

## 3. GEODYNAMIQUE INTERNE

### Introduction

La géodynamique interne s'intéresse aux processus internes de la planète ainsi qu'à leurs répercussions mécaniques en surface. Les grands phénomènes géologiques comme les tremblements de terre, les volcans, la formation des océans et des grandes chaînes de montagnes sont expliqués par le modèle de la tectonique des plaques. Le déplacement de ces plaques est la manifestation tangible de la dynamique qui affecte le centre de la Terre. Cette dynamique résulte du flux thermique provenant de la chaleur dégagée par la désintégration des éléments radioactifs contenus dans les roches. Cette énergie thermique est transformée en énergie mécanique par des courants de convection.

### 3.1. Sismologie

#### 3.1.1. Etude des séismes

Les tremblements de terre ou séismes sont sans doute l'une des manifestations les plus frappantes de la vie de la Terre par les catastrophes qu'ils causent ainsi que par leur totale imprévisibilité jusqu'à présent. L'étude des séismes s'appelle sismologie. Les tremblements de terre sont l'un des modes indirects de dissipation de l'énergie interne de la Terre.

Un séisme résulte d'un ébranlement brutal du sol provoqué par le déplacement des plaques tectoniques. L'énergie s'accumule tant qu'il y a un obstacle au déplacement des plaques ; puis elle est relâchée tout à coup lorsque les roches cèdent à la pression exercées sur elles. Le dégagement d'énergie est alors immense; il faut imaginer une quantité d'énergie capable de déplacer des morceaux de continents de millions de kilomètres carrés, accumulée pendant des années en un point.

#### Quelques définitions

- **le foyer** (ou *hypocentre*) est le point où se produit précisément la rupture, où débute le mouvement et où se libère l'énergie
- **l'épicentre** est le point situé en surface à la verticale du foyer. La secousse y est donc maximale
- **un séisme** est dit profond si le foyer se situe au-delà de 300 km et superficiel s'il se situe à moins de 60 km. Il est intermédiaire entre ces deux profondeurs
- **l'intensité d'un séisme** n'est pas une mesure scientifique ; elle se détermine à partir de l'observation des conséquences d'un séisme sur une échelle de degrés d'intensité (échelle *Mercalli* ou échelle *MSK*) ; l'intensité est donc fonction de la distance de l'épicentre puisque la secousse est ressentie la plus forte à l'épicentre
- **la magnitude** est une mesure scientifique de l'énergie libérée par un séisme. Un séisme n'a qu'une magnitude mesurée sur l'échelle de Richter. La magnitude dépend de la violence de la secousse initiale ainsi que de la profondeur du foyer : les séismes superficiels sont les plus dangereux
- **des phénomènes** prémonitoires (petits tremblements) précèdent un séisme tandis que les répliques, qui se succèdent durant plusieurs mois, sont des secousses qui suivent le séisme
- **les tsunamis** sont des vagues géantes (raz de marée) provoquées par les séismes sous-marins

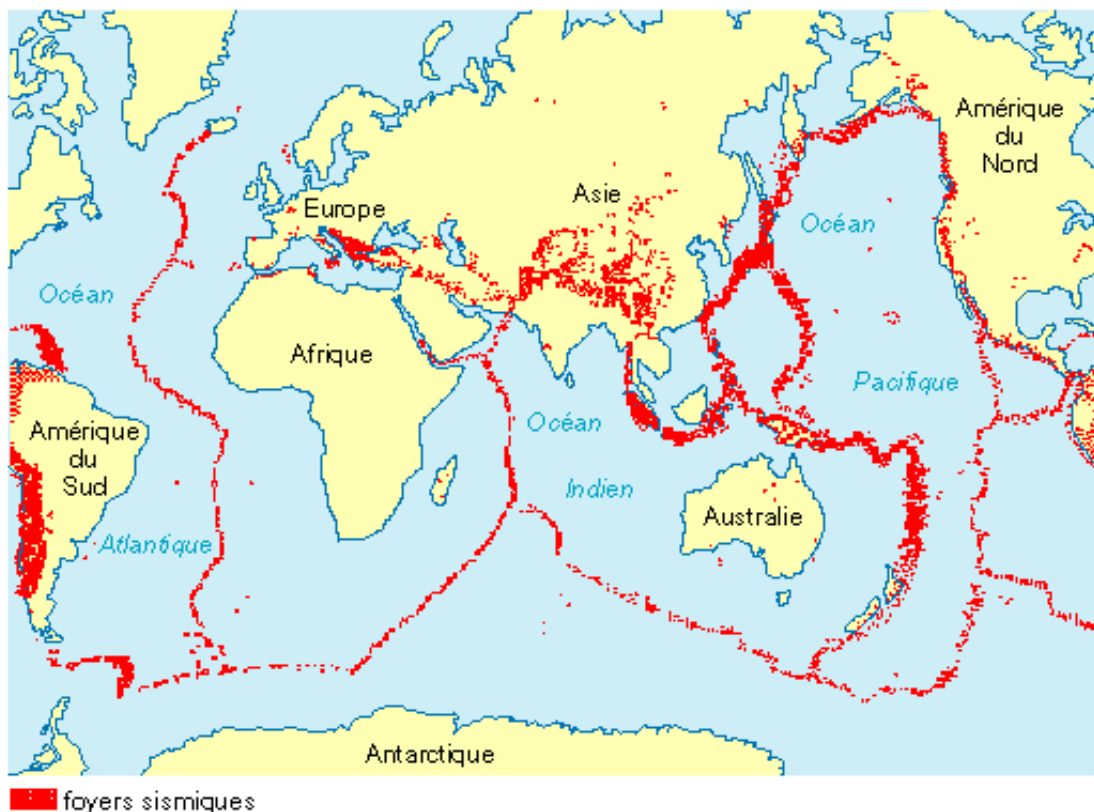
### 3.1.2. Origine et répartition

L'énergie libérée par l'ensemble des séismes équivaut à un millième du flux de chaleur interne, ce qui est relativement faible. Cependant, l'étude des séismes est d'une importance capitale pour la géologie.

La géographie des séismes (**Figure 13**) permet de faire ressortir quelques grandes zones fréquemment touchées. Trois zones sont particulièrement sensibles :

- une bande relativement étroite de régions qui s'étend de la Méditerranée à l'Indonésie en passant par les Proche et Moyen Orient, l'Himalaya et la Birmanie
- une ceinture entourant le Pacifique le long de la Cordillère des Andes, de la Sierra Madre au Mexique, de la Californie, de l'Alaska, du Japon, de la Chine Orientale, des îles du Sud-Est asiatique et de la Nouvelle-Zélande
- les centres des océans où se situent les dorsales médio-océaniques

Répartition des séismes sur Terre



**Fig. 13 Répartition des séismes dans le monde**

Comparer avec la carte des plaques tectoniques.

Des indices de sismicité ont été attribués aux différentes régions frappées par les séismes en fonction du nombre de séismes par an sur une superficie donnée. On peut ainsi comparer l'activité des différentes zones sismiques. On constate que la zone circumpacifique arrive en tête avec des indices de l'ordre de 200 à 400 séismes par an par 100 000 km<sup>2</sup> au Japon, au Chili ou en Nouvelle Zélande. Ensuite, vient la zone méditerranéenne avec l'Italie (75 séismes par an par 100 000 km<sup>2</sup>) puis la Grèce.

En étudiant la carte de ces indices et notamment en regardant de plus près les régions non touchées par les tremblements de terre, on constate que ce sont les régions aux formations géologiques les plus anciennes tandis que les formations récentes (massifs montagneux tertiaires, régions volcaniques...) sont les plus touchées. Ceci tend à confirmer la théorie de la tectonique des plaques : les séismes résultent des mouvements des plaques tectoniques, ils sont ressentis là où les secousses sont brutales, c'est-à-dire en bordure des plaques. Les séismes ont lieu sur des zones de subduction ou de collision qui voient des plaques tectoniques se chevaucher ou s'opposer, ainsi que sur les dorsales médio-océaniques qui voient des plaques tectoniques s'écarter. De nombreux séismes sont également enregistrés près des zones volcaniques : ils résultent des mouvements du magma sous la surface.

#### ❖ Enregistrement et prévision des séismes

L'enregistrement des séismes se fait grâce à un appareil appelé sismomètre (**Figure 14**). Celui-ci est constitué d'un pendule (on peut imaginer cela comme un corps lourd pendu par un fil à son support et pouvant se balancer) à forte inertie relié à un support solide du sol et donc de ses mouvements. Lors d'un séisme, le support se déplace avec le sol tandis que le pendule a tendance à rester immobile du fait de son inertie. Le mouvement relatif entre le support et le pendule est enregistré grâce à une mine fixé sur le pendule qui " décrit " les vibrations sur un rouleau enregistreur (rouleau couvert d'une feuille de papier appelée sismographe). Le rouleau tourne très lentement, marquant ainsi le temps. En l'absence de séisme, le sismographe se présente comme une série de lignes parallèles. Ces lignes peuvent présenter quelques irrégularités qui indiquent le bruit de fond de l'activité tellurique. Lors du passage d'un séisme, ces lignes présentent de fortes irrégularités en forme d'ondes.



**Fig. 14** Différents types de sismographes



Bien des méthodes, plus ou moins empiriques, ont cru pouvoir annoncer des séismes mais elle relèvent plus de la prédiction que de la prévision. L'étude des signes prémonitoires des séismes est l'une d'entre-elles. On peut citer :

- une activité, enregistrée par les sismomètres, un peu plus marquée que normalement, un peu plus forte que les petites vibrations habituelles appelées bruit de fond
- de légères déformation de la surface du sol détectées par les inclinomètres
- une variation du niveau d'eau des puits et du débit d'eau des sources
- une inquiétude perceptible chez les animaux qui tentent de sortir et de s'échapper des lieux clos

Les Grecs, semble-il, sont parvenus à prévoir des séismes en se fondant sur une méthode appelée VAN du nom de ses inventeurs (Varotsos, Alexopoulos et Nomicos). Les impulsions électriques qui se propagent dans le sol sont captées par de grosses électrodes réparties sur le territoire d'une région. Il semblerait que les séismes soient précédés d'un signal dit électrosismique enregistrable par ces électrodes. Cette méthode permit plusieurs fois de détecter des séismes en Grèce.

La République Populaire de Chine a aussi annoncé en 1974 avoir réussi à prévoir un séisme. Mais en 1976, personne n'a annoncé le tremblement de terre le plus meurtrier de l'Histoire à Tang Shan qui fit 600 000 victimes.

La prévision des séismes n'est donc toujours pas possible et relève plus de la prédiction que de la sismologie. Faute de pouvoir prévoir, il faut donc prévenir les risques dus aux séismes. Là, la science a bien progressé en accord avec les pouvoirs publics. Les constructions antisismiques sont désormais obligatoires dans les zones à fort risque et ont montré qu'elles étaient susceptibles d'épargner des vies même si elles ne peuvent pas réduire totalement les risques. D'autre part, la construction de bâtiments sur les zones à risques est devenue réglementée dans les pays les plus développés (<http://keepschool.com/fiches-de-cours/lycee/svt-biologie/sismologie-structure-terre.html>).

#### ❖ Les différents types d'ondes

L'étude des sismographes de tremblement de terre révèle des informations fondamentales pour l'étude de la structure de la Terre. Tout d'abord, il faut savoir qu'un sismomètre enregistre plusieurs types d'ondes différents qui lui parviennent sous forme de trains d'ondes à des intervalles séparés par des espaces non perturbés. En étudiant la propagation des ondes dans les milieux connus, nous pouvons déterminer qu'un séisme est constitué de trois types différents d'ondes :

- **des ondes de compression** qui déplacent les particules dans la direction de leur progression (mouvement d'aller-retour)
- **des ondes de cisaillement** qui déplacent les particules dans une direction perpendiculaire à leur progression (si l'onde se déplace horizontalement, mouvement vertical ou mouvement horizontal perpendiculaire au déplacement)
- **des ondes de surface** au mouvement très complexe

Chacun de ces types d'ondes possède des propriétés caractéristiques dont la connaissance va permettre de tirer des conclusions quant à l'intérieur de la planète.

#### ❖ Caractéristiques des ondes

La vitesse des différents types d'ondes constitue un premier élément. En effet, chaque type d'onde se propage à une vitesse qui lui est propre.

- **Les ondes de compression** sont les plus rapides: pour cela, elles sont connues sous le nom d'ondes P (premières) ; leur vitesse est fonction croissante de la distance parcourue (plus l'on se situe loin du foyer d'émission de l'onde, plus la vitesse à laquelle l'onde a parcouru la distance nécessaire à nous atteindre sera grande).
- **Les ondes de cisaillement** arrivent ensuite : elles sont ainsi connues sous le nom d'ondes S (secondes) ; leur vitesse est également fonction croissante de la distance parcourue quoiqu'elles soient moins rapides que les ondes P ; le rapport de la vitesse des ondes P par rapport à la vitesse des ondes S est d'environ 1,7. Grâce à cette première information concrète, nous pouvons facilement connaître la distance du foyer d'un séisme en calculant l'écart de temps entre la réception des ondes P et celle des ondes S; de plus, en ayant trois stations réceptrices situées en trois endroits suffisamment espacés, nous pouvons déterminer la position exacte du foyer et de l'épicentre d'un séisme.
- **Les ondes de surface** ou ondes L se propagent, elles, à vitesse constante.

Nous avons vu que les ondes P et les ondes S ont une vitesse croissante avec la distance parcourue. Nous avons vu également que les ondes L ont une vitesse constante. Nous savons d'autre part (grâce à des expériences antérieures) que la vitesse d'une onde quelconque est fonction de la nature et de la densité du milieu dans lequel elle se propage. Nous pouvons donc en conclure que les ondes L ont voyagé dans un milieu unique et possédant les mêmes caractéristiques entre le lieu de naissance de ces ondes et le lieu de leur réception. Il s'agit en effet d'ondes de surface. En revanche, nous prouvons ainsi que les ondes P et les ondes S ont changé de milieu une ou plusieurs fois. Comme la Terre est sphérique, nous concluons que ces ondes ont rencontré en profondeur un ou plusieurs milieux différents. Leur vitesse étant croissante en fonction de la distance parcourue, nous déterminons que ces ondes ont voyagé dans un milieu sans doute plus dense et tout au moins très différent de celui dans lequel les ondes L se propagent (la surface).

### 3.1.3. Tectonique souple et cassante (plis et failles)

- **les déformations cassantes**

Ce sont généralement des failles (**Figure 15**) : il y a rupture des roches et déplacement relatif des deux compartiments formés. Mais ce peut être aussi un joint tectonique qui est une rupture la roche, sans déplacement.

On observe souvent, au niveau du plan de la fracture, un miroir de faille, formé par un phénomène de polissage lors du mouvement des compartiments. Ce miroir de faille peut montrer uniquement des stries (qui indiquent ainsi le sens de déplacement) mais aussi des recristallisations de calcite ou de quartz (qui par leur aspect fibreux renseignent sur la direction du mouvement) ou des structures de dissolution, les stylolithes (surtout pour les roches calcaires).

Le plan de faille peut être vertical (et entraîner des déplacements horizontaux ou décrochements) ou oblique. Selon que le compartiment qui monte recouvre ou s'éloigne de l'autre compartiment, on parle de faille inverse ou de faille normale.

Une faille est caractérisée par un pendage (sa pente) et un rejet (le décalage entre les deux compartiments) et une direction (en particulier pour les décrochements). Pour connaître le mouvement d'une faille, il suffit de se placer (par la pensée) à cheval sur la faille, un pied dans chaque compartiment. Selon que votre pied gauche va vers l'avant ou vers l'arrière, le sens du mouvement sera dextre ou senestre.

Le relief de part et d'autre d'une faille peut indiquer son sens (en général le compartiment qui monte sera, logiquement, plus haut) mais cela n'est pas toujours vrai (la nature des roches, plus ou moins dure, y est pour beaucoup).

Une faille peut également être conforme ou contraire, selon que sa direction respecte ou non le sens des couches.

Les décrochements peuvent être conjugués (les failles délimitent alors un bloc qui se déplace en sens contraire de ses voisins). Ce type de décrochement est souvent accompagné de fente de tension et de stylolithes.

Lors de périodes d'intenses déformations, de grandes portions de terrains peuvent en recouvrir d'autres par chevauchement ou même former des nappes de charriages. Il s'agit d'un mouvement de faille inverse, ou normale, qui se transforme en faille horizontale. Le terrain qui recouvre l'autre est appelé allochtone, celui qui est recouvert est appelé autochtone. S'il est possible de retrouver l'origine de ce chevauchement on parle de contact enraciné mais il s'agit de contact non enraciné.

Les nappes de charriage, après érosion, peuvent présenter à certains endroits les terrains autochtones, on appelle cela une fenêtre. Certaines régions de la nappe ont pu également être isolé du reste et forment des klippes, sortes d'îlots d'allochtone sur une mer d'autochtone.



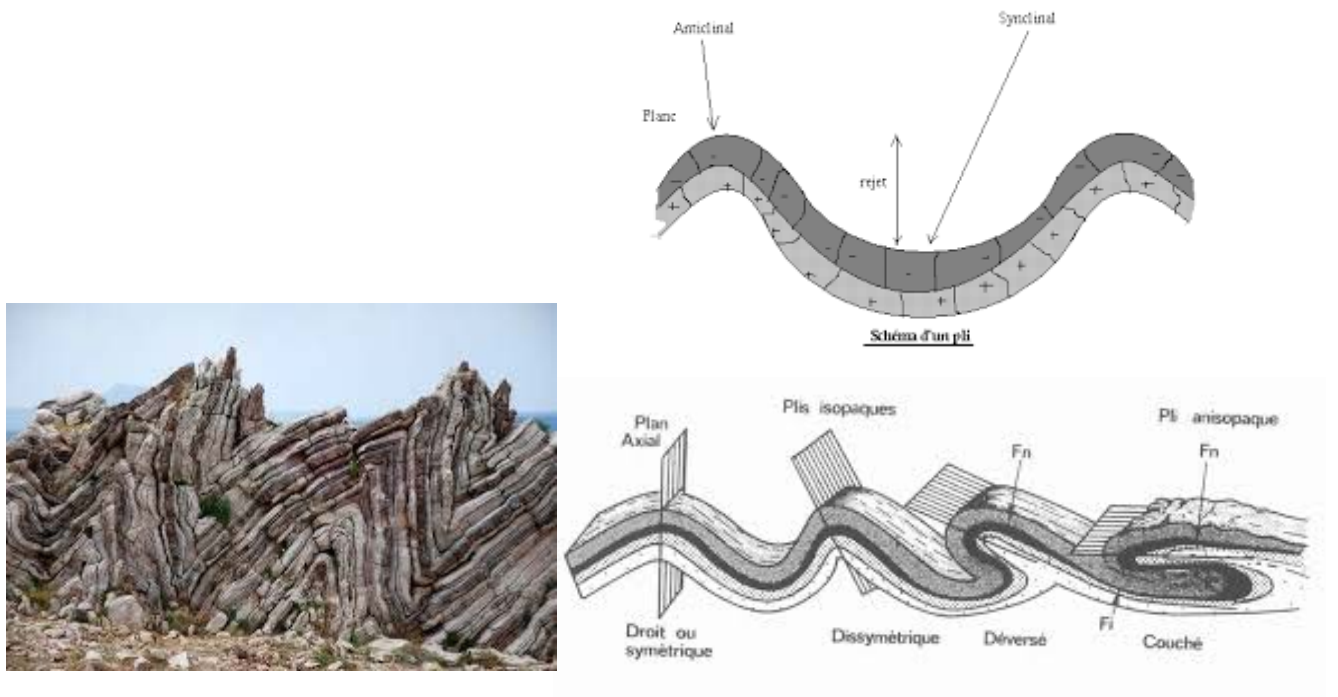
**Fig. 15** Différents types de failles

- *les déformations souples ou plis*

La roche, sous l'effet des forces tectoniques, n'a pas cassée mais pliée. Ce comportement "plastique" peut être celui de roches très rigides, d'habitude cassantes. En effet l'application sur une longue période de forces de faible intensité permet une modification graduelle de la roche (son plissement) au lieu de sa fracturation. Les particules ont le temps de se réorganiser ou de se transformer. Il en est de même pour casser une branche de bois, mieux vaut lui appliquer une force de forte intensité en très peu de temps que de la plier progressivement et lentement.

Dans un pli on distingue deux formes : en voûte, on parle d'antiforme, et en cuvette, on parle de synforme. S'il n'y a pas eu inversion des terrains, l'antiforme représente l'anticlinal et le synforme le synclinal. Un anticlinal se repère au fait que les terrains les plus récents sont en périphérie, un synclinal, lui aura les terrains les plus récents en son centre (**Figure 16**).

Les plis peuvent être droits ou plus ou moins couchés. Certains plis évoluent en plis-failles. Ils peuvent également respecter l'épaisseur des couches ou non. On parle alors de plis isopaques ou anisopaques (**Figure 16**).



**Fig. 16 Différents types plis**

## 3.2. Volcanologie

### 3.2.1. Les volcans

Un volcan est une émission en surface de produits (gazeux, liquides et solides) d'origine magmatique profonde. Il peut être terrestre ou sous-marin.

On caractérise souvent un volcan par son activité : on parle de volcan actif ou de volcan éteint. Un volcan actif peut être en activité ou en sommeil ; une période de sommeil prolongée peut laisser à penser que le volcan est éteint, alors qu'une nouvelle éruption est possible à tout moment. On considère qu'un volcan est éteint si le temps écoulé depuis sa dernière éruption est largement supérieur à la moyenne des périodes de sommeil passées.

Comme les séismes, les volcans ne se répartissent pas de façon aléatoire à la surface de la planète. Plusieurs se situent aux frontières de plaques (volcanisme de dorsale et de zone de subduction), mais aussi à l'intérieur des plaques (volcanisme intraplaque, comme par exemple le volcanisme de point chaud).

### 3.2.2. Les roches magmatiques

Les roches magmatiques proviennent de la solidification de magmas qui ont pénétré l'écorce terrestre. Lorsqu'il y a trop de magma dans la chambre magmatique, il « pousse » le plafond pour en sortir : deux cas peuvent se présenter lors de la montée:

- Lorsque le magma cristallise complètement en profondeur de l'écorce terrestre, il forme **les roches plutoniques**
- S'il arrive à la surface de l'écorce à l'état liquide, il forme **les roches éruptives**

Un magma peut être défini comme étant un bain naturel de silicates en fusion qui peuvent contenir des cristaux ou des fragments de roches en suspension. Il se caractérise par sa composition qui est essentiellement silicatée, une température élevée de l'ordre de 1200 à 1500°C, et également une viscosité suffisante pour couler. On peut également trouver des oxydes, des sulfures, des gaz (surtout le CO<sub>2</sub>), de la vapeur d'eau.

### ❖ Bases de la formation des roches magmatiques

Deux processus principaux sont à la base de la formation des roches magmatiques il s'agit de :

#### A) Fusion partielle

Lorsqu'un matériau rocheux fond, la fusion n'est que très rarement totale (sauf parfois lors d'une fusion de la croûte continentale dans des conditions particulières). Dans la plupart des cas, la fusion n'est que partielle et dépasse rarement 30%. Or cette fusion partielle est inadéquate. Sachant que le liquide obtenu n'a pas la même composition que la roche de départ. Ceci est dû aux associations de minéraux de natures différentes qui forment la roche. Tous les minéraux ne fondent pas à la même température et les éléments chimiques vont avoir des comportements différents lors de la fusion.

#### B) Cristallisation fractionnée

La différence de comportement des éléments chimiques observés lors de la fusion partielle est également observée lorsque le magma cristallise en refroidissant. Lors de sa remontée vers la surface, un magma peut séjourner plus ou moins longtemps dans des chambres magmatiques où il va progressivement refroidir et commencer à cristalliser. Les premiers minéraux qui vont se former sont des minéraux ferromagnésien (Fe+Mg). Donc le liquide magmatique va progressivement s'appauvrir en Fe et Mg, et inversement progressivement s'enrichir en Si et Al. C'est ce qu'on appelle "*la différenciation magmatique*".

### ❖ Les minéraux constitutifs des roches éruptives

Une demi-douzaine de familles de minéraux (**Tableau 1**) constitue à elles seules la totalité des roches magmatiques. Parmi ces familles, on distingue d'une part, celles du quartz, des feldspaths et des feldspathoïdes qui sont des minéraux de couleur claire, et d'autre part, les minéraux ferromagnésiens (micas, pyroxènes, amphiboles et péridots) 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. Tous ces minéraux sont des silicates.

**Tableau 1 Les principaux minéraux des roches éruptives**

Principaux minéraux des roches éruptives		
Famille	minéral	formule chimique
silice	quartz	SiO <sub>2</sub>
feldspaths	orthose	KAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>
	albite	NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>
	anorthite	CaAl <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>
feldspathoïdes	leucite	KAlSi <sub>2</sub> O <sub>6</sub>
	néphéline	(Na,K)AlSi <sub>4</sub> O <sub>4</sub>
micas	muscovite	KAl <sub>2</sub> (AlSi <sub>3</sub> O <sub>10</sub> )(OH) <sub>2</sub>
	biotite	K(Fe,Mg) <sub>3</sub> (AlSi <sub>3</sub> O <sub>10</sub> )(OH) <sub>2</sub>
amphiboles	actinote	Ca <sub>2</sub> (Mg,Fe) <sub>5</sub> (Si <sub>4</sub> O <sub>11</sub> ) <sub>2</sub> (OH) <sub>2</sub>
	hornblende	(Ca,Na) <sub>2</sub> (Mg,Fe,Al) <sub>5</sub> (AlSi <sub>3</sub> O <sub>11</sub> ) <sub>2</sub> (OH) <sub>2</sub>
pyroxènes	bronzite	(Mg,Fe) <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub>
	augite	Ca(Fe,Mg,Al)(Si,Al) <sub>2</sub> O <sub>6</sub>
péridots	olivine	(Mg,Fe) <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>

*La teneur en silice est de 100% pour le quartz. Elle diminue ensuite progressivement en allant vers le bas du tableau. La couleur devient aussi de plus en plus foncée.*



### ❖ Modes de gisement des roches magmatiques

A partir d'un même magma, la texture (présence ou non de minéraux visibles à l'œil nu) de la roche obtenue dépend de la vitesse de refroidissement. Plus le refroidissement sera lent, plus les minéraux vont croître. Si, en revanche, la vitesse de refroidissement est importante, les minéraux n'ont pas le temps de se former, ils vont être microscopiques. Si la vitesse de refroidissement est extrême (lors de la rencontre d'un magma et de l'eau), aucun minéral cristallin n'apparaît, et la roche prend une structure dite "vitreuse" (ex: obsidienne).

On va ainsi distinguer :

- **les roches à texture grenue:** où tous les minéraux sont visibles à l'œil nu et ont une taille millimétrique,
- **les roches à texture microgrenue:** où l'on observe quelques minéraux visibles à l'œil nu mais l'essentiel de la roche est formé de minéraux parfaitement visibles au microscope.
- **les roches à texture vitreuse :** où il y a quelques cristaux mais l'essentiel de la roche est formé d'un verre (structure non ordonnée des atomes à la différence des cristaux).

Si le magma refroidit en profondeur (où la température ambiante est assez élevée), le refroidissement va être lent, les minéraux vont croître. La roche obtenue sera **une roche magmatique "plutonique" avec une texture grenue (ex: granite, gabbro)**.

Si le magma arrive en surface ou très proche de la surface, son refroidissement est beaucoup plus rapide car la température ambiante est plus faible. **La roche obtenue sera une roche magmatique "volcanique", dont la texture sera en générale microgrenue ou vitreuse.**

### ❖ Classes des roches magmatiques

On classe généralement les roches et les magmas en fonction de leur teneur en Si:

- **Roches (magma) acide** =  $\text{SiO}_2 > 65\%$  (ex: le **granite**), (le magma a subi une forte différenciation)
- **Roches intermédiaires** =  $52\% < \text{SiO}_2 < 65\%$
- **Roches basiques** =  $45\% < \text{SiO}_2 < 52\%$ : (ex: le **basalte**)
- **Roches ultrabasiques** =  $\text{SiO}_2 < 45\%$  (ex: la **péridotite** du manteau)

## 3.3. La tectonique des plaques

L'hypothèse de la dérive des continents fut présentée par **Alfred Wegener (1880-1930)** en janvier 1912, mais malgré les arguments regroupés, faute d'un mécanisme explicatif satisfaisant, et parce que cela bousculait de nombreuses idées établies, il ne réussit pas à faire reconnaître son point de vue. Ses arguments, comme ceux de ses successeurs, reposaient, il est vrai, uniquement sur l'observation des continents : les fonds océaniques, qui représentaient les deux tiers de la surface terrestre et dont la connaissance est cruciale pour appréhender la Terre dans son ensemble, restaient largement inexplorés. La situation évolue au lendemain de la Seconde Guerre mondiale grâce au développement de l'océanographie et des techniques de reconnaissance sous-marine (échosondeur, écoute sismique, détection magnétique). C'est la découverte progressive des fonds marins qui va permettre aux idées mobilistes de s'implanter.



**Alfred Wegener (1880-1930)**

- ❖ **Arguments de l'hypothèse de la dérive des continents**
- **Arguments géologiques**

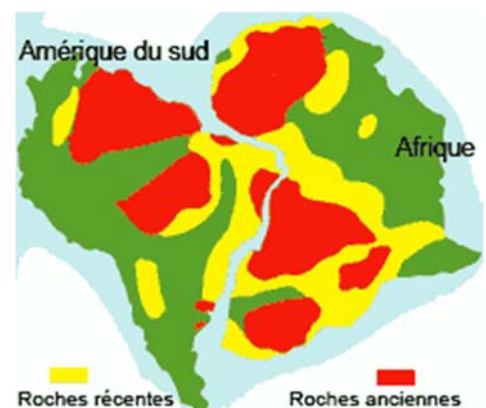
Wegener mentionne une complémentarité du contour des côtes de l'est de l'Amérique du Sud et de l'Afrique de l'Ouest. Le meilleur ajustement est obtenu si les côtes sont jumelées à une profondeur de 1000 mètres sous le niveau actuel de la mer ( c'est à dire lorsqu'on fait apparaître les marges continentales).

Toutes les zones où on observe des chevauchements ou des écarts entre les lignes côtières peuvent s'expliquer par :

- l'érosion des côtes ou des dépôts côtiers depuis que les continents se sont séparés,
- des variations du niveau des océans et/ou des continents.

Wegener met aussi en évidence des similarités de stratigraphie, de structures géologiques et de pétrographie de part et d'autre de l'Atlantique : les anciens affleurements rocheux (boucliers) de plus de 2 Ga sont en continuité, d'un continent à l'autre. Il évoque la possibilité de l'existence passée d'un continent unique, la Pangée, qui se serait disloqué (**Figure 17**).

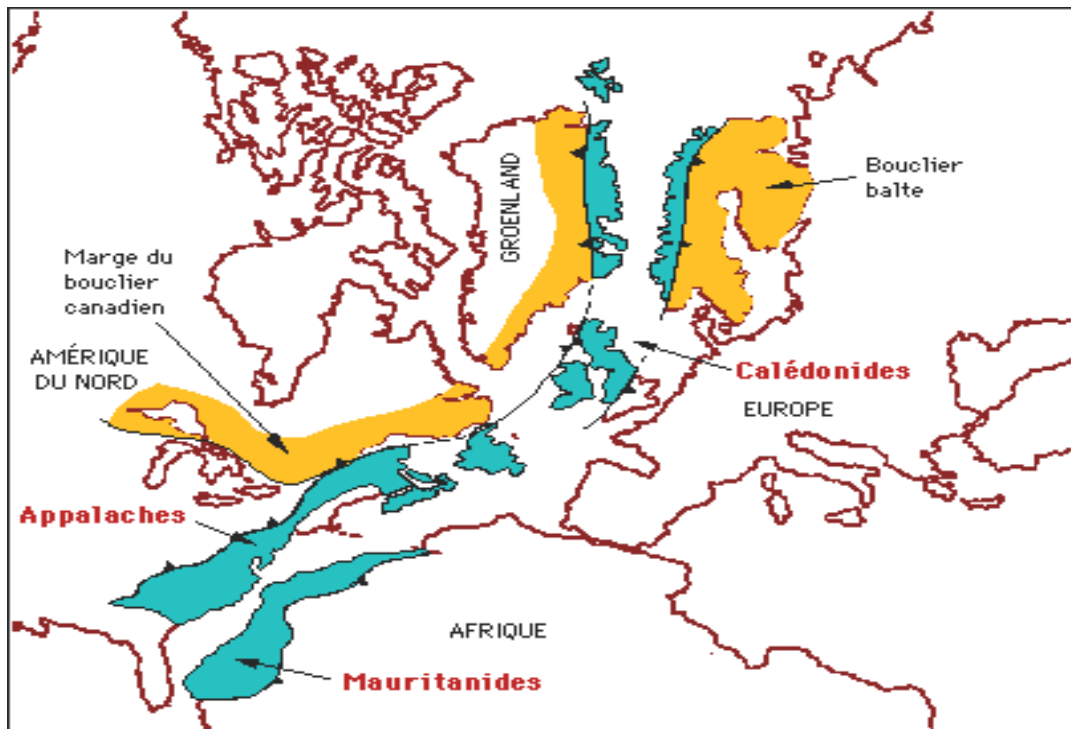
**Fig. 17 Continuité stratigraphique de part et d'autre de l'Atlantique**



**NB :** La Pangée se serait séparée en deux supercontinents, Gondwana et Laurasia, il y a environ – 200 Ma. Le Gondwana était formé par l'Amérique du Sud, l'Afrique, l'Inde, l'Australie et l'Antarctique. La Laurasia, quant à elle, regroupait l'Amérique du Nord et l'Eurasie.

- **Argument tectonique**

On trouve des traces d'une ancienne chaîne de montagnes (chaîne Calédonienne) datée entre -450 et 400 Ma sur des continents aujourd'hui éloignés. Des vestiges de cette chaîne de montagnes se trouvent au Groenland, au Canada, en Irlande, en Angleterre, en Écosse et en Scandinavie. Lorsque les continents sont rassemblés, cela forme une chaîne continue (**Figure 18**).

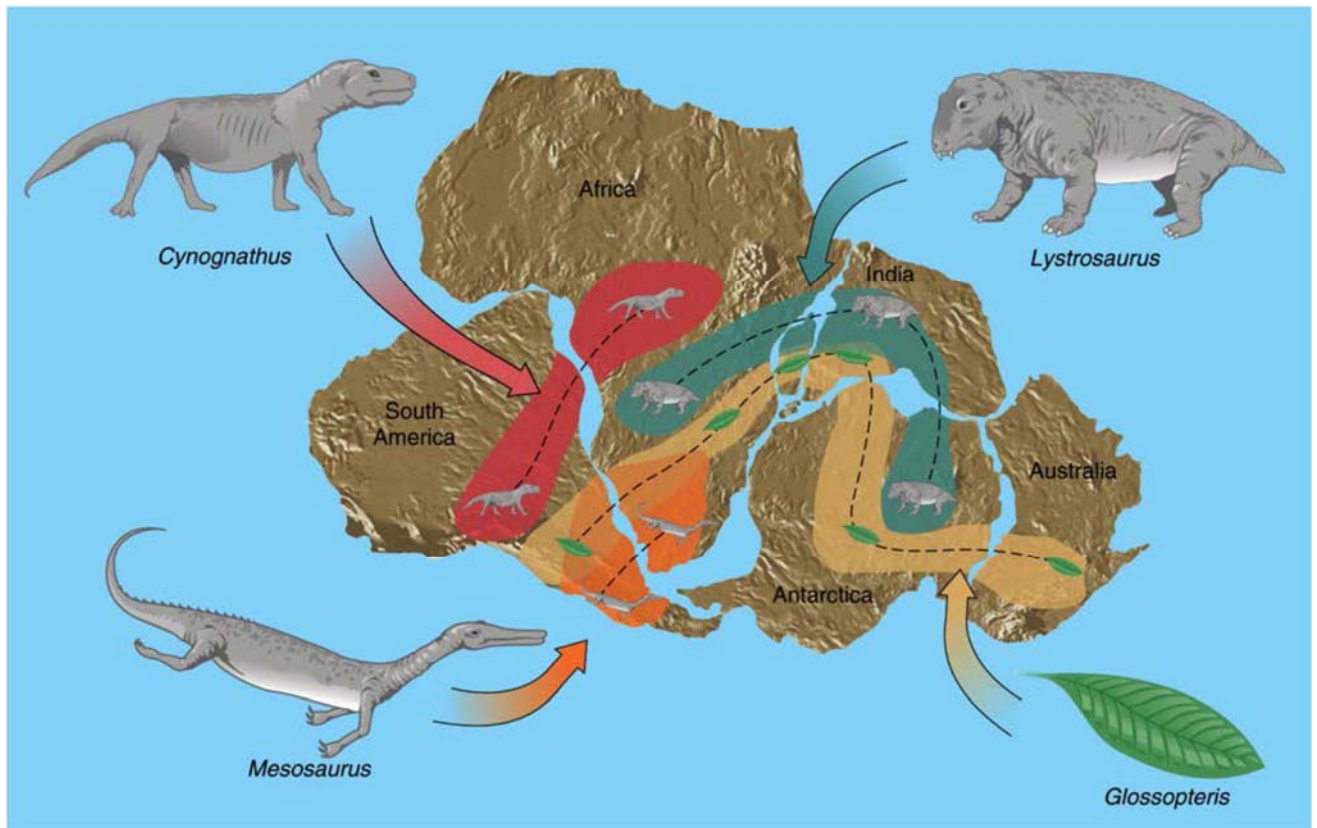


**Fig. 18 Continuité stratigraphique**

- **Argument paléontologique**

On retrouve, de part et d'autre de l'Atlantique, sur les continents actuels, des fossiles similaires de plantes et d'animaux terrestres datant de -240 à -260 Ma. Si la théorie de la dérive des continents était fautive, cela impliquerait que les espèces ont évolué indépendamment sur des continents différents, ce qui est en contradiction avec la théorie darwinienne de l'évolution ; ou que des couples de chaque espèce concernée ont trouvé le moyen de « passer » d'un continent à l'autre et se sont ensuite multipliés.

En regroupant les continents de l'hémisphère sud et en recréant le continent Gondwana, la distribution des différents types de fossiles forme des ensembles continus d'un continent à l'autre (**Figure 19**).

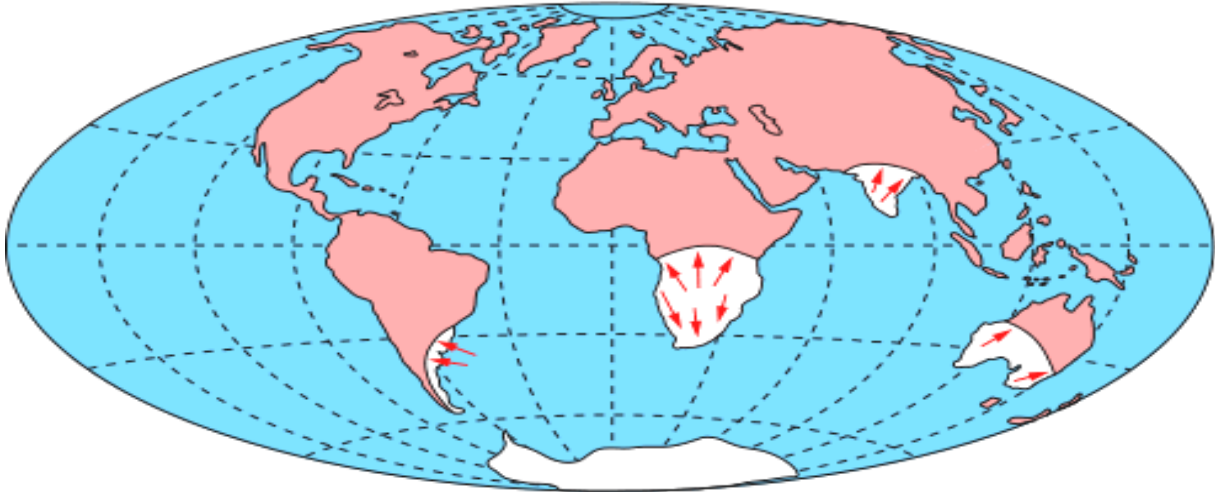


**Fig. 19 Arguments paléontologiques**

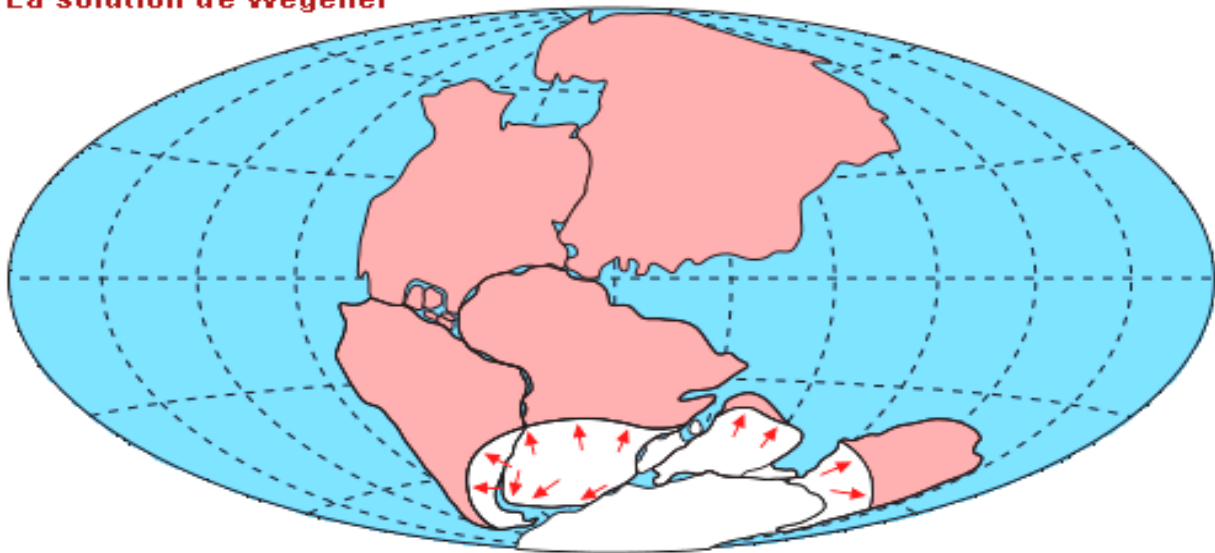
- **Argument climatique**

Actuellement, des dépôts glaciaires formés pendant la glaciation permo-carbonifère (- 300 Ma environ) se répartissent en Antarctique, Afrique, Amérique du Sud, Inde et Australie (**Figure 20**). Il est improbable que la banquise ait pu atteindre une taille suffisante pour relier les continents entre eux et il est anormal que les stries glaciaires (rayures, faites par les blocs rocheux noyés dans le glacier, sur le substrat sur lequel le glacier se déplace) indiquent un écoulement des glaces allant vers l'intérieur d'un continent (des points bas vers les points hauts; cas de l'Amérique du Sud, de l'Afrique, de l'Inde et l'Australie). Cette répartition actuelle des marques de glaciation n'est cohérente que si on forme un supercontinent Gondwana.

→ sens d'écoulement de la glace



**La solution de Wegener**



**Fig. 20 La glaciation permo-carbonifère**

### 3.3.1. Les mécanismes de la tectonique des plaques

Elles peuvent s'écarter se chevaucher, s'affronter ou coulisser les unes contre les autres. C'est ce que l'on appelle la « tectonique des plaques » (**Figure 21**). La remontée de matériaux chauds (lave ou magma, gaz...) se fait surtout au fond des océans. Ces matériaux se solidifient et deviennent des roches qui forment de véritables chaînes de montagne sous-marines (*les dorsales océaniques*) (**Figure 22**).

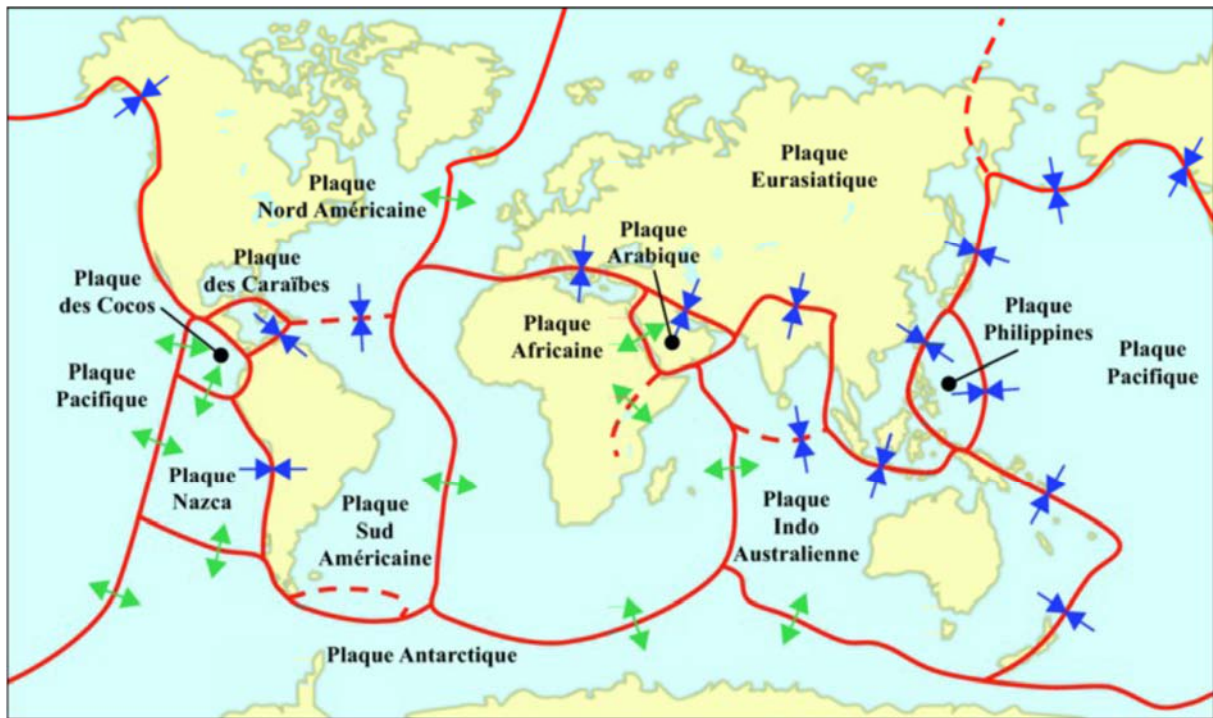


Fig. 21 Les plaques tectoniques

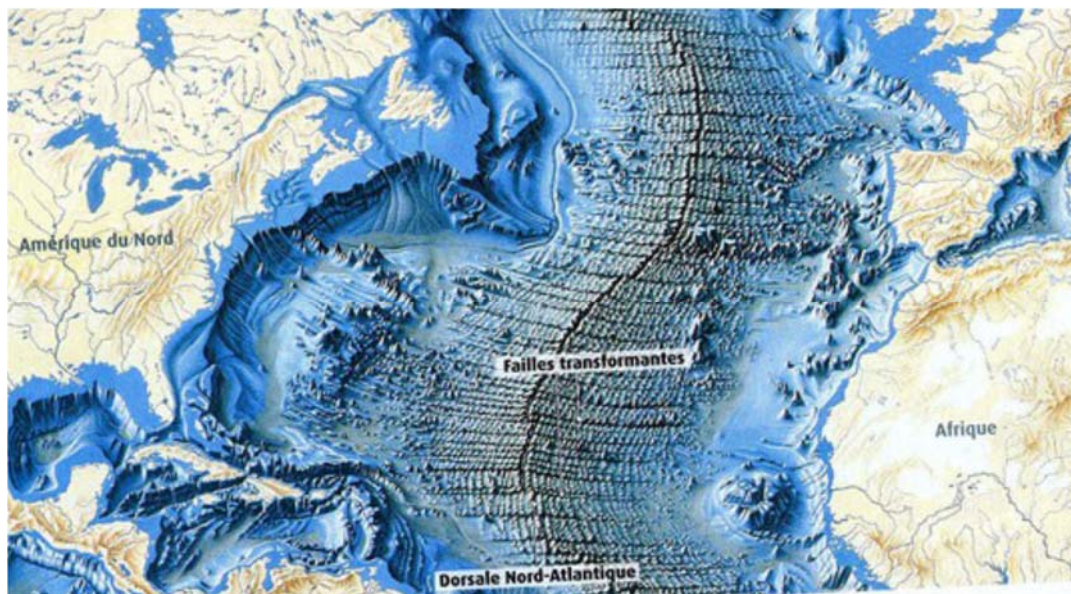
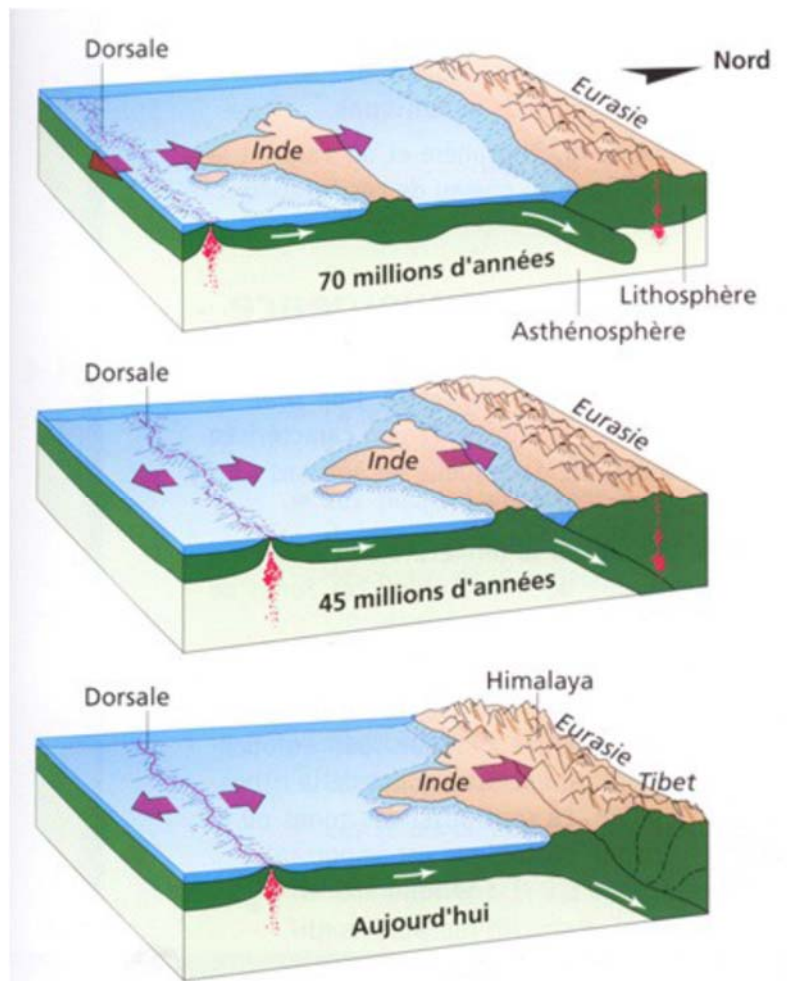


Fig. 22 Les dorsales océaniques

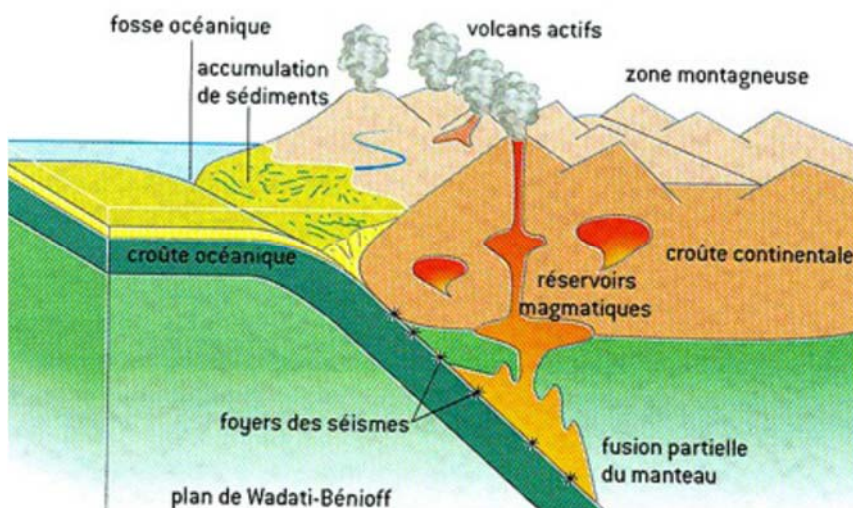
Une nouvelle remontée de magma coupe la précédente en deux et écarte les plaques tectoniques. Depuis des centaines de millions d'années, les remontées de magma ont formé le plancher océanique, en repoussant de part et d'autre les plaques continentales. La vitesse d'écartement est de 3 centimètres par an (c'est la vitesse à laquelle poussent vos ongles !) (**Figure 23**).

Comme la taille de la Terre ne change pas. Si une plaque s'agrandit sur un de ces bords, il faut nécessairement qu'une surface équivalente disparaisse en d'autres endroits.

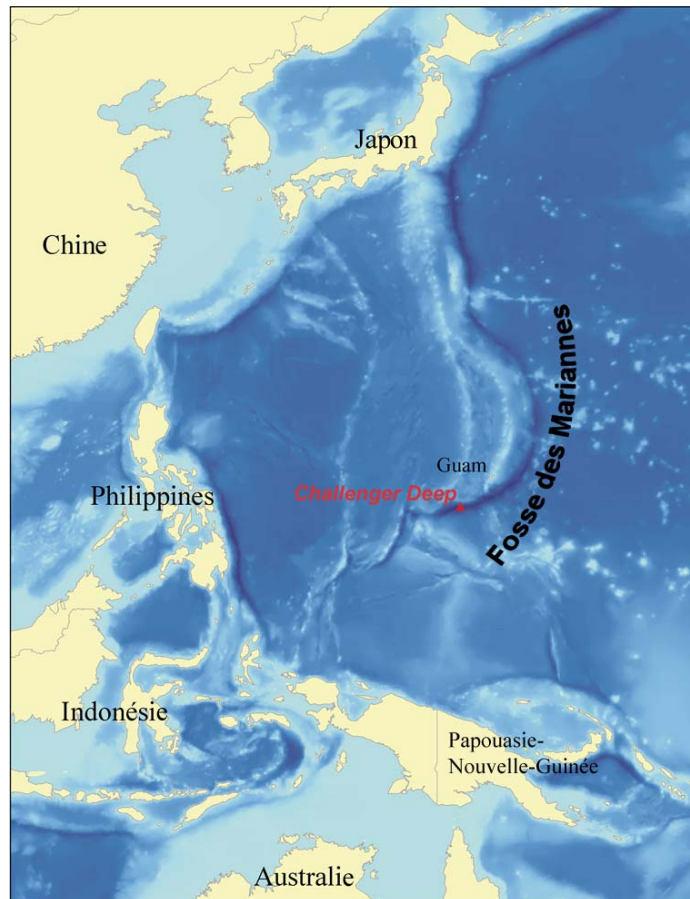
**Fig. 23 Mécanismes de la tectonique des plaques**



C'est pourquoi certaines plaques tectoniques s'enfoncent sous d'autres et forment des fosses : les fosses océaniques (**Figure 24**) (fosses des Mariannes 11 Km (**Figure 25**)).



**Fig. 24 La subduction des plaques tectoniques**



**Fig. 25 La fosses des Mariannes**