

ST-D poly 02
Texte du cours**Partie D : Les déformations de la lithosphère**

Des observations, faites directement sur le terrain, ou en classe sur échantillons et lames minces, montrent que les roches sont souvent **déformées** et que la **déformation** se retrouve à toutes les échelles.

Au cours de ces observations, nous ne voyons pas se produire la déformation, mais inconsciemment, nous comparons l'état **final** à l'état **initial** : Par exemple, en observant une couche de terrain plissée, nous parlons de déformation car nous savons que les strates se sont déposées horizontalement.

La **déformation** est le processus durant lequel l'application d'une force entraîne un changement de forme d'un objet géologique.

L'étude de la déformation repose sur la comparaison état initial-état final (ou état actuel). Ce n'est pas toujours possible. Pour cela, le géologue recherche la présence de témoins ou de marqueurs dont il connaît parfaitement la forme initiale.

En étudiant la géométrie des déformations, il fait de la **géologie structurale** = **tectonique**.

A partir de l'étude géométrique, nous pouvons étudier les mécanismes de la déformation. Pour cela il faut s'appuyer sur des travaux expérimentaux qui permettent de connaître le comportement des matériaux : minéraux, roches, strates ..., c'est faire de la **rhéologie**.

Comprendre le comportement des minéraux et des roches permet de reconstituer :

- Leur **déformation** : passage de l'état initial à l'état final ;
- Le déplacement des masses rocheuses : c'est faire de la **cinématique**
- Les forces en jeu : c'est faire de la **dynamique**.

Quelle est l'origine des déformations ?

Comment, à partir de l'analyse des objets déformés, remonter aux conditions dynamiques (géométrie des contraintes) qui les ont engendrés et à leur chronologie ?

Quel est le comportement de la lithosphère face aux contraintes ?

I. Etude rhéologique des roches

A. Contraintes et déformations

1. Différents types de déformations

Une déformation peut être, au moins en partie, **élastique**, c'est-à-dire **réversible**. L'observation d'une déformation en géologie se réalisant alors que les contraintes ne s'exercent plus, on n'observe que la part **irréversible** de la déformation.

a. Déformations continues ou discontinues

Les déformations **continues** sont des déformations plastiques, dans lesquelles la continuité des structures est préservée. C'est le cas des schistosités, des foliations, des plis, des boudinages, etc. Ces déformations correspondent à un comportement **ductile**.

Les déformations **discontinues**, au contraire, correspondent à un comportement **cassant**. On observe une cassure au sein de la structure, avec ou sans déplacement. C'est le cas des failles, des fentes, des stylolithes...

b. Les déformations continues : homogènes ou hétérogènes

Une déformation continue peut être :

- **Hétérogène** : deux droites initialement parallèles ne le sont plus après la déformation.
→ plis, boudins
- **Homogène** : deux droites initialement parallèles restent parallèles après la déformation. Cela correspond à un aplatissement, un étirement ou à un cisaillement.
→ schistosité, foliation, linéation

c. Les déformations homogènes : cisaillement pur et cisaillement simple

Si la déformation homogène correspond uniquement à un aplatissement/étirement, **sans** rotation, on parle alors de **cisaillement pur**. La déformation est **coaxiale**.

Si la déformation homogène s'accompagne d'une **rotation**, on parle alors de **cisaillement simple**. La déformation est **non-coaxiale**.

2. Les contraintes : causes des déformations

a. La notion de contrainte

Un volume rocheux est soumis à différentes forces :

- Des **forces de volume**, qui agissent sur tout le volume rocheux : pesanteur + force d'Archimède. Ces forces n'engendrent pas de déformation.
- Des **forces de surface** (= forces aux limites), qui agissent sur les surfaces délimitant le volume rocheux. Ce sont ces forces qui peuvent engendrer une **déformation** du volume rocheux, en étant responsable d'une **contrainte** qui s'applique sur le volume rocheux.

Une **contrainte**, notée σ , correspond à la résultante de toutes les forces qui s'exercent sur une surface. La valeur de σ est ainsi la limite du rapport F/S (Force divisée par la surface), quand S tend vers 0 :

$$\sigma = \lim_{S \rightarrow 0} \frac{F}{S}$$

Une contrainte peut se représenter sous la forme d'une ellipse (quand on l'étudie sur une surface, donc en deux dimensions), ou d'une ellipsoïde (quand on l'étudie sur un volume, donc en trois dimensions).

b. Contrainte isotrope

Dans le cas d'une contrainte **isotrope**, l'ellipsoïde est une **sphère**. Ceci correspond au fait que la contrainte n'est pas orientée :

$$\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$$

C'est le cas, par exemple, de la pression lithostatique P_L . Elle augmente avec la profondeur, est peut être considérée comme étant égale au poids de la colonne rocheuse supportée par la surface étudiée : $P_L = \rho \cdot g \cdot h$

Dans la croûte continentale ($\rho = 2700 \text{ kg.m}^{-3}$) : + 1 kbar tous les 3,5 km environ

(1 kbar = 10^8 Pa , car 1 bar = 100 hPa =)

(Pour comparaison, la pression hydrostatique, dans l'eau, augmente d'un kbar tous les 10 km environ)

P_L à la base de la croûte continentale (Moho) : $\sim 10 \text{ kbar}$

P_L à la base de la lithosphère continentale : $\sim 30 \text{ kbar}$ pour une lithosphère d'épaisseur normale.

L'enfouissement des roches sédimentaires peut donc induire des modifications liées à l'augmentation de la contrainte isotrope, mais **en aucun cas des déformations** ou déplacement. On ne pourra avoir du fait de l'enfouissement que :

- De la compaction
- Une diminution du volume de la maille cristalline
- Une fusion (formation de granites), une cristallisation

c. Contrainte anisotrope

Dans le cas d'une contrainte **anisotrope**, l'intensité de la contrainte varie selon l'orientation de la surface. Une telle contrainte est la conséquence de forces tectoniques.

On définit ainsi trois vecteurs orthogonaux qui définissent l'ellipsoïde des contraintes :

- σ_1 : contrainte **principale**
- σ_2 : contrainte **intermédiaire**
- σ_3 : contrainte **minimale**

$$\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$$

Une contrainte anisotrope **induit une déformation**, du fait de l'existence d'une contrainte déviatorique, ou déviateur des contraintes, constitué de deux vecteurs :

$$\text{contrainte déviatorique} = \begin{bmatrix} (\sigma_1 - \sigma_3) \\ (\sigma_1 - \sigma_2) \end{bmatrix}$$

3. Analyse de la déformation

a. L'ellipsoïde de déformation

L'ellipsoïde de déformation correspond à la représentation en 3D de la déformation d'un objet sphérique initial.

L'ellipsoïde de déformation est défini par trois axes principaux orthogonaux :

- **X** : axe d'**allongement** maximal (vecteur λ_1)
- **Y** : axe médian (vecteur λ_2)
- **Z** : axe de **raccourcissement** maximal (vecteur λ_3)

$$\text{Allongement} = \lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3 = \text{raccourcissement}$$

b. Cas d'un cisaillement pur

Dans le cas d'un cisaillement pur, la contrainte est **coaxiale**, ce qui signifie que la direction des axes X et Z ne changent pas au cours du temps. Le résultat en terme de déformation est un étirement/aplatissement.

c. Cas d'un cisaillement simple

Dans le cas d'un cisaillement simple, la contrainte est **non coaxiale** : Il y a une rotation au cours de la déformation.

L'observation d'objets déformés permet donc ici de déduire l'état final de la déformation.

Un cisaillement simple est mis en évidence grâce à l'observation de **structures asymétriques**.

d. Cisaillement et schistosité

La contrainte exercée sur une roche peut conduire à la formation d'une schistosité.

Dans le cas d'un cisaillement pur, cette schistosité se développe perpendiculairement l'axe σ_1 de contrainte maximale, et parallèlement à l'axe X d'allongement maximal.

Dans le cas d'un cisaillement simple, la schistosité se développe de manière oblique par rapport au cisaillement. Elle correspond là aussi à l'axe X d'allongement maximal, mais il n'est pas possible de connaître l'orientation de l'axe σ_1 de contrainte maximale.

Prises ensemble, ces deux observations montrent que dans le cas de l'observation d'une schistosité, il n'est pas possible de savoir si la contrainte était un cisaillement pur ou un cisaillement simple (sauf à observer des objets déformés de manière asymétrique au sein de cette schistosité).

e. Objets et déformations

Les déformations observables sont souvent la combinaison des deux types de cisaillement, réalisés de manière successive (on n'observe en réalité que l'état final de la déformation, et non les états intermédiaires).

Afin de pouvoir déterminer les caractéristiques d'une déformation, le géologue utilise des objets déformés : galets, fossiles, minéraux.

Etude d'exemples :

- *Figure 11 :*
 - o *a : rostre de Belemnite (Mollusque céphalopode ; dévonien-crétacé)*
 - o *d : coquille de Brachiopode*
 - o *b, e : galet*
 - o *c, f : cristal de feldspath*
- *figures 12 et 13 :*
 - o *cristal de feldspath*

4. Relation entre contrainte et déformation

Dans le cas général, il est difficile de connaître l'ellipsoïde des contraintes à partir de l'ellipsoïde des déformations.

On peut parfois le faire dans des cas simples :

- Lorsque'il y a rupture avec déplacement : le mouvement de la faille permet de retrouver σ_1 et σ_3
- Lorsque l'on est certain que la déformation est coaxiale

Par exemple, dans le cas de failles conjuguées, pour une déformation coaxiale :

- *Pour des failles normales : la contrainte minimale σ_3 est horizontale, correspondant à un contexte extensif*
- *Pour des failles inverses : la contrainte maximale σ_1 est horizontale, correspondant à un contexte compressif*
- *Pour des failles transformantes : les contraintes σ_1 et σ_3 sont horizontales.*

B. Les facteurs contrôlant la déformation

La nature de la déformation dépend de la **nature** des matériaux, ainsi que des conditions de **pression** et **température**, et de la **vitesse** de réalisation de la déformation : L'ensemble de ces paramètres jouent sur le **comportement** des matériaux.

Afin de comprendre le comportement des matériaux, et donc de pouvoir interpréter les déformations observées, il est nécessaire de procéder à des études expérimentales.

1. Etude du comportement mécanique d'une roche en régime anisotrope de contraintes

a. Dispositif expérimental

On place un petit cylindre de roche dans une **presse triaxiale**. L'enfoncement progressif du piston permet de générer une contrainte maximale σ_1 . Le compresseur engendre la pression de confinement P, qui est égale à σ_2 et σ_3 , perpendiculaires à σ_1 .

La pression de confinement modélise donc la pression lithostatique. La contrainte déviatorique, est égale à $\sigma_1 - \sigma_3$ ou $\sigma_1 - \sigma_2$.

On mesure la déformation ε (en% de variation des dimensions par rapport à l'état initial) pour chaque contrainte déviatorique imposée : C'est le fondement de l'étude rhéologique des roches.

b. Résultat

Au cours de l'essai (ici en compression), tous les paramètres (P, T, etc.) sont fixés : on ne fait varier que $\sigma_1 - \sigma_3$. On construit point par point une courbe rhéologique, dans un repère où la contrainte déviatorique est en ordonnées, et ε en abscisses.

L'enregistrement montre **trois domaines** de déformation, caractérisés par des comportements différents de la roche :

- Domaine **élastique** : la roche reprend sa forme initiale si on lève la contrainte. Déformation **continue** et **réversible**, proportionnelle à $(\sigma_1 - \sigma_3)$.
- Domaine **plastique** : la roche conserve la forme acquise quand on lève la contrainte. Déformation **continue** et **irréversible** (à partir du seuil de plasticité), proportionnelle à $(\sigma_1 - \sigma_3)$.
- **Rupture** : déformation **discontinue irréversible** = **cassante** ; le seuil de rupture peut se trouver dans le domaine d'élasticité ou de la plasticité.

2. Impact des contraintes sur la roche

L'impact en termes de déformations dépend de nombreux facteurs.

a. Influence de la nature de la roche

L'amplitude des deux premiers domaines (élastique et plastique) dépend de la nature de la roche, elle permet de définir la **compétence** d'une roche, c'est-à-dire son aptitude à résister à la déformation dans les conditions P et T données.

Une roche **compétente** montre un domaine de déformation souple très limité, la **rupture est rapidement atteinte**. Elle a un comportement **fragile** : calcaire, grès, granite, roches magmatiques et métamorphiques de manière générale.

Une roche **incompétente** montre un domaine de déformation souple étendu, elle subit de grandes modifications de forme sans se rompre ; elle a un comportement **ductile** : argiles, marnes, évaporites.

On peut noter que le seuil de rupture est atteint plus facilement en traction (extension) qu'en compression.

b. Géométries de la fracturation des roches

Pour des conditions proches de la surface, on observe une rupture :

- Parallèlement à σ_1 dans le cas d'une compression
- Perpendiculairement à σ_3 dans le cas d'une traction

c. Influence de la pression de confinement

L'augmentation de la pression de confinement (et donc l'enfouissement) se traduit par une augmentation du domaine **plastique** : le point de rupture est retardé, la roche est plus **ductile**.

d. Influence de la température

L'augmentation de la température se traduit par une augmentation du domaine **plastique** (le point de rupture est retardé), et une diminution du seuil de **plasticité**.

e. Conséquence : profondeur et comportement des roches de la croûte

Les roches situées de manière **superficielle** dans la croûte sont dans des conditions de basse température et faible pression : Les déformations sont essentiellement **cassantes**.

Les roches situées de manière **profonde** dans la croûte sont dans des conditions de haute température et forte pression : Les déformations sont essentiellement **ductiles**.

Ainsi, pour un même matériau, des plis anisopaques (épaisseur des strates plus importante à la charnière, de la schistosité, de la foliation, correspondent à des déformations produites à plus grande profondeur que des plis isopaques.

f. Influence de la teneur en fluides

Pour des pressions de confinement et des températures **élevées**, une augmentation de la teneur en fluide « adoucit », amollit, les roches et favorise la déformation ductile : le domaine **plastique** est étendu.

Pour des pressions de confinement et des températures **faibles**, une augmentation de la teneur en fluides dans les pores de la roche favorise la rupture. (*ceci est mis en œuvre dans les procédés de fracturation hydraulique : l'injection d'eau dans une formation induit sa fracturation*)

g. Influence de la vitesse et de la durée de déformation : fluage des roches

Dans des conditions de laboratoire, augmenter la vitesse de déformation conduit à un comportement plus cassant (le seuil de rupture est atteint pour une déformation plus faible).

Toutefois, dans les conditions géologiques, les contraintes s'exercent pendant des durées souvent très longues, de l'ordre de plusieurs millions d'années (alors que l'expérience en laboratoire était menée sur 70 jours au maximum).

La conséquence de cela est que dans le contexte géologique, la déformation est **essentiellement plastique** ! On parle de **fluage**. Ce phénomène de fluage permet de comprendre l'observation de déformations importantes dans des contextes de contrainte déviatorique faible, mais exercée de manière constante pendant un très long temps.

Pour la plupart des roches, on observe trois types de fluage au cours du temps :

- Fluage I : l'arrêt de la contrainte induit un retour à l'état initial (comportement pseudo-élastique)
- Fluage II : une partie de la déformation est conservée suite à l'arrêt de la contrainte (comportement pseudo-visqueux)
- Fluage III : la déformation est conservée, et peut atteindre le point de rupture.

C. Bilan

En conclusion, le comportement d'une roche face à des contraintes dépend de très nombreux facteurs : de la nature de la roche et des contraintes, mais aussi des conditions thermodynamiques dans lesquelles se trouve la roche, de la durée d'application des contraintes. Ces contraintes s'exerçant sur des temps très longs, les conditions thermodynamiques (P et T) peuvent évoluer au cours de l'histoire d'une roche. Ceci explique qu'une roche puisse montrer à la fois des déformations ductiles (subies dans un premier temps à fortes P et T) et des déformations cassantes (subies dans un deuxième temps, soit par diminution de P et/ T, soit par atteinte du point de rupture, etc.).

II. Rhéologie de la lithosphère

La lithosphère est un ensemble hétérogène, formé de roches diverses, à des pressions, températures, état d'hydratation variés. Son comportement mécanique est donc multifactoriel.

A. Approche rhéologique de la lithosphère

1. Loi de Byerlee et comportement fragile des matériaux

Dans les années 1960, le géophysicien James Byerlee a étudié expérimentalement le comportement fragile de roches pré-fracturées. Il a ainsi déterminé la contrainte nécessaire pour induire un déplacement de la **fracture**, et donc la rupture de la roche. On est donc dans le contexte d'une déformation **fragile**, cassante.

Deux résultats émergent :

- La courbe obtenue est une droite = **la droite de Byerlee** : La valeur nécessaire pour atteindre le seuil de rupture est proportionnelle à la pression de confinement.
- La droite est la même pour tous les échantillons étudiés : Cette unique droite de résistance à la rupture est appelée **droite de Byerlee**.

2. Hausse de la température et comportement ductile des matériaux

Si on augmente la température, on se rend compte que les matériaux se comportent de manière ductile au-delà d'une certaine contrainte : le **seuil de plasticité** est atteint et le matériau se déforme par **fluage**.

On peut alors construire la **courbe de fluage**, représentant la contrainte à exercer pour atteindre ce seuil de plasticité.

On observe alors :

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

3. Bilan ! modèle rhéologique incluant fragilité et ductilité

La prise en compte de la droite de Byerlee et de la courbe de fluage montre :

- Un domaine de résistance à la déformation
- Un pic de résistance, au niveau de l'intersection entre les deux courbes

Ceci traduit le comportement du matériau : fragile pour des pressions faibles et ductile pour des pressions élevées.

B. Modélisation rhéologique des lithosphères

1. Les séismes : mise en évidence d'une croûte ductile ou fragile

Un séisme est la conséquence d'un mouvement de roches au niveau d'une faille : Il ne peut donc se produire qu'au sein d'un matériau cassant = fragile. L'observation de la localisation des séismes renseigne donc sur la nature fragile ou ductile des enveloppes terrestres.

On distingue ainsi, d'un point de vue sismique (distribution des foyers) en général 3 niveaux rhéologiques pour une lithosphère continentale :

- La croûte supérieure cassante
- La croûte inférieure ductile et donc moins résistante
- Le manteau supérieur cassant

2. Modélisation de la lithosphère continentale

Ces observations sismiques sont cohérentes avec les données expérimentales de rhéologie (droite de Byerlee et courbe de fluage) :

- **Croûte supérieure** : fragile ; environ 20 km d'épaisseur.
- **Croûte inférieure** : ductile. Elle constitue un niveau de décollement : un découplage est possible à son niveau, par exemple dans le contexte de chaîne de collision.
- **Manteau lithosphérique fragile** : jusqu'à 60 km de profondeur environ.
- **Manteau lithosphérique ductile** : il se différencie probablement de l'asthénosphère par une déformabilité moins importante que celle du manteau asthénosphérique. Il est délimité à sa base par l'isograde des 1300°C. Tout comme la croûte inférieure, il peut être considéré comme un niveau de décollement, avec découplage possible.

3. Différents modèles rhéologiques de lithosphère

La rhéologie d'une lithosphère dépend :

- De la nature des roches présentes
- Du gradient géothermique

Le modèle présenté ci-dessus correspond à une lithosphère continentale « classique ». D'autres situations aboutissent à une modélisation légèrement différente.

a. Lithosphère continentale avec fort gradient géothermique

Du fait d'un fort gradient géothermique, le comportement des péridotites mantelliques est ductile (pas de couche fragile) :

- Croûte supérieure fragile
- Croûte inférieure ductile
- Manteau lithosphérique ductile

Il apparaît donc que le comportement rhéologique d'une lithosphère continentale dépend de son gradient géothermique : Elle est plus ductile dans le cas d'un gradient fort, et elle est plus fragile dans le cas d'un gradient faible. Ainsi, les « vieux » ensembles continentaux stables (cratons continentaux) correspondent à des lithosphères plus rigides que la moyenne. On peut en constater une conséquence au niveau de la collision Inde-Asie : le sous-continent indien correspond à un craton, il s'agit d'une lithosphère très rigide ; sa collision avec la lithosphère asiatique, plus déformable, induit une déformation à grande échelle de cette dernière : le « poinçon indien » induit une déformation de l'Asie vers l'est (vers la mer de Chine).

b. Lithosphère océanique (pour un gradient géothermique faible)

On se place dans le cas d'un faible gradient géothermique, donc au niveau des plaines abyssales ou des subductions (pas des dorsales). La faible épaisseur de la croûte fait que le pic de résistance des gabbros n'est pas atteint : il n'y a donc pas de croûte ductile. Ceci conduit à une structure de la lithosphère sans niveau de découplage entre la croûte et le manteau :

- Croûte océanique : fragile
- Manteau lithosphérique fragile, jusqu'à une quarantaine de km de profondeur
- Manteau lithosphérique ductile

C. Des comportements élastiques existent pour les lithosphères

Le comportement fragile de la lithosphère est cohérent avec l'observation habituelle de la localisation des déformations au niveau des frontières de plaques lithosphériques. C'est d'ailleurs l'observation de ces alignements de séismes qui est à l'origine de la définition même des plaques lithosphériques.

Toutefois, cette rigidité de la lithosphère n'est valable qu'à petite échelle. Lorsque la lithosphère est considérée à une grande échelle, elle montre un comportement élastique : On peut ainsi observer des déformations intraplaques, en général de grande amplitude. C'est par exemple le cas lors d'une subduction, la lithosphère océanique subissant une courbure lors de son enfoncement dans le manteau.

1. Exemple 1 : lithosphère océanique et points chauds

Au niveau d'un point chaud, la remontée mantellique conduit à un volcanisme important. En domaine océanique, ce volcanisme se traduit par la présence de monts sous-marins et d'îles. On observe ainsi des édifices volcaniques qui peuvent être de très grande taille : quand on prend en compte sa partie émergée (culminant à 4200 m) et sa partie immergée (6000 m environ du niveau de la mer au plancher océanique), l'île d'Hawaï a une hauteur totale de 10 km environ !

Le poids de l'édifice volcanique induit une courbure de la lithosphère, avec enfoncement au niveau du volcan et bombement périphérique pour accommoder la déformation.

2. Exemple2 : flambage lithosphérique et Bassin Parisien

La poussée alpine induit une contrainte qui s'exerce sur la lithosphère continentale ouest-européenne : la conséquence est une déformation à grande échelle. On parle de flambage : la déformation est une courbure, perpendiculaire à l'axe de la contrainte. Ce flambage explique l'existence d'une subsidence au niveau du Bassin Parisien et d'une courbure générale des strates sédimentaires.

III. Les séismes : origine et conséquences

La **sismologie** ou **séismologie** est l'étude des tremblements de terre. Son objectif est d'étudier :

- la répartition géographique des séismes,
- leur signification tectonique et géodynamique
- leur mécanique
- leurs effets sur les paysages et les populations

A. Un séisme correspond à une libération brutale d'énergie

1. Rupture des roches et cycle sismique

Le **cycle sismique** correspond à une répétition de deux phases :

- Une **phase inter-sismique**, pendant laquelle il y a accumulation lente d'énergie, sous forme de déformations élastiques. Cette déformation est due à une contrainte, conséquence de mouvements différentiels de plaques lithosphériques.
- Une **phase sismique** (ou co-sismique), qui intervient lorsque le seuil de rupture des roches est atteint : Il y a alors mouvement de roches au niveau d'une faille (on parle de **glissement co-sismique**). C'est le **rebond élastique**. Ce mouvement libère l'énergie accumulée, qui se propage sous la forme d'ondes sismiques. Le premier séisme est suivi de répliques.

Suite à une phase sismique, l'énergie recommence à s'accumuler, jusqu'à la survenue d'un nouveau séisme.

On peut ainsi définir un temps de récurrence, qui correspond au temps moyen entre la survenue de deux séismes.

Le lieu de rupture des roches est le **foyer** du séisme, d'où partent les ondes sismiques (ondes de volume -P et S- et ondes de surface).

2. Energie libérée et magnitude de moment

L'énergie libérée par le séisme est quantifiée par la **magnitude de moment Mw**.

Mw est calculé à partir du moment sismique **Mo**. Ce moment sismique dépend de l'énergie libérée au foyer sismique, et peut être calculé à partir de l'étude des ondes de surface (R et L ; calcul fait sur une durée de 50 à 300 secondes) :

$$Mo = \mu . S . D$$

μ : coefficient de rigidité, en unités cgs (= centimètre gramme seconde)
(pour la croûte continentale : $\mu = 3.10^{11}$)

S : surface rompue

D : déplacement

Mo s'exprime en dyn/cm ; 1 dyne = force requise pour accélérer une masse d'un gramme de 1 gal (c'est-à-dire 1 cm/s²), soit 1 g.cm/s².

1 dyn = 10⁻⁵ Newton.

$$Mw = \frac{2}{3} \log (Mo) - 6,07$$

La **magnitude** de moment étant logarithmique, sa progressivité n'est pas linéaire. Un séisme de magnitude M dégage environ 30 fois plus d'énergie qu'un séisme de magnitude M-1. Par exemple, un séisme de magnitude 7 dégage donc 600 fois plus d'énergie qu'un séisme de magnitude 5 !

3. Intensité d'un séisme

L'**intensité** d'un séisme est une évaluation des effets sur l'Homme et les constructions humaines : Elle permet de quantifier les effets d'un séisme.

Les zones d'égale intensité forme des lignes isoséistes, concentriques par rapport à l'épicentre.

L'échelle utilisée actuellement est l'échelle ESM98, qui comporte douze intensités, de I à XII.

Il n'y a pas de corrélation automatique entre intensité et magnitude de moment, car l'intensité dépend de la profondeur du foyer et des conditions locales (types de roche, organisation des formations géologiques).

Les cartes d'intensité sismique sont établies sur la base d'observation des dégâts et d'enquêtes auprès des populations. Une intensité ne peut donc être établie que si une population humaine suffisante est présente

B. L'étude des séismes

1. Mécanismes au foyer et mouvements des failles

Le **mécanisme au foyer** d'un séisme rend compte du mouvement relatif ayant eu lieu entre les deux compartiments de roche au moment de la rupture le long du plan de faille les séparant.

Un mécanisme au foyer est ainsi représenté par une **sphère** (la sphère focale), comportant quatre **cadrons** séparés par deux **plans nodaux** :

- Un plan nodal correspond au plan de faille
- Le plan nodal perpendiculaire au plan de faille est le plan auxiliaire
- Un cadran en compression est en noir
- Un cadran en dilatation est en blanc

Dans un document ou une carte, on présente la projection de la sphère focale à la surface du globe : on parle de « beach ball », ou stéréogramme, projection stéréographique.

Ces mécanismes au foyer sont déterminés en routine, de manière automatique, pour tous les séismes se produisant. Ils permettent de déterminer le **type de faille** à l'origine d'un séisme : faille normale, inverse, décrochante.

La présence de mécanismes au foyer interprétés comme failles **normales** indique un contexte de **divergence** entre des plaques.

La présence de mécanismes au foyer interprétés comme failles **inverses** indique un contexte de **convergence** entre des plaques.

La présence de mécanismes au foyer interprétés comme failles **décrochantes** indique un contexte de **coulissage** entre des plaques.

2. Mouvements GPS et séismes

Le système GPS permet une mesure des déplacements instantanés des plaques lithosphériques.

Ce suivi permet d'estimer l'accumulation d'énergie élastique et de localiser les zones de potentielles fractures. Le GPS est donc un outil important dans l'estimation de l'aléa sismique.

Le suivi GPS permet de quantifier les déplacements causés par un séisme, et ainsi de calcul la magnitude de moment.

3. Etudes par interférométrie radar

L'interférométrie radar (**InSAR**, pour *Interferometric Synthetic Aperture Radar*) est une technique basée sur l'utilisation de satellites dédiés.

a. Principe de la technique InSAR

Le satellite envoie des ondes radar de faible longueur d'onde vers le sol, et mesure non pas la distance avec le sol, mais la phase de l'onde sinusoïdale. Cette phase dépend de la distance entre le satellite et le sol.

Suite à un deuxième passage du satellite (avec la même visée que lors du premier passage), on procède à la soustraction des deux mesures de phases :

- Si le sol n'a **pas changé** d'altitude, alors les phases sont **égales** ;
- Si le sol est **descendu**, alors il s'est **éloigné** du satellite, et on observe un décalage de phase positif : la phase **augmente** ;
- Si le sol est **monté**, alors il s'est **rapproché** du satellite, et on observe un décalage de phase négatif : la phase **diminue**.

Les figures obtenues présentent ainsi des cercles concentriques : les **franges**, correspondant à des **décalages de 0 à 2π** de la phase.

b. Interprétation des images InSAR

Concrètement, on observe les franges selon un **axe colinéaire à la ligne de visée** du satellite (= **LOS** ; *Line Of Sight*). En partant d'une zone n'ayant pas bougé, on regarde si l'alternance de couleurs correspond à une augmentation de la phase, ou à diminution de la phase.

- Augmentation de la phase : le sol a descendu / s'est éloigné du satellite
- Diminution de la phase : le sol est monté / s'est rapproché du satellite

Ceci permet, suite à un séisme, de reconstituer l'ensemble des mouvements du sol, et ainsi le sens de déplacement dû à la rupture de la faille.

L'observation des franges permet aussi de quantifier le déplacement du sol par rapport au satellite.

Il est pour cela nécessaire de connaître la longueur d'onde utilisée par le satellite. Une frange correspond alors à une différence d'une demi-longueur d'onde.