

# Déformations et déplacements de la lithosphère, témoins de la dynamique interne

Tristan FERROIR

Parties du programme se rapportant au sujet

---

---

## Notions

---

---

### 1-1 La planète terre dans le système solaire

- Structure et fonctionnement du Soleil et des planètes
- Spécificité de la planète Terre

### 1-4 Géodynamique interne du globe

- Dynamique du noyau et du champ magnétique
  - Dynamique mantellique : flux et gradient thermique ; convection et panaches ; tomographie sismique ; élaboration d'un modèle de Terre
  - Mobilité horizontale et verticale de la lithosphère : la tectonique des plaques.
  - Cinématique instantanée ; failles actives ; géodésie terrestre et satellitaire.
  - Cinématique ancienne : paléomagnétisme et anomalies magnétiques
- 
- Les grandes structures géologiques
  - en zone de divergence : rifts continentaux, évolution des rifts et des marges passives, genèse de la croûte océanique à l'axe des dorsales, aspects tectoniques et magmatiques, hydrothermalisme, comparaison avec le modèle ophiolitique
  - évolution, thermomécanique de la lithosphère hors axe
  - en zone de coulissage : failles transformantes et décrochements
  - en zone de convergence :
    - subduction et phénomènes associés, évolution de la lithosphère subduite, transfert de fluides et genèse des magmas d'arc, recyclage mantellique, bassins d'arrière arc.
    - obduction
    - collision continentale, sutures ophiolitiques et grands coulissages intracontinentaux d'après l'analyse de chaînes de montagne
    - désépaississement lithosphérique dans les chaînes de collision
  - en zone intraplaque : points chauds
  - déformations à toutes les échelles, géométrie des structures, marqueurs cinématiques, comportement rhéologique
  - métamorphisme et transferts de fluides, assemblages minéralogiques et faciès, chemins P-T-t

### 2-3 Synthèse (temps en sciences de la terre)

- Durée et vitesse des phénomènes géologiques : rythmes, cycles et événements

### 3-1 L'évolution précoce de la planète terre

- Particularités de la géodynamique archéenne : flux de chaleur, fusion et composition des magmas
- 



## Table des matières

Introduction . . . . .	3
<b>I</b> Les déplacements de la lithosphère, témoins de la dynamique interne du globe terrestre . . . .	4
A La découverte des mouvements horizontaux de la lithosphère et lien avec la dynamique interne actuelle . . . . .	4
B La mesure des vitesses de déplacements horizontaux de la lithosphère témoin de la dynamique terrestre actuelle . . . . .	5
1 A l'échelle des temps géologiques . . . . .	5
2 A des échelles de temps humaine . . . . .	6
3 La théorisation des mouvements horizontaux de la lithosphère . . . . .	8
C Les mouvements verticaux de la lithosphère témoins de la dynamique terrestre actuelle . . . .	9
1 Principes des mouvements verticaux de la lithosphère : l'isostasie . . . . .	10
2 Les déplacements verticaux de la lithosphère liés à l'isostasie . . . . .	10
3 La subduction, un déplacement lithosphérique témoin de la dynamique interne . . . .	11
D Les déplacements archéens, témoins d'une dynamique interne passée de la Terre différente . .	13
1 Quelques données sur la convection dans le manteau . . . . .	13
2 Les déplacements archéens témoins d'une tectonique verticale . . . . .	14
<b>II</b> Les déformations de la lithosphère, témoins de la dynamique interne du globe terrestre . . .	15
A Comportements rhéologiques des matériaux et enveloppe rhéologique des lithosphères . . . .	16
1 Les différents comportements rhéologiques face aux contraintes . . . . .	16
2 L'enveloppe rhéologique des lithosphères océaniques et continentales . . . . .	17
B Les déformations associées aux grands mouvements extensifs . . . . .	17
1 Les déformations associées aux dorsales . . . . .	17
2 Les différents régimes de mise en place des rifts . . . . .	18
3 Les extensions au sein des zones de collision . . . . .	19
C Les déformations associées aux grands mouvements convergents . . . . .	20
1 Les zones de collision . . . . .	20
2 Les zones de subduction . . . . .	20
D Les déformations associées aux grands mouvements décrochants . . . . .	21
E Les déformations associées aux mouvements archéens, témoins d'une dynamique à composante verticale mais aussi horizontale en régime plus chaud . . . . .	22
<b>III</b> Les déplacements et les déformations des lithosphères de planètes, témoins de leur dynamique interne . . . . .	23
A Déformation des petits corps et dynamique interne . . . . .	23
1 Conditions d'existence d'une dynamique interne sur les corps du système solaire . . .	23
2 L'absence de déformation à la surface des petits corps du système solaire . . . . .	24
B La déformation à la surface des corps telluriques . . . . .	24
1 La déformation à la surface de Mars . . . . .	24
2 La déformation à la surface de Vénus . . . . .	24
3 La déformation à la surface des satellites telluriques Io, Titan, Europe... . . . . .	25
C Encelade : un satellite à tectonique des plaques glacées . . . . .	27
Conclusion . . . . .	28

# Introduction

Dans la mythologie Nordique, la Terre fut créée à partir du corps d'Ymir après son meurtre par Odin. Les os d'Ymir se changèrent en montagnes, ses dents et les fragments de ses os devinrent les rochers alors que son sang donna naissance aux rivières, aux lacs, aux étangs et à la mer. L'observation actuelle de la surface de la Terre montre l'existence de ces reliefs positifs, les montagnes, et de ces reliefs négatifs, notamment dans les océans. Cette dichotomie de terrain n'est pas observée sur les autres planètes telluriques du système solaire. L'existence même de ces reliefs et leur conservation montrent qu'il existe des processus qui les entretiennent. Ces processus semblent au moins affecter la partie supérieure de la Terre, celle qui est susceptible de se déformer. Or cette déformation implique forcément des mouvements générant des contraintes responsables de ces déformations. Cette partie supérieure soumise à ces mouvements s'appelle la lithosphère. Cette enveloppe s'étend de la surface jusqu'à une centaine de kilomètres et possède une triple définition :

- thermique : elle est limitée à sa base par l'isotherme 1300°C ou le comportement rhéologique du manteau change
- rhéologique : elle présente un comportement rigide et cassant à longue période et élastique à des périodes plus courtes
- pétrologique : elle est duale puisque composée d'une croûte (tantôt océanique [basalte-gabbro], tantôt continentale [granitoïdes]) et de la partie supérieure du manteau supérieur [péridotite]

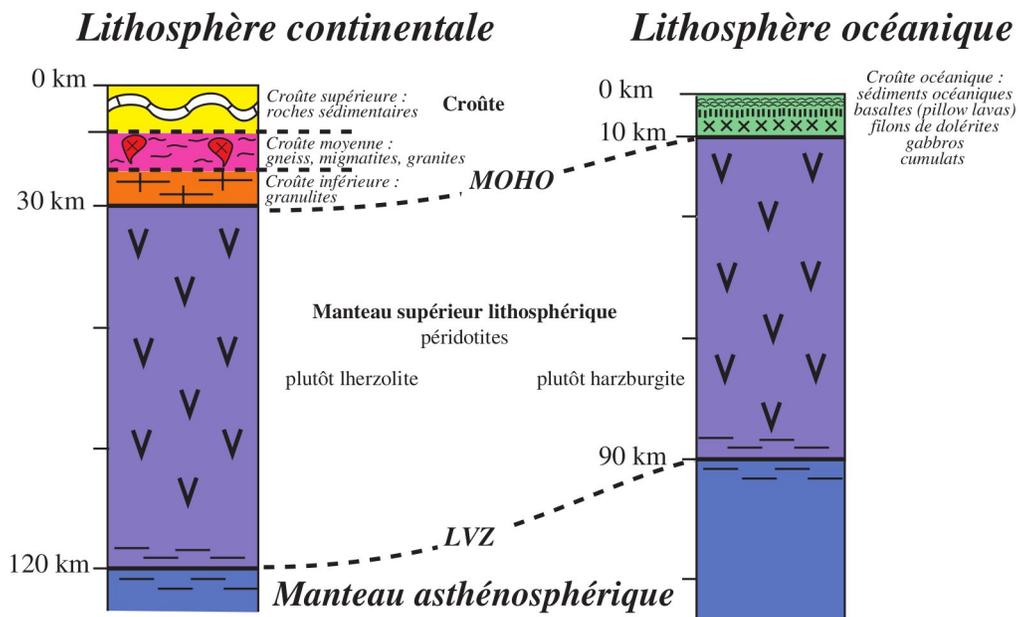


Fig. 1: Profil pétrologique des lithosphères continentale à gauche et océanique à droite. La différence d'épaisseur, de profondeur de la LVZ et de pétrologie peut suggérer des réponses différentes aux déplacements et aux déformations et donner accès à des aspects distincts de la dynamique interne du globe terrestre.

L'existence de déformations et déplacements de la lithosphère invite à se demander quelles sont les origines, les vitesses, les distances et les forces mises en jeu permettant ces déplacements. Parallèlement, cette lithosphère est découpée latéralement en plaques qui sont délimitées par des zones de forte activité sismique et volcanique, donc liées à des processus ayant trait à la dynamique interne de la planète Terre. S'il est possible de sonder par des méthodes plus ou moins indirectes l'intérieur de notre planète et de relier l'aspect en surface avec les processus internes, il n'en est pas de même pour les autres planètes du système solaire. Ainsi, une partie des connaissances sur la dynamique interne des autres planètes est basée sur l'observation des morphologies liées aux déplacements et aux déformations de leur surface. Connaissant les liens qui peuvent exister entre déformations, déplacements et dynamique interne de la planète Terre, nous pourrions par comparaison avoir accès à la dynamique interne des autres objets telluriques du système solaire.

Quels déplacements existent-ils à la surface de la Terre? Comment y avoir accès à des échelles de temps et d'espace distinctes tout en rendant compte d'un lien avec la dynamique interne? Quelles sont les conséquences en terme de déformations de ces déplacements lithosphériques et quelles informations complémentaires apportent-elles à la connaissance de la dynamique interne du globe? Comment utiliser les informations glanées sur la planète Terre afin de mieux comprendre la dynamique interne des objets telluriques?

Nous étudierons donc successivement les déplacements affectant la lithosphère en les reliant lorsque cela est possible à la dynamique interne du globe, puis nous verrons quelles déformations ces déplacements

engendrent et les données complémentaires fournies sur la dynamique interne avant de transposer l'ensemble de ces apports au lien entre surface des objets telluriques et dynamique interne.

## I Les déplacements de la lithosphère, témoins de la dynamique interne du globe terrestre

### A La découverte des mouvements horizontaux de la lithosphère et lien avec la dynamique interne actuelle

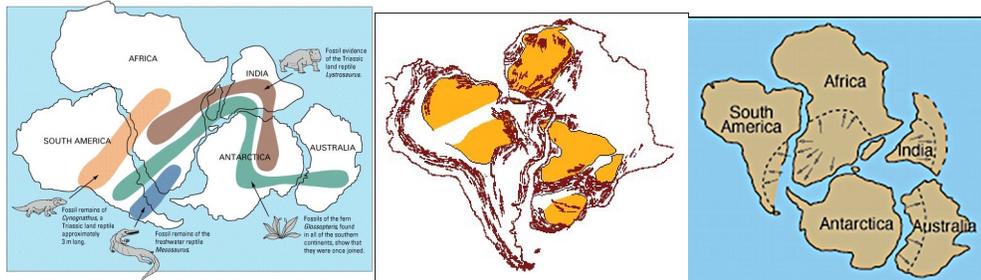


Fig. 2: Les arguments d'Alfred Wegener : l'ensemble de ces observations est mieux expliqué si les continents sont rassemblés en un continent unique, la Pangée

Dès le 17<sup>ème</sup> siècle, les géographes avaient déjà remarqué que les continents sud américains et africains s'emboîtaient. Il pouvait s'agir soit d'une coïncidence, soit du résultat d'une dynamique. Dans les années 20, Alfred Wegener ajouta à cette observation d'autres éléments géologiques tels que la continuité de grandes structures géologiques comme des chaînes de montagne ou des cratons, l'existence de fossiles communs (*Glossopteris*, *Mesosaurus*..) sur des continents éloignés ainsi que des traces de glaciations sur des continents à l'heure actuelle très éloignés. Toutes ces données pouvaient s'expliquer facilement si les continents avaient été accolés dans les temps anciens. Très rapidement cette théorie fut critiquée mais certains physiciens s'y intéressèrent comme Arthur Holmes. Dans les années 30, il propose déjà un lien potentiel entre ce mouvement des continents et une dynamique interne de la Terre liée à l'évacuation de chaleur par convection.

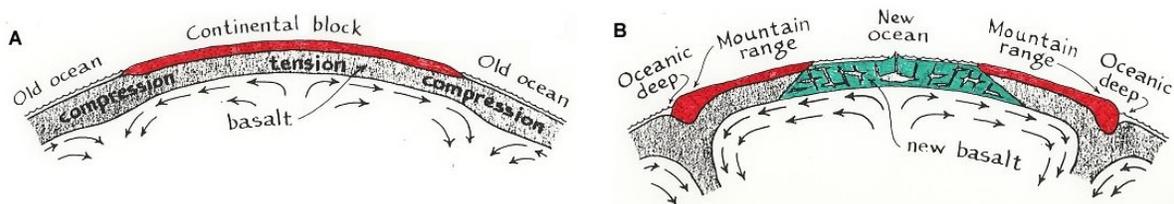


Fig. 3: Le modèle d'Arthur Holmes liant mouvement de surface et une dynamique interne de la Terre

Le couplage de ces théories ne rencontre que peu d'écho ou des échos négatifs dans la communauté scientifique. Il faut attendre les travaux de Runcorn en 1954 pour apporter des arguments supplémentaires à cette théorie de la dérive des continents. Ce dernier avec son collègue Irving mesure les pôles apparents de roches de même âge en Europe et en Amérique. Ils observent alors que pour des roches de 500Ma, les pôles apparents sont différents. Or, on sait déjà à cette époque que le champ magnétique est dipolaire : la différence entre les deux pôles correspond donc à une différence de distance entre les deux continents si on suppose un pôle identique. Ce sont les premières "mesures" de vitesse d'écartement des continents qui sont proposées à cette époque et qui sont estimées de l'ordre de 1 à 10cm/an.

Les travaux de Hess en 1960 font le lien entre existence des dorsales océaniques et production de la croûte océanique. Ajoutés aux des anomalies magnétiques mesurées par Vine et Matthews, la théorie de la dérive des continents se popularise. Hess fait d'ailleurs lui aussi le lien avec les travaux de Holmes en proposant que les cellules de convection remontent au niveau des dorsales océaniques et engendrent ainsi l'écartement.

Vine et Matthews observent aussi que ces anomalies sont décalées par de grandes structures dites failles transformantes. En 1965, Wilson montre que ces failles transformantes sont bien une conséquence de la création la croûte océanique par un mouvement divergent.

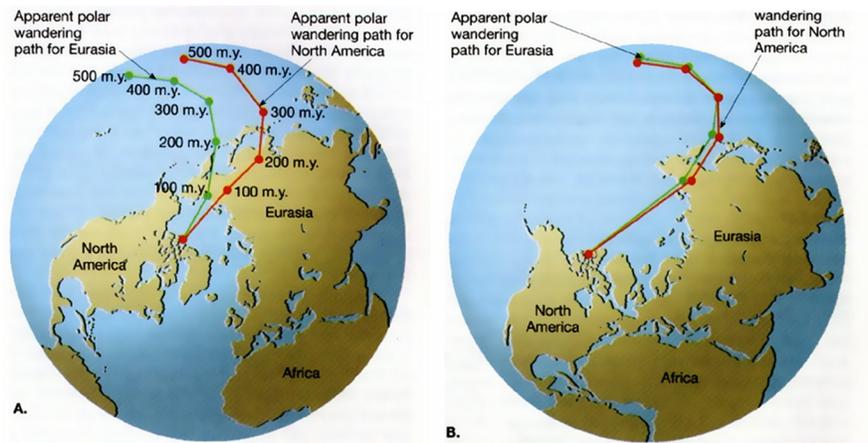


Fig. 4: La superposition des paléopôles pour l'Eurasie et l'Amérique du Nord permet de reconstituer un mouvement horizontal de la lithosphère

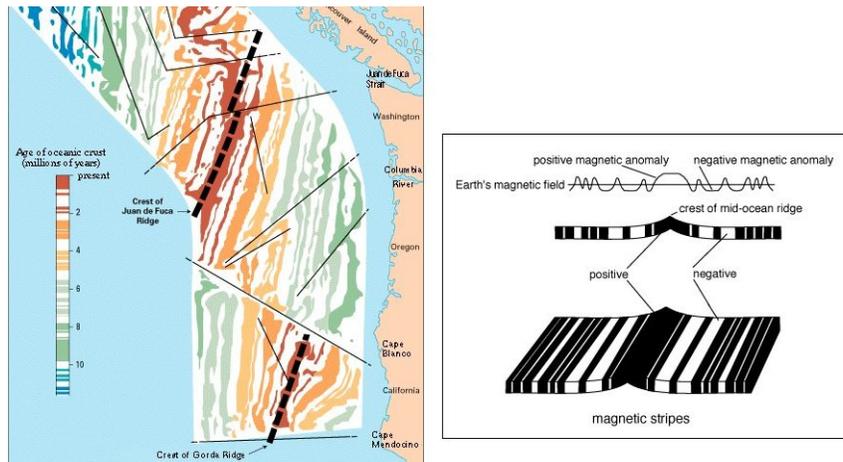


Fig. 5: Les travaux de Vine et Matthews (1963) : ils observent des anomalies magnétiques symétriques de part et d'autre de la dorsale qu'ils interprètent comme témoignant de la formation de croûte océanique pouvant fossiliser le champ magnétique de l'époque, croûte qui est proposée comme étant formée par la dorsale.

La lithosphère est donc l'enveloppe superficielle de la Terre et est animée de mouvements horizontaux qui sont reliés à la dynamique interne du globe. Cette dynamique présente des vitesses de l'ordre de 1 à 10 cm/an en moyenne.

## B La mesure des vitesses de déplacements horizontaux de la lithosphère témoin de la dynamique terrestre actuelle

### 1 A l'échelle des temps géologiques

Nous avons déjà évoqué une vitesse caractéristique de déplacement de l'ordre de la dizaine de centimètres par an en terme d'éloignement des continents notamment par les mesures liées au paléomagnétisme (paléopôles ou bien encore "peau de zèbre"). On peut noter que les mesures d'écartement des plaques mesurées par la méthode des anomalies magnétiques de part et d'autre de la dorsale en lien avec leur datation permettent d'obtenir des vitesses d'expansion océanique variables selon les océans. On distingue ainsi :

- Les dorsales ultra-lentes (c.f. ride sud-ouest indienne, ride de Gakkel, ride de Cayman, ride de Mohn) : taux d'expansion < 20 mm.an-1.
- Les dorsales lentes (c.f. ride médio-océanique) : 20 mm.an-1 < taux d'expansion < 50 mm.an-1
- Les dorsales intermédiaires (c.f. ride sud-est indienne, ride centrale indienne, ride Pacifique-Antarctique) : 50 mm.an-1 < taux d'expansion < 90 mm.an-1
- Les dorsales rapides (c.f. Juan de Fuca, Gorda, ride des Galapagos, ride Est-Pacifique) : 90 mm.an-1 < taux d'expansion < 180 mm.an-1

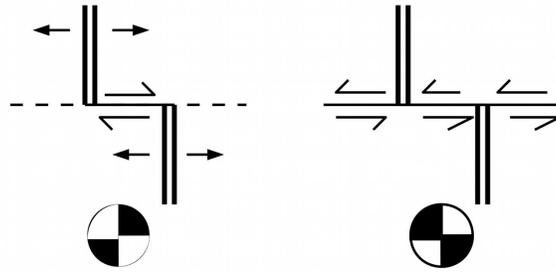


Fig. 6: Les deux mécanismes aux foyers possibles au niveau des dorsales témoignent de dynamiques différentes. L'observation de mécanismes aux foyers de type décrochement dextre comme dans le premier schéma montre que ces séismes résultent de l'accrétion océanique c'est à dire du fonctionnement de la dorsale et non d'un décalage de la ride. Ceci valide la théorie de la dérive des continents et confirme une accrétion et donc un mouvement divergent au niveau des dorsales.

Une autre méthode permettant d'approcher les vitesses et les ordres de grandeur de déplacement à l'échelle des temps géologiques réside dans l'utilisation des points chauds. Ces derniers sont des zones d'anomalies thermiques ancrées dans le manteau profond et donc supposées comme fixes. Cette anomalie thermique a pour conséquence une fusion partielle du manteau en base de lithosphère qui transperce alors la plaque et génère un volcan. Comme ce point est fixe mais que la plaque se déplace, l'alignement de volcans (chaînes Hawaï-Empereur, chaînes des Mascareignes) témoignera du déplacement de la dite plaque. Ainsi, en datant les magmas formés, on peut obtenir une relation distance parcourue en fonction de l'âge et ainsi avoir accès à des vitesses des plaques. Dans le cas de la migration de la plaque indienne vue par le point chaud qui est situé à l'heure actuelle sous l'île de la Réunion, on trouve une vitesse de l'ordre de 7cm/an.

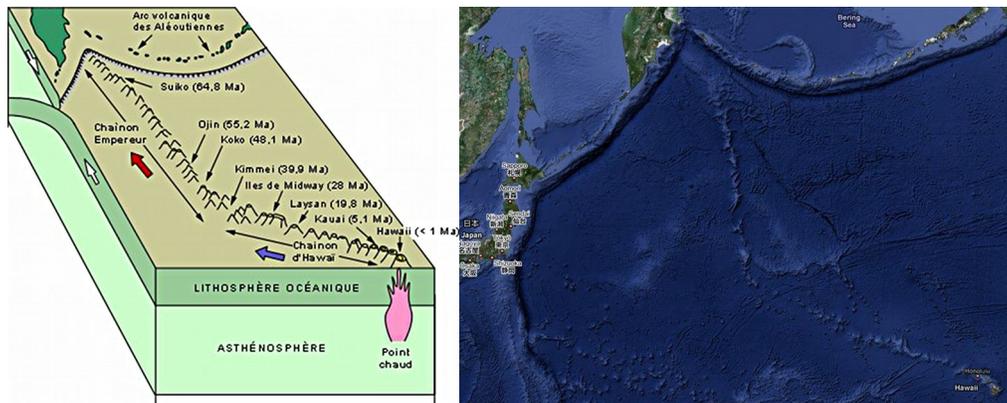


Fig. 7: A gauche le principe de fonctionnement d'un point chaud. A droite, un planisphère présentant la localisation d'Hawaï ainsi que la chaîne volcanique d'Hawaï et la chaîne volcanique de l'Empereur. On note un coude dans cet alignement qu'on pourrait relier à l'existence des fosses près du Japon et de la mer de Bering. Ces fosses pourraient donc être en lien avec le déplacement et la trajectoire des plaques.

Par ailleurs, certains déplacements verticaux de la lithosphère peuvent être approchés par l'étude de paléoligne de rivage comme c'est le cas en Scandinavie qui montre des anciennes plages à plusieurs centaines de mètres d'altitude. Bien que nous reverrons les causes et les apports en terme de dynamique interne, on peut d'ores et déjà signaler que ces études permettent d'estimer une vitesse de surrection de l'ordre de 1cm/an.

## 2 A des échelles de temps humaine

Les méthodes présentées précédemment ne donnent accès qu'à des moyennes de déplacements et ne rendent pas compte de variations fines ni du caractère brusque de certains déplacements. En conséquence, on fait appel à d'autres méthodes de mesures dites de "déplacements instantanés". Pour obtenir des vitesses de déplacements horizontaux, on peut utiliser deux techniques principales :

- le GPS (Global Positioning System) : les géologues n'utilisent pas le GPS traditionnel (celui des voitures) mais le GPS différentiel. Le système est composé d'une constellation de satellites suffisamment nombreux (24 satellites orbitant à 20000 km d'altitude, répartis sur 6 plans orbitaux) pour qu'à tout instant au moins trois d'entre eux soient clairement "visibles" de n'importe quel point à la surface du globe. Chaque

satellite émet un message codé contenant un certain nombre d'informations, dont sa propre position et l'instant exact de l'émission du signal. Un simple récepteur suffit alors pour mesurer le temps écoulé entre émission et réception, et par là en déduire la distance qui le sépare du satellite. Trois mesures sur trois satellites fournissent les trois distances nécessaires à la détermination des trois coordonnées du point : latitude, longitude et altitude. Ce type de mesures est connu sous la dénomination de "pseudo-distances" dans la terminologie GPS. Pour la majeure partie des applications du GPS en géophysique on ne saurait se satisfaire de la précision atteinte par les mesures de pseudo distances. En effet, pour la tectonique des plaques par exemple, il est nécessaire de mesurer des positions au centimètre près (voire au millimètre près) si l'on veut être à même de détecter des déplacements de quelques centimètres par an (voire moins) sans avoir à attendre des centaines d'années. La technique consiste alors à effectuer les mesures de distances satellites-stations directement sur l'onde porteuse de chaque signal GPS (mesures de phase). Le principe est similaire à celui de la mesure à partir du code de pseudo distance. Néanmoins, la longueur d'onde, ou taille caractéristique, du signal est considérablement réduite, ce qui permet d'atteindre une précision centimétrique.

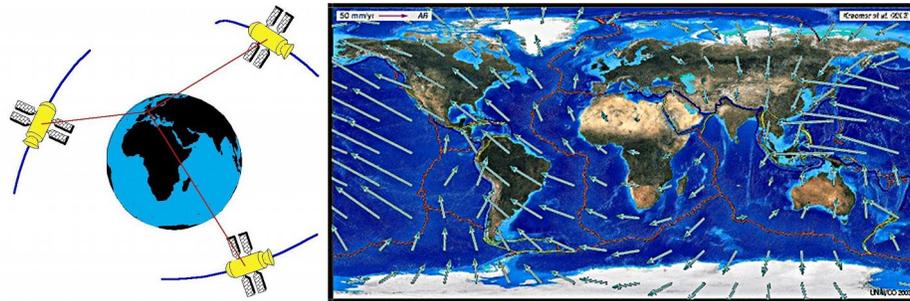


Fig. 8: Principe du positionnement par satellite à gauche ainsi que les cartes de déplacements obtenus à droite.

- le VLBI (Very Long Baseline Interferometry) : une source lointaine tel un quasar est observée par un ensemble de stations. Ces stations enregistrent le signal envoyé par le quasar. Si on considère deux stations A et B qui sont séparées (d'une distance  $D$ ), elles ne reçoivent pas le signal électromagnétique du quasar en même temps mais de façon légèrement décalée dans le temps (dû à leur décalage dans l'espace  $d$ ). Ce décalage dans le temps dépend de la distance entre ces deux stations. En comparant ce décalage au cours du temps, on peut en déduire la modification de la distance entre les deux stations.

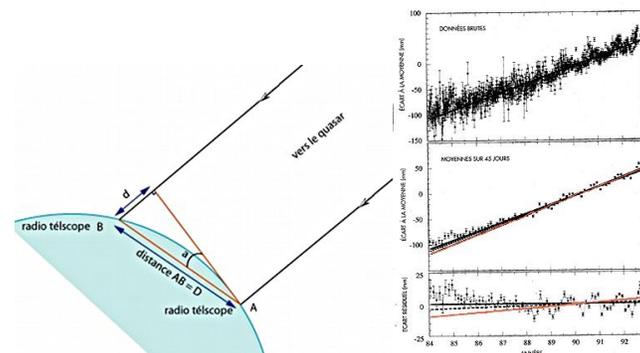


Fig. 9: A gauche le principe d'obtention d'une distance par la technique du VLBI. A droite les résultats obtenus pour la distance Westford près de Boston aux Etats-Unis et Onsala en Norvège : les géodésiens ont estimé la vitesse de l'ouverture de l'Atlantique à 2 cm par an. Après 1988, les progrès techniques permettent d'obtenir une précision millimétrique.

Au delà de ces techniques permettant d'avoir accès à des phénomènes continus, le GPS permet aussi d'avoir accès aux phénomènes discontinus, tels les déplacements liés aux séismes. Ces déplacements peuvent aussi être évalués par de simples observations de terrain où on peut directement mesurer le déplacement.

Les déplacements de la lithosphère peuvent être approchés de manière instantanée ou à l'échelle des temps géologiques par différentes méthodes indépendantes. Ces dernières donnent toutes des ordres de grandeur comparable à celles proposées précédemment.



Fig. 10: Photographie d'une faille montrant un déplacement d'environ 1m en lien avec le séisme de Kobe de 1995. Ce déplacement peut aussi être retrouvé grâce aux mécanismes aux foyers qui montrent que le mouvement global au niveau du Japon est aussi de type convergent.

### 3 La théorisation des mouvements horizontaux de la lithosphère

La lithosphère est donc une enveloppe rigide qui se déplace à la surface d'un globe, donc sphérique. Ceci implique des mouvements selon des axes particuliers qui ont été décrits par Euler. On définit alors un pôle dit pôle de rotation d'Euler autour duquel se réalisent des mouvements de rotation selon des grands cercles. Ces théories de mouvements rendent compte aussi de l'existence des failles transformantes.

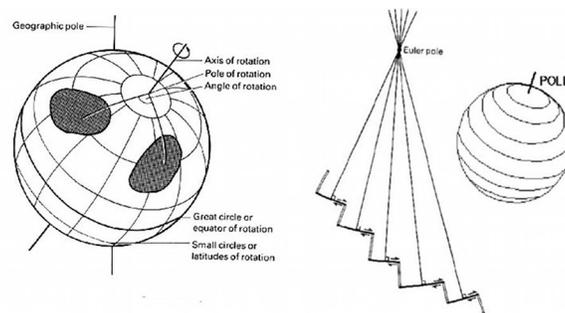


Fig. 11: Principe des mouvements selon les théories eulériennes qui rendent bien compte des déplacements de la lithosphère ainsi que de la segmentation par les failles transformantes.

Nous avons pour l'instant discuté essentiellement des mouvements horizontaux de la lithosphère par le biais de mesures instantanées et de mesures à l'échelle des temps géologiques. Nous avons aussi mis en avant la proposition de Holmes émettant un lien entre déplacement de la lithosphère et dynamique interne. Ces observations sont confirmées par exemple par l'existence de magmatisme aux frontières de plaques. Cependant, il convient de panacher ces observations. Il est notamment possible par les études géochimiques couplées à des études sismologiques de déterminer le flux de matière en profondeur. On constate alors que d'une part il n'y a pas forcément de corrélation nette entre déplacements de la lithosphère et mouvements profonds dans le cas de l'Atlantique et d'autre part que les mouvements divergents observés au niveau des dorsales ne se retrouvent pas vers 300 km de profondeur.

Par contre, ces mouvements divergents au niveau des dorsales océaniques impliquent une remontée de matière mantellique qui donne naissance à du volcanisme en ces points, ce qui constitue un nouveau lien entre déplacement de la lithosphère et dynamique interne. Cependant, cet apport de matière n'étant pas continu, il existe des structures particulières au niveau des dorsales qui induisent un déplacement de ces dernières : ce sont les OSC (Overlapping Spreading Center) dans le cas des dorsales rapides ou les domaines rhomboïdaux dans le cas des dorsales lentes.

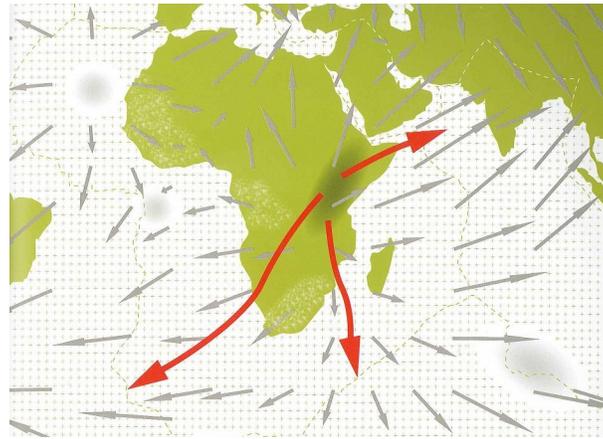


Fig. 12: Carte des flux de matière à 300 km de profondeur établie par l'analyse de la composition isotopique des basaltes de dorsales et des points chauds du globe. Un panache sous l'Afar enraciné au niveau de la CMB se répand rapidement, contaminant les dorsales indiennes. Il n'atteint la ride sud atlantique qu'après avoir érodé les racines des cratons africains qui s'enfoncent jusqu'à plus de 300km de profondeur. Les ombres grises sont les panaches, les zones tramées des continents, les racines profondes.

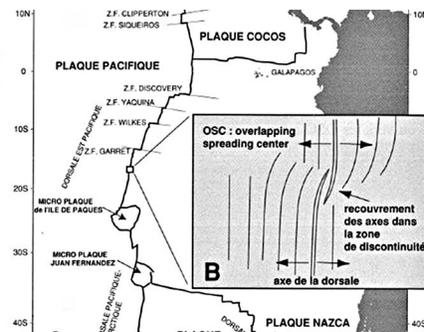


Fig. 13: Zoom au niveau d'un OSC de la dorsale Pacifique. Cette zone de non accrétion de matière implique un déplacement de la zone de création et donc de la dorsale.

Les déplacements horizontaux de la lithosphère se font selon trois types : on observe des mouvements de divergence (au niveau des dorsales, des rifts ou de certains endroits particuliers des chaînes de montagne), des mouvements de convergence (au niveau des fosses océaniques-zones de subduction) et des coulissages (failles transformantes ou failles décrochantes comme celle de San Andreas, de l'Altyn Tagh ou de Kunlun). On peut ainsi dresser une carte globale des mouvements à la surface de la Terre.

key / constructive plate boundary / destructive plate boundary / transform fault plate boundary

### C Les mouvements verticaux de la lithosphère témoins de la dynamique terrestre actuelle

Les déplacements verticaux, tout comme les déplacements horizontaux, peuvent être approchés par diverses méthodes à des échelles de temps humaines ou bien géologiques. Dans tous les cas, nous allons montrer qu'ils renseignent sur la dynamique interne de type actuel du globe et quelles sont leur influence sur cette dernière. Parmi les méthodes permettant d'approcher les vitesses des déplacements verticaux, on peut citer

l'interférométrie radar pour les méthodes instantanées par exemple.

## 1 Principes des mouvements verticaux de la lithosphère : l'isostasie

Les mouvements verticaux de la lithosphère sont dépendants essentiellement des équilibres gravitaires : un objet plus dense posé sur un objet plus léger s'enfoncera dans cet objet. On peut étendre ce principe par celui de l'isostasie : il existe à une certaine profondeur dans la Terre une surface dite de compensation. Au niveau de cette surface, les colonnes de roches situées au-dessus exercent une pression équivalente. Il existe alors 3 modèles dits isostatiques qui rendent compte de phénomènes dynamiques différents :

- Le modèle d'Airy qui suppose une densité constante de l'ensemble de la couche considérée et implique donc l'existence d'une racine crustale.
- Le modèle de Pratt qui compense l'altitude par une variation latérale de densité.
- Le modèle de Veining-Menezs qui s'appuie sur le fait que la réponse élastique de la croûte est d'une amplitude beaucoup plus importante que la dimension des reliefs qu'elle porte. Autrement dit, la compensation isostatique d'un relief est régionale.

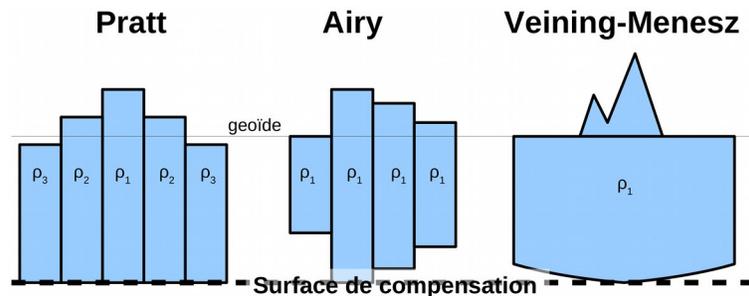


Fig. 14: Les différents modèles isostatiques. Notez que dans le cas du modèle de Pratt,  $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$

## 2 Les déplacements verticaux de la lithosphère liés à l'isostasie

Nous avons déjà exposé le fait que la lithosphère est mobile verticalement, notamment le cas de la surrection du bouclier scandinave. Cette surrection, liée à un rééquilibrage isostatique, est due au fait qu'il y a 22 000 ans, la Scandinavie était recouverte d'un glacier. Lorsque ce dernier a fondu, le poids exercé sur le matériel sous-jacent, le manteau asténosphérique a été moindre et la lithosphère est donc remontée. Ceci est lié au comportement élastique de la lithosphère ainsi qu'au comportement ductile du manteau asténosphérique. Ce sont ces mesures de vitesses de remontée qui ont permis d'approcher l'ordre de grandeur de la viscosité du manteau qui est de l'ordre de  $10^{21} Pa.s$ .

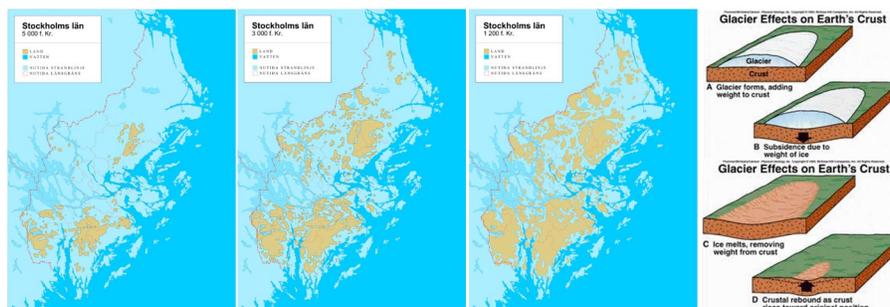


Fig. 15: Carte de la région du comté de Stockholm à différentes époques montrant une surrection progressive ainsi qu'un modèle de rebond post-glaciaire associé.

Un deuxième déplacement vertical lié à l'isostasie est celui que subit la lithosphère océanique après sa formation au niveau de la dorsale. Les observations montrent que le plancher océanique s'approfondit de part et d'autre de la dorsale, c'est à dire que la lithosphère s'enfonce progressivement. Ceci peut s'expliquer par le refroidissement progressif de la lithosphère océanique. Ayant une définition thermique, si elle se refroidit, l'isotherme  $1200^{\circ}C$  qui définit sa base se retrouve plus en profondeur : la lithosphère gagne donc du manteau lithosphérique qui la densifie ainsi et explique son enfoncement. De plus, le refroidissement implique aussi une densification. Tout ceci amène à ce qu'on appelle la subsidence thermique.

Cette subsidence thermique impliquant une densification progressive de la lithosphère a une conséquence importante : à partir d'un certain âge, cette lithosphère va être plus dense que le manteau asténosphérique

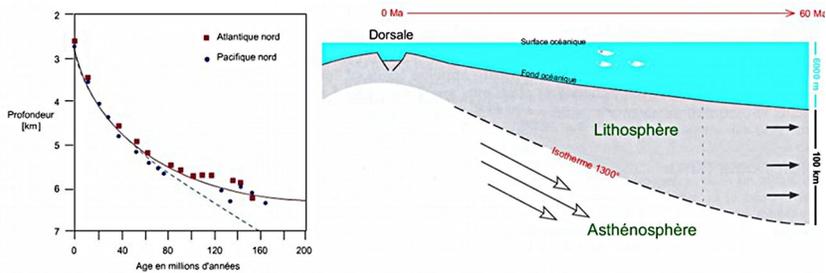


Fig. 16: A gauche les observations sur la relation entre profondeur du plancher océanique et son âge c.a.d son éloignement de la dorsale. A droite, un modèle rendant compte de ces observations.

qui la supporte et va donc s'enfoncer dedans au niveau d'une limite entre deux plaques et va donc passer sous une autre plaque : c'est la subduction.

### 3 La subduction, un déplacement lithosphérique témoin de la dynamique interne

D'après les données GPS, il est possible de repérer les zones de convergence où un tel phénomène de subduction doit se produire : c'est le cas par exemple entre la plaque de Nazca et la plaque Sud Américaine ou encore entre la plaque Pacifique et les plaques indiennes, philippines ou bien encore eurasienne. Si on fait une coupe schématique d'une zone de subduction, coupe que nous étayerons par d'autres données immédiatement après ou dans la deuxième partie, on y observe plusieurs choses :

- une fosse de subduction témoignant de l'enfoncement abrupte de la lithosphère
- un bombement en arrière de la zone de subduction témoignant du comportement élastique de la lithosphère
- parfois des déplacements associés à des séismes montrant un mouvement de divergence en avant de la zone de subduction

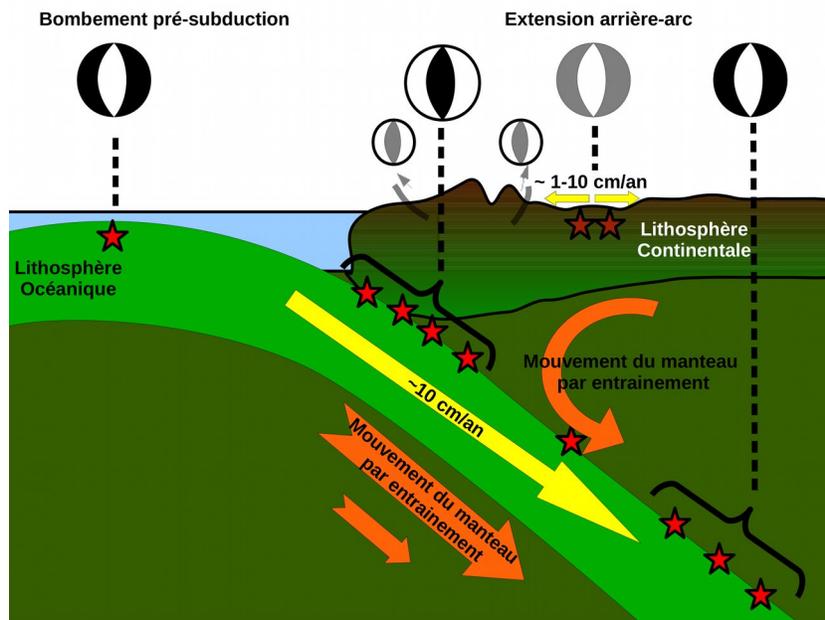


Fig. 17: Schéma d'une zone de subduction semi-théorique montrant les différents types de déplacement de la lithosphère. Les étoiles rouges figurent les foyers sismiques, les flèches indiquent l'ampleur des mouvements. Les informations semi-transparentes sont les objets géologiques n'étant pas présents dans toutes les zones de subduction.

Sans déflorer la deuxième partie que nous développerons sur les déformations, il est tout de même nécessaire de préciser qu'on observe dans ces zones des séismes allant jusqu'à 700km de profondeur. Or, cela nécessite un matériel cassant et seule la lithosphère remplit ces conditions. Ceci signifie donc bien que c'est la lithosphère qui s'enfonce comme nous l'avions proposé dans le paragraphe précédent.

En avant de la subduction, on peut observer des zones d'extension qui permettent la formation de bassins arrière-arc. Ces bassins ne sont pas présents partout mais il existe toujours des zones en extension en avant de la subduction. Ceci est à mettre en relation avec le recul de la plaque plongeante. Son recul implique une avancée de la plaque chevauchante, ce qui entraîne son extension en avant de la subduction. Cette extension

permet une remontée passive du manteau au niveau de la zone arrière arc, de même que la plaque plongeante entraîne une partie du manteau en profondeur.

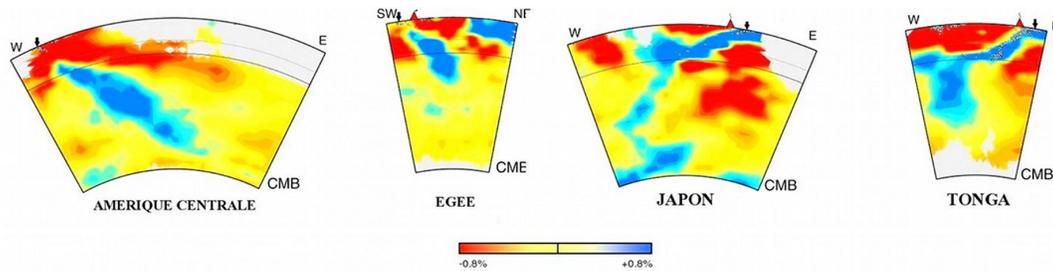


Fig. 18: Images de tomographie sismique obtenues selon différentes zones de subduction. On note un panneau plongeant froid interprété comme lithosphère s'enfonçant par différence de densité dans un manteau environnant chaud moins dense. Les angles de subduction ainsi que les possibilités de stagnation vers 660km sont à relier avec la dynamique interne de la Terre ou les transitions de phase de l'olivine.

Par ailleurs, les techniques de tomographie sismique permettent de visualiser la plaque plongeante : l'existence d'anomalies de vitesse interprétées comme étant des anomalies de température met en évidence la présence d'une zone froide plongeante qui matérialise la lithosphère. Ceci atteste que la subduction est un phénomène dynamique puisqu'il y a entretien d'une hétérogénéité et que c'est un phénomène qui dure depuis longtemps puisqu'on observe des plaques qui peuvent descendre jusqu'à la base du manteau à 2900km de profondeur. Par ailleurs, ces mêmes images montrent que l'angle de plongement présente des valeurs extrêmement diverses en lien avec l'âge de la lithosphère qui subduit. Ceci conduit donc à la distinction de la subduction spontanée liée à l'augmentation de densité de la plaque de la subduction forcée. Si cette dernière s'initie contre la poussée d'Archimède, les transformations minéralogiques ayant lieu en profondeur facilitent ensuite son entraînement et tire consécutivement l'ensemble de la plaque.

Nous avons vu que deux forces majeures s'exercent donc aux frontières de plaques et peuvent provoquer leurs mouvements : soit une poussée au niveau de la ride (ridg push), soit une traction au niveau de la zone de subduction (slab pull). Les calculs de bilan de forces montrent que la force de traction est dix fois supérieure (de l'ordre de  $10^8 N$ ) à celle de poussée et que c'est donc la subduction qui entraîne l'ensemble des plaques. Ces calculs sont par ailleurs confirmés par les mesures des vitesses des plaques lithosphériques en fonction du pourcentage de subduction qui les entoure. On constate que plus il y a de subduction, plus les plaques ont une vitesse importante.

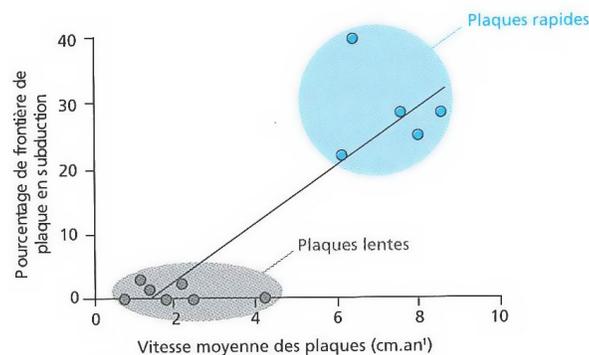


Fig. 19: Relation entre vitesse des plaques et subduction entourante. Ce lien témoigne de l'importance de la subduction dans le déplacement des plaques et donc dans la dynamique interne.

Par ailleurs, en lien avec la tomographie, on peut montrer que ce type de mouvements existe depuis longtemps, notamment par l'intermédiaire du métamorphisme. Ce dernier se définit par des transformations minérales à l'état solide résultant de modification des conditions de pression-Température. On peut ainsi repérer des paléozones de subductions comme au niveau des Alpes ou du Massif Central qui témoignent de zones où il y a eu enfouissement de matière puis sa remontée. Ceci est par exemple attesté par l'existence, dans le massif de Dora-Maira, de coesite, un polymorphe de haute pression de la silice n'apparaissant qu'à partir de 100km de profondeur, qu'on retrouve à l'affleurement : ceci signifie donc qu'il y a eu un enfouissement d'au moins une partie de la lithosphère suivie de sa remontée. De même, dans le Massif Central, on trouve des péridotites présentant des couronnes concentriques de spinel-grenat-spinel témoignant de leur enfouissement puis de leur exhumation sur une distance verticale importante. Certains endroits témoignent même de l'entrée en subduction de bassins arrière-arc (Carte 1/50 000 de Tarare par exemple)

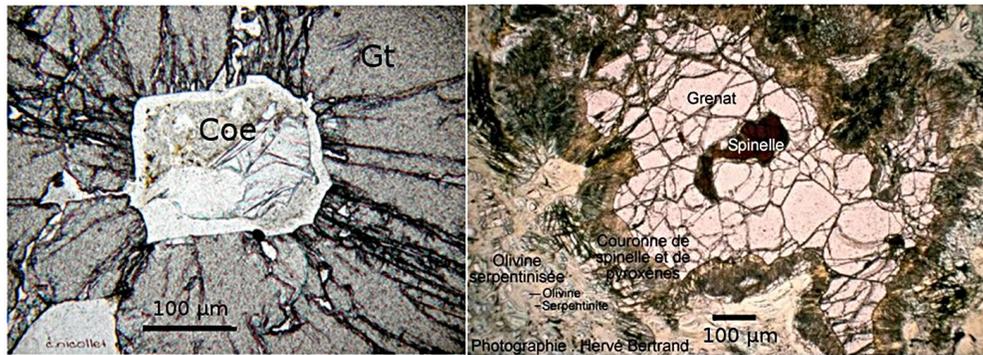


Fig. 20: A gauche, de la coésite blindée dans un grenat témoignant d'une exhumation de la roche de plus de 100 km de profondeur. A droite, la péridotite du bois des feuilles, dans le Massif Central où on observe un assemblage spinel-grenat-spinel témoignant de variations de profondeur de l'échantillon.

Enfin, comme nous l'avons mis en évidence par les études de tomographies sismiques, les plaques peuvent subduire jusqu'à 2900 km. C'est par ailleurs à cette profondeur que les points chauds sont supposés prendre naissance. Une étude plus précise des rapports isotopiques en Sr et Nd des basaltes d'îles océaniques montre l'apparition de certains pôles nommés EMI et EMII (Enriched Mantle), HIMU (High- $\mu$  = rapports  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  élevé) et DMM (Depleted MORB Mantle). Les géochimistes interprètent ces différents pôles comme étant respectivement du recyclage de sédiments pélagiques, du recyclage de sédiments terrigènes et HIMU comme provenant d'une croûte océanique déshydratée. On peut donc en déduire qu'il existe du recyclage crustal dans le manteau et plus précisément de croûte océanique. Pour avoir ces identités isotopiques, il faut isoler des entités isotopiques du manteau et les préserver de la convection. Il doit donc y avoir stockage dans une couche limite qui peut donc être la couche D". Cela veut donc dire que la subduction participe de la dynamique interne profonde de la Terre en descendant jusqu'à la couche D".

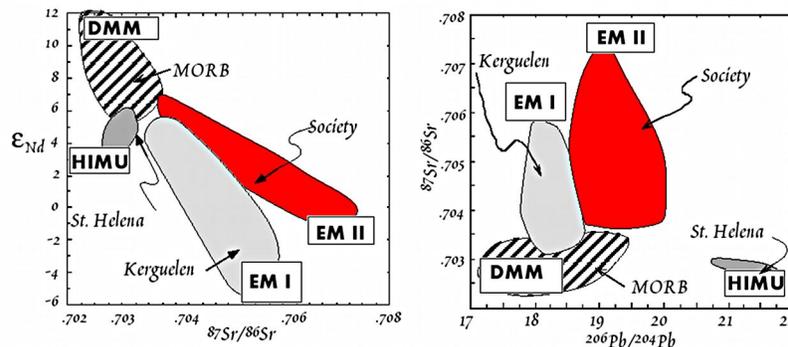


Fig. 21: Les différents pôles des magmas d'îles océaniques témoignent d'un enfoncement de la lithosphère jusqu'à la base du manteau

Les déplacements verticaux de la lithosphère sont donc dus pour leur plus grande partie à la différence de densité qui existe entre la lithosphère et le manteau sous-jacent. Parmi ces phénomènes, la subduction est un acteur majeur du déplacement des plaques en permettant leur traction mais aussi de la dynamique interne puisqu'elle représente la branche descendante de la convection mantellique. De plus, elle participe aussi à la genèse des points chauds soit en tant que source partielle du matériau du panache soit en tant qu'acteur potentiel de la déstabilisation de la couche D".

## D Les déplacements archéens, témoins d'une dynamique interne passée de la Terre différente

### 1 Quelques données sur la convection dans le manteau

Nous avons vu que la subduction entraînait de la matière en profondeur et induisait un mouvement latéral des plaques lithosphériques ainsi qu'une remontée superficielle de matière au niveau des dorsales. Par ailleurs, elle est aussi impliquée dans les remontées de matière au niveau des points chauds. Ceci, ajouté au fait que

l'intérieur de la Terre soit de plus en plus chaud au fur et à mesure qu'on s'enfonce amène à se demander comment se font les transferts de chaleur. La meilleure hypothèse à la vue des déplacements mis en évidence précédemment est le mécanisme de convection, c'est à dire un échange de chaleur avec déplacement de matière. Le calcul du nombre de Rayleigh est dans ce cas indicatif : ce dernier renseigne sur la possible existence d'une convection. Il est défini grossièrement comme étant le rapport entre la poussée d'Archimède qui favorise la convection et la diffusion thermique et la viscosité qui l'empêche. Si ce nombre dépasse un seuil critique de l'ordre de  $10^3$ , alors c'est que la convection se met en place. Dans le cadre du manteau terrestre, ce nombre est de l'ordre de  $10^8$  ce qui témoigne de la possibilité d'une convection dont les moteurs thermiques sont essentiellement la chaleur générée par les désintégrations radioactives des éléments radioactifs présents dans la masse du manteau, le refroidissement par le haut par la lithosphère froide et enfin, dans une moindre mesure, une faible contribution de la chaleur évacuée par le noyau à la base du manteau qui pourrait être reliée à la genèse des points chauds. Les phénomènes de déplacements de la lithosphère permettent d'approcher les vitesses de cette convection qui sont de l'ordre de 1 à 10 cm/an pour la convection en cellule et de l'ordre de 1m/an pour la convection sous forme de point chaud.

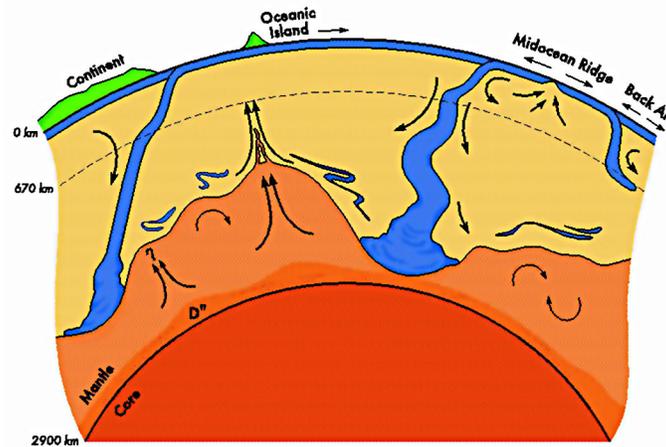


Fig. 22: Modèle simplifié de la convection mantellique en lien avec les déplacements de la lithosphère. On note l'importance de la subduction, le caractère superficiel de l'enracinement des dorsales et l'enracinement profond des points chauds.

## 2 Les déplacements archéens témoins d'une tectonique verticale

Aujourd'hui la tectonique active à la surface du globe résulte du déplacement des plaques lithosphériques dont le mouvement induit essentiellement une tectonique horizontale (par exemple nappes de charriage dans les Alpes). De telles structures sont connues dans tous les terrains archéens des plus anciens aux plus récents, ce qui démontre qu'une tectonique analogue à notre tectonique des plaques actuelle opérait dès 4,0 Ga. A l'archéen, lorsque des laves ultrabasiques telles que les komatiites (densité = 3,3) se mettent en place sur de la croûte continentale de type TTG (densité 2,7), elles créent un fort gradient inverse de densité. Le retour vers une situation d'équilibre se fera par enfouissement des komatiites dans le socle TTG. Une fois initié, le phénomène évolue en créant de véritables diapirs inverses, dus non seulement à la descente des roches les plus denses mais aussi à la remontée concomitante des roches de faible densité : c'est la sagduction. La descente des roches de forte densité crée une dépression où peuvent se déposer des sédiments. Les chercheurs considèrent aujourd'hui que la tectonique horizontale opérait comme de nos jours, c'est à dire plutôt aux limites de plaques alors que la sagduction se développait préférentiellement au cœur des plaques continentales.

La sagduction ne peut fonctionner que lorsqu'un fort gradient inverse de densité est réalisé ; par exemple, les basaltes ont une densité trop faible (2,9 ou 3) pour pouvoir initier une sagduction. Comme les komatiites sont restreintes à l'Archéen, la sagduction est donc elle aussi spécifique de l'évolution crustale primitive.

Si une tectonique des plaques opérait bien à l'Archéen, en revanche, ses modalités de détail étaient bien différentes de celles qui sont connues de nos jours. Par exemple, la production de chaleur terrestre était beaucoup plus importante au début de l'histoire de la Terre que maintenant. La chaleur terrestre produite en grande quantité à l'Archéen a nécessairement été évacuée, sinon l'excès de chaleur aurait provoqué la fusion d'au moins une partie de la planète, ce dont on ne retrouve aucune trace. La conduction étant un mécanisme inefficace pour évacuer la chaleur interne, c'est, comme de nos jours, la convection qui a assuré cette fonction par l'intermédiaire des rides médio-océaniques. Comme la quantité de chaleur à évacuer était plus importante qu'aujourd'hui, il a donc fallu une plus grande longueur de ride (la quantité de chaleur évacuée est une fonction de la racine cubique de la longueur de ride). La Terre ayant conservé un volume

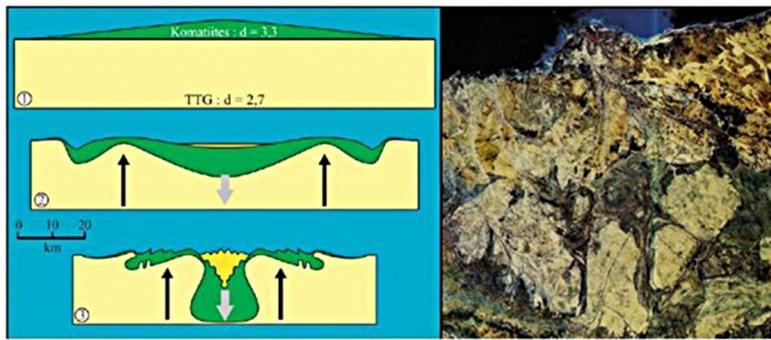


Fig. 23: Gauche : Diagramme illustrant trois étapes du développement de la sagduction. 1) la mise en place dans une ceinture de roches vertes, de komatiites de densité élevée ( $d=3,3$ ) sur les TTG du socle granito gneissique de faible densité ( $d=2,7$ ) induit un fort gradient inverse de densité ; 2) Il en résulte un mouvement descendant des komatiites (flèche grise) induisant un mouvement relatif ascendant des TTG (flèches noires) ; 3) le mouvement s'accroît créant une dépression au centre de la ceinture de roches vertes où vont se déposer les sédiments. Droite : Vue satellite du craton archéen de Pilbara (Australie) montrant les structures résultant de la sagduction : les ceintures de roches vertes (en vert et gris sombres) sont localisées entre des dômes des TTG (blanc jaunâtre). La largeur de la photo est d'environ 300 km.

constant, une plus grande longueur de rides implique que les plaques délimitées par ces rides étaient plus petites que de nos jours et qu'elles se déplaçaient plus rapidement.

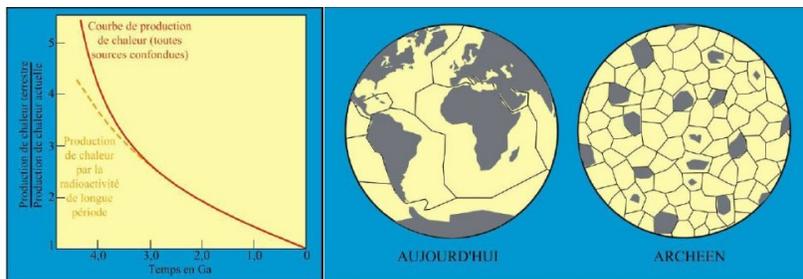


Fig. 24: A gauche, variation de la production de chaleur terrestre en fonction du temps. A droite, schéma comparant la taille des plaques actuelles (à gauche) à celle supposée des plaques archéennes (à droite). A l'Archéen, la plus grande production de chaleur interne était évacuée par une longueur de ride plus importante, résultant en une mosaïque de plaques beaucoup plus petites et plus rapides que celles de la Terre actuelle.

La convection dans le manteau tire son origine du dégagement de la chaleur terrestre et du refroidissement par la lithosphère sus-jacente. La dynamique de l'archéen, période allant de 4Ga à 2,5Ga, était différente puisqu'elle impliquait de forts déplacements verticaux au sein même des plaques lithosphériques et une évacuation de chaleur plus importante par l'intermédiaire de rides plus nombreuses et d'une convection mantellique certainement plus vigoureuse.

## II Les déformations de la lithosphère, témoins de la dynamique interne du globe terrestre

Les déplacements de la lithosphère terrestre ont pour conséquence des accumulations de contraintes, la plupart du temps en limite de plaque. En réponse à ces contraintes, les matériaux vont subir des déformations. Il s'agit pour nous ici de voir en quoi les déformations consécutives à ces déplacements nous renseignent sur d'autres aspects de la dynamique interne. C'est notamment sur des échelles de temps et d'espace différentes que la déformation va nous apporter des témoignages de la dynamique interne du globe.

## A Comportements rhéologiques des matériaux et enveloppe rhéologique des lithosphères

Les différents comportements rhéologiques des matériaux sont obtenus par des expériences. Le comportement mécanique d'une roche va dépendre de nombreux paramètres : sa nature, la contrainte différentielle, la température, la vitesse de déformation, la pression de confinement, l'orientation des minéraux....

### 1 Les différents comportements rhéologiques face aux contraintes

Il existe trois grands comportements des matériaux face aux contraintes :

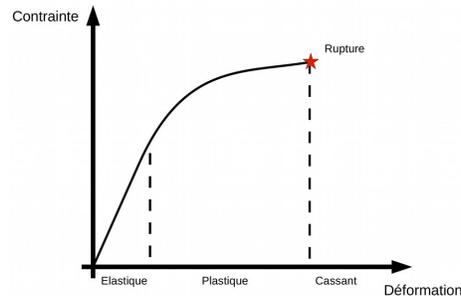


Fig. 25: Graphique représentant les différents comportements rhéologiques d'un matériau face au couple contrainte-déformation

- Le comportement élastique se caractérise par une déformation qui est réversible si on arrête la contrainte. Ce comportement rhéologique est par exemple à l'origine du rebond isostatique ou du bombement lithosphérique en arrière de la subduction. Il est aussi à l'origine de la propagation des ondes sismiques
- Le comportement plastique se caractérise par une déformation irréversible si on arrête la contrainte. C'est ce qui peut être à l'origine de plissement de grande longueur d'onde comme le flambage de la lithosphère qui se fait souvent en réponse aux contraintes compressives engendrées par la mise en place de zones de collision. C'est notamment ce qui explique le plissement au niveau du bassin parisien.

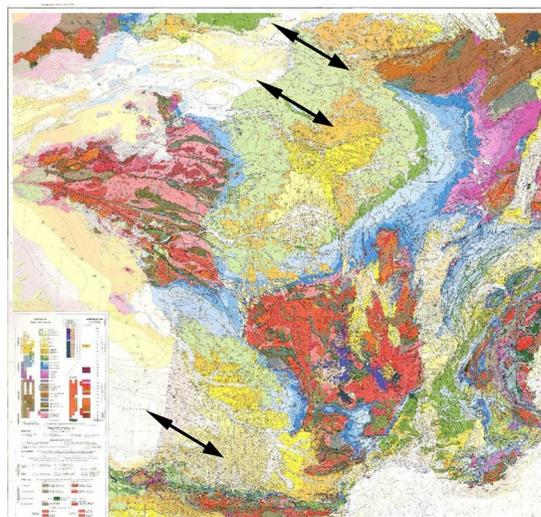


Fig. 26: Carte géologique de la France figurant les axes de plis visibles à l'échelle lithosphérique témoignant du flambage de la lithosphère.

- Notons qu'il existe un comportement plastique particulier qu'on appelle fluage : ce dernier correspond à une déformation irréversible sous l'effet d'une contrainte constante. C'est ce qui se passe dans le cas de la convection mantellique.
- Le comportement cassant se caractérise par une rupture du matériau en réponse à la contrainte. C'est ce comportement qui est à l'origine des séismes par rupture au niveau de failles.

L'existence de tel ou tel comportement dépend des facteurs que nous avons cités précédemment : ainsi le manteau est élastique à l'échelle de temps des ondes sismiques et plastique à l'échelle de temps de la convection mantellique.

## 2 L'enveloppe rhéologique des lithosphères océaniques et continentales

Le comportement de la lithosphère en terme rhéologique peut être approché en partie par l'étude de la répartition des foyers sismiques en profondeur. C'est ce qui a été fait au niveau de la faille de San Andreas pour discuter du comportement rhéologique de la croûte. On observe que les seismes sont concentrés dans les 15 premiers kilomètres et que plus profondément dans la croûte inférieure, on n'en mesure plus. Ceci suggère donc que la croûte supérieure est fragile donc cassante alors que la croûte inférieure est ductile donc non cassante.

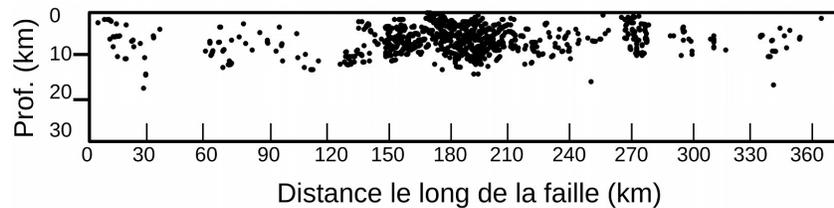


Fig. 27: Répartition en profondeur des hypocentres au niveau de la faille de San Andreas. On observe une dichotomie claire entre croûte supérieure cassante et croûte inférieure ductile.

Les études en laboratoire sur les déformations des roches crustales (granitoïdiques pour la croûte continentale et gabbroïques pour la croûte océanique) et mantelliques (peridotite) ont permis d'établir un profil rhéologique de la lithosphère. Ces études sont en accord avec ce qui est observé au niveau de la faille de San Andreas, pour la croûte tout du moins. On distingue un comportement cassant puis ductile puis à nouveau cassant puis à nouveau ductile dans le cas de la lithosphère continentale et seulement un comportement cassant puis ductile dans le cas de la lithosphère océanique.

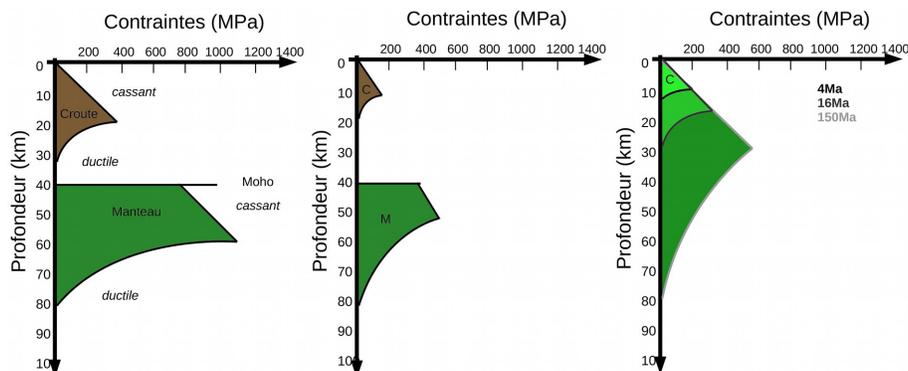


Fig. 28: Différents profils rhéologiques de lithosphère. A droite, un profil classique de lithosphère continentale. Au milieu, le cas d'une lithosphère continentale avec un gradient géothermique fort : la déformation sera essentiellement ductile. A droite, différents profils rhéologiques de la lithosphère océanique en lien avec leur âge et donc le gradient géothermique.

Si on observe la répartition des déformations sur la carte du monde on constate que les plaques concentrent les déformations en leur périphérie et qu'elles sont essentiellement cassantes. Les mécanismes au foyer permettent de faire le lien entre déplacements au niveau des frontières de plaques et déformations.

On constate alors trois grands types de régimes de déformations associés aux trois grands régimes de déplacements : des mouvements extensifs, des mouvements compressifs et des mouvements coulissants.

## B Les déformations associées aux grands mouvements extensifs

### 1 Les déformations associées aux dorsales

Les dorsales océaniques sont situées dans les zones en divergence qui se caractérisent par des seismes avec des mécanismes aux foyers en extension. Selon la vitesse de l'extension, on distingue deux morphologies extrêmes qui témoignent de deux liens différents avec la dynamique interne. Dans le cas des plaques à vitesse faible, la déformation a "le temps de se faire" et on observe alors une large vallée axiale avec de grandes failles normales la bordant. Ces failles deviennent ductiles en profondeur et s'incurvent en formant ce qu'on appelle des failles listriques. Ce type de dorsale telle que la dorsale medio-atlantique est lié à la faible vitesse d'extension puisque la plaque n'est que peu tirée et l'extension est essentiellement due à la poussée de la

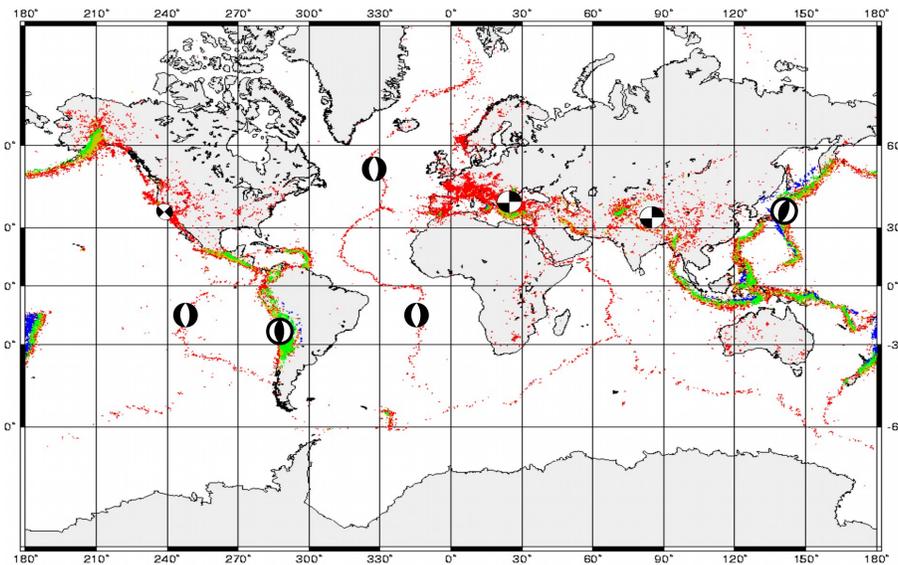


Fig. 29: Répartition des foyers sismiques sur la carte du monde avec quelques mécanismes aux foyers figurés montrant les différents liens entre déformations et déplacements.

ride. A l'opposé, dans le cas des dorsales rapides, la forte vitesse de déformation est accommodée par un grand nombre de petites ruptures qui autorisent une extension plus importante en valeur absolue en lien avec une vitesse d'extension plus forte. Nous l'avons vu précédemment, cette vitesse d'extension rapide est essentiellement liée à la traction de la subduction comme c'est le cas de la dorsale Est-Pacifique.

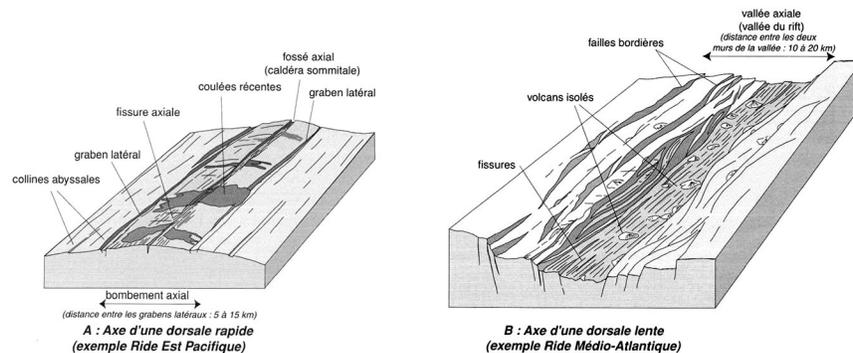


Fig. 30: Les deux morphologies extrêmes de dorsales océaniques témoignent de vitesses de déformation différente en lien avec des vitesses de phénomènes liés à la dynamique interne du globe différents.

Des mesures d'anisotropie des vitesses sismiques au niveau des dorsales montrent deux résultats différents selon que la dorsale est rapide ou lente. Dans le cas des dorsales lentes, on observe que les ondes sismiques vont plus vite parallèlement à la dorsale que perpendiculairement à la dorsale; dans le cas des dorsales rapides c'est l'inverse. Cette dualité est à mettre en relation avec une dynamique différente de l'orientation des écoulements mantelliques après la mise en place des basaltes. Les ondes sismiques iront plus vite quand elle traverse le milieu dans le sens de fluage des péridotites. On peut donc, à partir de la déformation des péridotites, remonter aux déplacements dans le manteau qui ont créé cette déformation.

## 2 Les différents régimes de mise en place des rifts

Outre les dorsales, les zones d'extension peuvent aussi se produire en domaine intracontinental comme c'est le cas au niveau du fossé rhénan ou du fossé de la Limagne. Le régime de formation des rifts dépend du type de déformation selon qu'il s'agit d'un cisaillement pur ou d'un cisaillement simple ainsi que du profil thermique de la lithosphère considérée. Or, ce profil thermique est bien entendu relié à l'évacuation de la chaleur interne et donc à la dynamique interne.

Par ailleurs, la possibilité même de ce rifting peut faire intervenir la dynamique interne là encore. Si les forces extensives permettant la formation du rift sont générées à la frontière de la plaque et induisent son extension puis sa rupture dans des zones précédemment fragilisées c'est à dire une réutilisation d'anciennes

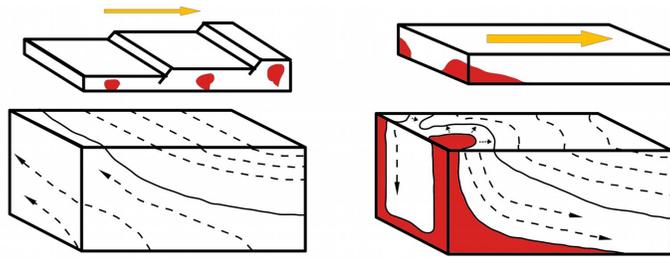


Fig. 31: A gauche, un modèle de dorsale lente : le fluage des péridotites se fait parallèlement à l'axe de la dorsale. A droite, un modèle de dorsale rapide : le fluage se fait perpendiculairement à l'axe de la dorsale. Ces modèles permettent d'expliquer les anisotropies sismiques observées au niveau des dorsales.

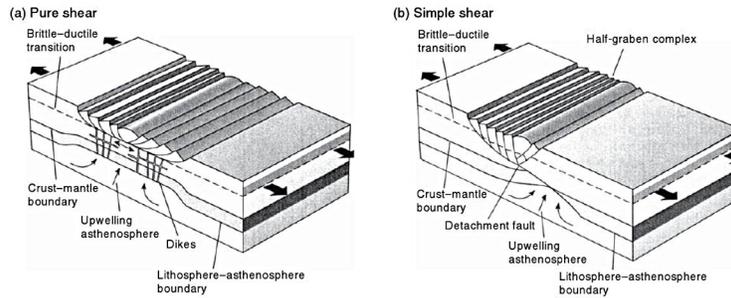


Fig. 32: Deux modèles de formation d'un rift en fonction du type de contrainte.

grandes structures préexistantes, on parle de rifting passif. Il existe aussi une possibilité que le rift soit ouvert par l'ascension d'un panache mantellique : l'arrivée de ce dernier au niveau de la base de la lithosphère va induire l'érosion thermique de cette dernière. La diminution de l'épaisseur de la lithosphère va induire son extension par phénomène d'isostasie et permettre l'ouverture d'un rift. C'est une hypothèse qui est proposée pour l'ouverture de l'Atlantique étant donné le grand nombre de points chaud qui jalonne la dorsale medio-atlantique (Islande, Açores, Ascension, Tristan da Cunha).

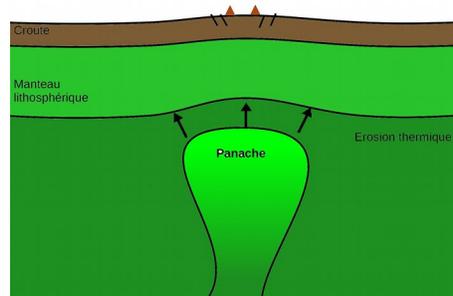


Fig. 33: Principe de l'amincissement lithosphérique par l'intermédiaire d'un panache : rifting actif.

### 3 Les extensions au sein des zones de collision

Lorsque les forces compressives permettant la formation des grandes zones montagneuses deviennent inférieures à la pression lithostatique qu'exerce la montagne, les phénomènes d'isostasie vont alors impliquer une remise à l'équilibre qui va se traduire par un effondrement gravitaire de la chaîne sur elle-même et la mise en place de grandes structures en extension. Ces phénomènes sont particulièrement observables dans les vieux massifs montagneux comme le Massif Central :

- on observe du métamorphisme MP-MT : l'unité inférieure des gneiss est caractérisée par des assemblages sillimanite + grenat + quartz + feldspath potassique
- on observe du magmatisme d'anatexie crustale avec notamment des granites à cordiérites
- on observe l'ouverture de bassins sédimentaires de façon concomitante comme le bassin permien de Saint Etienne

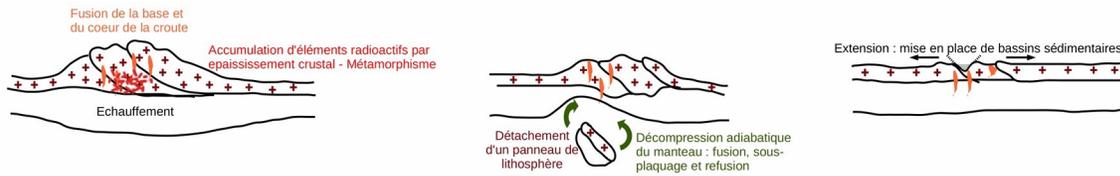


Fig. 34: Principales étapes de la formation et de l'effondrement d'une chaîne de montagne. L'effondrement gravitaire se traduit aussi par un fluage de la croûte inférieure ductile (non représenté à cete échelle)

## C Les déformations associées aux grands mouvements convergents

### 1 Les zones de collision

Nous avons résumé brièvement la formation d'une chaîne de montagne par la figure 34. La convergence marquée par de très grands mouvements convergents implique des déformations intenses. On note par exemple dans les chaînes de montagne de larges nappes de charriage, c'est à dire des chevauchements sub-horizontaux transportant des lambeaux de croûte (nappe de charriage de Dignes dans les Alpes, Chevauchement du Kangmar, MCT et MBT en Himalaya). Il est aussi possible d'avoir des charriages à l'échelle lithosphérique comme en témoignent les sutures ophiolitiques voire même les ophiolites [lambeaux de lithosphère océanique] charriées directement comme l'ophiolite du Chenaillet dans les Alpes. Ces charriages sont souvent reliés à des failles ductiles en profondeur.

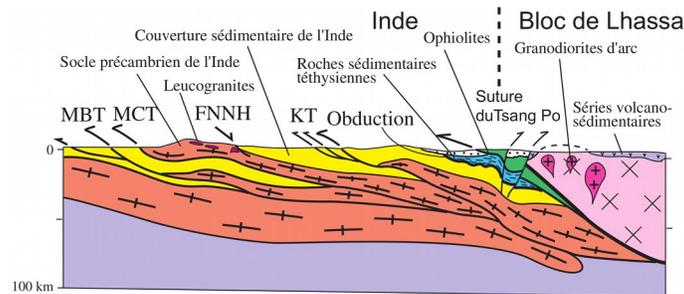


Fig. 35: Structure de la zone de collision himalayenne

Ces zones de collision sont souvent la conséquence d'une dynamique en subduction préalable.

### 2 Les zones de subduction

Nous avons déjà discuté des mouvements ayant lieu au niveau des zones de subduction. Nous avons par ailleurs signalé que cette subduction interessait bien la lithosphère puisque les seismes ne pouvaient se produire que dans la lithosphère. Si on représente la profondeur des foyers sismiques au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la fosse océanique, on constate un approfondissement de la valeur de ces foyers. Ceci matérialise, par le biais de déformations cassantes, la présence d'un plongement lithosphérique qui peut atteindre 700km.

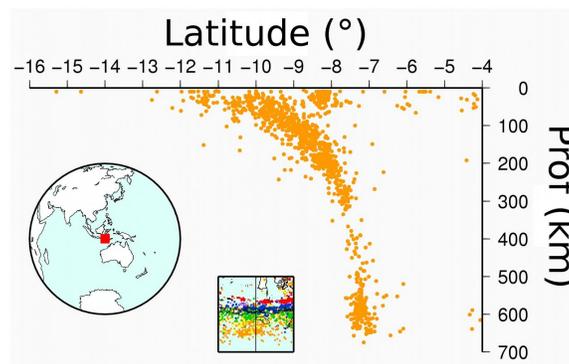


Fig. 36: Observation et matérialisation du plan de Wadatti-Benioff au niveau de la zone de subduction des Petites Iles de la Sonde

Par ailleurs, comme nous l'avons représenté sur la figure 17, il existe des changements de régime tectonique aussi bien le long de la plaque en subduction qu'au niveau de la plaque chevauchante. Dans tous les cas on note la présence de séismes qui témoignent d'une déformation cassante. Celle-ci est de type extensive au niveau du bombement pré-subduction en lien avec l'extension que provoque ce bombement. Par contre, au niveau des 100 à 200 premiers kilomètres de subduction, les séismes présentent des mécanismes aux foyers en compression pour deux raisons : d'une part, il y a un frottement de la plaque lithosphérique subduite contre la plaque lithosphérique sus-jacente et d'autre part, la plaque lithosphérique résiste à l'enfoncement dans la partie supérieure de cette zone puisqu'elle se trouve moins dense que le matériel environnant ce qui a tendance à la comprimer. Au delà de 200km de profondeur, les mécanismes aux foyers témoignent d'une dynamique en extension à cause de la traction de la plaque plongeante qui étire alors la lithosphère. L'explication de l'existence de séismes jusqu'à 700km est encore débattue. A cette profondeur, même s'il s'agit de lithosphère, la température rend les matériaux ductiles et il ne doit donc pas y avoir possibilité de sismicité. L'une des hypothèses avancées est que ces séismes profonds sont liés aux transitions de phase de l'olivine dans la plaque plongeante.

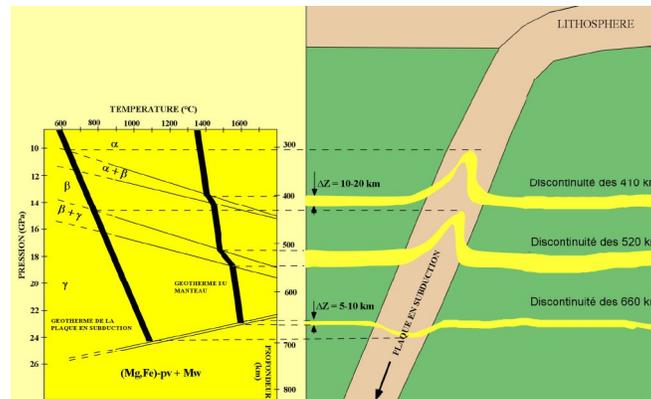


Fig. 37: La métastabilité des minéraux de type olivine de la plaque plongeante pourrait provoquer un retard ou une avance à la transition de phase qui, lorsqu'elle se ferait induirait un brusque changement de volume amenant ainsi la genèse de tremblements de Terre. L'abaissement de la profondeur de transition de phase de l'olivine en perovskite et magnésio-wustite explique aussi la stagnation des plaques vers 700km de profondeur parfois observée sur les tomographies sismiques.

Par ailleurs, les séismes présents de façon superficielle en avant de la zone de subduction montrent qu'il y a de l'extension cassante en ces points. Ce sont ces déformations cassantes en extension qui permettent la mise en place des bassins arrière-arcs et une remontée passive de manteau à cet endroit.

## D Les déformations associées aux grands mouvements décrochants

Les grands mouvements décrochants ont des origines diverses. La chaîne pyrénéenne a par exemple été mise en place par un premier mouvement décrochant suivi d'une collision entre la plaque ibérique et la plaque européenne. Ces mouvements décrochants qui peuvent être approchés par le paléomagnétisme du bloc Corso-Sarde ont aussi laissé de grands témoins en terme de déformation. La faille Nord-Pyrénéenne était vers le Crétacé moyen une "faille transformante". Son mouvement ainsi que sa datation ont pu être approchés par l'orientation préférentielle de minéraux tels que les scapolites qui témoignent d'un métamorphisme orogénique, de la direction de déformation globalement E-W et permis la datation de leur formation contemporaine du cisaillement vers 90Ma. Un autre marqueur de déformation caractéristique de cette période dans les Pyrénées sont des plis à axes verticaux qui témoignent donc d'un mouvement cisailant horizontal. Ce mouvement décrochant accompagnait l'ouverture concomitante de l'Atlantique Central et la faille décrochante n'étant pas purement rectiligne, son mouvement a entraîné l'ouverture de bassin en pull-apart. L'existence de tels décrochements actuels induit aussi l'ouverture de pull-apart comme au niveau de la Mer Morte ou de la Mer de Marmara.

Si on remonte à l'orogénèse hercynienne, on constate que de tels décrochements ont eu lieu aussi. Cependant, on en observe juste les traces dans ce qui était alors la croûte inférieure. Sur la carte géologique de France au 1/10<sup>6</sup>, on observe au niveau du massif Armoricaïn de larges cisaillements ductiles comme en témoigne la déformation des granitoïdes au voisinage du cisaillement sud armoricaïn.

Ces grands mouvements décrochants sont aussi présents dans les grandes chaînes de montagnes actuelles. Il existe notamment en Himalaya des grands systèmes de failles avec un jeu décrochant comme la faille de Kunlun ou de l'Altyn Tagh. L'existence de tels décrochements est en lien avec le comportement rhéologique de la lithosphère, le positionnement des plaques ainsi que leurs mouvements.

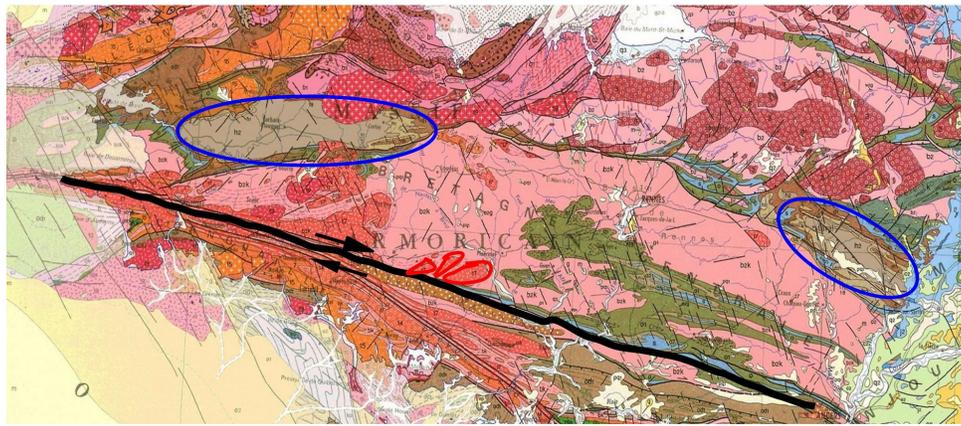


Fig. 38: Cisaillement sud-Armoricain et phénomène géologique associés : un cisaillement ductile (en noir) déformant les granitoïdes datant du Westphalien (entourés en rouge) et faisant partie du système permettant l'ouverture des bassins en pull-apart (entouré en bleu) de Chateaulun et Laval.

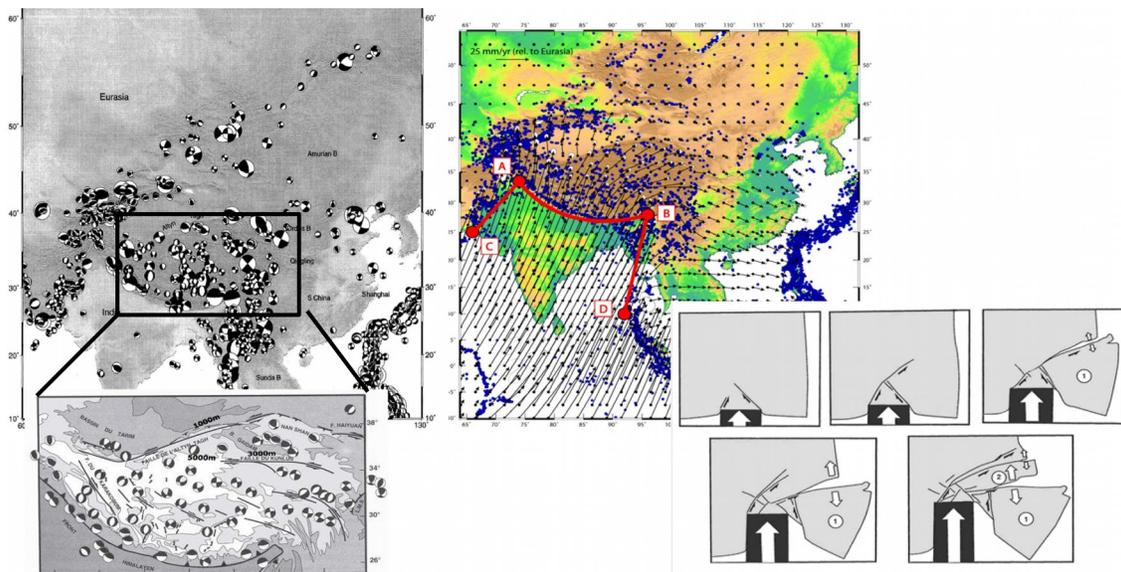


Fig. 39: Synthèse permettant d'expliquer les mouvements décrochants en arrière du front Inde-Asie menant entre autre à l'extrusion du bloc de la Sonde d'une part et l'ouverture du rift du Baikal d'autre part.

## E Les déformations associées aux mouvements archéens, témoins d'une dynamique à composante verticale mais aussi horizontale en régime plus chaud

Les roches archéennes de l'Inde ont une caractéristique intéressante : elles sont affectées d'un gradient métamorphique du nord vers le sud. On passe au nord d'un faciès schistes verts à un faciès granulite au sud. Cela correspond à un enfoncement des roches, ce qui permet de dire que l'Inde présente une "coupe" des roches archéennes.

On remarque qu'il existe les structures rondes de TTG entourées de roches vertes. Le plus au sud, la construction du champ de déformations (schisosités, direction d'étirement) montre que les déformations convergent vers le centre des roches vertes. De plus les roches sont de plus en plus déformées au fur et à mesure qu'on se rapproche de ce centre (on trouve même des mylonites au centre).

On retrouve donc ici l'idée de sagduction : des roches basaltiques denses qui s'enfoncent sous l'effet de leur propre poids, puisque les roches sous-jacentes (les TTG) sont moins denses. Plus au nord, on trouve une zone qui était une zone plus profonde à l'époque de sa mise en place. Les champs de déformation montrent qu'on se situe dans une zone très contrainte, ce qui apporte aussi une idée supplémentaire : celle du diapirisme des TTG (ce qui crée ces contraintes à leur zone de rencontre). Encore plus au nord, on se trouve au "fond du sac" formé par la sagduction. On peut y remarquer des zones de déformations particulières : on passe alors de déformations verticales à des déformations horizontales, ce qui confirme ainsi que l'on se trouve au "fond du sac" de la sagduction.

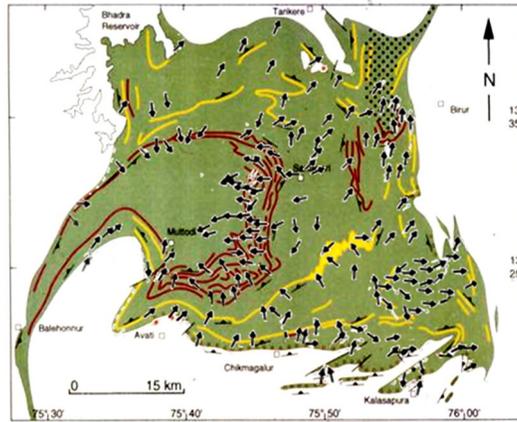


Fig. 40: Carte de la région archéenne indienne ainsi que le champ des déformations associées.

A cela se superpose la déformation horizontale. La concomittance des deux fait penser qu'il y avait comme un "choc mou" entre deux masses de densité très proche.

Cependant, les liens entre déformations et déplacements ne sont pas toujours aussi simples : dans le cas de la Méditerranée, on observe l'ensemble de ces phénomènes (extension, convergence, décrochement) et il est alors extrêmement difficile de relier les mouvements et les déformations superficiels à la dynamique interne. Cependant, il est important de noter que dans la plupart des cas, les grands déplacements de la lithosphère mettent en place de grandes structures déformées. Ce lien est extrêmement important puisque si les déplacements sont extrêmement faibles comme nous l'avons vu, leur accumulation au cours des temps géologiques permet la mise en place de déformations intenses sur de longues distances et donc particulièrement visibles. Ces différentes déformations sont l'expression des sens et des directions de déplacements qu'on peut relier à la dynamique interne. Fort de la connaissance des liens entre ces différents phénomènes, il est donc possible de scruter la surface des objets telluriques du système solaire qui nous entoure : l'observation des déformations nous permettra de remonter aux types de déplacement ce qui nous autorisera à discuter la dynamique interne de ces corps.

### III Les déplacements et les déformations des lithosphères de planètes, témoins de leur dynamique interne

#### A Déformation des petits corps et dynamique interne

##### 1 Conditions d'existence d'une dynamique interne sur les corps du système solaire

L'activité interne des planètes telluriques (volcanisme, tectonique, convection mantellique) est fonction de la température interne, ou plus exactement de la différence de température  $\Delta T$  entre l'intérieur et l'extérieur. Plus une planète est chaude, plus elle est volcanique et active. Depuis 4,5Ga, les planètes sont en équilibre thermique : les pertes de chaleur  $P$  (qui se traduisent par un flux géothermique) sont exactement compensées par une production de chaleur  $Q$ , essentiellement due à la radioactivité interne. Les pertes sont proportionnelles à la surface  $S$ , à la différence de température  $\Delta T$  et à un coefficient de perte  $k$  pouvant être la conductivité des roches (attention  $k$  dépend de  $T$ ) On a alors :

$$P \equiv k.S\Delta T \equiv K.R^2\Delta T \quad (R : \text{rayon de la planète}, S = 4\pi R^2 \text{ et } \equiv \text{veut dire proportionnel})$$

La production de chaleur  $Q$  est proportionnelle au volume  $V$  et à la production de chaleur par unité de volume  $q$

$$Q \equiv q.V \equiv q.R^3$$

En régime stationnaire :  $Q = P \Rightarrow k.R^2\Delta T \equiv q.R^3 \Delta T \Rightarrow R.q/k$

La température interne d'une planète tellurique à une époque donnée est fonction croissante de son rayon. La température interne dépend aussi de  $q$  qui est surtout fonction de la concentration en éléments radioactifs. Or cette concentration diminue au cours du temps. Pour une planète donnée, la température interne diminue au cours du temps.

## 2 L'absence de déformation à la surface des petits corps du système solaire

Les astéroïdes comme Cérès ou les satellites comme la Lune ou Phobos et Deimos sont donc trop petits pour avoir eu une dynamique interne. On constate l'absence totale de déformation à leur surface. Seul Mercure présente de légères déformations, les escarpements lobés qui sont des failles qui ont été provoquées par le refroidissement de la planète. Le noyau de fer représentant un volume important, lorsqu'il s'est refroidi, celui-ci s'est fortement contracté et a engendré une fracturation de la surface de Mercure due au vide laissé. Ceci a conduit à la mise en place des zones de compressions locales formant ces escarpements lobés.

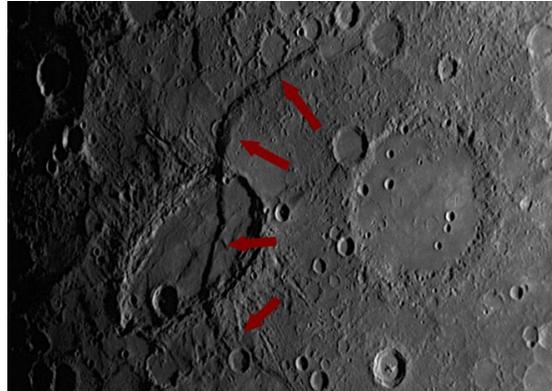


Fig. 41: Les escarpements lobés de Mercure témoignent de son refroidissement. L'évacuation rapide de sa chaleur explique l'absence de déformations, de déplacements et donc de dynamique interne.

## B La déformation à la surface des corps telluriques

### 1 La déformation à la surface de Mars

La déformation à la surface, bien que modérée, existe sous la forme de grabens plus ou moins rassemblés. Le canyon de Valles Marineris est par exemple bordé de grandes failles normales dont l'origine tectonique est incertaine. Certains auteurs pensent que cette extension serait liée à la mise en place du dôme Tharsis à proximité.

### 2 La déformation à la surface de Vénus

Les déformations à la surface de Vénus sont bien présentes mais on observe des morphologies bien distinctes, comparativement à celle de la Terre. Deux explications sont fournies afin d'expliquer que Vénus ne possède pas de tectonique des plaques comme la Terre bien qu'elle possède la chaleur interne nécessaire :

- L'eau est complètement absente de Vénus. Le manteau n'est donc pas hydraté et il n'y a pas de découplage possible entre une lithosphère rigide et une asthénosphère ductile empêchant ainsi l'individualisation verticale de plaques.
- Par ailleurs, la température de surface de Vénus étant d'environ 470°C, la lithosphère doit donc être moins visqueuse et plus ductile. La déformation peut donc être accommodée de façon plastique et non cassante comme à la surface de la Terre. On constate en effet par endroit des reliefs qui proviennent du mouvement de convergence de la lithosphère vénusienne et des zones volcaniques qui par endroit proviennent de mouvements de divergence. Enfin, la répartition des volcans laisse penser que la convection est de type point chaud.

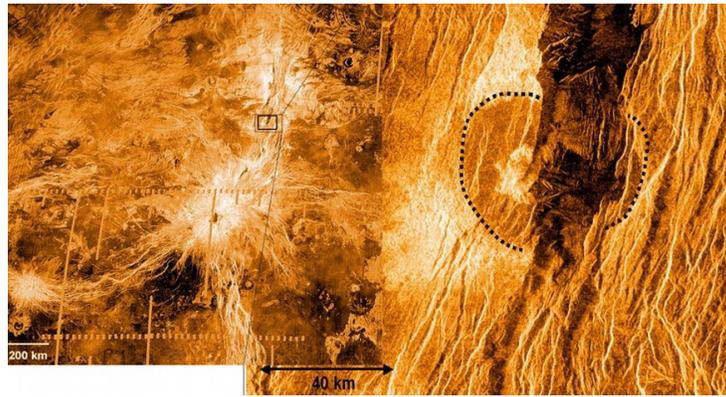


Fig. 42: Une structure tectonique avec des failles normales au niveau de Vénus. Les autres déformations sont essentiellement ductiles.

### 3 La déformation à la surface des satellites telluriques Io, Titan, Europe...

Seuls les satellites telluriques comme Io, Titan et Europe présentent des déformations de surface imputables à une dynamique interne. La source d'énergie interne n'est à ce moment pas la radioactivité contrairement aux planètes telluriques actives mais les forces de marée dues à la planète autour de laquelle elles tournent.

Dans le cas de Io, par exemple, la plupart des montagnes ne sont pas des volcans à proprement parler. Le renouvellement rapide de la surface ( $\sim 1\text{cm}/\text{an}$ ) fait que les nouvelles parties de la croûte ionienne sont rapidement recouvertes et donc enfouies sous les autres. Cet enfouissement crée des contraintes locales à l'origine de la mise en place de failles qui peuvent localement être compressive et donc faire remonter des montagnes.

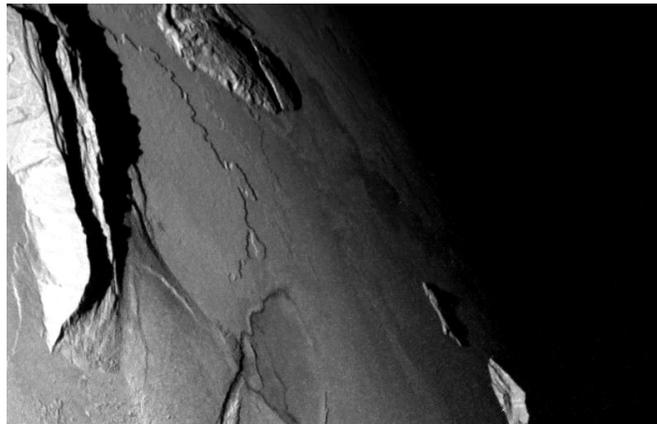


Fig. 43: Mongibello Mons, à la surface de Io est une montagne qui n'est pas un volcan.

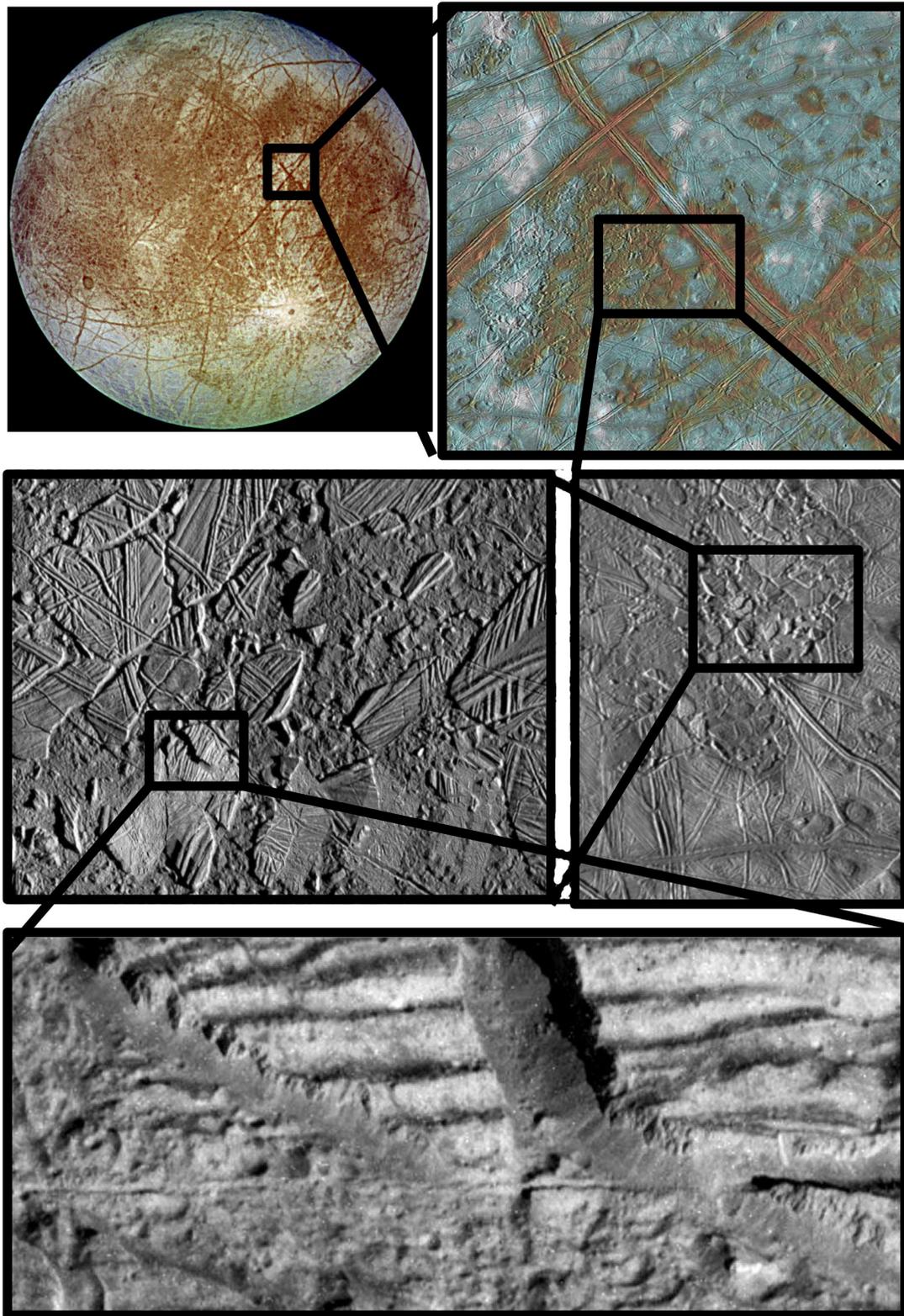


Fig. 44: Ces photos ont été acquises lors de la mission Galileo. La surface glacée montre peu de cratères, ce qui a étonné de nombreux astronomes. Cette surface est donc géologiquement très jeune, il y a donc un processus qui la renouvelle efficacement. Des manifestations de mouvements sont évidentes, avec en particulier des structures qui ressemblent à des rotations de "radeaux" sur un fluide. Les lineae sont interprétées comme des craquelures qui mettraient en place une croûte glacée par remontée de l'océan de subsurface. Sur la 3ème figure, on observe des objets ronds tectoniques ressemblant à des diapirs de glaces peu visqueuses qui pourraient donc monter de la profondeur. Sur la 4ème figure, on observe des radeaux de glaces dérivant.

## C Encelade : un satellite à tectonique des plaques glacées

Encelade est un satellite de Saturne sur lequel on observe des structures caractéristiques de déformations liées à une tectonique des plaques. A la différence de la Terre, il ne s'agit pas de plaques de lithosphère rocheuse mais de plaques glacées. Cependant, une dynamique interne similaire semble avoir lieu avec de l'eau liquide jouant le rôle du matériau fluide sous jacent.

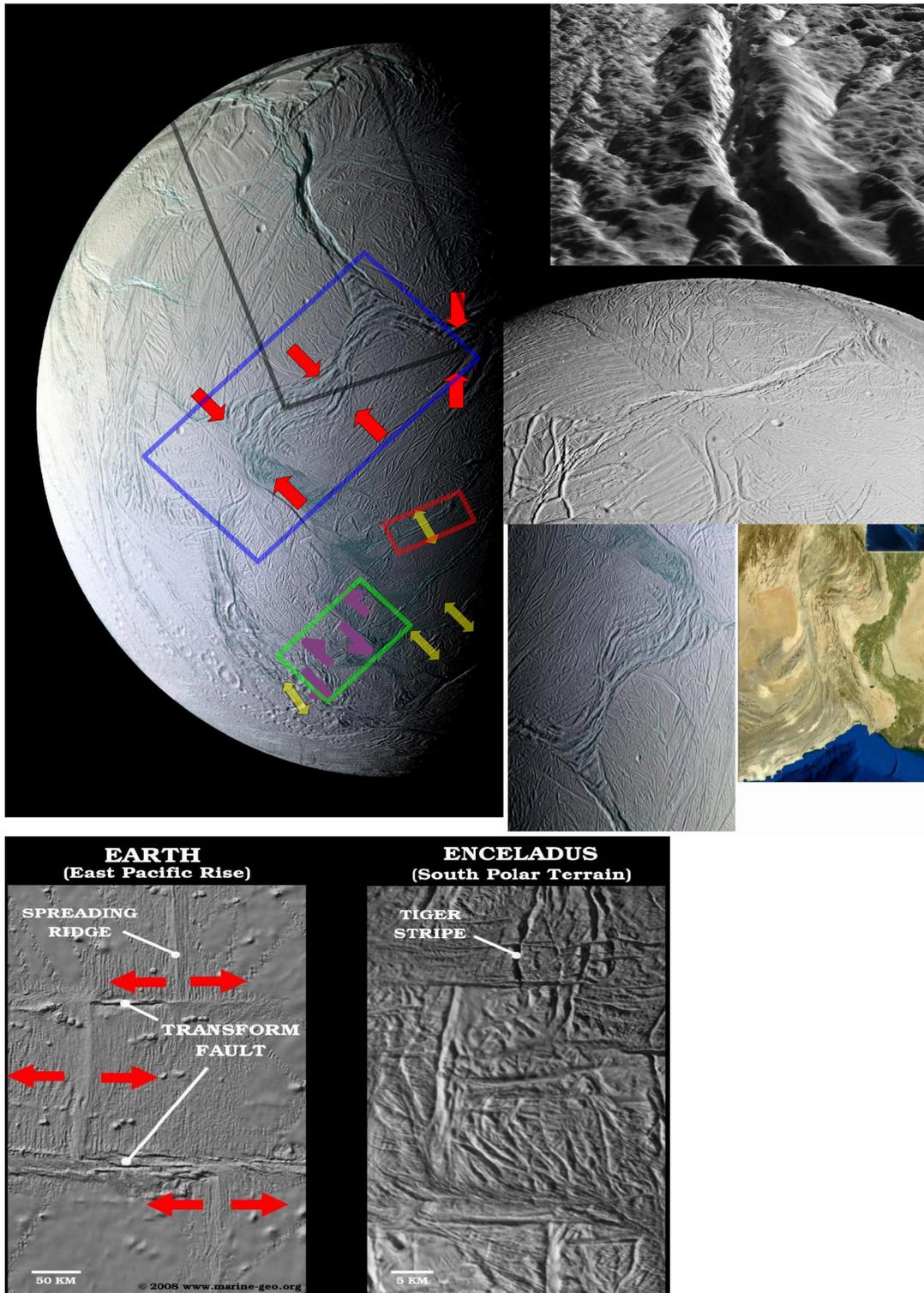


Fig. 45: Interprétation en terme de structures de divergence (flèche jaune), de structures de convergence (flèche rouge) et de structures transformantes (flèche violette) de la surface d'Encelade. Dans tout le système solaire, ce dispositif est celui qui ressemble le plus aux structures engendrées par la tectonique des plaques terrestre.

## Conclusion

Nous avons donc vu que la lithosphère, enveloppe rigide superficielle de la Terre, pouvait être affectée de déformations. Ces déformations tantôt cassantes, ductiles ou élastiques sont des réponses aux grands mouvements qui affectent la surface de notre planète. Ces mouvements trouvent leur origine “énergétique” dans l'évacuation de la chaleur terrestre selon un mode convectif au sein de l'enveloppe se trouvant sous la lithosphère, le manteau asthénosphérique. La compréhension des liens entre déplacements-déformations et dynamique interne de notre planète est un atout majeur pour la compréhension des autres corps qui nous entourent dans le système solaire. Nous avons ainsi pu montrer que certains possèdent une activité interne souvent distincte de celle de notre planète. Cette différence tient à une originalité majeure de la planète Terre, la présence d'eau. Cette dernière a permis l'individualisation de deux enveloppes aux comportements rhéologiques distincts qui expliquent la possibilité d'une telle tectonique en lien avec la dynamique interne. Ainsi, l'eau en plus d'avoir joué un rôle majeur dans l'apparition de la Vie a aussi contrôlé grandement l'aspect de surface de notre Terre, que ce soit par la possibilité de l'établissement de mouvement interne de type cellule de convection que par le modelage de la surface par les phénomènes d'érosion.