

MAXI FICHES

Géologie

Laurent Emmanuel
Marc de Rafélis
Ariane Pasco

4^e édition

DUNOD

Tout le catalogue sur
www.dunod.com



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 autori-

sation 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, 2007, 2011, 2014, 2018

11, rue Paul Bert, 92240 Malakoff

www.dunod.com

ISBN 978-2-10-077706-8

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
1 Le système solaire	2
2 Le champ magnétique terrestre	6
3 Composition chimique de la Terre	8
4 La datation relative	11
5 La datation absolue	15
6 Le bilan thermique de la Terre	19
7 Les circulations atmosphériques	23
8 La structure physico-chimique des océans	25
9 Les circulations océaniques	29
10 La théorie astronomique du climat	33
11 Les propriétés de l'eau	35
12 Le cycle de l'eau	37
13 Le cycle du carbone	41
14 Le cycle de l'azote	45
15 La structure interne de la Terre	47
16 Le géoïde	49
17 Les anomalies gravimétriques	51
18 L'isostasie	53
19 Les minéraux : généralités	55
20 Les critères de reconnaissance des minéraux	57
21 Le microscope polarisant	59

22	Les principales familles de minéraux	63
23	Les roches magmatiques	65
24	Les différents types de volcans	69
25	Les roches sédimentaires	71
26	Le manteau et la convection mantellique	75
27	Les roches métamorphiques	79
28	Croûte continentale et croûte océanique	83
29	La morphologie des océans	85
30	Les marges passives	87
31	Marges actives et arcs insulaires actifs	89
32	Les dorsales et la lithosphère océanique	92
33	La subduction	95
34	Collision et obduction	98
35	Les déformations de la croûte terrestre : les plis	100
36	Les déformations de la croûte terrestre : les failles	104
37	Les séismes	107
38	La genèse des magmas	110
39	Anatexie	113
40	La fusion partielle	115
41	La cristallisation fractionnée	117
42	Les points chauds	121
43	Cinématique ou mouvement des plaques	123
44	Dérive des continents et paléogéographie	126
45	Le métamorphisme	128

46	Les processus d'altération	130
47	Altération et climats	134
48	Les environnements sédimentaires	138
49	La profondeur de compensation des carbonates (CCD)	140
50	Les dépôts océaniques actuels	142
51	Les variations du niveau marin	146
52	La diagenèse	150
53	L'hydrothermalisme sous-marin	154
54	Les glaciers et le relief glaciaire	156
55	Les glaciations	159
56	Hydrogéologie	163
57	Les ressources minérales	165
58	De la matière organique au pétrole	169
59	Les hypothèses sur l'origine de la vie	172
60	L'échelle des temps géologiques	175
61	Les fossiles	179
62	La fossilisation et ses modalités	181
63	Les grandes étapes de l'évolution	183
64	Les crises biologiques	185
65	L'apparition de l'homme	188
66	Les météorites	192
67	Les tsunamis	194
68	Les catastrophes naturelles : prévention et prévision	196
69	Les pierres précieuses	198

70	Les satellites en sciences de la Terre	200
71	La carte topographique	202
72	La carte géologique	204
73	La magnétostratigraphie	208
74	Géomorphologie	210
75	Les Alpes	213
76	Les Pyrénées	217
77	Les bassins sédimentaires	223
78	Le réchauffement climatique actuel	227
79	Les énergies non conventionnelles	229
80	Le cycle des roches	231
81	Les méthodes d'analyses en géosciences	232
82	Mars, éléments de géologie martienne	234
	QCM	240
	Questions de révisions	249
	Solutions des QCM	254
	Réponses aux questions de révision	255
	Orientation bibliographique	261
	Index alphabétique	262

Avant-propos

Devenu une référence des étudiants mais aussi des lycéens et du grand public averti, la 4^e édition de *MaxiFiches de Géologie* s'attache à maintenir et améliorer ce qui a fait son succès : proposer un large panorama des géosciences avec concision et précision dans les thématiques abordées via une mise en page et une iconographie rassurante.

La sensibilisation du citoyen aux manifestations naturelles de la planète et aux problèmes environnementaux ne cesse actuellement de se développer. Cet intérêt croissant de notre société doit s'accompagner d'une pérennisation de l'enseignement des Sciences de la Terre dans les programmes du secondaire et des premières années d'études universitaires. Dans le domaine des géosciences, les ouvrages généralistes et de spécialités se sont, ces dernières années, considérablement multipliés tout en garantissant aux lecteurs de tous niveaux un accès de qualité à une discipline située aux interfaces de la biologie, de la physique et de la chimie. Cet ouvrage permettra au lecteur de trouver, sous forme de fiches synthétiques de deux à six pages, les notions fondamentales et d'aspects plus spécialisés ou méthodologiques en Sciences de la Terre et de l'Univers en couvrant un large spectre de thématiques géologiques et en décrivant les principaux processus intervenant dans les différentes enveloppes terrestres : du noyau à la surface, de l'hydrosphère à l'atmosphère en passant par la biosphère et son évolution.

Cet ouvrage s'adresse aux étudiants du premier cycle universitaire, mais le contenu doit également permettre aux élèves de classes de Terminale et de classes préparatoires ainsi que toutes personnes curieuses des phénomènes géologiques de mieux appréhender les manifestations spécifiques de notre planète Terre. Les précédentes rééditions avaient permis d'enrichir la première version par l'ajout de nouvelles fiches pour y intégrer des notions de géologie régionale (Alpes, Pyrénées) ou d'actualité (géologie martienne). Nous nous sommes attachés à poursuivre cette démarche en proposant de nouvelles figures qui viendront plus clairement illustrer les notions de base comme les processus géologiques plus complexes.

Chacune des fiches de cet ouvrage peut être lue indépendamment les unes des autres mais une attention particulière a été portée aux renvois vers les fiches associées. Les processus détaillés et leurs quantifications, les approches historiques d'un concept ou les critiques de modèles anciens ou actuels sont à chercher dans des ouvrages plus classiques tels que ceux présentés dans la bibliographie généraliste. Pour renforcer ce caractère rassurant du format « fiche », les auteurs ont privilégié la présence de nombreuses figures et tableaux parfois au détriment du texte. Aussi, les illustrations utilisées dans cet ouvrage sont, pour la plupart, originales ou correspondent à des versions simplifiées d'ouvrages généralistes. Enfin, le lecteur trouvera également, en fin d'ouvrage, des exercices, des QCM (accompagnés de leurs corrections) pour se familiariser avec les notions présentées dans ces fiches.

Nous souhaitons à ce titre plus particulièrement remercier les auteurs successifs d'*Éléments de géologie* (Dunod) ainsi que de nombreux collègues français et étrangers de nous avoir permis d'utiliser certaines de leurs figures. Nous souhaitons également vivement remercier Alexandre Lethiers (infographiste à l'Institut des Sciences la Terre de Sorbonne Université, Paris) pour la réalisation de plus grande partie des illustrations de cet ouvrage. La révision de cette quatrième édition n'aurait pu être tout à fait complète sans les remarques constructives de nombre de nos collègues en Sciences de la Terre de différentes universités mais aussi de nos lecteurs.

1

Le système solaire

Mots clés

Étoile, Galaxie, Planètes gazeuses, Planètes telluriques

Le système solaire est une communauté ordonnée comprenant **une étoile** (le Soleil), **huit planètes** (Pluton n'étant plus considérée comme une planète depuis le 24 août 2006), une centaine de milliers de satellites, des météorites, des astéroïdes et des comètes.

1. GÉNÉRALITÉS

L'âge du système solaire est aujourd'hui estimé à **4,56 milliards d'années**. Sa formation rapide (de l'ordre de 200 Ma) s'est effectuée en trois étapes : **condensation** du nuage protosolaire puis **accrétion** et **différenciation**. Il est situé dans la galaxie de la **Voie Lactée**. Les distances y sont mesurées en unités astronomiques (U.A.), une U.A. correspondant à la distance Terre-Soleil.

La frontière de ce système correspond à un nuage de comètes (le nuage d'Oort), situé à plus de 60 000 U.A. du Soleil soit environ 2 000 fois plus éloigné que la plus lointaine des planètes (Neptune, 30 U.A.).

2. LE SOLEIL

Le Soleil est une étoile sphérique de taille modeste (695 000 km de rayon) constituée essentiellement d'hydrogène (73 %) et d'hélium (25 %) et qui représente 99 % de la masse totale du système solaire. Il tourne sur lui-même avec une période de 27 jours environ. Il est le siège de réactions nucléaires (**fusion**) très intenses qui libèrent l'énergie sous forme d'un rayonnement de photons et de neutrinos ou de vent solaire (plasma de protons et d'électrons).

Le Soleil n'étant pas « solide », il est difficile de déterminer ses limites exactes. On sépare donc sa structure interne de son « atmosphère » grâce à la diminution de densité de ses gaz.

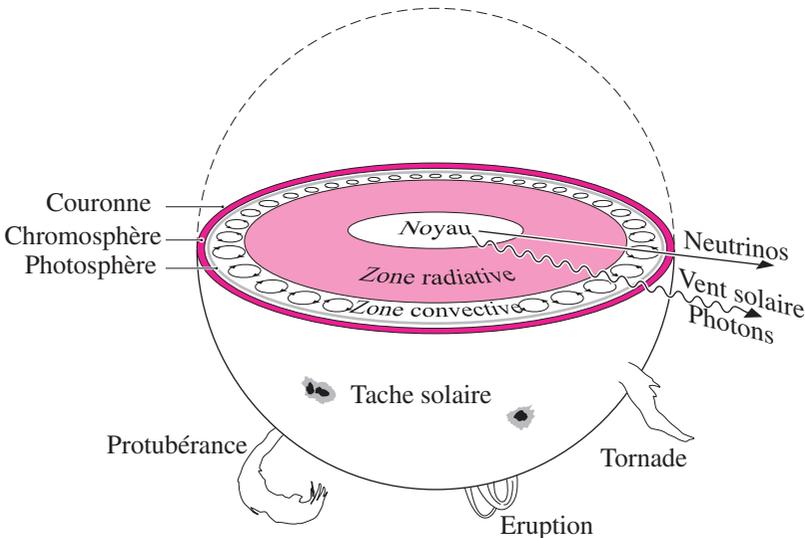


Figure 1.1 – La structure du Soleil.

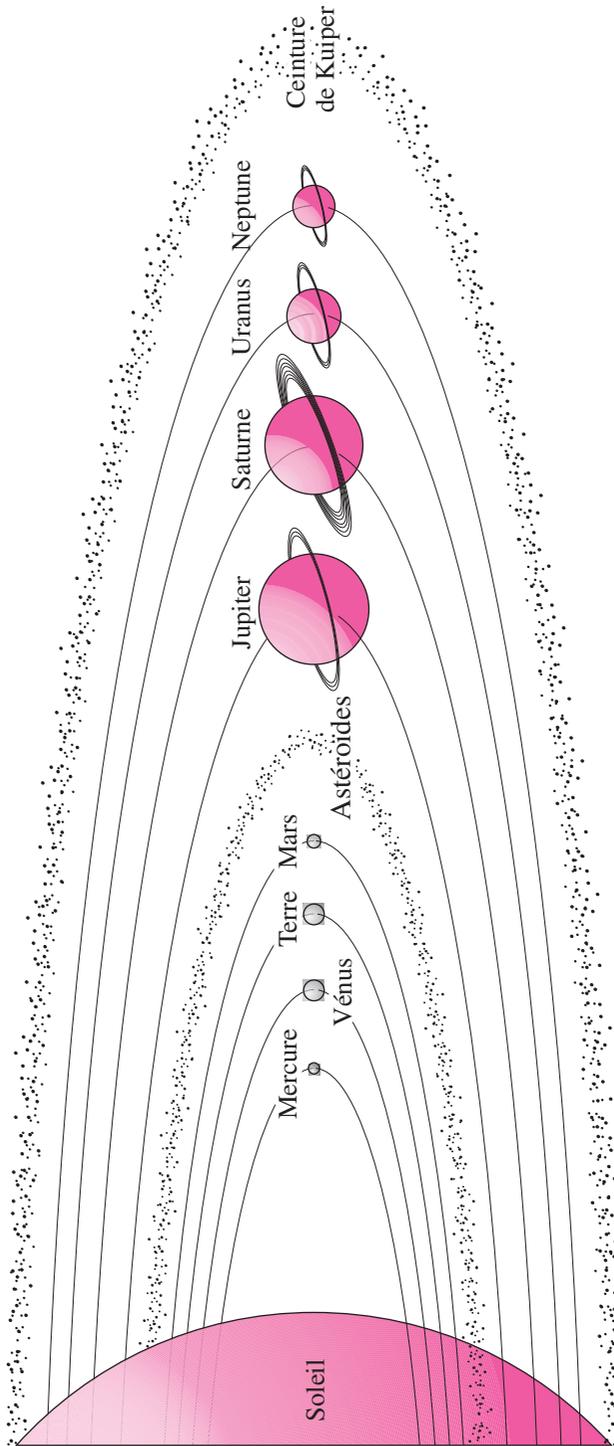


Figure 1.2 – Le système solaire (échelle non respectée).

Sa structure est donc :

	Enveloppes	Caractéristique	Rayon ou épaisseur
Structure interne	Noyau ou cœur	Très dense ($d = 150$) $T^\circ = 15.10^6 \text{ }^\circ\text{C}$	$R = 150\,000 \text{ km}$
	Zone radiative	$d = 15$ $T^\circ = 10^6 \text{ }^\circ\text{C}$ Chaleur évacuée par radiation.	$R = 350\,000 \text{ km}$
	Zone convective	d et T° diminuent (T° d'environ $6\text{-}7\,000 \text{ }^\circ\text{C}$) Chaleur évacuée par convection.	$R = 200\,000 \text{ km}$
Atmosphère	Photosphère	T° varie de $8\,000 \text{ }^\circ\text{C}$ à la base à $4\,500 \text{ }^\circ\text{C}$ au sommet. Couleur blanc-jaune à l'œil.	$E_p = 300 \text{ km}$
	Chromosphère	T° varie de $4\,500 \text{ }^\circ\text{C}$ à la base à $10^6 \text{ }^\circ\text{C}$ au sommet. Couleur rose vif visible lors d'éclipse totale.	$E_p = 2\,000 \text{ km}$
	Couronne	T° environ $3.10^6 \text{ }^\circ\text{C}$.	$> 100\,000 \text{ km}$

L'activité solaire (perturbations magnétiques, panaches de gaz...) se traduit au niveau de l'atmosphère solaire par des **taches**, des **tornades**, des **éruptions** ou encore des **protubérances**. Cette activité semble cyclique avec une périodicité de 11 ans.

3. LES PLANÈTES

a) Généralités

Les huit planètes (Mercure, Vénus, Terre, Mars, Jupiter, Saturne, Uranus et Neptune) tournent autour du Soleil en suivant des orbites elliptiques quasi-circulaires. Ces orbites sont globalement situées sur un même plan, l'écliptique.

	Mercure	Vénus	Terre	Mars	Jupiter	Saturne	Uranus	Neptune
Distance/Soleil (10^6 km)	58	107,9	149,6	227,7	777,9	1 427	2 869	4 497
Densité (eau = 1)	5,43	5,24	5,52	3,93	1,33	0,71	1,31	1,77
Révolution sidérale	88 j	224,7 j	365,26 j	687 j	11,86 a	29,46 a	84,01 a	164,8 a
Rotation (jours)	58,65	243,6	0,9973	1,026	0,41	0,427	0,45	0,67
Satellites	-	-	1	2	39	28	17	8

La répartition des planètes dans le système solaire obéit à une loi empirique très simple : chaque planète est deux fois plus éloignée du Soleil que sa voisine intérieure. Entre Mars et Jupiter, à l'endroit prévu par cette loi, il n'y a pas de planète mais une ceinture d'astéroïdes. Elles sont toutes constituées d'enveloppes concentriques dont la densité croît vers le centre. Les quatre planètes les plus proches du Soleil sont petites, denses et possèdent une atmosphère réduite et dépourvue d'hydrogène. Ce sont les **planètes telluriques**.

Les quatre planètes suivantes sont beaucoup plus volumineuses et légères. Ce sont les **planètes géantes (ou gazeuses)**.

Au-delà de l'orbite de Neptune, il existe une seconde ceinture de gros astéroïdes (la **ceinture de Kuiper**) dont serait issue Pluton.

b) Leur formation

Pour expliquer la formation de planètes globalement concentriques, deux hypothèses s'opposent :

- l'**accrétion homogène**, en **deux phases**, pendant laquelle un corps homogène se forme par l'accrétion de poussières puis se différencie en un noyau et un manteau, les produits volatils migrant vers la surface pour former l'atmosphère ;
- l'**accrétion hétérogène** pendant laquelle les matériaux se condensent par ordre de densité décroissante : les plus lourds comme le fer en premier pour former le noyau, puis les silicates pour le manteau et la croûte. Les matériaux gazeux sont ensuite capturés pour former l'atmosphère.

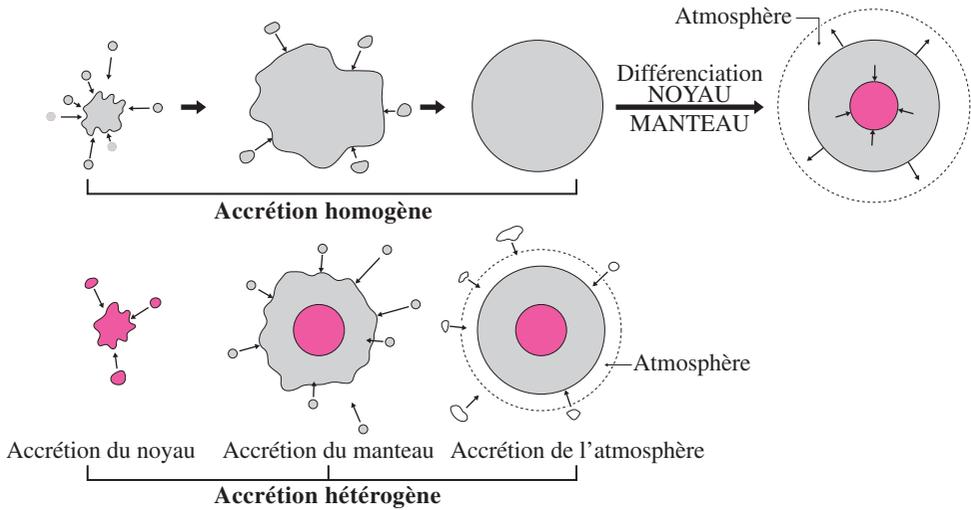


Figure 1.3 – Mécanismes de formation des planètes.

De plus, la ceinture d'astéroïdes, qui sépare les deux groupes de quatre planètes, marque la transition entre les planètes pour lesquelles dominent les phénomènes d'accrétion (planètes telluriques) et les planètes géantes formées par effondrement gravitationnel.

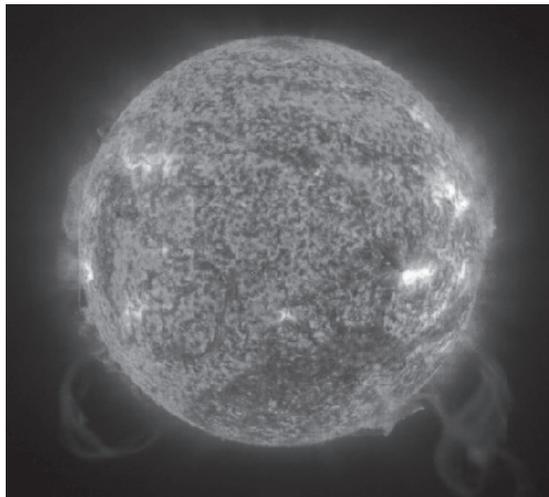


Figure 1.4 – Le Soleil vu par la sonde SOHO (NASA, ESA).

2 Le champ magnétique terrestre

Mots clés

Déclinaison, Inclinaison, Magnétopause, Magnétosphère, Pôles magnétiques

La Terre, comme la plupart des planètes du système solaire (excepté Vénus), possède un champ magnétique. Celui-ci est responsable, par exemple, de l'orientation des aiguilles aimantées présentes dans nos boussoles. Il peut donc, en simplifiant, s'apparenter à celui que créerait un aimant dipolaire placé au centre de la Terre.

1. GÉNÉRALITÉS

Le champ magnétique terrestre s'oriente par rapport à un axe magnétique composé d'un pôle Nord magnétique et d'un pôle Sud magnétique. Ces **pôles magnétiques** ne correspondent pas exactement aux pôles Nord et Sud géographiques et sont relativement mobiles. Le pôle Nord magnétique (au niveau du bouclier canadien) se déplace actuellement de 40 km/an vers le pôle Nord distant d'environ 1 000 km. Le pôle Sud magnétique (Terre Adélie) se trouve à plus de 2 000 km du pôle Sud géographique.

L'effet du champ magnétique s'étend dans l'espace : c'est la **magnétosphère**, qui débute après l'ionosphère (altitude de 1 000 km) et se termine par la **magnétopause**. Elle est fortement dissymétrique avec, du côté soleil, une limite externe bien définie du fait des vents solaires (à environ 10 rayons terrestres) et à l'opposé, une « queue » par laquelle s'échappent les lignes de force du champ sur des milliers de rayons terrestres.

2. L'ORIGINE DU CHAMP MAGNÉTIQUE TERRESTRE

99,5 % du champ magnétique est d'origine interne à la Terre, plus particulièrement au niveau du **noyau**. Ce dernier (composé de fer et de nickel) fonctionne comme une dynamo dont les compartiments seraient les parties externe (liquide) et interne (solide) (**Fiche 15**). De plus, l'orientation de l'axe magnétique est globalement alignée sur celui de rotation, comme cela est le cas sur toutes les planètes dotées d'un champ magnétique. Il est maintenant admis que le lien entre la rotation de la Terre et son champ magnétique est la force de Coriolis (**Fiche 7**).

3. LES PARAMÈTRES DU CHAMP MAGNÉTIQUE TERRESTRE

On définit le champ magnétique terrestre en tout point du globe par trois paramètres :

- son **intensité** F (en nanoTesla) qui varie en fonction de la latitude (60 000 nT au pôle Nord et 30 000 nT à l'équateur) ;
- son **inclinaison** I (en degré) qui est l'angle entre la composante horizontale du champ et la direction du champ. I est positif si la ligne de force rentre dans la Terre (hémisphère Nord) ;
- sa **déclinaison** D (en degré) qui est l'angle entre la composante horizontale du champ et le Nord géographique. Elle varie de 0 à 360° : 0 à 180° signifie que D se trouve à l'ouest du Nord géographique, 180 à 360° à l'Est.

L'inclinaison I du champ en un point est directement liée à la latitude L par la formule :

$$\text{Tg}(I) = 2\text{Tg}(L)$$

Cette relation permet donc d'obtenir la paléolatitudes d'un lieu à n'importe quelle époque à partir du moment où I peut être mesurée.

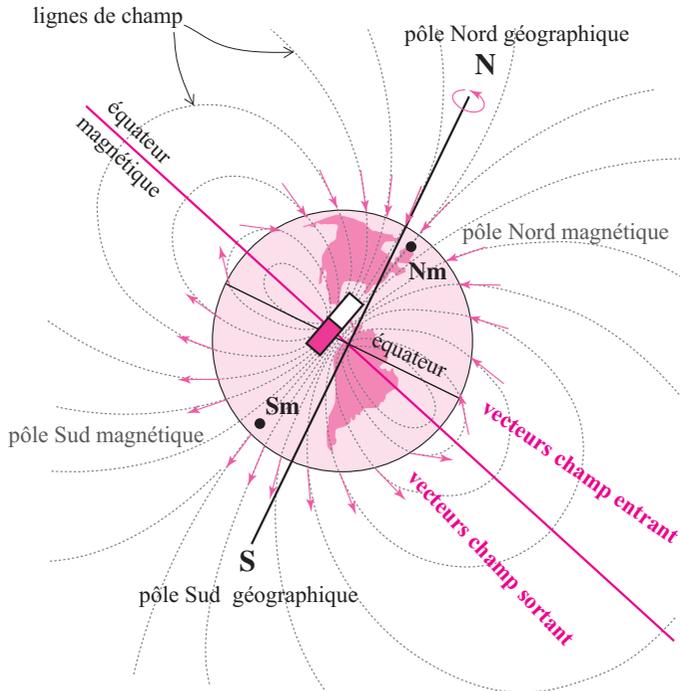


Figure 2.1 – Représentation schématique du champ magnétique terrestre actuel.

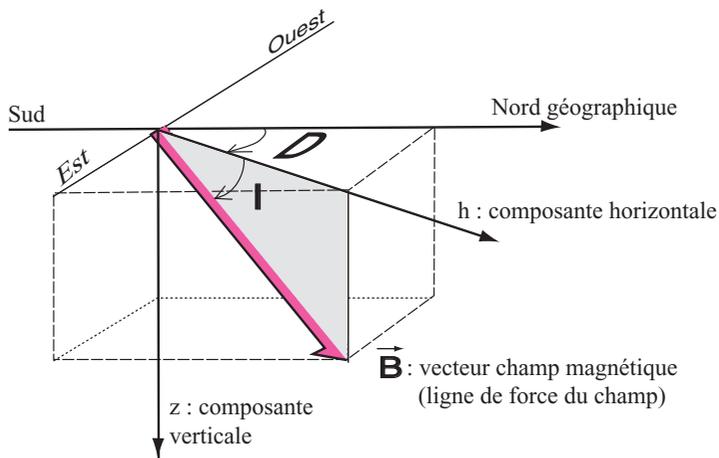


Figure 2.2 – Les paramètres du champ magnétique.

4. CONCLUSION

La magnétosphère, comme la couche d'ozone, constitue une barrière protectrice contre les rayonnements solaires ionisants. L'orientation du champ magnétique terrestre n'est pas une constante dans le temps : le champ magnétique s'inverse ou se « retourne » régulièrement. Ces inversions sont datées et permettent d'établir une échelle de référence (Fiche 73) dite magnéto-stratigraphique bien documentée entre 0 et 150 Ma.

3

Composition chimique de la Terre

Mots clés

Géochimie, isotopes, manteau appauvri/enrichi, différenciation.

Les observations directes de la Terre ne sont que très superficielles, les forages les plus profonds ne dépassant que rarement les 10 km (pour un rayon de plus de 6 400 km). Si certaines roches « remontées » à la surface via les volcans ou l'activité tectonique (obduction, [Fiche 34](#)) renseignent sur le manteau supérieur (prof. max. 250 km), l'accès à la composition des enveloppes profondes de la Terre ([Fiche 15](#)) reste indirect soit via l'étude des météorites ([Fiche 66](#)), soit par des estimations.

1. ÉLÉMENTS CHIMIQUES ET ENVELOPPES DE LA TERRE

Dès le ^{XVII}^e siècle, il est démontré que la Terre globale possède une densité supérieure à 5. Compte tenu du fait que les roches facilement accessibles ont une densité inférieure à 3, il existe forcément en profondeur des enveloppes concentriques très denses menant à la notion de globe terrestre hétérogène.

Depuis la phase initiale d'accrétion ([Fiche 1](#)), la Terre s'est différenciée pour aboutir à une structure superposant des enveloppes de densités et de compositions chimiques différentes depuis le noyau solide jusqu'à la croûte ([Fiche 15](#)). Du point de vue chimique, on peut schématiser cette différenciation avec, à partir d'un réservoir homogène, des éléments qui vont possiblement migrer soit vers le centre soit vers la surface de la Terre. Le célèbre géochimiste Goldschmidt propose de regrouper les éléments chimiques en fonction de leurs affinités et de leur abondance relative dans les principales enveloppes de la Terre : les **atmosphiles** dans l'atmosphère, les **lithophiles** dans la lithosphère, les **chalcophiles** dans le manteau inférieur et les **sidérophiles** dans le noyau.

2. ÉLÉMENTS COMPATIBLES ET INCOMPATIBLES

En géochimie, on parle d'un élément incompatible lorsque celui-ci aura des difficultés à s'incorporer aux cristaux (ou intégrer les réseaux cristallins). Cette incompatibilité vis-à-vis de l'état solide implique que ces éléments resteront dans les phases liquides au cours de la cristallisation ([Fiche 41](#)) ou seront facilement mobilisés lors de la fusion des roches ([Fiche 40](#)). Qu'il s'agisse des éléments traces ou des terres rares (notées REE), l'objectif de la géochimie de roches magmatiques fut de proposer une composition type de la Terre globale via l'analyse des chondrites. On parle alors de Terre chondritique (4,56 Ga) dont la composition homogène sert de référence (normalisation notée N) aux compositions chimiques des différentes enveloppes au cours de la différenciation. De cette Terre chondritique découle un manteau primitif (N = 1) différencié d'un noyau (4,5 Ga) vers lequel migrent les éléments sidérophiles (Fe, Ni, Co...). Vers 2 Ga, on note la différenciation manteau-croûte continentale par fusion partielle de la partie supérieure du **manteau primitif** via l'extraction d'éléments incompatibles : on parle alors de **manteau appauvri**. Ce manteau appauvri 1 évolue chimiquement en formant la croûte océanique (basaltes de type MORB, [Fiche 38](#)) et en devenant encore plus appauvri (manteau appauvri 2) en éléments incompatibles. Il est intéressant de remarquer que les basaltes de points chauds ou de plateaux océaniques (OIB, [Fiche 38](#)) issus des magmas du manteau profond, donc encore primitif, sont eux très enrichis.

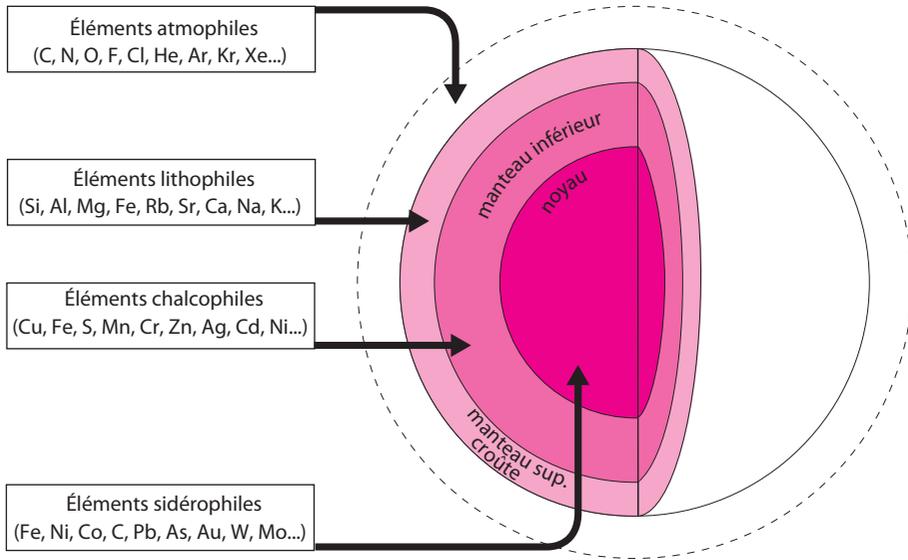


Figure 3.1 – Classification : des éléments chimiques et enveloppes terrestres.

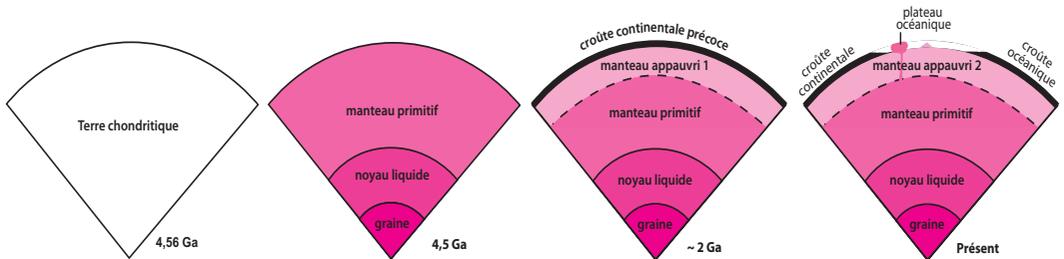


Figure 3.2 Les principales étapes de la différenciation planétaire.

3. L'APPROCHE ISOTOPIQUE

Comme avec la géochimie élémentaire, il est possible de retracer les sources des magmas en utilisant la géochimie isotopique notamment avec les isotopes du Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) et du Nd ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$). Cette approche combine les notions vues précédemment (incompatibilité des éléments) et celles de la décroissance radioactive (le $^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$ et $^{147}\text{Sm} \rightarrow ^{143}\text{Nd}$) afin d'estimer à partir des mesures faites sur des chondrites les signatures isotopiques du manteau primitif à l'actuel.

4. CONCLUSION

L'utilisation des signatures géochimiques des roches magmatiques a constitué une avancée majeure dans la connaissance et l'évolution des enveloppes internes de la Terre. Ces enveloppes peuvent être considérées comme des réservoirs entretenant des échanges perpétuels et la notion de géodynamique géochimique est fréquemment utilisée pour reconstituer la structure et la dynamique de ces enveloppes.

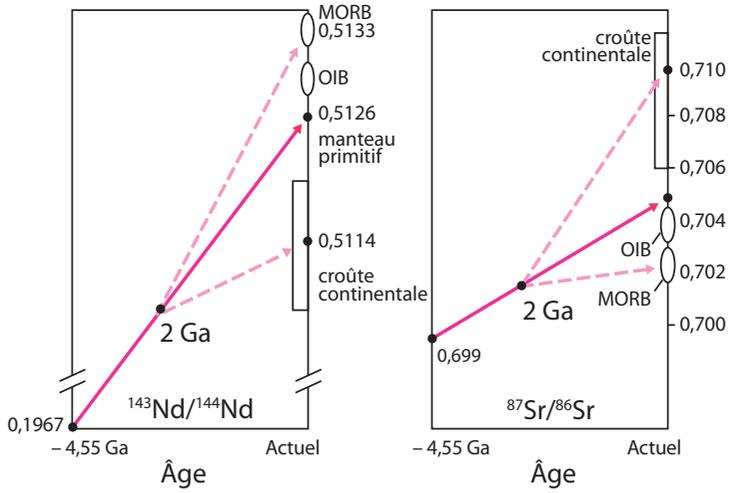


Figure 3.3 Évolution des rapports isotopiques au cours de la différenciation

4 La datation relative

Mots clés

Stratigraphie, Faciès, Biozone, Espace, Temps, Corrélations

La mesure du temps géologique (géochronologie) ainsi que la reconstitution de l'histoire de notre planète se fait en interprétant des phénomènes géologiques et biologiques enregistrés dans les roches et les fossiles et nécessite des signaux globaux capables de corrélérer des événements sur de grandes surfaces géographiques (régional à planétaire). La datation relative permet d'organiser les structures et les événements géologiques les uns par rapport aux autres dans le temps, mais sans les dater précisément. Cette méthode repose sur les principes fondamentaux de la stratigraphie et de la chronologie relative qui ont permis d'établir l'échelle stratigraphique des temps géologiques (Fiche 60) à partir des données lithologiques (lithostratigraphie) et du contenu paléontologique (biostratigraphie) des différentes couches de terrain.

1. LES PRINCIPES DE BASE DE LA STRATIGRAPHIE

a) Le principe de continuité et d'identité paléontologique

Les couches (strates) sont temporellement limitées à leur base par le **mur** et à leur sommet par le **toit**. Ces limites sont donc des isochrones impliquant que tout ce qui se trouve entre ces deux limites a le même âge. Cette notion de continuité temporelle est importante car deux couches au contenu sédimentaire différent (cas de la variation latérale de faciès) ne seront d'âges différents que si elles ne présentent pas les mêmes limites. De plus, deux couches présentant le même contenu paléontologique ont forcément le même âge.

b) Le principe de superposition

Les couches se déposent horizontalement les unes sur les autres : la plus basse est donc la plus ancienne. Ce principe très simple devient difficile à appliquer en région fortement tectonisée où il faudra alors utiliser des critères de polarité afin de définir correctement la succession temporelle des strates. Ces critères correspondent par exemple à des traces d'activité biologique (terrier, déplacement, alimentation...), des traces de courant ou des fossiles en position de vie.

c) Le principe d'inclusion et de recoupement

Le principe d'inclusion implique que tous fragments de roche inclus dans une autre sont forcément antérieurs. De plus, des couches sédimentaires (ou strates) sont plus anciennes que les failles ou les roches (filon, dyke, intrusion granitique) qui les recourent.

2. LA DÉMARCHE ET LES MÉTHODES STRATIGRAPHIQUES

a) De l'approche géométrique à l'approche chronométrique

La démarche stratigraphique repose sur trois phases fondamentales successives :

– *Phase 1* : L'analyse des relations géométriques des ensembles géologiques dans les trois dimensions de l'espace sans estimation du temps, permettant d'établir des relations entre successions géologiques en deux points différents (corrélations stratigraphiques), est appelée **stratigraphie géométrique**. Des événements particuliers ayant des incidences régionales (éruptions volcaniques) ou planétaires (impacts de météorites, changements climatiques brutaux, brusque ouverture de communications entre bassins océaniques...) peuvent conduire à

des corrélations précises entre les unités qui les enregistrent et ainsi définir une **stratigraphie événementielle**.

– Phase 2 : L'estimation de la **durée** relative des unités et phénomènes étudiés conduit à une zonation de l'échelle des temps, permettant des datations relatives des terrains et des corrélations **synchrones** entre les différentes unités géologiques, appelée **stratigraphie chronologique**.

– Phase 3 : La **stratigraphie chronométrique** (numérique) s'attache essentiellement à mesurer le temps des unités géologiques en faisant abstraction de leur nature, de leur épaisseur et de leurs rapports géométriques. Elle permet d'obtenir des datations numériques (absolues) sur une échelle de temps graduée du millier aux milliards d'années.

b) Les méthodes stratigraphiques

La démarche stratigraphique est fondée sur de nombreuses méthodes qui correspondent à autant d'approches analytiques dont certaines ne se sont développées qu'à partir de la seconde moitié du XX^e siècle. Certaines de ces méthodes permettent de définir des unités descriptives (unités lithostratigraphiques, séquentielles, géochimiques, magnétostratigraphiques, biostratigraphiques) dans lequel le temps n'est pas directement pris en compte, ou bien n'est pas chiffré.

SCIENCES OU DISCIPLINES	MÉTHODES	PHÉNOMÈNES NATURELS					
		↳ SIGNAUX STRATIGRAPHIQUES					
		Discontinus réversibles/répétitifs	Continus réversibles	« Instantanés » répétitifs	Discontinus irréversibles	Continus	Irréversibles
				Vitesse variable	Vitesse constante		
Physique	Géochronologie isotopique						Radioactivité naturelle ↳ Géochronomètres
Paléontologie évolutive	Bio-stratigraphie				Crises biologiques ↳ Renouvellements fauniques	Évolution biologique ↳ Espèces fossiles	
Physique	Magnétostratigraphie			Inversions de polarité magnétique			
Chimie	Chimiostratigraphie	Variations de l'environnement géochimique ↳ Tendances et événements géochimiques		Météorites ↳ Iridium			
Sédimentologie Minéralogie Pétrologie	Stratigraphies génétiques – Stratigraphie faciologique – Stratigraphie séquentielle – Cyclostratigraphie	Variations de l'environnement sédimentaire ↳ Séquences et discontinuités séquentielles					
			Variations de paramètres orbitaux ↳ Cycles				
Paléocéologie	Sismostratigraphie	Sédimentation ↳ Discontinuités lithologiques					
Géophysique							
Astronomie	Lithostratigraphie	Sédimentation ↳ Unités lithostratigraphiques et discontinuités sédimentaires		Éruptions volcaniques ↳ Tephra Météorites ↳ Tectites magnétites extra-terrestres			
DÉMARCHES		Stratigraphie géométrique		Stratigraphie événementielle	Stratigraphie chronologique		Stratigraphie chronométrique
APPLICATIONS		Définition d'unités descriptives corrélations locales à régionales	Estimation de durées Corrélations régionales à planétaires	Corrélations régionales à planétaires	Corrélations régionales à planétaires	Datations Relatives Corrélations régionales à planétaires Numériques Corrélations planétaires	

Figure 4.1 – Les principales méthodes stratigraphiques.

3. LA LITHOSTRATIGRAPHIE

La lithostratigraphie est l'étude des séries sédimentaires, de leur organisation et de l'enregistrement du temps à partir de données lithologiques. Cette approche stratigraphique s'appuie sur une **description analytique** du terrain au laboratoire et recouvrant de nombreux champs disciplinaires (pétrographie, minéralogie, géochimie, sédimentologie, paléontologie...). Elle permet la reconnaissance d'**unités lithostratigraphiques** définies par leur **faciès** et formant des ensembles lithologiques homogènes et hiérarchisés à différentes échelles : de l'affleurement à l'extension régionale en trois dimensions. L'évolution graduelle des éléments constitutifs d'une roche et de l'ensemble de ces caractères lithologiques, minéralogiques, géochimiques, paléontologiques, stratonomiques et diagénétiques caractérise une **séquence de faciès** et correspond la succession de différents faciès qui permet de définir l'environnement sédimentaire avec ses milieux et mécanismes de dépôt. L'identification des séquences de faciès est donc fondée sur l'analyse des **relations** entre les unités sédimentaires et sur la compréhension des facteurs qui contrôlent leur évolution dans l'espace tridimensionnel.

Les limites de ces séquences sont le plus souvent caractérisées par des **discontinuités** qui témoignent du changement brutal d'un paramètre dans l'enregistrement sédimentaire ou d'un changement chronostratigraphique significatif. L'intégration des approches analytique et relationnelle a pour vocation de définir et de décrire les processus générateurs de la sédimentation et constitue la **stratigraphie génétique**. Enfin, l'identification de **cycles** lithologiques, dont on peut parfois déterminer la durée (variations des paramètres orbitaux – **Fiche 10**), sont utilisables comme outil de corrélation et constitue une extension de la lithostratigraphie sous l'appellation de **cyclostratigraphie**.

4. LA BIOSTRATIGRAPHIE

La biostratigraphie est la discipline stratigraphique qui utilise les fossiles ou les traces d'activités biologiques contenus dans les couches géologiques afin de les organiser en unités définies par cet inventaire paléontologique et de les classer les uns par rapport aux autres en fonction du temps. L'unité de base de la biostratigraphie est la **biozone** (unité biostratigraphique) qui servira à fixer des limites et à établir des datations relatives et des corrélations régionales à globales. Une biozone est identifiable par son contenu paléontologique et par la place que ce contenu lui assigne dans la succession irréversible de l'évolution du monde animal et végétal. Pratiquement, elle peut correspondre, soit à l'**extension** spatio-temporelle d'un ou plusieurs **taxons**, soit à un **intervalle** compris entre une apparition (ou une disparition) et une autre apparition (disparition) du ou des taxons. La notion de **chronozone** est à différencier de celle de biozone car elle se définit comme l'ensemble des couches sédimentaires déposées dans un temps débutant à la première apparition de l'espèce et se terminant avec sa dernière en s'affranchissant du caractère spatial. On peut localement se trouver dans une chronozone donnée en l'absence de l'espèce caractéristique. La **précision** de la datation biostratigraphique dépend de la finesse et de la fiabilité du découpage en biozones où chaque taxon-indice déterminera un intervalle de temps plus ou moins long (pouvoir de résolution).

5. CONCLUSION

La description du contenu lithologique (lithostratigraphie) et paléontologique (biostratigraphie) des séries sédimentaires constitue la première démarche indispensable à la définition d'intervalle de temps de valeur universelle (chronostratigraphie) afin d'aboutir à l'élaboration d'un calendrier géologique (**Fiche 60**). En l'absence de repères chronologiques chiffrés (datation absolue – **Fiche 5**), les différentes méthodes de la stratigraphie permettront d'obtenir une **chronologie relative** des formations géologiques et des événements afin de reconstituer l'histoire de la Terre et son évolution dans l'espace et dans le temps.

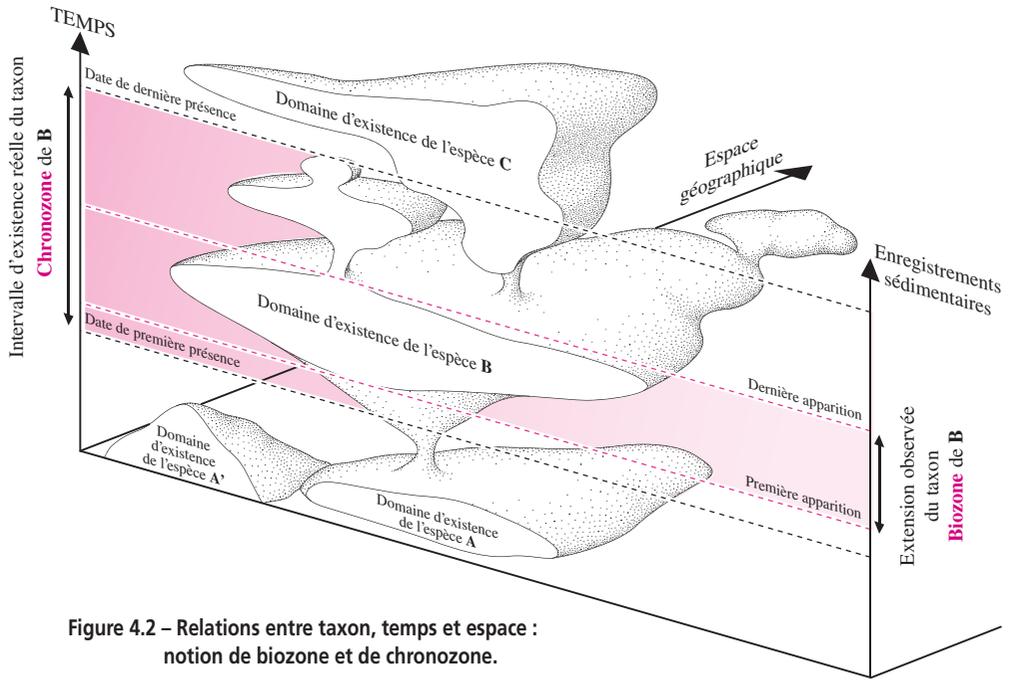


Figure 4.2 – Relations entre taxon, temps et espace :
notion de biozone et de chronozone.

5 La datation absolue

Mots clés

Âge, Constante de désintégration, Corrélations, Datation, Isochrone, Isotopes, Période, Radioactivité, Stratigraphie, Temps

Par opposition à la datation relative qui consiste à situer un événement par rapport à un autre, la datation absolue vise à obtenir des estimations quantitatives de l'âge des événements géologiques. Cela permet soit de situer cet événement par rapport au présent, c'est-à-dire de le dater, soit d'estimer la durée d'une période géologique. Les méthodes de datation absolue ont des domaines d'application extrêmement variables. La plus couramment utilisée, depuis l'avènement de la spectrométrie de masse au milieu du xx^e siècle, est la **radiochronologie** basée sur le principe de la désintégration d'isotopes radioactifs contenus dans des minéraux de roches magmatiques, métamorphiques et sédimentaires. Ces méthodes couvrent pratiquement toute la durée d'existence de la Terre, mais sont surtout très utiles pour calibrer des séries géologiques qui ne contiennent ni fossiles, ni rythmes ou cycles sédimentaires facilement décelables comme cela est le cas pour les terrains et sédiments du Précambrien (**Fiche 60**). Néanmoins, la détermination analytique d'un âge dépend de nombreux critères physico-chimiques qui font que les résultats ne sont pas totalement absolus ne permettant pas, dans la plupart des cas, de prétendre à la haute résolution.

1. PRINCIPES DE LA RADIOCHRONOLOGIE

a) La désintégration nucléaire

Un **élément père P** naturellement radioactif (**radiogène**), contenu dans un minéral au moment de sa cristallisation est instable, se désintègre au cours du temps en donnant un **élément fils F** (isotope **radiogénique**), généralement stable, ainsi que des rayonnements de particules α (noyau He), β^- (électron), β^+ (positron) et des rayonnements électromagnétiques γ . Il existe plusieurs types de **radiochronomètres** (couple d'atomes) à disposition des géologues, dont l'usage dépend des sujets étudiés. Le spectromètre de masse est l'instrument utilisé pour mesurer la quantité d'atomes étudiés P et F.

Chronomètres isotopiques (P – F)	Formes de radioactivité	Constante radioactive λ en an^{-1}	Période T ($t_{1/2}$) en années
$^{147}Sm/^{143}Nd$	α	$6,54 \cdot 10^{-12}$	$1,06 \cdot 10^{11}$
$^{87}Rb/^{87}Sr$	β	$1,42 \cdot 10^{-11}$	$4,88 \cdot 10^{10}$
$^{232}Th/^{208}Pb$	He	$4,99 \cdot 10^{-11}$	$1,39 \cdot 10^{10}$
$^{40}K/^{40}Ar$	Capture e^-	$5,54 \cdot 10^{-10}$	$1,19 \cdot 10^9$
$^{238}U/^{206}Pb$	He	$1,55 \cdot 10^{-10}$	$4,47 \cdot 10^9$
$^{235}U/^{207}Pb$	He	$0,98 \cdot 10^{-9}$	$0,704 \cdot 10^9$
$^{230}Th/^{226}Ra$	–	$0,87 \cdot 10^{-5}$	75 200
$^{14}C/^{14}N$	β	$1,21 \cdot 10^{-4}$	5 568
^{210}Pb	–	$3,11 \cdot 10^{-2}$	22,3
$^3T/^2H$	–	–	12,26