcanique altéré en argile peut fluer latéralement sous son propre poids et engendrer une caldeira d'effondrement. Les caldeiras sont en relation avec le complexe plutonique annulaire sous-jacent (Fig. 2.2).

Les caldeiras ont des formes et des tailles très variées. Alors que les caldeiras de dimensions modestes ont une forme en entonnoir, les plus grandes présentent une forme quasi cylindrique (Lipman, 1997). On trouve une belle variété de caldeiras dans les volcans actifs des Galápagos : certaines sont petites et profondes (Fernandina, 6,5 km de diamètre et 1 100 m de profondeur ; en 1968 le fond de la caldeira s'affaissa brusquement de 350 m), d'autres larges et plus plates (Sierra Negra dans l'île Isabela, 7 × 10 km pour 110 m de profondeur). Dans de nombreuses caldeiras dissymétriques on observe autant d'effondrements verticaux que latéraux (Marti *et al.*, 1997) : Cantal, Teide aux Canaries, caldeiras emboîtées en forme en fer à cheval du piton de la Fournaise.

Le diamètre des plus grandes caldeiras atteint ou dépasse la dizaine de kilomètres (Fig. 8.14), telles celles du Crater Lake dans l'Oregon, du Santorin en mer Égée ou du Taupo en Nouvelle-Zélande (l'éruption Oruanui, datée à 26 500 ans BP, a libéré 530 km^3 et laissé une caldeira d'environ 30 km de diamètre en grande partie occupée par un lac). La caldeira de Yellowstone (photo couleur hors texte 24) mesure plus de 70 × 50 km, pour quelques centaines de mètres de profondeur. Parfois, ces caldeiras restent indiscernables dans le paysage en raison de l'ampleur même de leur dimension et seule des images satellites permettent leur mise en évidence. La plus gigantesque caldeira connue, celle de Toba à Sumatra, d'une forme elliptique de 100 km sur 30 est en fait composite. Une succession d'éruptions rapprochées produisirent, il y a 74 000 ans, 2 800 km^3 DRE (dont une grande partie sous forme d'ignimbrite – chapitre 9 – et 800 km^3 sous forme de cendres largement dispersées) en un intervalle de temps compris entre 9 et 14 jours et des cendres ont été prélevées par forage sous-marin jusqu'au large de l'Inde à 2 000 km du volcan (Ninkovich *et al.*, 1978 ; Rose et Chesner, 1987). Sa forme géométrique très particulière est liée au contexte tectonique de la grande faille décrochante de Sumatra (Detourbet *et al.*, 1993).

Certaines caldeiras très vastes sont de type « résurgente », telles Yellowstone (Dzurisin *et al.*, 1994 ; Smith et Braile, 1994), Valles et Long Valley, dans l'Ouest des États-Unis voient leur plancher se bomber au cours des millénaires suivant l'éruption, probablement à la suite d'une réinjection magmatique profonde. Un phénomène équivalent a créé l'île Samosir (Fig. 8.14). La caldeira de Long Valley (32 × 18 km) dans l'est de la Californie est bien décrite (Hill *et al.*, 1985, Fig. 8.15). La chambre magmatique atteignait un volume de 3 000 km^3 avant l'éruption paroxysmale d'il y a 0,76 Ma qui produisit 600 km^3 (la formation Bishop Tuff). Depuis, elle a été réduite au tiers de son volume par les processus conjugués de refroidissement, éruption et cristallisation. Des données sismiques montrent que la chambre actuelle a un diamètre de 10 km environ et un toit à une profondeur de 8-10 km. Bien qu'une telle chambre soit

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

capable de libérer 30 km^3, les éruptions des 500 000 dernières années n'ont produit chacune qu'un km^3 en moyenne. La chambre magmatique sous Yellowstone serait beaucoup plus grande, de l'ordre de 75 × 45 × 8 km d'épaisseur soit 27 000 km^3.

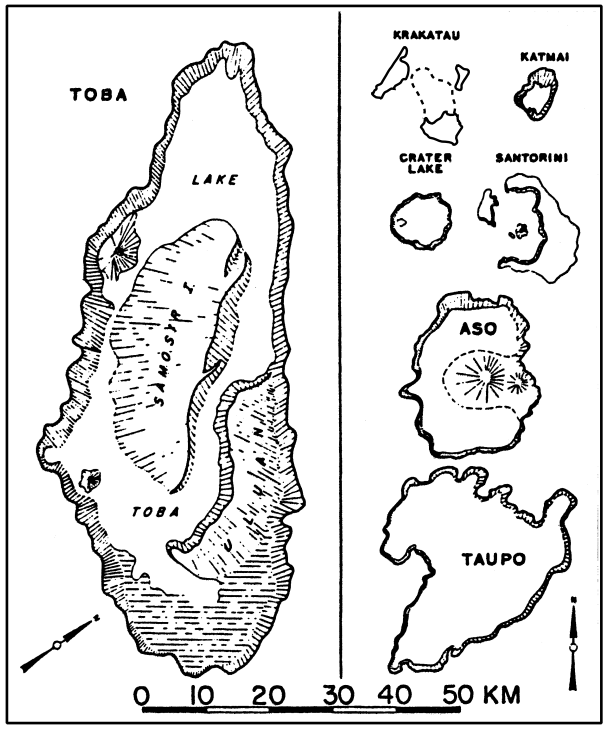


FIGURE 8.14 — **Tailles comparées de quelques-unes des plus grandes caldeiras du monde (NINKOVICH *et al.*, 1978).**

Dans le cas de la caldeira de Toba à Sumatra (100 × 30 km), le plancher se serait enfoncé de 2 km, autorisant ainsi l'installation d'un lac profond, puis se serait soulevé de plusieurs centaines de mètres pour former l'île de Samosir au milieu de celui-ci.

Les caldeiras de grande taille se forment en deux étapes (Fig. 8.16 ; Wilson *et al.*, 1980 ; Druitt et Sparks, 1984). Les pressions régnant dans la chambre et au niveau du lieu d'émission varient fortement. Lors de la première phase, le magma en surpression dans la chambre, sort à 1 bar seulement, sous forme de cendres, puis lors de la seconde phase, le magma sort à plusieurs dizaines de bars car le conduit d'alimentation s'élargit par effondrement, et donne naissance à de volumineux épanchements d'ignimbrite.

Entre deux éruptions majeures séparées de centaines ou de milliers d'années, les caldeiras ne restent en général pas totalement inactives. Des variations topographiques et gravimétriques sont régulièrement enregistrées, sur des périodes de quelques années à quelques dizaines d'années. Les caldeiras récentes signalent souvent une anomalie thermique voire un éventuel réservoir géothermique (chapitre 14).

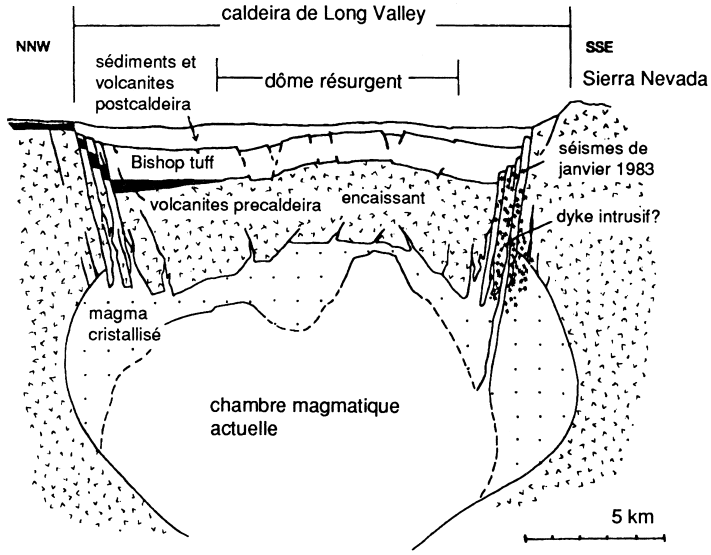


FIGURE 8.15 — **Coupe schématique de la caldeira de Long Valley en relation avec la chambre magmatique sous-jacente. Les échelles relatives horizontale et verticale sont respectées (d'après HILL *et al.*, 1985, modifié).**

Les dépôts volcaniques ultérieurs (tephra, dômes) peuvent combler les caldeiras tout ou en partie (exemple de la caldeira de Haute-Dordogne dans le Mont-Dore).

(Voir revue *in* n° spécial *J. Volc. Geoth. Res.*, 67, 1-3, 1995 ; Gottsmann et Marti J. Éd., 2008).

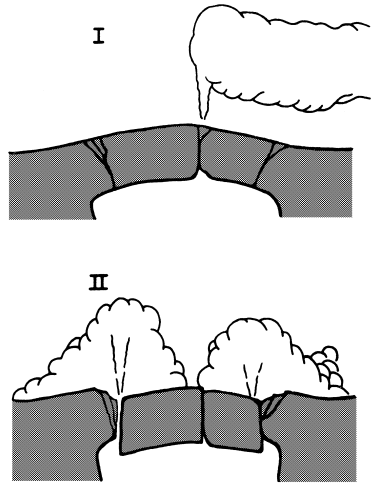


FIGURE 8.16 — **Formation d'une caldeira en deux épisodes : (I) le magma sort du cratère initial au-dessus d'une chambre magmatique en surpression ; (II) la pression dans la chambre chute et entraîne l'effondrement du toit de la caldeira, à l'origine de nouvelles bouches de sortie, situées sur le pourtour de cette dernière (DRUITT et SPARKS, 1984).**

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

9 Les écoulements pyroclastiques

« La montagne Pelée a voulu simplement nous faire manger un poisson d'avril. »
Les Antilles du 30 avril 1902

Les écoulements pyroclastiques correspondent à l'émission brutale et dirigée d'une émulsion intime de liquide et de gaz magmatiques, dans laquelle le gaz constitue la phase continue, transportant des éléments solides en suspension. L'ensemble, à haute température (plusieurs centaines de degrés), se propage à grande vitesse (plusieurs centaines de km · h^{-1}), sur des distances importantes (plusieurs km, voire plusieurs dizaines de km, parfois à contre-pente) et constitue un risque volcanique majeur pour l'homme. Cette définition large englobe plusieurs cas, dont la *nuée ardente* est le type le plus fréquent et le plus connu (photo couleur hors texte 18). Ce terme a été utilisé pour la première fois par les habitants de l'île San Jorge aux Açores lors des éruptions de 1580 et 1808. Mais c'est Alfred Lacroix (1904, 1930) qui, en l'utilisant pour décrire l'éruption de 1902-1903 de la montagne Pelée, lui a donné sa célébrité et sa véritable signification (« coulées à pyroclastites chaudes formées de deux parties : une partie basale dense, qui épouse le relief, et un nuage de cendres superficiel, qui masque la précédente »). L'éruption du 8 mai 1902 de la montagne Pelée (Martinique), qui dévasta Saint-Pierre et fit 28 000 victimes, en constitue maintenant l'exemple de référence.

Appréhender ce type de dynamisme pose plusieurs problèmes car il s'agit d'un phénomène heureusement relativement rare (en moyenne une éruption de faible importance par an et une majeure par siècle dans le monde), d'approches et d'observations difficiles. Les études des dépôts, *a posteriori*, complètent les rares témoignages.

9.1. Les nuées ardentes : dépôts et mise en place

Les nuées ardentes sont très fréquentes dans l'arc volcanique actif des Petites Antilles. Celui-ci résulte de la subduction de la plaque Amérique du nord-atlantique, qui plonge sous la plaque caraïbe à la vitesse de 2 cm par an (Wadge, 1984). Il s'étend sur 900 km du nord au sud, entre les Grandes Antilles et l'Amérique du Sud. Plusieurs volcans de l'archipel des Petites Antilles sont considérés comme actifs : le mont Misery à Saint Kitts, le volcan Soufriere Hills à Montserrat, la Soufrière de Guadeloupe, l'ensemble vallée de la Désolation – volcan Microtin – lac Bouillant (« Boiling Lake ») en Dominique, la montagne Pelée en Martinique, la

Soufrière de Sainte-Lucie, la Soufrière de Saint-Vincent et le Kick em Jenny, volcan sous-marin situé au nord de Grenade (Westercamp et Tazieff, 1980) (photos couleur hors texte 14 à 18).

La montagne Pelée, Martinique (1902, 1929)

L'activité de la montagne Pelée (photo couleur hors texte 14) se caractérise par une alternance de retombées de ponces (ex : P1, chapitre 8) et de nuées ardentes (Westercamp et Traineau, 1983a, 1983b). Alors que l'éruption de 1851 se limitait à une éruption de cendres et celle de 1889, encore plus modeste, à l'émission de fumerolles, l'éruption de 1902 reste tristement célèbre par son caractère meurtrier (Fig. 9.1).

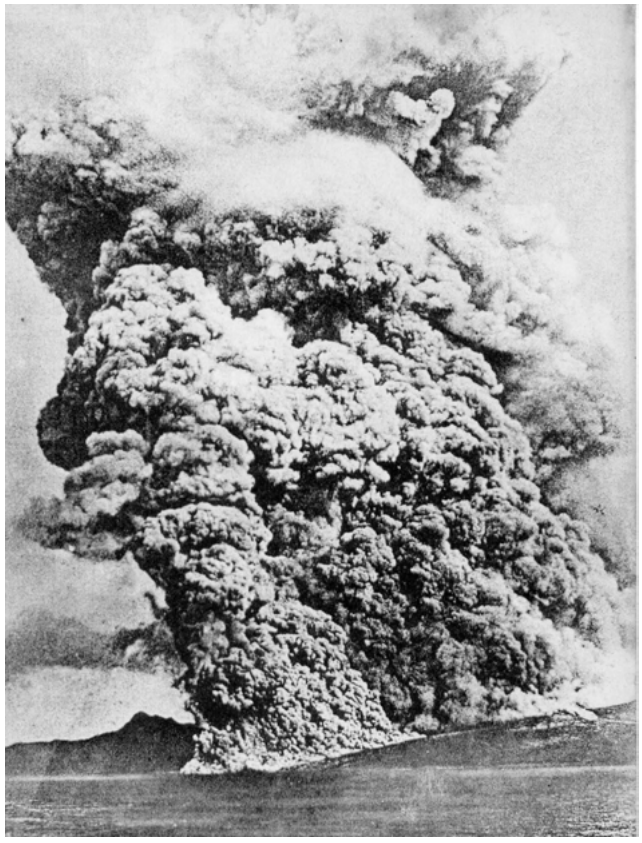


FIGURE 9.1 — Une nuée ardente émise par la montagne Pelée en Martinique au cours de son éruption en 1902-1903 (photo A. LACROIX, Éd. A. Benoit Jeannette, collection D. DECOBECQ).

Dès février 1902, une odeur de soufre se répand sur Saint-Pierre, ville située au pied du volcan (à 8 km du sommet, Fig. 8.5), alors que les objets en argent noircissent. Durant la fin du mois d'avril, se produisent des tremblements de terre,

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

accompagnés de grondements sourds ; de la cendre tombe en abondance. À partir du 3 mai au matin, l'obscurité reste presque totale. Dans la nuit du 4 au 5, un orage éclate, les éclairs zèbrent le ciel, les détonations se succèdent, la rivière Blanche déborde. Le 5 à 12 h 45, une coulée de boue détruit l'usine Guérin : on déplore les vingt-trois premières victimes. Le magma a dû apparaître le 6 mai sous forme d'un petit dôme au fond du cratère. Dans la nuit du 7, on peut apercevoir des lueurs dans le cratère. Au matin du jeudi 8 mai, les cloches sonnent le jour de l'Ascension dans un ciel clair, mais à 8 h 01 se déchaîne la colère du volcan. Une nuée ardente descend la vallée de la rivière Blanche à 140 $m \cdot s^{-1}$, soit 500 $km \cdot h^{-1}$, et anéantit Saint-Pierre. Une onde de choc l'a précédée, encore plus rapide (vitesse supérieure à 200 $m \cdot s^{-1}$ ou 700 $km \cdot h^{-1}$) et provoquant un écart de pression de 36 mm de mercure en quelques millisecondes. 28 000 personnes y trouvent une mort instantanée et seuls deux miraculés survivent, le cordonnier Léandre et le prisonnier Cyparis. La nuée ardente a dévasté 58 km^2. D'autres nuées suivent, de moins en moins intenses et de plus en plus éloignées dans le temps les unes des autres : ainsi les 20 et 26 mai, le 6 juin et le 9 juillet. Au total, huit unités de dépôts sont décrites entre le 8 mai et le 30 août.

La nuée ardente majeure du 30 août 1902 dépasse cependant en intensité celle du 8 mai. Elle dévaste une superficie deux fois plus importante (114 km^2 auxquels s'ajoutent 48 km^2 recouverts de cendres) et tue encore 1 000 personnes à Morne Rouge. L'éruption continue durant plus d'une année. Au total, une soixantaine de nuées ardentes d'intensités différentes ont été émises entre 1902 et 1903.

Un dôme visqueux, véritable aiguille de dacite claire, a commencé à surgir à partir de novembre 1902 (chapitre 7). Les nuées ardentes prennent alors naissance au pied de celle-ci et, en général, l'aiguille s'écroule après l'émission de la nuée. Les nuées de la fin de 1902 et de 1903, liées à un dôme important, diffèrent donc de celles émises avant novembre 1902. De nombreuses observations ont été faites par Alfred Lacroix et beaucoup restent valables actuellement.

L'activité de la montagne Pelée a connu une reprise d'activité en 1929-1932, avec des nuées ardentes étudiées en détail par Franck Perret (1937), mais d'importance moindre et sans victimes à déplorer.

Gourgaud *et al.* (1989) montrent que des mélanges de magmas (chapitre 5) sont à l'origine des nuées de 1902 et de 1929. Une discussion à partir des témoignages de l'époque montre que l'éruption de 1902 est entrée dans une phase magmatique à partir du 6 mai au matin alors qu'elle n'avait avant qu'un caractère phréatique comparable à celles de 1851 et de 1889 (Chrétien et Brousse, 1988). Les événements majeurs du 8 mai et du 30 août ont délivré deux types de dépôts, les uns grossiers, canalisés par la rivière Blanche, les autres cendreux, d'épaisseur très variable et bien plus dispersés. Seuls subsistent maintenant les dépôts de la partie distale, ceux près du sommet ayant été remobilisés. L'interprétation de l'événement du 8 mai, à partir des dépôts, reste discutée : s'agit-il d'une seule pulsation ou bien de la succession d'un *blast* non chaud (ce chapitre, § 3), qui ne détruisit pas tout, et d'une nuée chaude destructrice ? La détermination des parcours des écoulements reste aussi problématique (revue *in* n° spécial 38 *J. Volc. Geoth. Res.*, 1989).

La Soufrière de Saint-Vincent (1902, 1979)

Ce volcan a été le siège d'une éruption majeure le 7 mai 1902 (Anderson et Flett, 1903 ; Lacroix, 1904), la veille de la catastrophe de la montagne Pelée. Cette éruption fut précédée par une longue activité sismique (depuis mars 1901). Le 6 mai 1902, à 10 heures, le lac de cratère se décolora alors que des fumerolles étaient émises. À 11 heures, la première explosion de vapeur se produisit, suivie à 16 h 30 d'une éruption de matériel incandescent. Le 7 mai, de nombreuses coulées boueuses (petits lahars, voir paragraphe suivant) dévalèrent les flancs du volcan. À 14 heures, une nuée ardente paroxysmale déferla le long des vallées majeures et tua 1 565 personnes. La colonne éruptive s'éleva à 10 km au moins. L'explosion fut entendue à près de 700 km. 1,7 million de tonnes de cendres tombèrent sur l'île de la Barbade distante de 160 km. Ces cendres atteignirent même un bateau à 1 300 km. Le volume de pyroclastites émis est estimé entre 0,4 km^3 et 1,4 km^3. D'autres explosions de vapeur, des coulées de boues et quelques nuées ardentes suivirent. L'éruption cessa le 30 mars 1903.

À partir d'octobre 1971 (Tomblin *et al.*, 1972), le lac de cratère émit des fumerolles à légère odeur de soufre. Sa température atteignit 82 °C (Shepherd et Sigurdsson, 1978) et son niveau monta de 26 mètres. Un dôme apparut en île au milieu du lac le 20 novembre 1971 ; son volume était de 80×10^6 m^3 le 20 mars 1972, lorsqu'il avait fini de croître (Aspinal *et al.*, 1973). Le volume du lac a été réduit à son tiers (25×10^6 m^3).

Sept ans plus tard, dans la nuit du 11 au 12 avril 1979, des stations sismiques, placées sur le volcan, enregistrent quelques tremblements de terre de faible magnitude dont les hypocentres sont situés sous la Soufrière. Le 12 avril entre 20 heures et 21 heures, il s'agit d'un *tremor* volcanique continu (chapitre 13, § 4), dont l'amplitude ne cesse de croître. À minuit, les responsables du « *Seismic Research Unit* » de Saint Augustine (Trinidad) préviennent le premier ministre de Saint-Vincent, qui décide l'évacuation de la partie nord de l'île (22 000 personnes soit 1/5 de la population).

L'éruption proprement dite (Bardintzeff et Boudon, 1979 ; Jérémie et Bonneton, 1979 ; Shepherd *et al.*, 1979 ; Brazier *et al.*, 1982 ; Sheperd et Sigurdsson, 1982 ; Sigurdsson, 1982 ; Bardintzeff, 1985a) débute le vendredi 13 avril à 4 heures du matin : le panache est visible à plus de 100 km. À 11 h 15, une explosion verticale produit une colonne de cendres s'élevant à 6 km. Dans l'après-midi quatre éruptions sont observées, la colonne atteint alors 17 km de haut. Du matériel incandescent « orange à rouge-cerise », projeté du cratère, descend à mi-pente du volcan (petite nuée ardente). Durant cet après-midi, des scories d'une taille atteignant 7 cm tombent sur Georgetown à 9 km au SE du cratère, la couche de cendres atteint 4 cm à 7 km du cratère. Des cendres tombent même sur l'île de la Barbade. L'éruption est magmatique dès le début (c'est-à-dire que le magma arrive en surface). L'eau du lac en se vaporisant a pu augmenter l'explosivité du début de l'éruption qui a pris un caractère phréatomagmatique (chapitre 10).

Le 14 avril, à 12 h 09, une éruption paroxysmale se déclenche, une nuée ardente dévale la vallée de Larikai River (Fig. 9.2 et 9.3) et, atteignant la mer, s'y disperse

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

jusqu'à 8 km au large de Larikai Bay. Une partie de la nuée ardente s'est écoulée sur 2,5 km au SE dans Rabacca River.



FIGURE 9.2 — **L'éruption de la Soufrière de Saint-Vincent, avril-mai 1979.**

(a) Les troncs d'arbres, coupés nets par la nuée ardente.
(b) La forêt détruite et recouverte de cendres au voisinage du passage de la nuée ardente.
(c) Les dépôts de nuées ardentes dans Larikai River: fouler un sol vierge!
(d) Les dépôts de la nuée ardente, qui a atteint la mer à Larikai Bay.
(e) Début mai, soit une dizaine de jours après la dernière nuée ardente, un dôme (50 m de hauteur sur la photo) se met en place, au sein du cratère (caldeira) sommital, dont on distingue le mur à l'arrière-plan. Il émet d'abondantes fumerolles (H_2O, CO_2, SO_2, H_2S, etc.).
(Photos J.-M. BARDINTZEFF, sauf c, G. BOUDON.)

Le 17 avril, une éruption paroxysmale se déclenche à 16 h 57. Le panache atteint 18,7 km de haut, pour un diamètre de 140 km dans sa partie sommitale. Une nuée ardente est émise dès la troisième minute de cette phase éruptive. Descendant encore une fois Larikai River, elle atteint la côte à 3 km : les deux premiers kilomètres sont parcourus en 2 minutes, soit une vitesse de 60 km · h^{-1}. L'explosion majeure du 22 avril produit une colonne de 16 km de haut et une petite nuée ardente. Une nouvelle éruption importante a lieu le 25. Le dôme de 1971 a été pulvérisé aux trois quarts par cette série d'éruptions.

L'activité sismique cesse quasiment à partir du 29 avril. La Soufrière entre alors dans une nouvelle phase éruptive. Dès le début du mois de mai, un petit dôme de lave visqueuse surgit au milieu de la caldeira, large alors de 1,6 km pour 180 m de profondeur (Fig. 9.2). Le dôme s'éboule fréquemment, alors que certaines des aiguilles latérales se cassent en révélant de la lave incandescente sous-jacente. Les projections de quelques petites explosions ne dépassent pas le rebord du cratère. Des gaz (CO_2 essentiellement, mais aussi SO_2 et H_2S en quantité notable, qui donnent une teinte bleutée) s'échappent du dôme à une température supérieure à 500 °C, alors que des fumerolles blanches (vapeur d'eau essentiellement) sont émises le long des fissures rayonnantes autour du dôme.

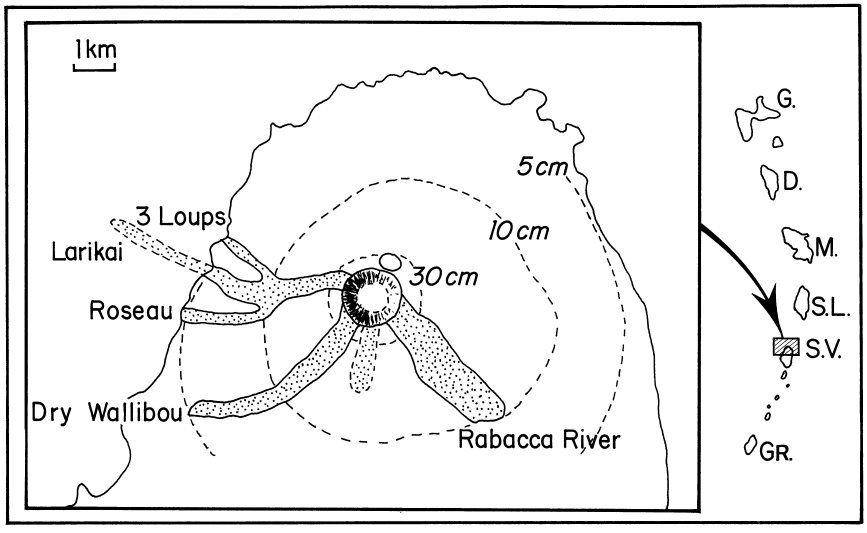


FIGURE 9.3 — Extension des dépôts de l'éruption d'avril-mai 1979 de la Soufrière de Saint Vincent.

Surface pointillée = nuées ; en tiretets = épaisseurs des retombées aériennes (isopaques). Du nord au sud : G. = Guadeloupe, D. = Dominique, M. = Martinique, S.L. = Sainte-Lucie, S.V. = Saint-Vincent, G.R. = Grenade. Le massif de la Soufrière occupe la partie nord de l'île. L'emplacement des séismographes (SVV et SVB) est indiqué (BARDINTZEFF, 1986).

La majeure partie de la population évacuée (17 000 personnes) peut regagner les habitations à partir du 14 mai. Quelques coulées boueuses, dues aux pluies de juin, sont canalisées dans les vallées et ne représentent pas de dangers importants.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Fin octobre 1979, l'éruption est terminée. Cet épisode éruptif a débuté brusquement et a duré peu de temps : 15 jours pour la phase explosive et cinq mois pour la phase de surrection du dôme.

Les températures des dépôts de nuées ardentes ont pu être estimées à partir du spectre infrarouge des bois carbonisés (paragraphe suivant). Cette étude a porté sur trois échantillons de bois carbonisés par les nuées de Roseau River. Les températures obtenues sont comprises entre 275 et 325 ˚C (Bardintzeff et Boudon, 1979). Elles sont notablement plus faibles que celles qu'a proposées Lacroix (1904) pour la montagne Pelée (250 à 450 ˚C).

L'alternance entre explosions violentes et extrusions de laves sous forme de dôme nuée est remarquable à Saint-Vincent où huit éruptions se sont succédé depuis 1718 (tableau 9.1).

TABLEAU 9.1 — **L'alternance explosion/extrusion à la Soufrière de Saint-Vincent.**

t_1 = temps séparant l'extrusion d'un dôme et l'émission de la nuée suivante. t_2 = temps séparant l'émission d'une nuée ardente et l'extrusion du dôme suivant.

Année		t_1	t_2
* 1718	explosion		
1780	extrusion		62 ans
* 1812	explosion	32 ans	
1880	extrusion ?		68 ans ?
* 1902	explosion	22 ans	
1971	extrusion		69 ans
* 1979	explosion	8 ans	
1979	extrusion		0 an

Cette alternance s'explique en conférant au dôme un rôle de « bouchon » empêchant l'épanchement ultérieur du magma. L'accumulation de ce dernier dans la chambre magmatique et son refroidissement favorise alors les phénomènes complexes de stratification magmatique, de mélange de magmas (Bardintzeff, 1983, 1984) et d'accumulation des fluides (chapitres 4 et 5). Seule une explosion violente pourra vaincre la résistance du dôme. Inversement, les nuées ardentes laissent un cratère « ouvert », caractéristique des éruptions explosives de type Saint-Vincent : aussi lors de l'éruption suivante, le magma s'épanche plus tranquillement sous la forme d'un dôme.

L'écart de temps t_1, entre la mise en place du dôme et celle de la nuée suivante, varie de 8 à 32 ans. Le court intervalle (8 ans) entre la sortie du dôme de 1971 et la dernière nuée de 1979 pourrait expliquer l'importance bien inférieure de cette dernière éruption comparée à celle de 1902, qui a suivi de 22 ans la mise en place d'un dôme.

Le temps t_2 nécessaire à l'édification d'un dôme après la phase à nuées ardentes est remarquablement constant (62 à 69 ans pour les trois derniers cycles). Cela pourrait être interprété comme étant le temps nécessaire à un nouveau remplissage du réservoir magmatique, vidangé totalement ou en partie seulement par les nuées ardentes. Les dômes, qui se mettent en place plus de 60 ans après les nuées, ne seraient pas constitués par le même magma que celles-ci. Le cycle de 1979 apparaît, à ce titre, différent des trois cycles précédents car, pour la première fois, la phase extrusive suit *immédiatement* la phase explosive. Dans ce cas précis, le dôme doit être considéré comme une émission tardive d'un liquide dégazéifié du réservoir magmatique incomplètement vidangé par la phase explosive : en 1979, dôme ($47{,}3 \times 10^6$ m^3) et tephra ($37{,}5 \times 10^6$ m^3) proviennent du même magma (andésite basaltique).

La Soufrière de Montserrat (1995-)

Le volcan Soufriere Hills dans l'île de Montserrat (photos couleur hors texte 16, 17, 18), situé au nord de la Guadeloupe, s'est réveillé brusquement le 18 juillet 1995, après 360 ans de repos (seuls quelques séismes avaient été enregistrés en 1900, 1930, 1960, puis d'autres entre 1992 et 1995) (chapitre 7, § 3) (revue *in* n° spéciaux *Geophysical Research Letters*, v. 25, n° 18 et 19, 1998 ; Druit et Kokelaar Éd., 1999).

Le volcan manifeste rapidement une activité violemment explosive, phréatique (rôle de l'eau surchauffée vaporisée, chapitre 10) dans un premier temps. Plymouth la capitale et tout le secteur sud de l'île doivent être définitivement évacués le 3 avril 1996, soit 8 000 habitants sur les 12 000 que compte l'île (deux premières évacuations temporaires avaient déjà eu lieu les 21 août et 12 décembre 1995). Seuls restent 4 000 habitants sur place. Les autres ont émigré (définitivement ?) à Antigua, en Grande-Bretagne… L'ancienne « île d'émeraude » est alors coupée en deux : la zone de la Soufrière, dangereuse, inhabitée, stérilisée, au sud et la zone vie au nord. Le 17 septembre 1996, début de la phase magmatique, l'éruption prend une tournure dramatique. Puis les paroxysmes se succèdent : 25 juin 1997 (19 victimes : des paysans travaillant dans leurs champs, en bordure de la zone évacuée), 3-10 août 1997, 21 septembre-22 octobre 1997, 26 décembre 1997, 3 juillet 1998… l'éruption dure toujours en 2010, quinze ans plus tard !

Les nuées ardentes sont fréquentes et de deux types :

- nuées d'avalanches des dômes, lesquels alternent sans cesse des phases de croissances rapides et d'effondrements ;
- nuées ardentes *sensu stricto* en général associé à une importante colonne verticale qui s'effondre. En effet, des explosions verticales (vulcaniennes, parfois liées à l'effondrement d'un dôme, et pliniennes) libèrent des panaches cendreux dépassant parfois 10 km de hauteur (15 km les 12-13 juillet 2003, à la suite de l'effondrement de 120 millions de m^3 du dôme). Les cendres retombent alors sur l'ensemble de l'île de Montserrat ainsi que sur des îles antillaises voisines.

Les nuées ardentes s'épanchent dans les cinq vallées rayonnantes autour de l'édifice (Belham River et Fort Ghaut à l'ouest, White River au sud, Tar River et Tuitt's

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Ghaut à l'est), certaines atteignant la mer. Ainsi, des nuées ardentes dévalant la Tar River forment une sorte d'éventail d'éboulis à son embouchure, ce qui agrandit un peu l'île (Fig. 9.4 et 9.5).

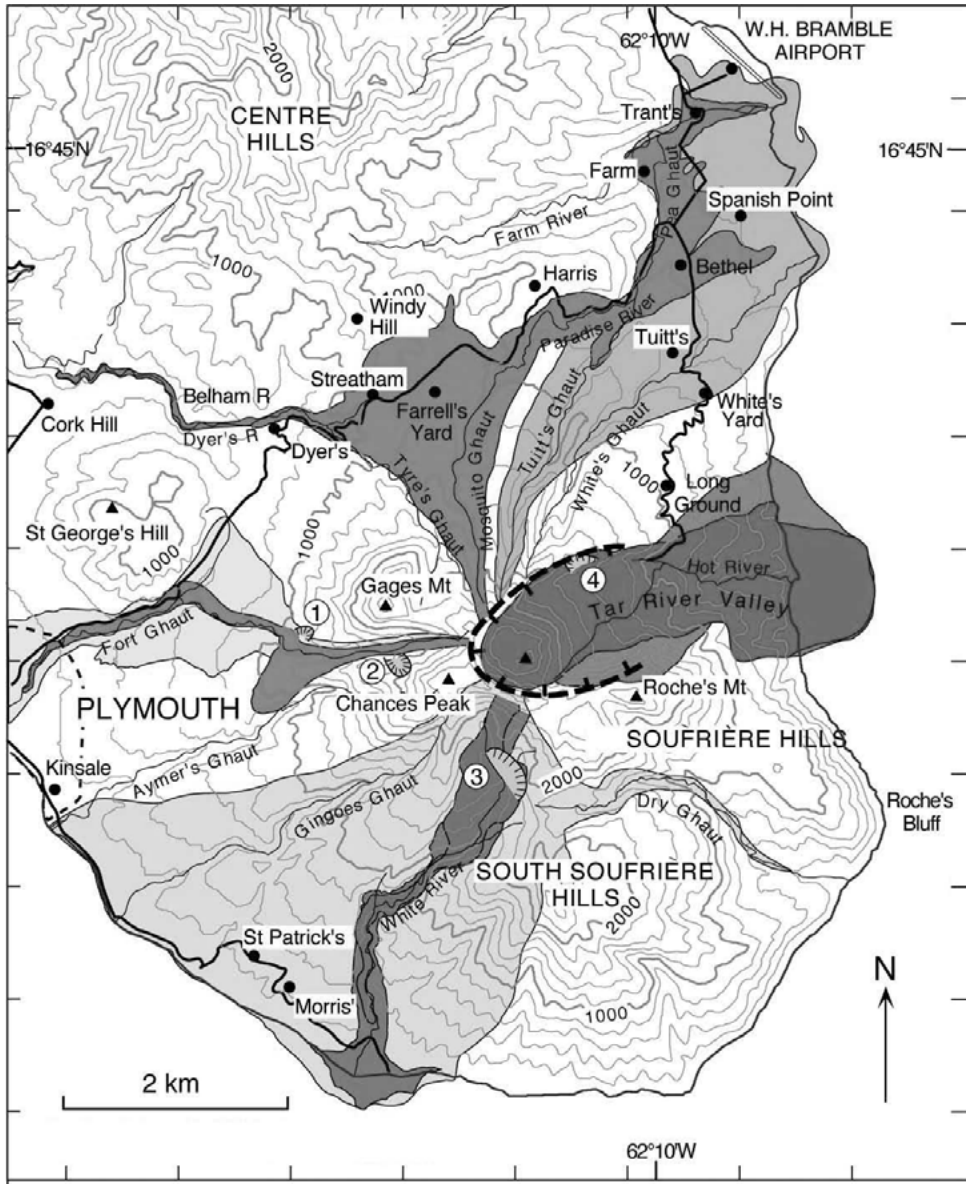


FIGURE 9.4 — **Les nuées ardentes émises par Soufriere Hills à Montserrat en 1997-1998.**

On remarque l'importance des dépôts à l'embouchure de Tar River (voir Fig. 9.5) sur la côte est (COLE *et al.*, 2002).



FIGURE 9.5 — Les dépôts de nuées ardentes émises par le volcan Soufriere Hills à Montserrat et canalisées par le lit de Tar River, ont formé un delta sur la mer des Caraïbes (photo J.-M. BARDINTZEFF).

Le volume des dépôts correspondant à chacune d'entre elle varie de 0,2 à 9 millions de m^3. La température des dépôts des nuées ardentes, émises lors de l'effondrement du dôme le 21 septembre 1997, est mesurée à 590 °C à 1,5 m de profondeur le 15 mars 1998 et atteint encore 355 °C à 2 m de profondeur le 31 mai 1998.

L'événement du 11 février 2010 apparaît majeur. Le dôme s'effondre en partie (40 millions de m^3 sur les 250 du dôme, soit 16 %). L'événement dure 55 minutes. Un cratère de 200 m de large se forme au sommet du dôme. Ceci se traduit aussi par une importante colonne cendreuse de 15 km de haut. Le nuage atteint Antigua (50 km au NW), la Guadeloupe (65 km au SE) où l'aéroport doit être fermé trois jours à cause des retombées de cendres et même la Dominique (145 km au SE). De puissantes nuées ardentes sont émises en direction du NE (et se propagent même à la surface de la mer mais sans tsunami associé) et du NW (les nuées ardentes parcourent 4 km dans Belham River donc sans atteindre la mer). Lors des phases précédentes, les nuées ardentes étaient essentiellement dirigées vers l'est (Tar River) ou l'ouest (Plymouth). Les zones à risques sont donc modifiées en conséquence.

Les nuées ardentes avaient une vitesse initiale de 60 $m \cdot s^{-1}$ (216 $km \cdot h^{-1}$). Leurs dépôts contiennent 60 % d'éléments anciens recyclés (fragments de dômes) et 40 % d'éléments juvéniles (ponces pouvant atteindre 15 cm de diamètre, issus du conduit d'alimentation). Les dépôts des nuées ardentes dirigées vers le NE, non indurés, ont une épaisseur pouvant atteindre une quinzaine de mètres par endroits. Leur température est de 470 °C à 20 cm de profondeur.

La composition chimique des produits reste par contre assez constante et correspond à celle d'une andésite.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Les importantes quantités de cendres, mélangées à l'eau de pluie, se sont transformées en coulées boueuses (lahars, paragraphe suivant) destructrices. Des blocs cyclopéens et des troncs d'arbres sont emportés sur des kilomètres. Ces lahars laissent des dépôts impressionnants dans un paysage ravagé. Certains comblent le lit de Belham River et ensevelissent même un pont, soit une épaisseur d'une dizaine de mètres. En outre, les arrivées de nuées ardentes dans la mer, associées à l'effondrement de dépôts récents instables (0,05 km^3), ont engendré un tsunami le 26 décembre 1997 (*boxing day collapse*). Une modélisation montre qu'un événement équivalent de plus grande ampleur pourrait même constituer une menace pour les côtes de la Guadeloupe, à 50 km au Sud-Est (Heinrich *et al.*, 1999).

Aujourd'hui, l'île est en grande partie dévastée. La capitale Plymouth, détruite par des nuées ardentes en juillet 1997, est devenue une ville fantôme, sous un linceul de cendres grises, en quelque sorte une « Pompéi moderne ». L'aéroport W.H. Bramble, recouvert de plusieurs mètres de cendres et de ponces, est inutilisable. L'île fut longtemps restée desservie de l'île voisine d'Antigua uniquement par bateau avant qu'un nouvel aéroport soit construit.

Volume, vitesse, température des nuées ardentes

Volume

Après la mise en place, les nuées ardentes, qui voient leur gaz s'échapper, s'effondrent sur elle-même. Elles laissent des dépôts gris très hétérogènes, de plusieurs mètres d'épaisseur, constitués de blocs et de lapilli emballés dans une matrice cendreuse.

Une nuée ardente moyenne représente un volume de matériaux de plusieurs millions de m^3, correspondant à la dispersion d'une énergie thermique de 10^{17} J (10^{24} ergs) et d'une énergie cinétique cent fois plus faible (10^{15} J).

Vitesse

La vitesse dépend à la fois de l'intensité de l'explosion, de la fluidité de la masse en mouvement, de la pente de l'édifice volcanique (en général entre 10 et 15°) et de la différence d'altitude entre le point de départ et celui d'arrivée (dénivellation) pouvant atteindre 3 km. Le rapport entre la distance parcourue par la nuée et la dénivellation s'avère un paramètre caractéristique (Westercamp, 1980 ; Fig. 9.6a). Sheridan (1979) définit ainsi une « ligne d'énergie », ligne théorique, qui joint le point de départ de la nuée au point d'arrivée, le long de laquelle, la vitesse de la masse en mouvement serait constante et fonction des forces motrices et de frottement. L'extrémité de cette ligne, qui dépend de l'énergie totale (cinétique et potentielle) mise en jeu, indique l'extension maximale de la nuée. La nuée voit, par ailleurs, son déplacement auto-entretenu d'une part par les blocs, qui se dégazent, et d'autre part par l'air ambiant absorbé et réchauffé au cours de sa progression.

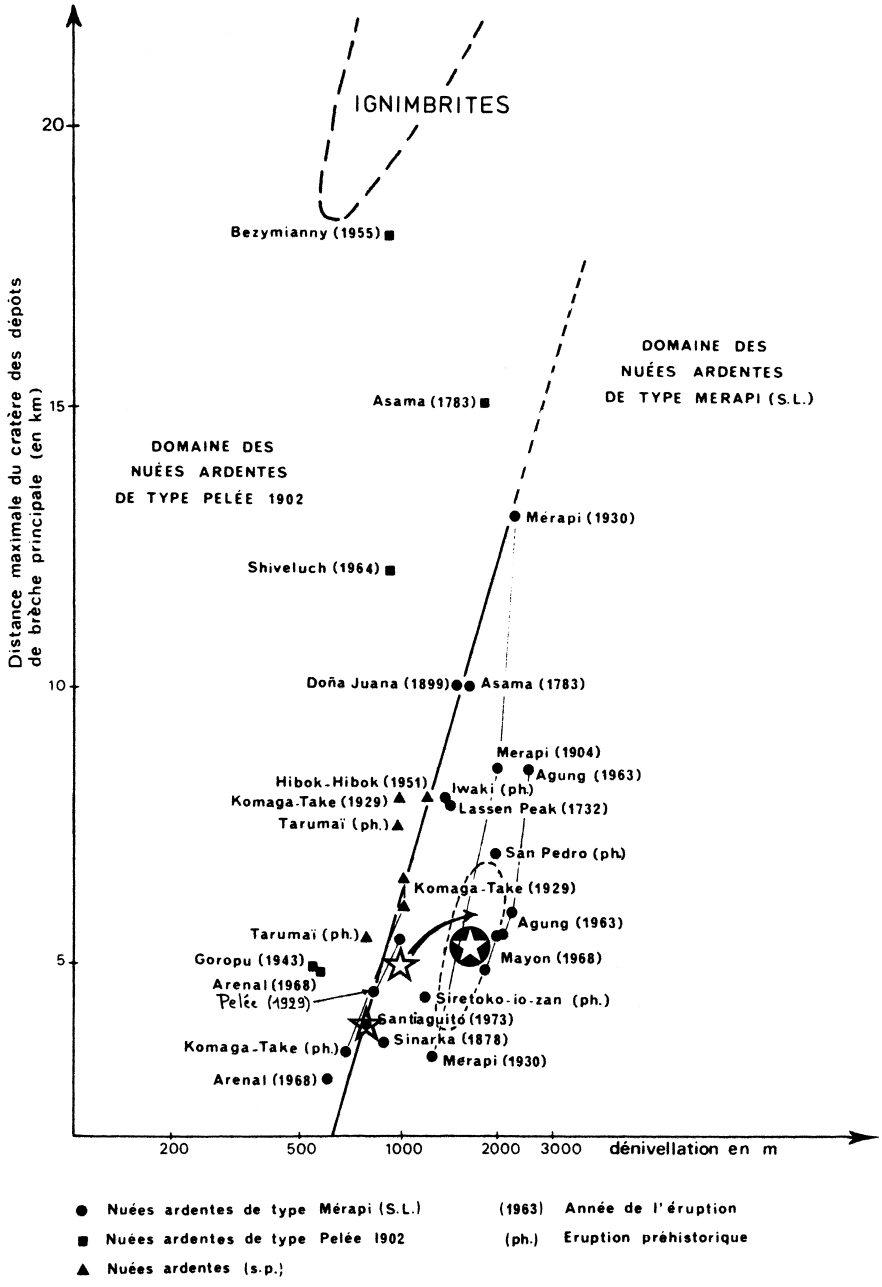


FIGURE 9.6a — Relation dénivellation/distance parcourue par les nuées ardentes (WESTERCAMP, 1980, modifié) et les ignimbrites (d'après SPARKS, 1976) (s.p. = sans précision).

Trois nuées types sont situées : Soufrière de Saint-Vincent, 1979 (étoile, la flèche indiquant le parcours sous-marin, chapitre 13) ; le Santiaguito, Guatemala, 1973 (étoile avec point central) ; le Merapi, 1950-1980 (étoile dans cercle et champ pointillé) (BARDINTZEFF, 1985a).

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

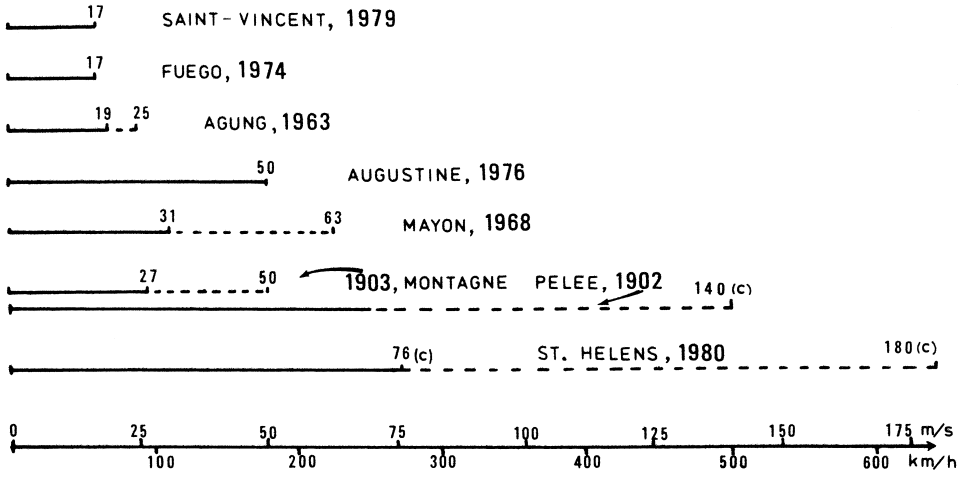


FIGURE 9.6b — Vitesses comparées de quelques nuées ardentes.

Les chiffres indiquent les vitesses en m · s –1. En trait plein = vitesse moyenne, en tiretés = vitesse maximum. Ces vitesses ont été mesurées sauf (c) = vitesses calculées (références *in* BARDINTZEFF, 1985a).

Des vitesses ont pu être mesurées directement par chronométrage dans le cas de nuées de faible ampleur. Les valeurs moyennes s'échelonnent entre 17 m · s^{-1} (60 km · h^{-1}) et 50 m · s^{-1} (180 km · h^{-1}) (Fig. 9.6b). La vitesse varie au cours de l'écoulement : Lacroix observe que la vitesse de la nuée augmente après sa sortie du dôme, jusqu'au confluent de la rivière Claire, avant de diminuer progressivement.

Dans le cas des nuées paroxysmales, les mesures directes deviennent impossibles, mais d'autres, indirectes, résultent de calculs. Ainsi, Lacroix (1904) estime les vitesses des nuées de la montagne Pelée à 140 m · s^{-1} (500 km · h^{-1}) environ, à partir du déplacement de gros objets par l'extrapolation de la formule :

$$F = 0{,}113\ SV^2$$

où F est la force nécessaire au déplacement, S la section de l'objet normale à la direction de la nuée et V la vitesse de celle-ci. Cette formule n'étant vraie que pour un courant d'air (!) d'une vitesse inférieure à 45 m · s^{-1}, les résultats ne resteront qu'indicatifs.

Le phare de la place Bertin, d'une hauteur de 15 m, d'un diamètre de 4 m et d'une masse de 290 tonnes a été renversé. En prenant F = 290 000 × 2 = 580 000 kg.m (moment de stabilité) et S = 62 × 2/3 × 7,5 = 307 (moment) (62 m^2 est la surface du phare exposée, 2/3 un coefficient tenant compte de la surface cylindrique et 7,5 la demi-hauteur pour calculer le moment). Il vient : 131 m · s^{-1}.

La statue monumentale de Notre-Dame du Bon Port (4 300 kg pour 3,15 m de haut) a également été renversée mais le socle (42,5 tonnes) est resté en place. La nuée avait donc une vitesse inférieure à 156 m · s^{-1}.

Francis et Baker (1977) déduisent la vitesse à partir de la hauteur des obstacles franchis à contre-pente par les nuées ardentes. L'énergie potentielle gagnée lors de

la descente est transformée en énergie cinétique, puis de nouveau en énergie potentielle lors de la remontée, avec, bien sûr, une perte due aux frottements.

Lors de la descente :

$$1/2\ mV^2 = ((100 - F)/100) \cdot mgh_1$$

énergie cinétique gagnée énergie potentielle perdue

Puis lors de la remontée :

$$mgh_2 = ((100 - F)/100) \cdot 1/2\ mV^2$$

énergie potentielle gagnée énergie cinétique perdue

(avec m = masse, V = vitesse, F = % de perte d'énergie par friction, de l'ordre de 30 à 40 % pour les écoulements pyroclastiques, h_1 = hauteur descendue, h_2 = hauteur remontée). Ce type de raisonnement a permis de calculer des vitesses de nuées d'ignimbrites à 200 $m \cdot s^{-1}$ (§ 9.4).

Lors de l'éruption de 1980 du mont Saint Helens, de nombreux résultats chiffrés ont été obtenus par la confrontation de documents photographiques, d'enregistrements sismiques et de calculs thermiques. Malone (*in* Waitt, 1981) calcule une vitesse maximum à 180 $m \cdot s^{-1}$ (650 $km \cdot h^{-1}$) et une vitesse moyenne de 76 $m \cdot s^{-1}$ (275 $km \cdot h^{-1}$) sur 5 km.

La décompression explosive d'un dôme de lave, peut, à elle seule, engendrer des vitesses de 150 $m \cdot s^{-1}$, comme observée au mont Saint Helens, et même calculée à 170 $m \cdot s^{-1}$ (Fink et Kieffer, 1993).

Température

La température de mise en place des nuées ardentes peut également être estimée. La meilleure méthode est celle de Maury (1971) à partir de l'examen des spectres infrarouges des bois carbonisés, prélevés au sein des dépôts des nuées et donc à l'abri de l'air. Cette méthode s'appuie sur la constance chimique des bois actuels et anciens (environ 50 % de carbone, 43 % d'oxygène, 6 % d'hydrogène et 1 % d'azote) impliquant une constance de leurs spectres infrarouges, entre 2 et 10 µm (écrits aussi 5 000 et 1 000 cm^{-1}). La chaleur, en l'absence d'oxygène, provoque une dégradation progressive de la structure du bois : dès 200 ˚C, la déshydratation se traduit par la diminution de l'absorption de la liaison O-H (3 300 à 3 400 cm^{-1}). Vers 275-300 ˚C, la destruction de la cellulose et des lignines entraînent la suppression de liaisons C–H et C–O–C. Ainsi, une échelle permet une détermination de températures entre 200 et 500 ˚C avec une erreur inférieure à 50 ˚C. Les valeurs obtenues s'échelonnent entre 300 et 400 ˚C (Fig. 9.7).

Des mesures magnétiques (aimantation thermorémanente partielle) donnent également de bons résultats.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

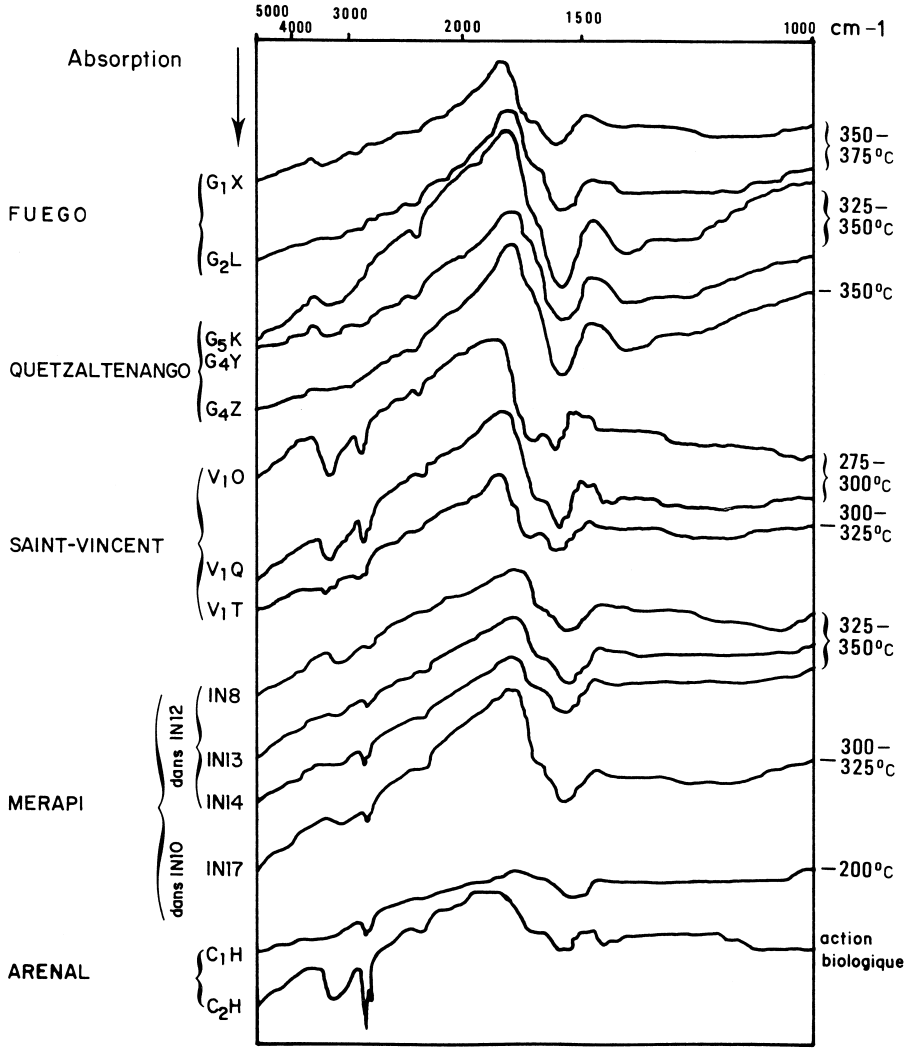


FIGURE 9.7 — **Spectres infrarouges de bois carbonisés et températures de mise en place de nuées ardentes (BARDINTZEFF, 1985a).**

9.2. LES NUÉES ARDENTES : ORIGINES ET CLASSIFICATIONS

Macdonald (1972) distingue trois types de nuées ardentes : (i) les nuées de type *Pelée* (péléen), dirigée et associée à une aiguille de lave visqueuse, (ii) de type *Saint-Vincent*, verticale à partir d'un cratère ouvert puis s'effondrant en se dispersant largement dans plusieurs directions et (iii) de type *Merapi*, avalancheuse aux dépens d'un dôme.

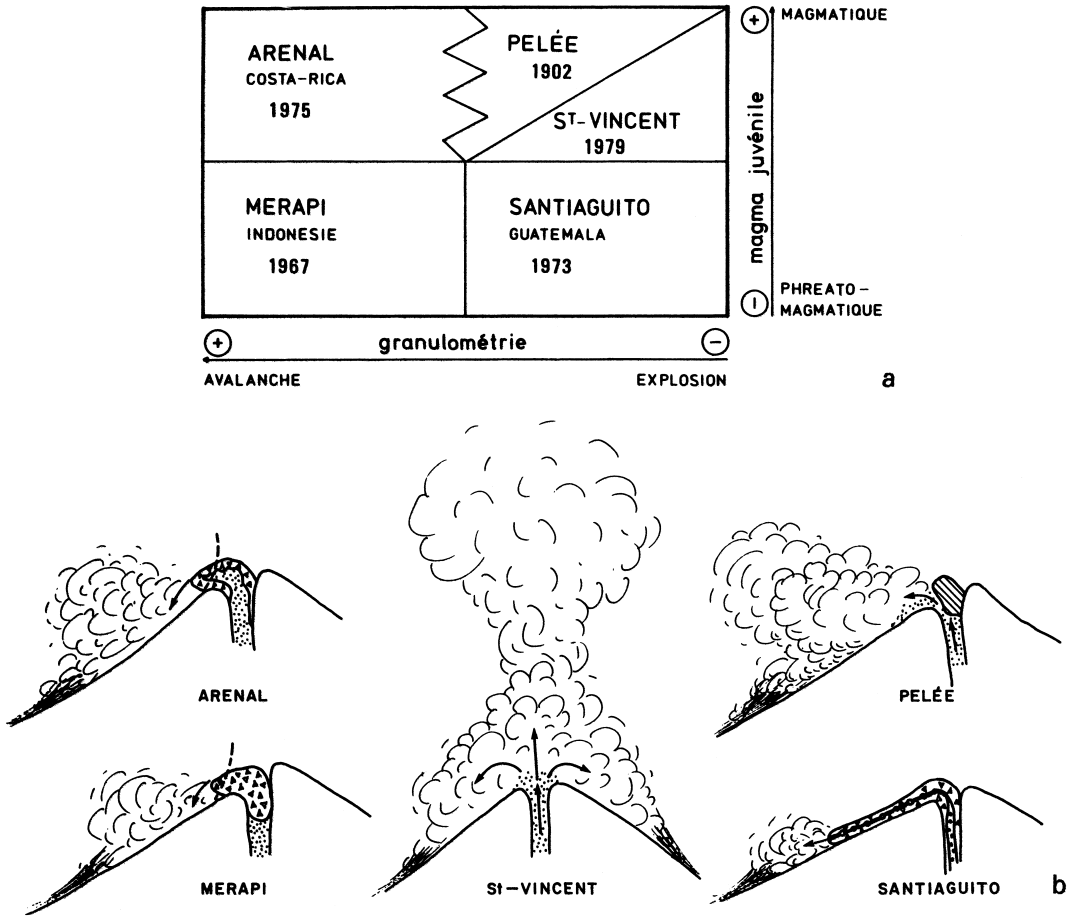


FIGURE 9.8 — (a) Classification des nuées ardentes basée sur la granulométrie d'une part et la morphologie des verres d'autre part (BARDINTZEFF, 1985a, 1985b, 1987).
(b) Les différents types de nuées ardentes : montagne Pelée, Soufrière de Saint-Vincent et Merapi (d'après MACDONALD, 1972, modifié), Arenal et Santiaguito (BARDINTZEFF, 1985a, 1985b).

Hachures = dôme solide, triangles = dôme à blocs de laves, pointillés = magma juvénile.

Une classification génétique (Bardintzeff, 1985 a et b, 1987 ; Fig. 9.8) prend en compte deux paramètres chiffrés indépendants :

- le paramètre granulométrique (choisi comme étant la médiane de la fraction cendreuse des dépôts, c'est-à-dire la fraction inférieure à 2 mm) permet la distinction entre les nuées *sensu stricto* et les nuées d'avalanche. Les produits des premières, se dispersent selon un angle important (100°) et se déposent sur une grande surface (épaisseur de quelques cm à 2-3 m). Ils sont finement pulvérisés par des explosions particulièrement violentes, comme le montre le paramètre granulométrique. Pour les secondes, les éboulements par gravité se conjuguent

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

à des explosions initiales moins importantes selon un angle faible (10°) et l'ensemble progresse moins loin. L'épaisseur des dépôts est donc supérieure (1 à 15 m). Les fragments restent en moyenne plus grossiers ;

- le paramètre morphologique (des fragments vitreux, chapitre 11, §2) permet de distinguer les fragments de verre d'aspect vacuolaire et témoins d'un magma juvénile (nuée magmatique) et les fragments anguleux issus d'un matériel ancien pulvérisé et témoins d'une éruption phréatique ou phréatomagmatique (explosivité due à la transformation de l'eau en vapeur, chapitre 10).

Ces deux paramètres conduisent à distinguer cinq grands types de nuées ardentes (Fig. 9.8) :

a) *les nuées d'avalanches*, nettement distinguées des nuées ardentes *sensu stricto*. Elles sont subdivisées en deux types :

- le type *Merapi*, où le dôme (parfois vieux de quelques jours seulement ; Fig. 7.14), qui s'écroule, est plus ou moins pulvérisé par une explosion phréatique (Bardintzeff, 1984b ; Berthommier *et al.*, 1992 ; revue *in* n° spécial *J. Volc. Geoth. Res.*, 100, 1-4, 2000). Aussi, seuls des verres anguleux y sont décrits. Ce type est également décrit localement à la montagne Pelée (carrière du Trou Congo, Westercamp et Traineau, 1983 a, b). C'est ce type de nuées ardentes, qui a dévalé des dômes successifs (chapitre 7, § 3, fig. 7.13) du mont Unzen au Japon, lors de la crise de 1991-1995, après la première phase particulièrement meurtrière le 3 juin 1991 (43 victimes dont trois volcanologues). On a dénombré 521 nuées ardentes pour le seul mois de septembre 1991 (Yamamoto *et al.*, 1993) et 9 400 pour l'ensemble de la crise.
- le type *Arenal* (volcan de Costa Rica), avec l'écroulement d'un dôme à blocs de lave, dont l'intérieur est encore liquide. En s'éboulant, le dôme libère le magma neuf sous forme de microponces.

b) *les nuées ardentes sensu stricto* sont également subdivisées :

- le type *Santiaguito* (volcan du Guatemala) : l'importante explosivité de l'éruption est essentiellement due à la richesse en gaz et à la viscosité du magma. Une faible quantité de magma est produite sous forme de microponces.
- les types *Pelée* (péléen) et *Saint-Vincent* sont rapprochés car ces deux types d'éruptions sont le plus souvent déclenchés par un mélange de magmas, du magma juvénile sortant en abondance. Il est cependant commode de conserver la distinction de Macdonald entre deux types de nuées. Leur différence dépend en fait essentiellement de la morphologie de l'édifice volcanique lors de l'éruption (cratère ouvert ou obstrué), facteur susceptible de changements. Par exemple, la montagne Pelée, célèbre pour ses nuées péléennes (dirigées en 1902 par l'échancrure de la rivière Blanche, puis par les aiguilles de lave), a été le siège de deux nuées de type Saint-Vincent, il y a 25 700 et 22 300 ans, quand son cratère était largement ouvert (Westercamp et Traineau, 1983b).

Parfois sont décrites des *nuées de cendres*, qui renferment essentiellement des matériaux fins, d'un diamètre inférieur à 2 mm alors que les *nuées de ponces* (ou « nappes de ponces », telles celles du Mont-Dore) contiennent des ponces en grande majorité. Dans tous les cas, l'ensemble est très mal classé, contrairement aux retombées (Fig. 8.2).

9.3. *SURGES*, AVALANCHES ET *BLASTS*

D'autres types éruptifs se caractérisent, comme les nuées ardentes, par une mise en place sous forme d'écoulement explosif dirigé.

Les *surges* (ou déferlantes), aussi appelés *base surges* diffèrent sensiblement des nuées ardentes (Moore, 1967). Certains auteurs (Sparks et Walker, 1973 ; Wright *et al.*, 1980) les considèrent comme un troisième type de dynamisme éruptif intermédiaire en quelque sorte entre les retombées et les écoulements pyroclastiques (Fig. 9.9). Il s'agit d'un écoulement rapide, très turbulent souvent lié à l'effondrement d'une colonne éruptive. Les dépôts recouvrent la topographie avec une épaisseur fort variable, de quelques centimètres seulement à des accumulations plus conséquentes dans les dépressions. Ils montrent des figures sédimentaires bien spécifiques (laminations, stratifications entrecroisées, antidunes) et chaque lamination présente un bon classement. On parle d'« antidune » parce que le dépôt se fait en amont de chaque « dune » et que celle-ci s'érode en aval : on a donc l'impression que la dune « remonte » le courant.

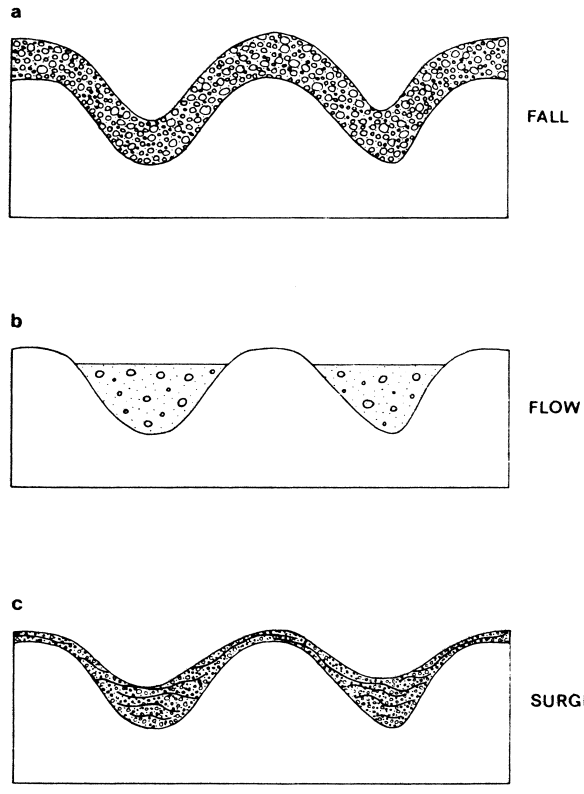
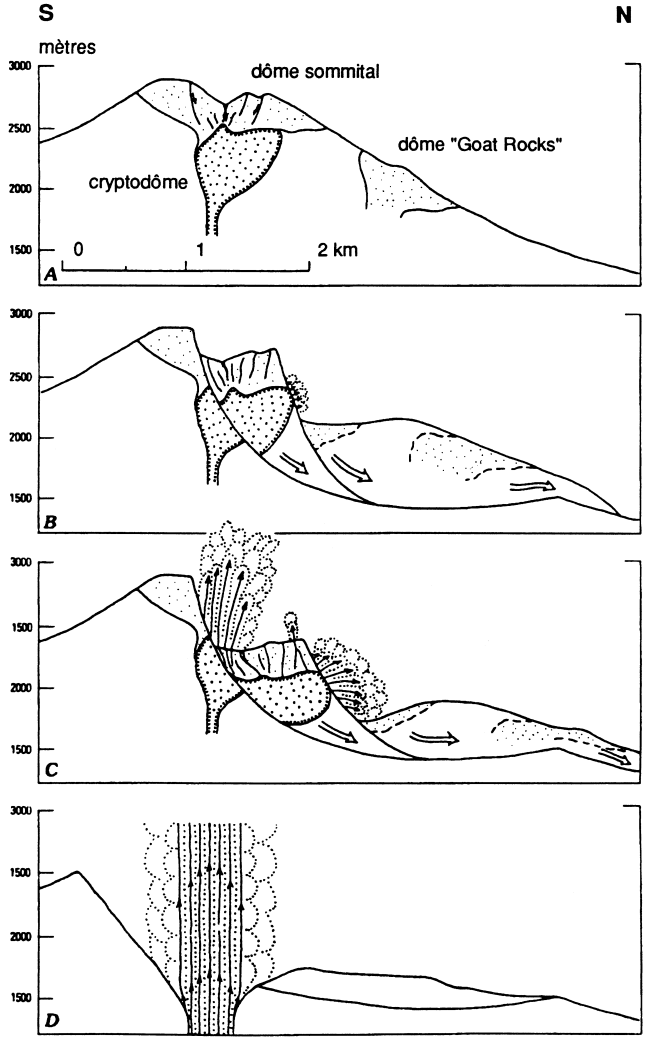


FIGURE 9.9 — **Géométrie des trois types de dépôts (*fall* = retombées ; *flow* = écoulement pyroclastique, *surge*) recouvrant la même topographie théorique (WRIGHT *et al.*, 1980).**

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Par ailleurs, l'éruption du 18 mai 1980 du mont Saint Helens (Hoblitt *et al.*, 1981 ; Lipman et Mullineaux Éd., 1981 ; Glicken, 1989) (Fig. 9.10) a permis de bien comprendre le mécanisme d'un *blast*, déjà décrit lors de l'éruption du Bezymianny au Kamtchatka en 1956 (Gorshkov, 1963), qui semble lié à la formation d'une avalanche. De nombreux dépôts étudiés sur différents volcans du monde (Équateur, Japon, etc.) révèlent de grandes similitudes avec ceux du mont Saint Helens. À la Soufrière de Guadeloupe, deux événements, datés à 11 500 ans B.P. et 3 100 ans B.P. rentrent également dans cette catégorie (Boudon *et al.*, 1984). Au mont Saint Augustine en Alaska, de nombreux dépôts d'avalanche sont repérés (Beget et Kienle, 1992) : celles de Burr Point, qui ont recouvert 20 km^2 en 1883, déclenchèrent également, en entrant dans la mer, un tsunami et celles de West Augustine (35 km^2 en l'an 1540 ± 110) furent accompagnées par un blast (Siebert *et al.*, 1989).



Le processus générateur d'un blast est maintenant clairement établi. Un glissement de terrain (avalanche, coulée de débris) affecte tout un flanc de l'édifice volcanique (écroulement sectoriel) sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, jusqu'à parfois le décapiter. Le magma en cours d'ascension (cryptodôme), qui se retrouve d'un seul coup en subsurface et brusquement en surpression relative, jaillit tel un « coup de fusil » (blast). En général, des nuées ardentes succèdent au blast initial.

Le paysage résultant d'une avalanche présente une morphologie caractéristique : cratère en amphithéâtre (cratère Carmichael ouvert vers l'ouest et cratère Amic ouvert vers le sud-ouest pour le massif Soufrière-Madeleine en Guadeloupe), gigantesque coulée de débris (2,5 km^3 pour le mont Saint Helens, recouvrant 64 km^2), à surface mamelonnée (*hummocks*, c'est-à-dire collines, jusqu'à 400 m de longueur, 150 m de largeur et 20 m de hauteur). Les dépôts d'avalanche, de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, renferment des panneaux entiers quasi intacts (anciennes nuées ardentes, anciens lits de rivières, blocs fumerolisés) de l'ancien volcan mais peu de matériel juvénile (blocs du cryptodôme à fentes thermiques). Ils apparaissent en outre très hétérogènes, avec des parties très riches en blocs (*block facies*) et d'autres riches en cendres (*matrix facies*). La mise en place se fait à sec et à faible température (de l'ordre de 50 °C au mont Saint Helens).

Les dépôts de blast peu épais (une dizaine de cm) saupoudrent l'ensemble et très souvent une surface plus importante (0,19 km^3 pour le mont Saint Helens, recouvrant 600 km^2). Les cendres sont constituées en grande partie de matériel juvénile. Plusieurs cycles d'avalanche-blast peuvent se succéder.

En définitive, les mécanismes de mise en place et les dépôts des *surges* et des *blasts* ne diffèrent pas fondamentalement. D'ailleurs, dans le cas du mont Saint Helens, les deux termes sont employés. Il semblerait que l'on réserve le nom de blast quand ce type d'écoulement suit immédiatement dans le temps une avalanche.

Les avalanches n'induisent cependant pas de blast si le magma ne se trouve pas en subsurface. Il convient en fait de distinguer deux types d'éruption à avalanche (Siebert, 1984 ; Siebert *et al.*, 1987), le type Bezymianny (Kamtchatka, éruption de 1956), avec une composante magmatique, et le type Bandai San (Japon, éruption de 1888),

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

←

FIGURE 9.10 — Changement du profil topographique sud-nord du mont Saint Helens au cours de la crise éruptive du matin du 18 mai 1980 (déterminé par méthode photogrammétrique à partir de photographies aériennes) (MOORE et ALBEE, 1981 modifié).

(A) Avant l'éruption, un cryptodôme se met en place sous le dôme sommital du XVI-XVII^{e} siècle. (B) Les premières explosions commencent vingt secondes après le gigantesque glissement de terrain, qui a mis le cryptodôme à nu. (C) Au bout de trente secondes, des explosions importantes (*blasts*) ont lieu au niveau des flancs des différents blocs glissés. (D) Après que le glissement a dégagé le conduit d'alimentation principal, une nouvelle phase (plinienne) commence avec une importante colonne éruptive verticale.

seulement phréatique. Les deux types se traduisent par la formation d'un cratère de grande taille en forme de fer à cheval. Mais l'éruption de type Bezymianny libère une intensité explosive supérieure (VEI de 3 à 5 contre 2 à 4 pour le type Bandai) et se poursuit après le paroxysme par l'édification d'un dôme ou d'un cône, alors que l'éruption de type Bandai se termine avec la phase paroxysmale.

Une grande quantité d'avalanches a été décrite dans le monde (Ui, 1983 ; Siebert, 1984). Pour les volcans quaternaires du Japon (Ui *et al.*, 1986), les volumes varient de 0,03 à 9 km^3, les dénivellations (H) de 200 à 2 400 m pour une distance parcourue (L) de 1,6 à 32 km, soit un rapport H/L compris entre 0,2 et 0,06 témoin d'une grande mobilité qui se rapproche alors de celle des écoulements pyroclastiques. Les mécanismes complexes de transport et de mise en place sont discutés par Schneider et Fischer (1998) à propos d'avalanches anciennes du Cantal qui ont parcouru 30 km.

9.4. Les ignimbrites

Les ignimbrites résultent d'éruptions particulièrement importantes, mettant en jeu des quantités de matériaux et d'énergies considérables.

De nombreux dépôts d'ignimbrite résultant d'éruptions anciennes sont connus (par exemple au Monte Cinto en Corse, datés du Permien ; Mercury *et al.*, 1994), mais aucune éruption n'a pu être observée directement car ce type éruptif demeure exceptionnel (moins d'une éruption par siècle). La seule éruption ignimbritique de ce siècle s'est produite du 6 au 8 juin 1912 en Alaska au volcan Katmaï (le nouveau centre éruptif a été baptisé ensuite Novarupta). Elle a duré 60 heures, sans témoins humains. Ultérieurement, un aviateur survolant la contrée découvrit ces dépôts encore fumants, d'où le nom donné à ce lieu : la vallée des Dix Mille Fumées. Les dépôts ont fait l'objet d'études par Fenner (1920) et ont été réétudiés par Fierstein et Hildreth (1992). Un volume d'environ 11 ± 4 km^3 d'ignimbrite a été émis, associé à 17 km^3 de dépôts de retombées pliniennes. La nuée d'ignimbrite a parcouru 23 km et les dépôts atteignent jusqu'à 100 m d'épaisseur dans la partie proximale. Il s'est formé une caldeira de 3 × 4 km profonde de 600 à 1 100 m. Un dôme de rhyolite (90 m de haut et 360 m de diamètre) s'est mis en place en 1912 au Novarupta après le paroxysme éruptif.

L'importante éruption du Chaiten au Chili en mai 2008, qui envoya des cendres jusqu'à 30 km d'altitude, fut la première éruption rhyolitique observée par l'homme. Cette éruption s'apparente un peu à une ignimbrite par la nature du magma siliceux et la rapidité de l'éruption.

Les dépôts, très épais (jusqu'à plusieurs dizaines de mètres) et répartis sur des surfaces importantes (20 000 km^2 pour le Taupo) présentent un aspect d'ensemble remarquablement homogène même si l'on remarque quelques variations locales. Ils ont une granulométrie fine, sont relativement bien classés et renferment une grande quantité de matériaux juvéniles, ponces ou échardes de verres (« flammes » ou

« fiames »). Des figures de flux montrent une affinité avec les écoulements pyroclastiques (Sparks *et al.*, 1973 ; Cas et Wright, 1988).

Deux caractères des ignimbrites sont susceptibles de variations : l'extension latérale et le degré de soudure. Le rapport moyen (épaisseur des dépôts/extension latérale) est égal à 1/400 pour la vallée des Dix Mille Fumées (plus de 100 m d'épaisseur et 25 km d'extension maximale) et de 1/70 000 pour le Taupo, 1820 ans B.P. (1 m d'épaisseur moyenne et 20 000 km^2 d'extension). Dans le premier cas, la mise en place « relativement tranquille » se fait avec une réponse passive à la topographie, de préférence dans les vallées. Dans le deuxième cas, la propagation se fait, lors d'une éruption cataclysmale, dans toutes les directions sans aucun respect du relief environnant. Certaines ignimbrites sont soudées, d'autres non, quelle que soit leur épaisseur. La soudure des dépôts (*welding*), en présence de vapeur d'eau, suppose une température minimale de 535 °C, plutôt comprise entre 600 et 750 °C (revue *in J. Volc. Geoth. Res.*, 142, 1-2, 2005). Les ignimbrites soudées miment alors une coulée de lave et peuvent même acquérir une prismation. Il est alors parfois difficile d'interpréter l'origine de certaines formations : fragmentation d'une lave ou soudure de dépôts fragmentés ? Une température initiale élevée favorise la soudure comme le prouve le caractère en général aphyrique des ignimbrites soudées alors qu'un refroidissement rapide (« trempe ») s'y oppose. La viscosité du magma ignimbritique est comprise entre 10^{10} et 10^{15} poises (10^9-10^{14} Pa · s) : un magma visqueux se soude moins facilement qu'un magma fluide lors de sa solidification. Marshall créa en 1935 le terme d'ignimbrite (littéralement « pluie de feu », en fait de cendres chaudes). Sa description des dépôts demeure correcte mais l'interprétation dynamique est erronée car leur ressemblance avec des retombées de cendres ne reste qu'apparente.

La vitesse des épanchements d'ignimbrites doit être supérieure à 200 $m \cdot s^{-1}$ (720 $km \cdot h^{-1}$), ce qui leur permet de franchir des obstacles d'au moins 600 m de haut.

La mise en place des ignimbrites est celle d'une mousse ou écume de magma ponceux à très haute température, comme le prouve la présence de tridymite (silice cristallisée à haute température), qui déborde d'un cratère ou d'une fissure émissive. Souvent, elle suit l'effondrement d'une large caldeira (chapitre 8, § 8, exemple de Toba). Parfois, ce type d'éruption est précédé de retombées pliniennes ou ultrapliniennes (Taupo, Walker, 1980, 1983 ; Tambora, Sigurdsson et Carey, 1989) comme le montre l'association intime de leurs dépôts. Le passage d'un dynamisme à l'autre semble possible (Wilson *et al.*, 1980). Une colonne éruptive peut s'effondrer et donner naissance à un épanchement d'ignimbrites, par exemple si le rayon du cratère et corollairement si le taux d'émission de magma augmentent, ou inversement si la teneur en eau exsolvée et donc la vitesse initiale d'éjection diminuent (Fig. 9.11). Les ignimbrites précédées par une phase plinienne se mettent en place à une température relativement basse, généralement insuffisante pour permettre la soudure des dépôts. Ainsi, les ignimbrites, qui se propagent comme des écoulements pyroclastiques, dérivent parfois de retombées.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

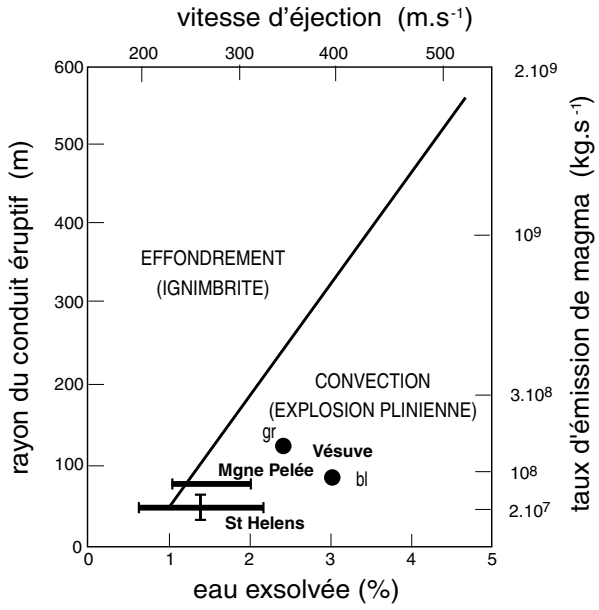


FIGURE 9.11 — Passage d'une colonne convective (dépôts pliniens) à une colonne s'effondrant (ignimbrite).

Les points représentatifs du mont Saint Helens (1980), de la montagne Pelée (P1, 1300 ap. J.-C.) et du Vésuve (79 ap. J.-C., ponces grises ou blanches) sont situés (d'après WILSON *et al.*, 1980, complété).

9.5. LES LAHARS

Les lahars ne constituent pas à proprement parler des événements éruptifs mais restent liés de près aux volcans. Un lahar (terme venu d'Indonésie, pays où ils sont particulièrement fréquents) s'assimile à une coulée de boue dont le matériel constitutif a une origine volcanique (il s'agit d'un dépôt « épiclastique »). Ce phénomène remobilise, à la faveur d'une instabilité (séisme, éboulement, causes météorologiques), des cendres et des blocs, retombés en abondance sur le flanc d'un volcan. Un lahar peut se produire pendant l'éruption (lahar syn-éruptif), juste après celle-ci (post-éruptif), ou même en dehors d'une phase d'activité (non-éruptif), ce qui complique les prévisions des risques (chapitre 14).

L'origine de l'eau

L'eau peut avoir des origines bien différentes : origine volcanique (magmatique, phréatique ou fumerollienne), rupture des rebords d'un lac de cratère, eau de pluie, fonte de neige ou de glace. Au Nicaragua, plus particulièrement au volcan Concepcion, il a été démontré que la chute de 55 mm d'eau dans une journée entraîne la formation de lahars ; ce processus est, bien sûr, aggravé s'il se produit en plus des séismes. L'ensemble, fluidifié, dévale les pentes et possède un pouvoir destructeur

énorme. Il s'agit soit d'un « écoulement hyperconcentré », qui contient entre 40 et 60% de solide, soit d'un lahar typique, qui en contient de 60 à 85%. L'écoulement de l'ensemble, laminaire ou turbulent, qui dépend du pourcentage relatif en eau, argiles, cendres, grains, blocs, peut varier en cours de progression (Lavigne et Thouret, 2000). La température reste faible sauf si le matériel volcanique suffisamment récent est encore chaud. Le matériel souvent argileux (jusqu'à 3-5% d'argiles provenant d'altération hydrothermale ou de sols préexistant emportés) se comporte parfois comme des sables mouvants. Ultérieurement, il s'indure et peut prendre la consistance d'un véritable ciment. Les volcans situés en zone intertropicale (précipitations abondantes et brutales) et les volcans englacés (cordillère des Andes) sont les plus concernés. Mais les dépôts de lahars se retrouvent aussi dans la plupart des édifices volcaniques importants. Dans le Mont-Dore, le célèbre plateau de Perrier révèle, en une falaise de 100 m, un empilement de lahars indurés, renfermant une riche faune préhistorique.

Le 13 novembre 1985, un lahar, issu du Nevado del Ruiz en Colombie a parcouru jusqu'à 80 km et recouvert Armero et d'autres villages faisant 25 000 victimes. Cette catastrophe fait l'objet d'une étude de cas dans le chapitre consacré aux risques volcaniques (chapitre 14). Des lahars importants se sont également écoulés à la suite de l'éruption majeure du Chaiten au Chili de mai 2008.

Le Pinatubo en 1991

L'éruption majeure du Pinatubo aux Philippines, qui a débuté en avril 1991 (maximum 12-15 juin 1991) après plusieurs siècles d'inactivité et a duré plus d'une année, fut l'une des plus importantes du xx^{e} siècle : 250 000 personnes furent évacuées mais on a cependant déploré plusieurs centaines de victimes (Newhall et Punongbayan, 1997). Au total, 8,4 à 10,4 km^3 de matériaux ont été émis, sous formes de retombées pliniennes (3,4 à 4,4 km^3) et d'écoulements pyroclastiques (5 à 6 km^3), correspondant à 3,7-5,3 km^3 DRE. Cette grande quantité de dépôts volcaniques sur les flancs du volcan Pinatubo, s'est trouvée en instabilité. Dès le 14 juin, le typhon « Yunya » a atteint l'île de Luzon et son centre est passé à seulement 50 km du volcan le 15 juin, puis d'autres typhons ont suivi les 18 et 19 juillet, déclenchant à chaque fois d'importants lahars. Le phénomène s'est reproduit à chaque saison des pluies pendant une vingtaine d'années, avec une décroissance exponentielle cependant. Pour la seule saison des pluies 1991, plus de 200 lahars se sont succédé sur le flanc est du volcan, laissant un volume total de 0,38 km^3 (Pierson *et al.*, 1997).

Les principales rivières drainant le volcan Pinatubo sont le lieu de passage privilégié des lahars (Fig. 9.12). Mais ceux-ci peuvent tout aussi bien inciser une nouvelle vallée dans les matériaux meubles, qu'en combler une autre. Certains ont même barré la vallée Mapanuepe et formé un lac de retenue ! Les lahars se déplacent à une vitesse de l'ordre de 4-8 m · s^{-1} (15-30 km · h^{-1}) avec un débit de pointe de 200-1 200 m^3 · s^{-1} et entraînent les ponces. Ils s'écoulent sur des pentes même faibles et parcourent des distances de plusieurs dizaines de kilomètres. L'eau percolant au travers des matériaux non complètement refroidis, l'ensemble ressort à une température de 30 à 60 °C. Il reste une étendue boueuse, de 0,5 à 5 m d'épaisseur, le plus souvent entre 1,5 et 3 m (Fig. 9.13 ; photo couleur hors texte 25).

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.



FIGURE 9.12 — **Dépôts de lahar au Pinatubo, Philippines, ciselés par l'érosion en figures fractales (photo J.-M. BARDINTZEFF).**



FIGURE 9.13 — **La ville de Bacolor, située à une trentaine de kilomètres du cratère du Pinatubo, dévastée par des lahars après le passage du typhon « Mameng » le 1er octobre 1995 (photo J.-M. BARDINTZEFF).**

Les jökulhaup

Les volcans sous-glaciaires peuvent engendrer des lahars particuliers, appelés *jökulhlaup*, terme islandais qui se traduit par « course glaciaire ». Le volcan Katla, sous le glacier Myrdalsjökull en Islande, a provoqué de tels lahars meurtriers. En octobre 1996, le réveil d'un volcan situé sous le glacier Vatnajökull également en Islande (chapitre 10, § 1) a eu les mêmes conséquences. La chaleur dégagée par le volcan a provoqué la fonte d'une importante quantité de glace, qui a augmenté le volume du lac Grimsvötn, situé au milieu du glacier. Le niveau du lac a atteint la cote d'alerte et sa surface est passée de 12 à 40 km^2. Ses 3 km^3 d'eau, responsables d'une formidable pression, se sont infiltrés sous le glacier et ont parcouru ainsi plusieurs dizaines de kilomètres. Arrivés au front de celui-ci, ils ont été brusquement libérés trois semaines après la fin de l'éruption, le 5 novembre, en un *jokülhlaup*, entraînant quantité de blocs de glace et de roche. Le débit est rapidement passé de 70 à 45 000 $m^3 \cdot s^{-1}$, soit vingt fois le débit maximum du Rhône ! Ce flot boueux a tout emporté sur son passage : maisons, routes, ponts… La crue a diminué sensiblement dès le lendemain et a cessé le surlendemain en laissant une étendue vaseuse, noire et nauséabonde. Les dégâts matériels furent importants mais il n'y a eu aucune victime à déplorer.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

10 HYDROVOLCANISME ET VOLCANISME SOUS-MARIN

« ...leur aspect convulsionné démontrait quelque travail neptunien des premiers jours du monde. »
Jules Verne, *Cinq semaines en ballon*

La présence d'eau modifie significativement, voire complètement le dynamisme volcanique. Ce qui est vrai au niveau profond de la chambre magmatique (chapitre 4) le reste à celui, superficiel, de l'émission. Des eaux, d'origine juvénile (eau magmatique) ou météorique (nappe phréatique), percolant au travers d'un édifice volcanique aérien, peuvent se transformer en vapeur sous l'effet du gradient de température. L'augmentation brusque du volume, lors du changement de phase, confère à l'éruption un caractère hautement explosif. On parle alors d'*hydrovolcanisme* (photo couleur hors texte 19, 22), plus particulièrement lorsque l'eau a une origine externe. Deux cas se présentent. Dans celui d'une éruption phréatique *s.s.*, le magma sous-jacent, à l'origine de l'augmentation du flux de chaleur et de la vaporisation de l'eau, reste en profondeur et n'intervient pas directement. Lors d'une éruption phréatomagmatique, à caractère mixte, l'eau *et* le magma interviennent en proportions variées, ce dernier sortant alors en surface.

Les volcans sous-marins, environnés par l'élément liquide, ont un comportement bien différent des volcans aériens. En effet, les paramètres du milieu (chaleur massique élevée de l'eau, pression hydrostatique) conditionnent la mise en place et les caractères même du matériel volcanique. Il reste que certaines modalités décrites dans le cas de l'hydrovolcanisme se retrouvent dans celui du volcanisme sous-marin.

10.1. HYDROVOLCANISME

Il convient de distinguer le phréatisme *s.s.* du phréatomagmatisme.

Dans le cas du phréatisme *s.s.*, la transformation liquide-vapeur de l'eau, responsable d'une forte augmentation de volume et d'une pression hydrostatique de l'ordre de 20-30 kbar, induit une forte explosion. La partie du substratum sus-jacente se

trouve littéralement pulvérisée en cendres, lapilli et blocs, projetés sous forme de fragments lithiques anguleux (chapitre 8, § 5). Les lapilli accrétionnés, en forme de billes d'une taille comprise entre 1 mm et 4 cm et constitués de cendres agglomérées, qui se désagrègent entre les doigts, sont typiques de dépôts de retombés en condition hydratée. Il résulte sur les flancs de l'édifice volcanique (ou parfois assez loin de celui-ci) une dépression superficielle circulaire, dont le rayon dépend de la profondeur et de l'intensité de l'explosion.

Que dans un deuxième temps le magma sorte, et l'éruption acquiert alors un caractère phréatomagmatique. Les dépôts deviennent mixtes, avec des fragments lithiques et des éléments magmatiques mélangés. Ceci apparaît spectaculaire dans le cas des pépérites, où des basaltes en granules millimétriques noirs se trouvent intimement émiettés dans une masse pélitique claire résultant du substratum pulvérisé, l'ensemble ressemblant à des grains de poivre. Souvent des phénocristaux automorphes et libres, retombent en crystal-lapilli (niveau de lapilli particulièrement concentré en cristaux, en clinopyroxènes le plus souvent). Lors de la phase finale, sont éjectées des bombes en chou-fleur, qui dessinent parfois de belles figures d'impacts, témoins d'une forte imprégnation en eau des dépôts.

Les maars

Une dépression à fond plat reste dans le paysage, parfois occupée par un lac (terme allemand de *maar*) car rapidement imperméabilisée par des argiles d'altération (Fig. 10.1a). Celle-ci diffère d'un cratère classique, souvent en position sommitale et pouvant rester en communication avec la cheminée d'alimentation. La profondeur du point d'explosion conditionne la taille du maar superficiel. Les diamètres varient de moins de 100 m à plus de 1 500 m et les profondeurs de quelques dizaines de mètres à 200 m (Lorenz, 1986). Les ejectas expulsés retombent en partie dans cette dépression et en partie tout autour en un anneau, parfois réduit à un croissant selon la direction de l'explosion, de la topographie et des vents dominants. Les dépôts, de 10 à 40 mètres d'épaisseur, sont constitués de plusieurs centaines de bancs épais de quelques millimètres à quelques décimètres mais le plus souvent centimétriques (Fig. 10.1b), témoins de nombreuses phases explosives, chacune libérant une faible quantité de produits. On observe classiquement une alternance de deux types de bancs, tout à tour cendreux et plus ou moins indurés, résultats d'une phase aqueuse, puis plus grossiers (lapilli), non indurés, témoins d'une phase sèche. Chaque banc se caractérise par son très bon classement, avec un granoclassement positif (la taille moyenne des éléments décroît de la base vers le sommet de la formation).

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

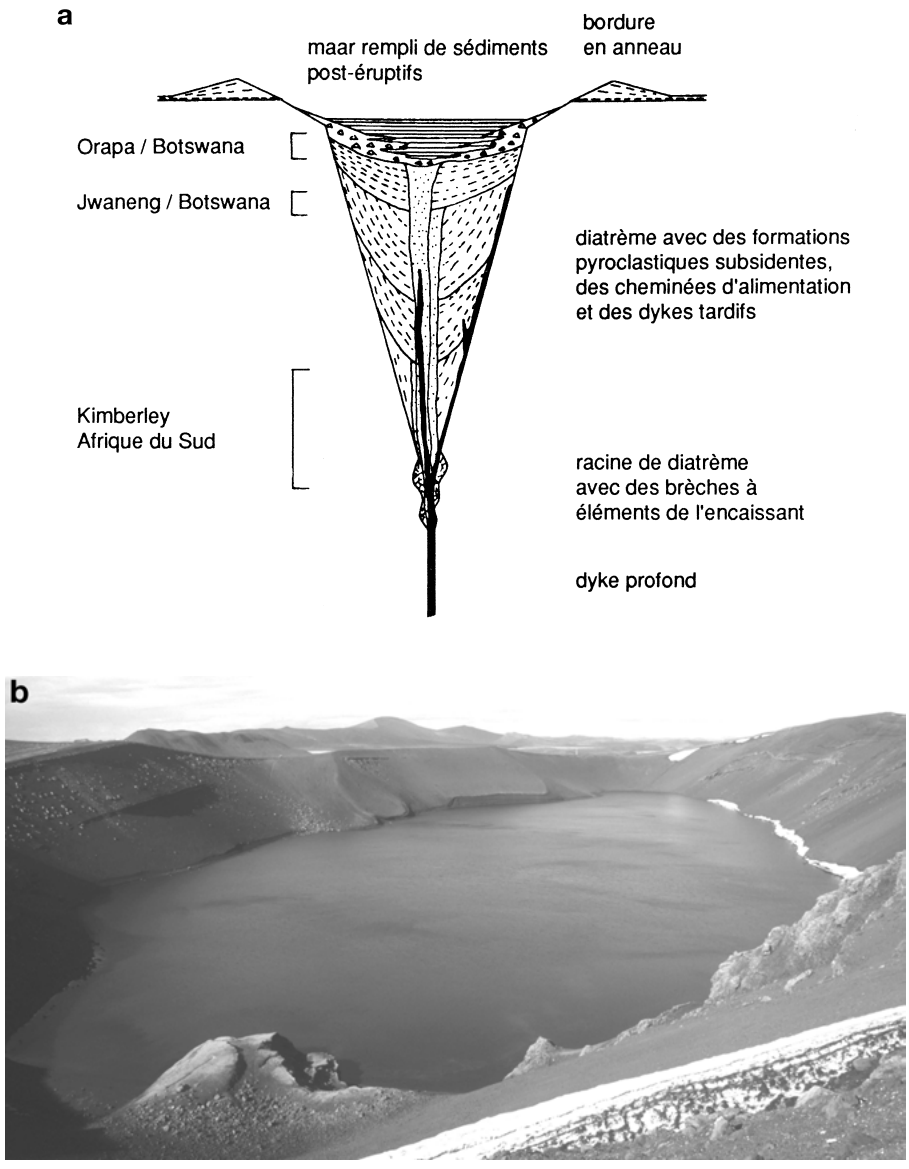
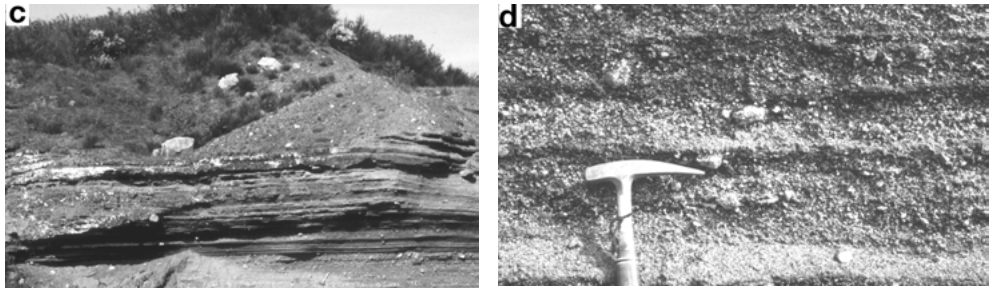


FIGURE 10.1 — **(a) Schéma d'un système diatrème-maar.** La reconstitution de la partie profonde résulte d'observations du maar d'Orapa et du diatrème de Jwaneng au Botswana et de diatrèmes de la région de Kimberley en Afrique du Sud. Les échelles horizontale et verticale sont identiques mais les diamètres des cheminées et des dykes ont été exagérés (d'après LORENZ, 1986, modifié). **(b) Le Ljotipollur en Islande, un cratère de type « maar », occupé par un lac.**



(c) Dépôts finement stratifiés de maar au puy Beaunit, dans le nord de la chaîne des Puys. (d) Détail de (c), montrant les lits cendreux stratifiés, contenant quelques bombes (photos J.-M. Bardintzeff).

Alors que les maars constituent essentiellement une dépression par rapport à la topographie préexistante, les tuff rings et les tuff cones, résultent d'un dynamisme éruptif équivalent se traduisant par des reliefs positifs, tout en affectant moins le substratum. Les tuff rings résultent de surge « sec » (l'eau reste à l'état de vapeur surchauffée). Leurs dépôts apparaissent finement stratifiés et faiblement indurés avec des pentes inférieures à 12°. Les tuff cones résultent d'une alternance de surges « mouillés » (vapeur condensée) et de retombées voire d'écoulements pyroclastiques. Les dépôts sont alors formés de pyroclastes parfois grossiers et indurés, avec des angles de pente atteignant 30° (Wohletz et Sheridan, 1983 ; Fig. 10.2 et 10.5).

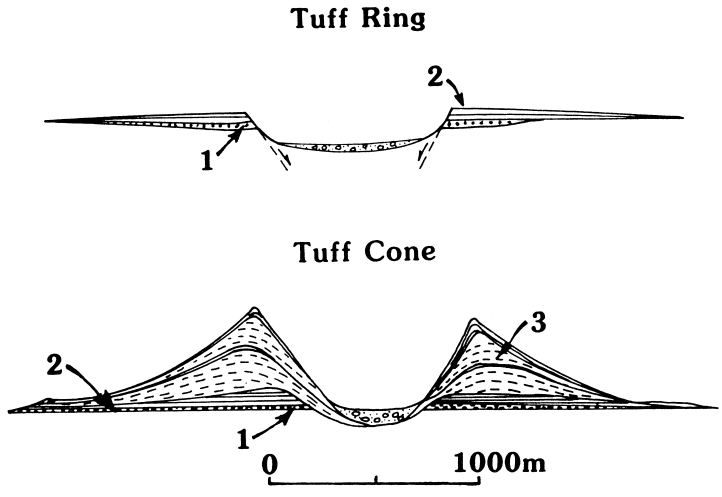


Figure 10.2 — Coupes schématiques comparées d'un tuff ring et d'un tuff cone, montrant les principaux types de dépôts

1 = brèche d'explosion, 2 = dépôts finement stratifiés, 3 = dépôts massifs grossièrement stratifiés (Wohletz et Sheridan, 1983).

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Des cendres, appelés hyaloclastites, typiques de ces dépôts, sont riches en palagonite de couleur jaune, verre fortement hydraté (contenant jusqu'à 20 % d'eau), transformé en argiles et hydroxydes.

Dans la chaîne des Puys, une dizaine de maars sont repérés, certains occupés par des champs (maar de Beaunit ; Fig. 10.1c et d), d'autres par des marécages (Narse d'Espinasse) ou par un lac (Gour de Tazenat). Plus au sud, dans le Cézallier, le lac Pavin, de 750 m de diamètre et de 96 m de profondeur, résulte d'une éruption hydrovolcanique datée à 6 700 ans (Boivin *et al.*, 2004). Dans le Mont-Dore, les maars déjà anciens se reconnaissent par leurs dépôts plus que par la topographie. Dans le Velay, les magnifiques lacs du Bouchet et d'Issarlès résultent du même phénomène. La région volcanique allemande de l'Eifel compte une grande quantité de tels maars. Au Laacher See (Eifel Est), une éruption phonolitique majeure, datée d'il y a 11 000 ans, avec une suite d'épisodes explosifs pliniens et phréatomagmatiques, a laissé un maar de 5 km^3, occupé en partie par le lac actuel. Dans le détail, on distingue trois niveaux principaux : deux niveaux pliniens, surmontés par un troisième, phréatomagmatique. Les cendres les plus distales se sont dispersées selon trois lobes : vers le NE (1 100 km), vers le S (600 km) et vers le SO (100 km). Le volume total (5,3 km^3 DRE de produits magmatiques phonolitiques et 0,7 km^3 de fragments lithiques) correspond sensiblement à celui du maar. Ce qui indique que tous les centres émissifs étaient situés au niveau de celui-ci. L'émission permanente de bulles de CO_2 témoigne d'une activité résiduelle. Dans l'Eifel Ouest, le maar le plus récent (Ulmener) est âgé de seulement 10 000 ans. Des anneaux de hyaloclastites typiques sont connus dans la chaîne de l'Erta Ale en Éthiopie et en Islande, fragments de dorsale océanique maintenant émergée mais toujours active.

Les diatrèmes

À un niveau structural inférieur, à une profondeur de 2 000 à 2 500 m, se situe, dans le cas du phréatomagmatisme, un diatrème appelé également *pipe*, en forme de cône d'un diamètre maximum de quelques centaines de mètres à 1 500 mètres, et relié à un système de dykes profonds (Fig. 10.1, revue *in J. Volc. Geoth. Res.*, 159, 1-3, 2007). Constitué d'une brèche grossière d'éléments de l'encaissant cimentés par le magma vitreux ou peu cristallisé, il correspond à la cheminée d'alimentation. L'ensemble témoigne des effets de l'explosion hydrovolcanique en profondeur. Parfois les éléments de brèches ont une origine profonde : socle (granulite) ou manteau (péridotite). Les kimberlites (péridotite micacée parfois diamantifère, Field *et al.*, 2008) se seraient mises en place sous pression, un peu comme un piston (revue *in Lithos*, 76, 1-4 et 77, 1-4, 2004 ; *J. Volc. Geoth. Res*., 174, 1-3, 2008). L'érosion peut révéler ultérieurement cette structure de diatrème ou pipe (Fig. 7.15). Les célèbres pipes du Velay constituent des pitons dressés dans le paysage : rochers Corneille et Saint-Michel d'Aiguilhe du Puy-en-Velay, table de Polignac (Fig. 7.18).

Les éruptions hydrovolcaniques

De nombreuses éruptions explosives essentiellement magmatiques acquièrent, au cours de certaines phases éruptives, un caractère hydrovolcanique. Les différents types d'éruptions décrits précédemment (chapitres 8 et 9) et plus particulièrement les explosions dirigées (écoulements pyroclastiques, surges) prennent une composante hydrovolcanique (Fig. 10.3). Dans le cas plus particulier des lahars, l'eau intervient aussi de manière essentielle (chapitre 9, § 5).



FIGURE 10.3 — **Le mont Zini dans l'île de Kos (Grèce).**
Des dépôts grossiers d'avalanche surmontent des niveaux fins à stratifications entrecroisées de tufs hydrovolcaniques. Notez la différence de granulométrie ! (Photo H. TRAINEAU.)

À la Soufrière de Saint-Vincent, le lac sommital s'est presque entièrement vaporisé au cours de l'éruption de 1979, qui a pris un aspect phréatomagmatique (chapitre 9). L'activité du Galunggung à Java en 1982-1983 a mis en jeu des dynamismes très différents, en trois temps (Gourgaud *et al.*, 1985 ; Gerbe *et al.*, 1988) : (1) une phase à nuées ardentes (du 5 avril à la mi-mai 1982), (2) un épisode phréatomagmatique (de la mi-mai 1982 à fin octobre 1982) et (3) une période d'activité strombolienne (de novembre 1982 au 8 janvier 1983). Les explosions phréatomagmatiques ont creusé un cratère de maar de 800 m de diamètre et ont construit un tuff ring de 50 m de hauteur. Cette crise a provoqué la destruction de 80% du volume initial du dôme.

Après l'éruption de 1991-1992 du Pinatubo, de nombreuses explosions phréatiques « secondaires » se sont succédé déclenchées par des chutes de pluie sur des dépôts d'écoulements pyroclastiques encore chauds. Des colonnes de cendres et de vapeur ont ainsi atteint 18 km de haut le 21 septembre 1992 puis encore

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

10 km, trois ans plus tard, le 11 juillet 1995 ! Ces phénomènes, s'ajoutant à des effondrements des dépôts, ont même parfois entraîné de nouveaux écoulements pyroclastiques.

Les volcans sous-glaciaires sont typiquement le siège d'éruptions phréatiques (revue *in* Smellie et Chapman, 2003). En Islande, le « Vatnajökull » est une calotte glaciaire de 8 100 km^2 (aussi étendue que la Corse !) de 140 km de long et 90 de large, épaisse de 2 km par endroit. Six volcans sont connus sous ce glacier et une importante activité hydrothermale libère des fumerolles à haute température. La présence de lacs permanents, résultant de la fusion locale des glaces, explique son nom, qui signifie « glacier des eaux ». Une activité détectée à la fin septembre 1996 se situe sur une faille bien connue (*Gjálp*), d'une vingtaine de km de long, entre le volcan Bardarbunga au nord et les lacs Grimsvötn au sud. Une importante fissure de 3 km de long et de 300 m de large s'ouvre dans le glacier début octobre. Elle se remplit d'un mélange d'eau de fonte et de cendres volcaniques. Quelques jours plus tard un cratère d'1 km de diamètre se forme au nord de celle-ci. Il s'en échappe constamment une colonne de vapeur d'eau de plusieurs kilomètres de haut. Toutes les deux ou trois minutes, des salves de cendres noires fusent à grande vitesse jusqu'à plusieurs centaines de mètres de hauteur. La cendre progresse en tournoyant et forme des volutes « cypressoïdes », qui imitent un peu la forme d'un cyprès, typiques des éruptions phréatomagmatiques (Fig. 10.4). La crise éruptive cesse à la mi-octobre : 0,8 km^3 de magma a été libéré sous forme de cendres vitreuses (soit 0,45 km^3 de magma DRE) (Gudmundsson *et al.*, 1997, 2004). Moins d'un mois plus tard, le 5 novembre, le glacier libère une gigantesque coulée d'eau, de glace et de boue, un *jökulhlaup* (chapitre 9, § 5). Deux éruptions du même type se sont produites au Grimsvötn du 18 au 27 décembre 1998 (à 10 km au sud de l'éruption de 1996) puis du 1 au 5 novembre 2004.

Le volcan Eyjafjöll, situé sous le glacier Eyjafjallajökull (ce qui signifie « le glacier de la montagne de l'île » et qui se prononce : aye-ya-fya-dla-yo-kutl) a été le siège d'une éruption extraordinaire au printemps 2010 (photos couleur hors texte 21 et 22). Ce stratovolcan, de 1 666 m d'altitude, présente une forme légèrement elliptique, allongée selon un axe est-ouest. Son sommet est occupé par une caldeira de 2,5 km de diamètre. Sa dernière éruption avait duré un peu plus d'un an, entre décembre 1821 et janvier 1823.

L'Eyjafjöll entre en éruption le 20 mars 2010 un peu avant minuit, comme le laissait présager l'enregistrement d'essaims sismiques de faibles magnitudes (1 à 3) depuis plusieurs jours. Une fissure s'ouvre au niveau de la fracture de Fimmvörduháls, sur le flanc est du volcan, à relativement basse altitude. La fracture s'allonge rapidement de 200 m à 2 km, libérant des fontaines et coulées de lave impressionnantes. 140 millions de m^3 sont ainsi émis au cours des premières 72 heures. Une analyse de téphra du 22 mars, effectué par le Nordic Volcanological Institute de Reykjavik, révèle une composition typiquement basaltique (47,27 % SiO_2, 3,07 % Na_2O, 0,80 % K_2O). Cette première phase éruptive est très classique mais spectaculaire : elle attire de nombreux touristes malgré des conditions météorologiques parfois difficiles (deux randonneurs égarés meurent de froid). Vers le 11 avril l'activité décline puis s'arrête et on pense que l'éruption est terminée.



FIGURE 10.4 — **Éruption sous le glacier Vatnajökull en Islande le 9 octobre 1996.**

Un panache « cypressoïde » de cendres noires, éjectées à grande vitesse, côtoie un nuage blanc de vapeur d'eau. Ceci illustre parfaitement une éruption phréatomagmatique (type surtseyen), résultant du contact entre l'eau et le magma. On distingue les fractures concentriques du glacier autour du cratère (photo J.-M. BARDINTZEFF).

Le 14 avril, une nouvelle phase, explosive cette fois, reprend. L'activité volcanique a migré vers l'ouest, sous le sommet du volcan, recouvert par le glacier. Le magma émis est différent (56,7-58,0 % SiO_2, 5,0 % Na_2O, 1,7-1,8 % K_2O), plus acide donc plus visqueux. Les volcanologues islandais l'interprètent comme le résultat d'un mélange avec une poche résiduelle acide de la dernière éruption de 1821. En outre, une partie du glacier fond et se vaporise, ce qui donne à l'éruption un caractère hautement hydrovolcanique.

Les dégâts sont importants sur la côte sud de l'Islande. D'importantes coulées boueuses (jökulhlaup, chapitre 9, §5) ont coupé la route principale numéro 1 qui fait le tour de l'île. Lors de la phase explosive, l'obscurité règne dans la région, des cendres tombent en abondance. Il faut évacuer des centaines de personnes, distribuer des masques à poussières. Les troupeaux ne doivent plus consommer l'herbe polluée (du bétail devra même être abattu). Le panache de cendres et de gaz gêne alors considérablement la circulation aéronautique (voir chapitre 13). L'éruption cesse fin juin 2010.

En Islande, on connaît bien d'anciens volcans sous-glaciaires maintenant dégagés (Werner et Schmincke, 1999). Ils sont caractérisés par la pente très raide de leurs flancs, emprisonnés jadis dans la glace. Le célèbre Herdubreid en est une illustration.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Son histoire est assez complexe, puisqu'il a commencé sa croissance en contexte sous-lacustre (*pillow lavas*, § 2), puis sous-glaciaire (hyaloclastites, § 2) et enfin, sa partie sommitale correspond à une activité aérienne (laves).

Approche thermodynamique

L'approche thermodynamique des processus hydrovolcaniques montre l'importance (1) du rapport massique eau/magma, (2) de l'état physique de l'eau (fluide à l'état supercritique, vapeur surchauffée, nombre de phases…) et (3) de la densité du mélange fluide-particules solides (Sheridan et Wohletz, 1983). Des expériences sur des modèles réduits, avec 10 à 90 kg de thermite (Al_2O_3 + Fe) en présence d'eau, donnent des résultats qualitatifs (Fig. 10.5). L'énergie thermique est alors transformée en énergie mécanique selon un coefficient donné. Pour un rapport massique eau/magma bas (de l'ordre de 0,01), l'eau ne joue qu'un rôle modeste et le magma peut sortir sous forme de lave ou de retombées (type strombolien). Puis, pour un rapport compris entre 0,1 et 0,3, le coefficient de transformation augmente brusquement, induisant une fragmentation poussée du magma expulsé, sous forme d'écoulements pyroclastiques ou de surges phréatomagmatiques (type surtseyen, hydrovolcanique).

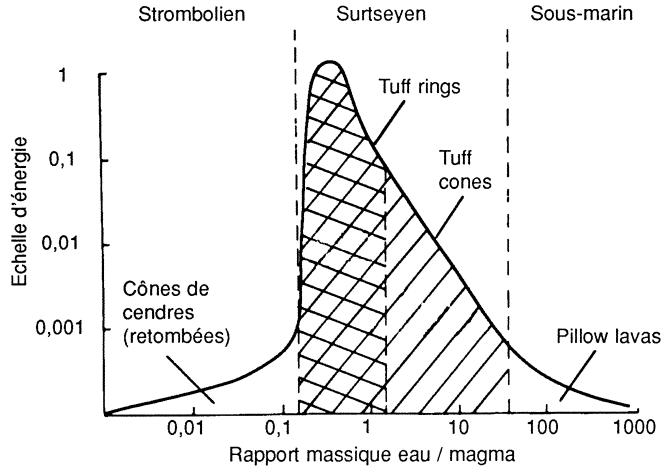


FIGURE 10.5 — Évolution des types de dynamisme volcanique en fonction du rapport massique eau/magma.

Ce modèle expérimental n'est qu'indicatif pour un système volcanique. Pour une valeur supérieure à 0,1, l'éruption phréatomagmatique prend un caractère hautement explosif, de type surtseyen (WOHLETZ et MCQUEEN, 1984).

Pour un rapport supérieur, le coefficient de transformation commence à décroître. Il se forme des tuff rings (pour un rapport de l'ordre de 1), puis des tuff cones (rapport 10). Pour un rapport supérieur (100), il se produit des pillow lavas (volcanisme sous-marin, ce chapitre, § 2) : l'énergie sert alors essentiellement à chauffer de l'eau, sans pouvoir la vaporiser (Wohletz et McQueen, 1984). Mais les valeurs des rapports massiques, obtenues expérimentalement, sont probablement surévaluées. La finesse des particules des dépôts (diamètre inférieur à 50 µm pour les rapports massiques

eau/magmas intermédiaires, et compris entre 1 et 10 mm pour les rapports plus faibles ou plus élevés) traduit directement l'explosivité de l'éruption.

10.2. Le volcanisme sous-marin

Les éruptions d'origine sous-marine apparaissent particulièrement spectaculaires. Lors de la naissance d'une île volcanique, on assiste à la transition entre le volcanisme sous-marin *s.s.* et un volcanisme aérien dont les dynamismes s'apparentent à l'hydrovolcanisme étudié précédemment.

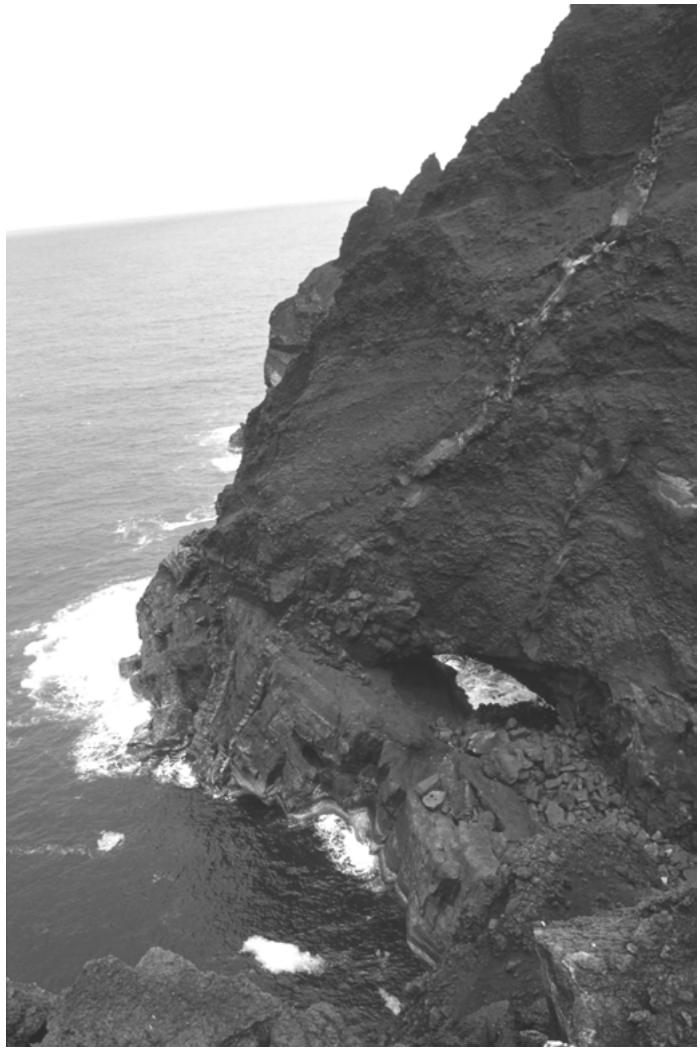


Figure 10.6 — À Capelinhos aux Açores, les dépôts montrent la transition entre l'hydrovolcanisme (en bas) et le volcanisme strombolien (au-dessus), l'ensemble étant recoupé par un réseau de dykes (photo J.-M. Bardintzeff).

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

L'éruption du volcan Capelinhos (Fig. 10.6), au large de l'île Fayal dans l'archipel des Açores débute en septembre 1957. Des jets de vapeur s'échappent au-dessus des eaux décolorées et jaunâtres à cet endroit de l'océan Atlantique. Puis des cendres incandescentes leur succèdent, atteignant une hauteur de 100 mètres environ. En quarante-huit heures, un cône de cendre de 100 mètres de hauteur s'élève au-dessus du niveau de la mer. En octobre, blocs et bombes jaillissent jusqu'à 500 mètres de haut, accompagnées d'un panache sombre de 7 000 mètres. L'île nouvelle prend une forme de fer à cheval. Mais à la fin du mois, l'éruption cesse brusquement et une partie de l'île s'effondre.

De même, le 14 novembre 1963, une île volcanique (Surtsey) surgit à une trentaine de kilomètres au sud des côtes islandaises. L'éruption dure jusqu'au 5 juin 1967. Le dynamisme éruptif particulier, au contact de l'eau de mer à faible profondeur (hydrovolcanisme), avec l'émission de quantité de cendres très fines, a donné son nom au type surtseyen dans la classification de Walker (chapitre 8, § 4).

L'éruption qui s'est produite le 13 juillet 1989 à 3 km au large de la péninsule Izu-Oshima au Japon fut, au contraire, très courte : elle dura un jour et produisit 10^6 m^3 de magma, essentiellement injectés en profondeur sous forme de sills (Yamamoto *et al.*, 1991). Le 14 mai 2000 le volcan sous-marin Kavachi dans les îles Salomon entra en éruption typiquement phréatomagmatique : son sommet n'était plus qu'à 2-5 m sous la surface de la mer. Des blocs de lave incandescente étaient projetés à 70 m de hauteur alors que le panache de gaz atteignait 500 m. Ce volcan a déjà formé une île éphémère à 9 reprises depuis 1939.

En fait, le comportement du volcan sous-marin varie de sa naissance en profondeur à son émission. De nombreux volcans sous-marins (*seamounts*), sont connus dans les différents océans du globe, reposant sur la croûte océanique par plusieurs milliers de mètres de profondeur. Ils existent dans deux types de contextes structuraux différents. Les plus nombreux naissent aux environs immédiats des dorsales médio-océaniques, l'ensemble constituant un système volcanique très actif. L'eau de mer s'y infiltre profondément à la faveur de fractures et ressort à haute température (parfois à l'état supercritique), témoin du fort flux géothermique, et chargée de sels minéraux, qu'elle dépose autour de la bouche des cheminées hydrothermales, appelées *fumeurs*. Les fumeurs *noirs*, chargés de sulfures, sortent à 350-400 °C et les fumeurs *blancs*, riches en sulfates, à des températures de 160-200 °C. Très spectaculaires, ces fumeurs ne participent qu'à 0,5% de l'évacuation de la chaleur des dorsales ; 65% résultent d'un très important hydrothermalisme diffus, à des températures comprises entre 5 et 50 °C. D'autres manifestations hydrothermales importantes ne résultent pas directement du magmatisme mais plutôt d'une réaction exothermique liée à la serpentinisation des péridotites au contact de l'eau de mer, qui libère hydrogène et méthane (T = 40-90 °C, pH = 9-11), à une quinzaine de kilomètres de la ride médio-atlantique et une profondeur de 750 à 900 m. Il en résulte des colonnes carbonatées atteignant 60 m de hauteur, véritable « cité perdue » (Kelley *et al.*, 2005).

D'autres *seamounts* (Hawaii, Polynésie française) sont initialisés au milieu d'une plaque océanique, à la faveur d'une anomalie thermique appelée *point chaud* ou *hotspot* (Hékinian *et al.*, 2004 ; chapitre 12, § 5). Le seamount Loihi, situé à 30 km

au sud-est de la grande île d'Hawaii, à une profondeur de – 970 m, constitue la plus jeune expression du point chaud. De même, à l'ouest de l'archipel des Canaries, dans l'Atlantique au large de l'Afrique, a été découvert un groupe de seamounts, Las Hijas, témoins possibles de l'activité du point chaud. Le plus important d'entre eux, qui se situe entre –3 800 et –2 200 m, mesure 8 × 10 km à sa base (Rihm *et al.,* 1998).

Les *seamounts* peuvent être repérés par leur activité sismique et plus systématiquement par les anomalies altimétriques du géoïde, détectées par le satellite *Seasat*. La région de *hotspot* au SE de l'alignement de la Société, renferme plusieurs volcans actifs (Cheminée *et al.*, 1989) : le volcan émergé de Mehetia et plusieurs seamounts au NW de Mehetia (Teahitia, Moua Pihaa, Rocard) de 2 000 mètres de haut ou plus et distants les uns des autres de quelques dizaines de kilomètres. La distribution de l'activité volcano-sismique concernant une région de 1 000 km^2 environ donne une idée de l'étendue d'un *hotspot*.

La lave fluide (apparentée au type pahoehoe), émise sous une certaine pression d'eau et se refroidissant rapidement au contact de celle-ci, forme des boules, semblables à des oreillers (*pillow lavas* en anglais). Ceux-ci se forment d'ailleurs également en milieu sous-lacustre ou sous-glaciaire. Leur formation a pu être observée en détail et même filmée par des plongeurs lorsqu'une coulée de lave du Kilauea à Hawaii a atteint la mer et y a pénétré, comme cela est fréquent (Moore *et al.*, 1973 ; Fig. 10.7a). Les *pillow lavas*, tels ceux de la vallée de l'Inzecca en Corse ou du massif du Montgenèvre dans les Alpes franco-italiennes, sont caractéristiques des cortèges ophiolitiques (chapitre 12, § 2), anciens lambeaux de croûte océanique charriés au sein des chaînes de montagnes (Fig. 10.7c). Il apparaît, d'après des observations dans le massif du Mongenèvre, que peut se former aussi un système de tubes de lave interconnectés, qui, vu en coupe transversale, révèlent des sections circulaires (Vuagnat, 1975 ; Fig. 10.7b). Dans le cas de lave très fluide sur des pentes fortes, les extrémités de ces tubes peuvent se détacher et former de véritables boules.

Les laves plus visqueuses (apparentées au type aa) se cassent par éclatement au contact de l'eau et constitue des brèches autoclastiques ou des autoclastites (Fig. 10.8). Plus près de la surface, la pression hydrostatique diminuant, les gaz magmatiques se libèrent plus facilement et les éruptions acquièrent un caractère fortement explosif avec libération de cendres (hyaloclastites) pouvant fuser au-dessus de la surface de la mer. La transition entre lave effusive et hyaloclastite explosive, liée à la diminution de profondeur, peut montrer de grandes variations. Des dépôts de brèches autoclastiques, observés sur la dorsale médio-Atlantique lors d'une plongée en submersible, mettent en évidence l'existence d'une activité explosive basaltique importante jusqu'à environ 2 000 m de profondeur (Fouquet *et al.*, 1998). Il existe des hyaloclastites qui se forment jusqu'à 2 500 m de profondeur au niveau des seamounts et jusqu'à 1 500 m de profondeur au niveau des dorsales. Des écoulements pyroclastiques peuvent également se former et se propager en milieu sous-marin (Schneider, 2000).

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

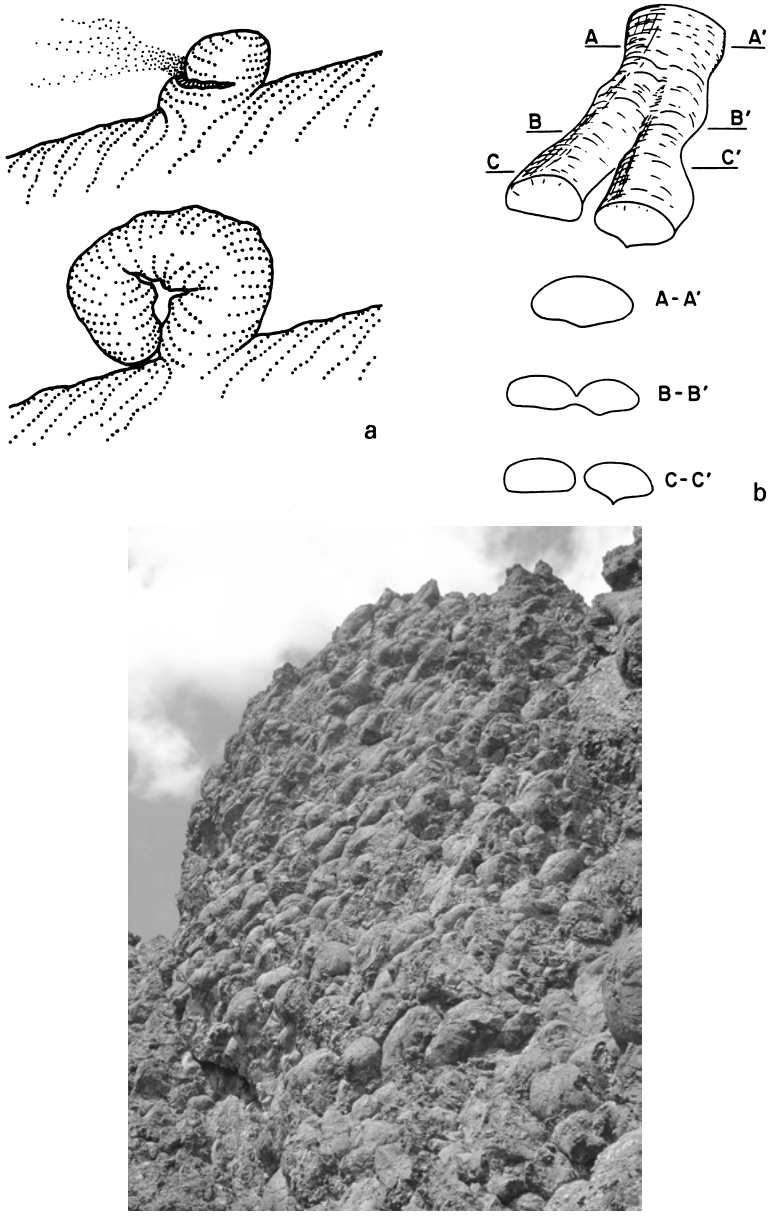


FIGURE 10.7 — (a) Formation d'un *pillow* lava par bourgeonnement d'un tube de lave.

1. La carapace se fissure sous l'effet de la pression interne, un bourgeon prend naissance et constitue une nouvelle croûte autour de lui. 2. Le bourgeon s'allonge en un cylindre de lave à partir de la même fracture ou de nouvelles fissures, et parfois s'enroule sur lui-même (MOORE *et al.*, 1973).

(b) *Pillow lavas* constituant un réseau de tubes interconnectés, vus dans l'espace et en coupes (VUAGNAT, 1975).

(c) Falaise de *pillow lavas* au Collet vert, Chenaillet, dans le massif ophiolitique du Montgenèvre (photo J.-M. BARDINTZEFF).

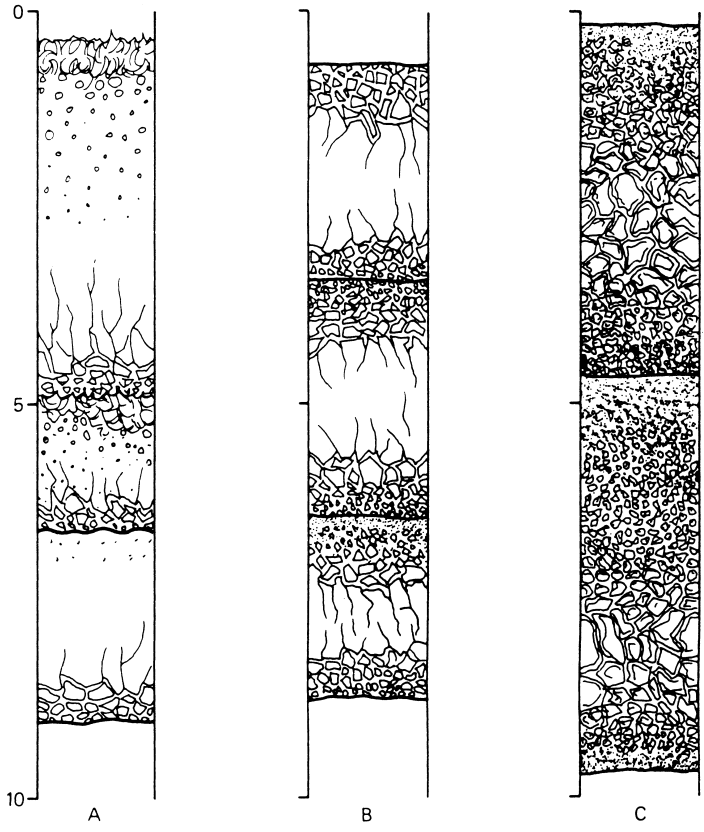


Figure 10.8 — Différents types de brèches sous-marines (échelle en mètres), identifiés par des carottes de forages dans l'Archipel des Tuamotu.

A et B = coulées autobréchifiées ; C = brèche autoclastique (Varet et Demange, 1980).

Une équivalence entre les produits aériens et sous-marins a été proposée par Varet et Demange (1980) (tableau 10.1).

Tableau 10.1 — Tentative de comparaison entre les produits volcaniques aériens et sous-marins (d'après Varet et Demange, 1980, modifié).

volcanisme aérien	volcanisme sous-marin	
	surface plate	*surface pentée*
coulée pahoehoe	lave en pavés ou coulée pahoehoe	pillow lava (si près du cratère) coulée bréchifiée (si loin du cratère)
coulée aa	coulée autoclastique	
bloc-lava, brèche	brèche autoclastique, brèche « pop corn »	
lapilli	hyaloclastite grossière	
cendre	hyaloclastite fine	

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Le volcan peut éventuellement émerger, parfois fort nettement. Ainsi l'île de Tahiti culmine, malgré une phase d'érosion et d'effondrement à 2 241 m, à l'Orohena. À Hawaii, le Mauna Kea (4 206 m) et le Mauna Loa (4 170 m, très actif), qui reposent sur des fonds océaniques de 5 000 m environ, sont donc aussi élevés que l'Everest !

Le volcan sous-marin Macdonald, découvert grâce à des hydrophones en 1967 au SE de l'archipel des Australes, est actuellement sur le point d'émerger. Lors des reconnaissances effectuées entre 1969 et 1975, son sommet se situait à 49 m de profondeur. Les mesures de 1981-1983, juste après la période de crise 1977-1981, montrent une nette élévation du plateau sommital à – 40 m, accompagnée de la surrection d'un piton central à – 27 m. La présence fréquente d'eau colorée dans cette zone à la surface de l'océan prouve une activité hydrothermale quasi continue, liée au volcanisme.

À la fin de son activité, le volcan intraocéanique voit son altitude baisser à la suite de la subsidence thermique du plancher océanique (la contraction entraîne une augmentation de densité), jusqu'à redevenir sous-marin. On les appele *guyots*. Ils ont une forme tronconique caractéristique car ils ont été tronqués par l'érosion au moment où l'édifice avait une altitude proche du niveau de la mer. Mais des volcans peuvent acquérir une forme identique lors de leur croissance par adjonction successive de coulées et de hyaloclastites interstratifiées. Auquel cas, la forme tronconique serait cogénétique plutôt que postérieure à la formation du volcan. Tel est le cas du volcan Asmara, maintenant émergé, dans la région de l'Afar. Il semblerait aussi qu'il y ait une évolution des volcans sous-marins de forme tronconique situés près de la dorsale (car les pillow lavas s'épanchent autour du point de sortie), qui acquièrent une forme conique typique lorsqu'ils continuent leur croissance.

Jordan *et al.* (1983) ont fait une étude statistique de la forme des seamounts et des guyots, prenant en compte la hauteur de la pile volcanique (H), le rayon au sommet (R_2), le rayon à la base (R_1), l'aplatissement ($f = R_2/R_1$) et la pente des flancs (x). Ces paramètres sont liés par l'équation :

$$\text{tg } x = (H/R_1)/(1 - f)$$

La majorité des seamounts du Pacifique sont caractérisés par $x = 16°$ en moyenne et $f = 0{,}3$.

En zone intertropicale, les coraux colonisent la partie du substratum volcanique comprise entre 0 et 30 mètres de profondeur. Les récifs frangeants forment un anneau incomplet autour des îles, isolant relativement un lagon de la haute mer. Cette installation corallienne est contrariée par l'activité du volcan (rejets de lave et de tephra, éboulements, écoulements d'eaux boueuses). Dans un premier temps se forme une zone de transition mixte volcano-corallienne. Ensuite les coraux se développent jusqu'à recouvrir entièrement l'édifice volcanique quand celui-ci passe sous le niveau de la mer. Un anneau, l'atoll, en reste le seul témoin, qui subsiste tant que la croissance corallienne compense l'enfouissement du volcan. Quand la dérive océanique emporte l'ensemble au-delà de la ligne de Darwin (approximativement 28° parallèle nord ou sud), la température de l'eau baissant, les coraux cessent leur développement et l'édifice devient un guyot entièrement sous-marin (Fig. 10.9).

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

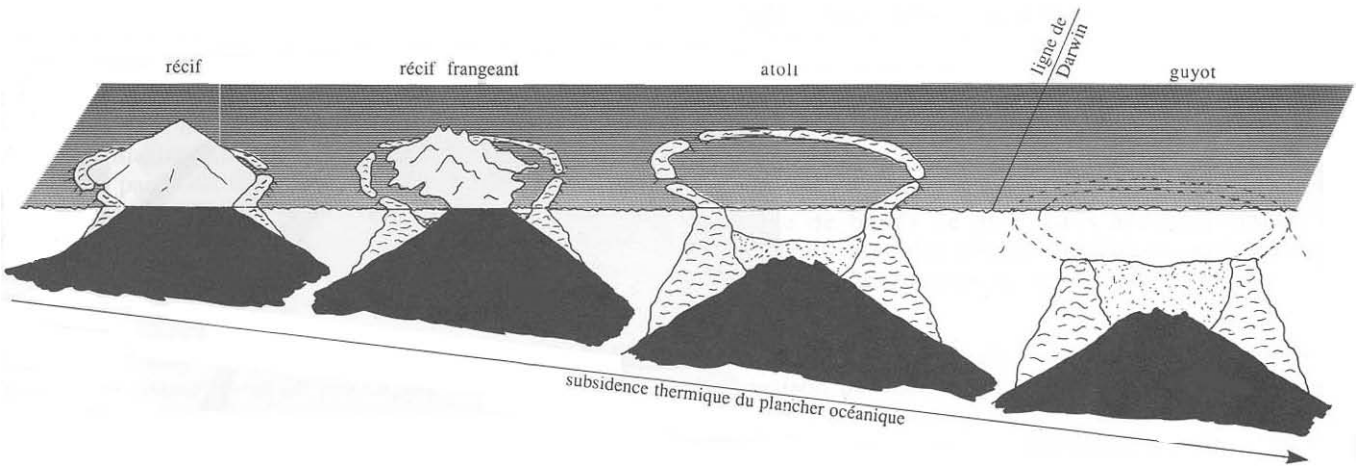


FIGURE 10.9 — **Passage du stade île volcanique au stade atoll puis au stade guyot sous l'effet de la subsidence thermique du plancher océanique.**

Lorsque l'édifice franchit la ligne de Darwin, les coraux, dont les conditions de vie se détériorent, ne peuvent plus compenser l'enfoncement du volcan par leur croissance (CARON *et al.*, 1995).

Au large d'Hawaii, un récif fossile daté de 13 900 ans a été repéré par 150-160 mètres de profondeur. Les effets conjugués de la subsidence de l'île (2,5 cm par an) et de la remontée rapide du niveau de la mer à la fin de la dernière glaciation ont produit un enfoncement relatif à une vitesse moyenne de 10 cm par an, bien supérieure à celle de la croissance des coraux (Moore *et al.*, 1990). Les vitesses moyennes de construction des édifices volcaniques sont de l'ordre de 0,1 à 0,5 cm $\cdot$ an^{-1} en Polynésie française. Par comparaison, les vitesses d'édification du récif, comprises entre 0,001 et 0,01 cm $\cdot$ an^{-1} restent bien inférieures mais peuvent compenser la subsidence ultérieure du volcan.

11 LES PRODUITS VOLCANIQUES

« Me retenant aux poignées, je passai la moitié de mon corps au-delà de la béante ouverture circulaire. Au fond de l'abîme, tournait la planète hospitalière. J'appelai mon camarade pour lui annoncer ma découverte "Pavel ! Elle est ronde." Un rire étouffé me répondit. Le ciel était bleu-noir, piqué d'étoiles qui ne scintillaient pas. M'apparut en bas une étendue d'azur : la Méditerranée. L'Italie poussait sa grande botte vers son cœur ; tandis que la Grèce l'avait saupoudré de ses constellations insulaires. »
Alexi Leonov *de Voskhod 2, Piéton de l'espace*

Les volcans rejettent en surface une grande quantité de matériaux : solides (tephra), liquides (laves, qui se solidifient ultérieurement) et gaz. En outre, lors du stade hydrothermal associé, des fumerolles et des eaux chargées en sels minéraux sortent de l'édifice volcanique.

11.1. LES LAVES ET LES TEPHRA

Les roches volcaniques (volcanites), c'est-à-dire les laves et les tephra sont définis à la fois par leur chimisme et leur minéralogie. Il s'agit de matériaux silicatés, à l'exception des carbonatites (chapitre 5, § 6). Les éléments majeurs (Si, Al, Ti, Fe, Cr, Mn, Mg, Ca, Na, K, P) suffisent à les caractériser (voir les tableaux d'analyses des chapitres 1, 3, 5 et 12). Les éléments mineurs (Ni, Co, Rb, etc.) et en traces (U, Th, terres rares, etc.) (voir tableaux 3.2, 5.1 et 5.3) et certains isotopes permettent d'en préciser les affinités génétiques.

Traditionnellement, les noms des roches magmatiques découlent de leur constitution minéralogique, en tenant compte prioritairement des silicates clairs. L'International Union of Geological Sciences (IUGS) retient le diagramme bitriangulaire Q (quartz) — A (feldspaths alcalins) — P (plagioclases) — F (feldspathoïdes) (Streckeisen, 1979 ; Fig. 11.1) établi pour les minéraux modaux (qui existent réellement, par opposition aux minéraux normatifs calculés). Le pôle Q (quartz ou son équivalent de haute température la tridymite) correspond aux roches magmatiques saturées en silice par opposition au pôle F (feldspathoïdes) traduisant la sous-saturation en silice. Cette dualité est fondamentale dans l'étude des magmas.

Quinze types de roches volcaniques (laves ou tephra) existent ainsi, regroupés en huit groupes majeurs. Cette classification permet de reconnaître les laves riches en cristaux visibles à l'œil nu, appelés phénocristaux (Fig. 11.2) ainsi que les roches plutoniques équivalentes, qui ont complètement cristallisé en profondeur (roches

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

grenues). Par contre, l'identification des laves peu ou pas cristallisées et composées essentiellement de microlites (cristaux de très petites tailles ; chapitre 3, § 1) et de verres nécessite un microscope polarisant (photos couleur hors texte 32).

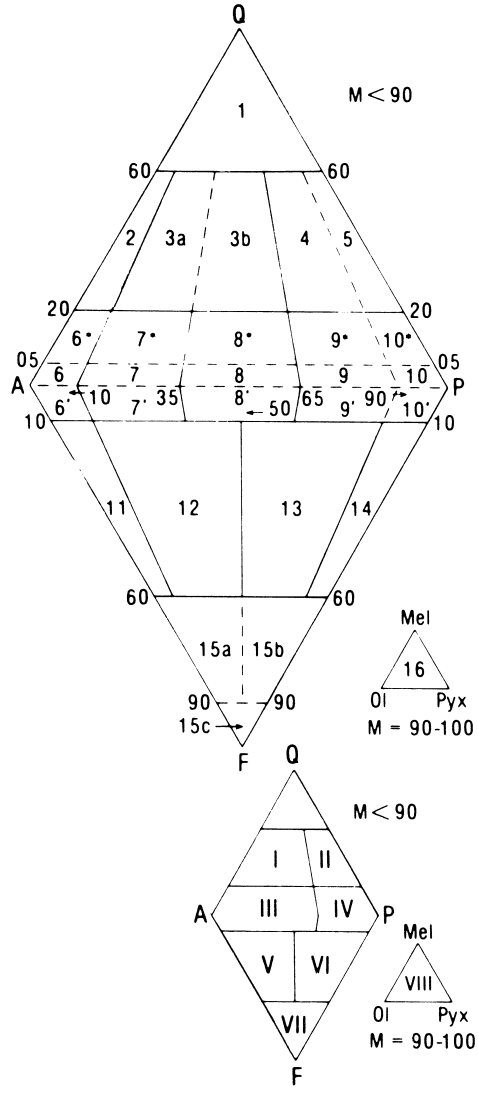


Figure 11.1 — Classification internationale des roches volcaniques. Elle est basée sur le double triangle QAPF (quartz, feldspaths alcalins, plagioclases, feldspathoïdes) pour les roches contenant moins de 90% de minéraux ferromagnésiens « mafiques » et sur le triangle pyroxène/olivine/mélilite pour les roches ultrabasiques en contenant plus de 90% (Streckeisen, 1979).

Quinze champs se distinguent (le champ 1 reste théorique), regroupés en huit grands types : 2 = rhyolite à feldspaths alcalins ; 3 = rhyolite ; 4 et 5 = dacite ; 6 = trachyte à quartz et feldspath alcalin (6*), à feldspaths alcalins seuls (6) ou à feldspathoïdes et feldspaths alcalins (6') ; 7 = trachyte à quartz (7*), trachyte (7), trachyte à feldspathoïdes (7') ; 8 = latite à quartz (8*), latite (8), latite à feldspathoïdes (8') ; 9 et 10 = andésite et basalte (les basaltes contiennent en général moins de 52% SiO_2 et les andésites plus de 52%) ; 11 = phonolite ; 12 = phonolite téphritique ; 13 = téphrite phonolitique ; 14 = téphrite, basanite ; 15 = foïdite phonolitique (15a), foïdite téphritique (15b), foïdite (15c) ; 16 = ultramafitite (ultrabasique). I = rhyolitoïdes ; II = dacitoïdes ; III = trachytoïdes ; IV = andésitoïdes et basaltoïdes ; V = phonolitoïdes ; VI = téphritoïdes ; VII = foïditoïdes ; VIII = ultramafitites.

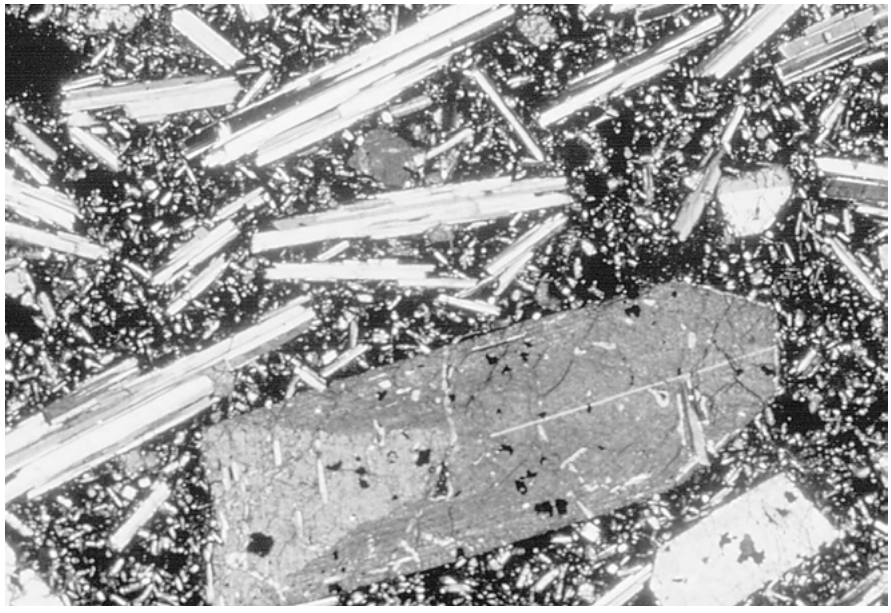


FIGURE 11.2 — Lame mince de basalte « demi-deuil » (appelé ainsi car contenant des minéraux noirs et des minéraux blancs en proportion voisine) observée au microscope polarisant.

On reconnaît des lattes de plagioclases, à rayures noires, grises et blanches et un gros clinopyroxène de forme géométrique. Le secteur photographié mesure 6 × 4 mm (photo J.-M. BARDINTZEFF).

On utilise des diagrammes géochimiques binaires (variation de la teneur d'un oxyde d'un élément majeur (Na_2O, MgO, etc.) en fonction de la teneur en SiO_2 ou de l'indice de différenciation ; Fig. 3.3) ou ternaires, tel le diagramme AFM : A (alcalins : $Na_2O + K_2O$) – F (FeO total recalculé en intégrant $Fe_2O_3 + MnO$) – M (MgO) (Fig. 11.3 et 12.3). La comparaison de critères minéralogiques et chimiques doit permettre alors de nommer la roche.

À un stade ultérieur, chaque espèce minérale peut faire l'objet d'une analyse par la microsonde électronique pour une connaissance plus intime du magma (voir le diagramme relatif aux pyroxènes, Fig. 5.1, tableau 5.2).

Les tephra, constitués en partie de minéraux, obéissent aux mêmes règles de classification que les laves. En outre, une classification granulométrique (chapitre 8, § 1) décrit leur caractère pulvérisé.

11.2. LES VERRES

Les verres, résultant d'un liquide, qui a figé sans avoir le temps de cristalliser, abondent dans les matériaux volcaniques. Leur chimie peut être approchée, comme pour les minéraux, par la microsonde électronique (en prenant certaines précautions vu leur relative fragilité) (tableaux 5.1 et 5.3, Fig. 5.2 et 11.3), ou, de manière encore plus précise, par spectroscopie infrarouge.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

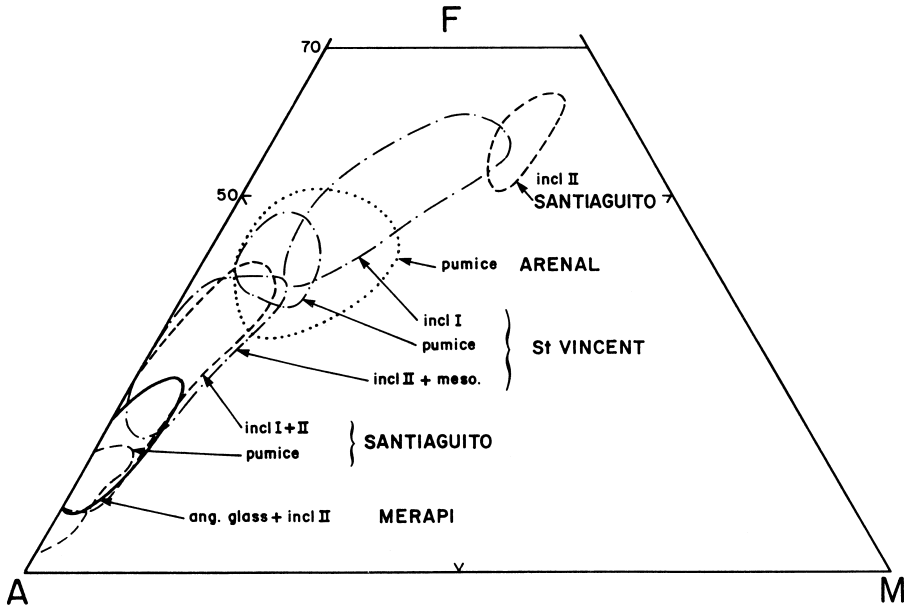


FIGURE 11.3 — **Compositions chimiques de verres de l'Arenal, du Merapi, du Santiaguito et de la Soufrière de Saint-Vincent, reportées dans un triangle AFM ($A = Na_2O + K_2O$, F = FeO total + MnO, M = MgO).**

Sont distinguées les inclusions vitreuses primaires (incl. I) représentatives de magmas, les inclusions secondaires évoluées (incl. II), les cendres ponceuses (pumice), les verres anguleux « lithiques » (ang. glass) et les verres de mésostases (meso) (BARDINTZEFF, 1985a et b.)

Certaines roches volcaniques sont quasi entièrement constituées de verres. Par exemple, les fameuses obsidiennes noires, contiennent, pour la plupart, moins de 1% (et le plus souvent moins de 0,2%) d'eau (sous forme – OH) et se forment à une pression inférieure à 0,1 kbar soit une profondeur d'environ 500 m. D'autres roches sont constituées de verres hydratés (1-5% d'eau) : ce sont les *perlites* et aussi les variétés *rétinites* et *pechsteins*. Les ponces bulleuses (chapitre 8, § 5) sont constituées de verre et de microlites : caractérisées par des densités globales faibles, comprises entre 0,9 et 1,5, elles ne flottent donc pas toujours ! Dans l'île de Lipari, en Italie, on observe à l'échelle de l'échantillon la transition obsidienne-ponce, témoin de variations de teneur en fluides dissous. Les obsidiennes sont de composition rhyolitique, exceptionnellement andésitique comme en Bulgarie (Yanev *et al.*, 1997). Les ponces sont acides (rhyolite, trachyte, dacite) mais aussi andésitiques et très exceptionnellement basaltiques (grande éruption du Kilauea Iki, Hawaii, 1959-1960).

Les verres de la mésostase des laves témoignent des derniers liquides et comblent les interstices entre les minéraux. Ils ne possèdent de ce fait pas de forme propre.

Lors de sa croissance, un minéral peut englober une petite quantité du magma avoisinant, qui reste prisonnier de la structure cristalline. Lors de la baisse de

température, cette gouttelette se solidifie en un verre et constitue une inclusion vitreuse témoin presque direct d'un magma qui n'a pas pu se dégazer ou s'oxyder. Sorby (1858) a découvert les inclusions vitreuses et, pour leur étude, il a fabriqué les premières lames minces de roche ! Les inclusions vitreuses, abondantes en contexte volcanique, permettent de mieux connaître le magma. Elles apparaissent très variées, tant morphologiquement que chimiquement (Fig. 11.3 et 11.4). Deux grands types d'inclusions se distinguent :

- lorsque le liquide piégé se fige tel quel, l'inclusion vitreuse est constituée d'un verre homogène associé à une bulle de retrait résultant de la diminution de volume lors du passage de la phase liquide à la phase solide. La composition chimique du verre inclus reflète celle du magma, plus ou moins évolué selon le stade de piégeage ;
- le plus souvent, des phases minérales cristallisent aux dépens du liquide piégé, modifiant alors sa chimie (évolution secondaire). Le verre restant ne correspond plus qu'à un liquide résiduel, non représentatif du magma mais plutôt de la mésostase.

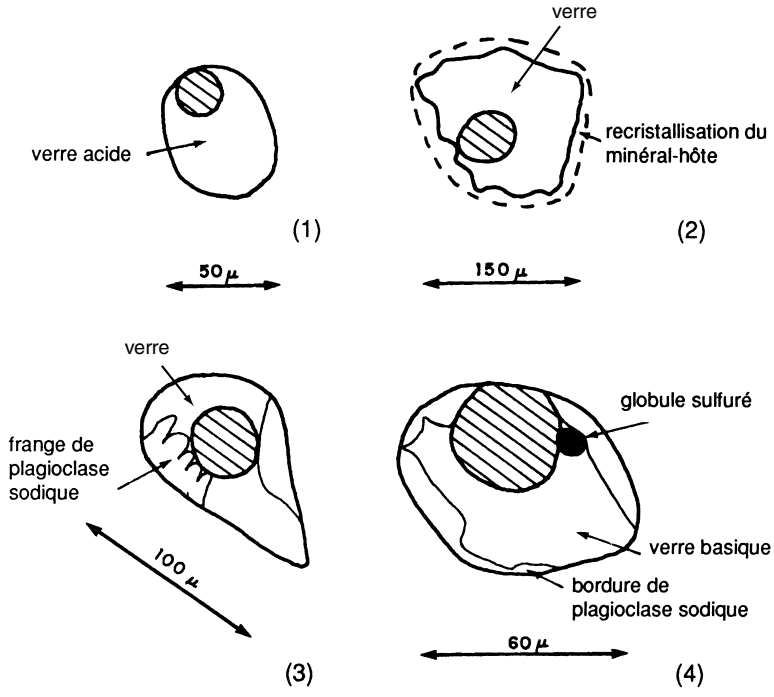


FIGURE 11.4 — **Les inclusions vitreuses : (a) schéma de différents types d'inclusions vitreuses dans les phénocristaux (plagioclases sauf n° 4, pyroxène) de la dacite du Santiaguito (Guatemala). En hachuré = bulle de retrait contenant un peu de gaz et parfois quelques cristaux de carbonates, chlorures, etc. (BARDINTZEFF, 1985a.)**

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

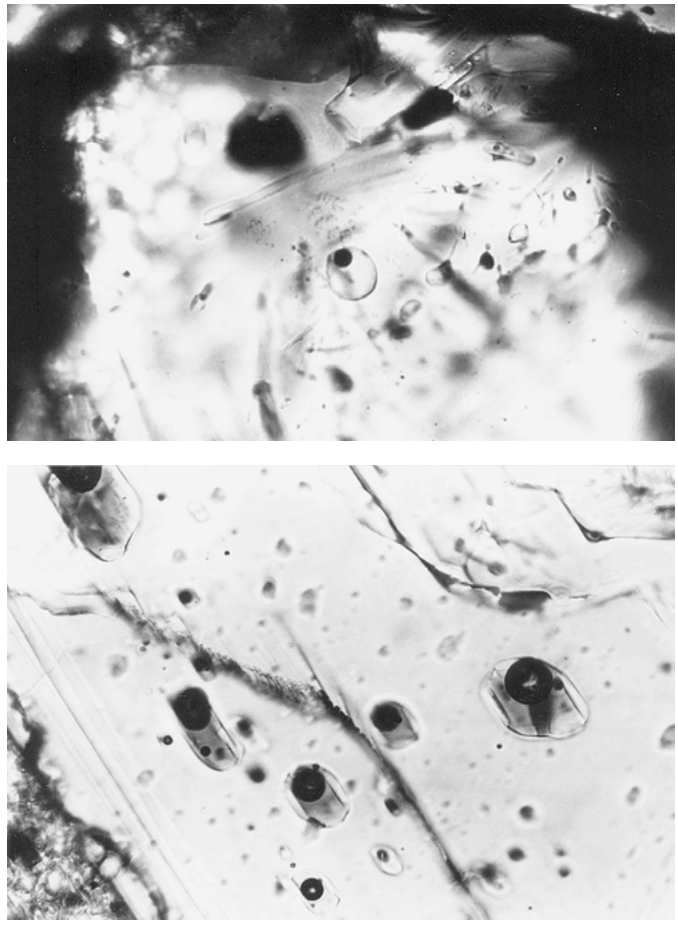


FIGURE 11.4 — **Les inclusions vitreuses : (b) photographies d'inclusions de type (1) (en haut) et (4) (en bas) du schéma précédent (photos J.-M. BARDINTZEFF et J. WEISZ).**

Des méthodes thermométriques sur ces verres inclus précisent les températures d'équilibre entre les différentes phases.

Les verres des tephra, libres dans la fraction cendreuse (particule d'une taille inférieure à 2 mm), présentent des aspects fort variés. L'observation de leur forme (morphoscopie) par le microscope électronique à balayage (MEB) autorise des raisonnements génétiques.

On distingue trois types morphologiques : (1) les cendres ponceuses, vésiculées parfois à l'extrême proviennent d'un magma très visqueux, (2) les « gouttelettes », issues d'un magma fluide, ont une forme plus ou moins sphérique, contrôlée par les forces de tension du liquide, la vitesse d'éjection et les forces de friction dans l'air, (3) les fragments anguleux résultent de la fragmentation de verres figés lors d'une éruption phréatomagmatique ou phréatique. Ils proviennent soit d'une phase vitreuse cogénétique fragmentée, soit de la pulvérisation de mésostases anciennes de

coulées ou de dômes préexistants. Notons cependant, que dans bien des éruptions, deux types de verre coexistent. Heiken et Wohletz (1985) ont publié un véritable atlas, montrant la grande diversité des cendres vitreuses. La figure 11.5 (Bardintzeff, 1985a et b) en présente les principales variétés.

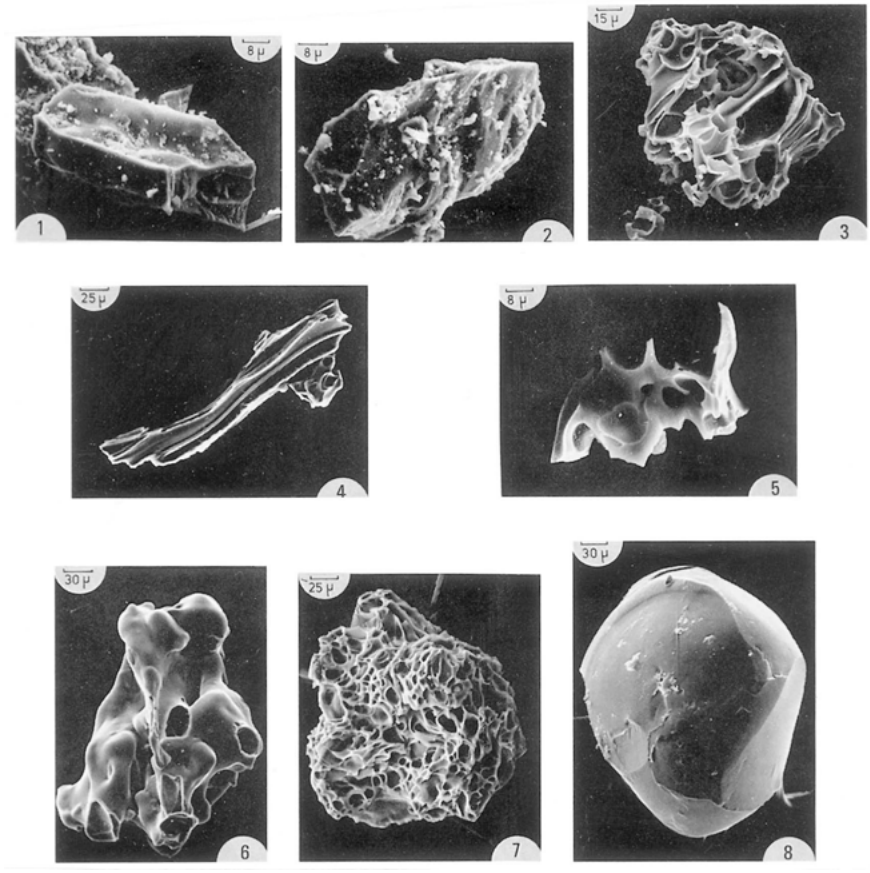


FIGURE 11.5 — Morphoscopie de verres de tephra observés au microscope électronique à balayage (MEB) (photos J.-M. BARDINTZEFF et C. JEHANNO, in BARDINTZEFF, 1985 a et b).

1. Verre anguleux du Santiaguito, Guatemala. 2. Verre anguleux du Merapi, Indonésie. 3, 4 et 5. Verres ponceux et échardes du mont Saint Helens, 1980. Les verres acides sursaturés en eau forment des ponces à cavités nombreuses fines et tubulaires, lorsque le magma est très visqueux mais à une température inférieure à 850 °C ou des échardes (*shards* ; photo 5) pour un magma moins visqueux mais plus chaud (> 850 °C) (IZETT, 1981). 6. Verre « soufflé » de la nuée ardente de 1956 du Bezymianny, Kamtchatka (échantillon G. Bogoyavlenskaya). Cette forme arrondie, à surface lisse, résulte de différences de forces de tension s'exerçant lors de la formation du verre. Le dégazage au sein du magma encore pâteux produit des alvéoles mimant des volcans miniatures. 7. Verre ponceux de la nuée du 30 août 1902 de la montagne Pelée, Martinique (échantillon A. Lacroix, Muséum national d'histoire naturelle). 8. Bille de verre de la nappe de ponce du Pessy, Mont-Dore, Massif central français, témoin d'un refroidissement rapide d'un magma juste saturé en eau, sans phénomène d'ébullition second associé.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Les verres vésiculés, témoins d'un magma neuf, juvénile, correspondent à la fraction « ponce » définie au chapitre 8, § 5 alors que les verres anguleux, dont l'origine reste plus problématique, se rapprochent de la fraction « lithique ». Cette distinction a par ailleurs servi de base à la reconnaissance des matériaux pyroclastiques (Sheridan et Marshall, 1983) et à la classification des nuées ardentes (Bardintzeff, 1985a et b ; chapitre 9, § 2). L'intérêt de cette distinction est immédiat puisque le premier type « ponceux » résulte d'une éruption magmatique, le second « lithique » d'une éruption phréatique (chapitre 10), dont les devenirs et les risques futurs s'avèrent bien différents.

Les verres volcaniques se retrouvent aussi dans le milieu sous-marin (chapitre 10) : écorces de *pillow lavas*, hyaloclastites.

11.3. Les gaz

Les volcans émettent des gaz en grande quantité avant, pendant, et après l'éruption (revue *in* n° spécial *Chemical Geology*, 177, 1-2, 2001). Une quantité importante sort du cratère mais on observe aussi un dégazage diffus des flancs du volcan par des fractures (fumerolles) ou par simple émanation du sol (CO_2 surtout). Le volume du dégazage diffus, bien que difficile à quantifier, semble aussi important que celui du cratère. Les gaz peuvent constituer un risque majeur pour l'homme comme en témoignent les éruptions de Dieng (Java, Indonésie) et de Nyos (Cameroun). Injectés en grande quantité dans la haute atmosphère, ils peuvent modifier sensiblement le climat à l'échelle du globe (chapitre 13).

Certains gaz s'enflamment dès leur émission tels H_2 (flamme bleue) et S_2 (flamme orange). D'autres diffusent dans l'atmosphère en un nuage parfois coloré (SO_2, nuage bleuté), d'autres restent invisibles et présentent un danger maximum pour les populations environnantes.

Leur analyse pose des problèmes techniques (danger d'approche, risque de modification des phases gazeuses lors des prélèvements).

Les gaz volcaniques résultent de la combinaison moléculaire d'un nombre restreint d'éléments majeurs (H, C, O, S, Cl, F, N) avec des gaz rares et des composants métalliques en quantité mineure. Les constituants des gaz volcaniques sont : H_2O, 70 à 99% (exceptionnellement 50%), puis en quantité variable et décroissante : CO_2, SO_2, H_2S, CO, COS, CH_4, HCl, HF, H_2, O_2, S_2, N_2, CS_2, SO_3, NH_4, B, Br, des halogénures, des sels métalliques et des terres rares, exceptionnellement SiF4 (tableau 11.1). Le volcan Ol Doinyo Lengai, qui émet actuellement des carbonatites (chapitre 5, § 6), apparaît bien particulier par ses gaz qui contiennent 70% de CO_2 et seulement 30% de H_2O.

Le Merapi en Indonésie libère chaque jour par son cratère sommital 3 000 tonnes de CO_2, 400 tonnes de SO_2 et de l'ordre de 250 tonnes de HCl et 50 tonnes de HF. L'Etna produit 15 000 tonnes de CO_2 chaque jour par son panache sommital mais cette valeur doit être doublée si l'on tient compte du dégazage diffus par les flancs de l'édifice. Il libère aussi quotidiennement 5 000 tonnes de SO_2 (mais variant de 800 à 25 000 tonnes selon l'activité) et 1 700 tonnes de HCl, auxquels il faut ajouter 2 kg

d'or ! Le Stromboli émet un taux moyen journalier de 400 tonnes de SO_2 (variant de 125 à 2 800 tonnes) (Allard *et al.*, 1991 ; Allard, 1997) et l'Ol Doinyo Lengai 6 000-7 200 tonnes de CO_2. El Chichon a libéré au total 10 millions de tonnes de SO_2 lors de son éruption de 1982 et certaines éruptions d'importance majeure cent fois plus !

Tableau 11.1 — Compositions chimiques (en % molaire) de gaz magmatiques à haute température (*in* Allard, 1983).

	T °C	H_2O	H_2	CO_2	CO, CH_4 COS, CS_2	SO_2	H_2S, S_2
1	1 020	43,2	0,75	40,9	2,45	4,4	
2	1 000	81,0	4,1	1,9	0,05	15,1	
3	1 070	79,0	0,05	4,0	0,07	16,9	0,004
4	900	94,5	0,5	3,0	0,02	2,0	5×10^{-4}

1. Nyiragongo, Rép. dém. du Congo : lac de lave néphélinitique, 1959 (Chaigneau *et al.*, 1960).
2. Etna, Sicile : éruption latérale, hawaiite, avril 1976 (Allard, 1978).
3. Ardoukoba, Afar : éruption fissurale dans le rift d'Assal, basalte tholéiitique, novembre 1978 (Allard *et al.*, 1979).
4. Arenal, Costa Rica : lave visqueuse andésitique, 1979 (Delorme *et al.*, 1981).

Les flux globaux de gaz carbonique émis par l'ensemble des volcans aériens du monde, estimés par les rapports CO_2/SO_2 et les flux de SO_2 sont de 34 ± 24 millions de tonnes $CO_2 \cdot an^{-1}$ par dégazage passif et 31 ± 22 millions de tonnes $CO_2 \cdot an^{-1}$ par éruptions (Williams *et al.*, 1992). Les volcans, qui libèrent en moyenne 4 millions de tonnes de SO_2 par an, dont une partie (0,5-1 million de tonnes) atteint la stratosphère (résultats obtenus par données satellites et forages dans les glaces du Groenland), constituent la source majoritaire de soufre dans l'atmosphère (chapitre 14, § 6). Les productions volcaniques en SO_2 et surtout en CO_2 sont bien inférieures aux rejets humains dans l'atmosphère.

Les gaz, qui fusent à haute température et qui contiennent SO_2 et HCl, s'avèrent les plus intéressants car ils ont un caractère magmatique incontestable. Les températures atteignent 900 °C au Merapi et dépassent 1 000 °C dans la dépression de l'Afar (1 070 °C à l'Ardoukoba et 1 130 °C à l'Erta Ale ; Allard, 1983). À Vulcano, au cratère de La Fossa, les températures des fumerolles montrent des variations importantes, de 100 °C jusqu'à des maxima de 625 °C dans les années 1920 et 675 °C en 1993 (Fig. 11.6). Les gaz à plus basse température ont une origine plus superficielle par recyclage. Le soufre est émis essentiellement sous la forme SO_2 à haute température et sous la forme H_2S à basse température. L'origine de l'eau en particulier (chapitre 4) pose un problème : s'agit-il d'une eau magmatique issue du manteau profond ou d'une eau météorique superficielle, infiltrée puis réémise ? Les variations des rapports isotopiques de l'hydrogène ($^1H/^2H$), du carbone ($^{12}C/^{13}C$), du soufre ($^{32}S/^{33}S/^{34}S/^{35}S$), de l'azote ($^{14}N/^{15}N$) et des gaz rares : hélium ($^3He/^4He$), argon ($^{40}Ar/^{36}Ar$), xénon ($^{129}Xe/^{132}Xe/^{134}Xe/^{136}Xe$), néon ($^{20}Ne/^{21}Ne/^{22}Ne$) et krypton ($^{86}Kr$) peuvent refléter l'activité volcanique.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

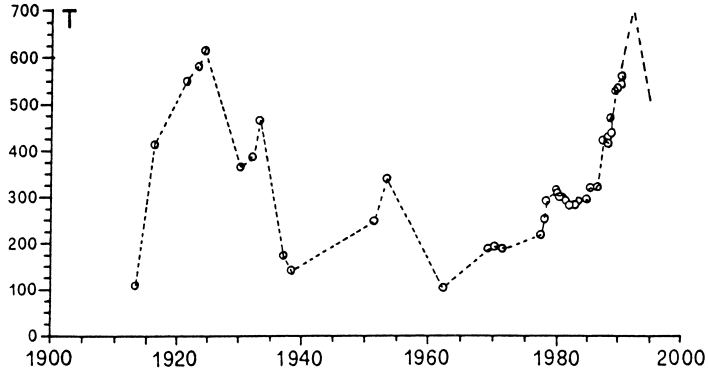


FIGURE 11.6 — **Variations des températures maximales de gaz relevées au cratère de La Fossa à Vulcano au cours du XX^e siècle (d'après BARBERI *et al.*, 1991, complété).**

L'analyse de certains éléments (N_2, He, Ar) permet de mettre en évidence quatre pôles, qui interviennent dans l'origine des gaz volcaniques: météorique, magmatique (essentiellement andésitique), mantellique et crustal (Giggenbach, 1996; Fig. 11.7).

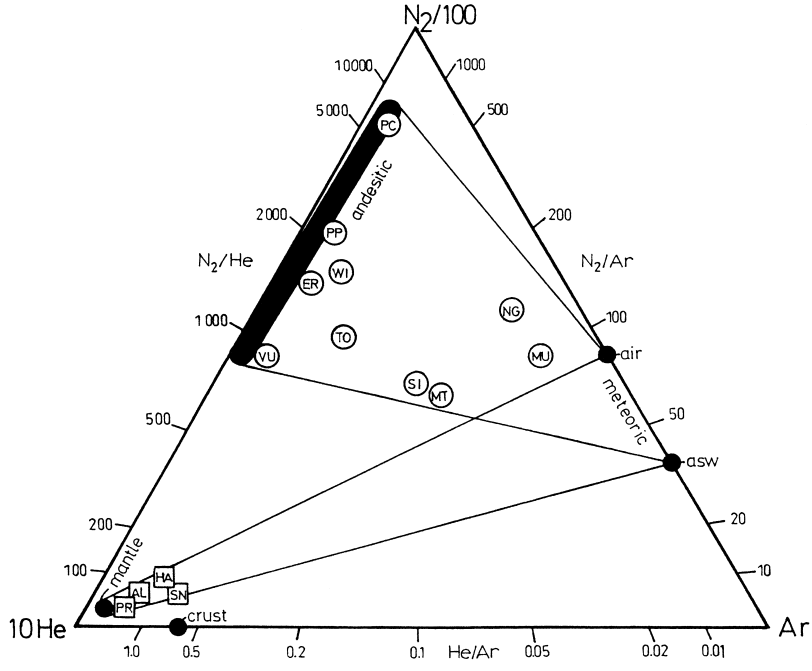


FIGURE 11.7 — **Compositions de gaz volcaniques reportés dans un triangle $N_2/100$ – 10 He – Ar.**

Quatre pôles sont mis en évidence : météorique (MU = mont Usu), magmatique (essentiellement andésitique ; ER = El Ruiz (Nevado) ; VU = Vulcano), mantellique (PR = ride médio-atlantique) et crustal ; asw = *air-saturated water* (ou *ground water*) = eau de surface en équilibre avec l'air (GIGGENBACH, 1996).

Les analyses chimiques des gaz peuvent parfois être interprétées en terme de prévision. Il s'agit parfois de la seule approche possible en cours de phase éruptive, avant que le volcan n'émette (ou pas !) des produits liquides ou solides. Des techniques appropriées (COSPEC = COrrelation SPECtrometry, FTIR = Spectrométrie infrarouge à transformées de Fourier) permettent de doser le panache tout en restant éloigné de l'évent. Les rapports molaires tels que CO/CO_2, H_2/H_2O et H_2S/SO_2 apparaissent particulièrement sensibles aux changements des conditions, qui contrôlent l'équilibre thermodynamique des phases gazeuses. Ils permettent également la distinction entre les gaz strictement magmatiques et les émissions hydrothermales. Juste avant l'éruption, on note une augmentation nette des rapports S/C, SO_2/CO_2, S/Cl ainsi que de la teneur totale en HCl. Dans le même temps, la valeur du rapport He/CO_2 décroît. Les distributions du ^{13}C entre CO_2 et CH_4, du deutérium (^2H) entre H_2 et H_2O et du ^{34}S entre H_2S et SO_2 jouent le rôle d'indicateur de température.

Les gaz laissent des dépôts solides, appelés sublimés, très variés par leur composition et leurs belles couleurs. À Vulcano, coexistent soufre natif, alun (sulfate de Al et K), halite, gypse, réalgar, pyrite, salmiac (NH_4Cl — réaction entre HCl et NH_3), sulfosels de Pb et Bi, barberiite ($NH_4\ BF_4$) ; ailleurs on observe aussi l'anhydrite ainsi qu'une grande variété de zéolites. Ces minéraux tapissent parfois les parois de cavités appelées géodes.

On retrouve des traces de ces gaz volcaniques dans les inclusions fluides (eau « salée », CO_2, NaCl parfois en petits cristaux cubiques) et/ou gazeuses (CO_2, CH_4, N_2, H_2O vapeur) des minéraux. L'état fluide ou gazeux de l'inclusion dépend de la pression qui régnait lors de la cristallisation du minéral hôte.

11.4. Les phases hydrothermales

Des fumerolles sortent tardivement à des températures ne dépassant guère 100 °C. Les mofettes, fumerolles froides (40 °C) de gaz carbonique peuvent être émises longtemps après la fin de l'activité volcanique. Ces gaz, lourds, s'accumulent dans les points bas, telles les célèbres « grottes du chien » (où l'animal, bas sur pattes, risque l'asphyxie).

Les geysers, jets d'eau chaude à l'état liquide et vapeur, jaillissent dans certaines zones volcaniques à intervalles plus ou moins réguliers. Citons ceux, célèbres, d'Islande (30 geysers, mot qui signifie « jaillir » en islandais ; Fig. 11.8), de la Nouvelle-Zélande (20 geysers, région de Wairakei ; le Waimangu, actif entre 1890 et 1940, qui détient le record de hauteur avec 460 m, soit 800 000 litres d'eau toutes les quelques heures), des États-Unis (300 geysers à Yellowstone Park avec « le Vieux Fidèle, the Old Faithful », qui explose toutes les 60-90 mn depuis plus d'un siècle, photo couleur hors texte 24a), du Chili (El Tatio, « l'ancêtre qui pleure ») et du Kamtchatka. Le mécanisme s'explique par l'action combinée de la température et de la pression. En effet, l'eau en profondeur, réchauffée par un flux thermique anormalement élevé,

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

peut atteindre jusqu'à 260 °C sans bouillir, du fait de la pression élevée. Cette eau chaude et légère remonte et se vaporise dès que la pression devient suffisamment basse. Une réaction en chaîne se déclenche, vaporisation et chute de pression se favorisant mutuellement. La vapeur jaillit alors en panache à la surface. Puis le réservoir souterrain doit se remplir et se réchauffer de nouveau avant le jet suivant, d'où l'intermittence observée. Une caméra, introduite dans le conduit du geyser Old Faithful jusqu'à 13 m de profondeur, a permis de visualiser sa géométrie très irrégulière, se rapprochant parfois de celle d'une fissure. Parallèlement, des sondes ont été descendues jusqu'à une profondeur de 22 m pour des mesures *in situ* des variations de pression et de température. À cette profondeur la température est de 118 °C mais elle augmente brusquement jusqu'à 129,5 °C, pendant quelques secondes juste avant l'explosion de la colonne d'eau, ce qui suggère un apport d'eau d'origine encore plus profonde. Au même endroit, la pression augmente régulièrement de 0,55 à 1,35 bars entre deux explosions. Il semble aussi que des bulles de CO_2 se forment (Hutchinson *et al.*, 1997).



Figure 11.8 — Le geyser Strokkur (« la baratte ») à Geysir en Islande jaillit toutes les dix minutes en moyenne.

La gerbe d'eau et de vapeur atteint une quinzaine de mètres de hauteur. Sur ce document, on voit l'instant précis où la bulle d'eau surchauffée, d'un diamètre de 2 m, déborde de l'orifice et éclate en se vaporisant (photo J.-M. Bardintzeff).

Les volcans de boue ne résultent nullement d'un processus magmatique : ils tiennent leur nom de leur activité « explosive » et aussi de leur forme (cône miniature, le plus souvent de quelques dizaines de centimètres ou quelques mètres de haut).

Un millier sont connus dans le monde, essentiellement dans des zones en compression : Italie (Maccalube en Sicile et dans la région de Modène dans les Apennins), Roumanie, Azerbaïdjan, Pakistan (où ils peuvent mesurer plusieurs centaines de mètres de haut), Bangladesh, Myanmar, Trinité-et-Tobago, Barbade. Ils existent en mer aussi (Méditerranée, Atlantique, mer Noire, mer Caspienne). Ils émettent des gaz d'origine profonde, du méthane essentiellement (94-97 % pour Maccalube) qui s'enflamme parfois spontanément mais aussi CO_2, H_2S, O_2, N_2, CO, des gaz rares (Ar, He, Ne, Kr, Xe). Il s'agit parfois simplement de gaz bactériens d'origine peu profonde.

Un important volcan de boue, surnommé « Lusi » (abréviation de Lumpur, qui signifie « boue » en indonésien, et de Sidoarjo) s'est dramatiquement formé le 29 mai 2006 à Sidoarjo à Java en Indonésie, près d'un forage de recherche d'hydrocarbures (Davies *et al.*, 2008). Une immense nappe de boue de plus de 10 km^2 s'étale et, bien que canalisée en partie par des digues de terre de 30 m de hauteur, pollue la rivière Porong puis la mer. Les conséquences écologiques sont désastreuses. Plusieurs dizaines de milliers de personnes ont dû être déplacées.

Le temps de résidence des fluides au sein de l'édifice volcanique peut varier sensiblement : il a été estimé à deux mille ans pour le système hydrothermal actif de la caldeira Valles au Nouveau-Mexique, à partir du volume du réservoir et du taux émissif (White *et al.*, 1992).

Les compositions des eaux, qui sourdent des flancs du volcan, se trouvent modifiées par son activité. Un bilan hydrogéochimique s'avère révélateur. Au volcan Arenal (Costa Rica), sur le flanc actif, les apports d'origine magmatique représentent 68 à 92 % des éléments dissous dans les eaux. Ces éléments proviennent d'une mise en solution des incrustations fumerolliennes (NaCl, KCl, Na_2SO_4) et des gaz volcaniques acides (HCl, H_2SO_4), et de l'altération des roches encaissantes (Ca, Mg). Le bilan des transferts en solution, liés à l'activité éruptive est établi à partir de la valeur du débit des sources et de la concentration en espèces dissoutes. Ainsi, les sources du versant inactif libèrent chacune entre 1,1 et 7,1 tonnes d'éléments par jour (70 % de carbonates, 12 % de Ca). Celles du flanc actif transfèrent individuellement entre 10,3 et 77,7 tonnes par jour (42 % de Cl puis carbonates et Na) (tableau 11.2). Les eaux, qui circulent dans une zone volcanique en état d'activité posthume, ou à l'aplomb d'un réservoir magmatique, présentent une minéralisation anormale. À Kos (Grèce), dans la région de Volcania, les eaux, parfois gazeuses, semblent provenir d'une fuite latérale d'un système hydrothermal convectif (Bardintzeff *et al.*, 1989a ; Fig. 11.9 ; tableau 11.2).

La température d'émission ne reflète que partiellement celle de la profondeur. Ainsi à Chaudes-Aigues (Aubrac), les eaux émises à 82 °C proviennent d'un mélange d'une eau profonde à 190 °C avec des eaux de surface (Cailleaux *et al.*, 1976 ; tableau 11.2).

Les eaux thermominérales péri- ou post-volcaniques peuvent être acides ou incrustantes (dépôts de silice, calcaire, sel, etc., photo couleur hors texte 26). Au contraire, certaines possèdent des propriétés curatives bien connues (chapitre 14).

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Tableau 11.2. — Analyses chimiques d'eaux en contexte volcanique.

	T °C	pH	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	Cl^{-}	SO_4^{2-}	TAC
1	23	7,11	0,62	0,16	0,21	0,04	0,10	0,02	0,86
2	39	6,27	4,24	4,60	4,55	0,52	3,85	5,08	5,16
3	68	6,01	13,74	11,64	4,60	0,47	9,00	18,72	2,45
4	20,3	2,8	6,56	1,33	5,92	0,40	6,91	9,06	
5	19,4	7,6	5,75	2,76	3,34	0,26	3,39	1,54	6,15
6	80	6,33	1,02	0,58	11,0	0,72	2,14	0,20	11,2

1 et 2. Arenal, Costa Rica (Bigot, 1986, modifié) : 1, source Quebrada Platinillo sur le flanc inactif et 2, source Fuente Doris sur le versant actif.
3. Source chaude Carbet l'Échelle, Soufrière de Guadeloupe (d'après Bigot et Hammouya, 1987, modifié).
4 et 5. Puits de la région périvolcanique de Volcania, Kos, Grèce (4, acide et 5, neutre) (Bardintzeff *et al.*, 1989a).
6. Source thermale de Chaudes-Aigues, Aubrac (Cailleaux *et al.*, 1976).
Les concentrations sont exprimées en milli-équivalents (= millimoles × valence). TAC = « alcalinité » = titre alcalimétrique complet = $H_2CO_3 + HCO_3^- + CO_3^{2-}$; le TAC s'assimile à HCO_3^- pour des pH neutres et à H_2CO_3 pour des pH acides de l'ordre de 2.

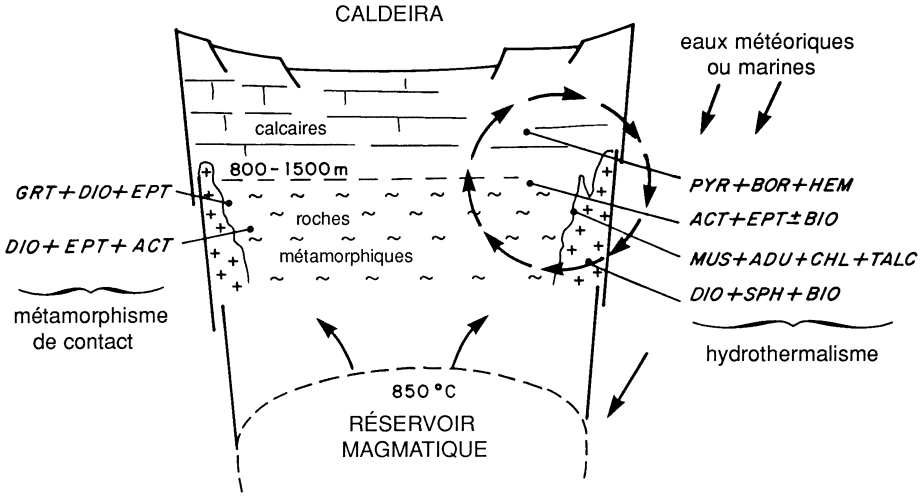


Figure 11.9 — Le système hydrothermal convectif de la région de Volcania, île de Kos, Grèce (Dalabakis, 1987 ; Bardintzeff *et al.*, 1989a).

Les flèches indiquent les voies de percolation des fluides. Paragenèse métamorphique et hydrothermale : ACT = actinote, ADU = adulaire, BIO = biotite, BOR = bornite, CHL = chlorite, DIO = diopside, EPT = épidote, GRT = grenat, HEM = hématite, MUS = muscovite, PYR = pyrite, SPH = sphène.

Des lacs de cratère (photo couleur 27) présentent des particularités de température ou de composition, liées au volcanisme (revue *in* Delmelle et Bernard, 1994 ; Pasternak et Varekamp, 1997 ; Bardintzeff *et al.*, 2000 ; Delmelle *et al.*, 2000 ; Marini *et al.*, 2003 ; n° spéciaux *J. Volc. Geoth. Res.*, 97, 1-4, 2000 et 178, 2, 2008).

Ils sont remplis d'eau de pluie enrichie en ions par des gaz et des sources chaudes. Certains lacs contiennent des acides (sulfurique essentiellement) en quantité : Poas au Costa Rica, Pinatubo aux Philippines (pH = 1,2), Kawah Idjen à Java en Indonésie (75 000 ppm SO_4^{2-}, 25 000 ppm Cl^-, pH = 0,15, proche de la normalité). Inversement, le lac du Kelut en Indonésie contient des chlorures de Na et K ou des sulfates de Ca et Mg en proportions variables et son pH de 5,5-6,5 est assez proche de la neutralité car les cations compensent les anions. Le Kelimutu à Flores, également en Indonésie, possède deux lacs jumeaux, l'un vert jade et l'autre rouge brique car les fumerolles sous-lacustres, différentes, oxydent le second lac et pas le premier, ainsi qu'un troisième lac noir. D'autres lacs contiennent simplement de l'eau à haute température (82 °C à la Soufrière de Saint-Vincent, chapitre 9, §1 ; presque 100 °C à « Boiling Lake » en Dominique), ou de la boue (Soufrière de Sainte-Lucie) (Fig. 11.10).

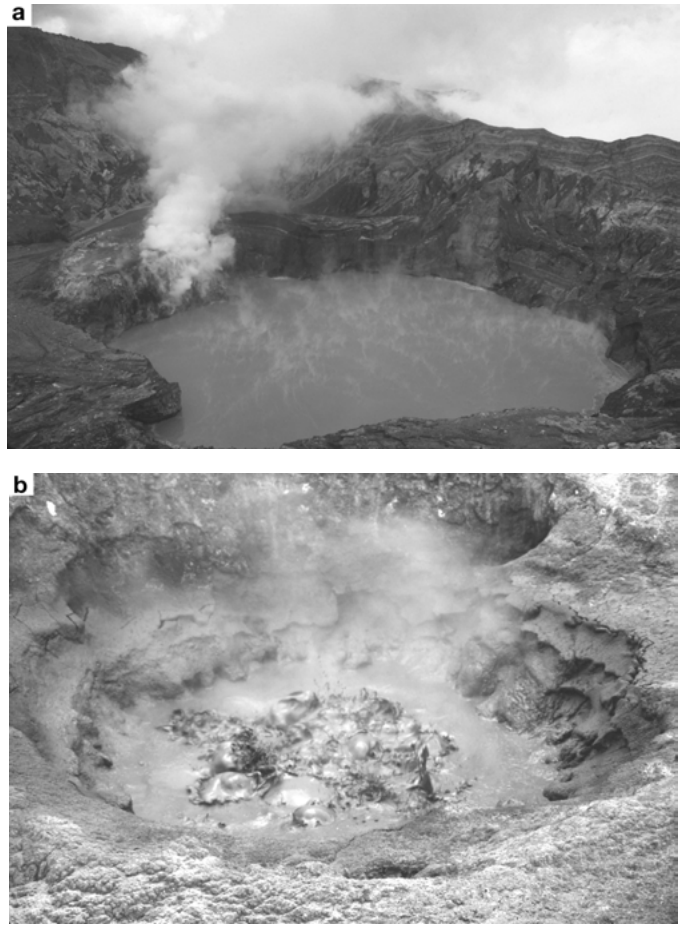


Figure 11.10 — (a) Le lac du cratère du Poas au Costa Rica renferme de l'acide sulfurique en quantité. (b) Marmite de boue à la Soufrière de Sainte-Lucie, Antilles (photos J.-M. Bardintzeff).

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

12 Les volcans du monde dans leur contexte géodynamique

« La Terre est très belle, avec sa riche palette de couleurs. Elle est entourée d'une auréole bleu pâle... Soudain je me suis surpris à penser que, quelque part en bas, se dressait le Kilimandjaro. »
Youri Gagarine *de Vostok 1, Les chemins du cosmos*

12.1. Des volcans bien différents

Simkin et Siebert (1994) recensent dans le monde (sur les continents) 1 511 volcans actifs lors des 10 000 dernières années (chiffre augmenté depuis à 1546, *Global Volcanism Program*) ; on y dénombre en moyenne une quarantaine d'éruptions par an, pour moitié en Asie. Les volcans sous-marins sont beaucoup plus nombreux.

La variété du volcanisme résulte en partie de la situation des édifices relativement au contexte géodynamique. Les zones de frontière de plaques apparaissent comme une localisation privilégiée des volcans, bien que certains aient une position intra-plaque (Fig. 12.1).

La tectonique influe directement sur la mise en place des magmas (chapitre 6, § 1). En effet, le liquide magmatique monte à la faveur de fractures, résultant elles-mêmes des différences de contraintes dans la lithosphère. L'orientation et le module des vecteurs $\sigma 1$ (compression maximale), $\sigma 2$ et $\sigma 3$ (compression minimale) conditionnent le cheminement du magma selon que le contexte est divergent, passif ou convergent (Fig. 12.2). Les fractures verticales ou subverticales ont davantage de chances de se produire si $\sigma 3$ est horizontal, $\sigma 1$ étant vertical ou horizontal. Une fois la roche fracturée, le magma ne monte que si sa pression hydrostatique est supérieure à $\sigma 3$. Dans le cas d'une faille chevauchante, le magma peut migrer subhorizontalement en formant des sills. La migration verticale reste alors faible sauf si des inhomogénéités existent au sein de la croûte.

La fusion partielle du manteau (chapitre 1) peut résulter de trois processus différents : (1) une montée sous forme d'un *panache* ou *diapyr thermique* au niveau des dorsales océaniques, à une température de l'ordre de 1 200 °C, accompagnée d'une baisse de pression, (2) une anomalie thermique locale à l'échelle de la planète, appelée *point chaud* à 1 200 °C, (3) la présence d'eau au niveau des zones de subduction abaissant le point de fusion à 1 000 °C environ. Du taux de fusion mantellique dépend la qualité du magma primaire. Ensuite chaque magma est susceptible d'évoluer en fonction des différents paramètres thermodynamiques (chapitre 3). Il en résulte diverses séries magmatiques : tholéiitique, calco-alcaline et alcaline, différentes chimiquement, en particulier par leur teneur en alcalins (Fig. 12.3).

Il existe certaines corrélations entre le type de série pétrographique et le contexte géodynamique. Ce qui demeure vrai aujourd'hui devait l'être dans le passé. Ainsi le paléovolcanisme (étude des volcans anciens) peut-il aider à des reconstitutions paléogéographiques et paléogéodynamiques (mise en évidence d'une subduction ancienne par exemple). Il convient cependant de demeurer extrêmement prudent.

Ainsi on retrouve :

- en contexte d'ouverture océanique, la série tholéiitique faiblement différenciée. Les séries alcalines ou transitionnelles (intermédiaires entre alcaline et tholéiitique) caractérisent les stades précoces ;
- en contexte de subduction, la série andésitique (calco-alcaline) et/ou tholéiitique. La première domine dans les marges continentales, la seconde dans les arcs insulaires ;
- en contexte de collision, le volcanisme, plus rare, existe cependant, montrant des affinités variées (calco-alcaline souvent enrichie en K ; plus rarement alcaline voire tholéiitique transitionnelle) ;
- en contexte intraplaque, la série alcaline typique peut être précédée par la série transitionnelle voire tholéiitique résultant d'un taux supérieur de fusion partielle du manteau ;
- en outre, en contexte continental (intraplaque ou subduction), la croûte peut fondre partiellement à l'origine d'une série anatectique acide (rhyolite).

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

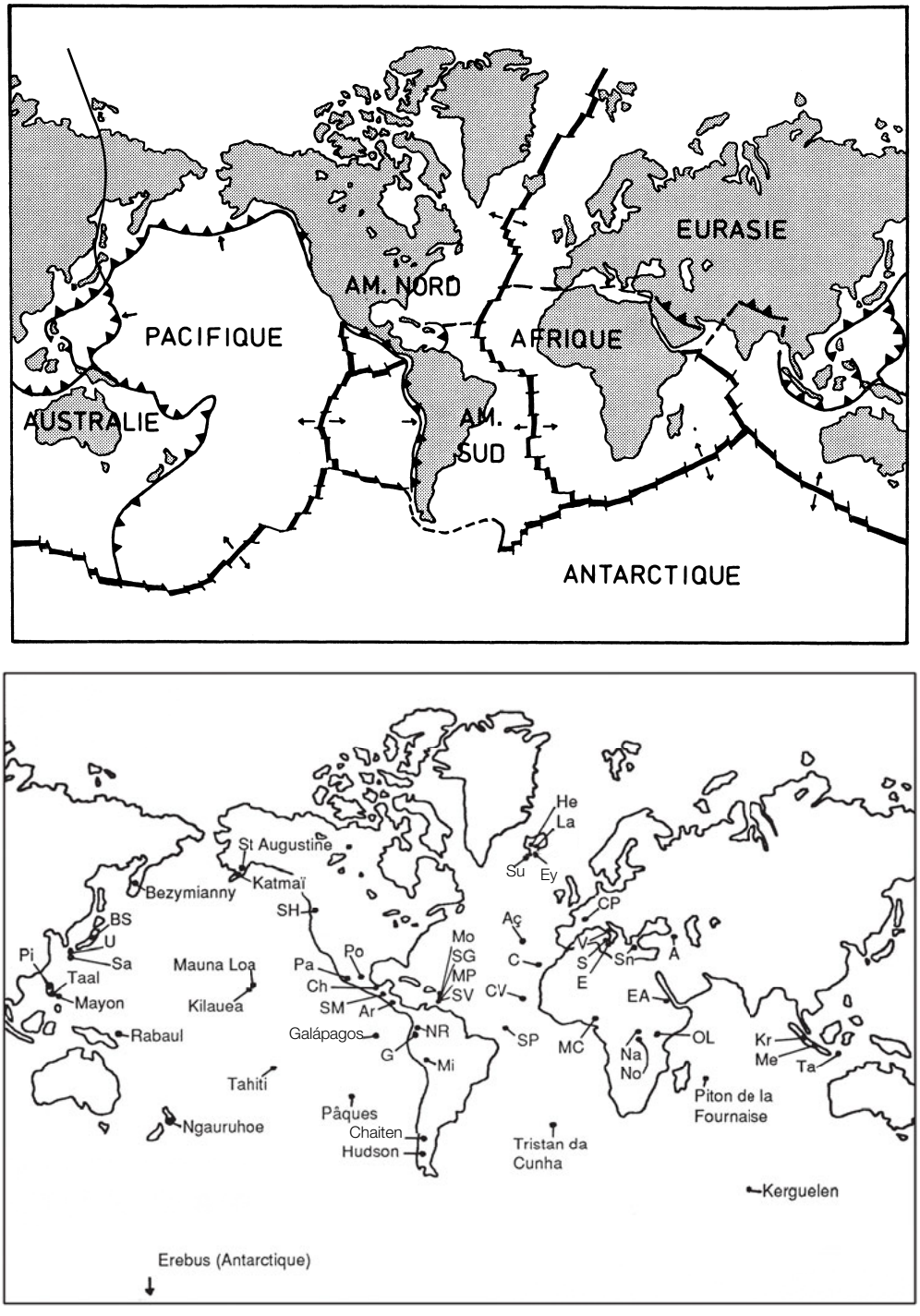


FIGURE 12.1 — **(Voir légende ci-contre.)**

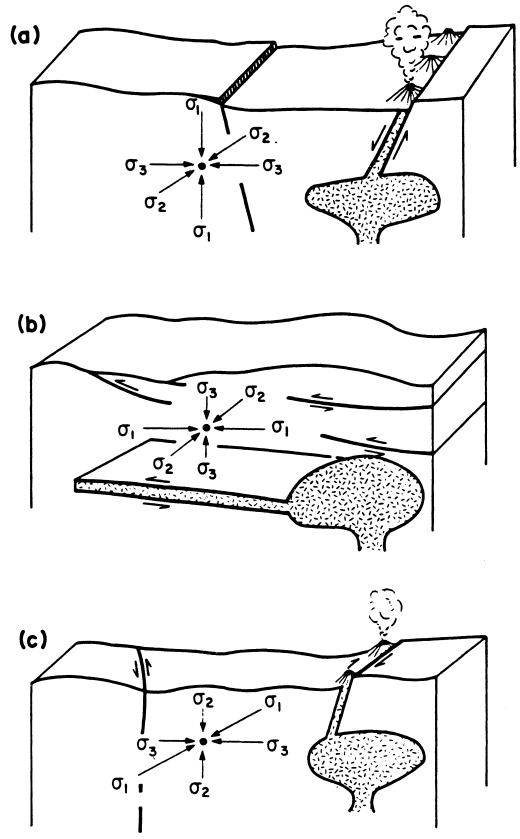


FIGURE 12.2 — **Représentation schématique du cheminement du magma en fonction du contexte tectonique (CAS et WRIGHT, 1988).**

(a) Faille normale, (b) faille inverse chevauchante, (c) faille décrochante.

← **FIGURE 12.1 — (a) Les sept principales plaques lithosphériques du globe.**

Les dorsales médio-océaniques sont représentées par un trait épais, les zones de subduction par des triangles et le sens de déplacement des plaques par des flèches (*in* BARDINTZEFF, 1986).

(b) Localisation de cinquante-sept volcans ou régions volcaniques.

Les volcans du monde sont principalement localisés au niveau des zones de subduction (Cercle de Feu du Pacifique et arcs insulaires) et d'écartement (Islande). Certains se situent en position intraplaque océanique (Mauna Loa) ou continentale (mont Cameroun).

A = Ararat, Aç = Açores, Ar = Arenal, BS = Bandai San, C = Canaries, Ch = Chichon, CP = chaîne des Puys, CV = Cap-Vert, E = Etna, EA = Erta Ale, Ey = Eyjafjöll, G = Galeras, He = Hekla, Kr = Krakatoa, La = Laki, MC = mont Cameroun, Me = Merapi, Mi = Misti, Mo = Montserrat (Soufriere Hills), MP = montagne Pelée, Na = Nyamuragira, No = Nyiragongo, NR = Nevado del Ruiz, OL = Ol Doinyo Lengai, Pa = Paricutin, Pi = Pinatubo, Po = Popocatepetl, S = Stromboli, Sa = Sakurajima, SG = Soufrière de Guadeloupe, SH = Saint Helens, SM = Santa-Maria, Sn = Santorin, SP = Saint-Paul, Su = Surtsey, SV = Soufrière de Saint-Vincent, Ta = Tambora, U = Unzen, V = Vésuve.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

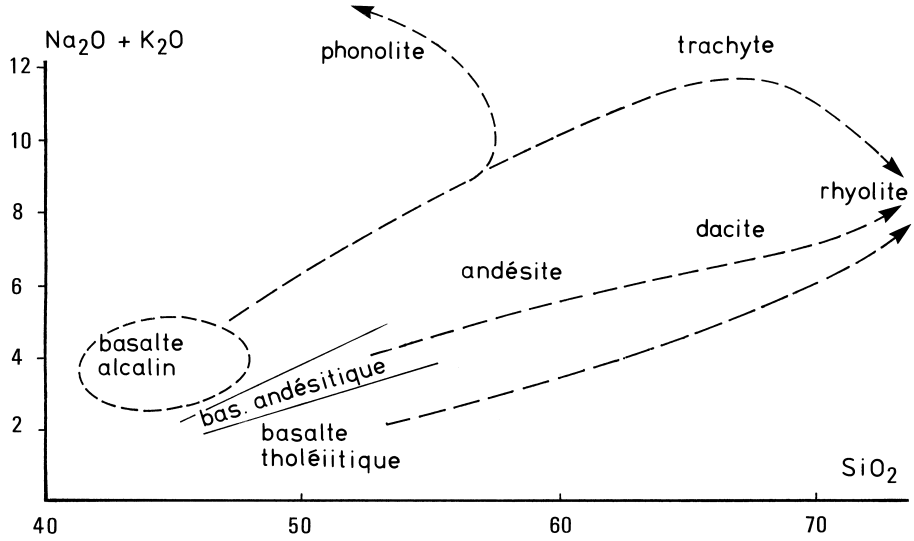


FIGURE 12.3 — **(a) Évolutions chimiques (différenciation) des différentes séries volcaniques (alcaline, andésitique et tholéiitique) reportées dans un diagramme alcalins/silice en % en poids (BARDINTZEFF, 1986).**

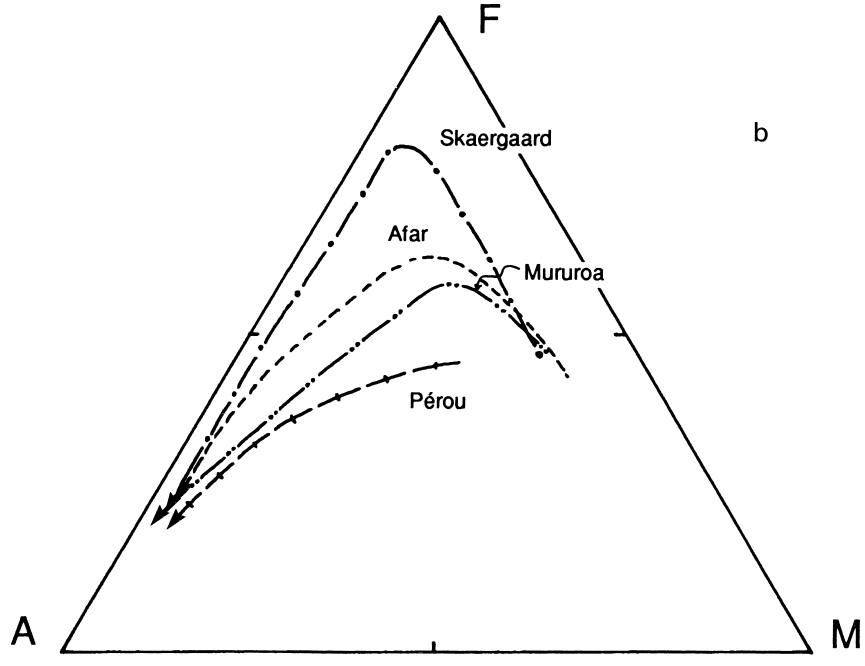


FIGURE 12.3 — **(b) Quelques séries typiques reportées dans un diagramme AFM : A (alcalins) = $Na_2O + K_2O$, F = FeO total + MnO, M = MgO.**

Série tholéiitique du Skaergaard, Groenland (évolution du liquide obtenue par calculs théoriques ; Carmichael *et al.*, 1974) ; série transitionnelle de l'Afar (Treuil et Varet, 1973) ; série andésitique Miocène du Pérou (LEFÈVRE, 1979) ; série alcaline intraplaque océanique de Mururoa (BARDINTZEFF *et al.*, 1986).

12.2. TRAPP, DORSALE ET OUVERTURE OCÉANIQUE

Les lieux de distension sont particulièrement favorables au volcanisme. Le phénomène, souvent initialisé par une anomalie thermique positive en contexte continental (panache, point chaud, ce chapitre, § 5), débute par un bombement, suivi par la formation d'un rift et des effondrements associés (graben). En fait, selon le moteur de l'extension, on distingue deux grands types de rift. (1) Ceux résultant de l'ascension d'un point chaud (§ 12.5) sont dits « actifs », caractérisés par la succession : bombement topographique et volcanisme, extension, sédimentation. (2) Ceux résultant des forces de distension, en particulier aux frontières des plaques sont appelés « passifs » ; on y observe alors d'abord extension et sédimentation puis soulèvement et volcanisme (Merle *et al.*,1998 ; n° spécial *Lithos*, 101, 1-2, 2008).

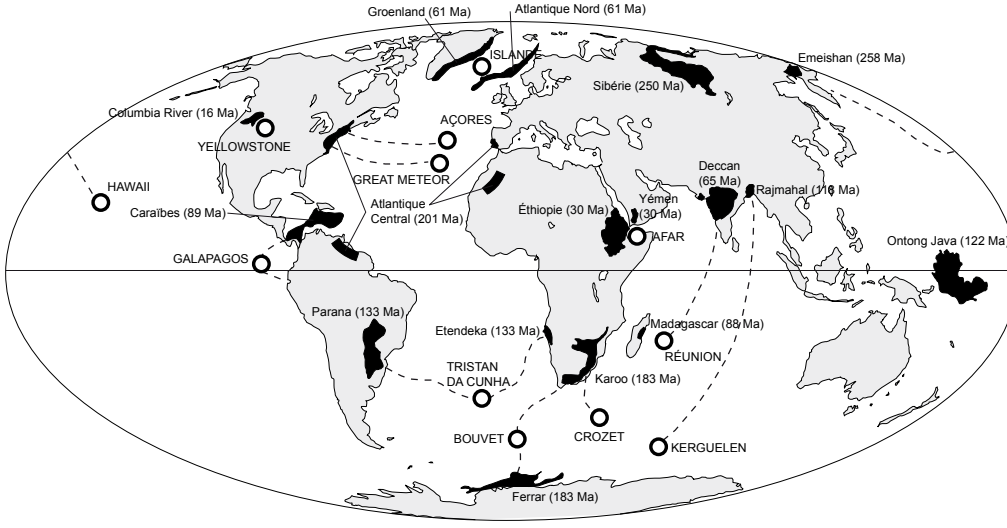


FIGURE 12.4 — Les grandes provinces magmatiques (trapps et plateaux océaniques ; âges en milllions d'années).

Les cercles représentent les emplacements des points chauds actuels associés (modifié d'après RICHARDS *et al.*, 1989 ; COFFIN et ELDHOLM, 1993 ; COURTILLOT, 1995 ; COURTILLOT et RENNE, 2003).

De tels rifts sont bien connus en Europe : Limagne, fossé rhénan et dépression de Hesse avec les volcans du Kaiserstuhl et du Vogelsberg, fossé bohémien avec le volcan Eger (Fig. 12.11). Ils se seraient formés dès le Jurassique, en liaison avec l'ouverture de l'Atlantique nord, puis développés durant l'ère Tertiaire, à une distance de 100-150 km du front des Alpes, avec un volcanisme alcalin à très alcalin associé.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Les grandes provinces magmatiques basaltiques (LIP = *Large Igneous Province*), d'un volume initial moyen (avant érosion) de 2,5 millions de km^3 et de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, résultent de l'activité de panaches / points chauds en contexte d'ouverture. Il s'agit des trapps (CFB = *Continental Flood Basalts*) sur les continents et leurs équivalents sous-marins les plateaux océaniques (OP, tels ceux de Ontong Java dans l'océan Pacifique mis en place en deux phases datées à 122 Ma et 90 Ma, de Kerguelen dans l'océan Indien, de Caraïbe-Colombie dans l'océan Atlantique) (revue *in* Storey *et al.*, 1992 ; Courtillot et Renne, 2003 ; Bryan *et al.*, 2010 ; n° spécial *Lithos*, 79, 3-4, 2005). On connaît des trapps à Emeishan en Chine (258 Ma), en Sibérie (250 Ma), dans la province atlantique centrale (Brésil, Afrique, Europe, Amérique du Nord ; 201 Ma), au Karoo, Afrique du Sud et à Ferrar dans l'Antarctique (183 Ma), au Parana, Brésil et dans l'Etendeka, Namibie (133 Ma), dans le Deccan en Inde (65 Ma), dans la province tertiaire nord atlantique (Groenland, Spitzberg, Jan Mayen ; 61 Ma), en Éthiopie-Somalie-Yemen de part et d'autre de la déchirure de la mer Rouge (30 Ma), à Columbia River dans l'ouest des États-Unis (Washington, Oregon, Idaho ; 16 Ma) (Fig. 12.4). Les trapps du Deccan, dans l'Ouest de l'Inde correspondent à un volume de 2 millions de km^3, soit plus de 3 km d'épaisseur sur un territoire actuel grand comme la France (auxquels il faut ajouter une importante quantité sous la mer, sans oublier toutes les roches érodées), épanchés en moins d'un million d'années (Chenet *et al.*, 2009).

Certains rifts avortent alors que d'autres continuent à s'ouvrir, de façon souvent dissymétrique, parfois jusqu'au stade océan. Alors que la Limagne correspond au premier cas, la mer Rouge entre dans le second, le Rift est-africain demeurant pour l'instant à un stade intermédiaire. Si l'évolution continue, la croûte continentale de plus en plus amincie se fracture complètement et fait place à une croûte océanique (océanisation). L'ensemble des dorsales médio-océaniques constitue une chaîne volcanique quasi continue de 60 000 km de long, émergeant parfois (Islande, §12.5). Chaque année, 21 km^3 de magma (18 km^3 de plutons et 3 km^3 de lave) s'y mettent en place, créant de la croûte océanique nouvelle. Les océans s'ouvrent à la vitesse de quelques centimètres par an (2 cm pour les dorsales lentes de type Atlantique, à 16 cm pour les dorsales les plus rapides de type Pacifique). Leur plancher est constitué de basalte tholéiitique (tholéiite). Après une durée de vie moyenne de 200 millions d'années, ils disparaissent par fermeture. Certains morceaux de la croûte océanique échappent parfois à la subduction (§ 12.3) et chevauche alors la croûte continentale par « obduction ». On en retrouve des témoins sous forme d'ophiolites incorporées tectoniquement aux chaînes de montagnes. Ainsi la nappe ophiolitique de Semail en Oman, expose en plein désert, sur près de 500 km de long, un gigantesque fragment de l'océan mésozoïque Téthysien.

L'exemple de la dépression de l'Afar (Éthiopie et Djibouti) permet de suivre l'évolution du volcanisme au cours des différentes étapes (Fig. 12.5). Ici, trois axes majeurs se rencontrent : le Rift est-africain, la mer Rouge et la dorsale de Carlsberg de l'océan Indien, « émergeant » au niveau du golfe d'Aden (région de Tadjourah). La première phase, liée au bombement de la croûte et à la remontée de l'asthénosphère, débute il y a environ 45 Ma. Elle induit un volcanisme fissural donnant les basaltes éthiopiens (phase majeure à 30 Ma). Ensuite le bombement continue,

associé à un effondrement, créant un rift, comparable au Rift est-africain actuel (qui produit des laves fortement sous-saturées). Enfin dans le stade de l'Afar actuel, il n'y a plus du tout de volcanisme continental mais production de tholéiite à olivine, d'affinité océanique. Il s'agit en fait, dans le cas de l'Afar, de basalte transitionnel, intermédiaire entre les tholéiites océaniques typiques et les basaltes alcalins. L'éruption de l'Ardoukoba dans la république de Djibouti, le 7 novembre 1978, et la crise volcano-sismique associée, se traduisirent par un écartement maximum de 2,40 m, un effondrement du plancher du rift de 70 cm et un relèvement des bordures de 18 cm sur une distance d'au moins 20 km.

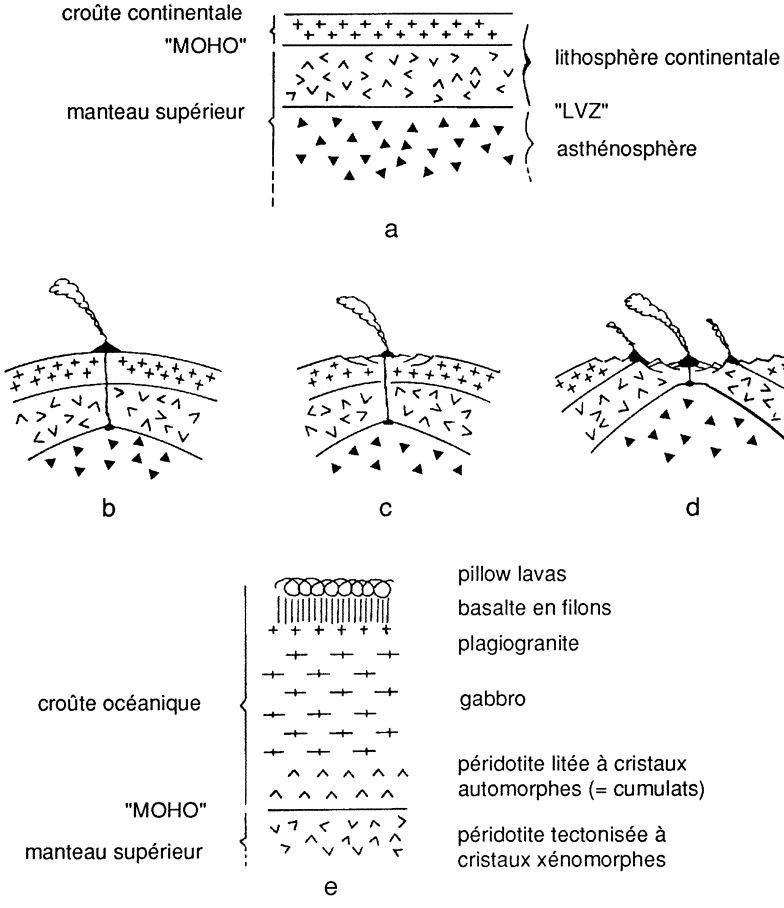


FIGURE 12.5 — Représentation schématique de l'évolution d'un rift (le bombement est exagéré) jusqu'au stade océan.

(a) Lithosphère continentale. (b) Remontée de l'asthénosphère, bombement de la croûte et volcanisme fissural. (c) Bombement et effondrement : rift continental. Les failles s'incurvent en profondeur (faille listrique en forme de cuillère) en raison de la ductilité de la croûte inférieure. (d) Ouverture océanique et formation de croûte océanique. (e) Coupe schématique de la croûte océanique.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Dans cette même région, un épisode magmatique s'est produit en septembre 2005, qui correspond à la mise en place d'un important dyke dans la partie nord du rift de Manda Hararo en Éthiopie. Les épaules du rift ont été soulevées et écartées, provoquant une dépression par subsidence d'environ 65 km de long. Le dyke, colossal, s'est injecté sur cette longueur, dans une ouverture de 4-5 m de large, sur environ 10 km de hauteur, ce qui représente un énorme volume de lave de 1.5 à 2 km^3. Au-dessus du dyke, des failles normales ont glissé verticalement de 3 m en moyenne. Ensuite, une douzaine d'intrusions de moindre ampleur ont été mises en place, avec une périodicité de 3 à 4 mois (Grandin *et al.*, 2009).

La crise sismo-magmatique enregistrée dans le rift est-africain (rift Natron en Tanzanie) en juillet-août 2007 résulte d'une injection de magma en profondeur sous forme de dyke (« dyking »), liée à une faille normale. Ce type de crise brève résulte de tensions accumulées pendant des dizaines d'années et contribue au développement du rift (Calais *et al.*, 2008).

La constitution stratigraphique de la croûte océanique est assez bien connue grâce à de grandes zones de fractures et aussi par le cas particulier du banc de Gorringe, vaste panneau de vieille lithosphère océanique jurassique, situé au large du Portugal. De nombreuses plongées en submersibles ont permis l'observation directe de ces structures. La croûte océanique est constituée de basaltes tholéiitiques en pillow lavas (Fig. 10.7) associés à des sédiments pélagiques et contenant des gisements de sulfures polymétalliques d'origine hydrothermale. Ils surmontent gabbros et péridotites (Fig. 12.5e) (revue *in* Juteau et Maury, 2008). Rappelons que le massif grenu du Skaergaard au Groenland (chapitre 2, § 2), chambre magmatique figée datant de l'ouverture de l'Atlantique nord, a un chimisme tholéiitique et une constitution pétrographique, qui rappellent ceux de la croûte océanique.

Les basaltes océaniques, par l'action combinée de la température élevée et de la circulation de fluides, se métamorphisent *pro parte* en spilites (les plagioclases se transforment en albite). Les spilites, encore minoritaires dans la croûte océanique, deviennent majoritaires dans les ophiolites.

Du point de vue chimique, les tholéiites océaniques (tholéiites à olivine) apparaissent équilibrées en silice et pauvres en alcalins (tableau 12.1). La différenciation, faible en volume, montre un enrichissement en fer très net au niveau des termes intermédiaires (Fig. 12.3b). Ceci résulte d'une cristallisation tardive des minéraux opaques, titanomagnétites essentiellement, en relation avec une fugacité d'oxygène faible.

Les volcans des dorsales restent la plupart du temps sous-marins à l'exception de quelques îles (Islande) et se caractérisent, pour la très grande majorité d'entre eux, par leur activité lavique.

Tableau 12.1 — Analyses chimiques et normes CIPW de roches volcaniques issues de différents contextes géodynamiques. P.F. = perte au feu = $H_2O^+ + H_2O^-$; (*) signifie que l'ensemble du fer a été analysé sous forme de FeO ; normes calculées avec $Fe^{3+}/(Fe^{2+} + Fe^{3+})$ égal à 0,15.

	1	2	3	4	5	6
Analyse en % en poids d'oxydes						
SiO_2	50,67	45,67	59,61	49,44	43,26	60,00
TiO_2	1,28	3,06	0,85	0,77	4,00	0,20
Al_2O_3	15,45	10,80	16,67	19,02	12,83	18,95
Fe_2O_3	0	10,25	3,65	5,10	4,38	1,40
FeO	*9,67	8,42	2,48	5,40	8,61	0,45
MnO		0,19	0,10	0,20		0,20
MgO	9,05	5,56	3,00	4,44	9,83	0,40
CaO	11,72	9,35	5,53	11,10	12,74	1,80
Na_2O	2,51	3,30	3,95	2,08	2,39	8,90
K_2O	0,15	1,35	2,67	0,52	1,48	6,10
P_2O_5	0,20	0,46	0,32	0,12	0,54	
P.F.		1,49		1,01	0,29	1,53
total	99,50	99,90	98,83	99,20	100,35	99,93
Norme CIPW						
quartz	0	0	9,05	2,09	0	0
orthose	0,89	7,98	15,78	3,07	8,75	36,05
albite	21,24	21,84	33,42	17,60	3,21	36,36
anorthite	30,45	10,67	19,87	41,03	19,91	0
néphéline	0	3,30	0	0	9,21	14,71
clinopyroxène						
* Ca	11,07	13,78	2,37	5,57	16,75	3,54
* Mg	6,87	5,62	1,20	2,51	10,73	1,00
* Fe	3,55	8,28	1,12	3,02	4,93	2,71
orthopyroxène						
* Mg	10,45	0	6,27	8,55	0	0
* Fe	5,39	0	5,87	10,29	0	0
olivine						
* Mg	3,66	5,77	0	0	9,64	0
* Fe	2,08	9,37	0	0	4,89	0
magnétite	2,34	4,26	1,39	2,41	3,03	0
ilménite	2,43	5,81	1,61	1,46	7,60	0,38
apatite	0,44	1,01	0,70	0,26	1,18	0
wollastonite						0,19
aegyrine						0,82
métasilicate de Na						2,53

1. Basalte (tholéiite à olivine) de la croûte océanique (moyenne de 155 analyses de verres de l'Atlantique ; *in* Best, 1982). 2. Ferrobasalte de la série tholéiitique transitionnelle de Boina, Afar. Notez l'enrichissement en fer (Barberi *et al*., 1975). 3. Moyenne de 40 andésites du Pérou (Lefèvre, 1973). 4. Tholéiite à quartz d'arc de l'île d'Erromango aux Nouvelles-Hébrides, Vanuatu (Marcelot *et al*., 1979). 5. Basanite du Mont-Dore (Brousse, 1961). 6. Phonolite du Mont-Dore (Brousse, 1961). La présence d'aegyrine et de métasilicate de sodium à la norme prouve le caractère agpaïtique (Na + K > Al) de cette lave. Voir aussi les tableaux 1.1 (basalte alcalin de Mururoa en contexte intraplaque océanique), 3.2 (chaîne des Puys, série alcaline saturée en contexte intraplaque continental distensif), 5.1 et 5.3 (roches du Guatemala et de Saint-Vincent en contexte de subduction).

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

12.3. Subduction, marge continentale et arc insulaire

Lors d'une subduction, une lithosphère océanique plonge sous une lithosphère continentale (marge continentale active) ou océanique (arc insulaire). Cette convergence n'interdit pas une distension. À ce niveau, les nombreuses variations des conditions (augmentation du flux de chaleur, apport de sédiments hydratés, etc.) induisent un magmatisme (plutonisme et volcanisme) important. Ce volcanisme, souvent explosif et dangereux, concerne le Cercle de Feu du Pacifique (marges continentales d'Amérique du Nord et du Sud ; arcs insulaires des Philippines, des Nouvelles-Hébrides, etc. ; cas intermédiaire du Japon ; Fig. 12.6 ; photo couleur hors texte 28) ainsi que d'autres arcs insulaires (Caraïbe, Sandwich du Sud dans le sud de l'océan Atlantique, égéen, tyrrhénien et cas intermédiaire de l'Indonésie). Ces différentes zones de subduction diffèrent en fait sensiblement.

Miyashiro (1974) distingue différents types de subductions en fonction de deux critères :

- *La vitesse de subduction.*

Les arcs de type I, jeunes, actifs, se caractérisent par une vitesse de subdution de 8-9 cm par an, une profondeur maximale du plan de Bénioff de 700 km et une fosse océanique de 10-11 km. Les arcs matures (type II) plongent à la vitesse de 3 à 7 cm par an, le plan de Bénioff atteint 200 à 600 km et la fosse océanique associée 4 à 8 km. Enfin les arcs vieux (type III) ont une vitesse faible, inférieure à 3 cm par an, le plan de Bénioff plonge jusqu'à 100-300 km et la fosse reste peu profonde.

- *Le type de lithosphère chevauchante.*

Il convient de distinguer le cas (A) d'une lithosphère chevauchante océanique avec une croûte typique d'une épaisseur inférieure à 8 km, voire intermédiaire d'une épaisseur atteignant 30 km et le cas (B) d'une lithosphère continentale avec une croûte développée (70 km). Dans le premier cas les volcans émergent de l'immensité océanique. Dans le deuxième cas, les énormes édifices perchés sur des hauts plateaux atteignent 5 000 à 7 000 m.

Le chimisme du volcanisme semble directement lié à ces caractéristiques. Dans les arcs de type IA (Mariannes, Tonga, Nouvelles-Hébrides) et IIA (Kermadec) se développe une série tholéiitique d'arc (tholéiite à quartz), les produits calco-alcalins représentant moins de 10 % de l'ensemble. Dans le cas IB (NE Japon), les produits tholéiitiques et calco-alcalins apparaissent en quantité équivalente avec un faible pourcentage de volcanites alcalines. Dans les marges actives typiques (IIB), le chimisme calco-alcalin domine largement, de 60 à 95 % (cas des Andes centrales), associé à un volcanisme alcalin potassique (shoshonite). Les subductions anciennes (III) sont moins bien connues et sujettes à variations. On a vu également que la vitesse de subduction influe directement sur le taux de production magmatique (chapitre 6, § 1).

La discussion a longtemps porté sur la participation relative de la fusion partielle de la croûte plongeante et de celle du manteau chevauchant. Il semble que le manteau chevauchant joue un rôle prépondérant (Fig. 12.6). Deux types assez exceptionnels de roches intermédiaires sont connus en contexte de subduction. Les boninites résultent de la fusion partielle (à un taux de fusion faible) d'un manteau appauvri hydraté et sont donc très magnésiennes (MgO > 8 %, jusqu'à 20 %, pour 52-60 % SiO_2). Les fluides jouent un rôle important. Les boninites des îles Bonin et Mariannes caractérisent le bassin arrière-arc de la mer des Philippines. Les adakites (nom provenant de l'île Adak, Aléoutiennes), bien décrites au mont Saint Helens, proviennent au contraire uniquement de la fusion partielle d'une croûte océanique plongeante jeune et encore chaude (Defant et Drummond, 1990, 1993). Elles ont une composition de dacite et contiennent 56-70 % SiO_2 et sont riches en Al_2O_3 et Na_2O mais pauvres en K_2O. En outre, la croûte continentale de la plaque chevauchante, quand elle existe, peut fondre partiellement et donner un volcanisme d'origine anatectique significatif (ignimbrite rhyolitique).

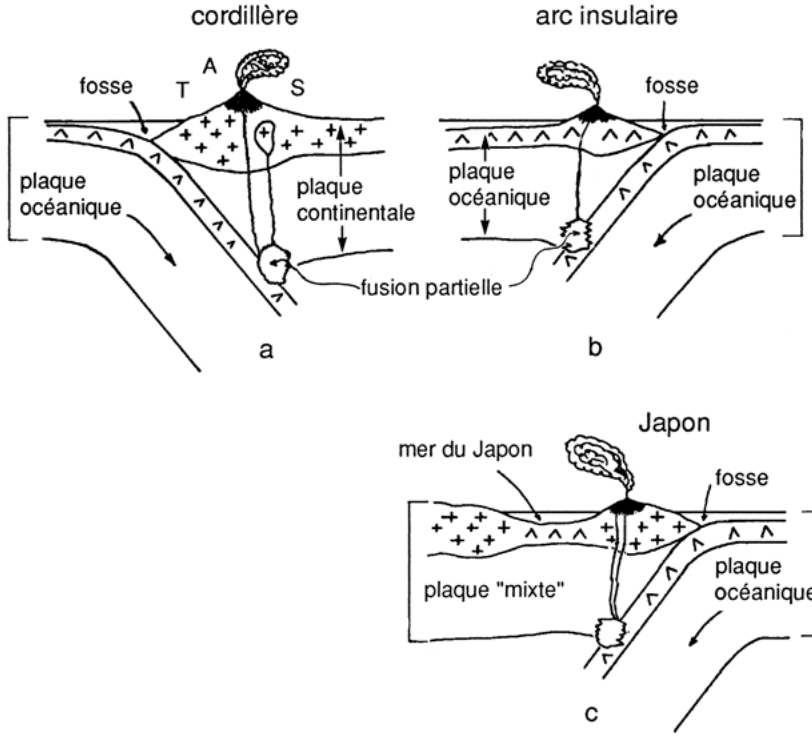


FIGURE 12.6 — Trois types de subduction et volcanisme associé.
(a) Marge active (cordillère). T = tholéiite, A = andésite, S = shoshonite. (b) Arc insulaire. (c) Cas intermédiaire du Japon.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Le volcanisme semble induit entre un et trois millions d'années après la subduction. La fusion partielle, facilitée par les fluides libérés de la plaque plongeante, se produit à une profondeur d'environ 100 km. Le cortège des roches de ce contexte se caractérise chimiquement par la saturation ou la sursaturation en silice, par des teneurs élevées en alumine et faible en Ti, Cr, Ni. Les termes intermédiaires (andésite, dacite) sont abondants, notamment dans la série andésitique. La composition varie transversalement à l'arc avec une augmentation en K_2O (des tholéiites aux andésites puis aux shoshonites ; Fig. 12.6a) corrélativement à celles de l'âge de la subduction et de la profondeur du plan de Bénioff. La richesse en eau, typique de ces magmas, leur confère un caractère hautement explosif. Du point de vue minéralogique, on note la présence systématique d'un pyroxène pauvre en calcium (hypersthène, pigeonite) et celle, en abondance, de phases minérales hydroxylées (amphibole, mica). Les minéraux opaques (magnétites) sont précoces en liaison avec une fugacité d'oxygène et une pression d'eau très élevées.

Les arcs volcaniques ont une forme en ruban avec un rapport longueur/largeur de l'ordre de 10, variant entre 4,1 (Sandwich du Sud) et 21,9 (Izu-Bonin-Mariannes). Les volcans, très nombreux, n'y sont pas régulièrement espacés mais présentent plutôt une distribution spatiale aléatoire (De Bremond d'Ars *et al.*, 1995). Ils présentent, le plus souvent, un dynamisme violemment explosif et doivent leur célébrité aux catastrophes, qu'ils ont produites.

12.4. Collision

Les zones de collision apparaissent *a priori* moins favorables au volcanisme car le phénomène de compression domine. Cependant, il existe dans ce type de contexte géodynamique des zones de distension locale autorisant le passage du magma. L'étude de ce volcanisme apparaît complexe car plusieurs types coexistent et se succèdent, différents selon l'épaisseur de la croûte sous-jacente, la situation dans l'espace (avant ou arrière-pays) et dans le temps (pendant ou après les différentes phases de collision, qui suivent elles-mêmes souvent une subduction).

Les volcans anciens ou actuels de Bulgarie, d'Anatolie turque, d'Iran, du Tibet, se situent dans ce contexte de collision. Il en est de même pour leurs équivalents plutoniques, les granites du cycle alpin des Alpes et de l'Himalaya.

L'exemple de la collision Arabie-Eurasie au niveau du Caucase et l'étude menée à l'occasion du séisme d'Arménie du 7 décembre 1988 (magnitude = 6,8) illustre la relation volcanisme-collision. Il existe des failles conjuguées, en décrochement, orientées à 45° par rapport au sens de poussée et des volcans apparaissent à la faveur de grabens (fossés d'effondrement) disposés dans un sens parallèle à celui de la poussée.

La collision Arabie-Eurasie repousse l'ensemble de l'Anatolie (Turquie) vers l'ouest. Un important volcanisme tertiaire et quaternaire (Cappadoce, mont Ararat, Gölcük) est apparu dans cette région en relation avec la collision (Özdemir *et al.*, 2006, 2007 ; Kheirkhah *et al.*, 2009 ; Elitok *et al.*, 2010). Dans l'Anatolie ouest, l'activité volcanique, de type calco-alcalin, débute fin Oligocène-début Miocène en régime compressif. Le changement relativement brusque, au Miocène

moyen, d'un stade compressif à extensif, induit une évolution progressive vers un volcanisme alcalin. Dans l'Anatolie est, un volcanisme débutant à la fin du Miocène continue quasiment sans interruption jusqu'aux temps historiques. Les types alcalin, calco-alcalin et tholéiitique transitionnel, se succèdent très rapidement, issus du manteau asthénosphérique ou lithosphérique selon les cas ! Les volcans se situent plus particulièrement au niveau de bassins *pull-apart*, ouverts à partir de failles en décrochement. Le volcanisme est daté de 8-6 millions d'années, soit 5 Ma après le début de la remontée du plateau est-anatolien.

Un volcanisme de collision bien caractérisé s'est développé au Paléogène dans une zone située entre la chaîne carpatho-balkanique au nord et la chaîne Dinarides-Hellénides au sud : de la Macédoine (ex-Yougoslavie) aux Rhodopes (dans le sud de la Bulgarie et le nord de la Grèce) jusqu'au nord de la Turquie (Dabovski *et al.*, 1991 ; Yanev *et al.*, 1989 ; Yanev et Bardintzeff, 1997). Cet épisode fait suite à un volcanisme d'arc insulaire Crétacé, lorsque la collision Eurasie-Appulie provoque la fermeture totale de la Tethys et un épaississement de la croûte jusqu'à 50 km au maximum. Les roches magmatiques associées, à tendance calco-alcaline et shoshonitique, émises à partir du Priabonien (37 Ma) et durant l'Oligocène (jusqu'à 30 Ma ; suivi de mise en place de dykes entre 29 et 25 Ma) sont bien visibles dans l'ensemble des Rhodopes. Le volcanisme (90 % en volume) domine largement sur le plutonisme. On trouve des produits acides (dacites, rhyolites) au niveau des Rhodopes centraux là où la croûte atteint une épaisseur de 40-45 km. Dans les Rhodopes orientaux (croûte de 35 km), sont des produits intermédiaires (latites essentiellement et shoshonites, associées à des andésito-basaltes et des andésites) et acides (rhyolites) : on note une bimodalité chimique car les dacites restent exceptionnelles. À cette époque, l'activité volcanique se manifestait souvent sous forme violemment explosive. La grande caldeira rectangulaire (30 × 10 km) de Borovitza y est liée (Yanev *et al.*, 2004 ; Dhont *et al.*, 2008). En alternance, des phases effusives donnaient naissance à des dômes rhyolitiques et des laves autobréchifiées. Une activité hydrothermale importante s'est manifestée (zéolites, argiles bentonites), contemporaine du volcanisme ou postérieurement à celui-ci et de grands gisements métallogéniques (Pb, Zn, Cu, Ag, U, Au) y sont associés.

Il convient d'insister sur les variations du magmatisme au cours du relais entre la fin de la subduction et le début de la collision. En général trois stades se succèdent. (1) Une fois la subduction terminée, le volcanisme calco-alcalin se manifeste encore pendant plusieurs dizaines de millions d'années. (2) Ensuite, le magma prend un caractère potassique marqué, sans que l'on sache précisément les rôles respectifs de la contamination par la croûte continentale, de la fusion partielle de celle-ci et de l'apport chimique de la lithosphère sous-crustale sous l'effet des fluides (métasomatose). (3) Enfin, un volcanisme alcalin voire tholéiitique se manifeste, témoignant d'un contexte distensif. Comme on l'a vu pour l'Anatolie et les Rhodopes, ce modèle général reste susceptible de modifications.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

12.5. Points chauds et volcanisme intraplaque

Certains volcans occupent une position originale en situation intraplaque, continentale ou océanique. Paradoxalement, il en existe davantage au milieu des océans qu'au sein des continents, probablement parce que la croûte océanique, plus mince, plus chaude et donc plus plastique que la croûte continentale, offre moins de résistance aux magmas. Ces volcans restent sous-marins (chapitre 10, § 2) ou émergent et forment des îles : Hawaii, Polynésie française, Réunion, Terres Australes françaises (Kerguelen, Crozet, Amsterdam).

Ces volcans, relativement isolés, résultent de l'activité d'un « point chaud » (*hotspot*), zone locale anormalement chaude, relativement fixe par rapport aux plaques mobiles. L'origine des points chauds fait l'objet de nombreuses discussions (voir Plates, Plumes, and Paradigms, *Geological Society of America*, Special Paper 388, 2005). Ils sont l'expression superficielle d'une anomalie thermique profonde responsable d'une lente montée de matière (panache ou *plume*), à l'état solide mais visqueux. Ceci se traduit plus près de la surface par une déchirure lithosphérique et une fusion mantellique à l'origine du magmatisme de point chaud. Les points chauds sont souvent situés en contexte intraplaque mais certains prennent aussi naissance à la limite de deux plaques ou près de celle-ci (Schmidt et Janle, 1994 ; Fig. 12.7). En Islande, dans un contexte complexe, l'activité du point chaud s'ajoute à celle de la dorsale médio-atlantique (Mertz *et al.*, 1991 ; Fig. 12.8) ; il y aurait peut-être aussi fusion d'un ancien morceau de croûte de l'océan Iapetus subductée au milieu de l'ère primaire (Foulger et Anderson, 2005).

Les panaches prennent naissance au niveau des interfaces noyau-manteau inférieur (couche D") à 2 900 km de profondeur (panaches primaires) ou manteau inférieur-manteau supérieur à 670 km de profondeur (panaches secondaires), parfois encore plus superficiellement (panaches tertiaires) (Courtillot *et al.*, 2003) : la couche sous-jacente, plus chaude, chauffe la couche située au-dessus. Se développent alors des instabilités en forme de panache, qui montent vers la surface. Parmi les 49 hotspots terrestres repérés, sept (Hawaii – âgé de 80 Ma, île de Pâques – 100 Ma, Louisville – 115 Ma dans le Pacifique en liaison avec Ontong Java, Afar – 30 Ma, Islande – 60 Ma, Réunion – 65 Ma, Tristan da Cunha –130-133 Ma dans l'Atlantique) auxquels s'ajoutent éventuellement trois autres (Marquises, Galápagos, Kerguelen), sont primaires et relativement fixes (dérive maximum de 5 mm/an). Les hotspots secondaires (au nombre d'une vingtaine, ex : Pitcairn-Gambier, Société, Australes) prennent en fait naissance à partir de deux superpanaches plus profonds, situés l'un sous l'Afrique, l'autre sous le Pacifique. Enfin, les hotspots tertiaires (une vingtaine, ex : Canaries) superficiels, correspondent à une simple déchirure lithosphérique.

La géométrie d'un panache évolue au cours du temps. Dans un premier temps, les panaches, sont formés d'une « tête », qui grossit durant l'ascension (vitesse de montée à l'état visqueux de quelques cm à 1 $m \cdot an^{-1}$, soit quelques millions d'années entre l'initiation et l'arrivée) jusqu'à atteindre un diamètre maximum de l'ordre de 1 000 km à la base de la lithosphère (Fig. 12.9) (Griffiths et Campbell, 1990).

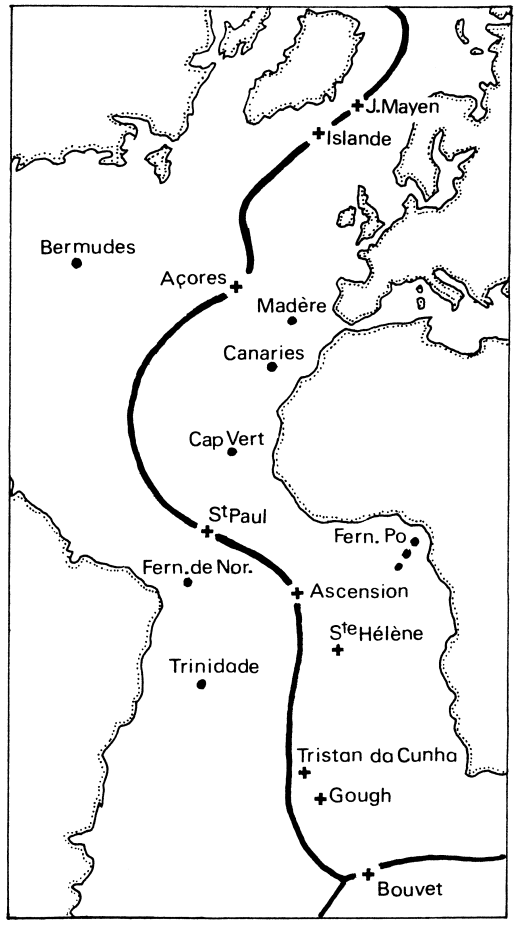


FIGURE 12.7 — **Les îles océaniques de l'Atlantique.**

Elles résultent toutes de l'activité de points chauds, situés sur la ride médio-océanique ou près de celle-ci, avec un magmatisme plutôt tholéiitique (croix) ou, au contraire, loin de cette dernière, en contexte intraplaque, avec un magmatisme plutôt alcalin (points noirs). Fern. Po = Fernando Póo (aujourd'hui Bioko) (DEBELMAS et MASCLE, 2000).

La tête s'aplatit quand le panache est arrêté à la base de la lithosphère pour former un disque de 2 000 km de diamètre pour 180 km d'épaisseur. Dans d'autres cas, la tête mesure seulement 250 km de diamètre et forme un disque de 500 km de diamètre. En montant, la tête du panache « s'enrichit » en incorporant du manteau alentour. La différence de température avec le manteau qui l'entoure est de 100 à 400 °C. À ce stade, les points chauds sont particulièrement actifs et peuvent donner naissance par fusion mantellique à de grands plateaux basaltiques de type Deccan (§ 12.2). Ensuite, les panaches acquièrent l'aspect plus classique qu'on leur connaît, discuté dans ce chapitre, lorsque se met en place la « queue », d'un diamètre de l'ordre de 200 km. Par exemple, le point chaud bien repéré par sismique sous l'Islande, centré sous la partie la plus active de l'île (Wolfe *et al.*, 1997) est un cylindre quasi vertical

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

de 300 km de diamètre (soit plus de la moitié de la longueur de l'île), 400 à 700 km de profondeur, avec une température supérieure de 200 °C à celle du manteau avoisinant.

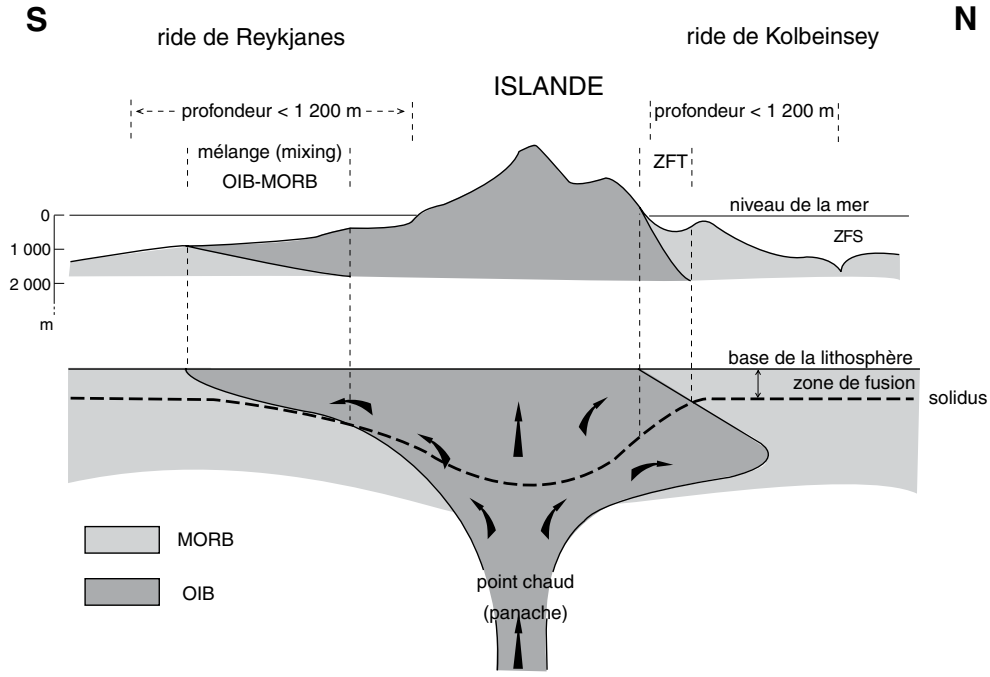


FIGURE 12.8 — Interprétation schématique des sources mantelliques sous l'Islande.

L'activité du point chaud (panache ; OIB = *Ocean Island Basalt*) s'ajoute à celle de la dorsale océanique (MORB = *Mid Ocean Ridge Basalt*). La partie supérieure de la figure montre les différences géochimiques observées en surface, la partie inférieure une interprétation possible en profondeur. ZFS = zone de fracture de Spar et ZFT = zone de fracture de Tjörnes sont équivalentes à des failles transformantes de la ride médio-océanique (d'après MERTZ *et al.*, 1991, modifié).

L'île de Tristan da Cunha, au milieu de l'océan Atlantique sud, correspond à la queue résiduelle actuelle d'un point chaud dont la tête donna naissance, il y a 130-133 Ma, aux trapps du Parana au Brésil et de l'Etendeka en Namibie alors conjoints. Les rides asismiques de Rio Grande et de Walvis témoignent de l'activité continue du point chaud.

Une zone du point chaud est formée de plusieurs volcans actifs couvrant une surface d'environ 1 000 km^2 : ainsi, au sud de l'archipel de la Société en Polynésie française ont été observés plusieurs seamounts distants les uns des autres de quelques dizaines de kilomètres (chapitre 10, § 2).

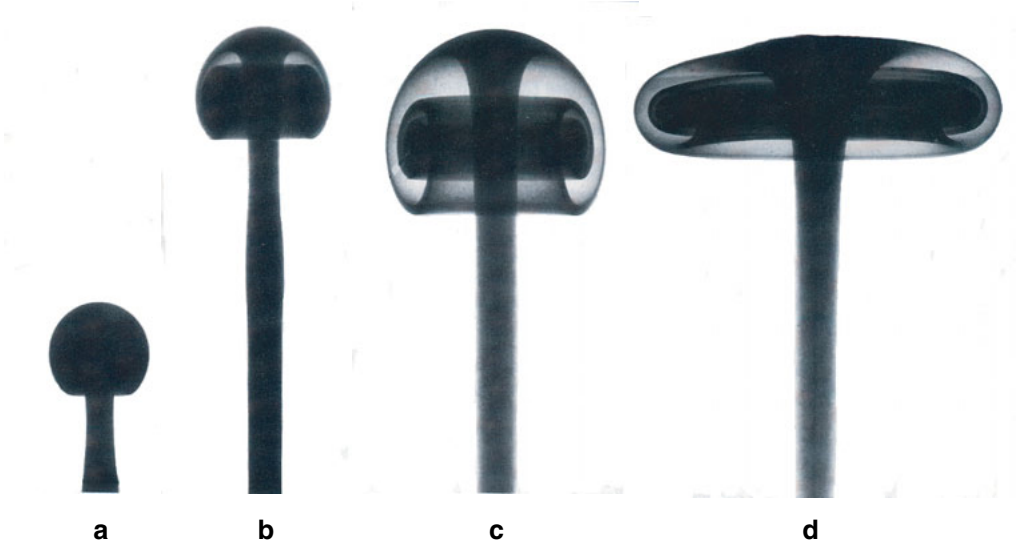


FIGURE 12.9 — **Modélisation d'un panache, par injection de sirop de glucose teinté, à 80 °C (fluide), dans du sirop identique mais incolore, à 21 °C (plus visqueux).**

Au cours des différents stades, (a) après 60 s, (b) 130 s, (c) 397 s et (d) 540 s, la formation de la « tête » est bien visible (voir texte) (GRIFFITHS et CAMPBELL, 1990).

Les alignements volcaniques existent en grand nombre dans l'océan Pacifique : Hawaii – Empereur, Polynésie française (Marquises, Tuamotu – Gambier, Société, Australes), liés à autant de points chauds, parfois encore actifs. On note une corrélation linéaire entre l'âge du volcanisme aérien et la distance à un repère donné, supposé proche du point chaud, à l'origine de l'ensemble. La pente correspond à la vitesse de défilement de la plaque au-dessus du point chaud fixe ou presque (Fig. 12.10). Historiquement, les premières estimations de vitesse de plaques ont été possibles par cette méthode. Les légères différences observées entre les vitesses de la plaque Pacifique, calculées à partir des divers alignements volcaniques, prouveraient que les points chauds ne sont pas absolument fixes. Ils dériveraient parfois lentement, à une vitesse de l'ordre de 1 cm par an. Une vitesse exceptionnelle de 4 cm par an est calculée à partir d'âges paléomagnétiques et radiométriques de certains seamounts de la chaîne de l'Empereur (Tarduno *et al.*, 2003).

Un point chaud manifeste une activité continue mais avec des variations d'intensité durant plusieurs dizaines de millions d'années. Au contraire, les alignements d'îles sont discontinus, en relation avec le régime tectonique local de distension : quand le volume et la masse de l'édifice sont tels que l'alimentation magmatique ne peut plus se faire, celle-ci constitue alors un nouveau volcan puis éventuellement une nouvelle île.

Certains alignements d'îles (Australes) plus complexes, résultent de l'activité de deux (ou trois ?) points chauds dont les activités se superposent.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

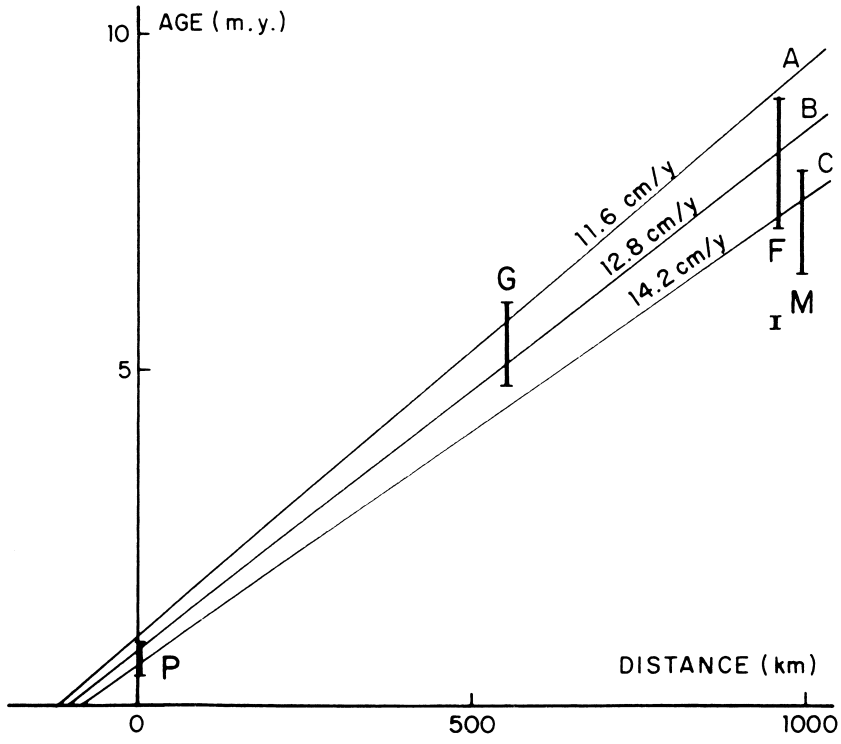


FIGURE 12.10 — **Un exemple d'alignement d'îles d'origine volcanique : les Tuamotu-Gambier, Polynésie française.**

L'âge du volcanisme aérien de Mururoa (M), Fangataufa (F), Gambier (G) et Pitcairn (P) (situées dans cet ordre du NW au SE) en millions d'années est reporté en fonction de la distance à cette dernière île en kilomètres. La bonne corrélation montre que ces îles pourraient être issues d'un point chaud situé à une centaine de kilomètres au SE de Pitcairn, à l'exception de Mururoa. La vitesse de défilement de la plaque Pacifique semble alors comprise entre 11,6 cm par an (droite A) et 14,2 cm par an (C) avec une moyenne à 12,8 cm par an (B) (BARDINTZEFF *et al.*, 1986).

En contexte continental, les points chauds forment parfois de véritables *lignes chaudes*, alignements de volcans actifs simultanément, sans distribution spatiale et temporelle. On peut citer les exemples de Yellowstone (Wyoming, 16-0 Ma, n° spécial *J. Volc. Geoth. Res.*, 188, 1-3, 2009) et de Raton (Nouveau-Mexique) aux États-Unis ainsi que celui de la Ligne du Cameroun (52-0 Ma), qui s'étend sur près de 2 000 km du lac Tchad aux îles volcaniques du golfe de Guinée.

Les produits volcaniques ont, en général, une composition alcaline. Cependant, certains ont un chimisme plus transitionnel en relation avec un fort taux de fusion partielle (Gambier ; Kerguelen, Gautier *et al.*, 1990, Leyrit *et al.*, 1990), voire franchement tholéiitique (Fangataufa, Guillou *et al.*, 1990 ; Hawaii, Macdonald et Katsura, 1964). Dans le substratum volcanique de Fangataufa, on note le passage entre des tholéiites caractéristiques de la séquence sous-marine et des basaltes alcalins, qui marquent la fin de l'édification sous-marine et qui se développent durant la séquence sub-aérienne. De même, les volcans hawaiiens primitifs tholéiitiques font place

graduellement à des basaltes alcalins, les produits des deux types étant interstratifiés dans un niveau transitoire peu épais (discussion *in* Bardintzeff *et al.*, 1994).

Les séries alcalines (riches en Na_2O, K_2O, TiO_2, Ba, Rb, Sr, Zr) se caractérisent par leurs basaltes franchement sous-saturés, à feldspathoïdes normatifs, parfois réels dans les basanites. Elles évoluent par différenciation (hawaiite, mugéarite et benmoréite intermédiaires) vers deux pôles possibles, saturé (rhyolite) ou sous-saturé (phonolite), tous les deux très alcalins, et acquièrent même parfois un caractère hyperalcalin (agpaïte). La cristallisation dans la chambre magmatique d'amphibole pauvre en silice conduit à la série saturée, alors qu'inversement la précipitation de clinopyroxène relativement riche en silice est à l'origine de la série sous-saturée (notons la quasi-absence d'orthopyroxène dans ces laves). Les phénomènes se passent dans une même chambre dont les propriétés changent selon l'ouverture ou la fermeture du système ou bien dans deux chambres à des profondeurs différentes.

Le volcanisme alcalin tertiaire et quaternaire du Massif central français apparaît assez original puisqu'il présente des affinités de point chaud et de rift (Froidevaux *et al.*, 1974 ; Brousse et Lefèvre, 1990 ; Bardintzeff, 1993 ; Brill, 1998 ; Merle *et al.*, 1998 ; Merle et Michon, 2001 ; Michon et Merle, 2001 ; Richet, 2003). Un système de rifts a effectivement été initié dès l'Éocène dans cette région (§ 12.2). Une remontée de l'asthénosphère, de la LVZ (jusqu'à – 50 km) et du « Moho » a été mise en évidence par la sismologie (Perrier et Ruegg, 1973 ; Sobolev *et al.*, 1997). Actuellement, on note aussi un flux thermique de 105 $mW \cdot m^{-2}$, supérieur de 25-30 $mW \cdot m^{-2}$ à la moyenne, et une anomalie gravimétrique de Bouguer négative. Un point chaud serait mis en évidence et sa géométrie précisée jusqu'à 270 km par tomographie sismique (Granet *et al.*, 1995) : il s'agit d'une anomalie thermique positive de 200 °C, d'un diamètre relativement faible de 200 km. Ce serait donc plutôt seulement un des diapirs mantelliques issus d'un gigantesque point chaud sous-jacent commun à toute l'Europe occidentale et centrale mais avorté en profondeur. On peut aussi considérer ce volcanisme comme la conséquence de déplacement de matériel asthénosphérique pendant la formation de la profonde racine lithosphérique des Alpes (Merle *et al.*, 1998). Des équivalents se retrouvent en Allemagne (Vogelsberg) et en Bohême (ce chapitre, § 12.2 ; Fig. 12.10).

L'important volcanisme de la région « Centre-Midi » s'étale en 17 provinces et sa première activité remonte à 65 Ma (Charolais, Bellon *et al.*, 1974). Le volcanisme se généralise à partir du Miocène et jusqu'au Pliocène, associé à la surrection d'ensemble du Massif central. Deux volcans très importants naissent alors et se développent : le Velay (14 Ma) et le Cantal (13 Ma). Le grand strato-volcan du Cantal (Plomb du Cantal, 1 854 m ; puy Mary), disséqué par l'érosion, a une importance voisine de celle de l'Etna et a dû jadis avoir une altitude équivalente de l'ordre de 3 000-4 000 m. Ses plus vieilles coulées datent de 13 Ma, ses plus récentes de 3 Ma.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

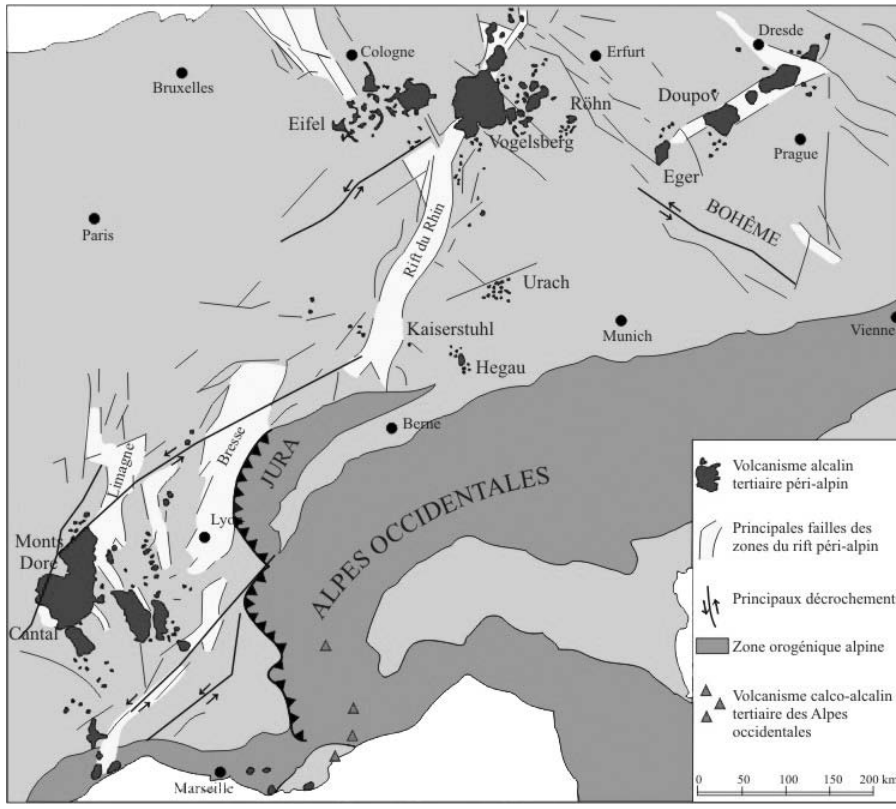


FIGURE 12.11 — **Le volcanisme péri-alpin (NEHLIG *et al.*, 2001, d'après BROUSSE et BELLON, 1983).**

Trois axes en divergent (Fig. 12.12). L'axe le plus important, vers le nord, rassemble le Cézallier, le Mont-Dore et la chaîne des Puys. Cette dernière résulte des manifestations volcaniques les plus récentes comme en témoignent les morphologies très fraîches. L'activité de cette chaîne *s.s.* (volcans coalescents entre Aydat et Beaunit) s'étale entre 90 000 et 8 300 ans (puy de la Vache) mais plutôt entre 160 000 et 6 900 ± 110 ans (Pavin) dans sa globalité (Boivin *et al.*, 2004). Les appareils volcaniques du « groupe du Pavin » (maars du Pavin et d'Estivadoux, puys de Montcineyre et de Montchal) dans le massif du Cézallier sont les plus récents. D'autres éruptions ont peut-être eu lieu depuis mais sans laisser de preuves incontestables. Les deux autres axes divergents ont une importance plus modeste. Il s'agit, vers le sud, du volcanisme ponctuel de l'Aubrac, des Causses, de l'Escandorgue jusqu'au cap d'Agde. Vers le sud-est se succèdent les volcans du Devès, du Velay et du Vivarais (volcanisme récent d'environ 30 000 ans). Les volcans ponctuels du bassin du Puy et des Coirons ont une signification comparable à ceux de Bourgogne et du Forez (limagnes de Loire) puisqu'associés à des rifts subsidents du Jurassique au Quaternaire.

Les volcans en contexte intraplaque montrent une très grande variété de types éruptifs : en général lavique pour les volcans basaltiques jusqu'à très explosif (rhyolite) ou effusif (dômes et intrusions de phonolite).

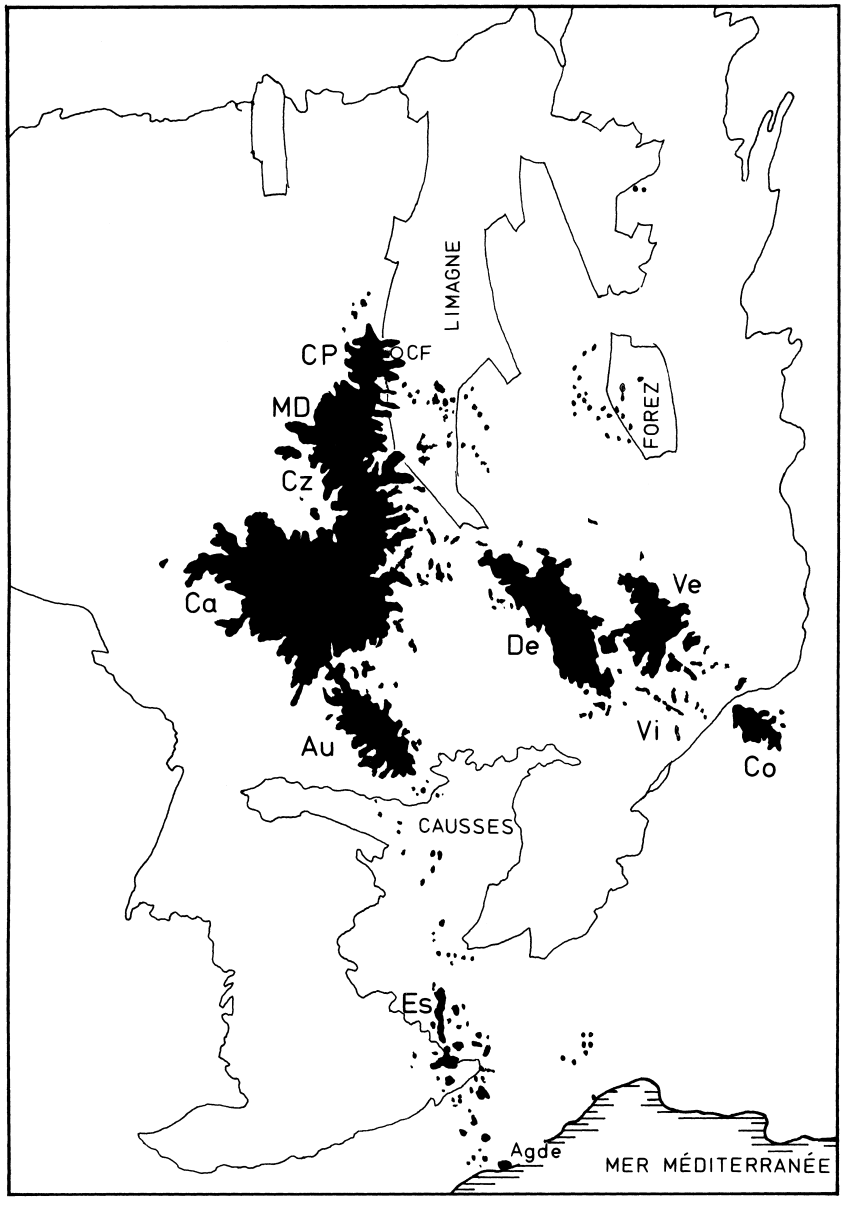


FIGURE 12.12 — **Le volcanisme tertiaire et quaternaire du Massif central français (voir texte).**

CP = chaîne des Puys, MD = Mont-Dore, Cz = Cézallier, Ca = Cantal, Au = Aubrac, Es = Escandorgue, De = Devès, Vi = Vivarais, Ve = Velay, Co = Coirons, CF = Clermont-Ferrand.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

12.6. Magmatisme crustal

Sous l'effet d'un flux de chaleur suffisant, la croûte continentale fond parfois partiellement (phénomène d'anatexie ; revue *in* Bonin, 2004). La désintégration des isotopes radioactifs contenus dans une croûte épaisse (70 km) peut suffire à expliquer sa fusion partielle. L'eau apportée de l'extérieur (par subduction [chapitre 4, § 1] ou par collision) et l'eau libérée par les minéraux du métamorphisme jouent aussi un rôle important en abaissant les points de fusion. Le magma produit, acide et souvent hyperalumineux, peut se mettre en place par voie volcanique. De nombreuses laves acides furent initialement interprétées en terme d'anatexie. Puis les analyses isotopiques ont permis certaines précisions. En effet, les rapports isotopiques initiaux du strontium ($^{87}Sr/^{86}Sr$) restent faibles, de l'ordre de 0,702 pour les roches d'origine mantellique mais augmentent, jusqu'à 0,710 et plus, pour les roches d'origine crustale. Ces analyses ont montré que nombre de roches acides dérivent d'un processus de fusion partielle mantellique. En définitive, les roches volcaniques d'origine anatectique restent relativement peu répandues. On le rencontre dans deux cas. (1) En contexte de subduction, l'anatexie de l'encaissant au contact des grandes chambres magmatiques produit une petite partie des immenses épanchements d'ignimbrites des Andes. (2) En contexte de (post)-collision, qui suit souvent de peu le stade précédent, le flux de chaleur encore important induit un magmatisme. En France, on connaît quelques laves anatectiques : quelques affleurements d'ignimbrites stéphaniennes (300 Ma) dans la région de Rodez et des rhyolites filoniennes au Plan-de-la-Tour dans les Maures (300 Ma également). L'ignimbrite de Montreuillon dans le Morvan, datée à 260 Ma, associée à une caldeira de 10 km de diamètre en contexte de post-collision, semblerait aussi d'origine anatectique. Les dacites à cordiérite et les rhyolites à tourmaline de Toscane, datées de l'ère Tertiaire, résultent de la collision de la plaque adriatique et de la plaque eurasiatique. Les macusanites du Pérou, ignimbrites rhyolitiques, ont une minéralogie bien spécifique à sillimanite, cordiérite, tourmaline, et un peu d'andalousite et de disthène. Elles résultent du chevauchement (collision) de la cordillère des Andes sur le bouclier brésilien il y a une dizaine de millions d'années.

D'une façon générale, le phénomène d'assimilation (fusion locale) de l'encaissant par un magma ascendant quel qu'il soit s'observe à une échelle limitée. Le volcanisme crustal se caractérise par son caractère hautement explosif, dû aux fortes teneurs en eau.

Signalons enfin le cas bien particulier des tectites (68-82% SiO_2). Elles résultent de la fusion de la croûte sous l'effet de l'impact d'une météorite et des éjectas sont projetés à grande vitesse sur des distances importantes.

12.7. Volcanisme planétaire

Un volcanisme abondant et varié existe sur les différentes planètes du système solaire, relativement bien connu maintenant grâce aux images envoyées par les sondes spatiales (revue *in* Francis, 1993 ; Frankel, 1993 ; Lopes et Gregg, 2004 ; *Géochronique* n° 100, 2007).

Basilevsky (1990) a discuté les relations entre tectonique et volcanisme pour les différentes planètes et satellites du système solaire (Fig. 12.13). Il montre que les deux phénomènes sont souvent liés. Leurs intensités augmentent avec le diamètre de la planète (volcanisme plus intense sur Terre et Vénus que sur Mars et Mercure). La distance au corps central de rotation (Soleil pour la Terre, Jupiter pour Io, etc.) relativement au rayon de celui-ci, joue également un rôle primordial : une distance faible à un corps de grande taille induit un volcanisme important.

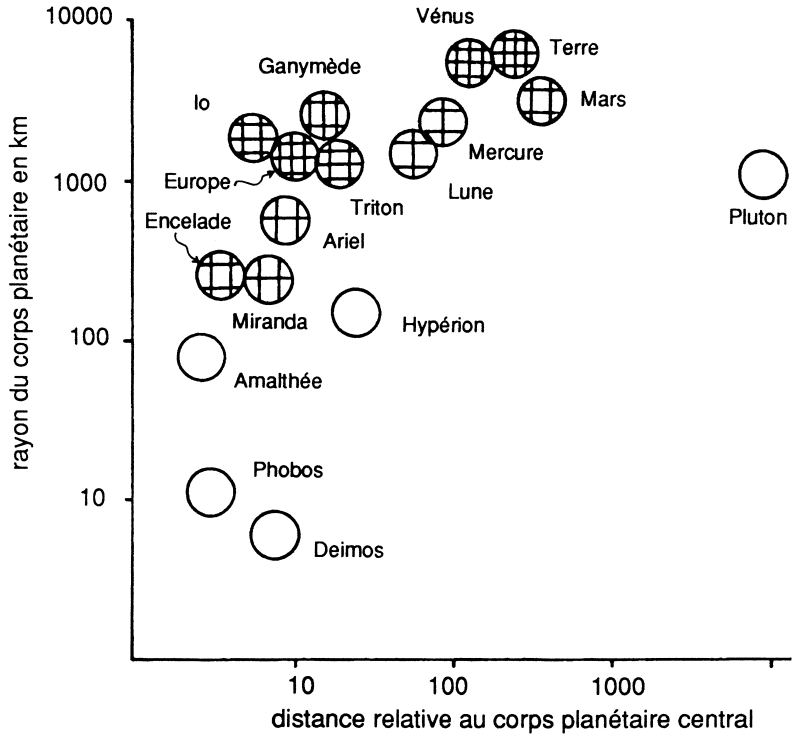


FIGURE 12.13 — **Volcanisme et tectonique de différents corps planétaires du système solaire.**

Chaque corps planétaire est représenté par un cercle, situé sur le diagramme selon son rayon propre en ordonnée. En abscisse est reportée la distance au corps principal jouant le rôle de centre de rotation, le rayon de ce dernier étant choisi comme unité de référence : pour la Lune, on considère le rapport distance Lune-Terre/rayon Terre, soit 300 000/6 400 = 47 ; de même on prend en compte le Soleil pour le Terre et Jupiter pour Io. Le volcanisme est indiqué par des traits horizontaux (de 0 trait = volcanisme absent, à 3 traits = volcanisme intense) et la tectonique par des traits verticaux selon un principe identique. (D'après BASILEVSKY, 1990, simplifié.)

Io

Un astre du système solaire manifeste une activité volcanique actuelle incontestable. Il s'agit de Io, satellite de Jupiter, constitué à 100 % de silicates et présentant une gravité faible. Les sondes spatiales américaines *Voyager*, ont photographié huit

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

volcans actifs en 1979. La sonde *Galileo* lancée en 1989 et arrivée dans les parages de Jupiter fin 1995, a permis une bonne observation de Io en 2001, grâce à ses spectromètres infrarouge. 300 volcans ont été repérés.

Ce volcanisme résulte probablement d'échauffements internes causés par les effets de marées engendrés par la masse de Jupiter tout proche ainsi que par les perturbations gravitationnelles créées par les autres satellites galiléens. Io, de couleur rouge orangé, aurait une structure interne différenciée : croûte silicatée peu épaisse, manteau et noyau de silicates fondus riches en soufre. L'importance des édifices volcaniques dépasse largement celle des volcans terrestres : on reconnaît trois types principaux d'activité (Lopes *et al.*, 2004). (1) Le type prométhéen (exemple du volcan Prometheus) présente une activité d'intensité modérée mais persistante avec des coulées de type pahoehoe de plusieurs centaines de kilomètres de long et des panaches de moins de 200 km de hauteur. (2) Le type pillanien (volcan Pillan) est le siège d'épisodes intenses (panache > 200 km) mais brefs avec des fontaines de lave, des explosions, des écoulements pyroclastiques. Un volcan de ce type, Tvashtar Catena, projette des fontaines de laves à 1 600 °C avec un débit de 20 000 $m^3.s^{-1}$ (proche du débit de l'Amazone !) à 200 000 $m^3.s^{-1}$. (3) Le type lokien (volcan Loki, le plus puissant du système solaire) manifeste une activité persistante avec de probables lacs de lave dans plusieurs caldeiras, la plus grande mesurant 180 km de diamètre.

Les produits émis eux aussi sont bien particuliers. On a cru qu'ils étaient essentiellement formés de composés soufrés complexes : OPS, oxyde polysulfuré (S_nO), S_2O, SO_2. On pense plutôt maintenant à un volcanisme basaltique particulier, riche en Fe et Mg. La sonde *Galileo* a révélé sur une douzaine de sites des températures de l'ordre de 1 400 °C voire 1 700 °C, bien supérieures à toutes les températures magmatiques connues à la surface de la Terre. Ceci prouverait un magmatisme basaltique ultramagnésien de type komatiite, lié à un fort taux de fusion (chapitre 1, § 3), notamment près de Pillan (McEwen *et al.*, 1998). Les éléments volatils se condensent en une glace riche en soufre.

Vénus

Vénus a un rayon de 6 052 km, voisin de celui de la Terre. D'épais nuages de gaz carbonique en masquent la surface. Les conditions extrêmes en surface, de température (de l'ordre de 460 °C) et de pression (95 bars = 95 000 hPa), ont longtemps gêné l'arrivée et l'émission des sondes spatiales. Les engins soviétiques de type *Venera* ont recueilli dès 1967-1969 quelques renseignements sur la qualité de son atmosphère, puis de son sol, grâce à un pied palpeur. La sonde américaine *Magellan*, satellisée autour de Vénus, a cartographié, en 1990-1994, la surface de la planète à l'aide d'images radar avec une résolution de l'ordre de 100 m, permettant une bonne approche des structures géologiques (Plaut, 1992 et numéraux spéciaux du *Journal of Geophysical Research*, 97, E8 et E10, 1992). Elle a mis en évidence (1991) un volcanisme très récent (encore actif ?) sur Vénus mais probablement sans vapeur d'eau. Cette activité très récente (moins de 250 000 ans ?) est confirmée par la sonde Venus Express lancée le 9 novembre 2005, en orbite le 9 avril 2006, qui a repérée 9 « points chauds » de type Hawaii (Smrekar *et al.*, 2010). On observe en

fait de très nombreux volcans : plus de 1 000 d'entre eux ont un diamètre supérieur à 20 km dont 167 avec un diamètre supérieur à 100 km pour une altitude de 2,5 km. Ils sont disséminés un peu partout sur la planète (mais plus rares ou absents sur les deux zones élevées, le plateau de Ishtar Terra au nord et celui de Aphrodite Terra sur l'équateur). Vénus présente une structure semblable à celle de la Terre, avec un manteau épais de 3 100 km et un noyau interne. Mais elle a évolué différemment : son régime thermique est quasi uniquement convectif alors que celui de la Terre est à la fois convectif (manteau) et conductif (lithosphère). Il s'agit en quelque sorte d'une planète « mono-plaque » comme le prouve son altitude unimodale, avec un dynamisme de type point chaud. Un renouvellement rapide et quasi complet de sa surface (rajeunissement, « resurfaçage »), d'origine volcanique (?) a eu lieu il y a 200-600 Ma, témoin peut-être d'un événement important à cette époque.

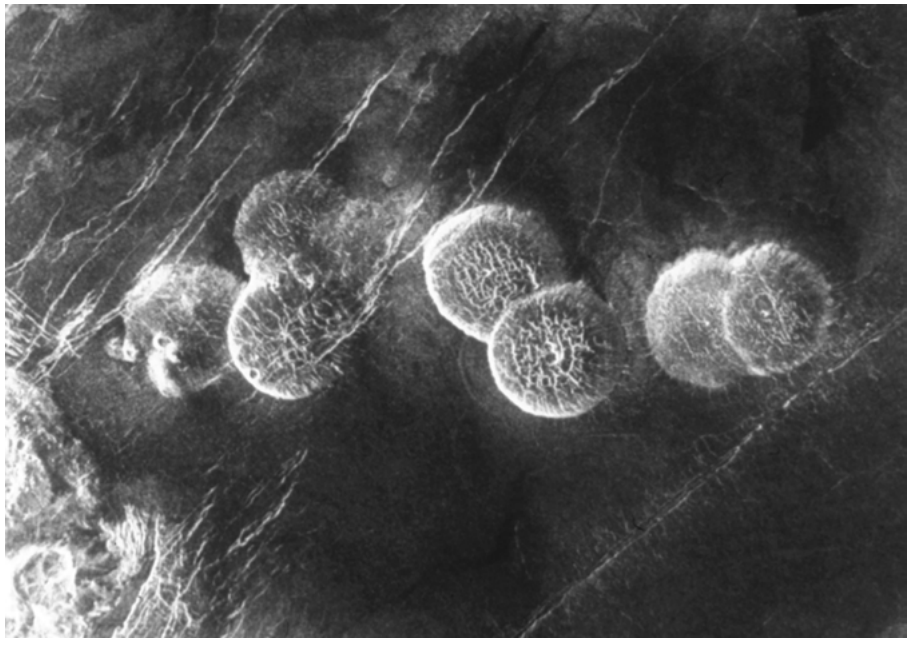


Figure 12.14 — Image radar de Vénus prise par la sonde Magellan en 1991, montrant sur le bord est d'Alpha Regio, sept dômes de lave d'un diamètre moyen de 25 km (photo NASA, collection Ph. Masson, photothèque planétaire, Orsay).

Des édifices volcaniques de plusieurs centaines de kilomètres de diamètre, associés à des chaînes linéaires de rift, coexistent avec de nombreux strato-volcans plus petits et avec d'autres types morphologiques très variés (couronne, araignée, bouton-pression, anémone, etc. ; Head *et al.*, 1992). L'interprétation de gigantesques dépressions circulaires, avec volcanisme et déformation, les *coronae*, au nombre de 175, d'un diamètre de 100 à 2 600 km (pour Artemis corona), avec une moyenne de 200-300 km, reste difficile : s'agit-il de cratères d'impact, de caldeiras géantes, de remontées de matériel mantellique ? Certains volcans pourraient être encore actifs,

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

ce qui expliquerait les variations importantes des teneurs en dioxyde de soufre mesurées par les sondes *Venera*. Cette très grande variété de volcans correspond peut-être aussi à une grande diversité de magmas ?

Ainsi sur le bord est d'Alpha Regio, voisinent sept dômes en forme de galettes (25 km de diamètre pour une hauteur maximale de 750 m ; Fig. 12.14), appelés *pancake like volcano* (« volcan en galette ») ou *honeydrop like volcano* (« volcan en goutte de miel ») par les Anglo-Saxons (Smith, 1996). Le volcan Sapas mons, situé près de la ride équatoriale Atla Regio, mesure 400 km de diamètre pour une hauteur de 1,5 km seulement. De nombreuses coulées rayonnent tout autour, plus souvent à partir de fractures latérales que du sommet proprement dit.

Mars

Sur Mars, un volcanisme exubérant, éteint actuellement, s'est manifesté il y a moins d'un milliard d'années. Curieusement, cette planète semble divisée en deux parties sensiblement égales, séparées par une ligne inclinée de 30° sur l'équateur. L'hémisphère sud, constitué de terrains anciens et cratérisés par les intenses bombardements de météorites, ressemble à la Lune. Au contraire, de grands épanchements volcaniques recouvrent les plaines de l'hémisphère nord, dans deux régions principales : Elysium Planitia et Tharsis montes. Dans la zone du dôme de Tharsis (grande région de 8 000 km de diamètre, soit un quart de la surface de la planète, et surélevée de 10 km), le volcanisme, important, commence il y a 3,8 milliards d'années et se termine (phase Olympus mons) il y a 400 à 100 millions d'années selon les auteurs.

Des âges encore plus récents (50-80 Ma) ont été mis en évidence pour des coulées situées dans des plaines isolées (Noctis Labyrinthus, Echus Chasma), à 1 000 km à l'est de la région de Tharsis (Vaucher *et al.*, 2009 ; Mangold *et al.*, 2010).

Vingt-deux volcans isolés ont été repérés dans cette partie nord. Ils ressemblent un peu aux volcans boucliers d'Hawaii ou de la Réunion mais en beaucoup plus grand, avec des accumulations de coulées (jusqu'à 2 000 km de long) et des caldeiras sommitales. Trois types de volcans morphologiquement différents coexistent. (1) Onze volcans, de type *patera* (« patère » signifie « coupe évasée »), caractérisés par un rapport hauteur / diamètre très faible, tels Alba Patera de 5,8 km de hauteur pour des dimensions de 1 150 × 1 015 km et Ulysses Patera (Fig. 12.15) ; (2) six de type *tholus*, (« édifice en coupole ») avec des pentes plus fortes (les types 1 et 2 sont anciens tous les deux) ; (3) enfin cinq de type *mons*, volcans boucliers géants, plus jeunes. Quatre *mons* sont assez groupés : Olympus mons, haut de 21,9 km, et trois sur le bombement de Tharsis montes au niveau de l'équateur, Ascraeus, Pavonis, Arsia, de reliefs respectifs de 14,9, 8,4 et 11,7 km. Le dernier, Elysium mons (12,6 km de relief, 375 km de diamètre), est isolé au milieu de plaines, à 30° de latitude nord.

Le formidable édifice d'Olympus mons atteint 21,9 km d'altitude, soit la plus haute montagne du système solaire. Les datations par impacts de météorites montrent qu'il a été actif entre 3,5 milliards d'années et 400 à 100 Ma. D'une dimension de 840 × 640 km, il présente une forme polygonale plutôt que circulaire, en liaison avec la fracturation du substratum, et des flancs en pentes douces (4-6°) avec des terrasses concentriques résultant de contraintes compressives liées à la masse de l'édifice.

De nombreuses coulées, de plus de 100 km de long et épaisses de 25 à 100 m, s'empilent les unes sur les autres. Au sommet se situe une caldeira ovale (91 × 72 km, 6 km de profondeur) constituée de six cratères plus ou moins emboîtés selon un alignement préférentiel (Mouginis-Mark et Robinson, 1992). Enfin un talus phénoménal (hauteur 2 à 8 km), d'origine énigmatique et affecté par des glissements, entoure l'édifice. Une grande auréole s'étendant jusqu'à 700-1 000 km du talus correspondrait soit à des épanchements de cendres ou d'ignimbrites, soit à d'anciennes coulées érodées, soit à des matériaux glissés.

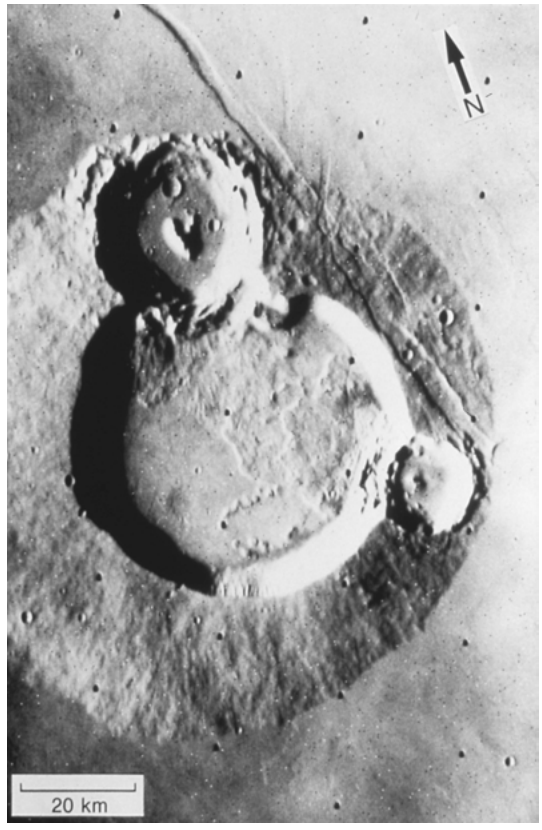


Figure 12.15 — Ulysses Patera, volcan de Mars photographié par la sonde Viking en 1976. Le cratère volcanique (structure la plus grande au centre de la photo) est oblitéré par deux impacts de météorites reconnaissables à leurs pitons centraux, et recoupé par un graben sensiblement N-S (photo NASA, collection Ph. Masson, photothèque planétaire, Orsay).

Statistiquement, les volcans martiens apparaissent bien plus rares (manteau martien 6 fois plus petit que le manteau terrestre) mais systématiquement beaucoup plus gros que leurs équivalents terrestres. Ils auraient résulté de l'activité d'énormes points chauds, en fait 2 ou 3 superpanaches. Ces volcans se sont édifiés sur des périodes de temps très longues sur une surface immobile, en l'absence de tectonique des plaques.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

La gravité de Mars, inférieure à celle de la Terre, pourrait aussi expliquer que le magma puisse monter plus facilement et construire des volcans plus élevés que leurs homologues terrestres.

Les dynamismes des anciennes éruptions martiennes restent mal connus mais diffèrent sensiblement des éruptions terrestres. En effet les conditions régnant sur cette planète (atmosphère ténue et pression de 6 millibars (= 600 Pa), hydrosphère réduite et solide (pergelisol glacé), gravité (3,7 $m.s^{-2}$) égale au tiers de celle de la Terre car Mars a un rayon de 3 390 km seulement) ont une influence particulière sur l'écoulement d'une coulée ou sur la trajectoire d'une particule cendreuse.

Les basaltes martiens sont particulièrement riches en fer et aussi en soufre. Ceci prouverait que la teneur en soufre des gaz volcaniques de Mars devait être 10 à 50 supérieure à celle de leurs équivalents terrestres. Cette différence pourrait expliquer la présence de sulfates sur Mars et l'absence de carbonates (Gaillard et Scaillet, 2009).

Lune et autres corps planétaires

Le volcanisme de la Lune se situe, pour l'essentiel, entre – 3,8 et – 3,2 milliards d'années. Il s'est surtout manifesté sous la forme de grands épanchements basaltiques ayant rempli tardivement les dépressions et les bassins pour former les « mers ».

La surface de Mercure est entièrement constituée de roches volcaniques. Certaines remontent au début de son histoire mais d'autres sont plus jeunes (jusqu'à la deuxième moitié de l'histoire du système solaire) d'après la sonde *Messenger* lancée le 2 août 2004, qui a survolé Mercure en 2008 et 2009 (avant de se satelliser autour, en mars 2011).

Signalons l'existence de volcans tout à fait particuliers sur les satellites de Jupiter (Callisto et Ganymède) et de Saturne (Encelade et Rhea). Ceux-ci résultent de la fusion, il y a 3,5 milliards d'années, de la glace, composée en partie d'ammoniac, constitutive de ces astres, à une température de –100 °C (on parle de cryovolcanisme). La sonde *Cassini*, lors de son survol de Titan, satellite de Saturne, en octobre 2004, a identifié par infrarouges un dôme de 30 km de diamètre, qui pourrait être un volcan, source du méthane atmosphérique (Sotin *et al.*, 2005). Des lacs contiendraient du méthane et divers hydrocarbures. Ceux-ci pénétreraient dans le sous-sol de Titan, y gèleraient, pour ensuite être éjectés par cryovolcanisme. Dans l'øatmosphère, méthane et hydrocarbures, en se condensant, précipiteraient sous forme de « pluies » formant ainsi des rivières alimentant à nouveau les lacs.

Triton, satellite de Neptune, apparaît lui aussi étonnant. Il s'agit du corps le plus froid du système solaire. Son atmosphère en azote, qui gèle chaque hiver, libère des geysers actifs d'azote liquide, de 5-15 km de haut.

Les photos de Miranda, satellite d'Uranus, prises du 24 au 26 janvier 1986 par *Voyager* montrent des traces d'activité encore énigmatiques.

Les volcans des autres planètes nous promettent d'étranges découvertes pour les années à venir. Ils nous feront sans doute aussi mieux comprendre nos volcans terrestres.

Troisième partie

Les volcans et l'homme



FIGURE 13.0 — **L'importante coulée de lave émise par le mont Cameroun en avril 1999 a coupé la route côtière entre Limbe et Idenau (plus précisément entre Batoke et Bakingili) (photo J.-M. BARDINTZEFF).**

13 Risques volcaniques et prévisions

« Mieux vaut jamais que tard. »
Jean de La Fontaine, *modifié*

13.1. Volcans et catastrophes naturelles

L'homme a toujours eu un comportement ambigu devant les catastrophes naturelles : peur de l'incompréhensible, colère devant l'inévitable, espoir enfin de dominer un jour les éléments.

On sait que le nombre des victimes des catastrophes naturelles augmente régulièrement de 6% chaque année, soit trois fois plus rapidement que l'accroissement démographique. Les populations se concentrent en effet dans les villes, qui s'étendent souvent de façon désordonnée et deviennent relativement plus exposées. L'Organisation des Nations unies se consacre à la connaissance de ces catastrophes naturelles, à l'information auprès des populations menacées et, dans la mesure du possible, à la réduction des dégâts. À Genève, un bureau s'occupe en permanence de la coordination des secours en cas de catastrophe.

Les éruptions volcaniques correspondent parfois à des catastrophes meurtrières, moins cependant que les cyclones et les séismes. L'Unesco a identifié une centaine de volcans à hauts risques dans le monde, dont une grande majorité autour du Pacifique (« Cercle de Feu »), dans des pays en voie de développement.

Depuis l'année 1700, on dispose de statistiques relativement précises et complètes (tableau 13.1). On a recensé 420 éruptions meurtrières dont 27 ont fait plus de 1 000 victimes chacune, soit plus de 255 000 victimes au total. L'ensemble des autres éruptions, moins importantes mais plus fréquentes, est responsable de 10 000 morts supplémentaires durant cette même période. Tanguy *et al.* (1998) recensent 220 000 morts depuis 1783.

Il apparaît ainsi que le volcan tue rarement mais dramatiquement. On note en moyenne deux éruptions cataclysmales par siècle. Durant le XX^e^ siècle, le Nevado del Ruiz en Colombie et la montagne Pelée en Martinique ont fait respectivement 25 000 morts en 1985 et 29 000 morts en 1902. Au XIX^e^ siècle, l'Indonésie a été particulièrement touchée puisqu'on a déploré 36 000 morts au Krakatoa en 1883 et 92 000 au Tambora en 1815. Pour les temps historiques, les vestiges de Pompéi (Vésuve, 79 ap. J.-C. ; Fig. 8.13) et de Santorin (mer Égée, XVI^e^-XVII^e^ siècles avant l'ère chrétienne ; Fig. 8.9) témoignent de catastrophes passées destructrices.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Tableau 13.1 — Les catastrophes volcaniques dans le monde, répertoriées depuis 1700, responsables chacune de la mort de plus de 1 000 personnes (IAVCEI, 1990). Il convient d'y ajouter un total de 10 000 victimes d'éruptions de plus faible ampleur.

volcan	pays	année	écoulement pyroclastique	*coulée boueuse	tsunami	famine	gaz
Awu	Indonésie	1701		3 000			
Oshima-Oshima	Japon	1741			**1 475		
Cotopaxi	Équateur	1741		1 000	1 000		
Makian	Indonésie	1760		2 000			
Papandayan	Indonésie	1772		**2 957			
Laki	Islande	1783				9 336	
Asama	Japon	1783	**1 151				
Unzen	Japon	1792			**15 188		
Mayon	Philippines	1814	1 200				
Tambora	Indonésie	1815	12 000			80 000	
Galunggung	Indonésie	1822		4 000			
Mayon	Philippines	1825		1 500			
Awu	Indonésie	1856		3 000			
Cotopaxi	Équateur	1877		1 000			
Krakatoa	Indonésie	1883			36 417		
Awu	Indonésie	1892		1 532			
Soufrière	St-Vincent	1902	1 565				
montagne Pelée	Martinique	1902	29 000				
Santa-Maria	Guatemala	1902	6 000				
Taal	Philippines	1911	1 332				
Kelut	Indonésie	1919		5 110			
Merapi	Indonésie	1930	1 300				
Lamington	Papouasie-N^{elle}-Guinée	1951	**2 942				
Agung	Indonésie	1963	1 900				
El Chichon	Mexique	1982	1 700				
N. del Ruiz	Colombie	1985		25 000			
Nyos	Cameroun	1986					***1 746
total des victimes			60 090	50 099	54 080	89 336	1 746

* Inclus victimes d'écoulements pyroclastiques associés mais non spécifiquement précisés et coulées boueuses post-éruption dues aux pluies.
** Éruptions entraînant d'importants glissements (« avalanches ») de type Saint Helens (Fig. 9.10).
*** Le gaz émis du lac Nyos provient plus d'une libération de gaz carbonique d'origine volcanique dissous puis exsolvé que d'une éruption proprement dite.

Une compilation relative au xx^{e} siècle (Witham, 2005) montre que 491 événements volcaniques ont affecté 5 595 500 personnes plus ou moins gravement (d'une simple gêne ou courte évacuation jusqu'au décès). Parmi ceux-ci, 260 événements ont fait 91 724 victimes. Dans ce triste palmarès, on note que la montagne Pelée a été la plus meurtrière (29 000 morts en 1902), le Pinatubo a laissé le plus de sans-abris (53 000 en 1991) et a concerné 967 443 personnes en 1991 et 787 042 en 1992, le Guagua Pichincha en Équateur a concerné 1 200 400 personnes en 1999.



FIGURE 13.1 — **Une maison recouverte par des coulées de lave de l'Etna (photo J.-M. BARDINTZEFF).**

13.2. LES SEPT RISQUES VOLCANIQUES

L'IAVCEI (International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior) a retenu sept risques volcaniques majeurs (à rapprocher des sept péchés capitaux ?) : les coulées de lave, les retombées de cendres et de blocs, les écoulements pyroclastiques, les gaz, les lahars (coulées boueuses), les glissements de terrain (« avalanches ») et les tsunamis (raz de marée).

Les coulées de lave

Liquides, elles s'écoulent sur les flancs de l'édifice volcanique puis, plus bas, se cantonnent dans les vallées (chapitre 7). Leur vitesse reste faible (quelques km · h^{-1} sauf localement). Les coulées de lave ne constituent pas vraiment un danger pour l'homme car les populations ont, en général, le temps de s'en aller mais elles détruisent par contre toutes les cultures et les constructions rencontrées sur leur passage (Fig. 13.0 et 13.1). Les essais de détournement par barrages de terre dressés par des bulldozers ou à l'aide d'explosifs ont connu des succès mitigés. Une tentative a réussi sur l'île islandaise d'Heimaey en février-mars 1973. Une coulée, émise par un nouveau volcan, l'Eldfell, situé sur le flanc est de l'Helgafell, menaçait la ville et son port. De l'eau de mer pompée puis projetée (jusqu'à 12 000 tonnes par heure) sur le front de la coulée a permis de stopper son avancement (Krafft et De Larouzière, 1999). Le 11 mai 1983, un essai de détournement d'une coulée de l'Etna, par dynamitage de la muraille de lave refroidie la canalisant, s'est montré également parfaitement fructueux.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

D'autres tentatives de détournement ont été effectuées lors de la longue éruption de l'Etna, qui a duré 473 jours, du 14 décembre 1991 au 30 mars 1993 et produit plus de 250 millions de m^3 de lave (en moyenne 6 m^3 à la seconde !) sur une surface d'environ 7 km^2. Le 2 janvier 1992, quand une coulée particulièrement importante, d'une épaisseur de 10 m, qui a parcouru 5,5 km depuis la fracture émissive, atteint l'altitude 950 m dans le Val Calanna, l'armée et les sapeurs pompiers décident la construction d'une barrière préventive. Celle-ci nécessite dix jours de travail ininterrompu: finalement, elle mesure 234 m de long et 21 m de haut à la suite de l'accumulation de 370 000 m^3 de pierres et de terre et la lave ne s'en approche qu'à 150 m. Mais le 14 mars, la lave atteint la base de la barrière, puis elle comble peu à peu tout l'espace. Elle la contourne par le sud le 7 avril et déborde le 8 (Fig. 13.2 ; Romano *et al.*, 1992). La lave avance alors rapidement, de 1 km en cinq jours, en raison de la pente importante. Elle menace la ville de Zafferana Etnea et ses 7 000 habitants. Six essais successifs de constructions de barrière de terre s'avèrent infructue ux. À partir du 13 avril, des essais à l'explosif ont pour but de colmater ou de modifier le réseau des tunnels d'alimentation. Le 14 avril, la lave déborde de la dernière barrière, détruit

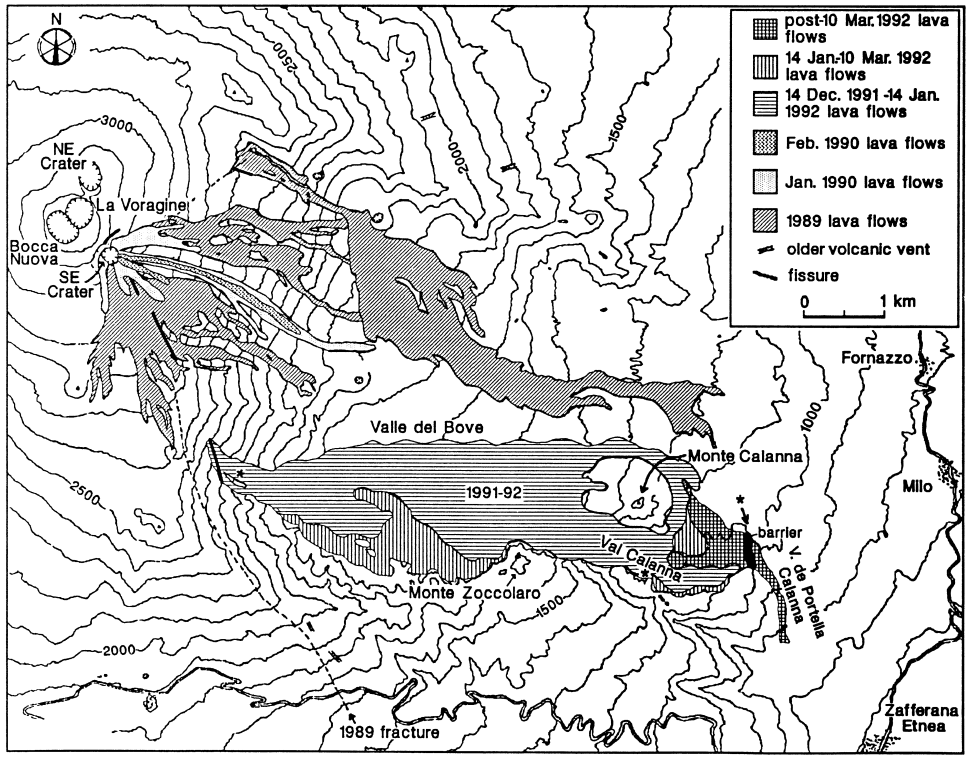


Figure 13.2 — Les coulées de lave de décembre 1991 et de 1992 de l'Etna.
Elles s'écoulent, à partir d'une fissure émissive située à 2 200-2 400 m d'altitude en direction de l'est, dans le Valle del Bove, et se sont approchées à moins de 2 km de Zafferana Etnea. L'emplacement de la barrière, construite entre le 2 et le 12 janvier et submergée le 8 avril, est indiqué (Romano *et al.,* 1992).

les deux premières maisons isolées de Zafferana et recouvre des vergers. Le 15, elle atteint l'altitude 750 m soit une distance de 7,5 km de la fissure. Puis le lobe menaçant ayant cessé de progresser, l'évacuation des habitants programmée est reportée. Du 15 avril au 6 mai, différents essais, dont les effets restent difficiles à évaluer, s'effectuent au niveau des lucarnes des tunnels de lave: explosifs, blocs de béton déposés par hélicoptère ou même blocs de lave (Barberi et Villari, 1994). Le 27 mai, le détournement d'un tunnel de lave est réussi grâce à 7 tonnes d'explosif. Tout ceci montre les énormes difficultés rencontrées pour endiguer (stopper ?) un flot de lave.

Le parcours des coulées s'avère relativement bien prévisible, en tenant compte de la viscosité de la lave et du relief de la région menacée. Des simulations en laboratoire ont été *a posteriori* confirmées par les faits (Fig. 7.5). Une carte de risque, réalisée pour Hawaii, est présentée en figure 13.3 (Mullineaux *et al.*, 1987). Il apparaît qu'une zone réduite autour du Mauna Loa et du Kilauea concentre un maximum de risques.

Les retombées

L'étendue des zones touchées dépend du volume de produit émis, de leur fragmentation et de leur dispersion (chapitre 8). La disposition des isopaques traduit ces faits.

Les bombes sont extrêmement dangereuses aux abords du volcan. Lors de l'éruption de 1968 de l'Arenal au Costa Rica, le taux de surface de recouvrement des impacts des bombes a été estimé à 130 % à 4 km du cratère. Au pied du Sakurajima au Japon, des abris en béton ont été construits en différents points pour la protection des individus, en cas de chutes de bombes en cours de journée.

Les couches de lapilli atteignent parfois des épaisseurs de plusieurs mètres, recouvrant des villes entières (Fig. 13.4).

Les cendres peuvent recouvrir des surfaces très importantes. Une super-éruption, telle celles ayant affecté Yellowstone (chapitre 8, § 8), a été modélisée. La destruction serait totale dans un rayon de 100 km par des écoulements pyroclastiques (paragraphe suivant). Les dépôts auraient une épaisseur maximale de 400 m. Environ 10 cm de cendres retomberaient jusqu'à 1 000 km de distance et une couche de cendres de 1 cm sur une grande partie des États-Unis, ce qui aurait pour effet de bloquer les voies de circulations terrestres et aériennes. Les cendres fines présentent de grands dangers car, inhalées, elles risquent d'obstruer les voies respiratoires : une concentration de poussières d'environ 0,1 $kg \cdot m^{-3}$ suffit pour faire suffoquer un homme. Recouvrant l'herbe, les cendres peuvent blesser gravement le palais et les voies digestives des herbivores, voire les empoisonner. Elles sont aussi une source de pollution des eaux.

Les écoulements pyroclastiques

Ils présentent un risque majeur, que ce soit des nuées ardentes ou des ignimbrites (chapitre 9). La zone exposée l'est souvent dans une direction principale, du fait de l'orientation du phénomène explosif initial. L'énergie se trouve concentrée dans un angle faible, augmentant le pouvoir destructeur. La morphologie de l'édifice conditionne les trajectoires (présence d'un dôme ; pente et dénivellation, Fig. 9.6a). Les nuées peuvent même remonter à contre-pente selon leur « ligne d'énergie » (chapitre 9, § 1). Une prévision devient capitale car toute fuite s'avère

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

impossible. Les causes de morts d'hommes apparaissent multiples : onde de choc, heurt des bombes et des objets déplacés, effet thermique, asphyxie.



FIGURE 13.3 — Carte de risques présentés par les coulées de lave pour l'île de Hilo à Hawaii.

Le trait plein sépare les édifices du Mauna Loa et du Kilauea. En grisés sont les surfaces recouvertes par les coulées historiques (< 250 ans). Neuf zones se distinguent, séparées par des tiretés, exposées à des risques de plus en plus faibles de 1 à 9. La zone 1, qui englobe les sommets et les rifts actifs du Mauna Loa et du Kilauea, présente un risque maximum, quand on sait que 25% de sa surface est recouverte par des coulées historiques des deux derniers siècles. La zone 9 concerne le volcan Kohala : aucune éruption n'a eu lieu depuis 110 000 ans mais le volcan ne doit par pour autant être considéré comme éteint (MULLINEAUX *et al.*, 1987).



FIGURE 13.4 — Les vestiges de Pompéi témoignent encore de la catastrophe de l'an 79 (photo J.-M. BARDINTZEFF).

Le Vésuve a alors émis des retombées pliniennes puis des *surges* (voir Fig. 8.13).

Les gaz

Certains d'entre eux, toxiques, constituent un danger premier (chapitre 11, § 3). Par exemple, le SO_2 émis en abondance (comme au Laki en Islande en 1783) se transforme, au contact de l'eau atmosphérique ou volcanique, en acide sulfurique nocif. On raconte que, lors de l'éruption du Katmaï en Alaska en 1912, des ménagères canadiennes de Vancouver, à une distance de 2 400 km, eurent la désagréable surprise de voir leur linge séchant dehors troué par des pluies acides !

Le fluor, très polluant, peut contaminer les eaux (risque d'empoisonnement par fluorose). Ainsi, certains habitants de contrées volcaniques (Furnas, île de Sao Miguel aux Açores) présentent des dents rougeâtres car l'apatite, qui entre dans la constitution de celles-ci, s'est transformée en fluorapatite.

Le gaz carbonique, invisible, inodore et plus lourd que l'air ambiant, s'écoule en nappe sournoise dans les vallées et les points bas autour du volcan. De telles accumulations de gaz carbonique dans des fractures et des dépressions sont appelées *mazukus* (« souffles maléfiques ») dans les champs de lave aux pieds du Nyiragongo et du Nyamuragira, près du lac Kivu. Le CO_2, d'origine mixte (magmatique et organique), constitue un danger important, les populations et leur bétail pouvant être victimes d'asphyxie.

Le 20 février 1979, 0,1 km^3 d'un tel gaz, émis à l'état quasi pur lors d'une éruption phréatique mineure, a tué 142 personnes au plateau de Dieng à Java. Une émission similaire a fait, au même endroit, le 18 mars 1992, un mort et deux blessés.

Le Cameroun apparaît très exposé à ce genre de risque volcanique car des exhalaisons de gaz carbonique s'échappent de lacs d'eau douce occupant d'anciens cratères.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Certaines légendes parlent de sorcières et de démons, d'esprits des eaux, habitants des lacs maléfiques alors que d'autres lacs apparaissent, au contraire, bienfaisants (Shanklin, 1989). Les lacs dangereux se situent le long de fractures liées à la tectonique régionale, qui constituent un lieu privilégié pour la formation des volcans.

Un tel épanchement de CO_2, à la suite d'un éboulement du bord est du lac Monoun, profond de 96 m, a fait 37 victimes, le 15 août 1984 (Sigurdsson *et al.*, 1987).

L'événement du 21 août 1986 du lac Nyos (à 110 km du lac Monoun), situé au-dessus du village de Wum, apparaît encore plus dramatique (Freeth et Kay, 1987 ; Kling *et al.*, 1987 ; Sigurdsson, 1987 ; Sigvaldason, 1989 ; numéros spéciaux *J. Volc. Geoth. Res.*, 39/2-3, 1989 et 42/4, 1990). Il s'agit d'un lac elliptique de 1 800 m de grand axe, à fond plat et d'une profondeur de 208 m, niveau maximum contrôlé par un déversoir naturel, qui occupe le cratère d'un volcan, qui semblait inactif. L'émission d'une nappe de CO_2 a fait 1 746 morts (1 200 à Nyos même et plus de 500 dans les villages de Cha, Subum et Fang, jusqu'à 16 km en aval ; la dernière victime a été retrouvée à 27 km du lac). Elle a tué l'ensemble des êtres

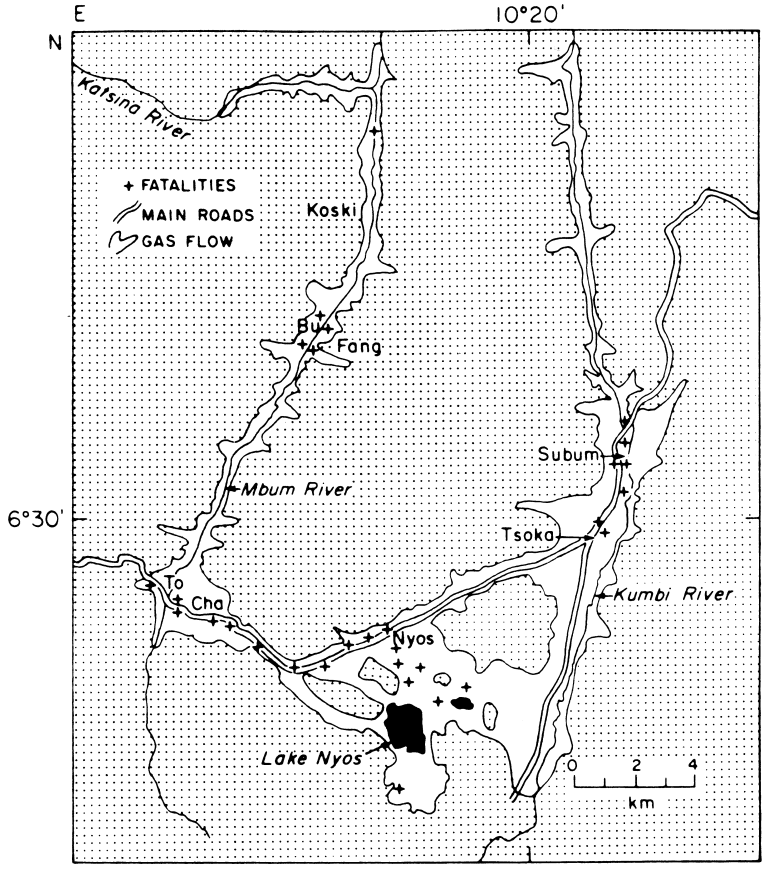


FIGURE 13.5 — **(a) Extension du nuage de gaz mortel à partir du lac Nyos le 21 août 1986 (MORIN et PAHAI, 1987 ; SIGURDSSON, 1987a).**

vivants (3 000 têtes de bétail, oiseaux, insectes, etc., à l'exception bien sûr des végétaux). Les corps des victimes apparaissaient peu lésés ; dans les maisons, les piles d'assiettes sont restées en place. Néanmoins, certains arbres ont été renversés. On a constaté quelques dommages d'origine mécanique, des traces de brûlures sur les victimes (morts ou blessés) mais pas d'effets chimiques. Le village de Nyos a depuis été rayé de la carte par déplacement administratif des habitants.

La distribution des animaux morts prouve que la concentration létale de gaz a atteint 120-150 m au-dessus du niveau du lac ; l'éjection en a décapé certains bords. Le nuage lourd (1 km^3) a parcouru 25 km en respectant la topographie (Fig. 13.5a). Un mélange de 12-15% de CO_2 dans l'air apparaissant mortel, on estime la quantité de gaz carbonique à 0,15 km^3, voire 0,6 km^3 (Faivre Pierret *et al.*, 1992). Le niveau du lac a baissé de 1 à 2 m et une tache rouille (Fe^{3+}, limonite, sidérite) a été observée en son milieu. Les 845 survivants souffrent des poumons (œdème) et des yeux (conjonctivite). Un événement similaire a eu lieu le 30 décembre 1986 (Chevrier, 1990). Une explosion a été entendue le 2 août 1999.



Figure 13.5 — (b) Au lac Nyos, un système de dégazage artificiel est maintenant opérationnel. Après amorçage du processus, l'eau jaillit naturellement à 50 m de haut, en libérant son gaz carbonique à dose inoffensive (photo J.M. Bardintzeff).

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

A priori, quatre hypothèses pouvaient être retenues pour expliquer l'ensemble de ces événements :

- une décharge anthropogénique de matériaux chimiques et/ou explosifs ;
- un processus limnique aboutissant à la décomposition organique et autorisant une « respiration » bactérienne ;
- une injection brusque et importante de gaz volcanique en profondeur :
- du CO_2 magmatique ou hydrothermal, dissous ou piégé sous forme de bicarbonate voire de sidérite (réaction avec Fe^{2+}). Un séisme, un glissement de terrain ou simplement la sursaturation en gaz serait à l'origine d'un bouleversement de la stratification des eaux et de la nucléation et de la libération du CO_2. Ceci expliquerait certaines observations de tache rouille, témoin de la présence d'eau ferrugineuse. Cette dernière hypothèse a été retenue, le phénomène se déroulant donc en deux temps : une phase longue et régulière de stockage de CO_2 dans l'eau profonde du lac, suivie d'une instabilité brusque libérant tout ce gaz.

Le danger persiste puisqu'on a estimé que le lac contenait alors encore 0,35 km^3 de CO_2 dissous et qu'il s'en ajoute 0,005 km^3 (soit 1,4 %) chaque année. La rupture de la digue naturelle fermant le bord nord du lac Nyos permettrait à la nappe de CO_2 de parcourir 108 km et d'atteindre le Nigéria en menaçant 10 000 personnes. Les principaux lacs du Cameroun ont fait l'objet d'une expertise. Tous ne constituent pas le même risque. Par exemple le lac Bambuluwe, peu profond (58 m) ne présente pas une capacité de stockage conséquente.

Ce type de risque a alors été envisagé en Auvergne, où certains lacs ont été expertisés (Camus *et al.*, 1993). Les lacs présentant un creux important, avec un rapport profondeur/diamètre relativement élevé sont en effet susceptibles de stocker des gaz en raison de la stratification thermique et chimique de leurs eaux (thermocline et chimiocline). On y distingue un mixolimnion convectif et oxygéné dans la partie supérieure et un monimolimnion anoxique dans la partie inférieure. Un basculement saisonnier des eaux peut induire la libération des gaz dissous. Dans le Massif central, deux lacs répondent à de telles caractéristiques : le lac d'Issarlès et le lac Pavin. Le premier, régulièrement vidangé par Électricité de France, n'a pas le temps d'accumuler des gaz. Pour le lac Pavin, la chimiocline se situe vers 60-65 m, à comparer aux 96 m de profondeur du lac. Le monimolimnion profond est très enrichi en composés dissous réduits : il contient 4 litres de méthane (CH_4) d'origine organique par litre d'eau et aussi Fe^{2+}, NH_4^+, CO_2 (sans stockage notable) et phosphates. Remarquons que le méthane, plus léger que l'air s'échapperait dans l'atmosphère lors de sa libération en surface et ne pourrait engendrer d'écoulements canalisés dans les vallées.

Par contre, le maar de Senèze (Devès) aurait été le siège d'un événement de type Nyos il y a 1,5 million d'années comme en témoigne une concentration anormale de faune, véritable gisement fossile (éléphants, ours, bœufs, chevaux… morts soudainement, sans doute par asphyxie) (Couthures, 1989).

Il semble possible de se prémunir contre de telles catastrophes futures en pompant régulièrement les eaux profondes, qui peuvent libérer progressivement leur gaz en

surface à dose non toxique. Un essai expérimental de siphonage des eaux profondes du lac Monoum a été effectué avec un tuyau vertical de 53 mm de diamètre pour une longueur de 90 m, puis de 141 mm et 65 m respectivement (Halbwachs *et al.*, 1993). Il a montré la faisabilité d'une telle opération : l'ascension des eaux, amorcée par une pompe à main est ensuite auto-entretenue par le dégazage qui a atteint 15 puis 151 $l.s^{-1}$ lors des deux essais successifs. Lors de ce projet, effectué avec des tuyaux de différentes longueurs, les eaux sortaient de profondeurs variées avec des « musiques » distinctes, d'où son nom de « flûtes de Pan ».

Cette méthode a été appliquée en 1995 en grandeur nature au lac Nyos. Le dégazage artificiel véritable a commencé début 2001 grâce à un tuyau de 203 m de long et de 150 mm de diamètre externe (soit un diamètre interne de 140 mm), immergé verticalement. Un compresseur permet d'amorcer le jet qui jaillit ensuite naturellement à 100 $km.h^{-1}$ jusqu'à 50 m de hauteur. Il s'agit d'un fluide léger car un litre d'eau profonde contient dix litres de CO_2 (seuil de saturation des eaux à 14 litres de CO_2 par litre d'eau). Ce système peut fonctionner pendant des années sans apport d'énergie (Fig. 13.5b). La colonne de pompage dégaze 0,02 km^3 par an sur les 0,35 km^3 du lac. La teneur en CO_2 a un peu diminué pour approcher, en 2007, 80 % de la teneur maximale, observée en janvier 2001 (Kusakabe *et al.*, 2008). Il faudrait en fait au moins une autre colonne qui fonctionnerait pendant plusieurs années, jusqu'à la disparition totale du gaz mortel (projet « orgues de Nyos »). Mais attention à ne pas déclencher une nouvelle catastrophe volcanique ! On pourrait même envisager une éventuelle valorisation de ce gaz extrait !

Au lac Monoun le danger est important car les eaux sont proches de la saturation. Le dégazage artificiel a commencé en février 2003 à l'aide d'un tuyau de 70 m, d'un diamètre externe de 102 mm (soit 95 mm de diamètre interne). Le jet montait à 8 m. Grâce à plusieurs colonnes de dégazage, à partir de février 2006, la teneur en CO_2 a décru significativement pour arriver, en 2007, à 40 % de la teneur maximale, proche de la saturation, mesurée en janvier 2003 (il y avait alors 0,01 km^3 de CO_2 dans le lac) (Kusakabe *et al.*, 2008). Notons que les eaux du lac Monoun colorées contiennent du fer et aussi 2% de méthane (alors qu'il n'y en a pas à Nyos). Cette opération nécessaire, qui modifie l'équilibre du lac, implique une catastrophe écologique locale entraînant la mort des poissons.

Un autre lac contient du gaz dissous en grande quantité : le lac Kivu entre Rwanda et République démocratique du Congo. Chaque litre d'eau contient 2 litres de gaz : 1/6 de méthane d'origine biogénique et 5/6 de CO_2 d'origine magmatique. Soit au total 1 000 fois plus de gaz qu'à Nyos ! Si le CO_2 constitue un risque important pour 2 millions de personnes, l'extraction du méthane est envisageable pour une production d'électricité (Schmid *et al.*, 2005).

Les gaz diffus peuvent aussi être dangereux : CO_2, radon et fluor dans l'île de São Miguel aux Açores où on cite des cas de fluorose dentaire.

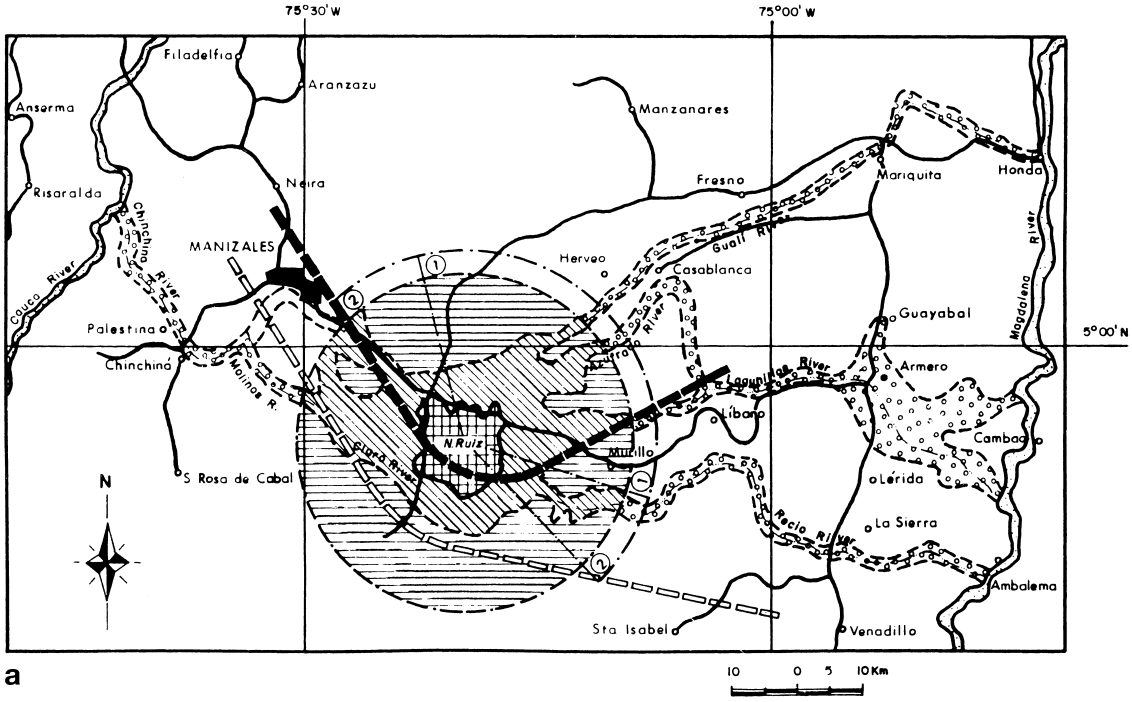
© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Les lahars

Les lahars ou coulées boueuses résultent de la conjonction entre la présence de matériaux volcaniques instables, d'un apport d'eaux d'origines variées et d'une instabilité (chapitre 9, § 5). L'origine indonésienne de ce terme montre combien ce pays est exposé aux risques de lahars (cinq volcans répertoriés dans le tableau 13.1).

La dernière grande catastrophe de ce type a eu lieu en Colombie, au Nevado del Ruiz, le 13 novembre 1985, causant la mort de 25 000 personnes. Cet édifice a eu une histoire complexe depuis 1,8 million d'années et douze événements éruptifs ont été répertoriés au cours des 11 000 dernières années (Thouret *et al.*, 1990) ; or, les habitants, le voyant plutôt tranquille, l'avaient surnommé « el Leon Dormido ». Cette crise a été particulièrement bien suivie (Williams, 1990 ; Barberi *et al.*, 1990 ; Voight, 1990 ; numéraux spéciaux *J. Volc. Geoth. Res.*, 41/1-4 et 42/1-2, 1990). En novembre 1984, soit un an avant l'éruption paroxysmale, on note une activité sismique. En février 1985, l'émission de fumerolles augmente. Le 11 septembre, une pluie de cendres fines dure six heures et des blocs de 1 m retombent à une distance de 1 km. Une petite avalanche, d'origine phréatique, parcourt 27 km dans le canyon Azufrado. Les expertises et cartes de risque, de la part des équipes scientifiques locales ou étrangères, menées en octobre et novembre, concluent à des risques de lahar. L'éruption du 13 novembre consiste en une phase plinienne relativement peu importante et surtout en quatre lahars principaux, ayant pour origine la fusion d'une partie des glaciers sommitaux (le volcan culmine à 5 389 m) et la formation de poches d'eaux sous-glaciaires brusquement libérées. 16 % de la surface de la calotte de glace et de neige ont fondu, soit une surface de 4,2 km^2, correspondant à 9% (0,06 km^3) du volume (Thouret, 1990). Les lahars recouvrent les villes de Chinchina à 60 km à l'ouest (à 22 h 30, 2 000 morts), d'Armero à 72 km à l'est (à 23 h 35, 23 000 victimes) et de Mariquita à 80 km au nord-est, et atteignent une distance maximum de 104 km (Fig. 13.6). Dans le rio Azufrado, la vitesse moyenne est de 10 $m \cdot s^{-1}$ (72 km parcourus en deux heures) avec un débit moyen de 25 000-30 000 $m^3 \cdot s^{-1}$ (maximum de 48 000 $m^3 \cdot s^{-1}$ à 10 km de la source quand la vague atteint 40 m de haut). Puis, au niveau d'Armero, la vague fait encore 2-5 m pour une vitesse maximum de 12 $m \cdot s^{-1}$, qui explique la destruction totale de la ville (Pierson *et al.*, 1990). Maintenant, un observatoire volcanologique de surveillance du Nevado del Ruiz est opérationnel à Manizales.

Le pouvoir destructeur d'un lahar dépend de la fluidité de la masse en mouvement et du profil de la pente parcourue. Les personnes exposées risquent l'écrasement et une infection rapide de leurs blessures. Le danger de lahar peut être prévenu en partie par une simple surveillance optique. Dans certains cas, une alerte permet aux habitants de fuir à temps et de gagner les points élevés. Le temps de parcours de ces masses en mouvement peut être estimé en fonction du débit à la source. Ainsi celles d'ampleur extrême (> 1 000 000 $m^3 \cdot s^{-1}$) atteignent 50 km en 1 heure, celles de très grande ampleur (10 000-1 000 000 $m^3 \cdot s^{-1}$) en 2 heures, celles de grande ampleur (1 000-10 000 $m^3 \cdot s^{-1}$) en 3,5 heures et celle de moyenne ampleur (100-1 000 $m^3 \cdot s^{-1}$) en 5 heures (Pierson, 1998). Les distances parcourues sont extrêmes. Par exemple au



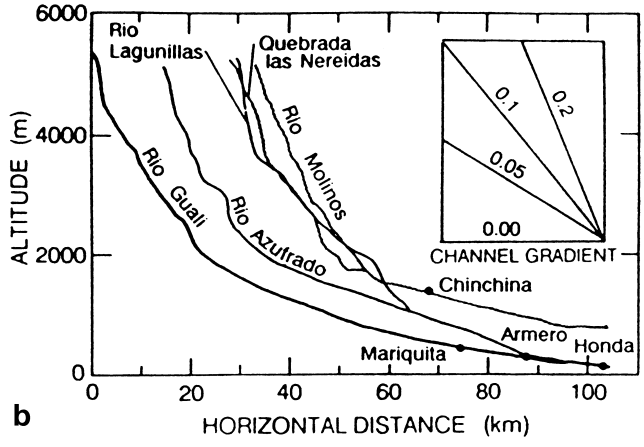


FIGURE 13.6 — **(a) Carte de risques du Nevado del Ruiz, terminée le 12 novembre 1985, soit un jour avant l'éruption.**

Cinq types de risques sont retenus : coulées de lave (risque élevé en quadrillé), écoulements pyroclastiques (risque élevé en hachurés obliques et modéré en traits horizontaux), lahar (risque élevé en petits cercles vides), blast dirigé (risque élevé dans le demi-cercle 1 ou modéré dans le demi-cercle 2), retombées de cendres (risque élevé limité par les tiretés épais et risque modéré limité par les tiretés évidés) (CEPEDA *et al.*, 1985; PARRA et CEPEDA, 1990).

(b) Profils longitudinaux des vallées drainant le Nevado del Ruiz, qui ont canalisé les différents lahars. Les villes touchées sont indiquées (PIERSON *et al.*, 1990).

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Cotopaxi en Équateur en 1977, un lahar progresse de 250 km, jusqu'au Pacifique, en 18 heures.

Lors de la crise éruptive majeure de 1991-1992 du Pinatubo aux Philippines, et pendant plusieurs années après, de nombreux lahars se sont formés, à chaque saison des pluies (chapitre 9, § 5, photo couleur hors texte 25). Un système d'alerte a été mis au point par le Phivolcs (Institut philippin de volcanologie). Des observateurs dans des postes avancés sont capables d'annoncer l'arrivée d'un lahar aux habitants des villes et villages situés en contrebas. Ceux-ci disposent d'une demi-heure à trois quarts d'heure seulement pour évacuer. Par ailleurs tout un système de digues a été construit. Le budget total est estimé à 4 milliards de dollars US pour endiguer parfaitement les quatre vallées les plus dangereuses.

En 1919, les 38 millions de m^3 d'eau du lac, qui occupaient le cratère du Kelut en Indonésie, s'étaient brutalement déversés en lahars meurtriers, faisant 5 110 victimes (tableau 13.1). Un lac encore plus important s'étant reformé, une telle catastrophe menaçait de se renouveler à tout moment. Les Hollandais, qui colonisaient l'Indonésie à cette époque, ont conçu en 1926 un astucieux système de tunnels latéraux, construits à la dynamite, pour vidanger ce lac dangereux. Le niveau fut abaissé de 56 mètres et le volume ramené de 65 millions à 3 millions de m^3. L'éruption de 1951 ne fit pas de victimes. Les tunnels furent ensuite obstrués et, en 1966, on déplora encore plus de 200 morts. Un nouveau tunnel construit par les Indonésiens en 1967 a maintenu ensuite le lac à un niveau raisonnable (volume de 1 million de m^3). À la suite de l'éruption du 10 février 1990, qui fit 30 victimes, 33 lahars, émis entre le 15 février et le 28 mars, parcourent 24 km à la vitesse maximale de 4-11 $m \cdot s^{-1}$. Le volume des lahars est estimé à 30 millions de m^3, pour une épaisseur de 7 m à 2 km du cratère et de 3 m à 10 km (Thouret *et al.*, 1998). Une nouvelle crise éruptive a eu lieu entre octobre 2007 et avril 2008 avec une phase explosive et l'émission d'un dôme de lave dans le lac.

Une technique équivalente a été utilisée à la suite de l'éruption de 1982-83 du Galunggung également en Indonésie, avec la construction de six tunnels en 1999. En septembre 2001, le lac du cratère du Pinatubo aux Philippines dont le volume atteint 210 millions m^3 menaçait de déborder. Le creusement d'un canal (2 m de large, 75 m de long et profond de 4 m) a permis de drainer le lac de 24 millions m^3 en 5 heures.

Les instabilités : glissements de terrain, avalanches

Les volcans apparaissent beaucoup plus instables qu'une montagne d'importance équivalente. De nombreux édifices volcaniques, dissymétriques, présentent une instabilité sectorielle (revue *in* McGuire *et al.* Éd., 1996 ; Leyrit, 2000 ; n° spécial *J. Volc. Geoth. Res.*, 94, 1-4, 2000) : Etna (Valle del Bove), Stromboli (Sciara del Fuoco), montagne Pelée (Le Friant *et al.*, 2003) ; trois événements importants de ce type ont eu lieu sur ce volcan, datés à plus de 100 000 ans (25 km^3), 25 000 ans (13 km^3), 9 000 ans (2 km^3), Soufriere Hills à Montserrat, piton de la Fournaise (Bachelery *et al.*, 2003), Kilauea. Les instabilités concernent aussi les volcans anciens, tel le Cantal (Schneider et Fisher, 1998), les Canaries (Ward et Day, 2001), Tahiti (l'effondrement du flanc nord de l'île, il y a environ 870 000 ans, a généré une avalanche de débris de plus de 400 km^3, qui s'est propagé en mer jusqu'à 70 km de la côte, en un temps très bref, de quelques minutes à quelques dizaines de minutes ; Hildenbrand *et al.*, 2006).

Tout édifice conique constitué d'une accumulation granulaire en milieu sec (tas de sable, terril de charbon, volcan strombolien) présente une pente d'équilibre de 30° (soit une tangente = H / R = 0,58, avec H = hauteur du cône et R son rayon à la base) : au-dessus de ce seuil théorique un effondrement se déclenche. Les différentes fractures et les niveaux hydrothermalisés constituent autant de niveaux de glissement privilégiés. Les instabilités sont également favorisées par les (micro)séismes : au mont Unzen au Japon, le 21 mai 1792, un séisme de magnitude 6,4, fut à l'origine d'instabilités puis d'un tsunami qui fit plus de 15 000 victimes et il existe un risque actuel d'instabilité du dôme de 1991-1995. En milieu intertropical, les terrains de nature volcanique, très altérés, sont encore plus exposés. Dans les cartes de risques, il faut aussi prendre en considération la pente et la dénivellation, l'orientation, la lithologie et les discontinuités, le climat et la végétation (exemple de l'étude des risques à Tahiti ; Gelugne *et al.*, 1991 ; Guillande *et al.*, 1993).

Le matériel solide sec peut se déplacer en masse (glissement de terrain, matériel cohésif) ou au contraire de façon dispersée (avalanche de débris, matériel granulaire). Avec une teneur en eau croissante, on passe progressivement à une coulées de débris puis une coulée boueuse (lahar).

Les instabilités se produisent pendant la phase éruptive, par exemple à la suite d'une inflation de l'édifice comme on l'a observé au mont Saint Helens (chapitre 9, § 3 ; Fig. 9.10) ou au contraire plusieurs années (siècles) après celle-ci. Les masses déplacées peuvent combler des vallées, créer des lacs de retenue. Le nombre de victimes, importants, est le plus souvent comptabilisé, dans les bilans globaux, parmi celles de l'ensemble des instabilités, d'origine volcanique ou non.

Les tsunamis

Une éruption explosive, qui se déclenche près des côtes (éruption côtière, sous-marine ou sur une île), ou une instabilité modifiant brusquement la topographie locale, provoque des vagues de grande ampleur dans la mer. Celles-ci peuvent déferler sur un rivage voisin ou éloigné avec un pouvoir destructeur énorme. On parle de *tsunami* (terme japonais signifiant « vague dans le port »), raz de marée d'origine volcanique (ou sismique). Les vagues, d'amplitude de l'ordre du mètre pour une largeur pouvant atteindre 200 km et donc de pente très faible, traversent l'océan à des vitesses de l'ordre de 700 km · h^{-1} (vitesse d'un avion de ligne) : ainsi un tsunami déclenché en Alaska ou aux îles Aléoutiennes atteint Hawaii au milieu de l'océan Pacifique en 5 heures ; s'il part des côtes chiliennes il lui faut 15 heures. Près des côtes, quand le fond diminue, les vagues ralentissent fortement (100 km · h^{-1} ou moins, vitesse d'une automobile) mais atteignent plusieurs dizaines de mètres de hauteur. Plusieurs trains de vagues se succèdent à intervalle de 5-40 mn, le premier n'étant pas toujours le plus important.

L'éruption du Santorin en mer Égée (chapitre 8, § 4 ; Fig. 8.9), datée du XVI^{e}-XVII^{e} siècle av. J.-C., a pu être une cause de la disparition de la civilisation minoenne, à l'origine de la légende de l'Atlantide rapportée par Platon. De fait, l'île actuelle est réduite à un anneau fragmenté autour d'une vaste caldeira elliptique (Fig. 8.14) de 8 × 5 km et profonde de 600 m (200 m d'à-pic auxquels s'ajoutent 400 m sous

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

le niveau de la mer). Celle-ci remplace une île ancienne, Stronghyli. Les produits de l'éruption ont recouvert la Crète et l'ensemble de la mer Égée, des cendres atteignant même l'Égypte. Le volume émis pourrait avoir atteint 100 km^3 (30 km^3 DRE). La mer remplissant la gigantesque dépression créée par l'explosion, forma dans un deuxième temps un formidable raz de marée (tsunami), qui atteignit la Crète, distante de 120 km. La vague aurait pu atteindre localement 200 m de hauteur, altitude des niveaux de ponces flottées retrouvées sur certaines îles avoisinantes.

Le 27 août 1883, l'éruption du Krakatoa sur une île du détroit de la Sonde a provoqué un tsunami déferlant sur les îles de Java et Sumatra distantes de 40 km environ et noyant des milliers de personnes. Au total, on déplore 36 417 victimes de cette éruption. On retrouva un bateau à vapeur, le *Berouw*, à 2,5 km à l'intérieur des terres. À Tokyo des baromètres à 5 863 km enregistrèrent une augmentation de pression de 1,45 millibar (hPa). Les vagues engendrées par l'éruption traversèrent le Pacifique et l'Atlantique et furent détectées par les enregistreurs de marée dans le golfe de Gascogne à 17 000 km du lieu de l'éruption (Francis et Self, 1984). L'interprétation de l'éruption a été discutée (Self et Rampino, 1981 ; Camus et Vincent, 1983 ; Simkin et Fiske, 1983 ; Francis, 1985 ; Yokoyama, 1987 ; Self, 1992 ; Carey *et al.*, 1996 ; Mandeville *et al.*, 1996). Trois phases semblent s'être succédé : (1) une éruption plinienne, (2) un tsunami majeur vers 10 heures du matin accompagné d'une onde acoustique et (3) une éruption ignimbritique. Il semblerait que le tsunami ait été déclenché par une avalanche de type Saint Helens entrant brusquement dans la mer. De nombreux raz de marée et ondes acoustiques de plus faible amplitude ont dû l'accompagner.

En 1883 également, une avalanche issue du mont Saint Augustine en Alaska (chapitre 9, § 3) a donné naissance à un tsunami. Durant l'éruption de 1980 du mont Saint Helens, l'avalanche se précipitant dans Spirit Lake a généré une vague de 260 m de hauteur et relevé le niveau du lac de 60 m (Voight *et al.*, 1981). L'effondrement dans la mer de 500 km^3 du volcan Cumbre Vieja à La Palma aux Canaries provoquerait un tsunami sur l'Atlantique, qui atteindrait l'Espagne, l'Angleterre (vagues de 5-7 m) et les côtes américaines (10-25 m) (Ward et Day, 2001).

Pour les différents types de risques, de nombreuses études de cas sont présentées dans les ouvrages de Latter Éd., 1989 ; Bourdier Éd., 1994 ; Barberi *et al.* Éd., 1996 ; Scarpa et Tilling Éd., 1997 ; Sigurdsson *et al.* Éd., 1999 ; Lefèvre et Schneider, 2002 ; Schmincke, 2004 ; Dubois, 2007 ; Schneider, 2009 ; Lefèvre, 2010.

13.3. L'estimation des risques

Risques et aléas

Un risque, quel qu'il soit, dépend directement de l'intensité et de la fréquence du phénomène envisagé. Dans le cas des risques volcaniques, il faut prendre en compte les éruptions cataclysmales, fort rares heureusement (une ou deux par siècle), mais aussi les événements mineurs beaucoup plus fréquents (par exemple, dans l'île de la Réunion, la route de la côte est se trouve régulièrement coupée, dans un intervalle

de temps de quelques années, par des coulées de lave émises par le piton de la Fournaise). Ces deux cas extrêmes, ainsi que tous les intermédiaires, constituent des risques que les responsables administratifs doivent envisager. Il convient aussi de bien distinguer la probabilité d'occurrence d'une éruption importante mais parfois en milieu désertique (aléa = *hazard* pour les Anglo-Saxons), des conséquences parfois dramatiques pour les populations (*risk*). Le risque correspond à la perte potentielle dans une zone sujette à l'aléa. Plus précisément, d'un point de vue quantitatif, il s'exprime par le produit :

$$\text{valeur} \times \text{vulnérabilité} \times \text{aléa}$$

La *valeur* peut s'estimer par le nombre de vies humaines, l'ensemble des biens (immobiliers ou mobiliers) et les capacités de production exposés… sans oublier l'important préjudice psychologique. La *vulnérabilité* est la possibilité d'endommagement partiel ou total (dévalorisation =% de la valeur susceptible d'être perdue) ; par exemple 50% si la moitié de la valeur est (sera) détruite, 100% en cas de destruction totale et de mort de tous les habitants).

Parmi les sept cas envisagés (§ 13.2), les nuées ardentes, les lahars et les tsunamis sont les principales sources de risques (tableau 13.1) alors que les coulées de lave restent relativement bien moins dangereuses.

Il convient de bien distinguer les risques primaires, directement liés à l'activité volcanique, des risques secondaires (et tertiaires) dérivés dans le temps ou dans l'espace. (1) Les risques primaires (laves, retombées, nuées, gaz), immédiats, existent au moment même de l'éruption volcanique et directement à cause d'elle. (2) Les risques secondaires découlent d'une conjonction de plusieurs faits, certains extérieurs (pluies torrentielles, masse instable, zone marine). Ils apparaissent donc plus ou moins différés dans le temps (lahars, instabilités) ou dans l'espace (tsunamis). (3) Il faut aussi envisager des risques tertiaires liées à l'occupation et à l'action humaine (population concentrée, stockage de produits dangereux), qui augmentent encore les bilans (fuite de gaz, court-circuit, incendie, rupture de barrage, famine, etc.).

Une éruption peut même modifier l'équilibre écologique, comme dans le cas du Santa-Maria en 1902 : à la suite de la mort de plusieurs centaines de milliers d'oiseaux, les moustiques sans prédateurs ont rapidement proliféré, entraînant une grave épidémie de malaria qui a tué plus que l'éruption elle-même. Les différents services de protection civile doivent gérer toutes ces données (§ 13.5).

Chiffrer les pertes totales occasionnées par une éruption demeure toujours difficile. À titre indicatif, les coûts de trois éruptions d'importance moyenne au Japon, ont été estimés : 18 millions de dollars US pour l'éruption de l'Izu-Oshima (15-22 novembre 1986), 190 millions pour celle du Miyakejima (3-4 octobre 1983) et 210 millions pour celle de l'Usu (6 août-27 octobre 1978) (Aramaki, 1991). Les dégâts liés à la crise de Rabaul en Papouasie-Nouvelle-Guinée en 1994 et pendant les années suivantes se sont élevés eux aussi à environ 200 millions de dollars US. L'éruption de 1991 du Pinatubo a coûté 708 millions de dollars US les deux premières années, somme qui dépassera probablement un total d'un milliard de dollars sur la période 1991-2005 (Leone, 1996 ; Mercado *et al.*, 1997). Celle du mont Unzen au Japon en 1991 et années suivantes a entraîné une perte de 2 milliards de dollars US.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Cycles et rythmes

Chaque édifice volcanique possède sa particularité. Le volcanologue s'efforce de retrouver les produits anciens, de déterminer la nature du dynamisme générateur (coulées de lave, dépôts de cendres ou de nuées ardentes, etc.) et enfin de les dater pour reconstituer le *curriculum vitae* du volcan. On part du principe simple que ce qui a pu se produire dans le passé est susceptible de se reproduire dans l'avenir. On peut alors bâtir des scénarios d'éruptions (et des cartes de risques) plus crédibles. Les bois, carbonisés à l'abri de l'air par les cendres ou les nuées ardentes, peuvent être datés par la méthode du ^{14}C, autorisant ainsi une bonne téphrochronologie des 50 000 dernières années. Pour les périodes plus anciennes, les méthodes de datations absolues (potassium/argon) permettent de dater les laves de plusieurs centaines de milliers d'années. Les traces de fission provoquées par l'^{238}U dans les minéraux et les verres, et la thermoluminescence présentée par certains minéraux après chauffage, permettent d'obtenir également des âges fiables (pour une revue des différentes méthodes de datation, voir Riser *et al.*, 1999, Miskovsky Éd., 2002).

À l'échelle géologique, une éruption volcanique semble quasi instantanée, alors que la cause (l'activité thermique et géodynamique de la Terre) semble relativement continue (chapitre 6 ; Fig. 13.7).

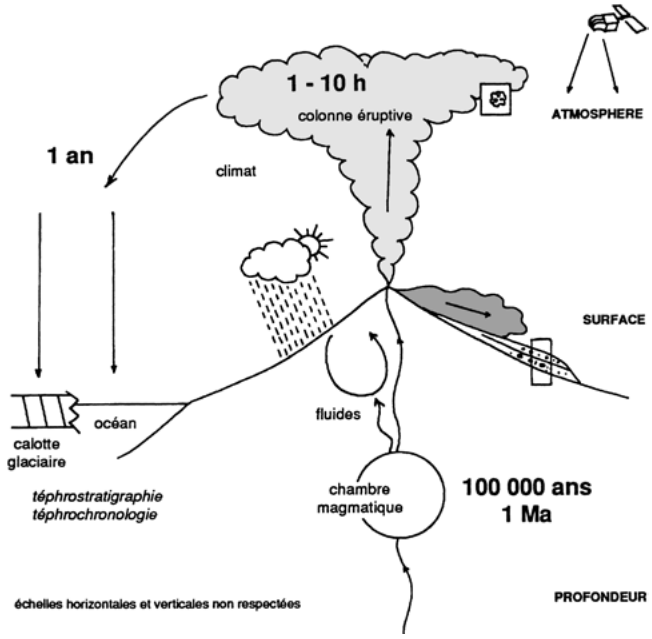


FIGURE 13.7 — **Le volcanisme et les échanges d'énergie et de matières, entre la profondeur et la surface, à différentes échelles temporelles.**

Dans le cas de l'éruption explosive représentée, la colonne éruptive s'élève en moins d'une heure puis s'étale. Les produits résident plusieurs années dans la haute atmosphère, alors que le magma reste stocké dans la chambre pendant plusieurs centaines de milliers d'années. Les échelles horizontales et verticales ne sont pas respectées (BARDINTZEFF, 1993, modifié).

Un volcan important peut « vivre » plusieurs centaines de milliers d'années (la montagne Pelée est âgée de plus de 300 000 ans) voire plusieurs millions d'années (le Cantal a commencé son activité il y a 13 millions d'années pour s'éteindre il y a 3 millions d'années, soit une durée de 10 millions d'années). On suppose qu'en profondeur, une chambre magmatique persiste également pendant une période de l'ordre d'un ou de plusieurs millions d'années : le magma s'y stocke, stagne et se modifie. À chaque éruption, la chambre magmatique ne se vide au maximum que de 1/10 de son volume. Puis le volcan meurt et disparaît par subsidence ou par érosion.

Y a-t-il récurrence, périodicité, rythmicité ou au moins régularité au cours de la vie d'un volcan ? De nombreux volcans montrent effectivement une activité cyclique à différentes échelles de temps. Moriya (1992) classe les volcans en six catégories selon leur fréquence d'éruption, variant d'un ordre de grandeur de $1/10^0$ an à $1/10^5$ ans (tableau 13.2).

Tableau 13.2 — Les six classes de volcan (A à F, avec quelques exemples pour chaque cas) établies en fonction de la fréquence de leurs éruptions (Moriya, 1992).

classe	fréquence d'éruptions	exemples
A	$1/10^0$ an	Etna, Kilauea, Fournaise
B	$1/10^1$ ans	Ruapehu, Sangay, Arenal
C	$1/10^2$ ans	Usu, Izu-Oshima, Tokachi
D	$1/10^3$ ans	Fuji, Hakusan, Yotei
E	$1/10^4$ ans	Norikura, Tateyama
F	$1/10^5$ ans	Shiga, Yatsugataki

À une échelle de temps longue (10 000 ans–1 Ma).

Des cycles de 100 000 ans ou plus se succèdent parfois, chacun se terminant le plus souvent par un épisode violemment explosif et la formation d'une caldeira par effondrement. Moriya (1992) a mis en évidence une évolution générale des strato-volcans quaternaires japonais en quatre stades principaux successifs :

(1) strombolien (basalte, basalte andésitique) ;

(2) vulcanien (andésite) ;

(3) plinien et péléen (andésite, dacite) ;

(4) dôme de lave et caldeira (dacite, rhyolite).

Les stades 1, 2 et 3 montrent une explosivité croissante, alors que le stade 4, final, se traduit par l'émission d'une lave visqueuse et un effondrement général de l'édifice. Chaque épisode dure environ une centaine de milliers d'années, soit un total de 400 000-500 000 ans. Dans le détail, neuf stades sont plus précisément répertoriés (le volcan Asama en est actuellement au stade 7). On observe en outre une productivité décroissante, de 0,6 à 0,3 puis 0,2 km^3/1 000 ans.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Ainsi, des volcans, plutôt laviques (Etna, Teide aux Canaries, piton des Neiges à la Réunion), sont aussi le siège, tous les quelque 10 000 ou 100 000 ans, d'épisodes pyroclastiques majeurs, parfois associés à la formation d'une caldeira.

La montagne Pelée montre également une évolution. Sa première activité remonte à 300 000-400 000 ans avec une alternance de laves et de tephra. Ensuite, un épisode à nuées ardentes de type Saint-Vincent se situe à 25 700-22 300 ans. Enfin, le stade actuel a commencé il y a 13 500 ans, avec une alternance de nuées ardentes et de retombées pliniennes.

Entre 90 000 et 8 300 ans B.P., la chaîne des Puys est passée d'une activité uniquement lavique ou faiblement explosive (cônes) à des stades beaucoup plus violents (dômes et nuées ardentes associés vers 10 000 ans B.P.), bien que des cônes aient continué à se former depuis. Une approche « stochastique » des crises volcaniques a permis de mettre en évidence des maxima de fréquence à 82 000, 62 000, 35 000 et 10 000 ans pour la chaîne des Puys (Berger *et al.*, 1994).

À une échelle de temps courte (1–10 000 ans)

La connaissance précise des dernières éruptions permet une étude statistique avec une extrapolation possible pour l'avenir.

La montagne Pelée présente d'importantes variations de dynamisme éruptif. On a noté, au cours des 5 000 dernières années, 23 événements magmatiques (Westercamp et Traineau, 1983a et b ; Traineau *et al.*, 1983, 1989), avec une alternance, à l'échelle de plusieurs siècles, de retombées pliniennes (la dernière, P1, remonte à seulement 1300 ap. J.-C. ; chapitre 8) et de nuées ardentes, typiquement péléennes. Les dernières crises récentes de ce type ont duré trois-quatre ans (entre 1902 et 1904, Lacroix, 1904 ; puis entre 1929 et 1932, Perret, 1937).

La Soufrière de Saint-Vincent aux Antilles produit alternativement dômes et nuées ardentes depuis plusieurs siècles (tableau 9.1).

Le piton de la Fournaise, à la Réunion, manifeste une assez bonne régularité, avec une éruption en moyenne chaque année (249 éruptions en 150 ans, c'est-à-dire tous les quelques mois ou quelques années). Entre 1930 et 1987, on y dénombre 64 éruptions, dont les durées varient de quelques heures à huit mois. L'éruption de mars 1998 apparaît assez exceptionnelle car elle a suivi une période de calme de six ans et a duré plus de six mois, du 9 mars au 21 septembre ; celle de 2006-2007 a duré 4 mois, du 30 août au 1er janvier, et a déversé 15 à 20 millions de m^3 de lave, essentiellement dans le cratère Dolomieu. L'analyse fractale révèle qu'après chaque phase éruptive, la probabilité d'une période de calme d'une durée de deux mois s'élève à 73 % mais tombe à 18 % pour une période calme d'un an et à 8% pour trois ans (Dubois et Cheminée, 1993). Les cycles d'une durée inférieure à 10 mois et ceux d'une durée comprise entre 10 et 48 mois diffèrent. Deux oscillateurs indépendants semblent alors intervenir dans la loi statistique : s'agit-il de deux phases, l'une de remplissage, puis l'autre de vidange d'un réservoir magmatique ? ou bien de l'existence de deux chambres magmatiques à deux profondeurs différentes ? ou bien de deux régimes tectoniques ?

Au Vésuve, on dénombre huit cycles depuis 25 000 ans, qui débute chacun par une éruption plinienne majeure du type de celle de Pompéi en 79. Depuis l'éruption de 79,

la production moyenne de magma est de 1,5 à 2 millions de m^3 par an. En supposant la continuité du système depuis la dernière éruption de 1944, il apparaît qu'actuellement un volume de 40-70 millions de m^3 est « disponible ». L'émission, en une seule fois, d'une telle quantité de magma, correspondrait à une éruption envisageable, la plus importante depuis celle, subplinienne, de 1631 (Macedonio *et al.*, 1990 ; Lirer *et al.*, 1997).

À l'échelle planétaire, il semblerait qu'il y ait des périodes à forte fréquence d'éruptions importantes, avec à chaque fois au moins une éruption de VEI = 6 et plusieurs de VEI = 5 ou 4. Au cours des deux derniers siècles il s'agit de 1800-1822 (avec le Tambora en 1815), 1875-1886 (Krakatoa, 1883), 1902-1912 (Santa-Maria, 1902, Katmaï, 1912), 1980-1991 (Pinatubo, 1991). Il serait alors possible de faire des prévisions statistiques, en prenant en compte les volumes rejetés au cours de ces périodes (un volume important induirait une période de repos suivante plus importante). Ainsi la prochaine éruption de VEI = 6 ne devrait pas se produire avant... 2016 (Palumbo, 1997).

La méthode statistique de Wickmann (1966) prend en compte l'espacement entre chaque événement et le temps écoulé depuis la dernière éruption. Chaque volcan peut être caractérisé à un instant *t*, par une *survivor function*, probabilité qu'une phase de repos ne soit pas terminée après le temps *t* écoulé depuis la dernière éruption :

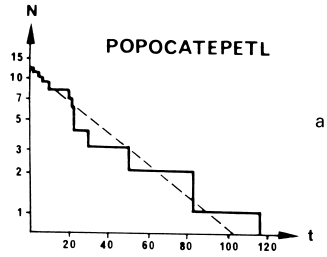
$$F(t) = Nd(t)/No$$

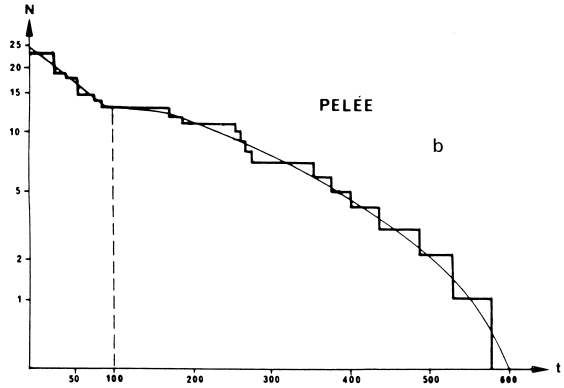
où Nd(t) correspond au nombre de périodes de repos d'une durée supérieure ou égale à t et No au nombre total de périodes de repos. Certains volcans, tel le Popocatepetl au Mexique, ont un comportement tout à fait aléatoire, décrit par une loi de Poisson (De la Cruz-Reyna, 1991). D'autres volcans, telle la montagne Pelée apparaissent bien plus complexes (Fig. 13.8). Ces notions de statistiques et de probabilités sont discutées par Mader *et al.* (2006) et Dzierma et Wehrmann (2010).

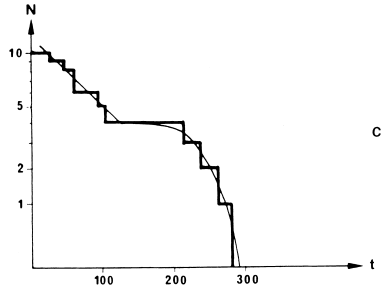
Comment être sûr qu'un volcan est définitivement éteint ? Comment définir un volcan actif (Szakacs, 1994) ? Il convient de bien distinguer les volcans vivants, actifs, des volcans morts, éteints. Et il faut garder à l'esprit, qu'un volcan actif alterne des phases d'activité relativement courtes avec des phases beaucoup plus longues de repos. Un volcan endormi depuis plusieurs millénaires peut se réveiller rapidement. Il ne peut être considéré comme définitivement éteint que s'il n'a pas manifesté d'activité depuis plusieurs dizaines de milliers d'années, c'est-à-dire plusieurs « nuits » de sommeil. Nos volcans de la chaîne des Puys, en Auvergne, actifs il y a encore 6 000 ans, doivent donc être considérés comme potentiellement actifs et susceptibles de se réveiller bien que pour l'instant aucun paramètre ne le laisse supposer pour un avenir proche.

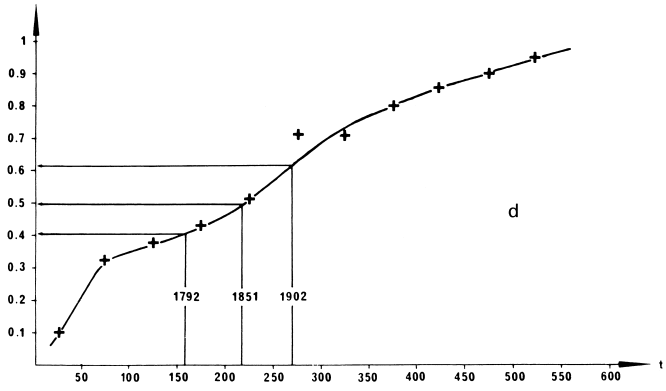
La phase finale de l'étude consiste à établir les cartes de risques (Fig. 13.6a), qui intègrent ces différentes données : volcan isolé ou « champ » volcanique, scénario envisagé pour chaque cas (retombées, nuées, etc.), prise en compte de facteurs météorologiques influents (régime des vents sur la dispersion des cendres, pluviométrie sur le déclenchement des lahars), surface détruite par un facteur de risque ou par la combinaison de plusieurs, éruptions anciennes ou récentes dans l'histoire du volcan.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.


N
POPOCATEPETL
15
10
7
5
3
2
1
20
40
60
80
100
120
t
a


N
25
20
15
10
5
2
1
PELÉE
b
50
100
200
300
400
500
600
t


N
10
5
2
1
c
100
200
300
t


1
0.9
0.8
0.7
0.6
0.5
0.4
0.3
0.2
0.1
1792
1851
1902
d
50
100
150
200
250
300
350
400
450
500
550
600
t

← **Figure 13.8 — Études statistiques de la répartition des éruptions d'un volcan. La durée des périodes de repos permet d'établir une survivor function (Wickman, 1966).**

(a) Diagramme relatif au Popocatepetl (N = nombre de périodes de repos supérieures ou égales à une durée donnée, t = durée de cette période en années). (b) Diagramme équivalent pour les 5 000 dernières années de la montagne Pelée. La probabilité d'une nouvelle éruption pendant le siècle suivant la dernière est relativement forte ; elle diminue ensuite jusqu'à 200 ans, puis croît à nouveau. (c) Diagramme pour les 5 000 dernières années de la montagne Pelée ne prenant en compte que les éruptions à nuées ardentes. La probabilité reste forte et constante pendant 125 ans, soit jusqu'à l'année 2055 relativement à la dernière éruption de 1930. (d) Fréquences cumulées des durées de période de repos (t en années) entre deux éruptions magmatiques pour la montagne Pelée. La probabilité d'une réactivation magmatique était de 0,4 lors de l'éruption de 1792 (la dernière éruption remontait alors à 1630 environ), de 0,5 lors de celle de 1851 et de 0,6 lors de celle de 1902 : or seule l'éruption de 1902 a acquis un caractère magmatique, les deux éruptions précédentes restant au stade phréatique. Dans les années 2000 (70 ans depuis 1930), cette probabilité reste faible et inférieure à 0,3. (a, Wickman, 1966 ; b, c, d, Westercamp et Traineau, 1983).

En définitive, l'observation d'un volcan actif par un volcanologue (qui pratique une véritable « autopsie » d'une éruption) et celle d'un malade par un médecin présentent certaines similitudes. Dans les deux cas, un diagnostic nécessite trois approches complémentaires : la connaissance du contexte (clinique ou géodynamique), celle du passé ancien ou plus récent (antécédents du patient ou du volcan) et le suivi de la crise en cours. Chaque donnée a son importance et doit être connue avec une précision maximum.

13.4. Les observatoires de surveillance

Un observatoire de surveillance, construit à proximité du volcan à risques mais dans un lieu relativement peu exposé, s'avère l'outil idéal de suivi et de prévision. Le premier observatoire volcanologique a été construit dès 1841 au Vésuve, puis suivirent ceux de la montagne Pelée en 1903 et d'Hawaii en 1912. Aujourd'hui, la plupart des volcans dangereux du monde bénéficient de tels observatoires, malgré le prix élevé d'une telle maintenance. La France apparaît bien placée, avec trois observatoires près des volcans actifs des départements d'outre-mer, Soufrière de la Guadeloupe, montagne Pelée en Martinique et piton de la Fournaise à la Réunion. Des scientifiques et un personnel qualifié y surveillent en permanence le volcan, travail parfois ingrat lorsqu'il s'agit de rester plusieurs années au pied d'un volcan sans qu'il ne se passe rien.

Une surveillance visuelle « non instrumentale » est nécessaire et donne de bonnes informations : microséismes ressentis, déformations visibles, éboulements, apparition de fumerolles, montée du niveau d'eau des sources et des rivières, modification de la végétation, comportement anormal des animaux… Mais seule la surveillance instrumentale permet un suivi complet, grâce aux stations de mesures réparties

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

sur l'édifice, qui transmettent leurs informations à l'observatoire par radio ou par télémétrie.

L'activité sismique

Des séismes profonds et de grande ampleur se produisent parfois sous les volcans (chapitre 6, § 1).

D'autres petites secousses plus superficielles, diffèrent complètement et semblent plus directement liées à l'éruption. Elles résulteraient du déplacement du magma (fluide) dans les fissures. Ces événements plus brefs et de périodes plus longues ont été appelés « type B » par opposition au « type A » (volcano-tectonique) précédent (Chouet, 1996). Ces signaux deviennent ensuite très rapprochés dans le temps, témoins de la montée du magma. Il s'agit de *tremors* (terme anglo-saxon signifiant « frémissement »), événements sismiques caractéristiques, qui se succèdent pendant des périodes courtes d'une à deux minutes, de magnitude faible mais saturant les sismographes voisins. Ils témoignent d'ébranlements proches de la surface, dus plus particulièrement à la montée du magma dans la cheminée d'alimentation mais aussi à une fracturation hydraulique induite par le système hydrothermal.

Plusieurs stations sismiques, réparties sur les flancs de l'édifice, peuvent alors enregistrer les moindres mouvements du magma. Ceci apparaît particulièrement utile en matière de prévision car les *tremors* précèdent en général l'éruption de peu (24-48 h). Mais le 4 décembre 1985, au piton de la Fournaise, dix-sept minutes seulement ont séparé le signal sismique de l'émission du magma stocké près de la surface. Sur ce volcan, 300 à 1 000 séismes de magnitude inférieure à 1 sont enregistrés par an, en période de repos. Mais juste avant la crise de mars 1998, on a noté 3 500 séismes en moins de 2 jours, certains atteignant une magnitude de 2,5. Dès l'émission de la lave, un *tremor* continu, a duré 6 mois, pendant toute l'éruption. À la Soufrière de Saint-Vincent, l'enregistrement des paramètres volcano-sismiques a permis une très bonne prévision (Fig. 13.9). L'éruption du mont Cameroun le 28 mars 1999 a été précédée de séismes pendant 48 h. 12 h avant l'éruption, des séismes superficiels ont provoqué des fissurations et effondrements partiels de plusieurs dizaines de maisons à Likoko Nimbia près de Buéa. Le réveil du volcan Chaiten au Chili le 2 mai 2008, après 9 400 (?) ans de repos n'a été précédé que par une crise sismique modérée d'une journée seulement.

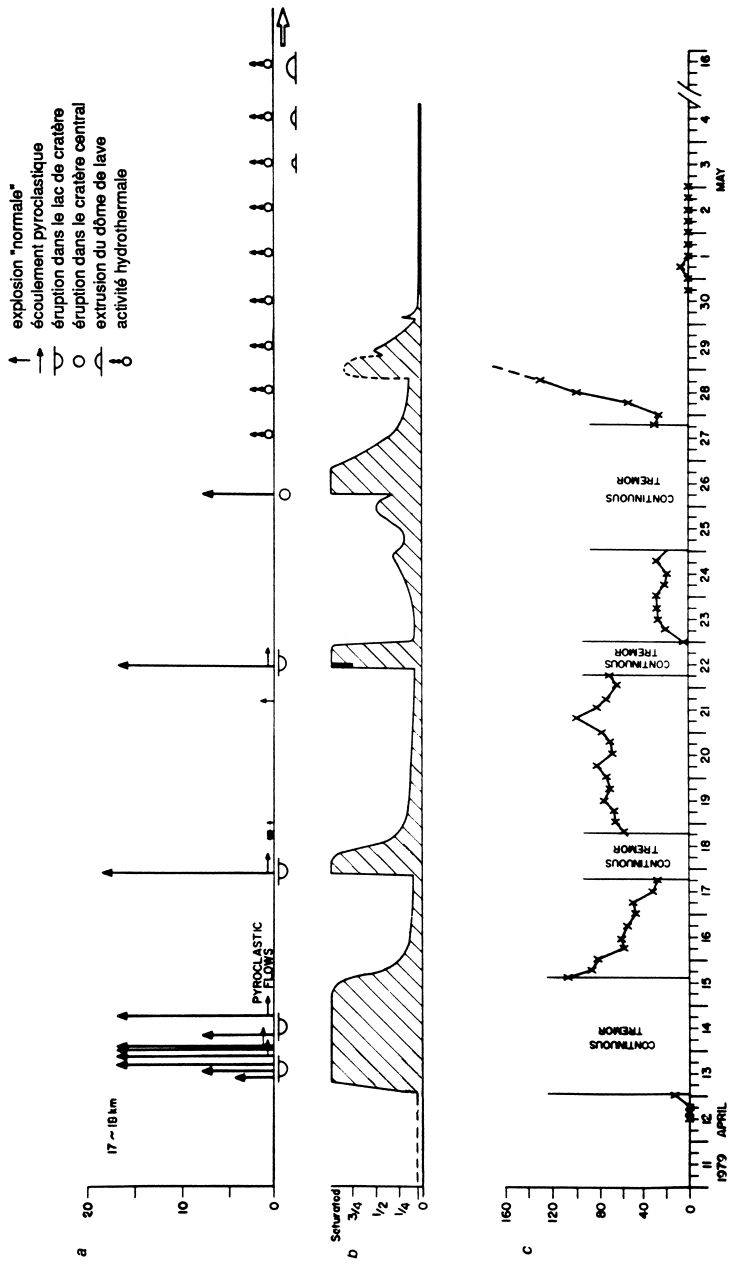


FIGURE 13.9 — **Chronologie des événements volcaniques lors de l'éruption d'avril-mai 1979 de la Soufrière de Saint-Vincent. (a) Hauteur de la colonne éruptive (en km) et activité volcanique (six types sont distingués : explosion « normale », écoulement pyroclastique, éruption dans le lac de cratère, éruption dans le cratère central, extrusion du dôme de lave, activité hydrothermale) ; (b) tremors volcaniques (*saturated* = saturation) ; (c) nombre d'événements sismiques par heure (*continuous tremor* = tremor continu). (D'après SHEPHERD *et al.*, 1979, modifié).**

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Avant l'éruption du Kelut en Indonésie les 10-12 février 1990, on a noté une moyenne de huit événements sismiques par jour, ce qui est très faible pour un volcan andésitique. Mais vingt-quatre heures avant l'éruption, se produisirent une grande quantité de petits séismes de faible énergie, qui, progressivement, devinrent un *tremor* spasmodique quasi continu. Parallèlement, on a noté une augmentation de la température du lac de cratère et des ondes acoustiques anormales (Lesage et Surono, 1995 ; Vandemeulebrouck *et al.*, 2000). Il semblerait que des ultrasons (> 20 000 Hz), enregistrés par des géophones ou des hydrophones placés dans les lacs de cratère, soient systématiquement émis par les volcans avant une éruption, probablement dus à des microfissurations de l'édifice. Ceci a aussi été remarqué un mois avant l'éruption du Taal aux Philippines le 11 mars 1994.

Un système d'un principe proche mais différent au niveau des fréquences captées (10-300 Hz), appelé AFM (*Acoustic Flow Monitor*), analyse les vibrations du sol à haute fréquence ce qui constitue un système d'alerte pour les lahars.

Les déformations du sol

La mesure régulière des déformations de l'édifice (tiltmétrie) apporte des informations précieuses. Plusieurs méthodes fournissent des renseignements complémentaires. (a) Des inclinomètres (type inclinomètre de Blum, pendule en silice à axe horizontal, dont l'oscillation déclenche une cellule photoélectrique) ont une sensibilité inférieure au microradian, soit l'équivalent de la pente créée lorsque l'on glisse deux pièces de monnaie sous une barre de 1 km de long. Les déformations peuvent atteindre 100 à 1 000 microradians pendant les crises pré-éruptives du piton de la Fournaise. Les stations d'inclinométrie sont reliées à l'observatoire par télémétrie. (b) Des mesures de distances, par des géodimètres à laser, entre des balises fixes, équipées de microréflecteurs, mettent en évidence des variations de l'ordre de quelques millimètres sur des distances de plusieurs kilomètres. À une échelle plus locale, l'écartement des failles distensives est appréhendé par extensométrie. Ainsi les périodes d'inflation témoignent souvent d'une montée de magma, qui, une fois émis, engendre une déflation générale de l'édifice. Le Krafla, en Islande, a connu une dizaine d'éruption en 1976-1982, avec, à chaque fois, un gonflement lent et régulier pré-éruption puis une déflation rapide post-éruption, à l'échelle de quelques mois. Le même scénario s'est produit au Kilauea (Pu'u O'o) avec quasi une éruption par mois dans les années 1990. (c) Des levés topographiques et géodésiques, espacés de plusieurs années, à partir d'un réseau de bornes, permettent d'observer les déformations cumulées de l'appareil volcanique. Au Kilauea, des déformations, affectant des zones profondes (9 km) de stockage de magma, se traduisent en surface par des extensions ou élévations d'une amplitude atteignant 0,5 m sur une vaste zone de 500 km^2 (Delaney *et al.*, 1990). De telles déformations, significatives, ont aussi été enregistrées à la Soufrière de Saint-Vincent, lors de l'éruption de 1979 (Fig. 13.10). (d) De plus en plus, on utilise le système GPS relié aux satellites (§ suivant).

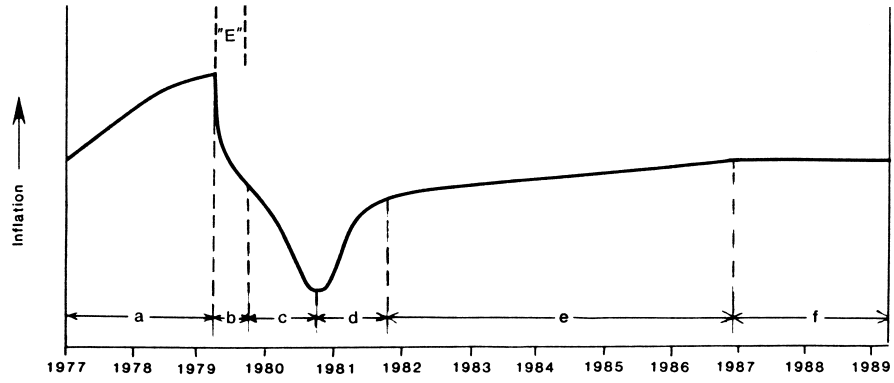


FIGURE 13.10 — **Courbe simplifiée des variations d'inclinaison du niveau du sol (mesurée par inclinométrie = tiltmétrie), avant, pendant et après l'éruption de 1979 de la Soufrière de Saint-Vincent.**

On note (a) une inflation pré-éruptive liée à l'arrivée de magma dans le réservoir ; (b) une brusque déflation (jusqu'à 5-8 µrad par semaine entre les 12 et 23 avril 1979), due à l'expulsion de magma pendant l'éruption (E) ; (c) la déflation se poursuit après l'éruption car le magma continue à remplir les conduits profonds d'alimentation aux dépens du réservoir ; (d) une inflation rapide en 1980-1981, puis (e) beaucoup plus lente (1-2 µrad par an), témoin d'un nouveau gonflement du réservoir d'amplitude de plus en plus faible ; (f) phase de stabilisation à partir de 1987. (FISKE et SHEPHERD, 1990).

Les déformations des édifices volcaniques font par ailleurs l'objet de modèles numériques, à partir de l'état des contraintes dans un milieu supposé continu, isotrope et élastique.

Les variations magnétiques, gravimétriques et électriques

On part du principe simple qu'une masse de magma en profondeur présente des paramètres différents de l'encaissant. Si le magma est moins dense que la roche, on trouvera alors des anomalies gravimétriques négatives en surface. De même, cette masse liquide contient du fer d'où des propriétés électriques et magnétiques particulières, enregistrables. La difficulté est de faire le raisonnement inverse : à partir de données de surface, peut-on reconstituer un modèle de réservoir magmatique : sa forme ? son volume ? sa profondeur ?

Des mesures continues de l'intensité du champ magnétique montrent des variations de quelques nanotesla à plus de 10 nT, avec une précision de 0,25 nT, pour le champ géomagnétique de 38 000 nT au piton de la Fournaise à la Réunion. Ces variations durent de moins d'une minute à plusieurs mois. Elles apparaissent directement corrélées à des crises volcano-sismiques car on a noté, pour plusieurs éruptions, des variations atteignant 5 nT quelques jours avant la crise. On mesure en fait la différence d'intensité du champ magnétique entre deux points du réseau distants d'environ 1 km, pour éviter les autres anomalies d'ordre plus général. Ces observations sont liées à des variations de contrainte modifiant le magnétisme naturel ou induit des roches, la résistivité des terrains et la circulation des eaux (Zlotnicki *et al.*,

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

1993). Lors de l'éruption de 1986 de l'Izu-Oshima au Japon, le champ magnétique total a commencé à décroître significativement dès 1983 : de 4040 nT en 1983 à 4020 nT en 1986. Sur l'Aso, également au Japon, cinq stades différents ont caractérisé l'activité de 1989-1990, en fonction de l'ouverture de nouvelles bouches éruptives ou du remplissage d'un cratère par un lac…, chaque fois corrélés à une augmentation ou une diminution du champ magnétique (Tanaka, 1993).

De même, le suivi des variations du champ gravimétrique, du potentiel électrique dans le sol (« polarisation spontanée »), de la température (capteur thermique en surface, flux de chaleur du sous-sol), contribue à la connaissance des cycles éruptifs.

La température et le chimisme des fluides

Les variations de la température et de la composition chimique des gaz volcaniques (chapitre 11, § 3 ; Fig. 13.11) s'avèrent être des indicateurs efficaces de l'activité d'un volcan. Par exemple, avant et pendant une éruption, la teneur en CO_2 baisse, mais celles en H_2S, CO, He augmentent ainsi que le rapport S/C. Une augmentation du rapport F/Cl (avec la température) et inversement une diminution du rapport B/NH_4, indiquent une forte croissance de la pression de vapeur en profondeur, signe d'un risque d'éruption important. Les rapports Cl/S ont été régulièrement mesurés sur l'Etna. Ils sont systématiquement supérieurs à 1 et atteignent même 3,5 pendant les périodes non éruptives, en relation avec un dégazage permanent en profondeur à une pression supérieure à 100 MPa, où la solubilité du Cl est supérieure à celle du S. Ces rapports descendent à environ 0,1 pendant les périodes éruptives à cause de l'exsolution de soufre quand le magma dégaze plus superficiellement à une pression inférieure à 20 MPa, jusqu'à la pression atmosphérique (Pennisi et Le Cloarec, 1998). Mais à la Soufrière de Montserrat, le rapport des teneurs en gaz HCl/SO_2 du panache (enregistré par FTIR), bon indicateur de la composante magmatique, avait atteint 5 juste avant l'effondrement et l'explosion majeurs du 11 février 2010 (le record enregistré au cours de l'ensemble de l'éruption est à 6) pour retomber à 0,7 juste après (record inférieur à 0,3).

En outre, les gaz du sol (CO_2, He, Rn), prélevés à 70 cm de profondeur, donnent également de bonnes informations. Lors d'épisodes sismovolcaniques, les concentrations en ^{222}Rn peuvent atteindre des valeurs plus de 100 fois supérieures au bruit de fond local, sous forme d'épisodes de quelques heures à quelques jours. Des événements de ce type ont été enregistrés à plusieurs reprises, avant le déclenchement d'éruptions pour les volcans Irazu et Rincon de la Vieja, au Costa Rica et lors de l'éruption de juin-août 1995 du Cerro Negro au Nicaragua (Connor *et al.*, 1996).

Enfin, les eaux des lacs de cratère ou percolant au travers de l'édifice permettent parfois de repérer le cycle d'activité du volcan (chapitre 11, § 4). Les lacs de l'Aso au Japon et du Kawah Idjen en Indonésie virent du vert au gris avant une éruption à cause des gaz volcaniques. La teneur en homopolyacides thioniques $H_2S_xO_6$ (avec $4 \leq x \leq 6$) du lac de cratère du Poas à Costa Rica a brusquement diminué, trois mois avant les éruptions phréatiques de juin 1987 (Rowe *et al.*, 1992). La température du lac de cratère du Kelut en Indonésie a augmenté régulièrement en surface, de 30 °C en octobre 1989 à 38 °C le 10 février 1990, jour de l'éruption ; la température

du fond du lac est passée rapidement en novembre 1989 de 40 °C à 59 °C, puis est restée stable (Sukandar, 1993). Parallèlement, le pH du lac aurait baissé de 4,9 à 4,2 (au lieu d'une moyenne à 5,5-6,5, chapitre 11, §4). Avant l'éruption de 1968 de l'Arenal à Costa Rica, la rivière Guillermina se chargea anormalement en gaz carbonique, puis elle déposa de la calcite pendant dix ans.



FIGURE 13.11 — **Jacques-Marie Bardintzeff en train de procéder à des mesures de températures de fumerolles sur l'Etna (photo J. WEISZ).**

La surveillance par les satellites artificiels

Les satellites, qui tournent inlassablement autour de la planète, fournissent des renseignements précieux sur les volcans, de manière ponctuelle ou continue : changements morphologiques, cartographie de dépôts, zones fumerolliennes, hauteur d'un panache éruptif (voir Pinatubo, § 13.6), croissance d'un dôme de lave, surveillance d'un lac de cratère, teneur en SO_2 de l'atmosphère, etc. (Girault *et al.*, 1998 ; Chorowicz et Deroin, 2003 ; n° spécial *J. Volc. Geoth. Res.*, 135, 1-2, 2004 ; photos couleur hors texte 30 et 31).

Les images multispectrales, plus particulièrement celles recueillies dans l'infrarouge, témoignent de variations thermiques de certaines zones de l'édifice ou de l'émission de panaches de gaz ou de cendres. Par ailleurs, des balises *Argos*, situées sur ou près du volcan, transmettent leurs informations par la voie des satellites directement au laboratoire chargé du suivi de l'étude ; sont reçus de cette façon tous les paramètres susceptibles d'être digitalisés : sismique, tilmétrie, température, analyse chimique, etc. Des balises utilisant le système GPS (*Global Positioning System*) relié à un réseau de satellites, permettent un repérage (longitude, latitude, altitude) de tous points de la

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

surface de la Terre avec une précision extrême. Par exemple, il devient possible de mesurer les déformations de la croûte terrestre d'une façon quasi continue. Ainsi, le 13 juillet 1989, une éruption sous-marine du volcan Teishi, à quelques kilomètres au large de la côte est de la péninsule Izu-Oshima au Japon, a été particulièrement bien suivie. Les déformations relatives entre deux stations, mesurées avant et après l'ouverture de la fracture éruptive, atteignaient 14,5 cm (incertitude de 3 mm) en distance et 5 cm (incertitude 10 mm) en altitude (Shimada *et al.*, 1990). Les satellites européens ERS, pourvus de radars, permettent de reconstituer le relief d'une région même couverte de nuages. Ceci est particulièrement intéressant pour les zones volcaniques très nuageuses telle l'Islande (Chorowicz *et al.*, 1997). Il devient aussi possible de « voir » sous le panache éruptif au cours de l'éruption, pour suivre les changements de morphologie. Des mesures de déformations ont été faites à partir des données radar des satellites européens ERS 1 et 2, entre 1992 et 2000, sur 900 volcans andins (Pritchard et Simons, 2002). Seuls quatre d'entre eux, qui n'étaient pourtant pas considérés comme actifs, ont révélés des déformations de l'ordre de 1 à 2,5 cm par an. Ils pourraient constituer un risque pour les populations. Inversement aucune déformation n'a été observée sur des volcans bien actifs, tel le Lascar !

Le microsatellite Demeter a été lancé en juin 2004 pour étudier les perturbations ionosphériques liées aux activités sismique et volcanique, responsables de compressions de terrains entraînant des ondes acoustiques et donc des décharges électriques.

Une surveillance aérienne peut s'avérer complémentaire. Ainsi l'île de Vulcano fait l'objet d'une surveillance par thermométrie infrarouge, à partir du sol et à partir d'avion. En soustrayant l'effet des variations diurnes et nocturnes, il est possible d'établir l'inertie thermique du système plus particulièrement au niveau de La Fossa, principal siège de l'émission de fumerolles. L'interprétation des anomalies thermiques en termes de manifestation en surface d'une production de chaleur en profondeur pose encore certains problèmes.

En définitive, le fil directeur des problèmes de prévision et de prévention peut se résumer par « situer, observer, comprendre, prédire ». Il s'agit de repérer les volcans actifs ou susceptibles de le devenir, sans en oublier ! Dans la liste des quatre-vingts volcans dangereux publiée par l'Unesco en 1984 ne figurait pas le Nevado del Ruiz, qui fit 25 000 morts un an plus tard. Ensuite, le suivi des paramètres physico-chimiques en période de quiescence aide à repérer une émergence d'activité. La compréhension des mécanismes des grandes éruptions pose encore des problèmes car certains types (ignimbrite, supervolcan) restent méconnus parce que pas encore ou mal observées. La prochaine éruption cataclysmique pourrait bien avoir lieu là où on s'y attend le moins.

De grandes agglomérations urbaines sont directement sous la menace des volcans : Naples, Italie (Vésuve, Champs phlégréens), Puebla, Mexique (Popocatepetl), Quito, Équateur (Guagua Pichincha), Pasto, Colombie (Galeras), Arequipa, Pérou (Misti), Yogjakarta, Indonésie (Merapi). La montagne Pelée menace 20 000 à 60 000 personnes, la Soufrière de Guadeloupe 50 000 à 70 000. Au total, pas moins de 500 millions de personnes vivent en zone volcanique !

13.5. La protection civile

Pour éviter au maximum les mouvements de panique lors d'une catastrophe, il est important d'éduquer les populations menacées, leur expliquer ce qu'est exactement un volcan, les différents dangers qu'il présente, ce qu'il faut faire ou ne pas faire en cas d'éruption. Dans différents pays, des plaquettes sont distribuées, détaillant clairement les consignes, le plus souvent sous forme de dessins : écouter les instructions à la radio, rassembler quelques vivres, de l'eau potable et des vêtements, ne pas aller chercher les enfants à l'école car on s'occupe d'eux, ne pas surcharger inutilement le réseau téléphonique.

Les différents services de protection civile doivent gérer un ensemble de données et prendre de difficiles décisions : étude et prévention d'une crise, coordination des moyens, opération de secours, évacuation, assistance sanitaire et sociale, ravitaillement. Les plans d'alerte, de secours et d'évacuation doivent prendre en compte les différents scénarios éruptifs susceptibles de se produire, établis par les scientifiques : pour les DOM français, il s'agit de plans ORSEC (ORganisation des SECours). Différents niveaux d'alerte se succèdent : vert (peu ou pas d'activité, tout est normal), jaune (activité modérée, pas de danger immédiat), orange (activité forte, éruption possible, envisager une évacuation), rouge (danger imminent, se tenir à l'écoute, évacuation sur l'ordre des autorités).

Le Japon, pays particulièrement concerné par les colères telluriques, est parfaitement organisé. La ville de Kagoshima, située au pied du volcan Sakurajima, fut sinistrée le 12 janvier 1914. Depuis, chaque année, jour anniversaire de la catastrophe, une évacuation des 500 000 habitants par tous les moyens de transport disponibles, a lieu, à titre d'exercice.

Des antennes médicalisées spécialisées doivent également être prêtes à intervenir sur les lieux de l'éruption pour porter secours aux blessés. Les traumatismes sont spécifiques : asphyxies, graves brûlures de la peau et des muqueuses, œdèmes des yeux et des poumons, infections des blessures, obstructions des voies respiratoires et digestives par les cendres, traumatismes, sans oublier les chocs psychologiques. Dans les pays les plus pauvres, la pollution des eaux peut entraîner des épidémies (revue *in J. Volc. Geoth. Res.*, 172, 3-4, 2008).

13.6. À l'échelle de la planète : volcans et climats

Les volcans propulsent de grandes quantités de matériaux dans l'atmosphère, sous forme de cendres solides et de gaz. Ceux-ci atteignent parfois la limite inférieure de la stratosphère (tropopause), située à une altitude variant de 7-8 km (atmosphère polaire) à 11-12 km (atmosphère tempérée) et jusqu'à 17-18 km (atmosphère tropicale), et vont même beaucoup plus haut (jusqu'à plus de 50 km pour le Taupo ; Walker, 1980 ; chapitre 8, § 6) (Fig. 13.12). Les cendres, qui atteignent de telles altitudes, peuvent alors être entraînées par les courants de la haute atmosphère, les *jet streams*, qui soufflent entre 7 et 12 km d'altitude, généralement d'ouest en est, à des vitesses atteignant 300 km $\cdot$ h^{-1}. Des témoignages rapportent que le nuage de cendres émis par le Krakatoa en Indonésie en 1883 resta en orbite terrestre trois années durant, en étant régulièrement visible au-dessus de Paris.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

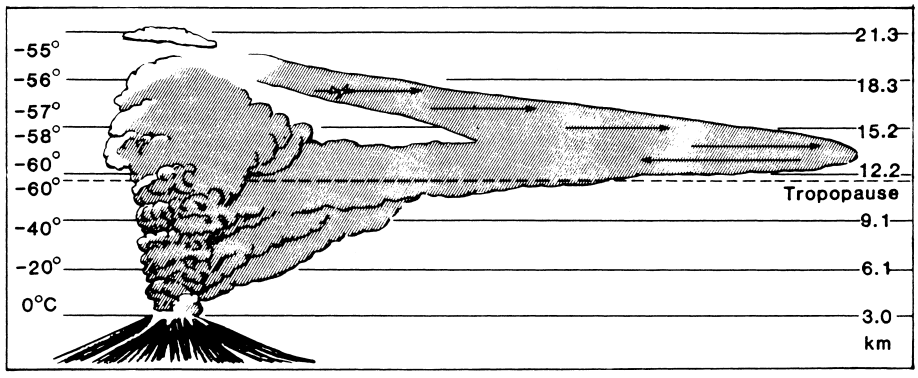


FIGURE 13.12 — **Extension du nuage du mont Saint Helens (voir aussi Fig. 8.4) au-dessus de la tropopause (coupe W-E).**
Les températures (en °C) et les altitudes (en km) sont précisées (DANIELSEN, 1981).

Des aérosols, constitués d'une suspension de particules microscopiques à l'état liquide dans un gaz, se forment par réaction photochimique entre les gaz sulfureux et la vapeur d'eau de la stratosphère. Ils créent une sorte de voile, absorbent et/ou réfléchissent des rayons solaires et absorbent aussi des infrarouges émis par la basse atmosphère.

À l'échelle locale, les panaches cendreux constituent une gêne pour la circulation aéronautique (Casadevall, 1994 ; n° spécial *Natural Hazards*, 51, 2, 2009). Les cendres, très abrasives, opacifient les vitres des avions ; elles peuvent parfois fondre et former une couche de céramique à l'intérieur des réacteurs. Entre 1978 et 1991, on déplore ainsi vingt-trois incidents d'avions causés par des panaches volcaniques. Lors de l'éruption de 1982-1983 du Galunggung en Indonésie, deux Boeing 747 subissent l'arrêt de leurs quatre réacteurs et doivent descendre en planant de 8 000 mètres environ, avant que les pilotes n'arrivent à faire redémarrer les moteurs et à poser les appareils presque normalement (Gourgaud *et al.*, 1985). De même, cinq avions de lignes sont endommagés entre décembre 1989 et février 1990 lors de l'éruption du volcan Redoubt en Alaska : le 15 décembre 1989, un Boeing 747 en descente pour se poser à Anchorage voit ses quatre réacteurs s'arrêter. Il plane de 8 534 m à 4 267 m sans moteur, avant de redémarrer, 1 219 m seulement au-dessus des sommets environnants, pour un atterrissage d'urgence. Il n'y a pas de victimes mais les dégâts causés à l'avion furent estimés à 80 millions de dollars. Durant la crise du Pinatubo en 1991, seize avions commerciaux sont entrés en contact avec un nuage cendreux, dont l'un à 1 200 km du volcan, six ont eu leurs moteurs endommagés mais on ne déplore, encore une fois, aucune victime. Des aéroports internationaux doivent parfois être fermés, tels ceux de Manille (situé à 80 km au SE du Pinatubo) en juin 1991 ou de Mexico (situé à 60 km à l'E du Popocatepetl) en juillet 1997. Aujourd'hui neuf centres de surveillance aéronautique volcanologique (VAAC = *Volcanic Ash Advisory Center*) sont répartis dans le monde, dont un à Toulouse.

Le volcan Eyjafjöll, situé sous le glacier Eyjafjallajökull, en Islande, a été le siège d'une éruption hydrovolcanique au printemps 2010 (voir chapitre 10). Un panache, constitué de vapeur d'eau, de gaz et de cendres, atteint 6 à 10 km d'altitude. Entraîné par des vents du nord-ouest, il dérive, en se diluant, vers le sud-est et donc vers l'Europe continentale (Fig. 13.13, photos couleur hors texte 21 et 22). Notons que ce panache reste dans la basse atmosphère (troposphère) où les cendres et les aérosols ont un temps de résidence relativement court, de l'ordre de quelques semaines. Il bloque cependant une grande partie du transport aérien européen, en France notamment, du 15 au 21 avril, à l'origine de colossales pertes financières. Bien que le risque présenté par les particules volcaniques pour l'aviation soit alors connu et étudié, il apparaît que l'on appréhende insuffisamment les teneurs en particules, leurs évolutions, leurs risques pour les aéronefs, d'où le principe de précaution judicieusement retenu par les responsables de l'aviation civile. La teneur en cendres reste cependant trop faible pour présenter un quelconque risque pour les populations européennes ; une éventuelle pluie ne deviendrait pas acide mais au contraire « laverait » l'atmosphère de ses particules.

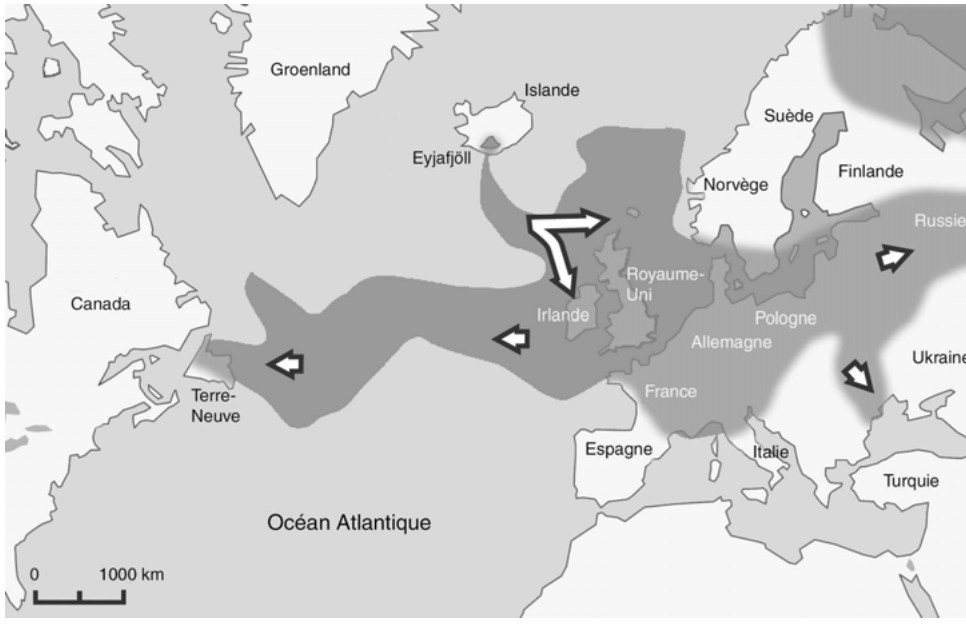


FIGURE 13.13 — Extension du nuage émis par le volcan Eyjafjöll le 19 avril 2010 à 19 heures.

Il recouvre une bonne partie de l'Europe et se dirige vers le Canada (source Met Office, Grande-Bretagne).

À l'échelle mondiale, tous les éléments en suspension dans la haute atmosphère peuvent avoir une influence sur le climat. Benjamin Franklin, l'inventeur du paratonnerre, fut le premier à faire le rapprochement entre l'hiver 1783-1784 (qu'il passait en Europe) particulièrement rigoureux et l'éruption, peu de temps auparavant, du Laki en Islande. Cette éruption dura neuf mois, de juin 1783 à février 1784. La

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Terre s'ouvrit en une gigantesque fissure, de 25 km de longueur, où l'on compte encore aujourd'hui 115 cratères ; les coulées de lave progressèrent sur 60 km et, au total, 14,7 ± 1 km^3 de lave (record des éruptions laviques historiques) se déversèrent et recouvrirent 565 km^2. En outre, 0,4 km^3 DRE de tephra fut éjecté. En huit mois, 122 x 10^6 tonnes de SO_2 ont été émis, dont 60 % au cours du premier mois et demi, qui se sont transformés en environ 250 x 10^6 tonnes d'aérosols de H_2SO_4 (Thordarson et Self, 1993 ; Thordarson *et al*, 1996 ; Chenet *et al.*, 2005). Ce fut une catastrophe pour l'île. Des cendres en abondance ont recouvert les pâturages. Le bétail, empoisonné par l'ingestion de ces cendres riches en fluor, fut décimé : la moitié des bovins et trois quarts des ovins et des chevaux périrent. Il en suivit une terrible famine. 9 336 personnes, soit un quart de la population de l'Islande à cette époque, moururent. Un exode massif s'ensuivit. L'Islande faillit devenir un désert. Cette éruption provoqua un abaissement de la température sur l'ensemble de l'Europe, comme en témoignent les documents météorologiques de l'époque (Grattan *et al.*, 2005). Suivirent des années noires, de misère et de disette pour la population, qui, à l'époque, était essentiellement paysanne.

L'éruption du Tambora libéra en 24 h (10-11 avril 1815) 53-58 × 10^6 tonnes de SO_2, qui se sont transformés en 93-118 × 10^6 tonnes d'aérosols de H_2SO_4 (Self *et al.*, 2004). Ceci provoqua une baisse de 1 à 1,5 °C sur une partie du globe. 1816 fut appelée « année sans été » tant en Amérique du Nord qu'en Europe de l'Ouest : il plut, neigea et gela anormalement un peu partout dans le monde.

Lors de l'éruption du Krakatoa en 1883, des mesures ont révélé une baisse de 10% des radiations solaires et une diminution des températures de 0,4 °C sur la grande majorité du globe pendant trois ans. Durant les mois suivant l'éruption du volcan Chichon en 1982 (trois phases explosives, entre le 28 mars et le 4 avril, propulsèrent des cendres entre 17 et 31 km de hauteur ; Matson, 1984), la température moyenne mondiale baissa de 1/4 °C. Lamb (1970) a défini un indice de « voile de poussières volcaniques » dû aux panaches éruptifs (Fig. 13.14). L'effet climatique se ressent jusque dans la croissance des arbres dont les troncs révèlent des anomalies, qui peuvent permettre de confirmer certaines datations par dendrochronologie (datation par comptage des cernes des troncs).

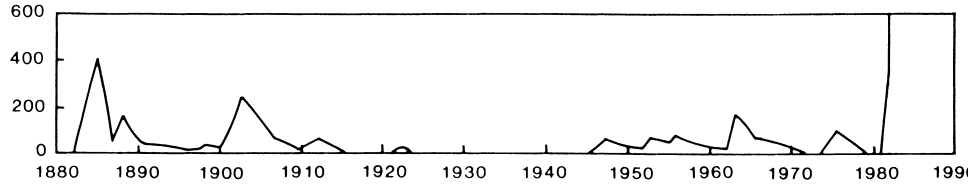


FIGURE 13.14 — **Évolution de l'indice de « voile de poussières volcaniques » défini par LAMB (1970) depuis 1883 (JAKOSKY, 1986).**

Les aérosols filtrent davantage les rayons solaires que les cendres en suspension dans la haute atmosphère. Le soufre (SO_2 qui se transforme en H_2SO_4, H_2S) joue un rôle majeur ainsi que le chlore et le fluor. Remarquons que certaines éruptions

laviques fissurales accompagnées d'un fort dégazage (cas du Laki et de l'Eldgja en Islande) ont une influence climatique supérieure à certaines éruptions explosives. Les quantités de volatils émis peuvent être connues par des observations directes dans le cas d'éruptions récentes ou, *a posteriori*, par l'acidité de certaines couches de glace forées aux pôles ou par le chimisme des inclusions vitreuses au sein des matériaux volcaniques. L'influence sur le climat dépend également du temps de résidence des aérosols avant leur coagulation et leur retombée, et de leur dispersion sous l'effet des vents dominants (par exemple, sens W-E pour le mont Saint Helens et E-W pour le Tambora).

Un bilan sur les 1 500 dernières années, à partir de 54 forages dans les glaces arctiques et antarctiques, démontre que les plus importantes injections stratosphériques d'aérosols de sulfates, à l'origine de modifications sensibles du climat de la planète, ont eu lieu en 1259 (éruption inconnue), 1453 (Kuwae, Vanuatu), 1783 (Laki) et en 1815 (Tambora) ; l'Eldgja en 934 et le Katmaï en 1912 ont également joué un rôle important. On note aussi une série d'injections modérées à importantes au cours du XIII^{e} siècle (1228, 1259, 1268, 1275, 1285) ce qui fait que le flux de sulfates au cours de ce siècle a été 2 à 10 fois supérieur à ceux de tous les autres siècles du dernier millénaire (Gao *et al.*, 2008). À partir de la comparaison des variations de températures avant et après différentes « années éruptives », Self *et al.* (1981) ont montré des refroidissements systématiques de 0,2 à 0,5 °C pendant un à cinq ans (Fig. 13.15). Pour préciser l'impact du volcan, les températures doivent en fait être ajustées aux déviations annuelles systématiques (Angell, 1990 ; Fig. 13.16).

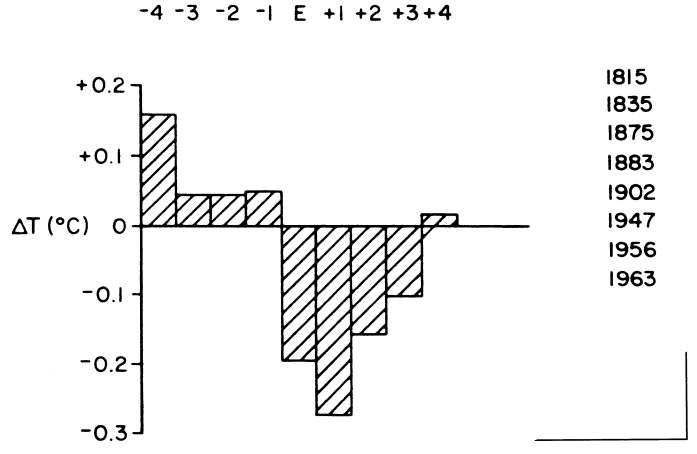


FIGURE 13.15 — Variation relative des températures moyennes annuelles de l'hémisphère nord, quatre ans avant et après un événement éruptif (E).

Cette étude statistique prend en compte les années 1815 (Tambora), 1835 (Cosiguina, Nicaragua), 1875 (Askja), 1883 (Krakatoa), 1902 (cinq éruptions en neuf mois, dont celles du Santa-Maria, Guatemala, de la Soufrière de Saint-Vincent et de la montagne Pelée), 1947 (Hekla), 1956 (Bezymianny) et 1963 (Agung, Bali) (SELF *et al.*, 1981).

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

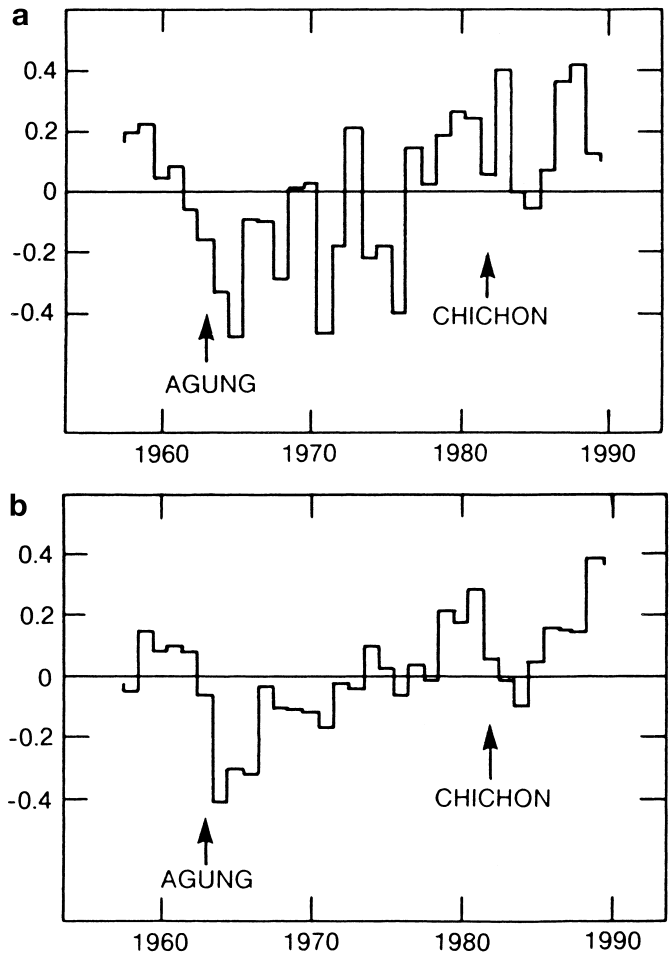


FIGURE 13.16. — **(a) Variation des températures globales de la troposphère (couche 850-300 mb) entre 1958 et 1989. Les valeurs annuelles sont exprimées en déviations en degrés par rapport à la moyenne entre 1958 et 1989 (ANGELL, 1990).**
(b) Même diagramme après ajustement aux déviations annuelles.
Les effets des éruptions de l'Agung (1963) et du Chichon (1982) apparaissent clairement. Ces deux éruptions n'ont relativement pas produit un volume important de matériaux solides (moins de 0,5 km^3) mais ont libéré une grande quantité d'aérosols (ANGELL, 1990).

Les panaches du Pinatubo aux Philippines, lors de la longue crise éruptive de 1991, ont atteint des hauteurs importantes (maximum de 40 km) et modifié la stratosphère. L'évolution du panache résultant de l'éruption majeure du 15 juin 1991 a pu être suivie heure par heure par le satellite météorologique géostationnaire japonais *Himawari 4* (Koyaguchi et Tokuno, 1993). Des mesures sur la qualité de l'atmosphère (coefficient AOT = *Aerosol Optical Thickness* ou « épaisseur optique en aérosols » dans l'atmosphère) ont été effectuées directement à partir du satellite *NOAA 11* à la suite des éruptions du Pinatubo aux Philippines en juin 1991 et de

l'Hudson au Chili en août de la même année. Le nuage dû au Pinatubo a bouclé son premier tour du monde le 7 juillet puis a continué à circuler autour de la Terre, essentiellement entre les latitudes 30°N et 20°S, où, courant août et septembre, le coefficient AOT a atteint un maximum de l'ordre de 0,3. À partir d'octobre le même effet se fit également sentir entre 40° et 60° de latitude sud, en grande partie à cause de l'activité de l'Hudson, avec un coefficient approchant 0,2. Ensuite les valeurs de ces paramètres sont allées en diminuant (Stowe, 1993 ; Fig. 13.17).

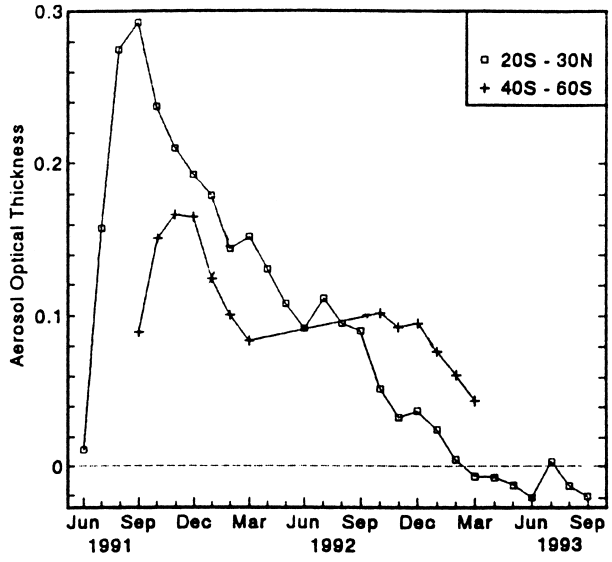


FIGURE 13.17 — Variations du paramètre AOT (*Aerosol Optical Thickness* ou « épaisseur optique en aérosols » dans l'atmosphère), témoin de la concentration des particules en suspension dans la haute atmosphère entre juin 1991 et septembre 1993.

Aux latitudes comprises entre 30°N et 20°S, on note, au-dessus de l'océan Pacifique, un pic en juillet-août 1991, lié à l'éruption du Pinatubo aux Philippines ; entre 40°S et 60°S, sur l'ensemble des zones océaniques, le maximum de novembre 1991 résulte en grande partie de l'activité de l'Hudson au Chili (STOWE, 1993).

Lors de cette éruption du Pinatubo on dispose pour la première fois d'un suivi complet (Fiocco *et al.*, 1996), à partir de données récoltées au sol (de l'équateur aux pôles), en avion, en ballon, en fusée ou par satellite. (1) Le nuage d'aérosols ($15\text{-}30 \times 10^6$ tonnes de SO_2 ; Brasseur et Granier, 1992) reste pendant les six premiers mois dans le réservoir stratosphérique tropical avant d'être plus largement dispersé. (2) Les effets sur la température sont multiples : réchauffement (0,5-0,9 °C) de la basse stratosphère (12-30 km) mais diminution de la température au sol de l'ordre de 0,2-0,3 °C pendant deux à trois années. (3) Les effets sur la couche d'ozone sont loin d'être négligeables : augmentation temporaire puis diminution générale (2-5 %) de la concentration en ozone. Une baisse de l'ordre de 30% a été enregistrée au pôle sud en janvier 1993 à 17 km d'altitude.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Plus largement, le volcanisme joue probablement un rôle sur « le trou d'ozone » et « l'effet de serre », qu'il est encore impossible de quantifier.

Dans les temps anciens (ou futurs), des super-éruptions volcaniques (supervolcan, chapitre 8, § 7) ont-elles pu (pourront-elles) engendrer des « hivers volcaniques », voire des extinctions d'espèces (Rampino *et al.*, 1988 ; Rampino et Self, 1992) ?

Un nuage mystérieux a recouvert l'Europe, le Moyen-Orient et l'Asie en 536-537. Le Soleil au zénith devait apparaître dix fois plus pâle que la normale ! Ce phénomène pourrait être relié à une éruption volcanique dans l'hémisphère sud, telle celle de Rabaul en Nouvelle-Guinée datée à 540 ± 90. Il y a 14,7 Ma, dans la région de Columbia River au NW des États-Unis, l'éruption de Roza, qui a duré dix ans environ, a rejeté 1 300 km^3 de produits volcaniques sur une surface de 40 300 km^2. Elle a libéré aussi 12 420 × 10^6 tonnes de SO_2, 710 × 10^6 de HCl et 1 780 × 10^6 de HF (Thodarson et Self, 1996). Elle a dû induire une baisse de température ambiante de 5 à 15 degrés pendant une dizaine d'années. La fraction de lumière solaire transmise ne devait par dépasser 1/10 000 voire 1/100 000, soit l'équivalent de la clarté de la pleine Lune (Rampino *et al.*, 1988) !

Le débat sur l'origine de la crise biologique de la fin du Crétacé (65 millions d'années) reste toujours d'actualité. S'agit-il d'un impact d'une comète ou d'une météorite à Chicxulub dans le Yucatan au Mexique ou dans l'océan Pacifique (Alvarez, 1986 ; Robin *et al.*, 1993 ; Schulte *et al.*, 2010) ou bien de l'émission d'une quantité considérable de matériaux et de gaz volcaniques (10 000 × 10^9 tonnes de SO_2) dans le Deccan en Inde et peut-être dans l'Atlantique Nord (Courtillot et Cisowski, 1987) ? Les différents phénomènes pourraient être liés. Une étude statistique des cratères d'impact, des grandes périodes d'extinctions (Crétacé – Tertiaire à 65 Ma, Trias – Jurassique à 200 Ma, et le doublet Permien – Trias à 250 Ma et Guadalupien – Tatarien à 258 Ma ; Wignall, 2001 ; Courtillot et Olson, 2007) et des épisodes d'épanchements des trapps à la surface de la Terre montre une nette corrélation et une périodicité de 28 à 36 millions d'années pendant les 600 derniers millions d'années. Cet intervalle correspond sensiblement à la demi-période d'oscillation du système solaire perpendiculairement au plan galactique. À chaque passage dans ce plan, le système solaire croise des nuages géants de gaz et de poussières qui exercent d'importantes forces gravitationnelles et la Terre est soumise à un bombardement intense. Des calculs montrent que les grands impacts correspondent à une énergie suffisante pour perturber le manteau terrestre. Cette hypothèse pourrait expliquer certains *hotspots* (Rampino et Stothers, 1987).

Une question inverse mérite aussi d'être posée. Une variation climatique rapide, qui engendre des modifications des masses de glace, des variations de vitesse de rotation de la planète et donc des contraintes des roches ne peut-elle pas augmenter le potentiel volcanique (Rampino *et al.*, 1979) ?

LE VOLCAN UTILE 14

« Nous n'héritons pas de la Terre de nos ancêtres,
nous l'empruntons à nos enfants. »
Antoine de Saint-Exupéry

« Geologists are charming company... »

14.1. LE VOLCAN, SOURCE DE MATIÈRES PREMIÈRES UTILES ET ÉNERGÉTIQUES

Pendant les premiers âges de la Terre, les volcans, en activité quasi continue, ont rejeté des gaz en quantité. Ainsi l'atmosphère primitive s'est peu à peu modifiée en s'enrichissant en azote, gaz carbonique, argon… La vapeur d'eau s'est condensée pour donner naissance aux océans (hydrosphère). Des émanations volcaniques sous-marines en ont modifié la composition chimique. Ces conditions étaient indispensables pour l'apparition des premières formes de vie. Les célèbres expériences de Miller (1953), montrant la possibilité de synthèse de molécules organiques par une étincelle dans un mélange réducteur de gaz, ont été reprises et complétées (Johnson *et al.*, 2008). L'étincelle de Miller pourrait être un éclair associé à un panache volcanique riche en vapeur d'eau. Les nouveaux résultats expérimentaux sont très concluants puisqu'ils permettent la synthèse d'acides aminés et d'amines. Les volcans seraient-ils donc à la fois à l'origine de l'atmosphère et de la vie ? Aujourd'hui encore, les volcans témoignent d'une planète Terre vivante, bien différente de la Lune, morte.

Les premiers hommes sont connus en Afrique de l'Est, « berceau de l'humanité », précisément en contexte volcanique, et ce n'est peut-être pas un hasard. On y a retrouvé plusieurs niveaux de cinérites (cendres volcaniques soudées), datées entre 4 et 1 Ma, aussi bien dans le bassin du lac Turkana au Kenya, que dans la vallée de l'Omo en Ethiopie, et dans les sédiments du lac Albert en Ouganda, jusque dans le golfe d'Aden, témoins d'éruptions majeures. Dans le détail, 120 niveaux au moins de cendres volcaniques, retombées au cours des deux derniers millions d'années, se superposent dans ces régions, correspondant à autant de paléocatastrophes d'ampleurs variées. Chaque fois, les milieux de vie, altérés voire détruits, se sont ensuite reconstitués (Senut *et al.*, 1991). À Laetoli, dans le nord de la Tanzanie, on a découvert dans la cendre, des traces de pas fossilisés de trois australopithèques, datées entre 3,5 et 3,8 millions d'années (Leakey et Hay, 1979 ; Hay et Leakey, 1984). Le décès des Hominidés de Dmanissi (Géorgie) est probablement dû au volcanisme il y a 1,8 Ma (De Lumley *et al*., 2008). Depuis la Préhistoire et l'Antiquité jusqu'à nos jours, des civilisations ont été confrontées aux volcans, nuisibles mais aussi, paradoxalement, utiles (Raynal Éd., 1998 ; Bardintzeff, 2002a ; De Wever *et al.*, 2003).

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Les volcans produisent des matériaux solides en quantité. Ils sont ainsi parfois à l'origine de territoires nouveaux, par accroissement de la surface des terres émergées au détriment des étendues marines ou lacustres. On a vu également naître des îles volcaniques, telle celle de Surtsey au large de l'Islande, le 14 novembre 1963, à l'origine de 2,7 km^2 de superficies nouvelles. Mais la surface de cette île a déjà été réduite de moitié par érosion et un peu plus d'un hectare continue à disparaître chaque année. Actuellement, le volcan Macdonald se trouve sur le point d'émerger au SE de l'archipel des Australes (chapitre 10, § 2). Des espèces végétales et animales ne tardent pas à coloniser toute nouvelle niche écologique, qui verra peut-être plus tard l'installation de l'homme.

Le volcan apparaît lié à différents types d'habitats, depuis la Préhistoire jusqu'à nos jours. Les coulées solidifiées, dégagées par l'érosion se situent en relief dans le paysage (inversion de relief) ; à leur base, les prismes en se déchaussant ménagent un abri, jadis occupé par l'Homme préhistorique, qui pouvait ainsi à la fois se protéger et surveiller les environs. Ces « abris sous coulées » sont bien connus dans les hautes vallées de la Loire, de l'Allier et de son affluent l'Alagnon, qui traversent respectivement les massifs volcaniques du Velay, du Devès et du Cantal : citons, en Haute-Loire, l'abri du Rond à Saint-Arcons d'Allier et l'abri du Rond du Barry à Polignac. Les niveaux de pyroclastites, indurées mais relativement meubles, ont permis le creusement d'habitats troglodytiques à la fois isolants et imperméables (Cappadoce turque [Fig. 14.1], Sahand en Iran, grotte de Jonas dans le Mont-Dore). Les roches volcaniques servent à la construction, telle la célèbre pierre de Volvic à la fois dure et vacuolaire donc isolante. Les villes typiques d'Auvergne (Clermont-Ferrand, la Bourboule, Saint-Nectaire, Salers, etc.) sont construites en laves noires et aussi en ponces claires. Enfin les lapilli constituent une source importante de granulats (pouzzolanes, utilisées aussi pour l'amendement horticole) : des édifices de la chaîne des Puys sont exploités (puy de Lemptégy). Les ponces sont également tirées de grandes carrières (Auvergne, Lipari) pour des usages variés. Le matériel volcanique, sculpté, donne des œuvres d'art (tikis basaltiques de Polynésie, moaïs de l'île de Pâques, statuettes d'obsidienne).

Les cendres volcaniques, riches en divers éléments chimiques (Ca, Mg, K, Na, P, S… mais aussi sélénium), constituent des engrais naturels renouvelés, qui autorisent des cultures intensives (riz en Asie du Sud-Est). Les eaux lacustres ou marines voisines, riches en éléments nutritifs par lessivage des sols, regorgent de poissons. On comprend dès lors la densité des populations sur les aires volcaniques.

De nombreux gisements, liés à un volcanisme ancien le plus souvent de nature andésitique, fournissent des métaux (Cu, Fe, Au, Ag, Pb, Sn, Zn, Mn, Ni, Co, Mo, U, Hg, Pt et platinoïdes) mais aussi F, S, Li, terres rares. Au Japon (Kyushu), la mine d'or Hishikari, associée à un volcanisme ancien, est la plus riche du monde (30-290 g/T soit 40 g/T en moyenne). En Indonésie, au Kawah Idjen, les habitants exploitent activement le soufre natif d'origine volcanique. Certains lacs de cratère (chapitre 11) renferment des quantités importantes d'ions dissous (acides, borax, cuivre, etc.). En Argentine (bassin de Neuquen) d'anciennes structures volcaniques ont constitué un piège à pétrole (Cobbold *et al.*, 1999).

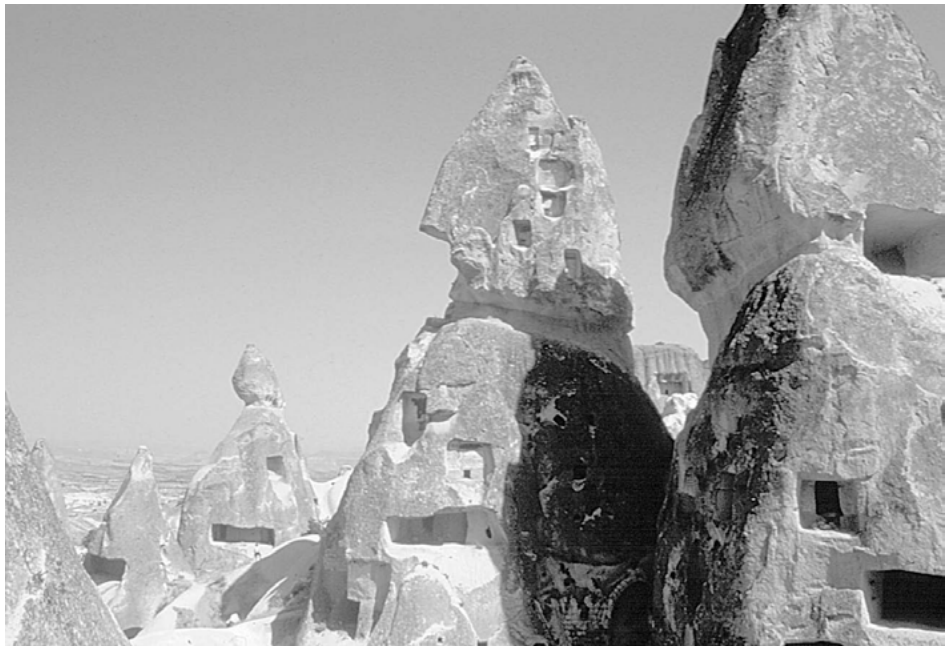


FIGURE 14.1 — À Üçhisar, dans la Cappadoce turque, des cheminées de fées, sculptées par l'érosion dans des cendres volcaniques soudées, ont été creusées en habitats troglodytes (photo J.M. BARDINTZEFF).

La géothermie consiste en l'utilisation de la chaleur du sous-sol. Les régions périvolcaniques actuelles ou anciennes apparaissent privilégiées.

Le gradient géothermique anormalement fort autorise une exploitation « haute enthalpie » (température supérieure à 150 °C) et « moyenne enthalpie » (80-150 °C) par opposition à la géothermie « basse enthalpie » (< 80 °C). Dans le premier cas, l'eau sort à l'état de vapeur, alors que dans le second, un fluide intermédiaire possédant des propriétés thermodynamiques particulières (isobutane, pentane, fréon) doit être utilisé pour produire, en se vaporisant, un résultat identique, permettant d'actionner une turbine et de convertir l'énergie géothermique en électricité ; dans le troisième cas, l'eau chaude ne peut servir qu'au chauffage.

Les champs géothermiques de haute enthalpie sont toujours de type dynamique (convectif), alors que ceux de basse enthalpie sont de type dynamique ou statique (conductif). Un champ géothermique haute enthalpie se compose de trois parties complémentaires (Fig. 14.2). Une source de chaleur, en général une ancienne chambre magmatique d'un âge cependant inférieur à 500 000 ans et profonde de quelques kilomètres, produit un gradient géothermique important (parfois 5 °C par 10 m, à comparer à la moyenne de 3 °C par 100 m). Le réservoir aquifère sert de vecteur (temps de résidence de l'eau compris entre 100 et 10 000 ans). À ce titre, la géothermie est une énergie inépuisable mais non immédiatement « renouvelable » car il faut un long délai pour réchauffer un réservoir. L'eau surchauffée sort

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

à l'état de vapeur de la couverture, souvent constituée par les racines d'un ancien volcan. Les caldeiras et les fractures associées favorisent souvent l'établissement d'un système géothermal (Pouzzoles en Italie, Kos en Grèce [Fig. 11.9], Long Valley en Californie [Fig. 8.15], Valles dans le système volcanique de Jemez au Nouveau-Mexique).

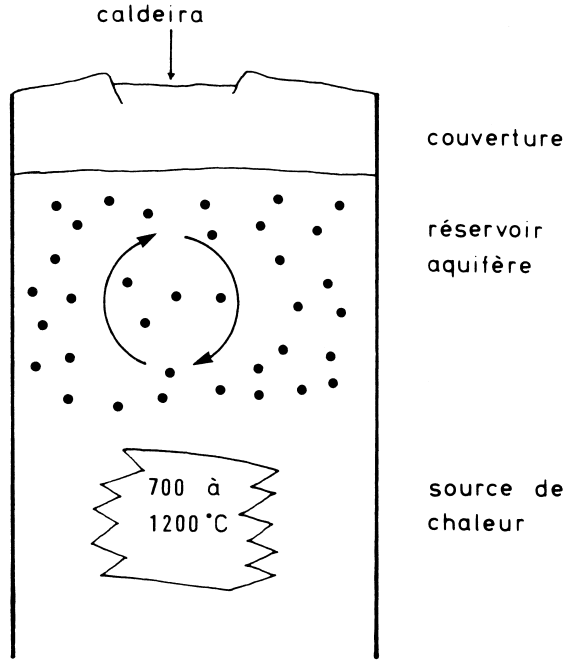


FIGURE 14.2 — **Schéma simplifié d'un champ géothermique convectif haute enthalpie (BARDINTZEFF, 1986).**

Les usages sont ensuite multiples : centrale, chauffage mais aussi piscine, pisciculture et serres (l'Islande est le seul pays d'Europe à « produire » des bananes !). Bien entendu, la faisabilité d'une installation géothermique repose sur de nombreux critères tant techniques qu'économiques : surface du champ et volume de l'anomalie thermique, fracturation de l'encaissant, bilan (pertes envisageables par l'exploitation et réalimentation possible), risques naturels minimaux, accessibilité, prix de revient, et enfin utilisation rationnelle de l'énergie produite. Il ne faut pas oublier que l'énergie géothermique, comme tous les autres types d'énergie, est polluante, par les libérations de gaz (Rn, H_2S) et les rejets d'eaux chargées en sels minéraux. Ces derniers corrodent et/ou obturent les tuyaux et canalisations en s'y déposant, ce qui augmente le prix de revient de l'exploitation.

Environ 8 000 MW d'électricité géothermique ont été produits dans le monde en 1999, grâce à 35 installations. Dix pays en produisent 97% : 2 228 MW aux États-Unis (plus de 1 000 MW en Californie grâce à 700 forages répartis sur une

dizaine de sites), 1 909 MW aux Philippines (soit 22% de la production électrique), 785 MW en Italie (Larderello, Monte Amiata), 755 MW au Mexique, 590 MW en Indonésie, 547 MW au Japon, 437 MW en Nouvelle-Zélande (Wairakei, Ohaaki-Braadlands), 170 MW en Islande, 161 MW au Salvador, 143 MW au Costa Rica. La France produit 15 MW à Bouillante en Guadeloupe. Cette même année plus de 17 000 MW de chaleur géothermique ont été parallèlement produits (5 366 MW aux États-Unis, 2 814 MW en Chine, 326 MW en France). La géothermie représente 0,5% de la production électrique mondiale, dont une proportion significative dans le tiers-monde (Bowen, 1989 ; l'ouvrage présente la liste de toutes les localités géothermiques du monde). Larderello, ville de Toscane, tire toute son énergie de la géothermie (Fig. 14.3) : son nom lui a été donné en l'honneur de son bienfaiteur, François Larderel, gentilhomme dauphinois, qui, le premier, dès 1827, entrevit les énormes possibilités de la chaleur du sous-sol, pour concentrer l'acide borique. Il fut anobli par le grand-duc Léopold II de Toscane. En 1904, de l'électricité est produite à Larderello, pour la première fois au monde avec de la vapeur naturelle. En France, une centrale moyenne enthalpie fonctionne à titre de démonstration à Chaudes-Aigues dans l'Aubrac ; la centrale de Bouillante est de type haute enthalpie.

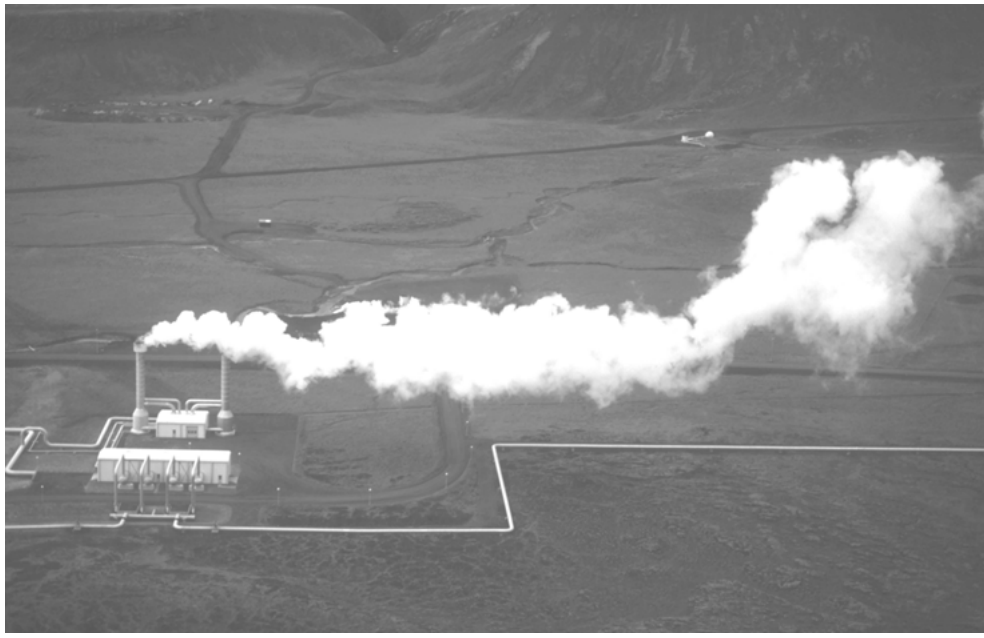


Figure 14.3 — La centrale géothermique de Nesjavellir en Islande (photo J.-M. Bardintzeff).

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

14.2. Le volcan, source de santé et de loisirs

Les eaux thermales en contexte volcanique sont connues et recherchées depuis l'Antiquité pour leurs vertus curatives. Hippocrate les utilisaient dans l'île de Kos au v^{e} siècle avant J.-C.

Il s'agit le plus souvent d'eaux météoriques infiltrées plus ou moins profondément. Elles s'équilibrent alors avec l'encaissant rocheux qu'elles imprègnent et acquièrent une minéralisation régie par les lois d'échanges entre solide et liquide, avant de ressortir quelques années à quelques siècles plus tard. Elles contiennent des cations (Ca, Mg, Fe, Na, K, etc.) et des anions (HCO_3^-, SO_4^{2-}, Cl, F, etc.) variés. En outre, des gaz pourraient provenir d'un magma profond. Les températures d'émission ne reflètent que partiellement celle de la profondeur (82 °C en surface contre 190 °C en profondeur à Chaudes-Aigues, chapitre 11, § 4).

Les sources thermales en contexte (péri)volcanique sont nombreuses en France, dans le Massif central : en Limagne (Royat, Châtelguyon, Vichy), dans le Mont-Dore (La Bourboule, Le Mont-Dore, Saint-Nectaire), dans le Cantal (Vic-sur-Cère), en Ardèche (Vals-les-Bains) (Fig. 14.4 ; Brousse, 1986). On y soigne les rhumatismes, l'appareil digestif, les troubles d'ordre gynécologique ou artériel, les allergies respiratoires et cutanées, les maladies rénales. À Vulcano, les bains de boues soufrées sont conseillés pour guérir l'asthme, les maladies de la peau, et les désordres articulaires (arthrite, rhumatisme, goutte).

Les ensembles volcaniques constituent enfin des paysages souvent magnifiques et fort variés (Bardintzeff, 2004, 2009, 2010 ; Gaudru, 2003 ; Barois, 2004 ; Richet, 2003 ; Pradal et Decobecq, 2004 ; Guérin, 2007 ; Bourseiller 2009 ; Tanguy et Decobecq, 2009 ; photos couleur hors texte 26, 29), qui résultent de la combinaison des phénomènes de construction et de destruction (érosion et déchaussement, altération et pédogenèse) des édifices. Les régions tout alentour sont parfois classées en parcs naturels (chaîne des Puys, Yellowstone, Nouvelle-Zélande, etc.). Ils deviennent alors sources de joies et de découvertes, et des stades naturels pour la pratique de sports classiques (randonnée, escalade, ski alpin ou nordique) ou plus « branchés » (VTT, spéléologie, parapente).

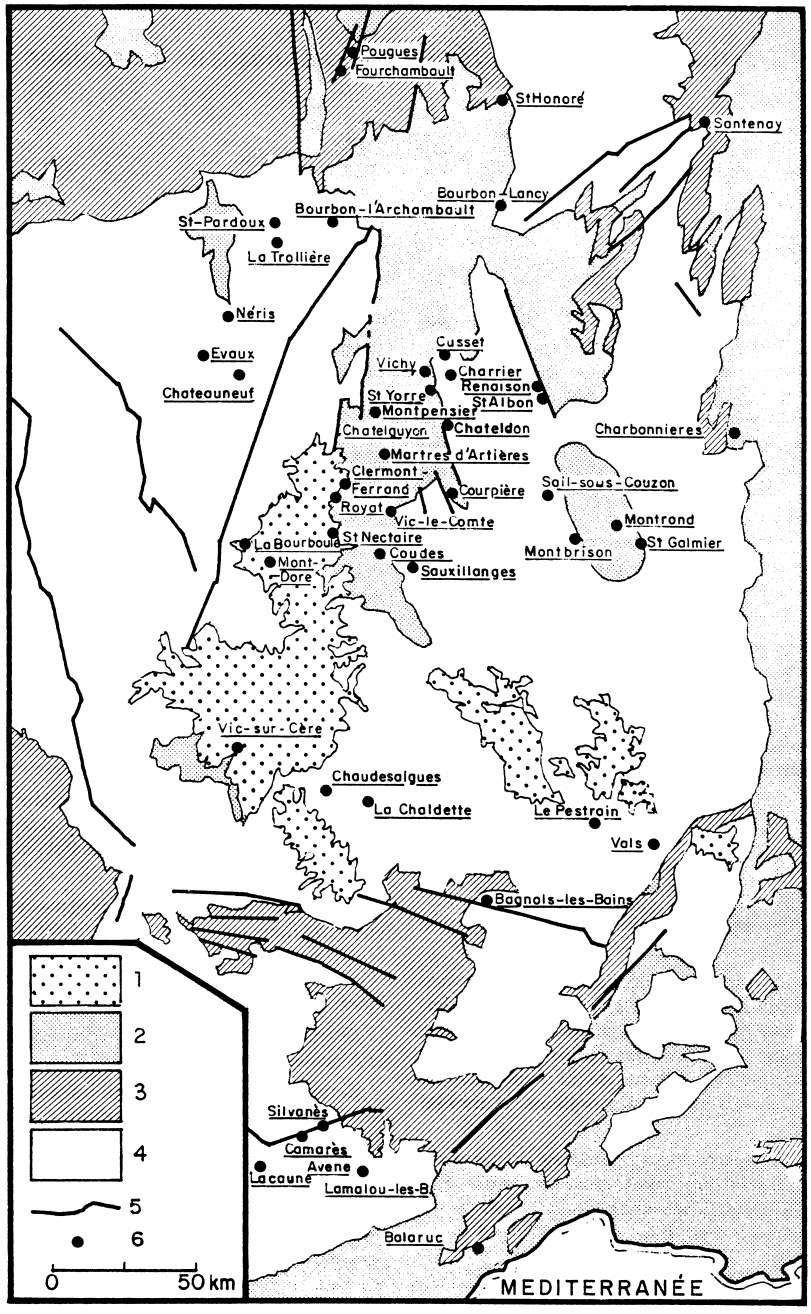


FIGURE 14.4 — Les sources thermales du Massif central sont situées dans trois types de site géologique : bassin d'effondrement ou rift (Vichy), volcan (Mont-Dore, Vic-sur-Cère), ou près de grandes fractures du socle granitique et métamorphique (Evaux-les-Bains).

1 = volcans, 2 = rifts, 3 = terrains sédimentaires du secondaire, 4 = socle de granites et de roches métamorphiques (BROUSSE, 1986).

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Bibliographie

Allard P. — *Composition isotopique et origine des constituants majeurs des gaz volcaniques*, Thèse doctorat 3e cycle, Université Paris VII, 1978.

Allard P. — Stable isotope composition of Hydrogen, Carbon and Sulphur in magmatic gases from rift and island arc volcanoes, *Bull. Volc.*, 45, 269-271, 1982.

Allard P. — The origin of Hydrogen, Carbon, Sulphur, Nitrogen and rare gases in volcanic exhalations : evidence from isotope geochemistry, in : Tazieff H. et Sabroux J.C. Éds., *Forecasting volcanic events*, Elsevier, Amsterdam, 337-386, 1983.

Allard P. — Endogenous magma degassing and storage at Mount Etna, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 17, 2219-2222, 1997.

Allard P., Burton M. et Muré F. — Spectroscopic evidence for a lava fountain driven by previously accumulated magmatic gas, *Nature*, 433, 407-410, 2005.

Allard P., Carbonnelle J., Dajlevic D., Le Bronec J., Morel P., Robe M.-C., Maurenas J.-M., Faivre-pierret R., Martin D., Sabroux J.-C. et Zettwoog P. — Eruptive and diffuse emissions of CO_2 from Mount Etna, *Nature*, 351, 387-391, 1991.

Allard P., Tazieff H. et Dajlevic D. — Observations of sea floor spreading in Afar during the november 1978 fissure eruption, *Nature*, 279, 30-33, 1979.

Allègre C.-J. — Isotope geodynamics, *Earth Planet. Sc. Let.*, 86, 175-203, 1987.

Allègre C.-J. et Condomines M. — Basalt genesis and mantle structure studied through Th-isotopic geochemistry, *Nature*, 299, 21-24, 1982.

Allègre C.-J. et Turcotte D.-L. — Implications of a two-component marble-cake mantle, *Nature*, 323, 6084, 123-127, 1986.

Alvarez W. — Toward a theory of impact crises, *Eos, Trans. Am. Geophys. Union*, 67, 649-658, 1986.

Anderson A.T. — Magma mixing : petrological process and volcanological tool, *J. Volc. Geoth. Res.*, 1, 3-33, 1976.

Anderson T. et Flett J.S. — Report on the eruption of the Soufrière in St. Vincent in 1902 and a visit to Montagne Pelée in Martinique : Part I., *Phil. Trans. R. Soc.*, Ser. A, 200, 353-553, 1903.

Angell J.K. — Variation in global tropospheric temperature after adjustment for the El Nino influence, 1958-89, *Geophys. Res. Lett.*, 17, 8, 1093-1096, 1990.

Aramaki S. — Hazardous volcanic eruptions in Japan, *Episodes*, 14, 3, 264-268, 1991.

Aspinall W.P., Sigurdsson H. et Shepherd J.B. — Eruption of Soufrière Volcano on St. Vincent island, 1971-72, *Science*, 181, 4095, 117-124, 1973.

Aubert M. et Camus G. — Structure profonde de la chaîne des Puys, *Bull. Volc.,* 38, 445-457, 1974.

Bachèlery P., Robineau B., Courteaud M. et Savin C. — Avalanches de débris sur le flanc occidental du volcan-bouclier Piton de la Fournaise (Réunion), *Bull. Soc. Géol. France* 174, 2, 125-140, 2003.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Barberi F., Casale R. et Fantechi R., Éd. — *The mitigation of volcanic hazards*, European Commission, Bruxelles, 1996.

Barberi F., Ferrara G., Santacroce R., Treuil M. et Varet J. — A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia), *J. Petrol.*, 16, 22-56, 1975.

Barberi F., Martini M. et Rosi M. — Nevado del Ruiz volcano (Colombia) : pre-eruption observations and the November 13, 1985 catastrophic event, *J. Volc. Geoth. Res.*, 42, 1-12, 1990.

Barberi F., Neri G., Valenza M. et Villari L. — 1987-1990 unrest at Vulcano, *Acta Vulcanologica*, 1, 95-106, 1991.

Barberi F. et Villari L. — Volcano monitoring and civil protection problems during the 1991-1993 Etna eruption, *Acta Vulcanologica*, 4, 157-165, 1994.

Bardintzeff J.-M. — Les verres et les magmas de l'éruption de 1979 de la Soufrière de Saint-Vincent (Antilles), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, XXV, 6, 811-818, 1983.

Bardintzeff J.-M. — Les pyroxènes et leurs inclusions, marqueurs privilégiés des nuées ardentes (Saint-Vincent, Antilles, 1979), *Bull. Minéral.,* 107, 41-54, 1984a.

Bardintzeff J.-M. — Merapi volcano (Java, Indonesia) and Merapi type nuée ardente, *Bull. Volc.*, 47-3, 433-446, 1984b.

Bardintzeff J.-M. — Les nuées ardentes : pétrogenèse et volcanologie. Thèse doctorat d'état, Université Paris-Sud Orsay, *Bull. PIRPSEV — CNRS*, 109 b, 1985 a.

Bardintzeff J.-M. — Calc-alkaline nuées ardentes : a new classification, *J. Geodynamics*, 3, 303-325, 1985 b.

Bardintzeff J.-M. — *Volcans et magmas*, Le Rocher, Paris, Monaco, 1986.

Bardintzeff J.-M. — Les éruptions explosives, de la chambre magmatique à l'émission, *Géochronique*, 26, 15-18, 1988.

Bardintzeff J.-M. — Magma mixing processes in volcanic contexts, a thermodynamical approach with the examples of St Vincent Soufrière volcano, West Indies and Cerro Chiquito, Guatemala, *Terra Nova*, 4, 553-566, 1992.

Bardintzeff J.-M. — *Volcans*, Armand Colin, Paris, 1993.

Bardintzeff J.-M. — Eruptive styles and pyroclastic deposits, *in* Leyrit H. et Montenat C., Éd., *Volcaniclastic rocks, from magmas to sediments*, Gordon and Breach Science Publish., Amsterdam, 33-50, 2000.

Bardintzeff J.-M. — *L'homme et les volcans de la préhistoire à l'antiquité et à nos jours : volcan nuisible, volcan utile*, *in* Miskovsky J.-C. Éd., *Géologie de la préhistoire*, GÉOPRÉ, Paris, Presses Universitaires de Perpignan, 267-276, 2002a.

Bardintzeff J.-M. — *Téphrostratigraphie et téphrochronologie*, *in* Miskovsky J.-C. Éd., *Géologie de la préhistoire*, GÉOPRÉ, Paris, Presses Universitaires de Perpignan, 1101-1113, 2002b.

Bardintzeff J.-M. — *Connaître et découvrir... les volcans*, 2e éd., Minerva, Genève, Paris, 2004.

Bardintzeff J.-M. — *Volcanologue. De la passion à la vocation*, Vuibert, Paris, 2009.

Bardintzeff J.-M. — *Le grand livre des volcans du monde, séismes et tsunamis*, Orphie, Chevagny-sur-Guye, 2010.

Bardintzeff J.-M., Bellon H., Bonin B., Brousse R. et McBirney A.R. — Plutonic rocks from Tahiti Nui caldera (Society Archipelago, French Polynesia) : a petrological, geochemical and mineralogical study, *J. Volc. Geoth. Res.*, 35, 31-53, 1988.

Bardintzeff J.-M. et Bonin B. — L'effet amphibole : des dômes aux nuées ardentes, *C. R. Acad. Sc. Paris*, 303, II, 2, 159-162, 1986.

Bardintzeff J.-M. et Bonin B. — The amphibole effect : a possible mechanism for triggering explosive eruptions, *J. Volc. Geoth. Res.*, 33, 255-262, 1987.

Bardintzeff J.-M. et Boudon G. — Nuées ardentes de l'éruption d'avril-mai 1979 de la Soufrière de Saint-Vincent (Antilles), *C.R. Acad. Sc. Paris,* 289, D, 891-894, 1979.

Bardintzeff J.-M., Dalabakis P., Traineau H. et Brousse R. — Recent explosive volcanic episodes on the island of Kos (Greece) : associated hydrothermal parageneses and geothermal area of Volcania, *Terra nova*, 1, 1, 75-78, 1989a.

Bardintzeff J.-M., Demange J. et Gachon A. — Petrology of the volcanic bedrock of Mururoa atoll (Tuamotu archipelago, French Polynesia), *J. Volc. Geoth. Res.*, 28, 55-83, 1986.

Bardintzeff J.-M. et Deniel C. — Magmatic evolution of Pacaya and Cerro Chiquito volcanological complex, Guatemala, *Bull. Volcanol.*, 54, 267-283, 1992.

Bardintzeff J.-M., Leyrit H., Guillou H., Guille G., Bonin B., Giret A. et Brousse R. — Transition between tholeiitic and alkali basalts : petrographical and geochemical evidences from Fangataufa, Pacific Ocean, and Kerguelen, Indian Ocean, *Geoch. J.*, 28, 6, 489-515, 1994.

Bardintzeff J.-M., Marlin C. et Barsuglia F. — The acid crater lake of Kawah Ijen, Indonesia, *IAVCEI General Assembly,* Bali, Indonesia, July 18-22, 2000, Abstract p. 207, 2000.

Bardintzeff J.-M. et Miskovsky J.-C. — Identité granulométrique des tephra, *Bull. Ass. Fr. Étude Quaternaire*, 1984-4, 221-231 et *Bull. PIRPSEV*, 86, 1-20, 1984.

Bardintzeff J.-M., Miskovsky J.-C., Traineau H. et Westercamp D. — The recent pumice eruptions of Mt Pelée volcano, Martinique. Part II : Grain-size studies and modeling of the last Plinian phase P1, *J. Volc. Geoth. Res.*, 38, 35-48, 1989b.

Barois P. - *Guide encyclopédique des volcans*, Delachaux et Niestlé, Paris, 2004.

Basaltic Volcanism Study Project — *Basaltic volcanism on the terrestrial planets*, Pergamon press, New-York, 1981.

Basilevsky A.T. — Volcanism and tectonics on the Solar system planets and satellites : dependence on the body radius and distance to the central body, *Twelfth Soviet-American microsymposium*, Moscow, 16-17, 1990.

Bautista B.C., Bautista L.P., Barcelona E.S., Punongbayan R.S., Laguerta E.P., Rasdas A.R., Ambubuyog G. et Amin E.Q. — *Relationship of regional and local structures to Mount Pinatubo activity*, *in* : Newhall C. et Punongbayan R.S., Eds., *Fire and mud : eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines*, Univ. Washington Press, 351-370,1997.

Bébien J., Gagny C. et Tanani S.S. — Les associations de magmas acides et basiques : des objets fractals ?, *C. R. Acad. Sc. Paris*, 305, II, 277-280, 1987.

Beget J.E. et Kienle J. — Cyclic formation of debris avalanches at Mount St Augustine volcano, *Nature*, 356, 701-704, 1992.

Bell K., Éd. — *Carbonatites, genesis and evolution*, Unwin Hyman, Londres, 1989.

Bell K. et Keller J., Éd. — *Carbonatite volcanism, Oldoinyo Lengai and the petrogenesis of natrocarbonatites*, Springer-Verlag, Berlin, 210 p., 1995.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Bellon H., Gillot P.Y. et Nativel P. - Eocene volcanic activity in Bourgogne-Charollais, Massif Central (France), *Earth Planet. Sci. Lett.*, 23, 53-58, 1974.

Berger E.T., Laurent I. et Vannier M. — Approche stochastique des crises volcaniques. Exemple du massif central français, *Colloque Géoprospective*, UNESCO, Paris, Résumés, 33-34, 1994.

Berthommier P.-C., Bahar I., Boudon G., Camus G., Gourgaud A., Lajoie J. et Vincent P.-M. — Le Merapi et ses éruptions : importance des mécanismes phréatomagmatiques, *Bull. Soc. Géol. France*, 163, 5, 635-644, 1992.

Best M.G. — *Igneous and metamorphic petrology*, Freeman and Co., New York, 1982.

Bigot S. — Contribution de l'activité éruptive au bilan hydrogéochimique du volcan Arenal (Costa-Rica), *C.R. Acad. Sc. Paris*, 302, II, 2, 97-100, 1986.

Bigot S. et Hammouya G. — Surveillance hydrogéochimique de la Soufrière de Guadeloupe, 1979-1985 : diminution d'activité ou confinement ? *C.R. Acad. Sc. Paris*, 304, II, 13, 757-760, 1987.

Blake S. — Volatile oversaturation during the evolution of silicic magma chambers as an eruption trigger, *J. Geoph. Res.*, 89, B 10, 8237-8244, 1984.

Blake S. — *Viscoplastic models of lava domes*, *in* : Fink J., Éd., *Lava flows and domes*, Springer-Verlag, Berlin, 88-126, 1990.

Boivin P., Besson J.-C., Briot D., Camus G., Goër de Herve A. de, Gourgaud A., Labazuy P., Larouzière F.-D. de, Livet M., Mergoil J., Miallier D., Morel J.-M., Vernet G. et Vincent P.-M. (avec la participation de Jannot S. et Raynal J.-P.). — Carte volcanologique de la chaîne des Puys, Massif central français, 1/25 000, 4e éd., Parc naturel régional des volcans d'Auvergne, Aydat, 2004.

Boivin P. et Laporte D. — Verres et volcans, *Bull. Liaison Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, 12, 85-94, 2000.

Bonin B. — *Ring complex granites and anorogenic magmatism, Studies in geology*, North Oxford Academic, Oxford, 1986.

Bonin B — *Magmatisme et roches magmatiques*, 2e éd., Dunod, Paris, 2004.

Bonin B. et Bardintzeff J.-M. — Plutonic rocks from Tahiti-Nui caldera (French Polynesia). II. Evolution of thermodynamical parameters during magma differentiation and emplacement. Applications to other alkaline magmatic provinces, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, V, 6, 1091-1099, 1989.

Borgia A., Linneman S., Spencer D., Morales L.D. et Andre J.B. — Dynamics of lava flow fronts, Arenal volcano, Costa-Rica, *J. Volc. Geoth. Res.*, 19, 303-329, 1983.

Bottinga Y. et Weill D.F. — Densities of liquid silicate systems calculated from partial molar volumes of oxides components, *Amer. J. Sc.*, 269, 169-182, 1970.

Boudon G., Semet M.-P. et Vincent P.-M. — Flank failure-directed blast eruption at Soufriere, Guadeloupe, French West Indies : a 3,000 yr. old Mt.St. Helens ? *Geology*, 12, 350-353, 1984.

Bourdier J.-L., Éd. — *Le volcanisme*, Manuels et méthodes, BRGM, Orléans, 1994.

Bourdier J.-L., Gourgaud A. et Vincent P.-M. — Magma mixing in a main stage of formation of Montagne Pelée : the Saint-Vincent-type scoria flow sequence (Martinique, F.W.I.), *J. Volc. Geoth. Res.*, 25, 309-332, 1985.

Bourseiller P. - *La Terre en feu*, La Martinière, Paris, 2009.

Bowen N.L. — *The evolution of the igneous rocks*, Princeton University Press, Princeton, N.J., 1928.

Bowen R. — *Geothermal resources*, 2e éd., Elsevier, Londres, 1989.

Brasseur G. et Granier C. — Mount Pinatubo aerosols, chlorofluorocarbons, and ozone depletion, *Science*, 257, 1239-1242, 1992.

Brazier S., Davis A.N., Sigurdsson H. et Sparks R.S.J. — Fall-out and deposition of volcanic ash during the 1979 explosive eruption of the Soufrière of St. Vincent, *J. Volc. Geoth. Res.*, 14, 335-359, 1982.

Bremond d'Ars (de), Jaupart C. et Sparks R.S. — Distribution of volcanoes in active margins, *J. Geophys. Res.*, 100, B10, 20421-20432, 1995.

Brill H. — *Volcans de France*, Éd. Loubatières, Portet-sur-Garonne, 1998.

Brousse R. — Magmatologie du volcanisme néogène et quaternaire du Massif Central, *Symposium Jean Jung*, Plein Air Service, Clermont-Ferrand, 377-478, 1971.

Brousse R. — Le thermalisme en régions volcaniques françaises, *Presse thermale et climatique*, 123, 4, 165-172, 1986.

Brousse R. et Bellon H. — Réflexions chronologiques et pétrologiques sur le volcanisme associé au développement des rifts de France, *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 7, 1, 409-424, 1983.

Brousse R., Delibrias G., Labeyrie J. et Rudel A. — Éléments de chronologie de la chaîne des Puys, *Bull. Soc. Géol. France*, 7, 11, 770-793, 1969.

Brousse R. et Lefèvre C. — *Le volcanisme en France et en Europe limitrophe*, Masson, Paris, 1990.

Bryan S.C., Peate I.U., Peate D.W., Self S., Jerram D.A., Mawby M.R., Marsh J.S.G. et Miller J.A. – The largest volcanic eruptions on Earth, *Earth-Science Reviews*, 102, 207-229, 2010.

Bunsen R.W. — Uber die prozesse der vulkanischen Gesteinsbildungen Islands, *Ann. Phys. Chem.*, Leipzig, 83, 197-272, 1851.

Burnham C.W. — *The importance of volatile constituents*, *in :* Yoder H.S. Jr., Éd., *The evolution of the igneous rocks*, Princeton University Press, Princeton, N.J., 439-482, 1979.

Cailleaux P., Fouillac C., Michard G. et Ouzounian G. — Étude géochimique des sources thermales de Chaudes-Aigues (Cantal). Conséquences géochimiques, *C. R. Acad. Sc. Paris*, 282, D, 1237-1240, 1976.

Calais E., d'Oreye N., Albaric J., Deschamps A., Delvaux D., Déverchère J., Ebinger C., Ferdinand R.W., Kervyn F., Macheyeki A.S., Oyen A., Perrot J., Saria E., Smets B., Stamps D.S. et Wauthier C. - Strain accomodation by slow slip and dyking in a youthful continental rift, East Africa, *Nature*, 456, 783-787, 2008.

Calvache M.L. et Williams S.N. — Emplacement and petrological evolution of the andesitic dome of Galeras volcano, 1990-1992, *J. Volc. Geoth. Res.*, 77, 57-69, 1997.

Cambray H. et Cadet J.P. — Testing global synchronism in peri-Pacific arc volcanism, *J. Volc. Geoth. Res.*, 63, 145-164, 1994.

Camus G., Goër de Herve A. de, Kieffer G., Mergoil J. et Vincent P.M. — *Volcanologie de la chaîne des Puys*, Parc naturel régional volcans d'Auvergne, Imp. moderne, Aurillac, 112 p., 1975.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Camus G., Michard G., Olive P., Boivin P., Desgranges P., Jezequel D., Meybeck M., Peyrus J.-C., Vinson J.M., Viollier E. et Kornprobst J. — Risques d'éruption gazeuse carbonique en Auvergne, *Bull. Soc. Géol. France*, 164, 6, 767-781, 1993.

Camus G. et Vincent P.M. — Discussion of a new hypothesis for the Krakatau volcanic eruption in 1883, *J. Volc. Geoth. Res.*, 19, 167-173, 1983.

Carey S. et Sigurdsson H. — The May 18, 1980 eruption of Mount St. Helens. 2. Modeling of dynamics of the plinian phase, *J. Geophys. Res.*, 90, B4, 2948-2958, 1985.

Carey S. et Sigurdsson H. — Temporal variation in column height and magma discharge rate during the 79 A.D. eruption in the Vesuvius, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 99, 303-314, 1987.

Carey S., Sigurdsson H., Mandeville C. et Bronto S. — Pyroclastic flows and surges over water : an example from the 1883 Krakatau eruption, *Bull. Volc.*, 57, 493-511, 1996.

Caron J.-M., Gauthier A., Schaaf A., Ulysse J. et Wozniak J. — *Comprendre et enseigner la planète Terre*, Ophrys, Paris, 3e éd., 1995.

Cas R.A.F. et Wright J.V. — *Volcanic successions, modern and ancient.* Chapman & Hall, Londres, 1988.

Casadevall T.J., Éd. — Volcanic ash and aviation safety : Proceedings of the first International Symposium, Seattle, July 1991, *U.S. Geol. Survey Bull.*, 2047, 1994

Cawthorn R.G., Éd. — *Layered intrusions*, Elsevier, Amsterdam, 1996.

Cepeda H., James R., Murcia L.A., Parra E., Salinas R.Y. et Vergara H. — Mapa de riesgos volcanicos potenciales del Nevado del Ruiz, esc. 1/100 000, *Memoria explicativa*, 1-28, 1985.

Chaigneau J., Tazieff H. et Fabre R. — Composition des gaz volcaniques du lac de lave permanent du Nyiragongo (Congo belge), *C.R. Acad. Sc. Paris*, 250, 2482-2485, 1960.

Cheminée J.-L., Hekinian R., Talandier J., Albarède F., Dewey C.W., Francheteau J. et Lancelot Y. — Geology of an active hot spot : Teahitia-Mehetia region in the south central Pacific, *Marine Geophys. Res.*, 11, 27-50, 1989.

Chenet A.L., Courtillot V., Fluteau F., Gérard M., Quidelleur X., Khadri S.F.R., Subbarao K.V. et Thordarson T. - Determination of rapid Deccan eruptions across the Cretaceous-Tertiary boundary using paleomagnetic secular variation : 2. Constraints from analysis of eight new sections and synthesis for a 3500-m-thick composite section, *J. Geophys. Res.*, 114, B06103, 38 p., 2009.

Chenet A.L., Fluteau F. et Courtillot V. - Modelling massive sulphate aerosol pollution, following the large 1783 Laki basaltic eruption, *Earth Planet. Sc. Lett*., 236, 721-731, 2005.

Chevrier R.M. — Lake Nyos : phenomenology of the explosive event of December 30, 1986, *J. Volc. Geoth. Res.*, 42, 387-390, 1990.

Chorowicz J., Bardintzeff J.-M., Rasamimanana G., Chotin P., Thouin C. et Rudant J.P. — An approach using SAR ERS images to relate extension fractures to volcanic vents : examples from Iceland and Madagascar, *Tectonophysics*, 271, 263-283, 1997.

Chorowicz J. et Deroin J.-P. — *La télédétection et la cartographie géomorphologique et géologique*, avec CD-Rom, Gordon and Breach, 2003.

Chorowicz J., Emran A. et Alem E.M. — Tectonique et venues volcaniques en contexte de collision, exemple du massif néogène du Siroua (Atlas marocain) : effets combinés d'une transformante et de la suture panafricaine, *Can. J. Earth Sci.*, 38, 411-425, 2001.

Chouet B. – Long-period volcano seismicity : its source and use in eruption forecasting, *Nature*, 380, 6572, 309-316, 1996.

Chrétien S. et Brousse R. — *La montagne Pelée se réveille*, Boubée, Paris, 1988.

Christiansen R.L. – The Quaternary and Pliocene Yellowstone Plateau volcanic field of Wyoming, Idaho, and Montana, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 729-G, 145 p., 2001.

Cigolini C., Borgia A. et Casertano L. — Intra-crater activity, aa-block lava, viscosity and flow dynamics : Arenal volcano, Costa-Rica, *J. Volc. Geoth. Res.*, 20, 155-176, 1984.

Clocchiatti R. — Découverte dans la mésostase des laves à affinité andésitique du Monte Arci (Sardaigne occidentale) de verres riches en titane et phosphore et élargissement du domaine d'immiscibilité entre liquides silicatés, *C.R. Acad. Sc. Paris.*, 289, D, 607-610, 1979.

Cobbold P.R., Diraison M. et Rossello E.A. — Bitumen veins and Eocene transpression, Neuquén Basin, Argentina, *Tectonophysics*, 314, 423-442, 1999.

Coffin M.F. et Eldholm O. – Scratching the surface : Estimating dimensions of large igneous provinces, *Geology*, 21, 6, 515-518, 1993.

Cole P.D., Calder E.S., Sparks R.S.J., Clarke A.B., Druitt T.H., Young S.R., Herd R.A., Harford C.L. et Norton G.E. — *Deposits from dome collapse and fountain collapse pyroclastic flows during 1996-99 at Soufriere Hills volcano, Montserrat*, *in* Druitt T.H. et Kokelaar B.P., Éd., *The eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat*, from 1995 to 1999*,* Geol. Soc., London, Memoir, 231-262, 2002.

Compare D. — Étude structurale et pétrographique des dykes de la Valle del Bove (Etna, Sicile, Italie), Thèse de doctorat de spécialité, *Bull. PIRPSEV-CNRS*, 119bis, 1981.

Connor C., Hill B., LaFemina P., Navarro M. et Conway M. — Soil ^{222}Rn pulse during the initial phase of the June-August 1995 eruption of Cerro Negro, Nicaragua, *J. Volc. Geoth. Res.*, 73, 119-127, 1996.

Coulon C., Clocchiatti R., Maury R.C. et Westercamp D. — Petrology of basaltic xenoliths in andesitic to dacitic host lavas from Martinique (Lesser Antilles) : evidence for magma mixing, *Bull. Volc.*, 47-4, (1), 705-734, 1984.

Courtillot V. – *La vie en catastrophes*, Fayard, Paris, 1995.

Courtillot V.E. et Cisowski S. — The Cretaceous-Tertiary boundary events : external or internal causes ? *Eos, Trans. Am. Geophys. Union*, 68, 193-200, 1987.

Courtillot V.E., Davaille A., Besse J., et Stock J. — Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle, *Earth Planet. Sc. Let.*, 205, 3-4, 295-308, 2003.

Courtillot V.E. et Renne P.R. — On the ages of flood basalt events, *C. R. Geoscience*, 335, 113-140, 2003.

Courtillot V. et Olson P. - Mantle plumes link magnetic superchrons to phanerozoic mass depletion events, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 260, 495-504, 2007.

Couthures J. — The Sénèze maar (French Massif central) : Hypothesis regarding a catastrophe occuring about 1.5 million years ago, *J. Volc. Geoth. Res.*, 39, 207-210, 1989.

Creig J.W. — Immiscibility in silicate melts, *Am. J. Sci.*, 13, 1-44, 133-154, 1927.

Crisp J.A. — Rates of magma emplacement and volcanic outpout, *J. Volc. Geotherm. Res.*, 20, 177-211, 1984.

Dabovski H., Harkovska A., Kamenov B., Mavroudchiev B., Stanischeva-vassileva G., Tchounev D. et Yanev Y. — A geodynamic model of the Alpine magmatism in Bulgaria, *Geol. Balcanica*, 21.4, 3-15, 1991.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Dalabakis P. — *Le volcanisme récent de l'île de Kos (Grèce)*, Thèse doctorat de l'Université Paris-Sud, Orsay, 1987.

Danielsen E.F. — Trajectories of the Mount St. Helens eruption plume, *Science*, 211, 819-821, 1981.

Davies R.J., Brumm M., Manga M., Rubiandini R., Swarbrick R. et Tingay M. - The East Java mud volcano (2006 to present) : An earthquake or drilling trigger ?, *Earth Planet. Sc. Let.*, 272, 3-4, 627-638, 2008.

Debelmas J. et Mascle G. — *Les grandes structures géologiques*, 4e éd., Dunod, Paris, 2000.

Defant M.J. et Drummond M.S. — Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphère, *Nature*, 347, 662-665, 1990.

Defant M.J. et Drummond M.S. — Mount St. Helens : Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc, *Geology*, 21, 547-550, 1993.

De la Cruz-reyna S. — Poisson-distributed patterns of explosive eruptive activity, *Bull. Volc.*, 54, 57-67, 1991.

De la Cruz-Reyna S., Tárraga M., Ortiz R. et Martínez-Bringas A. - Tectonic earthquakes triggering volcanic seismicity and eruptions. Case studies at Tungurahua and Popocatépetl volcanoes, *J. Volc. Geoth. Res.*, 193, 1-2, 37-48, 2010.

Delaney P.T., Fiske R.S., Miklius A., Okamura A.T. et Sako M.S. — Deep magma body beneath the summit and rift zones of Kilauea volcano, Hawaii, *Science*, 247, 1311-1316, 1990.

Delmelle P. et Bernard A. — Geochemistry, mineralogy, and chemical modeling of the acid crater lake of Kawah Ijen Volcano, Indonesia, *Geoch. Cosm. Acta*, 58, 11, 2445-2460, 1994.

Delmelle P., Bernard A., Kusakabe M., Fischer T.P. et Takano B. — Geochemistry of the magmatic-hydrothermal system of Kawah Ijen volcano, East Java, Indonesia, *J. Volc. Geoth. Res.*, 97, 31-53, 2000.

Delorme H., Javoy M., Cheminée J.-L. et Pineau F. — Chemical and isotopic compositions of volcanic gases from island arc and continental margins, *Terra cognita*, 1, 79, 1981.

Deniel C. et Bardintzeff J.-M. — Pacaya volcanological complex (Guatemala) : petrological and geochemical evolution, Fifth European Union of Geosciences meeting, Strasbourg, *Terra abstracts*, 1, 1, 323, 1989.

Detourbet C., Bellier O. et Sébrier M. — La caldeira volcanique de Toba et la Grande Faille de Sumatra (Indonésie) vues par l'imagerie SPOT, *C. R. Acad. Sc. Paris*, 316, II, 1439-1445, 1993.

Devine J.D. et Sigurdsson H. — The liquid composition and crystallization history of the 1979 Soufriere magma, St. Vincent W.I., *J. Volc. Geoth. Res.,* 16, 1-31, 1983.

De Wever P. (dir.), Jaupart C., Guiraud M., Komorowski J.-C., Sautter V., Boudon G., Parodi G.C., Leyrit H., Lénat J.-F. et Bardintzeff J.-M. — *Le volcanisme, Cause de mort et source de vie*, Vuibert, Muséum national d'Histoire naturelle, Paris, 2003.

Dhont D., Yanev Y., Bardintzeff J.-M. et Chorowicz J. - Evolution and relationships between volcanism and tectonics in the central-eastern part of the Oligocene Borovitsa caldera (Eastern Rhodopes, Bulgaria), *J. Volc. Geoth. Res*., 171, 3-4, 269-286, 2008.

Didier J. et Barbarin B. — *Enclaves and Granite petrology*, Elsevier, Amsterdam, 1991.

Doglioni C., Innocenti F. et Mariotti G. — Why Mt Etna ? *Terra Nova*,13, 1, 25-31, 2001.

Druitt T.H. et Kokelaar B.P., Éd. — The eruption of Soufrière Hills volcano, Montserrat, from 1995 to 1999, *Geol. Soc. Memoir*, Londres, 21, 664 p., 2002.

Druitt T.H. et Sparks R.S.J. — On the formation of calderas during ignimbrite eruptions, *Nature*, 310, 679-681, 1984.

Dubois J. - *Volcans actifs français et risques volcaniques. Martinique, Guadeloupe, Réunion, Pacifique*, Dunod, Paris, 2007.

Dubois J. et Cheminée J.-L. — Les cycles éruptifs du Piton de la Fournaise : analyse fractale, attracteurs, aspects déterministes, *Bull. Soc. Géol. France*, 164, 1, 3-16, 1993.

Dunbar N.W. et Hervig R.L. — Petrogenesis and volatile stratigraphy of the Bishop Tuff : evidence from melt inclusion analysis, *J. Geophys. Res.*, 97, B11,15129-15150, 1992.

Dupré B. et Allègre C.-J. — Pb-Sr isotope variation in Indian ocean basalts and mixing phenomena, *Nature*, 303, 142-146, 1983.

Dzierma Y. et Wehrmann H. - Eruption time series statistically examined : Probabilities of future eruptions at Villarrica and Llaima volcanoes, Southern Volcanic Zone, Chile, *J. Volc. Geoth. Res.*, 193, 1-2, 82-92, 2010.

Dzurisin D., Yamashita K.M. et Kleinman J.W. — Mechanisms of crustal uplift and subsidence at the Yellowstone caldeira, Wyoming, *Bull. Volc.*, 56, 261-270, 1994.

Eaton J.P. et Murata K.J. — How volcanoes grow, *Science*, 132, 925-938, 1960.

Eggers A.A. — *Geologic map of Amatitlan, Guatemala, 1/50 000*, Instituto Geografico Nacional, Guatemala, 1975.

Eggert S. et Walter T.R. - Volcanic activity before and after large tectonic earthquakes : Observations and statistical significance, *Tectonophysics*, 471, 1-2, 14-26, 2009.

Eichelberger J.C. — Origin of andesite and dacite : evidencce of mixing at Glass Mountain in California and at other circum-pacific volcanoes, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, 1381-1391, 1975.

Elitok Ö., Özgür N., Drüppel K., Dilek Y., Platevoet B., Guillou H., Poisson A., Scaillet S., Satr M., Siebel W., Bardintzeff J.-M., Deniel C. et Ylmaz K. - Origin and geodynamic evolution of late Cenozoic potassium-rich volcanism in the Isparta area, southwestern Turkey, *Internat. Geology Review*, 52, 4-6, 454-504, 2010.

FAivre Pierret R.-X., Berne P., Roussel C. et Le Guern F. — The lake Nyos disaster : model calculations for the flow of carbon dioxide, *J. Volc. Geoth. Res.*, 51, 161-170, 1992.

Fenner C.N. — The Katmaï region, Alaska, and the great eruption of 1912, *J. Geol.*, 28, 569-606, 1920.

Fenner C.N. — The Katmaï magmatic province, *J. Geol.*, 34, 673-772, 1926.

Field M., Stiefenhofer J., Robey J. et Kurszlaukis S. - Kimberlite-hosted diamond deposits of southern Africa : A review, Ore Geology Reviews, 34, 1-2, 33-75, 2008.

Fierstein J. et Hildreth W. — The plinian eruptions of 1912 at Novarupta, Katmaï National Park, Alaska, *Bull. Volc.*, 54, 646-684, 1992.

Fink J.H. et Kieffer S.W. — Estimate of pyroclastic flow velocities resulting from explosive decompression of lava domes, *Nature*, 363, 612-615, 1993.

Fiocco G., Fua D. et Visconti G., Éd. — T*he Mount Pinatubo eruption. Effects on the atmosphere and climate*, Springer-Verlag, Berlin, 1996.

Fisher R.V. — Proposed classification of volcaniclastic sediments and rocks, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 72, 1409-1414, 1961.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Fischer R.V. — Maximum size, median diameter and sorting of tephra, *J. Geophys. Res.*, 69-2, 341-355, 1964.

Fischer R.V. et Heiken G. — Mt. Pelée, Martinique : May 8 and 20, 1902, pyroclastic flows and surges, *J. Volc. Geoth. Res.*, 13, 339-371, 1982.

Fischer R.V. et Schmincke H.U. — *Pyroclastic rocks*, Springer Verlag, Berlin, 1984.

Fischer T.P., Burnard P., Marty B., Hilton D.R., Füri E., Palhol F., Sharp Z.D. et Mangasini F. - Upper-mantle volatile chemistry at Oldoinyo Lengai volcano and the origin of carbonatites, *Nature*, 459, 77-80, 2009.

Fiske R.S. et Shepherd J.B. — Twelve years of ground-tilt measurements on the Soufriere of St. Vincent, 1977-1989, *Bull. Volc.*, 52, 227-241, 1990.

Flood T.P., Schuraytz B.C. et Vogel T.A. — Magma mixing due to disruption of a layered magma body, *J. Volc. Geoth. Res.*, 36, 241-255, 1989.

Foulger G.R. et Anderson D.L. — A cool model for the Iceland hotspot, *J. Volc. Geoth. Res.*, 141, 1-22, 2005.

Fouquet Y., Eissen J.P., Ondréas H., Barriga F., Batiza R. et Danyushevsky L. — Extensive volcaniclastic deposits at the Mid-Atlantic Ridge axis : results of deep-water basaltic explosive volcanic activity ? *Terra Nova*, 10, 280-286, 1998.

Fournet J. — *Géologie lyonnaise*, De Barret, Lyon, 1846.

Francis P.W. — The origin of the 1883 Krakatau tsunamis, *J.Volc. Geoth. Res.,* 25, 349-363, 1985.

Francis P.W. — *Volcanoes. A planetary perspective*, Oxford University Press, 1993.

Francis P.W. et Baker M.C.W. — Mobility of pyroclastic flows, *Nature*, 270, 164-165, 1977.

Francis P.W. et Self S. — L'éruption du Krakatoa, *Pour la Science*, Belin, 75, 72-83, 1984.

Frankel Ch. — *Les volcans du système solaire*, Armand Colin, Paris, 1993.

Freeth S.J. et Kay R.L.F. — The Lake Nyos disaster, *Nature*, 325, 104-105, 1987.

Freundt A. et Rosi M., Éd. — *From magma to tephra*, Elsevier, Amsterdam, 1998.

Fridrich C.J. et mahood G.A. — Compositional layers in the zoned magma chamber of the Grizzly Peak Tuff, *Geology*, 15, 4, 299-303, 1987.

Froidevaux C., Brousse R. et Bellon H. — Hot spot in France ?, *Nature*, 248, 5451, 749-751, 1974.

Fuchs K. — *Les volcans et les tremblements de terre*, Germer Baillière et C^{ie}, Paris, 1878.

Gaillard F. et Scaillet B. — The sulfur content of volcanic gases on Mars, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 279, 1-2, 34-43, 2009.

Gao C., Robock A. et Ammann C. — Volcanic forcing of climate over the past 1500 years : An improved ice core-based index for climate models, *J. Geophys. Res.*, 113, D23111, 15 p., 2008.

Garcia F., Chorowicz J., Bardintzeff J.-M. et Angles J. — Images radar et activité volcanique : relations avec la tectonique et préparation au suivi des éruptions. Le cas du Pinatubo (Philippines). Proc. programme GARS-UNESCO-UISG, RADARSAT-projet ADRO (Application Development and Research Opportunity Program), n°667. Agence Spatiale Canadienne, Montréal, Québec, Canada, 13-15 octobre 1998, 10 p., 1998.

Gaudru H. - *La volcanologie de A à Z*, Le Tricorne, Genève, 2003.

Gautier I., Weiss D., Mennessier J.-P., Vidal P., Giret A. et Loubet M. — Petrology and geochemistry of the Kerguelen archipelago basalts (South Indian ocean) : evolution of the mantle sources from ridge to intraplate position, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 100, 59-76, 1990.

Gelugne P., Bardintzeff J.-M., Guillande R., Brousse R., Chorowicz J. et Parrot J.F. — Imagerie satellite SPOT et modèle numérique de terrain. Application aux problèmes d'environnement et à la reconnaissance des risques d'instabilité de terrain sur l'île de Tahiti, *Actes Journées Internationales Pix-îles*, Nouméa, Papeete, 6 p, 1991.

Gerbe M.-C., Gourgaud A., Boudal C. et Pratomo I. — Téphrostratigraphie de l'éruption de 1982-83 du Galunggung (Java, Indonésie), *C.R. Acad. Sc. Paris*, 307, II, 89-94, 1988.

Gerlach D.C. et Grove T.L. — Petrology of Medicine Lake Highland volcanics : characterisation of endmembers of magma mixing, *Contr. Mineral. Petrol.,* 80, 147-159, 1982.

Giberti G., Jaupart C. et Sartoris G. — Steady-state operation of Stromboli volcano, Italy : constraints on the feeding system, *Bull. Volc.*, 54, 535-541, 1992.

Giggenbach W.F. — Chemical composition of volcanic gases, *in. :* Scarpa et Tilling, Éd., *Monitoring and mitigation of volcano hazards*, Springer-Verlag, Berlin, 221-256, 1996.

Gilman J.J. - Basalt columns : Large scale constitutional supercooling ? *J. Volc. Geoth. Res.*, 184, 3-4, 347-350, 2009.

Girault F., Bouysse P. et Rançon J.P. — *Volcans vus de l'espace*, Nathan, Paris, 1998.

Glicken H. — Rockslide-debris avalanche of May 18, 1980, Mount St.Helens volcano, Washington, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 1488, 1989.

Global Volcanism Program — Bulletin mensuel depuis 1975, Smithsonian Institution, Washington.

Gorshkov G.S. — Directed volcanic blasts, *Bull. Volc.*, II-26, 83-88, 1963.

Gottsmann J. et Marti J., Éd. - Caldera Volcanism : Analysis, Modelling and Response, Elsevier, Amsterdam, 2008.

Gourgaud A., Fichaut M. et Joron J.-L. — Magmatology of Mt. Pelée (Martinique, F.W.I.). I : Magma mixing and triggering of the 1902 and 1929 Pelean nuées ardentes, *J. Volc. Geoth. Res.*, 38, 143-169, 1989.

Gourgaud A., Tjetjep W., Ramli L., Sudradjat A., Vincent P.-M. et Camus G. — Risques volcaniques et circulation aéronautique : causes des perturbations provoquées par l'éruption de 1982-83 du Galunggung (Java, Indonésie), *C.R. Acad. Sc. Paris*, 301, II, 5, 351-353, 1985.

Graham A.M. et Thirlwall M.F. — Petrology of the 1979 eruption of Soufrière volcano, St. Vincent, Lesser Antilles, *Contr. Mineral. Petrol.,* 76, 336-342, 1981.

Grandin R., Socquet A., Binet R., Klinger Y., Jacques E., de Chabalier J.B., King G.C.P., Lasserre C., Tait S., Tapponnier P., Delorme A. et Pinzuti P. - Manda Hararo-Dabbahu rifting event, Afar (Ethiopia) : Constraints provided by geodetic data, *J. Geophys. Res.*, 114, B08404, 20 p., 2009.

Granet M., Wilson M. et Achauer U. — Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central, *Earth Planet. Sc. Let.*, 136, 281-296, 1995.

Grattan J., Rabartin R., Self S. et Thordarson T. — Volcanic air pollution and mortality in France 1783-1784, *C. R. Geosciences*, 337, 641-651, 2005.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Green D.H., Edgar A.D., Beasley P., Kiss E. et Ware N.G. — Upper mantle source for some hawaiites, mugearites and benmoreites, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 48, 33-43, 1974.

Green D.H., Falloon T.J., Eggins S.M. et Yaxley G.M. — Primary magmas and mantle temperatures, *Eur. J. Mineral.*, 13, 437-451, 2001.

Green D.H. et Ringwood A.E. — The stability fields of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in upper mantle structure, *Earth Planet. Sci. Let.*, 3, 151-160, 1967a.

Green D.H. et Ringwood A.E. — The genesis of basaltic magmas, *Contr. Mineral. Petrol.,* 15, 103-190, 1967b.

Griffiths R.W. et Campbell I.H. — Stirring and structure in mantle starting plumes, *Earth Planet. Sc. Let.*, 99, 66-78, 1990.

Gudmundsson M.T., Sigmundsson F. et Björnsson H. — Ice-volcano interaction of the 1996 Gjálp subglacial eruption, Vatnajökull, Iceland, *Nature*, 389, 954-957, 1997.

Gudmundsson M.T., Sigmundsson F., Björnsson H. et Högnadottir T. — The 1996 eruption at Gjálp, Vatnajökull ice cap, Iceland : efficiency of heat transfer, ice deformation and subglacial water pressure, *Bull. Volc.*, 66, 46-65, 2004.

Guérin A. - *Les volcans cracheurs de feu*, Milan, Paris, 2007.

Guichard F., Carey S., Arthur M.A., Sigurdsson H. et Arnold M. — Tephra from the Minoan eruption of Santorini in sediments of the Black Sea, *Nature*, 363, 610-612, 1993.

Guillande R., Gelugne P., Bardintzeff J.-M., Brousse R., Chorowicz J., Deffontaines B. et Parrot J.-F. — Cartographie automatique de zones à aléas de mouvements de terrain sur l'île de Tahiti à partir de données digitales, *Bull. Soc. Géol. France*, 164, 4, 577-583, 1993.

Guillou H., Guille G., Brousse R. et Bardintzeff J.-M. — Évolution de basaltes tholéiitiques vers des basaltes alcalins dans le substratum volcanique de Fangataufa (Polynésie française), *Bull. Soc. Géol. France*, 8, VI, 3, 537-549, 1990.

Guy B. - Basalt columns : Large scale constitutional supercooling ? Comments on the paper by John Gilman (JVGR, 2009) and presentation of some new data, *J. Volc. Geoth. Res.*, 194, 1-3, 69-73, 2010.

Halbwachs M., Grangeon J., Sabroux J.-C. et Villevielle A. — Purge par auto-siphon du gaz carbonique dissous dans le lac Monoum (Cameroun) : premiers résultats expérimentaux, *C. R. Acad. Sc. Paris*, 316, II, 483-489, 1993.

Hamilton D.L., Freestone I.C., Dawnson J.B. et Donaldson C.H. — Origin of carbonatites by liquid immiscibility, *Nature*, 279, 52-54, 1979.

Hammer C.U., Clausen H.B., Friedrich W.L. et Tauber H. — The Minoan eruption of Santorini in Greece dated at 1645 B.C. ?, *Nature*, 328, 6130, 515-519, 1987.

Hay R.L. et Leakey M.D. — Les empreintes de pas fossiles de Laetoli, *Pour la Science*, Belin, n° spécial « Les animaux disparus », 152-160, 1984.

Head W., Crumpler L.S., Aubele J.C., Guest J.E. et Saunders R.S. — Venus volcanism : classification of volcanic features and structures, associations, and global distribution from Magellan data, *J. Geophys. Res.*, 97, E8, 13253-13197, 1992.

Heiken G. et Wohletz K.H. — *Volcanic ash*, University of California Press, 1985.

Hékinian R. Stoffers P. et Cheminée J.-L., Éd. — O*ceanic hotspots – Intraplate submarine magmatism and tectonism*, Springer, Berlin, 2004.

Heinrich P., Mangeney A., Boudon G. et Roche R. — Modéliser un raz de marée créé par un volcan, *La Recherche*, 318, 66-71, 1999.

Hildenbrandt A., Gillot P.Y. et Bonneville A. – Offshore evidence for a huge landslide of the northern flank of Tahiti-Nui (French Polynesia), *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7, 3, Q03006, 12 p., 2006.

Hill D.P., bailey R.A. et Ryall A.S. — Active tectonic and magmatic processes beneath Long Valley caldera, Eastern California : an overview, *J. Geophys. Res.*, 90, B13, 11111-11120, 1985.

Hoblitt R.P., Miller C.D. et Wallace J.W. — *Origin and stratigraphy of the deposit produced by the May 18 directed blast*, *in* : Lipman P.W. et Mullineaux D.R., Éd., The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 1250, 401-419, 1981.

Hunter R.H. et Sparks R.S.J. — The differentiation of the Skaergaard intrusion, *Contr. Mineral. Petrol.*, 95, 451-461, 1987.

Hunter R.H. et Sparks R.S.J. — The differentiation of the Skaergaard intrusion, Replies, *Contr. Mineral. Petrol.,* 104, 248-254, 1990.

Huppert H.E., Shepherd J.B., Sigurdsson H. et Sparks R.S.J. — On lava dome growth, with application to the 1979 lava extrusion of the Soufrière of St. Vincent, *J. Volc. Geoth. Res.,* 14, 199-222, 1982.

Huppert H.E. et Turner J.S. — A laboratory model of a replenished magma chamber, *Earth Planet. Sci. Let.*, 54, 144-152, 1981.

Hutchinson R.A., Westphal J.A. et Kieffer S.W. — *In situ* observations of Old Faithful Geyser, *Geology*, 25, 10, 875-878, 1997.

IAVCEI (International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior) — Reducing volcanic disasters in the 1990's, *Bull. Volc. Soc. Japan*, 2, 35, 1, 80-95, 1990.

Inman D.L. — Measures for describing the size distribution of sediments, *J. Sed. Petrol.*, 22-3, 125-145, 1952.

Ishihara K., Iguchi M. et Kamo K. — *Numerical simulation of lava flows on some volcanoes in Japan*, *in :* Fink J., Éd., *Lava flows and domes*, Springer-Verlag, Berlin, 174-207, 1990.

Iverson R.M. — *Lava domes modeled as brittle shells that enclose pressurized magma, with application to Mount St.Helens*, *in :* Fink. J., Éd., *Lava flows and domes*, Springer-Verlag, Berlin, 47-69, 1990.

Izett G.A. — Volcanic ash beds : recorders of Upper Cenozoic silicic pyroclastic volcanism in the western United States, *J. Geophys. Res.*, 86, 10200-10222, 1981.

Jaupart C., Brandeis G. et Allègre C.-J. — Stagnant layers at the bottom of convecting magma chambers, *Nature*, 308, 535-538, 1984.

Jaupart C. et Vergniolle S. — Laboratory models of hawaiian and strombolian eruptions, *Nature*, 331, 58-60, 1988.

Jérémie J.-J. et Bonneton J.-R. — L'éruption volcanique de la Soufrière de Saint-Vincent en avril 1979, proposition d'un modèle de fonctionnement d'un volcan, *C.R. Acad. Sc. Paris*, 289, D, 265-268, 1979.

Johnson A.P., Cleaves H.J., Dworkin J.P., Glavin D.P., Lazcano A. et Bada J.L. - The Miller volcanic sparks discharge experiment, *Science*, 322, 5900, 404, 2008.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

JORDAN T.H., MENARD H.W. et SMITH D.K. — Density and size distribution of seamounts in the eastern Pacific inferred from wide beam sounding data, *J. Geophys. Res.*, 88, 10508-10518, 1983.

JUTEAU T. et MAURY R. - *La croûte océanique, Pétrologie et dynamique endogènes*, Vuibert, Paris, 2008.

KELLER J. et KRAFFT M. — Effusive natrocarbonatite activity of Oldoinyo Lengai, June 1988, *Bull. Volc.*, 52, 629-645, 1990.

KELLEY D.S. *et al.* (25 auteurs) — A serpentine-hosted ecosystem : the Lost City hydrothermal field, *Science*, 307, 1428-1434, 2005.

KELLY P.J., KYLE P.R., DUNBAR N.W. et SIMS K.W.W. - Geochemistry and mineralogy of the phonolite lava lake, Erebus volcano, Antarctica : 1972-2004 and comparison with older lavas, *J. Volc. Geoth. Res.*, 177, 3, 589-605, 2008.

KHEIRKHAH M., ALLEN M.B. et EMAMI M. - Quaternary syn-collision magmatism from the Iran/Turkey borderlands, *J. Volc. Geoth. Res.*, 182, 1-2, 1-12, 2009.

KLING G.W., CLARK M.A., COMPTON H.R., DEVINE J.D., EVANS W.C., HUMPHREY A.M., KOENIGSBERG E.J., LOCKWOOD J.P., TUTTLE M.L. et WAGNER G.N. — The 1986 Lake Nyos gas disaster in Cameroon, West Africa, *Science*, 236, 169-175, 1987.

KOYAGUCHI T. et TOKUNO M. — Origin of the giant eruption cloud of Pinatubo, June 15, 1991, *J. Volc. Geoth. Res.*, 55, 85-96, 1993.

KRAFFT M. et DE LAROUZIÈRE F.D. — *Guide des volcans d'Europe et des Canaries*, Delachaux et Niestlé, Lausanne, 1999.

KRAFFT M. et KELLER J. — Temperature measurements in carbonatite lava lakes and flows from Oldoinyo Lengai, Tanzania, *Science*, 245, 168-170, 1989.

KRAFFT M. et KRAFFT K. — La réapparition du lac de lave dans le cratère du volcan Nyiragongo de juin à septembre 1982 (Kivu-Zaïre). Histoire, dynamisme, débits et risques volcaniques, *C. R. Acad. Sc. Paris*, 296, II, 797-802, 1983.

KUDO A.M. et WEILL D.F. — An igneous plagioclase thermometer, *Contr. Mineral. Petrol.*, 25, 52-65, 1970.

KUNO H. — High-alumina basalt, *J. Petrol.*, 1, 2, 121-145, 1960.

KUSAKABE M., OHBA T., ISSA, YOSHIDA Y., SATAKE H., OHIZUMI T., EVANS W.C., TANYILEKE G. et KLING G.W. - Evolution of CO_2 in Lakes Monoun and Nyos, Cameroon, before and during controlled degassing, *Geoch. J.*, 42, 1, 93-118, 2008.

KUSHIRO I. — Effect of water on the composition of magmas formed at high pressures, *J. Petrol.*, 13, 2, 311-334, 1972.

KUSHIRO I. et KUNO H. — Origin of primary basalt magmas and classification of basaltic rocks, *J. Petrol.*, 4, 1, 75-89, 1963.

LACROIX A. — *La montagne Pelée et ses éruptions*, Masson, Paris, 1904.

LACROIX A. — Remarques sur les matériaux de projection des volcans et sur la genèse des roches pyroclastiques qu'ils constituent, *Soc. Géol. Fr. Livre Jubilaire du Centenaire,* II, 431-472, 1930.

LAMB H.H. — Volcanic dust in the atmosphere; with a chronology and assessment of its meteorological significance, *Phil. Trans. R. Soc. London*, A, 266, 425-533, 1970.

LATTER J.H., Éd. — *Volcanic hazards*, Springer-Verlag, Berlin, 1989.

LAVE (L'ASSOCIATION VOLCANOLOGIQUE EUROPÉENNE) — Bulletin bimestriel depuis 1986.

Lavigne F. et Thouret J.-C. — Les lahars : dépôts, origines et dynamiques, *Bull Soc. géol. France*, 171, 5, 545-557, 2000.

Leakey M.D. et Hay R.L. — Pliocene footprints in the Laetolil Beds at Laetoli, Northern Tanzania, *Nature*, 278, 5702, 317-323, 1979.

Leemann W.P. et Scheidegger K.F. — Olivine liquid distribution coefficients and a test for crystal-liquid equilibrium, *Earth Planet. Sc. Let.*, 35, 245-257, 1977.

Lefèvre C. — Les caractères magmatiques du volcanisme plio-quaternaire des Andes dans le sud du Pérou, *Contr. Mineral. Petrol.*, 41, 259-272, 1973.

Lefèvre C. — *Un exemple de volcanisme de marge active dans les Andes du Pérou (sud) du Miocène à l'Actuel,* Thèse doctorat université des sciences et techniques du Languedoc, 1979.

Lefèvre C. - *Volcans et risques volcaniques*, Ellipses, Paris, 2010.

Lefèvre C. et Schneider J.-L. — *Les risques naturels majeurs*, GB Science Publisher, Paris, 2002.

Le Friant A., Boudon G., Deplus C. et Villemant B. — Large-scale collapse events during the activity of Montagne Pelée, Martinique, Lesser Antilles, *J. Geophys. Res.*, 108, B1, 2055, ECV 13, 1-15, 2003.

Leone F. — Impacts et gestion des crises liés à l'éruption et aux lahars du volcan Pinatubo (1991-1996). Contribution à l'analyse du système institutionnel philippin de réponse aux catastrophes volcaniques, *Pangea*, 26, 13-34, 1996.

Léotot C., Gillot P.-Y., Guichard F. et Brousse R. — Le volcan de Taravao (Tahiti) : un exemple de volcanisme polyphasique associé à une structure d'effondrement, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, VI, 6, 951-961, 1990.

Lerbekmo J.F., Westgate J.A., Smith D.G.W. et Denton G.H — *New data on the character and history of the White River volcanic eruption, Alaska*, *in* : : Suggate R.P. et Cresswell M.M. Éd., *Quaternary studies*, The Royal Society of New Zealand, Wellington, 203-209, 1975.

Lesage P. et Surono — Seismic precursors of the February 10, 1990 eruption of Kelut volcano, Java, *J. Volc. Geoth. Res.*, 65, 135-146, 1995.

Leyrit H. — *Flank collapse and debris avalanche deposits*, *in* Leyrit H. et Montenat C., Éd., *Volcaniclastic rocks, from magmas to sediments*, Gordon and Breach Science Publishers, Amsterdam, 111-129, 2000.

Leyrit H., Bardintzeff J.-M., Verdier O., Giret A. et Brousse R. — Les presqu'îles Jeanne d'Arc et Ronarch : zone-test pour une cartographie géologique au 1/100 000 des îles Kerguelen, *C.R. Acad. Sc. Paris*, 311, II, 561-566, 1990.

Leyrit H. et Montenat C., Éd. — *Volcaniclastic rocks, from magmas to sediments*, Gordon and Breach Science Publishers, Amsterdam, 2000.

Linde A.T. et Sacks I.S. — Triggering of volcanic eruptions, *Nature*, 395, 888-890, 1998.

Lipman P.W. — Subsidence of ash-flow calderas : relation to caldeira size and magma-chamber geometry, *Bull. Volc.*, 59, 198-218, 1997.

Lipman P.W. et Mullineaux D.R., Éd. — The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington., *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1250, Washington, D.C., 1981.

Lirer L., Munno R., Postiglione I., Vinci A. et Vitelli L. — The A.D. 79 eruption as a future explosive scenario in the Vesuvian area : evaluation of associated risk, *Bull. Volc.*, 59, 112-124, 1997.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Lopes R.M.C. et Gregg T.K..P., Éd. — *Volcanic worlds : Exploring the solar system's volcanoes*, Springer-Praxis, 2004.

Lopes R.M.C., Kamp L.W., Smythe W.D., Mouginis-Mark P., Kargel J., Radebaugh J., Turtle E.P., Perry J., Williams D.A., Carlson R.W., Douté S. et Galileo NIMS and SSI teams — Lava lakes on Io : observations of Io's volcanic activity from Galileo NIMS during the 2001 fly-bys, *Icarus*, 169, 140-174, 2004.

Lorenz V. — On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings, *Bull. Volc.*, 48, 265-274, 1986.

Luhr J.F. et Simkin T. — *Paricutin, the volcano born in a Mexican cornfield*, Geoscience Press, Inc., Phœnix, Arizona, 1993.

Lumley (de) M.-A., Bardintzeff J.-M., Bienvenu P., Bilcot J.-B., Flamenbaum G., Guy C., Jullien M., Lumley (de) H., Nabot J.-P., Perrenoud C., Provitina O. et Tourasse M. - Impact probable du volcanisme sur le décès des Hominidés de Dmanissi, *C.R. Palevol.*, 7, 1, 61-79, 2008.

Macdonald G.A. — *Volcanoes*, Prentice-Hall. inc. Englewood Cliffs, New Jersey, 1972.

Macdonald G.A. et Katsura T. — Chemical composition of Hawaiian lavas, *J. Petrol.*, 5, 82-133, 1964.

Macedonio G., Pareschi M.T. et Santacroce R. — Renewal of explosive activity at Vesuvius : models for the expected tephra fallout, *J. Volc. Geoth. Res.,* 40, 327-342, 1990.

Mader H.M., Coles S.G., Connor C.B. et Connor L.J., Éd. - Statistics in Volcanology, *Sp. Publ. IAVCEI, Geol. Soc. London*, 2006.

Mandeville C.W., Carey S. et Sigurdsson H. — Sedimentology of the Krakatau 1883 submarine pyroclastic deposits, *Bull. Volc.*, 57, 512-529, 1996.

Manga M. et Brodsky E. - Seismic triggering of eruptions in the far field : volcanoes and geysers, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 34, 263-291, 2006.

Mangan M.T. — Crystal size distribution systematics and the determination of magma storage times : The 1959 eruption of Kilauea volcano, Hawaii, *J. Volc. Geoth. Res.*, 44, 295-302, 1990.

Mangold N., Loizeau D., Poulet F., Ansan V., Baratoux D., LeMouelic S., Bardintzeff J.-M., Platevoet B., Toplis M., Pinet P., Masson P., Bibring J.-P., Gondet B., Langevin Y. et Neukum G. (2010) - Mineralogy of recent volcanic plains in the Tharsis region, Mars, and implications for platy-ridged flow composition, *Earth Planet. Sc. Letters*, 294, 3-4, 440-450, 2010.

Marcelot G., Bardintzeff J.-M., Maury R.-C. et Rançon J.P. — Chemical trends of early-formed clinopyroxenes from some alkaline and orogenic lavas, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, IV, 5, 851-859, 1988.

Marcelot G., Lefèvre C., Maillet P. et Maury R.C. — Contribution à l'étude du volcanisme de l'arc des Nouvelles-Hébrides : caractérisation de deux séries magmatiques de l'île d'Erromango, *Bull. Soc. Géol. France*, 7, XXI, 5, 631-641, 1979.

Marianelli P., Métrich N., Santacroce R. et Sbrana A. — Mafic magma batches at Vesuvius : a glass inclusion approach to the modalities of feeding stratovolcanoes, *Contr. Mineral. Petrol.*, 120, 159-169, 1995.

Marini L., Vetuschi Zuccolini M. et Saldi G. — The bimodal pH distribution of volcanic lake waters, *J. Volc. Geoth. Res.,* 121, 1-2, 83-98, 2003.

Marsh B.D. — On the cristallinity, probability of occurence, and rheology of lava and magma, *Contr. Mineral. Petrol.*, 78, 85-98, 1981.

Marsh B.D. — *The Aleoutians*, *in* : Thorpe R.S., Éd., *Andesites : Orogenic andesites and related rocks*, John Wiley & Sons, Chichester, 98-114, 1982.

Marshall P. — Acid rocks of the Taupo-Rotorua district, *Roy. Soc. New Zealand Trans.*, 64, 323-366, 1935.

Marti J., Hurlimann M., Ablay G.J. et Gudmundsson A. — Vertical and lateral collapses on Tenerife (Canary Islands) and other volcanic ocean islands, *Geology*, 25, 10, 879-882, 1997.

Mason B.G., Pyle D.M. et Oppenheimer C. — The size and frequency of the largest explosive eruptions on Earth, *Bull. Volc.*, 66, 735-748, 2004.

Massare D. — *Étude des inclusions vitreuses de quelques minéraux de roches volcaniques acides : thermométrie, barométrie, compositions chimiques et éléments volatils dissous.* Thèse doctorat 3e cycle, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 1979.

Mattia M., Patanè D., Aloisi M. et Amore M. - Faulting on the western flank of Mt Etna and magma intrusions in the shallow crust, *Terra Nova*, 19, 89-94, 2007.

Maury R.-C. — Application de la spectrométrie infrarouge à l'étude des bois fossilisés dans les formations volcaniques, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, XIII, 5-7, 532-538, 1971.

Maury R.-C., Brousse R., Villemant B., Joron J.-L., Jaffrezic H. et Treuil M. — Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin : la série de la chaîne des Puys (Massif central, France). I. Pétrologie, *Bull. Minéral.*, 103, 250-266, 1980.

McBirney A.R. — Factors governing the intensity of explosive andesitic eruptions, *Bull. Volc.*, 37, 443-453, 1973.

McBirney A.R. — Mixing and unmixing of magmas, *J. Volc. Geoth. Res.*, 7, 357-371, 1980.

McBirney A.R. — The Skaergaard layered series : I. Structure and average compositions, *J. Petrol.*, 30, 2, 363-397, 1989.

McBirney A.R. — *Igneous petrology*, 2e éd., Jones and Bartlett, Londres, 1993.

McBirney A.R. — Mechanisms of differentiation in the Skaergaard intrusion, *J. Geol. Soc. London*, 152, 421-435, 1995.

McBirney A.R., Baker B.H. et Nilson R.H. — Liquid fractionation. Part I : basic principles and experimental simulations, *J. Volc. Geoth. Res.,* 24, 1-24, 1985.

McBirney A.R. et Murase T. — Factors governing the formation of pyroclastics rocks, *Bull. Volc.*, 34-2, 372-384, 1970.

McBirney A.R. et Murase T. — Rheological properties of magmas, *Annu. Rev. Earth Planet. Sc.*, 12, 337-357, 1984.

McBirney A.R. et Nicolas A. — The Skaergaard layered series. Part II. Magmatic flow and dynamic layering, *J. Petrol.*, 38, 569-580, 1997.

McBirney A.R. et Noyes R.M. — Crystallization and layering of the Skaergaard intrusion, *J. Petrol.,* 20, 3, 487-554, 1979.

McEwen A.S. *et al.* (14 auteurs) — High-temperature silicate volcanism on Jupiter's moon Io, *Science*, 281, 87-90, 1998.

McGarvie D.W. — Torfajökull : a volcano dominated by magma mixing, *Geology*, 12, 685-688, 1984.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

McGuire W.J., Jones A.P. et Neuberg J., Éd. — Volcano instability on the Earth and other planets, *Geol. Soc. Sp. Publ.*, Londres, 110, 1996

Mercado R.A., Lacsamana J.B.T. et Pineda G.L. — *Socioeconomic impacts of the Mount Pinatubo eruption*, *in* : Newhall C. et Punongbayan R.S., Éd., *Fire and mud : eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines*, Univ. Washington Press, 1063-1069, 1997.

Mercury J.-P., Bonin B., Bardintzeff J.-M. et Platevoet B. — La caldeira du Monte Cinto : établissement du log détaillé des formations volcaniques permo-triasiques de la vallée de l'Asco (Haute-Corse), *Géologie de la France*, 2, 3-19, 1994.

Merle O., Barde-Cabusson S. et van Wyk de Vries B. - Hydrothermal calderas, *Bull. Volc.*, 72, 2, 131-147, 2010.

Merle O., Michon L., Camus G. et Goër de Herve A. de — L'extension oligocène sur la transversale septentrionale du rift du Massif central, *Bull. Soc. Géol. France*, 169, 5, 615-626, 1998.

Merle O. et Michon L. — The formation of the West European rift : A new model as exemplified by the Massif Central area, *Bull. Soc. Géol. France*, 172, 2, 213-221, 2001.

Mertz D.F., Devey C.W., Todt W., Stoffers P. et Hofmann A.W. — Sr-Nd-Pb isotope evidence against plume-asthenosphere mixing north of Iceland, *Earth Planet. Sc. Let.*, 107, 243-255, 1991.

Michon L. et Merle O.. — The evolution of the Massif Central rift : spatio-temporal distribution of the volcanism, *Bull. Soc. Géol. France*, 172, 2, 201-211, 2001.

Miskovsky J.-C., Éd. — *Géologie de la préhistoire*, 2e éd., GÉOPRÉ, Paris, Presses Universitaires de Perpignan, 2002.

Mitchell R.H. - Peralkaline nephelinite-natrocarbonatite immiscibility and carbonatite assimilation at Oldoinyo Lengai, Tanzania, *Contr. Mineral. Petrol.*, 158, 5, 589-598, 2009.

Mitchell R.H. et Dawson J.B. - The 24th September ash eruption of the carbonatite volcano Oldoinyo Lengai, Tanzania : mineralogy of the ash and implications for the formation of a new hybrid magma type, *Mineral. Mag.*, 71, 5, 483-492, 2007.

Miyashiro A. — Volcanic rock series in island arcs and active continental margins, *Am. J. Sci.*, 274, 321-355, 1974.

Moore J.G. et Albee W.C. — The 1980 eruptions of Mount St.Helens, Washington, Topographic and structural changes, March-July 1980 — Photogrammetric data, *in* : Lipman P.W. et Mullineaux D.R., Éd., The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 1250, 123-134, 1981.

Moore J.G., Normark W.R. et Szabo B.J. — Reef growth and volcanism on the submarine southwest rift zone of Mauna Loa, Hawaii, *Bull. Volc.*, 52, 375-380, 1990.

Moore J.G., Phillips R.L., Grigg R.W., Peterson D.W. et Swanson D.A. — Flow of lava into the sea, 1969-1971, Kilauea volcano, Hawaii, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 537-546, 1973.

Morin S. et Pahai J. — La catastrophe de Nyos (Cameroun), *Rev. Géogr. Cameroun*, 6, 81, 1987.

Moriya I. — Andesite volcanism; its eruption mode, products and morphology, *29th International Geological Congress*, Kyoto, abstracts, vol. 2, 500, 1992.

Mouginis-Mark P.J. et Robinson M.S. — Evolution of the Olympus Mons caldera, Mars, *Bull. Volc.*, 54, 347-360, 1992.

Mullineaux D.R., Peterson D.W. et Crandell D.R. — Volcanic hazards in the hawaiian islands, *U.S. Geol Survey Prof. Paper*, 1350, 599-621, 1987.

Murphy M.D., Sparks R.S.J., Barclay J., Carroll M.R., Lejeune A.M., Brewer T.S., Macdonald R., Black S. et Young S. — The role of magma mixing in triggering the current eruption at the Soufriere Hills volcano, Montserrat, West Indies, *Geophys. Res. Let.*, 25, 18, 3433-3436, 1998.

Mysen B.O. et Boettcher A.L. — Melting of a hydrous mantle : I. Phase relations of natural peridotite at high pressures and temperatures with controlled activities of water, carbon dioxide, and hydrogen, *J. Petrol.*, 16, 3, 520-548, 1975a.

Mysen B.O. et Boettcher A.L. — Melting of a hydrous mantle : II. Geochemistry of crystals and liquids formed by anatexis of mantle peridotite at high pressures and high temperatures as a function of controlled activities of water, hydrogen and carbon dioxide, *J. Petrol.,* 16, 3, 549-593, 1975b.

Nakada S. et Fujii T. — Preliminary report on the activity at Unzen Volcano (Japan), November 1990-November 1991 : Dacite lava domes and pyroclastic flows, *J. Volc. Geoth. Res.*, 54, 319-333, 1993.

Naranjo J.A. — Sulphur flow at Lastarria volcano in the north Chilean Andes, *Nature*, 313, 778-780, 1985.

Nehlig P., Boivin P., Goër de Herve A. de, Mergoil J., Prouteau G., Sustrac G. et Thiéblemont D. Les volcans du Massif Central, *Géologues*, 130-131, 66-91, 2001.

Newhall C.G. et Melson W.G. — Explosive activity associated with the growth of volcanic domes, *J. Volc. Geoth. Res.*, 17, 111-131, 1983.

Newhall C. et Punongbayan R.S., Éd. — *Fire and mud : eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines*, Univ. Washington Press, 1997.

Newhall C.G. et Self S. — The volcanic explosivity index (V.E.I.) : an estimate of explosive magnitude for historical volcanism, *J. Geophys. Res.*, 87, C2, 1231-1238, 1982.

Ninkovich D., Sparks R.S.J. et Ledbetter M.T. — The exceptional magnitude and intensity of the Toba eruption, Sumatra : an exemple for the use of deep-sea tephra layers as a geological tool, *Bull. Volc.*, 41-3, 286-298, 1978.

Oba Y., Katsui Y., Kurasawa H., Ikeda Y. et Uda T. — Petrology of historic rhyolite and dacite from Usu volcano, North Japan, *J. Fac. Sc., Hokkaido Univ.*, IV, 20, 4, 275-290, 1983.

O'Hara M.J. — Primary magmas and the origin of basalts, *Scot. J. Geol.*, 1, 1, 19-40, 1965.

Özdemir Y., Karaoglu O., Tolluoglu A.U. et Guleç N. - Volcanostratigraphy and petrogenesis of the Nemrut stratovolcano (East Anatolian High Plateau) : The most recent post-collisional volcanism in Turkey, *Chemical Geology*, 226, 3-4, 189-211, 2006 (voir aussi discussion et réponse, 245, 1-2, 120-134).

Palumbo A. — Long-term forecasting of large volcanic eruptions, *J. Volc. Geoth. Res.*, 78, 179-183, 1997.

Papale P. et Polacci M. — Role of carbon dioxide in the dynamics of magma ascent in explosive eruptions, *Bull. Volc.*, 60, 583-594, 1999.

Parker A.J., Rickwood P.C. et Tucker D.H., Éd. — *Mafic dykes and emplacement mechanisms*, Balkema, Rotterdam, 1990.

Parra E. et Cepeda H. — Volcanic hazard maps of the Nevado del Ruiz volcano, Colombia, *J. Volc. Geoth. Res.*, 42, 117-127, 1990.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Pasquarè F.A. et Tibaldi A. — Do transcurrent faults guide volcano growth ? The case of NW Bicol volcanic arc, Luzon, Philippines, *Terra Nova*, 15, 204-212, 2003.

Pasternak G.B. et Varekamp J.C. — Volcanic lake systematics. I. Physical constraints, *Bull. Volc.*, 58, 528-538, 1997.

Peccerillo A. et Taylor S.R. — Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey, *Contr. Mineral. Petrol.*, 58, 63-81, 1976.

Peck D. — Cooling and vesiculation of Alae lava lake, Hawaii, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 935 B, 1978.

Pennisi M. et Le Cloarec M.-F. — Variations in Cl, F, and S in Mount Etna's plume, Italy, between 1992 and 1995, *J. Geophys. Res.*, 103, 5061-5066, 1998.

Perret F.A. — *The eruption of Mt. Pelée 1929-1932*, Carnegie Inst. Washington, Publ. 458, 126 p, 1937.

Perrier G. et Ruegg J.-C. — Structure profonde du Massif central français, *Annales de géophysique*, 29, 4, 435-502, 1973.

Peterson T.D. — Petrology and genesis of natrocarbonatite, *Contrib. Min. Petrol.,* 105, 143-155, 1990.

Philpotts A.R. — Silicate immiscibility in tholeiitic basalts, *J. Petrol.*, 20, 99-118, 1979.

Pierson T.C. — An empirical method for estimating travel times for wet volcanic mass flows, *Bull. Volc.*, 60, 98-109, 1998.

Pierson T.C., Daag A.S., Delos Reyes P.J., Regalado M.T.M., Solidum R.U. et Tubianosa B.S. — *Flow and deposition of posteruption hot lahars on the east side of Mount Pinatubo, July-October 1991*, *in* : Newhall C. et Punongbayan R.S., Éd., *Fire and mud : eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines*, Univ. Washington Press, 921-950, 1997.

Pierson T.C., Janda R.J., Thouret J.C. et Borrero C.A. — Perturbation and melting of snow and ice by the 13 November 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Colombia, and consequent mobilization, flow and deposition of lahars, *J. Volc. Geoth. Res.*, 41, 17-66, 1990.

Plaut J.J — Results from the Magellan mission to Venus, *EOS*, 73, 2, 22, 1992.

Polacci M., Cashman K.V. et Kauahikaua J.P. — Textural characterization of the pahoeho-'a'a transition in Hawaiian basalt, *Bull. Volc.*, 60-8, 595-609, 1998.

Poreda R. — Helium-3 and Deuterium in back arc basalts : Lau Basin and the Mariana Trough, *Earth Planet. Sc. Let.*, 73, 244-254, 1985.

Pradal E. et Decobecq D. - *Au cœur des volcans*, Fleurus, Paris, 2004.

Pritchard M.E. et Simons M. — A satellite geodetic survey of large-scale deformation of volcanic centres in the central Andes, *Nature*, 418, 167-171, 2002.

Rampino M.R. et Self S. — Volcanic winter and accelerated glaciation following the Toba super-eruption, *Nature*, 359, 50-52, 1992.

Rampino M.R., Self S. et Fairbridge R.W. — Can rapid climatic change cause volcanic eruptions ? *Science*, 206, 826-829, 1979.

Rampino M.R., Self S. et Stothers R.B. — Volcanic winters, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 16, 73-99, 1988.

Rampino M.R. et Stothers R.B. — The records of terrestrial impact cratering and basaltic volcanism in the last 250 million years : are they related ? *XIX General Assembly IUGG*, Vancouver, U 10-30, 97, 1987.

Raynal J.-P., Éd. — Hommes et volcans, *Quaternaire*, 9, 1, 1998.

Richards M.A., Duncan R.A. et Courtillot V.E. - Flood basalts and hot-spot tracks : plume heads and tails, *Science*, 246, 103-107, 1989.

Richet P. — *Guide des volcans de France*, BRGM, Belin, Paris, 2003.

Rihm R., Jacobs C.L., Krastel S., Schmincke H.U. et Alibes B. — Las Hijas seamounts – the next Canary Island ? *Terra Nova*, 10, 121-125, 1998.

Ringwood A.E. — *The chemical composition and origin of the earth*, *in :* Hurley P.M., Éd., *Advances in earth science*, M.I.T. press, Boston, 287-356, 1966.

Ringwood A.E. — Phase transformation and differentiation in subducted lithosphere : implications for mantle dynamics, basalt petrogenesis and crustal evolution, *J. Geol.*, 90, 611-643, 1982.

Riser J. (dir.), Bardintzeff J.-M., Bonnefille R., Fontugne M., Guendon J.-L., Guérin C., Nicod J., Occhietti S., Patou-Mathis M., Pautreau J.-P., Rousseau D.-D., Vaudour J. et Vialou D. — *Le Quaternaire. Géologie et milieux naturels*, Dunod, Paris, 1999.

Rittmann A. — Erklärungsversuch zum Mechanismus der Ignimbritausbruche, *Geol. Rundschau*, 52, 853-861, 1962.

Rittmann A. — *Les volcans et leur activité*, Masson, Paris, 1963.

Robin E., Froget L., Jehanno C. et Rocchia R. — Evidence for a K/T impact event in the Pacific Ocean, *Nature*, 363, 615-617, 1993.

Roedder E. — Low temperature liquid immiscibility in the system $K_2O - FeO - Al_2O_3 - SiO_2$, *Amer. Mineral.*, 36, 282-286, 1951.

Roeder P.L. — Activity of iron and olivine solubility in basaltic liquids, *Earth Planet. Sc. Let.*, 23, 397-410, 1974.

Roeder P.L. et Emslie R.F. — Olivine-liquid equilibrium, *Contr. Mineral. Petrol.*, 29, 275-289, 1970.

Romano R., Caltabiano T., Carveni P. et Grasso M.F. — Etna, *Bull. Global Volcanism Network*, Smithsonian Institution, 17, 4, 1992.

Roscoe R. — *Suspensions*, *in :* Hermans J.J., Éd., *Flow properties of disperse systems*, North Holland Pub. Co., Amsterdam, 1-38, 1953.

Rose W.I. et Chesner C.A. — Dispersal of ash in the great Toba eruption, 75 ka, *Geology*, 15, 913-917, 1987.

Rowe G.L.Jr., Ohsawa S., Takano B., Brantley S.L., Fernandez J.F. et Barquero J. — Using crater lake chemistry to predict volcanic activity at Poas volcano, Costa Rica, *Bull. Volc.*, 54, 494-503, 1992.

Rowland S.K. et Walker G.P.L. — Pahoehoe and aa in Hawaii : volumetric flow rate controls the lava structure, *Bull. Volc.*, 52, 615-628, 1990.

Sakuyama M. et Koyaguchi T. — Magma mixing in mantle xenolith bearing calc-alkaline ejecta, Ichinomegata volcano, northeastern Japan, *J. Volc. Geoth. Res.,* 22, 199-224, 1984.

Sarna-Wojcicki A., Shipley S., Waitt R.B., Dzurizin D. et Wood S.H. — *Areal distribution, thickness, mass, volume and grain-size of air-fall ash from the six major eruptions of 1980*, *in* : Lipman P.W. et Mullineaux D.R., Éd., The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1250, 577-600, 1981.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Sato H. — Textural difference between pahoehoe and aa lavas of Izu-Oshima, Japan – an experimental study on population density of plagioclase, *J. Volc. Geoth. Res.*, 66, 101-113, 1995.

Scarpa R. et Tilling R.I., Éd. — *Monitoring and mitigation of volcano hazards*, Springer, Berlin,1997.

Schiano P., Provost A., Clocchiatti R.et Faure F. - Transcrystalline melt migration and earth's mantle, *Science*, 314, 970-974, 2006.

Schilling J.G. — Icelandic mantle plume : geochemical study of Reykjanes ridge, *Nature*, 242, 5400, 565-571, 1973.

Schmid M., Halbwachs M., Wehrli B. et Wüest A. — Weak mixing in Lake Kivu : New insights indicate increasing risk of uncontrolled gas eruption, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6, 7, Q07009, 1-11, 2005.

Schmid R. — Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments : recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of igneous rocks, *Geology*, 9, 41-43, 1981.

Schmidt P. et Janle P. — Classification of hot spots, *International Volcanological Congress*, IAVCEI, theme 8, Ankara, Turkey, September 12-16, 1994.

Schmincke H.U. — *Volcanism*, Springer, Berlin, 2004.

Schneider J.L. — *Volcaniclastic sedimentation in submarine settings : products and processes*, *in* Leyrit H. et Montenat C., Éd., *Volcaniclastic rocks, from magmas to sediments*, Gordon and Breach Science Publish., Amsterdam, 175-192, 2000.

Schneider J.-L. - *Les traumatismes de la Terre*, Vuibert, 2009.

Schneider J.L. et Fisher R.V. — Transport and emplacement mechanisms of large volcanic debris avalanches : evidence from the northwest sector of Cantal Volcano (France), *J. Volc. Geoth. Res*, 83, 141-165, 1998.

Schulte P. – The Chicxulub Asteroid Impact and Mass Extinction at the Cretaceous-Paleogene Boundary, *Science*, 327, 5970, 1214-1218, 2010.

Self S. — Krakatau revisited : The course of events and interpretation of the 1883 eruption, *GeoJournal*, 28-2, 109-121, 1992.

Self S., Gertisser R., Thordarson T., Rampino M. R. et Wolff, J.A. — Magma volume, volatile emissions, and stratospheric aerosols from the 1815 eruption of Tambora, *Geophys. Res. Lett.*, 31, 20, L20608, 2004.

Self S. et Rampino M.R. — The 1883 eruption of Krakatau, *Nature*, 294, 699-704, 1981.

Self S., Rampino M.R. et Barbera J.J. — The possible effects of large 19th and 20th century volcanic eruptions on zonal and hemispheric surface temperatures, *J. Volc. Geoth. Res.*, 11, 41-60, 1981.

Self S., Rampino M.R., Newton M.S. et Wolff J.A. — Volcanological study of the great Tambora eruption of 1815, *Geology*, 12, 659-663, 1984.

Semet M., Vatin-Pérignon N., Vincent P.M. et Joron J.L. — Magma mixing once more : its involvement in triggering the 16th century volcanic activity at La Soufrière, Guadeloupe (F.W.I.), *Bull. PIRPSEV-CNRS*, 60, 63 p, 1982.

Senut B., Pickford M. et Poupeau G. — Un désastre volcanique au Tertiaire, *La Recherche*, 237, 1368-1370,1991.

Shanklin E. — Exploding lakes and maleficient water in Grassfields legends and myth, *J. Volc. Geoth. Res.*, 39, 233-246, 1989.

Shaw H.R. — Viscosities of magmatic silicate liquids : an empirical method of prediction, *Amer. J. Sc.*, 272, 870-893, 1972.

Shepherd J.B., Aspinall W.P., Rowley K.C., Pereira J.A., Sigurdsson H., Fiske R.S. et Tomblin J.F. — The eruption of Soufrière volcano, St. Vincent, april-june 1979, *Nature*, 282, 5734, 24-28, 1979.

Shepherd J.B. et Sigurdsson H. — The Soufrière Crater Lake as a calorimeter, *Nature*, 271, 344-345, 1978.

Shepherd J.B. et Sigurdsson H. — Mechanism of the 1979 explosive eruption of Soufrière volcano, St. Vincent, *J. Volc. Geoth. Res.*, 13, 119-130, 1982.

Sheridan M.F. — Particule size characteristics of pyroclastic tuffs, *J. Geophys. Res.*, 76, 5627-5634, 1971.

Sheridan M.F. — Emplacement of pyroclastic flows : a review, *Geol. Soc. Am. sp. paper*, 180, 125-136, 1979.

Sheridan M.F. et Marshall J.R. — Interpretation of pyroclast surface features using SEM images, *J. Volc. Geoth. Res.*, 16, 153-159, 1983.

Sheridan M.F. et Wohletz K.H. — Hydrovolcanism : basic considerations and review, *J. Volc. Geoth. Res.*, 17, 1-29, 1983.

Shimada S., Fujinawa Y., Sekiguchi S., Ohmi S., Eguchi T. et Okada Y. — Detection of a volcanic fracture opening in Japan using Global Positioning System measurements, *Nature*, 343, 631-633, 1990.

Siebert L. — Large volcanic debris avalanches : characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions, *J. Volc. Geoth. Res.*, 22, 163-197, 1984.

Siebert L., Glicken H. et Kienle J. — Debris avalanches and lateral blasts at Mount St.Augustine volcano, Alaska, *Nat. Geographic Res.*, 5, 2, 232-249, 1989.

Siebert L., Glicken H. et Ui T. — Volcanic hazards from Bezymianny- and Bandai-type eruptions, *Bull. Volc.*, 49, 435-459, 1987.

Sigurdsson H. — Tephra from the 1979 Soufrière explosive eruption, *Science*, 216, 1106-1108, 1982.

Sigurdsson H. — Lethal gas bursts from Cameroon crater lakes, *EOS*, 68, 23, 570-573, 1987.

Sigurdsson H. et Carey S. — Plinian and co-ignimbrite tephra fall from the 1815 eruption of Tambora volcano, *Bull. Volc.*, 51, 243-270, 1989.

Sigurdsson H., Carey S., Cornell W. et Pescatore T. — The eruption of Vesuvius in A.D. 79, *Nat. Geogr. Res.*, 1, 3, 332-387, 1985.

Sigurdsson H., Devine J.D., Tchoua F.M., Presser T.S., Pringle M.K.W. et Evans W.C. — Origin of the lethal gas burst from lake Monoun, Cameroun, *J. Volc. Geoth. Res.,* 31, 1-16, 1987.

Sigurdsson H., Houghton B., McNutt S.R., Rymer H. et Stix J., Éd. — *Encyclopedia of volcanoes*, Academic Press, San Diego, 1999.

Sigvaldason G.E. — International Conference on lake Nyos disaster, Yaoundé, Cameroon, 16-20 March, 1987 : conclusions and recommendations, *J. Volc. Geoth. Res.*, 39, 97-107, 1989.

Simkin T. et Fiske R.S. — *Krakatau 1883, the volcanic eruption and its effects*, Smithsonian Institution Press, Washington D.C., 1983.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Simkin T. et Siebert L. — *Volcanoes of the world*, 2e éd., Smithsonian Institution, Geoscience Press, Missoula, Montana, 1994.

Smellie J.L. et Chapman M.G., Éd. — Volcano-Ice interaction on Earth and Mars, *Geol. Soc. Sp. Publ.*, Londres, 202, 2003.

Smith D.K. — Comparison of the shapes and sizes of seafloor volcanoes on Earth and « pancake » domes on Venus, *J. Volc. Geoth. Res.*, 73, 47-64, 1996.

Smith R.B. et Braile L.W. - The Yellowstone hotspot, *J. Volc. Geoth. Res.*, 61, 121-187, 1994.

Smrekar S.E., Stofan E.R., Mueller N., Treiman A., Elkins-Tanton L., Helbert J., Piccioni G. et Drossart P. - Recent Hotspot Volcanism on Venus from VIRTIS Emissivity Data, *Science*, 328, 5978, 605-608, 2010.

Sobolev S.V., Zeyen H., Granet M., Achauer U., Bauer C., Werling F., Altherr R. et Fuchs K. — Upper mantle temperatures and lithosphere-asthenosphere system beneath the French Massif Central constrained by seismic, gravity, petrologic and thermal observations, *Tectonophysics*, 275, 143-164, 1997.

Sommer M.A. et Schramm L.S. — An analysis of the water concentrations in silicate melt inclusions in quartz phenocrysts from the Bandelier Tuff, Jemez mountains, New Mexico, *Bull. Volc.*, 46, 299-320, 1983.

Sorby H.C. — On the microscopical structures of crystals, indicating the origin of minerals and rocks, *Geol. Soc. London Quatern. Journ.*, 14, I, 453-500, 1858.

Sotin C. *et al.* (25 auteurs) — Release of volatiles from a possible cryovolcano from near-infrared imaging of Titan, *Nature*, 435, 786-789, 2005.

Sparks R.S.J. — Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows, *Sedimentology*, 23, 147-188, 1976.

Sparks R.S.J. — The dynamics of bubble formation and growth in magma : a review and analysis, *J. Volc. Geoth. Res.*, 3, 1-37, 1978.

Sparks R.S.J. — The dimensions and dynamics of volcanic eruption columns, *Bull. Volc.*, 48, 3-15, 1986.

Sparks R.S.J., Bursik M.I., Carey S.N., Gilbert J.S., Glaze L.S., Sigurdsson H. et Woods A.W. — *Volcanic plumes*, John Wiley and Sons, Chichester, 1997.

Sparks R.S.J., Self S. et Walker G.P.L — Products of ignimbrite eruptions, *Geology*, 1-3, 115-118, 1973.

Sparks R.S.J., Sigurdsson H. et Wilson L. — Magma mixing : a mechanism for triggering acid explosive eruptions, *Nature*, 267, 5609, 315-318, 1977.

Sparks R.S.J. et Walker G.P.L. — The ground surge deposit : a third type of pyroclastic rock, *Nat. Phys. Sc.*, 241, 62-64, 1973.

Sparks R.S.J., Young S.R., Barclay J., Calder E.S., Cole P., Darroux B., Davies M.A., Druitt T.H., Harford C., Herd R., James M., Lejeune A.M., Loughlin S., Norton G., Skerrit G., Stasiuk M.V., Stevens N.S., Toothill J., Wadge G. et Watts R. — Magma production and growth of the lava dome of the Soufriere Hills Volcano, Montserrat, West Indies : November 1995 to December 1997, *Geophys. Res. Let.*, 25, 18, 3421-3424, 1998.

Spera F.J. — *Aspects of magma transport*, *in* : Hargraves R.B., Éd., *Physics of magmatic processes*, Princeton University Press, New Jersey, 265-323, 1980.

Stefani G.- La vera data dell'eruzione, *Archeo*, 260, 10-14, 2006.

Storey B.C., Alabaster T. et Pankhurst R.F., Éd. — Magmatism and the causes of continental break-up, *Geol. Soc. sp. publ.*, 68, Londres, 1992

Stowe L. — Atmospheric effects, *Bull. Global Volcanism Network*, Smithsonian Institution, 18, 9, 1993.

Streckeisen A. — Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melilitic rocks : recommendations and suggestions of the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks, *Geology*, 7, 331-335, 1979.

Sukandar K. — Monitoring Mt. Kelut eruption in 1990 and hazard assessment, *IAVCEI General assembly*, Canberra, 25 September-1 October, 109, 1993.

SVG (Société de Volcanologie de Genève) — Bulletin mensuel.

Swanson D.A. *et al.* — Growth of the lava dome at Mount St.Helens, Washington, (USA), 1981-1983, *Geol. Soc. Am. Sp. Paper*, 212, 1-16, 1987.

Szakacs A. — Redefining active volcanoes : a discussion, *Bull. Volc.*, 56, 321-325, 1994.

Tait S., Jaupart C. et Vergniole S. — Pressure, gas content and eruption periodicity of a shallow, crystallizing magma chamber, *Earth Planet. Sc. Let.*, 92, 107-123, 1989.

Tanaka Y. — Eruption mechanism as inferred from geomagnetic changes with special attention to the 1989-1990 activity of Aso volcano, *J. Volc. Geoth. Res.*, 56, 319-338, 1993.

Tanguy J.-C. et Decobecq D. - *Dictionnaire des Volcans*, Jean-Paul Gisserot, Paris, 2009.

Tanguy J.-C., Ribière C., Scarth A. et Tjetjep W.S. — Victims from volcanic eruptions : a revised database, *Bull. Volc.*, 60, 137-144, 1998.

Tarduno J.A., Duncan R.A., Scholl D.W., Cottrell R.D., Steinberger B., Thordarson T., Kerr B.C., Neal C.R., Frey F.A., Torii M. et Carvallo C. — The Emperor seamounts : southward motion of the Hawaiian hotspot plume in earth's mantle, *Science*, 301, 1064-1069, 2003.

Tazieff H. — An exceptional eruption : Mt Niragongo, Jan. 10th 1977, *Bull. Volc.*, 40, 189-200, 1977.

Tazieff H. — Dômes de magmas et dômes de laves, *C. R. Acad. Sc. Paris*, 294, II, 151-153, 1982.

Tazieff H. — Mt Niragongo : renewed activity of the lava lake, *J. Volc. Geoth. Res.*, 20, 267-280, 1984.

Tazieff H. — Permanent lava lakes : observed facts and induced mechanisms, *J. Volc. Geoth. Res.*, 63, 3-11, 1994.

Tazieff H. et Sabroux J.C., Éd. — *Forecasting volcanic events*, Elsevier, Amsterdam, 1983.

Thomas R.M.E. et Sparks R.S.J. — Cooling of tephra during fallout from eruption columns, *Bull. Volc.*, 54, 542-553, 1992.

Thompson R.A. et Dungan M.A. — The petrology and geochemistry of the Handkerchief Mesa mixed magma, San Juan Mountains, Colorado, *J. Volc. Geoth. Res.,* 26, 251-274, 1985.

Thorarinsson S. et Sigvaldason G.E. — The eruption in Askja, 1961, a preliminary report, *Am. J. Sci.*, 260, 641-651, 1962.

Thorarinsson S. et Sigvaldason G.E. — The Hekla eruption of 1970, *Bull. Volc.*, 36, 269-288, 1972.

Thordarson T. et Self S. — The Laki (Skaftar Fires) and Grimsvötn eruptions in 1783-1785, *Bull. Volc.*, 55, 233-263, 1993.

Thordarson T. et Self S. — Sulfur, chlorine and fluorine degassing and atmospheric loading by the Roza eruption, Columbia River Basalt Group, Washington, USA, *J. Volc. Geoth. Res.*, 74, 49-73, 1996.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Thordarson T., Self S., Oskarsson N. et Hulsebosch T. — Sulfur, chlorine, and fluorine degassing and atmospheric loading by the 1783-1784 AD Laki (Skaftar Fires) eruption in Iceland, *Bull. Volc.*, 58, 205-225, 1996

Thornton C.P. et Tuttle O.F. — Chemistry of the igneous rocks : part I, Differentiation Index, *Amer. J. Sci.*, 258, 664-684, 1960.

Thouret J.C. — Effects of the November 13, 1985 eruption on the snow pack and ice cap of Nevado del Ruiz volcano, Colombia, *J. Volc. Geoth. Res.*, 41, 177-201, 1990.

Thouret J.C., Abdurachman K.E., Bourdier J.L. et Bronto S. — Origin, characteristics, and behaviour of lahars following the 1990 eruption of Kelud volcano, eastern Java (Indonesia), *Bull. Volc.*, 59, 460-480, 1998.

Thouret J.C., Cantagrel J.M., Salinas R. et Murcia A. — Quaternary eruptive history of Nevado del Ruiz (Colombia), *J. V. Geoth. Res.*, 41, 225-251, 1990.

Tomblin J.F., Sigurdsson H. et Aspinall W. — Activity at the Soufrière volcano, St. Vincent, West Indies, between October 31 — November 15, 1971, *Nature*, 235, 5334, 157-158, 1972.

Traineau H., Westercamp D., Bardintzeff J.-M. et Miskovsky J.-C. — The recent pumice eruptions of Mt. Pelée volcano, Martinique. Part I : Depositional sequences, description of pumiceous deposits, *J. Volc. Geoth. Res.*, 38, 17-33, 1989.

Traineau H., Westercamp D. et Coulon C. — Mélange magmatique à la montagne Pelée (Martinique) : origine des éruptions de type Saint-Vincent, *Bull. Volc.*, 46-3, 243-269, 1983.

Ui T. — Volcanic dry avalanche deposits – Identification and comparison with non-volcanic debris stream deposits, *J. Volc. Geoth. Res.*, 18, 135-150, 1983.

Ui T., Yamamoto H. et Suzuki-Kamata K. — Characterization of debris avalanche deposits in Japan, *J. Volc. Geoth. Res.*, 29, 231-243, 1986.

Vandemeulebrouck J., Sabroux J.-C., Halbwachs M., Surono, Poussielgue N., Grangeon J. et Tabbagh J. - Hydroacoustic noise precursors of the 1990 eruption of Kelut Volcano, Indonesia, *J. Volc. Geoth. Res.*, 97, 1-4, 443-456, 2000.

Varet J. et Demange J. — Autoclastic submarine breccias in hole 410, leg 49, and other DSDP sites, *Initial reports of the DSDP*, XLIX, 749-760, 1980.

Vaucher J., Baratoux D., Toplis M.J., Pinet P., Mangold N. et Kurita K. - The morphologies of volcanic landforms at Central Elysium Planitia : Evidence for recent and fluid lavas on Mars, *Icarus*, 200, 39-51, 2009.

Verhoogen J. — Mechanism of ash formation, *Am. J. Sc.*, 249, 729-739, 1951.

Villemant B., Joron J.-L., Jaffrezic H., Treuil M., Maury R.-C. et Brousse R. — Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin : la série de la chaîne des Puys (Massif central, France). II. Géochimie, *Bull. Minéral.*, 103, 267-286, 1980.

Violette S., de Marsily G., Carbonnel J.-P., Goblet P., Ledoux E., Tijani S.-M. et Vouille G. — Can rainfall trigger volcanic eruptions ? A mechanical stress model of an active volcano : Piton de la Fournaise, Reunion Island, *Terra Nova*, 13, 18-24, 2001.

Voight B. — The 1985 Nevado del Ruiz volcano catastrophe : anatomy and retrospection, *J. Volc. Geoth. Res.*, 44, 349-386, 1990.

Voight B., Glicken H., Janda R.J. et Douglas P.M. — *Catastrophic rockslide avalanche of May 18*, *in* : Lipman P.W. et Mullineaux D.R., Éd., The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington, *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*, 1250, 347-378, 1981.

VUAGNAT M. — Pillow lava flows : isolated sacks or connected tubes ? *Bull. Volc.*, 39, 581-589, 1975.

WADGE G. — The variations of magma discharge during basaltic eruptions, *J. Volc. Geoth. Res.*, 11, 139-168, 1981.

WADGE G. — Comparison of volcanic production rates and subduction rates in the Lesser Antilles and Central America, *Geology*, 12, 555-558, 1984.

WAGER L.R. et BROWN G.M. — *Layered igneous rocks*, Freeman, San Francisco, 1967.

WAGER L.R. et DEER W.A. — Geological investigations in East Greenland : part III, The petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland, *Medd. Grönland*, 105, 4, 1-352, 1939.

WAGER L.R. et WADSWORTH W.J. — Types of igneous cumulates, *J. Petrol.*, 1, 73-85, 1960.

WAITT R.B. Jr. — *Devastating pyroclastic density flow and attendant air fall of May 18. Stratigraphy and sedimentology of deposits*, *in* : LIPMAN P.W. et MULLINEAUX D.R., Éd., The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington, *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*, 1250, 439-458, 1981.

WALKER G.P.L. — Grain size characteristics of pyroclastic deposits, *J. Geol.*, 79, 696-714, 1971.

WALKER G.P.L. — Explosive volcanic eruptions – a new classification scheme, *Geol. Rundschau*, 62, 431-446, 1973.

WALKER G.P.L. — The Taupo pumice : product of the most powerful known (ultraplinian) eruption ? *J. Volc. Geoth. Res.*, 8, 69-94, 1980.

WALKER G.P.L. — Plinian eruptions and their products, *Bull. Volc.*, 44-2, 223-240, 1981.

WALKER G.P.L. — Ignimbrite types and ignimbrite problems, *J. Volc. Geoth. Res.*, 17, 65-88, 1983.

WALKER G.P.L. et CROASDALE R. — Two plinian-type eruptions in the Azores, *J. Geol. Soc.*, 127, 17-55, 1971.

WALLACE P.J., ANDERSON A.T. Jr. et DAVIS A.M. — Quantification of pre-eruptive exsolved gas contents in silicic magmas, *Nature*, 377, 612-616, 1995.

WALTER T.R. - How a tectonic earthquake may wake up volcanoes : Stress transfer during the 1996 earthquake-eruption sequence at the Karymsky Volcanic Group, Kamchatka, *Earth Planet. Sc. Let.*, 264, 3-4, 347-359, 2007.

WARD S.N. et DAY S. — Cumbre Vieja volcano – Potential collapse and tsunami at la Palma, Canary Islands, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 17, 3397-3400, 2001.

WATKINS N.D., SPARKS R.S.J., SIGURDSSON H., HUANG T.C., FEDERMAN A., CAREY S. et NINKOVICH C. — Volume and extent of the Minoan tephra from Santorini volcano : new evidence from deep-sea sediment cores, *Nature*, 271, 122-126, 1978.

WERNER R. et SCHMINCKE H.U. — Englacial vs lacustrine origin of volcanic table mountains : evidence from Iceland, *Bull. Volc.*, 60, 335-354, 1999.

WESTERCAMP D. — Une méthode d'évaluation et de zonation des risques volcaniques à la Soufrière de Guadeloupe, Antilles Française, *Bull. Volc.*, 43-2, 431-452, 1980.

WESTERCAMP D. et TAZIEFF H. — *Martinique, Guadeloupe, Saint-Martin, la Désirade*, Guides géologiques régionaux, Masson, Paris, 1980.

WESTERCAMP D. et TRAINEAU H. — The past 5000 years of volcanic activity at Mont Pelée, Martinique (F.W.I.) : implications for assessment of volcanic hazards, *J. Volc. Geoth. Res.*, 17, 159-185, 1983a.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Westercamp D. et Traineau H. — *Carte géologique de la montagne Pelée au 1/20 000*, Éd. BRGM, 1983b.

White A.F., Chuma N.J. et Goff F. — Mass transfer constraints on the chemical evolution of an active hydrothermal system, Valles caldera, New Mexico, *J. Volc. Geoth. Res.*, 49, 233-253, 1992.

White R. et McKenzie D. — Le volcanisme de rift, *Pour la Science*, 143, 80-89, 1989.

Wickman F.E. — Repose-period patterns of volcanoes as random phenomena, *Arkiv fûr Mineralogi och Geologi*, 4, 291-335 et 351-367, 1966.

Wignall P.B. – Large igneous provinces and mass extinctions, *Earth-Science Reviews*, 53, 1-33, 2001.

Williams S.N. — Nevado del Ruiz volcano, Colombia : an example of the state-of-the-art of volcanology four years after the tragic November 13, 1985 eruption, *J. Volc. Geoth. Res.*, 41, 1-5, 1990.

Williams S.N., Schaffer S.J., Calvache M.L. et Lopez D. — Global carbon dioxide emission to the atmosphere by volcanoes, *Geoch. Cosm. Acta*, 56, 1765-1770, 1992.

Wilson C.J.N. — Ignimbrite morphology and the effects of erosion : a New Zealand case study, *Bull. Volc.*, 53, 635-644, 1991.

Wilson L. — Explosive volcanic eruptions. III. Plinian eruptions columns, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 45, 543-556, 1976.

Wilson L. — Relationships between pressure, volatile content and ejecta velocity in three types of volcanic explosion, *J. Volc. Geoth. Res.*, 8, 297-313, 1980.

Wilson L. et Head J.W. III. — Ascent and eruption of basaltic magma on the Earth and Moon, *J. Geophys. Res.*, 86, B4, 2971-3001, 1981.

Wilson L. et Parfitt E.A. — The formation of perched lava pond on basaltic volcanoes : the influence of flow geometry on cooling-limited lava flow lengths, *J. Volc. Geoth. Res.*, 56, 113-123, 1993.

Wilson L., Sparks R.S.J. et Walker G.P.L. — Explosive volcanic eruptions. IV. The control of magma properties and conduit geometry on eruption column behaviour, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 63, 117-148, 1980.

Wilson M. et Downes H. — Mafic alkaline magmatism associated with the European Cenozoic rift system, *Tectonophysics*, 208, 173-182, 1992.

Witham C.S. — Volcanic disasters and incidents : A new database, *J. Volc. Geotherm. Res.*, 148, 191-233, 2005.

Wohletz K.H. et McQueen R.G. — Experimental studies of hydromagmatic volcanism, *in. : Studies in Geophysics*, Explosive volcanism : Inception, Evolution, and Hazards, National Academy Press, Washington, 158-169, 1984.

Wolfe C.J., Bjarnason I.T., Vandecar J.C. et Solomon S.C. — Seismic structure of the Iceland mantle plume, *Nature*, 385, 245-247, 1997.

Woods A.W. et Cowan A. - Magma mixing triggered during volcanic eruptions, *Earth Planet. Sc. Let.*, 288, 1-2, 132-137, 2009.

Woolley A.R. et Kjarsgaard B.A. - Carbonatite occurrences of the world : map and database*, Geological Survey of Canada*, Rapport 5796, 2008.

Wright J.V., Smith A.L. et Self S. — A working terminology of pyroclastic deposits, *J. Volc. Geoth. Res.*, 8, 315-336, 1980.

Wright T.L. et Doherty P.C. — A linear programming and least squares computer method for solving petrologic mixing problems, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 1995-2008, 1970.

Yamamoto T., Soya T., Suto S., Uto K., Takada A., Sakaguchi K. et Ono K. — The 1989 submarine eruption off eastern Izu peninsula, Japan : ejecta and eruption mechanisms, *Bull. Volc.*, 53, 301-308, 1991.

Yamamoto T., Takarada S. et Suto S. — Pyroclastic flows from the 1991 eruption of Unzen volcano, Japan, *Bull. Volc.*, 55, 166-175, 1993.

Yanev Y. et Bardintzeff J.-M. — Petrology, volcanology and metallogeny of Palaeogene collision-related volcanism of the Eastern Rhodopes (Bulgaria), *Terra Nova*, 9, 1-8, 1997.

Yanev Y., Dhont D. et Bardintzeff J.-M. — Bulgarie : relations entre tectonique et volcanisme, *Géochronique*, 89, 14-15, 2004.

Yanev Y., Mavroudchiev B. et Nedyalkov R. — Paleogene collision-related basalts and basaltic andesites in the Eastern Rhodopes, Bulgaria, *J. Volc. Geoth. Res.*, 37, 187-202, 1989.

Yanev Y., Todorova S., Bardintzeff J.-M. et Pichon R. — An andesitic obsidian from the Dambalak Oligocene volcano (Eastern Rhodopes), *C. R. Acad. Bulg. Sc.*, 50, 7-8, 41-44, 1997.

Yokoyama I. — Energetics in active volcanoes, *Bull. Earthquake Res. Inst.*, 34, 185-195 et 35, 75-107, 1956-57.

Yokoyama I. — A scenario of the 1883 Krakatau tsunami, *J. Volc. Geoth. Res.*, 34, 123-132, 1987.

Zielinski G.A., Mayewski P.A., Meeker L.D., Grönvold K., Germani M.S., Whitlow S., Twickler M.S. et Taylor K. — Volcanic aerosol records and tephrochronology of the Summit, Greenland, ice cores, *J. Geophys. Res.*, 102, C12, 26625-26640, 1997.

Zindler A. et Hart S.R. — Chemical geodynamics, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14, 493-571, 1986.

Zlotnicki J., Le Mouel J.-L., Delmond J.-C., Pambrun C. et Delorme H. — Magnetic variations on Piton de la Fournaise volcano. Volcanomagnetic signals associated with the November 6 and 30, 1987, eruptions, *J. Volc. Geoth. Res.*, 56, 281-296, 1993.

Zobin V.M. — *Introduction to Volcanic Seismology*, Elsevier, Amsterdam, 2003.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Sites Internet

Sites en français :

http://www.ipgp.fr/pages/03.php
Observatoires volcanologiques français gérés par l'Institut de physique du Globe de Paris

http://www.crdp.ac-caen.fr/energies/Geothermie-Imp.htm
La géothermie dans le monde

http://www.vulcania.com
Vulcania, Centre européen du volcanisme

http://www.parc-volcans-auvergne.com/
Parc naturel régional des volcans d'Auvergne

http://www.volcan-lemptegy.fr ou www.auvergne-volcan.com
Volcan à ciel ouvert, puy de Lemptégy

Sites étrangers :

http://www.volcano.si.edu
Global Volcanism Program, Smithsonian, Washington

http://www.geo.mtu.edu/volcanoes
Michigan Technological University

http://hvo.wr.usgs.gov
U. S. Geological Survey

http://www.volcanoes.com
Volcans du monde

http://www.ct.ingv.it
Istituto nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Catane
Volcans italiens (Etna, Stromboli) et images de caméras (webcam) en direct

Sites d'associations volcanologiques :

http://www.lave-volcans.com
LAVE, L'Association volcanologique européenne

http://www.volcan.ch
SVG, Société de volcanologie de Genève

http://www.sveurop.org
SVE, Société volcanologique européenne

http://www.activolcans.info
ACTIV, Association pour la connaissance et la transmission de l'information en volcanologie

http://www.terreetvolcans.com
Terre et volcans

http://home.nordnet.fr/~jpmeurisse/
Vulcano, Vulcanologues amateurs du Nord

Remerciements

L'auteur remercie P. Barois, G. Boudon, D. Decobecq, T. Dockx, C. Jehanno, P. Marcel, P. Masson, B. Platevoet, T. Sluys, H. Traineau, J. Weisz, la NASA pour leurs documents photographiques, C. Hiraga, G. Roche, J.L. Bernard et L. Daumas pour leurs dessins.

Crédits iconographiques

Copyright des figures reproduites telles quelles ou modifiées (auteurs et année cités en légende de chaque figure et référence complète en bibliographie).

American Geophysical Union, Washington (Fig. 8.15, 13.5a et 13.16, Tab. 8.2)

American Journal of Science, New Haven, Connecticut (Fig. 10.2)

Annual Reviews Inc., *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Palo Alto, California (Fig. 1.3)

Blackwell Science Ltd, Oxford (Fig. 9.11)

BRGM, Orléans (Fig. 2.2)

Cesky geologicky ustav, Praha (Fig. 8.8)

Chapman & Hall, London (Fig. 12.2)

Elsevier Science Publishers, Amsterdam (Fig. 1.2, 2.5a, 3.6, 7.3, 7.6, 7.7, 7.13, 9.9, 12.8, 12.9, 13.6a et b, 13.8, 13.14 et 13.15, Tab. 7.1 et 11.1)

Geological Society, London (Fig. 9.4)

Geological Society of America, Boulder (Fig. 8.13, 10.7a et 11.1)

Giardini editori e stampatori in Pisa (Fig. 11.6)

Global Volcanism Network, Smithsonian Institution, Washington (Fig. 13.2 et 13.17)

International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior (Tab. 13.1)

Jones and Bartlett Publishers Inc., Sudbury (Fig. 2.1 et 2.5b)

Met Office, Grande-Bretagne (Fig. 13.13)

NASA (Fig. 12.14 et 12.15)

National Academy Press, Washington (Fig. 10.5)

Nature, Macmillan Magazines Ltd, London (Fig. 8.9a, 8.16 et 13.9)

Ocean Drilling Program, College Station, Texas (Fig. 10.8, Tab. 10.1)

Ophrys, Gap (Fig. 10.9)

Science, AAAS, Washington (Fig. 13.12)

Springer Verlag, Heidelberg (Fig. 7.2, 7.5, 7.9, 7.10, 7.12, 8.3a, 8.6, 8.11, 8.12, 8.14, 9.6a, 10.1a, 10.7b, 11.7 et 13.11)

Union française des géologues (Fig. 12.11)

US Geological Survey, Menlo Park (Fig. 7.8 et 8.4, photo couleur hors texte 24b)

L'éditeur et l'auteur remercient chacun de ces organismes ainsi que les auteurs des articles pour leur autorisation de reproduction.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

INDEX

Les folios en **gras** renvoient aux illustrations en couleur hors texte.

A

aa (coulée de lave) 84, 85, 86, 112, 169, 171
2
abri sous coulée 260
Açores (archipel des) 104, 113, 123, 132, 167, 168, 193, 205, 227, 231
adakite 201
Aden (golfe d') 196, 259
aérosol 252, 254
Afar 172, 183, 194, 196, 199, 204
Agde (cap d') 210
agpaïte 29, 199, 209
Agung 144, 222, 255, 256
Aira 128
Alaska 72, 74, 119, 227, 235, 236, 252
Albert (lac) 259
alcaline (série) 40, 191, 194, 205, 208
aléa 236, 237
Aléoutiennes 72, 201
Alpes 169, 195, 202, 210
Ambrym 73, 92
Amérique centrale 71, 72
Amiata (Monte) 263
amphibole 29, 43, 44, 46, 47, 48, 56, 60, 63, 202, 209
effet 43, 44
Amsterdam (île) 204
anatexie 191, 201, 212
Anatolie 202, 203
Andes 155, 200, 212
andésite 16, 54, 55, 58, 59, 60, 61, 62, 63, 176, 191, 194, 199, 201, 202, 203, **32c**
ankaramite 29
Antilles 71, 72, 132.
Voir aussi Caraïbe, Guadeloupe, Martinique
Aoba 129
Ararat (mont) 193, 202
arc insulaire 70, 191, 193, 200, 201, 202
Ardèche 264
Ardoukoba 183, 197
Arenal 86, 87, 146, 147, 148, 178, 183, 187, 188, 193, 225, 239, 249
Argentine 91, 260
Argos (balise) 249
Arménie 202
Asama 222, 239
Ascension (île) 205
Askja 64, 66, 75, 91, 255
Asmara 172
Aso 130, 248
asthénosphère 7, 8, 197
Atlantide 1, 235
Atlantique (océan) 20, 205
atoll 172, 173
Aubrac 187, 188, 210, 211, 263
Australes (îles) 204, 207
autoclastite 169, 171
Auvergne 230, 260
Voir aussi Cantal, chaîne des Puys, Massif central, Mont-Dore
avalanche 149, 152, 163, 234
Awu 222
Aydat 210

B

Bambuluwe (lac) 230
Bandai San 151, 152, 193

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Bandelier Tuff 41
Barbade 58, 135
basalte 9, 10, 11, 16, 31, 32, 34, 36, 176, 177, 194, 196, 198, 199, 203, 209, **32b**
basanite 16, 176, 199, 209
Batok **20**
Beaunit 5, 161, 162, 210
Béni Boussera 9
Bénioff (plan de) 200, 202
benmoréite 17, 32, 34, 36, 209
Bezymianny 96, 150, 152, 181, 192, 255
binghamien (liquide) 89
biotite 29, 44, 60
Bishop Tuff 41
blast 149, 150, 151, 233
bloc 80, 107, 108, 112, 142, 159, 168
Bohême 195, 209, 210
Boiling Lake 132, 189
Boina 199
bombe 5, 80, 107, 108, 112, 159, 168, 225, **9**
Bonin (île) 201, 202
boninite 201
Botswana 160
Bouchet (lac du) 162
bouclier (volcan) 84
Bouillante 263
Bourboule (La) 260, 264, 265
Bouvet (île) 205
Bowen (série) 29, 30, 32
B.P. (Before Present) 32
brèche 86, 104, 162, 171, 203
  autoclastique 169, 171
  de lave 171
Bromo 120
Bulgarie 178, 202, 203
bulle
  de gaz 47, 49, 50, 51, 76, 109
  de retrait 179

C

calco-alcalin 40, 191, 202, 203
caldeira 22, 23, 24, 52, 119, 128, 129, 130, 131, 153, 188, 203, 212, 217, 235, 239, 262, **20**, **23**, **24b**
Cameroun 73, 208, 227, 230
  Voir aussi Monoun, Nyos
Cameroun (mont) 193, 244, **3**, **4**
Canaries (îles) 84, 113, 169, 193, 204, 205, 236
Cantal 93, 129, 152, 209, 210, 211, 234, 239, 260, 264
Capelinhos 104, 168
Cappadoce 202, 260, 261
Cap-Vert (îles du) 193, 205
Caraïbe 126, 200
carbonatite 17, 69, 89
Carlsberg (dorsale de) 196
catastrophe naturelle 221, 222, 251
Caucase 202
Causses 210, 211
cendre 80, 107, 108, 114, 115, 116, 148, 159, 162, 164, 165, 168, 171, 180, 181, 233, 251, 260, 261, **10**
Cercle de Feu du Pacifique 70, 193, 200, 221
Cerro Chiquito 60, 61, 62, 63, 64, 65, 67
Cerro Negro 248
Cézallier 94, 162, 210, 211
CFB (Continental Flood Basalt) 196
chaîne des Puys 31, 32, 33, 35, 36, 37, 38, 39, 46, 47, 48, 49, 95, 112, 162, 193, 210, 211, 240, 241, 260, 264
Chaiten 152, 155, 192, 244
chaleur (de la Terre) 7
chambre magmatique 18, 19, 20, 22, 24, 25, 26, 42, 49, 51, 56, 59, 63, 64, 68, 71, 74, 77, 131, 209
Charolais 209
Chastel-Marlhac 93
Châtelguyon 264, 265
Chaudes-Aigues 187, 188, 263, 264, 265
Chaussée des Géants 88
cheire 84
Chenaillet 170
cheveu de Pelé 84
Chichon (El) 183, 193, 222, 254, 256
Chicxulub 258
Chili 73, 91, 185
  Voir aussi Chaiten, Villarrica
Chine 196, 263
Chopine (puy) 95
Chuquet Genestoux 47
cinérite 119, 259
Cinto (Monte) 152
classement (granulométrique) 109, 110
Clermont-Ferrand 211, 260, 265
Clierzou (puy) 34, 47, 95
climat 251, 253
Coirons 210, 211
collision 70, 191, 202, 203

colonne éruptive 123, 124, 125, 126, 127, 149, 151, 153, 154, 163, 238, 245
Columbia River 83, 88, 196, 258
Côme (puy de) 95, 112
complexe annulaire 22
Concepcion 154
cône 95, 112, 113, 168
12
contamination 65
Continental Flood Basalt
Voir CFB
convection 27
coraux 172, 173
cordée (lave) 84
cordillère 201
cordillère des Andes 155
Corneille (rocher) 162
Corse 23, 152, 169
Cosiguina 255
COSPEC 185
Costa Rica 263
Voir aussi Arenal, Irazu, Poas, Rincon de la Vieja
Cotopaxi 222, 234
coulée
à blocs 87
boueuse
Voir lahar
de débris 151
de lave 80, 83, 84, 89, 90, 171, 223, 224, 226, 233, **1**, **2**, **3**, **4**
cratère 52, 124, 128
Crater Lake 129, 130
Crétacé 258
cristallisation fractionnée 28, 30, 31, 32, 37, 38, 40, 43, 47, 64
croûte 8, 25, 197, 198, 199, 203, 204, 212
Crozet (île) 204
cryptodôme 96, 150, 151
crystal-lapilli 159
cumulat 24, 29, 53, 63, 197
cumulation 25, 29, 75
cycle 238, 239
Cyclopes 1

D

dacite 55, 59-63, 97, 134, 176, 194, 202, 203
Dallol **26**
Darwin (ligne de) 172, 173
datation 238
débit magmatique 123, 125, 126, 153
Deccan 88, 195, 196, 205, 258
déclenchement (éruption) 68, 70, 71, 77
dégazage 76
dendrochronologie 254
densité 18, 21, 25, 27, 29, 39, 40, 45, 47, 66, 67, 124, 125
Désolation (vallée de la) 132
Devès 19, 210, 211, 230, 260
DI (Differentiation Index) 30, 32-36
diabase 103
diamant 11, 162
diatrème 160, 162
Dieng 182, 227
différenciation 28, 29, 30, 34, 36, 39, 40, 71, 74, 194, 198, 209
dispersion (des dépôts) 116, 117, 118
distension 70, 73
Dix Mille Fumées (vallée des) 152
dolérite 103
dôme 60, 61, 62, 63, 95-99, 101, 102, 116, 147, 148, 163, 203, 215, 216, 239, 245, **8**, **15**
résurgent 131
Dôme (puy de) 34, 95
Dominique 137, 189
dorsale médio-océanique 16, 70, 168, 193, 195, 196, 204, 206
DRE (Dense Rock Equivalent) 124, 127, 129, 155, 236, 254
dyke 88, 103, 104, 114, 160, 162, 167

E

eau 41-45, 47, 48, 49, 51, 52, 67, 75, 158, 163, 164, 165, 166, 168, 175, 178, 183, 185, 186, 187, 188, 189, 202, 212, 264.
Voir aussi dorsale, fumeur
Écosse **7**
effondrement d'une coulée 86
égéen (arc) 200
Eger 195, 210
Eifel 162, 210
éjectas 107, 108, 109
Eldfell 223
Eldgja 255
Emeishan 195, 196
Empédocle 1

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Empereur 207
enclave 5, 20, 53, 60, 62, 80
énergie
  cinétique 124, 142, 145
  ligne d'énergie 142, 225
  mécanique 166
  thermique 124, 125, 166
épaisseur (des dépôts) 116, 117
épiclastique 154
Erebus 92, 192
Erta Ale 92, 162, 183, 193
éruptibilité 48
éruption
  effusive 80, 83
  explosive 80, 107, 132, 158, 169, 202
Escandorgue 210, 211
Espally 94
Espinasse (narse d') 162
est-africain (rift) 1, 196, 259
Esterel 87
Estivadoux (maar) 210
États-Unis 225, 258, 262, 263
Etendeka 196
Éthiopie 196
    Voir aussi Dallol, Erta Ale
Etna 1, 19, 73, 89, 103, 112, 183, 193, 223, 224, 234, 239, 240, 248, 249, **11**, **19**
Eyjafjallajökull 164, 253
Eyjafjöll 164, 193, 253, **21, 22**

F

faille 71, 73, 193, 197, 202
fall 80, 107, 122, 149
Fangataufa 16, 208
Faujas de Saint-Fond 1
Fayal 168
feldspath 29, 34, 175, 176
  Voir aussi plagioclase
feldspathoïde 29, 34, 175, 176, 209
Ferrar 196
filon 23, 103, 197
Fingal's Cave **7**
Fish Canyon Tuff 128
flow 81, 122, 149
fluides 12, 15, 25, 39, 41, 45, 48, 49, 50, 51, 52, 71, 75, 178, 187, 188, 198, 202, 203
fluidité 83
flux thermique 168, 185, 209
foïdite 176
fontaine de lave 85, 92, 214
forage marin 72, 119, 120, 171
fosse océanique 200, 201
Fournaise
    Voir piton
fractal 67, 156
fracture 73
fragmentation (des dépôts) 116, 117, 118
FTIR 185, 248
Fuego 144, 146
fumerolles 52, 175, 182, 183, 185, 187, 189, 249, 250, **29**
fumeur 168
Furnas 227
fusion partielle 14, 15, 17, 191, 201, 202

G

gabbro 19, 23, 198
Galápagos 129, 192, 204
Galeras 101, 128, 193, 250
Galunggung 96, 128, 163, 222, 234, 252
Gambier (îles) 208
gaz 42, 43, 50, 75, 76, 162, 175, 179, 182, 183, 184, 185, 187, 189, 222, 227, 228, 229, 230, 248, 251, 258
  Voir aussi fumerolles
géobaromètre 39, 65
géode 185
géodimètre 246
géotherme 9, 15
géothermie 25, 52, 261, 262, 263
géothermomètre 39, 65
Gerbier-de-Jonc (mont) 104
geyser 74, 185, 186, **24a**
glacier 155, 157, 164, 165, 232
glissement de terrain 234
globe 7
Gölcük 202
Gorringe (banc de) 198
Gough 205
GPS 246, 249
graben 195, 202
Grachou 94
granite 23, 197, 202
granulite 162
granulométrie 107, 108, 109, 110, 121, 147, 163
gravimétrie 209, 247, 248
Grenade 133, 137

grenue (roche)
Voir plutonique
Grizzly Peak 65
Groenland 54, 196
Voir aussi Skaergaard
Guadeloupe 141, 263
Voir aussi Soufrière
Guagua Pichincha 222, 250
Guettard 1
Gutenberg 7, 8
guyot 172, 173

H

harzburgite 12
Hawaii 16, 47, 54, 73, 80, 84, 85, 168, 174, 204, 207, 208, 226, 243
Voir aussi Kilauea, Mauna Kea, Mauna Loa
hawaiien 84, 118, 128
hawaiite 17, 32, 34, 36, 209
Heimaey 223
Hekla 89, 91, 193, 255
Helgafell 223
Héphaïstos 1
Herculanum 126
Herdubreid 165
Hesse 195
hétérogénéité (manteau) 12
HFSE 32
Himalaya 202
HIMU 13
Hippocrate 264
hornito 87
hotspot
Voir point chaud
Hudson 192, 257
hummock 151
Hutton 2
hyaloclastite 162, 169, 171, 172, 182
hydrothermalisme 168, 175, 185, 187, 188, 198, 203, **26**
hydrovolcanisme 42, 158, 162, 163, 166, 167, **19**
Voir aussi phréatomagmatisme
hygromagmatophile (élément) 14, 31, 32, 34, 38

I

Ichinomegata 65
ignimbrite 143, 152, 153, 154, 212, 225, 250
îles (Australes) 207
îles Bonin 201
île volcanique 167, 172, 204, 205, 260
ilménite 34, 39, 60, 65
immiscibilité 69
inclinomètre 246
inclusion fluide 185
inclusion vitreuse 57, 69, 178, 179, 180
Indonésie 73, 187, 200, 263, **20**
Voir aussi Kawah Idjen, Kelut, Krakatoa, Merapi, Rinjani, Tambora
instabilité 230
intraplaque 191, 204, 205
intrusion 102, 103, 114
inversion de relief 88, 260
Inzecca 169
Io 213
Iran 202
Irazu 248
Islande 53, 54, 73, 83, 112, 157, 162, 164, 165, 185, 186, 196, 205, 206, 223, 254, 262, 263
Voir aussi Askja, Eyjafjöll, Hekla, Laki, Surtsey, Vatnajökull
isopaque 113, 116, 117, 120, 137
Issarlès (lac d') 162, 230
Italie 250, 262, 263
Izu (arc) 202
Izu-Oshima 85, 91, 168, 237, 239, 248, 250

J

Jan Mayen 196, 205
Japon 74, 152, 200, 201, 237, 239, 260, 263
jet stream 251
jökulhlaup 157, 164
Jonas (grotte de) 260
Jorullo 112
Jupiter 213, 218

K

Kaiserstuhl 69, 195, 210
Kamtchatka 69, 73, 114, 150, 151, 181, 185
Voir aussi Bezymianny, Karymsky
Karoo 196
Karthala 73
Karymsky 114
Katla 157
Katmaï 53, 72, 127, 130, 152, 192, 227, 241
Kavachi 168

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Kawah Idjen 189, 248, 260
Kelimutu 189
Kelut 189, 222, 234, 246, 248
Kerguelen 13, 103, 192, 204, 208
Kerimasi 69
Kermadec 200
Kick em Jenny 133
Kilauea 43, 73, 77, 85, 89, 92, 93, 94, 128, 169, 178, 192, 226, 234, 239, 246, **1**, **2**, **5**
Kimberley 160
kimberlite 162
Kivu (lac) 227, 231
Kohala 226
komatiite 15, 214
Kos 163, 187, 188, 262, 264
Kouriles **31**
Krafla 246
Krakatoa 108, 127, 130, 193, 221, 222, 236, 241, 251, 254, 255

L

Laacher See 162
lac
  de cratère 188, 189, 227, 230, 234, 245, 248, 260, **27**
  de lave 69, 91, 93, 94, 183, **5**, **6**
  de magma 92
    Voir aussi maar
Laco 91
Laetoli 259
lagon 172
lahar 154, 155, 156, 163, 222, 223, 232, 233, 234, 237, 241, **25**
Laki 112, 193, 222, 227, 253, 255
lame mince (de roche) 62, 177, 179, **32**
Lamington 222
Lanzo 9
lapilli 107, 108, 112, 116, 142, 159, 171, 225, 260
lapilli accrétionnés 159
Larderello 263
Large Igneous Province
    Voir LIP
larme de Pelé 84
Lascar 250
Lassen Peak 96
Lassolas (puy de) 112
Lastarria 89
latite 176, 203
lave 83, 175, 177
  Voir aussi coulée, fontaine, lac de lave
Lemptégy (puy de) 260
levée 84
Lherz 9
lherzolite 9, 11, 12
ligne chaude 208
ligne d'énergie 142
  Voir énergie
LILE 31
Limagne 32, 195, 196, 210, 211, 264
LIP (Large Igneous Province) 196
Lipari 178, 260
liquidus 28
lithique (fragment) 121, 122, 123, 159, 178, 182
lithosphère 7, 8, 197, 200
Loihi 168
Long Island 127
Long Valley 127, 129, 131, 262
Lopevi 113
Louchadière (puy de) 34, 112
Louisville 204
Lune 218, 259
LVZ 7, 8, 197, 209

M

Ma (millions d'années) 20
maar 159-163
Macdonald (seamount) 172, 260
macusanite 212
Madagascar 73
Madère 205
magma 7, 18
  primaire 10, 15, 16, 17, 18
magnétisme 247
magnétite 34, 39, 56, 60, 65, 91, 198, 202
Makian 222
manteau 7, 8, 9, 11, 25, 197, 206
marge continentale 191, 200
Mariannes 200, 202
Maroc 73
Marquises 129, 204, 207
Mars 216, 217
Martinique 75, 137
  Voir aussi montagne Pelée
Mary (puy) 209
Masaya 92

Massif central 54, 209, 211, 230, 264, 265
Voir aussi Cantal, chaîne des Puys, Mont-Dore
Mauna Kea 85, 172
Mauna Loa 73, 84, 85, 172, 192, 193, 226
Maures 212
Mayon 144, 192, 222
mazuku 227
MEB 180, 181
médiane (granulométrique) 109, 110
Medicine Lake 64
Mehetia 169
mélange de magmas 53, 58, 59, 63, 66, 68, 71, 75
mélilite 176
mer Rouge
Voir Rouge (mer)
Merapi 43, 73, 76, 95, 102, 143, 147, 148, 178, 181, 182, 183, 193, 222, 250
Mercure 218
mésostase 29, 55, 57, 60, 61, 178, 179
métallogénie 203, 260
Voir aussi fumeur, hydrothermalisme
métasomatose 12, 203
métaux 260
météorite 9, 217, 258
Mexique 250, 258, 263
mica 43, 44, 202
Voir aussi biotite
microlite 28, 32, 35, 39, 60, 176, 178
microsonde électronique 33, 177
Microtin 132
mingling 54, 60, 62, 64, 67
Misery (mont) 132
Misti 193, 250
mixing 54, 60, 64, 67
Miyakejima 90, 237
mode 30
mofette 185
MOHO 8, 197, 209
Monoun (lac) 228, 231
montagne Pelée 64, 73, 96, 97, 98, 100, 102, 110, 116, 117, 121, 122, 123, 124, 132, 144, 147, 148, 154, 181, 193, 221, 222, 234, 239, 240, 243, 250, 255, **14**
Montchal (puy de) 210
Montcineyre (puy de) 210
Mont-Dore 104, 131, 155, 162, 181, 199, 210, 211, 260, 264
Mont-Dore (Le) 264, 265
Montgenèvre 169, 170
Montreuillon 212
Montserrat 95, 101, 132, 140, 193, 234, 248, **16**, **17**, **18**
MORB 13, 16, 206
morphoscopie 180, 181
Moua Pihaa 169
mugéarite 17, 24, 32, 34, 36, 209, **32d**
Mururoa 194, 208

N

Natazhat (mont) 119, 120
neck 103, 104
Neptune 218
Neptunistes 2
Nesjavellir 263
Nevado del Ruiz 128, 155, 184, 193, 221, 222, 232, 233
newtonien (liquide) 89
Ngauruhoe 192, **12**
nodule 8
norme CIPW 10, 30, 33, 54, 61, 175, 199
Nouvelle-Guinée
Voir Papouasie
Nouvelles-Hébrides 114, 199, 200
Voir aussi Vanuatu
Nouvelle-Zélande 185, 263
Novarupta 152
noyau 8
nuée ardente 54, 55, 57, 81, 132, 143, 144, 147, 163, 225, **16**, **17**, **18**
Nugère (puy de la) 34, 47
Nuovo (Monte) 112
Nyamuragira 92, 193, 227
Nyiragongo 92, 93, 183, 193, 227
Nyos (lac) 182, 222, 228, 230

O

obduction 196
observatoire 243
obsidienne 178, 260
océan 191, 195, 196, 197, 198, 199
océanite 29
OIB 16, 206
OIT 16
Old Faithful 185
Ol Doinyo Lengai 69, 182, 183, 193
olivine 9, 21, 29, 31, 34, 39, 41, 43, 44, 56, 60, 176, **32**

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Olympus mons 216
Oman 196
Omo (vallée de l') 259
Ontong Java 196, 204
ophiolite 169, 170, 196, 198
orgue basaltique 87, 88, **7**
Orohena 172
Oshima-Oshima 222

P

Pacaya 60
Pacifique (océan) 207
Pah Canyon 64
pahoehoe (coulée) 83, 84, 85, 169, 171, **1**
palagonite 162
paléovolcanisme 191
panache 204, 205, 206, 207, 214
Papandayan 222
Papouasie-Nouvelle-Guinée 119, 127
Pâques (île de) 192, 204, 260
Parana 196
Paricutin 89, 112, 113, 193
Pariou (puy) 34, 95, 112
Pavin (lac) 162, 210, 230
pechstein 178
Pelé
  Voir cheveu, larme
Pelée
  Voir montagne
péléen 143, 148, 239
pépérite 159
péridotite 5, 9, 11, 162, 198
  32a
perlite 178
Pérou 194, 199, 212
Perrier 155
Pessy (Le) 181
phénocristal 28, 32, 35, 45, 60, 175
Philippines 73, 246, 256, 263
  Voir aussi Mayon, Pinatubo, Taal
phonolite 24, 69, 95, 104, 162, 176, 194, 199, 209
phréatisme 148, 158, 163, 180
phréatomagmatisme 47, 148, 158, 159, 162, 163, 165, 166, 180, **19**
  Voir aussi hydrovolcanisme
pillow lava 166, 169, 170, 171, 182, 198
Pinatubo 73, 77, 127, 155, 156, 163, 189, 193, 222, 234, 237, 241, 252, 256, 257, **25**
Pindare 1
pipe 103, 104, 162
Pitcairn (île) 204, 208
piton de la Fournaise 76, 128, 129, 192, 234, 239, 240, 243, 244, 247
  9
piton des Neiges 240
plagioclase 21, 29, 34, 56, 57, 60, 175, 176, 177, 179, 198, **32**
planètes 212, 213
plaque lithosphérique 71, 190, 193, 201
plateau océanique 196
Platon 1, 235
Pline l'Ancien 1
Pline le Jeune 1, 126
plinien 116, 118, 123, 128, 151, 153, 154, 162, 239
Plomb du Cantal 209
plume
  Voir panache
plutonique (roche) 19, 24, 72, 175, 196
Plutonistes 2
Poas 89, 129, 189, 248
point chaud 15, 16, 168, 191, 195, 204, 205, 206, 207, 208, 209, 217, 258
Polignac (table de) 106, 162, 260
Polynésie française 13, 168, 172, 174, 204, 206, 207, 208, 260
  Voir aussi Australes, Marquises, Société, Tahiti, Tuamotu
Pompéi 123, 126, 127, 221, 227
ponce 55, 57, 108, 110, 117, 121, 123, 124, 126, 148, 178, 181, 182, 260
  nuée de, nappe de 110, 116, 117, 122
Popocatepetl 74, 193, 241, 243, 250, 252
pouzzolane 260
Pouzzoles 262
pression 9
  d'eau 39, 51, 65, 66
  de fluides 39, 51, 52
  hydrostatique 158, 169, 190
  lithostatique 51, 52, 77
Primavera (Sierra) 107
prisme 87, 88, 103
productivité 72
protection civile 251
pull-apart (bassin) 203
puy de Dôme
  Voir Dôme
Puy-en-Velay 162

pyroclastique
dépôt, matériel 80
écoulement 81, 109, 116, 132, 149, 163, 164, 222, 225, 233, 245
Voir aussi nuée ardente
pyroclastite 80
pyrolite 9, 10, 11
pyroxène 9, 11, 21, 29, 34, 43, 44, 47, 56, 57, 60, 176, 177, 179, 202, 209, **32**

Q

quartz 29, 175, 176

R

Rabaul 119, 192, 237, 258
radar 214, 250
Rayleigh (distillation de) 32, 38
raz de marée
Voir tsunami
récif 172
Redoubt 252
réservoir magmatique 19, 77, 188, 247
résistance (à la traction) 71, 77
rétinite 178
retombées 80, 107, 109, 110, 116, 117, 118, 120, 122, 149, 225, 227, 233, **9**, **10**, **11**
Réunion (île) 204, 216
Voir aussi piton de la Fournaise, piton des Neiges
Rhin (fossé du) 195, 210
Rhodopes 203
Rhum (complexe de) 19
rhyolite 24, 55, 61, 64, 95, 176, 191, 194, 203, 209
rift 70, 73, 195, 196, 197, 209, 226, 265
Rincon de la Vieja 248
ring-dyke 22
Rinjani **23**
risque volcanique 221, 223, 225, 226, 230, 233, 236, 241
Rocard (seamount) 169
roche volcanique 175, 176, 178, 199, **32**
Rouge (mer) 196
Royat 264, 265
Roza 83, 258
Ruapehu 239, **30**
rythme 238, 239

S

Sahand 260
Saint-Arcons d'Allier 260
Saint Augustine (mont) 144, 150, 192, 236
Sainte-Hélène (île) 13, 205
Sainte-Lucie (soufrière) 133, 137, 189
Saint Helens (mont) 47, 74, 95, 96, 98, 101, 114, 115, 116, 128, 144, 150, 151, 154, 181, 193, 235, 236, 252
Saint-Michel d'Aiguilhe (rocher) 162
Saint-Nectaire 260, 264, 265
Saint-Paul (rocher) 193, 205
Saint-Vincent (soufrière) 54, 56, 57, 58, 59, 64, 65, 67, 69, 73, 95, 96, 100, 101, 133, 138, 143, 144, 146, 147, 148, 163, 178, 189, 193, 222, 240, 245, 247, 255
Sakurajima 193, 225, 251
Salers 260
Salomon (îles) 168
Salvador 263
Sanadoire (roche) 104, 105
Sandwich du Sud 200, 202
Sangay 114, 239
Santa-Maria 74, 127, 193, 222, 237, 241, 255
Santiaguito 143, 147, 148, 178, 179, 181
Santorin 1, 64, 75, 119, 120, 130, 193, 221, 235
Sarcoui (Grand) 95
Sardaigne 69
satellite artificiel 115, 249, 256
30, 31
Saturne 218
scorie 108
seamount 168, 169, 172, 207
séisme
Voir tremblement de terre
Semeru 114, **20**
Senèze (maar) 230
série magmatique 29, 32, 40, 191, 194
shoshonite 200, 201, 202, 203
Showa-shinzan 96
Sibérie 196
silicate 175
sill 103, 168, 190
Skaergaard 19, 20, 194
Société (îles) 204
solidus 9, 15, 28, 206
solubilité 48, 51, 66, 67
Somalie 196

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Soufrière
Voir Dominique, Sainte-Lucie, Saint-Vincent
Soufrière de Guadeloupe 75, 132, 150, 188, 193, 243, 250, **15**
Soufriere Hills
Voir Montserrat
sous-marin (volcanisme) 158, 167, 171, 198, 204
spatter cone 112
spilite 198
Spitzberg 196
Stockes (loi de) 47
stratification magmatique 71
stratosphère 127, 183, 251
strato-volcan 81, 209
Stromboli 107, 114, 128, 183, 193, 234
strombolien 107, 112, 114, 118, 128, 239, **9**
strontium 212
subduction 12, 16, 70, 71, 191, 193, 196, 200, 201, 202, 203, **28**
sublimé 185
subsidence 172, 173
suc 104, **8**
super-éruption 127, 225, 258
supervolcan 127, 250, 258
surge 126, 149, 151, 161, 163, 166
Surtsey 168, 193, 260
surtseyen 118, 165, 166, 168

T

Taal 192, 222, 246
table basaltique 88
TAC (titre alcalimétrique complet) 188
Tahiti 23, 24, 172, 192, 235
Tambora 127, 153, 193, 221, 222, 241, 254, 255
Tanzanie 198
Voir aussi Ol Doinyo Lengai
Tarawera 112, **13**
Taupo 118, 127, 129, 130, 152, 153, 251
Tavurvur 119, **10**
Tazenat (Gour de) 162
Teahitia 169
tectite 212
tectonique (contrôle) 70, 71, 190, 193, 228
Teide 129, 240
température
de la lave 69, 83, 86, 93, 94
des eaux 185, 188, 264
des éjectas 124
des gaz 183, 184, 185, 248, 249
du magma 39, 65, 66, 181
du manteau 8, 191
d'une ignimbrite 153
d'une nuée ardente 145, 146
d'un fumeur 168
d'un lac de cratère 135, 189, 248
d'un lahar 155
du noyau 7
d'un point chaud 205
tephra 80, 109, 175, 177, 180, 181
téphrite 24, 176
téphrochronologie 238
Tethys 196, 203
théralite 24
thermalisme 187, 264, 265
tholéiite 11, 16, 20, 40, 191, 194, 196, 198, 199, 200, 201, 202, 205, 208
Tibet 202
tiltmétrie 246
Toba 127, 129, 130, 153
toit volcanique 71
tomographie sismique 19, 209
Tonga 200
Torfajökull 64
Toscane 212, 263
trachyandésite 32
trachyte 32, 34, 36, 95, 176, 194
trapp 88, 195, 196, 258
tremblement de terre 73, 135, 244
Voir aussi tremor
tremor 73, 245, 246
Tristan da Cunha 192, 204, 205, 206
tropopause 127, 251, 252
tsunami 150, 222, 235, 236
Tuamotu 171, 207, 208
tuf 119, 163
tuff cone 161, 166
tuff ring 161, 163, 166
Tuilière (roche) 104, 105
tumulus 87
Tungurahua 74, 79
tunnel sous coulée 84
Turkana (lac) 259
tyrrhénien (arc) 200

U

Ulmener (maar) 162
ultrabasique 176
ultramafitite 176
Unzen (mont) 73, 95, 100, 101, 102, 193, 222, 237
Uranus 218
Usu 96, 97, 184, 237
  Izu-Oshima 239

V

Vache (puy de la) 112, 210
vallée de la Désolation 132
Valles (caldeira) 41, 128, 129, 187, 262
Vals-les-Bains 264, 265
Vanuatu 74, 113, 114, 199, 255
  Voir Nouvelles-Hébrides
vapeur 75
Vatnajökull 73, 157, 164, 165
VEI (Volcanic Explosivity Index) 127, 152
Velay 2, 94, 162, 210, 211, 260, **8**
Vénus 215
verre 28, 30, 39, 41, 55, 57, 58, 61, 65, 121, 147, 177, 178, 179, 180, 181, 199
vésiculation 25, 48, 49, 50, 51, 67
Vésuve 1, 2, 41, 74, 126, 193, 221, 227, 240, 243, 250
Vichy 264, 265
Vic-sur-Cère 264, 265
victimes (nombre) 2, 155, 221, 222, 227, 232
Villarrica 92, **6**
viscosité 18, 25, 40, 45, 47, 48, 49, 50, 66, 67, 76, 83, 86, 125, 153
vitesse
  d'ascension du magma 80, 125
  de mouvement de plaque 207, 208
  des projections 123, 125, 154
  de subduction 72, 200
  d'une coulée de lave 83, 86, 223
  d'une nuée ardente 142, 144
  d'un épanchement d'ignimbrite 153
  d'un lahar 155, 232
  nuées ardentes 141
Vivarais 1, 210, 211
Vogelsberg 195, 210
volatil 75, 182
volcan de boue 74, 187
volcanite 175
volcans de boue 74
volume
  de la chambre magmatique 129
  des aérosols 257, 258, 259
  des dépôts 116, 124, 127, 151, 152, 155, 168, 224, 236, 258
  des gaz 227
  du magma 70, 196, 241
  d'un cône 114
  d'un dôme 100
  d'un lac 135, 157
Volvic 34, 47, 260
Vulcain 1
vulcanien 118, 119, 128, 239, **10**, **11 et photo de couverture**
Vulcano 183, 184, 185, 250, 264

W

Waimangu 185
Waiowa 112
Wairakei 185, 263
Werner 2
White Island **28**
White River 119, 120

Y

Yasour 114
Yatta 83
Yellowstone 127, 128, 129, 185, 208, 225, 264, **24**
Yemen 196

Z

Zao **27**
zéolite 185, 203

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Glossaire

Andésite : Roche volcanique grise, de composition chimique intermédiaire entre les roches basiques (basalte) et acides (dacite et rhyolite), abondante dans la Cordillère des Andes (d'où son nom).

Arc volcanique : Alignement courbe de volcans au niveau des zones de subduction (Caraïbes, Japon).

Asthénosphère : Couche interne du globe, de 100 à 700 km de profondeur, qui correspond à une partie du manteau.

Basalte : Roche volcanique sombre basique (riche en fer, magnésium, calcium et relativement pauvre en silice).

***Blast* :** Éruption volcanique dirigée extrêmement brutale (sorte de « souffle »).

Bloc/Bombe : Fragment volcanique solide de taille supérieure à 64 mm et de forme arrondie (bombe) ou anguleuse (bloc).

Brèche volcanique : Assemblage plus ou moins soudé d'éléments volcaniques.

Caldeira : Cratère d'une taille exceptionnelle (plusieurs kilomètres de diamètre), résultant d'une explosion ou plus souvent d'un effondrement.

Cendre : Particule volcanique très fine, de taille inférieure à 2 mm.

Colonne éruptive : *voir* panache.

Cratère : Bouche de sortie du magma (sous forme liquide, solide, accompagnée de gaz) appelée aussi évent. Il correspond à l'orifice de la cheminée d'alimentation. Il peut avoir une position (sommitale ou latérale), une taille (quelques dizaines à quelques centaines de mètres de diamètre) et une forme (le plus souvent circulaire, mais parfois très allongée quand il résulte d'une fissure profonde atteignant la surface) variées et en changer en cours d'éruption.

Cristallisation fractionnée : Apparitions successives de cristaux de compositions différentes au sein d'un magma.

Dacite : Roche volcanique claire acide (riche en silice).

Différenciation magmatique : Formation de différents magmas fils (et petits-fils !) à partir d'un magma père.

Dorsale médio-océanique : Gigantesque fissure sous-marine, séparant certains océans de façon plus ou moins médiane, par laquelle du magma s'épanche. Cette « ride » est surélevée par rapport au reste du plancher océanique et émerge parfois en île océanique (Islande).

Ejecta : Matériaux volcaniques (cendres, blocs) projetés à grande vitesse par le volcan.

Éruption : Période durant laquelle un volcan rejette du magma. Une éruption, qui dure en moyenne de quelques jours à quelques mois, comprend plusieurs phases éruptives, de plusieurs heures, d'intensité soutenue, séparées d'intervalles plus calmes.

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.

Fumerolle : Gaz volcanique s'échappant d'un orifice ou d'une fissure.

Fusion partielle : Formation d'une fraction liquide de composition différente du solide de départ.

Guyot : Volcan sous-marin de forme tronconique, sans cratère sommital.

Hyaloclastite : cendre sous-marine de couleur jaunâtre (contenant de la palagonite).

Ignimbrite : Dépôt résultant d'un écoulement pyroclastique à haute température, d'épaisseur et d'extension très importantes, parfois soudé.

Lahar : Terme indonésien désignant une coulée boueuse, constituée essentiellement de matériaux d'origine volcanique.

Lapilli : Fragments de retombées volcaniques d'une taille comprise entre 2 et 64 mm.

Lave : Roche en fusion, d'origine volcanique.

Lithosphère : Couche superficielle de la Terre, d'une épaisseur moyenne de 100 km, séparée en grandes plaques, mobiles les unes par rapport aux autres.

LVZ : « Low Velocity Zone », ou zone à faible (moindre) vitesse. Couche du globe terrestre légèrement plus « molle » et localement très partiellement fondue, dans laquelle les ondes sismiques sont ralenties.

Magma : Liquide silicaté (exceptionnellement carbonaté) issu de la fusion de roches profondes du manteau, ou, plus rarement, de la croûte. Ultérieurement il peut se charger d'éléments solides en suspension (minéraux cristallisés ou blocs arrachés au substratum).

Minéral : Corps inerte caractérisé par une composition chimique précise et une structure atomique ordonnée.

Nuée ardente : Émulsion dense et très chaude de solide, liquide et gaz, dans laquelle le gaz constitue la phase continue. Elle se propage très vite (jusqu'à 500 km/h) sur de grandes distances et représente un risque volcanique majeur.

Obsidienne : Roche volcanique de couleur noire, constituée quasi uniquement de verre.

Ophiolite : Massif de roches vertes présent dans certaines chaînes de montagnes (Alpes). On les interprète comme des fragments charriés de croûte océanique.

Palagonite : Verre volcanique émis sous l'eau (mer, lac, glacier) sous forme de cendre, riche en eau (hydraté) et de couleur jaune.

Panache éruptif : Nuage volcanique constitué de gaz, de cendres et parfois de blocs et de bombes, émis lors d'une éruption explosive. En se développant verticalement, il prend la forme d'une *colonne éruptive*.

Péridotite : Roche entièrement cristallisée (grenue), constituée essentiellement d'olivines (minéraux appelés également *péridots*).

Phonolite : Roche volcanique claire alcaline (riche en sodium et potassium) et relativement pauvre en silice.

***Pillow lava* :** « Lave en oreiller », coulée basaltique qui s'épanche sous la mer en formant des boules de lave, d'environ 50 cm à 1 m de diamètre.

Ponce : Roche volcanique vitreuse, vacuolaire car très riche en gaz, et donc très légère, émise de façon particulièrement explosive (bombes, lapilli, cendres, nuées ou nappes de ponces).

Prévision d'une éruption : Établir de façon relativement précise la date et le lieu d'une éruption, en tenant compte des enregistrements effectués sur le volcan et aussi de son activité passée.

Pyroclastique : Littéralement « cassé par le feu ou la chaleur ». Concerne les dynamismes éruptifs explosifs. Il convient de distinguer les retombées pyroclastiques, matériaux projetés plus ou moins verticalement hors du cratère et retombant de part et d'autre, des écoulements pyroclastiques, de type nuée ardente, dévalant les flancs des volcans.

Pyroclastite : Matériel volcanique (bombes, cendres, dépôts de nuée ardente) produit par un processus pyroclastique.

Pyrolite : Roche constitutive du manteau terrestre, ayant la composition chimique d'une péridotite, dont dérivent les magmas.

Rhyolite : Roche volcanique claire alcaline (riche en sodium et potassium) et très acide (riche en silice).

Roche : Matériau inerte formé d'un assemblage de minéraux (de même espèce ou d'espèces différentes) et parfois de verre.

Roche magmatique : Roche issue d'un magma de composition chimique variée (silicatée basique ou acide, exceptionnellement carbonatée). On distingue les roches plutoniques, qui cristallisent en profondeur, et les roches volcaniques, qui se figent en surface.

Roche volcanique : Roche formée lors du refroidissement d'un magma émis par un volcan en éruption ; il s'agit de laves ou de tephra.

Scorie : Fragment vacuolaire émis par les volcans à l'état solide.

Strato-volcan : Volcan de grande taille, stratifié car composé d'une alternance de coulées de laves et de tephra.

Subduction : Phénomène par lequel une plaque océanique plonge sous une autre plaque, continentale ou océanique. À ce niveau, volcans et séismes sont particulièrement nombreux.

Thermodynamique : Relation entre la chaleur (température) et les forces (pression) ; les fluides jouent un grand rôle.

Tectonique : Étude de la déformation des roches (pli, faille) de l'échelle la plus petite (micro-tectonique) à la plus grande (tectonique des plaques).

Tephra : Tout produit volcanique (bombes, blocs, lapilli, cendres, dépôts de retombées, de nuées ardentes ou d'écoulements pyroclastiques) à l'exclusion des coulées de lave.

Volcan : Point de sortie en surface de magma d'origine profonde, de façon intermittente (lors d'une éruption). Se dit également de l'édifice constitué par l'accumulation de produits émis (laves et tephra).

© Dunod – La photocopie non autorisée est un délit.



1. Coulée fluide « pahoehoe », Kilauea, Hawaii (photo J.-M. Bardintzeff).



2. Coulée visqueuse « aa », qui recouvre une ancienne coulée pahoehoe solidifiée, Kilauea, Hawaii (photo J.-M. Bardintzeff).



3. Coulée de lave visqueuse, de plus de 10 m d'épaisseur, émise lors de l'éruption du mont Cameroun en avril 1999 (photo J.-M. Bardintzeff).



4. La coulée de lave a coupé la route côtière entre Limbe et Idenau lors de l'éruption du mont Cameroun en avril 1999 (photo J.-M. Bardintzeff).



5. Lac de lave (80 m de diamètre) du Pu'u O'o, Kilauea, Hawaii, mars 1993 (photo J.-M. Bardintzeff).



6. Petit lac de lave dans le cratère sommital du volcan Villarrica, englacé, au Chili (photo J.-M. Bardintzeff).



7. Coulée solidifiée, prismée en colonnades à sa base (« orgues basaltiques ») ; la partie supérieure montre des prismes moins nets en gerbe, témoins des anciens mouvements de la lave encore liquide ; Fingal's Cave, île de Staffa, Écosse (photo J.-M. Bardintzeff).



8. Dans le massif du Velay, les laves visqueuses phonolitiques édifient des dômes appelés « sucs », tels le Gouleïou (à droite) et le Touron (à gauche) (photo J.-M. Bardintzeff).



9. Dynamisme strombolien : projections de bombes incandescentes au piton Kapor, piton de la Fournaise, île de la Réunion, avril 1998 (photo J.-M. Bardintzeff).



10. Dynamisme vulcanien : panache de cendres au Tavurvur, Papouasie-Nouvelle-Guinée, août 1996 (photo J.-M. Bardintzeff).



a



b

11. Éruption explosive (vulcanienne) de l'Etna le 2 novembre 2002, vue de jour (a) et de nuit (b) (photos J.-M. Bardintzeff).



12. **Le cône parfait (2 291 m) du Ngauruhoe en Nouvelle-Zélande, un volcan qui n'est pas aussi paisible qu'il le paraît ! Sa dernière éruption, en 1973-75, a éjecté une colonne de cendres haute de 13 km (photo J.-M. Bardintzeff).**



13. **Fissure éruptive du Tarawera en Nouvelle-Zélande, longue de 17 km, siège d'une importante éruption basaltique explosive le 10 juin 1886 (photo J.-M. Bardintzeff).**



14. La montagne Pelée (1 397 m) et la rade de Saint-Pierre au premier plan en Martinique aux Antilles (photo J.-M. Bardintzeff).



15. Vue aérienne du dôme de la Soufrière de Guadeloupe (1 467 m) aux Antilles (photo J.-M. Bardintzeff).



16. Importants dépôts de nuées ardentes et de lahars issus du volcan Soufriere Hills dans l'île de Montserrat aux Antilles, en activité depuis 1995 (photo J.-M. Bardintzeff).



17. Le volcan Soufriere Hills le 25 février 2010. Au premier plan, la ville de Plymouth, évacuée et recouverte par des dépôts de retombées de cendres, de nuées ardentes et de lahars (photo J.-M. Bardintzeff).



18. Trois nuées ardentes (vue du nord-ouest) font la course le 25 novembre 2009 sur le flanc ouest de Soufriere Hills en direction de Plymouth (photo T. Sluys).



19. Phase hydrovolcanique (phréatomagmatique) sur l'Etna le 3 novembre 2002. La vapeur d'eau augmente le caractère explosif de l'éruption (photo J.-M. Bardintzeff).



20. La caldeira du Tengger (8 × 6 km pour une profondeur de 150 m) à Java, Indonésie, occupée par le Bromo fumant (à gauche) et le Batok ciselé par l'érosion (au centre), avec le Semeru actif en arrière-plan (photo J.-M. Bardintzeff).



21. Le panache de cendre de l'Eyjafjöll en Islande (vu depuis la route 1 côté sud, le 9 mai 2010) se dirige toujours vers l'Europe continentale (photo P. Marcel).



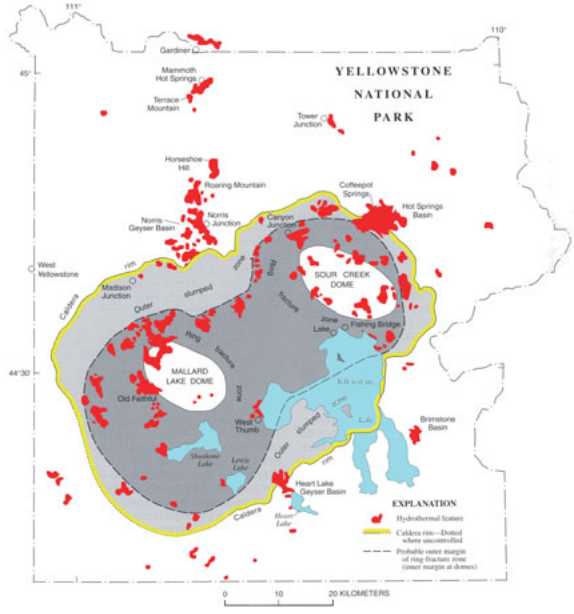
22. Vue aérienne de l'éruption de l'Eyjafjöll en Islande et du glacier Eyjafjallajökull, le 15 mai 2010 (photo P. Barois).



23. Caldeira sommitale (8 x 6 km) du Rinjani dans l'île de Lombok en Indonésie, occupée par le lac Segara Anak et le petit cône Barujari (photo T. Dockx).



24a. Le geyser «Old Faithful», le «Vieux fidèle», jaillit toutes les heures ou heures et demi, à 40 - 50 m de hauteur (Yellowstone, États-Unis) (photo J.-M. Bardintzeff).



24b. La caldeira de Yellowstone (limite en jaune) mesure plus de 70 x 50 km. En rouge sont figurées les zones hydrothermales (geysers, sources chaudes) (Christiansen, 2001).



25. La ville de Bacolor, située à une trentaine de kilomètres du cratère du Pinatubo aux Philippines, recouverte par des lahars après le passage du typhon Mameng le 1er octobre 1995, plus de quatre ans après l'éruption de 1991. La masse boueuse résulte du mélange des trombes d'eau et des cendres et ponces déposées sur les flancs du volcan en 1991-1992 (photo J.-M. Bardintzeff).



26. Source thermominérale à Dallol, Éthiopie (photo J.-M. Bardintzeff).



27. Lac acide vert jade dans le cratère du Zao au Japon (photo J.-M. Bardintzeff).



28. White Island (Whakaari), en Nouvelle-Zélande, une île volcanique active (altitude : 321 m) inhabitée, située à 48 km de la côte nord, dans Bay of Plenty, en contexte de subduction (photo J.M. Bardintzeff).



29. La zone thermale de Orakeikorako, la vallée cachée, en Nouvelle-Zélande, un paysage volcanique étonnant résultant de l'action des fumerolles, geysers et sources chaudes (photo J.-M. Bardintzeff).

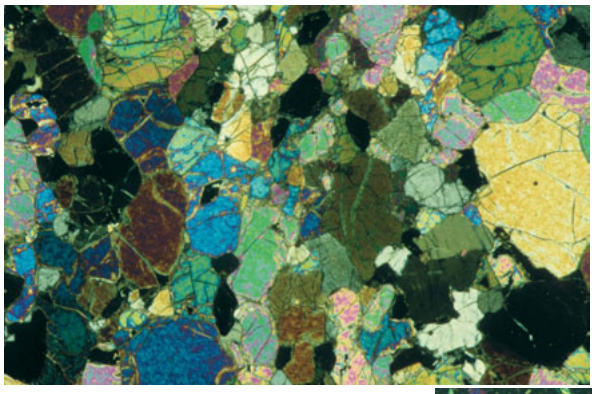


30. Image en fausses couleurs du Ruapehu en Nouvelle-Zélande, prise le 9 février 2009 par le radiomètre ASTER du satellite Terra : le lac de cratère et les écoulements de lahars (coulées boueuses) sont bien visibles. En haut de la photo, on voit le flanc sud du Ngauruhoe et à droite le lac Moawhango (photo NASA).

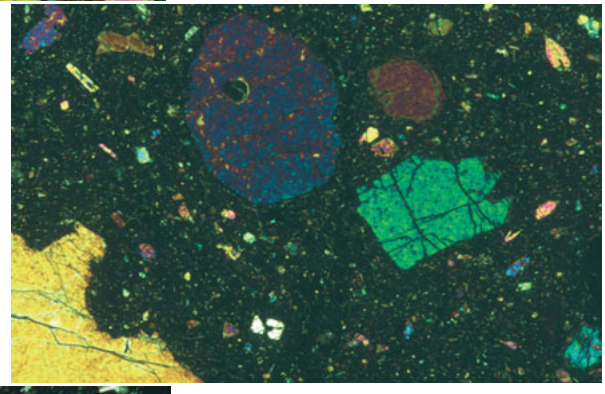


31. Éruption du volcan Sarychev dans l'île de Matua (îles Kouriles), photographiée le 12 juin 2009 depuis la Station spatiale internationale. Au sommet de la colonne éruptive gris-beige se développe une bulle blanche, qui résulte de la condensation de la masse d'air refoulée. L'onde de choc a repoussé l'atmosphère et les nuages environnants, permettant une parfaite visibilité de l'édifice volcanique. Une nuée ardente (gris foncé) se propage latéralement sur la droite du volcan (en direction du haut de la photographie) (photo NASA).

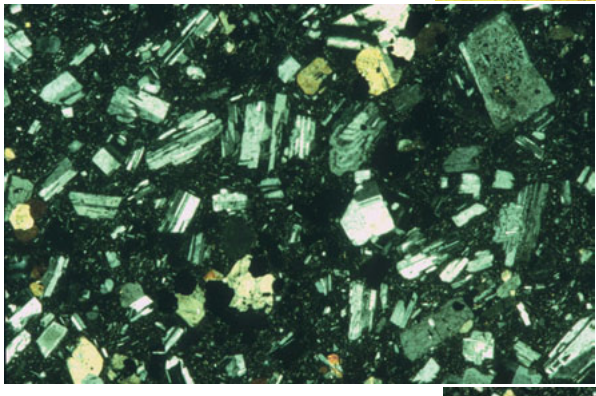
32. **Lames minces (30 micromètres d'épaisseur) de roches magmatiques vues au microscope polarisant (lumière polarisée et analysée). Le secteur photographié mesure 6 × 4 mm (photos J.-M. Bardintzeff).**



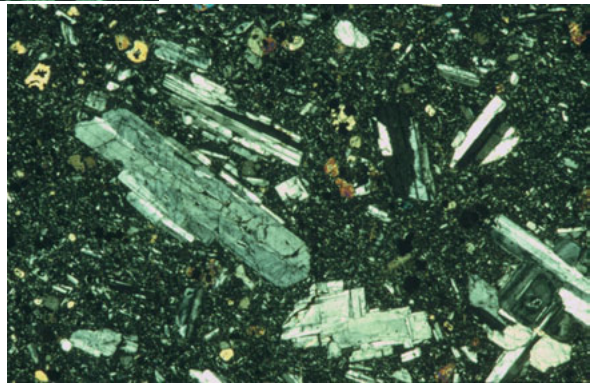
(a) Péridotite, roche du manteau terrestre, constituée en très grande majorité d'olivines craquelées (en «vitrail»).



(b) Basalte alcalin à phénocristaux d'olivines (en teintes vives).



(c) Andésite basaltique contenant de nombreux cristaux de plagioclases maclés (rayures noir et blanc) et zonés (couches de croissance concentriques) et quelques clinopyroxènes (jaunes).



(d) Mugéarite à phénocristaux de plagioclases maclés (rayures noir et blanc) et quelques pyroxènes (colorés).