

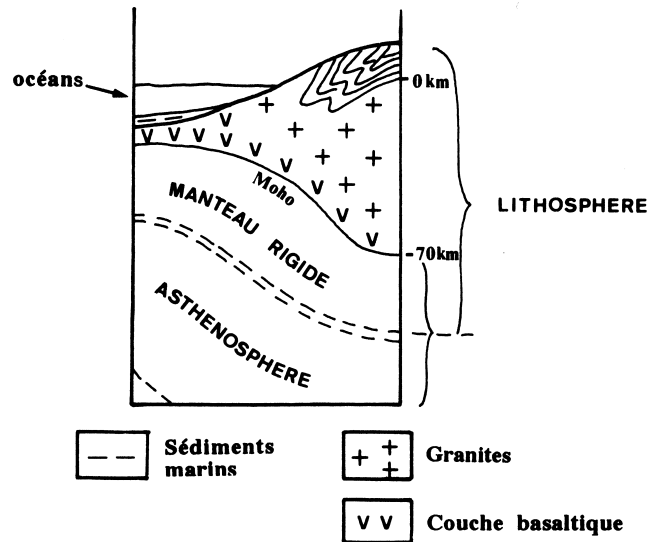
LE GLOBE TERRESTRE ET LA TECTONIQUE DES PLAQUES

La planète Terre, élément du système solaire, est âgée d'environ 4,5 milliards d'années. Elle se présente comme une sphère d'environ 6 370 km de rayon, légèrement aplatie aux pôles. Sa densité moyenne est de 5,5 g/cm³. Elle est beaucoup plus élevée en profondeur qu'en surface. Il existe, à l'intérieur de la Terre, de nombreuses discontinuités mises en évidence par l'étude des ondes sismiques. Autour de la Terre — vue en tant que solide — se trouve une enveloppe liquide discontinue (hydrosphère) et une enveloppe gazeuse (atmosphère). Les océans occupent 71 % de la surface terrestre, les continents, 29 %. Dès maintenant, on peut indiquer que la répartition continents-océans n'est pas due au hasard. D'autre part, les continents forment des masses relativement stables, et fort anciennes, tandis que le plancher des océans est en perpétuel renouvellement.

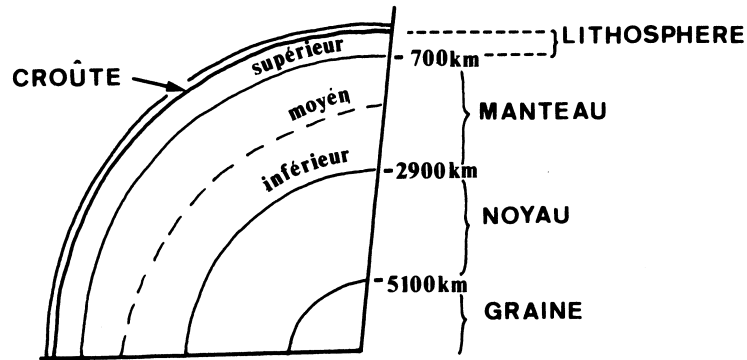
I. LA CONSTITUTION DE LA TERRE

La connaissance de la constitution de la Terre a été permise par des observations au sol, par des sondages profonds (Carélie, golfe du Mexique), par l'étude de la propagation des ondes sismiques, la propagation des ondes étant plus rapide dans un milieu plus rigide, par la gravimétrie, la géologie et la thermodynamique.

Croquis 1a : La lithosphère



Croquis 1b : La terre



On distingue, depuis la surface (croquis 1a et 1b) :

– **La croûte.** La croûte continentale, formée principalement de roches granitiques, est très différente de la croûte océanique, formée principalement de basaltes. La croûte est limitée par la discontinuité de Mohorovicic (« le Moho »). Cette discontinuité est plus profonde sous les montagnes (70 km) que sous les océans.

– **Le manteau,** qui atteint 2 900 km de profondeur. Le sommet du manteau est rigide. La partie supérieure du manteau et la croûte forment la lithosphère, qui atteint de 70 à 150 km d'épaisseur. Celle-ci est rigide, et découpée en plaques. La partie moyenne (asthénosphère) du manteau, plus plastique, est animée de courants de convection susceptibles d'avoir une influence sur les plaques qui découpent la lithosphère.

– **Le noyau,** de 2 900 à 5 100 km de profondeur, composé principalement de fer.

– **La graine,** au centre de la terre, formée principalement de nickel et de fer, à forte densité (12 à 15), où la température et la pression sont très élevées.

Du point de vue de la tectonique des plaques, la distinction majeure se situe entre la lithosphère, épaisse de 70 km sous les océans, de 150 km sous les continents, et l'asthénosphère, capable de fluer sous de faibles contraintes. Si la croûte océanique est d'une composition relativement simple (basaltes) la croûte continentale est plus complexe. Elle comprend, schématiquement (croquis 1b) :

- les sédiments (de 2 à 3 km d'épaisseur) ;
- la « couche granitique », à dominance de roches acides. La silice et l'alumine sont parmi les constituants principaux des granites ;
- une couche inférieure, basaltique.

Elle est nettement plus légère que la croûte océanique, formée principalement de silice et de magnésium, constituants des basaltes et de péridotites

(roches lourdes, pauvres en silice). La différence de densité entre la croûte océanique (# 3) et la croûte continentale (# 2,7) aura des conséquences importantes dans la tectonique des plaques. En moyenne, la croûte océanique atteint 7 km d'épaisseur, contre 35 pour la croûte continentale.

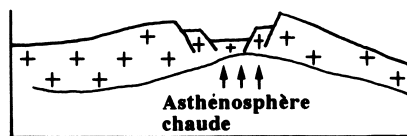
II. LA TECTONIQUE DES PLAQUES

Il faut tout d'abord distinguer la formation des continents et celle des océans. Si les continents peuvent témoigner d'une certaine mobilité, leur origine est extrêmement ancienne, et les grandes masses continentales ont une histoire, suivie par les géologues, qui s'étend sur des centaines de millions d'années. Par contre, les océans sont en évolution permanente, en transformation continue. Si les uns s'agrandissent, d'autres rétrécissent et disparaissent, le volume de la terre étant pratiquement constant.

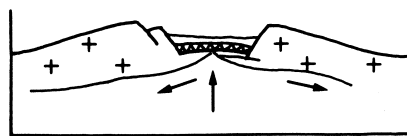
1. La formation des océans

En schématisant (d'après A. Foucauld et J.-F. Raoult), on peut distinguer plusieurs stades, sans oublier que l'ensemble des stades n'est pas nécessairement réalisé, et qu'on puisse observer des « océans avortés », comme dans la plate-forme russe.

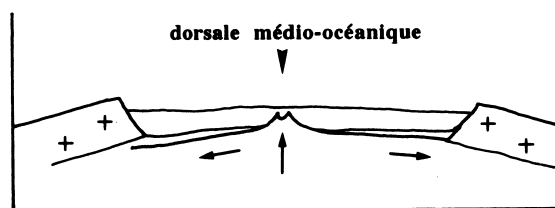
Croquis 2a : Stade des cassures (rifting)



Croquis 2b : Stade de l'océan étroit



Croquis 2c : Stade de l'océan large



a) Stade de distension avec création de fossé (rifting) (croquis 2a)

Le terme de « rift », d'origine anglo-saxonne, désigne de grands fossés limités par des cassures, des failles de dimensions parfois gigantesques (Rift de l'Afrique orientale, avec les grands lacs africains).

L'évolution démarre avec l'apparition de vastes bombements topographiques accompagnés de failles. Ces secteurs de bombements apparaissent là où le flux de chaleur interne (géothermique) est supérieur à la moyenne et la sismicité élevée. Un volcanisme basaltique important se manifeste. Une sédimentation continentale épaisse se produit. Tout a lieu à l'intérieur d'une masse continentale.

b) Le stade de l'océan étroit (type mer Rouge)

La distension (l'élargissement) du fossé s'affirme. Un fonds océanique typique apparaît (croûte océanique jeune). L'océan n'est pas très large, le milieu est réducteur, pauvre en oxygène, les eaux se renouvellent mal (croquis 2b).

c) Le stade de l'océan large

(Atlantique actuel, âgé de 50 à 60 M.A.), (croquis 2). Une dorsale océanique bien marquée apparaît, avec une anomalie thermique positive nette car l'asthénosphère chaude est proche. Elle est le lieu de localisation d'un volcanisme basaltique important, et de sources hydrothermales chaudes (eaux originaires des profondeurs, et chargées de substances dissoutes), où existent des formes de vie très particulières. Les laves les plus récentes sont à proximité de la dorsale océanique. Elles possèdent un champ magnétique qui correspond exactement à leur date de mise en place. Les anomalies magnétiques sont parallèles au Rift médio-océanique, et de même type de chaque côté. C'est ainsi qu'une plaque océanique nouvelle apparaît et se refroidit progressivement. Compte tenu du refroidissement, elle s'alourdit. L'asthénosphère est alors déprimée et les fonds océaniques affectés par une subsidence notable. Tout se passe comme si, de chaque côté de la dorsale médio-océanique, se mettait en place un « double tapis roulant à mouvement centrifuge ». Ce tapis roulant peut être animé d'une vitesse considérable : de 2 à 10 cm/an au droit de l'Islande. La vitesse d'expansion de certaines dorsales médio-océaniques peut être lente (dorsale atlantique) ou rapide (dorsales pacifiques).

2. Les types de contact entre croûte océanique et continentale

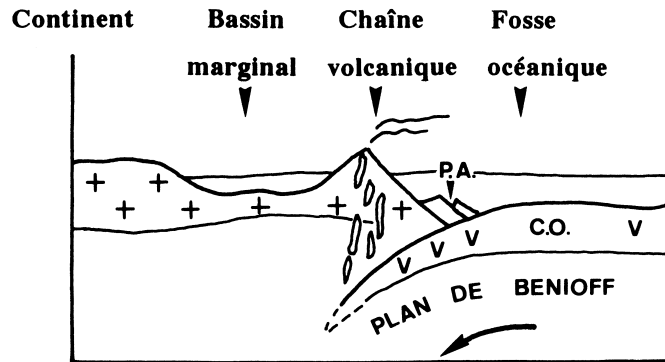
a) Contact de type « atlantique » ou « marge passive »

Le contact entre les croûtes océanique et continentale affecte la même plaque, sans qu'on puisse noter de tectonique particulièrement active (Bretagne, Afrique occidentale). Toutefois, on peut observer la présence de « bourrelets marginaux » affectant la bordure des continents, qui correspon-

dent à un soulèvement des marges continentales. Ces bourrelets marginaux, élevés parfois de plus de 1 000 m, correspondent aussi, localement, à des roches dures (reliefs littoraux d'Afrique occidentale ou du Brésil atlantique). Mais, parfois, il peut y avoir « découplage » entre croûtes océanique et continentale et on arrive au type de contact suivant.

b) Contact de type pacifique ou « marge active »

Croquis 3 : Une « marge active », le Japon



C.O. : Croûte océanique P.A. : Prisme d'accrétion

C'est le cas existant au Japon, en Indonésie, dans les îles Kouriles. Il s'agit d'abord d'une question de densité des roches, liée au refroidissement : les basaltes sont plus lourds que les granites continentaux, et ont donc tendance à s'enfoncer sous les continents. On aura donc **deux** plaques, l'une lourde, l'autre légère, et on arrive au « **stade de subduction** » : la plaque à croûte océanique plonge dans l'asthénosphère, par un mouvement dit de « subduction ». La croûte océanique peut atteindre 700 km de profondeur, avant d'être progressivement « digérée ». Il en découle toute une série de phénomènes :

- La création d'une « fosse océanique », très allongée, de 8 à 10 km de profondeur.

- La localisation de séismes le long du plan de subduction. Les mouvements de la plaque océanique s'effectuent à une vitesse irrégulière, des phases d'accélération succédant à des phases de « relaxation ». La surface ou zone où se forment les séismes est appelée le « plan de Benioff », et il peut s'agir du lieu d'origine de séismes profonds. À proximité de la fosse océanique se forme parfois un « prisme d'accrétion », comportant des écaïlles d'origine tectonique formées de sédiments et de roches volcaniques, le tout plongeant sous la marge continentale.

- À proximité de la fosse le **volcanisme** est très important (Japon, cordillère des Andes). De nombreux magmas, en rapport avec la fusion de la croûte océanique plongeante, se consolident en profondeur, ou parviennent à la surface (andésites).

Dans ce modèle de « marge active », un bassin marginal (mer du Japon) peut se mettre en place. Si la tectonique est très marquée, ce bassin marginal peut être complètement écrasé. Il se développe, au contraire, dans les phases de « relaxation ».

Avec le fonctionnement des marges actives, une partie de la croûte océanique disparaît, l'océan se rétrécit, et des blocs continentaux peuvent se rapprocher. On arrive alors au stade suivant.

c) Le stade de collision

Le rapprochement de continents, conséquence de la disparition progressive d'océans, peut aller jusqu'à la collision. Un des exemples les plus significatifs se trouve dans la collision de la plaque Asie et du Dekkan. Il en résulte un système très complexe de blocs pincés, tandis que d'énormes masses sont charriées vers le Sud (« Dalle du Thibet », un des éléments fondamentaux de l'Himalaya). Des fragments de l'ancienne croûte océanique peuvent être pincés et surélevés. Ces fragments se composent de roches particulières, les ophiolites (« roches vertes » des anciens auteurs) qui sont la trace d'océans disparus. On les observe dans de nombreuses régions, comme les Alpes internes, les Dinarides, le sud-ouest de l'Espagne. Il peut même arriver, au cours de la collision, que des éléments de croûte océanique se trouvent sur les unités continentales (Asie du Sud-Est). On parle alors d'obduction. D'autre part, la collision des masses continentales est accompagnée de séismes violents. Ceux qui affectent le Thibet et la Chine sont le résultat de la collision Dekkan-Asie. L'ensemble du Dekkan est d'ailleurs voué à la disparition, dans quelques dizaines de millions d'années.

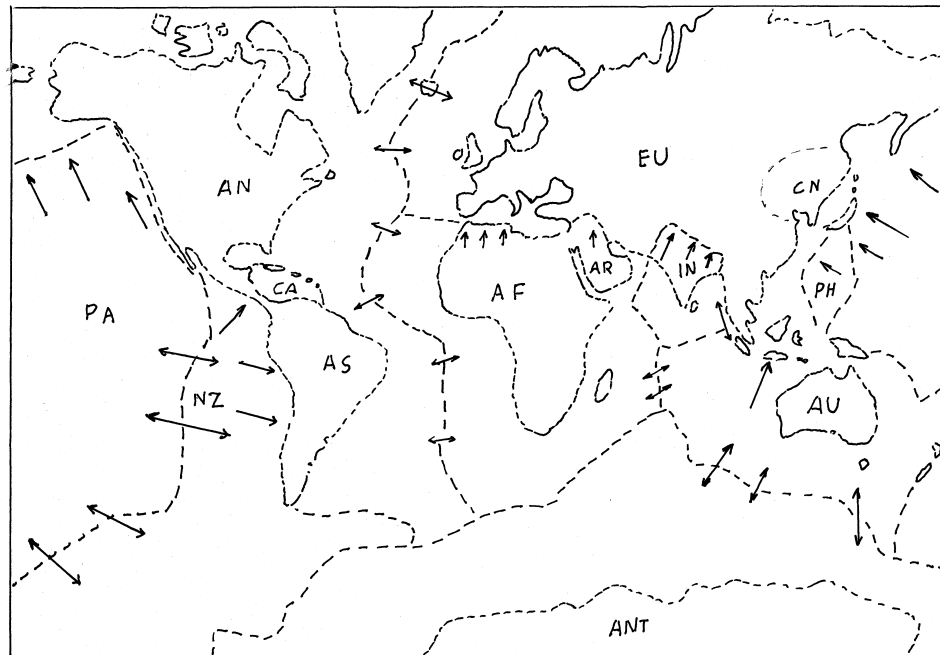
d) Les failles transformantes

Le contact entre plaques peut s'opérer sans qu'il y ait destruction ou création de matière. Il peut y avoir coulissage latéral d'une plaque par rapport à l'autre. C'est la situation existante dans certains secteurs de la dorsale océanique médio-atlantique. L'exemple le plus connu, et le mieux étudié, se trouve en Californie (San Andreas fault). Là aussi se produisent périodiquement des séismes dévastateurs. Le séisme destructeur du 26 décembre 2004 est dû au coulissage des plaques indienne et asiatique, qui résulte de l'accumulation de pressions pendant des siècles, et libérées brutalement.

La tectonique des plaques, affectant la lithosphère, est un modèle permettant d'expliquer de nombreux phénomènes distincts et fort complexes, comme la persistance des continents, pouvant garder pendant longtemps des traces de vieilles surfaces d'aplanissement, et la genèse des océans, phénomène continu et actuel. Elle explique, dans une large mesure, le volcanisme et l'activité sismique de nombreuses régions. Elle rend compte de l'originalité de la croûte océanique, en perpétuel renouvellement, et de la genèse de nombreuses chaînes de montagne. Toutefois, il faut tenir compte de la complexité de certaines régions, comme la Méditerranée occidentale ou les

Antilles, où se trouvent des micro-plaques bien individualisées. D'autre part, l'importance des mouvements verticaux pose parfois un problème original, que la tectonique des plaques contribue à expliquer.

Tectonique des plaques à la surface de la terre



CARTE A

AN : plaque nord-américaine

AF : plaque africaine

AS : plaque sud - américaine

AU : plaque australienne

AR : plaque arabe

CN : microplaque Chine du Nord

CA : microplaque caraïbe

EU : plaque Eurasie

NZ : plaque de Nazca

PA : plaque Pacifique

PH : plaque philippine

↔ Sens de divergence / convergence
des plaques

(flèches en fonction de l'importance des phénomènes)

Chapitre 2

NOTIONS SUR LES ROCHES

Les roches constituent la matière première du relief. Il n'est pas question ici de présenter une étude détaillée, mais simplement de rappeler certaines notions fondamentales nécessaires au géographe. C'est ainsi que l'on distingue les roches magmatiques, les roches volcaniques et les roches sédimentaires. On peut rappeler aussi que le pétrole, dont le rôle est si important dans l'économie moderne, est considéré comme une roche. Le point le plus important, pour le géomorphologue, est de déterminer la dureté relative des roches, ce qui n'est pas toujours facile, car cette dureté peut varier en fonction des différents climats. Il est également nécessaire de connaître les grandes lignes de la stratigraphie, qui concerne les roches sédimentaires.

I. LA NATURE DES ROCHES

Toutes les roches sont formées des mêmes minéraux, et les roches sédimentaires proviennent, par altération, érosion, puis transport, des roches magmatiques, métamorphiques, ou volcaniques.

1. Les roches magmatiques, ou d'origine profonde

Tableau 1 : Principales roches magmatiques et volcaniques

	Roches à quartz et feldspaths (orthose et plagioclase)	Roches à feldspaths (plagioclases)	Roches à plagioclases acides	Roches à plagioclases basiques
Roches magmatiques	GRANITES	Syénite (rare)	DIORITE	GABBRO
Roches volcaniques	RHYOLITES	TRACHYTE	ANDÉSITE	BASALTES

N.B. : 1. Les minéraux acides sont riches en silice

2. Les roches les plus importantes sont en caractère gras

Ces roches se sont formées en profondeur, à partir d'un magma, et elles ne peuvent affleurer en surface qu'après un important travail de l'érosion. La plus importante est le granite. Il existe d'ailleurs de nombreuses variétés de granites, si bien que le terme de granitoïdes est mieux adapté.

Les granites sont des roches cristallines, c'est-à-dire formées de gros cristaux, visibles à l'œil nu. Les minéraux les plus importants qui forment les gra-