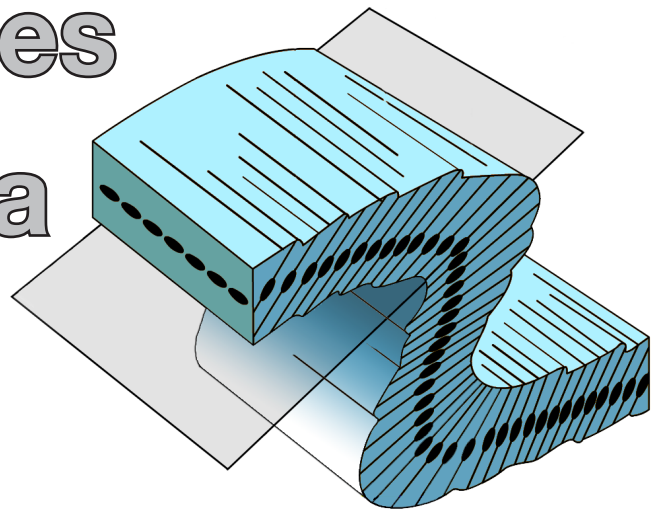


Déformation des matériaux de la lithosphère



I. Rhéologie de la lithosphère

1. Déformation et régime de déformation

a. La déformation finie

- On définit une déformation en comparant un état initial et un état final, sans préjuger du «régime» de déformation.
- La déformation finie est ainsi la description «mathématique» de la correspondance entre ces deux états.

b. Les mécanismes de la déformation plane

- On définit la déformation plane comme une déformation pouvant se décrire entièrement en deux dimensions seulement.
- Les deux mécanismes principaux sont la déformation co-axiale (en aplatissement) et la déformation non-coaxiale (avec une composante cisailante).

c. L'ellipsoïde de la déformation finie

- La déformation finie est entièrement décrite en un point par un objet mathématique nommé «tenseur de la déformation».
- On représente aisément le tenseur de la déformation par un ellipsoïde. Chaque demi-axe de l'ellipsoïde représente (en module comme en direction) la déformation dans l'une des directions principales de la déformation. X désigne le plus grand allongement et Z désigne le plus fort raccourcissement.

d. La déformation incrémentale : le régime de déformation

- Le régime de la déformation désigne le «film» du déroulement de la déformation. Il n'est jamais accessible par la seule donnée du tenseur de la déformation finie. Il est nécessaire d'envisager d'autres marqueurs.
- Sur le terrain, ce sont les marqueurs de la rotation qui indiquent le caractère non-coaxial d'une déformation. Les fibres dans les fentes de tension sont un bon exemple.

2. Contrainte et réaction des roches aux contraintes

a. Etat de contrainte et état de pression

- Les contraintes sont homogènes à des pressions (forces rapportées à une surface).
- Un point est «sous contrainte» lorsqu'il y a **anisotropie** de l'état de contrainte.
- L'état **isotrope** définit un **état de pression**. Le tenseur est alors «scalaire».

b. L'ellipsoïde des contraintes

- Le tenseur des contraintes est aisément représenté par un ellipsoïde.
- Il n'y a généralement pas de relation évidente entre l'ellipsoïde des contraintes et l'ellipsoïde des défor-

matons.

c. Déformations en réponse aux contraintes : matériaux idéaux

- **Comportement élastique** : la suppression de l'état de contrainte ramène la déformation à zéro. Le cas le plus simple est celui de la proportionnalité contrainte-déformation (modèle du ressort). Tous les matériaux ont un intervalle (généralement très étroit) d'élasticité. Il correspond à une déformation de faible ampleur, typiquement de 1 à 2 %.
- **Comportement plastique** : la suppression de l'état de contrainte laisse la déformation en l'état. Lorsque j'arrête de pousser une caisse sur le plancher, la caisse s'arrête. Lorsqu'on arrête de compresser une pâte à modeler, elle ne se déforme plus mais conserve la déformation acquise.
- **Comportement de fluide visqueux** : le matériau «s'écoule», on dit qu'il «flue».

d. Les réponses d'un matériau réel

- Il existe des matériaux très élastiques, ou très plastiques, mais la plupart des matériaux géologiques ont un comportement hybride avant rupture.
- Lorsque la rupture survient très rapidement, le matériau ne présentera guère qu'un petit comportement élastique : il est dit fragile. Lorsque la rupture survient très tardivement, le matériau se déforme beaucoup sans rompre : il est alors qualifié de ductile.

3. Propriétés mécaniques des roches : compétence des roches

a. Roches compétentes et incompétentes

- Une roche compétente est un matériau fragile qui se déforme peu dans un premier temps et qui finit par céder par fracture. Une telle roche formera des niveaux isopaques dans les plis.
- Une roche incompétente est un matériau plutôt ductile qui se déforme facilement en fluant. Une telle roche formera des plissements de «bourrage» dans les cœurs des plis.

b. Conditions thermodynamiques de la déformation

- Le comportement d'une roche est très loin d'être une propriété immuable de celle-ci : il est très dépendant des conditions de la déformation.
- La pression de confinement (et donc la profondeur) favorise la ductilité.
- L'élévation de température (et donc l'enfouissement) favorise la ductilité.

c. Vitesse de déformation

- Une augmentation de vitesse de déformation favorise la rupture.

4. Enveloppe rhéologique de la lithosphère

a. La loi de Beyerlee

- L'influence conjointe de la pression de confinement et de la température définit une ductilité augmentant avec la profondeur. Cette dépendance est linéaire et assez semblable pour tous les matériaux. On nomme loi de Beyerlee cette relation linéaire de la contrainte de rupture avec la profondeur.

b. Les lois de fluage

- Chaque matériau est caractérisé par une loi de fluage. Une loi de fluage définit la relation entre le déviateur minimal provoquant le fluage et la profondeur.

c. Enveloppe rhéologique et niveaux de découplage

- En combinant loi de Beyerlee (la même pour tous les matériaux) et lois de fluages (très différentes par exemple, entre croûte et manteau), on définit une **enveloppe rhéologique** définissant sur un diagramme déviateur-profondeur, les conditions de la «résistance sans déformation» et les conditions de l'échappement (par rupture ou par fluage).
- On reconnaît ainsi classiquement un niveau crustal résistant reposant sur un niveau mantellique supérieur lui aussi résistant, mais avec un niveau «savon» intermédiaire constitué par la croûte inférieure. Ce niveau «savon» est un niveau de découplage pouvant induire des comportements de clivage entre croûte et manteau (voir les Alpes).

d. Influence du gradient géothermique local.

- Les différents contextes géodynamiques sont entre autre caractérisés par des gradients géothermiques

différents. Or, ces différents gradients ont un impact sur les enveloppes rhéologiques.

e. Enveloppe rhéologique et contexte géodynamique

- Les modèles de fracture de continent (rifting) ou de collision tiennent ainsi compte des variations de gradient géothermique attenantes à ces différents contextes.

II. Sismogenèse

1. Quelques exemples de séismes

a. Les déformations

- Les séismes sont des ruptures, marquées nettement dans le paysage par des failles. Les reliefs faillés sont ainsi particulièrement frais dans les zones sismiquement actives (Californie et faille de San Andreas, faille anatolienne en Turquie).
- Des déformations très spectaculaires sont visibles au lendemain des grands séismes.

b. Les dégâts matériels

- Les séismes peuvent être très destructeurs pour les installations humaines ; et très meurtriers.
San Francisco : 1906
Agadir (Maroc) : 1956
El Asnam (Algérie) : 1980
Kobe (Japon) : 1995
Haïti : 2010
Katmandu (Népal) : 2015

c. Magnitude et répliques

- La magnitude est d'une certaine manière une mesure de l'énergie dissipée par un séisme. L'échelle de magnitude est une échelle logarithmique
- Un séisme est toujours suivi de plusieurs dizaines de répliques, comme si la terre avait des soubresauts, des hoquets. Les répliques sont de magnitude plus modérée mais pas nécessairement faible.
- La relation entre magnitude et date des répliques suit une décroissance logarithmique.
- Une relation comparable lie les magnitudes des principaux séismes. Cette relation est assez immuable et définit la loi de Gutenberg-Richter.

2. L'origine des séismes

a. La déformation élastique

- La lithosphère, très rigide et fragile au premier ordre, se déforme d'abord de manière élastique puis rompt.
- La rupture «soulage» la lithosphère, libère en les découplant les deux compartiments de part et d'autre d'une faille. Ce découplage supprime la contrainte et (voir le comportement élastique) annule donc brutalement la déformation élastique subie par chaque compartiment. Cette relaxation brutale ébranle le sol et constitue le séisme.

b. Relaxation d'énergie

- La magnitude du séisme va ainsi dépendre (via le **moment sismique**) de l'ampleur de la surface de rupture, de la «rigidité» (et donc l'élasticité) du matériau et de la valeur du déplacement.

c. Le cycle sismique

- Le cycle sismique correspond aux fréquences observées des séismes dans une zone active. Cela tient autant aux fréquences des répliques qu'aux fréquences et magnitudes des séismes majeurs (loi de Gutenberg-Richter).

d. Les zones à risque

- La localisation des séismes a été le moyen historique d'identifier le partage de la lithosphère en une douzaine de plaques. Les plaques, indéformables au premier ordre, s'affrontent à leurs frontières où elles

provoquent nombre de séismes plus ou moins intenses (selon la nature de la frontière).

- Une carte de la répartition des séismes est donc une carte de ces zones d'affrotement, et donc une carte des plaques lithosphériques.

3. Les mécanismes au foyer

a. Etablissement d'un mécanisme au foyer

- Une analyse statistique des enregistrements sismographiques (en de multiples stations) d'un séisme permet de partager l'espace autour du foyer en domaines compressifs et domaines distensifs. Les résultats sont consignés sous forme de la projection horizontale d'une demi-sphère inférieure centrée sur le foyer.
- Cette manière de procéder permet d'orienter les contraintes ayant présidé au séisme, et donc de définir la nature de la déformation : faille normale, faille inverse ou faille décrochante.

b. Analyse de la géométrie et du mouvement d'une faille active

- Les «beach-balls» permettent de définir le type de faille (normale, inverse ou décrochante). Mais dans tous les cas, il demeure une incertitude sur le plan de rupture : il y a toujours deux plans théoriques possibles.
- Dans le cas d'une faille décrochante, le recueil de plusieurs «beach-balls» et leur éventuel alignement permet de trancher sans ambiguïté pour l'un des deux plans théoriques. Et de là, on identifie si le décrochement est dextre ou sénestre.

c. Mécanismes au foyer et géodynamique globale

- Les mécanismes distensifs caractérisent les zones de dorsale et de rifting, les zones très épaissies des orogènes vieillissants et les zones superficielles de la lithosphère bombée en amont des subductions.
- Les mécanismes décrochants s'observent dans les zones externes des montagnes vieillissantes.
- Les mécanismes compressifs en faille inverse caractérisent les orogènes et les zones de subduction.

4. Surveillance par des techniques satellitaires

a. La géodésie spatiale

- La localisation par GPS (dans une version beaucoup plus précise que celle du grand public).

b. L'interférométrie radar

- La différence de position d'un terrain entre deux passages d'un satellite peut être visualisée sous forme de franges d'interférence. Cela renseigne sur la déformation en temps direct.

c. Déplacements instantanés et temps géologiques

- Lorsque la géologie traditionnelle analyse la déformation, elle intègre des phénomènes durant parfois plus d'un million d'année, tandis que les techniques satellitaires enregistrent des déplacements instantanés.
- N'est-il pas rafraichissant de constater que ces différentes techniques sont cependant cohérentes et convergent bien vers une même analyse du fonctionnement d'une chaîne de montagne comme, par exemple, les Alpes ?

II. Les objets de la déformation

1. La déformation élastique à l'échelle de la lithosphère

a. Les îles volcaniques et la flexure de la lithosphère

- Indéformable au premier ordre, la lithosphère présente donc essentiellement un comportement élastique.
- Cette élasticité explique la présence d'un «rebond élastique» autour des zones enfoncées par la masse d'une île volcanique : ce rebond se matérialise par un bourrelet de lithosphère bombée autour de la zone déprimée.

b. La flexure des zones de subduction

- De la même manière, les zones de subduction déterminent un rebond élastique en amont des fosses. Ce rebond, là encore, détermine la formation d'un bourrelet à hauteur de la flexure de la lithosphère plongeante.

c. La flexure des bassins d'avant pays

- Enfin, toujours pour cause d'élasticité, la surcharge pondérale représentée par les orogènes occasionne, comme pour les îles volcaniques, une flexure de part et d'autre des chaînes de montagnes, définissant une zone de bassin subsident, sillon entre les reliefs de la chaîne et la zone de bombement élastique.

2. Les plis et les failles aux échelles régionale et locale

a. Géométrie des failles, géométrie des plis

- La description d'une faille passe par la notion de rejet, vecteur déplacement lié à la faille. Ce vecteur peut être décomposé de différentes manières.
- La description d'un pli passe par les notions d'axe, de charnière et de flan. Les relations géométriques entre ces éléments permettent de définir différents types de plis.

b. Le domaine fragile : failles et plis isopaques

- Dans le cas de la déformation fragile (et uniquement dans ce cas), il est possible de relier la géométrie de la déformation à l'orientation des contraintes. On peut ainsi orienter σ_1 , σ_2 et σ_3 sur une faille.
- Les plis isopaques, caractéristiques des roches compétentes, sont systématiquement associés à des fractures (distensives à l'extrados, compressives à l'intrados).
- Les failles, du fait de l'imperfection des surfaces de coulissement, enregistrent des marqueurs du mouvement nommés **tectoglyphes**. Ce sont les *stries*, les *écailles* et les *stylolithes*.

c. Le domaine ductile : plis et schistosité

- Le domaine ductile est caractérisé par des plissements anisopaques, généralement associés à de la schistosité. En particulier, les plissements s'accompagnent, dans les niveaux les plus ductiles, d'une schistosité de plan axial.
- La schistosité est d'autant plus parallèle au plan axial que le niveau plissé est ductile. La succession de matériaux de ductilités différentes peut occasionner des «réfractions» de schistosité.

d. Chevauchements et charriages

- A l'échelle crustale, le raccourcissement dans les zones de convergence est accommodé par des sortes de gigantesques failles inverses très horizontales : les charriages et les chevauchements.
- Ces déformations concernent des déplacements de plusieurs kilomètres, qui absorbent la convergence au moyen d'une augmentation d'épaisseur crustale.
- Cartographiquement, les chevauchements peuvent être marqués par des *klippes* et des *fenêtres*.

3. Les microstructures aux échelles de l'échantillon et de la lame mince

a. Schistosité, foliation, linéation

- Un plan de schistosité permet de définir le plan XY de la déformation. Une foliation est une schistosité soulignée par une ségrégation minéralogique (comme dans un gneiss).
- Une linéation se définit obligatoirement dans un plan de schistosité. Toute structure linéaire non observée dans un plan de schistosité **n'est pas** une linéation. Une linéation donne la direction X.

b. Structures C/S

- Les relations entre schistosité et sens de cisaillement génèrent souvent des figures sigmoïdes nommées structures C/S. Ces figures constituent ainsi des marqueurs de la déformation non-coaxiale.

c. Ombres de pression et minéraux hélicitiques

- Les différences de comportement mécanique entre minéraux occasionnent des répartitions variables des zones de plus forte ou de plus faible contrainte. Il en résulte des zones très compressives où les structures sont détruites (dissolution, dislocation, migration) et des zones «abritées» où des matériaux s'accumulent (cristallisation, agglomération...).
- Lorsque la déformation est non-coaxiale, les ombres de pressions forment des structures sigmoïdes. Et

les minéraux en croissance enregistrent (en «fossilisant» la schistosité) leur propre rotation sous forme de figures en spirale : ce sont les minéraux dits «hélicitiques».

4. Les styles régionaux de déformation.

a. Le cycle orogénique : socle et couverture

- *Les notions de socle et de couverture sont liées à la description des cycles orogéniques. Lors d'un cycle, on distingue le socle (ensemble des éléments de l'orogénèse précédente, déformés, métamorphisés puis pénéplanés) et la couverture (ensemble des éléments sédimentaires déposés lors de l'histoire océanique du cycle et déformés lors de l'orogénèse).*

b. Tectonique de couverture

- *Il y a tectonique de couverture lorsque la couverture et le socle se déforment de façon indépendante, avec des niveaux de décollement.*

c. Tectonique de socle

- *Il y a tectonique de socle lorsque la couverture et le socle sont déformés de façon solidaire. Comme si la couverture était intimement collée au socle et ne s'individualisait pas.*

Conclusion