

L'extension continentale un bref état des connaissances

L'étude de l'extension continentale n'est pas uniquement liée à une simple curiosité scientifique. Ce sont généralement dans ces zones d'extension que se développent les bassins sédimentaires qui constituent les réserves mondiales de minerais et d'énergie. Pour quantifier l'évolution du craquage des hydrocarbures et pour comprendre la morphologie des réservoirs, il est nécessaire de comprendre d'une part la cinématique et la géométrie des failles (pièges et drains potentiels) qui contrôlent la formation de ces bassins d'autre part, de pouvoir quantifier les variations du flux de chaleur associées à leur formation.

De ces critères économiques, deux types de modèles liés à deux types de classifications se sont historiquement imposés : les modèles dynamiques et les modèles cinématiques. Ces deux classifications ne se recoupent pas forcément.

1 _ Les deux classifications classiques du rifting

A _ Classification dynamique

Cette classification a été établie pour répondre à la question du moteur de l'extension continentale, elle est basée sur le bilan des forces s'exerçant sur la lithosphère continentale. Ces forces sont de trois types :

- les forces aux limites (gravitaires à l'échelle des plaques):
Malgré leur dénomination de « forces de surfaces », l'origine des forces aux limites s'exerçant sur les plaques est thermo-gravitaire. Elles sont principalement liées à l'expansion océanique (*ridge push* $\sim 3 \times 10^{12}$ N/m [Parsons and Richter, 1980 ; Bott, 1991 ; Richardson, 1992]), la traction du slab ne participant que très faiblement à l'état de contrainte intra-plaque de la lithosphère [Forsyth and Uyeda, 1975]. D'une manière générale, les plaques continentales ne sont jamais à proprement dit en tension [Zoback, 1992] mais il peut arriver que le couplage entre la lithosphère océanique et la lithosphère continentale au niveau des marges actives soit très faible comme dans les cas de retrait du slab. La lithosphère peut alors se retrouver en tension « aux limites » (Figure 1-1).
- les forces d'Archimède (forces gravitaires locales):
 - internes à la lithosphère (Figure 1-2).
Elles sont créées par les hauts topographiques et les racines crustales et lithosphériques qui représentent un surplus, ou un déficit, de masse et peuvent provoquer l'écroulement gravitaire de la lithosphère [Artyshkov, 1973; Bott and Kusznir, 1984 ; Coblentz et al., 1994; Fleitout and Froidevaux, 1982 ; Zoback, 1992].
 - Profondes / mantelliques
La présence dans le manteau supérieur d'anomalies thermiques chaudes peut provoquer localement une force de poussée suffisante pour créer un bombement lithosphérique et l'extension qui s'en suit [Bott, 1992 ; Fleitout and Yuen, 1984; Houseman and England, 1986 ; Keen, 1985; Keen and Boutillier, 1995; Moretti and Froidevaux, 1986 ; Yuen and Fleitout, 1985] (Figure 1-3).
- le cisaillement basal
Le concept de cisaillement basal nécessite la résolution d'un problème de condition aux limites à la base de la lithosphère. Elles peuvent être du type :

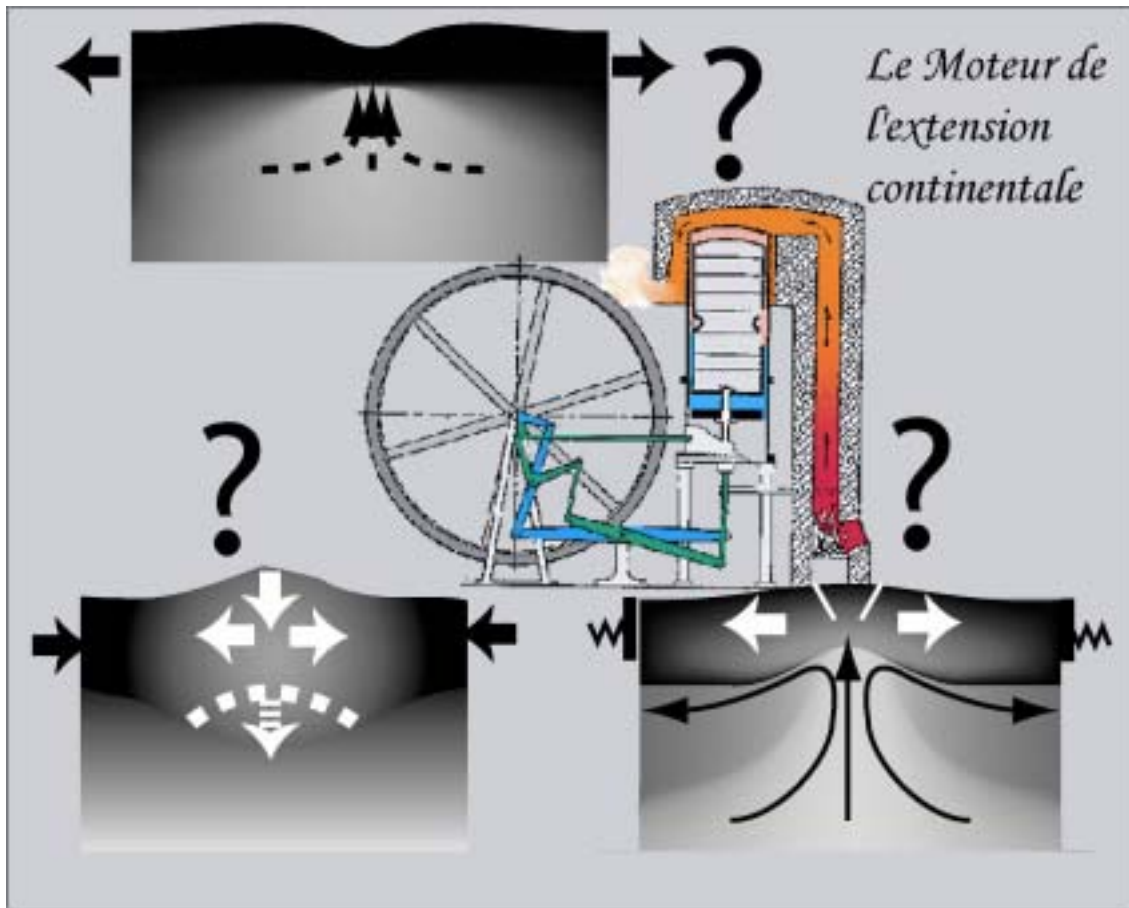


Figure 1

Les moteurs du rifting sont très variables :

1) *extension aux limites (far field forces)*

Ce cas n'a de sens que localement car il n'existe pas réellement de forces de traction dans le système.

2) *écroulement gravitaire (collapse)*

C'est le cas le plus complexe, l'extension peut être locale et liée uniquement à la rotation des axes principaux des contraintes sous l'effet du surplus de masse créé par la topographie. Cet effet est amplifié par la chute de résistance de la lithosphère sous l'effet de l'augmentation de la température au centre de l'orogène (shear heating + production radiogénique liés à la production de granite). Enfin, l'écroulement gravitaire peut aussi devenir catastrophique, si la racine lithosphérique, dense et donc gravitairement instable, se détache.

3) *anomalie mantellique chaude*

Un panache, ou, à plus petite échelle n'importe quelle instabilité convective chaude dans le manteau supérieure engendre des variations latérales de la température à la base de la lithosphère entraînant d'une part la formation d'un gradient topographique par rééquilibrage isostatique et d'autre part une perte de résistance locale de la lithosphère par réchauffement conductif (augmentation du gradient thermique) et advectif (délamination basale) ou/et par flexure.

- *free slip* : Dans ce cas, une zone de faiblesse localisée existe à la frontière entre la lithosphère mantellique et le manteau profond.
- *No slip* : Les plaques lithosphériques se déplacent alors à la même vitesse que les courants convectifs du manteau sous-jacent.
- *Partial slip* : Le couplage entre la convection et les plaques est partiel.

La convection mantellique à grande échelle exerce un cisaillement horizontal d'autant plus fort à la base des plaques continentales que leur racine mantellique est profonde (disparition de la zone de faible vitesse sismique). Ce cisaillement induit dans la lithosphère des forces en tension dans le cas des courants ascendant et des forces en compression au niveau des courants descendant [Ziegler, 1992]. Cependant, si on considère que la vitesse des courants convectifs en surface correspond à la vitesse des plaques océaniques, alors les plaques continentales se déplaçant plus lentement [Demets et al., 1990; Forsyth and Uyeda, 1975], le cisaillement en base de plaque doit plutôt jouer un rôle de frein qu'un rôle de moteur vis-à-vis du déplacement des plaques. Par contre, il est probable que les variations latérales de l'intensité du cisaillement basal permettent d'amincir la lithosphère.

La classification dynamique des rifts est historiquement basée sur la présence ou l'absence de volcanisme et de bombement topographique précédant l'extension [Sengor and Burke, 1978]. Il est d'usage d'appeler passif, un rift n'étant pas marqué en surface par la présence de volcan, et actif, un rift dont l'ouverture est précédée d'une phase de volcanisme.

A l'heure actuelle cette classification devient de plus en plus discutable d'une part parce que les causes du volcanisme peuvent être multiples (panache mantellique, diapirisme asthénosphérique, délamination de la racine lithosphérique ou fusion partielle de la croûte...), d'autre part parce que le terme de passif n'est pas vraiment approprié pour décrire l'écroulement gravitaire d'une chaîne de montagne et enfin parce que le régime de déformation peut varier au cours du temps d'un régime passif à un régime actif [Huisman, 1999].

La question du moteur reste néanmoins importante économiquement (prédiction du flux de chaleur pour l'exploration pétrolière) et scientifiquement, car c'est en quantifiant plus précisément les forces mises en jeu qu'il sera peut être possible de comprendre l'importance des couplages entre le manteau supérieure et la lithosphère continentale.

B _ Classification cinématique (pure shear versus simple shear)

L'une des questions majeures concernant l'extension continentale concerne le mode de cisaillement (simple « asymétrique, rotationnel » ou pur « symétrique, non rotationnel » Figure 2) à l'échelle de la lithosphère [Mc Kenzie, 1978 ; Wernicke, 1985] ou de la croûte [Kusznir et al., 1987 ; Le Pourhiet et al., 2004a], car ce facteur contrôle trois paramètres :

- la connectivité entre les bassins sédimentaires (les réservoirs)
- le flux de chaleur à la base des bassins
- la surface des failles (i.e. la magnitude des séismes).

Le premier de ces paramètres affecte l'exploitation des ressources en eau (circulation des polluants, taille des aquifères) et en hydrocarbures. Le second affecte les possibilités de maturation de la matière organique et le troisième est très important en terme de prédiction des risques naturels.

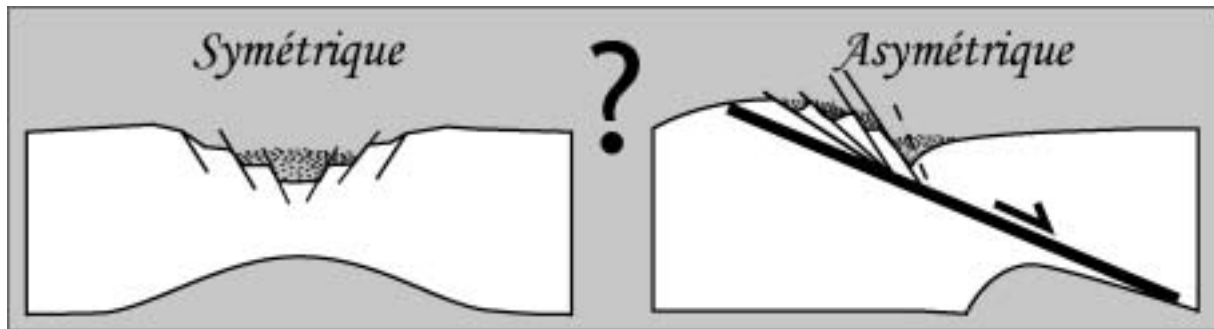


Figure 2

Représentation très schématique d'un graben (symétrique) et d'un demi-graben (asymétrique)

Les deux cas extrêmes sont les modèles de rifting en cisaillement pur à l'échelle de la lithosphère (i.e. modèle de Mc Kenzie ou de cisaillement simple à l'échelle de la lithosphère (i.e. modèle de Wernicke [Wernicke, 1981; Wernicke, 1985])).

- Le premier modèle (Figure 3) considère un amincissement tectonique instantané de la lithosphère à t_0 causant une subsidence localisée et une augmentation instantanée du flux de chaleur. Cet événement tectonique est suivi d'une longue phase de relaxation thermique caractérisée par une seconde phase de subsidence, dite *post-rift*, souvent observée dans les bassins intra-cratoniques et sur les marges océaniques. Développé par [Mc Kenzie, 1978], il fût amélioré par la suite par la prise en compte d'un amincissement non instantané de la lithosphère, des transports de chaleur latéraux et des effets de *blanketing* liés au dépôt rapide de grande quantité de sédiments [Royden and Keen, 1980; Turcotte and Emerman, 1983; Lucazeau and Le Douaran, 1985; Karner et al., 1992; Stephenson et al., 1989]. Il reste largement utilisé dans le monde pétrolier car en terme de première approximation, ce modèle donne très rapidement suffisamment précis.

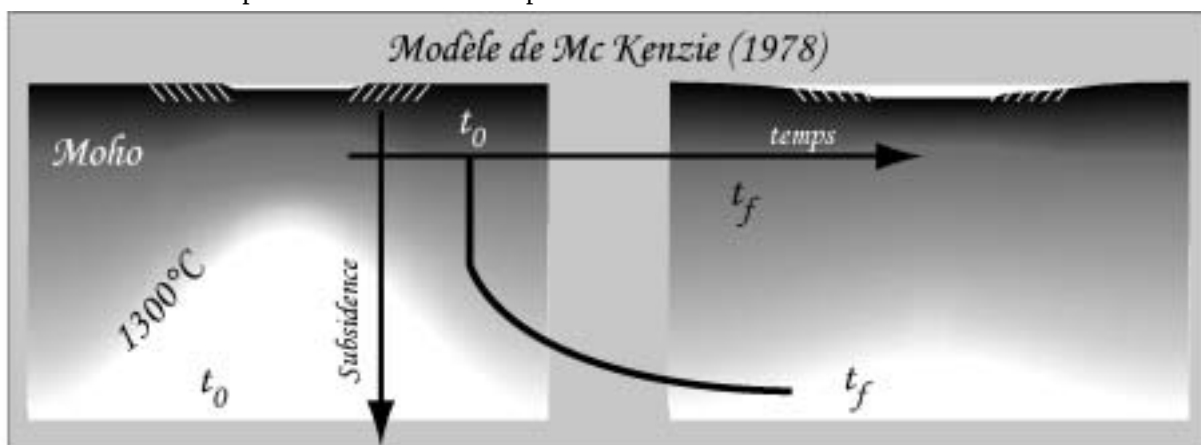


Figure 3

A gauche : distribution de la température à t_0 après une période de subsidence instantanée

A droite : Géotherme quasiment relaxé.

La subsidence dans le bassin est marquée par les sédiments en blanc au sommet des schémas

- Le second modèle (Figure 4) est basé sur des observations géologiques faites dans la régions des *Basins and Ranges* (Colorado). Dans cette région de l'Amérique du Nord, les failles normales à fort pendage et des unités volcano-sédimentaires non-métamorphiques contemporaines de l'extension reposent directement sur un front mylonitique sub-horizontale dans lequel la déformation est unidirectionnelle. Par ailleurs, il n'existe pas dans ces bassins de preuves de l'existence d'une phase de relaxation thermique post-rift. Ces deux arguments sont en faveur d'un mode d'extension en cisaillement simple à l'échelle de la lithosphère qui permettrait d'expliquer le décalage entre l'amincissement crustal et lithosphérique

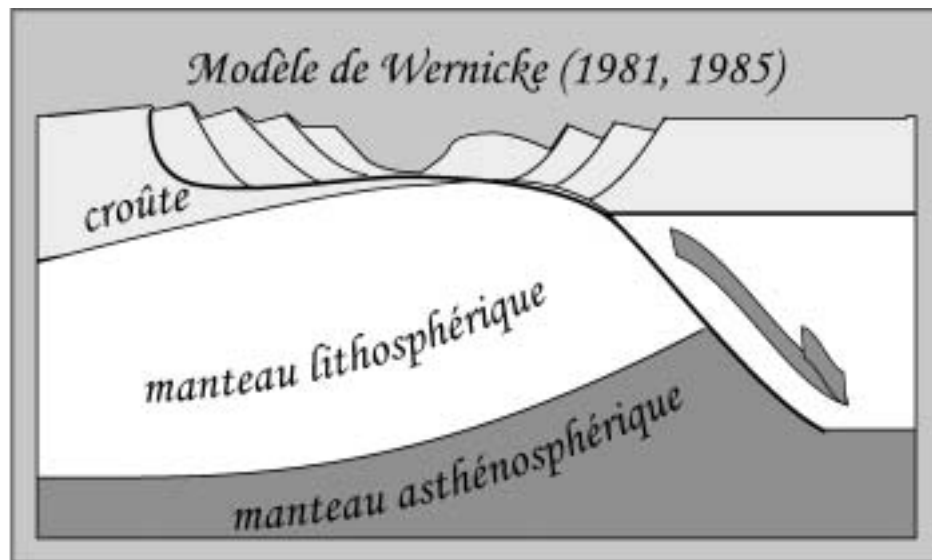


Figure 4

Modèle cinématique de rifting en mode de cisaillement simple à l'échelle de la lithosphère

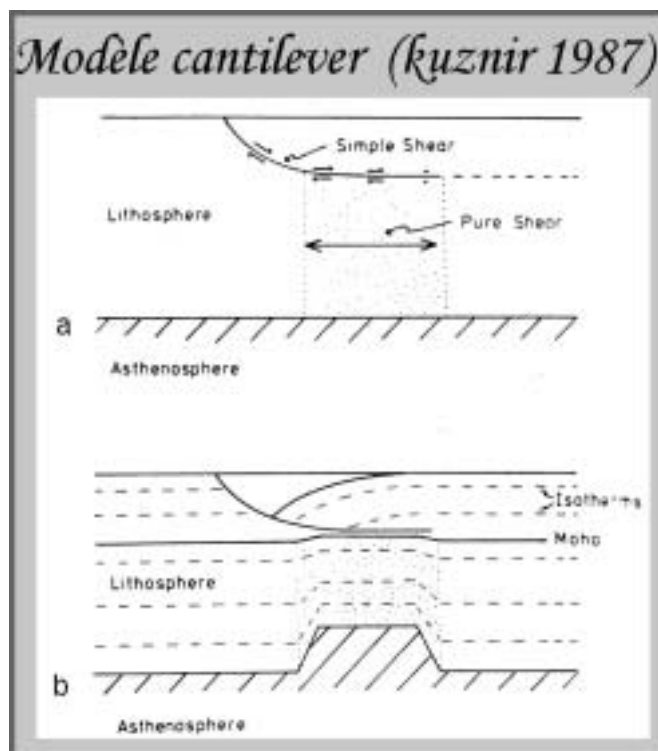


Figure 5

Combinaison du mode cisaillement simple dans la croûte et du mode cisaillement pure dans le manteau lithosphérique.

Reproduit de l'article original

Il est aussi possible d'expliquer ce décalage et la formation de graben asymétrique à l'aide d'un modèle combinant une bande de cisaillement asymétrique dans la croûte et un mode d'extension en cisaillement pur dans le manteau. Ce modèle implique l'existence d'un grand niveau de décollement en base de croûte (modèle *cantilever* [Kusznir et al., 1987] ; Figure 5).

2 _ Les modèles mécaniques du rifting

L'étirement de la lithosphère entraîne une redistribution du champs de température et donc de la résistance de la lithosphère.

A _ Modèles flexuraux

L'extension de la lithosphère mène à une redistribution temporelle et spatiale des charges verticales sous l'effet des processus d'érosion-sédimentation et de l'étirement différentiel de la croûte et du manteau qui n'ont pas la même densité.

Deux grands types de modèles flexuraux existent :

- modèle de plaques « cassées »

Les premiers modèles flexuraux de rifting incluait des plaques semi-infinies séparées initialement par une faille. L'hypothèse de Veining Meinesz [Heiskanen and Vening Meinesz, 1958] considère que les failles sont des zones sans friction qui par leur pendage entraînent des changements de charge d'un bloc à l'autre de la faille. Il est alors possible de calculer l'emplacement de la prochaine faille en calculant l'endroit où le rayon de courbure est le plus petit [Bullard, 1936]. Ce type de modèle a ensuite été repris en y ajoutant des conditions aux limites plus complexes e.g. [Spadini and Podladchikov, 1996] ou en changeant la structure rhéologique de la croûte [Van Balen et al., 1998] mais l'idée reste la même. [Burov et al., 1994] ont aussi proposé un modèle flexural dans lequel deux plaques élastiques semi-infinies résistantes entourent une zone de faiblesse : le rift.

- modèle de plaque infinie à rigidité variable :

Beaucoup de modèles flexuraux ont été utilisés pour expliquer la géométrie des corps sédimentaires post rift. Il partent tous du principe que le rifting fait varier latéralement l'épaisseur élastique des plaques par un effet thermique [Ebinger et al., 1989; Stephenson et al., 1989 ; Ebinger et al., 1999; Ebinger et al., 1991; Le Solleuz, 2003] ou par étirement différentiel [White and McKenzie, 1988]. La géométrie des bassins sédimentaires peut alors permettre de retrouver la répartition de la résistance de la lithosphère au cours du temps.

Certains modèles sont basés sur l'existence d'un niveau de référence correspondant à une isobathe hypothétique n'ayant subi aucun déplacement vertical durant le rifting. Dans le cas d'un modèle d'extension en cisaillement pure, ce niveau est appelé niveau de striction (ang.: *necking*) et correspond à la partie la plus résistante de la lithosphère [Braun and Beaumont, 1989; Chéry et al., 1992; Kooi et al., 1992]. Dans le cas des modèles *cantilever*, il correspond au niveau de décollement séparant la croûte du manteau [Kusznir et al., 1987].

B _ Modèles partiellement contrôlés par la rhéologie

Au cours de l'extension, la résistance de la lithosphère est amenée à varier considérablement. Deux effets entre alors en compétition :

- l'adoucissement thermique
- le durcissement lié à l'amincissement de la croûte qui est, peu à peu, remplacée par le manteau lithosphérique

En se basant sur ces deux phénomènes, une classification mécanique, à trois pôles, du rifting a pu être établie [Buck, 1991]. Elle se base sur le calcul 1D vertical de la force nécessaire pour continuer l'extension à un taux de déformation horizontal constant

Le premier pôle correspond à celui des rifts étroits (*narrow rifts*) qui sont les rifts pour lesquels l'adoucissement thermique est prédominant (graben du Rhin, golfe de Suez, rift Est africain, Rio Grande...)

Le second pôle correspond à celui des rifts larges (*wide rifts*) qui sont des rifts pour lesquels le durcissement est prédominant menant inévitablement à la migration de la zone où se localise l'extension (Basin and Range, mer Egée).

Le troisième pôle celui des *metamorphic core complexe* est hybride et ne dépend que d'un seul paramètre : la capacité de la croûte inférieure à fluer (*diffusivity of flow*). Ce paramètre dépend lui-même de deux facteurs : la viscosité du canal ductile et son épaisseur.

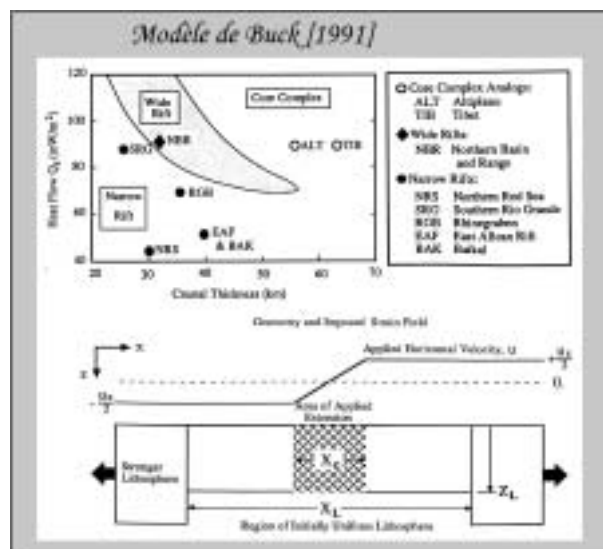


Figure 6

En haut : comparaison entre des rifts réels et la prédiction du modèle

En bas : conditions aux limites sur le modèle 1 D, la zone d'extension et la vitesse d'ouverture sont constantes au cours du temps.

Reproduit de [Buck, 1991]

Ce modèle assume que la déformation extensive est localisée. Il permet d'obtenir une classification pratique des rifts en fonction de très peu de paramètres mais ne permet pas de comprendre dynamiquement les transitions de modes car le taux de déformation est imposé.

C _ Modèles numériques thermomécaniques dynamiques

L'utilisation, maintenant croissante, des codes numériques pour étudier le rifting à l'échelle de la lithosphère a beaucoup apporté à la compréhension globale du rifting. Les études de [Bassi, 1991] et [Bassi et al., 1993] ont établi, à l'aide de modèles thermomécaniques, une classification thermo-

rhéologique, de la géométrie des rifts, similaire (*wide* ou *narrow*) et compatible avec la classification de [Buck, 1991] :

Soumise à l'extension :

- une lithosphère froide constituée de matériaux réfractaires (e.g. olivine sèche) formera un rift étroit
- une lithosphère froide constituée de matériaux peu réfractaires (e.g. olivine humide) formera un rift intermédiaire
- une lithosphère chaude, même si elle est constituée de matériaux réfractaires, formera un rift large.

Mais la encore, la localisation de la déformation était imposée.

En effet, lorsque aucune discontinuité de vitesse n'est imposée au centre des modèles la localisation de la déformation devient un véritable problème.

Différentes solutions y ont été apportées. Certaines considèrent des adoucissements mécaniques :

- visqueux
 - liés à des processus de transformation minéralogique e.g. [Braun et al., 1999a; Gueydan et al., 2003]
 - ad hoc e.g. [Frederiksen and Braun, 2001]
 - par *shear heating* e.g. [Regenauer-Lieb and Yuen, 1998]
- plastiques
 - liés aux coefficients de friction e.g. [Bos, 2001 ; Huismans and Beaumont, 2002]
 - liés à la diminution de la cohésion e.g. [Lavier et al., 1999]

D'autres études considèrent des hétérogénéités préexistantes :

- mécaniques
 - chaînes de montagnes e.g. [Huismans, 1999]
 - fusion partielle e.g. [Tirel et al., 2004],
- thermiques
 - panaches e.g. [D'Acremont et al., 2003; Sleep, 1971]
 - anomalies thermiques e.g. [Burov and Poliakov, 2001; Huismans, 1999]
- ou ad hoc e.g. les graines mécaniques ou thermiques

Cette approche a aussi permis d'étudier les couplages existants entre les processus de surface [Braun et al., 1999b ; Kooi and Beaumont, 1994] et la lithosphère, permettant ainsi de mettre en évidence, comment les processus d'érosion-sédimentation agissent sur la localisation de la déformation e.g. [Branlund et al., 2000; Burov and Cloethings, 1997] et peuvent causer des phénomènes d'amincissement différentiel e.g. [Burov and Poliakov, 2001].