

L'équilibre isostatique

Le terme **isostasie** (du grec isos, « égal », et stasis, « arrêt ») traduit l'état d'équilibre des roches de la croûte terrestre par rapport au manteau sous-jacent. Cet état d'équilibre est réalisé à une profondeur dite profondeur ou **niveau de compensation** (la **surface de compensation** la profondeur au niveau de laquelle la pression est identique quel que soit le relief au-dessus) pour laquelle la pression de charge est la même en tout point. À cette profondeur, les pressions exercées, par le matériel constituant la croûte et le matériel situé en dessous, s'équilibrent. Donc, quand le continent ne s'enfonce pas ou qu'il ne remonte pas, force de flottabilité et poids du continent sont égaux. On parle d'**équilibre isostatique**.

On appelle **théorie de l'isostasie** les hypothèses qui interprètent les compensations en profondeurs de reliefs superficiels. De très nombreux modèles ont été proposés, les deux modèles les plus connus sont (figure.01) :

- **Modèle d'Airy** : la compensation du relief topographique est assurée par la présence d'une racine légère causée par l'épaississement de la croûte.
- **Modèle de Pratt** : la compensation est assurée par une variation latérale de la densité dans la lithosphère.

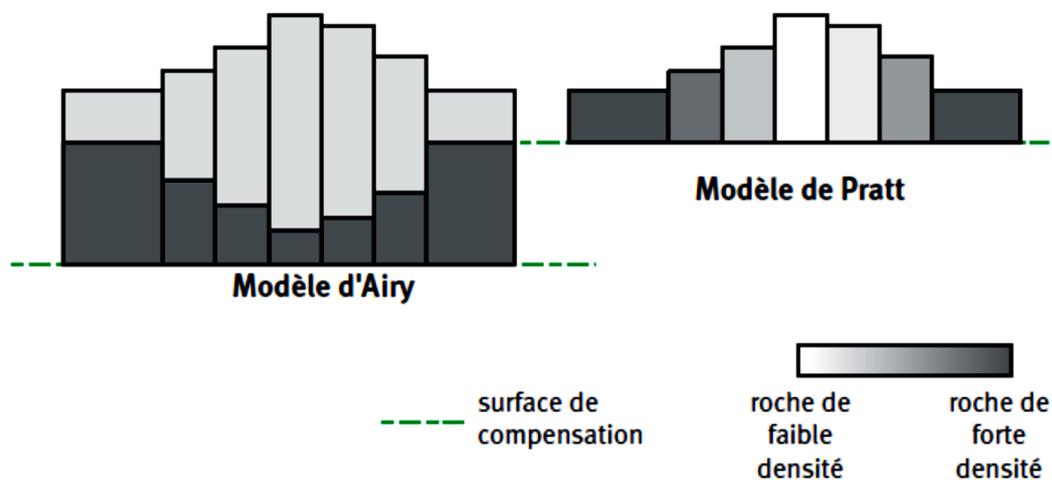


Figure.01. Présentation des modèles d'Airy et Pratt.

La dynamique de la croûte terrestre : la tectonique des plaques

La **tectonique des plaques** caractérise l'ensemble des mouvements des plaques plus ou moins rigides constituant la lithosphère terrestre (elles sont dites tectoniques ou lithosphériques). c'est le modèle actuel du fonctionnement interne de la Terre.

Les plaques tectoniques ne déplacent pas uniquement les masses terrestres (croûte continentale), mais également les océans (croûte océanique). Comme les plaques flottent sur de la roche liquide, elles bougent et se heurtent constamment. Cela signifie que la taille et la position des plaques changent au fil du temps (figure.02).

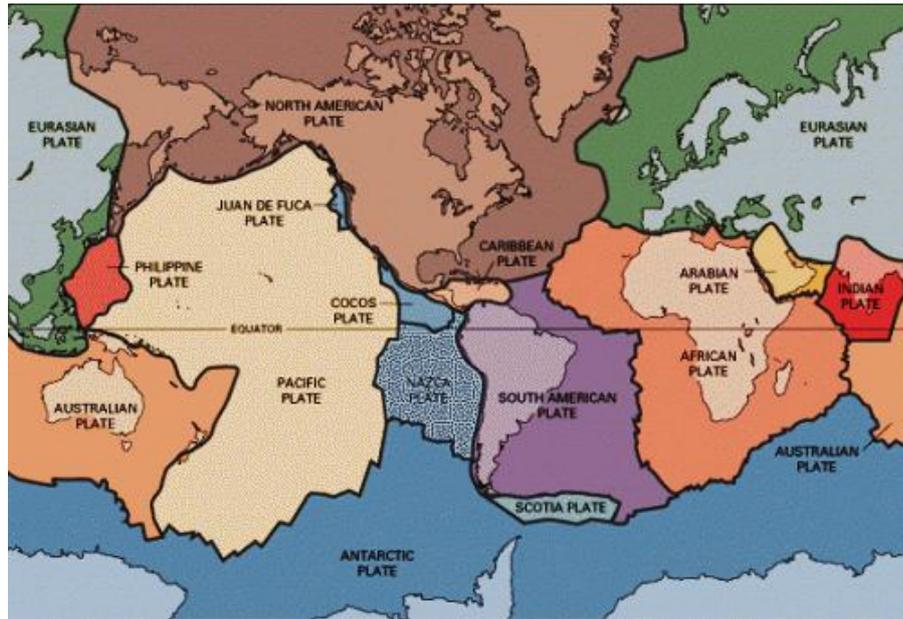


Figure.02. Carte des principales plaques tectoniques terrestres.

La dérive des continents ou la théorie de Wegener

Le concept de **tectonique des plaques** (ou initialement de **dérive des continents**) a pour la première fois été défini en 1912 par Alfred Wegener, à partir de considérations d'ordre cartographique, structural, paléontologique et paléoclimatique. Cependant, il n'a été accepté de tous que plusieurs décennies plus tard, après sa vérification par diverses observations dans les années 1960. Cette théorie s'appuya sur 3 types d'observations:

- La complémentarité du tracé des côtes orientale d'Afrique et orientale d'Amérique du Sud ainsi que la disposition des ensembles de roches d'âges supérieurs ou inférieurs à - 2000 Ma
- La répartition de certaines faunes et flores. Les fossiles de Mesosaurus ne sont connus que dans des parties sud de l'Amérique du Sud et de l'Afrique. Cette répartition géographique se comprend mieux si l'on admet que ces deux continents étaient réunis à cette époque.
- La répartition des séquences glaciaires d'âge permo-carbonifère (-360 à -245 MA). Celles-ci ont été identifiées sur les cinq continents issus de la fragmentation du Gondwana.

Aujourd'hui, les déplacements des continents à la surface de la Terre, de l'ordre de quelques centimètres par an, sont mesurés avec précision grâce à la technologie GPS

Les **plaques tectoniques** bougent parce que la lithosphère, qui compose les plaques, est plus rigide et moins dense que l'asthénosphère sous-jacente — les plaques solides se déplacent donc sur la roche liquide. On pourrait croire que ces plaques se déplacent à vive allure, mais en fait, elles bougent très lentement. Leur vitesse varie de 10 à 40 mm par année (la vitesse de la croissance des ongles), jusqu'à une vitesse maximale de 160 mm par année (celle de la croissance des cheveux). Les géologues ont commencé à accepter la théorie de la tectonique des plaques à la fin des années 1950 et au début des années 1960, lorsqu'ils ont commencé à comprendre le concept de **l'expansion des fonds océaniques**.

Les fonds océaniques s'élargissent lorsque les plaques océaniques s'éloignent les unes des autres (la **divergence**). Lorsque cela se produit, des fissures apparaissent dans la

lithosphère, ce qui permet au **magma** (roche liquide et chaude) de remonter et de se refroidir, formant ainsi un nouveau plancher océanique.

Le mouvement contraire de la divergence est la **convergence**, qui se produit lorsque les plaques se rapprochent les unes des autres. De la matière peut être repoussée vers le haut (**obduction**), ce qui forme des montagnes, ou vers le bas (**subduction**), dans le manteau. Le matériel perdu par subduction est compensé par la formation d'une nouvelle croûte océanique à la suite de l'expansion des fonds océaniques.

Lorsque des **plaques tectoniques** se rencontrent, il peut se produire des **éruptions volcaniques** et des **tremblements de terre** ainsi que la formation des **montagnes** et des **fosses océaniques**.

Formation des reliefs

Les **formes de relief** sont des caractéristiques physiques de la surface de la Terre. Ce sont elles qui créent les différents paysages naturels de notre planète. Elles servent d'habitat aux animaux, aux végétaux et aux êtres humains. Elles confèrent à un lieu sa **topographie**. Autrement dit, quand on parle de la topographie d'un lieu, on fait référence à la configuration de ses formes de relief.

Les accidents tectoniques

Les matériaux de l'écorce terrestre se déforment, parfois sous nos yeux. Par exemple, à l'occasion de grands tremblements de terre, on observe couramment l'apparition de fractures qui tranchent les terrains. Le plus souvent, les déformations ne sont visibles ni à l'œil nu, ni à l'échelle humaine. Elles se déroulent sur des millions d'années, à une échelle géologique.

Les différents types de déformation Les roches, ou couches géologiques, peuvent subir deux types de déformation :

- Elles se cassent. On parle alors de **tectonique cassante** qui donne naissance à des fractures.
- Elles se plissent, forment des plis. On parle de **tectonique souple**.

Les plissements et les structures plissées

Un **pli** est une structure courbe issue d'une déformation plastique d'une roche : Son degré de plasticité ne permet pas de pousser la déformation jusqu'à la rupture. Le **relief plissé** est le résultat de contraintes latérales provoquant un raccourcissement de l'écorce terrestre dans des couches sédimentaires. Donc un Pli est un accident de style souple développé par une compression, il se matérialise par une ondulation.

Les différents éléments d'un pli : Un pli possède généralement (figure.03) :

- Une **charnière** : c'est la région de courbure maximale. On parle de charnière anticlinale et de charnière synclinale.
- **Arête du pli** (anticlinal ou synclinal).
- **Surface axiale** et **axe du pli** : plan et ligne qui passent par la charnière.
- Le **cœur** ou **creux d'un pli** : représenté par les couches les plus internes du pli.
- Les **flancs** : parties du pli de part et d'autre de la charnière.

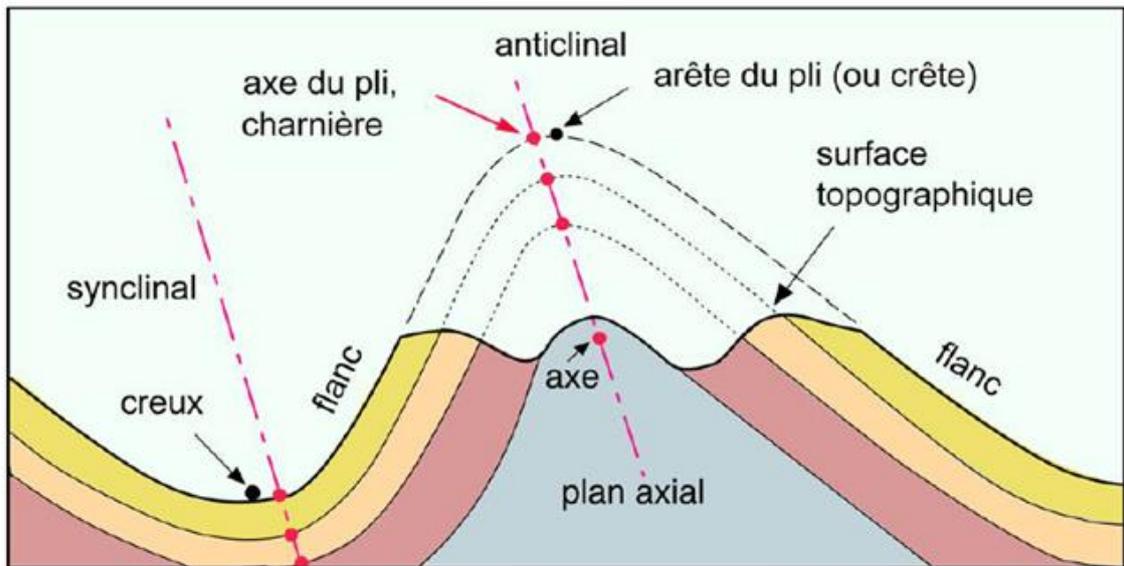


Figure.03. Les divers éléments constitutifs d'un pli.

On distingue de façon très classique différentes formes de plissements (figure.04) :

- L'**anticlinal**, lorsque le plissement est convexe.
- Le **synclinal**, lorsque le plissement est concave.

Anticlinal: Un anticlinal est un pli convexe dont le centre est occupé par les couches géologiques les plus anciennes.

Synclinal: Un synclinal est un pli concave dont le centre est occupé par les couches géologiques les plus récentes. . La couche la plus ancienne se trouve à l'extérieur du pli.

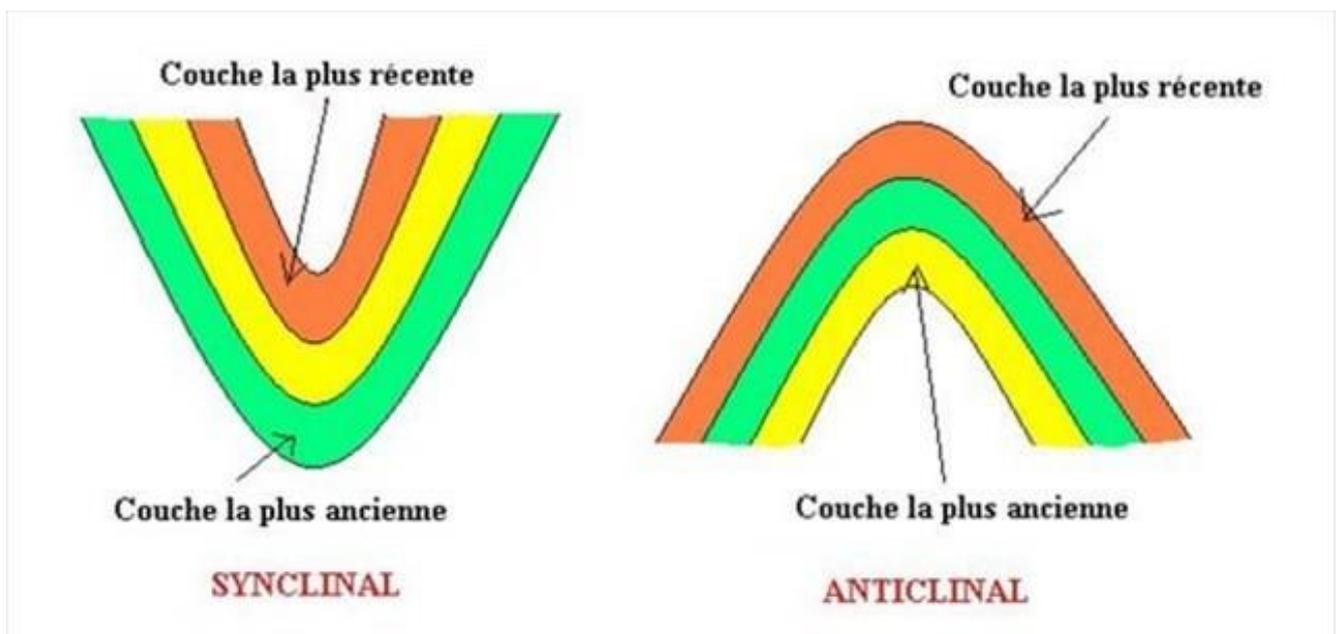


Figure.04. Anticlinal et synclinal.

Les structures géologiques

Les mouvements verticaux et tangentiels qui affectent la croûte terrestre donnent les structures suivantes:

- Reliefs en structure tabulaire
- Reliefs en structure monoclinale ;
- Reliefs en structures faillées ;
- Reliefs en structures plissées ;

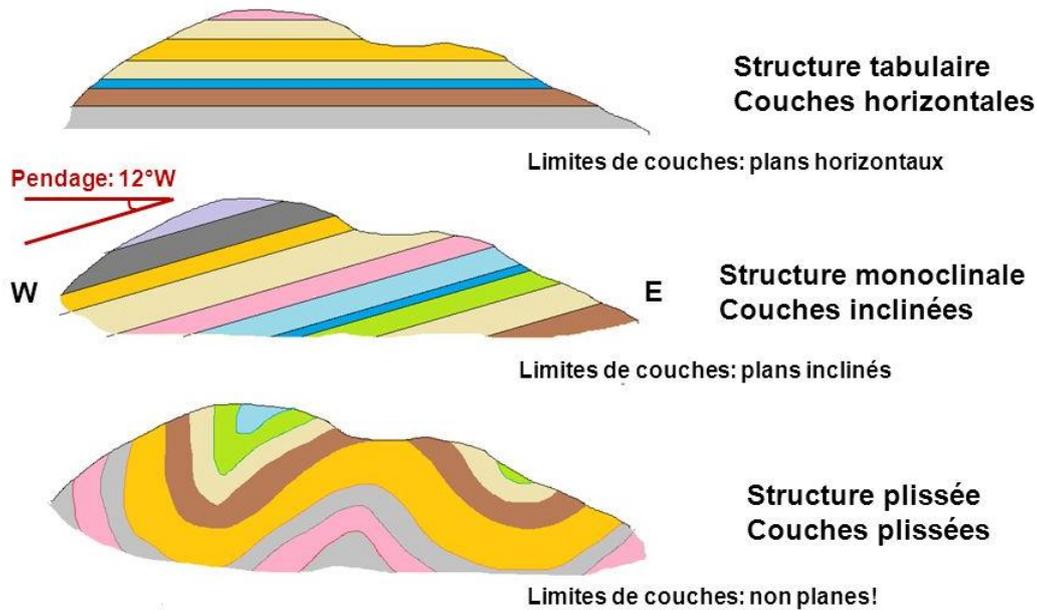


Figure.05. les structures géologiques

Relief structural :

Formes de la surface topographique liées directement aux mouvements verticaux ou horizontaux de l'écorce terrestre. Ces reliefs sont contrôlés par la structure des terrains, soit:

- **Reliefs primitifs**, directement par édification active de reliefs ;
- **Reliefs dérivés**, par suite des effets de l'érosion, sur des roches de duretés variées. Cas très caractéristique, lorsqu'il s'exerce en séries sédimentaires montrant une alternance de couches dures et de couches tendres de bonne épaisseur.

Reliefs en structure monoclinale :

La structure monoclinale est un ensemble topographique édifié sur des couches sédimentaires superposées, très faiblement inclinées ($< 15^\circ$).

Reliefs structuraux qui résultent de l'érosion de couches sédimentaires régulièrement inclinées. La forme majeure est la côte ou **cuesta** (de l'espagnol, pente, montée). La présence de buttes-témoins ou d'avant-buttes témoigne de l'ancienne extension du dépôt.

Relief de Cuesta : est le nom espagnol pour « côte ». C'est une forme du relief dissymétrique constituée d'un côté par un talus à profil concave (le front), en pente raide et, de l'autre, par

un plateau doucement incliné en sens inverse (le revers). Les cuestas sont à trouver aux bordures des bassins sédimentaires peu déformés (figure.05).

Une **butte-témoin** est, dans un bassin sédimentaire, un fragment d'un banc rocheux résistant, isolé par l'érosion et entouré à son pied par des affleurements des niveaux inférieurs. C'est le reste (le « témoin ») d'un massif plus grand qui a été érodé avec le temps.

Lorsque l'érosion a enlevé la couche dure qui protégeait une butte-témoin, un relief appelé **avant-butte**, peut persister quelque temps avant de disparaître, victime de l'érosion à son tour donc l'avant-butte est butte-témoin érodée, qui a perdu son chapeau de roche résistante.

Les cuestas se développent dans des séries sédimentaires faiblement inclinées (pendage ne dépassant pas 15 degrés) et lithologiquement contrastées

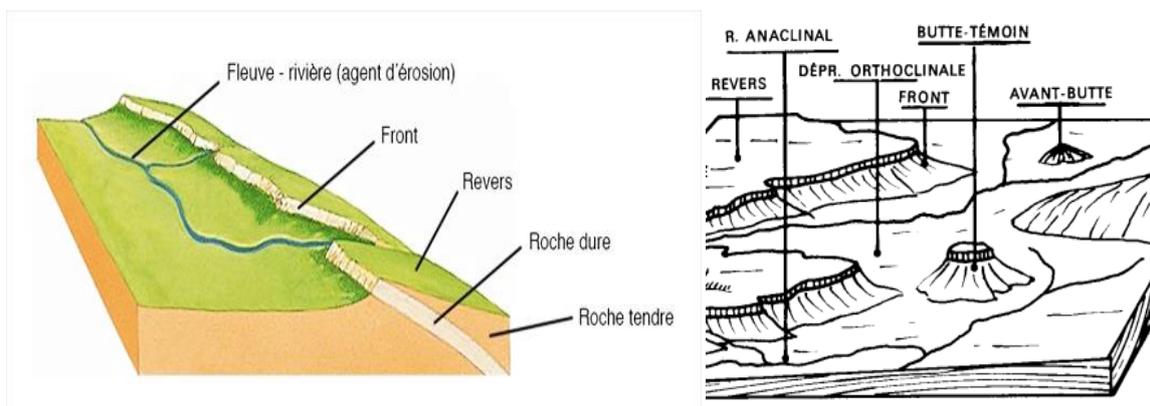


Figure.05. Schéma d'une cuesta.

Lorsqu'en bassin sédimentaire, on a des structures à faible pendage et qu'une couche dure surmonte une couche tendre, on peut avoir formation d'une **cuesta**.

Évolution des formes jurassiennes

Le relief dit **jurassien** (ou **conforme**) est un relief plissé, qui est caractérisée par la succession des **monts** et de **vallées**, vestiges de plis de convexité orientée respectivement vers le haut (**anticlinaux**) ou vers le bas (**synclinaux**) (figure.06). Le **massif jurassien** donne un bon exemple de relief dans des sédiments différenciés et plissés (cas des massifs jeunes). Pour l'essentiel, il est constitué d'une alternance de calcaires (roches dures) et de marnes (des roches tendres). Généralement, on a un relief conforme : les voûtes calcaires des anticlinaux forment les monts et les synclinaux coïncident avec les vaux.

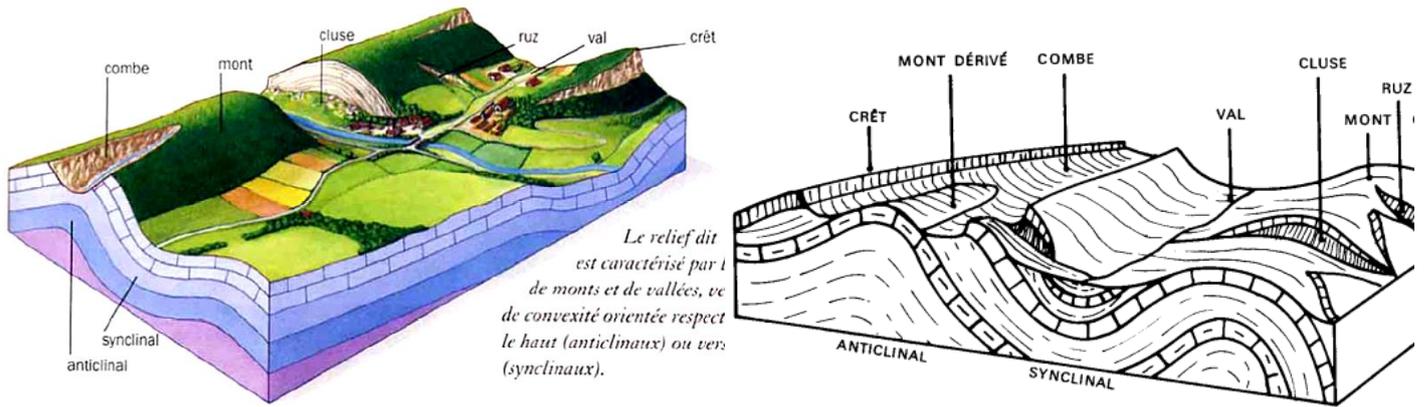


Figure.06.Relief jurassien (ou conforme)

Ce relief, si particulier, s'exprime au travers d'un vocabulaire spécifique :

- **Mont** : relief coïncidant avec un pli anticlinal, souvent de roche résistante.
- **Val** : dépression allongée (coïncidant avec un pli synclinal) située entre deux anticlinaux.
- **Cluse** : gorge par laquelle une rivière coupe un mont ou une succession de monts, transversalement par le travers du pli.
- **Ruz** : Vallon taillé dans le flanc d'un mont, échancreur d'érosion occasionnée par un élément hydrographique, un petit ruisseau (Bassin de réception torrentiel), demi-cluse.
- **Combe** : dépression longitudinale due à l'érosion, située au sommet et dans l'axe du pli.
- **Crêts** : surplombs qui encadrent la combe

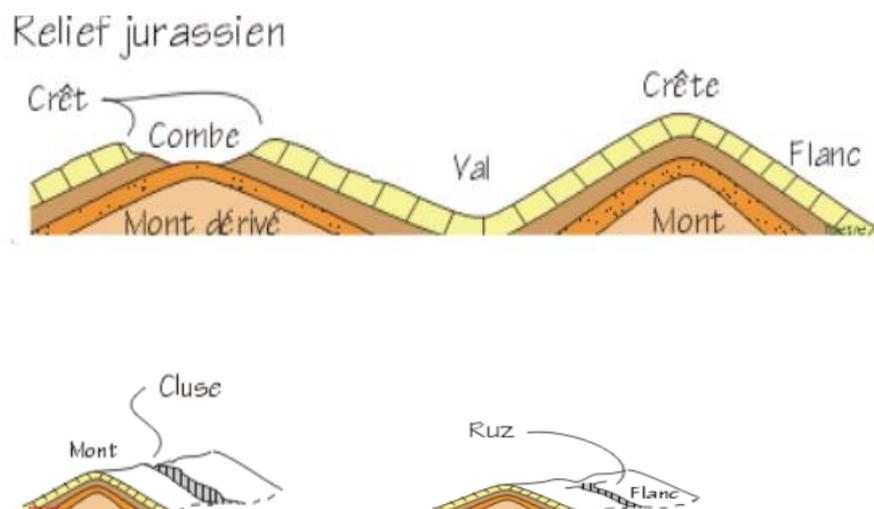


Figure.06. Les éléments du relief jurassien

