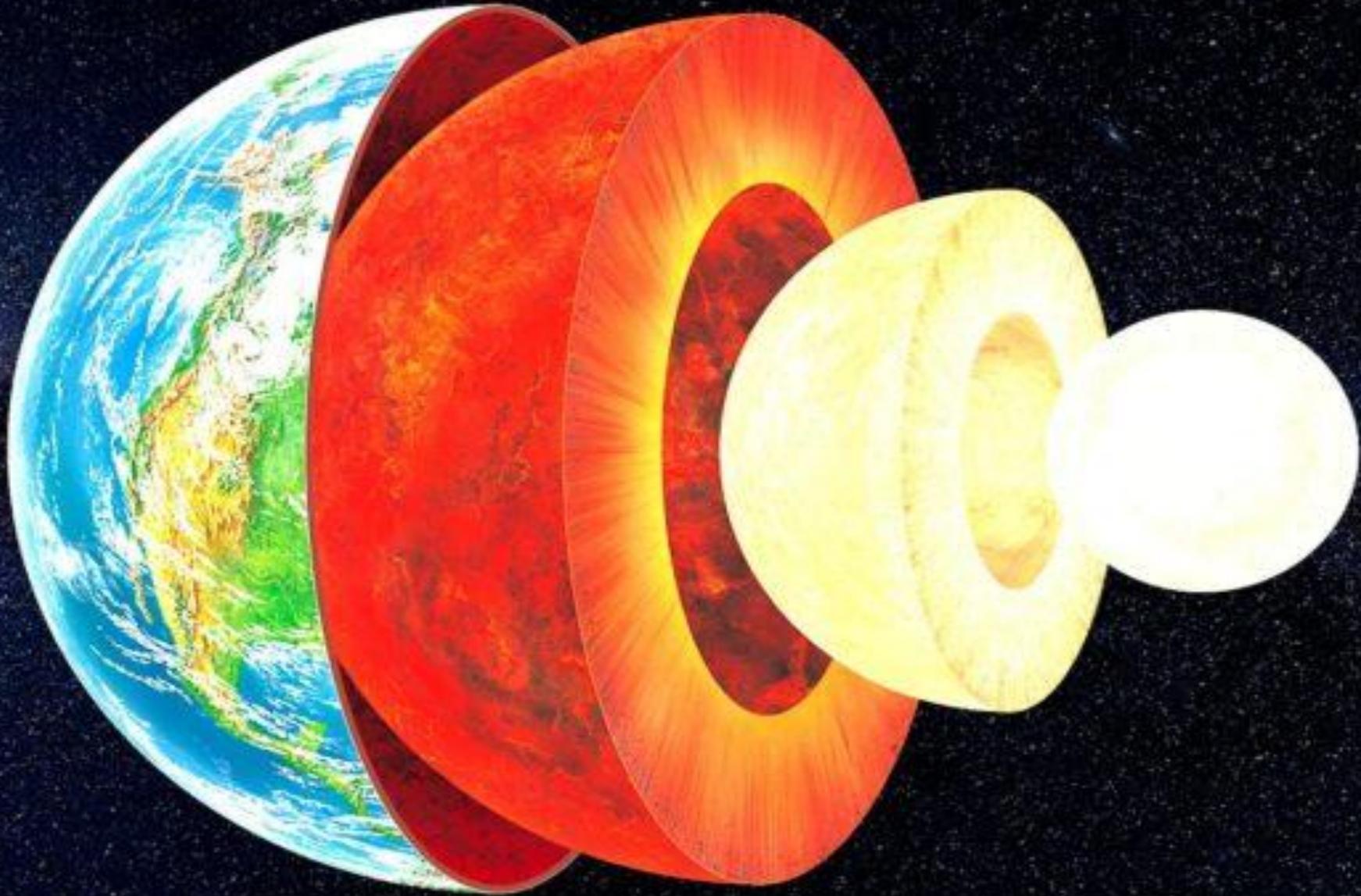
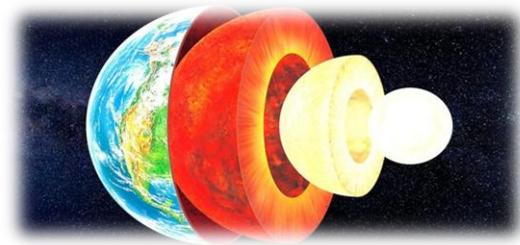


Chapitre 3 : Géodynamique interne



La dynamique interne de la terre, ou la **géodynamique interne**, concerne les mouvements et les processus qui affectent l'intérieur de la Terre. Il s'agit essentiellement d'une thermodynamique reliée à la déperdition de chaleur causée par la désintégration radioactive de certains éléments.



Chapitre 3 : Géodynamique interne

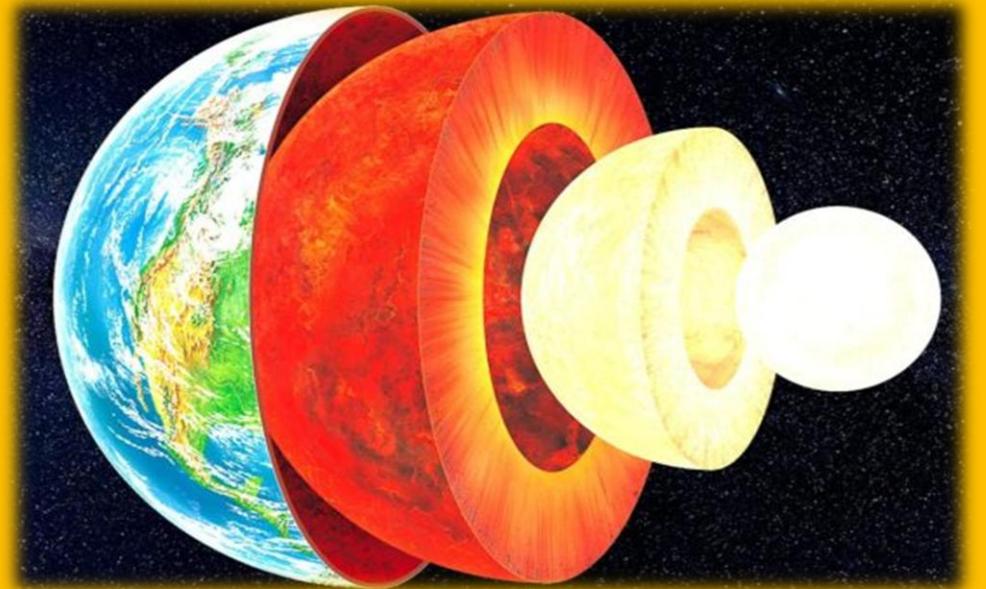
L1 Foresterie_ Année universitaire 2023-2024_ Cours préparé par Mme GHENIM Asma Fethia

I. Tectonique des plaques

1. Structure du globe terrestre
2. Plaques lithosphériques
3. Ondes sismiques/Structure interne de la Terre

II. Sismologie

III. Volcanologie



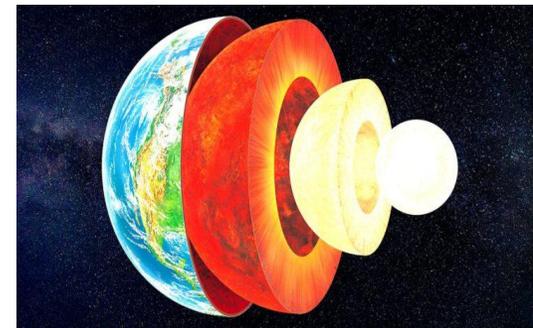
I.1. Structure du globe terrestre

1.1. Croûte terrestre, appelée aussi **écorce terrestre**, est la partie superficielle et solide du matériau dont est faite la Terre. C'est la partie supérieure de la lithosphère.

La limite entre la croûte terrestre et le manteau supérieur est la discontinuité de Mohorovicic. On distingue deux types de croûte terrestre :

a. Croûte océanique : essentiellement formée de basalte, dans laquelle on distingue, de haut en bas, sous une tranche d'eau de 4,5 km en moyenne :

- **Couche 1**, composée de sédiments, épaisse de 0 m (notamment près des dorsales) à quelques kilomètres (près des continents), en moyenne, 300m. $V_p = 2$; $d = 1,93$ à $2,3$.
- **Couche 2**, appelée parfois socle (en anglais *basement*) composée surtout de basaltes (couche basaltique). Épaisseur : $1,7 \pm 0,8$ km ; $V_p = 4$ à 6 ; $d = 2,55$.
- **Couche 3** (ou couche océanique) que l'on estime être composée de serpentines engendrées par hydratation du sommet du manteau. Épaisseur : $4,8 \pm 1,4$ km ; $V_p = 6,7$; $d = 2,95$.



b. Croûte continentale

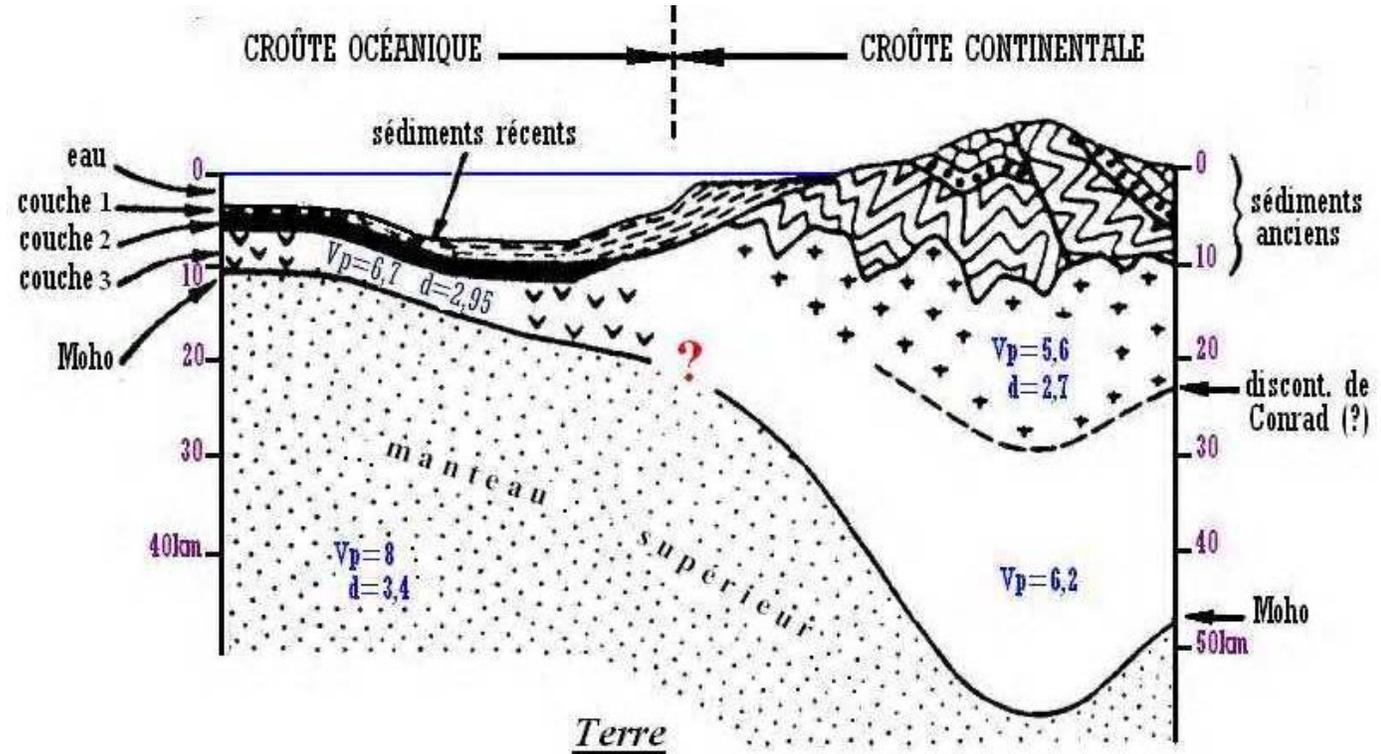
(granitoïde) à structure plus complexe et moins bien précisée, avec :

- Des sédiments. Épaisseur : quelques kilomètres ;

$V_p = 3,5$; $d = 2$ à $2,5$.

- couche complexe, formée en grande partie de roches acides, avec probablement divers niveaux. Épaisseur : 20 à 70 km, V_p variable, en moyenne 6,2.

On y a distingué parfois une **couche granitique** (supérieure) avec $V_p = 5,6$ et $d = 2,7$, séparée par la **discontinuité de Conrad** d'une **couche basaltique** (inférieure) avec $V_p = 6,5$, mais cette distinction paraît aujourd'hui artificielle.

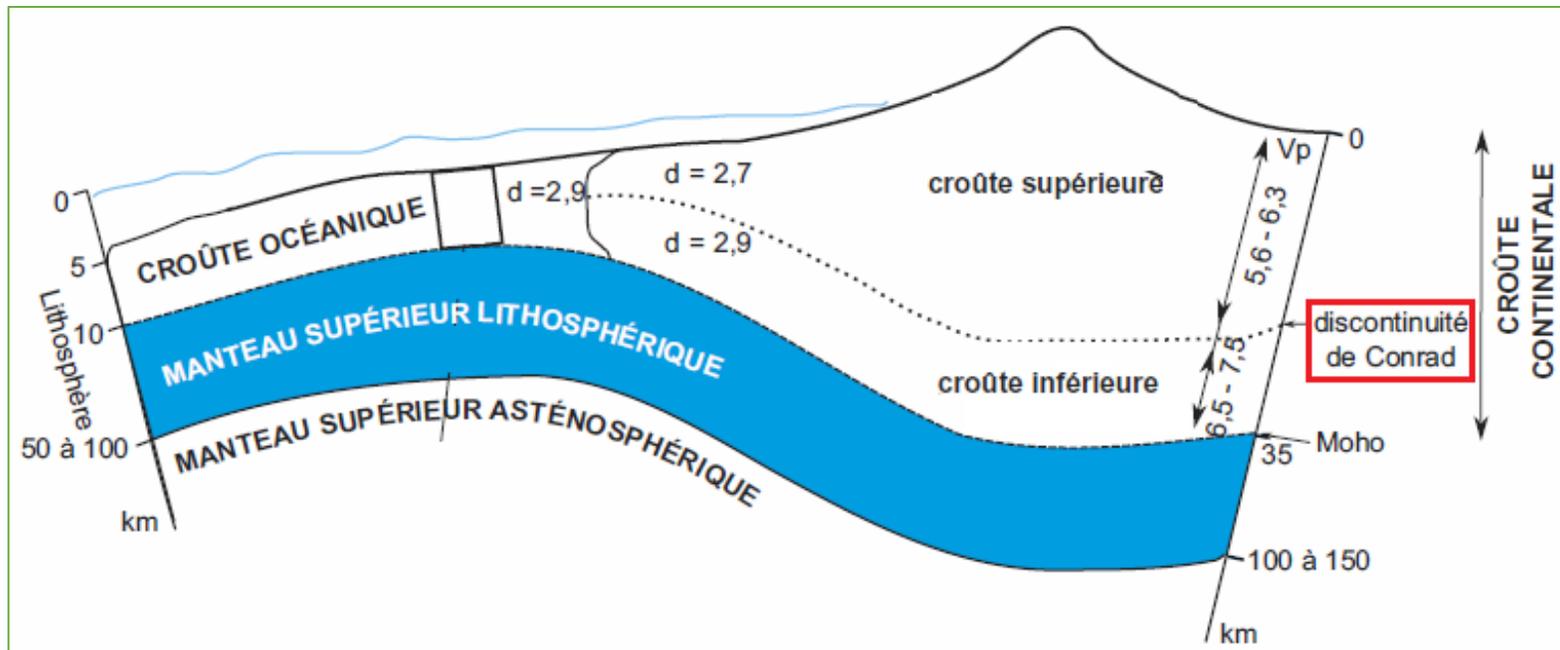


Détail des croûtes océanique et continentale reliées par une marge passive. -d : densité moyenne des roches ; - V_p : vitesse de propagation des ondes sismiques P, en km/s.

c. Discontinuité de Conrad : La première discontinuité que les ondes de volume enregistrent, est située dans la croûte (plus précisément, la croûte continentale).

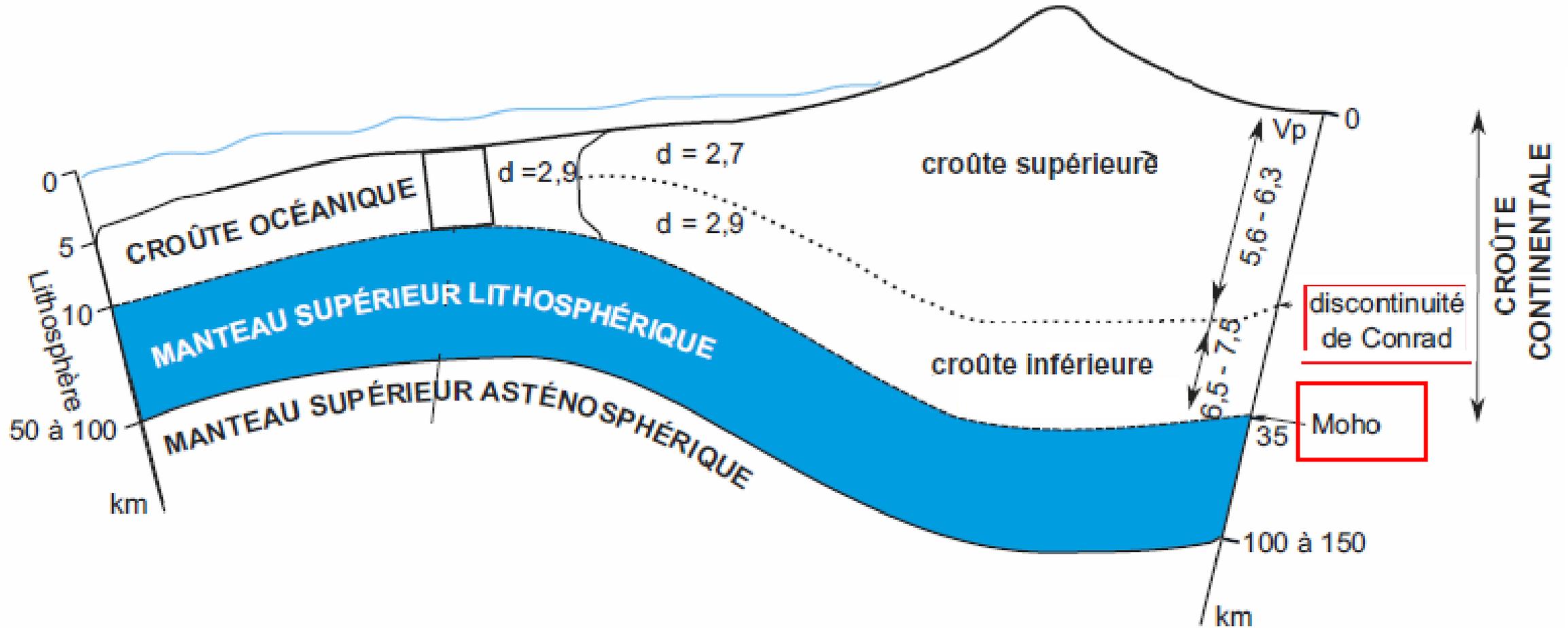
La croûte continentale présente de nombreuses variations, la sismologie artificielle a permis de matérialiser une discontinuité séparant une croûte supérieure à la rhéologie plutôt cassante susceptible d'être faillée aux vitesses d'ondes P comprises en moyenne entre 5,6 et 6,3 km/s, d'une croûte inférieure plus ductile et aux vitesses d'ondes P plus élevées, comprises entre 6,5 et 7,5 km/s.

Cette discontinuité est appelée discontinuité de Conrad. Les chaînes de montagnes récentes constituent les principaux endroits où elle n'est pas visible. (Voir le schéma ci-dessous).



Ce schéma montre la localisation la discontinuité de Conrad, qui sépare la croûte supérieure de rhéologie plus cassante, de la croûte inférieure de rhéologie plus ductile. Source @GÉOLOGIE TOUT-EN-UN 1^{er} et 2^e années BCPST.

d. Discontinuité de Mohorovicic, ou Moho, limite vers le bas avec netteté ces croûtes. Sa profondeur est de 7 à 12 km sous les océans, et de 30 à 40 km en moyenne sous les continents (jusqu'à 70 km sous les montagnes).



1.2. Manteau : Il a comme limite supérieure le Moho, et sa limite inférieure est à 2900 km. Il est constitué de péridotite. On y distingue de bas en haut :

a. Manteau supérieur, jusqu'à 700 km, avec :

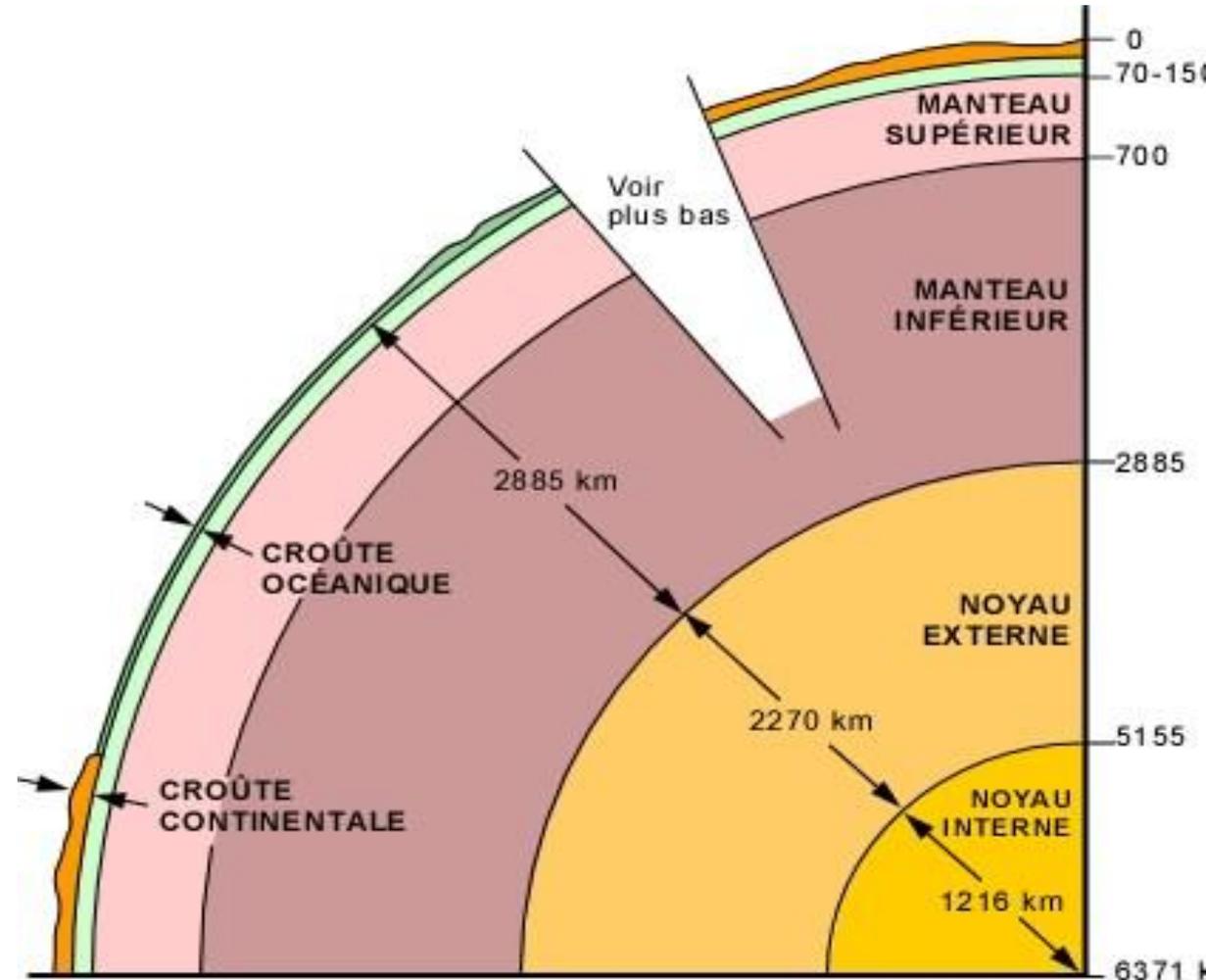
- une couche rigide (épaisse de 60 à 100 km), base de la lithosphère. $V_p = 8,0$; $d = 3,4$.

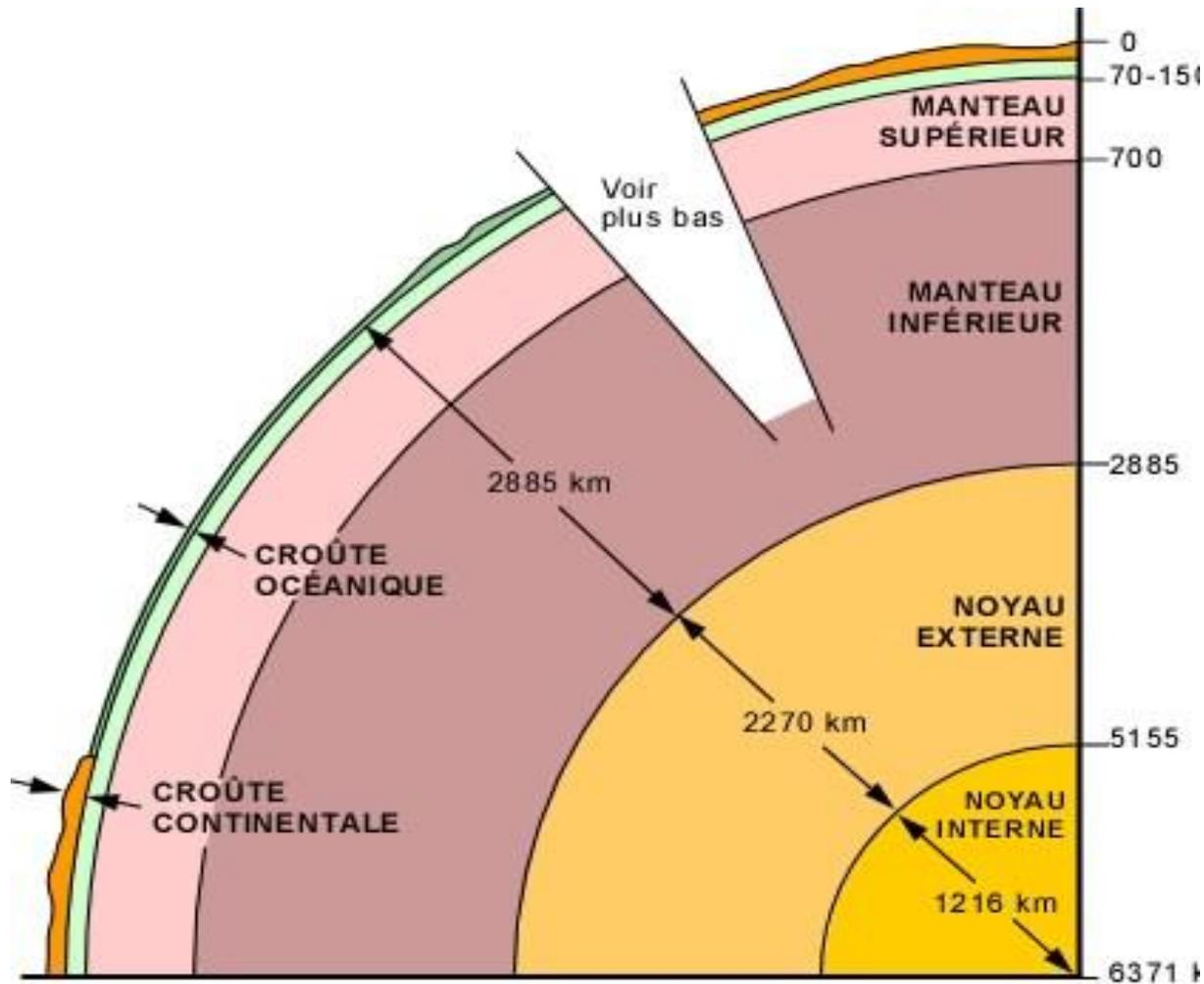
- une couche à moindre vitesse, plastique, sommet de l'asthénosphère, jusqu'à 200 km ; $V_p = 7,8$; $d = 3,4$.

- une couche à $V_p = 8,5$, et $d = 3,5$ de 200 à 400 km.

- une couche à $V_p = 10$, et $d = 4,0$ de 400 à 700 km.

b. Manteau inférieur ou mésosphère de 700 à 2 900 km, avec $V_p = 11$ à 14, et $d = 4,5$ à 6.





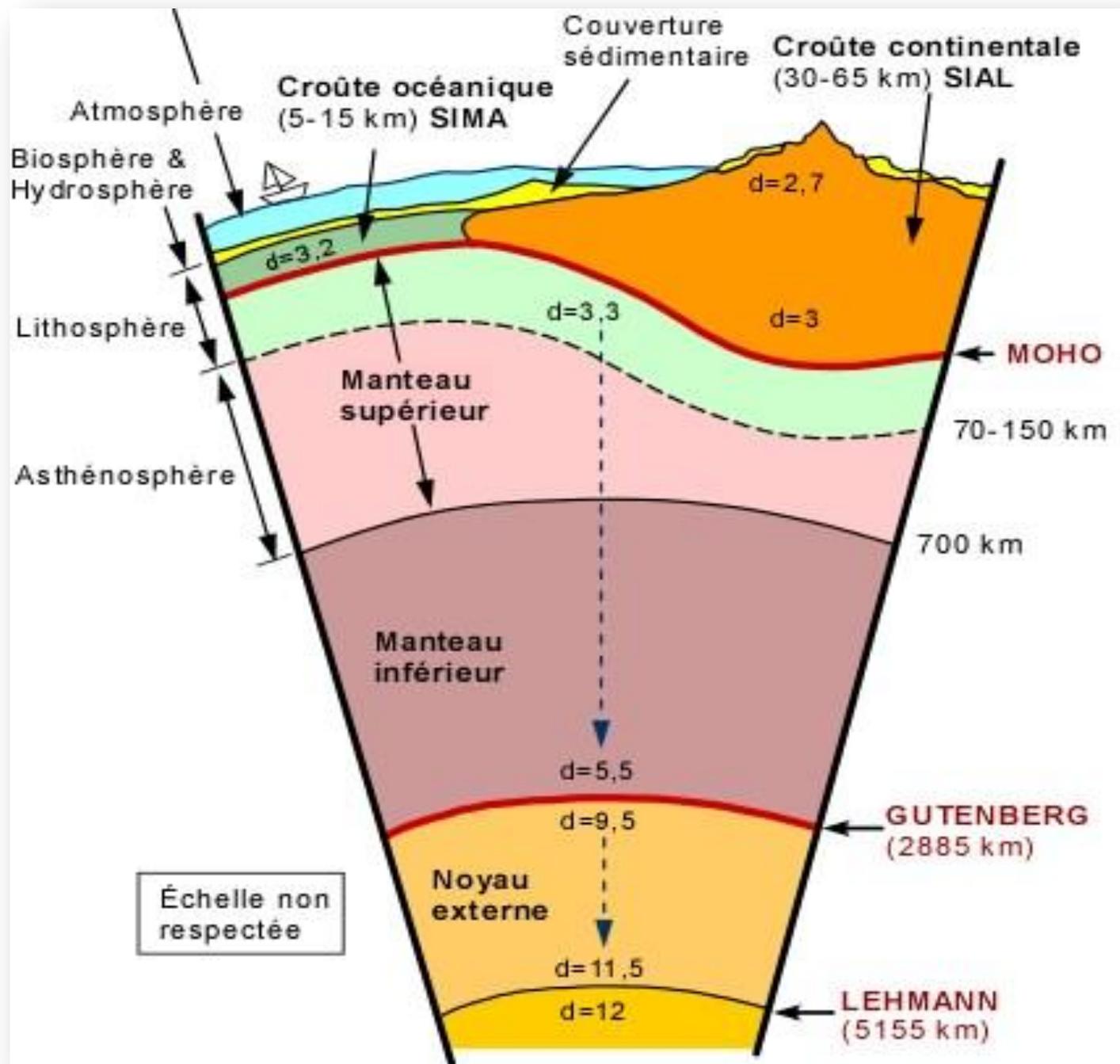
1.3. Noyau

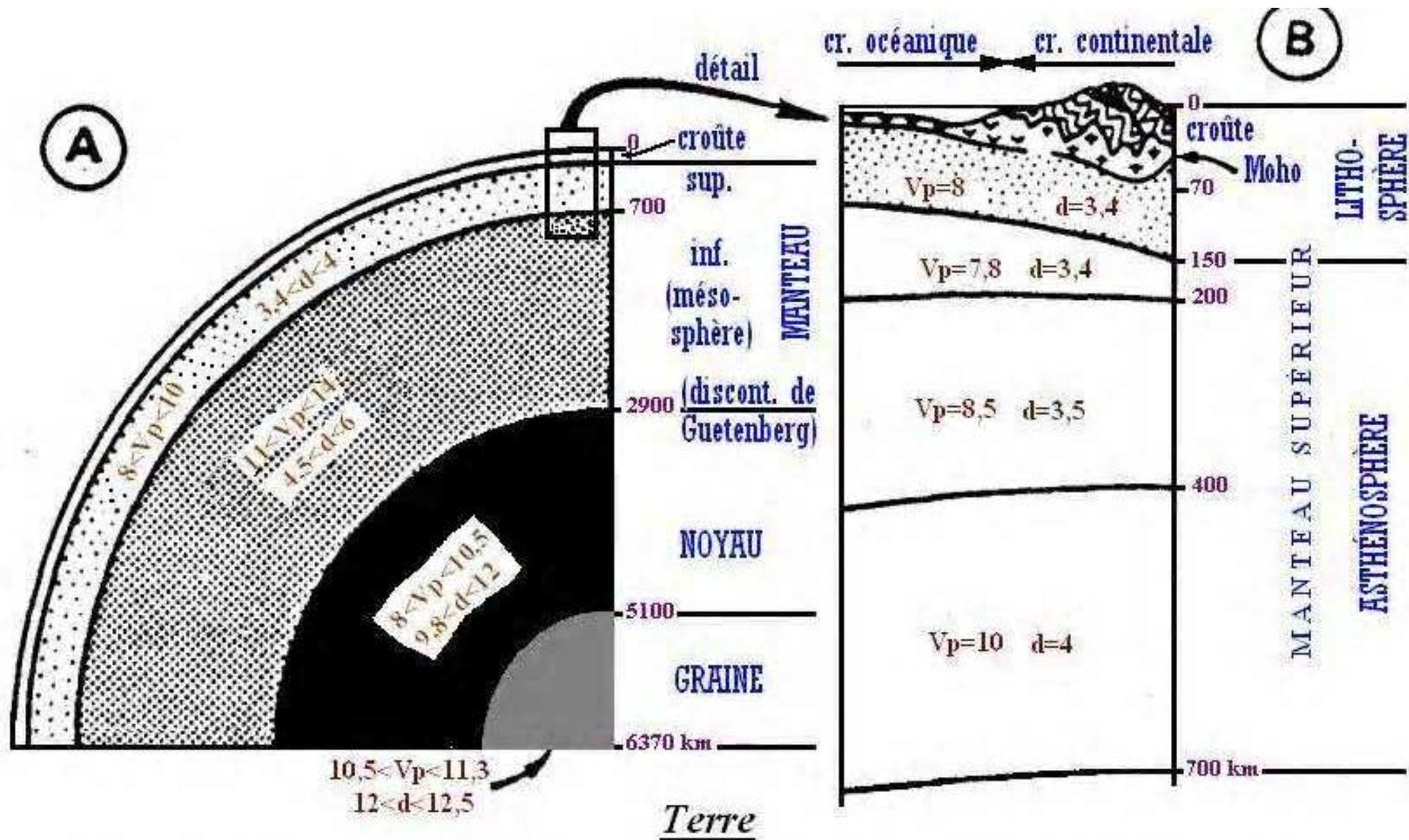
a. Noyau externe : Il est surtout composé de fer, de 2 900 à 5 100 km de profondeur, avec $V_p = 8$ à 10,5, et $d = 9,8$ à 12. Il est séparé du manteau par la discontinuité de Gutenberg.

Il est à noter que les ondes S ne traversent pas le noyau externe qui, pour elles, réagit comme un liquide.

b. Noyau interne ou la graine : Il est formée également de fer mais aussi de nickel, de 5 100 km au centre de la Terre (6 370 km) avec $V_p = 10,5$ à 11,3, et $d = 12$ à 12,5.

La description qui précède tient surtout compte des discontinuités sismiques de la Terre. Du point de vue de la tectonique des plaques, une distinction fondamentale est celle de lithosphère et d'asthénosphère, caractérisées par leurs propriétés mécaniques.





-A : coupe des enveloppes de la Terre. -B : détail de la lithosphère et de l'asthénosphère.



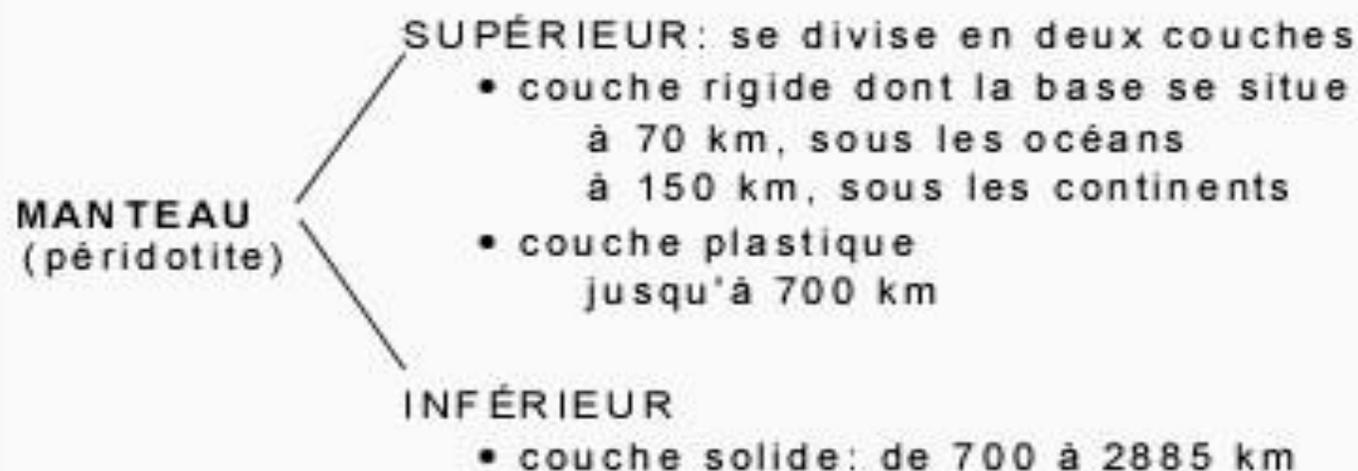
La composition de la croûte terrestre est assez bien connue par l'étude des roches qui forment la surface terrestre et aussi par de nombreux forages.

Notre connaissance du manteau et du noyau est, cependant, plus limitée. Malgré tous les efforts déployés à cet effet, aucun forage n'a encore traversé le MOHO.

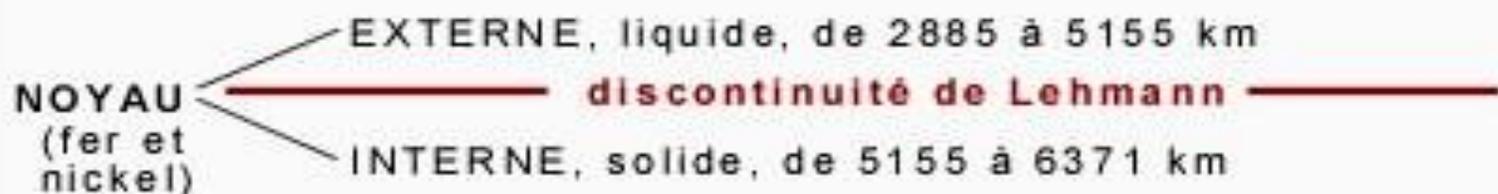
En résumé ...



discontinuité de Mohorovicic (MOHO)



discontinuité de Gutenberg



I.2. Plaques lithosphériques

2.1. Définitions

La lithosphère Couche superficielle de la Terre. Elle est épaisse de 70 km (sous les océans) à 150 km environ (sous les continents). On la considère dans l'ensemble comme rigide, capable de résister sans déformation appréciable à des pressions de l'ordre de 10^7 pascals (100 bars). Elle est divisée en plaques mobiles sur leur substratum appelé asthénosphère.

L'asthénosphère au contraire n'est pas rigide mais capable de fluer sous de faibles contraintes, ce qui permet ainsi le déplacement de la lithosphère qui flotte sur elle. Ses propriétés mécaniques font qu'elle ne peut se briser en produisant des séismes : les séismes profonds ne peuvent être dus qu'à des plongées de lithosphère par subduction. Elle comprend ainsi le manteau supérieur moins la partie qui ressortit à la lithosphère.

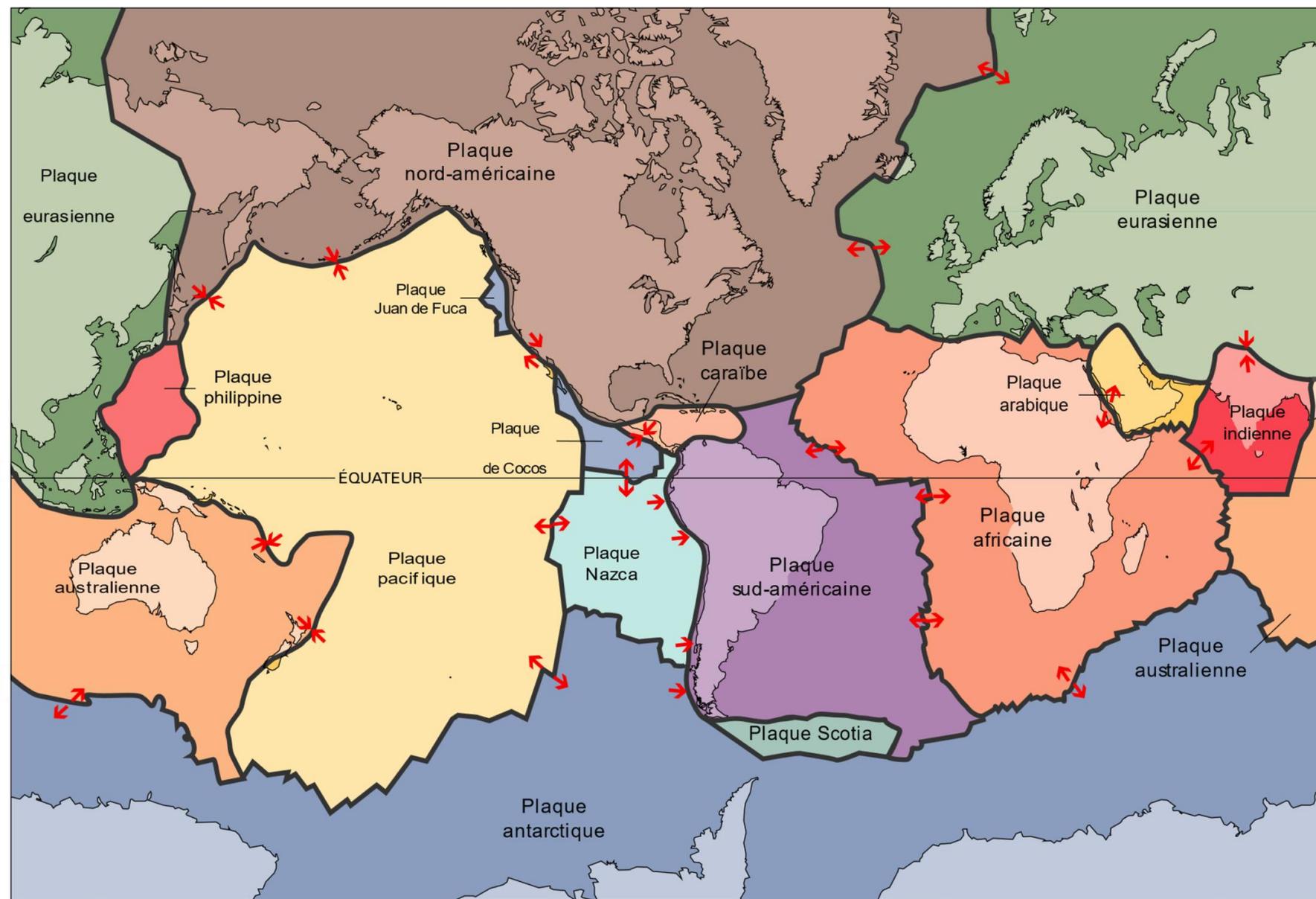
La différence fondamentale entre **lithosphère** et **asthénosphère** n'est pas dans leur composition chimique, mais dans le fait qu'à leur limite on se trouve à la température de fusion des roches qui composent le manteau, si bien qu'on assiste en descendant à leur liquéfaction partielle (1 ou 2 %), suffisante pour abaisser brusquement leur viscosité.

Ce phénomène est bien marqué dans la couche à faible vitesse (LVZ), mais va en s'estompant vers le bas du manteau supérieur qui se rigidifie de nouveau.

La lithosphère est formée de plaques distinctes et séparées, qui sont en mouvement sur l'asthénosphère visco-élastique.

La fluidité relative de l'asthénosphère permet aux plaques tectoniques de bouger dans différentes directions.

On compte 15 grandes plaques.



[File:Tectonic plates \(empty\).png](#), An unlabelled map of the Earth's [tectonic plates](#)

I.3. Ondes sismiques/Structure interne de la Terre

Comment savons-nous cela ?

L'intérieur de la Terre est donc constitué d'un certain nombre de couches superposées, qui se distinguent par leur état solide, liquide ou plastique, ainsi que par leur densité.

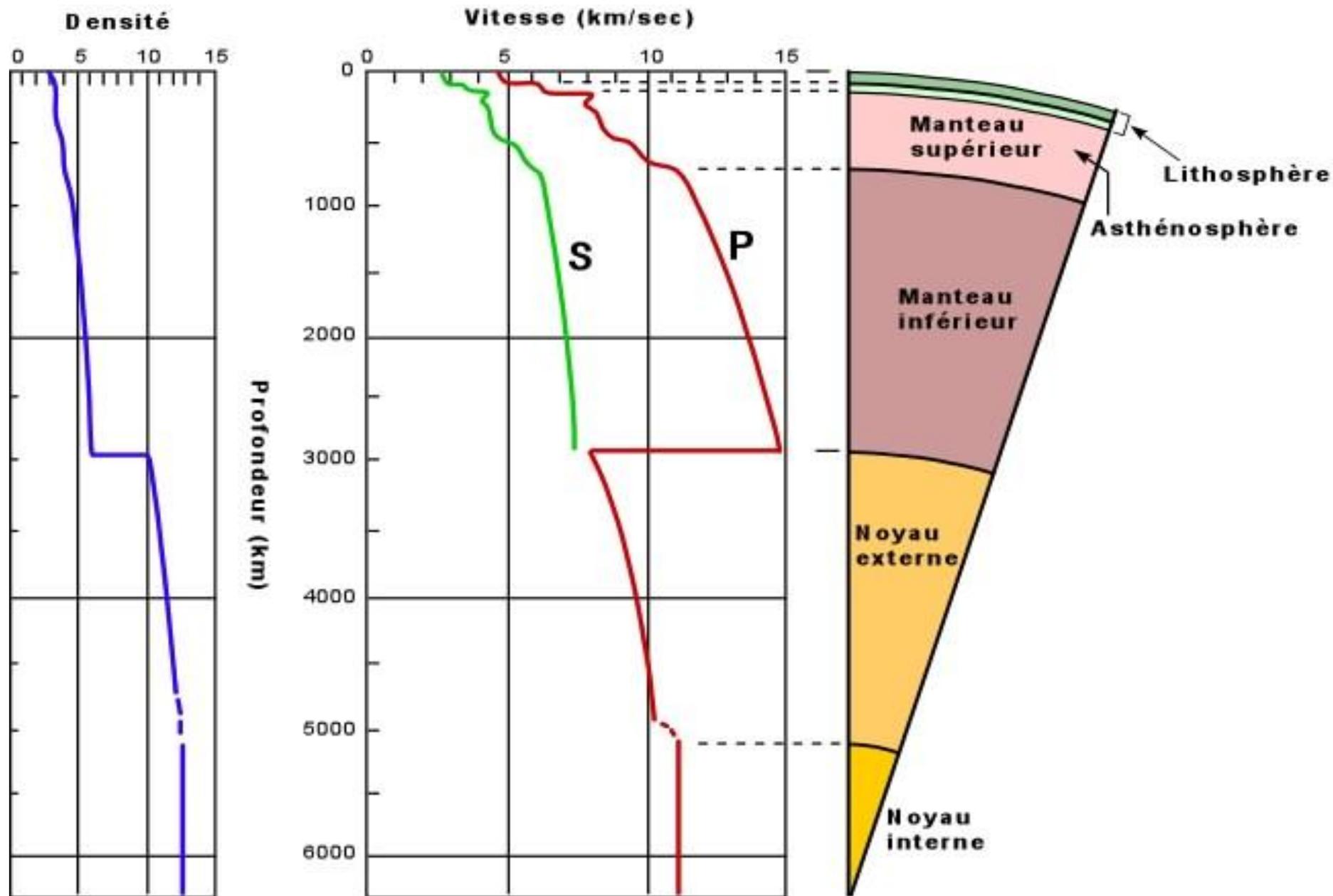
Comment savons-nous cela ?

Lorsque il se produit un tremblement de terre à la surface du globe, il y a émission d'ondes sismiques dans toutes les directions.. C'est ainsi, qu'une sorte d'échographie de l'intérieur de la Terre a été établie à partir du comportement des ondes sismiques lors des tremblements de terre.

Les sismologues Mohorovicic, Gutenberg et Lehmann ont réussi à déterminer l'état et la densité des couches par l'étude du comportement de ces ondes sismiques.

La vitesse de propagation des ondes sismiques est fonction de l'état et de la densité de la matière. Certains types d'ondes se propagent autant dans les liquides, les solides et les gaz, alors que d'autres types ne se propagent que dans les solides.

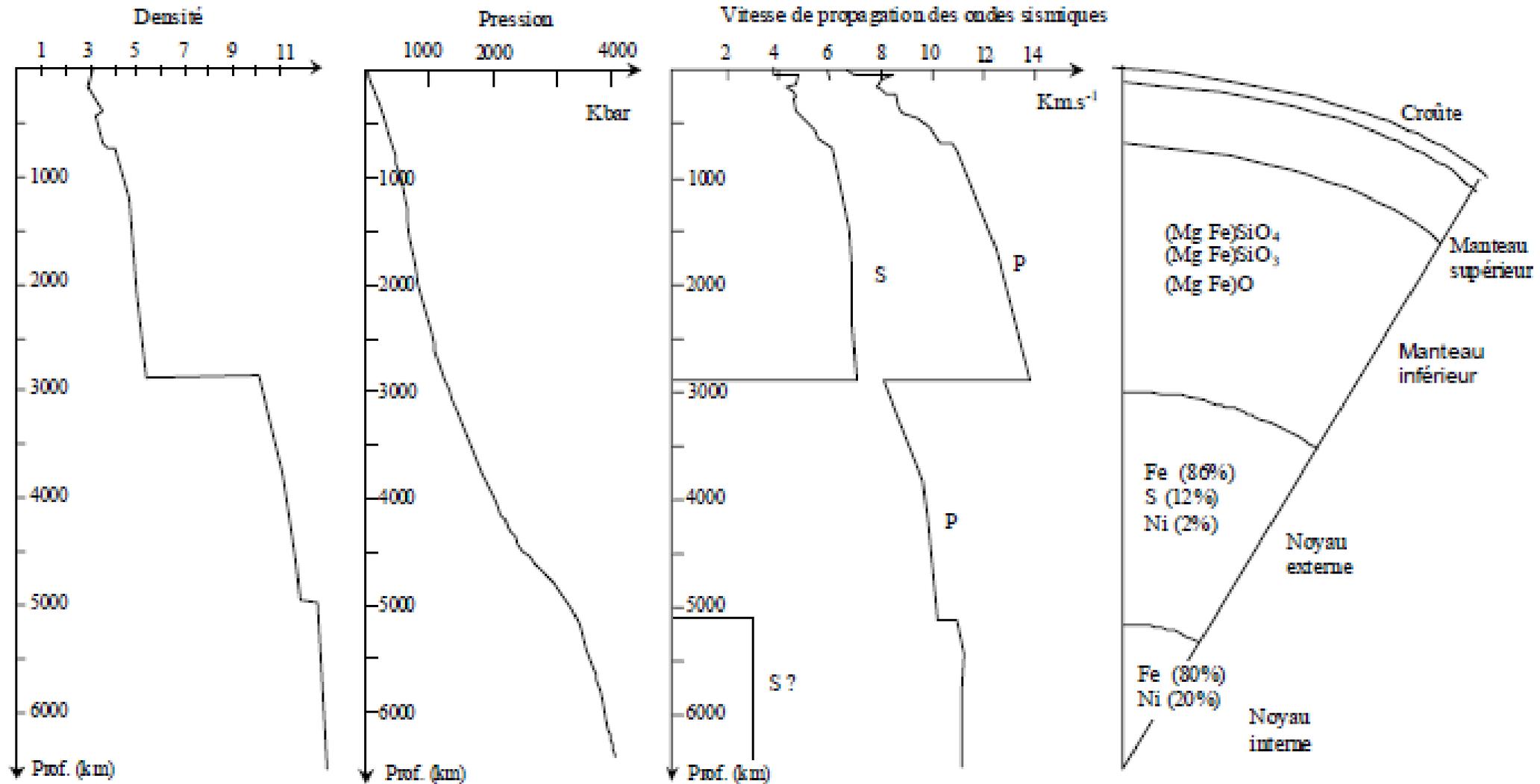
La structure interne de la Terre, ainsi que l'état et la densité de la matière, ont été déduits de l'analyse du comportement des ondes sismiques. Les ondes P se propagent dans les solides, les liquides et les gaz, alors que les ondes S ne se propagent que dans les solides. On sait aussi que la vitesse de propagation des ondes sismiques est proportionnelle à la densité du matériel dans lequel elles se propagent.



Model sismologique

← *Mesures* →

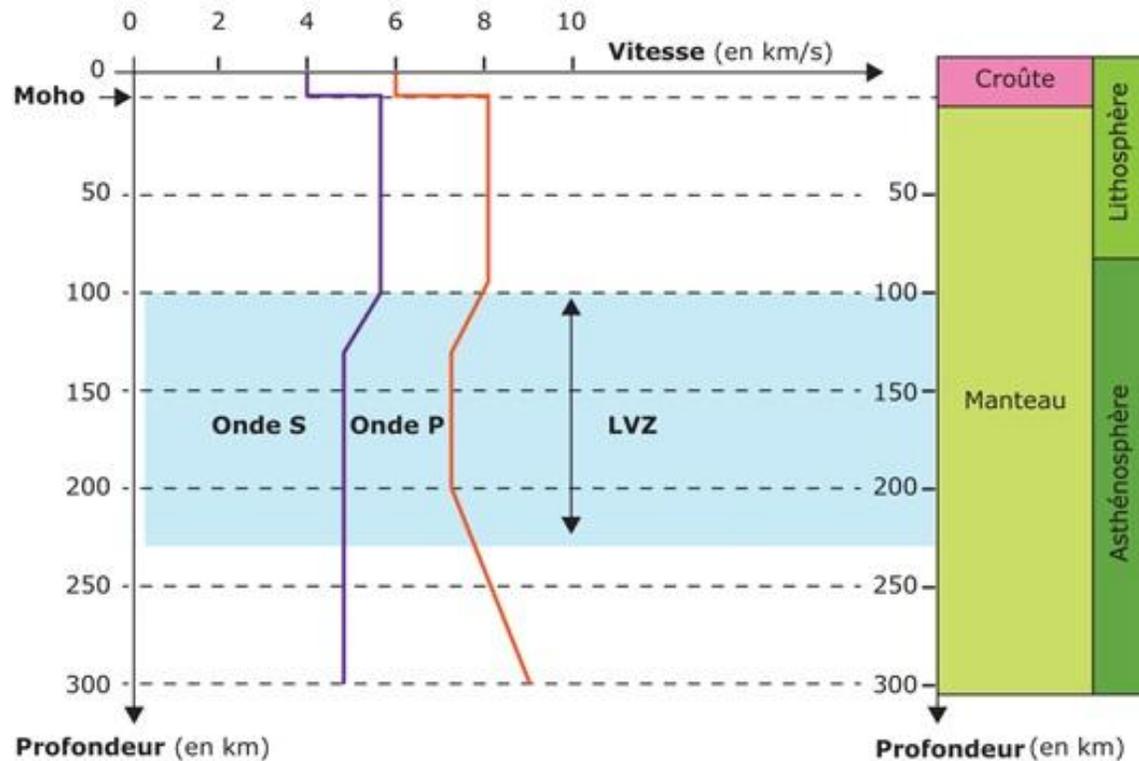
Interprétation



La brusque interruption de propagation des ondes S à la limite entre le manteau et le noyau indique qu'on passe d'un solide (manteau inférieur) à un liquide (noyau externe). L'augmentation progressive de la vitesse des ondes P et S dans le manteau indique une augmentation de densité du matériel à mesure qu'on s'enfonce dans ce manteau.



La chute subite de la vitesse des ondes P au contact manteau-noyau est reliée au changement d'état de la matière (de solide à liquide), mais les vitesses relatives continuent d'augmenter, indiquant une augmentation des densités. Plus en détail, au contact lithosphère-asthénosphère, on note une légère chute des vitesses de propagation des ondes P et S correspondant au passage d'un matériel solide (lithosphère) à un matériel plastique (asthénosphère).



À noter :

- La partie supérieure du manteau supérieur est appelée zone à faible vitesse (souvent abrégée LVZ d'après l'anglais *Low Velocity zone*).
- On constate une diminution de la vitesse et une atténuation marquée des ondes sismiques P et S.
- Ce phénomène est dû à la fusion partielle des péridotites qui entraîne une plus grande fluidité.

Chapitre 3 : Géodynamique interne

L1 Foresterie_ Année universitaire 2023-2024_ Cours préparé par Mme GHENIM Asma Fethia

I. Tectonique des plaques

II. Sismologie

1. Définition d'un séisme
2. Origine des séismes
3. Catégories de séismes
4. Ondes sismiques
5. Magnitude d'un séisme
6. Intensité d'un séisme
7. Prévision des séismes
8. Prévention des risques sismiques

III. Volcanologie

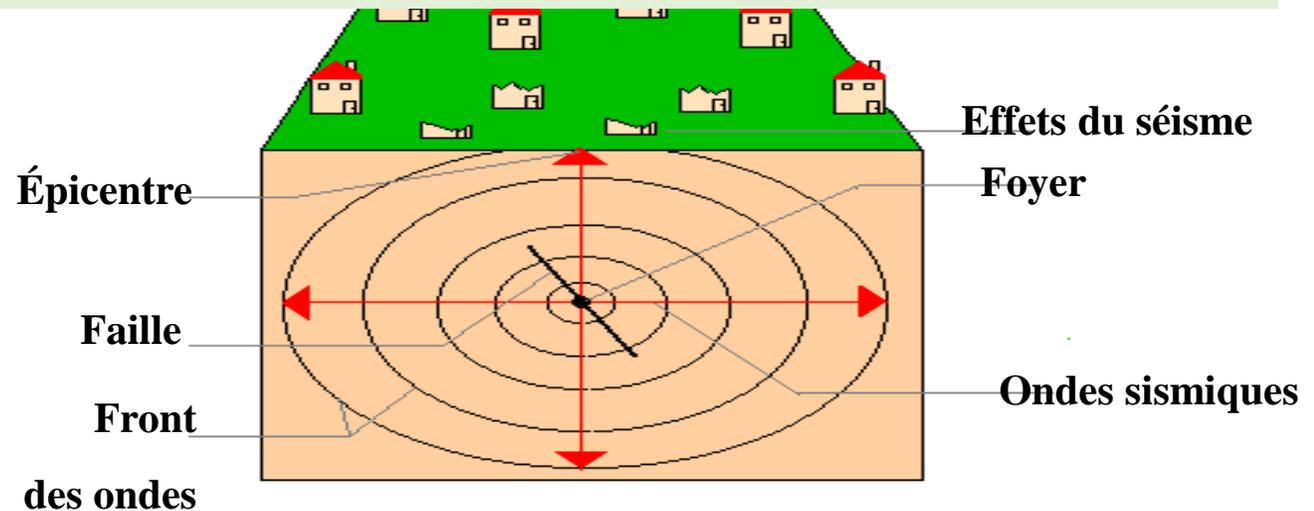


II.1. Définition d'un séisme

Il s'agit d'un ébranlement brusque de la croûte terrestre en un point quelconque provoque des vibrations qui se transmettent à travers le globe. Le passage de ces vibrations constitue un tremblement de terre (séisme). La manière dont la Terre vibre après un séisme est contrôlée par les propriétés des roches à l'intérieur. Les vibrations des tremblements de terre sont enregistrées par des sismographes.

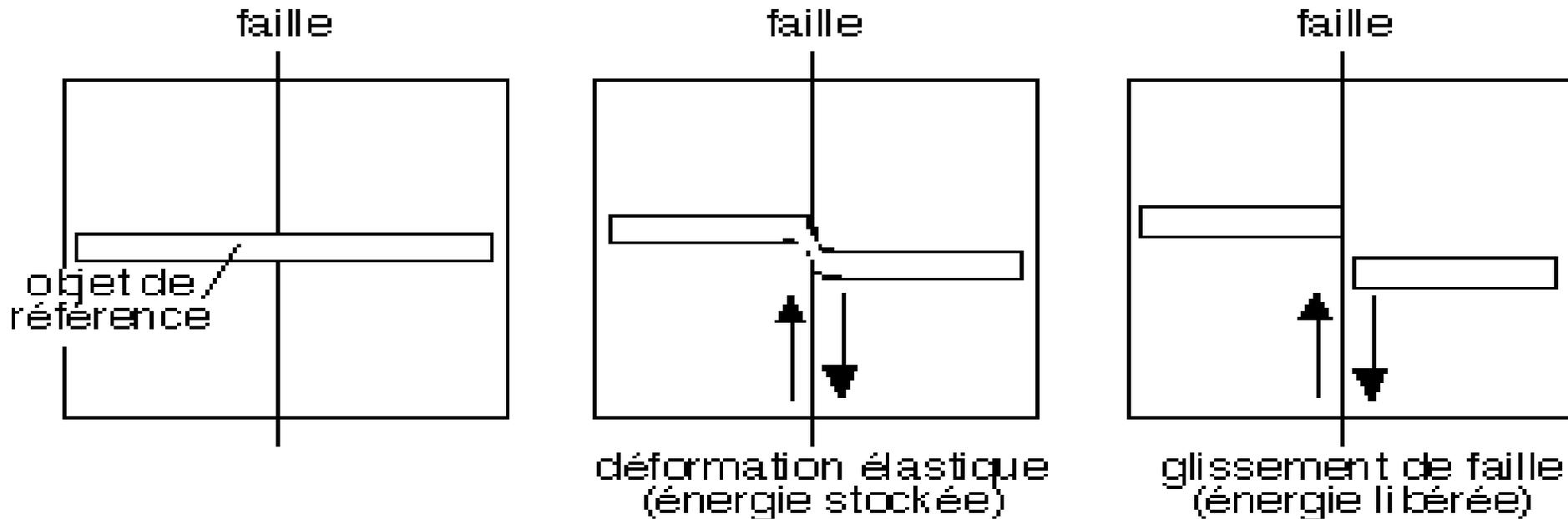
On appelle Foyer ou Hypocentre le point où se produit l'ébranlement et où se libère l'énergie alors qu'un épïcentre le point correspondant le plus proche sur la surface terrestre est où la secousse est maximale.

L'enregistrement de ses séismes se fait par des sismomètres (sismographes: Terme ancien)



II.2. Origine des séismes

- La cause de la plupart des tremblements de terre est liée aux mouvements soudains le long des failles dans la Terre.
- Le **modèle de détente élastique** suggère que si les surfaces des failles ne glissent pas facilement les unes sur les autres, l'énergie peut être stockée dans les roches qui subissent une déformation élastique - comme un ressort qui est comprimé . Lorsque le glissement le long de la faille se déroule finalement, les roches reprennent leurs formes originales.



La plupart des tremblements de terre se déroulent dans la partie supérieure de la Terre où les roches sont relativement rigides et donc cassantes (les roches peuvent se fracturer). En profondeur, les températures et les pressions sont tellement élevées que la déformation plastique se déroule - les roches ne peuvent pas se fracturer ou stocker l'énergie. Les changements de forme restent dans ces roches en profondeur même si les forces de contrainte sont élevées. Les tremblements de terre sont donc des phénomènes de la partie externe, froide et cassante de la Terre.

Cependant, certains tremblements de terre sont plusieurs millions de fois plus grands que d'autres. Pourquoi?

La même quantité d'énergie peut être libérée par plusieurs milliers de petits glissements et petits séismes ou peut être stockée et libérée par un seul immense tremblement de terre.



Figure 1 Représentation schématisée d'un tremblement de terre. Pendant que la déformation se fait (glissement), l'énergie

II.3. Catégories de séismes

Un séisme est une secousse ou une série de secousses plus ou moins violentes du sol. Les séismes peuvent être naturels ou artificiels. Il est commode de les classer selon leur mode de génération :

Mécanisme au foyer	Séismes naturels	Séismes artificiels
Jeu d'une faille	séismes tectoniques : <ul style="list-style-type: none">· rupture soudaine des roches	séismes induits par l'activité humaine : <ul style="list-style-type: none">· mise en eau d'un grand barrage· exploitation de gaz, etc
Explosion	séismes volcaniques : <ul style="list-style-type: none">· fracturation des roches due à l'intrusion de magma· dégazage, oscillation propre du réservoir	<ul style="list-style-type: none">· tirs d'exploration sismique· tirs de mines et carrières· essais nucléaires souterrains
Implosion	séismes d'effondrement : <ul style="list-style-type: none">· effondrement de cavités dans le gypse ou le calcaire· effondrement lié à un grand glissement de terrain	<ul style="list-style-type: none">· effondrements d'anciennes mines

Remarques :

- Les séismes tectoniques sont de loin les plus courants. Ils sont bien expliqués par la tectonique des plaques.
- Les séismes volcaniques accompagnent les éruptions volcaniques. Ils servent à la prévision des éruptions.
- Exceptés les tirs nucléaires, les séismes artificiels sont généralement de petits séismes.



Le foyer ou l'hypocentre est le lieu qui constitue l'origine de l'énergie de l'ébranlement des roches. Selon la profondeur des foyers on classe les séismes en:

- **Superficiels** (La profondeur de foyer est 0-70Km environ): sont des séismes destructeurs, Les zones de divergence des plaques tectoniques (Dorsale médio-océanique) constituent la principale source de ce type de séisme, ainsi sont prédominants dans la zone de frottement des plaques tectoniques(coulissage), Ce type de séisme est également caractéristique à la large bande continentale qui va de la Birmanie à nos régions méditerranéennes, ici les séismes sont associés aux hautes chaînes montagneuses (Zone alpine).

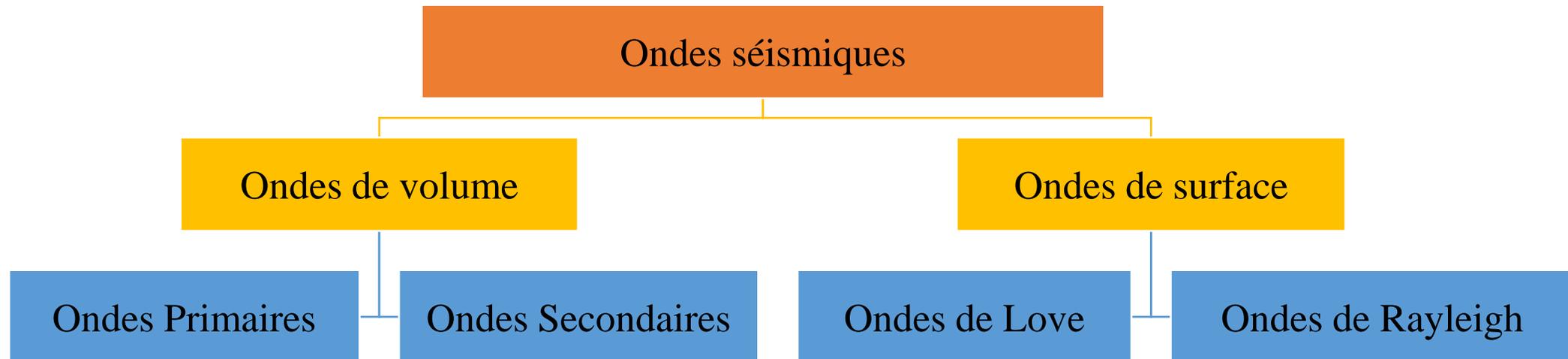
- **Intermédiaires** (La profondeur de foyer est 70-350Km) : Ce type de séisme ébranle les régions comme l'Hindou Kouche et la Roumanie

- **Profonds** (La profondeur de foyer est 300à700Km) : Ils se produisent essentiellement le long d'une plaque lithosphérique qui plonge sous une autre plaque moins dense qu'elle.

II.4. Ondes sismiques

Ce sont des ondes élastiques qui se propagent à l'intérieur de la Terre et qui peuvent traverser un milieu sans le modifier, elles sont engendrées généralement par un séisme ou par une explosion.

Les différents types des ondes sismiques:



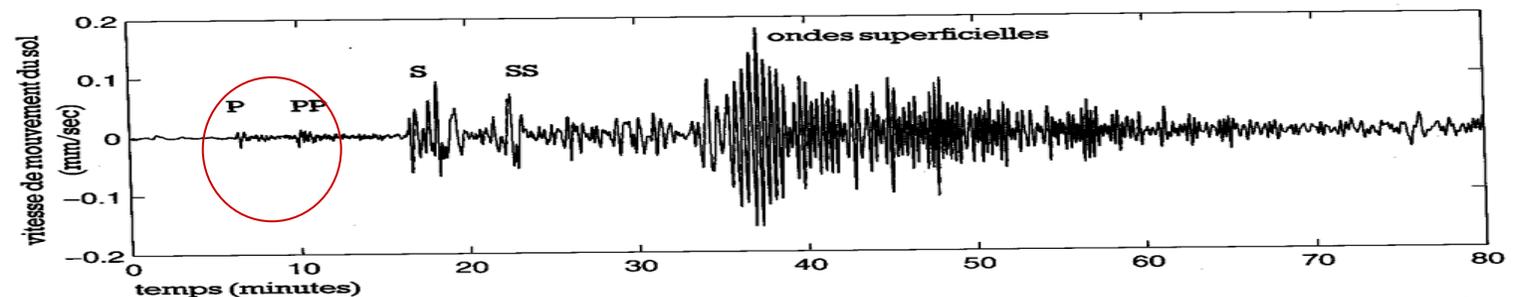
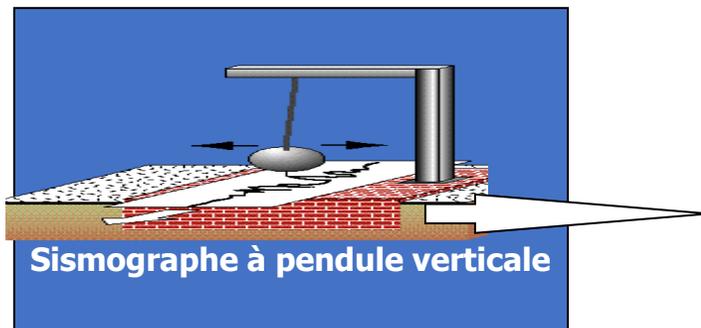
a. Ondes de volume (Body wave)

Elles se propagent à l'intérieur du globe. Leur vitesse de propagation dépend du matériau traversé et d'une manière générale elle augmente avec la profondeur. On distingue:

* **Ondes P** ou ondes primaires appelées aussi ondes de compression ou ondes longitudinales. Le déplacement du sol qui accompagne leur passage se fait par dilatation et compression successives, parallèlement à la direction de propagation de l'onde. Ce sont les plus rapides (6 km.s⁻¹ près de la surface) et sont enregistrées en premier sur un sismogramme. Elles sont responsables du grondement sourd que l'on peut entendre au début d'un tremblement de terre.

A quoi ressemble le mouvement du sol lors du passage de ces ondes ?

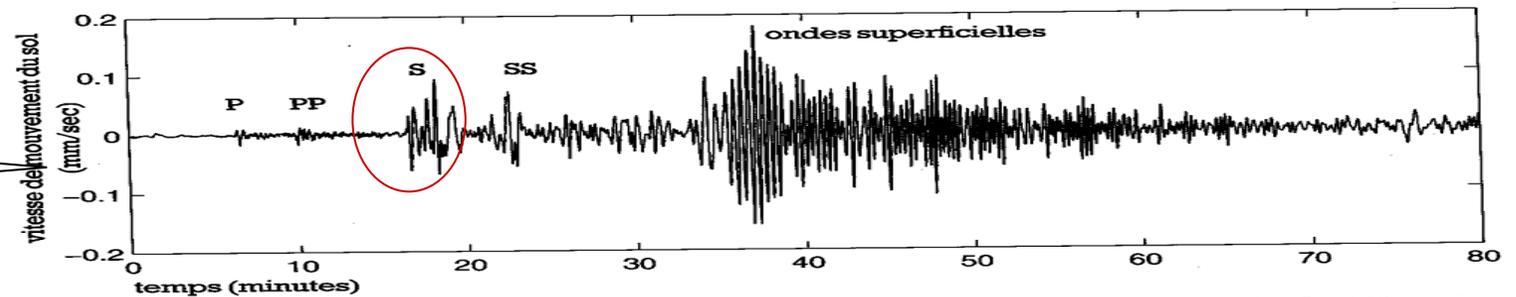
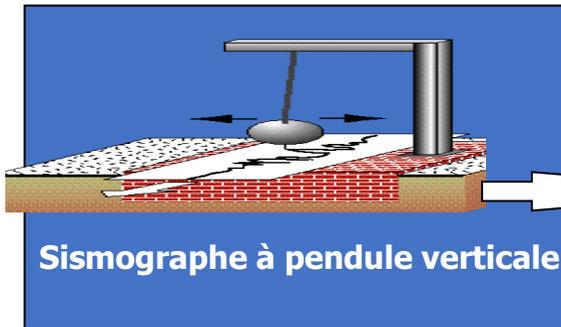
L'onde P comprime et étire alternativement les roches. On l'enregistre bien sur la composante verticale du sismomètre.



* **Ondes S** ou ondes secondaires appelées aussi ondes de cisaillement ou ondes transversales. A leur passage, les mouvements du sol s'effectuent perpendiculairement au sens de propagation de l'onde. Ces ondes ne se propagent pas dans les milieux liquides, elles sont en particulier arrêtées par le noyau de la Terre. Leur vitesse est plus lente que celle des ondes P, elles apparaissent en second sur les sismogrammes.

A quoi ressemble le mouvement du sol lors du passage de ces ondes ?

L'onde S se propage en cisillant les roches latéralement à angle droit par rapport à sa direction de propagation. On l'enregistre bien sur les composantes horizontales du sismomètre.



Remarque

La différence des temps d'arrivée des ondes P et S suffit, connaissant leur vitesse, à donner une indication sur l'éloignement du séisme. Les ondes de volume se propagent un peu comme les rayons lumineux : elles peuvent être réfléchies ou réfractées, c'est-à-dire déviées à chaque changement de milieu, au passage manteau - noyau par exemple. Elles peuvent ainsi suivre des trajets très complexes à l'intérieur de la Terre. Leur temps de parcours dépend de ce trajet, elles n'arrivent pas toutes en même temps au même endroit.

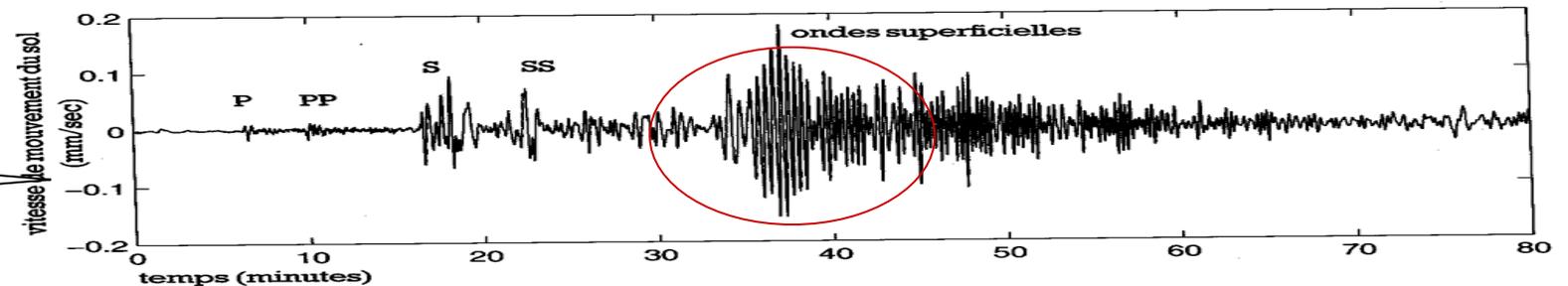
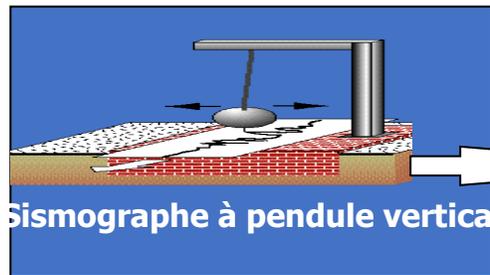
b. Ondes de surface (Surface wave)

Ce sont des ondes guidées par la surface de la Terre. Leur effet est comparable aux rides formées à la surface d'un lac. Elles sont moins rapides que les ondes de volume mais leur amplitude est généralement plus forte. On peut distinguer:

* Ondes de Love : le déplacement est essentiellement le même que celui des ondes S sans mouvement vertical. Les ondes de Love provoquent un ébranlement horizontal qui est la cause de nombreux dégâts aux fondations des édifices.

A quoi ressemble le mouvement du sol lors du passage de ces ondes ?

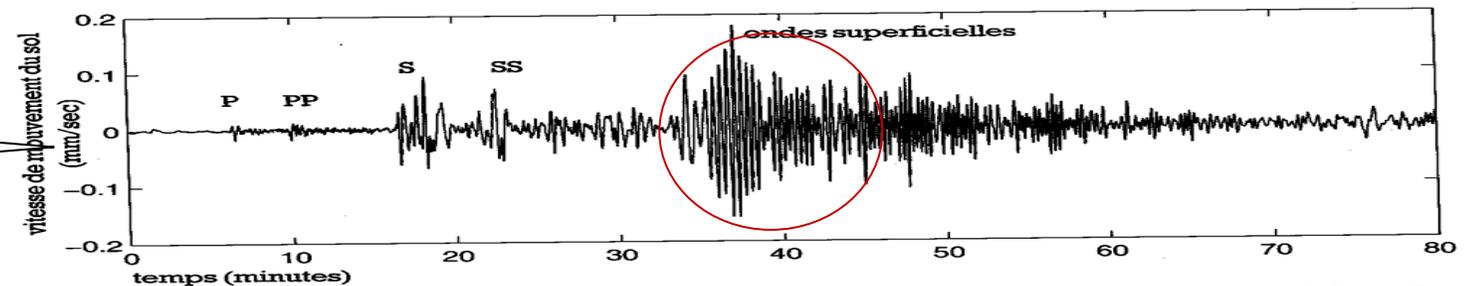
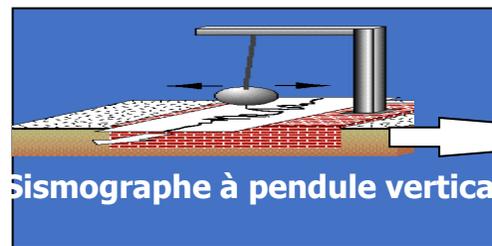
L'onde de Love : elle déplace le sol d'un côté à l'autre dans un plan horizontal perpendiculairement à sa direction de propagation. On l'enregistre uniquement sur les composantes horizontales du sismomètre.



* Ondes de Rayleigh: le déplacement est complexe, assez semblable à celui d'une poussière portée par une vague, un mouvement à la fois horizontal et vertical, elliptique, en fait. Les ondes de Love se propagent à environ 4 km/s, elles sont plus rapides que les ondes de Rayleigh.

A quoi ressemble le mouvement du sol lors du passage de ces ondes ?

L'onde de Rayleigh : le déplacement des particules est à la fois horizontal et vertical. Cette onde est enregistrée sur les trois composantes du sismomètre. Les vibrations engendrées par cette onde durent plusieurs minutes.



II.5. Magnitude d'un séisme

La magnitude d'un séisme est une valeur intrinsèque du séisme, indépendante du lieu d'observation, des témoignages de la population. Cette échelle est en rapport avec l'énergie libérée durant le séisme ou magnitude à l'épicentre

La notion de magnitude a été introduite en 1935 par l'Américain Charles Francis Richter pour les séismes locaux Californiens afin d'estimer l'énergie libérée au foyer d'un tremblement de terre et pouvoir ainsi comparer les séismes entre eux. On parle depuis de l'échelle de Richter.

C'est une échelle logarithmique ouverte, c'est-à-dire, sa limite supérieure est théorique). Les plus forts séismes enregistrés jusqu'à présent ont atteint une magnitude de 9,5.

Il existe différentes magnitudes (ML: magnitude locale, MD: magnitude de durée, MS: magnitude de surface, MB, MW) en fonction des ondes analysées, de la profondeur du séisme...les résultats diffèrent peu. Les médias annoncent généralement MS.

Magnitude	Effets engendrés
9	Destruction totale à l'épicentre, et possible sur plusieurs milliers de km
8	Dégâts majeurs à l'épicentre, et sur plusieurs centaines de km
7	Importants dégâts à l'épicentre, secousse ressentie à plusieurs centaines de km
6	Dégâts à l'épicentre dont l'ampleur dépend de la qualité des constructions
5	Tremblement fortement senti, dommages mineurs près de l'épicentre
4	Secousse sensible, mais pas de dégâts
3	Seuil à partir duquel la secousse devient sensible pour la plupart des gens
2	Secousse ressentie uniquement par des gens au repos
1	Secousse imperceptible

II.6. Intensité d'un séisme

Elle est donnée par l'échelle de **Mercalli** Inventée par le sismologue et volcanologue italien G. Mercalli [1850 - 1914], elle permet de caractériser la nature et l'importance des dégâts provoqués par un séisme. Elle comprend douze degrés, notés de I à XII, par ordre croissant des dégâts.

Remarque:

On ne doit pas confondre magnitude et intensité

- A l'inverse de la magnitude qui se calcule, l'intensité d'un séisme ne peut donner lieu qu'à une estimation.
- La magnitude est une valeur associée uniquement au séisme. L'intensité est associée au lieu d'observation.
- Il n'existe pas de véritable relation entre magnitude et intensité. Ainsi deux séismes de même magnitude peuvent donner en surface des intensités différentes. Inversement deux séismes de même intensité en un lieu peuvent avoir des magnitudes différentes.

Degré I - Secousse non perceptible, détectée et enregistrée par instrumentation.

Degré II - Secousse à peine perceptible, plutôt dans les étages supérieurs.

Degré III - Secousse faible ressentie de façon partielle, comparable à celle due au passage d'un camion léger ; léger balancement des objets suspendus.

Degré IV - Secousse largement ressentie, comparable à celle due au passage d'un camion lourdement chargé ; n'effraye pas les gens bien que quelques dormeurs soient réveillés.

Degré V - Réveil des dormeurs, agitation des animaux, large balancement des objets suspendus, tremblement des constructions, portes et fenêtres ouvertes battent avec violence.

Degré VI - Frayeur générale, dommages dans certains bâtiments, apparition de crevasses de l'ordre du cm dans les sols détrempés, glissements de terrain en montagne.

Degré VII - Dommages aux constructions, difficulté des gens à rester debout, fissures en travers des routes et dans les murs de pierre.

Degré VIII - Destruction des bâtiments, effondrement de murs de pierre, panique, glissements de terrain, l'eau des lacs se trouble, changement dans le débit et le niveau de l'eau.

Degré IX - Dommages généralisés aux constructions, panique générale, affolement des animaux, dégâts considérables au mobilier, monuments et colonnes tombent, rupture partielle des éléments au sol : canalisations souterraines, routes ; crevasses atteignant 10 cm, chutes de rochers, vagues dans l'eau.

Degré X - Destruction générale des bâtiments, torsion des rails de chemin de fer, dommages sévères aux ponts, crevasses au sol pouvant atteindre 1 m, glissements de terrain considérables.

Degré XI - Catastrophes, grandes routes inutilisables, larges crevasses, glissements de terrain et chutes de rochers extrêmement importants.

Degré XII - Changement du paysage, toutes les structures au-dessus et en dessous du sol sont gravement endommagées ou détruites, vallées barrées et transformées en lacs, rivières déviées.

Remarque

On ne doit pas confondre magnitude et intensité

- A l'inverse de la magnitude qui se calcule, l'intensité d'un séisme ne peut donner lieu qu'à une estimation.
- La magnitude est une valeur associée uniquement au séisme. L'intensité est associée au lieu d'observation.
- Il n'existe pas de véritable relation entre magnitude et intensité. Ainsi deux séismes de même magnitude peuvent donner en surface des intensités différentes. Inversement deux séismes de même intensité en un lieu peuvent avoir des magnitudes différentes.

-Exemple de quelque régions affectées par des séismes intenses

- El- Asnam en Algérie: 4500 victimes – Magnitude: 7,3.
- Sumatra: 200000victimes – Magnitude 9,3.
- Chili méridional: 5700 victimes – Magnitude 9,5. (C'est le plus intense jusqu'aujourd'hui).

II.7. Prévision des séismes

Les séismes sont plus meurtriers que les volcans, Il existe en effet de nombreuses méthodes pour tenter de les prévoir:

- La connaissance des risques sismiques.
- L'inventaire historique des séismes avec leurs localisations et leurs intensités.
- Une diminution de la résistivité des roches.
- Une variation du champ magnétique local.
- Une variation de niveau d'eau de puits et des sources.
- Inquiétude des animaux peu de temps avant la secousse.

II.8. Prévention des risques sismiques

Les architectes ont adaptés des règles de construction dites parasismiques (asismiques):

Remarque: La Chine est régulièrement frappée par des séismes très violents. Il est très important de trouver des techniques de prédictions fiables en Chine car c'est un pays très peuplé où les habitations sont constituées de petites maisons individuelles peu solides: on ne peut pas utiliser de coûteuses constructions parasismiques pour protéger la population mais on peut en revanche organiser une évacuation en regroupant les gens sans trop paralyser l'activité économique.

Chapitre 3 : Géodynamique interne

L1 Foresterie_ Année universitaire 2023-2024_ Cours préparé par Mme GHENIM Asma Fethia

I. Tectonique des plaques

II. Sismologie

III. Volcanologie

1. Définition d'un volcan
2. Origine des volcans
3. Types de volcans
4. Grandes éruptions historiques ?



III.1. Définition d'un volcan

Un volcan est une ouverture dans la croûte terrestre à travers laquelle la lave, les cendres volcaniques, et les gaz s'échappent. Les éruptions volcaniques sont en partie causées par la pression des gaz dissous, un peu comme le gaz carbonique fait sauter le bouchon d'une bouteille de champagne. Sous un volcan, le magma liquide contenant des gaz dissous s'élève dans des fissures de la croûte terrestre. Lors de l'ascension du magma, la pression diminue, permettant aux gaz de former des bulles. Le comportement du magma (lave) lorsqu'il atteint la surface dépend à la fois de sa teneur en gaz et de sa composition chimique.

Les laves qui contiennent de faibles concentrations de silice ont une faible viscosité et s'écoulent librement, permettant aux bulles de gaz de s'échapper facilement. À l'opposé, les laves à teneur élevée en silice sont plus visqueuses (résistantes à l'écoulement), de sorte que les gaz piégés ne peuvent pas s'échapper graduellement.





- Volcan : structure géologique provenant de la remontée de magma.
- Eruption effusive : coulées de lave fluide (couleur rouge).
- Eruption explosive : émissions brutales de lave visqueuse, nuées ardentes, bombes volcaniques, cendres (couleur grise).
- Dôme : structure typique des volcans à éruption explosive.
- Cône : structure typique des volcans à éruption effusive.
- Bombes volcaniques : roche projetée violemment hors du volcan.
- Nuée ardente : mélange de cendres brûlantes et de gaz qui peut dévaler rapidement les pentes d'un volcan lors d'une éruption explosive.
- Lahar : torrent de boue issu du mélange entre des cendres volcaniques et de l'eau.

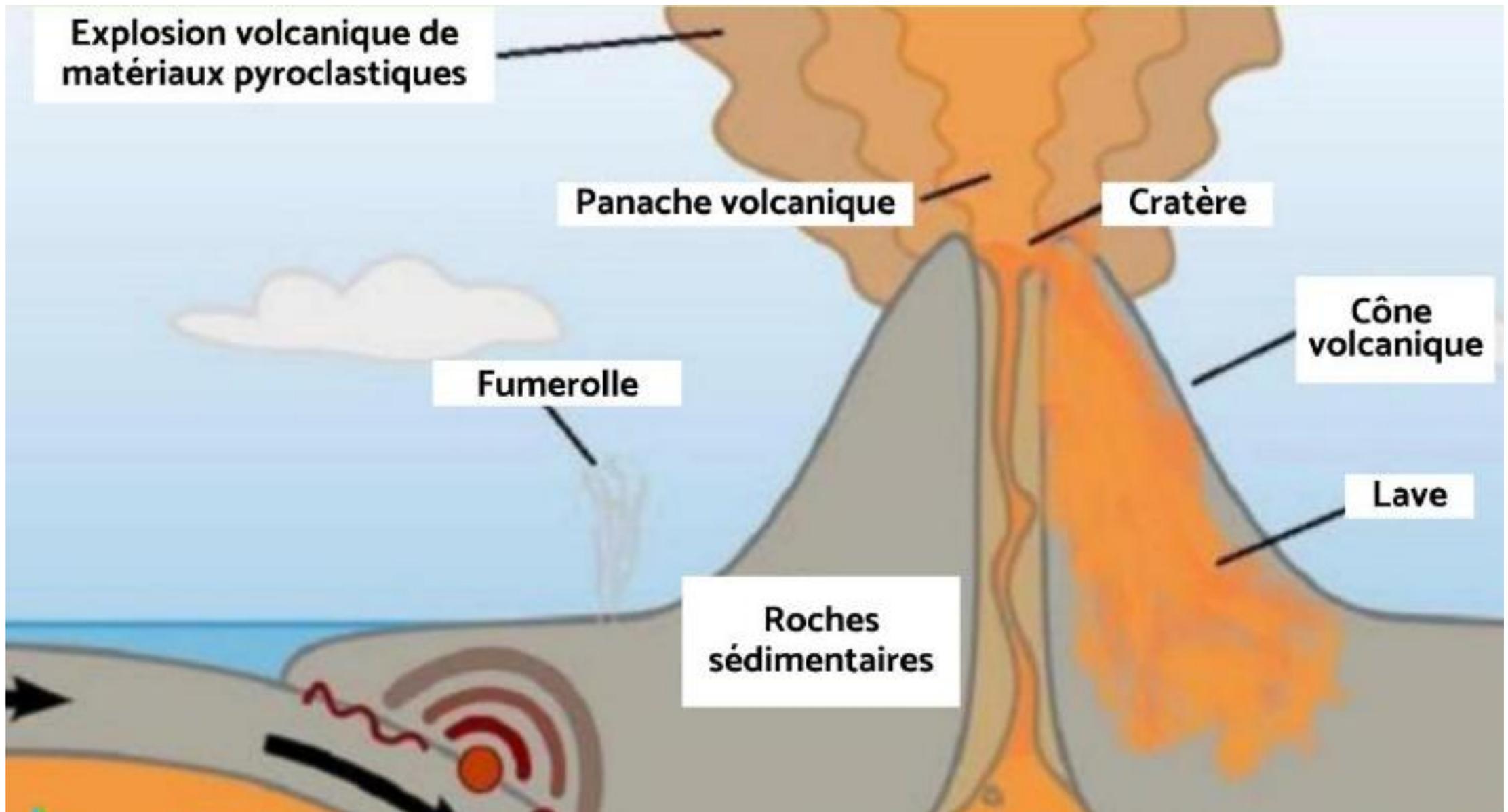
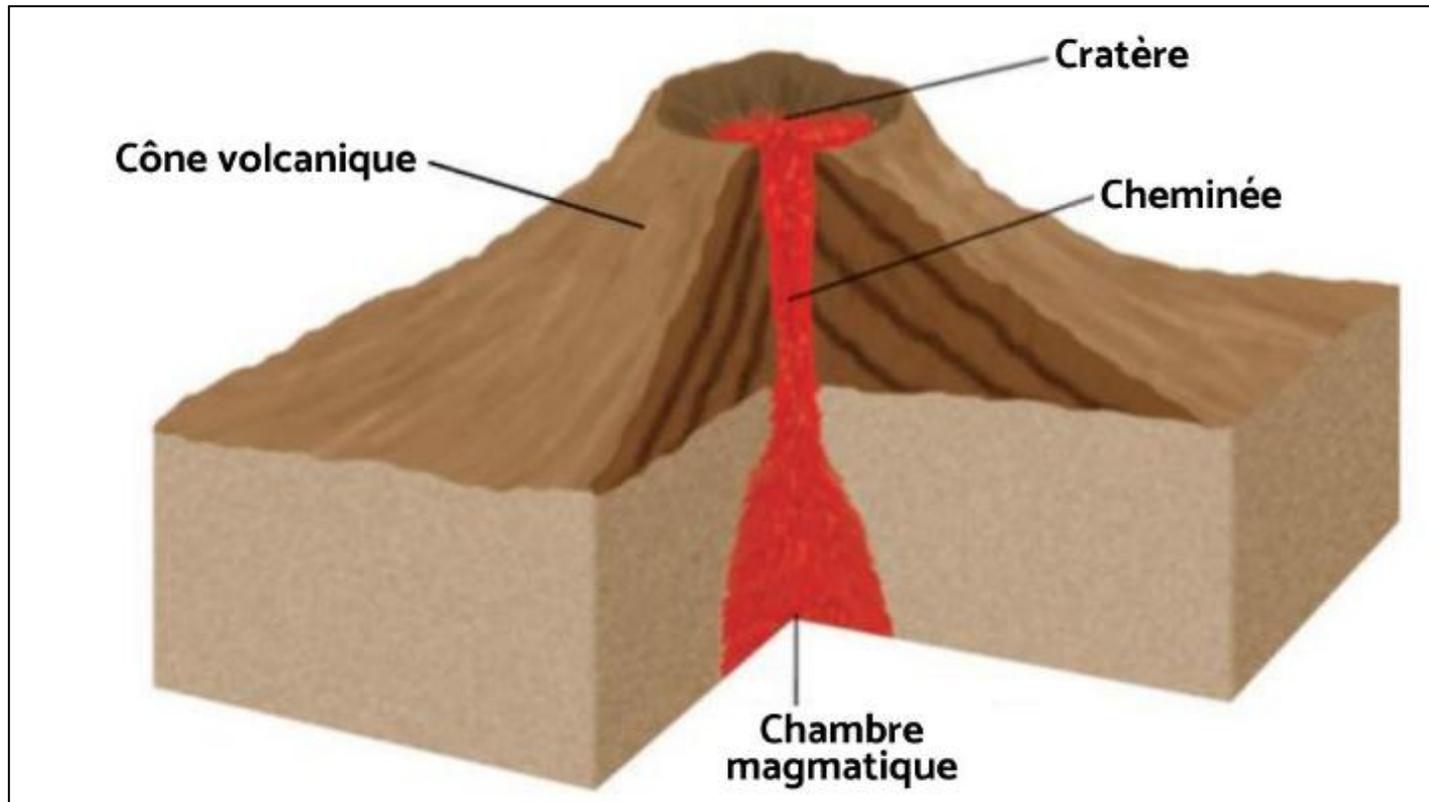


Fig: Schéma d'un volcan

III.2. Origine des volcans

D'après la théorie de la tectonique des plaques, le volcanisme est intimement lié aux mouvements des plaques tectoniques. En effet, c'est en général à la frontière entre deux plaques que les conditions sont réunies pour la formation de volcans. On distingue un volcanisme de divergence (ou accréation), un volcanisme de subduction et un volcanisme de point chaud



III.3. Types de volcans

a. en fonction de leur activité:

* **Volcans actifs.** Il s'agit de volcans qui restent dans un état de latence et peuvent entrer en éruption à tout moment.

* **Volcans endormis.** Également appelés volcans en sommeil, ce sont des volcans qui maintiennent un minimum d'activité. Malgré leur faible activité, ils peuvent occasionnellement entrer en éruption. Un volcan est considéré comme endormi lorsqu'il est resté des siècles sans éruptions volcaniques.

* **Volcans éteints.** Ce sont des volcans dont la dernière éruption remonte à plus de 25 000 ans. Toutefois, les chercheurs n'excluent pas la possibilité qu'ils puissent à nouveau entrer en éruption à un moment donné. Les volcans qui ont été déplacés de leur source de magma par des mouvements tectoniques sont également considérés comme des volcans éteints.



b. en fonction de leur éruption : il existe deux grands types d'éruptions volcaniques dépendant du type de magma émis : effusives associées aux « volcans rouges » et explosives associées aux « volcans gris ». Les éruptions effusives sont les éruptions hawaïenne et stromboliennes tandis que les explosives sont les vulcanienne, peléenne et plinienne. Ces éruptions peuvent se dérouler en présence d'eau et prennent alors les caractéristiques d'éruptions phréatique, surtseyenne, sous-glaciaire, sous-marine et limnique.

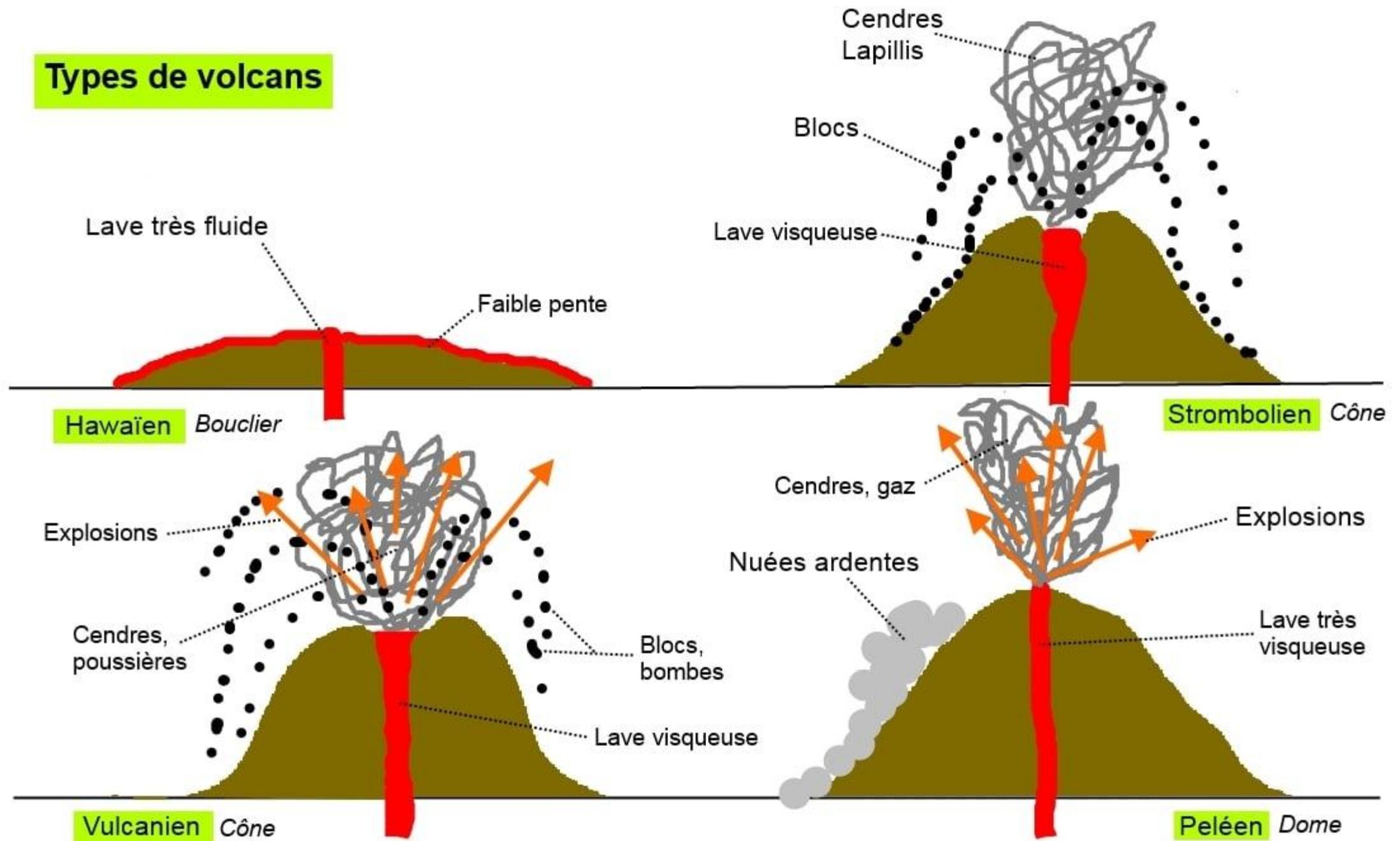
- * **Volcans hawaïens** (de Hawaï), très plats, d'où s'échappent, seulement par effusion, des laves très fluides ;

- * **Volcans stromboliens** (du Stromboli, en Italie), à cônes pointus, formés par accumulation de débris et par des coulées de lave ;

- * **Volcans vulcaniens** (de Vulcano, en Italie), formés par accumulation de débris explosifs ;

- * **Volcans péléens** (de la montagne Pelée en Martinique), à lave très visqueuse qui tend à former des aiguilles en s'élevant au travers des fissures des extrusions précédentes. Leur éruption sous l'effet de la poussée des gaz donne lieu au phénomène de nuée ardente, ou éjection de poussières en fusion ;

Types de volcans



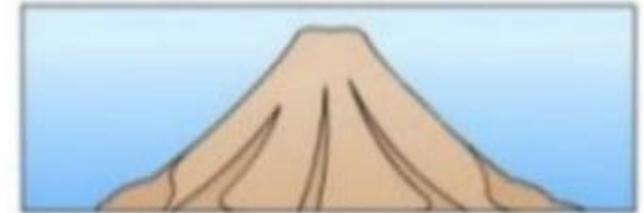
c. en fonction de leur forme

- * **Volcans boucliers**
- * **Stratovolcans**
- * **Caldeiras volcaniques**
- * **Cônes de cendres ou de scories**
- * **Dôme de lave**

Volcan bouclier



Stratovolcan



Caldeira volcanique



III. 4. Grandes éruptions historiques ?

- ✓ Éruption du Pinatubo en 1991 (Philippines)
- ✓ Éruption du mont Saint Helens en 1980 (États-Unis)
- ✓ Éruption du Novarupta en 1912 (États-Unis)
- ✓ Éruption du Santa María en 1902 (Guatemala)



Merci de votre attention!