

PARCOURS SCIENCES ET TECHNOLOGIE

**PARCOURS SCIENCES DE LA TERRE ET
DE L'UNIVERS**

Géosciences

Cours de l'année 2021-2022

STRASBOURG

Pesanteur et tectonique des plaques

LIVRET N°6

Jeudi 07 Avril 2022

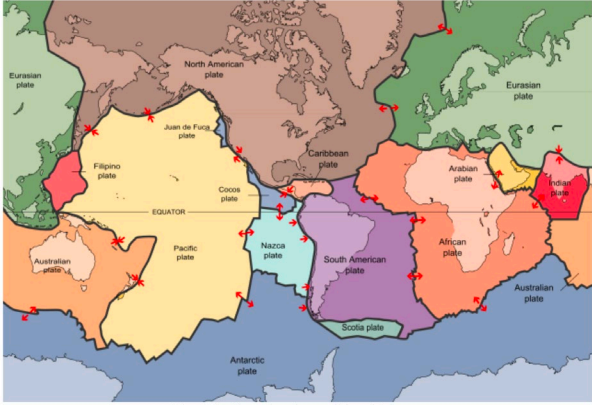
8h à 10h

I. TABLE DES MATIERES	
I.	INTRODUCTION..... 3
A.	RAPPELS SUR LA LITHOSPHERE..... 3
B.	HYPOTHESES DE LA TECTONIQUE DES PLAQUES..... 4
1.	<i>Hypothèse fondamentale (à apprendre par cœur) :</i> 4
2.	<i>Hypothèses associées</i> 4
C.	QU'EST-CE QU'UNE PLAQUE ? 4
1.	<i>Variations chimiques (figure 3, à gauche) :</i> 5
2.	<i>Variations des propriétés mécaniques (figure 3, au centre et à droite) :</i> 5
D.	REFROIDISSEMENT DES PLAQUES 6
E.	CONVENTIONS DE DESSIN ET JONCTIONS TRIPLES 6
1.	<i>Conventions</i> 6
2.	<i>Points triples</i> 7
II.	PREUVES DE LA TECTONIQUE DES PLAQUES..... 8
A.	HISTORIQUE..... 8
B.	PREUVES GEOLOGIQUES 13
1.	<i>Similitude des transitions océan-continent</i> 13
2.	<i>Similitude des fossiles</i> 14
3.	<i>Similitude des structures géologiques</i> 14
4.	<i>Glaciations</i> 15
5.	<i>Généralisation : climat, sédiments et décalage entre les dépôts sédimentaires et la latitude</i> 15
6.	<i>Remarques</i> 16
C.	PREUVES GEOPHYSIQUES..... 17
1.	<i>Bathymétrie</i> 17
2.	<i>Le flux de chaleur</i> 18
3.	<i>Magnétisme</i> 18
4.	<i>Les âges de l'océan</i> 19
5.	<i>Sismologie Localisation</i> 21
III.	LES LIMITES DE PLAQUES..... 25
A.	LES FRONTIERES DIVERGENTES : 25
B.	LIMITES CONVERGENTES 28
1.	<i>Convergences Océan/océan</i> 28
2.	<i>Convergence océan continent</i> 29
3.	<i>Convergence continent-continent :</i> 31
C.	LIMITES TRANSFORMANTES..... 32
D.	ACTIVITE AU MILIEU DES PLAQUES TECTONIQUES 34

I. INTRODUCTION

Grandes notions	<ul style="list-style-type: none"> - La tectonique des plaques est aux sciences de la Terre ce que l'évolution est aux sciences de la vie. - Elle fournit un cadre pour comprendre : <ul style="list-style-type: none"> ⇒ La géographie des continents et des océans, ⇒ La création et la destruction des formes de relief ⇒ Les séismes, les volcans - C'est le cadre des Sciences de la Terre et presque tout ce que l'on voit à la surface de la Terre s'explique par la tectonique des plaques. - Dans ce cours, nous aborderons les bases de la théorie de la tectonique des plaques. - Une vidéo est à visualiser en introduction : - https://www.youtube.com/watch?v=Xzpk9110Lyw
-----------------	--

A. Rappels sur la lithosphère

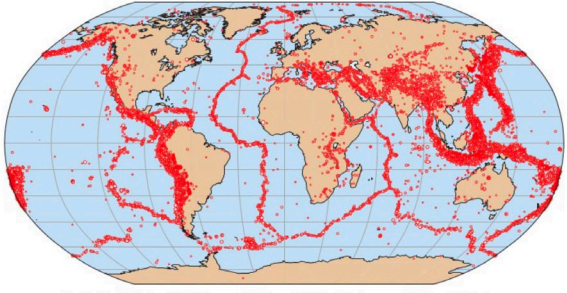
Description	<ul style="list-style-type: none"> - Nous avons vu au semestre 1 qu'à l'intérieur de la Terre, la partie visqueuse du manteau supérieur (= l'asthénosphère) est recouverte d'une couche externe rigide (= la lithosphère) qui se divise en plusieurs fragments appelés plaques ou plus exactement plaques lithosphériques (voir figure 1). - L'épaisseur de ces plaques varie de 50 à 100 km sous les océans à 200 km sous les continents <ul style="list-style-type: none"> ⇒ Elles sont plus minces au niveau des dorsales océaniques, à haute température ⇒ Elles sont plus épaisses sous les chaînes de montagnes. - Certaines plaques contiennent à la fois des portions de croûte continentale et océanique (par exemple les plaques africaine ou sud-américaine) tandis que d'autres sont presque entièrement océaniques (par exemple la plaque du Pacifique). <ul style="list-style-type: none"> ⇒ Il ne faut pas confondre continent et plaque ou océan et plaque.
	 <p>Figure 1 : Carte des plaques lithosphériques.</p>
Problématique	<ul style="list-style-type: none"> - Sur la figure ancienne, il n'y a pas toutes les plaques considérées actuellement. - Les plaques Pacifique, Scotia, Juan de Fuca sont intégralement océaniques. - Il n'y a pas de modèle unique de plaque lithosphérique. - La plaque eurasiatique est presque uniquement continentale. - La plaque australienne est entourée de plaque océanique.

B. Hypothèses de la tectonique des plaques

1. Hypothèse fondamentale (à apprendre par cœur) :

Hypothèse fondamentale	- La surface de la Terre est constituée d'un ensemble de plaques lithosphériques rigides qui se déplacent les unes par rapport aux autres
------------------------	--

2. Hypothèses associées

Hypothèse fondamentale	- De l'hypothèse fondamentale découlent un certain nombre d'hypothèses associées, souvent confirmées par de multiples preuves.
Conséquence 1	- De l' extension de la lithosphère se produit au niveau des rifts et des dorsales océaniques. Au niveau des dorsales océaniques, il y a de l'extension des fonds océaniques, soit de la création de lithosphère.
Conséquence 2	- Comme la surface de la Terre est constante , cela implique que de la lithosphère doit être détruite au même rythme qu'elle se forme : ⇒ Principalement au niveau des zones de subduction océanique ⇒ Lors de la formation des chaînes de montagnes (principalement la croûte).
Conséquence 3	- La majeure partie de l' activité géologique de la Terre est concentrée aux limites des plaques, qui peuvent être cartographiées au premier ordre par l'activité sismique (figure 2). - Les plaques sont suffisamment rigides pour transmettre des contraintes modérées sur de longues distances sans se déformer intérieurement. <div style="text-align: center;">  <p>Figure 2 : Sismicité de la Terre.</p> </div> - Il ne suffit pas de savoir où se trouvent les limites des plaques. Pour comprendre comment la tectonique des plaques influence l'évolution et la structure de la Terre, nous devons étudier la structure des plaques lithosphériques, leurs mouvements absolus et relatifs, et les forces qui les propulsent à la surface de la Terre.

C. Qu'est-ce qu'une plaque ?

Généralités	- Comme nous l'avons vu au premier semestre, les couches de la Terre peuvent être décrites par leurs compositions chimiques ou leurs propriétés mécaniques, les deux sont nécessaires pour comprendre ce que sont les plaques (figure 3).
-------------	---

1. Variations chimiques (figure 3, à gauche) :

Composition	<ul style="list-style-type: none"> - La majeure partie de la croûte continentale est chimiquement similaire au granite, une roche riche en feldspath et en quartz (minéraux qui contiennent de l'aluminium et du silicium). - Sous la croûte continentale, en moyenne à 38 km de profondeur, se trouve le manteau, dont la partie supérieure contient des roches chimiquement similaires à la péridotite (riche en fer et en magnésium). - La croûte océanique est constituée de basalte (qui contient plagioclase, pyroxène et olivine, ainsi que 2 à 3 % de magnétite). Le manteau supérieur se trouve en moyenne à 7 km de profondeur. <div style="text-align: center;"> <p>Figure 3 : Les couches chimiques, thermiques et mécaniques supérieures de la Terre.</p> </div> <p style="text-align: center;">⇒ Donc, on a une structuration chimique de la Terre.</p>
-------------	---

2. Variations des propriétés mécaniques (figure 3, au centre et à droite) :

Variations	<ul style="list-style-type: none"> - La pression et la température augmentent avec la profondeur et affectent le comportement mécanique des roches, quelle que soit leur composition chimique. - Dans le manteau supérieur, les roches peuvent atteindre des températures qui les feraient fondre si elles étaient à la surface. Elles restent solides en raison des pressions extrêmes qui les entourent. Cependant, elles deviennent visqueuses ; si elles sont soumises à des forces pendant des millions d'années, elles s'écouleront par un processus appelé fluage solide. - A l'instant t, le matériau a un comportement solide, mais si on change de durée, sur des millions d'années, on considère que le matériau peut s'écouler. <ul style="list-style-type: none"> • Aparté : il existe des matériaux visqueux en surface, comme la poix, qui est solide mais s'écoule après un temps très long. Voir https://fr.wikipedia.org/wiki/Exp%C3%A9rience_de_la_goutte_de_poixet https://www.nature.com/news/world-s-slowest-moving-drop-caught-on-camera-at-last-1.13418#/b1 - La viscosité de la roche est au cœur de la définition des plaques tectoniques. <ul style="list-style-type: none"> ⇒ La péridotite du manteau supérieur devient visqueuse à des températures supérieures à 1300 °C, donnant naissance à l'asthénosphère, une couche plus faible que le manteau supérieur et inférieur. ⇒ Le manteau supérieur au-dessus de l'asthénosphère et la croûte continentale ou océanique sus-jacente se comportent comme un corps mécaniquement cohérent, résistant et non visqueux, appelé lithosphère, du grec lithos qui signifie roche. ⇒ Les plaques tectoniques sont simplement des portions indépendantes de la lithosphère, dont chacune se déplace comme une seule unité. - Donc on a des séparations horizontales essentiellement chimiques, la séparation continent/océan et après on les plaques qui sont séparées par des limites verticales de plaque de l'asthénosphère (elle peut transmettre les ondes sismiques comme un matériau solide, tout en se déplaçant comme un fluide, tout dépend de l'échelle de temps).
------------	---

D. Refroidissement des plaques

Mécanisme	<ul style="list-style-type: none"> - Les plaques océaniques n'ont pas la même épaisseur partout. - Elles se forment sur les dorsales océaniques, là où s'élève l'isotherme de 1300 °C qui définit le sommet de l'asthénosphère, et où le magma fait irruption au fond des océans (figure 4 au centre) - Lorsque les roches nouvellement formées se refroidissent, elles se fracturent et permettent à l'eau de mer de s'infiltrer dans les premiers kilomètres de la croûte. <ul style="list-style-type: none"> ⇒ L'eau absorbe la chaleur des roches et jaillit à nouveau dans les océans au niveau des cheminées hydrothermales (fumeurs noirs, figure 4 à droite). ⇒ Ce processus refroidit la croûte et déplace l'isotherme 1300 °C plus profondément, épaississant ainsi la lithosphère. ⇒ L'eau à plus basse température circule encore dans la croûte plus loin des dorsales océaniques, dissipant plus de chaleur ; la croûte plus ancienne continue à perdre de la chaleur par conduction. <div style="text-align: center;"> </div> <p style="font-size: small;">Figure 4 : Comment les plaques océaniques se refroidissent. À gauche : les points noirs sont des mesures de la profondeur (en haut) et du flux de chaleur (en bas) dans les océans et des calculs à partir d'un modèle de refroidissement en demi-espace (HS) et d'un modèle de plaque standard (GDHI). Au centre : Explication de la façon dont les plaques océaniques cessent de s'épaissir après un certain âge : la couche limite thermique devient instable et commence à convecter, ce qui maintient le fond de la plaque au chaud. À droite : Un fumeur noir près de la dorsale médio-atlantique.</p> <ul style="list-style-type: none"> - Les plaques océaniques ne se refroidissent pas indéfiniment. <ul style="list-style-type: none"> ⇒ Les données de la sismologie, de l'isostasie, de la bathymétrie et du flux de chaleur suggèrent qu'elles s'épaississent avec l'âge jusqu'à atteindre un maximum d'environ 100 km, puis restent à une épaisseur constante (figure 4 à gauche et au centre). ⇒ A partir du moment où la lithosphère a environ 80 Ma, le flux de chaleur à la base de la lithosphère permet de maintenir une épaisseur constante car la chaleur qui entre à sa base compense celle qui sort vers l'océan.
-----------	---

E. Conventions de dessin et jonctions triples

1. Conventions

Les limites	<ul style="list-style-type: none"> - Les géologues ont établi une convention pour tracer les limites des plaques en fonction de leur comportement (figure 6) : <ul style="list-style-type: none"> ⇒ Limites divergentes avec des lignes doubles, les dorsales. ⇒ Limites convergentes avec des triangles dans la direction du mouvement ; remarque : le prof a dit de petits « rectangles » comme c'est visible sur la carte ci-dessous à droite, mais il a écrit « triangle » dans son diaporama comme c'est représenté dans la légende à gauche... Gardez ces deux informations, triangle et rectangle car les deux sont utilisées pour faire comprendre qu'une plaque chevauche une autre plaque comme une nappe de charriage recouvre d'autres terrains. La plaque indienne passe sous la plaque Eurasiatique au niveau de l'Himalaya. ⇒ Limites transformantes avec des flèches doubles indiquant la direction du mouvement, la faille de San Andrés, et la faille Nord Anatolienne.
-------------	--

Les limites

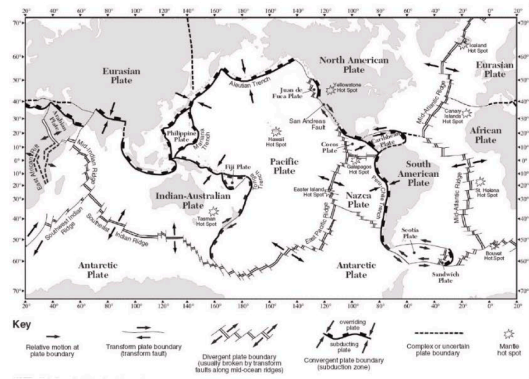
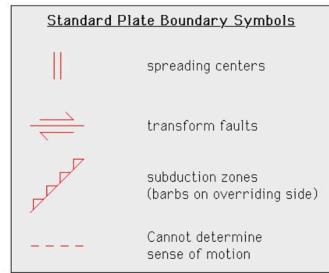


Figure 6 : Comment les limites des plaques sont tracées.

2. Points triples

- À certains endroits, trois plaques se rencontrent en un point ; on parle alors de points triples.
 - Ex : Océan indien dorsale nord indienne est-indienne et ouest-indienne.
- Lorsque trois dorsales océaniques se rencontrent, nous appelons cela un point triple dorsale-dorsale (RRR pour rift ou dorsale en anglais).
 - Exemple : la jonction entre les plaques africaine, sud-américaine et Antarctique dans l'Atlantique Sud). Carte du milieu ci-dessous.

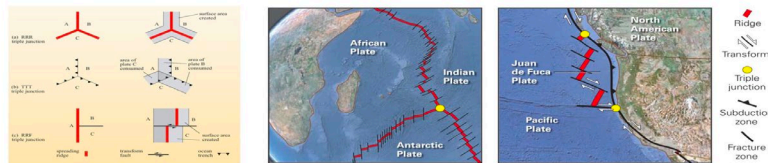


Figure 7 : Exemples de points triples. Schémas de points triples RRR, TTT et RFF avec leurs évolutions (à gauche). Trois véritables points triples à droite (RRR, FTR, FFT).

Mécanisme

- Nous utilisons une notation similaire pour identifier les points triples impliquant des fosses océaniques au niveau des subductions (T pour trench ou fosse en anglais) ou des failles transformantes (F) ; exemple : le premier point jaune à droite est un point où l'on voit une faille, F, au nord ; une dorsale R au sud-ouest et une fosse T au sud-est c'est un point FTR.
- La subduction des Cascades est un objet tectonique très intéressant, entre Juan de Fuca et plaque Nord-américaine au niveau de l'Oregon.
- Les points triples ne sont pas tous stables.
 - ⇒ Ils ne sont stables que lorsque les mouvements relatifs des trois plaques et les azimuts de leurs limites ne forcent pas le système à changer avec le temps.
 - ⇒ Les points triples instables n'existent que brièvement avant d'évoluer vers une géométrie différente.
 - ⇒ Si quatre plaques ou plus se rencontrent en un point, la configuration est toujours instable et évoluera en deux points triples ou plus.
 - ⇒ Si l'on considère toutes les façons dont on peut faire coïncider trois limites de plaques et leurs mouvements relatifs, on obtient seize points triples possibles. La jonction RRR est toujours stable si tous les rifts sont en extension à leur point de rencontre ; les FFF et FRR sont toujours instables ; les autres ne sont stables que dans certaines conditions (voir la figure 7 pour des schémas et des exemples concrets).

II. PREUVES DE LA TECTONIQUE DES PLAQUES

Généralités	<ul style="list-style-type: none"> - La tectonique des plaques est née d'observations et d'idées sur la dérive des continents et l'extension des fonds océaniques qui ont été proposées, réfutées et reproposées au cours du XXème siècle. Sa large acceptation à partir des années 1960 s'est appuyée sur plusieurs sources de données géologiques et géophysiques. <ul style="list-style-type: none"> • <i>Il s'agit, en s'appuyant sur une démarche historique, de comprendre comment ce modèle a peu à peu été construit au cours de l'histoire. L'exemple de la tectonique des plaques fournit l'occasion de comprendre la notion de modèle scientifique et son mode d'élaboration. Au cours du temps, la communauté scientifique l'affine et le précise en le confrontant en permanence au réel. La solidité du modèle est peu à peu acquise par l'accumulation d'observations. Les progrès techniques ont accompagné le perfectionnement du modèle tout autant que les débats et controverses.</i>
-------------	--

A. Historique

Dates clés	<ul style="list-style-type: none"> - Jusqu'aux années 1700, la plupart des Européens pensaient qu'un déluge biblique avait façonné la surface de la Terre. - Cette façon de penser était connue sous le nom de catastrophisme ; la géologie (l'étude de la Terre) était basée sur la croyance que les catastrophes provoquaient tous les changements terrestres. - De nombreux penseurs indépendants ont contribué à la théorie initiale de la tectonique des plaques. <ul style="list-style-type: none"> ⇒ Voici une chronologie des plus importantes 	
	1596	Le cartographe néerlandais Abraham Ortelius a suggéré que l'Amérique avait été arrachée à l'Europe et à l'Afrique en comparant des cartes sans notion géologique
	1620	Francis Bacon a commenté les "exemples conformes" le long des côtes atlantiques cartographiées
	1858	Antonio Snider-Pellegrini suggéré que les principaux continents étaient liés pendant la période du Carbonifère , parce que des fossiles de plantes similaires dans les strates charbonnières de cette époque se trouvaient à la fois en Europe et en Amérique du Nord . Il propose une première reconstitution de la Pangée , bien avant Wegener. Il pensait que le déluge biblique était la cause de la séparation des continents, donc la vision catastrophique restait la règle
	1885	Le géologue autrichien Edward Suess (photo ci-dessous) a identifié des similitudes entre les fossiles de plantes d'Amérique du Sud, d'Inde, d'Australie, d'Afrique et d' Antarctique , soit tous les continents du Sud. Il a suggéré le nom de Gondwana (d'après le peuple Gond du centre-nord de l'Inde), pour l'ancien supercontinent qui comprenait ces masses terrestres.
	1896	La radioactivité a été découverte, ce qui a conduit à l'idée que le manteau de la Terre génère de la chaleur par désintégration radioactive, c'est une intuition
	1897-1911	Beaucoup de progrès grâce à la sismique. Les sismologues (Mohorovicic, Gutenberg, Lehmann) ont décrit l'intérieur stratifié de la Terre (croûte, manteau et noyau).
	1910	Le physicien et glaciologue américain Frank Taylor a proposé le concept de dérive des continents pour expliquer l' apparente continuité géologique de la ceinture montagneuse des Appalaches américaines (qui s'étend de l'Alabama à Terre-Neuve) avec les montagnes calédoniennes du nord-ouest de l'Europe (Écosse et Scandinavie), qui se trouvent aujourd'hui de part et d'autre de l'océan Atlantique
	1912	Le météorologue allemand Alfred Wegener a reproposé la dérive des continents comme une théorie scientifique à part entière

<p>Alfred Wegener</p>	<ul style="list-style-type: none"> - Il a été fasciné par la concordance presque parfaite entre les côtes d'Afrique et d'Amérique du Sud, et par les points communs entre leurs caractéristiques géologiques, leurs fossiles et les preuves d'une glaciation commune. - Il a compilé une quantité considérable de données dans un exposé de sa théorie, et a suggéré qu'à la fin du Permien, tous les continents étaient autrefois réunis en un supercontinent qu'il a nommé Pangée, ce qui signifie toute la Terre. - Il a dessiné des cartes montrant comment les continents se sont depuis déplacés jusqu'aux positions actuelles. - Il a proposé que la Pangée a commencé à se désagréger juste après le début de l'ère mésozoïque, il y a environ 200 Ma, et les continents ont ensuite lentement dérivé vers leurs positions actuelles. - Wegener présente son idée de la dérive des continents en janvier 1912, puis il la développe progressivement jusqu'à sa mort, en 1930, au cours d'éditions successives de son livre « <i>Die Entstehung der Kontinente und Ozeane</i> » (1915, 1920, 1922, 1929), en français : La genèse des continents et des océans. Il n'est pas le premier à supposer une translation continentale : Owen (1857), Snider-Pellegrini (1858), Fisher (1882), Pickering (1907), Baker (1912) et surtout Taylor (1910) ont émis avant lui des idées mobilistes mais le titre de « père de la dérive » lui revient indiscutablement car il est le premier à étayer son hypothèse par un nombre considérable de « preuves » (voir 2 –2 et 2 –3) émanant de sources très diverses pour en faire une théorie scientifique cohérente. - Wegener insiste sur la nécessité de développer une vision globale de la planète, incluant l'ensemble des sciences de la Terre. Cette approche généraliste, qui va l'amener à aller puiser des arguments dans de multiples disciplines, très éloignées de sa spécialité, n'est pas courante à son époque. Elle est remarquable et constitue un des aspects les plus novateurs de sa démarche. - Malgré les arguments nombreux, faute d'un mécanisme explicatif satisfaisant, et parce que cela bousculait de nombreuses idées établies, Wegener ne réussit pas à faire reconnaître son point de vue. Ses arguments, comme ceux de ses successeurs, reposaient, il est vrai, uniquement sur l'observation des continents. Les fonds océaniques, qui représentaient les deux tiers de la surface terrestre et dont la connaissance est cruciale pour appréhender la Terre dans son ensemble, restaient largement inexplorés. <ul style="list-style-type: none"> ⇒ Donc Wegener a eu le mérite d'être le premier à faire cette synthèse, ce qui en fait une théorie, une approche peu courante, il a fait une intégration. Bonne leçon pour la recherche : aujourd'hui il ne reste que Wegener ! - Wegener va rester incompris car n'intégrant pas le fonctionnement des océans
<p>Grandes avancées</p>	<ul style="list-style-type: none"> - 1928 : Le géologue et géomorphologue britannique Arthur Holmes défend la théorie de Wegener. Il émet l'hypothèse pour la première fois de courants de convection dans le manteau qui pourraient être le moteur (manquant) de la dérive des continents. Mais son hypothèse est rejetée par d'éminent spécialistes, notamment Harold Jeffreys. - En 1931, Jeffreys émet un avis négatif sur l'hypothèse des courants de convection : « <i>J'ai examiné assez longuement la théorie du professeur Holmes sur les courants de convection, et je n'ai trouvé aucun test qui pourrait l'appuyer ou la contredire. Autant que je peux voir, elle ne contient rien de fondamentalement impossible, mais l'association de conditions devant être réunies pour qu'elle puisse fonctionner appartient plutôt au domaine de l'extraordinaire</i> ». Il faut trop de conditions pour la mettre en œuvre, donc le nouveau modèle est rejeté ; on n'était pas mûr dans les années 30 pour changer de modèle. - 1937 Le géologue sud-africain Alexander du Toit a apporté son soutien pendant les années de controverse en dessinant des cartes illustrant un supercontinent septentrional appelé Laurasia (c'est-à-dire ce qui allait devenir l'Amérique du Nord, le Groenland, l'Europe et l'Asie, l'opposé du Gondwana). Le continent laurasien explique les gisements de charbon largement dispersés dans l'hémisphère nord. <ul style="list-style-type: none"> • <i>La situation évolue au lendemain de la Seconde Guerre mondiale grâce au développement de l'océanographie et des techniques de reconnaissance sous-marine (échosondeur, écoute sismique, détection magnétique). C'est la découverte progressive des fonds marins qui va permettre aux idées mobilistes de s'implanter.</i>

- 1940-1960 Les améliorations apportées à l'équipement sonar pendant la Seconde Guerre mondiale ont permis de cartographier la complexité de la topographie des fonds océaniques. Une nouvelle génération de géophysiciens, comme Harry Hess (capitaine dans la marine américaine, plus tard professeur à Princeton), a ravivé l'intérêt pour la théorie de Wegener en étudiant les propriétés magnétiques du fond marin. Un nombre croissant de données concernant le magnétisme des anciennes roches continentales indiquent que les pôles magnétiques semblent avoir erré au cours des temps géologiques. Pour expliquer ces données, il fallait que les continents et les pôles magnétiques se soient déplacés.
- 1961 : les choses accélèrent. Les géologues américains Robert Dietz, Bruce Heezen et Harry Hess ont émis l'**hypothèse que de nouveaux fonds océaniques** apparaissent au niveau des chaînes volcaniques linéaires dans les bassins océaniques (dorsales océaniques), une idée proposée pour la première fois par **Marie Tharp** en 1953. Une fois formé, ce nouveau fond marin se déplace vers les côtés des dorsales et il est remplacé dans l'axe des dorsales par l'éruption de matériaux encore plus jeunes.
- 1963 : découverte majeure. Les géo scientifiques britanniques Fred Vine et Drummond Matthews ont suggéré que la croûte océanique, formée par la solidification du magma de basalte extrudé au niveau des dorsales océaniques, a acquis **son aimantation** dans la même orientation que le champ magnétique mondial dominant, et que les bandes paléomagnétiques enregistrées au fond des océans fournissent un enregistrement chronologique de l'ouverture des bassins océaniques. En reliant ces observations au modèle d'étalement des fonds marins de Hess, ils jettent les **bases de la tectonique moderne des plaques**.
- 1965 : Le canadien J. Tuzo Wilson propose une réinterprétation fondamentale de la théorie de la dérive des continents de Wegener et est le premier à utiliser le terme de plaques pour décrire la division et le schéma du mouvement relatif entre différentes régions de la surface de la Terre (tectonique des plaques). Il a également proposé un cycle tectonique (le cycle de Wilson) pour décrire la durée de vie d'un bassin océanique : de son ouverture initiale, en passant par son élargissement, son rétrécissement et sa fermeture finale par une collision continent-continent. Il est le premier a utilisé l'idée de plaque.
- De 1965 à 1970, on a un passage de l'expansion océanique et des plaques à la théorie de la tectonique des plaques, l'explication des séismes et de la tectonique des chaînes de montagne. Voir ci-dessous 6 articles fondateurs. La 'bible' de la tectonique des plaques. Une révolution !
- Avant les années 60, on ne connaît pas la sismique des dorsales océaniques. La surveillance des explosions nucléaires est à l'origine de l'installation d'un réseau sismologique global.

NATURE, July 24, 1965

A NEW CLASS OF FAULTS AND THEIR BEARING ON CONTINENTAL DRIFT

By Prof. J. TUZO WILSON, O.B.E.
Institute of Earth Sciences, University of Toronto

J.T. Wilson introduit la notion de faille transformante et invente la tectonique des plaques

NATURE, VOL. 216, DECEMBER 30, 1967

The North Pacific: an Example of Tectonics on a Sphere

by D. F. MCKENZIE
R. L. PARKER
Institute of Geophysics and Planetary Physics,
University of California at San Diego

D. McKenzie et R.L. Parker testent également de leur côté les hypothèses de Wilson avec des blocs rigides.

JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH

Rises, Trenches, Great Faults, and Crustal Blocks*

W. JASON MORGAN
Department of Geology, Princeton University, Princeton, New Jersey 08540
and Department of Geology and Geophysics, Woods Hole Oceanographic Institution
Woods Hole, Massachusetts 02542

J. Morgan montre pour la première fois la réalité de la géométrie en petit cercle des failles transformantes et propose la notion de pôles de rotation et de blocs rigides. Il définit les plaques rigides

JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH

Rises, Trenches, Great Faults, and Crustal Blocks*

W. JASON MORGAN
Department of Geology, Princeton University, Princeton, New Jersey 08540
and Department of Geology and Geophysics, Woods Hole Oceanographic Institution
Woods Hole, Massachusetts 02542

J. Morgan montre pour la première fois la réalité de la géométrie en petit cercle des failles transformantes et propose la notion de pôles de rotation et de blocs rigides. Il définit les plaques rigides

- Mc Kenzie fait des calculs de mouvement de plaque sur une sphère, sur la plaque Nord Pacifique, et regarde comment cette plaque bouge selon une rotation à la surface de la Terre.
- Il introduit tout de la tectonique des plaques : il introduit de petits cercles, qui correspondent aux rotations et propose que toutes les plaques tournent de façon rigide autour d'un pôle.
- Xavier Le Pichon, notre star nationale, étudiant un temps à Strasbourg. Il est le 1^{er} à faire un modèle global quantifié en direction vitesse, mouvement, donc ce que l'on appelle la cinématique à partir des taux d'expansion basé sur les analyses d'anomalies magnétiques.
- Avec Mc Kenzie, Morgan, Le Pichon ; ils ont cueilli le fruit du travail des autres pour la naissance de la tectonique des plaques : 50 ans de la tectonique des plaques, il y a 3 ans au Collège de France (2018)
 - ⇒ C'est une théorie universellement acceptée ; c'est un cadre. On la remet en cause dans certains aspects notamment en ce qui concerne la rigidité des plaques.

Grandes avancées

JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH

Vol. 75, No. 14, MAY 10, 1970

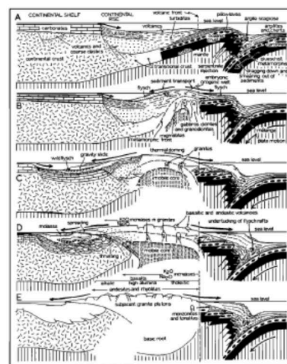


Fig. 10. Schematic sequence of sections illustrating a model for the evolution of a cordillera-type mountain belt developed by the underthrusting of a continent by an oceanic plate.

La nouvelle théorie est très vite mise à profit par les géologues. Ils tiennent enfin le cadre conceptuel qui leur manquait et qui est venu des océans

Mountain Belts and the New Global Tectonics

JOHN F. DEWEY

Department of Geology, University of Cambridge
Cambridge, England

JOHN M. BIRD

Department of Geological Sciences
State University of New York at Albany
Albany, New York 12208

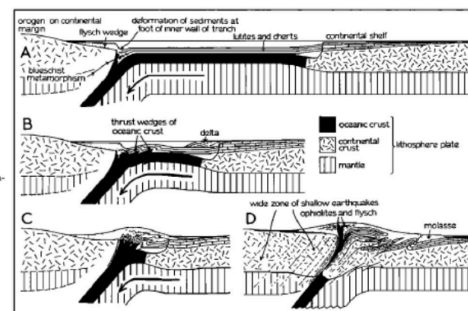


Fig. 13. Schematic sequence of sections illustrating the collision of two continents.

- La théorie moderne de la tectonique des plaques a été formulée au milieu des années 1960 par le géologue canadien J. Tuzo Wilson.
 - ⇒ Il a décrit le réseau de dorsales océaniques (frontières divergentes), de failles transformantes (frontières coulissantes) et de zones de subduction (frontières convergentes) séparant une **mosaïque évolutive d'énormes plaques** qui se sont **brisées et réassemblées de façon cyclique**.
- Selon Wilson, les bassins océaniques ont une durée de vie en plusieurs étapes : ils s'ouvrent, grandissent, se rétrécissent et se ferment selon un cycle qui dure **environ 500 millions d'années**.
- On peut voir toutes les étapes du cycle de Wilson dans les plaques tectoniques actuelles :

Cycle de Wilson

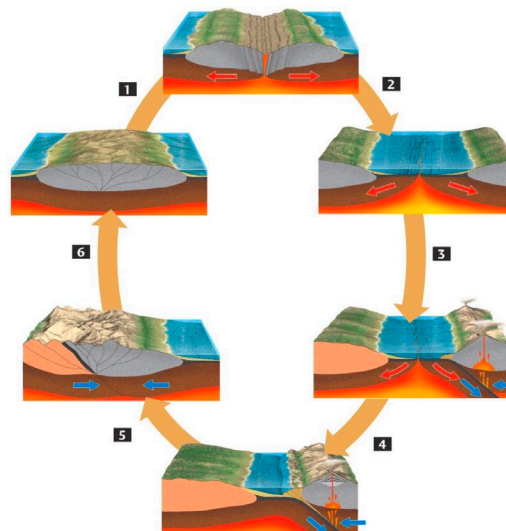
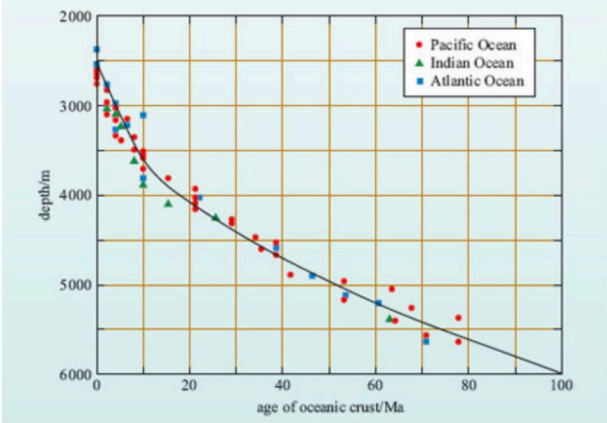


Figure 5 : Cycle de Wilson.

<p>Cycle de Wilson</p>	<ul style="list-style-type: none"> ⇒ Stade embryonnaire : Les régions continentales se soulèvent et s'étirent pour former des rifts (par exemple le rift Est-Africain). ⇒ Stade jeune : Les rifts évoluent vers des zones d'expansion avec de fines bandes de croûte océanique entre les segments continentaux du rift. Il en résulte des mers étroites aux côtés parallèles (par exemple la mer Rouge qui s'ouvre entre l'Afrique du Nord-Est et l'Arabie). ⇒ Stade de maturité : Les bassins s'élargissent et se transforment en grands océans avec leurs plateaux continentaux. Une nouvelle croûte océanique chaude se forme le long des dorsales (par exemple, l'océan Atlantique). ⇒ Stade de subduction : La lithosphère océanique la plus ancienne s'enfonce dans l'asthénosphère, formant un système de subductions océaniques et des arcs insulaires associés (par exemple, l'océan Pacifique côté Asie et Océanie) ou un volcanisme continental (par exemple les Andes). ⇒ Stade final : Toute la lithosphère océanique entre les masses continentales a subi une subduction, et les continents convergent le long d'une zone de collision comme l'Himalaya. Finalement, la limite de la plaque devient inactive, mais le site de la jonction, ou suture, entre les deux masses continentales est plus faible que l'environnement et peut à terme devenir le site d'un nouveau rift. Et ainsi le cycle continue.
<p>Exercice</p>	<ul style="list-style-type: none"> - Le refroidissement et le rétrécissement de la lithosphère entraînent une augmentation de sa densité et donc, en raison de l'isostasie, elle s'enfonce dans l'asthénosphère et la profondeur de l'océan augmente à l'écart de la dorsale, passant d'environ 2-3 km pour les dorsales océaniques à environ 5-6 km pour les plaines abyssales. En effet, l'une des observations les plus remarquables de la bathymétrie des fonds océaniques est que des fonds océaniques d'âge similaire se trouvent toujours à des profondeurs similaires sous le niveau de la mer (figure 10). La relation entre la profondeur océanique moyenne (d en mètres) et l'âge de la lithosphère (t en Ma) peut être exprimée sous la forme suivante : <ul style="list-style-type: none"> ⇒ $D = 2500 + 350t^{1/2}$ (1)  <ul style="list-style-type: none"> - Figure : Relation observée entre la profondeur du fond océanique (à la fois pour les dorsales océaniques et les plaines abyssales) et l'âge de formation de la croûte océanique pour les océans Pacifique, Indien et Atlantique. La courbe pleine montre la relation entre l'âge et la profondeur de l'océan selon l'équation 1. Si la profondeur du fond océanique peut être déterminée, alors l'âge approximatif des roches volcaniques à partir desquelles il s'est formé peut également être estimé, et vice versa. - Si la profondeur du fond océanique peut être déterminée, alors l'âge approximatif des roches volcaniques à partir desquelles il s'est formé peut également être estimé, et vice versa. - Exercice : La profondeur de l'océan à une distance de 1600 km de la dorsale médio-atlantique est de 4700 m. - Calculer : <ul style="list-style-type: none"> ⇒ L'âge de la croûte à cet endroit-le taux moyen d'expansion représenté par cet âge. ⇒ S'agit-il d'un taux d'étalement partiel ou total ? - Solution : <ul style="list-style-type: none"> 1 -4700m de profondeur correspond à $t = 40106 \text{ans} = d/t = 1600 / 106 \text{mm}/40106 \text{ans} = 40 \text{mm}/\text{an}$ Il s'agit d'un demi-taux d'expansion car il se réfère à un seul côté de la dorsale. - Cette histoire de la tectonique des plaques posée, nous allons maintenant revenir en détail sur les preuves de la tectonique des plaques, géologiques et géophysiques

1. Similitude des transitions océan-continent

- Si nous regardons un globe, nous remarquons que la plupart des continents s'emboîtent comme un puzzle (figure 8) :
 - ⇒ Le littoral de l'Afrique de l'Ouest contre la côte est de l'Amérique du Sud et la mer des Caraïbes,
 - ⇒ Idem dans le Pacifique.

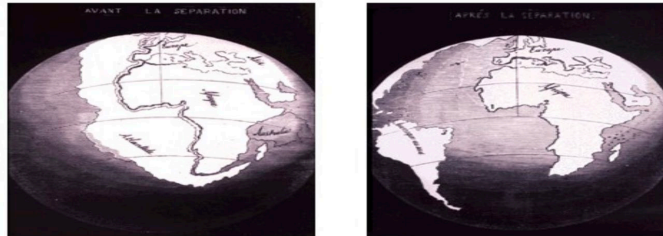
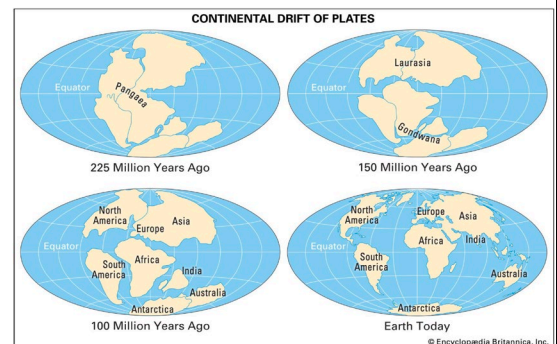


Figure 8 : Les cartes d'Antonio Snider-Pellegrini.

- Ce n'est qu'en 1912 que l'idée de déplacer les continents est devenue une théorie scientifique appelée la dérive des continents, publiée dans deux articles d'un météorologue allemand de 32 ans, Alfred Lothar Wegener. Il soutient que pendant l'ère mésozoïque, il y a environ 200 millions d'années, le supercontinent Pangée a commencé à se diviser.

- Alexander Du Toit, professeur de géologie et l'un des plus fervents partisans de Wegener, a proposé que la Pangée s'est d'abord divisée en deux grandes masses continentales, Laurasia dans l'hémisphère nord et Gondwana dans l'hémisphère sud, et que chacune a continué à se diviser en continents plus petits aujourd'hui (figure 9)



- Figure 9 : La théorie de la dérive des continents de Wegener et Du Toit : La Pangée se sépare d'abord en Laurasia et Gondwana, puis en des continents plus petits qui dérivent vers leurs positions actuelles. L'océan entre Laurasia et Gondwana est la Téthys

- Attention : l'ajustement des côtes est une idée fausse courante, car les côtes actuelles sont le résultat du niveau relatif de la mer plutôt que de la ligne réelle le long de laquelle les continents se sont séparés. Wegener a fait remarquer que les continents étaient autrefois réunis le long du bord du plateau continental submergé (la limite entre la croûte continentale et la croûte océanique, figure 10) et non pas le long de leurs côtes actuelles.

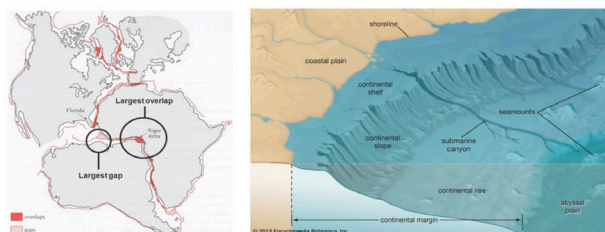
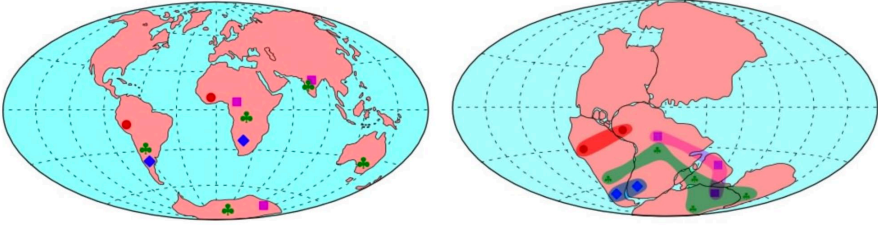


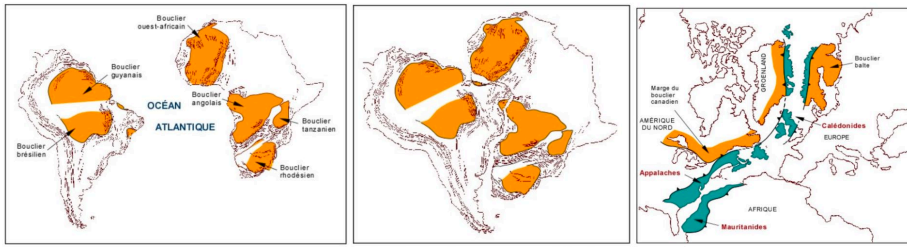
Figure 10 : Une vue moderne de la façon dont les continents s'imbriquent les uns dans les autres (à gauche). Diagramme d'une marge continentale, y compris le plateau continental (à droite).

Emboîtement des continents

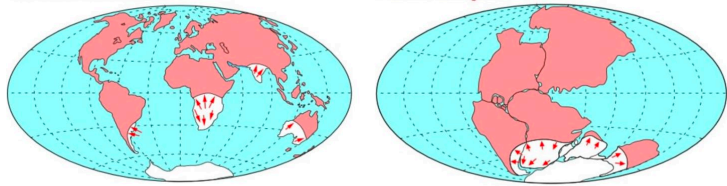
2. Similitude des fossiles

Présence des fossiles	<ul style="list-style-type: none"> - Wegener a été intrigué par les fossiles trouvés sur les côtes correspondantes d'Amérique du Sud et d'Afrique, aujourd'hui séparées par l'océan Atlantique. - Il pensait qu'il était impossible pour la plupart de ces organismes d'avoir nagé ou d'avoir été transportés à travers les océans. <ul style="list-style-type: none"> ⇒ Pour lui, la présence d'espèces fossiles identiques le long des côtes d'Afrique et d'Amérique du Sud était la preuve la plus convaincante que les deux continents étaient autrefois réunis (figure 11) <div style="margin-top: 10px;"> <p>● Cynognathus: reptile prédateur terrestre ayant vécu il y a 240 Ma ◆ Mesosaurus: petit reptile de lacs d'eau douce, il y a 260 Ma ■ Lystrosaurus: reptile terrestre ayant vécu il y a 240 Ma ▲ Glossopteris: plante terrestre d'il y a 240 Ma</p> <p style="text-align: center;">La solution de Wegener</p>  </div> <p style="text-align: center; font-size: small;">Figure 11 : similitudes des fossiles et solution proposée par Wegener</p>
-----------------------	--

3. Similitude des structures géologiques

Correspondance des structures géologiques	<ul style="list-style-type: none"> - Les configurations antérieures des continents expliquaient pourquoi des successions de strates, de corps ignés aux caractéristiques uniques et de types de roches similaires se produisaient des deux côtés d'un océan. - La correspondance des structures géologiques entre l'Afrique et l'Amérique du Sud appuie l'argument de Wegener. <ul style="list-style-type: none"> ⇒ La figure 12 (gauche) montre la répartition des blocs continentaux (boucliers) plus vieux que 2 Ga (milliards d'années) selon la géographie actuelle. ⇒ Autour de ces boucliers, les traits indiquent les chaînes de montagnes plus récentes avec des âges allant de 450 à 650 Ma. À remarquer, dans les régions de São Luis et de Salvador au Brésil, la présence de petits morceaux de boucliers. ⇒ Le rapprochement des deux continents (figure 12 centre) montre qu'en fait les deux petits morceaux des zones de São Luis et de Salvador se rattachent respectivement aux boucliers ouest-africain et angolais, et qu'il y a une continuité des chaînes de montagnes - La correspondance des structures géologiques entre l'Amérique du Nord et l'Europe confirme aussi l'idée de Wegener. Les trois chaînes de montagnes, Appalaches (Est de l'Amérique du Nord), Mauritanides (nord-est de l'Afrique) et Calédonides (Iles Britanniques, Scandinavie), aujourd'hui séparées par l'océan Atlantique, ne forment qu'une seule chaîne continue si on rapproche les continents à la manière de Wegener (figure 12 à droite). Les géologues savent depuis longtemps qu'effectivement ces trois chaînes ont des structures géologiques identiques et qu'elles se sont formées en même temps entre 470 et 350 Ma. <div style="margin-top: 10px;">  <p style="text-align: center; font-size: small;">Figure 12: similitudes des structures géologiques</p> </div> <ul style="list-style-type: none"> - On a donc : proximité des côtes, fossiles, similitudes géologiques, et maintenant examinons les glaciations.
---	---

4. Glaciations

Généralités	<p>- La tectonique des plaques explique également pourquoi des preuves de glaciation généralisée de la fin du Paléozoïque apparaissent en Antarctique, dans le sud de l'Amérique du Sud, dans le sud de l'Afrique, en Inde et en Australie (figure 13a).</p> <p>→ sens d'écoulement de la glace</p> <p style="text-align: center;">La solution de Wegener</p>  <p style="text-align: center;">Figure 13a : explication sur les glaciations paléozoïques proposée par Wegener</p>
-------------	--

5. Généralisation : climat, sédiments et décalage entre les dépôts sédimentaires et la latitude

Définitions	<p>- Le climat de la Terre moderne peut être divisé en différentes ceintures :</p> <ul style="list-style-type: none"> ⇒ Elles présentent des conditions arctiques froides aux hautes latitudes et des conditions tropicales chaudes aux basses latitudes et en zone équatoriale. ⇒ La nature et le style de l'altération et de l'érosion des roches varient en fonction de ces ceintures climatiques (différences entre altération dans les Vosges et à Taiwan) de sorte que la glaciation et l'action du gel-dégel prédominent aux hautes latitudes actuelles (Vosges), tandis que l'altération chimique (Taiwan), les processus éoliens et/ou fluviaux sont plus typiques des basses latitudes actuelles. <p>- Une fois qu'une roche est altérée et érodée, chaque suite de processus contrôlés par le climat donne lieu à son propre type de succession sédimentaire et de formes de relief :</p> <ul style="list-style-type: none"> ⇒ Les dunes de sable se forment dans les déserts chauds et secs ; ⇒ Des successions de charbon et de grès se forment dans les marécages tropicaux et les deltas des rivières ; ⇒ Les vallées en forme de "U" se forment là où il y a des glaciers. <p>- Par conséquent, la topographie résulte du climat local lequel est une conséquence de la position en latitude de la zone en question.</p> <p>- On sait depuis longtemps que les caractéristiques géologiques anciennes de type glaciaire ne se limitent pas aux endroits actuels situés à des latitudes élevées, mais qu'elles se retrouvent également sur de nombreux continents à climat chaud comme l'Afrique, l'Inde et l'Amérique du Sud.</p> <p>- De même, on trouve des dépôts de climat chaud en Europe du Nord, au Canada et même en Antarctique. Par exemple, le charbon est l'un de nos matériaux géologiques les plus connus, mais les gisements de charbon européens et nord-américains proviennent de plantes qui ont poussé et se sont décomposées dans des marais tropicaux chauds et humides il y a 320-270 Ma, à la fin du Carbonifère et au début du Permien (figure 13b).</p> <p>- La raison de toutes ces distributions inhabituelles est le changement de position, souvent loin leur position d'origine lorsque les dépôts ou les formes de terrain ont été créés.</p>
-------------	--

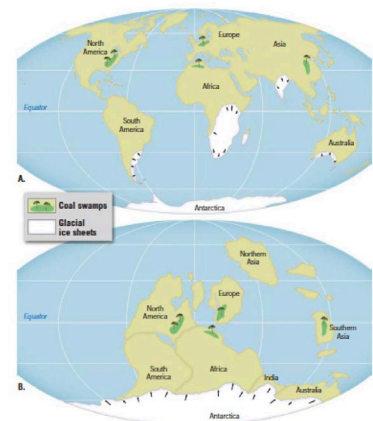
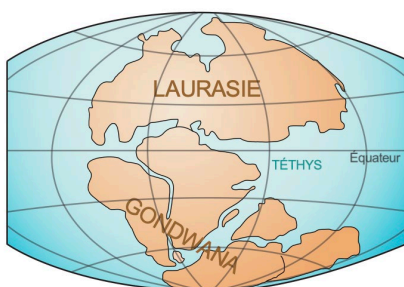


Figure 13b : explication sur les dépôts de charbon proposée par Wegener

6. Remarques

- **A** - L'hypothèse de la dérive de Wegener a fourni une autre explication à la formation des chaînes de montagnes (orogénèse).
 - ⇒ La théorie en discussion à l'époque, la **théorie de la contraction**, posait que la planète était autrefois une boule en fusion et que la surface de refroidissement s'était fissurée et pliée sur lui-même. Cela impliquait que toutes les chaînes de montagnes devaient **avoir approximativement le même âge**, ce qui était déjà connu comme faux.
 - ⇒ Wegener suggéra que le bord avant d'un continent à la dérive rencontrerait une résistance et se comprimerait et se replierait vers le haut pour former des montagnes ; il cita en exemple les montagnes de la Sierra Nevada sur la côte Pacifique de l'Amérique du Nord, les Andes sur la côte de l'Amérique du Sud et l'Himalaya.
- **B** – Il ne faut pas imaginer que l'on n'imaginait pas de mouvements horizontaux à la surface de la Terre avant la dérive des continents. L'avènement de la **géologie mobiliste** (opposés au fixisme) a montré que des déplacements horizontaux étaient possibles sur plusieurs centaines de kilomètres.
 - ⇒ Les géologues ne sont pas 'fixistes' et la découverte des nappes de charriage (1884) est une grande avancée conceptuelle (figure 14). Une nappe de charriage est un ensemble de couches géologiques qui, lors d'une orogénèse, se sont décollées du socle et se sont déplacées sur de grandes distances. On parle alors de terrains allochtones par opposition aux terrains autochtones.
 - ⇒ Certains géologues proposent la formation des chaînes de montagnes par la collision de deux continents, comme Émile Argand en 1924 pour l'Himalaya. Argand est un soutien fort de Wegener qui fait des propositions très avant-gardistes (pour les curieux : <https://planet-terre.ens-lyon.fr/article/Emile-Argand-tectonique-Asie.xml>)
- **C** - Au moment où Wegener a présenté sa théorie, une part importante de la communauté scientifique croyait fermement que les continents et les océans étaient des éléments permanents à la surface de la Terre. Mais pas tous ! Attention, la science n'est jamais l'un contre tous les autres. C'est le travail d'un grand nombre qui permet d'aboutir.
- **D**- De plus à l'époque de Wegener la sismologie globale révélait le fait que la Terre se comporte comme un solide, du moins dans sa partie supérieure. Alors, comment peut-il y avoir une mobilité horizontale sur une Terre solide ? C'est que le fonctionnement de la Terre doit se comprendre selon une double échelle de temps :
 - ⇒ De manière instantanée, la Terre se comporte comme un solide ;
 - ⇒ A long terme, le manteau supérieur se comporte comme un fluide.
- **E** - Wegener n'a pas répondu à la question fondamentale soulevée par ses détracteurs : Quelles forces pourrait être assez fortes pour déplacer des masses de roches solides aussi importantes sur des distances aussi grandes ? Attention, en science il faut des explications, mais il faut aussi pouvoir émettre des hypothèses audacieuses.
- **F** - Le nom de **Téthys** fut proposé par E. Suess en 1893, pour désigner **un espace marin**, dont la disparition est à l'origine de la chaîne alpine. Définie au départ sur une base purement paléontologique (répartition équatoriale des faunes marines d'âge jurassique), la Téthys (figure 13c) devint rapidement une notion centrale, sur le plan structural et paléogéographique, pour la compréhension de la genèse et de l'évolution de la chaîne alpine au sens large (des Alpes à l'Himalaya). C'est seulement dans les années 1960 que l'avènement de la tectonique des plaques allait, par une reconstruction continentale précise, apporter la preuve de l'existence d'un grand espace océanique subéquatorial séparant le Gondwana de l'Eurasie au Paléozoïque supérieur. Malgré une grande différence d'âge avec la conception originelle de Suess, cet espace océanique fut en effet immédiatement identifié avec la Téthys évoquée depuis longtemps par les paléontologistes et les stratigraphes.



TRIAS
Il y a 200 millions d'années

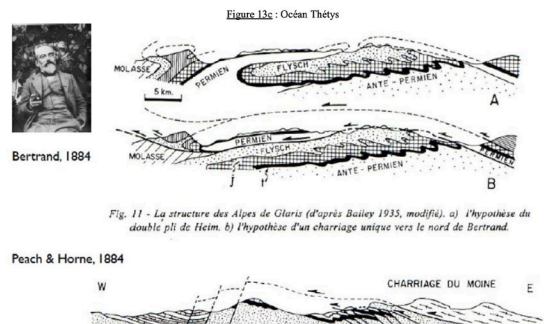


Fig. 11 - La structure des Alpes de Glaris (d'après Bailey 1935, modifié). a) l'hypothèse du double pli de Hélim. b) l'hypothèse d'un charriage unique vers le nord de Bertrand.



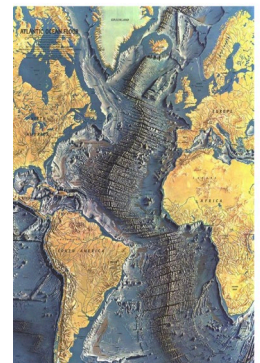
Fig. 12 - Le charriage du Moine en Ecosse (d'après Peach et Horne 1884, modifié).
(Figures reprises du livre d'Olivier Merle - Masson, 1994)

Figure 14 : la notion de nappe de charriage revisité la géologie des Alpes

Arguments	<ul style="list-style-type: none"> - Les arguments en faveur de la dérive des continents qui allait devenir la tectonique des plaques n'ont guère été développés avant la fin de la seconde guerre mondiale puis les années 1950 et 1960, lorsque la guerre froide a entraîné le développement de la recherche en géophysique, produisant des preuves qui ont rouvert et finalement réglé le débat. - Quatre développements majeurs ont amené à la formulation de la théorie de la tectonique des plaques : <ul style="list-style-type: none"> ⇒ Démonstration de la jeunesse du fond des océans ; ⇒ (2) confirmation des inversions répétées du champ magnétique terrestre dans le passé ; ⇒ (3) émergence de l'hypothèse de la propagation du fond des océans et du recyclage de la croûte océanique qui y est associé ; ⇒ (4) documentation précise du fait que les tremblements de terre et l'activité volcanique mondiale se concentrent le long des fosses océaniques et des chaînes de montagnes sous-marines.
-----------	---

1. Bathymétrie

Définitions	<ul style="list-style-type: none"> - Environ deux tiers de la surface de la Terre se trouvent sous les océans. - Avant le XIXe siècle, les gens ne pouvaient que spéculer sur les profondeurs de l'océan. La plupart pensaient que le fond de l'océan était plat et sans relief, sauf quelques navigateurs du XVIe siècle qui, en effectuant des sondages à l'aide de lignes à main, ont constaté que la profondeur des grands fonds différait. - Les mesures des profondeurs océaniques se sont développées au XIXe siècle, lorsque les sondages au fil de l'eau (levés bathymétriques) sont devenus monnaie courante dans l'Atlantique et les Caraïbes. En 1855, une carte bathymétrique a révélé les premiers indices de la présence de montagnes sous-marines dans l'Atlantique central, ce qui a été confirmé plus tard par des navires de sondage posant le câble télégraphique transatlantique. - Les images des fonds océaniques se sont affinées après la Première Guerre mondiale (1914-18), lorsque des dispositifs d'échosondage (sonars primitifs) ont commencé à mesurer la profondeur de l'océan en enregistrant le temps qu'il fallait à un signal sonore provenant du navire pour rebondir sur le fond et revenir. Cela a révélé que le fond de l'océan était beaucoup plus rugueux, beaucoup moins lisse, qu'on ne le pensait auparavant. - Ces mesures d'échosondage ont montré que la chaîne de montagnes sous-marines dans l'Atlantique central (appelée plus tard la dorsale atlantique) était à la fois continue et accidentée (figure 15). - Pendant et après la Seconde Guerre mondiale, les améliorations apportées à la navigation et aux relevés sous-marins ont confirmé l'existence d'immenses chaînes continues de montagnes volcaniques le long des bassins océaniques. Nous les appelons aujourd'hui dorsales océaniques ou systèmes de dorsales océaniques. - Grâce à ces nouvelles informations, Marie Tharp, puis Hess, Dietz et Heezen ont : <ul style="list-style-type: none"> ⇒ Proposé que les fonds marins s'écartent le long des dorsales océaniques où le magma chaud s'écoule des cheminées volcaniques. ⇒ Suggéré que la nouvelle lithosphère océanique se formait sur les dorsales océaniques par la fonte partielle du manteau suivie d'une remontée magmatique. ⇒ Baptisé ce processus l'expansion des fonds océaniques. ⇒ Proposé que le contraste topographique entre les dorsales et les plaines abyssales était dû à la contraction thermique de la croûte qui s'est refroidie et s'est étendue de part et d'autre de l'axe de la dorsale.
-------------	--



- Comme une nouvelle croûte se formait **continuellement** sur les dorsales, ils ont soutenu que les **océans devaient s'élargir** avec le temps et **écarter les continents** qui se trouvaient sur leurs marges.

2. Le flux de chaleur

Des mesures de flux de chaleur sont réalisées sur l'ensemble des continents et des océans et l'on découvre qu'il est **plus élevé à l'aplomb des reliefs sous-marins**, futures dorsales océaniques. Il peut être trois fois supérieur à celui des plaines abyssales (voir cartes semestre 1).

3. Magnétisme

- Le champ magnétique de la Terre, **le plus puissant de toutes les planètes telluriques**, est généré par son noyau externe en fer liquide.
- Le champ se comporte principalement comme si **un aimant** était situé au centre de la Terre et **incliné** d'environ 11° par rapport à l'axe de rotation (figure 16 à gauche). Aujourd'hui, le pôle magnétique négatif se trouve dans l'hémisphère nord et le pôle magnétique positif dans l'hémisphère sud. Le nord magnétique n'est pas fixe, mais dérive à des taux pouvant atteindre $0,2^\circ/\text{an}$, ce qui est beaucoup à l'échelle des temps géologiques.
- Lorsque les roches volcaniques nouvellement formées se refroidissent ou que les sédiments se déposent lentement dans les lacs ou les bassins océaniques profonds, les minéraux magnétiques qu'elles contiennent s'alignent sur le champ magnétique ambiant de la Terre.
 - ⇒ **Cette orientation magnétique est préservée par les roches et peut être mesurée par des magnétomètres sensibles. C'est l'aimantation rémanente**
- L'aimantation enregistrée ainsi nous permet de suivre les mouvements des continents :
 - ⇒ Lorsqu'une masse continentale se déplace à la surface de la Terre, des roches successivement plus jeunes se forment sur et à l'intérieur de celle-ci et enregistrent différentes positions paléomagnétiques. La position des pôles magnétiques mesurée à partir de roches d'âges différents s'écarte du pôle magnétique actuel.
 - ⇒ En joignant les positions apparentes de ces pôles plus anciens, les chercheurs en **paléomagnétisme** génèrent des trajectoires polaires apparentes.
 - ⇒ Ces trajectoires sont différentes pour chaque continent, mais elles se chevauchent si l'on suppose que les continents ont été réunis autrefois (figure 16 à droite).
- Comment rendre les sous-marins invisibles aux magnétomètres ? Travail à l'EOST.

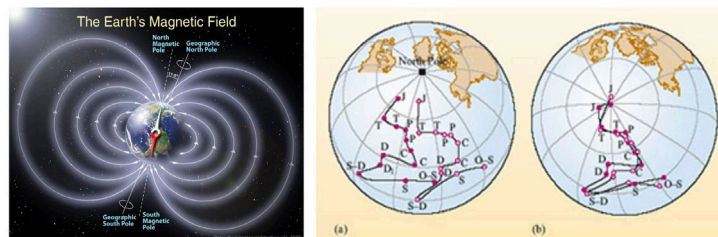


Figure 16 : Trajectoires d'errance polaire (a) aujourd'hui, et (b) si l'océan Atlantique est fermé par correspondance des plateaux continentaux.

Définitions

- Le champ magnétique de la Terre **s'inverse fréquemment**, c'est-à-dire que le pôle magnétique nord devient le pôle Sud et vice versa.
 - ⇒ À partir des années 1950, les scientifiques, à l'aide de magnétomètres adaptés des appareils aéroportés mis au point pendant la Seconde Guerre mondiale pour détecter les sous-marins, ont commencé à mesurer les variations magnétiques sur le fond des océans. Spécialité de l'EOST : l'océan Indien.
 - ⇒ Celles-ci n'étaient **pas aléatoires** ou isolées, mais formaient un motif de **type zébré** (figure 17 à gauche). Des bandes alternées de roches aimantées se trouvaient alignées de chaque côté de la dorsale océanique (**parallèle**) : une bande de polarité normale et sa voisine de polarité inversée.
 - ⇒ La découverte de ces bandes magnétiques a suscité d'autres questions : Comment se forme-t-elles ? Pourquoi les bandes sont-elles symétriques autour des crêtes des dorsales océaniques ?

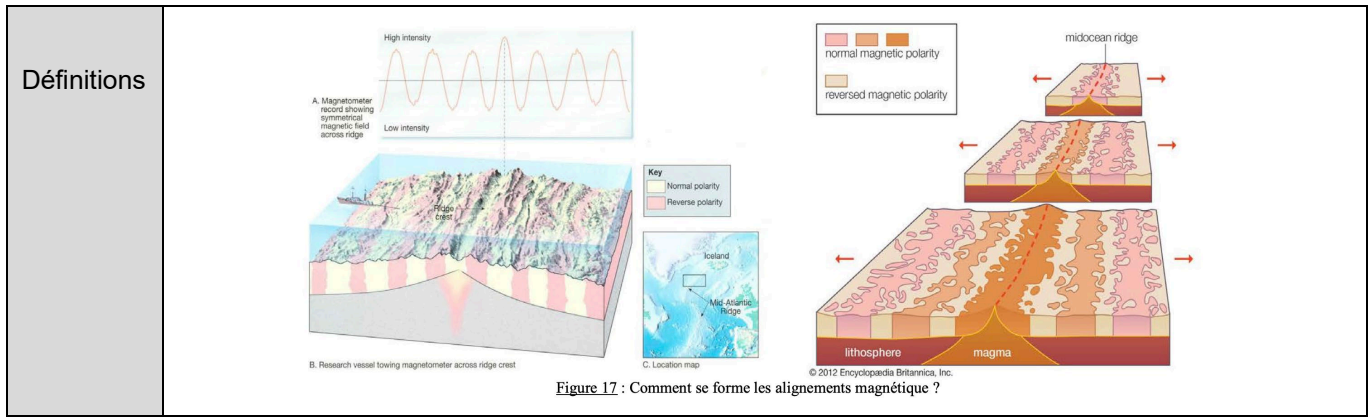


Figure 17 : Comment se forme les alignements magnétique ?

Définitions

- En 1963, deux géophysiciens britanniques, **Vine et Matthews**, ont proposé une hypothèse qui expliquait comment ces bandes d'inversion magnétique se sont formées en les reliant à l'étalement des fonds marins (figure 18).
 - ⇒ Ils ont suggéré qu'à mesure que le magma de basalte se solidifie en croûte océanique, il **s'aimante dans la même orientation que le champ magnétique global** dominant.
 - ⇒ Si la polarité du champ magnétique s'inverse ensuite, tout basalte nouvellement éjecté s'aimante dans la direction opposée à celle de la croûte précédente et enregistre donc la polarité opposée.
 - ⇒ Comme l'étalement des fonds marins est **continu** sur l'échelle de temps géologique, le processus préserve les roches de polarité alternée sur le fond océanique (figure 14 à droite). En lisant vers l'extérieur dans les deux directions à partir de la dorsale océanique, on obtient des enregistrements symétriques des inversions au fil du temps.

1963

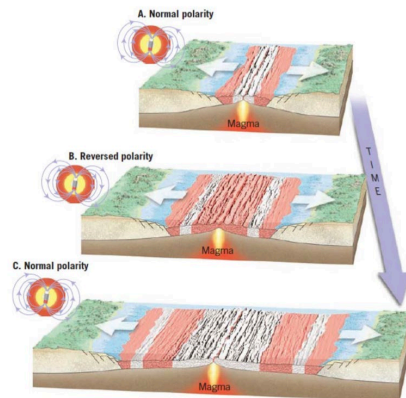


Figure 18 : Comment se forme les alignements magnétique ?

4. Les âges de l'océan

Explorations

- D'autres preuves de l'expansion des fonds marins sont venues d'une source inattendue : l'exploration pétrolière.
 - ⇒ Dans les années qui ont suivi la Seconde Guerre mondiale, les réserves pétrolières continentales s'épuisaient rapidement et la recherche de **pétrole offshore** a commencé.
 - ⇒ Pour mener l'exploration offshore, les compagnies pétrolières ont construit des navires équipés de **plateformes de forage** sous-marins et capables de transporter de nombreux kilomètres de tiges de forage.
 - ⇒ Cette technologie a été adaptée pour construire un **navire de recherche**, le **Glomar Challenger**, conçu pour les études de géologie marine et capable de prélever des échantillons de carottes de forage dans les grands fonds océaniques.
- Une équipe de géophysiciens de l'U.S. Geological Survey et un géochimiste spécialiste des isotopes ont **daté ces échantillons** de carottes de forage et reconstitué l'histoire des **inversions magnétiques**.
 - ⇒ Leur technique, basée sur la **radioactivité**, a exploité les isotopes du potassium (K) et de l'argon (Ar).

- ⇒ Certains éléments, comme le potassium, ont des isotopes radioactifs instables qui se désintègrent à un rythme régulier pour produire des isotopes d'autres éléments.
 - ⇒ Le taux de désintégration, la **demi-vie** d'un élément, est le temps qu'il faut à la moitié de l'isotope radioactif de l'élément pour se transformer. L'isotope radioactif du potassium (potassium 40) se désintègre par capture d'électrons pour devenir un isotope stable de l'argon (argon 40) qui ne se forme que de cette manière.
 - ⇒ Les géochimistes peuvent déterminer l'âge d'une roche en mesurant la quantité totale de potassium dans la roche (on le trouve dans de nombreux minéraux communs), la quantité de potassium 40 radioactif, et la quantité d'argon 40. Comme le potassium 40 a une demi-vie d'environ 1 250 millions d'années, il peut être utilisé pour dater des roches vieilles de plusieurs millions d'années.
- L'équipe américaine a également mesuré l'orientation magnétique de ces mêmes roches, ce qui lui a permis d'attribuer des âges aux récentes inversions magnétiques de la Terre.
 - En 1966, Vine, Matthews et Morley ont comparé les âges des inversions magnétiques avec le motif des bandes magnétiques trouvées au fond des océans.
 - ⇒ En supposant que les fonds océaniques s'éloignent du centre d'étalement de plusieurs centimètres chaque année, les âges des inversions magnétiques de la Terre sont remarquablement corrélés avec le motif des bandes.
 - ⇒ Après leur découverte, des études similaires ont été répétées autour d'autres dorsales océaniques, permettant aux scientifiques de dater et de corréliser les bandes magnétiques de presque tous les fonds océaniques, dont certaines parties ont 180 millions d'années (figure 19 et 20).

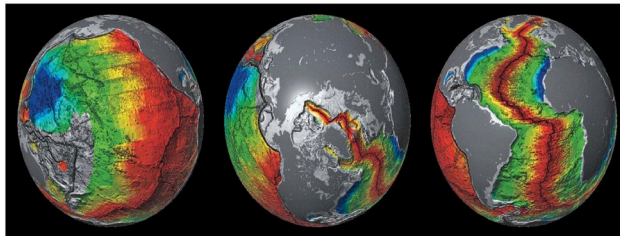


Figure 19 : Les âges des océans du monde, de zéro Ma en rouge foncé à 180 Ma en bleu foncé.

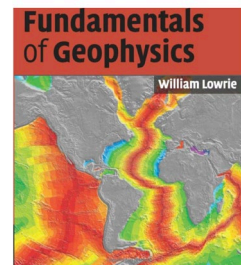


Figure 20 : Couverture du livre 'Fundamentals of Geophysics' par William Lowrie. Un excellent livre...

Explorations

- L'âge des fonds océaniques nous permet de dater les **événements de rupture** des continents.
- La plus ancienne croûte océanique qui borde un continent avec une marge continentale passive a dû se former juste après la rupture du continent, lorsque l'expansion des fonds marins a commencé.
- Dans l'Atlantique Nord, la croûte océanique de plus de 140 Ma se trouve à côté de l'est des États-Unis et de l'ouest de l'Afrique saharienne
- Les deux continents ont donc dû commencer à se séparer à cette époque.
 - ⇒ La plus ancienne croûte océanique qui borde l'Amérique du Sud et l'Afrique subéquatoriale n'a que 120 Ma environ.
 - ⇒ Il s'ensuit que l'océan Atlantique Nord a commencé à se former avant l'océan Atlantique Sud.
- Si de nouveaux fonds marins sont créés aux centres d'expansion, et que la Terre n'augmente pas en taille, alors les anciens fonds marins doivent être détruits ailleurs.
- Les **plus anciens fonds marins se trouvent à côté de fosses océaniques profondes**, des éléments topographiques majeurs qui bordent la plupart des grands bassins océaniques et coupent les anomalies magnétiques existantes.
 - ⇒ L'exemple le plus connu est la fosse des Mariannes, où le fond marin plonge à plus de 11 km de profondeur. Le sort de l'ancienne croûte océanique est clair : elle est recyclée dans le manteau au niveau des fosses, selon un processus que nous appelons aujourd'hui la subduction.

Nous retiendrons que : le **fond marin** le plus ancien est **jeune**, environ 280 millions d'années. Il se trouve dans la **mer Méditerranée et est un vestige d'un ancien océan**, la Téthys, qui est en train de disparaître entre l'Afrique et l'Europe. Les autres fonds marins les plus anciens se trouvent aux marges de l'océan Atlantique Nord et du nord-ouest de l'océan Pacifique, aussi loin que possible des dorsales médio-océaniques où ils ont été créés. Ces parties du plancher océanique ont environ **200 millions d'années**.

5. Sismologie Localisation

- À la fin des années 20, les sismologues avaient déjà identifié plusieurs **zones sismiques** importantes **parallèles aux fosses océaniques**.
- Dans les années 1960, le Réseau mondial de sismographes normalisés (WWSSN) a été créé pour contrôler le respect du traité de 1963 interdisant les essais d'armes nucléaires en surface ; les sismologues ont également utilisé ces données pour cartographier les régions dans lesquelles les tremblements de terre se sont produits.
- Lorsqu'ils sont localisés sur les cartes bathymétriques et topographiques mondiales (figure 21), ils mettent en évidence les endroits où la croûte océanique se forme (les dorsales) et les endroits où la lithosphère océanique redescend dans le manteau (les fosses) ; ce sont toutes des régions où un mouvement différentiel se produit.
- Les tremblements de terre se concentrent le long des dorsales, des fosses océaniques / zones de subduction et des chaînes de montagnes

⇒ Dans les zones de subduction, plus on s'éloigne de la fosse, plus la profondeur est importante (figure 22), ce qui laisse penser que les plaques lithosphériques plongent profondément au niveau des zones de subduction : plan de Bénéioff.

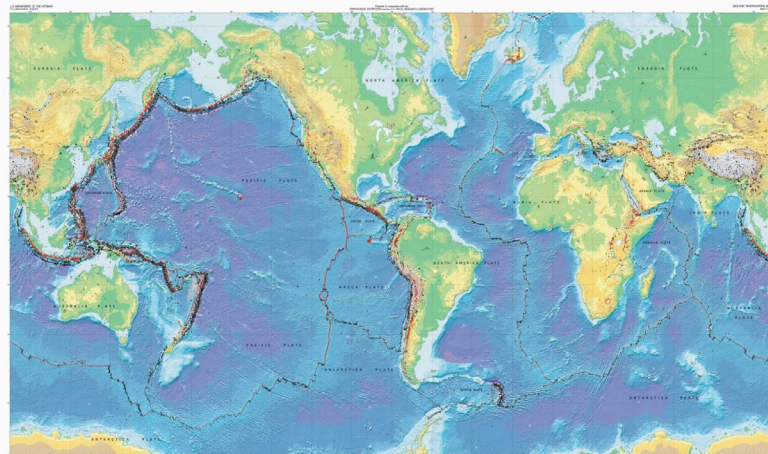


Figure 21 : Carte topographique et bathymétrique globale, montrant les limites des plaques (lignes rouges), les tremblements de terre (points noirs) et les volcans (triangles rouges).

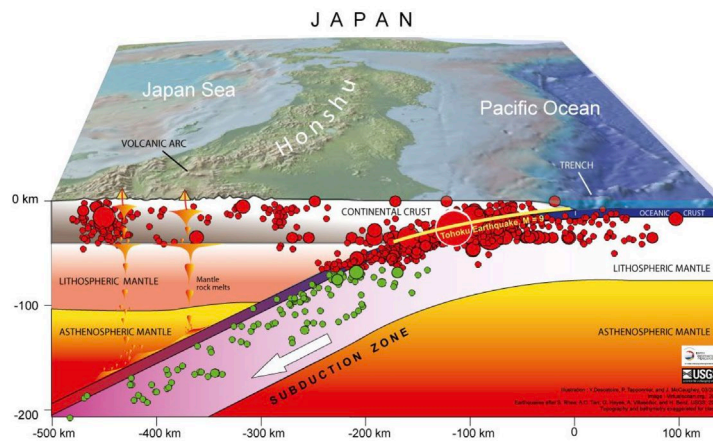


Figure 22 : Exemple de sismicité dans les zones de subduction : le cas du Japon

Identification
des zones
sismiques

Rappel

- Comment peut-on localiser (très simplement) les tremblements de terre ? Tous les évènements sismiques (tremblements de terre et explosions) libèrent des ondes sismiques (ondes P, ondes S, etc.) qui traversent la Terre depuis l'emplacement de la source (hypocentre ou foyer) jusqu'aux stations sismiques équipées de sismomètres. Les ondes P voyagent le plus rapidement, donc elles arrivent en premier ; les ondes S voyagent plus lentement, donc elles arrivent plus tard. Une station sismique proche d'un tremblement de terre enregistre les ondes P et les ondes S en succession étroite ; plus la distance entre le tremblement de terre et la station augmente, plus le temps entre l'arrivée des ondes P et celle des ondes S augmente. Nous pouvons utiliser cette différence de temps pour estimer la distance entre chaque station d'enregistrement et le tremblement de terre (figure 23a). Chaque distance définit un rayon de cercle ; le tremblement de terre s'est produit à l'endroit où tous les cercles se rencontrent.

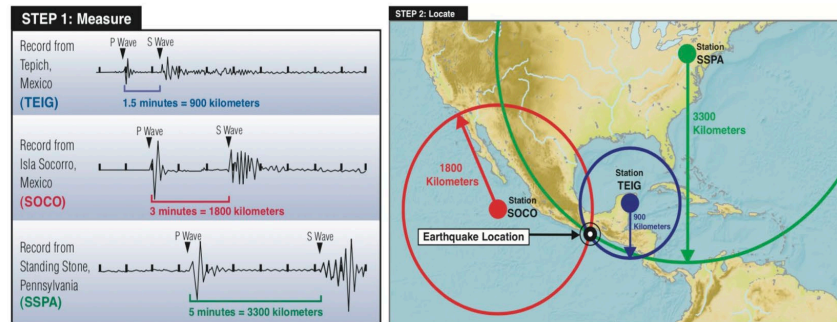


Figure 23a : Les deux étapes de la localisation d'un tremblement de terre : d'abord mesurer les délais entre les arrivées des ondes S et P, puis tracer des cercles correspondant aux distances. Le tremblement de terre s'est produit à l'endroit où les cercles se rencontrent.

Mécanisme

- Maintenant que nous avons confirmé que les séismes se produisent aux limites des plaques, peut-on aussi les utiliser pour nous dire si les roches sont comprimées, étirées ou poussées latéralement (cisaillement) ?
- Les tremblements de terre se produisent sur des failles, des fractures de la croûte terrestre (ou de la croûte et de la lithosphère dans les océans) sur lesquelles les deux cotés glissent l'un par rapport à l'autre.
- Nous appelons le coté situé **sous la faille le 'foot wall'** et celui **au-dessus le 'hanging wall'** (figure 23b en haut à gauche).
- Le mécanisme au foyer consiste à déterminer comment bouge le hanging wall afin de déterminer si c'est une compression, une extension, ou bien un décrochement.
- Nous disons que les failles sont :
 - ⇒ Normales si le hanging wall descend. Les séismes en faille normales se produisent dans les zones en extension.
 - ⇒ Inverses si le hanging wall monte. Les séismes en faille inverses se produisent dans les zones en compression.
 - ⇒ Décrochant si le hanging wall se déplace horizontalement. Si un côté de la faille se déplace vers la droite lorsqu'on l'observe de l'autre côté, on dit qu'il est décrochant dextre, s'il se déplace vers la gauche, on dit qu'il est décrochant sénestre (figure 18 en haut à droite).
 - ⇒ Oblique si le hanging wall se déplace en oblique.
- Pour caractériser une faille, on a besoin de :
 - ⇒ Son Azimut, c'est-à-dire son angle par rapport au Nord géographique, ϕ : varie de 0 à 360°
 - ⇒ Son Pendage, Dip, se caractérise par un angle δ compris entre 0 et 90

Puis on peut alors caractériser son mouvement par son Glissement, « slip », dont l'angle λ varie de 0 à 360°.

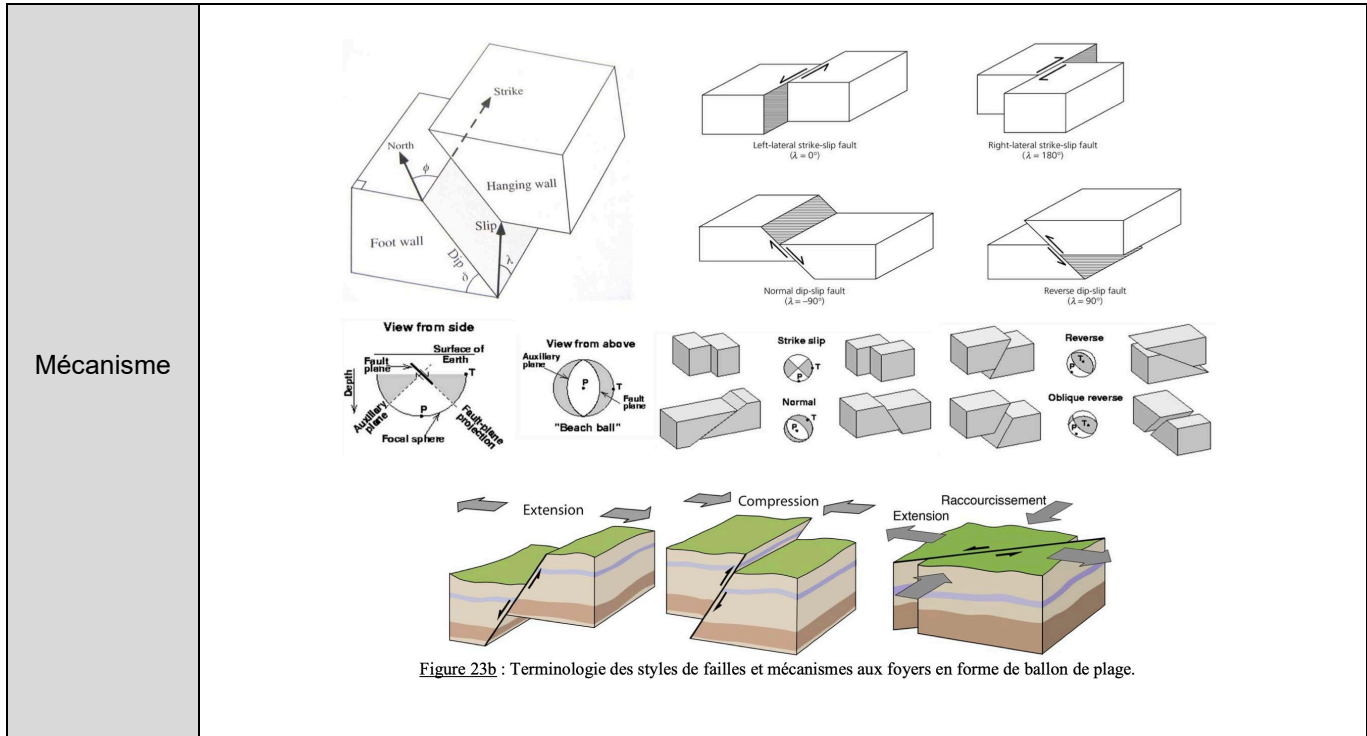


Figure 23b : Terminologie des styles de failles et mécanismes aux foyers en forme de ballon de plage.

Déplacement relatif de 2 blocs par rapport à une faille

- Une faille -verticale- décrochante sénestre -gauche- car que l'on soit sur un bloc ou bien sur l'autre, on voit le bloc d'en face se déplacer vers la gauche et l'angle de glissement est de 180°.
- Une faille -verticale- décrochante dextre -droite- car que l'on soit sur un bloc ou bien sur l'autre, on voit le bloc d'en face se déplacer vers la droite et l'angle de glissement est de 180°.
- Le hanging wall glisse vers le bas, -90°, on est en extension
 - ⇒ On est en compression : faille inverse.

Mécanismes au foyer

- Idée : ballon de plage avec **50% noir compression, en blanc les extensions.**
- La croix une étant la faille l'autre perpendiculaire à la faille
 - ⇒ Il faut retenir qu'un séisme se caractérise par son mécanisme au foyer qui nous informe sur le type de déformation subi dans la région
- Ballon :
 - ⇒ Une Croix = décrochant
 - ⇒ Un Croissant de lune blanc au milieu extension/Noir au milieu compression

Figure 24 : mécanismes aux foyers pour d'hypothétiques tremblements de terre sur une dorsale océanique et son système de failles transformantes. Les mécanismes focaux des tremblements de terre sur les failles transformantes reflètent le mouvement relatif entre les plaques.

- Fig. 24 : mécanisme cohérent-déplacement des plaques
- Bouts de dorsale, failles transformantes et une zone de subduction avec le symbole des chevauchements
 - ⇒ Entre deux bouts de dorsale, la sismicité est vive.
- Mécanismes au foyer : ballon blanc au centre, extension
- L'orientation des failles donc de la dorsale peut se faire à partir de la sismicité sans faire de campagne de bathymétrie
- Une dorsale est une zone en divergence : il y a étirement, extension et des séismes dû aux failles normales.
- Zone de subduction : les failles sont inverses

- Ni dorsale, ni subduction => limite faille transformante souvent en domaine océanique.

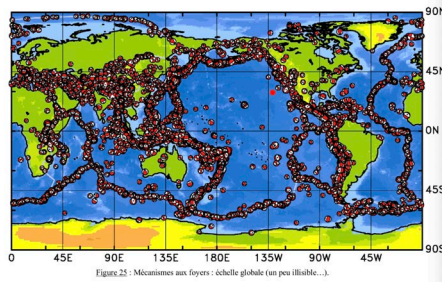


Figure 25 : Mécanismes aux foyers : échelle globale (un peu illisible...)

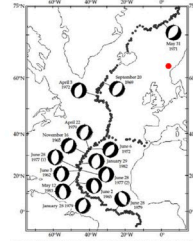


Figure 26 : Mécanismes aux foyers : échelles régionales. Mécanismes aux foyers pour les tremblements de terre le long de la dorsale Atlantique, montrant la prévalence de la tectonique d'extension avec des failles dans la zone axiale de la dorsale.

Mécanismes au foyer

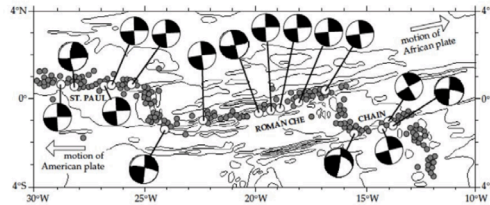


Figure 27 : Mécanismes aux foyers : échelles régionales.

Tremblements de terre le long des failles transformantes de Saint Paul, Romanche et Chain dans l'océan Atlantique. La plupart des mécanismes focaux montrent des mouvements dextres sur ces failles, correspondant au mouvement relatif entre les plaques africaine et sud-américaine.

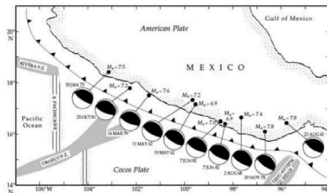


Figure 28 : Mécanismes aux foyers : échelles régionales.

Mécanismes aux foyers pour certains grands séismes peu profonds dans la zone de subduction le long de la côte ouest du Mexique. Les mécanismes indiquent une subduction à angle faible de la plaque Cocos vers le nord-est sous le Mexique.

- Mexique faille très, très plate
- Front de chevauchement là où il y a collision : les triangles dans cette orientation signifient que le Mexique chevauche la plaque Cocos.
- Beaucoup de séismes en faille inverse, le blanc est petit = subhorizontale.

Mécanisme et front.

- Extension en haut car blanc au centre du ballon, faille normale, orientation de la faille ? Voir ci-dessous.
- Orientation Nord-Sud => extension Est-ouest au Nord de l'Himalaya = graben comme fossé rhénan, lié à la collision, processus d'extension

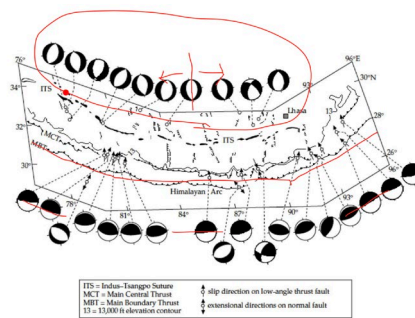


Figure 29 : Mécanismes aux foyers : échelles régionales. Mécanismes aux foyers des tremblements de terre le long de la ceinture montagneuse de l'Himalaya. Ils montrent des failles normales sur les plans de faille orientés nord-sud dans le sud de l'Inde, et principalement des failles inverses à angle faible le long de l'Himalaya.

Les Preuves tectonique des plaques

- Les preuves de la tectonique des plaques sont :
 - ⇒ Concordances côtes
 - ⇒ Structures géologiques équivalentes lorsque l'on referme les océans
 - ⇒ Concordance fossile
 - ⇒ Concordance glaciation
 - ⇒ Concordance sédiments, charbon
 - ⇒ Bathymétrie
 - ⇒ Anomalies magnétiques

III. LES LIMITES DE PLAQUES

- Nous avons décrit la théorie de la tectonique des plaques et les éléments de preuve qui l'étayent. Comme les effets de l'activité tectonique sont les plus forts aux limites des plaques, nous les examinons maintenant plus en détail.
- Nous examinons de plus près :
 - ⇒ Les frontières divergentes (où une nouvelle lithosphère se forme lorsque les plaques s'éloignent l'une de l'autre)
 - ⇒ Les frontières convergentes (où la lithosphère est détruite),
 - ⇒ Les frontières transformantes (où les plaques lithosphériques couissent horizontalement l'une à côté de l'autre)
 - ⇒ Les régions à l'intérieur des plaques (domaine intraplaque) où d'autres types d'activité se produisent.

Limites

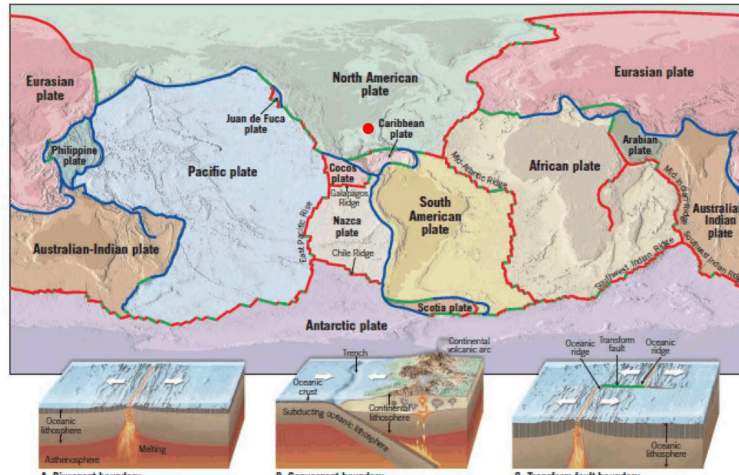


Figure 30 : les différentes limites de plaques et la façon dont elles se distribuent à la surface de la Terre

A. Les frontières divergentes :

Généralités	<ul style="list-style-type: none"> - 90% le long des dorsales - Expansion qui déchire la lithosphère, le magma monte
Schéma	<p>Figure 31 : Représentations schématiques du processus de rifting</p> <ul style="list-style-type: none"> A - Le rifting continental se produit lorsque les mouvements des plaques produisent des forces d'extension qui amincissent la lithosphère et favorisent la remontée du manteau. B - L'étirement provoque la rupture de la croûte fragile en gros blocs qui s'enfoncent, générant une vallée de rift. C - L'étalement continu génère une longue mer étroite semblable à l'actuelle mer Rouge. D - Finalement, un vaste bassin océanique profond contenant une dorsale océanique centrale est formé par l'expansion continue du fond mari

Description

- Rifting continental= Extension
- Amincissement croûte et lithosphère
- Débat : montée crée rift ou rift qui permet passage l'œuf et la poule puis système auto-entretenu ?
- Failles normales qui sont parallèles au rift
- Remontée du manteau
- Puis ouverture création d'une mer (rouge)
- Stable : dorsale océanique
- Typiquement triangle des Afars ; Est-Africain golfe d'Aden, mer rouge ;
- Rift en forme de Y.
- Est-Afrique : craton tanzanien au nord ; rift mature au nord ; on y voit toutes les étapes du cycle de Wilson
- Point triple ? rift + rift+ Rift RRR (Ridge), exemple anormal de la Terre.



Figure 32a : Carte - Le rift Est-Africain

- Sur le Terrain : pas de végétation, on voit les failles

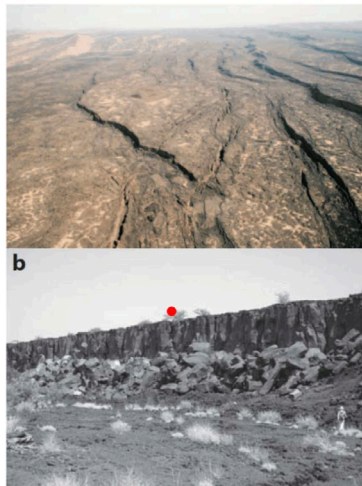


Figure 32b : Photos - Le rift Est-Africain en Afar. Haut : vue montrant des failles normales en échelon qui coupent les jeunes coulées de lave basaltique sur le flanc ouest du rift. Bas : vue de l'une des failles

Petite sismicité. D'où le magma vient-il ?

Schéma

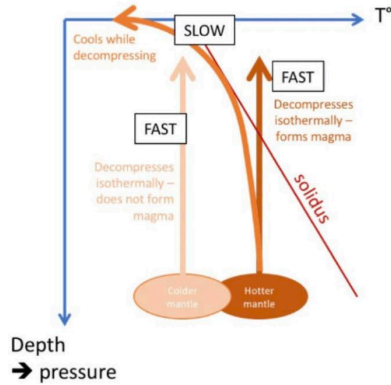


Figure 33 : Diagramme montrant comment le matériau du manteau peut produire du magma par décompression

- Lorsque la plaque lithosphérique s'amincit, l'asthénosphère visqueuse s'élève pour rétablir l'équilibre isostatique. Si l'asthénosphère est chaude et monte rapidement, elle n'a pas le temps de refroidir.
- A haute température et basse pression, il y a fusion (figure 33).
 ⇒ Ce processus est appelé fusion par décompression. La ligne pression-température au-delà de laquelle se produit est appelée solidus ; si l'asthénosphère est trop froide, elle ne peut pas traverser le solidus même si elle monte rapidement.

Description

- Les processus magmatiques ne sont pas continus
- Le magma sort de la dorsale
- Plusieurs centres d'éruption qui se déplacent, changent

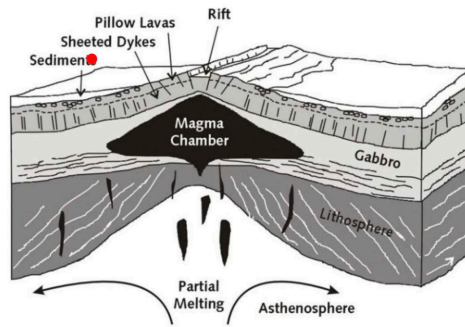


Figure 34

Les types de dorsales

- ⇒ Lentes : vallée en creux au cœur de la dorsale, apport thermique faible ; dike successifs
- ⇒ Rapides : chaîne de montagnes en leur centre y'a pas de vallée axiale ; flux de chaleur très important ; dike + éruptions volcaniques
- ⇒ Chambres magmatiques bien ou peu développées

Schéma

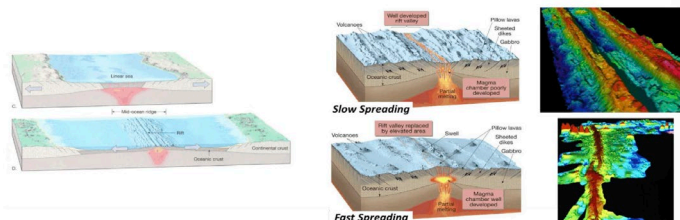
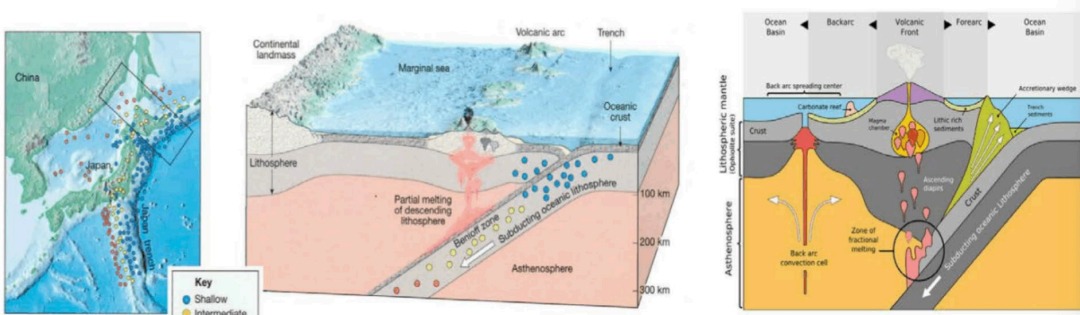


Figure 35 : Étapes et styles du rifting. Une faille continue se transforme d'abord en une mer linéaire, puis en un bassin océanique (à gauche). Les dorsales à propagation lente forment des vallées centrales, les dorsales à propagation rapide forment des chaînes de montagnes centrales (centre). Topographie d'une dorsale à expansion lente (dorsale atlantique) et d'une dorsale à expansion rapide (dorsale du Pacifique Est).

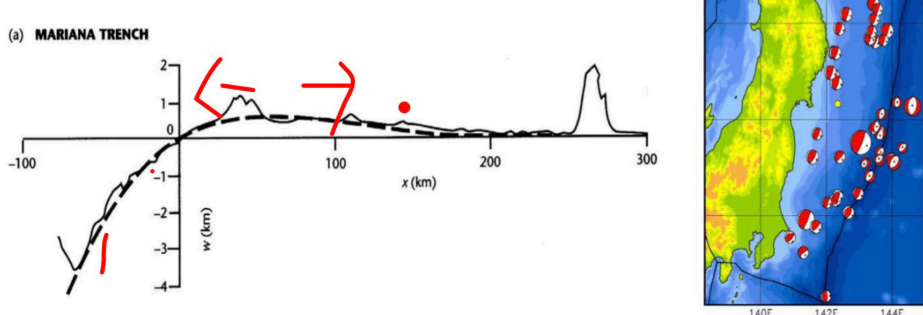
A retenir

- Limites divergentes : pas pareil, conséquence topographie et bathymétrie ; dynamique rifting ; rift Est-Africain, superbe endroit car à différents stades évolutifs du cycle de Wilson et on peut faire ça à pied ce qui est plus facile ; symétrie, on peut recoller les bords.

B. Limites convergentes

Frontières	 <p style="text-align: center;">Figure 36 : Subduction océan-océan.</p> <p>Les frontières de plaques convergentes sont des régions où deux plaques lithosphériques se rapprochent l'une de l'autre.</p> <ul style="list-style-type: none"> - Leurs structures sont asymétriques ; les plaques de chaque côté peuvent être de types et d'âges différents, et peuvent se déplacer à des vitesses différentes. - Lorsqu'au moins une des plaques concernées est océanique : <ul style="list-style-type: none"> ⇒ Les frontières convergentes présentent des fosses - généralement de 5 à 8 km de profondeur, mais parfois ⇒ Jusqu'à 11 km de profondeur - qui sont ininterrompues sur des centaines de kilomètres. ⇒ Elles sont associées à des alignements de séismes qui commencent peu profondément au niveau de la fosse et s'approfondissent progressivement (jusqu'à 600-700 km) d'un côté. ⇒ La plupart de ces frontières convergentes ont une ceinture de volcans actifs qui se trouvent du même côté de la fosse que les tremblements de terre.
------------	--

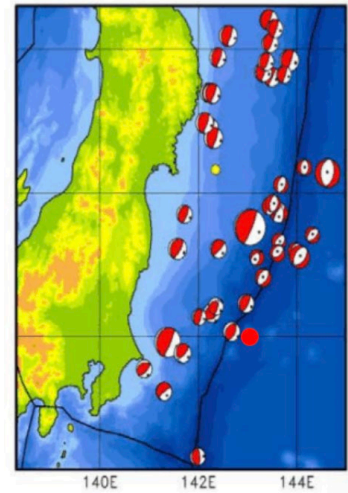
1. Convergences Océan/océan

Convergence	 <p style="text-align: center;">Figure 37 : Fléchissement dû à la subduction. Gauche : profil de la plaque Pacifique en subduction au niveau de la fosse des Mariannes. Droite : tremblements de terre dans la zone de subduction du Japon juste après le séisme de Tohoku-Okii : ceux qui se trouvent près du renflement de flexion ont des mécanismes de faille normaux, tandis que ceux qui se trouvent à la surface de la plaque en subduction ont des mécanismes en compression.</p> <ul style="list-style-type: none"> - Lorsque deux plaques océaniques convergent, laquelle va plonger ? La plus ancienne car la plus dense ; elle subducte (pas vraiment français) ce qui veut dire qu'elle plonge sous une autre plaque - Les sédiments descendent avec elle ; elle a de l'eau qui va s'échapper ; diminuant la température de fusion ; l'asthénosphère est polluée par l'eau ; un magma de type
-------------	--

Convergence

andésitique ; volcans explosifs coulée pyroclastiques et laves ; autour du Pacifique ; séismes les plus forts de la planète ; alerte tsunami
 Nouvelle Calédonie : Kernadec ; magnitude 8 ; ce genre de structure au Japon, les plus grands séismes se produisent à faible profondeur lié au frottements ; 11 Mars 2011 et catastrophe de Fukushima; séismes plus profonds changements contraintes dû à la gravité ; flexure de la plaque : en plastique, une moitié dans le vide ; ne casse tout de suite bombement à l'origine d'une extension dans un système globalement en compression ;

- Voir entre Est et Ouest sur la carte ci-dessous : les mécanismes aux foyers sont différents.
- Bassin en extension : bassin d'arrière-arc.



en
 Dans
 de
 règle
 pas



Figure 38 : Volcans des îles Aléoutiennes. Les îles Aléoutiennes sont un arc volcanique insulaire produit par la subduction de la plaque du Pacifique sous la plaque nord-américaine.

Les Aléoutiennes, l'Alaska, la Sibérie, le Kamchatka : des séismes très importants mais pas peuplée ; ce sont des arcs insulaires liés à la collision.

2. Convergence océan continent

Définitions

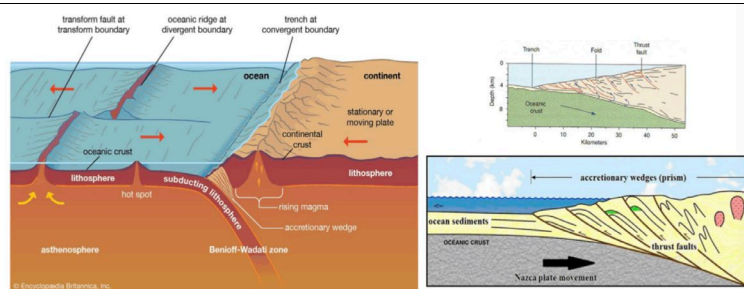


Figure 39 : Subduction océan-continent, avec zoom sur la structure du prisme d'accrétion.

- Subduction océanique : pas de bassins ; de grandes chaînes de montagnes comme les Andes ; croûte qui se replie et se déforme sous l'effet de la -compression avec un épaissement en profondeur pour supporter la charge.
- Beaucoup plus de déformation continentale que dans la plaque océanique : c'est lié à la composition des deux plaques ; le Quartz et le feldspath sont moins résistants que l'olivine et pyroxène et de plus, des éléments radioactifs produisent de la chaleur.
- La subduction sud-américaine est énorme : chili-colombien => 7000km de montagnes ; prisme sédimentaire ; partie de la CC = prisme d'accrétion : croute épaisse

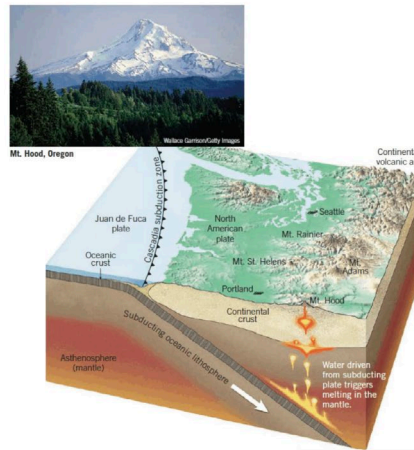


Figure 40 : Limite convergente des plaques océanique (Juan de Fuca) et continentale (Amérique du Nord). Le Mount Hood, dans l'Oregon (Ouest des USA) est l'un de la douzaine de grands volcans qui composent la chaîne des Cascades.

- Dans les cascades, au Nord, la plaque Juan de Fuca qui subducte sous la plaque Amérique du Nord ; volcanisme ; le Mont Hood enneigé est en fait un volcan :

Définitions



⇒ C'est une petite plaque très importante car dorsale facilement accessible.

- Convergences :
 - ⇒ Océan/océan : fosse arc volcanique bassin d'arrière-arc
 - ⇒ Océan/continentale : fosse sismicité épaissement crustal, accréation et raccourcissement de la croute continentale, volcanisme ;

3. Convergence continent-continent :

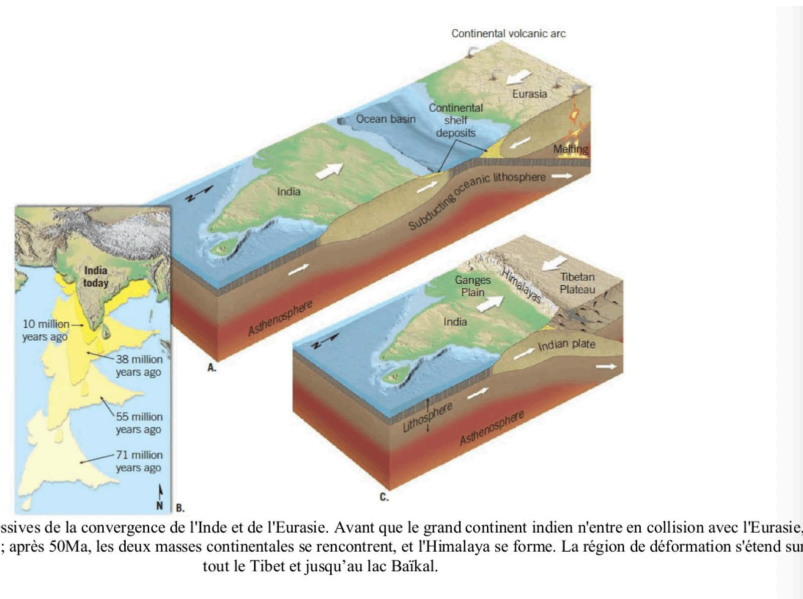


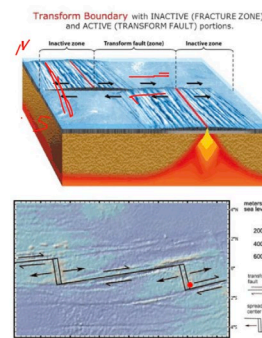
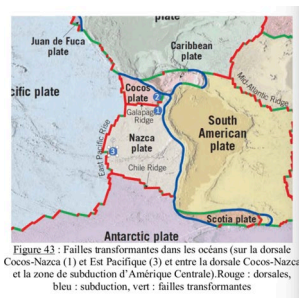
Figure 41 : Phases successives de la convergence de l'Inde et de l'Eurasie. Avant que le grand continent indien n'entre en collision avec l'Eurasie, la subduction se produit ; après 50Ma, les deux masses continentales se rencontrent, et l'Himalaya se forme. La région de déformation s'étend sur tout le Tibet et jusqu'au lac Baïkal.

- Lorsque deux continents se rencontrent de front, aucun des deux ne subducte car les roches continentales sont plus légères et résistent au mouvement descendant.
- Au contraire, la croûte se plie, se déforme ou est comprimée latéralement.
- Ces types de collisions continentales suivent généralement une phase de convergence océan-continent qui se termine lorsque l'océan a été entièrement subducté.
- Les sédiments du fond marin qui n'ont pas été submergés se plient et se compriment en d'immenses chaînes de montagnes (ceintures orogéniques).
- Les chaînes montagneuses de collision active – par exemple les Alpes et l'Himalaya en Eurasie - sont plus étendues que les chaînes montagneuses associées aux systèmes de subduction de type andin ; elles correspondent souvent à des zones de déformation qui s'étendent sur des centaines de kilomètres dans les continents.
- L'exemple le plus connu et le plus spectaculaire est la collision de l'Inde avec l'Asie (figure 41).
 - ⇒ Après la rupture de la Pangée (200 Ma), l'Inde a dérivé vers le nord en direction de l'Asie.
 - ⇒ À 80 Ma, l'Inde se trouvait à 6 400 km au sud du continent asiatique, se déplaçant à des vitesses comprises entre 9 et 16 cm par an.
 - ⇒ Au nord, la plaque de l'océan Tethys subductait vers le nord le long d'une marge active qui ressemblait aux Andes aujourd'hui.
 - ⇒ Le grand continent indien a commencé à entrer en collision avec l'Asie il y a 50 millions d'années, fournissant les contraintes de compression qui ont construit l'Himalaya et le plateau tibétain.
 - ⇒ L'Himalaya est la plus haute montagne continentale du monde (jusqu'à 8 850 m au-dessus du niveau de la mer) ; l'altitude moyenne du plateau tibétain voisin (4 600 m) est supérieure à la plupart des sommets des Alpes.
 - ⇒ La majeure partie de cette croissance s'est produite au cours des 10 derniers millions d'années.
- Que se passe-t-il lorsque la collision s'arrête ?
 - ⇒ Lorsque les forces tectoniques à l'origine de la collision s'affaiblissent ou changent de direction, l'érosion prend le dessus et ronge les montagnes.
 - ⇒ Les topographies des anciennes ceintures montagneuses créées par les collisions continentales qui se sont produites il y a des centaines de millions d'années, comme les ceintures orogéniques des Appalaches et de Calédonie, sont encore visibles grâce à l'équilibre isostatique entre leurs racines crustales épaissies et l'érosion contrôlée par le climat.

Elles aussi finiront par disparaître, seuls leurs anciennes roches profondes resteront en surface, comme en Bretagne (voir cours début de semestre).

C. Limites transformantes

- Les limites de plaques transformantes sont des régions dans lesquelles les plaques coulissent les unes par rapport aux autres dans des directions opposées, sans créer ou détruire la lithosphère ; elles relient les extrémités des autres limites de plaques par de grandes failles transformantes.
- La majorité des failles transformantes relient les segments adjacents des dorsales océaniques (figure 42) ; elles apparaissent sur les cartes bathymétriques sous forme de lignes qui décalent les dorsales dans la direction du mouvement des plaques.
 - ⇒ Dans l'océan Atlantique (voir figure 15), elles forment de courts segments perpendiculaires aux segments de dorsales en expansion, et sont plus frappantes entre 0° et 40°S.
 - ⇒ Des exemples plus longs se trouvent dans l'océan Pacifique, sur la dorsale Cocos-Nazca (centre d'expansion des Galápagos) entre 10°N et 10°S, et sur la dorsale Pacifique Est entre 40°S et 55°S (figure 43, 1 et 3).
 - ⇒ Les failles transformantes associées aux zones de subduction sont beaucoup moins fréquentes. Elles relient souvent les zones de subduction à une dorsale proche. Un exemple est la faille transformante de Panama, très active, qui relie les extrémités orientales de la dorsale Cocos-Nazca et la subduction d'Amérique centrale (figure 43, 2).



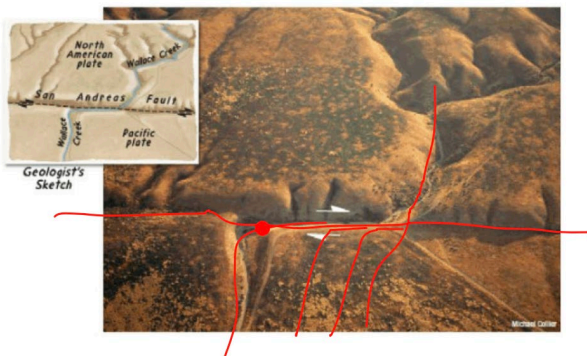
Limites

- Les limites transformantes sont sismiquement actives, mais seulement là où deux plaques différentes sont adjacentes ; nous appelons ces parties actives des failles transformantes (figure 42 en haut à gauche).
- Si des segments successifs d'une dorsale sont décalés dans la même direction, les failles transformantes qui les relient glisseront toutes dans le même sens (dextre dans l'exemple de la figure 42 en bas à gauche).
- Sur les cartes bathymétriques, les limites transformantes océaniques semblent s'étendre bien au-delà des portions successives d'une dorsale décalée ; nous appelons ces portions externes et inactives des zones de fracture (figure 27 en haut à gauche).
- Leur expression topographique reflète les différents âges de la lithosphère océanique de part et d'autre. La lithosphère plus jeune est plus « flottante » et s'enfonce progressivement en vieillissant, de sorte que les parties adjacentes de la lithosphère océanique seront à des hauteurs différentes.
- Des limites de plaques transformantes peuvent également se produire dans les plaques continentales.
 - ⇒ L'exemple le plus célèbre est la faille de San Andreas en Californie, qui sépare les plaques nord-américaine et pacifique.
 - ⇒ Le long de cette faille, la Baja et le sud de la Californie (y compris Los Angeles) se déplacent vers le nord par rapport au reste de la Californie.
 - ⇒ Ce type de frontière transformante produit des séismes peu profonds et laisse une trace visible dans la topographie (figure 44).

- ⇒ La friction entre les deux plaques est souvent si grande que d'énormes contraintes s'accumulent au fil du temps ; lorsqu'elles se relâchent, elles provoquent des événements sismiques dévastateurs (par exemple le tremblement de terre de San Francisco en 1906).
- ⇒ La faille de San Andreas n'est pas aussi rectiligne que les failles transformantes que nous avons vues dans les océans ; à chaque légère courbure, des failles locales normales et/ou inverses absorbent les mouvements relatifs, ce qui entraîne des schémas de déformation complexes.
- Nous savons depuis un certain temps que certaines parties de la faille de San Andreas se déplacent sans créer de séismes (fluage, creep en anglais) ; nous avons découvert plus récemment que certaines régions des zones de subduction peuvent également se déplacer, générer de longues vibrations (secousses) et parfois glisser lors de grands séismes. Le comment et le pourquoi de ces phénomènes font l'objet d'un champ de recherche actif en tectonique et en sismologie.



- Sismicité peu profonde et importante ; en haut, sur la photo zone désertique, on voit la trace de la faille comme un coup de couteau dans le paysage ; en bas on voit une rivière décalée par la faille ; typique ; la faille bouge ; avant un séisme, le lit est rectiligne ; après le séisme, le lit fait un S.
- Faille décrochante dextre ici : on regarde le bloc d'en-face, par convention.



- Le long de ce type de faille l'accumulation peut être assez forte : séismes > 7 parfois
- San Andréas à grande échelle : de légères courbures ponctuées de bassins avec des failles normales et inverses ; en général, elles sont segmentées de petits morceaux, créant des montagnes et des bassins.
- Il y a du fluage, ça glisse sans faire de grands séismes donc ça charge moins aux contraintes ce qui diminue le risque de séisme.
- Activité au milieu des plaques tectoniques : Fig. 45
- Les limites ne sont pas aussi simples que ce que l'on vient de voir.

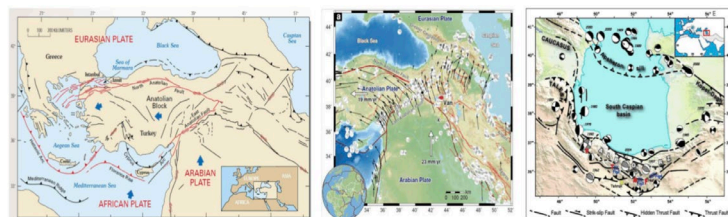


Figure 45 : Déformation complexe de la Grèce à la mer Caspienne.

- La collision alpo-himalayenne : toute cette zone est compliquée, dessiner sa limite n'est pas facile.

Limites

Définitions	<ul style="list-style-type: none"> - Les limites des plaques ne sont pas toutes aussi simples que les principaux types évoqués ci-dessus. - Dans certaines régions, le mouvement des plaques crée une déformation sur de larges zones de déformation. Dans ces zones, nous pouvons trouver des régions de déformation continues entourant plusieurs blocs non déformés, qui peuvent être des microplaques. - Les structures géologiques et les modèles de séismes dans ces régions sont souvent complexes (figure 45). <ul style="list-style-type: none"> ⇒ Donc on peut avoir de très grandes zones de limite de plaques. <div style="text-align: center; margin: 10px 0;"> </div> <p style="text-align: center; font-size: small;">Figure 45 : Déformation complexe de la Grèce à la mer Caspienne.</p> <ul style="list-style-type: none"> - Les tremblements de terre se produisent parfois à l'intérieur des plaques tectoniques, loin des limites des plaques. Ces séismes intraplaques sont rares, et sont le plus souvent associés à des failles lithosphériques préexistantes qui ont été réactivées ; notion de faille morte. - La série de tremblements de terre qui a eu lieu à New Madrid, dans le Missouri, au centre des États-Unis, en 1811-12 : à plusieurs milliers de km de toute limite de plaque, magnitude proche de 8 ! - Ou bien encore, le tremblement de terre du Gujarat, dans le nord-ouest de l'Inde, en 2001, en sont des exemples destructeurs. - Sismicité intraplaque dans des zones qui ne se déforment pas : quelle origine ? - Compliqué, toujours en débat <ul style="list-style-type: none"> ⇒ Changement de charge sur la faille ⇒ Changement de comportement sur la faille - Déglaciation ou sédimentation/99% sismicité à la limite mais aussi en dehors - Les volcans peuvent également se produire à l'intérieur des plaques : <ul style="list-style-type: none"> ⇒ Des exemples bien connus sont Hawaii et Samoa dans l'océan Pacifique, l'île de la Réunion dans l'océan Indien et Yellowstone sur le continent nord-américain. ⇒ Ils n'ont pas de racines isostatiques et ont souvent de larges dômes soutenus par des panaches mantéliques ascendants. ⇒ Nous appelons l'expression superficielle d'un panache mantélique un point chaud. ⇒ Certains panaches ont formé des chaînes d'îles et de monts sous-marins (par exemple les îles Hawaï), tandis que d'autres ont formé des rides dans le fond de l'océan (par exemple la ride de 90°Est dans l'océan Indien). ⇒ Leurs origines (manteau supérieur ou inférieur), leur morphologie et leur rhéologie détaillée font l'objet de recherches actuelles par les géo dynamiciens, les géochimistes et les sismologues.
-------------	--

Par Martin Schildgen — Travail personnel, CC BY-SA 3.0,
<https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=987174>



Exemples

Dépôts de l'éruption du Laacher See, Massif de l'Eifel

Par Tshulful — Travail personnel, CC BY-SA 3.0,
<https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=15233262>

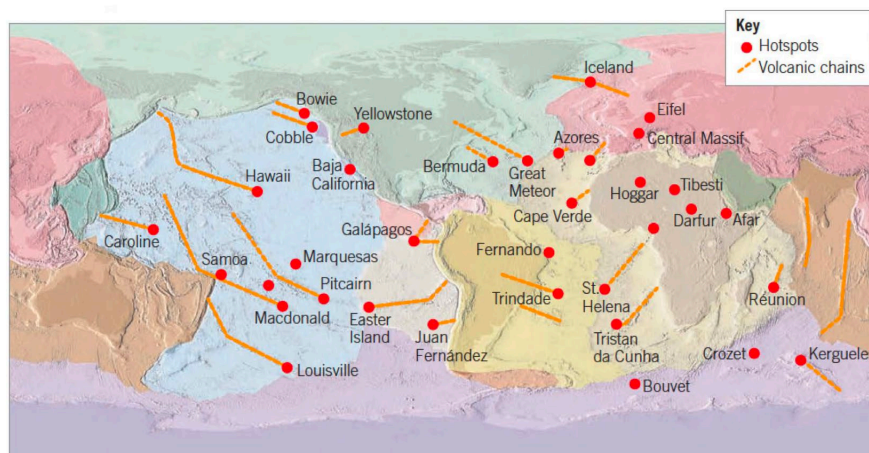


Figure 47 : Localisation de points chauds et chaînes volcaniques associées.

- Les lignes représentent les chaînes volcaniques : Macdonald et Easter Island ont des chemins opposés car ils sont sur des plaques différentes. L'Islande est posée sur un point chaud et une dorsale.