F

L A T E R R E

Pourquoi y-a-t-il du sable et des montagnes ?

La sismologie ;

Structure interne de la Terre ;

L'atmosphère de la Terre.

INTERET D'ETUDIER LA TERRE DANS UN COURS SUR LE SYSTEME SOLAIRE.

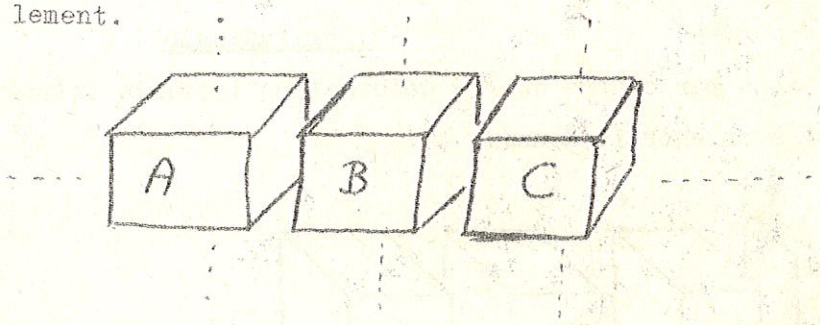
La Terre est la planète que nous connaissons le mieux (quoique encore très mal !). De plus, ses caractéristiques physiques (masse, densité, ...) ressemblent beaucoup à celles de Mars, de Vénus et de Mercure ; en l'étudiant, alors, nous espérons obtenir quelques renseignements sur ces planètes. L'atmosphère de la Terre manifeste beaucoup de phénomènes compliqués, tels les ouragans, les cyclones, etc... ; il est instructif de les comparer aux phénomènes atmosphériques que nous observons sur les autres planètes, par exemple, les tempêtes de sable sur Mars ou la grande tâche rouge de Jupiter.

QUELQUES NOTIONS UTILES POUR L'ETUDE DE LA TERRE.

PROPAGATION D'ONDES ELASTIQUES DANS UN MILIEU ISOTROPE.

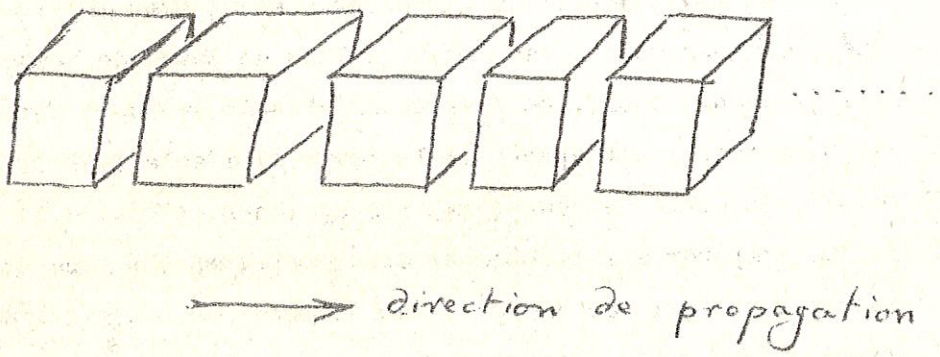
Considérons un milieu solide et déformable ; supposons qu'un endroit donné à l'intérieur soit soumis à une déformation instantanée.

Nous pouvons considérer que le milieu est composé de plusieurs petits "cubes" de matière déformable, dont les volumes sont égaux initialement.

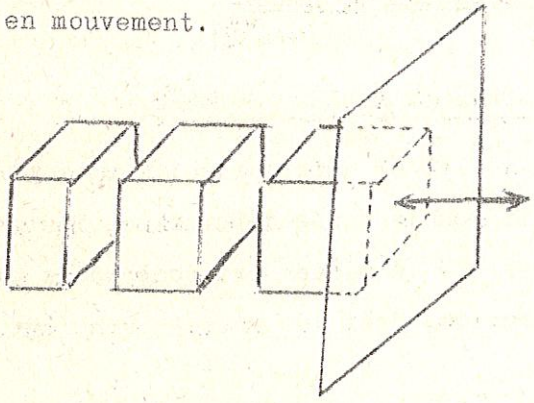


Supposons que l'endroit A soit soumis à une compression dans la direction A B C ... Le premier cube, A, se comprime ; étant élastique, il se redresse, ce qui fait comprimer le deuxième cube B etc. Par conséquent, cette compression initiale "se propage" dans la direction considérée ;

la vitesse de propagation dépend des constantes élastiques du milieu.
Quelque temps après la compression initiale, la disposition des cubes est :

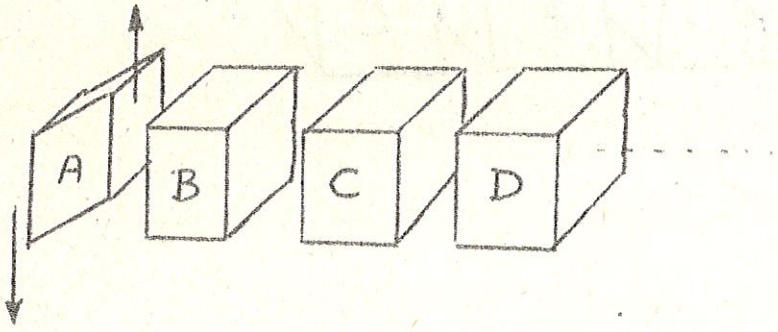


Finalement cette "perturbation" atteint la limite du milieu, qui se met aussi en mouvement.



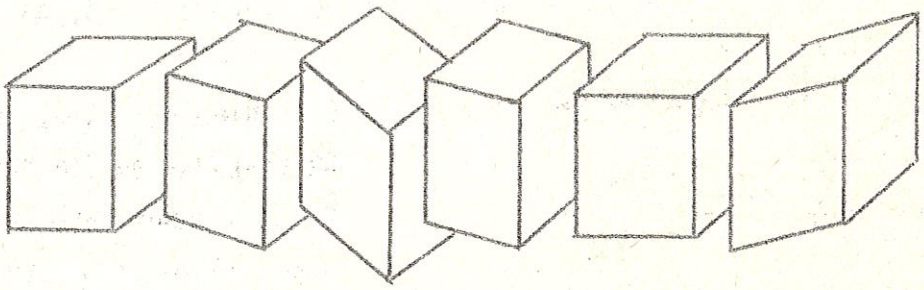
La durée de vie de l'oscillation ainsi déclenchée dépend des constantes élastiques du milieu.
Ce type d'onde, composé des déformations parallèles à la direction de propagation est appelée une onde "<u>longitudinale</u>".

Supposons par contre que la déformation initiale introduit un "cisaillement" à un endroit donné.

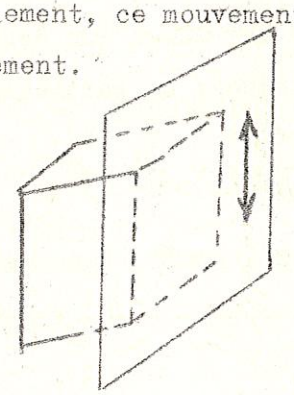


Le premier cube change sa forme sans changer son volume ; étant élastique, il se redresse, ce qui introduit un cisaillement du cube voisin, etc... Le cisaillement se propage dans la direction A, B, C ; la vitesse de propagation dépend des constantes élastiques de cisaillement. Quelque temps après

le cisaillement initial, la disposition des cubes est :



Finalement, ce mouvement atteint le bord du milieu, qui se met aussi en mouvement.



On remarque que cette fois-ci, l'oscillation de la surface est parallèle à elle-même.
Ce type d'onde, composé des déformations de cisaillement, est appelé une onde "<u>transversale</u>".

En général, les deux types d'onde se propagent à différentes vitesses, parce que les constantes élastiques qui interviennent sont différentes.

Les ondes longitudinales se propagent dans tout milieu qui résiste à une compression -gaz, liquide ou solide. Un exemple particulier des ondes longitudinales est constitué par les ondes sonores.

Par contre, les ondes transversales ne peuvent pas se propager dans un milieu qui ne résiste pas au cisaillement -donc elles ne se propagent pas dans un gaz ou dans un liquide.

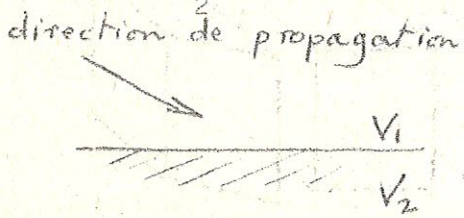
Une déformation arbitraire (par exemple, un choc) déclenche la propagation d'ondes longitudinales et transversales dans toutes les directions.

PROPAGATION D'UNE ONDE ELASTIQUE DANS UN MILIEU INHOMOGENE.

La vitesse d'une onde dépend des constantes élastiques du milieu.

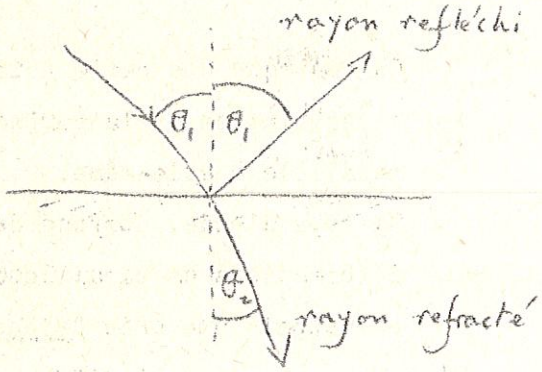
Différents milieux ont différentes constantes : donc, les vitesses sont différentes dans différents milieux. Elles ne sont pas connues a priori et doivent être mesurées en laboratoire.

Considérons d'abord la propagation d'une onde dans un milieu stratifié en deux couches : dans une couche la vitesse est V_1 et dans l'autre elle est V_2.



A la discontinuité, la direction de propagation (la "direction du rayon") change subitement : une fraction de l'énergie est réfléchie et l'autre est réfractée.

Les lois qui régissent ce comportement sont les mêmes que dans le cas optique : en particulier,



$$\frac{\sin\theta_1}{\sin\theta_2} = \frac{V_1}{V_2},$$

où θ_1 et θ_2 sont respectivement les angles d'incidence et de réfraction.

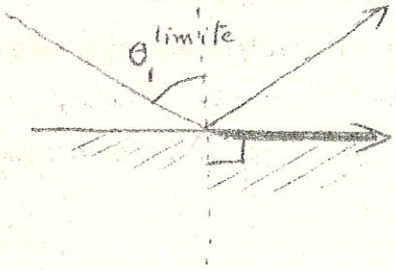
Remarquons une complication qui apparaît dans le cas d'ondes élastiques : une onde incidente longitudinale (ou transversale) incidente est non seulement réflechie et réfractée, mais fait apparaître aussi une onde transversale (ou longitudinale) réfléchie et réfractée. Pourtant, cette transformation est relativement inefficace ; on la néglige ici.

Deux cas importants se présentent en ce qui concerne le rayon réfracté.

1° $V_2 > V_1$: On a alors :

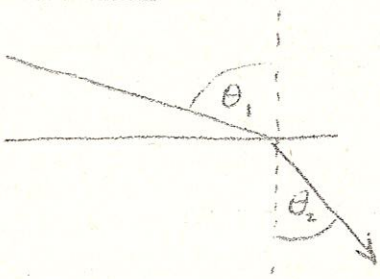
$$\sin\theta_2 = \frac{V_2}{V_1}\sin\theta_1$$

$\sin\theta_1$ est toujours inférieur à 1, mais comme $V_2 > V_1$, il y a une valeur limite de θ_1 à laquelle $\sin\theta_2 = 1$.



Quand θ_1 est supérieur à cette $\theta_{1\,limite}$, il n'y a plus de rayon réfracté : l'onde est réfléchie seulement.

2° $V_2 < V_1$: On a alors :



$$\sin \theta_2 = \frac{V_2}{V_1} \sin \theta_1 .$$

Par conséquent,

$$\sin \theta_2 < \sin \theta_1$$

et l'onde est réfractée vers la normale.

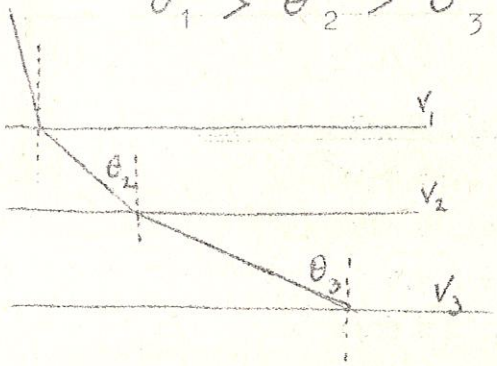
Considérons maintenant un milieu stratifié en plusieurs couches 1, 2, ... n, telles que $V_1 < V_2 < \ldots < V_n$. On suppose que l'angle d'incidence initial est bien inférieur à l'angle limite

$$\sin \theta_1^{\text{limite}} = \frac{V_1}{V_2}$$

auquel le rayon réfracté est supprimé.

La loi de Descartes nous permet de suivre le trajet d'un rayon à travers chaque couche : puisque la vitesse augmente chaque fois :

$$\theta_1 > \theta_2 > \theta_3 \ \ldots$$

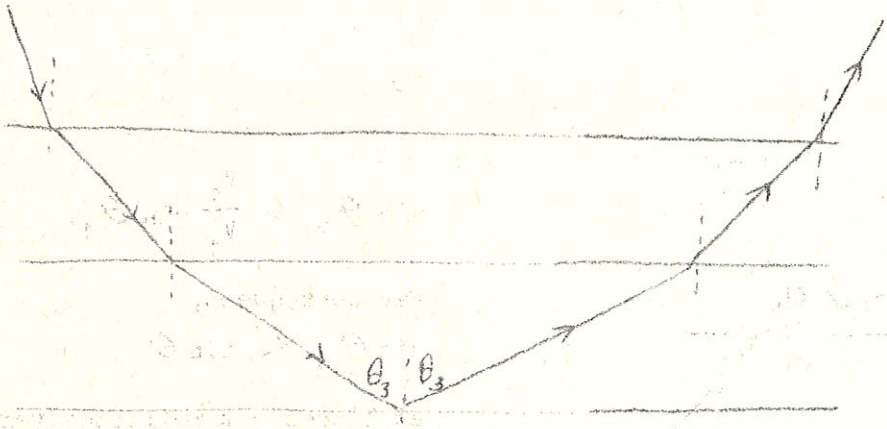


$V_1 < V_2 < V_3$

Or, puisque l'angle d'incidence sur chaque couche augmente, il peut bien arriver un moment où :

$$\sin \theta_n > \frac{V_n}{V_{n+1}}$$

A cette surface, l'onde est entièrement réfléchie et se dirige vers la surface.



On remarque la symétrie du chemin suivi et du chemin original.

QUESTION F1 : Tracer le chemin suivi par une onde dans un milieu où la vitesse de propagation croît de façon continue de l'extérieur vers l'intérieur.

QUELQUES PARAMETRES PHYSIQUES DE LA TERRE.

Masse	$5{,}98 \times 10^{27}$ g
Rayon équatorial	6 378 km
Densité moyenne	5,5
Aplatissement	0,0034
Inclinaison de l'équateur sur le plan de l'orbite	23°27'

POURQUOI Y-A-T-IL DU SABLE ET DES MONTAGNES ?

La surface de la Terre est remarquable par la présence de trois choses : une atmosphère relativement dense ayant des mouvements turbulents ; une quantité d'eau sous forme liquide ; une croûte solide dont la structure est très irrégulière et escarpée, avec montagnes, vallées, continents, etc...

Notre capacité d'étudier directement l'intérieur de la Terre est limitée ; jusqu'à présent on n'a pas pu pénétrer au-delà de 7 km environ.

La matière à la surface de la Terre subit en permanence un processus important d'érosion, dû d'une part à l'eau liquide et d'autre part à l'atmosphère. Cette érosion est très puissante - par exemple les pyramides d'Egypte seront réduites en sable dans un délai bien inférieur à 10^6 années. L'érosion atmosphérique a probablement opéré depuis la formation de la Terre ; par conséquent, la surface aurait dû être lisse et uniforme, en particulier les montagnes n'auraient pas dû exister.

Cette observation montre que la surface de la terre est dynamique ; il doit y avoir un mouvement continu de matière vers la surface. A mesure que la structure superficielle est erodée, la matière "fraîche" apparaît et produit de nouvelles montagnes, des continents, etc... On conclut que l'intérieur de la Terre n'est pas "mort", mais qu'il est au contraire le siège de mouvements puissants et (géologiquement) rapides.

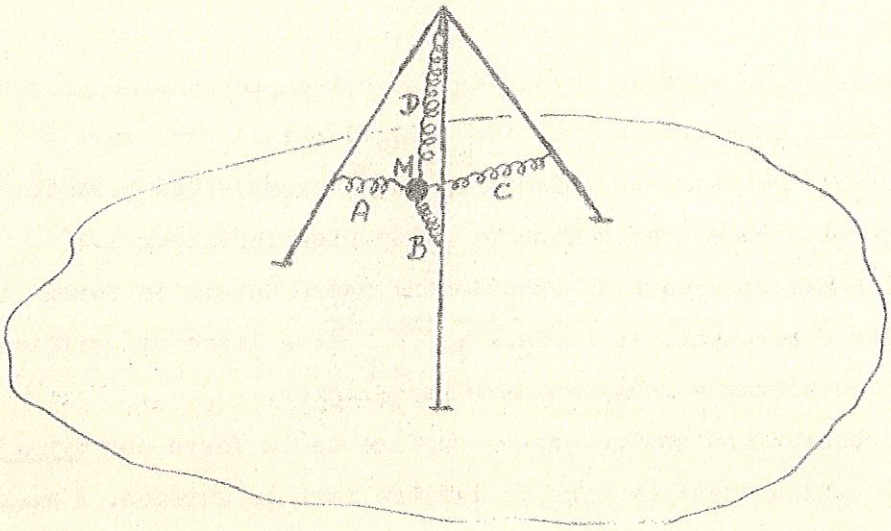
Les volcans et les séismes témoignent du même phénomène. Dans les deux cas, des "ré-arrangements" locaux de matière amènent à une accumulation des forces : puisque la matière près de la surface est presque entièrement solide, elle peut résister à ces forces pendant quelque temps. Quand les forces l'emportent, il y a des changements subits : un volcan apparaît, ou une onde élastique est déclenchée qui traverse la Terre.

Les séismes sont un outil essentiel pour l'étude de la structure interne de la Terre.

LES SEISMES TERRESTRES.

Nous avons vu qu'une onde déclenchée à l'intérieur d'un milieu élastique peut se propager jusqu'à la surface ; un mouvement de la surface témoigne de l'arrivée de l'onde. Donc pour détecter une onde sismique, il faut détecter un mouvement local de la surface terrestre.

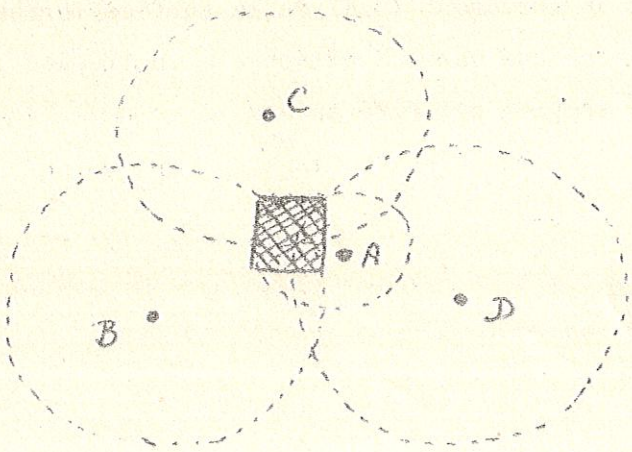
Considérons une masse M attachée à un trépied par 4 ressorts A, B, C et D. Le trépied est fixé au sol.



Supposons que le sol tremble avec un mouvement vertical -c'est-à-dire qu'il y arrive une onde longitudinale. Nous voyons que le ressort D sera activé ; en mesurant les changements de la tension qu'il subit, on peut estimer la puissance du mouvement vertical.

D'une façon analogue, les mouvements horizontaux (ondes transversales) sont repérées par le mouvement des ressorts A, B, C. Dans le cas d'un séisme arbitraire, l'ensemble des mouvements nous permet d'estimer la contribution de chaque type d'onde.

Remarquons qu'un seul sismomètre ne nous indique ni l'origine ni la direction d'une onde : il nous signale seulement son temps d'arrivée et nous permet de séparer ses composantes. Pour identifier la position d'une source, il faut en général utiliser les résultats de plusieurs appareils disposés dans une grande étendue. Considérons, à titre d'exemple, les quatre sismomètres A, B, C, D :



Supposons qu'à un temps t_A, A enregistre un signal ; les détecteurs B, C, D enregistrent un signal aux temps t_B, t_C, t_D, avec $t_A \ll t_B, t_C, t_D$. On suppose que les 4 appareils ont réagi aux ondes déclenchées par le même séisme.

Puisque $t_1 \ll t_2$, nous pouvons, dans une première approximation localiser le séisme à l'endroit A.

Ensuite, on suppose que le parcours AB est suffisamment typique pour qu'on puisse l'utiliser comme étalon : on trouve ainsi une première approximation à la vitesse de propagation. Cette vitesse nous permet de calculer le rayon d'un cercle autour de chacun des séismomètres B, C et D sur la circonférence duquel aurait dû être le séisme : l'intersection de ces cercles est une deuxième approximation à la position du séisme. Ainsi, des approximations successives nous permettent de localiser l'endroit du séisme.

En principe, il est possible, non seulement de trouver la longitude et la latitude d'un séisme, mais aussi sa profondeur. On trouve ainsi que la plupart se trouvent dans une couche superficielle dont l'épaisseur est inférieure à 40 Km ; les séismes nés à une profondeur supérieure à 200 Km sont extrêmement rares (ou, au moins, sont très difficiles à observer à cause de leur atténuation et du "bruit" sismique ambiant de la couche superficielle).

L'ensemble des séismes libère environ 5×10^{24} erg par an. Nous verrons plus loin que les séismes lunaires proviennent des régions profondes de la Lune ; de plus, l'énergie totale ainsi libérée n'est qu'environ 10^{15} erg/an.

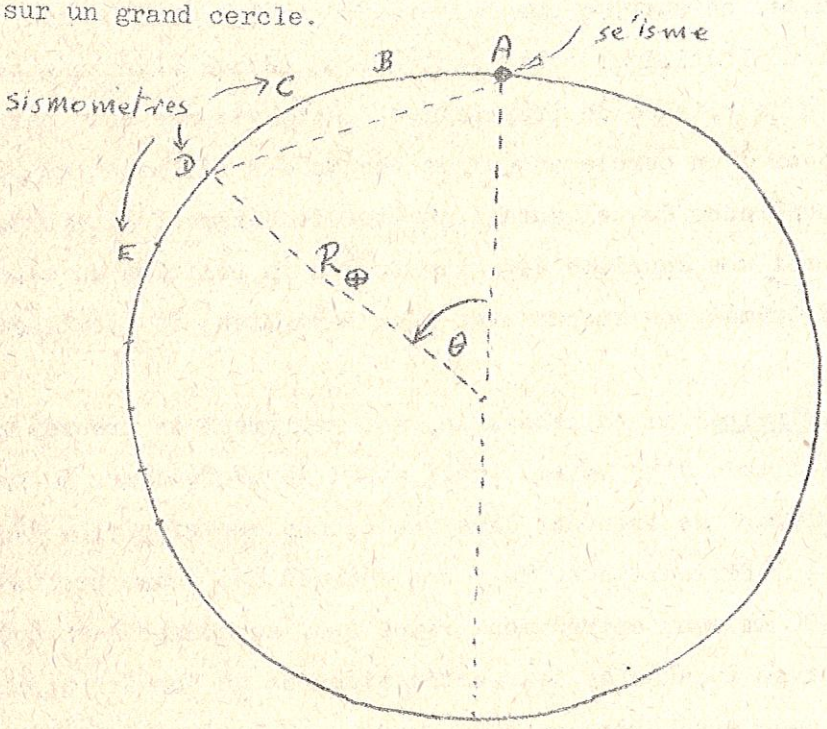
Les oscillations déclenchées par un séisme traversent la matière terrestre et leur propagation dépend des propriétés de cette matière. Par conséquent, les caractéristiques des signaux enregistrés par les sismomètres nous renseignent en principe sur la structure interne de la terre : en effet, les résultats d'un ensemble de séismomètres représentent une "radiographie" de la Terre et nous permettent d'identifier les "os", le "coeur", les "cancers", etc...!

Remarquons que nous ne sommes pas contraints d'attendre un séisme : les explosions artificielles (essais nucléaires souterrains, par exemple) fournissent d'excellentes sources d'ondes, dont la position est connue d'avance.

"RADIOGRAPHIE" DE LA TERRE PAR ONDES SISMIQUES.

STRUCTURE DES REGIONS CENTRALES.

Considérons une expérience sismique idéale. Un séisme est identifié (ou produit de façon artificielle) en un endroit A de la Terre et les ondes rayonnées sont enregistrées aux endroit B, C.... disposés sur un grand cercle.



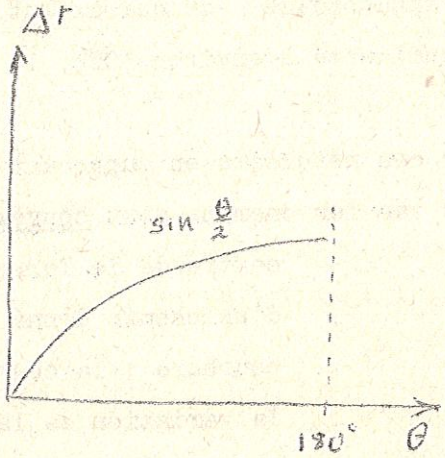
On mesure le délai entre le séisme et la réception du signal : à mesure qu'on s'éloigne de A, le délai s'accroît.

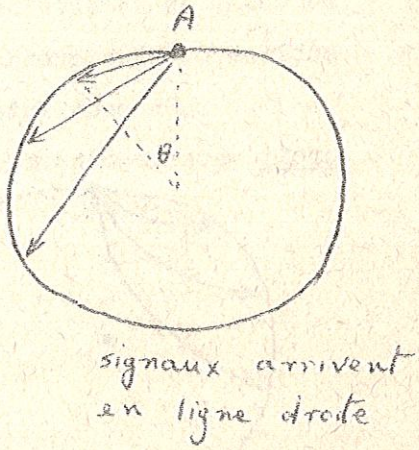
On ne connaît pas, à priori, la vitesse des signaux à travers la Terre, ni sa variation avec la profondeur.

Supposons d'abord que la vitesse soit indépendante de la profondeur et que les signaux arrivent en ligne droite. Le délai est alors :

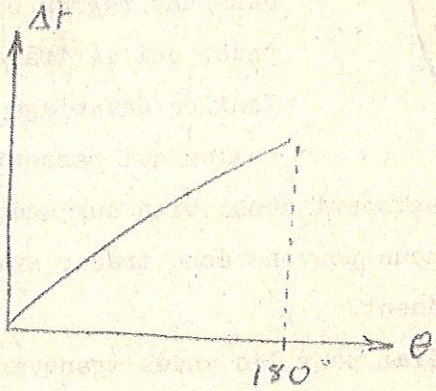
$$\Delta t \propto \frac{2r}{v_{onde}} \sin \frac{\theta}{2}$$

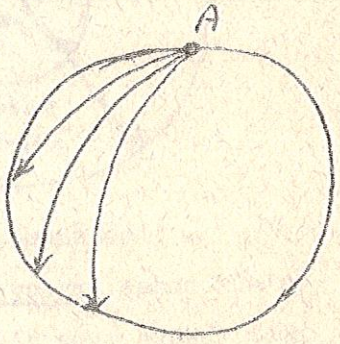
Par conséquent, l'ensemble des délais vérifie la courbe :



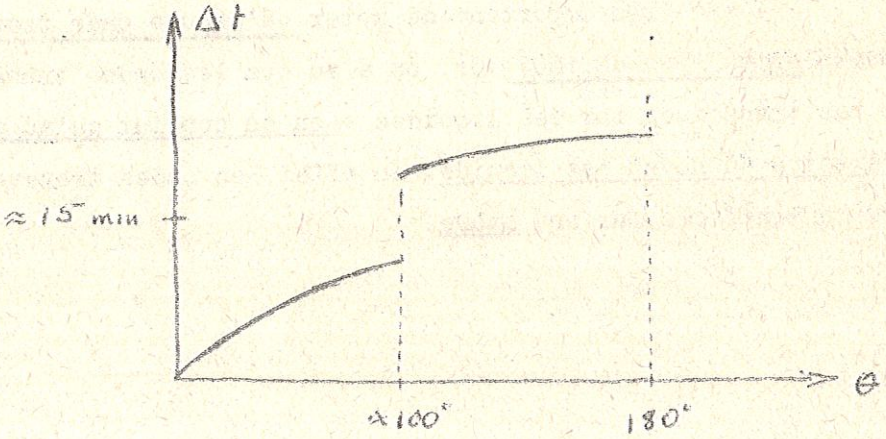


Supposons maintenant que la vitesse décroît vers le centre. Nous avons vu que dans ce cas, les chemins sont concaves par rapport au centre de la Terre. Donc, par rapport au cas précédent, les délais sont supérieurs et l'allure de la courbe $\Delta t - \theta$ n'est plus sinusoïdale : on prévoit une courbe presque linéaire (un chemin donné est plus long et la vitesse de propagation est plus grande).



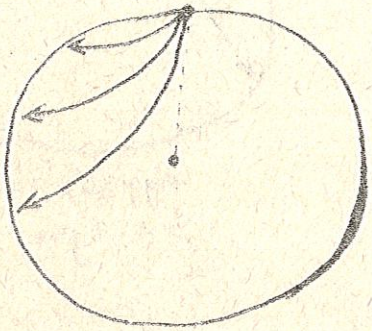


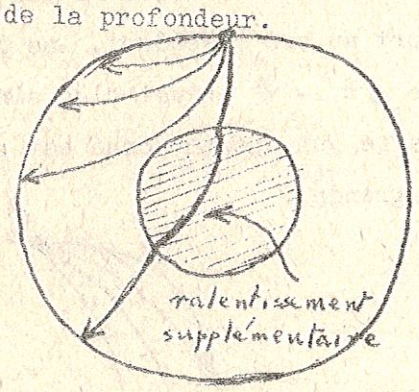
Les expériences donnent une courbe dont l'allure ne ressemble ni au 1er cas, ni au 2e.



Jusqu'à 100°, il y a une nette courbe -ce qui exclut le 2e cas ; pourtant la courbe n'est pas sinusoïdale -ce qui exclut le premier cas. De plus, on observe une discontinuité à environ 100°, le délai devenant subitement plus grand.

On peut interpréter ces résultats en supposant que la vitesse croît vers le centre. Dans ce cas les chemins sont convexes vers le centre de la Terre. La longueur d'un chemin donné dépend de sa courbure ; la courbure dépend de la variation de la vitesse avec la profondeur. Comme le délai dépend de la longueur du chemin et de la vitesse de l'onde, on peut, en principe, (la pratique est très difficile !) déduire la variation de la profondeur.





Pour interpréter la discontinuité à 100°, on suppose que la nature de la matière change subitement dans une région centrale : les ondes qui la traversent sont ralenties davantage par rapport à celles qui passent autour.

Les sismographes réagissent aussi bien aux ondes longitudinales qu'aux ondes transversales : nous pouvons donc tracer une courbe $\Delta t - \theta$ pour chaque type d'onde séparément.

On observe que le délai pour les ondes transversales est supérieur à celui pour les ondes longitudinales. La différence des vitesses est une contrainte supplémentaire sur la composition et la densité de la matière terrestre.

Il est très important de noter qu'aucune onde transversale n'est observée entre 100° et 180°. Or, on a vu que les ondes transversales ne sont pas transmises par des liquides : on en conclut qu'au moins la partie externe du noyau est liquide. En effet, en ondes transversales, le noyau se manifeste par une ombre.

Il est bien évident que les résultats sismographiques sont difficiles à interpréter, surtout en ce qui concerne les signaux qui ont traversé toute la Terre. Par conséquent, la structure de la région centrale est encore très mal connue. Il semblerait qu'un noyau entièrement liquide n'est pas compatible avec les observations : on admet généralement qu'un "noyau interne" où les signaux se propagent plus rapidement que dans le noyau liquide "externe" donne un meilleur accord avec les mesures sismologiques. Ce noyau interne serait solide -pourtant, le problème est loin d'être entièrement résolu.

Il est possible en principe de déduire la dimension du noyau et on trouve :

rayon du noyau interne $\approx$ 1200 Km

rayon du noyau externe $\approx$ 3500 Km.

STRUCTURE SUPERFICIELLE

Les sismomètres disposés tout autour de la Terre nous renseignent sur sa structure profonde ; par contre, les sismomètres situés dans le "voisinage" d'un choc (par exemple, jusqu'à $\theta = 60°$) nous permettent d'étudier la propagation des ondes dans les couches superficielles.

On a pu constater que la vitesse de propagation change de façon discontinue en plusieurs endroits : la matière superficielle semble donc stratifiée en profondeur. Mentionnons en particulier la discontinuité qui se situe vers 40 km. Elle est appelée la discontinuité de Mohorovicic, ou "Moho" ; on suppose qu'elle sépare deux régions essentiellement différentes -la zone supérieure est "la croûte", la zone inférieure "le manteau". La vitesse dans la croûte est faible par rapport à celle dans le manteau.

Il est remarquable qu'en dessous des océans la discontinuité Moho se trouve à environ 11 km seulement.

Les ondes transversales se propagent dans la croûte et dans le manteau -on en conclut qu'à l'exception de quelques "poches" de lave, leur état est solide. On considère généralement que le manteau est beaucoup plus rigide que la croûte.

"AUSCULTATION" DE LA TERRE : RIGIDITE DE LA MATIERE TERRESTRE.

Une onde élastique qui se propage est généralement amortie ; un milieu extrêmement rigide amortit les ondes très peu tandis qu'un milieu peu rigide les amortit très bien. L'amortissement est mesuré essentiellement par la durée de vie de l'oscillation : on voit ainsi qu'une cloche en acier (matière très résistante) résonne pendant longtemps tandis qu'une cloche en plomb s'amortit très vite.

Il en est de même pour les ondes sismiques. En principe, si le choc initial a été suffisamment fort, nous pouvons comparer à un endroit donné les amplitudes des ondes qui ont traversé la Terre par différents chemins -par exemple : onde directe, onde réfléchie au noyau, onde réfléchie d'abord à la croûte et ensuite par le noyau, etc... Une comparaison des amplitudes nous permet d'estimer l'amortissement aux différentes profondeurs de la Terre.

Il semble que l'amortissement est relativement faible dans la croûte, atteint un maximum dans le haut manteau et décroît jusqu'à des valeurs très faibles en dessous de 600 km. On en conclut alors que la croûte et le manteau sont séparés par une couche très peu résistante. Cette région pourrait intervenir comme une sorte de "lubrifiant", permettant à des morceaux de la croûte de "glisser" quasi librement (à l'échelle géologique !) sur le manteau sous-jacent.

On verra par la suite que l'amortissement sismique sur la Lune est très différent de celui de la Terre et nous fournit des renseignements essentiels concernant la structure superficielle de la Lune.

LA VARIATION DE PRESSION A L'INTERIEUR DE LA TERRE

Les mesures sismographiques nous permettent seulement d'estimer la vitesse des ondes à différentes profondeurs dans la Terre. Cette information n'est pas suffisante pour déterminer les autres propriétés de la matière terrestre.

Si la Terre était composée d'une matière sans résistance (un gaz), la distribution de densité pourrait être calculée à partir de l'équation hydrostatique :

$$\frac{dP}{dr} = - \frac{G\, M(r)\, \rho(r)}{r^2}$$

$$= - G \frac{\rho(r)}{r^2} \int 4\pi r^2 \rho(r)\, dr$$

M(r) étant la masse à l'intérieur du rayon r.

Supposons, à titre d'exemple, que la densité est constante, à sa valeur moyenne de 5,5 g cm^{-3}.

La pression est alors :

$$\frac{dP}{dr} = - \frac{G \rho^2}{r^2} \int_0^r 4\pi r^2\, dr$$

$$= \frac{4}{3} \pi G \rho^2 r$$

d'où :

$$P(r) = \frac{2}{3} \pi G \rho^2 \left[R_\oplus^2 - r^2 \right]$$

A une profondeur de 300 km, cette hypothèse amène à une pression d'environ 2×10^{10} dyne cm^{-2}.

La variation de la densité n'est pas connue a priori. Pourtant, une analyse des minéraux superficiels montre que leur densité est environ 3 g cm^{-3}, tandis que la densité moyenne est 5,5.

QUESTION F2 : Considérer une variation linéaire de densité :

$$\rho(r) = 3 + \alpha r$$

étant une constante.

1°) déterminer la valeur de α pour que la valeur moyenne de la densité soit 5,5.

2°) avec cette variation de la densité, trouver la pression à une profondeur de 300 km.

3°) comparer avec le résultat que nous avons trouvé pour un modèle à densité constante.

On remarque qu'à une précision de près de 10%, la pression estimée avec les deux lois différentes est la même. Plus généralement, on montre que la pression est relativement peu sensible à la variation radiale de la densité.

Ce calcul a été fait pour un milieu sans résistance. On ne connaît pas a priori la résistance de la matière terrestre. Pourtant, nous voyons qu'au-delà de 300 km, la pression dépasse 2×10^{10} dyne cm^{-2}. Toute matière solide connue cède à des forces de cet ordre de grandeur : donc, nous pouvons considérer que l'erreur faite en négligeant la résistance de la matière est relativement faible. Remarquons que ceci n'est pas vrai tout près de la surface, où l'effet de la rigidité ne peut pas être négligé par rapport à la pression ambiante.

On en conclut que la variation de pression à l'intérieur de la Terre peut être déduite de façon relativement précise.

A 600 km de profondeur, la pression dépasse déjà celle que nous pouvons créer en laboratoire de façon soutenue (par exemple, avec un pressoir !). Pour étudier expérimentalement le comportement de la matière aux pressions beaucoup plus élevées, il faut soumettre la matière à des chocs violents (par exemple, à l'aide des explosions). Nous pouvons ainsi atteindre des pressions du même ordre de grandeur que celles rencontrées dans le noyau de la Terre ; malheureusement, les conditions expérimentales ne durent que quelques microsecondes et l'information que nous pouvons en tirer est limitée.

LA VARIATION DE LA DENSITE A L'INTERIEUR DE LA TERRE.

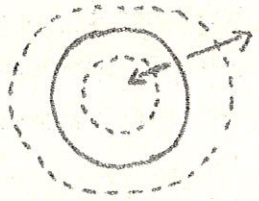
La pression croît vers le centre de la Terre parce qu'il y a de plus en plus de matière à soutenir. Donc la matière est comprimée de plus en plus.

La vitesse d'une onde sismique dépend de la nature de la matière et de sa densité. Nous avons vu que les expériences sismologiques nous permettent de déduire la variation de la vitesse d'une onde en fonction de la profondeur. Donc, si on suppose que la composition chimique de la Terre est homogène, nous pouvons déduire la variation de la densité à partir de la variation de vitesse des ondes sismiques.

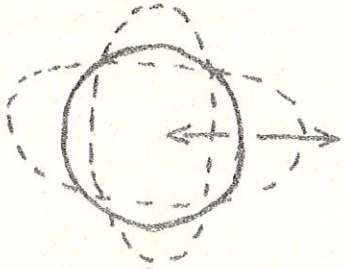
Ce genre d'analyses aboutit à un échec : on trouve que la densité du noyau devrait décroître vers le centre. Or, nous savons que le noyau externe est liquide ; cette analyse suggère que le noyau est composé d'un liquide dense superposé en permanence sur un liquide moins dense. On sait qu'une telle configuration n'est pas stable, car les liquides se mélangent. Le noyau interne, même s'il est solide, est trop petit pour sauver la situation.

La solution généralement adoptée est d'admettre que l'intérieur de la Terre n'est pas homogène : donc, les vitesses des ondes sismiques changent non seulement à cause de la densité, mais aussi à cause de la composition chimique. Comme celle-là n'est pas connue a priori, la méthode de vitesses ne peut pas être utilisée pour trouver la variation radiale de la densité terrestre.

On est amené à se servir d'un autre phénomène sismique -les oscillations de la Terre dans son ensemble. En effet, un choc sismique suffisamment puissant produit non seulement des ondes, mais déclenche aussi une oscillation de l'ensemble de la Terre. Plusieurs types d'oscillation sont observés -mentionnons-en deux :



radiale : La Terre reste sphérique mais son volume varie périodiquement.



sphéroïdale : La Terre garde un volume constant, mais sa forme varie périodiquement.

Différents types d'oscillations ont différentes périodes ; on montre que le rapport entre ces périodes dépend essentiellement de la variation radiale de la densité.

L'ensemble des sismomètres disposés sur la surface de la Terre nous permet d'identifier ces oscillations, et de mesurer leurs périodes.

On a ainsi trouvé que la densité croît régulièrement de 3 g cm^{-3} à la surface jusqu'à environ 5,7 à une profondeur de $\approx$ 3000 km -c'est-à-dire, au bord du noyau externe. A cet endroit, la densité "saute" de façon abrupte jusqu'à environ 10 g cm^{-3} ; dans le noyau, elle croît régulièrement jusqu'à environ 12 g cm^{-3}. Remarquons que l'incertitude de la détermination croît aussi avec la profondeur : elle est de quelques pourcents dans le manteau, devenant supérieure à 10% au centre.

LA COMPOSITION MINERALOGIQUE DE LA TERRE.

Seules la surface de la Terre et la matière volcanique sont accessibles aux analyses chimiques directes.

Dans la matière volcanique, on trouve les abondances suivantes :

oxygène	:	$\approx$ 45 %
silicium	:	$\approx$ 23 %
fer	:	$\approx$ 9 %
aluminium	:	$\approx$ 8 %
calcium	:	$\approx$ 6 %
magnésium	:	$\approx$ 4 %
autres	:	$\approx$ 5 %

Ces éléments sont rarement trouvés à l'état pur : ils sont généralement liés en molécules complexes à base de silicium et de fer. De plus, un minéral (c'est-à-dire un échantillon distinct de la matière) est typiquement un mélange de plusieurs molécules différentes liées dans un réseau cristallin. Dans la couche superficielle de la Terre, on connaît beaucoup de minéraux différents.

La variation de la densité et de la pression à l'intérieur de la terre ont été déterminées par des méthodes qui, en principe, ne dépendent pas de la composition chimique. Donc, la vitesse des ondes sismiques pourrait être une "signature" pour identifier la présence des minéraux particuliers dans les régions inaccessibles à l'observation directe.

En pratique, le problème est très complexe. La vitesse d'une onde élastique dans un minéral donné peut être mesurée en laboratoire -mais seulement jusqu'à une pression qui correspond à celle qui règne à une profondeur de $\approx$ 600 Km. Les résultats suggèrent une abondance chimique relativement uniforme dans la croûte et dans le manteau sous-jacent, avec un enrichissement graduel en fer et en magnésium vers le manteau profond. De plus, l'état minéralogique semble changer vers des molécules de plus en plus simples : certains minéraux sont instables sous des températures et des pressions importantes. En effet, on prévoit une importance croissante d'oxydes simples aux grandes profondeurs.

L'étude de la composition centrale de la Terre dépend de l'extrapolation théorique aux conditions centrales, des propriétés physiques mesurées en laboratoire -(à partir des chocs, par exemple). On pense à l'heure actuelle que le noyau est composé d'un mélange de fer et de nickel ; cette idée est fondée sur ce que nous savons de la composition des météores et sur ce que nous pensons être la densité d'un tel mélange liquide à la pression et à la température présumées du noyau. En particulier, on exclut la possibilité que le noyau soit composé de fer pur, parce que, selon les extrapolations théoriques, la densité du fer liquide à la pression du noyau est seulement voisine de 7 g cm^{-3}.

Remarquons que le carbone (important biologiquement !) ne se trouve qu'à l'état de trace (!).

LA VARIATION RADIALE DE LA TEMPERATURE.

Nous avons vu que la variation radiale de pression peut être calculée de façon relativement précise. Si la Terre était un gaz, on pourrait aussi calculer la variation de la température (comment ?) ; ceci n'est pas le cas et en effet on la connaît très mal.

Les mesures directes ne sont possible que jusqu'à environ 7 km de profondeur. On trouve que la température croît à raison de 20°K/km environ Si cette cadence était maintenue à travers la Terre, la température, ne serait-ce qu'à 100 km, atteindrait environ 2000°K. A cette température, le manteau serait fondu ; puisque l'information sismologique nous indique que la matière est solide, la cadence doit se ralentir au-delà d'une couche superficielle très mince.

Les estimations de la température dans les couches profondes sont sujettes aux grandes incertitudes ; essentiellement deux méthodes sont utilisées : d'une part, la vitesse des ondes sismiques varie aussi avec la température - mais cette variation est très mal connue aux pressions qui nous intéressent. D'autre part, on a identifié quelques endroits où la vitesse change de façon discontinue ; en général, on associe à ces discontinuités des changements de phase ou de structure minéralogique (par exemple, la discontinuité au bord du noyau). Un changement de phase particulier ou de structure se fait à une température particulière ; si on peut identifier par quelque argument physique le minéral qui change de phase, on peut avoir une idée de la température.

On suppose que la température au centre de la Terre se situe aux environs de 5000 à 10 000°K.

Il est très significatif que le gradient de 20°/km ne soit pas maintenu au-delà d'une couche très proche de la surface. Un gradient de température implique un flux de chaleur : on en conclut que le flux est relativement grand près de la surface. A la température en question, le flux ne peut être dû qu'à la désintégration des éléments radio-actifs ; par conséquent, ces éléments doivent être concentrés près de la surface. On en ignore la raison.

L'ATMOSPHERE DE LA TERRE

L'atmosphère terrestre peut être étudiée de façon relativement directe et détaillée. Au sol, ses propriétés (densité, température, composition chimique ...) sont trouvées d'une manière habituelle (manomètres, thermomètres, etc) ; la haute atmosphère est étudiée à partir des appareils embarqués en avion, ballon, fusée ou satellite. Remarquons que la densité au-delà de 200-300 km d'altitude ne peut pas être déterminée en utilisant un manomètre installé à bord d'une fusée puisque la densité est plus faible que celle des gaz dégagés par l'appareillage. La densité aux grandes altitudes a été déduite du freinage des satellites artificiels de la Terre. Cette méthode a été appliquée jusqu'à 1 800 km.

CONDITIONS AU SOL :

La composition chimique est dominée par l'oxygène moléculaire O_2 ($\approx$ 21% du volume) et l'azote moléculaire N_2 ($\approx$ 78% du volume). Une autre composante importante est la vapeur d'eau -sa contribution varie de 0 à $\approx$ 1% selon les endroits. D'autres molécules (par exemple, le gaz carbonique CO_2, le méthane CH_4, l'argon Ar) ne constituent qu'une trace. On remarque en particulier la faible teneur en hydrogène ($\approx 5 \times 10^{-7}$ %) et en hélium ($\approx 10^{-4}$ %).

Au sol, la pression, la température moyenne et la densité sont environ de 10^6 dyne cm^{-2}, 290 °K et $1,2 \times 10^{-3}$ g cm^{-3}, respectivement.

VARIATION AVEC L'ALTITUDE :

Toutes les propriétés de l'atmosphère varient avec l'altitude, mais elles ne varient pas nécessairement de la même manière. La table suivante n'est qu'un aperçu sur la variation ; en particulier, on n'a pas tenu compte des variations diurnes.

Altitude en km	Temp. °K	g cm^{-3}	P dyne cm^{-2}	Composantes chimiques dominantes
0	290	$1,2 \times 10^{-3}$	1×10^{6}	O_2, N_2, H_2O
10	220	4×10^{-4}	3×10^{5}	" " "
50	270	$3,5 \times 10^{-7}$	$2,5 \times 10^{2}$	" " "
85	180	2×10^{-8}	1×10	O_2, N_2, quantités croissantes d'oxygène atomique
100	210	5×10^{-10}	3×10^{-1}	" " " " " " "
350	1500	5×10^{-15}	1×10^{-4}	N_2, oxygène atomique
600	"	4×10^{-6}	3×10^{-6}	" " " " " " "
2000	"	---	---	He
3000	"	---	---	H_2 et H

Remarquons que la température ne varie pas de façon monotone, ayant des maxima et des minima ; elle n'atteint une valeur stable d'environ 1500°K qu'à 350 km.

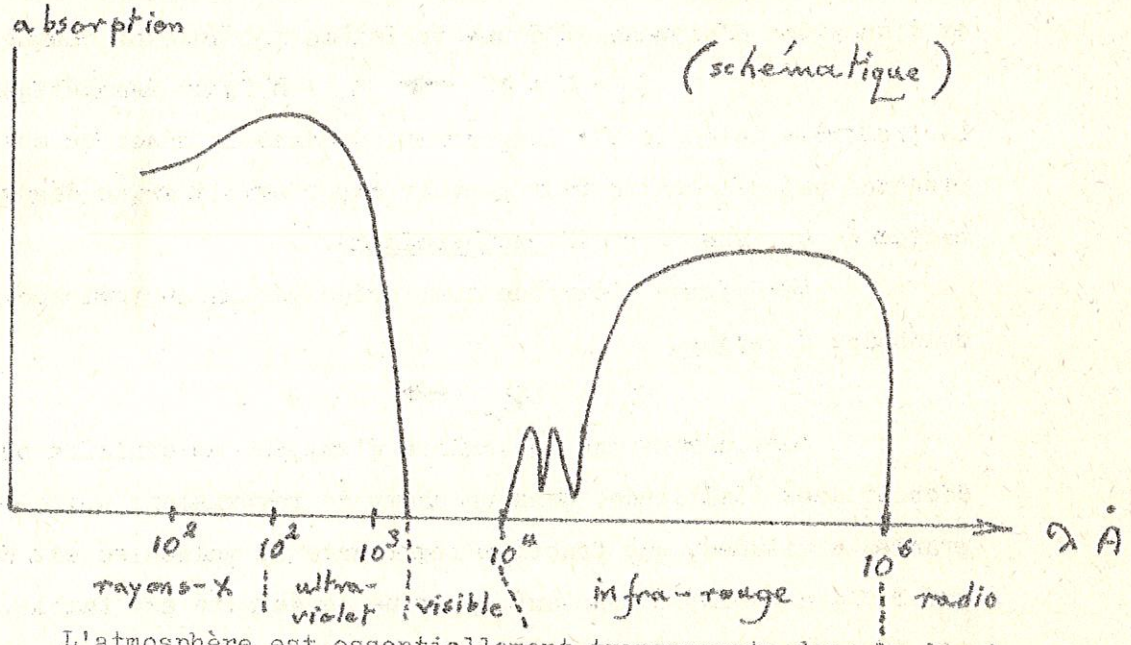
La composition chimique change relativement lentement ; en particulier, jusqu'à 100 km, elle reste homogène, témoin des processus mécaniques de mélange (turbulence, convection, etc...).

On verra dans la suite l'importance de la molécule d'ozone O_3 -sa teneur atteint un maximum à environ 25 km. Notons, pourtant, que même au maximum, O_3 ne se trouve qu'à l'état de trace, sa densité étant inférieure à 10^{-6} de la densité ambiante.

QUESTION F3 : Trouver une expression approximative pour la variation de la densité atmosphérique en fonction de la densité au sol. Bien dégager les hypothèses.

LA TRANSPARENCE DE L'ATMOSPHERE TERRESTRE.

L'observation montre que l'atmosphère n'est pas uniformément transparente à toutes les longueurs d'ondes du rayonnement.



L'atmosphère est essentiellement transparente dans le domaine du visible (hasard joyeux pour les astronomes !). Il y a une forte absorption en infra-rouge et une absorption presque totale en ultra-violet, rayons X, etc. (ce qui nous oblige à pratiquer ce genre d'astronomie en dehors de l'atmosphère, ou au moins aux grandes altitudes).

On montre en laboratoire que les différentes longueurs d'onde sont absorbées par différentes composantes de l'atmosphère. En particulier :

- l'infra-rouge est absorbé par la vapeur d'eau et par le CO_2 ;
- l'ultra-violet est absorbé par O_3, par O_2, par N_2 et plus généralement par beaucoup de molécules.

Remarquons que l'absorption de l'ultra-violet par une molécule provoque en général sa dissociation (appelée souvent "photodissociation") ; par exemple :

$$h\nu_{u-v} + O_2 \rightarrow O + O$$

$$h\nu_{u-v} + O_3 \rightarrow O_2 + O$$

$$h\nu_{u-v} + H_2O \rightarrow H_2 + O$$

Donc, la présence d'ozone à 25 km assure la stabilité des composants atmosphériques dans la basse atmosphère, tandis que le flux d'ultra-violet dans la haute atmosphère maintient l'oxygène à l'état atomique.

La présence permanente d'une couche d'ozone est une conséquence de l'équilibre entre le processus de formation et de destruction de cette molécule. En effet, une molécule d'ozone est créée à partir d'une molécule et d'un atome d'oxygène et d'une troisième molécule quelconque :

$$O_2 + O + M \rightarrow O_3 + M \text{ (plus énergétique)}$$

La troisième molécule M n'intervient pas dans la réaction moléculaire ; sa présence est nécessaire pour pouvoir emporter l'énergie dégagée par la formation de O_3 (une réaction <u>exothermique</u>).

Les atomes d'oxygène sont créés par la photodissociation des molécules d'oxygène :

$$O_2 + h\nu_{u-v} \rightarrow O + O$$

Considérons une atmosphère d'oxygène moléculaire où la densité décroît avec l'altitude, dans un champ de rayonnement ultra-violet. Aux grandes altitudes, une fraction importante de molécules est dissociée par l'ultra-violet ; pourtant, puisque la densité est faible, relativement peu d'atomes peuvent se lier avec les molécules ambiantes pour former une molécule d'ozone. Par contre, dans une région où la densité est plus importante, les atomes libérés par l'ultra-violet ont une probabilité beaucoup plus grande de former l'ozone ; il est bien évident que l'ozone est aussi détruit par le champ ultra-violet, mais à condition d'avoir un taux de formation (donc, une densité atmosphérique) suffisamment grande, l'équilibre ainsi établi sera en faveur d'une couche permanente d'ozone :

$$O_2 + h\nu_{u-v} \rightleftharpoons O + O$$

$$\hookrightarrow + O_2 \rightleftharpoons O_3$$

Cette couche (qui apparaîtra à une altitude particulière) "protègera" de l'ultra-violet l'atmosphère inférieure. En particulier, elle empêche la dissociation des molécules d'eau et des molécules biologiques complexes.

LA TEMPERATURE SUPERFICIELLE MOYENNE DE LA TERRE : EFFET DE SERRE

Supposons que la Terre soit une sphère solide en rotation rapide, avec un albédo A = 0,4 (mesuré, par exemple, à partir de la lumière cendrée de la Lune) -c'est-à-dire, une fraction 0,4 du rayonnement incident est réfléchie tandis que la fraction 1 - 0,4 = 0,6 est absorbée. On considère que cette sphère se comporte thermodynamiquement comme un corps noir.

Nous avons déjà calculé la température d'une planète idéale ayant A = 0 soumis au champ de rayonnement solaire. En tenant compte de l'albédo (comment ?) on trouve que la température superficielle de la Terre devrait être environ 245°K.

Or, en faisant des mesures aux différents endroits de la Terre, on trouve que la température moyenne est d'environ 290°K -soit 45° plus chaude que ne le donne la théorie.

Pourquoi ?

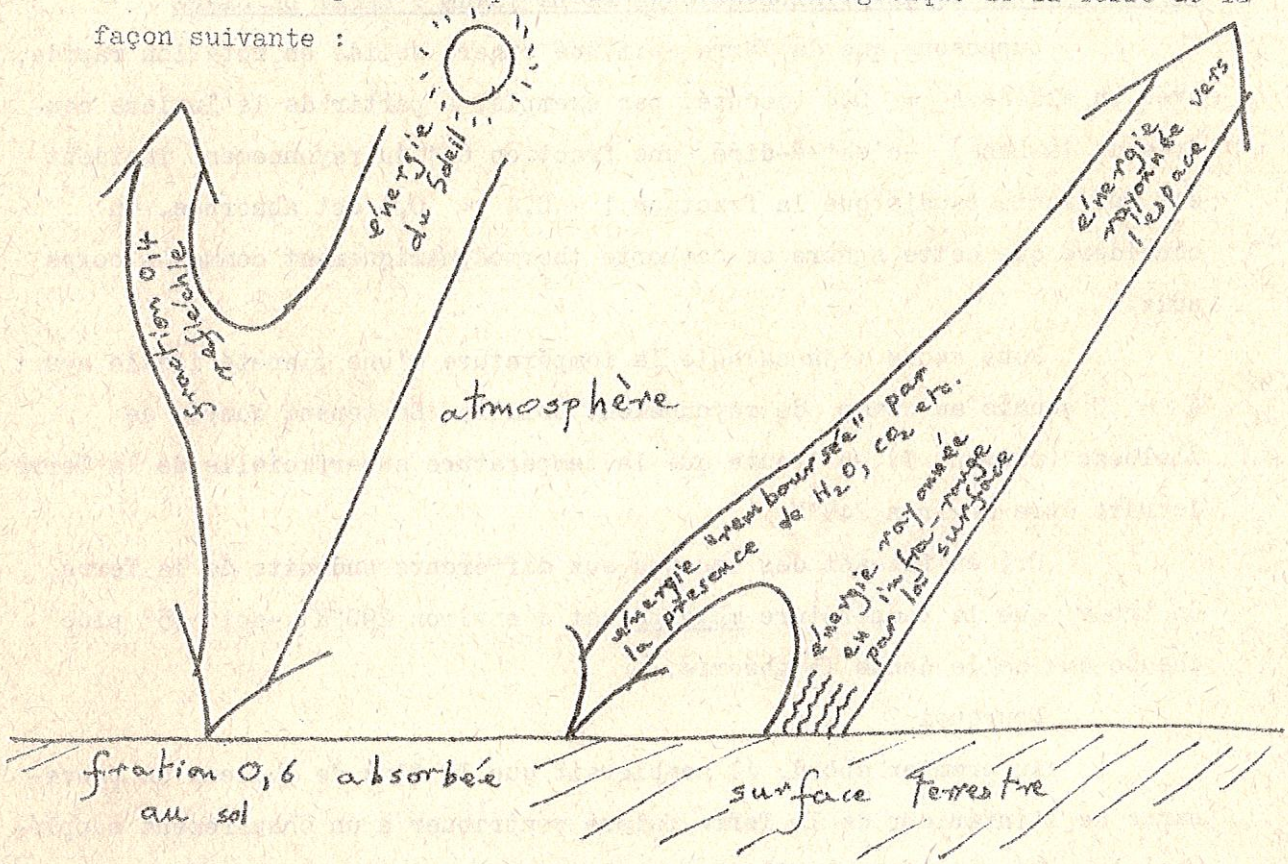
Au premier abord, il semblerait que le flux de chaleur en provenance de l'intérieur de la Terre puisse contribuer à un chauffement supplémentaire. En pratique, le flux est très faible par rapport à l'énergie reçue du Soleil et ne peut donc pas expliquer une augmentation de 45°.

Comme aurait pu dire Sherlock Holmes : si la cause n'est pas l'intérieur de la Terre, elle doit être l'extérieur.
Considérons l'atmosphère.

Nous avons vu que l'atmosphère est transparente au rayonnement dans le domaine spectral du visible -c'est-à-dire transparente à la contribution la plus importante du rayonnement solaire. Une fraction 1 - 0,4 = 0,6 n'est pas réfléchie, mais chauffe la Terre jusqu'à une température théorique de 245°K. Donc, la Terre rayonne dans le domaine spectral qui correspond à cette température, soit à des longueurs d'onde autour de $\frac{2898}{245} \times 10^4$ Å $\approx 12 \times 10^4$ Å.

C'est le domaine de l'infra-rouge -le domaine où la vapeur d'eau et le CO_2 atmosphériques absorbent fortement. Par conséquent, l'énergie rayonnée par la Terre n'est pas perdue entièrement dans l'espace- une fraction reste "piégée" dans les basses couches atmosphériques, amenant ainsi à une augmentation de la température moyenne.

Nous pouvons représenter le bilan énergétique de la Terre de la façon suivante :



La fraction d'énergie ainsi "piégée" dépend de la quantité de vapeur d'eau et de CO_2 dans l'atmosphère. Sur Terre, ces quantités sont faibles -donc l'échauffement dû à ces causes n'est pas grand. Pourtant, l'équilibre est délicat, puisque la quantité de H_2O dans l'atmosphère dépend en partie de la température ambiante qui dépend de la quantité de H_2O .....

QUESTION F4 : (Schéma d'une catastrophe écologique, base de plusieurs romans de science-fiction). Par suite d'une activité industrielle débordante, la quantité de CO_2 dans l'atmosphère s'accroît démesurément. Dans l'hypothèse où l'absorption de l'énergie solaire ne change pas (hypothèse très discutable), tracer la suite thermique et chimique d'événements.

On appelle ce phénomène "l'effet de serre". Remarquons que ce nom n'est pas très adéquat car le verre dont une serre est habituellement formée absorbe très peu l'infra-rouge. Une serre reste chaude parce que les parois empêchent la circulation libre de l'air chaud ; elle ne fonctionne donc pas par "effet de serre" !

LA STABILITE DE L'ATMOSPHERE TERRESTRE

Les grandeurs déjà citées pour les paramètres mécaniques de l'atmosphère ne représentent que des moyennes ; en pratique, ces grandeurs varient dans le temps, et d'un endroit à un autre.

Puisque la surface de la Terre n'est ni "lisse" ni fabriquée d'une matière homogène (continents, mars, neige, végétation, etc...), la chaleur rendue par l'atmosphère à la Terre n'est pas uniforme. Par conséquent, il y a des écarts locaux de la température et donc de la densité et de la pression. Or, un système fluide ayant un gradient de pression tend à établir des conditions uniformes par des mouvements macroscopiques -dans le cas terrestre, on observe des vents.

L'échange thermique entre le Soleil, la surface de la Terre et l'atmosphère est extrêmement compliqué et on est amené habituellement à étudier ce problème hydrodynamique par des méthodes numériques.

Néanmoins, quelques phénomènes à l'échelle globale peuvent être traités de façon relativement intuitive, par exemple, la circulation de l'atmosphère, la formation des cyclones, ouragans, etc... Nous étudierons ces problèmes plus loin dans le cadre général des atmosphères des planètes telluriques.

QUESTION F5 : On suppose que l'atmosphère de la Terre est composée des molécules d'azote N_2 et d'oxygène O_2 jusqu'à 100km ; à partir de 100 km, on considère que la particule dominante est l'atome d'oxygène. .

1°) Estimer la distance moyenne parcourue par une particule avant de rencontrer une autre ("libre parcours moyen"), au sol et à 600 km.

2°) Calculer la vitesse d'évasion d'un atome d'hydrogène au sol et à 600 km.

3°) A partir de quelle altitude pourrait-on observer une perte importante d'atomes d'hydrogène ?