

TECTONIQUE GLOBALE

I : Rappels sur les acquis

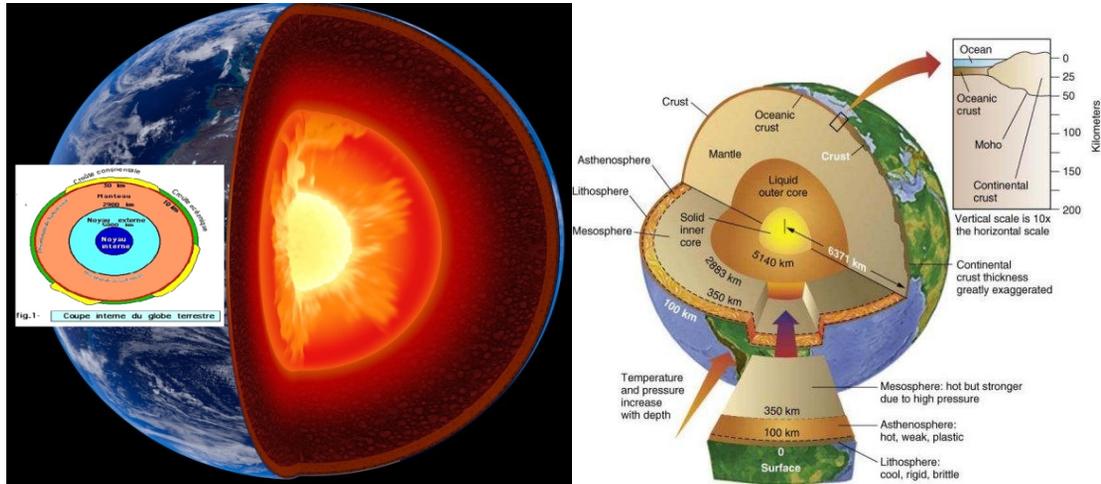


Fig. 1 : Le globe terrestre

	Croûte continentale	Croûte océanique	Manteau
SiO ₂	60%	49%	44%
Al ₂ O ₃	15%	16%	2%
MgO	3%	7%	37%

Fig. 2 : Compositions chimiques comparées des croûtes continentales, des Croûtes océaniques et du manteau.

Enveloppe		Discontinuité	Profondeur de... à km	Epaisseur km	Comportement physique	Roche	Minéraux	Composition chimique	
Croûte	continentale	Lithosphère Jusqu'à 150	Moho	surface - 60	moy 35	rigide cassante	granitoïde	quartz, feldspath, micas	Si, O, Al, K, Na...
	océanique			surface - 10	moy 7	rigide cassante	basalte gabbro	feldspath plagioclases, pyroxènes, olivine	Si, O, Fe, Mg, Ca...
Manteau	supérieur	(LVZ)	Gutenberg	océ max 90 con max 90	100 150	rigide cassante	péridotite	Structure Olivine Spinelle	Si, O, Mg, Fe...
	partie > du manteau >			partie < du manteau > = asthénosphère	50 - 150 et 700	450 - 650			
	inférieur		Lehmann	700 - 2900	2200	rigide		pérovskite	
Noyau	externe			2900 - 5100	2200	liquide			Ni, Fe, S
	interne			5100 - 6370	1270	rigide			Ni, Fe

Fig. 3 : Structure du globe et ses composants minéralogiques et chimiques

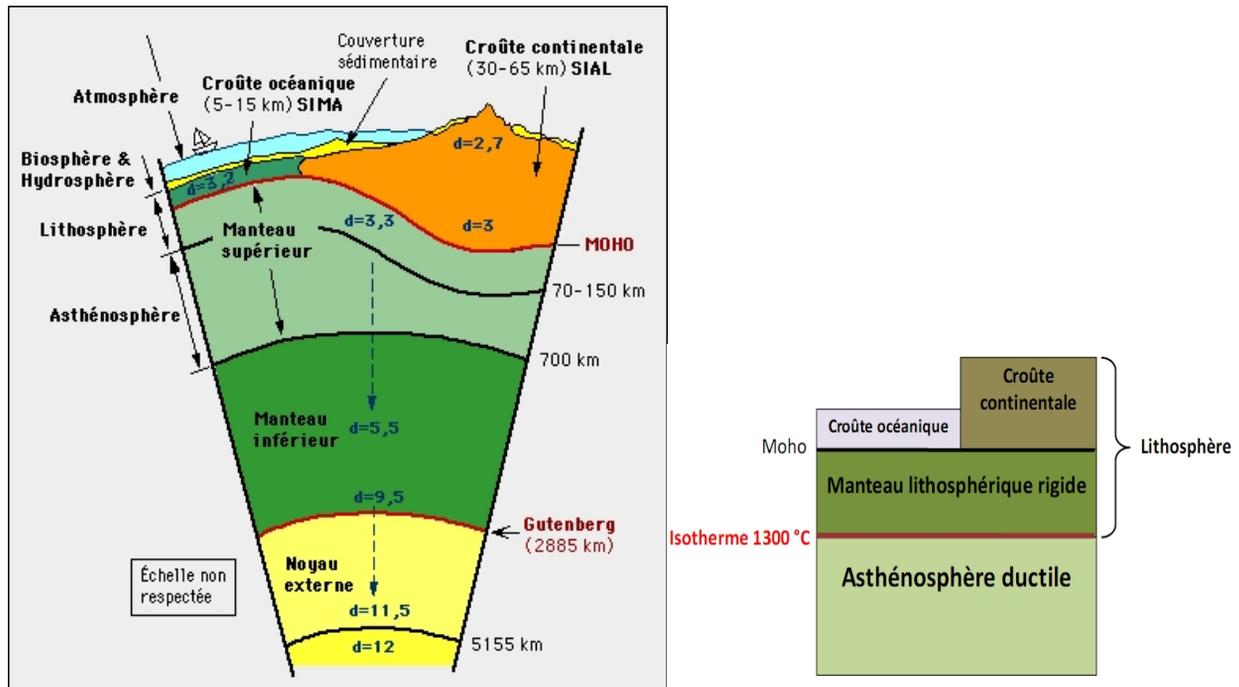
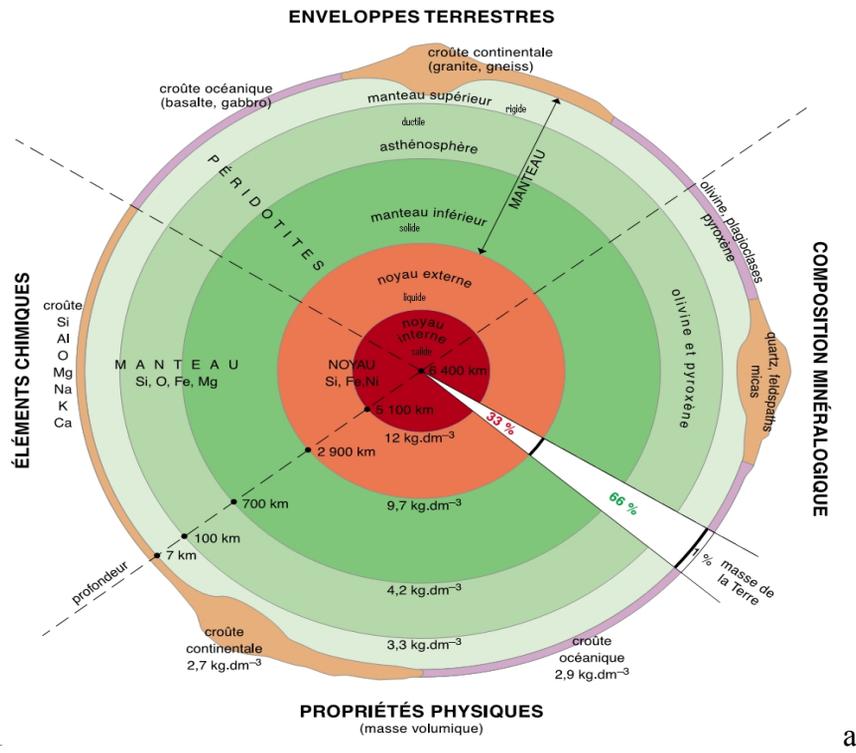
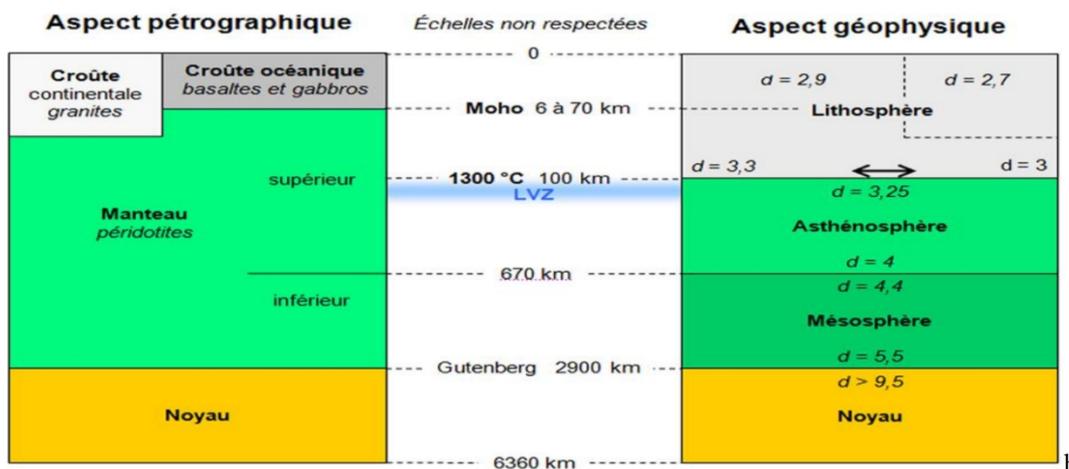


Fig4 : Structure en couches de la Terre



a



b

Fig. 5 : Constituants et propriétés rhéologiques de la terre

II -LA PANGEE et L'EXPANSION OCEANIQUE

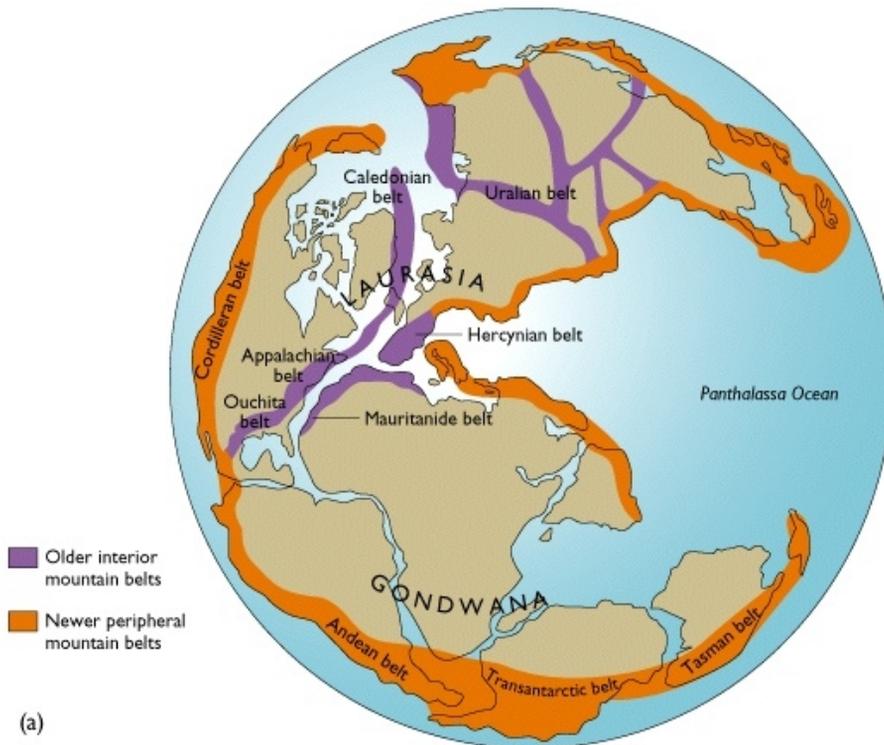
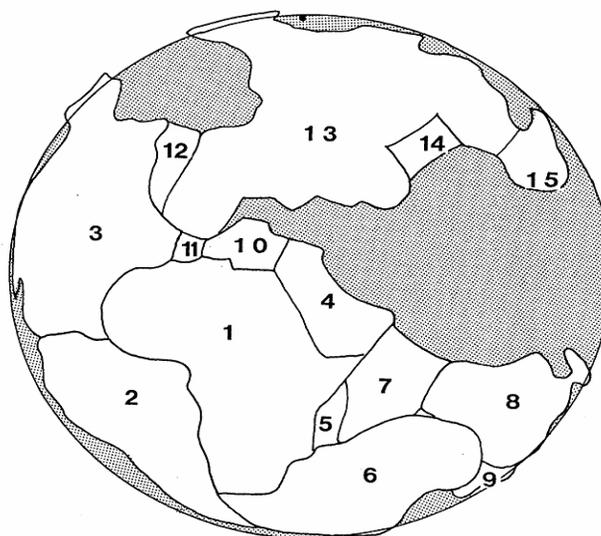


Fig. 6 : La Pangée avant la 'dérive' des plaques.

La Pangée il y a 200 millions d'années



- | | | | |
|---|------------------|----|-----------------------------------|
| 1 | Afrique | 9 | Nouvelle Zélande |
| 2 | Amérique du Sud | 10 | Promontoire Adriatique |
| 3 | Amérique du Nord | 11 | Bloc ibérique: Espagne - Portugal |
| 4 | Arabie | 12 | Groënland |
| 5 | Madagascar | 13 | Eurasie |
| 6 | Antarctique | 14 | Tibet |
| 7 | Inde | 15 | Indonésie |
| 8 | Australie | | |

Fig. 7 : les régions de la Pangée avant sa fracturation

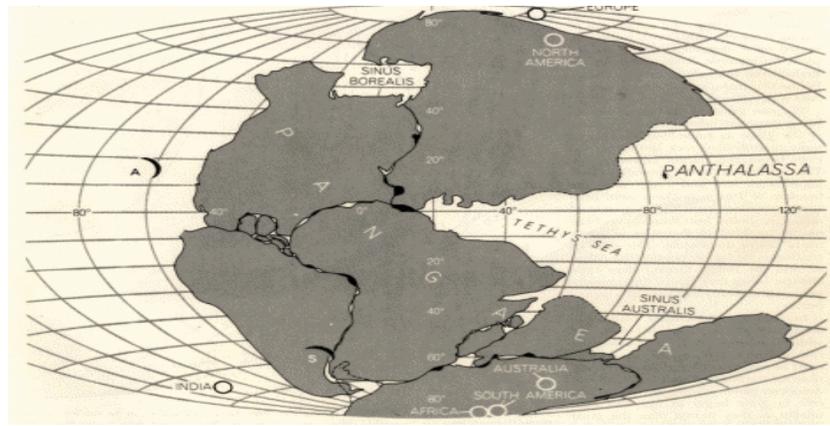


Fig.8-a : époque triasique (il y a 240 millions d'années)

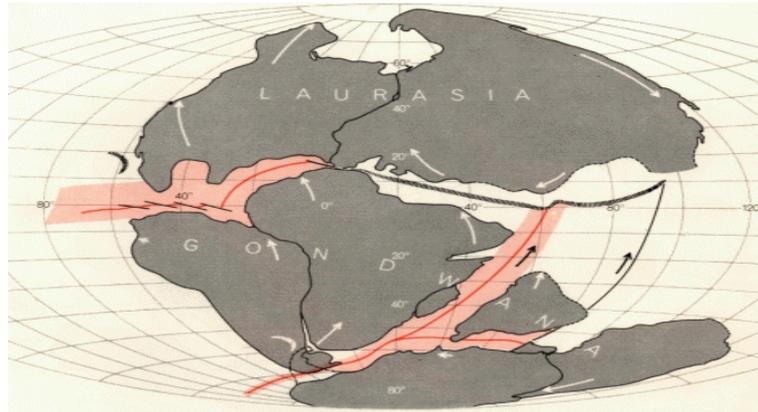


Fig. 8-b : époque fin triasique (il y a 180 millions d'années)

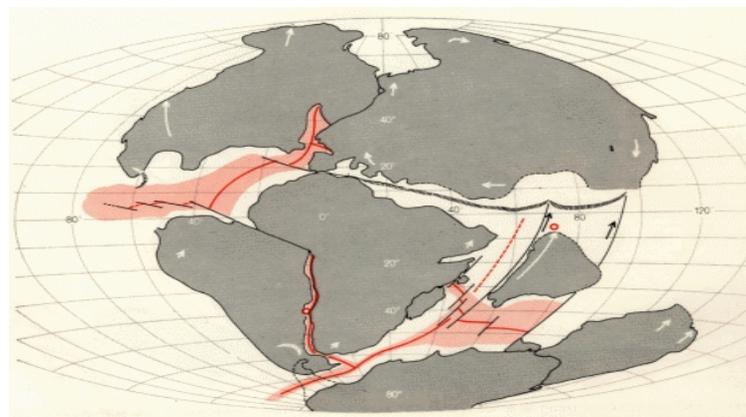


Fig.8-c : époque jurassique (il y a 135 millions d'années)

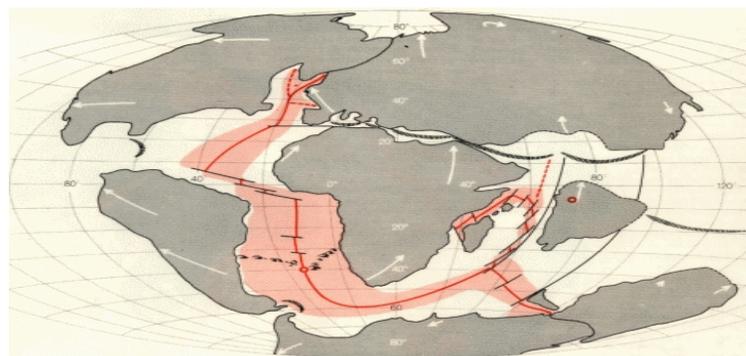


Fig.8-d : époque crétacé (il y a 65 millions d'années)

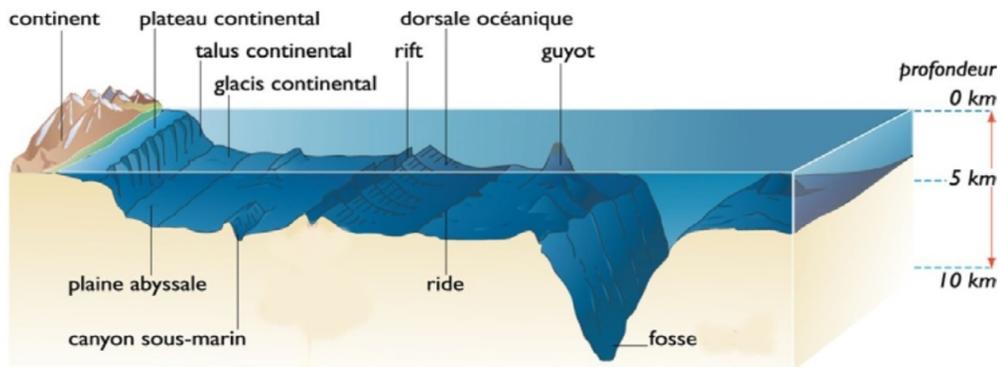


Fig.9 : Morphologie des fonds marins

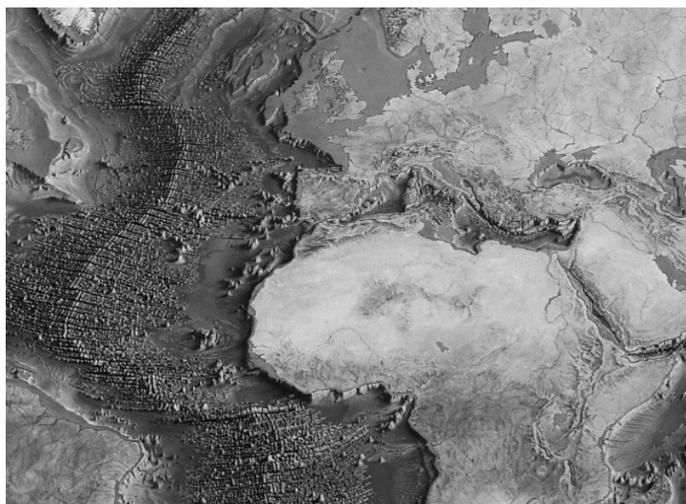
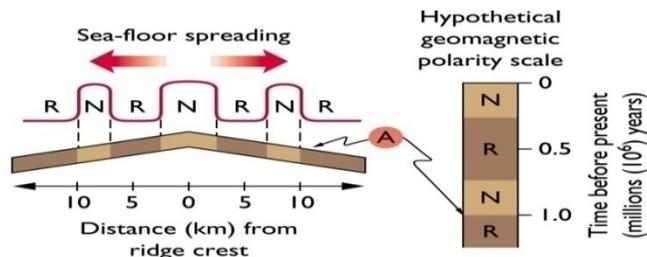
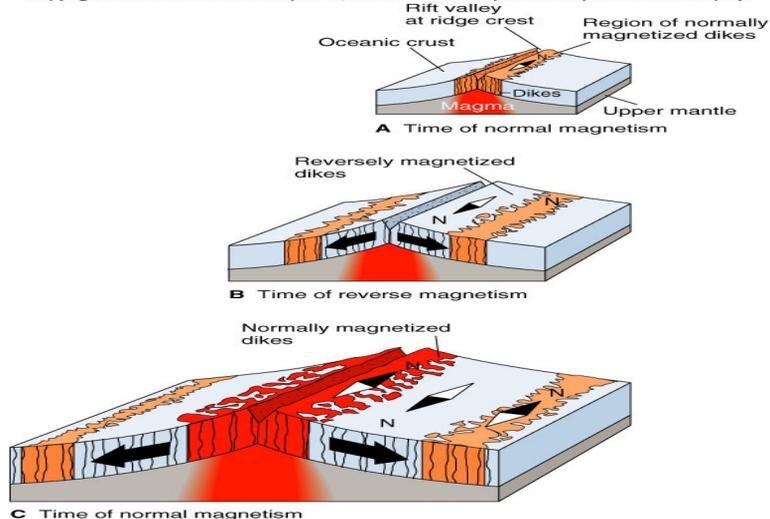


Fig.10 Carte des fonds marins

Copyright © The McGraw-Hill Companies, Inc. Permission required for reproduction or display.



$$\text{Rate of spreading} = \frac{\text{Distance of A from crest}}{\text{Time of polarity change at A}} = \frac{10 \text{ km}}{10^6 \text{ years}} = \frac{10^6 \text{ cm}}{10^6 \text{ yrs}} = \frac{1 \text{ cm}}{\text{yr}}$$

(b) SPREADING RATES

Fig.11 : Anomalies magnétiques

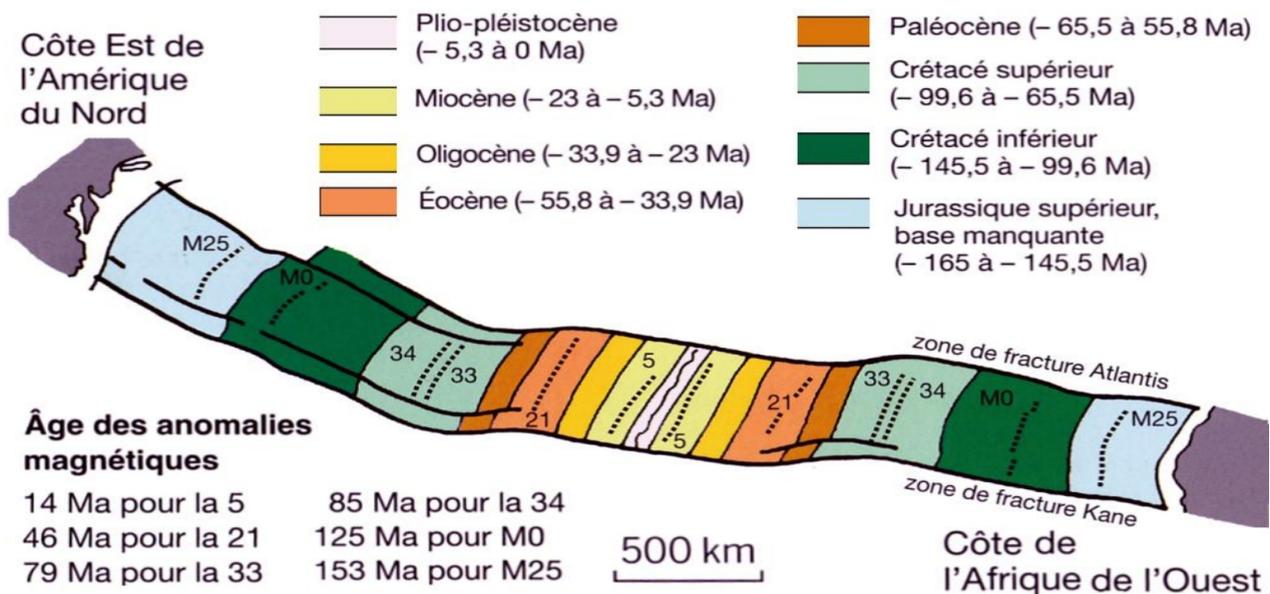
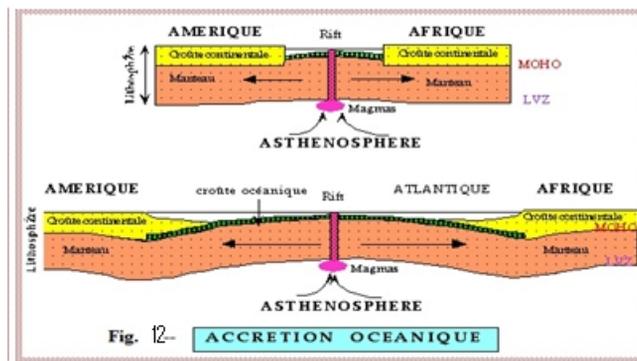
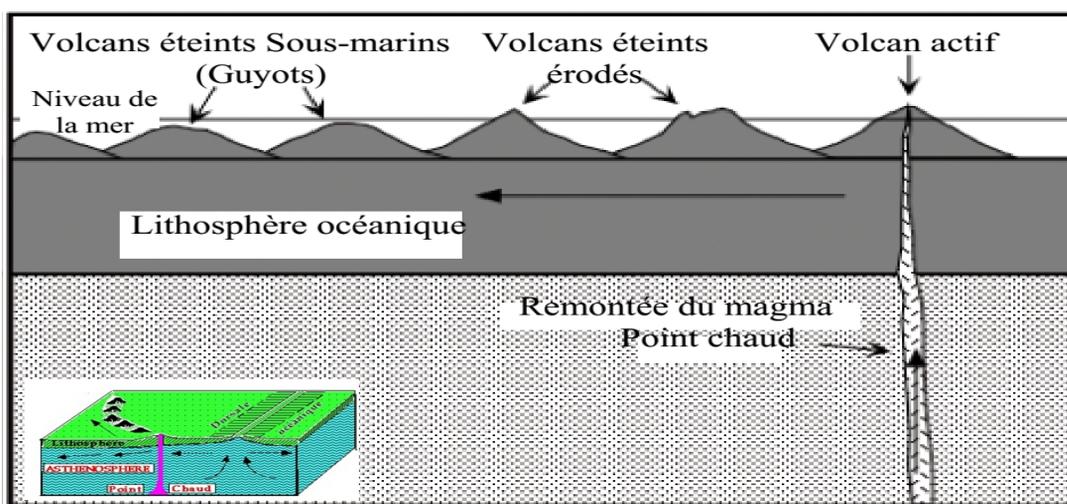


Fig.13 : Ages des anomalies magnétiques de l'Atlantique Sud



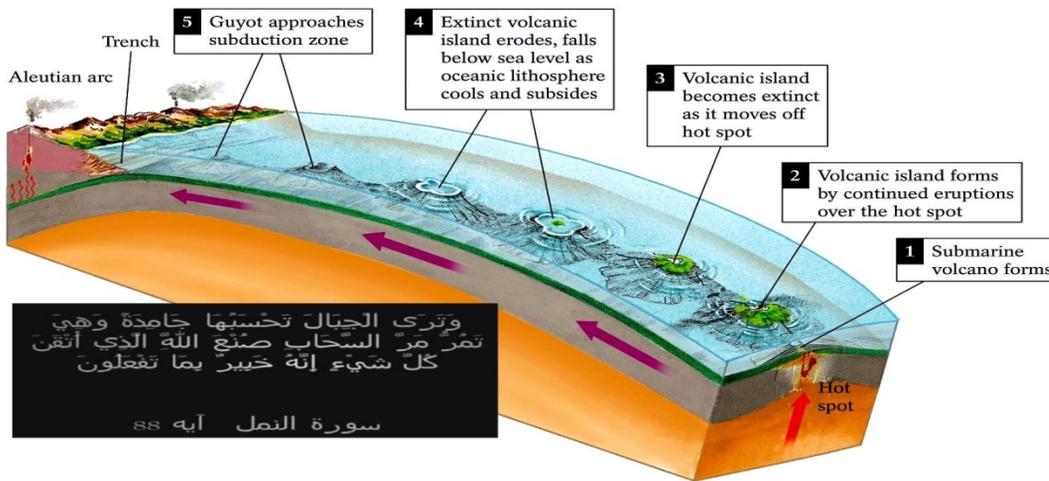


Fig. 14 – Volcanisme et points chauds (hot spot)

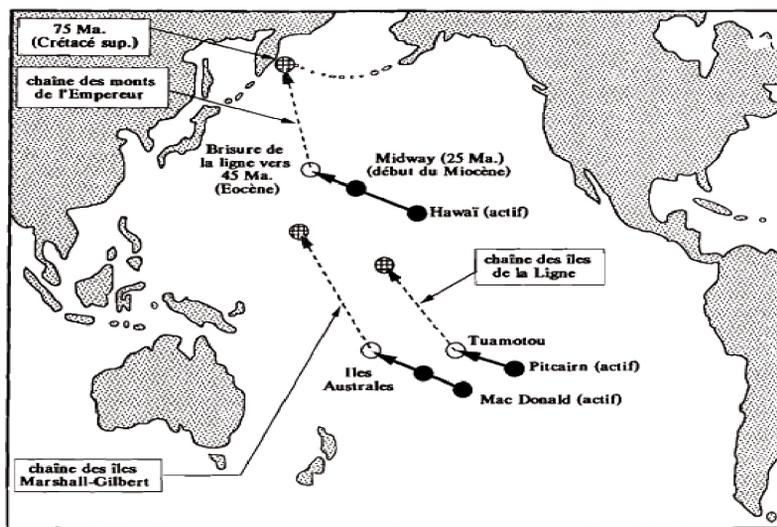


Fig.15 : Evolution des points chauds du Pacifique entre le Crétacé et l'actuel

III – LA TECTONIQUE GLOBALE ET SON CONCEPTE

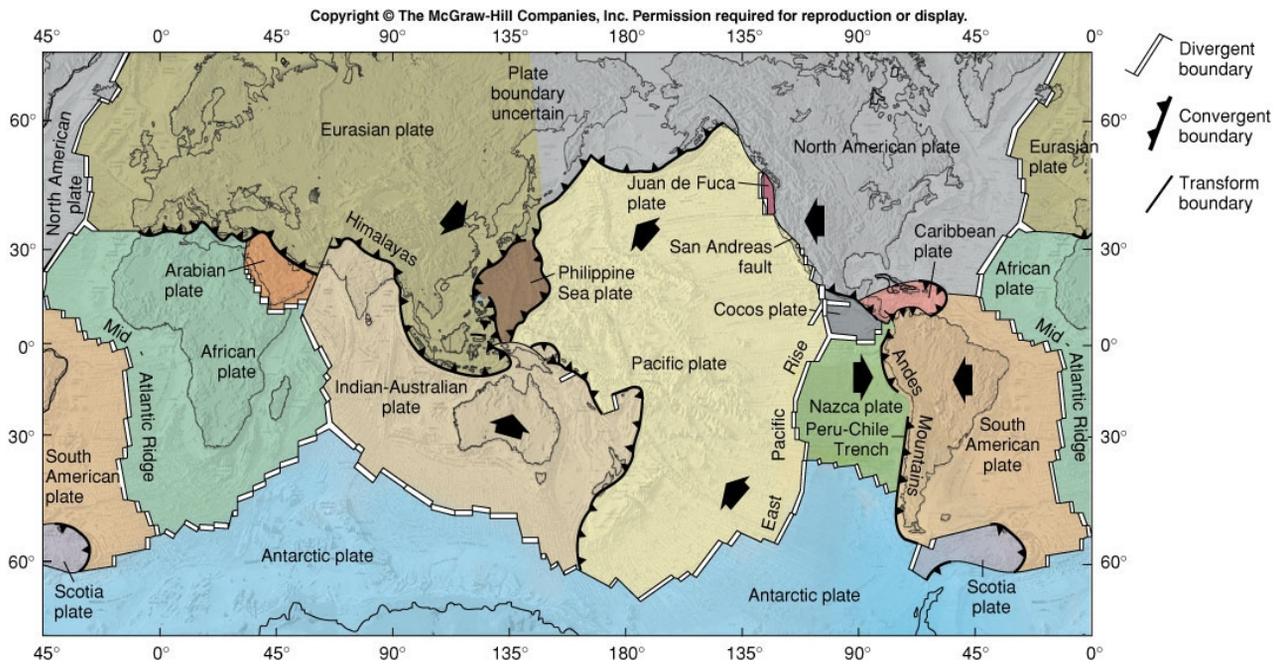


Fig. 16-Les plaques lithosphériques : *Distribution des principales plaques, des rides océaniques et des zones de subduction*

Les mouvements des plaques définissent trois catégories principales de frontières entre les plaques :

- ✓ zones d'accrétion,
- ✓ zones de subduction,
- ✓ failles transformantes.

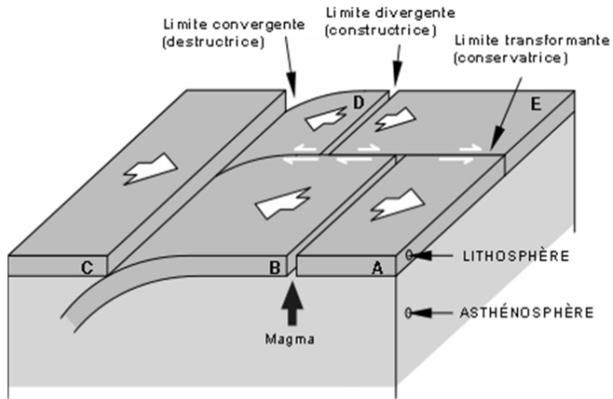
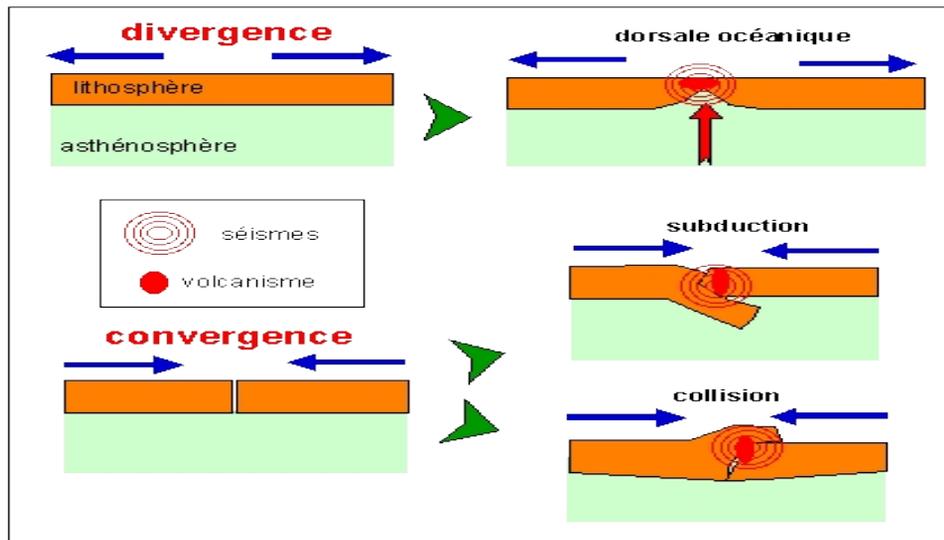


Fig.17 : Frontières de plaques



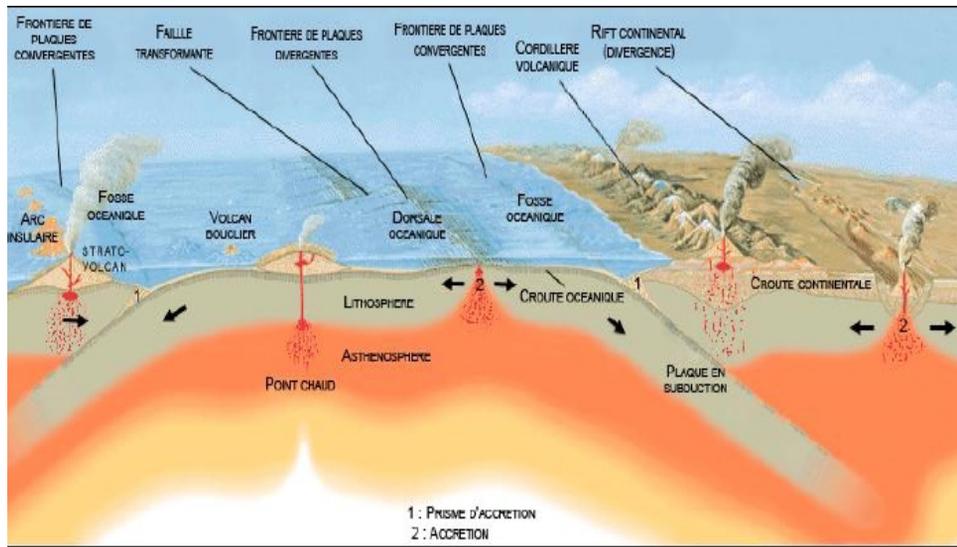


Fig. 18 : Schémas des mouvements relatifs des plaques

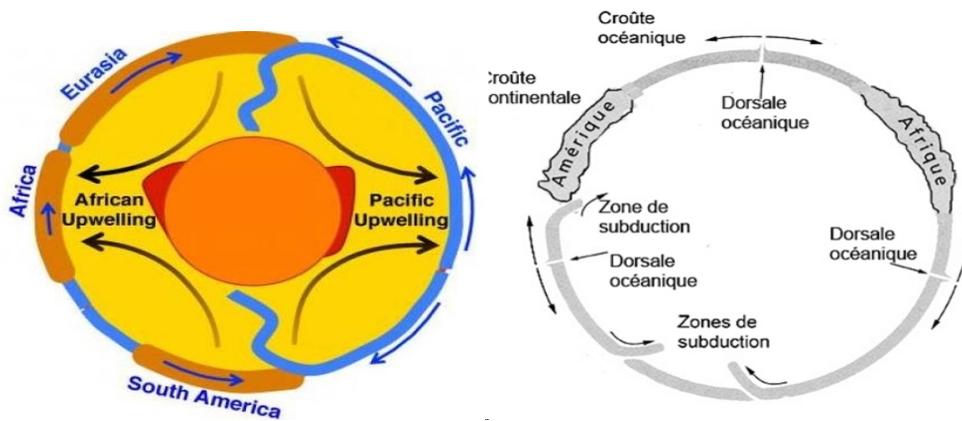


Fig. 19: Les limites de plaques

Copyright © The McGraw-Hill Companies, Inc. Permission required for reproduction or display.

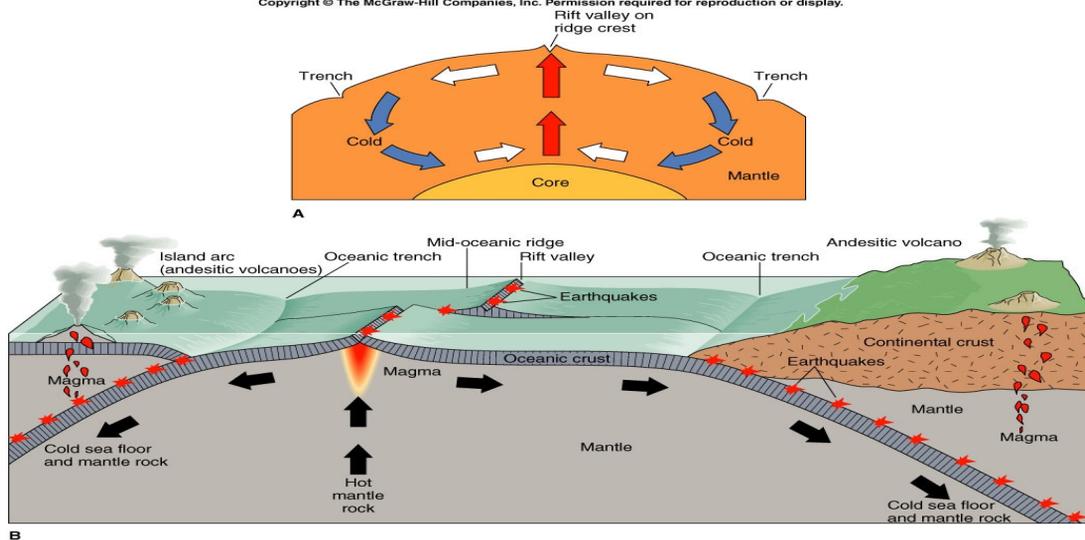


Fig. 20 : Les zones de subduction

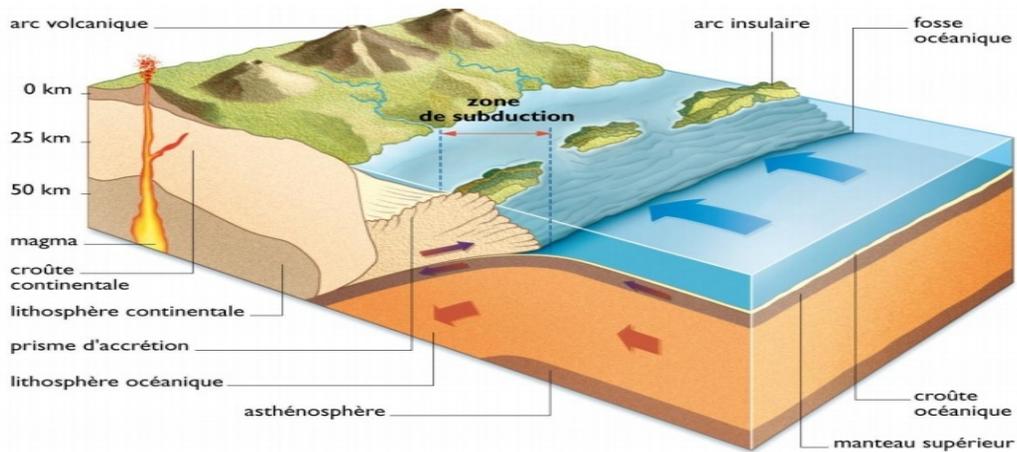


Fig. 21 – Collision Océan-océan ou Arc Insulaire

- Les zones de subduction correspondent aux plus grandes fosses océaniques

Les fosses de subduction sont étroites et très profondes (+ de 7000m). Toutes les fosses de subduction sont localisées dans l’océan Pacifique sauf celles des petites Antilles et de la mer Tyrrhénienne.

-Les zones de subduction sont marquées par des reliefs négatifs

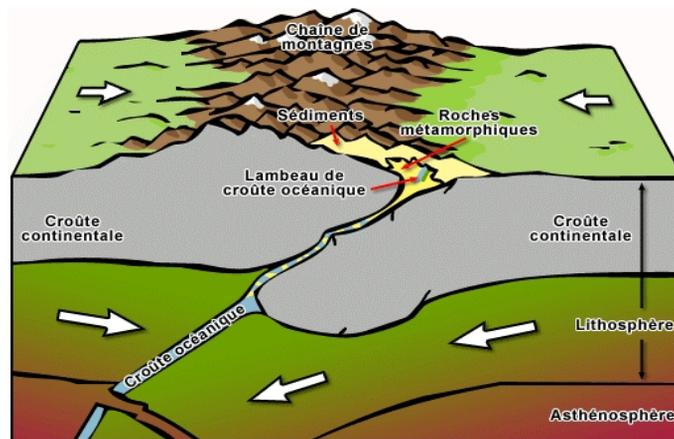


Fig. 22 : collision intracontinentale

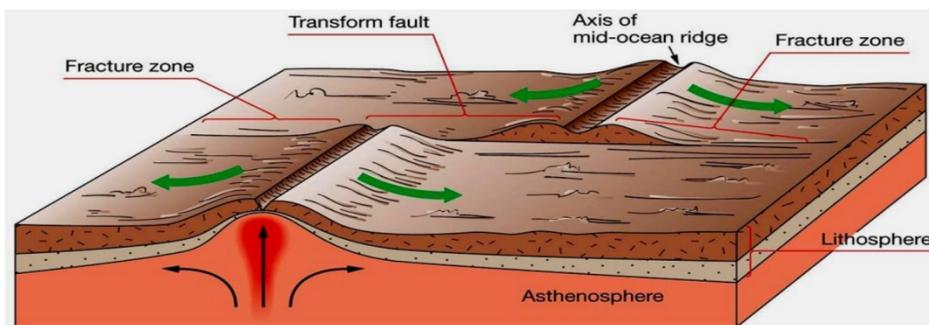


Fig.23 : failles transformantes

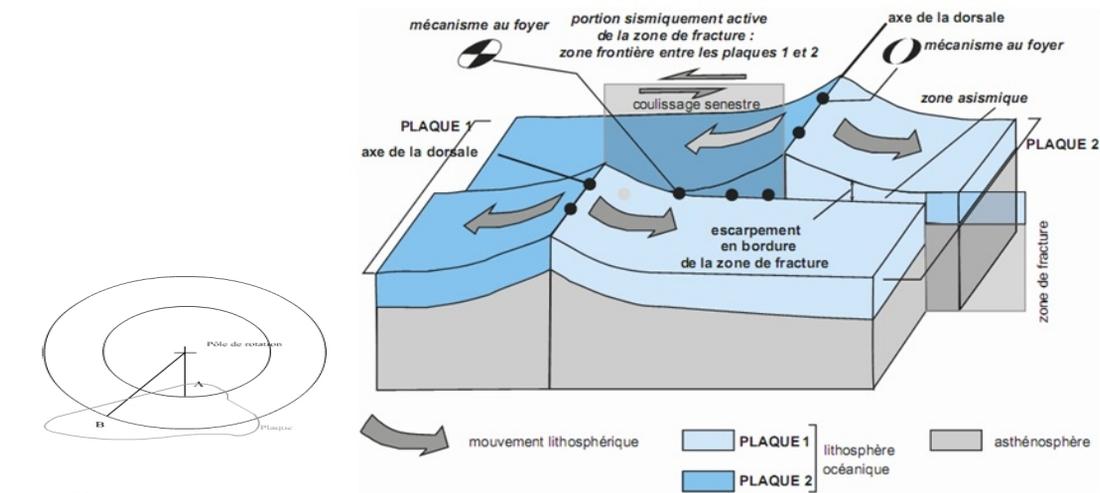


Figure 3.24 Schéma d'organisation d'une faille transformante océanique.

Les planchers océaniques situés face à face, de part et d'autre de la partie active de la zone de fracture, ont à peu près partout des profondeurs différentes : chacun d'entre eux s'est formé à l'axe d'un segment qui avait son altitude propre (par rapport au segment voisin), et a ensuite subi une subsidence thermique en fonction de son éloignement à l'axe (§ 3.1.3d et figure 3.10). Il existe donc souvent des escarpements du plancher océanique le long de ces fractures ; ce sont d'ailleurs ces reliefs qui permettent d'observer des coupes naturelles du plancher océanique.

Fig.24 :frontières transformantes

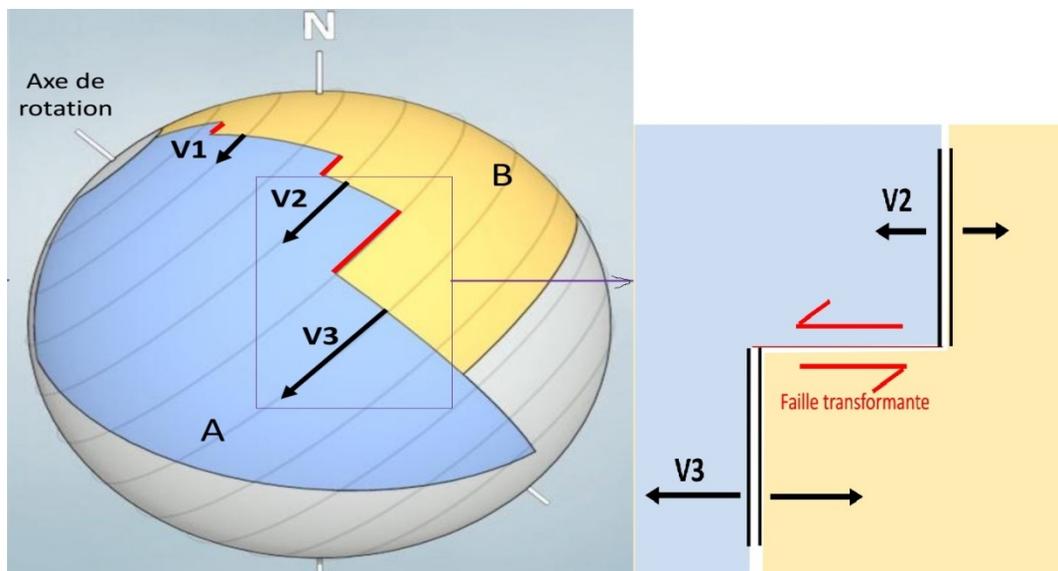


Fig.25 : La plaque A est en rotation par rapport à la plaque B. Dans un matériau rigide comme la lithosphère, les variations de vitesse ($V3 > V2 > V1$) provoquent des tensions à l'origine des **failles transformantes** parallèles entre elles et perpendiculaires à l'axe des dorsales.

En **vue polaire** (ci dessous), les failles transformantes sont des arc de cercles concentriques.

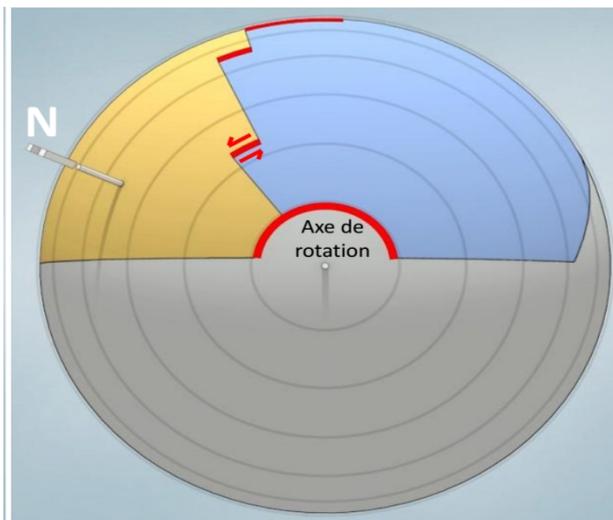


Fig.26 : Un segment de **faille transformante** représente en quelques sorte une trace du déplacement des plaques. L'étude de leur géométrie permet donc de **déterminer la position des pôles de rotation.**

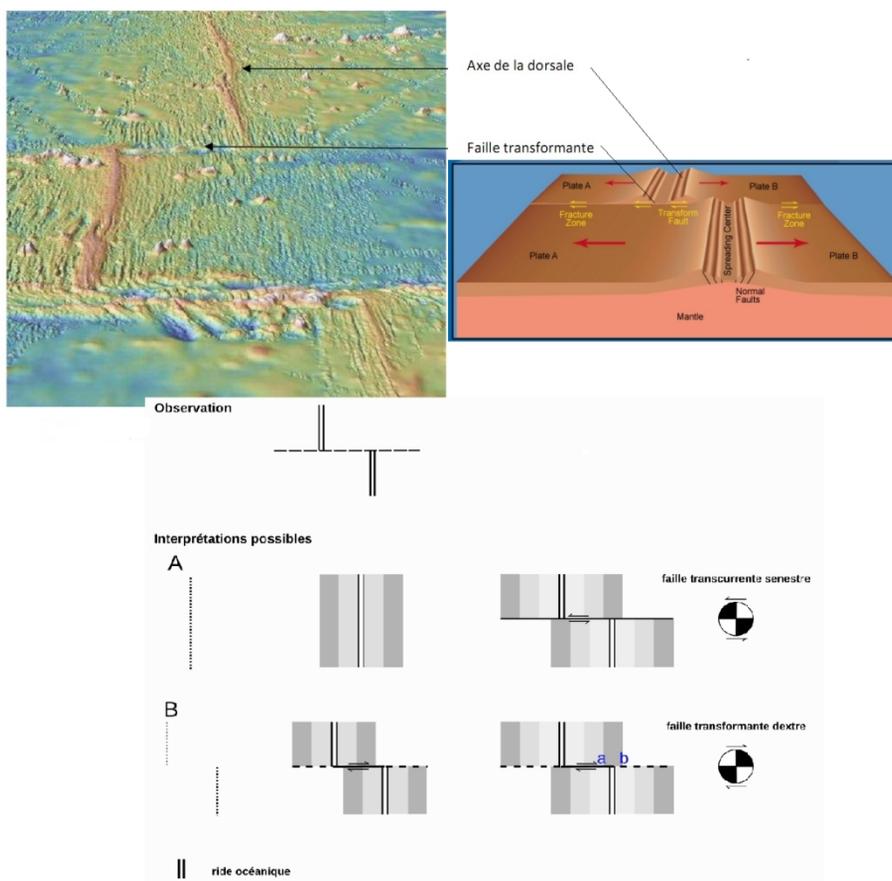


Fig. 27 : Les failles transformantes : Les mouvements sont toujours de **direction perpendiculaire** à l'axe de la dorsale.

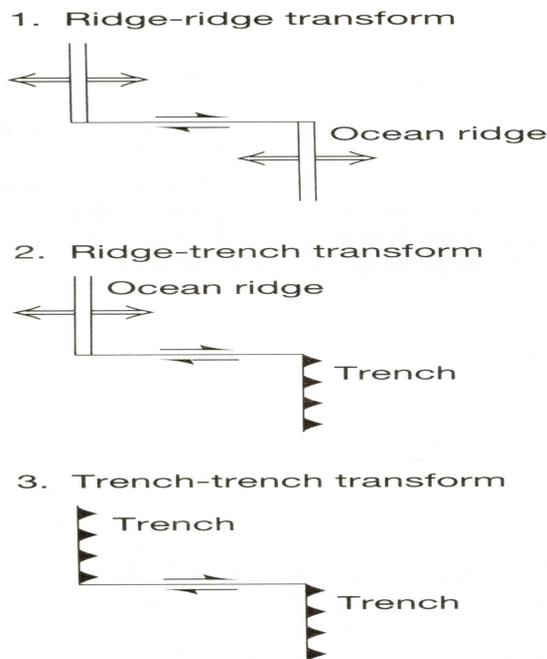


Fig. 28 : Les trois types de failles transformantes : ride-ride, ride- fosse et fosse-fosse

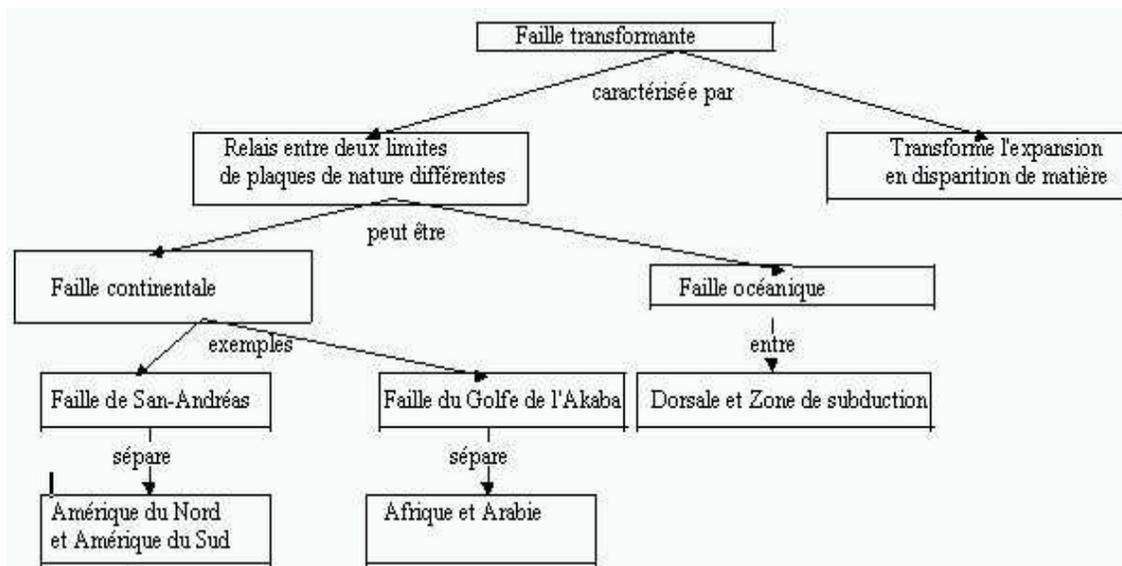
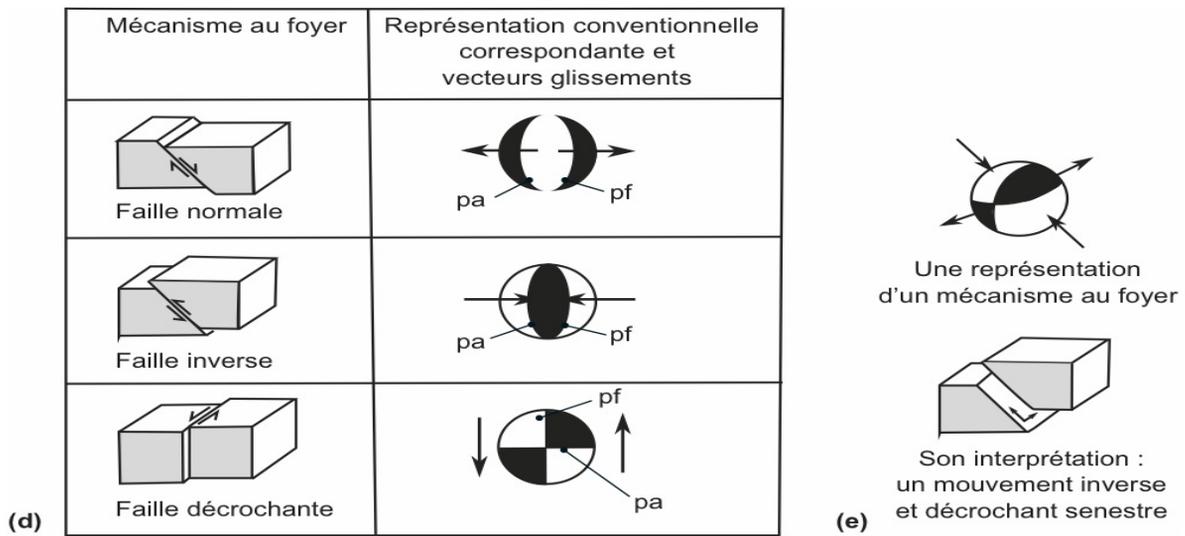


Fig. 29 : Géodynamique des failles transformantes



Les mécanismes au foyer des séismes : construction et exploitation.

- (a) Rapport entre les mouvements au foyer et les premiers mouvements au sol aux différentes stations dans le cas d'une faille inverse.
- (b) Détail de la sphère focale selon un plan vertical passant par le foyer.
- (c) Représentation conventionnelle des quadrants de la sphère focale.
- (d) Les trois grands types de mécanismes au foyer et les représentations conventionnelles en plan horizontal des hémisphères focaux correspondants. pa : plan auxiliaire, pf : plan de faille.
- (e) Représentation conventionnelle d'un mécanisme au foyer quelconque et interprétation : dans le cas présent, le mécanisme au foyer déterminé se rapproche plutôt d'un mécanisme dominant de rapprochement N-NO/S-SE avec une légère composante décrochante senestre le long de la faille active.

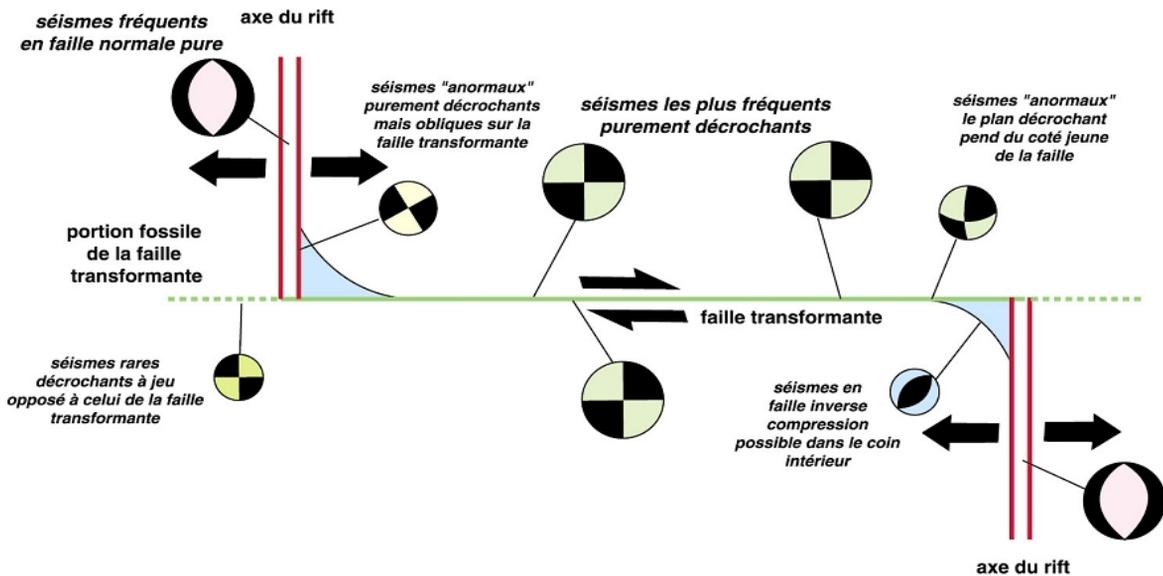


Fig. 31: Failles transformantes et mécanismes aux foyers

Les failles transformantes

Les failles transformantes (*transform*, ou *transfer faults*) sont des limites de plaques. Elles connectent des limites divergentes ou convergentes entre elles. Leur déplacement accomode la différence entre les mouvements sur les deux limites connectées; les limites ainsi reliées ne sont pas à interpréter comme des marqueurs passifs !

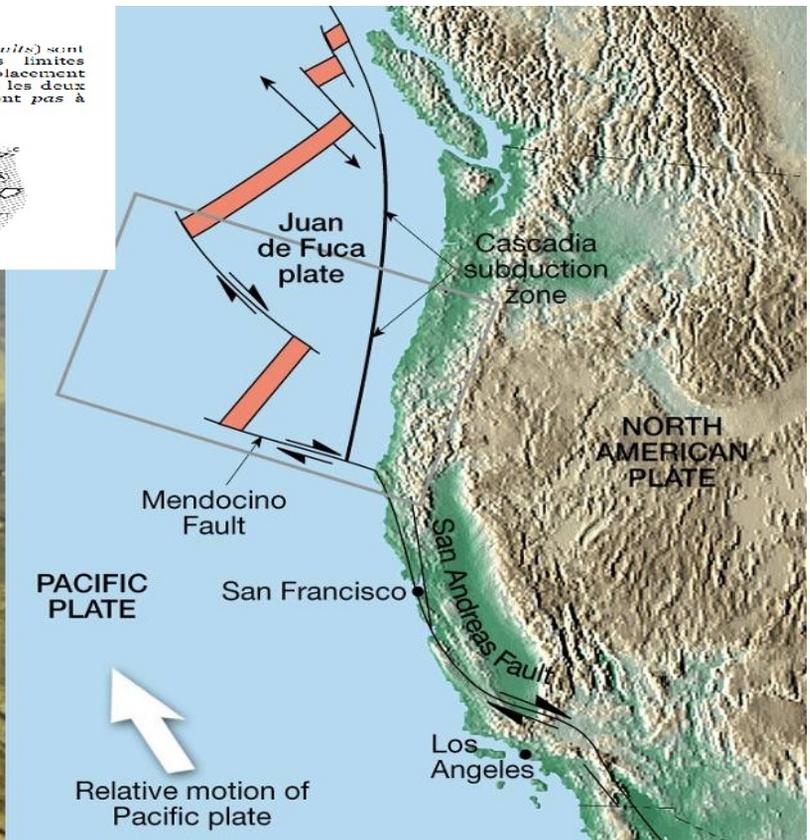
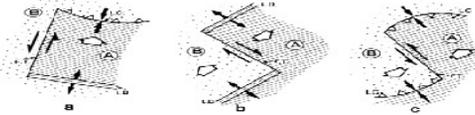


Fig.32: Faille de San Andreas

Tectonic elements (left) and shaded relief of the topography (right) of the Dead Sea Transform.

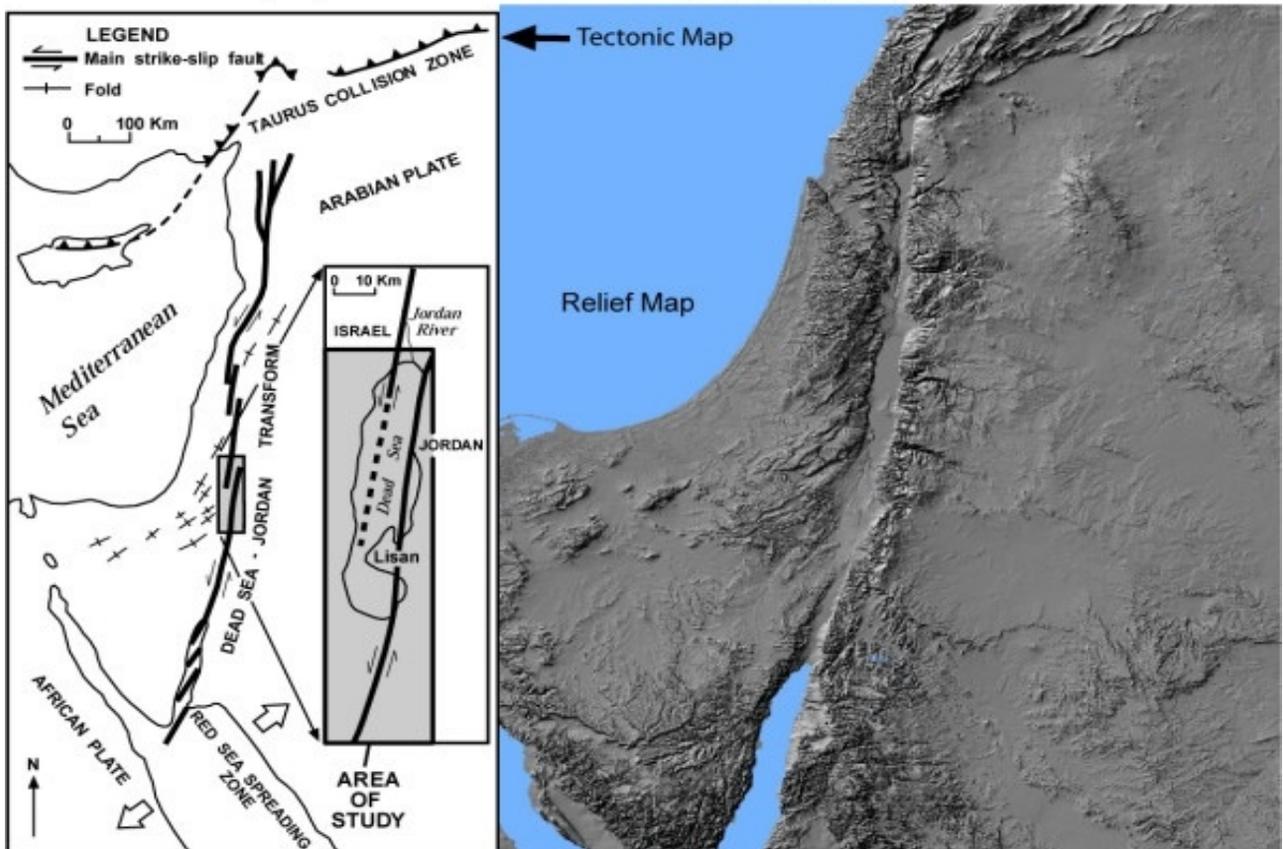


Fig. 28a. Failles de San Andreas et du Jourdan

Fig.33: Faille de la mer morte/Jourdan

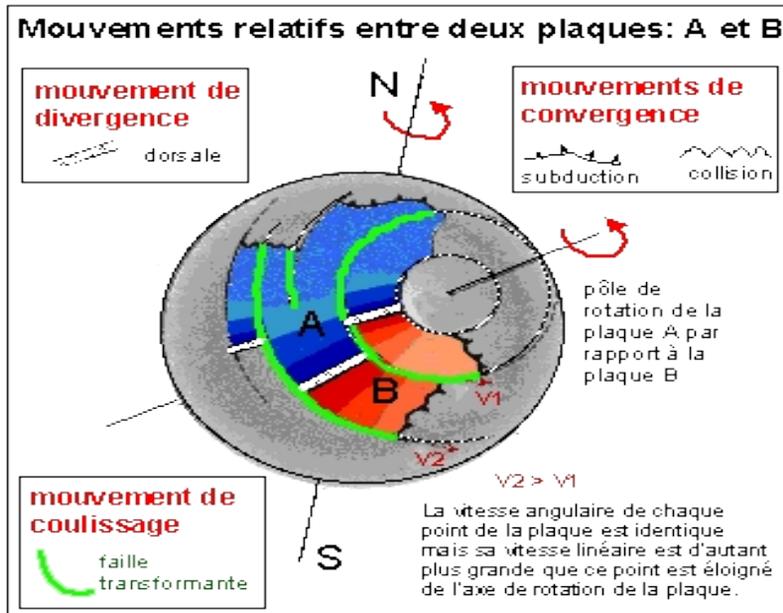


Fig. 34 : Mouvements relatifs des plaques

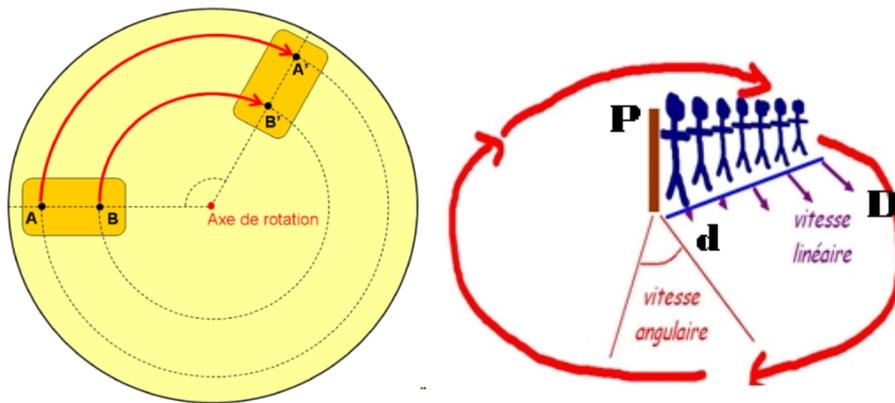


Fig.35 : Si on fait tourner des personnes qui se donnent la main autour d'un piquet, celui qui est au centre tourne lentement sur lui-même alors que celui qui est à la périphérie est obligé de courir ! Pourtant la ligne humaine tourne à la même vitesse angulaire. Explication mathématique : la vitesse linéaire c'est la distance parcourue par rapport au temps, soit $V=d/t$. à l'Equateur, tu te déplaces sur une distance D (grande), alors que plus près du pôle, tu ne parcoures qu'une distance d. Donc, la vitesse (linéaire) à l'Equateur est plus grande, car $D/t > d/t$!

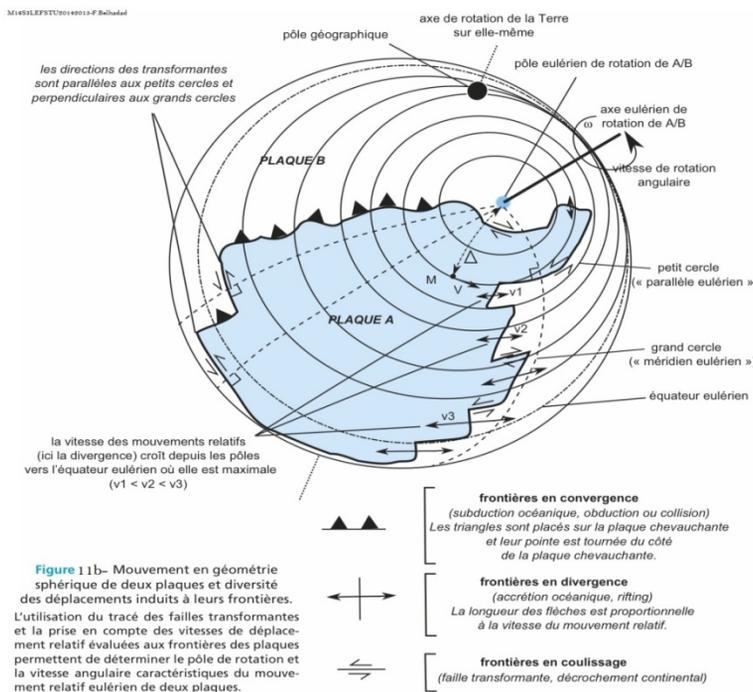


Figure 11b- Mouvement en géométrie sphérique de deux plaques et diversité des déplacements induits à leurs frontières. L'utilisation du tracé des failles transformantes et la prise en compte des vitesses de déplacement relatif évaluées aux frontières des plaques permettent de déterminer le pôle de rotation et la vitesse angulaire caractéristiques du mouvement relatif eulérien de deux plaques.

Fig.36 : Mouvements sur une sphère

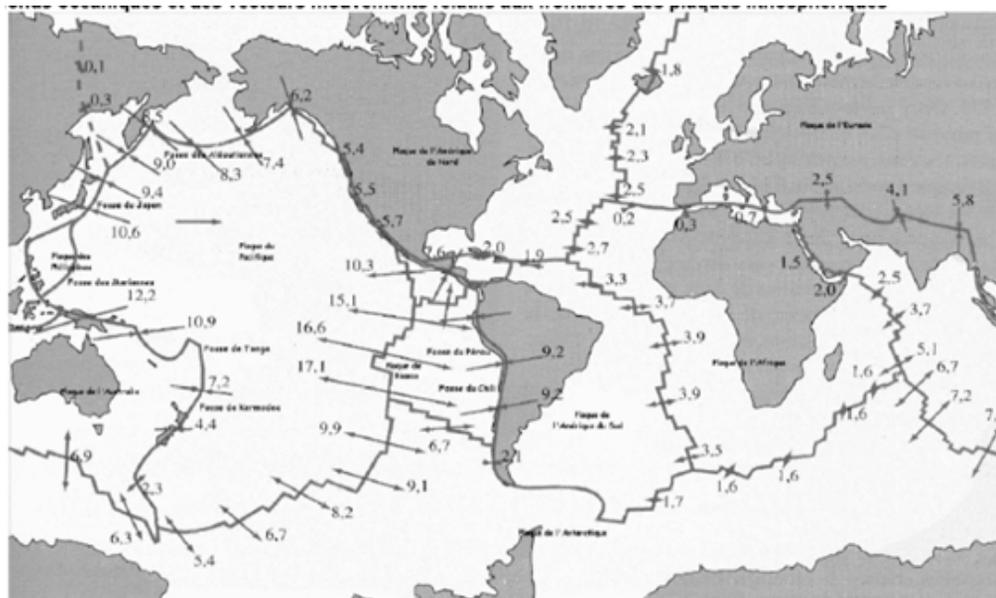


Fig. 37 : Déplacement des plaques lithosphériques ; la longueur des flèches est proportionnelle à la vitesse de la plaque, les nombres correspondent à la vitesse estimée en cm/an

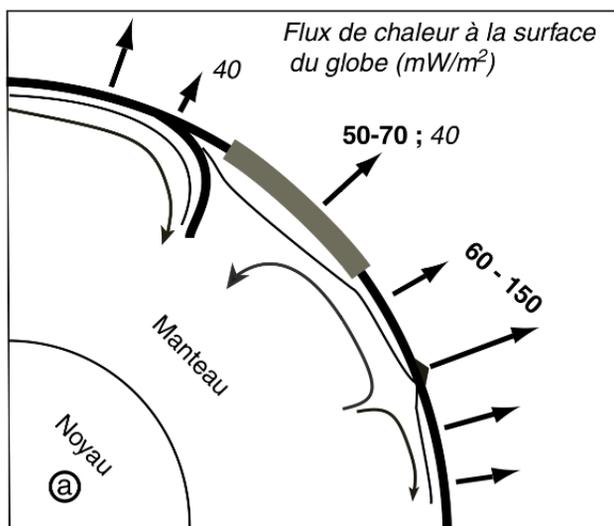


Fig. 38 Flux de chaleur à la surface du globe (en milliwatt/m2)

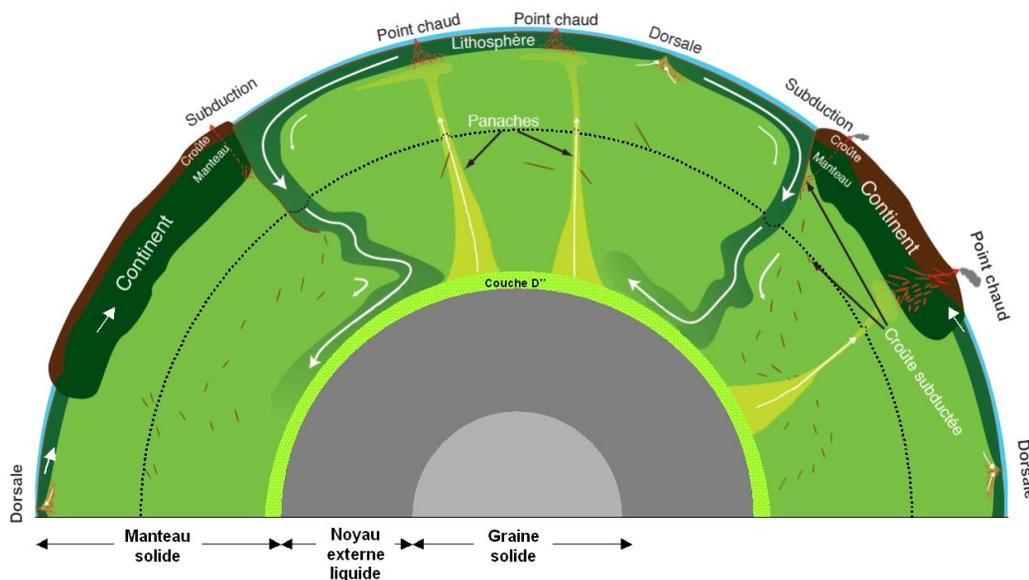


Fig. 39 : Modèle simplifié de la convection mantellique

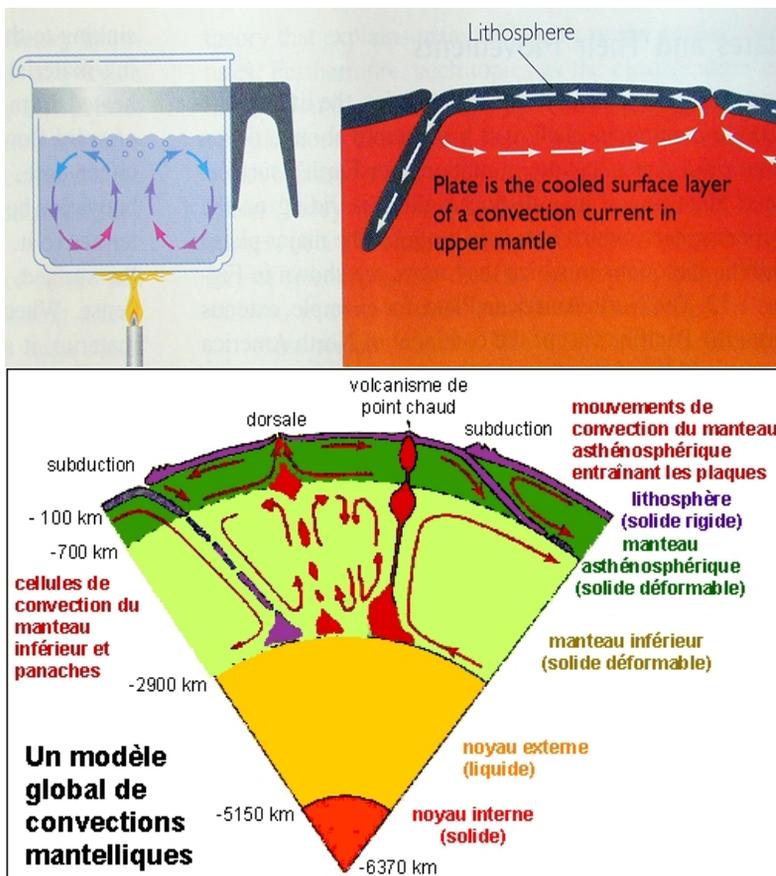


Fig. 40 : Mécanismes de la convection :

Les zones du manteau en rouge sont des masses de **péridotite SOLIDES** et **CHAUDES**, qui montent donc, les zones mantelliques violettes sont des masses de **péridotites SOLIDES** et **FROIDES** qui descendent. Il ne s'agit en aucun cas de magma.

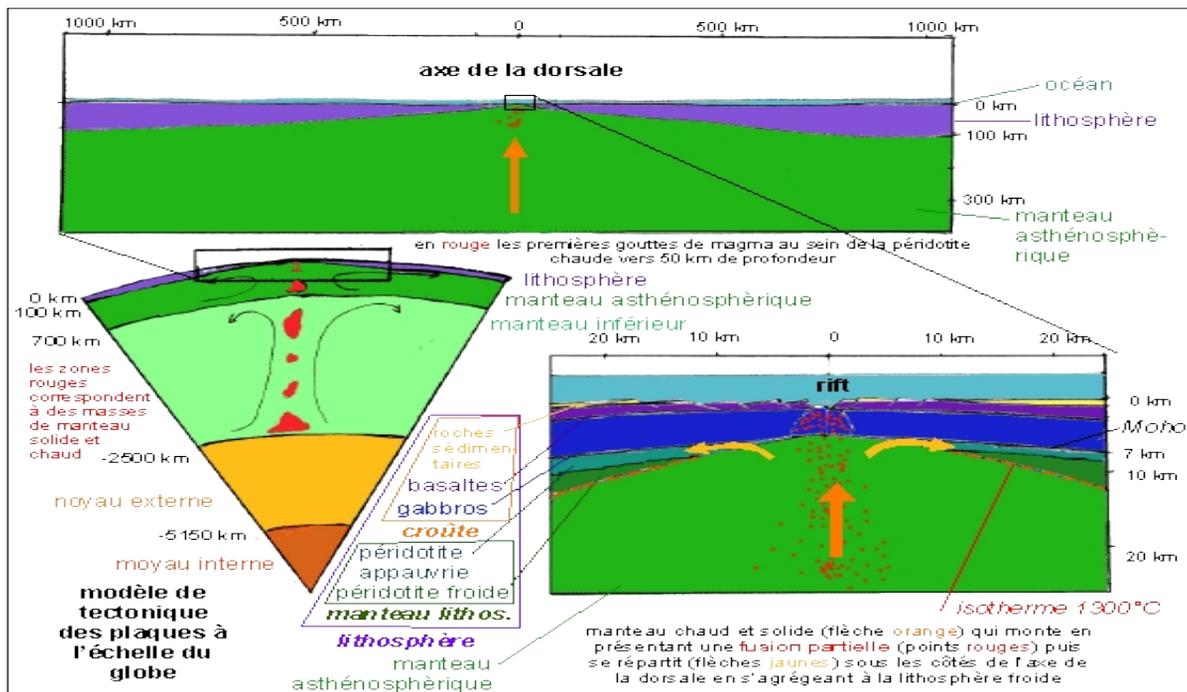


Fig.41 : Représentation des modèles de dorsales.

Coupe partielle du globe présentant l'origine profonde d'une dorsale.

coupe partielle de la dorsale présentant la limite asthénosphère-lithosphère peu profonde au niveau de l'axe, et

coupe de la zone axiale de la dorsale.

L'origine mantellique très profonde (limite manteau-noyau) de la péridotite chaude et solide (masses rouges sur la coupe générale du globe) à l'origine du magma (points rouges sur la coupe de la zone axiale) qui s'insère à l'axe de la dorsale est une des hypothèses possibles.

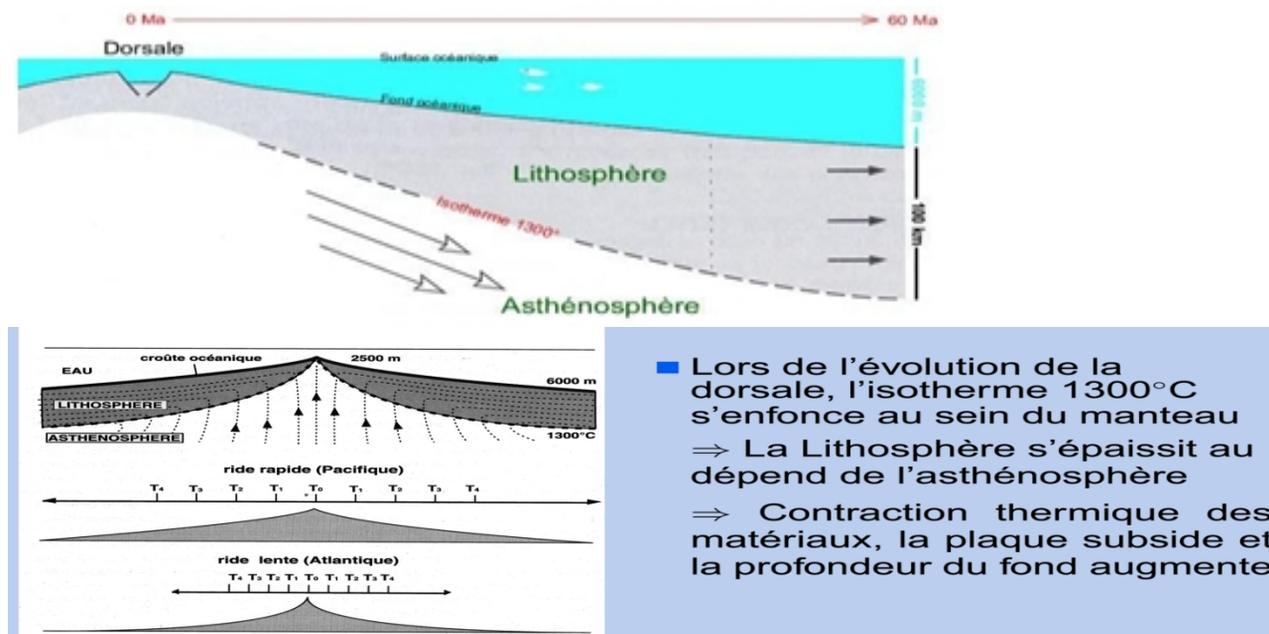


Fig.42 : Epaissement de la croûte océanique

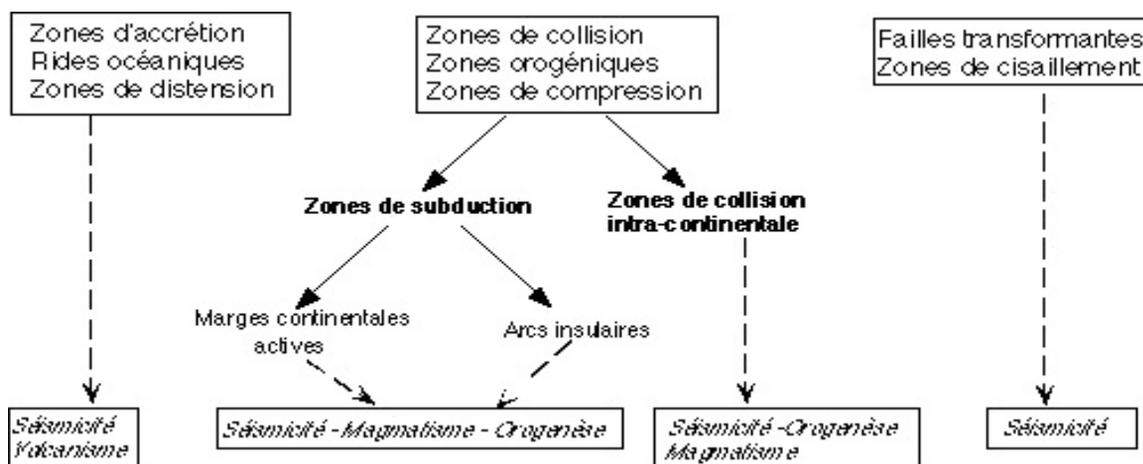


Fig. 43 : Tectonique globale et activité de la terre

IV. DIVERGENCE LITHOSPHERIQUE

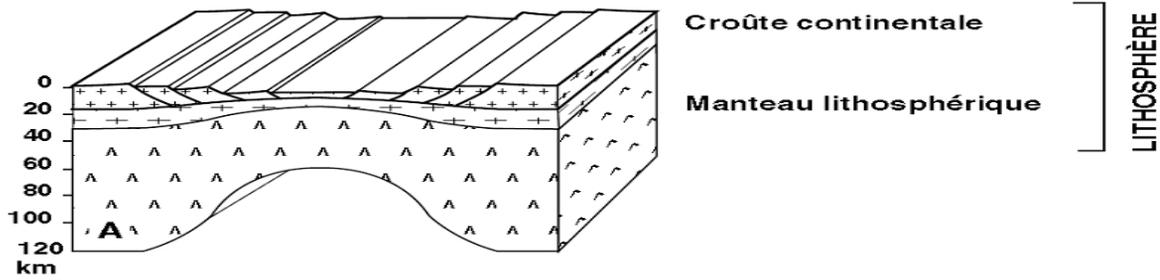


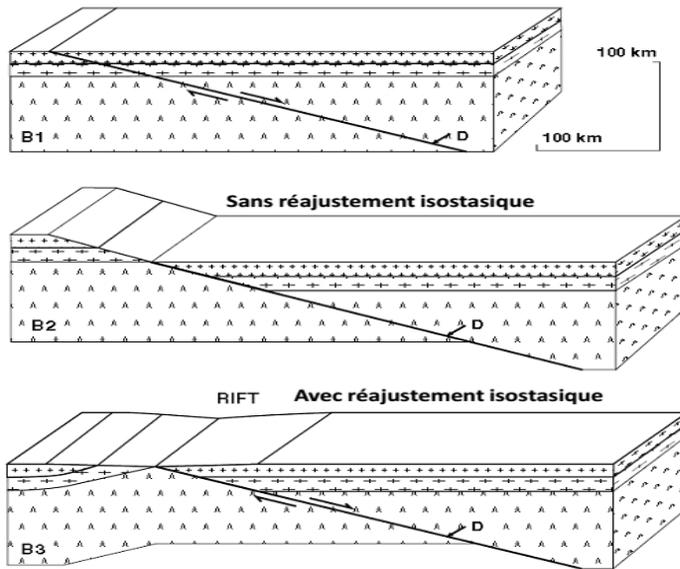
Fig.44 : Modèle de l'extension symétrique (Dan McKenzie, 1978).

2-L'extension est non uniforme

Modèle de l'extension non uniforme (Brian Wernicke (1981))

Dû à l'existence de **grandes failles de détachement** trans-lithosphériques à faible pendage (D). La lithosphère s'étire de manière **asymétrique** dans les conditions d'un cisaillement simple.

Dans ce cas, le site d'amincissement est décalé. Le dôme asthénosphérique et les volcans qui lui sont associés sont situés sous un des flancs du rift, et non plus à son axe comme dans le modèle précédent



Introduction à la géologie: la dynamique de la Terre, Gilbert Boillot, Philippe Huchon, Yves Lagabrielle

Fig.45 : Extension par cisaillement simple (Wernicke)

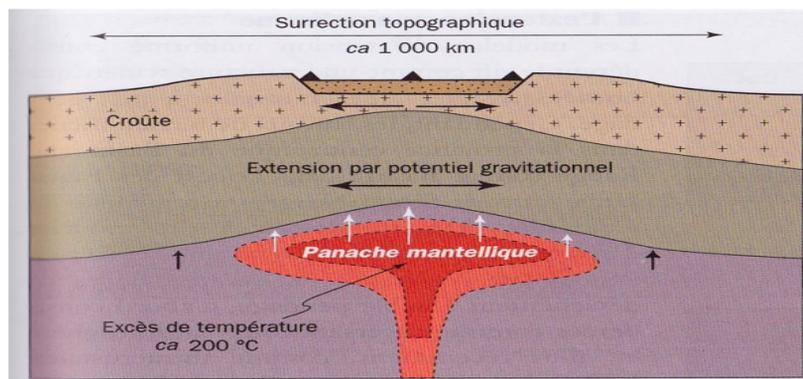


Fig. 46 : Le rifting actif

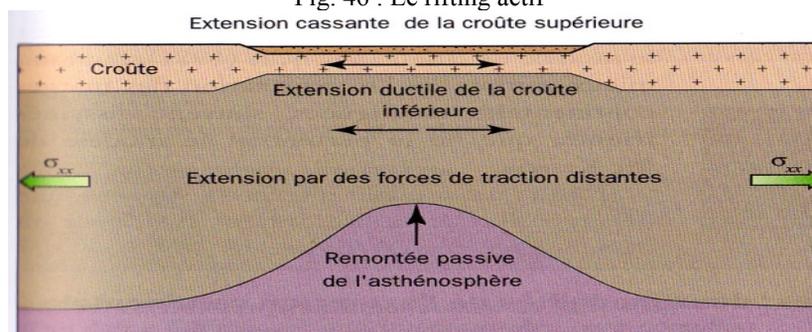
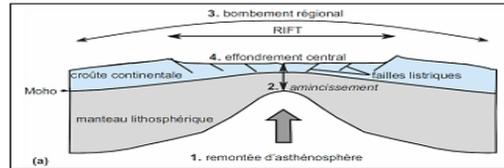


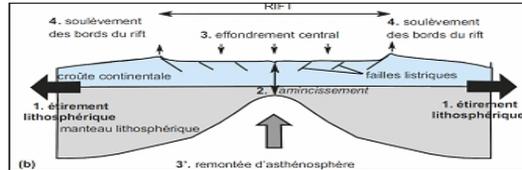
Fig.47 : le rifting passif

Deux situations possibles:

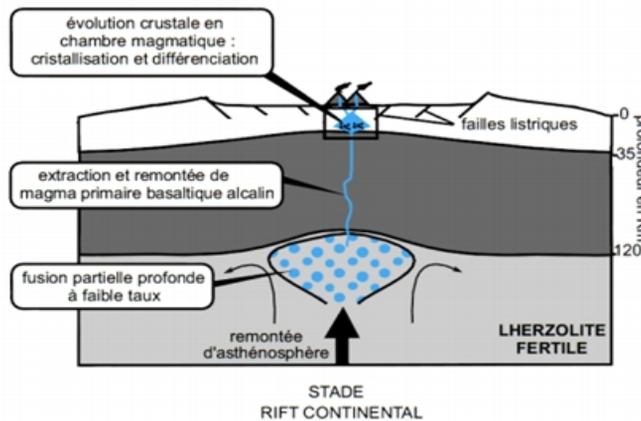
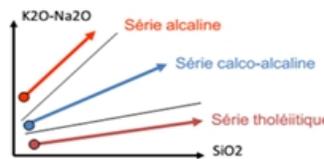
• le magmatisme peut être exprimé **précocement** au cours du rifting ; c’est le cas du schéma « **rifting actif** » .
 La remontée mantellique → décompression adiabatique de la péridotite → fusion partielle (Nord du Rift est-africain)



• il peut être **plus tardif** dans le cadre d’un « **rifting passif** » : C’est l’extension qui amincit la lithosphère et qui provoquant la remontée asthénosphérique au cours de laquelle le magmatisme prend place. (Rift ouest-européen au début du Tertiaire).



- Généralement, il s’agit de **basaltes alcalins** témoignant d’un faible taux de fusion (inférieur à 5 %) donc d’une **fusion asthénosphérique profonde** (– 50 à – 70 km), ce qui rend compte de leur faible teneur en SiO₂ (SiO₂ < 48 %) et de leur teneur élevée en alcalins (Na₂O + K₂O) proche de 3 à 4 %.



-Mais ce sont parfois des **basaltes tholéitiques** témoignant de fusion moins profonde avec des taux plus élevés ; ce dernier cas s’observe lors d’une évolution vers un **stade d’océanisation**.

Magmatisme:	
Basaltes alcalins à olivine:	Basaltes tholéitiques (MORB):
SiO ₂ : 45-48%	SiO ₂ : 47-52%
Na ₂ O: 3-4%	Na ₂ O: 2%
K ₂ O: 1%	K ₂ O: 0,4%
Magmas granitiques:	
SiO ₂ : + 60%	
Na ₂ O: 3%	
K ₂ O: 3%	

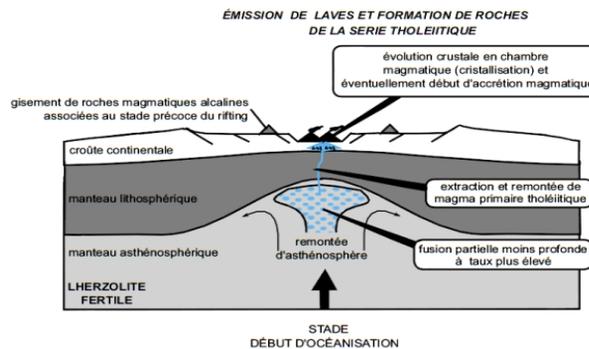


Fig.48 : Types de magmas

Etapes de l'océanisation

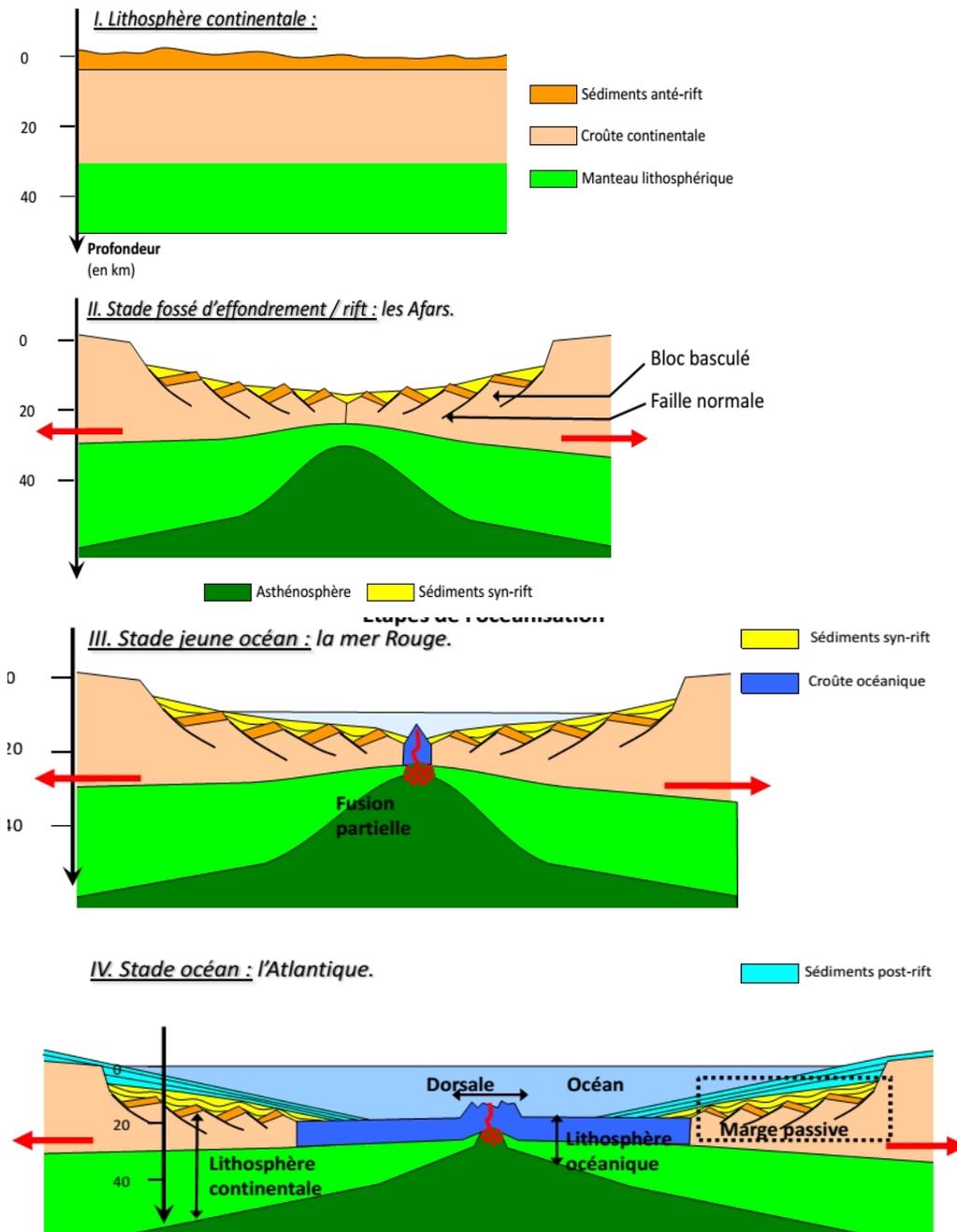


Fig.49 : rifting et naissance d'un océan

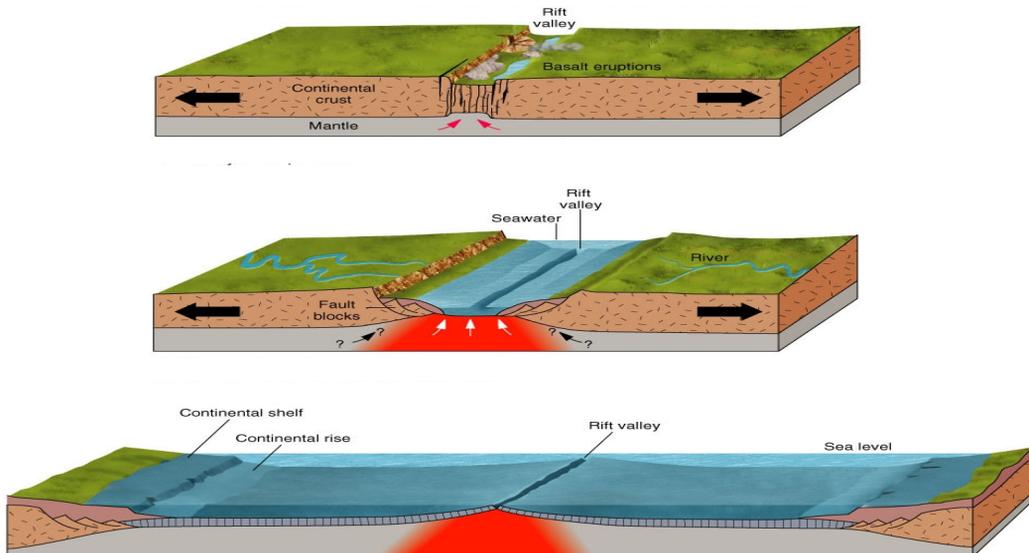
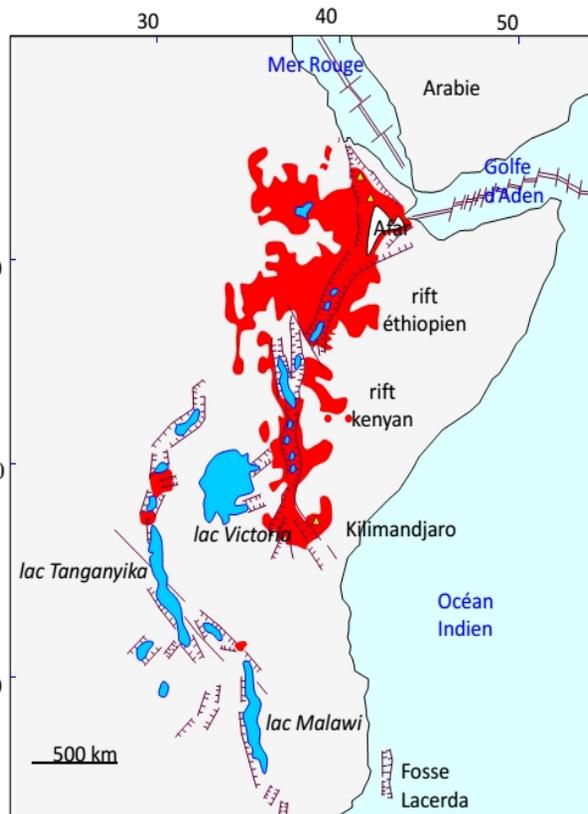
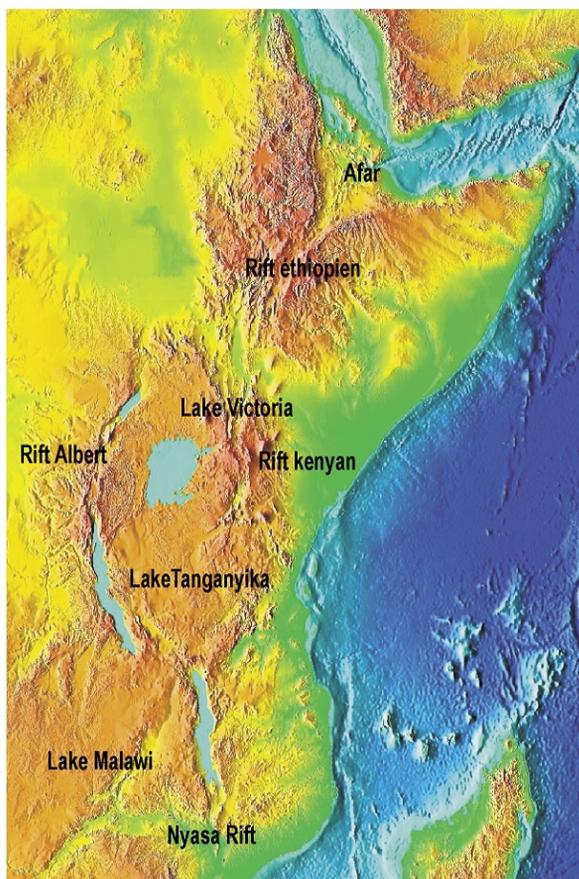


Fig.50 : Formation d'un océan



- faille normale et décrochement
- dorsale active
- volcanisme cénozoïque
- volcans actifs

Fig.51 : Carte du REA

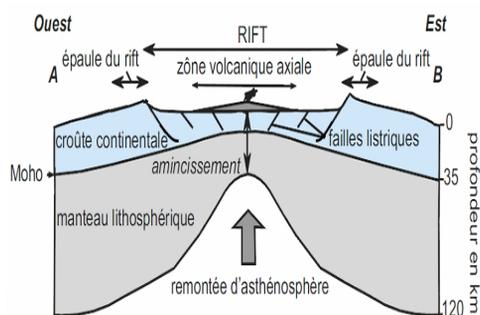
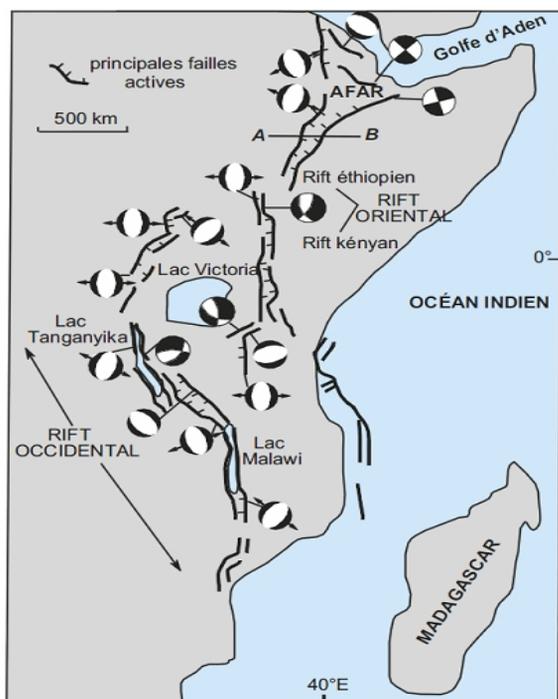


Fig.52 : Tectonique du REA (=Rift Est Africain)

Les Facteurs de la subsidence :

- surcharge
- refroidissement de la lithosphère
- distension / compression

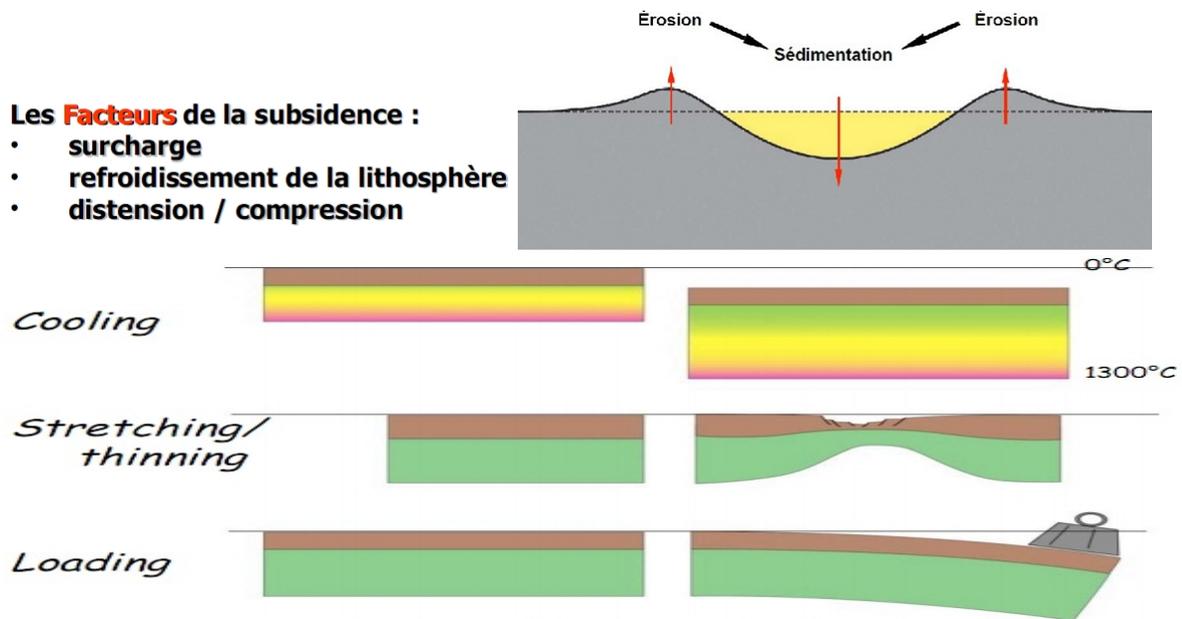


Fig.53 : La subsidence

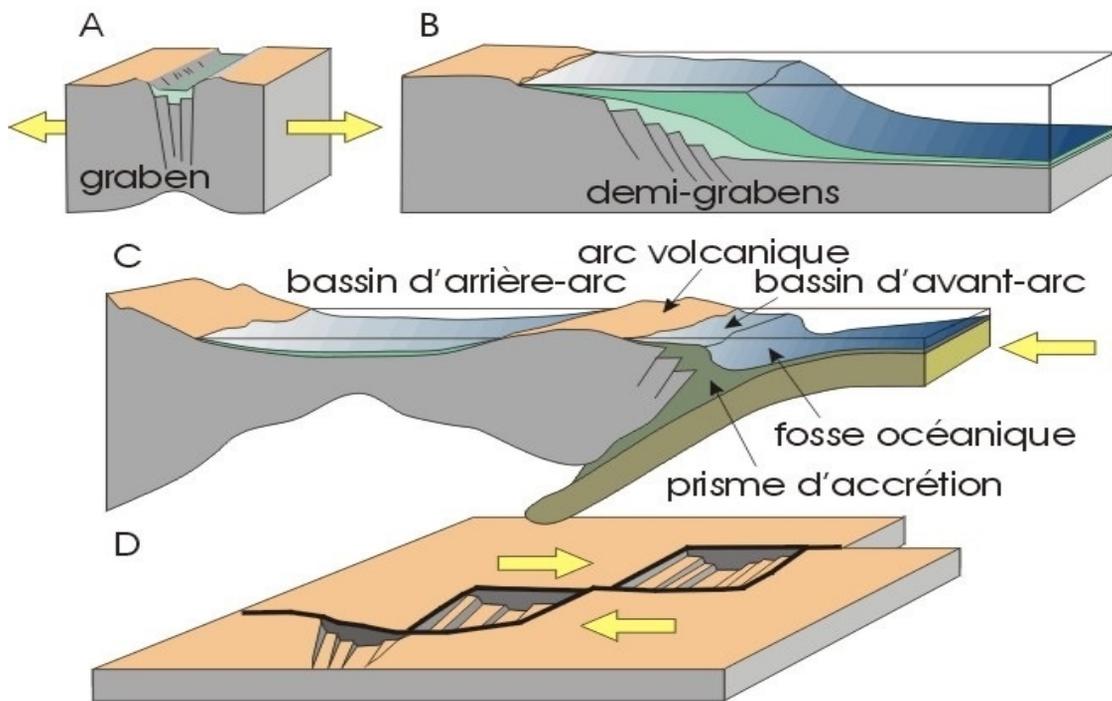


Fig. 54 : Types de bassins sédimentaires

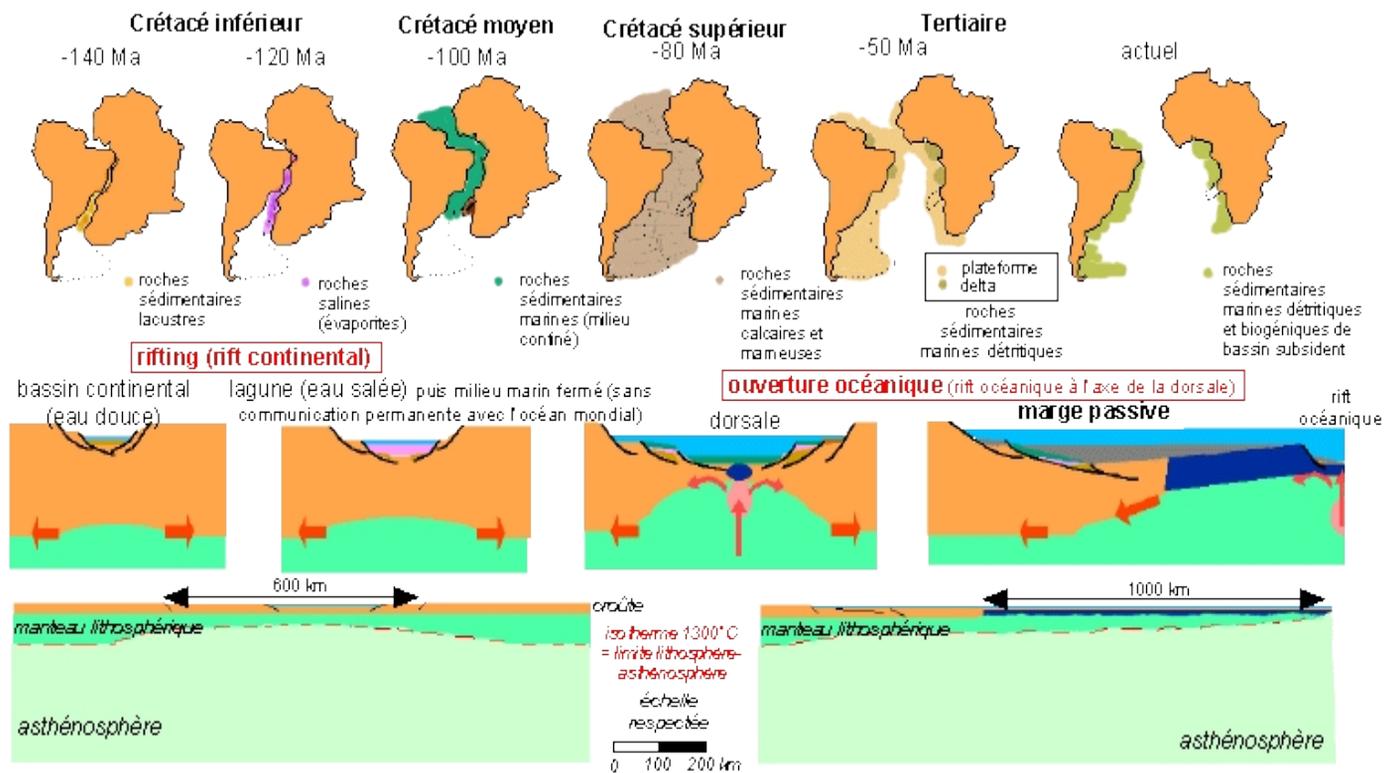


Fig. 55 : L'ouverture de l'Atlantique sud de la fin du secondaire à l'actuel

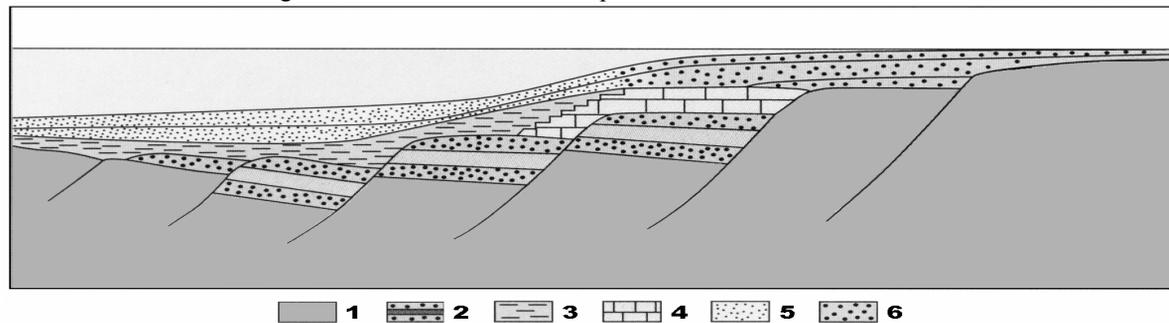


Fig.56 : Dépôts de marges passives

1 ++++++ Socle granitique traversé par des remontées de basalte ++++++

	Roches ou dépôts sédimentaires	Conditions de dépôt
2	Dépôts détritiques grossiers : galets, graviers et sables mélangés à des argiles	Epandages fluviaux en milieu continental
	Coulées de laves et Cendres volcaniques	Eruptions volcaniques en milieu continental
	Evaporites : sels de chlorures, sulfates, ...	Milieux lagunaires en milieu continental ou côtier, soumis à une forte évaporation
3	Vases noires : boues très fines et riches en matière organique pouvant constituer des gisements d'hydrocarbures	Sédimentation dans un bassin plus ou moins profond, dans un milieu marin peu oxygéné (réducteur) par l'absence de courant
4	Carbonates : surtout calcaires bioclastiques car très riches en tests calcaires plus ou moins brisés d'organismes planctoniques	Sédimentation de plateau continental peu profond avec des eaux bien oxygénées
5	Dépôts détritiques fins : boues très fines, carbonatées, argileuses et siliceuses	Sédimentation marine dans ses régions plus éloignées des continents.
6	Dépôts détritiques grossiers : arènes, sables et argiles, parfois mélangés à des carbonates	Sédimentation marine dans ses régions les plus proches des continents.

V : LA CONVERGENCE LITHOSPHERIQUE

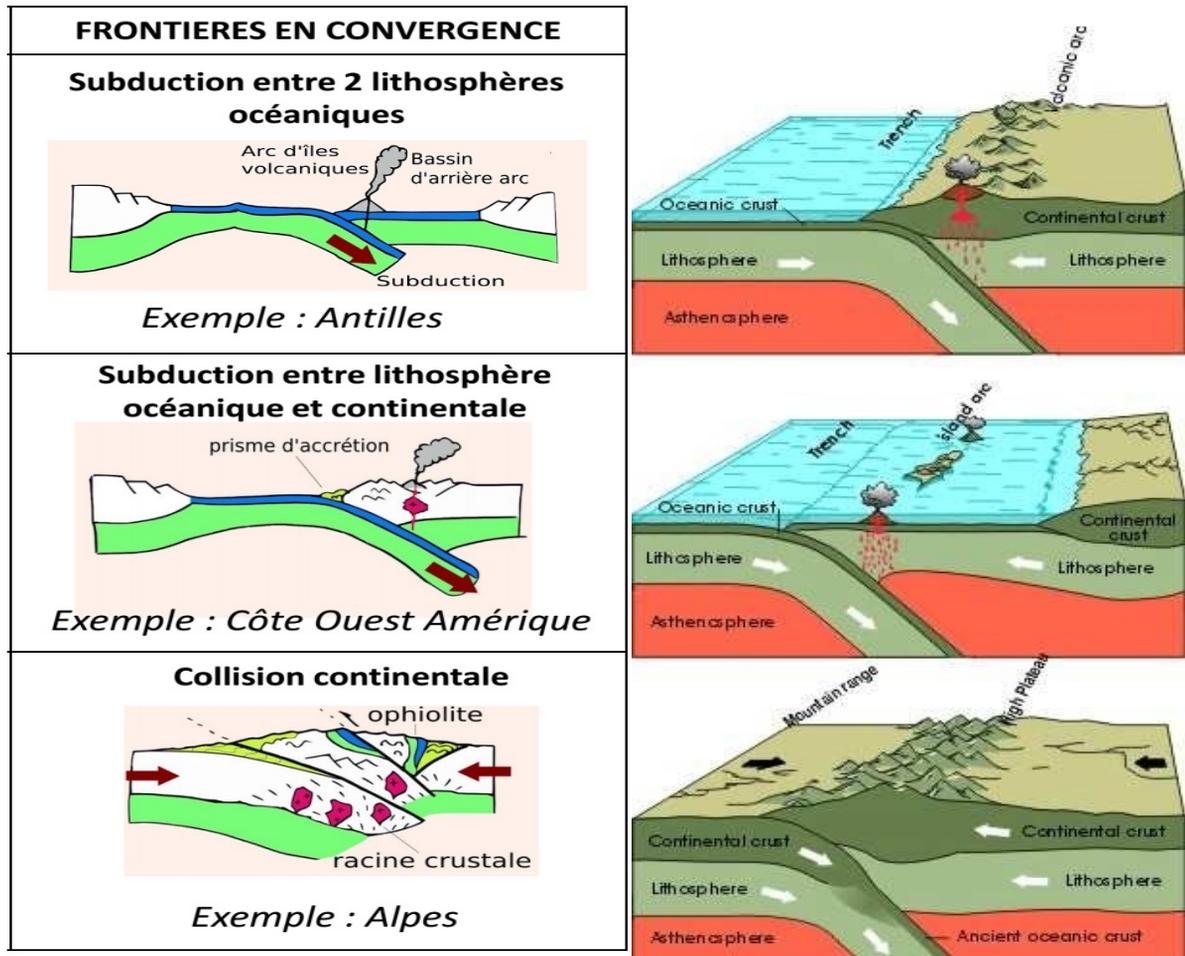
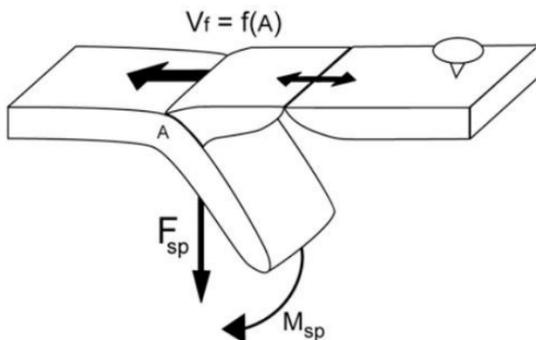
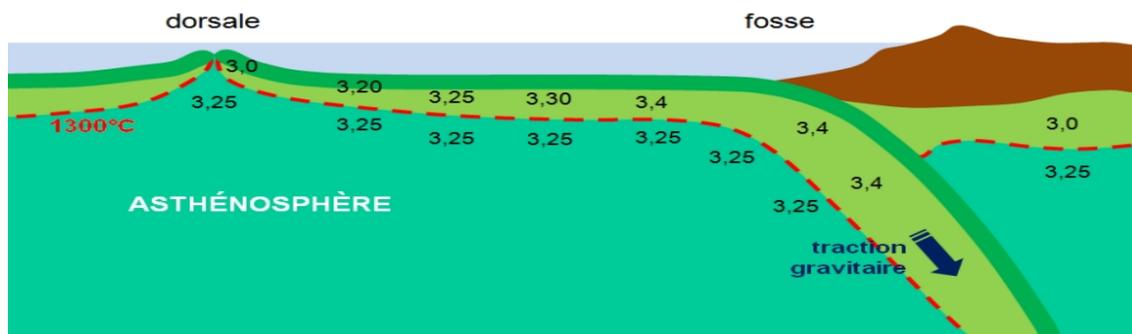


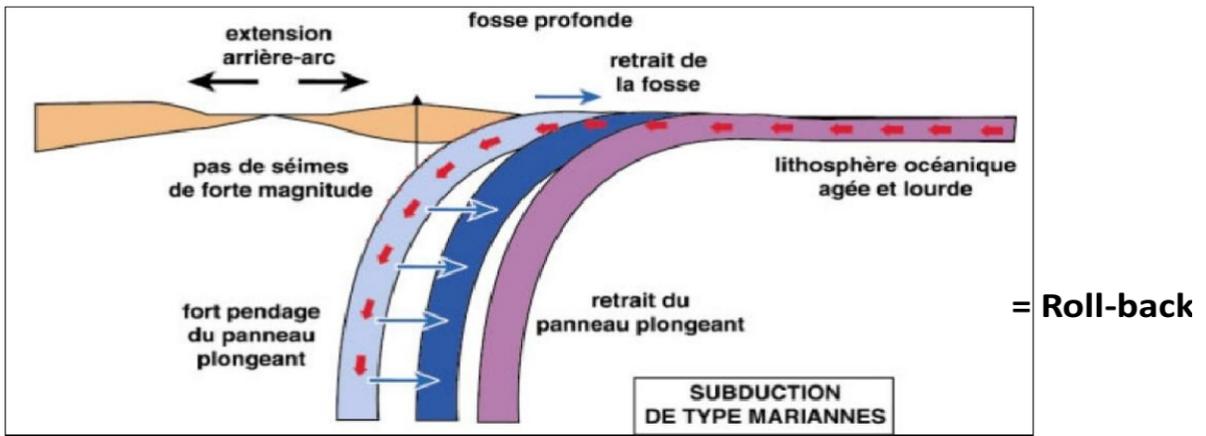
Fig.57 : Types de convergences



V_f : mouvement absolu de la fosse ;
 A : âge du slab à la fosse ;
 F_{sp} et M_{sp} : force de slab pull et moment fléchissant associé.
 La plaque supérieure est supposée fixe.

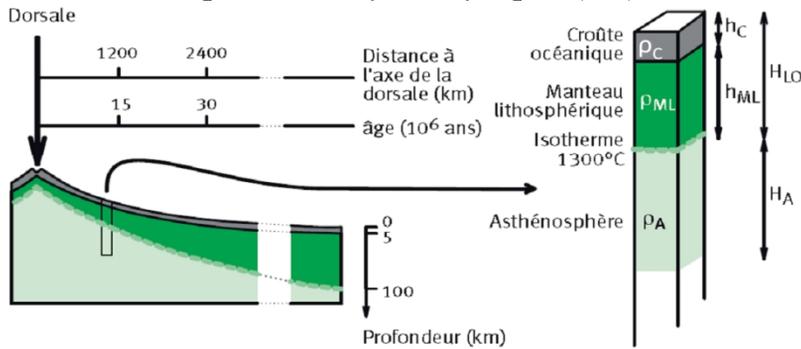
Fig.58 : Mécanismes de la subduction

sont préférentiellement associées aux slabs les plus



âgés.

Fig.59 : Recul du panneau plongeant (slab) = roll-back



H_C = épaisseur de la croûte.
 H_{ML} = épaisseur du manteau lithosphérique.
 H_{LO} = épaisseur de la lithosphère océanique.
 H_A = épaisseur de l'asthénosphère dans la colonne considérée.

→ Pour qu'il y ait subduction, il faut le poids d'une colonne lithosphérique soit plus élevé que le poids d'une colonne asthénosphérique de même hauteur.

Fig. 60 : Relation épaisseur de lithosphère-subduction

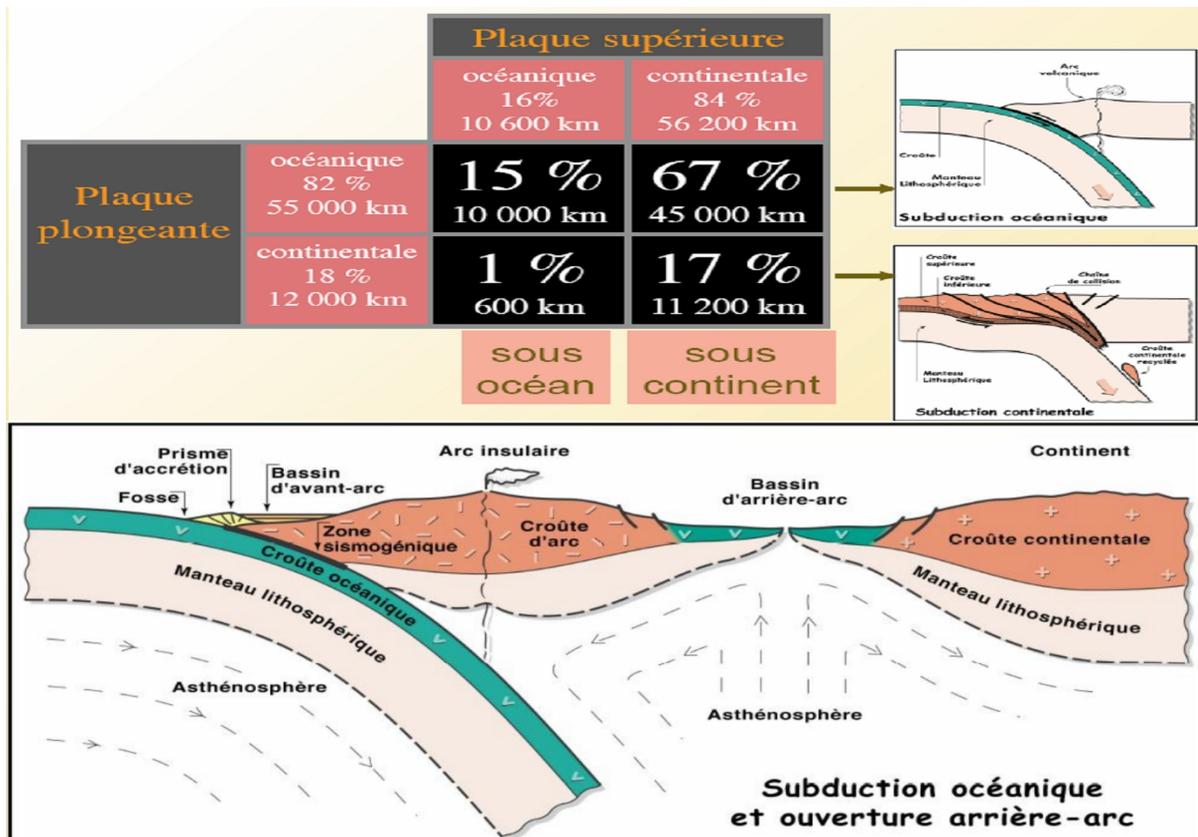


Fig.61 : Coupe schématique d'une zone de subduction indiquant les principales caractéristiques morphologiques, ainsi que le régime tectonique de la plaque plongeante

Deux types « extrêmes » de subduction

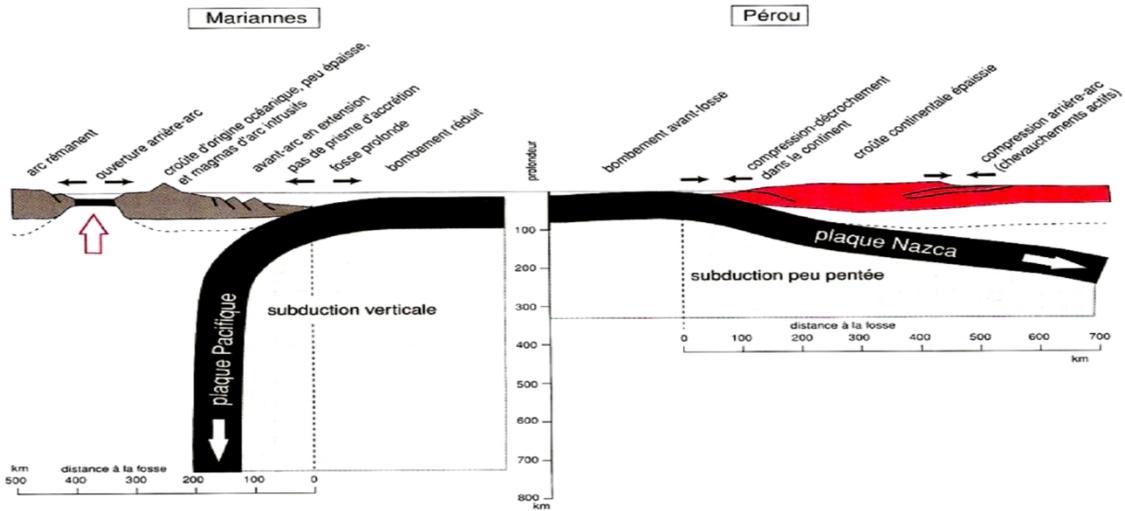
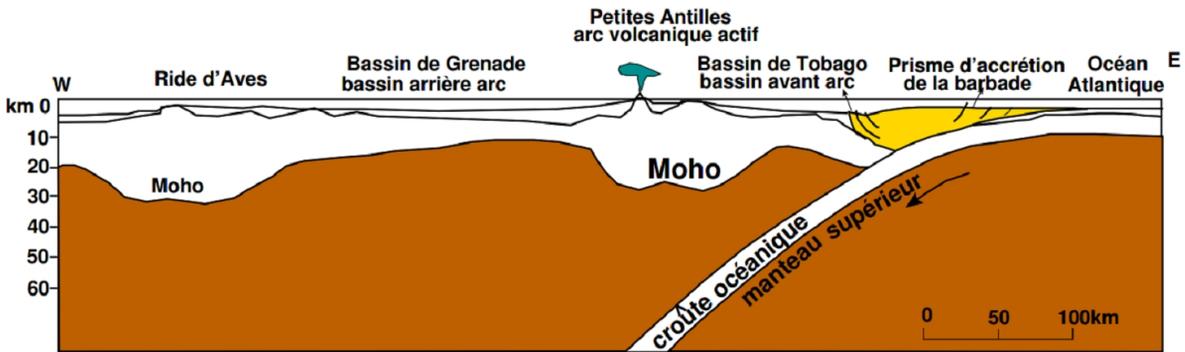


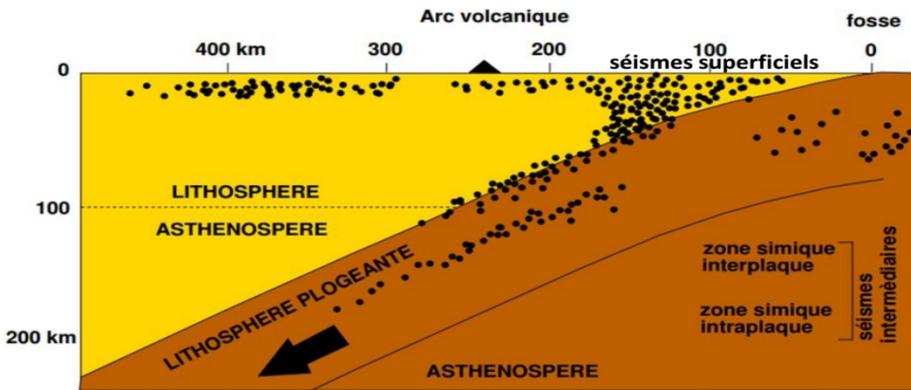
Fig.62 : Comparaison des deux types de subduction

3-2-Les marqueurs de la subduction océanique

a- Les marqueurs topographiques (marges actives)

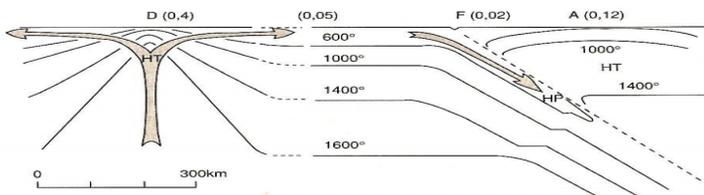
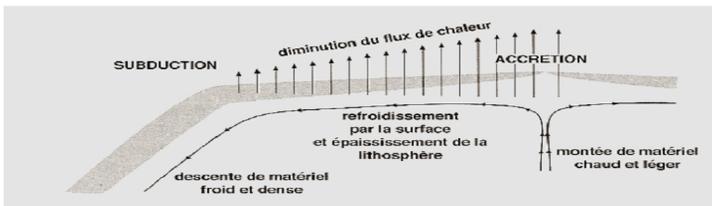


b- Les marqueurs sismiques



c- Les marqueurs thermiques

Enfoncement de la lithosphère froide qui plonge dans le manteau plus chaud.



d- Les marqueurs géologiques : l'épaississement crustal

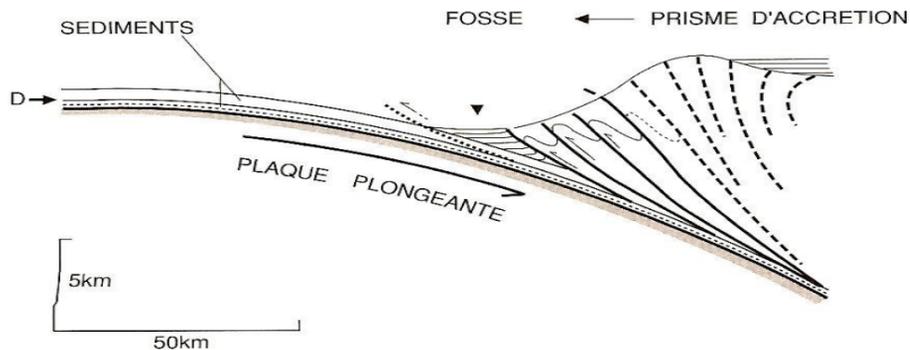


Fig. 62 : la croissance du prisme d'accrétion

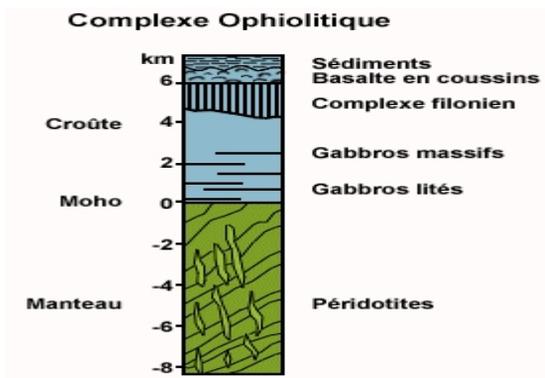


Fig. 63 : Les ophiolites

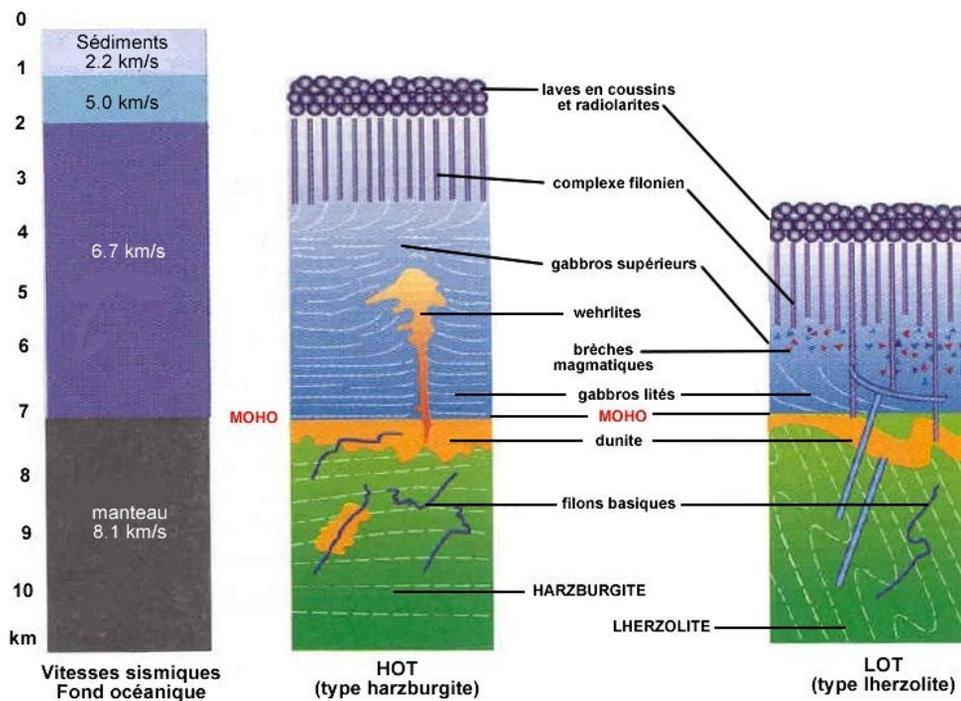


Fig. 64 : Ophiolites HOT et LOT

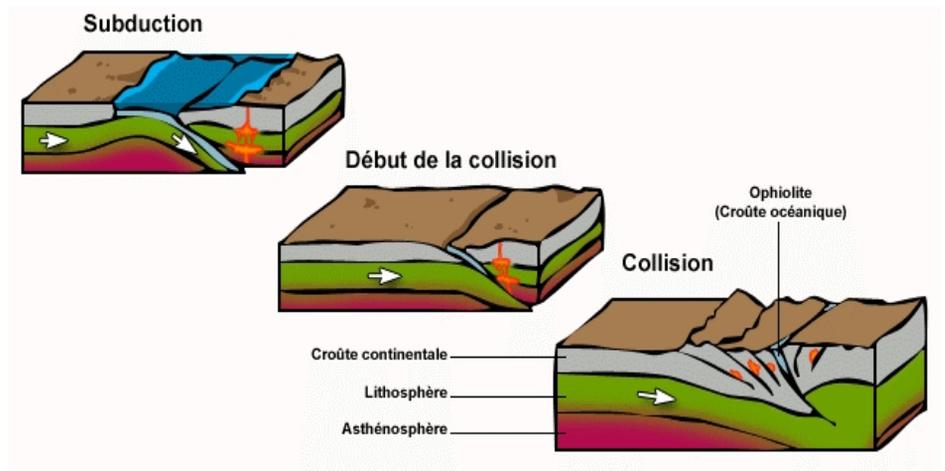


Fig. 65 : Mise en place des ophiolites

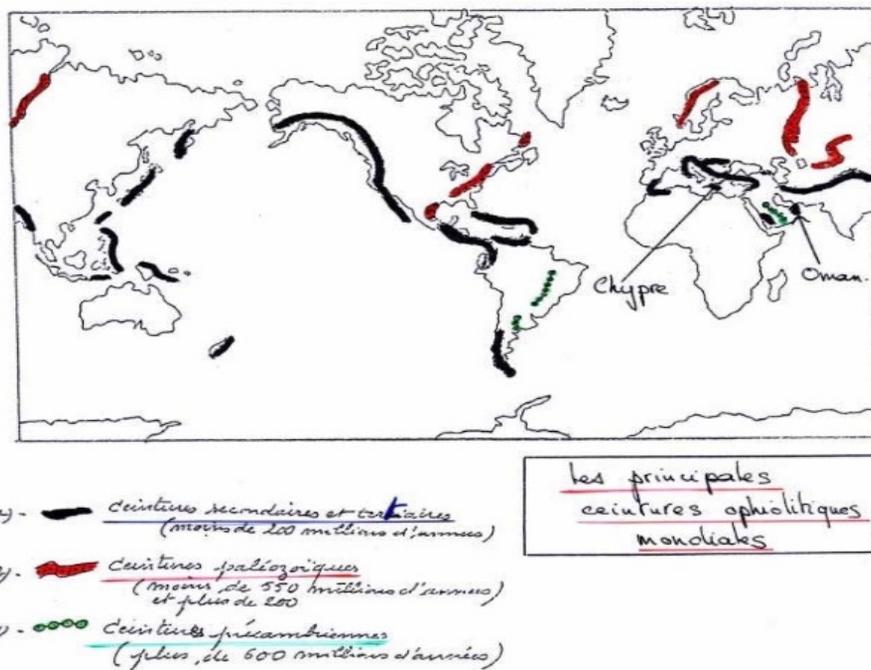


Fig. 66 : Principales ceintures ophiolitiques mondiales

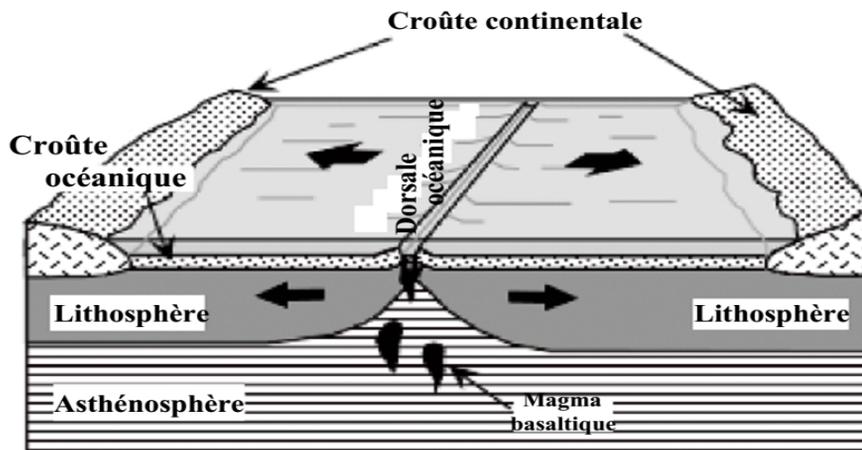


Fig. 67 : Magma des zones de divergences

5 Les étapes de la formation de la lithosphère océanique au niveau des dorsales.

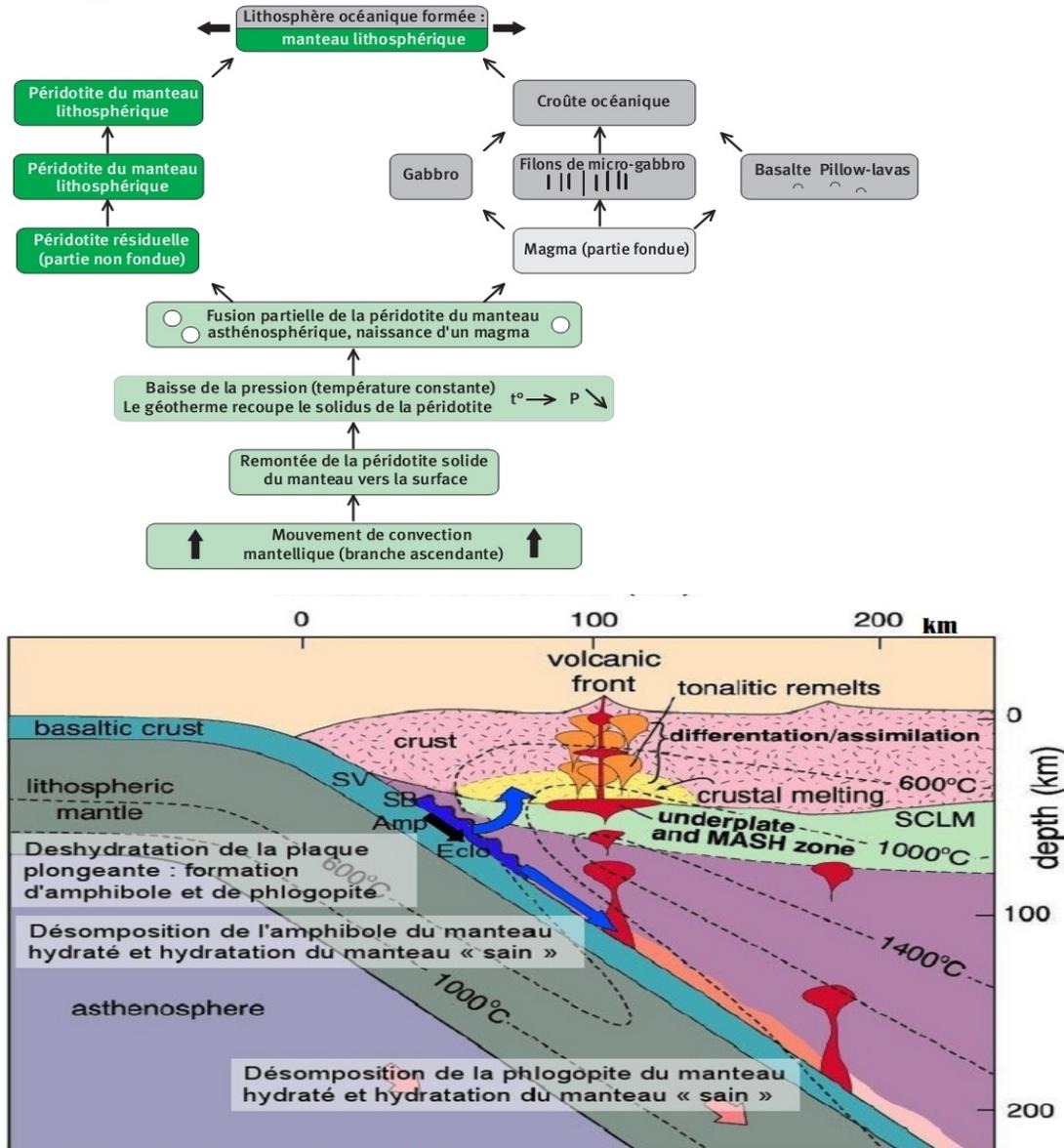


Fig.33: Mécanisme de formation des magmas au niveau des zones de subduction

► Le magmatisme de subduction est un marqueur d'une descente de matériel au sein du manteau. Cette descente est attestée par la nature des magmas mis en place ainsi que leur mode de formation : déshydratation de la plaque plongeante due aux conditions de pression et température puis entraînement du manteau hydraté plus en profondeur dont les minéraux se déstabiliseront et permettront la formation de magma.

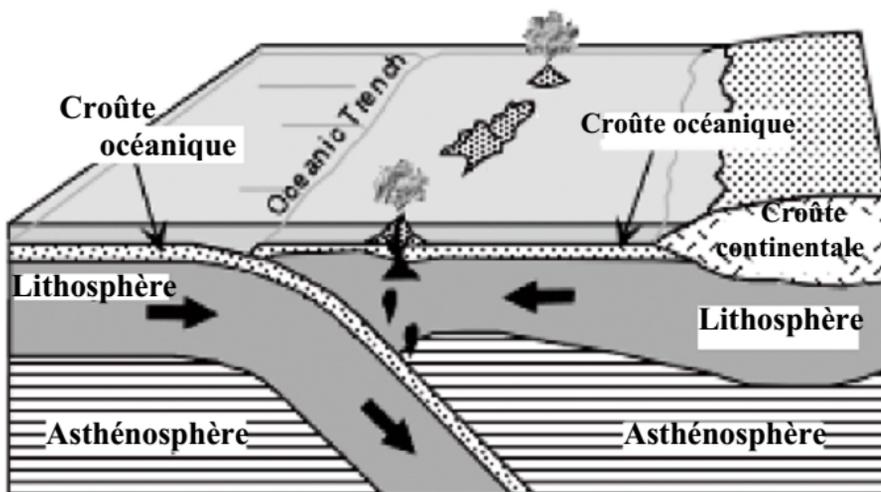


Fig. 68 : Magmas de zones de convergences : co-co

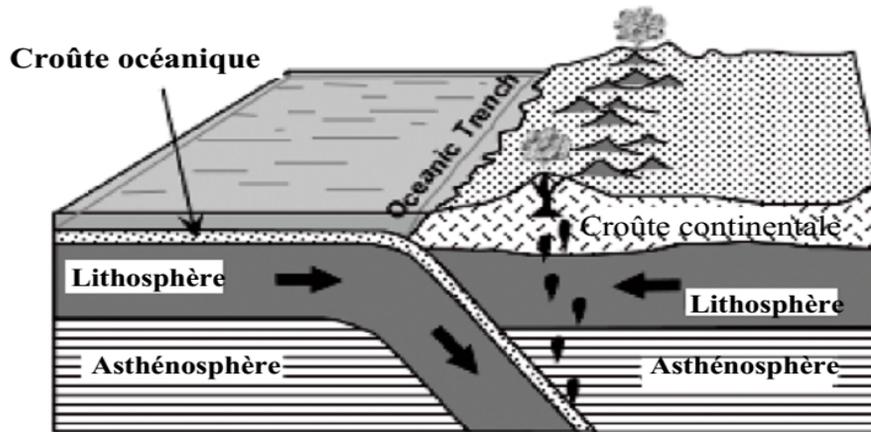


Fig. 69 : Magmas de zones de convergences : co-cc

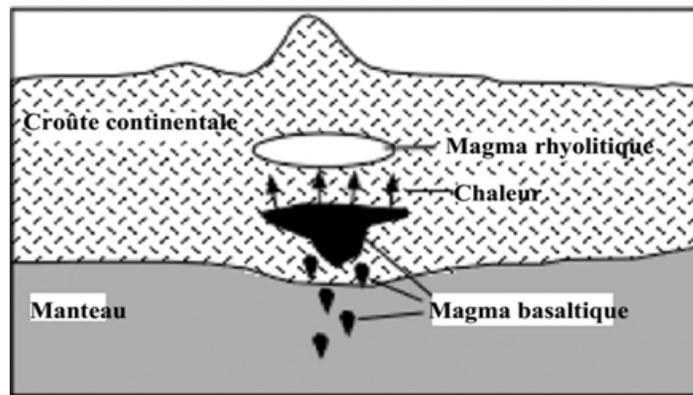


Fig.70 : Formation du magma rhyolitique

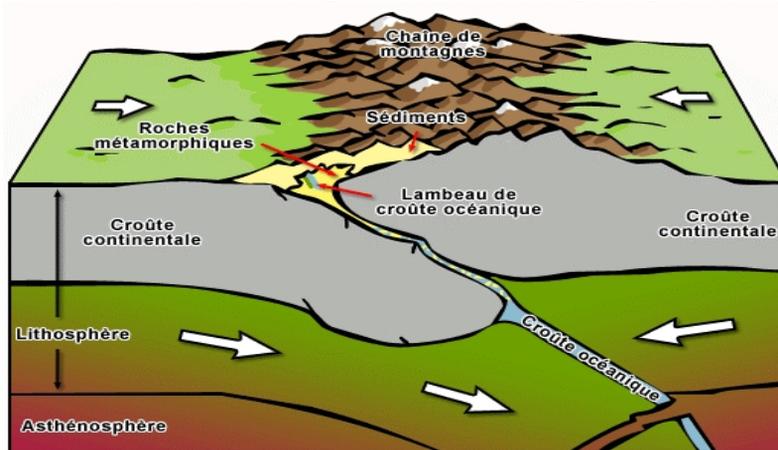


Fig. 71 : Orogènes de type collision intracontinentale de type alpin

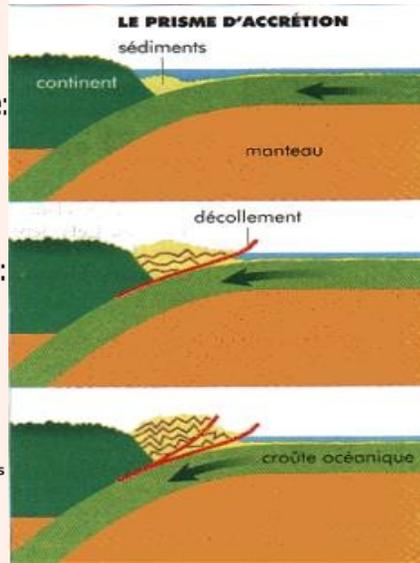
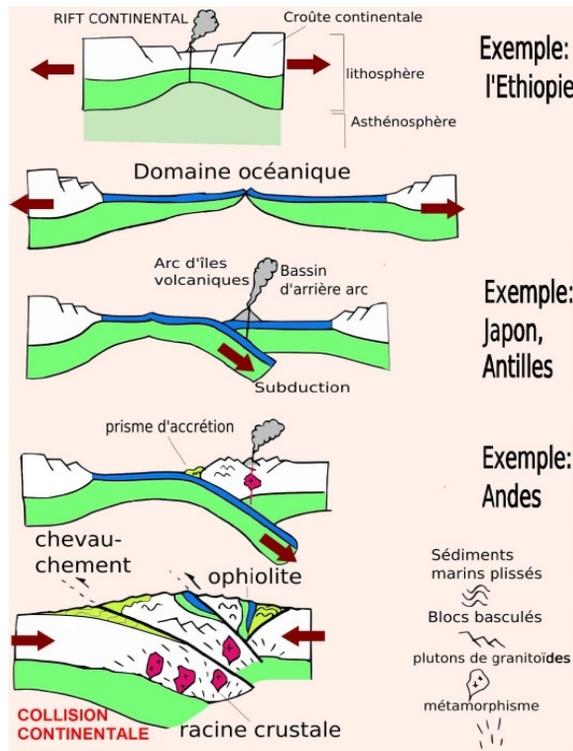


Fig. 72 : Différents types d’orogènes

Fig. 73 : Prisme d’accrétion

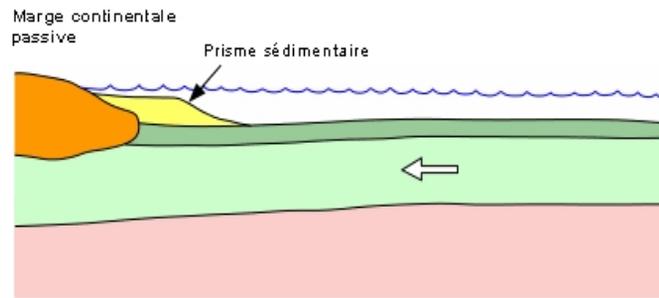


Fig. 74

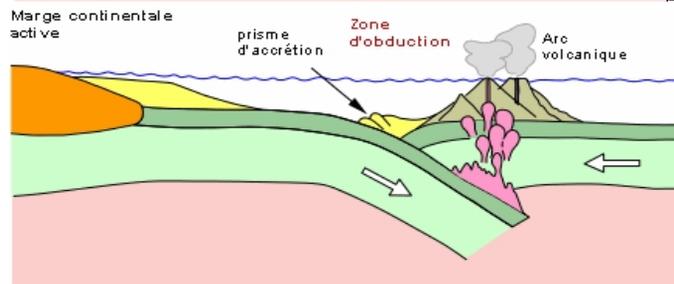


Fig. 75

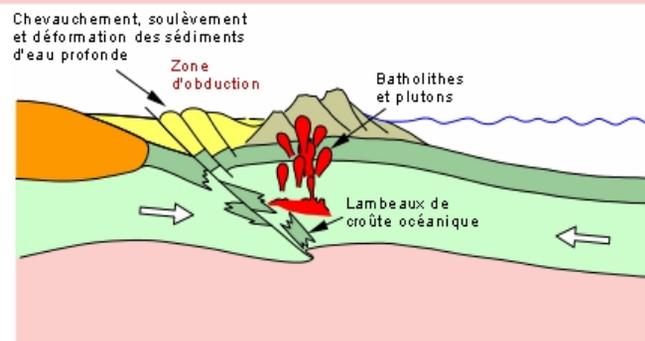


Fig. 76

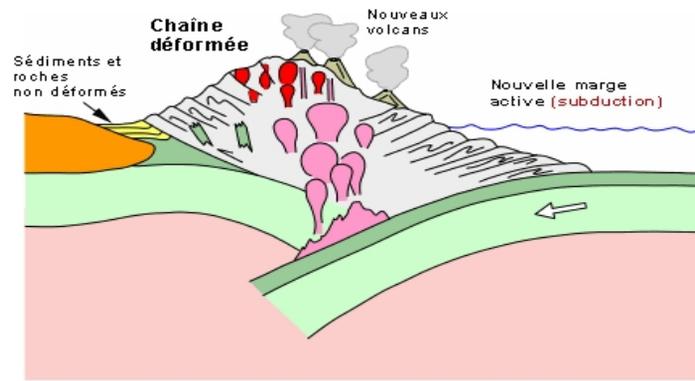


Fig. 77

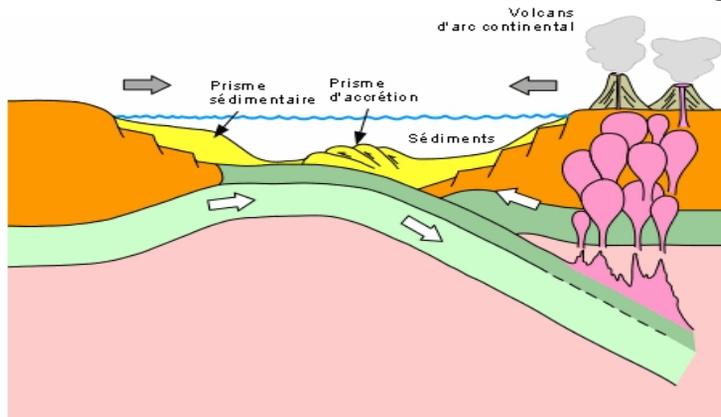


Fig. 78

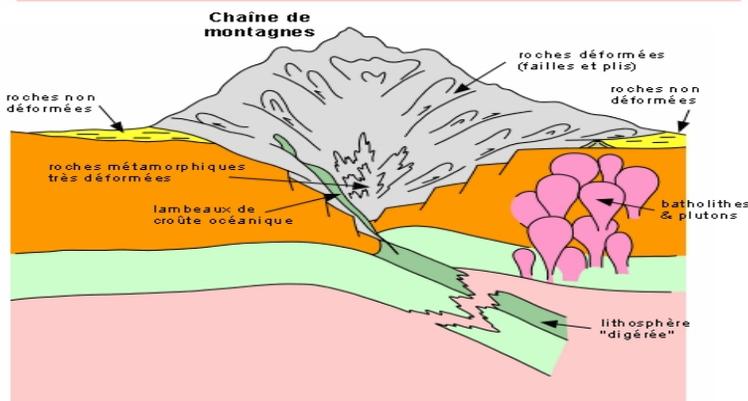


Fig. 79

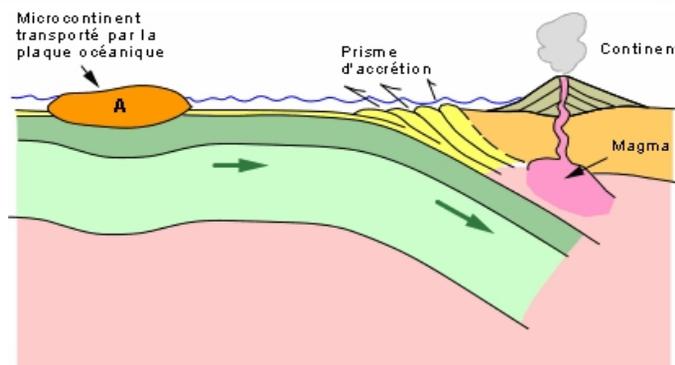


Fig. 80

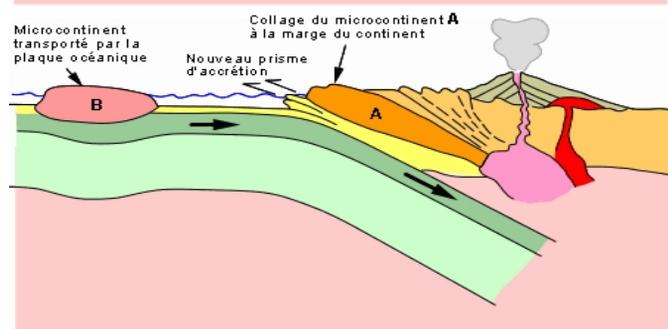


Fig. 81

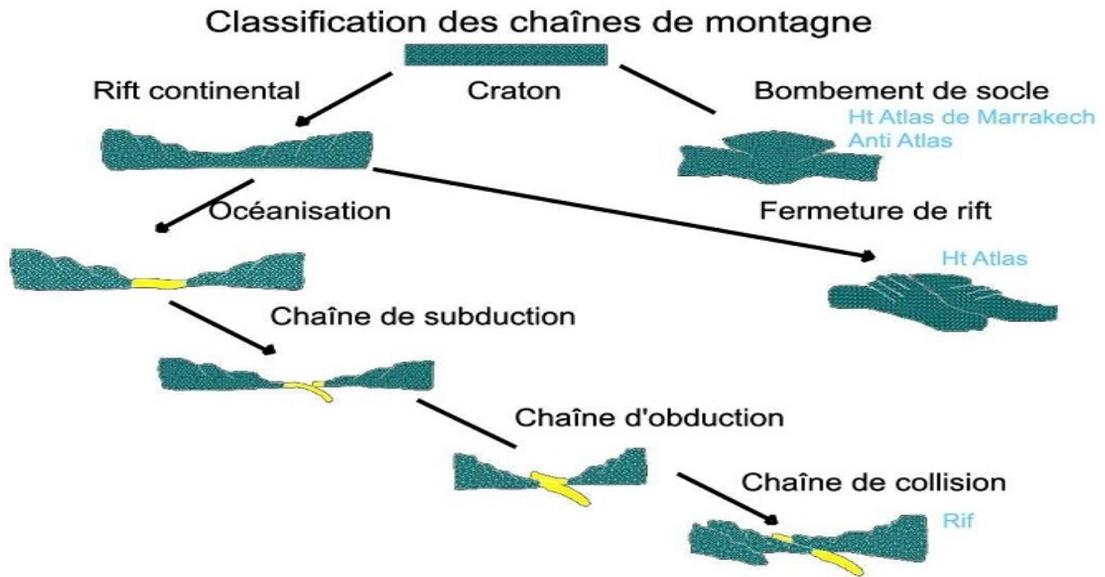
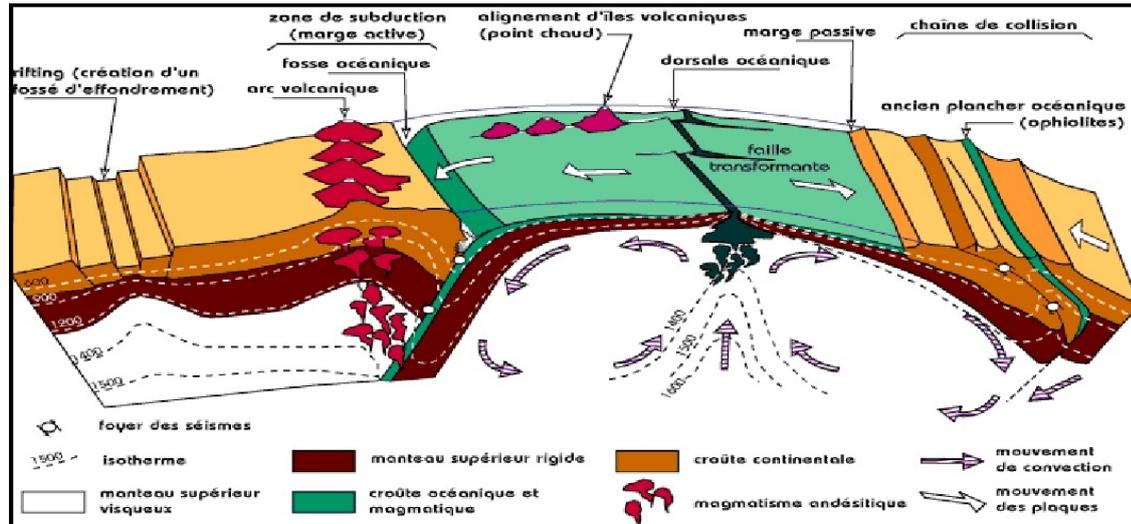


Fig.82 : Classification des chaînes de montagnes

VI – CONCLUSION GENERALE : LE CYCLE DE WILSON



CONVECTION MANTELLIQUE
Fig.83 : Coupe synthétique de la géodynamique lithosphérique

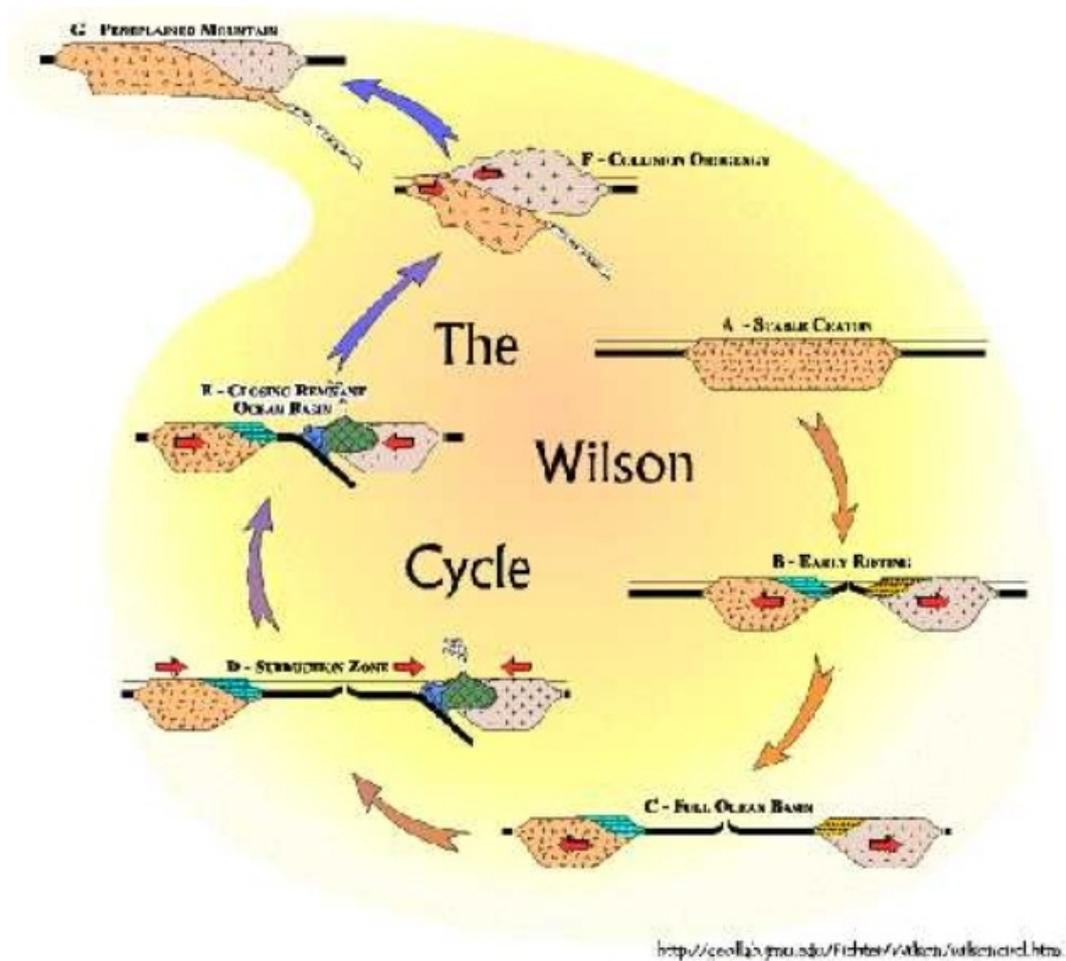
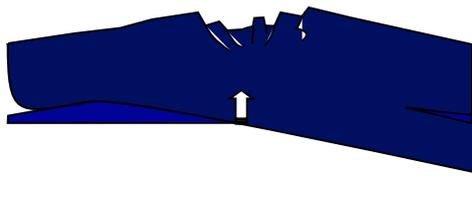


Fig. 84 : Cycle de Wilson

stade

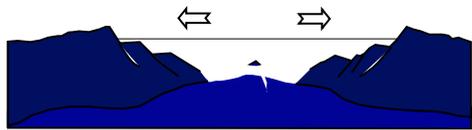
exemple



Initial

Rift Est-Africain

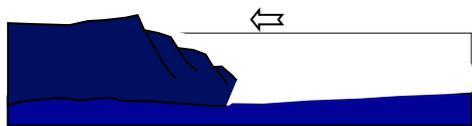
fragmentation de la croûte continentale et formation d'un rift + émission de basaltes



Juvenile

Mer Rouge

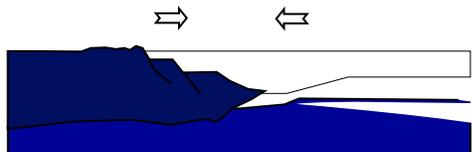
Séparation du continent en deux masses indépendantes, formation d'une croûte océanique basaltique au niveau d'une ride médiane



Mature

Océan Atlantique

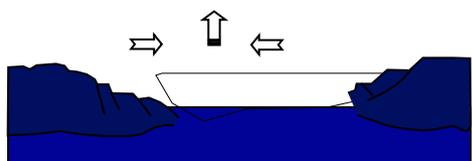
développement d'un large bassin océanique



Déclin

Est-Pacifique

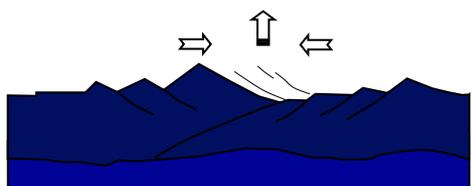
Accumulation de sédiments aux marges + vieillissement de la croûte => instabilité



Terminal

Mer Méditerranée

fermeture du bassin océanique



Final

Himalaya

collision de deux masses continentales puis «fusion» et «suture»
surrection d'une chaîne de montagne

Fig. 85 : Evolution des bassins océaniques - Modèle de Wilson.

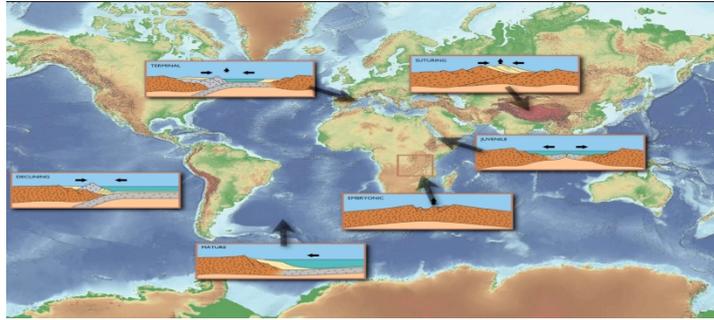


Fig. 86 : Les orogènes actuels et le cycle de Wilson