

**Bernard Bonin
Jean-François Moyen**

Magmatisme et roches magmatiques

3^e édition

DUNOD

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 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

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, 2004, 2011

© Dunod, 1995, pour la 1^{re} édition

ISBN 978-2-10-056236-7

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
Chapitre 1 • Les constituants de la Terre	5
1.1 Agencement et distribution des couches terrestres	5
1.1.1 Abondance des éléments dans l'Univers	5
1.1.2 Origine des planètes	8
1.1.3 Compositions du Soleil et de la Terre	9
1.1.4 Différenciation de la Terre	11
1.2 Composition des différentes couches	14
1.2.1 Météorites	14
1.2.2 Roches terrestres	21
1.2.3 Modèle général et évolution précoce	24
1.3 Croûte et manteau	28
1.3.1 Compositions chimiques	29
1.3.2 Compositions minéralogiques	31
1.3.3 Comportement rhéologique	32
1.4 Conclusion	36
Chapitre 2 • Les sources des magmas	39
2.1 Hétérogénéités du manteau supérieur	42
2.1.1 Péridotites et roches associées	42
2.1.2 Péridotites métasomatiques	52
2.2 Le rôle des fluides dans le manteau	58
2.2.1 Compositions des fluides	58
2.2.2 Métasomatose par lessivage-précipitation	61
2.2.3 Kimberlites et roches associées	63
2.3 Anatexie et fusion partielle	65
2.3.1 Fusion partielle induite	66
2.3.2 Fusion partielle dans le manteau	71
2.3.3 Anatexie de la croûte	85
2.4 Sources, ou réservoirs des magmas	100
2.4.1 Réservoirs géochimiques	100
2.4.2 Évolution pression-température-temps	102
2.5 Conclusions	106
Chapitre 3 • Les phénomènes magmatiques	109
3.1 Un magma primaire : le basalte	110
3.1.1 Caractères physiques des magmas	111
3.1.2 Ascension et écoulement : dynamique des magmas	116

Table des matières

3.1.3 Refroidissement et cristallisation : cinétique des magmas	122
3.1.4 Minéralogie et chimie des basaltes	137
3.2 Un magma différencié : le granite	140
3.2.1 Compositions et nomenclature	141
3.2.2 Origine et mobilité	144
3.2.3 Nucléation et croissance cristallines	148
3.2.4 Comportement de l'eau	151
3.2.5 Associations magmatiques	154
3.3 Volcanisme et produits associés	154
3.3.1 Dynamismes éruptifs	154
3.3.2 Séries volcaniques	160
3.4 Mise en place des plutons	172
3.4.1 Les intrusions en feuillets	173
3.4.2 Les intrusions basiques litées	181
3.4.3 Les intrusions intermédiaires et acides	189
3.4.4 La « plomberie » magmatique	196
3.5 Différenciation des magmas	198
3.5.1 Relations liquide-solide	198
3.5.2 Relations liquide-liquide	207
3.5.3 Mélanges et systèmes ouverts	211
3.5.4 Relations liquide-solide-vapeur	218
3.5.5 Mécanismes de genèse de magmas zonés	224
3.6 Durées des phénomènes magmatiques	225
3.6.1 Durées d'évolution et de cristallisation des magmas	225
3.6.2 Durées des provinces magmatiques	229
3.7 Conclusions	231
Chapitre 4 • Les interactions entre magmatisme et environnement	235
4.1 Effets de la mise en place des corps magmatiques	235
4.1.1 Hydrothermalisme associé	236
4.1.2 Métasomatose dans la croûte	239
4.1.3 Gîtes minéraux hydrothermaux	243
4.2 Magmatisme et géodynamique	246
4.2.1 Zones océaniques	248
4.2.2 Aires continentales	257
4.2.3 Subduction et collision continentales	264
4.2.4 Évolution dans le temps	279
4.3 Conclusion : croissance et recyclage de la croûte	291
4.3.1 Taux d'éruption volcanique et de production des magmas	291
4.3.2 Croissance et recyclage des continents	293
Épilogue	297
Conclusion	300
Références bibliographiques	301
Index	305

AVANT-PROPOS

À la mémoire de Jean Lameyre.

La **pétrologie** est la science des roches, ainsi que l'indique sa racine étymologique grecque de $\pi\epsilon\tau\rho\varsigma$ = pierre, $\lambda\omicron\gamma\omicron\varsigma$ = parole, raison. Elle ne se réduit pas à la **pétrographie**, la description des roches (de $\gamma\rho\alpha\phi\epsilon\iota\nu$ = écrire, décrire), qui en constitue seulement le prodrome. Originellement science de la terre, mais actuellement science appliquée aux planètes, aux astéroïdes et aux comètes, la pétrologie se divise classiquement en deux disciplines, suivant l'origine des roches étudiées :

- la *pétrologie exogène* étudie les roches formées dans des conditions proches de la surface ;
- la *pétrologie endogène* étudie les roches formées dans des conditions différentes de celles de la surface.

Cet ouvrage est consacré au *magmatisme*. Il concerne les roches qui, au cours de leur histoire, sont passées au moins partiellement à l'état liquide. Les lois physico-chimiques et les méthodes d'étude des roches magmatiques sont les mêmes que celles utilisées pour le *métamorphisme* (autre discipline de la pétrologie endogène) et la *sédimentologie* (pétrologie exogène) (voir dans la même série les ouvrages consacrés à ces deux disciplines).

Comme l'ensemble des sciences de la terre, la pétrologie du magmatisme a beaucoup évolué au cours des quarante dernières années. Au début des années 1960, malgré les avancées obtenues depuis plus d'un siècle dans le domaine expérimental, une image descriptive et statique des roches et de leurs associations minérales prévalait. La théorie dominante en France était alors fondée sur la dualité **basalte–granite** et les deux équations qui en découlaient : **basalte = magma issu du manteau** et **granite = roche (magmatique ?) issue de la croûte (continentale)**.

Or, à la fin des années 1960, la révolution des idées provoquée par l'avènement de la *tectonique des plaques* s'est accompagnée de nouvelles observations sur le terrain, en particulier dans les océans, et de la prise en compte des expériences de laboratoire. Les méthodes d'étude ont, elles aussi, évolué. À l'observation classique des roches et des phases minérales qui les constituent, se sont ajoutées de nouvelles techniques d'analyse des éléments chimiques (majeurs et en traces) et des isotopes. De techniques de pointe il y a seulement 30 ans, elles sont entrées maintenant dans la routine des laboratoires.

Les résultats de plus en plus nombreux, rendus possibles par l'amélioration des techniques et l'apparition de nouvelles méthodes, ont conduit à la remise en question des idées alors communément admises. Le volume important des données quantitatives et leur gestion par des appareils de calcul de plus en plus rapides ont permis

l'établissement sur des bases mathématiques des lois régissant la distribution des éléments chimiques dans la Terre et la répartition des masses à l'intérieur du globe. Des théories mieux étayées, qui avaient souvent été proposées dans le passé mais sans preuves suffisamment fondées, ont pu être reformulées.

Le résultat des travaux aboutit à une image de la Terre encore en pleine évolution. Cette image se fonde sur des *modèles*, conçus d'après des systèmes analogues aux systèmes réels et établis sur un nombre limité de paramètres bien contrôlés. Dans les trente dernières années, les modèles de plus en plus élaborés intègrent un nombre toujours croissant de paramètres, afin de mieux coller à la réalité des phénomènes naturels complexes. À l'heure actuelle, l'état d'équilibre n'est pas encore atteint et l'émergence de nouveaux modèles se poursuit toujours à un rythme soutenu.

Dans cet ouvrage, les modèles les plus récents ont été retenus dans la mesure où ils constituent un réel progrès par rapport aux idées antérieures. Les différents objets magmatiques seront présentés à toutes les échelles : mégascopique (observations globales et sur le terrain), mésoscopique (associations minérales et textures), microscopique et nanoscopique (répartition et comportement des éléments chimiques dans les roches et les minéraux). Dans ce parcours, les degrés de certitude sont très variables et il faut en tenir compte dans l'appréciation des théories, car elles sont construites à partir d'un corpus de données inégalement fiables et reproductibles. Un choix personnel inévitable a donc présidé au tri des idées, qui nécessairement évoluent, et des faits analytiques et expérimentaux, moins sujets à révision. Pour paraphraser Jean Rostand :

« Le géologue passe, la roche reste. »

Cet ouvrage s'adresse aux étudiants des universités, des classes préparatoires aux grandes écoles et des préparations aux concours de recrutement des enseignants, ainsi qu'aux enseignants du secondaire. Provenant de la révision d'une grande partie de l'ouvrage *Pétrologie endogène*, paru en 1995 dans la Série **Géosciences**, il a été conçu pour ouvrir des perspectives sur la pétrologie du magmatisme et non pour constituer un précis complet. Il forme un nouveau volume de la série et s'appuie largement sur des notions définies et présentées dans d'autres volumes, parmi lesquels : *Géochimie*, *Géodynamique*, *Métamorphisme et roches métamorphiques*, *Minéralogie*, *Tectonique*, *Volcanologie*. En cas de besoin, le lecteur s'y référera.

Un livre destiné à l'enseignement ne se conçoit pas, ne s'élabore pas, ne s'écrit pas dans la solitude, même à deux. Par leur aide matérielle, leurs conseils, leurs encouragements, les discussions animées que nous avons pu avoir ensemble, beaucoup d'amis nous ont soutenu dans cette entreprise.

Il faut insister également sur le rôle important joué par l'ensemble des personnes que nous avons eu le privilège d'avoir comme auditoire dans les modules d'enseignement et de formation initiale ainsi que lors des séances de formation continue. La recherche vivifie et nourrit l'enseignement à l'université. La proposition réciproque est également vraie : le travail de préparation et d'élaboration que nécessite un cours, les réactions à chaud qu'il provoque et les questions qu'il suscite *a posteriori* constituent autant de stimulation et d'incitation à aborder les travaux de recherche de

façon différente et plus originale et à exercer une réflexion plus large et ouverte vers le public.

Quelques ordres de grandeur concernant la Terre et ses constituants

1. Les dimensions de la Terre

Distance Terre-Soleil = 1,47 à 1,53.10⁸ km soit 8 min 10 s à 8 min 30 s à la vitesse de la lumière

Distance Terre-Lune = 330 000 km = 1,1 s à la vitesse de la lumière

Circonférence de la Terre à l'équateur = 40 074 km

Rayon de la Terre à l'équateur = 6 378 km

Rayon de la Terre aux pôles = 6 357 km

Surface de la Terre = 510.10⁶ km²

Volume de la Terre = 1 083.10⁹ km³

Masse de la Terre = 5,976.10²⁴ kg

Densité moyenne de la Terre = 5,517 (masse volumique 5 517 kg.m⁻³)

2. Les matériaux terrestres

Diamètre moyen d'un atome = 10⁻¹⁰ m (10⁻¹⁰ m = 10⁻⁴ mm = 1 Å)

Valeurs extrêmes = 0,35 Å (Be) – 2,2 Å (Te)

Dimensions d'un cristal = 1 µm = 10⁻⁶ m (volcaniques, sédimentaires)
1 mm à 1 cm (plutoniques, métamorphiques, sédimentaires)

1 cm à plusieurs m (pegmatites)

Volume d'une formation géologique = 1 km³ à > 10⁶ km³ (ex. Bassin de Paris)

3. L'échelle des durées

Âge du système solaire = 4,568 Ga = 4,568.10⁹ a

Plus vieux minéral daté (zircon) = 4,404 Ga

Plus vieilles roches datées (métatonalite) = 4,04 Ga

Archéen = 4,568 à 2,5 Ga

Protérozoïque = 2,5 à 0,542 Ga

Phanérozoïque = 0,542 à 0 Ga

Apparition des premiers humanoïdes (?) = 3 à 4 Ma = 3 à 4.10⁶ a

LES CONSTITUANTS DE LA TERRE

1

PLAN

- 1.1 Agencement et distribution des couches terrestres
- 1.2 Composition des différentes couches
- 1.3 Croûte et manteau

La Terre appartient au système solaire et s'est formée en même temps que les autres planètes qui gravitent autour du Soleil. Le système solaire comprend un certain nombre d'objets :

- les comètes et les objets vagabonds, comme les météorites ;
- les planètes intérieures ou telluriques : Mercure, Vénus, Terre (et son satellite, la Lune), Mars (et ses deux satellites, Phobos et Deimos) ;
- la ceinture d'astéroïdes ;
- les planètes géantes : Jupiter, Saturne, Neptune et Uranus, et leurs nombreux satellites, certains possédant une atmosphère (Titan et Triton) ;
- Pluton (et son satellite, Charon).

La « pétrologie comparée » des objets du système solaire (étude de leur nature, leur composition et leur origine) permet de se faire une idée des premiers âges de notre globe. L'agencement et la distribution des roches ne sont pas aléatoires et témoignent de processus de différenciation à partir de la matière interstellaire, processus encore actif aujourd'hui dans le cas de la Terre mais achevé à un stade plus ou moins précoce dans les autres cas.

1.1 AGENCEMENT ET DISTRIBUTION DES COUCHES TERRESTRES

1.1.1 Abondance des éléments dans l'Univers

L'abondance d'un élément dans l'Univers est surtout fonction de sa masse atomique (Fig. 1.1). Si elle est nettement décroissante, la variation n'est pas absolument régulière. À partir de l'hydrogène, elle commence par décroître très rapidement jusqu'à la masse 45 (Sc), puis augmente jusqu'à un maximum constituant le « pic du fer »

(masse 56). Au-delà, l'abondance des éléments plus lourds diminue moins rapidement, marquée par quelques irrégularités. Dans le détail, on constate :

- une irrégularité au début de la courbe, les éléments légers, Li, Be et B, étant moins abondants que leurs suivants immédiats, C, N, O ;
- l'abondance systématiquement supérieure des éléments de masse atomique paire par rapport à ceux de masse atomique impaire voisine : par exemple, le fer (masse 56) est plus abondant que le manganèse (masse 55) et le cobalt (masse 59).

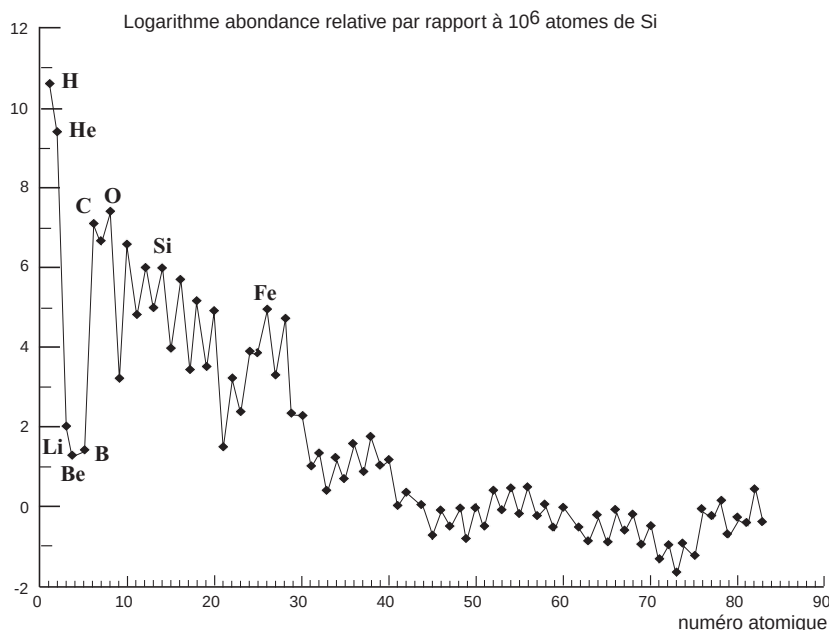


Figure 1.1 – Abondance des éléments chimiques dans l'univers, exprimée en atomes pour 10^6 atomes de Si, en fonction du nombre atomique Z depuis H jusqu'à Bi (Goles, 1969).

Noter la décroissance générale, la rareté des éléments Li, Be et B, la prédominance des atomes de nombre atomique pair et le « pic du fer ».

Ces faits indiquent que l'abondance des éléments dépend de la constitution de leur noyau et non de leurs propriétés chimiques, liées à leur configuration électronique. Elle résulte de séries de réactions de fusion nucléaire, désignées sous l'appellation générale de *nucléosynthèse*, ayant pour conséquence la fusion de noyaux légers (H, He) donnant naissance à des noyaux plus lourds. L'histoire primitive de l'Univers, avec la formation des noyaux atomiques, est hors de portée de la pétrologie mais elle doit être connue pour comprendre la composition et l'origine des différences dans les couches du globe terrestre et des planètes du système solaire, objets de la pétrologie terrestre et extra-terrestre.



ENCART Les réactions de nucléosynthèse

Il est généralement admis que la matière était formée au départ de noyaux d'hydrogène (protons) et d'électrons avec également des noyaux de deutérium et d'hélium. La nucléosynthèse se produit dans les étoiles qui naissent par isolement gravitaire d'une certaine masse de gaz interstellaire. Par divers processus, vents solaires, explosions (nova et supernova), les étoiles fournissent les produits de la nucléosynthèse au milieu galactique qui s'enrichit progressivement en éléments lourds.

Au cœur d'une étoile, la matière se contracte sous l'effet de la gravité et atteint la température nécessaire pour favoriser la fusion des noyaux d'hydrogène. Les réactions fortement exothermiques maintiennent le niveau nécessaire de forte énergie. Les protons se repoussent à cause de leur charge positive et il faut pour vaincre les forces de répulsion des particules des vitesses relatives très grandes, donc des températures élevées. Les réactions se produisent selon une séquence à température croissante, ce qui se traduit par le fait que, dès le stade primitif de la fusion de l'hydrogène, l'étoile brille.

Au départ, la masse d'hydrogène de masse atomique 1 se contracte et s'échauffe. Dès que la température en son centre dépasse 10^7 K et la masse volumique 10^5 kg.m^{-3} , les noyaux d'hydrogène fusionnent pour former l'hélium de masse 4. La production d'hélium conduit à l'augmentation de la masse volumique jusqu'à 10^8 kg.m^{-3} .

La fusion de l'hélium qui s'ensuit aboutit généralement à la formation de carbone (masse 12), les éléments intermédiaires (Li, Be, B) apparaissent fugitivement au cours des réactions sous forme d'isotopes instables. Par fusion de noyaux de carbone avec des noyaux d'hélium, l'oxygène (masse 16) est formé, plus rarement le néon (masse 20), le magnésium (masse 24) et le silicium (masse 28). Notons que tous les éléments stables formés à ce stade ont une masse paire.

Les réactions de nucléosynthèse se déroulent sur des périodes variant selon la masse des étoiles. La fusion de l'hydrogène dans une étoile de la taille du soleil peut durer 10^{10} années, celle de l'hélium dans une étoile géante rouge 10^8 années. Dans les étoiles super-géantes, après formation du carbone et de l'oxygène, les réserves d'hélium s'épuisent et la fusion du carbone se produit à une température supérieure à $8 \cdot 10^7$ K. L'oxygène prend le relais à une température dépassant $1,5 \cdot 10^9$ K. Les processus de nucléosynthèse, de plus en plus rapides (10^6 à 10^4 ans), deviennent de plus en plus complexes, chaque réaction produisant des noyaux d'hydrogène et d'hélium recyclés dans les réactions suivantes.

La séquence de nucléosynthèse s'effectue donc par nombre atomique croissant. Les éléments ainsi formés sont de moins en moins abondants parce qu'il faut une énergie de plus en plus forte pour vaincre la répulsion de noyaux de plus en plus lourds. Le pic du fer s'explique parce que les noyaux de masse voisine de 50 sont plus stables que les noyaux de masse plus faible. Les éléments lourds de masse supérieure à 64 (cuivre) sont produits par l'absorption de neutrons produits par les réactions.

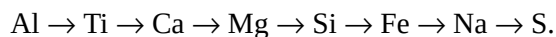
À la suite de l'expulsion dans le vide interstellaire des produits de nucléosynthèse issus des étoiles existantes, se forment des nuages moléculaires avec une forte instabilité gravitaire, les *nébuleuses*. Par contraction, elles vont former des étoiles nouvelles.

1.1.2. Origine des planètes

Le système solaire se serait formé à partir d'une nébuleuse de faible masse, d'un rayon égal à 10^4 fois le rayon du Soleil, correspondant à l'orbite de Pluton, et de densité moyenne égale à 10^{-12} fois la densité actuelle du Soleil. Sa composition devait être essentiellement de l'hydrogène moléculaire et de l'hélium avec des poussières. Dans la nébuleuse primitive, la rotation et la contraction de la sphère de gaz conduit, sous l'effet de l'élévation de température, à la dissociation de H_2 et à l'effondrement de l'ensemble jusqu'à ce que le rayon ne soit plus que de 100 fois le rayon du Soleil, correspondant à une orbite située entre Mercure et Vénus. Ce premier stade durerait environ 100 ans. Un peu moins de 10 % de la masse totale n'entrerait pas dans la masse du Soleil et fournirait ainsi une partie de la matière nécessaire à la formation des planètes.

Les matériaux constitutifs du système solaire proviendraient en majeure partie d'une étoile voisine qui aurait explosé sous forme de supernova et auraient été capturés par l'attraction du Soleil en voie de formation. Les rapports de certains isotopes stables différents dans le Soleil, les matériaux cométaires et les planètes suggèrent qu'ils n'ont pas la même origine et que les planètes ont évolué à partir de matériaux primitifs de type cométaire. Ainsi, la Terre et les météorites présentent une anomalie significative des teneurs en deutérium, isotope lourd non radiogénique de l'hydrogène. Parce qu'il entre dans les réactions produisant l'hélium, le deutérium est très peu abondant dans la matière solaire actuelle. Les sondes spatiales actuellement en cours d'envoi vers les différents corps planétaires et les comètes devraient permettre de lever définitivement les incertitudes.

Quoi qu'il en soit, la nébuleuse s'est refroidie dans l'espace, dont la température moyenne est de l'ordre de 4 K, entraînant la *condensation* progressive de différents composés chimiques depuis les plus réfractaires jusqu'aux plus volatils. En comparant les résultats des expériences thermochimiques à très faible pression avec la composition du Soleil, l'ordre de condensation des éléments est le suivant (Fig. 1.2) :



Les éléments essentiels à l'apparition de la vie, H, O, C et N, se condensent pour des températures inférieures à 200-300 K. La composition des inclusions réfractaires des météorites les plus primitives, comme la chondrite carbonée de type III d'Allende, est exactement celle postulée par les résultats obtenus sur la stabilité des phases à 1 400 K.

Les grains formés par condensation vont croître par collision des molécules qui restent collées sur leurs surfaces : c'est le phénomène d'*accrétion*. La vitesse de croissance étant de l'ordre du $cm.a^{-1}$, ce mécanisme permet de former des grains de l'ordre du μm en un temps de l'ordre de l'heure. En 100 ans environ, les particules solides, plus denses que le gaz qui les enveloppe, tombent dans le plan équatorial du système et, par collision, vont accélérer la croissance des planétoïdes. À partir de corps de taille centimétrique, il est possible de former par attraction gravitaire les planètes actuelles en une période d'environ 100 millions d'années. Le vent solaire,

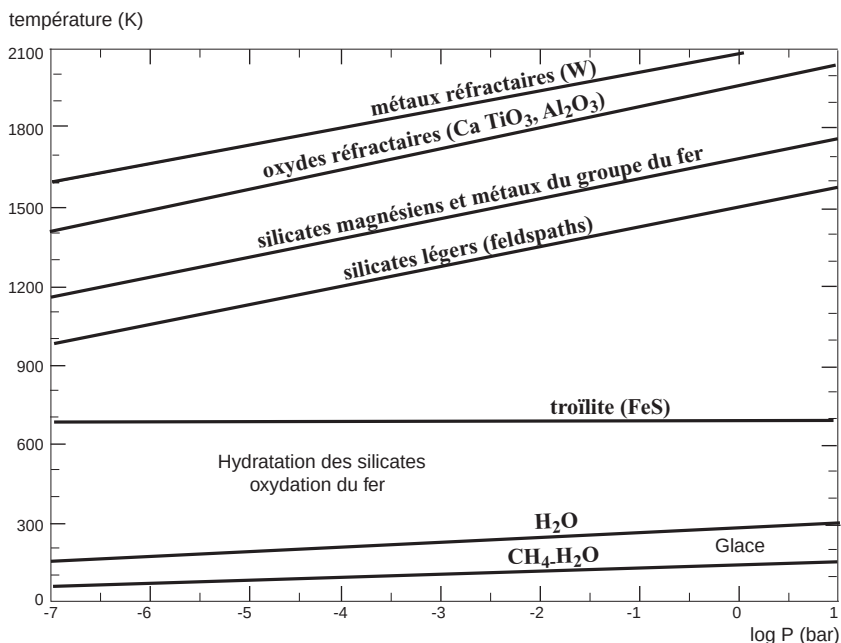


Figure 1.2 - Séquence des matériaux solides apparaissant par condensation d'une nébuleuse de 2 100 à 0 K (100 °C = 273,15 K) en fonction de la pression (P, 1 bar = 0,1 MPa) (Hartmann, 1983 ; Encrenaz et Bibring, 1987).

qui a dû être très intense à cette époque, a eu pour effet de chasser vers l'extérieur les particules qui n'étaient pas agglomérées en corps pluricentimétriques.

Par mesures des isotopes radioactifs de longues périodes et radiogéniques du système U-Pb dans les inclusions réfractaires de chondrites carbonées, dont la météorite d'Allende, l'âge de formation du système solaire est évalué à $4568,22 \pm 0,17$ Ma. Les mesures des isotopes radiogéniques fils des isotopes ^{244}Pu et ^{129}I , éléments radioactifs de courtes périodes maintenant disparus, montrent qu'il s'est écoulé 100 Ma au plus entre la séparation des matériaux proto-solaires à partir du milieu interstellaire et la formation des planètes. Les planètes seraient donc contemporaines du Soleil mais ne seraient pas directement issues de lui.

1.1.3 Compositions du Soleil et de la Terre

Les éléments les plus abondants dans l'Univers se présentent dans l'ordre décroissant : $\text{H} \rightarrow \text{He} \rightarrow \text{O} \rightarrow \text{Ne} \rightarrow \text{N} \rightarrow \text{C}$. Pour la plupart, ils sont favorables à l'apparition de la vie. Sur Terre, l'ordre des teneurs est très différent : $\text{O} \rightarrow \text{Fe} \rightarrow \text{Si} \rightarrow \text{Mg} \rightarrow \text{S} \rightarrow \text{Ni} \rightarrow \text{Al}$. Si l'on compare l'abondance des éléments mesurée par rapport à 10^6 atomes de silicium pris comme référence dans l'Univers, le Soleil et la Terre (Tab. 1.1), deux groupes d'éléments se distinguent nettement :

- les éléments « volatils » et les gaz rares, dont la Terre est très déficitaire par rapport à l'Univers, à l'exception de l'oxygène qui y est aussi abondant (près du

tiers de la masse de la Terre, Tab. 1.2). Sur Terre, les gaz rares ont à peu près totalement disparu, sauf l'argon dont l'isotope majeur (^{40}Ar) est produit par la désintégration de ^{40}K . Deux éléments volatils, l'hydrogène et le carbone, gardent une présence significative car ils se combinent facilement avec l'oxygène. Les composés du système C-H-O, dont H_2O et CO_2 , jouent un rôle important dans les processus internes et externes du globe ;

- les éléments « minéraux », constitués par Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, Ni, (Ti, Mn, K, P), se rencontrent en quantités presque égales dans l'Univers et sur Terre. Ces éléments sont également appelés « majeurs » car, avec l'oxygène, ils prédominent sur Terre. Les deux éléments les plus abondants, l'oxygène et le silicium, se combinent avec les autres éléments minéraux pour former la grande famille des minéraux silicatés, qui constituent avec les alliages métalliques de fer-nickel l'essentiel de la matière terrestre.

Tableau 1.1 – Teneurs relatives des éléments dans l'Univers, le Soleil et la Terre (par rapport à 10^6 atomes de Si) (d'après Mason, 1958 ; Goles, 1969 ; Brahic, 1982).

Élément	Univers	Soleil	Fraction de la masse totale	Terre
H	$4,0 \cdot 10^{10}$	$3,18 \cdot 10^{10}$	78,00 %	8 400
He	$3,1 \cdot 10^9$	$2,21 \cdot 10^9$	20,00 %	$3,5 \cdot 10^{-5}$
C	$3,5 \cdot 10^7$	$1,18 \cdot 10^7$	1,33 %	7 000
N	$6,6 \cdot 10^6$	$3,64 \cdot 10^6$		20
O	$2,15 \cdot 10^7$	$2,21 \cdot 10^7$	0,17 %	$0,35 \cdot 10^7$
Ne	$8,6 \cdot 10^6$	$3,44 \cdot 10^6$		$12 \cdot 10^{-5}$
Na	$4,4 \cdot 10^4$	$6 \cdot 10^4$	0,365 %	$4,6 \cdot 10^4$
Mg	$0,91 \cdot 10^6$	$1,06 \cdot 10^6$		$0,89 \cdot 10^6$
Al	$9,5 \cdot 10^4$	$8,5 \cdot 10^4$		$9,4 \cdot 10^4$
Si	10^6	10^6		10^6
S	$3,75 \cdot 10^5$	$5 \cdot 10^5$		10^5
Ca	$4,9 \cdot 10^4$	$7,2 \cdot 10^4$		$3,3 \cdot 10^4$
Fe	$9,1 \cdot 10^5$	$8,3 \cdot 10^5$		$13,5 \cdot 10^5$
Ni	$2,7 \cdot 10^4$	$4,8 \cdot 10^4$		10^5
			99,865 %	

Les différences de composition entre l'univers et le globe terrestre proviennent du processus de *différenciation* qui commence tôt, dès le début de l'histoire primitive de la nébuleuse solaire. Les éléments volatils non encore condensés sont expulsés sous l'effet des vents solaires, alors que les éléments minéraux combinés à l'oxygène forment très tôt des minéraux denses surtout silicatés. L'ensemble des différentes planètes s'est formé par *condensation* et *accrétion* de grains formant moins de 10 % de la matière de la nébuleuse. Dès cette période qui a débuté il y a 4 566 Ma, prennent place les processus géodynamiques conduisant à accentuer progressivement la différenciation de la Terre.

1.1.4 Différenciation de la Terre

La Terre, planète intérieure du système solaire, fait partie du groupe des planètes « telluriques », avec un rayon équatorial de $6\,371,23 \pm 0,01$ km, une masse totale évaluée à $5,9733 \pm 0,09 \cdot 10^{24}$ kg et une densité moyenne de 5,514, valeur typique de matériaux riches en fer. Les paramètres d'état, pression, température et densité, sont liés par l'équation qui détermine l'état solide, liquide ou gazeux du matériau. Dans le cas de la Terre, les roches que l'on peut observer à la surface ont une densité variable, en général inférieure à 3,3 à l'exception des minerais métalliques.

Même en tenant compte du fait que la densité varie avec la profondeur à cause de la compression de la matière, il y a une différence majeure de l'ordre de 40 % entre la densité des roches connues à l'affleurement et celle obtenue par les calculs astronomiques. Cela implique que des matériaux *différents* plus denses existent à l'intérieur du globe. On peut prévoir la composition moyenne d'une planète selon la densité moyenne de ses matériaux et la masse totale du globe (Fig. 1.3). Les différents corps du système solaire, planètes, satellites et astéroïdes, ne se situent pas sur une courbe simple issue des lois de la compression dans un diagramme (densité, masse), ce qui montre qu'ils sont composés de matériaux différents. Les planètes les plus proches de la composition de la Terre sont Vénus et Mercure. Mars, la Lune et certains astéroïdes, moins denses, ont à peu près la même composition.

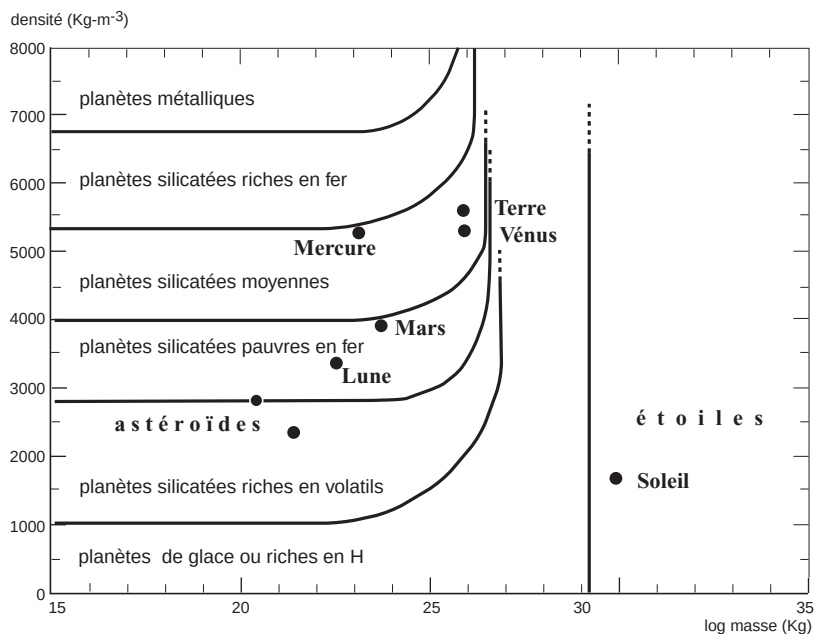


Figure 1.3 – Densités ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$) des matériaux du système solaire en fonction de leur masse (kg).

Les lignes correspondent à des compositions constantes (Hartmann, 1983).