

ⵜⴰⴷⵓⴷⴰ ⵜⴰⵎⴰⵖⵔⵉⵜ
ⵜⴰⵎⴰⵖⵔⵉⵜ ⵜⴰⵙⵉⵎⵓⵙⵜ
ⵏ ⵜⴰⵎⴰⵖⵔⵉⵜ ⵜⴰⵙⵉⵎⵓⵙⵜ ⵏ ⵜⴰⵎⴰⵖⵔⵉⵜ



المملكة المغربية
وزارة التربية الوطنية
والتعليم الأولي والرياضة

المركز الجهوي لمهن التربية والتكوين لجهة الدار البيضاء-سطات

La Géologie interne

Réalisé par Mme CHAHBOUNE

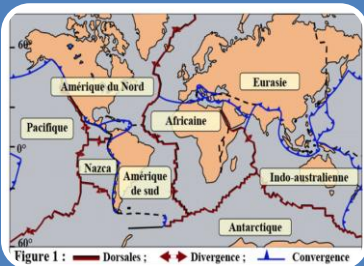
Année scolaire 2025/2026



Rappel



Chapitre 1: Structure interne de la terre



Chapitre 2 : les chaines de montagnes récentes et leur relation avec la tectonique des plaques

La formation des chaînes de Montagne

Introduction au cycle Orogénique

QU'EST-CE QUE L'OROGÉNÈSE

Définition

Ensemble des processus aboutissant à la formation de chaînes de montagnes
Par déformation de la lithosphères.

Contexte

Interaction entre frontières de plaques lithosphériques convergentes (subduction ,collision).

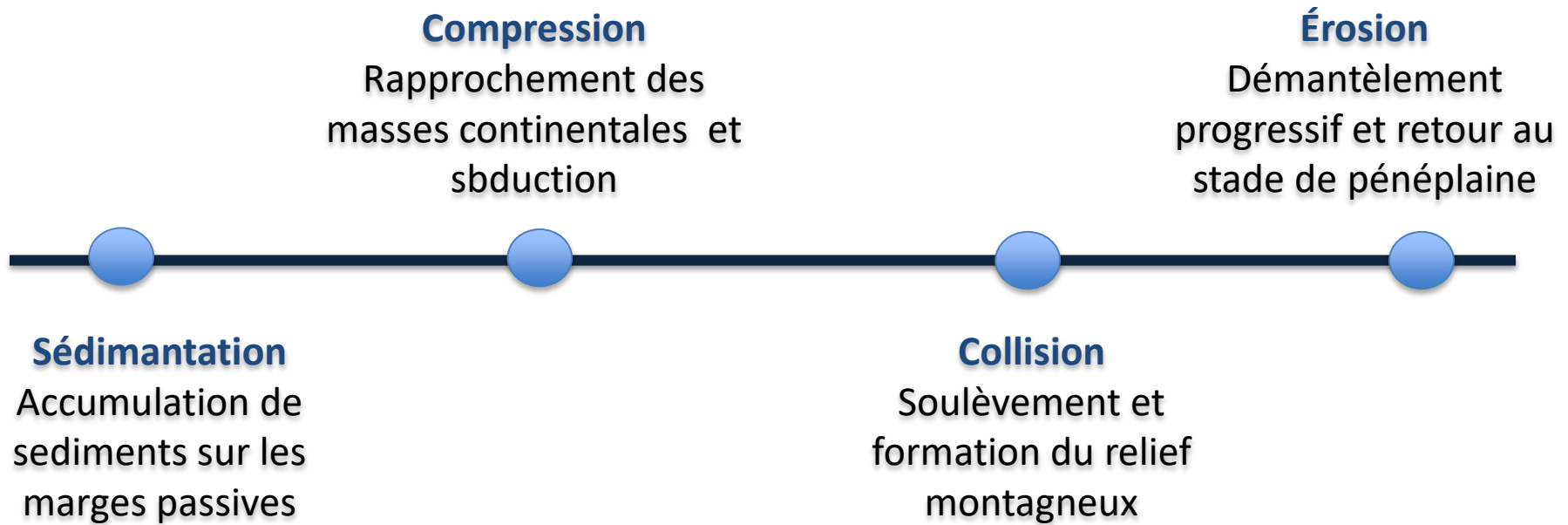
Echelle

Processus s'étendant sur des dizaines de millions d'année régis par le cycle de Wilson.

Rappel

LES ÉTAPES DU CYCLE OROGÉNIQUE

- Le cycle orogénique comprend quatre étapes



Géologie du Maroc

Comment se sont les trois grandes chaîne de
montagnes marocaines ?

La chaîne du Rif

CARTE GÉOLOGIQUE ET STRUCTURALE DU DOMAINE RIFAIN (MAROC)

LÉGENDE

RIF INTERNE

- Bassin d'Alboran
- Unités du Cap de Gata
- Péridotites
- Zones Internes Indifférenciées
- Dorsale Calcaire
- Paléozoïque s.l.
- Basse d'alcaire
- Nappes des Flyschs Mauretanien et Massylien
- Zone de Melloussa
- Zone de Melloussa
- Péridotites
- Zones Internes Indifférenciées
- Dorsale Calcaire
- Dorsale Calcaire
- Paléozoïque s.l.

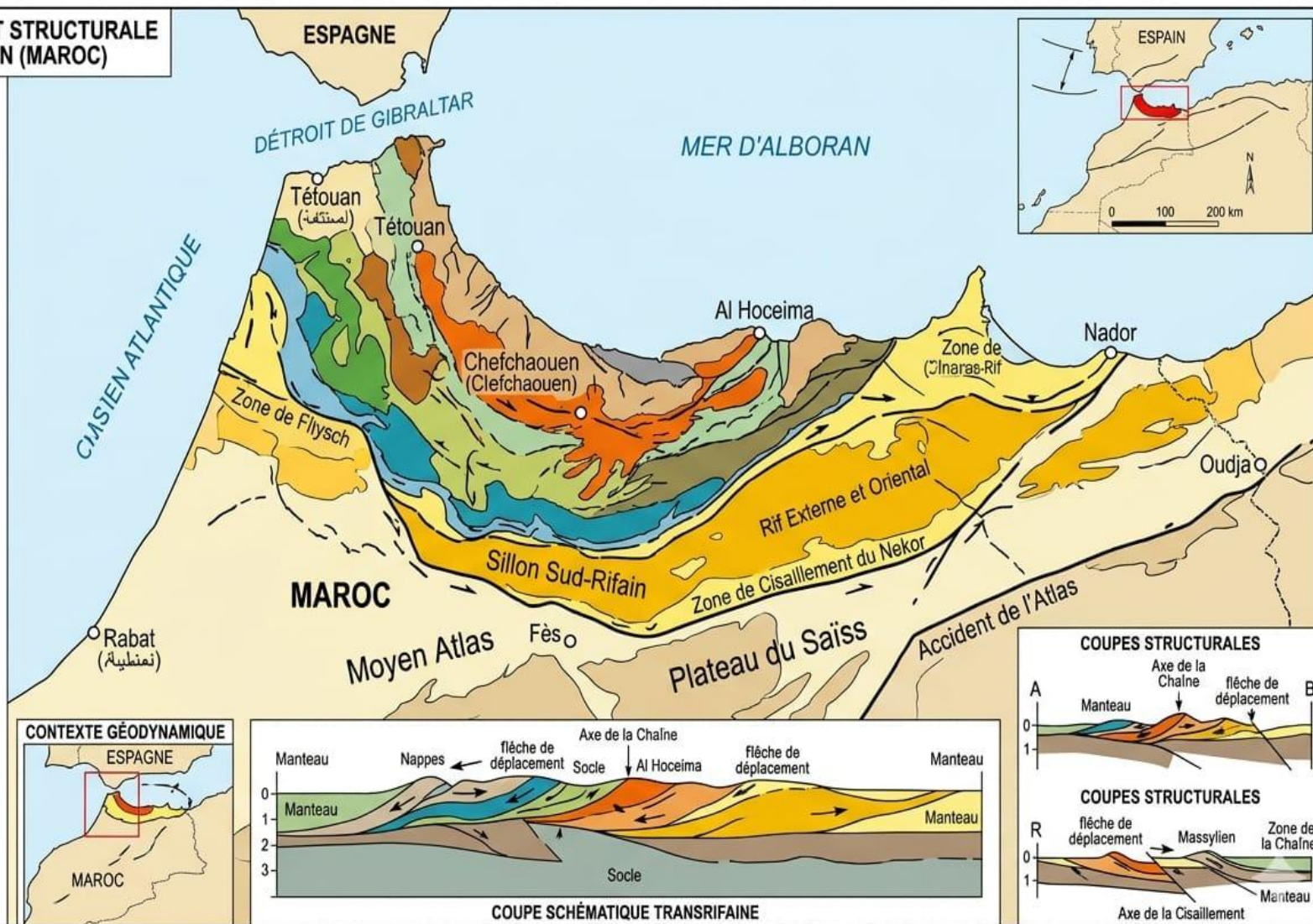
NAPPES DE FLYSCH

- Nappes des Flyschs Mauretanien et Massylien
- Zone de Melloussa

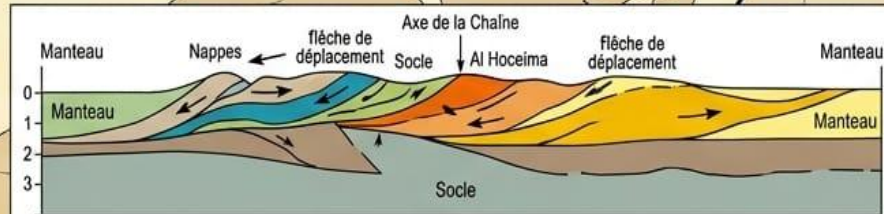
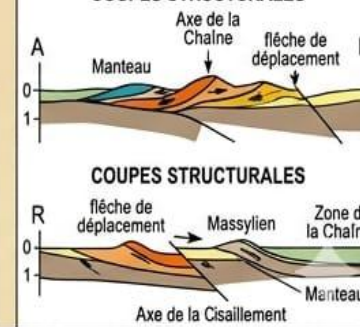
RIF EXTERNE

- Rif Externe Central et Oriental
- Zone de l'Intra-Rif
- Pré-rif et Rif Oriental
- Bassins Post-Nappes
- Zone Sud-Rifaine

CONTEXTE GÉODYNAMIQUE



COUPES STRUCTURALES



COUPE SCHEMATIQUE TRANSRIFAINE

La chaîne du Rif

Localisation et forme : Elle est située dans le nord du Maroc et se distingue par sa forme arquée (l'arc de Gibraltar).

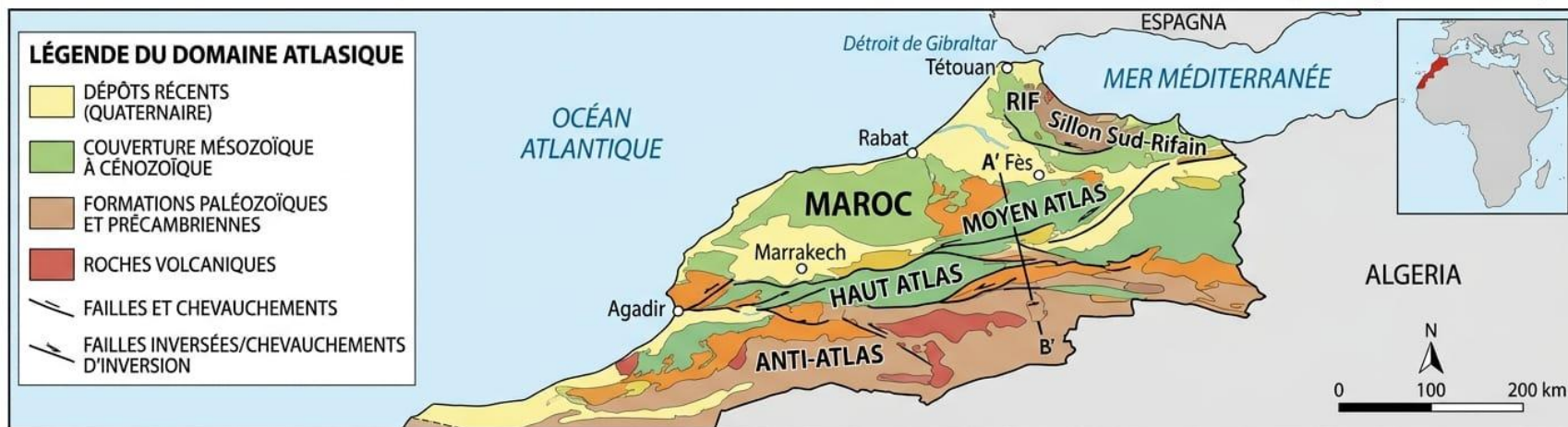
Âge de formation : Sa formation est relativement récente, ayant débuté il y a environ 30 millions d'années, et elle est toujours active.

Mode de formation : Elle résulte de la collision directe entre la plaque africaine et la plaque eurasiatique, accompagnée du glissement d'une microplaque appelée le « bloc d'Alboran ».

Caractéristiques géologiques : Elle est constituée de nappes de charriage, de gigantesques couches rocheuses plissées et déplacées de leur emplacement d'origine sur de longues distances sous l'effet de forces de compression intenses.

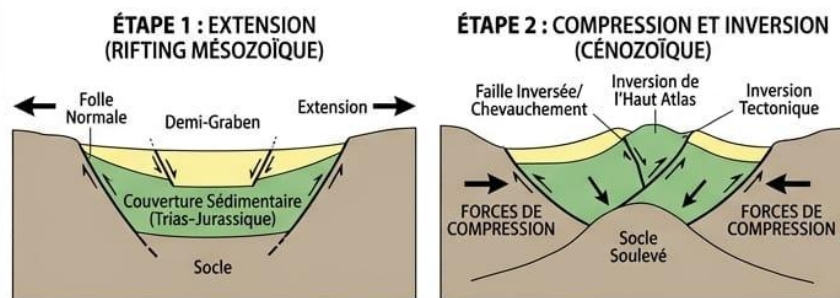
La chaîne de montagnes de l'Atlas (le Haut Atlas et le Moyen Atlas)

CARTE GÉOLOGIQUE ET STRUCTURALE DU DOMAINE ATLASIQUE (MAROC)

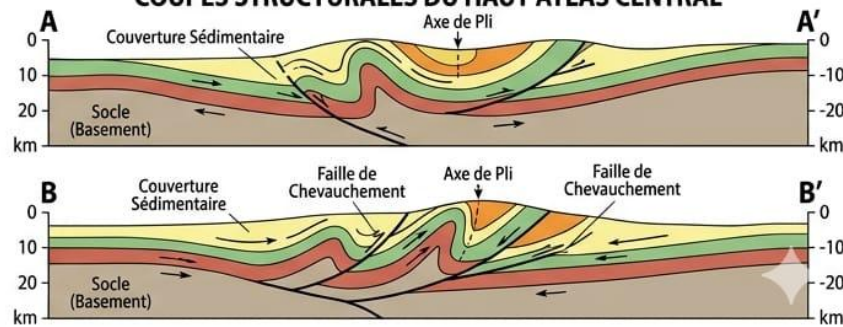


COUPES STRUCTURALES ET MÉCANISMES D'INVERSION TECTONIQUE

SCHÉMA DE L'INVERSION TECTONIQUE



COUPES STRUCTURALES DU HAUT ATLAS CENTRAL



La chaîne de montagnes de l'Atlas (le Haut Atlas et le Moyen Atlas)

Localisation et altitude : Les montagnes de l'Atlas (Haut et Moyen Atlas) s'étendent au centre du Maroc et abritent le plus haut sommet du monde arabe (le mont Toubkal : 4167 mètres).

Mode de formation (L'inversion tectonique) : L'histoire géologique de l'Atlas est tout à fait singulière et repose sur un phénomène appelé « inversion tectonique ».



La phase d'extension (il y a 200 millions d'années)



La phase de convergence et de soulèvement (depuis 40 millions d'années jusqu'à aujourd'hui)

Le plus haut sommet de L'Atlas

Le Mont Toubkal (4 167 m) est le plus haut sommet du Maroc et de l'Afrique du Nord.

Il se situe au cœur du Parc National du Toubkal, à 63 km au sud de Marrakech.

Sa structure géologique est majoritairement composée de roches magmatiques et volcaniques anciennes.

Ces formations dures, comme les andésites et les rhyolites, datent du Précambrien et du Paléozoïque.

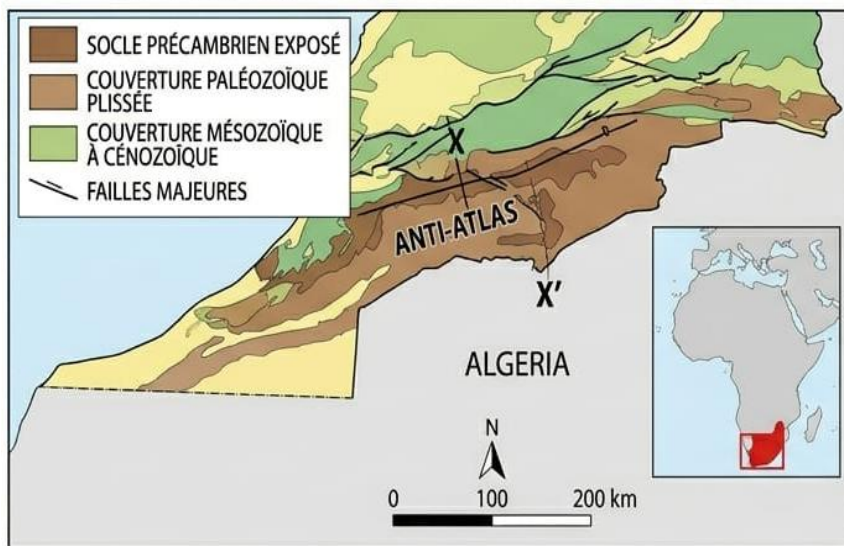
Le paysage actuel conserve des témoins géologiques des glaciations passées de l'ère Quaternaire.



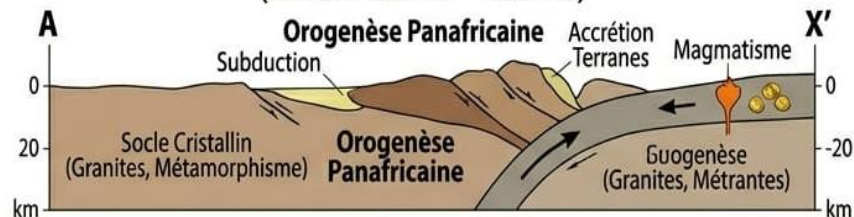
La chaîne de montagnes de l'Anti -Atlas

LES GRANDES ÉTAPES DE FORMATION DE L'ANTI-ATLAS (MAROC)

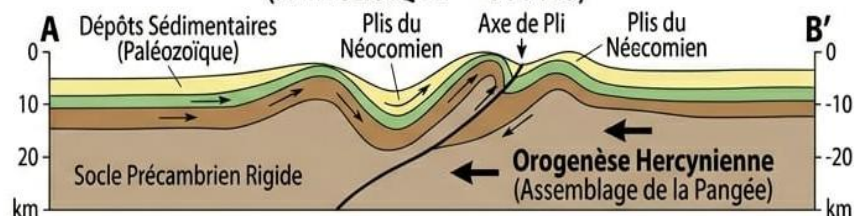
LOCALISATION ET STRUCTURAL DE L'ANTI-ATLAS



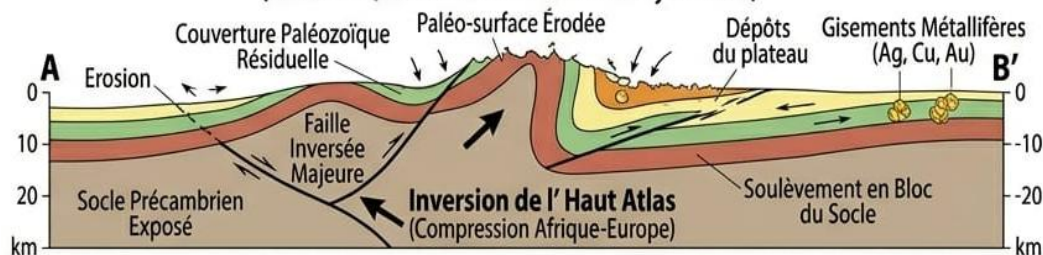
ÉTAPE 1 : FORMATION DU SOCLE ANCIEN (PRÉCAMBRIEN - ~600 Ma)



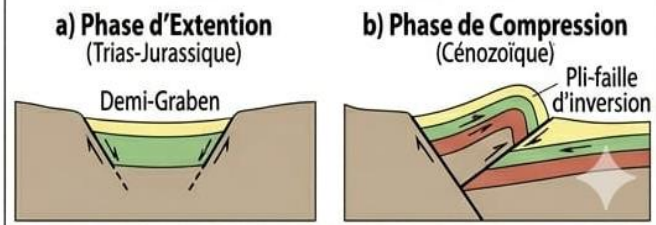
ÉTAPE 2 : SÉDIMENTATION ET OROGENÈSE HERCYNIENNE (PALÉOZOÏQUE - ~300 Ma)



ÉTAPE 3 : SOULÈVEMENT TECTONIQUE ET ÉROSION (CÉNOZOÏQUE À ACTUEL - ~40 Ma à Aujourd'hui)



LÉGENDE GÉOLOGIQUE SPÉCIFIQUE ZOOM SUR L'INVERSION TECTONIQUE DANS L'ANTI-ATLAS

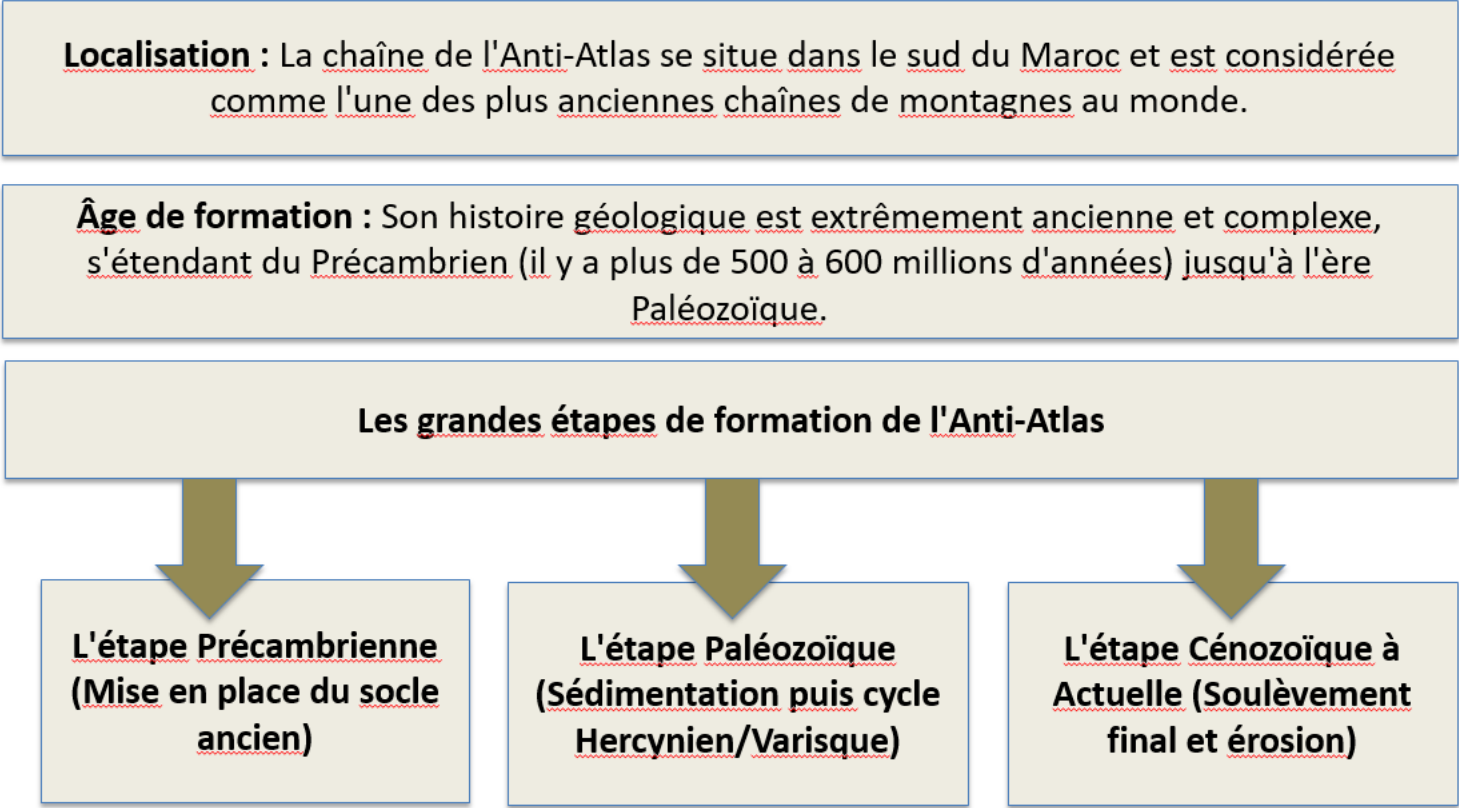


La chaîne de montagnes de l'Anti -Atlas

Localisation : La chaîne de l'Anti-Atlas se situe dans le sud du Maroc et est considérée comme l'une des plus anciennes chaînes de montagnes au monde.

Âge de formation : Son histoire géologique est extrêmement ancienne et complexe, s'étendant du Précambrien (il y a plus de 500 à 600 millions d'années) jusqu'à l'ère Paléozoïque.

Les grandes étapes de formation de l'Anti-Atlas



L'étape Précambrienne
(Mise en place du socle ancien)

L'étape Paléozoïque
(Sédimentation puis cycle Hercynien/Varisque)

L'étape Cénozoïque à Actuelle
(Soulèvement final et érosion)

APERÇU DES DOMAINES STRUCTURAUX

<u>Domaine</u>	<u>Type d'Orogénèse</u>	<u>Âge Majeur</u>	<u>Caractéristiques</u>
Rif	Alpine (Péri-méditerranéenne)	Cénozoïque (Récent)	Nappes de charriage, collision frontale
Atlas	Intracontinentale (Atlasique)	Cénozoïque / Mésozoïque	Inversion de rifts, bombement de socle
Anti-Atlas	Panafricaine / Hercynienne	Précambrien / Paléozoïque	Vieux socle rajeuni, érodé

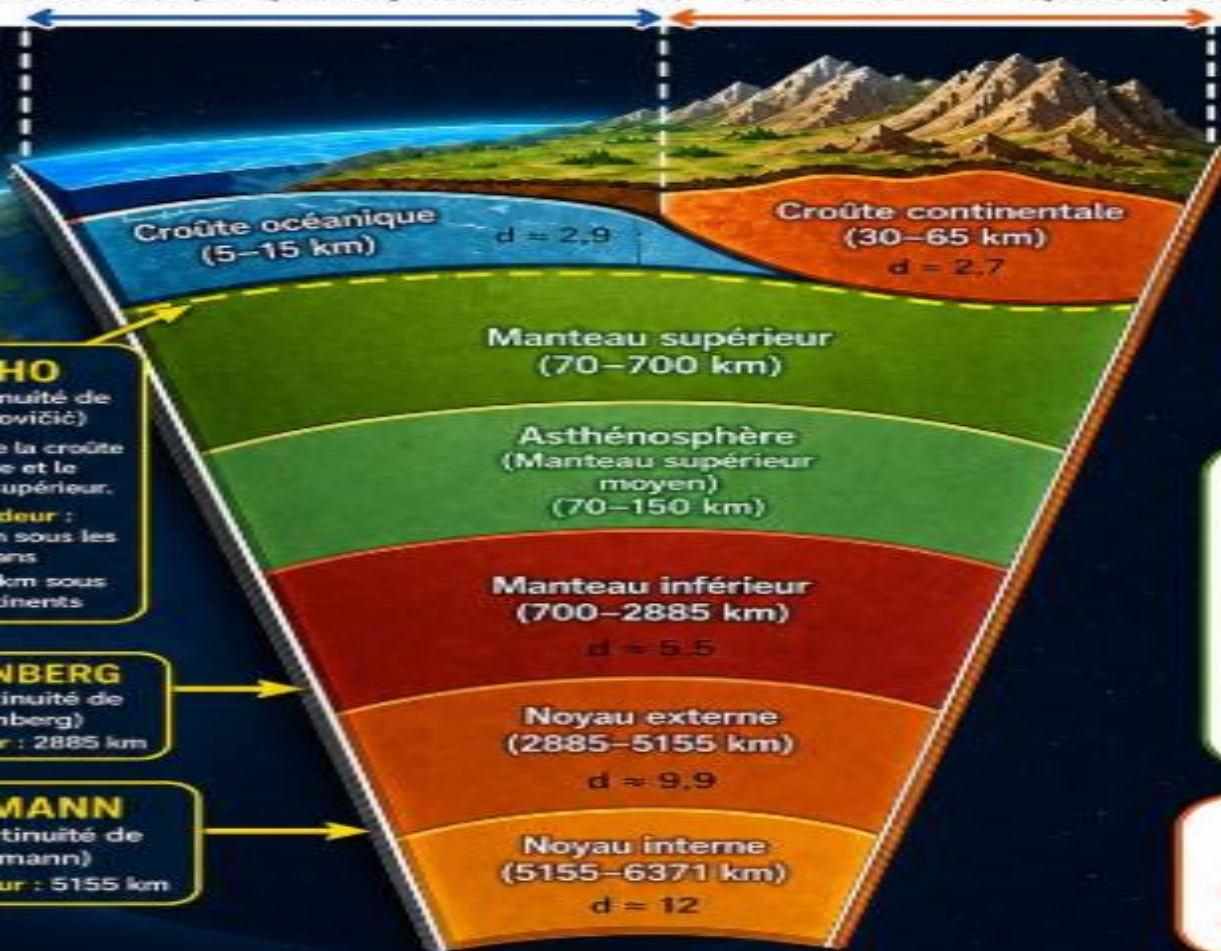
Chapitre 1: Structure interne de la terre



LA STRUCTURE INTERNE DE LA TERRE

L'étude de la vitesse des ondes sismiques a permis de révéler des discontinuités qui divisent la Terre en 3 grandes parties :

Lithosphère océanique (croûte océanique + partie supérieure du manteau) **Lithosphère continentale** (croûte continentale + partie supérieure du manteau)



MOHOROVIČIĆ
Discontinuité de Mohorovičić
sépare la croûte du manteau supérieur.

DEUR
Discontinuité de Deur
sépare le manteau supérieur du manteau inférieur.

GOETENBERG
Discontinuité de Gutenberg
sépare le manteau du noyau externe.

KAUFMANN
Discontinuité de Kaufmann
sépare le noyau externe du noyau interne.

1 LA CROÛTE

Deux types : océanique et continentale

- **Croûte continentale** : épaisse, peut atteindre plus de 65 km dans certaines régions, densité $\approx 2,7$. Elle est composée de roches granitiques.
- **Croûte océanique** : mince, ne dépasse pas quelques kilomètres, densité $\approx 2,9$. Elle est riche en basaltes.

2 LE MANTEAU

Il se divise en supérieur et inférieur

- **Manteau supérieur** :
 - lithosphère (partie rigide)
 - asthénosphère (partie plastique)
 - s'étend jusqu'à ≈ 700 km de profondeur
- **Manteau inférieur** :
 - solide et plus dense
 - s'étend de ≈ 700 km à ≈ 2885 km

3 LE NOYAU

Il se divise en externe et interne

- **Noyau externe** : liquide.
- **Noyau interne** : solide.

L'ASTHÉNOSPHERE

partie du manteau supérieur située juste sous la lithosphère (ou manteau supérieur moyen). Elle est caractérisée par une viscosité élevée par rapport à la lithosphère. Elle permet des mouvements de convection du manteau à l'origine des plaques tectoniques.



LA LITHOSPHERE (OU GÉOSPHERE)

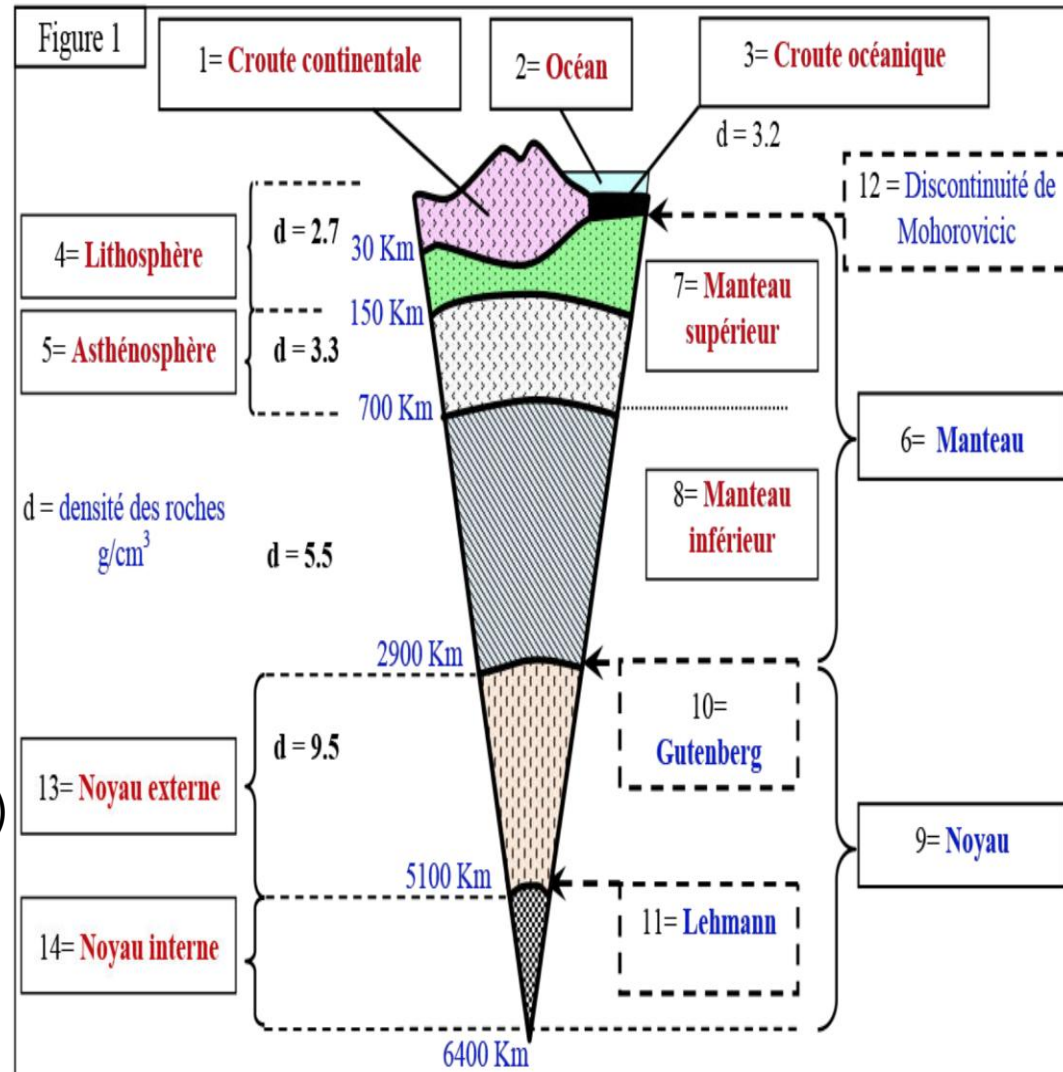
La partie externe rigide de la Terre, composée de la croûte terrestre et de la partie supérieure du manteau (manteau supérieur supérieur).

- On distingue :
- la lithosphère océanique
 - la lithosphère continentale



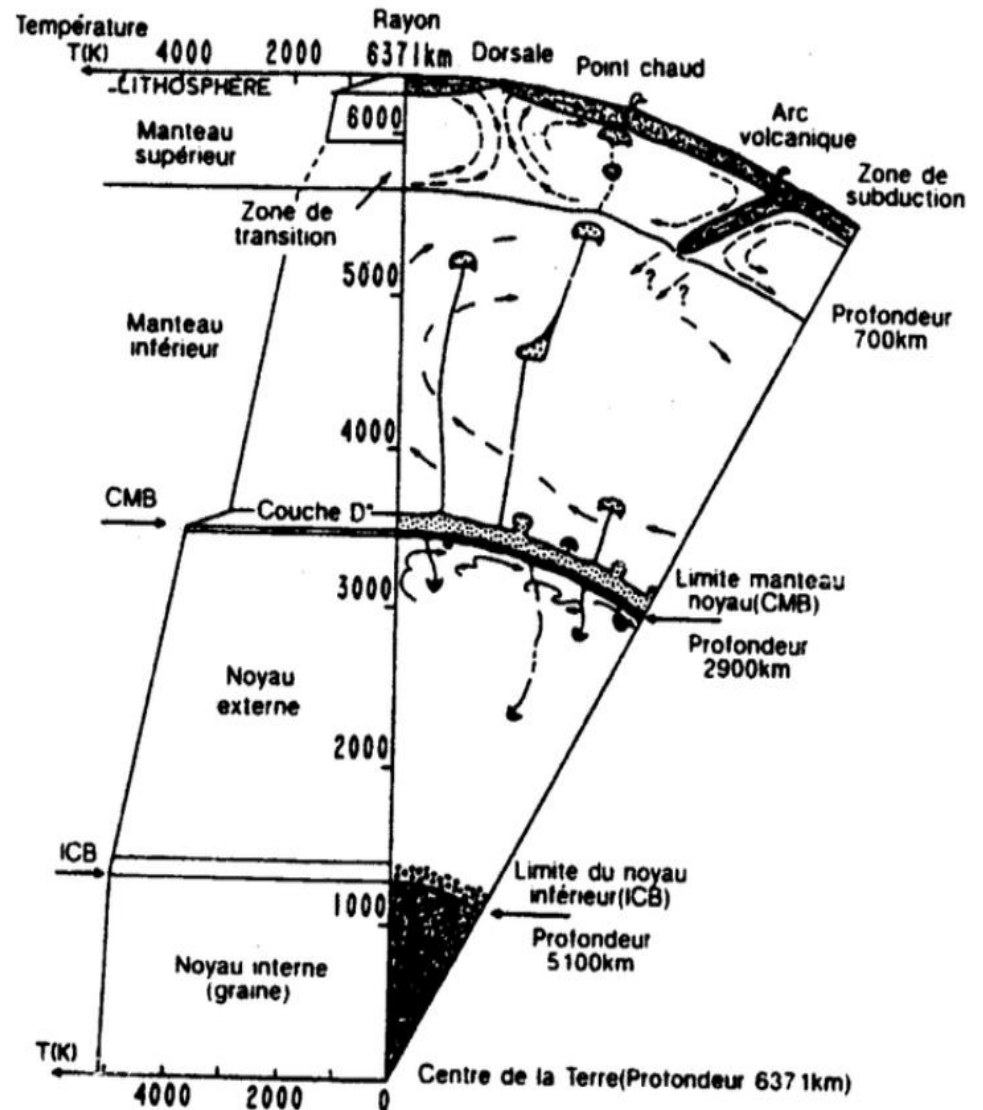
ARCHITECTURE INTERNE DE LA TERRE

- **La croûte continentale:** Épaisseur 30-70km ,Nature granitique ,Densité ($d=2,7$)
- **Océan :** **Pellicule superficielle**
- **La croûte océanique :**Épaisseur 5-15 km Nature basaltique , Densité ($d=3.2$)
- **Lithosphère :**Enveloppe rigide externe (croûte +Manteau supérieur) ,Étendue Jusqu'à ≈ 150 km .
- **Asthénosphère :**Couche ductile (mollie) Située sous la lithosphère .



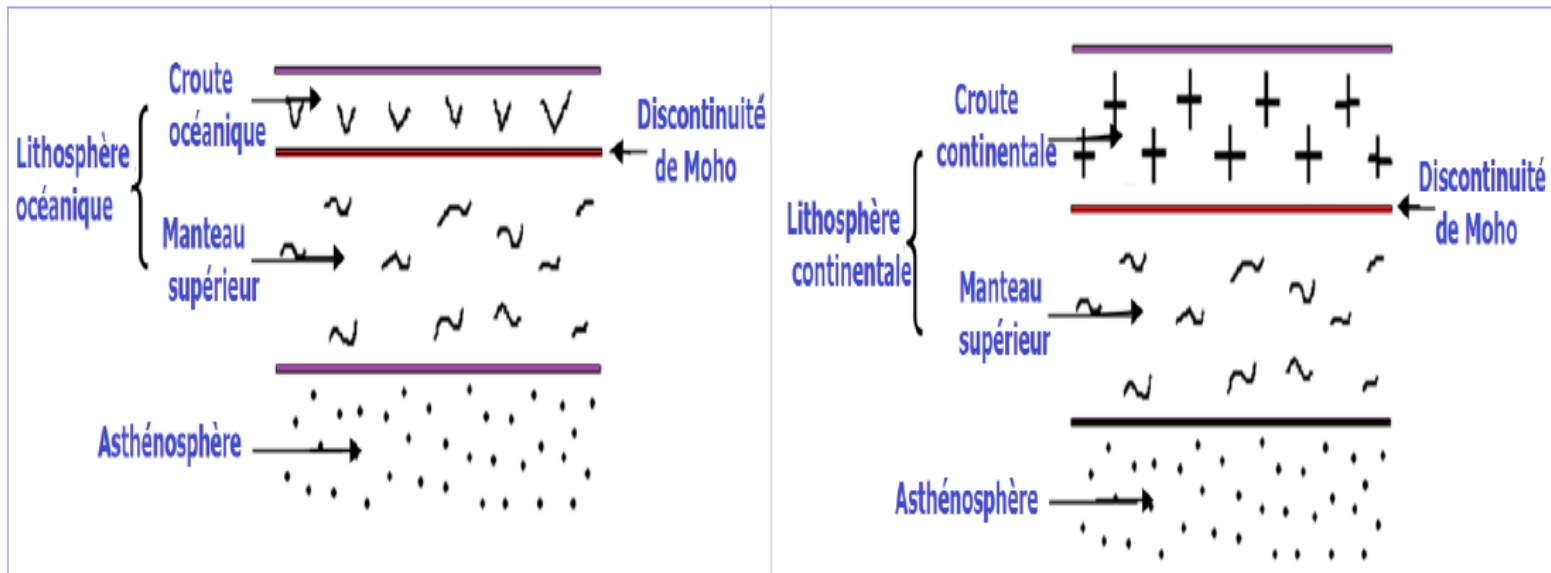
ARCHITECTURE INTERNE DE LA TERRE

- **Manteau Global** : représente $\approx 84\%$ du volume terrestre .
- **Manteau Supérieur** : Se termine à la limite de 700km ,Densité ($d=3.3$)
- **Manteau Inférieur** :s'étend de 700km à 2900km ,Densité ($d=5.5$)
- **Noyau Externe** :État liquide (métaux en fusion) ,Densité ($d=9,5$)
- **Noyau Interne** : État solide du à la pression extrême
- **Centre de la terre** : Atteint une profondeur de 6400km .



Comparaison entre la lithosphère continentale et la lithosphère océanique

On peut distinguer entre **la lithosphère continentale** qui est constituée de la croûte continentale et une partie du manteau supérieur, et **la lithosphère océanique** qui est constituée de la croûte océanique et une partie du manteau supérieur.



croûte continentale	croûte océanique
formée essentiellement de roches granitiques	formée essentiellement de roches basaltiques et de gabbros
Peu épais (30 Km)	Plus mince (7 Km)
Moins dense ($d = 2,7$)	Plus dense ($d = 3,3$)
Riche en silice (SiO_2)	Pauvre en silice
Pauvre en minéraux ferromagnésiens	Riche en minéraux ferromagnésiens

ARCHITECTURE INTERNE DE LA TERRE

Discontinuité	Profondeur	Interface séparée
Mohorovicic (Moho)	$\approx 30\text{km}$	Croûte/Manteau Supérieur
Gutenberg	2900 km	Manteau Inférieur /Noyau Externe
Lehmann	5100 km	Noyau Externe /Noyau Interne

Chaque discontinuité est marquée par une variation brutale de la vitesse des ondes sismiques

Limites des plaques lithosphériques.

Les frontières des plaques sont de trois types :

Divergence

Éloignement des plaques au niveau des dorsales médio – océaniques. c'est **l'expansion des océans**, qui fait bouger les continents.

Convergence

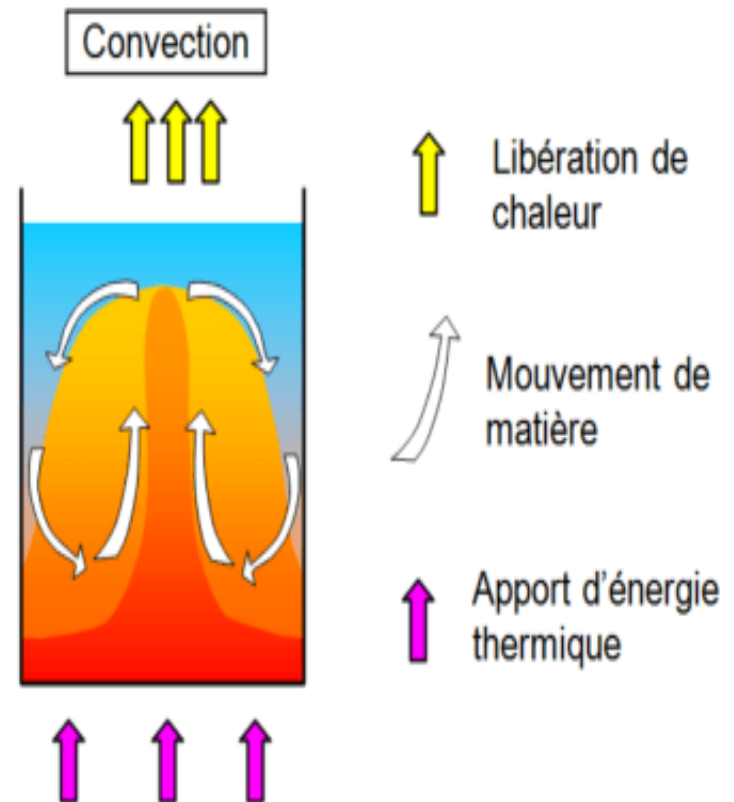
Rapprochement menant à la subduction ,l'obduction ou la collision .Siège de l'orogénèse

Coulissage

Déplacement horizontal le long des failles transformantes.
Zones de frottement intense .

les courants de convection

- Les plaques sont en mouvement permanent mais lent
- Ce mouvement est dû aux **courants de convection dans le manteau**
- Dans le manteau, la chaleur provenant du noyau chauffe les matériaux profonds.
- Les matériaux chauds deviennent moins denses → ils remontent.
- En remontant, ils se refroidissent.
- Les matériaux refroidis deviennent plus denses → ils redescendent.



les courants de convection

La lithosphère repose sur l'asthénosphère.

Lorsque les matériaux du manteau se déplacent, ils exercent des forces sur les plaques situées au-dessus :

- À certains endroits, les courants montent → les plaques s'écartent (divergence).
- À d'autres endroits, les courants descendent → les plaques se rapprochent (convergence).

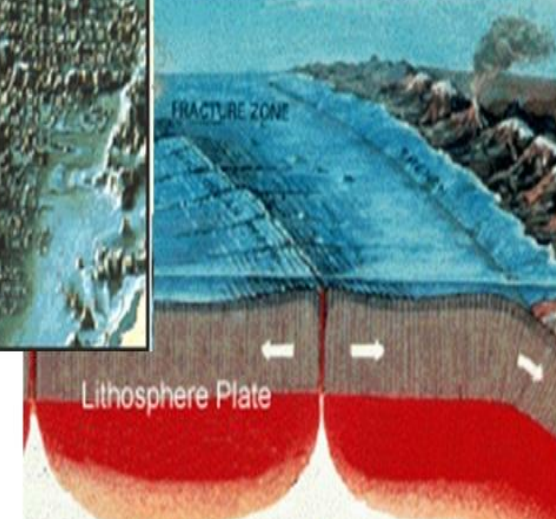


**Chapitre 2 : les chaines de montagnes
récentes et leur relation avec la tectonique
des plaques**

1- Limites de divergence

la dorsale atlantique

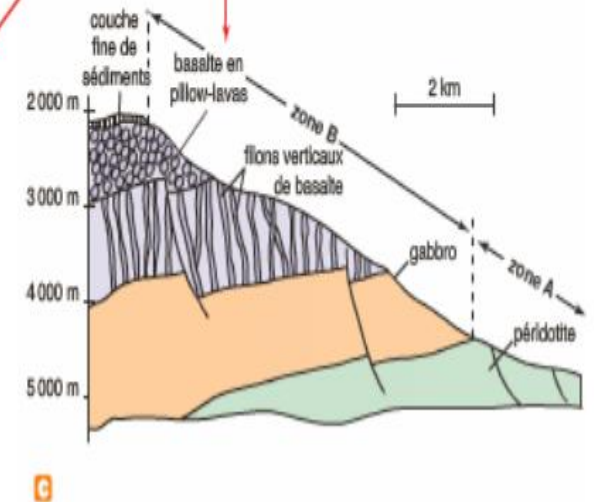
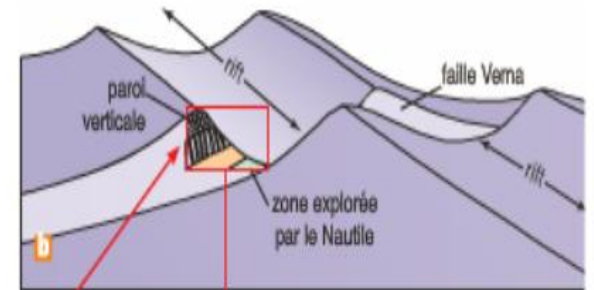
- Les dorsales océaniques sont des frontières de divergence majeures où deux plaques tectoniques s'écartent l'une de l'autre. Cet éloignement provoque une remontée de magma qui se refroidit au contact de l'eau, créant ainsi en continu de la nouvelle croûte océanique et élargissant les océans



La structure de la lithosphère océanique

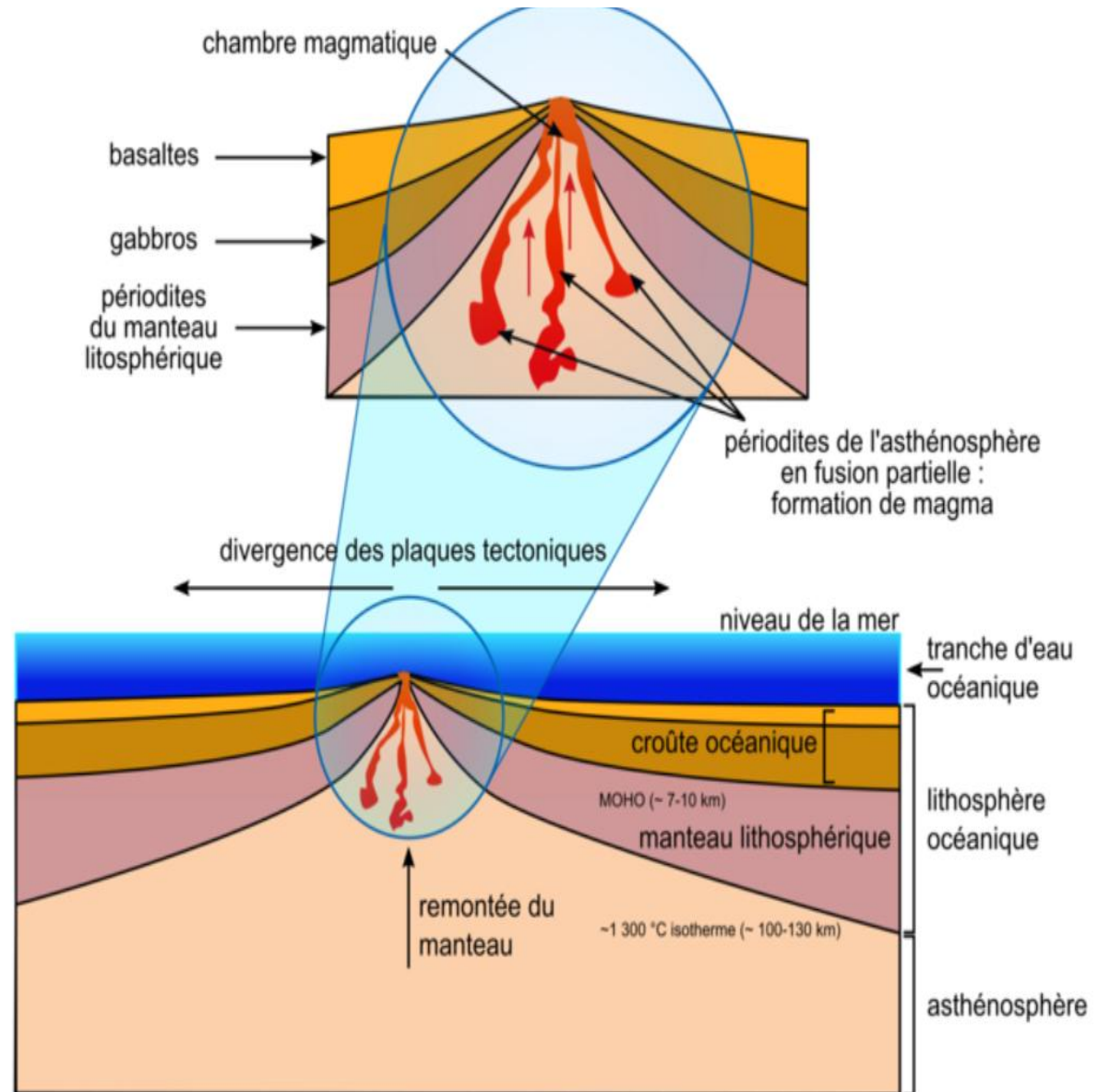
- En 1988, le Nautilé (sous-marin) a pu observer la structure de la lithosphère océanique au niveau de la faille transformante Véma. Cette faille décale la dorsale et montre la structure de la lithosphère. Cette dernière est composée de : - Basalte en coussins (pillow lavas) en surface - De gabbros présentant des filons de basalte (complexe filonien) - De gabbros massifs - De péridotite (roche du manteau lithosphérique)

En 1988, le sous-marin Nautilé explore une faille transformante : la faille Véma (a). En décalant deux blocs de dorsale (b), cette faille permet l'observation directe d'une « tranche » de lithosphère océanique (c).



La mise en place d'une nouvelle lithosphère océanique au niveau d'une dorsale

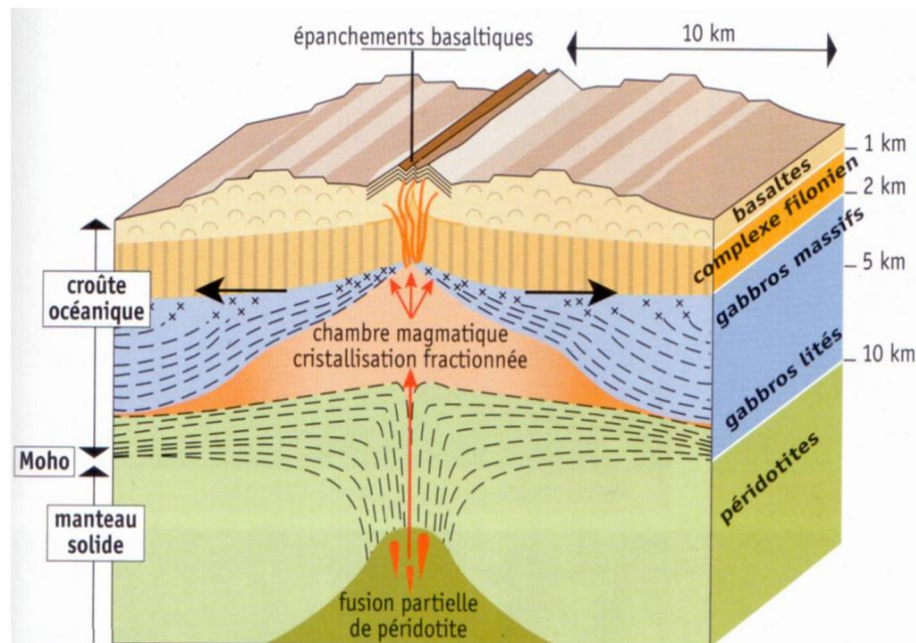
- Sous la dorsale, à assez faible profondeur, du magma se forme. Ce magma, moins dense, remonte en surface et forme une nouvelle croûte océanique composée de roches magmatiques : basaltes en surface et gabbros plus en profondeur. En définitive, au niveau d'une divergence, une nouvelle lithosphère océanique est créée de part et d'autre de la dorsale, au rythme de quelques centimètres à une dizaine de centimètres par an.



La cristallisation et la production de basaltes et de gabbros

En profondeur, le magma refroidit lentement et les roches produites ont une structure holocristalline (et grenue) : ce sont les gabbros. A l'inverse, le magma qui remonte en surface produit de la lave, qui ; en contact avec l'eau refroidit brutalement et aboutit à la production de roches hémicristalline (et microlitique) : les basaltes en coussins.

Au niveau du dorsales, on observe un magmatisme important, notamment visible à la surface du plancher océanique par la présence de « basaltes en coussins ». En effet, ces basaltes se forment lorsque de la lave s'écoule sous l'eau.

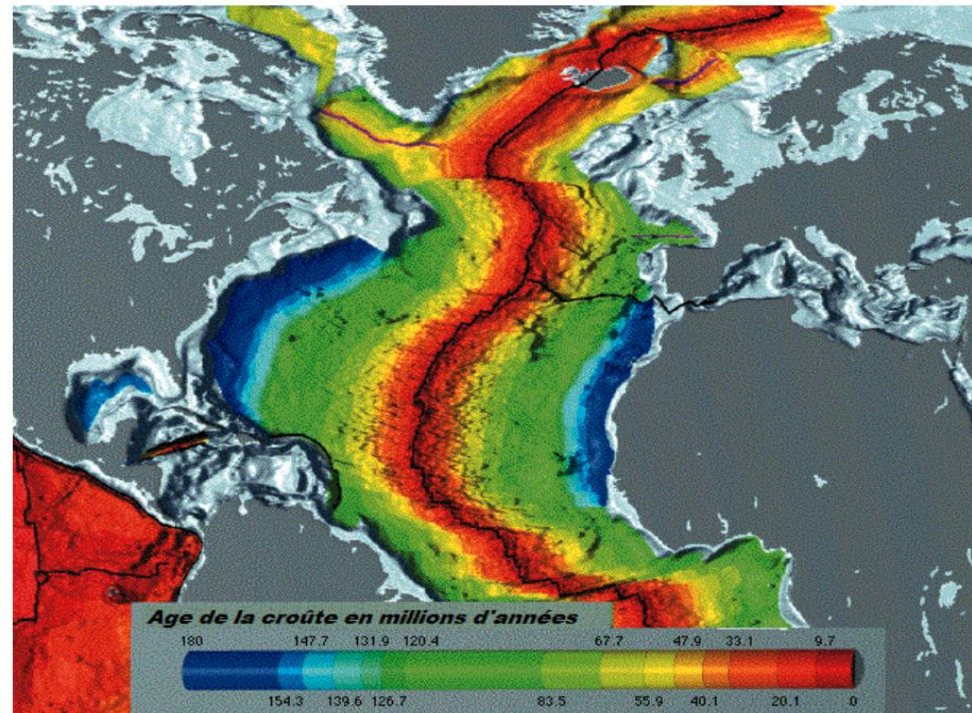
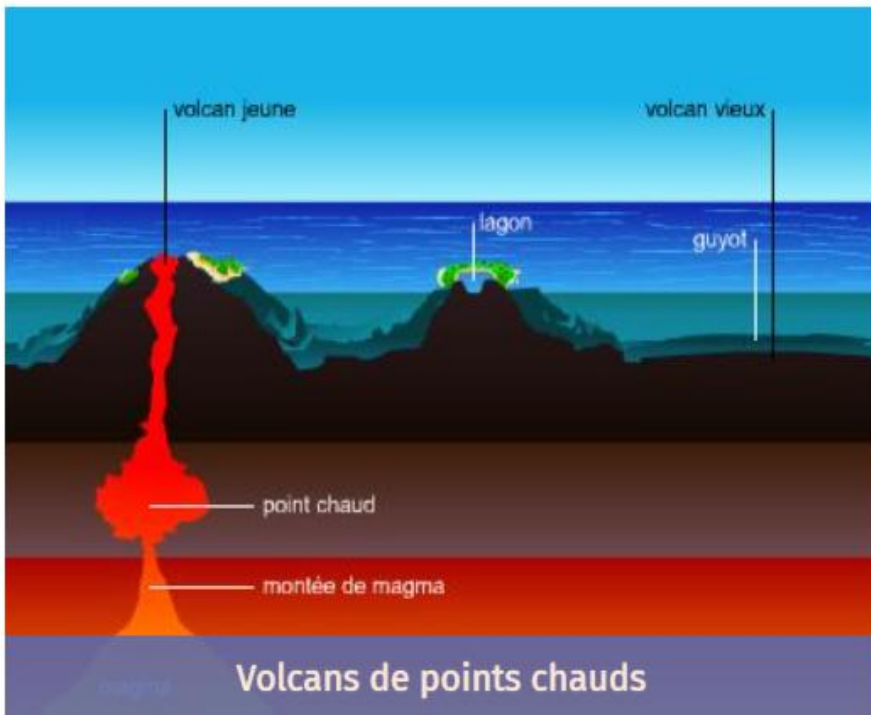


b. Modèle de fonctionnement d'une chambre magmatique.

Âge de la croûte océanique

L'existence de points chauds est suggérée dès 1963. Le déplacement des plaques lithosphériques au-dessus d'une remontée fixe de magma (points chauds) serait à l'origine de l'alignement de volcans de plus en plus vieux.

les fonds océaniques les plus jeunes sont situés au centre de l'océan et, plus on va vers son bord, plus leur âge augmente, sachant que l'âge le plus ancien rencontré est d'environ 180 millions d'années au niveau des bords de l'Atlantique central.



2- Les chaînes de montagnes récentes et leurs relations avec la tectonique des plaques

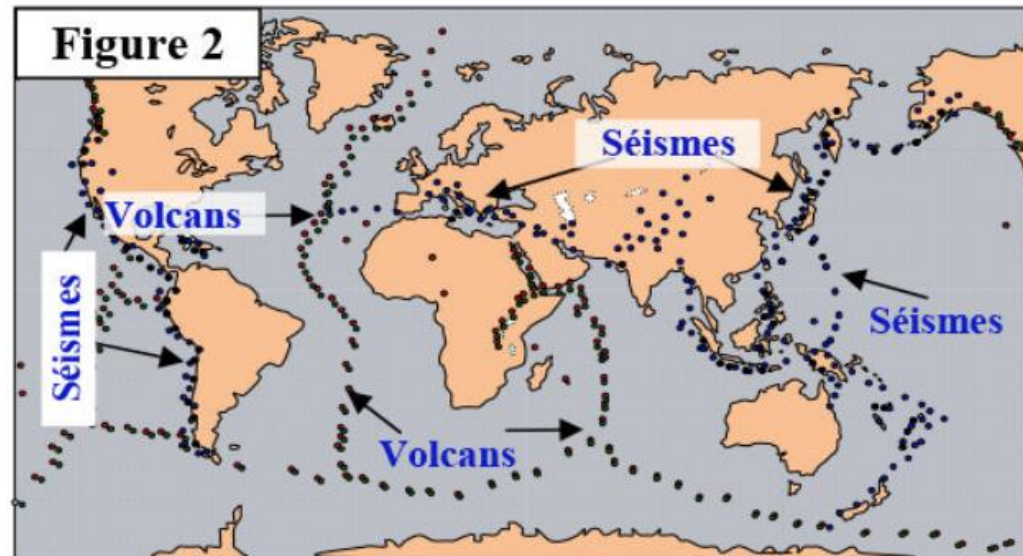
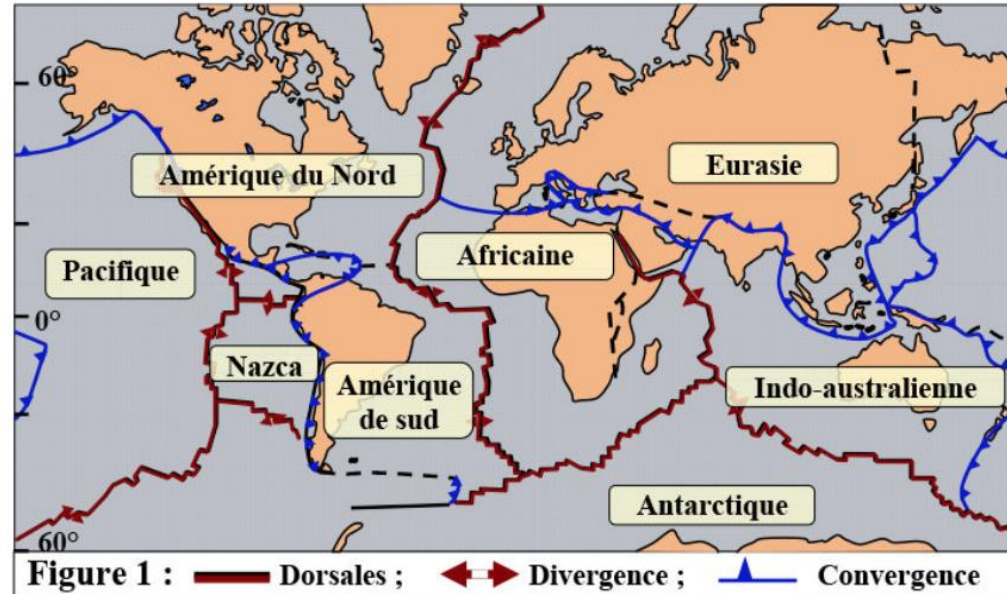
Introduction : La théorie de la tectonique des plaques postule que la lithosphère terrestre est constituée de plaques rigides en mouvement permanent, certaines plaques se rapprochent et créent des zones de convergences caractérisées par la formation des chaînes de montagnes, et certaines limites de plaques créent des zones de divergences caractérisées par l'expansion des fonds océaniques. La formation des chaînes de montagnes est accompagnée par des phénomènes géologiques caractéristiques ; tectoniques, sismiques, magmatiques et métamorphiques,



LA LITHOSPHERE: UNE MOSAÏQUE DE PLAQUES MOBILES

La surface de la Terre est une mosaïque de **plaques lithosphériques** (12 plaques majeures) qui se déplacent sur l'asthénosphère.

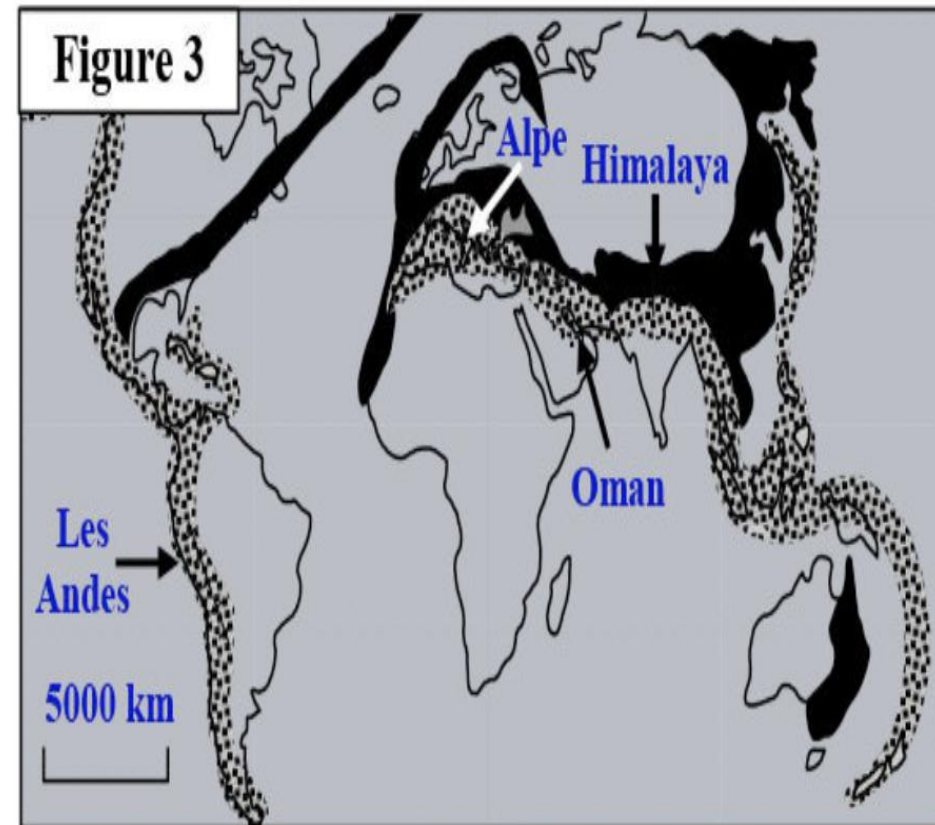
- ✓ Plaques rigides et mobiles
- ✓ Ces plaques sont des calottes d'environ 100 km d'épaisseur
- ✓ Elles reposent et se déplacent sur l'asthénosphère (ductile)
- ✓ Vitesse de quelques cm par an
- ✓ Leurs frontières sont délimitées par des zones d'activité intense.
- ✓ Le centre des plaques est marqué par une relative stabilité (absence de séismes /volcans majeurs)



LOCALISATION DES CHAÎNE

Les chaînes de montagnes récentes (Alpes , Himalaya ,Andes,Oman) se situent exclusivement aux **zones de convergence**:

- **Collision** : Choc entre deux masses continentales (Himalaya :Inde contre Eurasie).
- **Subduction** : Une plaque plonge sous une autre ,créant un relief en bordure (Andes).
- **Obduction** : Une portion de lithosphère océanique est charriée au –dessus d'une plaque continentale (L'ophiolite de Semail en Oman)

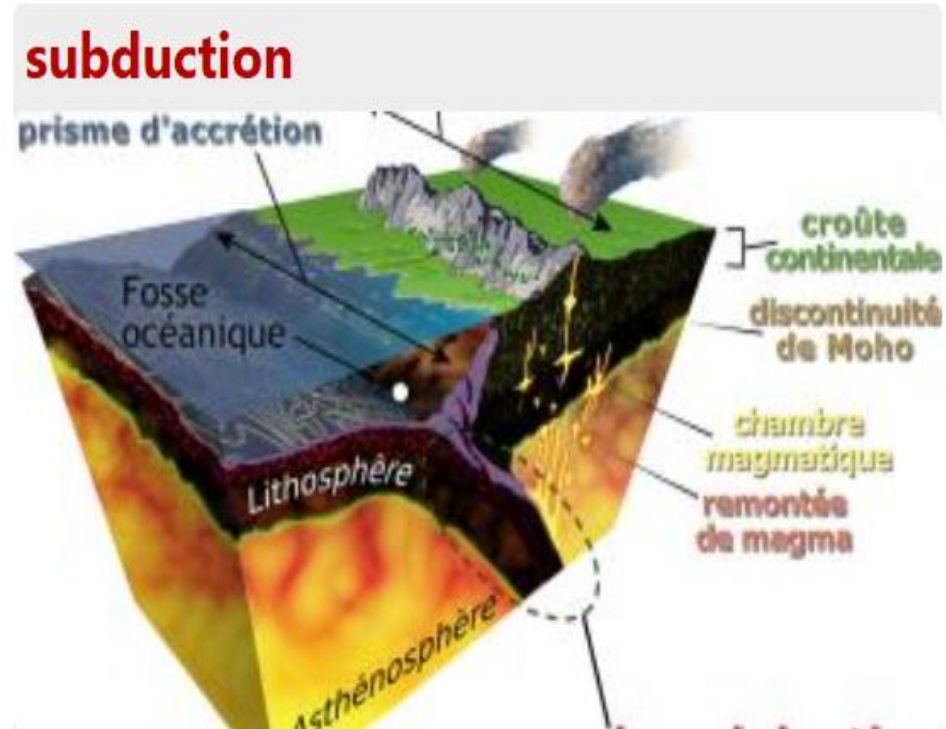


Typologie des chaîne récentes

CHAÎNES DE SUBDUCTION

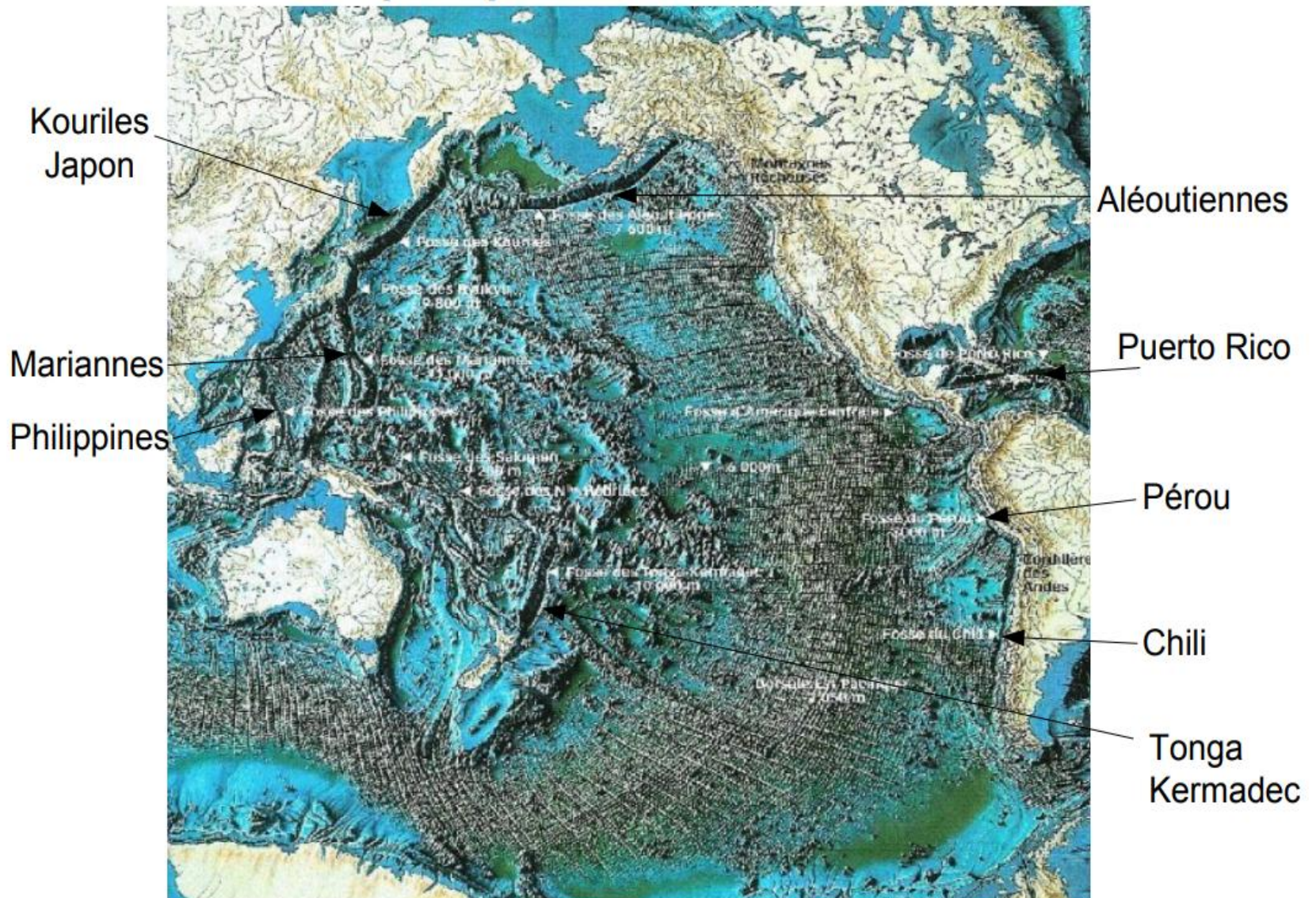
La subduction est l'enfouissement d'une plaque océanique dense (plaque plongeante ou subduite) sous une autre plaque (continentale ou océanique) de densité plus faible dite chevauchante.

Les zones de subduction sont des zones de convergence lithosphérique, il en existe deux grands types : - les subductions entre deux plaques océaniques ou **subduction intra-océanique**. - les subductions entre une plaque continentale et une plaque océanique, ou **subduction sous une marge continentale**.



La subduction est le processus par lequel une plaque océanique de la lithosphère glisse sous une autre plaque tectonique, océanique ou continentale.

Les principales zones de subduction

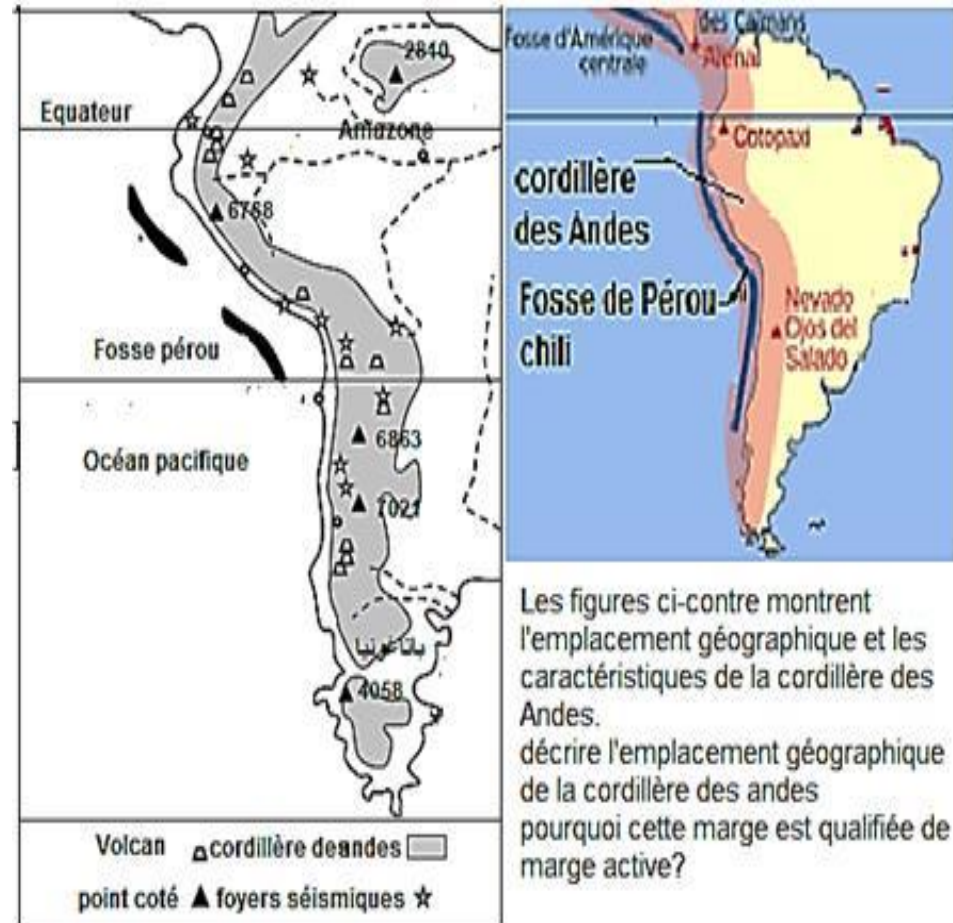


La chaîne de subduction : les Andes



Données géographique :

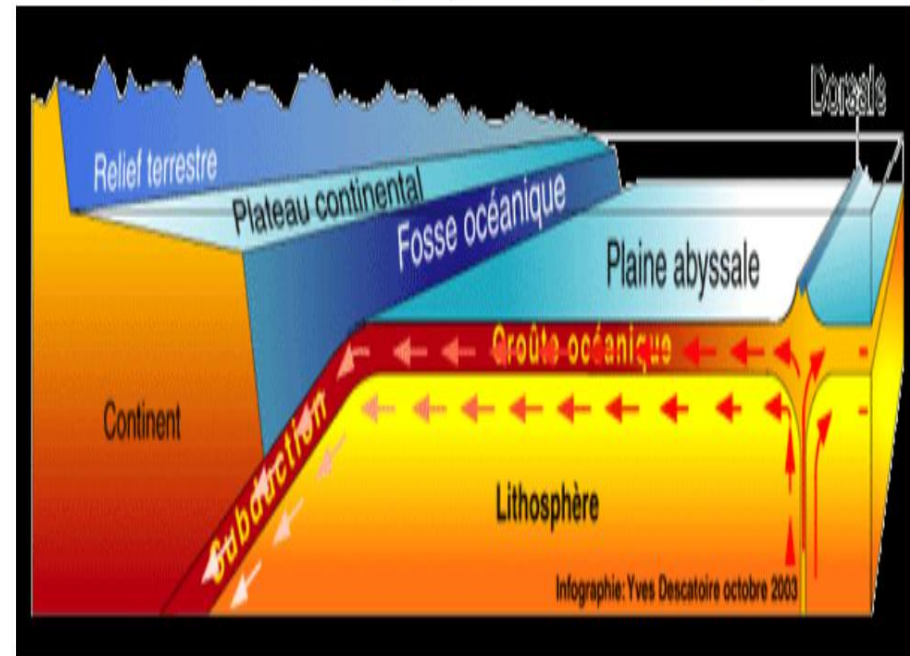
- Chaîne côtière qui s'étend du nord au sud tout le long de la côte occidentale de l'Amérique du sud.
- Chaîne de largeur étroite avec présence de fosse océanique dont la profondeur dépasse 8000m : fosse Pérou-chili.
- Cette chaîne connaît une activité séismique et volcanique : on parle de marge active ; les volcans sont de types explosifs caractérisé par Des éruption fortement explosif (les plus dangereux et destructifs)



A- Une fosse océanique

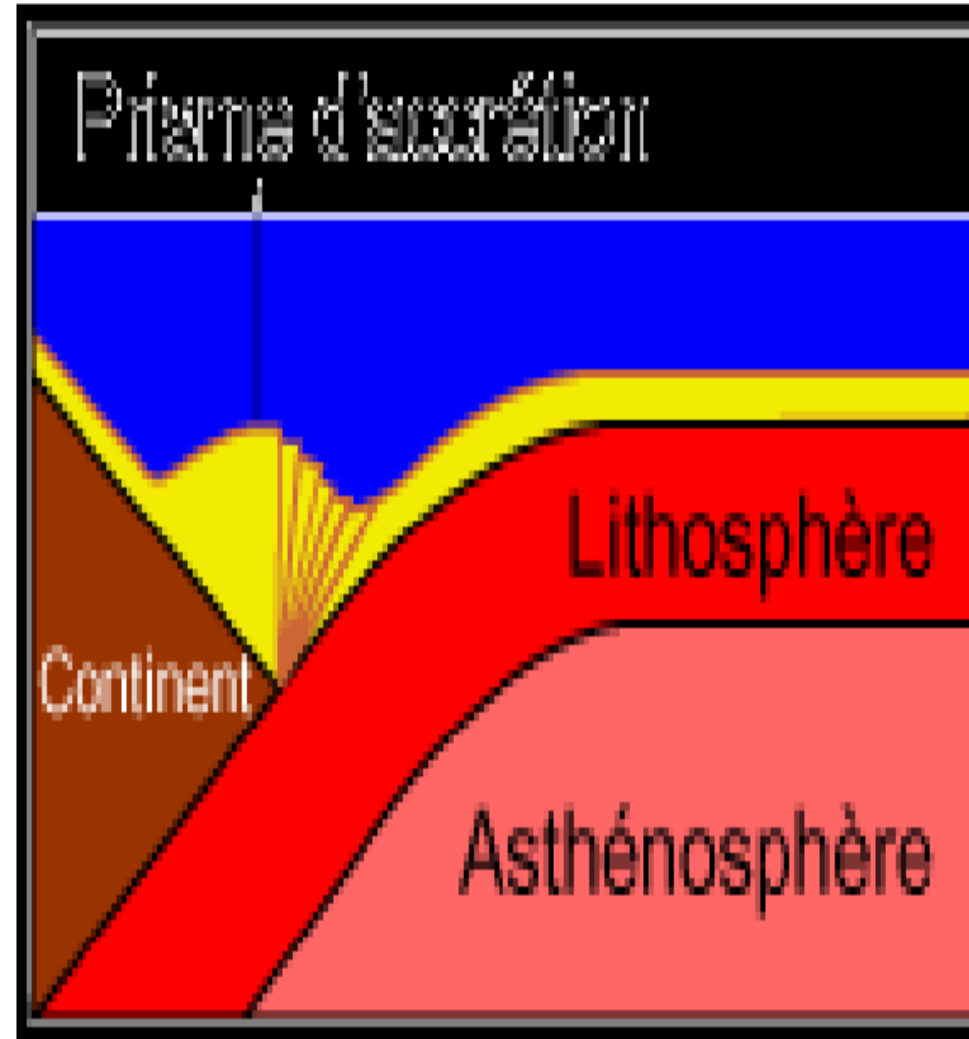
- C'est une dépression sous-marine très profonde, longue et étroite, pouvant atteindre plus de 11 000 mètres de profondeur. Ces fosses, également appelées fosses abyssales ou fosses sous-marines, se forment dans des zones de subduction, où une plaque tectonique s'enfonce sous une autre.
- En parallèle à la chaîne des Andes, il y a présence de fosses océaniques profondes le long de la marge continentale: Fosse de Pérou et Fosse de Chili.

Subduction implique fosse océanique



B- Prisme d'accrétion

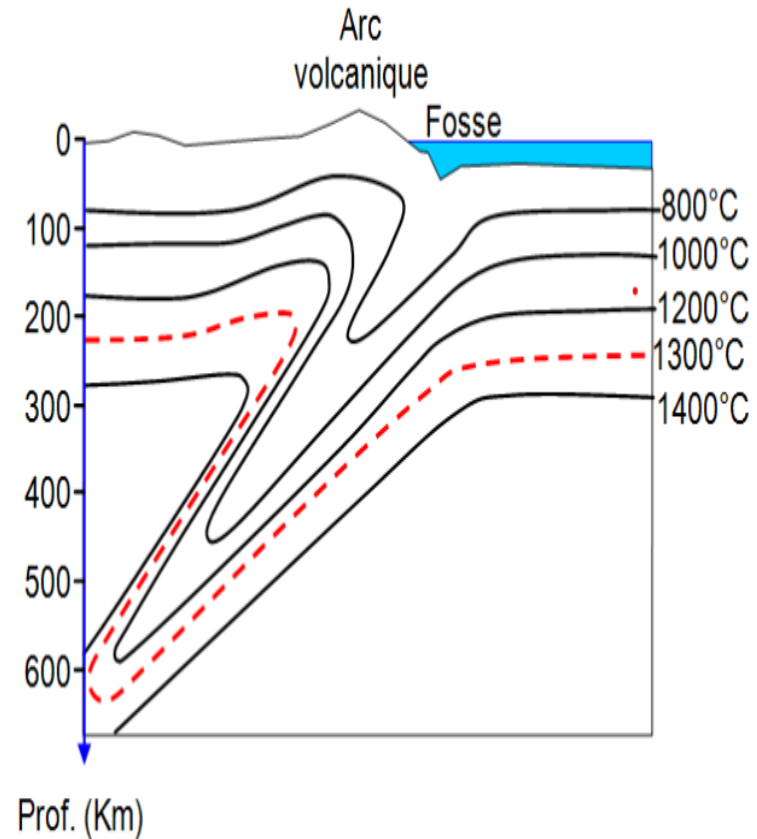
Au cours du plongement de la plaque océanique sous la plaque continentale, les sédiments sous marins sont rabotés par la plaque continentale et s'accumulent sous forme d'écaillés et forment des structures géologiques appelées **prismes d'accrétion**



Données géophysiques :

A- Anomalie thermique négative

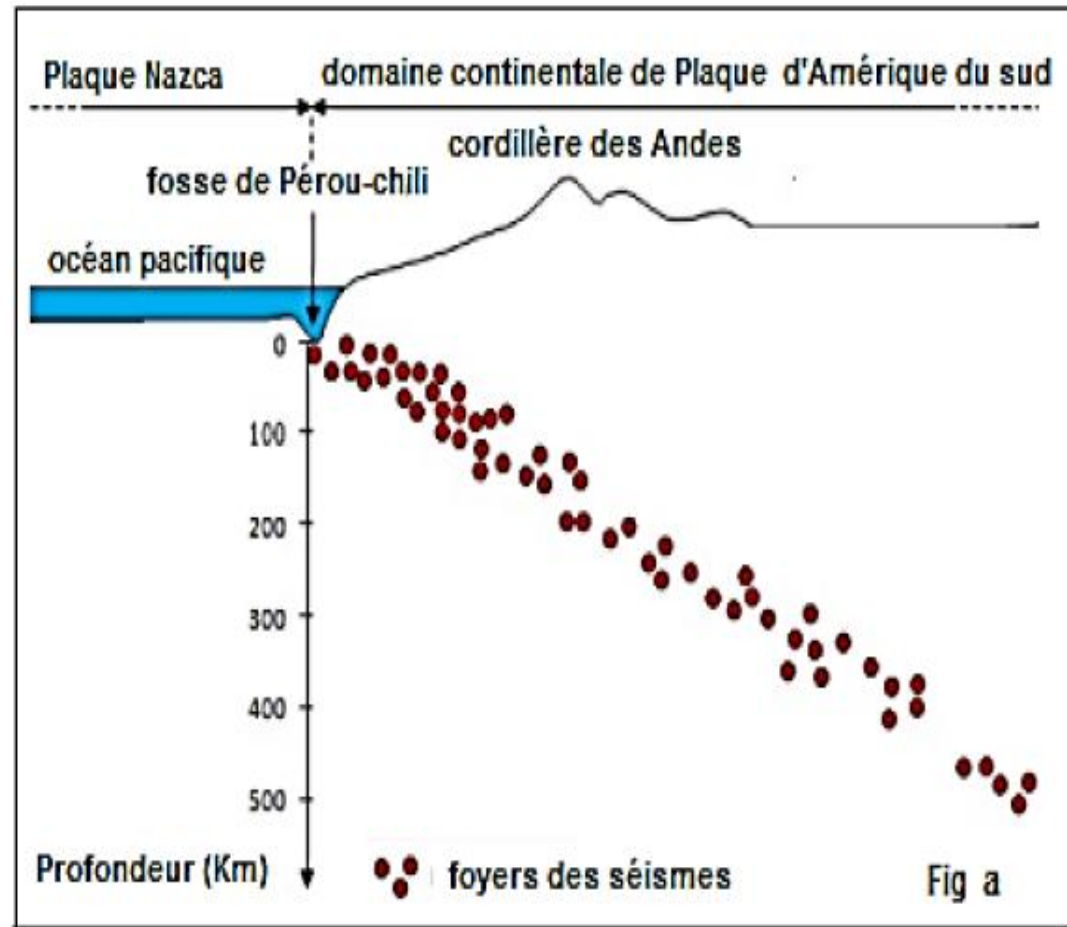
- Au niveau des zones de subduction, on observe que les isothermes sont incurvées en profondeur selon le plan de Bénioff, ce que représente une anomalie thermique négative témoignant d'une zone de subduction.



4 - Profil des anomalies de température dans une zone de subduction

B- Foyer séismique

- On appelle **foyer séismique** ou **hypocentre** le point de naissance du séisme en profondeur.
- Plus on s'éloigne de la fosse océanique vers la plaque chevauchante (continent américain) plus les hypocentres deviennent profonds, ainsi ils sont répartis selon un plan incliné appelé **plan de Bénioff**.



**les caractéristiques tectoniques et
pétrographiques :**

les caractéristiques pétrographiques :

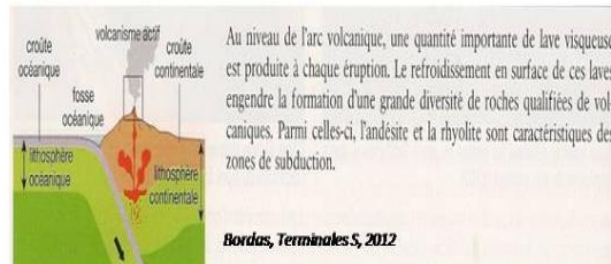
Caractéristique	Andésite (Volcanique)	Granodiorite (Plutonique)
Structure	Microlitique (cristaux +verre)	Grenue (entièrement cristallisée)
Minéraux Majeur	Plagioclase ,Amphibole ,Biotite	Quartz ,Plagioclase ,Feldspath k
Lieu de formation	Surface (Éruption)	Profondeur (Plutons)
Aspect	Gris clair ,petits cristaux	Aspect Tacheté ,gros cristaux



Les andésites

- Les andésites sont des roches à structure microlitique (pâte + cristaux), témoignant d'un refroidissement rapide lié à la mise en place du magma en surface. Ce sont donc des roches magmatiques volcaniques.

L'Andésite



<http://svtlarde.pagesperso-orange.fr/page%2031%20fiche%20g%E9ol.htm>

<http://svtlarde.pagesperso-orange.fr/page%2031%20fiche%20g%E9ol.htm>



L'andésite

- Roche magmatique volcanique
- Structure microlitique
- Composition minéralogique :
 - phénocristaux de plagioclases, d'amphiboles, de pyroxènes, de biotite ;
 - microlites d'amphiboles et de plagioclases ;
 - verre (partie non cristallisée).

Bordas, Terminales S, 2012

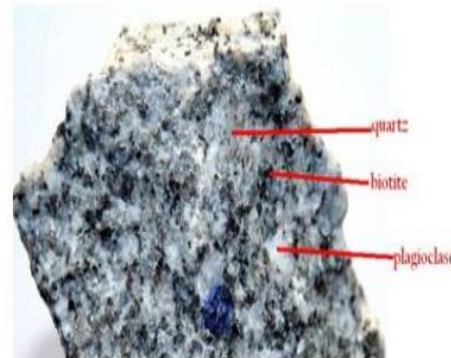
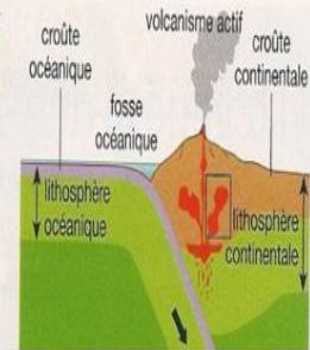


La diorite

La Diorite et la Granodiorite

Au cours d'une éruption volcanique, une partie du magma n'atteint pas la surface et refroidit en profondeur. Les roches ainsi formées sont appelées **roches plutoniques**. Elles n'affleurent en surface que des millions d'années après leur formation, suite à une érosion importante. Au niveau des zones de subduction, une grande variété de roches plutoniques peut se former. La diorite est une des plus caractéristiques.

Bordas, Terminales S, 2012



Granodiorite

<http://svtlarde.pagesperso-orange.fr/page%2031%20fiche%20g%E9ol.htm>



a Un échantillon de diorite

La diorite

- Roche magmatique plutonique
- Structure grenue
- Composition minéralogique : plagioclases, amphiboles, biotite et muscovite, pyroxènes.

Bordas, Terminales S, 2012

La diorite est entièrement cristallisée et composée de cristaux collés les uns aux autres : on parle de structure grenue. Les roches encaissantes (entourant le magma) ont maintenu la chaleur du magma immobilisé en profondeur, ce qui a permis à tous les éléments chimiques de s'associer ne formant ainsi que des minéraux. Le magma est donc entièrement cristallisé en profondeur et forme une masse de roche plus ou moins sphérique appelée "pluton". Ce sont des roches magmatiques plutoniques.

Caractéristiques tectoniques

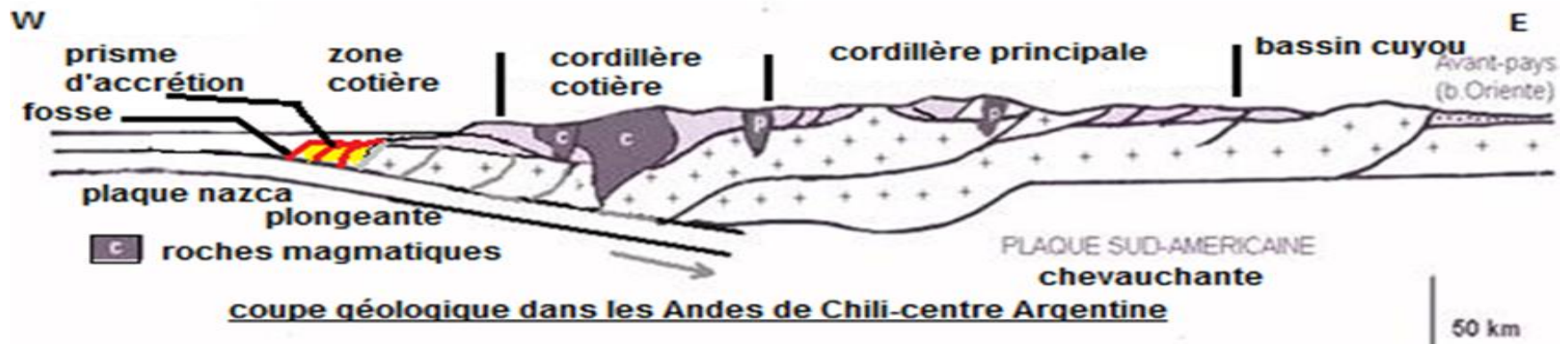
Caractéristiques tectoniques

- Plis, failles inverses et chevauchements: produits par les contraintes compressives, provoquant le raccourcissement horizontal et Épaississement crustal (épaississement de la croûte continentale de la plaque subductante) = chaîne de montagne (cordillère).

Caractér

Caractéristiques géologiques

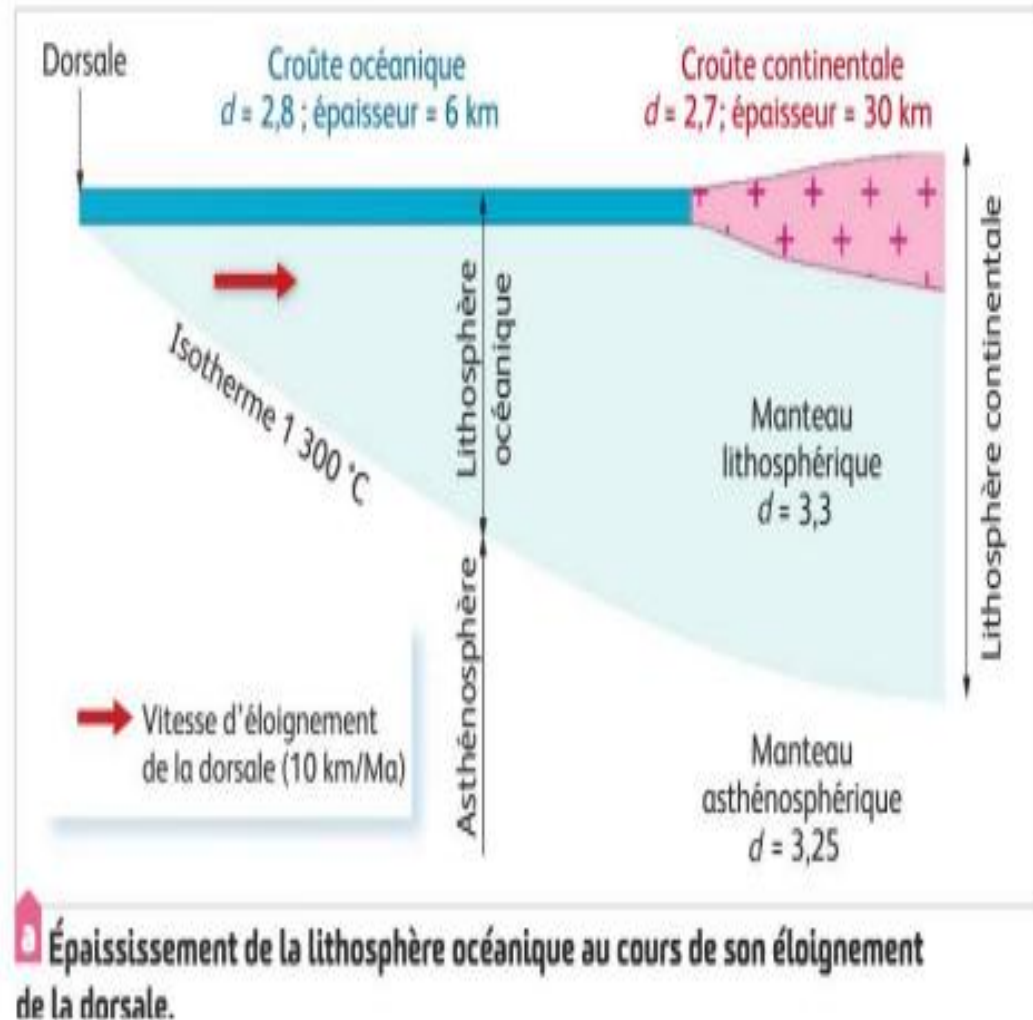
- Magmatisme andésitique + magmatisme granitique (dû notamment à la fusion partielle hydratée de la croûte continentale).



LE PRINCIPAL MOTEUR DE LA SUBDUCTION

► A mesure qu'elle vieillit en s'éloignant de la dorsale, la lithosphère océanique s'hydrate et se refroidit : son épaisseur et sa densité augmente. Elle s'enfonce progressivement (= subsidence thermique).

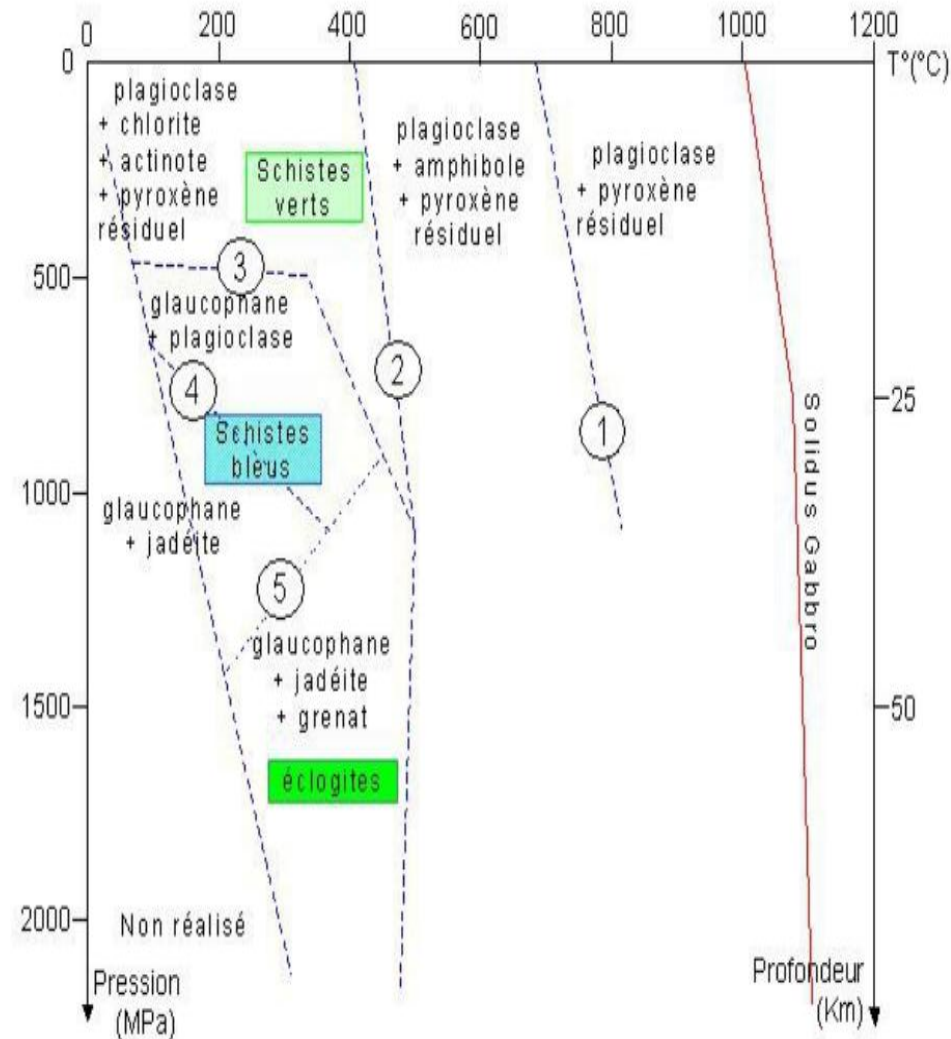
► Quand sa densité devient supérieure à celle de l'asthénosphère ($d > 3,25$), elle peut plonger dans le manteau et tracter le reste de la plaque.



L'origine du magma des zones de subduction :

Pour déterminer les conditions de fusion partielle de la péridotite on propose le diagramme ci-contre représentant les résultats expérimentaux montrant l'état de la péridotite en fonction de la température, de la pression et de la géothermie de la zone de subduction.

- Gradient géothermique ou géotherme : désigne l'évolution et l'augmentation de la température en fonction de la profondeur et il varie selon les régions en moyen $3.3^{\circ}\text{C}/100\text{m}$
- Solidus : courbe séparant le domaine où n'existe que du solide de celui où coexistent solide et liquide. (À température croissante, croiser le solidus revient à initier une fusion partielle) .
- Liquidus : courbe séparant le domaine où coexistent solide et liquide de celui où n'existe que le liquide (fusion totale).



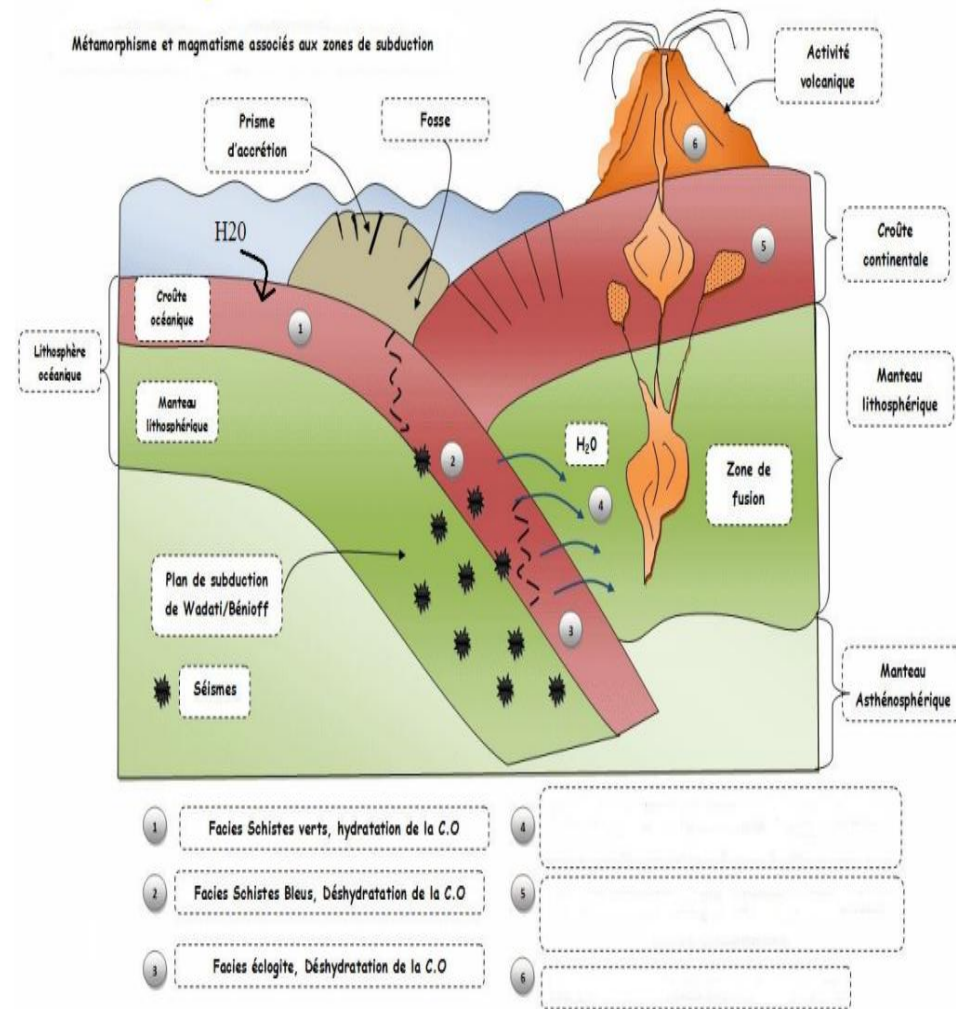
L'origine du magma des zones de subduction

- un basalte anhydre ou hydraté ne peut pas fondre. Ce n'est donc pas la croûte océanique plongeante qui fond.
 - une péridotite anhydre ne peut pas fondre car le géotherme de la zone de subduction n'atteint pas les conditions P et T du solidus nécessaire à un début de fusion partielle.
 - seule une péridotite hydratée peu fondre partiellement car son solidus a été abaissée par hydratation placée dans les conditions de pression température présent à une profondeur supérieur à 80km.
- Le magma des zones de subduction provient donc de la fusion partielle de la péridotite hydratée de la plaque chevauchante.

L'origine du magma des zones de subduction :

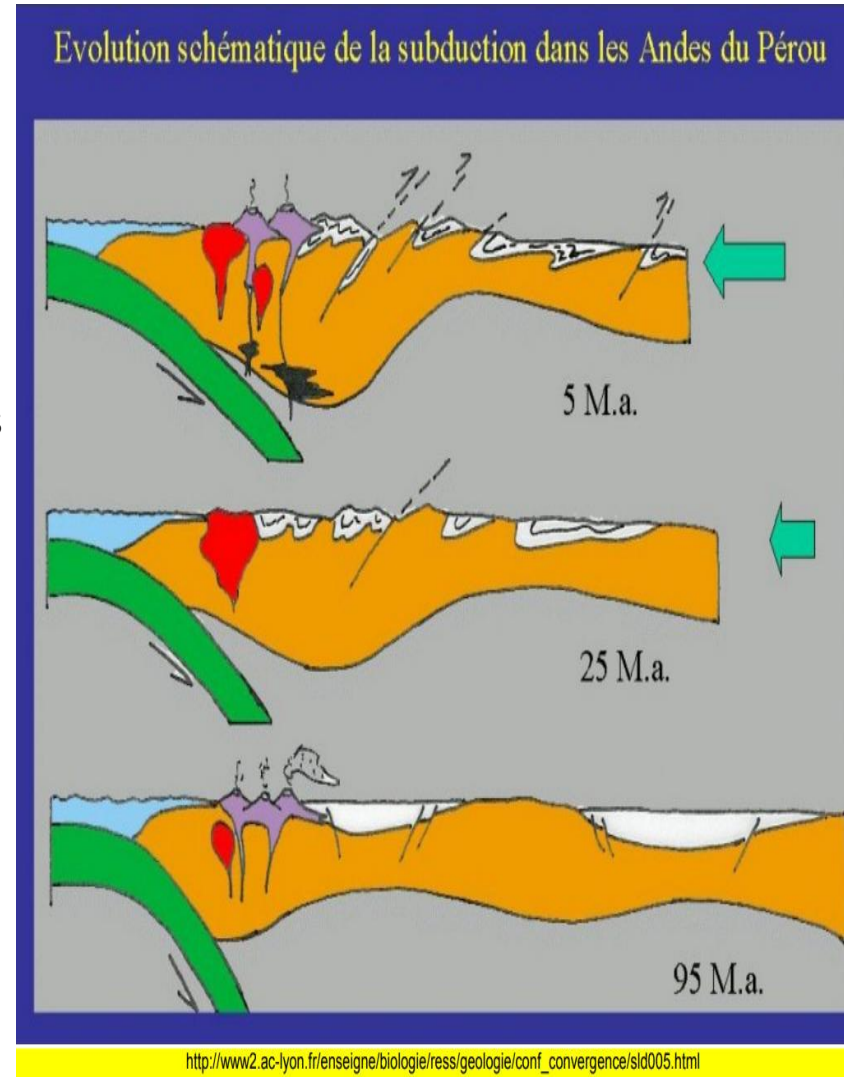
Lors de la subduction de la plaque hydratée,

1. L'augmentation de pression entraîne une déshydratation des minéraux hydroxylés (biotite, amphiboles).
2. L'eau est libérée dans le manteau et va hydrater les péridotites.
3. Cette hydratation fait baisser le point de fusion de la péridotite (le solidus hydraté est franchi à plus basse température que le solidus sec)
4. La péridotite du manteau sus-jacent subit une fusion partielle à environ 100km de profondeur au niveau du plan de Wadati-Benioff.
5. Un magma "hydraté" de composition dioritique/andésitique remonte vers la surface : ce qui cristallisera en profondeur sera grenu (diorite) et ce qui sera émis au niveau d'un volcan sera microlitique (andésite)
6. Si le magma se différencie au cours de sa remontée, sa composition peut s'enrichir encore en silice et devenir granitique/rhyolitique



les étapes de formation des chaines de subduction :

- Les chaines de subductions est le résultat du rapprochement et enfouissement (subduction) de plaques océaniques plus dense sous la plaque lithosphérique continentale moins dense et qui se produit par étapes:
- - En premier lieu suite aux contraintes tectoniques compressives la plaque océanique devient plus dense se brise et s'enfonce lentement sous la lithosphère continentale.
- - Dans la zone d'affrontement se crée une fosse et Les sédiments marin recouvrant la plaque plongeante seront rabotés et raclés par la laque chevauchant et formation de prisme d'accrétion
- - Les roches de la croute océanique plongeante subissent en profondeur des pressions et des températures de plus en plus grandes elles se transforment et libèrent l'eau qui crée les conditions de fusion partielle de la péridotite avec production d'un magma Andésitique.
- - Surrection d'un relief (chaîne de montagne) par un épaissement de la croute continentale lié à un raccourcissement et un empilement résultat des contraintes tectoniques compressives.

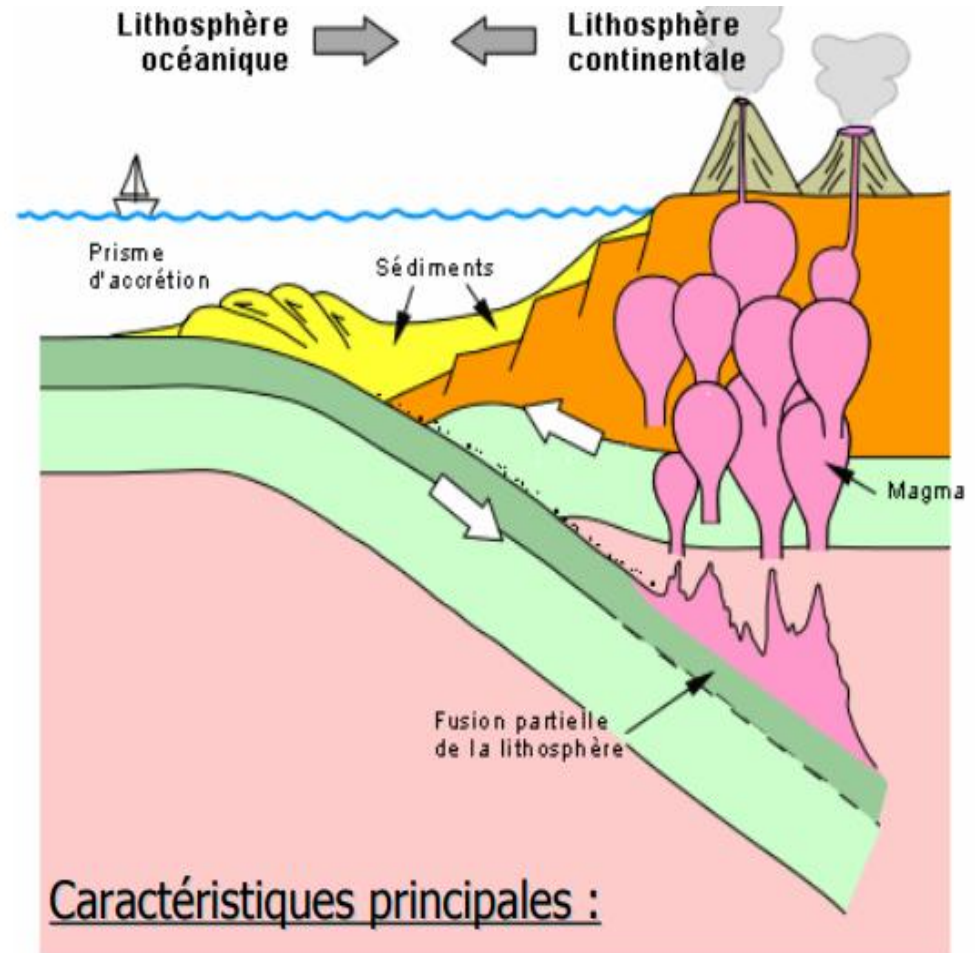


Conclusion

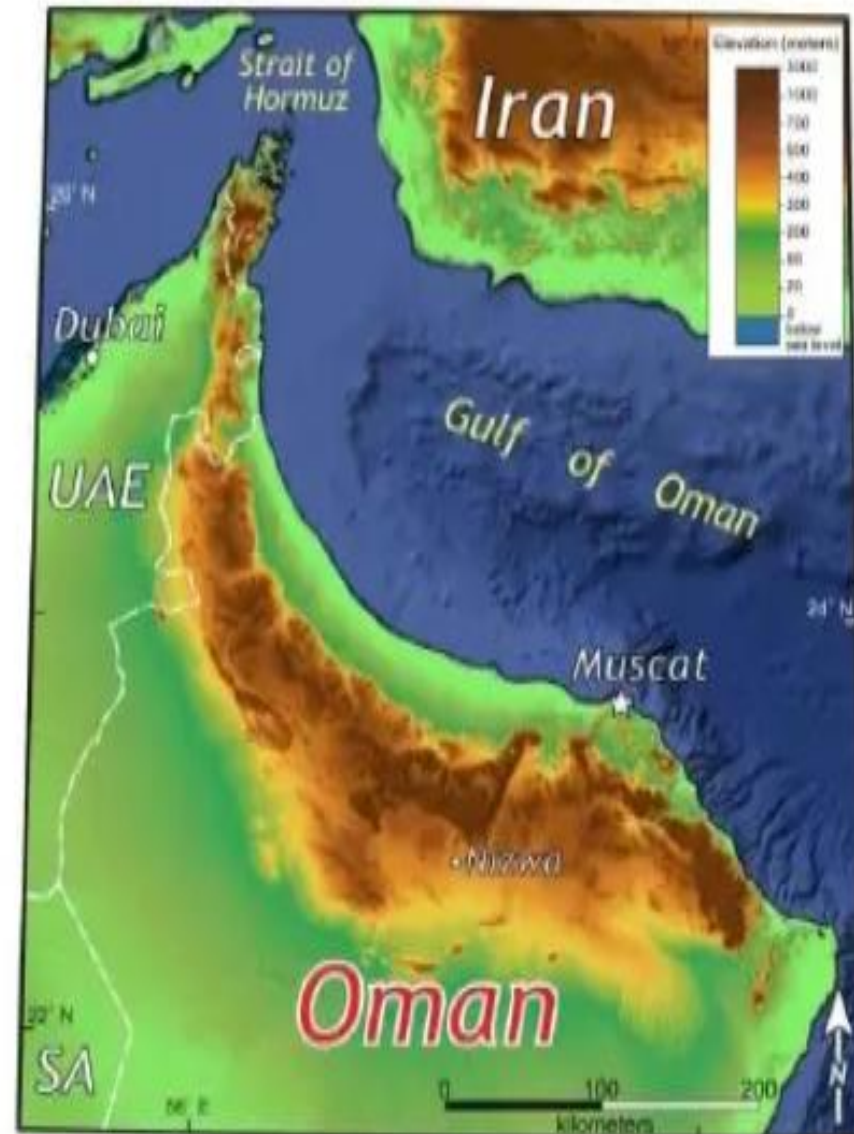
Les zones de subduction sont des frontières convergentes où la lithosphère océanique plonge dans l'asthénosphère elles sont associées à une déformation de la croûte continentale donnant naissance à des chaînes de subduction présentant des caractéristiques structurales, géophysiques, pétrographiques et tectoniques (voir précédemment).

- **Remarque :**

Zone de subduction océanique : convergence entre deux plaques océaniques : la plus dense, généralement la plus vieille s'enfonce sous l'autre pour former une zone de subduction.



Les chaines d'obduction de Oman



Les caractéristiques structurales pétrographiques des chaînes d'obduction :

Une **chaîne d'obduction** est le chevauchement d'une vaste portion de [lithosphère océanique](#) sur un domaine continental. De ce fait, la [croûte océanique](#) se trouve soulevée et plissée au dessus de la [croûte continentale](#) de plus faible [densité](#) qui ne peut s'enfoncer d'avantage.

Exemple : Chaines d'Alhajar d'Oman

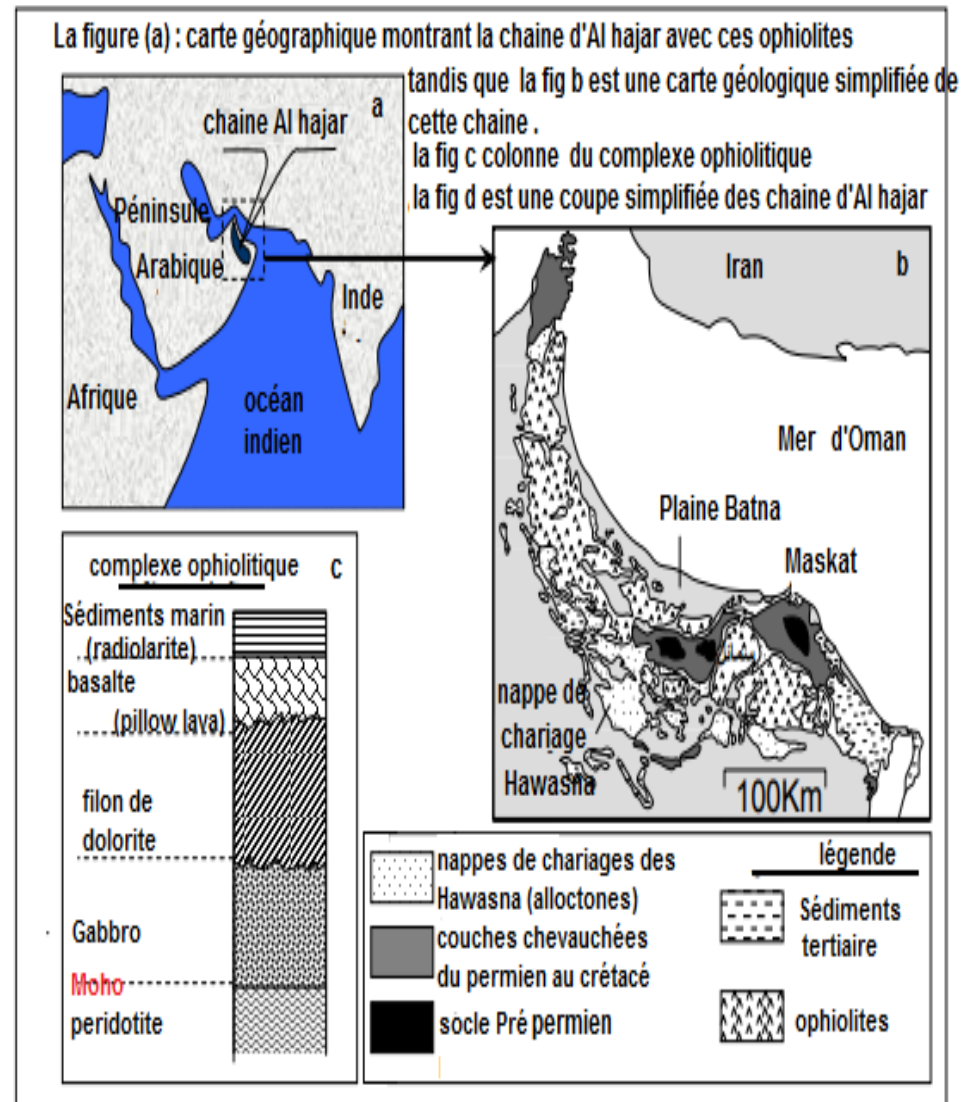
Caractéristiques des zones d'obduction

- *Présence du complexe ophiolitique (péridotite, gabbro, basalte en filons, basalte en coussins et roches sédimentaires océanique) sur de vastes étendues continentales.

- *Présence des sédiments marins (radiolarite) et continentaux écaillés et tectonisés en amont du complexe ophiolitique.

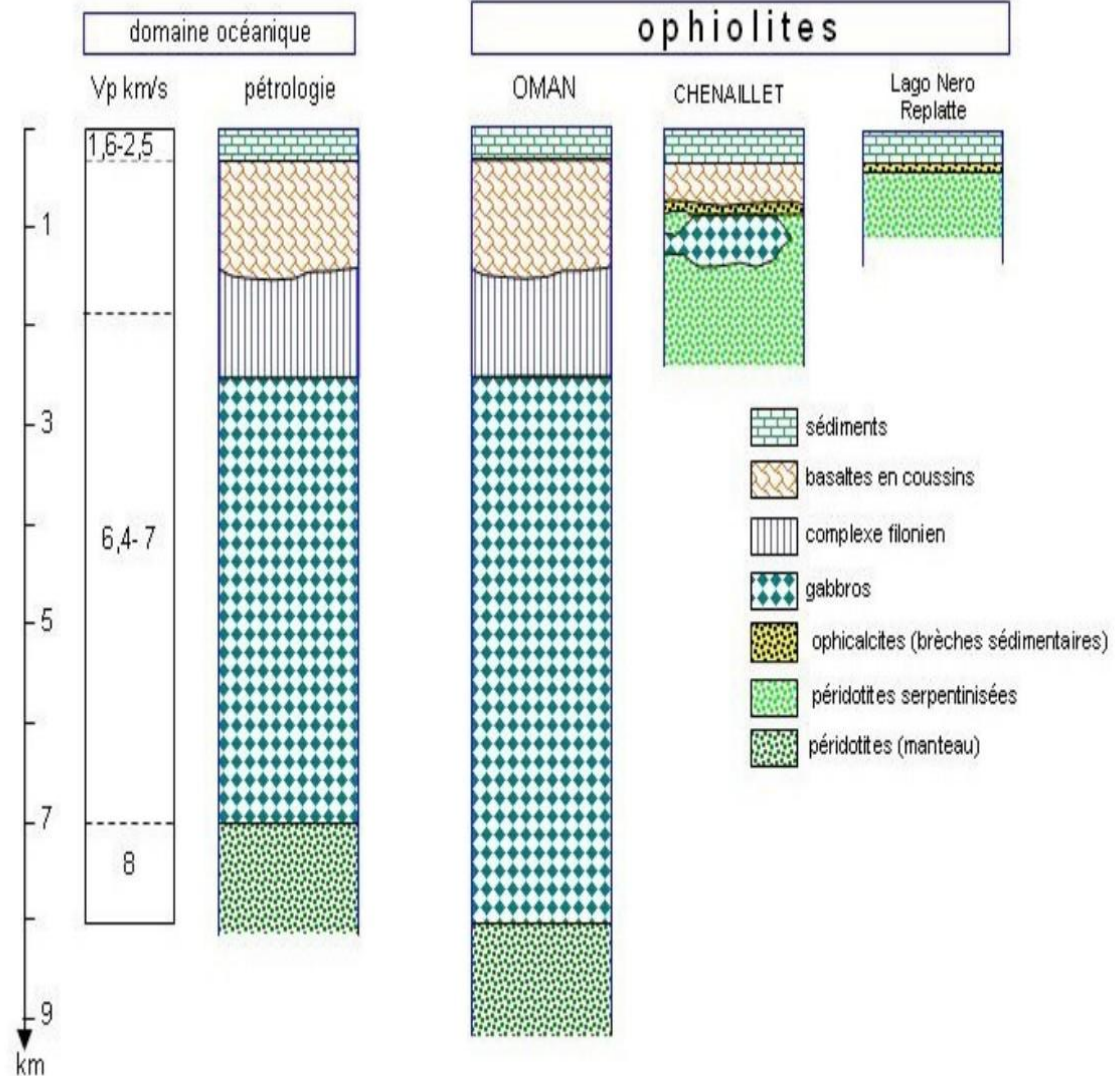
- *Structures tectoniques : présence de plis et de failles inverses, chevauchement et nappes de charriage.

Nappes de charriage : ensemble de couches géologiques qui, lors de l'orogénèse, se sont déplacées par dessus d'autres couches sur de grandes distances. *Fermeture d'un ancien océan. (Fermeture du domaine marin).

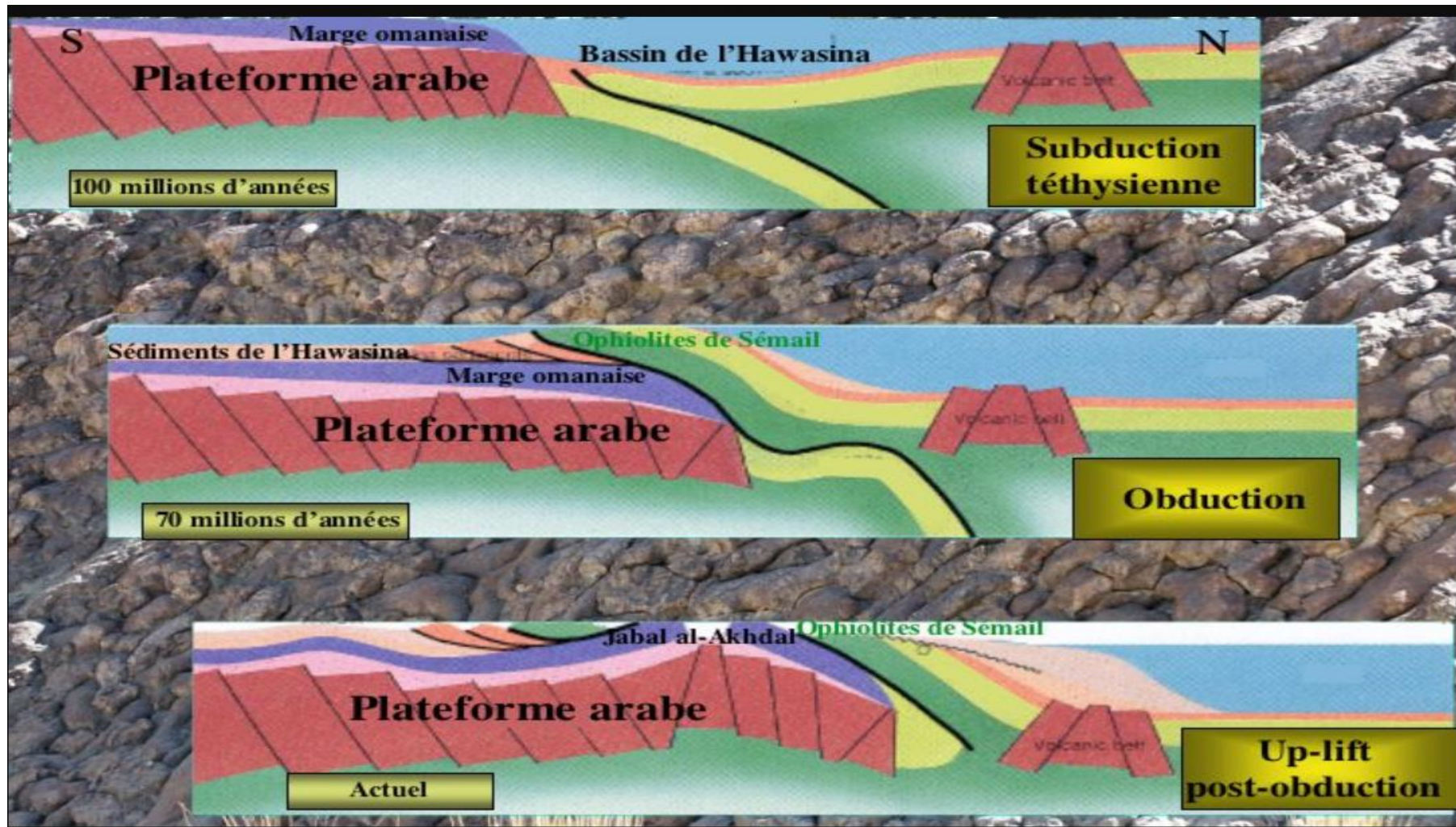


L'Ophiolite

L'Ophiolite : Véritable “
morceau d’océan
”Transporté sur le
continent ,composé de
péridotites , gabbro et
basaltes en coussins



Les étapes de la formation des chaînes de montagnes d'Oman



Les étapes de la formation des chaines de montagnes d'Oman

On peut résumer les principaux événements géologiques qu'a connu la chaîne d'Oman comme suit :

Etape 1 : Subduction intra-océanique :

Sous l'action des forces compressives, la croûte océanique a subi une grande cassure : une faille inverse suivie d'une subduction intra-océanique (dans l'ancien océan nommé tethys) : la lithosphère océanique arabe s'enfonce en dessous de la lithosphère océanique Eurasiatique. Cette subduction, entraîne la fermeture progressive du domaine marin, et fait rapprocher la croûte continentale appartenant à la plaque plongeante المنغرفة de la zone de subduction jusqu'à ce que la croûte continentale arrive au niveau de cette frontière.

Etape 2 : Blocage de la subduction

La croûte continentale, moins dense que la croûte océanique, ne peut pas plonger au-dessous d'une certaine profondeur sous la croûte océanique, ce qui entraîne l'arrêt de la subduction.

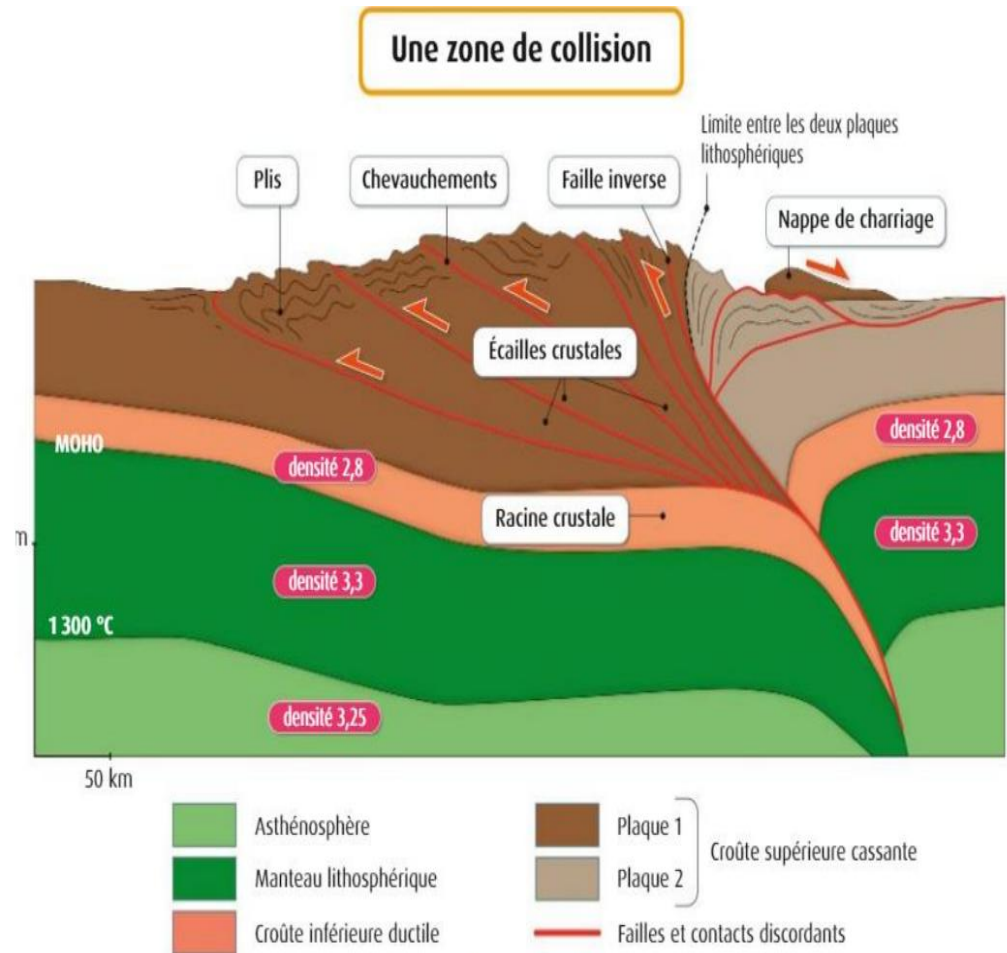
Etape 3 : Obduction

La poursuite des forces de compression malgré l'arrêt de la subduction se compense par un phénomène d'obduction : chevauchement de la lithosphère océanique eurasiatique sur la croûte continentale arabe, formant les nappes ophiolitiques (de Samail). Pendant cette opération, les sédiments marins profonds sont poussés par l'ophiolite donnant un prisme d'accrétion en avant de la chaîne (nappes de Hawasna).

Cette accumulation a entraîné l'épaississement de la croûte continentale, provoquant une élévation du relief et la formation de la chaîne Omanaise.

Les chaines de collision

Définition de collision :
l'affrontement de deux blocs continentaux après la fermeture d'un ancien océan sous l'effet des contraintes compressives.



Source : Manuel BELIN p193

CHAÎNES DE COLLISION

Exemple : Himalaya

- ◆ L'Inde dérive vers le nord, provoquant la subduction de l'océan Téthys sous l'Eurasie avec un magmatisme intense.
- ◆ La fermeture de l'océan entraîne l'obduction de morceaux de plancher océanique, formant une suture ophiolitique.
- ◆ La collision des deux plaques continentales bloque la subduction car la croûte indienne est trop légère pour s'enfoncer.
- ◆ Les roches subissent une forte compression, créant des plis, des failles inverses et des chevauchements massifs.
- ◆ Cette compression provoque un épaissement de la croûte (Moho à >80 km) et la surrection des plus hauts sommets mondiaux.



Figure 1

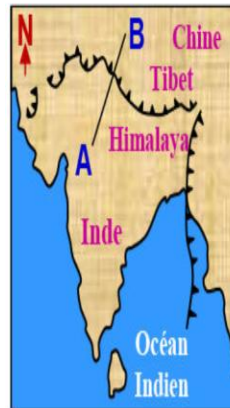
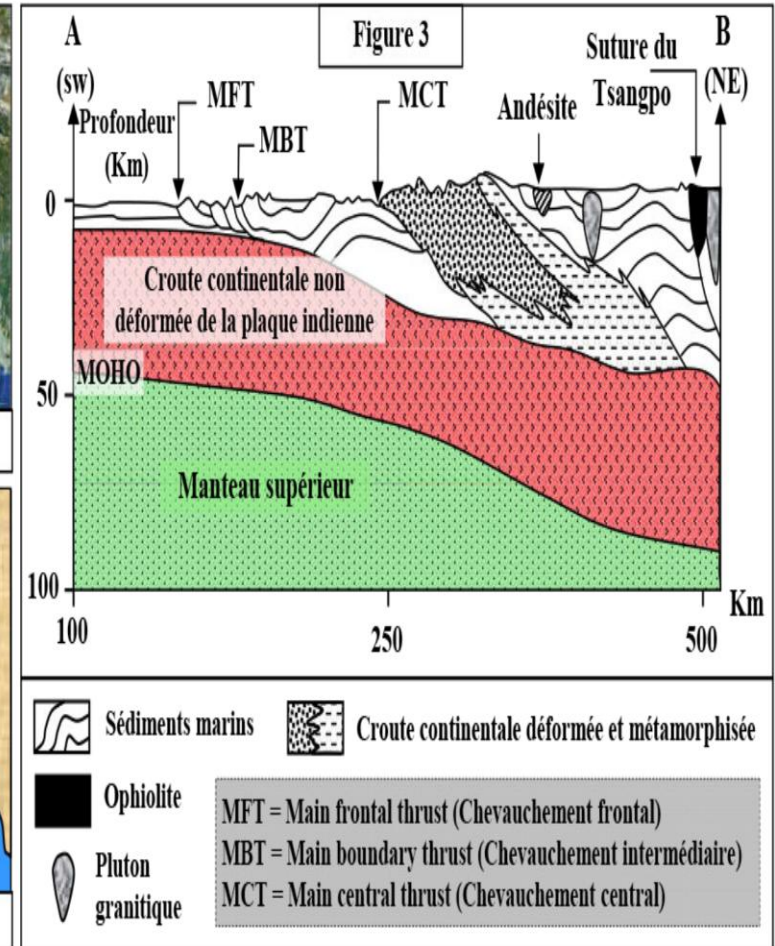


Figure 2



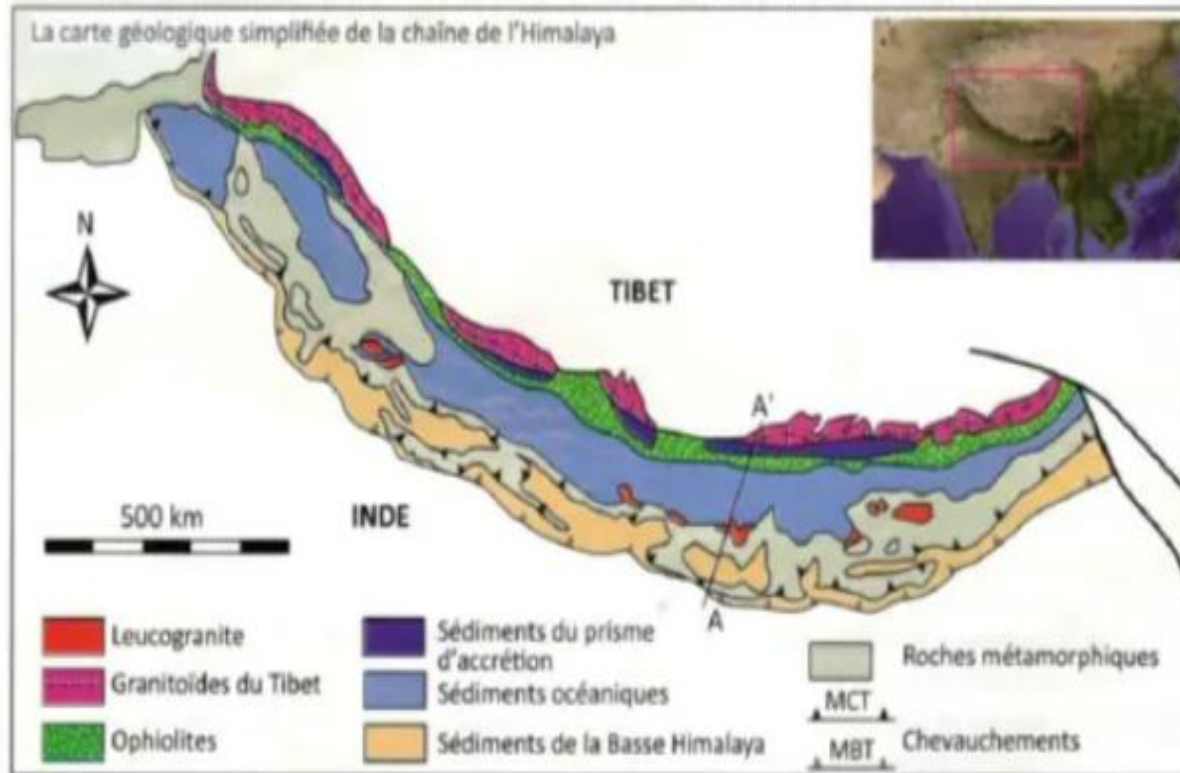
Chaîne de l'Himalaya

Document 08

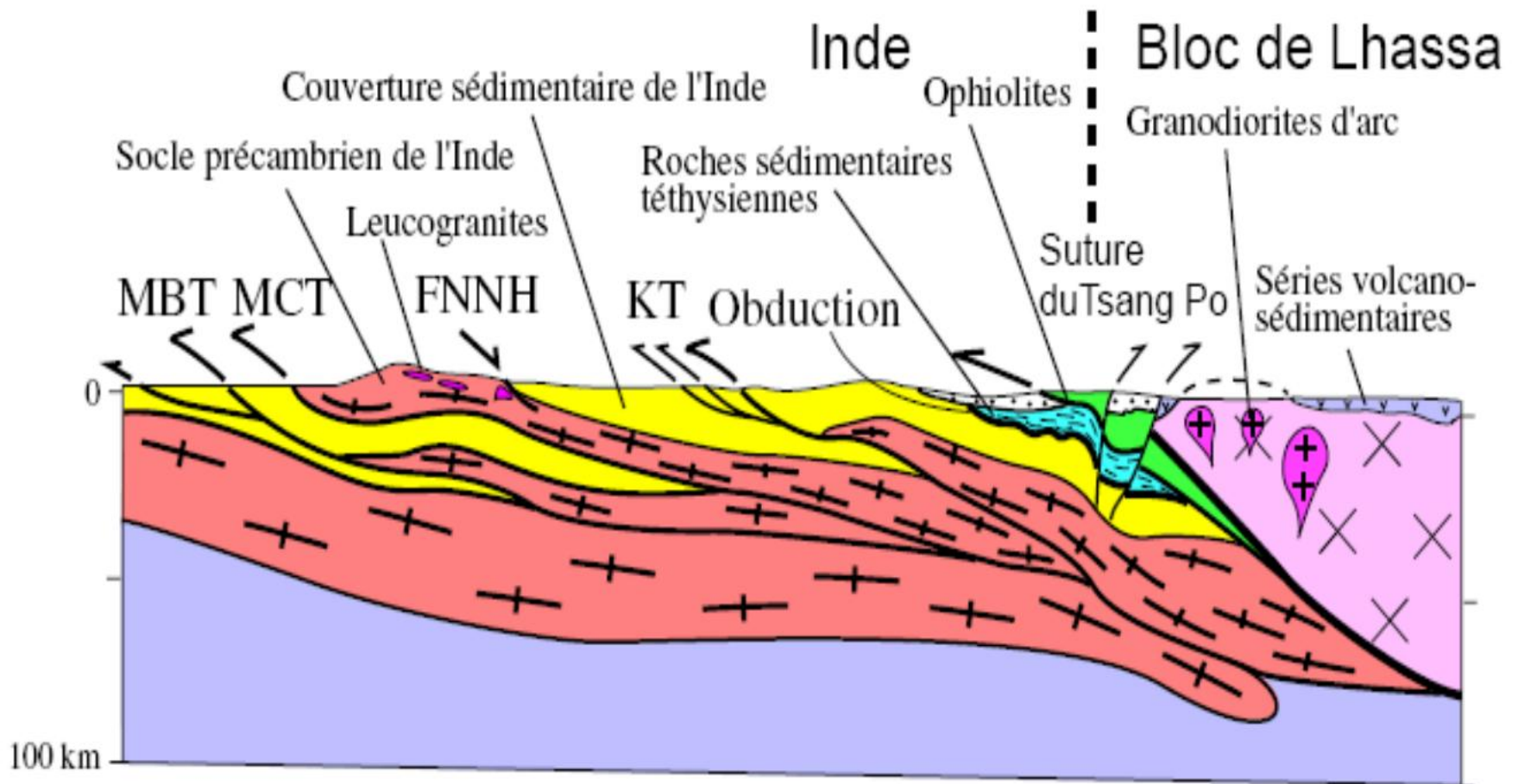
Chaîne de l'Himalaya

C'est un ensemble de chaînes de montagnes s'étirant sur plus de 2 400 km de long et large de 250 à 400 km, qui sépare le sous-continent indien du plateau tibétain dans le sud de l'Asie. Elle couvre une aire d'environ 600 000 km². L'Himalaya abrite 14 sommets de plus de 8000 m d'altitude dont l'Everest qui culmine à 8850 m.

La carte géologique simplifiée de la chaîne de l'Himalaya



Les caractéristiques des chaînes de collision: Himalaya



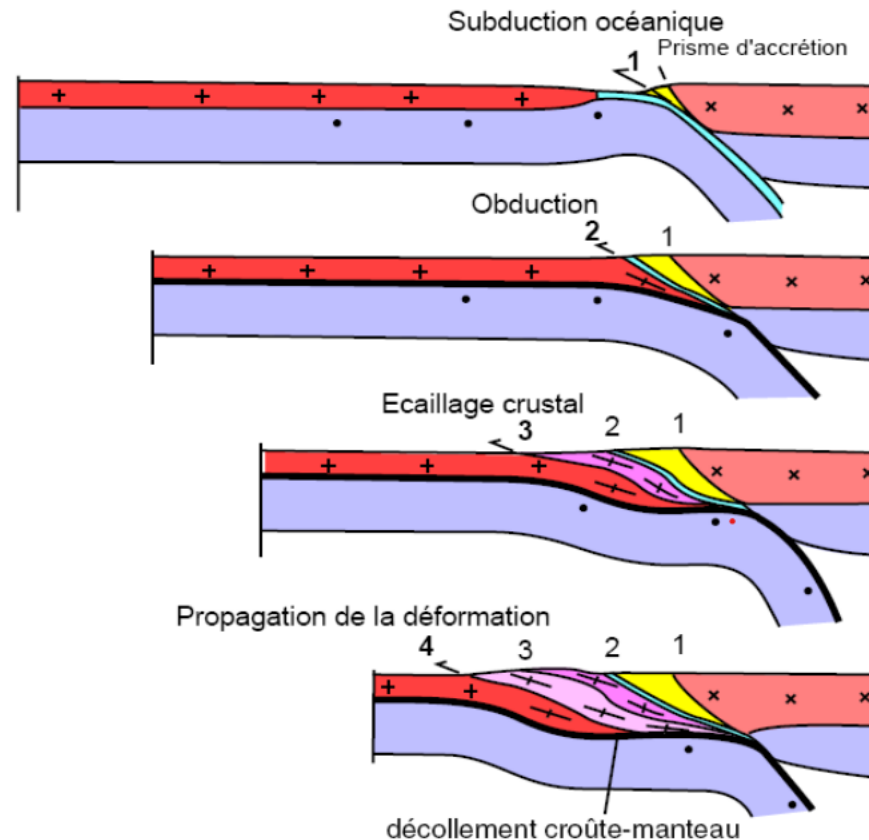
La chaîne des Himalaya se situe entre deux plaques continentales (l'Inde et l'Eurasie), elle est caractérisée par :

- ✚ Épaississement important de la croûte continentale avec des reliefs élevés
 - ✚ Présence des traces d'un ancien océan, comme les sédiments marins et les ophiolites
 - ✚ Déformations tectoniques importantes comme, les plis, les failles inverses, les nappes de charriage et les chevauchements (superposition verticale de deux masses géologiques de différents âges)
- ⇒ La chaîne des Himalaya résulte d'un rapprochement et collision entre deux plaques continentales,

En outre on observe la présence du prisme d'accrétion et des granitoïdes témoignant une subduction ancienne, et les ophiolites, les nappes de charriage témoignant une obduction ancienne.

Les étapes de formation des chaînes de collision

Collision intercontinentale : Himalaya (5)



Les étapes de la formation des chaînes de collision (histoire géologique), exemple les Himalaya :

- ✚ Déroulement de la subduction sous les contraintes tectoniques compressives, qui a donné le prisme d'accrétion et les roches magmatiques (granodiorites)
- ✚ Blocage de la subduction suite à l'arrivée de la lithosphère continentale à la zone de subduction,
- ✚ Fermeture de l'océan ancien avec formation des nappes de charriage et des ophiolites (obduction)
- ✚ La poursuite des forces compressives a engendré des chevauchements importants et un épaissement de la lithosphère continentale, et par conséquent la formation des chaînes de collision (Himalaya)

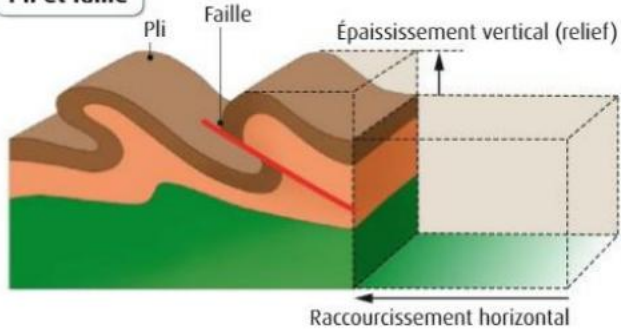
Conclusion :

On distingue 3 types de chaînes de montagne récentes localisés essentiellement au niveau des zones de convergences lieu de développement des forces compressives.

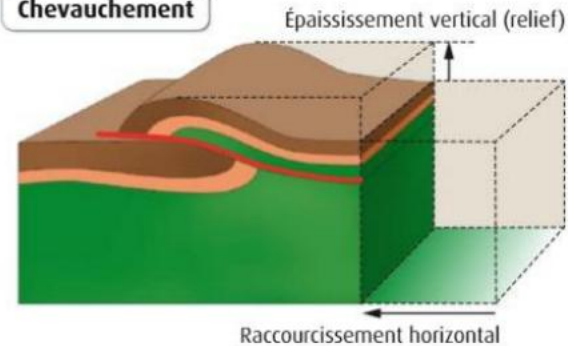
Structures tectoniques

Structures tectoniques déformant les roches

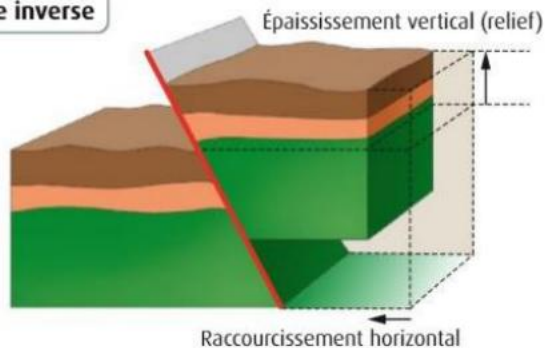
Pli et faille



Chevauchement



Faille inverse



Nappe de charriage

