

Volcanologie

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.
- *Enseigner la géologie au collège et au lycée* (en collaboration), Nathan, Paris, 1992.
- *Volcans et tremblements de terre*, Collection Explorons, Rouge et or, Nathan, Paris, 1993.
- *Volcans*, Armand Colin, Paris, 1993.
- *Réussir le capes et l'agrégation des sciences de la vie et de la Terre* (avec J.P. Dubacq et J.C. Baehr), 2^e édition, Masson, Paris, 1998.
- *Volcans et séismes*, Collection En Savoir plus, Hachette, Paris, 1995 (traduit en taïwanais, 1997 et en chinois, 1999).
- *Le Quaternaire. Géologie et milieux naturels* (en collaboration, sous la direction de J. Riser), Dunod, Paris, 1999 (traduit en anglais, 2002).
- *Vocation volcanologie*, Delachaux et Niestlé, Lausanne, Paris, 2000.
- *L'ABCdaire des Volcans*, Flammarion, Paris, 2001 (traduit en italien, 2003).
- *Le volcanisme, cause de mort et source de vie* (en collaboration, sous la direction de P. de Wever), Vuibert, Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, 2003.
- *Connaître et découvrir les volcans*, 2^e édition, Minerva, Genève, Paris, 2004.
- *Volcans* (avec O. Grunewald), Le Chêne, Paris, 2007 (traduit en allemand, 2009 et en russe, 2013).
- *Volcanologie. De la passion à la vocation*, Vuibert, Paris, 2009.
- *Le volcan se réveille* (illustrations A. Dufour), Le Pommier, Paris, 2012 (traduit en arabe, 2016).
- *Litchi dans l'espace* (illustrations B. Delaporte), Le Pommier, Paris, 2013 (traduit en arabe, 2016).
- *Les volcans et leurs éruptions*, Collection Les Minipommes, 2^e édition, Le Pommier, Paris, 2013 (traduit en coréen, 2011 et en chinois, 2017).
- Pour les nuls présente *Les volcans* (illustrations F. Grégoire et S. Frécon), Gründ, Paris, 2014.
- *Tout savoir sur les volcans du monde, séismes et tsunamis*, 2^e édition, Orphie, Chevagny-sur-Guye, 2015.
- *À la découverte des volcans d'Auvergne* (illustrations Tomtom), 2^e édition, La vache qui lit, Coren, 2017.
- *Volcanologie*, L'Harmattan, Paris, 2017.

Jacques-Marie Bardintzeff

Volcanologie

6^e ÉDITION

DUNOD

Illustration de couverture :
Lac de lave (détail) au Kilauea, Hawaii (photo J.-M. Bardintzeff).

<p>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.</p> <p>Le Code de la propriété intellectuelle du 1^{er} 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</p>	<p>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.</p> <p>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).</p>
	

© Dunod, 1991, 1998, 2006, 2011, 2016, 2021

11, rue Paul Bert, 92240 Malakoff

www.dunod.com

ISBN 978-2-10-081914-0

Cet ouvrage a été traduit en anglais (USA) et adapté (avec A. R. McBirney), Jones & Bartlett, Sudbury, 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^o et 3^o 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.

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 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 entra 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 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*

Avant-propos

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. 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).

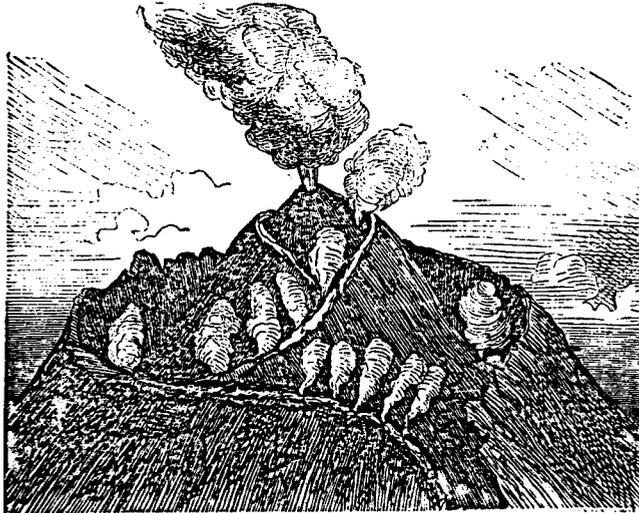


FIGURE 1 — Le sommet du Vésuve en 1774 (in FUCHS, 1878).

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, en 1990, au cours d'un beau printemps, je m'engageais à remettre à l'éditeur mon manuscrit de la première édition 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

Jacques-Marie Bardintzeff est l'auteur de plus de 400 contributions scientifiques et d'une vingtaine de livres, traduits en huit langues, référencés dans les pages web :

www.lave-volcans.com/bardintzeff.html

www.futura-sciences.com/fr/scientifique/t/terre/d/bardintzeff_80/
blog «Volcanmania» : <http://blogs.futura-sciences.com/bardintzeff/>
<http://geops.geol.u-psud.fr/spip.php?article707>

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	38
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

Table des matières

Chapitre 5. Les mélanges de magmas	53
5.1. Mise en évidence des mélanges	53
5.2. Mélange de magmas (<i>mixing</i>) à la Soufrière de Saint-Vincent	54
5.3. Mélange de magmas (<i>mingling</i>) 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	75
6.3. Les mélanges de magmas	75
6.4. Les éléments volatils	76
6.5. La résistance à la traction	77
6.6. Conjonction des différents facteurs	78

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	96
7.4. Les intrusions	103
Chapitre 8. Les retombées	108
8.1. La granulométrie : cendre ou bombe ?	108
8.2. La morphologie des édifices : les cônes	113
8.3. Des cendres sur de grandes surfaces	115
8.4. Épaisseur, fragmentation et dispersion des dépôts	117
8.5. Ponces, lithiques, cristaux	122
8.6. Débit magmatique et colonne éruptive	124
8.7. Indice d'explosivité volcanique	128
8.8. Cratères et caldeiras	130

Chapitre 9. Les écoulements pyroclastiques	135
9.1. Les nuées ardentes : dépôts et mise en place	135
9.2. Les nuées ardentes : origines et classifications	149
9.3. <i>Surges</i> , avalanches et <i>blasts</i>	152
9.4. Les ignimbrites	155
9.5. Les lahars	157
Chapitre 10. Hydrovolcanisme et volcanisme sous-marin	161
10.1. Hydrovolcanisme	162
10.2. Le volcanisme sous-marin	170
Chapitre 11. Les produits volcaniques	179
11.1. Les laves et les tephra	179
11.2. Les verres	182
11.3. Les gaz	187
11.4. Les phases hydrothermales	191
Chapitre 12. Les volcans du monde dans leur contexte géodynamique	196
12.1. Des volcans bien différents	196
12.2. Trapp, dorsale et ouverture océanique	201
12.3. Subduction, marge continentale et arc insulaire	205
12.4. Collision	209
12.5. Points chauds et volcanisme intraplaque	210
12.6. Magmatisme crustal	219
12.7. Volcanisme planétaire	219

TROISIÈME PARTIE

LES VOLCANS ET L'HOMME

Chapitre 13. Risques volcaniques et prévisions	231
13.1. Volcans et catastrophes naturelles	231
13.2. Les sept risques volcaniques	233
13.3. L'estimation des risques	249
13.4. Observatoires et surveillance	256
13.5. La protection civile	264
13.6. À l'échelle de la planète : volcans et climats	265

Table des matières

Chapitre 14. Le volcan utile	275
14.1. Le volcan, source de matières premières utiles et énergétiques	275
14.2. Le volcan, source de santé et de loisirs	280
Glossaire	283
Bibliographie	287
Sites Internet	325
Remerciements	327
Crédits iconographiques	327
Index	329

Première partie

Du manteau à la chambre magmatique

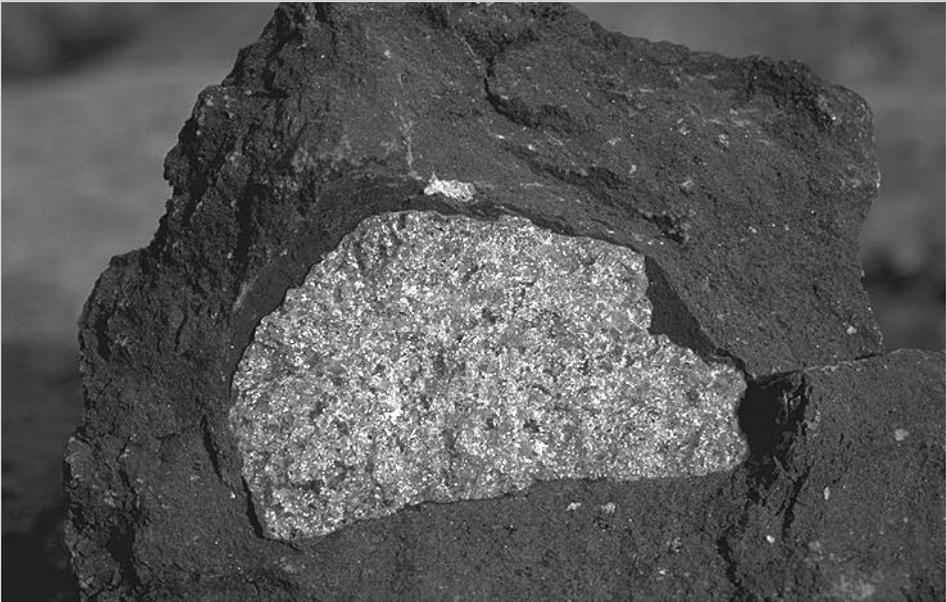


FIGURE 1.0 — Les bombes volcaniques renferment parfois une enclave (nodule) de péridotite, fragment du manteau terrestre. Échantillon prélevé au puy Beunit dans la chaîne des Puys (photo D. DECOBECO).

LA FUSION PARTIELLE DU MANTEAU

1

« *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 ($4 \times 10^6 \text{ atm} = 4 \times 10^5 \text{ MPa}$ 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 et sa densité élevée lui interdit toute montée. 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 ($4,2 \times 10^{13} \text{ W}$) : 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

Première partie • Du manteau à la chambre magmatique

conduction thermique. Elle entraîne, en se dissipant, des mouvements de convection de l'asthénosphère dont l'état solide reste néanmoins plastique.

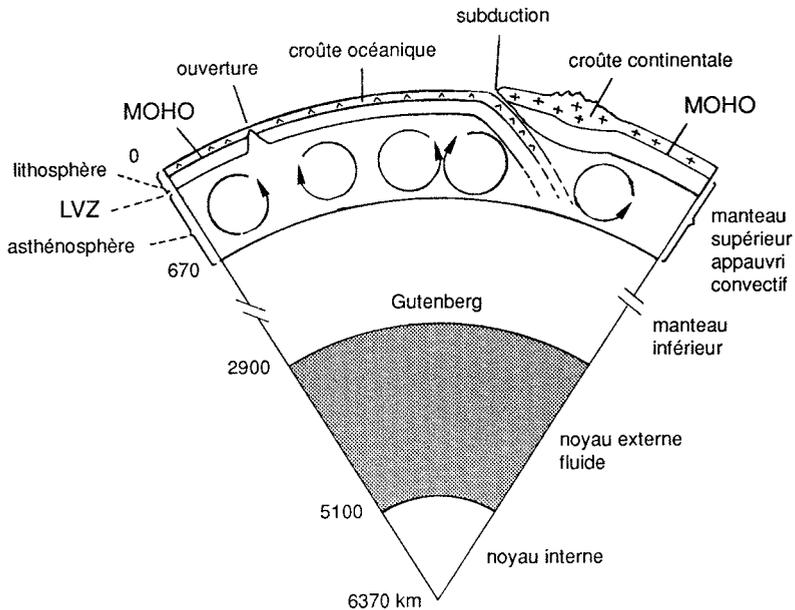


FIGURE 1.1 — Coupe schématique de la Terre.

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 !) ou moins. Les effets contraires de la pression et de la température sur la fusion s'équilibrent presque. La température, voisine de 1 300 °C (on assimile aussi la LVZ à l'isotherme 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 donc 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'Hawaï 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 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 33a) 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).

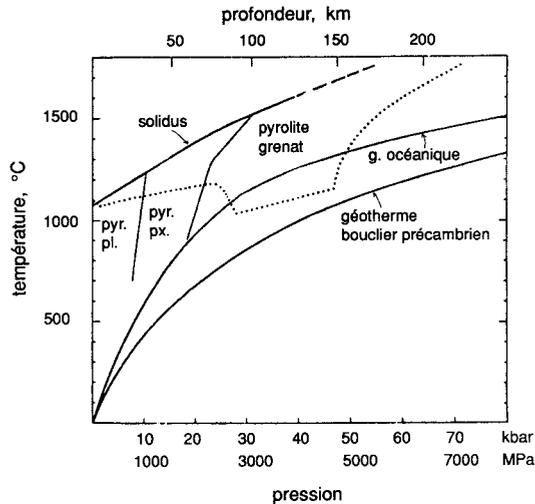


FIGURE 1.2 — Fusion de la pyrolite (d'après GREEN et RINGWOOD, 1967a, modifié).

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.

Première partie • Du manteau à la chambre magmatique

TABLEAU 1.1 — Analyses chimiques représentatives et normes CIPW de chondrite, de pyrolite et pérodotite mantelliques et de basaltes « primaires ». (*) signifie que l'ensemble du fer a été analysé, selon les cas, sous forme de FeO ou de Fe₂O₃.

	1	2	3	4	5	6	7
<i>Analyse en % en poids d'oxydes</i>							
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 ₂ O ₃	3,00	3,54	2,98	4,91	1,60	12,50	15,69
Cr ₂ O ₃	0,55	0,43	0,26	0,25	0,41		
Fe ₂ O 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 ₂ O	1,10	0,57	0,22	0,66	0,09	2,47	1,21
K ₂ O	0,13	0,13	0,05	0,07	0,04	0,93	0,29
NiO		0,20			0,26		
P ₂ O ₅	0,34	0,06	0,01		0,01	0,66	0,07
H ₂ O ⁺			0,09		1,28	1,11	
H ₂ O ⁻			0,00		0,28		
total	99,95	99,99	100,26	100,00	99,29	99,14	99,72
<i>Norme CIPW</i>							
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		

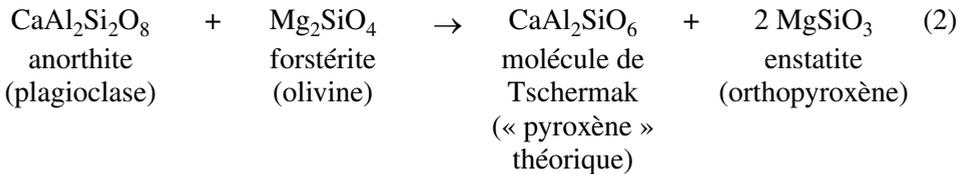
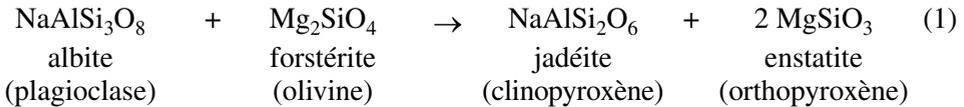
Toutes les normes ont été calculées en supposant un rapport Fe³⁺/(Fe²⁺ + Fe³⁺) égal à 0,15. On remarque la richesse en olivines et en pyroxènes normatifs des roches 1 à 5, très proches du manteau terrestre.

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

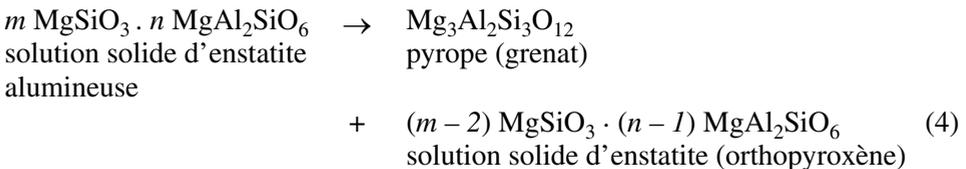
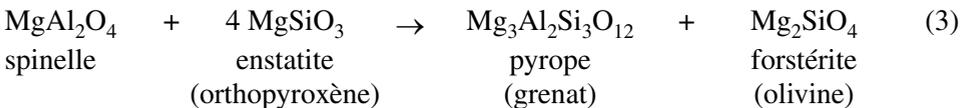
1. Composition chimique calculée du manteau terrestre. Celle-ci est obtenue à partir de l'analyse d'une météorite chondritique moyenne (équivalent à la terre primitive), à laquelle on a soustrait par calcul 32 % d'une masse correspondant au noyau terrestre riche en Fe, Ni, FeS (in McBIRNEY, 1993).
2. 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 (Iherzolite à spinel) en enclave dans les tufs de Salt Lake Crater, Hawaïi, utilisée pour les travaux expérimentaux de KUSHIRO (1973).
5. Péridotite (Iherzolite 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 tholéïitique (moyenne de trois échantillons) présentant des caractères primaires, Japon (KUNO, 1960).

Ainsi on observe successivement :

- jusqu'à 10 kbar (environ 30 km), une pyrolite (péridotite) à plagioclase (assemblage d'olivine, ortho et clinopyroxène et plagioclase) ;
- de 10 à 20-30 kbar (jusqu'à 60-100 km), une pyrolite (péridotite) 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 :



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



La phase alumineuse, minoritaire, des péridotites change avec la pression croissante : plagioclase → spinelle → grenat. 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. Une phase carbonée est également présente. Le CO₂, en faible quantité, disparaît au-delà de 100 km de profondeur. Apparaissent alors la magnésite (MgCO₃) qui succède à la dolomite (CaMg (CO₃)₂),

le diamant (C) qui remplace le graphite et même du méthane (CH₄). 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) SiO₃ + minéraux aluminocalciques 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 appelé métasomatose ou métasomatisme).

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. Deux types majeurs de péridodite coexistent dans le manteau supérieur : la lherzolite (péridotite à olivine, clinopyroxène, orthopyroxène) et la harzburgite (péridotite à olivine et orthopyroxène mais absence de clinopyroxène). La lherzolite, primitive et fertile, laisse-t-elle un résidu de harzburgite après fusion partielle ou bien au contraire la harzburgite primitive métasomatée se transforme-t-elle en lherzolite ?

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° 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 un manteau hétérogène initial lors de la formation de la Terre, qui aurait subsisté jusqu'à aujourd'hui, ou bien une hétérogénéité créée ultérieurement par un processus géologique à partir d'un manteau

précambrien homogène. Les variations des rapports $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ 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.

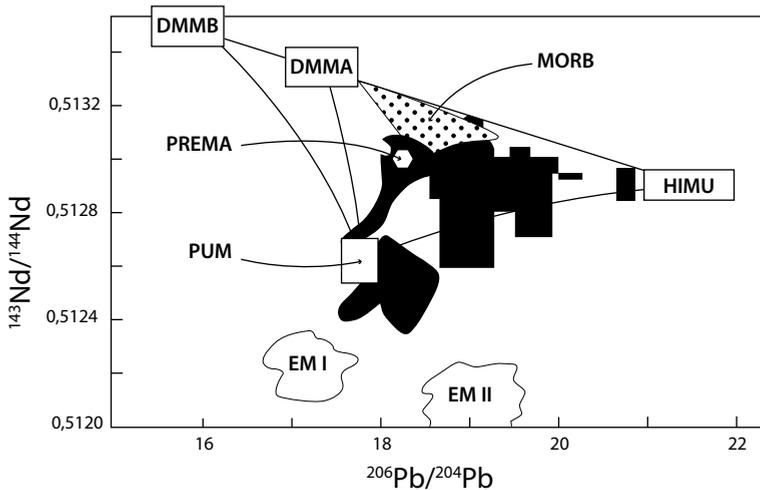


FIGURE 1.3 — Modèle mantellique à plusieurs pôles de ZINDLER et HART (1986).

Les analyses isotopiques (néodyme et plomb pour l'exemple choisi) de basaltes d'îles océaniques (Açores, Hawaii, Kerguelen, Tahiti, etc.) (en noir 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*), en fait 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 $\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ 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.

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 éléments y entrent en proportion variable et relativement faible (Fig. 1.4). Les éléments hygromagmatophiles, qui ont donc, 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.

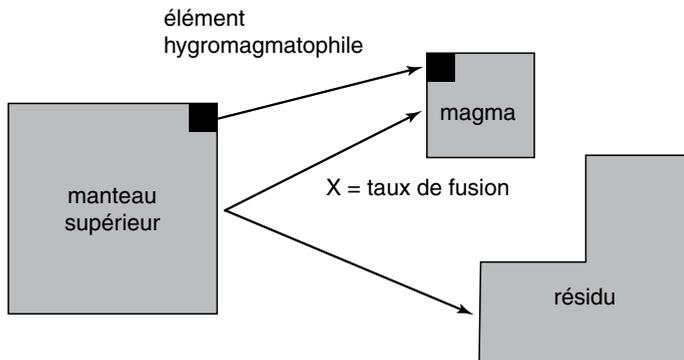


FIGURE 1.4 — Schéma de la fusion partielle du manteau supérieur donnant naissance à un magma « primaire ».

$X = \text{taux de fusion} = \text{quantité de magma final} / \text{quantité de manteau initial}$ (25 % dans le cas de la figure). Un élément hygromagmatophile théorique parfait (carré noir) passe intégralement dans la phase fluide en s'y concentrant $1/X$ fois (soit 4 fois dans le cas de la figure).

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 15 % pour les séries volcaniques actuelles. Les komatiites, laves anciennes très magnésiennes ($MgO > 20\%$, parfois jusqu'à 30 %), 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 conditions 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 ; 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 solidus¹ de la pyrolite sèche reste constamment au-dessus du géotherme². 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.

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 (relativement pauvres en silice), riches en Mg (8-12 % MgO), Ca, Fe et aussi en Al, Cr, Ni. Un rapport 100 Mg/Mg + Fe²⁺ 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 (% en forstérite = 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 Kuno (1960), de Kushiro et Kuno (1963) et de Green et Ringwood (1967b) en parti-

1. Solidus = limite thermique au-dessus de laquelle le matériel fond en partie.

2. Géotherme = augmentation de la température terrestre avec la profondeur.

culier 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 H₂O et CO₂. 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 adiabatique³ du manteau suffit à expliquer sa fusion partielle. Les MORB (*Mid Ocean Ridge Basalt* = basalte tholéïitique) prennent naissance au détriment d'un manteau appauvri en éléments incompatibles par un fort taux de fusion partielle (environ 15 %). Le rapport $X_{H_2O} = H_2O/CO_2$ reste intermédiaire : 0,4-0,6 soit 40 à 60 % H₂O et donc 60-40 % CO₂ ;
- 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 tholéïtes (taux plus élevé, jusqu'à 15 %). Ainsi dans les îles océaniques on distingue les OIB (*Ocean Island Basalt* = basalte alcalin) et les OIT (*Ocean Island Tholeiite* = basalte tholéïitique). 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 X_{H_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 H₂O/CO₂ reste élevé ($X_{H_2O} = 0,6-0,75$). Des tholéïtes 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, plus riches en silice (hawaïite, 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 CO₂ est invoqué pour expliquer la genèse de magmas particuliers, des néphélinites (très pauvres en silice) et certaines carbonatites, laves carbonatées (chapitre 5, §6 ; revue *in* Bell, 1989 ; Woolley et Kjarsgaard, 2008 ; Fischer *et al.*, 2009 ; n° spécial *J. Af. Earth Sci.*, 25, 1, 1997 et *J. Asian Earth Sci.*, 18, 2, 2000).

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.

Dans le manteau, des gouttelettes de liquide magmatique, intercrystallin, peuvent s'écouler le long des arêtes des grains d'olivine ou même se déplacer à travers la structure solide de l'olivine par un mécanisme continu de dissolution et cristallisation du minéral hôte comme l'ont démontré Schiano *et al.* (2006). Elles peuvent se rassembler si les pores communiquent, un peu comme ceux d'une éponge. Elles forment 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 à plusieurs milliers de km³.

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).

Parfois, aucun obstacle ne semble s'opposer à une montée directe du magma, en quelques mois, du manteau vers la surface (Ruprecht et Plank, 2013). Dans certains cas, les magmas émis successivement par un même volcan, qui n'ont pas subi de modifications majeures, 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 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 d'un complexe de roches grenues, de forme elliptique (11 × 7 km, correspondant à une superficie d'environ 50 km² et un volume estimé à 500 km³, 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.

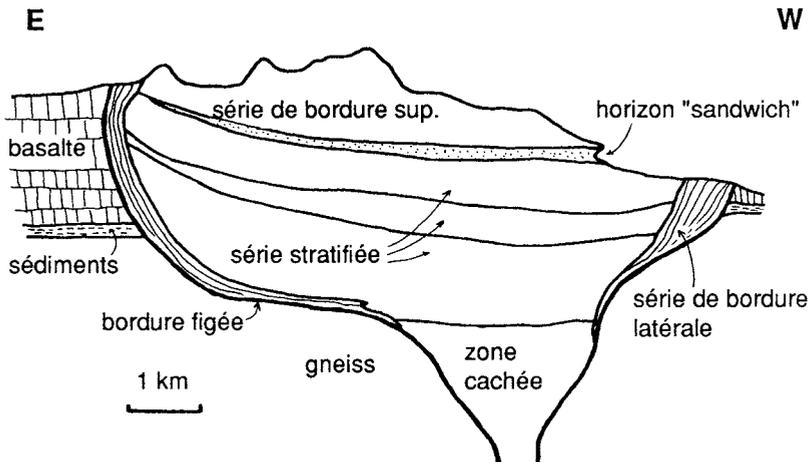


FIGURE 2.1 — Le massif grenu du Skaergaard (Groenland), chambre magmatique fossile : coupe schématique E-W (vue vers le Sud) (d'après McBIRNEY, 1993, modifié).

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 ;