

Eléments de cours de Géologie : les illustrations et les commentaires seront examinés pendant les séances de cours

Chapitre 4

NOTIONS DE SISMOLOGIE

I - DEFINITION

Un **séisme** « **tremblement de terre** » correspond à un mouvement sur une faille à l'intérieur de la **lithosphère**. Cette rupture engendre des secousses plus ou moins violentes de courte durée et on peut distinguer le lieu d'origine. La durée est généralement de quelques secondes. L'amplitude de ses secousses est de quelques fractions de millimètre.

La **sismologie** c'est la discipline des sciences de la terre qui se consacre à l'étude les séismes.

II - ORIGINE DES SEISMES

Les secousses sismiques résultent généralement d'une fracture spontanée des roches du sous-sol ("séismes tectoniques"). En effet dans certaines régions, des forces dites **contraintes tectoniques** s'accumulent dans les roches ; celles-ci, qui possèdent une certaine élasticité, se déforment lentement. De l'énergie élastique (c'est de l'énergie potentielle, comme dans un ressort) est ainsi emmagasinée dans les roches. Au bout d'un certain temps ces roches atteindront leur seuil de rupture à la suite de l'accumulation des contraintes et vont se casser en donnant naissance à **une faille**. Il faut au minimum plusieurs dizaines d'années pour que le processus d'accumulation de contraintes aboutisse à une rupture des roches.

La rupture des roches commence en un point de latitude et de longitude déterminées qu'on appelle **le foyer** ou **l'hypocentre du séisme**, à partir duquel elle s'étend rapidement. En même temps les deux compartiments situés de part et d'autre de la surface de rupture glissent l'un contre l'autre. La faille ainsi créée peut être visible ou non à la surface; elle est désormais une zone de faiblesse. Il y a de forte chance pour que ce soit là que se produisent les prochains séismes dans la région.

La plus grande partie de l'énergie libérée se dissipe en chaleur, d'où fusion possible des roches au voisinage du foyer. Le reste, soit 20% à 30%, de l'énergie libérée (rendement sismique) est transporté sous la forme **d'ondes sismiques** qui se propagent dans toutes les directions faisant vibrer le milieu, d'où les secousses qui constituent le séisme.

Le **foyer**, ou **hypocentre**, d'un séisme est le point où ont pris naissance les ondes sismiques. Selon la profondeur du foyer (fig. 1) on distingue :

- les foyers superficiels situés à une profondeur inférieure ou égale à 100km (70km pour certains auteurs) ;
- les foyers intermédiaires situés à une profondeur comprise entre 100 et 300km ;
- les foyers profonds situés à une profondeur supérieure à comprise entre 300km et 700km.

Au niveau du foyer apparaissent des **surfaces d'ondes sismiques** sphériques qui séparent des particules déjà entrée en vibration de celles qui ne l'ont pas encore été. La direction de propagation des ondes sismiques est matérialisée par **le rai** (ou **rayon**) **sismique** qui est une ligne perpendiculaire aux surfaces d'ondes.

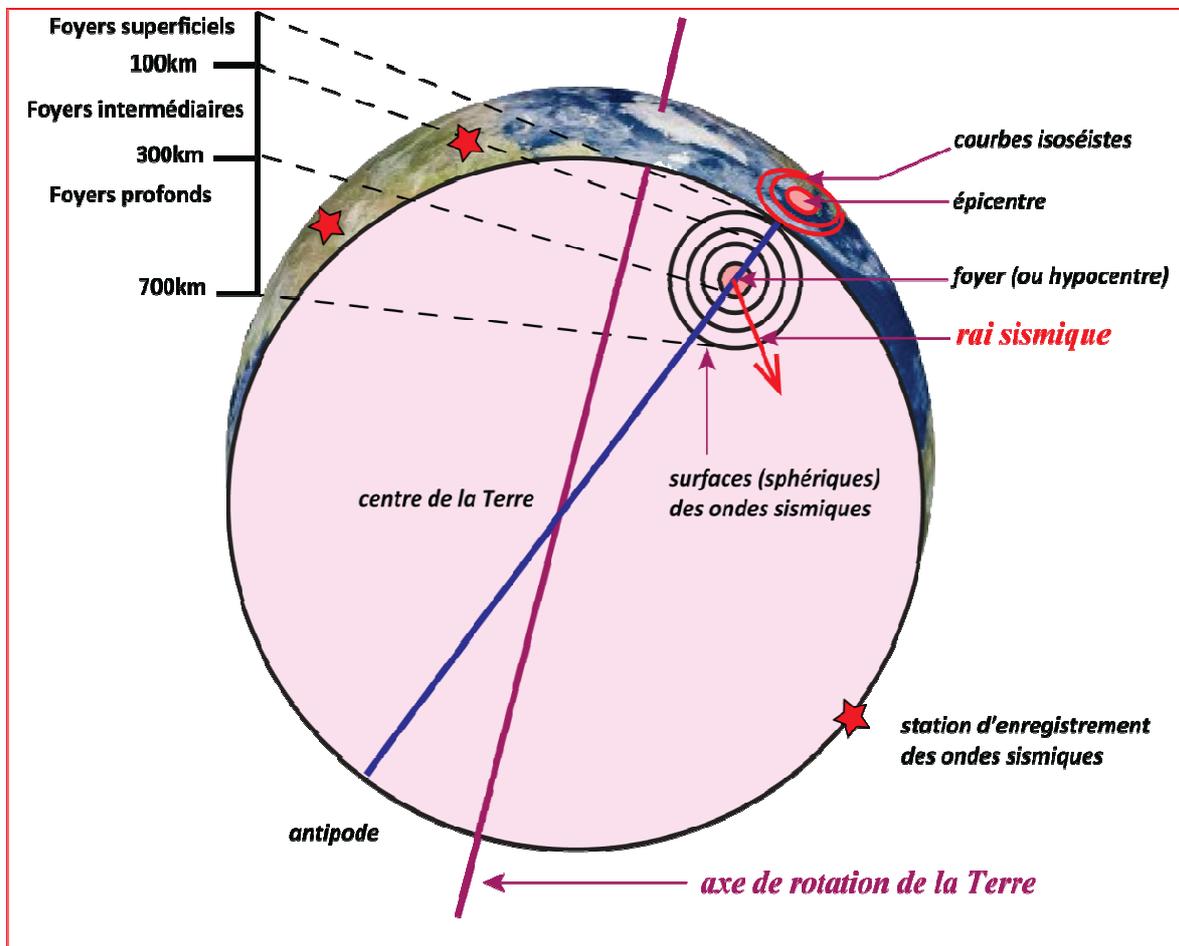
L'**épïcéntré** d'un séisme est le point de la surface situé à la verticale du foyer. En d'autres termes c'est le point d'intersection de la surface du globe et du rayon terrestre passant par le foyer du séisme. La position d'un foyer est donc définie par trois coordonnées: sa profondeur et les coordonnées géographiques (latitude et longitude) de l'épïcéntré correspondant.

L'**antipode** est le point du globe terrestre qui est diamétralement opposé à l'épïcéntré.

Des phénomènes prémonitoires (petits tremblements) précèdent un séisme tandis que les répliques, qui se succèdent durant plusieurs mois, sont des secousses qui suivent le séisme.

Les tsunamis sont des vagues géantes (raz de marée) provoquées par les séismes sous marins (entre autres raisons).

Fig. 1 : Schéma théorique de la propagation des ondes sismiques



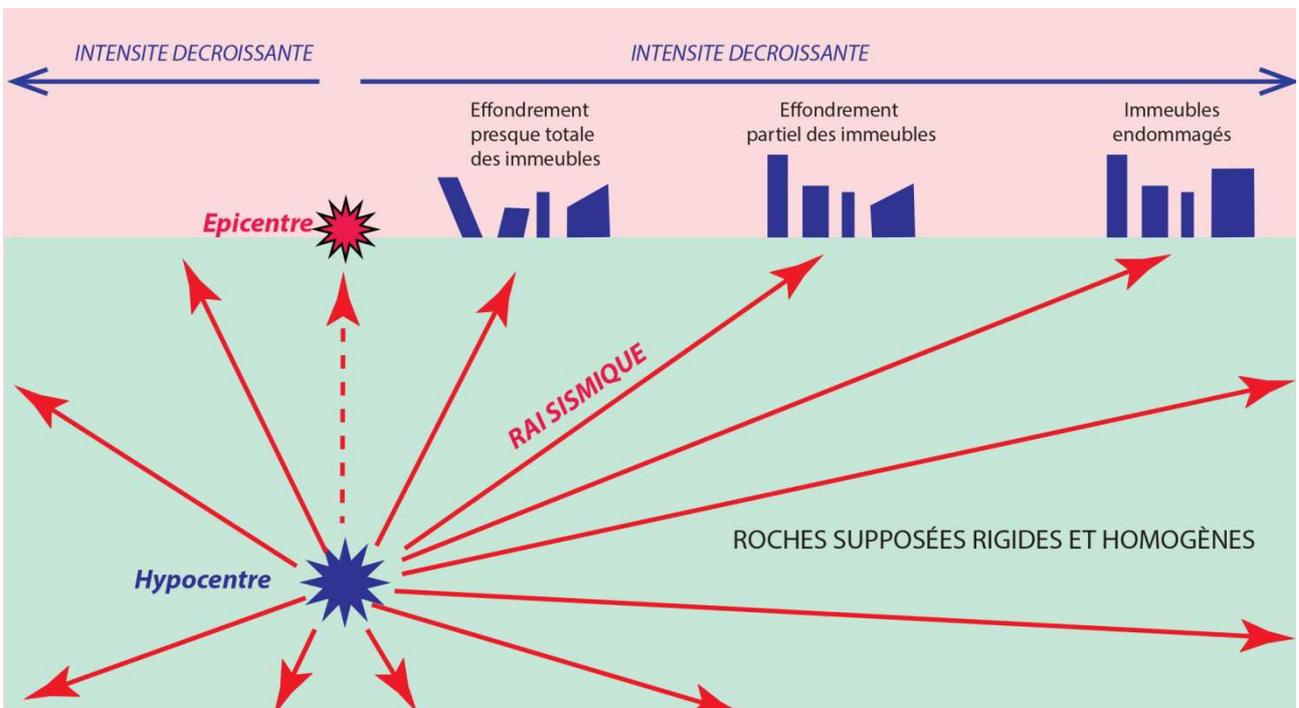
III – L'INTENSITE D'UN SEISME

L'intensité d'un séisme n'est pas une mesure scientifique; elle se détermine à partir de l'observation des conséquences d'un séisme sur une échelle de degrés d'intensité (échelle Mercalli ou échelle MSK); l'intensité est donc fonction de la distance de l'épicentre puisque la secousse est ressentie la plus forte à l'épicentre (fig.2A et B). Il s'agit d'une grandeur traduisant le degré de violence d'un séisme déterminé d'après l'importance, la gravité des effets macrosismiques (ressentis et observés).

Elle est généralement déterminée par rapport à une *échelle internationale d'intensité*. Celle-ci, comprend 12 degrés et elle a été établie après l'étude et la comparaison des effets d'un grand nombre de séismes au cours de plusieurs années d'observation. Les échelles les plus utilisées actuellement sont: **a)-l'échelle M.S.K** qui correspond à l'échelle de Mercalli modifié en 1964 et qui est adoptée surtout aux USA (fig.2) et **b)- l'échelle E.M.S.** (échelle macrosismique européenne) adopté à partir de 1992. Ces deux échelles comprennent 12 degrés de I à XII par ordre d'intensité croissante. Le degré I est attribué aux séismes non ressentis par l'Homme et qui ne sont détectés que par les appareils très sensibles appelés *sismographes*. Le degré XII est attribué aux séismes les plus destructeurs.

Fig.2 : L'échelle M.S.K simplifiée

I	secousse non ressentie, mais enregistrée par les instruments
II	secousse partiellement ressentie, notamment par des personnes au repos et aux étages
III	secousse faiblement ressentie, balancement des objets suspendus
IV	secousse largement ressentie dans et hors les habitations, tremblement des objets
V	secousse forte, réveil des dormeurs, chute d'objets, parfois légères fissures dans les plâtres
VI	légers dommages, parfois fissures dans les murs, frayeur de nombreuses personnes
VII	dégâts, larges lézardes dans les murs de nombreuses habitations, chûtes de cheminées
VIII	dégâts massifs, les habitations les plus vulnérables sont détruites, presque toutes subissent des dégâts importants
IX	destructions de nombreuses constructions, quelquefois de bonne qualité, chute de monuments et de colonnes
X	destruction générale des constructions, même les moins vulnérables (non parasismiques)
XI	catastrophe, toutes les constructions sont détruites (ponts, barrages, canalisations enterrées...)
XII	changement de paysage, énormes crevasses dans le sol, vallées barrées, rivières déplacées...



L'étude des dégâts et les conséquences des séismes sans l'aide d'appareils, permet la détermination de **l'intensité des séismes** et l'établissement des **cartes d'isoséistes**.

Une **carte d'isoséistes** est une carte de la région affectée par le séisme, sur laquelle ont été tracées les courbes dites **lignes d'isoséistes**, qui délimitent - approximativement - les zones où le séisme a produit des effets du même degré d'intensité. Ces zones sont appelées **zones isoséistes** ou

isoséismales. L'intensité du séisme est décroissante depuis la zone épiscopentrale vers la périphérie (fig.3).

A partir des cartes d'isoséistes on peut tirer certains renseignements comme la délimitation des zones potentiellement les plus dangereux en cas de nouveau séisme au même endroit, pour tenir compte de ce fait lors de la reconstruction

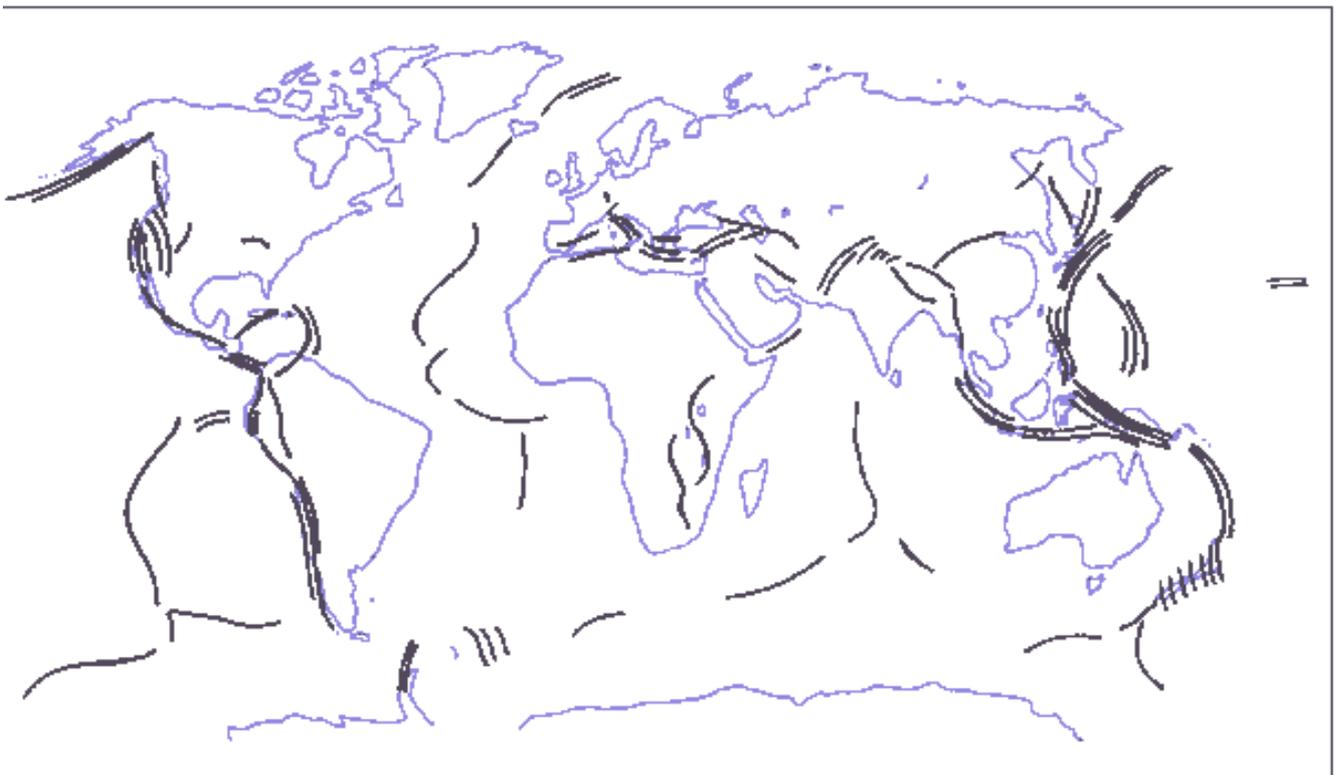
IV – REPARTITION DES SEISMES SUR LE GLOBE TERRESTRE

L'énergie libérée par l'ensemble des séismes équivaut à un millième du flux de chaleur interne, ce qui est relativement faible. Cependant, l'étude des séismes est d'une importance capitale pour la géologie.

La géographie des séismes permet de faire ressortir quelques grandes zones fréquemment touchées. Trois zones sont particulièrement sensibles (fig.4).

- une bande relativement étroite de régions qui s'étend de la Méditerranée à l'Indonésie en passant par les Proche et Moyen Orient, l'Himalaya et la Birmanie ;
- une ceinture entourant le Pacifique le long de la Cordillère des Andes, de la Sierra Madre au Mexique, de la Californie, de l'Alaska, du Japon, de la Chine Orientale, des îles du Sud-Est asiatique et de la Nouvelle-Zélande ;
- les centres des océans où se situent les dorsales médio-océaniques.

Fig.4 : Carte simplifiée montrant la répartition des séismes sur Terre



Des indices de sismicité ont été attribués aux différentes régions frappées par les séismes en fonction du nombre de séismes par an sur une superficie donnée.

En étudiant la carte de ces indices et notamment en regardant de plus près les régions non touchées par les tremblements de terre, La très grande majorité des séismes est localisée sur des failles à la frontière des plaques tectoniques.

Les séismes ont lieu sur des zones de subduction ou de collision qui voient des plaques tectoniques se chevaucher ou s'opposer, ainsi que sur les dorsales médio-océaniques qui voient des plaques tectoniques s'écarter. De nombreux séismes sont également enregistrés près des zones volcaniques : ils résultent des mouvements du magma sous la surface.

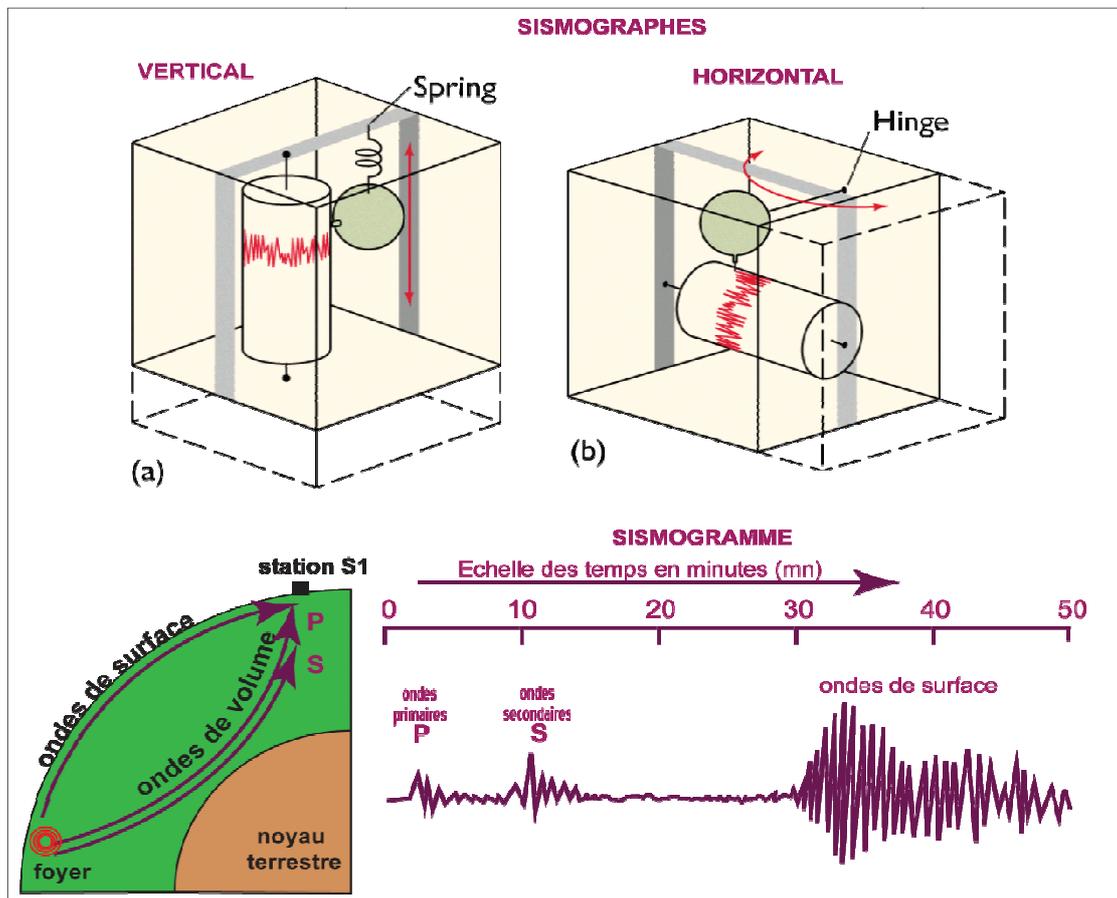
V – L'ENREGISTREMENT DES ONDES SISMIQUES

1- Les sismographes

Les **sismographes** sont des appareils très sensibles. Lors d'un séisme, le mouvement enregistré est très amplifié par rapport au mouvement réel du sol. Pour connaître le mouvement sismique il faut enregistrer ses deux composantes horizontales et sa composante verticale. Pour cela on utilise des sismographes à inertie dits "horizontaux" et des sismographes à inertie dits "verticaux" (fig.5).

Le sismographe horizontal est construit de telle sorte qu'il ne peut enregistrer le mouvement du sol que dans une seule direction horizontale. Le sismographe vertical est conçu de telle sorte qu'il ne peut enregistrer le mouvement que dans la direction verticale. Dans des stations d'observation sismographiques il faut, au minimum, trois sismographes: 2 horizontaux et 1 vertical. Les 2 sismographes horizontaux sont disposés de telle sorte que l'un enregistre la composante X (Nord-Sud) et l'autre la composante Y (Est-Ouest); le sismographe vertical enregistre la composante Z.

Fig.5 : Sismographe et sismogramme



2- Le sismogramme

Un **sismogramme** est l'enregistrement obtenu à partir des sismographes (Fig.5). C'est une courbe qui varie en fonction de l'énergie libérée au foyer sous la forme d'ondes sismiques, de la distance foyer - station sismographique, de la nature et de la structure du milieu traversé par les ondes et, enfin, du type de sismographe utilisé.

Le fait que les ondes sismiques arrivent aux stations d'enregistrement comprend non seulement les ondes qui ont suivi le chemin le plus direct entre le foyer et la station mais aussi des ondes qui n'y sont parvenues qu'après une série de réflexions et/ou réfractions.

Malgré cette grande diversité dans le détail des sismogrammes, les sismologues parviennent à y distinguer deux, parfois trois, secteurs principaux; correspond à une brusque augmentation de l'amplitude du mouvement enregistré. Ces secteurs correspondent aux arrivées successives et de deux - parfois trois - trains d'ondes (Fig.3):

- les ondes *P*, ainsi appelées parce qu'elles arrivent les premières;
- les ondes *S*, ainsi appelées parce qu'elles arrivent les secondes;
- les ondes de surface qui n'apparaissent que si le foyer du séisme se trouve à une faible profondeur.

Les ondes sismiques sont enregistrées en plusieurs endroits du globe par des sismomètres. Le temps d'arrivée des ondes à ces capteur permet d'estimer la localisation de la source sismique

3- Caractéristiques des ondes sismiques

Les ondes *P* et les ondes *S* partent du foyer du séisme et se propagent dans toutes les directions. Elles passent donc par l'intérieur de la Terre avant d'arriver à la surface. Pour cette raison les *P* et les *S* son appelées *ondes de volume*.

Les ondes *P* sont des *ondes longitudinales*. Elles font vibrer les particules du milieu le long de la direction de leur propagation. On les appelle aussi *ondes de compression-dilatation* parce que leur propagation se traduit par des compressions et dilatations successives du milieu (donc des variations de volume). Les ondes *P* appartiennent à la même catégorie que les ondes sonores et, comme elles, peuvent se propager aussi bien **dans les solides que dans les fluides**.

Ce sont les plus rapides (6000 mètres par seconde près de la surface) et sont enregistrées en premier sur un sismogramme. Leur vitesse est fonction croissante de la distance parcourue (plus l'on se situe loin du foyer d'émission de l'onde, plus la vitesse à laquelle l'onde a parcouru la distance nécessaire à nous atteindre sera grande). Le grondement, c'est-à-dire le bruit, que l'on entend parfois à l'occasion des tremblements de terre est dû à l'arrivée des ondes *P* dans l'atmosphère (à condition que leur fréquence soit supérieure ou égale à 15-20 Hertz) (fig.6 : voir séance de cours et TD).

Les ondes *S* sont des *ondes transversales*. A leur passage les particules du milieu vibrent perpendiculairement à la direction de propagation, donc transversalement par rapport à cette direction. Leur propagation se traduit par un cisaillement du milieu (mouvement évoquant celui des branches d'une cisaille ou d'une paire de ciseaux), d'où leur autre nom *ondes de cisaillement*. Les ondes *S* ne sont transmissibles **que par les solides**; elles ne se propagent ni dans les liquides, ni dans les gaz. Leur vitesse est plus lente que celle des ondes *P*, elles apparaissent en second sur les sismogrammes (fig.7 : voir séance de cours et TD).

Le rapport de la vitesse des ondes *P* par rapport à la vitesse des ondes *S* est d'environ 1,7. Grâce à cette première information concrète, nous pouvons facilement connaître la distance du foyer d'un séisme en calculant l'écart de temps entre la réception des ondes *P* et celle des ondes *S*; de plus, en ayant trois stations réceptrices situées en trois endroits suffisamment espacés, nous pouvons déterminer la position exacte du foyer et de l'épicentre d'un séisme.

Les ondes de surface (ondes de longues périodes) se propagent à des vitesses constantes ; elles sont de deux types selon l'ordre d'arrivée à la station d'enregistrement après *S*, les ondes de Love (*L*) et les ondes de Rayleigh (*R*).

Les ondes de Love sont des ondes transversales comme les ondes *S* mais les vibrations des particules du milieu ne se font ici que dans le seul plan horizontal; **elles ne peuvent se propager que dans les solides** (fig.8 : voir séance de cours et TD).

Les ondes de Rayleigh: à leur passage les particules du milieu décrivent, en tournant dans la série rétrograde par rapport au sens de propagation, des ellipses allongées verticalement. Les ondes *R* se propagent comme des vagues à la surface de l'eau (mais dans le cas de ces dernières le

mouvement orbitaire des particules se fait vers l'avant par rapport aux sens de propagation). Contrairement aux ondes de Love, qui n'ont pas de composante verticale mais seulement une composante horizontale, les ondes de Rayleigh, elles, ont à la fois une composante horizontale et une composante verticale, celle-ci étant plus importante. **Les ondes R sont transmissibles par les solides et les liquides.** (fig.9 : voir séance de cours et TD).

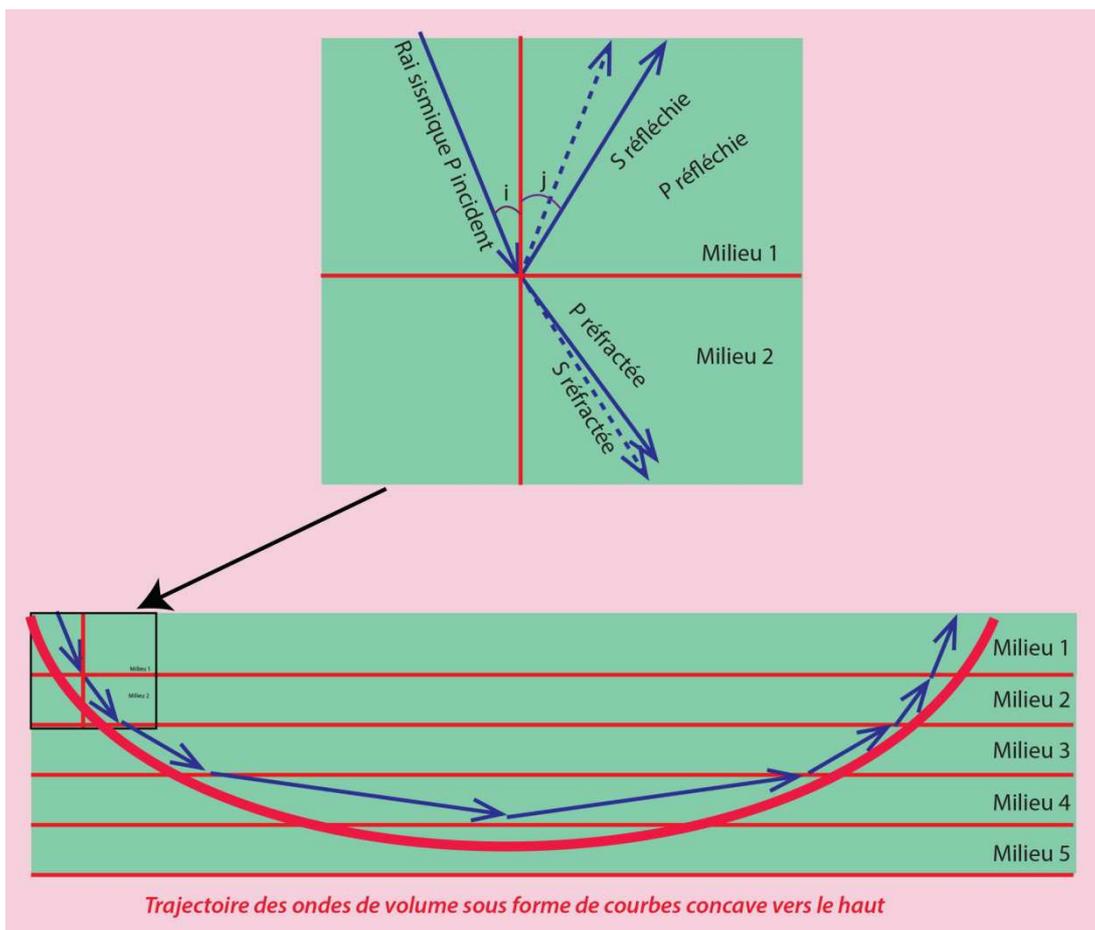
4- La propagation des ondes sismiques

Lorsqu'une onde P ou une onde S rencontrent une discontinuité (un changement de milieu), elles peuvent donner naissance à quatre ondes : deux ondes P - une réfléchie et une réfractée - et deux ondes S - une réfléchie et une réfractée - (fig.6).

Sous la surface de la Terre, le milieu de propagation des ondes n'est pas homogène : sa densité augmente. Ceci explique le déplacement des ondes car à chaque changement de milieu, il ya une petite modification de la trajectoire des ondes selon les lois de Descartes.

- **l'angle de réflexion (i2)** que dessine l'onde réfléchie par rapport à une " verticale " est égal à l'angle d'incidence (i1) que dessine l'onde d'arrivée par rapport à cette même " verticale ", $i1 = i2$
- **l'angle de réfraction (r)** que dessine l'onde réfractée par rapport à une " verticale " n'est pas égal à l'angle d'incidence (i) que dessine l'onde d'arrivée par rapport à cette même " verticale ", il suit la loi : $n1 \times \sin(i) = n2 \times \sin(r)$ où n1 et n2 sont les indices de réfraction des différents milieux, indices qui sont fortement liés à la densité des milieux

Fig.6 : Propagation des ondes sismiques dans des milieux à densité croissante vers la profondeur



Ainsi, la progression de l'onde réfractée dans des milieux de densité croissante se fait, approximativement, sous la forme d'une courbe et il arrive un moment où, lorsque la trajectoire de l'onde est devenue presque parallèle à la ligne de changement de milieu (c'est-à-dire, lorsque la

trajectoire de l'onde, à la suite des diverses réfractions, est devenue presque horizontale), il y a réflexion totale : l'onde est intégralement réfléchi et repart vers la surface de la Terre.

C'est ainsi que les sismomètres enregistrent les ondes P et S qui reviennent à la surface après avoir été réfléchies totalement et avoir traversé des milieux plus denses où leur vitesse était plus rapide qu'à la surface. De ce fait, il est possible de déterminer les densités des milieux traversés ainsi que les discontinuités entre les milieux de différente nature.

Or, les sismomètres situés suffisamment loin du foyer d'un séisme enregistrent les ondes P si elles parviennent jusqu'à eux mais n'enregistrent jamais d'ondes S. Nous pouvons en conclure qu'il existe, suffisamment en profondeur pour ne pas affecter les ondes S à proximité du foyer, un milieu qui se comporte comme un liquide.

Dans une station proche de l'épicentre, on enregistre un seul type d'onde P1 directe. Dans une station éloignée, on enregistre une autre onde P2 qui est plus rapide, mais dont l'arrivée est tardive car son cheminement est plus long. Cette onde est interprétée comme une onde réfléchi. Il existe donc une interface, ou discontinuité, qui sépare deux enveloppes terrestres.

5- Les courbes temps/distance

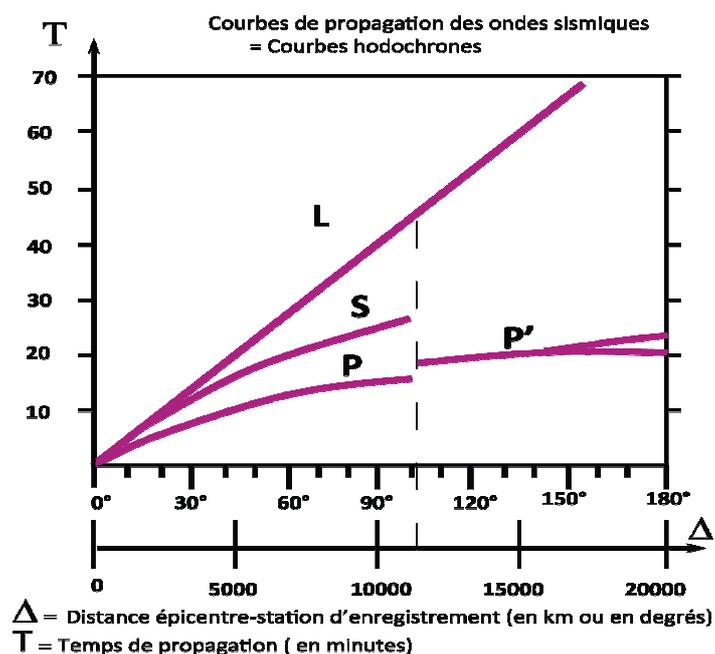
Ces courbes sont également appelées *courbes hodochrones* ou *courbes de propagation* (fig.). Elles nécessitent un repère à deux axes rectangulaires.

Sur l'axe des ordonnées (axe "vertical"), on porte l'intervalle de temps t entre l'arrivée des ondes à l'épicentre et leur arrivée aux différentes stations d'enregistrement.

- le temps t mis par les ondes pour arriver à la station d'enregistrement ne dépend que de la distance Δ . En d'autres termes à chaque valeur de Δ ne correspond qu'une et une seule valeur de t (et une seule valeur de $(t_s - t_p)$) et vice-versa;

- pour les P et les S, la vitesse Δ/dt donnée par ces courbes varie avec la distance Δ , et en particulier elle croît avec cette distance vers $d=103^\circ$. (Il s'agit de la vitesse apparente étant donné que le trajet réel des P et des S est interne et que Δ , qui est mesurée à la surface, n'est pas la distance réellement parcourue par les P et les S).

- La courbe des ondes de longue période est une droite et cela signifie que leur vitesse est constante (à l'échelle des distances considérées ici, autrement dit à l'échelle de la longueur de la circonférence terrestre).



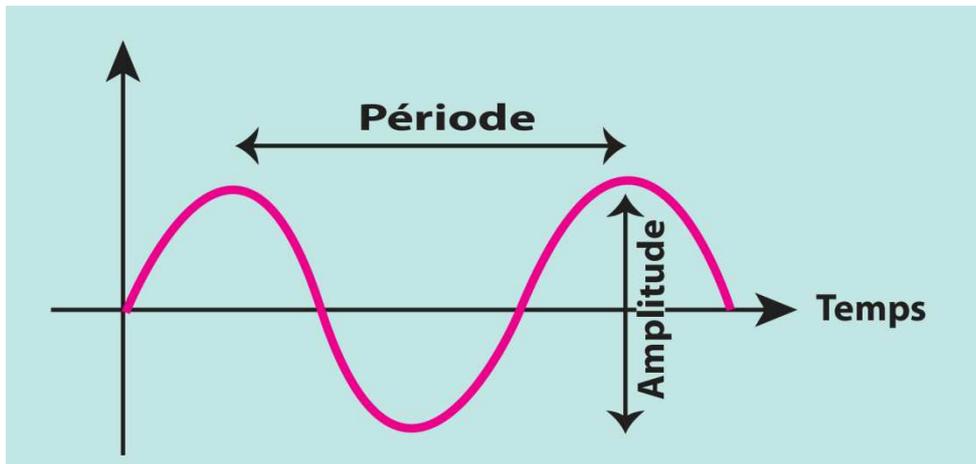
VI – MAGNITUDE D'UN SEISME ET ECHELLE DE RICHTER

La magnitude est une mesure scientifique de l'énergie libérée par un séisme. Un séisme n'a qu'une magnitude mesurée sur l'échelle de Richter. La magnitude dépend de la violence de la secousse initiale ainsi que de la profondeur du foyer : les séismes superficiels sont les plus dangereux.

La magnitude d'un séisme est une valeur intrinsèque du séisme, indépendante du lieu d'observation. La magnitude n'est pas une échelle en degré, mais une fonction continue, qui peut être négative ou positive et, en principe, n'a pas de limites. En réalité, sa valeur minimale est liée à la sensibilité du sismographe. Sa valeur maximale est liée à la résistance des roches aux forces tectoniques et à la longueur maximum de la faille susceptible de se fracturer d'un seul coup.

Les dégâts observés en surface sont liés à l'énergie transportée par les ondes, ils diffèrent en fonction de l'amplitude, de la fréquence et de la durée des vibrations engendrées par les ondes qui caractérisent les phénomènes ondulatoires :

- La période est la durée d'un cycle d'oscillation ;
- La fréquence, le nombre de cycles par seconde ;
- L'amplitude est mesurée de « pic à pic » sur un sismogramme :



L'énergie produite par un séisme peut être calculée grâce à l'une de ces caractéristiques : l'amplitude. L'amplitude maximale d'un séisme est l'une des vibrations du sol entraînée par le mouvement ondulatoire des ondes. Cette amplitude maximale permet de mesurer la magnitude d'un séisme :

$$M = \log(A) + \text{corrections}$$

A : amplitude maximale mesurée sur un sismogramme (micromètres)

M : magnitude de Richter calculée d'après l'amplitude des ondes de surface,

log : logarithme décimal

NB : la magnitude est désignée **m** lorsqu'elle est calculée d'après l'amplitude des ondes de volume

La magnitude peut-être aussi reliée à l'énergie libérée par le séisme par la relation suivante :

$$\log E_{\text{joules}} = 1,5M + 4,8$$

Ces calculs donnent lieu à l'échelle de magnitude de Richter qui exprime la quantité d'énergie libérée par le séisme au foyer. Cette échelle possède un maximum de magnitude 10 (car les caractéristiques de la terre feraient qu'un séisme de plus de 10 sur l'échelle de Richter serait impossible et aujourd'hui, le plus fort séisme enregistré est de 9,5 de magnitude).

Cette échelle peut être associée à l'échelle d'intensité de Mercalli qui indique l'intensité du séisme en fonction des dégâts occasionnés et de la perception du séisme par la population.

VIII – EXERCICE

Les réponses seront discutées pendant les séances de travaux dirigés

Sur la carte de la figure n°1, X représente l'épicentre d'un séisme de magnitude de Richter égale à 7,5. Les mots S1, S2, S3, S4 et S5 représentent des stations d'enregistrement des ondes sismiques du séisme X.

- 1) – Combien faut-il de sismographes dans chaque station pour enregistrer les ondes sismiques du séisme X ? Pourquoi ? (le dessin des sismographes n'est pas exigé)
- 2) – Quelles sont les ondes sismiques enregistrées à la station S1 si elle est équipée seulement d'un sismographe « vertical » ?
- 3) - Les distances entre l'épicentre X et les stations d'enregistrement S1, S2, S4 et S5 sont respectivement 1222km ($\Delta = 11^\circ$), 3333km ($\Delta = 30^\circ$), 5000km et 12 000km. Les vitesses des ondes sismiques P calculées au niveau de ces stations sont respectivement V_{p1} , V_{p4} et V_{p5} .
 - a) – D'après l'allure générale de la courbe hodochrone de l'onde P (voir cours) comparer les vitesses V_{p1} et V_{p2} . Comparer également les vitesses V_{p4} et V_{p5} .
 - b) – Quelle interprétation peut – on tirer de ces comparaisons ?
- 4) - Sachant que la distance X-S3 est égale à la distance X-S4, les ondes sismiques superficielles qui résultent du séisme X arrivent – elles au même instant t aux stations S3 et S4 ? Expliquez.
- 5) - Sur la même carte de la figure n°1, indiquez par un (ou des) figuré (s) de votre choix la position géographique de quelques épicentres dans les zones à risque sismique en précisant éventuellement la position du foyer des séismes.

Fig.1

