

IV – Méthodes d’investigations indirectes de la structure profonde de la Terre

Il s’agit de méthodes géophysiques telles que la sismologie, la gravimétrie et le magnétisme terrestre, qui sont des moyens indirects les plus efficaces pour le sondage *in situ* de notre planète.

A – La sismologie

La sismologie est l’étude de la propagation des ondes sismiques dans le globe terrestre. La sismogénèse étudie les mécanismes provoquant les tremblements de terre. La sismotectonique est une discipline qui étudie les rapports entre les séismes et la tectonique. La sismologie globale étudie la structure de la terre en utilisant les enregistrements des ondes produites par les séismes à très grandes distances.

La manière dont vibre la Terre lors d’un séisme est contrôlée par les propriétés physiques et chimiques des différentes enveloppes de la Terre. La manière dont les vibrations provoquées par les tremblements de terre sont transmises, nous apporte des informations critiques sur l’intérieur de la Terre. Les ondes sismiques sont soumises à des lois physiques telles que la réflexion ou la réfraction. De plus, elles ne se propagent pas à la même vitesse suivant le milieu qu’elles traversent ce qui permet d’évaluer le contenu de la Terre par l’examen attentif des courbes temps/distance parcourue (fig. 2.4).

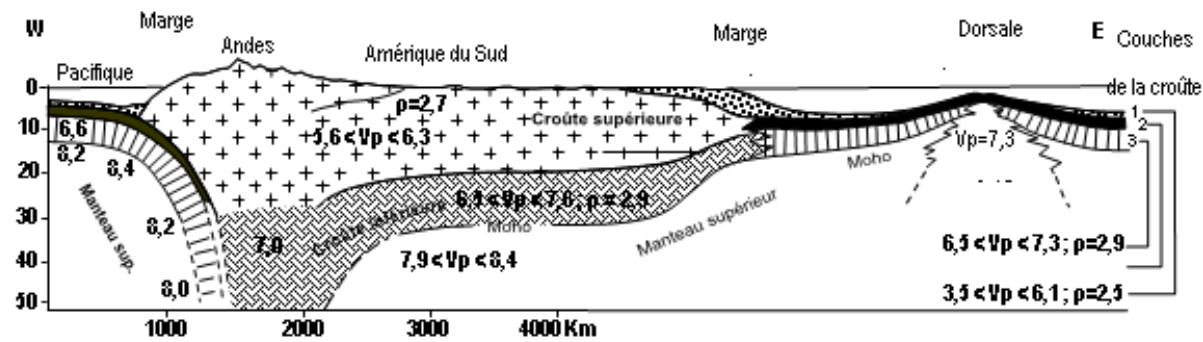


Fig. 2.4: Structure sismique comparée de la croûte continentale et de la croûte océanique au long d'un transect Pacifique-Amérique du Sud-Atlantique (Vp en Km/s)

1 - Définition d'un séisme

Un **séisme** est un tremblement de terre ; il correspond à un ébranlement brutal du sol provoqué en profondeur par un mouvement brusque de deux compartiments (fig.2.5). Les tremblements produits par les séismes présentent une libération d'énergie stockée dans les roches pour autant que l'énergie impliquée ne dépasse pas la limite d'élasticité (déformation élastique = changement réversible).

2 - Origine des séismes

La cause de la plupart des tremblements de terre est liée aux mouvements soudains le long des failles dans la Terre. Un matériau rigide, soumis à des contraintes de cisaillement, va d'abord se déformer de manière élastique, puis, lorsqu'il aura atteint sa limite d'élasticité, va se rompre, en dégageant de façon instantanée toute l'énergie qu'il a accumulée durant la déformation élastique. C'est ce qui se passe lorsque la lithosphère est soumise à des contraintes. Sous l'effet des contraintes causées le plus souvent par le mouvement des plaques tectoniques, la lithosphère accumule l'énergie. Lorsqu'en certains endroits, la limite d'élasticité est atteinte, il se produit une ou des ruptures qui se traduisent par des failles. On appelle **faille**, une fracture ou une cassure le long de laquelle on peut observer un déplacement (fig. 2.5).

L'énergie brusquement déchargée le long de ces failles cause des séismes. Si les contraintes se

poursuivent dans cette même région, l'énergie va à nouveau s'accumuler et la rupture conséquente se fera dans les plans de faille déjà existants. A cause des forces de friction entre les deux parois d'une faille, les déplacements le long de cette faille ne se font pas de manière continue et uniforme, mais par coups successifs, dégageant à chaque fois un séisme. Dans une région donnée, des séismes se produiront à plusieurs reprises le long d'une même faille, puisque cette dernière constitue un plan de faiblesse dans la lithosphère. A noter que les séismes ne se produisent que dans du matériel rigide. C'est ainsi que la plupart des séismes se déroulent dans la partie supérieure de la Terre où les roches sont cassantes. Par conséquent, les foyers sismiques trouveront leur source que dans la lithosphère, jamais dans l'asthénosphère qui est plastique. On appelle **foyer** ou **hypocentre** le lieu précis où se produit le mouvement initial. L'**épicentre** est le point situé en surface immédiatement au-dessus du foyer (**fig. 2.5**).

Lorsqu'un séisme est déclenché, un front d'ondes sismiques se propage dans la croûte terrestre.

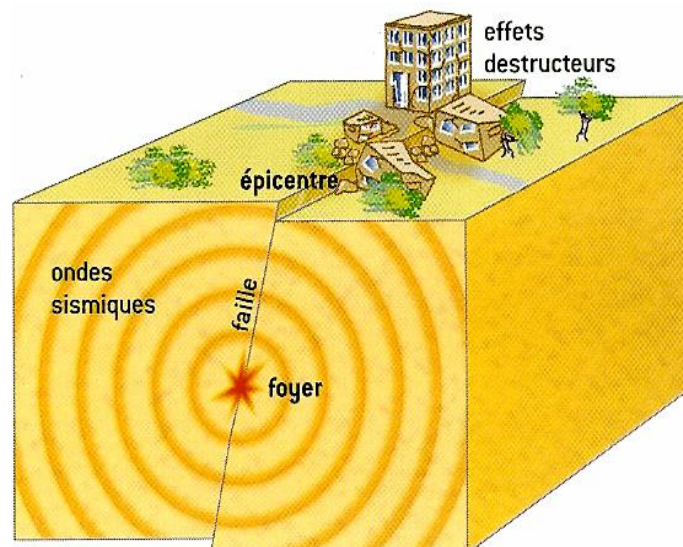


Fig. 2.5 : Foyer et épicentre d'un séisme

3 - Enregistrement des ondes sismiques

Les ondes transmises lors des séismes sont enregistrées par des détecteurs des mouvements du sol, des sismomètres (ou sismographes) composés d'un capteur mécanique, d'un amplificateur et d'un enregistreur (**fig.2.6**). Les premiers sismographes, étaient des pendules très lourds, ayant une forte inertie, attachés à un support solidaire du sol. L'arrivée des trains d'ondes sismiques se traduisait par un déplacement du support mais pas de la masse du pendule

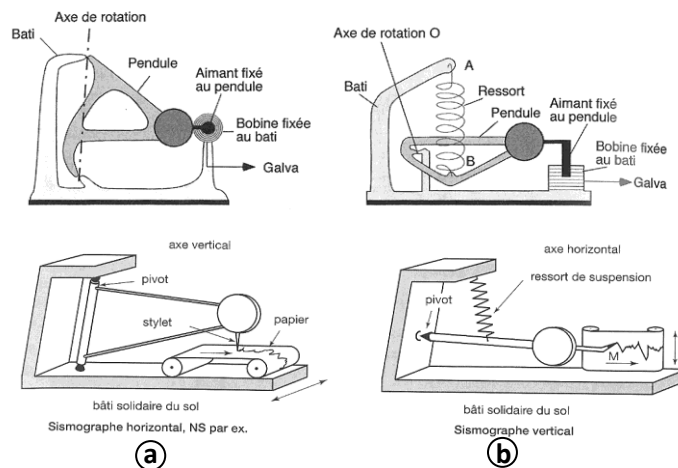


Fig.2.6 : Sismographe horizontal (a) et vertical (b)

Les mouvements du sol étaient enregistrés graphiquement. Actuellement, on utilise des sismomètres électromagnétiques (**fig. 2.6**) composés d'un pendule auquel est liée une bobine d'induction qui se déplace dans un champ magnétique ; le signal électromagnétique est amplifié électroniquement, transformé en courant électrique et enregistré sous forme numérique et/ou graphique. Simultanément, un dispositif enregistre le temps. Les mouvements du sol sont mesurés à l'aide de trois sismomètres : deux sismomètres horizontaux (**fig. 2.6-a**) qui enregistrent les composantes N-S et E-W et un sismomètre vertical (**fig. 2.6-b**) pour la composante verticale. Les courbes sont enregistrées sous forme de sismogrammes (**fig.2.7**).

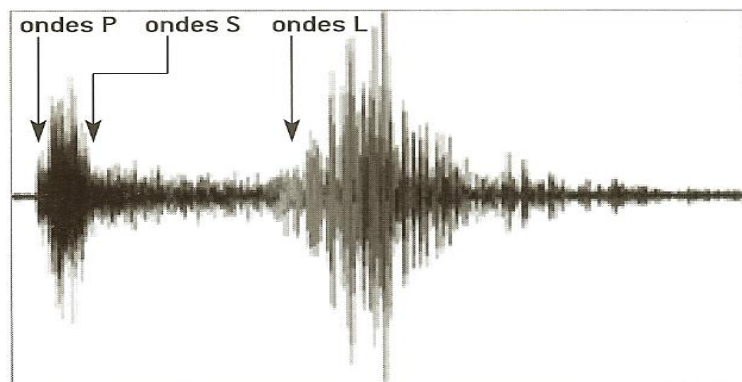


Fig.2.7 : Un exemple de sismogramme

4 - Nature des ondes sismiques

Les ondes sismiques sont des ondes élastiques qui se propagent dans toutes les directions. On distingue les ondes de volume qui traversent la terre et les ondes de surface qui se propagent parallèlement à sa surface. Ces différents types d'ondes se succèdent sur des sismogrammes (**fig. 2.7**).

a- Les ondes de volume

Les ondes de volume appartiennent à deux catégories (**fig. 2.8**)

* *les ondes P ou ondes primaires*. Ce sont des ondes de compression ou ondes longitudinales qui se propagent dans tous les milieux. Les particules se déplacent selon des mouvements de dilatation et compression avant-arrière dans la direction de propagation de l'onde (**Fig. 2.8**). Ce sont les ondes sismiques les plus rapides (6 km/s près de la surface), responsables des tous premiers grondements sourds perçus au début d'un séisme. Elles sont particulièrement bien enregistrées sur la composante verticale des sismomètres ;

* *les ondes S ou ondes secondaires*. Ondes de cisaillement ou ondes transversales ; elles ne se propagent que dans les solides. Le mouvement des particules s'effectue dans un plan vertical, perpendiculairement au sens de propagation de l'onde (**Fig. 2.8**). Moins rapides que les ondes P (1 à

7 fois moins rapides approximativement), elles sont enregistrées après celles-ci sur les sismogrammes (**fig.2.8**) et sont enregistrées principalement sur les composantes horizontales du sismomètre.

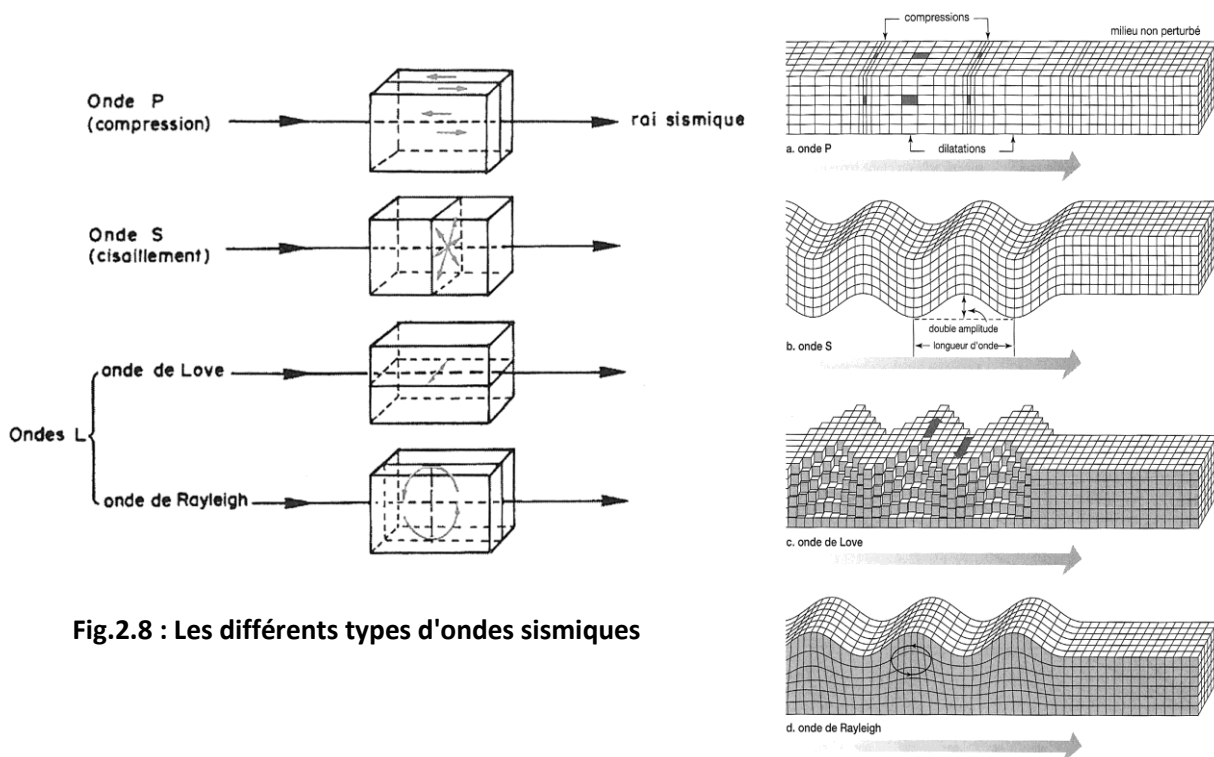


Fig.2.8 : Les différents types d'ondes sismiques

b- Les ondes de surface

Elles sont moins rapides que les ondes de volume, et sont de deux types (**Fig. 2.8**) :

* **les ondes de Love**. Ce sont des ondes de cisaillement qui oscillent dans un plan horizontal. Elles se propagent à des vitesses de l'ordre de 4 km/s. Elles sont enregistrées uniquement sur les composantes horizontales des sismomètres. Elles provoquent un ébranlement horizontal du sol. Elles sont la cause principale des destructions et des dégâts provoqués aux édifices ;

* **les ondes de Rayleigh**. Enregistrées sur les trois composantes des sismomètres ; ce sont les moins rapides. Elles sont assimilables à des vagues, animées de mouvements elliptiques dans les sens horizontaux et verticaux. Leurs vibrations durent plusieurs minutes.

5 - Propagation des ondes sismiques à l'intérieur de la terre : structure sismologique de la terre.

La vitesse de propagation des ondes sismiques et leur gradient de vitesse sont fonction des caractéristiques physiques des milieux naturels. Les vitesses des ondes sismiques de volume (ondes P et ondes S) traversant le globe sont schématisées en **figure 2.9** en fonction de la profondeur. Dans la Terre, la vitesse de propagation des ondes P est de 1,73fois plus grande que celle des ondes S. Dans la croûte continentale supérieure ($d = 2,7$), les vitesses sismiques varient entre 4 et 6km/s. Dans la croûte continentale inférieure ($d = 2,9$), la vitesse varie entre 6,5 et 7,5km/s. Sous la discontinuité de Moho, elle atteint 8 à 8,3km/s. Les variations brutales de propagation des ondes P et des ondes S ont permis de mettre en évidence des discontinuités à l'intérieur de la terre.

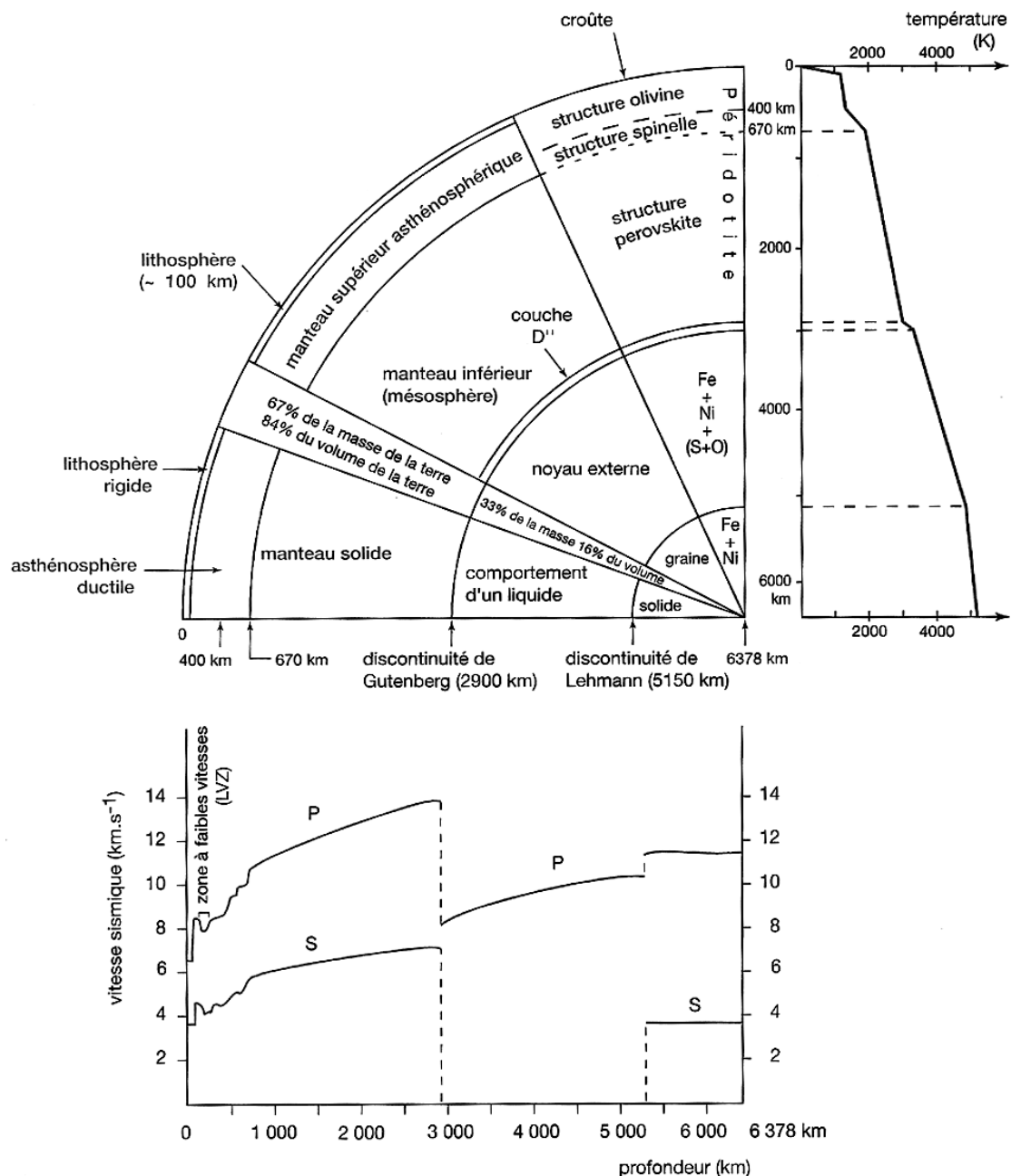


Fig. 2.9 : Propagation des ondes P et S à l'intérieur de la Terre

Au passage croûte - manteau supérieur on note une brutale accélération des vitesses des ondes sismiques P et S. Ceci correspond à la discontinuité de Mohorovicic, qui sépare croûte - manteau supérieur. A l'intérieur du manteau existent des variations progressives des vitesses des ondes sismiques. On note un ralentissement de ces vitesses dans le manteau supérieur correspondant à la LVZ (Low Velocity Zone) qui signe le changement de rhéologie des roches du manteau supérieur entre lithosphère et asthénosphère. La transition manteau supérieur - manteau inférieur à 670 km de profondeur se traduit par une augmentation régulière de la vitesse des ondes sismiques.

Au passage manteau inférieur - noyau, à environ 2900 km de profondeur, on constate un brutal ralentissement des vitesses des ondes sismiques P. C'est la discontinuité de Gutenberg. On note également l'arrêt de propagation des ondes sismiques S. Ces ondes ne traversant pas les liquides, on en conclut que le noyau externe a un comportement de liquide. La transition noyau externe, noyau interne, à environ 5150 km se traduit à nouveau par un ralentissement de la vitesse des ondes sismiques P, correspondant au changement de composition et de structure entre le noyau externe et

le noyau interne.

6 - Localisation d'un tremblement de terre.

Les vitesses de propagation des ondes P et S dans la croûte terrestre ont été établies et ont permis l'établissement de courbes étalonnées (hodochrones ou hodographes) qui représentent les temps d'arrivée de ces ondes à la station d'enregistrement en fonction de la distance à l'épicentre (distance épicentrale) (**Fig. 2.10**). La différence des temps d'arrivée des ondes P (tp) et S (ts) enregistrées sur un sismogramme en un lieu précis permet de donner une indication sur l'éloignement du séisme. En effet, cette différence est fonction de la distance séparant la station d'enregistrement de l'épicentre du séisme. Les courbes hodographes (**fig. 2.10**) permettent, connaissant (ts-tp), d'estimer la distance épicentrale du séisme. A partir des relevés de trois stations sismiques, il est possible alors de localiser le lieu de l'épicentre (**Fig.2.10**).

Supposons, par exemple, trois stations sismiques S1-S2-S3 ayant enregistré un séisme. Les différences de temps séparant les ondes P et S (ts-tp) sont successivement de 4,8 mn (S1) - 10,4 mn (S2) et 6,6 mn (S3), ce qui correspond à des distances épicentrales de 3 000 - 8 000 et 5 000 km selon la courbe hodographe (**Fig. 2.10**). L'épicentre du séisme se situe au point d'intersection des trois cercles de rayon 3 000 km (S1) - 8 000 km (S2) et 5 000 km (S3).

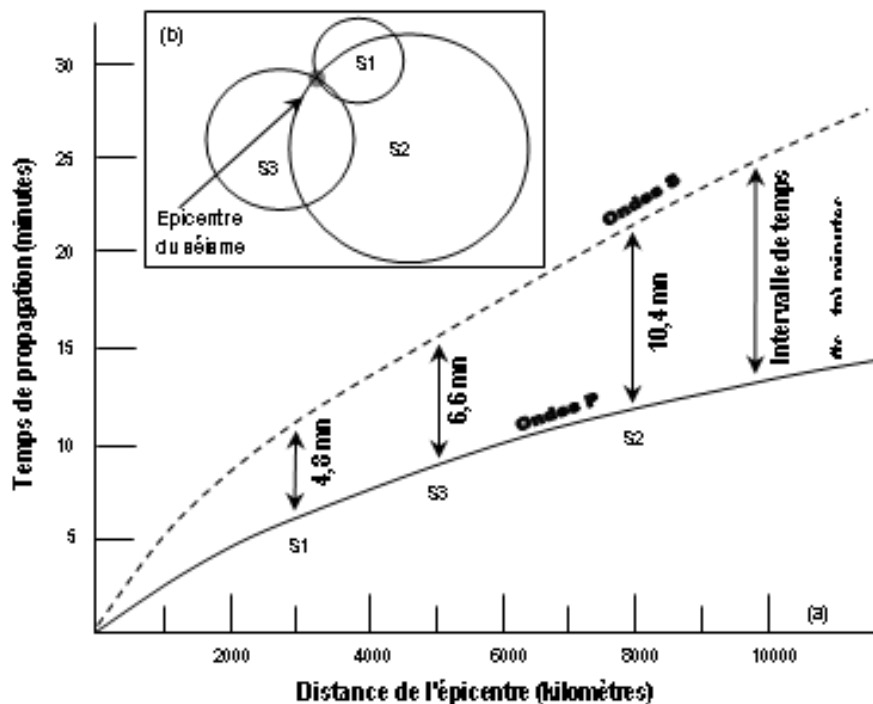


Fig. 2.10 : Courbes hodochrones (ou hodographes) des ondes P et S

7 - Mesure des séismes.

Les tremblements de terre sont évalués selon deux échelles : échelles macrosismiques d'intensité d'une part, et l'échelle de magnitude de Richter d'autre part (Tabl. 2.2).

ECHELLE D'INTENSITE DE MERCALLI		MAGNITUDE A L'ECHELLE RICHTER
I	Séisme perçu uniquement par quelques personnes dans des circonstances particulières ; détecté seulement par des instruments très sensibles.	2 3
II	Perçu par quelques personnes au repos et se trouvant aux étages supérieurs ; balancement d'objets suspendus.	
III	Perçu principalement par des personnes à l'intérieur des édifices. Les automobiles stationnées peuvent bouger.	
IV	Perçu par la plupart des gens à l'intérieur des édifices et par certains à l'extérieur ; suffisant pour réveiller certaines personnes. Bruits de vaisselle, fenêtres et portes.	4
V	Perçu par presque tout le monde ; plusieurs personnes sont réveillées. Bris de vaisselle et des fenêtres ; les objets instables sont renversés.	
VI	Perçu par tout le monde ; plusieurs personnes sont effrayées et courent à l'extérieur ; quelques meubles sont déplacés ; quelques morceaux de plâtre tombent et quelques dommages aux cheminées. Dommages légers.	5
VII	La plupart des gens paniquent et courent à l'extérieur ; dommages minimes aux constructions conçues pour les zones sismiques, de minimes à moyens chez les bonnes constructions ordinaires, importants chez les mauvaises constructions.	6
VIII	Dommages légers aux constructions conçues pour les zones sismiques, importants chez les bonnes constructions ordinaires avec des effondrements possibles, catastrophiques chez les mauvaises constructions.	7
IX	Dommages considérables aux constructions conçues pour les zones sismiques. Edifices déplacés sur leurs fondations. Fissuration du sol. Bris des canalisations souterraines.	
X	Quelques bonnes constructions en bois et la plupart des constructions en maçonnerie sont détruites. Sol fortement fissuré. Plusieurs glissements de terrain se produisent.	8
XI	très peu de constructions en maçonnerie restent debout ; rails tordus ; ponts détruits. Grandes fissures dans le sol.	
XII	Destruction quasi-totale. Ondulations visibles à la surface du sol. Objets projetés dans les airs.	9

Tableau 2-2 : Comparaison entre les échelles de Mercalli et de Richter

a- Les échelles macrosismiques d'intensité

Elles sont établies à partir des constatations concernant les effets des séismes sur le terrain et la perception qu'en a eu l'Homme. Il s'agit donc d'effets directement observables, sans qu'il soit nécessaire de faire usage d'aucun instrument spécial. Pour les séismes " historiques " (antérieurs au XXe siècle, date où ont commencé les observations instrumentales), la description de leurs effets est le seul élément dont nous disposons pour fixer l'ordre de grandeur du séisme. De nombreuses échelles

d'intensité ont été établies. L'échelle de Mercalli, développée en 1902, modifiée en 1956, a été remplacée par l'échelle MSK, du nom de trois sismologues (Medreder, Sponheuer, Karnik) en 1964. Depuis 1992, les pays européens ont adopté l'échelle EMS 92 (European Macroseismic Scale).

Toutes ces échelles comportent douze degrés d'intensité. Le degré I correspond aux secousses les plus faibles, le degré XII aux secousses les plus fortes où pratiquement toutes les structures au-dessus et au-dessous du sol sont gravement endommagées ou détruites (**tableau 2.-2**). Dans ces évaluations, le nombre de morts n'est jamais pris en compte car s'il dépend de l'intensité du séisme, il est aussi fonction de la vulnérabilité de la zone (nature géologique des terrains, densité de population, heure du séisme, types de construction). Après un tremblement de terre, on établit, à partir d'observations et d'enquêtes sur le terrain, une carte macrosismique d'intensités du séisme. Sur ces cartes sont dessinées les courbes d'égales intensités qu'on dénomme **isoséistes**. Elles permettent d'évaluer en tout lieu l'intensité macroscopique. La zone géographique où l'intensité est supérieure à I, là où le séisme a été ressenti s'appelle l'**aire macrosismique**. L'aire d'intensité maximale, dénommée pléitoséiste, définit l'**épicerentre macrosismique**.

b- L'échelle de Richter.

Instaurée en 1935 par le géophysicien Richter, elle définit la **magnitude** d'un séisme. Cette échelle est une valeur propre du séisme, dépendante de la quantité d'énergie dégagée au foyer, indépendante du lieu d'observation et des témoignages de la population. C'est une valeur intrinsèque que l'on peut qualifier d'objective dans la mesure où elle est calculée scientifiquement à partir de l'amplitude du signal enregistré par un sismomètre selon la formule :

$$M = \log\left(\frac{A}{T}\right) + f(\Delta, h) + a$$

où : A = maximum d'amplitude des ondes (en 10^{-6} m) enregistrée à 100 Km de l'épicentre ; T = période des ondes (en secondes) ; $f(\Delta, h)$ = correction de la dimension de l'amplitude des ondes en fonction de la distance épicerentre (Δ) et de la profondeur (h) du foyer ; a = constante empirique (fonction du sismographe utilisé et de la nature du sous-sol où se trouve la station d'enregistrement)

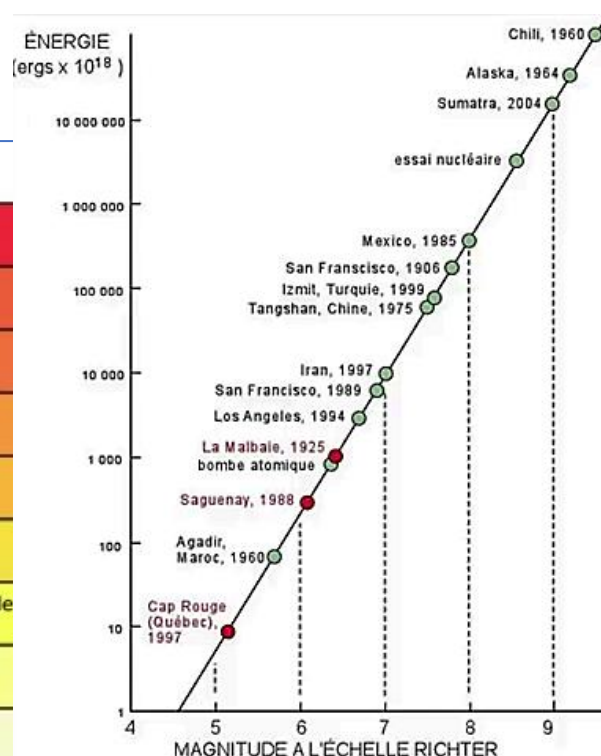
L'échelle de Richter est une échelle ouverte, croissante selon l'énergie libérée, qui en principe n'a pas de limites inférieure et supérieure. À partir d'une magnitude 5, les dégâts apparaissent et l'on considère qu'une magnitude 10 semble être une limite supérieure raisonnable. Le séisme de plus grande magnitude du XX^e siècle est celui du Chili en 1960, de magnitude 9,5. La zone de rupture de faille a dépassé une longueur de 1 000 km.

La magnitude est une fonction logarithmique, c'est-à-dire que lorsque la magnitude change d'une unité, l'amplitude du mouvement varie d'un facteur dix. C'est ainsi qu'un séisme de magnitude 7 est dix fois plus fort qu'un séisme de magnitude 6 et cent fois plus important qu'un séisme de magnitude 5, lequel correspond sensiblement à l'énergie dissipée par la bombe nucléaire d'Hiroshima.

L'énergie dissipée lors d'un séisme est liée à la magnitude selon la relation : $\log E = 1,5 M + 4,8$ où : E = énergie libérée en joules ; M = magnitude.

Selon cette relation, l'augmentation d'un degré de magnitude de l'échelle de Richter se traduit par une énergie libérée 30 fois supérieure. Par exemple, un séisme de magnitude 7 libère 30 fois plus d'énergie qu'un séisme de magnitude 6.

Magnitude	Effets engendrés
9	Destruction totale à l'épicentre, et possible sur plusieurs milliers de km
8	Dégâts majeurs à l'épicentre, et sur plusieurs centaines de km
7	Importants dégâts à l'épicentre, secousse ressentie à plusieurs centaines de km
6	Dégâts à l'épicentre dont l'ampleur dépend de la qualité des constructions
5	Tremblement fortement ressenti, dommages mineurs près de l'épicentre
4	Secousse sensible, mais pas de dégâts
3	Seuil à partir duquel la secousse devient sensible pour la plupart des gens
2	Secousse ressentie uniquement par des gens au repos
1	Secousse imperceptible



* L'exemple du séisme de Sumatra

Un séisme majeur largement commenté dans les médias a eu lieu au large de l'île de Sumatra le 26 décembre 2004 à 00h58'49''TU.

L'épicentre est situé à quelques centaines de kilomètres à l'ouest de la côte NW de Sumatra (250 Km SSE de Banda Aceh, Sumatra, 315 Km ouest de Medan, Sumatra). La magnitude est estimée à 9.0. L'USGS estime que le glissement a affecté environ 1200 Km de longueur sur la limite entre la plaque Indienne et la microplaque Burma, la flèche maximale du mouvement est estimée à 15 mètres. L'hypocentre est estimé à une trentaine de kilomètres sous la surface de l'océan.

Le contexte géodynamique est complexe, tant du point de vue de la géométrie des plaques que de leur mouvement. La plaque indienne se déplace à une vitesse moyenne de 6 cm/an vers le Nord-Est le long d'une limite approximativement Nord-Sud. Le séisme du 26/12 est probablement dû à un mouvement chevauchant.