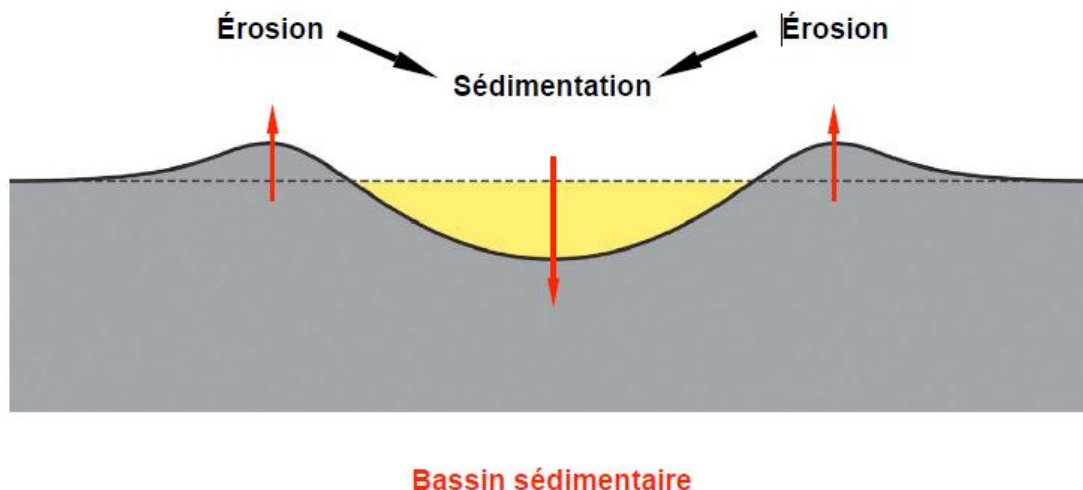


**I- LES BASSINS SEDIMENTAIRES**

**Définition:** Un bassin sédimentaire est un lieu d'accumulation sédimentaire géométriquement caractérisé par un ou plusieurs dépo-centres c'est à dire par des contours isopaques fermés et convergents.

**Les paramètres d'un bassin**

Un bassin se définit autant par sa forme que par la qualité de son remplissage.

La forme d'un bassin est une fonction complexe qui dépend de la subsidence, de l'existence ou non d'un couple mécanisme dans le système et de la superficie couverte.

Ces trois facteurs vont régler respectivement:

- la profondeur du bassin.
- la géométrie d'un bassin (symétrique ou asymétriques).
- la focalisation de la déformation (déformation concentrée ou diffuse).

On peut donc diviser les bassins sédimentaires en trois grandes catégories :

1- Les bassins dont l'évolution est principalement contrôlée par ***l'amincissement lithosphérique (bassins d'étirement)***. Ce sont les fossés d'effondrement, quel que soit le

mode d'étirement de la lithosphère (rifts, bassins en pull-apart et bassins des couloirs de décrochement).

2. Les bassins dont l'évolution est principalement contrôlée par le *refroidissement de la lithosphère*, que celle-ci soit continentale (bassins intracontinentaux proprement dits), océanique (plaines abyssales), ou de la transition continent-océan (marges divergentes).

3. Les bassins dont l'évolution est principalement contrôlée par la *flexion de la lithosphère* (*bassins flexuraux*), que celle-ci soit océanique (subduction) ou continentale (bassins d'avant-chaîne).

- **Classification des bassins**

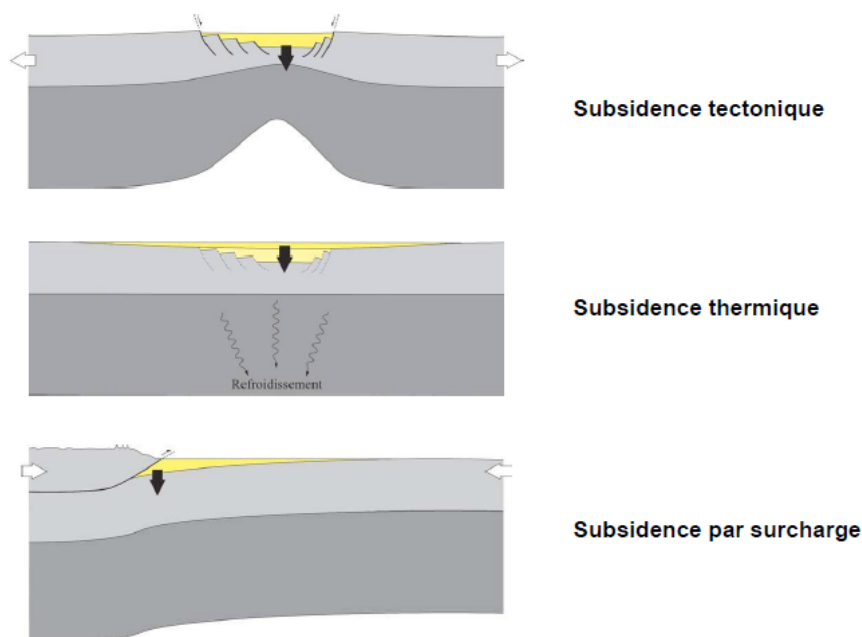
Le but d'une classification étant de créer un système dans lequel les bassins peuvent être comparés les uns aux autres au plan des similitudes et différences.

### Les bassins périplaques

Un bassin péri-plaque résulte de l'évolution d'une limite de plaque, celle-ci pouvant être :

-du type divergent on parle alors de bassin de marge passive,

-du type convergent : ce sont les bassins de marge active et les bassins intramontagneux des zones de collision,



(d'après Nalpas, 2002)

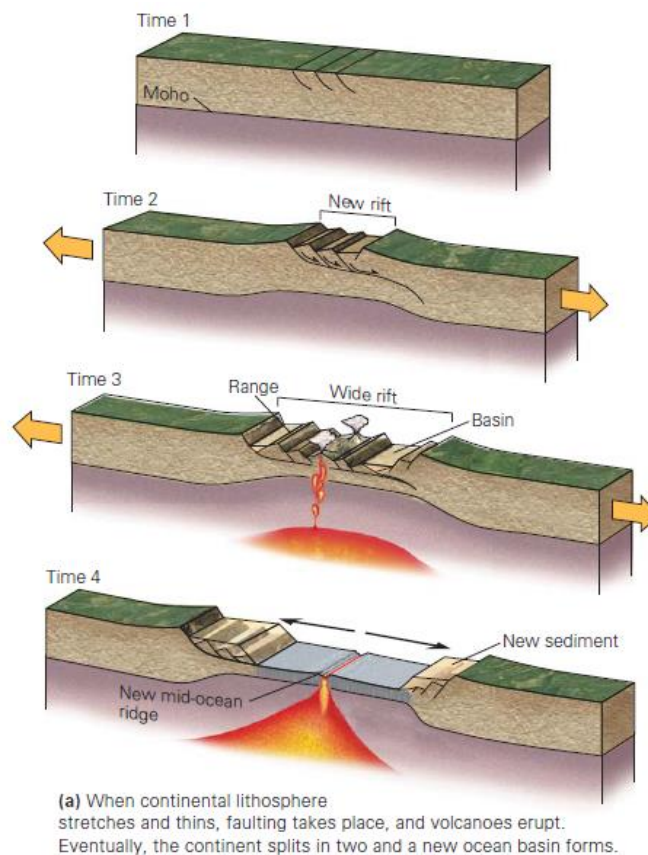
- ou du type transformant ce sont alors les bassins de marge transformante.

Dans la longue histoire de l'évolution d'une limite de plaque, évolution qui peut durer 250 MA, on peut passer d'un type à l'autre. L'histoire complexe des bassins nord africains illustre très bien ce phénomène.

Dans le cas d'une limite de plaque divergente l'évolution donne lieu à plusieurs stades caractérisés chacun par ses sédiments, ses épaisseurs, son flux thermique, son hydrodynamisme ainsi que d'autres caractères géophysiques. Une limite de plaque divergente naît sous l'effet de distension lithosphérique dans des zones probablement déjà préparée à la rupture par des phénomènes thermiques du manteau (type hot spot) ou mécaniques (zones de faiblesse).

**-rifts continentaux :** La tectonique provoque une subsidence rapide associée à un enfoncement progressif du bassin dû au jeu de failles normales. Ce sont des structures allongées limitées par ces failles normales (grabens et demi-grabens).

**Les grabens :** Un graben est une dépression allongée délimitée par des failles normales. Leur association, en faisceau, juxtapose grabens et horsts. Un graben peut être symétrique lorsque l'effondrement est comparable sur les failles bordières. Il est dissymétrique dans le cas contraire.



**Les bassins intraplaques**

Situés à l'intérieur des plaques continentales, les bassins intraplaques résultent soit d'une ébauche de frontière de plaque non encore aboutie, ou avorté, soit de réorganisations géométriques le long de lignes de faiblesse réactivées.

On distingue ainsi:

a) les bassins où la déformation est concentrée sur une largeur modeste tel est le cas des rifts, des aulacogènes et des pulls apart.

b) les bassins où la déformation est diffuse et étale sur des surfaces considérables, ce sont de grands bassins de plate-forme.

**a) Les rifts**

Exemple du **fossé rhénan** (300km de long 35 à 40 de large) auquel est associé un volcanisme fissural alcalin. Au N aux environs de Cologne (Vogelsberg) ce volcanisme a donné lieu à des éruptions phréato volcaniques (création de maars) et au S du fossé le Kaiserstuhl avec la présence de carbonatites (laves très noires qui deviennent blanches en refroidissant, elles contiennent une forte proportion de carbonate de calcium).

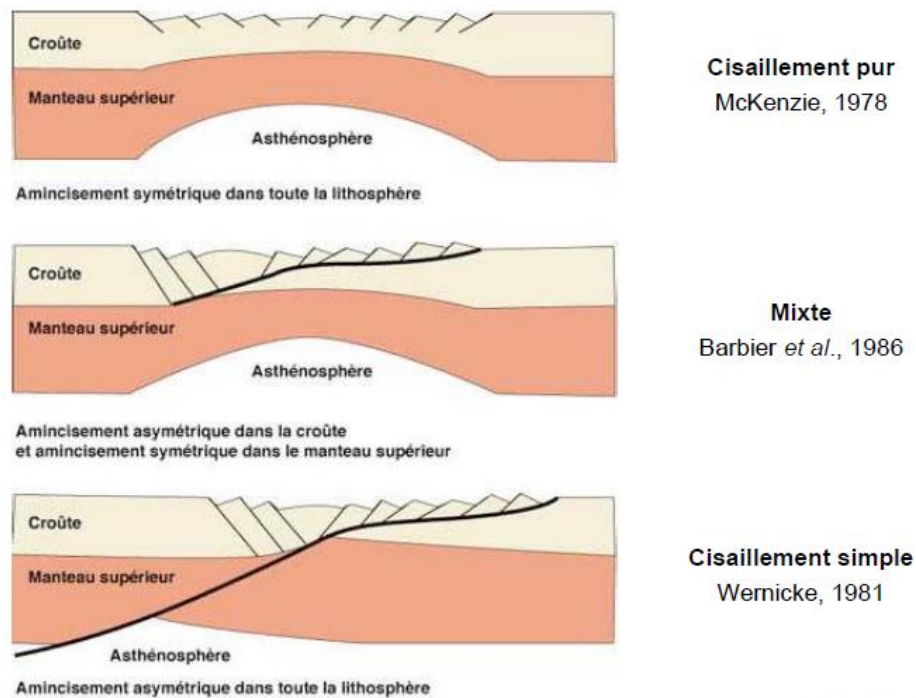
Ce fossé a une histoire tectonique directement liée à celle des Alpes. Deux étapes principales apparaissent dans la formation de ce fossé rhénan :

- une étape à l'éocène correspond à une distension puis une compression contemporaines du plissement alpin (décrochement dextres NW - SE et senestres NE - SW) accompagnée d'un volcanisme alcalin. Début de l'oligocène, effondrement dû à un mouvement d'extension E-W. Régression à la fin de l'oligocène traduisant un soulèvement associé aux mouvements alpins qui va durer pendant tout le miocène.

- une seconde étape de distension à la fin du miocène contemporaine d'une nouvelle crise tectonique alpine, le couloir joue en couloir de décrochement sénestre.

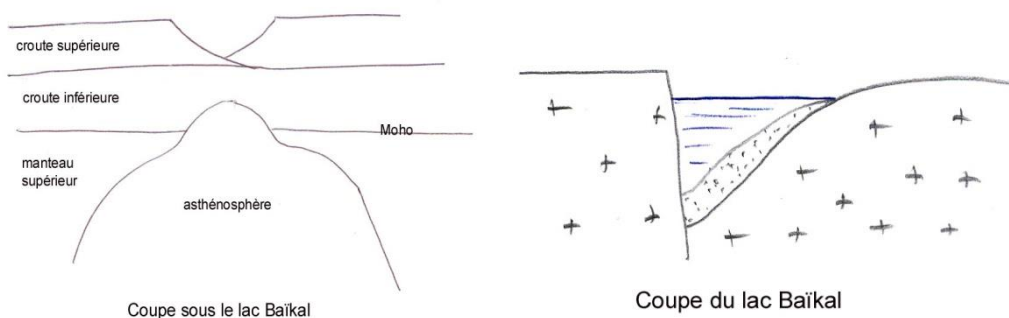
**a.1- Rifts passifs.** Ces rifts sont la conséquence d'un phénomène plus large. En général ces rifts n'évoluent pas jusqu'à l'océanisation. Le bassin rhénan n'existerait pas s'il n'y avait pas eu formation des Alpes, il correspond à un phénomène de distension en avant de la zone de compression des Alpes. Ce fossé se prolonge jusqu'à la Méditerranée avec une faille transformante au N de la Bresse qui crée un décalage de la vallée du Rhône.

## Bassins de type « Rift » : Modes de formation



(modifié d'après Ziegler, 1994)

Il existe d'autres rifts passifs comme la Limagne dans le Massif Central (volcanisme alcalin de la chaîne des Puys et du Mont dore) ou le lac Baïkal dans l'avant pays de l'Himalaya: le fossé y est dissymétrique (lac très profond ayant une bordure beaucoup plus raide d'un côté), le volcanisme associé est alcalin, le dépôt sédimentaire de grés fins et d'argiles débute à l'oligocène et atteint 2 à 4000m d'épaisseur, puis à partir du pliocène supérieur dépôt de sédiments fluviatiles plus grossiers. La présence d'eau n'intervient pas dans la classification.



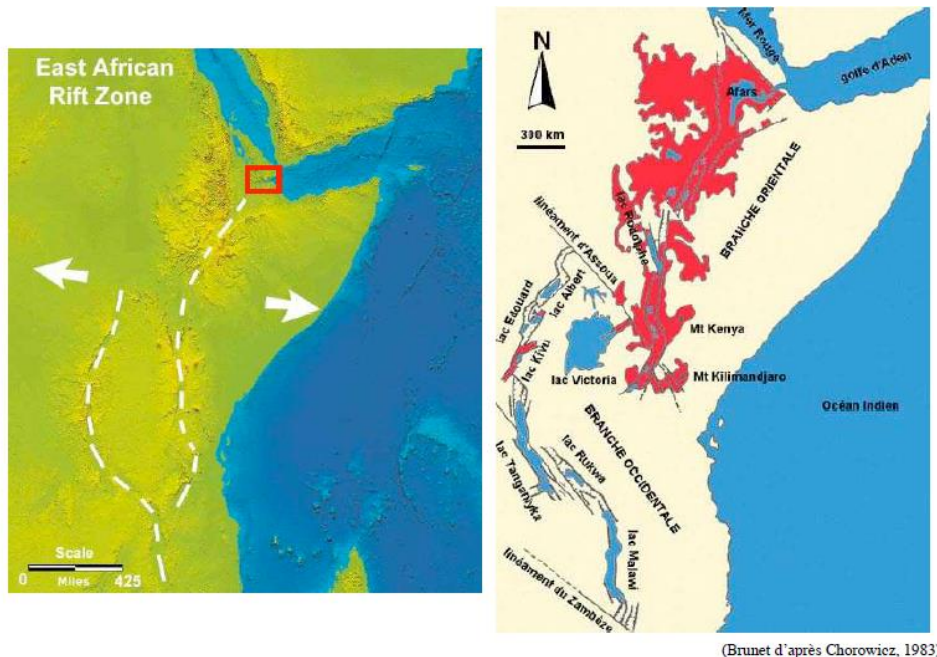
Modèle de Wernicke : déjà vu lors de l'étude des Alpes. L'ouverture de la croûte continentale supérieure sous l'action de la distension se fait selon une faille oblique ce qui introduit une dissymétrie vis à vis de la remontée asthénosphérique.

La déformation en pure shear (cisaillement pure)**a.2- Rifts actifs.**

Le rifting actif n'est pas la conséquence d'un autre épisode tectonique mais une zone d'écartement des plaques sous l'effet d'une distension, cet écartement conduit normalement à l'océanisation.

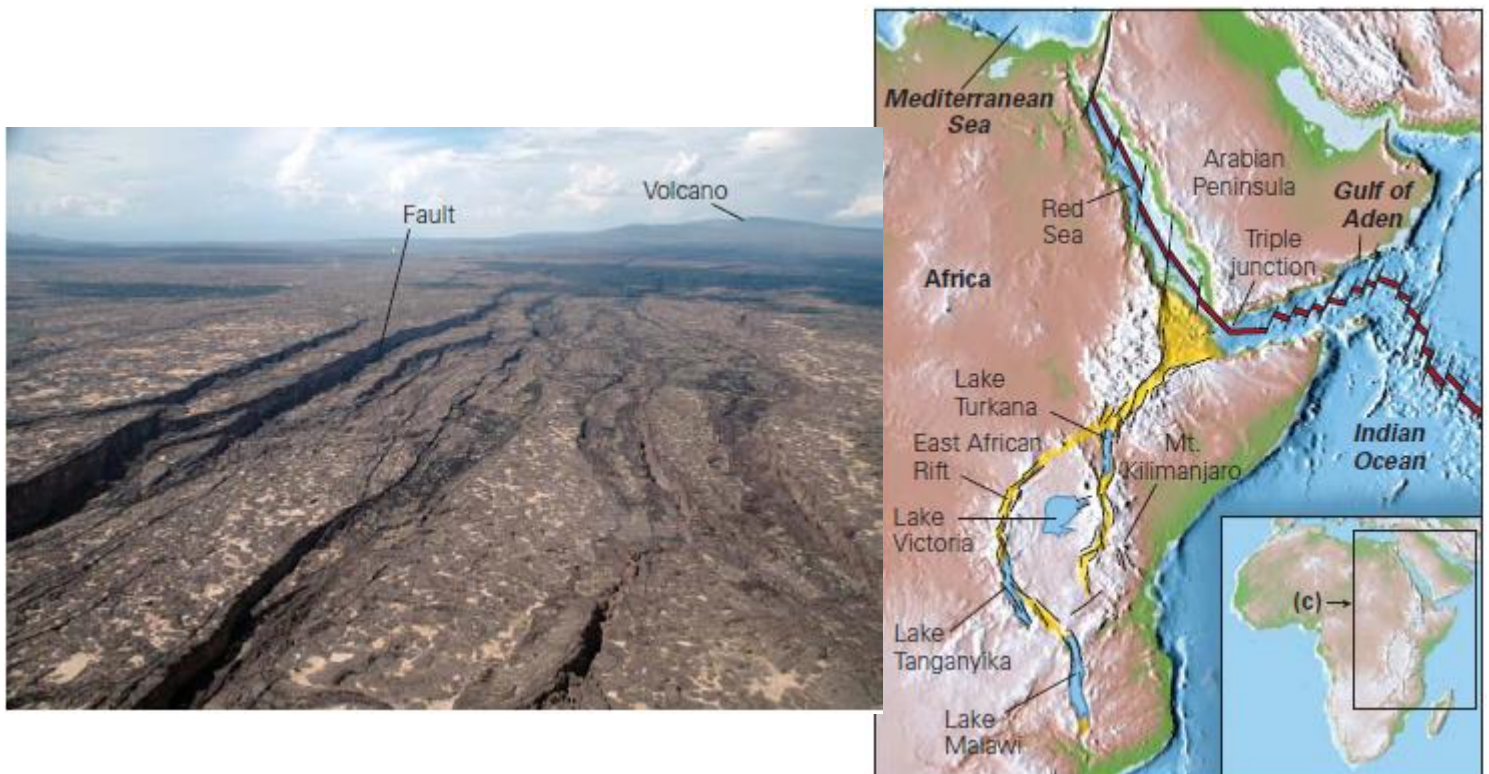
**Exemple du rift est africain.**

Il part des Afars où une dorsale est en cours de formation jusqu'au lac Victoria où une transformante décale la partie S du rift qui s'étire jusqu'au lac Malawi (couloir décrochant) et au Zambèze (6000km). Ce rift amorce la séparation de la corne somalienne de l'Afrique après les séparations de l'Inde, de Madagascar et autres (éclatement progressif de l'E africain). Ce rift qui a commencé à s'ouvrir au miocène devient une fissure crustale lorsque les premiers lambeaux de dorsale apparaissent. Le volcanisme alcalin associé comprend la plupart des grands sommets de l'E africain comme le Kilimanjaro et le Kenya (sauf le Ruwenzori qui est un horst), ce volcanisme est très important dans la zone des Afar.



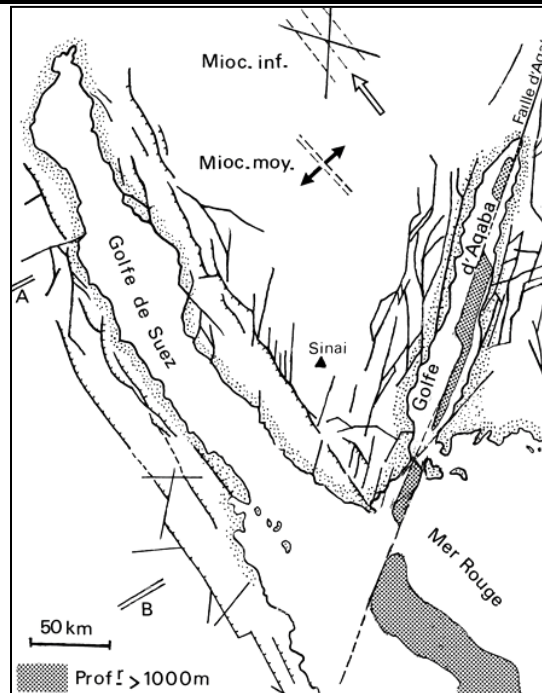
Exemple du **golfe de Suez** (plus bas la Mer rouge est déjà un océan). Cette région a déjà été évoquée dans la comparaison avec les études tectoniques associées à la faille d'Oron. Au début de l'éclatement tectonique dans une zone, 3 directions privilégiées apparaissent et dans le cas présent on retrouve bien ces 3 directions : le golfe de Suez, la Mer rouge et le rift Est africain. Le volcanisme associé au rifting de la Mer Rouge est présent au

Sinaï. Si on rabat l'Arabie sur l'Afrique selon Wegener, un problème de superposition apparaît avec le Yémen et les Afars, même en prenant le contour de la mer à la cote -2000m pour mieux tenir compte des blocs basculés. On retombe sur le modèle de Vernicke avec une faille oblique lors de l'ouverture océanique et les territoires en recouvrement correspondent tout à fait à cette zone (chevauchement des marges des deux bords). L'Arabie est autrefois partie de l'Afrique de même qu'une partie de l'Iran actuel. Le golfe de Suez orienté NW - SE s'est ouvert au miocène, la bordure W est plus raide que le flanc E qui remonte en pente douce.



*Topographie, faille et volcanisme au niveau du rift Est-africain*

Exemple de la **mer Morte** et du **golfe d'Akaba** dans la faille du Levant, les zones de transpression associées donnant les montagnes du Liban. La faille du Levant est une transformante séparant l'Arabie qui monte plus rapidement vers le N que le Sinaï (lié à l'Afrique). La faille d'Arménie est l'aboutissement au N de cette faille du Levant et met en relation une zone en transtension et une zone en transpression (golfe de Suez et montagnes d'Arménie). Le golfe d'Akaba est la réunion de trois bassins losangiques.

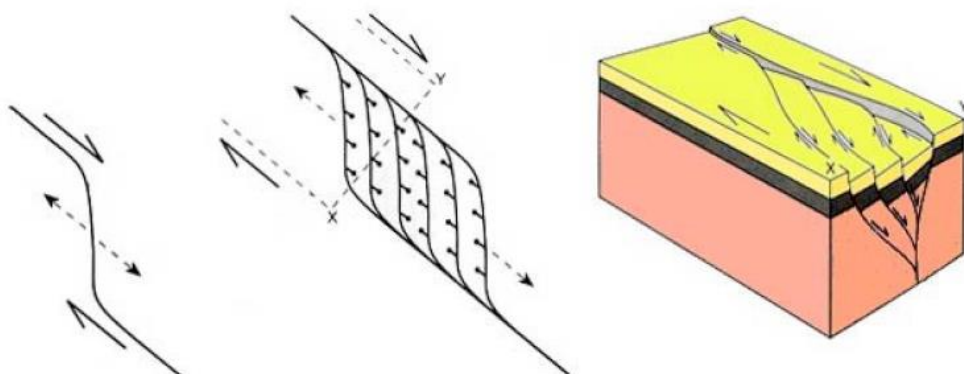


*Schéma structural des golfes de Suez et d'Aqaba.*

*Les zones en grisé (profondeurs supérieures à 1000 m) représentent des secteurs à croûte continentale amincie, A et B trace des coupes*

### - Les bassins " pull apart "

Ce sont des bassins losangiques ou rhombochasmes. Ce sont des bassins où l'allongement a eu lieu dans le sens de l'étirement (comparaison avec le tiroir d'une commode que l'on ouvre). Ce sont des bassins associés au jeu de failles coulissantes dans les zones créant de la transtension. Certains bassins peuvent même communiquer entre eux.

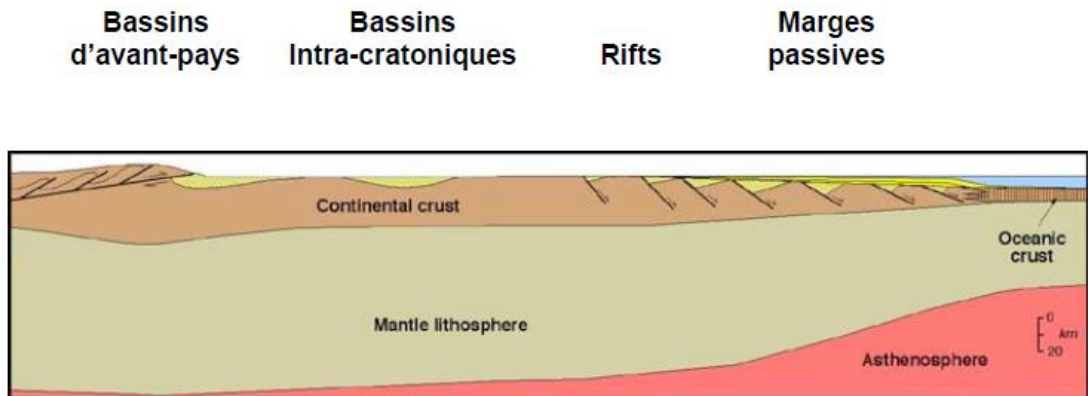


**Bassin de type Pull-apart : mode de formation et structure associée**



Annexe

Les différents types de bassins sédimentaires

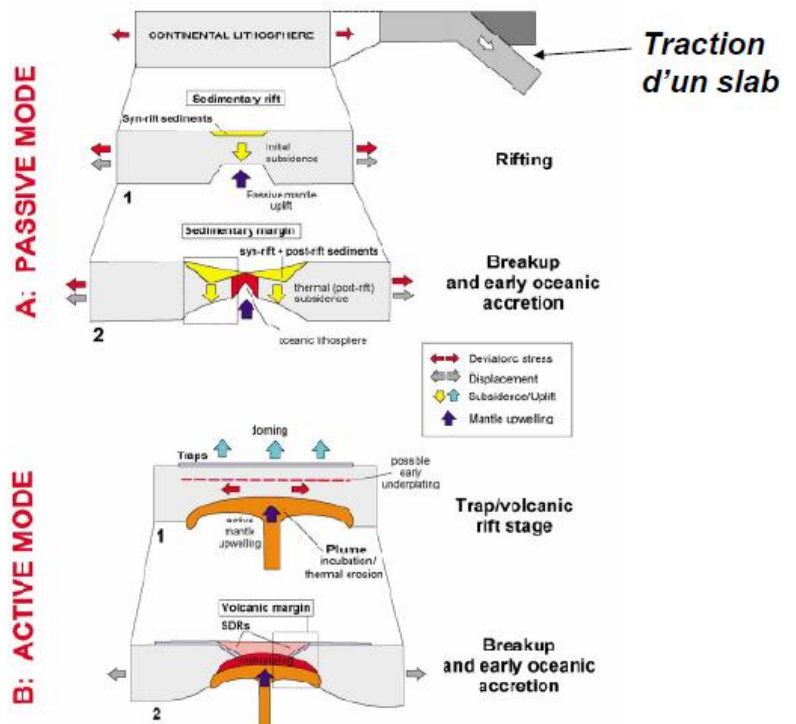


Deux modes de rifting

**PASSIF**

Les forces aux limites amincissent la lithosphère




Classical views on passive and active rifting applied to the formation of sedimentary and volcanic passive margins (schematic, not to scale, not representative of the author's views)






**ACTIF**

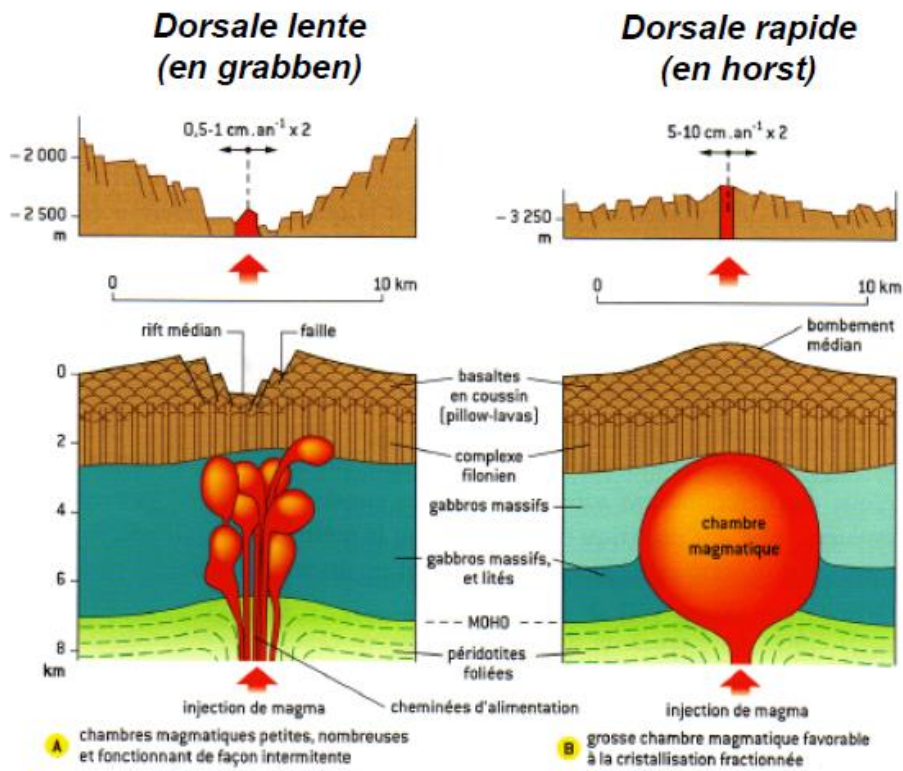
Un panache mantellique impacte la lithosphère

*Quels sont les paramètres qui vont conduire à l'océanisation, et donc à la création de la lithosphère océanique ?*

-  *Les forces aux limites*
-  *L'impacteur mantellique qui favorise le bombement et la fragilisation de la lithosphère*
-  *La rotation de la Terre et le découplage des différentes couches ?*

*Et puis, le phénomène s'entretient...*

-  *Par les forces de volume (déséquilibre gravitaire de la dorsale)*
-  *Par la traction de la plaque plongeante;*
-  *Mais **pas** par une poussée éventuelle liée à l'injection magmatique*



In Trompette, 2003