

# Chapitre 23

## Rhéologie de la lithosphère

### Cours

#### PLAN DU CHAPITRE

- 1 Déformations et contraintes
- 2 Le comportement mécanique des roches : élastique, plastique, fragile
- 3 Les failles et la déformation discontinue
- 4 Les structures liées à la déformation continue
- 5 Le comportement mécanique de la lithosphère

#### ZOOM

- 1 Diversité des facteurs influençant les relations entre contraintes et déformations
- 2 Crochons, stries, enduits de cristallisation, fentes de tension

#### INTRODUCTION

Les **structures tectoniques** sont des géométries visibles sur des matériaux rocheux qui résultent de **déformations**, changements de forme de l'objet initial.

La **figure 23.1** est la photographie d'un pli plurim etric, observable à Montpellier : l'affleurement est constitu e de bancs calcaires, donc de dépôts sédimentaires suppos es initialement horizontaux. Postérieurement à leur dépôt et consolidation, les calcaires ont subi des **contraintes** tectoniques, pressions orientées, qui les ont pliss es.

➔ **La description précise des structures tectoniques permet-elle de quantifier la déformation et d'orienter les contraintes subies ? Si oui comment ?**



Figure 23.1 Le « pli de la Mosson » à Montpellier.

Le pli est la manifestation d'un comportement **ductile** des calcaires. Cependant, dans le détail, on observe de multiples fractures (indiquées par les traits violets), attestant d'un comportement **fragile**. Par ailleurs, si la périphérie du pli est constituée de bancs calcaires assez massifs, d'épaisseur homogène, le cœur du pli contient des marnes d'aspect feuilleté, d'épaisseur variable. Si l'on suppose que ces roches n'ont subi qu'un seul régime de contraintes, comment expliquer les variations de géométrie et du comportement des roches au sein de la même structure ?

➔ **Plus généralement, quelles sont les lois qui régissent les relations entre contraintes, déformations et structures tectoniques observables ?**

Cette dernière question est l'objet de la **rhéologie**, relations existant entre les contraintes subies par un matériau et sa déformation, qui peut se définir de l'échelle du minéral à celui de la plaque.

➔ **Quels sont les liens entre les comportements mécaniques des roches et celui des plaques lithosphériques ?**

## 1 Déformations et contraintes

### 1.1 Déformation continue ou discontinue

La **déformation continue** produit des structures qui préservent la continuité des matériaux à grande échelle. Le matériau a eu un comportement **ductile** au cours de sa déformation (il se déforme sans se rompre).

La **déformation discontinue** produit des failles qui correspondent à un épisode de fracturation avec déplacement relatif subi par un terrain. Le déplacement a lieu le long d'un plan, appelé miroir de faille, qui sépare deux compartiments. Le matériau a eu un comportement fragile au cours de sa déformation (sur la [figure 23.1](#), fractures surlignées en jaune).

### 1.2 Déformation continue homogène ou hétérogène

La déformation continue peut être **hétérogène** (dans ce cas, deux droites parallèles dans l'état initial ne sont plus parallèles dans l'état final) : les structures produites les plus classiques sont les plis.

La déformation continue peut également être **homogène** (deux droites parallèles dans l'état initial restent parallèles dans l'état final), et associée à un aplatissement/étirement ou à un cisaillement des matériaux.

Il existe deux régimes de la déformation homogène ([tableau 23.1, 1<sup>re</sup> ligne](#)) :

- s'il n'y a pas de rotation au cours de la déformation, celle-ci est dite **coaxiale** et elle correspond à un **aplatissement/étirement** (encore appelé **cisaillement pur**) ;
- si la déformation s'accompagne d'une composante rotationnelle, elle est dite **non coaxiale**, et est appelée **cisaillement simple**.

### 1.3 La représentation des déformations : l'ellipsoïde des déformations finies

Pour représenter l'état de déformation finale (ou finie), on ne retient que trois directions de déformations, correspondant à l'allongement maximal (notée **X**), au raccourcissement maximal (**Z**) et à la déformation intermédiaire (**Y**) : ces trois axes perpendiculaires entre eux définissent un **ellipsoïde des déformations finies** ([tableau 23.1 2<sup>e</sup> ligne](#)), qui quantifie la déformation subie par le matériau, supposé sphérique au départ.

### 1.4 La représentation des contraintes : l'ellipsoïde des contraintes

Les déformations résultent de l'existence de **contraintes tectoniques** (notées  $\vec{\sigma}$  et quantifiées en pascals ou bars, ce sont des pressions orientées), et se répartissant entre une valeur minimale  $\vec{\sigma}_3$  et une valeur maximale  $\vec{\sigma}_1$ . Pour leur représentation, on ne retient que trois contraintes (dites **principales**), la **contrainte maximale**  $\vec{\sigma}_1$ , la contrainte **intermédiaire**  $\vec{\sigma}_2$  et la contrainte **minimale**  $\vec{\sigma}_3$ . Ces trois vecteurs permettent la construction **l'ellipsoïde des contraintes**. Cependant on ne peut placer les contraintes que si la déformation n'est pas rotationnelle, autrement dit coaxiale : ainsi on peut les placer dans le cas d'une déformation continue par aplatissement/étirement mais pas par cisaillement simple (tableau 23.1 3<sup>e</sup> ligne).

**! Attention !**

La déformation ne résulte pas des valeurs absolues des contraintes  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  et  $\sigma_3$ , mais de leurs différences par rapport à la pression lithostatique, liée au poids des matériaux environnants. On définit alors la notion de **contrainte déviatorique**, réellement responsable de la déformation et que l'on assimilera ici à la différence entre les contraintes principales  $\sigma_1 - \sigma_3$ .

Par la suite, on utilisera le code de représentation suivant : déformations : *flèches bleues*, contraintes : *flèches rouges*, déplacements : *flèches vertes*

**Tableau 23.1** Analyse tectonique d'une déformation continue homogène par cisaillement pur (a) et par cisaillement simple (b).

	Cisaillement pur (« pure shear ») (aplatissement-étirement)	Cisaillement simple (« simple shear »)
<b>Explication</b>	La déformation finie peut se décomposer en étapes (ou incréments) pendant lesquelles le matériau est aplati dans la direction de raccourcissement, étiré dans la direction d'allongement. Il n'y a pas de rotation au cours de la déformation progressive : les axes d'allongement et de raccourcissement conservent une direction constante. La déformation par aplatissement/étirement est dite <b>coaxiale</b>	La déformation finie peut se décomposer en incréments pendant lesquels le matériau est cisailé en gardant une épaisseur constante : ses côtés parallèles au cisaillement ne sont pas déformés et les côtés non-parallèles au cisaillement s'étirent. Il y a rotation au cours de la déformation progressive : les axes d'allongement tournent. La déformation par aplatissement/étirement est dite <b>non coaxiale</b>
<b>Peut-on caractériser un ellipsoïde de la déformation finale ?</b>	<b>Oui.</b> X = sens de l'allongement maximal, Z = sens du raccourcissement maximal, Y perpendiculaire à X et Z (dans les deux représentations, Y est perpendiculaire au plan du dessin)	<b>Oui.</b>
<b>Peut-on caractériser un ellipsoïde des contraintes ?</b>	<b>Oui.</b> La déformation est non-rotationnelle (coaxiale) : $\sigma_1 // Z$ , $\sigma_2 // Y$ , $\sigma_3 // X$ 	<b>Non.</b> La déformation étant rotationnelle (non coaxiale), il n'est pas possible d'associer la déformation finie à un unique ellipsoïde des contraintes (l'orientation des contraintes ayant varié pendant la déformation).

## 2

## Le comportement mécanique des roches : élastique, plastique, fragile

La rhéologie est l'étude du comportement des roches soumises à des contraintes anisotropes.

### 2.1 La presse triaxiale et l'obtention de courbes rhéologiques

On place un petit cylindre de roche dans une **presse triaxiale** (figure 23.2). L'enfoncement progressif du **piston** permet de générer une contrainte maximale  $\sigma_1$ . Le **compresseur** engendre la pression de confinement  $P$ , qui est égale à  $\sigma_2$  et  $\sigma_3$ , perpendiculaires à  $\sigma_1$ . La pression de confinement modélise donc la pression lithostatique.

La contrainte déviatorique, dans ce cas égale à  $\sigma_1 - \sigma_3$  ou  $\sigma_1 - \sigma_2$ , est notée  $\sigma_d$  par la suite.

On mesure la déformation  $\epsilon$  (en % de variation des dimensions par rapport à l'état initial) pour chaque  $\sigma_d$  imposée : c'est le fondement de l'étude rhéologique des roches.

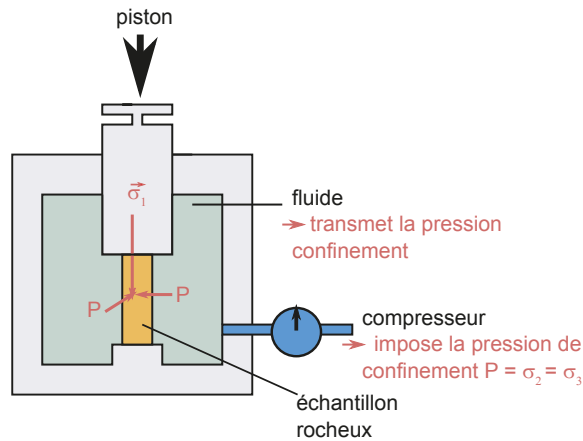


Figure 23.2 Schéma d'une presse triaxiale utilisée pour un essai en compression.

### 2.2 Le comportement ductile des roches : élastique et plastique

Au cours de l'essai (ici en compression), tous les paramètres ( $P$ ,  $T$ , etc.) sont fixés : on ne fait varier que  $\sigma_d$ , on construit point par point une **courbe rhéologique**, dans un repère où  $\sigma_d$  est en ordonnées, et  $\epsilon$  en abscisses.

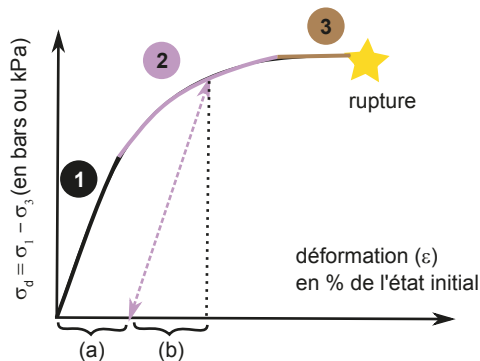


Figure 23.3 Résultats d'un essai en compression réalisé avec une presse triaxiale jusqu'à rupture de l'échantillon.

**Domaine 1** : la déformation est très faible (le matériau est résistant) mais est **continu** et **réversible**. La roche a un comportement **élastique**.

**Domaine 2** : pour  $\sigma_d$  croissante, la déformation continue est plus importante (la pente de la courbe s'infléchit) et en partie **irréversible**. La roche a un comportement **ductile** et **plastique**, elle a franchi un **seuil de plasticité** (limite 1 – 2). Si on arrête l'essai dans la phase 2, l'échantillon reste déformé : la quantité (a) mesurée en abscisses est la part de déformation irréversible (plastique), la quantité (b) est la part élastique.

**Domaine 3** : la déformation augmente alors que  $\sigma_d$  est constante. Ce comportement plastique particulier est appelé **fluage** et traduit l'écoulement de la matière (toujours solide pourtant !) en réponse à une contrainte.

**Point** ★ : l'échantillon se fracture. La déformation est alors **discontinue**, ou cassante et traduit un comportement **fragile** de la roche. Le comportement **ductile** correspond donc à l'ensemble de la courbe (domaines 1 – 2 – 3).

### 2.3 Le comportement fragile des roches

#### a) Le comportement fragile dépend de la nature des roches (compétentes et incompétentes)

Au cours d'un essai en compression, toutes les roches présentent une courbe rhéologique similaire à celle de la figure 23.3, mais les domaines sont plus ou moins larges suivant la nature des roches :

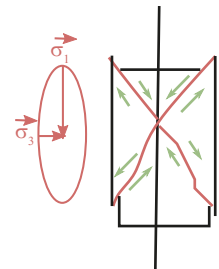
- Les calcaires, les grès, les roches magmatiques et métamorphiques dans les conditions de surface, ont des domaines ductiles élastique et plastique très limités et ont essentiellement un comportement fragile : on les qualifie de **roches compétentes**.
- Inversement, les argiles, marnes, évaporites, n'atteignent le point de rupture qu'après s'être fortement déformées, même si les contraintes exercées ne sont pas intenses. Elles ont essentiellement un comportement ductile et on les qualifie **d'incompétentes**.

Par exemple, le pli de la figure 23.1 montre des niveaux compétents, calcaires, et des niveaux incompétents, plus argileux, en son cœur.

L'ensemble des paramètres contrôlant la déformation, et la position de la transition ductile/fragile, sont présentés dans le Zoom 1.

#### b) Les fracturations expérimentales précisent l'orientation des contraintes

Au cours d'un essai en compression, on constate qu'en fonction des contraintes imposées, la géométrie des fractures répond à des règles assez générales (figure 23.4).



**Figure 23.4** Échantillons de marbre après fracturation.

Une pression de confinement correspondant à environ 3 km de profondeur. Dans ce cas, il apparaît deux groupes de failles d'orientations différentes : ce sont des failles conjuguées.

Pour une pression de confinement de 1 kbar (équivalente à 3 km de profondeur), des fractures cisaillantes **conjuguées** apparaissent, avec un angle compris entre 30 et 45° par rapport à  $\vec{\sigma}_1$  (figure 23.4).

L'interprétation des **structures tectoniques naturelles** exploite les résultats expérimentaux en cherchant à répondre aux questions suivantes : sont-elles rattachées à un comportement fragile

**ZOOM 1**  
Diversité des facteurs influençant les relations entre contraintes et déformations

ou ductile des roches ? Peut-on quantifier la déformation subie ? (taux d'allongement/raccourcissement en % et construction d'un ellipsoïde de déformation). Peut-on orienter et quantifier les contraintes ? (construction d'un ellipsoïde des contraintes).

### 3 Les failles et la déformation discontinue

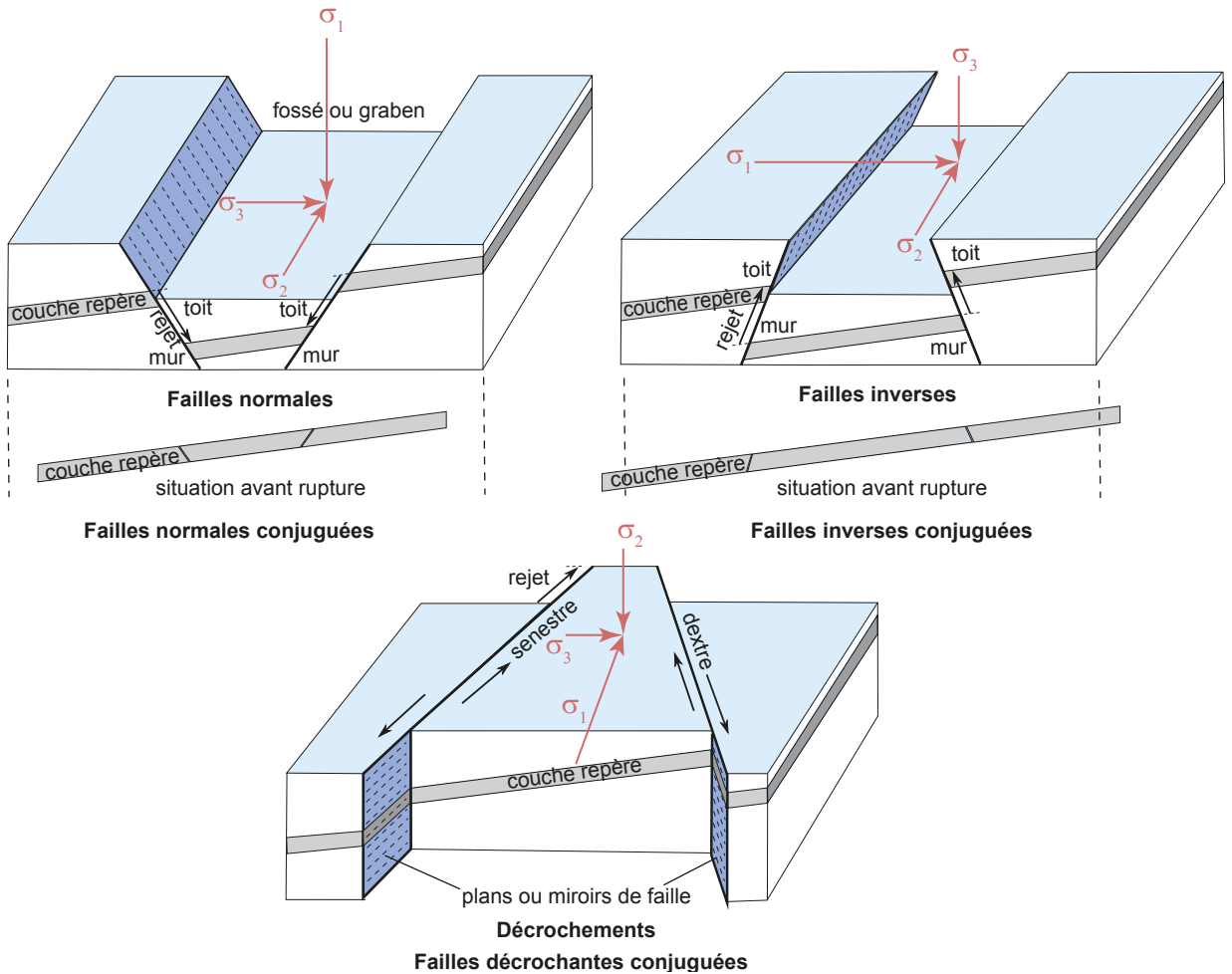
#### 3.1 Les différents types de failles

- Les **failles** s'observent à toutes les échelles (centimétrique à plurikilométriques). Elles correspondent à un **épisode de fracturation avec déplacement relatif subi par un terrain** le long d'un plan, le **miroir de faille**, qui sépare deux compartiments. Celui situé sous la faille définit le **mur de la faille**, celui situé au-dessus définit son **toit**. Le déplacement relatif entre mur et toit est appelé **rejet** de la faille.
- L'analyse tectonique des failles est aisée quand elles sont **conjuguées** : en toute rigueur, d'après les données expérimentales, c'est dans ce contexte que l'on peut positionner les contraintes principales responsables de la fracturation.
- Il existe trois types extrêmes de failles (figure 23.5) :

Les failles normales	Les failles inverses	Les failles décrochantes
<ul style="list-style-type: none"> <li>- la composante principale du rejet est verticale ;</li> <li>- le toit est descendu par rapport au mur ;</li> <li>- résultent d'un <b>régime d'extension</b> (étiement horizontal), donc avec <math>\vec{\sigma}_3</math> et <math>\vec{\sigma}_2</math> horizontales, et <math>\vec{\sigma}_1</math> verticale ;</li> <li>- pendage fort (entre 45 - 60°) : un pendage de 60° correspond à une position de la faille à 30° de <math>\vec{\sigma}_1</math>.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- la composante principale du rejet est verticale ;</li> <li>- le toit est monté par rapport au mur ;</li> <li>- résultent d'un <b>régime de compression</b> horizontal, avec <math>\vec{\sigma}_1</math> et <math>\vec{\sigma}_2</math> horizontales (respectivement perpendiculaire et parallèle au plan de faille), et <math>\vec{\sigma}_3</math> verticale.</li> <li>- pendage plus faible (à environ 30° de <math>\vec{\sigma}_1</math> horizontale).</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- verticales ;</li> <li>- rejet horizontal sénestre (si chaque bloc se déplace vers la gauche d'un observateur situé sur l'autre bloc) ou dextre (si le déplacement relatif est vers la droite de l'observateur) ;</li> <li>- comme pour la faille inverse, <math>\vec{\sigma}_1</math> et <math>\vec{\sigma}_2</math> sont horizontales (mais obliques par rapport au plan de faille), et <math>\vec{\sigma}_3</math> est verticale.</li> </ul>

#### ! Attention !

- Si on ne dispose que d'une seule faille observable, on ne peut orienter les contraintes que de façon très approximative. Seules les failles conjuguées permettent de les positionner précisément.
- Les failles présentées jusqu'ici sont des cas simples : une faille peut être à la fois décrochante et inverse (faille transpressive) ou décrochante et normale (faille transtensive).
- La déformation est supposée ici **coaxiale, il n'y a eu aucune composante rotationnelle** pendant la déformation. C'est dans ce cas, et **seulement dans ce cas**, que l'on peut considérer que l'ellipsoïde des contraintes est relié à celui des déformations (avec **X** parallèle à  $\vec{\sigma}_3$  et **Z** parallèle à  $\vec{\sigma}_1$ ).
- On suppose enfin qu'il n'y a pas eu non plus de basculement **après** la fracturation.



**Figure 23.5** Déformations et contraintes principales pour les grands types de failles conjuguées.

(a) Failles normales conjuguées ; (b) failles inverses conjuguées ; (c) failles décrochantes conjuguées (ici, dextre et sénestre).

© Dunod. Toute reproduction non autorisée est un délit.

**ZOOM 2**

Crochons, stries, enduits de cristallisation, fentes de tension

**3.2. La reconstitution des déplacements**

Différentes microstructures peuvent fournir de précieuses indications sur le jeu des failles : il s'agit des **crochons, stylolithes, enduits de cristallisation et fentes de tension**.

**4 Les structures liées à la déformation continue**

**4.1. Les structures liées à la déformation continue homogène**

Si, et seulement si, le terrain déformé de façon homogène présente des **marqueurs de la déformation**, il est possible de déterminer si le terrain a subi une déformation coaxiale ou non coaxiale (cisaillement pur ou simple) et de représenter les ellipsoïdes des contraintes et des déformations.

Des structures peuvent apparaître dans tout le volume du matériau déformé : on les qualifie de **structures pénétratives**. Les plus classiques sont des plans : **schistosités et foliations**.

- Les **schistosités** sont des plans pénétratifs associés à une faiblesse mécanique, plus ou moins espacés. Dans un terrain sédimentaire, la schistosité sera **davantage serrée dans les niveaux incompetents que dans les niveaux compétents**.
- Les **foliations** sont des plans pénétratifs mais qui ne correspondent pas à des plans de faiblesse (la roche conserve une grande cohérence). Elles apparaissent lors de phénomènes tectoniques à des températures élevées (conditions du métamorphisme), qui permettent une recristallisation dynamique des minéraux présents. Ceux-ci se réorganisent souvent en feuillets clairs – riches en quartz et feldspaths, et en feuillets sombres – riches en micas noirs.

Dans le cas général, schistosités et foliations se forment **perpendiculairement à l'axe Z de l'ellipsoïde de déformation**. Le plan **XY** de l'ellipsoïde de déformation est donc contenu dans le plan de schistosité/foliation.

Là aussi, des marqueurs de la **déformation** sont cependant nécessaires pour orienter convenablement l'ellipse **XY** dans les plans de schistosité/foliation. Ce sont des minéraux ou fossiles, orientés et/ou étirés dans une direction particulière, celle de l'axe **X** de l'ellipsoïde, qui constituent des marqueurs linéaires (ou **linéations**).

La reconstitution des **contraintes** associées à la formation de schistosités/foliations est très délicate, car il est difficile de montrer le caractère coaxial de la déformation en n'observant que les schistosités/foliations : donc, généralement on ne place pas de contraintes !

### ! Attention !

#### Quand doit-on parler de schistosité ou de foliation ?

La principale différence entre schistosité et foliation réside dans le degré de cohérence de la roche au niveau de ces structures pénétratives : la schistosité débite la roche en feuillets parfois facilement détachables alors que la foliation conserve une cohérence importante. Du point de vue tectonique, les deux structures ont la même signification car elles contiennent les axes X et Y de la déformation, et sont perpendiculaires à Z... voilà pourquoi on les regroupe souvent sous l'appellation schistosité/foliation.

#### Les schistosités résultent-elles de déformations discontinues ou continues ?

La réponse dépend de l'échelle d'observation : chaque plan de schistosité est une discontinuité à petite échelle, mais l'ensemble du matériau peut être considéré comme étant déformé de façon continue.

## 4.2. Les structures de la déformation continue hétérogène : les plis

### a) Charnière, axe et surface axiale d'un pli

Les trois éléments géométriques descriptifs d'un pli sont :

- la **charnière**, point de courbure maximum sur une vue en coupe du pli (vers le haut du pli pour les **antiformes**, vers le bas pour les **synformes**) ;
- l'**axe du pli**, union de toutes les charnières. On décrit sa direction et son pendage. Dans la **figure 23.6**, l'axe a une direction NNE-SSW et est horizontal ;
- la **surface axiale** ou **plan axial**, union de tous les axes. On décrit sa direction et son pendage. Dans la **figure 23.6**, la surface axiale a une direction NNE-SSW et un pendage d'environ 70° vers l'Ouest. Le pendage d'une surface axiale peut varier de 0° (pli couché) à 90° (pli droit).

### ! Attention !

« Antiforme » et « synforme » font référence à la position de la charnière du pli. Pour la distinction avec les termes « anticlinal » et « synclinal ».

Voir TP15  
(cartographie)

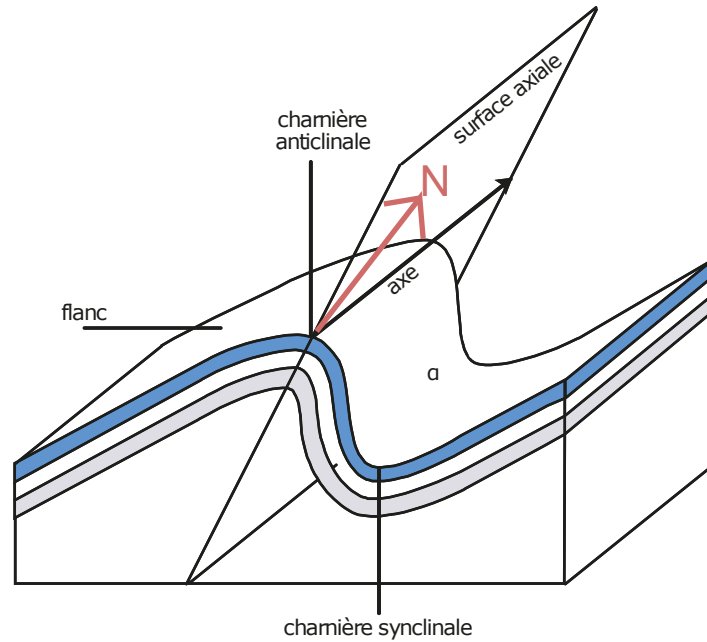


Figure 23.6 Les éléments de description d'un pli.

**b) Les plis peuvent être isopaques ou anisopaques**

- Plis **isopaques** : plis présents dans les terrains sédimentaires, et dans lesquels les couches sont d'épaisseur constante figure 23.7a. Le plissement résulte alors d'une simple **flexion** des couches ou d'un **glissement des bancs** les uns contre les autres.
- Plis **anisopaques** : plis dans lesquels l'épaisseur des flancs est inférieure à celle des charnières. Ils s'observent plutôt dans des roches métamorphiques ou dans des roches sédimentaires très incompetentes. Ils sont formés par des **glissements différentiels de la matière** parallèlement à la surface axiale (matérialisés par des flèches sur la figure 23.7b).

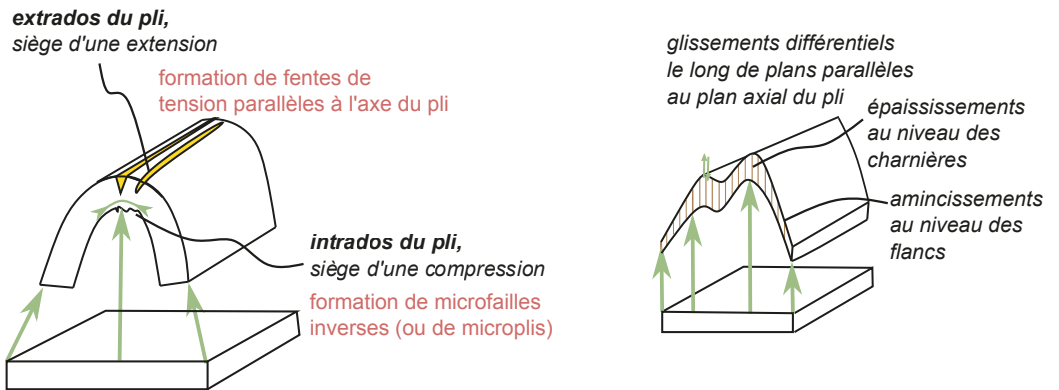


Figure 23.7 Plis isopaques et anisopaques.

(a) Un antiforme isopaque produit par simple flexion ; (b) un antiforme anisopaque produit par glissements ductiles.

### c) Les plis peuvent être associés à des failles

- À **petite échelle** : dans les plis isopaques, la face convexe (l'extrados) est étirée par rapport à la face concave (l'intrados) et il peut apparaître des fentes de tension à l'extrados et des microfailles inverses à l'intrados (figure 23.7a et pli de la figure 23.1).
- À **grande échelle** : les plis peuvent être associés à des failles inverses ou des chevauchements (figure 23.8).

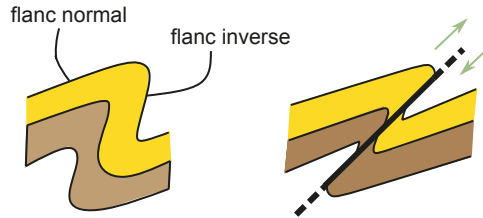


Figure 23.8 Formation d'un pli faille.

Il y a étirement progressif et amincissement du flanc inverse jusqu'à fracturation : l'anticlinal chevauche alors directement le synclinal sous-jacent.

### d) Les plis peuvent être associés à une schistosité

La schistosité peut se développer parallèlement au plan axial des plis, en même temps que le plissement : on dit que la schistosité est de plan axial (figure 23.9).

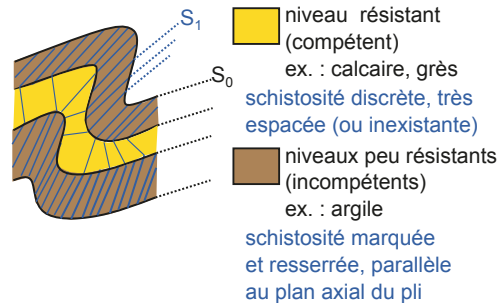


Figure 23.9 La schistosité de plan axial.

Les plans de schistosité sont appelés S1 pour les distinguer des plans de stratification S0. La schistosité est surtout développée dans les niveaux peu résistants à la déformation (niveaux incompetents).

### e) Comment interpréter les plis en termes de déformation ?

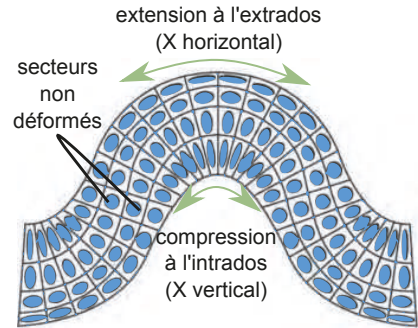
Exemple d'un pli isopaque obtenu par **flexion** : l'extrados du pli est en extension (d'où l'apparition de fentes de tension), le cœur du pli subit une compression (microfailles inverses) et la partie médiane ne subit pas de déformation (figure 23.10). Pour quantifier la déformation, il faudrait donc décomposer le pli en domaines déformés de façon homogène, chacun correspondant à un type d'ellipsoïde de déformation.

### f) Comment interpréter les plis en termes de contraintes ?

Intuitivement, on serait tenté de placer  $\vec{\sigma}_1$  perpendiculairement à la surface axiale d'un pli. Cela risque fortement d'être faux, la formation d'un pli résultant de déformations non coaxiales et hétérogènes. On peut donc se contenter de signaler que la direction de raccourcissement est perpendiculaire à la surface axiale sans chercher à positionner précisément  $\vec{\sigma}_1$ .

**Figure 23.10** Ellipsoïdes de déformation associés à un antiforme isopaque obtenu par simple flexion.

Les secteurs de ce pli les plus déformés sont à l'extrados et à l'intrados. Il existe des secteurs non déformés.



## 5 Le comportement mécanique de la lithosphère

### 5.1 Les lois de Byerlee et de fluage pour les différentes roches

Dans les années 1960, le géophysicien James Byerlee a étudié expérimentalement le comportement fragile de roches préfracturées (gabbros, calcaires, granites, péridotites...). Pour différentes pressions de confinement (donc différentes profondeurs), à T ambiante, il mesure la valeur de  $\sigma_d$  pour laquelle il s'opère un glissement sur les plans de fracturation.

Deux résultats émergent (figure 23.11a) :

- La courbe obtenue est une **droite** : la valeur de  $\sigma_d$  nécessaire pour atteindre le seuil de rupture est **proportionnelle** à la pression de confinement P. La valeur de  $\sigma_d$  associée à la rupture quantifie la **résistance** du matériau.
- La droite **est la même** pour tous les échantillons étudiés : cette unique droite de résistance à la rupture est appelée **droite de Byerlee**.

Ces expériences ont été reproduites en tenant compte de **l'augmentation de T avec la profondeur** : la déformation ductile des matériaux avant rupture peut alors être importante. On retient pour chaque couple (P,T) la valeur de  $\sigma_d$  pour laquelle le matériau atteint le seuil de plasticité. On trace ainsi, toujours dans un repère (P,  $\sigma_d$ ), une courbe dite **courbe de fluage**, qui traduit l'apparition d'une déformation plastique.

On obtient les résultats suivants (figure 23.11b) :

- chaque matériau a une courbe de fluage qui lui est propre ;
- la courbe obtenue est une **branche d'hyperbole** (et non plus une droite) et la valeur de  $\sigma_d$  nécessaire pour atteindre le seuil de plasticité diminue quand la profondeur augmente.

### 5.2 La stratification rhéologique de la lithosphère

En combinant les courbes de Byerlee et de fluage pour différentes roches, on peut établir un **profil rhéologique de la lithosphère** (ex. : avec granite et péridotite, on construit un profil représentatif de la lithosphère continentale) (figure 23.11c).

Les profils montrent que la lithosphère continentale présente une **stratification rhéologique** : croûte fragile/croûte ductile/manteau fragile/manteau ductile. La **transition fragile-ductile** de la croûte continentale est située vers 20 km de profondeur, celle du manteau lithosphérique vers 60 km de profondeur.

Au cours de collisions, la croûte inférieure peut ainsi constituer un niveau de découplage entre la croûte supérieure et le manteau. **Le profil rhéologique de la lithosphère continentale indique donc l'existence de niveaux potentiels de découplage.**

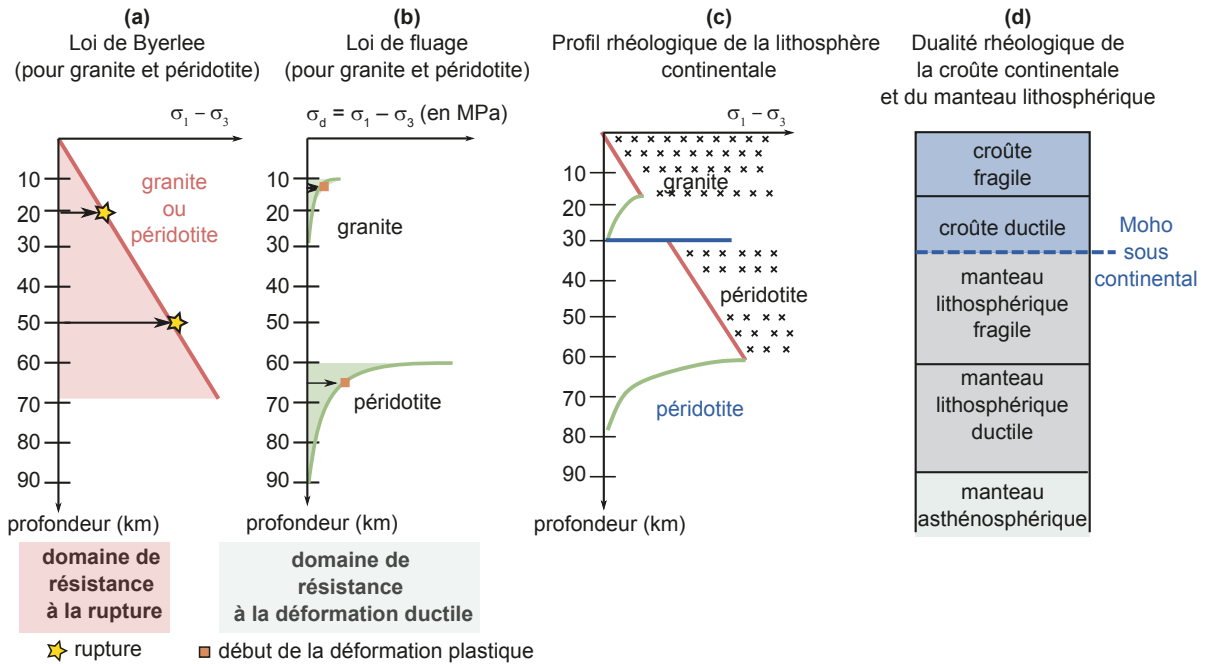


Figure 23.11 (a) courbe de résistance à la rupture (loi de Byerlee), (b) courbes de résistance à la déformation ductile (lois de fluage) pour différents matériaux et (c) et (d) profil rhéologique de la lithosphère continentale.

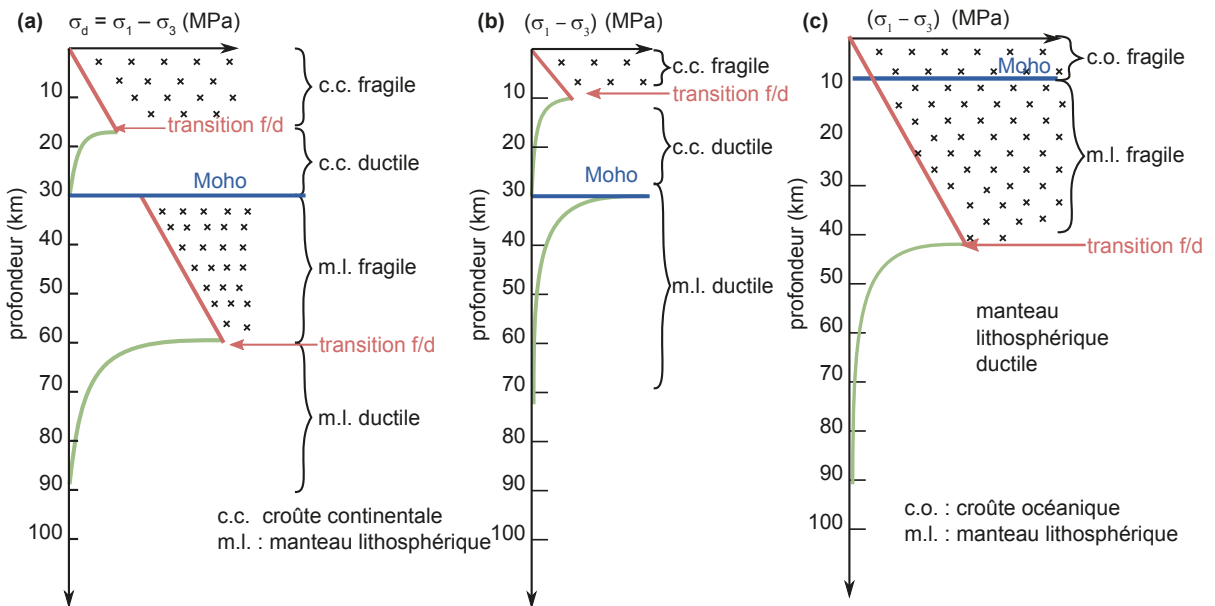


Figure 23.12 Profils rhéologiques.

Les croix indiquent la localisation possible des foyers sismiques. (a) Lithosphère continentale avec un gradient géothermique faible - Moho à 500 °C soit 17°.km<sup>-1</sup>; (b) lithosphère continentale avec un gradient géothermique plus fort - Moho à 900 °C soit 30°.km<sup>-1</sup> et (c) lithosphère océanique avec un gradient géothermique faible.

### 5.3 Les profils rhéologiques de la lithosphère sont diversifiés

**Les profils rhéologiques varient en fonction du gradient géothermique** (comparaison figures 23.12a et b) : quand le gradient géothermique augmente (géotherme « chaud »), les domaines fragiles sont plus réduits et la transition fragile/ductile est moins profonde. Les matériaux rocheux se déforment surtout de façon ductile (au point où le comportement fragile du manteau lithosphérique peut disparaître).

**Les profils rhéologiques de la lithosphère océanique et de la lithosphère continentale sont contrastés** (tableau 23.2, figure 23.12a et c). Les deux profils sont établis avec le même gradient géothermique, faible.

Tableau 23.2 Comparaison rhéologique des lithosphères continentale et océanique.

	Lithosphère continentale Fig. 23.12a	Lithosphère océanique Fig. 23.12b
Épaisseur de la croûte	30 km	7 km
Croûte	Dualité rhéologique. Transition fragile/ductile ~ 20 km	Pas de dualité rhéologique, donc pas de niveaux potentiels de découplage Croûte entièrement fragile
Manteau lithosphérique	Dualité rhéologique Transition fragile/ ductile ~ 60 km	Dualité rhéologique Transition fragile/ductile vers 40 km

### 5.4 La stratification sismique de la lithosphère

Les foyers sismiques étant liés à la fracturation de matériaux rocheux, le modèle prédit que seules la croûte supérieure et la partie supérieure du manteau lithosphérique sont **sismogéniques**, c'est-à-dire le lieu de formation de séismes (les autres secteurs lithosphériques, sièges d'une déformation ductile, sont supposés asismiques).

La répartition attendue des foyers est indiquée par des points sur les profils de la figure 23.12.

#### ! Attention !

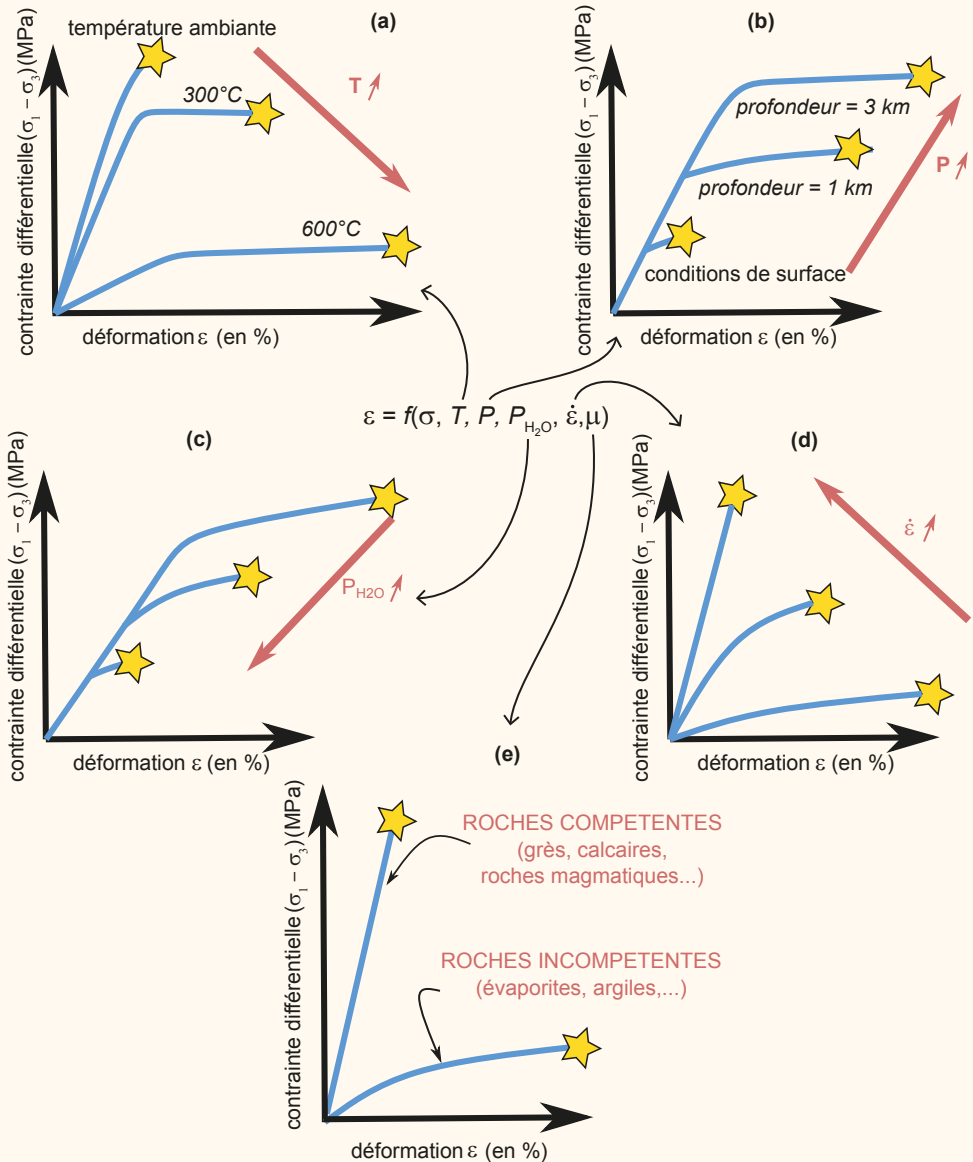
Les profils rhéologiques de la lithosphère sont discutables car établis moyennant de nombreuses approximations :

- chaque enveloppe n'est représentée que par un type de matériau (ex : granite pour la croûte continentale) ;
- la vitesse de déformation utilisée dans les essais est forte ( $10^{-8}$  à  $10^{-6}$  s<sup>-1</sup>), supérieure aux vitesses naturelles ( $10^{-16}$  à  $10^{-14}$  s<sup>-1</sup>) et est constante, ce qui n'est pas le cas dans la réalité (ni en profondeur, ni en surface) ;
- les profils rhéologiques sont statiques. Or la lithosphère bouge ! Ainsi, un découplage peut apparaître au sein de la lithosphère océanique, au niveau de sa partie ductile, du fait des différences de vitesse entre la lithosphère et l'asthénosphère ;
- l'interprétation des profils en termes de sismicité repose sur l'hypothèse d'un comportement fragile des niveaux sismogéniques: or il a été montré que certains séismes ont des foyers situés dans des zones où la lithosphère a un comportement ductile.

La transposition à la lithosphère des résultats expérimentaux nécessite donc d'importantes extrapolations, et l'interprétation des profils en termes de sismicité doit être effectuée avec prudence.

## ZOOM 1

## Diversité des courbes rhéologiques : facteurs influençant les relations entre contraintes et déformations



- (a) température  $T$  : le seuil de plasticité est atteint plus facilement aux  $T$  basses.
- (b) pression  $P$  : la fracturation est favorisée aux  $P$  basses.
- (c) pression fluide  $P_{H_2O}$  (dans des conditions proches de celles de la surface) : la fracturation est favorisée. Si  $P$  est forte, la pression fluide favorise le comportement ductile.
- (d) taux de déformation ( $\dot{\epsilon}$ ) : la fracturation est favorisée quand la déformation est rapide.
- (e) composition ( $\mu$ ) : les calcaires, grès, roches plutoniques... ont un comportement fragile dans les conditions de surface (roches compétentes). Les argiles, évaporites... ont un comportement ductile dans les conditions de surface (roches incompétentes).

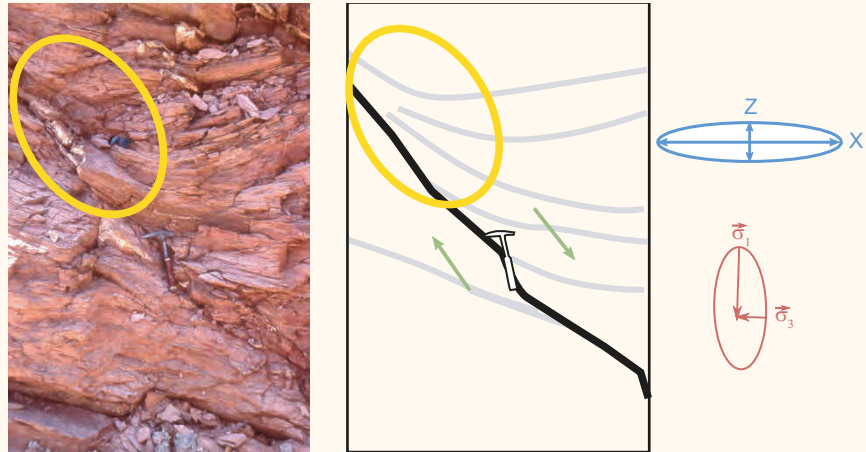
ZOOM 2

**Crochons, stries, enduits de cristallisation, fentes de tension**

De nombreux indices de terrain permettent d'identifier le rejet d'une faille, donc le type de faille (normale, inverse, décrochante)

**Dans un plan de coupe de la faille**

Dans un ensemble sédimentaire fracturé, les strates peuvent présenter une courbure au voisinage immédiat du plan de faille, due aux frictions entre les deux blocs au cours de leur glissement. Ce sont des **crochons**, dirigés **dans le sens inverse du déplacement du bloc qui les contient**.

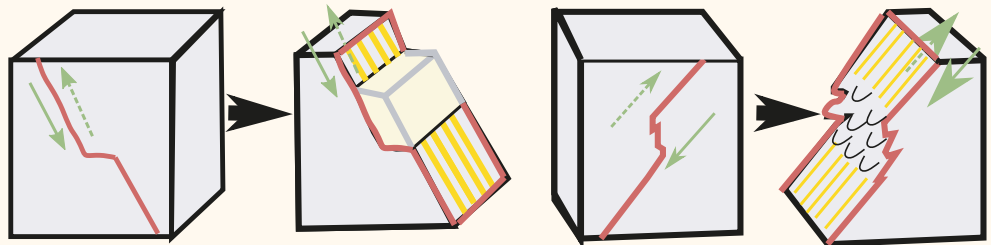


Crochons indiquant le jeu normal d'une faille (les crochons sont cerclés de jaune).

L'ellipse de déformation plane et celui des contraintes est présenté en supposant que la déformation a été coaxiale et que le terrain n'a pas été basculé après la fracturation. En l'absence de la faille conjuguée, le positionnement des ellipses est très approximatif.

**Dans le plan de la faille**

Sur le miroir de faille, de nombreux marqueurs de glissement peuvent être visibles : des **stries**, issues de la friction entre les blocs, et indiquant la direction du glissement mais pas le sens (représentées en jaune ci-dessous); des **enduits de cristallisation** (précipitation de calcite en écailles par exemple dans des zones en creux du miroir de faille) ; des **stylolithes** (dissolution de calcite par exemple, dans des zones en relief du miroir de faille)



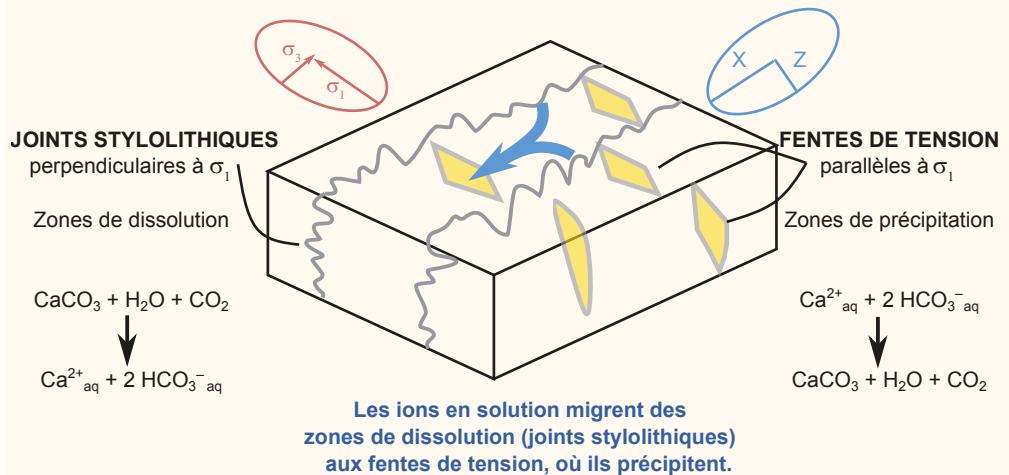
À gauche, enduit de cristallisation (précipitation) : il donne le sens de déplacement du bloc absent (ici la faille est inverse).

À droite, stylolithes (dissolution) : ils donnent le sens de déplacement du bloc qui les porte (ici la faille est inverse)

### Quand la fracturation s'opère sans glissement : les fentes de tension et les joints stylolithiques

Un bloc rocheux peut ne pas se fracturer de façon nette, avec un glissement mesurable : il se fracture, faisant apparaître localement **des joints stylolithiques** (microfractures en compression, où le matériau a été raccourci, et siège de dissolutions si des fluides étaient présents dans la roche) et des **fentes de tension** (microfractures en extension, où le matériau a été étiré, les fentes apparues s'étant comblées par précipitation des ions dissous sur les sites en compression).

Quand ces microstructures sont visibles, il est facile de leur associer un champ de contraintes :  **$\sigma_1$  est perpendiculaire aux joints stylolithiques et parallèle aux fentes de tension.**



## Réviser

### Résumé

La **déformation discontinue** engendre des **failles**.

La **déformation continue homogène** est **coaxiale**, interprétée en aplatissement-étirement ou **non coaxiale**, interprétée en cisaillement simple

La **déformation continue hétérogène** engendre des plis.

Les schistosités/foliations sont des structures pénétratives planaires souvent associées aux plis, et interprétées en déformation homogène ou hétérogène suivant l'échelle d'observation.

La construction d'un **ellipsoïde des déformations** est possible à partir de failles et d'une déformation continue homogène.

La construction d'un **ellipsoïde des contraintes** est possible à partir de failles et dans le cas d'une déformation homogène coaxiale.

Au cours d'une expérience de rhéologie, les roches adoptent un comportement **ductile**, successivement **élastique**, **plastique** et **fragile**.

Les facteurs favorisant une déformation plastique (formation de plis anisopaques, schistosités) sont l'incompétence des roches (argiles, marnes, évaporites), les hautes pressions, les hautes températures, la présence de fluides si la profondeur est grande.

Les facteurs favorisant la formation de failles (et éventuellement de plis isopaques) sont : la compétence des roches (calcaires, grès, granites...), une grande vitesse d'établissement des contraintes, la présence de fluide si la profondeur est faible.

Le comportement mécanique de la lithosphère est décrit par son **profil rhéologique** issu de la confrontation de la loi de Byerlee et des lois de fluage des matériaux considérés.

Les profils rhéologiques suggèrent une hétérogénéité verticale de comportement mécanique de la lithosphère continentale qui peut déterminer des niveaux de **découplage** (absents dans la lithosphère océanique).

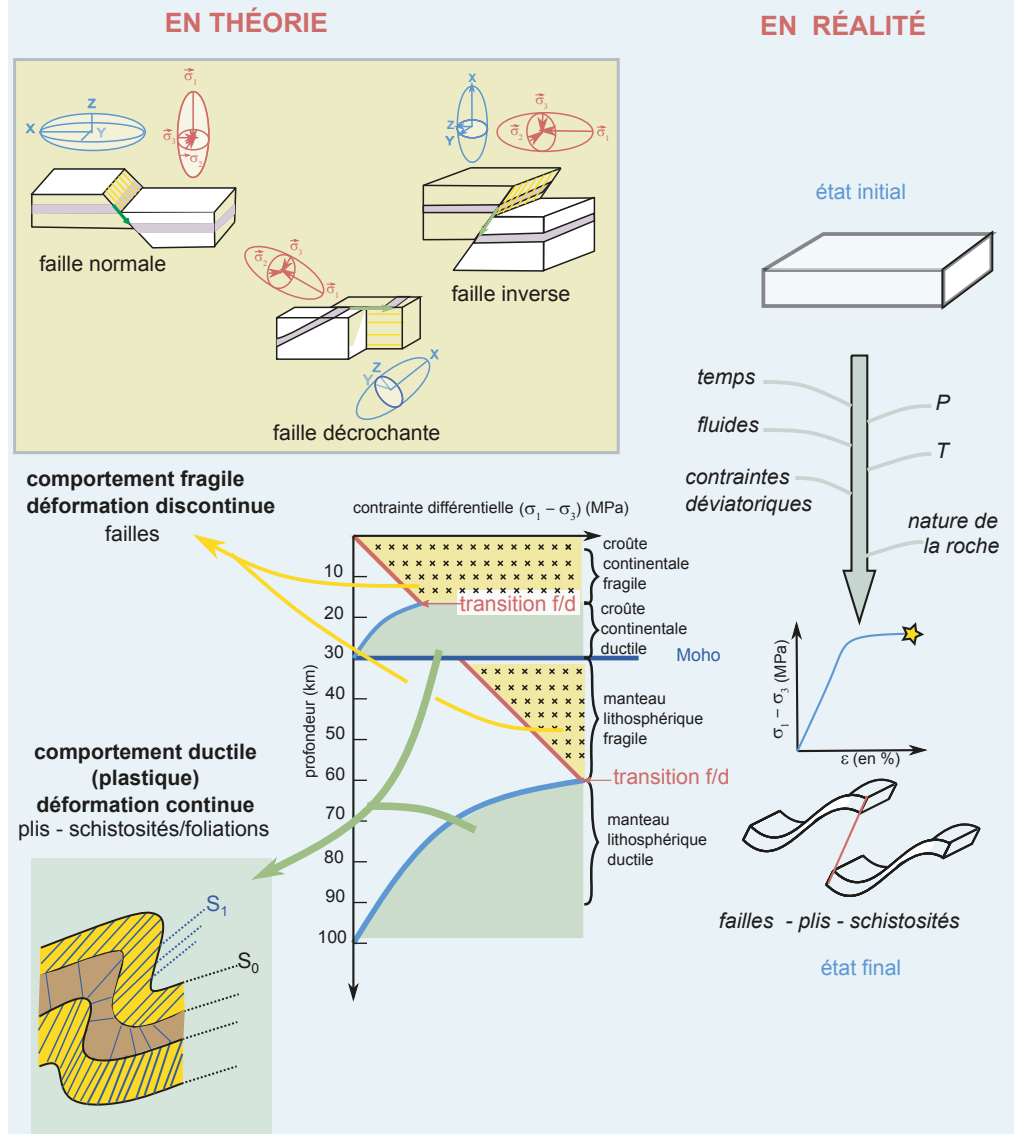


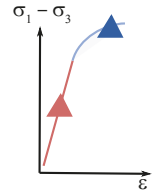
Figure de synthèse Comportement mécanique des roches : de l'échantillon à la lithosphère.

# S'entraîner

## QCM de connaissances

1 À propos de cet essai en compression.

- a. Le domaine rouge est le domaine élastique.
- b. Si on relâche les contraintes au niveau du triangle rouge, l'échantillon retrouve sa forme initiale.
- c. Si on relâche les contraintes au niveau du triangle bleu, l'échantillon reste dans le même état de déformation.
- d. Le domaine bleu indique un comportement de fluage.

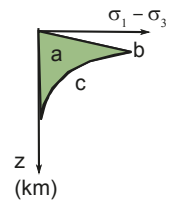


2 Une série calcaire plissée.

- a. A eu un comportement ductile.
- b. Est généralement affectée d'une schistosité de plan axial très serrée.
- c. Est généralement affectée de fractures.
- d. Si le plissement est d'ampleur régionale, les synformes occupent toujours les vallées et les antiformes les monts.

3 À propos de ce profil rhéologique de lithosphère océanique :

- a. Une roche située au point a ne subit pas de fluage malgré les contraintes qui lui sont appliquées.
- b. Le point b est situé au niveau du Moho.
- c. Une roche située au point c est déformée de façon ductile.
- d. Les foyers de séismes peuvent se trouver dans les conditions a et b.
- e. Ce profil suggère que des foyers sismiques peuvent se trouver dans la croûte et dans le manteau.

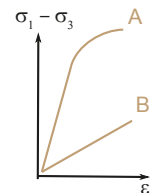


4 À propos des failles normales

- a. Le pendage des failles normales est généralement plus faible que celui des failles inverses.
- b. La contrainte principale  $\sigma_1$  est verticale, et fait un angle généralement de l'ordre de  $45^\circ$  par rapport à la direction des failles normales.
- c. Une faille normale présente des crochons orientés vers le haut au niveau de son mur.
- d. Sur le miroir du mur d'une faille normale, on peut observer des stylolithes dont les pics sont orientés vers le haut.

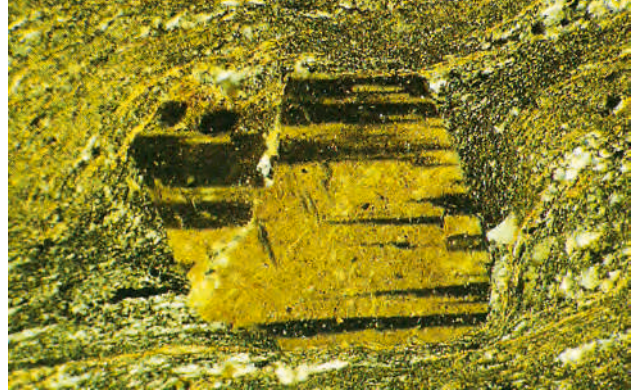
5 L'essai en compression présenté ci-contre a été réalisé avec deux échantillons différents, à température et pression isotrope ambiantes.

- a. La roche A est plus compétente que la roche B.
- b. La roche A pourrait être un granite.
- c. On pourrait obtenir un résultat comparable si A et B étaient des marnes avec une teneur en argile inférieure en A.
- d. La roche B pourrait être du gypse.



## QCM à partir de documents

- 1 Sur la [figure 23.13](#) vous pouvez observer lame mince de roche en microscopie polarisante. Un gros cristal de feldspath plagioclase est visible dans une matrice de petits cristaux bruns, blancs et noirs.



**Figure 23.13**

(« Le métamorphisme - 2<sup>e</sup> partie : Les transformations structurales », Éditions du CRDP Strasbourg, 1990 - © photo : Claude Schneider/CRDP Strasbourg).

Cochez les affirmations correctes.

- a. La déformation subie par l'échantillon est un cisaillement pur.
- b. L'axe Z de la déformation est perpendiculaire à la photo.
- c. La déformation a été à la fois cassante et ductile.
- d. Le cristal de feldspath est antérieur à la schistosité qui affecte la roche.

- 2 Sur le paysage de la [figure 23.14](#) : « Ti » = calcaires du Jurassique supérieur, « Ur » = calcaires du Crétacé moyen. La série « Ti » est dédoublée.

Cochez les affirmations correctes.

- a. Le contact « Ti » sur « Ti », au sein de la série dédoublée, est une surface de discordance.
- b. La série « Ti » est plissée en un synclinal et un anticlinal couchés.
- c. Le contact « Ur » sur « Ti » est nécessairement un chevauchement.
- d. Toutes les structures observables dans ce paysage peuvent s'être formées simultanément, lors d'un unique épisode de déformation.



**Figure 23.14**

- 3 La figure 23.15 fournit le contexte géologique de la faille de San Andreas (dessin de droite) qui affecte la croûte continentale en Californie notamment et, à gauche, la répartition en profondeur des foyers des séismes le long de la faille, entre les points A-B et entre les points C-D.

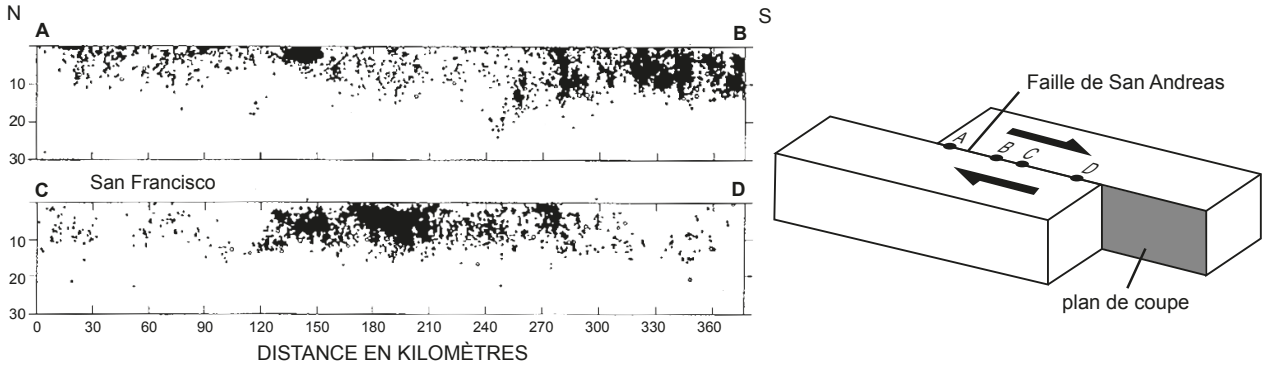


Figure 23.15

De cette figure on peut en déduire que :

- a. La croûte continentale a une épaisseur d'environ 20 km dans ce secteur.
- b. La lithosphère continentale a une épaisseur d'environ 20 km dans ce secteur.
- c. La faille a un jeu dextre.
- d. Il y a une transition fragile-ductile à environ 20 km de profondeur.

### Question de synthèse courte (oral du concours ENS)

Structures, déformations, contraintes tectoniques.