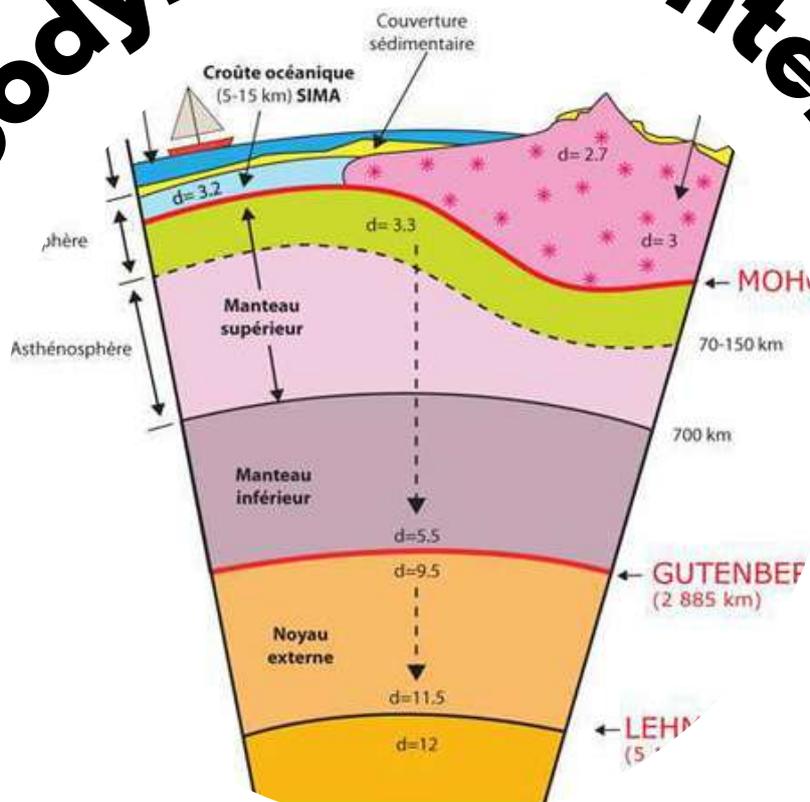


Géodynamique Interne



SCIENCES DE LA VIE ET DE LA TERRE



Shop



- Cahiers de Biologie + Lexique
- Accessoires de Biologie



Etudier



Visiter [Biologie Maroc](http://www.biologie-maroc.com) pour étudier et passer des QUIZ et QCM en ligne et Télécharger TD, TP et Examens résolus.



Emploi



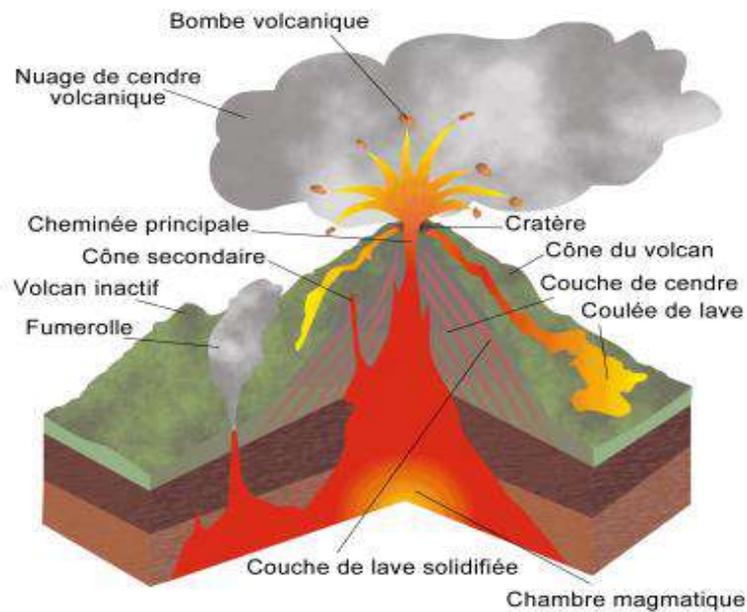
- CV • Lettres de motivation • Demandes...
- Offres d'emploi
- Offres de stage & PFE



**UNIVERSITE ABDELMALEK ESSADI
FACULTE DES SCIENCES
DEPARTEMENT DE GEOLOGIE**

**Filière
Sciences de la Vie et de la Terre
(SVT, Semestre 2)**

**MODULE M11
GEODYNAMIQUE INTERNE**



**Rachid HLILA
TETOUAN
2019-2020**

Chap. 1 : La Dérive des continents

I - Le concept de la "dérive des continents".

Alfred Wegener (1880 - 1930), fut le premier à évoquer le fait que les continents devaient se déplacer les uns par rapport aux autres. En 1912, il publia la théorie de la dérive des continents, en supposant que la croûte continentale (alors appelée *sial*) "flottait" sur une couche sous-jacente dénommée *sima*.

Cette théorie ne fût acceptée par la communauté scientifique puisqu'elle était peu fondée. Wegener ne disposait pas des connaissances acquises aujourd'hui telle que la structure interne du globe, des données géophysiques précises (par exemple, les données sismiques et magnétiques). Cinquante ans plus tard, avec les progrès de la Science, on a pu apporter des arguments décisifs quant au concept de "dérive" des continents et ce à partir des années 50-60.

II- Les arguments en faveur de la "dérive des continents"

Plusieurs arguments ont été successivement développés :

1 - arguments morphologiques. Wegener avait remarqué que les continents s'emboîtent les uns les autres tel un puzzle. D'une façon plus générale, on peut envisager qu'à une certaine époque géologique la majeure partie des continents ne formait qu'un continent unique « **PANGÉE** » (Fig.1.1) qui s'est ensuite fracturé et morcelé en plusieurs unités qui se sont séparés au cours des temps géologiques.

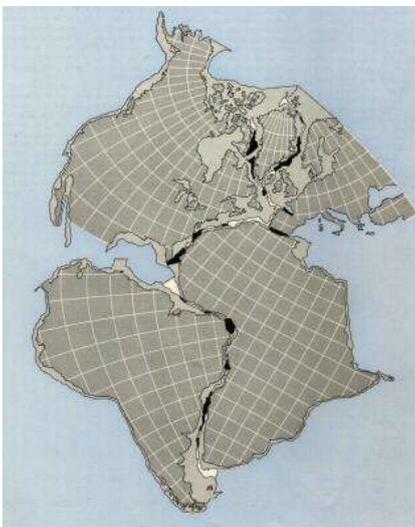


Fig.1.1 : Ajustement des continents et parallélisme des lignes côtières: PANGÉE de A. WEGENER.

2-Arguments géologiques : Plusieurs données géologiques sont en faveur de la dérive des continents.

a- formations glaciaires : On observe, sur certaines portions des continents actuels, des marques de glaciation datant d'il y a 250 millions d'années, indiquant que ces portions de continents ont été recouvertes par une calotte glaciaire (**Figs.1.2 et 1.3**).

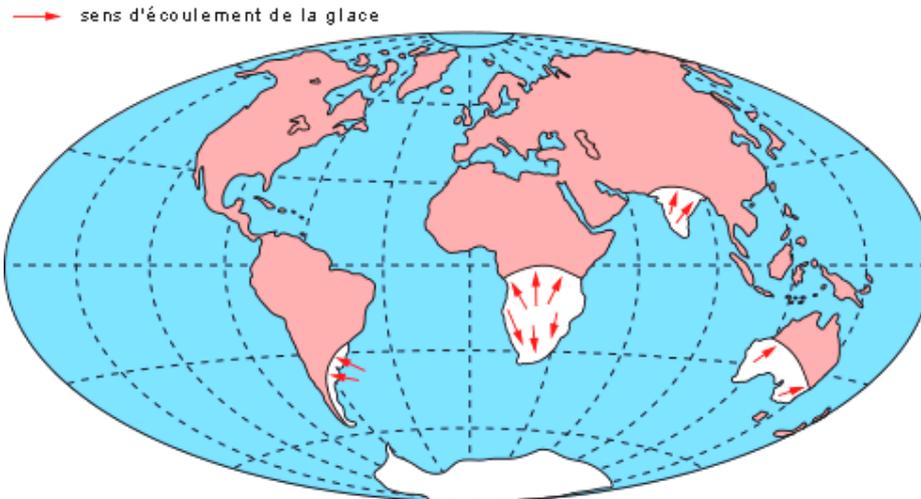


Fig. 1.2: Répartition des formations glaciaires dans les continents à l'état actuel.

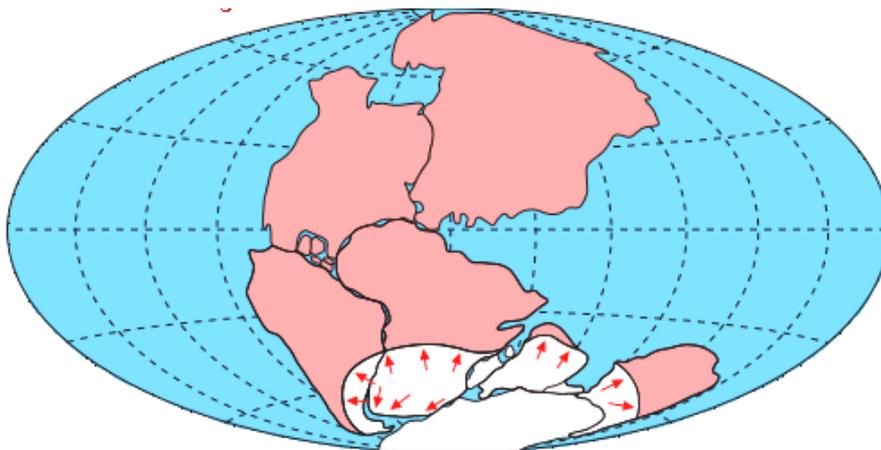


Fig. 1.3: Solution de Wegener et situation d'une calotte glaciaire dans le pôle sud.

b-La correspondance des structures géologiques : La correspondance des structures géologiques entre l'Afrique et l'Amérique du Sud appuie l'argument de Wegener. La situation géographique actuelle des deux continents montre la distribution des anciens blocs continentaux (boucliers) ayant plus de 2 Ga (milliards d'années) (**Fig.1.4**). De même les chaînes récentes (650 -450 Ma) moulant les boucliers dans ces deux continents se correspondent parfaitement de part et d'autre après ce rapprochement (**Fig.1.5**).

Par ailleurs, la correspondance des structures géologiques entre l'Amérique du Nord et l'Europe confirme aussi l'idée de Wegener (**Fig.1.6**).

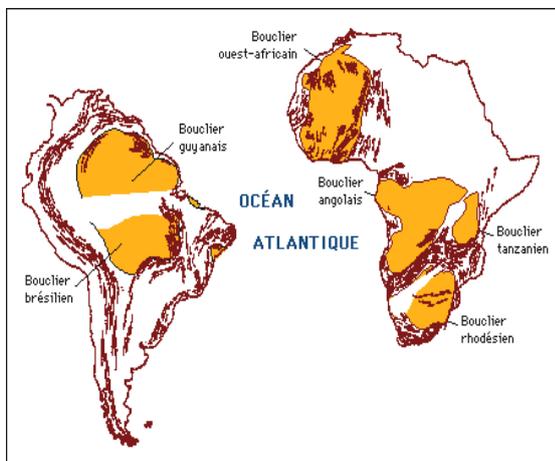


Fig. 1.4: Distribution des boucliers de part et d'autre de l'atlantique dans l'Afrique et l'Amérique du Sud.

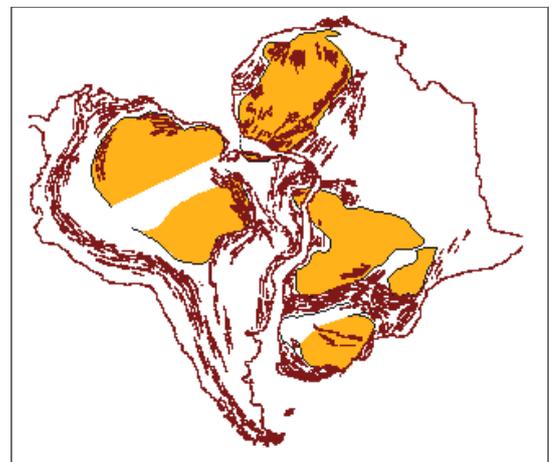


Fig. 1.5: Correspondance des structures géologiques (cratons et chaînes récentes) après rapprochement des deux continents.

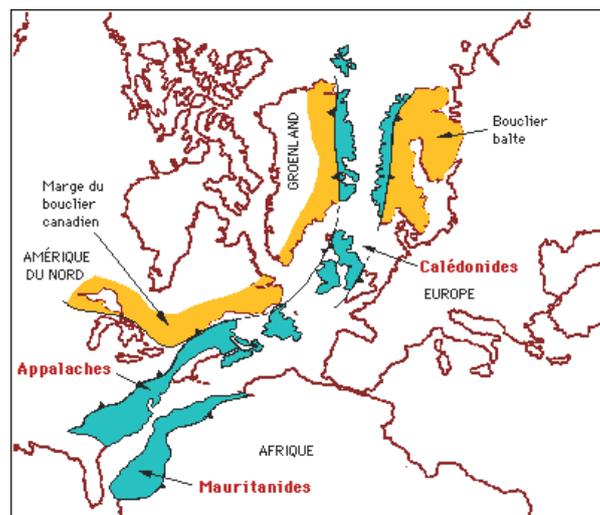


Fig.1.6 : Correspondance des structures géologiques entre Mauritanides, Calédonides et les Appalaches.

c- arguments paléontologiques : On retrouve, de part et d'autre de l'Atlantique, sur les continents actuels, des fossiles de plantes et d'animaux terrestres datant de 240 à 260 Ma (**Fig.1.7**). Tous ces organismes n'avaient pas la capacité de traverser un si large océan. On doit donc penser qu'autrefois tous ces continents étaient réunis et n'en formaient qu'une seule masse, la Pangée (**Fig.1.8**).

- **Cynognathus**: reptile prédateur terrestre ayant vécu il y a 240 Ma
- ◆ **Mesosaurus**: petit reptile de lacs d'eau douce, il y a 260 Ma
- **Lystrosaurus**: reptile terrestre ayant vécu il y a 240 Ma
- ♣ **Glossopteris**: plante terrestre d'il y a 240 Ma

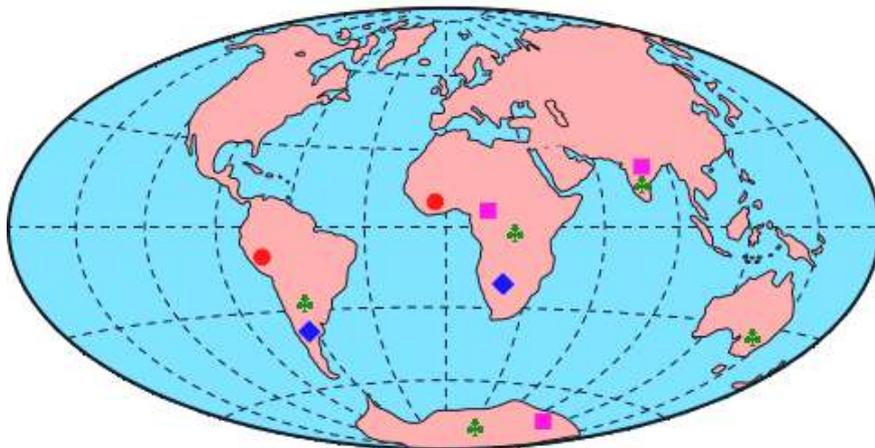


Fig.1.7 : Répartition des traces fossiles de plantes et d'animaux (240-260Ma) dans divers continents à l'état actuel.

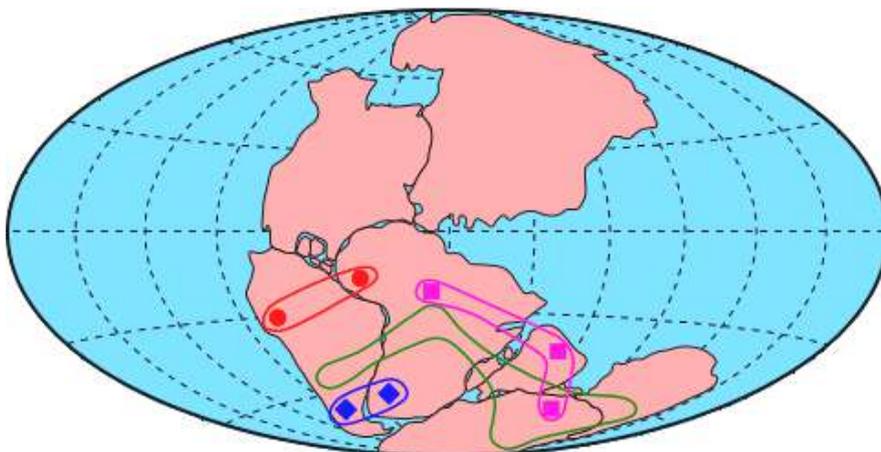


Fig.1.8: Solution de Wegener (reconstitution d'après Bullard et al., 1968).

d- Arguments paléomagnétiques : Le paléomagnétisme retrouve à partir de l'aimantation des roches les positions anciennes des pôles magnétiques par rapport à un continent. Plusieurs méthodologies paléomagnétiques ont permis de mettre en évidence la mobilité des continents au cours des temps géologiques.

--- 1° méthodologie : détermination de la position relative du pôle et d'un continent à différentes époques.

--- 2° méthodologie : Détermination des pôles à une même époque sur plusieurs continents.

Les études paléomagnétiques effectuées sur des roches continentales ont apporté la preuve irréfutable de la "dérive des continents".

III- Modèles de la dérive des continents :

Les nombreuses études géologiques faisant appel à diverses méthodes géologiques (stratigraphie, sédimentologie, volcanisme, géophysique, paléontologie, paléomagnétisme etc.) permettent de modéliser la "dérive des continents" au cours des temps géologiques. D'une façon schématique on peut résumer cette dérive des continents depuis 200 Ma (**Fig.1.9**).

Si la dérive des continents est admise et démontrée, reste à rechercher la raison de cette mobilité. Le moteur de cette dynamique est à rechercher au niveau des océans.

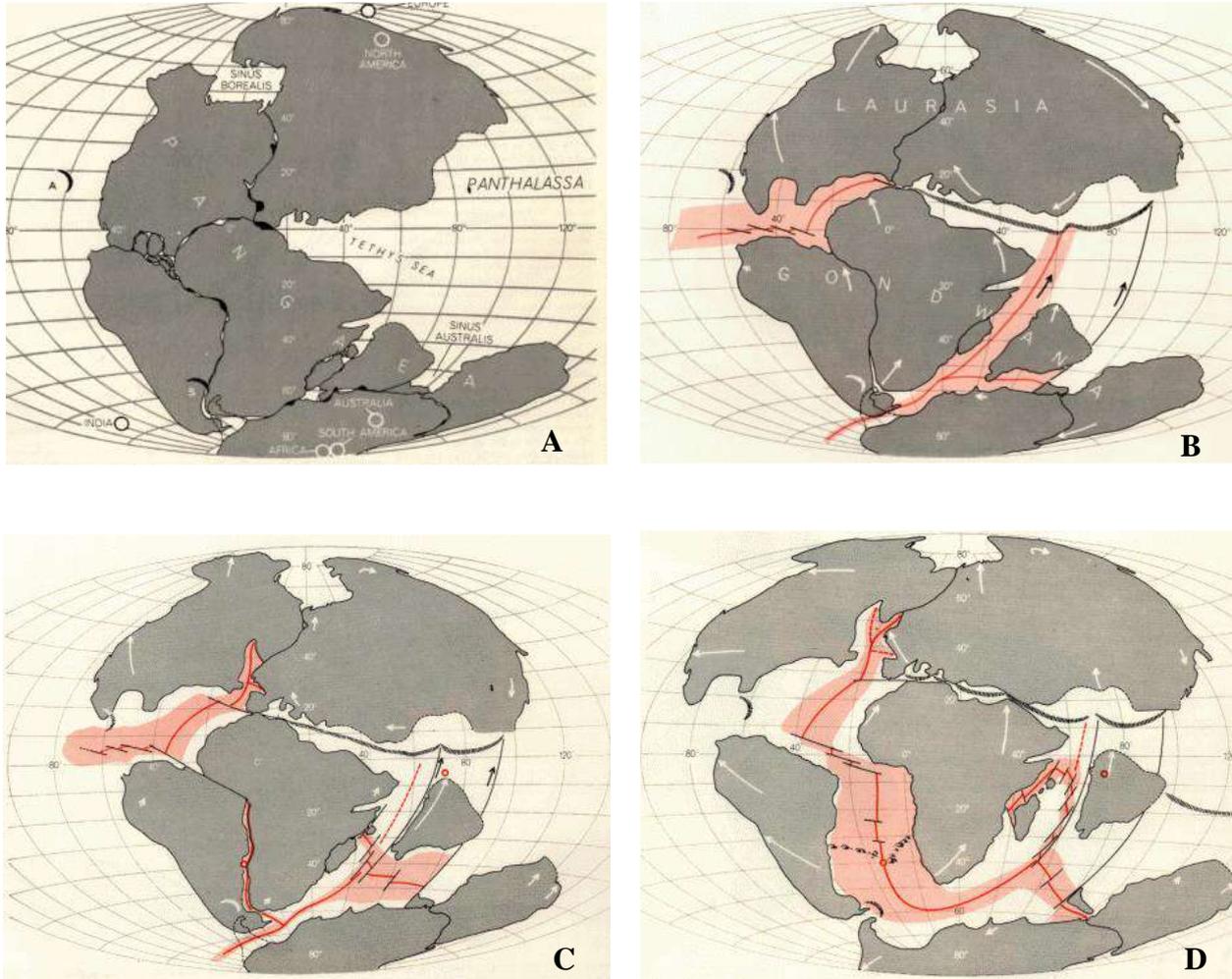


Fig. 1.9 : A: Epoque triasique (il y a 240 millions d'années), B: Epoque fin triasique (il y a 180 millions d'années), C: Epoque jurassique (il y a 135 millions d'années), D : Epoque crétacé (il y a 65 millions d'années).

Chapitre 2 : La tectonique des plaques

I-Introduction :

La **tectonique** est cette partie de la géologie qui étudie la nature et les causes des déformations des ensembles rocheux, plus spécifiquement dans ce cas-ci, les déformations, à grande échelle, de la lithosphère terrestre. Une **plaque** est un volume rigide, peu épais par rapport à sa surface. La **tectonique des plaques** est une théorie scientifique qui propose que les déformations de la lithosphère sont reliées aux forces internes de la terre et que ces déformations se traduisent par le découpage de la lithosphère en un certain nombre de plaques rigides (14) (**Fig.2.1**) qui bougent les unes par rapport aux autres en glissant sur l'asthénosphère.

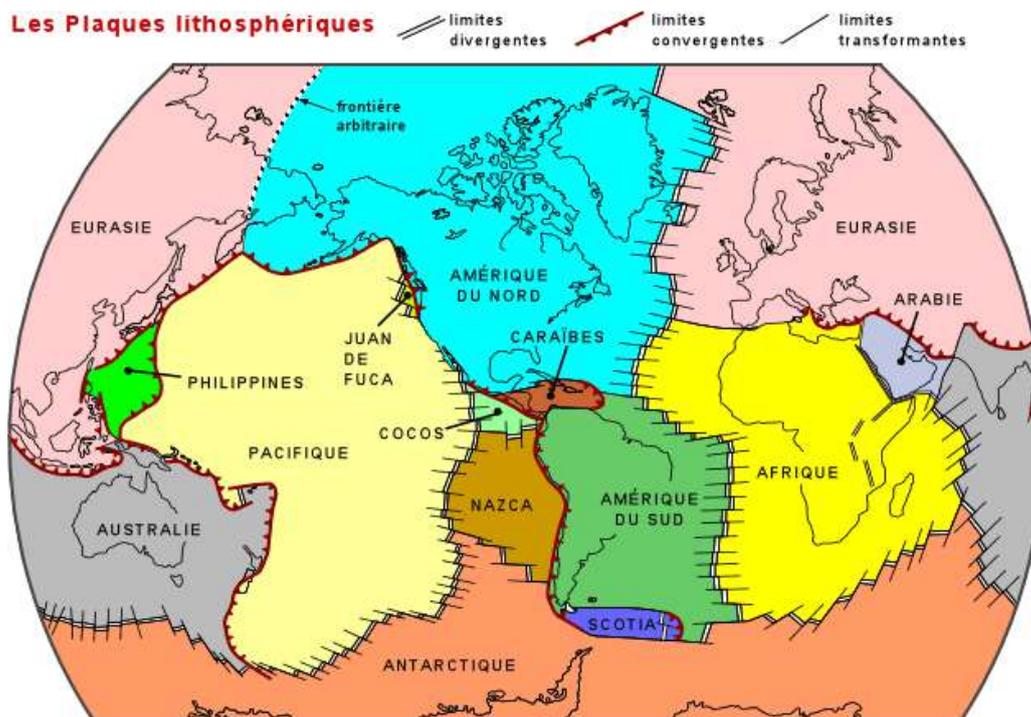


Fig. 2.1: Les différentes plaques lithosphériques du globe terrestre

II- Inversion paléomagnétique et accréation océanique

Lors des premières phases de l'exploration des fonds océaniques, les relevés de l'intensité du champ magnétique à l'aide d'un magnétomètre tiré par un bateau avaient montré l'existence, sur ces fonds, d'une alternance de bandes parallèles de

magnétisme faible et de magnétisme élevé. On s'expliquait mal cette situation (Fig.2.2).

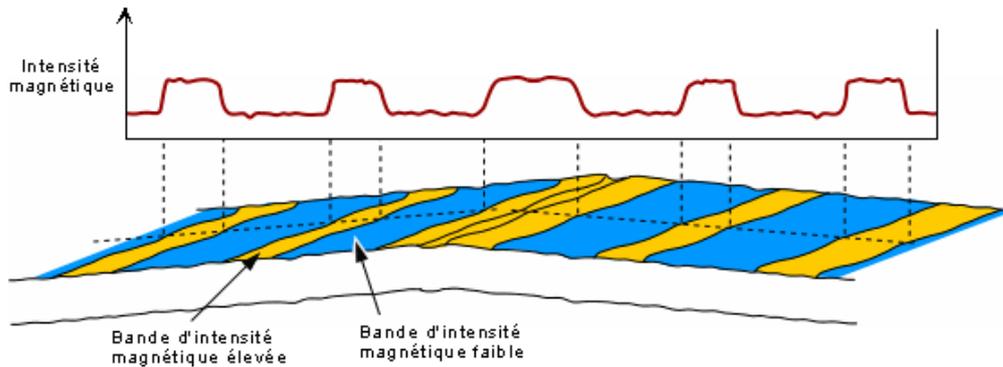
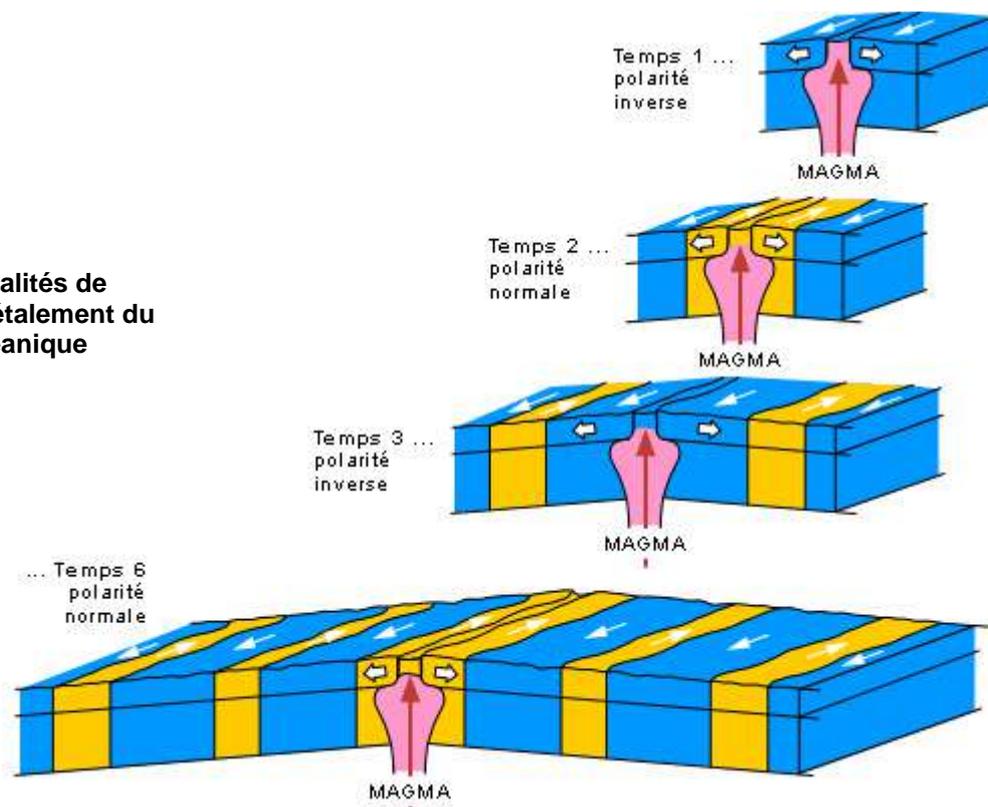


Fig. 2.2: Inversions paléomagnétiques des planchers océaniques

C'est au début des années soixante, qu'on a pu montrer que l'existence de ces bandes d'anomalie magnétique venait appuyer l'hypothèse de l'**étalement des fonds océaniques**. La formation de lithosphère océanique à la dorsale enregistre la polarité du champ magnétique terrestre au moment où cristallise le basalte. Le schéma de la Fig.2.3 montre comment se construit dans le temps un plancher océanique constitué de bandes parallèles, de polarités magnétiques alternant entre normales et inverses, et symétriques de part et d'autre d'une dorsale.

Fig. 2.3: Modalités de genèse et d'étalement du plancher océanique



III- Différents types de limites de plaques lithosphériques :

Nous savons aujourd'hui que le moteur responsable de la mobilité des plaques lithosphériques est constitué par les grandes cellules de convection dans le manteau, qui sont le résultat du flux de chaleur qui va du centre vers l'extérieur de la terre.

Cette mobilité des plaques définit trois types de limites de plaques (**Fig.2.4**): les limites **divergentes**, les limites **convergentes** et les limites **transformantes**.

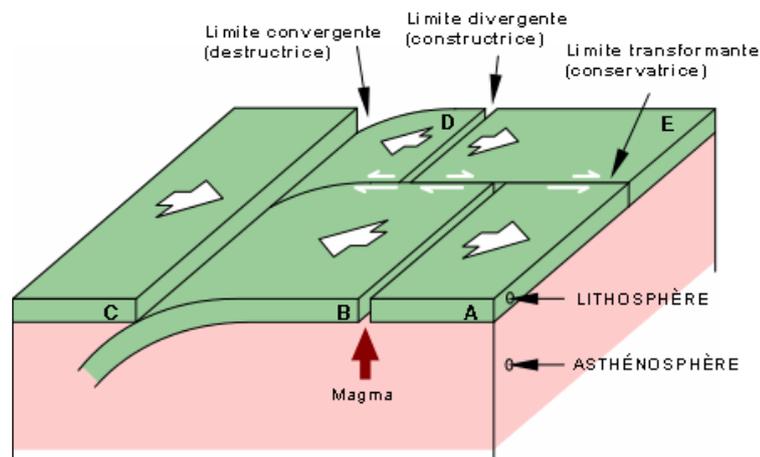


Fig. 2.4: Différents types de limites de plaques lithosphériques

III-1 - Les limites divergentes :

La convection, résultat du flux de chaleur allant du centre vers l'extérieur de la terre, produit dans la partie rigide de l'enveloppe de la terre (lithosphère), des forces de tension qui font que deux plaques divergent (**Fig.2.5**).

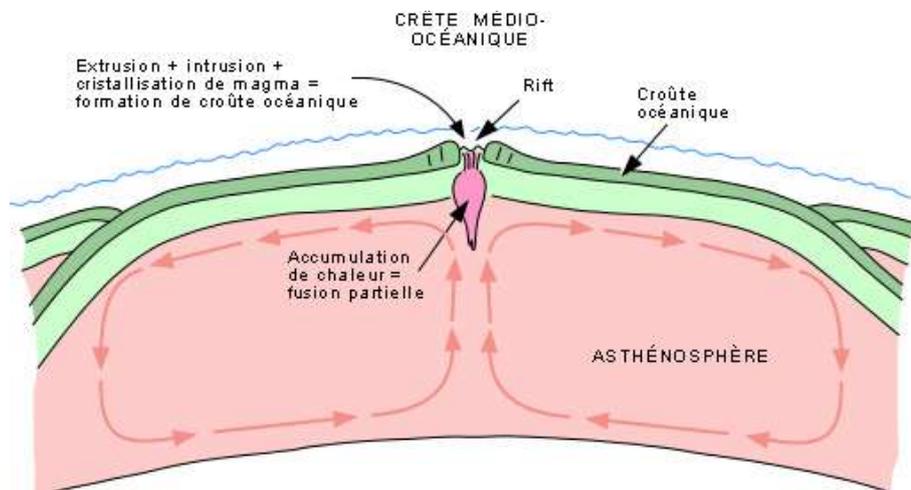


Fig.2.5: Schéma montrant une zone de divergence dans la lithosphère

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 arrive au niveau de la zone du rift cristallise et forme une nouvelle croûte (**Fig.2.6**). Ce sont ces processus qui expliquent comment s'est formé un océan comme l'Atlantique. Les schémas de la **Figure 2.7**, illustrent les quatre étapes de formation d'un océan.

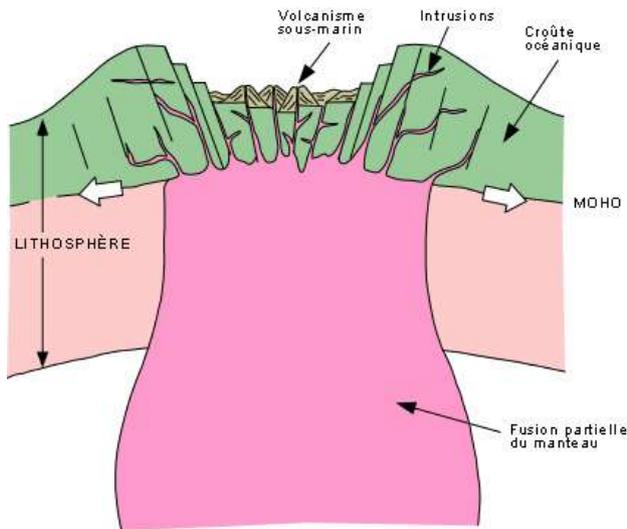


Fig.2.6: Détail d'une zone de divergence.

III-2 - Les limites convergentes

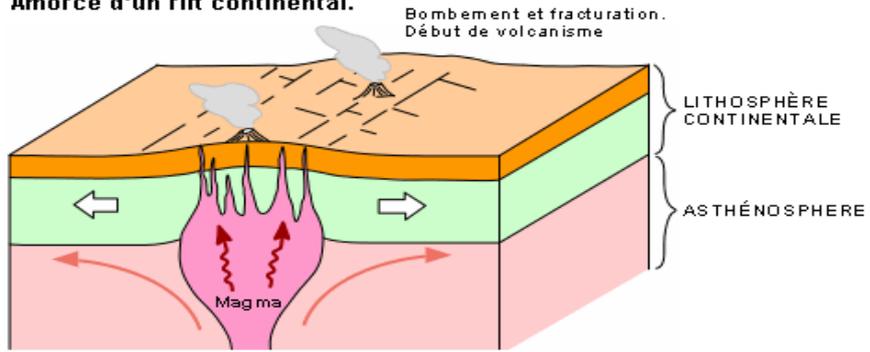
Comme la terre est un espace fini, le fait que les plaques grandissent aux frontières divergentes, implique qu'il faudrait détruire une partie de la lithosphère ailleurs pour maintenir constante la surface terrestre. Cette destruction se fait au niveau des frontières convergentes qui, comme le nom l'indique, marquent le contact entre deux plaques lithosphériques qui **convergent** l'une vers l'autre.

III-2-1 Convergence entre deux plaques océaniques.

Dans ce genre de collision, une des deux plaques (la plus dense, généralement la plus vieille) s'enfonce sous l'autre pour former une zone de subduction (**Fig.2.8.a**).

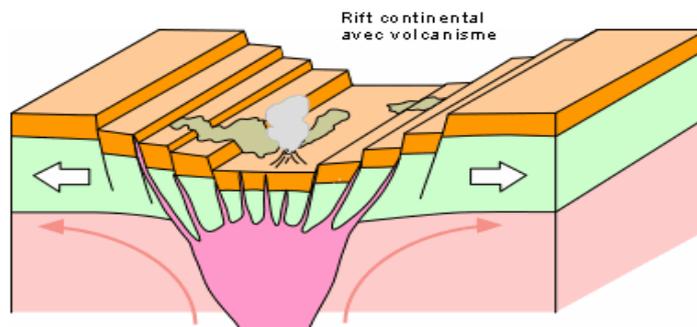
Stade 1

Amorce d'un rift continental.



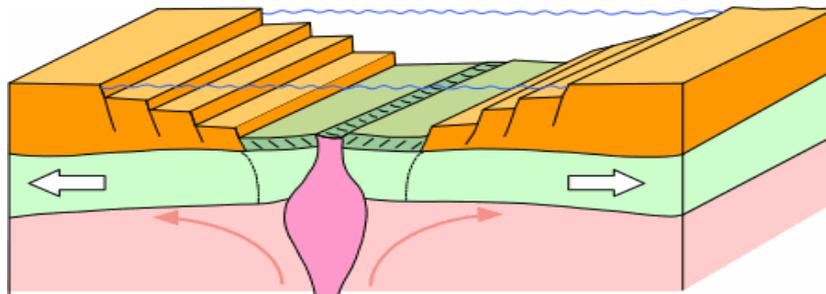
Stade 2

Rift continental.



Stade 3

Premier plancher océanique - Mer linéaire.



Stade 4

Océan de type Atlantique

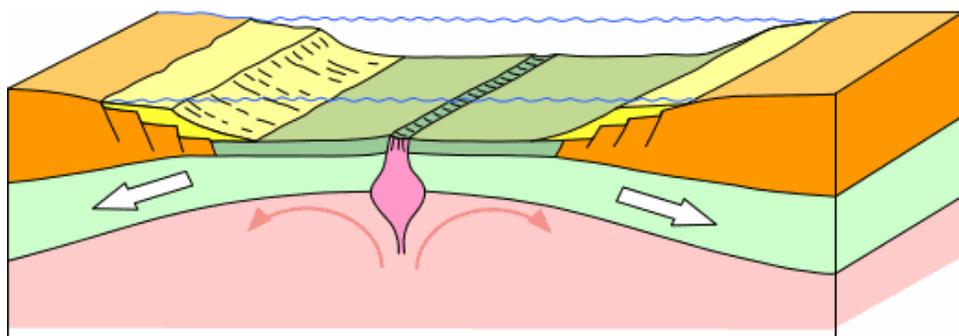


Fig.2.7: Différents stades de formation d'un océan

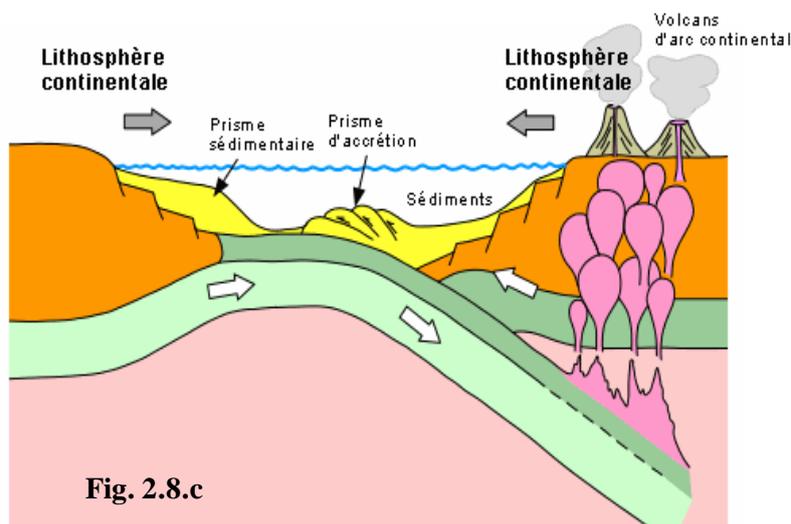
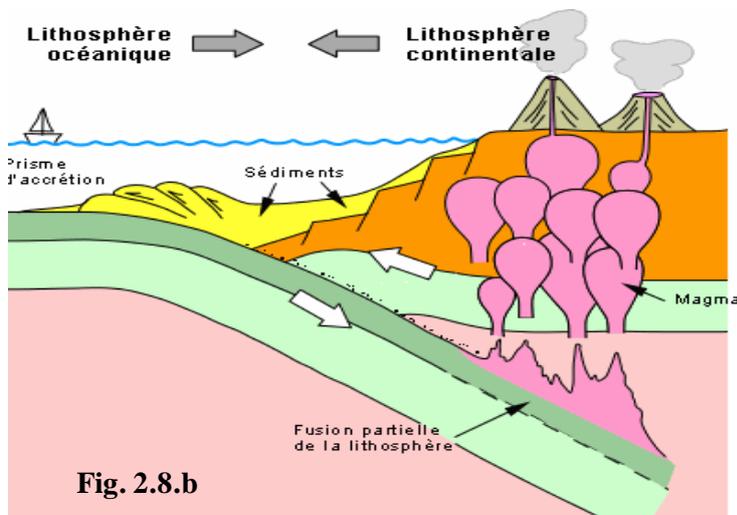
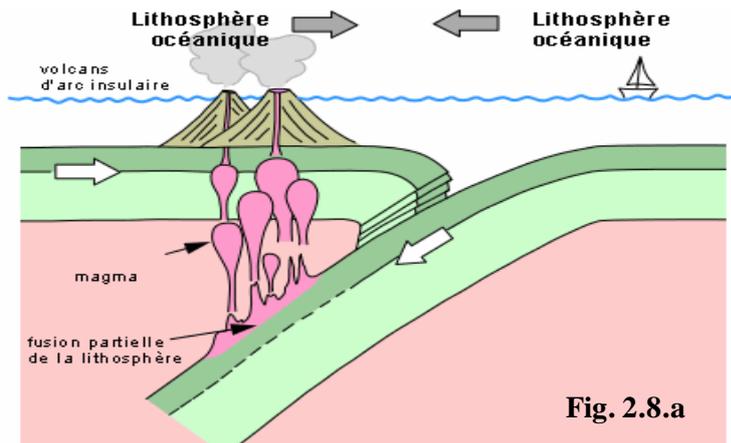


Fig.2.8: Différents types de collision entre plaques lithosphériques

On enfonce du matériel moins dense ($d \sim 3,2$) dans du matériel plus dense ($d \sim 3,3$), du matériel moins chaud dans du matériel plus chaud. L'asthénosphère "digère" peu à peu la plaque lithosphérique.

Il se produit un phénomène de fusion partielle de la plaque engloutie. Le magma résultant (liquide), moins dense que le milieu ambiant, monte vers la surface. Une grande partie de ce magma reste emprisonnée dans la lithosphère, mais une partie est expulsée à la surface, produisant des volcans sous la forme d'une série d'îles volcaniques (arc insulaire volcanique) sur le plancher océanique.

III-2-2 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 (**Fig.2.8.b**).

III-2-3 Convergence de deux plaques continentales.

L'espace océanique se refermant au fur et à mesure du rapprochement de deux plaques continentales, le matériel sédimentaire du plancher océanique, plus abondant près des continents, et celui du prisme d'accrétion se concentre de plus en plus; le prisme croît (**Fig. 2.8.c**).

Lorsque les deux plaques entrent en collision, le mécanisme se coince: le moteur du déplacement (la convection dans le manteau supérieur) 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 (**Fig.2.9**).

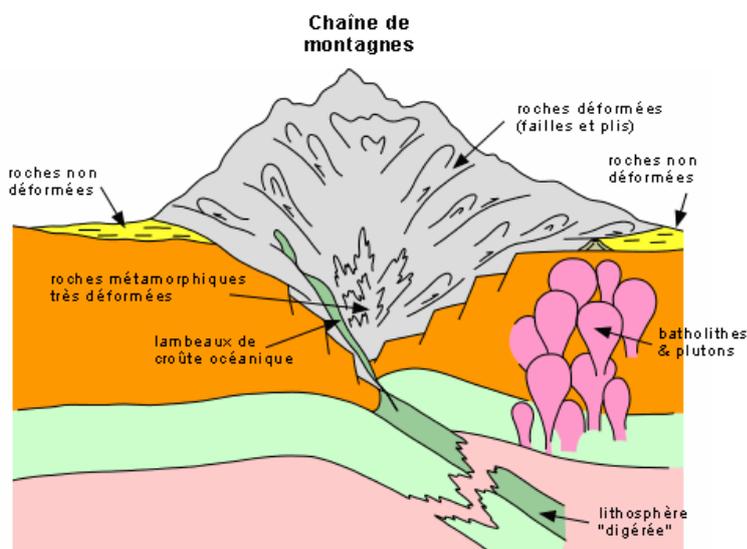


Fig. 2.9: Formation d'une chaîne de montagne dans le cas d'une convergence entre deux plaques continentales.

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.

III-3 - Les limites transformantes

Les limites transformantes correspondent à de grandes fractures qui affectent toute l'épaisseur de la lithosphère; on utilise plus souvent le terme de failles transformantes. Elles se trouvent le plus souvent, mais pas exclusivement, dans la lithosphère océanique. La fameuse faille de San Andreas en Californie (**Fig.2.10**) est un bon exemple de cette situation.

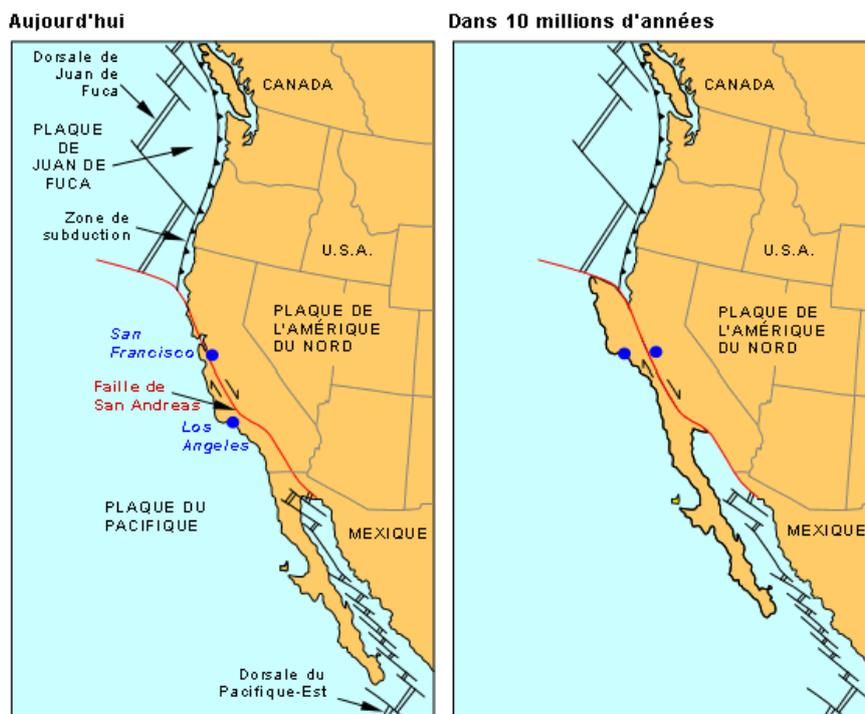


Fig. 2.10: Exemple de limite de plaques transformante: Faille de San Andreas

IV- A quel rythme se font ces mouvements de divergence et de convergence ?

Les taux de divergence et de convergence ne sont pas identiques partout. La divergence varie de 1,8 à 4,1 cm/an dans l'Atlantique et de 7,7 à plus de 18 cm/an dans le Pacifique. La convergence se fait à raison de 3,7 à 5,5 cm/an dans le Pacifique. À noter le taux de déplacement latéral relatif le long de la faille de San Andreas en Californie (~ 5,5 cm/an).

Chap. 3 : Séisme. Tremblement de Terre

I- Introduction:

Un tremblement de terre est l'une des catastrophes naturelles parmi les plus dangereuses. A la différence d'un cyclone ou d'une éruption volcanique, un séisme frappe en quelques secondes ne donnant aucune chance de fuir. On ne peut éviter un séisme mais le principal objectif est de prévoir l'endroit où le futur tremblement de terre se produira.

I-1-Origine et signification d'un séisme.

C'est un mouvement bref du sol (quelques secondes à quelques minutes) dû à l'arrivée d'ondes élastiques (ondes sismiques) transmises dans le globe à partir d'un point appelé **foyer** ou source ou encore **hypocentre** se trouvant toujours dans la lithosphère mais jamais dans l'asthénosphère. L'épicentre est le point de la surface du globe à la verticale du foyer (**Fig.5.1**). Le mouvement des plaques tectoniques, implique le plus souvent une accumulation d'énergie dans la lithosphère soumise à des forces tectoniques. Des ruptures de la lithosphère se traduisant par des cassures se produisent là où le seuil d'élasticité est atteint. **L'énergie** brusquement dégagee le long de ces fractures cause des séismes (tremblements de terre).

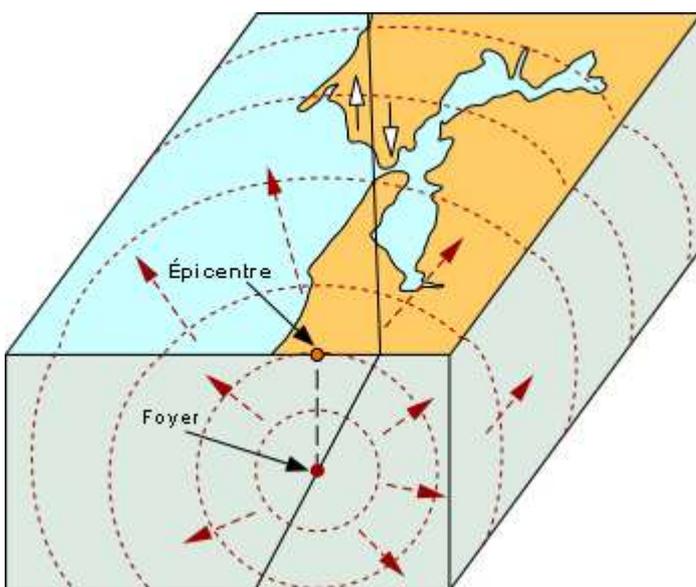


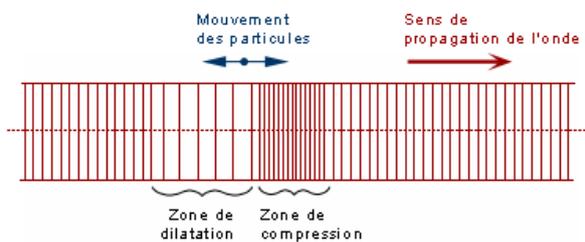
Fig.5.1 : Origine d'un séisme

On distingue les séismes superficiels (entre 0 et 60 Km de profondeur) les plus fréquents (95%), les séismes intermédiaires (entre 60-300Km de profondeur) et les séismes profonds (300-700Km de profondeur, il n'y en a plus au-delà). Ces deux derniers types représentent les 5% restantes. Les séismes sont très fréquents sur terre, plus d'un million de séismes s'y produisent chaque année.

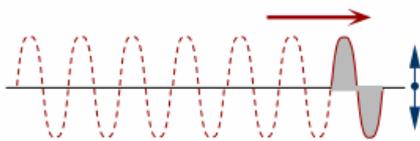
L'énergie du séisme se transmet à partir du foyer par l'intermédiaire d'ondes élastiques: les **ondes P** ou primaires qui sont longitudinales et les **ondes S** ou secondaires qui sont transversales (ondes de fond).

Un séisme émet également un autre type d'ondes: les ondes de surface et qui comprennent les **ondes de Love** et de **Rayleigh (Fig. 5.2)**. Les ondes de Love ou **ondes L** sont des ondes de cisaillement, comme les ondes S, mais qui oscillent dans un plan horizontal.

Onde P (compression)



Onde S (cisaillement)



Onde L (de Love) (cisaillement)



Onde de Rayleigh

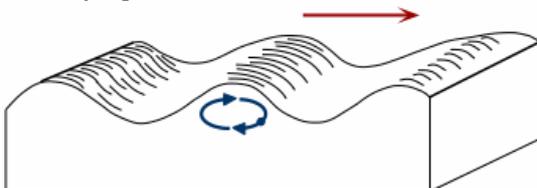


Figure 5.2 : Différents types d'ondes sismiques

Elles produisent dans le sol un mouvement de vibration latéral. Les ondes de Rayleigh sont assimilables à une vague; les particules du sol se déplacent selon une ellipse, créant une véritable vague qui affecte le sol lors des grands tremblements de terre. Ce sont les ondes de surface qui causent les dégâts engendrés par les tremblements de terre.

La force des tremblements de terre varie beaucoup d'une fois à l'autre. Parfois, les vibrations sont tellement violentes que des maisons et des immeubles entiers se trouvent effondrés et détruits alors que parfois ces vibrations sont à peine ou pas ressenties.

Il existe de nombreuses façons de mesurer les tremblements de terre, dont la plus connue et la plus usitée aujourd'hui est celle inventée par **Charles Richter** (sismologue américain) en 1935 (**Fig. 5.3**).

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.	
XII Destruction quasi totale. Ondulations visibles à la surface du sol. Objets projetés dans les airs.	9

Figure 5.3 : Echelles de Richter et de Mercalli

C'est sur cette échelle qu'on mesure l'importance, ou la magnitude, des tremblements de terre. La magnitude est la mesure de la quantité d'énergie libérée lors d'un tremblement de terre.

Cette échelle est basée sur la quantité d'énergie dissipée lors d'un séisme. À chaque degré, la force du tremblement de terre est multipliée par 10. Ainsi le degré 7 libère dix fois plus d'énergie que le degré 6, cent fois plus que le 5, mille fois plus que le 4, etc. La courbe du graphique de la **Fig. 5.4** nous montre, qu'avec une progression arithmétique de la magnitude, l'énergie dégagée au foyer croît de manière exponentielle.

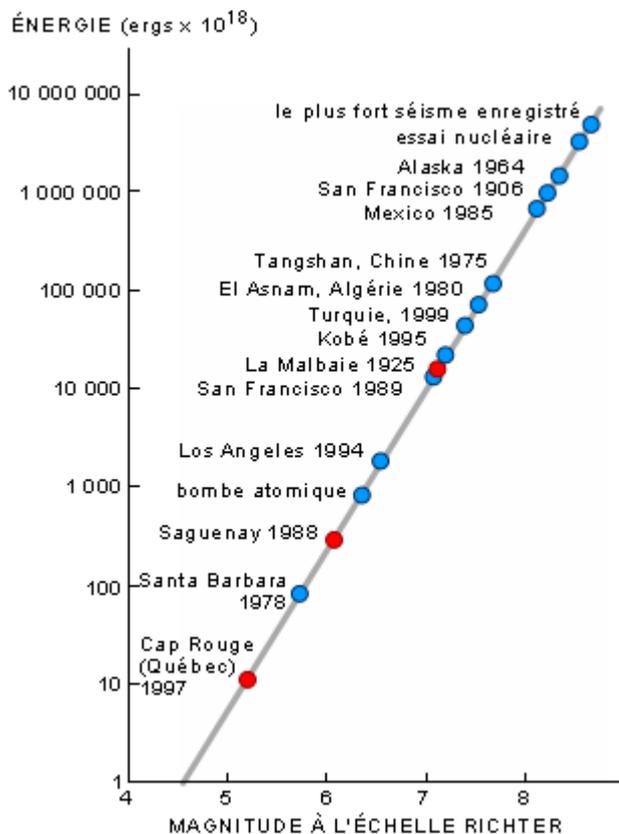


Figure 5.4 : Comparaison entre différents séismes.

Aujourd'hui, on utilise un calcul modifié du calcul original de Richter, en faisant intervenir la dimension du segment de faille le long duquel s'est produit le séisme. La gravité des répercussions des séismes à la surface de la Terre se mesure sur **l'échelle de Mercalli** (développée en 1902 et modifiée en 1931). Elle mesure l'intensité des séismes. Sur cette échelle, ces répercussions s'échelonnent de 1 (ressenti uniquement par des instruments) à XII (destruction totale) (**Fig. 5.3**). Cette

intensité est déterminée par deux choses: l'ampleur des dégâts causés par un séisme et la perception qu'a eu la population sujette au séisme. Il s'agit d'une évaluation plus ou moins subjective: la perception de la population et l'ampleur des dégâts vont varier en fonction de la distance à l'épicentre (échelle variable géographiquement).

III-Les séismes et la tectonique des plaques

Un tremblement de terre ne se produit pas de façon fortuite. L'activité sismique mondiale est mieux perçue actuellement grâce à la théorie de la tectonique des plaques qui permet d'expliquer de façon satisfaisante l'activité sismique observée dans les différentes zones.

Ce sont des témoins de l'activité permanente du globe terrestre. Sachant que l'écorce terrestre est constituée de plusieurs plaques se déplaçant les unes par rapport aux autres, par coups, les séismes ont lieu aux frontières de ces plaques, même s'il existe cependant une sismicité diffuse en dehors de ces limites (sismicité intra plaque). Ces séismes sont appelés séismes tectoniques (**Fig. 5.5**). Les alignements des séismes indiquent les limites de ces plaques, lesquelles se déplacent les unes par rapport aux autres et présentent entre elles trois types de frontières qui sont le siège d'une plus ou moins intense activité sismique:

1- Les zones d'écartement (dorsales océaniques) qui sont le siège de tremblements de terre nombreux mais relativement modérés.

2- Les zones d'affrontement (zones de subduction) caractérisées par la présence de séismes dont les foyers s'inscrivent dans un **plan incliné** de faible épaisseur: plan de **Wadati-Benioff** qui possède une inclinaison variable selon le type de zone de subduction (**Fig. 5.6**). De manière générale les zones de subduction sont le siège de séismes superficiels, intermédiaires et profonds. On y trouve les tremblements de terre les plus violents et aussi les plus meurtriers à cause de leur situation géographique souvent près des zones à forte densité de population (Chili, Japon, Mexique). C'est aussi le seul endroit où on a des tremblements de terre profonds jusqu'à 700 Km. La répartition géographique de

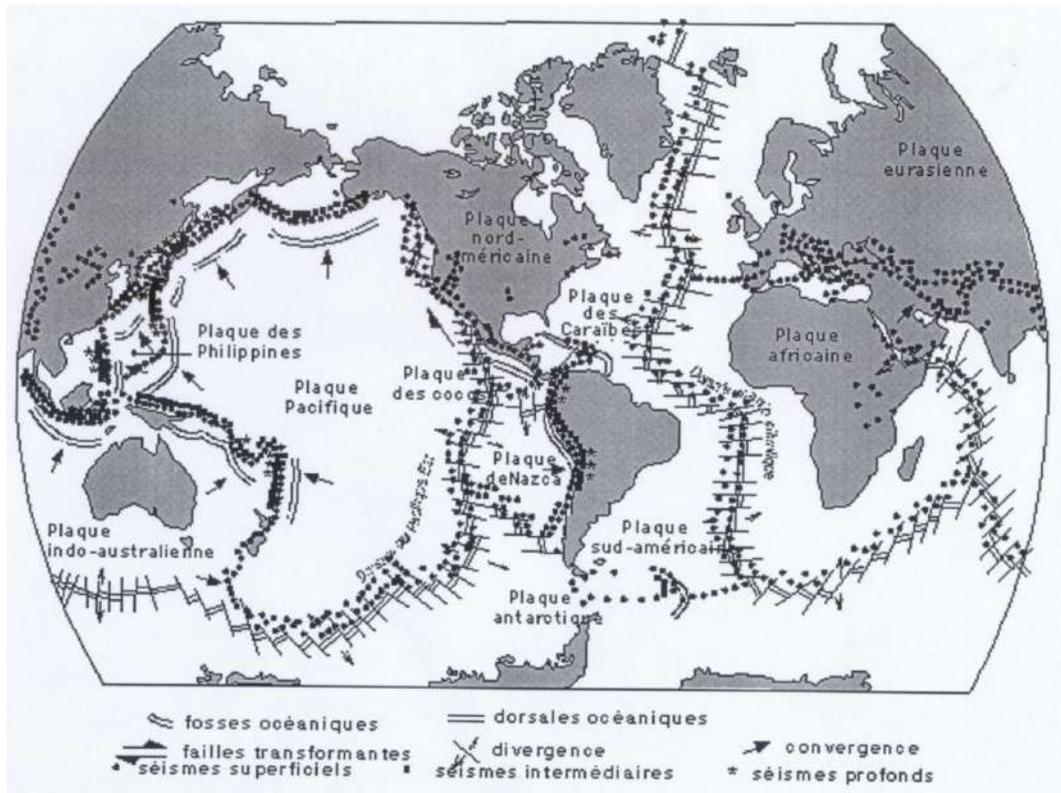


Figure 5.5 : Sismicité de la terre dans le cadre de la tectonique des plaques

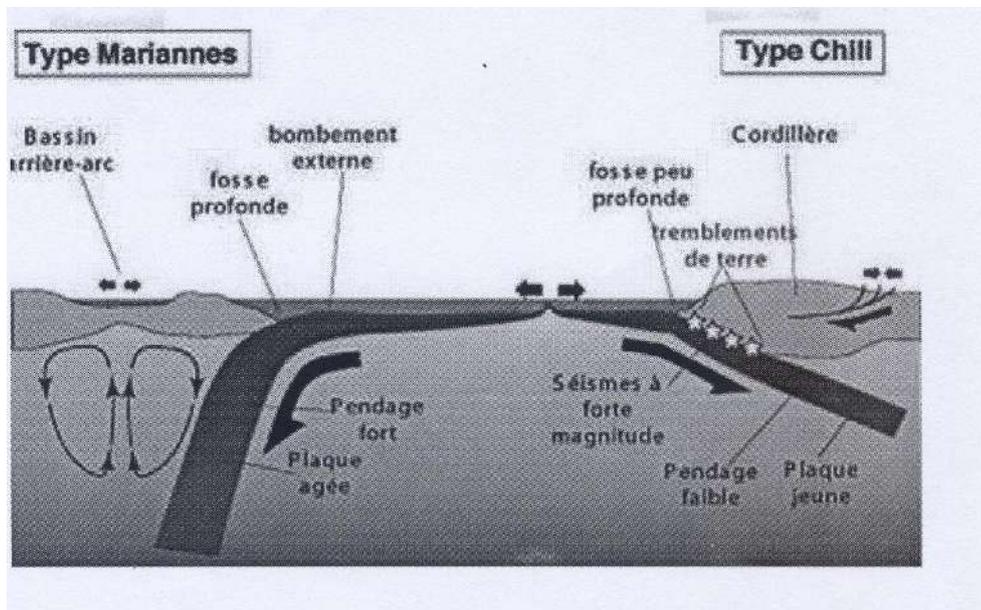


Figure 5.6 : Deux types de subduction : De chili et des Mariannes

ces trois classes de séismes obéit à une certaine logique. Prenons à titre d'exemple la zone de convergence Kouriles-Japon dans le nord-ouest du Pacifique (**Fig. 5.7**). On y voit que les trois classes de séismes se répartissent selon des bandes parallèles aux fosses océaniques: d'est en ouest, séismes superficiels, séismes intermédiaires et séismes profonds. Pour comprendre cette répartition, faisons une coupe (A-B) à la hauteur des Kouriles (**Fig. 5.8**).

3- Les zones de coulissage (glissement horizontal): Elles se caractérisent par des failles transformantes qui sont des cassures de plaques et qui permettent le glissement entre deux portions de plaques. Elles sont le siège de séismes superficiels. Un exemple célèbre de faille transformante est la faille de San Andreas aux Etats-Unis, avec notamment le séisme de San Francisco de 1906.

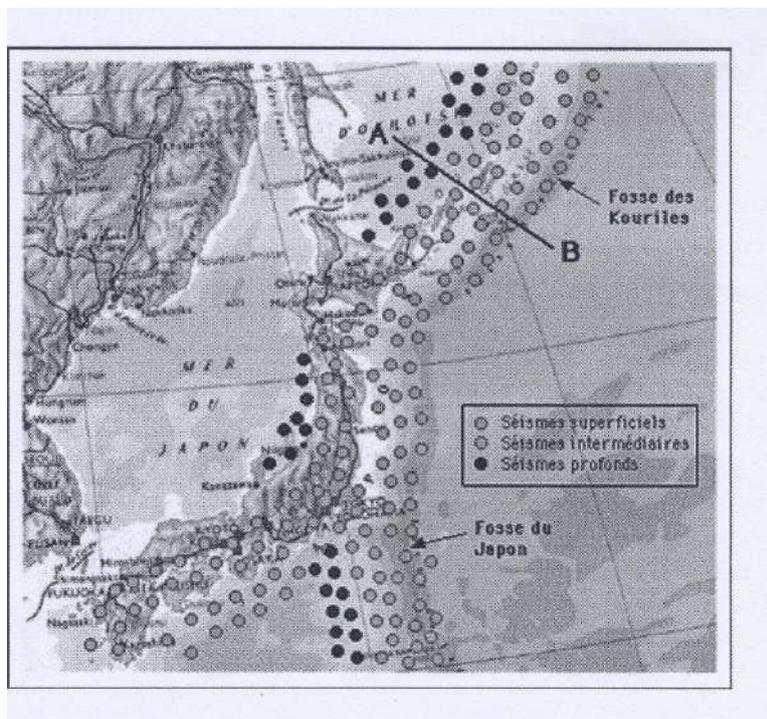


Figure 5.7 : Répartition des différents types de séismes dans la fosse des Kouriles

Une dernière catégorie de séismes existe, qui ne sont pas complètement expliqués par la tectonique des plaques: ceux de Chine par exemple ou ceux du centre des USA.

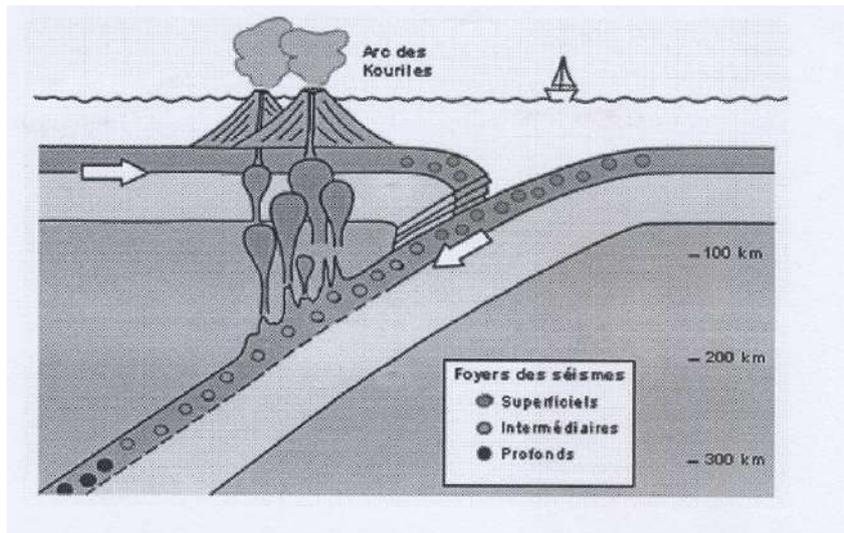


Figure 5.8 : Répartition en coupe des différents types de séismes dans la fosse des Kouriles

IV- Méthodes de détermination d'un épicentre d'un séisme: Méthode des cercles

Cette méthode nécessite l'utilisation d'au moins 3 stations d'enregistrement situées en des lieux différents et qui enregistrent la composante verticale des ondes P et S. L'onde emprunte le trajet le plus court tout en considérant que, mais cela reste une approximation, le trajet est une ligne droite.

Quand les vitesses ne sont pas connues, on utilise pour déterminer d (distance épacentrale), des abaques, c'est-à-dire des courbes établies expérimentalement permettant graphiquement et rapidement d'obtenir une valeur. On connaît alors directement d qui est fonction de $(t_s - t_p)$ (**Fig.5.9**).

Le lieu des points à la distance d d'une station est un cercle ayant pour rayon la distance épacentrale d et comme centre la station. Le deuxième problème consiste à déterminer d et tracer les cercles correspondant pour plusieurs stations.

Avec une station, on ne peut pas déterminer la position du séisme. Il en faut au moins trois et on définit alors trois cercles de rayon d_1 , d_2 et d_3 . Si le foyer est superficiel, la méthode convient parfaitement: les trois cercles se coupent en un seul point qui est le foyer du séisme. Sinon chaque distance d définit une sphère. Les trois sphères se coupent à une profondeur que l'on ignore et la projection en surface

donne la zone où s'est produit le séisme. C'est une méthode facile, rapide et suffisante pour localiser un séisme. En pratique, quand on est loin, on peut négliger la profondeur.

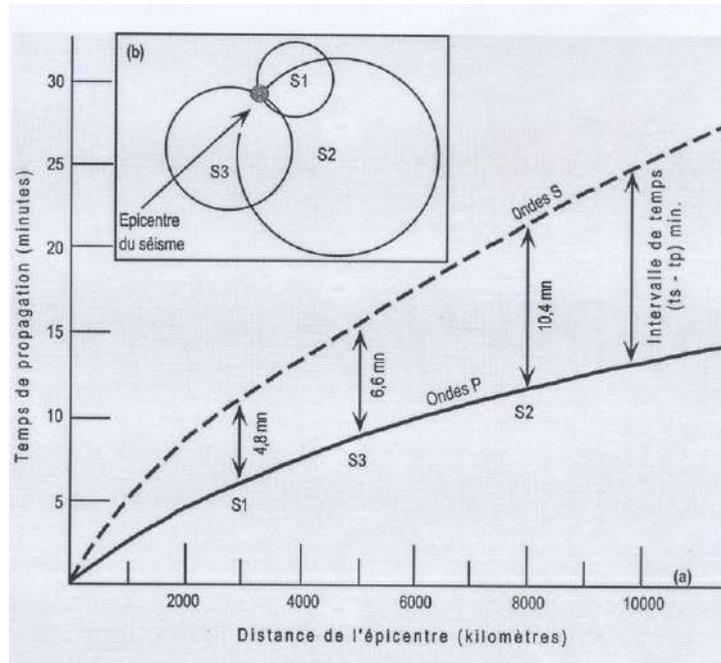


Figure 5.9 : Exemple de courbes hodochrones ou hodographe des ondes P et S.

V- Tsunami et raz de marée: catastrophe conséquente d'un séisme.

Le tsunami (nom tiré du japonais) engendre un phénomène particulièrement destructeur consécutif à un mouvement du fond sous-marin généré par un séisme, une éruption volcanique ou un glissement de terrain. Il peut survenir plusieurs heures après l'événement. Le schéma de la **Fig. 5.10** illustre la nature d'un tsunami engendré par un soulèvement du fond marin causé par un séisme.

Le 26 décembre 2004, l'île de Sumatra (Indonésie) a connu un des plus grands séismes jamais enregistrés ($M = 9,0$). Ce dernier a engendré un puissant tsunami qui s'est propagé dans tout le golfe du Bengale et dans l'océan indien, causant une destruction indescriptible.

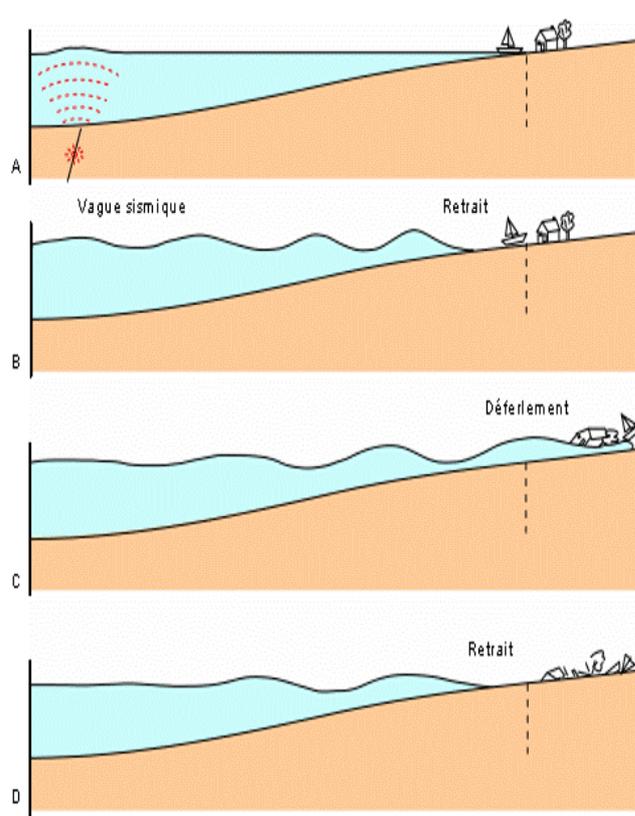


Figure 5.10 : Raz de marée : Tsunami provoqué par un séisme.

Chap.4 Métamorphisme

I-Introduction

La Terre est une planète géologiquement active. Très peu de terrains sont restés intacts depuis leur formation. Ils subissent l'influence des phénomènes géologiques ultérieurs à leur mise en place. Lors de cette remobilisation les roches vont être déformées, enfouies, transformées. C'est le métamorphisme.

II-Le métamorphisme : Généralités

Il a lieu en profondeur de la Terre et tout type de roche peut être métamorphosée, roche sédimentaire, magmatique ou même une roche métamorphique déjà existante. On distingue :

- le para-métamorphisme : Métamorphisme affectant une roche sédimentaire.
- l'ortho-métamorphisme : Métamorphisme affectant une roche magmatique.
- le poly-métamorphisme : Métamorphisme affectant une roche métamorphique.

Plus on s'enfonce dans la terre, plus la température ambiante augmente. En moyenne l'augmentation est de 3°C tous les 100 mètres, c'est le gradient géothermique moyen. De même la pression augmente avec la profondeur. Si à la surface une température de 1000°C suffit à la fusion de la plupart des roches, en profondeur, cette valeur sera bien plus importante. En effet la pression va s'opposer à la fusion.

Lorsqu' une roche s'enfonce, elle subit d'abord les phénomènes de la diagenèse, puis au fur et à mesure que la température et la pression augmentent, des réarrangements ioniques viennent perturber la structure cristalline de certains minéraux. Il y a alors métamorphisme.

Le métamorphisme correspond à l'intervalle existant entre la diagenèse des sédiments (faible température et faible pression) et la fusion des roches (par anatexie). La transition entre diagenèse et métamorphisme est appelé Anchimétamorphisme. On déduit de là que le métamorphisme ne concerne que des roches solides. Même si quelques transformations minéralogiques et structurales

affectent la roche, celle-ci reste toujours à l'état solide. Cependant, des apports de liquide extérieur peuvent avoir lieu, entraînant la modification de la composition chimique de la roche par métasomatose.

II-Les différents types de métamorphismes

On peut distinguer 3 types de métamorphismes :

- **Le métamorphisme d'impact** : il se forme lors de l'impact d'une météorite et engendre un type de roche appelée **impactite**. On y retrouve un minéral de très haute pression, la coésite, ainsi que des phases vitreuses indices d'une certaine fusion.
- **Le métamorphisme de contact** : Les roches sont métamorphosées au contact d'un granite en ascension (**Fig.6.1**). C'est principalement la T° qui intervient ici, il y a peu de déformation liée à la pression. L'intrusion du magma, en poussant les terrains sus-jacents entraîne une schistosité. Il n'y a souvent qu'un réarrangement minéralogique sans échange avec d'autres corps que la roche originelle (métamorphisme isochimique).

C'est la chaleur du magma qui est responsable de la transformation des roches qui l'entourent. La zone métamorphosée est réduite et dessine une auréole de métamorphisme autour du magma refroidi où nous retrouvons des roches métamorphiques de type cornéenne.

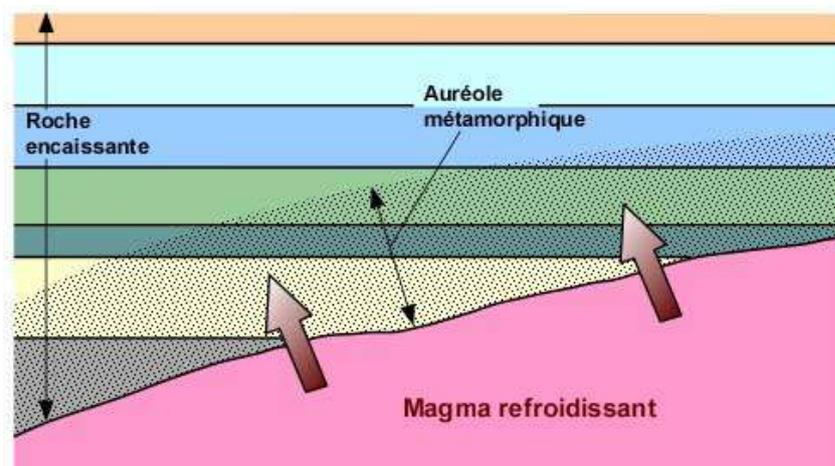


Fig.6.1 : Métamorphisme de contact dû à l'intrusion d'un magma

- **Le métamorphisme régional** : il affecte des zones sur plus de 10 km. On peut y observer une succession de terrains de plus en plus métamorphisés de même qu'une schistosité de plus en plus marquée. Cela peut aboutir à un début de fusion (Migmatite) voire même à une fusion complète de la roche (Anatectite). Le granite obtenu est alors concordant (il n'y a pas de limite franche avec l'encaissant). La cause principale de ce type de métamorphisme est la tectonique. C'est pourquoi les minéraux de ces roches métamorphiques sont souvent aplatis et orientés le long des plans de foliation (**Fig.6.2**).

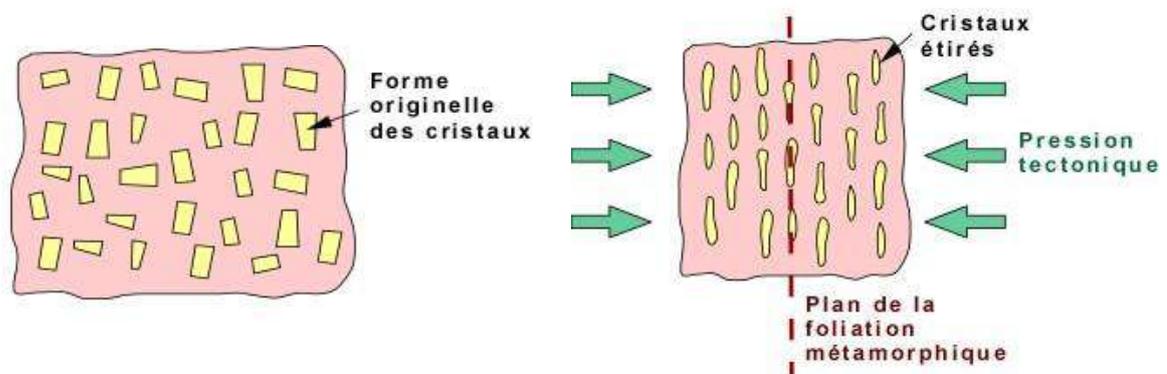


Fig.6.2 : Réorientation minérale dans le cas d'un métamorphisme régional

III-Les facteurs du métamorphisme

Les principaux facteurs sont la température et la [pression](#), mais il en existe d'[autres](#) qu'il ne faut pas négliger.

III-1 Température : Une augmentation de température induirait une perte d'eau et elle pourrait avoir plusieurs origines :

- **L'enfouissement** : l'augmentation se fait selon le gradient géothermique ($3^{\circ}\text{C}/100\text{m}$), mais il existe des variations selon les zones : les cratons (boucliers), régions relativement stables du globe, ont un gradient faible ($1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$), les zones actives ont au contraire un gradient élevé ($10^{\circ}\text{C}/100\text{m}$), de même que les zones montagneuses fraîchement érodées où, par équilibre isostatique, le gradient géothermique s'est élevé.

- **La friction** : dans les zones de subduction, l'enfoncement d'une plaque froide entraîne une chute des isothermes au niveau de la fosse océanique puis leurs remontées rapide. L'échauffement provoque la libération d'eau par la croûte subduite.

Pour les autres phénomènes tectoniques (chevauchement, nappe, décrochement), c'est uniquement les zones en contact qui sont affectées.

En ce qui concerne l'obduction où c'est une croûte jeune et chaude qui recouvre une croûte froide, le métamorphisme est rétrograde (l'intensité décroît avec la profondeur).

- **L'intrusion magmatique** : c'est le cas des métamorphismes de contact.

III-2 Pression

L'augmentation de pression peut avoir différentes origines :

- **lithostatique** : elle est due au poids des roches accumulées par subsidence sédimentaire, par subduction ou par chevauchement et charriage. Elle entraîne une compaction et la diagenèse. La pression lithostatique des sédiments (2,5 kilos pour une colonne de 10 m sur 1cm²) ainsi que des phénomènes tectoniques permet l'enfoncement des roches dans la croûte.
- **hydrostatique** : C'est la pression des fluides (CO₂, H₂O). Elle intervient surtout lors de leur libération.
- **pression de contrainte** : Ce sont les pressions orientées par des phénomènes tectoniques.

III-3 Facteurs chimiques

Généralement le métamorphisme est isochimique : les minéraux qui apparaissent se forment à partir de la même composition de ceux de la roche d'origine (on ne tient pas compte des pertes de fluides). Les roches formées de cette façon sont appelées ectinites.

En cas de métasomatose (remplacement d'éléments par d'autres), c'est le plus souvent l'eau et le CO₂ qui interviennent.

II-4 Facteurs déclenchant

Le métamorphisme n'est pas uniforme dans une roche, certaines zones peuvent ne pas le subir (elles permettent d'ailleurs de servir de témoins). En effet les minéraux restent en équilibre métastable tout au long du métamorphisme et seules les zones où il y a eu déstabilisation se sont transformées. Pour des métamorphismes faibles, de basse température, une déformation suffit à la déstabilisation, pour un métamorphisme de haute température les roches ne sont conservées dans leur état d'origine que si il n'y a pas de fluides.

IV-Les roches métamorphiques

IV-1 Structure des roches métamorphiques

Les roches métamorphiques sont souvent déformées et montrent des structures particulières. On distingue généralement 3 types se succédant avec l'intensité du métamorphisme :

- **Une stratification** due aux phénomènes de sédimentation et qui persiste dans la roche. Elle est perpendiculaire aux forces agissantes (pression lithostatique).
- **Une schistosité** : Structure débitant la roche en feuillets de même composition minéralogique. Cette disposition apparait à partir de 5 km de profondeur. Elle peut apparaître lors de la diagenèse (pression lithostatique) mais elle est souvent associée à une force tectonique. Le plus souvent la schistosité est perpendiculaire ou oblique à cette force.
- **Une foliation** où certains minéraux de la roches se transforment. Les nouveaux minéraux qui apparaissent s'aplatissent et s'orientent selon la direction de la schistosité (**Fig.6.2**). Le front de foliation serait situé vers 10 Km de profondeur. (Micaschistes, gneiss).

Au cours du métamorphisme, une même roche subit des modifications minéralogiques. Certains minéraux apparaissent, d'autres disparaissent. Or les minéraux n'apparaissent que dans certaines conditions de températures et de pressions, ce que l'on appelle leur domaine de stabilité.

ROCHES SÉDIMENTAIRES				ROCHES IGNÉES	
pélites					
Phyllades		Marbres et cipolins	Micaschistes		Apparition d'épidote
Schistes	Quartzites				
Chloritoschistes					
Micaschistes à 2 micas					
Gneiss à 2 micas	Leptynites	Serpentinites	Amphibolites et pyroxénites	Orthogneiss	Amphibolites et pyroxénites
Leptynites à cordiérites et leptynites à grenat					

Tableau 6.1 : Exemples de séries métamorphiques

Pour éviter des erreurs d'interprétations en n'étudiant qu'un seul minéral, on a défini des paragenèses. En fait on observe non pas un minéral, mais une association de minéral, ou paragenèse.

V-Les séries métamorphiques

Au niveau du métamorphisme régional, il est souvent possible de voir les différentes étapes de transformation des roches. Ces étapes sont caractérisées par la formation de certains minéraux dont la nature dépend de la roche de départ. Ainsi certaines roches sont caractéristiques d'une série métamorphique (**Tableau 6.1**):

VI-Classification des métamorphismes

On ne peut pas à proprement parler trouver une classification simple de roches métamorphiques. Il s'agit plutôt de trouver leurs conditions de formation.

VI-1 Les isogrades

Ce sont des zones qui définissent un degré d'intensité dans le métamorphisme. Elles sont caractérisées par l'apparition successive de certains minéraux. Par exemple dans la succession chlorite, biotite, staurotide, disthène et

sillimanite une zone où apparaît la biotite et la chlorite sera moins métamorphisée qu'une zone où apparaît aussi le staurotide (**Fig.6.3**).

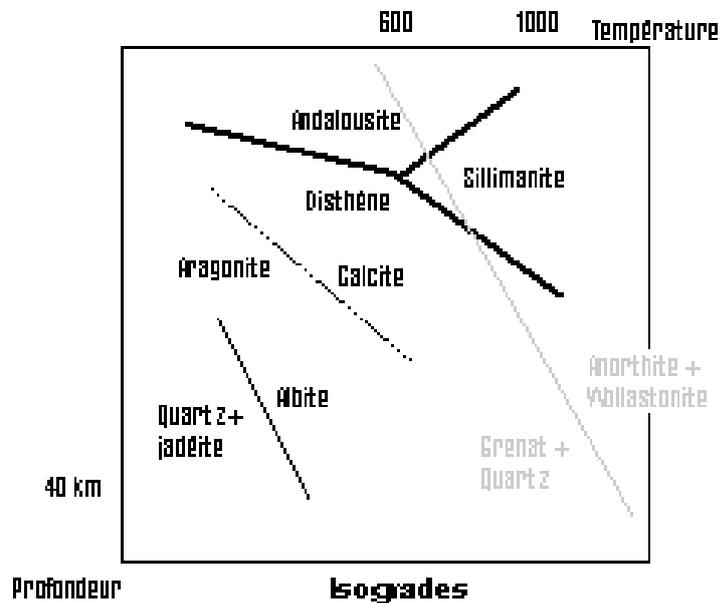


Fig.6.3 : Isogrades du métamorphisme

VI-2 Les zones de métamorphisme

Elles permettent d'établir une classification en fonction de l'intensité du métamorphisme ramenée à la profondeur :

- **L'anchizone** : C'est la zone intermédiaire entre diagenèse et métamorphisme.
- **L'épizone** : Elle correspond au métamorphisme de basse pression et de température faible (300 à 500°C).
- **La mésozone** : Elle caractérise un métamorphisme moyen, avec apparition de biotite, muscovite, staurotide, amphiboles et disthène.
- **La catazone** : Elle correspond à un métamorphisme intense. Température et pression y sont élevées mais il y a peu de contraintes. Les minéraux que l'on trouve sont la sillimanite, l'andalousite, les grenats et les pyroxènes ainsi que des plagioclases.

VI-3 Les faciès métamorphiques

Un faciès est un groupement de minéraux possédant des conditions de formations voisines et qui caractérisent plus ou moins la composition de la roche (Fig.6.4).

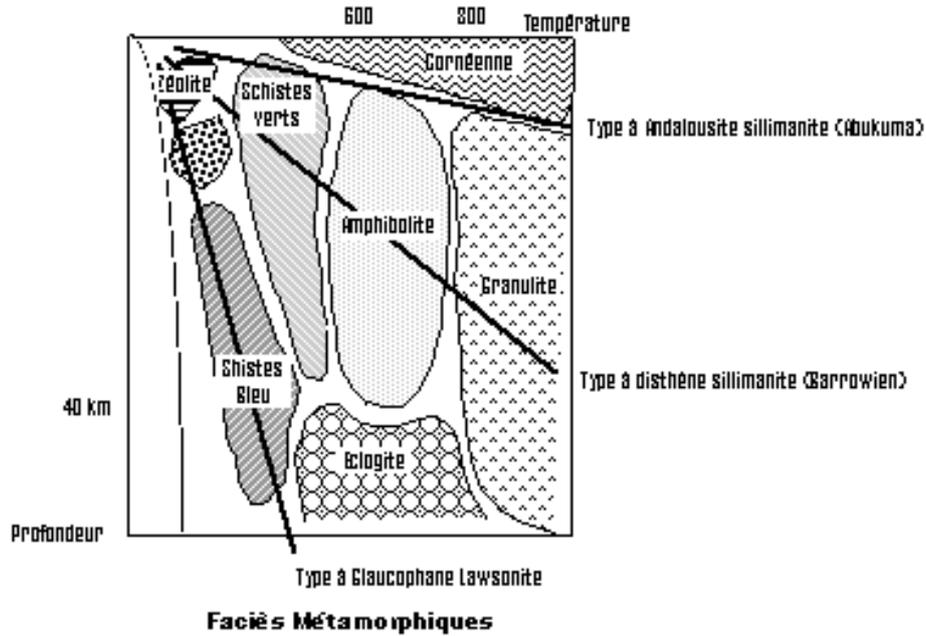


Fig.6.4 : Schéma montrant les différents faciès métamorphiques

Ces faciès permettent de caractériser facilement une roche métamorphique et ainsi de déterminer ses conditions de formation. Ils n'impliquent pas forcément la présence du minéral pris en référence dans cette classification.

-----Quelques liens intéressants-----

- <http://www.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/img.communes.pt/str.interne.terre.html>
- <http://www.ggl.ulaval.ca/.../s1/tectonique.pl.html>
- <http://www.terre.haplosciences.com/tectonique.html>
- <http://www.bhernand.chez.com/jeunes.htm>
- http://www.coderborence.ch/.../Tectonique_plaques.htm
- http://www.cnrs.fr/.../glossaire/plus_tectonique.htm
- <http://www.pst.chez-alice.fr/1s2.htm>
- <http://www.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/s1/derive.html>
- <http://www.planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/XML/db/p...>
- http://www.xxi.ac-reims.fr/.../derive_continent/td_1s.htm
- <http://www.recherche-technologie.wallonie.be/.../index.html>
- <http://www.dstu.univmontp2.fr/ENSEIGNEMENTS/DOCPED/Doc/DocCycle1/DLB/STU1/MachTherm/machtherm-10.htm>
- <http://www.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/s1/magnetisme.terr.html>
- <http://www.mp01.free.fr/geomaq/geomaq.htm>
- <http://www.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/s1/seismes.html>
- http://www.fr.wikipedia.org/wiki/Tremblement_de_terre

Bon courage



LIENS UTILES 🙌

Visiter :

1. <https://biologie-maroc.com>

- Télécharger des cours, TD, TP et examens résolus (PDF Gratuit)

2. <https://biologie-maroc.com/shop/>

- Acheter des cahiers personnalisés + Lexiques et notions.
- Trouver des cadeaux et accessoires pour biologistes et géologues.
- Trouver des bourses et des écoles privées

3. <https://biologie-maroc.com/emploi/>

- Télécharger des exemples des CV, lettres de motivation, demandes de ...
- Trouver des offres d'emploi et de stage

