

DOSSIER « GEOLOGIE » - III

L'ECORCE TERRESTRE

Robert SIX

I. CARACTERISTIQUES DE L'ECORCE TERRESTRE

Dans l'article précédent, nous avons abordé rapidement la structure de notre planète. Revenons plus en détails sur la partie qui forme l'enveloppe superficielle et rigide du globe: la **croûte** ou **écorce**. Celle-ci est constituée pour l'essentiel de **roches magmatiques** dans lesquelles les minéraux dominants sont la **silice** (Si) et l'**aluminium** (Al), d'où le nom de **roches sialiques**. C'est pourquoi, le géologue autrichien **Eduard SUSS** (28-08-1831, Londres - † 26-04-1914, Vienne) désigne la croûte par le terme de **SIAL**. Le tableau suivant (fig. 1) donne la répartition des principaux éléments dans celle-ci. Les chiffres sont les résultats de très nombreuses analyses réalisées par différents chercheurs, au cours du XX^{ème} siècle.

En oxyde (selon et WASHINGTON -		En ions (selon 1952			En minéraux (selon CLARKE-	
oxydes	%	élément	%	% volume	Minéraux	%
SiO ₂	59,12	O	46,60	92,0	Feldspath alcalin	31,0
Al ₂ O ₃	15,34	-	27,72	0,8	Plagioclase	29,2
FeO +	6,88	Al	8,13	0,8	Quartz	12,4
CaO	5,08	Fe	5,00	0,7	Pyroxène	12,0
Na ₂ O	3,84	Ca	3,63	1,4	Minéraux	4,1
MgO	3,49	Na	2,83	1,6	Biotite	3,8
K ₂ O	3,13	K	2,59	2,1	Olivine	2,6
TiO ₂	1,05	Mg	2,09	0,6	Hornblende	1,7
					Muscovite	1,4
					Chlorite et	0,6
					Apatite	0,6
					Néphéline	0,3
					Spène	0,3

Fig. 1 - Répartition des constituants de l'écorce terrestre (d'après AUBOUIN, LEHMAN et BROUSSE)

D'après ceux-ci, on se rend compte, effectivement que la silice et l'aluminium sont des constituants forts présents dans les roches de l'écorce terrestre.

Si on analyse plus en détails la **constitution de la croûte terrestre**, on constate qu'elle se répartit en deux types :

- a) la **croûte continentale**, solide, essentiellement **granitique** est surmontée par endroits par des roches sédimentaires. Elle recouvre près de **45% de la surface** de la géosphère (30% émergés, 15% immergés). Sa **densité** gravite entre **2,7 et 2,8 g/cm³**. C'est la partie la plus épaisse de la lithosphère. Elle atteint des épaisseurs variant entre **30 Km dans les marges continentales** sous le niveau de la mer, et

100 Km sous les massifs montagneux (Himalaya, Andes). Elle est plus ancienne que la croûte océanique et date, à certains endroits, de près de **4 milliards d'années**. Elle subit de fréquentes phases de déformation et de remaniement à la suite de l'activité tectonique, du volcanisme, de l'érosion et de la sédimentation. Malgré son manque d'homogénéité, on peut distinguer **trois niveaux** (fig. 2) :

- la **croûte superficielle** d'épaisseur variable - allant jusqu'à plusieurs kilomètres au niveau des grands bassins sédimentaires. Elle se compose de **roches sédimentaires et ou volcaniques**. L'érosion peut dans certains cas complètement l'araser ;
 - la **croûte supérieure** constituée de **roches métamorphiques et magmatiques**. Elle peut parfois affleurer à la suite de l'érosion des couches sus-jacentes (massif Central, par ex.) ;
 - la **croûte inférieure** située à grande profondeur et, de ce fait assez mal connue car pas encore accessible par forage profond. Elle est composée de **roches métamorphiques**.
- b) La **croûte océanique**, solide constituée essentiellement de **roches basaltiques**. Elle occupe près de **55% de la surface** de la géosphère et est beaucoup plus fine que la croûte continentale et assez **dense (3 à 3,1 g/cm³)** ; son **épaisseur** se situe aux environs de **5 Km**. Elle est également appelée **SIMA**, car les éléments qui dominent sont la **silice** (Si) et le **magnésium** (Mg). L'**âge** de la croûte océanique ne dépasse pas **200 Ma**. Elle se renouvelle continuellement à partir des **dorsales** ou **rides médio-océaniques** où le magma basaltique remonte à la surface et s'étale de part et d'autre de celles-ci. A l'opposé, elle disparaît par **subduction** en rencontrant la croûte continentale. La croûte océanique reste pratiquement intacte durant la plus grande partie de son existence, avant d'être détruite rapidement. On connaît sa structure et sa composition par forages, enregistrements sismiques et grâce aux **ophiolites** (fig. 4), partie de la croûte océanique qui chevauche une zone de croûte continentale. Ce dernier cas est une **subduction continentale** ou **obduction** (voir plus loin dans le texte).

Par ces différentes méthodes d'investigation, les scientifiques ont pu mettre en évidence **trois couches principales** composant la croûte océanique (fig. 3) :

- La **couche 1**, constituée de **sédiments**, dont l'épaisseur varie fortement en fonction du relief sous-marin. Elle est très faible au niveau des dorsales et augmente au fur et à mesure que l'on s'en éloigne pour atteindre plusieurs kilomètres sur les bordures continentales
- La **couche 2** formée de **basaltes**, dont l'épaisseur moyenne est de 1,5 Km
- La **couche 3**, la moins connue car pas encore atteinte par les forages profonds. On estime son épaisseur à 5 Km. Elle serait composée de **gabbros**, roches basaltiques cristallisées. Les péridotites sous-jacentes marquent la limite inférieure de la croûte océanique.

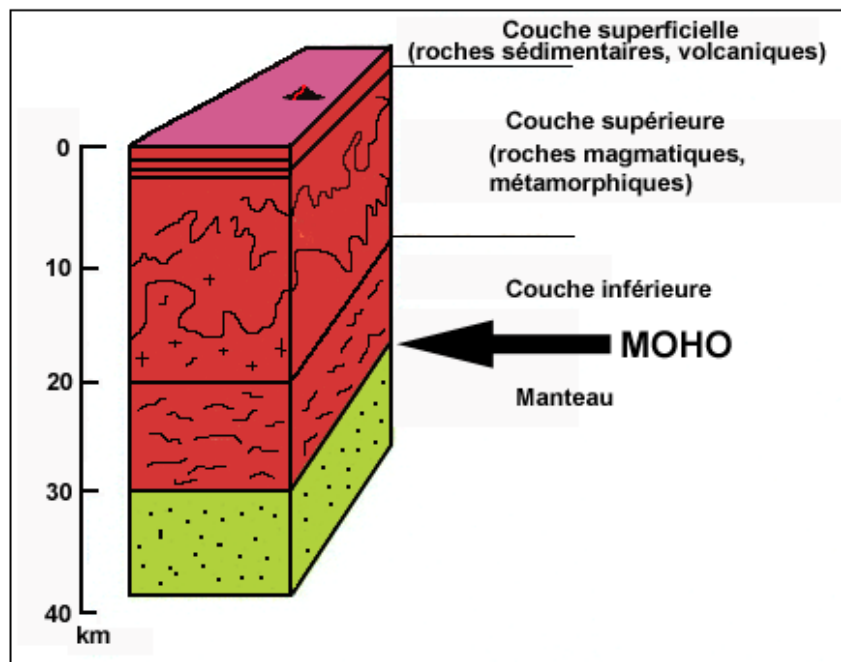


Fig. 2 – Structure de la croûte continentale

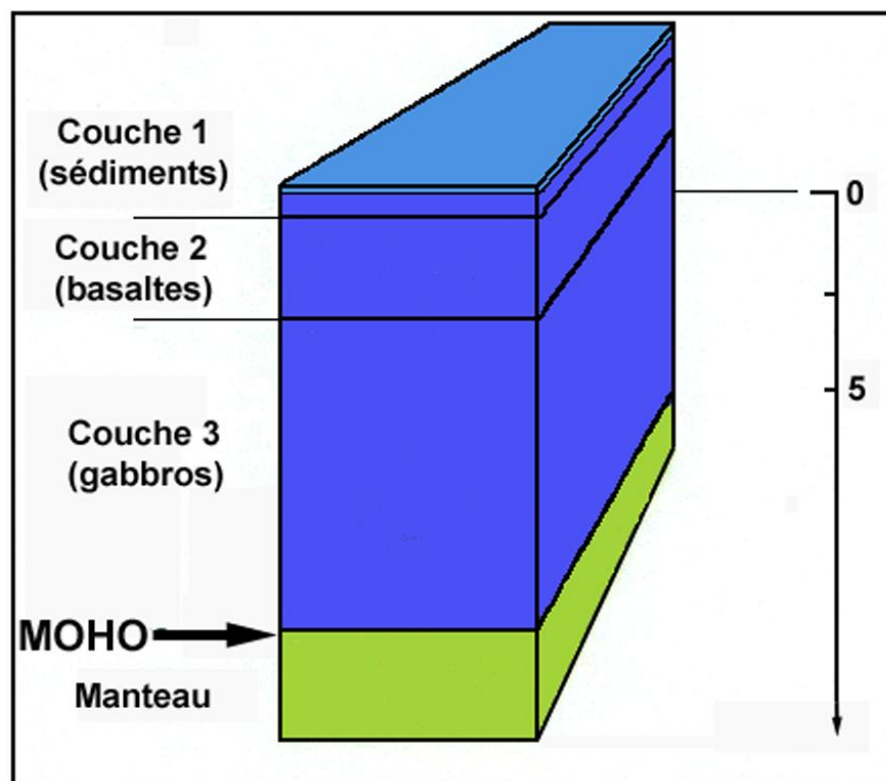


Fig. 3 – Structure de la croûte océanique

Les **ophiolites**, ou « **roches vertes** », représentent un complexe de **roches magmatiques basiques ou ultrabasiques** plus ou moins **serpentinisées** et **métamorphisées** présent dans les chaînes montagneuses de type alpin. Schématiquement, cet ensemble hétérogène comporte de bas en haut (fig. 5) :

1. des **péridotites foliées** ayant subi des déformations tectoniques à l'état solide, à haute température et haute pression ;

2. des **gabbros** et des **péridotites litées** à structures de **cumulats**, c'est-à-dire ayant subi une cristallisation fractionnée et, dont les cristaux se sont déposés successivement par densité dans une chambre magmatique ;
3. des **basaltes en coussins** ou « **pillow lavas** », produits des effusions sous-marines.

Ces complexes de roches représentent des **portions de la croûte océanique et du manteau supérieur** d'anciens océans charriés sur la croûte continentale lors de la collision de deux continents ou entre un continent et un arc insulaire (ex. l'Inde formant l'Himalaya par poussée sur l'Eurasie (fig. 4).

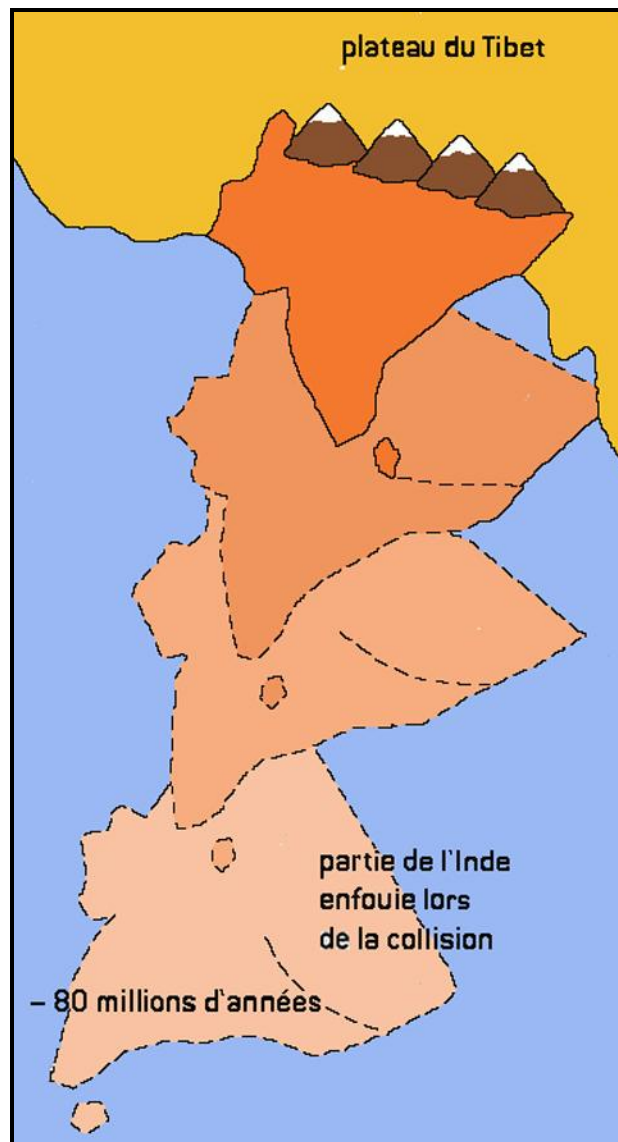
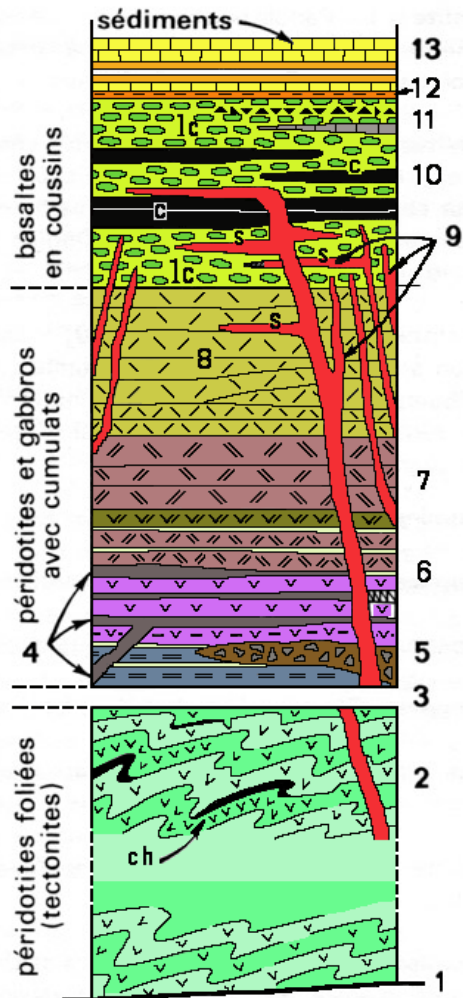


Fig.4 – Collision de l'Inde avec l'Eurasie



Épaisseur totale : souvent 4 à 5 Km, pouvant atteindre 10 à 15 Km, se décomposant en : 11 et 10 = 0,5 à 1 Km ; 8 = 0,5 Km ; 7 et 6 : 0,5 Km ; 5 = 0,2 Km ; 2 = 2 à 3 Km.

Fig. 5 – Colonne synthétique et théorique d'un complexe ophiolitique

- 13 : sédiments avec, en général de nombreux niveaux siliceux (radiolarites, calc. à silex) surmontant les laves ou intriqués avec elles (complexe volcano-sédimentaire).

- 12 : « terre d'ombre » : mince niveau d'argilites particulièrement riches en Fe et Mn.

- 11 : coulées de basaltes soit massives et prismées, soit en coussins (Ic, pillow) ; intercalations de brèches de coussins et de niveaux à hyaloclastites.

- 10 : basaltes spilitisés en coulées compactes (c) ou en coussins ; parfois intercalations de picrites et/ou d'andésites. Les basaltes de 11 et 10 sont tholéitiques et/ou alcalins. Superposition de 9 et 8 rarement visible, le plus souvent contact tectonique à la base 10.

- 9 : ensemble plus ou moins développé de dykes, filons et sills (s) de dolérites, basaltes, lamprophyres.

- 8 : ensemble très variable avec dolérites massives, diorites, diorites quartziques, trondjémites, granophyres (termes enrichis en SiO₂, représentant la cristallisation du magma résiduel après formation des niveaux 7 à 5).

- 7 : gabbros non lités surmontant des gabbros lités à cumulats (norites en général).

- 6 : alternances de péridotites, avec ou sans plagioclases, de gabbros, et de pyroxénolites.

- 5 : péridotites litées (cumulats de dunite, thersolite) ; péridotitiques dans un ciment gabbroïque.

- 4 : dykes, sills et lits de pyroxénolites et de pegmatoïdes basiques gabbroïque.

- 3 : coupure tectonique ou zone confuse.

- 2 : ensemble basal de péridotites fortement tectonisées (tectoniques ultrabasiques) avec foliation et déformation des minéraux (phases HT-HP). En général harzburgites, avec intercalations de chromites (ch) liées à ces dunites.

- 1 : contact anormal basal systématique, le complexe ophiolitique étant charrié sur des terrains variés, métamorphiques ou non.

Le manteau sous-jacent est séparé de la croûte par ce que les géologues appellent la **discontinuité de Mohorovicic** ou « **Moho** » qui se situe approximativement entre 30 à 40 Km de profondeur et jusqu'à plus de 70 Km sous les massifs montagneux (fig. 6). C'est une zone épaisse de moins d'un kilomètre à certains endroits et plusieurs kilomètres à d'autres. Cette limite, déterminée par la sismologue yougoslave **Andrija MOHOROVICIC** (° 27-01-1857, Volosko, péninsule d'Istrie - † 18-12-1936), a été attestée par la vitesse de propagation des ondes sismiques primaires (ondes P) qui passe brutalement de 6,8 à 8,1 Km/sec à son niveau. Cette variation de la vitesse sismique s'explique par le changement de composition chimique du milieu. Les roches du manteau sont plus pauvres en silicium mais plus riches en fer et en magnésium.

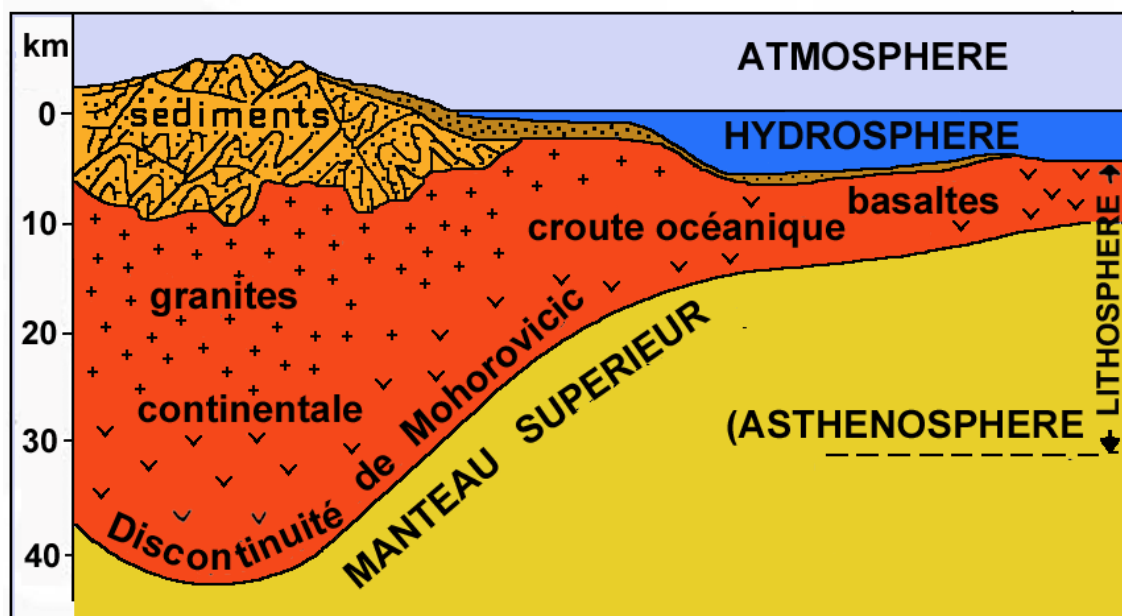


Fig. 5 - Coupe schématique de la lithosphère

On constate donc que la surface de notre globe est un ensemble géologique complexe formé de ceintures de roches déformées de grandes dimensions, envahies par des intrusions de roches magmatiques et localement recouvertes de roches sédimentaires plus récentes. Au niveau de la **croûte continentale**, on peut distinguer **deux grands groupes de roches** :

- de vastes accumulations peu déformées de **roches sédimentaires ou volcaniques** ;
- de longues ceintures de roches sédimentaires, magmatiques et métamorphiques, appelées « **ceintures orogéniques** » (du grec *oros* = montagne).

Le **premier groupe** n'est pas présent partout **sur les continents**, mais où on le trouve, il recouvre le second groupe. En certains endroits, il forme un revêtement de faible épaisseur, ne dépassant pas quelques kilomètres. Par contre, le long des marges continentales et des dépressions des continents, les séries de roches qui le constituent, peuvent atteindre plus de 10 Km.

Le **second groupe** représente **l'essentiel de la croûte continentale**. L'âge de ces structures peut différer de plusieurs centaines de millions d'années à un milliard d'années. Elles ont évolué indépendamment les unes des autres et représentent chacune un épisode de l'histoire de la Terre.

L'étude approfondie de ces différents assemblages nous ramène automatiquement à la **tectonique de plaques** universellement acceptée de nos jours par tous les scientifiques. Cette théorie permet d'expliquer divers processus comme :

- les **zones de convergente de plaques** (fig. 6) lorsque **deux plaques entrent en collision** et que l'un d'elle s'enfonce sous l'autre; on parle de **subduction**. Dans la configuration la plus habituelle c'est la croûte océanique qui est en subduction sous la croûte continentale. Des fragments de croûte océanique et de roches sédimentaires arrachés à la plaque en subduction forment un **prisme d'accrétion** et un **haut topographique**, le « haut externe de l'arc ». Ensuite, s'ouvre un **bassin avant-arc** où s'accumulent les sédiments provenant des reliefs adjacents, puis un

arc volcanique se développe ;

- les **zones de divergence de plaques** (fig. 7), lorsque deux plaques s'éloignent l'une de l'autre, provoquant l'**étirement** et l'**amincissement de la croûte continentale**. Une série de failles apparaît dans la partie supérieure de la croûte. Les blocs faillés subissent une rotation et s'affaissent. Un phénomène d'extension provoque une **subsidence** créant un bassin dans lequel s'accumulent des roches sédimentaires d'origine continentale ou formées en eau peu profonde. Des roches magmatiques y sont injectées. Si les plaques continuent à diverger, nous assistons à la **naissance d'un océan** et à l'**apparition de deux continents**. La marge amincie de chacun de ces continents s'affaisse à mesure qu'elle s'éloigne de la zone de divergence ; elle se recouvre de sédiments non faillés ;

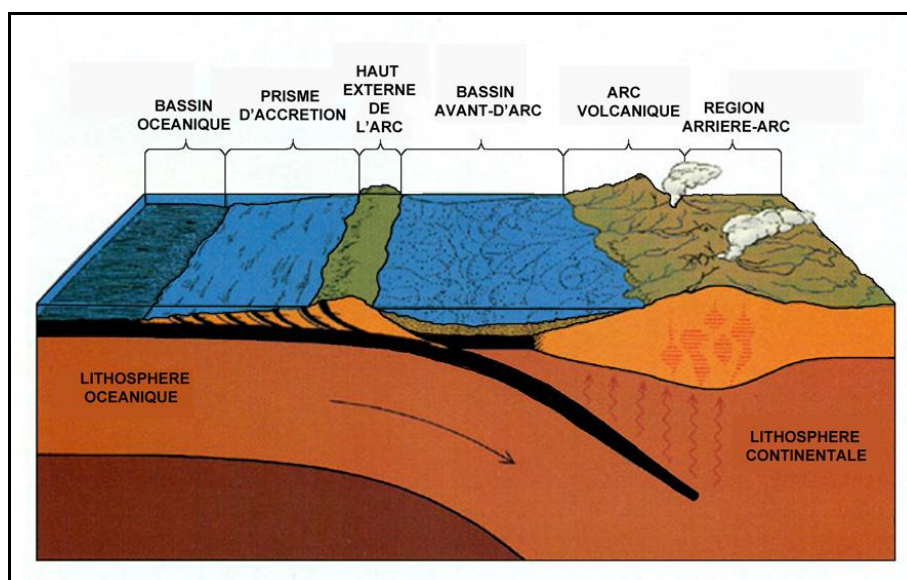


Fig. 6 – Zone de convergence

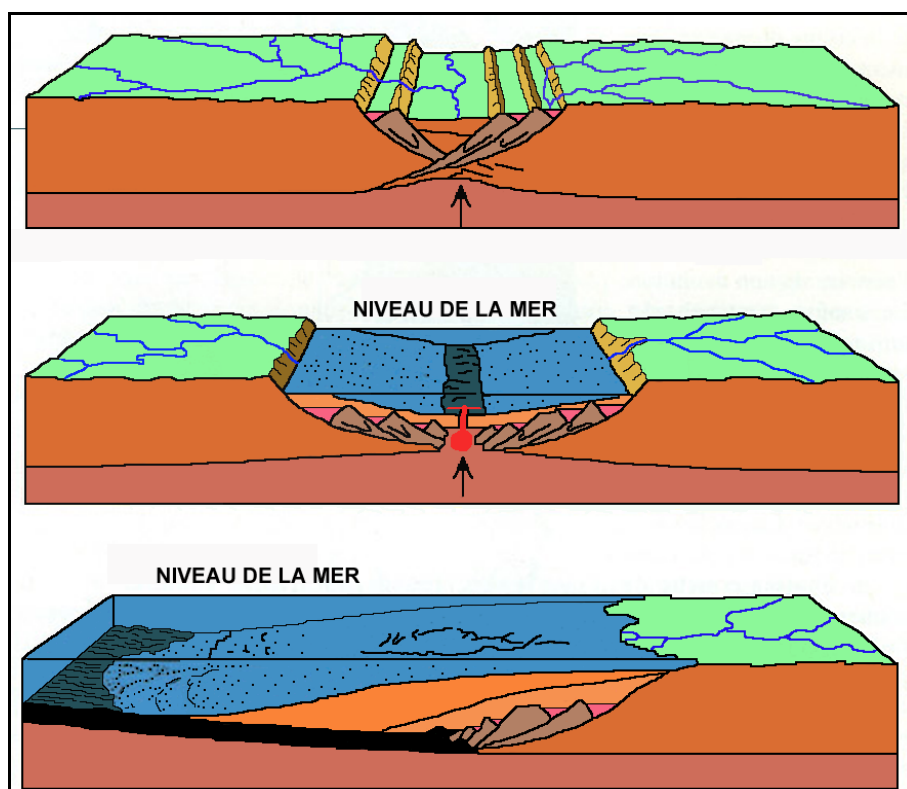
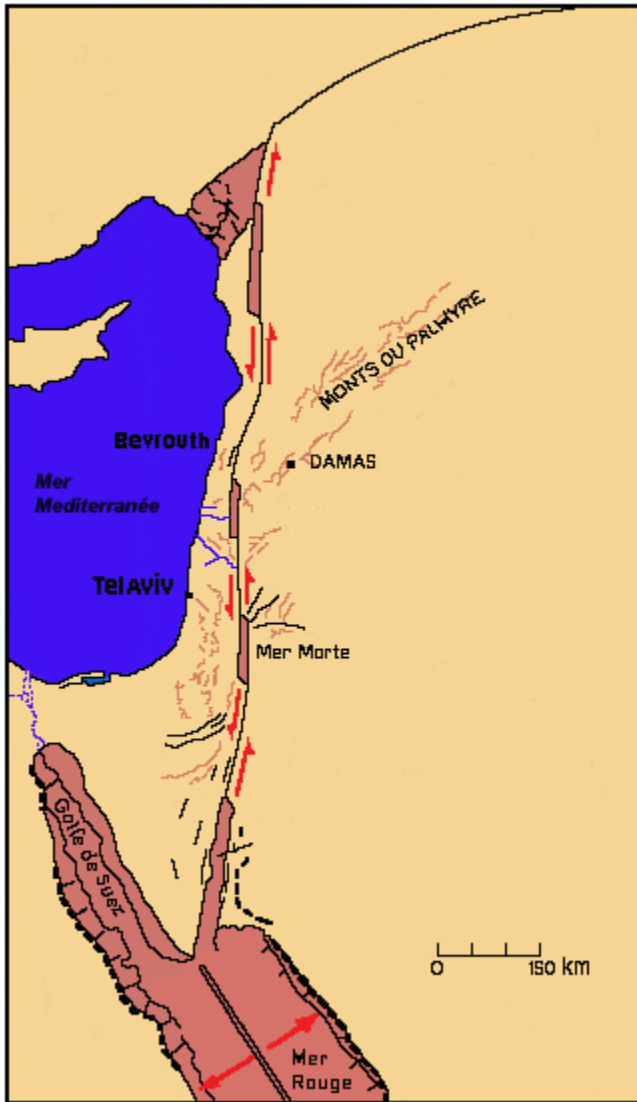


Fig. 7 – Zone de divergence



- les **zones transformantes** (fig. 8), où deux plaques glissent horizontalement l'une contre l'autre, le long de failles verticales ou presque. Dans ce cas, il n'y a ni création, ni destruction de croûte. Le déplacement horizontal peut atteindre des centaines voire de milliers de kilomètres.

La figure 8 donne l'exemple de la zone transformante de la mer Morte, au Moyen Orient. La partie située à l'Est de la faille se déplace vers le Nord par rapport à la partie située à l'Ouest. Ce déplacement relatif – qui atteint 105 Km dans la partie sud de la zone – a ouvert un certain nombre de golfes et de mers, dont la mer Morte. Certaines zones de la croûte ont été comprimées et ont formé les monts du Palmyre.

- Elles peuvent provenir d'une succession de petites subductions continentales.

Fig. 8 – Zones transformantes

- Les **zones de subduction continentale** (fig. 9), où une zone d'une plaque continentale est chevauchée par une autre plaque (continentale ou océanique).

-

Elles ont différentes origines :

- Elles peuvent succéder à une subduction d'un océan sous un continent (fig. 9a), ou d'un océan sous un océan (**obduction** – fig. 9b) ;
- Elles peuvent apparaître au sein d'un grand continent comprimé (fig. 9c) ;

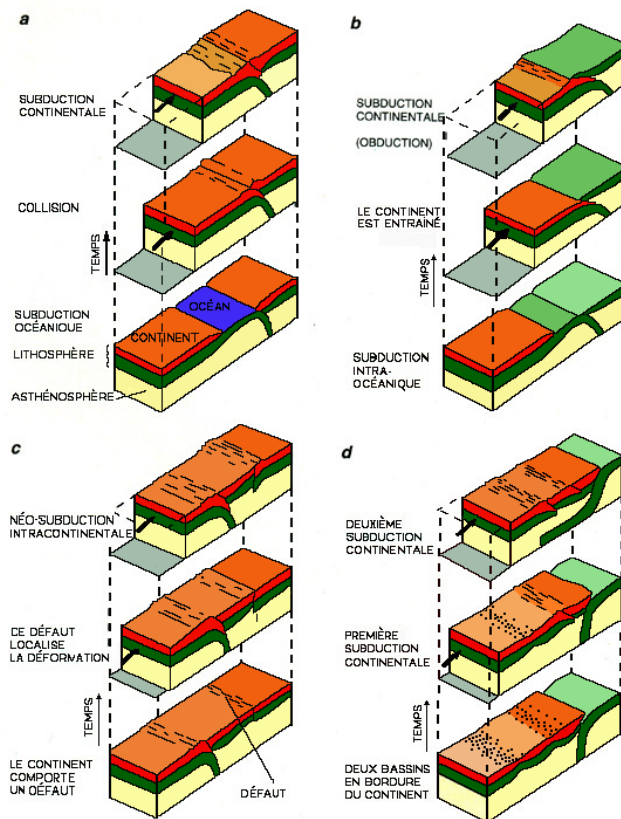


Fig. 9 – Types de subductions continentales :

- elle succède à la subduction d'une plaque océanique (en vert) sous une plaque continentale (en rose) ;
- elle succède à la subduction d'une plaque océanique sous une plaque océanique ;
- elle naît au sein d'un continent en se greffant sur un défaut ;
- elle naît en bordure d'un continent hétérogène sous lequel s'enfonce une subduction océanique.

Nous avons vu précédemment que la **couche continentale** pouvait atteindre plus de **200 Ma** d'âge voire plus d'un milliard d'années, il est logique de penser qu'elle peut nous donner des informations sur l'histoire géologique primitive de notre planète.

Nous avons également vu qu'elle a été fortement perturbée durant son parcours et que les vestiges de la croûte primitive sont rares. La Terre, comme tous les astres du système solaire, n'a pas toujours eu la même structure. La répartition et la composition des différents réservoirs terrestres - noyau, manteau, croûte et atmosphère - ont évolué depuis sa formation il y a près de 4,55 milliards d'années.

Afin d'essayer de comprendre cette évolution, les scientifiques disposent de plusieurs moyens modernes que sont les **forages profonds**, les **ondes sismiques** naturelles ou provoquées, et la **radio-chronologie**. Nous tâcherons de passer ces différentes techniques en revue lors de prochains articles. Nous commencerons par les forages profonds qui ont vu le jour durant la deuxième moitié du XX^{ème} siècle.

II. L'AGE DES PLUS ANCIENNES ROCHES CONNUES

- Les roches les plus vieilles connues à la **fin du XX^{ème} siècle** étaient des **gneiss de la formation d'Acasta**, au Canada, qui sont datées à **± 4,03 milliards d'années** (BOWRING & WILLIAMS, 1999).
- En 2008**, paraissait dans la revue *Science* un article annonçant la découverte de roches plus vieilles. **Jonathan O'NEILL**, de l'Université McGill, à Montréal, et trois de ses collègues de Washington ont analysé des échantillons de la **formation rocheuse de la ceinture de Nuvvuagittuq**, au nord du Québec, le long de la côte de la baie d'Hudson. Dans ceux-ci, ils ont daté ceux provenant de roches

appelées faux-amphibolites à $\pm 4,28$ milliards d'années. C'est en étudiant de façon détaillée les concentrations en isotopes des éléments néodyme et samarium qu'ils sont arrivés à cet âge¹.

- Les **gneiss d'Amitsoq** dans la Province d'Isua au Groenland, datées à $\pm 3,8$ milliards d'années constituent les plus grands volumes connus à ce jour de la croûte continentale primitive.
- Par contre, les **plus vieux matériaux** connus sur notre planète sont des minéraux remaniés et incorporés dans des roches plus jeunes. Il s'agit des **zircons**. Des grains minéraux de ceux-ci trouvés dans des vieux grès et des conglomérats à **Jack Bills**, en Australie de l'ouest ont été datés à **4,404 Ga** (WILDE & al, 2001). Inclus dans des zircons plus récents, les rapports isotopiques $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ élevés de ces éléments tendent à prouver que la croûte continentale aurait vu le jour à peine **150 Ma** après la formation du système solaire.

III. FORMATION DE LA CROÛTE CONTINENTALE

Sur la base des observations, des analyses et de la radiochronologie, on pense que la **première croûte continentale** est apparue à l'**Archéen**, période qui s'étend depuis la formation des premières roches, il y a **4 Ga jusqu'à 2,5 Ga**. Durant ce temps, 75 à 80% de la croûte continentale primitive se sont formés à partir du manteau.

Pourquoi pas plus tôt, puisque la Terre est âgée de **4,55 Ga** ? Soit, la température était trop élevée et les roches ne se différenciaient pas encore, soit la tectonique était trop active et renvoyait dans le manteau ce qui se formait à la surface. De plus, dans les premiers temps notre planète comme sa compagne la Lune subissait un bombardement météoritique intense qui disloquait les embryons de croûte.

Pour expliquer la **genèse de la croûte continentale**, les scientifiques ont proposé **deux modèles** (fig. 10) :

- le **recyclage de la croûte continentale** ;
- la **transformation de matériaux mantelliques**.

Dans le **premier cas**, on s'inspire des mécanismes actuels qui se passent dans les zones de subduction, où une partie des sédiments s'enfonce avec la plaque océanique. L'ensemble des **roches subductées** participe à la **formation de nouveaux basaltes**. Lorsque ces derniers remontent à la surface, ils sont soumis à l'érosion et redonnent des sédiments. S'ils sont repris dans une zone de collision comme celle de l'Himalaya, ils forment une croûte continentale neuve.

Dans le **second modèle**, la genèse de la croûte continentale fait intervenir les **points chauds**. Du matériel mantellique remonte vers la surface le long de panaches qui est ainsi réinjecté et renouvelle la croûte continentale.

¹ Source: *Les plus vieilles roches terrestres*, in *Pour la Science* - N° 373, novembre 2008.

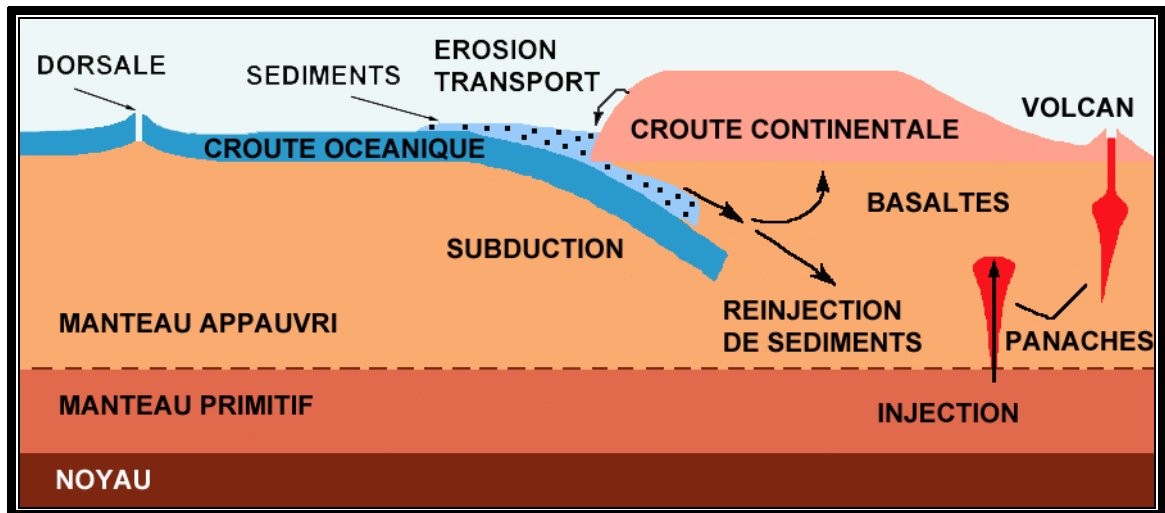


Fig. 10 - Modèles de formation de la croûte continentale

- a. si la genèse fait intervenir des sédiments réinjectés, la croûte continentale neuve n'est que le produit d'un recyclage d'une croûte primitive, formée il y a 4 Ga
- b. si la genèse engage des matériaux du manteau primitif, injectés le long de panaches de source profonde, la croûte continentale est régulièrement renouvelée depuis 4 Ga.

De toute façon, dans les deux modèles, la genèse de la croûte continentale fait intervenir une **interaction avec le manteau appauvri**. D'ailleurs, il existe plusieurs arguments en faveur de cette hypothèse :

- **données de la géochimie** de radio-isotopes lourds tels que le **couple Rb/Sr**. En plus d'être un géochronomètre, les éléments de ce couple ont des propriétés différentes qui fait que le Rubidium a tendance à s'intégrer davantage dans les matériaux crustaux, tandis que le Strontium se retrouve préférentiellement dans le manteau.
- **rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$** . Ce rapport est fonction de deux choses :
 - du **temps écoulé depuis la fermeture du système**, c'est-à-dire depuis l'instant de la formation de la roche ;
 - du **rapport initial d'abondance chimique entre l'élément Rb et l'élément Sr**. Si on compare deux roches de même âge, celle qui aura un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus élevé sera celle qui s'est formée à partir d'un réservoir riche en Rb, donc de la croûte continentale.

Suite : DOSSIER « GEOLOGIE » IV – LES FORAGES