

Partie 2 : La dynamique interne de la Terre.

Chapitre 2. La dynamique de la lithosphère

Pour l'ensemble du thème « La dynamique de la lithosphère »

Notions fondamentales : morphologie d'une dorsale et d'une zone de subduction, failles normales et inverses, remontée asthénosphérique, magmatisme et roches associées, hydrothermalisme, augmentation de densité, panneau plongeant, fusion partielle, déformation, plis, chevauchement.

Objectifs : dans un premier temps, les élèves remobilisent leurs acquis du collège pour préciser et quantifier les mouvements des plaques lithosphériques en croisant différentes méthodes. Ainsi, ils appréhendent mieux les ordres de grandeurs (vitesse) de la dynamique lithosphérique. Ensuite, s'appuyant sur différents faits géologiques, ils découvrent les principaux phénomènes de la dynamique terrestre. Pour l'étude de marqueurs de la collision, des exemples pourront être pris dans toute chaîne active ou récente (Alpes, Pyrénées et Himalaya). Dans cette partie, les élèves trouvent aussi une explication à la formation des types de roches qu'ils ont identifiés dans la première partie.

Précisions : on n'attend ni une interprétation des inversions magnétiques, ni une étude exhaustive des roches de zones de subduction.

Entre 1910 et 1920 naissent les théories de la mobilité des continents. La distribution bimodale des altitudes et les études sismiques permettent de proposer l'existence de deux structures différentes à la surface du globe : l'une sur les continents (SIAL peu dense reposant sur le SIAM) l'autre dans le fond des océans (SIAM plus dense). Pour Wegener le manteau constitue le fond des océans. *On verra plus tard qu'il se trompe.*

Par la suite, d'autres scientifiques trouvent de nouveaux arguments à cette idée de mobilité des continents, profitant des innovations technologiques.

Ce chapitre a comme objectifs de :

- Mettre en évidence les caractéristiques de la mobilité horizontale des plaques lithosphériques.
- Comprendre les zones de divergences, le fonctionnement et l'origine d'une dorsale océanique.
- Comprendre les zones de convergences, les zones de subduction et de collision.

La caractérisation de la mobilité horizontale

Connaissances

La lithosphère terrestre est découpée en plaques animées de mouvements. Le mouvement des plaques, dans le passé et actuellement, peut être quantifié par différentes méthodes géologiques : études des anomalies magnétiques, mesures géodésiques, détermination de l'âge des roches par rapport à la dorsale, alignements volcaniques liés aux points chauds.

La distinction de l'ensemble des indices géologiques et les mesures actuelles permettent d'identifier des zones de divergence et des zones de convergence aux caractéristiques géologiques différentes (marqueurs sismologiques, thermiques, pétrologique).

Capacités

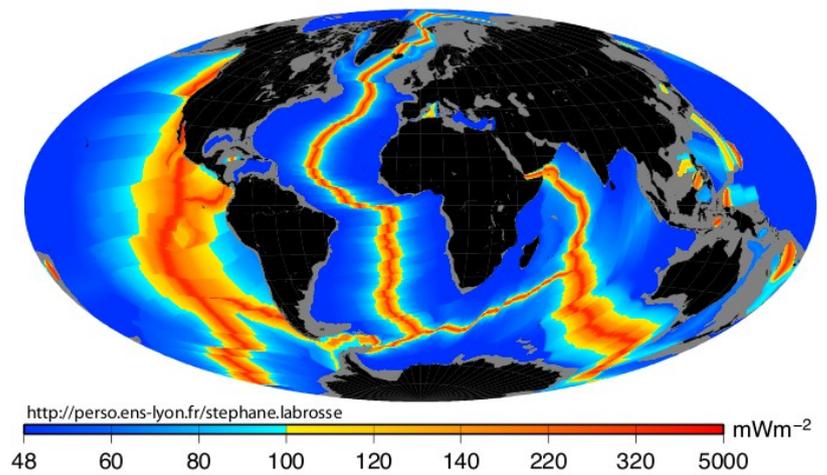
- Identifier en utilisant des données sismiques les plaques lithosphériques.
- Analyser des bases de données de vitesse de déplacement (mesure laser, mesures GPS).
- Analyser et mettre en relation le flux géothermique surfacique et le contexte géodynamique à partir de cartes des flux géothermiques surfaciques.
- Étudier des données magnétiques ou sédimentaires permettant d'établir la divergence de part et d'autre de la dorsale.
- Étude de données sur les dorsales (bathymétrie, forages, etc.).

I – La mise en place du modèle en plaques : Des indices multiples.

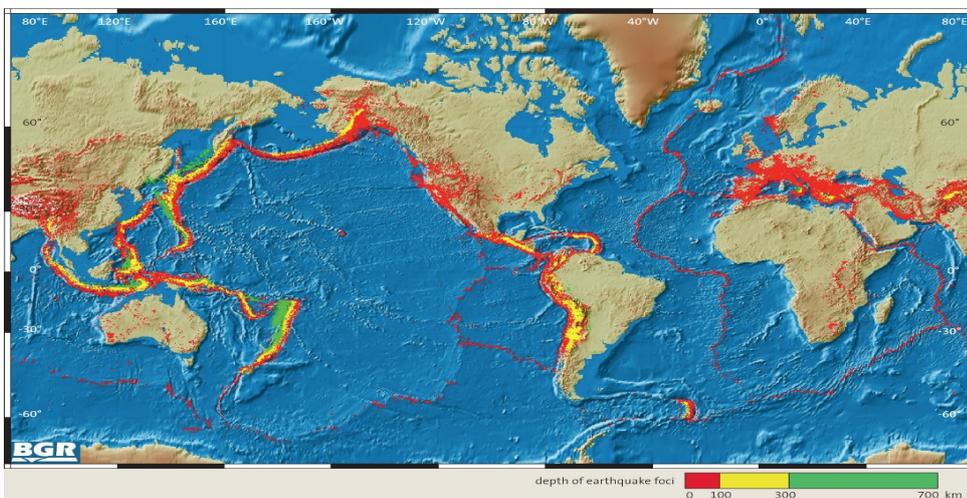
Tous les indices issus de la théorie de Wegener ont bien entendu participé à l'élaboration des connaissances actuelles. Cependant, des indices très précis sont venus étoffer le modèle au fur et à mesure de l'évolution des possibilités techniques.

1.) La découverte de l'inégale répartition du flux géothermique, du volcanisme et de la sismicité

Le flux thermique mesuré en surface correspond à la dissipation de l'énergie interne du globe qui a diffusé par conduction à travers les roches de la croûte terrestre. Les mesures réalisées permettent d'estimer que ce flux a une valeur moyenne de 80 mW.m^{-2} . En 1951, la découverte d'un flux géothermique élevée le long de l'axe des dorsales océaniques suggère la présence de roches en fusion à faible profondeur sous les dorsales.



Doc. Le flux géothermique océanique

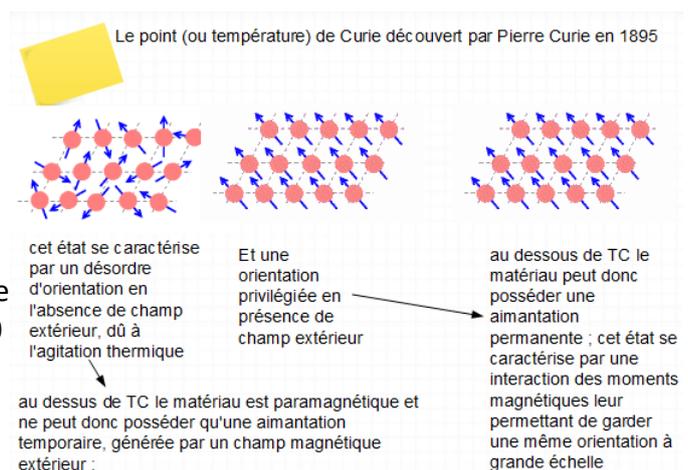


En 1954, Gutenberg et Richter montrent que les séismes sont confinés dans des régions précises correspondant aux dorsales, aux fosses, et aux chaînes montagneuses.

En 1962, Harry Hess propose que la croûte océanique se forme perpétuellement au niveau des dorsales océaniques suite à la convection du manteau. Cette hypothèse s'appuie notamment sur les données récoltées sur la topographie des océans et du flux géothermique. La matière de la croûte océanique se déplace de part et d'autre des dorsales et vient disparaître au niveau des fosses. Selon cette hypothèse, les continents s'éloignent passivement les uns des autres, à mesure que le fond marin qui les sépare se met en place au niveau des dorsales océaniques plutôt que de « déplacer » sur le manteau comme Wegener le suggérait.

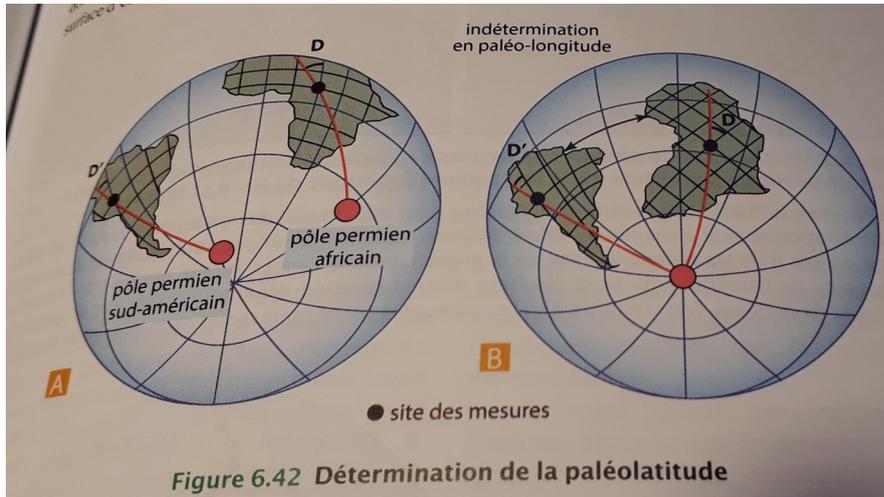
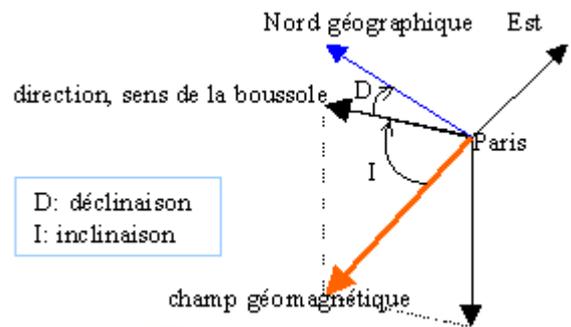
2.) Étude des anomalies magnétiques

Les minéraux ferromagnésiens présents dans le basalte sont susceptibles d'acquérir, sous l'effet du champ magnétique environnant dit « inducteur », une aimantation propre. Lorsque la température des minéraux ferromagnétiques **déjà cristallisés** s'abaisse en dessous du point de Curie (température propre à chaque minéral et comprise entre 500 et 700 °C), ils fixent le **champ magnétique présent en intensité, en déclinaison et en inclinaison**. On parle d'aimantation rémanente, car cette



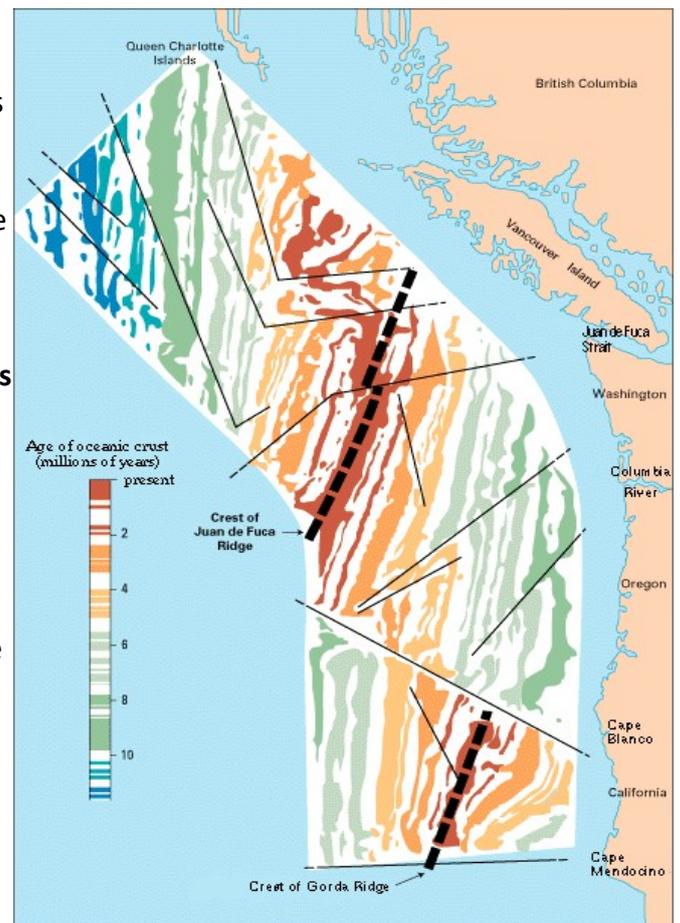
aimantation ne disparaît pas si le champ magnétique inducteur lui disparaît (ou se modifie).

Cette étude a un premier intérêt : la fossilisation de l'orientation du champ passé permet de **localiser le paléopôle Nord**(et le Sud aussi du coup...) à l'époque où le champ a été fossilisé(passage du point de Curie) :

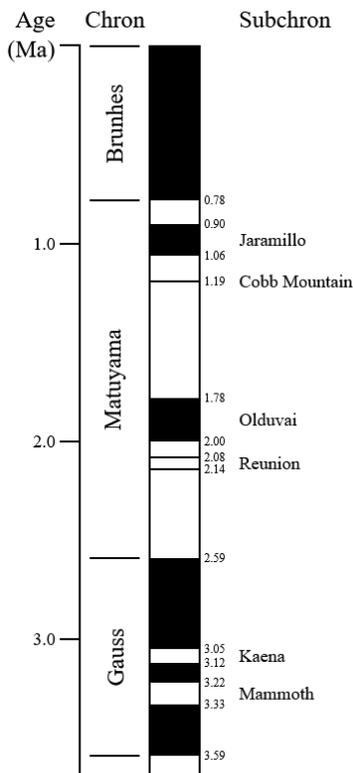


De plus, Les géologues peuvent mesurer la **force du champ magnétique terrestre** à l'aide d'un instrument appelé **teslamètre**. La compilation de ses mesures permet d'observer que certaines « zones » possèdent un champ magnétique anormal. Une **anomalie magnétique** est la différence entre la force attendue du champ principal de la Terre en un certain point et celle réellement mesurée au niveau de ce point. Les endroits où la force du champ est plus forte qu'attendu correspondent à des **anomalies positives**(=champ actuel + champ lié à l'aimantation rémanente car orienté comme aujourd'hui), et les endroits où la force du champ est plus faible qu'attendu correspondent à des **anomalies négatives**(=champ actuel - champ lié à l'aimantation rémanente car orienté à l'inverse d'aujourd'hui). Elles sont provoquées par le magnétisme de la roche proche de la surface.

En 1961, la plus importante carte des anomalies magnétiques marines a été construite après des mesures détaillées au large de la côte ouest de l'Amérique du Nord. Cette carte permet d'observer des **bandes grossièrement parallèles et symétriques** par rapport à l'axe de la dorsale. Cet agencement en bandes ne s'observe pas sur les continents.

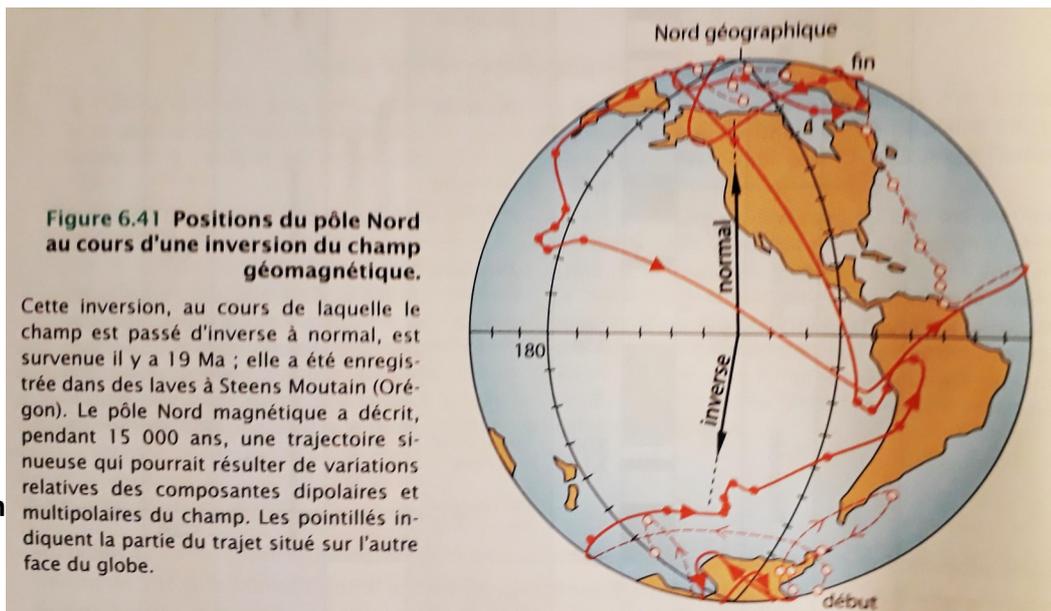


En 1963, F.J. Vine et D.H. Matthews interprètent cette succession d'anomalies positives et négatives de chaque côté des dorsales comme **l'acquisition d'une aimantation normale ou inverse des basaltes au moment de leur refroidissement** signant ainsi l'existence d'une expansion océanique au cours du temps.



En se servant de l'échelle chronologique des inversions du champ magnétique qui venait d'être établie en 1966, F.J. Vine et T. Wilson calculèrent la vitesse de l'expansion océanique et prédirent l'âge des fonds océaniques (non encore datés). Les premières vitesses de déplacements ont pu alors être établies : environ 2cm.an-1

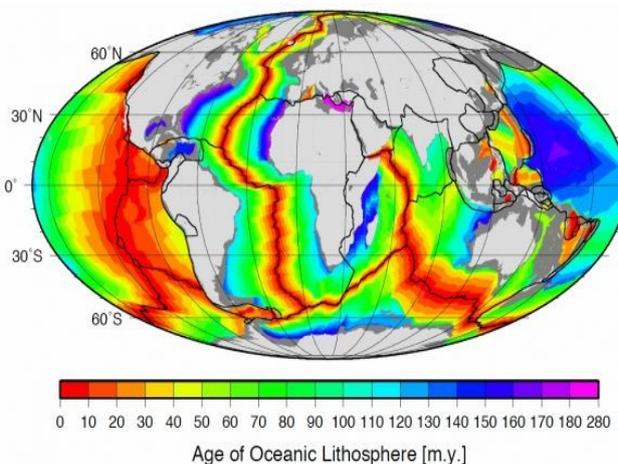
Depuis 180 Ma, il y a eu quelques 300 inversions du champ magnétique terrestre. La durée d'une inversion est d'environ 2000 ans. La durée d'une polarité est appelée "chron".



Exemple passées : d'inversion

3.) Étude de l'âge des sédiments océaniques.

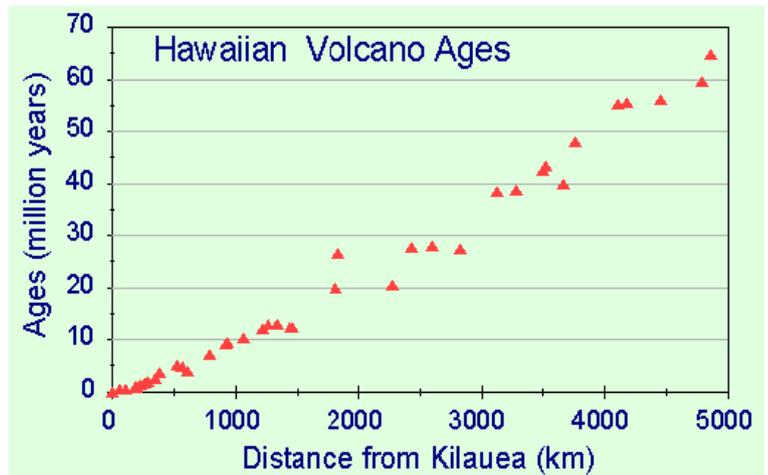
Il faut attendre la possibilité de **nombreux forages en haute mer** pour pouvoir dater l'âge de la croûte océanique en de nombreux points. La campagne **JOIDES**, en 1968, est un programme de forage à grande profondeur a été spécialement conçu pour tester le modèle de la tectonique des plaques. Ces forages n'ont pas pu avoir lieu avant, car ils nécessitaient des techniques de positionnement dynamique pour stabiliser la position du navire-foreur. Ces techniques viennent juste d'être mises au point pour l'exploitation pétrolière. Une série de forages réalisée dans l'Atlantique Sud a permis aux géologues de déterminer l'âge des sédiments au contact avec la lithosphère océanique ainsi que leur succession verticale. Les résultats sont sans appel : **plus on s'éloigne de la dorsale, plus les sédiments sont épais et plus les couches au contact du basalte sont anciennes.** De plus, les sédiments les plus profonds ont systématiquement le même âge que les basaltes qu'ils recouvrent.



Doc. Âges de fonds océaniques les plus anciens.

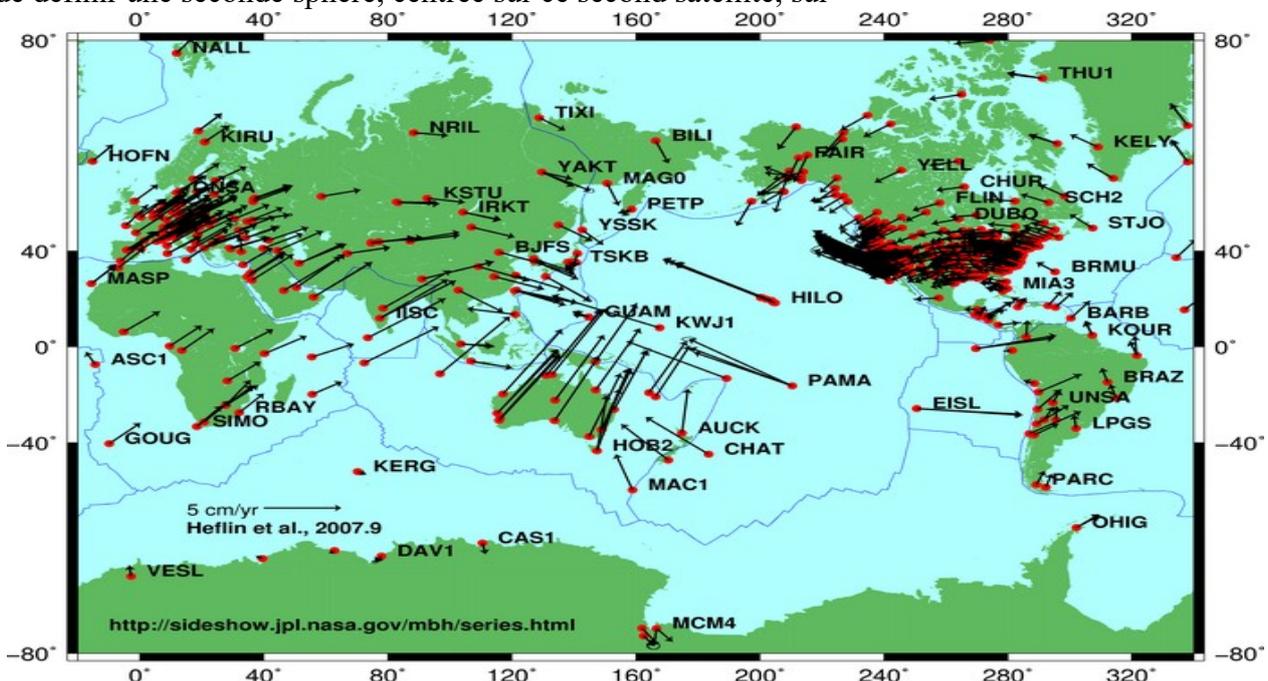
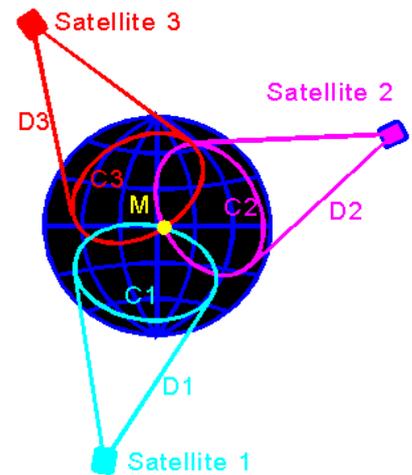
4.) Les alignements volcaniques.

En de nombreux endroits de la surface du globe, on observe des **alignements d'appareils volcaniques non liés à la tectonique des plaques, car situés loin des limites de plaques**. L'âge de ces volcans est régulièrement croissant d'une extrémité de l'alignement à l'autre, le volcan actuellement actif occupant l'extrémité la plus jeune. Ces volcans proviennent de l'activité d'un point chaud, région fixe du manteau profond qui envoie vers la surface un panache de matériel chaud. Des **magmas issus de ce matériel perforent épisodiquement la plaque lithosphérique qui se déplace au-dessus du point chaud**. La direction et la vitesse de ce déplacement sont « fossilisées » par l'alignement volcanique. La comparaison des **directions** et des **vitesse** de déplacements des plaques tirées des **données paléomagnétiques** avec celles déduites de l'orientation et des âges des alignements volcaniques intraplaques montre une **parfaite concordance**.



5.) Les données GPS et les mesures géodésiques (à télémétrie laser).

La technique de positionnement par satellites est basée sur une constellation de satellites, orbitant autour de la Terre. Ces satellites **émettent en continu un signal radio** que tout utilisateur muni d'un récepteur adéquat peut capter. Connaissant le temps d'émission du signal par le satellite et son temps d'arrivée au récepteur, il est possible de **calculer la distance séparant le satellite du récepteur**. Par conséquent, on sait que la station réceptrice se trouve sur une sphère ayant pour centre le satellite et pour rayon la distance récepteur-satellite que l'on vient de calculer. Si ce même récepteur capte un second et un troisième satellite, un calcul équivalent permet de définir une seconde sphère, centrée sur ce second satellite, sur



laquelle doit aussi se trouver notre récepteur. Si les positions des satellites sur leurs orbites sont connues avec suffisamment de précision, le récepteur dispose de trois données qui lui permettent de résoudre les trois inconnues définissant sa position : la latitude, la longitude et l'altitude. Une **quatrième inconnue est le décalage de temps entre les horloges internes** des satellites et celles des récepteurs. En toute rigueur, il faut donc recevoir au moins quatre satellites pour se positionner par GPS.

Environ 1000 balises GPS enregistrent en continu leur positionnement à la surface du globe.

L'exploitation des données recueillies par ces balises permet d'obtenir une image fine du déplacement des plaques lithosphériques à la surface du globe.

En conclusion, ce modèle est toujours en construction. Depuis 1968 certains éléments-clé ont été modifiés (modalité de la convection, rôle des dorsales et de la subduction, différenciation de différents types de dorsales...).

II – Le modèle actuel.

La prise en compte de l'ensemble des indices géologiques et les mesures actuelles permettent d'identifier des zones de divergence et des zones de convergence aux caractéristiques géologiques différentes (marqueurs sismologiques, thermiques, pétrologique).

L'idée d'une surface planétaire découpée en **plaques de lithosphère rigide séparées par des frontières variées** en s'est mise en place petit à petit :

Dans les **années 1960**, Wilson constate la présence généralisée, au niveau des **dorsales** océaniques, de **failles perpendiculaires à leur axe**. Il nomme ce type de structure « **faille transformante** ». Ce sont des zones où il n'y a **pas création de lithosphère** (= ce ne sont pas des dorsales). En 1967, **Lynn Sykes** montre que les **séismes des failles transformantes** correspondaient à des mouvements de cisaillements tandis que les séismes des dorsales traduisaient des mouvements de divergence.

Jack Oliver et **Bryan Isacks** montrent que le **plan de Wadati-Benioff** correspond à une **lithosphère océanique** constituée de matériel froid (donc suffisamment **rigide pour se casser**) qui **plonge dans le manteau**. Cette lithosphère se plie formant ainsi la fosse observée.

Jason Morgan est le premier à remplacer la **géométrie euclidienne par la géométrie eulérienne**. Il suppose que la lithosphère est découpée en une série de « blocs » parfaitement rigides, se déplaçant les uns par rapport aux autres sur l'asthénosphère. Les **failles transformantes correspondent à des petits arcs de cercles centrés sur l'axe eulérien, permettant d'en déterminer la position**. La surface est donc animée d'un **mouvement de rotation** autour d'un axe eulérien passant par le centre de la Terre et perçant sa surface en deux points diamétralement opposés ; l'un d'entre eux choisi arbitrairement est appelé **pôle de rotation**. **Dan Mc Kenzie** et **Robert Parker** développent des idées analogues en introduisant le terme de « **plaque** » à la place de blocs.

En juin **1968**, **Xavier Le Pichon** reconstitue les mouvements relatifs des continents depuis 120 millions d'années. Il montre qu'il suffit de **six grandes plaques** pour expliquer l'ensemble des observations.

Moins de dix ans auront été nécessaires pour que la théorie de la tectonique des plaques prenne forme.

En septembre 1968 Jack Oliver, Bryan Isacks et Lynn Sykes publieront un article intitulé « Seismology and the New Global Tectonic » synthétisant l'ensemble des arguments en faveur de la tectonique des plaques. Ils font explicitement référence à Wegener. (ci-après le point plus actuel)

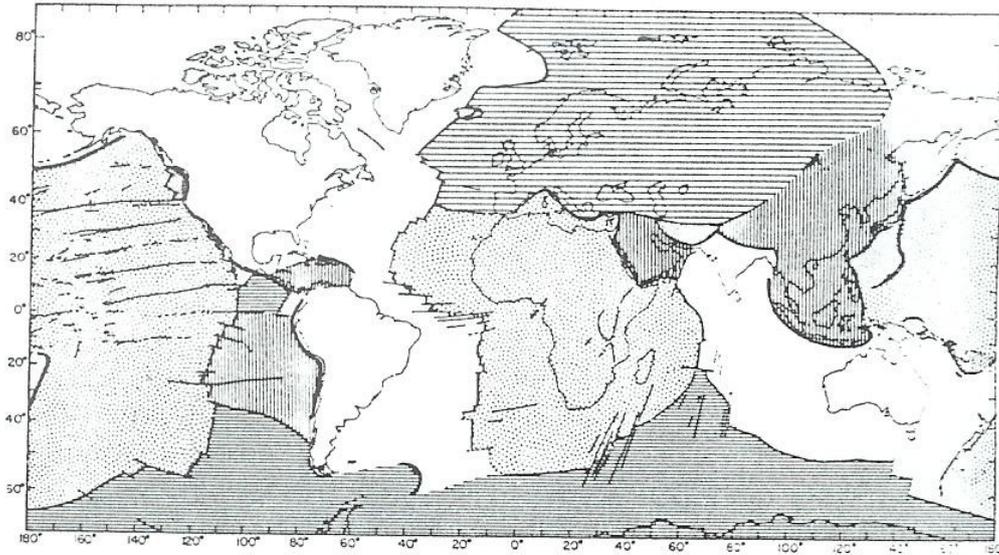
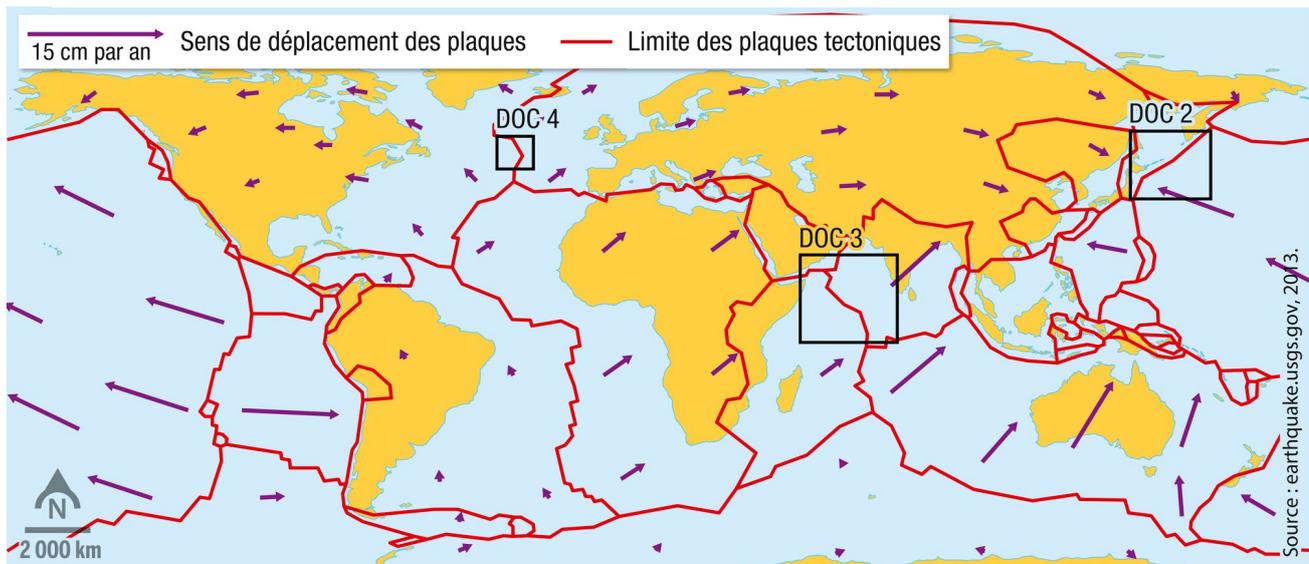


Fig. 1. The crust is divided into units that move as rigid blocks. The boundaries between blocks are rises, trenches (or young fold mountains), and faults. The boundaries drawn in Asia are tentative, and additional sub-blocks may be required. (Figure is based on Sykes's [1968b] map of the ridge system with additional features from Heezen and Tharp's [1965] tectonic map.)



La dynamique des zones de divergence

Connaissances

La divergence des plaques de part et d'autre des dorsales permet la mise en place d'une nouvelle lithosphère. Celle-ci se met en place par apport de magmas mantelliques à l'origine d'une nouvelle croûte océanique. Ce magmatisme à l'aplomb des dorsales s'explique par la décompression du manteau.

Dans certaines dorsales (dorsales lentes) l'activité magmatique est plus réduite et la divergence met directement à l'affleurement des zones du manteau.

La nouvelle lithosphère formée se refroidit en s'éloignant de l'axe et s'épaissit. Cet épaississement induit une augmentation progressive de la densité de la lithosphère.

La croûte océanique et les niveaux superficiels du manteau sont le siège d'une circulation d'eau qui modifie les minéraux.

Capacités

- Études de l'affleurement à la roche des basaltes/gabbros/péridotites et leurs équivalents hydratés (serpentine, gabbros à hornblende, etc.).

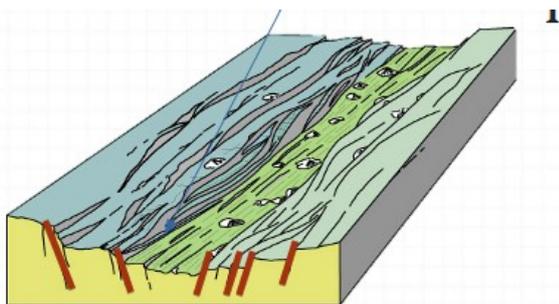
- Calcul de la densité moyenne de l'ensemble croûte – manteau lithosphérique en fonction de son épaisseur, puis de son âge en utilisant une loi empirique reliant épaisseur et âge.

III – Les zones de divergences : zones de création de la lithosphère océanique.

A- Mise en place de la lithosphère océanique.

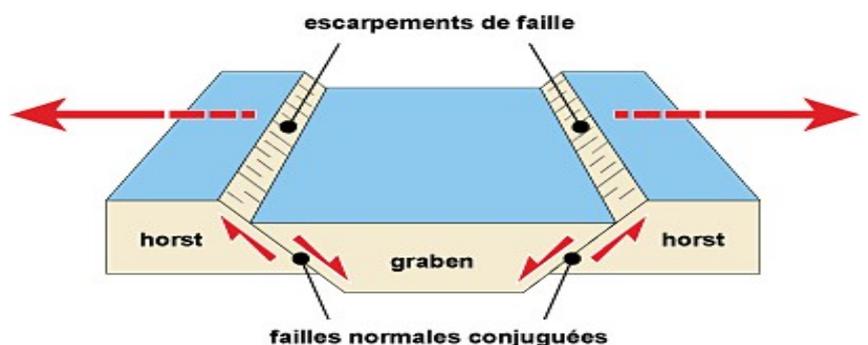
Lors de la découverte de la **topographie du fond des océans** ont été mis en évidence des reliefs positifs : les **dorsales**, chaînes de montagnes, qui parcourent en serpentant le fond de tous les océans ; elles occupent près du tiers de la surface des fonds marins [TP 14.]

Une dorsale océanique est un relief du fond des océans, atteignant quelques centaines de kilomètres de largeur. Elle domine la plaine abyssale de 2000 à 3000 m et son sommet est recouvert à peu près de la même hauteur d'eau. La dorsale est le siège d'un **volcanisme basaltique** et de nombreux séismes à foyers superficiels. Les dorsales océaniques se mettent en place dans un contexte tectonique d'extension lié à une anomalie thermique positive au niveau mantellique.

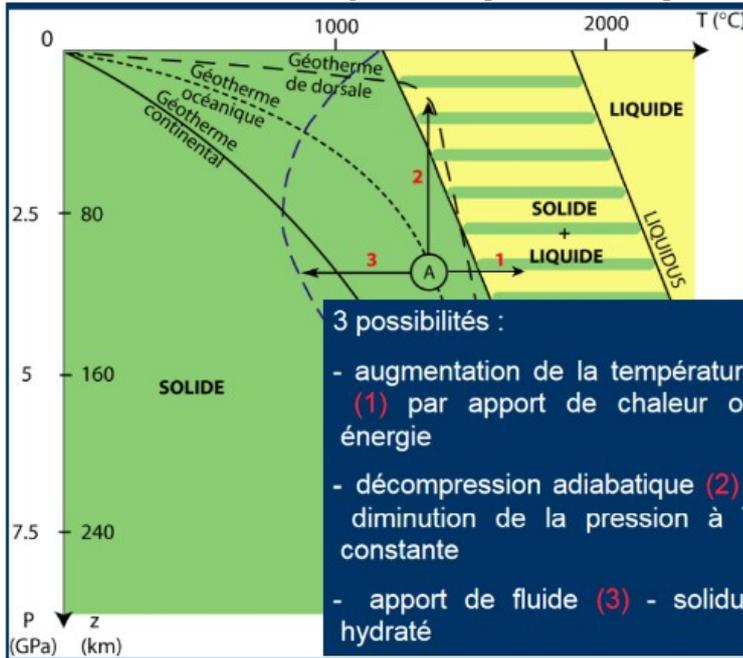


La mise en place de cette structure n'est pas toujours identique : Le seul océan en train de s'ouvrir actuellement est le système Mer Rouge / Golfe d'Aden, et dans une moindre mesure le Grand Rift Africain (océan en cours d'ouverture, mais non encore ouvert). Ces zones en

extension sont bordées d'épaulements surélevés, et riches en volcanisme (les plateaux Est-africain et d'Arabie-Yémen). Cet exemple a été généralisé, trop généralisé. On a découvert que cette situation n'était qu'une possibilité. L'ouverture d'un océan peut aussi se faire sans relèvement des bords et quasiment sans volcanisme sur ces marges. L'ouverture de l'Atlantique au Crétacé supérieur, en Aquitaine/Poitou-Charente/Bretagne s'est faite sans que ces régions bordières du rift ne soit surélevées. Il n'y a pas de volcans du Crétacé supérieur à La Rochelle, qui d'ailleurs était recouvert d'une mer épicontinentale à cette époque.



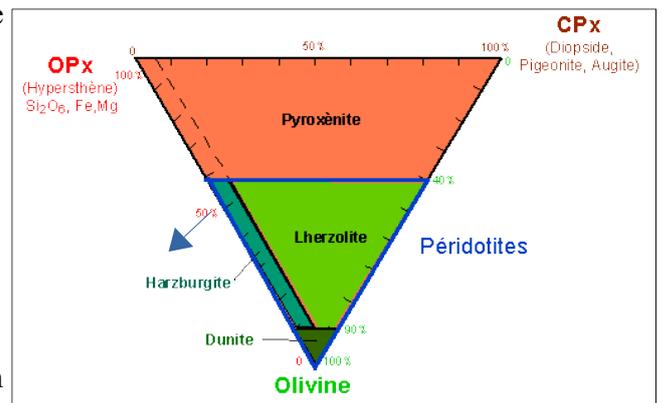
Des études du flux géothermique montrent qu'au niveau de la dorsale, les isothermes



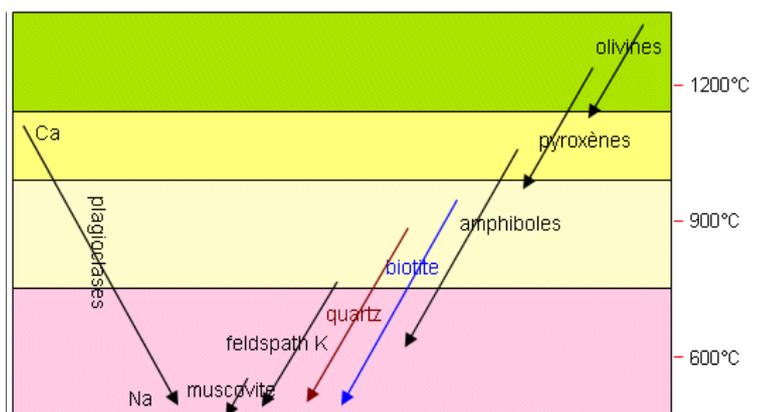
remontent. La limite lithosphère-asthénosphère (géotherme de 1300°C) n'est que 2 ou 3 km de profondeur (au lieu d'une petite centaine de km). Cette remontée de l'asthénosphère entraîne sa **décompression adiabatique**.

Les études de laboratoire montrent que la **décompression de l'asthénosphère dans ces conditions de température induit un début de fusion des péridotites** qui la composent : c'est une **fusion partielle**. On estime qu'environ 5 à 20 % de la roche fond. (moins dans les Dorsales lente que dans les rapides...)

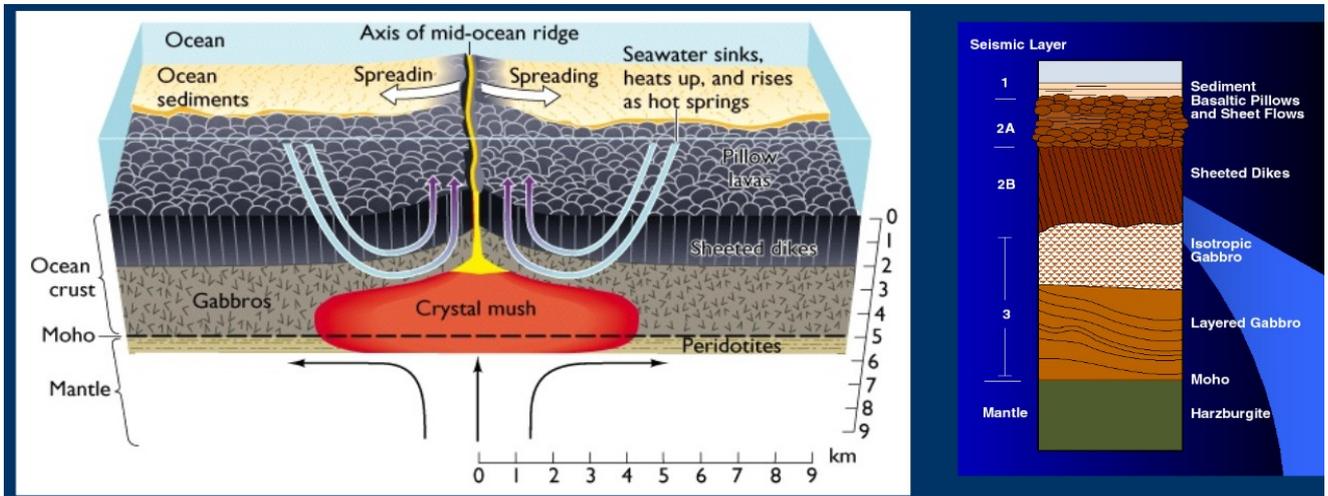
Lors de la fusion partielle des péridotites, une différenciation chimique se produit. La péridotite du manteau est de type **Lherzolite**, elle est composée d'**olivine**, de **pyroxène** (de l'ortho $(Mg,Fe)_2Si_2O_6$) et du **clinopyroxène** $(Ca;Mg)[Si_2O_6]$ et $(Ca;Fe)[Si_2O_6]$). Le clinopyroxène fond en premier. Le **liquide magmatique aura donc une composition chimique plus riche en calcium que la péridotite Lherzolitique initiale**. Le manteau, quant à lui, changera de composition, s'enrichira relativement en Mg et en Fe et deviendra **localement de la Harzburgite**.



A partir de 5 % de fusion partielle, le liquide magmatique remonte vers la surface, engendrant la création d'une chambre magmatique. Les liquides sont donc collectés dans une **chambre magmatique** où ils pourront partiellement cristalliser dans un ordre privilégié (cf document ci contre) : (Série de Bowen)

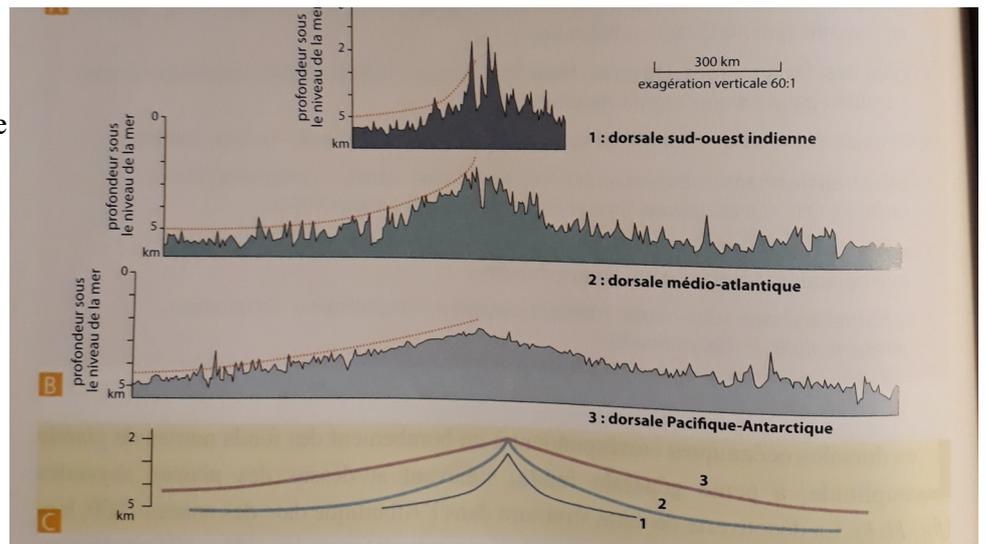


Les chambres magmatiques désignent des espaces de quelques kilomètres cubes au sein desquels on distingue une bouillie cristalline (mélange de liquide magmatique et de cristaux). La **crystallisation lente, au niveau des parois de la chambre, produit des gabbros, de texture holocristalline. Le refroidissement rapide, en surface, produit des basaltes, roches de texture hémicristalline.**

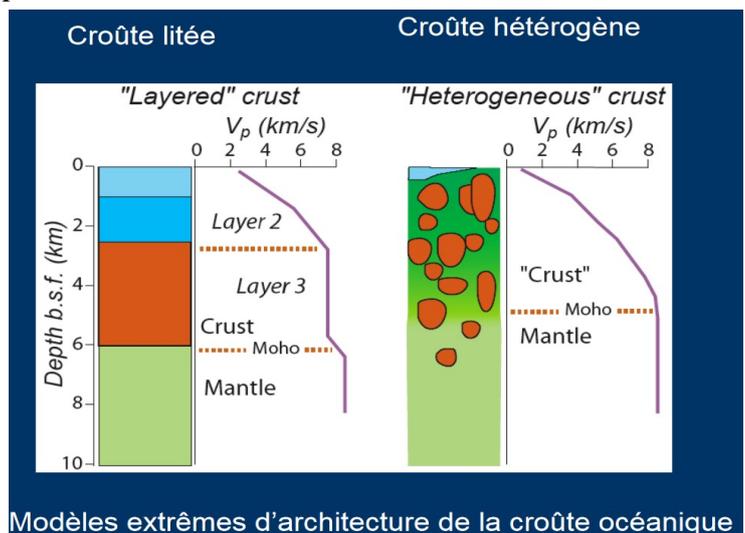


B- Diversité et évolution des lithosphères océaniques

On observe cependant que le résultat de ce processus est variable. La topographie des dorsales diffère :



En certains endroits, le manteau lithosphérique est à l’affleurement. Dans certaines dorsales (dorsales lentes) l’activité magmatique est plus réduite et la divergence met directement à l’affleurement des zones du manteau.

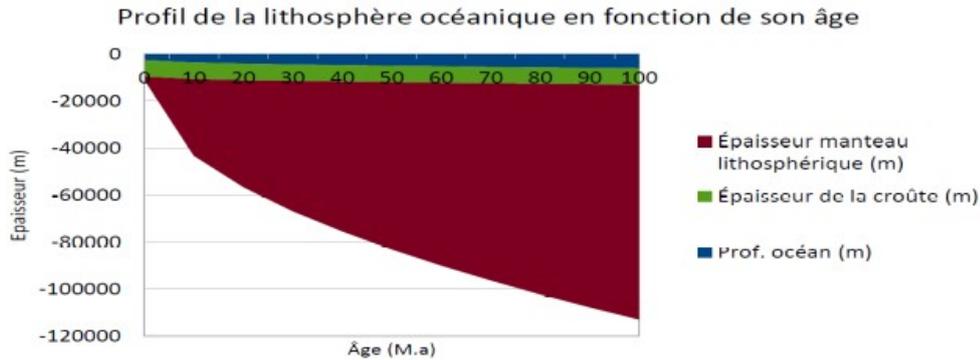


Modèles extrêmes d’architecture de la croûte océanique

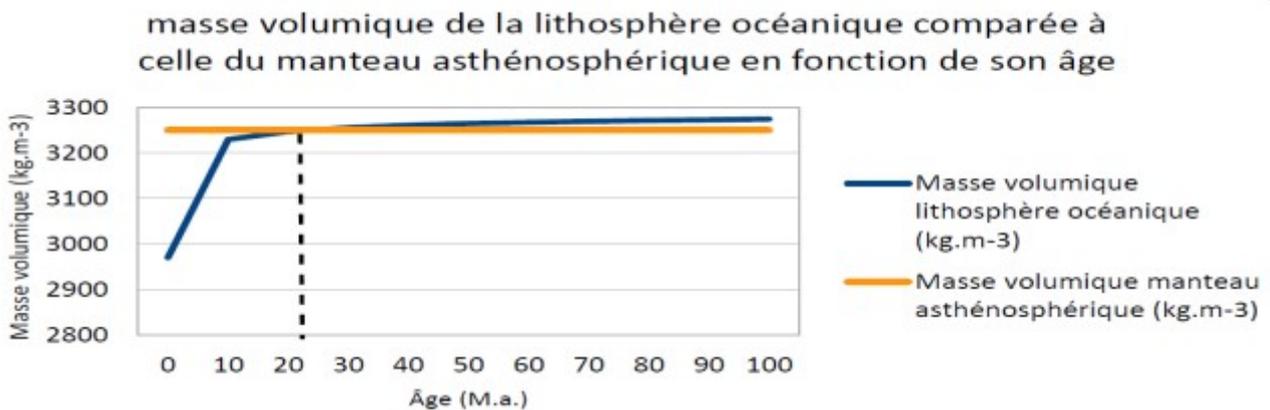
On pourrait penser que la mobilité lithosphérique est due à la poussée de nouveau matériel océanique au niveau des dorsales, la mobilité lithosphérique est cependant plus due(%) en discussion) aux forces liées à la subduction qu'à celles de l'accrétion.

Lors de son vieillissement, la **lithosphère océanique subit des modifications** :

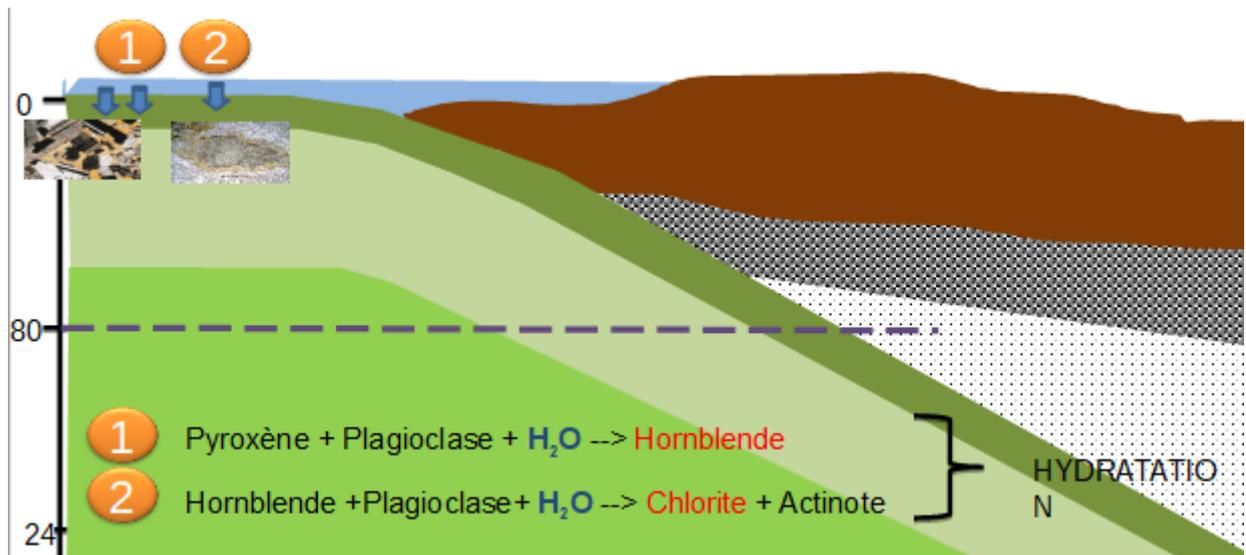
- Son refroidissement engendre un enfoncement de l'isotherme 1300°C est donc l'**épaississement de la partie mantellique de la lithosphère**.



- Le manteau lithosphérique étant plus dense que la croûte, une **lithosphère vieillissante voit sa densité augmenter**. Celle-ci va même jusqu'à dépasser celle du manteau asthénosphérique sous-jacent.



- Des **circulations hydrothermales** dans les roches de la croûte (voir du manteau) de la lithosphère engendrent un **métamorphisme**. Il s'agit d'une transformation des minéraux à l'état solide du fait de bouleversements de conditions Physiques (Température ou Pression) ou chimique (eau...)... Nous y reviendrons.



La dynamique des zones de convergence

▪ Les zones de subduction

Connaissances

La lithosphère océanique plonge en profondeur au niveau d'une zone de subduction.

Les zones de subduction sont le siège d'un magmatisme sur la plaque chevauchante.

Le volcanisme est de type explosif : les roches mises en place montrent une diversité pétrologique mais leur minéralogie atteste toujours de magmas riches en eau.

Ces magmas sont issus de la fusion partielle du coin de manteau situé sous la plaque chevauchante ; ils peuvent s'exprimer en surface ou peuvent cristalliser en profondeur, sous forme de massifs plutoniques. Ils peuvent subir des modifications lors de leur ascension, ce qui explique la diversité des roches.

La fusion partielle des péridotites est favorisée par l'hydratation du coin de manteau.

Les fluides hydratant le coin de manteau sont apportés par des transformations minéralogiques affectant le panneau en subduction, dont une partie a été hydratée au niveau des zones de dorsales.

La mobilité des plaques lithosphériques résulte de phénomènes de convection impliquant les plaques elles-mêmes et l'ensemble du manteau.

L'augmentation de la densité de la lithosphère constitue un facteur important contrôlant la subduction et, par suite, les mouvements descendants de la convection. Ceux-ci participent à leur tour à la mise en place des mouvements ascendants.

Capacités

- Analyser les résultats de différentes méthodes pour identifier le plan de Wadati-Benioff.
- Relier la minéralogie des roches (présence de minéraux hydroxylés) mises en place (andésite, rhyolite, granites) et l'état d'hydratation du magma.
- Utiliser le diagramme de phases des péridotites pour montrer les effets de l'hydratation.
- Comparer la minéralogie d'échantillons illustrant la déshydratation de la lithosphère (schiste bleu ; éclogite).
- Discuter les relations entre vitesse d'accrétion et pourcentage de subduction aux frontières de plaques.
- En considérant la densité moyenne de la lithosphère et celle de l'asthénosphère, déterminer l'épaisseur et l'âge de la lithosphère qui induiraient un déséquilibre gravitaire. Confronter les valeurs aux situations réellement observées.

IV- Les zones de convergence :

A- Les zones de subduction.

En 1935, le sismologue japonais Kiyoo Wadati relie la sismicité et le volcanisme à la dérive des continents, mais comme Wegener à son époque, il lui manque des arguments scientifiques. Cette relation fut redécouverte et généralisée par le sismologue américain **Hugo Benioff**. Ce dernier a constaté que les séismes profonds se localisaient uniquement en bordure des océans, à proximité de volcans. Des études menées dans les années 50 ont montré que ces régions coïncidaient aussi avec les fosses océaniques. De plus, les foyers sismiques étaient localisés sur un plan plongeant dans le manteau (que l'on nomma plus tard **plan de Wadati-Benioff**).

La découverte de ces lieux de disparition des fonds océaniques appelés plus tard « zones de subduction » était nécessaire à l'hypothèse de l'expansion océanique pour démontrer que la Terre n'augmentait de volume au cours du temps malgré l'expansion.

L'étude des temps de parcours des différentes ondes enregistrées sur des milliers de sismographes de par le monde permet de cartographier la structure interne du manteau. Depuis la fin des années 1970, ces méthodes, inspirées de l'imagerie médicale, ont permis de visualiser en trois dimensions la structure à grande échelle du manteau terrestre. L'interprétation de ces données sismiques permet d'observer la lithosphère s'enfoncer dans le manteau au niveau des **zones de subduction**. Les différences de vitesse des ondes sismiques qui se propagent le long de ce plan, par rapport à celles qui s'en écartent, permettent de distinguer : la **lithosphère** de l'**asthénosphère**. Cette distinction repose non comme pour la limite croûte/manteau sur une composition chimique différente, mais sur une limite thermique. La limite

inférieure de la lithosphère correspond généralement à **l'isotherme 1300°C** qui correspond à une **diminution brutale de la vitesse des ondes : début de la LVZ.**

Les zones de subduction sont le siège d'une importante activité magmatique qui aboutit à une production de croûte continentale. **Comment expliquer l'origine de ce magmatisme? Quelles en sont les conséquences continentales ?**

1- Les caractéristiques de l'activité magmatique des zones de subduction

Une activité volcanique importante

D→ Les volcans des zones de subduction sont des volcans célèbres, car extrêmement destructeurs. Les laves de ces volcans sont souvent très visqueuses.

D→Elles s'accumulent sur place formant un dôme qui peut croître jusqu'à plusieurs centaines de mètres de haut. Les gaz contenus dans le magma ne peuvent s'échapper facilement. La pression de gaz augmente progressivement. Lorsque celle-ci devient plus importante que la résistance des roches encaissantes, des explosions surviennent détruisant le dôme.

D→Lors de ces explosions, des tonnes de matériaux de taille variée sont projetées en altitude. D→D→Des coulées pyroclastiques (syn. nuées ardentes) ont lieu : elles correspondent à un mélange de cendres, de poussières à haute température dévalant les flancs du volcan. D→ Lors de phénomènes explosifs de moindre ampleur, des cendres sont projetées dans l'atmosphère. Leur dépôt peut atteindre plusieurs dizaines de mètres.

Dans les zones de subduction, des volcans émettent des laves souvent visqueuses associées à des gaz et leurs éruptions sont fréquemment explosives.

//// ne pas dépasser avant la réalisation du TP 16.

Étude des roches magmatiques des zones de subduction

Diverses roches magmatiques sont mises en place dans les zones de subduction.

D→On observe des **andésites**. À l'œil nu, les andésites sont plutôt grises. Des phénocristaux de plagioclases et de pyroxènes sont visibles. D→L'étude au microscope permet d'identifier d'autres minéraux comme la hornblende(amphibole) et de la biotite (mica). Les andésites présentent une structure hémicristalline (verre + cristaux) caractéristique d'une **roche volcanique ayant refroidi en surface**. D→

D→On observe des **granodiorites**. À l'œil nu, les granodiorites sont plutôt claires. Des phénocristaux de plagioclases, de quartz sont visibles. D→L'étude au microscope permet d'identifier d'autres minéraux comme la hornblende et de la biotite (mica). Les granodiorites présentent une structure holocristalline caractéristique d'une roche plutonique ayant refroidi très lentement en profondeur.

Les informations tirées de la minéralogie des roches des ZS

TP 14

L'étude des minéraux trouvés dans les roches magmatiques de la zone de subduction permet de préciser le scénario de leur genèse.D→ Les basaltes de dorsales ont été étudiés en première. Ils sont composés principalement de deux minéraux : plagioclase et pyroxène. Le magma qui forme les basaltes de dorsale provient de la fusion partielle de péridotites du manteau. Ces basaltes sont **anhedres**. Si l'on compare andésite et basalte, on constate des similitudes. On y retrouve des plagioclases et des pyroxènes, minéraux ferromagnésiens signant une origine mantellique. D→ Dans l'andésite et la granodiorite, on trouve en plus des minéraux hydroxylés (présence de radicaux hydroxyles (-OH) dans leur formule) comme la hornblende(Amphibole). Cette hydroxylation est le témoin de la présence d'eau lors de la genèse du magma à partir d'une péridotite des zones de subduction.

2- L'origine du magmatisme des zones de subduction

Les conditions de fusion de la péridotite

D→ Au laboratoire, il est possible d'étudier l'état de la péridotite en faisant varier les conditions PT. Trois champs peuvent être définis : état solide, état liquide et un champ où une partie de la péridotite est solide et une autre, liquide. La courbe séparant l'état solide de l'état partiellement fondu se nomme **le solidus**. La présence d'eau dans la péridotite décale le solidus vers des températures plus faibles (= la péridotite entre en fusion pour des températures inférieures).

L'origine de l'hydratation de la péridotite

TP13-14

D→ La différence de densité entre l'asthénosphère et la lithosphère océanique âgée est la principale cause de la subduction. En s'éloignant de la dorsale, la lithosphère océanique se refroidit et s'épaissit. Sa densité augmente. L'épaississement du manteau lithosphérique plus dense que l'asthénosphère avec l'âge de la LO finit par compenser la densité faible de la croûte océanique. Au-delà d'un seuil d'équilibre, le plongement de la L.O. dans l'asthénosphère se fera. Cela explique qu'en surface, son âge n'excède pas 200 M.a.

D→ La croûte océanique cristallise sous forme de gabbro et basalte à plus de 1100°C. Elle refroidit ensuite jusqu'à la température du géotherme, c'est à dire jusqu'à moins de 100°C (selon la profondeur). Au cours de ce refroidissement, les roches interagissent avec l'eau de mer qui s'infiltre dans la croûte et recristallisent, à l'état solide. On dit que les roches subissent un métamorphisme. Les minéraux constituant la croûte (plagioclase, pyroxène), ont été déstabilisés et se sont transformés en minéraux **hydratés** (hornblende, chlorite).

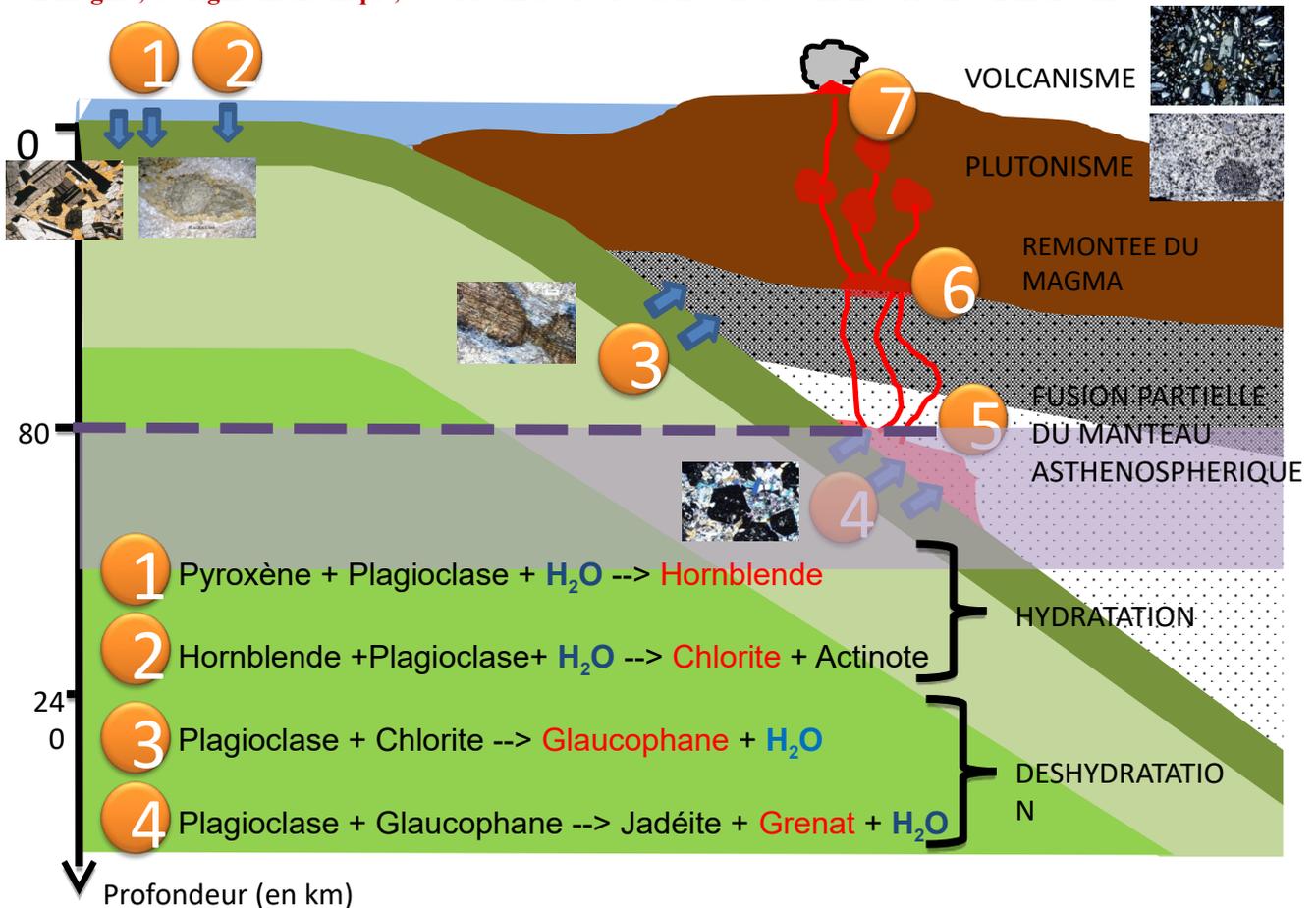
D→ Lorsque la CO entre en subduction(avec toute la LO), elle subit une forte augmentation de la pression. Les minéraux la constituant sont de nouveau déstabilisés et se transforment en minéraux moins hydratés (glaucophane, jadéite) puis anhydres (grenat). L'eau ainsi libérée hydrate le manteau sus-jacent. Entre 100 et 150 km de profondeur, l'eau libérée provoque la fusion partielle des péridotites de l'asthénosphère(ou de la partie inférieure de la lithosphère en fonction des conditions de température et de pression... la fusion commence aux alentours de 1200°C : notion de « coin du manteau ») générant un magma hydraté.

D→ On peut de plus ajouter que ce métamorphisme progressif s'accompagne ICI d'une augmentation de la masse volumique des roches. Ce phénomène pourrait donc participer à l'accélération de la subduction(cela augmente à différence de densité entre la lithosphère et l'asthénosphère.

Les conséquences de l'activité magmatique

Le magma moins dense remonte vers la surface et s'accumule dans des chambres magmatiques. Elles se trouvent à la limite croûte, manteau. Le magma peut gagner la surface et cristalliser formant les roches volcaniques, il peut aussi demeurer à des profondeurs variables dans des chambres magmatiques secondaires et y cristalliser, formant les roches plutoniques **de type granitoïde**.

Un magma, d'origine mantellique, aboutit ainsi à la création de nouveaux matériaux continentaux.



▪ Les zones de collision

Connaissances

L'affrontement de lithosphère de même densité conduit à un épaissement crustal. L'épaisseur de la croûte résulte d'un raccourcissement et d'un empilement des matériaux lithosphériques.

Raccourcissement et empilement sont attestés par un ensemble de structures tectoniques déformant les roches (plis, failles, chevauchements, nappes de charriage).

Capacités

- Recenser, extraire et organiser des données de terrain entre autres lors d'une sortie.
- Observer les profils ECORS (Étude de la Croûte Continentale et Océanique par Réflexion Sismique).
- Repérer à différentes échelles, des indices simples de modifications tectoniques, du raccourcissement et de l'empilement (par exemple avec des données sur la chaîne himalayenne).

B- Les zones de collision.

Les cartes de géographie illustrent les reliefs fortement positifs au niveau des Alpes franco-italiennes: Mont Blanc (4 810 m), Grand Paradis (4 061 m), Cervin (4 478 m) ou le Mont Viso (3 841 m).

Quelles sont les causes de l'épaissement de la croûte continentale ?

1 Indices de l'origine de l'épaissement de la croûte continentale

Des indices tectoniques

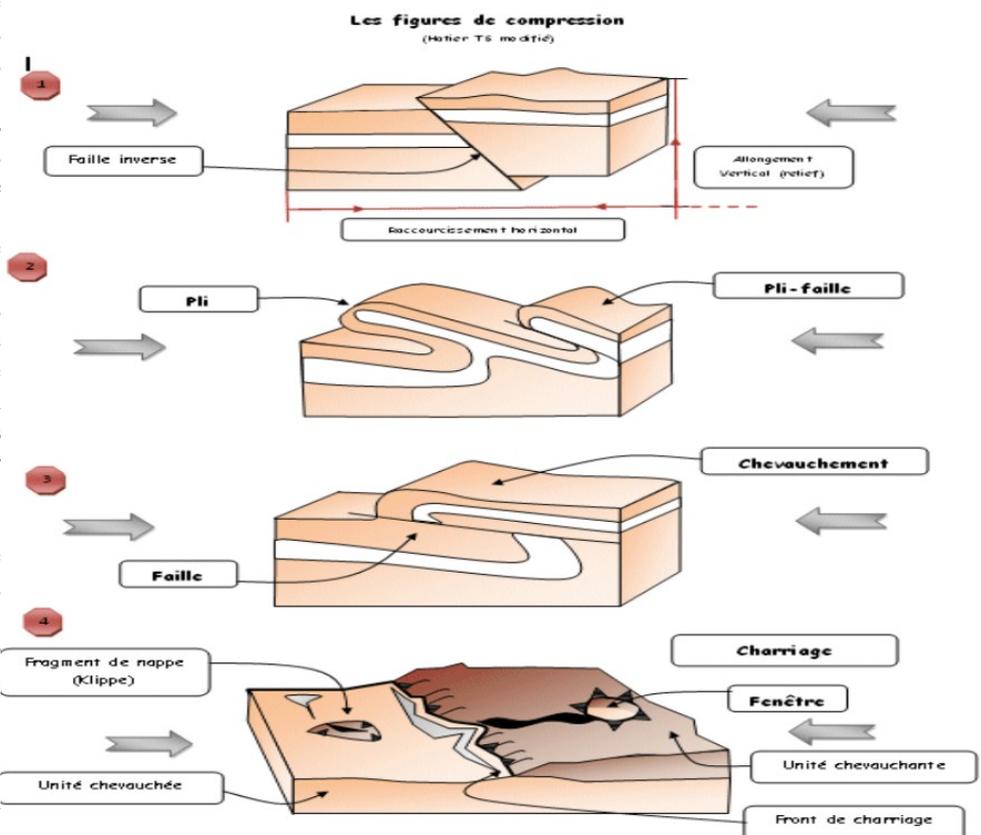
Le terme de tectonique désigne des déformations affectant des ensembles géologiques après leur mise en place.

On observe des **plis** affectant les roches sédimentaires. De telles déformations peuvent être observées également à l'échelle de l'échantillon voire de la lame mince.

On observe des **failles inverses** fracturant les roches sédimentaires. Lorsque le déplacement est important, on parle de **chevauchements** (*superposition verticale de deux ensembles de terrains dont la succession n'est pas normale*). Un chevauchement d'amplitude plurikilométrique est appelé un **charriage**.

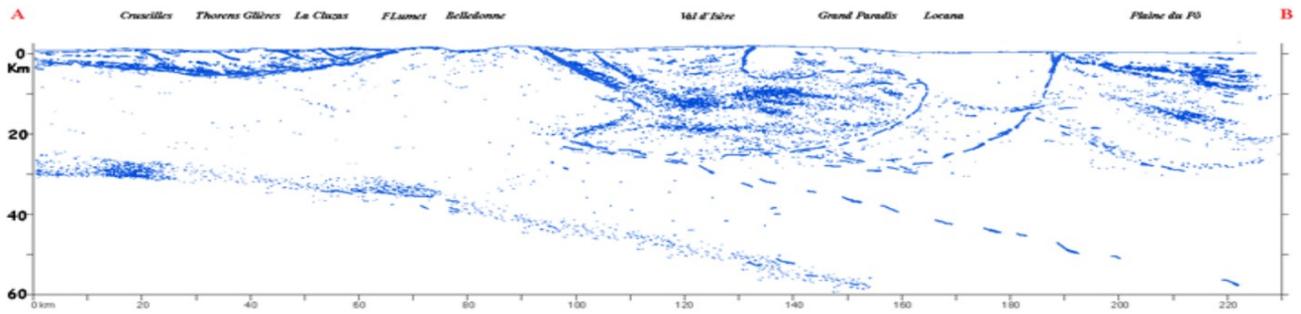
Dans les Alpes franco-italiennes, des plis, des chevauchements et des charriages sont visibles.

L'ensemble de ces indices mettent sur la voie d'un **contexte en compression...**



Des indices sismiques

La sismique réflexion permet de visualiser l'empilement d'écailles de croûte continentale ce qui provoque un épaissement crustal. Cet empilement engendre l'apparition d'une racine crustale par isostasie.



2 Retracer l'histoire des chaînes de montagne

L'ensemble des indices tectoniques permettent de comprendre que l'épaississement crustal responsable de l'apparition des chaînes de montagnes est dû à un **phénomène de compression**. Cet affrontement engendre un raccourcissement et d'un empilement des matériaux lithosphériques visibles aussi bien par les formes tectoniques provoquées et grâce aux profils ECORS..