

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

République Algérienne Démocratique et Populaire

وزارة التعليم العالي والبحث العلمي

Ministère de l'Enseignement Supérieur Et de La Recherche Scientifique

Faculté des Sciences de la
Nature et de la Vie et Sciences
de la Terre

جامعة غرداية



Université de
Ghardaïa

كلية علوم الطبيعة و الحياة

وعلوم الأرض

قسم البيولوجيا

Département de Biologie

Support pédagogique :

COURS DE GEOLOGIE

Niveau : 1^{ère} Année Tronc commun : *Sciences de la Nature et de la Vie*

- Premier semestre
- Unité méthodologique
- Crédits : 05
- Coefficient : 3
- Volume horaire : 65 heures

Préparé par :

Dr. KHELLAF Khoudir

2019

Objectifs de l'enseignement

La géologie est une science de terrain où les observations sont indispensables, quelle que soit l'échelle, depuis les grandes structures régionales (grâce aux satellites de télédétection) jusqu'aux minéraux (par l'utilisation des microscopes).

Ce cours est destiné aux étudiants pour développer ses connaissances géologiques. À travers ce document les étudiants peuvent connaître et acquérir des connaissances préalables sur la position, les constituants et la structure du globe terrestre, les interactions entre ces constituants, leur géodynamique (externe et interne). Il s'articule sur trois (3) parties essentielles :

Dans la première partie on a démontré brièvement l'utilité de la géologie, la position du globe terrestre dans le système solaire, ses caractéristiques et leur structure externe et interne.

La deuxième partie est consacrée pour la géodynamique externe de la Terre où nous avons démontré le rôle de l'altération à la modélisation de la surface terrestre, et par conséquence, à la formation des roches sédimentaires (processus de genèse, classification, méthodes d'étude).

La troisième partie est réservée à la géodynamique interne de la Terre et ses effets sur la manipulation des plaques lithosphériques. En premier lieu, On a visé la mobilité horizontale des continents (Dérive des continent et tectoniques des plaques) et en suite les résultats ou les conséquences de cette mobilité (pour l'essentiel : les séismes et les volcans) pour leurs rôle dans la manipulation des continents.

Table des matières

Objectifs de l'enseignement

1^{ERE} PARTIE : GEOLOGIE GENERALE

1. Introduction à la Géologie	7
1.1. Introduction	7
1.2. Intérêt de la géologie	7
1.3. Principes de la géologie	7
1.4. Différentes branches de la géologie.....	7
2. Globe terrestre	8
2.1. Aperçu sur le système solaire	8
2.2. Constituants du système solaire.....	9
2.3. La Terre dans le système solaire.....	12
2.2.1. Position particulière de la Terre dans le système solaire.....	12
2.2.2. Champ magnétique de la Terre.....	12
2.2.3. Caractéristiques de la Terre	14
2.2.4. Géothermie de la Terre	14
3. Structure de la Terre.....	14
3.1. Structure externe de la Terre (l'Atmosphère).....	14
3.2. Structure interne de la Terre	16

2^{EME} PARTIE : GEODYNAMIQUE EXTERNE

1. Introduction	19
2. Altération.....	19
2.1. Types d'altération.....	19
2.2. Facteurs contrôlant l'altération	19
2.3. Résultats d'altération (Roches Sédimentaires)	20
2.3.1. Définition d'une roche.....	20
2.3.2. Structure d'une roche sédimentaire	20
2.3.3. Source et genèse des roches sédimentaires.....	20
2.3.4. Domaine de formation des roches sédimentaires	21
2.3.5. Processus de formation des roches sédimentaires	21
2.3.6. Classification des roches sédimentaires	28
2.3.7. Méthodes d'étude des roches sédimentaires.....	29
3. Notions de stratigraphie.....	30
3.1. Définition de la stratigraphie	31
3.2. Principes de la stratigraphie.....	31
3.3. Structures et contacts	31
3.4. Géochronologie	32
3.5. Echelle des temps géologiques (Chronostratigraphique)	32
3.6. Crises biologiques	34
3.6.1. Principales crises biologiques.....	34
3.6.2. Modalités d'extinction.....	34
3.6.3. Causes de crises biologiques	35
4. Notions de paléontologie	35

4.1. Définition de la paléontologie	35
4.2. Lois majeurs de la paléontologie	35
4.3. Fossile et fossilisation.....	35
4.3.1. Fossile.....	36
4.3.2. Fossilisation.....	37

3^{EME} PARTIE : GEODYNAMIQUE INTERNE

1. De la Dérive des continents a la Tectonique des plaques	39
1.1. De la mobilité horizontale à la Dérive des continents	39
1.1.1. Preuves de la mobilité horizontale des continents.....	40
1.1.2. Insuffisance de la dérive des continents	42
1.2. De la Dérive des continents à la Tectonique des plaques.....	42
1.2.1. Développement de la Tectonique des plaques.....	42
1.2.2. Mécanisme de la tectonique des plaques.....	43
1.2.3. Différents types des frontières (limites entre les plaques).....	43
1.2.4. A quel rythme se font ces mouvements de divergence et de convergence ?.....	46
2. La séismologie	47
2.1. Introduction	47
2.2. Causes des séismes	47
2.3. Classes de tremblements de Terre	47
2.3.1. Selon leur profondeur (Tectonique des plaques).....	47
2.3.2. Selon leur origine	48
2.4. Modèle de détente élastique des roches.....	48
2.5. Enregistrement des tremblements de Terre	49
2.6. Magnitude d'un séisme.....	49
2.7. Eléments d'un séisme	50
2.7.1. Ondes sismiques	50
2.7.2. Foyer ou hypocentre	53
2.7.3. Epicentres	53
2.8. Répartition mondiale des séismes.....	53
2.9. Risques et dégâts séismiques.....	54
2.10. Les enjeux.....	54
2.11. Prévision et prévention sismique.....	54
2.11.1. Prévision sismique.....	54
2.11.2. Actions préventives et les secours.....	55
3. La tectonique.....	55
3.1. Introduction	55
3.2. Déformations tectoniques	55
3.3. Rupture des roches	56
3.4. Déformation ductile d'une roche.....	56
3.4.1. Critères de déformation ductile	56
3.4.2. Plis et plissement	56
3.4.3. Eléments géométriques d'un pli.	57
3.4.4. Classification des plis	58
3.4.5. Mécanismes de plissement ou la cinématique du pli.....	59
3.4.6. Déformation ductile homogène (Schistosité, foliations et linéations).....	60
3.5. Déformation cassante : Fractures et Failles.....	62
3.5.1. Fractures et joints	62
3.5.2. Failles	62

4. La volcanologie	64
4.1. Introduction	64
4.2. Structure d'un volcan.....	64
4.3. Cycle des volcans	65
4.3.1. Naissance des volcans	65
4.3.2. Volcans meurent.....	66
4.3.3. Volcans dorment et se réveillent	66
4.4. Origine des volcans	67
4.4.1. Volcanisme de divergence.....	67
4.4.2. Volcanisme de convergence	67
4.4.3. Volcanisme intraplaque ou de point chaud	67
4.4.4. Volcanisme de dorsale océanique ou d'accrétion.....	68
4.4.5. Volcanisme ponctuel	68
4.5. Grandes classes des volcans	68
4.5.1. Volcans rouges	69
4.5.2. Volcans gris	69
4.5.3. Volcans de boue ou le volcanisme froid.....	69
4.6. Forme des volcans	70
4.7. Localisation des volcans.....	70
4.7.1. Les volcans sous-marins.....	70
4.7.2. Les volcans extra-terrestres	70
4.7.3. Les volcans dans les medias (terrestre)	70
4.8. Produits d'un volcanisme	71
4.8.1. Produits solides (Tapheras)	71
4.8.2. Produits liquides	72
4.8.3. Produits gazeux	72
4.9. Conséquences dangereuses des volcans	72
4.10. Prévention et prévision des éruptions volcaniques.....	72
4.10.1. Signes d'une éruption	72
4.10.2. Préventions	72
4.10.3. Prévisions	72
4.11. Bienfaits des volcans	73
 5. Roches magmatiques	 73
5.1. Introduction	73
5.2. Origine des magmas	73
5.3. Propriétés physico-chimique du magma.....	73
5.4. Domaine du magmatisme	74
5.5. Du magma aux roches magmatiques	74
5.5.1. Processus de génération des magmas	74
5.5.2. Processus de solidification des magmas.....	75
5.6. Configuration magmatique	77
5.7. Classification des roches ignées	77
5.8. Roches plutoniques.....	82
5.9. Roches volcaniques	82
 REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	 83

1^{ère} PARTIE :
GEOLOGIE GENERALE

1. Introduction à la Géologie

1.1. Introduction

La Terre est une planète en continuel changement. Ces changements peuvent être petits, lents et continus comme la formation des chaînes de montagnes, ou grands et rapides comme ceux produits par les séismes et les volcans. Donc, *la Terre n'est jamais immobile*.

La science qui vise à étudier ces changements dans le passé ou le présent est *la Géologie*. Le mot Géologie est provient du grec et se compose de : géo : Terre et logos : discours ou étude. Donc, est l'étude de la Terre.

1.2. Intérêt de la géologie

La géologie est une science d'une importance majeure tant sur **les plans scientifiques**, elle permet de connaître l'histoire de la Terre depuis sa formation et tente de prévoir son avenir, sur **les plans économiques**, elle permet d'extraire les matières premières (fer, cuivre, l'argent), les matières énergétiques (pétrole, le gaz, le charbon) et les matériaux de construction (pierres, chaux, ciment), sur **les plans technologiques**, aucune construction ne peut se faire sans une étude préalable du sol sur lequel sera bâti l'ouvrage, ce qui fait intervenir la géologie en premier, (routes, ponts, tunnels, barrages), des villes, des usines, des ports ...etc. et sur **les plans de lutte contre les risques et les catastrophes naturels**, les connaissances en géologie sont primordiales pour étudier et prévoir les catastrophes naturelles telles que les séismes, les éruptions volcaniques, les glissements de terrains, les inondations ...etc.

1.3. Principes de la géologie

La géologie est basée sur deux principes essentiels : **Le principe d'Uniformitarisme** qui est stipulé que le présent est la clé du passé dans l'interprétation des phénomènes géologiques. Ainsi, les lois régissant les phénomènes géologiques actuels étaient valables dans le passé et **la théorie de la tectonique des plaques** stipule que la surface de la Terre est constituée de plaques rigides qui sont en mouvement les uns par rapport aux autres et la plupart des phénomènes géologiques (séismes, volcanisme...) sont expliqués dans ce cadre.

1.4. Différentes branches de la géologie

Actuellement, la géologie regroupe de nombreuses branches, dont l'étude nécessite une spécialisation, on cite :

- **La sédimentologie** : C'est l'étude de la façon dont se déposent les sédiments, et dont se sont constituées les roches sédimentaires ;
- **La géochimie** : C'est l'étude du comportement chimique des éléments en particulier dans les roches (magmatiques, métamorphiques, sédimentaires.) mais aussi dans les eaux et dans l'atmosphère ;
- **La stratigraphie** : C'est l'étude de la succession des sédiments. Elle permet une reconstitution des paysages du passé (la paléogéographie) ;
- **La tectonique** : C'est l'étude de la déformation de la partie superficielle de la Terre (faille, plis.), qui peut être envisagée à différentes échelles centimétrique (microtectonique) ; régionale (géologie structurale) et mondiale (tectonique globale)
- **La paléontologie** : C'est l'étude des êtres fossiles, soit animaux (*paléozoologie*) soit végétaux (*paléobotanique*).
- **La cartographie** : Est l'ensemble des techniques et des arts graphiques conduisant à l'établissement des cartes et leur impression.
- **La cristallographie** : C'est l'étude de la formation des cristaux, de leurs propriétés géométriques, physiques et chimiques.
- **La géologie structurale** : Est l'étude des déformations des roches et des ensembles régionaux. Pratiquement synonyme de tectonique dont l'acception est cependant un peu plus vaste.
- **La géologie appliquée** : regroupe les applications de la géologie : à la recherche minière, l'étude des eaux, le génie civil, etc.....

Enfin, de nouvelles disciplines telles géophysique, géochimie et télédétection, s'appuient sur des outils analytiques spécifiques.

2. Globe terrestre

2.1. Aperçu sur le système solaire

Notre système solaire âgé de 4.55GA et comporte le Soleil, les huit planètes (le congrès Août 2006 de l'Union Astronomique Internationale), au moins 60 satellites ou lunes tournent autour de ces planètes, plus de 4000 astéroïdes, un nombre important de comètes et de météorites, de poussières, de gaz et des particules d'énergie qui viennent du soleil (Figure 1). Les dimensions de ce système sont spécifiées en terme de distance moyenne Terre-Soleil, appelée Unité Astronomique (1UA=150.000.000km).

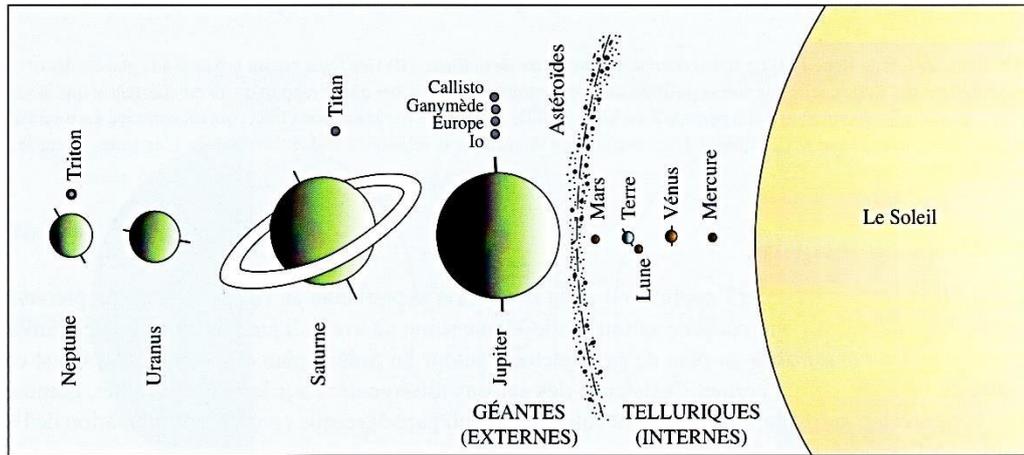


Figure 1: Système solaire et ses constituants (Parriaux, 2009).

2.2. Constituants du système solaire

a) **Le Soleil** : Notre Soleil est une étoile entièrement gazeuse, de caractères n'a pas permanents, se trouve à environ 26 Année Lumière (1AL= 63 240 UA) du centre de notre galaxie (la Voie Lactée). Il est constitué 99,80 % de la masse totale du système solaire, son diamètre est de 1392000km, de masse environ de 2.4×10^{24} tonne, sa densité moyenne est de 1.4 (Entre la couche externe, la photosphère et le noyau, la densité augmente jusqu'à 160 de 10 fois celle des métaux ordinaires). La température à la surface est de 6000K et augmente jusqu'à 15.000.000K au centre. La pression au centre (interne) est de 150×10^6 tonnes et à la surface va de 1/5 de la pression interne. Il contient aussi 73% d'hydrogène et 25% d'hélium et les autres éléments incluent de l'oxygène, du carbone, du fer, du néon...etc. cette étoile est constituée de (Figure 2) : **Le noyau solaire** représente d'environ 25% du rayon solaire, de température de 15 Millions K, de 40 % de la masse du Soleil et sa densité de 160. **La zone radiative** représente d'environ 60% du rayon solaire, de température varie de 1 à 7 millions °C. **La zone convective** d'une épaisseur moyenne de 100.000km, de température de 15000 à 1million °C. **La photosphère**, constituée de 75% d'hydrogène, 24% d'hélium et 1% d'autres éléments que l'on trouve dans l'univers, d'épaisseur de 300km, de température de 6.000°K environ. **La chromosphère** : d'épaisseur comprise de 1500 à 300km, d'une température environ de 4500°K et la présence de spicules qui sont des jets verticaux de gaz. **La couronne** peut s'étend sur 5millions km, de température environ 3Millions °C, visible seulement lors d'éclipses totales du Soleil, pas de limite précise, émet des raies ultraviolettes.

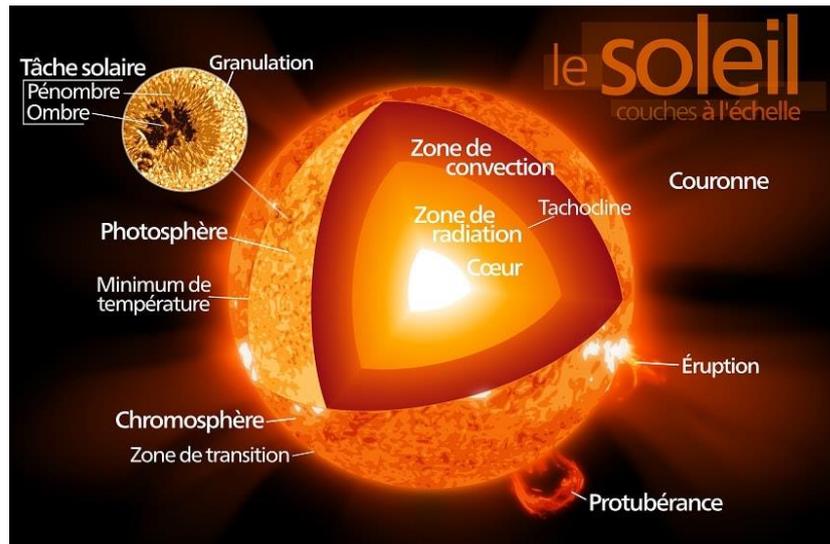


Figure 2 : Structure et composition du soleil (trustmyscience.com).

b) les planètes du système solaire se répartissent en deux groupes (Figure 3) : *Les planètes intérieures ou planètes telluriques* qui sont relativement proches du soleil, sont de caractères similaires, de dimensions moyennes (petites tailles), ont une croûte solide à la surface et contiennent des roches, présentent une densité relativement élevée (comprise entre 3,3 et 5,5), possèdent une surface solide recouvrant un manteau silicaté et un noyau de fer et sont et un nombre réduit de satellites (zéro pour Mercure et Venus, 1 pour la Terre et 2 pour Mars). Elles sont formées des éléments lourds et pauvres de l'hydrogène et l'hélium. *Les planètes extérieures ou planètes Joviennes* ; qui sont éloignées du soleil, ont des grandes tailles et composition proche du soleil (99% H et He), elles sont beaucoup moins denses que les planètes telluriques (0,7 à 1,5). Elles n'ont pas de surfaces solides et sont toutes d'atmosphères épaisses agitées de vent violent et la plupart sont entourées d'un grand nombre de satellites et d'anneaux. Elles ont été formées à partir des résidus de la nébuleuse primitive (99%).

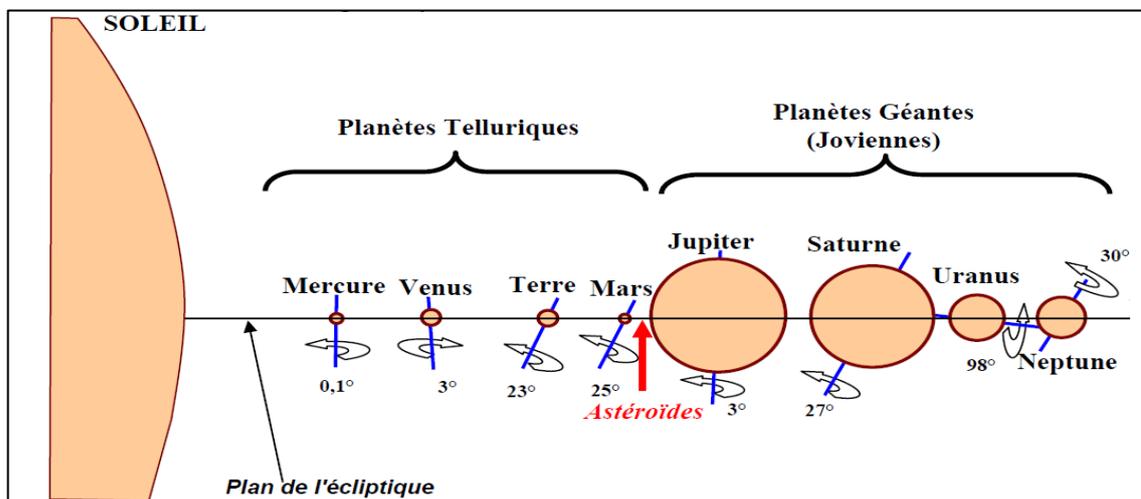


Figure 3 : Représentation schématique des planètes du système solaire.

c) **Petits corps du système solaire** : Incluent tous les objets qui ne sont ni des planètes, ni des planètes naines, ni des satellites : **Les Météorites** qui sont des fragments des astéroïdes ou de comètes (petite taille), issues de la collision primitive ou de la collision entre les astéroïdes et à la surface des planètes, qui heurte la Terre avec une vitesse de quelques km/s et vaporise lors de la traversée son l'atmosphère et tombent sur sa surface sous forme de poussières (Figure 4a,b). **Les Astéroïdes** qui sont de petits corps solides composés de roches et de minéraux métalliques non-volatils varient en taille (le plus grand est Cérés 1000km de diamètre) à des poussières microscopiques. Ils occupent trois zones précises : la ceinture des astéroïdes (entre Mars et Jupiter à 2,8UA), la ceinture de Kuiper (35UA jusqu'à plusieurs centaines d'UA) et le nuage d'Oort (50000 et 100000UA) (Figure 5a). Ils ont détecté jusqu'aujourd'hui plus de 4000 Astéroïdes. **Les comètes ou étoiles filantes** sont, en astronomie, constitués de glace, de gaz et de poussière consolidés, vestige directs de la condensation de la nébuleuse primitive qui a donné la naissance du système solaire. Ses noyaux ont un diamètre de cent mètre à quelques dizaines de kilomètres de diamètre (Figure 5b).



Figure 4: a : Echantillon de la chute d'une « Tissint » (Larouci *al.*, 2014) . b : La Terre face à la menace attaque de météorite (aube.andra.fr).

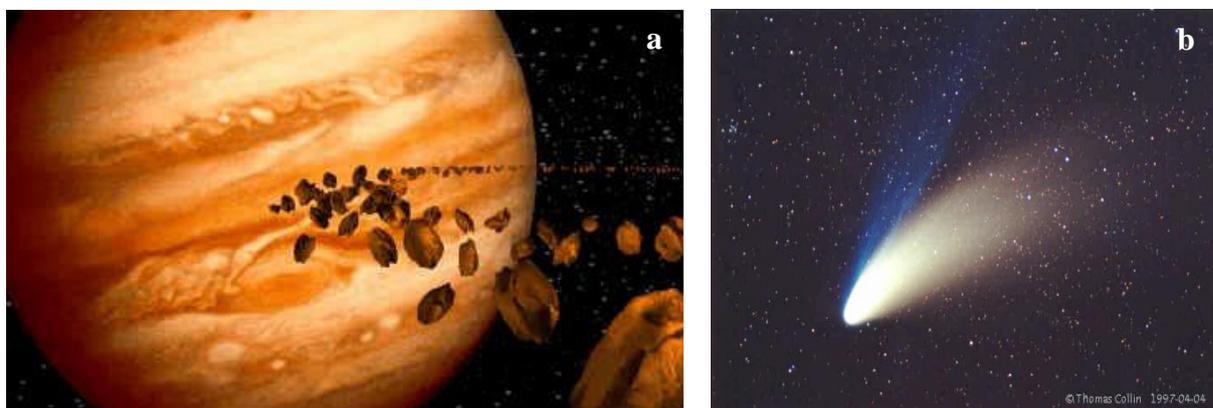


Figure 5 : a : Photo de la ceinture d'astéroïdes (University Corporation for Atmospheric Research). b : Photo d'une comète (André, 2006).

2.3. La Terre dans le système solaire

La Terre ou la planète bleue, située à environ 150 million km du Soleil, elle est la troisième planète intérieure du système solaire, la plus grande des quatre planètes telluriques. Elle gravite autour du Soleil en tournant sur elle-même et elle possède un volumineux satellite naturel (lune), et la seule à posséder de l'eau liquide qui joue un rôle important dans le modelage de sa surface, son *atmosphère* est la seule à être riche en dioxygène libre et la présence de gaz étant liée à l'existence d'êtres vivants

2.2.1. Position particulière de la Terre dans le système solaire

L'inclinaison de l'axe et la révolution de la Terre autour du Soleil détermine quatre positions particulières ; les deux solstices, d'Été et d'Hiver pour lesquels la durée du jour est dans l'hémisphère Nord, respectivement maximal et minimal et les deux équinoxes, correspond à une position de la Terre où l'axe de sa rotation est perpendiculaire aux rayons solaires d'où la durée du jour et de la nuit es de longueur égale.

Au solstice d'été, le pôle Nord est incliné vers le Soleil, ce qui accroît le rayonnement solaire reçu par cet hémisphère et l'inverse se produit au solstice d'Hiver (Figure 6).

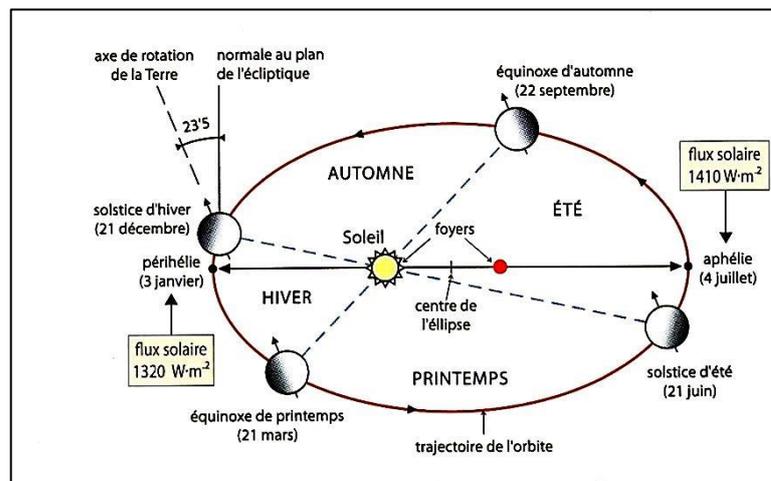


Figure 6 : Schéma des solstices et des équinoxes (Lagabrielle, 2013).

2.2.2. Champ magnétique de la Terre

Le champ magnétique terrestre est une immense enveloppe étanche aux particules ionisées qui entoure la Terre de manière non uniforme du fait de son interaction avec le vent solaire (Figure 7a). Il agit comme un bouclier nous protégeant des particules du vent solaire (écran protecteur). Il s'orient par rapport à l'axe magnétique Nord-Sud qui ne correspond pas les pôles Nord et Sud géographique et sont relativement mobiles (décalé actuellement de 11°) dont leur géométrie est contrôlée par les vents solaires (Figure 7a,b). Leur effet s'étend dans l'espace (magnétosphère) qui débute après l'ionosphère (1000km d'altitude) et se termine par

la magnétopause. Il est comprimé face au soleil (à environ 12 rayons terrestres) par l'onde de choc qui accompagne le déplacement supersonique du vent solaire (800 km/s) par rapport à la Terre (Figure 7b).

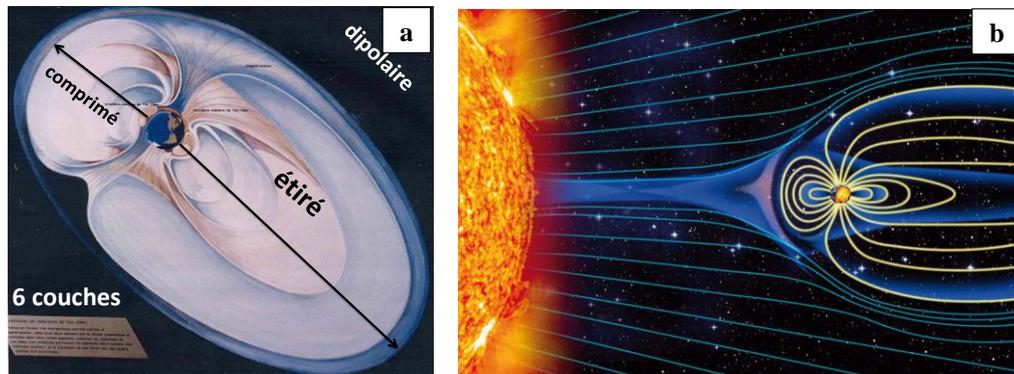


Figure 7 : Magnétosphère écran protecteur de la Terre (mrstrange49.over-blog.com)

a) Origine du champ magnétique terrestre est engendré par les mouvements de convection du noyau externe de notre planète de 99.5% qui constitué essentiellement Fe et Ni. Ce noyau externe fonctionne comme une dynamo auto-excitée ou auto-entretenu, c'est-à-dire que le champ magnétique est à l'origine des courants électriques qui eux-mêmes engendrent le champ (imbrication de l'induction électromagnétique et de la loi de Biot et Savart).

b) Paramètres du champ magnétique : On définit le champ magnétique terrestre en tout point du globe par trois paramètres : Son intensité (F), son inclinaison (I) et sa déclinaison (d).

c) Le paléomagnétisme de la Terre : C'est l'étude du magnétisme au cours des temps géologiques. L'étude des roches volcaniques anciennes montre que, lorsqu'elles se sont refroidies, elles se sont <congelées> avec leurs minéraux, orientés dans la direction du champ magnétique de l'époque. Dans le monde entier, l'étude de ces dépôts minéraux montre qu'à travers les temps géologiques, l'orientation du champ magnétique s'est modifiée par rapport aux continents, alors que l'axe de rotation de la Terre n'a pas changé.

d) Les pôles magnétiques de la Terre : Le pôle Nord magnétique est actuellement situé au large de la côte ouest des îles Bathurst, dans le Nord de Canada (à 1290 km au Nord-Ouest de la baie d'Hudson). Le pôle Sud magnétique est actuellement situé sur le continent Antarctique, en Terre Adélie, (à environ 1930 km au Nord-est de la petite Amérique). Parmi les modifications du champ magnétique terrestre, on peut citer la variation séculaire, annuelle, diurne et journalière. Ces déplacements ne peuvent être détectés que par des instruments très sensibles.

2.2.3. Caractéristiques de la Terre

Ces caractéristiques sont résumées dans le tableau suivant :

Tableau 1 : Caractéristiques de la Terre.

Distance au soleil (million km)	Minimale	147.1
	Moyenne	149.6
	Maximale	152.1
Caractéristiques physiques	Masse	$5,975 \times 10^{21}$ T
	Masse volumique moyenne	5,52 T/m ³
	Densité moyenne	5.52
	Rayon équatorial	6378.16 km
	Rayon polaire	6356,77 km
	Rayon moyen	sphère de volume = 6371 km
	Circonférence équatorial	40076.5 km
	Circonférence polaire	40008.6 km
	Superficie	510×10^6 km ²
	Volume	$1,083 \times 10^{12}$ km ³
Caractéristiques orbitales	Période de rotation autour de son axe	23h 56min 4sec
	Vitesse de rotation	29,8 km.s ⁻¹
	Période de révolution autour du soleil	365j 6h 9min
	Inclinaison de l'orbite sur l'elliptique	0°
	Excentricité de l'orbite minimale	0.0167
Température	Maximale	Lybie +58 °C
	Minimale	Antarctique -90 °C
Nombre des satellites	1	La Lune

2.2.4. Géothermie de la Terre

Une chaleur intense, issue du noyau interne, est émise en permanence vers les différentes couches concentriques qui forment la partie solide de la planète. Des courants de convection au sein du manteau transfèrent la majeure partie de cette énergie calorifique du noyau de la Terre vers la surface. Ces courants provoquent la dérive des continents. Ces flux de chaleur fournissent des roches chaudes en fusion aux dorsales océaniques et alimentent en lave les volcans terrestres en éruption.

3. Structure de la Terre

3.1. Structure externe de la Terre (l'Atmosphère)

L'Atmosphère est l'enveloppe gazeuse entourant la Terre. Elle joue un rôle capital dans l'apparition et l'évolution de la vie où elle capte l'énergie solaire, assure sa distribution par la circulation des fluides, régulariser la température, filtre les rayons nocifs issus du soleil et permet l'humidification des continents par la pluie.

a) Composition chimique de l'Atmosphère : Azote (78%); Oxygène (21%); Argon (1%); CO₂ : 0,03% plus des traces de Néon, Hélium, krypton, Hydrogène, Xénon, Ozone...etc. Il faut signaler également la présence dans les basses couches, d'eau sous forme gazeuse (vapeur d'eau) dont la quantité peut varier de 0 à 4 % du volume de l'air sec.

b) Différentes couches de l'Atmosphère : On découpe l'atmosphère en plusieurs couches (Figure 8) : **La Troposphère :** est la couche la plus dense de l'Atmosphère d'épaisseur qui varie de 0 à 18km et contient toute la vapeur d'eau. Elle représente les 3/4 (80%) de la masse atmosphérique et constitue le siège des phénomènes météorologiques. **La Stratosphère :** s'étend jusqu'à 50km d'altitude (stratopause). Elle est caractérisée par une augmentation régulière de la température de -56 à 5°C à cause de l'absorption du rayonnement solaire par l'ozone, des vents très violents atteignant 350 km/h peuvent y être observés (jet Stream) et elle contient la couche d'ozone (O₃) l'écran protecteur pour les êtres vivants qui arrête certains rayonnements de l'ultraviolet. **La Mésosphère :** est la couche la plus froide de l'Atmosphère (la température passer de 0 à -95°C), d'épaisseur d'environ 35km (50 à 85km) et forme bouclier d'arrête des météorites. **Le Thermosphère :** Se développe ensuite jusqu'à près de 500 km. Elle mérite bien son nom car la température y croit constamment de -90°C (mésopause) à plus de 580°C à 200km et 730°C à 750km. **L'Ionosphère :** C'est la partie la plus externe ou l'aire disparu de l'atmosphère et la couche où se réfléchissent en particulier les ondes radio et loin plus de 700km.

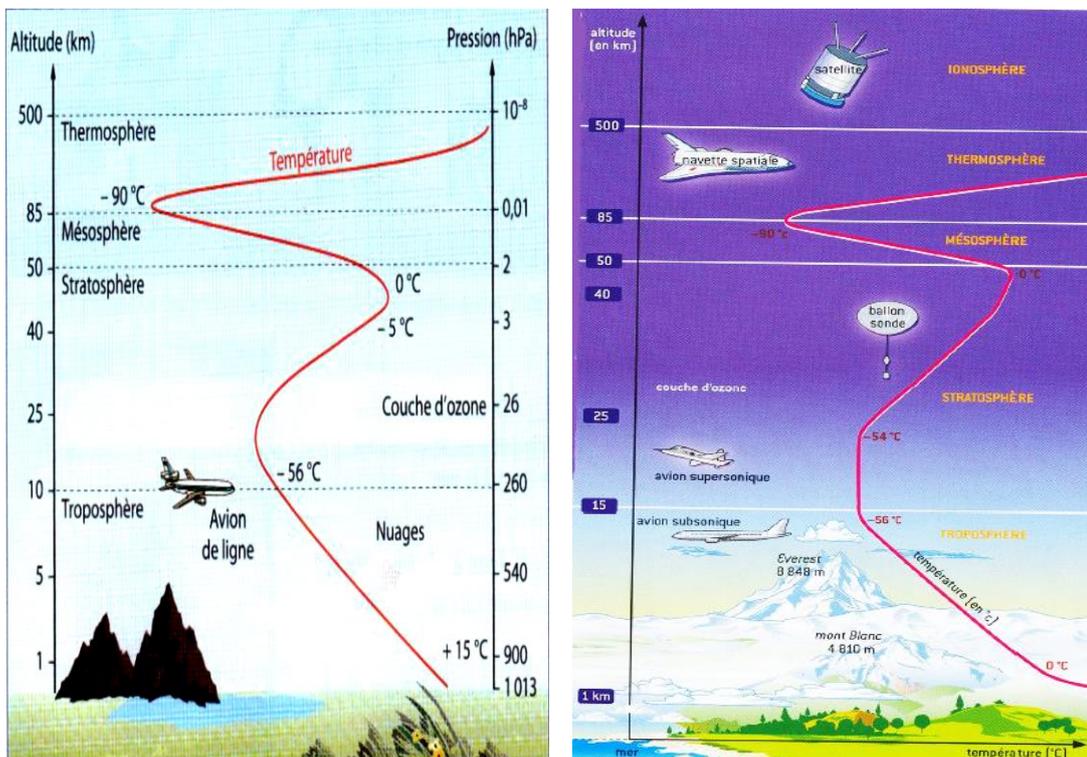


Figure 8 : Structure verticale de l'Atmosphère de la Terre (larousse.fr et lavionnaire.fr)

3.2. Structure interne de la Terre

Elle est répartie en plusieurs enveloppes successives, dont les principales sont la croûte terrestre, le manteau et le noyau (Figure 9).

a) **Les discontinuités :** On distingue trois discontinuités importantes séparent croûte, manteau et noyau : **La discontinuité de Moho** : en 1909 *Andrija Mohorovičić* marque un contraste de densité entre la croûte terrestre et le manteau sous la Croatie. **La discontinuité de Gutenberg** : En 1912, Beno Gutenberg replace l'interface manteau/noyau à 2900km de profondeur grâce à l'étude des ondes P. **La discontinuité de Lehmann** : En 1936, Inge Lehmann découvre la graine (ou noyau interne) : partie métallique à l'intérieur du noyau, c'est l'interface noyau externe / noyau interne.

b) Les enveloppes de la lithosphère

- **La croûte :** C'est la couche externe qui représente 2% le volume de la Terre. Elle est limitée à la base par la discontinuité majeure de Mohorovicic; se subdivise en : **La croûte continentale (SiAl)**: formée principalement de roches granitiques riches en silicium et l'aluminium, d'épaisse en moyenne de 35km sous les plaines et peut atteindre 70km sous les hautes chaînes de montagnes. **La croûte océanique (SiMa)**: forme essentiellement de basalte au niveau des dorsales océaniques par remontée du magma, elle est riche en silicium et le magnésium. Elle est très mince (épaisseur varie de 5 à 10km), et se trouve sous une tranche d'eau de 4.5km en moyenne.
- **Le manteau :** Il représente 81 % le volume de la Terre. Son épaisseur est d'environ 2900km. Il se décompose en 2 unités : **Le manteau supérieur** : Qui s'étend jusqu'à 700km. **Le manteau inférieur (mésosphère)**: c'est un bloc «rigide» dont la profondeur est comprise entre 700 et 2900km.

Sur la base du comportement physique des couches et selon la nature des matériaux, on distingue (Figure 9) : **La Lithosphère**: le bloc ou l'enveloppe la plus rigide et qui comprend la croûte et la partie sommitale rigide du manteau supérieur (70 à 150km). Son épaisseur varie entre 5 km sous les océans et 70km au niveau des continents. **L'Asthénosphère**: C'est une zone «molle» ou «plastique» qui s'étend depuis la limite inférieure de la lithosphère jusqu'à 700km de profondeur.

- **Le noyau :** Il représente 17% du globe terrestre. Il a une épaisseur maximale de 3300km. Il comprend : **Le noyau externe** : C'est une couche liquide comprise entre 2900 et 5100km. **Le noyau interne** : C'est une couche solide dénommée également *Graine* dont la profondeur est comprise entre 5100 et 6370km.

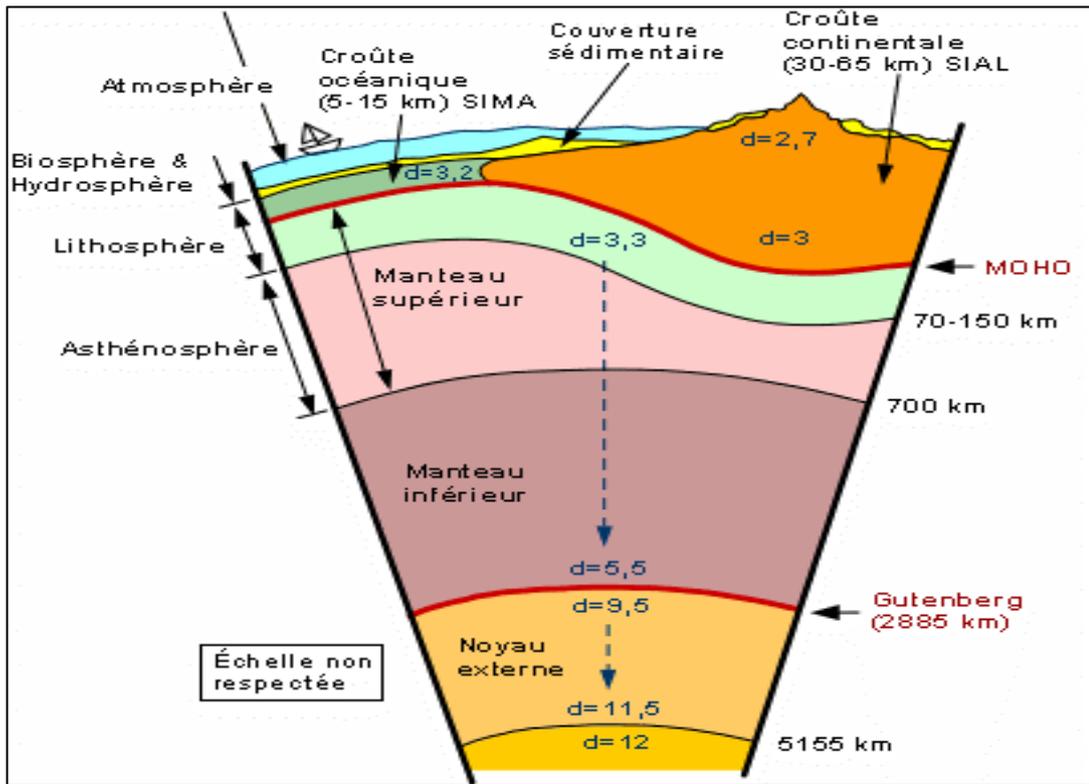


Figure 9 : Résumé de la structure interne de la Terre (ggl.ulaval.ca).

c) Répartition des éléments chimiques dans les enveloppes terrestres

Certains éléments se retrouvent dans différents groupes tandis que d'autres appartiennent à une seule famille (Figure 10).

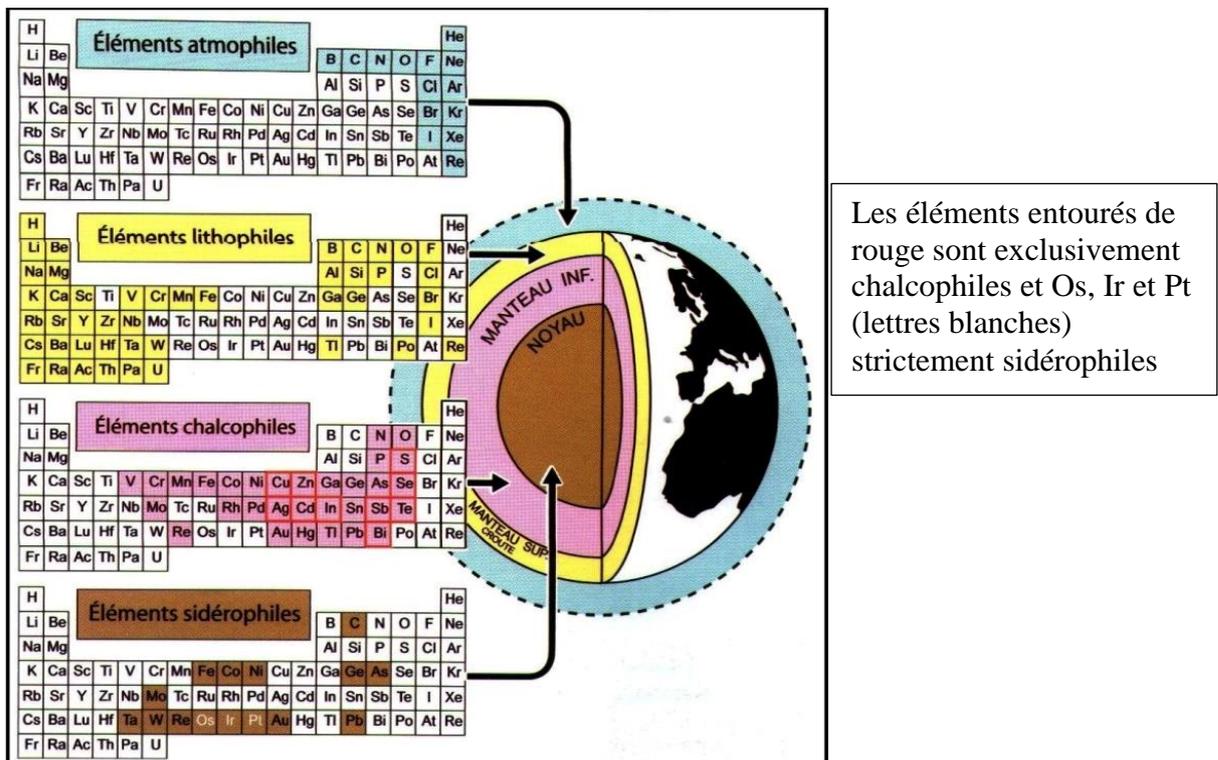


Figure 10 : Répartition des éléments chimiques dans les enveloppes terrestres (Lagabrielle, 2013).

2^{ème} PARTIE :
GEODYNAMIQUE
EXTERNE

1. Introduction

La géodynamique est l'étude des événements naturels auxquels est soumise notre planète. Ces manifestations se traduisent de différentes manières, ce qui nous amène à distinguer : la géodynamique interne et la géodynamique externe. **La géodynamique externe (Altération)** : Ce sont les manifestations physiques d'ordre météorologiques, ou qui y sont liées.

2. Altération

C'est l'ensemble des modifications partielles ou complètes des propriétés physico-chimiques des minéraux, et donc des roches, par les agents atmosphériques et les eaux souterraines ou thermales. Elle dépend du climat, de la température des eaux et de la nature des roches et de leur degré de fracturation. Elle est contrôlée par : la solubilité des minéraux, la structure de la roche, le climat, la présence du sol et de végétation et la durée d'exposition.

2.1. Types d'altération

On distingue trois formes : **l'altération physique (Désagrégation mécanique)** qui est la modification des propriétés physico-chimiques des minéraux et donc des roches sans changement de leur composition chimique (diacalse, faille, dislocation, fragmentation), sous l'action des agents atmosphériques (actions purement mécaniques). Les fragments résultant ont de même composition chimique que la roche mère. **L'altération chimique (Erosion)** qui est l'ensemble des processus chimiques affectant la composition des roches et des minéraux en présence d'eau et à celle de substances dissoutes (CO₂, acides humiques...) et **l'altération biologique** qui est la contribution des êtres vivants à la désagrégation physique, chimique et abiotique des roches.

2.2. Facteurs contrôlant l'altération

On distingue trois types de variables : **Les variables hydroclimatiques** où les paramètres climatiques et la végétation associée déterminent les trois composantes du cycle de l'eau : précipitation, évapotranspiration et drainage. Ces variables, notamment précipitation et drainage, conditionnent l'érosion mécanique des sols et des roches affleurantes, **les variables anthropiques** : les activités humaines ont modifié inégalement l'état de surface de la Terre. Exemple, l'agriculture est accompagnée d'une destruction poussée des sols et des roches même le couvert végétal naturel et **les variables d'état** qui elles évoluent lentement et peuvent être considérées constantes à l'échelle des siècles mais variables à l'échelle des 10³ ans et plus par la lithologie des roches ou sols, les reliefs et la végétation.

2.3. Résultats d'altération (Roches Sédimentaires)

Les roches sédimentaires ne représentent qu'un faible volume de la lithosphère et sont communément stratifiées et sont les seules qui peuvent contenir des fossiles. L'importance économique de ces roches est grande puisque pratiquement toutes les sources énergétiques (charbon, gaz, pétrole et uranium) proviennent des roches sédimentaires, ainsi que des produits de base comme le sel, le phosphate et des matériaux de constructions comme le calcaire, le gypse, le sable et l'argile...etc.

2.3.1. Définition d'une roche

La roche désigne tout matériau constitutif de l'écorce terrestre entrant dans la composition du sous-sol et formé par un assemblage de minéraux, comportant parfois des fossiles, et/ou des agrégats d'autre (s) roche (s).

2.3.2. Structure d'une roche sédimentaire

Les roches sédimentaires sont formées des **grains** (éléments figurés) qui sont visibles à l'œil nu, d'origine détritiques ou biogéniques et constituent l'ossature de la roche. **La matrice** qui se trouve entre les grains et qui est constituées des particules plus fines. **Le ciment** qui désigne les minéraux qui se précipitent dans les interstices de la roche pendant la diagenèse et les **pores** (vides) correspondent le volume de la roche qui n'est pas occupé par les grains, la matrice ou le ciment.

2.3.3. Source et genèse des roches sédimentaires

La genèse d'une roche sédimentaire commence par la météorisation de sa roche mère, suivie par l'érosion et le transport des débris solutés vers un bassin de sédimentation où il y a accumulation et diagenèse (Figure 11)

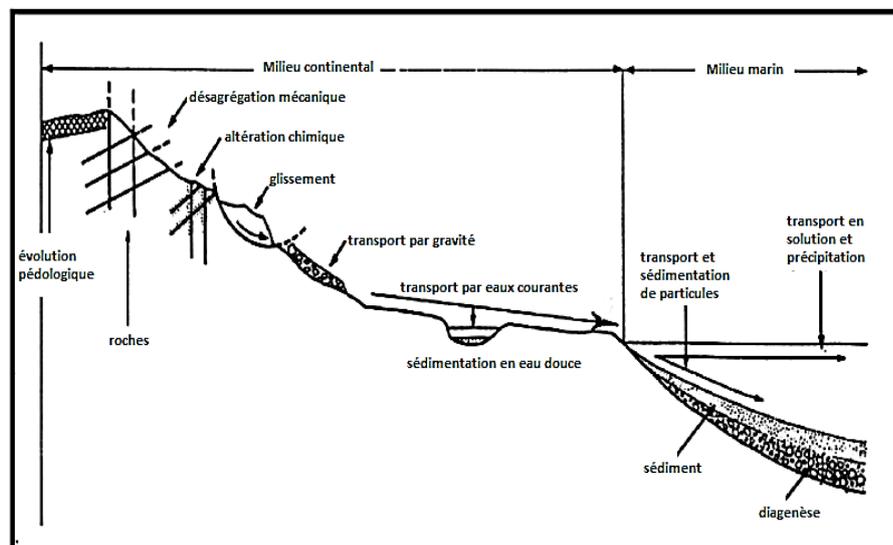


Figure 11 : Source et genèse des roches sédimentaires (geo.umass.edu).

2.3.4. Domaine de formation des roches sédimentaires

Les roches sédimentaires se forment à l'interface de l'écorce terrestre, de l'atmosphère et de l'hydrosphère. La figure ci-dessous montre le domaine de formation de ces roches.

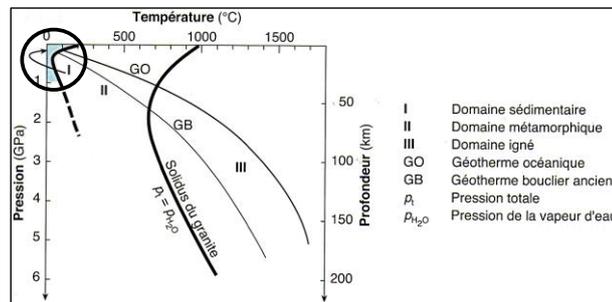


Figure 12 : Diagramme P/T indiquant la position du domaine sédimentaire (Beaulieu, 2013)

2.3.5. Processus de formation des roches sédimentaires

Les roches des continents subissent, au contact de l'atmosphère et de l'hydrosphère, une série de processus continus (Figure 13) :

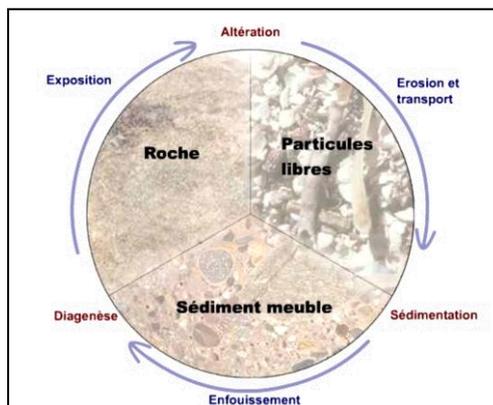


Figure 13 : Cycle de roche (geo.umass.edu).

1. Météorisation : Est l'ensemble des mécanismes conduisant à la désagrégation des roches exposés aux agents climatiques. On distingue trois processus :

a) Altération physique ou la désagrégation mécanique : Les massifs rocheux sont disloqués, fragmentés et progressivement réduits en arène, sans modification de leur composition minérale, ce mode de météorisation est dominant dans les déserts chauds et les régions froides. Les principaux mécanismes de désagrégation physique des roches sont :

Variation thermique (thermoclastie): Chaque minérale a son propre coefficient d'expansions thermique, les surfaces rocheuses exposées aux agents climatiques (soleil) subissent des écarts thermiques diurnes et nocturnes qui entretiennent des tensions répétitives entre les grains des

minéraux, ce qui les disloque et les délogent progressivement (Figure 14a). Ce mécanisme de désagrégation est important dans les déserts chauds.

Cryoclastie ou Gélifraction: Est provoquée par les cycles de gel et de dégel de l'eau infiltrée dans les roches et génère des contraintes en extension dans les matériaux lorsqu'elle gèle. Après de nombreux cycles de gel/dégel, les fissures des roches agrandies et des débris (gélifractions) peuvent être détachés. Ce mécanisme de désagrégation est conduit à la fragmentation de la roche en débris anguleux, mais variable selon la texture de la roche sous les climats tempérés, froids et humides (Figure 14b).



Figure 14 : **a :** Effet de la variation thermique sur les roches (eduterre.ens-lyon.fr). **b :** Effet du phénomène de gel et dégel sur les roches de surface –Oued Otoul, Hoggar- (Soleilhavoup, 2010).

Formation de cristaux : Lorsque l'eau d'infiltration devient sursaturée par l'évaporation, elle précipite des minéraux qui créent des tensions dans la roche durant leur croissance. Ce mécanisme de désagrégation est occasionnel dans les déserts chauds mais plus fréquent dans les ouvrages en béton affectés par la formation de gypse (Figure 15).



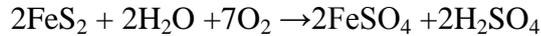
Figure 15 : Précipitation de gypse au sein des roches (planet-terre.ens-lyon.fr)

b) Altération chimique : elle tend à transformer les minéraux en composés plus stables à pression atmosphérique. Les principaux mécanismes de ce phénomène sont :

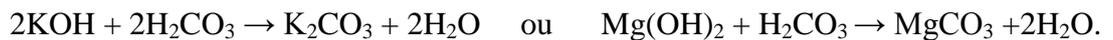
L'hydrolyse : Est le processus d'altération chimique le plus fréquent, phénomène d'échange entre l'eau acide et les minéraux silicatés (concerne la dissolution des cations et des anions d'une roche par l'eau). L'action de l'eau peut être renforcé par la présence de CO_2 ou par le pH très élevé (alcalinolyse) ou très bas (acidolyse). L'exemple type de la réaction d'hydrolyse est celui de la forstérite :



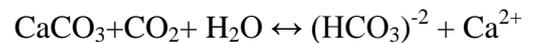
L'oxydation : Est souvent le premier signe d'altération chimique observable. Comme la plupart des roches contiennent de fer dans leur composition, la formation d'oxydes et hydroxydes de fer fait apparaître une couleur rouille caractéristique.



La carbonatation : Est la formation de carbonates avec les cations solubilisés durant l'altération des feldspaths et des ferromagnésiens. L'acide carbonique se forme par dissolution de CO_2 dans l'eau.



La dissolution : Est le processus de dissociation des carbonates, chlorure, sulfates et phosphates par l'eau. La transformation en bicarbonates de calcium conditionne la mise en solution dans une eau chargée d'acide carbonique. Ce processus de dissolution est résumé dans la formule suivante :



L'hydratation (hydroclastie) : C'est une incorporation de molécules d'eau liquide à certains minéraux des roches qui sont capables de l'absorber et la fragmentation est provoquée par la variation de la teneur en eau contenus dans la roche ou dans les minéraux (comme les oxydes de fer) par des phénomènes alternant de retrait/gonflement; et donc favorise la destruction de la roche.

c) **Altération biologique** : est désignée spécifiquement l'altération causée par l'homme qui contribue également à l'altération des roches par : la construction, l'exploitation minière et l'extraction, effet de l'agriculture ...etc. (Figure 16a). **Les animaux** fouisseurs (les blaireaux et les taupes, rongeurs) peuvent aussi contribuer à l'altération des roches par (Figure 16b) qui creusent des terriers dans les roches, les vers de Terre, fourmis, termites... s'enfoncent directement dans la roche et les colonies de Ragondins peuvent déstabiliser ; par leur réseau dense de galerie, des portions entière fluviales. **Le couvert végétal dense**, les forêts, limite l'érosion en dissipant l'énergie de la pluie, favorise l'infiltration et s'oppose toute formes de l'érosion. Les racines des arbres, des herbes et d'autres plantes peuvent pousser dans de petits espaces et des lacunes dans la roche et au cours de leur croissance élargissent les fissures des roches (action mécanique d'altération) et sécrètent aussi des substances acides qui peuvent hydrolyser les minéraux (Figure 16c). **Les bactéries, les algues et les champignons** : pour assurer leur fonctionnement, certains organismes lithopones, prélèvent nutriments et énergie au domaine minéral. Ils ont une capacité à produire certaines substances chimiques réactives (CO_2 , acide oxalique, protons...), qui agissent sur les constitutions des substrats en

déclenchant une série des dégradations comme l'oxydation, réduction, complexation, précipitation et hydrolyse.

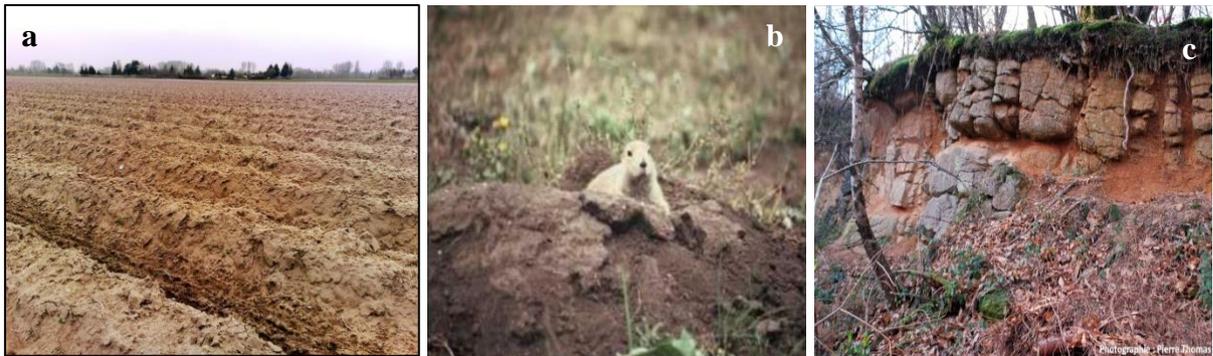


Figure 16 : Forme de contribution des êtres vivants à la désagrégation physiques des roches (a : howlingpixel.com, b et c : slideserve.com).

2. **L'érosion :** Correspond à la mobilisation des produits de l'altération. Une fois libérés, ces produits sont transportés par le vent, l'eau, la glace...etc., laissant certaines formes d'érosion caractéristiques sur les massifs rocheux soumis à l'altération. Nous envisageons ci-dessous les plus caractéristiques :

- **L'érosion éolienne :** le vent soufflant sur une surface désertique balaie les particules les plus fines et peut faire apparaître la surface rocheuse. Lorsque le sol comporte des matériaux de tailles variées (alluvions), la déflation élimine la fraction la plus fine, laissant sur place un désert pavé de cailloux ou Reg (Figure 17).



Figure 17. Erosion éolienne (Reg).

- **Le ruissèlement et l'érosion fluviale :** en terrain meuble, après une forte pluie, les eaux empruntent les fissures du sol, les élargissent progressivement en chenaux parallèles qui fusionnent par écroulement des crêtes qui les séparent. En même temps les crêtes des chenaux reculent en amont. Ce processus est responsable du développement des *Bad land*. En terrain calcaire, la dissolution par les eaux de ruissèlement forme les *lapiez*. Dans des dépôts particulièrement hétérogènes (moraines

glaciaires) la présence de blocs très lourds rend les argiles sur laquelle ils reposent plus compact et la protège du ruissèlement : c'est de cette façon ils naissent les cheminées de fées ou *demoiselles coiffées*. En fin les spectaculaires *chaos granitiques* sont dus à la mobilisation de l'arène granitique.

- **L'érosion karstique** : les formes d'érosion qui résultent de la dissolution des roches (les calcaires) par les eaux douces chargées de CO₂ sont très particulières : elles reçoivent le nom de morphologie karstique.
- **L'érosion glaciaire** : les formes de ce type d'érosion sont visibles à deux échelles : à grande échelle, on observe des vallées en U avec des parois verticales s'oppose à la forme en V des vallées fluviales. A petite échelle, l'érosion glaciaire se manifeste par des surfaces polies et arrondies (*roches moutonnées*), souvent éraflées par des blocs durs enchâssés dans la glace.

2. Transport : Les matériaux qui en résultent de l'altération et l'érosion sont entraînés par des agents de transport sous forme de sédiments. On distingue plusieurs modes de transports :

a) Transport Eolien (action de vent) : Le vent est un agent de redistribution de la matière à la surface du globe terrestre, son action est évident sur les roches meubles peu protégées par le couvert végétal : le vent prélève des particules, les déplace sur une distance de quelque à plusieurs dizaines de km, en provoquant des «vents de sable» et les dépôts. Les mouvements des particules solides qu'ils transportent s'effectuent selon des modalités variées ou l'interviennent la densité, la viscosité, le type d'écoulement ainsi que sa vitesse et sa force, la taille, la forme et les propriétés de surface de grains. Lorsque le seuil de mobilité est atteint, les particules peuvent subir trois modes (Figure 18) : par *charriage ou roulement* pour les plus grosses particules, *la saltation* pour les particules de taille moyenne (sables) et *en suspension* pour les particules très fines (poussières).

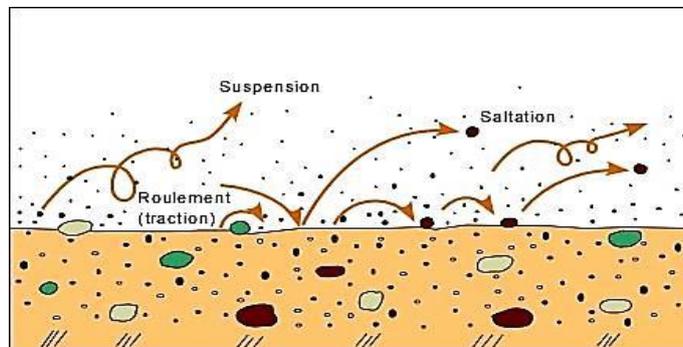


Figure 18 : Modes de transport des particules (roche-sedimentaire.e-monsite.com)

b) Transport par glace : Ce mode de transport caractérise le climat froid et humide où la neige se transforme en glace qui s'écoule comme un fluide visqueux pour former un glacier.

(Figure 19) Pour certains, les glaciers sont de puissants agents érosifs du substratum, mais leur pouvoir d'érosion est sélectif (selon nature du substratum). D'une façon générale, les glaciers de montagne, très mobiles, sont des agents érosifs plus actifs que les inlandsis (calottes polaires), plus lents et plus froids.



Figure 19 : Transport des sédiments par glace (geo.umass.edu)

c) Transport par l'eau : L'eau est l'agent principal de ce mode de transport des matériaux désagrégés et arrachés, des roches exposées à la météorisation, vers les oueds. La charge d'une rivière et sa compétence de transport (régime) est plus faible que celle d'un glacier et dépasse rarement quelques dizaines de cm^3 . Les matériaux détritiques se choquent et s'usent au cours du transport et sont transportés d'autant plus loin qu'ils sont plus petits (Figure 20) : il s'établit un classement longitudinal.



Figure 20 : Effet de l'eau sur les roches (a : pairform.fr) et le sol (b : mediaterrre.org).

d) Transport par gravité : La pesanteur est le facteur principal de ce mode de transport qui se rencontre dans les régions présentant des hautes altitudes et où la désagrégation mécanique est forte (montagnes et déserts). Les éléments arrachés sont déplacés sur une faible distance, quelques centaines de mètres, sont non usés et de toute taille (Figure 21).

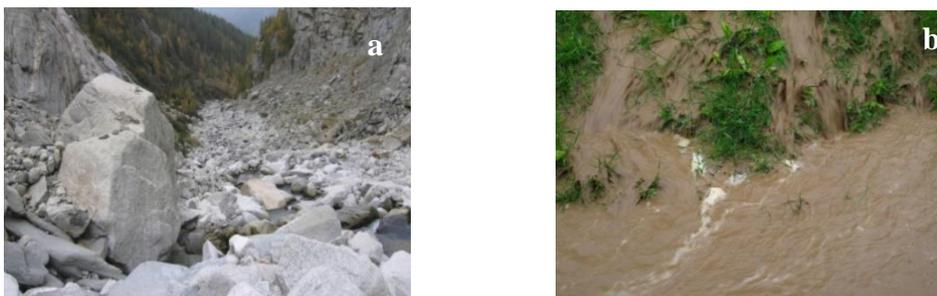


Figure 21 : Transport des particules par gravité (a : glaciers-climat.fr. b : andenne.be).

3. Sédiments et sédimentation : Les roches sédimentaires résultent du dépôt de sédiments en couches superposées. C'est pourquoi elles sont le plus souvent stratifiées. Elles naissent au contact de la Biosphère et sont donc souvent fossilifères. Cependant de nombreuses roches sédimentaires sont azoïques, c'est-à-dire dépourvues de fossiles parce que leurs milieux de formation n'était pas propice à la fossilisation.

On définit sédiment comme un ensemble de particules d'origine minérale et/ou organique, qui se dépose sur une surface définie (l'aire de sédimentation) d'un bassin sédimentaire. Les sédiments ont en plus de la matière organique de deux origines possibles : l'une est l'aplanissement des reliefs continentaux (altération et érosion d'une roche mère : origine « exogène ») et l'autre est l'émersion de matériel volcanique (origine « endogène »).

Une roche sédimentaire témoigne, par ses faciès, du milieu de sédimentation où elle a pris naissance. Le faciès d'une roche est l'ensemble de ces caractères lithologiques (composition minéralogique, composition chimique, aspect sur le terrain), et des caractères paléontologiques (nature et situation des fossiles qu'elle contient). Les observations en lame mince permettent de préciser ces caractères et de définir le microfaciès. L'étude des macrofaciès et des microfaciès des roches sédimentaires révèle leurs conditions de genèse par les renseignements directs qu'elle apporte sur les milieux de sédimentation mais aussi par ceux, indirects, qu'elle donne sur les régions voisines, elle permet la reconstitution des paysages anciens, c'est-à-dire la paléogéographie d'un espace donné (Figure 22).



Figure 22: Sédimentation des dépôts (thoughtco.com)

4. Lithification et Diagenèse : On appelle Lithification ; le processus par lequel un sédiment non-consolidé est converti progressivement en une roche sédimentaire. Pendant la lithification, des changements physiques, chimiques et biologiques se déroulent, ce que l'on appelle diagenèse. La diagenèse englobe tous les processus chimiques, biochimiques et mécaniques qui transforment les sédiments après leur dépôt en une roche sédimentaire consolidée (Figure 23).

La diagenèse ne comprend que les phénomènes affectant les sédiments entre la surface et une profondeur de dizaine de km où la température avoisine 300°C. Au-delà, de ces conditions de pression et de température, les modifications diagénétiques appartiennent au métamorphisme. A partir de l'influence de ces paramètres, on distingue les processus suivants : **les processus biologiques** (bioturbation et la décomposition de la matière organique par l'activité bactérienne), **les mécanismes physiques**, dominant dans les premiers stades de la compaction et **les transformations chimiques** qui traduisent les interactions entre les fluides interstitiels et les particules solides. L'évolution diagénétique peut être divisée en quatre phases principales de durée inégale et croissante : la **pédogénèse** : évolution précoce des carbonates et de la silice, **la mobilité des ions** en solutions interstitielles et compaction mécanique. Autogénèse : épigénèse et néoformation, **la dissolution et le début de la compaction** : cimentation (lithification) et réduction de la porosité et **la déshydratation et compaction chimique** à son intensité maximale.

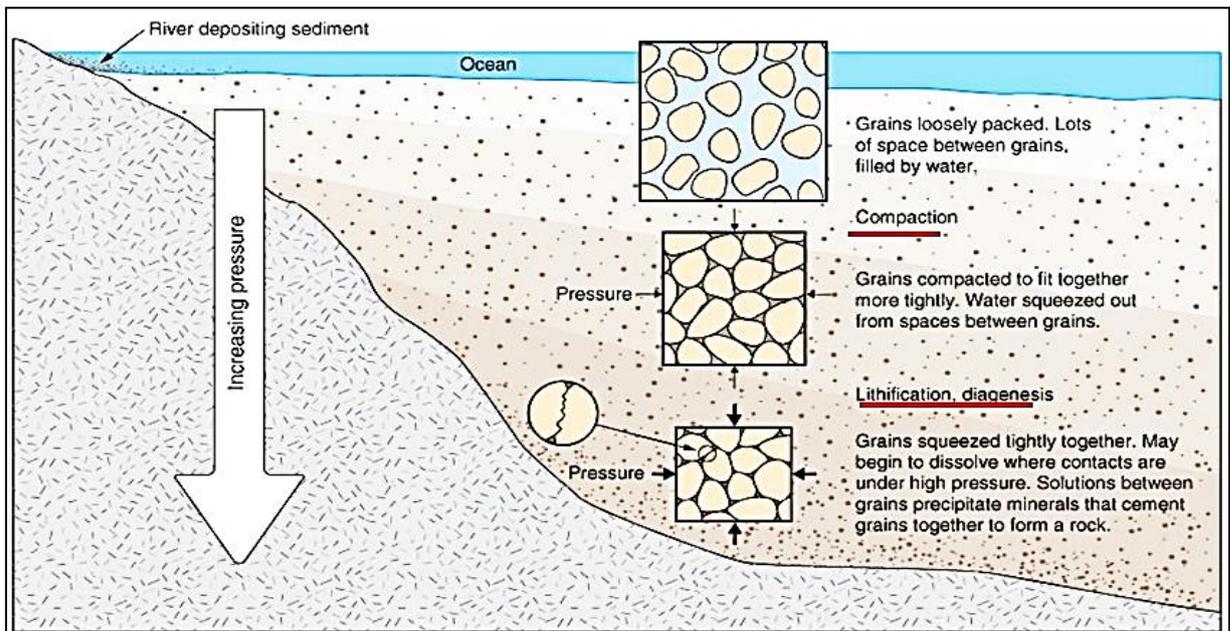


Figure 23 : Phases diagénétiques des roches sédimentaires (slideplayer.com)

2.3.6. Classification des roches sédimentaires

Trois critères essentiels sont généralement utilisés pour la classification des roches sédimentaires : **d'après le milieu de dépôts (faciès)** : On aura les roches marines (Ex : les calcaires à nummulites) et les roches lacustres ou lagunaires (Ex : gypse, huile, calcaire à limnées), **d'après les mécanismes de genèse** : On aura la famille des roches détritiques (Ex : sables, grés, conglomérats...) et la famille des roches biochimiques ou biogènes résultant de l'accumulation des organismes mortes, ou de la partie minérale (Ex : craie, radiolaires) ou organiques (Ex : huile), bioconstructions (Ex : coraux, calcaires d'algues) et **d'après la**

composition chimique On aura les roches carbonatées, les roches siliceuses, les roches ferrifères, les roches évaporitiques, les roches phosphatées ou phosphorites, les roches carbonées ou organiques et les roches argileuses.

2.3.7. Méthodes d'étude des roches sédimentaires

Les roches sédimentaires sont examinées de différentes méthodes pour les mieux caractériser et étudier. Parmi ces méthodes on cite :

- **La diagraphie** : technique d'analyse en continu pétro-physiques (résistivité, radioactivité, porosité, perméabilité...) des roches par l'utilisation des détecteurs puis remontés dans des puits de forages.
- **La lithostratigraphie** : cette technique correspond à reconstituer des événements dans le milieu de sédimentation, à partir de la couche qui limitée par des surface (Toit et Planche ou mur), tels un arrêt ou une variation brutale de la profondeur de dépôt, un changement de faciès, un événement catastrophique externe au milieu.
- **La biostratigraphie** : au sein des couches, le contenu fossilifère est associé à la lithologie. Les fossiles sont représentatifs du milieu de sédimentation, sauf s'ils ont été transférés loin de leur zone de vie par les courants ou les coulées boueuses auquel cas sont remaniés. Leur relation avec la matrice de la roche éclairent les conditions de fossilisation.
- **L'analyse séquentielle** : porte sur des corps sédimentaires de longue durée établis aux débouchés des grands apports détritiques. Ces corps sont puissants (plusieurs milliers de mètres d'épaisseur) souvent lardés de sel diapir et témoignent d'un fonctionnement permanent au cours des temps. Il s'organise autour de deux principes : le premier concerne la répartition des clastes en provenance des continents et le second concerne l'évolution verticale des faciès.
- **La granulométrie** : cette technique se fait selon deux modes : par tamisage ; qui désigne la séparation des constituants des échantillons non indurés comme le sable, et par granulométrie laser, qui est une technique de mesure du diamètre moyen de différents particules ou grains qui constituent un échantillon sédimentaire.
- **La diffraction des rayons X** : technique spectrométrique permettant d'identifier les différentes phases minérales qui compose un échantillon.
- **La spectrométrie élémentaire (absorption ou émission atomique)** : techniques de dosage des éléments chimiques présents dans la roche. Elles permettent le dosage d'éléments parfois très faible.

- **Le forage et carottage** : technique de prélèvement des échantillons, de Terre ou de mer, à des grandes profondeurs.
- **La stratigraphie** : L'étude de l'histoire de la Terre enregistrée dans les strates sédimentaires (stratigraphie) repose sur deux démarches méthodologiques : celle qui établit un découpage chronologique aussi détaillé qu'il est possible et celle qui permet de relier les dépôts contemporains ou d'âge différent entre des sites plus ou moins éloignés. Les moyens de corrélation (géochronologiques, lithologiques, paléontologie...)
- **La pyrolyse** : technique de destruction thermique des échantillons permettent d'identifier les composés organiques des roches sédimentaires.
- **La sismique réflexion** : méthode d'imagerie à grande échelle, des discontinuités et des formations géologiques.
- **Le microscope optique en lumière polarisée-analysée** : cette méthode s'appuie sur l'observation et la reconnaissance des minéraux et des autres constituants des roches.
- **Le microscope électronique à balayage** : méthode d'observation à très fort grossissement d'objets géologiques (d'une dimension <100nm). L'image est obtenue grâce à balayage par un faisceau d'électrons d'un objet géologique.
- **Le microscope électronique à transmission** : méthode d'observation comparable du MEB, mais l'échantillon est observé en transmission (en transparence) et la pouvoir grossissement est encore plus important (résolution de quelques angström).
- **Le terrain** : mesures de terrains des différentes données de la tectonique (plan de faille, stries...), de la stratigraphie (plan de stratification), du métamorphisme (schistosité), de la sédimentologie (sens des courants)... réalisation de panoramas, de coupes, log stratigraphique et sédimentologiques, analyse de faciès, échantillonnage...
- **La radiochronologie** : la datation des échantillons en dosant la quantité d'un couple d'isotopes l'un étant radioactif (le père) et l'autre radiogénique (le fils).

3. Notions de stratigraphie

L'âge de la Terre excède 4.6 milliards d'années. Son histoire géologique commence à partir de la consolidation de la croûte continentale qui s'est produite il y a environ 3.8 milliards d'années. Presque aussitôt, on voit apparaître les premiers organismes (des bactéries). Ils ont évolué en se différenciant et en se perfectionnant. Les groupes mal adaptés ont disparu, d'autres mieux adaptés ont pris leur place. Toute cette histoire s'inscrit plus ou moins complètement dans la roche.

3.1. Définition de la stratigraphie

La stratigraphie est la science qui étudie l'agencement dans le temps et dans l'espace des couches de terrains ou strates et des événements qu'elles ont enregistrés.

3.2. Principes de la stratigraphie

Les principes de stratigraphie permettent la datation. Parmi eux on distingue (Figure 24) le **principe de superposition** : selon lequel pour les terrains sédimentaires; non déformés à la suite de leur mise en place, les formations les plus basses sont les plus anciennes et les formations les plus hautes sont les plus récentes (par convention C), le **Principe de continuité latérale** : selon lequel deux strates qui sont dans le prolongement l'une de l'autre sont de même âge même si leur faciès est différent, le **principe d'horizontalité originale** : Les couches sédimentaires à l'origine sont déposées horizontalement, donc toute couche n'est pas horizontale elle aurait subît une déformation, le **principe de relation d'intersection (recoupement)** : Selon lequel les couches sont plus anciennes que les failles ou les roches qui les recourent, le **principe d'inclusion** : il est utilisé pour les roches magmatiques et sédimentaires, selon lequel les morceaux de roche inclus dans une autre couche sont plus anciens que leur contenant et le **principe d'identité paléontologique** : Selon lequel, Si les sédiments situés dans des régions différentes contiennent les mêmes fossiles stratigraphiques, ils se sont déposés à la même époque.

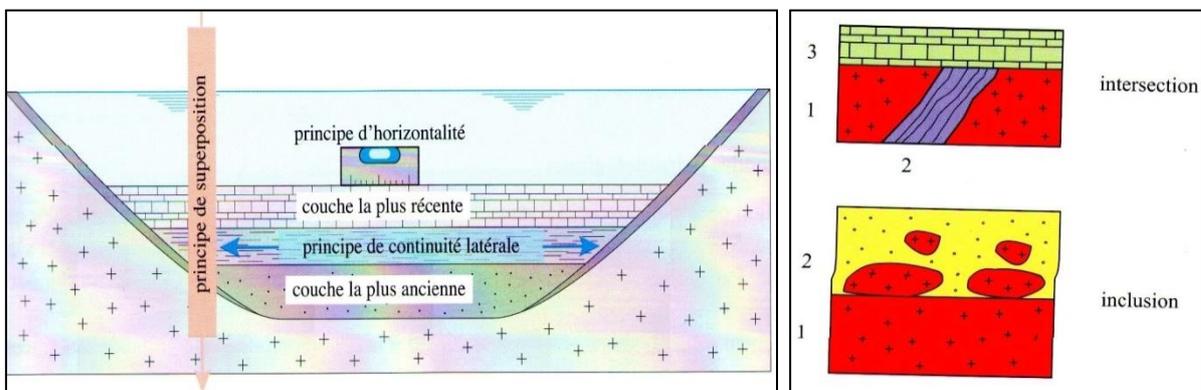


Figure 24 : Schéma de différents principes stratigraphiques (Parriaux, 2009).

3.3. Structures et contacts

Parfois, dans une série sédimentaire l'information fait défaut; soit que les roches ont disparu (effet d'érosion), soit que la sédimentation s'est interrompue. Ce manque, ces absences d'information correspondent à la **lacune** qui est l'absence d'un étage dans une formation ou dans une région, en tout ou en partie. **La structure concordante** : Correspond à la disposition régulière d'une formations rocheuse récente sur l'une ancienne sans qu'il manque d'étage, n'a été ni plissées ni basculées antérieurement par des efforts tectoniques. **La discordance** correspond à un repos stratigraphique (arrêt de la sédimentation) d'une formation

sédimentaire sur un substratum plissé ou basculé antérieurement par des efforts tectoniques et en partie érodé et la **discordance angulaire** : est une surface d'érosion recoupant d'anciennes séquences déformées. Elle implique le plissement ou le basculement, le soulèvement, l'érosion et la sédimentation de nouvelles couches.

3.4. Géochronologie

La Géochronologie est l'ensemble des méthodes permettant d'assigner un âge aux roches ou aux minéraux.

Les roches sédimentaires fournies un enregistrement plus ou moins complet des temps géologiques. Pour déterminer leur âge, les géologues utilisent : **la datation absolue** qui vise à obtenir des estimations quantitatives de l'âge des évènements géologiques. Elle est basée en particulier sur les méthodes et techniques radiométriques permettant de dater des minéraux de roches (Ex : la plus veilles roches datées est la métatonalite 4.04Ga et le plus veille minéral est le zircon daté de 4.404Ga) et **la datation relative**, Permet d'organiser les structures et les évènements géologiques les uns par rapport aux autres dans le temps mais sans les dater précisément. Elle est basée sur les principes de la stratigraphie et les répartitions des fossiles.

3.5. Echelle des temps géologiques (Chronostratigraphique)

Est une échelle relative, établie à partir de l'idée d'évolution des êtres vivants (paléontologie) et de quelques principes simples permettant d'interpréter les observations de terrain. Cette étape à toutefois permis d'établir une échelle chronostratigraphique où le temps géologique est divisé en ères (Archéen, Protérozoïque et Phanérozoïque), en système, en période et finalement en étage (Figure 25).

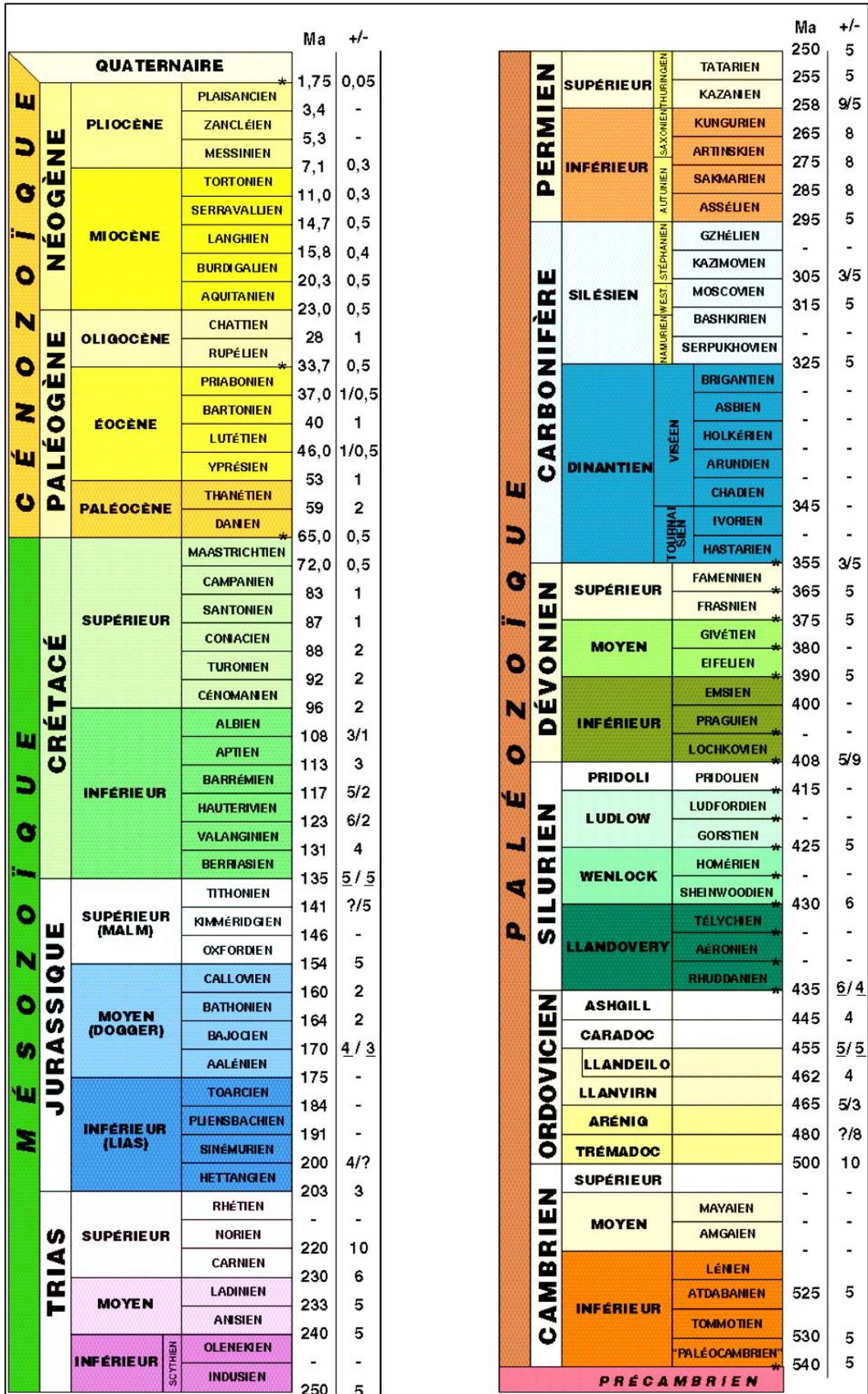


Figure 25 : Echelle des temps géologiques (Phanérozoïque de 542MA jusqu'à maintenant).

3.6. Crises biologiques

L'évolution de la biosphère n'est pas régulière. Elle est marquée par des phases de diversification encadrées par des périodes de crises biologiques pendant lesquelles les extinctions des groupes s'accroissent.

3.6.1. Principales crises biologiques

En fonction du taux d'extinction on aura (Figure 26) : **les crises principales ou en masses** qui se définissent selon trois critères : la disparition de taxon (des familles au minimum), chute importante de la biodiversité et un déroulement rapide. Elles sont géographiquement quasi-globales, **les crises intermédiaires** qui affectent essentiellement la diversité spécifique et génétique mais aussi quelques familles ou un groupe et **les crises mineures** qui se traduisent par la disparition des genres ou d'espèce. Elle coïncide souvent avec les limites des étages ou de sous-étages.

Au Phanérozoïque, il est possible d'identifier une soixante de crises dont cinq sont classiquement considérées comme en masse (majeures) à l'Ordovicien Terminal- Silurien (436Ma), au Dévonien Supérieur (limite Frasnien-Famennien, 365Ma), à la limite Permien-Trias (250Ma), au Trias Supérieur-Jurassique (210Ma) et à la limite du Crétacé-Tertiaire (65Ma).

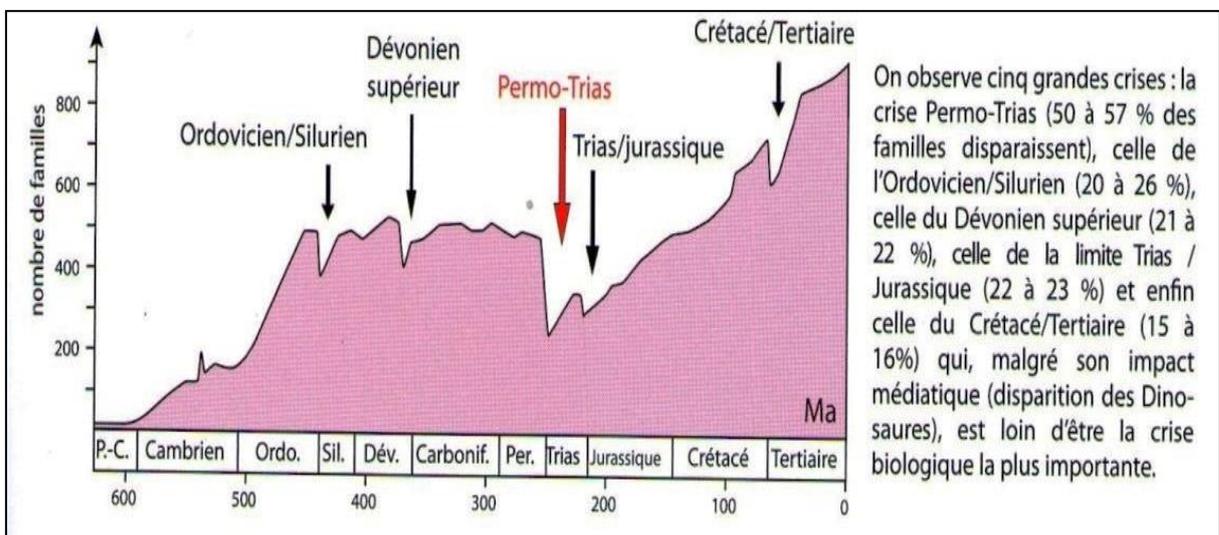


Figure 26 : Principales crises biologiques (Lagabrielle, 2013).

3.6.2. Modalités d'extinction

L'analyse de nombreuses observations permet de dégager quelques caractéristiques générales des extinctions en masse. Celles-ci concernent la vulnérabilité d'espèce et le type d'habitat affecté par ce que **les organismes de grandes tailles** sont défavorisés peut-être à cause d'un taux de reproduction modéré, d'une densité de population insuffisante et

d'exigence trophiques grandes, **la richesse spécifique des clades** favorise leurs pérennités, **les formes endémiques** et les organismes sténotopiques sont plus vulnérables et **les extinctions** n'affectent souvent qu'un seul domaine ; marin ou terrestre (la crise fini dévonienne affecte peu l'écosystème continentaux et l'extinction des mammifères au Miocène supérieur ne coïncide pas avec la crise marin survenue dès le Miocène moyen).

3.6.3. Causes de crises biologiques

Pour expliquer les crises majeures, il faut retenir des phénomènes globaux (facteurs d'extrinsèques globaux) comme le volcanisme de grande ampleur, les impacts des corps extraterrestres, les variations climatiques, les variations de la physicochimie des océans, les réorganisations paléogéographiques, les variations des niveaux marins et les variations du champ terrestre.

4. Notions de paléontologie

4.1. Définition de la paléontologie

La paléontologie : Est la discipline qui étudie les organismes disparus ayant laissé dans les terrains sédimentaires des traces de leur corps ou de leurs activités. Ces traces sont appelées « fossiles ».

4.2. Lois majeurs de la paléontologie

Il existe quatre lois majeures en paléontologie :

1. L'actualisme : les lois physiques (gravité...) et biologiques (nutrition, reproduction...) actuelles sont applicables dans le passé.
2. L'anatomie comparée : les fossiles retrouvés sont souvent fragmentaires ; rarement complet. Cette loi permet de reconnaître à partir de fragments trouvés.
3. La corrélation organique : chaque partie d'un organisme a une morphologie compatible avec le reste de l'organisme.
4. La chronologie relative : il faut tenir compte de la stratigraphie des couches. La plus ancienne couche est plus profonde, sauf événement géologique ayant renversé la série.

4.3. Fossile et fossilisation.

Les fossiles ont conservé une certaine forme, parfois une certaine structure et ils donnent des informations concrètes sur l'animal ou la plante originels (Figure 27 et 28).

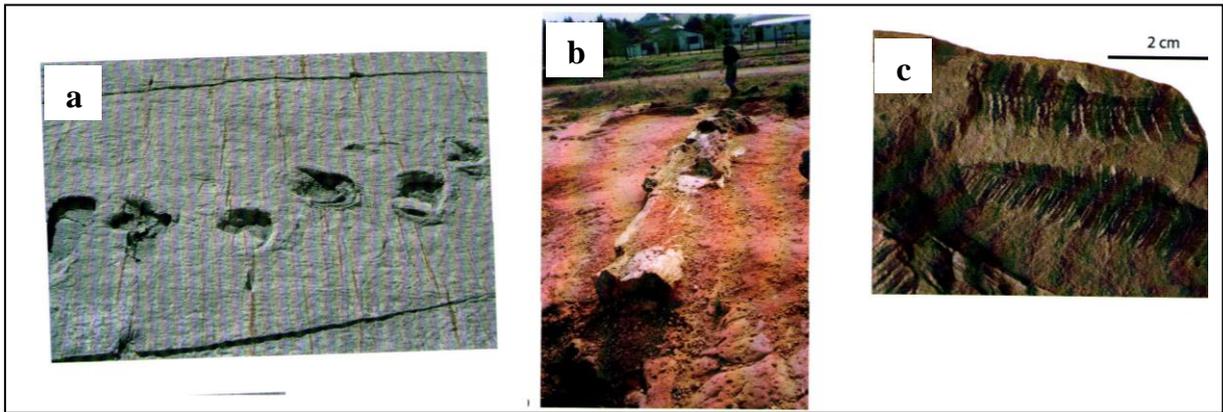


Figure 27 : **a** : Empreinte de traces de *Tyrannosaurus Rex*, mesure environ 50cmde long. **b** : Tronc de conifère silicifié d'âge triasique, découvre au sud du Brésil. **c** : Fossilisation de Fougère du Carbonifère (Parriaux, 2009).

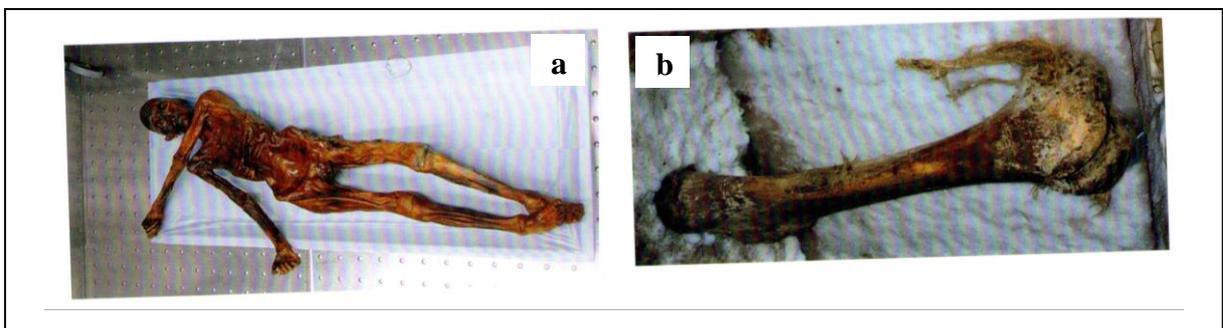


Figure 28 : **a** : Fossilisation d'un homme entier par la glace, Otizi, chasseur tyrolien d'environ 6000ans (www.iceman.it). **b** : Tibia avec chair d'un mammouth fossilisé par le froid, décoré dans le pergélisol d'Igraka, Sibérie (Parriaux, 2009).

4.3.1. Fossile

Est le reste (tests, squelette, os, dents...) complet ou partiel d'organismes ou la trace naturelle de leur existence ou de leur l'activité empreinte de pas, déjections...) conservé dans des sédiments qui ont vécu dans les époques géologiques anciennes. Les fossiles sont importants lorsque :

- Ils sont présents dans les sédiments continentaux ou marins.
- Ils sont enregistrés une très longue histoire biogéologique.
- Ils constituent une grande partie de la production sédimentaire (carbonates, silice).
- Ils permettent la reconstitution de l'environnement de dépôts et du climat ancien.
- Ils permettent d'établir une chronologie relative des dépôts sédimentaires.
- Ils permettent de tester des théories sur l'évolution de la vie

Les fossiles sont généralement rangés dans deux catégories : les macrofossiles, désignent les fossiles animaux (macrofaune) ou végétaux (macroflore), de grandes tailles (>5mm) par opposition aux microfossiles qui désignent uniquement observables à la loupe ou

au microscope. L'étude des microfossiles à parois minéraux correspond à la micropaléontologie, celles des microfossiles à parois organiques à la palynologie.

4.3.2. Fossilisation

Est l'ensemble des processus physicochimiques qui permettent la conservation totale ou partielle des organismes ou de leur existence dans les sédiments.

Condition de fossilisation : Les cadavres des êtres vivants (parties molles et parties dures des animaux et des plantes) sont détruites par plusieurs agents de décomposition; les plus importants sont : les agents biologiques (animaux et organismes microscopiques comme les bactéries) et les agents atmosphériques (pluie, oxygène...). Il faut noter qu'il y a d'autres facteurs de destruction de l'organisme comme la diagenèse, le métamorphisme, la dissolution par des eaux d'infiltration... Ces différents paramètres définissent la difficulté à fossiliser un organisme et expliquent le faible pourcentage de fossilisation. Les principaux facteurs favorables à la fossilisation sont (Figure 29):

1. L'enfouissement rapide et abondant du cadavre, pour le protéger de l'oxygène. Ceci fonctionne bien avec les sédiments fins (boue)
2. Les catastrophes, tel que le tsunami, avalanches, crues... qui apportent des sédiments en grande quantité qui piègent les organismes.
3. Une topographie favorable à un enfouissement rapide (une dépression pouvant piéger les organismes lors des glissements de terrain).
4. Le mode de vie de l'organisme ; un organisme vivant dans des terriers, ou enfui aura plus la chance d'être conservé.
5. Nature de l'organisme : la nature chimique et la présence d'un squelette ou exosquelette joue un rôle important dans la fossilisation (squelette ou spicule, carbonaté ou siliceux). En effet les tissus mous sont rarement conservés. C'est là un piège de la fossilisation.

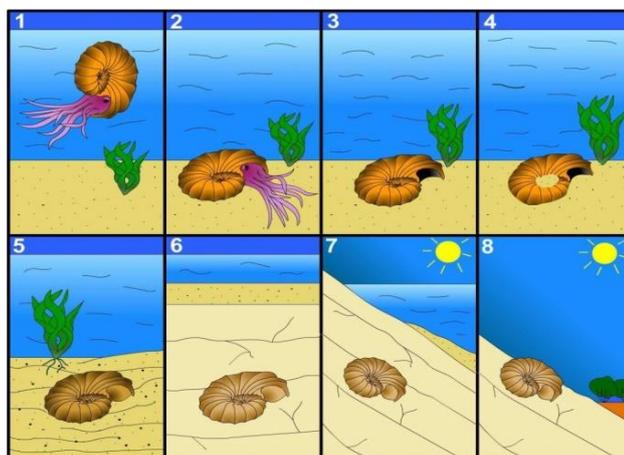


Figure 29 : Etapes de fossilisation d'un organisme (lespitsorcier.org).

3^{ème} PARTIE :
GEODYNAMIQUE
INTERNE

1. De la Dérive des continents a la Tectonique des plaques

La géodynamique est l'étude des événements naturels auxquels est soumise notre planète. Ces manifestations se traduisent de différentes manières, ce qui nous amène à distinguer : la géodynamique interne et la géodynamique externe. La **géodynamique interne**: Ce sont les forces induites par les mouvements convectifs lents du manteau, et les déplacements consécutifs de l'écorce terrestre.

1.1. De la mobilité horizontale à la Dérive des continents

La Dérive des continents : est une théorie selon laquelle les continents se seraient déplacés d'une manière très importante les uns par rapport aux autres aux cours des temps géologiques.

L'idée que les continents puissent se déplacer lentement à la surface du globe n'est pas récente puisqu'elle a été reformulée dès 1620 par Francis Bacon. A la fin du 19^{ème} siècle, le géologue autrichien Eduard Suess crée le nom de **Gondwana** pour désigner un vaste continent de l'hémisphère Sud englobant l'Amérique du Sud, l'Afrique, l'Australie, l'Inde, l'Arabie, Madagascar et l'Antarctique. A la même époque, les continents de l'hémisphère Nord étaient également regroupés en un seul bloc appelé « **Laurasia** » englobant Laurentia (l'Amérique du Nord), Groenland et l'Eurasie (l'Europe et l'Asie) (Figure 30).

L'expression la plus spectaculaire de l'hypothèse de déplacement continentale revient au météorologue Allemand Alfred Wegener, qui suggère en 1912 que tous les continents de la planète étaient réunis en un seul continent (**méga continent**) appelé « **Pongee ou Pongea** ». Ce continent était entouré par un océan unique appelé « **Ponta Talassa** » à la fin de la paléozoïque (au cours du Trias (250MA) et se poursuit actuellement). En 1915, il propose le concept de la **Dérive des continents**. Laurasia était séparée de l'Afrique et de l'Arabie par un vaste Océan appelé «la Téthys ou la Mésogée » (Figure 30).

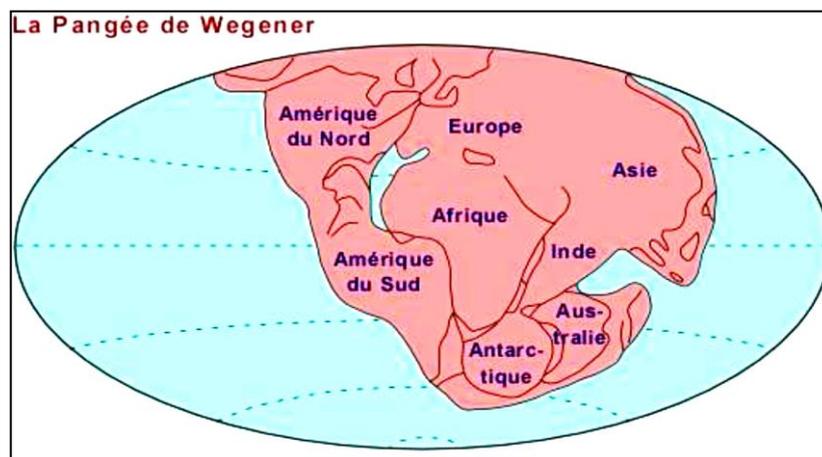


Figure 30 : Méga continent de Wegener (www2.ggl.ulaval.ca).

1.1.1. Preuves de la mobilité horizontale des continents

La théorie de la dérive des continents est basée sur un faisceau des arguments solides et lourds en faveur de l'existence d'un méga continent, parmi eux :

a) Arguments paléontologiques (répartition de certains fossiles) : On retrouve, de part et d'autre de l'Atlantique, sur les continents actuels, les fossiles de plantes et d'animaux terrestres datant de 240 à 260Ma. Comment des organismes terrestres n'ayant pas la capacité de traverser un large océan ont-ils pu coloniser des aires continentales si éloignées les unes des autres?. La réponse de Wegener est simple: autrefois, tous ces continents n'en formaient qu'un seul, la Pangée, présentant ainsi des aires de répartition cohérentes (Figure 31).

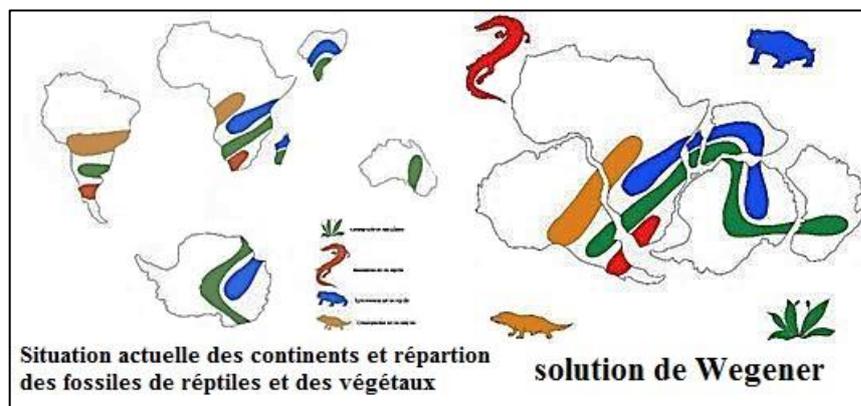


Figure 31 : Carte de répartition de certains fossiles (clercsvt.jimdo.com).

b) Traces d'anciennes glaciations : On observe, sur certaines portions des continents actuels (Figure 32), des marques de glaciation datant d'il y a 250MA, indiquant que ces portions de continents ont été recouvertes par une calotte glaciaire. Il est plus qu'improbable qu'il ait pu y avoir glaciation sur des continents se trouvant dans la zone tropicale (Sud de l'Afrique, Inde). De plus, il est anormal que l'écoulement des glaces, dont le sens est indiqué par les flèches, se fasse vers l'intérieur d'un continent (des points bas vers les points hauts; cas de l'Amérique du Sud, de l'Afrique, de l'Inde et l'Australie). Cette répartition actuelle des zones glacées n'est donc pas cohérente.

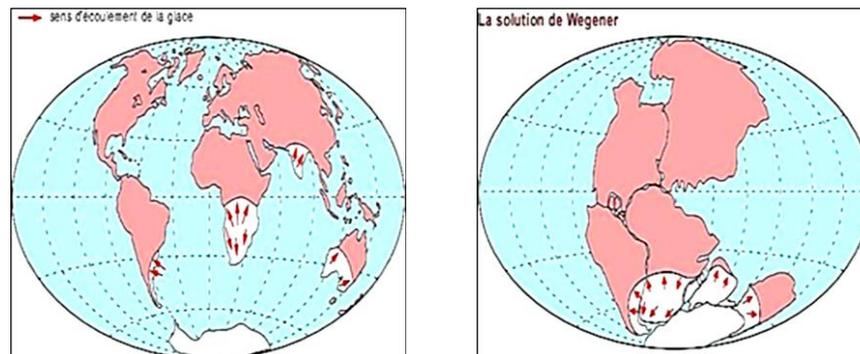


Figure 32 : Répartition des Traces d'anciennes glaciations sur les continents (www2.ggl.ulaval.ca).

c) **Arguments morphologiques (le parallélisme des cotes) :** Il y a par exemple un net parallélisme de ligne côtière entre l'Amérique du Sud et l'Afrique, cela suggère que ces deux continents sont mes deux morceaux d'un même bloc.

La reconstitution de Wegener montre que toutes les masses continentales ont été jadis réunies en un seul méga-continent appelé « Pongée ».

d) **Arguments structuraux (concordance des structures géologiques) :** La carte ci-dessus montre la répartition des blocs continentaux (boucliers) plus vieux que 2Ga (milliards d'années) selon la géographie actuelle. La correspondance des structures géologiques entre l'Amérique du Nord et l'Europe confirme aussi l'idée de Wegener (Figure 33a). Les trois chaînes de montagnes, Appalaches (Est de l'Amérique du Nord), Mauritanides (Nord-Est de l'Afrique) et Calédonie (Iles Britanniques, Scandinavie), aujourd'hui séparées par l'Océan Atlantique, ne forment qu'une seule chaîne continue si on rapproche les continents à la manière de Wegener (Figure 33b). Les géologues savent depuis longtemps qu'effectivement ces trois chaînes ont des structures géologiques identiques et qu'elles se sont formées en même temps entre 470 et 350Ma.

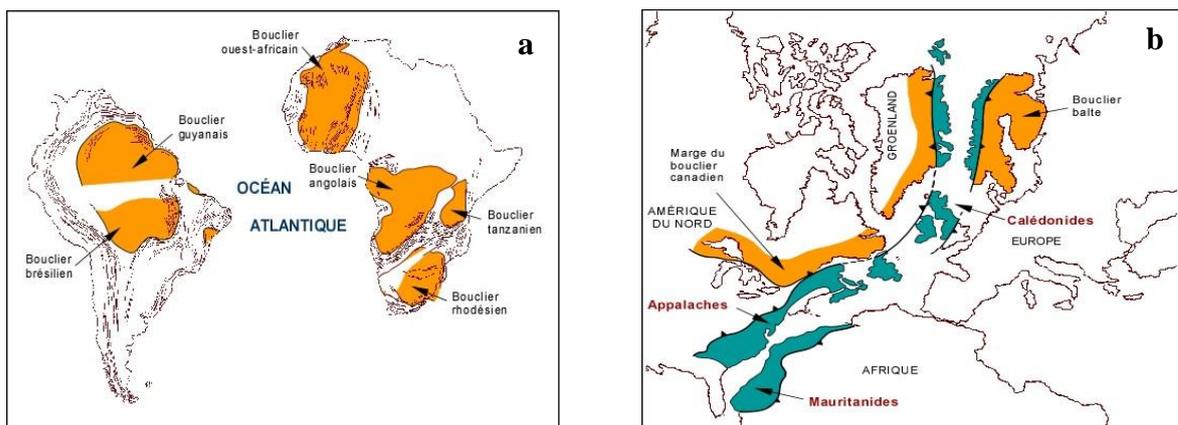


Figure 33 : Carte de concordance des structures géologiques sur les continents (a : www2.ggl.ulaval.ca. b : jeba62.pagesperso-orange.fr).

e) **Arguments sédimentologiques** sont représentés par les **dépôts glaciaires** qui se sont à priori au pôle nord ou au pôle Sud or on trouve des dépôts datant de 400.000MA en Inde, en Australie et en Amérique du Sud, les **dépôts houillers** qui se réalisent normalement en zones humides dans les subéquatoriales, or on retrouve les charbons en Amérique du nord, en Europe Occidentale, en Asie.... Les **dépôts sableux** : Ils se font dans les déserts, mais ces dépôts se trouvent actuellement sous forme des sables consolidés (grés) en Groenland, en Amérique du nord, en Afrique. Les **dépôts évaporitiques** exemple les sels caractérisent les climats chauds.

f) **Arguments climatiques** : A la fin du Primaire, au Carbonifère, on connaît des sédiments glaciaires (tillites) en Amérique du Sud et en Australie. Pour la même période, les terrains huiliers contiennent une flore de ptéridophytes (Fougères) qui traduit un climat de type équatorial. De tels terrains existent en Est de l'Amérique du Nord, dans l'Europe et le Nord-est de l'Asie. Par rapport à sa position actuelle, la répartition de ces deux types des sédiments (glaciaires et huiliers) est totalement aberrante ; en revanche, elle trouve toute sa logique dans le schéma wegenérien.

1.1.2. Insuffisance de la dérive des continents

Malgré la qualité d'observation de Wegener, la théorie de la dérive des continents n'avait expliquée de nombreux phénomènes géologiques, c'est pourquoi elle a été critiquée par de nombreux géologues, particulièrement sur le moteur responsable de déplacement des différents continents, la non identification des zones de distension qui compenseraient les zones de compression liées au frottement des continents. Le développement de la géophysique a permis de mettre en évidence une nouvelle structuration de la Terre (lithosphère et asthénosphère) basée sur les caractéristiques mécaniques des roches et ne pouvait pas être compatible avec le modèle de Wegener.

1.2. De la Dérive des continents à la Tectonique des plaques

La Tectonique des plaques est la partie de la géologie qui vise à étudier la nature et les causes de déformation des ensembles rocheux (des déformations à grande échelle de la croûte terrestre).

1.2.1. Développement de la Tectonique des plaques

La faiblesse de l'hypothèse de Wegener tenait dans son incapacité à expliquer le mécanisme de la mobilité des continents (se basant sur les données continentales uniquement). Avant l'exploration des fonds océaniques Arthur Holmes, 1944, propose un modèle qu'il publiera en 1965, il invoque la nécessité de courants de convection dans le manteau provoquant la remontée des magmas basaltiques et imagine la formation de la croûte par dispersion dans un bassin océanique.

Dans les années 1960, le développement de puissants ordinateurs facilite la simulation des reconstitutions des ensembles continentaux du Paléozoïque à partir des marges continentales. C'est cependant, les preuves les plus évidentes de déplacement des continents : l'étude du champ magnétique terrestre et sa variation. La variation séculaire du champ magnétique terrestre entraîne la lente dérive des pôles magnétiques : le pôle magnétique Nord se déplace vers la Sibérie à une vitesse de 55km/an (150m/j). En 1957, Eduard A. montre que les

données paléomagnétiques ne sont cohérentes qu'avec des structures géologiques anciennes et sont incompatibles avec la distribution actuelle des continents. En 1962, Harry H. Hess reconnaît le rôle déterminant des dorsales océaniques et suggère s'y former par des remontées de magma mantellique. Des courants de convection nés dans le manteau supérieur, atteignent la surface sous les dorsales puis s'étalerait horizontalement. Les continents se déplacent sur le matériel mantellique, transportés passivement par les courants de convection. Le concept de la **Tectonique des plaques** est créé en 1969, a eu des incidences énormes sur toutes les sciences de la Terre : c'est une théorie scientifique planétaire unificatrice qui nous fournit un cadre unique dans lequel s'intègrent toutes les observations géologiques (déformation des roches, sismicité, volcanisme, métamorphisme...).

1.2.2. Mécanisme de la tectonique des plaques

Le moteur des déplacements des plaques lithosphériques à l'origine est encore un problème en discussion. Deux approches différentes ont été envisagées pour interpréter la dynamique de la planète (Figure 34) : **la convection** qui est le moteur de déplacement des plaques : le mouvement est la conséquence d'un couplage visqueux entre la base de la lithosphère et l'asthénosphère et les **forces agissant aux limites des plaques** qui sont le moteur du système, les courants de convection n'étant qu'une réponse passive à ces forces.

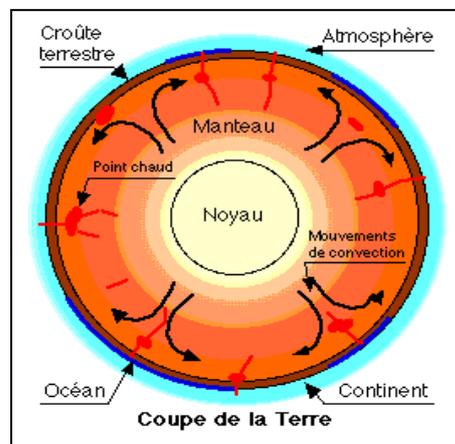


Figure 34 : Moteur responsable de déplacement des continents - *Courants de Convection* (dichamp.pagesperso-orange.fr).

1.2.3. Différents types de frontières (limites entre les plaques).

a) Les frontières divergentes ou zones de création lithosphérique

C'est la région des dorsales océaniques : lignes sur 55000km de long, de 1000 à 4000km de large et de 2 à 3km de haut. Suivant lesquelles deux plaques s'écartent l'une de l'autre, et qui sont continuellement comblés par l'arrivée de magmas basaltiques denses, pour former des croûtes océaniques neuves, venu de l'asthénosphère (Figure 35).

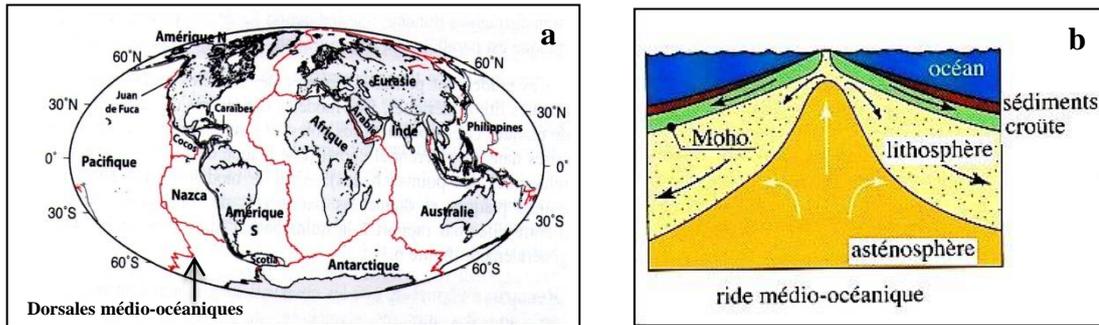


Figure 35 : Zone de divergence – Dorsale océanique (a : Langlois, 2011. b : Parriaux, 2009).

b) Les frontières convergentes ou marges actives : Si la surface de la Terre est un espace fini, le fait que les plaques grandissent aux frontières divergentes implique qu'il faudra détruire de la lithosphère ailleurs pour maintenir constante la surface terrestre. Cette destruction se fait aux frontières convergentes qui, comme le nom l'indique, marquent le contact entre deux plaques lithosphériques qui convergent l'une vers l'autre (Figure 36). La destruction de plaque se fait par l'enfoncement dans l'asthénosphère d'une plaque sous l'autre plaque, et par la digestion de la portion de plaque enfoncée dans l'asthénosphère. Les résultats (séismes, volcans, chaînes de montagnes, déformations) diffèrent selon la nature des plaques (océaniques ou continentales) qui entrent en collision.

- **La convergence entre deux plaques océaniques :** Dans ce genre de collision, une des deux plaques s'enfonce sous l'autre pour former une zone de subduction. La sismicité sur la plaque plongeante définit la zone de Bénéioff dont la géométrie indique le slab subduit selon des angles variés de 0 à 90°, lorsqu'il plonge verticalement dans le manteau. On enfonce du matériel moins dense ($d \sim 3,2$) et du matériel moins chaud dans du matériel plus dense ($d \sim 3,3$) et le plus chaud. L'asthénosphère "digère" peu à peu la plaque lithosphérique. Il se produit un phénomène de fusion partielle de la plaque engloutie. Le magma résultant (liquide), moins dense que le milieu ambiant, monte vers la surface. Une grande partie de ce magma reste emprisonnée dans la lithosphère, mais une partie est expulsée à la surface, produisant des volcans sous la forme d'une série d'îles volcaniques (arc insulaire volcanique) sur le plancher océanique. De bons exemples de cette situation se retrouvent dans le Pacifique-Ouest, avec les grandes fosses des Mariannes, de Tonga, des Kouriles et des Aléoutiennes, chacune possédant leur arc insulaire volcanique, ainsi que la fosse de Puerto Rico ayant donné naissance à l'arc des Antilles bordant la mer des Caraïbes Atlantique.
- **La convergence entre une plaque océanique et une plaque continentale :** Dans ce type de collision, la plaque océanique plus dense s'enfonce sous la plaque continentale. Lors

d'un chevauchement d'une plaque par une autre, le cisaillement est le responsable des séismes peu profondes, systématiquement distribués dans la plaque plongeante et formant la zone sismique de Wadati-Benioff qui peut descendre plusieurs km dans le manteau (de l'ordre de 670km) (Figure 36). Comme dans le cas précédent, la plus grande partie du magma restera emprisonnée dans la lithosphère (ici continentale); le magma qui aura réussi à se frayer un chemin jusqu'à la surface formera une chaîne de volcans sur les continents (arc volcanique continental). De bons exemples de cette situation se retrouvent à la marge du Pacifique-Est, comme les volcans de la Chaîne des Cascades (Cascade Range) aux USA (incluant le Mont St. Helen) résultat de la subduction dans la fosse de Juan de Fuca et ceux de la Cordillères des Andes en Amérique du Sud reliés à la fosse du Pérou-Chili.

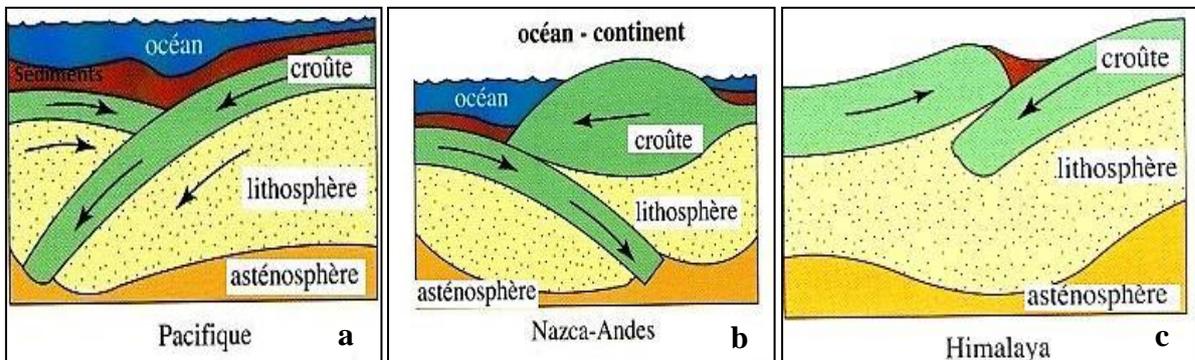


Figure 36 : Frontières convergentes. **a :** Convergence entre deux plaques océaniques. **b :** Convergence entre une plaque océaniques et une plaque continentale. **c :** Convergence entre deux plaques continentales (Parriaux, 2009).

- **La convergence de deux plaques continentales :** Reconnu sur environ 12000km, se caractérise la subduction d'un continent sous l'autre. Le mécanisme se coince: le moteur du déplacement (la convection dans le manteau supérieur et la gravité) n'est pas assez fort pour enfoncer une des deux plaques dans l'Asthénosphère à cause de la trop faible densité de la lithosphère continentale par rapport à celle de l'asthénosphère. En effet, la subduction se bloque et l'espace océanique se refermant au fur et à mesure du rapprochement de deux plaques continentales et les deux continents entrent en collision, entraînant la formation des chaînes de montagnes marquées par l'existence de vastes cisaillements, des lambeaux de la croûte océanique peuvent même être coincés dans des failles (issues en majorité d'arcs, d'avant arcs et d'arrière arcs). C'est la soudure entre deux plaques continentales pour n'en former qu'une seule (la suture ophiolitique). Le cas connu de la subduction continentale active (collusion), est représenté par les chaînes de de l'Himalaya (la soudure de l'Inde au continent asiatique), du Zagros et des Alpes néo-zélandaises.

c) Les frontières transformantes

Les frontières transformantes (de dizaines de km de large sur plusieurs centaines de km de long) correspondent à de grandes fractures perpendiculaire aux dorsales océaniques, marquées parfois par des reliefs sous-marins, siège d'une forte activité sismique, affectent toute l'épaisseur de la lithosphère (Figure 37); on utilise plus souvent le terme de failles transformantes. Ces failles permettent d'accommoder des différences dans les vitesses de déplacement ou même des mouvements opposés entre les plaques, ou de faire le relais entre des limites divergentes et convergentes (ces failles transforment le mouvement entre divergence et convergence, de là leur nom de failles transformantes).

La fameuse faille de San Andreas en Californie est un bon exemple de cette situation: elle assure le relais du mouvement entre la limite divergente de la dorsale du Pacifique-Est, la limite convergente des plaques Juan de Fuca-Amérique du Nord et la limite divergente de la dorsale de Juan de Fuca.



Figure 37 : Faille transformante de l'Ouest du pacifique (faille de San Francisco) (www2.ggl.ulaval.ca).

1.2.4. A quel rythme se font ces mouvements de divergence et de convergence ?

Les taux de divergence et de convergence ne sont pas identiques partout (Figure 38).

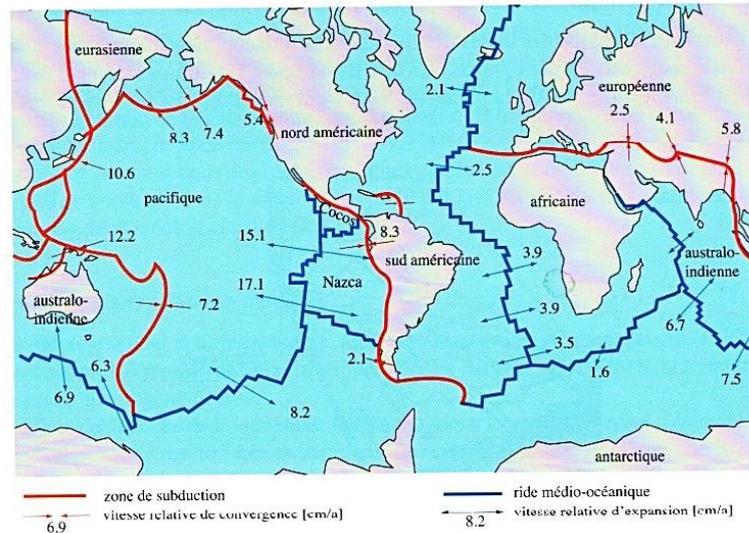


Figure 38 : Mouvements relatifs actuels des plaques à la surface du globe (Delcaillau, 2011 et Parriaux, 2009).

2. La séismologie

2.1. Introduction

Les séismes ou tremblements de Terre sont parmi les phénomènes géologiques qui sont tout le temps a terrorisé les populations qui vivent dans certaines zones du globe. Cependant, les tremblements de Terre nous apportent certaines informations critiques sur l'intérieur de la Terre. Leur étude est la **séismologie**, sert à la fois de localiser et peut être à prédire et étudier les différents enveloppes terrestres. D'une façon physique, **le séisme** est un relâchement ou une libration brusque, en une zone donnée, d'une contrainte ou d'énergie atteint la surface terrestre sous forme des ondes.

2.2. Causes des séismes

Les séismes peuvent être d'origine naturelle comme la formation ou rejet d'une faille (séisme tectonique), le déplacement de magma (séisme volcanique) et un effondrement de cavité (séisme d'effondrement) ou d'origines humaines générés par les explosions et les vibrations de toutes natures produites par un homme (Séisme artificiels) et les conséquence de travaux tels que remplissage de barrages (séismes induits).

2.3. Classes de tremblements de Terre

On distingue deux classes essentielles :

2.3.1. Selon leur profondeur (Tectonique des plaques)

On aura (Figure 39) les **séismes superficiels** qui sont les plus fréquents, les plus dévastateurs, se produisent en faible profondeur (0 à 70km) et caractérisent le long des

dorsales médio-océaniques et les fosses océaniques, les **séismes intermédiaires** qui se produisent entre 60 et 300km et caractérisent les limites convergentes et les **séismes profonds** qui se produisent à des profondeurs pouvant atteindre les 700km et se trouvent exclusivement au voisinage de limites convergentes.

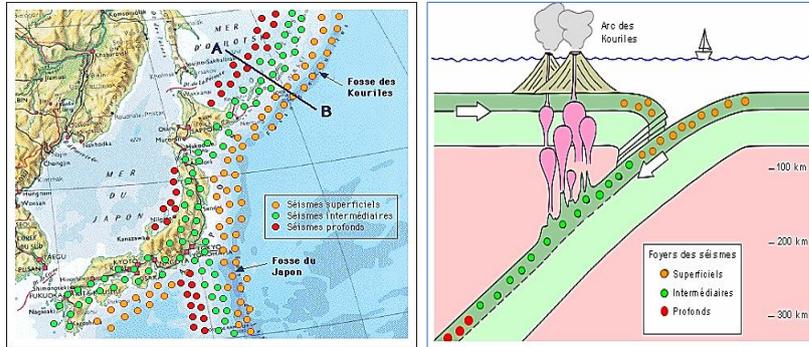


Figure 39 : Position des séismes Selon leur profondeur (www2.ggl.ulaval.ca).

2.3.2. Selon leur origine

On distingue ainsi quatre type de séismes : les **séismes d'origine tectonique** ; ils sont les plus communs, les **séismes d'origine volcanique**, sont ceux qui se produisent en même temps qu'une activité volcanique, séismes et éruptions volcaniques, les **séismes d'effondrement** ; ce sont de petits séismes qui se produisent dans des régions au sous-sol troué de cavernes et de mines et les **séismes d'origine anthropique** : sont engendrés par des explosions programmées (dynamitage, explosion nucléaire, ...).

2.4. Modèle de détente élastique des roches

Le modèle de détente élastique suggère que si les surfaces des failles ne glissent pas facilement les unes sur les autres, l'énergie peut être stockée dans les roches qui subissent une déformation élastique - comme un ressort qui est comprimé (Figure 40). Lorsque le glissement le long de la faille se déroule finalement, les roches reprennent leurs formes originales.

La plupart des tremblements de Terre se déroulent dans la partie supérieure de la Terre où les roches sont relativement rigides et donc cassantes (les roches peuvent se fracturer).

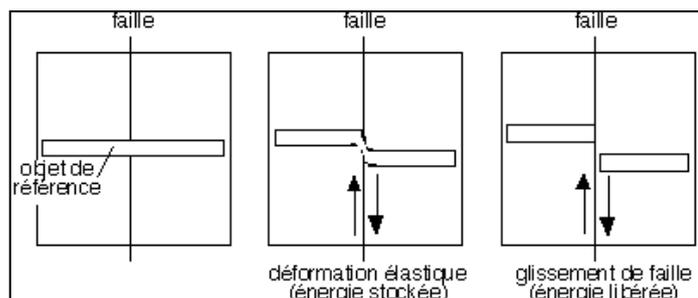


Figure 40 : Schéma d'un Modèle de détente élastique des roches (mediatheque.accesmad.org)

2.5. Enregistrement des tremblements de Terre

La mesure des mouvements du sol est réalisée de manière très précise grâce à un sismomètre ou un sismographe (Figure 41). Pour mesurer le mouvement vertical, les sismographes inertiels emploient une masse lourde supportée par un ressort. Le ressort est attaché au support qui est lui-même connecté à la Terre. Lorsque la Terre vibre, le ressort se comprime et se décompresse, mais la masse reste presque stationnaire. Pour mesurer le mouvement horizontal, la masse lourde est suspendue comme un pendule - il y a un appareil pour mesurer les mouvements Est-Ouest et un autre pour mesurer les mouvements Nord-Sud. Les sismographes modernes sont capables de détecter des vibrations aussi petites que 10-8 centimètre (Figure 42).

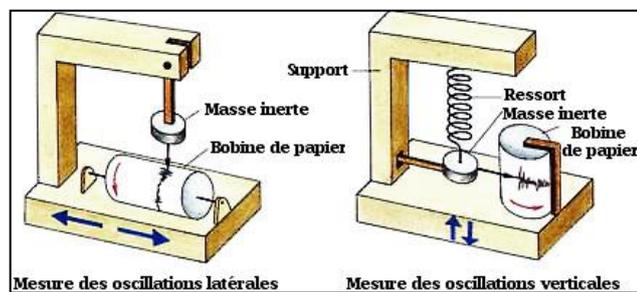


Figure 41 : Schéma d'un sismographe (manillearisque.weebly.com).

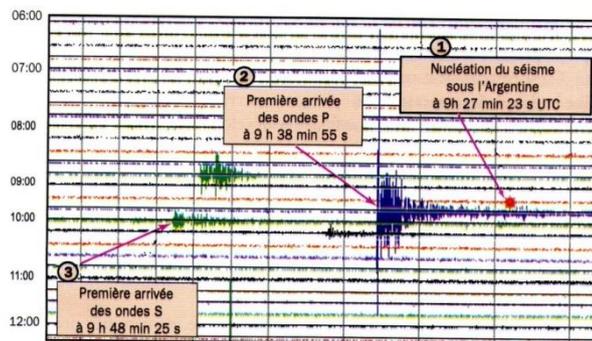


Figure 42 : Enregistrement d'un séisme. Le 23 Avril 2000, un séisme de magnitude $M_w=6.9$, survenu à 9h 27min 23s à approximativement 600km au sud de la province de Santiago Del Estero, en Argentine, est enregistré à la station PMM proche de Park Field, en Californie, 11min plus tard à 9h 38min 55s (UTC) : c'est l'arrivée des premières ondes P après leurs traversées le manteau. Les ondes S traversent le manteau et atteignent à la station 21min après la survenue du séisme (Robert et Bousquet, 2013).

2.6. Magnitude d'un séisme

La magnitude est une mesure quantitative de l'énergie dégagée à l'hypocentre d'un séisme. En 1935, Richter tente de quantifier la taille des séismes survenus en Californie du Sud en se fondant sur l'amplitude maximale des vibrations du sol (les ondes de surface) survenant à une distance connue de l'épicentre, soit 100km. Comme les valeurs s'étalent sur un large spectre, elles sont exprimées sur une échelle logarithmique de base 10.

L'échelle de Mercalli (1902) indique l'intensité d'un séisme sur une échelle de I à XII : est une mesure qualitative des effets d'un séisme. Cette intensité est déterminée par deux choses: l'ampleur des dégâts causés par un séisme et la perception qu'au la population du séisme. Il s'agit d'une évaluation qui fait appel à une bonne dose de subjectivité.

L'échelle de magnitude de Richter (1935), elle ne concerne que les séismes de faible profondeur relativement proche des récepteurs enregistrés un type de sismographe horizontal particulier, à 100km de la source.

L'échelle de magnitude de Richter est dit ouvert, c'est-à-dire, qu'aucune valeur minimale ni maximale n'est définit, des magnitudes négatives étant mêmes possibles lorsque l'amplitude est inférieure à 1micromètre. La magnitude maximale est limitée par la résistance au cisaillement de la croute et du manteau supérieur. La magnitude la plus forte actuellement observées étant de l'ordre de 9. Le tableau suivant synthétise cette classification en donnant un aperçu sur la fréquence d'occurrence des séismes.

Tableau 2 : Classement de séismes selon la magnitude.

Magnitude de Richter	Nombre par an	Echelle de Mercalli	Effets dans les régions peuplées
< 3,4	800.000	I	Enregistrés seulement par des sismographes
3,5-4,2	30.000	II et III	Ressentis par certaines personnes à l'intérieur
4,3-4,8	4.800	IV	Ressentis par beaucoup de gens; les fenêtres tremblent
4,9-5,4	1.400	V	Ressentis par tout le monde; la vaisselle casse, les portes bougent
5,5-6,1	500	VI et VII	Faible dégâts aux bâtiments
6,2-6,9	100	VII et IX	Forte dégâts aux bâtiments
7,0-7,3	15	X	Dégâts importants
7,4-7,9	4	XI	Dégâts énormes; les bâtiments s'effondrent
> 8,0	chaque 5-10 an	XII	Dégâts complets

Remarque : nombres de Mercalli sont déterminés par l'importance des dégâts et le degré par lequel les mouvements de la Terre sont sentis.

2.7. Eléments d'un séisme

2.7.1. Ondes sismiques

Lorsqu'un tremblement de Terre se déroule, l'énergie stockée est transmise à partir du foyer vers la surface. Comme n'importe quel corps vibrant, il émet des ondes sismiques (vibrations) qui se propagent dans toutes les directions. Ces ondes (Figure 43) se caractérisent par sa **longueur d'onde λ** , son **amplitude A**, une **vitesse sismique v**, la **fréquence f** et la **période T**. la vitesse des ondes est exprimée par la relation : $v = f \cdot \lambda$ et $\lambda = v \cdot T$

Des successions d'ondes plus ou moins impulsées selon leurs modes de propagation, caractérisent des **trains d'ondes** (Figure 44). Les forces expansion qui suit l'explosion

provoquent une compression qui se propage selon une enveloppe de surface sphérique s'éloigné de la source : c'est le **front d'onde** où toutes les particules vibrent à la même phase. L'étude selon une seule direction revient à considérer qu'une partie du front d'onde sur laquelle arrive un étroit fuseau : c'est le **rai sismique** qui est toujours perpendiculaire aux fronts d'ondes.

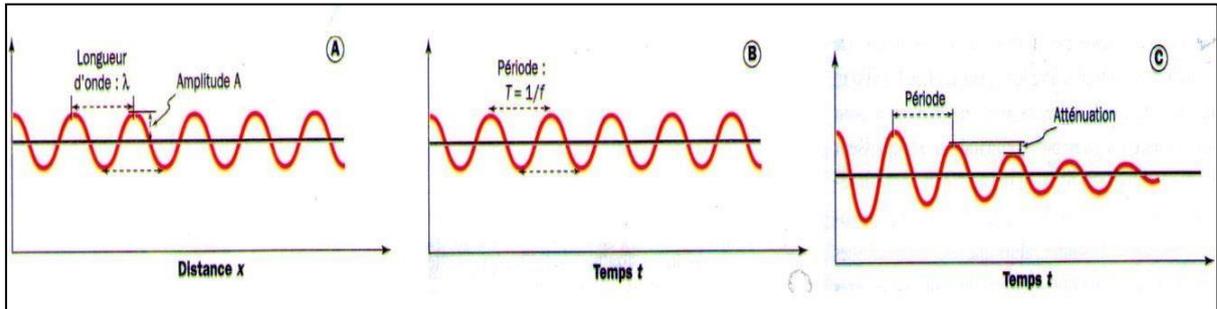


Figure 43 : Mouvements le long d'une corde fixée par une extrémité (Robert et Bousquet, 2013).

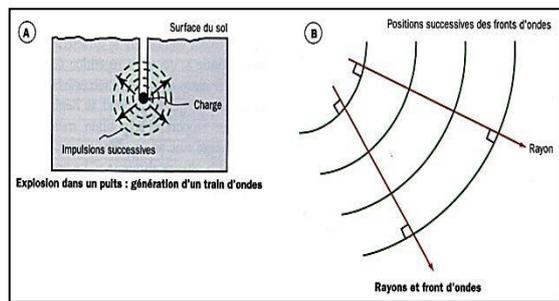


Figure 44 : Train d'onde et Front d'onde (Robert et Bousquet, 2013).

Il existe deux (02) familles d'ondes sismiques:

a) Les **ondes sismiques de volume ou ondes de fonds** : correspondent aux deux façons dont la Terre peut être déformée de manière élastique (soit par un changement de volume ou soit par un changement de forme). Les **Ondes de compression** ou les **ondes primaires « Ondes P »** (Figure 45): sont les premières ondes à être enregistrées par un sismographe après un tremblement de Terre. On appelle ces ondes, ondes primaires ou ondes P, déforment les roches par changements de volume, consiste en des vibrations alternant la compression et l'expansion, agissent dans la direction de propagation de l'onde, peuvent traverser les solides, liquides et gaz parce que tous les trois peuvent subir des changements en densité et sont les ondes sismiques les plus rapides (6km/s). Les **ondes de cisaillement** ou les **ondes secondaires « ondes S »** (Figure 46) : Elles sont le second type d'onde de volume, sont des ondes de cisaillement, déforment les matières par changement de forme, arrivent aux sismographes après les ondes P. On les appelle donc ondes secondaires ou ondes S, parce que les liquides et les gaz n'ont pas l'élasticité pour reprendre leurs formes originelles, les ondes de cisaillement ne sont transmises que par les solides, consistent en mouvements

perpendiculaires à la direction de propagation des ondes (voir figure) et ces ondes sont plus lentes que les ondes P et de 3,5 km/s.

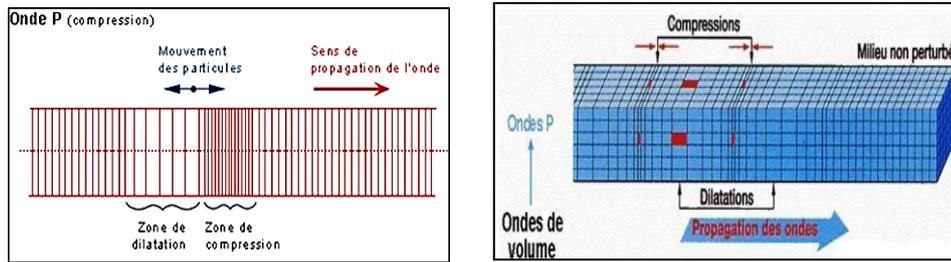


Figure 45 : Schéma des ondes de compression ou les ondes primaires (a : www2.ggl.ulaval.ca. b : ondessismiques.wordpress.com).

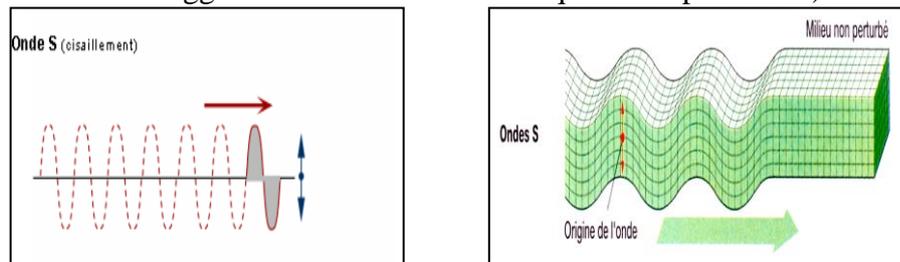


Figure 46 : Schéma des ondes de cisaillement ou les ondes secondaires (a : www2.ggl.ulaval.ca. b : prmarchenry.blogspot.com).

b) Les ondes de surface : Ces ondes sont générées par des séismes de faible profondeur et se propagent le long de la surface de la Terre et dans les couches sous-jacentes. D'amplitude plus large et de période plus longue que les ondes de volume. Elles sont analogues aux vagues des océans. Elles se déplacent, par une vitesse constante, plus lentement que les ondes P et S (les dernières ondes à être détectées par un sismographe), et suivent la surface terrestre (non pas l'intérieur de la Terre), soit perpendiculairement à la direction de propagation des ondes dans le plan horizontal soit par mouvement circulaire parallèlement à la direction de propagation. Les **ondes de Love ou ondes « L »** (Figure 47): Love (1911) montre que les ondes de surface peuvent être générées lors d'une augmentation de la vitesse des ondes S avec la profondeur. Sont donc, des ondes de cisaillement, comme les ondes S, mais qui oscillent dans un plan horizontal. Elles impriment au sol un mouvement de vibration latéral et elles ne sont enregistrées que par un sismomètre Horizontal. Les **ondes de Rayleigh** ou les **ondes « R »** (Figure 46): Lord Rayleigh (1887) décrit la propagation d'ondes proche de la surface d'un milieu élastique semi-infini. Les mouvements des particules du sol sont assimilables à une vague; se déplacent selon une ellipse, créant une véritable vague qui affecte le sol lors des grands tremblements de Terre. Venant de trois ou plus de sismographes sont utilisées.

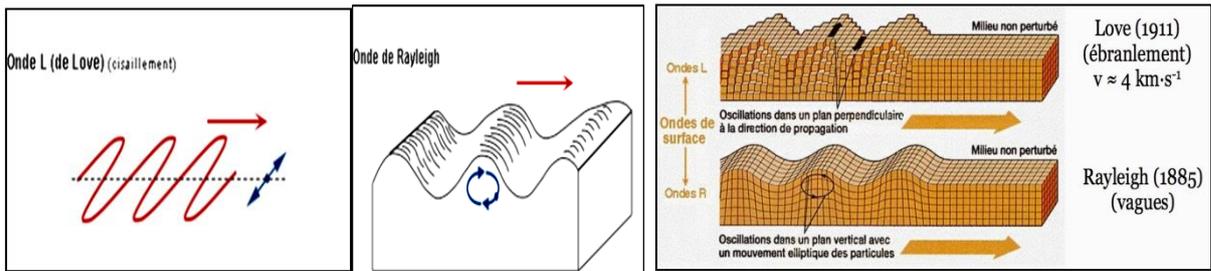


Figure 47 : Schéma des ondes de Love ou ondes « L » des ondes de Rayleigh ou les ondes « R » (a : www2.ggl.ulaval.ca. b : prmarchenry.blogspot.com)

2.7.2. Foyer ou hypocentre

On appelle foyer ou hypocentre, l'emplacement principal de la rupture où l'énergie qui cause un tremblement de Terre est libérée (Figure 48). En réalité, parce que la plupart des tremblements de Terre sont produits par des mouvements le long d'une faille, le foyer n'est pas un point mais une région qui peut s'étendre sur plusieurs kilomètres de longueur.

2.7.3. Epicentres

On appelle épicentre, le point de la surface terrestre qui se trouve directement au-dessus (déplacement vertical) du foyer d'un séisme (Figure 48).

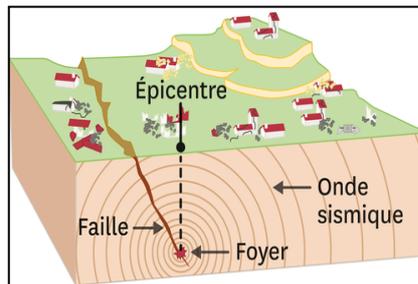


Figure 48 : Eléments constitutifs d'un séisme (lelivrescolaire.fr).

2.8. Répartition mondiale des séismes

Il existe certaines régions à la surface terrestre où les tremblements de Terre se déroulent fréquemment (Figure 49) (ceintures sismiques). La **ceinture Circum pacifique (cercle de feu)**, la zone qui entoure l'océan pacifique libère plus de 80% de l'énergie sismique de notre planète. Cette chaîne couvre le Chili, le Pérou, l'Amérique Central, la région des Caraïbes, le Mexique, Kamtchatka, le Japon, les Philippines, L'Indonésie, la Nouvelle Zélande.... Cette zone coïncide avec les zones de subduction et les foyers des séismes peuvent être profonds. La **ceinture Alpo-himalayenne**, Elle comprend la bande plissée allant des Açores à la Birmanie en passant par l'Espagne, le Maroc, l'Algérie, l'Italie, la Turquie, l'Iran, le Nord de Inde et l'Himalaya. La **zone des dorsales océaniques** où les séismes sont localisés le long des dorsales océaniques. Ils sont en général imperceptibles étant donné qu'ils se produisent au milieu des océans.

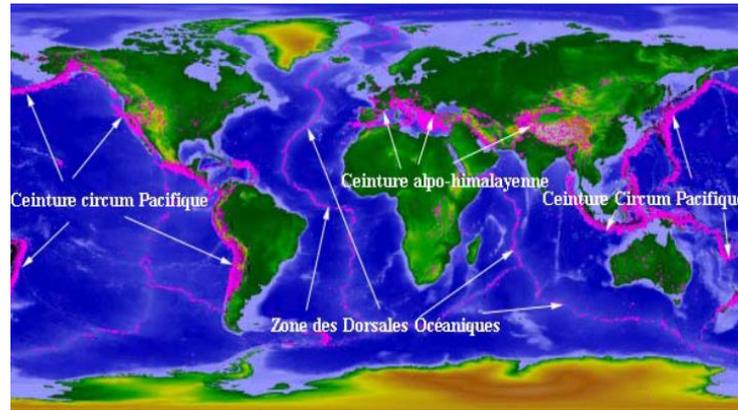


Figure 49 : Répartition mondiale des séismes (exoco-lmd.com).

2.9. Risques et dégâts sismiques

Les risques associés aux séismes sont importants et leurs effets sont dus au mouvement d'ondes sismiques qui peuvent causer des dégâts et détruire complètement des bâtiments, produire des avalanches ou l'effondrement de falaises, liquéfaction des sols, les tsunamis. Le jeu d'une faille coupe la surface terrestre peut fendre des bâtiments, des autoroutes et n'importe quel objet qui se trouve au-dessus de la faille et le mouvement de la Terre peut casser des lignes de gaz ou détendre des fils électriques pour produire des incendies;

2.10. Les enjeux

Les enjeux sont généralement classés en trois types : Les **enjeux humains** (chutes d'objets, effondrements de bâtiments) les victimes possibles, un très grand nombre de personnes peuvent se retrouver blessées, déplacées ou sans abri, les **enjeux économiques** (la destruction, la détérioration ou l'endommagement des habitations, des usines, des ouvrages (ponts, routes, voies ferrées, etc.), ainsi que la rupture des conduites et les **enjeux environnementaux** (modifications du paysage et les perturbations environnementales (glissements de terrain, modification de cours d'eau, disparition de sources, etc.).

2.11. Prévision et prévention sismique

2.11.1. Prévision sismique

Elle réside tout simplement dans la recherche d'un ensemble de méthodes permettant de prévoir la date, le lieu et la magnitude d'un séisme à venir.

La prédiction des séismes : est basée sur l'identification de signes précurseurs qui se manifestent avant la crise sismique comme l'augmentation de la microsismicité, la modification des propriétés physiques des roches par l'ouverture de microfissures liées aux

fortes contraintes qu'elles subissent, la libération de radon, les mouvements du sol enregistrés en raison des déformations précédant un séisme et le comportement anormal des animaux.

La prévision à long terme : L'analyse de la sismicité historique (récurrence des séismes), de la sismicité instrumentale et l'identification des failles actives, dans une région active sismiquement, permet de définir l'aléa sismique d'une région.

La prévision à court terme : Il n'existe malheureusement à l'heure actuelle aucun moyen fiable de prévoir où quand et avec quelle puissance se produira un séisme.

2.11.2. Actions préventives et les secours

La prévention s'articule autour de trois pôles : La **connaissance des risques sismiques régionaux** par l'étude des séismes passés, l'étude des séismes en temps réel et les enquêtes macrosismiques, la **surveillance des tsunamis** par la surveillance l'activité sismique autour de l'océan Pacifique, la **construction parasismique** qui repose sur le choix du site, la conception architecturale, le respect des règles parasismiques et la qualité de l'exécution la maintenance, **réduire sa vulnérabilité** par la réalisation d'un diagnostic rapide, **l'information préventive** des citoyens sur les risques majeurs auxquels ils sont soumis sur tout ou partie du territoire, **les consignes générales** à suivre « avant, pendant et après » et les **secours** par une intervention rapide qui passe par la localisation de la région touchée.

3. La tectonique

3.1. Introduction

La tectonique est la discipline des sciences de la Terre qui étudie ces déformations et les structures qui en résultent. Elle joue un rôle fondamental dans l'élaboration des reliefs, positif (chaines de montagne, vastes plateaux) et négatifs (fossés d'effondrement, océans, bassins sédimentaires subsidient). Elle aussi décrit la déformation des roches et des massifs, à toutes les échelles, y compris à celle de la planète dans le cas de la tectonique des plaque. L'orogénèse résulte de mouvements tangentiels horizontaux et/ou de mouvements verticaux (épirogenèse).

3.2. Déformations tectoniques

La déformation est la réponse de la roche à la contrainte. Elle est réversible si la roche est élastique et irréversible si la roche est ductile. La déformation ductile est continue si toutes les parties de l'objet considéré sont déformées. Elle est discontinue si elle est concentrée dans certaines zones.

3.3. Rupture des roches

Si la contrainte entraîne une rupture, sans déformation ductile préalable, la roche est dite fragile. La rupture est ductile si elle intervient après une certaine déformation irréversible. La rupture d'une roche ou d'un massif rocheux s'effectue selon une surface orientée par rapport aux contraintes appliquées. Elle signifie une contrainte de cisaillement appliquée dans ce plan a été supérieure à la résistance de la roche ou du massif rocheux.

Critère de rupture fragile de Colomb : Soit une contrainte « σ » appliquée à un volume de roche. Pour tout plan de ce volume, elle se décompose en une composante tangentielle « τ » contenue dans ce plan et une composante normale perpendiculaire « σ_N » à ce même plan. La rupture est atteinte si la contrainte tangentielle « $\tau > \tau_0 + \sigma_N \tan \phi$ » (critère de rupture de Colomb).

3.4. Déformation ductile d'une roche

Un pli ou une roche étirée dont les grains sont allongés résultent d'une déformation ductile irréversible. Les mécanismes mis en œuvre sont variés. Ainsi une couche rigide calcaire débitée en blocs de toute faille par un réseau de fracture fragile peut être ployée et déformée en un pli continu, les blocs tournant et glissant. Les incompatibilités de forme des blocs peuvent empêcher la rotation. Mais les blocages peuvent disparaître par dissolution sous pression. Un pli donc peut résulter soit de la déformation progressive d'un puzzle de blocs grâce à des transferts de matière par dissolution dans l'eau soit par déformation plastique des grains eux-mêmes. Les conditions de température ne sont pas les mêmes puisque la déformation plastique résulte d'un transfert de matière à l'état solide par plasticité cristalline à la température forte lors d'un métamorphisme.

3.4.1. Critères de déformation ductile

Trois types de critères permettant d'identifier la déformation ductile : **les structures** caractéristiques préservées dans les roches, la **rhéologie de la déformation**, c'est-à-dire la nature des relations entre contrainte, taux de déformation, pression et température et les **mécanismes d'échelle microscopique** responsable de la déformation.

Le terme de la déformation ductile fait alors référence à une déformation à l'état solide, permanente et cohérente, sans perte de cohésion à l'échelle des grains cristallins et sans trace évidente de fracturation cassante.

3.4.2. Plis et plissement

Le plissement est l'exemple le plus typique de déformation ductile hétérogène. Les plis sont des déformations continues formées d'ondulations plus ou moins serrées. Ils se

présentent à toutes échelles, depuis le millimètre jusqu'aux dizaines de km. Les plis présentent une grande diversité de forme, mais correspondent tous à la torsion d'une surface. Ce sont des déformations continues, même si elles s'associent à des déformations discontinues. Les plis se rencontrent dans la nature groupés en deux types principaux : **un pli anticlinal**, ou simplement anticlinal est un pli en forme de voûte. Dans ce cas le noyau est constitué par des couches plus anciennes, alors que les flancs sont constitués par des couches plus récentes et **un pli synclinal**, ou simplement synclinal est un pli en forme de gouttière ou de fond de bateau, les couches qui constituent le noyau sont récentes tandis que les couches qui constituent les flancs sont les plus anciennes.

3.4.3. Eléments géométriques d'un pli.

Si on prend un pli anticlinal comme exemple on note les éléments suivants (Figure 50)

- **Le plan axial** : C'est le plan bissecteur de l'angle formé par les flancs du pli, le plus souvent ce plan axial représente une surface inégale, elle est plane ou courbe.
- **La charnière** : C'est la ligne d'intersection de la surface axiale du pli avec la surface de la couche. La charnière est le point le plus élevé d'une couche donnée.
- **L'axe d'un pli** : est la ligne d'intersection de la surface axiale du pli avec la surface topographique. L'axe est le lieu des points de courbure maxima ou l'intersection de la couche plissée et de sa surface axiale.
- **Les flancs du pli** : Ce sont les parties du pli situées de part et d'autre du plan axial. C'est aussi la région du pli ayant le plus grand rayon de courbure.
- **La terminaison périclinales** : C'est la région où se termine le pli dans la direction de l'axe ; on parle de terminaison périanticlinale ou pérисynclinal selon le type de pli et la distance entre les deux terminaisons permet de définir la longueur de celui-ci.
- **Le pendage ou plongement des flancs** dans le plan perpendiculaire au plan axial.
- **Les points d'inflexions** : (courbure nulle) sur les flancs successifs d'un ensemble plissé, séparant les anticlinaux des synclinaux. La distance entre deux points d'inflexions qui se font face permet de définir la largeur d'un pli.
- **L'angle d'un pli** : C'est l'angle formé par deux flancs prolongés jusqu'à l'intersection (angle des tangentes aux points d'inflexion), permet de dresser une typologie des plis en fonction de degré d'ouverture des flancs : pli modéré entre 180 et 120°, pli ouvert entre 120 et 70°, pli fermé entre 70 et 30°, pli serré entre 30 et 0° et pli isoclinal à 0°.

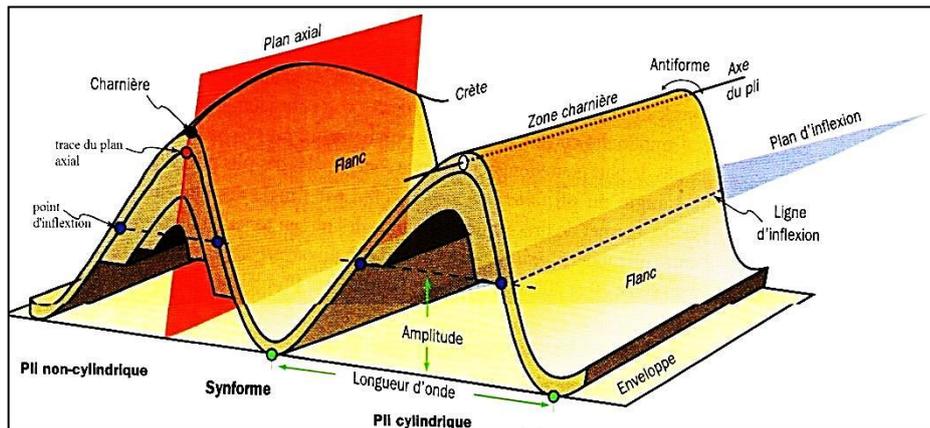


Figure 50 : Éléments d'un pli (Robert et Bousquet, 2013).

3.4.4. Classification des plis

Plusieurs types de classifications existent : descriptifs, géométrique et génétique, parfois mixte. D'une manière générale, quatre critères majeurs sont retenus pour analyser et classer les plis : **la forme d'un pli** dans un espace à trois dimensions, **la forme d'un pli** dans un profil plan, c'est-à-dire en section perpendiculaire à son axe, **le diversement du flanc** de pli et **l'orientation du pli**.

Selon le pendage ou (la position) du plan axial en (Figure 51):

- a. **Plis droits (ou symétriques)** ; lorsque le plan axial est vertical. Dans ce cas, la charnière de la couche la plus élevée est confondue avec la crête du pli. Lorsque la zone de charnière est plate et les flancs verticaux, on parle de pli coffré, type rencontré dans certains ensembles plissés de couverture comme le Jura, l'Aurès.
- b. **Plis dissymétriques** ; lorsque le plan axial est incliné. Si les deux flancs du pli sont des pendages de sens opposé, on parle de **pli déjeté**. Si l'un des flancs est de pendage vertical le pli est dit **en genou**, lorsque les deux flancs du pli ont des pendages de même sens mais de valeurs différentes, on parle de pli **déversé** $\alpha > 45^\circ$, pli **renverse** $\alpha < 45^\circ$ ou pli **couché** si $\alpha = 0^\circ$ étant l'angle de pendage du plan axial.

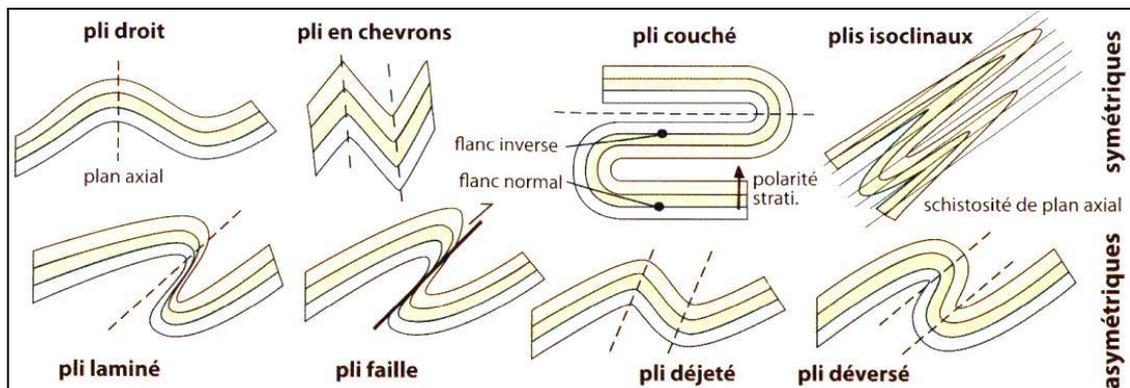


Figure 51 : nomenclature des plis selon la géométrie (Lagabrielle, 2013).

3.4.5. Mécanismes de plissement ou la cinématique du pli

Ils révèlent de trois types :

a) Le plissement par flexion : La courbure d'un ensemble rocheux stratifié produisant des plis isopaques obéit à deux mécanismes possibles : la flexion d'une strate résulte de l'application de forces de surface, perpendiculaire à son axe longitudinal, générant des couples de forces égales et opposées et imposent des moments de flexion à la strate (figure 52a). le gauchissement résulte de l'application de contraintes compressives parallèles à la strate (Figure 52b). ce mécanisme joue un rôle majeur dans la formation des plis des zones de chevauchement où les contraintes en compression provoquent le gauchissement, le raccourcissement et l'épaississement de la couche chevauchante.

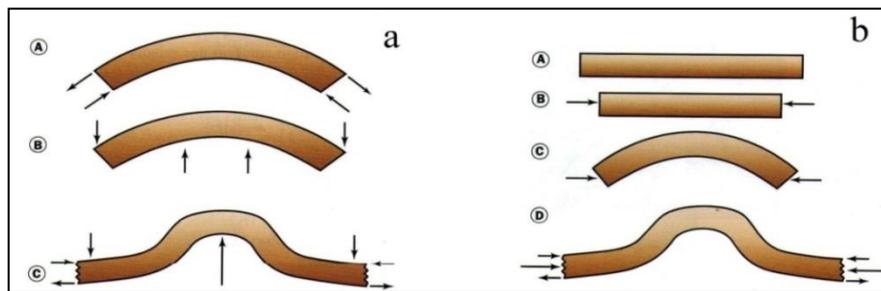


Figure 52 : Mécanisme de plissement par flexion. **a** : Plissement d'une strate par flexion (A : Moment de flexion créés par deux paires de forces égales et opposées appliquées parallèlement à la strate. B : Charge appliquée en quatre points générant une tension de la strate. C : Distribution possible des forces engendrant la flexion locale d'une strate en un pli simple). **b** : Plissement d'une strate par gauchissement. Deux forces égales et opposées appliquées aux extrémités d'une plaque et entraînant sa compression (Robert et Bousquet, 2013).

b) Le plissement par fluage (par cisaillement passif) : où la surface déformée subissant une translation passive (Figure 53). Ce type de plissement affecte un ensemble totalement incompetent dans lequel la rhéologie des couches n'influence pas le processus : les couches se comportent simplement comme un marqueur enregistrant des déformations et forment des vrais plis anisopaques semblable de classe 2 : l'épaisseur est maximale dans la charnière et décroît dans les flancs. Le mécanisme est de type cisaillement simple et hétérogène.

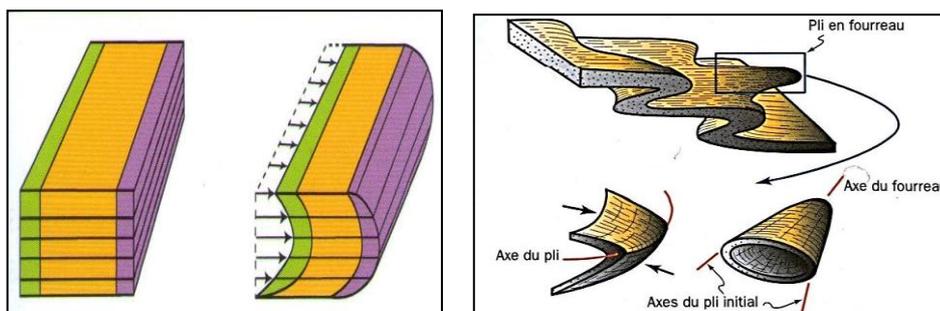


Figure 53 : Plissement par fluage : **a** : Plissement par cisaillement passif. **b** : Formation d'un pli à axe courbes par cisaillement simple hétérogène (Robert et Bousquet, 2013).

c) **Le plissement par aplatissement homogène** : Le seul aplatissement homogène est incapable de générer un plissement parce qu'une déformation homogène maintient la planéité et le parallélisme de surface (Figure 54).

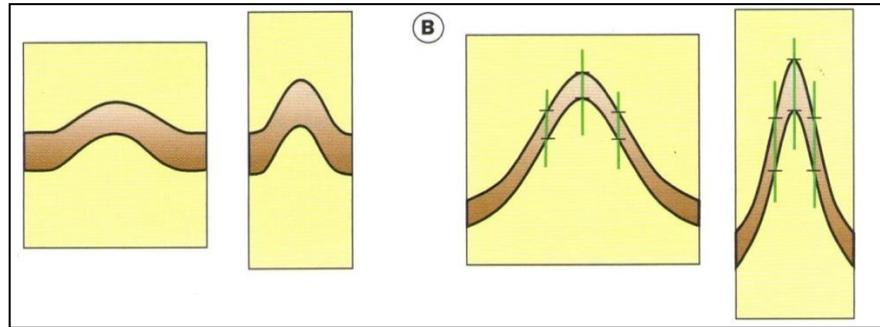


Figure 54 : Plissement par aplatissement homogène à la surface axiale (Robert et Bousquet, 2013).

3.4.6. Déformation ductile homogène (Schistosité, foliations et linéations)

La déformation ductile génère des structures allongées et/ou aplaties. Ces structures tectoniques caractérisent généralement les roches métamorphiques appelées tectonites.

a) Schistosités

La Schistosité caractérise une structure planaire, un feuilletage en occurrence, acquise sous contrainte tectonique, suivant laquelle la roche se débite facilement, on distingue deux types (Figure 55) : **la schistosité continue** présente de très fines zones de schistosité, voire une absence totale du plan de fissilité : c'est la schistosité de flux, par exemple la schistosité ardoisière et **la schistosité discontinue** est défini par des zones de schistosité séparant les zones appelées microlithons, large de 10m ou plus. La déformation et la composition des microlithons, associées à la des zones de schistosité, permettant de distinguer une schistosité de crénulation, marquée par des microplis, et une schistosité disjointe.

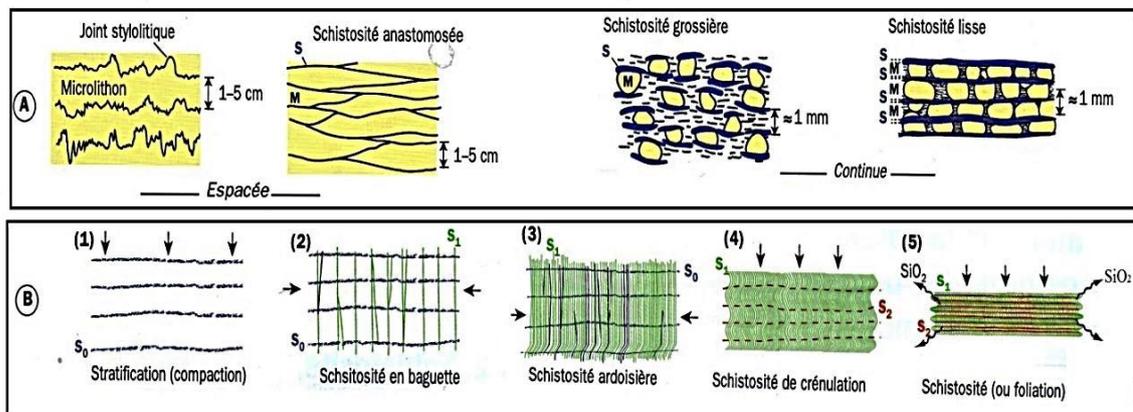


Figure 55 : Classification morphologique des principaux types des schistosités et des foliations (Fossen, 2011). **A**. Schistosité ou foliation disjointe. **B** : Exemple de séquence de formation de schistosité ou de flux dans un sédiment pélitique, selon le processus de dissolution-précipitation.

b) Foliation

La foliation est définie comme toute structure planaire distribuée de manière homogène dans une roche (Figure 55). Elle s'exprime lorsqu'en plus de la schistosité certaines roches métamorphiques présentent une ségrégation minéralogique en feuillet, conférant à la roche un aspect plus ou moins rubané. Exemple type de ces roches sont le gneiss et la migmatite.

c) Linéations : Les linéations sont des alignements parallèles, entre elles et de nature diverses (minéraux, objet géologiques, intersections de deux plans, ...etc.), d'éléments formant des structures linéaires pénétratives à l'échelle de l'échantillon, voire de l'affleurement. Elles peuvent être primaires dans les roches magmatiques ou sédimentaires lorsque elles sont produites avant la lithification ou secondaire lorsque elles sont d'origine tectonique. La classification morphologique des linéations distingue deux grands types (Figure 56) : **les linéations structurales**, sont dites discrètes, lorsqu'elles concernent des objets géologiques discrets ou « construites » lorsqu'elles sont définies par des structures planaires construites ou déformées et **la linéation minérale** : se forme dans les plans de schistosité ou de foliation de nombreuses roches métamorphiques (ardoise, micaschistes, phyllades, gneiss). Elle est représentée par des agrégats polycristallins ou par des grains minéraux. Dans ce dernier cas, elle est marquée par des alignements et des allongements de minéraux ; quartz et micas particulièrement.

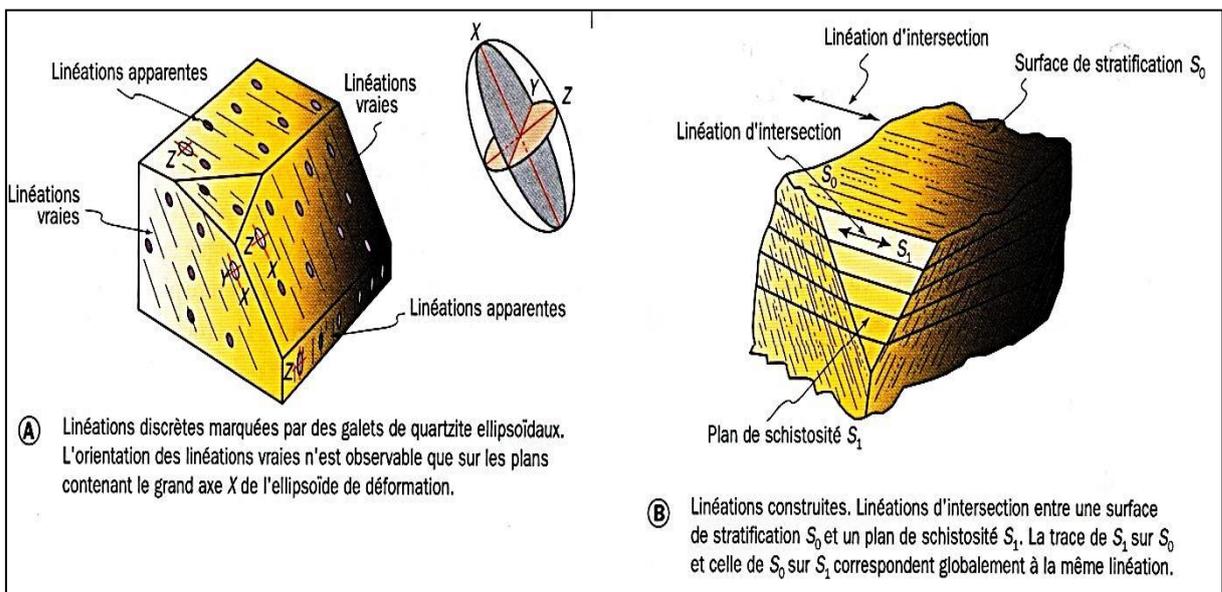


Figure 56 : Deux exemples de linéations structurales (Twiss et moores, 1992).

3.5. Déformation cassante : Fractures et Failles

La déformation cassante des milieux rocheux naturels donne naissance à des phénomènes de rupture selon deux grands types de modalités :

3.5.1. Fractures et joints

a) Fractures de tension et fracture de cisaillement : Les fractures sont des surfaces le long desquelles les roches et les minéraux se rompent parce que la cohésion des matériaux y est plus faible (Figure 57A). Le mouvement relatif qui se développe à travers la surface de fracture lors de leur formation permet d'en distinguer les fractures de tension ou les fentes de tension et les fractures de cisaillement : présentent un mouvement relatif parallèle au plan de fracture : soit un mouvement de glissement perpendiculaire au bord de la fracture- ce sont les fractures de mode I (Figure 57B), soit un mouvement parallèle au bord de la fracture – ce sont les fractures de mode III (Figure 57C).

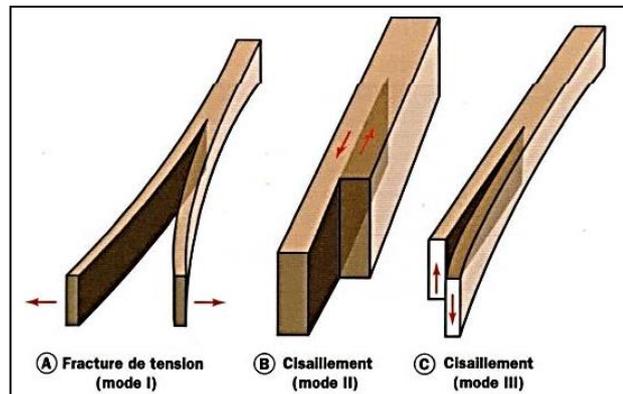


Figure 57 : Principaux types des fractures (Robert et Bousquet, 2013).

b) Les joints : Les joints présentent généralement une disposition quelconque par rapport à la stratification et, lorsque leur géométrie est semblable, ils constituent un réseau des joints : Joint systématique, d'orientation parallèle régulièrement espacé et joint non systématique irréguliers et courbes.

3.5.2. Failles

Une faille est une surface ou zone étroite de fracture macroscopique le long de laquelle l'un des compartiments a subi un déplacement selon une direction parallèle au plan de rupture.

a) Les grands types des failles : La plupart des failles sont des fractures de cisaillement cassantes (Figure 58A) ou des zones étroites séparées (Figure 58B). Certaines sont mêmes d'étroites zones cisailantes de déformation ductile dans laquelle le mouvement s'accomplit sans perte de la cohésion à l'échelle de l'affleurement (Figure 58C).

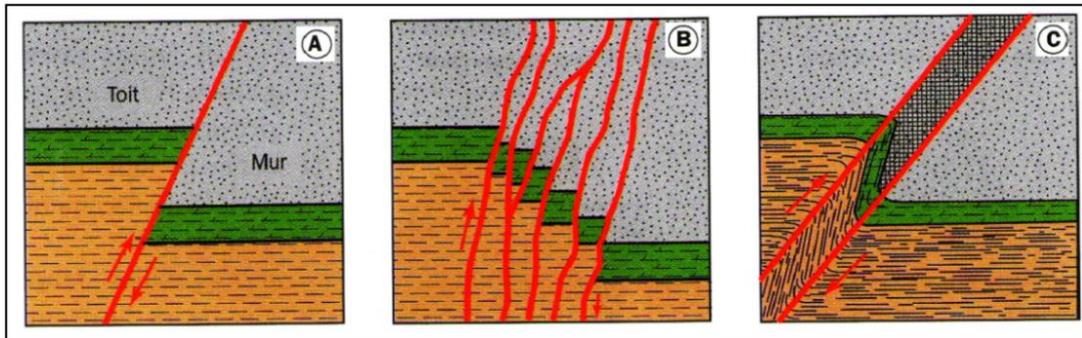


Figure 58 : Principaux types des failles (Robert et Bousquet, 2013).

b) **La nomenclature d'une faille** : la figure 59 présente la nomenclature descriptive d'un domaine faille. Le déplacement apparaît le long du **plan de faille**, qui est en fait un plan de cisaillement. Au contact du plan de faille les blocs se polis par les mouvements et constituent des **mémoires de faille**, marqué par des **stries de friction** qui indique la direction et le sens de glissement. Le bloc situé au-dessus du plan de faille est appelé le **toit**, et celui qui est situé au-dessous est appelé le **mur**. La distance nette de déplacement des blocs et la direction du mouvement du toit par rapport au mur est appelée le **rejet**.

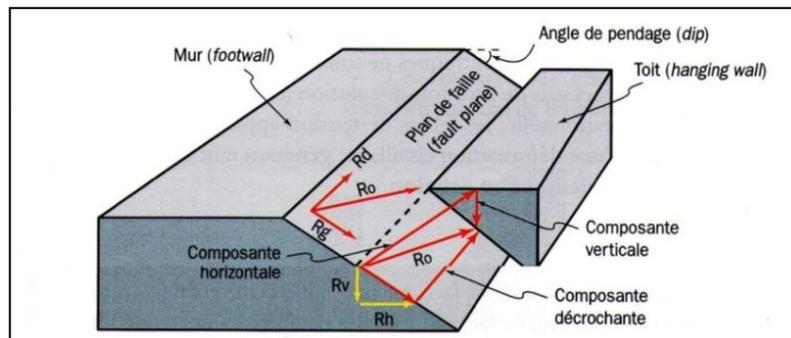


Figure 59 : Éléments principaux d'une structure faille (Robert et Bousquet, 2013).

c) **Classification des failles** : C'est la classification de Anderson (1942) qui est la plus utilisée et basée sur le déplacement relatif des blocs et définit trois groupes de failles (Figure 60) : **les failles normales** : le toit glisse vers le bas par rapport au mur, **les failles inverses** : le toit glisse vers le haut par rapport au mur. En France désigne un cas particulier de faille inverse à pendage faible ($<30^\circ$) dont le déplacement horizontal est relativement important et **les failles décrochantes** : glissement horizontal des blocs. Une faille décrochante dextre si un observateur regardant dans la direction de la faille voit le bloc droit se déplace vers lui. Au contraire, s'il voit le bloc gauche se déplace vers lui, la faille est décrochante sénestre. La géométrie du plan de faille peut être un critère de classification des failles : supérieur à 45° , le pendage du plan de faille détermine des **failles à fort pendage**, et lorsqu'il est inférieur à 45° , des **failles à faibles pendage**.

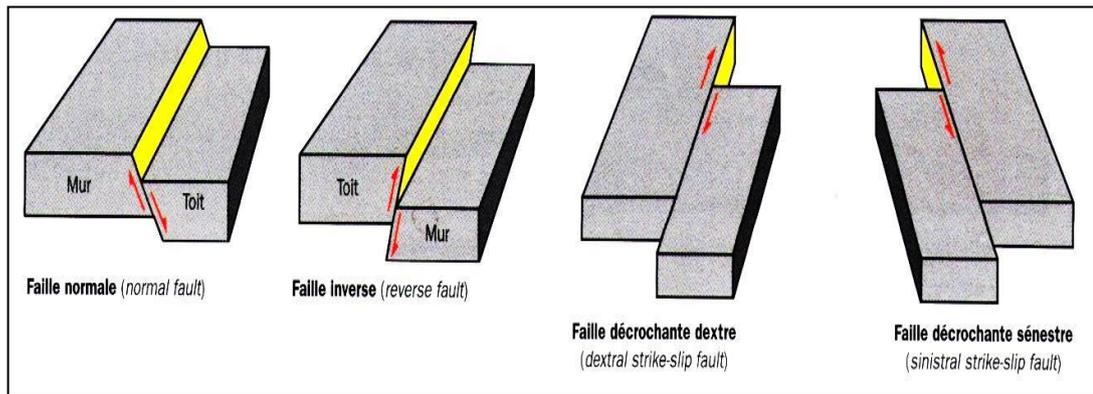


Figure 60 : Différents types des failles (Robert et Bousquet, 2013).

4. La volcanologie

4.1. Introduction

Le volcanisme est l'ensemble des phénomènes associés aux volcans et à la présence de magma. Il est presque aussi vieux que la Terre-t-elle même. Ses premières manifestations, il y à 3,8GA ont d'ailleurs été les plus grandioses. Et si le volume des épanchements volcaniques a décrut à mesure que la Terre se refroidissait. En effet 500 millions de personnes vivent sous la menace des volcans. **Le volcan** est édifice ou reliefs terrestres (interne ou externe) ou sous-marins produit par une éruption. La science de l'étude, de l'observation étude la prévention des risques des volcans est **la volcanologie**.

4.2. Structure d'un volcan

Certains reliefs ou paysages géologiques résultent du produit direct des éruptions. Il s'agit des cônes volcaniques ou des îles, des dômes et des coulées de lave solidifiée, des tunnels de lave, des « pillow lavas », les guyots des volcans sous-marins, des trappes formant des plateaux, des accumulations de tephres en tufs, des cratères et des mares laissés par la sortie de la lave, etc.

D'autres reliefs résultent d'une érosion ou d'une évolution des produits des éruptions (Figure 60). C'est le cas :

1. Des filons Ou des amas occupent les fissures de la croûte terrestre où le magma a pu s'injecter et recristalliser sous forme de **dykes qui** se figent dans des fractures ouvertes en de dimension très variable mais leur épaisseur est toujours faible par rapport à leur extension. Les **ring-dykes** ou intrusions magmatiques sous forme de mur, sont annulaires et résultent de la mise en place de magma le long d'importantes fractures cylindriques ou coniques. Les **sills** formés du magma qui coule horizontalement le long du plan de litage des roches sédimentaires. Ils ont des dimensions très variables. Les **necks** à la différence du sill, le neck

est une structure formée d'un agrégat et de blocs anguleux qui s'est solidifié dans la cheminée du volcan et recoupe les structures de l'encaissant.

2. Les **massifs** sont des corps plutoniques habituellement discordants (Figure 61) sur les terrains qui les contiennent ou les supportent. On distingue principalement : les **batholites** qui sont de grands massifs discordants individualisés ou non supposés liés en profondeur et atteignent plusieurs centaines de km de long et plusieurs dizaines de km de large. Les **laccolites** sont concordantes comme les sills, ont une forme trapue, lenticulaire avec un plancher plan et un toit convexe vers le haut. Les **phacolites** sont des corps intrusifs concordants situés dans les charnières anticlinales ou synclinales et les **lopolites** sont des masses lenticulaires de très grandes dimensions. Les surfaces supérieures et inférieures sont toutes deux concaves vers le haut. L'ensemble est sensiblement parallèle aux structures de l'encaissant.

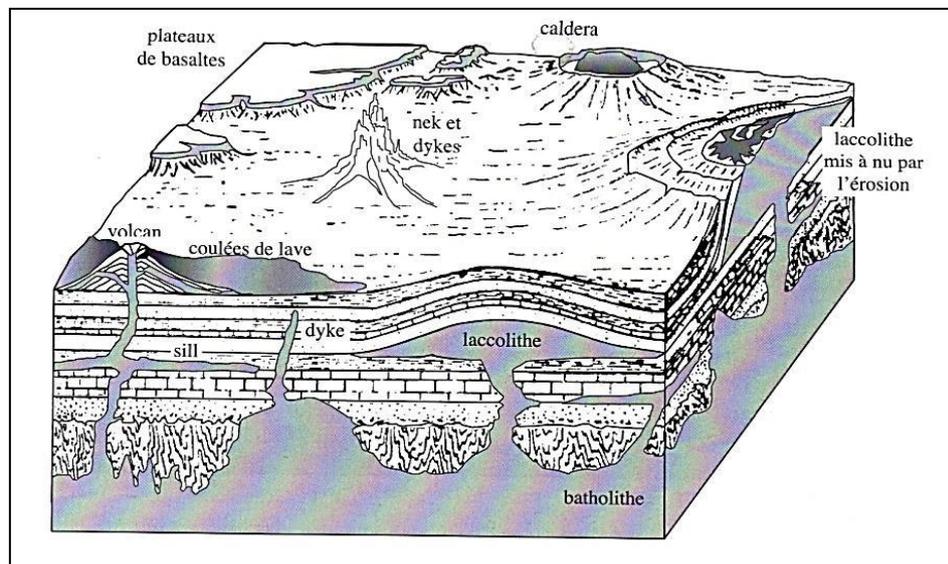


Figure 61 : Morphologie et structure volcaniques (Pariaux, 2009).

4.3. Cycle des volcans

4.3.1. Naissance des volcans

L'exemple du Paricutin (type strombolien) au Mexique. Il naît au milieu d'un champ de maïs le 20 Février 1943 (Figure 62), son éruption dévaste 3 jours plus tard totalement le village de Paricutín et presque totalement celui de San Juan Parangaricutirimícuaro, dont les populations se voient forcées à partir.

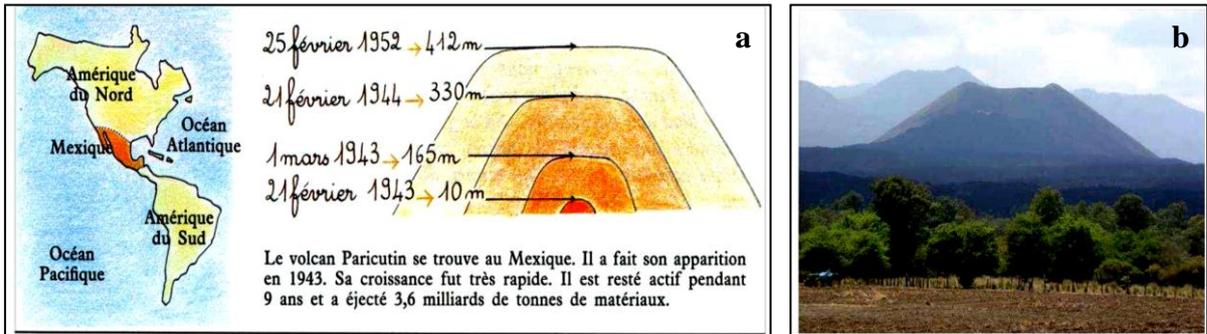


Figure 62 : Naissance des volcans. a : Exemple volcan de Paricutin. b: Paricutin aujourd'hui (cm2dolomieu.fr)

4.3.2. Volcans meurent

On appelle volcan éteint tout volcan qui ne s'est pas manifesté depuis des millénaires et ne montre aucun signe d'activité. Le mont Kenya, deuxième montagne d'Afrique par sa taille, est un volcan éteint (Figure 63).



Figure 63 : Le mont Kenya, volcan éteint (fr.wikipedia.org).

4.3.3. Volcans dorment et se réveillent

S'il n'est pas entré en éruption depuis longtemps, un volcan n'est qu'en sommeil et il peut toujours se réveiller. Une éruption après une longue période de sommeil est souvent violente.

Ce fut le cas en 1980 du mont Saint-Helens (Figure 64) dans le Nord-Ouest des Etats-Unis, qui explosa après 123 ans d'inactivité. Il s'est réveillé le 27 Mars 1980. Jusqu'au 18 Mai, l'activité du volcan s'est traduite par des explosions, des émissions de cendre, de vapeur d'eau et par de nombreux tremblements de terre...



Figure 64 : Mont Saint Hellens (a : avant 1980 (futura-sciences.com), b : Eruption du 18 Mai 1980 (fr.m.wikipedia.org), c : aujourd'hui (laterredufutur.com))

4.4. Origine des volcans

D'après la théorie de la tectonique des plaques, le volcanisme est intimement lié aux mouvements des plaques tectoniques. En effet, c'est en général à la frontière entre deux plaques que les conditions sont réunies pour la formation de volcans (Figure 65 et 66)

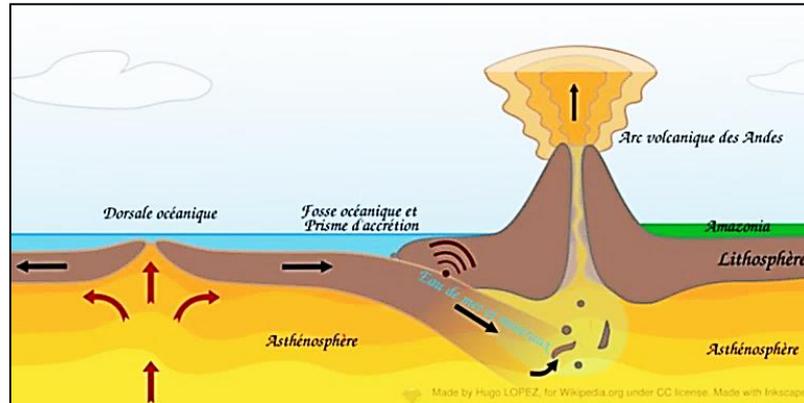


Figure 65 : Origine des volcans (tpe1ers1.canalblog.com).

4.4.1. Volcanisme de divergence

Dans le rift des dorsales, l'écartement de deux plaques tectoniques amincit la lithosphère, entraînant une remontée de roches du manteau. Celles-ci, déjà très chaudes à environ 1 200°C, se mettent à fondre partiellement en raison de la décompression.

4.4.2. Volcanisme de convergence

Lorsque deux plaques tectoniques se chevauchent, la lithosphère océanique, glissant sous l'autre lithosphère océanique ou continentale, plonge dans le manteau et subit des transformations minéralogiques. L'eau contenue dans la lithosphère plongeante s'en échappe alors et vient hydrater le manteau, provoquant sa fusion partielle en abaissant son point de fusion. Ce magma remonte et traverse la lithosphère chevauchante, créant des volcans. Si la lithosphère chevauchante est océanique, un arc volcanique insulaire se formera, les volcans donnant naissance à des îles. C'est le cas des Aléoutiennes, du Japon ou des Antilles.

4.4.3. Volcanisme intraplaque ou de point chaud

Il arrive parfois que des volcans naissent loin de toute limite de plaque lithosphérique (il pourrait y avoir plus de 100 000 montagnes sous-marines de plus de 1 000m). Ils sont en général interprétés comme des volcans de point chaud. Les points chauds sont des panaches de magma en fusion venant des profondeurs du manteau et perçant les plaques lithosphériques. Les points chaud étant fixes, alors que la plaque lithosphérique se déplace sur le manteau, des volcans se créent successivement et s'alignent alors, le plus récent étant le plus actif car à l'aplomb du point chaud.

4.4.4. Volcanisme de dorsale océanique ou d'accrétion

Les échanges de chaleur entre la surface de la Terre et le manteau engendrent des courants de convection. Leurs mouvements ascendants induisent des forces de tension qui fracturent l'enveloppe terrestre et font remonter à la surface le manteau, partiellement fondu suite à une décompression. Ainsi, le magma s'épanche continuellement de part et d'autre de la cassure ou dorsale qui correspond à une zone de formation de la croûte océanique. Une fois formée, celle-ci est progressivement écartée de part et d'autre de l'axe dont elle s'éloigne dans un mouvement évoquant un double tapis roulant qui se déplace vers les zones de subduction où il est englouti (plongement dans le manteau sous une autre plaque). Les portions les plus anciennes de plancher océanique ont au maximum 200MA.

4.4.5. Volcanisme ponctuel

Explosion profonde transperçant la surface de la Terre. Aujourd'hui, la cause du volcanisme, dit kimberlitique, n'est pas bien connue. Comme les kimberlites sont des roches qui contiennent des lambeaux de manteau solide et parfois des diamants, le scénario suivant est proposé : un panache de matière chaude à la base du manteau (2900km) percute les racines de la croûte terrestre. En montant, la lave arrache des morceaux mantelliques contenant des diamants formés à des profondeurs supérieures à 150km. Au fur et à mesure de l'ascension, elle gagne de la vitesse, atteignant même la vitesse du son. Ainsi le diamant, malgré la baisse de pression et de température, n'a pas le temps d'être déstabilisé et de se transformer en graphite. Enfin, elle arrive à la surface dans une explosion volcanique cataclysmique.

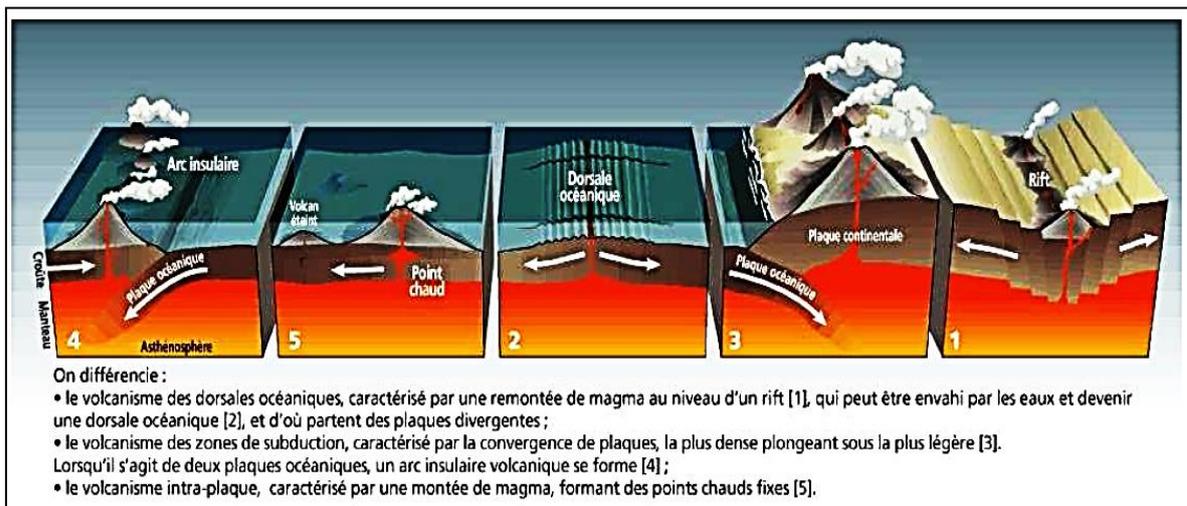


Figure 66 : Localité des principaux types des volcans (warma941.free.fr).

4.5. Grandes classes des volcans

Le volcanisme est l'arrivée en surface de magma contenant des gaz. Il se manifeste par deux grands types d'éruptions. L'arrivée en surface de magmas fluides donne naissance à des

coulées de lave lors d'une éruption effusive. L'arrivée en surface de magmas visqueux est caractérisée par des explosions projetant des matériaux lors d'une éruption explosive.

4.5.1. Volcans rouges

Les « volcans rouges » aux éruptions effusives relativement calmes et émettant des laves fluides sous la forme de coulées. Ce sont les volcans de « point chaud », et les volcans d'« accréation » principalement représentés par les volcans sous-marins des dorsales océaniques (Ex : Volcan de type Hawaïen, domaine de coulées et volcan de type strombolien, domaine des projections).

4.5.2. Volcans gris

Les « volcans gris » aux éruptions explosives et émettant des laves pâteuses et des cendres sous la forme de nuées ardentes ou coulées pyroclastiques et de panaches volcaniques. Ils sont principalement associés au phénomène de subduction comme les volcans de la «ceinture de feu du Pacifique» (Ex : Volcan de type vulcanien, domaine des cendres et volcan de type péléen, domaine des extrusions et des nuées) (Figure 67).



Figure 67 : Types des volcans. A : Volcans rouge (fr.wikimini.org), B : Volcans gris (aupieddenosvolcans.eklablog.com).

4.5.3. Volcans de boue ou le volcanisme froid

Sur Terre, les volcans froids sont les volcans de boue qui projettent un mélange liquide eau-argiles ou eau-gaz-argiles (Figure 68). Les volcans de boue sont associés à des zones de compression, souvent des plans de subduction. Si des couches d'argiles contiennent de grandes quantités d'eau et de gaz, elles font éruption quand la pression est suffisante et s'il existe un conduit vers la surface. La température de la boue varie entre 10 et 100°C.



Figure 68 : Volcans de boue (footage.framepool.com).

4.6. Forme des volcans

La classification la plus courante des volcans dans les ouvrages est suivant le type des laves et le type d'éruption. On distingue : les **volcans boucliers**, lorsque son diamètre est supérieur de sa hauteur en raison de sa fluidité des laves qui peuvent parcourir des kilomètres avant de s'arrêter pour former un cône de faible pente ; Mauna kea, Erta Ale, ou le Piton de la fournaise en sont des exemples, **les Stratovolcans**, lorsque son diamètre est plus équilibré par rapport de sa hauteur en raison de la plus grande viscosité des laves ; il s'agit des volcans explosifs comme le Vésuve, le mont Fuji, Merapi ou le mont de St Helen et **les volcans fissurals**, Formé par une ouverture linéaire dans la croûte terrestre ou océanique par laquelle s'échappe des laves fluides, les volcans des dorsales se présentent sous forme de fissure comme le Laki ou le Krafla.

4.7. Localisation des volcans

4.7.1. Les volcans sous-marins

Les volcans sous-marins sont les plus nombreux sur Terre. On estime que 75% des volcans et des matériaux ignés émis par les volcans le sont au niveau des dorsales océaniques à plus de 1000m de profondeur (selon la teneur en fluides) (Figure 69a). Les volcans faille se trouvent en grande majorité le long des dorsales océaniques où ils émettent des laves fluides. Ces laves, soumises aux eaux froides comprises entre un et deux degré Celsius et à la forte pression, prennent la forme de boules : ce sont les « pillow lavas ».

4.7.2. Les volcans extra-terrestres

La Terre n'est pas la seule planète du Système solaire à connaître une activité volcanique. Vénus connaît un intense volcanisme avec 500 000 édifices volcaniques, Mars comporte l'Olympus Mons, un volcan considéré comme éteint, la Lune est couverte par les « maria lunaires », d'immenses champs de basalte (Figure 69b).

4.7.3. Les volcans dans les medias (terrestre)

L'éruption d'un volcan à proximité d'une zone peuplée est très souvent vécu comme un évènement majeur dans la vie d'un pays car, outre le caractère spectaculaire et inattendu d'une éruption, celle-ci nécessite une surveillance et parfois l'évacuation et la prise en charge des personnes en danger.

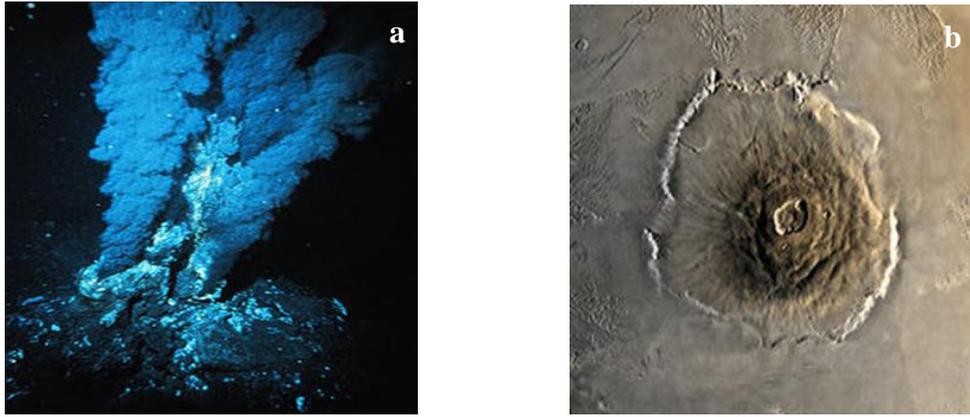


Figure 69 : Volcan sous-marin (eaudumaroc.com) et volcan extra-terrestre (lesovnidb.skyrock.com).

4.8. Produits d'un volcanisme

4.8.1. Produits solides (Tapheras)

Les projections volcaniques sont classées en fonction de leurs dimensions et aussi des processus générateurs quand il est possible de les reconstituer d'après la nature des éléments, leur forme, leur classement et leur agencement : **les cendres volcaniques** (2 à 0,2mm), **les Lapillis (petit pierre)** : Au-dessous de 64mm de diamètre, **les bombes et les blocs** (supérieure à 64mm), **les scories** (Fragment de lave), **les brèches** (éléments plus fins), **les formations indurées** (les éléments les plus grossiers ne dépassent pas 64mm) et **les tufs soudés ou ignimbrites** (Figure 70).



Les cendres (slideplayer.fr)



Lapillis (lalanguefrancaise.com)



Bombe (volcanisme.explosif.free.fr)



Scorie (geowiki.fr)

Figure 70 : Différents types des produits solides émis par les volcans.

4.8.2. Produits liquides

Sont des magmas et des laves très fluides (coulées de roches en fusion d'une température voisine des 1000°C) ou des lahars ou coulées de boue (boues de cendres et de blocs mêlés à de l'eau).

4.8.3. Produits gazeux

Sont principalement des gaz, des mofettes et les solfatares, des fumerolles et les nuées ardentes.

4.9. Conséquences dangereuses des volcans

Les conséquences dangereuses des volcans sont les coulées de laves, les nuées ardentes ou coulées pyroclastiques, la retombée des cendres volcaniques, les séismes, les glissements de terrains, les tsunamis, l'émission des gaz volcaniques, les lahars, les jokulhlaup, l'acidification des lacs et l'Hiver volcanique.

4.10. Prévention et prévision des éruptions volcaniques

4.10.1. Signes d'une éruption

Les volcans annoncent sont réveillent les tremblements de Terre, gonflement des terrains subjacents et le dégagement de la chaleur.

4.10.2. Préventions

La seule chose qui peut être envisagée et la plus part du temps d'organiser un système de prévention et d'avertissement qui permet d'évacuer en temps utile les populations menacées par l'enregistrement des petites secousses de séismes locales, dont le nombre augmente énormément dans les jours qui précèdent une éruption, d'éviter de construire dans les zones les plus menacées, d'utiliser un barrage pour dévier la lave et d'arroser la lave avec de l'eau.

4.10.3. Prévisions

Il n'est pas possible de prédire par le calcul, la localisation et la date précise de séisme avant qu'il ne se produise. On aura deux cas : **les prévisions à court terme** : Prévision du début et de l'intensité de l'éruption. Identification de signes précurseurs : enregistrements de la sismicité, de la déformation du cône (traduisant des mouvements de magma). **Les prévisions à long terme** : Quand est-ce qu'un volcan endormi depuis longtemps risque de se réveiller ? Etude de la cyclicité des éruptions (datation et analyse de la nature des dépôts volcaniques), et comparaison à d'autres volcans du même type. Pour prédire et prévenir les éruptions il faut d'installer des observatoires, éduquer la population, organiser les évacuations

et préparer des équipes de secours, vidanger les lacs, détourner des coulées de boue (lahars), détourner ou arrêter des coulées de lave

4.11. Bienfaits des volcans

Malgré que le volcan est connu dévastateur, il a des bienfaits comme la création des nouveaux territoires, fournir des carrières des matériaux de construction et des gisements de minerais et de gemmes, aide à connaître l'histoire de l'homme, favorise la fertilité des sols, la source de la géothermie et d'énergie renouvelable et la source de thermalisme, de tourisme et d'art

5. Roches magmatiques

5.1. Introduction

On appelle souvent les roches magmatiques, roches ignées ou éruptives. Le premier terme fait référence au feu, le second implique une sortie à l'extérieur, en surface. Les roches ignées sont situées profondément à l'intérieur de l'écorce terrestre, où les températures sont assez élevées pour qu'elles puissent se dissoudre. Si ce matériau fondu, appelé « magma », s'élève des volcans, il vient alors faire éruption à la surface de la Terre, sous forme de « laves », qui se solidifie en refroidissant pour former des coulées de lave.

5.2. Origine des magmas

On définit trois catégories principales de magma, auxquels se rattachent la plupart des roches magmatiques : **magma basique ou basaltique** (45 à 52% de SiO_2), **magma intermédiaire ou andésitique** (52 à 66% de SiO_2) et **magma acide ou granitique** (66 à 75% de SiO_2). Dans les roches volcaniques, les épanchements basaltiques sont de très loin les plus abondants (86%) suivis par les andésites (16%) et en tout dernier lieu, les rhyolites (20%). L'ordre d'abondance dans les roches plutoniques est par contre inversé : les affleurements des roches renfermant du quartz représentent en effet près de 86 % de la surface totale occupée par les roches plutoniques (granits 44%, granodiorites 34%, diorites quartziques 8%, diorites 1%, gabbros 13%).

5.3. Propriétés physico-chimique du magma

Le magma est caractérisé par sa **viscosité** : Est la propriété essentielle des magmas, varie très largement et dépend de la composition chimique du liquide, tout particulièrement de la teneur en silice : plus celle-ci est élevée, plus la viscosité est forte. La **structure des liquides silicatés** : En général, les liquides magmatiques ne comportent pas comme les

solutions ioniques. Les faibles différences de densité et d'indice de réfraction qui existe entre les roches cristallisées et les verres correspondants montrent que la structure des liquides est voisine des minéraux. La **température et les propriétés thermiques** : est variée de 600 à 1200°C et la **densité** : elle est variée de 2.2 à 3.1 et dépend de la température, de la pression et de la composition chimique.

5.4. Domaine du magmatisme

L'augmentation de la température à l'intérieur de la Terre favorise la fusion des roches libérant un liquide silicaté (Magma) qui circule au sein des masses réfractaires demeurées solides. La figure ci-dessous montre le domaine de formation de ces roches (Figure 71).

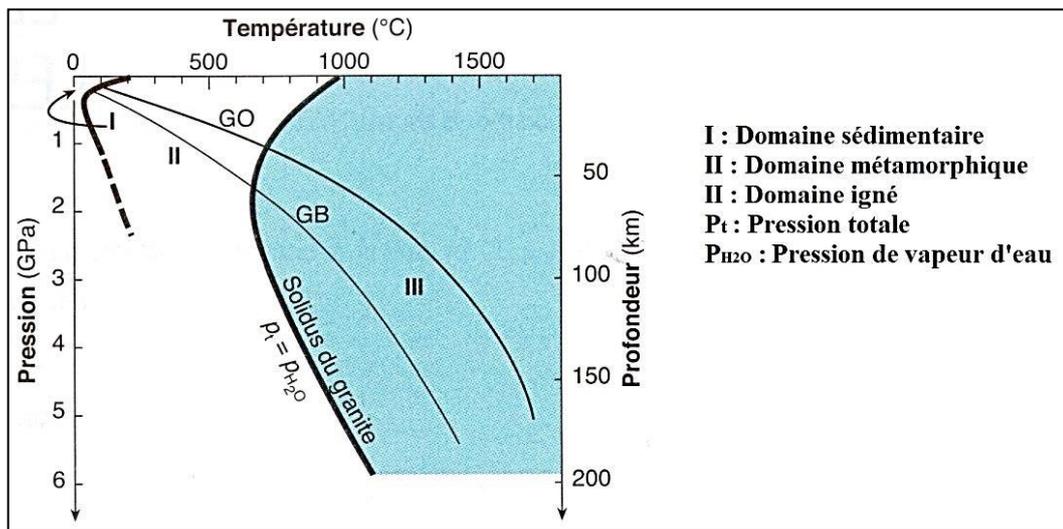


Figure 71 : Diagramme P/T indiquant la position du domaine igné (Beaulieu, 2013).

5.5. Du magma aux roches magmatiques

Les roches magmatiques sont formées par la création de l'état liquide (magma) puis de sa solidification. On connaît toutefois trois facteurs essentiels qui conduisent à la fusion : une augmentation de la température, une diminution de la pression et l'éventuelle présence de l'eau, abaissant le point de la fusion de la roche.

5.5.1. Processus de génération des magmas

Soumise à une augmentation de la température, une roche fondée progressivement et sélectivement, des minéraux les plus ou les moins réfractaires (dont la température de fusion élevée). Si la température continue à croître on obtient une fusion totale. En général, lors de la création des magmas, les températures restent inférieures à cette chaleur limite, on obtient la fusion partielle. En fait, on trouve une grande variété géochimique de magmas qui provient des différents cycles de fusion-cristallisation qui se sont succédés au long de l'histoire géologique. Nous les regroupons en quatre familles selon la teneur en silice : **magma**

felsique : (de feldspath et de la silice, anciennement appelés acide) riche en silice ($\text{SiO}_2 > 65\%$), **magma intermédiaire** : (teneur en silice moyenne : $52 < \text{SiO}_2 < 65\%$), **magma mafique** : (de magnésium et de fer, anciennement appelé basique) teneur faible en silice ($45 < \text{SiO}_2 < 52\%$) et le fer est abondant et **magma ultra mafique** : teneur très faible en silice ($\text{SiO}_2 < 45\%$), le magnésium et le fer sont très abondants.

5.5.2. Processus de solidification des magmas

Imaginons une région du manteau supérieur particulièrement chaude en raison des courants de convection. Une masse de roche en fusion s'est individualisée des autres roches restent solide : c'est la chambre magmatique (Figure 72).

Voyons les quatre phénomènes qui contrôlent ce passage à l'état de roche, lors d'un refroidissement lent (conditions plutoniques) :

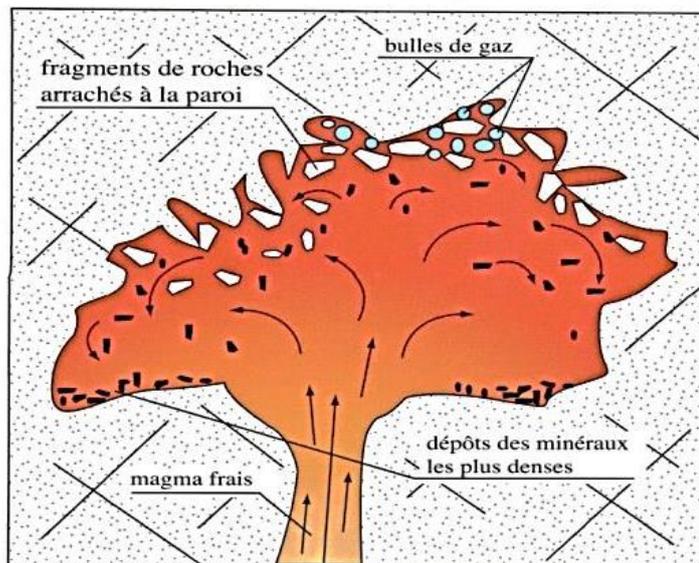


Figure 72 : Schéma d'une chambre magmatique (Parriaux, 2009).

a) Cristallisation fractionnée : Au contraire des corps simples comme l'eau, le magma ne cristallise pas en donnant un solide unique. Sa complexité chimique est telle qu'un magma peut donner naissance à différents solides en fonction des conditions de cristallisations.

Auteure de la chambre magmatique, les roches encaissantes sont toujours moins chaudes que le magma ; il y a dispersion de la chaleur vers l'extérieur, la température baisse lentement et le magma commence de se solidifier. Des minéraux se forment progressivement jusqu'à ce que le milieu devienne entièrement solide.

Examinons plus en détail comment se produit la cristallisation d'une roche magmatique. Nous restons ici dans les conditions théoriques d'un milieu homogène et fermé, sans apport ni perte de la matière. Dans ce cas, un magma donné ne peut engendrer qu'une seule roche puisqu'il contient potentiellement ses futurs minéraux.

Les différents minéraux ont des points de cristallisation qui leur sont propres. En partant d'un magma entièrement fondu, on voit d'abord croître ceux qui ont le point de cristallisation le plus élevé (minéraux réfractaires) puis successivement les autres, au fur et à mesure que la température baisse. On aurait finalement, selon ce principe, tous les minéraux ensemble la fin de la cristallisation, les premiers arrivent avec les derniers. En réalité, les choses sont plus compliquées en raison des réactions entre les minéraux déjà formés et les magmas résiduels. Ces réactions sont produites pour former un nouveau minéral qui est plus stable dans les conditions thermodynamiques à plus basse température. Les premiers cristaux sont partiellement ou totalement résorbés, selon le cas. Une fois les résidus magmatiques épuisés, la cristallisation s'arrête et la roche est formée. Deux familles des minéraux sont particulièrement intéressantes pour suivre cette cristallisation fractionnée car elles ont des minéraux différents à chaque étage de température : **silicates ferromagnésiens** : les variétés pauvres en silice et riches en fer apparaissent les premières et évoluent vers celles en silice et pauvres en fer (olivines → pyroxènes → amphiboles → biotite → muscovite). **Plagioclase** : à haute température se forme le plagioclase calcique appelé anorthite, puis la teneur en sodium s'accroît progressivement au détriment du calcium.

b) Ségrégation magmatique : Le modèle idéal de la cristallisation fractionnée en milieu homogène et fermé est en réalité souvent perturbé dans la nature par le processus de ségrégation magmatique qui modifie l'évolution physique et minéralogique de la création des roches magmatiques. Les minéraux formés les premiers, riches en fer et en calcium, ont des densités nettement supérieures au bain résiduel. Ils ont donc tendance de se déposer au fond de la chambre magmatique alors que le résidu fluide occupe la partie supérieure. La concentration de ces minéraux réfractaires forme ce qu'on appelle les cumulates ; ils forment dans certains cas des gisements métallifères. Le fluide appauvri en réfractaires est dit évolué. Si le magma est expulsé vers le haut, la phase liquide se sépare de la phase solide. Les deux milieux évoluent séparément. Ces roches sont dites différenciées du magma source.

c) Assimilation : L'assimilation peut se manifester de deux manières. Premièrement, au cours de refroidissement du magma, la chaleur dissipée augmente par conséquent la température des roches encaissantes (bordure de la chambre magmatique) qui peuvent atteindre leur point de fusion. Un liquide non réfractaire extrait de ces roches est alors incorporé au magma. Un deuxième cas est celui de l'immersion des fragments de roches encaissantes solides dans le magma (abatage) ; les fragments petits et pas trop réfractaires peuvent ainsi fondre complètement être assimilés au magma. Des éléments plus massifs ne seront pas forcément

totallement assimilés ; ils forment des enclaves entourés d'une auréole de la réaction de la roche magmatique. Ce processus changera localement la composition du magma.

d) Mélange : Si un nouvel apport de magma se mélange avec le magma précédent dans les conduites ou la chambre magmatique, il y aura hybridation magmatique. Les magmas sont ainsi généralement hétérogènes. Une certaine homogénéité devait exister dans le cas des roches que l'on nomme primitive (produit de la solidification du magma origine) ; pourtant ces roches n'existent probablement plus aujourd'hui, par le fait qu'au cours de l'Archéen, la plus part entre elles ont été transformées lors des cycles magmatiques ultérieurs.

5.6. Configuration magmatique

Voyons maintenant quels sont les contextes magmatiques que l'on rencontre sur la Terre et dans lesquels sont créées les différentes roches magmatiques. Les types de l'activité magmatiques et la nature du magma sont liées à la configuration tectonique. En choisissant un profil au travers l'Atlantique, en identifié les trois configurations magmatiques principales liées à la tectonique des plaques (Figure 73) : les rides dans l'océan (rift sur le continent), les zones de subduction et les points chauds (percées magmatiques au travers des plaques). Pour comprendre les conditions de production de magma dans chacune de ces situations, il est nécessaire de mettre en regard les domaines thermodynamiques des roches et la variation de température en profondeur. Dans un graphique pression-température, la transition entre la roche solide et le magma est déterminée par deux courbes au contraire d'une substance pour comme l'eau et la glace.

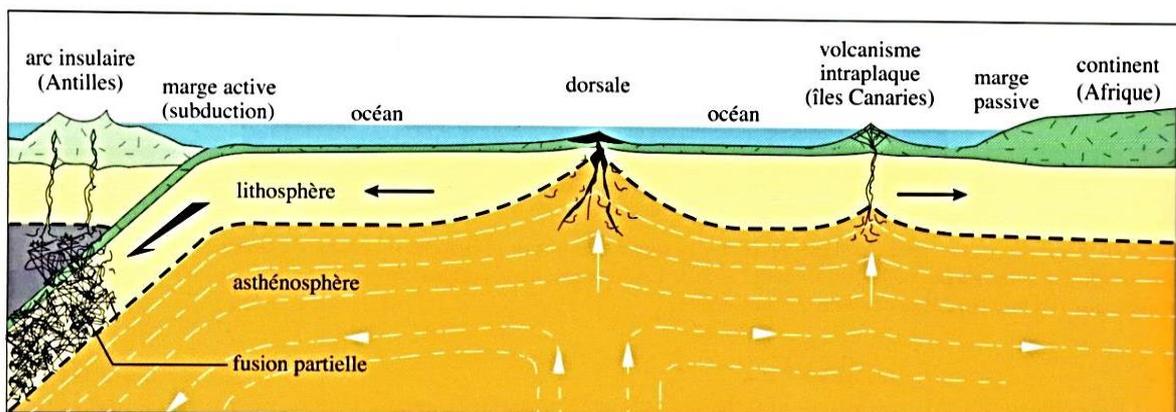


Figure 73 : Trois configurations magmatiques rencontrées dans le profil au travers de l'Atlantique (Parriaux, 2009).

5.7. Classification des roches ignées

Le nom de la roche est fixé selon l'**abondance relative des différents minéraux majeurs** (roches felsiques, intermédiaires, mafiques et ultramafiques) et le **contexte géodynamique** ou la profondeur de solidification des roches (roches plutoniques et roches

volcaniques). Plusieurs critères peuvent être utilisés pour la classification de ces roches (Tableau 3) :

Tableau 3 : Classification basée sur divers paramètres.

Composition chimique et minéralogique	Roches acides		Roches intermédiaires		Roches basiques			
	Feldspath orthose dominant			Pmagopemase dominants				
	Quartz		Peu de quartz		Plagioclase sodique acide		Plagioclase sodique basique	
Gisement d'épanchement structure vitreuse	PECHSTEN		OBSIDIENNES ET PONCE		TACHYLITE			
Structure microlitique	RHYOLITE		TRACHYTE		ANDESITE		BASALTE	
Gisement de semi-profondeur Structure microgrenue	MICROGRANITE		MICROSYENITE		MICRODIORITE		MICROGABRO	
Gisement de profondeur Structure grenue	GRANITE		SYENITE		DIORITE		GABBRO	

Roches volcaniques : en lettres minuscules

Roches plutoniques : en lettres capitales

a) Le mode de mise en place : Les magmas nés dans des conditions différentes, à partir de matériaux de compositions différentes, dans des environnements différents, ont des comportements divers et des compositions diverses, ce qui complique leur classification : ceux qui atteignent la surface de la lithosphère donnent naissance aux roches volcaniques aériennes ou sous-marines et ceux qui cristallisent à l'intérieur de la lithosphère forment les roches plutoniques.

b) La composition chimique des roches magmatiques : Elle peut aussi servir de base à une classification de ces roches. On distingue **les roches pyroclastiques** (Les carbonatites) qui sont des roches rares dans lesquelles le CO₂ joue un rôle essentiel et sont composées essentiellement de carbonates et ressemblent à des carbonates. **Les autres roches magmatiques** sont toutes essentiellement silicatées, composées de minéraux comportant dans des proportions variables les six éléments Si, Al, Fe, Mg, Ca et Na, liés à l'oxygène qui représente à lui seul plus de 45% de la masse des éléments présents dans les minéraux.

On va ainsi parler de minéraux riches en silicium (quartz, orthose) et de minéraux pauvres en silicium (olivine, néphéline). On les distinguera par la nature de leurs cations : **silice pure** (quartz), **silicate potassique** (feldspath orthose), **silicate sodique** et calcique (feldspath plagioclase) et **silicate potassique** (sodique ou calcique pauvre en silicium : feldspathoïde).

La silice est le constituant chimique prédominant de la plupart de ces roches. Sa proportion varie de 35 à 75%, ce qui nous permet de diviser ces roches en quatre grandes catégories : les **roches acides** SiO₂>66%, les **roches saturées** ou intermédiaires : 52<SiO₂<66%, les **roches basiques** ou sous saturées : 45<SiO₂<52% et les **roches ultrabasiques** : SiO₂<45%.

La comparaison des compositions chimiques moyennes des granites et des basaltes montre que ces deux types de roches s'opposent de deux façons : les **granites** sont des roches riches en silice ; on parle également de roches acides et sont dans l'ensemble riches en potassium et pauvres en Fe, Mg et Ca. Les **basaltes** sont des roches pauvres en silice; on parle dans ce cas de roches basiques et sont dans l'ensemble pauvres en potassium et riches en Fe, Mg et Ca. Ce type de classification est largement employé. On peut cependant l'améliorer de deux manières : en parlant de **roches alcalines** (riches en Na_2O et K_2O), **calco-alcalines**, **calciques**, **magnésiennes**,...etc. et en tenant compte des autres constituants autres que la silice.

c) Composition minéralogique des roches magmatiques : La classification minéralogique est plus expressive que la chimique et permet de faire des grandes classes de roches. On distingue deux types de classification minéralogique :

- 1. Aspect qualitatif :** Les roches magmatiques présentent des minéraux très variés, mais la prédominance des basaltes et granites a amené les géologues à établir une classification des minéraux en quatre groupes : **Les minéraux cardinaux** (le quartz, les feldspaths et les feldspathoïdes), **les minéraux essentiels** (les éléments ferromagnésiens en général), **les minéraux accessoires** présents de façon constante dans la roche, le plus souvent en petite quantité (apatite, zircon, ..) et **les minéraux accidentels** ne sont présents que dans certains types particuliers de roches (grenats, corindon,...).
- 2. Aspect quantitatif :** En dépit de larges variations en silice et des autres oxydes, et comme il existe une corrélation simple entre la composition chimique et la composition minéralogique de ces roches magmatiques, on peut diviser les minéraux de ces roches en deux groupes principaux : **les minéraux clairs** qui sont représentés par le quartz, les feldspaths potassiques, les plagioclases, les feldspathoïdes et les micas blancs. Les roches de ce type sont acides et sont principalement représentés à la surface de la Terre par les granites. Les laves de même composition chimique étant les rhyolites. **Les minéraux colorés**, ce sont les olivines, les pyroxènes, les amphiboles, les micas noirs et les oxydes de fer et de titane. Ce type de roches est basique. Il représente la catégorie des roches magmatiques le plus répandu. Leur type le plus fréquent est le basalte. L'équivalent plutonique est le gabbro.

Le passage de la classification chimique à la classification minéralogique est aisée grâce à la norme P. A partir de cette norme, on définit les paramètres qui conduisent au classement de la roche et à sa nomenclature. Ce sont :

- **la classe**, déterminée par le rapport $P = \frac{\text{coucholites}}{\text{barylites}}$ (en %) avec les coucholites sont les minéraux clairs, silico-alumineux et les barylites les minéraux sombres, ferro-magnésiens. A partir de ce paramètre P, lié donc à la teinte visible à l'œil nu des roches, on distingue cinq groupes : les roches **hololeucocrates** : $P > 95\%$, les roches **leucocrates** : $P = 65 \text{ à } 95\%$, les roches **mésocrates** : $P = 35 \text{ à } 65\%$, les roches **mélanocrates** : $P = 5 \text{ à } 35\%$ et roches **holomélanocrates** : $P < 5\%$.

- **l'ordre**, donné par le rapport Q_1 ou Q_2 avec :

$$Q_1 = \frac{\text{quartz}}{\text{feldspaths}} \text{ et } Q_2 = \frac{\text{feldspathoïdes}}{\text{feldspaths}} \text{ (en \%)}.$$

- **le rang**, donné par $R = \frac{K_2O + Na_2O}{CaO}$ (en molécules)

- **le subrang S** avec $S = \frac{K_2O}{Na_2O}$ (en molécules).

En tenant compte de la minéralogie et de la coloration des roches, on peut proposer la classification suivante (Tableau 4) :

Tableau 4 : Classification basée sur les minéraux et la coloration des roches

	Roches à quartz et feldspath		Roches à feldspaths seuls		Roches à feldspath et feldspathoïdes		Roches à feldspathoïdes seuls	
	Feldspaths alcalins	plagioclase	Feldspaths alcalins	plagioclase	Feldspaths alcalins	plagioclase	Néphéline	Leucite
ROCHES LEUCOCRATES	GRANITE rhyolite		SYNETE trachyte					
	GRANODIORITE rhyodacite			DIORITE andésite				
	DIORITE QUUARTZIQUE dacite							
ROCHES MESOCRATES			GABBRO basalte			basanite	néphéline	leucite
ROCHES MELANOCRATES				METAGABBRO métabasalte				
ROCHES HOLO-MELANOCRATES			AMPHIBOLITE PERIDOTITE PYROXENOLITE picrite		AMPHIBOLITE PERIDOTITE PYROXENOLITE picrite			

d) Structures et textures : on distingue :

- **Structures à l'échelle de l'affleurement** : On peut observer tout d'abord le débit de la roche. Les types de débit les plus classiques sont : **les débits en dalles magmatiques effusives** qui sont des laves visqueuses (coulées épaisses, dômes, dykes et filons). Ces roches sont associées à des basaltes à olivine, les labradorites. **Les débits en prisme** : A peu près hexagonaux et jointifs, ils caractérisent certaines laves, en particulier les basaltes, et sont considérées comme dues à des fissures de retrait lors du refroidissement. Ces prismes sont en général perpendiculaires à la surface de la coulée. Ce phénomène d'orgues se manifeste aussi bien dans les basaltes que dans les phonolites, les trachytes, les andésites.... (Figure 74). **Les pillow lavas** : Les débits en coussins, considérés comme caractéristiques des laves épanchées sous l'eau : les pillow lavas. Ces laves de 0.5 à 2m

sur 0.3 à 1m et parfois plus, sont constituées surtout de basaltes et d'andésites. Chaque coussin ou oreiller montre une croûte à structure hyaline (refroidissement très rapide) se desquamant facilement et un cœur plus cristallin affecté de cassures souvent rayonnantes.



Figure 74 : La « chaussée des géants » en Irlande (linternaute.com).

- **Structure à l'échelle de l'échantillon** : On peut aussi observer à l'affleurement ou sur un échantillon une structure d'ensemble qui résulte de l'arrangement mutuel des ensembles cristallins au sein de la roche : **structure équante, structure foliée ou schisteuse, structure vacuolaire et structure bécique.**
- **Structures à l'échelle de la loupe et du microscope** : On peut utiliser aussi pour la classification des roches magmatiques en se basant cette fois-ci sur les textures, un critère qui permet de les distinguer. Les textures et les grains des roches plutoniques permettent dans le cas général de les distinguer immédiatement des roches volcaniques : elles ont un grain moyen à gros, résultat d'une cristallisation du magma plus lente. Cette durée plus grande de la cristallisation permet une croissance plus poussée des cristaux constitutifs. Au cours de cette période de cristallisation et du refroidissement, des réactions peuvent se produire au sein de la roche en voie de consolidation finale. Dans ces conditions de profondeur, donc de pression relativement élevée, les phases gazeuses dissoutes dans le magma, notamment la vapeur d'eau, sont en effet retenues plus longtemps et favorisent des transformations minéralogiques post-cristallines (métasomatose).
- **Structure à l'échelle du microscope, on peut distinguer les textures suivantes** : la structure grenue, la structure aphanitique (cachée), la structure hyaline ou vitreuse, la structure orbiculaire, la structure graphique, la structure poecilitique, la structure porphyrique et la structure ophitique

5.8. Roches plutoniques

Les roches plutoniques, localisées à différents niveaux de la croûte terrestre, portent aussi le nom de roches intrusives. Elles ne sont accessibles à l'observation directe que grâce aux déformations et à l'érosion des couches sus-jacentes. Cette catégorie de roches magmatiques regroupe tous les granites composés d'un ensemble de nombreux cristaux, uniformément répartis et colorés : le quartz (transparent, translucide, voire incolore lorsqu'il est pur), les feldspaths (éclat vitreux avec une couleur variant du blanc à des teintes variées de rose, jaune et rouge), et les micas (noirs et brillants). Les autres principales roches plutoniques sont la syénite, la diorite et le gabbro. Ces roches sont rigides, mais très cassantes lorsqu'elles sont soumises à des efforts mécaniques. C'est pourquoi elles sont principalement utilisées pour le remblai (gravillons) ou la construction (pierres de construction).

5.9. Roches volcaniques

Les roches magmatiques volcaniques ou effusives se forment à partir du magma qui remonte des profondeurs de la Terre par des fractures proches de la surface lors d'éruptions volcaniques. Ces roches se solidifient rapidement à la surface de la lithosphère, ce qui aboutit à la création de minéraux à grain fin comme le basalte constitué de peu de cristaux différents ou des roches semblables à du verre appelées obsidiennes. Les principales roches volcaniques sont, outre le basalte, la rhyolite, le trachyte et l'andésite.

À côté des roches provenant du refroidissement des laves, on distingue les roches hydrothermales formées à partir de fluides (gaz ou liquides) à hautes températures. Il y a également les pyroclastites qui sont éjectées de manière explosive vers l'atmosphère au cours d'éruptions volcaniques, pour retomber au sol à proximité immédiate du cratère. Leur taille varie des cendres et scories, aux bombes et lapilli (voir volcanisme).

L'examen des roches volcaniques montre que la diminution de la température des magmas se traduit par des cristallisations dont le produit final peut être une roche entièrement constituée d'un agrégat cristallin ou bien de cristaux englobés dans un verre plus ou moins abondant qui résulte du refroidissement rapide du liquide interstitiel.

La structure porphyrique est la plus spécifique de ces roches : les minéraux apparaissant les premiers dans le magma forment les cristaux généralement automorphes, appelés phénocristaux, dans une matrice à grain fin entièrement cristallisé (parfois partiellement ou entièrement vitreux) provenant du refroidissement et de la solidification du liquide interstitiel à la surface.

Très fréquemment, la présence de bulles de gaz emprisonnées dans les laves se traduit par la formation de cavités conférant à la roche une texture vacuolaire.

Références bibliographiques

Références bibliographiques

- Bardintzeff J.M., 2011-** Volcanologie. 4^{ème} édition. Edition Dunod, 313p.
- Beaux J.F., Fogelgesang J.F. et Boutin V., 2011-** Atlas de Géologie – Pétrologie. Edition Dunod, 143p.
- Biollot G. Huchon P. et Yves L., 2008-** Introduction à la géologie – la dynamique de la Terre. 4^{ème} édition. Edition Dunod, 217p.
- Bonin B. et Moyen J.F., 2011-** Magmatisme et roche magmatiques. 3^{ème} édition. Edition Dunod, 313p.
- Bouchardon J.L., 2013-** De la dérive des continents à la tectonique des plaques (cours). Aperçu épistémologique de la géologie entre deux paradigmes. Axe Processus Naturels. E.N.S.M. Saint Etienne. 38p.
- Boulvain F. et Vande Auwera J., 2011-** Géologie : Géologie de terrain -de l’affleurement au concept-. Edition Ellipes, 159p.
- Brahic A. Hoffert M. Maury R. Schaaf A. et Tardy M., 2006-** Sciences de la Terre et de l’univers. Nouvelle édition. Edition Vuibert, 758p.
- Campy M., Macaire J.j. et Grosbois C., 2013-** Géologie de la surface. 3^{ème} édition. Edition Dunod, 441p.
- Chaput J.L., 2005-** Initiation à la géomorphologie. 2^{ème} édition. Edition Ellipes, 1726p.
- Charles P., Yeves L. et Maurice R., 2015-** Eléments de géologie. 12^{ème} édition. Edition Dunod, 746p.
- Chastenay P., 2006-** Un tour d’horizon du système solaire (Cours). Centre de développement pédagogique pour la formation générale en sciences technologiques, Planétarium de Montréal. 28p.
- Clément M. et Lozet J., 2011-** Dictionnaire encyclopédique de science du sol. 12^{ème} édition. Edition Lavoisier, 733p.
- Cojan I. et Renard M., 2008-** Sédimentologie. 2^{ème} édition. Edition Dunod, 443p.
- Debelmas J., Mascle G. et Basile C., 2009-** Les grandes structures géologiques. 5^{ème} édition. Edition Dunod, 322p.
- Dehouck E., 2012-** Caractérisation des processus d’altération à la surface de Mars primitive par approche expérimentale et télédétection. Thèse de doctorat. Université de Nantes. 373p.
- Delcaillau B., 2011-** Géomorphologie – Interaction tectonique -Erosion –Sédimentation. Edition Vuibert, 289p.
- Dewolf Y. et Bourrié G., 2008-** Les formations superficielles. Genèse-Typologie - Classification. Paysage et environnement – genèse et risques. Edition Ellipes, 798p.
- Donald T. and Gerald S., 2014-** Geodynamics. Cambridge University. 3rd Edition, 636p.

- Fossen H., 2011-** Structural geology. Cambridge university press, 463p.
- Foucault A., Raoult J.F. et Cecca F., 2014-** Dictionnaire de Géologie. 8^{ème} édition. Edition Dunod, 388p.
- Gregory F., 2012-** Les fluctuations du champ magnétique terrestre : des variations séculaires récentes aux renversements. Thèse de doctorat. Université de Montpellier 2. 231p.
- Gubbins D., Alfe D., Masters G., Price G.D. and Gillan M.J., -** Can the Earth's dynamo run on heat alone. *Geophysical Journal International*. 155, 2003, 609-622.
- John W. Morgan and Edward A., -** Chemical composition of Earth, Venus and Mercury. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*. 77(12), 1980, 6973 – 6977.
- Labrosse S., Poirier J.P. and LeMouel J.L., -** On cooling of the Earth's core. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 99, 1997, 1-17.
- Lagabrielle Y., Maury R. et Renard M., 2013-** Mémo visuel de géologie. L'essentiel en fiches. Edition Dunod, 2013, 252p.
- Landry B., Beaulieu J., Gauthier M., Lucotte M., Moingit M., Occhietti S., Pinti D.L. et Quirion M., 2013-** Notions de géologie. 4^{ème} édition. Edition Dunod, 640p.
- Langlois G., 2011-** Mini manuel de géologie géophysique. Edition Dunod. 2011, 200p.
- Larouci N., Chennaoui-Aoudjehane H. and Jambon A.,-** Methodology of studying meteorites from Morocco. *Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, Section Sciences de la Terre*. 2014, 36, 69–83.
- Laurent E. et Marc D.R., 2013-** Maxi fiches géologie. 2^{ème} édition. Edition Dunod, 249p.
- Lister J.R. and Buffett B.A., -** The strength and efficiency of thermal and compositional convection in the geodynamo. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 91, 1995, 17-30.
- Leet L.D., Judson S., and Kouffman M.E., 1978-** physical geology. Prentice hall inc. New jersey.
- Lilensten J. et Blelly P.L., 2000-** Du soleil à la Terre. Aéronomie et météorologie de l'espace. Collection Grenoble Sciences. 416p.
- Minster J.B. and Jordan T.H., 1978-** Present-day plate motion. *Journal of geophysical research*. 83, 5338-5354.
- Paquet J., 2007-** Géologie. 2^{ème} édition. Edition Dunod, 232p.
- Parriaux A., 2009-** Géologie base pour l'ingénieur. Edition Polytechnique et Universitaires Pomandes, 581p.
- Pereira-Barreto S., 1960-** Altération des roches et mise en place des principaux types de sol dans le Guidmaka. Centre de Pédologie de Hann-Dakar, 63p.
- Peycru P., Dupin J.M., Fogelgesang J.F. et Grandperrin D., 2008-** Géologie - Tout-en-un, 1^e et 2^{ème} années BCPST. Edition Dunod, 641p.

Ravachol-Orange D., 2003- Utilisations du temps et explications en sciences de la Terre par les élevés de lycée: Etude dans quelques problèmes géologiques. Thèse de doctorat. Université de Nantes. 358p.

Robert C. et Bousquet R., 2013- Géosciences : La dynamique du système Terre. Edition Belin, 1159p.

Roberts J.L., 2006- Minéraux, roches et fossiles. Edition Broquet, 128p.

Soleilhavoup F., 2010- Curiosité géologiques au Sahara. Edition IBIS PRESS, 255p.

Renard M., Lagabrielle Y. et Martin E et Rafélis M., 2015- Éléments de géologie. 15^{ème} Edition. Edition Dunod, 1042p.

Tarits C., Benoit M., Caroff M., Réhault J.P., Rolet J., Thonon P., Tisseau C. et Writz B., 2002- Géologie de l'environnement. Edition Dunod, 198p.

Twiss R.J and Moores E.M., 1995- Tectonics. Freeman and Company, 532p.

Yaichi B. et Benali M., 2013- Les altérations des granites et des basaltes. Mémoire d'Ingénieur, Université d'Oran, 86p.

Sites web consultés:

<http://www.andenne.be>
<http://www.aube.andra.fr>
<http://www.aupieddenosvolcans.eklablog.com>
<http://www.camerecole.org>
<http://www.cm2dolomieu.fr>
<http://www.coursgeologie.com>
<http://www.eduterre.ens-lyon.fr>
<http://www.footage.framepool.com>
<http://www.fr.m.wikipedia.org>
<http://www.futura-sciences.com>
<http://www.ggl.ulaval.cau>
<http://www.geo.umass.ed>
<http://www.geowiki.fr>
<http://www.glaciers-climat.fr>
<http://www.howlingpixel.com>
<http://www.lalanguefrancaise.com>
<http://www.larousse.fr>
<http://www.laterredufutur.com>
<http://www.lavionnaire.fr>
<http://www.lespritsorcier.org>
<http://www.lesovnidb.skyrock.com>
<http://www.linternaute.com>
<http://www.mediaterre.org>
<http://www.morgane.frey.free.fr>
<http://www.mrstrange49.over-blog.com>
<http://www.pairform.fr>
<http://www.palais-decouverte.fr>
<http://www.planetastronomy.com>

<http://www.planete.astronomie.free.fr/Mars/>
<http://www.planete-terre.tripod.com>
<http://www.planet-terre.ens-lyon.fr>
<http://www.planetarium.montreal.qc.ca>
<http://www.roche-sedimentaire.e-monsite.com>
<http://www.slideplayer.com>
<http://www.slideserve.com>
<http://www.spaceblog.org>
<http://www.tpe1ers1.canalblog.com>
<http://www.thinglink.com>
<http://www.thoughtco.com>
<http://www.trustmyscience.com>
<http://www.u-picardie.fr/beauchamp/cours-sed/sed-4.htm>
<http://www.volcanisme.explosif.free.fr>
<http://www.warma941.free.fr>