

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية
République Algérienne Démocratique et Populaire
والبحث العلمي وزارة التعليم العالي
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université MUSTAPHA Stambouli
Mascara



جامعة مصطفى أسطمبولي
معسكر

Faculté des sciences de la nature et de la vie
Département des sciences agronomiques
*Laboratoire de Recherche sur les Systèmes Biologiques et de la
Géomatique*
(LRSBG)

Cours de Tectonique II

2^{ème} Année Tronc de Géologie

Présenté par :
Dr. ZAAGANE Mansour

Année universitaire : 2021-2022

Introduction

Ce cours s'adresse à des étudiants de Licence en Géologie. Il a pour objectif de donner les bases en géologie indispensables à toute formation en Tectonique spécialement aux étudiants qui vont être orientés vers géologie de terrain. Il ne s'agit pas d'un traité complet sur le sujet de la tectonique, néanmoins, il a été rédigé selon le programme du module de Tectonique II. De nombreux livres parfois très fournis (ceux donnés dans la bibliographie par exemple) existent déjà. Nous avons cherché, compte tenu des contraintes de volume horaire, d'acquies des étudiants en premier cycle et d'exigences pour la suite du cursus, à dégager les points clés permettant de structurer le travail personnel de l'étudiant voire de faciliter la lecture d'autres ouvrages. Par exemple, il nous a semblé important de détailler d'une façon large les phénomènes auxquels nous vivons notre quotidien notamment les séismes et les risques naturels. Par le biais de cours l'étudiant va rassembler beaucoup de notions de base pour comprendre les phénomènes qui l'entourent. Toutes les questions relatives aux phénomènes liées à la tectonique cassante ou bien souple d'une façon générale auront ses réponses à travers le cours présenté.

Ce cours débutera à expliquer les notions de base liées aux contraintes et déformations. Les cours acquis lors de son parcours de 1^{ère} année et du module de tectonique I constitueront une base solide pour que l'étudiant soit capable de comprendre les champs de déformations locaux et régionaux. Ce cours est reparti en trois parties bien distinctes. Le premier chapitre a été consacré uniquement à définir les déformations et les contraintes ainsi que les conditions qui en sont responsables. Le 2^{ème} chapitre est consacré à démontrer les champs de déformations non tectoniques. En effet, nous avons insisté sur la présentation deux grands volets liés à la déformation non tectonique. Il s'agit notamment des instabilités gravitaires mais aussi à la tectonique salifère. Les phénomènes des instabilités gravitaires sont liés intimement aux phénomènes de la gravité d'où le nom gravitaire est tiré. Quant à la tectonique salifère, elle est liée directement au phénomène de densité qui par différence provoque des déformations liés à la remontée des sels. Ceci constitue notre second chapitre. Le troisième chapitre est consacré à l'analyse des déformations purement tectoniques. En effet, les trois champs de déformations sont présentés dans cette partie. La tectonique souple, la tectonique cassante et les cisaillements sont largement analysés.

Il est vrai que l'étudiant sera confronté à l'obstacle de la langue, toutefois sa présence et son assiduité durant les séances de cours seront des moyens à surmonter ce problème. Il est important aussi à noter qu'en aucun cas ce photocopié ne pourra remplacer la présence de l'étudiant durant ses cours.

Je tiens à remercier tous les enseignants dont les suggestions et remarques ont été utiles pour approuver la qualité de ce manuscrit.

Table des matières

Introduction.....	1
Tables des matières.....	2
Liste des figures.....	3
I. Introduction	4
A. Définitions:	4
B. Quel est le moteur de la tectonique des plaques ?	5
1. L'évacuation de la chaleur et le mouvement des plaques	5
2. Les forces gravitationnelles, responsables des mouvements de la lithosphère	6
3. Une analogie : le mouvement à la surface d'un lac de lave	6
4. Vitesse des mouvements, âge des plaques et quantité de chaleur évacuée	7
II. Chapitre 1- Notions de contraintes et de déformations	
A. Notions de force et de contrainte.....	8
B. Notions de déformation	8
C. Les paramètres d'une déformation	10
D. Notion de compétence	10
III. Chapitre 2- Déformations non tectoniques	
A. Instabilités gravitaires.....	11
1. Analyse spatiale des phénomènes	12
2. Susceptibilité et facteurs déclencheurs	19
B. La tectonique salifère	21
1. Halocinese	22
2. Structures de sel passives	23
3. Structures salines actives.....	24
4. Structures salines réactives.....	24
5. Systèmes de faille de décollement du sel	24
6. Limite du mur de sel.....	25
7. Structures salines allochtones.....	25
IV. Chapitre 3- Déformation tectonique	
A. Déformation tectonique	26
1. La déformation continue :	27
2. La déformation discontinue :	31
3. Les nappes de charriage	48
Bibliographie.....	53
Programme de la Matière F421 : Tectonique II.....	57

Liste de Figures

Figure 1: Schema montrant les zones de subductions a gauche et les zones de collision a droit ainsi qu'une chaine de montagne réelle.....	5
Figure 2: Schéma montrant que La terre est un système où toutes les pièces, tous les éléments, forment une grande machine mue par la thermodynamique	7
Figure 3: Relation entre une contrainte et la déformation	8
Figure 4: Relation entre la température et la déformation.....	9
Figure 5: Rhéologie des matériaux et mode de déformation.....	10
Figure 6: schéma 3d montrant les différents types des glissements de.	12
Figure 7: Glissements rotationnels de berges.....	13
Figure 8: photos montrant des glissements translationnels,	16
Figure 9: Glissements coulées (coulées boueuse).	17
Figure 10: photos montrant un facies carbonaté compétent et très fissuré.....	18
Figure 11: Photos montrant une falaise instable (versant Nord du Grand Pic),	20
Figure 12: Projections Mollweide à surface égale montrant la répartition mondiale des principaux bassins salins cratoniques.	22
Figure 13: caricature montrant les types de structure saline associés à une marge passive se développant sur une couche de sel, par ex. Gabon et Angola.....	23
Figure 14: Schéma montrant l'effet de l'épaisseur variable de la couche de sel sur la géométrie de la faille.	25
Figure 15: 4 exemples de formation de pendages induits par le jeu de failles, prédisposant à l'apparition d'un monoclinale.....	28
Figure 16: Schéma montrant les éléments d'une structure plissée Bi-clinale.....	29
Figure 17: Schéma montrant la classification des plis selon la disposition de l'axe de plissement.	30
Figure 18: Classification des plis en fonction de leur angle d'ouverture.....	30
Figure 19: Figure montrant les différents éléments d'une faille.....	32
Figure 20:Les grands types de déformations tectoniques.	32
Figure 21: Représentation schématique d'une faille inverse.....	33
Figure 22: Représentation schématique d'une faille normale.....	34
Figure 23: Modèles 3D montrant les deux types de décrochements a :dextre et b : senestre.....	36
Figure 24: schémas montrant le système de cisaillement de type Riedel et les fractures associées....	37
Figure 25: schémas montrant les zones de transfert dans les zones de décrochements contractionnelles et compressives (d'après Mann et al, 1983).	Erreur ! Signet non défini. 39
Figure 26: Modèles de rotation des blocs à gauche rotation à axe horizontal, à droite, rotation à axe vertical.	40
Figure 27: Failles en queue de cheval dans les zones de transfert en mode décrochant.	41
Figure 28: Modèle structural d'un décrochement dextre en haut, la distribution des structures associés (failles normales, inverses et plissement).	43
Figure 29: Figures de transtension (Structure en fleur négative) et Transpression (Structure en fleur positive.).....	45
Figure 30: Figure montrant les fentes de tension disposées parallèlement à la contrainte σ_1 et joints stlyolithiques diosposés perpendiculairement par rapprot à la meme contrainte.	47
Figure 31: Schema montrant l'anatomie d'une nappe de charriage. En gris les restes d'une nappe de charriage après un début d'érosion.	49
Figure 32: Nappe du premier genre avec tête plongeante (Encyclopædia Universalis France).....	50
Figure 33: Les nappes himalayennes dans le cadre de l'hypercollision Inde-Eurasie forment la haute chaîne de l'Himalaya (d'après A. Gansser, simplifié).....	52

I. Introduction

A. Définitions:

La tectonique : du grec *tektōn* qui signifie : bâtisseur, charpentier. C'est l'étude des structures géologiques d'échelle plurikilométrique telles les chaînes de montagnes ou les bassins sédimentaires (David and Yannick 2014). C'est aussi l'étude des mécanismes qui sont responsables de la formation de ces structures géologiques. Cette discipline est donc directement rattachée à la tectonique des plaques Etude de l'histoire des mouvements qui ont modelé une région (Fig.1).

La géologie structurale = étude des déformations subies par les roches. Ces déformations engendrent des transformations géométriques que l'on nomme structures. La géologie structurale = étude des déformations subies par les roches. L'étude des structures tectoniques nécessite la description de: (i) leur nature (plis, failles, foliations...), (ii) leur géométrie (orientation, répartition...) et (iii) leur chronologie au moins relative.

L'étude des structures tectoniques nécessite la connaissance: - des mécanismes de déformation (quelles forces sont responsables de ces mouvements ? Comment les roches se déforment-elles ?) - de la cinématique (quels mouvements ont créé ces structures ? Evolution dans le temps ?)

NB – Ce qu'on observe sur le terrain, ce sont des roches déformées. Ce n'est pas la déformation elle-même (cinématique), qui est finie depuis longtemps ; encore moins les forces responsables. La reconstitution des déformations et des forces est donc un modèle, basé sur les observations. Notre but, en tant que géologues, est de construire un modèle qui rende compte de toutes nos observations (et idéalement, qui est capable d'en prédire d'autres). Si ce n'est pas le cas, il faut changer de modèle – et c'est le processus scientifique normal (Hertgen 2018).

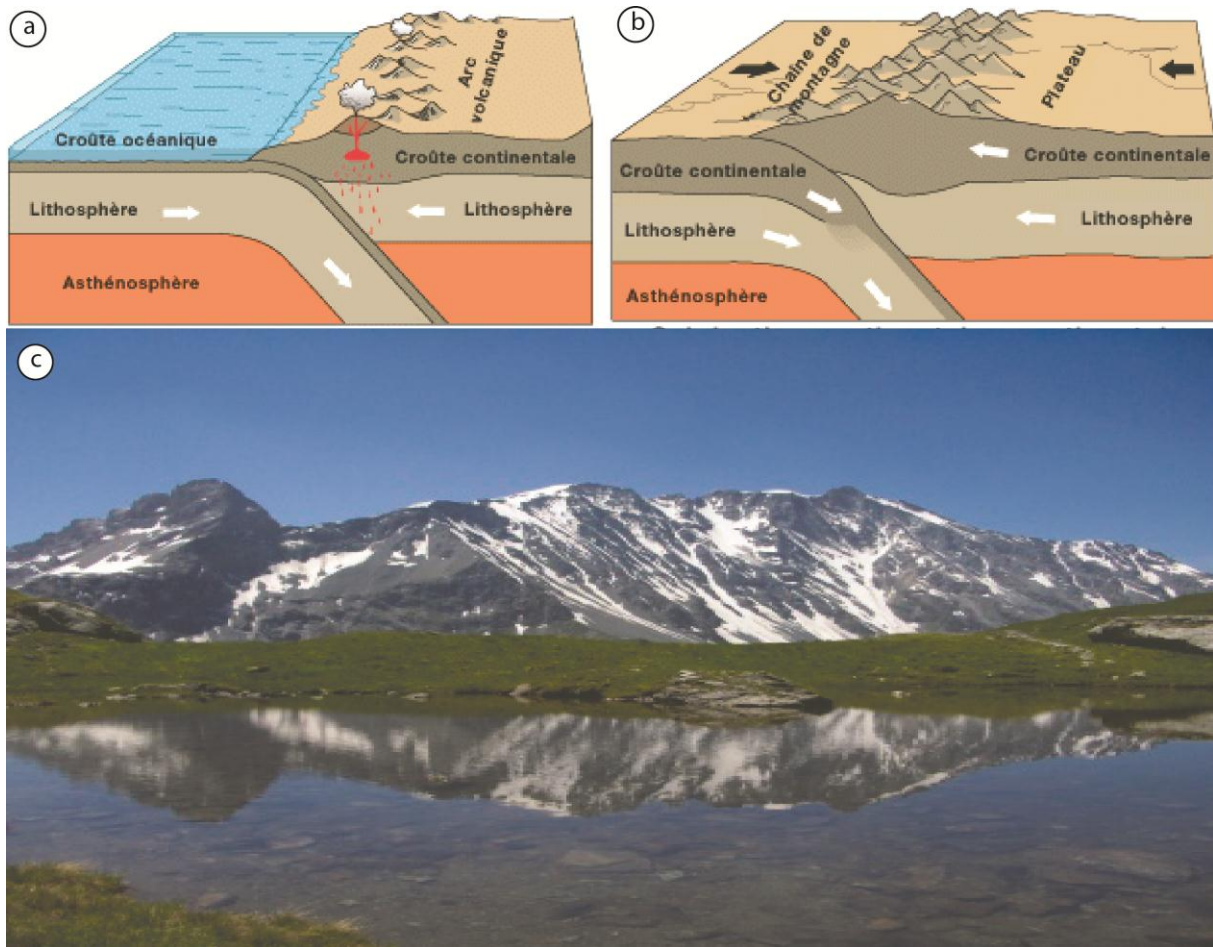


Figure 1: Schéma montrant les zones de subductions-océan/continent (a) les zones de collision –continent/continent (b) ainsi qu'une chaîne de montagne réelle (c)(site_1).

B. Quel est le moteur de la tectonique des plaques ?

La subduction est l'une des manifestations de la convection dans le manteau. L'expansion océanique en est une autre. Il n'y a pas un "moteur" qui serait localisé dans les zones de subduction ou sur les dorsales. C'est toute la Terre qui est impliquée, en évacuant sa chaleur interne. Le mouvement des plaques est lié à l'existence de forces gravitationnelles qui les entraînent. Elles sont "tirées" par un morceau en subduction (et ont alors les vitesses les plus grandes). L'expansion océanique est également associée à une force qui fait s'écarter les plaques, beaucoup plus lentement.

1. L'évacuation de la chaleur et le mouvement des plaques

L'énergie nécessaire à la tectonique des plaques provient de ce que la chaleur, produite essentiellement par la radioactivité des roches de l'intérieur de la Terre, est plus importante que celle que peut évacuer la conductivité thermique. Il s'en suit un déplacement des roches chaudes vers la surface ce qui permet une évacuation plus rapide et plus efficace de la chaleur.

Ces mouvements entraînent une distribution inégale des températures qui se traduisent en différences de densité à l'origine des forces mécaniques. Il n'y a donc pas un "moteur" qui serait localisé dans les zones de subduction ou sur les dorsales. C'est toute la Terre qui est impliquée.

2. Les forces gravitationnelles, responsables des mouvements de la lithosphère

Toutefois, il est vrai que la couche superficielle, la lithosphère, joue un rôle particulier. Pourquoi ? À travers cette couche qui a en moyenne 100 km d'épaisseur, se fait l'essentiel de l'évacuation de la chaleur car c'est là que se trouve la variation la plus rapide de température (fort gradient thermique), depuis la surface voisine de 0°C jusqu'à la couche dite asthénosphère, voisine de 1300°C.

En effet l'évacuation de chaleur est proportionnelle à la variation de température. L'asthénosphère est chaude et donc légère et déformable alors que la lithosphère est plus froide et donc plus lourde et relativement rigide. Le couple asthénosphère-lithosphère compose un système avec une couche rigide froide et lourde, le couvercle, reposant directement sur un milieu ductile chaud et plus léger, l'asthénosphère. Les variations très rapides de densité au niveau de la lithosphère, près de la surface, donnent naissance à des forces particulièrement efficaces qui agissent directement sur les plaques de lithosphère et sont la cause principale de leur mouvement.

La première force, dite force de poussée aux dorsales, provient tout simplement de la pente topographique. La lithosphère jeune et chaude est élevée. En vieillissant, elle s'alourdit et s'enfonce. Elle a donc tendance à glisser le long de la pente des dorsales vers les bassins.

La seconde force, dite force de traction aux fosses, vient de l'instabilité gravitationnelle liée à la présence d'une couche froide et lourde reposant sur une couche chaude et légère. Si la couche superficielle commence à plonger dans la couche légère déformable, l'excès de masse qu'elle représente dans l'asthénosphère exerce une traction transmise à la lithosphère superficielle. Celle-ci est donc poussée à partir des dorsales et tirée vers les fosses de subduction.

3. Une analogie : le mouvement à la surface d'un lac de lave

Un bon analogue de ce système est le lac de lave, tel celui du volcan Kilauea. On y voit des plaques de lave consolidée qui forment un couvercle rigide sur la lave liquide (Jason Morgan 1968). Ces plaques se déplacent en glissant depuis des mini-rifts vers des mini-zones de subduction où elles plongent. En s'écartant des rifts, elles se refroidissent, s'épaississent, s'alourdissent et donc s'enfoncent. Elles finissent par plonger aux endroits où la croûte a pu

être rompue (Satish 2017). Il y a donc un mouvement complexe qui permet à la croûte de ne pas dépasser en moyenne un âge, et donc une épaisseur et un poids, qui entraîneraient une instabilité trop grande.

L'énergie mécanique est fournie par l'énergie thermique de la lave chaude qui alimente le lac. La lave liquide en se refroidissant et se solidifiant à la surface du lac forme un couvercle, ce que l'on appelle une couche thermique limite, au travers duquel se fait la perte de chaleur et où se concentrent les plus grandes variations de masse et donc les forces les plus importantes.

4. Vitesse des mouvements, âge des plaques et quantité de chaleur évacuée

Ce sont donc des forces gravitationnelles qui entraînent le mouvement des plaques : la vitesse moyenne du mouvement est inversement proportionnelle à l'âge moyen des plaques. Cette vitesse s'ajuste en fait à la quantité de chaleur qui doit être évacuée. Plus cette quantité de chaleur est grande, plus la vitesse est rapide et l'âge moyen faible (Fig.2).

NB : pour la géodynamique terrestre, la terre est une grande machine thermodynamique dont l'expression en surface se fait au travers des dorsales des zones de subduction et autres objets géodynamiques. Le moteur est relatif à la convection mantellique, cela signifie que le cycle de la croûte océanique: fusion partielle du manteau, expansion des matériaux au niveau des dorsales océaniques, élargissement progressif de l'océan destruction de la lithosphère océanique par enfoncement de cette lithosphère dans les zones de subduction et recyclage dans le manteau.

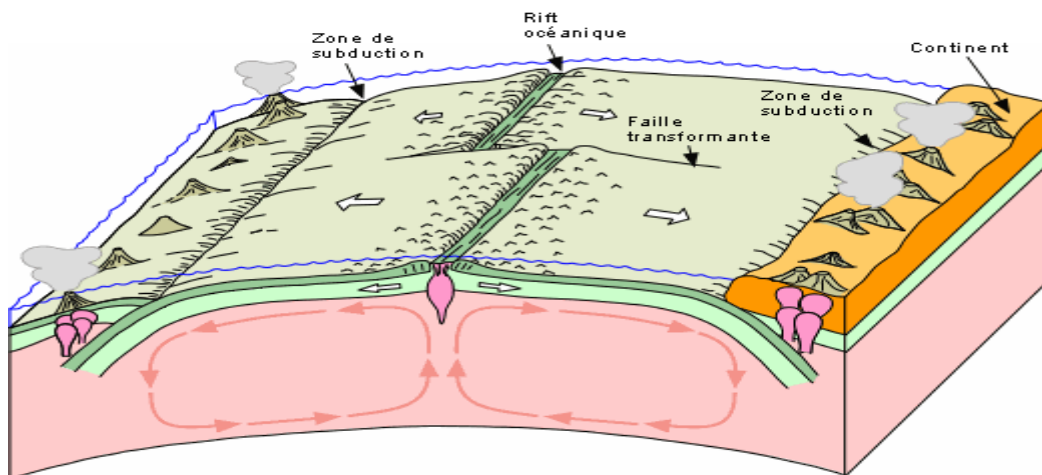


Figure 2: Schéma montrant que La terre est un système où toutes les pièces, tous les éléments, forment une grande machine mue par la thermodynamique (Site_3).

Chapitre I

Notions de contraintes et déformations

I. Chapitre 1- Notions de contraintes et de déformations

A. Notions de force et de contrainte

Lorsqu'elle est soumise à des contraintes, la croûte terrestre se déforme. On peut définir simplement la **contrainte** comme étant une force appliquée à une certaine unité de volume. Tout solide possède une **force** qui lui est propre pour résister à la contrainte. Lorsque la contrainte dépasse la résistance du matériel, l'objet est déformé et il s'ensuit un changement dans la forme et/ou le volume. Il existe des cas où la déformation n'est cependant pas perceptible à l'œil nu mais détectée seulement par des appareils sensibles, et c'est le cas de la déformation du matériel solide lors d'un tremblement de terre avant qu'il y ait bris (Keefer 1994 ; Mercier et al., 2016).

Les contraintes peuvent déformer tout aussi bien un volume de pâte à modeler que tout un segment de la croûte terrestre. La déformation peut être permanente ou non. Le bris d'un vase qu'on échappe par terre est permanent, alors que la déformation d'une balle de tennis due à l'impact sur la raquette est éphémère. On reconnaît trois principaux types de déformations qui affectent la croûte terrestre : élastique, plastique et cassante (un quatrième type n'est pas discuté ici, la déformation visqueuse qui s'applique aux liquides). Le schéma qui suit montre la relation générale entre contrainte et déformation.

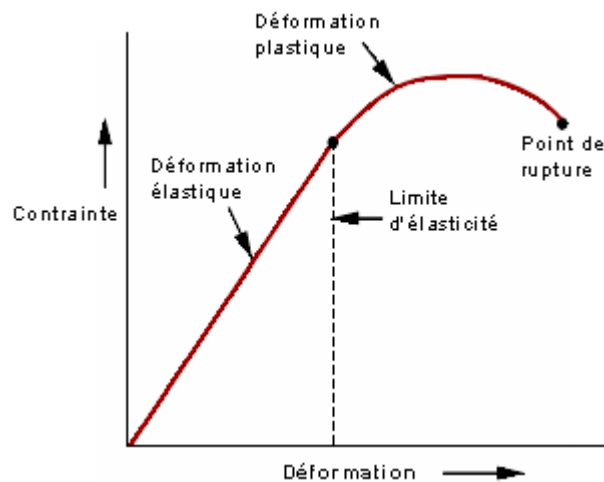


Figure 3: Relation entre une contrainte et la déformation (D'après mercier et al., 2016).

B. Notions de déformation

La première réponse d'un matériau à la contrainte est la **déformation élastique**. Quand la contrainte est relâchée, le matériau reprend sa forme et son volume initial, comme la bande élastique que l'on étire ou la balle de tennis frappée par la raquette. L'énergie emmagasinée par le matériau durant la déformation est dissipée lorsque la contrainte est relâchée; cette énergie

est transformée, par exemple, en mouvement dans le cas de la balle de tennis. Sur le schéma, la relation contrainte-déformation est linéaire dans le cas de la déformation élastique. À un point donné durant la déformation élastique, la relation contrainte-déformation devient non linéaire : le matériau a atteint sa **limite d'élasticité**. Si la contrainte dépasse cette limite, le matériau est déformé de façon permanente ; il en résulte une **déformation plastique** (l'écrasement d'une balle de pâte à modeler par exemple) ou une **déformation cassante** (le verre qui se brise). Dans le cas de la déformation plastique, toute l'énergie est utilisée pour déformer le matériau. Avec une augmentation de la contrainte, le matériau atteint un second seuil, son **point de rupture**, et il se casse ; c'est la déformation cassante. Lorsqu'un matériau est soumis à des taux de contraintes très rapides, la déformation plastique est minime ou même inexistante (Mercier et al, 2016) (**Fig.3**).

Trois paramètres importants doivent être considérés lorsqu'on applique les concepts de contrainte-déformation aux matériaux de la croûte terrestre : la température, la pression et le temps. **Température** et **pression** augmentent avec la profondeur dans la croûte terrestre et modifient le comportement des matériaux. D'une manière très générale, on aura la relation suivante qui est matérialisée sous forme du graphe ci-dessous :

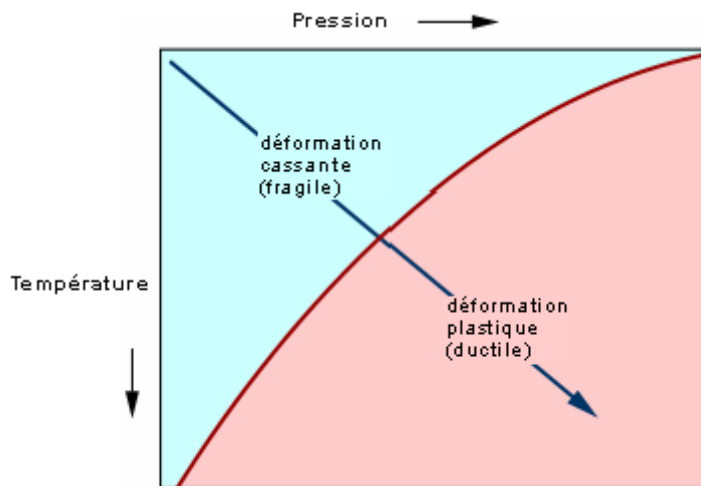


Figure 4: Relation entre la température et la déformation

La ligne rouge délimite deux champs : le champ de la déformation cassante (qu'on dit aussi fragile) et celui de la déformation plastique (qu'on dit aussi ductile). La ligne fléchée bleue symbolise une augmentation progressive des conditions de température et de pression à mesure que l'on s'enfonce dans la croûte terrestre. Cette relation nous indique que, de manière générale, les roches de surface seront déformées de façon cassante, alors que les roches en profondeur le seront de façon plastique. C'est dire que pour un type de roche donné, celui-ci peut se retrouver

sous un état fragile ou ductile, selon la profondeur à laquelle il se trouve dans la croûte terrestre (Fig.4).

C. Les paramètres d'une déformation

- Température et pression augmentent avec la profondeur dans la croûte terrestre (surface = cassante, en profondeur = plastique)
- Le temps : si temps est court = les roches ont tendance à se casser; si temps est long = les roches ont un comportement plastique (notion de fluage).
- La composition de la roche. Les roches qui sont de nature dure se cassent (calcaires, les grès, les granites), d'autres sont plutôt plastiques (Roches argileuses).

D. Notion de compétence

À l'égard de la déformation des différents types de roches ne se comportent pas de la même manière : les plis seront d'autant plus souples que la roche est plus litée et moins rigide, et inversement. On dit, dans le premier cas, que la roche est *incompétente* et, dans le second, qu'elle est *compétente* : par exemple, les calcaires, les grès seront des roches compétentes, les schistes et les argiles des roches incompetentes. Or, dans le détail, une série sédimentaire est formée d'une alternance de roches plus ou moins compétentes ; de sorte qu'une disharmonie plus ou moins importante se marque entre les unes et les autres : les strates incompetentes tendent à se plisser, notamment dans les charnières anticlinales, qui se trouvent gonflées d'autant (Hertgen, 2018 ; Satish, 2017).

Une roche compétente est relativement peu déformable (failles ou flexion).

Une roche incompetente est facilement déformable et subit une modification intime: anisotropie d'origine tectonique (foliation, schistosité) (Fig.5).



Figure 5: Rhéologie des matériaux et mode de déformation

Chapitre II

Déformations non tectoniques

I. Chapitre 2- Déformations non tectoniques

Les déformations non tectoniques sont intimement liées à des conditions du milieu. On désigne généralement sous ces types de déformations les instabilités gravitaires et la tectonique halocinetique.

A. Instabilités gravitaires

On désigne sous le terme des « *instabilités gravitaires* » toute manifestation de déplacement d'une masse géologique sous l'effet de la pesanteur et de l'action conjuguée de facteurs permanents et de facteurs déclencheurs.

Les instabilités gravitaires appelées aussi '*mouvements de ou des versants*' sont des processus géologiques et géomorphologiques naturels qui contribuent de manière significative à façonner les paysages des versants (Keefer, 1994; Hovius *et al.*, 1997; Dadson *et al.*, 2003; Malamud *et al.*, 2004b). Ils recouvrent une grande variété de phénomènes naturels : allant des laves torrentielles aux écroulements rocheux affectant des matériaux rocheux de grande envergure. Tous ont en commun un déplacement de matériaux déstabilisés par des facteurs naturels (fortes précipitations, séismes et fracturation tectonique) et/ou anthropiques (urbanisation de proximité, déforestation et aménagement territorial...). Ils deviennent des processus dangereux à partir du moment où ils interfèrent avec les activités humaines (Alcántara-Ayala, 2002), lesquelles, par exemple, la déforestation rend la zone vulnérable devant un tel processus. L'expansion urbaine non seulement se fait dans des zones présentant un aléa fort mais accélère le processus d'instabilités par les travaux de terrassement.

A l'échelle globale, les catastrophes naturelles causent annuellement d'innombrables pertes de vies et des dégâts économiques considérables, en voyant des statistiques avancées on pourrait penser que les glissements de ne sont responsables que d'un pourcentage très faible de ces dégâts (Gares *et al.* 1994, Alcántara-Ayala 2002), cependant, ces phénomènes sont responsables de pertes socio-économiques beaucoup plus importantes que celles qui leur sont communément imputées (Schuster *et al.* 1996). Bien que les glissements de constituent en effet un élément de risque majeur, ils peuvent être considérés comme des phénomènes induits par des catastrophes naturelles majeures. Toutefois, leurs dégâts sont la plupart du temps masqués en les associant aux processus déclencheurs comme, par exemple, les tremblements de terre, les inondations, les éruptions volcaniques et les tempêtes tropicales. L'exemple spectaculaire récent est le séisme de Gansu en Chine survenu le 23/07/2013, plus de 1 200 logements ont été ravagés, et plus de 21 000 ont été sévèrement touchés (Alam *et al.*, 2021). Certains logements en construction ont été coulés sous des glissements de causés par le

séisme. Pendant cette catastrophe, 20 % des logements se sont écroulés, et 60 % ont été endommagés. Il est estimé que 27 360 personnes ont fui dans les départements voisins.

En raison des risques encourus par les populations face aux glissements de terrain, il s'est avéré donc qu'il y ait une forte demande sociale pour la définition du risque 'mouvements de versant', notamment pour sa prévision spatiale et temporelle et sa prévention. Dans cette perspective de nombreuses recherches concernant ces mouvements de masse ont été réalisées au cours de ces dernières décennies.

Une partie importante de la littérature sur les glissements de terrain est axée sur la prédiction et la cartographie de ces mouvements de masse en essayant de prédire d'une façon spatiotemporelle, de nouveaux glissements de qui pourraient avoir lieu dans une région prédisposée (Carrara *et al.*, 1991; Guzzetti *et al.*, 1999; Soeters et Van Westen, 1996; Glade et Crozier, 2005a). Autrement, la plupart de ces cartes ont en commun comme objectif de localiser les futures occurrences de glissements de terrain.

1. Analyse spatiale des phénomènes

a) Typologie des Instabilités

Selon les travaux de Yanick, (2007) et Malet *et al.*, (2003), il en existe quatre principaux glissements de proprement dits : (i) glissement rotationnel, (ii) glissement translationnel, (iii) glissement coulée et (iv) solifluxion (Fig.VI.2).

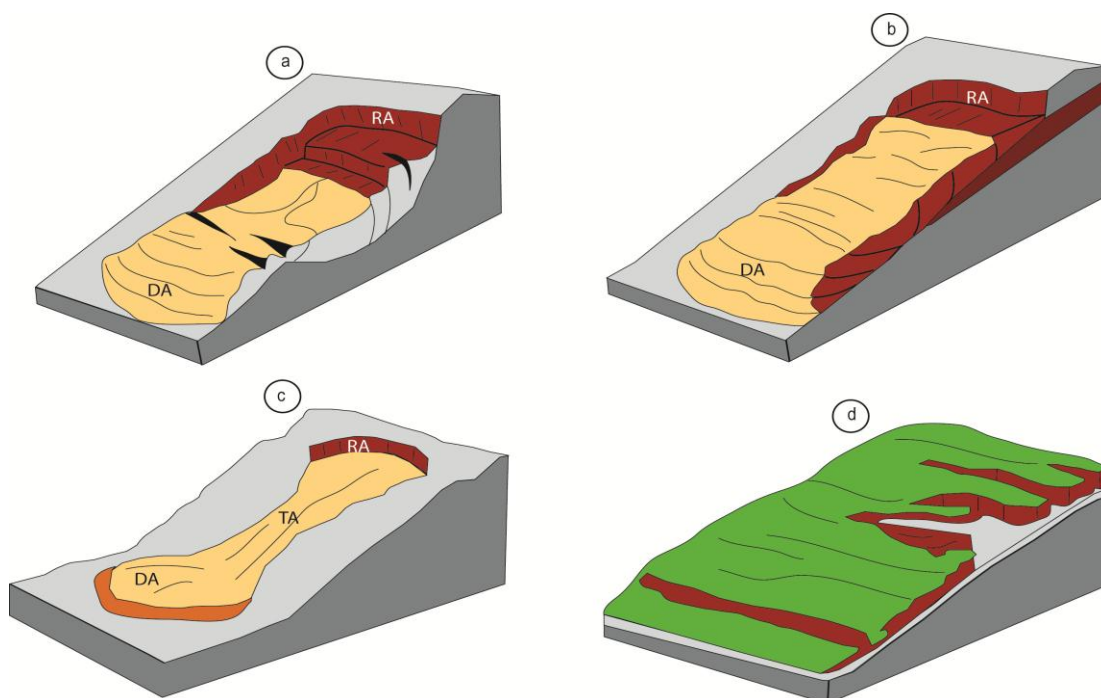


Figure 6: schéma 3d montrant les différents types de glissements de terrain , a : glissement rotationnel, b: glissement translationnel, c: glissement coulée et d : solifluxion.

- Les glissements rotationnels.

C'est un déplacement en masse, lent, de sols cohérents (marnes ou argiles) le long d'une surface de cisaillement curviligne (circulaire) (Buma et Van Asch, 1996). Il est caractérisé par (i) une zone d'ablation (rupture) est un escarpement à la forme semi-circulaire et (ii) une zone d'accumulation est caractérisée par une topographie plus ou moins bosselée. En aval, le replat de glissement présente parfois une zone humide (suintement). Ces glissements peuvent être suivis en aval par une coulée avec des lobes et des bourrelets (Yannick, 2007). Ces glissements en majorité superficiels (entre 2 et 6 m d'épaisseur), se déclenchent essentiellement dans les formations superficielles parfois atteignant même les matériaux sous-jacents. Deux sous-types peuvent être distingués à savoir: (i) glissements rotationnels de berges (Fig.7) et (ii) les glissements rotationnels d'interfluve.



Figure 7: Glissements rotationnels de berges, a, b, c et d : cas de l'Oued Guendouz (Region de l'Ouarsenis), les lignes blanches discontinues indiquent les zones de ruptures en amont du talweg.

- Glissements translationnels superficiels (*Debris-slides*)

Ce sont des mouvements actifs affectant surtout les formations superficielles (< 2m). Les masses de sols arrachées se déplacent le long d'une surface de cisaillement plane ou complexe. Ce type de glissement se caractérise par une surface de glissement plus ou moins plane en aval. En amont, la surface de rupture initiale n'a pas de forme particulière et l'escarpement est plus ou moins développé suivant le glissement observé (Yannick, 2007). La majorité d'entre eux, se développent sur (i) une discontinuité lithologique ou (ii) au contact formations superficielles/roche saine. Ils affectent généralement des formations superficielles (colluvions).

On peut distinguer deux types de glissements superficiels : le premier type se situe le long des berges des torrents, où l'écoulement torrentiel favorise l'augmentation le gradient de pente en érodant le bas du talweg favorisant ainsi leur déclenchement. Le second type est localisé sur les interfluves sur des pentes souvent supérieures à 20°. Les glissements translationnels se subdivisent en deux grandes catégories :

- Les glissements translationnels complexes

Ils affectent des dépôts dans l'interface colluvions/roche saine ; ils sont superficiels à profonds (> 2 m d'épaisseur). Ces mouvements se caractérisent par deux composantes différentes ; (i) en amont ils se déclenchent comme des glissements rotationnels avec plusieurs surfaces de rupture, il est possible d'observer un/ou des grabens et des contre-pentes et (ii) en aval, la zone d'accumulation est marquée par un allongement important. Sa forme est rectangulaire ou triangulaire. Elle peut être marquée par de multiples fissures latérales et des bourrelets. Les pentes affectées varient entre pentes faibles (15°) et pentes assez fortes (40°). C'est le type de mouvement le plus observé dans la partie Sud du BBN (Fig.8).

- Les glissements-coulées

Il s'agit d'un glissement complexe évoluant en coulée de débris: déplacement en masse, constitué d'un mélange hétérogène de matériaux meubles et rocheux selon une ou plusieurs surfaces de cisaillement localisées. Ce sont des phénomènes lents ou rapides affectant des masses de matériaux remaniés, soumis à de forte concentration en eau, sur de faibles épaisseurs généralement de 0 à 5 m). La coulée de boue est (i) parfois rapide, sa vitesse peut atteindre jusqu'à 90 km/h et (ii) plus fluide des différents types de mouvements de terrain. Son comportement est intermédiaire entre celui d'un solide et d'un liquide, et régi par les lois des

domaines à la fois de l'hydraulique et de la mécanique des solides, ce qui en fait un phénomène particulier dans la famille des mouvements de terrain.

Les zones des glissements coulées sont caractérisées par des zones trop humides avec une forte circulation des fluides, dans le cas de notre zone d'étude cette circulation est assurée par une forte fonte de neige (Fig.9). L'intensité du phénomène est principalement conditionné par (i) les variations des teneurs et aux fluctuations en eaux soues et (ii) la nature lithologique des formations superficielles (bad-lands). Les glissements-coulées associent un glissement (banc sur banc ou rotationnel) en amont et une coulée en aval (marne torrentielle). Les caractéristiques géo-mécaniques des colluvions favorisent la désagrégation en coulée des panneaux glissés (Malet, 2003). Ils sont caractérisés par (i) une zone supérieure élargie (rassemblement de matériaux par exemple au pied d'un glissement, zone de départ de la coulée) ; (ii) un chenal d'écoulement beaucoup plus étroit de longueur extrêmement variable (zone de transfert) (Fig.9) et (iii) un lobe terminal (zone d'accumulation) élargi en une sorte de cône de déjection mais de profil convexe (Fig.9). Les surfaces de ruptures sont circulaires, les zones d'accumulation sont plus ou moins étendues avec des fissures radiales et des bourrelets frontaux



Figure 8: photos montrant des glissements translationnels, a et b : glissements translationnels complexes, c et d : glissements translationnels superficiels.



Figure 9: Glissements coulées (coulées boueuses), a, coulées boueuses avec circulation des fluides en aval de la zone d'arrachement, b : glissement coulée affectant la route reliant Douar Mkhatria à BBN, c : sur la même une coulée de boue montrant une forte concentration de fluides et d : un glissement rotationnel évolué en coulée boueuse en aval avec toujours une forte circulation des eaux.

- Les éboulements rocheux

Ce sont des mouvements instantanés, rapides et discontinus résultant de l'action de la pesanteur et affectant des matériaux rigides et fracturés tels que calcaires, grès, roches cristallines, etc. Cette fracturation est le résultat des processus dynamiques de cryoclastie et thermoclastie qui agissent directement sur les massifs rocheux. Ces chutes sont caractérisées par une zone de départ dites aussi zone d'ablation, une zone de propagation ou de transit et une zone d'épandage ou d'accumulation. Les blocs décrochés suivent généralement la ligne de plus grande pente selon des couloirs de petites vallées sur les massifs rocheux. Les distances parcourues sont en fonction de : (i) la position de la zone de départ (en bas ou en haut du massif) dans le versant, (ii) de la pente du versant (simple ou composite), (iii) de la taille des blocs, (iv) de la forme et du volume des blocs éboulés (plus le bloc est aplati plus sa

propagation est courte, plus le bloc est constitué de coins aigus plus sa distance de propagation est longue), (v) de la nature de la couverture superficielle (matériau rigide absorbe moins le choc d'écoulement des blocs. Toutefois les matériaux ductiles absorbent une partie d'énergie par enfouissement et ralentissent les blocs mis en mouvements et (vi) de la végétation...

En fonction du volume des éléments mobilisés, on distingue les pierres (inférieur au dm^3), les blocs (entre 1 dm^3 et 1 m^3) et les gros blocs (supérieur au m^3).

En fonction du volume total éboulé, les phénomènes sont distingués en: (i) chutes de pierres ou de blocs (quelques dizaines à quelques centaines de m^3) ; (ii) éboulement en masse (de quelques centaines à quelques centaines de milliers de m^3) et (iii) éboulements (écroulement) en grande masse (supérieur au million de m^3).

La stabilité des talus rocheux dépendra essentiellement de quatre éléments majeurs (i) la nature lithologique des versants (la compétence des roches), (ii) le taux des fracturations au sein de la roche elle-même, (iii) la disposition des strates conforme ou antiforme par rapport à la topographie du versant et (iv) massifs rocheux occupant les hautes altitudes sont le siège d'une thermoclastie importante suite à une variation thermique qui pourrait dépasser 20° d'amplitude dans les zones montagneuses (Fig.10).

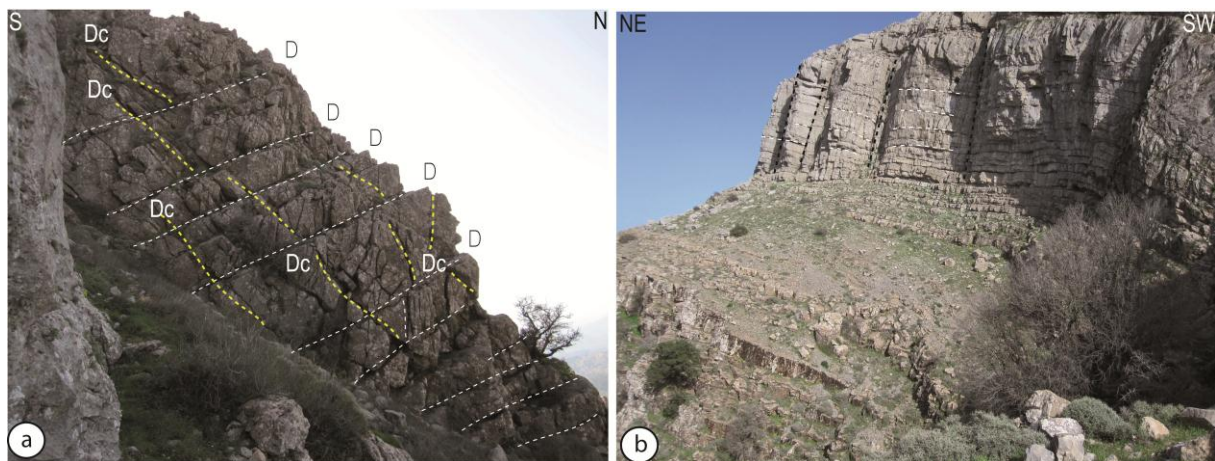


Figure 10: photos montrant un facies carbonaté compétent et très fissuré, a : façade Nord du massif du Grand Pic de l'Ouarsenis affecté par une multitude de fissuration d'origine tectonique et thermoclastique, b : des strates calcaires liasiques subhorizontales avec des fractures inclinés $\sim 70^\circ \text{N}$ (traits noirs discontinues) mettant en jeu un volume considérable de roches, D : diasthène, Dc: diaclases d'origine tectoniques.

a) Susceptibilité et facteurs déclencheurs,

Notre vision des choses a une tendance de lier le déclenchement des glissements de terrain à deux facteurs, le premier est lié à des influences extrinsèques (climatiques anthropique et ou sismiques), le second est lié aux facteurs tectoniques locaux (fracturation, failles et fissuration secondaires). On pense que les premiers facteurs contrôlent beaucoup plus la temporalité. Toutefois, le second contrôle la spatialisation (les niches de décollement). Donc la localisation et la classification des glissements de terrain se basent donc sur ces deux critères essentiels dans l'analyse de susceptibilité. A cet effet, une base de données attributaires est réalisée, celle-ci permet de renforcer la connaissance des phénomènes. Les photos ci-dessous montrent des éboulements qui se sont déclenchés d'une manière diachronique (Fig.11).

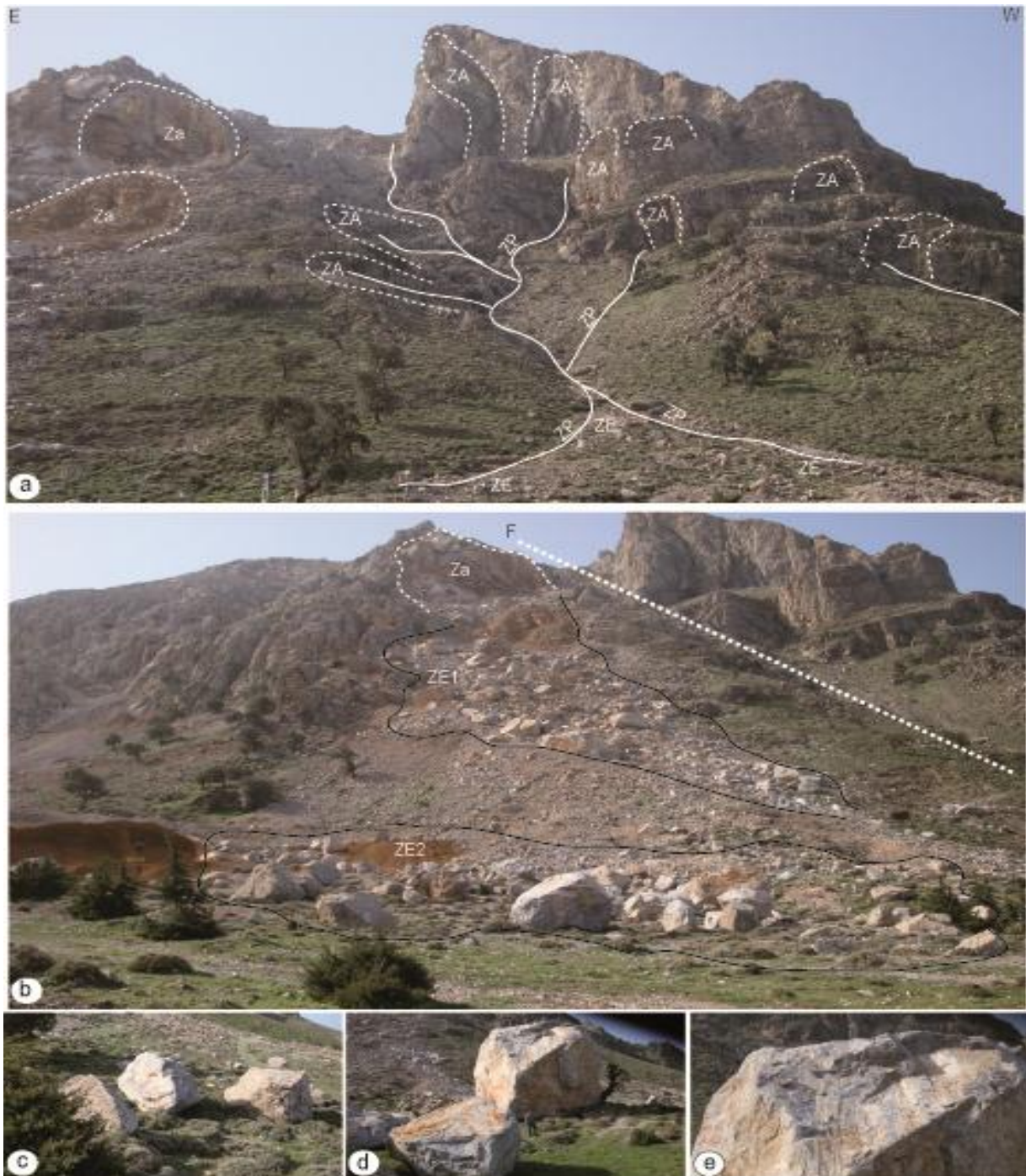


Figure 11: Photos montrant une falaise instable (versant Nord du Grand Pic), a: **Figures** montrant les trois composantes d'un éboulement rocheux, ZA : zone d'ablation ancienne, Za zone d'ablation récente, ZP, zone d'écoulement le long des lignes topographiques correspondant à des talwegs, ZE, zone d'épandage, c : gros blocs de taille décimétrique, d: blocs refermant à des tries tectoniques et e : des stries avec des crochants indiquant le sens du mouvement

B. La tectonique salifère

Conformément à l'usage courant, le terme « sel » inclut tous les corps rocheux composés principalement d'halite (NaCl). Le sel est mécaniquement faible et s'écoule comme un fluide, même à des vitesses de déformation géologiquement rapides. Le sel est également relativement incompressible, il est donc moins dense que la plupart des carbonates et toutes les roches silico-clastiques modérément à complètement compactées. La rhéologie et l'incompressibilité des fluides du sel le rendent intrinsèquement instable dans un large éventail de conditions géologiques. La principale force motrice de la tectonique du sel est la charge différentielle, qui peut être induite par les forces gravitationnelles, par le déplacement forcé d'une limite d'un corps de sel par rapport à une autre, ou par un gradient thermique. La flottabilité, longtemps considérée comme un facteur clé de la tectonique du sel, est d'une importance secondaire dans de nombreux contextes. Deux facteurs résistent à l'écoulement de sel : la force de la masse du sel et la traînée limite le long des bords du corps de sel. Le sel ne bougera que si les forces motrices dépassent la résistance à l'écoulement. Pour qu'un diapir de sel soit mis en place dans sa masse, toute roche occupant auparavant cet espace doit être enlevée ou déplacée. La mise en place peut se produire par extension, érosion ou soulèvement du mort- ou par chevauchement du sel. Une fois que le sel atteint la surface, il peut continuer à monter par diapirisme passif, dans lequel le diapir se développe à mesure que les sédiments s'accumulent autour de lui. Le diapir passif qui s'élève rapidement peut se répandre à la surface des sédiments pour former une nappe de sel allochtone. Une variété de lignages salins est possible, en fonction de la géométrie de la mangeoire et du cadre tectonique. Le sel étant faible, sa tectonique est étroitement liée à la déformation régionale. En extension ou en transtension, les diapirs montent des axes des grabens, profitant de l'espace créé par l'amincissement et la séparation des blocs faillés. Plus tard, une fois que la couche de source de sel est épuisée, les diapirs peuvent tomber en continuant à s'élargir. De plus, le sel agit généralement comme un détachement dans l'extension à la fois entraînée par la gravité et impliquée dans le sous-sol. En compression ou en transpression, les diapirs préexistants sont rajeunis à mesure que le sel est déplacé vers le haut par raccourcissement latéral. Cette élévation est renforcée par le flambage et la rupture du toit diapir. En l'absence de structure précurseur, le rôle principal du sel dans la compression est d'agir comme un détachement. Certaines nappes de sel peuvent être mises en place dans les murs suspendus des failles de chevauchement (Fig.12).

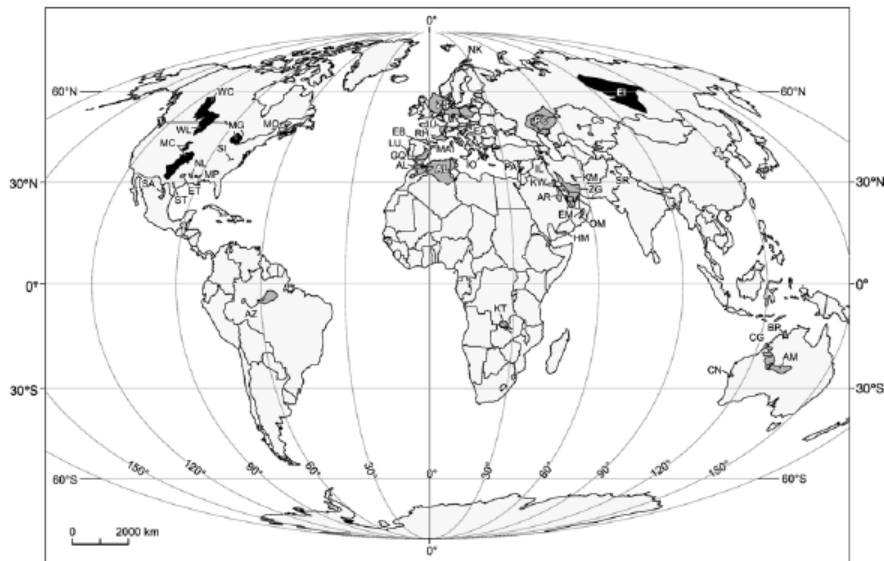


Figure 12: Projections Mollweide à surface égale montrant la répartition mondiale des principaux bassins salins cratoniques. Il s'agit notamment des bassins épicontinentaux et des régions de extension intracontinentale diffuse. Les bassins noirs manquent de tectonique saline significative, contrairement aux bassins gris foncé. AL Atlas ; AM Amadeus ; UN Apennins ; AR arabe ; Amazon de A à Z ; BP Bonaparte ; CG mise en conserve ; de extension intracontinentale diffuse. Les bassins noirs manquent de tectonique saline significative, contrairement aux bassins gris foncé. AL Atlas ; AM Amadeus ; UN Apennins ; AR arabe ; Amazon de A à Z ; BP Bonaparte ; CG mise en conserve ; CN Carnavon ; CS Chu-Sarysu ; EA Est alpin ; EB Ebre ; IE Sibérie orientale ; Émirats arabes unis ; HE l'Est du Texas ; GQ Guadalquivir ; SM Hadramaout–Yémen du Sud ; IL Iljac–Tabriz ; IO Ionienne ; JU Jura ; KM Nord Kerman ; KT Katanga ; KW Koweït ; LU Lusitanien ; MA Maestrate ; MC Mid-Continental États-Unis ; MG Michigan ; MO Moncton ; député du Mississippi ; NK Nordkapp ; Terre-Neuve-et-Labrador du Nord de la Louisiane ; OM Oman-Fahud ; PA Palmyre ; PC Pricaspien ; RH Rhodanien ; SA Sabinas ; SI Saltville ; Gamme de sel SR ; ST Sud du Texas ; WC Ouest canadien ; WL Williston ; ZG Zagros ; ZS Zechstein (Hudek and Jackson, 2007).

1. Halocinèse

La tectonique du sel, ou halocinèse, ou halotectonique, concerne les géométries et les processus associés à la présence d'épaisseurs significatives d'évaporites contenant du sel gemme dans une séquence stratigraphique de roches. Cela est dû à la fois à la faible densité du sel, qui n'augmente pas avec l'enfouissement, et à sa faible résistance.

Des structures de sel (à l'exclusion des couches de sel non déformées) ont été trouvées dans plus de 120 bassins sédimentaires à travers le monde

a. Structures de sel passives

Des structures peuvent se former pendant le chargement sédimentaire continu, sans aucune influence tectonique externe, en raison de l'instabilité gravitationnelle. L'halite pure a une densité de 2160 kg/m³ (Site_4). Lorsqu'ils se déposent initialement, les sédiments ont généralement une densité plus faible de 2000 kg/m³, mais avec le chargement et le compactage, leur densité augmente jusqu'à 2500 kg/m³, ce qui est supérieur à celui du sel. Une fois que les couches sus-jacentes sont devenues plus denses, la couche de sel faible aura tendance à se déformer en une série caractéristique de crêtes et de dépressions, en raison d'une forme d'instabilité Rayleigh-Taylor. Une sédimentation supplémentaire sera concentrée dans les dépressions et le sel continuera à s'en éloigner vers les crêtes. À un stade tardif, les diapirs ont tendance à s'initier aux jonctions entre les crêtes, leur croissance étant alimentée par le mouvement du sel le long du système de crêtes, se poursuivant jusqu'à ce que l'approvisionnement en sel soit épuisé. Au cours des dernières étapes de ce processus, le sommet du diapir reste à la surface ou près de la surface, l'enfouissement ultérieur étant égal à la montée du diapir, et est parfois appelé « downbuilding ». Les dômes de sel de Schacht Asse II et de Gorleben en Allemagne sont un exemple de structure de sel purement passive (Site_4).

De telles structures ne se forment pas toujours lorsqu'une couche de sel est enfouie sous un mort- sédimentaire. Cela peut être dû à un mort- de résistance relativement élevée ou à la présence de couches sédimentaires intercalées dans l'unité de sel qui augmentent à la fois sa densité et sa résistance (Fig.13).

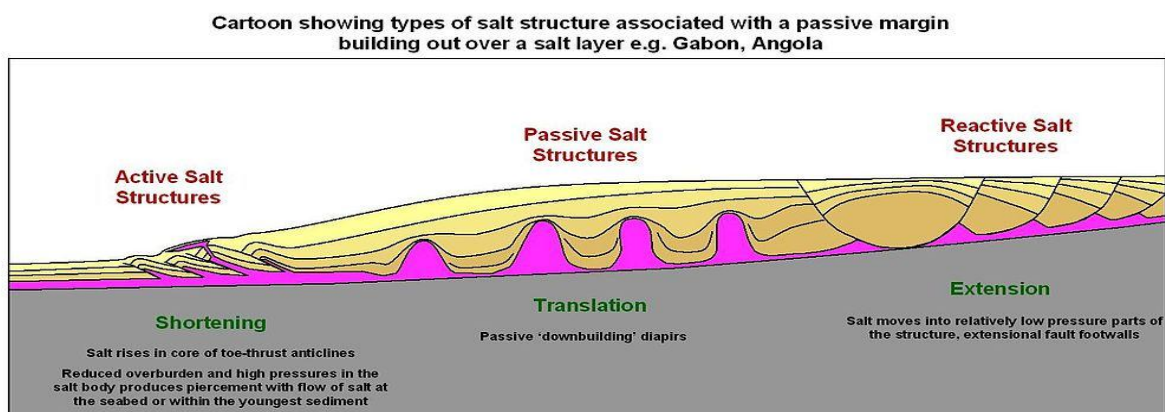


Figure 13: caricature montrant les types de structure saline associés à une marge passive se développant sur une couche de sel, par ex. Gabon et Angola.

b. Structures salines actives

La tectonique active augmentera la probabilité de développement de structures salines. Dans le cas de la tectonique d'extension, la formation de failles réduira à la fois la résistance du mort- et l'amincira. Dans une zone touchée par la tectonique de poussée, le flambement de la couche de mort- permettra au sel de s'élever dans les noyaux des anticlinaux, comme on le voit dans les dômes de sel des monts Zagros et dans le diapir d'El Gordo (ceinture de pli et de poussée de Coahuila, nord-est du Mexique).

Si la pression à l'intérieur du corps de sel devient suffisamment élevée, il peut être capable de pousser à travers ses morts-s, c'est ce qu'on appelle un diapirisme forcé. De nombreux diapirs de sel peuvent contenir des éléments du mouvement du sel à la fois actif et passif. Une structure de sel active peut percer ses morts-s et à partir de là continuer à se développer en tant que diapir de sel purement passif (Site_4).

c. Structures salines réactives

Dans les cas où les couches de sel n'ont pas les conditions nécessaires pour développer des structures de sel passives, le sel peut encore se déplacer dans des zones de pression relativement basse autour des plis et des failles en développement. De telles structures sont qualifiées de réactives.

d. Systèmes de faille de décollement du sel

Lorsqu'une ou plusieurs couches de sel sont présentes lors de la tectonique d'extension, un ensemble caractéristique de structures se forme. Les failles d'extension se propagent depuis la partie médiane de la croûte jusqu'à ce qu'elles rencontrent la couche de sel. La faiblesse du sel empêche la propagation du défaut. Cependant, le déplacement continu sur la faille décale la base du sel et provoque la flexion de la couche de mort-. Finalement, les contraintes causées par cette flexion seront suffisantes pour mettre en défaut le mort-. Les types de structures développées dépendent de l'épaisseur initiale du sel. Dans le cas d'une couche de sel très épaisse, il n'y a pas de relation spatiale directe entre la faille sous le sel et celle dans le mort-, un tel système est dit non lié. Pour les épaisseurs de sel intermédiaires, les failles des morts-s sont spatialement liées aux failles plus profondes, mais décalées par rapport à celles-ci, normalement dans le mur ; ceux-ci sont connus sous le nom de systèmes soft-linked. Lorsque la couche de sel devient suffisamment mince, la faille qui se développe dans le mort- est étroitement alignée avec celle sous le sel et forme une surface de faille continue après seulement un déplacement relativement faible, formant une faille indissociable.

Dans les zones de poussée tectonique, les couches de sel agissent comme des plans de détachement privilégiés. Dans le pli du Zagros et la ceinture de chevauchement, on pense que les variations d'épaisseur et donc d'efficacité du sel d'Ormuz de la fin du Néoprotérozoïque au Cambrien inférieur ont eu un contrôle fondamental sur la topographie globale (fig.14).

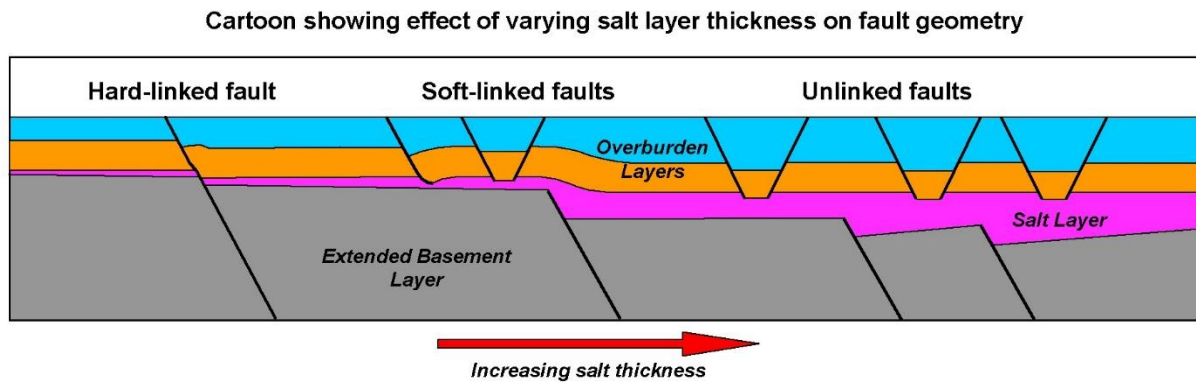


Figure 14: Schéma montrant l'effet de l'épaisseur variable de la couche de sel sur la géométrie de la faille

e. Limite du mur de sel

Lorsqu'une couche de sel devient trop mince pour être une couche de détachement efficace, en raison du mouvement, de la dissolution ou de l'élimination du sel par des failles, le et le sous-sol sous-sel sous-jacent se soude efficacement ensemble. Cela peut entraîner le développement de nouvelles failles dans la séquence de couverture et est une considération importante lors de la modélisation de la migration des hydrocarbures. Des soudures au sel peuvent également se développer dans le sens vertical en mettant en contact les côtés d'un ancien diapir.

f. Structures salines allochtones

Le sel qui perce à la surface, que ce soit sur terre ou sous la mer, a tendance à se répandre latéralement et ce sel est dit « allochtone ». Les glaciers salés se forment sur des terres où cela se produit dans un environnement aride, comme dans les monts Zagros. Des langues de sel au large sont générées et peuvent se joindre à d'autres provenant de percements voisins pour former des auvents.



Chapitre III
Déformation tectonique

I. Chapitre 3- Déformation tectonique

A. Déformation tectonique

Une modification du mode de literie, de volume, de structure interne ou de position relative d'un corps de roche sous l'action des forces profondes qui donnent lieu à des conditions d'extension, de compression ou de déplacement unidirectionnel ou multidirectionnel. Les déformations tectoniques sont en évidence les plus clairement des roches sédimentaires, ignées et métamorphiques sous la forme de diverses perturbations pliées et défailtantes de la literie initialement horizontale des roches. Dans des roches magmatiques et dans des schistes, des déformations tectoniques entraînent une réorientation ou une recristallisation des minéraux constitutifs.

La classification des déformations tectoniques repose principalement sur l'étude des formations rocheuses à l'ouer. Une distinction est faite entre les déformations tectoniques pliées et défailtantes. Les résultats pliants de la déformation plastique des roches, qui se produit lorsque les contraintes tectoniques dépassent la limite élastique des roches. La défailtance se produit comme une conséquence de la fracture des roches, qui se produit lorsque les contraintes tectoniques dépassent la force ultime des roches.

Les régions individuelles de la croûte terrestre qui diffèrent dans leur histoire et leur structure géologiques se caractérisent par une certaine combinaison de déformations tectoniques constituant un régime tectonique particulier. L'aspect externe, le type et la taille des déformations tectoniques dépendent d'un certain nombre de facteurs, y compris les propriétés physiques des roches et la direction, l'intensité et la durée des forces tectoniques actives. Le mécanisme et les causes de déformations tectoniques constituent une partie importante du problème général du développement de la croûte terrestre et de la survenue de tremblements de terre.

Au milieu du XXe siècle, diverses questions de déformations tectoniques font l'objet d'une enquête non seulement dans l'étude détaillée des objets naturels, mais également de plus en plus de degré de recherche expérimentale à l'aide de modèles basés sur la théorie physique de la similitude et à travers l'étude des procédés géochimiques se produisant dans la croûte et les coquilles intérieures de la Terre.

1. La déformation continue :

a) Les plis: En géologie un pli est une structure courbe due à une déformation ductile des roches. Le cas le plus simple est le pli de roche sédimentaire, dont les lits sont planaires et horizontaux avant le plissement

1- Les structures monoclinales :

Un monoclinal (pl: des monoclinaux) ou une structure géologique monoclinale ou un relief monoclinal désignent dans le domaine de la géologie et de la géomorphologie des reliefs « structuraux » caractérisés par des couches géologiques parallèles et régulièrement inclinées dans le même sens, avec un pendage modéré, sur de vastes étendues et non-affectées par un pli.

(1) Origine et aspect paysager

Le relief monoclinal résulte de l'érosion (par le vent, par un fleuve, par la mer, par un glacier...) de couches sédimentaires régulièrement inclinées. La rupture d'un empilement sédimentaire par une faille peut aussi en être à l'origine.

De multiples possibilités de formation existent, dont

- à la suite d'effets de compactage, en bordure de bassin sédimentaire ¹
- à la suite de la réactivation d'une ancienne faille d'extension durant une phase d'inversion géologique²
- à la suite d'autres modifications du relief par l'extension d'une faille

Généralement, il existe des couches plus dures dans les empilements sédimentaires mis au jour par l'érosion. Les couches les plus dures d'un monoclinal tendent naturellement à être moins érodées, elles se présentent alors en saillie.

- Si la structure est d'ampleur paysagère, les monoclinaux forment des *cuestas* (ou côtes), dont le côté le plus vivement pentu est nommé « front », par opposition au « revers » qui est le côté le moins pentu.
- Un monoclinal peut aussi être une *butte-témoin* (reliquat de couche dure, par exemple de l'époque tertiaire qui a protégé de l'érosion des couches sous-jacentes plus tendres. Il peut s'agir de restes d'anciennes *cuestas* dont le reste a été réduit par l'érosion.
- Un monoclinal peut résulter d'une *avant-butte* quand la couche dure protégeant une *butte-témoin* a finalement été dégradée par l'érosion, mais qu'une partie de la butte persiste encore.
- En bordure de vallée, par rapport au pendage des couches, dans un relief monoclinal on parle de :

- « Versant cataclinal » ; c'est un versant incliné dans le même sens que les couches ;
- « Versant anaclinal » ; d'est un versant opposé au précédent, incliné en sens inverse par rapport aux couches ;
- « Dépression orthoclinale », quand le versant est perpendiculaire au pendage des couches (Fig. 15).

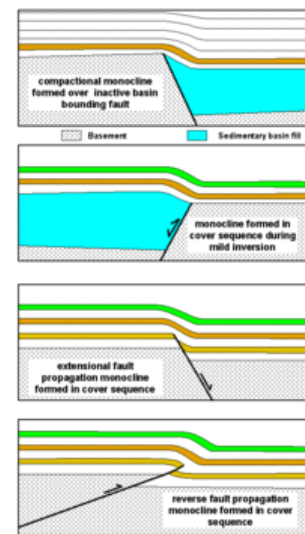


Figure 15: 4 exemples de formation de pendages induits par le jeu de failles, prédisposant à l'apparition d'un monoclinal (Site_5).

a) Une structure plissée bi-clinale est une structure courbe due à une déformation ductile de la roche sous l'effet d'une contrainte compressive. La connaissance de la forme avant la déformation permet de la quantifier. Le cas le plus simple est le pli de roches sédimentaires, dont la structure et les marqueurs sont planaires avant la déformation.

- Les éléments d'un pli

Cette **Figure** montre les principaux éléments permettant de décrire une structure plissée. Un pli résulte de la formation continue (c'est-à-dire sans rupture ou ductile) d'une couche initialement plane : couche d'origine sédimentaire ou litage magmatique et métamorphique (coulée, sill, pluton, foliation, migmatites, etc.) Le plissement induit la modification du pendage initial des couches. Il en résulte des géométries dans lesquelles les couches ont un pendage opposé. La partie convexe vers le ciel est une antiforme, la partie concave est une synforme. Si le plissement affecte une série sédimentaire à l'endroit (polarité normale) alors l'antiforme est un anticlinal et la synforme un synclinal.

Les flancs du pli correspondent à des parties ayant un pendage de même sens : ce sont des structures monoclinales (Fig.16).

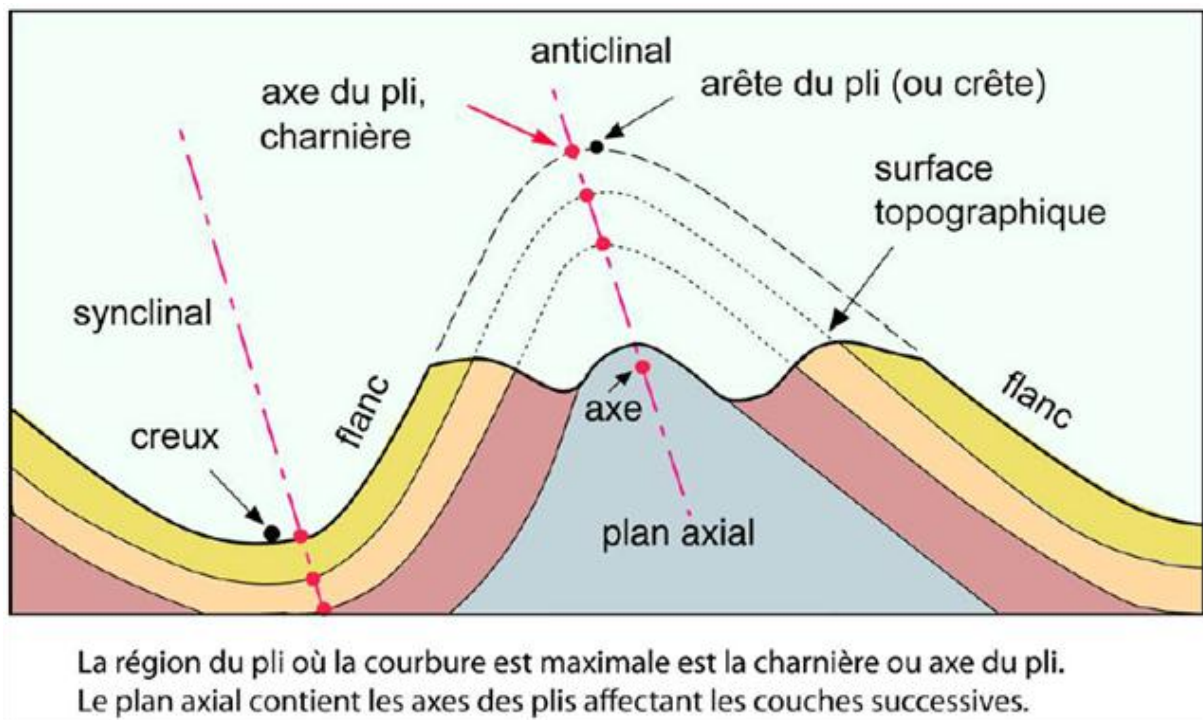


Figure 16: Schéma montrant les éléments d'une structure plissée Bi-clinale.

- Classification des plis

L'attitude du plan axial dans l'espace permet de décrire la géométrie d'ensemble du pli. Si l'épaisseur des couches est conservée durant la déformation, le pli est dit isopaque (même épaisseur.)

Pour caractériser totalement la forme d'un pli on ajoute à ce critère d'inclinaison, la notion d'étirement (ou laminage) des flancs pouvant conduire à la rupture de la continuité des couches entre deux axes de plis. Un pli dont les flancs sont étirés est dit anisopaque. Ainsi, le pli laminé est un pli déversé anisopaque. Le pli faille est un pli laminé dont l'étirement extrême des couches dans le plan axial a conduit à la rupture. Il en résulte l'apparition d'une faille inverse, d'où le terme de pli faille (Fig.17).

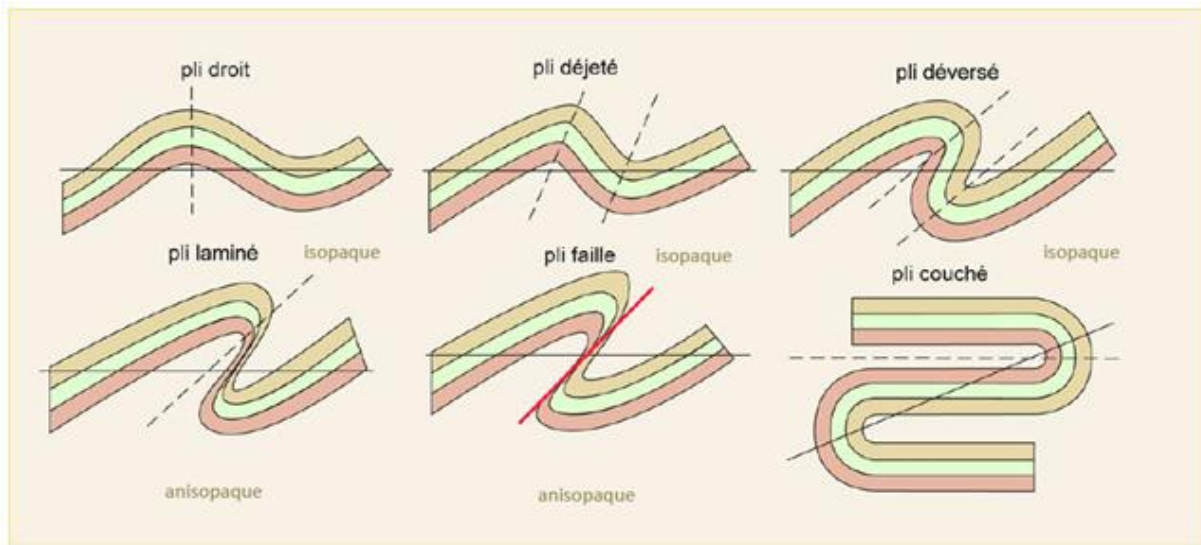


Figure 17: Schéma montrant la classification des plis selon la disposition de l'axe de plissement (Site_9).

Une autre des classifications pas si largement utilisées est celle qui utilise l'angle entre les membres (Fig. 18). Ici, nous avons les plis suivants :

- Angle interlimbique faiblement courbé supérieur à 120°
- Pli ouvert, angle interlimbal 70° à 120°
- Pli fermé, angle interlimbal 30° à 70°
- Pli étroit, angle intercalaire de 10° à 30°
- Pli isoclinal, angle interclinal = 0°

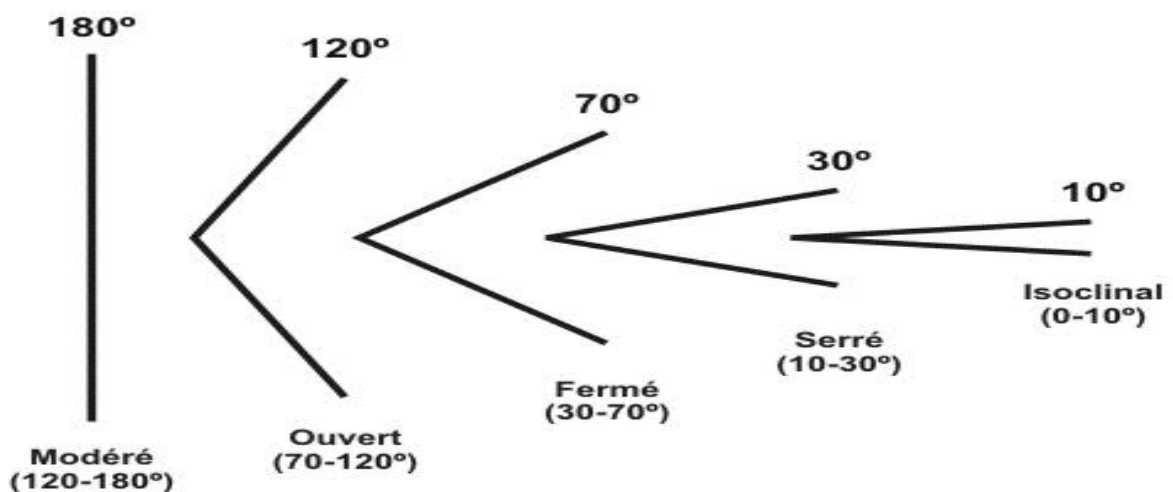


Figure 18 : Classification des plis en fonction de leur angle d'ouverture (Site_9).

2. La déformation discontinue :

Les failles : Une faille est une cassure de terrain planaire avec déplacement relatif des compartiments ainsi séparés. Généralement, une faille est considérée comme étant une fracture de cisaillement macroscopique accompagnée d'un glissement des blocs de part et d'autre du plan de faille. Les failles s'observent à toutes les échelles, soit à l'échelle de la lame mince, de l'affleurement ou à l'échelle régionale (Schuster et al., 1996 ; Upreti, 1999; Wilson, 1965).

- Sur le terrain, un géologue désigne par ce terme un accident vertical ou à pendage fort n'impliquant pas de recouvrement important, distinguant ainsi la faille d'un charriage ou d'un chevauchement. Elle ne doit pas être confondue avec la diaclase, ou joint, qui désigne une cassure sans déplacement relatif des compartiments.

- Les failles ont des dimensions pouvant aller de quelques millimètres (ex.: failles de Riedel) jusqu'à des centaines de kilomètres (systèmes de failles à l'échelle des plaques tectoniques).

a. Analyse géométrique des failles

La faille sépare le volume rocheux en deux blocs: le toit, qui correspond au bloc situé au-dessus du plan de faille, et le mur, situé sous le plan de faille (**Figure 1**). Les surfaces du mur et du toit au contact avec le plan de faille sont parfois polies lors du glissement le long de la faille; on appelle alors ces surfaces polies des miroirs de failles. Le vecteur-glissement, soit le rejet réel de la faille, correspond à la ligne de séparation entre deux points situés sur le mur et le toit et qui étaient initialement contigus. Des stries ou rainures peuvent se développer parallèlement au vecteur-glissement sur la surface de faille.

b. Géométrie d'une faille

Il existe toute une terminologie autour de la faille :

- Compartiments : blocs rocheux séparés par une faille, l'un est « soulevé », l'autre « affaissé »
- Lèvres : Surfaces de contact engendrées par la cassure sur chacun des blocs séparés
- Rejet de faille : ampleur du déplacement relatif d'un compartiment par rapport à l'autre le long du plan de faille
- Regard : côté vers lequel plonge la lèvre du compartiment soulevé
- Plan de faille : surface de glissement, verticale ou oblique, d'un compartiment par rapport à l'autre
- Miroir de faille : section du plan de faille ayant subi par frottement un polissage mécanique ou affecté de stries, de rayures, de cannelures orientées dans le sens du déplacement. Morphologiquement, il s'agit de la partie visible en surface du plan de faille

- Crochon de faille : courbure brusque des couches au contact d'une faille, la torsion de ces couches s'effectuant en sens inverse du déplacement des deux compartiments (Fig.19).

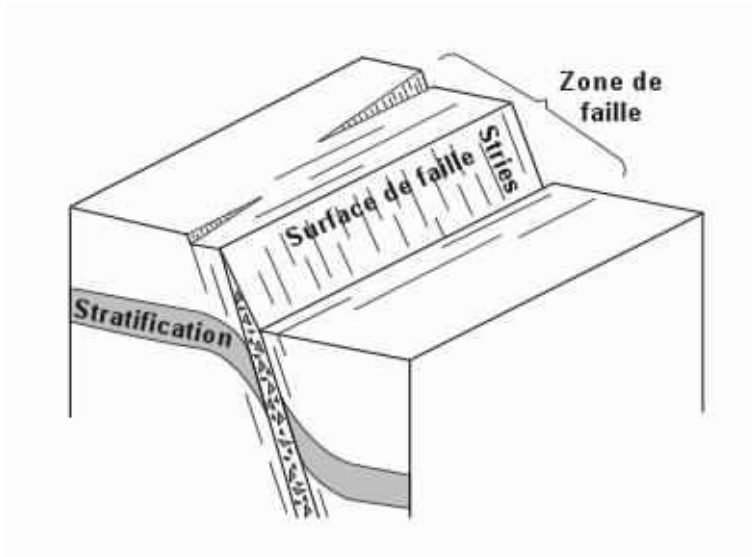
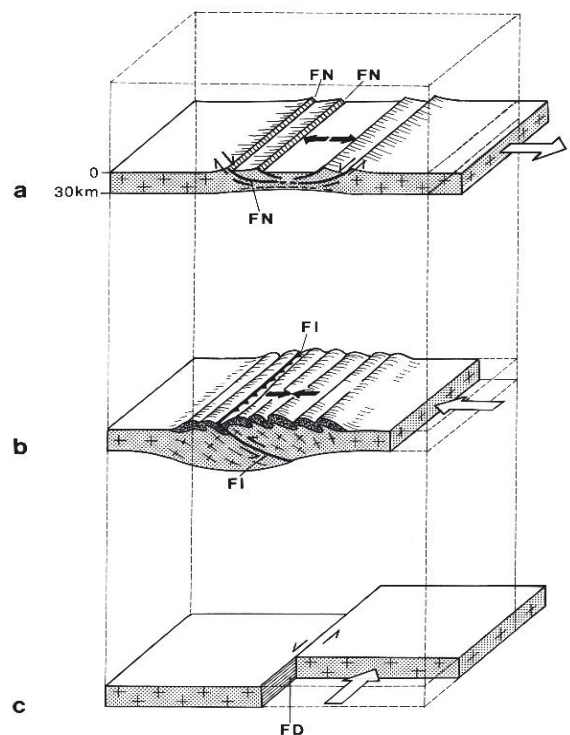


Figure 19: Figure montrant les différents éléments d'une faille.

a) Les types des failles

Figure 20: Les grands types de déformations tectoniques (d'après M. Mattauer et J. Mercier, 1984). (a) allongement ; (b) raccourcissement ; (c) coulissement ; FN : faille normale ; FI : faille inverse ; FD : faille décrochante (Site_10).



Selon les régimes des contraintes on peut classer les failles en trois grandes classes (Fig. 20).:

(i). Tectonique en régime compressif

En géologie, **une faille inverse** est un plan incliné (le plus souvent d'environ 30°) séparant deux compartiments rocheux. Le glissement sur ce plan se traduit par le rapprochement des deux compartiments et par le soulèvement du compartiment supérieur par rapport au compartiment inférieur. Ce mouvement relatif accommode un raccourcissement horizontal. La spécificité des failles inverses est qu'elles provoquent une superposition anormale et un redoublement des couches sédimentaires. Une faille inverse quant à elle présente un glissement du mur vers le toit suivant la ligne de plus forte pente de la faille.

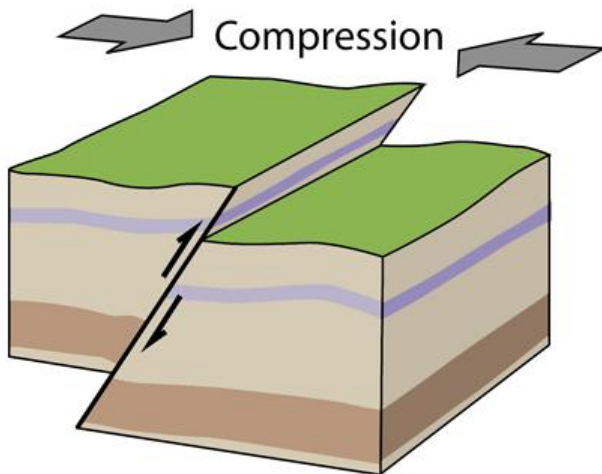


Figure 21: Représentation schématique d'une faille inverse (Site_6).

a. Contexte tectonique

Les failles inverses (appelées aussi failles de chevauchement lorsqu'elles sont très faiblement inclinées) caractérisent une déformation compressive. Elles se trouvent donc en général dans les régions du globe où la tectonique des plaques induit une convergence relative. Cela peut se produire en bordure de plaques, comme dans une zone de subduction et le prisme d'accrétion associé, ou au sein de la croûte continentale, comme dans les chaînes de montagnes, qui résultent de la collision et du rapprochement de deux plaques tectoniques. Ce sont d'ailleurs les failles inverses et chevauchements qui y sont à l'origine de l'épaississement de la croûte et

de la construction de la chaîne. Les chevauchements peuvent impliquer des déplacements sur de très grandes distances, ils sont alors nommés nappes de charriage (Fig. 21).

(ii). Tectonique en régime extensif

Une faille normale est un plan incliné (le plus souvent d'environ 60°) séparant deux compartiments rocheux. Le glissement sur ce plan de faille se traduit par un écartement des deux compartiments et par l'abaissement du bloc supérieur par rapport au bloc inférieur. Ce mouvement relatif accommode un allongement horizontal. Une faille normale présente un glissement du toit vers le bas par rapport au mur et suivant la ligne de plus forte pente de la faille (Fig. 22).

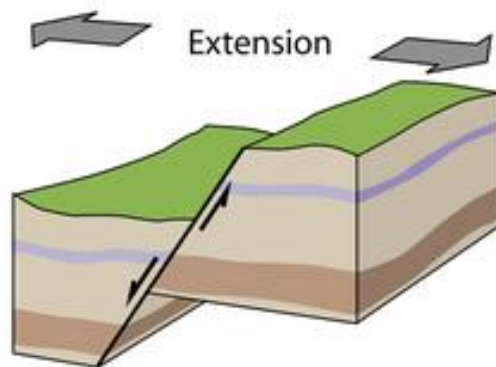


Figure 22: Représentation schématique d'une faille normale (Site_7).

b. Contexte tectonique

Les failles normales caractérisent une déformation extensive. Elles se trouvent généralement dans les régions où la croûte continentale ou océanique est étirée et amincie en réponse à un écartement des plaques tectoniques en présence. C'est le cas des rifts continentaux comme le fossé rhénan ou la vallée du Grand Rift, des dorsales médio-océaniques ou encore des marges continentales passives.

On trouve également des failles normales dans des zones de convergence de plaques où le contexte général est plutôt en raccourcissement. C'est le cas de certaines portions de chaînes de montagnes actives ou de hauts plateaux (Alpes, Andes, Tibet, par exemple). Les mécanismes possibles de formation de ces failles sont encore discutés : effet de la gravité sur la croûte continentale épaissie et réchauffée, accommodation de mouvements décrochants ou d'extrusion de blocs continentaux, par exemple.

La présence de nombreuses failles normales et une extension tectonique diffuse semble caractériser l'évolution tardive des chaînes de montagnes. Avec d'autres mécanismes tels que l'érosion, ces failles permettraient le retour à une épaisseur normale de la croûte continentale épaissie. C'est probablement un tel mécanisme qui est à l'origine de la tectonique récente du Grand Bassin de l'ouest des États-Unis (province géologique du Basin and Range).

(b). Géométrie et caractéristiques

La mécanique des roches et les expériences en laboratoire ont montré que la fracturation d'un bloc rocheux cohérent dans un contexte extensif devait induire des failles normales inclinées d'environ 60° par rapport à l'horizontale. C'est effectivement ce qui est observé en général sur le terrain, l'inclinaison (ou pendage) pouvant même être plus forte à proximité de la surface. Par exemple, les ruptures co-sismiques dues à des séismes sur des failles normales sont en surface des escarpements raides, parfois hauts de plusieurs mètres.

En présence de niveaux géologiques de faible résistance mécanique, ou dans la partie moyenne, plus ductile, de la croûte, les failles normales peuvent être plus plates. Elles sont parfois appelées détachements lorsqu'elles sont faiblement inclinées. Une faille normale crustale courbe (partie profonde moins pentée) est dite "listrique". Son fonctionnement implique une rotation du bloc supérieur, une signature sédimentaire particulière (sédiments syn-rift) et la formation d'un pli "roll-over".

Les failles normales sont observées à différentes échelles, depuis l'échelle d'un affleurement (métrique à décimétrique), jusqu'à celle d'une région. Ainsi, les failles majeures d'un rift continental ont typiquement plusieurs dizaines de kilomètres de long, s'enfoncent au moins jusqu'à 10-15 km de profondeur, et montrent des décalages de plusieurs kilomètres entre les deux compartiments.

(iii). La tectonique de cisaillement.

a. La faille décrochante : est un mode de déformation qui peut affecter des terrains océanique et/ou continentale et se produit à différentes échelles : (i) régionales exemples des failles transformantes, et millimétrique à l'échelle de lame mince. Le système de décrochement est généralement étroit et subvertical, il affecte des zones le long desquelles deux blocs adjacents se déplacent latéralement, horizontalement ou parallèlement à la zone de faille. Par exemple, elles se produisent aux limites des plaques de transformation où les plaques horizontalement glissent les unes des autres. Il est classiquement admis que les failles décrochantes se sont produites dans un champ de contrainte triaxiale dans laquelle la contrainte maximale et la contrainte minimale σ_1 et σ_3 sont horizontales. Toutefois, la contrainte intermédiaire est axée autour d'une composante verticale (Arthaud et Matte, 1975, Angélier, 1979, Angélier 1994) (*Site_8*).

b. Règles géométriques de failles décrochantes

Les systèmes de failles de décrochement sont habituellement plus étroits et plus continus que se soit la compression, soit les systèmes d'extension. En profondeur, les zones décrochantes deviennent des zones de cisaillement ductile caractérisées par une foliation verticale et une linéation d'étirement horizontal (citant à titre d'exemple la zone de cisaillement du sud armoricain). Ils peuvent être étendus sur plusieurs kilomètres de large.

c. Terminologie de base

Les décrochements sont généralement des failles verticales qui peuvent accueillir du cisaillement horizontal dans la croûte (Fig. 23).. Le déplacement horizontal soit dextre (droite) ou bien senestre (gauche) (Fig. 23).. Cette constatation est principalement basée sur le bloc qui diverge.

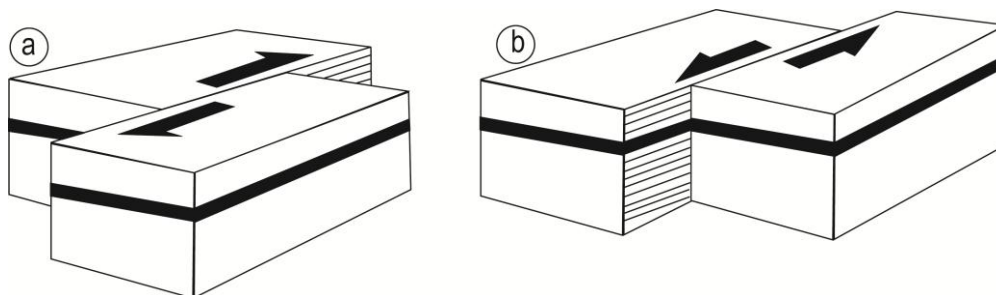


Figure 23: Modèles 3D montrant les deux types de décrochements a : dextre et b : senestre

d. Les failles cisailantes de Riedel.

Les fractures de cisaillement qui se propagent à une courte distance de la faille principale sont contemporaines avec elle. Ce style de fracturation est appelé un cisaillement de type Riedel. Ce terme est également utilisé sur un réseau de failles à grande échelle et peut se référer jusqu'à

cinq familles de direction de fractures associées. Dans ce cas, les fractures individuelles restent actives postérieurement aux autres types développés de sorte que le mouvement synchrone sur toutes les fractures et accomode la déformation dans la zone de cisaillement. L'agencement géométrique du système de Riedel est indicatif du sens du mouvement de la zone affectée et il est donc largement utilisé pour l'interprétation de son évolution cinématique.

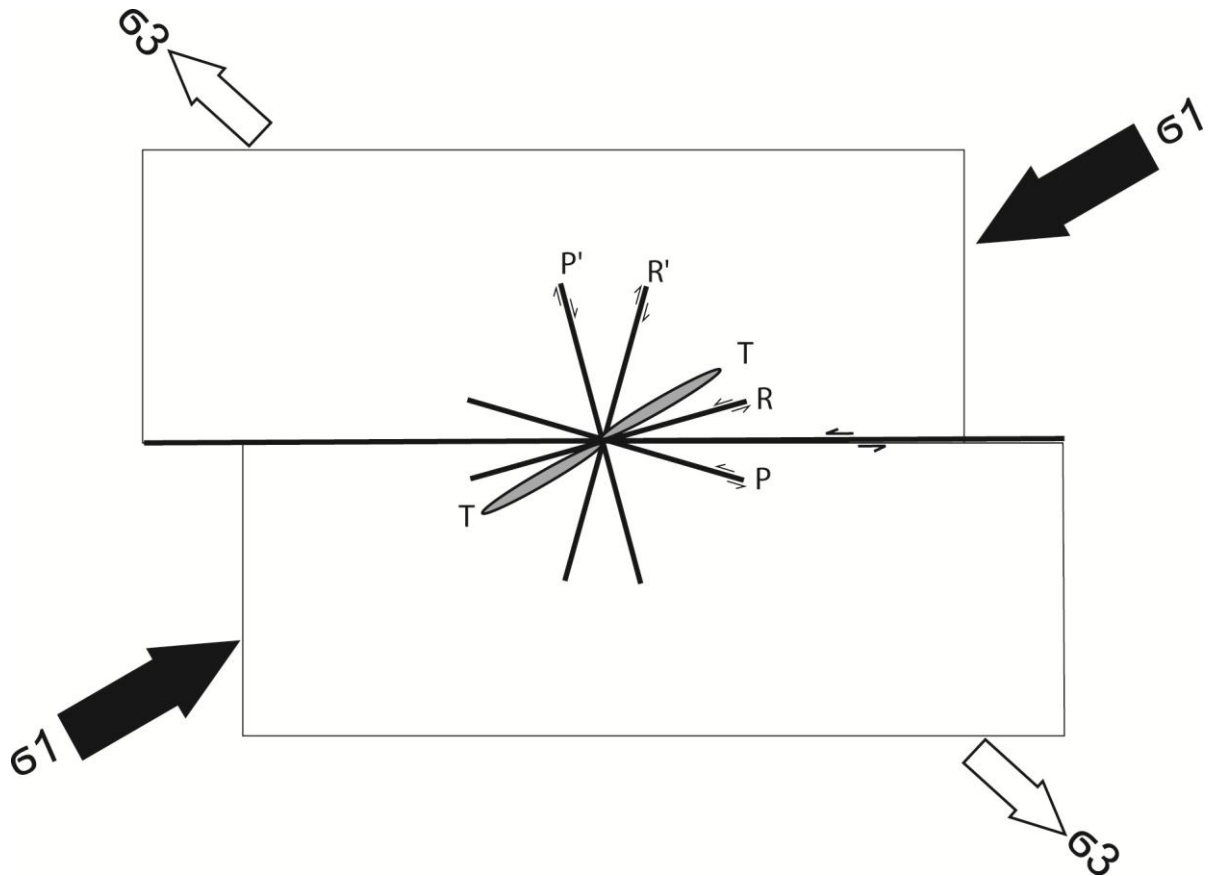


Figure 24: schémas montrant le système de cisaillement de type Riedel et les fractures associées (D'après Riedel 1929).

Ce système de failles de cisaillement est composé des familles de fractures suivantes

- Les fractures de type R

Ce sont généralement les premières fractures qui se produisent et considérées comme l'ensemble le plus important. Ils se développent avec un angle aigu, typiquement de 10 à 20 ° dans le sens horaire lorsqu'il s'agit d'une faille principale dextre, et dans le sens antihoraire si la faille est décrochante senestre. Ils prennent souvent une forme en échelon avec une nature synthétique (au même sens du mouvement dextre ou senestre). Elles se développent avec un angle aigu avec le tracé principal de la faille dans le sens de déplacement relatif à la faille principale. Cet angle est égal à $\phi/2$, où ϕ est l'angle de frottement interne du matériel (Site_8).

- Les fractures R'

Ce sont des failles antithétiques (c'est à dire avec le sens de déplacement est opposé au mouvement principal) orienté à un angle élevé (environ 75° , $90^\circ - (\varnothing/2)$) dans le sens horaire si le décrochement est dextre, dans le sens anti-horaire (vers la gauche) pour une faille décrochante senestre, ces failles sont conjuguées avec les fractures synthétiques R. Elles se produisent souvent dans la zone de chevauchement entre deux failles parallèles de type R et servira ainsi à connecter souvent ces deux failles. Ils peuvent se développer avec ou après les fractures de type R (Fig. 24)..

- Les fractures de type P

Ce sont des failles mineurs synthétiques orientées symétriquement à aux fractures de types R par rapport au plan de faille principal, ils peuvent se développer dans le sens antihoraire ou dans le sens horaire respectivement dextre ou senestre selon le mouvement, à partir du plan de la faille principale. Ce type de fractures (P) forment également un tracé en forme d'échelon contemporain aux fractures de type R ou tardivement. Elles sont moins fréquents que R et R' et acquièrent plus de déplacement pour se former. De la même façon pour les fractures de type R et R', il peut y avoir P conjugué avec P', mais ceux-ci ont moins d'importance relative.

Les fractures de type Y Ce sont des microfailles synthétiques sub-parallèles à la faille principale, apparemment les derniers à se former. Ces microfailles peuvent fusionner entre eux pour former un réseau anastomosé de fractures dans une zone de faille étroite dont la majeure partie est parallèles aux bords de la faille principale. Les complications sont introduits lorsqu'il s'agit de l'interaction de deux ou plus de systèmes Riedel.

Le tracé principal de la faille Puisque le glissement est horizontal et parallèle au tracé de la faille couramment droite, la cinématique et mécanique des failles de décrochement sont bien apparents à partir de cartes. Une faille décrochante parfaitement plane provoque ni extension ni raccourcissement; par conséquent, il n'ya pas de topographie associée. Cependant, les failles décrochantes longues suivent une trajectoire semblable à un escalier composé d'une alternance de long et un tracé droit être relié par des tracés obliques (équivalent vertical de rampes). L'ondulation de la faille en surface qui en résulte est souvent confirmée avec des données sismiques 3D. Les ondulations sont attribuées à des connexions des segments de failles durant le temps de cisaillement.

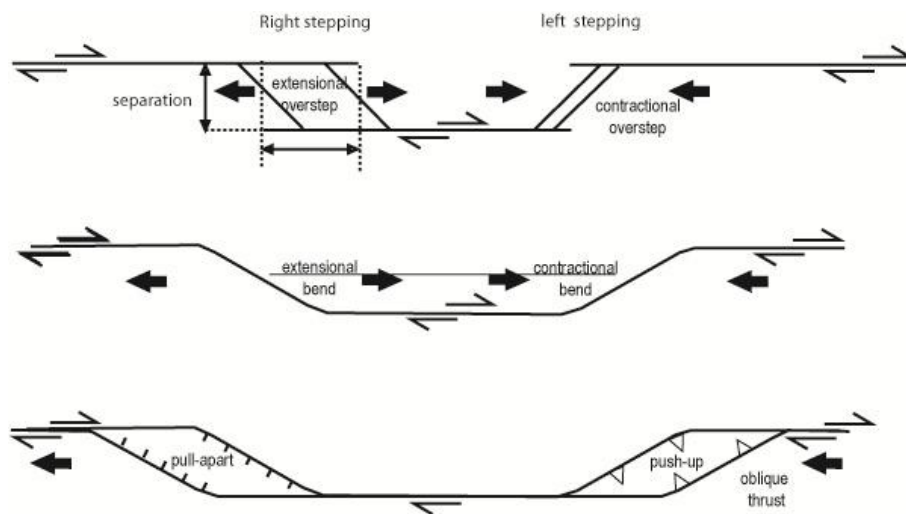


Figure 25: schémas montrant les zones de transfert dans les zones de décrochements contractionnelles et compressives (d'après Mann et al, 1983).

e. *Connexion des différents types de fractures dans un système Riedel.*

Les failles décrochantes sont souvent segmentées à toutes les échelles et les niveaux d'exposition, généralement sous la forme d'un échelon, notamment pour les failles non séparés par des déplacements horizontaux. La composante horizontale du déplacement dans un domaine ductile est représentée par la fin et le début de deux compartiments connectés en échelon avec des failles cisailantes. Cette déformation locale peut conduire à la formation de segments de faille courts qui relient les segments de faille en échelon et se traduisent par une forme oblique par rapport à la zone de faille. En ce qui concerne la géométrie des zones de déplacement, les failles de liaison, à leur tour, accommode la déformation soit de type compression ou de type extensif selon le sens de glissement et de la direction des segments des faille en échelons.

Le déplacement horizontal des compartiments crée des zones de contraction, se sont notamment des zones locales de convergence où le matériel est mis côte à côte par le mouvement de faille dominante. La liaison des segments des failles est généralement assuré par le développement de failles divergentes de types P. A un volume constant de déformation dans des zone de transpression (Fig.25), il en résulte un raccourcissement local, il peut produire un allongement vertical et donc un soulèvement de la surface. Cette zone sera soumise à un transfert de matière considérable, ceci pourrait engendrer des incisions profondes en relation avec le taux de l'exhumation des reliefs.

- les zones d'extension, le mouvement de la faille libère un déplacement latéral des compartiments. Ce sont des zones locales d'extension où le matériel converge en dehors du mouvement des failles dominantes. La liaison des segments de failles est représentés généralement par le développement de failles divergentes de type R. A un volume constant de déformation, les zone de transtension, subit une extension locale qui va produire un

raccourcissement vertical cela se traduit par la formation de surface de dépression (Fig.26). Cette zone sera le siège d'accumulation des produits d'érosion et constituera des dépôts de sédimentation.

f. *Duplex décrochant.*

De multiples failles rapprochées de type R et P peuvent créer des lentilles liées et imbriquées entre le chevauchement et les segments en échelons. Ces ensembles constituent horizontalement un empilement de lentilles de roches isolées, celles-ci sont délimitées des deux côtés par des segments parallèles à la faille principale et donc peut définir un duplex de décrochement (comme poussée ou duplex de failles normales, mais incliné à la verticale). Ils se développent dans des zones de transfert, où le déplacement est transmis d'un segment de faille à une autre en systèmes de décrochements en gradins, et dans les virages, où l'orientation de la faille principale est déviée.

Un duplex décrochant peut être de compression ou d'extension, selon qu'ils se sont formés dans un domaine extensionnel (vers la direction de déplacement) ou contractionnel (contre le Mouvement relatif). Le chevauchement ou les failles normales accommodent (i) un épaissement vertical (par empilage de plaques verticales qui s'élèvent vers le haut et vers l'extérieur sur les blocs adjacents) ou (ii) d'amincissement de la croûte. Pour un duplex de décrochement, l'épaississement ou amincissement aurait à se produire dans une direction horizontale, ce qui est difficile en raison de la contrainte imposée par le reste de la croûte.

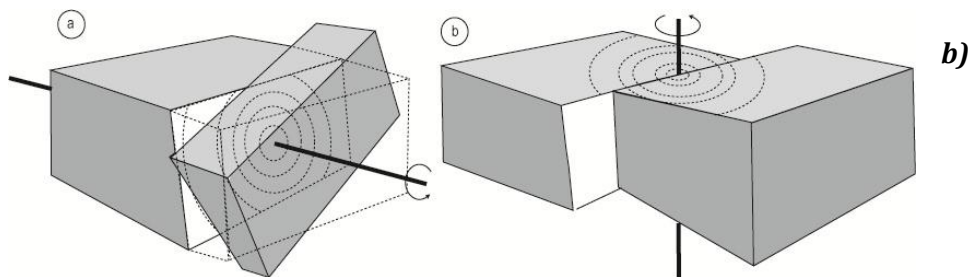


Figure 26: Modèles de rotation des blocs à gauche rotation à axe horizontal, à droite, rotation à axe vertical.

La déformation requise peut avoir facilement une composante verticale, et, par conséquent, implique des mouvements obliques. Dans un domaine de compression les failles doivent combiner deux natures chevauchantes et inverse, dans un domaine de décrochant extensionnel, les failles combinent des chevauchements et des failles normales. Rotation des blocs autour d'un axe horizontal peut produire des failles en ciseaux, qui changent d'une faille normale à une faille inverse (Fig.26). Dans les grands systèmes, les blocs d'une faille principale peuvent être

tranchés et transféré, par conséquent la faille active qui prend une nouvelle orientation. Cela peut produire plusieurs blocs parcourus qui sont exotiques au bloc avec laquelle ils sont associés. Les blocs de ce type sont transportés à distance considérable de leurs sites d'origine, ils sont appelés déplacés ou terrains exotiques (Fig.IV.4b).

f. *Les failles en queue de cheval*

Comme toute autre faille, les failles décrochantes peuvent se terminer par des zones de déformation ductile. Dans le domaine cassant, le déplacement est distribué par plusieurs ramifications des failles divergentes. Ces petites failles, courbées dans le sens du déplacement de la faille principale, forment un processus ouvert, imbriqué appelée faille en queue de cheval (Fig. 27)..

Les failles divergentes antithétiques et synthétiques à bout des grandes failles décrochantes ont souvent un légère composante verticale compatible avec le caractère d'extension ou de compression de la l'extrémité de la faille.

À grande échelle, les failles en queue de cheval en extension peuvent accommoder des bassins sédimentaires au bout de grandes failles décrochantes. Toutefois, les mêmes failles en compression peuvent être représentées par des failles de chevauchement et de plis au bout de grands décrochements.

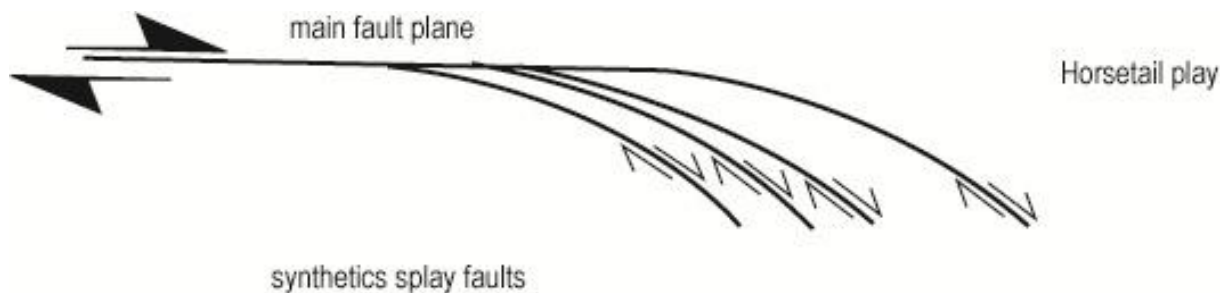


Figure 27: Failles en queue de cheval dans les zones de transfert en mode décrochant.

g. *Complexité géométrique des zones de décrochements*

Les failles décrochantes en profondeur peut se propager verticalement à travers la zone affectée. Par conséquent, le déplacement est distribué entre des ensembles de structures dans une zone longue et étroite, parallèle à la faille décrochante; il s'agit notamment des fractures synthétiques ou anthétiques se propageant dans la même direction de la faille principale, en profondeur bifurquent parallèlement. La complexité géométrique de la zone de décrochement reflète une contrainte majeure qui combine cisaillement pur à travers les failles décrochantes et cisaillement simple parallèle aux décrochements. La composante de cisaillement pur provient de la composante compressive ou extensive à travers la zone, et la composante de cisaillement simple, tient son origine à partir du déplacement de décrochement. Pour un cisaillement simple idéal, la limite de la zone de décrochement est une ligne où aucune extension ne peut être constatée. Les directions d'extension instantanée et la compression sont données par l'orientation de l'ellipsoïde de déformation horizontale, et sont prévus pour se produire à 45° par rapport à la limite de zone de décrochement. Puisque la surface de la Terre se déforme facilement, différents types de structures peuvent se former en même temps, en fonction de leur direction par rapport à l'orientation de l'ellipsoïde (Fig. 28).

- Plis et chevauchements sont formés parallèlement au grand axe de l'ellipsoïde, généralement en échelon dont l'angle aigu est ouvert dans la direction de cisaillement par rapport à la faille principale (Fig. 28).

- Faille normale et de fractures de tension sont parallèles au petit axe de l'ellipsoïde, typiquement en échelon. L'angle aigu est ouvert dans la direction opposée à celle de cisaillement par rapport à la faille principale (Fig. 28).

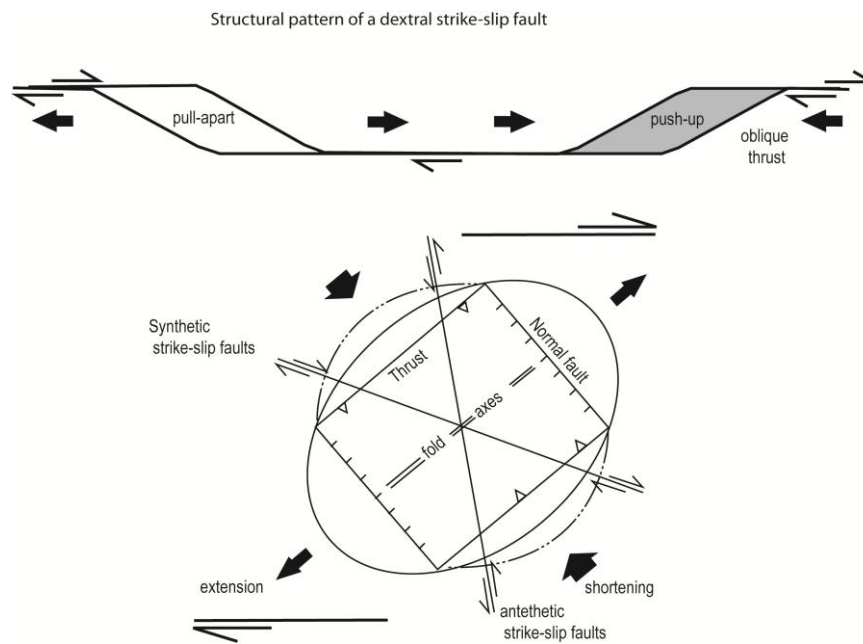


Figure 28: Modèle structural d'un décrochement dextre en haut, la distribution des structures associés (failles normales, inverses et plissement)

L'orientation de ces structures dépendra de l'intensité de transpression ou transtension.

L'ensemble de décrochements conjugués sont formés obliquement par rapport à la faille principale (synthétique et antithétique de Riedel, c'est à dire respectivement avec le même sens et à l'opposé du déplacement de la faille de principale) (Fig.28).

En réalité, le cisaillement générale progressive est susceptible d'entraîner le pliage et la rotation des failles peu de temps après leur initiation. Par ailleurs, des structures préexistantes sont réorientées et finalement saccadés, tandis que les nouveaux plis et failles sont en développement.

h. . Transpression et transtension

La transpression signifie que le raccourcissement se déroule à travers une faille décrochante dominante (convergence oblique, comme le long de la zone de faille de San Andreas). En revanche, la transtension signifie que l'extension est un élément de déformation de failles décrochantes (golf de Californie).

La transpression et la transtension sont définies par l'angle entre la zone de faille et le plan horizontal respectivement la convergence ou la direction d'extension,. Les résultats expérimentaux montrent un fort contraste entre les structures formées à $\alpha \leq 15^\circ$ et $\alpha \geq 30^\circ$. Pour des petites valeurs de α , la déformation est localisée sur des failles plongeant ($> 70^\circ$) et des structures qui sont typiques du régime décrochant de type Riedel.

Pour un grand angle α la déformation est beaucoup plus répartie sur les failles de faible pendage, ce mouvement peut engendrer des plis asymétriques dans les zones de chevauchements ou des bassins sur des failles normales, selon le régime.

i. Structures en fleurs positives ou négatives

Les profils sismiques à travers les principales failles de duplex décrochement transpressifs et transtensionnels ont révélé les caractéristiques suivantes:

- les failles plutôt raides convergent en profondeur dans une seule faille sub-verticale.
- les principales failles de profondeur (la tige) sont sub-verticales.
- le faciès et l'épaisseur varient fortement d'une même couche stratigraphique des deux côtés de la faille.
- un décalage normal ou inverse le long d'un seul plan de faille résulte souvent de l'inversion du rapport mouvement sur la faille.

Cette forme de la pente localisées sur les extrémités des blocs affectés est appelée structure de fleur.

- Si la composante verticale est normale, les failles ont tendance à être listrique pour former une structure en fleur négative, ce qui forme une zone en dépression. Cet affaissement ou la zone communément synforme a généralement une forme en losange. Il forme un graben, sur une plus grande échelle, un bassin pull-apart. Structures en fleurs négatives sont aussi appelées structures de tulipe.
- Si la composante verticale est inversée, les failles divergentes ont tendance à être convexe vers le haut, avec des pentes à la surface. Ils forment une structure de fleur inverse ou positive, ce qui apparaît comme une région antiforme (un horst, losange ou push-up). Structures de fleurs positives sont également appelées structures de palmiers en raison de la forme convexe des failles divergentes vers le haut (Fig. 29).

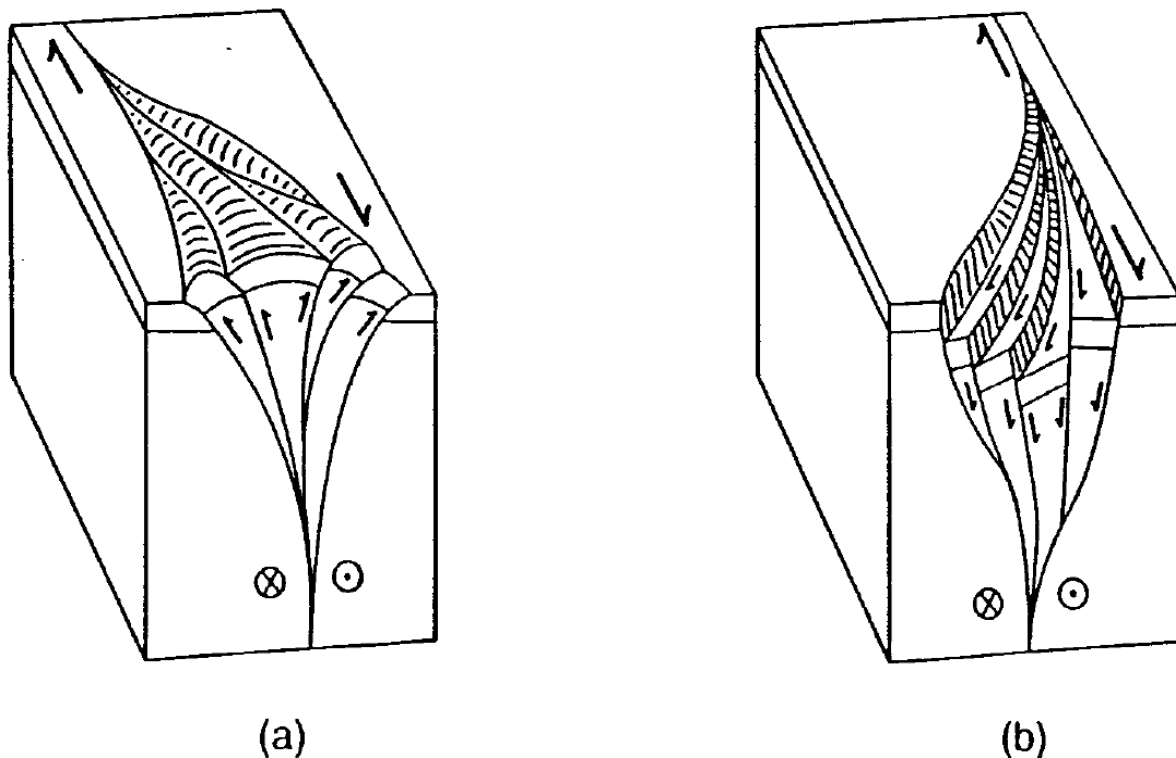


Figure 29: *Figures de transtension (Structure en fleur négative à droite) et Transpression (Structure en fleur positive) à gauche.*

j. Joints de cisaillement, fentes de tension et diaclases

Les joints, fractures, etc. (joints, fractures) sont souvent les éléments géométriques les mieux visibles sur un affleurement ; il s'agit de fracturation cassante, sans déplacement (ou avec un déplacement minimal) sur les plans de rupture. Quand les systèmes de fracture sont remplis de minéraux (souvent quartz ou calcite), on parle de veine (vein).

(i) Joints et diaclases

La plupart des masses rocheuses présentent une (ou plusieurs) fracturation(s) plus ou moins régulière, sans déplacement, qui le plus souvent définit la forme de l'affleurement : des joints (joints) ou diaclases. Il n'y a en général pas de déplacement sur les joints, ce sont donc des fractures tensiles (et pas de la rupture cisailante).

Les joints sont importants en :

- hydrologie (ou pour le pétrole) : ils définissent la perméabilité en grand d'un réservoir ;
- géotechnique, génie civil et minier, etc. : ils définissent la solidité d'une masse rocheuse
- géomorphologie : ils définissent souvent les principales directions du relief ;

- gîtologie : ils sont souvent des sites de précipitation de minéraux, dont des minéraux d'importance économique (systèmes de veines minéralisées, ou stockwork).

Les joints sont des fractures tensiles ; leur origine peut varier :

- Fracturation tectonique (on a dans ce cas des systèmes conjugués de joints, dans des directions compatibles avec le champ de contrainte régional) ;
- Fracturation par relâchement des contraintes (post-tectonique) ;
- Fracturation hydraulique (par exemple, eau libérée par la cristallisation d'un pluton ; dans ce cas, on a souvent des systèmes de veines de quartz ou de pegmatites, qui remplissent la fracturation, et qui définissent deux systèmes, radial et concentrique autour du pluton) ;
- Fracturation par érosion et remontée à la surface (compétition entre compression des roches qui se refroidissent – cf. prismation en « orgues basaltiques », columnar jointing – et expansion due à la diminution de pression).

(ii) *Fentes de tension,*

Les fentes de tension sont en général de petites veines (quelques dizaines de centimètres, encore qu'il y ait des exemples de structures analogues de taille kilométrique) remplies de minéraux (calcite ou quartz). Ce sont des fractures tensiles, qui s'ouvrent dans la direction de σ_3 . Elles sont 80 associées aux failles, et forment des systèmes « en échelon » (en-échelon tension gashes) le long des plans de faille, ou parfois à l'endroit où « il y aurait du » y avoir une faille (Fig. 30).

(iii) *Stylolithes*

Les stylolithes (stylolithic joints) ne sont pas des fractures ; ils sont traités ici en raison de leur fréquente association avec les fentes de tension. Ce sont des surfaces portant des pics et des creux, formées par la dissolution sous pression de la roche. Ils sont perpendiculaires à s_1 (Fig. 30).

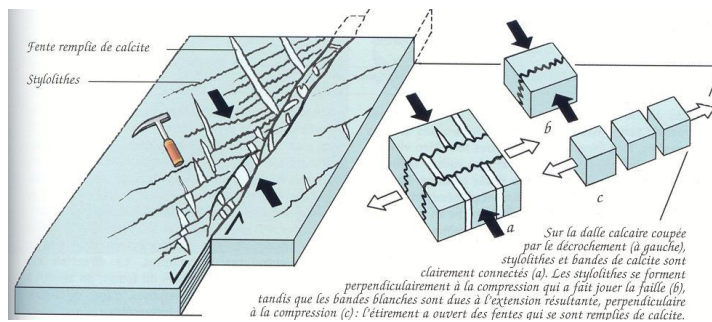


Figure 30: Figure montrant les fentes de tension disposées parallèlement à la contrainte σ_1 et joints styloolithiques disposés perpendiculairement par rapport à la même contrainte (D'après Nicolet 2009).

3. Les nappes de charriage

a) Introduction

Une **nappe de charriage** est un ensemble important (par rapport à l'échelle ou lame de charriage) de couches géologiques qui, lors d'une orogénèse, se sont décollées du socle et se sont déplacées sur de grandes distances. On parle alors de terrains allochtones par opposition aux terrains autochtones. Les termes *allochtone* et *autochtone* sont utilisés par convention et ne préjugent pas du déplacement absolu des strates mais de leurs déplacements relatifs, il est en effet souvent impossible de déterminer si c'est la couche supérieure ou inférieure qui s'est déplacée.

La zone par laquelle la nappe est restée attachée sur son socle s'appelle la *racine*, la racine est fréquemment invisible ou a disparu ; dans ce cas on utilise la notion de *patrie* qui désigne la région de provenance de la nappe si elle existe encore.

Un morceau de nappe isolé du reste de la nappe par l'érosion s'appelle une klippe. Le terme îlot a aussi été utilisé en français, ce terme datant de l'époque où la nature des nappes de charriage n'était pas connue et où l'on pensait que ces lambeaux de charriage provenaient d'îlots entourés par une mer peu profonde (Fig. 31).

Une zone de la nappe érodée permettant de voir les terrains autochtones sous-jacents s'appelle une *fenêtre*.

Les nappes de charriage sont des indices tectoniques qui permettent de révéler la convergence de deux lithosphères continentales et de leur collision. Elles s'empilent sur de grandes épaisseurs, ces empilements mettent en contact anormal des roches très éloignées dans le temps, comme des roches plus récentes vont se retrouver en dessous de roches plus anciennes. Ces chevauchements créent des reliefs en surface et une racine crustale en profondeur (Fig. 31).

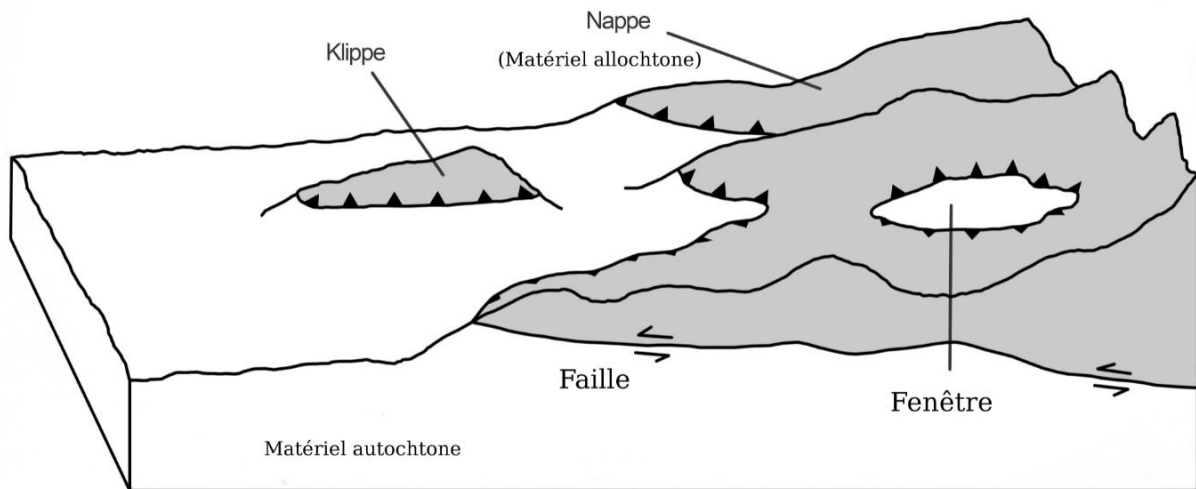


Figure 31: Schéma montrant l'anatomie d'une nappe de charriage. En gris les restes d'une nappe de charriage après un début d'érosion.

Les chevauchement et les charriage » sont des notions de tectonique qui correspondent à deux faits, dont le second explique le premier.

Le premier fait est la *superposition verticale* de deux ensembles de terrains dont la succession n'est pas normale. Dans le cas des roches sédimentaires, il s'agira d'une succession non conforme aux lois de la stratigraphie, lorsque, par exemple, la série supérieure est formée de roches plus anciennes que la série inférieure ; dans le cas des roches cristallines, le diagnostic est plus difficile, car le caractère normal de la succession de ces types de roches est plus délicat à définir et dépend souvent des hypothèses que l'on fait sur leur genèse. À cette superposition correspondent les notions de « contact anormal » et de « recouvrement ».

Le second fait est le *mouvement horizontal* de l'une des deux séries, expliquant la superposition observée, donc le contact anormal et le recouvrement ; cela correspond à la notion proprement dite de « chevauchement » ou « charriage », l'ampleur du mouvement horizontal étant la « portée » du chevauchement ou charriage.

On dit que l'unité supérieure est charriée ou, encore, allochtone ; c'est la nappe de charriage ; l'unité inférieure est considérée comme autochtone, c'est-à-dire comme n'ayant pas bougé. Cette convention exprime le mouvement relatif des deux unités mais pas nécessairement le mouvement absolu : du point de vue mécanique, le charriage de l'unité supérieure sur l'unité inférieure est équivalent au sous-charriage de l'unité inférieure sous l'unité supérieure ; la plupart du temps, il est impossible de démontrer la réalité du charriage plus que celle du sous-charriage et inversement ; d'où la nécessité de la convention.

Les charriages constituent un des éléments les plus originaux du style tectonique « alpin ». La difficulté que peut comporté l'interprétation de ces accidents particulièrement complexes n'a d'égale que leur importance aux yeux du tectonicien comme à ceux du géologue en général.

b) Classification des nappes

On peut classer les nappes selon leur géométrie ou leur constitution.

Sur le plan géométrique, on distingue, en suivant Pierre Termier :

– Des nappes du premier genre, en forme de vastes plis couchés, à flancs inverses plus ou moins étirés ; de telles nappes sont rares ; les plus connues sont les nappes helvétiques, les plus étonnantes les nappes de la Montagne Noire, représentées presque exclusivement par leur seul flanc inverse. Leur « tête » anticlinale est leur trait le plus caractéristique ; elle peut être isolée par l'érosion et former une tête plongeante (Fig.32), surtout si des mouvements ultérieurs ont repleyé la nappe ; une telle tête plongeante a évidemment la fausse apparence d'un anticlinal autochtone – ou para-autochtone – déversé en sens inverse du charriage et il est parfois délicat de l'en distinguer, ce qui est une source importante de controverses. Quand deux nappes du premier genre sont superposées, la nappe inférieure peut épouser la forme de la tête de la nappe supérieure qui se trouve ainsi « encapuchonnée » par un pli en retour (Fig. 33) (Site_9).

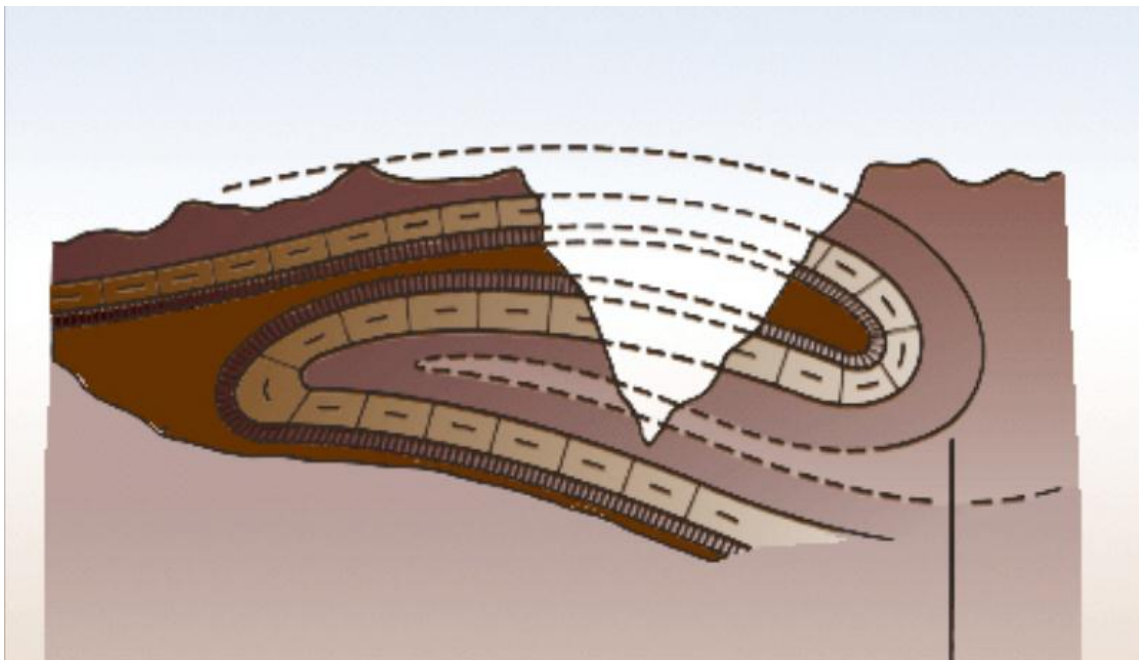


Figure 32: Nappe du premier genre avec tête plongeante (*Encyclopædia Universalis France*)

– Des *nappes du second genre*, qui résultent d'une rupture selon une surface subhorizontale ; de telles nappes sont les plus répandues ; ne dérivant pas de plis, elles sont généralement sans flanc inverse et sans tête anticlinale, à la différence des précédentes.

En fonction de leur constitution, on sépare :

– Des *nappes de socle*, généralement de très grande importance régionale ; les plus célèbres sont les nappes austro-alpines inférieures formées d'une lame de socle cristallin recouvrant les Alpes occidentales qui passent dessous, en tunnel, à partir de la haute vallée du Rhin et réapparaissent dans les fenêtres de l'Engadine et des Hohe Tauern ; la portée de ces nappes dépasse 100 kilomètres et leur développement longitudinal correspond à l'ensemble des Alpes autrichiennes, qu'on appelle Alpes orientales par opposition aux Alpes occidentales ; la plus colossale est la « dalle du Tibet » formant le Haut-Himālaya qui chevauche le Bas-Himālaya et l'Inde selon un contact dit M.C.T. (Main C).

c) Les charriages dans l'espace et dans le temps

Si les chevauchements sont présents dans toutes les chaînes de montagnes, les charriages se rencontrent essentiellement dans les chaînes de collision dont l'exemple est fourni par les chaînes alpines issues de la Téthys, cet océan aujourd'hui disparu qui séparait, pendant le Secondaire et le Tertiaire ancien, l'ensemble des continents aujourd'hui septentrionaux des continents aujourd'hui méridionaux. Les chaînes de l'Eurasie méridionale, de Gibraltar à l'Indonésie, en sont le témoin, comme d'ailleurs les chaînes caraïbes isolées par l'ouverture tardive (110 Ma) de l'océan Atlantique central.

Lorsque, après la subduction de l'océan qui les séparait, deux continents entrent en collision, il se forme une suture ophiolitique, cicatrice de l'océan disparu, d'où partent des nappes de charriage qui vont recouvrir les marges des continents. Ces nappes sont formées de matériel océanique, croûte océanique sous forme de massifs ophiolitiques, sédiments océaniques, radiolarites des grandes profondeurs, et flyschs détritiques des grandes fosses océaniques ; nappes ophiolitiques et nappes de flysch sont constantes dans les chaînes de collision.

Le stade de la simple collision est parfois dépassé : l'un des continents chevauche l'autre, par-dessus la suture ophiolitique, comme dans les Alpes orientales (cf. ALPES, Fig. 34), ou se trouve débité en nappes de socle en avant de la suture, comme dans l'Himālaya (Fig. 34). Ces cas d'hypercollision donnent naissance aux plus belles nappes de socle connues, comme la dalle du Tibet ou la nappe de socle de l'Austro-alpin inférieur.

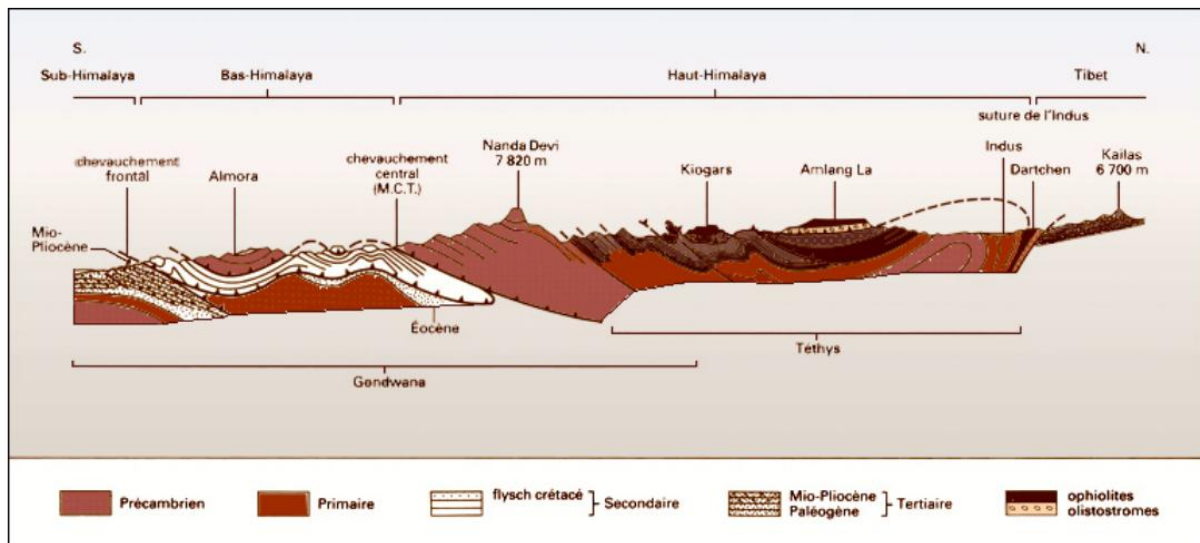


Figure 33: Les nappes himalayennes dans le cadre de l'hypercollision Inde-Eurasie. De la collision proprement dite de l'Inde avec l'Eurasie est née la suture ophiolitique de l'Indus d'où proviennent les nappes ophiolitiques et les nappes de flysch du revers nord du revers nord de l'Himalaya. Continuant d'être poussée contre l'Asie, l'Inde s'est alors débitée en grandes nappes de socle précambrien et paléozoïque qui forment la haute chaîne de l'Himalaya (d'après A. Gansser, simplifié).



Bibliographie

I. Bibliographie

- Alam, A., Wang, N., Petraki, E., Barkat, A., Huang, F., Shah, M. A., & Nikolopoulos, D. (2021). Fluctuation Dynamics of Radon in Groundwater Prior to the Gansu Earthquake, China (22 July 2013: Ms= 6.6): Investigation with DFA and MF DFA Methods. *Pure and Applied Geophysics*, 178(9), 3375-3395.
- Alcántara-Ayala, I. (2002). Geomorphology, natural hazards, vulnerability and prevention of natural disasters in developing countries. *Geomorphology*, 47(2-4), 107-124.
- André L. (2015) Atlas des mers et des océans. Conquêtes, tensions, explorations, Autrement, p. 47.
- Angelier, J. (1979). Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. *Tectonophysics*, 56, T17–T26.
- Angelier, J. (1994). Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. In P. L. Hancock (Ed.), *Continental deformation* (pp.53–101). Oxford: Pergamon Press.
- Arthaud, F., & Matte, P. (1975). Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25(1-2), 139-171.
- Buma, J., & Van Asch, T. (1996). Soil (debris) spreading. *Landslide recognition: identification, movement and courses*, 137-148.
- Carrara, A., Cardinali, M., Detti, R., Guzzetti, F., Pasqui, V., & Reichenbach, P. (1991). GIS techniques and statistical models in evaluating landslide hazard. *Earth surface processes and landforms*, 16(5), 427-445.
- Crozier, M. J., & Glade, T. (2005). *Landslide hazard and risk: issues, concepts and approach*. *Landslide hazard and risk*, 1-40.
- Dadson, S. J., Hovius, N., Chen, H., Dade, W. B., Hsieh, M. L., Willett, S. D., ... & Lin, J. C. (2003). Links between erosion, runoff variability and seismicity in the Taiwan orogen. *Nature*, 426(6967), 648-651.
- David., B & Yanick R, (2014). Plate tectonics, damage and inheritance », *Nature*, (DOI 10.1038/nature13072).

- Gansser, A. (1980). The significance of the Himalayan suture zone. *Tectonophysics*, 62(1-2), 37-52.
- Gares, P. A., Sherman, D. J., & Nordstrom, K. F. (1994). Geomorphology and natural hazards. In *Geomorphology and natural hazards* (pp. 1-18). Elsevier.
- Guzzetti, F., Carrara, A., Cardinali, M., & Reichenbach, P. (1999). Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy. *Geomorphology*, 31(1-4), 181-216.
- Hertgen, S. (2018). Comportement mécanique des roches et dynamique des lithosphères dans les zones de convergence (Doctoral dissertation, Université Rennes 1).
- Hovius, N., Stark, C. P., & Allen, P. A. (1997). Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping. *Geology*, 25(3), 231-234.
- Hudec, M. R., & Jackson, M. P. (2007). Terra infirma: Understanding salt tectonics. *Earth-Science Reviews*, 82(1-2), 1-28.
- Jason Morgan W. (1968). Rises, Trenches, Great Faults, and Crustal Blocks », *Journal of Geophysical Research*, vol. 73, no 6, 15 mars 1968, p. 1959–1982.
- Keefer, D. K. (1994). The importance of earthquake-induced landslides to long-term slope erosion and slope-failure hazards in seismically active regions. In *Geomorphology and Natural Hazards* (pp. 265-284). Elsevier.
- Malamud, B. D., Turcotte, D. L., Guzzetti, F., & Reichenbach, P. (2004). Landslide inventories and their statistical properties. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29(6), 687-711.
- Malet, J. P. (2003). Les glissements de type écoulement dans les marnes noires des Alpes du Sud. Morphologie, fonctionnement et modélisation hydro-mécanique (Doctoral dissertation, Université Louis Pasteur-Strasbourg I).
- Mercier, J., Vergely, P., & Missenard, Y. (2016). *Tectonique-4e éd.* Dunod.
- Riedel, W., 1929. Zur mechanik geologischer brucherscheinungen. *Centralblatt für Mineralogie, Geologie, und Paleontologie* 1929B,354.

- Satish., S.(2017). The discovery of a conjugate system of faults in the Wharton Basin intraplate deformation zone », Science Advances, vol. 3, no 1, (DOI10.1126/sciadv.1601689).
- Schuster, C. M., Davis, G. W., Fetter, R. D., & Goodman, C. S. (1996). Genetic dissection of structural and functional components of synaptic plasticity. I. Fasciclin II controls synaptic stabilization and growth. *Neuron*, 17(4), 641-654.
- Soeters, R., & Van Westen, C. J. (1996). Slope instability recognition, analysis and zonation. *Landslides: investigation and mitigation*, 247, 129-177.
- Upreti, B. N., & Le Fort, P. (1999). Lesser Himalayan crystalline nappes of Nepal: Problems of their origin. *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 225-238.
- Van Asch, T. W., Buma, J., & Van Beek, L. P. H. (1999). A view on some hydrological triggering systems in landslides. *Geomorphology*, 30(1-2), 25-32.
- Wilson, J. A (1965). New Class of Faults and their Bearing on Continental Drift. *Nature* 207, 343–347. <https://doi.org/10.1038/207343a0>
- Yanick, T. (2007). Activating the longevity gene to restore insulin sensitivity and immune reciprocity in patients with metabolic syndrome. *Townsend Letter: The Examiner of Alternative Medicine*, (286), 146-152.

Sites d'internet

Site_1 : <http://www2.ggl.ulaval.ca/personnel/dkirkwoo/module06/module06.html>

Site_2 : <https://www.universalis.fr/encyclopedie/failles/>

Site_3 : <https://planet-terre.ens-lyon.fr/>

Site_4 : https://wblog.wiki/fr/Salt_tectonics

Site_5 : <https://fr.wikipedia.org/wiki/Faille>

Site_6 : https://fr.wikipedia.org/wiki/Faille_inverse

Site_7 : https://fr.wikipedia.org/wiki/Faille_normale#:~:text=Une%20faille%20normale%20est%20un,par%20rapport%20au%20bloc%20inf%C3%A9rieur.

Site_8 : <https://fr.wikipedia.org/wiki/Cisaillement>

Site_9 : <https://fr.wikipedia.org/wiki/Plissement>

Site_10 : <http://christian.nicollet.free.fr/>

Programme de la Matière F421 : Tectonique 2**Cours : 22h30 TP: 45h00****Objectifs de l'enseignement**

L'étudiant est censé apprendre les bases de l'analyse structurale.

Connaissances préalables recommandées

Les notions de tectonique 1 acquises au semestre 3.

Contenu de la matière :**COURS**

Chapitre 1- Notions de contraintes et de déformations

- 1- Notions de force et de contrainte
- 2- Notions de déformation

Chapitre 2- Déformations non tectoniques

- 2.1-La reptation
- 2.2 **-Le glissement de**

Chapitre 3- Déformation tectonique

- 3.1-La déformation continu : les plis
 - Les structures monoclinales
 - Les plisEléments d'un pli
Classification des plis
- 3.2- La déformation discontinue : les failles
 - Eléments d'une faille
 - Nomenclature des failles
 - Joints de cisaillement, fentes de tension et diaclases
- 3.3- Les nappes de charriage

TP

Les structures faillées

Les structures discordantes

Commentaire de coupes et cartes géologiques à structures complexes

Mode d'évaluation : Examen.