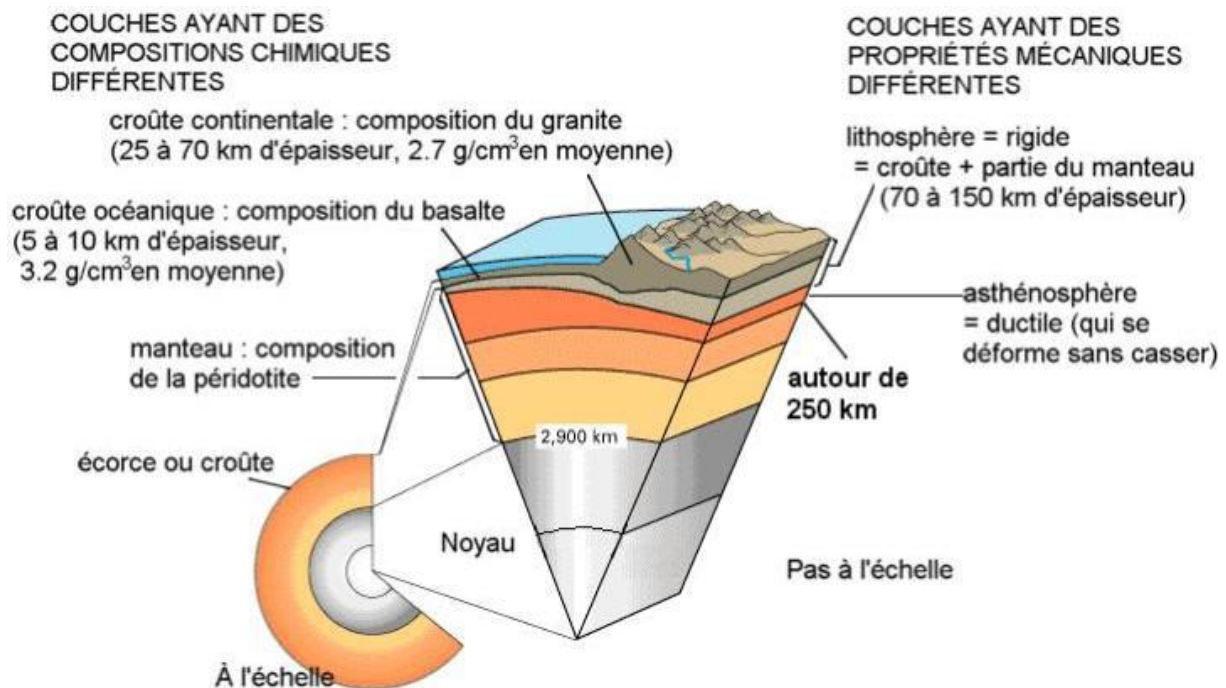


SUPPORT DE COURS

MODULE : M.11

GEODYNAMIQUE INTERNE



Avant-propos

Ce cours de synthèse est dispensé tout particulièrement aux étudiants de la filière SVTU. Il est destiné à apporter les connaissances de base sur les facteurs géologiques intervenant dans les processus de la géodynamique interne du globe terrestre, de permettre l'acquisition des connaissances fondamentales en géologie et de faire découvrir les liens entre la dynamique et les principaux phénomènes géologiques du globe.

Les objectifs pédagogiques demeurent généraux et sont destinés à faire acquérir aux étudiants : des méthodes, des raisonnements, le vocabulaire de base de géologie, ainsi qu'une culture générale destinée à renforcer les aspects pluridisciplinaires de la géologie.

Cet enseignement se compose de 10 séances dont le thème est donné dans le descriptif de module.

*** AVERTISSEMENT : Ce document ne remplace pas la présence au cours**

La dynamique interne de la Terre est responsable de contraintes, de déformations et de mouvements dans la croûte terrestre.

La **géodynamique** décrit et explique l'évolution du système terrestre ; à partir d'observations de terrain synthétisées par des modèles types de comportements, elle caractérise et étudie les phénomènes naturels qui ont affecté le géomatériau et qui l'affectent encore. Elle est interne pour ce qui se passe en profondeur et externe pour ce qui se passe en surface ; les phénomènes internes sont ceux qui produisent les reliefs ; les phénomènes externes sont ceux qui les détruisent.

PREMIERE PARTIE : LES MATERIAUX DE LA PLANETE

L'objectif de ces rappels est de donner aux étudiants :

- **d'avoir une idée sur les principaux constituants de la terre.**
- **les outils qui leurs permettront de comprendre et de bien suivre les travaux pratiques,**

CHAPITRE 1 : LES MINÉRAUX

CARACTERISTIQUES, PROPRIETES ET CLASSIFICATION

I. Introduction :

Les **minéraux**, solides naturels cristallins, sont des constituants des matériaux terrestres mais aussi des planètes du système solaire. L'étude des minéraux est la minéralogie. Les minéraux (le mot vient de mine) sont le plus souvent des cristaux dont l'étude individuelle est la cristallographie.

Un **cristal** est un solide macroscopiquement homogène, ordonné à l'échelle atomique et défini par une composition chimique donnée.

Un **minéral** est un cristal existant dans la nature, caractérisé fréquemment à l'œil par des faces géométriques régulières s'il a pu croître dans son milieu naturel.

Un **minerai** est un minéral ou un ensemble rocheux contenant un ou des minéraux utiles à l'Homme. En pratique, le terme s'applique surtout aux minerais métalliques.

La plupart des minéraux sont des solutions solides ou des cristaux mixtes.

90% des roches sont constituées de silicates (c'est-à-dire contenant de la silice SiO_2). Les minéraux non silicatés ne représentent que 5% des solides constituant la croûte terrestre mais leur importance peut être grande d'un point de vue économique : ils sont en général plus faciles à exploiter industriellement que les silicates.

A côté des éléments natifs, c'est-à-dire qui se rencontrent dans la nature à l'état pur, comme l'or, l'argent, le cuivre, le soufre, le carbone pur (diamant et graphite), les principaux groupes sont : les halogénures (chlorures, fluorures), les sulfures, les oxydes, les carbonates, principalement formés dans les milieux marins (calcite), les sulfates (dont le gypse ou pierre à plâtre), les phosphates.

II. Caractéristiques et propriétés des minéraux :

1. Composition d'un minéral :

Les associations atomiques :

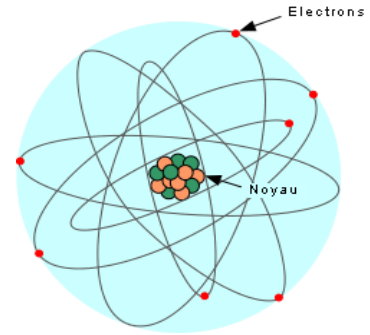
➤ Rappel de la constitution atomique

Nous savons tous que les matériaux de notre planète sont constitués d'**éléments chimiques**, comme l'hydrogène, l'oxygène, le fer, le nickel, etc....

Il y en a **106** dans le tableau périodique des éléments de Mendeleïev.

L'atome consiste en :

- un **noyau central** composé de protons (charges positives) et de neutrons (aucune charge),
- **entouré d'électrons** (charge négative) qui gravitent autour du noyau.



Toute la masse est concentrée dans le noyau, les électrons ayant une masse négligeable.

La **masse atomique** d'un atome est donc donnée par la masse du noyau, soit le nombre de protons + le nombre de neutrons.

Chaque atome possède un **numéro atomique** qui est donné par le nombre de protons.

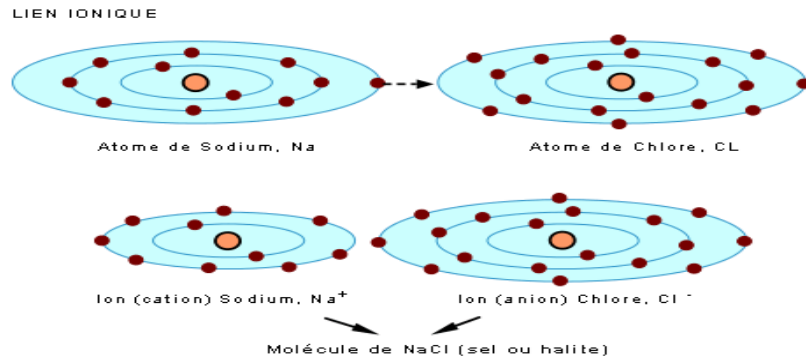
➤ **Les édifices cristallins**

☛ Si on monte d'un cran dans l'organisation de la matière, il y a les molécules qui sont formées d'un assemblage d'atomes qui sont liés entre eux par deux principaux types de liens :

- ✓ Les liaisons ioniques,
 - ✓ Les liaisons covalentes.
- ☛ Le lien ionique est assuré par un transfert d'électron(s) d'un atome à l'autre.

Si l'on examine l'exemple du sel (NaCl) :

- ⊗ le transfert d'un électron du sodium (**Na**) au chlore (**Cl**) produit une **molécule stable**,
- ⊗ le chlorure de sodium (**NaCl**), dans lequel les atomes sont sous leur forme ionique (les ions **Na⁺** et **Cl⁻**).



☛ Encore un cran au-dessus des molécules, on a les minéraux.

Les minéraux sont constitués d'atomes et de molécules, et se définissent sur deux critères indissociables :

- La composition chimique,
- La structure atomique.

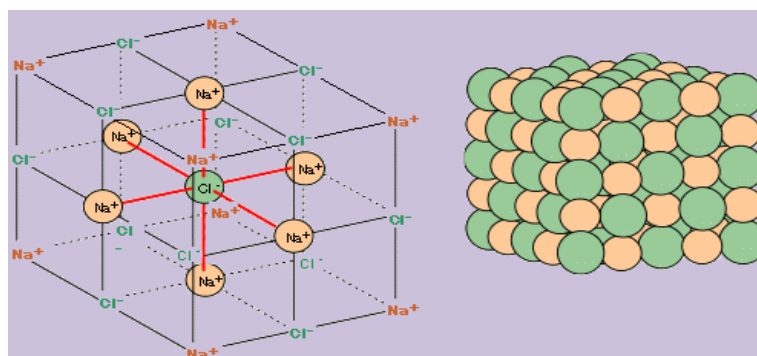
En simplifiant, on peut dire que le minéral, c'est la matière ordonnée.

Exemple

Le minérale Halite est un exemple simple qui illustre bien la dualité de la définition de l'espèce minérale.

- Sa composition chimique est NaCl, le chlorure de sodium (le sel de table!).
- Le minéral halite possède une structure atomique déterminée qu'on dit cubique

On l'appelle cubique parce que l'arrangement des atomes, en alternance régulière entre les Cl et les Na, forme une trame cubique.



En réalité, les ions sont tassés les uns sur les autres, mais conservent toujours la même structure

Même si chaque minéral possède une composition chimique définie, on admet certaines variations.

Ainsi, il peut y avoir substitution de certains ions pour d'autres.

Par exemple

L'olivine à la composition $(\text{Fe}, \text{Mg})_2\text{SiO}_2$, ce qui signifie que la proportion entre le fer et le magnésium peut varier.

Les substitutions d'ions dans les minéraux sont en grande partie contrôlées par la taille et la charge des ions.

Ainsi, il sera facile de faire des **substitutions d'ions de taille et de charge semblables**,

Comme de substituer :

- le fer (**Fe**) au magnésium (**Mg**),
- le sodium (**Na**) au calcium (**Ca**),

Mais on pourra difficilement substituer :

- L'oxygène (**O**) à l'aluminium (**Al**).
- Le potassium (**K**) à l'aluminium (**Al**),

ANION (-)	CATIONS (+)		
	Si ⁴⁺ R = 0,39	Al ³⁺ R = 0,51	
	Fe ³⁺ R = 0,64	Fe ²⁺ R = 0,74	Mg ²⁺ R = 0,66
O ²⁻ R = 1,40	Na ¹⁺ R = 0,97	Ca ²⁺ R = 0,99	K ¹⁺ R = 1,33
R = rayon ionique en Angstroms (1Å = 10 ⁻⁹ mm)			

2. La forme : (les 7 systèmes cristallins)

☛ La forme géométrique des cristaux

– Les mailles et les réseaux

La cristallographie est la science qui étudie les cristaux :

- Les formes des cristaux ne sont pas quelconques.
- L'existence de ces formes est liée au fait que dans certains cas, les minéraux ont suffisamment d'espace autour d'eux pour croître et prendre des formes qui leur sont propres.

Ces formes macroscopiques traduisent le fait que les atomes sont arrangés à l'échelle microscopique.

☛ Notion de maille

Haüy, le grand cristallographe du XIX^e siècle a fait une constatation :

- ➔ Un cristal fragmenté génère des morceaux,
- ➔ Les morceaux générés ont la même forme que le cristal initial,
- ➔ C'est la loi de stratification multiple.

Du point de vue géométrique, il existe un certain nombre de volumes de base (maille) qui permettent de remplir un espace tri-dimensionnel sans laisser de vides.

☛ **La maille** est l'enveloppe du plus petit parallélépipède de matière cristallisée conservant toutes les propriétés géométriques, physiques et chimiques du cristal et contenant suffisamment d'atomes pour respecter sa composition chimique. Pour construire un volume de cristal.

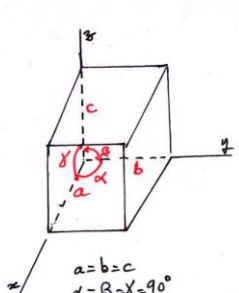
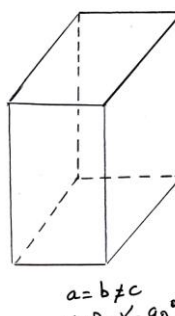
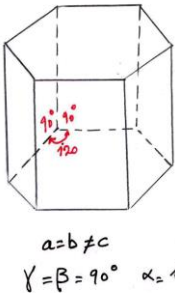
On va en fait empiler des volumes élémentaires; cette répétition s'appelle le réseau cristallin.

Les formes cristallines :

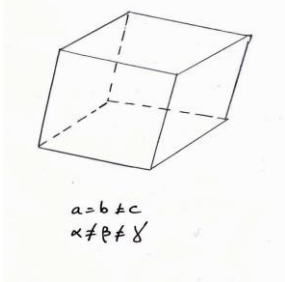
Les formes cristallines et les symétries qui en découlent ont fait regrouper les cristaux en 7 systèmes cristallographiques (appelés systèmes cristallins). Cela se retrouve en observant la régularité des faces et leur symétrie avec le côté opposé.

En effet, si une face est visible sur un côté du cristal, il en existe obligatoirement une autre symétrique sur le côté opposé (sur des agrégats, il est très difficile de montrer cette symétrie, les faces des cristaux étant trop enchevêtrées).

L'arrangement des atomes est défini dans la maille élémentaire (plus petit arrangement définissant le réseau cristallin), le cristal est une juxtaposition d'une multitude de mailles élémentaires.

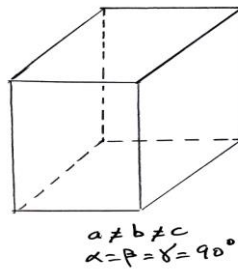
Le système cubique	Le système quadratique	Le système hexagonal
 <p>$a=b=c$ $\alpha=\beta=\gamma=90^\circ$</p> <p>La maille élémentaire a la forme d'un cube. La pyrite et le grenat sont classés dans ce système.</p>	 <p>$a=b \neq c$ $\alpha=\beta=\gamma=90^\circ$</p> <p>La maille élémentaire est un prisme droit à base carrée. Le zircon, la wulfénite et la vésuvianite cristallisent dans ce système.</p>	 <p>$a=b \neq c$ $\gamma=\beta=90^\circ \quad \alpha=120^\circ$</p> <p>La maille élémentaire est un prisme droit à base hexagonale (six faces). Le béryl (émeraude de Colombie), l'apatite et la glace cristallisent dans ce système.</p>

Le système rhomboédrique



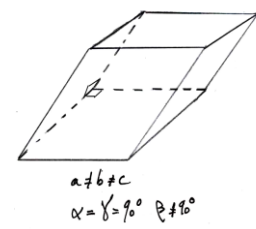
La maille élémentaire est le rhomboèdre: parallélépipède dont les six faces sont des losanges. La tourmaline, le corindon, la sidérite et la calcite appartiennent au même système rhomboédrique.

Le système orthorhombique



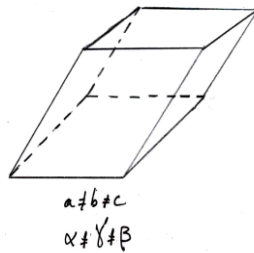
La maille élémentaire est prisme droit dont la base est un losange. L'olivine, la barytine, l'aragonite et la topaze appartiennent au système orthorhombique.

Le système monoclinique



La maille élémentaire est un prisme droit dont la base est un parallélogramme. Ce système cristallin, le plus fréquent, comprend le gypse et l'orthose (feldspath potassique- FK)

Le système triclinique



La maille élémentaire ne comprend aucun axe de symétrie.
L'axinite et les feldspaths plagioclases (calco-sodiques) sont des minéraux tricliniques.

3. Les macles :

Une macle est une association de 2 ou plusieurs cristaux de même nature, orientés différemment mais toujours suivant des règles cristallographiques rigoureuses.

Ex : macle simple de Carlsbad pour l'Orthose (F. potassique, K)



Deux cristaux ayant cristallisé tête bêche, quand on examine à la lumière naturelle, l'un brille quand l'autre devient terne et les rôles s'inversent en retournant l'échantillon.

Ex : macle polysynthétique pour l'Albite (F. plagioclase, Na)

Ex : macle fer de lance ou en queue d'hirondelle pour le gypse



Ex : macle de la Gardette (référence mondiale) pour le quartz



4. La dureté :

C'est la résistance d'un minéral à la destruction mécanique de sa structure ; en pratique, un minéral est dit plus dur qu'un autre, s'il raye ce dernier. Avec une pointe du minéral, on essaye de rayer un objet témoin (minéral, verre, acier) après avoir pris soin d'essuyer la trace, pour s'assurer qu'il y a bien une rayure réelle, et non un effritement de la pointe. S'il y a une rayure, le minéral est dit plus dur que le témoin.

On a pu ainsi établir de proche en proche, une échelle de dureté relative dont les valeurs sont proches d'une courbe de Vickers, échelle logarithmique. Les duretés sont classées par rapport à celles de 10 minéraux tests (échelle de Mohs) :

10 : diamant, 9 : corindon, 8 : topaze, 7 : quartz, (verre), 6 : feldspath orthose, (lame de couteau), 5 : apatite, 4 : fluorine, 3 : calcite, (ongle), 2 : gypse, 1 : talc

5. La cassure :

Les plans suivant lesquels sont rangés les atomes peuvent être des plans de moindre résistance, auquel cas les cristaux se cassent suivant des faces planes appelées *plans de clivages*. Le mica en fournit un bon exemple : à l'aide d'un couteau ou de l'ongle, il est possible de détacher facilement des lamelles (feuilletés).

6. L'éclat :

Suivant que la surface brille beaucoup ou peu, l'éclat est dit métallique (ex : lame de couteau, pièce de monnaie) ou vitreux (ex : verre, porcelaine).

Tous les corps à éclat métallique sont opaques. Les corps à éclat vitreux peuvent être opaques, translucides ou transparents. On distingue comme variété de l'éclat vitreux l'éclat gras (quartz) et l'éclat vif (mica). Dans les minéraux des roches, l'éclat vitreux et ses variétés sont beaucoup plus répandus que l'éclat métallique.

7. La couleur :

Elle dépend surtout de la nature chimique. Les minéraux purs ont des couleurs propres (calcite blanche, quartz transparent), mais des impuretés ou des défauts du système cristallin peuvent les modifier. La couleur n'est donc pas toujours significative.

8. La saveur :

Bien laver l'échantillon avant de le goûter. Une saveur salée indique du sel gemme (halite NaCl) ou un sel de magnésium ou de potasse ; une saveur astringente, l'alun. Tous les autres minéraux et roches usuels sont insipides.

9. L'action des acides :

Parmi les minéraux des roches, la calcite fait effervescence avec l'acide chlorhydrique dilué à froid (contrairement à la dolomie, qui fait effervescence à HCl à chaud).

10. Caractère Hydrophile :

Un matériau est dit hydrophile s'il absorbe de l'eau. Appliquer une goutte d'eau (ou salive) sur le minéral en question puis frotter avec le doigt.

Le minéral est dit hydrophile si de la matière passe sur le doigt. Les argiles sont hydrophiles, humectées d'eau elles sont susceptibles d'être modelée.

11. La densité :

Rapport de la masse du corps à celle d'un même volume d'eau, la densité des minéraux ou des roches peut facilement se mesurer. Elle fournit, pour la reconnaissance des roches, une donnée très utile et trop souvent négligée.

La densité moyenne des minéraux fréquemment rencontrés varie de 2,4 à 2,9.

Au-dessus, on parle de minéraux lourds (comme l'or, la magnétite ou l'hématite).

III. Les différents types de minéraux :

1. Les silicates :

Le tableau ci-dessous présente la proportion des éléments chimiques les plus abondants dans la croûte terrestre.

Oxygène (O)	46,6 *	~75 %
Silicium (Si)	27,7	
Aluminium (Al)	8,1	
Fer (Fe)	5,0	
Calcium (Ca)	3,6	
Sodium (Na)	2,8	
Potassium (K)	2,6	
Magnésium (Mg)	2,1	
... les autres	1,5	

- On y voit que deux éléments seulement, Si et O, comptent pour près des trois quarts (74,3%) de l'ensemble des matériaux.
- Il n'est donc pas surprenant qu'un groupe de minéraux composés fondamentalement de Si et O avec un certain nombre d'autres ions et nommés silicates, compose à lui seul 95% du volume de la croûte terrestre.

Les minéraux silicatés représentent environ 90% des constituants de l'écorce terrestre. Il existe environ 900 espèces minérales de silicates. Ils forment le groupe de minéraux le plus important, les feldspaths représentent 60% et le quartz 10%.

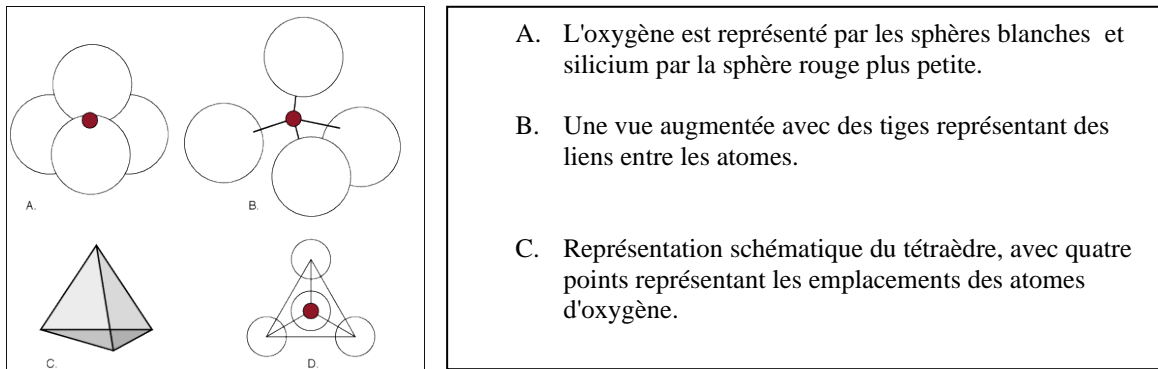
Ses minéraux entrent dans la composition de toutes les roches magmatiques et métamorphiques et d'une très grande partie des roches sédimentaires.

Leur classification repose sur le mode d'assemblage des tétraèdres de $(\text{SiO}_4)^{4-}$.

Le tétraèdre de silice, se compose d'un atome de silicium entouré par quatre atomes d'oxygène aux coins du tétraèdre.

Le tétraèdre de silice est une unité de base de structure pour ce groupe important de minéraux.

La figure ci-dessous montre quatre représentations du tétraèdre de silice :



(Si^{4+}) et de 4 atomes d'Oxygène (O^{2-}).

Le tétraèdre possède 6 côtés, 4 faces, 4 sommets.

a. Les Nésosilicates : [Neso = île]

Ce sont des îlots de tétraèdres $(\text{SiO}_4)^{4-}$, indépendants et isolés les uns des autres par des cations.

Les différents types structuraux de cette famille sont distingués en fonction de la nature des cations :

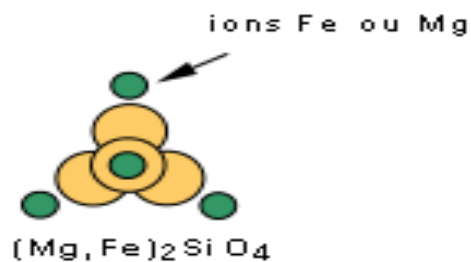
- Gros cations = **Zr**
- Moyens cations = **Fe, Mg**
- Petit cations = **Be, Zn**

Ex : péridots comme l'Olivine (vert, Orthorhombique) caractéristique des roches mantelliques : $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$

Ex : Grenats (système cubique) fréquents dans roches métamorphiques

Ex : Zircon : ZrSiO_4

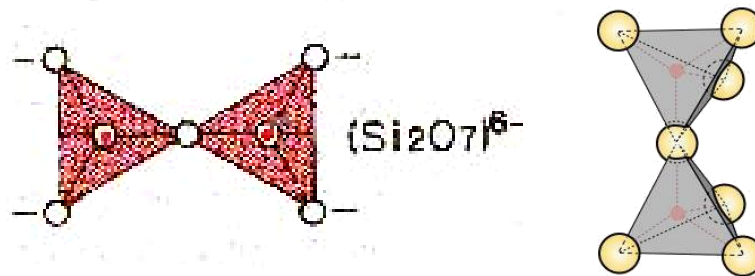
Ex : Topaze : $\text{Al}_2[(\text{F,OH})_2|\text{SiO}_4]$



Ex : nombreux silicates d'Alumine : andalousite, silimanite, disthène, staurotide caractéristiques des roches métamorphiques (macles en croix caractéristique de la staurotide).

b. Les Sorosilicates : [Sôro = groupe]

Caractérisés par des groupes de 2 tétraèdres unis par un oxygène commun : $(\text{Si}_2\text{O}_7)^{6-}$

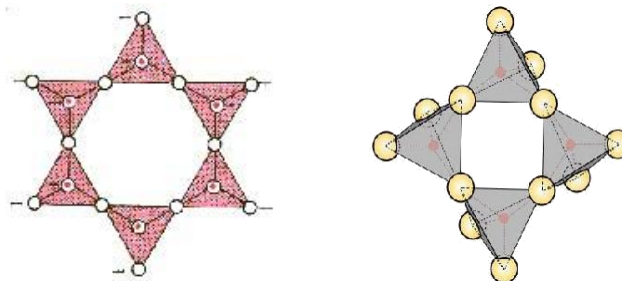


Assez rares. Ce sont les épidotes. Ils résultent de l'altération d'autres minéraux comme les amphiboles.

Ex : Les épidotes colorées en vert dans les schistes (métamorphisme faible) sont généralement monocliniques : $\text{OH} \cdot \text{Ca}_2(\text{AlFe})_3(\text{SiO}_4)_3$

c. Les Cyclosilicates : [Cyclo = anneau]

Silicates en anneau où les tétraèdres forment une chaîne fermée en étant unis par un atome d'Oxygène. Sur 4 sommets, seuls deux sont liés à d'autres tétraèdres.



Ils sont caractéristiques des pegmatites (roches magmatiques à gros cristaux). Les deux plus importants sont :

- les tourmalines, à anneaux de 3 tétraèdres

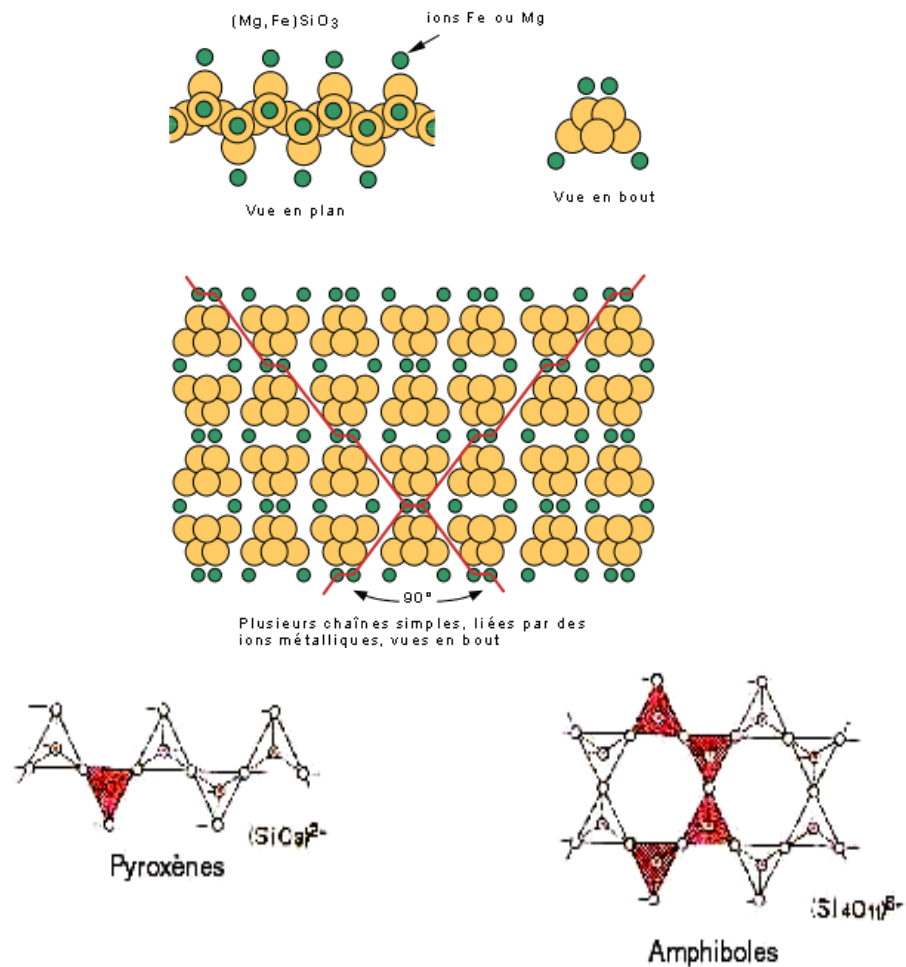
Minéraux très peu altérables résistant à plusieurs cycles sédimentaires.

- les béryls, à anneaux de 6 tétraèdres

Les variétés pures sont des pierres précieuses (émeraude, aigue_marine, la morganite)

d. Les Inosilicates : [Ino = chaîne]

Sur 4 sommets, seuls deux sont liés à d'autres tétraèdres. Silicates en chaînes ouvertes de tétraèdres simples ou doubles.



d.1. Les chaînes simples : les pyroxènes (px)

Ils sont caractéristiques des roches volcaniques, mais peuvent être trouvés dans des roches plus profondes basiques ou ultrabasiques (ex : enstatites (Opx), augites (Cpx))

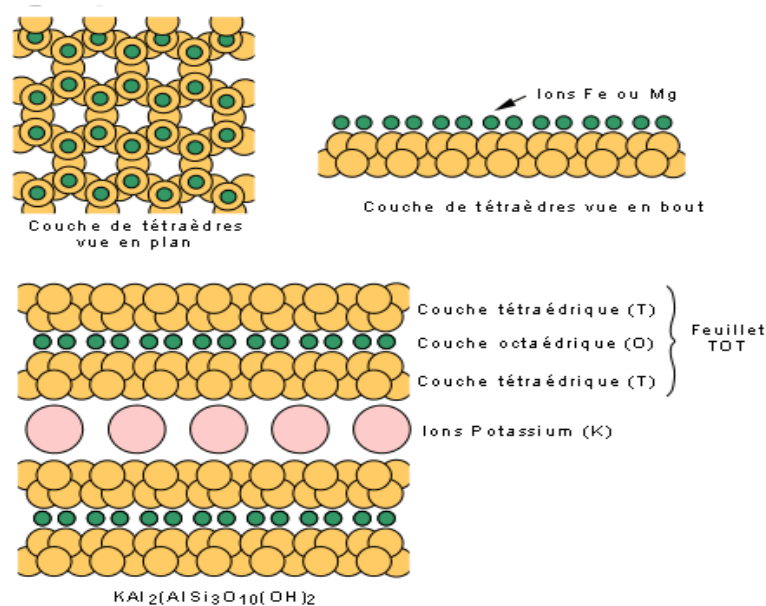
- les orthopyroxènes (Opx) :
- Les clinopyroxènes (Cpx) :

d.2. Les chaînes doubles : les amphiboles

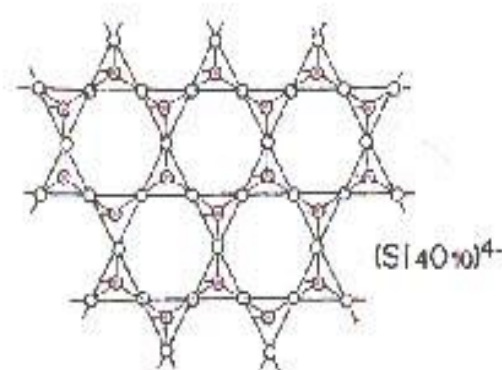
Minéraux en aiguilles. Ils ont la même chimie que les pyroxènes mais ils sont hydratés (+OH).

e. Les Phyllosilicates : [phyllo = feuille]

Sur les 4 sommets, un seul n'est pas en relation avec un autre tétraèdre. Cette structure forme ainsi un réseau plat à maille hexagonale.

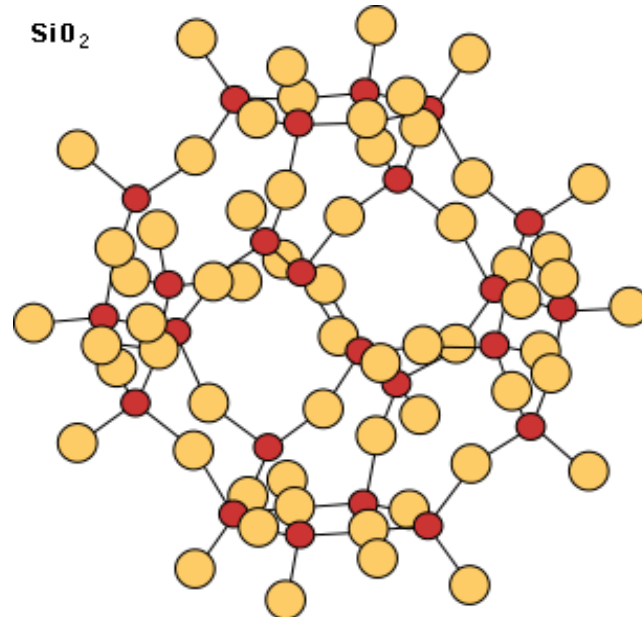


- **Les micas** : Leur aspect extérieur est lamellaire ou fibreux.
 - le mica blanc ou muscovite, riche en K essentiellement,
 - Le mica noir ou biotite, riche en K, Mg et Fe. On ne la rencontre pas dans les roches sédimentaires.
- **Les chlorites et serpentines** qui proviennent de l'altération d'autres minéraux ferromagnésiens (pyroxènes, micas, amphiboles, olivine).
- **Le talc**, caractéristique des roches métamorphiques.
- **Les minéraux argileux** (illite, kaolin..).



f. Les Tectosilicates : [tecto = réseau]

Chaque sommet d'un tétraèdre est en relation avec un autre tétraèdre. Les tétraèdres sont unis les uns aux autres par leurs 4 sommets.



Ce sont :

- **La silice** : quartz – coésite – calcédoine – opale
- **Les feldspaths** : on distingue ceux

- riches en potassium : orthose, sanidine (caractéristique des hautes températures) et microcline.

- ceux de la série Na-Ca : Les plagioclases. Na et Ca pouvant facilement se remplacer on trouve une série progressive de minéraux selon leur pourcentage en Na et Ca. L'albite, constitue le pôle Na, et l'anorthite le pôle Ca.

L'altération des feldspaths donne un mica blanc particulier, la séricite ou des minéraux argileux (chlorite)

- **Les feldspathoïdes** : de composition proche aux feldspaths, ils sont présents dans les roches pauvres en silice, mais riches en soude (NaOH) et potasse (KOH). La leucite est riche en potassium tandis que la néphéline est riche en sodium (on la trouve principalement dans les phonolites).

Coexistence impossible entre le Quartz et les Feldspathoïdes (sous-saturés)

2. Les minéraux non-silicatés :

a. Les éléments natifs :

- **Les métaux** : Or, Argent, cuivre natifs
- **Les métalloïdes** : soufre natif, carbone (diamant, graphite)

Les **métalloïdes** sont des éléments de la classification périodiques qui ne sont pas des métaux mais dont les oxydes sont acides : soufre (SO₂), phosphore (PO₂), carbone (CO₂)...

b. Les halogénures :

- **Les chlorures** : Halite (NaCl) et Sylvite (KCl)
- **Les fluorures** : Fluorine (CaF₂)

c. Les sulfures :

- **galène** (PbS),
- **Blende** (ZnS),
- **Pyrite** (FeS₂, or des fous) et Marcassite (FeS₂)
- **Chalcopyrite** (CuFeS₂)

d. Les oxydes :

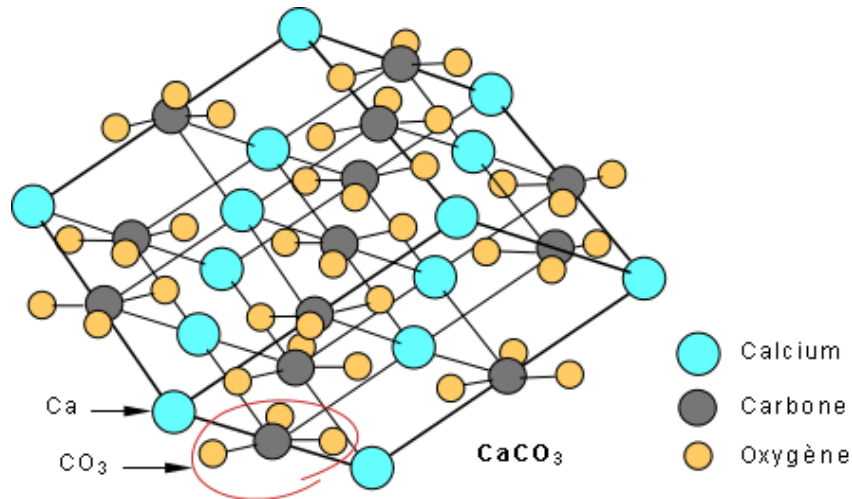
- **Oxydes de fer**
 - Magnétite (Fe₃O₄)
 - Hématite (Fe₂O₃) noire qui laisse des traces rouge sang
- **Oxydes de titane**
 - Rutile (TiO₂), Anatase (TiO₂)
- **Oxydes d'aluminium**
 - Le Corindon (Al₂O₃) : le saphir comme le rubis est un corindon (dureté de 9)
- **Le groupe des spinelles :**

Dans le groupe des spinelles, on distingue le **spinelle** au sens strict de formule chimique MgAl₂O₄. Dans cette structure, le magnésium (**Mg**) peut être partiellement remplacé par le fer (**Fe**). L'aluminium (**Al**) peut être remplacé partiellement par du chrome (**Cr**). Le spinelle des Iherzolites a pour formule (**Mg,Fe**)(**Al,Cr**)₂O₄

Remarque : la magnétite et la chromite font également partie du groupe des spinelles.

e. Les carbonates :

- **Calcite, aragonite** : CaCO_3
- **Dolomie** : $(\text{Ca},\text{Mg})\text{CO}_3$
- **Sidérite** : FeCO_3



f. Les sulfates :

- **gypse** $\text{CaSO}_4, 2\text{H}_2\text{O}$
- **Anhydrite** : CaSO_4 (gypse déshydraté)

g. Les phosphates :

- **L'apatite** : phosphate de calcium $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$ en cristaux ou agrégats, où l'on trouve des inclusions de chlore, de fluor, de silicium et de terres rares.

CHAPITRE 2 : LES ROCHES

ORIGINES, CARACTERISTIQUES MINERALOGIQUES ET CLASSIFICATION

I. Introduction :

Les **roches** (du latin populaire *rocca*) sont des matériaux naturels généralement solides et formés, essentiellement ou en totalité, par un assemblage de minéraux, comportant parfois des fossiles (notamment dans les roches sédimentaires), du verre résultant du refroidissement rapide d'un liquide (volcanisme, friction) ou des agrégats d'autres roches.

Les roches peuvent être formées d'une seule espèce minérale (roches *monominérales*) ou de plusieurs (roches *polyminérales*) :

La roche présente une grande diversité d'aspects. Elle peut être :

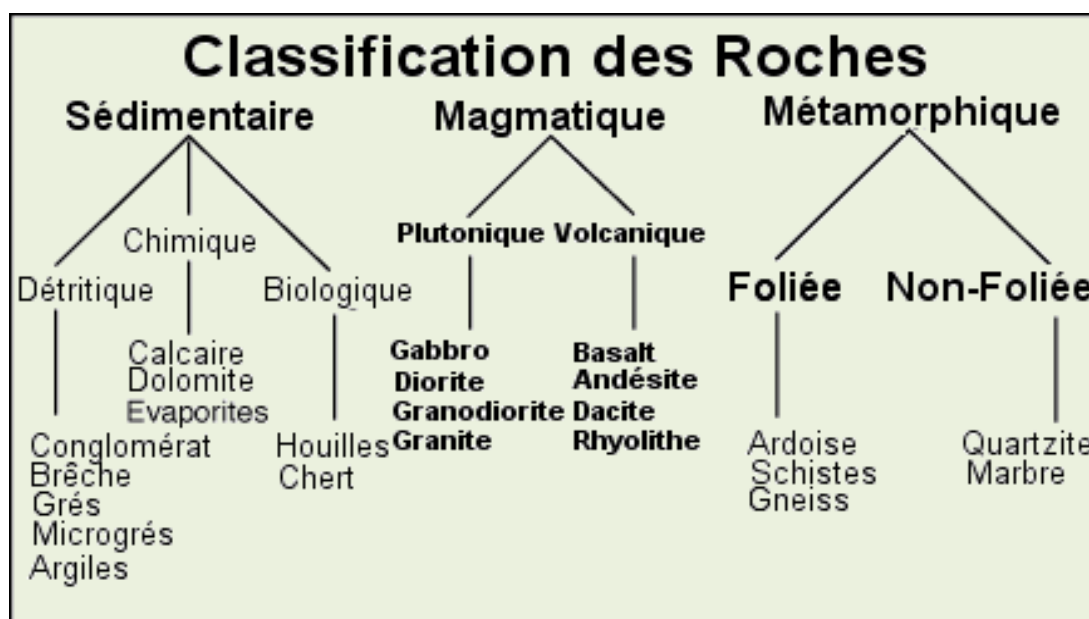
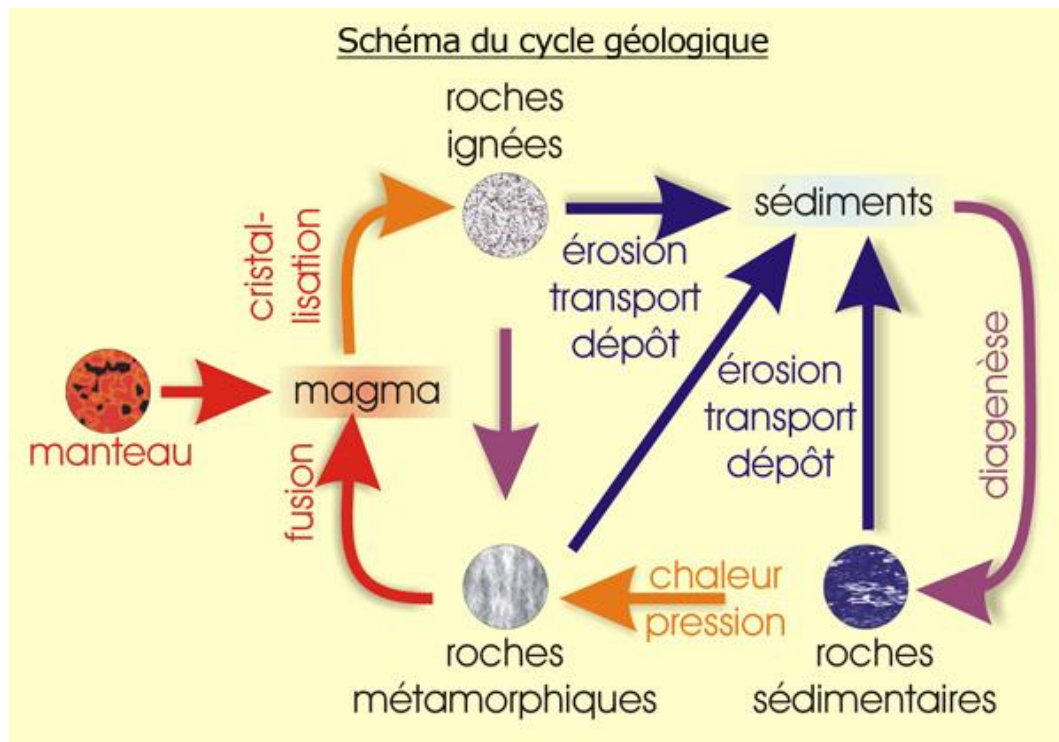
- souvent dure et cohérente : dénommée pierre (marbre, granite), caillou, galet... ;
- friable ou inconsistante à l'image de la craie et du talc pressés sous les doigts ;
- plastique comme l'argile humidifiée ;
- meuble à l'exemple du sable ;
- à la limite liquide - huile - ou gazeuse.

La pétrographie (du grec *petra*, « pierre », et *graphê*, « description ») est la science de la description et de l'analyse des roches, alors que la pétrologie (du grec *petra* et *logos*, « étude ») est la science qui étudie les mécanismes de formation et de transformation des roches.

II. Les principales catégories de roches :

Selon leur composition et leur origine ou la modalité de leur formation, les roches sont classées en trois grandes catégories :

- les roches magmatiques (aussi qualifiées d'ignées ou d'éruptives) formées par la solidification de magmas, dont :
 - les roches volcaniques ou *extrusives* ou *effusives*, refroidies brutalement en surface après une éruption volcanique ;
 - les roches plutoniques ou *intrusives* qui se sont refroidies en profondeur, lentement et sans dégazage dans la chambre magmatique ;
 - les roches filoniennes ou *hypovolcaniques*, intermédiaires entre les roches extrusives et intrusives, et ayant subi un dégazage partiel... ;
- les roches sédimentaires, formées à la surface de la Terre ou dans les mers par l'accumulation en couches de matériaux sous l'action d'agents exogènes, comme le vent et l'eau ;
- les roches métamorphiques ou *crystallophylliennes* formées par la recristallisation (et généralement la déformation) de roches sédimentaires ou magmatiques sous l'action de la température et de la pression qui croissent avec la profondeur dans la croûte terrestre ou au contact d'autres roches.



1) Les roches sédimentaires :

Les roches sédimentaires proviennent de l'accumulation de sédiments qui se déposent en couches.

Ce sont des roches exogènes, c'est-à-dire qui se forment à la surface de la Terre. Les roches sédimentaires affleurent sur 75 % de la surface des continents, mais en considérant l'ensemble de la croûte terrestre (depuis la surface jusqu'à 35 km de profondeur sous un relief plat), elles ne constituent plus que 5 % de son volume total.

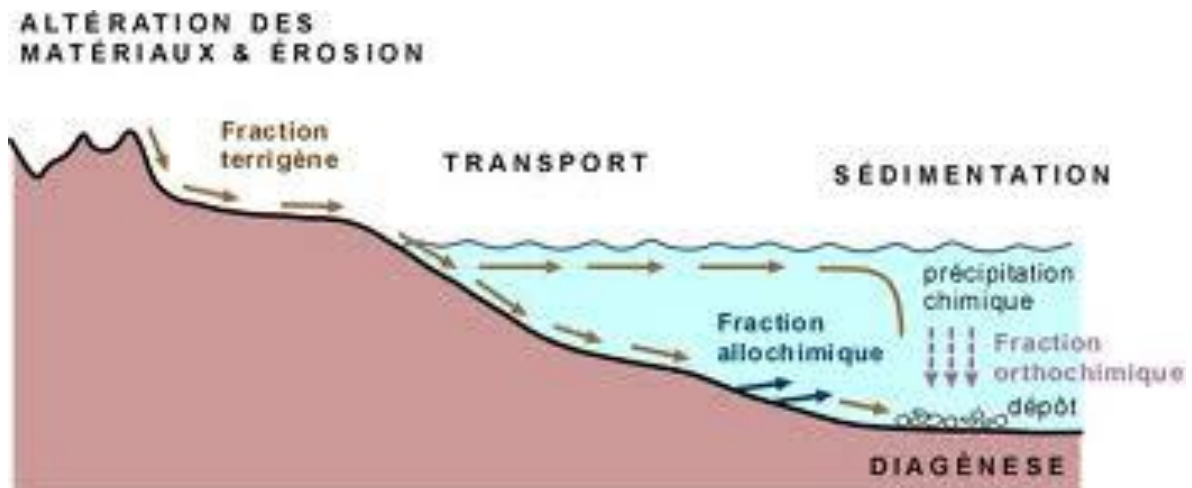
Les éléments issus de la désagrégation des roches, de leur transformation ou de leur dissolution sont transportés par l'eau, à l'état solide ou dissous ainsi que par le vent sous

forme de sable et de particules. Ces éléments se déposent à la surface de la Terre (à l'air libre où en milieu aquatique), sous forme de sédiments qui pourront se transformer au cours du temps en roches sédimentaires.



Elles se différencient des autres catégories de roches (magmatiques et métamorphiques) par le contenu fossilifère (quand il existe) et leur stratification.

a) Mode de formation des roches sédimentaires :



b) Les différents types de roches sédimentaires :

Selon la façon dont elles ont été créées, on distingue deux sortes de roches sédimentaires.

b.1. Les roches sédimentaires d'origine détritique :

Les roches ignées, métamorphiques et sédimentaires, qui sont à la surface de la croûte terrestre, subissent l'action de divers processus physiques (érosion par le vent, par l'eau, les glaciers, les roches qui fendent à cause du gel, la croûte terrestre qui se fissure...) et chimiques (dissolution des sels dans l'eau). Les roches se désagrègent pour donner des blocs, des galets, des granules, des grains de sable, des poussières et des particules argileuses invisibles à l'oeil nu.

Ces débris peuvent ensuite être transportés par le vent, l'eau, les glaciers et les glaces flottantes. Ils se déposent ensuite dans les lacs, les rivières, les fleuves, les océans ou dans des dépressions (vallées) continentales.

Les dépôts s'effectuent selon la masse des débris, les plus lourds (blocs, galets, cailloux...) en premier, puis les plus légers (sable, poussière, argile, boue...). Des particules plus petites peuvent s'infiltrer entre les plus grosses pour les cimenter. On obtient ainsi les conglomérats. Les débris ont une taille supérieure à 2 mm.

Le sable peut aussi sédimenter puis se cimenter afin de donner les grès. Les particules ont un diamètre entre 0,0625 mm et 2 mm. Généralement le quartz est le minéral dominant. Le grès et le grauwacke en sont des exemples.

Les siltstones sont formés de particules dont le diamètre se situe entre 0,0039 mm et 0,0625 mm.

Lorsque le diamètre des grains est inférieur à 0,0039 mm (poussière, argile, boue), on obtient des shales.

b.2. Les roches sédimentaires d'origine organique ou chimique

Elles sont formées par des dépôts de substances chimiques (sels, carbonates,...) qui ont précipité ou encore par des substances organiques (parois d'algues microscopiques, coraux, plantes, tourbes, bois...) qui se sont accumulées.

Selon leur composition, on distingue six types de roches sédimentaires d'origine organique ou chimique.

- **Les roches carbonatées :**

Selon leur composition chimique, on distingue les calcaires (au moins 50% de calcite) et les dolomies (au moins 50% de dolomite). Les calcaires réagissent à l'acide chlorhydrique 10%: il y a alors effervescence. Les dolomies ne réagissent pas à l'acide.

- **Les roches siliceuses :**

Elles contiennent au moins 50% de silice (SiO_2) qui provient de l'érosion des continents et principalement des roches ignées.

Les roches siliceuses regroupent aussi les cherts dont fait partie le silex qu'on retrouve souvent dans les calcaires; il s'y forme à partir de l'eau chargée en silice qui passe au travers de la roche (calcaire) et qui précipite autour de germes de croissance.

- **Les roches ferrifères :**

Elles sont formées par la précipitation d'hydroxydes de fer à partir de solutions ferrugineuses. La limonite en est un exemple.

- **Les évaporites :**

Ce sont des roches qui se sont formées par une évaporation intense de l'eau de mer. Ces roches se forment présentement en bordure du Golfe persique et de la mer Rouge.

Lorsque l'eau de mer s'évapore, les sels minéraux qui la composent se cristallisent selon cet ordre: le gypse, l'anhydrite, la halite (sel de table), la carnallite et la sylvite.

- **Les roches phosphatées :**

Les roches phosphatées (ou phosphorites) contiennent des minéraux phosphatés sous forme amorphe ou cryptocristalline.

Les phosphorites sédimentaires d'origine marine dérivent de roches ignées constituées d'apatite [$\text{Ca}_5 (\text{PO}_4)_3 (\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})$].

Les roches phosphatées servent à la fabrication d'engrais.

La teneur en phosphore (P) est généralement exprimée en phosphate (P_2O_5).

- **Les roches carbonées :**

Elles sont constituées principalement de carbone (C) provenant de végétaux en décomposition. On divise les roches carbonées en trois catégories: les charbons (houilles, lignites, tourbes), les huiles minérales (asphalte, bitumes, pétroles) et les gaz naturels.

Type de roche	Roche sédimentaire : Accumulation de sédiments +/- cimentés diagenèse formant petit à petit des strates, Classification en fonction de l'origine et des pourcentages des sédiments constitutifs.							
Mode de formation	Par précipitation chimique : Roche sédimentaire chimique		Par accumulation de substances d'origine organique (test, coquilles, squelettes, végétaux..) : Roche sédimentaire biochimique		Par accumulation des rejets volcaniques : Roche sédimentaire pyroclastique		Par accumulation de produits issus de l'érosion de roches préexistantes : Roche sédimentaire détritique	
Nature chimique	Roches carbonatées		Roches carbonatées		Roches pyroclastiques		Roches détritiques : classées en fonction de la taille des particules	
	Roches siliceuses		Roches siliceuses		Roches carbonées		Rudites d > 2mm	Lutites d < 0,004mm
Nom de la roche	Roches métasomatiques		Roches carbonatées		Roches pyroclastiques		Roches détritiques	
	Roches salines		Roches carbonées		Roches carbonées		Roches détritiques	
Milieu de formation	A base de carbonate de calcium CaCO ₃		A base de carbonate de calcium CaCO ₃		Produits volcaniques accumulés en		Meuble consolidé	
	A base de silice		A base de silice		A base de carbone		Meuble consolidé	
Calcaire, calcite, aragonite, dolomite, calcaire oolithique,	A base de carbonate de calcium CaCO ₃		A base de carbonate de calcium CaCO ₃		Produits volcaniques accumulés en		Meuble consolidé	
Quartz, silex, calcédoine, jaspe	A base de silice		A base de silice		A base de carbone		Meuble consolidé	
Substitution de une partie de Ca par Mg → Dolomite	Echange entre l'eau de mer et les minéraux déjà précipités		Sulfate de calcium		Produits volcaniques accumulés en		Meuble consolidé	
Gypse, Anhydrite	Sulfate de calcium		Sels		Produits volcaniques accumulés en		Meuble consolidé	
Sel gemme ou Halite (NaCl), Sylvine (KCl)	Sels		A base de carbonate de calcium CaCO ₃		Produits volcaniques accumulés en		Meuble consolidé	
Calcaire coquiller, lumachelle, craie	A base de carbonate de calcium CaCO ₃		A base de silice		Produits volcaniques accumulés en		Meuble consolidé	
Diatomite, radiolarite,	A base de silice		A base de carbone		Produits volcaniques accumulés en		Meuble consolidé	
Anthracite, lignite, Houille, pétrole, tourbe.	A base de carbone		A base de carbone		Produits volcaniques accumulés en		Meuble consolidé	
Tuf, tuffeau, cendres	Produits volcaniques accumulés en		A base de carbone		Produits volcaniques accumulés en		Meuble consolidé	
Blocs cailloux, graviers, granules...	Produits volcaniques accumulés en		A base de carbone		Produits volcaniques accumulés en		Meuble consolidé	
Conglomérat	Produits volcaniques accumulés en		A base de carbone		Produits volcaniques accumulés en		Meuble consolidé	
Sables	Produits volcaniques accumulés en		A base de carbone		Produits volcaniques accumulés en		Meuble consolidé	
Grès	Produits volcaniques accumulés en		A base de carbone		Produits volcaniques accumulés en		Meuble consolidé	
Silts, argiles	Produits volcaniques accumulés en		A base de carbone		Produits volcaniques accumulés en		Meuble consolidé	
Siltites, argillites	Produits volcaniques accumulés en		A base de carbone		Produits volcaniques accumulés en		Meuble consolidé	
Argiles	Produits volcaniques accumulés en		A base de carbone		Produits volcaniques accumulés en		Meuble consolidé	
Bauxite (Al ₂ O ₃)	Produits volcaniques accumulés en		A base de carbone		Produits volcaniques accumulés en		Meuble consolidé	
Latérite (Fe ₂ O ₃)	Produits volcaniques accumulés en		A base de carbone		Produits volcaniques accumulés en		Meuble consolidé	

2) Les roches magmatiques :

Les roches magmatiques se forment quand un magma se refroidit et se solidifie, avec ou sans cristallisation complète des minéraux le composant. Cette solidification peut se produire :

- en profondeur, cas des roches magmatiques plutoniques (dites « intrusives ») ;
- en semi profondeur, cas des roches hypo volcaniques (dites « intermédiaires »);
- à la surface, cas des roches magmatiques volcaniques (dites « extrusives » ou « effusives »).

Dans tous les cas, les roches magmatiques sont qualifiées d'endogènes (tout comme les roches métamorphiques), car formées en profondeur, par opposition aux roches exogènes (telles les roches sédimentaires), formées par solidification de matériaux à la surface du globe.

Les roches magmatiques les plus courantes sont le granite et le basalte : la « famille » des granites représente 95% des roches plutoniques et les basaltes représentent 90% des roches volcaniques. De façon générale, les roches magmatiques constituent la majeure partie des roches continentales et océaniques.

Les magmas à l'origine de ces différentes roches peuvent provenir du manteau terrestre, de la croûte ou même d'une roche déjà existante refondue. Ces origines variées de fusion partielle, ainsi que les différents processus affectant la vie du magma et les modalités de mise en place, sont à l'origine de la richesse des roches magmatiques, ce qui complique leur classification.

Les roches magmatiques sont classées en fonction de leur mode de mise en place, de leur texture pétrographique, de leur composition chimique et bien sûr selon les minéraux présents, que ce soit sous la forme de cristaux ou de verre amorphe.

Classement de Roches Magmatiques selon le mode de gisements :

Roches	Sous groupe	Niveau de refroidissement
Magmatiques	Roches Volcaniques	Air libre
	Roches Hypo-volcaniques	Semi profondeur
	Roches plutoniques	Profondeur

Qu'est qu'un magma ?

“Roches fondues” caractérisées par :

- Température élevée (600° à 1500°)
- Fluidité
- Composition essentiellement silicatées

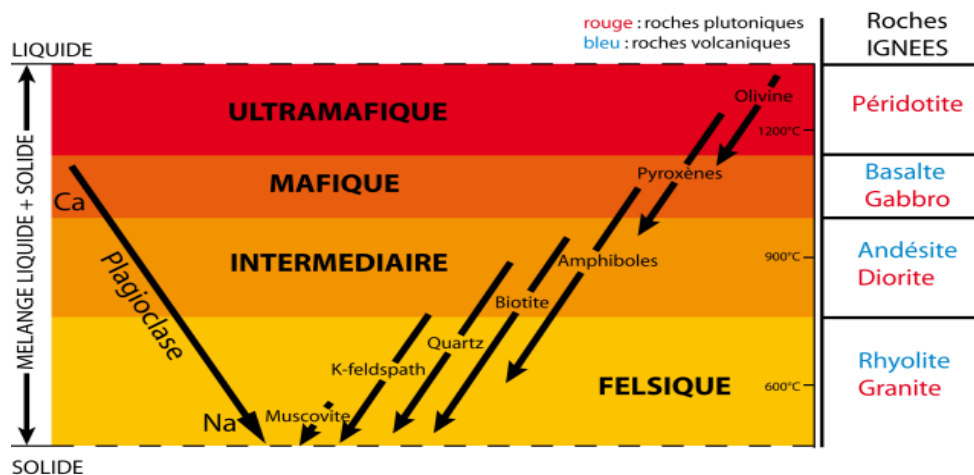
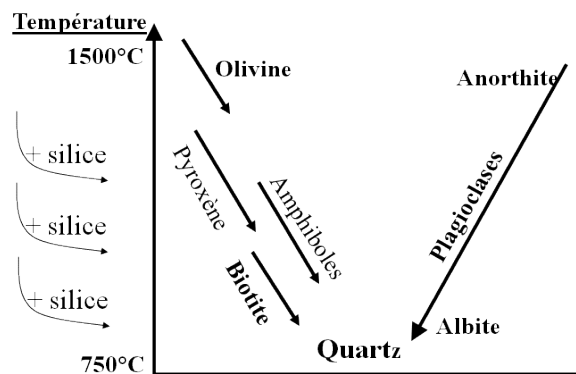
Lorsque cette masse se refroidit, les minéraux vont se cristalliser petit à petit, en respectant un certain ordre (certains cristallisent à des températures plus importantes que d'autres).

On obtient des suites réactionnelles $\square \square \square \rightarrow$ séries de Bowen

Les suites réactionnelles de Bowen

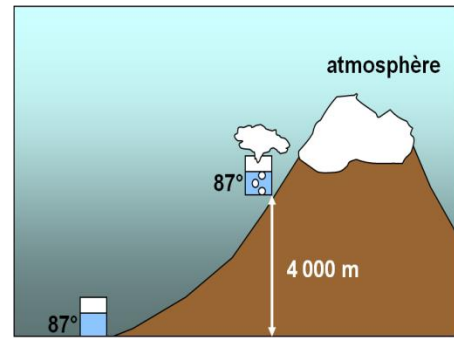
Chaque minéral se forme à des températures différentes :

- Certains sont stables à haute température (ex : Olivine)
- D'autres ne sont stables qu'à basse température (Quartz)

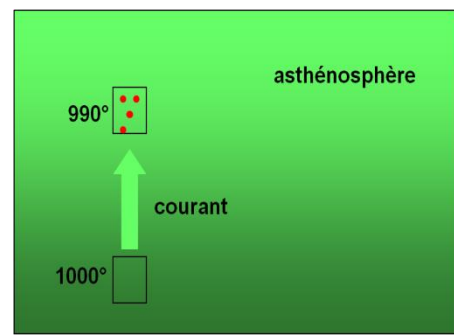


L'origine des magmas

De l'eau à 90 °C ne bout pas au niveau du sol parce que le poids de l'air qui se trouve au-dessus, la pression, garde les molécules collées les unes sur les autres. Plus haut dans l'atmosphère cette eau bout.



De même, la roche solide de l'asthénosphère fond partiellement (10 %) si elle est entraînée vers la surface et que le poids de la roche qui se trouve au-dessus diminue. La roche se refroidit très peu dans un tel courant ascendant.



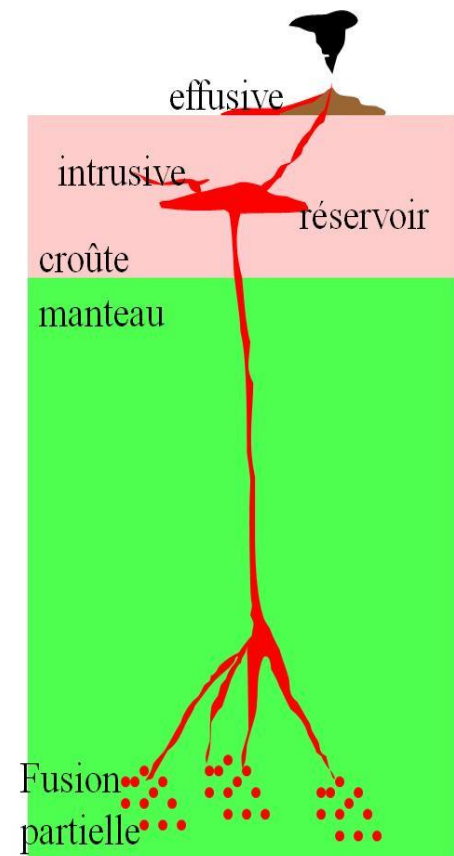
La mise en place des magmas

Comme l'huile dans l'eau, le magma a une masse volumique (nombre de gramme dans 1 cm³) plus petite que le manteau qui l'entoure et il cherche à monter.

Il se force un chemin (= faire intrusion) en déformant et en fracturant la roche solide.

Dans la croûte la différence de masse volumique disparaît, le magma cesse de monter et il forme un réservoir où il se solidifie généralement en donnant des roches ignées intrusives

Plus rarement, divers mécanismes mettent le réservoir sous pression et provoquent l'éruption du magma hors du réservoir et son effusion en surface donnant des roches ignées effusives.



a. Le plutonisme et les roches plutoniques :

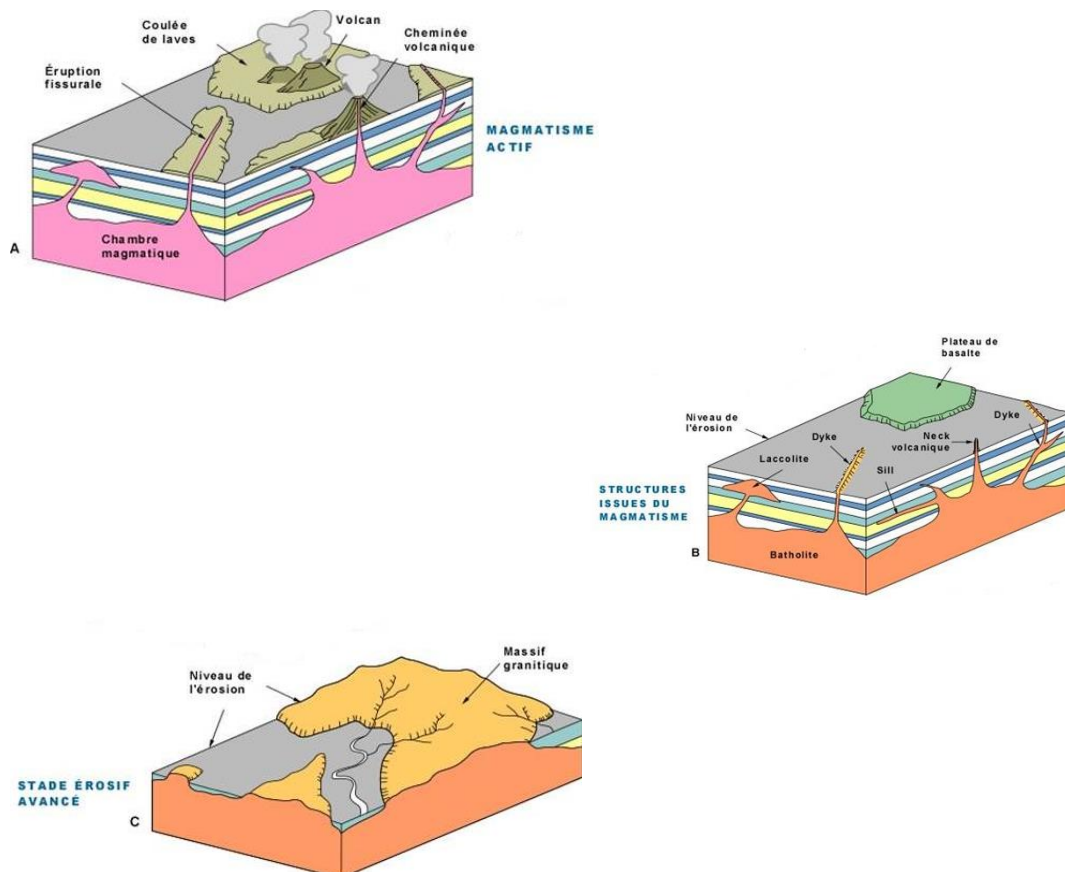
Le **plutonisme**, d'après le dieu romain des profondeurs Pluton, est une théorie géologique proposée par James Hutton au XIX^e siècle affirmant que les roches sont issues de l'activité volcanique. Elle s'oppose au neptunisme, théorie antérieure selon laquelle les roches terrestres sont le produit d'une sédimentation originelle lors de la formation de la Terre. Hutton établit que le granite est issu du refroidissement de poches de magma remontant vers la surface. On parle de roches intrusives ou roches plutoniques.

La vive opposition entre neptunisme et plutonisme fut dépassée au cours des avancées de la minéralogie. On sait aujourd'hui qu'une roche peut être formée par sédimentation, magmatisme, ou bien encore métamorphisme.

En géologie, le terme de **pluton** désigne un massif cristallin formé de roches plutoniques. Les plutons sont le devenir des magmas lorsqu'ils sont piégés en profondeur dans la croûte par opposition aux cônes volcaniques qui sont le résultat de la remontée en surface de ce dernier. Les plutons n'apparaissent donc en surface que suite aux processus d'érosions et de rééquilibrage isostatique.

Sur la terre, deux grands types de roches plutoniques sont représentés majoritairement : les granites et les gabbros.

Les roches magmatiques peuvent apparaître à la surface grâce à l'érosion ou suite à des phénomènes tectoniques.



➤ **Les plutons de grandes dimensions :**

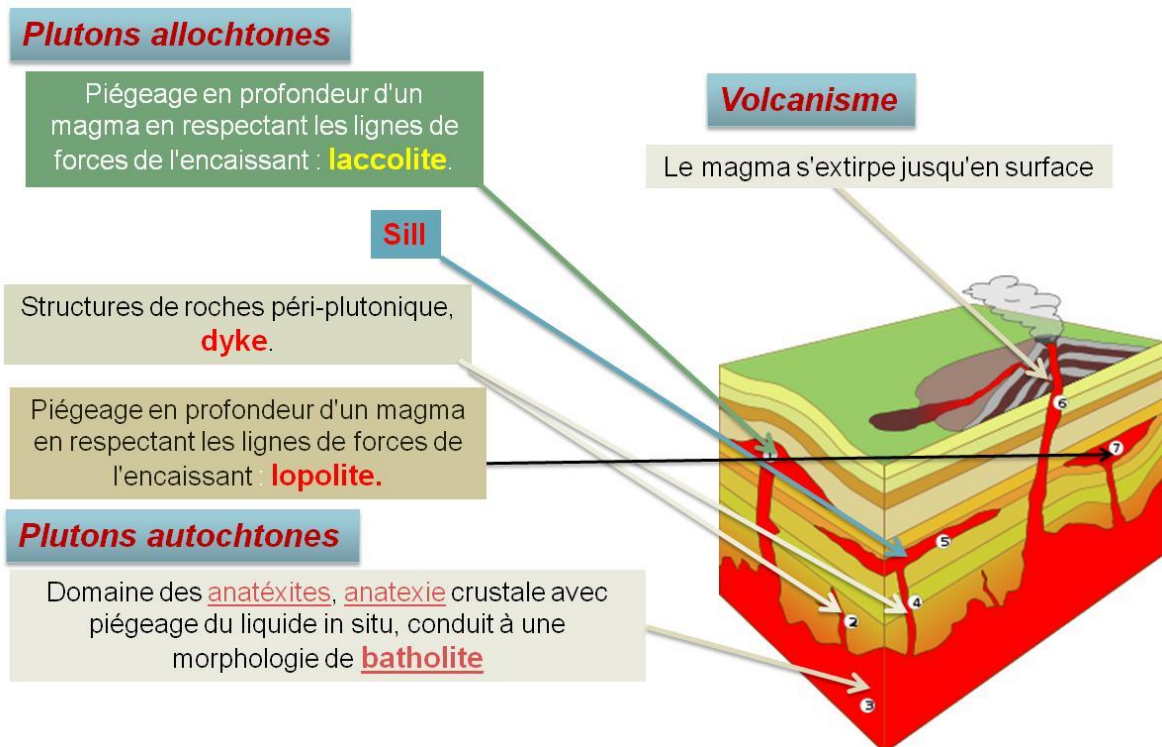
- **Batholite** : (surface supérieure à 100 km² jusqu'à des dizaines de milliers de Km²),
- Entre 600 et 6000 m de profondeur,
- Il s'agit d'ancienne chambre magmatique.

➤ **Les plutons de dimensions moyennes :**

- Ce sont des plutons en formes de soucoupes droites ou renversées dont les dimensions peuvent être grandes (Exemple : Lopolite de Bushweld en Afrique du Sud ont des dimensions de 400*250 km pour une hauteur de 7000m),
- **Les laccolites** (coupes à base horizontale),
- **Les lopolites** (coupes inversées).

➤ **Les plutons de faibles dimensions :**

- Ces sont des corps tabulaires de faible épaisseur,
- Les dykes : filons recoupent la stratification, verticaux à sub-verticaux et discordant,
- Les sills : filons sont parallèles à la stratification (concordant),
- Les necks (cheminées volcaniques mises à nu).



Mode de formation d'intrusion et type d'intrusion

La fusion partielle de certains volumes de croûte (continentale ou océanique) peut engendrer de grandes quantités de roches fondues que l'on appelle magma.

Dans certaines circonstances (contrastes de viscosité et de densité suffisants entre les roches encaissantes et le magma) ce magma remonte à travers la croûte à diverses profondeurs, puis finit par recristalliser.

Il recoupe les roches encaissantes.

Comment le magma se fraye-t-il un passage dans les roches qu'il traverse ?

- Pour des contrastes de viscosité modérés entre l'encaissant et l'intrusion, le magma remonte à travers la croûte en repoussant les roches encaissantes :
Il les déforme, dans ce cas on aura des intrusions dites **diapiriques** en forme de bulle (les images de montgolfière ou de champignon ont souvent été utilisées pour illustrer la forme de ces plutons).

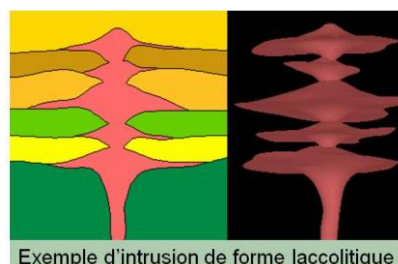


Exemple d'intrusion de forme diapirique

- Dans d'autres cas, par exemple dans des niveaux superficiels de la croûte, ou pour des contrastes de viscosité assez grands on aura des intrusions de forme dite **laccolitique**.

Le magma profite de zones de faiblesse comme les limites de couches sédimentaires, pour s'y insinuer.

Les couches sont ainsi écartées, décollées les unes des autres, et le magma peut s'y infiltrer.



Exemple d'intrusion de forme laccolitique

La répétition de ce mécanisme à différents niveaux donne des intrusions dites en forme de sapin de Noël.

b. Classification des roches magmatiques :

La classification des roches magmatiques repose sur plusieurs critères. En premier lieu, l'observation à l'œil nu des roches conduit à utiliser une classification basée sur leur **texture**. Mais il existe également une classification **minéralogique** (les minéraux présents dans la roche), **chimique** (d'après le chimisme : teneur en silice) ou **génétique** (d'après le milieu de mise en place).

i. **Classification selon la texture** : la taille des cristaux dépend principalement du mode de refroidissement du magma pour cela rappelons les **règles de cristallisation des minéraux lors du refroidissement du magma** :

- ✓ Plus un minéral dispose de temps pour se former plus il sera de grande taille et présentera une forme géométrique bien définie.

⇒ **Phénocristaux / automorphe**

- ✓ Moins un minéral dispose de temps pour se former plus il sera de petite taille et présentera une forme géométrique aléatoire.

⇒ **Microcristaux-microlites / Subautomorphe à xénomorphe**

- ✓ Le verre (métastase) est une substance minérale non cristallisée d'un magma ayant refroidi brutalement (effet de trempe).

Ainsi, on distingue les textures suivantes :

- **Texture Holocristallines** : les cristaux sont visibles à l'œil nu :

- ❖ **Textures des roches plutoniques** :

- **Texture grenue** : les cristaux sont de même taille (de l'ordre du mm ou du cm) ;
- **Texture grenue porphyroïde** : de gros cristaux plutôt **automorphes** sont dispersés parmi des cristaux bien plus petits (de 5 à 10 fois) ;
- **Texture pegmatitique** : minéraux de taille centimétrique à pluri-centimétrique, quartz et feldspath automorphes, avec ou sans micas ;
- **Texture aplitique** : quartz et feldspaths seuls, en cristaux équigranulaires, formant un assemblage de taille millimétrique (roche hololeucocrate).

- ❖ **Texture des roches intermédiaires** :

- **Texture microgrenue** : Il n'y a que de très petits cristaux parfois difficile à distinguer à l'œil nu ;
- peu visibles à l'œil nu (Roche microcristalline),

- Texture microgrenue porphyrique : cristaux automorphes de taille centimétrique (1 à 5 cm ou plus) dispersés dans une matrice très finement grenue dont le grain est parfois difficile à distinguer à l'œil nu
 - texture Hypocristallines : de nombreux cristaux ne sont visibles qu'au microscope optique. C'est la texture des roches volcaniques.
 - texture microlitique : microlites et microcristaux (en forme de baguettes) flottant dans une pâte ;
 - texture microlitique porphyrique : cristaux automorphes de grande taille (phénocristaux) enrobés dans une pâte.
 - texture Hyaline : texture vitreuse (texture des roches volcaniques).
- ii. Classification selon le chimisme : Cette classification est basée sur des analyses chimiques des roches magmatiques. En principe, la richesse en silice exprime l'acidité d'une roche :
- une roche acide possède plus de 65% de silice (rhyolite ou granite) ;
 - une roche intermédiaire possède entre 52 et 65% de silice (andésite ou diorite) ;
 - une roche basique possède entre 45 et 52% de silice (basalte ou gabbro) ;
 - une roche ultrabasique possède moins de 45% de silice (Péridotite).
- iii. Classification selon la minéralogie : On distingue parmi les minéraux « cardinaux » (= principaux) qui forment les roches magmatiques :
- le quartz, les feldspaths alcalins, les feldspaths calco-sodiques ou plagioclases, les feldspathoïdes qui sont **des minéraux de couleur claire (minéraux felsiques)** ;
 - les minéraux ferro-magnésiens, micas, pyroxènes, amphiboles et péridots (olivine) qui sont, comme leur nom l'indique, des silicates de fer et de magnésium et dont les couleurs sombres vont du vert foncé jusqu'au noir (qui forment le groupe **de minéraux colorés (minéraux mafiques)**).

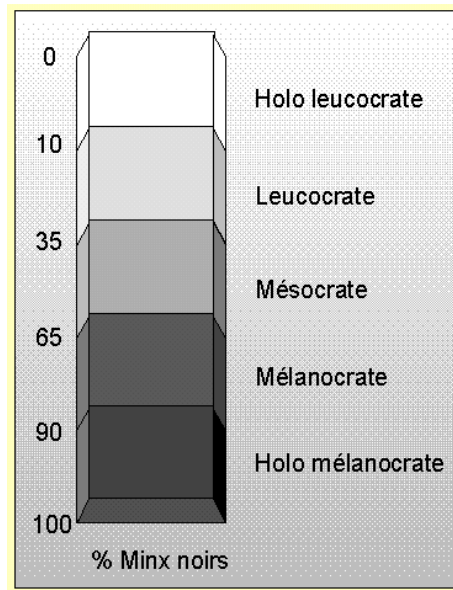
Ce type de classification est basé sur la coloration :

La coloration des roches est l'expression du pourcentage des minéraux mafiques (colorés) par rapport à l'ensemble des minéraux.

Indice de coloration :

On distingue 5 groupes :

- Roches hololeucrates : 0 – 10 % de minéraux mafiques,
- Roches leucocrates : 10 – 35 % de minéraux mafiques,
- Roches mésocrates : 35 – 65 % de minéraux mafiques,
- Roches mélanocrates : 65 – 90 % de minéraux mafiques,
- Roches holomélanocrates : 90 – 100 % de minéraux mafiques.



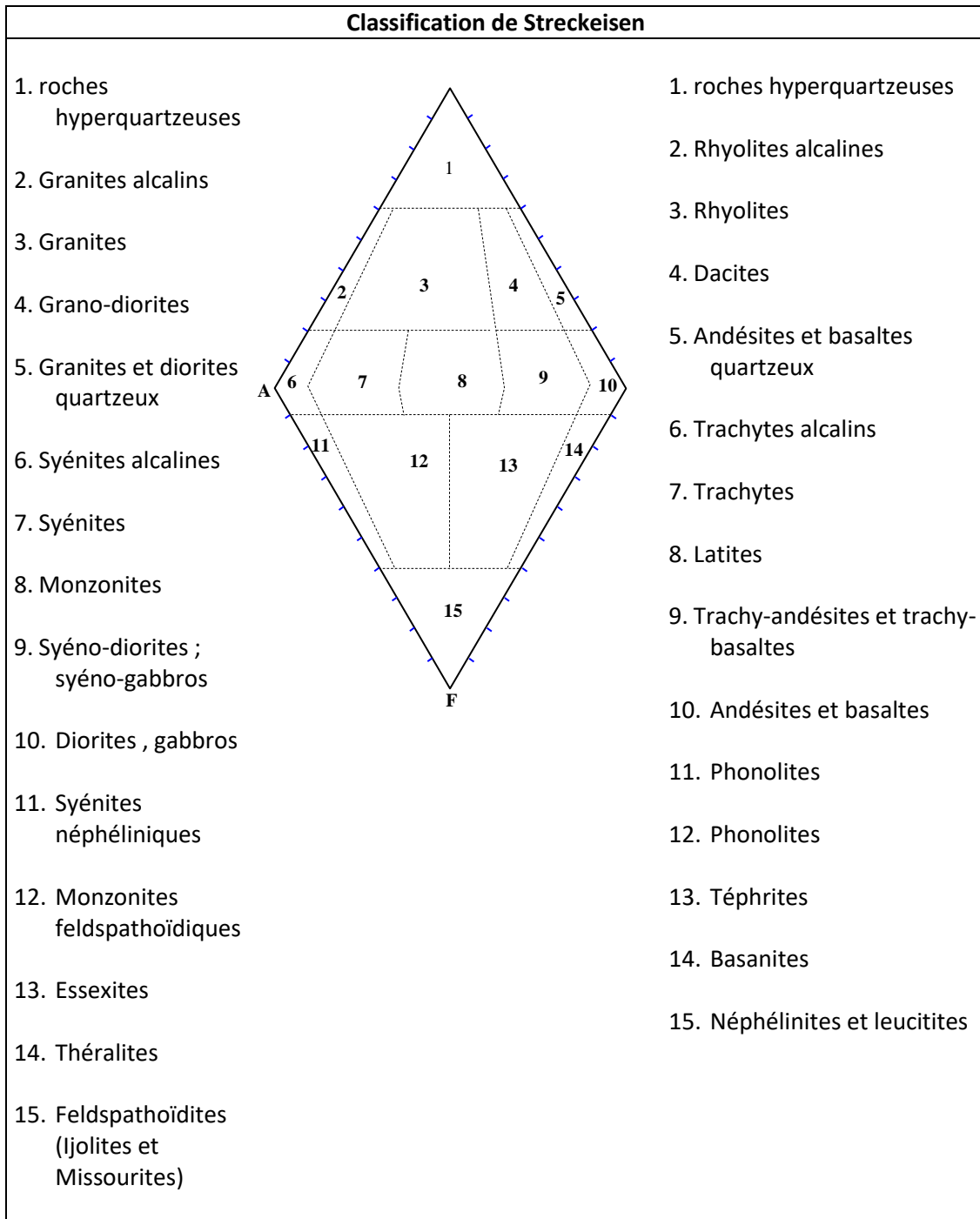
Classification selon la coloration

Cette classification est basée aussi sur le degré de saturation : La saturation d'une roche s'exprime par sa richesse en quartz. Il existe 4 groupes de roches :

- Roches Sursaturées (quartz),
- Saturées (sans quartz ni feldspathoïdes),
- Sous-saturées (à feldspathoïdes),
- A saturation zéro (à olivines et pyroxènes).

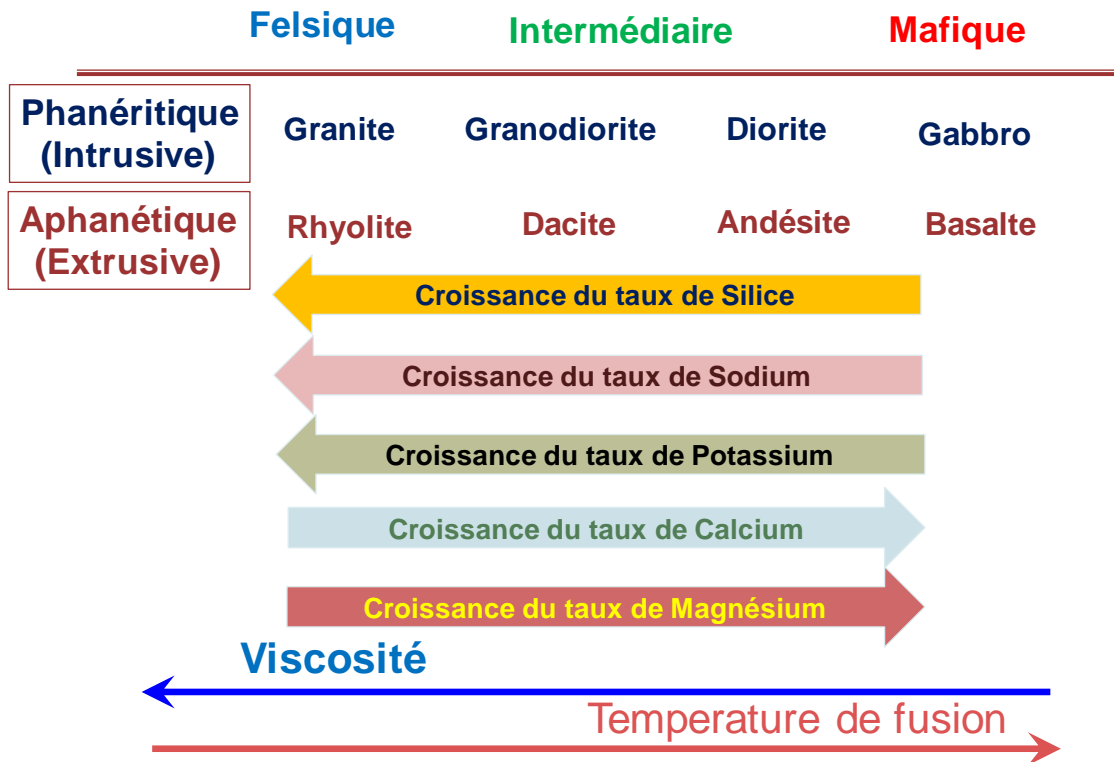
Quartz		Feldspathoïde
Granite (Rhyolite)	Syénite (Trachyte) ≥60% FK Biotite Amphibole verte	Syénite Néphélinique (Trachyte Néph.)
Monzogranite	Monzonite (Latite) FK=Plagioclase Amphibole verte Pyroxène Biotite	Monzonite néphélinique (Latite Néph.)
Granodiorite (Rhyodacite)	Diorite (Andésite) Plagioclase Na-Ca Amphibole verte Biotite	Essexite (Téphrite- Ordanchite)
Diorite Quartzite (Dacite)	Gabbro (Basalte) Plagioclase Ca Pyroxène Amphibole brune Olivine Biotite	Théralite (Basanite)
← R. Sur-Saturées R. Saturées R. Sous-Saturées →		

Classification selon le degré de saturation



Classification des roches magmatiques

Type de roche	<p style="text-align: center;">Roche magmatique :</p> <ul style="list-style-type: none"> • roche née du refroidissement du magma • classée en fonction : de son % en quartz, feldspath et feldspathoïde et de sa texture qui évolue en fonction de la pression et la température. 			
<p style="text-align: center;">Mode de formation</p>	<p>Par refroidissement très lent, roche intrusive plutonique grenue : minéraux cristallisés sans dégagement de gaz</p>			
	<p>refroidissement rapide avec conservation de gaz, roche hypabyssale filonienne</p>			
	<p>Refroidissement rapide avec dégazage : roche effusive volcanique : microcristaux figés dans une pâte vitreuse</p>			
<p style="text-align: center;">Composition chimique</p>	<p style="text-align: center;">Acides (+66% de silice)</p>	<p style="text-align: center;">Intermédiaires (65 à 51% de silice)</p>	<p style="text-align: center;">Basiques (52 à 45% de silice)</p>	<p style="text-align: center;">Ultrabasiques (- de 45% de silice)</p>
	<p style="text-align: center;">Acides (+66% de silice)</p>	<p style="text-align: center;">Intermédiaires (65 à 51% de silice)</p>	<p style="text-align: center;">Basiques (52 à 45% de silice)</p>	<p style="text-align: center;">Ultrabasiques (- de 45% de silice)</p>
<p style="text-align: center;">Nom de la roche</p>	<p style="text-align: center;">granite</p>	<p>diorite, tonalite, monzonite</p>	<p>gabro, syénite, essexite, labradorite</p>	<p>Pyroxénolite, hornblendite, dunite, péridotite</p>
	<p>Microgranite, pegmatite, porphyre, aplite</p>	<p>microdiorite</p>	<p>diabase</p>	
<p style="text-align: center;">Milieu de formation</p>	<p>Vers 10 à 20 km de profondeur, en chambre magmatique</p>			
	<p>Partant de la chambre magmatique vers la surface, en remplissage des failles</p>			
	<p>En surface de marge active (andésite => subduction) Point chaud</p>			
	<p>Carbonatite, melilitite</p>			



Les séries magmatiques

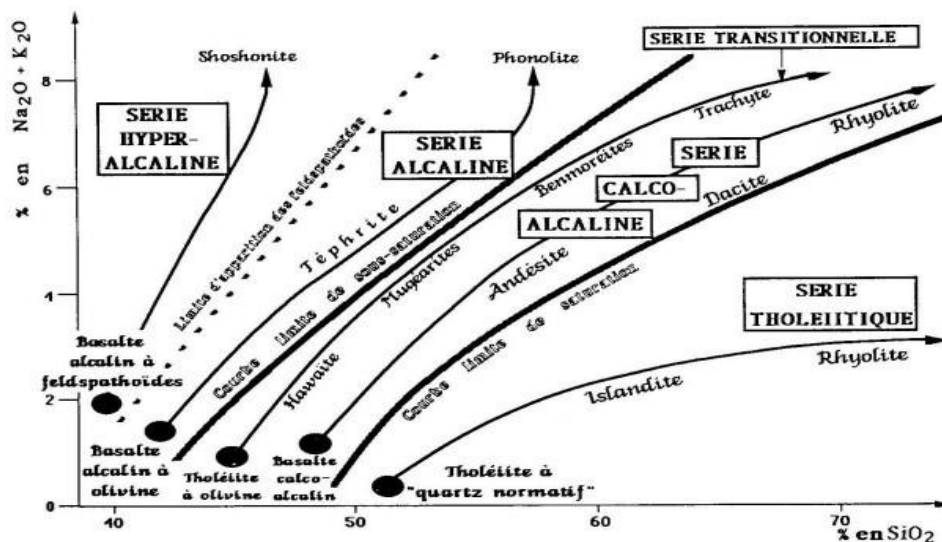
Au cours de son ascension et de son stockage dans des chambres magmatiques, le magma peut subir en plus de la cristallisation fractionnée, une contamination par l'encaissant lors de sa remontée.

Ainsi au cours du temps le magma va peu à peu évoluer.

La succession des roches dérivées d'un même magma constitue une série magmatique.

Ceci explique comment il est possible de passer d'un magma basaltique à un magma riche en silice.

On distingue ainsi :  Les séries magmatiques



Les séries magmatiques

☛ La série tholéitique :

Le rapport Na-K/SiO_2 est faible et le magma est saturé (il n'y a pas de feldspathoïdes).

Le magma de départ est un basalte tholéitique (très pauvre en silice) que l'on rencontre généralement au niveau des dorsales océaniques, des arcs insulaires et dans le volcanisme continental (trapps).

Le basalte tholéitique se forme à faible pression (donc à faible profondeur) à partir du manteau.

Ensuite par enrichissement progressif (contamination, cristallisation fractionnée) du magma, il y a formation d'andésites (islandites) puis de rhyolites. Le stade basalte est le plus courant.

☛ La série calco-alcaline :

Le rapport Na-K/SiO_2 est plus fort. Na est dominant par rapport à K.

Cette série se rencontre dans les zones de subduction (Cordillères) et les arcs insulaires évolués.

Elle commence par des basaltes et va jusqu'aux rhyolites.

Le stade intermédiaire andésitique est le plus courant.

☛ La série alcaline :

Le rapport Na-K/SiO_2 est fort.

Les minéraux caractéristiques sont l'olivine et les feldspathoïdes, c'est donc un magma sous-saturé.

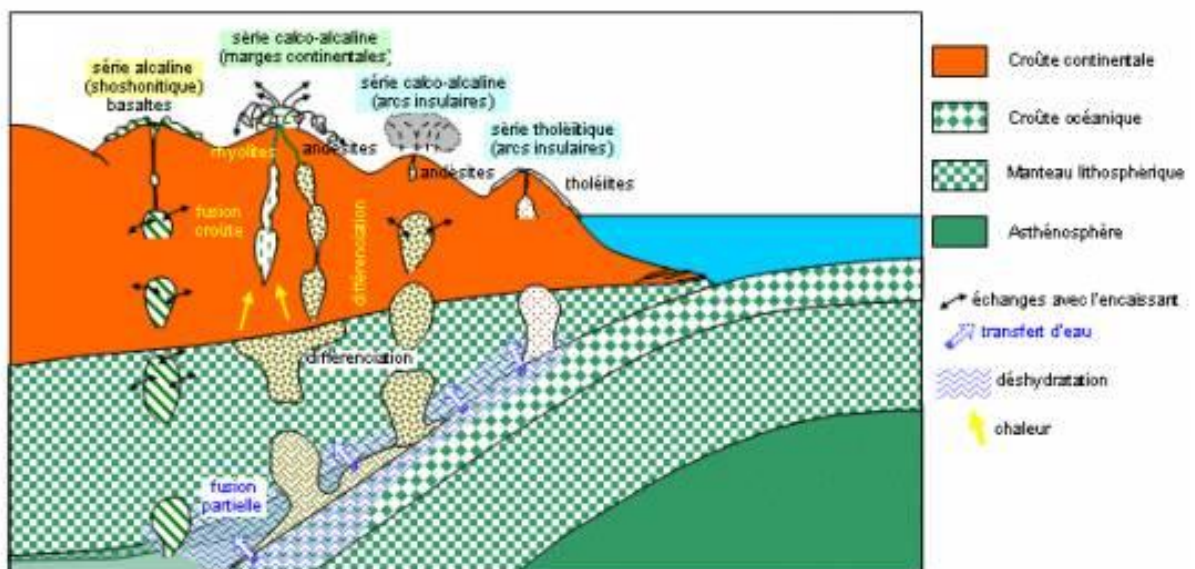
Cette série se rencontre dans le volcanisme des domaines continentaux stables.

Elle va des basaltes aux trachytes.

Le stade basalte est dominant. Le magma ne se forme qu'à haute pression.

Localisation et contexte géodynamique		Séries volcaniques
Domaines intraplaques	Océanique	Iles « Seamounts » Basaltes tholéiitiques et alcalins
	Continental	Plateaux Cratons Rifts Basaltes alcalins et tholéiitiques Séries alcalines Néphélinites Série alcaline Néphélinites
Frontières de plaques	Convergentes	Mers marginales Arcs insulaires Cordillères Tholéiites + basaltes alcalins Série calco-alcaline Série alcaline Série tholéiitique Série calco-alcaline Série alcaline Ignimbrites
		Transformantes
	Divergentes	Rifts continentaux avec expansion Dorsales océaniques Basaltes tholéiitiques (+ alcalins) Tholéiites

origine des séries volcaniques des zones de subduction
(d'après Girod, Mehier et Amaudric du Chauffaut)



Exemple des séries volcaniques des zones de subduction

3) Les roches métamorphiques :

Les **roches métamorphiques** sont formées par la recristallisation (et généralement la déformation) de roches sédimentaires ou de roches magmatiques sous l'action de la température et de la pression qui croissent avec la profondeur dans la croûte terrestre ou au contact d'autres roches.

Ces transformations se font à l'état solide, c'est-à-dire sans fusion de la roche (magmatisme).

a. Le métamorphisme :

On va définir sous le terme de métamorphisme l'ensemble des transformations d'une roche à l'état solide du fait de la variation de la pression et de la température, avec cristallisation de nouveaux minéraux dits néoformés, et acquisition de textures et structures particulières.

Le **métamorphisme** est dans la majorité des cas un processus endogène (c'est-à-dire qui se produit à l'intérieur du globe terrestre).

La roche de départ est appelé **protolithe**. Un ensemble de minéraux vont pouvoir coexister à l'équilibre, on parle alors de **paragenèse**.

Si la paragenèse de la roche métamorphique est identique en termes de chimisme avec le protolithe, on parle de **métamorphisme isochimique**. A l'inverse s'il y a des variations de chimisme par perte d'eau, de constituants chimiques, alors on parlera de **métamorphisme allochimique**. Le phénomène lié à cette modification chimique est appelée **métasomatose**. L'apparition ou la disparition de minéraux dans un même espace en fonction des variations pression / température est indiquée par un **isograde**.

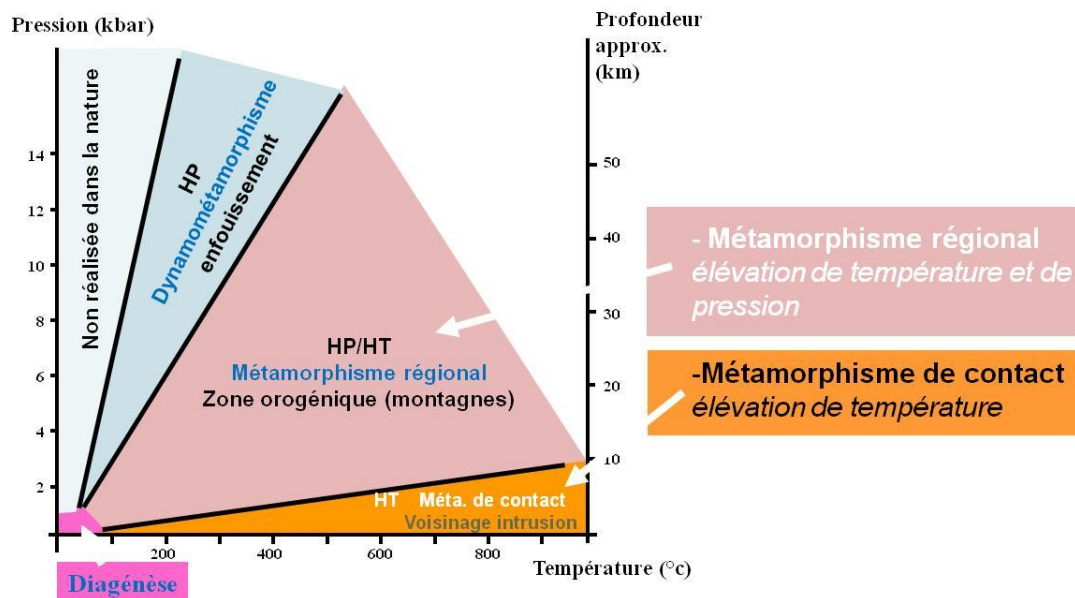
Le métamorphisme agit sur des roches à l'**état solide**. Il consiste à l'explication des modifications structurales, minéralogiques et chimiques d'une roche lorsque celle-ci est soumise à des conditions physico-chimiques (essentiellement pression et température) différentes de celle de sa formation.

Le métamorphisme se situe entre les processus sédimentaires (faible pression/faible température) et magmatique. En effet si une roche métamorphique fond elle devient une roche magmatique.

L'une des conséquences les plus directes du métamorphisme est la transformation minéralogique et parfois chimique de la roche, par recristallisation. S'y ajoute le plus souvent la déformation, avec le développement d'une schistosité ou d'une foliation. C'est l'ensemble de ces transformations minéralogiques, structurales et chimiques, dans les profondeurs de la Terre, qui constitue le métamorphisme. On parle d'anatexie lorsque les températures deviennent suffisantes pour provoquer la fusion partielle d'une roche métamorphique.

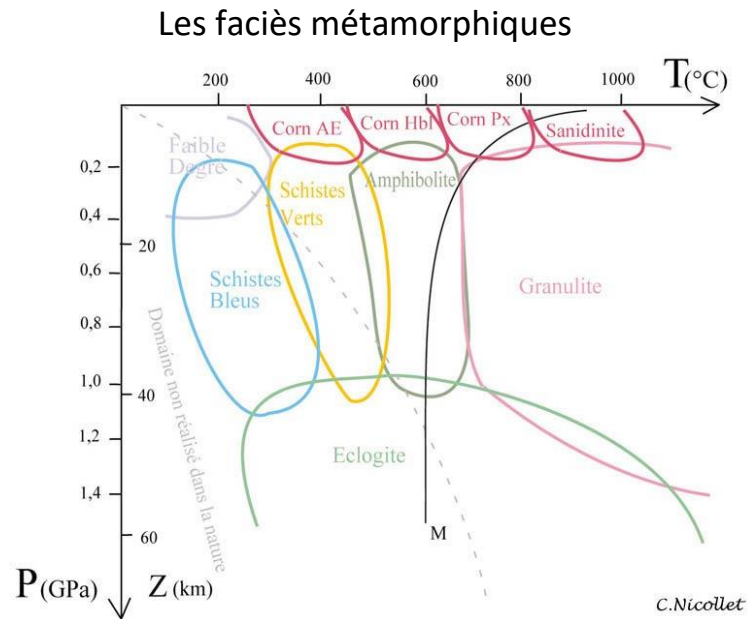
b. Les facteurs du métamorphisme :

Les facteurs contrôlant le métamorphisme sont essentiellement la **pression (P)** et la **température (T)**. Aussi, les modifications métamorphiques seront mesurées sur des **diagrammes P-T**.



On constate que le métamorphisme intéresse la majorité de l'espace PT. Seul, le domaine à gauche de la figure, à HP, très BT n'est pas réalisé dans la nature, sur Terre. La **diagenèse** marque la limite, à BT, BP, du domaine " Faible Degré ". La courbe d'**anatexie** (M) indique la limite entre le domaine des **transformations à l'état solide** du métamorphisme et celui du magmatisme. Cette courbe d'anatexie indique les conditions au-delà desquelles les roches commencent à fondre en produisant un magma de composition granitique : les roches subissent une fusion partielle. Cette limite est mouvante, ce qui explique la présence de faciès métamorphique (zones entourées) à plus HT.

Ces **faciès du métamorphisme** permettent de faire des subdivisions dans ce vaste domaine. Le **géotherme moyen** indique l'augmentation de la T en fonction de la profondeur à l'intérieur d'une plaque lithosphérique continentale. On remarque que les roches métamorphiques enregistrent généralement des conditions thermiques différentes de celles de ce géotherme moyen.



Les faciès du métamorphisme de contact (ou métamorphisme thermique se développant à la périphérie d'un massif plutonique) sont **Corn.AE** : cornéenne à albite et épidote, **Corn.Hbl** : cornéenne à hornblende, **Corn.Px** : cornéenne à pyroxènes et Sanidine.

Les faciès **Schistes bleus**, **Eclogite**, **Schistes verts**, **Amphibolite** et **Granulite** sont des faciès du métamorphisme régional.

M est la courbe d'anatéxie.

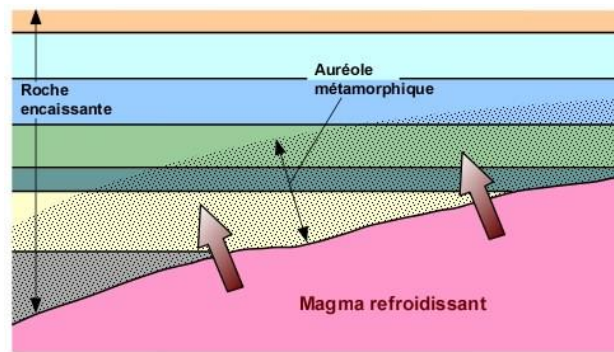
c. Type de métamorphisme et classification des roches métamorphiques :

Le phénomène de métamorphisme est donc largement sous l'influence de la pression et de la température. Ainsi, suivant l'origine de ces 2 paramètres, on pourra distinguer différents types de métamorphismes :

- **Le métamorphisme de contact :**

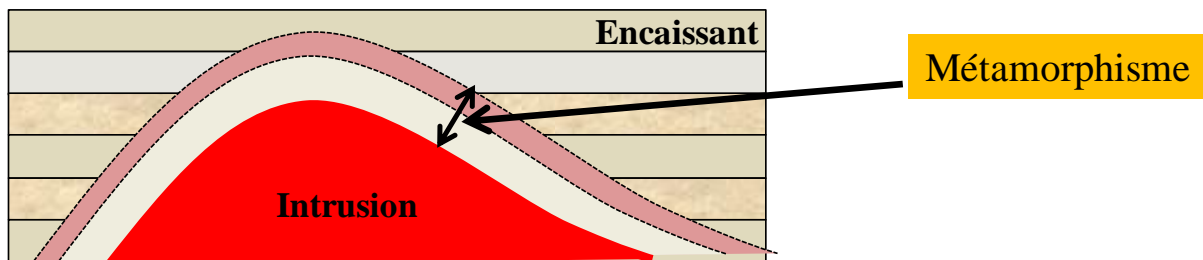
Il est lié à l'apparition d'un pluton magmatique. La différence de température entre ce pluton et l'encaissant est telle que les roches de l'encaissant au contact de ce pluton vont subir un métamorphisme. La zone métamorphisée est épaisse de quelques mètres à quelques centaines de mètres, et son affleurement dessine sur une carte géologique une auréole de métamorphisme de contact, à limite externe imprécise du fait de la décroissance progressive de la température.

Lorsque le magma encore très chaud est introduit dans une séquence de roches froides, il y a transfert de chaleur (les flèches) et cuisson de la roche encaissante aux bordures.

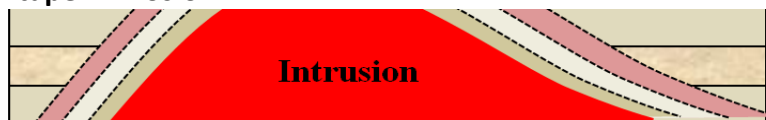


Les minéraux de cette roche sont transformés par la chaleur et on obtient une roche métamorphique. Ainsi, les calcaires argileux dans lesquels s'est introduit le magma qui forme aujourd'hui le Mont-Royal, ont été transformés, tout autour de la masse intrusive, en une roche dure et cassante qu'on nomme une cornéenne. On appelle cette bordure transformée, une auréole métamorphique. Sa largeur sera fonction de la dimension de la masse intrusive, de quelques millimètres à plusieurs centaines de mètres, allant même à quelques kilomètres dans le cas des très grands intrusifs.

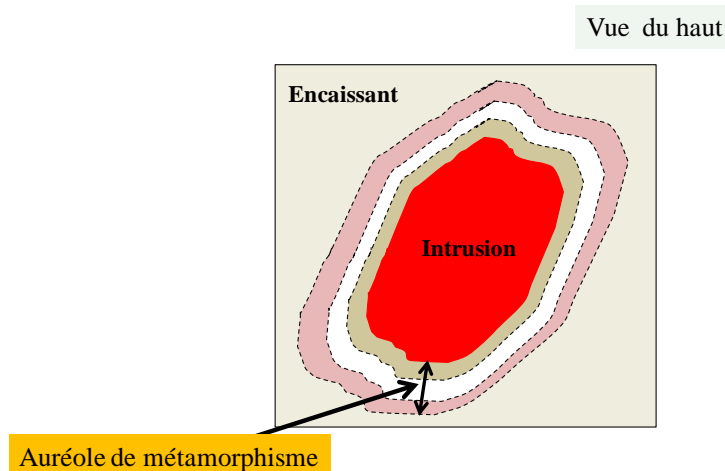
Etape 1: Vue en coupe



Etape 2: Erosion

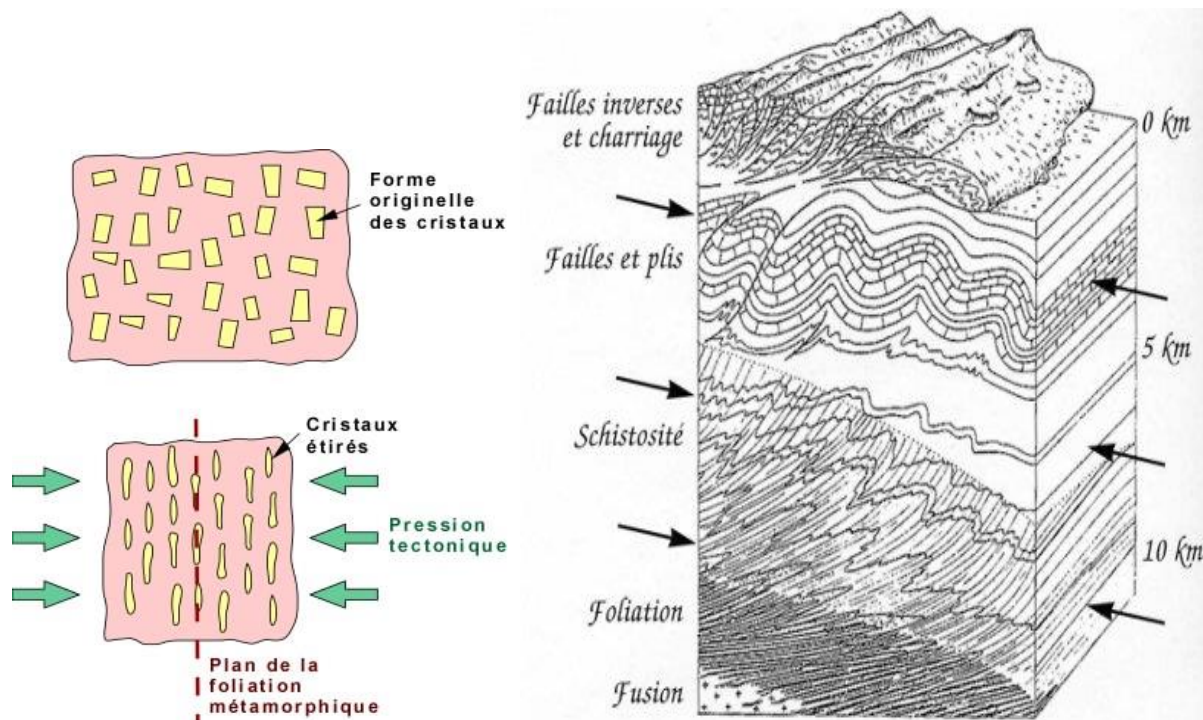


Etape 3: Vue en coupe



- **Le métamorphisme régional :**

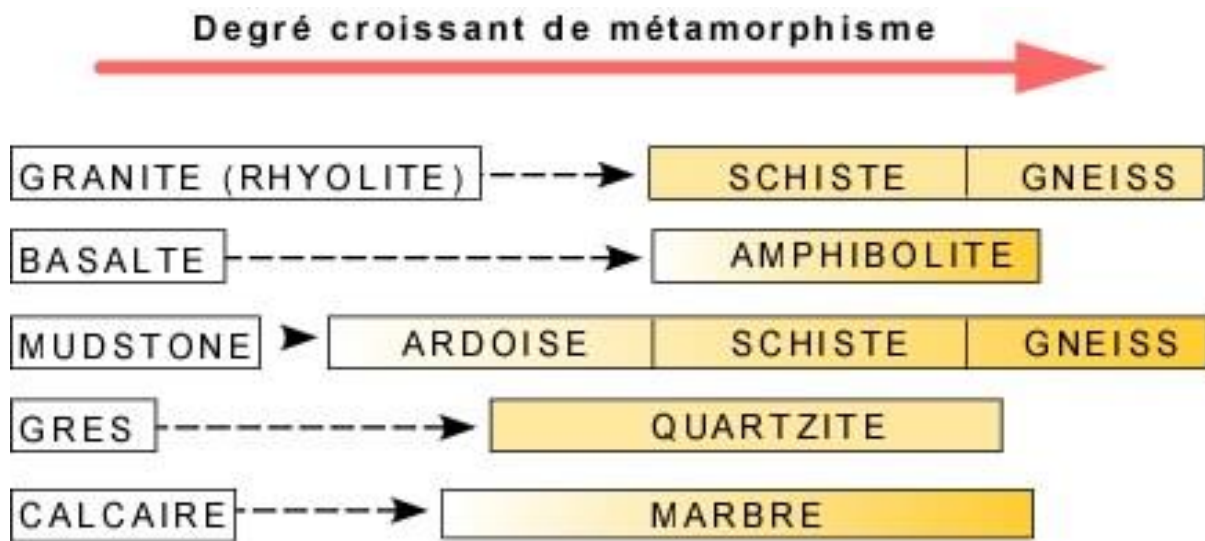
Le métamorphisme régional est celui qui affecte de grandes régions. Il est à la fois contrôlé par des augmentations importantes de pression et de température. C'est le métamorphisme des racines de chaînes de montagnes. Le métamorphisme régional produit trois grandes transformations: une déformation souvent très poussée de la roche, le développement de minéraux dits métamorphiques et le développement de la **foliation** métamorphique. Dans ce dernier cas, les cristaux ou les particules d'une roche ignée ou sédimentaire seront aplatis, étirés par la pression sous des températures élevées et viendront s'aligner dans des plans de foliations; c'est la foliation métamorphique caractéristique de ce type de métamorphisme.



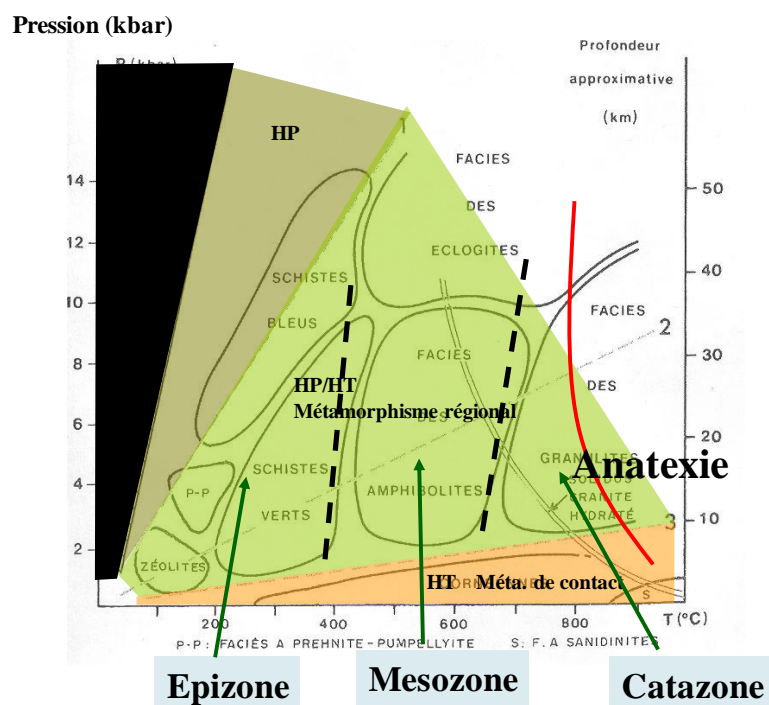
- **Les différents types de roches métamorphiques :**

Le gros des roches métamorphiques (en volume) provient du métamorphisme régional. Selon le degré de métamorphisme régional, il se développe une suite bien spécifique de minéraux. Ces minéraux deviennent donc, pour une roche métamorphique donnée, des indicateurs du degré de métamorphisme qu'à subit la roche.

A partir des assemblages minéralogiques, on peut établir le niveau des pressions et des températures auxquelles a été soumise la roche, et ainsi évaluer sa profondeur d'enfouissement dans les racines d'une chaîne de montagne. Comme pour les roches ignées et sédimentaires, on applique un certain nombre de noms aux roches métamorphiques. Le tableau qui suit présente les plus courants en fonction du degré de métamorphisme.



Les Zones du métamorphisme Régional :



Classification des roches métamorphiques

Type de roche	Roche métamorphique : Classification en fonction des conditions de pression et température ayant existées au moment de leurs transformation → Type de métamorphisme.				
Mode de formation	Par compression (métamorphisme régional de marge convergente) Ou réchauffement + compression (métamorphisme de contact de pluton ou de filon) de roche magmatique			Par compression (métamorphisme régional de marge convergente) Ou réchauffement + compression (métamorphisme de contact de pluton ou de filon) de roche sédimentaire	
Composition originelle et degré de métamorphisme	A base de granite et rhyolite donne selon le degré de métamorphisme :			A base de gabbro et diorite et basalte donne selon le degré de métamorphisme :	
	Faible	Moyen	Fort	Faible	Fort
Nom de la roche	A base de calcaire donne selon le degré de métamorphisme :			A base de sable et grès donne selon le degré de métamorphisme :	
	Faible	Moyen	Fort	Faible et moyen	Fort
Micaschiste	Faible	Moyen	Fort	Faible	Fort
Orthogneiss	Faible	Moyen	Fort	Faible	Fort
Granulite, leptinite (embréchite et migmatite si saturé en eau)	Faible	Moyen	Fort	Faible	Fort
Amphibolite, pyroxénite	Faible	Moyen	Fort	Faible	Fort
Amphibolite, élogite (sous haute pression)	Faible	Moyen	Fort	Faible	Fort
Anatexie	Faible	Moyen	Fort	Faible	Fort
Schiste vert, talcschiste et serpentiite	Faible	Moyen	Fort	Faible	Fort
Serpentinite	Faible	Moyen	Fort	Faible	Fort
Schiste argileux, phyllade, schiste sériciteux et chloriteux	Faible	Moyen	Fort	Faible	Fort
micaschiste	Faible	Moyen	Fort	Faible	Fort
Paragneiss (déshydratation à haute température)	Faible	Moyen	Fort	Faible	Fort
Marbre, cipolin	Faible	Moyen	Fort	Faible	Fort
Marbre	Faible	Moyen	Fort	Faible	Fort
Quartzite	Faible	Moyen	Fort	Faible	Fort
Anatexite, nébulite	Faible	Moyen	Fort	Faible	Fort
Milieu de formation	En marge active entre deux plaques convergentes créant un métamorphisme régional Plaque subduite = forte pression, faible chaleur, Plaque chevauchante = faible pression et forte chaleur				

**DEUXIEME PARTIE :
LA DYNAMIQUE INTERNE DE LA PLANETE**

CHAPITRE 1 : LES SEISMES

I. Définition :

Un séisme est un mouvement brusque de la surface terrestre. Séisme a pour synonyme "tremblement de terre". Les séismes constituent un phénomène géologique qui de tout temps a terrorisé les populations qui vivent dans certaines zones du globe.

L'étude des séismes présente deux aspects :

- d'une part manifestation de l'activité interne du globe,
- d'autre part outil de compréhension de la structure du globe.

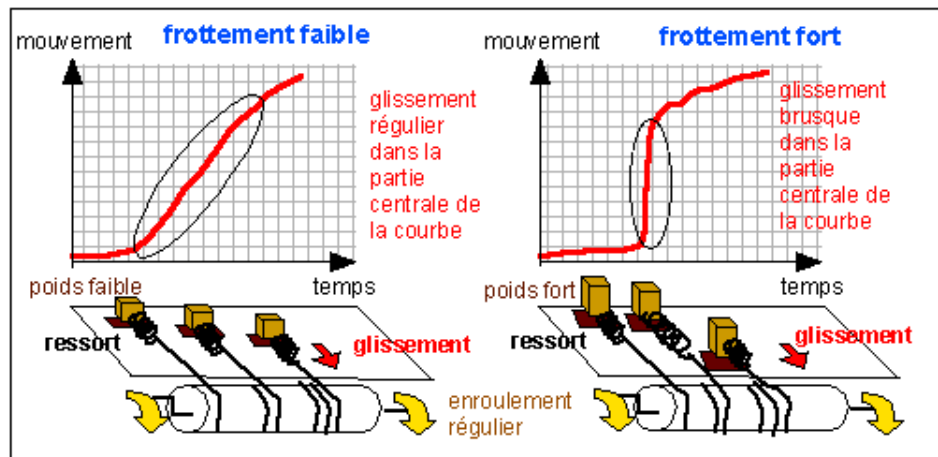
C'est donc dans le cadre général de l'activité du globe dont la sismicité et le volcanisme sont les deux principaux aspects que l'on peut étudier le modèle actuel de l'activité du globe ou modèle **géodynamique global**, héritier de la théorie de la **tectonique des plaques**.

II. Origine des séismes :

Lorsqu'un matériau rigide est soumis à des contraintes de cisaillement, il va d'abord se déformer de manière élastique, puis, lorsqu'il aura atteint sa limite d'élasticité, la rupture se produit, en dégageant de façon instantanée toute l'énergie accumulée durant la déformation élastique. **C'est ce qui se passe lorsque la lithosphère est soumise à des contraintes.** Sous l'effet des contraintes causées le plus souvent par le mouvement des plaques tectoniques, la lithosphère accumule l'énergie. Lorsqu'en certains endroits, la limite d'élasticité est atteinte, il se produit une ou des ruptures qui se traduisent par des **failles**. L'énergie brusquement déagée le long de ces failles cause **des séismes** (tremblements de terre). A noter que les séismes ne se produisent que dans du matériel rigide. Par conséquent, les séismes se produiront toujours dans la lithosphère, jamais dans l'asthénosphère qui est plastique.

1. Accumulation de contrainte :

La figure ci-dessous, montre selon un modèle expérimental, comment une accumulation de contrainte libère brusquement de l'énergie (se manifestant ici par le déplacement) comme dans le cas d'un séisme :



(Schéma d'après "Séismes : avant la secousse", Michel Campillo et Ioan Ionescu, *La Recherche*, 363, avril 2003, p 56-57)

Ce petit **modèle analogique** permet de montrer comment quand une **contrainte s'accumule**, elle est **brusquement libérée** par un déplacement, comme dans le cas du séisme. C'est un modèle qui a l'avantage d'être proche des outils utilisés par les géophysiciens pour modéliser ce qui se passe avant le séisme dans la roche.

Dans ce modèle :

- La contrainte correspond est visualisée par l'allongement du ressort,
- L'énergie libérée se manifeste par le glissement et déplacement.

2. Formation des failles :

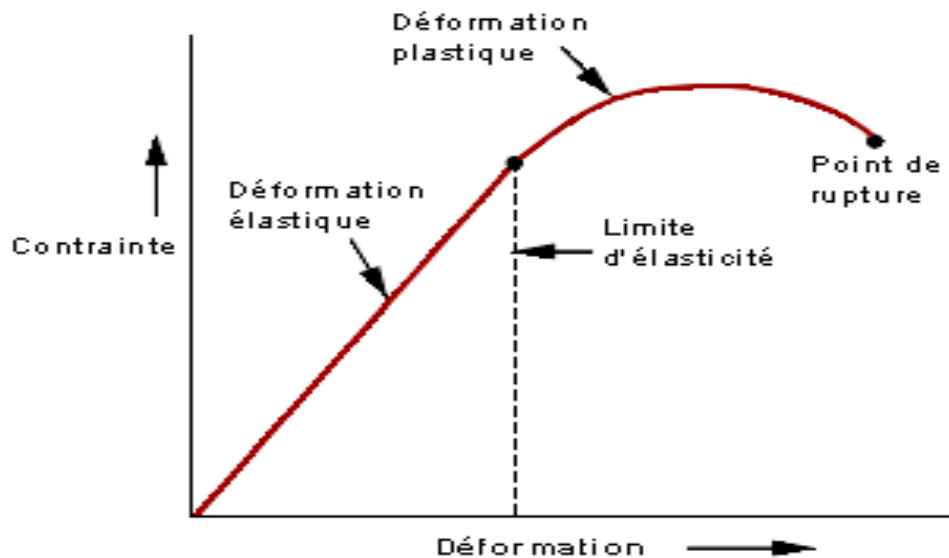
Comme dans le modèle expérimental (ci-dessus), la lithosphère est soumise à des contraintes. Les mouvements de plaques créent des tensions à l'intérieur de la lithosphère (contraintes) qui provoquent des déformations. Les matériaux ont une certaine élasticité. Sous l'effet de la contrainte les roches accumulent de l'énergie durant la déformation élastique.

A certains endroits l'élasticité, des roches, atteint ses limites et brutalement se produisent des ruptures sous forme de **failles**.

Séismes = **ruptures** = formation de failles
Faille = plan de faiblesse dans la lithosphère

2.1. Mode de déformation :

Un matériau rigide soumis à des contraintes de cisaillement, se déforme de manière élastique puis de manière plastique et enfin se rompt.



Les types de déformation :

- **Élastique** : le matériau reprend sa forme et son volume lorsque la contrainte est relâchée,
- **Plastique** : le matériau reste déformé lorsque la contrainte est relâchée,
- **Point de rupture** : libération de l'énergie accumulée lors de la déformation plastique.

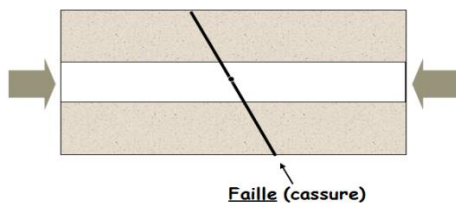
Etape 1 : On considère 3 couches de roches superposées.



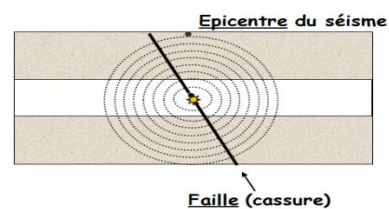
Etape 2 : Des forces colossales s'exercent sur ces roches du sous-sol, en profondeur... et les déforment.



Etape 3 : Lorsque ces forces dépassent la résistance des roches, les roches cassent et une faille se forme. La faille peut se propager jusqu'à la surface.

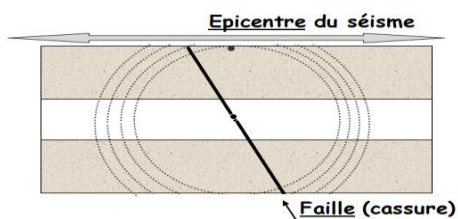


Etape 4 : La formation de la faille donne naissance à des ondes sismiques qui se propagent à travers les roches, dans toutes les directions...

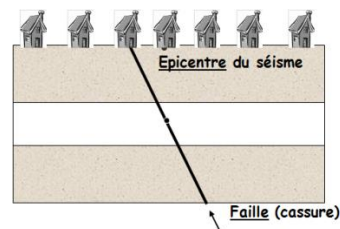


Lorsqu'elles atteignent la surface, elles se manifestent par des secousses sismiques au niveau de l'épicentre.

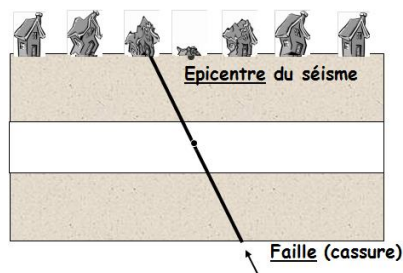
Etape 5 : Les ondes sismiques continuent à se propager à travers les roches du sous-sol. Elles se manifestent en surface par des secousses sismiques autour de l'épicentre.



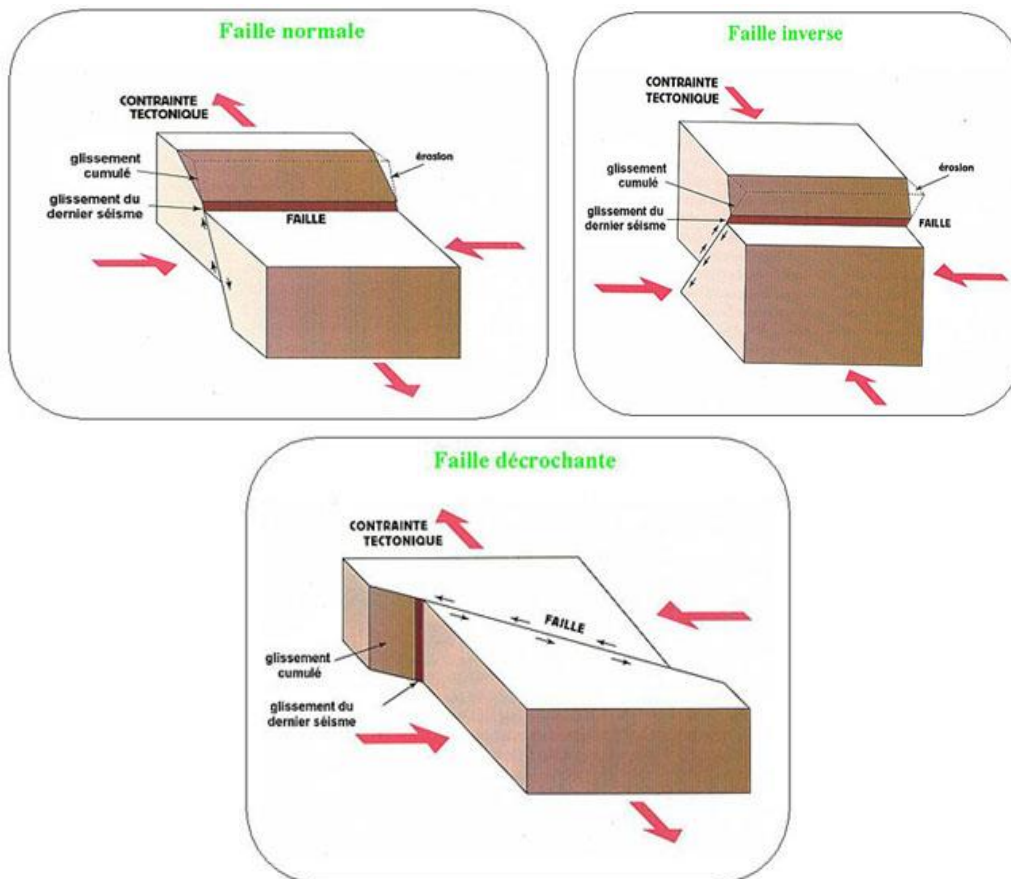
Etape 6 : En se propageant dans les roches du sous-sol, les ondes sismiques s'affaiblissent... ce qui se traduit en surface par des secousses de plus en plus faibles lorsqu'on s'éloigne de l'épicentre.



Etape 7 : Les secousses étant de plus en plus faibles à partir de l'épicentre, les effets du séisme sont de moins en moins dévastateurs au fur et à mesure que l'on s'éloigne de l'épicentre.



2.2. Quelques types de failles :



L'énergie brusquement dégagée le long de ces failles cause des séismes (tremblements de terre).

Les blocages le long des miroirs de failles font que les déplacements se font par coups successifs ce qui provoque les répliques enregistrées après le grand séisme.



La propagation à l'intérieur du globe terrestre se fait sous forme d'ondes.

3. Le foyer sismique et épïcentre :

Lorsqu'un séisme est déclenché, un front d'ondes sismiques se propage dans la croûte terrestre. On nomme **foyer** le lieu dans le plan de faille où se produit réellement le séisme, alors que l'**épïcentre** désigne le point à la surface terrestre à la verticale du foyer.



Donc :

Foyer ou hypocentre : l'endroit où démarre la rupture est appelé **foyer** du séisme ou **hypocentre**. (0 à 700 km profondeur).

Epicentre :

- **L'épïcentre microsismique :** est le point de la surface du sol le plus proche du foyer (latitude, longitude)
- **L'épïcentre macrosismique :** lieu de plus forte intensité ressentie - Peut être différent de l'épïcentre réel.

III. Types de séisme :

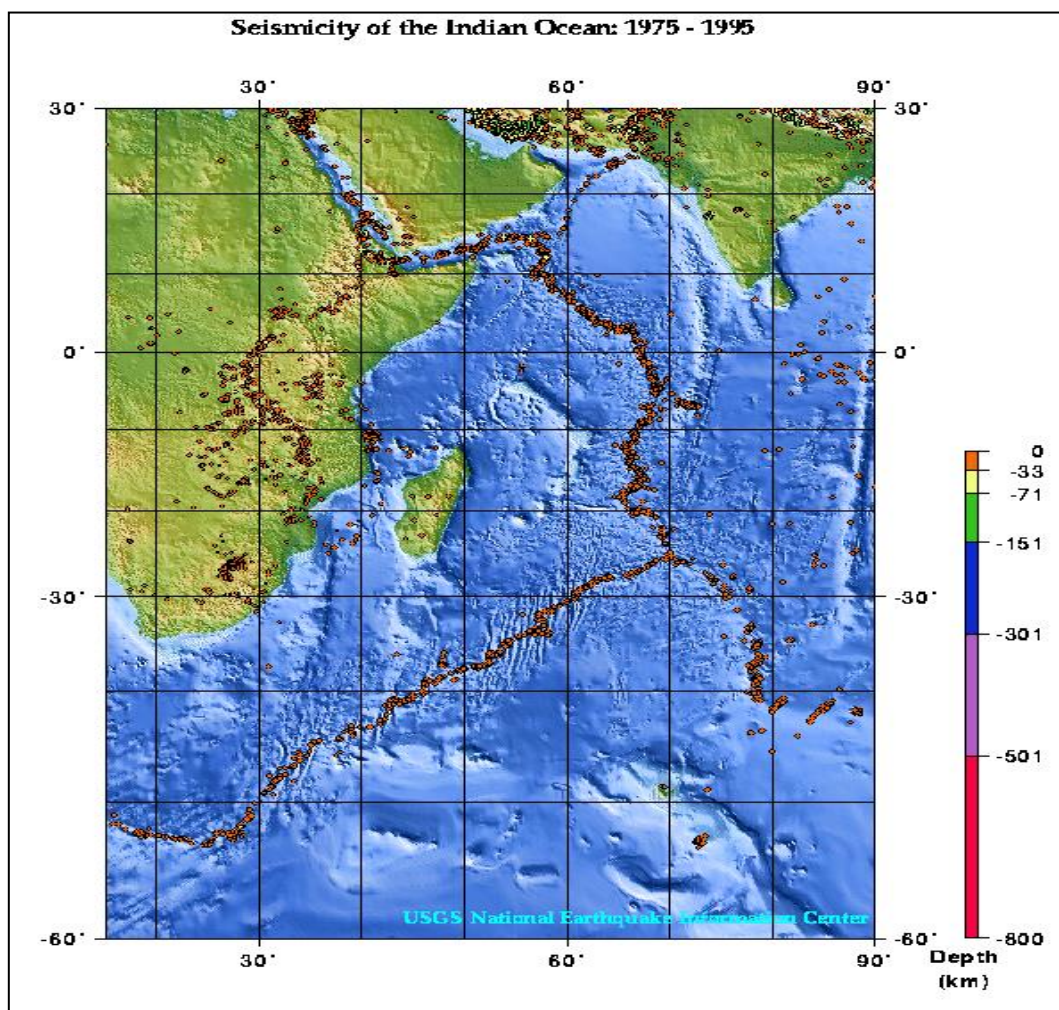
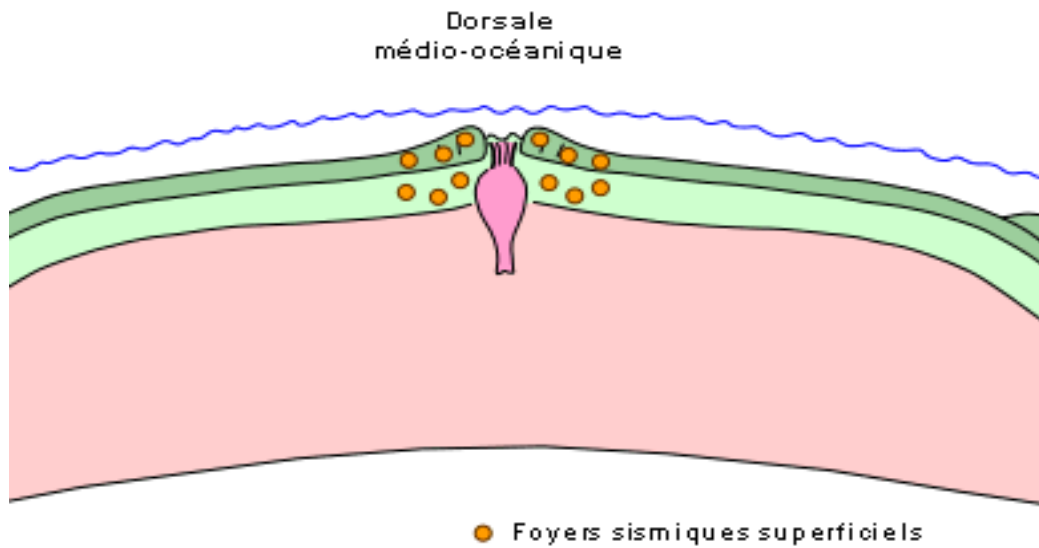
Les séismes se produisent toujours dans des matériaux rigides, ce qui fait qu'ils ont lieu toujours dans la lithosphère mais jamais dans l'asthénosphère qui a un comportement plastique.

En fonction de la profondeur à laquelle ils se produisent, on distingue trois catégories de séismes :

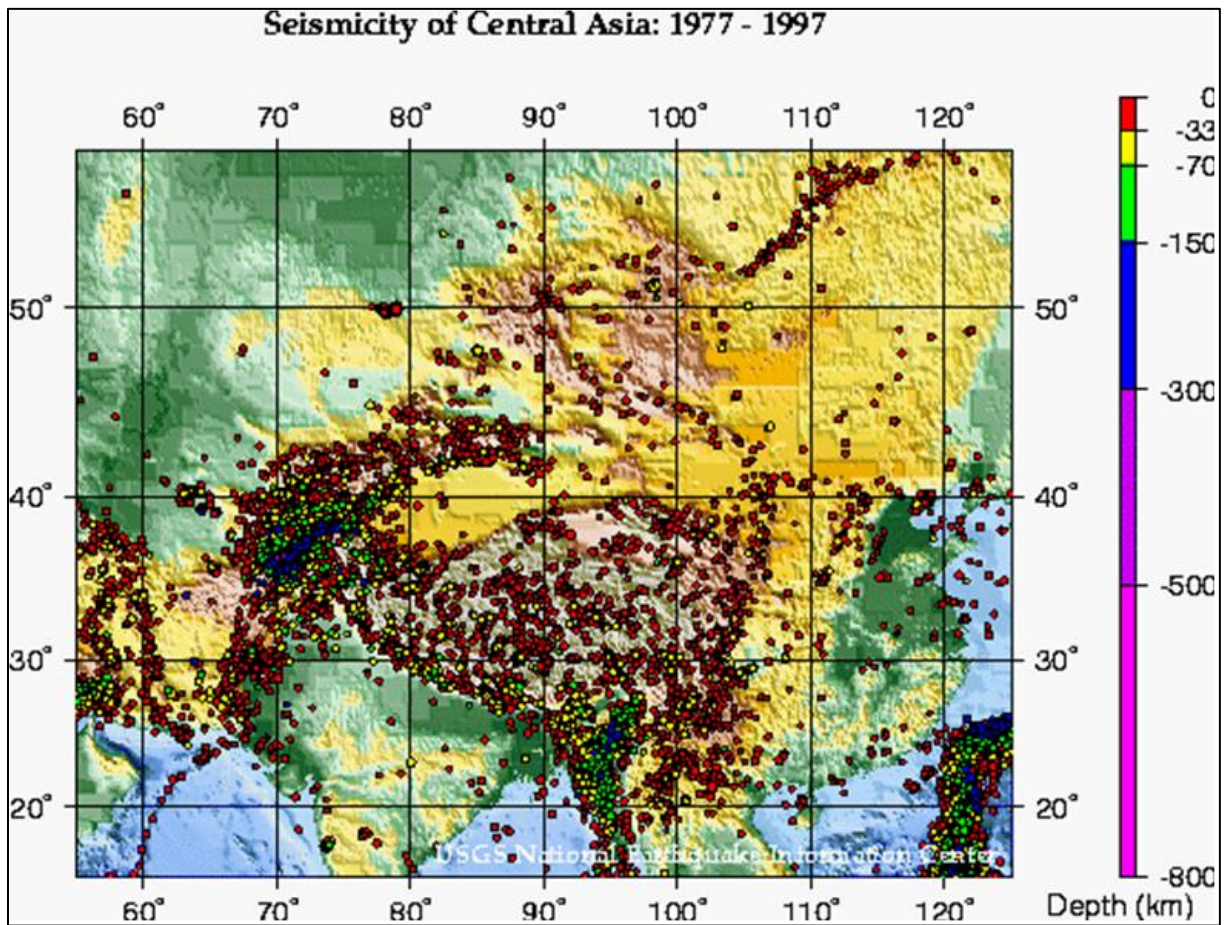
- ✓ les séismes normaux ou superficiels (profondeur < 60 km) = **frontières de plaques divergentes et frontières de plaque convergentes (fosses océaniques),**
- ✓ les séismes intermédiaires (60 < profondeur < 300 km) = **frontières de plaques convergentes,**
- ✓ les séismes profonds (jusqu'à 700 km de profondeur) = **frontières de plaques convergentes.**

IV. Répartition des séismes :

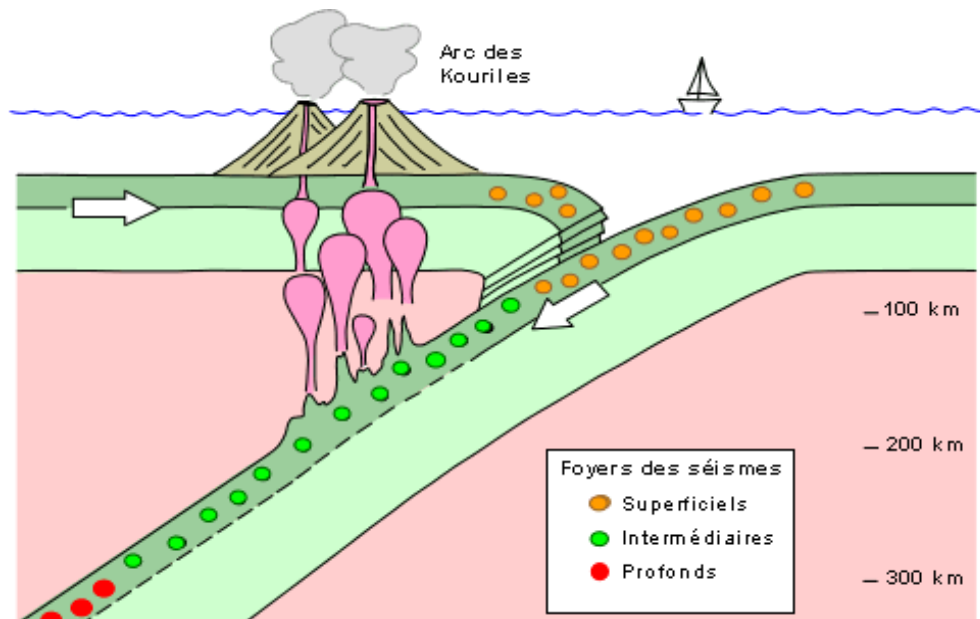
- ❖ Au niveau des zones de ***divergence des plaques*** (Séismes superficiels) = rides médio-océaniques = rifts.

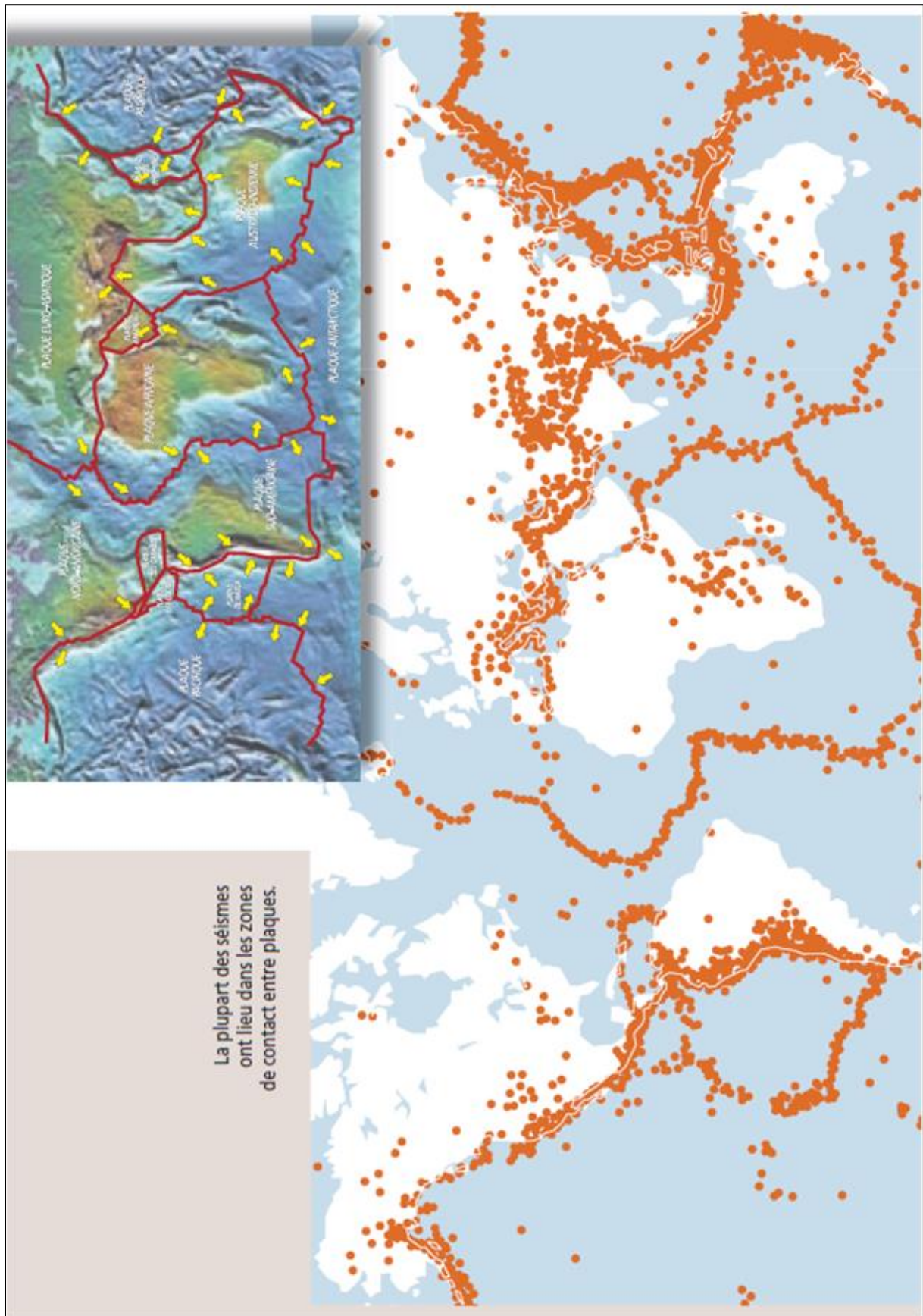


❖ Les séismes *intraplaques* sont également superficiels.



❖ Les frontières convergentes : elles concentrent les trois catégories de séismes.





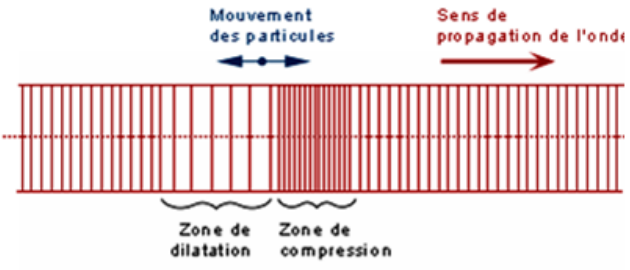
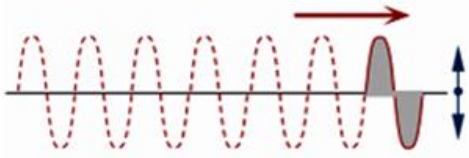


V. Les ondes sismiques :

1. Les différents types d'ondes sismiques :

Déclenchement d'un séisme = **Propagation d'un front d'ondes sismiques.**

Ces ondes sont de deux types d'ondes :

- ❖ **Ondes de fond** qui se propagent à l'intérieur de la terre (**ondes S et ondes P**),
- ❖ **Ondes de surface** qui se propagent seulement en surface (**ondes de Love et ondes de Rayleigh**).

<p>Onde P (compression)</p> 	<p>Ondes P = ondes premières / ondes de Compression.</p> <p>Dans tous les états de la matière</p> <p>Les particules se déplacent selon un mouvement avant-arrière dans la direction de la propagation de l'onde.</p>
<p>Onde S (cisaillement)</p> 	<p>Ondes S = ondes de cisaillement seulement dans les solides.</p> <p>Les particules oscillent dans un plan vertical, à angle droit par rapport à la direction de propagation de l'onde.</p>
<p>Onde L (de Love) (cisaillement)</p> 	<p>Ondes L (ondes de love) :</p> <p>ondes de cisaillement qui oscillent dans un plan horizontal. Imprintent au sol un mouvement de vibration latéral.</p>
<p>Onde de Rayleigh</p> 	<p>Ondes de Rayleigh : vague</p> <p>les particules du sol se déplacent selon une ellipse = vague qui affecte le sol lors des grands tremblements de terre.</p>

2. Propriétés des ondes sismiques :

On distingue ainsi que parmi les ondes émises par un séisme :

- ❖ Les ondes de fond ou de volume (ondes S et les ondes P) : ondes sonores, elles comprennent :

- les ondes de compression (dites P) : font vibrer les roches au cours de leur propagation dans la direction de propagation,
 - les ondes de cisaillement (notées S) engendrent des mouvements perpendiculaires à cette direction.
- ❖ Les ondes P sont plus rapides que les ondes S et se propagent dans les milieux liquides et solides.
- ❖ Les ondes S sont arrêtées par les liquides, mais elles peuvent se transformer en ondes P lorsqu'elles traversent une interface entre deux milieux ; le processus inverse est aussi possible.

Les ondes de volume ont des périodes comprises entre 0,1 et 30 secondes.

Elles se propagent selon des raies sismiques comparables aux raies de lumière, c'est-à-dire que pour aller d'un point à un autre, elles suivent le chemin correspondant au temps de trajet le plus court possible (principe de Fermat).

Au cours de leurs déplacements, elles perdent de l'énergie, ce qui permet de mesurer les propriétés d'atténuation du milieu.

La sismologie révèle ainsi les variations spatiales des paramètres viscoélastiques des matériaux terrestres grâce à des méthodes d'imageries de type radiographie (utilisant les ondes transmises à travers le milieu) ou échographie (utilisant des ondes réfléchies).

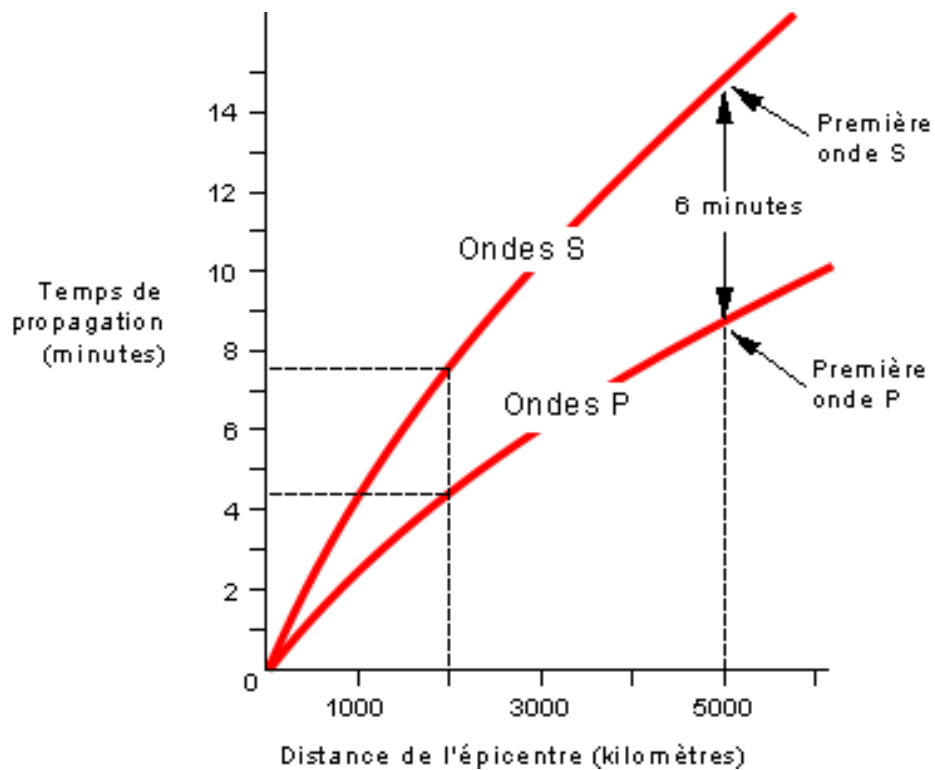
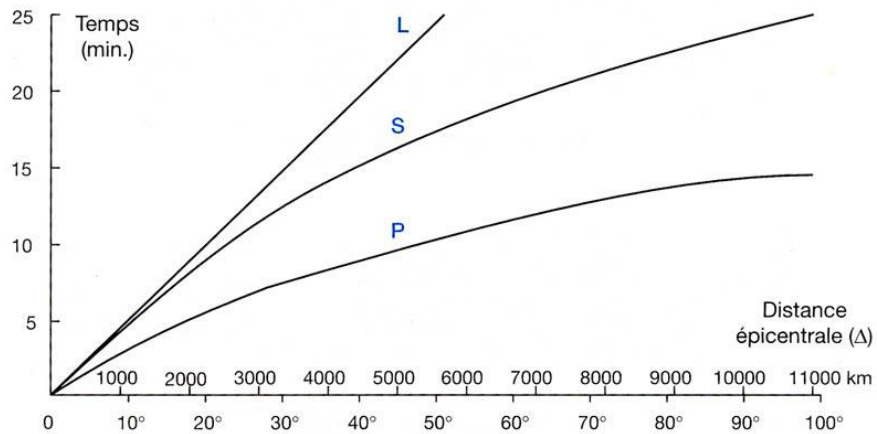
Ondes Propriétés	P	S	L
Zone de propagation dans le globe	Ondes de volume traversant le globe.	Ondes de volume traversant le globe.	Ondes circulant sous la surface du globe.
Déplacement des particules du sol	Ondes de compression-dilatation. Les particules se déplacent parallèlement à la direction de propagation.	Ondes transversales, de cisaillement. Les particules se déplacent perpendiculairement à la direction de propagation.	Les particules du sol se déplacent comme la houle.
Propagation dans les solides	Oui	Oui	Oui
Propagation dans les liquides	Oui	Non	Oui
Vitesse (Km/s)	De 5,5 Km/s à 12 Km/s	De 3,5 Km/s à 6 Km/s	4 Km/s

Les vitesses de propagation des deux types d'ondes (S et P) dans la croûte terrestre établies = courbes étalonnées.

Pour une distance entre séisme et point d'enregistrement de 2000 Km :

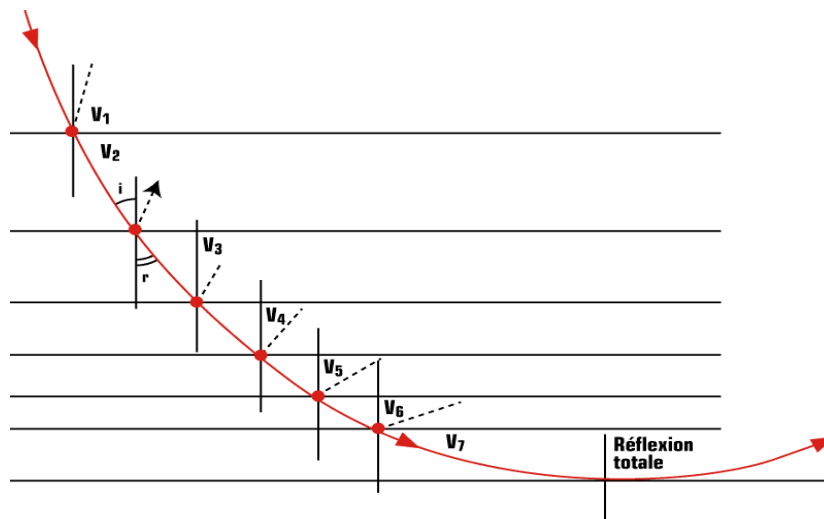
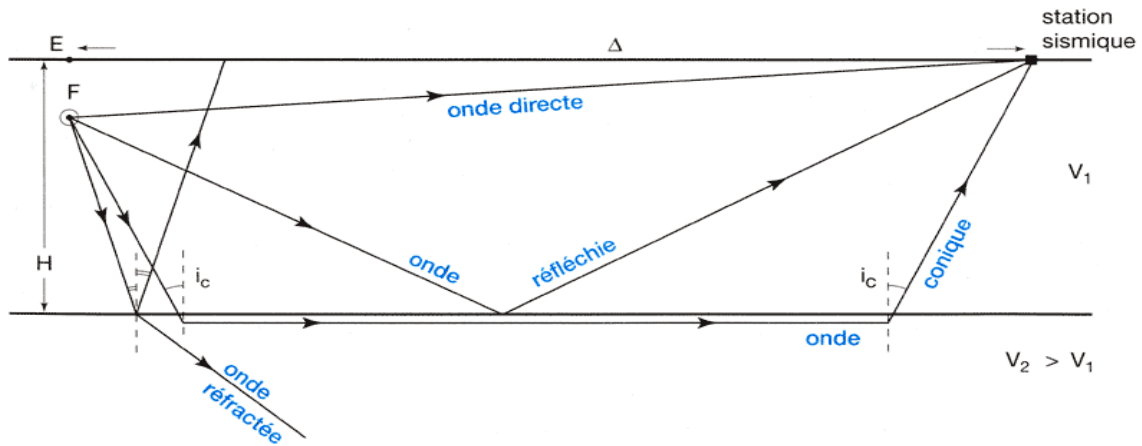
- l'onde P mettra 4,5 min,
- l'onde S mettra 7,5 min = décalage de 3 min.

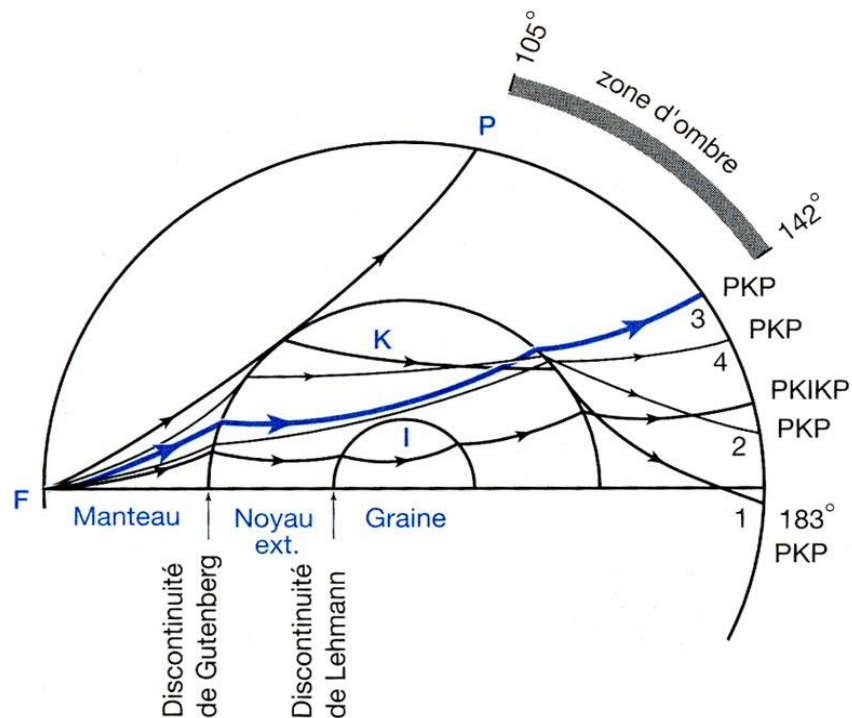
Dans l'exemple, distance correspondant à un décalage de 6 min = 5000 Km



3. Propagation des ondes sismiques et structure du globe :

Le trajet et la vitesse des ondes à l'intérieur du globe renseignent sur sa constitution. En effet lorsqu'un rai sismique touche une surface séparant deux milieux de propagation aux propriétés différentes (surface de discontinuité), il se réfracte ou réfléchit comme le fait un rayon lumineux au niveau de la surface de séparation entre deux milieux transparents d'indices différents.





Les sismologues Mohorovicic, Gutenberg et Lehmann ont réussi à déterminer l'état et la densité des couches par l'étude du comportement de ces ondes sismiques. La vitesse de propagation des ondes sismiques est fonction de l'état et de la densité de la matière.

Certains types d'ondes se propagent autant dans les liquides, les solides et les gaz, alors que d'autres types ne se propagent que dans les solides.

Lorsque qu'il se produit un tremblement de terre à la surface du globe, il y a émission d'ondes dans toutes les directions.

Il existe deux grands domaines de propagations des ondes :

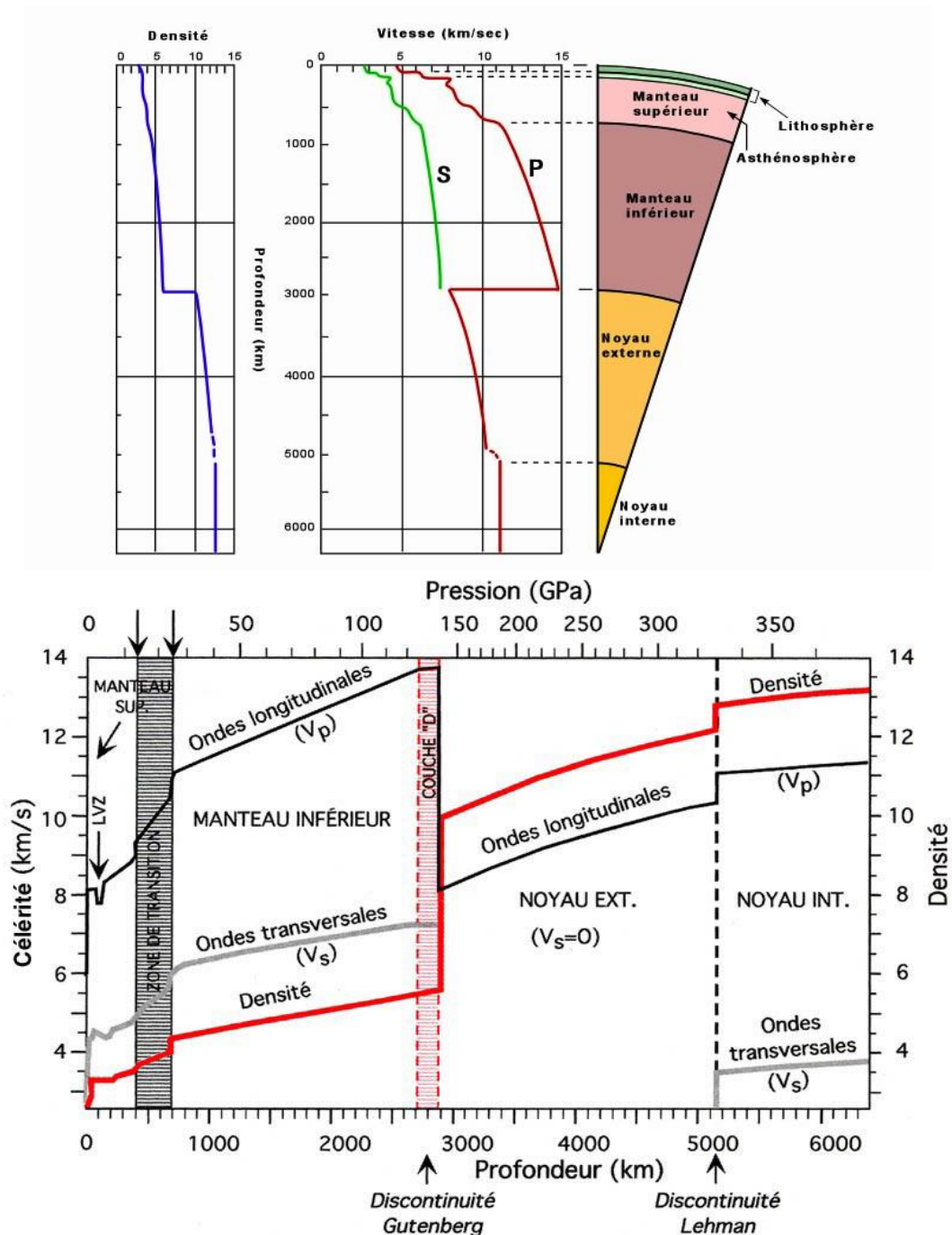
- les ondes de surface, celles qui se propagent à la surface du globe, dans la croûte terrestre, et qui causent tous ces dommages associés aux tremblements de terre,
- les ondes de volume, celles qui se propagent à l'intérieur de la terre et qui peuvent être enregistrées en plusieurs points du globe.

Parmi les ondes de volume, on reconnaît deux grands types :

- les ondes de cisaillement ou ondes S,
- les ondes de compression ou ondes P.

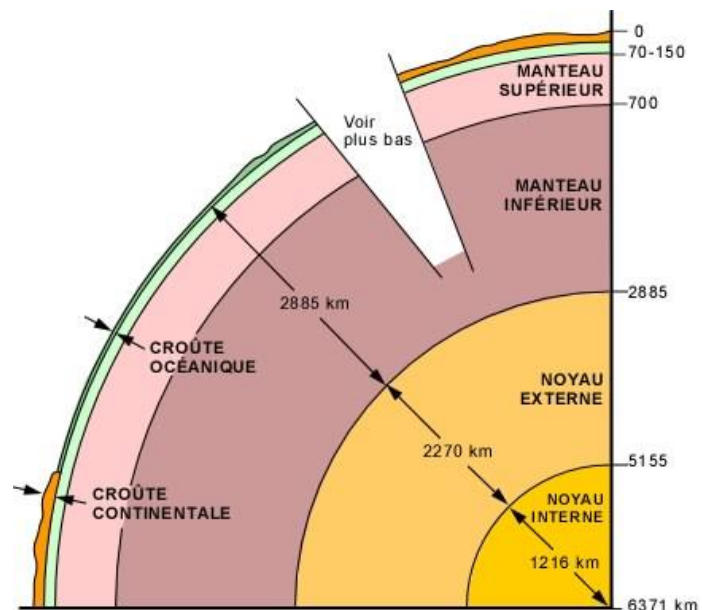
Ainsi grâce à la propagation des ondes, des discontinuités importantes, séparant croûte, manteau et noyau, ont été déterminées :

- la discontinuité de Mohorovicic (MOHO) qui marque un contraste de densité entre la croûte terrestre et le manteau,
- la discontinuité de Gutenberg qui marque aussi un contraste important de densité entre le manteau et le noyau.
- Une troisième discontinuité sépare noyau interne et noyau externe, la discontinuité de Lehmann.



L'intérieur de la Terre est donc constitué d'un certain nombre de couches superposées, qui se distinguent par leur état solide, liquide ou plastique, ainsi que par leur densité.

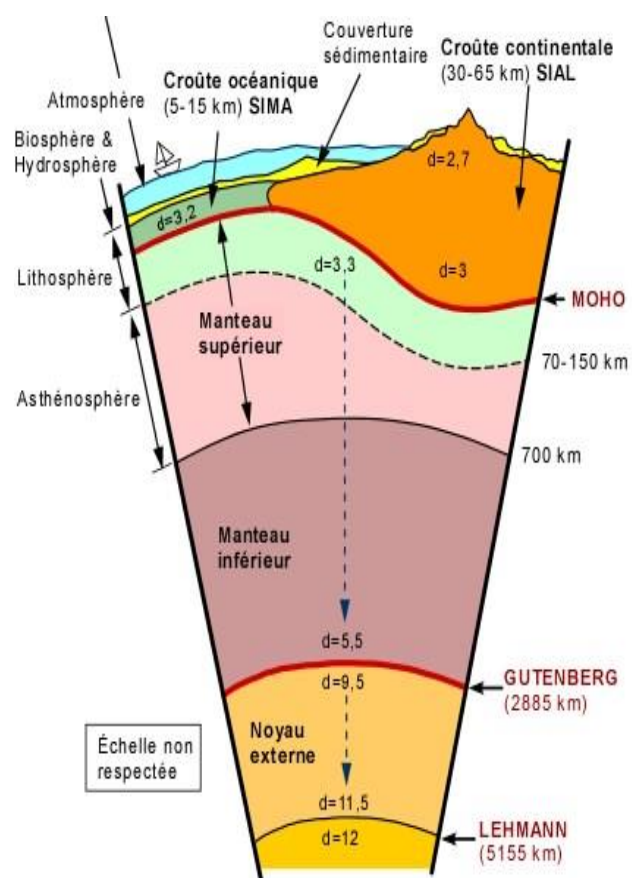
Ainsi, l'intérieur de la Terre est constitué d'une succession de couches de propriétés physiques différentes : au centre, le noyau, qui forme 17% du volume terrestre et qui se divise en noyau interne solide et noyau externe liquide; puis, le manteau, qui constitue le gros du volume terrestre, 81%, et qui se divise en manteau inférieur solide et manteau supérieur principalement plastique, mais dont la partie tout à fait supérieure est solide; finalement, la croûte (ou écorce), qui compte pour moins de 2% en

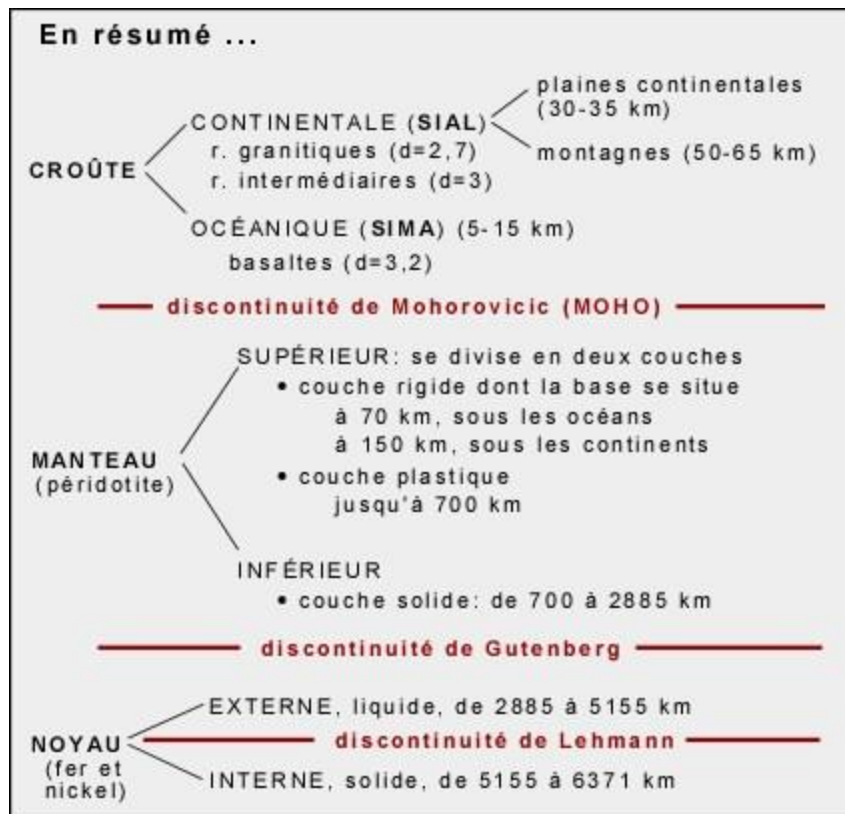


La couche plastique du manteau supérieur est appelée asthénosphère, alors qu'ensemble, les deux couches solides qui la surmontent, soit la couche solide de la partie supérieure du manteau supérieur et la croûte terrestre, forment la lithosphère. On reconnaît deux types de croûte terrestre :

- la croûte océanique : se situe sous les océans, qui est formée de roches basaltiques de densité 3,2 et qu'on nomme aussi SIMA (silicium-magnésium);
- la croûte continentale : se situe au niveau des continents, qui est plus épaisse à cause de sa plus faible densité (roches granitiques à intermédiaires de densité 2,7 à 3) et qu'on nomme SIAL (silicium-aluminium).

La couverture sédimentaire est une mince pellicule de sédiments produits et redistribués à la surface de la croûte par les divers agents d'érosion (eau, vent, glace) et qui compte pour très peu en volume.



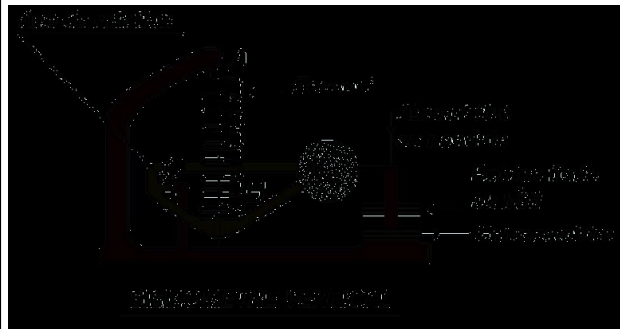
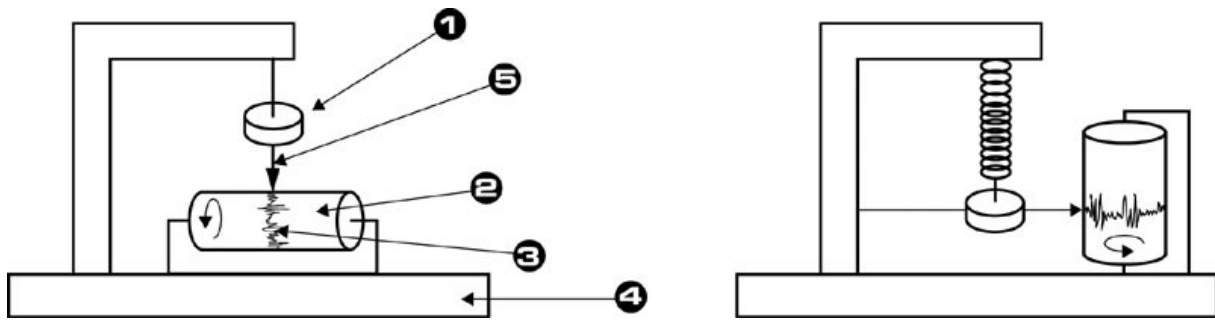


VI. Localisation et enregistrement d'un séisme :

1. L'enregistrement : (sismogramme)

L'enregistrement des séismes se fait par sismographes. Le **sismographe** est un **instrument de mesure** des mouvements du sol (**sismomètre**) et l'enregistre sur un support visuel. Le tracé de ce mouvement s'appelle un **sismogramme**.

Pour obtenir le **mouvement tridimensionnel** de l'**onde sismique**, il est nécessaire d'enregistrer trois directions différentes formant un **trièdre** (en général, une direction verticale, et deux directions horizontales perpendiculaires). Les sismographes sont conçus pour enregistrer une seule composante verticale ou horizontale car la mécanique est différente. Les observatoires sismologiques sont donc équipés de différents sismographes.

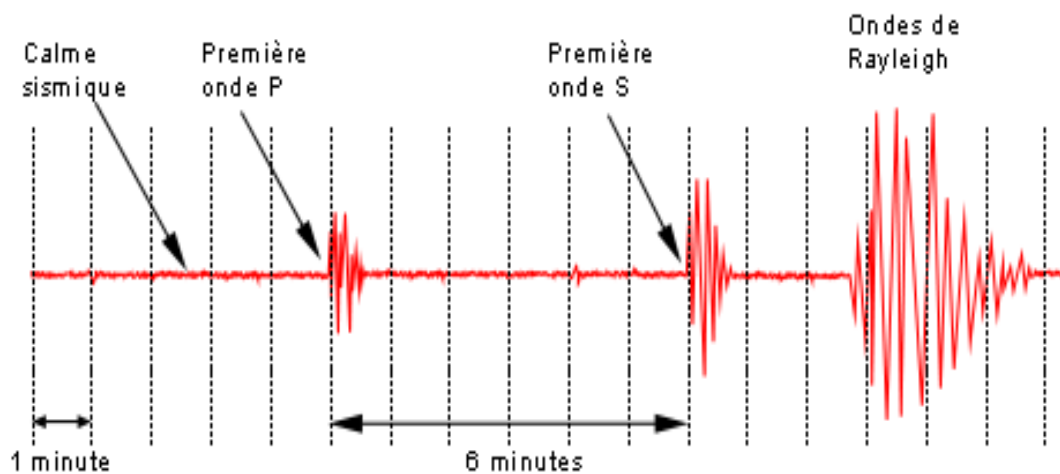


Les vibrations verticales et horizontales du sol sont transmises à une aiguille qui les inscrit sur un cylindre qui tourne à une vitesse constante.

1.1. Sismogramme :

En un lieu donné, enregistrement des ondes P puis décalage et enregistrement des ondes S.

Exemple : Un sismogramme avec un retard d'enregistrement de 6 minutes des ondes S par rapport aux ondes P.



1.2. La magnitude :

La **magnitude** d'un séisme (notée **M**) est un chiffre sans dimension, représentant l'énergie libérée lors de la rupture. La magnitude est unique pour un séisme et indépendante du lieu d'observation.

Elle est estimée par exploitation des sismogrammes, la magnitude est théoriquement illimitée. Dans la pratique, aucune magnitude mesurée n'a dépassé 8,5 (Chili, le 22 mai 1960).

La magnitude est mesurée par le **logarithme de l'amplitude maximale** des ondes, mesurée en microns, à partir d'un sismomètre placé à une distance d'environ 100 km par rapport à l'épicentre :

A : amplitude en microns
T : période en secondes
F(Δ) : terme empirique = amortissement du signal sismique en fonction de la distance Δ et de la profondeur

$$M = \log \frac{A}{T} + F(\Delta)$$

- La magnitude croît donc d'une unité quand l'amplitude augmente de 10 fois.
- La magnitude mesure l'énergie libérée par le séisme au niveau du foyer.
- L'intensité mesure les conséquences du séisme en surface.

1.3. L'intensité macrosismique :

L'intensité macrosismique est estimée par observation des désordres sur les bâtiments et les infrastructures, ainsi que par la perception du séisme par la population. Elle comporte douze niveaux (de I à XII). Pour un même séisme, l'intensité macrosismique varie dans l'espace en fonction de la distance à l'épicentre et des phénomènes annexes, tels que l'amortissement ou l'amplification des ondes sismiques (effets de site).

1.4. Relation entre intensité et magnitude :

Il n'y a pas de relation directe entre l'intensité et la magnitude. Les deux grandeurs sont difficilement comparables. Un séisme de forte magnitude avec un foyer profond et dans une région peu peuplée sera peu destructeur et donc sera qualifié de faible intensité. Au contraire, un séisme superficiel, même de magnitude moindre pourra être très destructeur et donc caractérisé par une grande intensité.

1.5. Echelle de Richter : (instaurée en 1935)

Calculée à partir de la quantité d'énergie dégagée au foyer d'un séisme :

$$\log (E) = 11,4 + 1,5M$$

Un séisme de magnitude 8,5 est 100 millions de fois plus fort qu'un séisme de magnitude 3.

Valeur objective = une seule valeur pour un séisme donné.

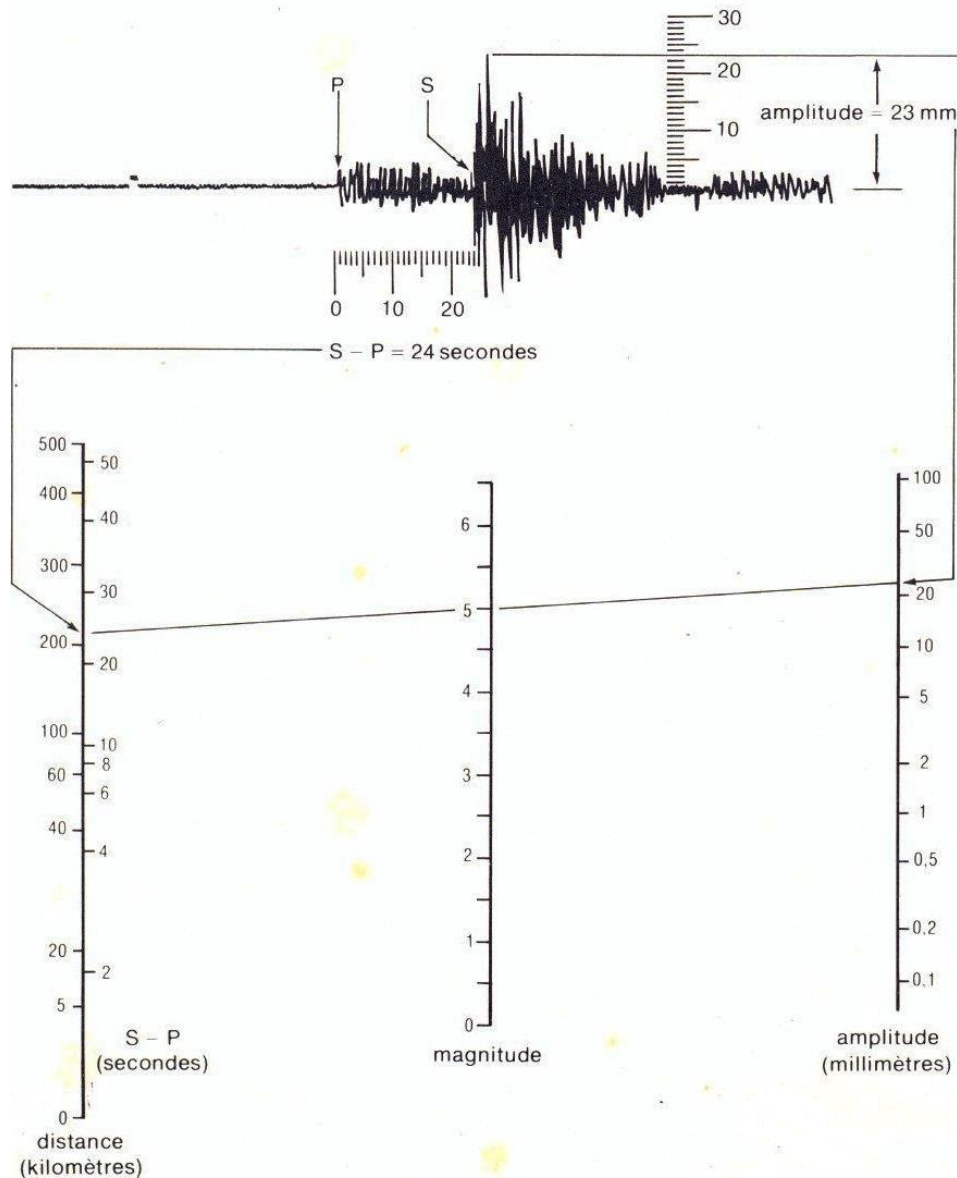
A ce jour, le plus fort séisme = 9,5 sur l'échelle de Richter (Chili).

Depuis janvier 2000, nouvelle échelle adoptée par les pays européens : EMS 98 (European Macroseismic Scale 1998).

ÉCHELLE D'INTENSITÉ DE MERCALLI		MAGNITUDE À L'ÉCHELLE RICHTER
I	Séisme perçu uniquement par quelques personnes dans des circonstances particulières; détecté seulement par des instruments très sensibles.	2
II	Perçu par quelques personnes au repos et se trouvant aux étages supérieurs; balancement d'objets suspendus.	3
III	Perçu principalement par des personnes à l'intérieur des édifices. Les automobiles stationnées peuvent bouger.	
IV	Perçu par la plupart des gens à l'intérieur des édifices et par certains à l'extérieur; suffisant pour réveiller certaines personnes. Bruits de vaisselle, fenêtres et portes.	4
V	Perçu par presque tout le monde; plusieurs personnes sont réveillées. Bris de vaisselle et de fenêtres; les objets instables sont renversés.	5
VI	Perçu par tout le monde; plusieurs personnes sont effrayées et courent à l'extérieur; quelques meubles sont déplacés; quelques morceaux de plâtre tombent et quelques dommages aux cheminées. Dommages légers.	
VII	La plupart des gens paniquent et courent à l'extérieur; dommages minimes aux constructions conçues pour les zones sismiques, de minimes à moyens chez les bonnes constructions ordinaires, importants chez les mauvaises constructions. Meubles renversés.	6
VIII	Dommages légers aux constructions conçues pour les zones sismiques, importants chez les bonnes constructions ordinaires avec des effondrements possibles, catastrophiques chez les mauvaises constructions.	7
IX	Dommages considérables aux constructions conçues pour les zones sismiques. Edifices déplacés sur leurs fondations. Fissuration du sol. Bris des canalisations souterraines.	
X	Quelques bonnes constructions en bois et la plupart des constructions en maçonnerie sont détruites. Sol fortement fissuré. Plusieurs glissements de terrain se produisent.	8
XI	Très peu de constructions en maçonnerie restent debout; rails tordus; ponts détruits. Grandes fissures dans le sol.	9
XII	Destruction quasi totale. Ondulations visibles à la surface du sol. Objets projetés dans les airs.	

1.6. Méthode de calcul de la magnitude :

**EXEMPLE DE CALCUL
DE LA MAGNITUDE RICHTER (M_L)
D'UN TREMBLEMENT DE TERRE LOCAL**



A partir d'un sismogramme :

- On mesure la distance au foyer en employant l'intervalle entre les ondes P et S, ($S-P$), ici = 24 sec.
- On mesure la hauteur de l'élongation maximale sur le sismogramme, ici elle est de : 23 millimètres,
- Enfin, on Tire une droite entre les points correspondants sur les échelles de distance (à gauche) et d'amplitude (à droite) pour obtenir la magnitude $M=5,0$.

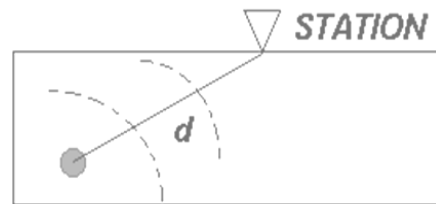
2. Localisation d'un séisme :

- Méthode de cercle :

Elle est basée sur la différence de la vitesse de propagation entre les ondes P et les ondes S.

Pour une station :

❖ temps d'arrivée de l'onde P : $t_p = t_0 + (d / V_p)$



❖ temps d'arrivée de l'onde S: $t_s = t_0 + (d / V_s)$

Différence entre les deux relations précédentes :

$$t_s - t_p = d \cdot (1 / V_s - 1 / V_p)$$

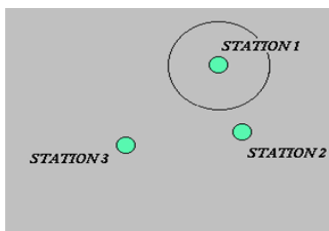
On connaît les vitesses des ondes P et S dans la croûte et on admet que :

$$(1 / V_s - 1 / V_p) = 1/8$$

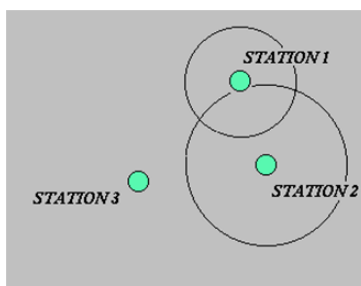
$$D'où : d = 8 * (t_s - t_p)$$

On établit des abaques et on obtient directement d en fonction de $(t_s - t_p)$.

- Triangulation :

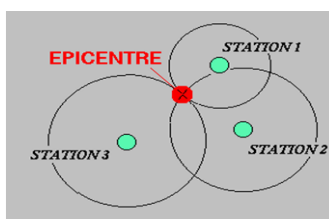


Le séisme se trouve sur le périmètre d'un cercle de **rayon d1** centré sur une première station d'enregistrement.



Avec une seconde station, on détermine la distance (**d2**) séparant cette station de l'épicentre du séisme.

Les deux points d'intersection des deux cercles définissent les deux localisations possibles de l'épicentre du séisme enregistré



Avec une troisième station, détermination de la distance (**d3**) séparant cette station de l'épicentre du séisme.

Un seul point d'intersection possible entre les trois cercles définit la **position précise** de l'épicentre du séisme enregistré.

VII. Les séismes dans le monde :

Voici une chronologie des principaux tremblements de terre enregistrés dans le monde depuis 2003 :

- ❖ 24 février 2003 : Un séisme de magnitude 6,8 sur l'échelle de Richter a fait 268 morts dans les districts de Jiashi et de Bachu de la Région autonome ouïgoure du Xinjiang, dans le nord-ouest de la Chine.
- ❖ 21 mai 2003 : Un séisme de magnitude 6,2 a secoué le nord de l'Algérie, tuant quelque 2.300 personnes et en blessant plus de 10.000 autres.
- ❖ 26 décembre 2003 : Un séisme de 6,8 sur l'échelle de Richter a tué 26.000 personnes dans la ville de Bam de la province iranienne de Kerman (sud-est).
- ❖ 24 février 2004 : 628 personnes ont été tuées et 926 autres blessées dans un séisme de magnitude 6,5 à Al Hoceima, dans le nord du Maroc.
- ❖ 26 décembre 2004 : Au moins 200.000 personnes ont été tuées ou portées disparues et des centaines de milliers d'autres sans-abri après un fort séisme de magnitude de 7,9 qui a frappé Sumatra, en Indonésie, donnant lieu à un tsunami.
- ❖ 22 février 2005 : Un séisme de 6,4 a fait plus de 600 morts et environ un millier de blessés à Zarand de la province de Kerman, dans le sud-est de l'Iran.
- ❖ 28 mars 2005 : Plus de 900 morts après un puissant séisme de magnitude de 8,5 à Sumatra, en Indonésie.
- ❖ 8 octobre 2005 : Un séisme de 7,6 a fait au moins 73.000 morts et des millions de sans-abri dans le Cachemire contrôlé par le Pakistan.
- ❖ 27 mai 2006 : Au moins 6.000 morts, 20.000 blessés et 200.000 sans-abri après un séisme de magnitude 5,9 dans les provinces de Yogyakarta et de Java central, en Indonésie.
- ❖ 17 juillet 2006 : Au moins 654 morts, 978 blessés, 329 disparus et 100.000 sans-abri dans le tsunami entraîné par un séisme de magnitude 7,3 au large de l'île indonésienne de Java.

1. Séisme d'Haïti :

Le **12 janvier 2010** à **Haïti** a été frappée d'un **tremblement de terre crustal** d'une **magnitude** de 7,0 à 7,3 survenu à 16 heures 53 minutes, heure locale. Son épicentre est situé approximativement à 25 km de **Port-au-Prince**, la capitale d'**Haïti**. Une douzaine de secousses secondaires de magnitude s'étalant entre 5,0 et 5,9 ont été enregistrées dans les heures qui ont suivi. Le bilan de ce séisme est de 230 000 morts, 300 000 blessés et 1,2 million de sans-abris.

Un second tremblement de terre, d'une magnitude de 6,1 est survenu le 20 janvier 2010 à 6 heures 3 minutes, heure locale. Son **hypocentre** est situé approximativement à 59 km à l'ouest de Port-au-Prince, et à moins de 10 kilomètres sous la surface.



Carte de localisation de l'**épïcèntr**e du séisme.

2. **Séisme du Portugal** : Victimes entre 50 000 et 100 000 morts

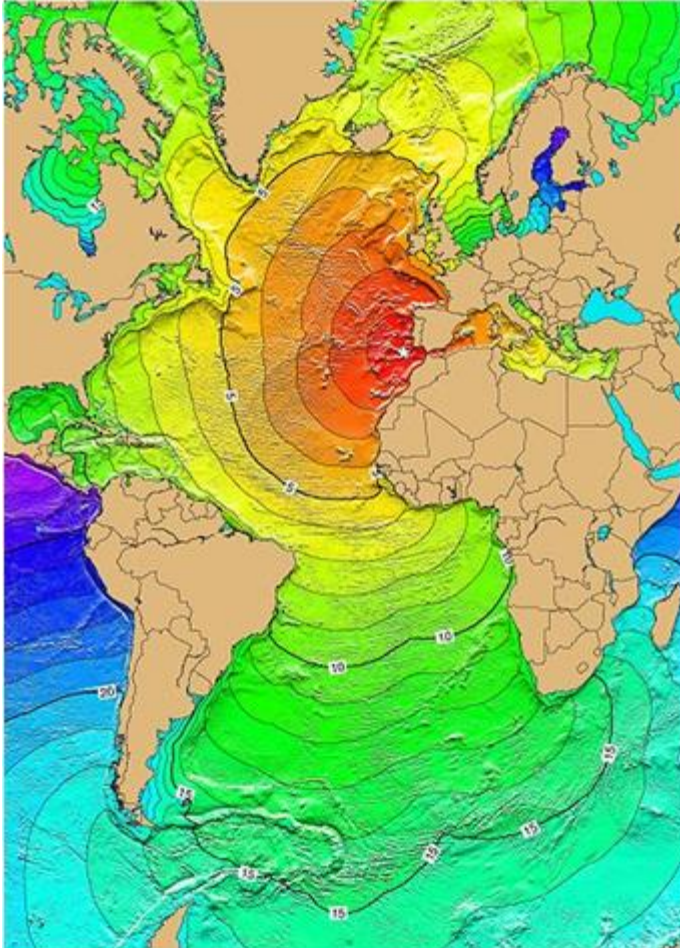
Le tremblement de terre a eu lieu à Lisbonne (Portugal), le 1^{er} novembre 1755 à 9h40 du matin.



Son **épïcèntr**e exact reste discuté, mais se situait probablement dans l'**océan Atlantique**, à environ 200 km au sud-ouest du **cap Saint-Vincent**.

Il s'agit d'un des **tremblements de terre** les plus destructeurs et les plus meurtriers de l'histoire. Selon les sources, on dénombre entre 50 000 et 100 000 victimes. La secousse fut suivie par un tsunami et des incendies, qui détruisirent la ville de Lisbonne dans sa quasi-totalité. Ce séisme, le premier à avoir fait l'objet d'études scientifiques poussées, entraîna la naissance de la sismologie moderne.

Ce séisme n'ayant pas été enregistré grâce à des sismographes, sa magnitude et son épicentre ont été calculés de manière indirecte, en fonction du contexte géologique et de la répartition des destructions. Les sismologues estiment sa magnitude entre 8,5 et 8,7 sur l'échelle de Richter.

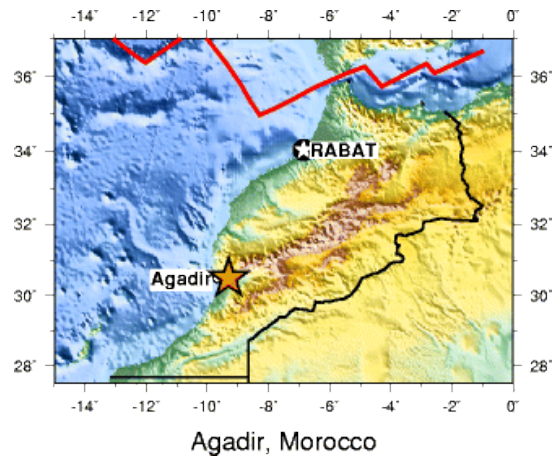


Ce tremblement de terre est considéré comme l'un des plus importants de toute l'histoire sismique de l'humanité. Il a été ressenti sur une grande partie de l'Afrique du Nord et de l'Europe occidentale. L'intensité maximale X (MSK) a été observée à Lisbonne qui fut entièrement détruite. Les dégâts au Maroc ont été considérables : plusieurs milliers de morts et plusieurs localités ont été largement détruits dont Meknès. Toutes les localités de la côte atlantique de Tanger à Agadir, ont été sévèrement touchées par les effets conjugués du séisme et du tsunami. Les violentes répliques du 18 et 19 novembre ont contribué à accentuer les dégâts, particulièrement à Meknès et à Fès. L'épicentre du séisme serait localisé au SW du cap St Vincent par 37.0°N - 10.0°W et l'intensité maximale ressentie à terre à X MSK.

L'intensité due aux effets des ondes sismiques de la secousse principale du 1/11/1755 sur la côte atlantique marocaine peut être évaluée entre VII et VIII MSK et, vraisemblablement, plus près de VII MSK entre Safi et Agadir.

3. Séismes du Maroc :

- **Séisme d'Agadir :** Ce tremblement de terre a eu lieu le 29 février 1960 à 23H40 (heure locale). La secousse dura 15 secondes et était d'une magnitude de 5,7 sur l'échelle de Richter.



Dans les quartiers de Founti, Yachech et de la Kasbah, tous les bâtiments furent détruits ou sévèrement endommagés, 95 % de la population de ces zones fut ensevelie. Dans le quartier de Talborjt, 90 % des bâtiments furent détruits ou gravement endommagés, la ville nouvelle et le front de mer ont été relativement épargnés, et détruits à 60 %.

Le séisme a fait de **12 000 à 15 000** morts, soit environ un tiers de la population, et environ 25 000 blessés.

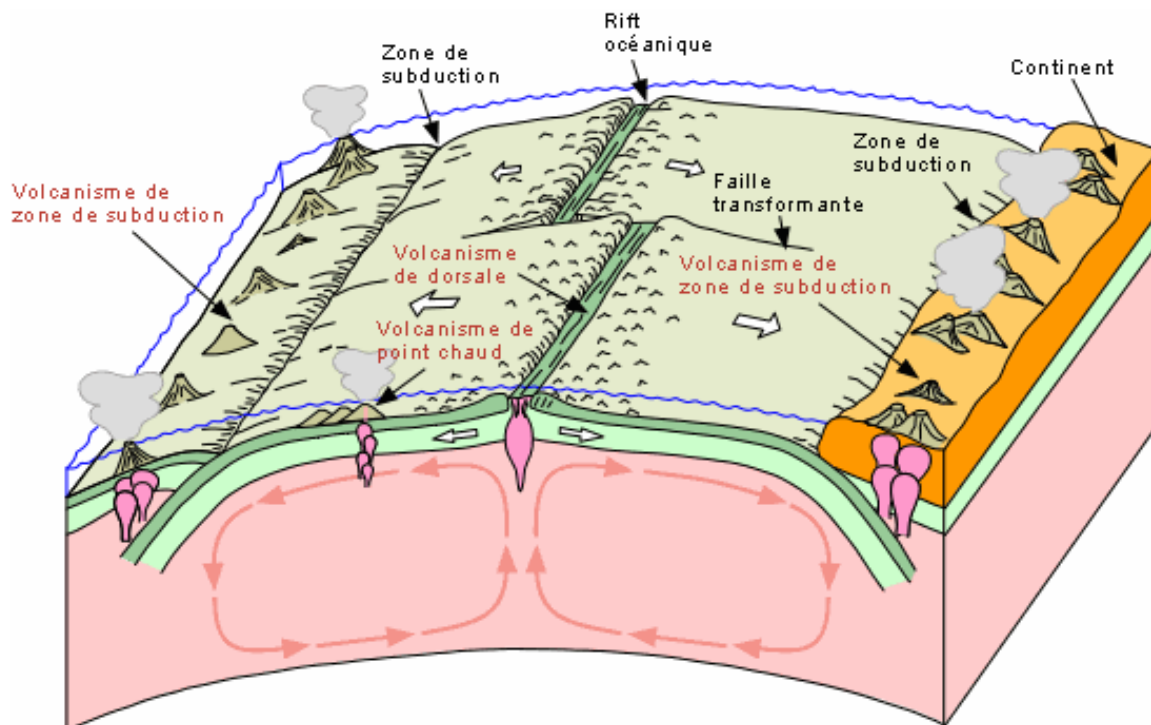
C'est le séisme le plus destructeur et le plus meurtrier de l'histoire du Maroc. C'est également le séisme de magnitude « modérée » (moins de 6) le plus destructeur du **XX^e** siècle (par opposition au séisme de Mongolie du 4 décembre 1957 qui ne fit que très peu de victimes malgré sa magnitude de 8,1). La gravité des dégâts est attribuée au fait que la secousse avait son épiceutre juste en dessous de la ville, et à la faible résistance des constructions anciennes.

- **Séisme d'Al Hoceima :** Le 24 février 2004, un séisme de magnitude **6,3** sur l'échelle de Richter dévaste la région d'Al Hoceima, sur la côte méditerranéenne du Maroc; il se produisit à 2h27 du matin, surprenant les habitants dans leur sommeil et provoquant la mort de **572** personnes.
- L'épicentre du séisme se situe à proximité des villages d'Aït-Kamra et Imzouren, à une dizaine de kilomètres au sud et sud-ouest d'Al Hoceima ; la zone touchée est vaste, elle s'étend sur 40 km de large depuis le littoral urbanisé jusqu'à environ 60 km vers le Sud-Est, dans les montagnes du rif marocain.

CHAPITRE 2 : LES VOLCANS

I. Introduction :

Les volcans ne sont pas présents partout sur le globe et n'y sont pas répartis également. Tout comme les séismes (tremblements de terre), leurs emplacements sont étroitement en relation avec les frontières des plaques tectoniques. Ils se retrouvent donc en majorité au cœur des dorsales océaniques, les **limites divergentes**, et dans les zones de subduction des plaques lithosphériques, les **limites convergentes**. Toutefois, il est possible d'en retrouver aussi à des endroits aléatoires appelés points chauds. Bref, ces trois grandes zones définissent les grandes catégories de volcans soit, le volcanisme de subduction, de dorsale et de points chauds, qui sont décrits plus bas.



II. La répartition des volcans :

1- Volcans de subduction :

Le volcanisme de subduction est observable dans deux situations. Tout d'abord, il peut se produire lors de la collision entre deux plaques océaniques, où il y a enfoncement de la plaque la plus dense, souvent la plus vieille, sous l'autre plaque. C'est de cette manière que se forme les arcs insulaires. Les volcans vont donc être visibles à la surface de l'eau.



C'est le cas, par exemple, de la fameuse Ceinture de feu autour du Pacifique. Il peut aussi y avoir une collision entre une plaque océanique et une plaque continentale. Ceci donne naissance à des arcs continentaux, des chaînes de volcans se retrouvant en marge des continents. Cela veut donc dire que c'est la plaque océanique qui entre sous la plaque continentale. La chaîne des cascades située à l'ouest de l'Amérique du nord en est une bonne illustration. Elle comprend, entre autres, le **Mont St-Helens**.

Le mécanisme de formation est par contre le même dans les deux cas. Lorsqu'une plaque s'enfonce sous l'autre, il y a un effet de "tapis roulant". Ce tapis va entraîner les sédiments riches en minéraux sous la lithosphère. Plus que ça s'enfonce, plus que la température augmente. Arrivé dans l'asthénosphère, où il fait extrêmement chaud, il y a fusion partielle de ce matériel. Par la suite, ce matériel fondu va remonter sous forme de magma à cause de la différence de densité du liquide avec la croûte terrestre. Étant donné qu'il y a plusieurs types de minéraux dans les sédiments, dépendamment de l'endroit où il y a subduction, les magmas engendrés seront de composition très variée.



Exemple : d'un volcan insulaire (île) de cette ceinture, le volcan Krakatau, qui se situe dans le détroit de Sunda entre les îles de Java et Sumatra. Le Krakatau est le résultat de la subduction de la plaque Indo-Australienne sous la plaque Eurasie.

2- Volcans de dorsale :

Le volcanisme de dorsale se produit seulement aux frontières de deux plaques divergentes. Lorsque deux plaques lithosphériques s'éloignent l'une de l'autre, il y a formation d'une dorsale océanique. C'est à cet endroit que se forme la nouvelle croûte terrestre et c'est toujours dans l'océan. Sous les plaques tectoniques, il y a un énorme réservoir de magma en fusion et, à cause de la haute température qui y règne, des cellules de convections se forment. En d'autres mots, cela veut dire que des mouvements circulaires s'opposent et tirent avec eux les plaques. Ces forces de tension vont créer des fractures dans lesquelles le magma, sous pression, va réussir à s'infiltrer. C'est d'ailleurs la raison pour laquelle les volcans de dorsales n'explorent que très rarement de façon violente puisqu'il y a un écoulement régulier de magma.





Exemple : Le volcan de Edfelle en Islande

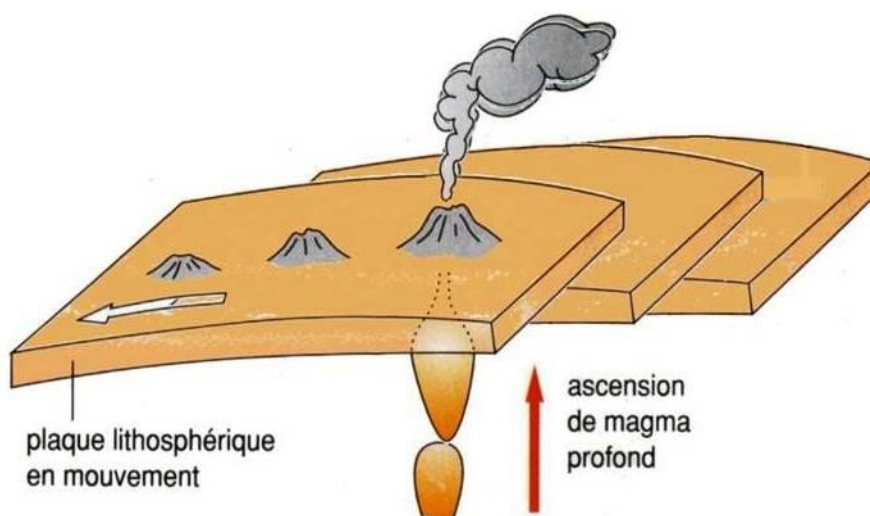
L'un des cas les plus intéressants est probablement celui de l'Islande, qui est littéralement assise sur la dorsale Atlantique Nord. Étant donné qu'elle a réussi à s'élever au-dessus du niveau de l'océan, elle est depuis longtemps un site de recherche extrêmement intéressant pour les volcanologues.

3- Volcans de points chauds :

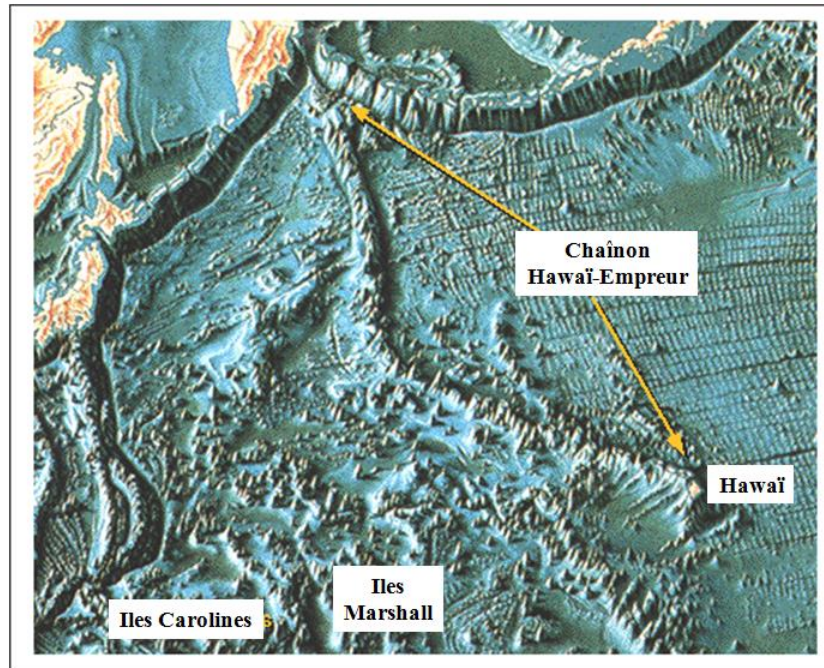
Le volcanisme de point chaud est un volcanisme intraplaque. En effet, pour des raisons encore mal connues, il se forme en certains points sous les plaques une concentration de matériel en fusion qui est éjecté un jour ou l'autre. On les retrouve le plus souvent sous les plaques océaniques formant ainsi des volcans sous-marins.

Toutefois, certains de ceux-ci seront assez gros pour percer la surface des océans en formant des îles volcaniques, comme les îles Hawaii par exemple. Les points chaud sont immobiles, c'est plutôt les plaques qui glissent par dessus comme un tapis roulant. Il y a donc formation de chaînes de volcans, où le volcan le plus vieux s'éloigne du point chaud. C'est sur ces vieux volcans que se formeront les **atolls**.

Ces chaînes constituent par le fait même une preuve de la théorie de la tectonique des plaques, par rapport à l'étalement des fonds océaniques.



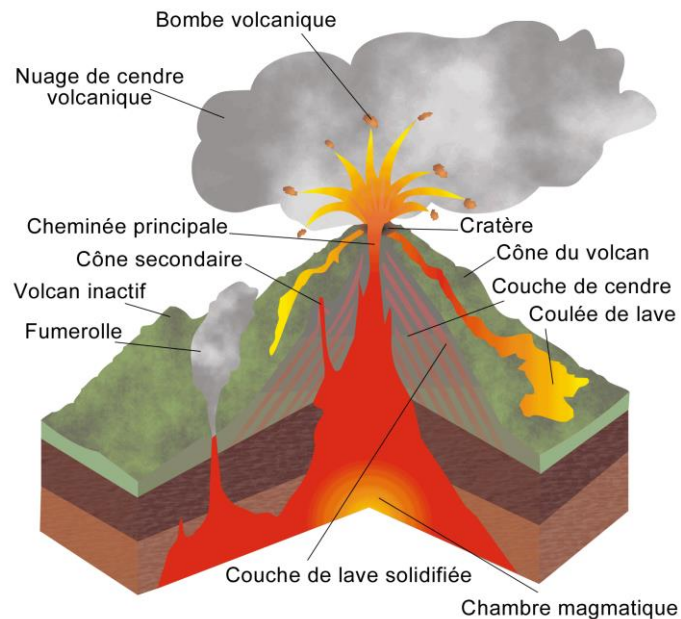
L'exemple le plus frappant et le plus connu du volcanisme de points chauds, le chaînon d'Hawaï.



4- Les Atolls :

Les atolls sont des récifs coralliens qui se sont formés après l'éruption d'un **volcan de point chaud**. Le mécanisme est assez simple. En effet, lorsqu'un volcan de point chaud perce la surface de l'océan et forme une île dans les régions tropicales, les rives deviennent un endroit propice au développement des coraux. Les eaux aux alentours sont chaudes, baignées de lumière et bien oxygénées. Il y a alors formation d'un récif corallien, ou récif frangeant. Au fur et à mesure que le plus vieux volcan dans le chaînon s'enfonce et s'érode, il y a une construction verticale de coraux qui s'installe. Les coraux vont croître à un rythme suffisant pour suivre l'enfoncement de ce volcan. Sur une longue échelle de temps, le sommet du volcan va tendre à être complètement submergé, c'est le stade d'un atoll mature. La barrière récifale forme donc un anneau qui délimite le fameux lagon bleu, un paradis tropical.

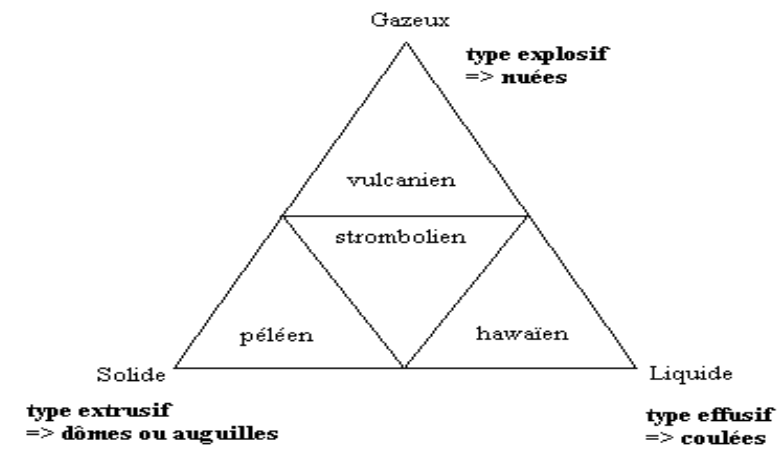
III. Structure d'un volcan :



IV. Les différents types de volcan :

Il existe différents types de volcans :

- Des volcans explosifs : quand ils sont en éruption, ils rejettent des gaz et du magma visqueux et beaucoup de gaz dissous,
- Des volcans effusifs : quand ils sont en éruption, ils rejettent des matériaux sous forme liquide : magma fluide (qui coule bien),
- Des volcans extrusifs : quand ils sont en éruption, ils rejettent des matériaux sous forme solide : bombes, pierre ponce, cendres..,



1. Les volcans explosifs :

Lors d'une éruption, du magma très visqueux remonte lentement vers la surface et se refroidit à la sortie de la cheminée, formant une masse de roches qu'on appelle le dôme. Des gaz sont éjectés sous la pression du magma et cela provoque de violentes explosions de blocs et de gaz brûlants appelés nuées ardentes.

Exemple : la montagne Pelée en Martinique. Autre type de volcan explosif : le type hydro-magmatique. Le magma monte par des fissures. En chemin, il rencontre une source où une rivière souterraine. Le magma très chaud (1200°) transforme l'eau en vapeur. Celle-ci se trouve prisonnière. Sous l'effet de la pression, il va se produire une immense explosion formant un gigantesque cratère. La source, ou la rivière, coule dans le cratère. Il va se remplir. Il se forme alors un lac dans le cratère du volcan (lac Pavin, lac St Front.) Les roches formées à partir de la lave sont du tuf volcanique. La roche de ce type de volcan est l'**andésite**.



Le mont St-Helens aux Etats-Unis
(Volcan explosif)

Les autres laves que les laves basaltiques sont classées en fonction de leur teneur en silice. Plus la teneur en silice est importante et moins la lave est fluide. Il arrive que la lave soit tellement visqueuse qu'elle obture le cratère du volcan qui, sous la poussée des gaz et de la vapeur d'eau qui provient du magma finit par exploser complètement comme le fit le Krakatoa ou seulement partiellement comme ce fut le cas du Mont St Helens.

Les éruptions explosives dites verticales se produisent généralement au sommet d'un cône volcanique avec des émissions importantes de gaz, de fumées, de vapeur d'eau, mais aussi des projections de lave, de cendres, de bombes ou de blocs, parfois gigantesques. Selon la teneur des laves en silice et en eau, on distinguera différents types d'éruption :

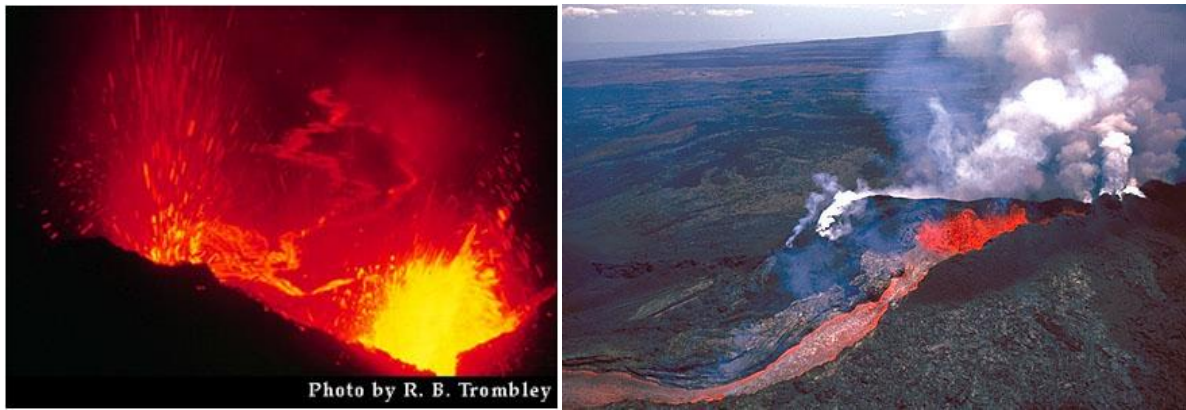
- Les éruptions magmatiques : Elles sont liées à de fortes teneurs en gaz dans le magma. Elles donnent lieu à des éruptions qualifiées de : » Stromboliennes (laves moyennement fluides).
- Les éruptions stromboliennes : alternent les phases explosives et les phases effusives. Le volcan est constitué d'une succession de couches de cendres, de bombes et de blocs et de couches formées par les coulées de lave. Ces éruptions durent de quelques jours à quelques années. Chaque nouvelle arrivée de magma à la surface fait apparaître un nouveau volcan. Le nom de ces éruptions a été donné par le Stromboli (Italie du Sud) qui est actif en permanence depuis 2500 ans. Ces éruptions sont peu dangereuses car elles produisent peu de téphra (cendres), et seulement dans un rayon de quelques centaines de mètres ou quelques kilomètres du cratère. Le panache de fumée atteint quelques centaines de mètres.



2. Les volcans effusifs :

Un volcan effusif est caractérisé par des éruptions calmes, c'est à dire que la lave est fluide et produit de longues coulées.

Par exemple : le Piton de la Fournaise se trouve sur l'île de la Réunion dans l'océan indien à côté de l'Afrique. Il a 350 000 ans et a eu 58 éruptions depuis 1931 qui ont duré chacune de 8 à 15 jours.



Le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion)

Les volcans de points chauds sont souvent des volcans effusifs. Le Piton de la Fournaise et les volcans Hawaïens sont des volcans de points chauds.

Ces volcans prennent naissance au milieu d'une plaque lithosphérique et non au bord comme les strato-volcans.

On parle de volcans intra-plaques. Ces volcans sont en général effusifs.

Ces points chauds correspondent à une remontée fixe de magma qui perce la croûte océanique ou continentale et crée un volcan. Au-dessus des points chauds, les plaques se déplacent lentement alors que le point chaud reste fixe.

L'archipel Hawaïen est constitué d'îles volcaniques, chacune formée par un même point chaud situé sous la plaque du Pacifique en mouvement. Le magma a percé la plaque lithosphérique, tel un chalumeau, en divers endroits.

Les alignements des îles de la Polynésie française dans l'océan Pacifique sud (Marquises, Gambier-Tuamotou, Société, Australes) sont également dus à l'activité de points chauds.

Citons également comme point chaud le mont Cameroun pour la plaque africaine (4070m) et l'Erebus (3794m) isolé sur l'île de Ross dans les glaces de l'Antarctique.

Mauna Loa : Volcan actif de l'île principale de l'archipel Hawaïen. C'est un volcanisme de point chaud. L'archipel Hawaïen résulte du défilement de la plaque du Pacifique au-dessus d'un point chaud fixe profond ou panache.

La lave est très fluide et s'écoule sur les pentes du volcan bouclier. Si une gouttelette de lave est projetée par une petite explosion, elle s'étire en un long filament appelé cheveux de Pelé. Ce volcanisme fait peu de victimes contrairement au volcanisme explosif.

Remarque : Les volcans Stromboliens sont à la fois explosifs et effusifs.



Un volcan strombolien a une particularité : il explose et produit des coulées de lave en même temps. Lors de l'explosion, de nombreux projectiles sont éjectés. Dans ces projections, on trouve des lapilli, des bombes, des scories, des gaz, des fumées et de la vapeur. Le mot strombolien provient d'un volcan de la Strombolie qui est une île Éolienne et qui se trouve en Italie. Le Mont Bar fait partie des volcans stromboliens. Il se trouve sur le plateau des succs

3. **Les volcans extrusifs** : type peléen

Le magma de ces volcans est très visqueux. La lave des éruptions péléennes est dense et pâteuse. Elle se solidifie complètement au contact de l'air libre. Formant un bouchon très résistant à la sortie de la cheminée, les gaz sont emprisonnés dessous le poussent et le font monter, construisant lentement un dôme de lave. De gros nuages de gaz, de cendres et de blocs incandescents, baptisés nuées ardentes, s'échappent parfois des fissures du dôme et dévalent les pentes. Quand la pression est à son maximum une explosion se produit, pulvérisant le dôme et laissant violemment échapper la lave.

Cette catégorie tire son nom de l'éruption de 1902-1904 de la Montagne Pelée, célèbre volcan de la Martinique. Comme volcan avec ce type d'éruption nous avons aussi le Lamington en Nouvelle-Guinée, le Puy de Dôme dans le Massif central, endormi depuis environ 11 000 ans, la Soufrière en Guadeloupe, parfois le Vésuve en Italie du Sud...



4. Volcanisme des dorsales :

Il existe également un volcanisme sous marin au niveau des dorsales océaniques au fond des océans. A ces endroits les plaques océaniques s'écartent et du magma s'épanche au fond des océans de part et d'autre de la dorsale.

La lave est immédiatement refroidie par de l'eau à 4°C. De plus le poids de l'eau empêche toute éruption explosive.

Ces zones où les plaques se séparent se trouvent souvent au fond des océans.

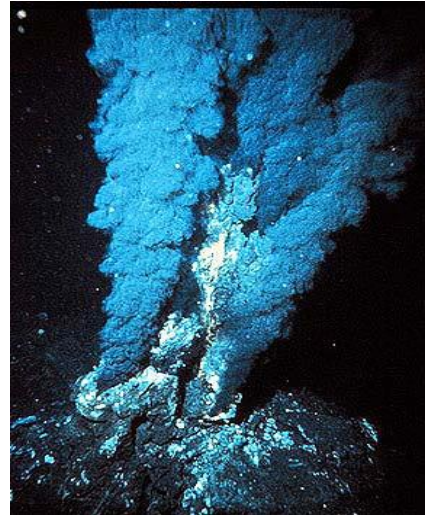
Le magma monte le long de cette fissure et la lave forme une chaîne montagneuse.

En Islande cette expansion a lieu à l'air libre.

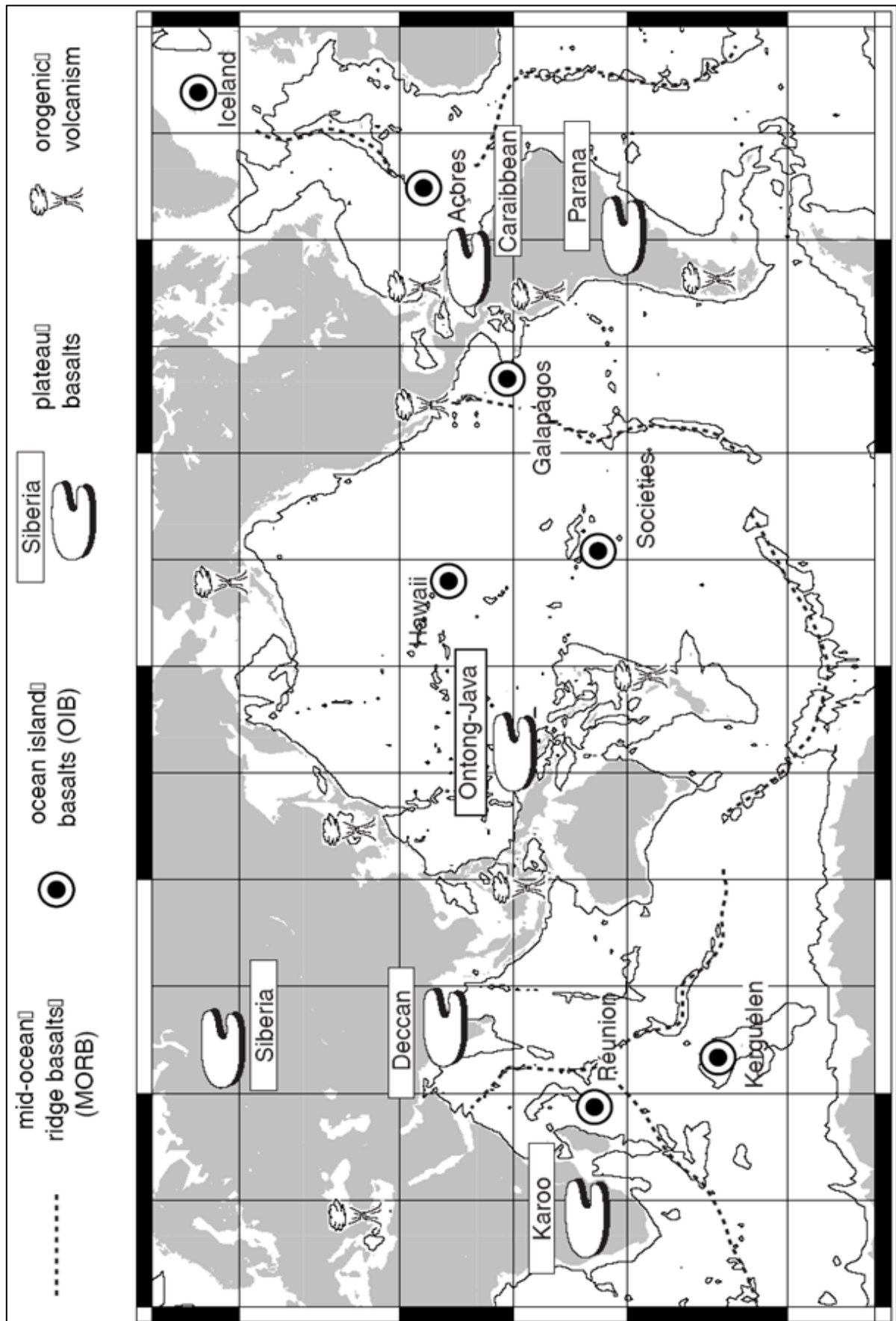


www.pmel.noaa.gov

Lave en coussin issue d'un volcan de ride médio-océanique.



Les différents types de volcanisme



CHAPITRE 3 : DERIVE DES CONTINENTS THEORIE DE WEGENER

I. Introduction :

La dérive des continents est une théorie proposée au début du siècle par le physicien-météorologue Alfred Wegener, pour tenter d'expliquer, entre autres, la similitude dans le tracé des côtes de part et d'autre de l'Atlantique, une observation qui en avait intrigué d'autres avant lui.

II. Alfred Wegener :

Alfred Wegener présente son idée de la dérive des continents en janvier 1912, puis il la développe progressivement jusqu'à sa mort, en 1930, au cours d'éditions successives de son livre *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane* (1915, 1920, 1922, 1929), en français : *La genèse des continents et des océans*.

Il n'est pas le premier à supposer une translation continentale : **Owen** (1857), **Snider-Pellegrini** (1858), **Fisher** (1882), **Pickering** (1907), **Baker** (1912) et surtout **Taylor** (1910) ont émis avant lui des idées mobilistes mais le titre de « père de la dérive » lui revient indiscutablement car il est le premier à étayer son hypothèse par un nombre considérable de « preuves » émanant de sources très diverses pour en faire une théorie scientifique cohérente.

Alfred Wegener :



Né le premier novembre 1880, à Berlin et mort en novembre 1930, au Groenland).

Il était un astronome et météorologue allemand, principalement connu pour sa théorie de la dérive des continents publiée en 1915.

Alfred est le troisième fils du pasteur Richard Wegener et de sa femme Anna (née Schwarz). Il effectua ses études au lycée de Cologne à Berlin, puis dans les universités de Heidelberg, Innsbruck et Berlin.

Il fit une thèse en astronomie sur les tables alphonsines sous la direction de Julius Bauschinger.

Ils établissent ensemble un record du monde de durée de vol en ballon dirigeable (52h et 30 minutes) sur le trajet de Berlin à Spessart en passant par le Jutland et Kattegat, profitant de cette expédition pour vérifier l'exactitude du collimateur de site depuis leur engin.

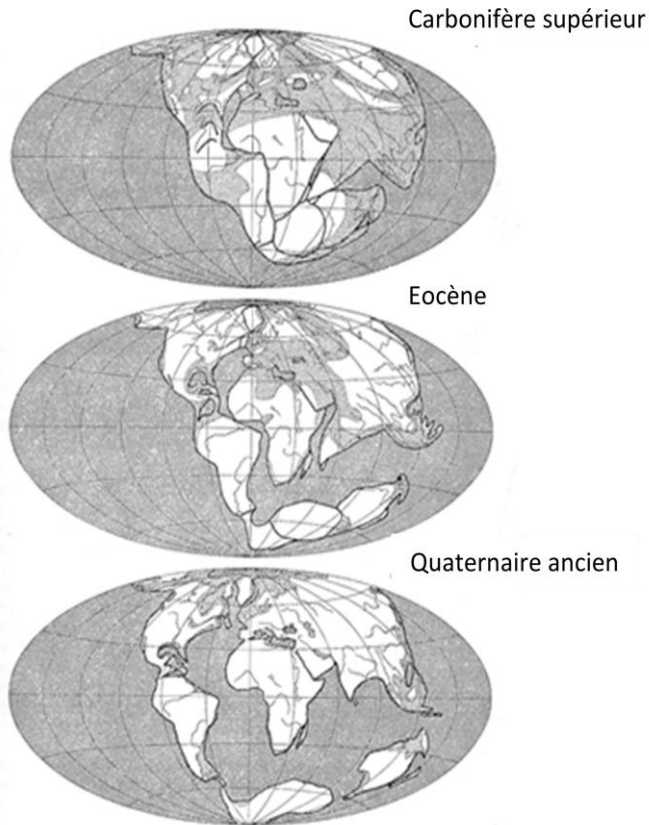
En 1906, Alfred part deux ans en expédition sur la côte nord-ouest du Groenland, avec une équipe danoise dirigée par Mylius-Erichsen, pour y effectuer des observations météorologiques. Il expérimente ainsi les techniques liées aux voyages polaires qui lui serviront dans ses expéditions ultérieures.

De retour en Allemagne, il passe en 1908 son doctorat en astronomie et météorologie à l'université de Marbourg. Il y donne des cours à partir desquels il écrit son Cours sur la thermodynamique de l'atmosphère, publié en 1911, qui sera remplacé en 1935 par un ouvrage coécrit avec Kurt mais publié à titre posthume. Il publie en 1915 la première édition de son livre La

genèse des continents et des océans (après un premier article sur La translation des continents écrit en 1912), dans lequel il propose une nouvelle théorie associant géophysique, géographie et géologie.

Cette théorie s'appuie sur des bases géologiques étayées et constitue une hypothèse cohérente et bien argumentée à quelques détails près.

Il meurt au cours d'une troisième expédition au Groenland en 1930.



Dans ce livre qui connaîtra trois autres éditions (en 1920, 1922 et 1929) et de nombreuses traductions (en français, en espagnol, en russe et surtout en anglais), il rejette le modèle de l'époque expliquant la présence des montagnes et des océans par des plissements dus au refroidissement de la Terre (selon la métaphore de la pomme ridée). Les éléments qui le poussent à chercher une nouvelle théorie sont liés à la distribution particulière des chaînes de montagnes à la surface du globe, notamment sous la forme de cordillères sur le pourtour de l'océan Pacifique et de la chaîne des Alpes se prolongeant sur le continent asiatique. Les différentes éditions représentent un travail de refonte complète des éditions précédentes en prenant en compte toutes les critiques à sa théorie.

Sa théorie s'appuie principalement sur la complémentarité qu'il constate entre les côtes et certaines structures géologiques de part et d'autre de l'océan Atlantique et sur la présence de faunes communes aux ères primaire et secondaire en Amérique et en Afrique du Sud, à Madagascar, en Inde, en Australie et dans l'Antarctique.

III. Les preuves de la dérive des continents :

Wegener ne s'appuie pas seulement sur les contradictions des théories précédentes mais il cherche à conforter son idée par toute une série de faits nouveaux. En sollicitant les différentes disciplines, il réunit tout un faisceau de « présomptions », c'est le deuxième fruit de son approche généraliste. La démonstration de son idée n'est donc pas directe, ce qui est impossible à l'époque, mais résulte d'une accumulation d'indices provenant d'observations diverses.

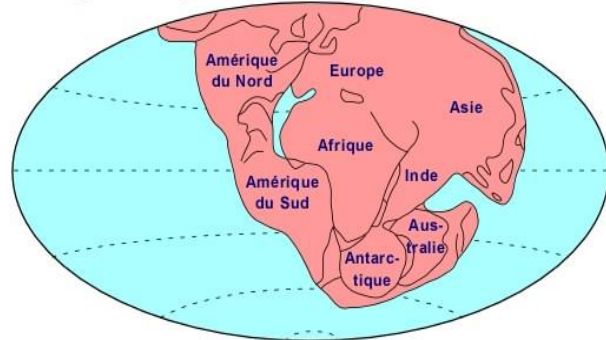
1. Parallélisme des côtes de part et d'autre de l'Atlantique :

La complémentarité apparente des côtes africaines et sud américaine, maintenant séparées par l'océan Atlantique, suggère un bloc unis autrefois. Cela suggère que ces deux ensembles constituaient deux morceaux d'un même bloc.

Position actuelle des continents



La Pangée de Wegener

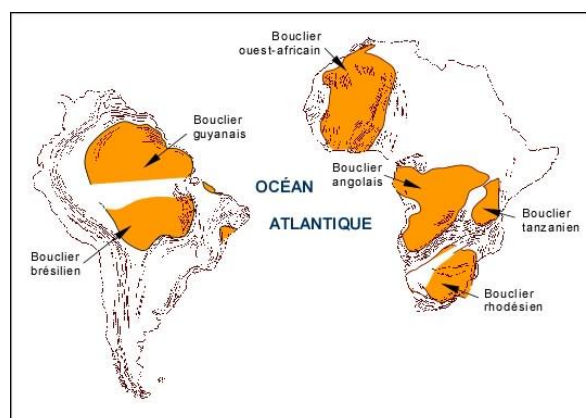


2. Preuve Géologique :

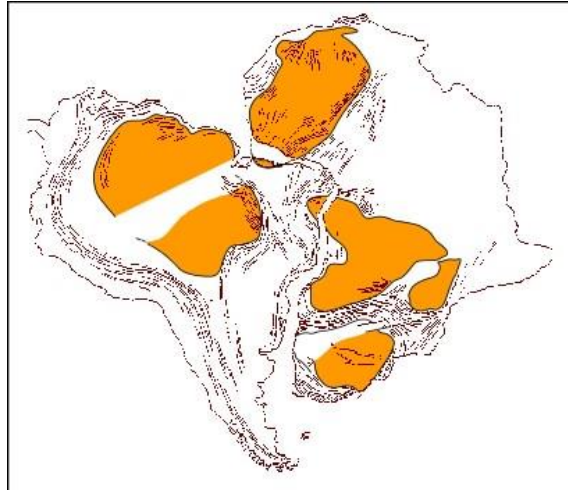
Certaines structures géologiques, comme les chaînes de montagnes, se raccordent d'un bloc à l'autre, si on les replace dans leur position initiale.

Dans le cas de la conformité des contours des continents, non seulement il y a une concordance entre les côtes, mais il y a aussi une concordance entre les structures géologiques à l'intérieur des continents, un argument lourd en faveur de l'existence du mégacontinent Pangée.

La correspondance des structures géologiques entre l'Afrique et l'Amérique du Sud appuie l'argument de Wegener. La carte ci-dessous montre la répartition, des blocs continentaux (boucliers) vieux de plus de 2 Milliards d'années, selon la géographie actuelle.

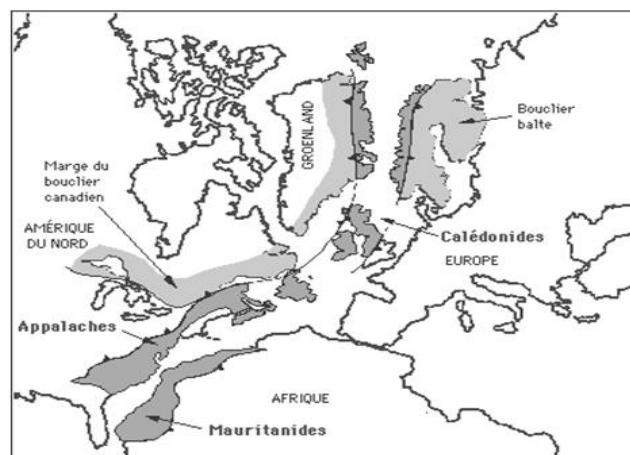


Le rapprochement des deux continents (carte ci-dessous) montre que les structures géologiques (boucliers) se rattachent entre eux (entre les deux continents), et qu'il y a aussi une certaine continuité dans le grain tectonique des chaînes plus récentes qui viennent se mouler sur les boucliers.



La correspondance des structures géologiques entre l'Amérique du Nord et l'Europe confirme aussi l'idée de Wegener.

Les trois chaînes de montagnes, Appalaches (Est de l'Amérique du Nord), Mauritanides (nord-est de l'Afrique) et Calédonides (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. 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 350 Ma.



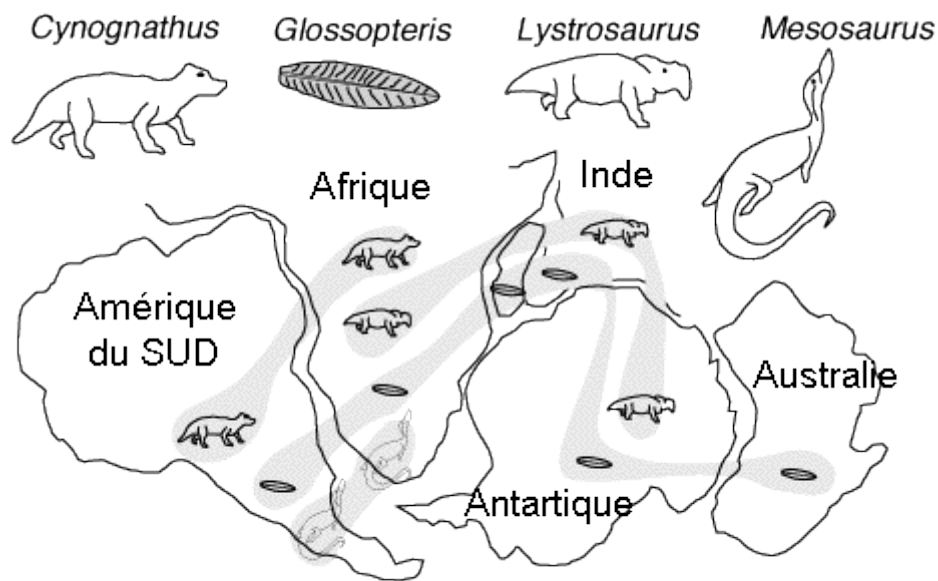
3. Preuve Paléontologique :

Les fossiles d'une même espèce furent trouvés sur de nombreux continents. Wegener proposa que l'espèce fut dispersée quand les continents étaient connectés et plus tard déplacés dans leur position actuelle quand les continents dérivèrent.

Par exemple : *Glossopteris*, une fougère, fut trouvée sur les continents de l'Amérique du sud, l'Afrique, l'Inde et l'Australie.

Si les continents sont réassemblés en la Pangée, la distribution de *Glossoptéris* peut être réduite à une zone géographique contiguë très petite.

La distribution d'autres espèces peuvent aussi être expliquées par une expansion initiale à travers la Pangée, suivie par la dislocation du supercontinent, et du mouvement des continents jusqu'à leur position actuelles.



Distribution des fossiles au sud de la Pangée

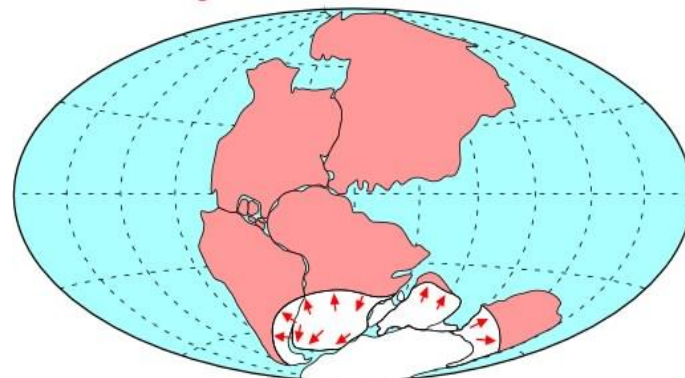
4. Preuve climatique :

La glaciation en Amérique du Sud, Afrique, en Inde et en Australie est mieux expliquée si ces continents étaient regroupés en un seul continent.

Les glaciers recouvraient tout ou partie de ces continents à la même période géologique.



La solution de Wegener



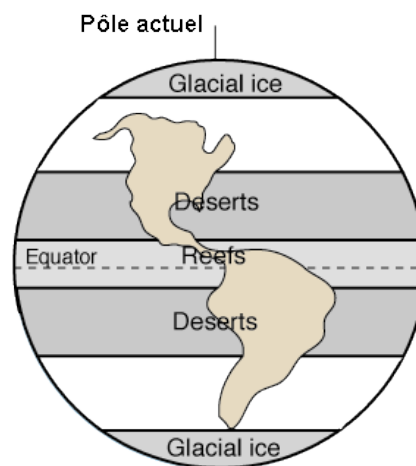
Sillons creusés par les glaciers (flèches), sont un indice de la dérive des continents. Ce schéma présente les continents dans leur position actuelle.

Si les continents étaient dans leur position actuelle, un événement majeur glaciaire aurait couvert presque tout les continents et une extension au Nord de l'équateur serait requise. Les géologues n'ont pas trouvés de traces glaciaires dans l'hémisphère Nord durant cette période géologique. En fait, durant cette période, le climat en Amérique du Nord était chaud.



La distribution des traces glaciaires peut être le mieux expliqué si les continents faisaient partis de la Pangée.

Wegener proposa que les continents fussent les uns à côté des autres durant cet épisode glaciaire. Par conséquent, l'extension des glaciers couvrait une zone beaucoup plus petite dans l'hémisphère sud et n'influença probablement pas le climat de l'hémisphère nord.



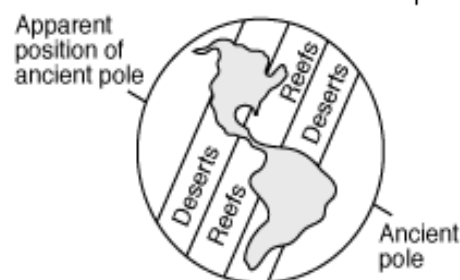
Les zones climatiques actuelles et leur signature géologique définissent une zonation relative aux pôles.

Wegener utilisa la distribution de types de roches spécifiques pour déterminer la distribution des zones climatiques dans le passé géologique.

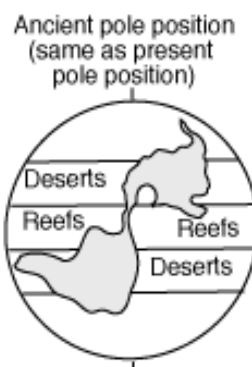
Par exemple, les striures et éraflures glaciaires dans la roche, les dunes de sable et les récifs coralliens, indiquent respectivement les pôles, les déserts et climats tropicaux. Les zones climatiques actuelles présentées sur la figure ci-dessus. Notez comment la distribution des récifs, déserts et zones polaires limitent la position des pôles de rotation terrestre actuels.

Deux interprétations possibles de la distribution de l'ancienne zonation climatique :

Soit les continents restent fixes et les pôles migrent ou



les pôles restent fixes et les continents migrent.



Utilisant la distribution des types de roche, Wegener reconstruisit la distribution des zones climatiques à des moments spécifiques des temps géologiques du passé.

Il trouva que contrairement à leur distribution actuelle, dans lesquelles ces zones sont parallèles à l'équateur, les zones passées occupaient des positions très différentes.

Ceci implique que les pôles de rotation étaient dans des localisations relatives très différentes d'aujourd'hui. Wegener proposa une interprétation différente. Il pensa que les zones climatiques restaient stationnaires et que les continents dérivèrent à différents endroits. La dérive des continents provoquant le mouvement apparent des zones climatiques.

Migration apparente du Pôle Sud géographique dans les derniers 65 Ma.



Wegener propose que les pôles restent fixes et que les continents se déplacent au cours du temps.

Wegener utilisa la distribution des zones climatiques pour déterminer la position des pôles à différentes époques dans le passé géologique.

Il trouva que les pôles de rotation paraissaient changer de position progressivement, arrivant dans leur position actuelle seulement dans le très récent passé géologique.

Le mouvement apparent dans la position des pôles au cours du temps est appelé migration des pôles. Wegener proposa une autre interprétation. Il suggère que les pôles restent stationnaires et que les continents changent leur position par rapport aux pôles.

IV. Du continent primitif au continent actuel :

1. La terre primitive :

Les premiers âges de la Terre commencent il y a environ **4.5 Milliards d'années.**

Cette planète nouvellement créée se différencie.

Ses couches se mettent en place, elle expulse ses gaz, tandis que les matériaux "lourds" s'enfoncent profondément pour former le noyau de la Terre.

Celle-ci ressemble à une grosse Lune qui se gorge d'eau progressivement par condensation.

La croûte terrestre formée de granites, de silice et de minerais de fer achève de se former.

Elle va peu à peu ressembler à la planète qui nous est familière : **la Terre.**

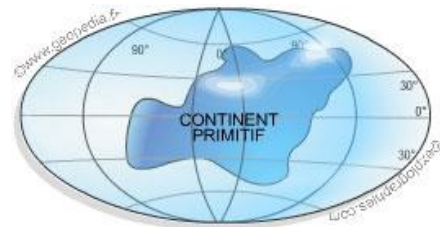
2. Au Précambrien : Il y'a environ 900 Millions d'années.

La formation des **mécanismes des plaques** s'ébauche il y a environ **2 milliards d'années.**

L'ancienneté de cette période est généralement estimée à "environ" **900 Millions d'années.**

Le **mouvement** s'est mis en place avec la constitution définitive de ses couches, dès que la croûte terrestre a pu commencer à dériver sur le manteau de la planète.

Pendant ces âges extrêmement anciens, ces terres étaient alors plus ou moins assemblées en un unique "**proto-continent**" dont on ignore tout, jusqu'à la forme.



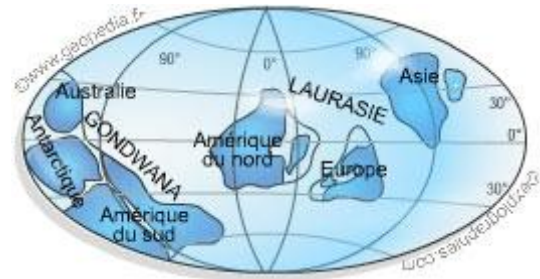
Tout ce qu'on peut imaginer, c'est que notre planète était en majeure partie recouverte d'un océan aux eaux chaudes (60 à 90°), dans lesquelles émerge ce plateau : **le continent primitif.** Celui-ci va se progressivement se diviser en deux ou trois gros blocs continentaux qui vont commencer à se déplacer. C'est le début de ce qu'on appelle : **la dérive des continents.**

3. Au Paléozoïque :

3.1. Au Cambrien : Il y'a 570 Millions d'années.

Jusqu'à l'ère primaire, les mouvements de ces plaques sont trop anciens pour qu'on imagine précisément le parcours qu'elles ont pu accomplir.

Peut-être se sont-elles assemblées et séparées plusieurs fois, aux termes de déplacements provoqués **par les phénomènes extrêmement violents** qui vont accompagner la formation de notre planète.



La rencontre des plateaux de l'Europe et de l'Amérique du Nord s'achèvent par d'importants soulèvements de massifs montagneux : c'est le **plissement Huronien**. Puis ces plaques se séparent, arrachent leurs reliefs et se divisent de nouveau.

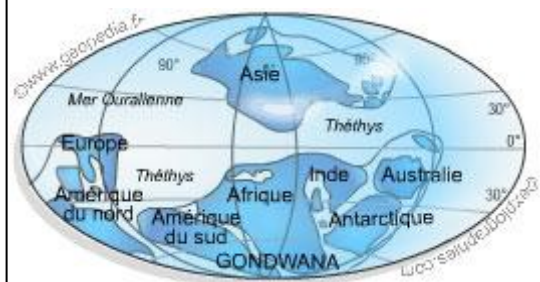
L'air va s'oxygéner, l'eau va se réchauffer, la vie va exploser. **C'est le début de l'ère Primaire**, il y a plus de **500 millions d'années**.

3.2. Au Dévonien : Il y'a 400 Millions d'années.

Les continents vont continuer à se déplacer.

En s'écartant les uns des autres, ils créent de nouvelles mers et de nouveaux océans.

Ces déplacements causent également des collisions, qui forment des reliefs.

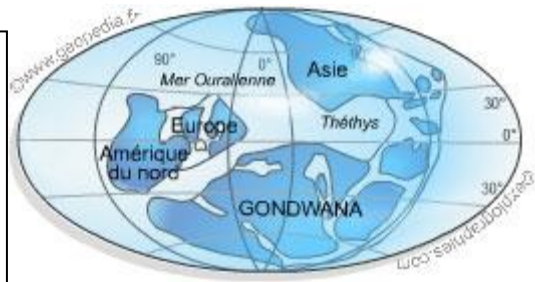


Le Dévonien est l'ère d'un nouveau plissement d'importance planétaire : le **plissement Calédonien** qui va former une nouvelle chaîne de montagne s'étendant à travers l'Amérique du Nord jusqu'à l'Ecosse et la Scandinavie. C'est la naissance du grand Massif Américain des "**Appalaches**".

A la même époque, l'Europe subit une intense activité volcanique. Les plateaux sont alors pour la plupart regroupés dans l'hémisphère sud.

3.3. Au Carbonifère : Il y'a 350 Millions d'années.

Les continents se déplacent désormais massivement vers le nord. Ces mouvements ne sont pas sans conséquence puisque de nouvelles collisions entre les plaques vont entraîner le **plissement Hercynien**.

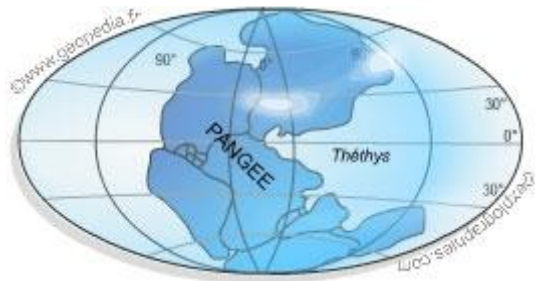


Le soulèvement de cette chaîne "**Hercynienne**" sera à l'origine des Ardennes, du massif central et des Vosges. Il surgit dans toute l'Europe de nouvelles îles séparées par des bras de mer qui vont devenir des Lagunes. Au Maroc il est à l'origine de l'Anti-Atlas.

3.4. Au Permien : Il y'a 270 Millions d'années.

La chaîne Hercynienne du carbonifère se détruit déjà sous l'érosion des éléments. Les conditions climatiques rigoureuses vont être marquées par une grande sécheresse mondiale.

Au terme de leur dérive, les continents se sont de nouveau rassemblés et permettent la diversification des espèces à travers le globe. Cette terre appelée "**Pangée**".



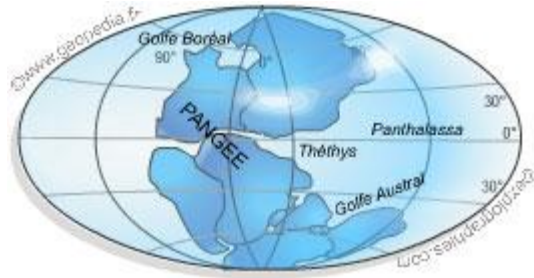
Alfred Wegener sera frappé par la concordance des bordures des continents qui semblent s'assembler comme un puzzle. Il reconstitue les contours de ces plaques, et étoffe ses théories en démontrant la présence de fossiles de **Mesosaurus** sur deux continents qui devaient autrefois être "collées": l'Afrique du sud, et l'Amérique du Sud. Cette découverte annonçait en 1912 serait la base de la théorie actuelle de la **dérive des continents**.

4. Au Mésozoïque :

4.1. Au Trias : Il y'a environ 240 Millions d'années.

Le morcellement de la Pangée va entraîner les continents vers les pôles et entraîner un net refroidissement de la planète, tout en formant des fractures volcaniques si gigantesques qu'on parlera de "**province magmatique**".

La Terre, littéralement déchirée pour former ces nouvelles plaques, sera alors plongée dans un **chaos planétaire**.



Jamais la vie n'aura été si proche de s'éteindre définitivement de notre planète. Mais elle persistera, et reprendra après cette extinction massive des espèces. Cette nouvelle donne va profiter aux grands reptiles qui vont devenir les maîtres de la Terre. C'est le début de l'ère des dinosaures.

4.2. Au Jurassique : Il y'a environ 200 Millions d'années.

L'événement majeur de l'ère secondaire sera la séparation des deux très gros continents : La **Laurasie et le Gondwana** qui commençaient à se fracturer depuis la fin de l'ère primaire. Ils vont se diviser en continents plus petits dérivant dans des directions différentes.



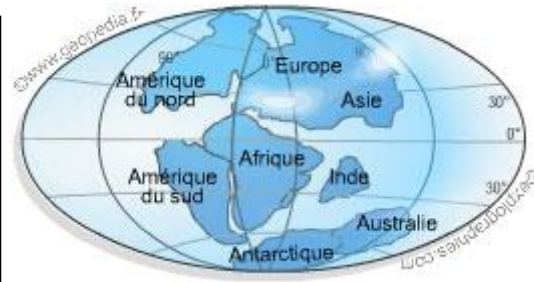
Les deux grands océans, **Théthys et Panthalassa**, qui occupent l'Est et l'Ouest du globe vont alors "transgresser", c'est à dire qu'ils vont s'étendre, profitant de l'ouverture de ces terres pour occuper cet espace libre.

C'est toute la plaque océanique qui se déplace pour former à cet endroit un plancher océanique. Ces plaques "poussent" les continents et particulièrement ceux du Nord qui vont se plisser et former de nouveaux reliefs, en Amérique du nord : la vallée du Nevada ; les Andes en Amérique du sud, et en Europe, les Alpes et les Pyrénées. En s'étendant, **Théthys** va aussi donner naissance à de nouvelles mers : l'océan Atlantique et la mer Méditerranée.

4.3. Au Crétacé : Il y'a environ 135 Millions d'années.

A la fin de l'ère secondaire, la surface de la terre va nettement se découper en "**petites**" plaques.

Ces océans et ces nouveaux continents vont alors abandonner leurs noms anciens. Le Crétacé amorce l'ère nouvelle de la Terre qui va presque se présenter telle que nous la connaissons aujourd'hui.



Le crétacé, l'ère de la Craie. C'est encore l'âge d'or des dinosaures qui vivent leurs dernières heures. Bientôt un nouveau cataclysme planétaire va bouleverser l'équilibre écologique et faire disparaître près de 40% des espèces vivantes.

5. Au Cénozoïque :

❖ Au Paléocène : Il y'a environ 65 Millions d'années.

Après la grande extinction du secondaire, qu'on appelle aussi "la disparition des dinosaures" (ou crise KT), la morphologie de la planète va peu à peu prendre sa forme actuelle.



On va pouvoir observer la place de l'Inde, de l'Australie, des Amériques, de l'Afrique... Une terre qui ressemble presque à celle qu'on connaît, mais pas tout à fait.

L'Europe aussi va se transformer et naître des avancées et des retraits successifs de la mer qui laisse derrière-elle d'immenses dépôts de calcaire et de gypse.

6. Pendant le Quaternaire :

Cette courte période qui nous sépare du tertiaire durera à peine 2 millions d'années.



L'Afrique, l'Inde et l'Australie ont convergé depuis l'ère tertiaire vers l'Eurasie pour former des reliefs spectaculaires.

L'Himalaya va naître de cette collision et toute la région, des îles du pacifique, de la chine, de l'Inde, et de l'Indonésie vont subir et subissent encore les conséquences de ce choc brutal entre les plaques.

A l'Ouest les deux **plaques Américaines** vont **se rencontrer**. En se déplaçant, elles vont heurter un continent "invisible" : la plaque océanique du Pacifique. Cette collision entre les fonds marins et les plaques continentales des Amériques, ou plutôt, ce glissement de ces deux plaques l'une contre l'autre va accentuer les reliefs de la cordillère des Andes et déchirer la côte Californienne qui va devenir une région très sensible aux tremblements de terre.

CHAPITRE 4 : TECTONIQUE DES PLAQUES

I. Introduction :

La théorie de la dérive des continents reçut un accueil plutôt hostile. Il fut traité de charlatan par les géologues et géophysiciens.

Les objections les plus sérieuses concernaient les mécanismes mêmes de la dérive des continents.

Wegener suggérait un glissement des blocs continentaux sur les matériaux constituant les fonds océaniques (à la manière des îles flottantes sur la crème anglaise), sous l'effet de forces liées à la rotation de la Terre. Mais ni le comportement des roches, ni les forces évoquées n'apparaissaient compatibles avec de tels mouvements.

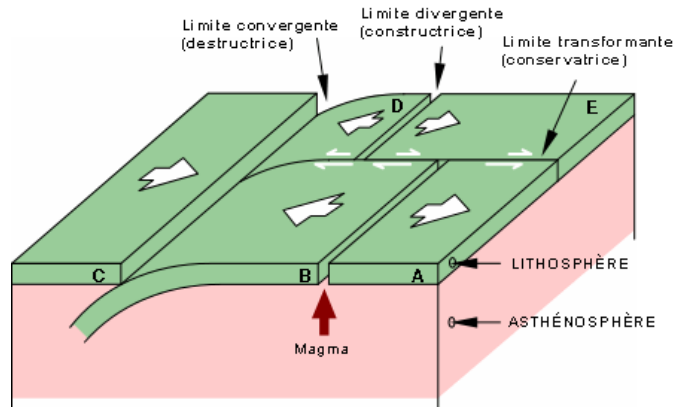
Le modèle fut ainsi oublié jusque dans les années 1950. Le développement de l'exploration des océans (océanographie), l'observation des dorsales océaniques, l'exploration des fosses océaniques (père Piccard record profondeur dans la fosse des Mariannes) fit alors émerger un nouveau modèle mobiliste, expliquant les mêmes faits, mais avec des mécanismes tout à fait différents : c'est le modèle de **la tectonique des plaques**.

La **tectonique des plaques** (qui complète la théorie appelée *dérive des continents*) est une théorie scientifique qui propose que les déformations de la lithosphère soient reliées aux forces internes de la terre.

Elle est l'expression en surface de la convection qui se déroule dans le manteau terrestre.

Ces déformations se traduisent par le découpage de la lithosphère en un certain nombre de plaques rigides qui bougent les unes par rapport aux autres en glissant sur l'asthénosphère.

Les conséquences de tous ces mouvements de plaques se concrétisent au travers des activités sismique et volcanique.



Ces mouvements définissent trois types de frontières entre les plaques :

1) les frontières **divergentes** : là où les plaques s'éloignent les unes des autres et où il y a production de nouvelle croûte océanique; ici, entre les plaques A et B, et D et E;

2) les frontières **convergentes** : là où les plaques entrent en collision, conséquence de la divergence; ici, entre les plaques B et C, et D et C;

3) les frontières **transformantes** : lorsque les plaques glissent latéralement les unes contre les autres le long de failles; ce type de limites permet d'accommoder des différences de vitesses dans le déplacement de plaques les unes par rapport aux autres, comme ici entre A et E, et entre B et D, ou même des inversions du sens du déplacement, comme ici entre les plaques B et E.

II. Les plaques tectoniques (ou plaques lithosphériques) :

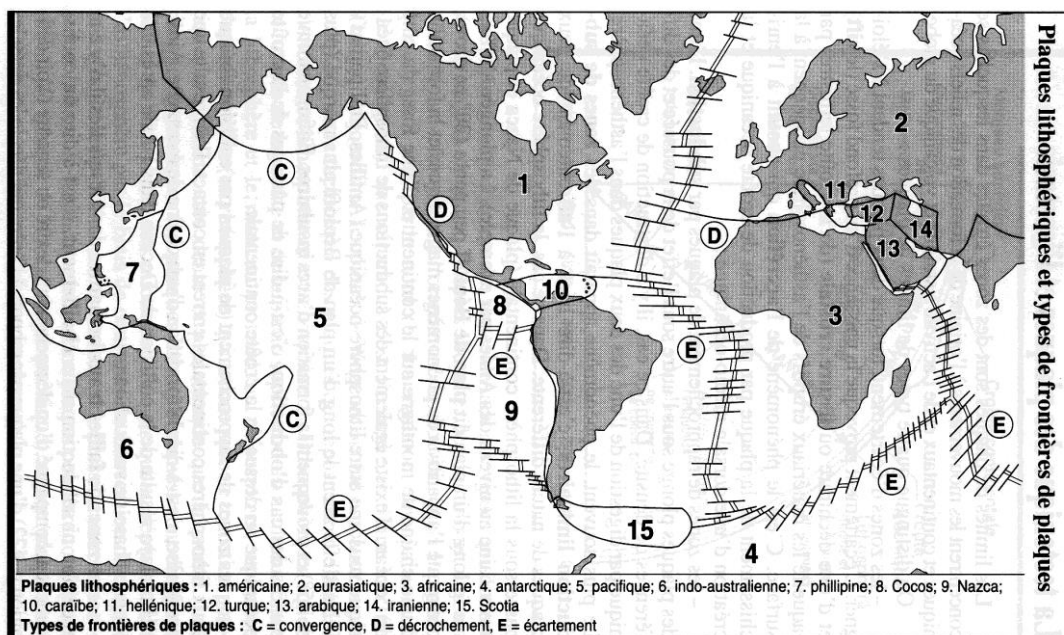
Ce sont des fragments de lithosphère, des calottes sphériques qui se déplacent sur l'asthénosphère par le biais de courants de convection.

Les plaques lithosphériques se répartissent de la façon suivante :

- **7 plaques principales :** Ces sept plaques forment la majeure partie des continents et de l'océan Pacifique. Ces plaques sont :
- **plaque africaine,**
 - **plaque antarctique,**
 - **plaque australienne** (parfois intitulée indo-australienne ou australo-indienne),
 - **plaque eurasienne,**
 - **plaque nord-américaine,**
 - **plaque pacifique,**
 - **plaque sud-américaine.**

➤ **7 plaques secondaires** : Ces plaques plus petites sont généralement mentionnées sur les cartes tectoniques mais, à l'exception de la plaque arabique, elles ne possèdent par une superficie significative de terres émergées. Ces plaques sont :

- *plaque arabique,*
- *plaque caraïbe,*
- *plaque de Cocos,*
- *plaque Juan de Fuca,*
- *plaque de Nazca,*
- *plaque philippine,*
- *plaque Scotia,*
- *Plaque turque,*
- *Plaque Iranienne.*



Une plaque peut être totalement océanique (plaque de Nazca, plaque Pacifique), mixte (plaque africaine ou eurasienne) ou continentale (plaque iranienne).

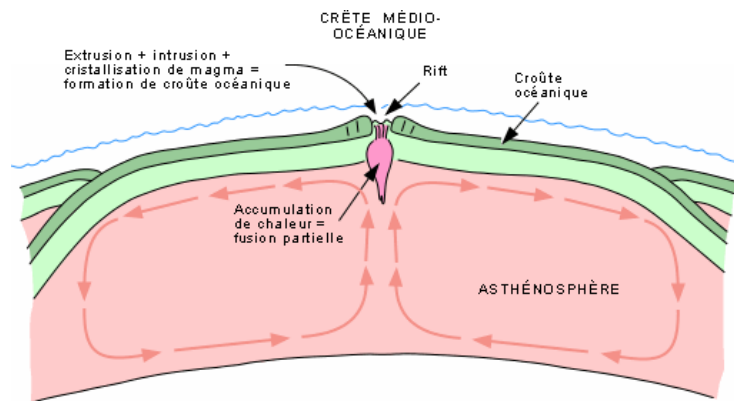
III. Les frontières entre plaques et types de mouvements :

1. Les frontières divergentes :

Correspondent aux zones d'écartement ou limites divergentes lorsque deux plaques tendent à s'éloigner.

1.1. Formation d'un océan (rifting):

L'écartement provoque la naissance d'un profond fossé ou rift et d'une déchirure ou fissure crustale (de la croûte terrestre) par laquelle les matériaux éruptifs de l'asthénosphère parviennent à la surface. C'est le phénomène de l'accrétion qui aboutit à l'enrichissement de la plaque par production de croûte océanique et la création d'une dorsale médio-océanique.



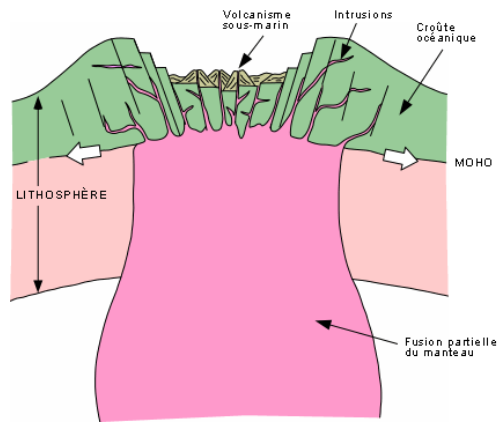
Il existe un flux de chaleur qui va du centre vers l'extérieur de la terre, un flux causé par la désintégration radioactive de certains éléments chimiques dans le manteau et qui engendre des cellules de convection dans le manteau plastique (asthénosphère).

A cause de cette convection, il y a concentration de chaleur en une zone où le matériel chauffé se dilate, ce qui explique le soulèvement correspondant à la dorsale océanique.

La concentration de chaleur conduit à une fusion partielle du manteau qui produit du magma.

La convection produit, dans la partie rigide de l'enveloppe de la terre (lithosphère), des forces de tension qui font que deux plaques divergent; elle est le moteur du tapis roulant, entraînant la lithosphère océanique de part et d'autre de la dorsale.

Entre ces deux plaques divergentes, la venue de magma crée de la nouvelle croûte océanique.



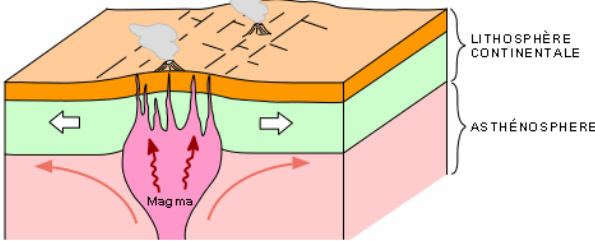
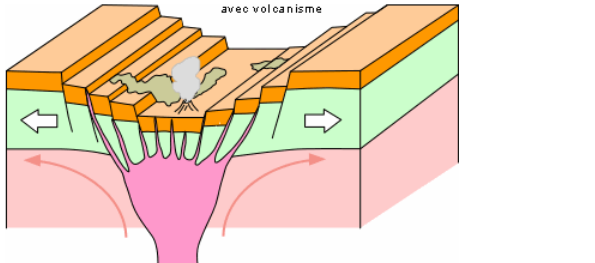
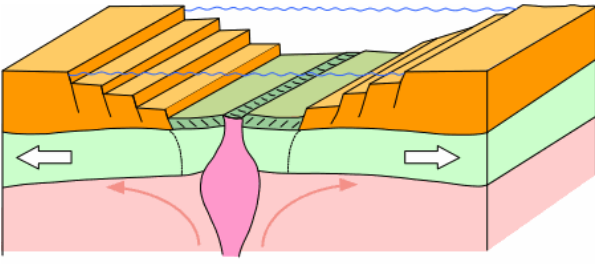
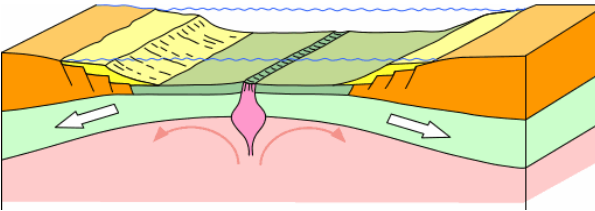
Gros plan de la zone de divergence.

L'étalement des fonds océaniques crée dans la zone de dorsale, des tensions qui se traduisent par des failles d'effondrement et des fractures ouvertes, ce qui forme au milieu de la dorsale, un fossé d'effondrement qu'on appelle un rift océanique.

Le magma produit par la fusion partielle du manteau s'introduit dans les failles et les fractures du rift. Une partie de ce magma cristallise dans la lithosphère, alors qu'une autre est expulsée sur le fond océanique sous forme de lave et forme des volcans sous-marins. C'est ce magma cristallisé qui forme de la nouvelle croûte océanique à mesure de l'étalement des fonds.

C'est donc ainsi qu'il se crée perpétuellement de la nouvelle lithosphère océanique au niveau des frontières divergentes, c'est-à-dire aux dorsales médio-océaniques. Ce sont ces processus qui expliquent comment s'est formé un océan comme l'Atlantique.

les quatre étapes de la formation d'un océan :

<p>Amorce d'un rift continental.</p> <p>Bombement et fracturation. Début de volcanisme</p> 	<p>L'accumulation de chaleur sous une plaque continentale cause une dilatation de la matière qui conduit à un bombement de la lithosphère. Il s'ensuit des forces de tension qui fracturent la lithosphère et amorcent le mouvement de divergence conduit par l'action combinée de la convection mantellique et la gravité. Le magma viendra s'infiltrer dans les fissures, ce qui causera par endroits du volcanisme continental; les laves formeront des volcans ou s'écouleront le long des fissures. Un exemple de ce premier stade précurseur de la formation d'un océan est la <u>vallée du Rio Grande</u> aux USA.</p>
<p>Rift continental.</p> <p>Rift continental avec volcanisme</p> 	<p>La poursuite des tensions produit un étirement de la lithosphère; il y aura alors effondrement en escalier, ce qui produit une vallée appelée un rift continental. Il y aura des volcans et des épanchements de laves le long des fractures. Le <u>Grand Rift africain</u> en Afrique orientale en est un bon exemple.</p>
<p>Premier plancher océanique - Mer linéaire.</p> 	<p>Avec la poursuite de l'étirement, le rift s'enfonce sous le niveau de la mer et les eaux marines envahissent la vallée. Deux morceaux de lithosphère continentale se séparent et s'éloignent progressivement l'un de l'autre. Le volcanisme sous-marin forme un premier plancher océanique basaltique (croûte océanique) de part et d'autre d'une dorsale embryonnaire; c'est le stade de mer linéaire, comme par exemple la <u>Mer Rouge</u>.</p>
<p>Océan de type Atlantique</p> 	<p>L'élargissement de la mer linéaire par l'étalement des fonds océaniques conduit à la formation d'un océan de type <u>Atlantique</u>, avec sa dorsale bien individualisée, ses plaines abyssales et ses plateaux continentaux correspondant à la marge de la croûte continentale. Les dorsales océaniques constituent des zones importantes de dissipation de la chaleur interne de la Terre.</p>

1.2. Enregistrement du champ magnétique :

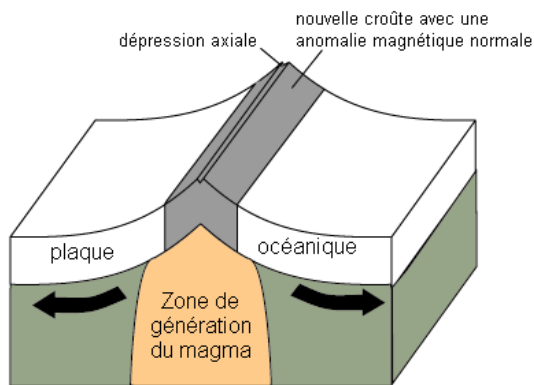
Cet enregistrement fournit des informations sur le comportement passé du champ magnétique de la Terre et l'emplacement des plaques tectoniques passées.

Les enregistrements des renversements géomagnétiques sont conservés dans des séquences des roches volcaniques issues de la dorsale.

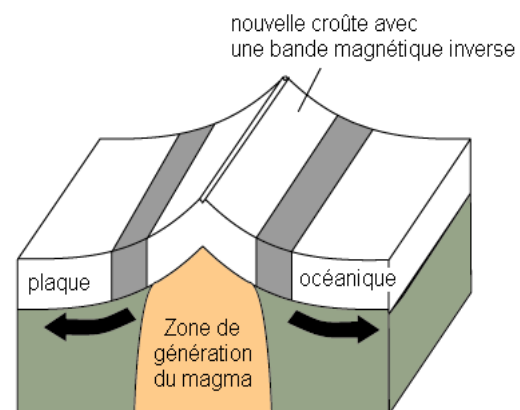
L'étude de ces enregistrements (dites anomalies magnétiques) s'appelle : le Paléomagnétisme.

Les anomalies magnétiques sont utilisées depuis quarante ans (Vine & Matthews, 1963) pour dater les fonds océaniques. Le succès de cette méthode repose sur le fait que :

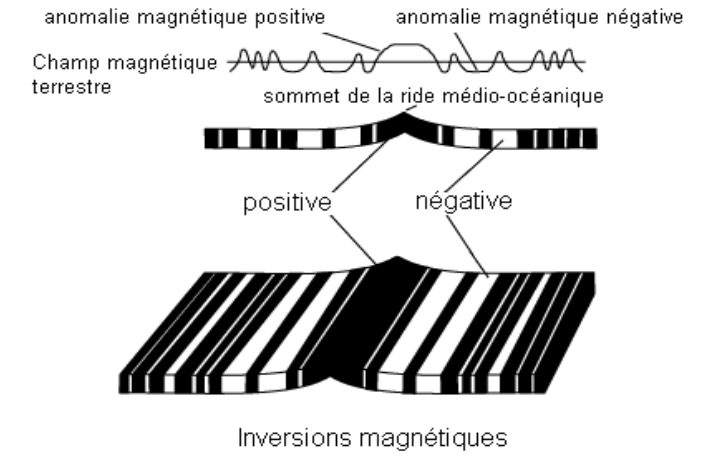
- ❖ le champ géomagnétique s'inverse de manière irrégulière au cours des temps géologiques;
- ❖ la croûte océanique se forme assez régulièrement à l'axe des dorsales océaniques;
- ❖ les roches de cette croûte, et notamment les basaltes extrusifs, acquièrent lors de leur refroidissement une aimantation rémanente de même polarité et de même direction que le champ magnétique ambiant.



En se solidifiant, le magma le long de l'arrête de la plaque océanique fossilise le champ magnétique terrestre du moment. Dans ce cas, le nord magnétique est orienté vers le nord de l'hémisphère.



Si le pôle magnétique est dans l'hémisphère sud, la roche enregistre une anomalie magnétique inverse.



1.3. Rift avorté :

Il arrive parfois qu'une plaque tectonique soit fragmentée par la remontée du manteau supérieur résultant d'un flux thermique (mouvements de convection) anormalement élevé.

La croûte continentale est alors étirée et s'effondre; si le mouvement cesse le processus appelé rift avorte (c'est vraisemblablement ce qui s'est produit dans le cas de la plaine du Rhin au nord de Bâle). Si le mouvement perdure, la croûte continentale va se rompre totalement. Il se forme alors une dorsale médio-océanique provoquant l'expansion du domaine océanique.

Exemple : Le cas du Haut-Atlas (Maroc) :

Le domaine atlasique s'intègre au complexe des chaînes alpines (s.l.) périméditerranéennes. Son évolution structurale est liée à l'ouverture de l'Atlantique central et à l'histoire de la Téthys occidentale.

Le Haut Atlas (chaîne intracontinentale) résulte en fait de la restructuration au cours du Cénozoïque d'un « Proto-Rift » ou rift avorté, atlasique surtout actif au cours du Jurassique inférieur et ouvert vers l'ENE en direction de la Téthys occidentale.

2. Les frontières convergentes :

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.

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.

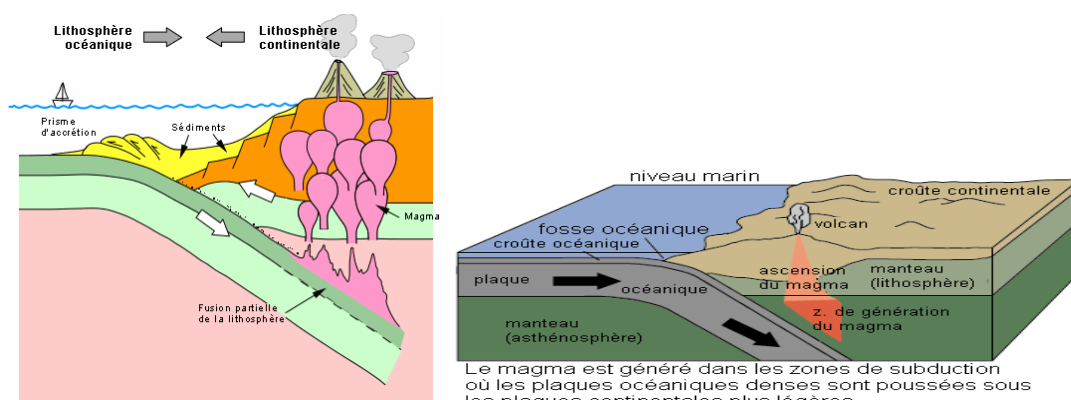
Les résultats (séismes, volcans, chaînes de montagnes, déformations;...) sont différents selon la nature des plaques (océaniques ou continentales) qui entrent en collision.

Ainsi, On distingue trois types de zones de rapprochement (collision) de plaques :

2.1. Zones de convergence de deux plaques de type différent :

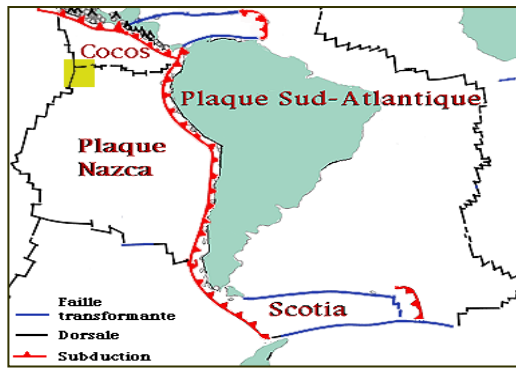
Le plus souvent, le phénomène apparaît dans des zones de subduction liminaires, c'est-à-dire liées à l'affrontement de deux plaques de nature différente.

L'une des plaques plonge sous l'autre sous l'effet de la poussée et des différences de densité. C'est le cas de 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.



Il résulte de cet affrontement une chaîne de montagne volcanique sur le continent (les Rocheuses et la Cordillère des Andes) et d'une fosse du côté de l'océan.

Exemple : plaque Nazca et plaque sud-américaine



La plaque tectonique Nazca (entre autres) plonge sous le continent sud-américain. Cette subduction explique le soulèvement des Andes.

Les basaltes de la plaque océanique et les sédiments du plancher océanique s'enfoncent dans du matériel de plus en plus dense.

Rendue à une profondeur excédant les 100 km, la plaque est partiellement fondue. 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).

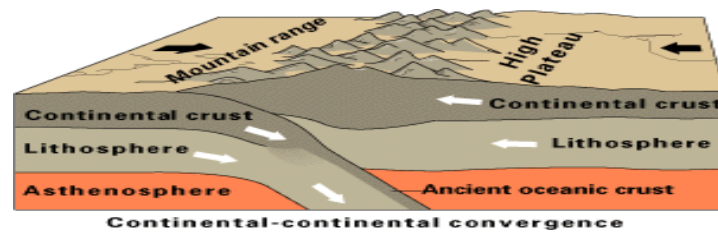
De bons exemples de cette situation se retrouvent sur la marge du Pacifique-Est :

- comme les volcans de la **Chaîne des Cascades** (*Cascade Range*) aux USA (incluant le Mont St. Helens) 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.

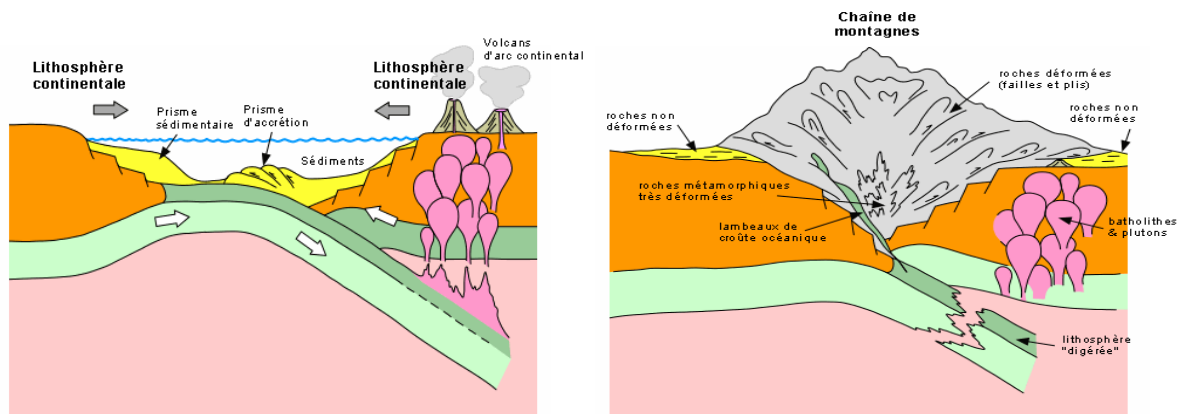
Dans une phase avancée de la collision, le matériel sédimentaire qui se trouve sur les fonds océaniques et qui est transporté par le tapis roulant vient se concentrer au niveau de la zone de subduction pour former un prisme d'accrétion.

2.2. Zones de convergence de deux plaques de type continental :

Lorsque deux plaques lithosphériques continentales entrent en contact et se collisionnent (fermeture d'océan, ce fut le cas pour la mer Téthys). L'espace océanique se refermant au fur et à mesure du rapprochement des deux plaques continentales, le matériel sédimentaire du plancher océanique, plus abondant près des continents, et celui du prisme d'accrétion se concentrent de plus en plus; le prisme croît.



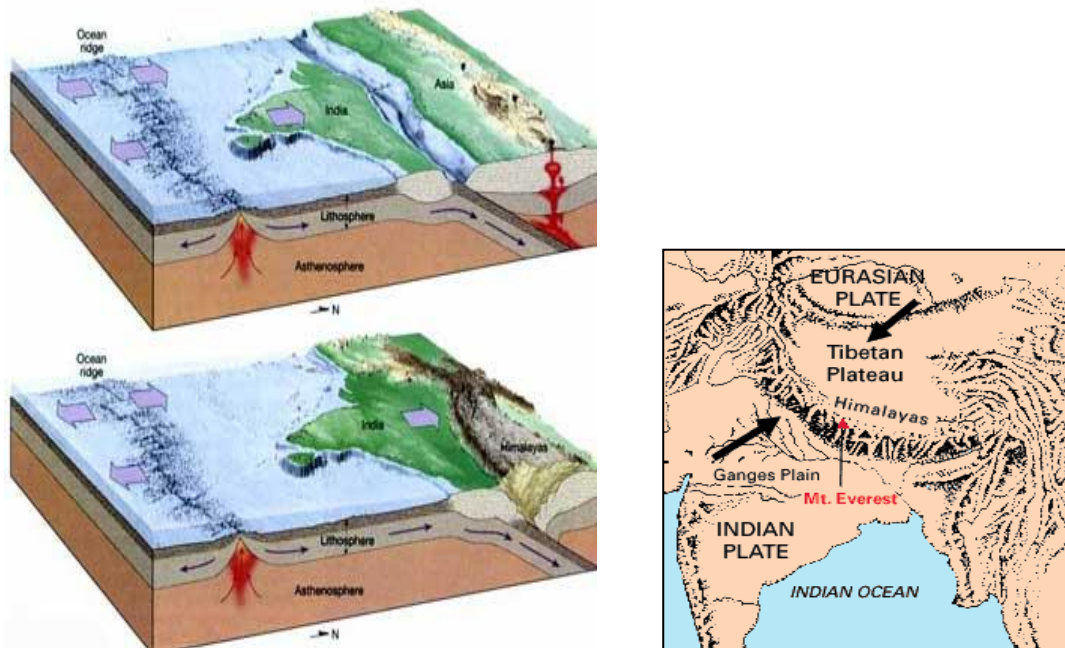
Il en résulte une orogénèse, c'est-à-dire la formation d'une chaîne de montagne. Les Alpes ou l'Himalaya résultent d'une telle collision.



Lors de la collision des deux plaques, 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.

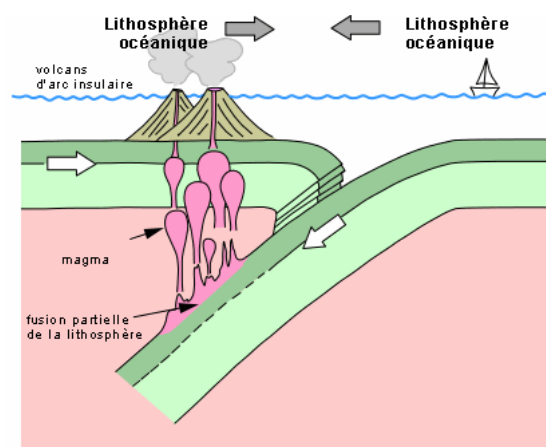
Tout le matériel sédimentaire est comprimé et se soulève pour former une chaîne de montagnes où les roches sont plissées et faillées. Des lambeaux de la croûte océanique peuvent même être coincés dans des failles. C'est la soudure entre deux plaques continentales pour n'en former qu'une seule.

Exemple : Chaîne des Himalaya



2.3. Zones de convergence de deux plaques de type océanique :

Dans le cas de la convergence entre deux plaques océaniques (collision), une des deux plaques (la plus dense, généralement la plus vieille) s'enfonce sous l'autre pour former une zone de subduction.



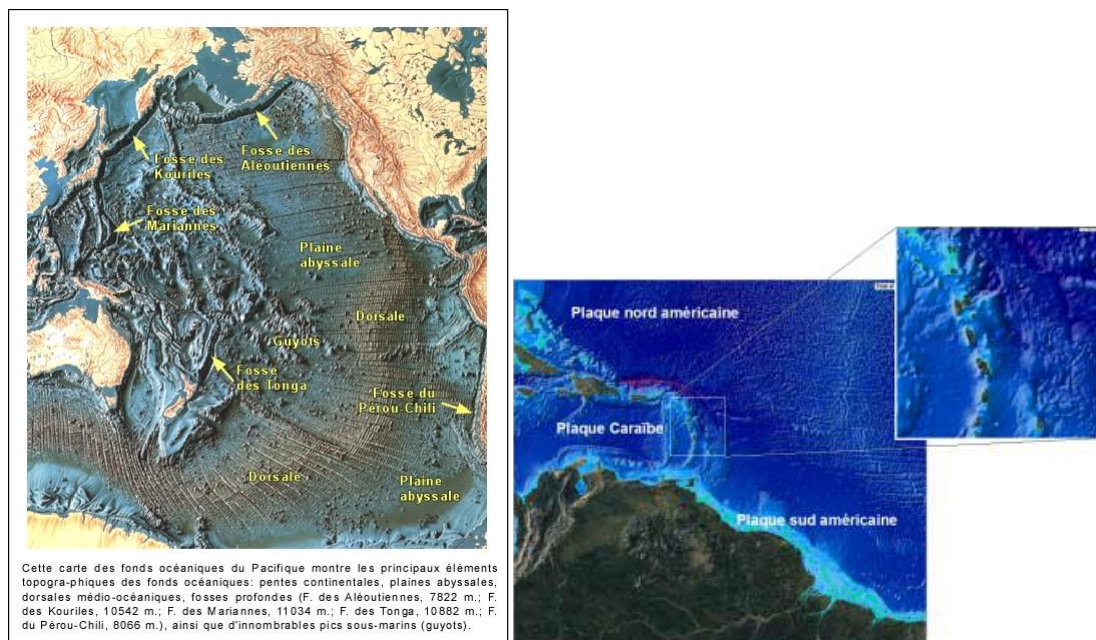
Le matériel moins dense (moins chaud, $d \sim 3,2$) s'enfonce dans du matériel plus dense (plus chaud, $d \sim 3,3$).

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.

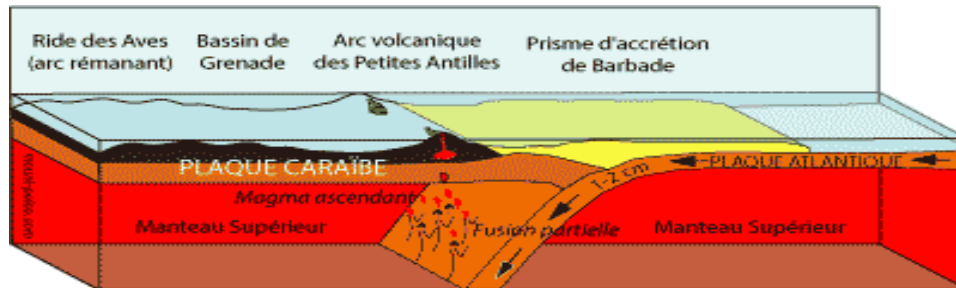
Une grande partie de ce magma reste emprisonnée dans la lithosphère, mais une partie est expulsée à la surface, produisant des volcans sous la forme d'une série d'îles volcaniques (arc insulaire volcanique) sur le plancher océanique.

Exemple :

- Dans le Pacifique-Ouest : les grandes fosses des Mariannes, de Tonga, des Kouriles et des Aléoutiennes, chacune possédant leur arc insulaire volcanique,
- Dans l'Atlantique : la fosse de Puerto Rico ayant donné naissance à l'arc des Antilles bordant la mer des Caraïbes.



La plaque tectonique océanique de l'Atlantique plonge sous la plaque tectonique des Caraïbes. Cette subduction explique la formation des îles de l'archipel des caraïbes.



- La montagne Pelée fait partie d'un arc volcanique qui s'étend sur près de 850 km, depuis Puerto-Rico jusqu'au continent Sud-Américain, dans la zone de subduction entre les plaques Caraïbe et Atlantique. La plaque Atlantique glisse sous la plaque Caraïbe à un rythme de 1 à 2 cm / an, et plonge dans le manteau supérieur. La fusion partielle de la plaque et des sédiments entraînés, est à l'origine de la formation du magma alimentant les volcans antillais.
- Le phénomène de la subduction est à l'origine du volcanisme de l'arc des Petites Antilles, et par le frottement des 2 plaques en mouvements, à l'origine des séismes tectoniques régionaux.
- Au contact des deux plaques, l'accumulation de sédiments a entraîné la formation d'un "prisme d'accrétion", émergeant au niveau de Barbade (île calcaire).

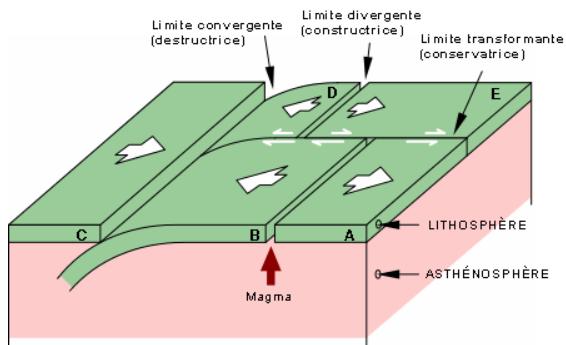
3. Les frontières transformantes :

Les frontières transformantes correspondent à de grandes fractures qui affectent toute l'épaisseur de la lithosphère; on utilise plus souvent le terme de failles transformantes.

On parle de failles transformantes lorsque deux plaques coulissent l'une par rapport à l'autre.

Les dorsales médio-océaniques (rift) sont jalonnées de failles transversales dites transformantes. Elles se trouvent donc le plus souvent, mais pas exclusivement, dans la lithosphère océanique.

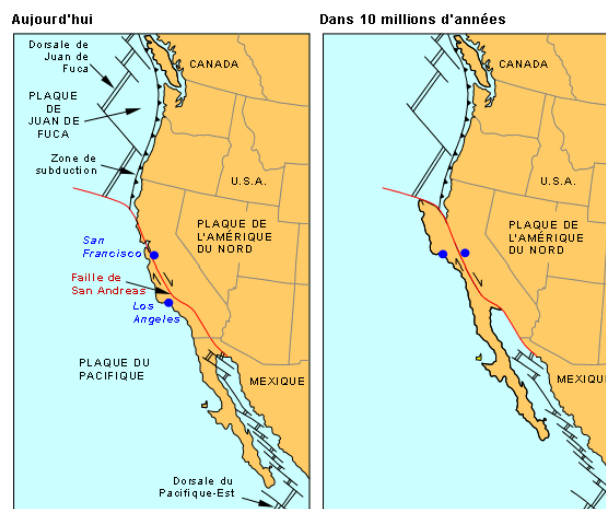
Ces failles permettent d'accommoder des différences dans les vitesses de déplacement ou même des mouvements opposés entre les plaques, ou de faire le relais entre des limites divergentes et convergentes (ces failles transforment le mouvement entre divergence et convergence, d'où le nom de **failles transformantes**).



Lorsque les plaques glissent latéralement les unes contre les autres le long de failles; ce type de limites permet d'accommoder des différences de vitesses dans le déplacement de plaques les unes par rapport aux autres :

Accommodage des vitesses de déplacement, entre A et E, et entre B et D, ou même des inversions du sens du déplacement, comme ici entre les plaques B et E.

Exemple : faille transformante de San Andreas en Californie.

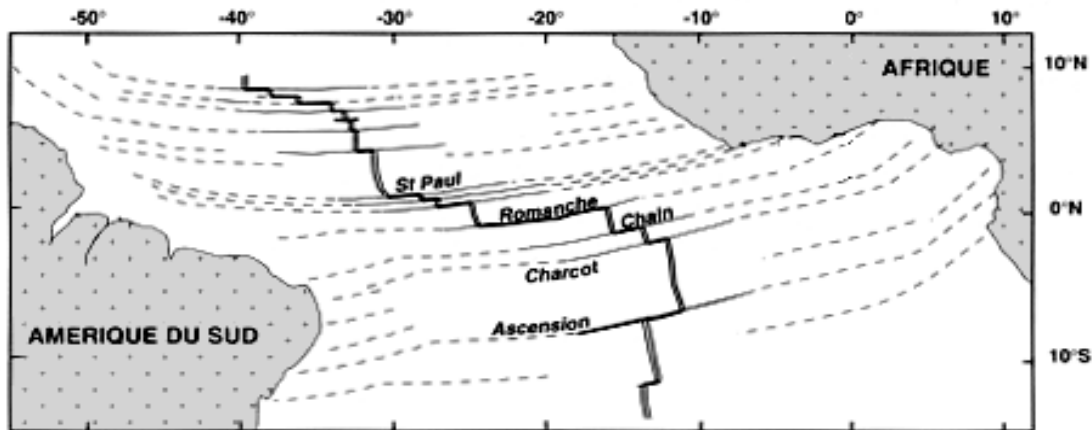


La faille de San Andreas en Californie est un bon exemple de cette situation. Elle assure le relais du mouvement entre :

- 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.

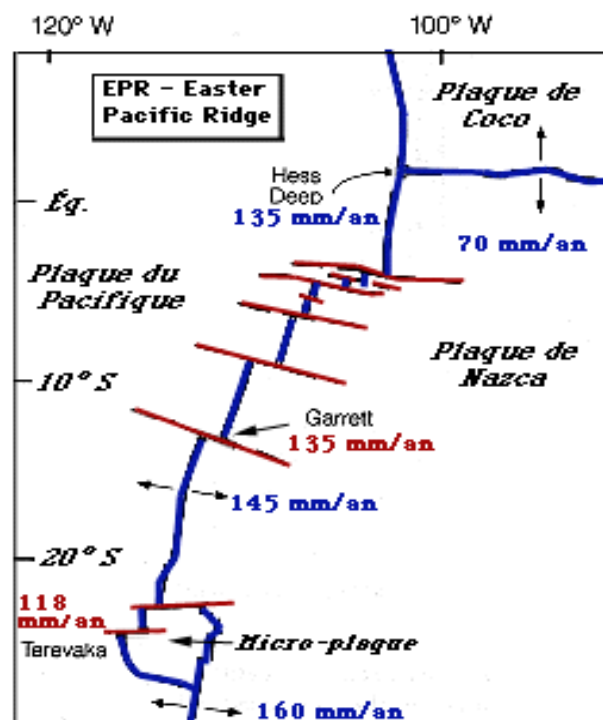
Exemple : Faille transformante de Romanche.

- La faille transformante de Romanche est l'une des plus longues de tout le système de dorsale médio-océanique. De forme lenticulaire, elle atteint 900 km de long et 100 km de large.
- Son taux de déplacement est de 32 mm/an.



Faïlle transformante de Romanche

Exemple : Failles transformantes sur la limite divergente séparant la plaque du Pacifique et la plaque de Nazca, avec vitesses de déplacement de par et d'autre de ces failles.



IV. La convection mantellique :

La convection thermique est un mode de transfert de la chaleur par advection de matière. Elle résulte de la croissance d'instabilités générées par des variations latérales de température. La croissance de telles instabilités dans un fluide est contrôlée par les propriétés du fluide, la géométrie du système, et la différence de température entre la base et le sommet du système.

Le manteau terrestre est instable vis-à-vis de la convection, ce qui, à l'échelle globale, induit la formation de grands courants de convection. Ces mouvements sont responsables de la Tectonique des Plaques. Au niveau des zones de subduction, ils se manifestent par le plongement et le recyclage de croûte océanique dans le manteau profond.

Les subductions mettent en mouvement la lithosphère. Et les dorsales jouent un rôle superficiel et passif, elle ne font que combler l'écartement engendré par le mouvement des plaques.

Dans le schéma ci-dessous, la taille des flèches blanches indique la vitesse des mouvements. La petite taille des flèches sous-lithosphériques montre que le manteau asthénosphérique est mis en mouvement par la lithosphère, et non l'inverse comme couramment dit.

Les plaques qui subduisent vont vite (≈ 10 cm/an), alors que les plaques qui ne subduisent pas sont très lentes (≈ 1 cm/an). L'ascension des panaches sous les points chauds est également active et très rapide (> 10 cm/an).

