

CHAPITRE II : LE GLOBE TERRESTRE ET SA STRUCTURE

La connaissance directe de la structure de la Terre ne concerne que l'atmosphère, l'hydrosphère et la partie supérieure de l'écorce. L'investigation des couches profondes se fait indirectement par des déductions.

A - LES CARACTERISTIQUES PHYSIQUES DU GLOBE

I - L'atmosphère

Les mesures concernant l'atmosphère ont été d'abord effectuées au sol, puis au sommet des montagnes. Puis ce fut l'apport scientifique des ballons habités (dirigeables), puis des ballons sondes jusque vers 40 Km et enfin au-delà, des engins spatiaux.

Les gaz constituant l'air sec sont : azote N : 78%; oxygène O₂ : 21%; argon Ar : 1%; CO₂ : 0,03% + des traces de néon, hélium, krypton, hydrogène, xénon, ozone et radon (éléments atmosphériques) + vapeurs d'eau et oxydes d'azote en quantité variable. Ces gaz persistent jusqu'à une zone de transition entre 500 et 1000 Km où les molécules peuvent s'échapper vers l'espace.

1) La pression atmosphérique

La pression atmosphérique de 980 millibars au niveau de la mer diminue avec l'altitude; elle atteint le 1/2 de sa valeur vers 5000 m, 1/10 à 16 000 m, 1/100 à 31 000 m et $1,9 \cdot 10^{-7}$ mb à 300 Km, sa limite supérieure étant située à 1 000 Km.

2) La température atmosphérique

La variation de la température en fonction de l'altitude n'est pas constante. Elle a permis de mettre en évidence une structure verticale de l'atmosphère (Fig.14) :

- de 0 à 12 Km : **la troposphère**, siège des phénomènes météorologiques. La température décroît jusqu'à la tropopause (9 Km au pôle et 17 à l'équateur) de 13°C à - 56°C.

- de 12 à 50 Km : **la stratosphère**. La température y augmente de - 56° à - 5°C, à cause de l'absorption du rayonnement solaire par l'ozone. C'est en effet dans la stratosphère que se concentre l'ozone qui joue le rôle de bouclier

antiradiation (ozonosphère). Les gaz dégagés par les avions supersoniques et le chlorofluorométhane (Fréon) des bombes à aérosols détruisent l'ozone. Cette action est néfaste à long terme sur l'homme (cancer de la peau).

- de 50 à 80 km, **la mésosphère** entre tropopause et mésopause où la température diminue jusqu'à - 80°;
- au-delà de 80 km, **la thermosphère** où la température s'élève et varie en fonction de l'activité solaire et influence ainsi le climat terrestre.

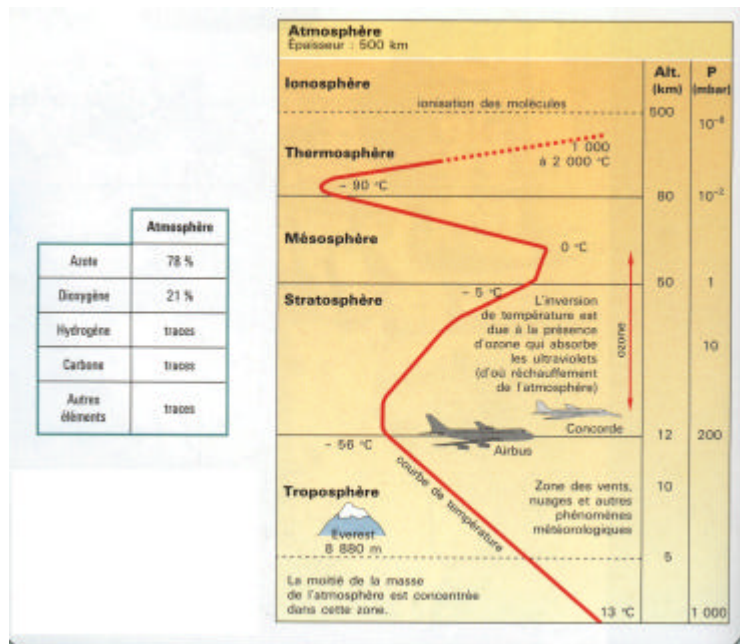


Fig.14 - Structure de l'atmosphère (Tavernier et Lizeaux, 1993).

II - L'hydrosphère

C'est la sphère liquide qui, si elle était répartie uniformément sur le globe serait épaisse d'environ 2 500m dont 2 440m pour les océans, 59m pour la glace (cryosphère) et seulement 1m pour l'eau douce. Elle est donc en fait concentrée dans les océans.

La densité de l'eau de mer =1,025 et c'est à l'interface de l'hydrosphère, de l'atmosphère et de la lithosphère qu'est née et s'est développée la vie, dominée par la chimie du carbone élément qu'on peut considérer comme biophile par analogie avec les éléments atmosphériques (ozone O₃); lithophiles (Si), chalcophiles (éléments se combinant avec le S : Pb, Zn, Fe) et sidérophiles (éléments se combinant avec Fe).

III - La forme de la Terre

L'étude de la forme de la Terre et celle de son champ de pesanteur constituent *la géodésie*. Cette science, essentiellement fondée sur la résolution des problèmes géométriques, a grandement bénéficié de l'arrivée des satellites artificiels. Ces derniers permettent en effet, aujourd'hui, de faire des mesures de distances intercontinentales à quelques cm près.

Jusqu'à une époque récente, la forme de la Terre n'avait été déterminée que par des méthodes de *visées géodésiques* faites au sol.

C'était Eratosthène (-200 ans avant J.C), qui le 1^{er} évalue le rayon du globe terrestre (Fig.15).

A = Alexandrie.

S = Syène (Assouan actuellement)

AS = 787 Km

AC = longueur de l'ombre.

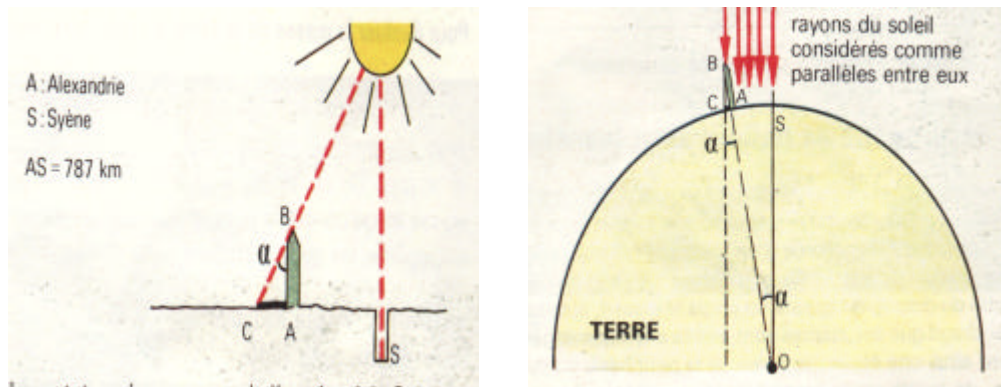


Fig.15 - Principe de calcul d'Eratosthène (Tavernier, 1988).

Il constate qu'au moment de l'année où le soleil se trouve au zénith à Syène (ancien nom d'Assouan en Egypte), c'est - à - dire lorsque le soleil éclaire le puits et que les objets en surface n'ont pas d'ombre portée, il n'en est pas de même à Alexandrie puisque l'obélisque (pierre levée, généralement homogène, de forme parallélépipède terminée par un pyramidion) donne une ombre portée dont on peut mesurer la longueur AC.

α a été déterminé = $7^{\circ}12' @ 360/7^{\circ} \approx 51$ $\alpha = 1/50^e$ de périmètre.

On considère que O est le centre de la Terre, et connaissant $AS = 787 \text{ Km}$ P la conférence de la Terre $= 787 \times 50 = 39\ 350 \text{ Km}$ donc :

$$R = 39\ 350 / 2p = 6263 \text{ Km.}$$

Ce calcul ne tient pas compte de la variation de g (accélération de la pesanteur) en fonction de la latitude.

Cette variation a été précisée actuellement par l'étude de *la trajectoire des satellites*.

Pour calculer R , on considère que la forme de la Terre est un géoïde : surface où la pesanteur est constante et qui passe par le niveau moyen des mers. Cette surface correspond conventionnellement à l'altitude 0.

Les mesures ont montré un léger aplatissement de la Terre aux deux pôles, donc une forme en *ellipsoïde de révolution* avec :

- rayon équatorial = 6378,140 Km
- rayon polaire = 6356,736 Km
- rayon moyen = 6367,438 Km

B – METHODES DE RECONNAISSANCE DE LA STRUCTURE INTERNE DE LA TERRE

I – La notion de sismologie

1) Introduction

L'ébranlement brusque de la lithosphère en un point quelconque provoque des vibrations qui se transmettent à travers le globe. Le passage de ces vibrations constitue un tremblement de terre ou séisme.

Des instruments sensibles = sismographes, permettent d'enregistrer à plusieurs milliers de Km du point d'origine les caractéristiques de ces vibrations.

Les explosions volcaniques, la formation des failles, les explosions artificielles d'une énergie suffisante, le remplissage de lacs artificiels sont les causes habituelles des séismes. Mais les tremblements de terre les plus importants sont dus au déplacement des plaques de la lithosphère.

Les séismes les plus meurtriers sont : Le Pérou (1960, 66 000 victimes); la Chine près de Pékin (1976, 600 000 victimes, c'est le plus meurtrier jusqu'à présent); Iran (1978, 25 000 victimes); Al Asnam (1980, 28 000 victimes); Mexico (1985, 35 000 victimes); Japon (Kobé en 1995 4 000 victimes).

2) Les échelles de tremblements de Terre

Dès le siècle dernier, on a classé les tremblements de terre d'après leur intensité à l'épicentre (point de la surface terrestre où un séisme a été le plus intense). Cette intensité étant estimée d'après l'importance des dégâts causés \Rightarrow c'est l'échelle de MERCALLI qui compte 12° d'intensité:

- I** Le séisme n'est pas ressenti par l'homme mais enregistré par les appareils, les animaux peuvent manifester une certaine inquiétude.
- II** Très faibles secousses sont perçues par quelques personnes aux étages supérieures des maisons.
- III** Ebranlement assez fort, constaté par plusieurs personnes au sol. Faible.
- IV** La vaisselle tinte, les planchers craquent. Médiocre.
- V** Toute la population perçoit le séisme (déplacement de meubles et oscillation des objets suspendus). Assez fort.
- VI** Les dormeurs sont réveillés, début de panique, tintement général des sonnettes. Fort.
- VII** Epouvante générale mais pas de dommages aux édifices bien construits; quelques lézardes seulement apparaissent. Très fort.
- VIII** Des lézardes importantes (fissures dans les murs) se font dans les constructions. Ruineux.
- IX** Destruction partielle ou totale d'édifices. Désastreux.
- X** La plupart des constructions sont détruites. Des fissures se produisent dans le sol. Des éboulements ont lieu. Très désastreux.
- XI** Tous les bâtiments, ponts, digues sont détruits. Catastrophique.
- XII** Aucune œuvre humaine ne subsiste. Des changements importants dans la topographie (cours d'eau détournés). Cataclysmique, ce degré n'a pas été atteint jusqu'à présent.

On tend à remplacer cette échelle empirique par la magnitude exprimée en degrés RICHTER (1935) : C'est le logarithme de l'amplitude mesurée en microns, enregistrée par un séismographe standard placé à 100 Km de l'épicentre (région où le séisme est ressenti le plus fortement). Les dommages commencent à $M = 5$. $M = 7,5$ marque la limite inférieure des grands tremblements de terre.

Ex: le tremblement de terre du Chili de 1960 avait une magnitude de $M = 8,9$ (11 de l'échelle Mercalli), représentant la libération instantanée d'une énergie 100 fois supérieure à celle de la bombe d'Hiroshima.

3) Les ondes sismiques :

Les ondes sismiques permettent de déterminer la structure interne du globe terrestre.

a - Méthode et principes :

a₁ - Définition :

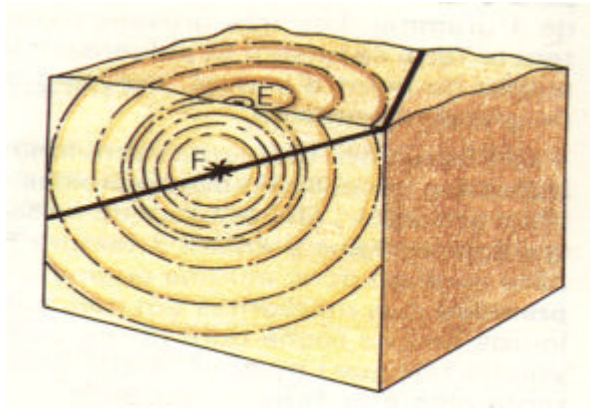


Fig.16 - Foyer d'un séisme (Tavernier, 1988).

La sismologie est la science des tremblements naturels de terre (séismes) ou tremblements provoqués.

Un séisme est un mouvement bref du sol (quelques secondes à quelques mn), dû à l'arrivée d'ondes élastiques transmises dans le globe à partir d'un point appelé foyer, ou source, ou hypocentre. L'épicentre est un point de la surface du globe à verticale du foyer (Fig.16).

a₂ - Causes

- Explosions et vibrations de toutes natures produites par l'homme (lacs artificiels, explosions...) ⇒ séisme artificiel.
- Formation ou rejeu d'une faille ⇒ séisme tectonique.
- Déplacement de magma ⇒ séisme volcanique.
- Eboulement de cavité ⇒ séisme d'effondrement. - Conséquences de travaux Tels que le remplissage des barrages ⇒ séisme induit.

a₃ - Sources

La source se trouve toujours dans la lithosphère (couche externe du globe).

On détermine la source par la distance épacentrale Δ (Fig.17).

($360^\circ \Rightarrow 2\pi R$ donc $1^\circ \Rightarrow 2\pi R/360^\circ = 111,11 \text{ Km}$)

Les séismes sont :

- superficiels (les plus fréquents) : foyer entre 0 et 60 Km de profondeur.
- intermédiaires : 60 et 300Km.
- profonds : 300 et 700 Km.

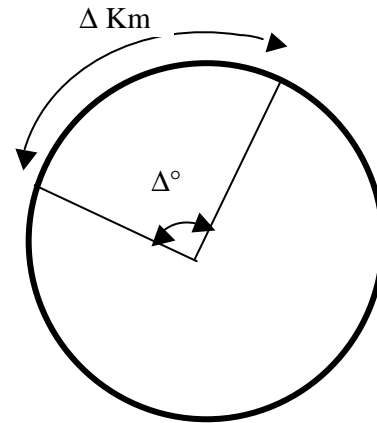


Fig.17 – Détermination de la distance angulaire.

a₄ - Enregistrement par les sismographes : les sismogrammes

Les séismes ne se produisent pas toujours dans des zones habitées. Les témoignages humains ne sont pas eux-mêmes toujours rigoureux. Aussi utilise-t-on, surtout aujourd'hui, des enregistrements des vibrations du sol réalisés à l'aide de sismographes.

Dans son principe, un sismographe est constitué d'une base rigide fixée au sol, supportant un pendule associé à un levier inscripteur frottant sur un cylindre tournant.

Lorsque le sol vibre, il se produit un déplacement relatif du pendule et du cylindre et un tracé sinuex s'inscrit sur celui-ci. Si la pendule oscille verticalement \Rightarrow sismographe vertical; si l'oscillation est horizontale \Rightarrow un sismographe horizontal (Fig.18).

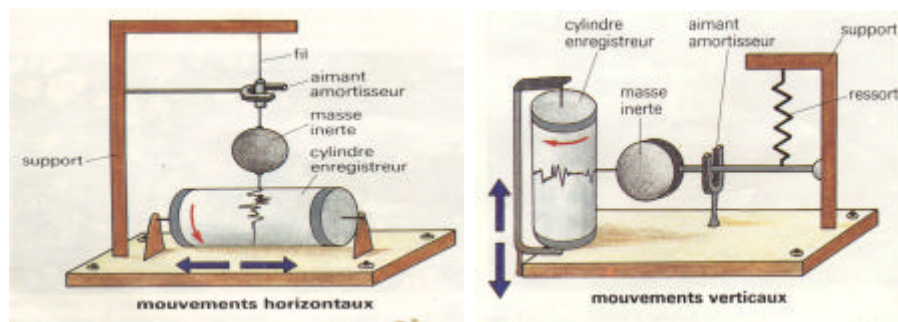


Fig.18 - Différents types de sismographes (Tavernier, 1988).

Au niveau d'une station d'enregistrement on dispose en général de 3 sismographes : deux d'entre eux enregistrent les mouvements horizontaux du sol selon les directions NS et EO, le 3^{ème} enregistreur les mouvements verticaux.

b - Différents types des ondes sismiques

L'aspect d'un enregistrement sismique (sismogramme) dépend de la source (nature du séisme, profondeur du foyer), de la distance épacentrale (distance épïcêtre - station), des milieux traversés, de la station (nature du sous-sol de la station, caractéristiques des instruments). On y reconnaît différents types d'onde :

- **Les ondes de volumes** : elles se propagent à l'intérieur du globe suivant des lois proches de celles de l'optique géométrique. On distingue :

* **les ondes premières (P)** : les plus rapides, elles se propagent dans tous les milieux. Ce sont des ondes de compressions déplaçant les particules parallèlement à la direction de la propagation de l'onde.

Ex : un ressort accroché à un mur qu'on tire et qu'on relâche plusieurs fois

* **les ondes secondes (S)** : quelques minutes plus tard, après les ondes P arrivent les ondes S beaucoup plus amples. Elles se propagent dans les solides et non dans les liquides. Ce sont des ondes de cisaillement déplaçant les particules perpendiculairement à la direction de propagation de l'onde.

Ex : on agite une corde accrochée au mur.

- **Les ondes de surface L**: Lorsque les ondes de volume se réfléchissent sur des surfaces de discontinuités (et notamment sur la surface du globe), elles interfèrent et génèrent des ondes de surface (ondes longues = L), canalisées le long de la surface où elles concentrent le maximum d'énergie.

-se propagent à la manière de grandes vagues faisant onduler non pas la mer (raz de marée) mais aussi de la croûte terrestre. Ce sont elles qui font écrouler des villes entières lors des grands séismes.

Un enregistrement loin de l'épicentre (30°) se présente comme suit (Fig.19):



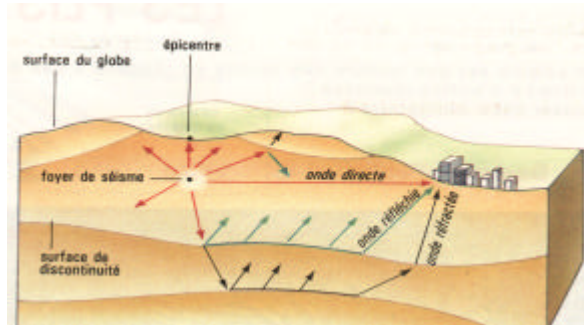
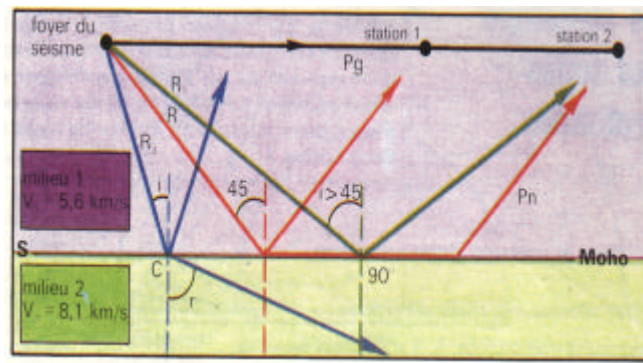


Fig.19 - Enregistrement ou sismogramme (Leroy, 1988).

Fig.20 - Propagation des ondes P, S et L dans la lithosphère (Leroy, 1988).

Le trajet et la vitesse des ondes à l'intérieur du globe renseignent sur sa constitution. En effet lorsqu'un rai sismique touche une surface séparant deux milieux de propagation aux propriétés différentes (surface de discontinuité) (Fig.20), il se réfracte ou réfléchit comme le fait un rayon lumineux au niveau de la surface de séparation entre deux milieux transparents d'indices



différents (Fig.21).

Fig.21 - Réflexion et réfraction des rais sismiques (Tavernier, 1988).

c - Détermination de quelques paramètres d'un séisme

c1 - Localisation de l'épicentre

En portant sur un même graphique les temps d'arrivée des différentes ondes en fonction de la distance qui sépare l'épicentre du lieu d'enregistrement, on peut tracer des hodographes (Fig.22).

- l'hodographe de l'onde L est une droite. L'onde L se propage donc à une vitesse constante et par conséquent le milieu de propagation ne change pas de propriété avec l'éloignement du foyer. Les ondes L circulent en effet près de la surface du globe à une vitesse voisine de 4km/s.

- l'analyse des hodographes des ondes P et S montre que la vitesse de propagation de ces ondes n'est pas constante. On voit en effet que plus on s'éloigne de l'épicentre, plus le temps qui sépare l'arrivée des ondes P (ou S) de celle des ondes L grandit. La vitesse de ces ondes augmente donc.

- l'onde P accroit son avance sur l'onde S, et, dans une station donnée, l'écart entre le moment d'arrivée de la première onde P et celui de la première onde S ne dépend que de la distance à l'épicentre. La mesure de cet écart est utilisée pour déterminer la distance épicentrale d.

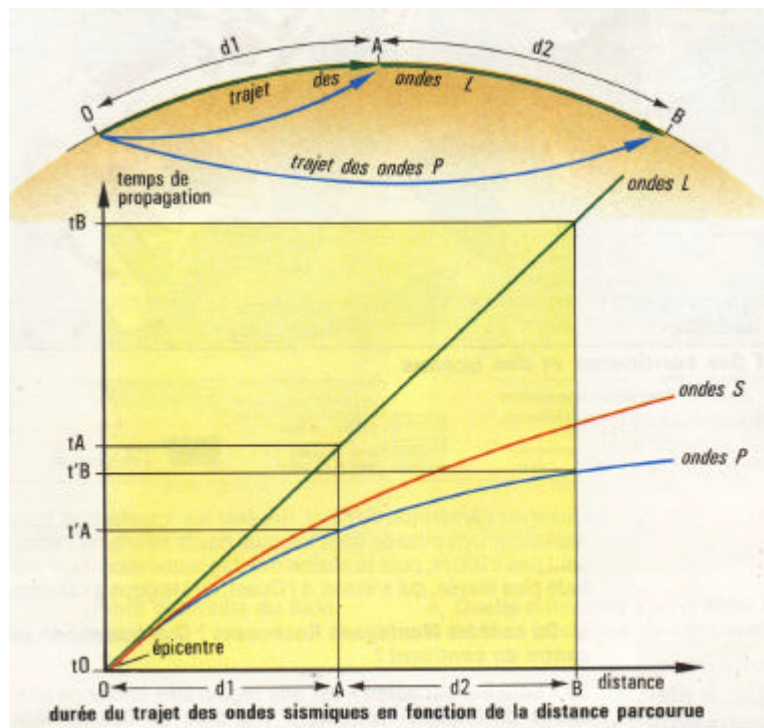


Fig.22 - Trajet des ondes sismiques (Leroy, 1988).

* connaissant V_S , T_S , V_P et $T_P \Rightarrow d = V_S \cdot T_S = V_P \cdot T_P$

l'intervalle $T_S - T_P = (d / V_S) - (d / V_P)$

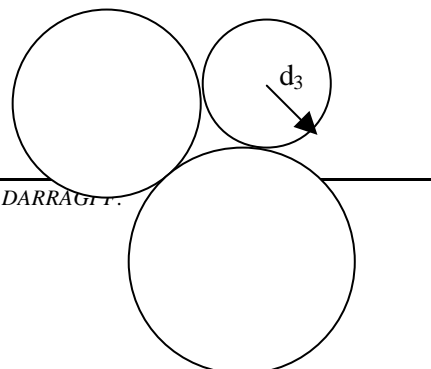
$$d = \frac{(T_S - T_P) \cdot V_S \cdot V_P}{V_P - V_S}$$

* à partir du sismogramme, on détermine $(T_S - T_P)$ et on reporte cet intervalle sur l'hodographe pour déterminer graphiquement d

* si on ne dispose pas d'hodographe on utilise le tableau de Jeffreys-Bullen

Tables JEFFREYS-BULLEN
(S - P = temps d'arrivée en fonction de Δ ; Δ en degrés, M = minutes et S = secondes)

Δ °	P		S - P		Δ °	P		S - P		Δ °	P		S - P	
	M	S	M	S		M	S	M	S		M	S	M	S
0.0		(5.4)		3.8	30.0	6	07.7	4	54.5	70.0	11	10.2	9	06.8
0.5		10.5		7.6	31.0	6	16.6	5	01.4	71.0	11	16.3	9	12.3
1.0		17.7		13.1	32.0	6	25.4	5	08.2	72.0	11	22.2	9	18.0
1.5		24.8		18.7	33.0	6	34.1	5	15.1	73.0	11	28.2	9	23.4
2.0		32.0		24.1	34.0	6	42.7	5	22.0	74.0	11	34.0	9	28.8
2.5		39.1		29.7	35.0	6	51.3	5	28.9	75.0	11	39.8	9	34.2
3.0		46.3		35.2	36.0	6	59.8	5	35.8	76.0	11	45.5	9	39.5
3.5		53.4		39.9	37.0	7	08.2	5	42.8	77.0	11	51.2	9	44.7
4.0	1	00.5		46.4	38.0	7	16.6	5	49.6	78.0	11	56.7	9	50.0
4.5	1	07.6		51.9	39.0	7	24.9	5	56.5	79.0	12	02.2	9	55.1
5.0	1	14.7		57.4	40.0	7	33.2	6	03.2	80.0	12	07.6	10	00.2
5.5	1	21.7	1	03.0	41.0	7	41.5	6	09.8	81.0	12	12.9	10	05.3
6.0	1	28.7	1	08.5	42.0	7	49.7	6	16.4	82.0	12	18.1	10	10.4
6.5	1	35.8	1	13.9	43.0	7	57.9	5	22.8	83.0	12	23.2	10	15.4
7.0	1	42.8	1	19.3	44.0	8	06.0	6	29.3	84.0	12	28.3	10	20.3
7.5	1	49.8	1	24.8	45.0	8	14.0	6	35.7	85.0	12	33.3	10	25.2
8.0	1	56.7	1	30.3	46.0	8	22.0	6	42.0	86.0	12	38.2	10	30.0
8.5	2	03.7	1	35.8	47.0	8	29.8	6	48.4	87.0	12	43.1	10	34.7
9.0	2	10.6	1	41.3	48.0	8	37.7	6	54.7	88.0	12	47.9	10	39.3
9.5	2	17.5	1	46.8	49.0	8	45.4	7	01.0	89.0	12	52.7	10	43.8
10.0	2	24.4	1	52.2	50.0	8	53.1	7	07.2	90.0	12	57.4	10	48.3
11.0	2	31.1	2	02.9	51.0	9	00.7	7	13.4	91.0	13	02.1	10	52.5
12.0	2	37.8	2	08.5	52.0	9	08.2	7	19.7	92.0	13	06.7	10	56.7
13.0	3	04.5	2	14.0	53.0	9	15.7	7	25.8	93.0	13	11.3	11	00.9
14.0	3	11.1	2	19.5	54.0	9	23.1	7	32.0	94.0	13	15.8	11	05.0
15.0	3	17.7	2	25.0	55.0	9	30.4	7	38.1	95.0	13	20.4	11	08.9
16.0	3	24.2	2	30.5	56.0	9	37.6	7	44.3	96.0	13	24.9	11	12.9
17.0	3	30.7	2	36.0	57.0	9	44.8	7	50.3	97.0	13	29.5	11	16.8
18.0	4	07.2	3	41.5	58.0	9	51.8	7	56.4	98.0	13	34.0	11	20.7
19.0	4	13.7	3	47.0	59.0	9	58.8	8	02.5	99.0	13	38.5	11	24.6
20.0	4	20.2	3	52.5	60.0	10	05.7	8	08.5	100.0	13	43.1	11	28.4
21.0	4	26.7	3	58.0	61.0	10	12.5	8	14.5	101.0	13	47.6	11	32.3
22.0	4	33.2	3	63.5	62.0	10	19.2	8	20.5	102.0	13	52.1	11	36.1
23.0	5	09.7	4	69.0	63.0	10	25.9	8	26.3	103.0	13	56.5	11	40.1
24.0	5	16.2	4	74.5	64.0	10	32.4	8	32.3	104.0	14	00.9	11	44.0
25.0	5	22.7	4	80.0	65.0	10	38.9	8	38.1	105.0	14	05.3	11	47.9
26.0	5	29.2	4	85.5	66.0	10	45.3	8	43.9					
27.0	5	35.7	4	91.0	67.0	10	51.6	8	49.7					
28.0	5	42.2	4	96.5	68.0	10	57.9	8	55.4					
29.0	5	48.7	4	102.0	69.0	11	04.1	9	01.1					



Il faut au moins trois enregistrements (Fig.23) pour localiser l'épicentre E d'un séisme.

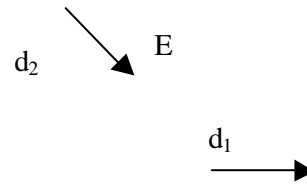
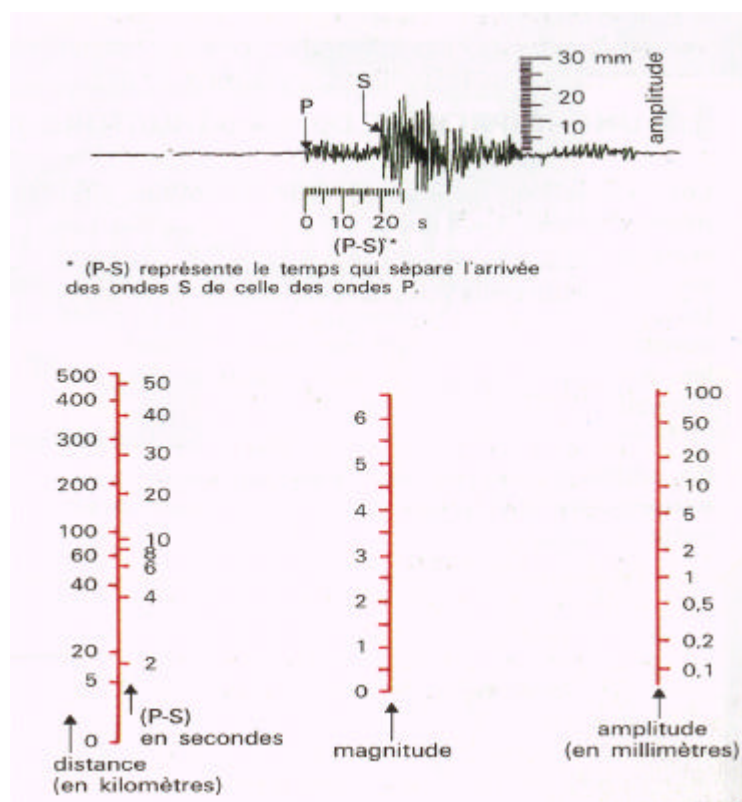


Fig.23 – Localisation de l'épicentre d'un séisme.

c₂ - Amplitude et magnitude

La magnitude est couramment utilisée par les médias pour évoquer l'importance d'une secousse sismique. Il s'agit d'une méthode de mesure, mise au point par Richter en 1935, et fondée sur *l'amplitude maximale* des ondes sismiques enregistrées par un sismographe. Cette amplitude décroît



avec la distance. En tenant compte de cette distance on peut déterminer

Fig.24 - Abaque permettant de déterminer la distance épicentrale, la magnitude et l'amplitude d'un séisme (Tavernier et Lizeaux, 1993).

l'ampleur du phénomène au foyer du séisme. L'échelle de mesure est telle que lorsque la magnitude augmente d'une unité, l'énergie libérée au foyer du séisme est multipliée par 10.

Pratiquement, à partir d'un sismogramme, il suffit d'une part de déterminer *la distance épicentrale* et d'autre part de mesurer *l'amplitude maximale* des ondes. Ces deux valeurs sont reportées sur les axes d'un

abaque spécial (Fig.24); en joignant les deux points obtenus, on détermine graphiquement la magnitude du séisme.

4) La prévision des séismes et la prévention du risque sismique

La prévision des séismes repose d'abord sur la connaissance du risque sismique. A cet effet, plusieurs pays ont réalisé un inventaire historique des séismes avec leur localisation et leur intensité.

En Tunisie la plus forte secousse a été ressentie le 1^{er} Décembre 1970 dans la région de Tunis près de Sidi Thabet, Jédaida, Chaouat et Saïda. On ne déplore pas de victimes, mais les dégâts matériels sont assez importants à 25 Km de Tunis.

Il y a des indices prémonitoires qui permettent de prévenir les tremblements de terre. On peut citer quelques exemples:

- une diminution de la résistance des roches
- une variation du champ magnétique local
- une augmentation de la circulation des eaux souterraines et une augmentation corrélative de la radioactivité du Radon qu'elles transportent (élément dont la teneur augmente dans les zones de contrainte)
- une variation du niveau d'eau des puits et du débit des sources
- de légères déformations de la surface du sol (mouvements verticaux et obliques)
- l'inquiétude des animaux peu de temps avant la secousse (les serpents quittent leur terrier, les animaux attachés tentent de s'échapper)

D'autre part lorsque les zones sismiques sont restées longtemps assoupies (calmes), la quantité d'énergie accumulée est d'autant plus brutalement libérée. C'est ainsi que la faille de San Andreas coulisse au Sud de San Francisco, d'une manière continue, de quelques millimètres par an; au Nord au contraire, son mouvement est bloqué depuis 1906 et lors d'un futur séisme le déplacement sera plus important.

Si aujourd'hui on connaît l'origine des contraintes génératrices des séismes, on connaît mal le mécanisme du déclenchement.

5) La répartition géographique des séismes

Les stations sismiques, équipées de sismographes, permettent de connaître l'activité sismique du globe. Certaines régions sont à peu près exemptes de séismes. D'autres, au contraire, sont fréquemment soumises à des secousses plus ou moins violentes. Les épicentres des séismes récents se répartissent en trois zones principales (Fig.25):

- La zone péripacifique (pourtour du Pacifique) et la boucle des Antilles qui représentent 80% de l'activité sismique annuelle.

- La zone des dorsales océaniques (ou dorsales médio-océaniques).
- Une zone située à la limite des continents eurasiatiques et africaines des Açores (Archipel portugais de l'Atlantique) à Java (Ile d'Indonésie). Ces zones "à risques" sont l'objet d'une surveillance importante. Les populations reçoivent des consignes à appliquer en cas de séismes et certaines constructions sont prévues pour résister aux secousses.

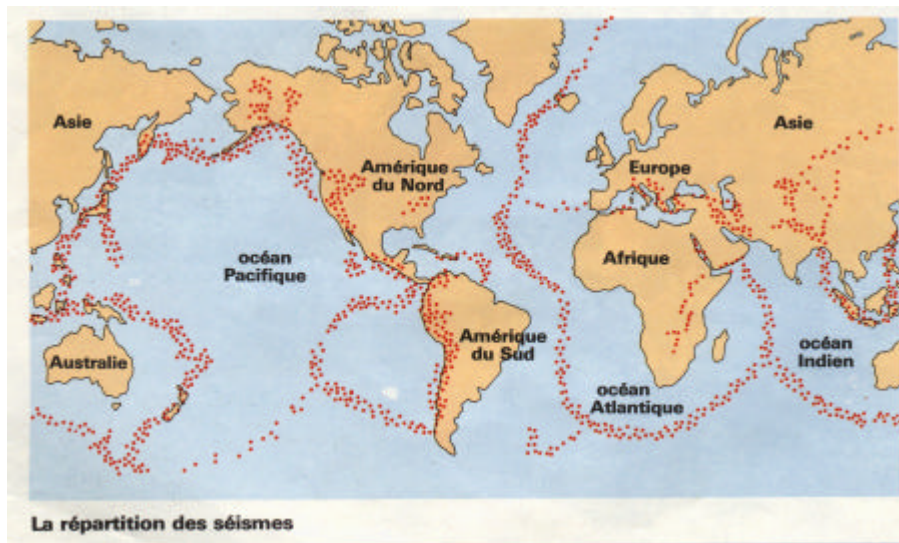


Fig.25 – Carte de répartition des séismes (Tavernier et Lizeaux, 1993).

II – Les données de la gravimétrie

1) Définition et objectifs

Pour la sismologie la forme du Globe terrestre est sphérique. Les données gravimétriques permettent de déduire que la forme de la Terre est un ellipsoïde.

La gravimétrie consiste à mesurer, étudier et analyser les variations dans l'espace et dans le temps le champ de pesanteur de la Terre. Elle permet d'en déduire la répartition dans le sous sol, les différentes formations géologiques caractérisées par leur densité.

2) La notion de base de la méthode gravimétrique

a – Accélération de la pesanteur

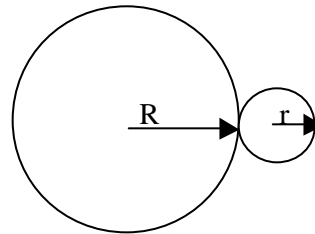
L'accélération de la pesanteur à la surface de la Terre est calculée à partir de la loi de l'attraction universelle. Deux corps de masses m_1 et m_2 , séparées par une distance d , s'attirent selon une force déterminée par le loi de Newton :

$$F = G \frac{m_1 \times m_2}{d^2}$$

$G =$ constante d'attraction universelle $= 6,667 \cdot 10^{-11} \cdot M^3 \cdot Kg^{-1} \cdot s^{-2}$

Dans le cas de la Terre, on va appliquer la loi de Newton à une particule de rayon r et une masse m de 1 gramme, située au bord de la mer. La Terre est caractérisée par son rayon R et sa masse M :

$$F = G \frac{m \times M}{(r + R)^2}$$



Sachant que la force d'un corps en chute libre est $F = m \times g$
L'égalité entre les deux équations et donne :

$$F = G \frac{m \times M}{(r + R)^2} = m \times g$$

r_1 est négligeable par rapport à R , donc :

$$g = G \frac{M}{R^2}$$

b – Détermination de la densité du Globe terrestre

La densité moyenne du globe d est déterminée à partir de la formule de la pesanteur calculée précédemment:

$$g = G \frac{M}{R^2}$$

Avec les données suivantes :

g	= accélération terrestre = 981 cm / s^2
M	= masse de la Terre = $dV = 5,96 \cdot 10^{24} \text{ Kg}$ où d = densité moyenne de la terre qu'on doit déterminer
V	= volume de la Terre théoriquement sphérique = $\frac{4}{3} \pi \cdot R^3$ avec $R = 6400 \text{ Km}$

$$\Rightarrow d = 5,52$$

La densité moyenne des roches constituant l'écorce terrestre admise par les géophysiciens est de 2,67 \Rightarrow on doit donc conclure que l'intérieur de la terre est occupé par *des matériaux de hautes densités*.

3) Les facteurs de variation de g

La détermination des variations de g permet de connaître les causes profondes. En effet la pesanteur varie à la surface terrestre avec :

- **L'altitude** : plus l'altitude est élevée plus l'intensité de la pesanteur est faible car R augmente ;
- **La latitude** : Le rayon terrestre est minimum selon l'axe des pôles et maximum à l'équateur , donc g est plus grand aux pôles ;
- **La topographie** : La surface topographique terrestre n'est pas régulière, mais elle présente des irrégularités importantes qui ont des effets gravitationnels. En effet, la masse d'une montagne exerce une attraction sur tout corps situé dans la plaine voisine. Cette attraction due à la masse d'une montagne tend à diminuer la pesanteur. Au niveau d'une vallée, le déficit de masse tend à augmenter la pesanteur.

4) L'établissement d'une surface de référence : le géoïde

Les valeurs de g à la surface du Globe varient en fonction de la latitude, de l'altitude et des reliefs. Tous les points ayant une valeur de g constante sont situés sur une même surface dite *équipotentielle : le géoïde* (surface moyenne des océans) ou *ellipsoïde de Clairaut* (au niveau des continents). La verticale en un point se définit comme la perpendiculaire au plan tangent à la surface équipotentielle.

Par conséquent, les variations de g mesurées à la surface de la Terre traduisent des masses hétérogènes profondes à l'intérieur du Globe.

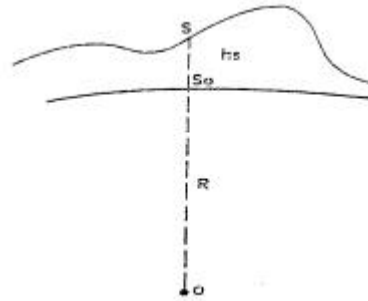
5) Les corrections et les anomalies gravimétriques

a – Différentes corrections gravimétriques

Les mesures de g montrent que sur Terre la pesanteur n'est pas constante. A un instant donné g varie d'un point à un autre et en un point donné g varie avec le temps. Ainsi les mesures gravimétriques brutes doivent subir diverses corrections Δg pour être comparables entre elles et par rapport à des valeurs théoriques déterminées sur le géoïde.

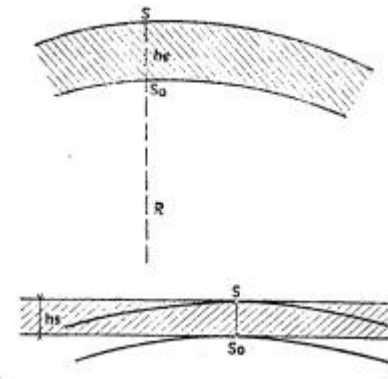
a_1 - Correction d'altitude (à l'air ou de Faye)

Ayant mesuré la valeur en un point S , d'altitude h_s , on peut déduire de cette mesure la valeur g au point S_0 , situé sur la même verticale à une altitude nulle et en considérant que la différence de pesanteur en S et S_0 est due uniquement à la variation d'altitude entre ces deux points.



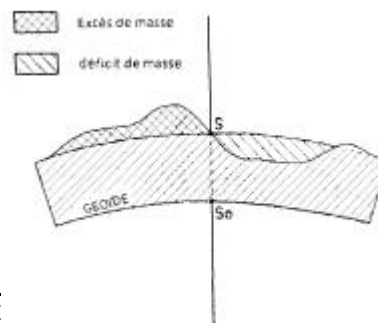
a_2 - Correction de plateau

On peut calculer g la gravité au point S_0 , en tenant compte cette fois-ci de l'attraction qui s'exerce au point S de la couche de terrain comprise entre les rayons R et $R + h_s$. Cette correction permet d'éliminer l'influence des masses rapprochées mais néglige les masses éloignées.



a_3 - Correction de relief (terrain)

La correction de relief tient compte des masses supplémentaires et des déficits de masse par rapport au géoïde.



La correction de Bouyguer est la somme des trois corrections précédentes (Fig.26) (d'altitude, de plateau et de relief).

Fig.26 – Les différentes corrections gravimétriques.

b – Signification de l'anomalie de Bouguer et distribution des anomalies gravimétriques sur le Globe

La correction de Bouguer a pour but de révéler l'influence des masses profondes. Tout se passe comme si dans la nature, l'effet des reliefs sur la pesanteur est déjà compensé en profondeur par un déficit de masse. Il semble donc que la croûte terrestre soit plus légère au niveau des montagnes, d'où la notion de compensation isostatique ou Isostasie. D'une manière générale on note que :

- sur les continents l'anomalie de Bouguer est négative ; c'est-à-dire que la pesanteur est inférieure à la moyenne, il y a donc déficit de masse ;
- sur les océans, l'anomalie est positive ; il y a donc un excès de masse.

Ces valeurs confirment que l'intérieur de la Terre n'est pas homogène.

En effet, la gravimétrie montre que l'épaisseur de la croûte terrestre varie considérablement :

- elle est épaisse sous les continents et elle compense la charge en surface ;
- elle est mince sous les océans. Donc les matériaux lourds du manteau sont plus proches de la surface.

Les 3 exemples suivants (Fig.27) montrent la relation entre les anomalies gravimétriques et la topographie :

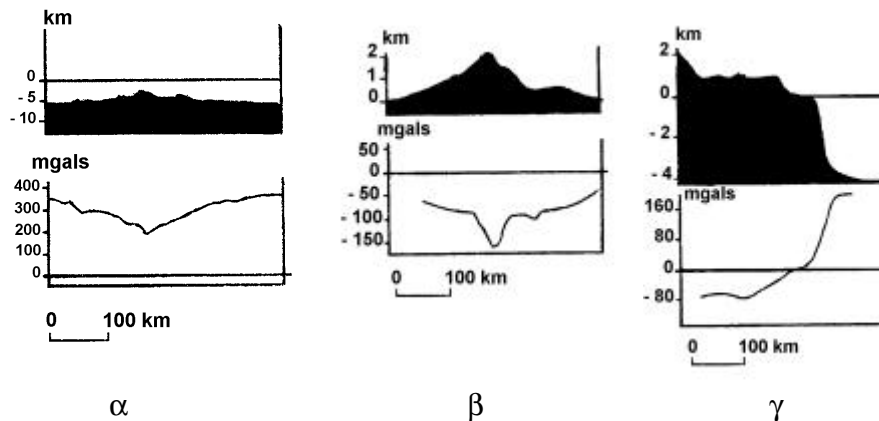


Fig.27 – Exemples de relation entre l'anomalie gravimétrique et le topographie.

α - dorsale médio-atlantique : L'anomalie de Bouyguer est fortement positive et elle est d'autant plus que l'Océan est plus profond ;

β - Les Alpes : L'anomalie de Bouyguer est négative et son amplitude augmente avec l'altitude ;

γ - Marge continentale : L'anomalie de Bouyguer est de signe opposé à celui de la topographie et elle est plus prononcée en mer.

c - Isostasie : mobilité verticale de la lithosphère. Les différents modèles

L'analyse des anomalies gravimétriques conduit à l'idée d'une compensation. Tout se passe comme si la densité des roches était plus faible que prévue sous les montagnes et plus fortes sous les océans.

Le concept d'*isostasie* traduit le fait que les charges topographiques en surface sont compensées par des anomalies de densité en profondeur. La façon dont ces anomalies de densité sont distribuées, dépend du mécanisme de compensation. On distingue 3 modèles :

* *Modèle de Pratt*

Ce modèle (Fig.28) est basé sur l'hypothèse que les densités varient latéralement dans des colonnes en fonction de leur élévation par rapport au géoïde. Plus la colonne est élevée, moins elle est dense et inversement, de telle sorte qu'à une certaine profondeur, appelée "*la profondeur de compensation*", les pressions seront hydrostatiques (même pression).

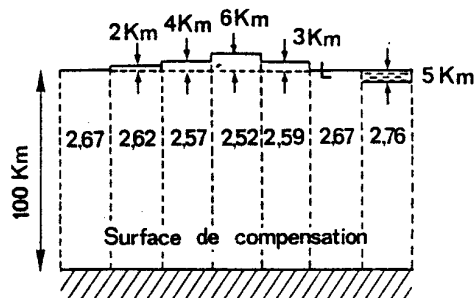


Fig.28 – Modèle de Pratt.

* *Modèle d'Airy*

Airy suggère que, les montagnes qui sont très lourdes, ne peuvent pas être supportées par l'écorce terrestre, et elles "*flottent*" sur une substance de forte densité selon le principe d'Archimède

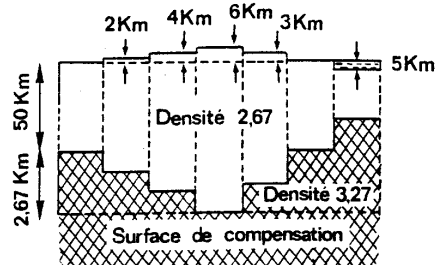


Fig.29 – Modèle d'Airy.

(Fig.29). Plus les montagnes sont élevées, plus leur racine est importante. Dans ce modèle et à une certaine profondeur, il existe une surface dite de compensation, où les pressions seront hydrostatiques. Les reliefs seront donc compensés par une racine crustale et les dépressions par une anti-racine.

*** Modèle de Vening-Meinesz (modèle régional)**

Les modèles classiques d'Airy et Pratt sont des modèles d'isostasie locale. Des modèles plus récents tiennent compte du fait que la partie externe du globe terrestre, la lithosphère, peut subir des contraintes latérales importantes et se déformer sous l'action de forces ou de contraintes agissant à l'échelle des temps géologiques. De ce fait, Vening-Meinesz, proposa une modification du modèle d'Airy en supposant que la racine pouvait «s'étaler». Il supposait que la croûte pouvait répondre d'une façon analogue à une plaque élastique sous l'effet d'une charge verticale telle qu'une montagne. Sous l'effet de la charge, la plaque se déforme (*flexure*). La figure 30 illustre ce concept en comparant la forme de la racine dans le modèle d'Airy et dans celui de Vening-Meinesz. Pour illustrer le fait que la racine est plus large que la charge on utilise le terme *d'isostasie régionale*. Ce modèle, proposé par Vening-Meinesz est aujourd'hui considéré comme le plus probable.

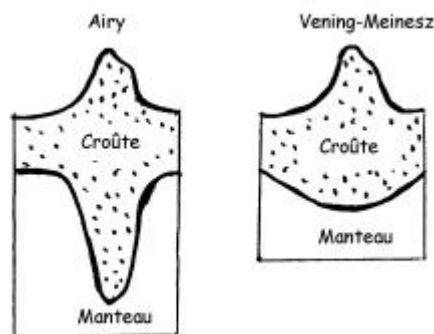


Fig.30 – Modèle de Vening-Meinesz.

On note que, le modèle d'Airy est largement utilisé dans les calculs sur l'isostasie. Les mesures de la pesanteur renseignent sur les compensations en

profondeur des reliefs superficiels. Pour cela, on peut calculer *l'anomalie isostatique*.

L'anomalie isostatique est la différence entre la valeur de la pesanteur mesurée et la valeur théorique corrigée de l'effet d'altitude, de plateau et de l'effet des masses compensatrices profondes.

- * Une ***anomalie isostatique négative***, signifie qu'à la verticale de la station de mesure existe un déficit de masse donc un excès de roche à *faible* densité par rapport à ce qui existerait s'il y avait une compensation isostatique. Dans le modèle d'Airy, pour que cette anomalie disparaisse, une adjonction de matériau dense se produira et soulèvera le secteur considéré.

- * A l'inverse, une ***anomalie isostatique positive*** impliquera qu'à la verticale de la station de mesure existe un excès de matière à *forte* densité. Pour qu'il y ait compensation du secteur, une diminution de matériau dense situé au-dessus de la surface de compensation devra se produire: la partie de l'écorce faite de matériaux léger doit s'enfoncer.

6) Les réajustements isostasiques

a – Soulèvement de la lithosphère

Il s'agit des mouvements verticaux de soulèvement à grand rayon de courbure indépendants des mouvements orogéniques liés à la formation des chaînes de montagnes. L'exemple représentatif est celui de la Scandinavie. C'est une région où l'on observe un lent soulèvement de 1 cm/an. Cette région est le siège d'une anomalie négative attestant un déficit de masse. Cette remontée est due à la fonte des glaces ; ainsi la région se met à retrouver un nouvel équilibre par un soulèvement pour compenser le déficit de masse créé par la fonte des glaces.

b – Erosion des chaînes de montagnes

Au cours des temps, les chaînes de montagnes jeunes subissent une érosion de l'ordre de 200 m/Ma. Elles s'allègent et tendent à s'élever. La disparition de cette matière légère en surface est compensée en profondeur par l'arrivée de la matière dense du manteau. On assiste alors à une remontée progressive de la racine des chaînes de montagnes, ce qui permet l'affleurement des roches de profondeurs telles que les granites.

c - Subsidence

Certaines régions du Globe ont connu au cours des temps géologiques des grandes accumulations de roches sédimentaires de 2000 à 3000 m d'épaisseur.

La croûte s'alourdit progressivement et tend à s'enfoncer. L'apport de matière légère en surface est compensé en profondeur par le départ de matière dense : c'est la subsidence.

III - Le magnétisme de la Terre

L'existence du champ magnétique terrestre a été reconnue avec la découverte de l'orientation aimantée (boussole) au XI siècle.

La Terre, comme certaines autres planètes du système solaire, se caractérise par l'existence d'un champ magnétique, qui s'est maintenu dans le temps et a permis le développement de la vie en protégeant la Terre des radiations ionisantes comme la couche d'ozone. Les conséquences géologiques de ce champ magnétique sont considérables du fait de la "fossilisation" du champ magnétique terrestre par certaines roches.

1) Le champ magnétique terrestre

Il peut être assimilé à celui produit par un dipôle situé en son centre et dont l'axe fait un angle de 11° avec l'axe de rotation de la Terre : le pôle Nord magnétique N_m est à 1900 Km du pôle géographique N_g dans le Canada et le pôle Sud magnétique S_m est à 2300 Km du Sud géographique S_g en terre Adélie en Antarctique.

Pour déterminer les différents éléments du champ magnétique terrestre représenté par un vecteur \vec{F} = force totale, on trace un trièdre (Fig.31).

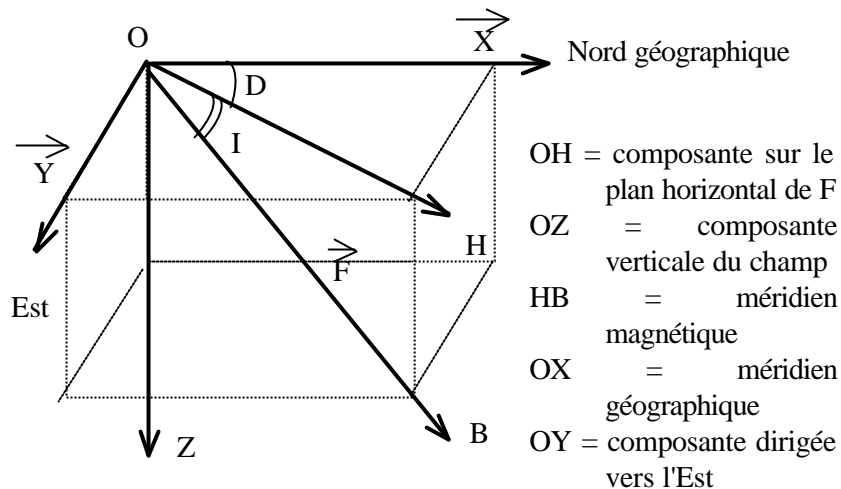


Fig.31 – Les différentes composantes du champ magnétique.

- **Déclinaison D**: angle entre la direction indiquée par la boussole (Nord magnétique) et le Nord géographique. Il est compté positivement vers l'Est. Les lignes d'égale inclinaison convergent vers les pôles magnétiques tout en demeurant au voisinage des pôles géographiques;
- **Inclinaison I**: l'angle entre OB et le plan horizontal, I est positif si B pointe vers le bas et négatif si B pointe vers le haut et varie avec la latitude; -90° au pôle N_m , $+90^\circ$ au pôle S_m ; \longrightarrow
- **Intensité** représentée par le module de OB. L'unité de mesure de l'intensité du champ magnétique est le tesla (T) ou le nanotesla nT ($= 10^{-9}$ T). C'est la force avec laquelle l'aiguille de la boussole est attirée \Rightarrow la valeur maximale du champ se rencontre au niveau des pôles S avec 70000 nT et la valeur la plus faible au niveau de l'Equateur avec 33000 nT.

Les variations de l'intensité du champ magnétique révèlent les particularités minéralogiques et structurales du sous-sol \Rightarrow une des méthodes de la prospection géophysique.

2) La fossilisation du champ magnétique terrestre

Il existe dans les roches un certain nombre de minéraux ferromagnétiques qui, en se plaçant dans un champ magnétique peuvent acquérir une aimantation forte.

Ces minéraux ferromagnétiques se rencontrent aussi bien dans les roches magmatiques que dans les roches sédimentaires. Les principaux minéraux sont les oxydes de fer, de titane, FeO, Fe₂O₃, et Fe₃O₄ (magnétite).

S'il s'agit des roches magmatiques, l'aimantation des minéraux ferromagnétiques se produit lors du refroidissement, au-dessous d'une température nommée point de Curie qui varie de 500° à 700°C selon les minéraux. Cette température est nettement inférieure à la température de fusion de la roche (900° à 1000°) ce qui permet aux minéraux de fossiliser le champ magnétique ambiant et de conserver tous les paramètres du champ (Intensité, D, I).

S'il s'agit des roches sédimentaires, au moment de leur dépôt, les particules magnétiques détritiques provenant de l'érosion des roches endogènes s'orientent selon les lignes du champ de l'époque et ne fossilisent que la déclinaison car l'intensité de leur aimantation est beaucoup plus faible que les roches endogènes.

Généralement, en présence d'un champ magnétique, la matière peut acquérir l'un des trois comportements magnétiques suivants:

a – Diamagnétisme

La plupart des corps solides, les liquides et les gaz sont diamagnétiques. Ils s'aimantent inversement au champ appliqué.

b - Paramagnétisme

Les corps contenant des ions ou des atomes de fer, prennent une aimantation positive dans le sens du champ magnétique dans lequel ils sont plongés. C'est une aimantation faible et elle diminue avec la température et devient nulle quand le champ est interrompu.

c - Ferromagnétisme

C'est une aimantation forte qui se poursuit même si on supprime le champ ambiant, toute en gardant une certaine température. Les corps ferromagnétiques sont le fer, l'acier, l'hématite, la magnétite.

3) Les anomalies magnétiques et l'échelle paléomagnétique

Anomalie positive (+): le champ magnétique fossile est dans le même sens avec le champ actuel \Rightarrow addition.

Anomalie négative (-): le champ magnétique fossile est dans le sens contraire de champ actuel.

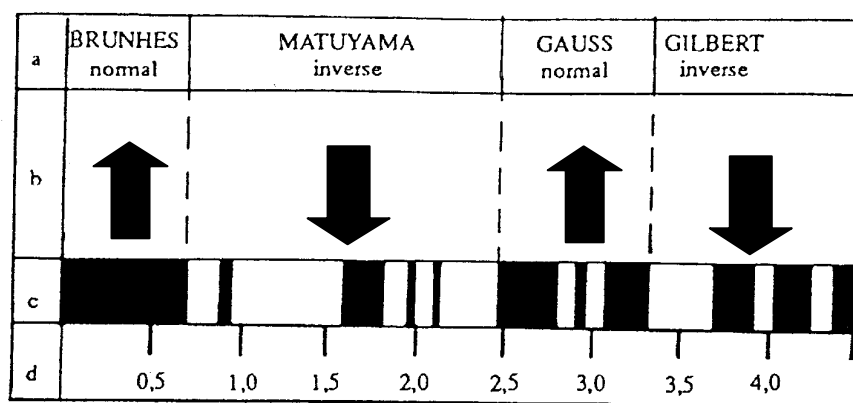
- Lorsque des roches riches en minéraux ferromagnétiques se mettent en places (roches magnétiques), non seulement elles fossilisent le champ existant, mais de plus, leur aimantation va s'ajouter à la valeur du champ moyen actuel, créant une anomalie magnétique positive;

- A l'inverse, de grandes épaisseurs de roches sédimentaires ou des dômes de sel peuvent provoquer des anomalies négatives locales.

Dans tous les océans, les anomalies positives et négatives s'organisent en bandes parallèles. Ces anomalies résultent de la fossilisation du champ magnétique par les basaltes de la croûte océanique. Les anomalies positives sont dues à une aimantation des basaltes lors de leur refroidissement dans le même sens que le champ actuel, les deux valeurs s'ajoutent. Les anomalies négatives sont dues à une aimantation des basaltes dans un champ opposé à

l'actuel, lors d'une inversion des pôles. Le fait que ces bandes restent parallèles montrent que l'emplacement des pôles est resté sensiblement toujours autour de la position actuelle.

On définit ainsi des époques de champ de même sens que le champ actuel correspondant aux anomalies positives et des époques de champ inverse pour les anomalies négatives ⇒ échelle paléomagnétique.



a : époques

b : orientation du champ magnétique

c : champ magnétique

d : âge en Ma (1 Ma = 10⁶a)

Fig.32 – L'échelle paléomagnétique.

Pendant ces époques de durée assez longue, on enregistre parfois des événements (Fig.32) pendant lesquels le champ s'est à nouveau inversé pendant un temps plus court.

4) La détermination des paléopôles

- L'inclinaison du champ I en un point et la latitude L de ce point sont liées par la relation:

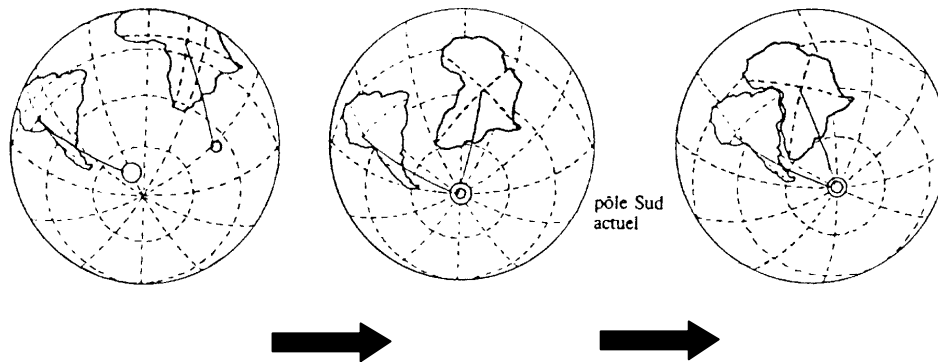
$$\operatorname{tg} I = 2 \operatorname{tg} L$$

La paléoinclinaison fossilisée dans une roche permet alors de connaître la paléolatititude du point de prélèvement. La déclinaison D mesurée donne, le paléoméridien magnétique du lieu.

Le paléopôle magnétique virtuel (PMV) se trouve sur ce méridien magnétique, l'angle entre le point de prélèvement, le centre de la Terre et le PMV étant alors de $90^\circ - L$.

Pour connaître la position relative de plusieurs continents à une époque donnée, on prélève sur ces continents des roches de même âge, ce qui permet la détermination des PMV de chacun des continents (Fig.33).

Comme l'emplacement des PMV n'est pas sensiblement différent de celui des pôles actuels, on déplace alors les continents de manière à superposer les PMV à un des pôles actuels.



Détermination de la distance entre le lieu du prélèvement et le paléopôle
 Superposition des paléopôles et du pôle actuel (dans ce cas c'est le Sud)
 Positionnement supposé des continents d'après leur forme

Fig.33 – Détermination des paléopôles.

IV – La flux de chaleur et la radioactivité

1) Le flux de chaleur

- La température du sol varie avec l'insolation. On distingue des variations journalières et des variations annuelles; ces dernières atteignant au maximum 10 à 20° autour de la température moyenne annuelle:

* Les variations journalières s'atténuent rapidement en profondeur; elles ne sont sensibles que sur quelques mètres;

* Les variations annuelles se font sentir jusqu'à 10 ou 30 m, profondeur où la température, constante toute l'année, est égale à la température moyenne du lieu.

- Au-delà, la température augmente régulièrement de 1° pour 30 m d'approfondissement : c'est le **gradient géothermique**.

Le degré géothermique varie d'un endroit à l'autre suivant les conditions topographiques et la conductibilité thermique des roches. Par contre, jusqu'à 7000 m, profondeur maximum atteinte par sondage, il demeure constant.

La T° de fusion des roches les plus résistantes est de 1300°C , correspondant à une profondeur moyenne de $1300 \times 30 = 39000 \text{ m} = 39 \text{ Km}$. Cette profondeur est variable : plus de 30 à 80 Km sous les continents et de 7 Km sous les océans.

La T° centrale élevée serait un héritage de la phase de fusion par laquelle la Terre aurait passé, il y a 4 à 5 milliards d'années.

Cette variation de la température est liée à un flux de chaleur permanent depuis l'intérieur du globe jusqu'à la surface. Chaque seconde, la Terre perd ainsi par toute sa surface une quantité d'énergie d'origine interne de l'ordre de $4,2 \cdot 10^{13} \text{ W}$, soit $0,05 \text{ W/m}^2$ en moyenne.

Des variations importantes du flux géothermique s'observent suivant les régions (Fig.34): les zones des dorsales océaniques, les régions volcaniques se caractérisent en particulier par des flux géothermiques remarquables qui peuvent être dix fois plus importants que la moyenne.

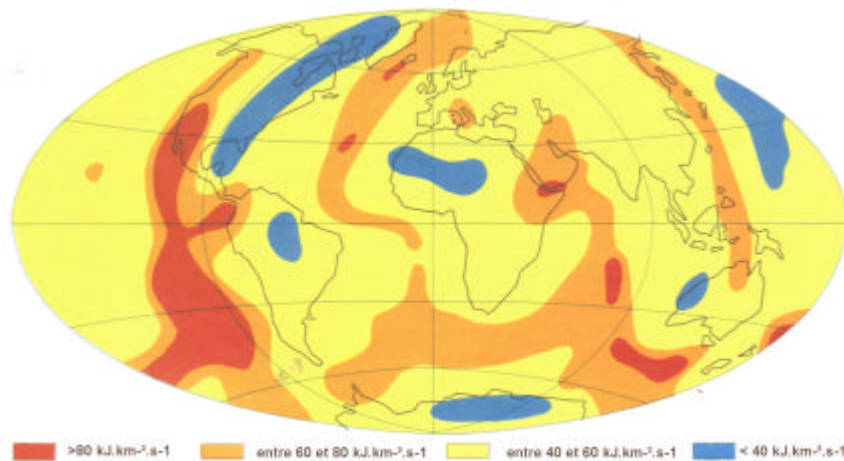


Fig.34 – Répartition des dégagements de chaleur par seconde à la surface du Globe terrestre (Périlleux et Thomas, 1988).

2) L'origine de l'énergie interne du Globe

La principale source de chaleur est la désintégration d'isotopes radioactifs de longues périodes tels l'uranium (^{235}U et ^{238}U), le thorium (^{232}Th) et le potassium (^{40}K). Leurs concentrations dans les matériaux terrestres sont faibles mais suffisantes pour produire une quantité notable de chaleur.

Par ailleurs, le temps nécessaire pour que la radioactivité de ces éléments diminue de moitié (période de l'élément) est considérable (de l'ordre de milliard d'années).

On estime que la radioactivité totale (y compris celle du manteau inférieur et du noyau) représente actuellement la moitié de l'énergie d'origine interne perdue par la Terre.

C - STRUCTURE DU GLOBE TERRESTRE

I - La croûte terrestre

La partie superficielle du globe terrestre accessible par forages ou puits, est appelée croûte. 71% de la surface du globe est recouverte par les océans : planète "océane" et 29% de terres émergées. La croûte est constituée d'une croûte continentale et d'une croûte océanique.

L'étude de la propagation des ondes sismiques (naturelles ou provoquées) fournit des renseignements intéressants sur l'épaisseur de la couche la plus externe du globe : la croûte terrestre. La V_p est de 5,6 Km/s dans la croûte continentale et de 6,5 Km/s dans la croûte océanique. Puis apparaît une discontinuité plus marquée (la V_p augmente jusqu'à 8 Km/s) à une profondeur variable : 5-8 Km sous les océans et 30-80 Km sous les continents c'est la discontinuité de MOHO (du nom de l'auteur qui a mis en évidence la discontinuité lors du séisme de Croatie en 1909).

La croûte continentale et la croûte océanique se distinguent par leur *épaisseur* (Fig.35). Elles diffèrent aussi par *la nature des roches* qui les constituent : la croûte océanique est essentiellement formée de basaltes et de gabbros alors que la croûte continentale est surtout granitique. Cette différence de nature chimique entraîne une variation de leur densité et donc de la propagation des ondes sismiques qui les traversent.

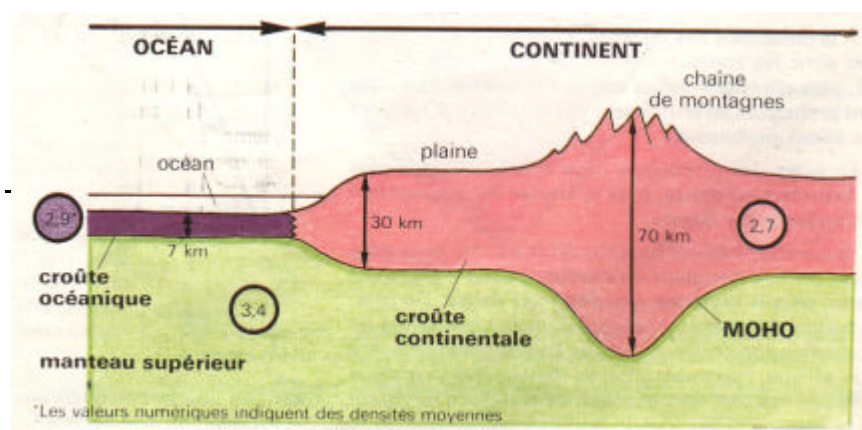


Fig.35 - Structure de la croûte terrestre (Tavernier, 1988).

1) La croûte continentale

a – Morphologie et géologie

La géologie des continents est très complexe. La croûte continentale est constituée de 55% de roches métamorphiques, 40% de roches magmatiques et 5% de roches sédimentaires. Sa composition est assimilée à celle du granite et sa densité moyenne est proche de 2,7. On peut distinguer quelques ensembles fondamentaux :

- les boucliers ou craton : affleurement de roches très anciennes (600 à + 3500 millions d'années), très fortement plissées, mais arasées par l'érosion;
- les plates-formes : secteurs continentaux où les boucliers sont recouverts par des couches de terrains plus récents et restés horizontaux;
- les chaînes de montagnes : zones en reliefs plus ou moins élevées, formées par des roches intensément déformées par des plis et des failles, mais dont l'âge est toujours inférieur à 600 MA.

On y distingue :

- * les chaînes calédoniennes (-530 - 400 MA);
- * les chaînes hercyniennes (400 - 250 MA);
- * les chaînes alpines (250 MA - actuel).

Les chaînes de montagnes calédoniennes et hercyniennes ont été érodées et recouvertes en de nombreux endroits de terrains plus récents.

b – Structure de la croûte continentale

On distingue de haut vers le bas :

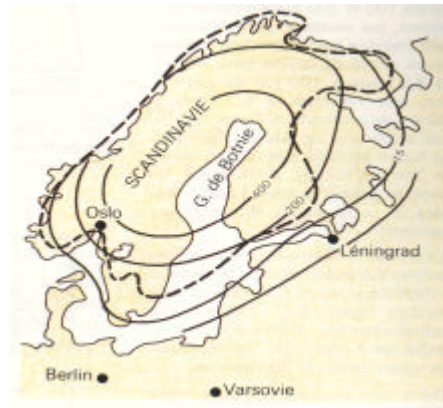
- sédiments : $e =$ quelques Km;
- couche complexe : $e = 30-80$ Km, formée en grande partie de roches acides de $d = 2,7$. Le Moho limite vers le bas avec netteté cette croûte avec le manteau supérieur. La composition chimique de la croûte continentale est essentiellement formée de Si et Al d'où son nom de **Sial** et celle du manteau supérieur de Si et Mg d'où son nom de **Sima**.

c - Mobilité verticale de la croûte continentale

- **L'isostasie** : L'état d'équilibre des différentes couches de la lithosphère au-dessus d'une surface dite de compensation isostatique, est appelé **isostasie**. Tout se passe comme si le Sial plus léger "flottait" sur le Sima et s'y enfonçait d'autant plus qu'il est plus épais, à la manière d'un bateau.

Un très remarquable exemple de cet équilibre isostatique est fourni par la Scandinavie (Fig.36). La dernière calotte glaciaire IV^{ème} qui s'est étendue jusqu'à Brandebourg, n'a disparu que récemment : il y a 10 000 ans. Son épaisseur devait être à l'époque de l'avance maximale des glaces de 2 500 m : elle pesait sur le continent, refoulant le Sima visqueux. Lors de la fusion, la pression ayant disparu, le continent s'est soulevé : certaines plages ont été portées à 250m et parallèlement le fond de la Baltique se relève encore à la vitesse d'un mètre/siècle. **Le réajustement est donc très lent donc la viscosité du Sima est très grande.**

Fig.36 - Mobilité verticale de la croûte continentale de la Scandinavie (Tavenier, 1988).



De même le continent Antarctique est actuellement déprimé sous le poids du glacier Inlandsis. La preuve est donnée par la profondeur anormale (jusqu'à 500m) du plateau continental entourant le continent : celle-ci ne dépasse pas 200m le long des autres continents.

- **La subsidence** : Les delta des rivières et des fleuves s'enfoncent sous le poids des sédiments qui s'y accumulent; l'épaisseur pouvant aller jusqu'à 5 Km. On donne ce phénomène le nom de subsidence. Il existe plusieurs causes possibles à cet enfoncement de la lithosphère, la subsidence rend compte des mouvements verticaux qui jouent un rôle déterminant dans l'évolution des roches et la mise en place des reliefs.

2) La croûte océanique

a – Morphologie

Une chaîne de montagne (de -2000 à -3000 m) se ramifie dans toutes les plaines abyssales des océans (-4000 m), siège de volcanisme et de sismicité. Cette chaîne est située au niveau du rift océanique.

Les limites océans- continents sont de 2 types (Fig.37):

- **les marges continentales actives** : avec une fosse océanique profonde (-8 à -11 Km) bordière des continents. Ce type de marge est le lieu d'une sismicité et d'un volcanisme intense. Ex : la marge de l'Ouest Pacifique. Ces marges jouent un grand rôle dans la tectonique des plaques (subduction). Le plateau continental et le glacis sont réduits ou absents. Dès le littoral, le talus continental plonge jusqu'à une profondeur de 5000 m à 10 000 m pour former une fosse océanique profonde de 11 Km au large des îles Mariannes (archipel volcanique à l'Est des Philippines). Cette fosse explorée en 1960 par le bathyscaphe (engin de plongée) Trieste III, est revêtue d'un dépôt d'argiles rouges d'origine mal connue.
- **les marges continentales passives** : avec plateau continental, talus et pente (ou glacis).

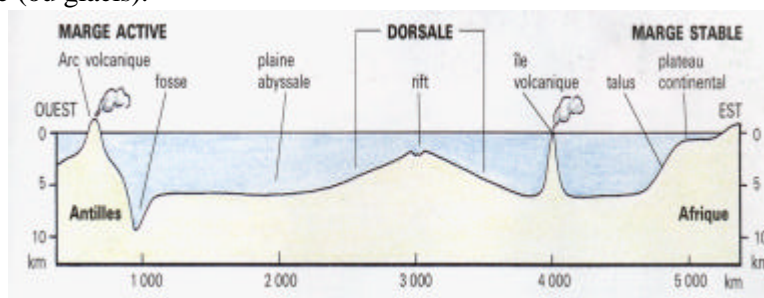


Fig.37 - Topographie du fond de l'Océan Atlantique (Tavernier, 1988).

b - Structure et géologie de la croûte océanique

De haut en bas et sous une tranche d'eau de 4,5 Km en moyenne, on peut distinguer:

- **couche 1** : composée de sédiments, épaisse de quelques Km près des continents et de 0 m près des dorsales. La moyenne étant de 300 m. $d = 2,3 - 1,93$;
- **couche 2** : appelée parfois socle, composée surtout de basalte. $e = 1,7 \pm 0,8$ Km; $d = 2,55$;
- **couche 3** : c'est la couche océanique proprement dite formée principalement de gabbro (roche magmatique). On peut trouver aussi de la serpentine engendrée par hydratation du sommet du manteau. $e = 4,8 \pm 1,4$ Km; $d = 2,95$.

II - La structure des zones profondes du Globe

- **Globe a**) à structure interne homogène (Fig.38) : les ondes suivraient des trajectoires rectilignes et leur vitesse serait constante; ainsi, au niveau des stations 1, 2, 3 de plus en plus éloignées de l'épicentre, l'ébranlement (le tremblement) arrive de plus en plus tard.
- **Globe b**) à structure interne hétérogène Fig.38) : la vitesse de propagation des ondes n'est pas constante. Ces ondes sont déviées à l'intérieur et leur allure est courbe \Rightarrow présence des surfaces qui dévient et amortissent les ondes \Rightarrow c'est le cas observé pour le globe terrestre.

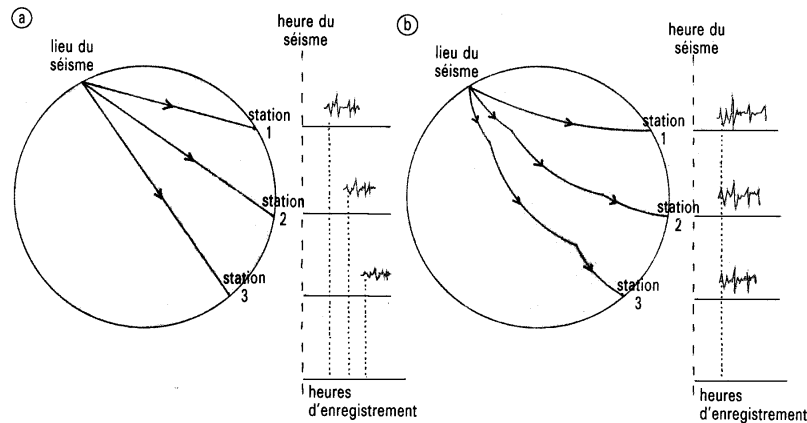


Fig.38 - Propagation des ondes dans un Globe homogène (a) et un Globe hétérogène (b) (Hervé, 1988).

1) La vitesse des ondes à l'intérieur du Globe

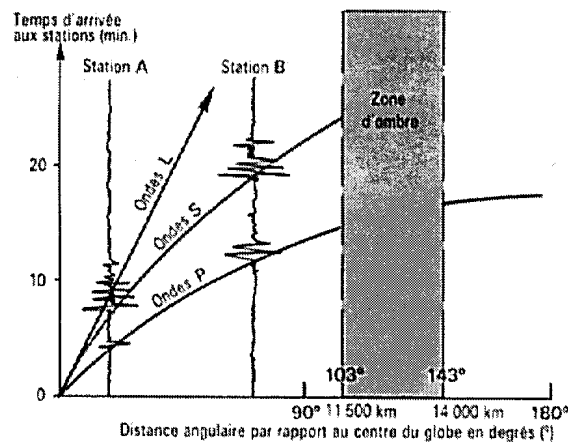


Fig.39 - Hodographe avec la zone d'ombre (Dodeman, 1992).

On peut tracer une courbe du temps d'arrivée des ondes en fonction de la distance épacentrale \Rightarrow **hodographe** (Fig.39):

- Dans les stations situées à moins de 11 500 Km (103°) de l'épicentre, on enregistre des ondes P et S directes;
- Entre 11 500 Km et 14 500 Km (143°), il existe **une zone d'ombre sismique** caractérisée par l'absence de réception des ondes P et S;
- Au-delà de 14 500 Km, des ondes P réapparaissent mais ce sont des ondes plus complexes PKP. Les spécialistes ont pu établir qu'elles ont subi une double réfraction sur une surface de discontinuité profonde séparant une zone externe le manteau, d'une zone interne le noyau. En revanche, les ondes S ne réapparaissent pas au-delà de 14 500 Km; elles ne sont donc pas transmises par le noyau. Donc la partie externe du noyau se comporte comme un liquide vis-à-vis des ondes sismiques.

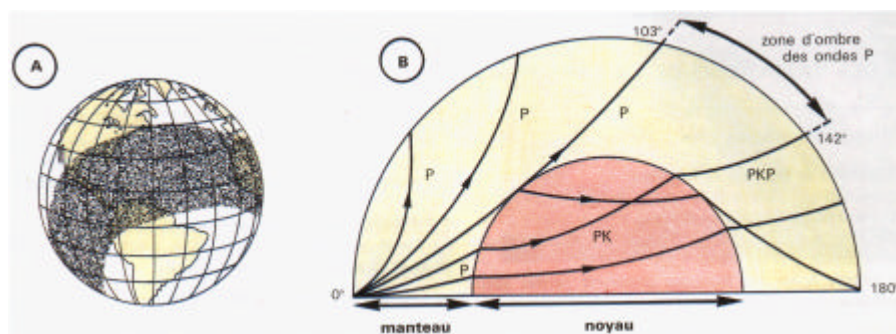


Fig.40 - Trajectoire des ondes P à l'intérieur du Globe terrestre (Tavernier et Lizeaux (1993).

L'étude d'un très grand nombre de séismes a permis de calculer les vitesses de propagation des ondes aux diverses profondeurs et de fixer le tracé des rayons sismiques (Fig.40).

2) La présence des surfaces des discontinuités

- A une profondeur variable (5-8 Km sous les océans et 30-80 Km sous les continents) apparaît une discontinuité : **c'est la discontinuité de MOHO** où la V_p augmente jusqu'à 8 Km/s. Le MOHO sépare la croûte du

manteau supérieur dont la partie superficielle (toit) est encore rigide et formée de péridotites (Fig.41);

- La Vp subit ensuite un ralentissement jusqu'à 7,6 Km/s vers 80 Km de profondeur (zone de faible vitesse) et remonte à 8 Km/s vers 200 Km. C'est un milieu visqueux et plastique formé de roches en fusion = **asthénosphère**;
- Une autre discontinuité apparaît à 2 900 Km : les ondes P sont ralenties de 13,6 jusqu'à 8 Km/s et les S sont stoppées : **c'est la discontinuité de Gutenberg** (Fig.42; 43);
- Enfin, une brusque accélération de Vp vers 5100 Km : **c'est la discontinuité de Lehman** qui sépare le noyau externe liquide du noyau interne (graine) qui serait solide (Fig.42; 43).

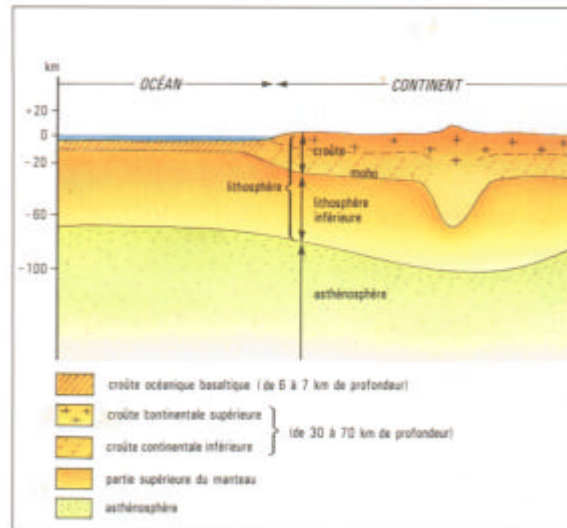


Fig.41 - Schéma de la croûte du Globe et mise en évidence de la discontinuité de Moho (Leroy, 1988).

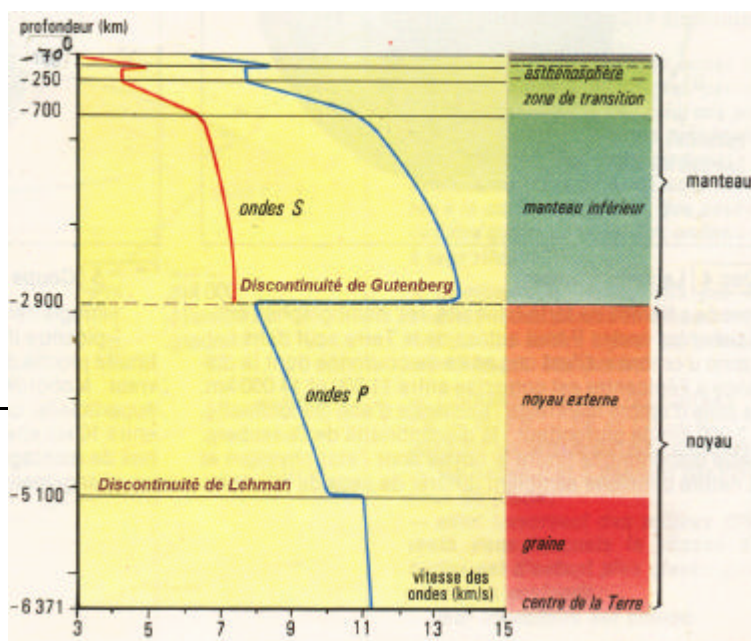


Fig.42 - Propagation des ondes P et S en fonction de la profondeur du Globe terrestre (Leroy, 1988).

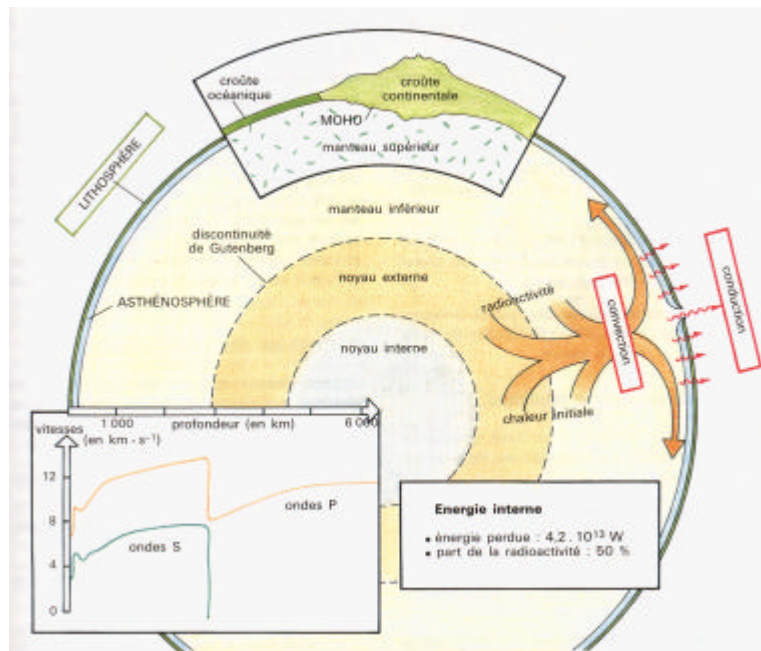


Fig.43 - Schéma récapitulatif de la structure interne du Globe terrestre (Tavernier et Lizeaux, 1993).