

# Déformations des matériaux de la lithosphère

## Rhéologie de la lithosphère

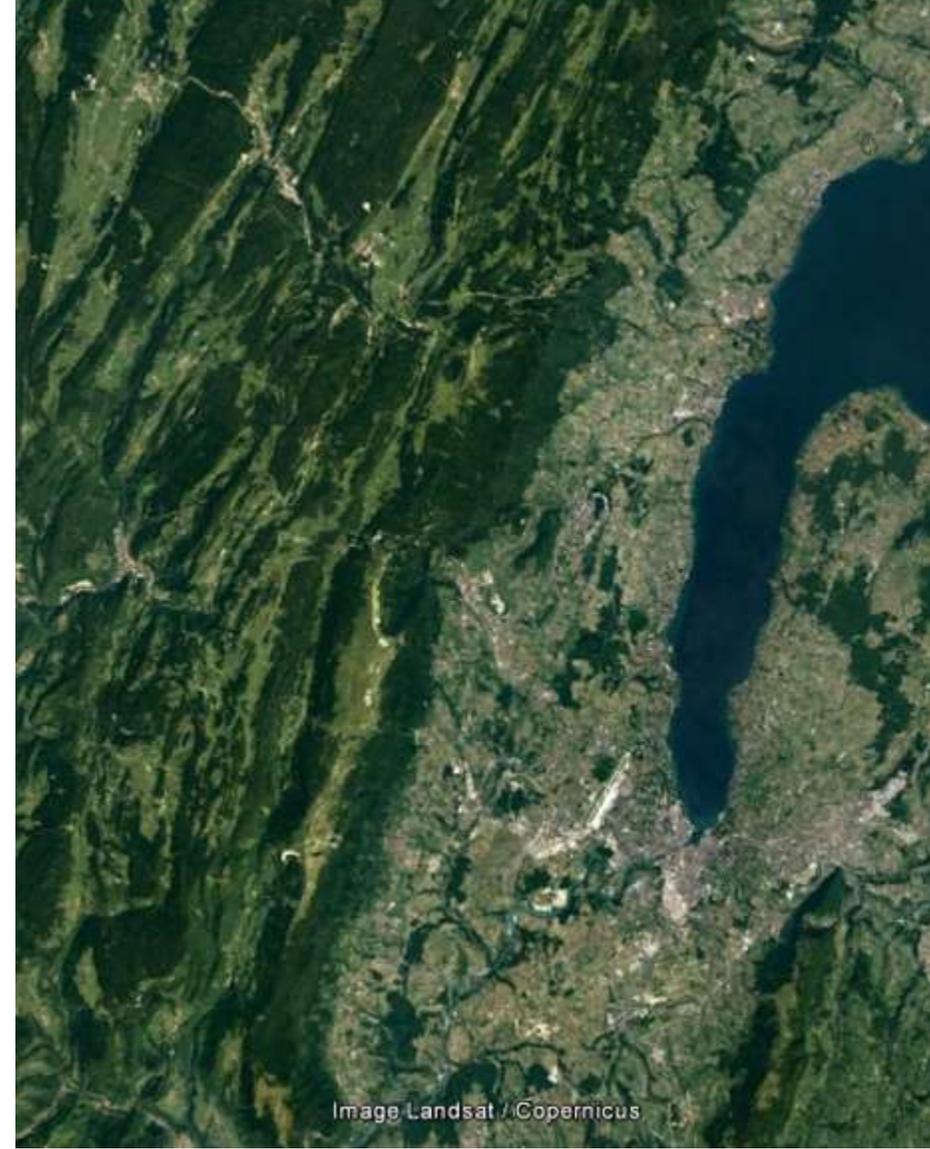
La **lithosphère** : enveloppe rigide la plus externe de la Terre, constituée de la croûte et du manteau lithosphérique délimitée par la LVZ (isotherme 1300°) . Elle est morcelée en plaques qui sont animés de mouvements de l'ordre de quelques cm /an. C'est aux limites de ces plaques que se concentre la déformation

**Déformation**: processus durant lequel l'application d'une force entraîne un changement de forme d'un objet géologique. La déformation crée des structures géologiques : ex plis, failles, grands ensembles structuraux.

En géologie, le plus souvent on ne voit pas se produire la déformation mais on observe des structures déformées donc un état final, il est parfois aisé de retrouver l'état initial comme dans le cas des images précédentes sur le calcaire avec oolithe, ou le pli faille... En étudiant la géométrie de la déformation, le géologue fait de la **tectonique** ou **géologie structurale**.

**En géologie structurale**, 3 aspects peuvent être envisagés: **analyse structurale** de la déformation (décrire, quantifier), **analyse cinématique** de la déformation, comment est on passé de l'état initial à l'état final?, et enfin **l'analyse dynamique** quelles sont les forces responsables du processus de déformation?

**Rhéologie**: La rhéologie (du grec rheo, couler et logos, étude) est l'étude de la déformation et de l'écoulement de la matière sous l'effet d'une contrainte appliquée.



Des exemples de déformation

Problématique: Comment analyser et interpréter les déformations des matériaux de la lithosphère?  
Comment les relier à leur condition de formation?

**Décrire les structures et quantifier les déformations pour en tirer des informations sur leurs mécanismes de mise en place**



Pli faille dans du gypse

Photographie Pierre Thomas



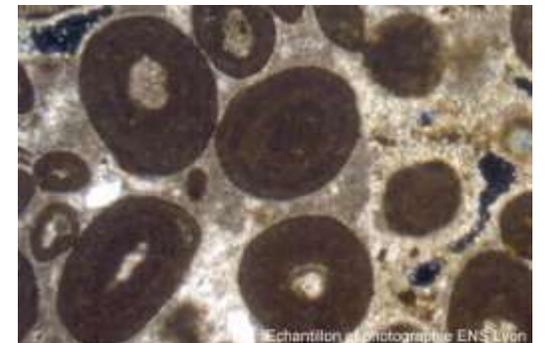
0,5 mm

Echantillon et photographie ENS Lyon/Pierre Thomas

Oolithe déformée

Les déformations sont visibles à toutes les échelles d'observation

Oolithes non déformées



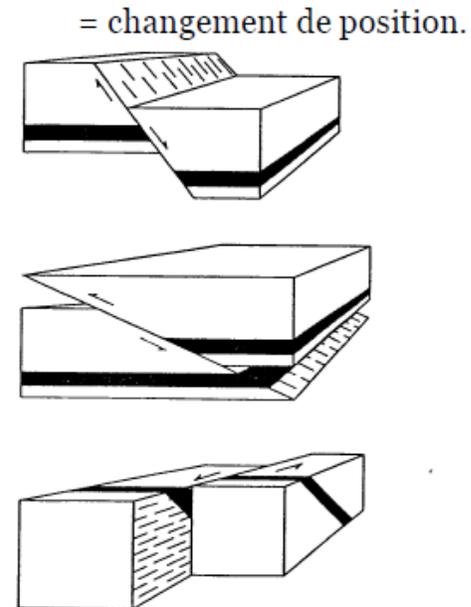
Echantillon et photographie ENS Lyon

# I Diversité des déformations, objets de la tectonique

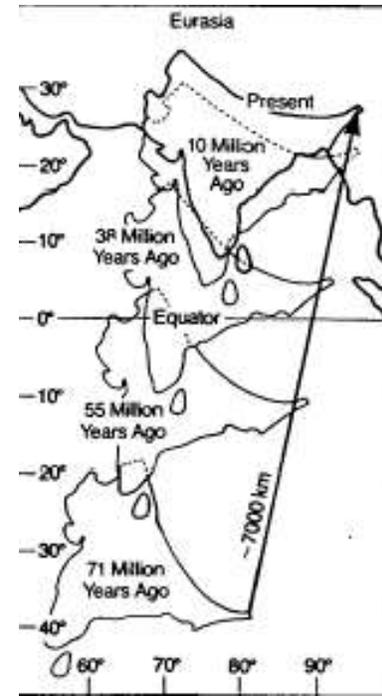
## 1. Les composantes de la déformation:

Un objet géologique quelque soit sa taille peut subir sous l'action de forces une déformation dont les composantes sont:

- La translation : changement de position



*Vector fields and geological examples of translation*



- La rotation : changement de direction

- La distorsion : changement de forme et de volume, c'est cette dernière composante qui est la plus fréquente et la plus étudiée par le géologue: Déformation au sens strict (ex oolithe déformée)

Souvent ces 3 composantes peuvent s'associer et former la déformation au sens large

## 2. Les différents types de déformation finie

Dans la déformation discontinue, certains points infiniment voisins avant déformation sont éloignés d'une longueur finie, les failles sont des déformations discontinues

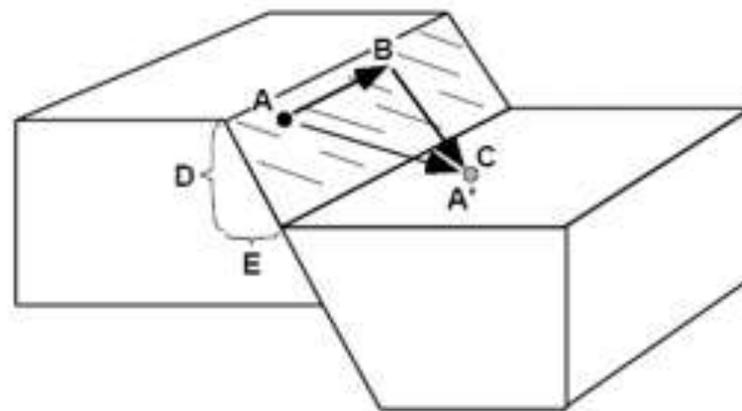
Dans la déformation continue qui s'oppose à la précédente, on distingue 2 sous catégories:

- La déformation homogène, toutes les lignes droites dans l'état initial restent des lignes droites dans l'état final
- La déformation hétérogène, certaines droites ne sont pas des droites à l'état final. Dans ce dernier cas la quantification de la déformation est toutefois possible car un domaine hétérogène peut être décomposé en une somme de sous domaines homogènes.

### 3. Les conditions d'une quantification possible des déformations

#### a. Déformation discontinue

Si celle-ci est **discontinue**, cas des failles, on peut si l'on dispose de repères, de marqueurs, estimer le déplacement ou rejet.



A-A' rejet réel

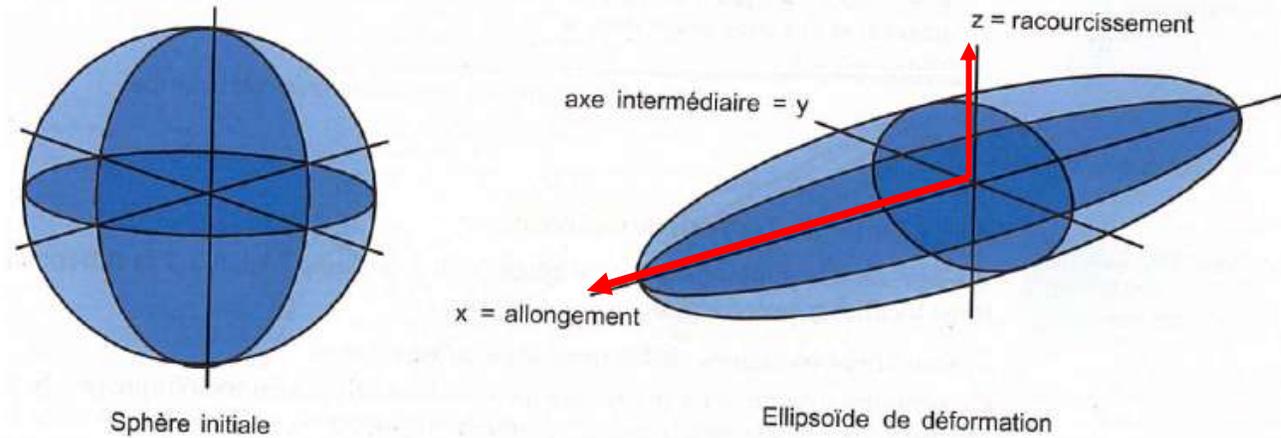
COMPOSANTES DU REJET APPARENT

- A-B rejet horizontal longitudinal
- B-C rejet transversal
- D rejet vertical
- E rejet horizontal transverse

#### b. Déformation continue homogène

Si celle-ci est isovolumique, sans perte ni gain de matière et si l'on dispose de marqueurs. Attention à ne pas confondre rejet apparent et rejet réel

Dans le cas d'une déformation continue homogène, il est possible de mesurer un **ellipsoïde de déformation finie** correspondant à la transformation idéale d'un objet sphérique en un ellipsoïde. Cet ellipsoïde est caractérisé par 3 axes orthogonaux 2 à 2.

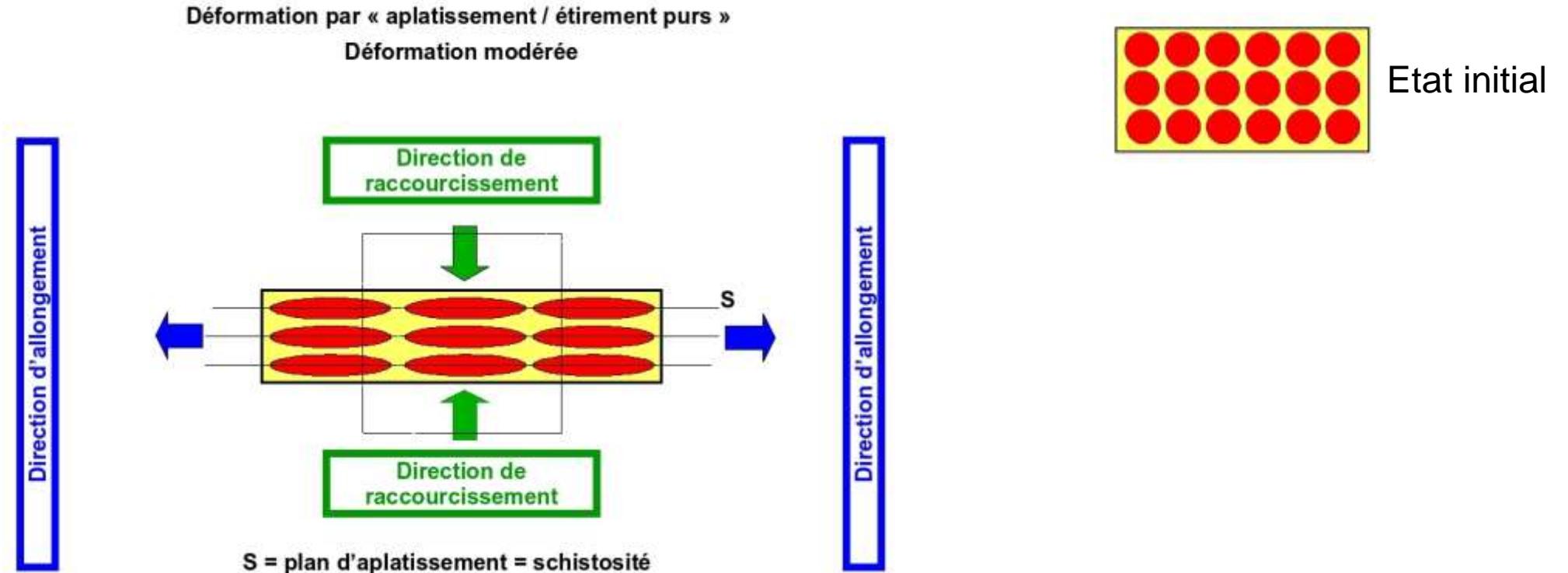


OX direction d'élongation principale

OZ direction raccourcissement principal

OY direction raccourcissement intermédiaire

Au sein des déformations homogènes, 2 types majeures sont identifiables:  
- **le cisaillement pur** ou aplatissement étirement (en anglais pure shear)



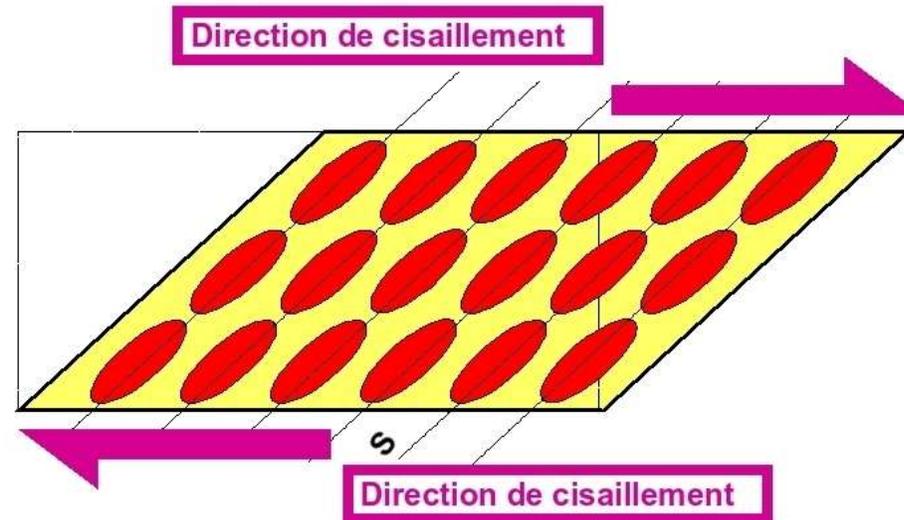
Placer ici X et Z . L'objet initial présente un raccourcissement maximal selon un axe Z et un allongement maximal

selon un axe X: ce sont les axes principaux de la déformation plane, ils indiquent les directions principales de la déformation

Ils conservent la même direction que les marqueurs pendant toute la déformation: celle-ci est dite **coaxiale** ou **non rotationnelle**

- Le **cisaillement simple**, l'objet initial bascule progressivement, l'une de ses faces subit une translation par rapport à l'autre sans changer de dimension. La direction de la translation est la direction du cisaillement. Le cisaillement simple est une déformation **non coaxiale** ou rotationnelle.

Déformation par cisaillement simple  
Déformation continue modérée



Penser à un jeu de carte

S = plan d'aplatissement = schistosité

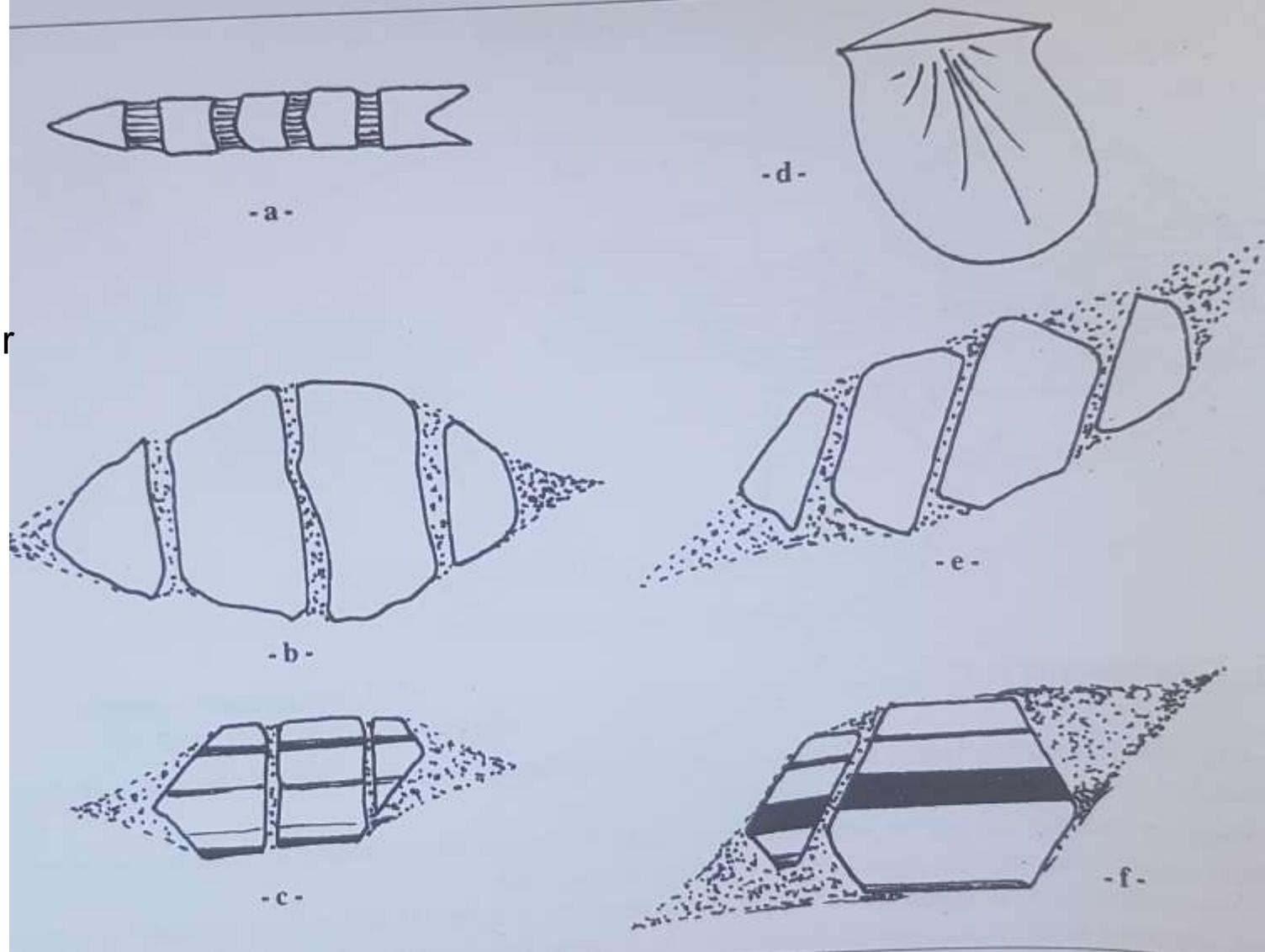
Placer X et Z. Les axes principaux de la déformation sont obliques par rapport à la direction du cisaillement. Dans la pratique il n'est pas toujours facile de distinguer cisaillement simple et cisaillement pur

Sur les exemples a, b et c, aisé de déterminer l'allongement ou extension (déformation)

$$\varepsilon = (l_1 - l_0) / l_0$$

Et l'étirement

$$\lambda = l_1 / l_0$$



Quelques exemples de détermination simple entre les deux types de cisaillement

NB: dans les déformations hétérogènes, caractériser et quantifier l'ellipsoïde de déformation est difficile, il faut essayer de décomposer l'objet en sous domaines à déformation homogène

### c. Déformation continue hétérogène

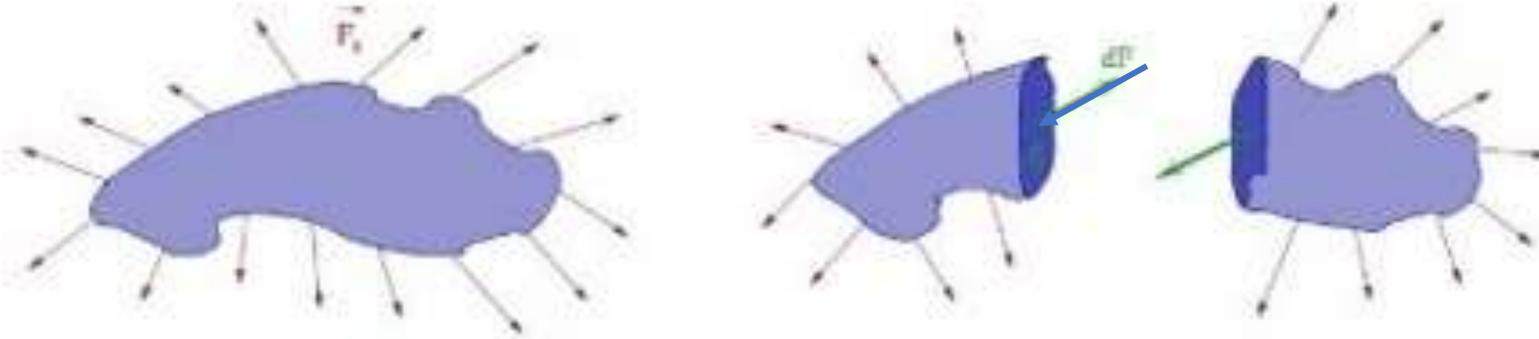
Toute déformation qui transforme une droite en une courbe est hétérogène. Les plis sont les manifestations les plus spectaculaires de ce type de déformation mais on peut les retrouver à d'autres échelles, elles sont la conséquence soit de l'existence d'un gradient variable de la déformation, soit d'hétérogénéité dans la nature des terrains. Par exemple le boudinage est la conséquence d'hétérogénéités de composition de la roche

## 4. Les mécanismes de la déformation, relation avec les contraintes

On s'intéresse ici à l'aspect dynamique des déformations.

### a. Contraintes isotropes et anisotropes

Définition : une force appliquée sur une surface exerce une contrainte (stress),  $\sigma$  (sigma) =  $F / S$



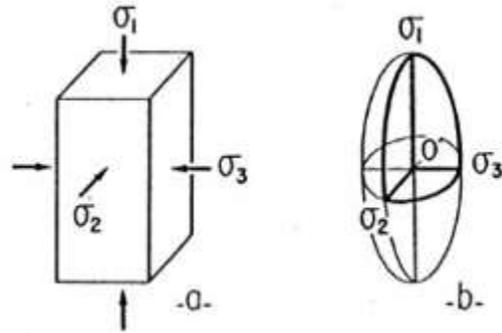
Soit un petit solide de forme quelconque à l'équilibre, coupé en son milieu suivant un plan (bleu foncé) de surface  $S$ .

Pour maintenir l'une des moitiés à l'équilibre il est nécessaire d'exercer sur la surface  $S$  bleu foncée une force équivalente à l'ensemble des actions qu'exerçait la partie manquante du solide.

$\sigma = dF/dS$  La contrainte a les dimensions d'une pression et se mesure en Pascals mais une contrainte est un vecteur à la différence d'une pression. Le vecteur contrainte peut être décomposé suivant 3 axes ou composantes:

- Une composante normale au plan
- Deux composantes tangentielles perpendiculaires l'une à l'autre

Ellipsoïde des contraintes



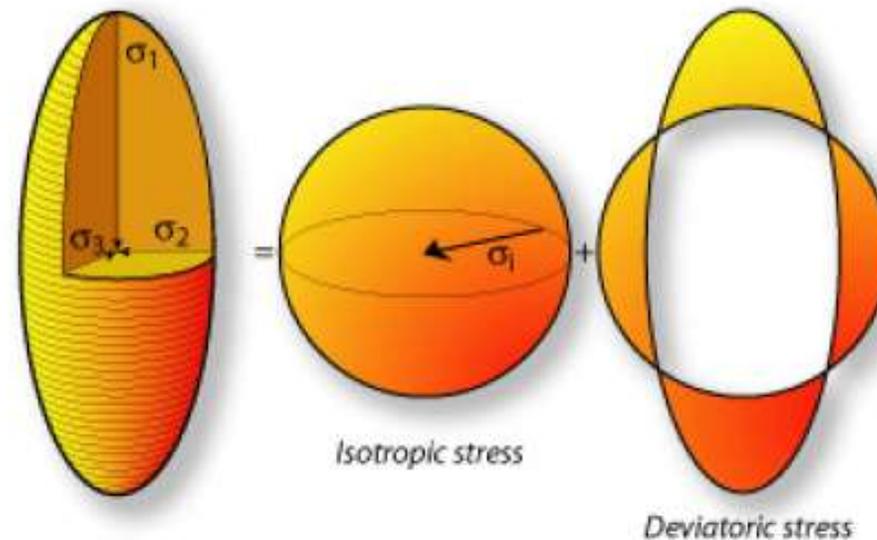
Ainsi sur l'exemple d'une éprouvette, il est possible de décomposer le vecteur contrainte en trois composantes

- $\sigma_1$  contrainte maximale
- $\sigma_2$  contrainte intermédiaire
- $\sigma_3$  contrainte minimale

Au contraire, les **contraintes anisotropes** sont celles mises en jeu lors des mouvements tectoniques ( on parle parfois de « forces » tectoniques) liés au cadre géodynamique. C'est l'écart  $\sigma_1 - \sigma_3$  que l'on nomme contrainte déviatorique ou déviateur de contraintes qui est générateur de déformations.

Remarque: Cet écart diminue avec la profondeur mais appliqué sur des longues durées il génère de grandes déformations.

Est il possible à partir d'objets géologiques déformés de retrouver les contraintes à l'origine?



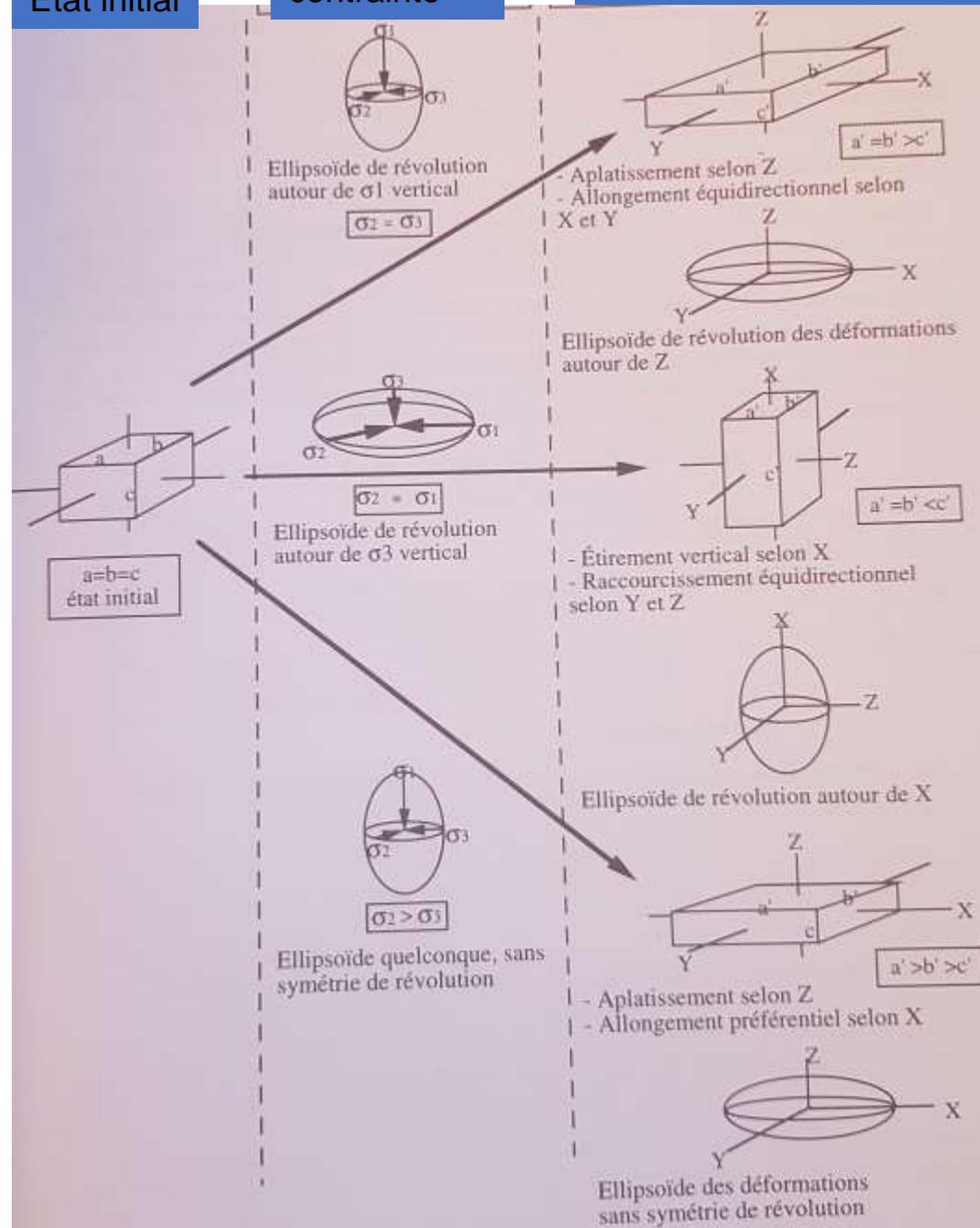
b. Une relation complexe: la relation contrainte/déformation

En **déformation continue**, il n'est **pas possible de retrouver ou de déterminer les directions et encore moins les intensités des contraintes**. En effet, le plus souvent les axes de la déformation ne demeurent pas parallèles lors de la déformation progressive

Etat initial

Ellipsoïde de contrainte

Ellipsoïde de déformation



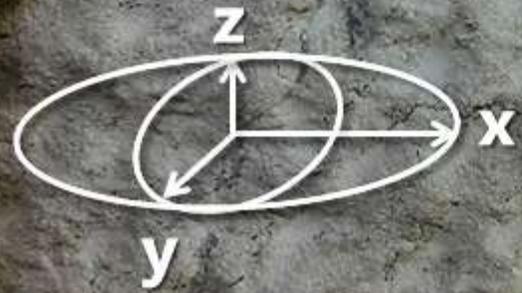
## Relation des axes de contraintes et de déformation dans le cadre d'un **cisaillement pur**

Nougier P, déformation des roches et transformations de leurs minéraux, Ellipses

Fente de tension avec remplissage de calcite



Jointis stylolithiques



Un exemple de déformation dans laquelle il est possible de « remonter » aux contraintes G Nottet professeur agrégé de SVT calcaire hauterivien

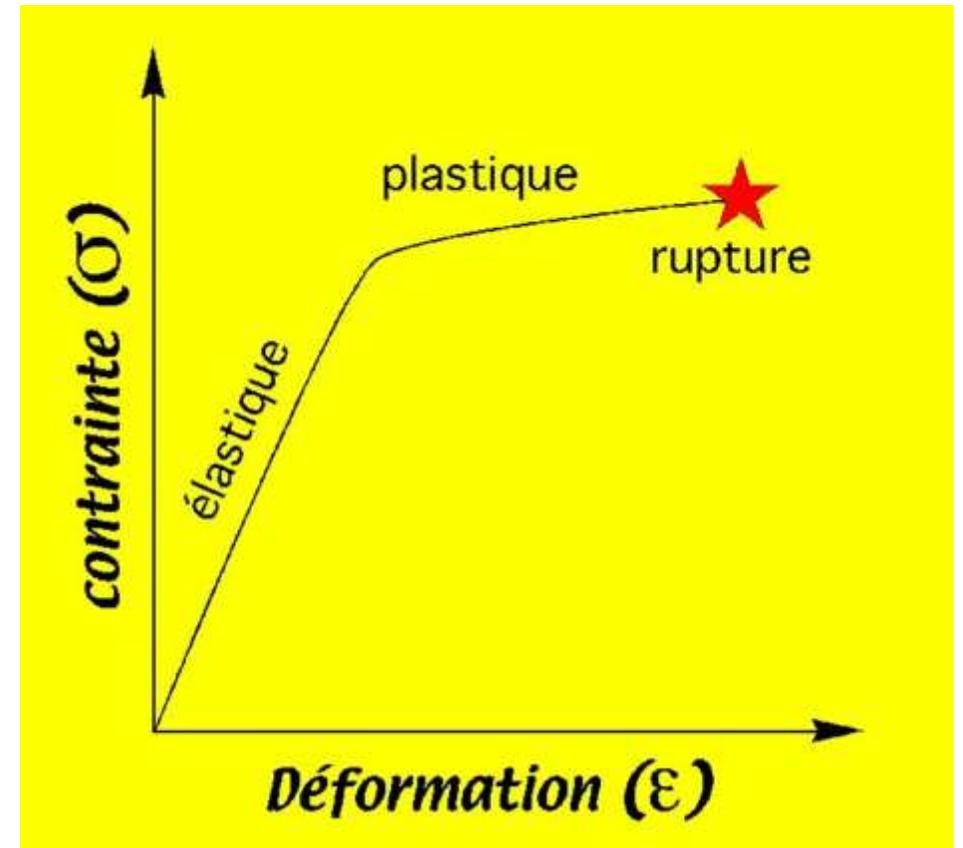
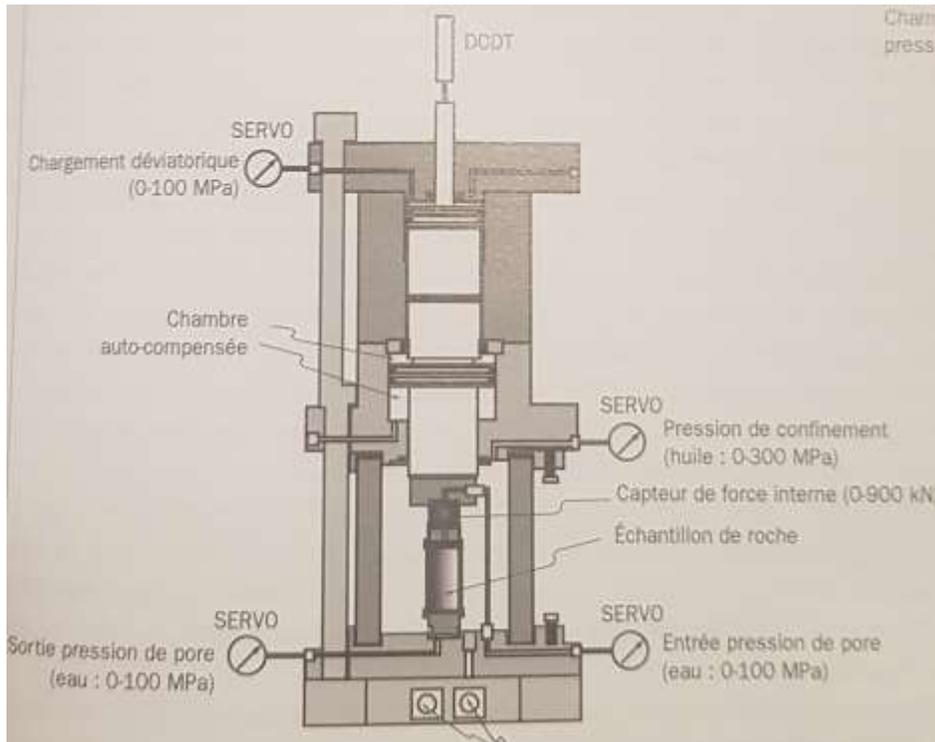
En conclusion, en géologie structurale, il convient avant tout de **décrire** les objets, trouver des indices permettant d'**identifier** les caractéristiques des déformations (continue/discontinues, homogène /hétérogène). Si cela est possible **quantifier** la déformation (donc cela nécessite l'analyse cinématique) et le cas échéant « remonter » aux contraintes.

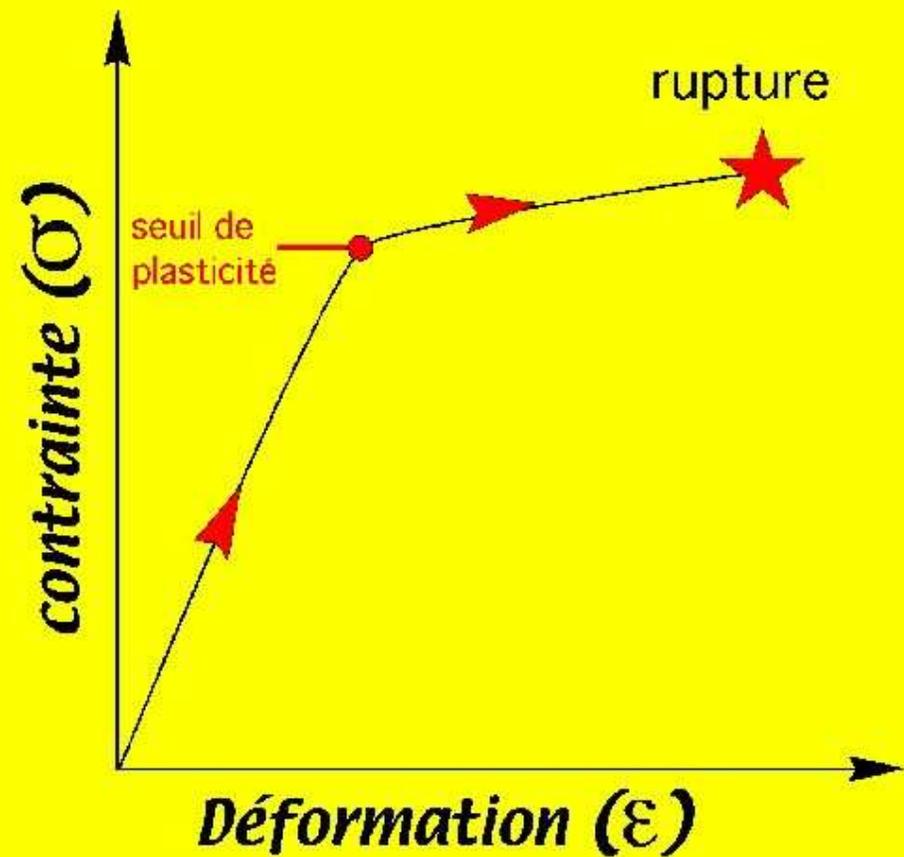
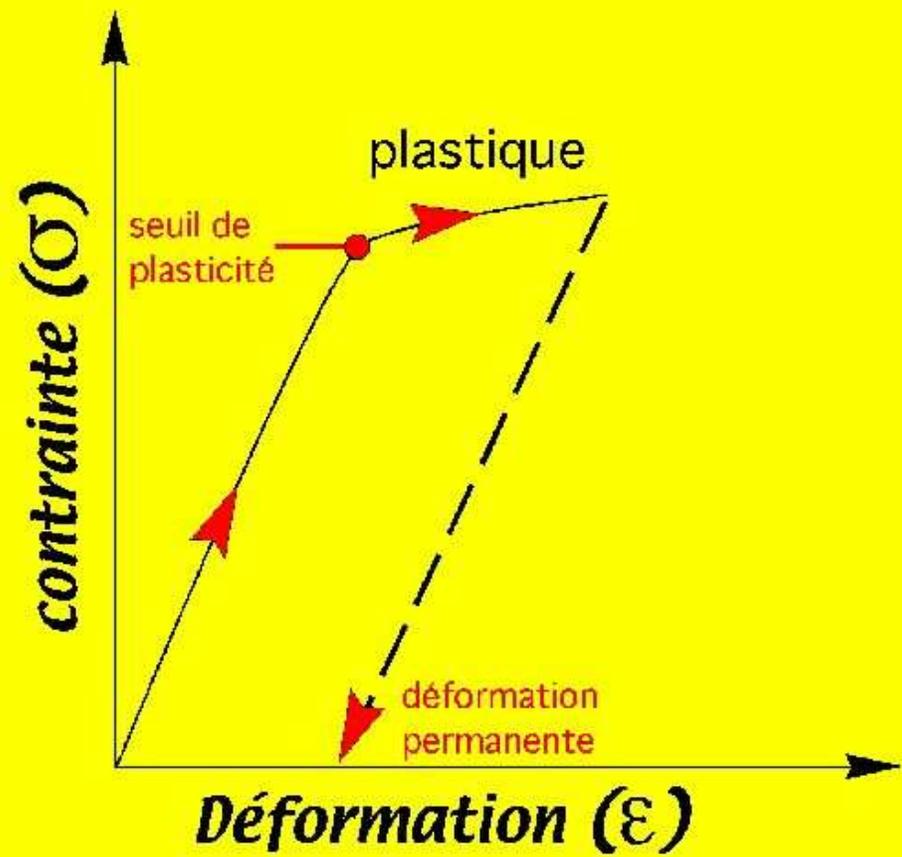
Transition: l'an dernier la lithosphère a été décrite comme une enveloppe au comportement élastique que l'on opposait au comportement plastique de l'asthénosphère. Ceci est vrai en première approximation mais la lithosphère est hétérogène d'un point de vue lithologique, les conditions thermodynamiques ne sont pas les mêmes suivant la profondeur, il existe donc une hétérogénéité verticale. On cherche maintenant à **expliquer la diversité des déformations observées en surface et subsurface en s'intéressant aux propriétés mécaniques des roches.**

## II Les propriétés mécaniques des roches

La déformation cassante ou discontinue des roches a été bcp étudiée surtout par des essais en laboratoire en raison de ses nombreuses applications pratiques (ouvrages du génie civil, galerie de mines carrières...)

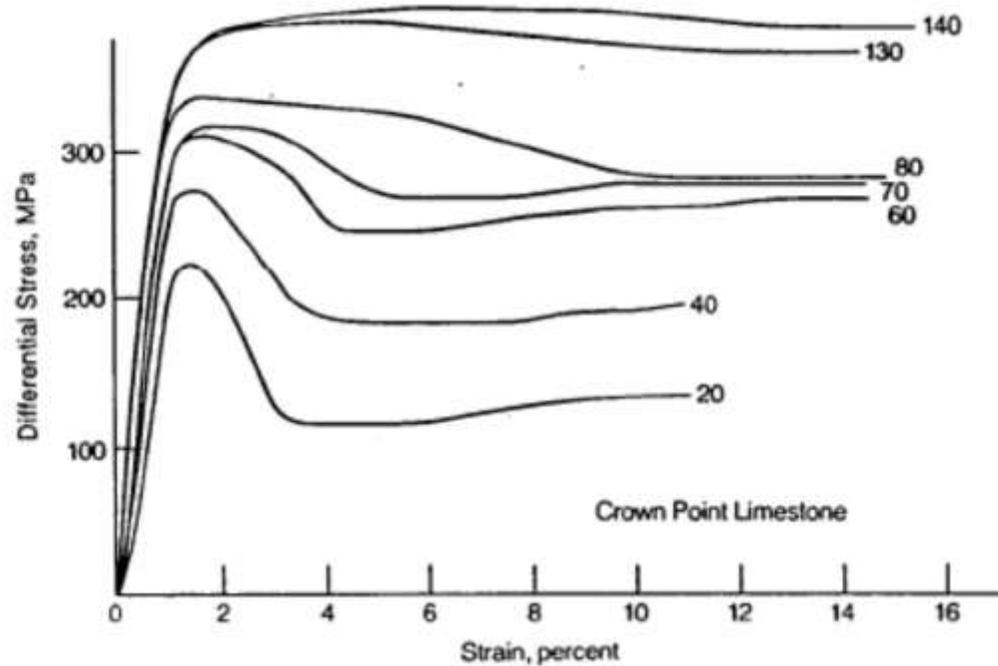
### 1. Approche expérimentale





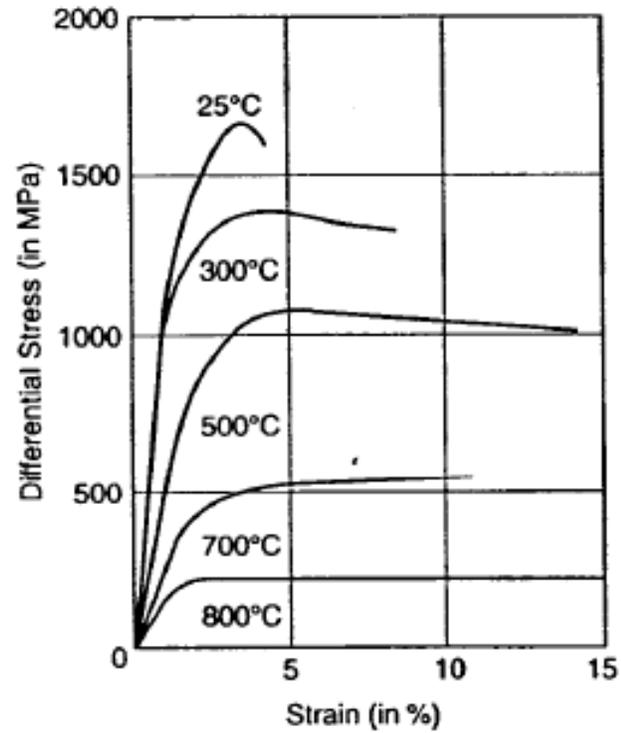
## 2. Des propriétés mécaniques sous l'influence de divers facteurs

### a. Influence pression de confinement

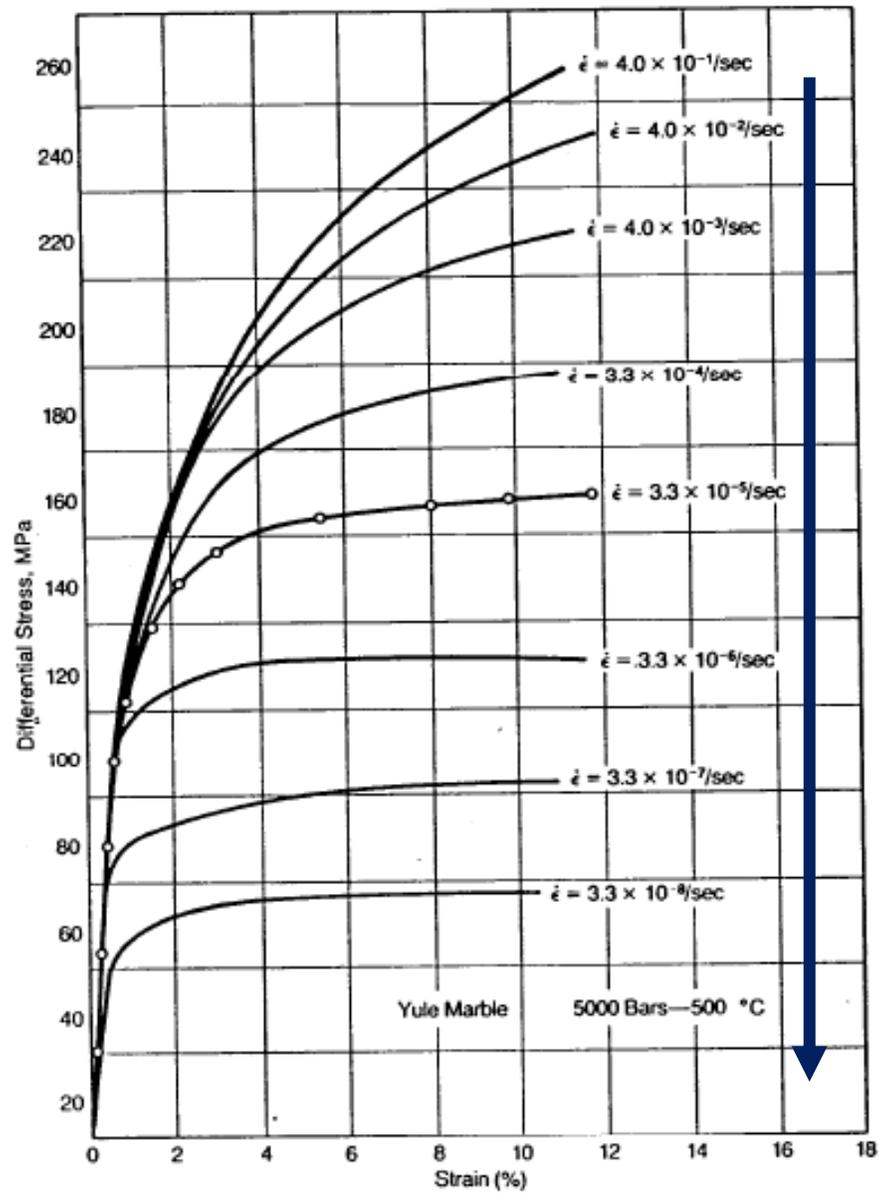


Influence de la pression de confinement  $\sigma_3$  sur le comportement mécanique d'un calcaire (limestone)

## b. Influence de la température



Influence de la température sur le comportement mécanique d'un basalte



c. Influence de la vitesse de déformation sur le comportement mécanique d'un marbre

*Folding and Fracturing of Rocks.* 568pp., McGraw - Hill.

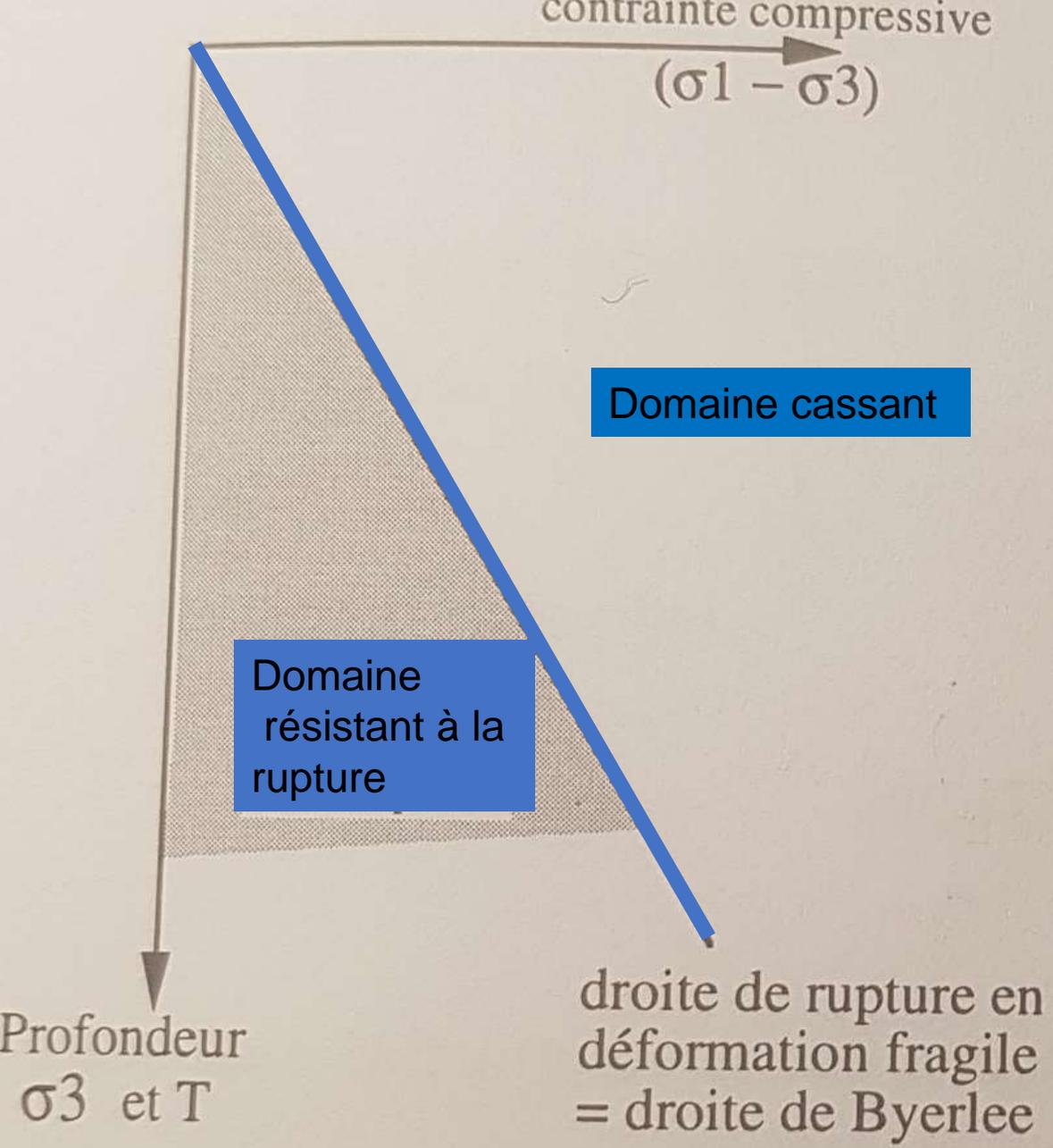
La présence de fluides (ex eau dans les roches sédimentaires) peut également modifier les propriétés mécaniques des roches.

**En conclusion le comportement mécanique des roches dépend de paramètres intrinsèques (lithologiques) et de facteurs externes ( conditions P T, contraintes en présence)**

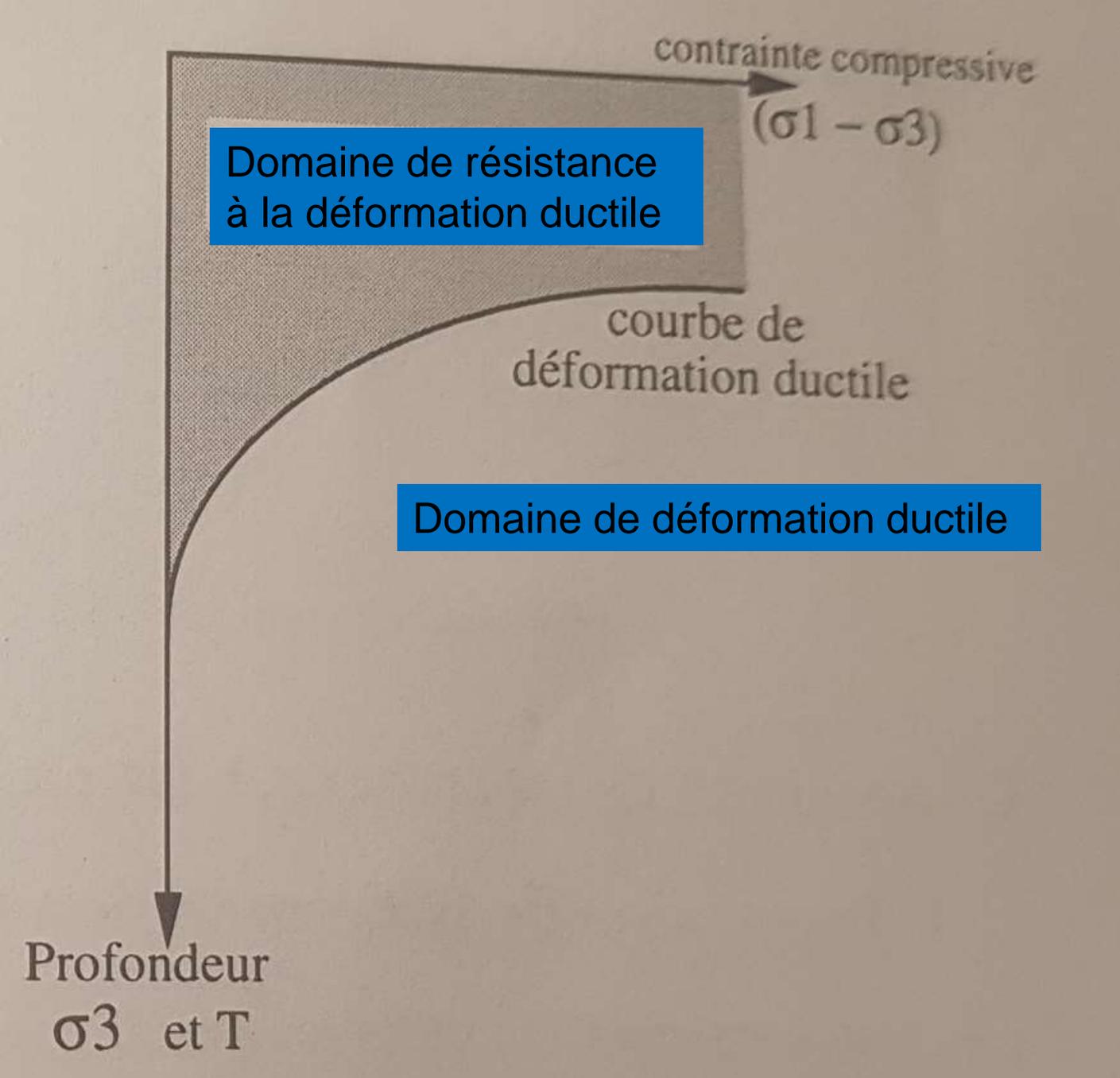
**La lithosphère (croûte + manteau lithosphérique) est une enveloppe hétérogène, verticalement et Latéralement, comment caractériser et expliquer son comportement rhéologique?**

### **III Enveloppe rhéologique de la lithosphère**

#### **1. Loi de Byerlee**



**Loi de Byerlee:** s'applique au comportement cassant elle perd sa validité lorsque le matériau devient susceptible de se déformer de façon ductile



**Loi de fluage en milieu ductile**  
Très différente d'un minéral à l'autre

### 3. Construction du profil rhéologique de la lithosphère

Constats : En domaine continental la majorité des séismes ont leur foyer situé dans la croûte continentale c'est-à-dire à des profondeurs inférieures à 20 km ou dans le manteau supérieur proche du MOHO, ce qui amène à penser (puisque les séismes sont des ruptures) que le comportement rhéologique de la lithosphère n'est pas homogène.

L'intersection des courbes de fluage et de Byerlee amène à proposer le profil rhéologique suivant

La lithosphère continentale présente **3 niveaux de découplage** :

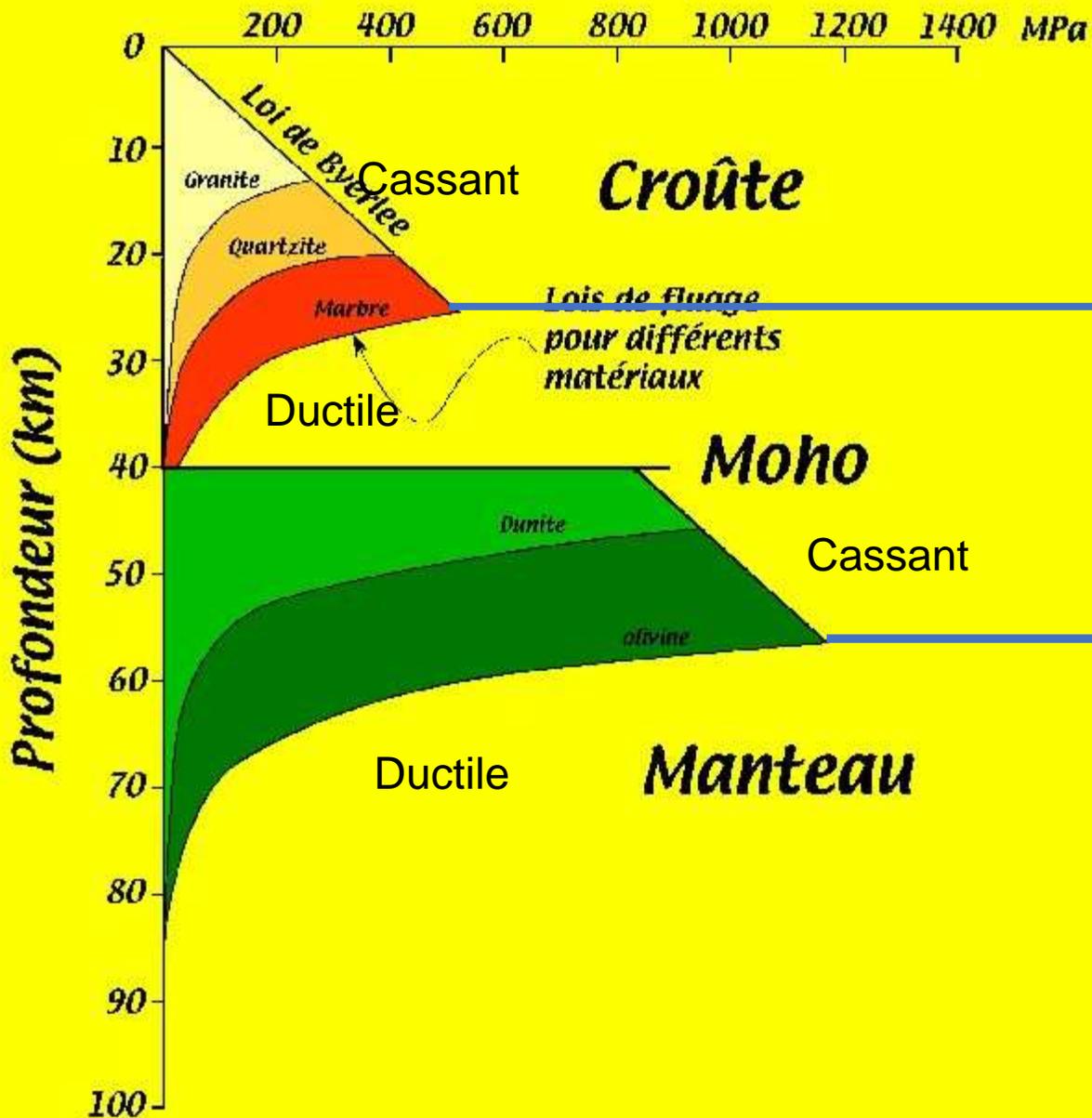
interface croûte continentale supérieure/C C inférieure vers 15 km environ

Interface croûte / manteau

Interface lithosphère / asthénosphère

La lithosphère océanique présente seulement un niveau de découplage

# contraintes ( $\sigma$ )



## Profil rhéologique de la lithosphère

Croûte supérieure fragile

Croûte inférieure ductile (asismique)

Manteau supérieur fragile

Manteau supérieur ductile (asismique)

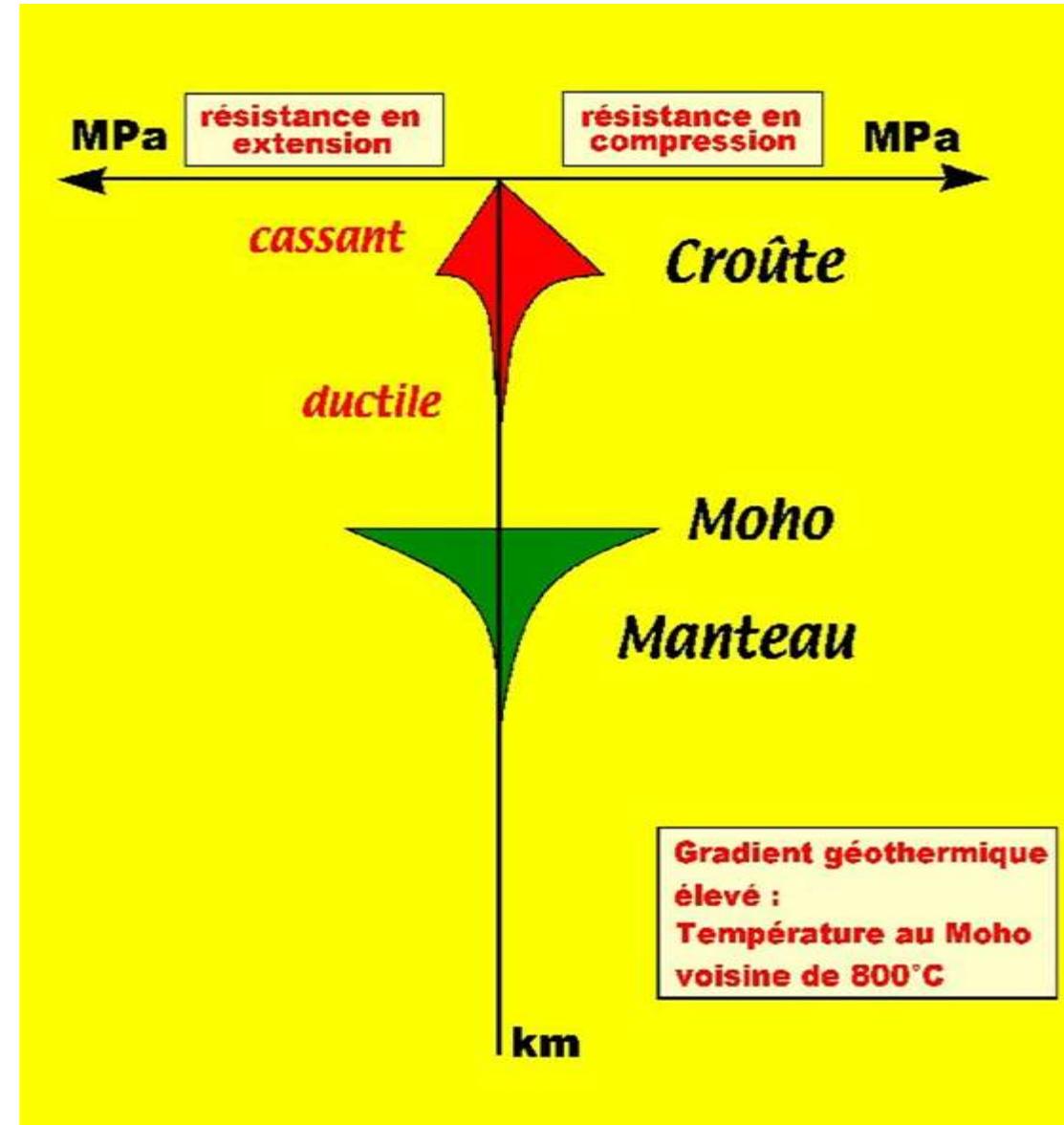
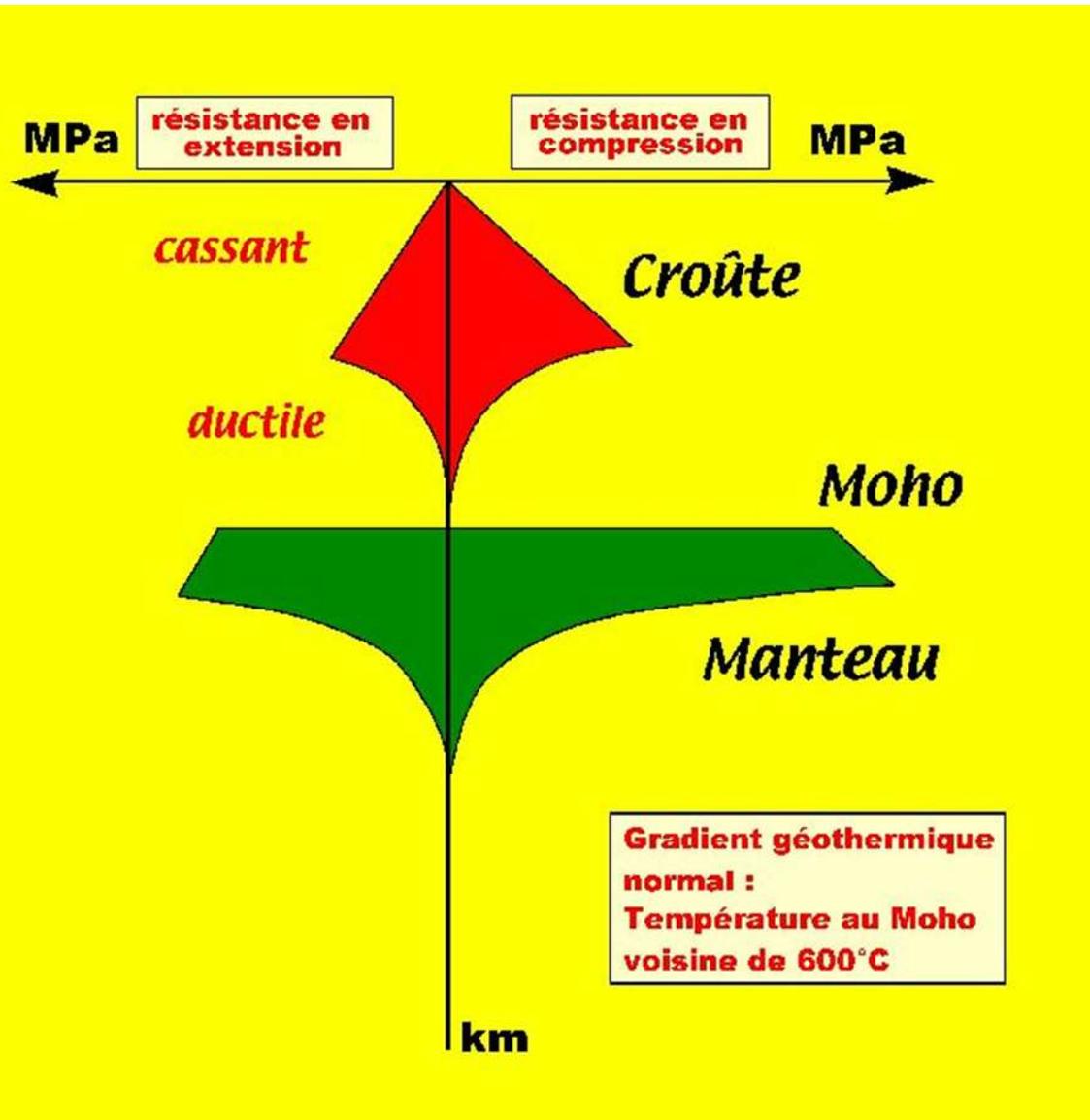
La lithosphère continentale présente 3 niveaux de découplage :

- interface croûte continentale supérieure/C C inférieure vers 15 km environ
- Interface croûte / manteau
- Interface lithosphère / asthénosphère

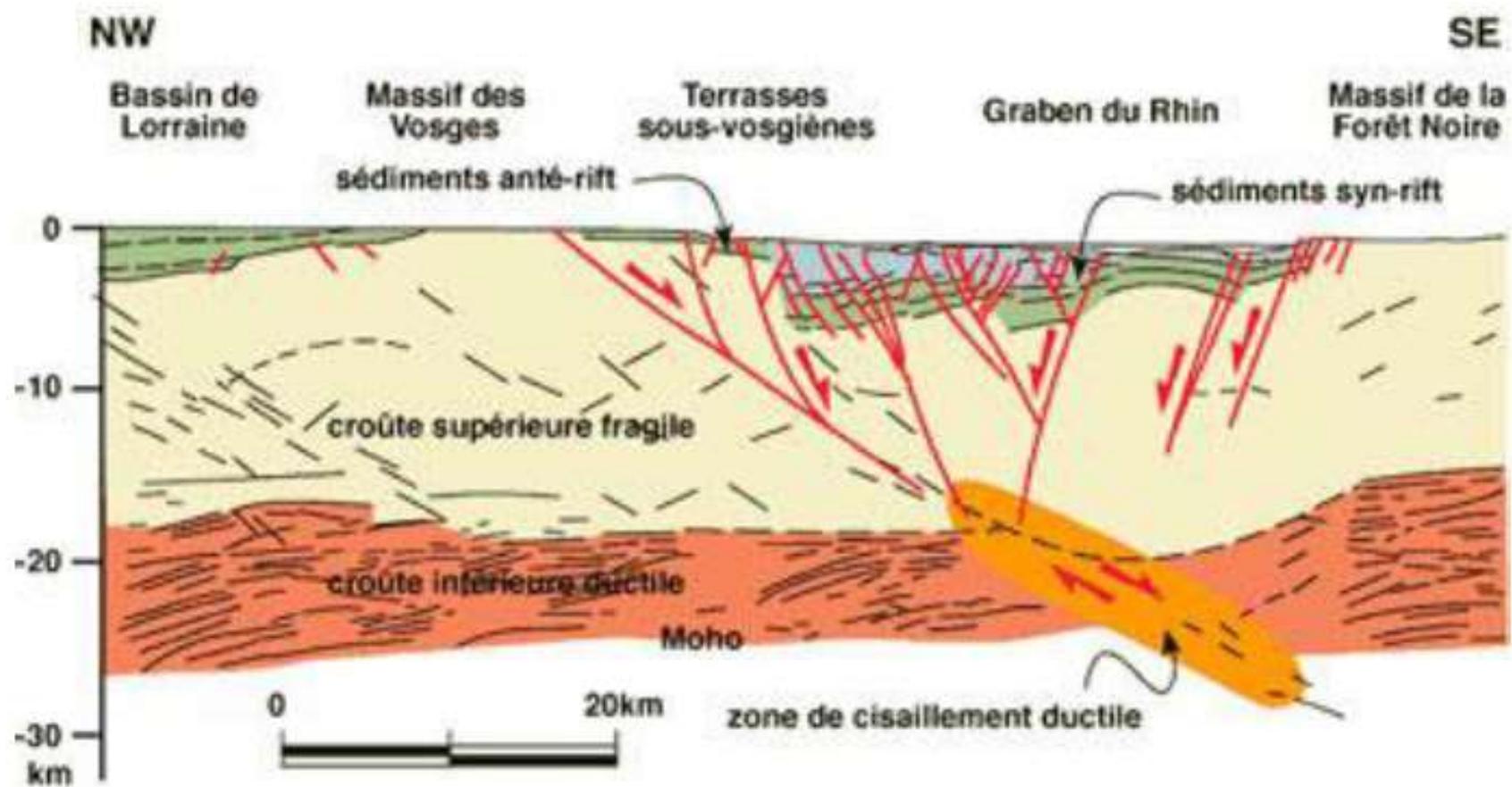
Pic de résistance

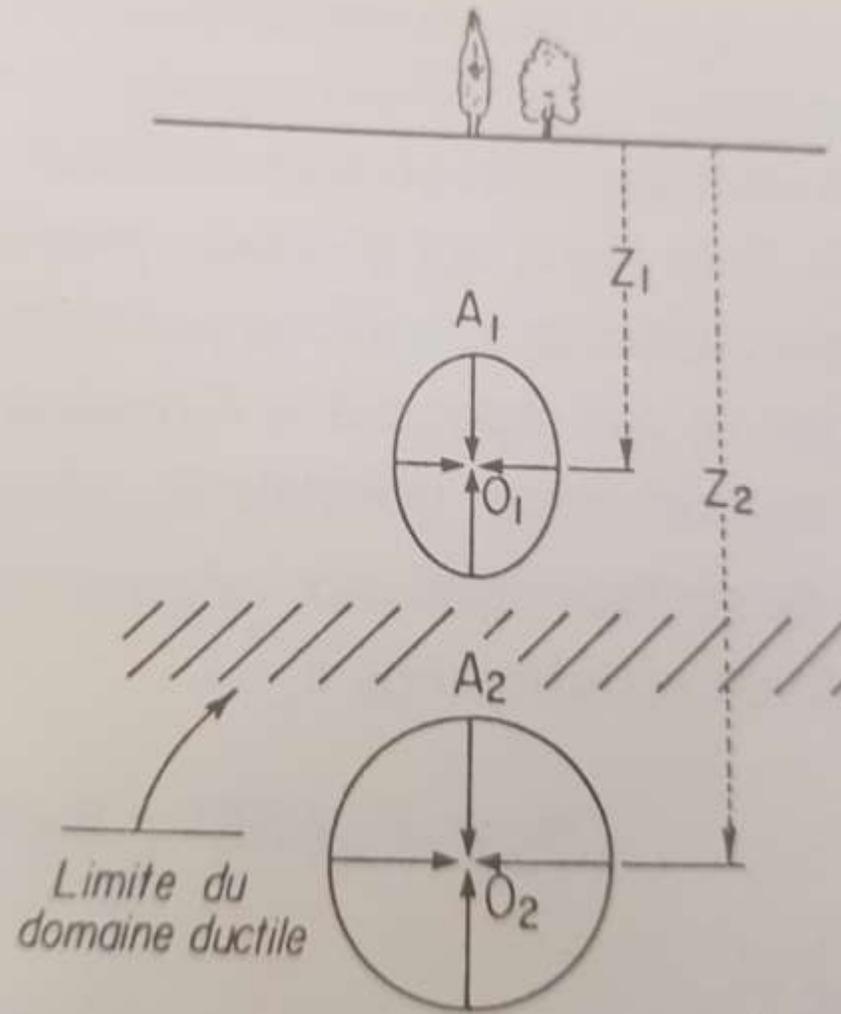
Pic de résistance

#### 4. Un profil rhéologique dépendant du gradient géothermique



# Une lithosphère stratifiée: profil Ecors





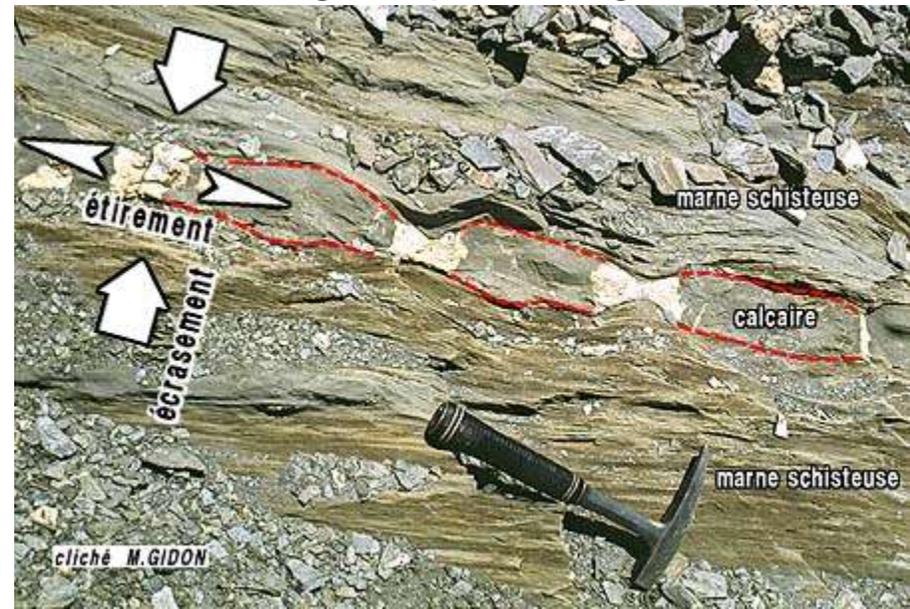
La pression lithostatique  
ne devient isotrope qu'à environ  
3 km de profondeur

A. Nicolas, principes de tectonique, Masson



Quelques exemples de déformations continues hétérogènes

Boudinage <http://www.geol-alp.com>



## Synclinal perché de la forêt de Saou



Boudinage dans des gneiss



<http://christian.nicollet.free.fr/page/TectoCassante/tectocassante.html>