



Lycée François-René de CHATEAUBRIAND
 136 BOULEVARD DE VITRÉ, CS 10637
 35706 RENNES CEDEX 7
CLASSE PRÉPARATOIRE BCPST 1
 Biologie Chimie Physique Sciences de la Terre

ENSEIGNEMENT DE SCIENCES DE LA VIE ET DE LA TERRE (SVT)
 °° SCIENCES DE LA TERRE °°
 >> Cours <<

Chapitre 23

Les déformations de la lithosphère

PLANCHES COMPLÈTES

Objectifs : extraits du programme

ST-D Les déformations de la lithosphère (BCPST 1)	
<p>La lithosphère, enveloppe externe de la partie solide de la Terre, est une enveloppe qui se déforme sous l'effet de forces imposées par la dynamique interne. Cette déformation dépend de la rhéologie des matériaux qui la composent selon les conditions de pression et de température. Ces déformations sont à mettre en évidence à partir d'observations de l'échelle de l'échantillon à celle de la lithosphère (observations géophysiques). Ces observations permettent de construire un modèle physique du comportement mécanique de la lithosphère, qui permet d'expliquer la construction de la topographie et les phénomènes sismiques.</p> <p>L'étude de la sismogénèse est l'occasion de détailler un mode de déformation de la lithosphère, à partir de mesures de déformations actives aujourd'hui pour, in fine, faire le lien avec l'appréhension d'un aléa et la compréhension d'un risque (développé dans la partie ST-1 sur les risques). Les séismes, comme marqueurs actifs de la déformation cassante, constituent une donnée clef ayant nourri les réflexions aboutissant à la théorie de la tectonique des plaques. Les définitions de la lithosphère introduites en ST1-A sont complétées par les aspects rhéologiques. Cette partie est l'occasion d'expliquer l'expression de surface de la dynamique interne de la Terre.</p>	
Savoirs visés	Capacités exigibles
<p>ST-D-1 La rhéologie de la lithosphère</p> <p>Les matériaux lithosphériques se déforment sous l'effet de contraintes : la déformation est réversible ou irréversible. La déformation finie peut se décomposer en étapes (ou incréments) de deux types comportant ou non une part de rotation. Le cisaillement est alors pur ou simple. Les propriétés mécaniques des roches dépendent de leur minéralogie, des conditions pression- température et de la présence de fluides ainsi que de la vitesse de déformation. Ces propriétés mécaniques mènent à la définition thermomécanique de la lithosphère abordée précédemment.</p> <p>Le comportement global de la lithosphère est déterminé par son enveloppe rhéologique, mais ce modèle statique est questionné par des observations de terrain ainsi que par des données géophysiques. L'hétérogénéité verticale de comportement mécanique de la lithosphère peut déterminer des niveaux de découplage.</p>	<ul style="list-style-type: none"> - Distinguer déformation et contrainte. - Construire une ellipse (2D) ou un ellipsoïde (3D) de déformations, dans le but d'établir, lorsque cela est possible, l'orientation des contraintes. - Exploiter des courbes rhéologiques pour distinguer déformation élastique, déformation plastique, phénomène de fluage et la notion de rupture. - Distinguer un comportement ductile et un comportement cassant (ou fragile). - Relier les différents types de comportement à la compétence des roches et aux conditions thermodynamiques. - Illustrer l'importance de la vitesse de déformation dans la rhéologie. - Analyser des objets tectoniques à partir de différents supports à différentes échelles (cartes géologiques, photographies, échantillons). - Analyser des objets tectoniques, en termes d'ellipsoïde des déformations finies et, lorsque c'est possible, faire le lien avec le régime de contraintes.

	<ul style="list-style-type: none"> - Analyser des microstructures associées aux structures d'échelle supérieure. - Analyser un style structural régional. - Savoir relier observations de terrain et déformation. - Établir un profil rhéologique de la lithosphère continentale à l'aide de la loi de Byerlee et des lois de fluage. - Relier le profil rhéologique avec la distribution des séismes en profondeur. - Comparer les profils rhéologiques des lithosphères continentale et océanique. - Discuter l'allure de ces profils en fonction du gradient géothermique local. - Discuter des limites d'application des enveloppes rhéologiques à partir d'observations.
<p>Précisions et limites : <i>On se limite ici à définir la fabrique (schistosité, foliation et linéation). Les mécanismes de la déformation à l'échelle cristalline tout comme les cercles et enveloppes de Mohr ne sont pas au programme. On présentera en 2D le cisaillement simple et le cisaillement pur comme les deux incréments possibles de déformation comportant chacun une direction d'étirement et de raccourcissement. On présentera la déformation finie coaxiale (respectivement non coaxiale) comme la succession (l'intégrale) d'incrément de cisaillement pur (respectivement simple). Les microstructures sont étudiées en 1ère année sans lien avec les transformations minéralogiques (vues en deuxième année). Les études pratiques liées à la déformation de la lithosphère sont intégrées aux sorties de terrain. Les limites d'application du modèle des enveloppes rhéologiques, et notamment l'importance du taux de déformation, sont discutées à la lumière de données de terrain et de données géophysiques.</i></p>	
<p>ST-D-2 Les séismes : origine et conséquences</p>	
<p>L'étude des séismes et l'évaluation des aléas sismiques passent par la description des événements et par des mesures et des calculs (magnitude, mécanismes au foyer, déplacement par GPS...).</p> <p>La relaxation rapide d'énergie accumulée par les déformations élastiques, mesurables par géodésie spatiale, est responsable de la formation des séismes. La notion (historique) de cycle sismique rassemble l'accumulation de déformation élastique et le rebond sismique.</p> <p>Pour un séisme donné, le mécanisme au foyer permet l'analyse de la géométrie de la faille et de son mouvement. L'étude d'un ensemble de mécanismes au foyer dans une région donnée permet de caractériser et modéliser le contexte tectonique.</p> <p>La distribution mondiale des séismes et la variabilité des mécanismes au foyer renseigne sur la géodynamique globale et sur les frontières de plaques.</p> <p>Les mesures de géodésie spatiale par GPS permettent d'évaluer les déplacements instantanés, de les comparer à ceux déterminés à l'échelle des frontières de plaque (en termes de bilan de déformation) et de préciser la connaissance de l'aléa localement.</p>	<ul style="list-style-type: none"> - Expliquer la notion de magnitude et les ordres de grandeurs et comparer la magnitude de moment à une intensité type MSK. - Relier les notions de magnitude et de temps de récurrence à l'évaluation de l'aléa sismique. - Expliquer la notion de risque : distinguer les concepts d'aléa et de risque. - Discuter la notion de cycle sismique en la confrontant avec des données géodésiques actuelles. - Exploiter des données de mécanismes au foyer. - Relier ces données aux contextes géodynamiques. - Exploiter et relier des données de géodésie spatiale (GPS) permettant la surveillance des failles actives et la quantification de l'aléa par mesure de l'accumulation de déformation élastique autour de ces failles. - Comparer en ordre de grandeur les déplacements (temps, distance, mouvement des plaques, mesures locales).
<p>Précisions et limites : <i>L'étude d'un ou de quelques exemples de séisme, laissés au choix, permet de montrer la diversité des observations effectuées avant, pendant et après le séisme. Il est essentiel de décrire le séisme comme une fracture avec glissement qui se propage dans un milieu élastique. La construction stéréographique d'un mécanisme au foyer n'est pas au programme ; on se limite, sur les sismogrammes, à la compréhension de l'arrivée des ondes (compression ou distension). Concernant le modèle de rebond élastique et de cycle sismique, il s'agit de comprendre qu'il est trop « simple » : les progrès des dix dernières années montrent que la périodicité suggérée par le modèle n'est quasiment jamais observée. On exploite une carte avec des vecteurs GPS et une carte de déplacements obtenus par interférométrie radar ou par corrélation d'images, mais la connaissance des méthodes permettant leur obtention n'est pas exigible.</i></p>	
<p>Liens : La structure de la planète Terre (ST-B) La géodynamique de la lithosphère (ST-C-3) Les risques géologiques (ST-I-1)</p>	

Introduction

Comme nous avons pu le voir dans le [chapitre 21](#), la **lithosphère, couche superficielle de la géosphère (0 à environ 100 / 200 km) comprenant la croûte et une partie du manteau supérieur**, peut être définie de multiples façons :

- Une **définition sismique** : la **lithosphère** est **située au-dessus de la LVZ (de 0 à environ 100-200 km de profondeur), la LVZ (Low Velocity Zone, zone de faible vitesse) étant une zone d'affaiblissement important des vitesses des ondes sismiques, notamment des ondes P, au sein du manteau supérieur.**

La **profondeur (variable) de la LVZ délimitant lithosphère et asthénosphère sous-jacente** est parfois appelée **LAB** pour **Lithosphere-Asthenosphere Boundary** (= limite lithosphère-asthénosphère).

- Plutôt **superficielle** sous les **océans** (en général entre 60 et 100 km)
- Plutôt **profonde** sous les **continents** (en général entre 100 km et jusqu'à 300 km !)

- Une **définition thermique** : la **lithosphère** est **la portion de croûte et manteau supérieur située au-dessus de l'isotherme 1300 °C.**
- Une **définition rhéologique** : la **lithosphère** est **la portion de croûte et manteau supérieur qui a un comportement globalement rigide (= cassant) suite à une contrainte.**

Cette **dernière définition** fait référence à une **caractéristique géologique majeure** de la **lithosphère**, la **rhéologie** (du gr. *rhéô*, couler) tant **l'étude physique de la déformation des matériaux sous l'effet de contraintes mécaniques**. Ainsi, la **lithosphère, enveloppe externe de la partie solide de la Terre, est une enveloppe qui se déforme sous l'effet de forces imposées par la dynamique interne**. Cette **déformation** dépend de la **rhéologie** des **matériaux** qui la composent selon les conditions de **pression** et de **température**.

On appelle **tectonique*** (du gr. *tektonikos*, charpente) ou **géologie structurale*** la **partie de la géologie qui étudie les déformations de la lithosphère en place et ses causes**. Les **structures géologiques** sont ici **considérées comme l'organisation des objets géologiques découlant de déformations**. On les distinguera de la **texture des roches** (**agacement des minéraux ou des sédiments constitutifs d'une roche dû à son mode de formation, indépendamment de toute contrainte tectonique**).

Le terme « **géologie structurale** » est de plus en plus utilisé car très usité par les Anglo-Saxons qui ont tendance à réserver le mot « **tectonique** » aux aspects de **tectonique globale** et/ou à la **tectonique des plaques**. Cette évolution sémantique est récente (deuxième moitié du XX^e siècle pour un terme qui date du XIX^e siècle) et ne correspond pas au sens historique du mot « **tectonique** ».

Si l'on suit cette tendance, l'on peut aussi considérer que la **géologie structurale** s'attacherait à **décrire géométriquement les structures**, alors que la **tectonique** chercherait à en **expliquer la genèse par les grands phénomènes géodynamiques**... Cela dit, les deux aspects sont-ils aujourd'hui dissociables ou distinguables ?

Au sein de la **tectonique** ou **géologie structurale**, on peut préciser certains **champs disciplinaires** :

- La **tectonique régionale** est **l'étude des structures à l'échelle kilométrique ou au-delà.**
- La **microtectonique** est **l'étude des structures à l'échelle décimétrique, centimétrique ou millimétrique (microstructures).**

On y inclut donc **l'étude de la déformation affectant l'organisation minérale (= pétrofabrique*)** que l'on peut appeler **pétrologie structurale**.

* On appelle **fabrique d'une roche**, ou **pétrofabrique** (**mot employé dans le programme**) :

- 1. **Au sens large** (plutôt employé par les **Anglo-Saxons**) : **l'agencement spatial des minéraux ou éléments constitutifs d'une roche**. Les Anglo-Saxons parlent ainsi parfois de « **fabrique sédimentaire** », « **fabrique métamorphique** » ou « **tectonométamorphique** »...

Le mot se rapproche alors de ce qu'il convient plutôt d'appeler **texture** de roche, quand il fait référence qu'à **autre chose qu'une roche déformée**.

- 2. **Au sens strict** (plutôt employé par les **francophones**, mais aussi souvent le **sens le plus courant des travaux anglo-saxons**) [**sens à préférer**] : **l'agencement spatial des minéraux ou éléments constitutifs d'une roche suite à sa déformation**. La notion se superpose donc pratiquement au concept de « **microstructure** ».

Si l'on retient le premier sens, alors on pourra distinguer :

- La **fabrique primaire, agencement spatial des minéraux ou éléments constitutifs d'une roche (non déformée) acquis lors de sa formation** [= **texture**].
- La **fabrique secondaire, agencement spatial des minéraux ou éléments constitutifs d'une roche acquis lors de sa déformation** [= **sens 2 ci-dessus**].

- La **tectonique globale** est **l'étude des structures à l'échelle de la planète ou des grands ensemble géologiques mondiaux.**
- La **tectonophysique** est **l'étude des structures et de leur déformation en appliquant les méthodes et outils de la physique.**

(!) La « **tectonique des plaques** » est une **théorie bien étayée postulant l'existence de plaques lithosphériques plutôt rigide en mouvement au-dessus d'une asthénosphère plutôt ductile**. Il s'agit d'un des plus puissants paradigmes de la géologie actuelle.

[Revoir le chapitre 22](#)

Enfin, on s'intéressera également dans **ce chapitre** aux **caractéristiques des séismes** et à leur **genèse**.

Comment les objets géologiques réagissent-ils à des contraintes mécaniques ?

I. Caractérisation géométrique, physique et expérimentale de la déformation des objets géologiques

Capacités exigibles

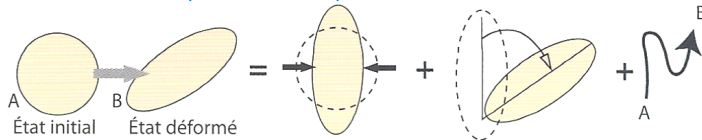
- ✓ **Distinguer** déformation et contrainte.
- ✓ **Construire** une ellipse (2D) ou un ellipsoïde (3D) de déformations, dans le but d'établir, lorsque cela est possible, l'orientation des contraintes.
- ✓ **Exploiter** des courbes rhéologiques pour distinguer déformation élastique, déformation plastique, phénomène de fluage et la notion de rupture.
- ✓ **Distinguer** un comportement ductile et un comportement cassant (ou fragile).
- ✓ **Relier** les différents types de comportement à la compétence des roches et aux conditions thermodynamiques.
- ✓ **Illustrer** l'importance de la vitesse de déformation dans la rhéologie.
- ✓ **Établir** un profil rhéologique de la lithosphère continentale à l'aide de la loi de BYERLEE et des lois de fluage.
- ✓ **Relier** le profil rhéologique avec la distribution des séismes en profondeur.
- ✓ **Comparer** les profils rhéologiques des lithosphères continentale et océanique.
- ✓ **Discuter** l'allure de ces profils en fonction du gradient géothermique local.
- ✓ **Discuter** des limites d'application des enveloppes rhéologiques à partir d'observations.

A. Les aspects géométriques et dynamiques fondamentaux de la déformation

1. La déformation, une modification géométrique des objets

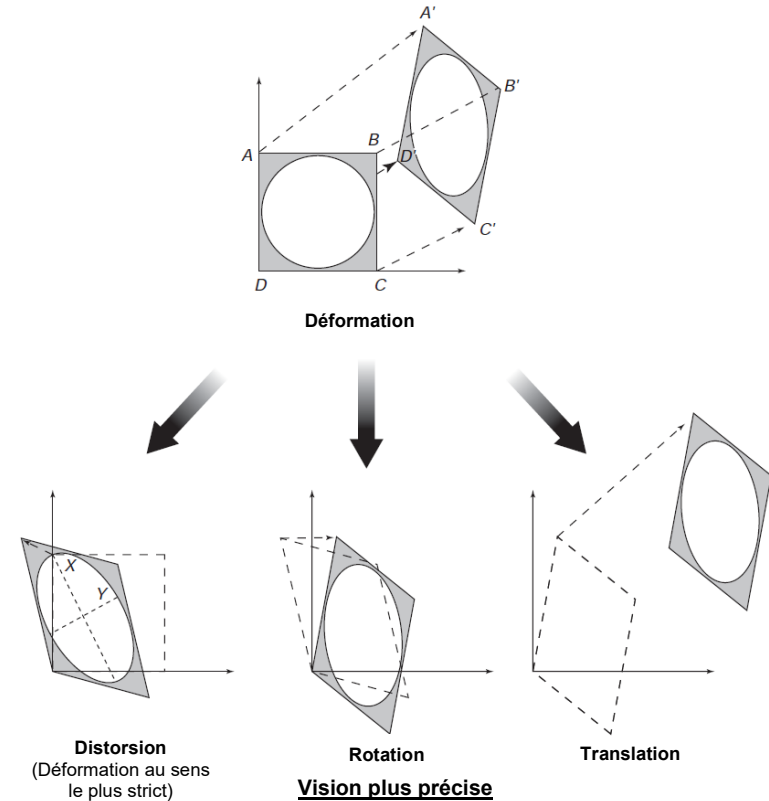
a. La déformation : un changement de forme (← distorsion), orientation (← rotation) et/ou localisation (← translation) d'un objet

On notera bien que les **aspects géométriques et organisationnels non dus à des contraintes** ne relèvent pas du champ d'étude des structures tectoniques car ils ne relèvent pas de la **déformation**.



Déformation finie = changement de forme + rotation + déplacement

Vision simple



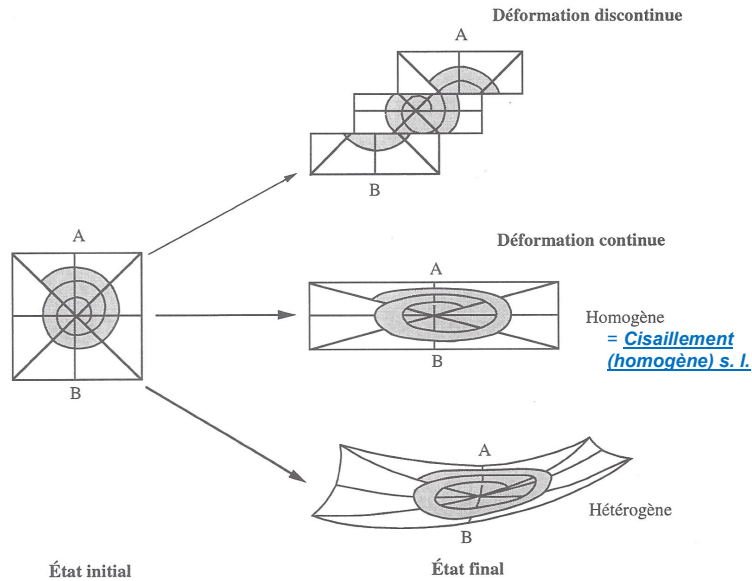
▲ **FIGURE 1. Les trois composantes de la déformation.**
D'après LAGABRIELLE *et al.* (2013) et VAN DER PLUIJM & MARSHAK (2004), traduit.

b. Typologies de la déformation

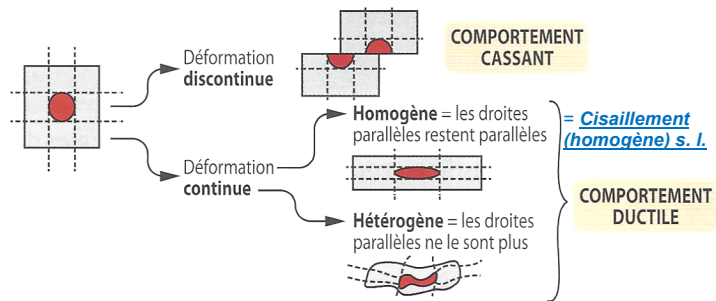
α. La rupture ou le fluage : déformation discontinue (= discrète = cassante = fragile) vs. continue (ductile = souple)

β. Parallélisme des droites ou courbure : déformation homogène (cisaillement homogène au sens large) vs. hétérogène

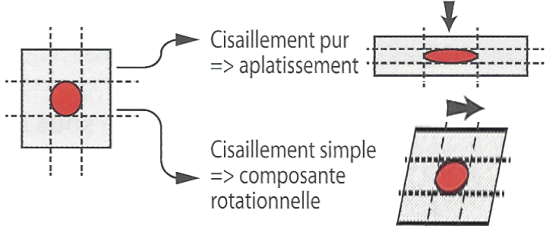
γ. Focus sur le cisaillement homogène : cisaillement pur (aplatissement-étirement sans rotation : déformation coaxiale) et cisaillement simple [cisaillement au sens le plus strict] (rotation : déformation non coaxiale)



▲ FIGURE 2. **Déformation discontinue vs. continue (homogène vs. hétérogène).**
D'après NOUGIER (2000a).



▲ FIGURE 3. **Déformation discontinue vs. continue (homogène vs. hétérogène).**
D'après BORDI, SAINTPIERRE *et al.* (2021).

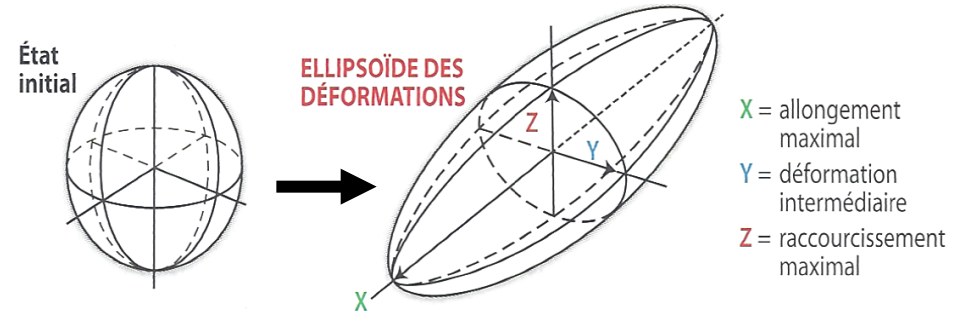


▲ FIGURE 4. **Cisaillement pur vs. simple : cas d'une déformation homogène.**
D'après BORDI, SAINTPIERRE *et al.* (2021), modifié.

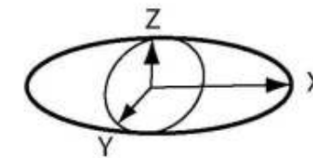
c. Une déformation modélisable dans un repère orthonormé par un ellipsoïde (3D) ou une ellipse (2D) des déformations

α. Des ellipsoïdes de déformation comprenant un axe de plus grand allongement (X), un axe de plus grand raccourcissement (souvent Z) et, en 3D, un axe intermédiaire (souvent Y)

β. Application à la déformation ductile homogène : cisaillements purs et simples



De l'état initial à l'état final d'une déformation, matérialisé par un ellipsoïde des déformations. D'après BORDI, SAINTPIERRE *et al.* (2021).



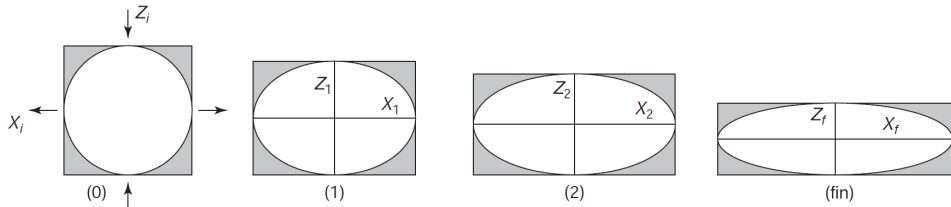
Vision simplifiée. Document C. NICOLLET

▲ FIGURE 5. **Ellipsoïdes des déformations.**

d. De la déformation incrémentale à la déformation finie

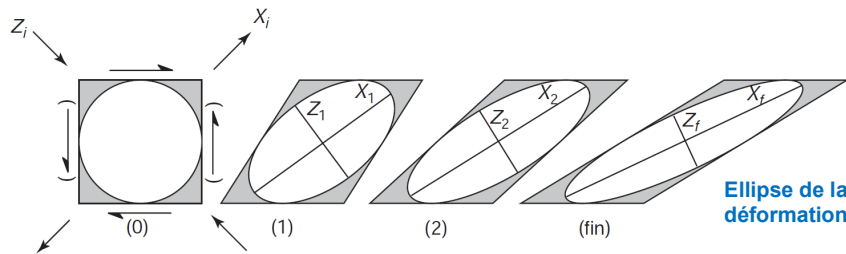
α. Notions de déformation incrémentale et déformation finie (= totale)

β. Un chemin de déformation souvent difficile à reconstituer en cas de déformation complexe (déformation hétérogène)



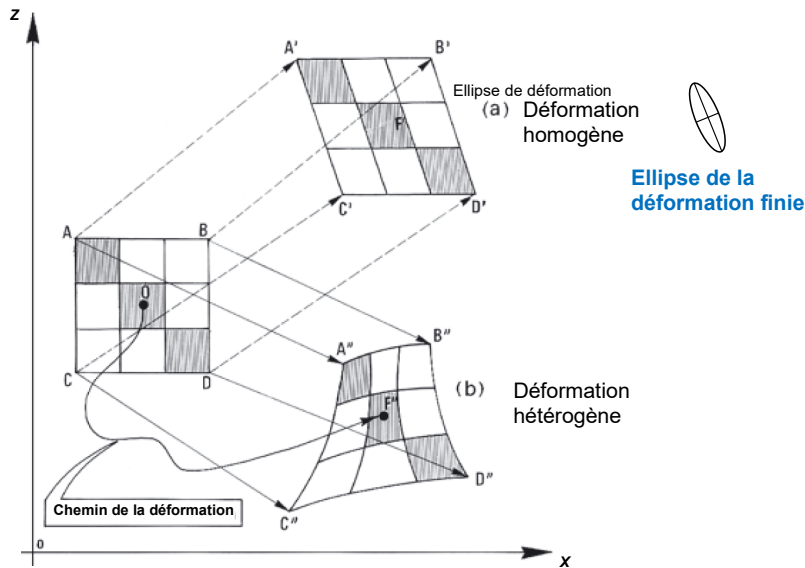
▲ FIGURE 6. De l'état initial à l'état final dans un cisaillement pur (déformation coaxiale : aplatissement = compression). D'après VAN DER PLUIJM & MARSHAK (2004), adapté

Ellipse de la déformation finie



▲ FIGURE 7. De l'état initial à l'état final dans un cisaillement simple (déformation rotationnelle : « vrai » cisaillement). D'après VAN DER PLUIJM & MARSHAK (2004), adapté

Ellipse de la déformation finie



▲ FIGURE 8. Chemin de la déformation. D'après MERCIER et al. (2004), adapté.

Ellipse de la déformation finie

e. La quantification de la déformation homogène

α. La quantification de la déformation linéaire (typiquement applicable dans le cas d'un cisaillement pur... mais aussi simple) : extension (ϵ ou ε), étirement (S) et élongation quadratique (λ)

- On peut quantifier une **déformation linéaire**, selon l'axe X , par les **paramètres** suivants [tous **sans dimension**] (figure 9) :
 - L'**allongement relatif** ou **extension** (*extension*) noté(e) ϵ ou ε qui **mesure le pourcentage d'élongation de l'échantillon par rapport à son état initial** :

$$\epsilon = \frac{l_f - l_i}{l_i}$$

Multiplier par 100 pour obtenir un pourcentage

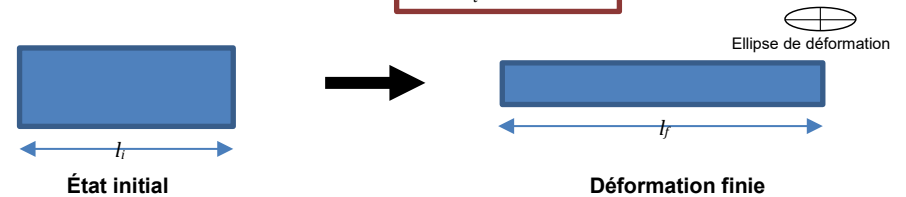
- L'**étirement** (*stretch*) noté S qui est le **rapport des dimensions de la taille de l'objet déformé sur la taille initiale de l'objet** :

$$S = \frac{l_f}{l_i} = 1 + \epsilon$$

- l_f : longueur finale de l'objet (en m)
- l_i : longueur initiale de l'objet (en m)

- L'**élongation quadratique** (*shear strain*) noté λ qui est le **carré de l'étirement** :

$$\lambda = \left(\frac{l_f}{l_i}\right)^2 = (1 + \epsilon)^2$$



▲ FIGURE 9. Paramètres utilisés dans la quantification d'une déformation finie selon l'axe d'allongement maximal (X) dans le cadre d'une déformation coaxiale (cisaillement pur = sans rotation). Original. L'ellipse représentée est l'ellipse de déformation.

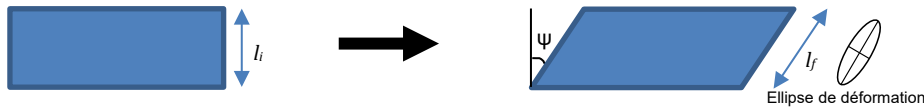
Remarque logique :

- Pour un **allongement**, $\epsilon > 0$ (valeur positive)
- Pour un **raccourcissement**, $\epsilon < 0$ (valeur négative)

- Il est aussi possible de **quantifier cet allongement** dans le cas d'un **cisaillement simple** (figure 10).

β. La quantification de la déformation cisailante au sens strict (= par cisaillement simple) : angle de déformation ψ et déformation cisailante γ

- Dans une **déformation par cisaillement au sens strict (cisaillement simple)**, avec **rotation** de l'objet **sans modification de sa hauteur** (figure 10), on peut caractériser **spécifiquement** :
 - L'**angle de déformation** noté ψ , **angle formé entre une ligne droite initiale et la même ligne droite à l'état final**.
 - La **déformation cisailante** notée γ , **définie par la relation $\gamma = \tan \psi$** .



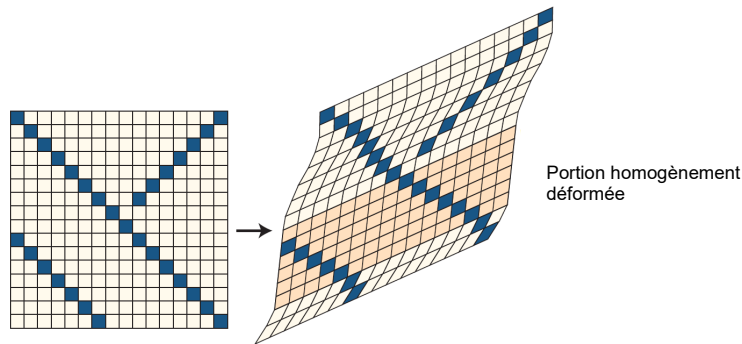
▲ FIGURE 10. Paramètres utilisés dans la quantification d'une déformation finie selon l'axe d'allongement maximal (X) dans le cadre d'un cisaillement simple (= avec rotation), situation de non coaxialité. Original.

L'ellipse représentée est l'ellipse de déformation.

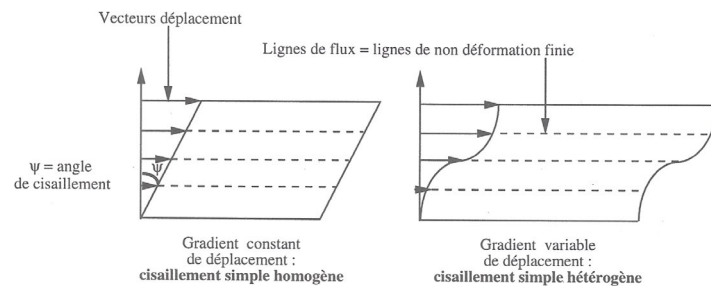
γ. La quantification de la déformation avec une composante linéaire et une composante cisailante : toutes les quantifications précédentes

f. L'étude des situations hors de la déformation continue homogène

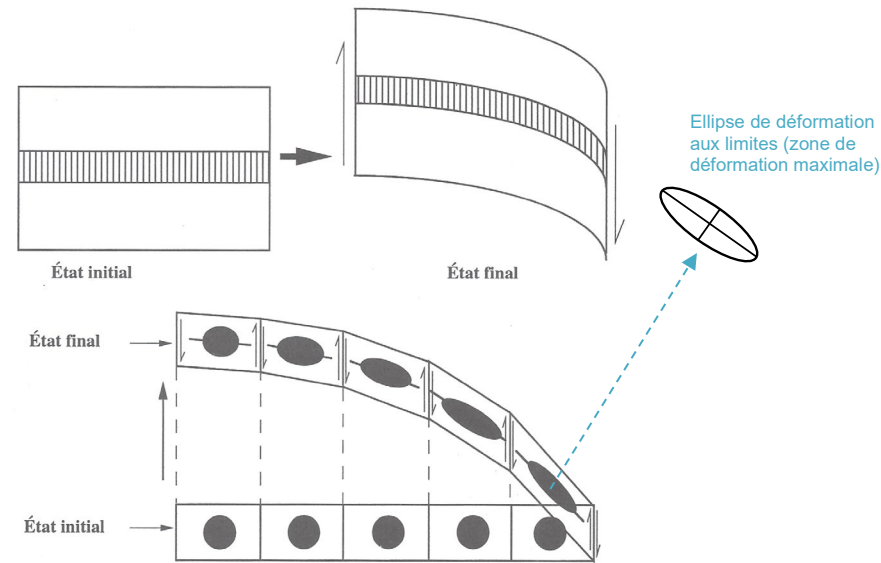
α. L'étude de la déformation continue hétérogène



▲ FIGURE 11. Portion de déformation homogène dans une déformation hétérogène. D'après FOSSEN (2016), traduit.

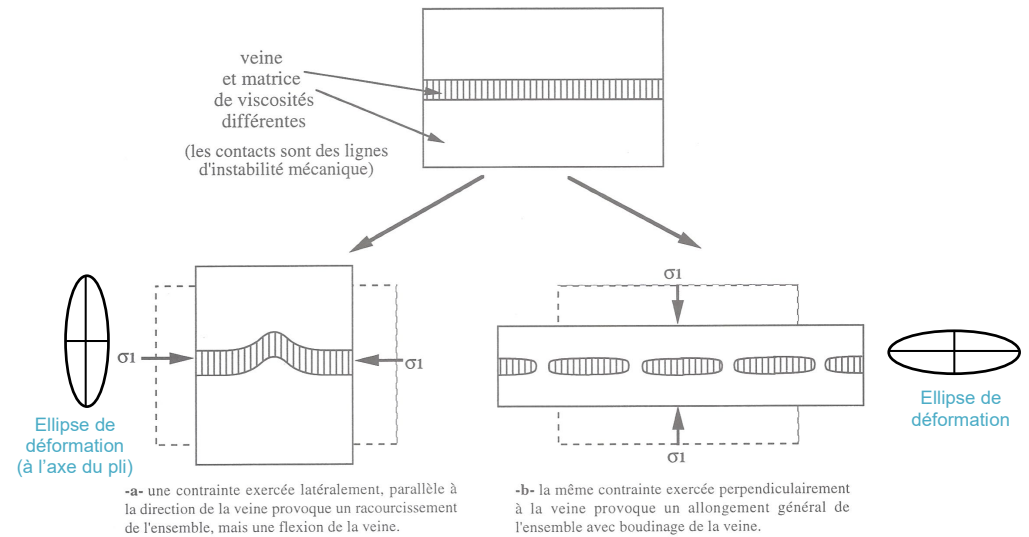


▲ FIGURE 12. Cisaillement simple homogène vs. hétérogène. D'après NOUGIER (2000a).



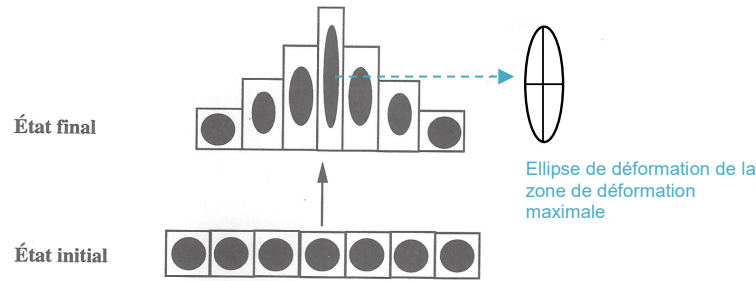
Mécanisme : on peut considérer que chaque élément infiniment petit de la veine subit une translation puis un cisaillement simple homogène. Translation et intensité de cisaillement sont différents d'un élément à un autre.

▲ FIGURE 13. Cisaillement simple hétérogène (→ pli isopaque) : décomposition en unités élémentaires homogènes. D'après NOUGIER (2000a).



-a- une contrainte exercée latéralement, parallèle à la direction de la veine provoque un raccourcissement de l'ensemble, mais une flexion de la veine.

-b- la même contrainte exercée perpendiculairement à la veine provoque un allongement général de l'ensemble avec boudinage de la veine.

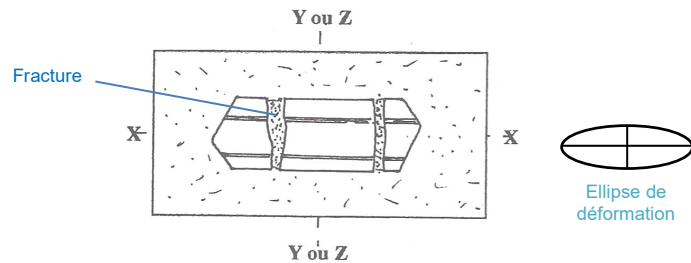


-c- Mécanisme : dans les deux cas, on peut considérer que chaque élément de la matrice subit un aplatissement homogène donnant une forme nouvelle sur laquelle se moule la veine.

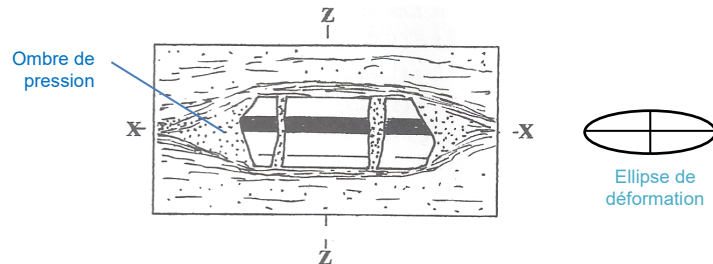
▲ FIGURE 14. Cisaillement pur hétérogène (→ pli anisopaque) : décomposition en unités élémentaires homogènes. D'après NOUGIER (2000a).

Les contraintes citées sont abordées dans le 2.

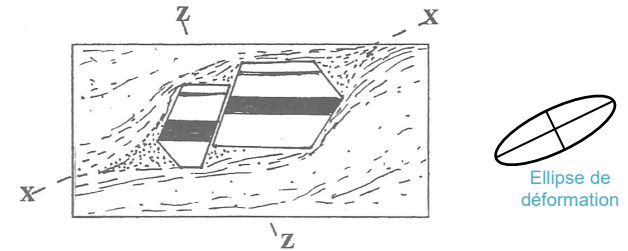
β. L'étude de la déformation discontinue



Une fragmentation minérale dans un cas de cisaillement pur



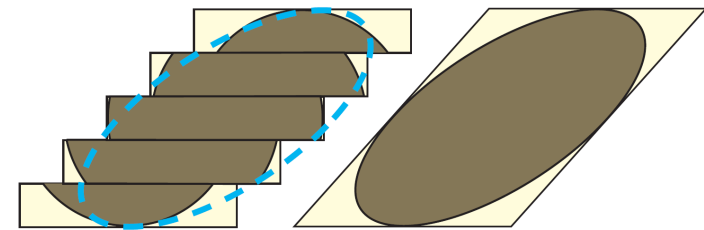
Une fragmentation minérale et des ombres de pression dans un cas de cisaillement pur



Une rupture minérale et des ombres de pression dans un cas de cisaillement simple

▲ FIGURE 15. Trois exemples d'analyse de déformations microstructurales cassantes.

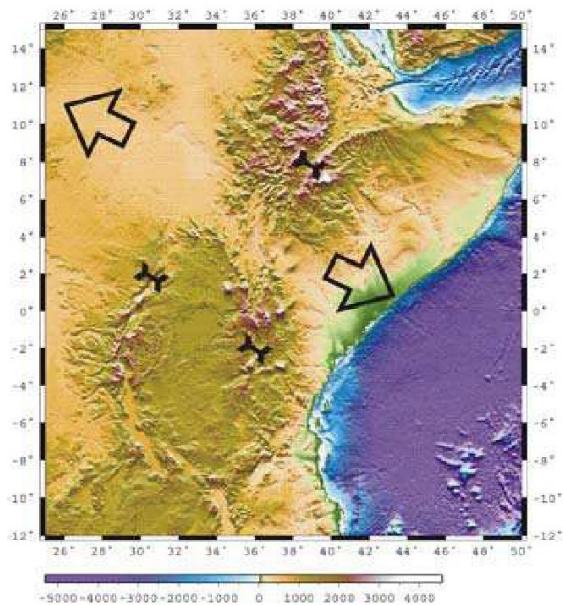
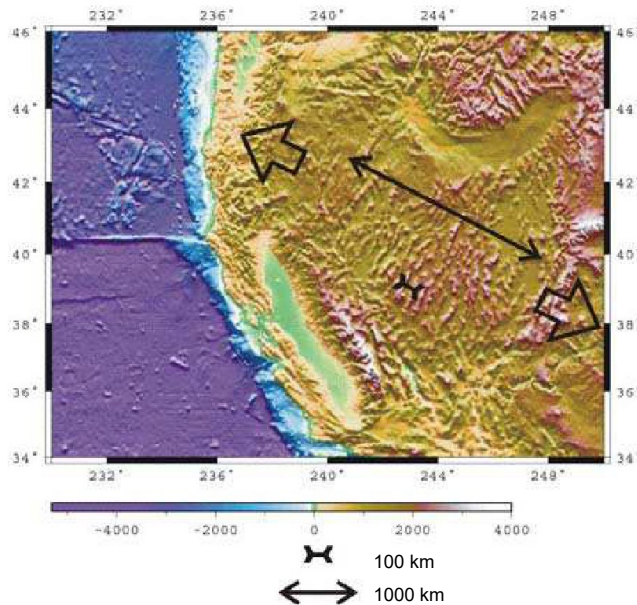
D'après NOUGIER (2000a).



▲ FIGURE 16. Approximation d'une déformation discontinue à une déformation continue.

D'après FOSSEN (2016).

g. Déformation distribuée (= diffuse) ou localisée



h. Notion de tectonite : une roche « tectonisée » (= notoirement déformée)

Roches métamorphiques et tectonites : ne pas confondre

On appelle **métamorphisme** l'ensemble des modifications minéralogiques d'une roche à l'état solide qui interviennent dans une roche soumise à une modification importante des conditions de pression, température et/ou hydratation.

Très **souvent**, les roches métamorphiques sont formées par **enfouissement** : elles sont alors fortement déformées et sont donc des tectonites.

Néanmoins, il est également possible de former des roches métamorphiques par :

- **Hydrothermalisme** (circulation d'eaux chaudes associée au volcanisme)
- **Métamorphisme de contact** (modifications métamorphiques d'une roche par chauffage sans enfouissement, suite à l'intrusion proche d'une masse chaude comme un pluton) ; on forme alors des roches nommées **cornéennes**.

Dans ces deux cas, les roches métamorphiques formées ne sont pas tectonisées.

En résumé :

- **Beaucoup de roches métamorphiques** sont des **tectonites** ;
- **Toutes les roches métamorphiques** ne sont néanmoins pas des tectonites (cas des cornéennes) ;
- De nombreuses tectonites ne sont pas des roches métamorphiques : il y a alors eu déformation à faible profondeur, sans enfouissement et sans modification de l'assemblage minéral.

2. La déformation, une réponse dynamique à des contraintes

a. Notion de contrainte σ : la résultante des forces appliquées en un point

La notion de force

On appelle **force F** une action mécanique exercée par un objet sur un autre. Elle s'exprime en newtons N.

Modélisable par un vecteur, elle est définie par :

- sa **direction** (orientation de la force),
- son **sens** (vers où la force agit),
- son **intensité** appelée **norme** (mesurée en newtons N),
- son **point d'application** (endroit où la force s'exerce).

Une **force non compensée** peut avoir deux actions mécaniques notoires (l'une, ou l'autre, ou les deux) :

- Déplacer l'objet
- Déformer l'objet

En zone **stable isostatiquement**, une roche est classiquement soumise à deux forces verticales réciproques (= qui se compensent) (figure 18, gauche) :

- La **force de pesanteur F_p** qui, en un point, dépend de la section S , la hauteur h de la colonne rocheuse, la masse volumique ρ de la roche et l'accélération de la pesanteur g : $F_p = S h \rho g$. Cette force s'exerce vers le centre de la Terre.
- La **puissance d'ARCHIMÈDE F_{zz}** , de même norme que la précédente (à l'équilibre) qui s'exerce vers le haut.

▲ FIGURE 17. Deux zones en extension : le Basin and Range (USA) [déformation distribuée] et le Rift est-africain (Afrique) [déformation localisée]. D'après SCHUELLER (2004), adapté.

La notion de pression

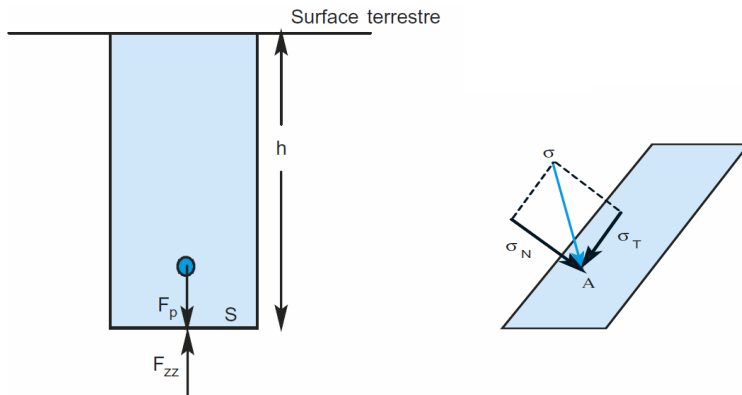
On appelle **pression P** l'intensité d'une force qu'exerce un corps sur un autre par unité de surface S du second. Elle s'exprime en **pascals Pa** dans le système international (mais peut être exprimée en **bars**, en **atmosphères**...). $1 \text{ Pa} = 1 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$

$$P = \frac{F}{S}$$

Par exemple, la **pression lithostatique P_l** qui s'exerce sur la base d'une colonne de roches est égale à :

$$P_l = \frac{F_P}{S}$$

b. La décomposition d'une contrainte dans un plan : contrainte normale σ_N (composante compressive) et contrainte tangentielle (composante cisillante s. str.) $\sigma_T = \tau$



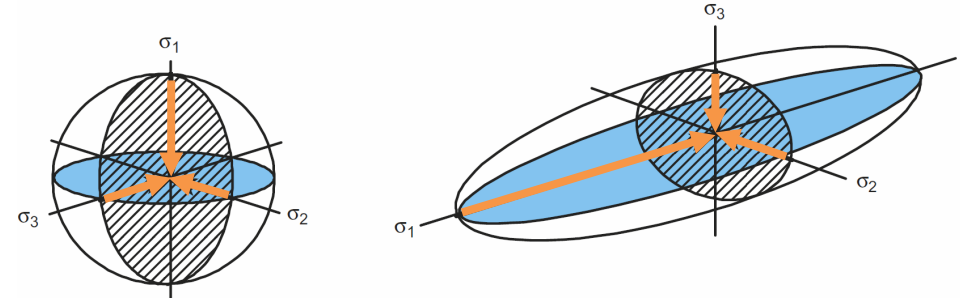
La force de pesanteur F_p et la poussée d'ARCHIMÈDE F_{zz} , deux forces qui s'exercent en tout point de la Terre interne (et qui se compensent en cas d'équilibre isostatique).

Une **contrainte mécanique σ** , une **pression** souvent **oblique** qui s'exerce en un point d'un objet géologique et tend à le déformer. Une **contrainte oblique** se décompose en une **composante tangentielle σ_T** (ou τ) **projection de la contrainte oblique sur l'objet**, et une **composante normale σ_N** , **orthogonale à la précédente**.

▲ FIGURE 18. **Forces et contraintes**. D'après PEYCRU *et al.* (2008)

c. Les ellipsoïdes (3D) de contraintes (ou ellipses en 2D), un outil de compréhension de la compression-étirement (cisaillement pur)

a. Trois composantes en 3D formant un ellipsoïde des contraintes : σ_1 (contrainte maximale), σ_2 (contrainte intermédiaire) et σ_3 (contrainte minimale)

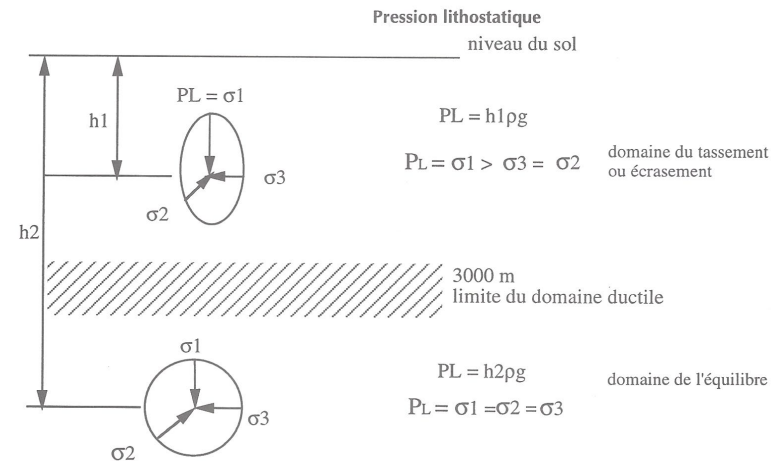


a) Champ de contraintes isotopes
 $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$

b) Champ de contraintes anisotropes
 $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$

▲ FIGURE 19. **Ellipsoïdes des contraintes**. D'après PEYCRU *et al.* (2008), modifié légèrement.

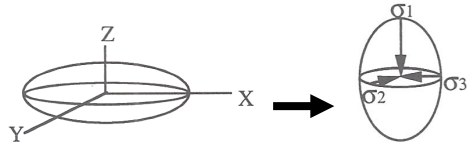
β. Contraintes isotropes (→ compaction) vs. anisotropes (→ compaction + déformation)



Dans la lithosphère stable, en équilibre, les contraintes ne sont isotropes qu'à partir de 3 000 m, lorsque le milieu devient suffisamment ductile.

▲ FIGURE 20. **Les domaines d'anisotropie et d'isotropie des contraintes (hors contraintes géodynamiques) dans le manteau**. D'après NOUGIER (2000a)

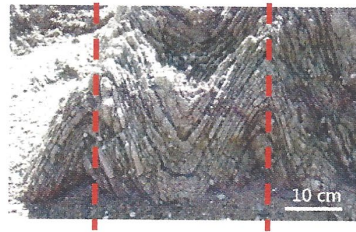
γ. De l'ellipsoïde des déformations à l'ellipsoïde des contraintes



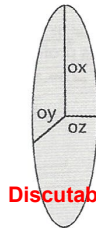
▲ FIGURE 21. Les domaines d'anisotropie et d'isotropie des contraintes (hors contraintes géodynamiques) dans le manteau. D'après NOUGIER (2000a)

δ. La nécessité de vérifier la coaxialité d'une déformation avant d'inférer un ellipsoïde de contrainte, adapté aux seules situations de cisaillement pur

=> Si déformation de type cisaillement pur : allure symétrique de l'objet déformé...

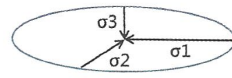


... on retrouve l'ellipsoïde des déformations...



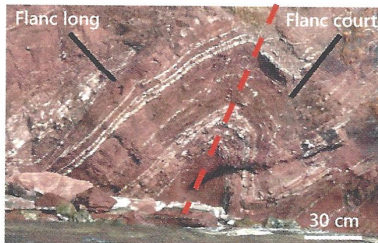
Discutable...

... et on peut retrouver l'ellipsoïde des contraintes.



Encore plus discutable...

=> Si déformation de type cisaillement simple : allure non symétrique de l'objet déformé...



... on retrouve l'ellipsoïde des déformations...



Discutable...

... mais on ne peut pas retrouver l'ellipsoïde des contraintes !

Ce cisaillement ne rend compte que de la rotation, mais pas de la compression pourtant existante !

On se contente de donner les plans de cisaillement

▲ FIGURE 22. Ellipsoïde de déformation ou pas ? D'après DAUTEL et al. (2021).

Ci-dessus, il s'agit d'un pli, donc d'une déformation hétérogène (droites transformées en courbes), ce qui pourrait rendre **hasardeux voire impossible la production d'ellipsoïdes a priori**. Toutefois, les auteurs ont probablement ici considéré que l'axe du pli était une droite qui restait une droite et ont utilisé cette dimension « homogène » (axe X d'étirement maximal) pour inférer leurs **ellipsoïdes qui ne sont en fait valables qu'à l'intrados** ; la perpendiculaire est alors l'axe Z (manifestant un « raccourcissement global »), même si – dans les faits et dans le détail – les droites le long de Z sont devenues des courbes. Quant au fait de passer à l'ellipsoïde des contraintes, il est **encore plus hasardeux** et nombre de collègues s'y refusent. Prudence donc !

ε. Contrainte moyenne, contrainte déviatorique (= déviateur), contrainte différentielle

d. Bilan sur le lien déformation-contrainte dans le cadre des cisaillements pur et simple

- Voir tableau I.

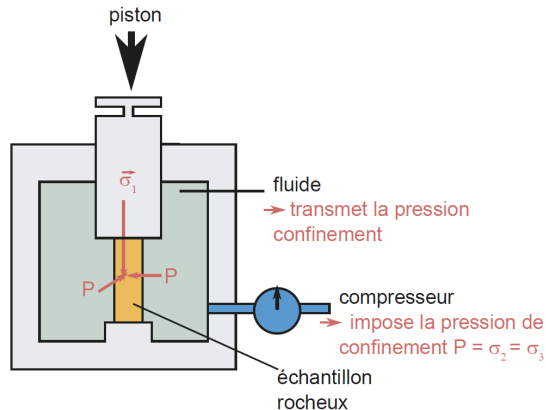
▼ TABLEAU I. La déformation continue homogène : cisaillement pur et cisaillement simple. D'après PERRIER, BEAUX et al. (2021).

	Cisaillement pur (« pure shear ») (aplatissement-étirement)	Cisaillement simple (« simple shear »)
Explication	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 coaxiale	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 non coaxiale
Peut-on caractériser un ellipsoïde de la déformation finale ?	Oui. 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)	Non.
Peut-on caractériser un ellipsoïde des contraintes ?	Oui. La déformation est non-rotationnelle (coaxiale) : $\sigma_1 // Z, \sigma_2 // Y, \sigma_3 // X$ Par convention, on suppose que les contraintes s'exercent au centre de l'objet, donc on oriente les vecteurs vers le centre.	Non. 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).

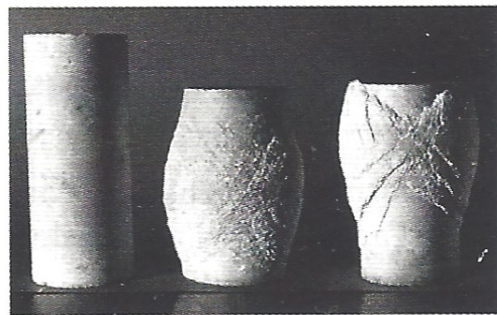
B. L'apport des données expérimentales à la compréhension de la déformation

1. Modalités de l'étude expérimentale de la déformation rocheuse

a. L'étude de la réponse à la compression : des cylindres de roches placés dans des presses triaxiales

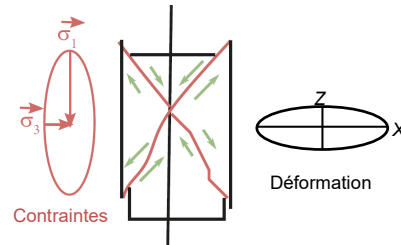


▲ FIGURE 23. Presse triaxiale. D'après DAUTEL *et al.* (2021) et PERRIER, BEAUX *et al.* (2008).



État initial

État final

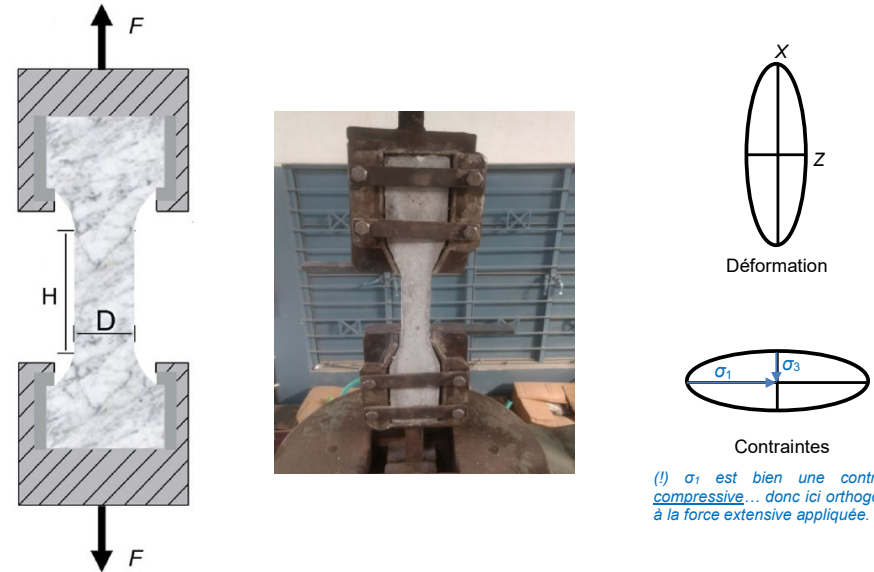


Échantillon final cassé (montrant des failles conjuguées) et ses ellipses

▲ FIGURE 24. Déformation progressive d'un échantillon (« éprouvette ») dans la presse. D'après DAUTEL *et al.* (2021) et PERRIER, BEAUX *et al.* (2021).

Il s'agit ici d'un cas de **réponse en compression**, à une **pression de confinement** proche de **1 kbar (~ 3 km de profondeur)**. L'angle entre les **failles conjuguées** est compris **entre 30 et 45 °**.

b. L'étude la réponse à la traction : des cylindres ou des parallélépipèdes de roches soumis à un test de traction

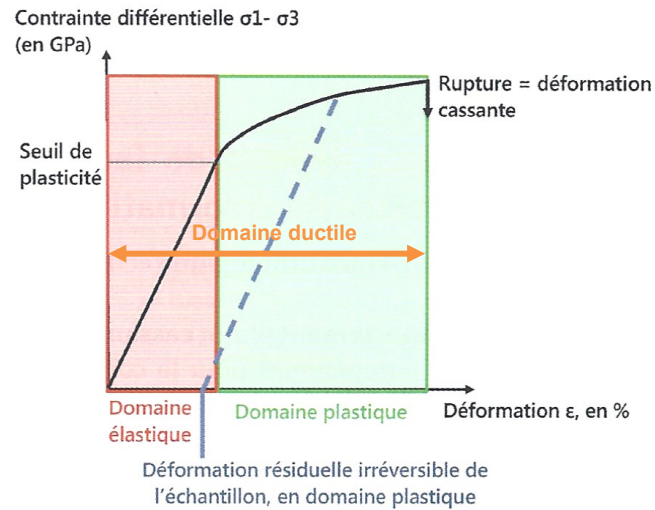


▲ FIGURE 25. Test de traction uniaxial sur un matériau : une modalité simple. D'après PERRAS & DIEDERICHS (2014) et KRISHNARAJA *et al.* (2018)

Notez qu'une **presse triaxiale de compression** peut aussi être utilisée en **extension**, en appliquant une **pression de confinement plus élevée** que la **contrainte verticale**. Il existe aussi des **presses triaxiales** qui appliquent des **contraintes latérales orientées**.

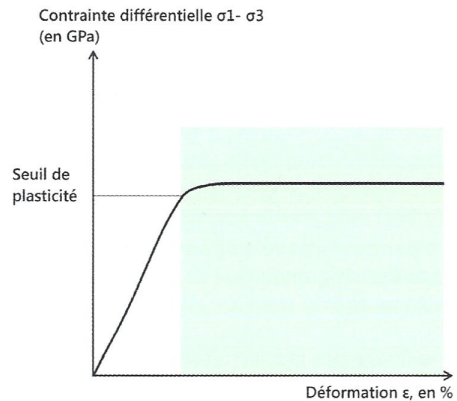
2. Une réponse typique en trois temps : fluage élastique, fluage plastique, rupture

Pour la plupart des **graphes ci-dessous** et en **absence de précision**, on se place dans le cas d'une **contrainte compressive** en **presse triaxiale**. L'**élongation différentielle** ϵ est évaluée en fonction de la **contrainte différentielle** σ_d appliquée à l'**échantillon**, bien que cette **dernière** soit en **ordonnée** et la **déformation** en **abscisse**.



▲ FIGURE 26. **Diagramme contrainte-déformation typique d'un échantillon rocheux (en compression)**. D'après DAUTEL *et al.* (2021)

- a. L'absence de réponse déformationnelle aux faibles contraintes
- b. Une déformation réversible : le domaine ductile élastique
- c. Une déformation irréversible (= définitive) : le domaine ductile plastique ; notions de déformation résiduelle et de fluage à contrainte constante



Fluage : cas particulier de déformation plastique.
La courbe s'horizontalise : la déformation augmente au cours du temps même si la contrainte ne varie pas.

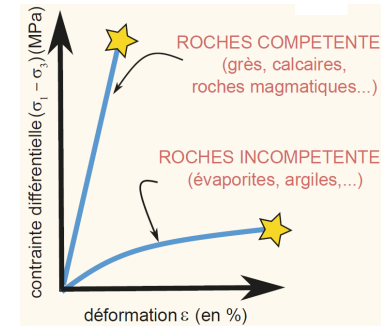


▲ FIGURE 27. **Diagramme contrainte-déformation dans le cas d'un fluage à contrainte constante et cliché d'une plaque calcaire fluante**. D'après DAUTEL *et al.* (2021)

d. Une déformation cassante : la rupture

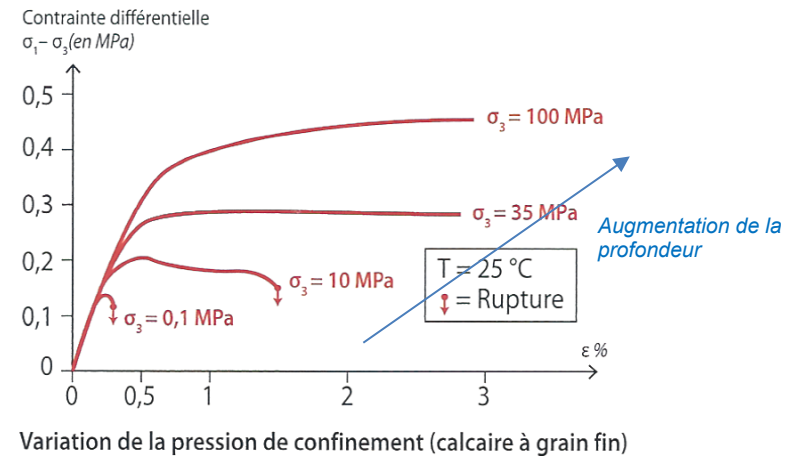
3. L'influence de divers paramètres physico-chimiques sur la déformation

a. Le facteur lithologique et minéralogique (la composition de la roche) et la notion de compétence des roches



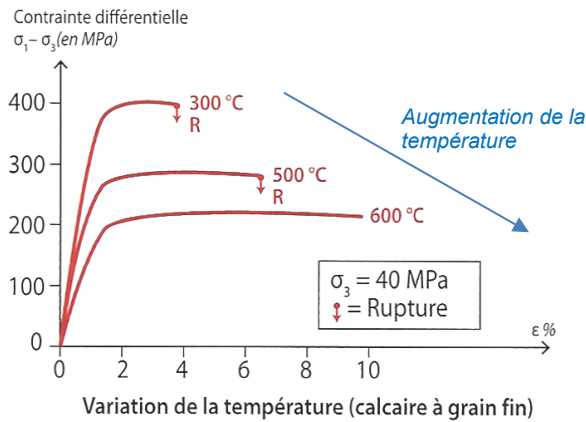
▲ FIGURE 28. **Compétence des roches et déformation**. D'après PERRIER, BEAUX *et al.* (2021).
L'étoile correspond à la rupture.

b. Le facteur pression lithostatique (et donc profondeur)



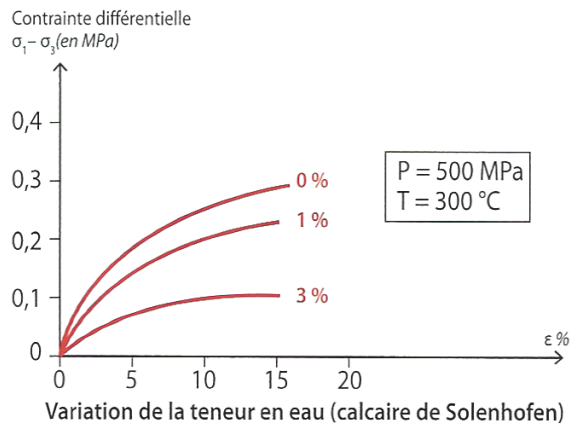
▲ FIGURE 29. **Diagramme contrainte-déformation et variation de la pression lithostatique**. D'après DAUTEL *et al.* (2021)

c. Le facteur température (qui augmente également avec la profondeur et dépend du contexte géodynamique)



▲ FIGURE 30. Diagramme contrainte-déformation et variation de la température.
D'après DAUTEL *et al.* (2021)

d. Le facteur fluides (pressions des fluides) : une action variable qui dépend de la pression lithostatique



▲ FIGURE 31. Diagramme contrainte-déformation et variation de la pression en fluide à HAUTE pression de confinement (modélisant une haute pression lithostatique).
D'après DAUTEL *et al.* (2021)

e. Le facteur temps : la vitesse de charge

α. Un paramètre expérimental loin des valeurs réelles

- On appelle **vitesse de charge** ou **vitesse de déformation** la **vitesse à laquelle se produit une déformation (expression en s^{-1})** :

Cisaillement pur (cas pour les presses utilisées) voire simple [vitesse d'allongement] :

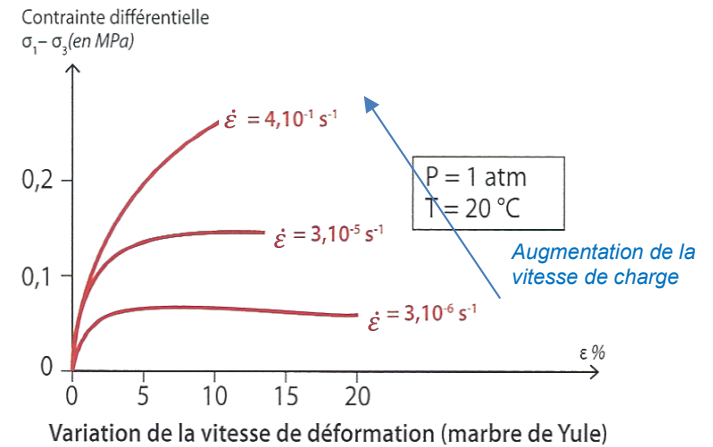
$$\dot{\epsilon} = \frac{d\epsilon}{dt}$$

Cisaillement simple [vitesse de rotation] :

$$\dot{\theta} = \frac{d\theta}{dt}$$

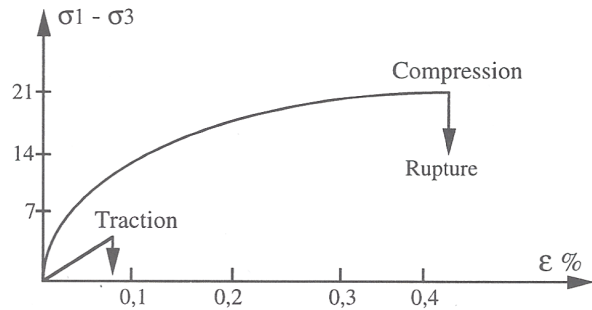
- Comme le remarquent MERCIER *et al.* (2016), « les essais **en laboratoire** se font à des [vitesse de charge] $\dot{\epsilon}$ de l'ordre de 10^{-3} à $10^{-8} s^{-1}$ allant jusqu'à $10^{-9} s^{-1}$ pour le **fluage expérimental**. Ceci est **loin** de représenter les **vitesse des phénomènes géologiques** qui sont de l'ordre de $10^{-14} s^{-1}$ à $10^{-15} s^{-1}$ pour les déplacements horizontaux. »

β. Une lenteur qui favorise la ductilité

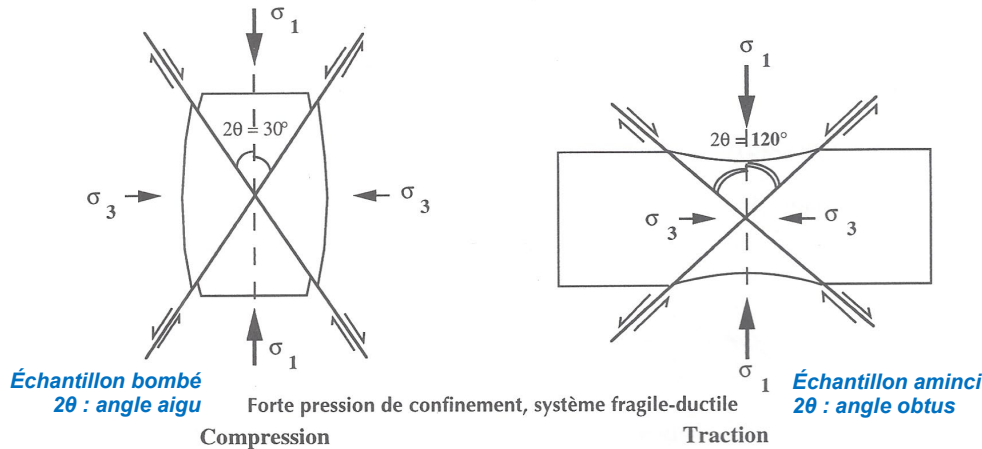


▲ FIGURE 32. Diagramme contrainte-déformation et variation de la vitesse de déformation.
D'après DAUTEL *et al.* (2021)

f. Remarque : une résistance généralement moindre à la traction qu'à la compression



▲ FIGURE 33. Diagramme contrainte-déformation et variation du régime de contrainte. D'après NOUGIER (2000a)

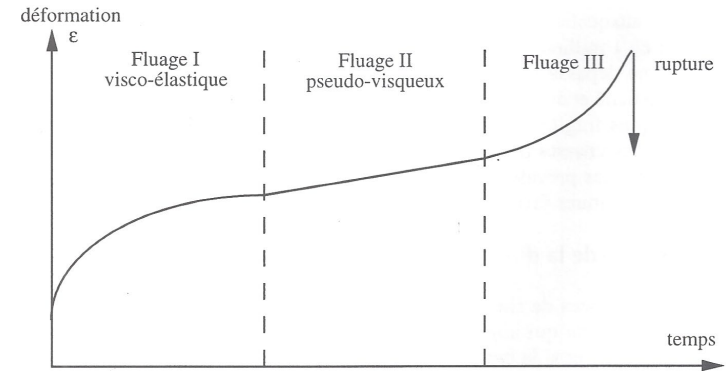


▲ FIGURE 34. Angle formé par la cassure d'une éprouvette déformée en compression et en traction. D'après NOUGIER (2000a)

g. Bilan

- Une roche aura un comportement d'autant plus ductile (et d'autant moins fragile) que :
 - La roche est **incompétente**,
 - La **pression lithostatique** (et donc la **profondeur**) est **élevée**,
 - La **température** est **élevée**,
 - La **pression en fluides** est :
 - En surface (faible P_{litho}) : **faible** ;
 - En profondeur (forte P_{litho}) : **élevée**.
 - La **vitesse de charge** (rapidité de la déformation) est **faible**.
 - La **compression** domine sur la **traction**.

4. La déformation rocheuse réelle sur le temps long : fluages primaire, secondaire et tertiaire



▲ FIGURE 35. Courbe de fluage à contrainte constante sur plusieurs mois. D'après NOUGIER (2000a)

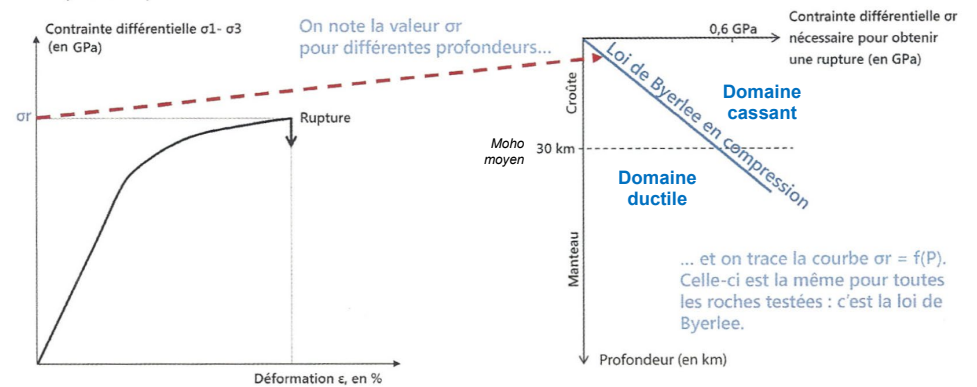
C. Des lois physiques des matériaux rocheux à la compréhension de la stratification rhéologique de la lithosphère

1. Le recours à deux lois physiques empiriques

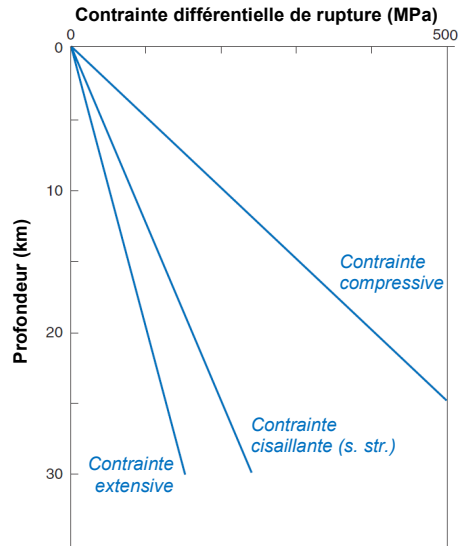
a. Une loi exprimant la contrainte de rupture de tout matériau en fonction de la profondeur : la loi de friction (= de frottement) de BYERLEE

On détermine la valeur de la contrainte différentielle déclenchant la rupture, pour une profondeur donnée...

... puis on replace chaque valeur obtenue sur un graphique en fonction de la profondeur



▲ FIGURE 36. La loi de BYERLEE et son obtention. D'après DAUTEL et al. (2021), adapté.

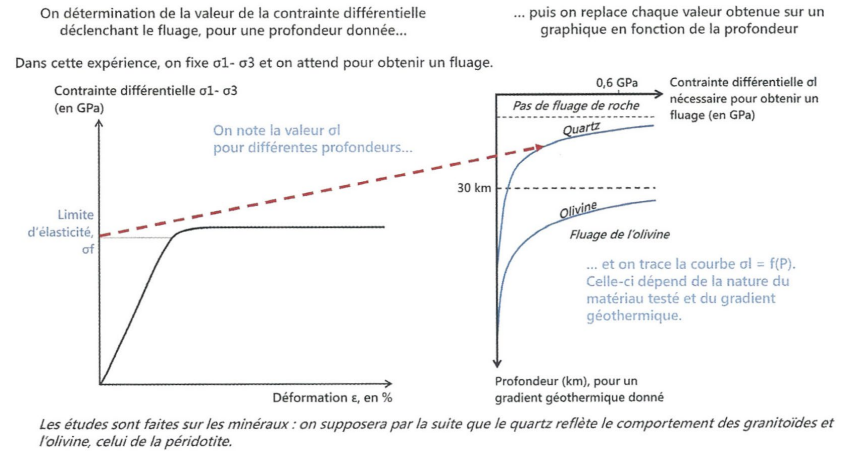


▲ FIGURE 37. Loi de BYERLEE en fonction du régime de contrainte.
D'après FOSSEN (2016), adapté / traduit.

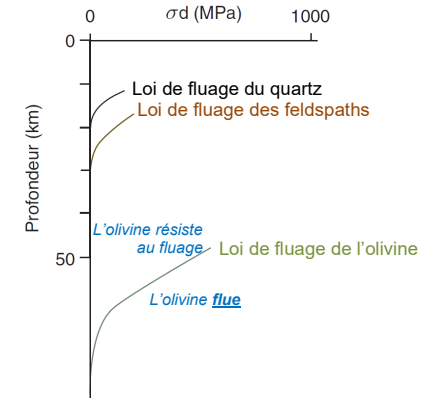


▲ FIGURE 38. James D. BYERLEE (1927-2015).
© legacy.com (consultation avril 2022)

b. Une loi, propre à chaque matériau, exprimant la limite d'élasticité d'un matériau en fonction de la profondeur : la loi de fluage



▲ FIGURE 39. Les lois de fluage (propres à chaque matériau) et leur obtention (à T fixée par rapport à un géotherme choisi, en compression). D'après DAUTEL *et al.* (2021).

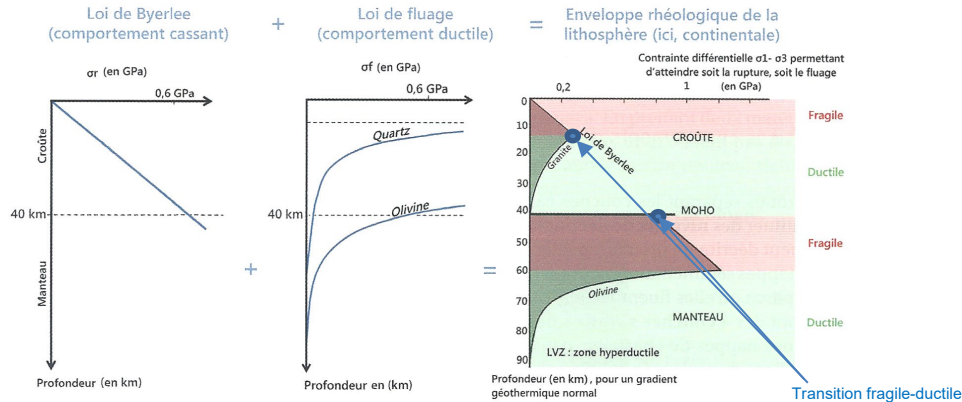


▲ FIGURE 40. Lois de fluage de quelques minéraux représentatifs de la croûte continentale.
D'après FOSSEN (2016), adapté / traduit.

2. La combinaison de ces deux lois physiques, une opération à l'origine des profils rhéologiques de la lithosphère

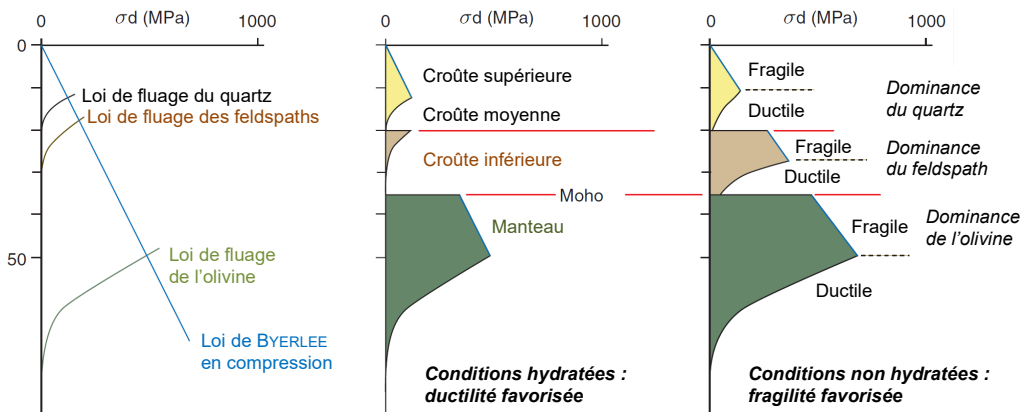
a. Les enveloppes rhéologiques de la lithosphère continentale (en compression) : deux modèles principaux

α. Une enveloppe rhéologique à quatre niveaux modélisés par deux minéraux dominants (quartz, olivine)



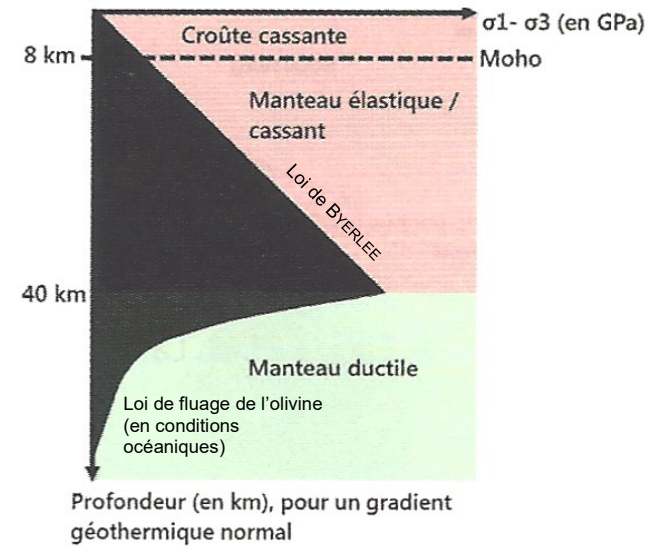
▲ FIGURE 41. Enveloppes rhéologiques de la lithosphère continentale (en compression) : modèle à deux couches cassantes et deux couches ductiles. D'après DAUTEL *et al.* (2021).

β. Une enveloppe rhéologique à (cinq-)six niveaux modélisés par trois minéraux dominants (quartz, feldspath, olivine) [pour information ?]



▲ FIGURE 42. Enveloppes rhéologiques de la lithosphère continentale (en compression) : modèle à (deux-)trois couches cassantes et trois couches ductiles. D'après FOSSEN (2016), adapté / traduit.

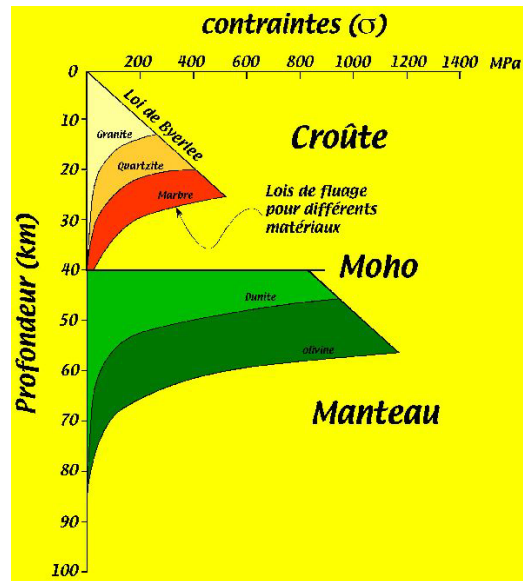
b. Les enveloppes rhéologiques de la lithosphère océanique (en compression)



▲ FIGURE 43. Enveloppes rhéologiques de la lithosphère océanique (en compression). D'après DAUTEL *et al.* (2021).

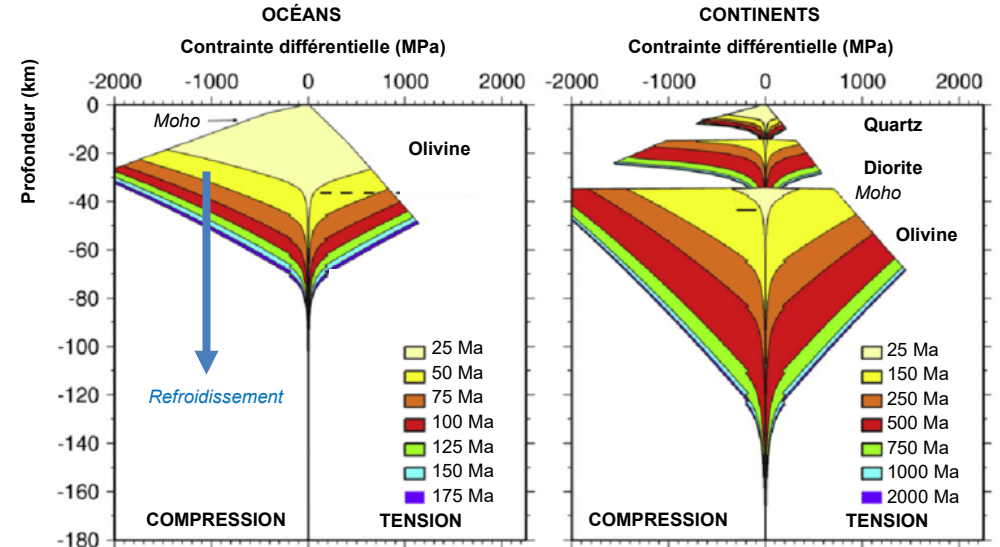
3. Limites et variations (spatiales et temporelle) des enveloppes rhéologiques : une réalité plus complexe et diverse que le modèle

a. L'importance des matériaux retenus (impact sur les lois de fluage)



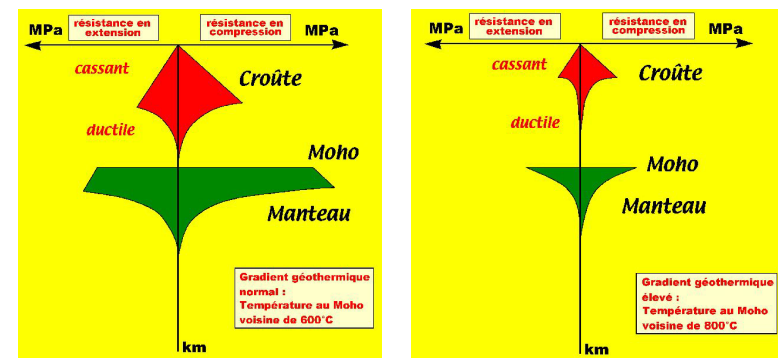
▲ FIGURE 44. L'importance du matériau modèle retenu, chacun ayant sa propre loi de fluage (profil rhéologique de lithosphère continentale en compression).
 D'après S. SCHWARTZ (2001), sur *planet-terre* (consultation mai 2022)
<https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/profils-rheologiques.xml>

- b. L'importance de l'hydratation et des fluides (impact sur les lois de fluage)
- c. L'importance du gradient géothermique (impact sur les lois de fluage)



▲ FIGURE 45. Enveloppes rhéologiques des lithosphères en jouant sur les lois de fluage (← température) et le régime de contrainte (compression vs. tension).
 D'après HAMAI (2016), adapté. (!) Sur la figure de DAUTEL *et al.* (2021), les régimes de contrainte sont inversés.

d. L'importance du régime de contraintes compressif vs. extensif (impact surtout sur la loi de BYERLEE)



▲ FIGURE 46. L'importance régime de contrainte et du gradient géothermique retenus dans la construction du profil rhéologique de la lithosphère continentale.
 D'après S. SCHWARTZ (2001), sur *planet-terre* (consultation mai 2022), URL citée plus haut

Encadré A Différents modèles de lithosphère continentale : jelly sandwich, crème brûlée et banana split

(Au-delà du programme ? Pour information)

➤ En faisant varier divers paramètres (hydratation des couches et température notamment), trois modèles de lithosphère continentale ont été proposés même si (aussi étonnamment que puisse sembler cette affirmation...), les profils et les arguments retenus pour chaque modèle différent d'un auteur à l'autre ! Il me semble donc hors de propos de discuter des modèles eux-mêmes variables mais je cite néanmoins leur existence, en m'appuyant sur une publication choisie qui semble beaucoup citée (BÜRGMANN & DRESEN, 2008).

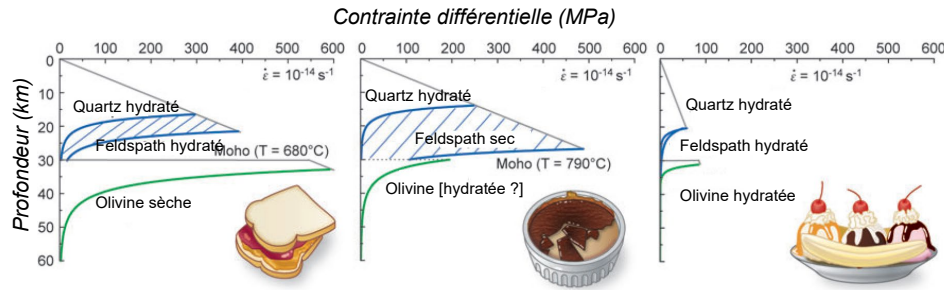


FIGURE a. Trois modèles rhéologiques de lithosphère : vision de BÜRGMANN & DRESEN (2008).

➤ On peut ainsi définir sommairement (figure a) :

- le modèle **jelly sandwich** (« sandwich à la gelée ») :
 - croûte inférieure peu résistante et plutôt ductile coincée entre
 - une croûte supérieure cassante et résistante
 - et un manteau supérieur ductile mais résistant à la déformation.

Dans ce modèle, une grande partie de la résistance à long terme des plaques tectoniques réside dans le manteau lithosphérique. Ce modèle est surtout valable dans les reliefs stables. C'est le modèle lithosphérique général.

- le modèle **crème brûlée** :
 - croûte globalement résistante et cassante avec une croûte inférieure peu hydratée,
 - et un manteau fluant en raison d'une température élevée et d'une hydratation importante.

[Concernant l'hydratation, le texte et la figure s'opposent dans la publication...].

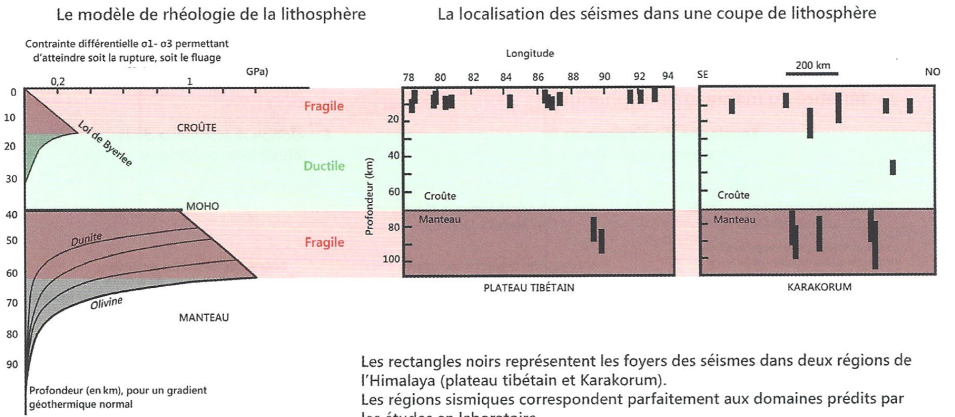
Ce modèle est plutôt adapté à des rifts jeunes.

- le modèle **banana split** : résistance de la lithosphère considérablement réduite le long des limites des plaques en raison de divers processus d'affaiblissement impliquant des effets thermiques, de fluide et de vitesse de déformation.

Comme ce modèle n'est valable qu'en limites de plaques, une telle réduction de la résistance latérale est transcrite dans l'expression « banana split ».

4. Des découplages sismiques et mécaniques au sein de la lithosphère

a. Un découplage sismique profond entre croûtes supérieure et inférieure : des foyers dans les zones cassantes (= zone sismogénique)

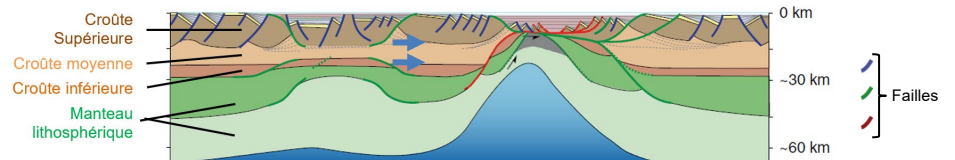


Les rectangles noirs représentent les foyers des séismes dans deux régions de l'Himalaya (plateau tibétain et Karakorum). Les régions sismiques correspondent parfaitement aux domaines prédits par les études en laboratoire.

La localisation des foyers sismiques est en adéquation avec le comportement rhéologique théorique déduit des études par presse.

▲ FIGURE 47. Enveloppes rhéologiques de la lithosphère continentale et profondeur des foyers de séismes. D'après DAUTEL et al. (2021).

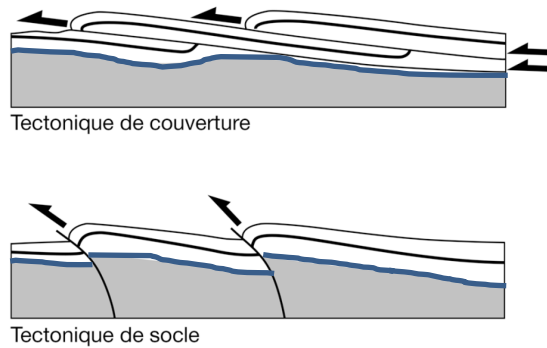
b. Un découplage mécanique profond entre niveaux de la croûte ou entre croûte et manteau



▲ FIGURE 48. Système de failles dans une zone de rifting. D'après NALIBOFF et al. (2017).

Notez la quasi-absence de faillage de la croûte moyenne matérialisant des niveaux de découplage mécanique (→) au-dessus et au-dessous de cette couche.

c. Éléments de tectonique superficielle : les niveaux de décollement ou couches-savon (transition socle-sédiments, couches sédimentaires particulières)



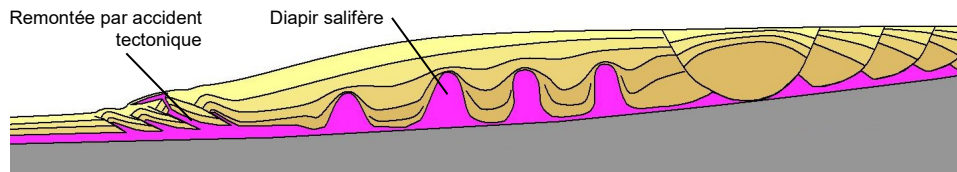
▲ FIGURE 49. **Système de failles dans une zone de rifting.** Document B. ANSELME (BCPST2, Lycée Fénelon, Paris).

D. Les causes et les mécanismes de la déformation

1. L'origine des contraintes générant la déformation

a. L'origine principale et majeure : la géodynamique et le déplacement horizontal des plaques lithosphériques

b. La déformation gravitaire (extension tardi-orogénique, rebond post-glaciaire, tectonique salifère...)



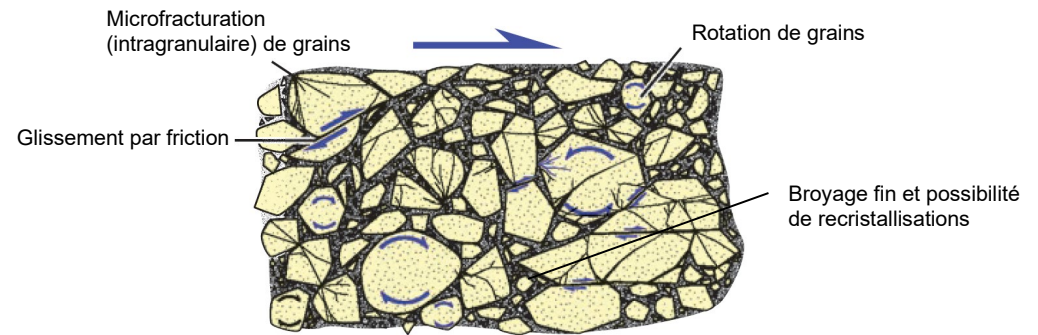
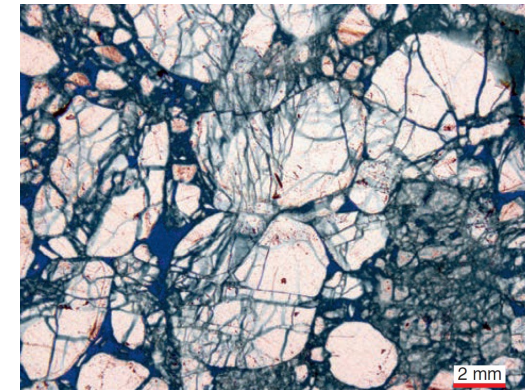
▲ FIGURE 50. **Quelques situations de tectonique salifère (Gabon).** Document Wikipédia.

2. Les mécanismes de la déformation : focus sur la dynamique du réseau cristallin

a. La présence de zones de fragilité dans le réseau cristallin

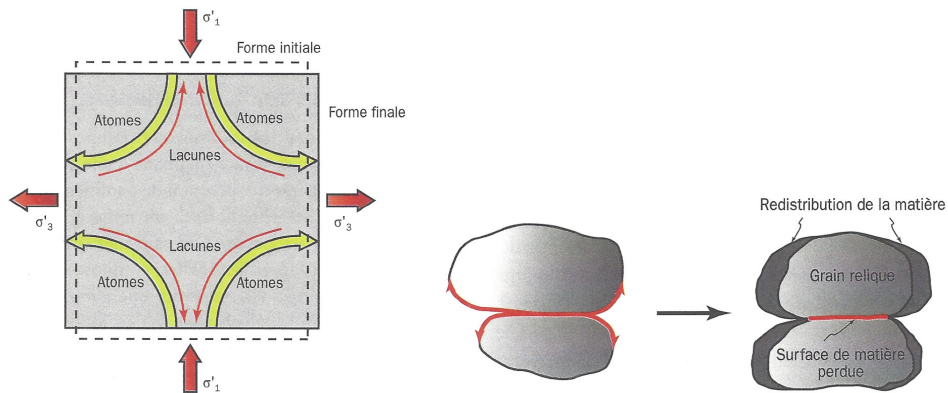
b. Les mécanismes associés à la déformation cassante : fracturation, cataclase, mylonitisation ; existence d'une possibilité de recristallisations

La nomenclature et la frontière entre les termes qui suivent varie notablement selon les auteurs...



▲ FIGURE 51. **Une cataclasite (en haut) au microscope et les mécanismes en jeu dans la cataclase (en bas).** D'après FOSSEN (2016), adapté. En haut, en bleu : pores.

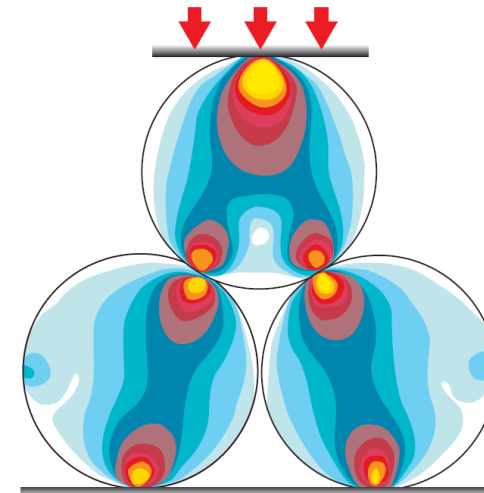
c. Les mécanismes permettant le fluage : fluage par diffusion, fluage par pression-dissolution (→ ombres de pression), fluage-dislocation



Fluage par diffusion (fluage de Nabarro-Herring). Les atomes migrent vers les surfaces soumises à la contrainte différentielle la plus faible; les lacunes migrent vers les surfaces soumises à la contrainte différentielle la plus forte.

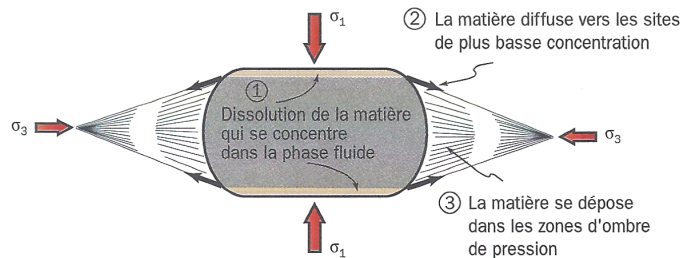
Fluage par diffusion le long des frontières de grains (fluage de Coble). La matière diffuse des surfaces à fortes contraintes compressives vers les surfaces à faibles contraintes compressives.

▲ **FIGURE 52. Fluage par diffusion.** D'après ROBERT & BOUSQUET (2013).



▲ **FIGURE 54. Gradient de contrainte dans les grains au sein d'une roche soumis à une contrainte anisotrope.** D'après HOSSEN (2016).

Plus les couleurs sont chaudes, plus la contrainte est élevée.



Le fluage par pression-dissolution

La matière est dissoute dans les surfaces soumises à forte pression et diffuse vers les sites de plus basse pression.

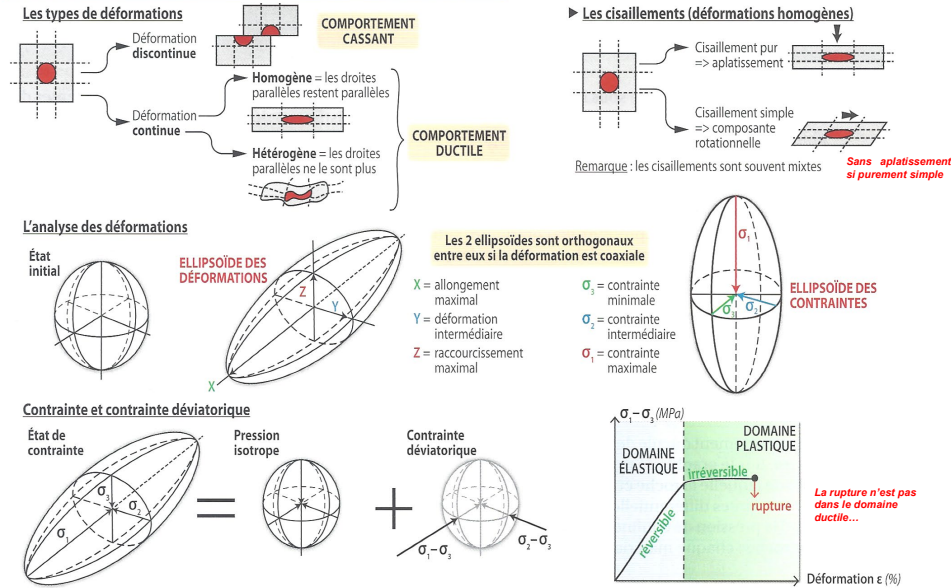
▲ **FIGURE 53. Fluage par pression-dissolution = dissolution-recristallisation.** D'après ROBERT & BOUSQUET (2013).

Note : c'est dans les **zones de contact** entre les **grains** que la **contrainte** est **maximale**, ce qui explique que ces **zones** soient des **sites préférentiels de fluage** et d'**association des grains**, même lorsque ceux-ci étaient **initialement dissociés** (figure 54).

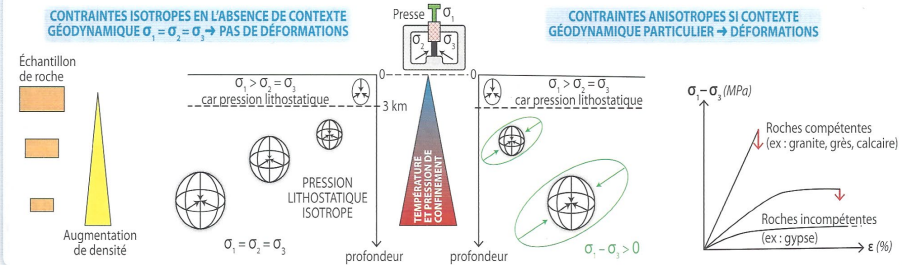
Bilan (adapté du programme)

- ✓ Les **matériaux lithosphériques** se déforment sous l'effet de **contraintes** : la **déformation** est **réversible** ou **irréversible**.
- ✓ La **déformation finie** peut se décomposer en **étapes** (ou **incrémentes**) de **deux types** comportant ou non une part de **rotation**. Le **cisaillement** est alors **pur** ou **simple**.
- ✓ Les **propriétés mécaniques** des **roches** dépendent de leur **minéralogie**, des **conditions pression-température** et de la **présence de fluides** ainsi que de la **vitesse de déformation**. Ces **propriétés mécaniques** mènent à la **définition thermomécanique** de la **lithosphère** abordée précédemment.
- ✓ Le **comportement global** de la **lithosphère** est déterminé par son **enveloppe rhéologique**, mais ce **modèle statique** est questionné par des **observations de terrain** ainsi que par des **données géophysiques**. L'**hétérogénéité verticale** de **comportement mécanique** de la **lithosphère** peut déterminer des **niveaux de découplage**.

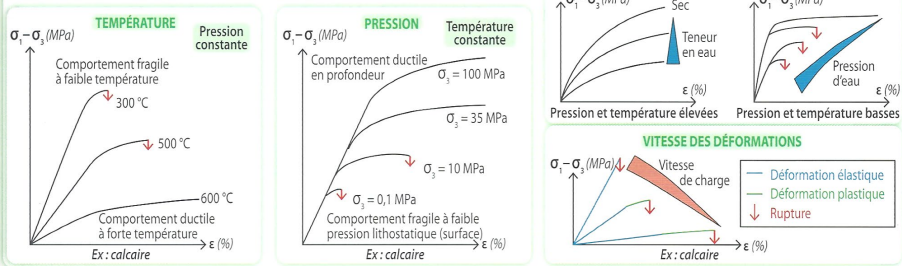
RHÉOLOGIE : DESCRIPTION ET ANALYSE DES DÉFORMATIONS DES ROCHES



LES DÉFORMATIONS EN FONCTION DU RÉGIME DES CONTRAINTES

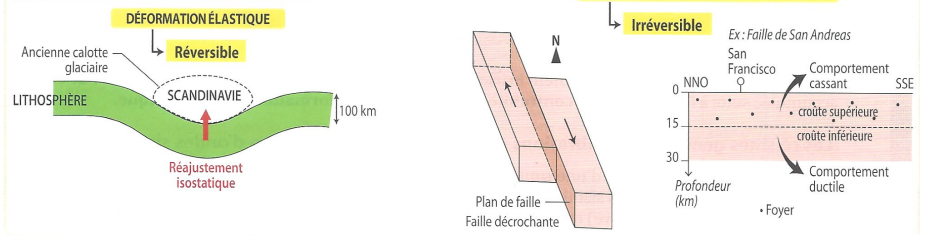


LES DÉFORMATIONS EN FONCTION DES PARAMÈTRES PHYSIQUES

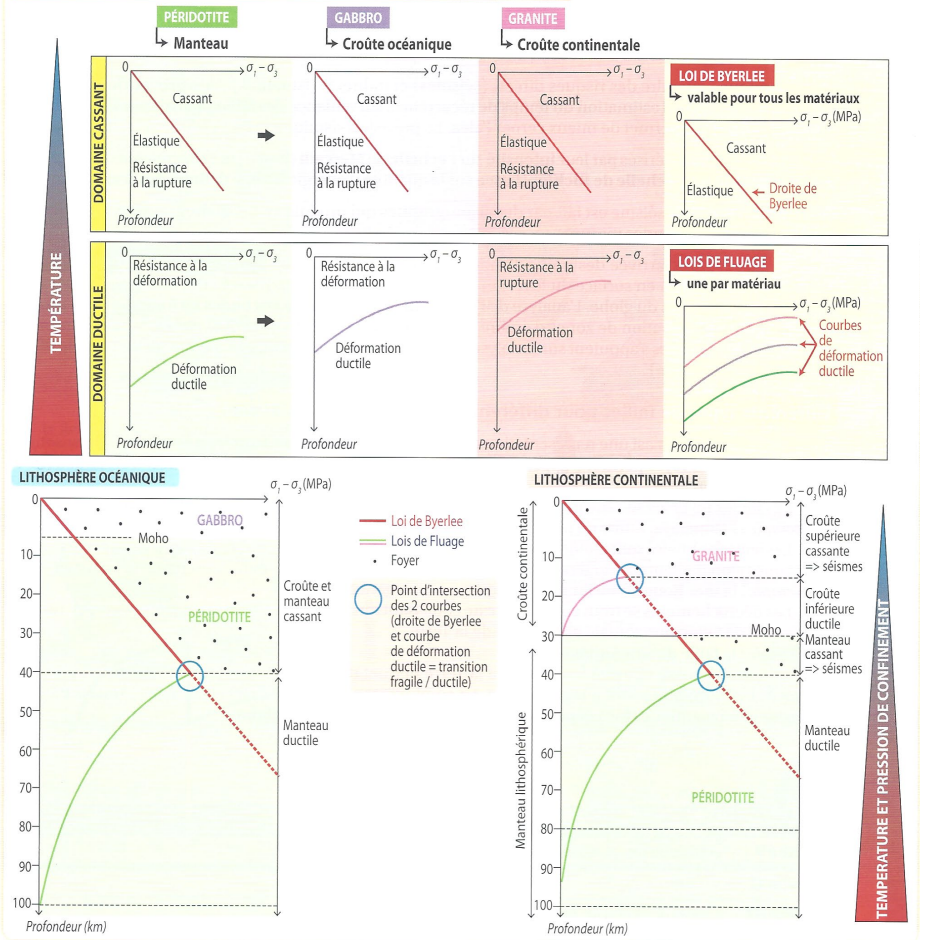


▲ FIGURE 55. La déformation des roches : un synopsis des bases.
D'après BORDI, SAINTPIERRE *et al.* (2021).

LES DÉFORMATIONS DE LA LITHOSPHÈRE



DU COMPORTEMENT DES ROCHES AU PROFIL RHÉOLOGIQUE DE LA LITHOSPHÈRE



▲ FIGURE 56. La rhéologie de la lithosphère.
D'après BORDI, SAINTPIERRE *et al.* (2021).

II. Les objets géologiques déformés : les manifestations et les marqueurs de la déformation aux différentes échelles

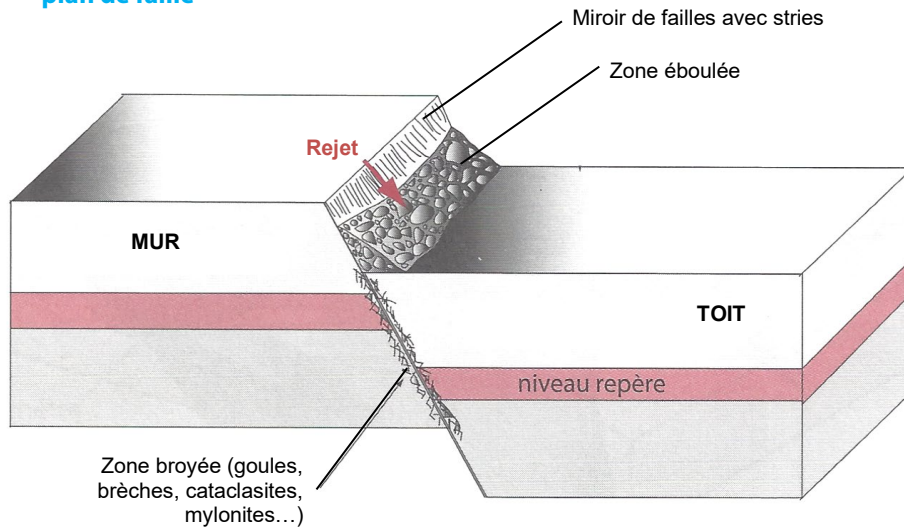
Capacités exigibles

- ✓ Analyser des objets tectoniques à partir de différents supports à différentes échelles (cartes géologiques, photographies, échantillons).
- ✓ Analyser des objets tectoniques, en termes d'ellipsoïde des déformations finies et, lorsque c'est possible, faire le lien avec le régime de contraintes.
- ✓ Analyser des microstructures associées aux structures d'échelle supérieure.
- ✓ Analyser un style structural régional.
- ✓ Savoir relier observations de terrain et déformation.

A. La déformation cassante (= fragile = discontinue = discrète)

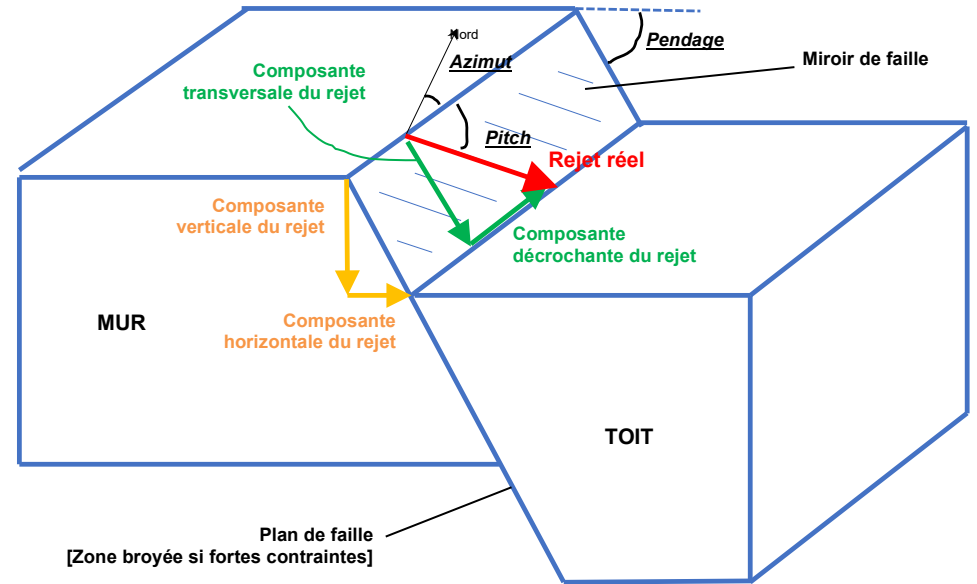
1. La faille, déformation élémentaire du domaine fragile

a. La faille et son organisation : une fracture avec glissement le long d'un plan de faille



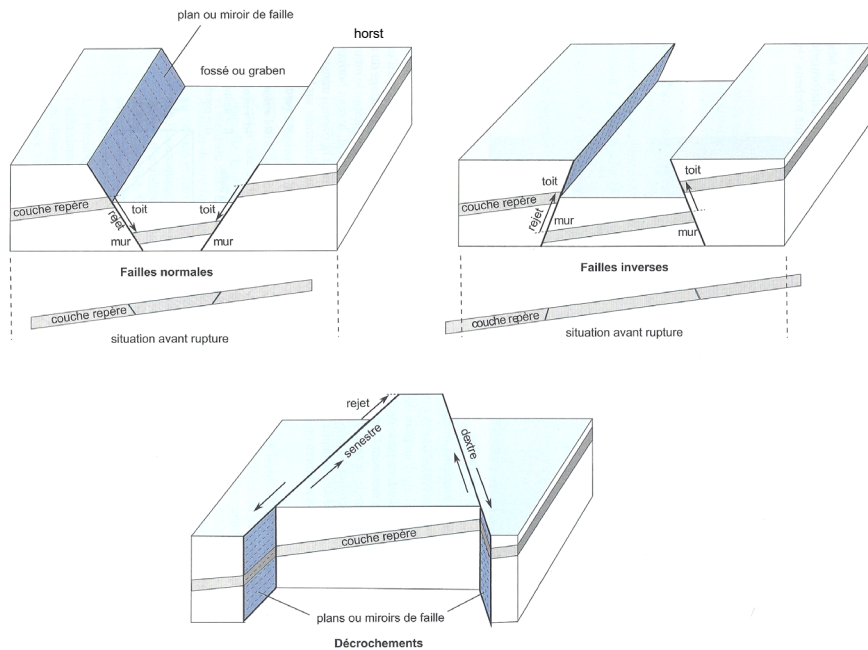
▲ FIGURE 57. Une faille (ici normale).
D'après EMMANUEL *et al.* (2007), adapté

b. La caractérisation géométrique d'une faille : rejet, pendage, azimuth, pitch

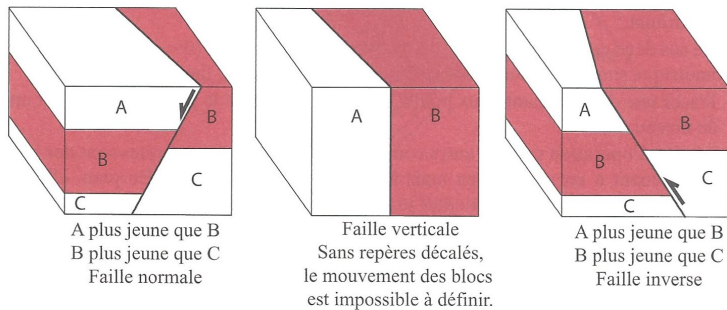


▲ FIGURE 58. Une faille (ici normale) : organisation et vocabulaire associé. Original 2022.

c. La typologie des failles en lien avec le régime de contraintes (et donc souvent le contexte géodynamique)



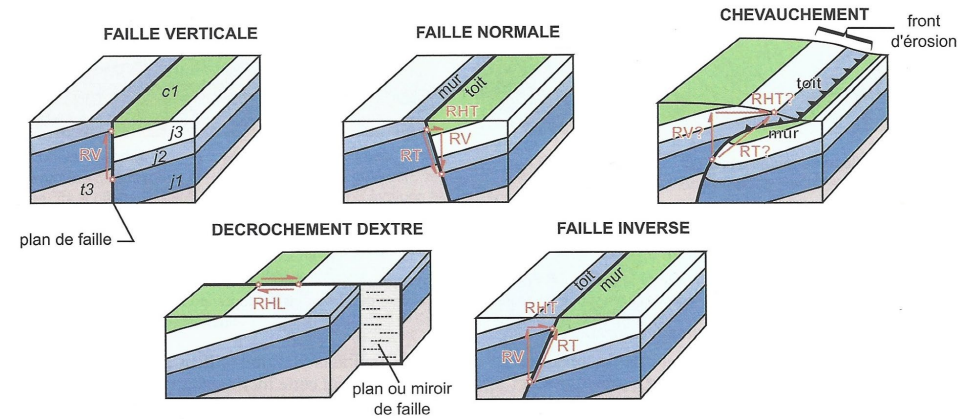
▲ FIGURE 59. **Typologie des failles.** D'après EMMANUEL *et al.* (2007)



▲ FIGURE 60. **Exemples de failles.** D'après EMMANUEL *et al.* (2007)

▼ TABLEAU II. **Caractères des principaux types de failles.** D'après PEYCRU *et al.* (2015)

Type	Faille verticale	Faille décrochante	Faille normale	Faille inverse	Chevauchement
Pendage	vertical	vertical	< 90°	< 90°	horizontal
Rejet repérable	vertical (plus ancien soulevé)	horizontal (dextre ou sénestre)	vertical (mur soulevé, toit effondré)	vertical (mur affaissé, toit soulevé)	vertical (mur affaissé, toit soulevé)

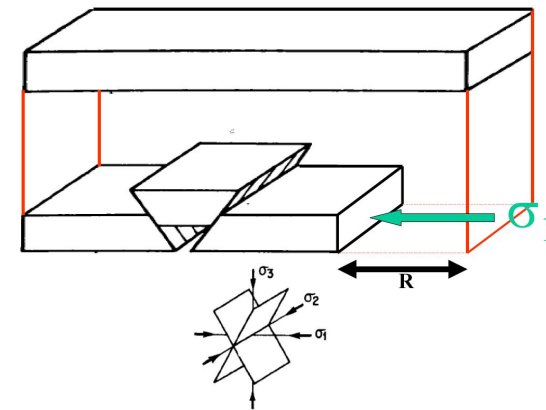


L'aspect des divers types de failles après érosion et les composantes de leur rejet. Les blocs diagrammes figurent des situations où l'érosion a gommé l'essentiel des reliefs créés et amène ainsi à ne raisonner qu'à partir d'arguments géologiques (et non topographiques). RT : rejet total ; RV : rejet vertical ; RHT : rejet horizontal transversal (raccourcissement ou extension) ; RHL : rejet horizontal latéral. Les étoiles rouges correspondent aux points repères, voisins avant la fracturation, qui permettent d'estimer le rejet. Le code alphanumérique désigne les sous-périodes du calendrier géologique.

▲ FIGURE 61. **Typologie des failles : une vision plus complète.** D'après PEYCRU *et al.* (2015)

- α. Des failles normales (affaissement du toit) plutôt en régime extensif
- β. Des failles inverses (soulèvement du toit) plutôt en régime compressif
- γ. Des failles décrochantes plutôt en régime transtensif (couissage)

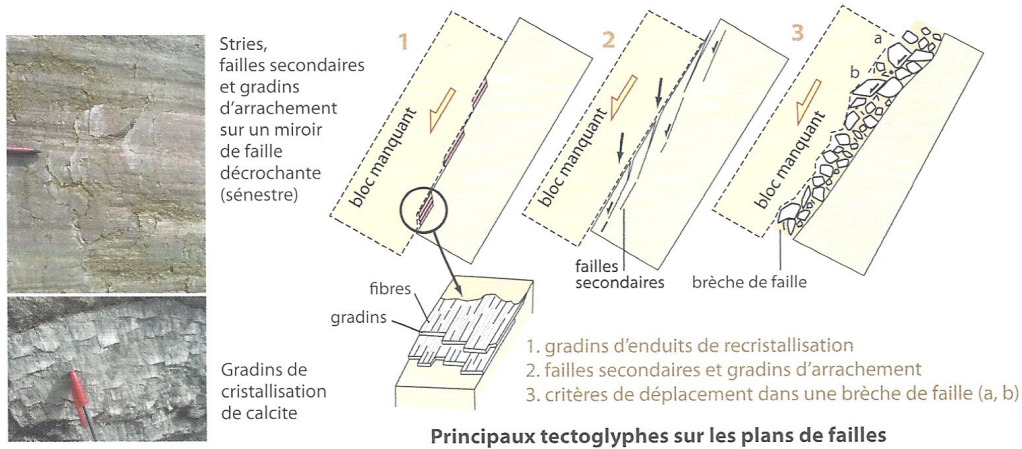
d. Remarque : la notion de failles conjuguées



▲ FIGURE 62. **Failles conjuguées : systèmes de failles.** Document P. THOMAS *Planet-terre* (consultation mai 2022) <https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/lmq187-2007-02-05.xml>

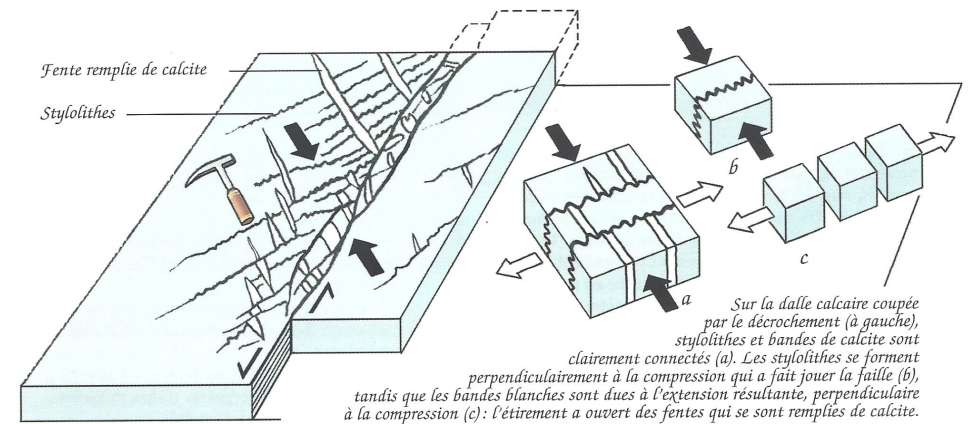
2. Les microstructures cassantes

a. Les tectoglyphes associés aux miroirs de failles

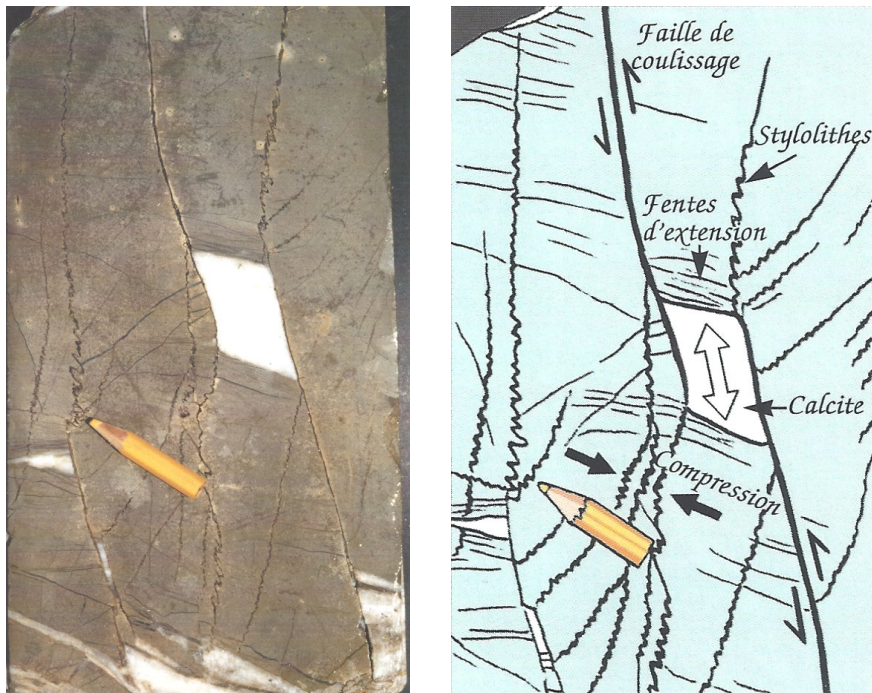


▲ FIGURE 63. **Tectoglyphes.** D'après LAGABRIELLE *et al.* (2013)

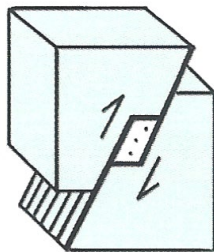
b. Dans les roches carbonatées : des joints stylolithiques (← compression), des fentes de tension (← extension) et les écailles (← coulissage)



▲ FIGURE 64. **Stylolithes, fentes de tension (avec leur formation).** D'après MATTAUER (1998)

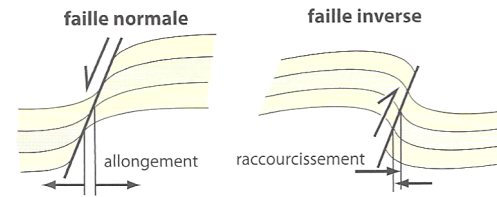


▲ FIGURE 65. Stylolithes, fentes de tension, écaïlle de calcite. D'après MATTAUER (1998)



▲ FIGURE 66. Formation d'une écaïlle de calcite. D'après MATTAUER (1998)

c. Les crochons de faille [pas forcément toujours une microstructure]



Les **crochons de faille** dessinés par la courbure des bancs de part et d'autre d'un plan de faille sont d'excellents indicateurs cinématiques.

▲ FIGURE 66. Crochons de failles. D'après LAGABRIELLE *et al.* (2013)

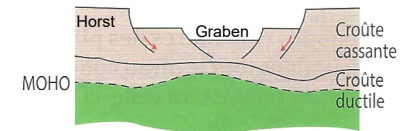
Bien que j'aie ici classé les **crochons** dans les **microstructures**, ceux-ci peuvent être de **taille très variable** : cm, dm, m, dam...

3. La tectonique cassante à l'échelle régionale

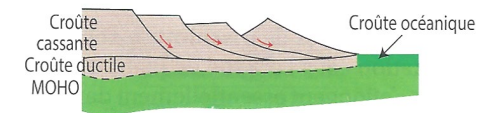
a. En contexte extensif

α. Une prépondérance des failles normales listriques (= incurvées), formant des blocs basculés lors du rifting et perdurant dans les marges passives

► Les fossés d'effondrement : des failles normales conjuguées listriques (coupe)



► Les marges passives : des blocs basculés dérivés des fossés d'effondrement (coupe)



▲ FIGURE 67. Rifting (en haut) et marge passive (en bas). D'après BORDI, SAINTPIERRE *et al.* (2021)

β. Une variété de failles (dont normales) dans les montagnes en effondrement gravitaire

b. En contexte compressif : un faillage varié (notamment inverse), des écaïlles, des chevauchements, du charriage et des écaïlles tectoniques

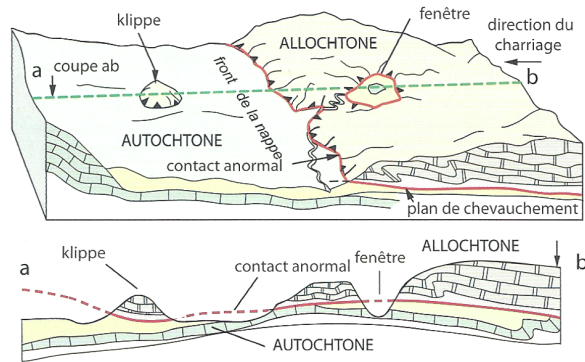
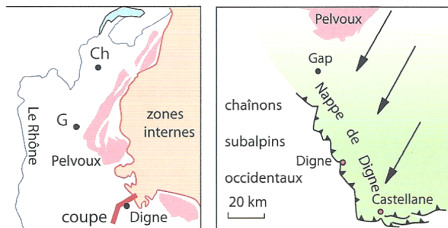
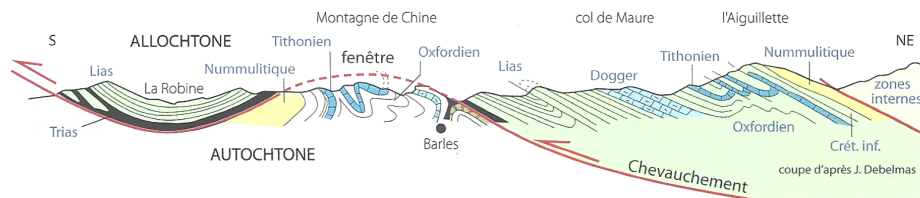


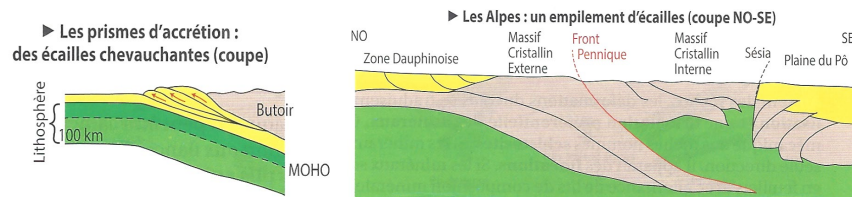
Schéma d'une nappe de charriage et coupe correspondante (a b)



Un exemple de nappe de couverture :
la nappe de Digne au sud des Alpes occidentales. La carte de gauche montre la localisation de la coupe ci-dessous, la carte de droite montre le sens et l'amplitude du déplacement de l'ensemble de la couverture des chaînons subalpins orientaux. Le chevauchement se produit nécessairement après le Nummulitique (Eocène supérieur) qui est présent à la fois dans l'autochtone et dans l'allochtone.

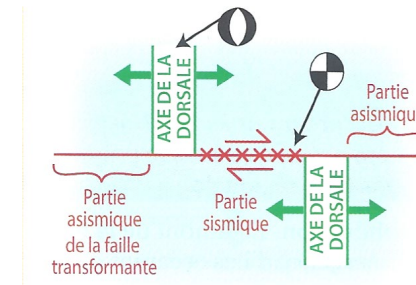


▲ FIGURE 68. Nappe de charriage (et klippe) (chevauchement illustré). D'après LAGABRIELLE *et al.* (2013)



▲ FIGURE 69. Des écaïlles tectoniques. D'après BORDI, SAINTPIERRE *et al.* (2021)

c. En contexte transtensif (= de coulissage) : failles transformantes près des dorsales ; failles décrochantes continentales (avec possibilité de bassin en pull-apart)



▲ FIGURE 70. Faille transformante. D'après BORDI, SAINTPIERRE *et al.* (2021)

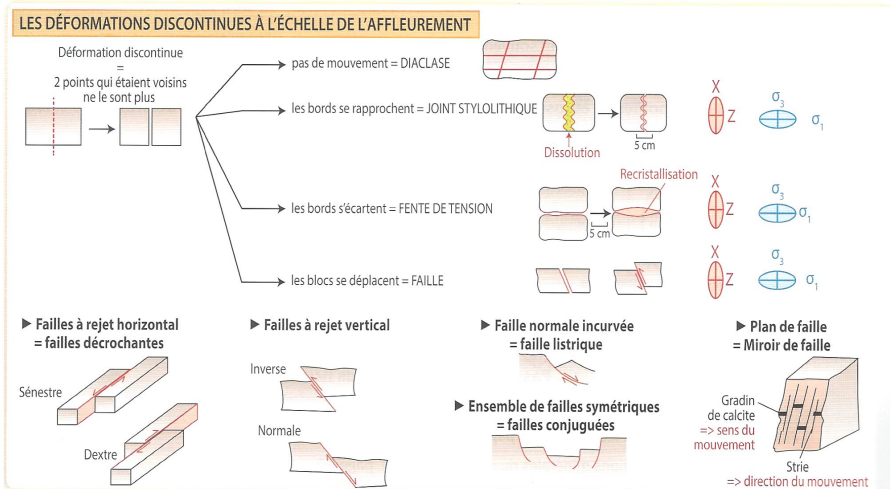
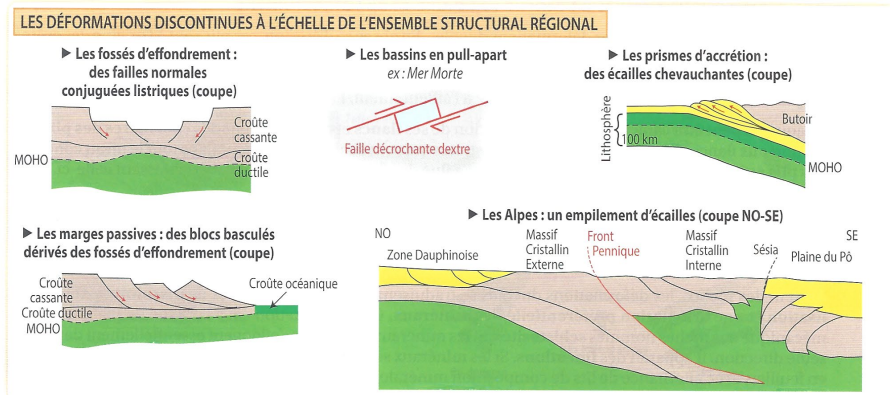
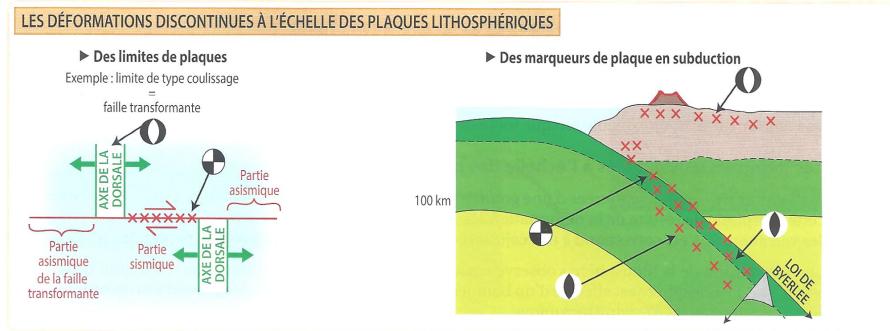
► Les bassins en pull-apart
ex : Mer Morte



▲ FIGURE 71. Bassin en pull-apart. D'après BORDI, SAINTPIERRE *et al.* (2021)

4. Bilan

- Voir figure 72.

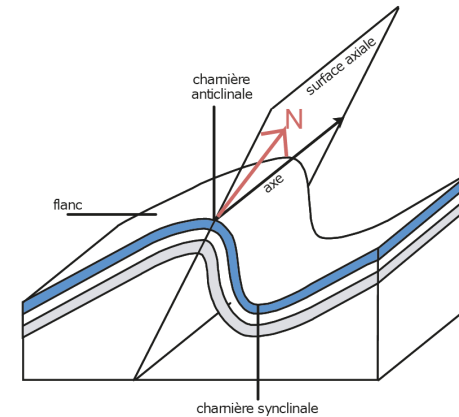


▲ FIGURE 72. **Les déformations cassantes à toutes les échelles.** D'après BORDI, SAINTPIERRE *et al.* (2021)

B. La déformation ductile (= souple = continue)

1. Le pli, déformation élémentaire du domaine ductile

a. Le pli et son organisation : une déformation ondulée des couches

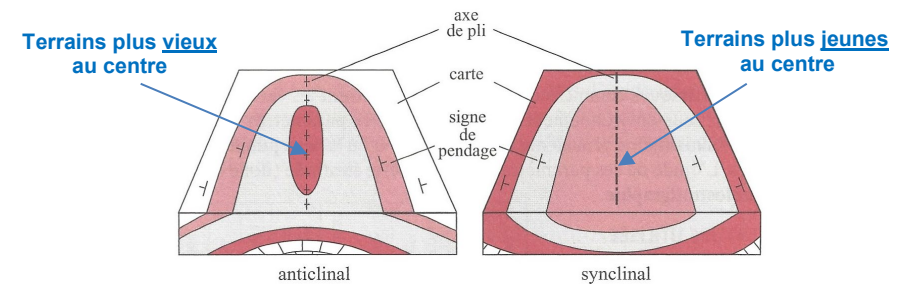


▲ FIGURE 73. **Géométrie d'un pli.** D'après PERRIER, BEAUX *et al.* (2021)

b. Synclinal et anticlinal

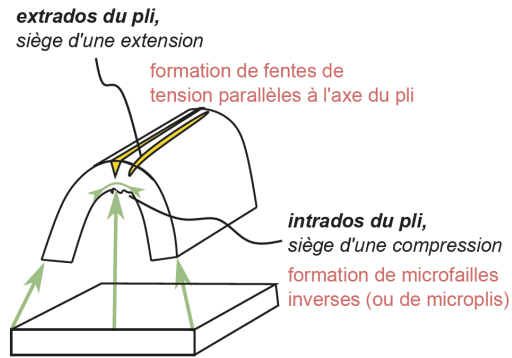
Attention : « -forme » ne veut pas toujours dire « -clinal »

- Un pli dont la partie convexe est vers le haut est dit **antiforme**. Il faut toutefois vérifier que **les couches les plus anciennes sont au centre** pour affirmer que c'est un **anticlinal**, car il peut aussi s'agir d'un **synclinal retourné** (antiforme où les couches centrales sont les plus jeunes).
- Un pli dont la partie concave est vers le bas est dit **synforme**. Il faut toutefois vérifier que **les couches les plus jeunes sont au centre** pour affirmer que c'est un **synclinal**, car il peut aussi s'agir d'un **anticlinal retourné** (synforme où les couches centrales sont les plus anciennes).



▲ FIGURE 74. **Anticlinal et synclinal en carte et coupe.** D'après EMMANUEL *et al.* (2007)

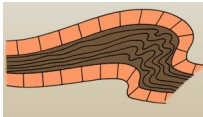
c. Pli isopaque vs. anisopaque



▲ FIGURE 75. **Géométrie d'un pli.** D'après PERRIER, BEAUX *et al.* (2021)

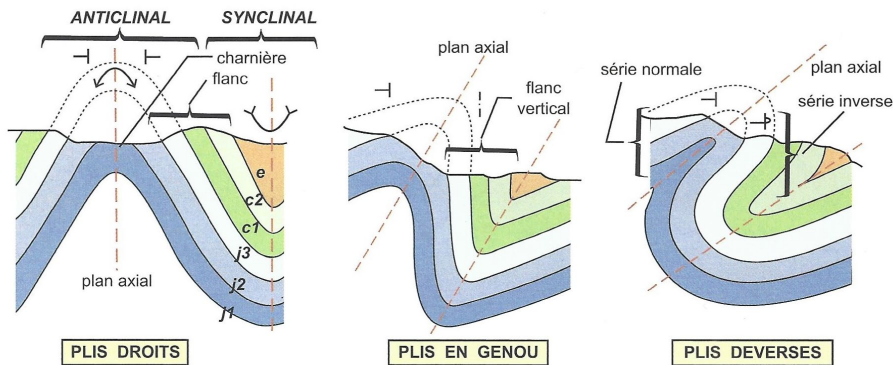
Remarque : harmonie vs. dysharmonie

Un **pli harmonique** présente le même style de déformation sur toute son épaisseur et dans toutes ses couches. Un **pli dysharmonique** [dysharmonique ? orthographe peu usitée mais préférable ?] présente un **changement d'amplitude ou de fréquence entre les couches plissées, dessinant des plissements à l'intérieur d'un plus grand pli.**



◀ **Pli dysharmonique.**
Universalis.fr (mai 2023)

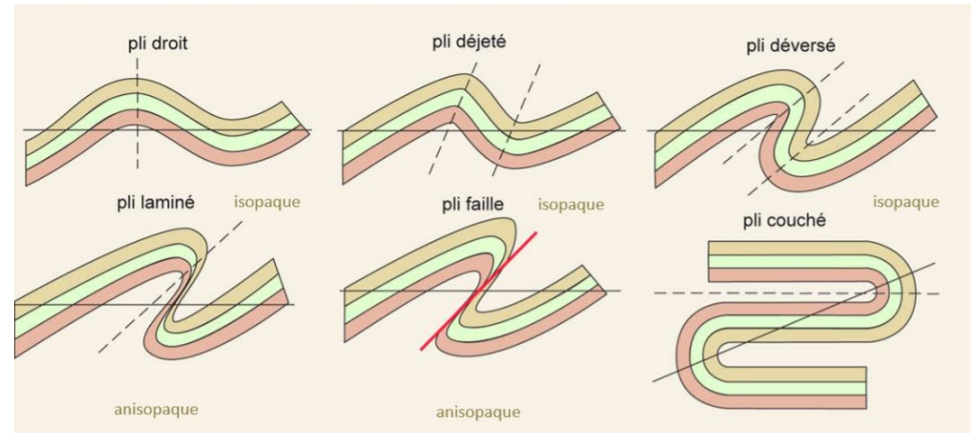
d. Orientation des plis



Les différents types de plis et leur aspect suite à leur érosion partielle.

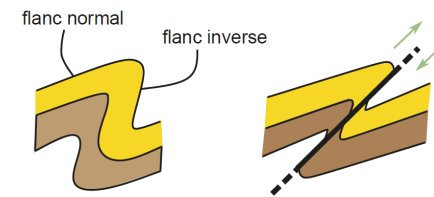
Les unités stratigraphiques représentées (sous-périodes) s'échelonnent du Jurassique inférieur (j1) à l'Éocène (e). Les symboles des pendages et des charnières sont figurés.

▲ FIGURE 76. **Trois exemples de plis.** D'après PEYCRU *et al.* (2015)



▲ FIGURE 77. **Quelques types de plis (plis harmoniques).** D'après RENARD *et al.* (2018)

e. La notion de pli-faille : un pli associé à une faille

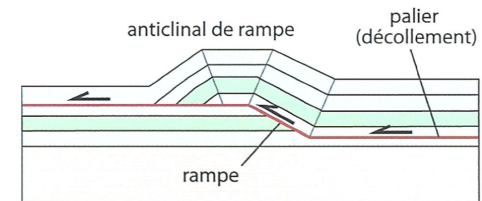


Formation d'un pli faille.

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

▲ FIGURE 78. **Pli faille.** D'après PERRIER, BEAUX *et al.* (2021)

f. La notion de rampe : une faille inverse qui facilite le glissement et le plissement en lien avec des couches-savons

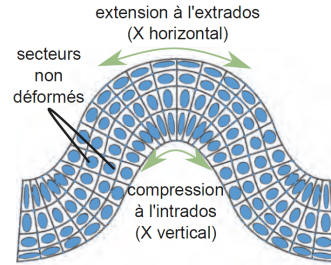


▲ FIGURE 79. **Rampe tectonique.** D'après LAGABRIELLE *et al.* (2013)

g. Des ellipsoïdes sur les plis ?

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

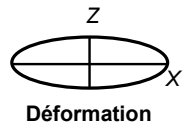
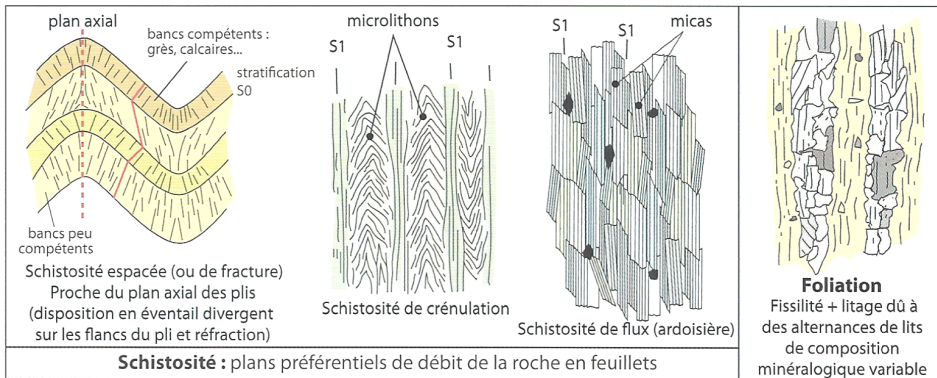
Les secteurs de ce pli les plus déformés sont à l'extrados et à l'intrados. Il existe des secteurs non déformés.



▲ FIGURE 80. **Ellipsoïdes de déformation dans un pli isopaque.** D'après PERRIER, BEAUX *et al.* (2021)

2. Les microstructures ductiles

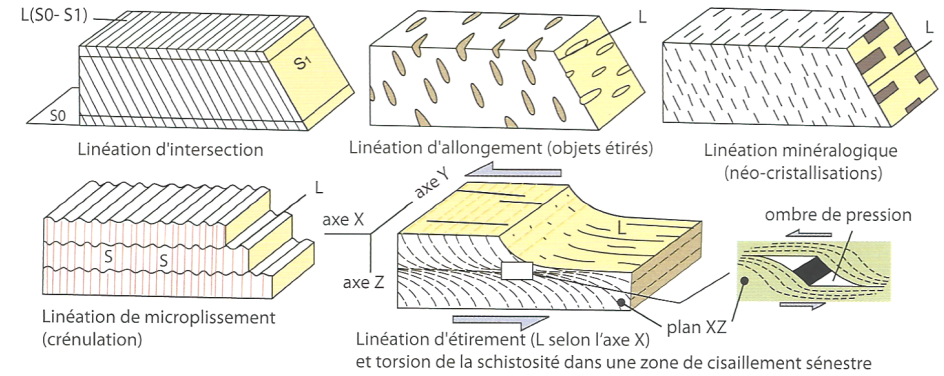
a. Les schistosités et foliations : une répartition planaire des minéraux



Foliation dans un gneiss
Wikipédia

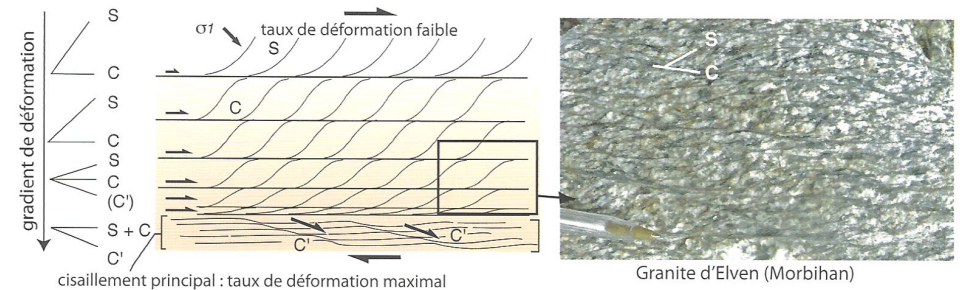
▲ FIGURE 81. **Schistosité et foliation.** D'après LAGABRIELLE *et al.* (2013)

b. Les linéations : une répartition linéaire des minéraux



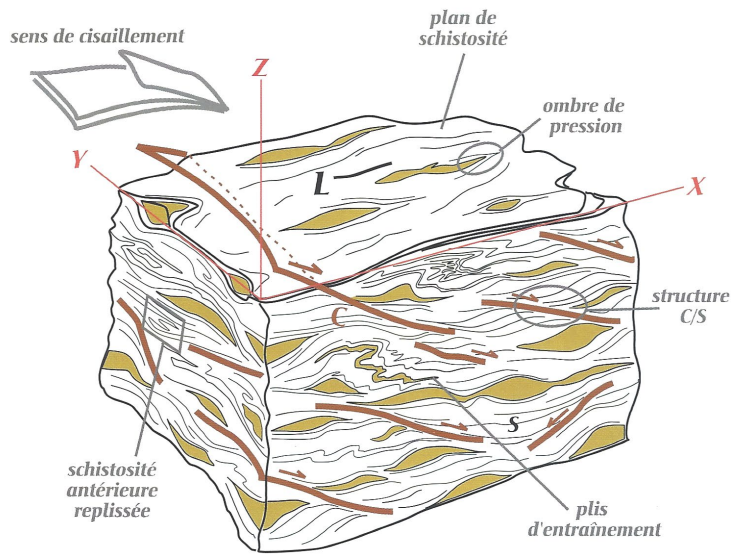
▲ FIGURE 82. **Linéations.** D'après LAGABRIELLE *et al.* (2013)

c. Les structures C/S : une interaction schistosité-cisaillement

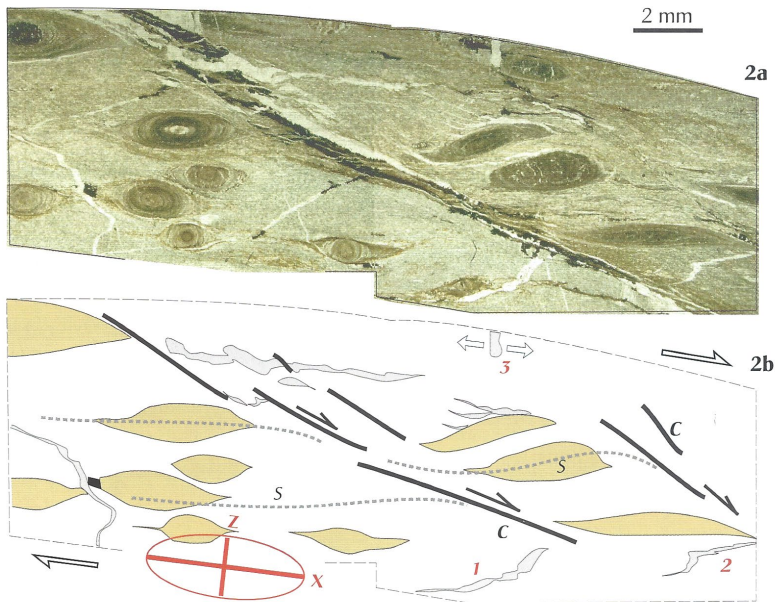


Les structures C/S dans les granites soumis à une déformation lors de leur refroidissement
La fabrication comporte d'abord des plans de schistosité (S) correspondant au plan d'aplatissement de la matière. Puis, apparaissent des plans de glissement ou de cisaillement (C). Les plans S se rapprochent des plans C à déformation croissante. Dans la zone de cisaillement principale, S et C sont confondus, des plans C' apparaissent.

▲ FIGURE 84. **Structures C/S.** D'après LAGABRIELLE *et al.* (2013)

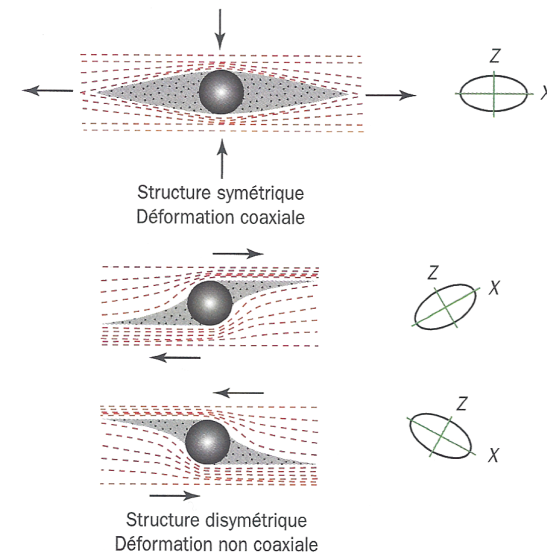


2 Déformations enregistrées par un calcaire oolithique (2a) et leur interprétation (2b)

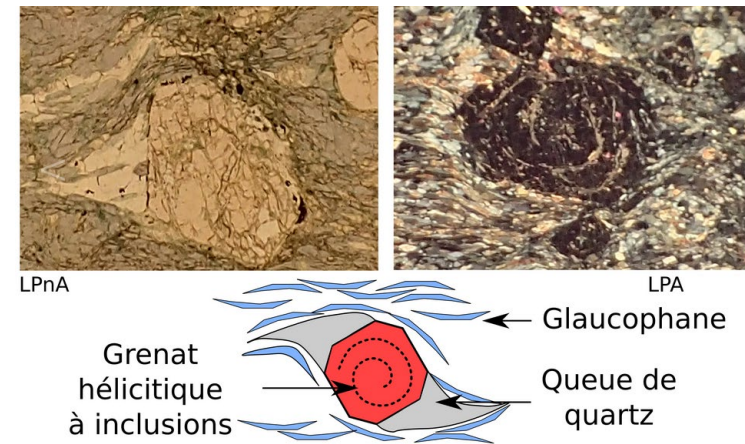


▲ FIGURE 83. **Structures C/S.** D'après BEAUX *et al.* (2010)

d. Les ombres de pression (= queues de cristallisation), zones de moindre contrainte où cristallisent des minéraux

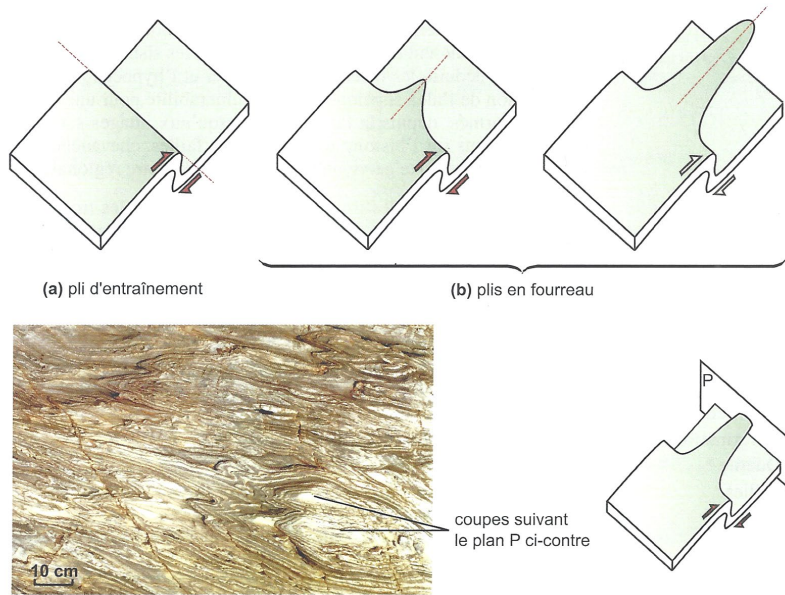


▲ FIGURE 85. **Ombres de pression et régime de contrainte associé (+ ellipses de déformation).** D'après ROBERT & BOUSQUET (2013)



▲ FIGURE 86. **Un grenat hélicitique.** <https://www.svt-lycee-elorn.ovh/schiste.php> (consultation mars 2024)

e. Une figure plissée particulière : les plis en fourreau



(a et b) Mécanisme de formation d'un pli en fourreau ; (c) photographie d'une falaise de Belle-île (Bretagne) montrant des coupes transversales du « fourreau ».

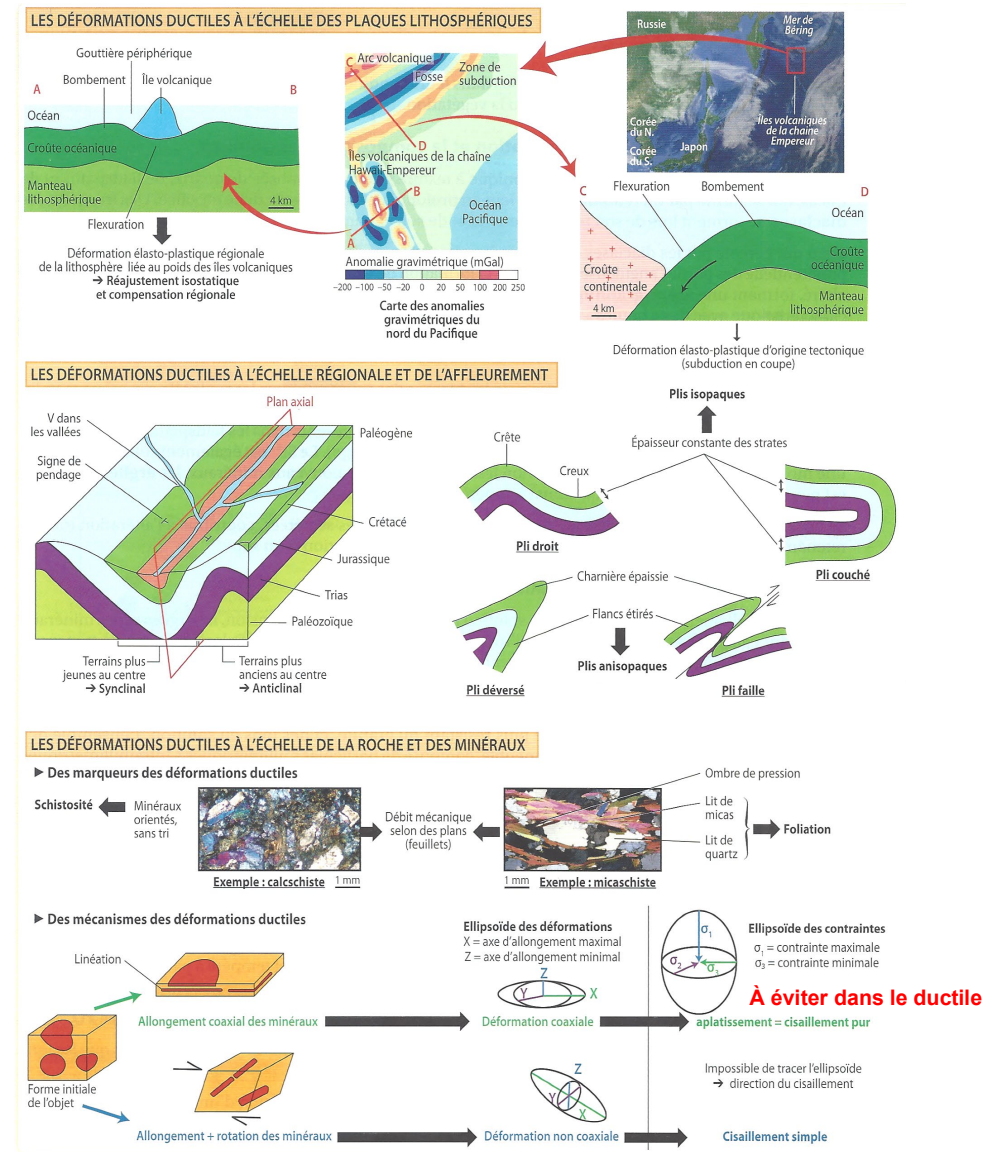
▲ FIGURE 87. **Pli en fourreau.** D'après PEYCRU *et al.* (2015)

3. La déformation ductile à l'échelle lithosphérique ou régionale

a. La flexure lithosphérique (échelle lithosphérique)

b. Les domaines plissés (échelle régionale)

4. Bilan



▲ FIGURE 88. **La déformation ductile.** D'après BORDI, SAINTPIERRE *et al.* (2021)

III. Les séismes : manifestation, origine (sismogène) et conséquences

Voir chapitre 21
(à revoir absolument)

Capacités exigibles

- ✓ **Expliquer** la notion de magnitude et les ordres de grandeurs et comparer la magnitude de moment à une intensité type MSK.
- ✓ **Relier** les notions de magnitude et de temps de récurrence à l'évaluation de l'aléa sismique.
- ✓ **Expliquer** la notion de risque : distinguer les concepts d'aléa et de risque.
- ✓ **Discuter** la notion de cycle sismique en la confrontant avec des données géodésiques actuelles.
- ✓ **Exploiter** des données de mécanismes au foyer.
- ✓ **Relier** ces données aux contextes géodynamiques.
- ✓ **Exploiter** et **relier** des données de géodésie spatiale (GPS) permettant la surveillance des failles actives et la quantification de l'aléa par mesure de l'accumulation de déformation élastique autour de ces failles.
- ✓ **Comparer** en ordre de grandeur les déplacements (temps, distance, mouvement des plaques, mesures locales).

Bilan (adapté du programme)

- ✓ L'étude des séismes et l'évaluation des aléas sismiques passent par la **description des événements** et par des **mesures** et des **calculs** (magnitude, mécanismes au foyer, déplacement par GPS...).
- ✓ La **relaxation rapide d'énergie** accumulée par les **déformations élastiques**, mesurables par **géodésie spatiale**, est responsable de la formation des **séismes**. La notion (historique) de **cycle sismique** rassemble l'**accumulation de déformation élastique** et le **rebond sismique**.
- ✓ Pour un séisme donné, le **mécanisme au foyer** permet l'analyse de la **géométrie** de la **faille** et de son **mouvement**. L'étude d'un ensemble de **mécanismes au foyer** dans une **région donnée** permet de caractériser et modéliser le **contexte tectonique**.
- ✓ La **distribution mondiale** des **séismes** et la **variabilité** des mécanismes au foyer renseignent sur la **géodynamique globale** et sur les **frontières de plaques**.
- ✓ Les **mesures de géodésie spatiale** par **GPS** permettent d'évaluer les **déplacements instantanés**, de les comparer à ceux déterminés à l'échelle des frontières de plaque (en termes de bilan de déformation) et de préciser la **connaissance de l'aléa** localement.

Références

- AUBOIN, J., J. DERCOURT & B. LABESSE (1970). *Manuel de travaux pratiques de cartographie. 1^{er} cycle et maîtrise*. Dunod, Paris.
- BARD, J.-P. (1990). *Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques*. Masson, Paris, 2^e édition (1^e édition 1980).
- BARDINTZEFF, J.-M. (2006). *Volcanologie*. Dunod, Paris, 3^e édition (1^e édition 1991).
- BAROIS, P. (2004). *Guide encyclopédique des volcans*. Delachaux et Niestlé, Paris.
- BAUDE, D., Y. JUSSEURAND (dir.), A. ANDRÉ, V. CAILLAULT, A. CAILLETTE, P. CHAUVEL, A. DE QUILLACQ, F. EL AZIZ KHALIL, I. GASPERINI, V. JOYEUX, F. LABAUNE, P. DE MARCHI, A. MÉNARD-PARROD, B. MERLANT, M. PAULHIAC-PISON, P. PILLOT, S. RABOUIN, P. ROGER & R. TOURRET (2019). *Sciences de la Vie et de la Terre. 1^{re}. Enseignement de spécialité*. Bordas, Paris.
- BAUDE, D., Y. JUSSEURAND (dir.), A. ANDRÉ, X. BERTHON, A. CAILLETTE, P. CHAUVEL, P. COSENTINO, I. GASPERINI, M. GAUJOUX, V. JOYEUX, F. LABAUNE, P. DE MARCHI, A. MÉNARD-PARROD, B. MERLANT, P. PILLOT, S. RABOUIN, P. ROGER & R. TOURRET (2020). *Sciences de la Vie et de la Terre. 7^e. Enseignement de spécialité*. Bordas, Paris.
- BEAUX, J.-F. & A. MAMECIER (2012). *Les sciences de la Terre*. Nathan, Paris, 2^e édition (1^e édition 2010).
- BEAUX, J.-F., J.-F. FOGELGESANG, P. AGARD & V. BOUTIN (2011). *Atlas de Géologie Pétrologie. BCPST 1^{re} et 2^e années*. Dunod, Paris.
- BIJU-DUVAL, B. (1999). *Géologie sédimentaire. Bassins. Environnements de dépôts. Formation du pétrole*. Technip, Paris, Institut français du pétrole (École du Pétrole et des Moteurs), Rueil-Malmaison (92).
- BISHOP, A. C., W. R. HAMILTON, A. R. WOOLEY (2001). *Guide des minéraux, roches et fossiles*. « Les Guides du naturalistes », Delachaux et Niestlé, Paris, 336 pages.
- BORDI, C., F. SAINTPIERRE (dir.), M. ALGRAIN, R. BOUDJEMAI, H. CLAUCE, O. GUIPPONI & Y. KRAUSS (2018). *Mémento Géologie BCPST 1^{re} et 2^e années*. Vuibert, Paris.
- BORDI, C., F. SAINTPIERRE (dir.), M. ALGRAIN-PITAVY, R. BOUDJEMAI, H. CLAUCE, O. GUIPPONI & Y. KRAUSS (2021). *Mémento Géologie BCPST 1^{re} et 2^e années*. Vuibert, Paris.
- BOTTINELLI, L., A. BRAHIC, L. GOUGUENHEIN, J. RIPERT & J. SERT (1993). *La Terre et l'Univers. Sciences de l'Univers*. Hachette, Paris.
- BÜRGMANN, R. & G. DRESEN (2008). Rheology of the Lower Crust and Upper Mantle: Evidence from Rock Mechanics, Geodesy and Field Observations. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **36**: 531-567. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.36.031207.124326>
- CAMPY, M. & J.-J. MACAIRE (2003). *Géologie de la surface*. Dunod, Paris, 2^e édition (1^e édition 1989).
- CARON, J.-M., A. GAUTHIER, J.-M. LARDEAUX, A. SCHAAF, J. ULYSSE & J. WOZNIAK (2003) (2^e édition, 1989). *Comprendre et enseigner la planète Terre*. Ophrys, Gap – Paris, 303 pages.
- CHAMLEY, H. (2000). *Bases de sédimentologie*. Dunod, Paris, 2^e édition (1^e édition 1987).
- CHANTRAINE, J., A. AUTRAN, C. CAVELIER (dir.) et collaborateurs (2003). *Carte géologique de la France à l'échelle du millionième*. Service géologique national, Bureau de Recherches géologiques et minières, Orléans, 6^e édition.
- CHEN, Z., D. LAVOIE, C. JIANG, M. J. DUCHESNE & M. MALO (2016). *Caractéristiques géologiques et évaluation des ressources pétrolières de la Formation de Macasty, Ile d'Anticosti, Québec, Canada*. Geological Survey of Canada, Open File **8019**. <https://doi.org/10.4095/297893>
- COJAN, I. & M. RENARD (2006). *Sédimentologie*. Dunod, Paris, 2^e édition (1^e édition 1999).
- CORBOZ, P. & W. FREI (2013). Application de la sismique hybride dans les sous-sols instables. *Mémoires de la Société vaudoise des Sciences naturelles*, **25** : 331-340. https://wp.unil.ch/risk/files/2013/11/27_Corboz_MemSVSN2013_C_Li.pdf (consultation janvier 2022)
- CORDIER, P. & H. LEROUX (2008). *Ce que disent les minéraux*. Belin, Paris.
- COUVET, D. & A. TEYSSÈRE-COUVET (2010). *Écologie et biodiversité. Des populations aux socioécosystèmes*. Belin, Paris.
- DANIEL, J.-Y. (dir.), A. BRAHIC, M. HOFFERT, R. MAURY, A. SCHAAF & M. TARDY (2006). *Sciences de la Terre et de l'Univers*. Vuibert, Paris, 2^e édition (1^e édition 1999).
- DAUTEL, O. (dir.), A. PROUST, M. ALGRAIN, C. BORDI, A. HELME-GUIZON, F. SAINTPIERRE, M. VABRE & C. BOGGIO (2017). *Biologie Géologie BCPST 1^{re} année*. Vuibert, Paris.
- DAUTEL, O. (dir.), C. BORDI, F. SAINTPIERRE, M. ALGRAIN-PITAVY, M. QUERTINIEZ, A. PROUST, M. VABRE A. HELME-GUIZON & B. MOLLIER (2019). *Biologie Géologie BCPST 2^e année*. Vuibert, Paris.
- DAUTEL, O. (dir.), M. ALGRAIN-PITAVY, C. BORDI, A. HELME-GUIZON, B. MOLLIER, A. PROUST, M. QUERTINIEZ, F. SAINTPIERRE & M. VABRE (2021). *Prépas scientifiques BCPST 1^{re} année. Biologie Géologie. Tout-en-un*. Vuibert, Paris.
- DELMAS, R., S. CHAUZY, J.-M. VERSTRAETE & H. FERRÉ (2007). *Atmosphère, océan et climat*. Belin, Paris.
- DENCEUD, J., T. FERROIR, O. GUIPPONI, H. MOREAU, M. PAULHIAC-PISON, M.-L. PONS & F. TEJEDOR (2011). *Biologie-Géologie BCPST-véto 2^e année*. Tec & Doc, Lavoisier, Paris.

- DENÉUD, J., C. GODINOT, O. GUIPPONI, H. MOREAU, M. PAULHIAC-PISON & F. TEJEDOR (2013). *Biologie-Géologie BCPST-véto 1^{er} année*. Tec & Doc, Lavoisier, Paris.
- DENÉUD, J., C. GODINOT, O. GUIPPONI, H. MOREAU, M. PAULHIAC-PISON, M.-L. PONS & F. TEJEDOR (2014). *Biologie-Géologie BCPST-véto 2^{er} année*. Tec & Doc, Lavoisier, Paris.
- DERCOURT, J. (2002). *Géologie et géodynamique de la France. Outre-mer et européenne*. « Sciences Sup », Dunod, Paris, 3^e édition (1^{er} édition 1997), 330 pages.
- DERCOURT, J., J. PAQUET, P. THOMAS & C. LANGLOIS (2006). *Géologie. Objets, méthodes et modèles*. Dunod, Paris, 12^e édition (1^{er} édition 1974).
- DUCO, A. (dir.), A. CARPENTIER, F. CELLE, G. DAOUST, N. DEWITZ, C. ETNER, H. FROISSARD, C. LAVILLE, A.-M. LE MOINE, L. LOISON, C. MÉMETEAU, B. MSIHID, J.-M. PICOCHÉ, S. REBULARD, P. REY, A. TASSEL, P.-O. THÉBAULT, E. SALGUEIRO, A. SEGUIN & S. VIGIER, 2010. *Sciences de la Vie et de la Terre Seconde*. Belin, Paris.
- EMMANUEL, L., M. DE RAFÉLIS & A. PASCO (2007). *Maxi fiches Géologie*. Dunod, Paris.
- FETTES, D. & J. DESMONS (dir.) (2007). *Metamorphic Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks*. Cambridge University Press, Cambridge (UK).
- FOUCAULT, A. & J.-F. RAOULT (2005). *Dictionnaire de Géologie*. Dunod, Paris, 6^e édition (1^{er} édition 1980).
- FOSSEN, H. (2016). *Structural geology*. 2nd édition (1st édition 2010), Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- FOUCAULT, A., J.-F. RAOULT, F. CECCA & B. PLATEVOET (2014). *Dictionnaire de Géologie*. Dunod, Paris, 8^e édition (1^{er} édition 1980).
- GODINOT, C., H. MOREAU, M. PAULHIAC-PISON & F. TEJEDOR (2010). *Biologie-Géologie 1^{er} année BCPST-véto*. Tec & Doc, Lavoisier, Paris.
- GUILLERME, D., M. JUBAULT-BREGLER (dir.), O. AVISSEAU, S. BIHEL, N. BIHEL, Y. BOURVEN, V. BOUTIN, P. COMBEMOREL, P. DELHOUME, J.-M. DUPIN, A. FLORIMOND, V. GUILI, É. LE BRIS, M. MAHÉ, A. MÉRAH, É. RAINOUARD, M. RAJCHENBACH & F. SAINTPIERRE (2019). *Sciences de la Vie et de la Terre 1^{re}. Enseignement de spécialité*. Nathan, Paris.
- HAMAI, L. (2016). *Étude thermodynamique de la zone de transition mer-continent de la marge algérienne : implication géodynamique*. Thèses de doctorat, Université Côte d'Azur, Nice.
- JAUJARD, D. (2015). *Géologie. Géodynamique. Pétrologie. Études de terrain*. Maloine, Paris.
- JOLIVET, L. & H.-C. NATAF (1998). *Géodynamique*. Dunod, Paris.
- JUNG, J. (1958). *Précis de pétrographie. Roches sédimentaires, métamorphiques et éruptives*. Masson et Cie, Paris.
- JUTEAU, T. & R. MAURY (2008). *La croûte océanique. Pétrologie et dynamique endogènes*. Vuibert, Paris.
- KRÉMEUR, A.-S., A. VINCENT & N. COLTICE (2019). *Géologie*. Dunod, Paris.
- KRISHNARAJA, A. R., S. KANDASAMY & M. KOWSALYA (2018). Influence of polymeric and non-polymeric fibers in hybrid engineered cementitious composites. *Romanian Journal of Materials*, **48** (4), 507-513.
- LACOSTE, A. & R. SALANON (1969). *Éléments de biogéographie et d'écologie*. Nathan, Paris.
- LAGABRIELLE, Y., R. MAURY & M. RENARD (2013). *Mémo visuel de Géologie. L'essentiel en fiches. Licence. Prépas. CAPES*. Dunod, Paris.
- LAY, T. (2015). Chapter 1.22. Deep Earth Structure: Lower Mantle and D'. In G. SCHUBERT (dir.). *Treatise on Geophysics (Second Edition). Volume 1. Deep Earth Seismology*. Elsevier, Amsterdam, pp. 638-723. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53802-4.00019-1>
- LIZEAUX, C., D. BAUDE (dir.), V. AUDEBERT, C. BRUNET, G. GUTJAHR, Y. JUSSEURAND, A. MATHEVET, P. PILLOT, S. RABOUIN & A. VAREILLE, 2007. *SVT Sciences de la Vie et de la Terre Première* S. Bordas, Paris.
- LIZEAUX, C., D. BAUDE (dir.), C. BRUNET, A. CHASLEIX, B. FORESTIER, G. GUTJAHR, Y. JUSSEURAND, A. MATHEVET, P. PILLOT, S. RABOUIN & A. VAREILLE, 2010. *Sciences de la Vie et de la Terre Seconde*. Bordas, Paris.
- LOWRIE, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics. Second Edition*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- MACKENZIE, W. S. & A. E. ADAMS (2005). *Initiation à la pétrographie*. Dunod, Paris, 3^e édition (1^{er} édition 1992), 192 pages.
- MARSHAK, S. (2010). *Terre, portrait d'une planète*. Traduction O. ÉVRAD. De Boeck, Bruxelles (3^e édition américaine 2008).
- MASCLE, G. (2008). *Les roches, mémoire du temps*. EDP Sciences, Les Ulis (91).
- MATTAUER, M. (1998). *Ce que disent les pierres*. Belin – Pour la Science, Paris.
- MEHIER, B. (1995). *Magmatisme et tectonique des plaques*. Ellipses, Paris.
- MERCIER, J., P. VERGÉLY & Y. MISSENERARD (2016). *Tectonique*. 4^e édition (1^{er} édition 1992), Dunod, Malakoff.
- NALIBOFF, J. B., S. J. H. SUITER, G. PÉRON-PINVIDIC, P. T. OSMUNDSEN & J. TETREAU (2017). Complex fault interaction controls continental rifting. *Nature communications*, 1179. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-00904-x>
- NOUGIER, P. (2000a). *Déformation des roches et transformation de leurs minéraux. Initiation à la tectonique*. Ellipses, Paris.
- NOUGIER, P. (2000b). *Structure et évolution du globe terrestre*. Ellipses, Paris, 2^e édition (1^{er} édition 1993).
- PERRAS, M. A. & M. S. DIEDERICHS (2014). A Review of the Tensile Strength of Rock: Concepts and Testing. *Geotechnical and Geological Engineering*, **32** (2): 525-546. <https://doi.org/10.1007/s10706-014-9732-0>
- PERRIER, C. & J.-F. BEAUX (dir.), A. BOUFFIER, L. BOUGEOIS, P. CARRÈRE, T. DARRIBÈRE, J. DÉMARET-NICOLAS, A. EMOND, S. MAURY, O. MONNIER, T. SOUBAYA, A. VERGNAUD & A. WOEHRLÉ (2021). *Biologie-Géologie BCPST 1. Tout-en-un*. Dunod, Malakoff (F).
- PEYCRU, P. (dir.), J.-M. DUPIN, J.-F. FOGELGESANG, D. GRANDPERRIN, C. VAN DER REST, F. CARIU, C. PERRIER & B. AUGÈRE (2008). *Géologie tout-en-un 1^{er} et 2^e années BCPST*. Dunod, Paris.
- PEYCRU, P., J.-F. FOGELGESANG, D. GRANDPERRIN, C. PERRIER (dir.), B. AUGÈRE, J.-F. BEAUX, C. BECK, F. CARIU, J.-M. DUPIN, J.-L. SCHNEIDER, M. TARDY & C. VAN DER REST (2015). *Géologie tout-en-un BCPST 1^{er} et 2^e années*. Dunod, Paris.
- PEYCRU, P., C. PERRIER, J.-F. FOGELGESANG (dir.), B. AUGÈRE, J.-F. BEAUX, F. CARIU, P. CARRÈRE, T. DARRIBÈRE, J.-M. DUPIN & C. VAN DER REST (2019). *Biologie et géologie. BCPST 1 et 2. Tout-en-fiches*. Dunod, Paris.
- POMEROL, C., Y. LAGABRIELLE & M. RENARD (2003) (12^e édition, 1965). *Éléments de géologie*. « Masson Sciences », Dunod, Paris, 746 pages.
- POMEROL, C., Y. LAGABRIELLE, M. RENARD & S. GUILLOT (2011). *Éléments de géologie*. Dunod, Paris, 14^e édition (1^{er} édition 1965).
- PLUMMER, C. C., D. H. CARLSON & L. HAMMERSLEY (2016). *Physical Geology. Fifteenth Edition*. McGraw-Hill Education, New York (NJ), USA.
- PREVOT, C., S. REBULARD (dir.), A. BIELLE, C. BORDONADO, A. CARPENTIER, J. FAIVRE, S. FRAYON, G. GEHIN, B. PERIC, L. SALOMON, R. SEYED, É. TREHIOU, M. TREIBER, A. VAN PRAET & I. VELTZ (2019). *SVT 1^{er} enseignement de spécialité*. Belin, Paris.
- PREVOT, C., S. REBULARD (dir.), G. BARTHOLE, C. BORDONADO, R. CADET, S. FRAYON, R. SEYED, É. TREHIOU, M. TREIBER & I. VELTZ (2020). *SVT T^{er} enseignement de spécialité*. Belin, Paris.
- PROVOST, A. & C. LANGLOIS (2011). *Mini manuel de Géologie – Roches et géochimie*. Dunod, Paris.
- RENARD, M., Y. LAGABRIELLE, E. MARTIN & M. DE RAFÉLIS (2018). *Éléments de géologie. 16^e édition du « Pomerol »*. 1^{er} édition 1965 (Armand Colin). Dunod, Paris.
- ROBERT, C. & R. BOUSQUET (2013). *Géosciences. La dynamique du système Terre*. Belin, Paris.
- SANTOS, J. A. N. CATAPANG & E. D. REYTA (2019). Understanding the Fundamentals of Earthquakes signal Sensing Network. *AnalogDialogue*, **53**(3): 11 pp. <https://www.analog.com/media/en/analog-dialogue/volume-53/number-4/understanding-the-fundamentals-of-earthquake-signal-sensing-networks.pdf> (consultation janvier 2022).
- SARAO, A., M. SUGAN, G. BRESSAN, G. RENNER & A. RESTIVO (2021). A focal mechanism catalogue of earthquakes that occurred in the southeastern Alps and surrounding areas from 1928–2019. *Earth System Science Data*, **13** (5): 2245–2258. <https://doi.org/10.5194/essd-13-2245-2021>
- SCHUELLER, S. (2004). *Localisation de la déformation et fracturation associée. Étude expérimentale et numérique sur des analogues de la lithosphère continentale*. Thèse de doctorat, Université de Rennes 1. <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00009829/>
- TAVERNIER, R. & J. LAMARQUE (1996). *Enseigner la biologie et la géologie à l'école élémentaire*. Bordas, Paris.
- VAN DER PLUIJM, B. A. & S. MARSHAK (2004). *Earth Structure. An introduction to structural geology and tectonics*. Norton & Company, New York (NY), USA.
- VIDAL, P. (1994). *Géochimie*. Dunod, Paris.

Plan du chapitre

Objectifs : extraits du programme	1
Introduction	2
I. Caractérisation géométrique, physique et expérimentale de la déformation des objets géologiques	3
A. Les aspects géométriques et dynamiques fondamentaux de la déformation	3
1. La déformation, une modification géométrique des objets	3
a. La déformation : un changement de forme (← distorsion), orientation (← rotation) et/ou localisation (← translation) d'un objet	3
b. Typologies de la déformation	3
α. La rupture ou le fluage : déformation discontinue (= discrète = cassante = fragile) vs. continue (ductile = souple)	3
β. Parallélisme des droites ou courbure : déformation homogène (cisaillement homogène au sens large) vs. hétérogène	3
γ. Focus sur le cisaillement homogène : cisaillement simple (aplatissement-étirement sans rotation : déformation coaxiale) et cisaillement pur [cisaillement au sens le plus strict] (rotation : déformation non coaxiale)	3
c. Une déformation modélisable dans un repère orthonormé par un ellipsoïde (3D) ou une ellipse (2D) des déformations	4
α. Des ellipsoïdes de déformation comprenant un axe de plus grand allongement (X), un axe de plus grand raccourcissement (souvent Z) et, en 3D, un axe intermédiaire (souvent Y)	4
β. Application à la déformation ductile homogène : cisaillements purs et simples	4
d. De la déformation incrémentale à la déformation finie	4
α. Notions de déformation incrémentale et déformation finie (= totale)	4
β. Un chemin de déformation souvent difficile à reconstituer en cas de déformation complexe (déformation hétérogène)	4
e. La quantification de la déformation homogène	5
α. La quantification de la déformation linéaire (typiquement applicable dans le cas d'un cisaillement pur... mais aussi simple) : extension (ϵ ou ϵ_L), étirement (S) et élongation quadratique (λ)	5
β. La quantification de la déformation cisailante au sens strict (= par cisaillement simple) : angle de déformation ψ et déformation cisailante γ	5
γ. La quantification de la déformation avec une composante linéaire et une composante cisailante : toutes les quantifications précédentes	6
f. L'étude des situations hors de la déformation continue homogène	6
α. L'étude de la déformation continue hétérogène	6
β. L'étude de la déformation discontinue	7
g. Déformation distribuée (= diffuse) ou localisée	7
h. Notion de tectonite : une roche « tectonisée » (= notablement déformée)	8
2. La déformation, une réponse dynamique à des contraintes	8
a. Notion de contrainte σ : la résultante des forces appliquées en un point	8
b. La décomposition d'une contrainte dans un plan : contrainte normale σ_N (composante compressive) et contrainte tangentielle (composante cisailante s. str.) $\sigma_T = \tau$	9
c. Les ellipsoïdes (3D) de contraintes (ou ellipses en 2D), un outil de compréhension de la compression-étirement (cisaillement pur)	9
α. Trois composantes en 3D formant une ellipsoïde des contraintes : σ_1 (contrainte maximale), σ_2 (contrainte intermédiaire) et σ_3 (contrainte minimale)	9
β. Contraintes isotropes (→ compaction) vs. anisotropes (→ compaction + déformation)	9
γ. De l'ellipsoïde des déformations à l'ellipsoïde des contraintes	10

δ. La nécessité de vérifier la coaxialité d'une déformation avant d'inférer un ellipsoïde de contrainte, adapté aux seules situations de cisaillement pur	10
ε. Contrainte moyenne, contrainte déviatorique (= déviateur), contrainte différentielle	10
d. Bilan sur le lien déformation-contrainte dans le cadre des cisaillements pur et simple	10
B. L'apport des données expérimentales à la compréhension de la déformation	11
1. Modalités de l'étude expérimentale de la déformation rocheuse	11
a. L'étude de la réponse à la compression : des cylindres de roches placés dans des presses triaxiales	11
b. L'étude la réponse à la traction : des cylindres ou des parallélépipèdes de roches soumis à un test de traction	11
2. Une réponse typique en trois temps : fluage élastique, fluage plastique, rupture	11
a. L'absence de réponse déformationnelle aux faibles contraintes	12
b. Une déformation réversible : le domaine ductile élastique	12
c. Une déformation irréversible (= définitive) : le domaine ductile plastique ; notions de déformation résiduelle et de fluage à contrainte constante	12
d. Une déformation cassante : la rupture	12
3. L'influence de divers paramètres physico-chimiques sur la déformation	12
a. Le facteur lithologique et minéralogique (la composition de la roche) et la notion de compétence des roches	12
b. Le facteur pression lithostatique (et donc profondeur)	12
c. Le facteur température (qui augmente également avec la profondeur et dépend du contexte géodynamique)	13
d. Le facteur fluides (pressions des fluides) : une action variable qui dépend de la pression lithostatique	13
e. Le facteur temps : la vitesse de charge	13
α. Un paramètre expérimental loin des valeurs réelles	13
β. Une lenteur qui favorise la ductilité	13
f. Remarque : une résistance généralement moindre à la traction qu'à la compression	14
g. Bilan	14
4. La déformation rocheuse réelle sur le temps long : fluages primaire, secondaire et tertiaire	14
C. Des lois physiques des matériaux rocheux à la compréhension de la stratification rhéologique de la lithosphère	14
1. Le recours à deux lois physiques empiriques	14
a. Une loi exprimant la contrainte de rupture de tout matériau en fonction de la profondeur : la loi de friction (= de frottement) de BYERLEE	14
b. Une loi, propre à chaque matériau, exprimant la limite d'élasticité d'un matériau en fonction de la profondeur : la loi de fluage	15
2. La combinaison de ces deux lois physiques, une opération à l'origine des profils rhéologiques de la lithosphère	16
a. Les enveloppes rhéologiques de la lithosphère continentale (en compression) : deux modèles principaux	16
α. Une enveloppe rhéologique à quatre niveaux modélisés par deux minéraux dominants (quartz, olivine)	16
β. Une enveloppe rhéologique à (cinq-)six niveaux modélisés par trois minéraux dominants (quartz, feldspath, olivine) [pour information ?]	16
b. Les enveloppes rhéologiques de la lithosphère océanique (en compression)	16
3. Limites et variations (spatiales et temporelle) des enveloppes rhéologiques : une réalité plus complexe et diverse que le modèle	16
a. L'importance des matériaux retenus (impact sur les lois de fluage)	16
b. L'importance de l'hydratation et des fluides (impact sur les lois de fluage)	17
c. L'importance du gradient géothermique (impact sur les lois de fluage)	17
d. L'importance du régime de contraintes compressif vs. extensif (impact surtout sur la loi de BYERLEE)	17
4. Des découplages sismiques et mécaniques au sein de la lithosphère	18

a. Un découplage sismique profond entre croûtes supérieure et inférieure : des foyers dans les zones cassantes (= zone sismogénique)	18	f. La notion de rampe : une faille inverse qui facilite le glissement et le plissement en lien avec des couches-savons	28
b. Un découplage mécanique profond entre niveaux de la croûte ou entre croûte et manteau	18	g. Des ellipsoïdes sur les plis ?	29
c. Éléments de tectonique superficielle: les niveaux de décollement ou couches-savon (transition socle-sédiments, couches sédimentaires particulières)	19	2. Les microstructures ductiles	29
D. Les causes et les mécanismes de la déformation	19	a. Les schistosités et foliations : une répartition planaire des minéraux	29
1. L'origine des contraintes générant la déformation	19	b. Les linéations : une répartition linéaire des minéraux	29
a. L'origine principale et majeure : la géodynamique et le déplacement horizontal des plaques lithosphériques	19	c. Les structures C/S : une interaction schistosité-cisaillement	29
b. La déformation gravitaire (extension tardi-orogénique, rebond post-glaciaire, tectonique salifère...)	19	d. Les ombres de pression (= queues de cristallisation), zones de moindre contrainte où cristallisent des minéraux	30
2. Les mécanismes de la déformation : focus sur la dynamique du réseau cristallin	19	e. Une figure plissée particulière : les plis en fourreau	31
a. La présence de zones de fragilité dans le réseau cristallin	19	3. La déformation ductile à l'échelle lithosphérique ou régionale	31
b. Les mécanismes associés à la déformation cassante : fracturation, cataclase, mylonitisation ; existence d'une possibilité de recristallisations	19	a. La flexure lithosphérique (échelle lithosphérique)	31
c. Les mécanismes permettant le fluage : fluage par diffusion, fluage par pression-dissolution (→ ombres de pression), fluage-dislocation	19	b. Les domaines plissés (échelle régionale)	31
II. Les objets géologiques déformés : les manifestations et les marqueurs de la déformation aux différentes échelles	22	4. Bilan	31
A. La déformation cassante (= fragile = discontinue = discrète)	22	III. Les séismes : manifestation, origine (sismogénèse) et conséquences	32
1. La faille, déformation élémentaire du domaine fragile	22	Références	32
a. La faille et son organisation : une fracture avec glissement le long d'un plan de faille	22	Plan du chapitre	34
b. La caractérisation géométrique d'une faille : rejet, pendage, azimut, pitch	22	Plan simplifié du chapitre (3 niveaux de plan)	36
c. La typologie des failles en lien avec le régime de contraintes (et donc souvent le contexte géodynamique)	22	Plan du chapitre (2 niveaux de plan)	36
α. Des failles normales (affaissement du toit) plutôt en régime extensif	23		
β. Des failles inverses (soulèvement du toit) plutôt en régime compressif	23		
γ. Des failles décrochantes plutôt en régime transtensif (coulissage)	23		
d. Remarque : la notion de failles conjuguées	23		
2. Les microstructures cassantes	24		
a. Les tectoglyphes associés aux miroirs de failles	24		
b. Dans les roches carbonatées : des joints stylolithiques (← compression), des fentes de tension (← extension) et les écaïlles (← coulissage)	24		
c. Les crochons de faille [<i>pas forcément toujours une microstructure</i>]	25		
3. La tectonique cassante à l'échelle régionale	25		
a. En contexte extensif	25		
α. Une prépondérance des failles normales listriques (= incurvées), formant des blocs basculés lors du <i>rifting</i> et perdurant dans les marges passives	25		
β. Une variété de failles (dont normales) dans les montagnes en effondrement gravitaire	25		
b. En contexte compressif : un faillage varié (notamment inverse), des écaïlles, des chevauchements, du charriage et des écaïlles tectoniques	26		
c. En contexte transtensif (= de coulissage) : failles transformantes près des dorsales ; failles décrochantes continentales (avec possibilité de bassin en <i>pull-apart</i>)	26		
4. Bilan	26		
B. La déformation ductile (= souple = continue)	27		
1. Le pli, déformation élémentaire du domaine ductile	27		
a. Le pli et son organisation : une déformation ondulée des couches	27		
b. Synclinal et anticlinal	27		
c. Pli isopaque vs. anisopaque	28		
d. Orientation des plis	28		
e. La notion de pli-faille : un pli associé à une faille	28		

Plan simplifié du chapitre (3 niveaux de plan)

Objectifs : extraits du programme	1
Introduction	2
I. Caractérisation géométrique, physique et expérimentale de la déformation des objets géologiques	3
A. Les aspects géométriques et dynamiques fondamentaux de la déformation	3
1. La déformation, une modification géométrique des objets	3
2. La déformation, une réponse dynamique à des contraintes	8
B. L'apport des données expérimentales à la compréhension de la déformation	11
1. Modalités de l'étude expérimentale de la déformation rocheuse	11
2. Une réponse typique en trois temps : fluage élastique, fluage plastique, rupture	11
3. L'influence de divers paramètres physico-chimiques sur la déformation	12
4. La déformation rocheuse réelle sur le temps long : fluages primaire, secondaire et tertiaire	14
C. Des lois physiques des matériaux rocheux à la compréhension de la stratification rhéologique de la lithosphère	14
1. Le recours à deux lois physiques empiriques	14
2. La combinaison de ces deux lois physiques, une opération à l'origine des profils rhéologiques de la lithosphère	16
3. Limites et variations (spatiales et temporelle) des enveloppes rhéologiques : une réalité plus complexe et diverse que le modèle	16
4. Des découplages sismiques et mécaniques au sein de la lithosphère	18
D. Les causes et les mécanismes de la déformation	19
1. L'origine des contraintes générant la déformation	19
2. Les mécanismes de la déformation : focus sur la dynamique du réseau cristallin	19
II. Les objets géologiques déformés : les manifestations et les marqueurs de la déformation aux différentes échelles	22
A. La déformation cassante (= fragile = discontinue = discrète)	22
1. La faille, déformation élémentaire du domaine fragile	22
2. Les microstructures cassantes	24
3. La tectonique cassante à l'échelle régionale	25
4. Bilan	26
B. La déformation ductile (= souple = continue)	27
1. Le pli, déformation élémentaire du domaine ductile	27
2. Les microstructures ductiles	29
3. La déformation ductile à l'échelle lithosphérique ou régionale	31
4. Bilan	31
III. Les séismes : manifestation, origine (sismogénèse) et conséquences	32
Références	32
Plan du chapitre	34
Plan simplifié du chapitre (3 niveaux de plan)	36
Plan du chapitre (2 niveaux de plan)	36

Plan du chapitre (2 niveaux de plan)

Objectifs : extraits du programme	1
Introduction	2
I. Caractérisation géométrique, physique et expérimentale de la déformation des objets géologiques	3
A. Les aspects géométriques et dynamiques fondamentaux de la déformation	3
B. L'apport des données expérimentales à la compréhension de la déformation	11
C. Des lois physiques des matériaux rocheux à la compréhension de la stratification rhéologique de la lithosphère	14
D. Les causes et les mécanismes de la déformation	19
II. Les objets géologiques déformés : les manifestations et les marqueurs de la déformation aux différentes échelles	22
A. La déformation cassante (= fragile = discontinue = discrète)	22
B. La déformation ductile (= souple = continue)	27
III. Les séismes : manifestation, origine (sismogénèse) et conséquences	32
Références	32
Plan du chapitre	34
Plan simplifié du chapitre (3 niveaux de plan)	36
Plan du chapitre (2 niveaux de plan)	36

© Tanguy JEAN. Les textes et les figures originales sont la propriété de l'auteur. Les figures extraites d'autres sources restent évidemment la propriété des auteurs ou éditeurs originaux.
Document produit en avril 2021 • Dernière actualisation : mars 2024.
Contact : Tanguy.Jean4@gmail.com
Adresse de téléchargement : <https://www.svt-tanguy-jean.com/>



Ces données sont placées sous licence *Creative Commons Attribution – Pas d'Utilisation commerciale 4.0 CC BY NC* qui autorise la reproduction et la diffusion du document, à condition d'en citer explicitement la source et de ne pas en faire d'utilisation commerciale.