

## LA DIVERGENCE LITHOSPHERIQUE EN DOMAINE CONTINENTAL : LES RIFTS



### L'essentiel...

Les zones d'extension continentale sont caractérisées par la formation de rifts par subsidence tectonique. Par ailleurs, un bombement topographique, à grande échelle, est provoqué par la remontée de l'asthénosphère sous la zone d'extension. Ces mouvements verticaux correspondent à des rééquilibrages isostatiques.

La remontée asthénosphérique accompagnant l'extension entraîne une décompression adiabatique des péridotites et donc leur fusion partielle. Cette fusion profonde (100 km) est à l'origine d'un magmatisme alcalin. Dans certaines régions, la remontée du manteau est passive (en réponse à l'extension), dans d'autres, elle est active (remontée d'un panache profond). Néanmoins, la distinction entre ces deux types schématiques de rifting (actif/passif) est parfois délicate.

Les bassins sédimentaires formés (rift, héli-graben) récoltent les produits d'érosion des reliefs alentours. La géométrie des dépôts ainsi que leur distribution granulométrique sont contrôlées par le jeu des failles normales bordant les bassins (ex. : sédiments syn-rift en éventail).

L'extension continentale est une déformation intraplaque qui prend naissance lorsque les contraintes aux limites des plaques le permettent. Les grands mouvements aux limites des plaques (subduction, collision, zones transfor-

mantes) peuvent effectivement induire, plus ou moins directement, une extension au sein d'une plaque.

Celle-ci peut être également favorisée par :

- une remontée active du manteau, induisant un bombement de la lithosphère puis son extension ;
- l'effondrement gravitaire d'une chaîne de montagnes (extension post-orogénique).

L'initiation du rifting est donc souvent liée à plusieurs facteurs qu'il est parfois difficile de discriminer.

L'extension prend souvent naissance au niveau des zones de fragilité préexistantes de la lithosphère, formées lors d'événements tectoniques antérieurs. C'est l'héritage structural. À terme, la déchirure continentale peut aboutir à la formation d'un océan par fonctionnement d'une dorsale océanique, c'est l'océanisation. Cette transition s'accompagne de certains événements remarquables :

- à la subsidence tectonique (rifting), succède une subsidence thermique liée au refroidissement de la lithosphère ;
- la transition d'un magmatisme alcalin (rifting) vers un magmatisme tholéiitique de dorsale, liée à une fusion de plus en plus superficielle.

Néanmoins, dans certains cas, l'extension est interrompue et le rift « avorte ». La zone est alors soumise à une subsidence thermique entraînant la formation d'un large bassin intracontinental : le bassin intracratonique.

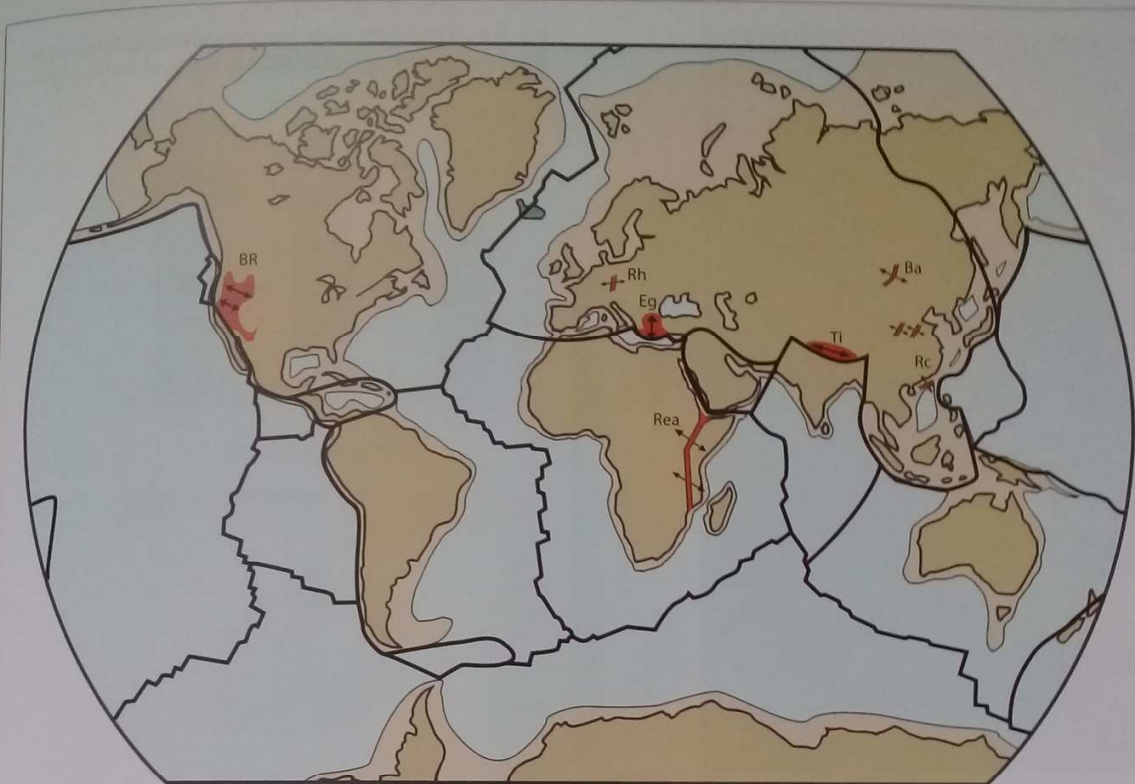


Fig. 5.2 – Les principales zones d’extension actives en domaine continental.  
 BR : Basin and Range, Rh : fossé rhénan, Eg : mer Égée, Rea : rift est-africain, Ti : Tibet, Ba : rift du Baikal, Rc : rifts chinois.

*Quels sont les processus en jeu lors de cette évolution tardive ? Cette question est traitée dans le paragraphe III.*

## I. LES MARQUEURS DE L’EXTENSION CONTINENTALE

### 1. La topographie : résultat d’un affaissement local et d’un soulèvement régional

L’étude des reliefs de la région est-africaine montre deux caractéristiques remarquables (Fig. 5.3) :

- une dépression étroite et localisée limitée par des failles normales : la vallée du rift ;
- des hauts plateaux (éthiopien et somalien notamment) culminant à plus de 2 500 m, bordant le rift sur une largeur d’environ 800 km.

*Quelle est la relation entre l’extension continentale et ces reliefs particuliers ?*

Cette morphologie est directement liée à des mouvements verticaux (vers le bas et vers le haut) contrôlés par la répartition des masses en profondeur. Rappelons qu’il existe une relation étroite entre la densité des roches et la distribution des reliefs. Cette relation répond au principe d’*isostasie* (voir chapitre 2, p. 26), c’est-à-dire d’équilibre des pressions exercées par différentes colonnes de roches.

Lors de l’extension de la lithosphère continentale, deux phénomènes se superposent à des échelles différentes (Fig. 5.5) :

- l’amincissement de la croûte, lié au fonctionnement de failles normales (Fig. 5.4). Une portion de croûte continentale (peu dense) est alors remplacée par du manteau (plus dense). La densité moyenne de la colonne de roche considérée étant plus importante, il y a un affaissement localisé au niveau de la zone amincie, c’est la *subsidence tectonique* (Fig. 5.5 A). Ce phénomène est responsable de la dépression localisée décrite en Fig. 5.3 : la vallée du rift ;

Fig. 5.3 – Les reliefs de la zone est-africaine (d'après les données cartographiques NOAA, 2006, et Corti, 2009).

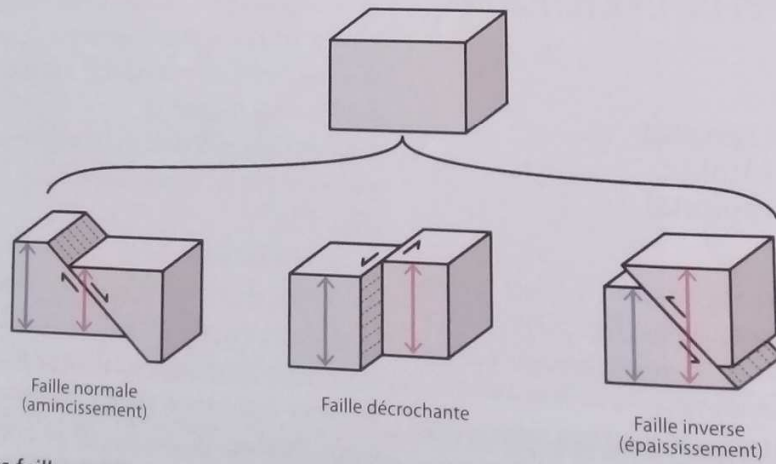
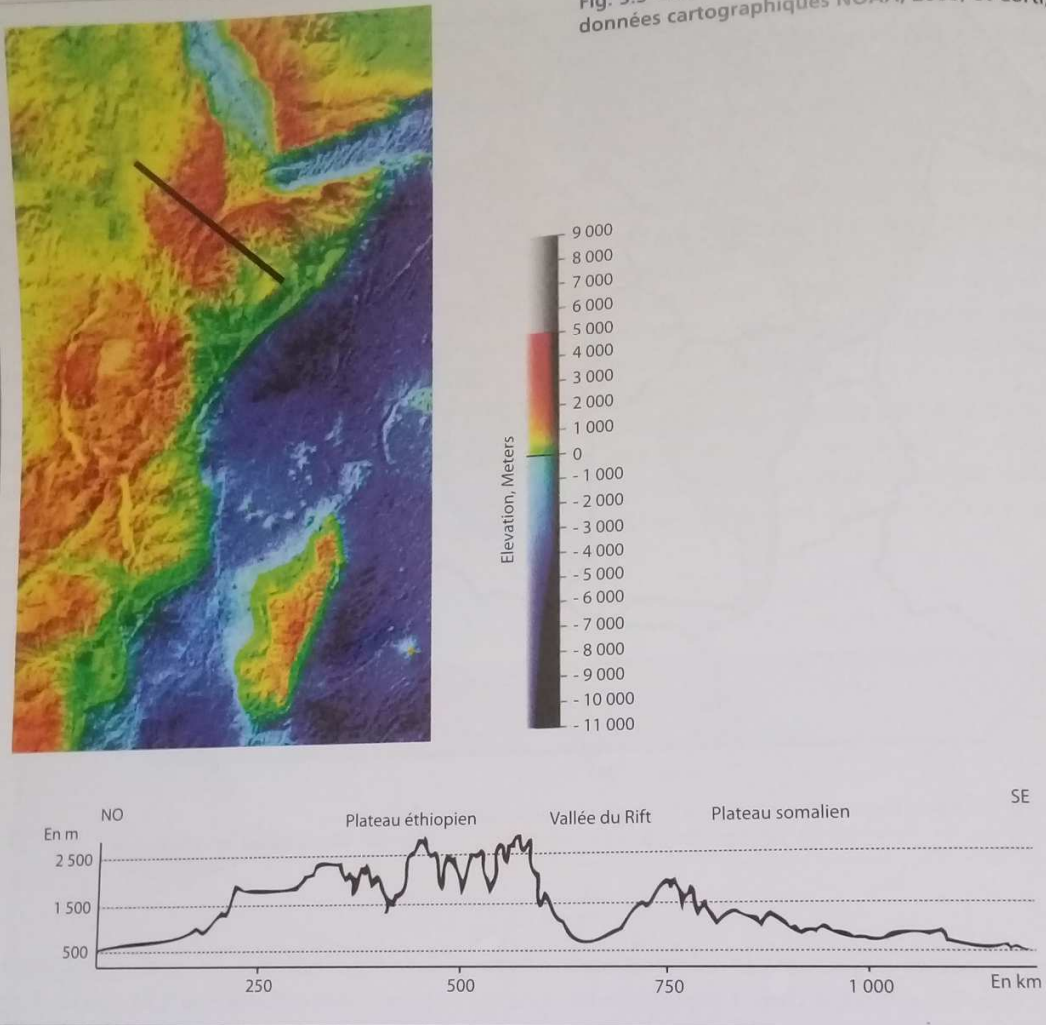


Fig. 5.4 – Impact des failles sur l'épaisseur de la croûte.

Une faille normale induit une diminution de l'épaisseur crustale. Double flèche bleue : portion non affectée par la faille, double flèche rouge : portion affectée par la faille.

Double flèche bleue : portion non affectée par la faille, double flèche rouge : portion affectée par la faille.



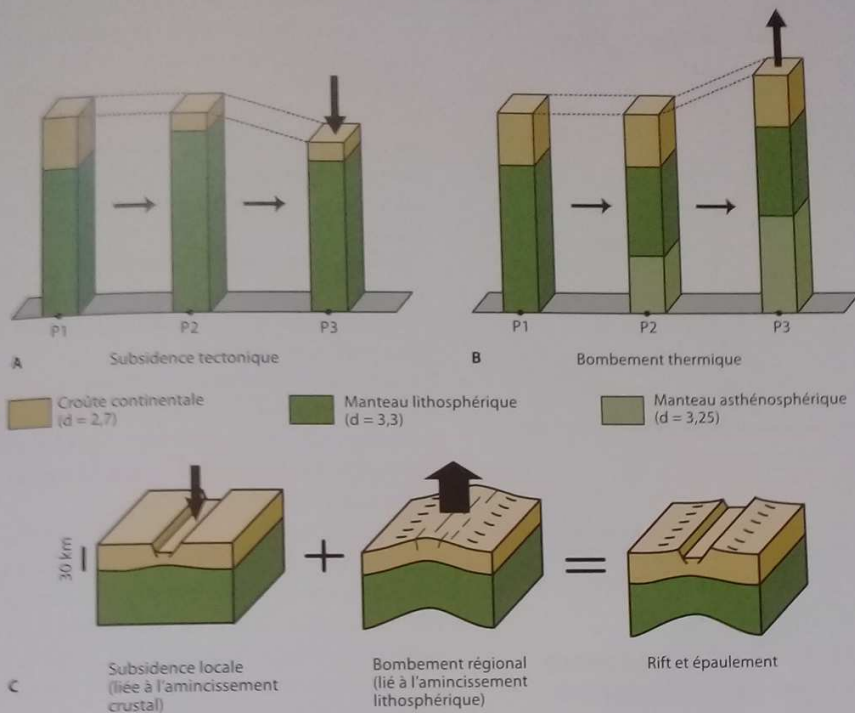


Fig. 5.5 - Isostasie et mouvements verticaux en zone d'extension continentale.

- A. Subsidence tectonique, lié à l'amincissement crustal.
- B. Bombement thermique, lié à la remontée de l'asthénosphère.
- C. Origine des reliefs d'une zone d'extension continentale.

- l'amincissement de la lithosphère par remontée de la limite lithosphère/asthénosphère. Dans ce cas, du manteau lithosphérique froid (dense) est remplacé par du manteau asthénosphérique chaud (moins dense). La densité moyenne de la colonne de roche considérée étant plus faible, il y a un soulèvement régional, c'est le *bombement thermique*. C'est ce phénomène qui explique la présence des hauts plateaux bordant le rift correspondant aux *épaules* du rift (Fig. 5.5 A). L'extension continentale induit donc des déséquilibres (isostatiques) qui sont compensés par des mouvements verticaux. Ces mouvements sont responsables des reliefs observés dans la zone du rift (Fig. 5.5 C).

**LA RÉPONSE ÉLASTIQUE DE LA LITHOSPHÈRE : UNE COMPOSANTE IMPORTANTE DE L'ÉPAULEMENT DU RIFT**

L'épaulement du rift est initié par un déséquilibre isostatique, mais son amplitude est conditionnée par l'élasticité de la lithosphère. Plus l'élasticité est forte, moins la flexure est importante. Cette propriété est exprimée à l'aide d'un paramètre : l'*épaisseur élastique*, qui ne correspondant pas à l'épaisseur totale de la lithosphère mais à celle de sa partie élastique. Celle-ci est variable en fonction de l'état thermique de la lithosphère (diminuant lors d'un échauffement et augmentant lors d'un refroidissement). Elle est maximale pour les vieux continents froids. L'amplitude du soulèvement en bordure de rift peut ainsi être très variable (Fig. 5.6).

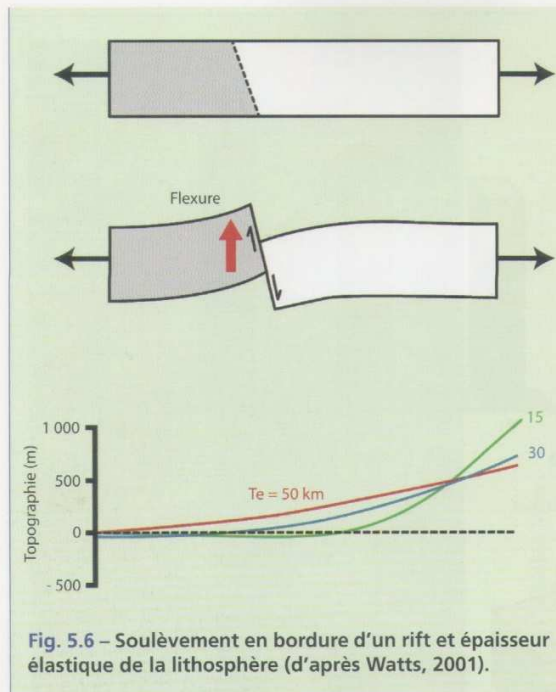


Fig. 5.6 – Soulèvement en bordure d'un rift et épaisseur élastique de la lithosphère (d'après Watts, 2001).

## 2. Le magmatisme : une conséquence de l'amincissement de la lithosphère

La zone de rifting est-africaine est le lieu d'une importante activité volcanique localisée essentiellement au niveau de la branche orientale. Les principaux volcans (Fig. 5.7) sont le lieu d'émission de laves alcalines (les compositions basaltiques étant majoritaires). Cette particularité chimique correspond à la fusion partielle du manteau dans de faibles proportions : 5 à 10 % (voir chapitre 7, p. 145).

### Quelle est la relation entre l'extension continentale et la fusion partielle du manteau ?

C'est toujours une perturbation thermodynamique ou/et chimique qui permet la fusion partielle du manteau. Dans le cas du rifting est-africain, il y a une remontée du manteau asthénosphérique chaud et donc un amincissement de la lithosphère. Cette remontée induit une décompression des péridotites sans perte de chaleur (décompression *adiabatique*) responsable de la fusion partielle du manteau (Fig. 5.8).

La fusion ayant lieu vers 100 km, la pression importante à cette profondeur ne permet pas un taux de fusion supérieur à 10 %. Les études de tomographie sismique à l'aplomb de la plaque africaine (Fig. 5.9) montrent que cette remontée s'enracine à la limite manteau-noyau (2 900 km de profondeur). Ainsi elle correspondrait à un

réel panache mantellique qui vient s'écraser à la base de la lithosphère, à l'aplomb de la région de l'Afar (localisation de la tête du panache en Fig. 5.7).

Le magmatisme est-africain est donc de type point chaud (dans la partie orientale du Rift) ; le panache, en remontant, entre en fusion vers 100 km de profondeur par décompression adiabatique. D'autre part, en s'étalant sous la lithosphère, le panache cède de la chaleur au manteau lithosphérique qui, lui-même, fond partiellement. Ainsi, deux mécanismes se superposent ici (Fig. 5.10) :

- décompression adiabatique du panache asthénosphérique (flèche 1) ;
- augmentation de température à la base du manteau lithosphérique (flèche 2).

En plus du volcanisme actuel, un volcanisme ancien, visible au niveau des plateaux éthiopien et somalien (voir Fig. 5.7) débuta il y a 45 Ma (Éocène supérieur) pour la branche orientale, avant la formation des premiers rifts (40 Ma).

Ce volcanisme dit « pré-rift », de nature tholéiitique, est lié à une activité plus intense du panache mantellique au stade précoce de sa mise en place. La température étant plus importante, le taux de fusion l'est également, ce qui explique la nature tholéiitique du magma.

Si le magmatisme a eu lieu avant la formation du rift, ce n'est donc pas l'extension qui provoque la remontée asthénosphérique. Cette remontée a une origine profonde (panache mantellique), indépendante des mouvements lithosphériques ; on parle de remontée *active* du manteau.

Attention, dans d'autres cas (lac Baïkal par exemple), c'est l'extension qui provoque la remontée du manteau asthénosphérique. Elle est alors qualifiée de remontée *passive* (absence de panache profond). La conséquence de cette remontée passive est également une décompression adiabatique du manteau qui entraîne une fusion partielle à l'origine d'un magmatisme alcalin.

*La remontée du manteau, qu'elle soit active ou passive, est à l'origine du magmatisme des zones d'extension.*

## 3. La sédimentation : un apport contrôlé par la tectonique

La dépression centrale, due à la subsidence tectonique, est une zone de piégeage des sédiments, c'est-à-dire un bassin sédimentaire, qui est appelé « rift » ou « graben » (de l'allemand, « fossé »). Les failles normales bordant le graben découpent les flancs du bassin et délimitent des blocs basculés.

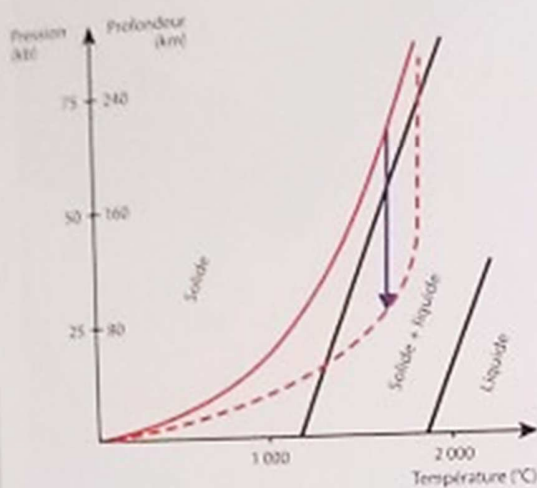


Fig. 5.8 – Diagramme de phase d'une lherzolite et origine du magmatisme au cours du rifting.

Lors de la remontée du manteau, celui-ci subit une diminution de pression sans perte de chaleur (flèche bleu). Le géotherme, déformé (tirets rouges), croise alors le solidus (courbe de fusion de la péridotite). Il y a fusion partielle du manteau.

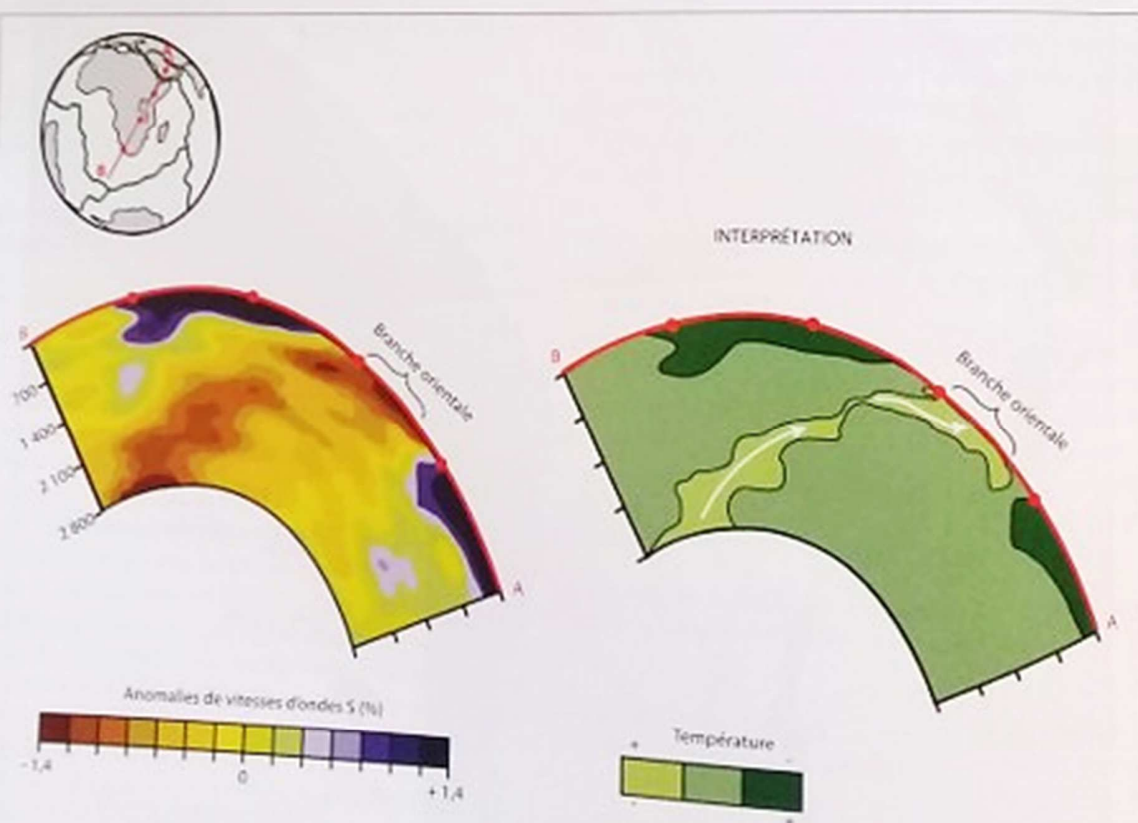


Fig. 5.9 – Tomographie sismique dans la zone est-africaine (d'après Corti, 2009).



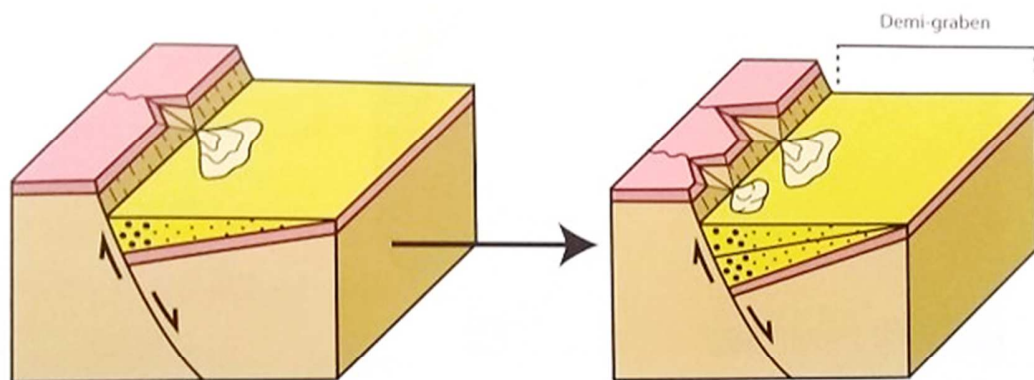


Fig. 5.11 – Géométrie et granulométrie des dépôts syn-rift.

Sur le terrain, les sédiments syn-rift sont un outil précieux ; ils permettent de dater une phase de rifting

La Fig. 5.12 résume les principales caractéristiques (tectonique, magmatique et sédimentaire) de la zone d'extension est-africaine. L'extension de la lithosphère continentale [1] s'accompagne d'un bombement thermique à grande échelle [2] et de la formation d'un rift étroit [3]. La remontée du manteau entraîne une fusion de la péridotite vers 100 km de profondeur [4] à l'origine du magmatisme alcalin [5]. Le rift recueille les produits d'érosion des zones surélevées [6].

## II. LES MODALITÉS DE L'EXTENSION CONTINENTALE

### 1. L'initiation du rifting est-africain : « prédécoupage » et panache profond

Comment s'est initiée l'extension continentale dans la région est-africaine ?

Les liens de causalité reposent sur des arguments chronologiques. Concernant le rifting est-africain, la remontée du manteau (d'origine profonde) a eu lieu avant l'extension (voir paragraphe I.2). Ce n'est donc pas l'extension qui déclenche cette remontée, mais l'inverse ! La mise en place du panache profond chaud entraînerait une érosion thermique de la lithosphère (Fig. 5.13), c'est-à-dire son amincissement par le bas, par remontée de la limite lithosphère/asthénosphère (isotherme 1 300 °C). Cette remontée a deux conséquences directes :

- un bombement topographique et la mise en place d'un volcanisme intense (dès l'Éocène moyen).
- la fusion partielle des péridotites et la mise en place d'un volcanisme intense (dès l'Éocène moyen).

Ces deux événements synchrones correspondent à une phase précoce durant laquelle l'extension (rifting) n'est pas encore initiée, le volcanisme est dit « anté-rift » (Fig. 5.13 B). L'allure en « toit » de la limite lithosphère/asthénosphère, liée à cette remontée, entraîne un glissement de la lithosphère qui a pour conséquence une divergence (Fig. 5.13 C).

En effet, la limite lithosphère/asthénosphère (LVZ) peut être considérée comme un plan de glissement, et, si ce

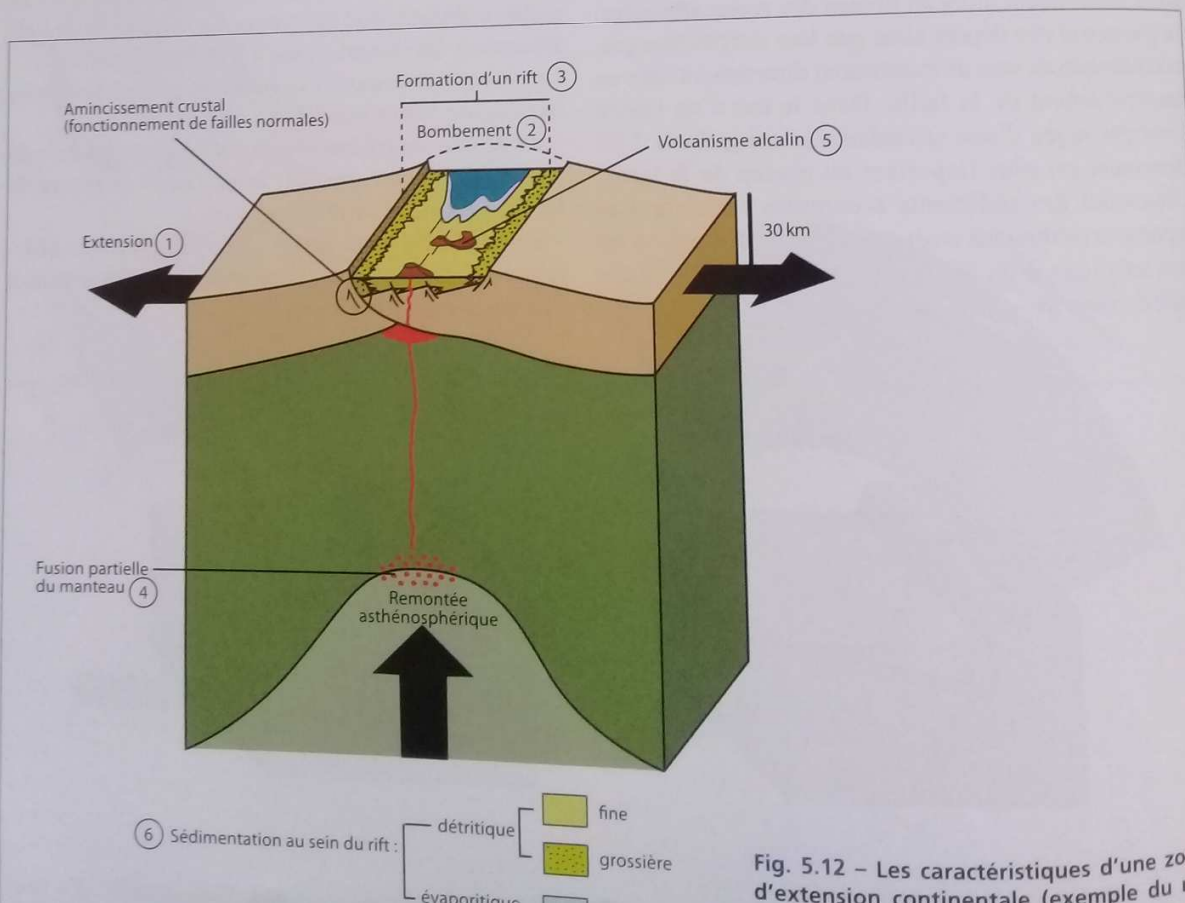


Fig. 5.12 - Les caractéristiques d'une zone d'extension continentale (exemple du rift



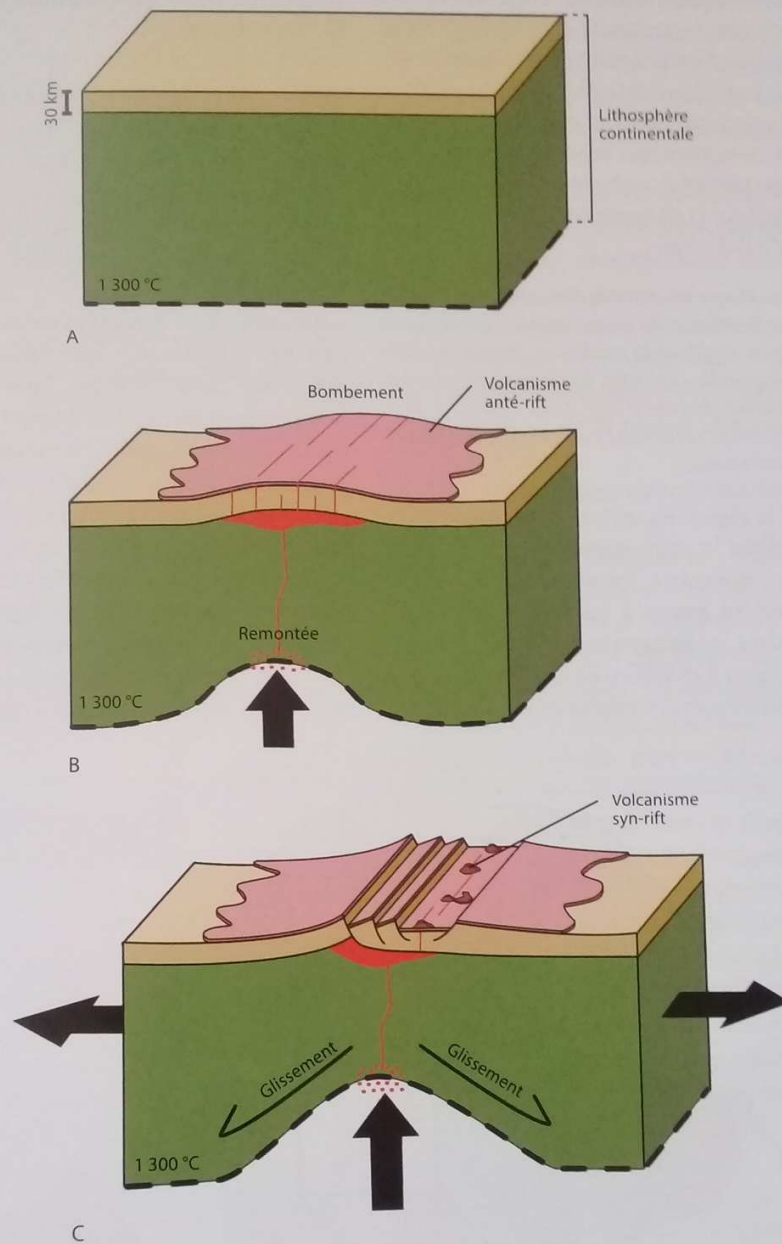


Fig. 5.13 – Remontée asthénosphérique et glissement gravitaire.

plan est incliné, alors la lithosphère glisse par gravité sur l'asthénosphère.

Ainsi la remontée active du manteau provoque le rifting et non l'inverse ; on parle de rifting *actif* (car la remontée du manteau est active).

Une contradiction apparaît néanmoins : comment une remontée ponctuelle (panache) peut-elle initier un rifting linéaire (plus de 6 000 km du sud de la mer Rouge

au nord du Zambèze) ? La réponse est à chercher dans les « cicatrices » de la lithosphère. En effet, si l'on observe l'orientation des structures africaines anciennes (Fig. 5.14), on remarque un parallélisme frappant entre la zone de rift et les failles précambriennes. Ce sont ces zones de faiblesse qui sont réactivées lors de l'initiation du rift. Le bombement lié à la mise en place du panache induit une extension au sommet de celui-ci. Cette exten-