

## Dossier enseignants CYCLE 4



**Autour de l'activité Un séisme à la Une !**

# Musée de sismologie

> Des ressources récentes, que l'on ne trouve pas dans les manuels scolaires.

> Des données réelles et fiables sur le plus gros séisme du siècle au Japon

### SOMMAIRE

I/ Quelques rappels en science de la Terre (intérieur de la Terre, tectonique, sismomètres, magnitude et intensité)

II/ Proposition d'activités en classe (3 TD à faire avant ou après l'activité « Un séisme à la Une ! »)

III/ Liens / applications

*Dossier réalisé par Cécile Clément, Floriane Provost et Frédéric Dubois, doctorants de l'EOST missionnés au Jardin des sciences pour le musée de sismologie, avec Emmanuelle Kuhn, professeur relais au JdS*

JARDIN DES SCIENCES

Musée de sismologie  
7 - 9 rue de l'Université  
67000 Strasbourg

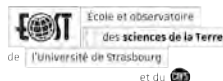
Contact pédagogique  
Manon Corbin, professeur relais  
manon.corbin@ac-strasbourg.fr

Contact réservation:  
Pôle réservation du Jardin des sciences

Tél. : (33) 03 68 85 24 50  
Fax : (33) 03 68 85 04 88  
Jds-reservation@unistra.fr  
<http://jds-reservation.unistra.fr>  
<http://jardin-sciences.unistra.fr>



Jardin des sciences  
Université de Strasbourg



## I/ Quelques rappels en science de la Terre (intérieur de la Terre, tectonique, sismomètres, magnitude et intensité)

### L'intérieur de la Terre

L'Homme a observé les étoiles depuis la nuit des temps, il suffit de lever le nez. Mais il lui a fallu beaucoup plus de temps pour connaître l'intérieur de la Terre. Les premières grandes découvertes datent de la Grèce antique, avec la preuve de la sphéricité de la Terre par Aristote et la mesure de la circonférence terrestre à l'équateur par Eratosthène, mesure correcte à 700 km soit 1,75% près tout de même! Il faut ensuite attendre le début du XX<sup>ème</sup> siècle pour voir apparaître la théorie de la dérive des continents élaborée par Alfred Wegener qui sera officiellement adoptée en 1960. La sismologie en tant que science émerge à la fin du XIX<sup>ème</sup> siècle avec en 1889 l'enregistrement du premier télé-séisme (séisme s'étant produit à grande distance de la station) enregistré par Ernst von Reubert-Paschwitz. L'ensemble des données des vitesses sismiques a permis d'établir en 1981 un modèle de la structure de la Terre, c'est le modèle **PREM** (Preliminary Reference Earth Model) publié par Dziewonski et Anderson. C'est un modèle à symétrie sphérique dont les différentes couches sont détaillées ci-dessous.

#### 1) Découpe de la Terre en couches de différentes compositions :

##### a. La croûte continentale et la croûte océanique

La croûte continentale ou océanique est la couche superficielle épaisse de quelques km sous les océans et plusieurs dizaines de km sous les continents. Son épaisseur moyenne est de 30 km, elle représente 1 % du volume terrestre et sa température augmente avec la profondeur. Les deux types de croûtes diffèrent par leur composition, leur âge et leur densité. La croûte continentale est principalement composée de granite, son âge varie de 1 à 3 Ga. . La plus vieille roche de la croûte terrestre connue est un gneiss d'Acasta au Canada, elle est datée de 4,03 Ga (voir fig. 1). Et en 2014, une équipe internationale de scientifiques a réussi à estimer un cristal de zircon à 4,374 milliards d'années (voir fig. 2) !



Figure 1: **Gneiss d'Acasta** daté de 4,03Ga

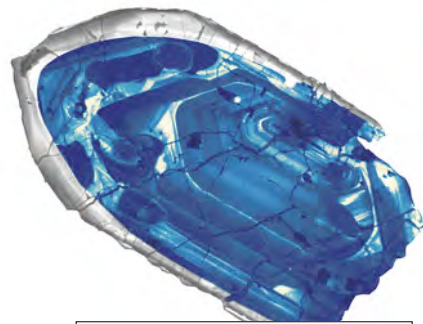


Figure 2: cristal de **Zircon**

La croûte océanique quant à elle est composée de basalte, elle est, en général beaucoup plus jeune que la croûte continentale car elle se renouvelle continuellement (apparition aux niveaux des dorsales océaniques et disparition dans les zones de subduction). L'âge des fonds océaniques les plus anciens est actuellement 200 Ma. La densité de la croûte océanique est plus élevée que celle de la croûte continentale. Elle est de 2.9 g/cm<sup>3</sup> en moyenne contre 2,7 g/cm<sup>3</sup> en moyenne pour la croûte continentale.

Le saviez-vous ?

Le forage de Kola est le forage le plus profond jamais creusé. Il est en Russie et mesure 12,3 km. Cet exploit réalisé en 1989 et jamais réédité a permis notamment de remonter à la surface des roches vieilles de 2,7 milliards d'années. Les conditions de pression, de température et la difficulté d'extraction des matériaux ont provoqué l'arrêt du forage qui était initialement prévu à 15km.

### b. Le manteau terrestre

Le manteau terrestre représente 80 % du volume de la Terre mais seulement 69% de sa masse. C'est la couche que l'on rencontre sous la croûte. Sa température est de 1000°C en haut du manteau et 3800°C à sa base. C'est Mohorovicic qui en 1909 met en évidence la discontinuité croûte-manteau. Les principaux minéraux du manteau sont l'olivine et le pyroxène. Ils forment une roche nommée la péridotite (voir fig.3).

Figure 3 : Péridotite provenant du manteau [4]



On connaît cette roche car des péridotites sont remontées à la surface lors d'éruptions volcaniques. On en trouve par exemple dans les volcans du Massif Central.

Le manteau est hétérogène. Comme la température et la pression augmentent régulièrement avec la profondeur, les minéraux se transforment en adoptant des formes et des structures plus compactes. Une des transformations majeures a lieu vers 660 km de profondeur où l'olivine de **phase-γ** se transforme en un assemblage de **pérovskite silicatée** et d'**oxyde de magnésium**. Cet assemblage est considéré à l'heure actuelle comme la meilleure description de la minéralogie du manteau inférieur. Cette transformation se voit au passage des ondes sismiques, la fin de cette zone de transformation (670 km) marque la limite manteau supérieur-manteau inférieur (transition minéralogique). Le manteau supérieur est lui-même divisé en deux zones aux environs de 120 km de profondeur, deux zones séparées par la LVZ pour Law Velocity Zone. La LVZ est une zone où les ondes sismiques ralentissent (4,5 km/s au lieu de 5 km/s pour les ondes S). Les conditions de température et de pression sont voisines de celles nécessaires à la fusion de la péridotite mantellique. Il s'agit donc d'un manteau partiellement en fusion ce qui explique la légère diminution de la vitesse des ondes sismiques.

### c. Le noyau

Le noyau commence à 2900 km de profondeur. Il constitue 16% du volume de la Terre mais 31% de sa masse. Il est donc beaucoup plus dense que le manteau et que la croûte. Sa température augmente de 3800°C à la base du manteau à 6000°C au centre de la Terre. C'est la discontinuité de Gutenberg qui sépare le manteau inférieur du noyau externe, ce noyau est essentiellement composé de fer et de nickel. Le passage du manteau inférieur au noyau constitue une très brusque augmentation de densité. La vitesse des ondes P qui est en augmentation depuis la fin de la LVZ diminue presque de moitié provoquant la fameuse zone d'ombre (voir figure 3.26). Les ondes S quant à elles ne se propagent pas dans le noyau car il est liquide. Le perfectionnement des sismomètres a progressivement permis d'enregistrer de nouvelles arrivées d'ondes. C'est ainsi qu'en 1936, le scientifique Lehmann met en évidence une partie solide à l'intérieur du noyau appelé la graine ou noyau interne.

## 2) Modélisation de la Terre en couches possédant différentes propriétés physiques:

### a. La lithosphère

La lithosphère correspond à la couche superficielle de la Terre qui se subdivise en plaques tectoniques quasi-rigides se déplaçant les unes par rapport aux autres ce qui est à la base de la théorie de la tectonique des plaques. Elle comprend la croûte et la partie très superficielle du manteau supérieur. La lithosphère s'arrête là où commence la LVZ. La limite lithosphère-asthénosphère est une limite mécanique, les roches ont la même minéralogie de part et d'autre de la limite mais leur comportement est différent, ceci est dû aux changements de température et de pression. Cette limite varie entre 20 km de profondeur, généralement sous les océans, et entre 150-300km sous les continents. Elle coïncide avec l'isotherme de 1300°C où l'olivine atteint son point de fusion.

### b. L'asthénosphère

L'asthénosphère est la couche mantellique située sous la lithosphère. Elle est plus ductile que la lithosphère. Elle est séparée de cette dernière par la LVZ, une zone du manteau supérieur où les conditions de pression et température rendent les péridotites très visqueuses et plus ou moins en fusion. Néanmoins ce n'est pas une zone liquide puisque les ondes sismiques de volume de cisaillement (les ondes S) s'y propagent. La LVZ est caractérisée par une chute des vitesses des ondes sismiques. Après quelques centaines de kilomètres, les conditions de pression et température sont à nouveau telles que la péridotite est solide.

## 3) Le noyau de la Terre d'un point de vue historique :

En 1798 Cavendish estime la densité moyenne de la Terre :  $5,5 \text{ g/cm}^3$ . Cette densité est bien plus grande que celle des roches trouvées en surface (entre  $2,5$  et  $3 \text{ g/cm}^3$ ), il en déduit que l'intérieur de la Terre est plus dense que sa surface. La communauté scientifique se divise grossièrement en deux groupes : les "solidistes" soutiennent l'hypothèse que la Terre est un bloc de roche solide et les "fluidistes" considèrent que la Terre est une énorme boule de magma recouverte d'une fine croûte (voir fig4). Le noyau terrestre a été mis en évidence par des découvertes successives au XX<sup>ème</sup> siècle. En 1896 Wiechert observe que le moment d'inertie de la Terre est inférieur à celui d'une boule homogène de même taille et même poids que la Terre, cela signifie que les masses sont réparties de façon non homogène avec des matières plus denses au centre de la Terre qu'à la périphérie. Il propose un modèle de Terre avec un noyau en fer.

Avec l'arrivée des sismomètres, la Terre peut être scrutée par le trajet des ondes sismiques. C'est ainsi qu'en 1906 Oldham observe que lors d'un séisme, les ondes enregistrées à l'autre bout de la Terre sont en retard de 10 minutes environ. Il en déduit la présence d'une zone centrale dans la Terre qui ralentit les ondes. En 1912, Gutenberg met en évidence la zone d'ombre qui est la conséquence de la réfraction des ondes à l'interface manteau-noyau. Il peut donc estimer précisément la profondeur du noyau à 2900 km. Enfin en 1926 Sir Harold Jeffreys calcule l'amplitude théorique des marées terrestres connaissant la rigidité du manteau. En comparant son



Figure 4: Dilemme parmi les scientifiques du 19<sup>ème</sup> siècle

résultat aux observations des marées terrestres, il conclut que la rigidité du noyau doit être nulle pour que le calcul corresponde aux observations. C'est le premier pas vers l'idée d'un noyau liquide. En 1936 le perfectionnement des sismomètres permet d'enregistrer des ondes de très faible amplitude à l'intérieur de la zone d'ombre. Ces observations sont incompatibles avec le modèle d'un noyau homogène. Lehmann en déduit l'existence d'une discontinuité à l'intérieur du noyau, c'est la graine.

# 4) Synthèse

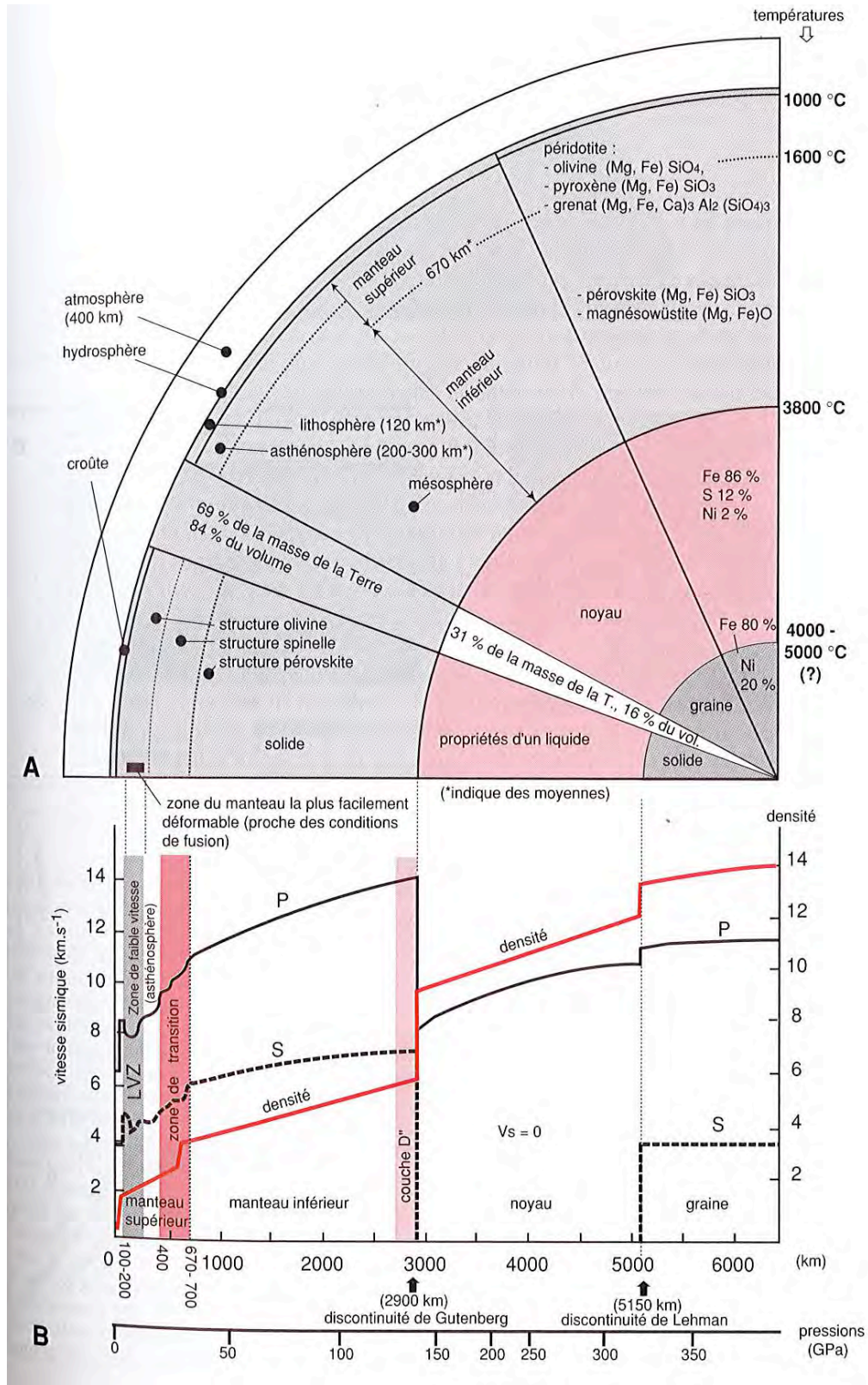




Figure 5

A : Coupe de la Terre avec les différentes compositions et propriétés des roches.

B : Vitesse des ondes sismiques et densité en fonction de la profondeur [1].

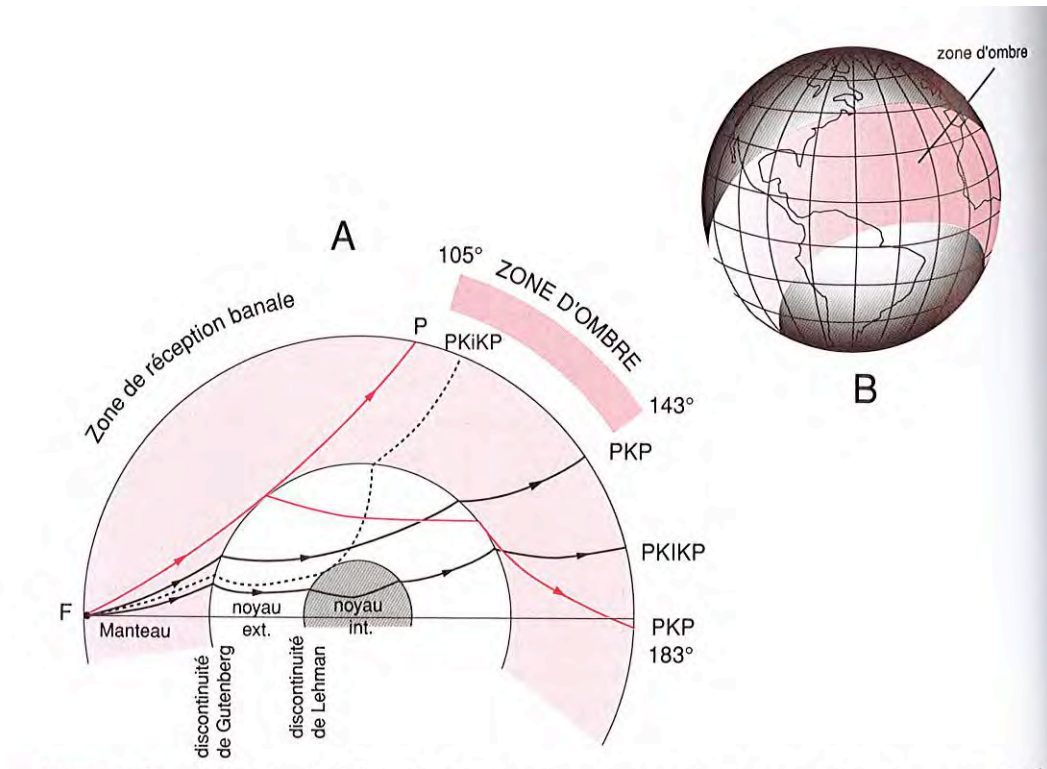


Figure 6

A : Rais suivis dans le globe terrestre par les ondes P à partir d'un foyer superficiel.

B : Localisation de la zone d'ombre pour un séisme ayant lieu au Japon [1].

# Tectonique

La Tectonique est la discipline qui traite des déformations de l'écorce terrestre. Ces déformations résultent du mouvement des grandes plaques lithosphériques à la surface du globe. Les limites de ces plaques sont des zones de déformations sismiquement actives. On trouve les rides médio-océaniques ou dorsales quand les plaques divergent, des zones de subduction quand les plaques convergent et des failles transformantes quand les plaques coulissent.

En tectonique globale, c'est-à-dire à l'échelle de plusieurs milliers de km, les plaques sont considérées comme indéformables, l'essentiel de la déformation a lieu aux limites de plaques, c'est une première approximation. En réalité il existe aussi des déformations intraplaques qui peuvent être importantes à l'échelle d'un paysage. L'observation des roches dans les chaînes de montagnes montre deux types de déformations coexistantes : les plis et les failles. Dans ces chaînes de montagne on voit l'émergence de failles cassantes (fig 7) mais également la présence de déformations ductiles telles que les plis.

## 1) Les failles

### a. Généralités

La plupart des grandes fractures observées sur le terrain sont ce qu'on appelle des failles. Elles sont caractérisées par une fracture macroscopique de l'écorce terrestre accompagnée par un glissement l'un par rapport à l'autre des blocs qu'elles séparent. Les failles ont des longueurs allant de quelques centimètres à plusieurs centaines de kilomètres (voir fig. 6).

Figure 7 :  
Vue vers le  
nord de la  
faille  
décrochante  
dextre de  
San Andreas  
(Californie)  
[5]. Cette  
faille sépare  
la plaque  
tectonique  
nord  
américaine  
(droite) de la  
plaque  
pacifique (à  
gauche).



La faille est vue dans sa longueur, l'appareil photo est dans l'axe de la faille. Les flèches indiquent le sens du mouvement des deux blocs.

Souvent représentées par un plan, elles ont en réalité une surface irrégulière et courbe. Parfois on parle d'une zone de failles qui contient plusieurs plans de glissements séparés par des blocs de roches plus ou moins gros. Lorsque la surface de la faille est lisse et que l'un des blocs est érodé, on peut alors observer un miroir de faille (voir fig. 8). On peut également voir apparaître un miroir de faille après un séisme important, peu profond et se produisant sur une faille qui recoupe la surface. Si le déplacement sur la faille lors du séisme a une composante verticale, il est alors possible d'observer la faille tout le long du paysage comme sur la figure 8. On peut noter que les failles n'apparaissent pas toutes en surface.

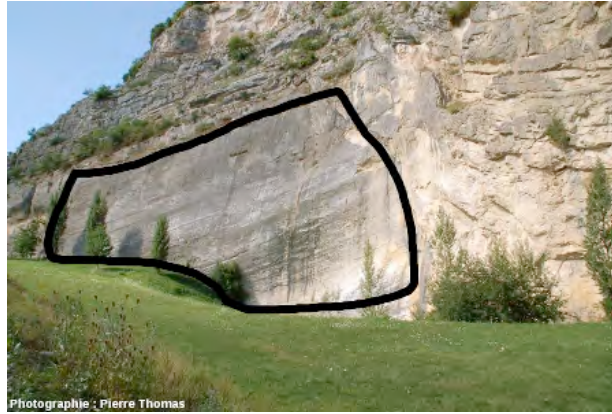


Figure 8 : Miroir de faille décrochante sénestre de La Petite Balme (Haute-Savoie) [6].

On peut voir un miroir de faille dans la zone contourée en noir.

La faille est vue de face, l'appareil photo fait face au plan de la faille.

La classification la plus répandue des failles se base sur le glissement des blocs qu'elles séparent. On parle ainsi de failles normales, de failles inverses, de failles décrochantes dextres et de failles décrochantes sénestres.

Le déplacement des blocs le long des failles peut se faire de deux manières différentes. Il y a les déplacements asismiques qui ne génèrent pas de séismes, et les déplacements sismiques qui produisent des séismes. C'est quand ce mouvement de fond n'est pas suffisant pour relâcher toutes les contraintes accumulées dans la croûte que l'on peut s'attendre à des séismes.

#### **b. Failles et séismes**

Un séisme se produit lorsque des contraintes sont relâchées brutalement et que les blocs le long de la faille glissent d'un coup. Ce glissement est en général de quelques cm pour les plus petits séismes à quelques mètres pour les plus grands de magnitude supérieure à 8. La durée du glissement est de quelques secondes ou dizaine de secondes pour les plus grands. Les tremblements de Terre peuvent être ressentis plus longtemps que le temps du glissement car les ondes se propagent à des vitesses différentes. Les ondes les plus lentes prennent du retard sur les ondes P et S et la durée du séisme s'étend avec la distance parcourue.

#### **c. La surveillance et l'étude des failles**

Les failles connues font l'objet d'une surveillance géophysique constante. Bien que la communauté scientifique soit à ce jour incapable de prédire les séismes, notre compréhension de la déformation de la croûte avance de jours en jours. Des sismomètres de terrain sont déployés le long des failles les plus actives (et accessibles) et écoutent bouger les blocs. Des mesures de contraintes sont réalisées à l'aide de forages pour estimer les forces qui s'appliquent sur les failles. Le principe est de creuser un puits avec une section circulaire et de suivre la déformation de la section qui va devenir une ellipse. La direction du plus petit diamètre de l'ellipse donne la direction de la plus grande contrainte. Cette direction est ensuite comparée à la direction du glissement sur la faille, ces contraintes vont-elles favoriser ou non le mouvement des blocs sur la faille? Loin des équipes de terrain, de nombreux satellites géoradars parcourent le ciel et permettent de produire des cartes de déformation de la surface. On peut citer la méthode INSAR (interferometric synthetic aperture radar) qui permet de faire des cartes de déplacement du sol en utilisant deux images radar prises par des satellites au-dessus du même endroit à des moments différents. Grâce à cette méthode on peut alors repérer les zones qui se déforment à la surface de la Terre; les zones qui accumulent ou relâchent des contraintes, les avalanches, les glissements de terrain, les failles, les effondrements, etc... Enfin le mouvement actuel des plaques tectoniques nous est connu grâce aux GPS disséminés sur tous les continents et qui fournissent leur position à intervalle de temps régulier depuis le début des années 2000 pour les plus anciens. A l'échelle globale ces données nous ont permis de connaître plus précisément les limites des plaques tectoniques et leur mouvement les unes par rapport aux autres. À plus petite échelle, ces stations GPS permettent de suivre les mouvements asismiques et sismiques des failles.

Toutes ces techniques de géophysique permettent de mieux connaître la structure et le dynamisme de la Terre. Elles sont largement utilisées en recherche. Leurs applications principales, hormis le suivi et l'étude des failles actives, incluent la recherche d'hydrocarbures, le suivi des réservoirs aquifères, la géothermie, la surveillance des glissements de terrain et des éruptions volcaniques. Il est tout de même important de remarquer que la plupart de ces techniques ne sont pas applicables dans les océans qui recouvrent pourtant la majorité de la surface terrestre.

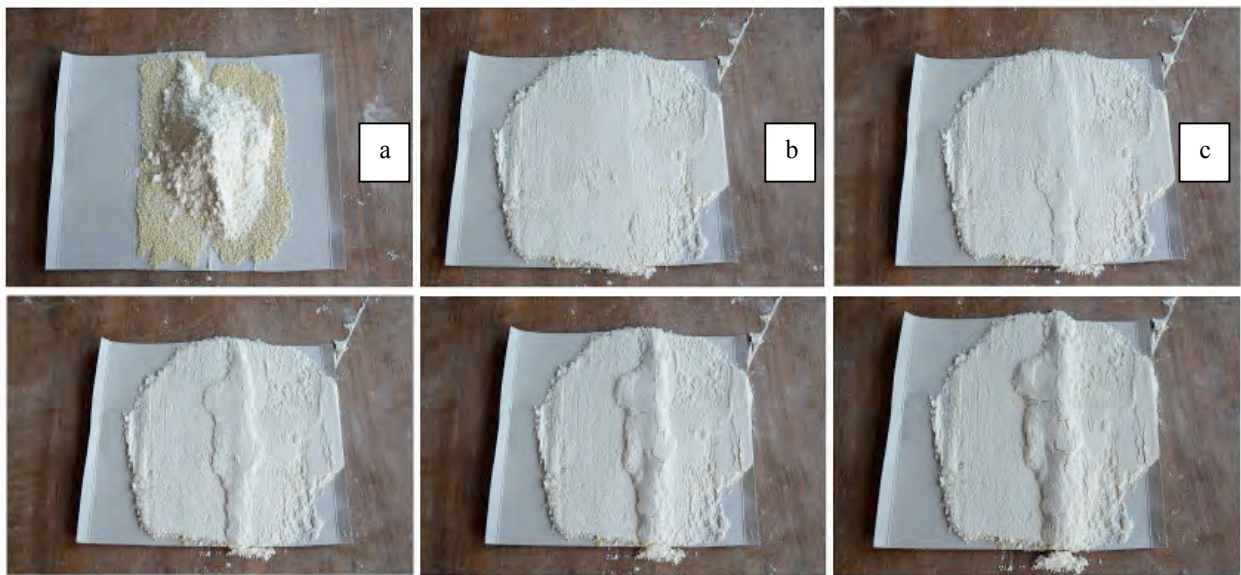


## 2) Travaux pratiques

TP1 : Des failles et une chaîne de montagne réalisées en 5 minutes avec de la farine, de la semoule et du carton (voir figure 9)

- Découper deux plaques de carton.
- Coller de la semoule sur la moitié des deux cartons.
- Disposer les deux côtés avec de la semoule bord à bord, avec une plaque qui chevauche à peine l'autre.
- Mettre un tas de farine sur la jonction entre les deux plaques (figure 9a).
- Étaler la farine (figure 9b).
- Pousser lentement les deux plaques l'une vers l'autre (figure 9c).

Figure 9 : chaîne de montagne en farine



On voit apparaître des failles inverses dans la farine, et une chaîne de montagne se forme. Il ne manque que l'érosion (la neige et glaciers!) pour que notre montagne de farine ressemble en tout point à une photo satellite des Alpes (fig. 10).



Figure 10 : chaîne alpine [7]

## TP2 : Failles normales et fossé d'effondrement

- Découper deux plaques de carton et disposer les deux plaques l'une sur l'autre (figure 11a).
- Mettre un tas de farine sur la jonction entre les deux plaques, ne surtout pas tasser ni étaler la farine (figure 11b).
- Écarter lentement les deux plaques l'une de l'autre (figure 11c).

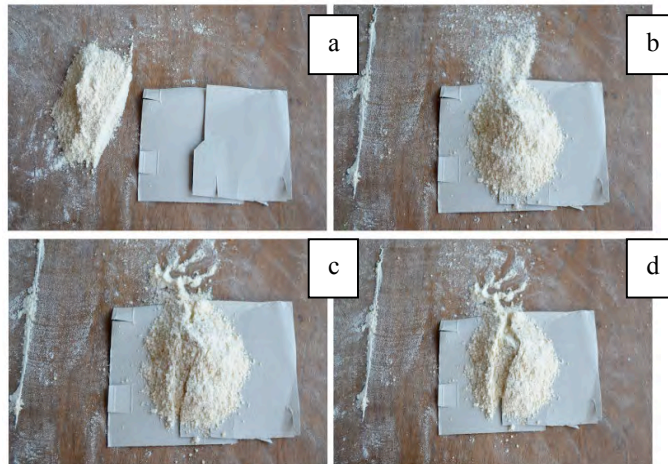


Figure 11 : fossé d'effondrement

On voit apparaître des failles normales dans la farine, et un fossé d'effondrement au milieu (figure 11d). Cette formation est à comparer avec notamment le fossé rhénan (figure 11). Les Vosges apparaissent à gauche et la forêt noire à droite, tandis que le Rhin va couler entre les deux, dans le fossé.



Figure 12 : fossé rhénan (les montagnes sont les zones foncées où poussent les sapins) [8].

### TP3 : Mouvement au niveau d'une faille et échantillon de roche

Voici un échantillon de roche pris sur un miroir de faille (figure 13, à gauche). Sur son côté gauche on peut voir la structure naturelle de la roche, sur le côté droit la roche est déformée à cause du frottement qu'elle a subi contre le bloc opposé de la faille. C'est cette face de droite qui constitue une partie du miroir de faille.

1) On peut représenter par une flèche sur la photo la direction dans laquelle le mouvement de la faille s'est produite .

La réponse est dessinée en rouge figure 13, à droite.

2) Le long de cette direction on peut même connaître le sens dans lequel la faille jouait.

D'après les petites aspérités entourées par les contours noirs sur la figure 13, à droite, on peut déduire que cette roche se déplaçait vers le haut, tandis que le bloc qui était en face se déplaçait vers le bas.

Figure 13 : À gauche : Échantillon de miroir de faille. Photo originale [9].



À droite : Même échantillon avec la correction de l'exercice.

La flèche rouge, parallèle aux stries sur le plan de la faille, représente la direction dans laquelle la faille bougeait.

Les contours noirs encerclent des petits escarpements (ou aspérités) qui permettent de déduire dans quel sens cette roche bougeait par rapport au bloc qui lui faisait face.



# Les sismomètres : qu'est-ce qui bouge ?

## 1) Introduction :

Les sismomètres permettent d'enregistrer les ondes sismiques qui parcourent la Terre. Mais à quoi correspond exactement le signal que constituent les sismogrammes ? Quelle partie de l'appareil bouge et par rapport à quoi ? Ces deux questions sont fondamentales pour comprendre comment fonctionnent les sismomètres.

## 2) Qu'est-ce qui bouge ?

Il est nécessaire de bien poser le référentiel dans lequel on travaille. On a besoin d'introduire deux référentiels, le référentiel géocentrique "Rg" relié au centre de la Terre et le référentiel du sol en surface au lieu considéré "Rs". Les sismomètres ont une structure ancrée au sol, c'est une partie qui est en théorie solidaire du sol. Il y a ensuite un pendule attaché à cette structure qui peut osciller autour d'un axe. Au musée de sismologie de Strasbourg, par exemple, les sismomètres Wiechert sont fixés à des piliers enfoncés de plusieurs mètres dans le sol. On peut faire une analogie avec un gros arbre robuste dont une branche serait équipée d'une balançoire, ses racines le rattache au sol et il est solidaire de la Terre, voir la figure 13.

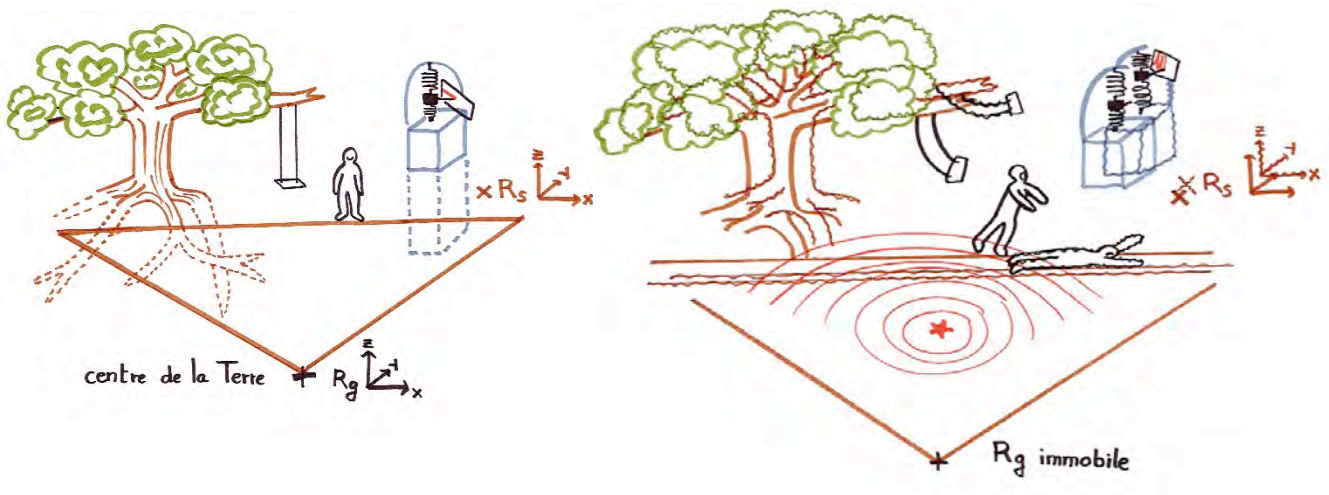


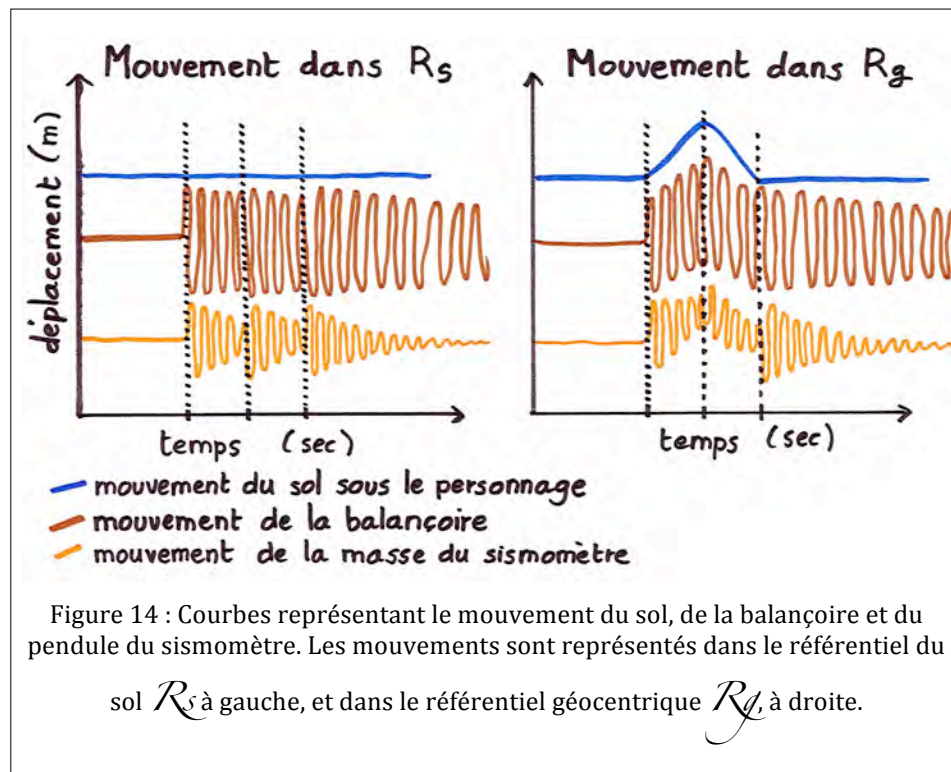
Figure 13 : Schéma pour représenter comment bouge le sol lors d'un séisme. A gauche: avant le séisme, les pointillés représentent les racines de l'arbre et le pilier du sismomètre ancrés dans le sol. A droite: pendant le séisme localisé par l'étoile rouge. La surface du sol ( $R_s$ ) se déplace par rapport au centre de la Terre ( $R_g$ ). Tout ce qui n'est pas fixé au sol oscille par rapport au sol: la balançoire, le personnage et la masse du sismomètre. Le pilier et l'arbre restent fixes dans le référentiel  $R_s$ .

Imaginons qu'un tremblement de Terre fasse trembler la région. L'arbre va suivre exactement le mouvement du sol. Dans le référentiel  $R_s$  il ne va pas bouger, par contre la balançoire va se déplacer dans  $R_s$ , elle va osciller autour de la branche à laquelle elle est attachée. Mais comme tout est question de référentiel, il est utile de préciser que dans le référentiel géocentrique  $R_g$  le sol où a lieu la rupture et l'arbre sont en mouvement. De même la structure externe du sismomètre fixée au sol est immobile dans le référentiel  $R_s$ , c'est le pendule du sismomètre qui va osciller dans  $R_s$ , par contre la structure externe du sismomètre est mobile dans le référentiel géocentrique  $R_g$ . Tout est donc question de référentiel. Le centre de la Terre par exemple est bien sûr immobile dans le référentiel géocentrique  $R_g$  vu qu'il en définit l'origine, mais il est mobile dans le référentiel héliocentrique centré sur le soleil. On peut continuer longtemps puisque le soleil se déplace dans la voie lactée qui se déplace dans l'univers... (La notion de référentiel n'est pas évidente, on peut l'introduire avec un train qui roule, un voyageur dans le train qui regarde le paysage et un autre observateur à l'extérieur du train.)

Il est donc difficile d'affirmer qu'une partie du sismomètre bouge tandis que l'autre ne bouge pas. Par contre la structure externe du sismomètre est en théorie fixe, donc immobile, par rapport au sol qui l'entoure. Il en va de même pour le papier sur lequel est inscrit le mouvement du pendule.

### 3) A quoi ressemble le mouvement du sismomètre ?

Maintenant qu'on a vu qui bouge par rapport à qui, on peut s'intéresser à comment ça bouge. Imaginons un mouvement du sol très spécial et totalement irréaliste qui va nous aider à aller plus loin, voir figure 14. Considérons que le tremblement de Terre provoque un unique mouvement d'aller-retour du sol en suivant une forme de créneau en triangle, une seconde en avant et une seconde en arrière, dans la direction Nord-Sud. Le mouvement du sol dans la direction Nord-Sud est représenté sur la figure 14 en bleu. Le mouvement du sol a duré 2 secondes, il a permis de mettre en route la balançoire et le sismomètre. Comme vous l'imaginez la balançoire ne va pas s'arrêter après un aller-retour, elle va osciller longtemps avec une amplitude de plus en plus petite. De même pour le pendule du sismomètre, il va osciller plus ou moins longtemps selon son amortissement. Sur la figure 14 on a tracé en brun le mouvement de la balançoire et en orange celui du pendule du sismomètre. Ce dernier tracé en orange à gauche sur la figure 14 est exactement la trace que laisse le sismomètre sur le papier.



Comme on peut le voir sur cette figure le mouvement du sismomètre ne correspond pas du tout au mouvement du sol, et celui de la balançoire encore moins. Les sismologues ont besoin de faire plusieurs calculs avec les sismogrammes avant de retrouver le mouvement du sol. Et encore cet exemple est simplifié car les sismogrammes de la figure 14 sont directement dans les bonnes unités, c'est à dire un déplacement du sol en fonction du temps. Les sismomètres de nos jours ne réagissent plus au déplacement du sol mais à la vitesse de déplacement, voir à l'accélération du déplacement. Les sismologues doivent donc intégrer mathématiquement le signal pour arriver au déplacement du sol. Comme les sismomètres sont maintenant électroniques, le signal brut est en volt par seconde. Il faut absolument connaître la fonction de transfert (fonction permettant de passer de la tension au déplacement du sol) du sismomètre pour pouvoir étudier correctement le signal. Donc pas de sismologie sans mathématique ni physique !

#### Le saviez-vous ?

Les sismomètres actuels sont rarement en exposition car ils ne sont pas pédagogiques du tout. D'aspects métalliques et cubiques pour la plupart, leur intérieur ressemble beaucoup à celui d'un ordinateur et il faut avoir l'œil avisé pour repérer le ressort ou le pendule par lequel on représente les sismomètres dans les livres d'école (ou dans les livres de sismologie!).



# Magnitude et Intensité

## 1) Magnitude

La magnitude d'un séisme est la mesure de la quantité d'énergie libérée par ce séisme.

La première magnitude de séisme a été introduite par Charles Francis Richter en 1935. À l'origine il a développé cette méthode pour classer les séismes Californiens. Cette magnitude est entièrement empirique, on mesure la hauteur du plus grand pic sur un sismogramme fourni par un sismomètre Wood-Anderson qui a enregistré le séisme à 100km du foyer. Dans les années qui suivirent, Gutenberg et Richter comprennent le lien entre magnitude et énergie, ils développent une autre méthode qui fonctionne avec d'autres sismomètres que le Wood-Anderson, pour d'autres endroits que la Californie. En 1960 un séisme frappe le Chili, sa magnitude est aujourd'hui estimée à  $M_w=9,5$  (+/- 0.3). À l'heure actuelle c'est encore le plus gros séisme jamais enregistré avec des sismomètres. Le sol a tremblé tellement longtemps que les scientifiques ne pouvait pas appliquer la mesure de magnitude de Gutenberg-Richter. Ils comprennent la nécessité de faire encore évoluer la mesure de magnitude. En 1977 Hiroo Kanamori introduit la nouvelle magnitude qui ne dépend plus des enregistrements des sismomètres et qui marche pour tous les séismes même les plus gros. On l'appelle magnitude de moment, elle dépend de la surface de la faille mise en jeu lors du séisme et d'une propriété du sol nommée la rigidité. Elle est notée  $M_w$ , elle est un peu plus compliquée à calculer que les précédentes magnitudes, mais les scientifiques utilisent principalement cette dernière magnitude.

L'expression de la magnitude est la suivante :  $2\div 3 \times \log_{10}(\mu \times S \times d) - 6.07$

où  $\log_{10}$  est la fonction logarithme décimal,  $\mu$  est la rigidité de la roche (ou le module de Young) exprimé en Pa,  $S$  est la surface de la faille qui a rompu en  $m^2$  et  $d$  est l'amplitude du glissement en m. La magnitude d'un séisme n'a pas d'unité.

## 2) Exercice

Remarque au professeur :

Cet exercice porte sur le fait que la magnitude est une échelle logarithmique, elle augmente lentement. La touche  $\log_{10}$  existant sur toutes les calculettes « collègues », on peut faire le calcul de magnitude en classe. Il est préférable d'adapter l'énoncé à chaque classe.

1) Comprendre rapidement la fonction  $\log_{10}$ .

$\log_{10}$  est une opération mathématique remarquable, c'est celle qui fait grandir les nombres le plus lentement possible:

$\log_{10}(1)=0$ ,  $\log_{10}(10)=1$ ,  $\log_{10}(100)=2$ ,  $\log_{10}(1\ 000)=3$ ,  $\log_{10}(10\ 000)=4$ ,

$\log_{10}(10\ 000\ 000\ 000)=10$ ,

$\log_{10}(1\ 000\ 000\ 000\ 000\ 000\ 000\ 000\ 000\ 000\ 000\ 000)=30$

$\log_{10}(10^n) = n$

2) On considère un séisme qui a lieu sur une faille dans du granite,  $\mu = 60\text{ GPa} = 60 \times 10^9\text{ Pa}$ , avec un glissement de 3 mètres,  $d = 3\text{ m}$ . Pour des failles dont la surface de rupture va de  $10\text{m} \times 100\text{m}$  (petite rupture de faille) à  $100 \times 1\ 000\text{ km}$  (très grande rupture de faille), on peut utiliser la formule de magnitude  $M_w = 2\div 3 \times \log_{10}(\mu \times S \times d) - 6.07$  et remplir le tableau suivant:

$S\ (m^2)$							
$M_w$							

Exemple de correction:

$S\ (m^2): (l \times L)$	$10 \times 100 = 10^3$	$10 \times 10^3 = 10^4$	$10 \times 10^4 = 10^5$	$10^2 \times 10^4 = 10^6$	$10^2 \times 10^5 = 10^7$	$10^3 \times 10^6 = 10^9$	$10^5 \times 10^6 = 10^{11}$
$M_w$	4.1	4.8	5.4	6.1	6.8	8.1	9.4

3) Le tableau est-il un tableau de proportionnalité ?

Correction : non, on ne peut pas trouver de facteur multiplicatif entre les lignes.

### **Le saviez-vous ?**

La magnitude d'un séisme peut être négative! En effet puisqu'elle résulte d'un calcul d'énergie, elle peut être aussi petite que l'on veut si on choisit des tremblements assez petits. Considérons par exemple une micro-faille qui va rompre sur une surface de 5 cm sur 50 cm, avec un glissement de 1 cm. En considérant du granite, la magnitude sera  $2+3 \times \log_{10}(60.10^9 \times 0.05 \times 0.5 \times 0.01) - 6.07 = -1.3$

Bien sûr ces micro-séismes ne feront jamais la une des médias, mais les scientifiques les utilisent (quand ils arrivent à les détecter) notamment pour connaître l'évolution de l'exploitation des puits de pétrole. Ces puits sont équipés de sismomètres, et l'exploitation du pétrole change les contraintes dans le sol. Ces changements produisent des micro-séismes dont les enregistrements sont caractéristiques du sous-sol environnant. Les scientifiques peuvent ainsi suivre l'évolution du réservoir situé à quelques kilomètres sous la surface.

## **3) Intensité**

L'intensité caractérise la sévérité des secousses au sol. Elle est estimée en un lieu à partir des effets produit par ce séisme sur 1) des personnes, 2) les objets, 3) le mobilier, 4) les bâtiments et 5) l'environnement (voir l'échelle d'intensité macrosismique type EMS-98). C'est un nombre entier compris entre I et XII et généralement écrit en chiffre romain pour ne pas être confondu avec la magnitude. Pour estimer l'intensité d'un séisme dans une commune, il faut enquêter auprès des habitants, examiner les habitations et le paysage. En se basant sur des calculs de statistiques, les sismologues conservent finalement une valeur d'intensité par commune.

Généralement l'intensité décroît lorsqu'on s'éloigne de l'épicentre, mais on observe parfois des effets de site, ce sont des lieux avec des sols particuliers où les effets du séisme peuvent être amplifiés, les intensités sont donc plus grandes que prévues.

En classe on pourra insister sur le fait qu'un séisme est associé à une unique magnitude et à plusieurs intensités (décroissance avec la distance à l'épicentre entre autres).

### **Bibliographie**

[1] Éléments de géologie, 13ème édition Dunod 2006, par Charles Pomerol, Yves Lagabrielle, Maurice Renard.

[2] Le noyau, site web.

[3] Tectonique, 2ème édition Dunod 1999, par Jacques Mercier et Pierre Vergely.

[4] GNU Free Documentation License : [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Peridot\\_in\\_basalt.jpg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Peridot_in_basalt.jpg)

[5]

<http://www.geology.um.maine.edu/geodynamics/analogwebsite/UndergradProjects2007/roy41607/index.html>

[6] [http://planet-terre.ens-lyon.fr/objets/Images/Img304/304-stries-miroir-faille-decrochement-05.jpg/image\\_view\\_fullscreen](http://planet-terre.ens-lyon.fr/objets/Images/Img304/304-stries-miroir-faille-decrochement-05.jpg/image_view_fullscreen)

[7] [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Alps\\_from\\_space.png](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Alps_from_space.png)

[8] <http://www.tenzingws.com/new-page-2-1/>

[9] <https://www.ac-clermont.fr/disciplines/index.php?id=683>

[10] [https://fr.wikipedia.org/wiki/Echelle\\_macrosismique\\_europ%C3%A9enne/](https://fr.wikipedia.org/wiki/Echelle_macrosismique_europ%C3%A9enne/)

## II/ Proposition d'activités en classe (3 TD à faire avant ou après l'activité « Un séisme à la Une ! »)

### TD1 : Contexte tectonique du Japon et sismicité historique

<i>Documents nécessaires:</i>	<i>Texte 1, Texte 2, Document 2, Document 3</i>
<i>Objectifs cognitifs</i>	<ul style="list-style-type: none"> <li>▪ <i>Comprendre le contexte tectonique du Japon et remobiliser le vocabulaire appris en classe.</i></li> <li>▪ <i>Aborder la notion de tsunami.</i></li> <li>▪ <i>Comprendre le travail des scientifiques sur la prévision des séismes.</i></li> </ul>
<i>Groupes interrogés</i>	<i>aucun</i>

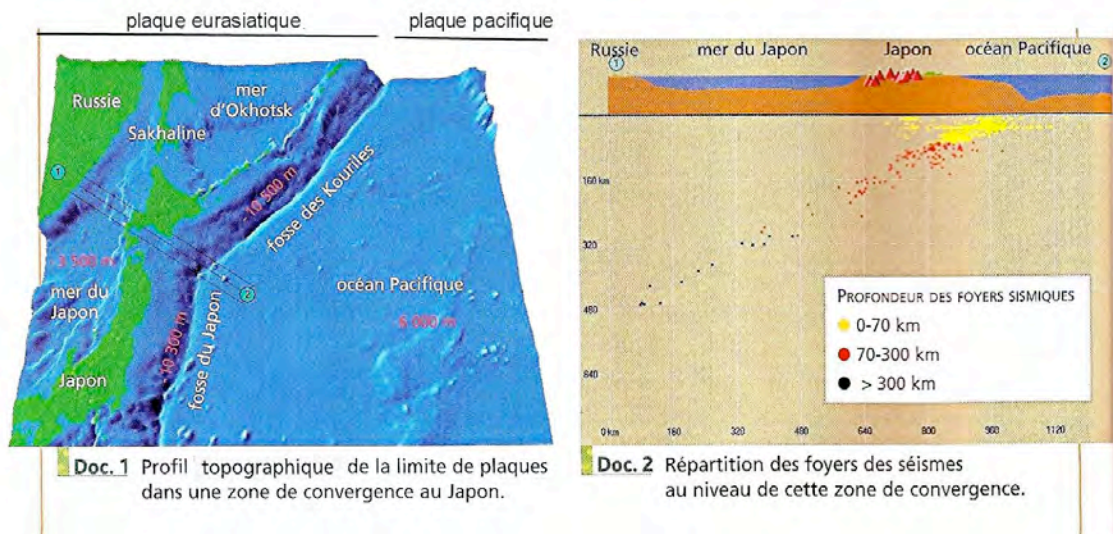
#### **Texte 1:**

Un géophysicien français, **Jean-Claude Sibuet** était à Tokyo le jour du séisme qui a ravagé le Japon. Il a envoyé depuis l'aéroport de Tokyo ce témoignage à son épouse.

«Les 10 et 11 mars 2011, j'ai participé à un séminaire scientifique qui avait pour but de comprendre les mécanismes en jeux expliquant les séismes tsunamogéniques (responsables de tsunamis). Le 9 mars, les organisateurs du séminaire m'ont demandé de donner une conférence que j'ai intitulée « Un séisme destructeur avec tsunami [associé] pourrait se produire dans un proche futur [...]. En effet, [...] je tenais à sensibiliser les japonais au risque potentiel majeur d'un prochain séisme tsunamogénique identique à ceux qui se sont produits autrefois, comme celui de 1771 dont la vague de tsunami haute de 30 m fit 12000 morts sur l'île d'Ishigaki et les îles avoisinantes. Je ne pensais pas subir les effets d'un séisme comparable dans sa nature et ses conséquences dès le surlendemain.

Le 11 mars vers 14H50 heure de Tokyo, nos travaux ont été interrompus par les premières arrivées (ondes P, mouvements verticaux) d'un gros séisme. [...] Les sismologues japonais faisaient déjà parvenir par internet, la localisation de l'épicentre du séisme à 130 km au large de la ville de Sendai qui est à 350 km au nord de Tokyo. Ils précisaient par une première série d'estimations que la magnitude devait être de 7,8, ce qui m'a semblé sous estimé [...], que la profondeur du séisme devait se situer à une vingtaine de km, et qu'un tsunami de l'ordre de 3 m était prévisible, hauteur que je considérais d'emblée elle aussi sous-estimée. Dix minutes plus tard, les premières images du tsunami touchant la terre arrivaient sur les portables, suggérant déjà une ampleur du tsunami beaucoup plus importante que celle initialement estimée.[...]

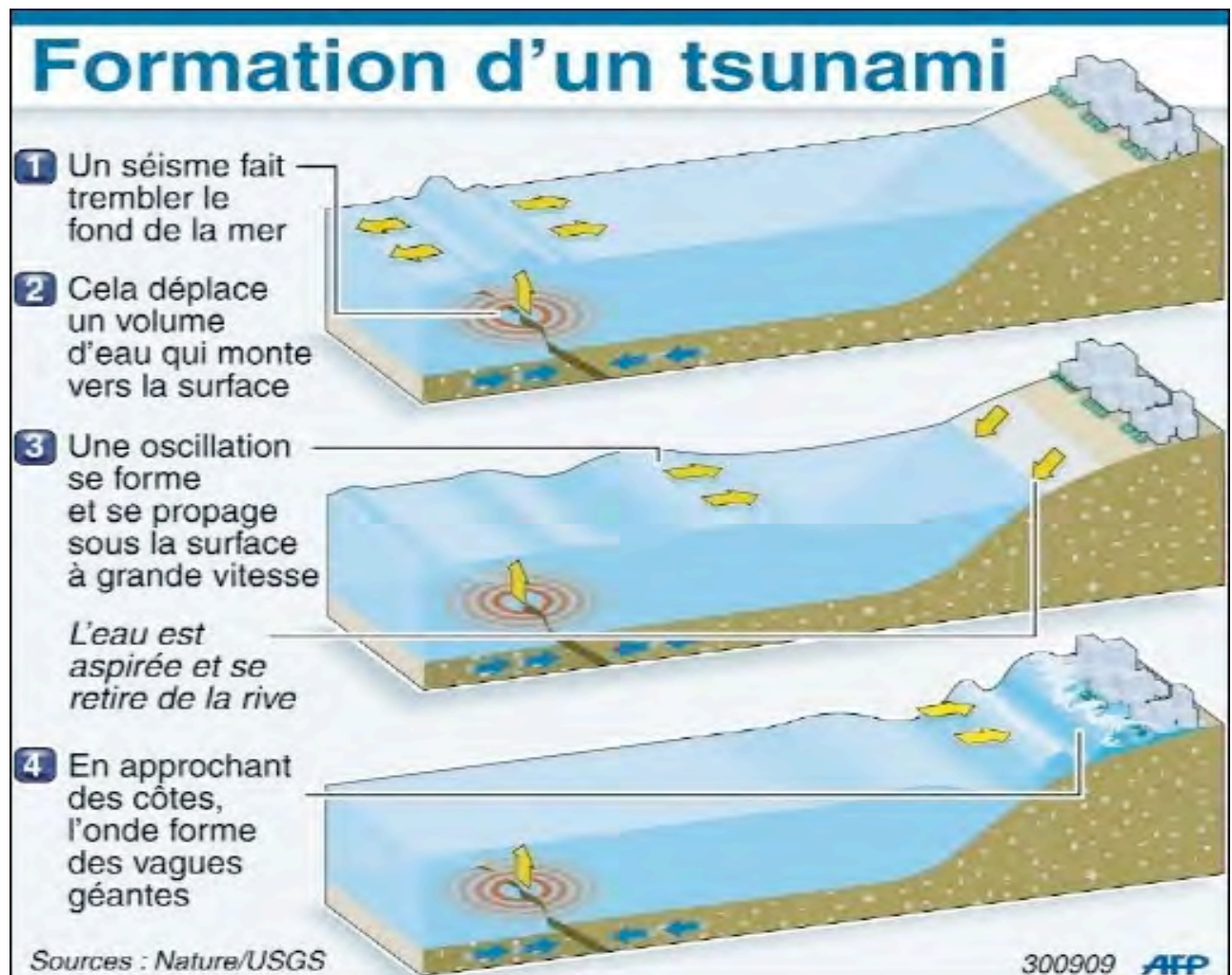
Aéroport de Tokyo, 12 mars 2011 (Libération, le 14 mars 2011)



Document 1 : Le Doc.1 représente une carte bathymétrique des fonds océaniques au Nord-Est du Japon. Le Japon est bordé sur sa côte Est par une fosse océanique. C'est là que la plaque pacifique plonge sous la plaque eurasiatique : on observe une convergence entre une lithosphère océanique et continentale. Source : Hachette, 4<sup>ème</sup>, 2007.



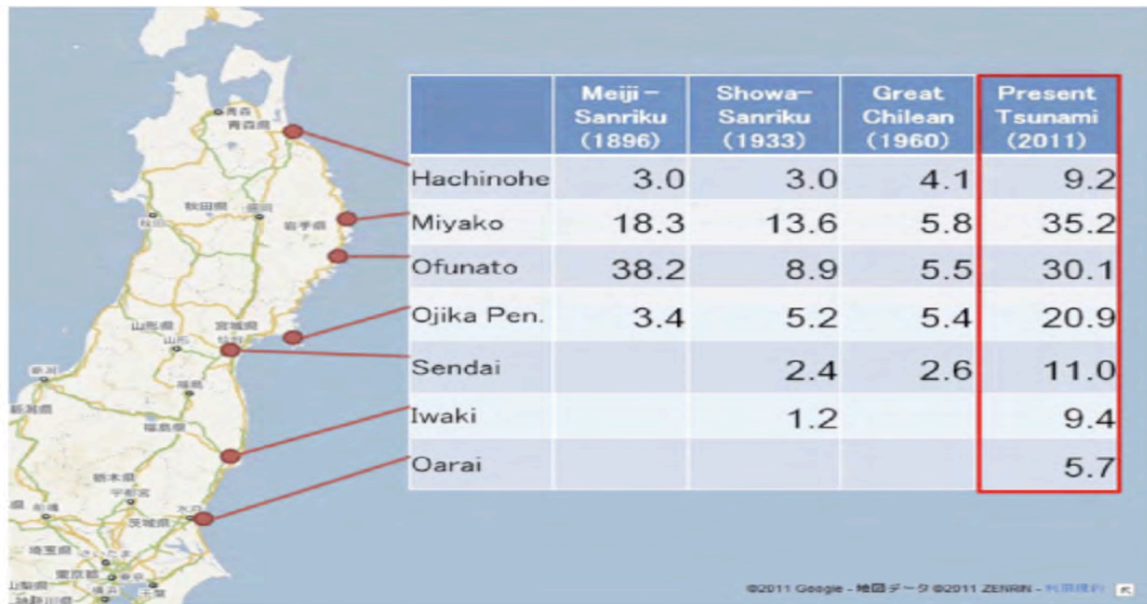
Document 2: Carte des principales villes du Japon.



Document 3 : Schéma descriptif d'un tsunami. Le tremblement de terre génère un mouvement sur la faille. Si le séisme est gros et peu profond le mouvement peut aller jusqu'à la surface. Comme le sol bouge, l'eau va aussi se déplacer. C'est uniquement le mouvement de la surface du sol dans l'océan qui crée les vagues tsunamiques.

Source : Nature/USGS





Document 4 :

Hauteur des vagues (en mètre) générées par les derniers séismes tsunamogéniques au Japon. En 4ème colonne, les hauteurs mesurées au Japon du tsunami provoqué par le séisme de 1960 qui a eu lieu au Chili. Source : Watanabe, “Comprehensive List of Tsunamis to Hit the Japanese Islands [Second Edition] and prompt report by “The 2011 Tohoku Earthquake Tsunami Joint Survey Group”, JSCE.

**Texte 2** (version simplifiée) :

Erreurs de prévision [...] des séismes mises en lumière par le séisme de Tohoku du 11 mars 2011

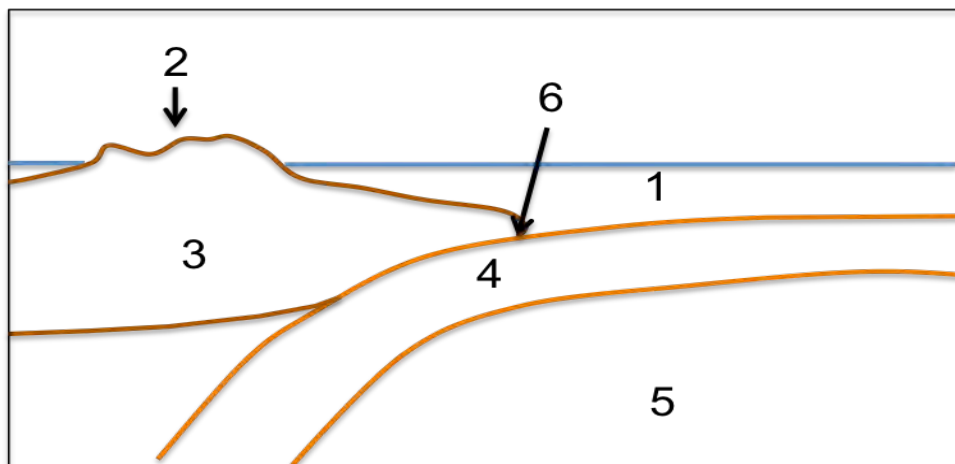
Pourquoi les prévisions faites par les spécialistes japonais étaient-elles pareillement fausses? La principale erreur est d’avoir admis que le dernier siècle de sismicité est représentatif du régime permanent de la fosse de subduction. Or les zones de subduction peuvent produire des séismes de magnitude égale ou supérieure à 9 avec des mouvements dépassant 20 à 30 mètres accumulées sur la faille durant plusieurs siècles. Bien que des petits séismes aient relâché une partie de cette énergie, cela n’excluait pas qu’un mégaséisme ait lieu, comme ce fut le cas le 11 mars. En effet, la sismicité sur un siècle ne rendait compte que d’environ 20 mm/an de convergence alors que la vitesse réelle de convergence entre les plaques est de 90-95 mm/an.

D’autant plus que les données géologiques et historiques obtenues par les géologues japonais montraient que des tsunamis très importants avaient eu lieu sur cette côte en 1611 et 869, tsunamis qui avaient laissé des traces géologiques très supérieures à celles provoquées par les séismes du dernier siècle ! Le taux de répétition de ces mégatsunamis est de l’ordre de 500 à 1 000 ans, comme le montrent les traces de deux mégatsunamis précédant celui de 869.

D’après Xavier Le Pichon, Académie des sciences (2012).

# Questions

1. Texte 1 : Quel était le but du séminaire organisé à l'université de Tokyo ?
2. A l'aide du document 1 et de vos connaissances, que font les plaques/que se passe-t-il à l'est du Japon ?
3. Placez les légendes suivantes sur le schéma ci-dessous en vous aidant de la question précédente et du document 1: lithosphère océanique, lithosphère continentale, asthénosphère, fosse, Japon, océan Pacifique).
4. Indiquez avec des flèches le mouvement de chaque plaque.



5. Expliquez pourquoi il y a moins de séisme en dessous de 100 km (document 1).
6. A l'aide du document 3, expliquer comment se déclenche un tsunami. Est-ce les ondes sismiques qui créent la vague tsunamique ?
7. A l'aide du document 4 et du (des) texte(s) 1 (et 2), expliquer pourquoi le(s) scientifique(s) français s'attende(nt) à un séisme tsunamogénique ?
8. Quelles sont les premières estimations (magnitude, hauteur des vagues) des japonais sur le séisme de 2011? Sur quelles informations se basent-ils (document 3 et texte 2) ?
9. Les japonais auraient-ils pu prévoir un tsunami de cette ampleur ? Justifier votre réponse à l'aide des questions précédentes (et du texte 2).
10. D'après vous, est-il possible de prévoir la date du prochain séisme de cette magnitude ? Peut-on prévenir les populations pour les protéger ?

## **Le saviez-vous ??**

*Le Japon est doté d'un système d'alerte (« Early Warning ») qui prévient très rapidement les habitants qu'un séisme vient d'avoir lieu et les tenir prêts aux secousses. En effet, le Japon a disposé des sismomètres sur les îles proches de la faille. Lorsqu'un séisme a lieu, ces instruments envoient une alerte avec une sonnerie très spéciale sur tous les téléphones japonais. Comme les ondes électromagnétiques se déplacent plus rapidement que les ondes sismiques, les japonais sont prévenus quelques secondes avant que les secousses n'arrivent, les trains à grande vitesse sont stoppés... De ce fait, plus on se situe loin de l'épicentre du séisme, plus on aura de temps pour se préparer au séisme.*

# Réponses TD1

**Question 1 :** Le séminaire avait pour but de mieux comprendre les mécanismes liés à l'occurrence d'un séisme générant un tsunami au Japon.

**Question 2 :** Le Japon se trouve le long d'une zone de convergence. On peut clairement voir la fosse sur la carte bathymétrique (Document 1). On appelle ces zones : zone de subduction. Une plaque océanique glisse sous une plaque continentale : la zone de contact entre les deux plaques constitue la faille de subduction.

**Questions 3 et 4 :**

1 : Pacifique, 2 : Japon, 3 : lithosphère continentale, 4 : lithosphère océanique, 5 : asthénosphère, 6 : fosse océanique.

Flèches convergentes.

**Question 5 :**

En dessous d'environ 100 km, on passe de la lithosphère à l'asthénosphère. Cette dernière est un milieu solide mais moins rigide que la lithosphère. On observe donc moins de séisme du fait que l'asthénosphère soit moins rigide et se comporte de manière ductile, mais on en observe quand même quelques-uns.

**Question 6 :** Un tsunami peut-être déclenché par un séisme si celui-ci engendre un mouvement du fond marin. Ce mouvement entraîne un déplacement des masses d'eau ce qui crée une vague tsunamique. La hauteur de cette vague dépend du mouvement sur la faille et donc généralement de la magnitude du séisme et de sa profondeur. Les ondes sismiques ne peuvent pas générer à elles seules un tsunami.

**Question 7 :** La faille se trouve sous le Pacifique au Japon. Si un séisme a lieu suffisamment proche de la surface, le plancher océanique va bouger de quelques mètres ce qui générera une vague tsunamique. On sait que cela peut arriver, les scientifiques ont connaissance de l'occurrence de séismes tsunamogéniques par le passé (1771 cité dans le texte 1/ 1611, 869 dans le texte 2).

**Question 8 :** Les japonais estiment dans un premier temps que le séisme a une magnitude de 7,8 et provoquerait des vagues de 3 m.

**Question 9 :** En prenant en compte la sismicité (plus) ancienne, les japonais auraient pu prévoir qu'un tel événement pouvait arriver.

**Question 10 :** On ne peut pas prévoir précisément la date du prochain séisme. On suppose que si un séisme d'une telle magnitude s'est déjà produit, il peut de nouveau avoir lieu. Les scientifiques ne peuvent pas donner l'alerte tant que le séisme ne s'est pas produit.

## **TD2 : Structure interne de la Terre, ondes sismiques et modélisation**

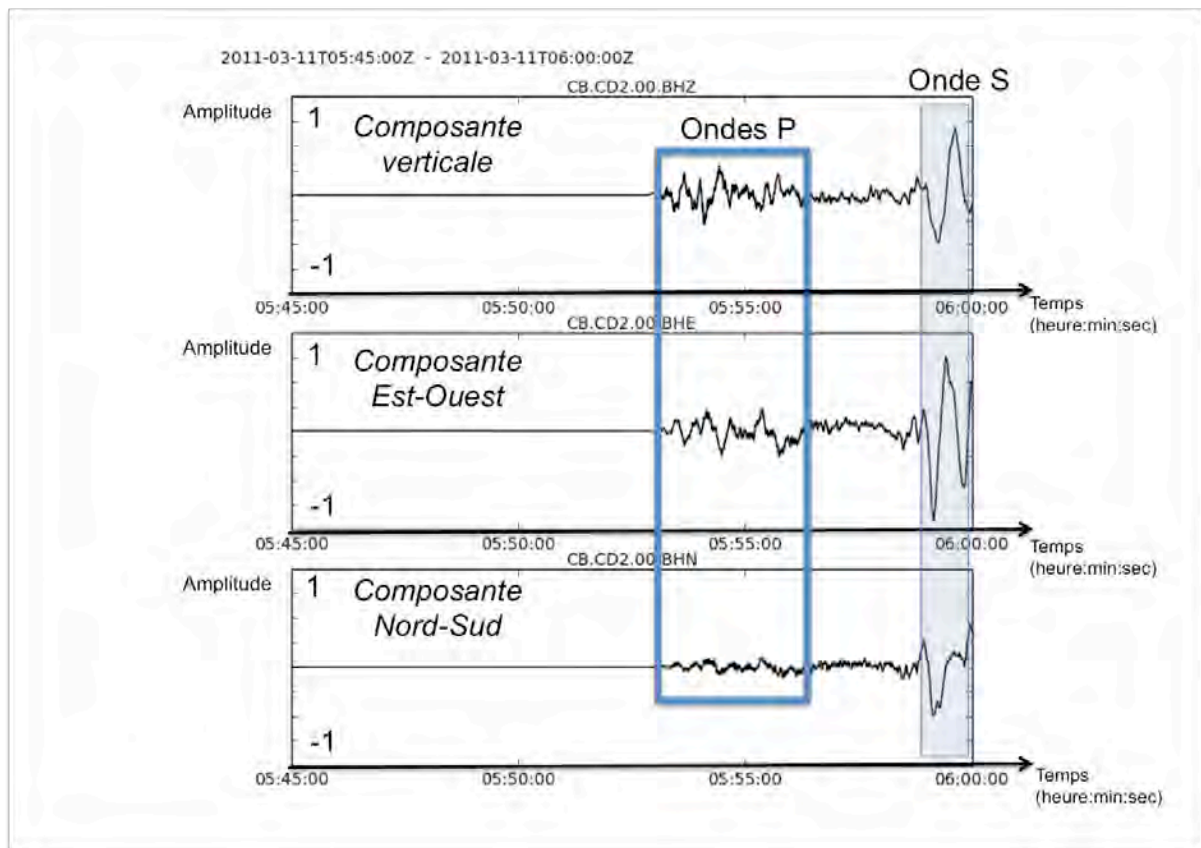
<i>Documents nécessaires</i>	<i>Texte 1, Document 4, Document 5. Documents en annexe</i>
<i>Objectifs cognitifs :</i>	<ul style="list-style-type: none"> <li>▪ <i>Comprendre la différence entre les ondes P et les ondes S.</i></li> <li>▪ <i>Trouver l'épicentre du séisme à partir d'un modèle de terre homogène.</i></li> <li>▪ <i>Se confronter aux limites de ce modèle.</i></li> </ul>
<i>Groupes sollicités</i>	<p><b><i>Sismologues</i></b> → <i>pour expliquer la méthode des 3 cercles.</i></p> <p><b><i>Communication</i></b> → <i>pour rappeler les mesures de sécurité.</i></p>

### **Texte 1:**

Un **géophysicien français, Jean-Claude Sibuet** était à Tokyo le jour du séisme qui a ravagé le Japon. Il a envoyé depuis l'aéroport de Tokyo ce témoignage à son épouse.

Le 11 mars vers 14H50 heure de Tokyo, nos travaux ont été interrompus par les premières arrivées (ondes P, mouvements verticaux) d'un gros séisme. Nous étions dans un bâtiment de l'Université de Tokyo construit en 2010 selon les normes parasismiques en vigueur, donc très sûr. L'arrivée brutale des ondes secondaires de cisaillement (ondes S), m'a vite convaincu qu'il fallait sortir rapidement du bâtiment. J'ai dû me tenir à la rampe pour ne pas chuter dans les escaliers. Des centaines de personnes sortaient rapidement des bâtiments, dans le plus grand calme, et se regroupaient sur la pelouse, attendant patiemment les instructions des personnes en charge de la sécurité. Quelques minutes plus tard, une première réplique de forte intensité se fit sentir. Je reconnaissais les forts mouvements verticaux des ondes P qui s'additionnaient à ceux du séisme précédent, puis les ondes S de cisaillement, très violentes. L'ampleur de cette première réplique me surprit. Les sismologues japonais faisaient déjà parvenir par internet, la localisation de l'épicentre du séisme à 130 km au large de la ville de Sendai qui est à 350 km au nord de Tokyo. [...]

Aéroport de Tokyo, 12 mars 2011 (Libération, le 14 mars 2011)



Document 1:

Sismogrammes enregistrés par la station CD2 lors du séisme de Tohoku. Les ondes P et S ont été encadrées sur cet exemple.

## Questions

1. A partir du texte 1 et du document 1, expliquer le ressenti du scientifique. Pourquoi craint-il plus les ondes S ?
2. Combien de temps ont duré les effets du séisme pour le chercheur ?
3. Quelle est la réaction des personnes durant le séisme ? Quelles sont les mesures de sécurité à adopter ( => groupe Communication ) ?
4. Donner/rappeler les définitions des notions suivantes : foyer, épicentre, ondes sismiques.



# Réponses

**Question 1 :** On voit sur les enregistrements que les ondes S ont une amplitude plus importante que les ondes P en particulier sur la composante Est. Le scientifique craint plus l'effet des ondes S car ce sont elles qui génèrent les secousses les plus importantes.

**Question 2 :** Le scientifique français explique que les effets du séisme durent 1h. Une réplique survient quelques minutes après le séisme.

**Question 3 :** Les personnes sortent du bâtiment et vont se réfugier dans le parc loin de toutes structures susceptibles de tomber et d'objets pouvant leur tomber dessus (tuiles, verres,...).

**Question 4 :** Définitions de foyer, épigénètre, ondes sismiques.

## Activité par groupe (5 à 7 groupes) :

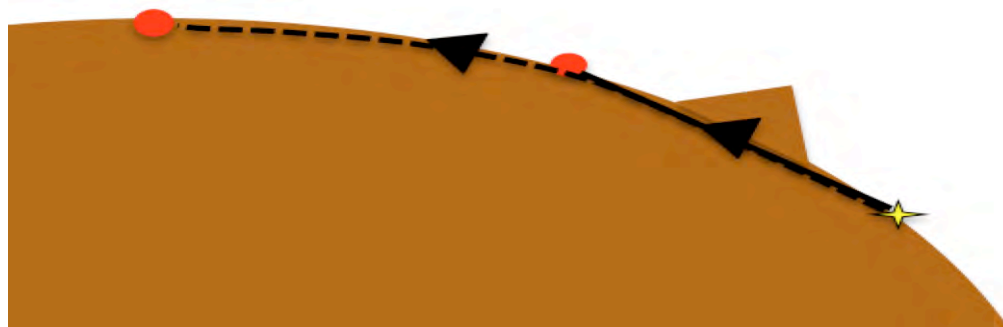
1. Explication de « la méthode des 3 cercles » par le groupe des sismologues.

### **Réponse :**

La « méthode des 3 cercles » permet de localiser l'épigénètre d'un séisme à l'aide des temps d'arrivées des ondes d'au moins 3 sismomètres proches de l'épigénètre (distance < 3000 km). A l'aide de la différence de temps entre les ondes S et P, on peut retrouver la distance entre la station sismique (où le sismomètre est posé) et l'épigénètre du séisme si l'on connaît la vitesse des ondes P et des ondes S dans le sol.

Dans ce modèle très simple, on considère que les ondes voyagent en ligne droite de l'épigénètre à la station et qu'elles voyagent dans la croûte terrestre avec une vitesse constante.

On imagine que la Terre est comme ça :



Donner un sismogramme (documents en annexe) à chaque groupe ainsi que le tableau ci-dessous : Il faut expliquer à chaque élève ce que signifie « pointer » une arrivée d'onde sismique (exemple : lorsque le trait s'éloigne « beaucoup » du trait horizontal).

station	Ts-tp (cm)	(ts-tp) (s)	D (km)	D (cm)

Remarque au professeur :

- Les stations SNY, CN2, DL2, NJ2, TIA, NJ2, HEH permettent de localiser l'épicentre avec succès. Les stations GOM, CD2 sont trop éloignées pour être utilisées avec les approximations choisies. Les dernières questions du TD portent sur les résultats de ces 2 stations afin de critiquer l'approximation faite sur la propagation des ondes. En effet, la méthode suppose que les ondes se propagent en ligne droite dans la croûte ce qui est une bonne approximation pour les stations « proches » de l'épicentre mais n'est plus valable pour les stations « lointaines ». Pour les stations lointaines, les ondes se propagent en profondeur avec des vitesses différentes. Ces résultats sont utilisés pour faire prendre conscience aux élèves que la Terre n'est pas homogène. Ils auront vu la différence entre lithosphère et asthénosphère (solide / visqueux) et pourront donc se rendre compte que d'autres propriétés changent au sein de la Terre.
- Le TD peut s'organiser de façons différentes : soit chaque groupe pointe les ondes d'une station et les résultats sont mis en commun soit chaque groupe pointe 3 stations proches + une lointaine.

2. Pointer/Mesurer précisément (avec votre équerre) l'arrivée des ondes P sur votre/vos station (s).
3. Mesurer avec précision la différence ts-tp en cm sur le sismogramme et remplir la première colonne du tableau.
4. Mesurer en cm la durée de 5min et en déduire l'échelle à appliquer pour obtenir la différence en s (secondes) entre les ondes P et S (tp-ts). Remplir la 2eme colonne du tableau.

La vitesse est le rapport d'une distance sur un temps :  $v=d/t$  (penser à la vitesse d'une voiture exprimée en km/h).

Vous avez trouvé la différence de temps d'arrivée entre les ondes P et S. Cette différence est reliée à la distance entre la station et l'épicentre du séisme par un terme semblable à une vitesse :  $d=t*v$ .

Cette « vitesse » est en réalité différente pour les vitesses des ondes P et des ondes S. Le plus important à retenir est que dans notre cas, on considère que les vitesses des ondes P et S sont constantes et que « v » = 8 km/s pour les ondes qui se propagent dans la croûte. On suppose aussi que les ondes sismiques se propagent en ligne droite entre l'épicentre et les stations.

5. Multiplier la différence ts-tp (en secondes) par 8 pour obtenir la distance D (en km) entre la station et l'épicentre. Remplir la 4eme colonne du tableau.
6. Mesurer l'échelle sur la carte et convertir la distance D (en km) en cm pour pouvoir tracer le cercle. Remplir la 5<sup>ème</sup> colonne.
7. Tracer le cercle correspondant à votre station sur un transparent (par exemple).

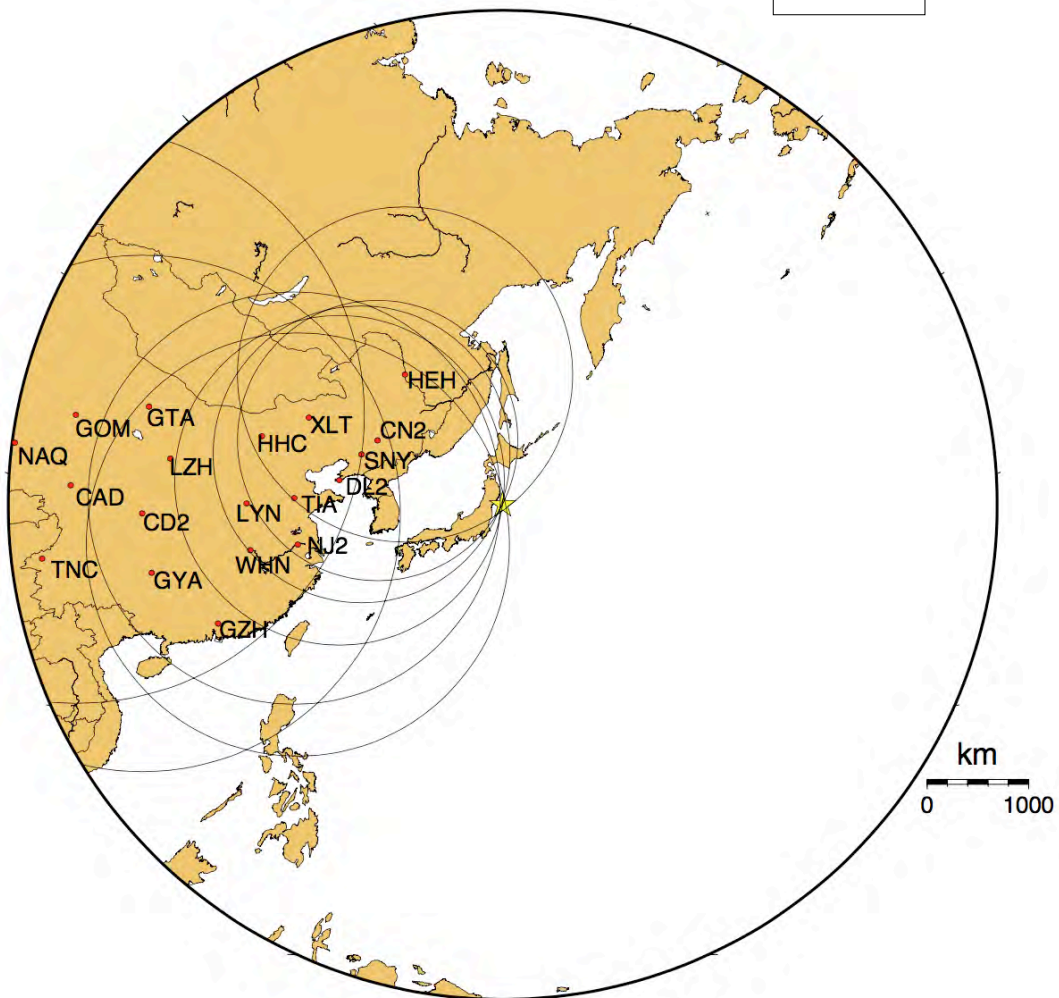
Remarque au professeur :

- Une mise en commun permet de déterminer où se trouve l'épicentre si chaque groupe se charge d'une station.
- Si chaque groupe détermine l'épicentre, on peut comparer les résultats de chacun.

<i>Stations</i>	<i>ts-tp (cm)</i>	<i>ts-tp (secs)</i>	<i>D (km)</i>	<i>D (cm)</i>
<i>DL2</i>	4,2	221,0526316	1768,4	6,0
<i>SNY</i>	3,8	200	1600	5,4
<i>CN2</i>	3,6	189,4736842	1515,7	5,1
<i>TIA</i>	5,25	276,3157895	2210,5	7,5
<i>HEH</i>	4,3	226,3157895	1810,5	6,1
<i>NJ2</i>	5,4	284,2105263	2273,6	7,7
<i>CD2</i>	6,6	347,3684211	2778,9	9,4
<i>GOM</i>	5,5	388,2352941	3105,9	10,5

Réponse :

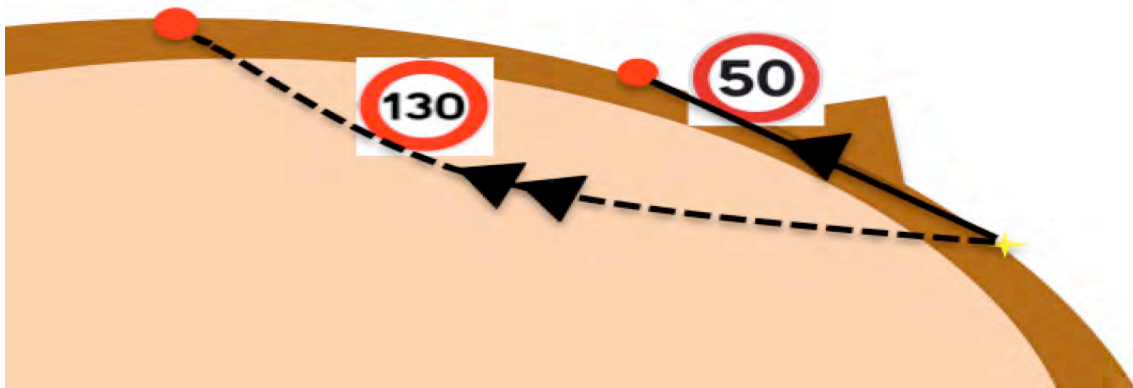
Epicentre



8. Commenter les résultats des stations GOM et CD2. Interroger les élèves sur leurs connaissances : est-ce que la Terre est de composition uniforme ? Est-ce que les ondes se propagent seulement à la surface de la Terre ?

*Ils viennent d'apprendre que la Terre possède 2 couches de rhéologies différentes (lithosphère/asthénosphère), la Terre ne semble pas homogène. Ses propriétés physiques changent. Les résultats des stations GOM, etc... sont incohérents avec les autres résultats. Le cercle est trop petit, ce qui veut dire que les ondes ont voyagé à une vitesse supérieure à celle donnée. En effet, la vitesse des ondes sismiques augmente avec la profondeur (excepté au passage dans la LVZ (low velocity zone) à la limite lithosphère/asthénosphère).*

*La Terre est plus comme ça :*



9. Quels sont les avantages et les inconvénients de ce modèle ?

**Réponse :**

Avantages du modèle testé: simple, rapide, assez précis si l'on prend les stations proches...

Inconvénients : résultats incohérents à grande distance, n'est pas réaliste pour les stations lointaines, il faut au moins 3 stations proches de l'épicentre, ne donne pas la profondeur du séisme, il faut connaître les vitesses des ondes dans les différentes couches de la Terre.

## TD 3 : Conséquences régionales et mondiales des séismes

<i>Documents nécessaires</i>	<i>Texte 1, Documents 6, 7, 8, 9 Documents en annexe</i>
<i>Objectifs cognitifs</i>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• <i>Evaluer l'intensité d'un séisme.</i></li> <li>• <i>Comprendre un bâtiment parasismique,</i></li> <li>• <i>Prendre conscience que les ondes se propagent sur de longues distances et peuvent affecter des pays lointains du foyer.</i></li> </ul>
<i>Groupes sollicités</i>	<i>Architectes → pour expliquer méthode de consolidation des bâtiments. Enquêteurs → pour expliquer l'échelle d'intensité.</i>

### **Texte 1:**

Un **géophysicien français, Jean-Claude Sibuet** était à Tokyo le jour du séisme qui a ravagé le Japon. Il a envoyé depuis l'aéroport de Tokyo ce témoignage à son épouse.

Le 11 mars vers 14H50 heure de Tokyo, nos travaux ont été interrompus par les premières arrivées (ondes P, mouvements verticaux) d'un gros séisme. Nous étions dans un bâtiment de l'Université de Tokyo construit en 2010 selon les normes parasismiques en vigueur, donc très sûr. L'arrivée brutale des ondes secondaires de cisaillement (ondes S), m'a vite convaincu qu'il fallait sortir rapidement du bâtiment. J'ai dû me tenir à la rampe pour ne pas chuter dans les escaliers. Des centaines de personnes sortaient rapidement des bâtiments, dans le plus grand calme, et se regroupaient sur la pelouse, attendant patiemment les instructions des personnes en charge de la sécurité. Quelques minutes plus tard, une première réplique de forte intensité se fit sentir. Les sismologues japonais faisaient déjà parvenir par internet, la localisation de l'épicentre du séisme à 130 km au large de la ville de Sendai qui est à 350 km au nord de Tokyo. Ils précisaient par une première série d'estimations que la magnitude devait être de 7,8, ce qui m'a semblé sous estimé (d'après mon expérience du séisme de Sumatra (plus de 1000 km de rupture avec des vagues de 30m de haut à certains endroits)), que la profondeur du séisme devait se situer à une vingtaine de km, et qu'un tsunami de l'ordre de 3 m était prévisible, hauteur que je considérais d'emblée elle aussi sous-estimée. Dix minutes plus tard, les premières images du tsunami touchant la terre arrivaient sur les portables, suggérant déjà une ampleur du tsunami beaucoup plus importante que celle initialement estimée.

Une heure plus tard, les secousses devenant plus faibles, nous avons été autorisés à rentrer dans les bâtiments, pour récupérer nos affaires et partir.

Aéroport de Tokyo, 12 mars 2011 (Libération, le 14 mars 2011)





Damage to a building in Sendai caused by the March 11 earthquake.



Typical 'short-column failure' in the upper floor of an old school building in Mito. This indicates strong shaking. (Source: Impact Forecasting)



Document 1:

- 1) Photo prise à l'est de Sendai sur la côte. Source : US Navy.
  - 2) Bureau du Dr. Norihiro Nakamura à Sendai (Droits réservés - © 2011 Dr. Noritoshi Suzuki).
  - 3) Photo du port de Sendai. Source : US Navy.
  - 4) Photo du centre de Sendai (Tiré du rapport ERRI).
  - 5) Photo d'un bâtiment près de Iwaki (Tiré du rapport ERRI).
- Source : U.S. Navy photo by Mass Communication Specialist 1st Class Matthew M. Bradley



<b>Ville:</b> Wakkanai	<b>Intensité:</b> II <b>Témoignage:</b> Vieux monsieur assis dans son salon a ressenti les secousses alors que sa femme non.
Abashiri	III : Une mère et sa fille ressentent de légères secousses.
Hakodate	IV : Des enfants jouant à l'intérieur se précipitent dehors pour prévenir leur mère que les objets bougent.
Morioka	VI : Un homme raconte qu'il s'est mis sous son bureau pour se protéger. Quelques objets sont tombés, notamment la statue que sa femme lui avait offert.
Niigata	VI : Une femme raconte qu'elle s'est précipitée dehors lors des secousses. Des fissures sont apparues dans sa maison mais tout le monde est sauf.
Tokyo	VI : A Tokyo, un incendie s'est déclenché dans un immeuble. Par chance, la plupart des travailleurs étaient déjà sortis à cause des secousses. Le bâtiment a bien résisté aux secousses.
Kyoto	III : Une femme travaille dans un magasin de lustres, ils se sont mis à trembler légèrement. En rentrant, son mari lui raconte qu'il ne s'est rendu compte de rien.
Hiroshima	II : Une jeune fille rentrait de Tokyo où elle étudie chez ses parents à Hiroshima. Pendant son voyage, le train s'est arrêté au moment où tout le monde a reçu l'alerte. Ses parents n'ont rien ressenti à Hiroshima, quelques uns de leurs amis si.

## Document 2: Témoignages

I	Imperceptible	
II	A peine ressenti	Ressenti seulement par quelques rares personnes au repos dans leurs habitations.
III	Faible	Ressenti par quelques personnes à l'intérieur des bâtiments. Les personnes au repos ressentent une oscillation ou un léger tremblement.
IV	Largement ressenti	Ressenti par de nombreuses personnes à l'intérieur des bâtiments, par quelques rares personnes à l'extérieur. Quelques personnes endormies sont réveillées. Les fenêtres, les portes et la vaisselle font un bruit de tremblement.
V	Fort	Ressenti par la plupart des personnes à l'intérieur des bâtiments, par quelques personnes à l'extérieur. De nombreux dormeurs sont réveillés. Quelques personnes sont effrayées. Les bâtiments tremblent dans toute leur structure. Les objets suspendus oscillent nettement. Les petits objets sont déplacés. Les portes et les fenêtres s'ouvrent et se ferment.
VI	Dégâts légers	De nombreuses personnes sont effrayées et se précipitent à l'extérieur des bâtiments. Quelques objets tombent. Quelques maisons subissent de légers dégâts non structuraux (légères fissures, chute de petits morceaux de plâtre).
VII	Dégâts	La plupart des personnes sont effrayées et se précipitent à l'extérieur des bâtiments. Le mobilier est déplacé et les objets tombent des étagères en grand nombre. De nombreux bâtiments bien construits subissent des dégâts modérés (petites fissures dans les murs, chutes de plâtre, chutes partielles de cheminées). Des bâtiments plus anciens présentent des fissures dans les murs et des désordres au niveau des cloisons.
VIII	Dégâts importants	De nombreuses personnes éprouvent des difficultés à se tenir debout. De nombreuses maisons présentent des crevasses dans les murs. Quelques bâtiments bien construits présentent des désordres au niveau des murs, tandis que d'autres bâtiments plus anciens s'effondrent partiellement.
IX	Destructeur	Panique générale. De nombreuses constructions s'effondrent. Même les bâtiments bien construits présentent des dégâts très importants (désordres au niveau des murs et effondrement partiel des structures).
X	Très destructeur	De nombreux bâtiments pourtant bien construits s'effondrent.
XI	Catastrophe	La plupart des bâtiments bien construits s'effondrent. Quelques bâtiments construits selon les règles parasismiques sont détruits.
XII	Catastrophe complète	Presque tous les bâtiments sont détruits.

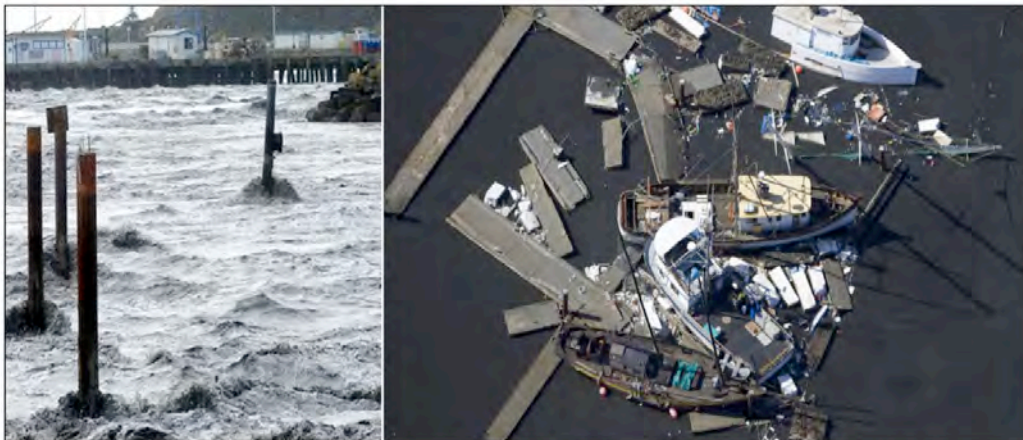
Document 3: Table des intensités (EMS-98) .

Extrait du rapport EERI :

Le tsunami a causé des dommages sur l'île de Midway et en Californie, en Oregon et à Hawaii qui ont été déclarées zones dévastées par l'administration fédérale. [...] Deux ports (Santa Cruz et Crescent City) ont subi des dégâts majeurs (Figure 21) et des dégâts moindres furent observés dans 22 autres zones de Californie. Tous les dégâts ont été attribués à de forts courants qui ont atteint jusqu'à 10 nœuds. Les pertes en Californie ont été estimées à plus de 50 millions de dollars américain.

Source : November 2011 , *Earthquake Research Institute, University of Tokyo*.

Document 4: Extrait du rapport EERI sur les dégâts causés par le tsunami en Californie.



**Figure 21.** *Crescent City, California. Left: the inner boat basin during the tsunami. Right: damaged docks and boats (photos: R. Hiser).*

Document 5: Photo de la houle à Crescent City en Californie pendant l'arrivée de la vague tsunamique (à gauche). Photo des dégâts causés par le tsunami à Crescent City, Californie (à droite). Source : November 2011 , *Earthquake Research Institute, University of Tokyo*.

# Questions :

1. Dans quel type de bâtiment se trouve le chercheur français dans le texte 1 ? Expliquez la particularité de ces bâtiments (groupe Architecte).

**Réponse :** *Le chercheur se trouve dans un bâtiment parasismique. Ces bâtiments sont construits pour résister aux séismes sans s'effondrer. Les matériaux utilisés, les sites de construction sont des critères importants lors de la construction ainsi que le choix de la structure du bâtiment : des fondations « roulantes » ou des contreventements améliorent nettement la stabilité d'un bâtiment.*

**Proposition d'expérience:** *2 rouleaux, 2 planches à découper, 4 kappla. Présentation d'une autre technique par le groupe des architectes ?*

2. Classer les photos du document 1 en deux catégories : Dégâts causés par le tsunami / dégâts causés uniquement par le tremblement de terre.
3. A l'aide de la question précédente, quelle a été la cause la plus destructrice : le tsunami ou le séisme ? Pourquoi d'après vous ?

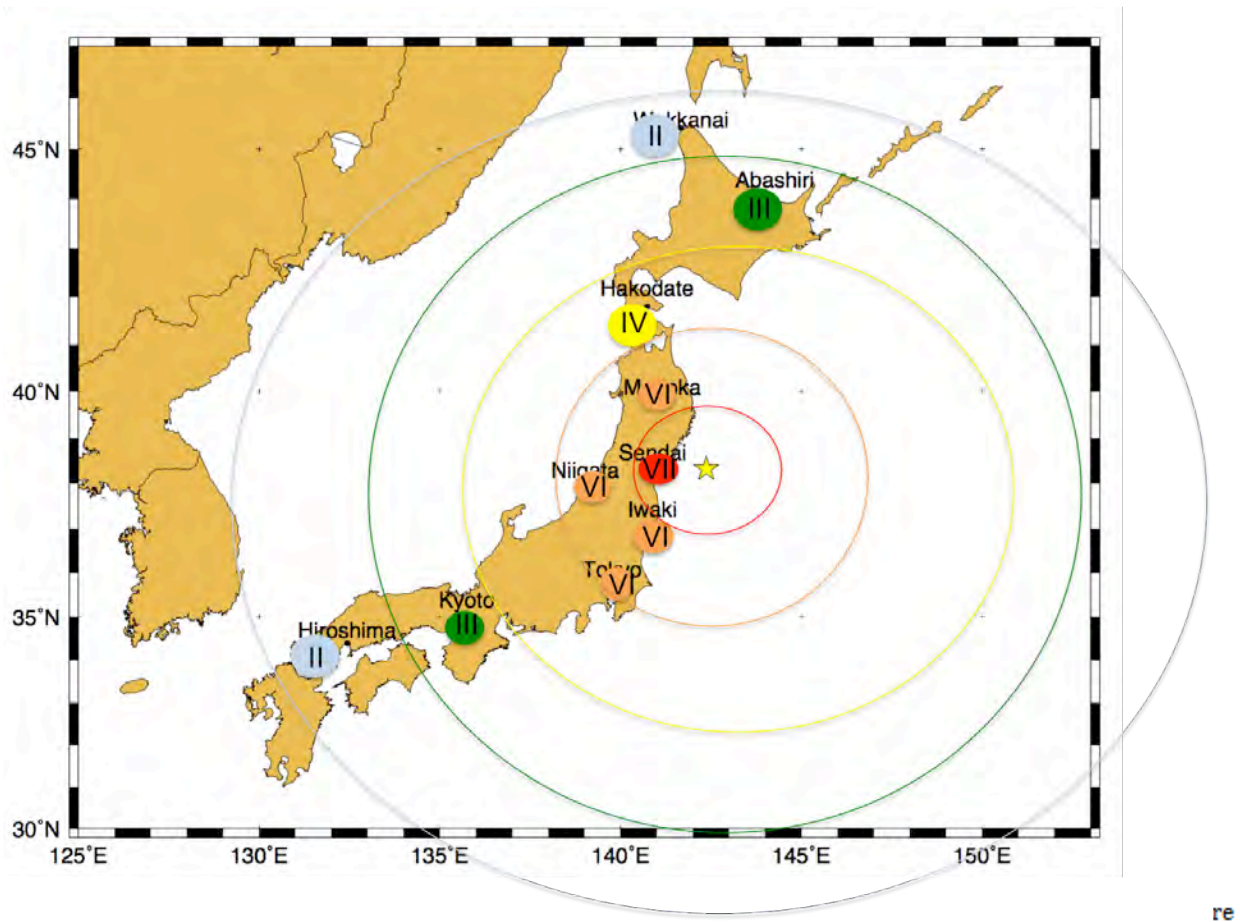
**Réponse :**

*Le tremblement de terre n'a pas détruit les bâtiments qui ont cependant subis des dégâts relativement importants. A l'intérieur des bâtiments, les étagères sont tombées, les objets sont répandus sur le sol.*

*Le tsunami a détruit quasiment tous les bâtiments sur son passage. Les maisons ont été pour certaines emportées par la vague. Le tsunami a causé plus de dégâts que le tremblement de terre. En effet, les japonais étaient préparés à l'occurrence d'un séisme et les bâtiments sont construits pour résister aux secousses. Par contre, ils n'avaient pas prévu de tsunami aussi important (et les infrastructures protégeant les zones côtières ont rapidement cédé.).*

4. D'après le texte 1, quelle est la localisation du séisme ?
5. Rappel : Intensité/Magnitude, présentation échelle d'intensité (par groupe des enquêteurs?)
6. Attribuer une intensité pour chaque photo (document 1) et chaque témoignage (document 2), à l'aide de l'échelle d'intensité (document 3).
7. Placer les points sur la carte du Japon et former des courbes isoséistes en supposant que ce sont des cercles concentriques. Où pourrait se situer l'épicentre ?

**Réponse :**



Regarder la vidéo : <https://www.youtube.com/watch?v=EG507Y40d4U>.

8. D'après le document 4 et la vidéo, d'autres pays ont-ils aussi été touchés par les effets du séisme ? Justifiez à l'aide de la vidéo et des documents 8 et 9 dans quelles mesures ces pays ont été touchés ?

**Réponse :** Le tsunami s'est propagé à travers tout le Pacifique. En Californie, une vague de plus de 1 m a fait quelques dégâts notamment dans les ports de plaisance et a quand même coûté 50 millions de dollars à l'Etat californien.

# Annexes

## **Texte 2: (Version originale)**

Erreurs de prévision et de gouvernance dans la gestion au Japon de la mitigation des séismes mises en lumière par le séisme de Tohoku du 11 mars 2011

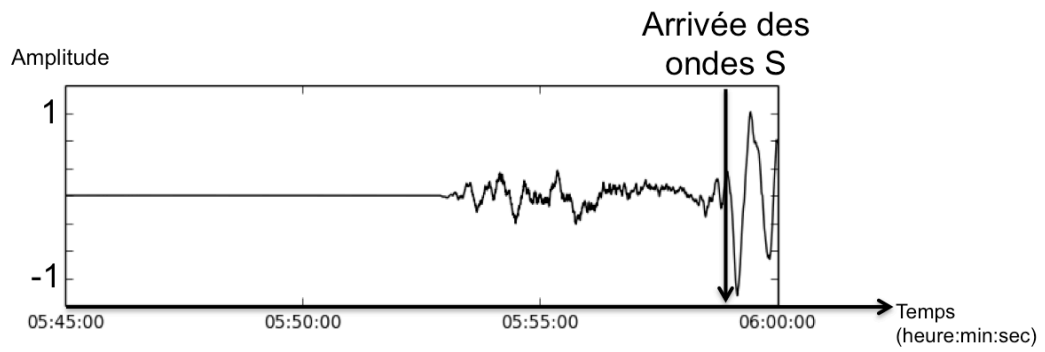
Pourquoi les prévisions faites par les spécialistes japonais étaient-elles pareillement fausses ? La principale erreur est d'avoir admis que le dernier siècle de sismicité est représentatif du régime permanent de la fosse de subduction. Or les zones de subduction peuvent produire des séismes de magnitude égale ou supérieure à 9 avec des mouvements dépassant 20 à 30 mètres accumulés durant plusieurs siècles, durée bien supérieure au siècle adopté par les spécialistes japonais pour la fosse du Japon. Et le fait que de grands séismes de magnitude 7.5-8 aient relâché une partie de l'énergie accumulée n'excluait pas qu'un mégaséisme leur fasse suite, comme ce fut le cas le 11 mars. En effet, la sismicité sur un siècle ne rendait compte que d'environ 20 mm/an de glissement alors que la vitesse réelle est de 90-95 mm/an.

D'autant plus que les données géologiques et historiques obtenues par les géologues japonais montraient que des tsunamis très importants avaient eu lieu sur cette côte en 1611 et 869, tsunamis qui avaient laissé des traces géologiques très supérieures à celles provoquées par les séismes du dernier siècle ! Le taux de répétition de ces mégatsunamis est de l'ordre de 500 à 1 000 ans, comme le montrent les traces de deux mégatsunamis précédant celui de 869.

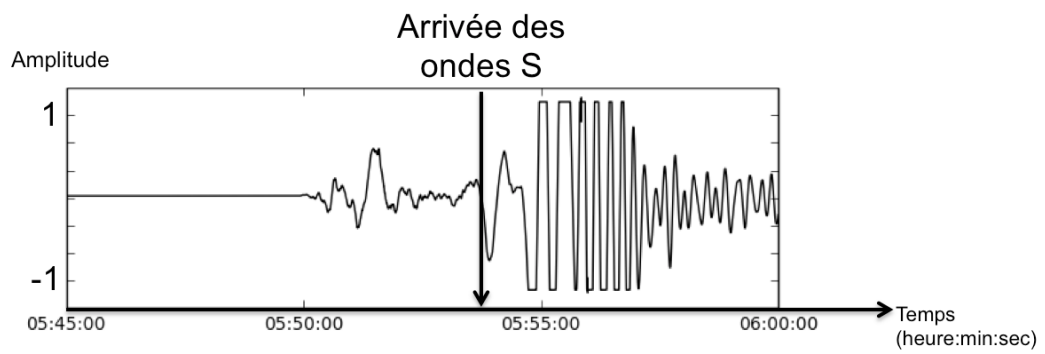
(Xavier Le Pichon, Académie des sciences) (2012)



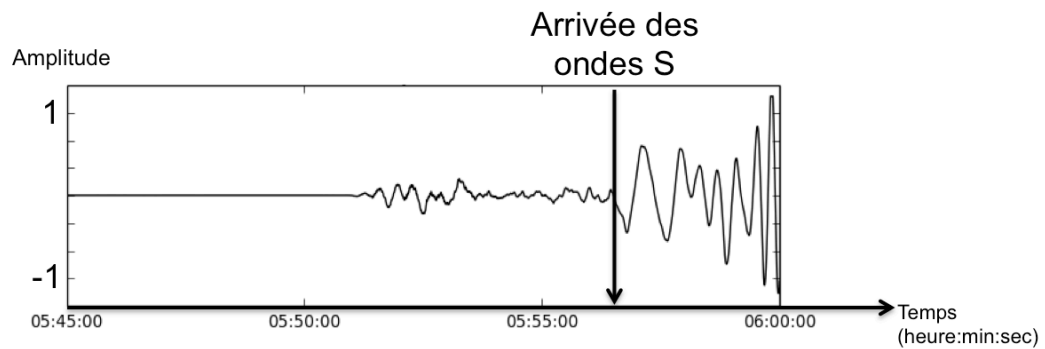
**STATION : CD2** (*Composante Est-Ouest*)



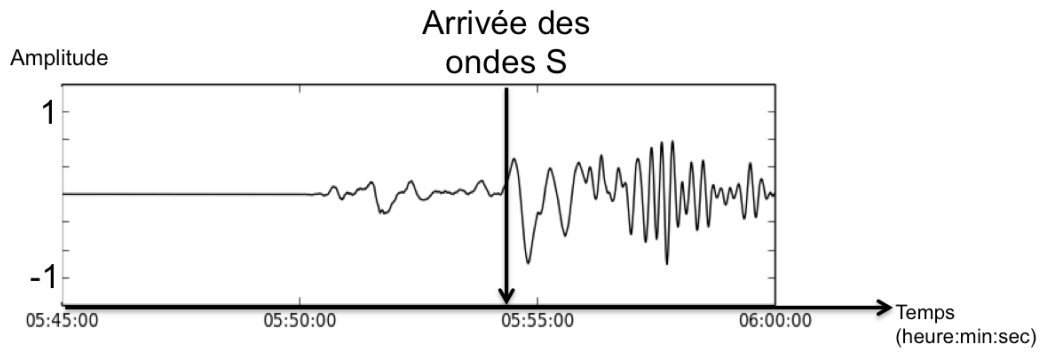
**STATION : SNY** (*Composante Verticale*)



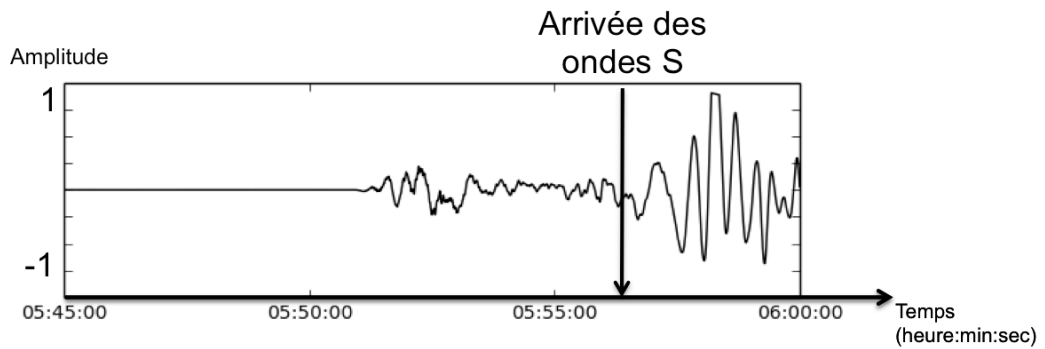
**STATION : NJ2** (*Composante Est-Ouest*)



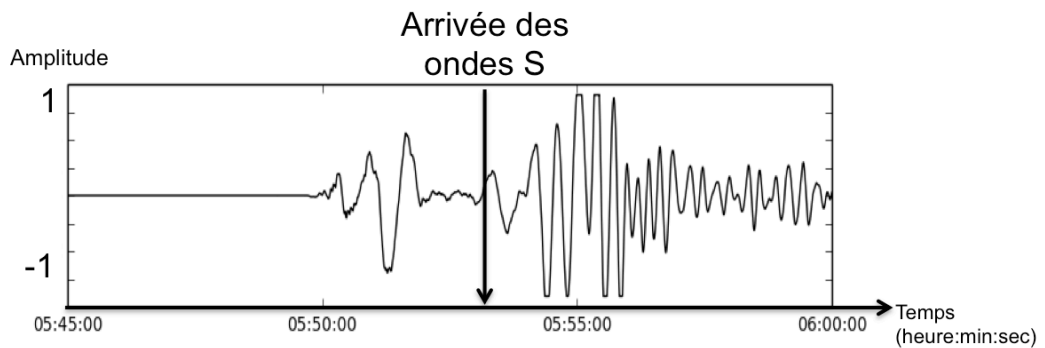
**STATION : HEH** (*Composante Est-Ouest*)



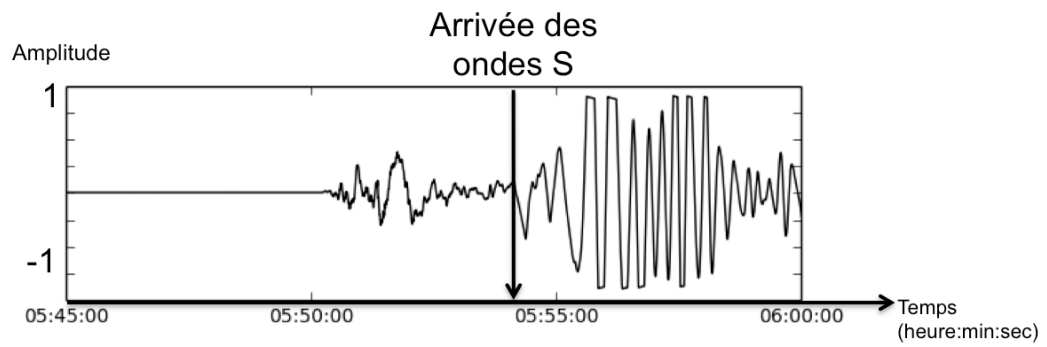
**STATION : TIA** (*Composante Est-Ouest*)



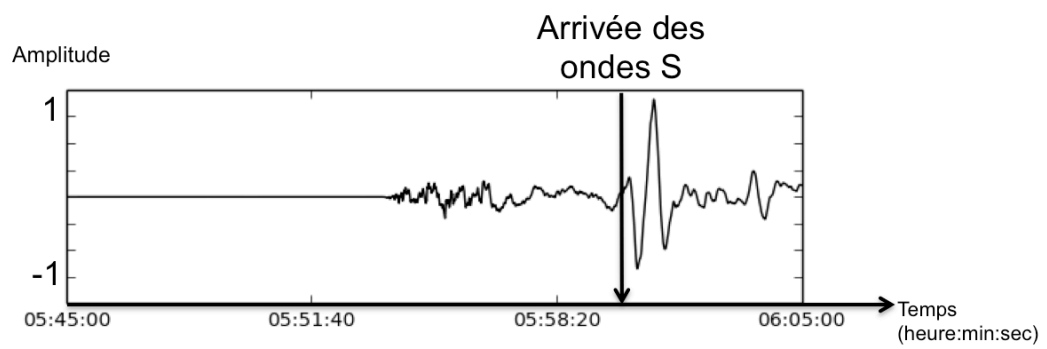
**STATION : CN2** (*Composante Est-Ouest*)



**STATION : DL2** (*Composante verticale*)



**STATION : GOM** (*Composante Est-Ouest*)

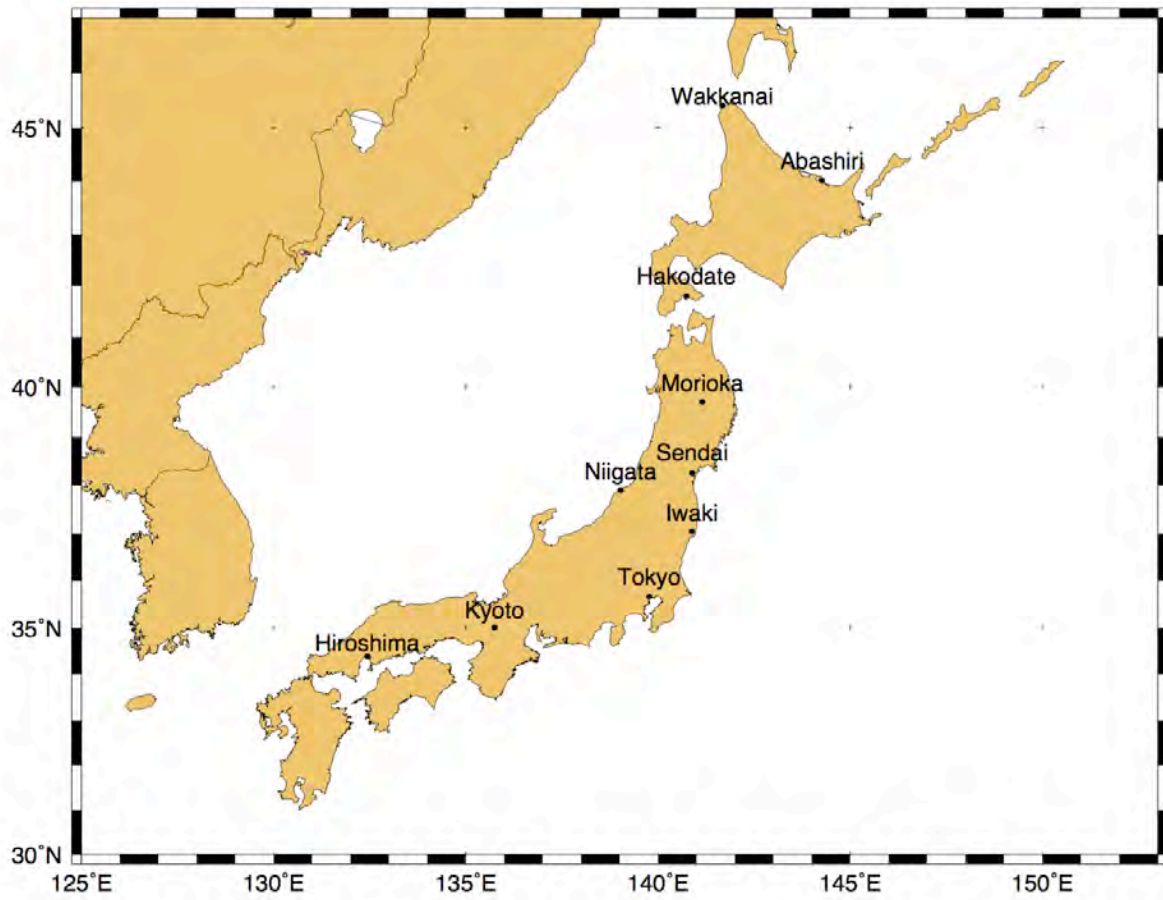


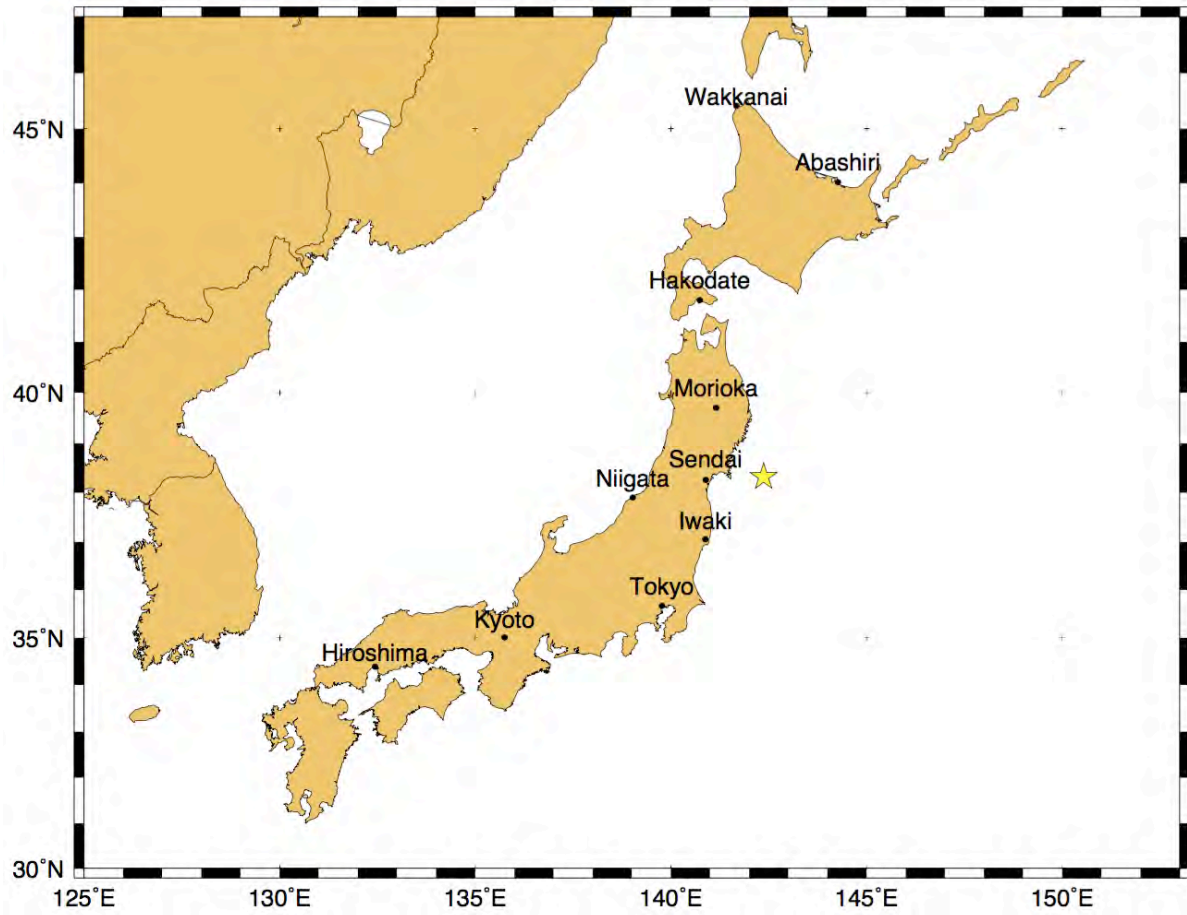





★ Epicentre







 Epicentre

### **III/ Liens / applications**

#### **Des vidéos pouvant être exploitées en classe**

Les effets des séismes (intéressant à 1'13 et 2'19) <https://www.youtube.com/watch?v=vL1nw8buVoU>

Immeubles qui tanguent pendant un séisme au Japon <https://www.youtube.com/watch?v=QTEW4xmzprM>

Les effets d'un séisme sur une piscine

<https://www.youtube.com/watch?v=z1dmR9HPjeE>

Les technologies parasismiques

<https://www.youtube.com/watch?v=aSPJfnRK3Os>

Test sur table vibrante géante (points de vue extérieur et intérieur)

<https://www.youtube.com/watch?v=iF7dkzKlobA>

<https://www.youtube.com/watch?v=q9u0fvsPPPc&feature=youtu.be>

Test de fondations parasismiques sur tables vibrantes « géantes » (comparaison avec des fondations non parasismiques)

<https://www.youtube.com/watch?v=kzVvd4Dk6sw>

#### **Des photos d'une mission d'urgence suite au séisme de Gorkha (Nepal), le 25 Avril 2015**

<https://500px.com/christophesira/galleries/kathmandu-earthquake>

#### **Des applications gratuites pour smartphone pour enregistrer les vibrations du sol**

##### **Projet « Sismo à l'école » au lycée Jean Mermoz de Saint-Louis**

[http://physicus.free.fr/seconde-AP/seconde\\_AP\\_toc.php](http://physicus.free.fr/seconde-AP/seconde_AP_toc.php)

**Le sismographe du lycée (réseau Edusismo) :** <http://vibrato.staneo.fr/days.cgi?station=0216>