

2023

Les dossiers du géotechnicien

Notions de base

Introduction à la géologie structurale

(Version du 3 décembre 2023)



Janssens Benoît

Table des matières

1. INTRODUCTION	3
1.1 DEFINITION.....	3
1.2 CLASSIFICATION.....	3
1.3 QUELQUES NOTIONS ELEMENTAIRES DE GEOLOGIE STRUCTURALE	4
1.3.1 Niveaux d'observation.....	4
1.3.2 Notion d'homogénéité d'un massif.....	5
1.3.3 Différence entre linéation et linéament.....	5
1.3.4 Rhéologie et compétence d'un matériau.....	5
2. STRUCTURES LITHOLOGIQUES OU SYNGENETIQUES.....	6
2.1 STRUCTURES SPECIFIQUES AUX ROCHES SEDIMENTAIRES	6
2.1.1 Structures majeures.....	6
2.1.2 Structures mineures	8
2.2 STRUCTURES SPECIFIQUES AUX ROCHES MAGMATIQUES.....	9
2.2.1 Structures liées aux roches intrusives	9
2.2.2 Structures liées aux roches éruptives	10
2.3 STRUCTURES SPECIFIQUES AUX ROCHES METAMORPHIQUES.....	11
2.3.1 Remarque : Distinction structure lithologique métamorphique - structure tectonique.....	11
2.3.2 Structures majeures.....	12
3. STRUCTURES POST-GENETIQUES.....	14
3.1 GENERALITES.....	14
3.1.1 Définition et types d'origine	14
3.1.2 Rappel de la cinématique des structures tectoniques	14
3.2 STRUCTURES TECTONIQUES DUCTILES	15
3.2.1 Structures de grande dimension.....	15
3.3 STRUCTURES TECTONIQUES CASSANTES OU DISCONTINUITES.....	19
3.3.1 Caractérisation des discontinuités	19
3.3.2 Classification des discontinuités tectoniques.....	21
3.3.3 Déformations rocheuses à petite échelle.....	25
3.3.4 Formation des montagnes.....	25
4. CARACTERISATION D'UNE DISCONTINUITE	27
4.1.1 Paramètres géométriques de la discontinuité	27
4.1.2 Caractéristiques de l'éponte.....	28
4.1.3 Comportement géomécanique	29
5. REPRESENTATION GRAPHIQUE DES STRUCTURES	31
5.1 CAS D'UN PLAN.....	31
5.1.1 Orientation d'un plan	31
5.1.2 Dénomination d'un plan	31
5.2 PROJECTION STEREOGRAPHIQUE (PLAN OU PLI)	32
5.2.1 Principe de la méthode.....	32
5.2.2 Interprétation.....	32
6. BIBLIOGRAPHIE.....	35

REMARQUE IMPORTANTE : Comme son nom l'indique, la série "Les dossiers du géotechnicien" s'adresse principalement aux géotechniciens et aux autres professions liées de près ou de loin à la géotechnique. De ce fait, chaque ouvrage ne reprend que les sujets intéressants d'un point de vue géotechnique.

REMERCIEMENTS POUR AVIS

- Peut-être vous bientôt.



NOTICE : Ce dossier a comme objectif d'être un ouvrage interactif d'informations. Ainsi, si vous souhaitez y ajouter des informations complémentaires, des remarques ou des commentaires, n'hésitez pas à me les communiquer, via l'adresse e-mail (jbconseils2020@gmail.com) ou via le site internet (<https://jbconseils.be>). Je me ferai un plaisir de les introduire dans une version actualisée du dossier ; d'où l'importance de vérifier la date du document que vous lisez par rapport à la version présente sur le site.

En effet, vous trouverez la dernière version ainsi que d'autres dossiers abordant d'autres thématiques à la rubrique Divers/Dossiers du géotechnicien.

Je vous remercie d'avance pour votre coopération.

Benoît JANSSENS

Conseiller géotechnicien indépendant

1. INTRODUCTION

1.1 DEFINITION

La **géologie structurale** est la *discipline qui étudie le rapport entre les structures et les mécanismes qui les ont mis en place et qui peuvent les réactiver*. Elle comporte deux parties :

1. La **caractérisation morphologique et géométrique des structures** permet d'établir une classification et de prédire leurs comportements géomécaniques et hydrogéologiques ;
2. L'**étude de la cinématique des structures** consiste à déterminer la caractérisation des forces (*type, intensité et orientation*) qui ont conduit à l'élaboration de ces structures.

Le géotechnicien s'intéresse principalement à la phase descriptive des structures alors que le géologue se préoccupe de la cinématique. Ainsi, la partie cinématique est abordée de façon sommaire dans cet ouvrage.

1.2 CLASSIFICATION

Les structures géologiques peuvent être classées en deux familles sur base de leur origine :

- La **structure lithologique** ou **syngénétique** est *liée génétiquement aux différentes familles de roches (sédimentaire, magmatique, métamorphique)*. Elle apparaît lors de la formation du matériau et ne connaît plus d'évolution par la suite. Elle est donc stable à long terme mais crée des anisotropies dans le massif. Certaines structures, principalement d'origine sédimentaire (*stratification entrecroisée, ripple-marks, figures de dessiccation, séquence charbonneuse, etc.*) ont des critères de polarité qui fournissent une information sur le sens des couches (*couche droite ou renversée*) ; ce qui est parfois utile dans l'interprétation de structure régionale et dans la compréhension de la cinématique des structures ;
- La **structure postgénétique** apparaît *postérieurement à la formation de la roche* et se juxtapose aux structures lithologiques. Elle peut avoir 2 origines distinctes :
 - **Une origine tectonique** : La formation d'une **structure tectonique** est liée aux mouvements de la tectonique des plaques. Elle représente un certain danger pour les ouvrages du génie civil car elle peut être réactivée lors d'un événement sismique. L'étude de son comportement est importante ;
 - **Une origine de décompression** liée à la remontée des terrains vers la surface et à la diminution des pressions. La **structure d'altération** évolue également dans le temps.

Une autre classification existe sur base du comportement de la structure :

- **La structure ductile ou plastique** se caractérise par une déformation continue dans le matériau. Il s'agit principalement des plis ;
- **La structure cassante, fragile ou discontinuité** se caractérise par la présence d'une rupture au sein du matériau accompagnée éventuellement de mouvements relatifs d'amplitude variable (*quelques microns à plusieurs centaines de kilomètres*). Il s'agit principalement des failles et des joints.

En réalité, les deux familles coexistent très fréquemment au sein d'un même massif. En effet, la fracturation des roches est souvent accompagnée par des plissements préliminaires alors que les plis sont dans la plupart des cas, réalisés majoritairement par de petits déplacements le long de nombreuses micro-fractures.

REMARQUE : Il existe de grandes similitudes entre les structures lithologiques d'origine métamorphique et les structures tectoniques puisque les mécanismes de mise en place sont identiques. La différence est principalement basée sur l'intensité des contraintes de déformation qui est généralement faible pour les structures tectoniques (*déformation de la structure du matériau sans modification de la minéralogie*) et qui est intense pour les structures lithologiques métamorphiques (*modification de la structure et de la minéralogie*). Ainsi, par exemple, il existe différents types de clivage en fonction de l'intensité des contraintes de déformation. La majorité de ces clivages appartient à la catégorie structure tectonique à l'exception du stade ultime qui se traduit sous forme de schistosité et qui appartient aux structures lithologiques d'origine métamorphique.

Le tableau ci-dessous reprend les principales structures géologiques visibles et leurs niveaux d'observation.

Tableau 1.I - Tableau récapitulatif des principales structures géologiques.

Famille	Type	Sous-type	Exemple	Microscope	Oeil	Région	
Syngénétique	Roche sédimentaire	Majeure	Stratification Rythme ou séquence Discordance	☉ ☉ ---	☉ ☉ ☉	☉ ☉ ☉	
		Mineure	Structure massive (bioherme) Conglomérat intraformationnel Ripple marks Figures de dessiccation Boudinage Radicelles implantées	 ☉	☉ ☉ ☉ ☉ ☉ ☉	 ☉	
	Roche magmatique	Plutonique	Chambre magmatique (Sill, laccolithe, lopolithe, phacolithe, neck ou pipe diamantifère, dyke)			☉	☉
		Eruptive	Volcans Calderas Champ de lave ou trapp Colonne prismatique Structure en oreillers ou "pillows lavas"		☉ ☉ ☉ ☉ ☉	☉ ☉ ☉ ☉ ☉	
	Roche métamorphique	Folié	Schistosité Foliation	☉ ☉	☉ ☉	☉ ☉	
		Non folié					
	Postgénétique	Origine tectonique	Structure plastique	Pli Anticlinal et synclinal Structures "slickensides" Synclinorium et anticlinorium Diapir	☉ ☉	☉ ☉ ☉	☉ ☉ ☉
Structure cassante			Clivage Faille Joint tectonique Zone de cisaillement Nappe de charriage Rampe	☉ (☉)	☉ ☉ ☉	 ☉ ☉ ☉	
Origine de décompression		Structure cassante	Joint diacalse		☉ ☉		

1.3 QUELQUES NOTIONS ELEMENTAIRES DE GEOLOGIE STRUCTURALE

1.3.1 Niveaux d'observation

Les structures géologiques existent à tous les niveaux d'observation depuis le niveau microscopique jusqu'à l'échelon régional en passant par la taille de l'affleurement.

Trois niveaux de discontinuités existent :

- Le **niveau microscopique** (du micron au centimètre) concerne les structures observables à la loupe ou au microscope ;
- Le **niveau visuel** (du centimètre à l'échelle de l'affleurement kilométrique) concerne les structures visibles à l'œil avec un recul parfois important ;

REMARQUE : Ce sont généralement les structures visuelles qui posent le plus de problème au géotechnicien ; d'où l'importance de bien les étudier.

- Le **niveau régional** (du kilomètre à plusieurs centaines de kilomètres) concerne les structures déterminées au moyen de levés de terrain. Elles affectent principalement les ouvrages de grande dimension (barrages, tunnels, etc.).

La majorité des structures (plis, failles et joints) peuvent être observées aux trois niveaux d'échelle tandis que d'autres structures sont spécifiques à un niveau bien particulier. Ainsi, certaines figures liées au mouvement relatif des lèvres d'une faille ne sont visibles qu'au niveau microscopique et d'autres comme un Synclinorium ou un Anticlinorium sont observables uniquement à l'échelle de la région.

1.3.2 Notion d'homogénéité d'un massif

L'*homogénéité d'un massif* est une notion relative parce qu'elle dépend de l'échelle d'espace par rapport à laquelle le géotechnicien se place. Ainsi, un massif homogène peut contenir des unités hétérogènes entre elles et dont les caractéristiques intrinsèques ne reflètent pas nécessairement les caractéristiques du massif.

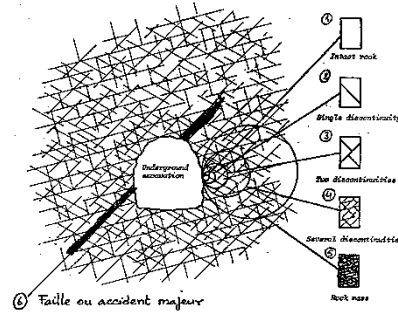


Figure 1.1 : Notion d'échelle d'espace (source : internet)

1.3.3 Différence entre linéation et linéament

Le terme *linéation* se définit comme une *structure linéaire de n'importe quelle origine (sédimentaire (ripple-marks), magmatique (structure de flux dans une masse magmatique), métamorphique ou tectonique) qui affecte de façon répétitive, un échantillon, un affleurement rocheux.*

Le terme *linéament* se définit comme une *structure linéaire topographique d'extension régionale.*

1.3.4 Rhéologie et compétence d'un matériau

La *rhéologie* est *l'étude des relations existantes entre l'état de tension imposé à un matériau et la déformation qui en résulte.* Toute étude aboutit un modèle rhéologique caractérisé par une relation "tension - déformation - temps".

Trois modèles rhéologiques simples existent :

- Le *modèle élastique* correspond à une *déformation réversible du matériau* ;
- Le *modèle plastique* correspond à une *déformation irréversible du matériau* ;
- Le *modèle visqueux* se définit comme un *comportement de déformation similaire à un fluide.*

D'autres modèles plus complexes tels que le modèle élasto-visqueux, le modèle firmo-viscosité existent.

La *compétence d'un matériau* est une *notion relative qui s'applique au mode de déformation des roches et qui dépend de la viscosité du matériau.* En effet, toute roche se caractérise comme un assemblage d'unités rhéologiques distinctes qui réagissent de manière différente en présence de contraintes ; ce qui donne lieu à des figures distinctes. Ainsi, à la surface de la terre, un schiste est dit moins compétent qu'un grès parce que le schiste fluera plus facilement. De même, le grès est moins compétent qu'un calcaire. Cela peut être le contraire à grande profondeur.

Cette notion intervient dans la compréhension de certaines structures telles que les plis et le boudinage et permet également d'expliquer les modifications de style tectoniques au sein d'une région.

2. STRUCTURES LITHOLOGIQUES OU SYNGENETIQUES

Les structures lithologiques se développent en même temps que la roche et sont donc dépendantes de l'origine de la roche (*sédimentaire, magmatique, métamorphique*). Elles génèrent une certaine anisotropie dans la roche.

Il existe, pour chaque famille, une grande multitude de structures. Toutes ne sont pas abordées dans cet ouvrage car elles interviennent peu ou pas dans le comportement du matériau soumis à la déformation.

2.1 STRUCTURES SPECIFIQUES AUX ROCHES SEDIMENTAIRES

Les conditions de formation de ces roches sont telles que les particules se superposent les unes aux autres et donnent lieu à un massif stratifié. L'ensemble des structures décrites ci-dessous permet souvent d'orienter les couches et de distinguer une couche à l'endroit d'une couche inversée.

2.1.1 Structures majeures

2.1.1.1 Stratification

La caractéristique principale d'une roche sédimentaire est la présence d'une stratification qui se traduit sous la forme d'un ensemble de *couches* séparées entre elles par des *joints de stratification*.

a. Couche

La *couche* se définit comme une *formation de même composition minéralogique et texture dont l'étendue et l'épaisseur peuvent varier*. Par extension, dans une carte géologique, ce terme désigne un ensemble sédimentaire groupé sous un même figuré ou une même couleur et dénommé par une même notation.

L'épaisseur de celle-ci varie de quelques centimètres à plusieurs mètres tandis que l'étendue est comprise entre quelques dizaines de mètres à une centaine de kilomètres. La couche peut se terminer en coin ou en biseau. Si ce dernier s'effectue rapidement dans les 2 sens, il s'agit d'une *lentille*. Cette forme est assez courante dans les dépôts fluviaux ou littoraux.

Souvent considéré comme un synonyme, le terme *banc* peut se définir comme un *ensemble de plusieurs couches possédant une ou plusieurs caractéristiques communes (composition, couleur, etc.) qui les distingue des autres couches*.

Les termes *lit, niveau, assise* et *horizon* peuvent se définir comme une *couche de faible épaisseur*. Ces termes sont souvent utilisés pour parler de couches repères.

La position originelle d'une couche est la position horizontale. Cependant, des mouvements tectoniques ultérieurs peuvent la déformer en lui donnant une inclinaison très variable. Dans quelques cas (*dépôt pyroclastique ou de talus*), la couche est naturellement inclinée jusqu'à 35° par rapport à l'horizontale.

REMARQUE : Les termes *plateaux* et *dressant* ont été utilisés dans le passé pour caractériser des couches du Houiller belge respectivement à faible et fort pendage.

b. Joint de stratification

Le *joint de stratification* se définit comme une *surface généralement plane séparant 2 couches distinctes et témoignant d'une interruption dans le processus de sédimentation*. D'un point de vue mécanique, il constitue un plan préférentiel de rupture (*faible cohésion*).

Ce contact entre les bancs peut être très net ou flou. Il peut être rempli de matériaux de nature différente aux roches avoisinantes selon une épaisseur très fine, de l'ordre de quelques millimètres (*argile*) ou avoir subi un léger métamorphisme. Des traces d'altération ou de recristallisation datant d'avant le dépôt de la couche supérieure peuvent y être également observées.

Certaines couches disposent d'une *stratification de second ordre* qui concerne principalement l'arrangement des grains entre eux et est principalement influencée par les conditions d'agitation du milieu de dépôt. Plusieurs cas distincts existent :

- La *stratification simple* ou *striée* se traduit par une disposition parallèle des minéraux à la couche et est le témoin de conditions de dépôt en eau calme ;
- La *stratification oblique* ou *entrecroisée* se caractérise par une orientation oblique des minéraux vis-à-vis du joint de stratification ; ce qui témoigne de conditions de dépôt en présence de courant irrégulier (*aquatique ou éolien*) et turbulent. Ainsi, dans un conglomérat du littoral marin, les galets aplatis et les fossiles sont inclinés dans le sens de déferlement des vagues ;

REMARQUE : Généralement, l'inclinaison des minéraux s'adoucit à fur et à mesure que l'on s'approche du toit pour devenir parallèle à la couche. Cette figure permet alors de distinguer le *toit* d'une couche de son *mur* et de bien positionner les terrains.

- La **stratification en auge** est une structure oblique au pendage moyen du joint de stratification créée par les courants et qui se recoupe mutuellement. Cette dernière caractéristique permet de les utiliser comme critère de polarité ;
- La **stratification en arêtes de poisson** est une structure caractérisée par la superposition de lamines obliques de sens opposé correspondants aux inversions périodiques de courants de marée. Une surface de réactivation qui entame les lamines obliques antérieures (*cette surface est produite au moment où le courant change de direction*) est généralement observée.

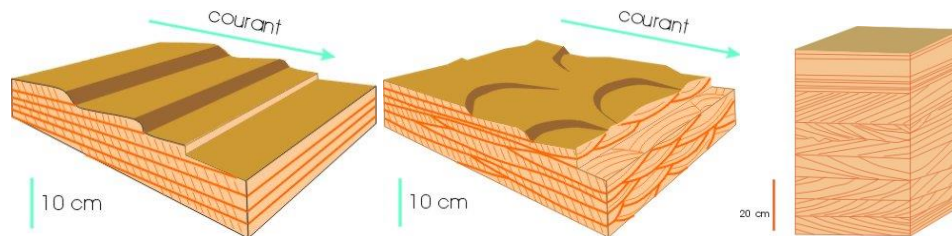


Figure 2.1 : Différents types de stratification : stratification oblique (à gauche), la stratification en auge (au centre) et stratification en arêtes de poisson (à droite) (source : internet).

- La **stratification entrecroisée de rides de vagues** est une structure de taille centimétrique formée par les vagues de beau temps. Elle se caractérise par une structure en chevron. Si les vagues sont associées à un courant, les lamines préservées sont préférentiellement inclinées dans la direction du transport.

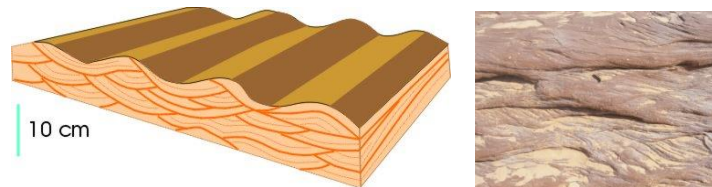


Figure 2.2 : Stratification entrecroisée de rides de vagues (source : internet).

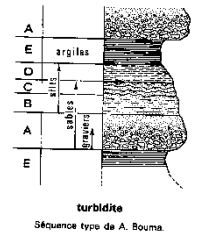
2.1.1.2 Rythme ou séquence

Dans certain cas, les couches se superposent selon une certaine répétition appelée **rythme**, pour former une **séquence** qui peut être complète ou incomplète. L'épaisseur est variable d'une séquence à l'autre et leur nombre peut être important (*cent ou mille fois*).

Ce processus qui se traduit généralement par un classement granulométrique, est bien observé au sein de roches détritiques. Plusieurs types de rythmes peuvent être observés.

- Le "**graded bedding**" : La séquence normale débute généralement par un matériau grossier (*bloc, cailloux*) et passe progressivement à un sol fin. Des situations de **rythme inverse** existent mais sont très rares ;
- La **séquence du charbon** peut se présenter selon deux formes :
 - **Une séquence extra-couche** : Une couche de charbon se situe généralement au sein d'une séquence constituée de plusieurs couches lithologiques distinctes témoins des variations de conditions de dépôt. Cette séquence est de haut en bas :
 - **La couche de charbon** est le témoin de la présence d'un marécage ;
 - **Un niveau riche en racines et radicelles** témoigne de l'ancrage de la végétation dans le fond du bassin (*racines souvent implantées*). Il s'agit souvent d'un niveau plus argileux. Ce niveau porte le nom de **mur** en domaine minier ;
 - **Une transition progressive d'un matériau argileux à un matériau gréseux**, caractéristique d'un mouvement d'assèchement progressif de la rivière ;
 - **Un niveau gréseux** correspondant à une invasion souvent brutale d'eau (*rupture des digues*) éliminant le marais et mettant en place une rivière. Cette couche située au sommet de la couche de charbon, porte le nom de **toit** en domaine minier.

- Une *séquence inter-couche* : Une couche de charbon est constituée d'une superposition de fins bancs différents qui sont le **fusain** (extrémités des couches pouvant contenir du gaz et des matières minérales (pyrite, calcite)), le **durain** (perte de structure fossile), le **clarain** (couche avec débris résistants) et le **vitrain** (ciment abondant avec fins débris et concrétions carbonatées sphériques appelés **coat-ball** formées avant compaction des sédiments).
- La *séquence des turbidites* (*séquence de Bouma*) : Une turbidite est une série sédimentaire meuble ou indurée déposée par un courant de turbidité (*milieu marin, flysch*). Le matériau est le plus souvent quartzueux mais parfois calcaire. L'épaisseur varie de quelques décimètres à quelques mètres. Complète, elle se caractérise par la superposition de 5 couches qui sont de bas en haut : A : Niveau grossier et granoclassé. Son épaisseur détermine la proximité de la source, B : Niveau gréseux, fin et laminaire, C : Niveau silto-gréseux, convoluté ou onduleux, D : Niveau silteux, fin et laminaire et E : Niveau argileux. Il s'agit d'une boue de décantation finement litée



REMARQUE : Cette séquence qui est souvent incomplète, permet de distinguer les couches renversées des couches à l'endroit et de réaliser des corrélations d'un point à l'autre.

2.1.1.3 Discordance

Outre les brèves interruptions de sédimentation générant le joint de stratification, des interruptions plus longues peuvent provoquer l'érosion partielle ou totale d'une couche avant que la suivante ne se mette en place selon la morphologie du terrain existant. L'interface entre les 2 couches est appelée *surface de discordance* ou *plan de discordance*.

Selon le comportement des couches inférieures, trois cas existent :

- La *discordance parallèle* : Les couches situées de part et d'autre du plan de discordance, sont parallèles entre elles. La couche inférieure n'a pas subi de plissement. Ce cas n'est pas évident à observer sur le terrain si les 2 couches sont de nature lithologique similaire ;
- La *discordance angulaire* : Les nouvelles couches recoupent les couches inférieures avec un certain angle. Les couches inférieures ont généralement connu un plissement durant cette interruption. Ce cas facile à reconnaître, permet d'orienter les couches ;
- L'*accolement* : Les nouvelles couches remplissent les anciennes cuvettes du relief ancien. Ce phénomène a généralement une faible extension.

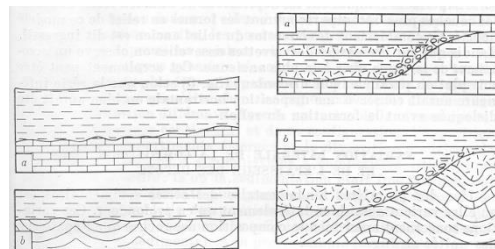


Figure 2.3 : Schéma d'une discordance parallèle (en haut à gauche), d'une discordance angulaire (en bas à gauche) et d'accolement (schémas à droite) (source : internet)

2.1.2 Structures mineures

Plusieurs structures sont considérées comme mineures ou accessoires en raison de leurs dimensions limitées. Le présent chapitre décrit brièvement les plus fréquentes. Un certain nombre de structures mineures sont intéressantes pour distinguer le toit et le mur des couches car elles sont généralement observées au niveau du joint de stratification.

- La *structure massive* ou *bioherme* : Certains calcaires récifaux présentent une *structure massive* sous forme de dômes, de lentilles ou de champignons et sont souvent entourés de bancs inclinés.

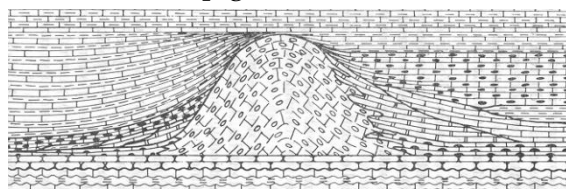


Figure 2.4 : Schéma d'une structure massive (source : internet).

- Le **conglomérat intraformationnel** résulte de déformations contemporaines au dépôt (*glissement, tassement, ...*) avant la lapidification ;
- Le **ripple-mark** ou **ride de sable** : Au cours de la formation de certains sables soumis à de forts courants, des feuilletts de schistosité peuvent se plisser pour former un ensemble d'ondulations liées aux mouvements des vagues (*formes symétriques*) ou de courants (*formes asymétriques*). Cependant, il convient de noter que ces structures peuvent être confondues avec les traces d'intersection des plans de stratification avec le clivage et même quelquefois au boudinage ;
- La **figure de dessiccation** est liée à l'assèchement d'un sol fin (*aux propriétés chimiques d'absorption*) en domaine côtier ou lacustre. Ce sol devient moins volumineux lors de l'évaporation de l'eau et développe des fissures selon un réseau souvent polygonaux de taille millimétrique à plurimétriques. Ces fissures se colmatent par la suite de matériaux évaporitiques ou d'argile ;



Figure 2.5 : Exemple de figure de dessiccation (source : internet).

- Le **boudinage**, la **structure ptygmatique** et le **micropli** apparaissent dans une roche stratifiée dont les différentes couches présentent des compétences différentes ;
- Les **racines** et **radicelles implantées** : Dans une zone marécageuse, les racines viennent s'enfoncer dans les couches et fossilisent en place. Leur forme est donc généralement sub-perpendiculaires à la stratification.

2.2 STRUCTURES SPECIFIQUES AUX ROCHES MAGMATIQUES

Les structures diffèrent selon qu'ils s'agissent de roches intrusives ou de roches éruptives.

2.2.1 Structures liées aux roches intrusives

Le magma chaud provoque une altération et une fracturation au niveau des roches encaissantes lors de sa pénétration dans le massif. Un certain nombre de structures sont ainsi créées mais dépendent généralement du métamorphisme de contact.

2.2.1.1 Chambres magmatiques

La grande caractéristique des roches magmatiques intrusives est leur refroidissement dans une chambre magmatique. Celle-ci peut se présenter sous diverses formes. Chaque forme se caractérise par un comportement géomécanique et hydrogéologique différents.

Tableau 2.I - Principaux types de chambre des roches intrusives.

FORMES	CARACTERISTIQUES
Batholithe	Vaste masse intrusive (<i>pouvant atteindre plus de 100 km</i>) de composition siliceuse se développant à travers tout un massif. Selon la profondeur de mise en place, 3 types : catazonal (HP, HT avec formation de migmatites), mésazonal (moyenne T et P) ou épizonal (faible T et P).
Dyke	Filon ou veine mince à large (<i>ouverture comprise entre quelques centimètres et plusieurs kilomètres</i>) et recoupant l'encaissant. Après érosion, il peut former une véritable barrière topographique.
Pipe ou neck <i>Pipe diamantifère</i>	Cheminée cylindrique verticale remplie de lave solidifiée et de morceaux de roche encaissante arrachée lors de la remontée du magma. Un exemple en Belgique est le pipe de Quenast (<i>porphyre</i>). Sorte de pipe riche en diamant suite à des conditions spécifiques de refroidissement.
Phacolithe	Corps concordant présent dans des roches plissées dont la mise en place s'est faite de manière passive. La composition du magma est variable.
Sill <i>Laccolite</i> <i>Lopolithe</i>	Corps largement répandu, concordant à la structure de la roche encaissante non plissée, de faible épaisseur liée à l'épanchement d'un magma très visqueux. Une différenciation des minéraux peut être présente. Un exemple en Belgique est le sill de Lessines (<i>porphyre</i>). Forme de sill lenticulaire dont la surface inférieure est plane et correspond généralement à une structure de la roche encaissante. Elle est due à un épanchement à faible profondeur d'une magma dense. Un exemple en Belgique est le laccolite de la Helle (<i>tonalite</i>). Forme de sill lenticulaire dont la surface supérieure est plane et correspond généralement à une structure de la roche encaissante.

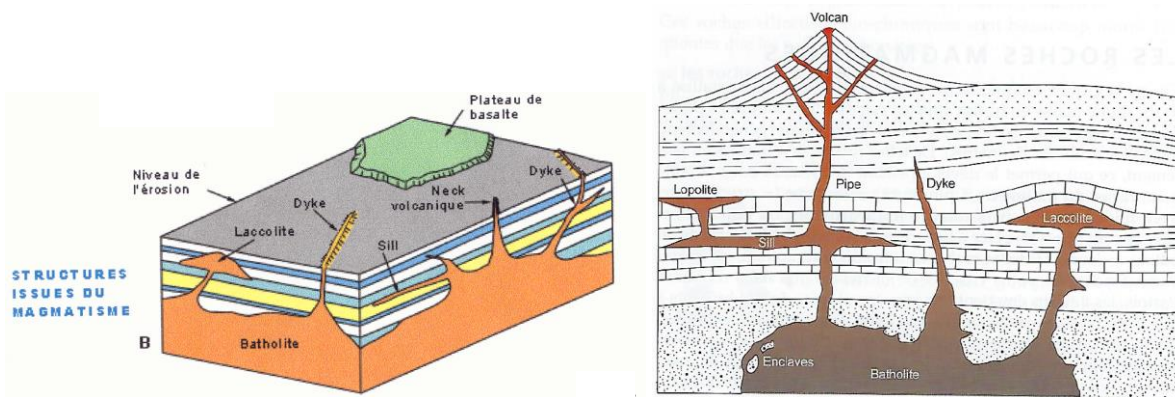


Figure 2.6 : Principales formes de chambres magmatiques (sources : internet et Dejonghe (2007)).

Lors de la fin de la consolidation d'un massif magmatique, des cassures apparaissent généralement dans les roches encaissantes ainsi que dans les zones du massif déjà cristallisées suite à une contraction par refroidissement ou des déformations tectoniques. Le liquide magmatique résiduel s'injecte dès lors dans ces fissures et engendre un cortège de filons. Les roches qui y cristallisent sont généralement plus acides et la présence d'éléments volatils abondants peut provoquer la formation d'une roche anormalement grenue dénommée *pegmatite*. Ces filons présentent souvent un intérêt économique car certains éléments chimiques (*Sn, Cu, Pb, Zn, etc.*) y sont présents.

2.2.1.2 Phénomène de rockburst

Ce phénomène se traduit sous la forme de détachement spontanée de feuillets de roches magmatiques soumises à de fortes contraintes. Ce phénomène apparaît généralement pour des travaux situés à grande profondeur.

2.2.2 Structures liées aux roches éruptives

2.2.2.1 Volcans

Le *volcan* est un relief formé par l'éjection de matériaux issus de la remontée du magma. Il forme généralement des montagnes ou des îles. Plusieurs formes de volcans existent et peuvent être regroupées selon 2 familles sur base du type de magma émis :

- Les *volcans à éruption explosive* ou *volcans gris* se caractérisent par une montée brutale du magma qui est ainsi expulsé dans l'air en peu de temps. Ils regroupent les volcans suivants :
 - *Le volcan type peléen* est un volcan à lave très visqueuse formant des aiguilles d'extrusion et pouvant s'accompagner d'explosions ;
 - *Le volcan type vulcanien* est un volcan à lave visqueuse constamment fragmentée par des explosions et dont le cône est presque uniquement formé de projections.
- Les *volcans à éruption effusive ou lente* ou *volcan rouge* se caractérisent par une remontée relativement lente du magma qui tend à s'épandre à la surface du volcan. Ils regroupent les volcans suivants :
 - *Le volcan type hawaïen* est en pente douce (4-6°) en raison de l'émission d'un magma très fluide ;
 - *Le volcan type strombolien* a un cône régulier où alternent des coulées de lave et des couches pyroclastiques.

Il convient de souligner que la majorité des volcans actuels sont généralement de plusieurs types.

Une *caldera* est une vaste dépression à fond régulier et à parois escarpées dont les dimensions dépassent notablement celles du cratère qu'elles englobent (*quelques kilomètres de diamètre au lieu de 20 à 1 000 m pour les cratères courants*). Elle résulte de l'effondrement d'une partie du volcan. De nombreuses "*Maars*" (*Eiffel et lacs du Massif Central*) se rattachent à ce type.

Ces éruptions peuvent se produire en présence d'eau et prennent des formes particulières selon le type d'eau (*phréatique, sous glaciaire, sous-marine ou limnique*). Le *guyot* est un mont sous-marin tronconique au sommet aplati.

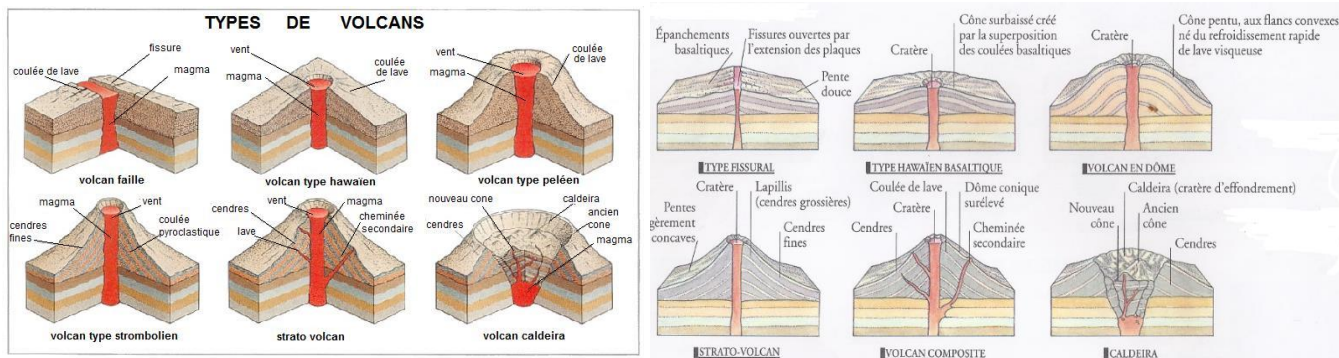


Figure 2.7 : Principales formes de volcans (sources : internet et Le Soir)

2.2.2.2 Structures particulières associées aux éruptions volcaniques

Les structures associées aux roches éruptives dépendent principalement du type et/ou du lieu d'éruption. Le volcan épanche progressivement la lave sous forme de coulées continues selon des structures particulières :

- Le **plateau de basalte** ou **trapp** consiste en un empilement de coulées sur des épaisseurs parfois importantes pouvant atteindre plus de 1 000 m et marqué par l'intercalation de paléosols. Il peut couvrir des zones énormes (300 000 km² aux USA) ;
- La **structure en colonnes prismatiques** : Le refroidissement de la lave engendre des **fissures de retrait** particulières qui découpent le massif en sections polygonales appelées "**orgues basaltiques**" (*Chaussée des Géants : Irlande*). Les tensions engendrées agissent principalement dans un plan horizontal et sont égales dans toutes les directions de ce plan. Si une rupture a lieu, 3 fractures verticales faisant entre elles, un angle de 120° rayonnent de nombreux centres. Quand ces centres sont régulièrement répartis, les fractures limitent des colonnes verticales hexagonales. Souvent, l'aspect des colonnes est loin d'être régulier. De plus, vu la présence de tension dans le sens vertical, les colonnes sont divisées par des fractures horizontales.



Figure 2.8 : Exemple de colonnes de basalte (source : internet).

- La **structure en oreillers** ou "**pillows lavas**" concerne l'empilement de coussins aplatis de forme ovoïde dû à un épanchement de lave en milieu aquatique.

2.3 STRUCTURES SPECIFIQUES AUX ROCHES METAMORPHIQUES

2.3.1 Remarque : Distinction structure lithologique métamorphique - structure tectonique

La majorité des roches métamorphiques se développe suite à l'augmentation de température et de pression en présence de contraintes généralement d'ordre tectonique.

Ainsi, comme déjà évoqué précédemment, il existe de grandes similitudes entre les structures lithologiques d'origine métamorphique et les structures tectoniques. La différence est principalement basée sur l'intensité des contraintes de déformation qui est généralement faible pour les structures tectoniques (*déformation de la structure du matériau sans modification de la minéralogie*) et qui est intense pour les structures lithologiques métamorphiques (*modification de la structure et de la minéralogie*). Le présent chapitre ne concerne dès lors que ces dernières structures. Il y a lieu de se référer au chapitre suivant pour les structures tectoniques.

2.3.2 Structures majeures

2.3.2.1 Schistosité ou clivage

Il existe ainsi une certaine ambiguïté entre les termes schistosité, clivage et fissilité :

- Le **clivage** (*cleavage en anglais*) est un *terme général qui désigne l'aptitude d'un minéral ou d'une roche à se fendre facilement selon une famille de plans parallèles bien définis*. Cette notion est plus liée à une structure tectonique ;
- La **schistosité** (*schistosity en anglais*) est un *ensemble de plans subparallèles plus ou moins serrés présent dans les roches métamorphiques et acquis sous l'influence de contraintes tectoniques (compression) ou d'enfouissement relativement intenses*. La schistosité se développe en même temps que la formation des plis. Les éléments grossiers (*fossiles, nodules, etc.*) sont également aplatis et déformés. Ainsi, la schistosité est un cas particulier de clivage. Les roches se débitent en écailles ou en feuillets selon un **plan de schistosité** qui correspond au plan d'aplatissement de la roche. Ce plan, bien que présentant une grande anisotropie du massif, peut parfois offrir une résistance plus importante à la traction ou au cisaillement.

Du fait que la schistosité se développe en même temps que le pli, les plans de schistosité sont parallèles aux plans axiaux des plis et gardent donc une position constante dans toutes les parties du pli. La schistosité est donc indépendante de la stratification avec laquelle elle fait un angle variable, voire nul, selon l'endroit considéré.

REMARQUE : Sur le terrain, il faut bien distinguer le plan de schistosité du joint de stratification, parfois très proches l'un de l'autre.

Sa présence dans les roches dépend de l'intensité des efforts mécaniques présents vis-à-vis de la résistance mécanique de la roche. Ainsi, elle est d'autant plus marquée pour une roche à grains fins et pour une profondeur importante de plissement. Les roches argileuses y sont les plus sensibles.

Lorsque la schistosité passe d'une couche incompétente à une couche plus compétente, un changement d'orientation est souvent observé. Il s'agit de la **réfraction de la schistosité** ;

- La **fissilité** désigne en carrière, *la qualité d'une roche à se débiter en lame*.

Il existe 3 types de schistosité ou de clivage en fonction du type et de l'intensité du plissement :

- La **schistosité de fracture** ou **clivage de fracture** se traduit principalement par la présence de nombreux plans de discontinuités parallèles sans orientation préférentielle des minéraux. Ce plan sépare des volumes dépourvus de schistosité et de déformation. Elle est le résultat d'une déformation de faible ampleur (*proche de la limite inférieure du métamorphisme*) qui engendre un **schiste sédimentaire**. Elle peut toutefois avoir plusieurs définitions différentes :
 - *Une structure présente dans une roche sédimentaire argileuse plissée* qui se traduit par la présence de joints parallèles très rapprochés correspondant à un aplatissement réalisé à faible profondeur. Un léger décalage est observé le long de chaque plan suite à de faibles mouvements de cisaillement. Il s'agit d'une définition ancienne ;
 - *Une structure générée par une déformation en extension* qui écarte les deux lèvres. C'est la nouvelle définition. Il convient de noter que cette structure est rarement observée. Comme exemple, il convient de citer les craies pliocènes de la région de Vittoria (*Sicile*) qui présentent des failles écartant des parties de globigérines.
- La **schistosité de crénulation** ou **clivage de crénulation** concerne un schiste sédimentaire soumis à une deuxième contrainte de compression d'orientation différente. Les plans peuvent alors se **gaufre** avec formation de microplis ou de microflexures entre les nouveaux plans de schistosité dont la forme dépend de l'intensité et de l'orientation de la deuxième déformation. Le stade ultime est atteint lorsque l'ensemble des minéraux phylliteux est réorienté. Le clivage de crénulation devient un nouveau **clivage ardoisier**.

Si la compression se fait selon une direction proche de la précédente, le clivage de crénulation prend la forme d'un **clivage conjugué** (*phyllades silto-revinniennes du Massif de Stavelot observées à Malmédy ou au viaduc de l'Eau Rouge*).

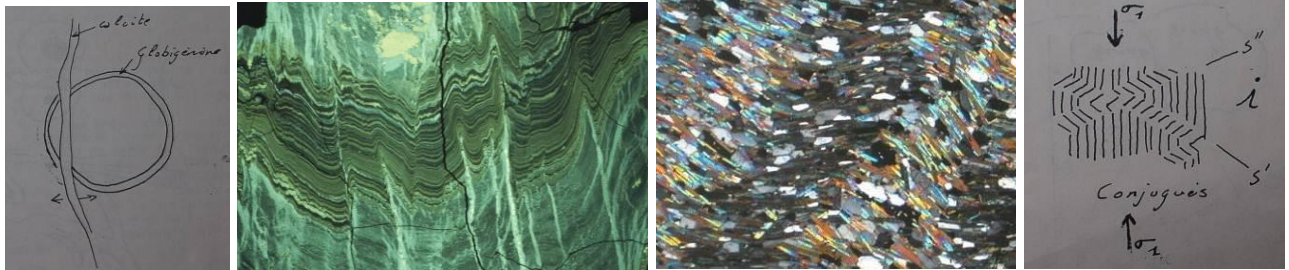


Figure 2.9 : Différents types de clivage. De gauche à droite. Schéma d'un clivage de fracture dans les globigérines (Sicile), clivage de dissolution dans couches de calcaire stratifié de pyrite, vue en lame mince d'un clivage de crénulation et schéma pour un clivage de crénulation conjugué (sources : internet et cours géologie Liège).

- La **schistosité de cristallisation**, **schistosité pénétrative** ou **schistosité de flux** se traduit par la présence de nombreux plans de discontinuités pénétratives, soit une orientation préférentielle des minéraux allongés (*micas et argiles*). Cela traduit une déformation plastique typique du métamorphisme. Elle donne lieu à un **schiste métamorphique**. Il existe divers sous-types selon la nature du matériau affecté.
 - **Le clivage ardoisier** affecte principalement les minéraux phylliteux présents dans les argiles en les orientant selon le plan de schistosité ;
 - **Le clivage de dissolution** est fréquent dans les roches carbonatées et les arénites. Un mouvement de raccourcissement est accompagné d'une mise en solution locale ("*pressure solution*") d'organoclastes ou de minéraux (*quartz*). Les grains dissouts présentent l'aspect de grains imbriqués alors que la disparition partielle de l'organoclaste donne souvent un aspect de microfaille. Les joints délimitant la dissolution peuvent se présenter sous forme peu ondulée ou stylolithique. Dans un grès pauvre en argile, il se forme dans la direction perpendiculaire à la compression, une recristallisation souvent orientée de la matière dissoute sous la forme d'une auréole d'accroissement qui peut devenir en cas de déformation intense, un halo d'étirement.

2.3.2.2 Foliation

La **foliation** est une *structure rubanée visible dans certaines roches métamorphiques où s'ajoute à la schistosité, une différenciation pétrographique entre des lits formant ainsi des feuilletés généralement de couleur différente*. C'est le cas des gneiss et des schistes cristallins.

Ce terme désigne également les roches métamorphiques ne montrant pas cet aspect mais dont tous les éléments ont été réorientés par une schistosité de flux ou ont cristallisé selon ce plan de schistosité qui devient alors le plan de foliation. Ce caractère ne s'acquiert généralement que pour un métamorphisme assez fort.

En anglais, ce terme désigne également le clivage, la schistosité et le rubanement.

3. STRUCTURES POST-GENETIQUES

3.1 GENERALITES

3.1.1 Définition et types d'origine

Les structures postgénétiques regroupent l'ensemble des structures qui apparaissent après la formation de la roche. Elles sont donc indépendantes de la nature de la roche et peuvent avoir 2 origines :

- Une **origine tectonique** : Cela se traduit par l'apparition de contraintes de déformation qui, selon l'intensité, génèrent des **structures tectoniques** ductiles ou cassantes. Elles sont à la base de la formation des montagnes ou **orogénèse** ;
- Une **origine de décompression** : Lors de la remontée des roches situées initialement en profondeur, des contraintes de décompression paraissent dans le massif et génèrent des structures cassantes.

3.1.2 Rappel de la cinématique des structures tectoniques

Afin de bien comprendre les différentes structures tectoniques observables dans la nature, il convient de s'intéresser aux différents comportements que peut adopter un matériau soumis à une contrainte croissante de compression à travers un diagramme déformation–contrainte.

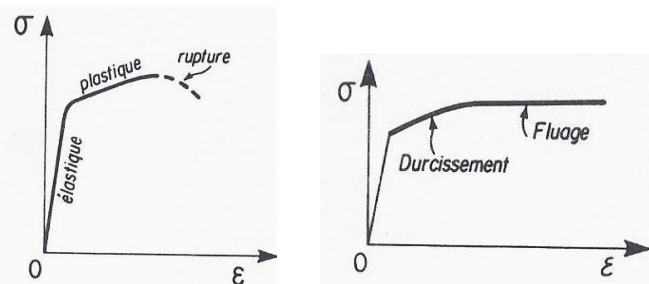


Figure 3.1 : Déformation d'un matériau soumis à la compression via le graphe contrainte – déformation. A gauche, rupture du matériau. A droite, fluage du matériau (source inconnue)

Plusieurs étapes successives sont observées à fur et à mesure de la croissance de la contrainte :

- Un **stade de fermeture des discontinuités préexistantes** : Pour de très faibles valeurs de contrainte, la déformation est relativement importante et résulte de la fermeture des microfissures présentes dans le matériau ;
- Une **déformation élastique** : Deux comportements sont observés durant cette phase.
 - Une **relation linéaire entre la déformation et la contrainte** dont la pente plus élevée équivaut au **module d'élasticité** ou **module de Young (E)** selon la relation $\sigma = E \cdot \epsilon$ (avec σ : contrainte et ϵ : déformation) ;
 - Un **phénomène réversible** : Une fois que cesse la contrainte, le matériau retrouve quasiment sa forme initiale. Le stade élastique ne donne pas lieu à des déformations "permanentes".
- Une **déformation plastique** : A partir d'une certaine valeur de contrainte appelée **limite élastique**, des microstructures apparaissent dans le matériau et perturbent sa structure qui adopte un comportement **ductile** ou **plastique**. Trois importantes caractéristiques apparaissent :
 - Une **relation non linéaire entre la contrainte et la déformation** se traduit par une variation de plus en plus importante de la déformation pour une même variation de contrainte. Il y a donc un aplatissement progressif de la droite ;
 - La **présence éventuelle d'un fluage** : Dans le cas d'une pente positive (*augmentation de la déformation par augmentation de la contrainte*), le terme de **durcissement** est adopté tandis que le terme de **fluage** correspond à une pente nulle (*poursuite de la déformation sans augmentation de la contrainte*). Si la vitesse de déformation est constante, le terme de **fluage stationnaire** est utilisé ;
 - Un **phénomène irréversible** : Lors de la cessation des contraintes, le matériau ne reprend pas sa forme initiale en raison de la présence des nouvelles microstructures mais présente une **déformation résiduelle**.
- Une **déformation cassante** ou **discontinue** : Pour une valeur relativement élevée de contrainte, de nouvelles microstructures se développent et se rejoignent progressivement pour finalement donner lieu à un ou plusieurs plans de rupture qui brisent complètement la structure du matériau. Le

matériau a un comportement fragile Il y a rupture avec apparition de *structures cassantes*. Cette rupture s'accompagne de vibrations.

Ces comportements dépendent de l'échelle d'observation.

3.2 STRUCTURES TECTONIQUES DUCTILES

3.2.1 Structures de grande dimension

3.2.1.1 Plis

Le *pli* se définit comme une *structure plissée résultant de forces tectoniques en régime de compression et ne présentant pas de discontinuité marquée*. Ces structures apparaissent plus facilement dans des roches présentant initialement une certaine orientation (*stratification, succession de coulées de laves, foliation métamorphique, etc.*).

Il convient de remarquer que certains plis ont une origine *syngénétique* (*due à des processus sédimentaires bien particuliers*) et qu'il est difficile, voire impossible, de les distinguer des plis tectoniques. Cela est d'autant plus vrai que ces plis *syngénétiques* peuvent avoir été affectés par la suite par des déformations tectoniques (*exemple : schiste namurien situé sous la citadelle de Namur*). Leur distinction nécessite donc souvent une étude minutieuse.

Les plis présentent une très grande variété de formes et d'échelles, allant de quelques micromètres à plusieurs centaines de kilomètres (*méga-pli*) en passant par la structure observée au niveau de l'affleurement. Ces structures sont souvent accompagnées de phénomènes cassants de petite dimension tels que des phénomènes de cisaillement le long de certains joints (*stratification, etc.*) et l'apparition de fissures d'extension et de clivage perpendiculairement aux couches ainsi que de figures de grande dimension (*faille de chevauchement, etc.*).



a. Théorie du pli

Il existe plusieurs théories pour expliquer la naissance d'un pli dont notamment la théorie du flambage.

Soit un système constitué d'une couche isolée au sein d'un matériau moins compétent et soumis à une compression longitudinale, l'expérience montre la déformation de la couche isolée sous forme de pli tandis que le reste du système subit un raccourcissement longitudinal et une extension transversale.

La différence de compétence entre les deux matériaux et l'épaisseur de la couche isolée détermine la forme transversale du pli (*Tableau 3.I*) dont les principales formes sont brièvement décrites par la suite.

Tableau 3.I - Classification des principales structures de plis en fonction de la différence de compétence et de l'épaisseur de la couche isolée (*source : Ramsay J.G (1988)*).

Epaisseur couche isolée	Différence de compétence		
	Petite ($\neq < 10$)	Moyenne ($\neq 10-50$)	Grande ($\neq > 50$)
Petite	Plis de faible amplitude	Plis conjugués en chevron	Plis pygmatitiques 
Moyenne	Plis semblables (<i>Nette diminution des épaisseurs des couches sur les flancs du pli</i>)	Plis en chevron <i>Intense cisaillement des couches incompétentes et apparition de fissures d'extension, de clivage ou d'écartement au niveau de la charnière du pli avec remplissage des vides par du quartz ou de la calcite : saddle reef</i>	
Grande	Plis de type cuspaté-lobate <i>Alternance de courbes et de pointes et formation d'une structure en mullions dans la dimension transversale</i> 	Plis parallèles <i>Conservation des épaisseurs de la couche et surépaississement éventuel des couches moins compétentes avec, pour de fortes déformations, apparition de boudinage</i>	

Cette théorie devient plus complexe à expliquer en présence d'un massif régulièrement stratifié ou à allures lenticulaires (*différence rhéologique des couches, variations des caractéristiques en cours de plissement, propriétés des interfaces, puissance des unités, volume total soumis à la déformation, etc.*). Ainsi, la forme des plis est excessivement variable et fluctue également au sein du massif (*style plissé polyharmonique*).

b. Nomenclature spécifique aux plis

Un pli est caractérisé par la présence de 2 **flancs** ou **contreforts** situés de part et d'autre d'un **plan axial** (*vertical ou oblique*). L'intersection de celui-ci avec la surface constitue l'**axe du pli** dont la **direction** définit celle du pli. La **charnière** ou **crête** (*pour un anticlinal*) est la partie du pli contenant la courbure maximale à l'intersection du pli avec le plan axial.

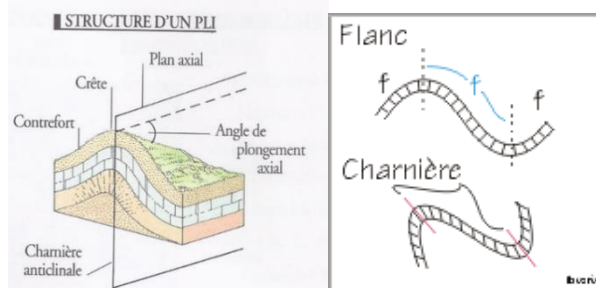


Figure 3.2 : Nomenclature d'un pli (source : Le Soir).

Trois grands types géométriques de plis existent :

- L'**anticlinal** se définit dans sa forme la plus simple, comme un **pli convexe vers le haut**, avec les flancs dirigés vers le bas et dans lequel les couches sédimentaires les plus anciennes sont situées à l'intérieur du pli ;
- Le **synclinal** se définit, dans sa forme la plus simple, comme un **pli concave vers le haut**, avec les flancs dirigés vers le haut et dans lequel les couches sédimentaires les plus anciennes sont à l'extérieur du pli ;
- La **flexure** ou **pli monoclinale** est un **décalage vertical entre deux compartiments mais sans fracture**, dans les **structures stratifiées**. Les couches ductiles ploient en forme de genou avant de rompre. Le terme de **pli en genou** est également utilisé.

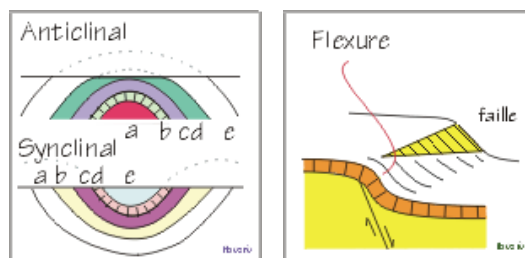


Figure 3.3 : Schéma d'un anticlinal, d'un synclinal (à gauche) et d'une flexure (à droite) (source : Le Soir).

REMARQUE : Dans certains cas, l'étude stratigraphique des couches permet de reconnaître un pli anticlinal retourné d'un réel synclinal.

c. Caractérisation d'un pli

Les plis peuvent avoir de nombreuses formes qui font l'objet d'un grand nombre de descriptions se basant sur certaines caractéristiques. Il devient dès lors difficile, voire impossible, de réaliser une seule classification des plis.

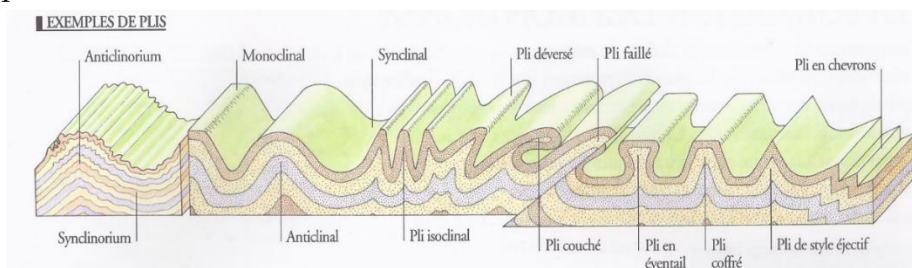


Figure 3.4 : Exemples de plis (source : Le Soir).

La section transversale d'un pli permet de décrire certaines caractéristiques fondamentales qui donnent lieu à un qualificatif du pli :

- La **surface axiale** peut apparaître en section transversale, selon 4 positions distinctes :
 - Le **pli droit** a une surface axiale verticale ou presque ($\alpha = 0-10^\circ$). Les 2 flancs ont des inclinaisons égales ;
 - Le **pli déjeté ou incliné** a une surface axiale peu inclinée. Les 2 flancs ne sont pas renversés ;
 - Le **pli déversé** a une surface axiale moyennement à fort inclinée. Un des deux flancs est renversé (*flanc inverse*) ;
 - Le **pli couché** a une surface axiale horizontale ($\alpha = 80-90^\circ$).

REMARQUE : Dans le cas d'une surface axiale inclinée, il convient de préciser le sens d'inclinaison ou de *vergence*. Par exemple, un pli est incliné vers le Sud ou est à vergence Nord lorsque son plan est plus bas vers le Sud.

D'autres formes particulières existent :

- Le **pli renversé** est disposé en sens inverse du pli normal, synonyme de pli retourné ;
- Le **pli coffré** présente un sommet ou un fond plat et des flancs verticaux ;
- Le **pli chevauchant ou pli faille** a un flanc inverse étiré ou laminé le long d'une surface de chevauchement. Il est le résultat d'une accentuation de la déformation d'un pli couché.

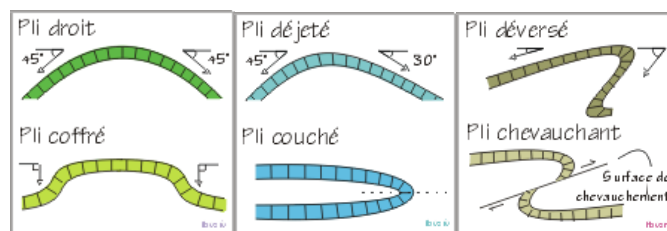


Figure 3.5 : Types de plis sur base de l'attitude de la surface axiale (source : Le Soir).

- L'**angle d'ouverture entre les 2 flancs** est appelé **angle apical** :
 - L'**ondulation** se caractérise par un angle élevé entre les 2 flancs ($> 120^\circ$) ;
 - Le **pli ouvert** a un angle apical compris entre 70 et 120° ;
 - Le **pli fermé** a un angle apical compris entre 30 et 70° ;
 - Le **pli serré** a un angle apical compris entre 5 et 30° ;
 - Le **pli isoclinal** a un angle apical compris entre 0 et 5° ;
 - Le **pli en chevron** se caractérise par une charnière aigüe plutôt qu'arrondie.
- La **disposition des flancs** par rapport à la surface axiale :
 - Le **pli symétrique** se caractérise par une disposition symétrique des 2 flancs par rapport à la surface axiale ;
 - Le **pli assymétrique** se caractérise par une disposition assymétrique des 2 flancs par rapport à la surface axiale ;
 - Le **pli parasite** peut avoir une forme en S, en M ou en Z.
- L'**inclinaison de la ligne de charnière** est également appelé ennoyage dont l'angle détermine le type.

Tableau 3.II - Classification des plis selon l'ennoyage de l'axe de pli.

Angle	Type d'ennoyage
0 – 10°	Subhorizontal
10 – 30°	Faible
30 – 60°	Modéré
60 – 80°	Fort
80 – 90°	Vertical

- La **puissance des strates dans les flancs**
 - Le **pli parallèle ou isopaque** se caractérise par une conservation des épaisseurs ;
 - Le **pli similaire ou semblable** se caractérise par des variations d'épaisseur au sein du pli.

d. Structures secondaires aux plis

Au sein d'un pli, différentes structures mineures sont présentes telles que :

- La **strie de glissement de type "slickenside"** : Les différentes couches en se plissant, ont tendance à glisser les unes par rapport aux autres et des stries de glissement apparaissent et se développent. Il s'agit d'indicateur d'orientation de l'axe du plissement pour autant qu'elles appartiennent bien au glissement étudié ;
- Un **pli d'entraînement** : Si, au cours du plissement, un banc compétent glisse sur un banc incompetent, des plis d'entraînement peuvent apparaître avec des surfaces axiales inclinées par rapport à la surface de stratification. Ce dernier paramètre permet de déterminer le sens de mouvement ;

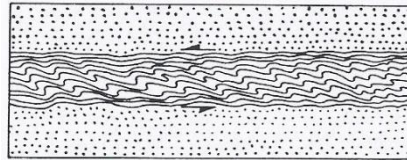


Figure 3.6 : Schéma de plis d'entraînement (source : internet).

- Les **fissures d'extension et de traction à l'extrados** (partie supérieure du pli) se développent suite à la présence de contraintes d'extension (présence de veines d'extension ou des microfailles normales) ;
- Les **figures de compression à l'intrados** (partie inférieure du pli) se développent suite à des contraintes de compression (microchevauchements, figures de dissolution, stylolithes parallèles à la trace axiale voir d'un clivage).

Entre les deux zones, se trouve la surface neutre qui n'est pas affectée par des contraintes.

e. Structure à grande échelle des plis

Les plis sont rarement isolés mais appartiennent souvent à des systèmes appelés **orogènes**.

Un **synclinorium** et un **anticlinorium** sont de vastes plis synclinal ou anticlinal affecté de plis parallèles à plus faible rayon de courbure et dont la dimension globale est de l'ordre de la dizaine, voire de la centaine de kilomètres.

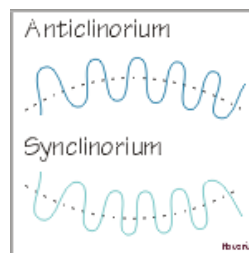


Figure 3.7 : Schéma des structures à grande échelle (source : internet).

3.2.1.2 Figures de décollement et diapir

Le décollement se produit dans des séries puissantes lorsqu'un horizon plus souple ou plus plastique dénommé niveau lubrifiant, rend les couches sus-jacentes indépendantes à des degrés divers de la déformation des couches sous-jacentes. Le phénomène s'observe dans le Jura où des couches situées au-dessus de couches argileuses et salifères (*Trias*) présentent des plis intenses en disharmonie avec leur substratum peu ou pas déformé. Ce phénomène permet ainsi d'expliquer des structures aberrantes dans des complexes sédimentaires.

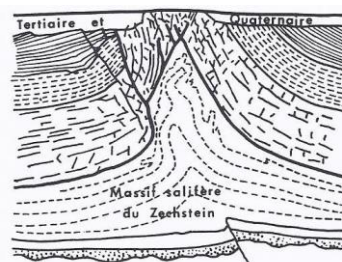


Figure 3.8 : Coupe dans un pli diapir du Permien (source : internet).

Si le niveau lubrifiant présente une certaine pente, le plissement des roches sus-jacentes peut résulter d'un simple mouvement gravitaire (*et non plus tectonique*). Ce type d'**écoulement par gravité** permet d'expliquer certains plissements superficiels notamment dans la chaîne alpine.

Le **diapir** se définit comme une *déformation anticlinale créée par l'intrusion de terrains le plus souvent salifères (gypse, halite) qui remontent vers la surface en perçant, plissant ou soulevant les couches sus-jacentes* ainsi que des fragments de roches anciennes. Ces structures sont intéressantes car elles fournissent des couloirs privilégiés aux hydrocarbures pour rejoindre leurs réservoirs.

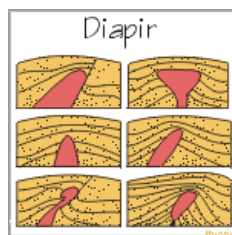


Figure 3.9 : Structures de diapirs (source : Le Soir).

3.3 STRUCTURES TECTONIQUES CASSANTES OU DISCONTINUITES

Une **discontinuité** se définit comme une *surface incluse dans le massif rocheux qui présente une interruption physique dans la continuité du massif rocheux et qui se caractérise par de faible valeur de cisaillement*. C'est un terme généralement utilisé pour toutes les structures tectoniques cassantes.

REMARQUE : Le joint de stratification est également considéré comme une discontinuité bien qu'il apparaît en même temps que la sédimentation.

La plupart des roches visibles en affleurement sont caractérisées par un ensemble de discontinuités souvent mis en évidence par l'altération. Des logiciels permettent de décrire en 3 D la fracturation d'un massif.

3.3.1 Caractérisation des discontinuités

L'important en génie civil est de bien caractériser chacune des familles de discontinuités au moyen de paramètres observables *in situ* et/ou sur les stéréogrammes polaires. Ces paramètres sont :

- Les **paramètres géométriques** regroupent les paramètres suivants :
 - *L'orientation ponctuelle de la structure* se définit à partir de 2 paramètres : la **direction** et le **pendage** (inclinaison du plan) ;

REMARQUE : Pour de plus amples renseignements sur l'orientation d'une structure, le lecteur est prié de se diriger au chapitre 4.

- *La dimension d'une discontinuité* : Les discontinuités existent à toutes les échelles.
 - *Les discontinuités micrométriques* sont visibles au niveau des cristaux. Les effets de telles fissures n'interviennent qu'au niveau du comportement de la matrice rocheuse et donc, sont relativement négligeables pour les instabilités rocheuses ;
 - *Les discontinuités à l'échelle de l'affleurement (centimétrique à métrique)* délimitent les blocs et régissent le mode de rupture des blocs. Ce sont ces discontinuités les plus influentes au niveau des escarpements rocheux ;
 - *Les discontinuités régionales (décamétriques à plurikilométriques)* sont liées au contexte tectonique régional et incluent les failles majeures. Elles ont un rôle mineur dans ce cas.
- *L'extension ou la continuité des structures* : Les structures peuvent traverser toute la section de l'affleurement, buter sur une autre discontinuité ou s'estomper dans le massif. La forme ainsi que le contour peuvent être de forme diverse. Ce terme n'est pas à confondre avec la persistance des discontinuités ;
- *La persistance des structures* est le terme utilisé pour décrire *l'extension locale ou la taille d'une discontinuité au sein d'un plan*. Cela caractérise la continuité dans l'espace d'une discontinuité. Ce paramètre joue un rôle important dans la résistance au cisaillement des discontinuités. Il convient de noter que le terme persistance n'est pas un synonyme de continuités. Elle est limitée par l'existence de ponts de matière entre les épontes. Ce terme n'est pas similaire à la continuité des fissures ;

- *L'ouverture ou épontes des discontinuités ouvertes* est la distance perpendiculaire qui sépare les 2 lèvres d'une discontinuité ouverte, vide ou remplie de matières. Dans ce dernier cas, le terme **largeur** est utilisé. De larges ouvertures peuvent correspondre à un lessivage du matériau. Elle joue un rôle important dans le comportement mécanique, dans la circulation d'eau ainsi que dans le détachement des blocs. Une attention particulière concerne l'observation des fissures ouvertes (*orientation, état*) au sein du massif. Ce sont les signes prémonitoires les plus importants d'une déstabilisation de la masse rocheuse. Bien qu'idéal, l'examen de toutes les faces se révèle généralement mission impossible. Il est rare d'observer des discontinuités à des profondeurs importantes (*quelques centaines de mètres*) ;
- *L'ondulation* caractérise la géométrie à l'échelle décimétrique ou métrique ;
- *La rugosité ou irrégularité d'une discontinuité* caractérise les variations microscopiques de la surface de la discontinuité par rapport au plan principal. Ce paramètre est difficile à mesurer *in situ* mais peut être décrit selon certains termes définis par la Commission IRSM (1978) Ce terme a un rôle important dans le cisaillement qui décline en cas de remplissage ou de mouvement.

Tableau 3.III- Terminologie concernant la rugosité des discontinuités (Commission ISRM : 1978).

Classe	Description
I	Surface rugueuse avec échelons
II	Surface lisse avec échelons
III	Surface glissée avec échelons
IV	Surface rugueuse ondulante
V	Surface lisse ondulante
VI	Surface glissée ondulante
VII	Surface rugueuse plane
VIII	Surface lisse plane
IX	Surface glissée plane

- *La morphologie des épontes* est un élément important dans le comportement de la discontinuité, en particulier lors du cisaillement. Elle décrit la planéité, les irrégularités et la rugosité des épontes ;
- *La densité* caractérise l'espacement et la fréquence de chaque famille de discontinuité Il se définit comme le nombre moyen de structures d'une même famille présente dans un volume déterminée de matériau ;
- *L'espacement entre les discontinuités* est la *distance perpendiculaire entre les discontinuités adjacentes* et est généralement exprimé sous forme d'espacement moyen pour chaque famille, vu la grande variabilité des valeurs. Cette notion détermine la taille des blocs susceptibles de tomber. Le tableau ci-dessous donne une terminologie utilisée par la Commission ISRM (1978).

Tableau 3.IV – Terminologie concernant l'espacement des discontinuités (Commission ISRM : 1978).

Espacement (mm)	Description
< 20	Extrêmement rapprochée
20 – 60	Très rapprochée
60 – 200	Rapprochée
200 – 600	Espacée
600 – 2 000	Largement espacée
2 000 – 6 000	Très largement espacée
> 6 000	Extrêmement espacée

● **Les paramètres géologiques :**

- *Le remplissage de la discontinuité* correspond à la présence d'un matériau autre que l'air et l'eau entre les deux bords de la discontinuité et dont la nature et les valeurs de résistance influence majoritairement le comportement du massif. La présence d'argile peut engendrer des problèmes de glissement (*effet de savon*), des problèmes d'instabilité ou de séparation de nappes aquifères ;
- *La présence éventuelle d'eau.*

- Les *paramètres géomécaniques* :
 - *La résistance à la traction* : Une discontinuité se caractérise essentiellement par une résistance à la traction très faible, voire nulle, dans la direction normale à leur plan ;
 - *La résistance au cisaillement* : L'essai de cisaillement direct permet d'obtenir les valeurs de cohésion (C) et d'angle de frottement interne (φ). La présence de matériaux meubles (*argile, gauge*) a tendance à faire diminuer les valeurs de résistance au cisaillement de la discontinuité de même que l'épaisseur du remplissage alors que les matériaux cristallisés (*calcite, quartz*) tendent à renforcer ces valeurs.

L'argile gonflante est un matériau dangereux car elle réduit fortement la résistance lors du gonflement.

3.3.2 Classification des discontinuités tectoniques

Les discontinuités se classent en 2 catégories selon la présence ou non d'un déplacement entre les lèvres.

REMARQUE : Il y a toujours un infime mouvement (*écartement des lèvres, glissement relatif*).

3.3.2.1 Discontinuités tectoniques sans mouvement relatif des lèvres

a. Joint

Le *joint* est un *terme général qui désigne toute surface plane ou courbe ne présentant pas de rejet notable*. Il se présente généralement selon des familles d'orientation préférentielle, formant ainsi de véritables réseaux parmi lesquels il faut distinguer :

- Le *joint de tension* résulte d'une contraction de la roche. Il est facile à reconnaître mais figure généralement comme une structure syngénétique. Il regroupe le joint colonnaire du basalte, la figure de dessiccation et la crevasse verticale dans un glacier ;
- Le *joint de détente* est souvent perpendiculaire à l'axe de compression ;
- Le *joint de cisaillement* est plus difficile à identifier. Cependant, il présente souvent des stries de glissement et forme généralement un système conjugué ;
- Le *joint polygonal* est un *ensemble de joints qui découpent la roche en colonnes de 5 à 7 faces répartis sans véritable direction et de 2 faces orthogonales situées aux extrémités*. Ce joint est fréquent dans un filon volcanique lié au refroidissement. On observe également que les colonnes ont tendance à se mettre perpendiculaire aux épontes. Ainsi, dans un dyke, les colonnes sont horizontales tandis que dans un sill, elles sont verticales. L'épaisseur de la colonne est inversement proportionnelle à la vitesse de refroidissement qui, elle, dépend directement de la finesse du filon ;
- Le *joint orthogonal* se définit comme un *ensemble de joints présentant des orientations préférentielles souvent perpendiculaires entre elles*. Dans ce cas, le joint est caractérisé par son orientation mais également par le caractère systématique ou non des joints ; ce qui veut dire que lorsque l'extrémité des joints est libre, le joint a un caractère systématique. Par contre, lorsque les extrémités sont stoppées par un joint perpendiculaire, il a un caractère non systématique.

Plusieurs formes existent :

a.1 Diaclase

Une *diaclase* se définit comme une *discontinuité souvent plane, sans déplacement relatif des lèvres et d'extension limitée (de quelques décimètres à quelques mètres)*. Elle est souvent disposée en 2 familles directionnelles et perpendiculaires à la stratification (*roche sédimentaire*). Elle ne modifie en rien la structure intime de la roche (*pas d'orientation nouvelle des minéraux*) mais provoque un phénomène de rupture du massif rocheux. Elle est d'autant plus importante que la puissance de la couche est faible. Un faible déplacement relatif des parois peut se manifester avec production de *stries de glissement*.

Son origine est incertaine. Sa relation avec les mouvements tectoniques n'est pas toujours facile à prouver.

Elle est présente dans presque toutes les roches à l'exception des roches très friables bien que ce terme s'applique plus spécialement aux roches sédimentaires où ce terme désigne des cassures subperpendiculaires aux surfaces de stratification selon 2 directions disposées dans un système conjugué (*découpe en petits parallélépipèdes*) et d'extension souvent limitée (*de quelques décimètres à quelques mètres*) et caractérisées par l'absence de mouvement relatif.

a.2 Joint tectoniques

Le **joint tectonique** concerne un *ensemble des joints d'une très grande diversité et liés aux processus tectoniques*. Il ne peut être confondu avec la surface de stratification. Il regroupe le joint de tension et le joint de cisaillement.

b. Fracture d'extension

La **fracture d'extension** est une *fracture dont l'ouverture peut être centimétrique et présentant souvent un remplissage (matériau de cristallisation)*. Elle est généralement disposée selon 2 directions dont l'extension est limitée dans une direction à quelques décimètres ou mètres alors qu'elle est beaucoup plus grande dans l'autre direction. Si le matériau est très résistant, il n'intervient pas comme discontinuité dans le comportement du massif rocheux. Son origine est due à des contraintes tectoniques de cisaillement.

3.3.2.2 Discontinuités tectoniques avec mouvement relatif des lèvres

a. Faille

La **faille** se définit comme une *fracture plane d'extension variable (de quelques décimètres à plusieurs centaines de kilomètres) caractérisée par un mouvement relatif entre les 2 faces*. Elle est dans la plupart des cas, rempli de matériaux de cristallisation ou de broyage (*gauche*) selon une épaisseur variable.

Les épontes sont souvent riches en surfaces glissées et en minéraux caractéristiques du faible métamorphisme tels que les chlorites et le graphite. Les roches avoisinantes sont la plupart du temps altérées et fracturées ; ce qui constitue des zones de plus faible résistance et de cisaillement. Elles sont également disposées en 2 familles d'orientation différentes (*failles conjuguées*).

Lorsque le remplissage est épais, le franchissement de cette faille en tunnel pose de nombreux problèmes ainsi que les zones avoisinantes qui sont très fracturées. Elles séparent souvent 2 nappes phréatiques de caractéristiques différentes pour lesquels il faut faire attention.

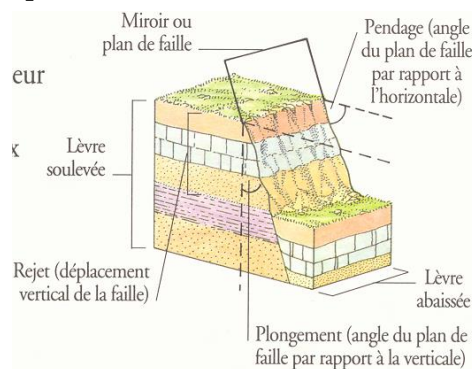


Figure 3.10 : Notions associées aux failles (source : Le Soir).

Plusieurs classifications de failles existent selon le type de paramètre considéré :

- Le **comportement du matériel encaissant vis-à-vis du plan de faille** :
 - La **faille ductile** implique une contrainte permanente sans perte de cohésion entre la faille et le massif encaissant ;
 - La **faille cassante** : Le mouvement est tel qu'il y a une perte de cohésion par rupture entre les éléments de la faille et le massif encaissant ;
 - La **faille ductile-cassante** est un stade intermédiaire dans lequel sont observés différents mécanismes de déformation depuis le broyage jusqu'à la recristallisation.
- L'**amplitude du rejet de la faille** correspond à l'**amplitude du déplacement de part et d'autre de la faille** :
 - Si le rejet est faible, on parle de **chevauchement** ;
 - Si le rejet est important, on parle de **charriage**. Dans ce cas, le compartiment déplacé constitue un **compartiment allochtone** et les terrains qui restent en place sont dits **autochtones** ;
- Le **mode de déplacement vertical ou rejet relatif** :
 - La **faille normale** se caractérise par un mouvement en distorsion. Le bloc supérieur descend le long du plan de faille
 - La **faille inverse** se caractérise par un mouvement de compression. Le bloc supérieur remonte le long du plan de faille.

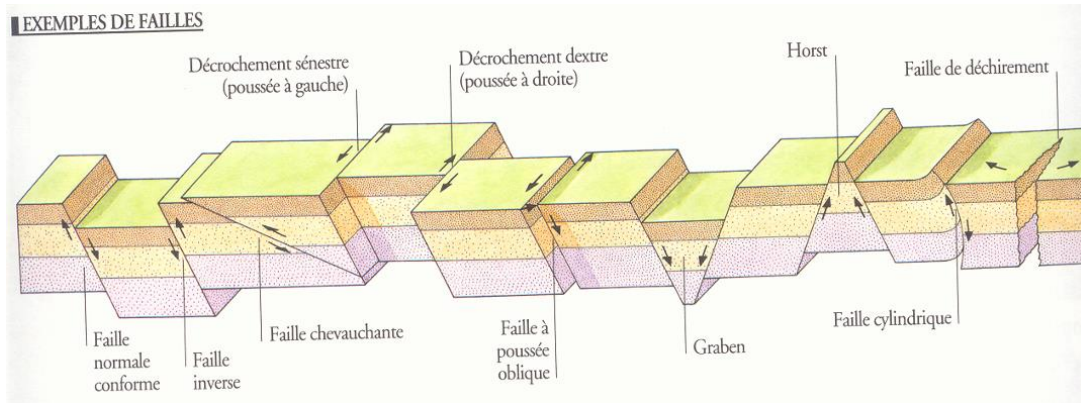


Figure 3.11 : Types de failles (source : Le Soir).

- Le *mode de déplacement latéral* :
 - La *faille dextre* se caractérise par un *mouvement horloger* ;
 - La *faille sénestre* se caractérise par un *mouvement anti-horloger*.
- L'*épaisseur de la faille* :
 - La *faille fermée* est une structure caractérisée par l'absence d'espace entre les deux épontes. Les deux surfaces dénommées *miroir de faille* se caractérisent par un ensemble de petites structures telles que des stries de glissements ou "slickensides" (sortes de microstructures en escalier dont les contremarches sont dans le sens du glissement et ornée de linéations et de cristallisation) ;
 - La *faille ouverte* se distingue par la présence d'un espace entre les deux épontes qui peut être rempli ou pas d'un matériau de remplissage.

b. Horsts et grabens

Le *graben* ou *fossé tectonique* est constitué de *plusieurs compartiments tectoniques séparés par des failles radiales soumis à un mouvement d'extension* ; ce qui fait que la partie centrale s'enfonce par rapport aux parties latérales. Le graben du Rhin joue un rôle d'une part dans la morphologie mais également dans le comportement sismique de la région située à l'Est de la Wallonie.

L'*horst* est la disposition inverse, soit *plusieurs compartiments tectoniques séparés par des failles radiales soumises à un mouvement de compression* ; ce qui donne la partie centrale plus élevée par rapport aux parties latérales.

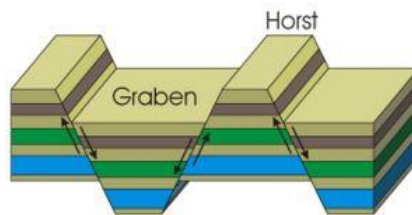


Figure 3.12 : Schéma du horst et du graben avec exemple du graben du Rhin (source : internet).

c. Zone de glissement ou "shear zone"

La zone de cisaillement se définit comme une zone de largeur étroite limitée par deux blocs qui ont bougé l'un vis-à-vis de l'autre. Le mouvement peut être *dextre* (droite au-dessus) ou *sénestre* (gauche au-dessus).

Une zone de glissement s'accompagne fréquemment de la production d'une schistosité et a un angle de 45° au bord de la faille pour être parallèle à celle-ci en son centre. Elle présente une forme sigmoïdale.

Des microstructures reprises ci-dessous permettent de déterminer le mouvement de cisaillement.

Une disposition plissée préexistante peut être fortement modifiée par la présence d'une zone de glissement et un simple pli peut ainsi devenir un pli en dôme plus couramment appelé *pli en fourreau*.

d. Charriage et chevauchement

Le *charriage* est un *transport tectonique à la composante horizontale prédominante d'une masse rocheuse (nappe) sur une autre masse rocheuse (autochtone) considérée comme immobile*. Le plan de glissement est, soit un pli couché éventuellement agrémenté d'un pli-faille dans son plan inverse (*charriage du premier genre*), soit une faille plate qui cisaille les structures antérieures (*charriage cisailant*). Cela concerne généralement un grand déplacement.

Le *chevauchement* correspond à un faible déplacement.

A cette structure, sont associées des figures particulières :

- La *fenêtre tectonique* caractérise la mise à jour du terrain autochtone par érosion de la nappe ;
- Les *klippes* correspondent à des fragments de nappe sur le terrain autochtone ;
- Un *lambeau de poussée* est une portion de terrain arraché au substratum par une unité chevauchante et entraînée sous elle.

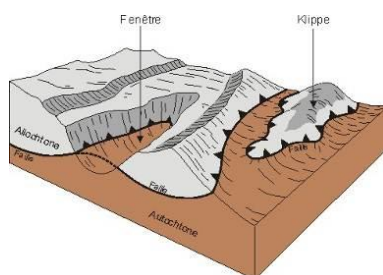


Figure 3.13 : Notions associées aux nappes de charriage (source : Le Soir).

REMARQUE : Sur la carte géologique, la pointe des petits triangles jalonnant le trait de la faille indique l'unité chevauchante. Attention, ces triangles ne sont pas orientés dans le sens du pendage de la faille.

e. *Chaîne de poussée* ("thrust belt")

La chaîne de poussée se caractérise par la présence d'un massif rocheux supérieur appelé *toit* ("hanging wall" en anglais) ou *nappe* ayant été poussé sur un autre massif dénommé *plancher* ("footwall" en anglais) le long d'une surface subhorizontale de glissement.

Cette surface qui correspond à un niveau ductile ou incompetent, montre généralement la forme d'un escalier fait d'une succession de *plateaux* (surface parallèle à la direction du glissement) et de *rampes* (surface oblique à la direction du glissement). Le passage d'une rampe s'effectue dans un niveau rigide ou compétent et peut engendrer un anticlinal de rampe.

La *vergence* est le sens de déversement ou de déjettement d'un pli ou le sens vers lequel se font des chevauchements.

Plusieurs structures sont associées à ce type de mouvement :

- Le *lambeau de poussée* ou *lambeau de charriage* est une portion de terrain arrachée à l'autochtone (ou à l'allochtone sous-jacent) entraînée sous une nappe ;
- Le *klippe* est une portion de lambeau charrié et isolé sur un terrain autochtone ;
- L'*écaille* est une unité comprise entre deux failles chevauchantes qui se rejoignent formant une allure asymptotique ;
- Le *duplex* est un ensemble d'écailles tectoniques qui se chevauchent les unes sur les autres ;
- La *fenêtre (tectonique)* est une apparition du plancher en surface dans une boutonnière qui apparaît après érosion de la nappe supérieure. Un exemple en Belgique est la fenêtre de Theux.

A ces structures primaires, peuvent être associés des structures secondaires comme des *failles inverses* ou *antithétiques* au sens du mouvement général ("back thrust"), provoquant un rétro-charriage et dont les mécanismes sont divers. Ces structures peuvent donner lieu à la formation de *zones en triangle* ou de *plis en coffre*.

Une *queuvée* est une faille où une couche compétente chevauche une autre couche avec injection d'un faciès incompetent dans la charnière brisée.

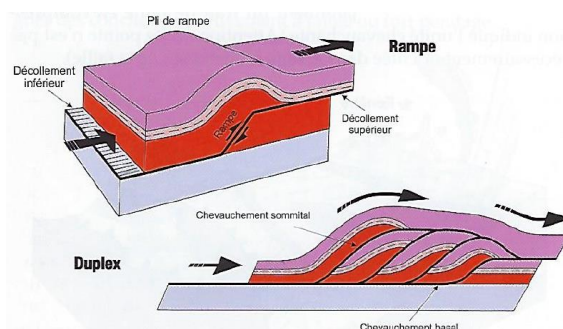


Figure 3.14 : Rampe et duplex (source : internet).

3.3.3 Déformations rocheuses à petite échelle

3.3.3.1 Quelques cas classiques

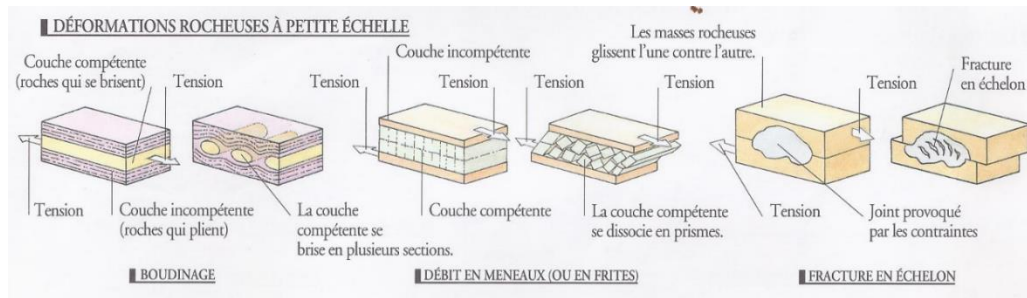


Figure 3.15 : Exemples de déformations rocheuses à petite échelle (source : internet).

3.3.3.2 Cas particulier des figures présentes dans les zones de glissement (mylonites)

Il existe un certain nombre d'indicateurs observables au microscope, voir à l'œil nu qui permettent d'établir le sens de cisaillement de certaines failles remplis de mylonites.

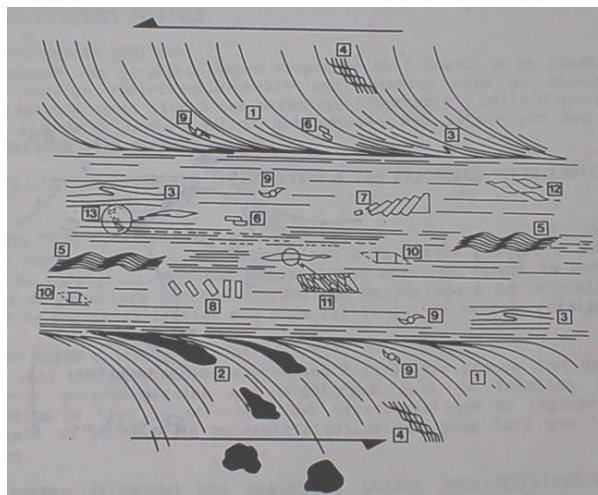


Figure 3.16 : Ensemble des critères permettant de déduire le mouvement de cisaillement d'une faille (WHITE S.H, BRETAN P.G et RUTTER E.H (1984)) 1) Rotation d'une foliation préexistante ou générée, 2) Rotation de marqueurs déformés, 3) Asymétrie de plis interfoliaires, 4) Plans C ou Microshears, 5) Plans S ou couche de cisaillement, 6) Porphyroclaste cisailé, 7) Structure en dominos des porphyroclastes fracturés, 8) Rotation de fragments appartenant à la zone ductile, 9) Asymétrie des halos d'étirement autour des clastes ayant subi une rotation, 10) Asymétrie des halos d'étirement autour des clastes n'ayant pas subi une rotation, 11) Asymétrie des grains allongés de quartz recristallisé, 12) Structure en "micas-fish" et 13) Asymétrie de la structure de l'axe C des grains de quartz.

Il convient de décrire brièvement un certain nombre de structures reprises ci-dessus.

- Les **structures C-S** : Au sein de nombreuses zones de cisaillement, les gradients de tension et les déplacements induits sont hétérogènes. Les plans S (*schistosité*) situés dans la zone de cisaillement et les plans C (*Cisaillement*) situés dans les zones avoisinantes représentent des réseaux d'étirement qui tendent à se mettre parallèlement au plan du cisaillement. Cela donne une forme sigmoïdale des surfaces ;
- La **structure en dominos** : Lorsque les porphyroclastes fracturés sont soumis à un cisaillement, chaque portion individuelle subit une rotation dans la direction du cisaillement, ce qui donne lieu à une structure comparable à celle d'une série livres effondrés. Chaque portion est séparée des autres par des failles antithétiques au mouvement général ;
- La **structure en "micas-fish"** : Structure où les plans de clivage des micas tendent à s'orienter selon la direction d'élongation selon un angle de 10 à 15° par rapport au plan de cisaillement. Ces structures sont généralement reliées les unes aux autres par des rangées de minéraux plus fins.

3.3.4 Formation des montagnes

Le processus de formation des chaînes de montagne appelé **orogénèse** est le résultat des mouvements des plaques tectoniques. Il existe trois principaux types de structures montagneuses :

- La **chaîne plissée** se forme quand 2 plaques entrent en collision et se compriment, provoquant une déformation des couches rocheuses qui sont alors soulevées. Plusieurs situations se présentent :
 - **Le choc croûte océanique – croûte continentale** : La plaque océanique moins dense plonge sous la plaque continentale qui se plisse sous la pression ;
 - **Le choc entre 2 plaques continentales** : Les deux plaques se froissent.
- La **formation volcanique** apparaît à la limite entre deux plaques tectoniques, lorsque celles-ci se rencontrent ou se séparent et que la lave et d'autres débris sont éjectés à la surface de terre ;
- Le **bouclier faillé** apparaît lorsqu'une masse rocheuse située entre deux failles est surélevée par les pressions ou tensions qui s'opèrent dans la croûte.

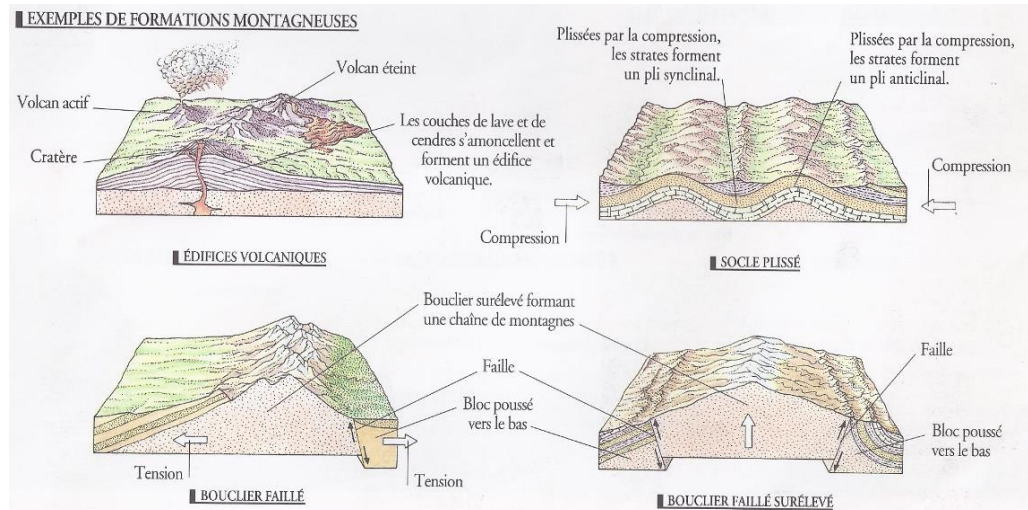


Figure 3.17 : Schéma de différentes formations montagneuses (source : Le Soir).

4. CARACTERISATION D'UNE DISCONTINUITÉ

L'important en génie civil est de bien caractériser ces différentes familles de discontinuités

4.1.1 Paramètres géométriques de la discontinuité

Les principaux paramètres géométriques d'une discontinuité sont :

- L'**orientation** se définit au moyen d'une boussole et d'un inclinomètre à partir de 2 paramètres : la **direction** et le **pendage** (*inclinaison du plan*) et s'exprime notamment sous la forme suivante : **N x°E / y°S** (*Exemple : N 85°/40 Sud avec X : direction du plan et Y : angle de pendage par rapport à l'horizontale*)(voir chapitre suivant) ;
- La **dimension d'une discontinuité** : Les discontinuités existent à toutes les échelles :
 - La **discontinuité micrométrique** est visible au niveau des cristaux. Leurs effets n'interviennent qu'au niveau du comportement de la matrice rocheuse et donc, sont relativement négligeables pour les instabilités rocheuses ;
 - La **discontinuité (centimétrique à métrique)** à l'échelle de l'affleurement délimite les blocs et régit le mode de rupture des blocs. C'est le type le plus influent au niveau de l'escarpement rocheux ;
 - La **discontinuité régionale (décamétrique à plurikilométrique)** est liée au contexte tectonique régional et inclut les failles majeures. Elle intervient principalement dans les grands projets.
- L'**espacement entre les discontinuités** est la *distance perpendiculaire entre les discontinuités adjacentes*. Il est généralement exprimé sous forme d'espacement moyen pour chaque famille, vu la grande variabilité des valeurs. Cette notion détermine la taille des blocs susceptibles de tomber. Le tableau ci-dessous fournit une terminologie utilisée par la Commission ISRM (1978). A partir de carottes de forage, la notion de RQD permet de quantifier cette notion au sein du massif.

Tableau 4.I- Terminologie concernant l'espacement des discontinuités (Commission ISRM : 1978).

Espacement (mm)	Description
< 20	Extrêmement rapprochée
20 - 60	Très rapprochée
60 - 200	Rapprochée
200 - 600	Espacée
600 - 2 000	Largement espacée
2 000 - 6 000	Très largement espacée
> 6 000	Extrêmement espacée

- La **densité** caractérise l'espacement et la fréquence de chaque famille de discontinuité. Elle se définit par le *nombre de discontinuités appartenant à la même famille de roche dans un volume déterminé de matériau*. La mesure peut se faire de plusieurs manières distinctes :
 - La *mesure sur affleurement ou sur des échantillons de forage* ;
 - Le facteur "**Intervalle entre les discontinuités**" (**ID** : *Discontinuity Intercepts*) mesure le long d'une ligne quelconque tracée sur un affleurement naturel, sur une paroi d'une galerie, à partir d'un sondage carotté ou par endoscopie d'un sondage destructif, les longueurs (i) des intervalles découpés par les discontinuités adjacentes. La valeur moyenne des longueurs (i) est retenue comme valeur de ID ;
 - La *détermination à partir de la projection stéréographique* : L'analyse statistique des orientations peut être effectuée directement à partir d'un diagramme polaire de Schmidt (*conservation des angles*) qui permet de distinguer les différentes familles de discontinuités et de déterminer pour chaque famille, leur nombre. Cette technique ne permet cependant pas de déterminer l'espacement moyen entre les discontinuités de chaque famille.
- L'**extension** ou la **continuité d'une discontinuité** se définit comme la *longueur totale d'une discontinuité comprise entre ses deux extrémités*. Celles-ci peuvent se traduire, soit par un blocage contre une discontinuité oblique, soit une disparition progressif dans le massif. Ce critère se détermine à partir d'affleurement, de fronts et de parois suffisamment grands. En effet, une discontinuité peut traverser toute la section de l'affleurement ;

REMARQUE : Il existe une différence entre la continuité et la persistance d'un joint.

- La **persistance moyenne d'une discontinuité** (l_m) se définit comme la **longueur moyenne d'une discontinuité au sein d'une section déterminée** (affleurement, paroi, front, etc.). Elle se calcule sur la section pour chaque famille de discontinuités présentes par le rapport suivant :

$$l_{moy} = \sum l_i / n_{discontinuités}$$

Ce paramètre caractérise la continuité dans l'espace de la discontinuité et intervient dans le calcul de la fréquence du joint qui joue un rôle important dans la résistance au cisaillement des discontinuités.

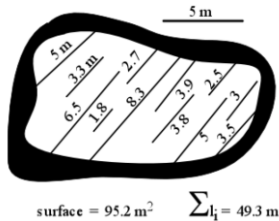


Figure 4.1 : Exemple de persistance individuelle et moyenne d'une discontinuité (source : Quanterra short et ISRM (1978)).

La commission ISRM (1978) a établi une terminologie basée sur la persistance moyenne d'une discontinuité mesurée sur affleurement.

Tableau 4.II - Terminologie concernant la persistance des discontinuités (Commission ISRM : 1978).

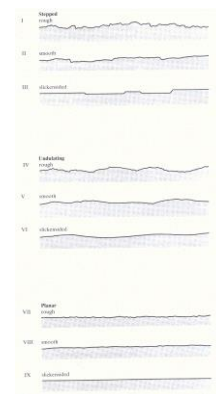
l_{moy} (m)	Description
< 1	Très peu persistante
1 - 3	Peu persistante
3 - 10	Persistante
10 - 20	Fort persistante
> 20	Très fort persistante

EXERCICE : La section présentée à la figure 4.1 montre 12 traces de la même discontinuité qui somme 49,3 m de long. La persistance moyenne de la section équivaut donc à $49,3/12 = 4,1$ m. Cette discontinuité est donc persistante sur la section.

- L'**ondulation de la discontinuité** caractérise les *variations de la surface de la discontinuité par rapport au plan principal à l'échelle décimétrique ou métrique* tandis que la **rugosité** caractérise *variations de la surface de la discontinuité par rapport au plan principal à l'échelle microscopique*. Ces paramètres sont difficiles à mesurer *in situ*. Toutefois, la rugosité peut être décrite par certains termes définis par la Commission ISRM (1978). La rugosité a un rôle important dans le cisaillement qui décline en cas de remplissage ou de mouvement.

Tableau 4.III - Terminologie concernant la rugosité des discontinuités (Commission ISRM : 1978).

Classe	Description
I	Surface rugueuse avec échelons
II	Surface lisse avec échelons
III	Surface glissée avec échelons
IV	Surface rugueuse ondulante
V	Surface lisse ondulante
VI	Surface glissée ondulante
VII	Surface rugueuse plane
VIII	Surface lisse plane
IX	Surface glissée plane



4.1.2 Caractéristiques de l'éponte

L'éponte se définit comme l'espace séparant les deux parties de la discontinuité. Elle peut être vide ou remplie de matières Elle se caractérise par les paramètres suivants :

- La **morphologie de l'éponte** décrit la planéité, les irrégularités et la rugosité des surfaces des épontes. C'est un élément important du comportement de la discontinuité, en particulier au cisaillement ;

- L'*ouverture de l'éponte* est la *distance perpendiculaire qui sépare les 2 lèvres*. Dans le cas où l'éponte est remplie, le terme *largeur* est utilisé. Une large ouverture peut correspondre à un lessivage du matériau. Elle joue un rôle important dans le comportement mécanique, dans la circulation d'eau ainsi que dans le détachement des blocs. Une attention particulière doit être faite en ce qui concerne l'observation des fissures ouvertes (*orientation, état*) au sein du massif. Ce sont les signes prémonitoires les plus importants d'une déstabilisation de la masse rocheuse. Bien qu'idéal, l'examen de toutes les faces se révèle généralement mission impossible. Il est rare d'observer des discontinuités dès que la profondeur devient importante (*quelques centaines de mètres*) ;
- Le *remplissage de la discontinuité* correspond à la *présence d'un matériau autre que l'air et l'eau entre les deux bords de la discontinuité*. Le comportement d'une discontinuité remplie est différent de celui d'une discontinuité vide. De plus, la nature et les caractéristiques mécaniques du matériau de remplissage influencent fortement le comportement de la discontinuité. La présence d'argile peut engendrer des problèmes de glissement (*effet de savon*), des problèmes d'instabilité ou de séparation de nappes aquifères ;
- La *présence d'eau* est un paramètre très important pour certaines applications (*ouvrages souterrains, fondations profondes, ...*).

4.1.3 Comportement géomécanique

Le comportement d'une discontinuité sous certaines contraintes (*traction et cisaillement*) est important à déterminer pour certaines applications.

- La *résistance à la traction* est généralement faible, voire nulle dans la direction normale à leur plan ;
- La *résistance au cisaillement* : L'essai de cisaillement direct fournit les valeurs de cohésion (C) et d'angle de frottement interne (ϕ) pour une pression donnée. L'essai consiste à fixer dans une boîte, les deux moitiés de l'échantillon de part et d'autre de la discontinuité et à appliquer progressivement une force (T) parallèlement à la direction de la discontinuité tout en maintenant une force normale (N) constante. La force T peut être légèrement inclinée ($10-15^\circ$) par rapport au plan afin d'éviter des perturbations dans la distribution des contraintes sur la surface de discontinuité. Il est principalement réalisé à sec en laboratoire mais peut être exécuté soit saturé, soit directement *in situ*.

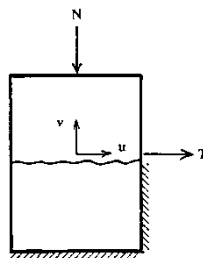


Figure 4.2 : Configuration d'un essai de cisaillement direct (source : internet).

En cours d'essai, un déplacement significatif entre les 2 parties apparaît à partir d'une certaine valeur T pour une valeur constante de N .

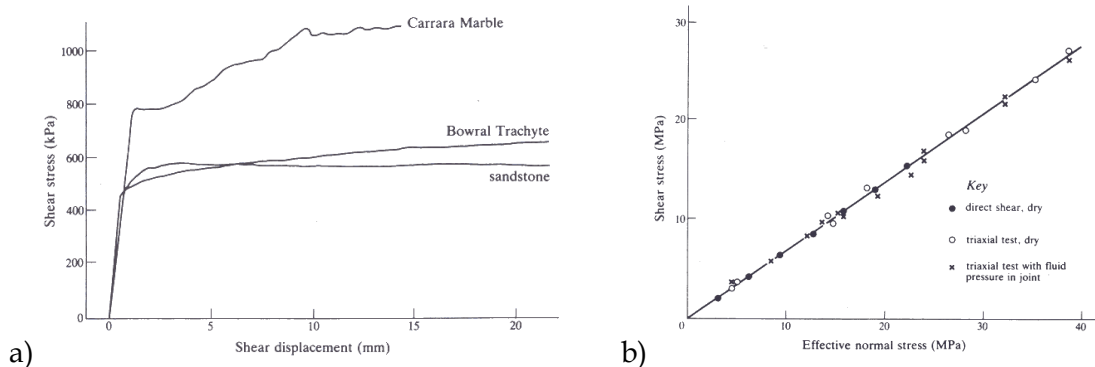


Figure 4.3 : Courbes obtenues lors d'essais de cisaillement. a) Graphique déformation en fonction de la contrainte de cisaillement. b) Graphique Contrainte de cisaillement en fonction de la contrainte normale (source : internet).

Le graphique déplacement - τ présente une ascension subverticale suivie par un plateau correspondant à un déplacement **constant** des deux bords le long de la discontinuité après rupture.

Plusieurs essais sont réalisés à des valeurs différentes de N et permettent de tracer le graphe Contrainte normale – Contrainte de cisaillement.

Dans le cas d'une discontinuité linéaire, la courbe obtenue ressemble à une droite passant par l'origine et dont l'équation correspond à la loi de Law.

$$\tau = \sigma_n \cdot \text{tg } \phi'$$

ϕ' : Angle de cisaillement effectif de la discontinuité

Or, en réalité, la discontinuité possède des irrégularités de différentes orientations. Sur base du modèle de Patton (1966) et par transformation de N* et de S* (cas b), l'équation de la contrainte tangentielle de rupture devient :

$$\tau = \sigma_n \cdot \text{tg } (\phi + i)$$

$(\phi + i)$: Angle de frottement apparent d'une surface inclinée de i par rapport au plan général

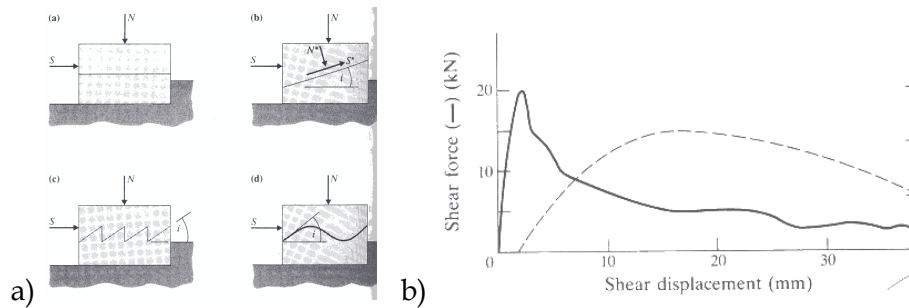


Figure 4.4 : Essai de cisaillement pour discontinuités rugueuses. a) Modèles introduits par Patton (1966). b) Graphe déformation en fonction de la contrainte de cisaillement.

Le graphe déplacement - τ présente un pic suivi par un abaissement de la contrainte de cisaillement à une valeur appelée **contrainte résiduelle**. Cela s'explique par le fait que le cisaillement débute généralement par une face "résistante" au glissement ($i > 0^\circ$) nécessitant une certaine dilatation et se poursuit selon une face favorable ($i < 0^\circ$) avec diminution de la dilatation et usure des aspérités.

De plus, la rugosité engendre une anisotropie dans les valeurs de cisaillement selon la direction de la force de cisaillement. Un essai réalisé parallèlement à l'ondulation se caractérise par une valeur de résistance plus élevée que l'essai réalisé perpendiculairement à l'ondulation (*comportement lisse*).

La présence de matériaux meubles (*argile, gauge*) a tendance à faire diminuer les valeurs de résistance au cisaillement de la discontinuité de même que l'épaisseur du remplissage alors que les matériaux cristallisés (*calcite, quartz*) tendent à renforcer ces valeurs.

REMARQUE : Dans le cas d'une discontinuité lisse et remplie de matériaux meubles glissant (*faible valeur de ϕ*), la surface de cisaillement correspond à l'interface roche - matériau de remplissage.

Dans le cas des matériaux meubles, la valeur de résistance au cisaillement obtenue est souvent comprise entre la valeur du matériau meuble pur et celle de la discontinuité vide. De même, le graphe Déplacement - τ présente 2 portions distinctes : La première correspond au cisaillement au sein du matériau de remplissage et la deuxième, au cisaillement dues aspérités de la roche en contact.

L'argile gonflante est un matériau dangereux car elle réduit fortement la résistance lors du gonflement.

Les valeurs de l'angle de frottement apparent tendent à diminuer avec l'augmentation de l'échelle lorsque les phénomènes de dilatation sont permis. Le phénomène est moins marqué lors de l'inhibition de la dilatation.

5. REPRESENTATION GRAPHIQUE DES STRUCTURES

5.1 CAS D'UN PLAN

5.1.1 Orientation d'un plan

L'orientation ponctuelle d'une couche, d'un joint de stratification, d'un plan de discontinuité ou d'un contact anormal peut être caractérisée par deux paramètres distincts :

- La **direction** est l'*intersection de la structure mesurée avec le plan horizontal*. Cette direction est mesurée sur terrain par une boussole et s'exprime de la manière suivante **Nx°E ou W ou l'orientation en trois chiffres**. Ainsi, par exemple, N30°E ou 030 signifie que la direction du plan fait un angle de 30° vers l'Est par rapport au Nord (*magnétique*) ;

REMARQUE : Lors du report sur une carte topographique, le géologue devra corriger la valeur de la **déclinaison magnétique** (*angle entre le nord magnétique et le nord géographique mentionnée sur la carte*).

- Le **pendage vrai** est l'*angle que fait la structure mesurée avec le plan horizontal*. Il correspond à l'inclinaison maximale de la pente en ce point (*pente d'un filet d'eau*). Ce paramètre se mesure à partir d'un (in)clinomètre et fournit la valeur sous forme par exemple de **60°SE**. Cela signifie dans cet exemple, que la structure s'incline d'un angle de 60° par rapport à l'horizontale vers le Sud-Est.

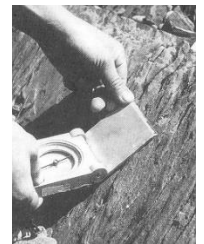
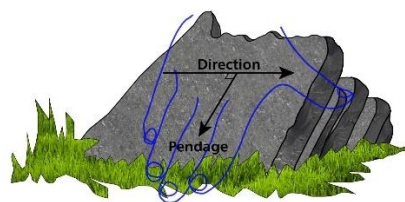
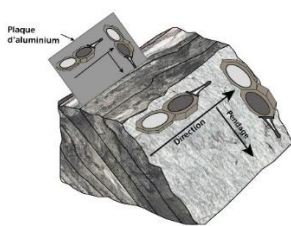


Figure 5.1 : Principe de la méthode classique de mesure de l'orientation d'un plan (à gauche), principe de la main droite (au centre) et principe de la méthode de mesure par l'orientation de la plus forte pente avec une boussole Freiberg (à droite) (sources : Ministère des Ressources naturelles et des Forêts du Québec et internet).

IMPORTANT : Le pendage vrai ne doit pas être confondu avec le **pendage apparent** qui est la *pente de la discontinuité selon un plan oblique par rapport à la direction* comme par exemple, la face d'un affleurement. Des abaques fournissent la relation pendage vrai – pendage apparent selon l'angle entre les deux plans.

En pratique, quelques remarques sont à formuler :

- **Il existe différentes manières de noter le plan** comme N60E/30S, 060/30, etc. **Il faut toujours vérifier la notation utilisée** ;
- **Deux méthodes différentes de mesure de l'orientation existent** en réalité et fournissent des directions perpendiculaires : 1) La *mesure de la direction de l'intersection horizontale*, telle que décrite ci-dessus et en prenant un des deux bords Nord-Sud de la boussole et 2) La *mesure de la direction de la plus forte pente* peut être réalisée à partir de certains types de boussoles (*Freiberg*) et de faible pendage (0-5°). **Il faut donc toujours préciser la méthode utilisée** afin d'éviter d'importantes erreurs ;
- **Certains géologues américains (Canada) appliquent la règle de la main droite** pour une raison de facilité d'interprétation. Cette méthode consiste à positionner la paume de la main droite sur le plan à mesurer avec les 4 doigts orientés vers le bas de la pente et le pouce perpendiculaire indique la direction du plan ;
- **L'orientation (direction et pendage) peuvent varier au sein d'une même discontinuité**. Dans ce cas, des mesures à différents endroits doivent être effectuées pour avoir une meilleure information sur la forme de la structure (*voir chapitre 4.1.2*) ;
- **L'orientation d'une structure peut être également mesurée à partir d'une carotte de forage** mais il faut connaître précisément l'orientation de la carotte par rapport à la surface horizontale.

5.1.2 Dénomination d'un plan

Outre l'orientation du plan, il importe de déterminer sa nature par un symbole.

La majorité des plans mesurés sont des plans de stratification (S0), une schistosité primaire (S1) ou éventuellement secondaire (S2), une linéation par L1. Quant aux plans, ils sont dénommés Pl.

5.2 PROJECTION STEREOGRAPHIQUE (PLAN OU PLI)

Les différents plans mesurés sur le terrain peuvent être représentés en 2 D par une droite ou un point afin de pouvoir mieux les interpréter par la suite et de résoudre d'éventuels problèmes impliquant des relations angulaires entre des lignes et des plans. L'opération pour y parvenir est la *projection stéréographique*.

5.2.1 Principe de la méthode

Cette méthode nécessite l'emploi d'un *canevas* dont les axes Nord-Sud représentent le pendage du plan et les axes Ouest-Est permettent de déterminer l'angle entre deux points situés dans le plan.

Plusieurs canevas existent selon le problème à étudier :

- Le *canevas de Wulff* est une projection équiangulaire qui permet de résoudre les problèmes angulaires ;
- Les *canevas de Lambert* ou *de Schmidt* est une projection équiaire qui permet de résoudre les problèmes angulaires et d'évaluer de manière statistique, l'orientation des principales familles de discontinuités ;
- Le *canevas polaire* permet le traçage des pôles sans provoquer de rotation du canevas.

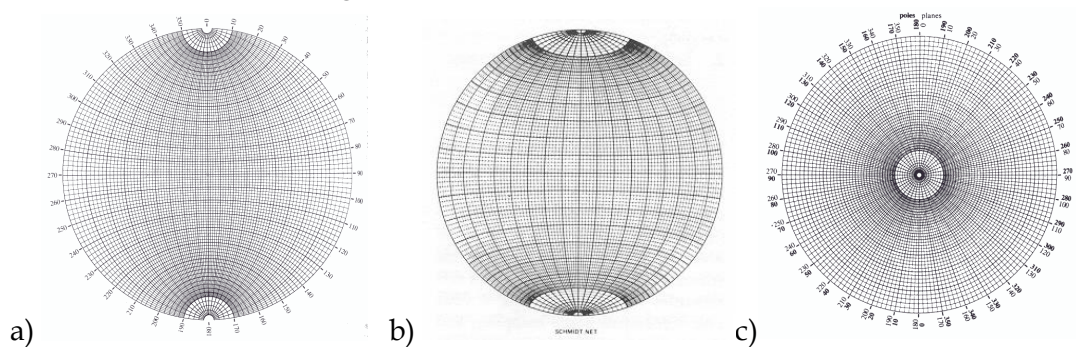


Figure 5.2 : Types de canevas. a) Canevas équiangulaire de Wulff, b) Canevas équiaire de Schmidt et c) Canevas polaire (source : internet).

Le principe de la méthode consiste à projeter sur l'*hémisphère supérieure*, la perpendiculaire à la droite d'intersection du plan mesuré et le plan horizontal (canevas), cette perpendiculaire démarrant du centre du canevas. Ainsi, par exemple, un plan horizontal mesuré sur le terrain se représente au plein milieu du canevas et un plan vertical selon l'axe Est-Ouest se retrouve aux extrémités N ou S du canevas.

REMARQUE : Si l'hémisphère supérieure est choisi en géologie structurale (*moyen mnémotechnique : sup pour structurale*), l'hémisphère inférieure est choisi en cristallographie et pétrographie pour représenter les plans. Il faut donc être prudent à cet égard.

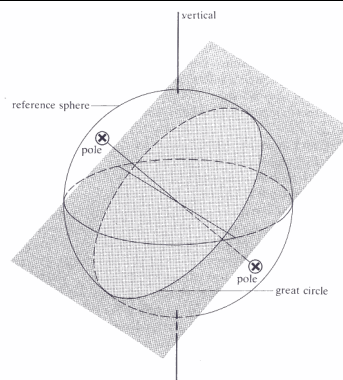


Figure 5.3 : Principe de la projection stéréographique (source : internet).

5.2.2 Interprétation

5.2.2.1 Interprétation des plans linéaires

Les différentes mesures réalisées sur terrain peuvent être ainsi représentées par des points sur un même cercle. La figure ci-dessous montre la représentation de 351 plans de discontinuités mesurés sur terrain. Différents symboles ont été utilisés pour chaque type de discontinuité (*joint de stratification, diacalse, faille*).

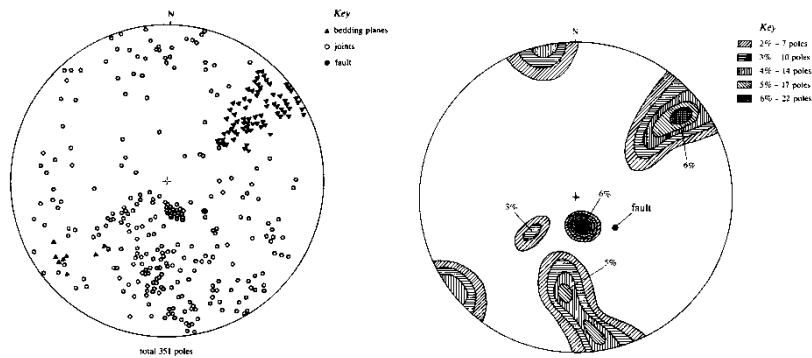


Figure 5.4 : Résultats d'une projection stéréographique réalisées à partir de mesures de chantier et interprétation des données (source : internet).

A partir de tous ces points, des techniques manuelles ou automatiques permettent de substituer les nuages de points en aires de densité afin de définir les zones prédominantes. Les résultats sont relativement similaires. Parmi ces méthodes, il convient d'en citer quelques-unes :

- Le *graphe en rosace* ;
- La *superposition d'un calque de comptage sur le canevas* divise la surface du cercle en un certain nombre de cases équivalentes. Un grand choix existe sur base de la forme (*carrée, circulaire, elliptique*) et du nombre des cases. La figure ci-dessous en montre deux exemples. Après montage du dispositif, le nombre de points présents dans chaque case est calculé et inscrit sur le calque, soit en termes de nombre total, soit en termes de pourcentage par rapport au nombre de données. De légers mouvements de rotations permettent d'améliorer les concentrations.
- La *méthode automatique de Bouchez et Mercier* consiste à compter directement sur la sphère au moyen de calottes sphériques.

EXEMPLE : La figure ci-dessus montre la présence de joints de stratification d'orientation N 232°E/81°N et des deux familles de diaclase d'orientation N 347°E/22°S et N 352°E/83.

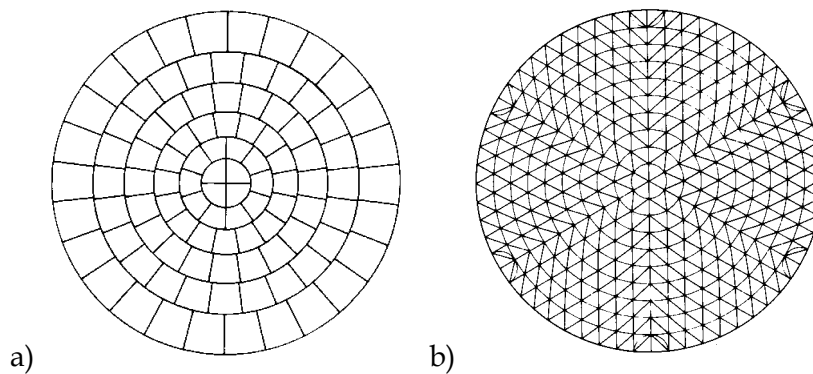


Figure 5.5 - Exemple de calque de comptage. a) Le cercle est divisé en 100 cases. b) Le calque de Kalsbeek est divisé en un certain nombre d'hexagones (source : internet)

Actuellement, des logiciels informatiques (*DIPS*) fournissent un traitement et une interprétation statistique des données ; ce qui permet de voir les grandes tendances, une fois les données encodées.

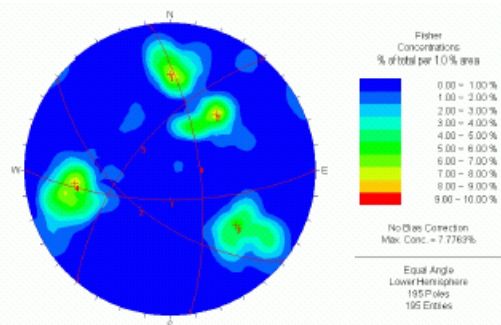


Figure 5.6 - Visualisation des principales familles de discontinuités obtenues par le programme DIPS (source : internet).

5.2.2.2 Interprétation d'un pli ou d'une surface courbe

Un pli ou un plan courbe se caractérise sur le terrain par un ensemble de micro-plans linéaires d'orientation et pendages différents qui, une fois projetés sur le canevas, se traduisent sur le canevas, par un alignement en **courbe** et un **pôle** représentant le plan axial.

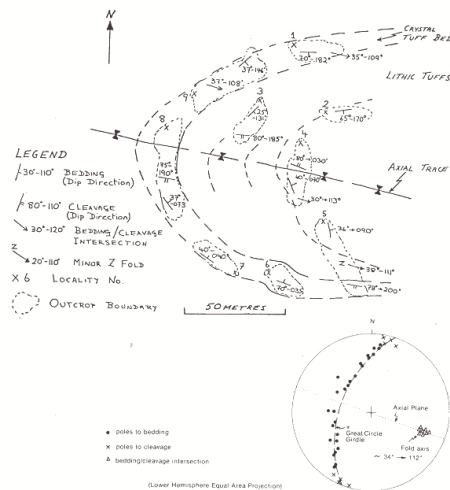


Figure 5.7 : Interprétation d'un pli selon la projection stéréographique (source : internet).

5.2.2.3 Interprétation d'un massif

Des logiciels tels que le logiciel OBSIFRAC (LGCA) permettent de décrire en 3 D la fracturation d'un massif.

5.2.2.4 Interprétation des données issues de forage

Lorsque les données proviennent de forages, il est nécessaire de corriger l'orientation relative et observée des familles de discontinuités.

La correction la plus fréquente dans un bon nombre de programme est celle de **Terzaghi (1965)** qui consiste à appliquer un facteur $1/\cos\alpha$ (où α = angle entre le forage et la normale à la discontinuité). En réalité, cette correction est seulement valable pour $\alpha \leq 70^\circ$. Au-delà, la correction de Terzaghi n'est plus valable. Une autre correction doit être faite.

6. BIBLIOGRAPHIE

Le SOIR : "*Introduction à la terre*" - Editions Le Soir.