

Dr CHABOU Moulley Charaf
Université Ferhat Abbas, Sétif 1
Institut d'Architecture et des Sciences de la Terre
Département des Sciences de la Terre

LMD -Sciences de la Terre et de l'Univers-
Licence Géosciences - 1^{ère} année – Semestre 2-
Module Géologie 2.

VI. La Tectonique : déformation des matériaux de l'écorce terrestre

VI.1. Généralités : contraintes et déformations

VI.1.1. Définitions

On appelle **contrainte** une force appliquée sur une surface. Elle s'exprime en Pa (N/m^2). Lorsqu'ils sont soumis à des contraintes, les matériaux se **déforment**.

Si les forces appliquées sont égales dans toutes les directions de l'espace, on parle de **contrainte isotrope** ou pression hydrostatique. On parle aussi de **pression de confinement**. Si les contraintes ne sont pas égales selon les directions de l'espace, on parle de contraintes différentielles ou anisotropes. Il existe trois types de contraintes différentielles (fig. 1) :

- **contrainte en tension**, qui tend à étirer la roche.
- **contrainte en compression**, qui a tendance à comprimer la roche.
- **contrainte de cisaillement**, avec glissement et translation d'une masse rocheuse sur une autre.

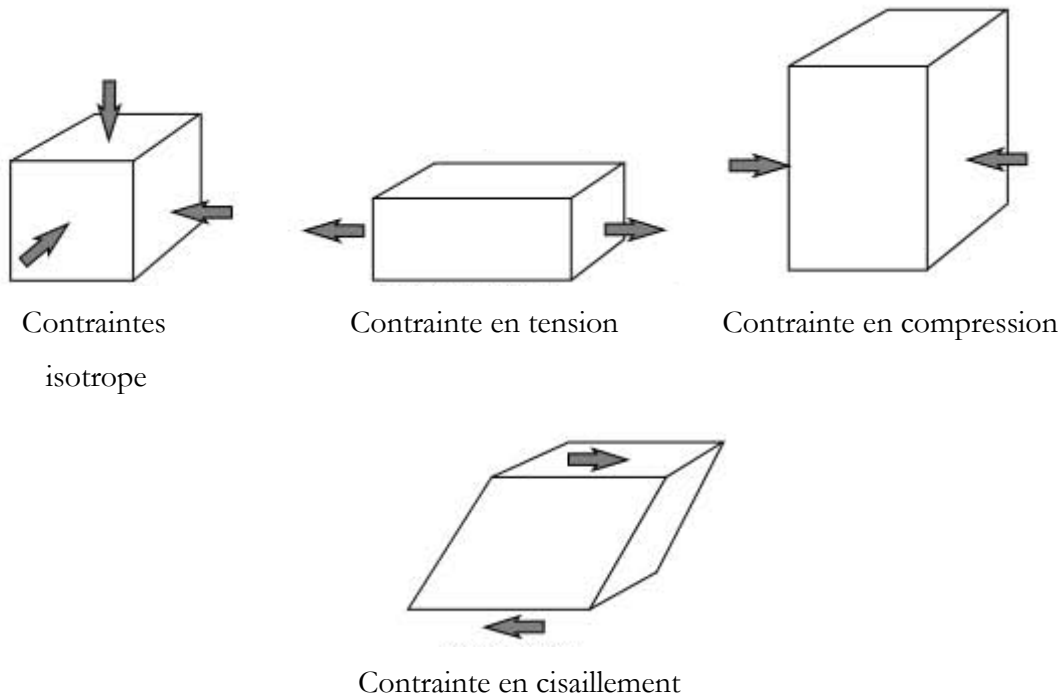


Figure 1 : différents types de contraintes

On appelle **déformation** tout changement de la taille, la forme ou le volume d'un matériau ou d'une roche.

V1.1.2. Types de déformation

Lorsqu'une roche est soumise à des contraintes de plus en plus élevées, elle passe par trois domaines de déformation (fig. 2) caractérisés chacun par un comportement différent de la roche :

- **Déformation élastique :** où la roche reprend sa forme initiale lorsque la contrainte cesse. La déformation est réversible.
- **Déformation plastique :** où la roche conserve la forme acquise quand la contrainte cesse. La déformation est irréversible.
- **Rupture :** la roche se casse. La déformation est irréversible.

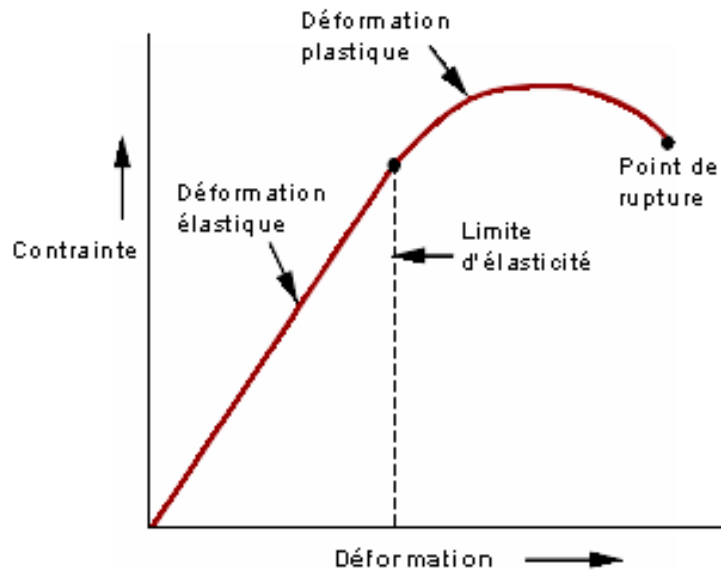


Figure 2 : relation contrainte-déformation.

Les matériaux ou roches sont divisés en deux classes selon l'amplitude des deux premiers domaines (fig. 3) :

- Les roches ou matériaux à **comportement fragile**, montrent un domaine de déformation élastique limité ou étendu et un domaine de déformation plastique très limité avant la rupture.
- Les roches ou matériaux à **comportement ductile**, montrent un domaine de déformation élastique limité et un domaine de déformation plastique étendu avant la rupture. Ces roches subissent de grandes modifications de forme sans se rompre.

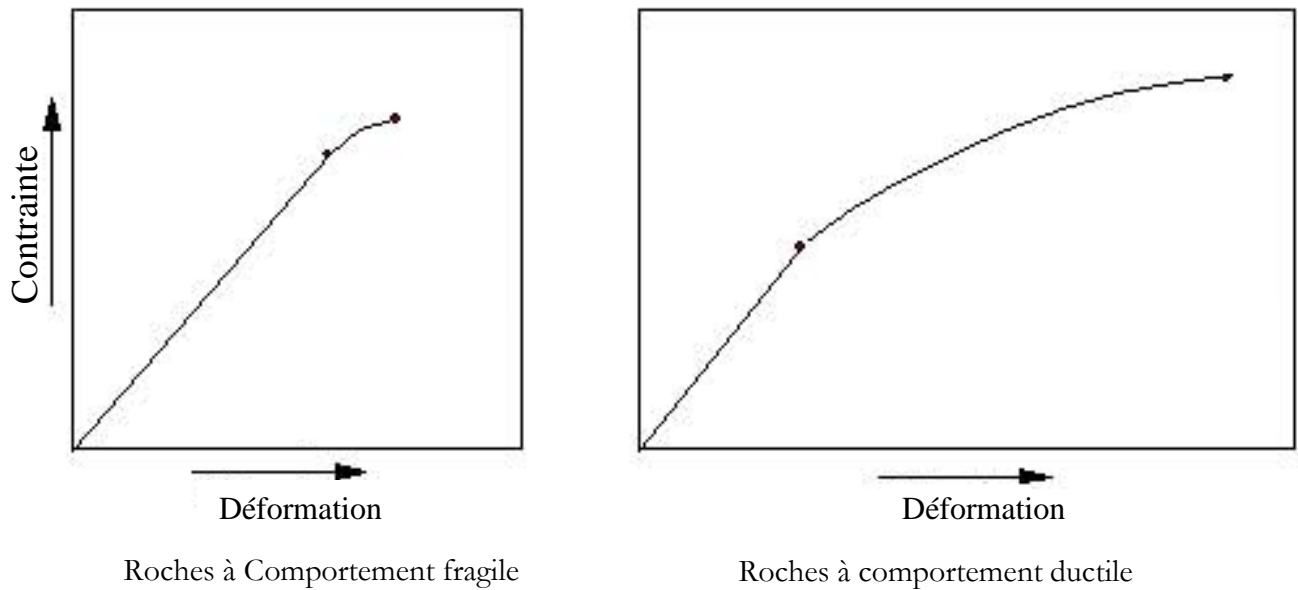


Figure 3 : deux classes de roches selon leur aptitude à résister à la déformation

Plusieurs facteurs déterminent si une roche réagira à une contrainte par une déformation élastique ou plastique :

- **La composition des matériaux ou roches :** certains minéraux, comme le quartz, les feldspaths ou l'olivine, sont très fragiles. D'autres, comme les minéraux argileux, les micas, et la calcite sont plus ductiles. Ainsi, la composition minéralogique de la roche est un facteur important qui détermine le comportement de déformation de la roche. Un autre facteur est la présence ou l'absence d'eau. L'eau aura tendance à affaiblir les liaisons chimiques et forme de minces films autour des grains de minéraux le long desquels des glissements peuvent avoir lieu. Ainsi, une roche humide aura tendance à se comporter de manière ductile, tandis que les roches sèches ont tendance à se comporter de manière fragile.
- **La température :** le domaine de la ductilité des roches augmente avec la température. Plus la température n'est élevée, plus la roche aura tendance à se comporter de manière ductile. A basse température, les matériaux ont un comportement fragile.
- **La pression de confinement :** à haute pression de confinement, les matériaux sont moins susceptibles de se fracturer parce que la pression environnante a tendance à empêcher la formation de fractures. A faible contrainte de confinement, les matériaux

auront un comportement fragile et auront tendances à se fracturer plus tôt. Les hautes pressions de confinement favorisent donc le comportement plastique. Au cours de l'enfouissement, la température et la pression augmentent. Ces deux facteurs favorisent une déformation plastique, et ainsi, les roches profondément enfouies ont une plus grande tendance à se plier et à se débiter que les roches peu profondes.

- **La vitesse de déformation** : les contraintes appliquées sur de longues périodes favorisent le comportement plastique. Les domaines d'élasticité et de plasticité diminuent lorsque la vitesse de déformation augmente, la roche devient plus fragile et casse plus facilement. Au cours des phénomènes géologiques où les vitesses de déformation sont lentes, les déformations ductiles sont prédominantes.

V1.1.3. Comportement de la lithosphère

Près de la surface de la Terre, les roches ont un comportement fragile. En considérant que le quartz et les feldspaths sont représentatifs de la croûte, que l'olivine est représentative du manteau, le comportement général de la lithosphère est le suivant (fig. 4) : près de la surface de la Terre, le comportement des roches est cassant et leur résistance augmente avec la profondeur (les roches suivent la loi de Byrlee). A environ 15 km de profondeur, on atteint un point appelé zone de transition fragile-ductile. Au dessous de cette profondeur, la résistance des roches diminue car les fractures auront tendance à se refermer à cause de la pression de confinement. Combiné à une augmentation de la température, le comportement des roches devient ductile (loi de fluage). A la base de la croûte (MOHO), il y a changement de la nature des roches. On passe à une péridotite riche en olivine. Comme l'olivine présente une résistance plus forte que les minéraux qui composent les roches de la croûte, la partie supérieure du manteau présente à nouveau un comportement fragile et cassant. Au fur et à mesure qu'on descend en profondeur, et avec l'augmentation de la température, on atteint à nouveau un point de transition fragile-ductile. Ce point se situe à environ 40 km de profondeur. Au dessous de ce point, les roches se comportent de manière de plus en plus ductile. A la base de la lithosphère, on atteint un état de très faible résistance du manteau : c'est la zone de découplage lithosphère-asthénosphère.

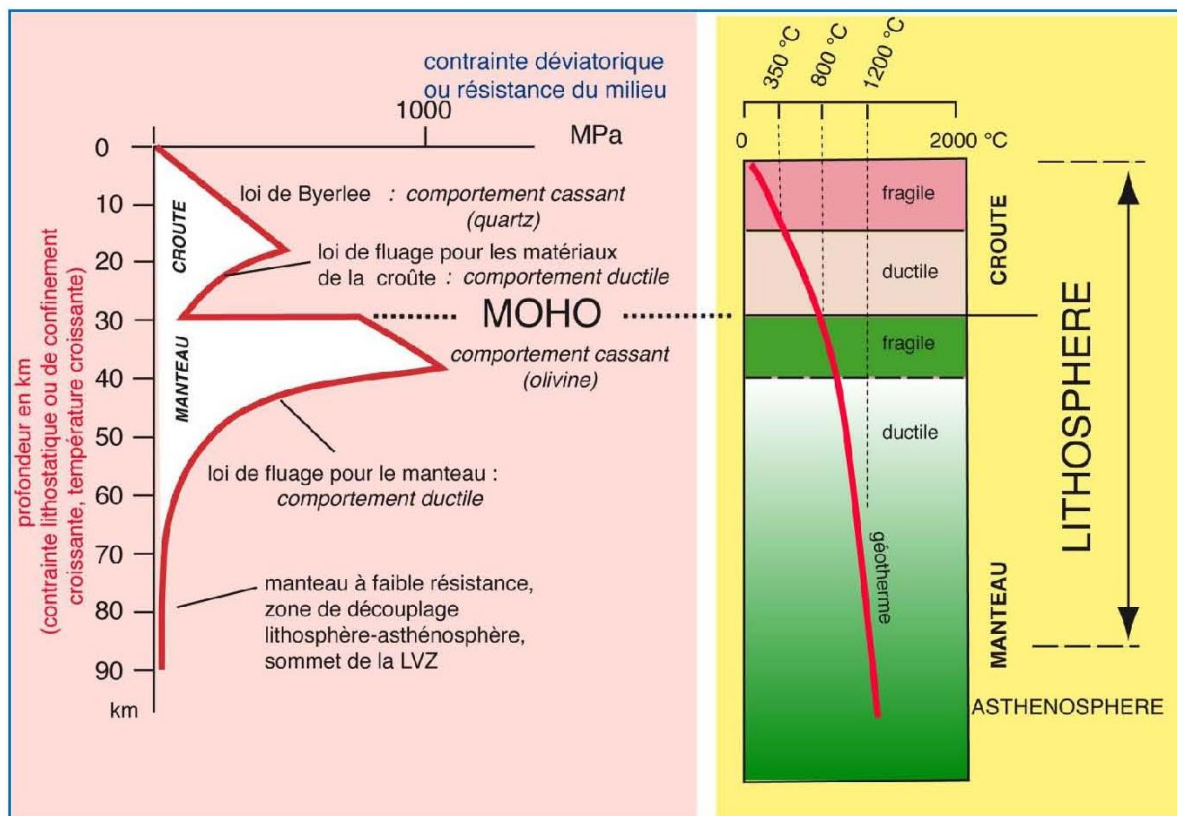


Figure 4 : profil typique de résistance de la lithosphère continentale (éléments de géologie, C. Pomerol et al., Dunod, 2011).

V1.1.4. Preuves de déformations anciennes des roches

Les preuves de déformations anciennes ayant affectés les roches terrestres sont faciles à mettre en évidence. Dans le cours 5 "stratigraphie", on a énoncé "**le principe d'horizontalité primaire**" qui stipule que les couches sédimentaires se sont déposées horizontalement, parallèlement à la surface de la Terre. Une couche sédimentaire actuelle inclinée ou plissée **a été déformée** postérieurement à son dépôt.

Pour étudier les déformations des couches, on définit les deux termes suivants qui sont en relation avec la géométrie des couches : la **direction** et le **pendage** (fig. 5).

- La **direction d'une couche** est une ligne située sur le plan de cette couche et perpendiculaire à son plongement. Elle est déterminée par l'angle que fait avec le nord cette ligne.

- Le **pendage d'une couche** est l'angle entre le plan horizontal et la ligne de plus grande pente. Il se mesure dans un sens perpendiculaire à la direction.

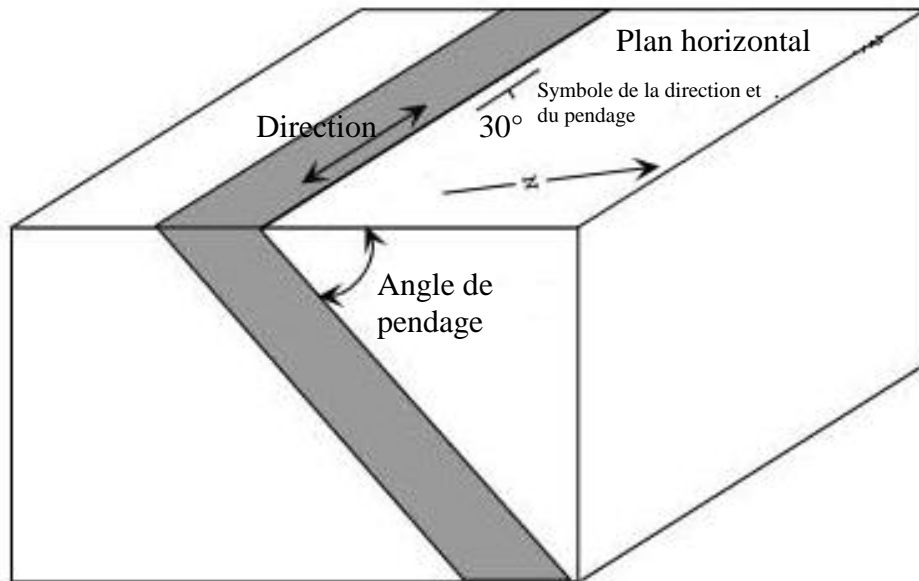


Figure 5 : Eléments d'une couche

Pour représenter la direction et le pendage sur une carte géologique, on utilise un symbole qui comporte une ligne orientée parallèlement à la direction et qui représente la direction de la couche. Un trait court placé au centre de la ligne de direction et orienté du côté du plongement de la couche inclinée représente la direction du pendage (fig. 5). L'angle de pendage est inscrit à côté du symbole de la direction et du pendage. Pour une couche redressée à la verticale (angle de pendage de 90°), le trait court est aussi dessiné au milieu de la ligne de direction et la recoupe. Pour les couches horizontales, on utilise un cercle avec une croix à l'intérieur (fig. 6).

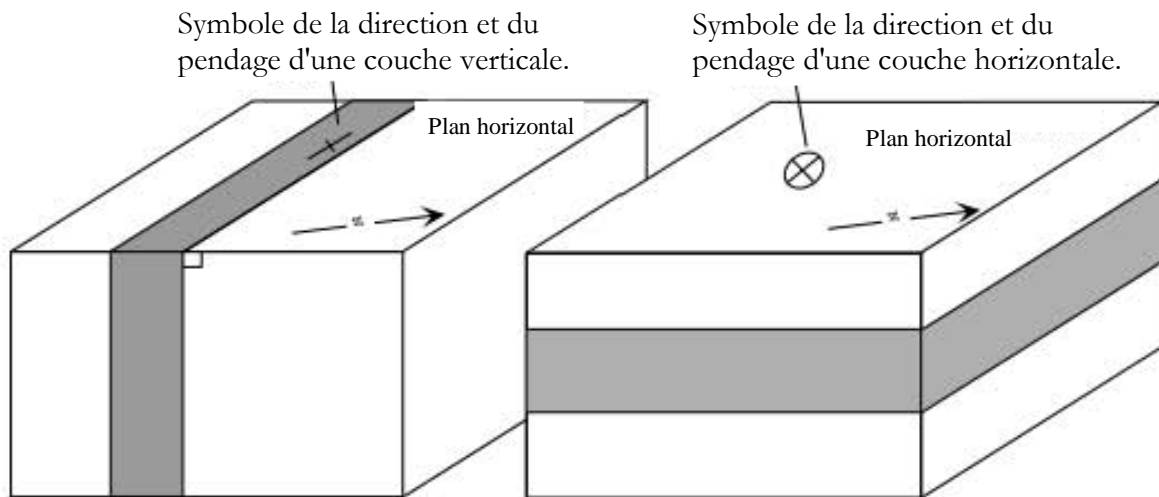


Figure 6 : Symboles utilisés pour représenter la direction et le pendage de couches verticales et horizontales.

VI.2. Déformation cassante : les joints et failles

Les roches à comportement fragile ont tendance à se fracturer et se casser lorsqu'ils sont soumis à des contraintes importantes. Deux grands types de fractures peuvent se former et qui sont caractéristique de la déformation cassante : les joints et les failles.

VI.2.1. Les joints

Les joints sont des fractures dans la roche sans déplacement ou glissement le long de la fracture. Ils se forment en réponse à des contraintes de tension (extensive) appliquées à des roches de comportement fragile. De telles contraintes peuvent être induites par le refroidissement de la roche (le volume de la roche diminue à mesure que la température baisse) ou par diminution de pression lorsqu'une roche se débarrasse du poids sus-jacent par érosion. Lorsque les joints sont perpendiculaires aux couches sédimentaires on parle de **diaclasses** (fig. 7). Les discontinuités qui séparent deux strates son appelées : **joints de stratification** (fig.7).

Les joints fournissent des voies pour la circulation des eaux et donc sont les endroits où l'altération chimique des roches débute. Le taux d'altération ou d'érosion est généralement plus élevé le long des joints et peut conduire à une érosion différentielle de la roche.

Si de nouveaux minéraux précipitent dans l'eau qui circule dans les joints, il se formera **une veine**. Beaucoup de veines observées dans les roches sont pour la plupart remplies de quartz ou de calcite, mais peuvent aussi contenir des minéraux rares comme l'or et l'argent.

En géologie de l'ingénieur, les joints sont des structures importantes à tenir en compte étant donné qu'ils constituent des zones de faiblesse de la roche. Leur présence peut causer des dommages importants et dangereux dans les barrages et les routes (ou autoroutes). Pour les barrages, l'eau pourrait s'écouler à travers les joints conduisant à une rupture du barrage. Pour les routes et autoroutes, les joints peuvent séparer des blocs de roches causant des chutes de pierres ou des glissements de terrain.

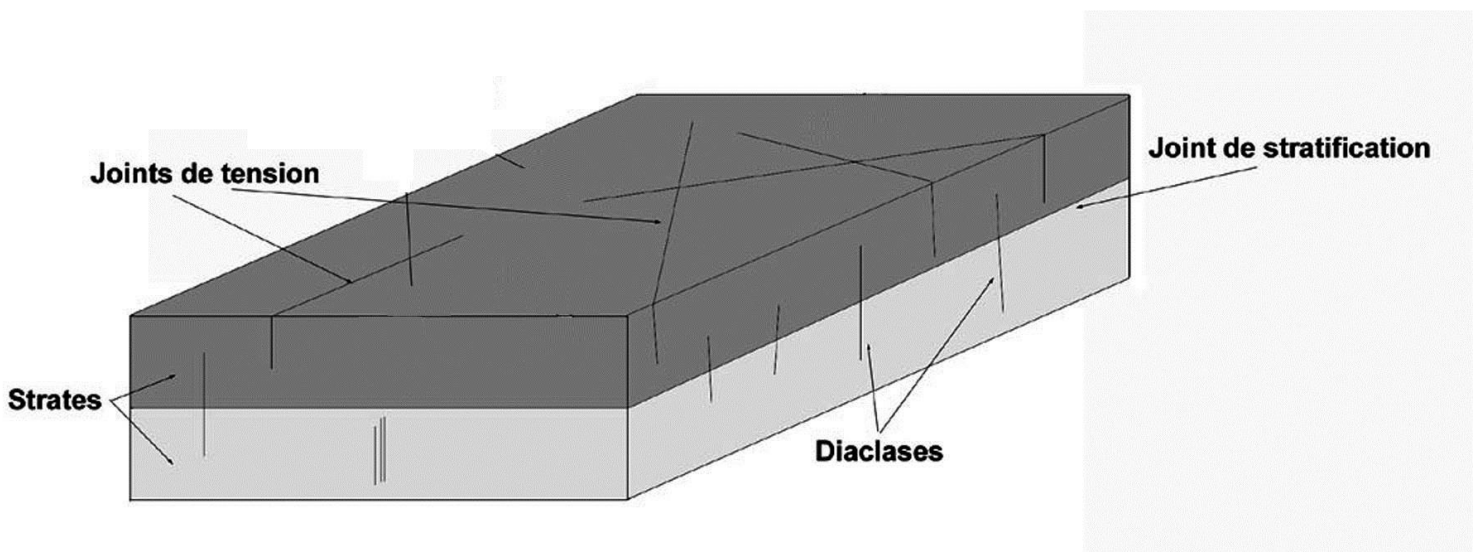


Figure 7 : différents types de joints.

VI.2.2. Les failles

VI.2.2.a. Définition

Une faille est une cassure de terrain avec déplacement relatif des parties séparées. Lorsque le déplacement est faible, il est facile de le mesurer. Mais souvent, ce déplacement est tellement important qu'il est difficile de connaître son ampleur.

VI.2.2.b. Géométrie d'une faille

Les deux parties séparées par la faille sont appelées **compartiments**. La surface engendrée par la faille est le **plan de faille P** (fig. 8). La surface du plan de faille est souvent polie par le mouvement et constitue un **miroir de faille**, marqué par des **stries de friction** qui indiquent la direction et le sens du glissement. Le bloc situé au-dessus du plan de faille est appelé : **le toit** et celui qui est situé au-dessous est appelé **le mur** (fig. 8). Le déplacement relatif des deux blocs est appelé **rejet** (AB sur la figure 8).

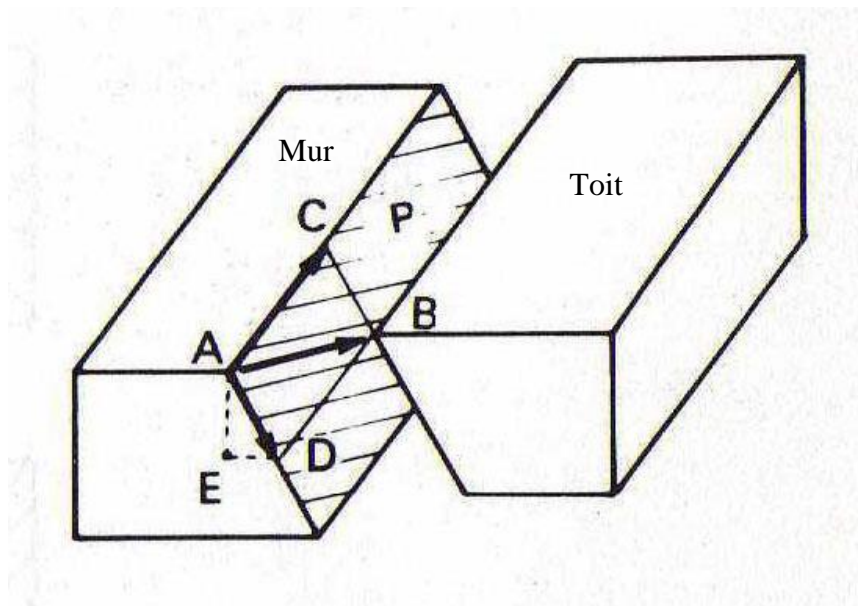


Figure 8 : Bloc-diagramme d'une faille montrant ses différents rejets.

Le rejet (AB) est considéré comme la somme vectorielle de trois composantes orthogonales (fig. 8) :

- un rejet de pente (AD) mesuré suivant la plus grande pente de P, qui peut-être décomposé en :
 - 1- un rejet **vertical** (AE) qui donne la différence d'altitude entre les deux blocs.
 - 2- un rejet **horizontal transversal** (ED) qui donne selon les cas, la valeur de l'allongement ou du raccourcissement.
- 3- un rejet parallèle à la direction ou **longitudinal** (AC) appelé aussi décrochement.

VI.2.2.c. Les différents types de failles

Selon l'orientation du rejet (déplacement relatif des blocs), on distingue trois grandes classes de failles :

1. **Faille conforme** : le rejet de la faille est dans le même sens que le pendage des couches, suivant la ligne de pente. Les failles conformes sont subdivisées en deux types :

- Les **failles normales**, dans lesquelles le toit glisse vers le bas par rapport au mur (fig. 9). Les failles normales résultent de contraintes horizontales en tension.

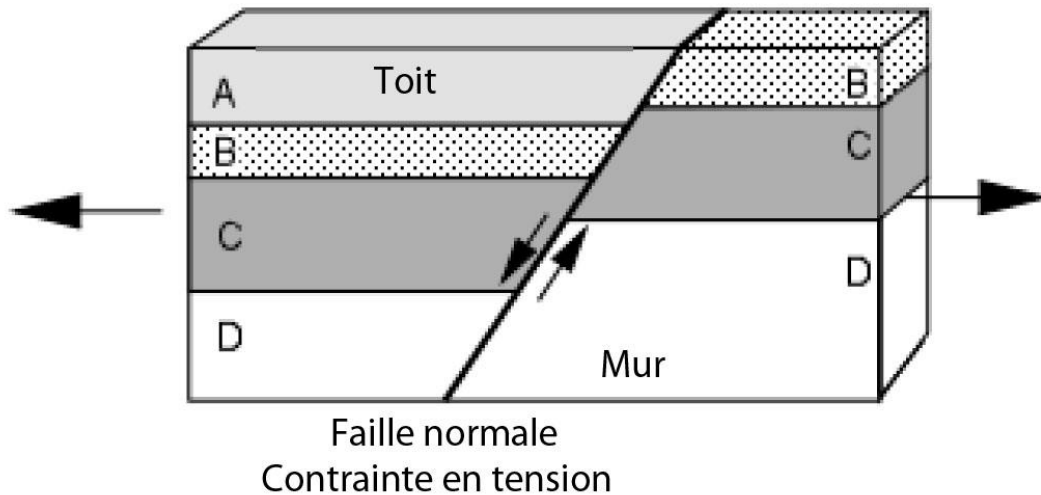


Figure 9 : Faille normale

Les contraintes de tension lorsqu'elles sont appliquées à la croûte terrestre peuvent engendrer une série de failles normales, où deux failles normales adjacentes ont des directions de pendages opposées. Dans ce cas, les blocs affaissés sont appelés "**grabens**" ou "**fossé d'effondrement**" et les blocs surélevés sont appelés "**horsts**" (fig. 10). La structuration en horsts et grabens est souvent observée dans les zones de rifts.

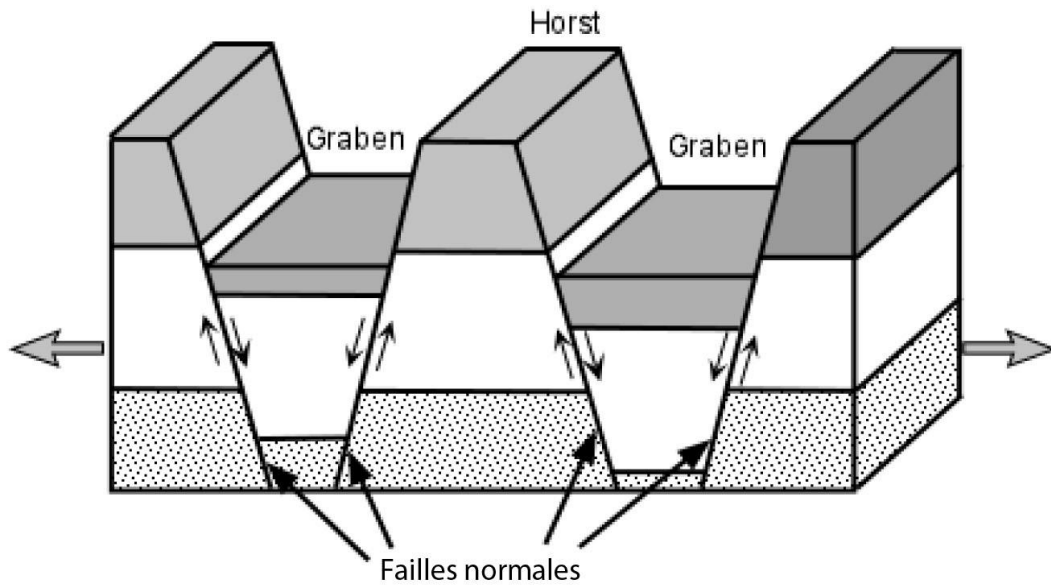


Figure 10 : horsts et grabens

- Les **failles inverses**, dans lesquelles le toit glisse vers le haut par rapport au mur (fig. 11). Les failles inverses résultent de contraintes horizontales en compression. Lorsqu'elles sont très faiblement inclinées (faille inverse à pendage faible inférieure à 15°), les failles inverses sont appelées : **failles de chevauchement** (fig. 12). Le déplacement horizontal est dans ce cas très important et ceci se matérialise sur le terrain par des couches anciennes qui recouvrent des couches plus jeunes. Lorsque le déplacement horizontal est très important (plurikilométrique), on parle de **nappes de charriage**.

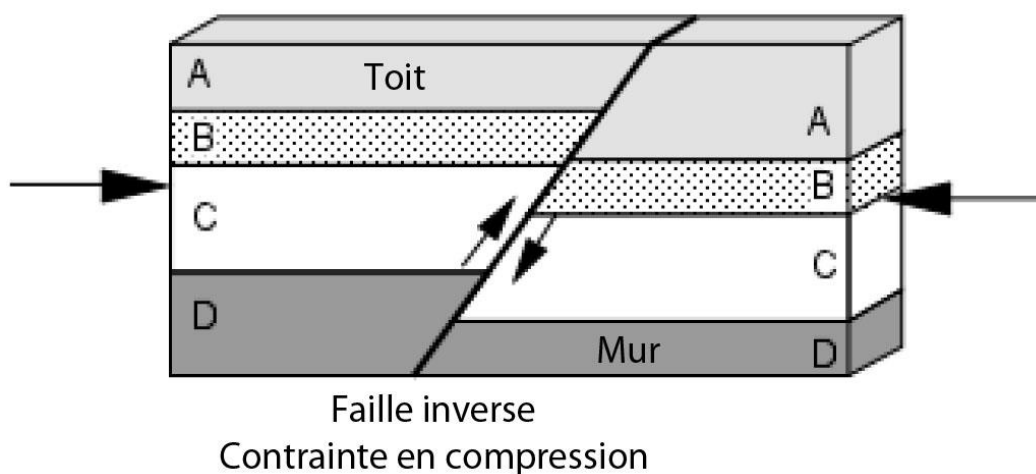


Figure 11 : Faille inverse

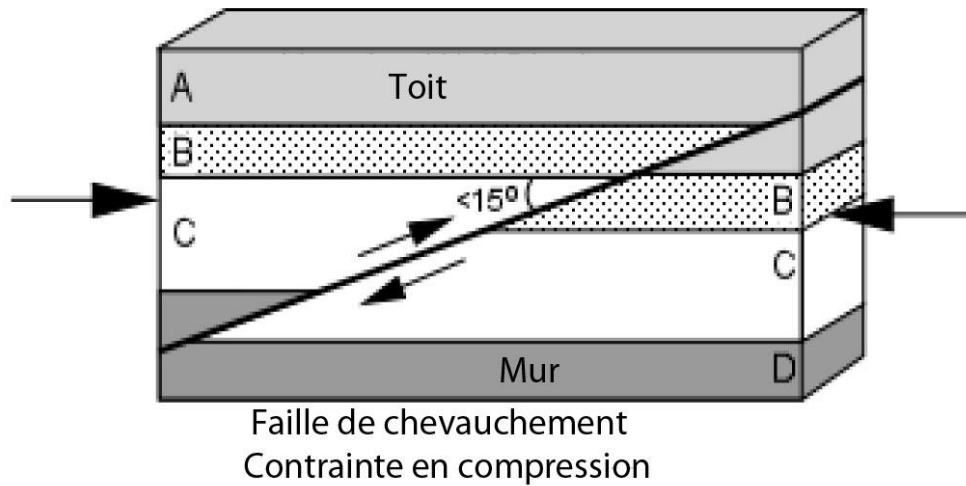


Figure 12 : Faille de chevauchement

2. Faille décrochante : le rejet de la faille est dans ce cas horizontal et parallèle à la direction de la faille. Il y a glissement horizontal des blocs. La faille est verticale. Les failles décrochantes sont dues à des contraintes de cisaillement. Selon le sens du déplacement, les failles décrochantes sont divisées en deux : si pour un observateur placé sur l'un des blocs, l'autre se déplace vers la droite, le décrochement est dit : **dextre** (fig. 13). Si pour un observateur placé sur l'un des blocs, l'autre se déplace vers la gauche, le décrochement est dit : **séneestre** (fig. 13).

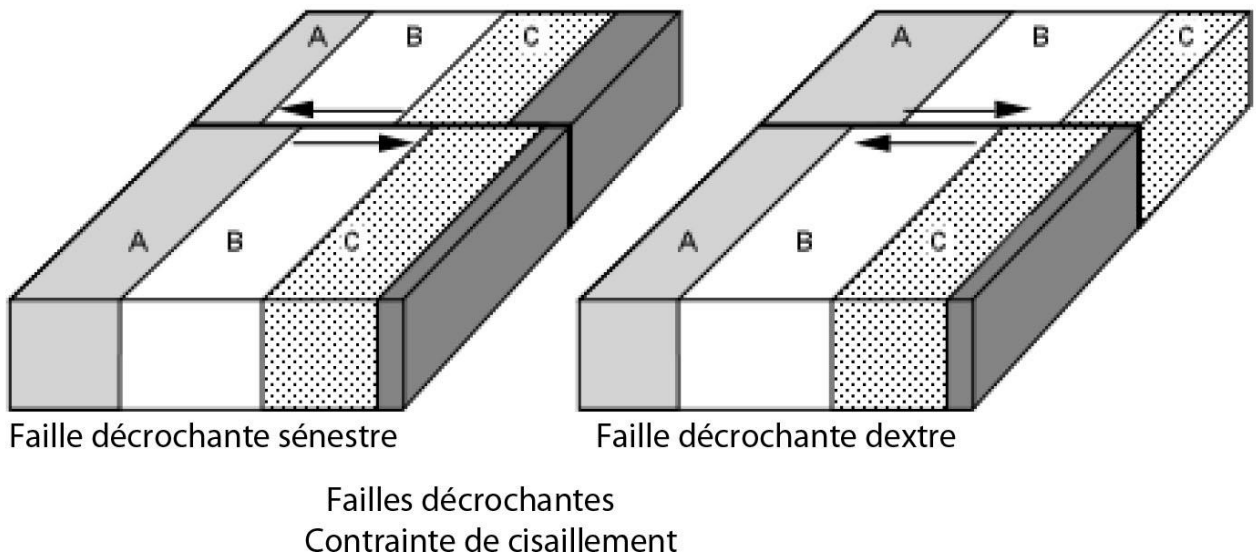


Figure 13 : Failles décrochantes dextre (à droite) et sénestre (à gauche)

3. Faille à rejet oblique : le rejet de la faille est incliné obliquement sur le plan de faille (fig. 8). Ce type de faille est donc une combinaison d'un mouvement conforme et décrochant.

VI.3. Déformation souple : les plis

VI.3.1. Définition

Lorsque les couches de roches se déforment d'une manière ductile, ceci se traduit par des ondulations appelées : **plis**. Les plis résultent de contraintes en compression ou de cisaillement qui agissent durant un laps de temps important. Les plis peuvent être de toutes dimensions : du micropli de quelques cm au pli kilométrique.

VI.3.2. Géométrie d'un pli

Les principaux éléments qui permettent de décrire une structure plissée sont les suivantes (fig. 14) :

- On appelle **charnière** d'un pli sa région de courbure maximale.
- Les parties situées entre les charnières forment les **flancs** du pli.
- La ligne passant par les points de la charnière définit **l'axe du pli**.
- Le plan imaginaire qui comprend l'axe du pli et qui divise le pli en deux parties symétriques est appelé : **plan axial**.

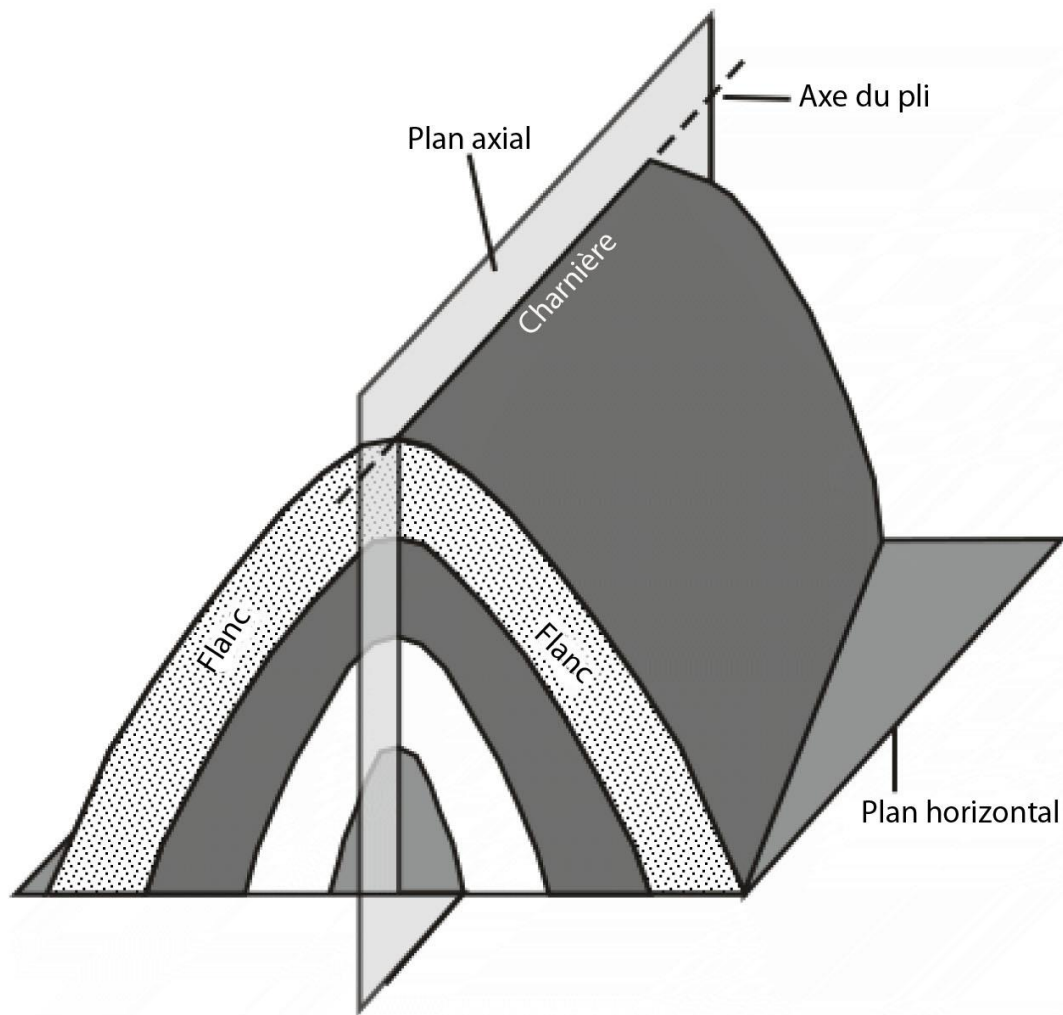


Figure 14 : les principaux éléments d'un pli

VI.3.3. Différents types de plis

VI.3.3.a. Pli monoclinale ou flexure : type de pli le plus simple, avec un seul flanc. Dans un monoclinale, les couches sont inclinées dans le même sens.

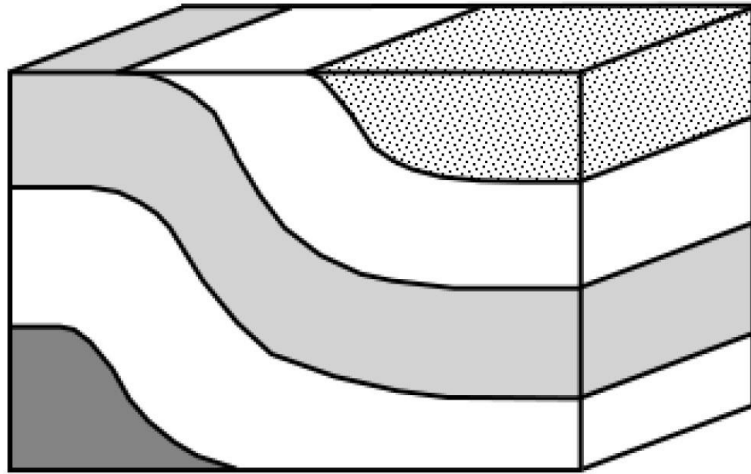


Figure 15 : monoclinal

VI.3.3.b. Anticlinal : Pli où les éléments situés à l'intérieur de la courbure étaient, avant la déformation, les plus bas.

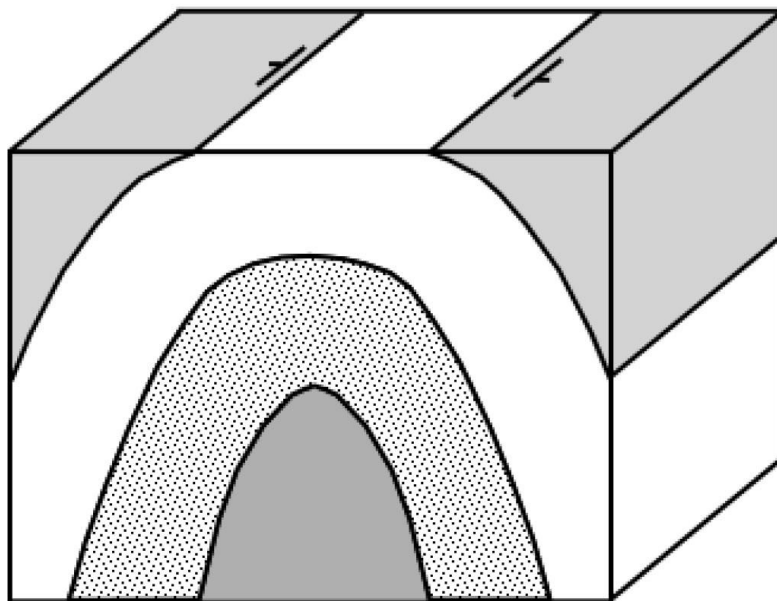


Figure 16 : anticlinal

VI.3.3.c. Synclinal : Pli où les éléments situés à l'intérieur de la courbure étaient, avant la déformation, les plus hauts.

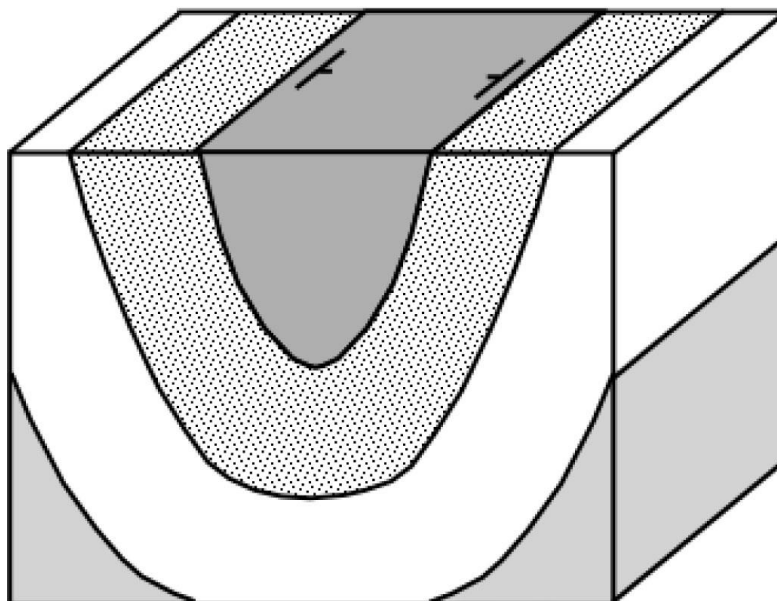


Figure 17 : synclinal

Les anticlinaux et synclinaux se forment souvent en même temps au sein de la même structure de telle sorte que, le flanc d'un synclinal est en même temps celui de l'anticlinal adjacent (fig. 18).

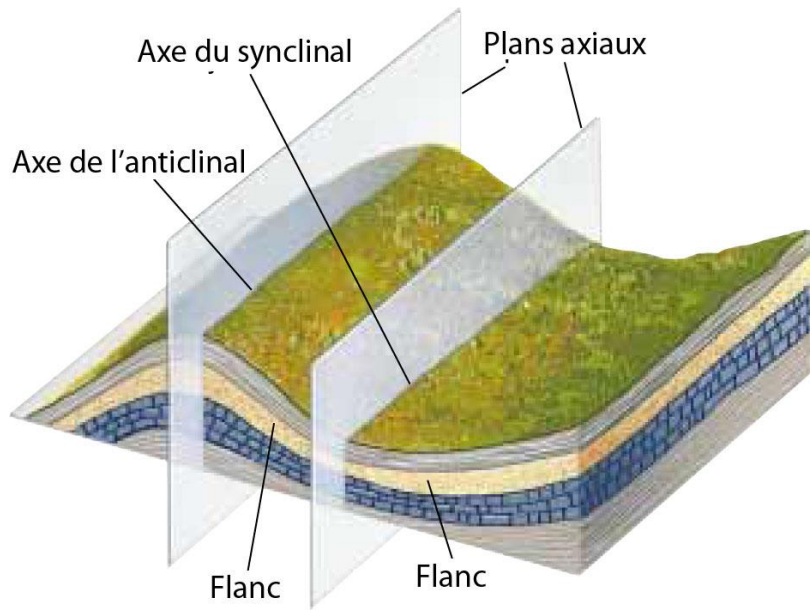


Figure 18 : Association d'un anticlinal et d'un synclinal

VI.3.3.d. Pli plongeant : Si l'axe du pli n'est pas horizontal (incliné), le pli est dit plongeant. L'angle entre l'axe du pli et une ligne horizontale est appelé **plongement du pli ou axial** (fig. 19 et 20).

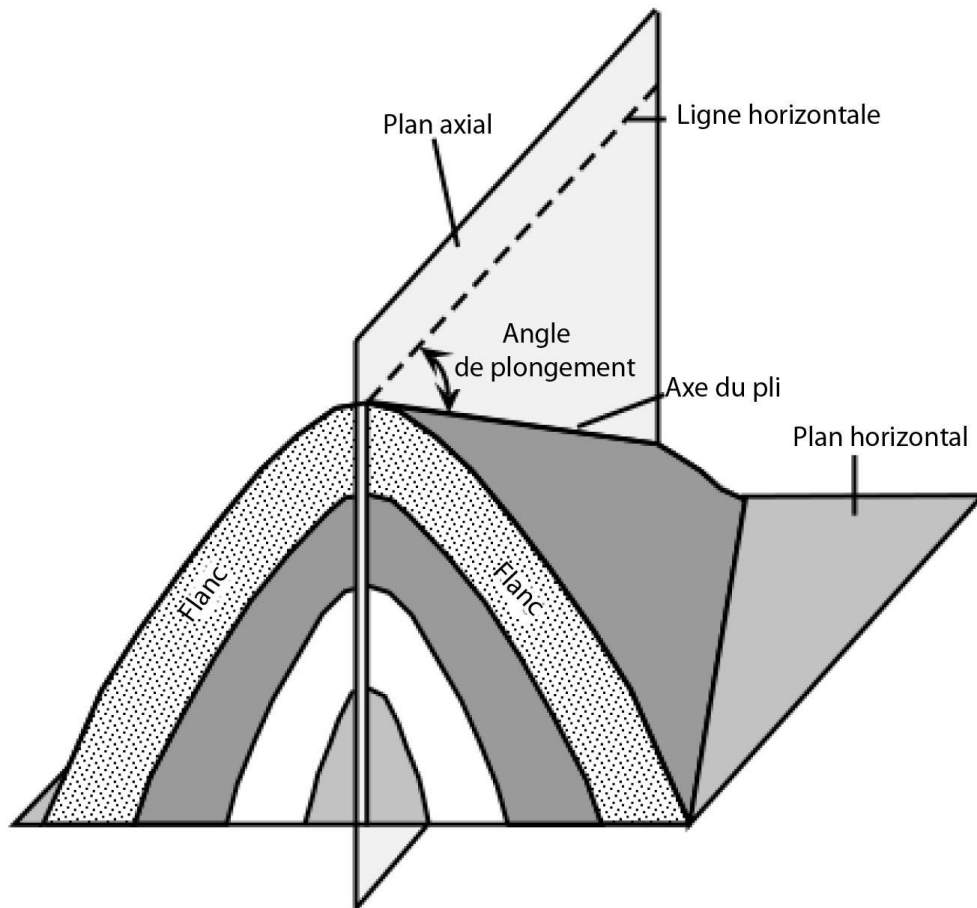


Figure 19 : Eléments d'un pli plongeant

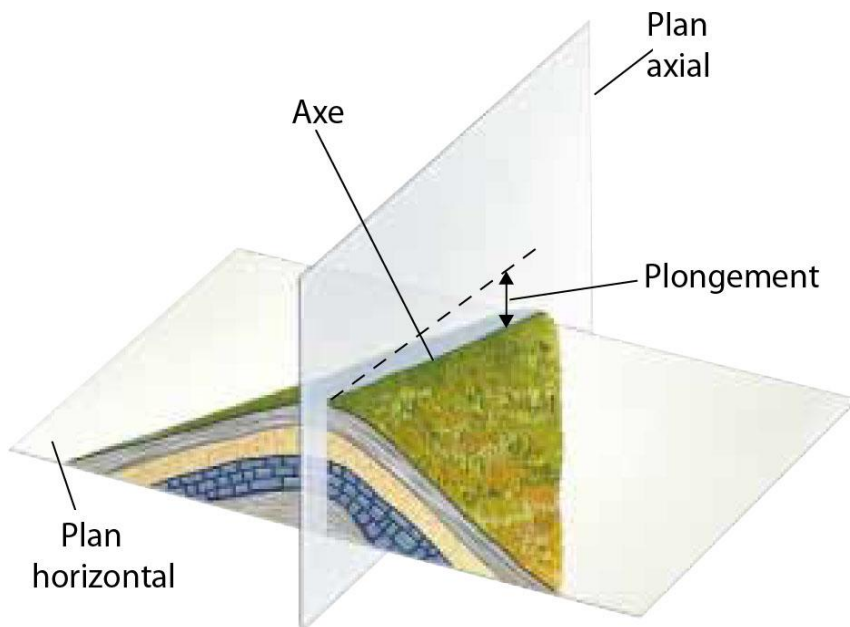


Figure 20 : Pli plongeant

VI.3.3.e. Dômes et bassins (plis en cuvette) : les structures anticlinales de forme circulaires ou elliptiques sont appelées dômes. Les dômes ressemblent à des bols renversés. La stratification sédimentaire plonge dans toutes les directions à partir du centre du dôme (fig. 21). Les structures synclinales de formes similaires, ressemblant à des bols, sont appelées bassins (ou plis en cuvettes) (fig. 21). La stratification sédimentaire plonge dans ce cas vers le centre du bassin (fig. 21). Les dômes et bassins peuvent être de petites dimensions, quelques kilomètres de diamètre ou moins. Cependant, il existe des structures en dômes et bassins de grandes dimensions, et sont causées par des bombements (dômes) ou affaissements (bassins) de la croûte continentale.

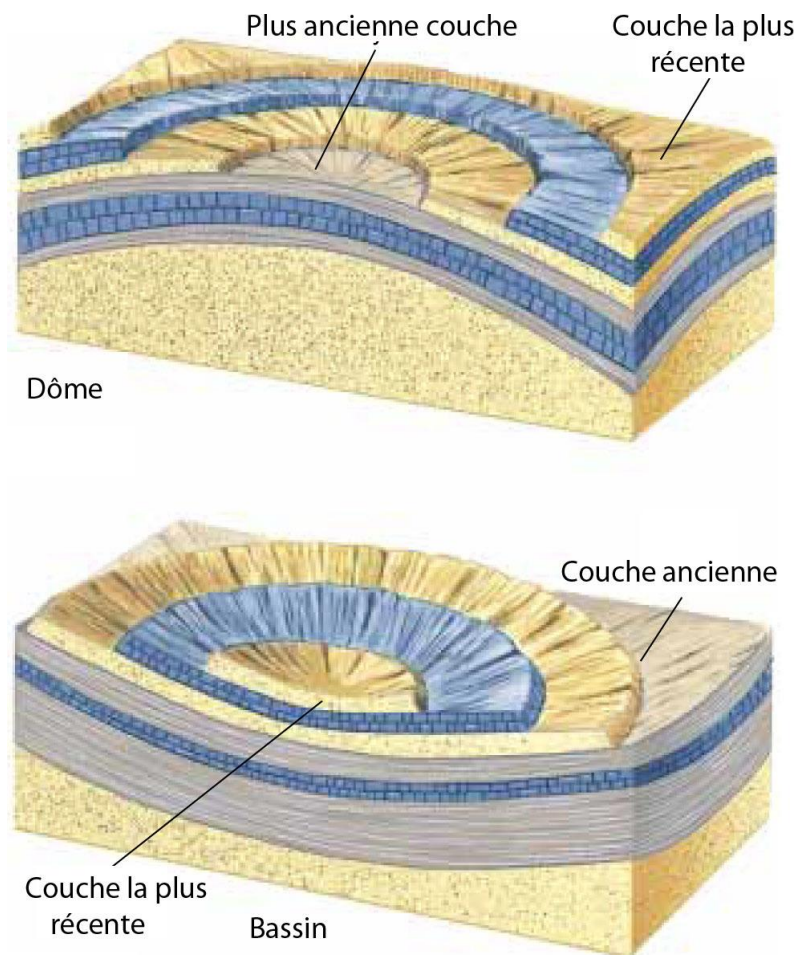


Figure 21 : structure d'un dôme (en haut) et d'un bassin (en bas)

VI.3.3.f. Plis ouvert, serré et isoclinal : Si l'angle entre les deux flancs d'un pli est important (supérieur à 45°), le pli est dit **ouvert** (fig. 22). Si l'angle entre les flancs d'un pli est petit (inférieur à 45°), le pli est dit **serré** (fig. 23). Si les flancs du pli sont parallèles, il est dit : **isoclinal** (fig. 24).

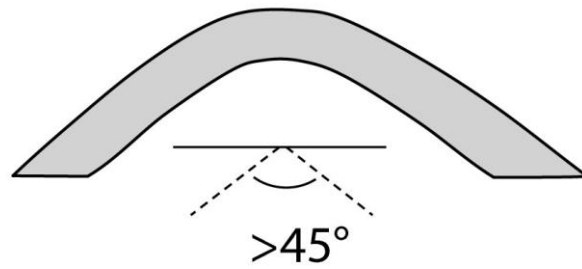


Figure 22 : pli ouvert.

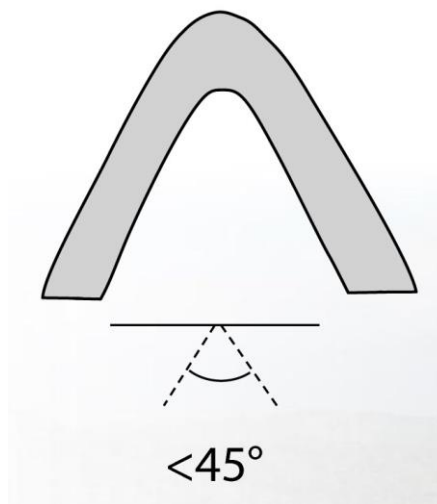


Figure 23 : pli serré.

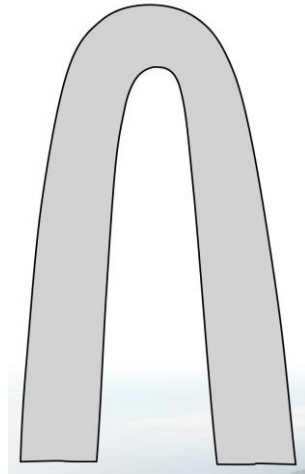


Figure 24 : pli isoclinal

VI.3.3.g. Plis symétriques et dissymétriques : selon le degré de symétrie et la pente des flancs, on distingue les plis symétriques dont les flancs sont symétriques par rapport au plan axial. Les flancs ont dans ce cas la même longueur (fig. 25). Un pli symétrique se forme lorsque les contraintes en compression sont appliquées au même niveau (même altitude). Si les flancs ne sont pas symétriques, avec un flanc long et un flanc court, le pli est dit dissymétrique (fig. 25).

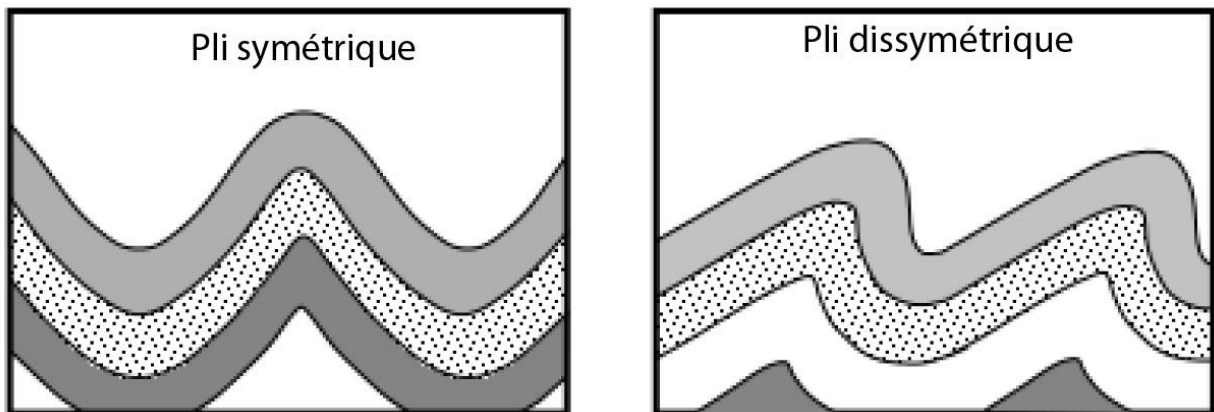


Figure 25 : plis symétrique et dissymétrique

VI.3.3.h. Plis droit, déjeté, déversé et couché : selon la position du plan axial du pli, on distingue :

- un pli **droit**, lorsque le plan axial est vertical. Les deux flancs du pli ont le même pendage, mais de sens opposé (fig. 26).

- un pli **déjeté**, lorsque le plan axial est incliné, et les pendages des flancs sont en sens opposés (fig. 26).
- un pli **déversé**, lorsque le plan axial est très incliné, et le pendage des flancs, tous trois dans le même sens. L'inclinaison du plan axial ne dépasse pas 90° (fig. 27).
- un pli **couché**, lorsque le plan axial est presque horizontal (fig. 27).

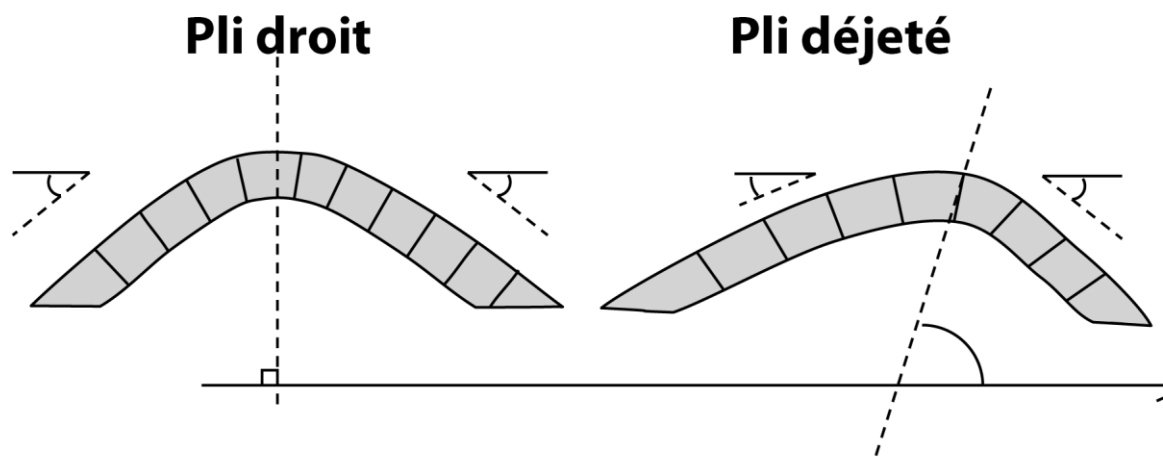


Figure 26 : plis droit et déjeté.

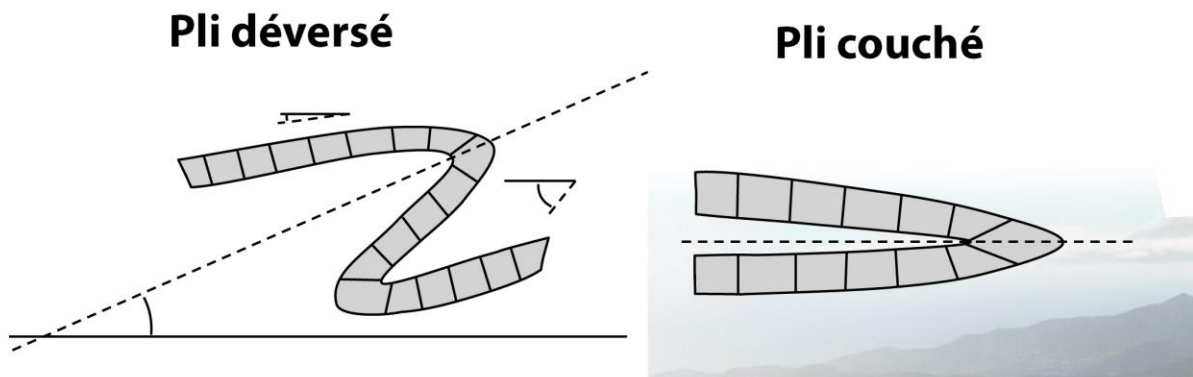


Figure 27 : plis déversé et couché.

VI.3.3.i. Pli en chevrons : plis à charnière anguleuse (pas de courbure) et à flancs plats formant des zigzags (fig. 28).

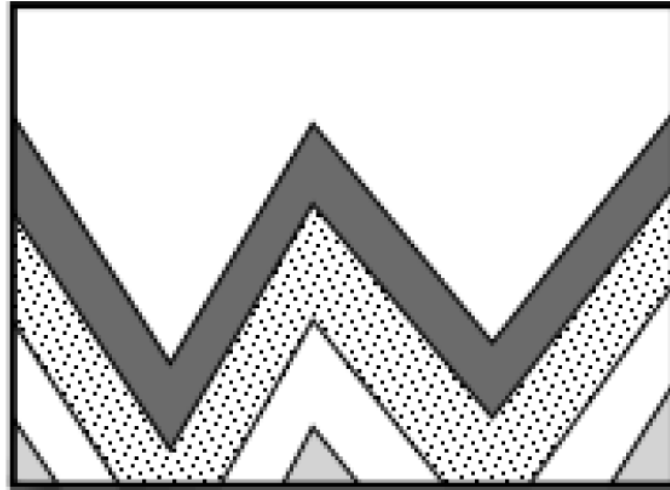


Figure 28 : pli en chevrons.

VI.4. Chevauchement et nappes de charriage

VI.4.1. Définition

On appelle **chevauchement** la superposition verticale de deux ensembles de terrains dont la succession n'est pas normale. Dans le cas des roches sédimentaires, on observera une série supérieure formée de roches plus anciennes que la série inférieure. On a vu que les chevauchements résultent de failles inverses très faiblement inclinées (faille inverse à pendage faible inférieure à 15°), les failles inverses sont appelées dans ce cas : **failles de chevauchement** (fig. 12).

Lorsque le déplacement horizontal relatif des deux massifs rocheux de part et d'autre du plan de rupture devient important (plurikilométrique), on parle de **nappes de charriage**.

VI.4.2. Éléments d'une nappe de charriage

Une nappe de charriage est donc un ensemble de terrains qui a été déplacé, appelé **allochtone**, épais de centaines parfois de milliers de mètres, qui repose, selon un **contact anormal** appelé aussi **plan de charriage**, sur un autre ensemble appelé **autochtone**, dont il était très éloigné à l'origine. La zone de départ des nappes de charriage est appelée **racine** de la nappe. Les parties antérieures de la nappe qui sont les plus avancées forment le **front** de la nappe.

L'amplitude du recouvrement est appelé **flèche**. L'érosion peut dégager la partie frontale de la nappe en laissant subsister des lambeaux isolés de la nappe appelé : **klippes**. L'érosion peut également dégager une partie de la nappe de charriage en ouvrant des boutonnières qui font apparaître l'autochtone. Ces boutonnières sont appelés : **fenêtres**. Dans une fenêtre, l'autochtone est complètement entouré par l'allochtone. Sur une carte géologique, les contacts anormaux sont représentés par des triangles qui sont par convention, tournés vers le compartiment chevauchant (l'allochtone). Fenêtres et klippes peuvent donc être facilement différenciées sur une carte géologique (fig. 29).

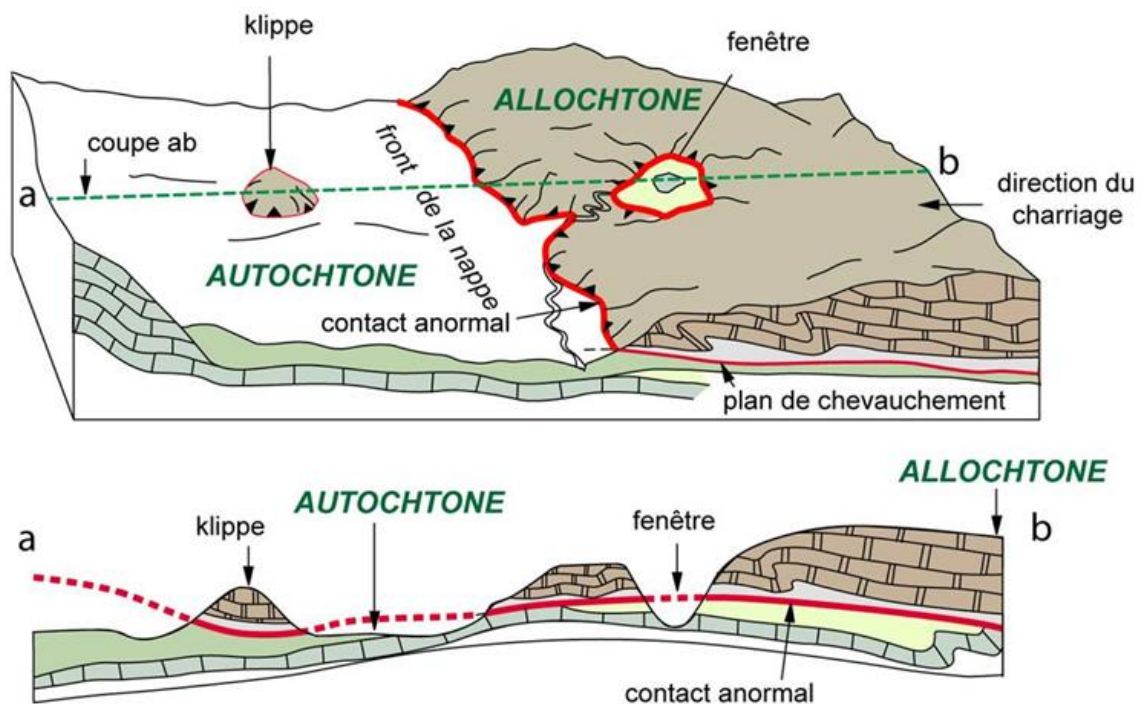


Figure 29 : différents éléments d'une nappe de charriage.

VI.4.3. Différents types de nappes de charriage

En fonction du matériel qui constitue la nappe, on distingue trois grands types de nappes :

- Les **nappes de couverture** : formées de roches sédimentaires désolidarisées de leur substratum.

- Les **nappes de socle** : formées de roches métamorphiques ou magmatiques. Elles peuvent recouvrir d'autres unités du socle ou bien des formations sédimentaires.
- Les **nappes ophiolitiques** : formées de lithosphère océanique (croûte et manteau) et roches sédimentaires associées. Leur présence dans une chaîne de Montagne matérialise la suture d'un ancien domaine océanique.

VI.5. La formation des chaînes de Montagnes

L'un des plus spectaculaire résultat de la déformation des matériaux de l'écorce terrestre est la formation des chaînes de Montagnes. On appelle **orogénèse** l'ensemble des processus qui conduisent à l'édification d'une chaîne de Montagnes.

La formation des chaînes de Montagnes est directement liée à la tectonique des plaques : les grandes chaînes de Montagnes se forment dans zones de limites de convergence des plaques, dans un contexte de raccourcissement en compression.

Les chaînes de Montagnes se présentent en général sous forme de ceintures linéaires et allongées. Les jeunes chaînes de Montagnes présentent un relief important, tandis que les anciennes chaînes sont en général profondément érodées et ne montrent aucun relief.

Il existe 4 types de chaînes de Montagnes :

VI.5.1. Les chaînes de subduction

Lors d'une convergence **croûte océanique – croûte continentale** (fig. 30), la plaque océanique plus dense s'enfonce sous la plaque continentale. Il se formera une chaîne de volcans sur les continents (**arc volcanique continental**) et une compression de la croûte continentale aura lieu, conduisant à la formation d'une cordillère montagneuse. Le cas le plus typique est la fosse Pérou-Chili : enfouissement de la plaque Pacifique sous le continent Sud-Américain et formation de la cordillère des Andes sur le continent, qui s'étend sur plus de 7500 km du Nord au Sud (la plus longue chaîne de Montagne du monde) (fig. 31).

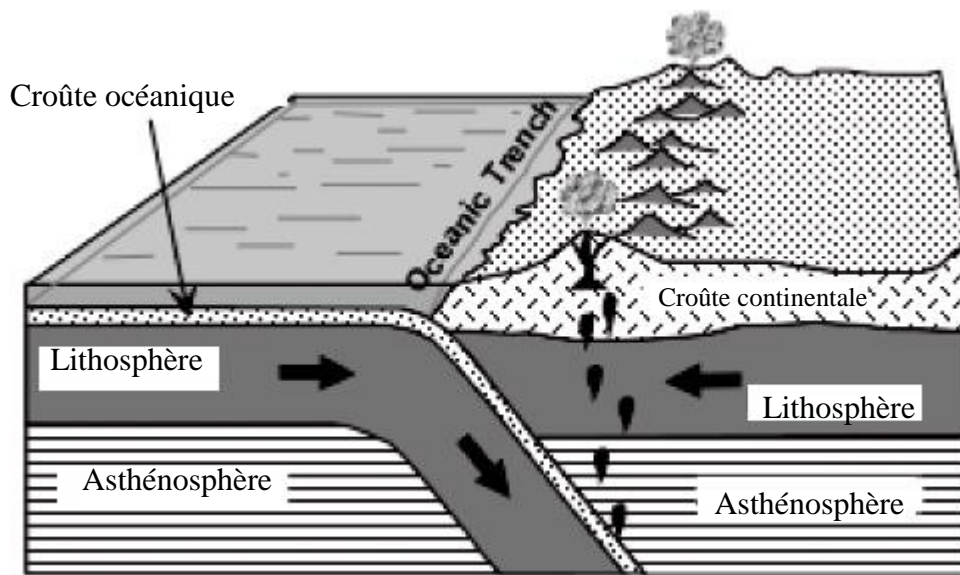


Figure 30 : Schéma de la subduction d'une plaque océanique sous une plaque continentale



Figure 31 : Cordillère des Andes (Amérique du Sud).

VI.5.2. Les chaînes d'obduction

Lorsque la croûte océanique chevauche un continent, on parle d'obduction, qui est le contraire de subduction. Cela se produit lorsqu'un continent est entraîné dans une zone de

subduction intra-océanique : ce continent ne peut, en raison de sa légèreté, s'enfoncer dans le manteau. Il y aura blocage de la subduction et charriage du matériel océanique (qu'on appelle **ophiolite**) sur le continent, qui subit une importante déformation (fig. 32). Les nappes de charriage peuvent s'étaler sur plusieurs centaines de kilomètres de long, et l'épaisseur de la couche de matériel océanique charrié (ophiolites, sédiments marins) peut atteindre vingt à trente kilomètres d'épaisseur. L'exemple le plus connu est celui de la chaîne de l'Oman, le plus vaste massif ophiolitique au monde (plus de 500 km de long et 50 à 100 km de large) (fig 33).

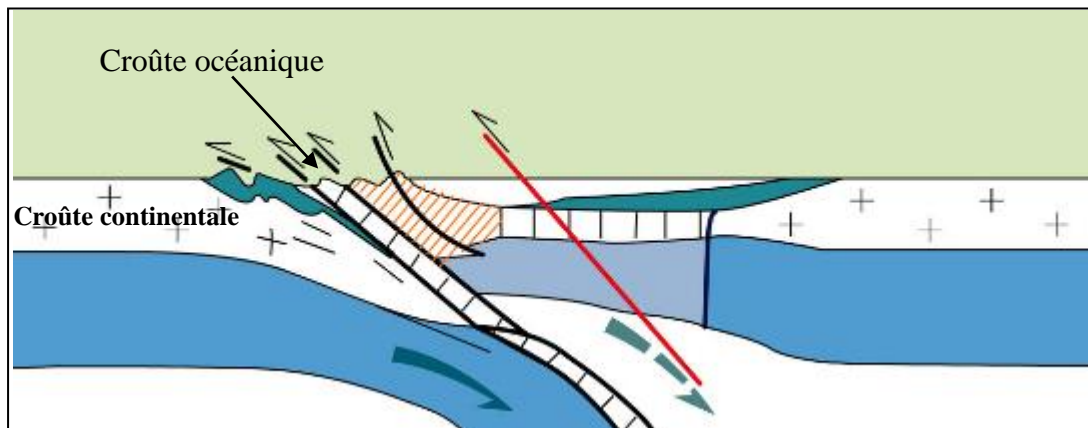


Figure 32 : Schéma d'une obduction.

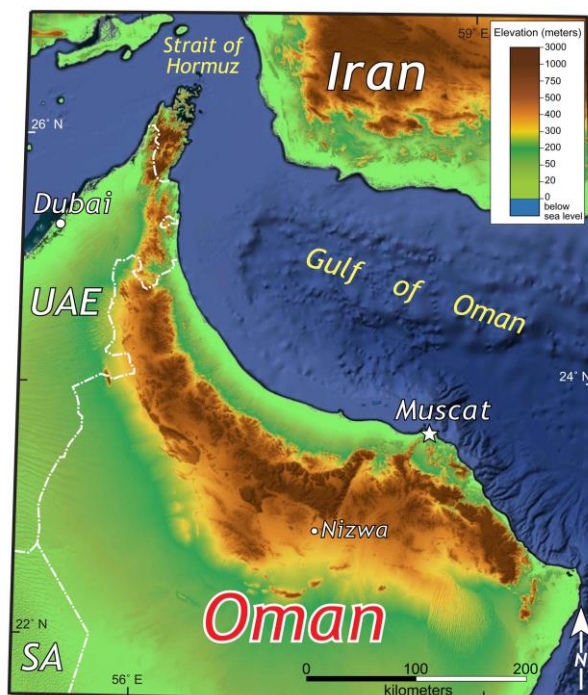


Figure 33 : La chaîne d'obduction (ophiolites) d'Oman.

VI.5.3. Les chaînes de collision

Lors d'une convergence **croûte continentale – croûte continentale** (fig. 34), deux plaques entrent en collision lorsque la subduction de la partie océanique d'une plaque ramène aussi une partie continentale. Dans ce cas, la croûte continentale ne peut pas s'enfoncer dans l'asthénosphère à cause de la trop faible densité de la lithosphère continentale par rapport à celle de l'asthénosphère. Le mécanisme se coince et il y'aura collision entre les deux croûtes continentales avec soulèvement, plissement et chevauchement de l'épaisse couverture sédimentaire et formation d'une chaîne de montagnes. C'est la soudure entre deux plaques continentales pour n'en former qu'une seule. L'exemple le plus célèbre est la collision de l'Inde avec le continent asiatique et la formation de l'Himalaya (fig. 35).

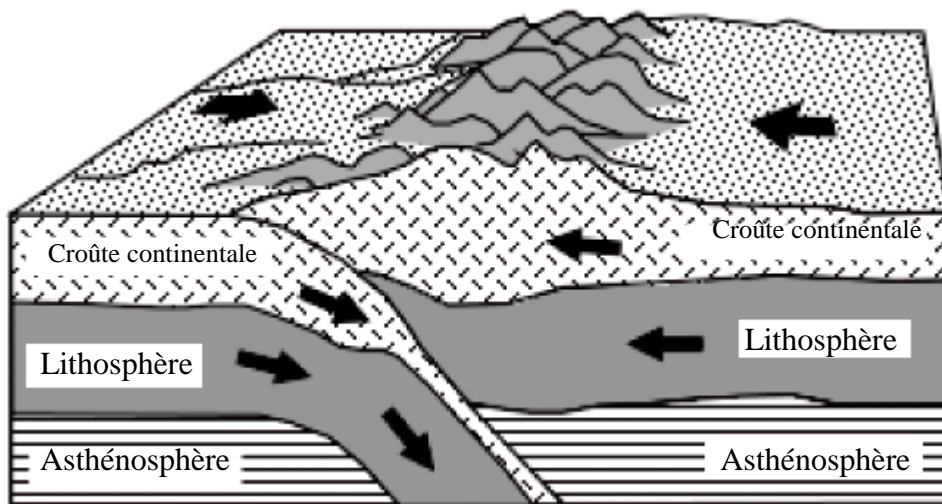


Figure 34 : Schéma de la collision continent-continent et formation d'une chaîne de Montagnes

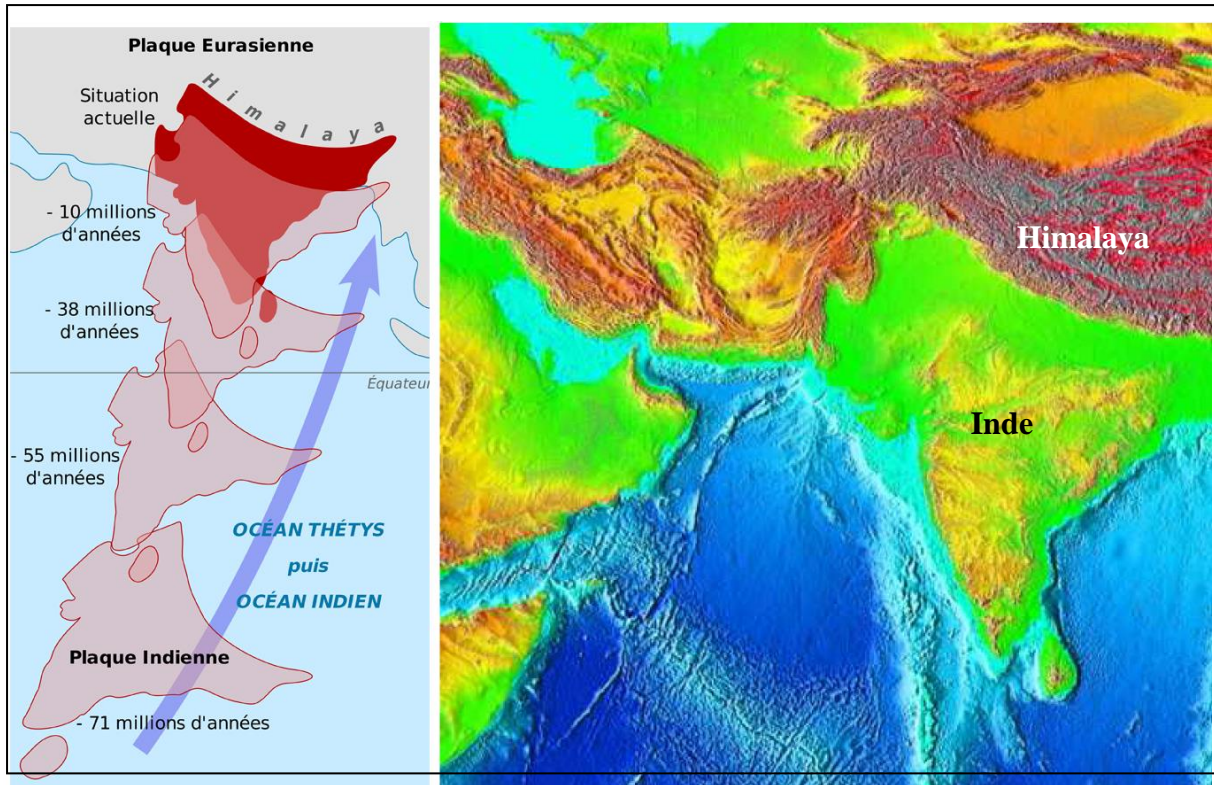


Figure 35 : Déplacement de la plaque indienne vers le Nord et collision avec la plaque eurasiennne (à gauche), et formation de la chaîne de l'Himalaya (à droite)

VI.5.4. Les chaînes intracontinentales

Certaines chaînes de Montagnes se forment à l'intérieur d'une plaque tectonique (à la surface d'une lithosphère continentale). En général, elles se mettent en place à partir d'anciennes zones fragiles (rifts avortés, failles transformantes, accidents du socle ...), en réponse à des contraintes de compression. Exemple : les chaînes atlasiques d'Afrique du Nord (Anti-Atlas et Haut-Atlas au Maroc, Atlas saharien et Aurès en Algérie).

VI.6. Unités structurales des continents

Les continents sont divisés en deux types d'unités structurales :

VI.6.1. Les cratons

Les cratons sont les portions stables de la croûte continentales qui n'ont pas subi de déformations depuis des centaines de millions d'années (et souvent depuis plus d'1 milliard d'années). Ils forment les noyaux des continents et représentent les racines profondes des anciennes chaînes de Montagnes. On distingue deux régions cratoniques :

a. **Les boucliers** : composés de roches métamorphiques et magmatiques d'âge Précambrien qui sont en affleurement.

b. **Les plateformes** : dans lesquelles les boucliers sont recouverts d'une couverture sédimentaire phanérozoïque.

VI.6.2. Les orogènes

Les orogènes sont les zones instables de la croûte continentale qui subissent actuellement des déformations importantes conduisant à l'édification de chaînes de Montagnes. Ils affleurent à la périphérie des zones cratoniques.

La figure 36 montre la distribution des zones cratoniques (boucliers et plateformes) et des orogènes dans le monde.

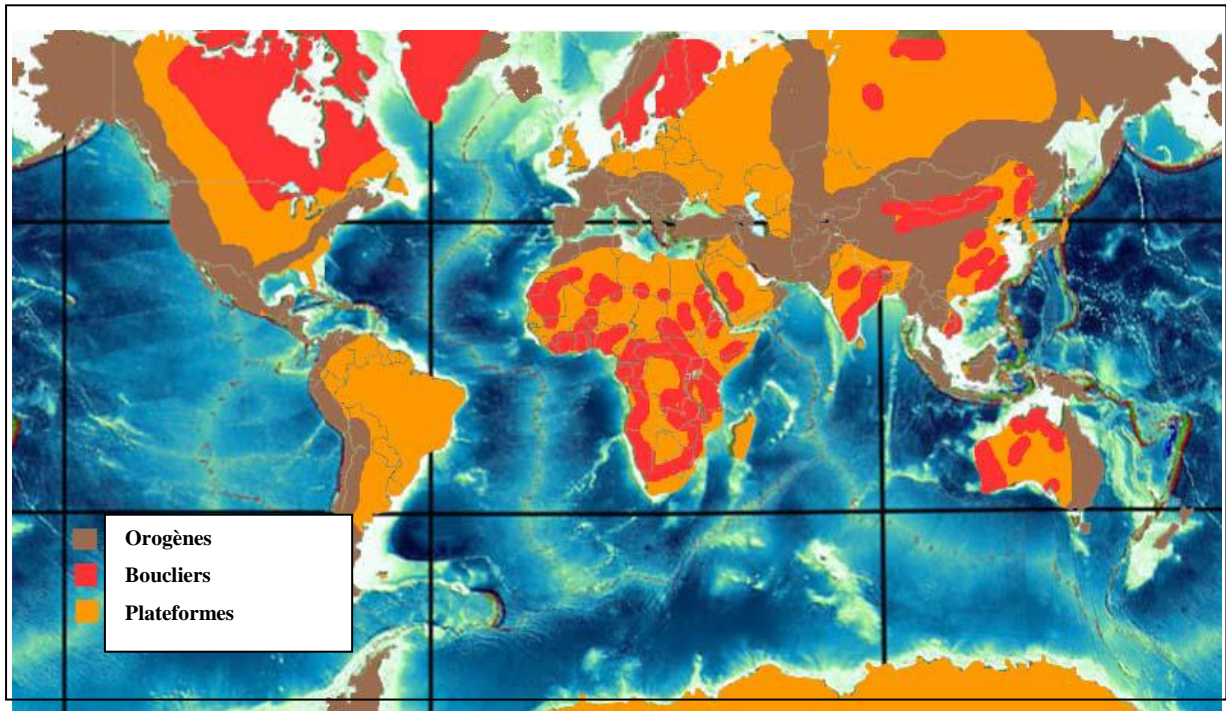


Figure 36 : carte de la distribution des zones cratoniques (boucliers et plateformes) et des orogènes dans le monde.