

## Introduction

---

# Notions sur la croûte terrestre et la lithosphère

L'étude de la propagation des ondes sismiques, en particulier des ondes P (longitudinales) a permis, depuis longtemps, de distinguer, à la partie superficielle de notre globe, deux ensembles superposés :

- une croûte ou écorce terrestre (en moyenne 30 km d'épaisseur sous les continents, moins de 10 km sous les océans);
- un manteau sous-jacent, séparé de la précédente par une surface de discontinuité au niveau de laquelle les vitesses des ondes sismiques varient brusquement (discontinuité de Mohorovicic, dite plus simplement Moho).

L'écorce a un comportement assez passif : le moteur des phénomènes tectoniques est situé dans le manteau et dans un manteau déjà assez profond. On constate en effet, toujours à l'aide des ondes sismiques, que la surface de notre globe est rigide (à l'échelle du temps des séismes) sur une épaisseur de l'ordre de 100 à 200 km, dite *lithosphère* (écorce et sommet du manteau supérieur).

Au-dessous, vient l'*asthénosphère* où les vitesses sismiques diminuent, au moins dans sa partie supérieure. Cette zone à faible vitesse correspond à un matériel susceptible de se déformer facilement et qui est probablement le niveau auquel s'effectuent les réajustements isostatiques ainsi que le bouclage supérieur des mouvements de convection que l'on pense être le moteur de bien des phénomènes orogéniques.

En surface, la lithosphère peut porter deux types de croûte, continentale ou océanique.

## LA CROÛTE CONTINENTALE

Au niveau des zones continentales stables, c'est-à-dire des grands boucliers et plates-formes, comme celle de l'Afrique ou de la Russie qui n'ont pas subi de déformations depuis plusieurs centaines de millions d'années, on distingue :

- la croûte supérieure (10 à 15 km),  $d = 2,7$ ,  $V_p = 6$  km/s;
- la croûte inférieure (10 à 15 km),  $d = 2,8$  à  $2,9$ ,  $V_p = 7$  km/s.

Entre les deux, existe parfois une zone où les vitesses sismiques des ondes P varient de 6 à 5,5 km/s : cette couche à faible vitesse est un niveau possible de clivage ou de glissement, dont l'origine est encore discutée. On a parlé de fusion commençante, mais, à 15 km de profondeur, la température n'est que de 400 à 500 °C, c'est-à-dire qu'on est encore en dessous du point de fusion des roches habituelles de la croûte dont on va parler.

La croûte supérieure est facile à interpréter : sous une épaisseur variable de sédiment, elle montre toujours des gneiss plus ou moins granitisés, d'où son nom de *couche granito-gneissique* (ou sialique). Cette croûte supérieure affleure en effet largement dans les grands boucliers et se retrouve, parfois visible sur toute son épaisseur, dans les chaînes de montagnes, anciennes et actuelles.

La croûte inférieure est plus difficile à interpréter, car inaccessible au niveau des grands boucliers. Une simple croissance de vitesse des ondes P avec la pression due à la profondeur, ne suffit pas pour expliquer l'accélération observée. Une différence de composition lithologique doit intervenir. La densité du milieu (2,8 à 2,9) est celle du basalte, d'où le nom de couche basaltique qu'on lui donnait parfois. On est obligé d'aller chercher la réponse dans les zones orogéniques où l'on peut espérer trouver les affleurements de cette croûte inférieure.

Ils sont en fait assez rares, ce qui suggère qu'au moment du plissement de ces chaînes, il y a pu y avoir clivage entre les deux croûtes (au niveau de la couche à moindre vitesse ?) et seule la croûte supérieure, clivée et écaillée, affleure en général. Néanmoins, quelques coupes existent et montrent :

- un ensemble supérieur où alternent roches sédimentaires diverses (gneiss, marbres, quartzites) et des sills de roches volcaniques (amphibolitisées), le tout métamorphisé sous faciès amphibolite à granulite ou éclogite. Citons à titre d'exemple l'ensemble « kinzigitique » de la zone d'Ivrée des Alpes, ou l'ensemble « leptyno-amphibolique » du Massif central;
- un ensemble inférieur, plus massif, fait de roches basiques (où s'alimentent les sills que l'on vient d'évoquer), et où dominent les gabbros et les péridotites litées, à texture de cumulats. Les équilibres minéralogiques de ce complexe basal indiquent une pression de 7 à 9 Kbar et une température de 1 150 °C environ.

**En somme**, la croûte inférieure serait constituée d'intrusions de matériel mantelique, basique à ultrabasique, au sein d'une série d'origine sédimentaire métamorphisée, comme on l'a dit, sous faciès éclogite à amphibolite.

Sous la croûte inférieure, on atteint des *péridotites rubanées à texture de tectonites* (textures porphyroblastique à mylonitique) qui représentent le *manteau supérieur*, ce qui correspond bien aux observations géophysiques ( $V_p = 8 \text{ km/s}$ ,  $d = 3,3$ ).

L'ancien Moho n'est jamais net sur le terrain car la zone en question n'affleure que dans les régions plissées et elle y correspond toujours à un plan de décollement ou de glissement jalonné de mylonites et de brèches péridotitiques.

Ajoutons que, sur les profils sismiques ECORS, la croûte inférieure révèle souvent une disposition litée qui s'oppose à la transparence de la croûte supérieure (fig. i-1). Elle traduit l'existence de nombreux réflecteurs subparallèles dont l'origine est encore discutée. La tendance est d'y voir des niveaux de clivages satellites du Moho qui constituerait le principal d'entre eux.

**Dans les zones orogéniques**, l'épaisseur de la croûte continentale augmente (le Moho s'enfonce), ce qui donne une « racine » qui peut doubler l'épaisseur de la croûte (60 à 70 km).

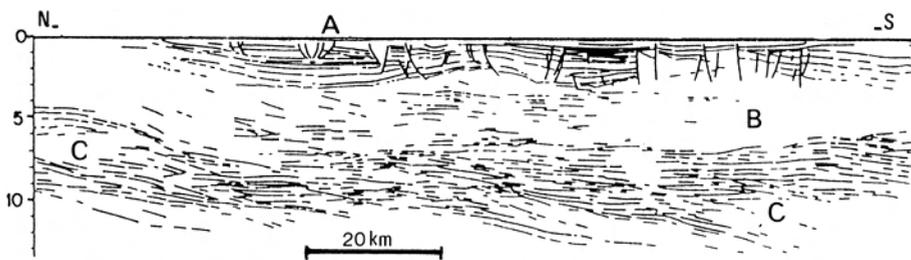


Fig. i-1 Profil ECORS SWAT n° 8 en Manche occidentale, entre Plymouth et l'Île d'Ouessant (ECORS inform. n° 3, 1985).

Sous une couverture sédimentaire assez épaisse (A), vient une croûte supérieure pauvre en réflecteurs (B) et une croûte inférieure litée (C).

## Propriétés rhéologiques de la croûte et du manteau supérieur

Les études sismiques ont montré que la croûte était, à ce point de vue, faite de deux ensembles superposés : une croûte supérieure *rigide* ou *fragile*, et une croûte inférieure où les déformations se font surtout par étirement ductile (*croûte ductile*).

Le comportement différent de ces deux ensembles peut entraîner leur désolidarisation. Nous en verrons un exemple avec le banc de Galice, dans l'Atlantique, au large de l'Espagne NW (p. 109) : la croûte ductile s'y étire jusqu'à disparaître, si bien que le manteau supérieur vient directement en contact avec la croûte supérieure.

Pour ce qui est du manteau supérieur, on pourrait penser qu'en raison de la pression et de la température qui y règnent, le régime ductile s'y affirmerait. Ce n'est pas le cas. On y distingue un ensemble supérieur rigide et un ensemble inférieur ductile, comme dans la croûte, si bien que dans les zones d'étirement, le premier peut lui aussi se fragmenter ou se boudiner.

## LA CROÛTE OCÉANIQUE

Elle forme le fond des grands océans et diffère essentiellement de la précédente par sa minceur et l'absence de couche granito-gneissique.

### Zones océaniques stables (= plaines abyssales)

Sous une épaisseur variable de sédiments viennent :

- *La croûte océanique supérieure*, seule atteinte et en partie traversée par les forages (le forage le plus profond l'a traversée sur 2 km environ, près des îles Galapagos, sous 275 m de sédiments pliocènes). Épaisseur 2 km environ,  $d = 2,5$  à  $2,7$ ,  $V_p = 5$  km/s. Elle montre des coulées basaltiques contenant quelques niveaux sédimentaires consolidés.
- *La croûte océanique inférieure*. Épaisseur 5 km,  $d = 2,8$  à  $2,9$ ,  $V_p = 7$  km/s. Sa nature est discutée puisque les forages ne l'ont pas atteinte. Les dragages et les observations en submersible (banc de Goringe au SW du Portugal, *fig. 4.10*) sur les escarpements de failles océaniques ouvertes ont donné des basaltes, des gabbros métamorphisés, des amphibolites et des péridotites serpentinisées.

Pendant longtemps on a cru que cette couche se plaçait dans le prolongement de la couche « basaltique » sous-continentale. En fait, les choses sont différentes.

En effet, les *ophiolites des zones orogéniques*, qui représentent des fragments d'ancienne croûte océanique détachés par la tectonique, permettent d'observer une coupe complète de celle-ci. On y retrouve *la croûte océanique supérieure* (alternance de sédiments et de coulées basaltiques) et *la croûte océanique inférieure*. Or celle-ci montre, de haut en bas (*fig. i-2*) :

- *une couche doléritique* massive, faite d'un essaim serré de dykes basaltiques, ayant manifestement alimenté le volcanisme sus-jacent;
- *un ensemble gabbroïque*, à texture de cumulats<sup>1</sup>;
- *des cumulats ultrabasiqes* rubanés (péridotites plus ou moins serpentinisées) qui forment la base de la croûte océanique, car au-dessous viennent les *péridotites du manteau supérieur*, bien différentes des précédentes par leur texture de tectonites.

*Le paléo-Moho*, comme sur les continents, est souvent difficile à observer car toutes ces péridotites sont fortement serpentinisées et correspondent à une zone de glissements différentiels entre croûte et manteau.

Par ailleurs, toutes les ophiolites des chaînes du cycle alpin ne montrent pas la succession idéale précédente. Dans les Alpes, par exemple (*fig. i-2*), ce sont le plus souvent des péridotites serpentinisées, recoupées de façon irrégulière par des gabbros et des filons de diabases. Les coulées volcaniques supérieures peuvent manquer complètement. Les recherches océanographiques ont montré que ce dispositif est fréquent sur les dorsales lentes (atlantique par exemple) où des péridotites serpentinisées apparaissent souvent à l'affleurement.

1. Roches résultant de l'accumulation différentielle de cristaux au sein d'un magma. Elles sont souvent litées.