

# Sismologie

Éric Beucler

[eric.beucler@univ-nantes.fr](mailto:eric.beucler@univ-nantes.fr)

Nantes Université - CNRS

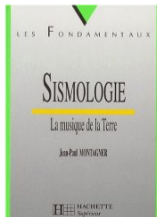
2023-2024

- 1 Introduction
  - Sismologie et sismométrie
  - La sismologie du 20<sup>e</sup>siècle
  - Quelle source pour quel signal ?
- 2 De la mécanique des milieux continus à l'équation d'onde
- 3 Équations d'ondes sismiques dans un milieu isotrope
- 4 Théorie des rais (ondes de volume)
- 5 Modes propres et ondes de surface
- 6 Source sismique (localisation, intensité, magnitude, statistiques, mécanisme au foyer)

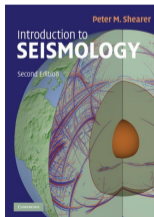
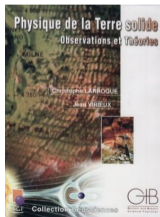


# Références

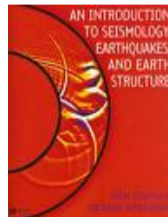
- Sismologie : La musique de terre, J.-P. Montagner, Hachette, 1997. ISBN-13 : 978-2011452252
- Physique de la Terre solide, C. Larroque et J. Virieux, Gordon and Breach, 2001. ISBN-13 : 978-2847030020
- Introduction to Seismology, P. Shearer, Cambridge University Press, 2009. ISBN-13 : 978-0521708425
- An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure, S. Stein and M. Wysession, Wiley-Blackwell, 2002. ISBN-13 : 978-0865420786



X22G010



Sismologie



# Définitions et terminologie

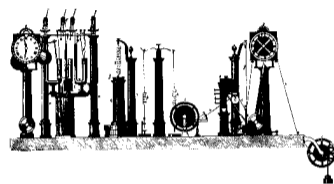
- Sismologie : du grec *seismos*, tremblement de terre et *logos*, science ou connaissance - **étude des tremblements de terre ou séismes** (qu'ils soient naturels ou non). Par extension, c'est l'étude de l'émission et la propagation des ondes sismiques<sup>1</sup> ;
- Quelques facettes de la sismologie : étude des séismes naturels (détection, localisation, magnitude, mécanique de la rupture. . .), étude de la propagation des ondes sismiques, inversion et tomographie sismique, surveillance nucléaire, risque sismique, recherche appliquée dans les ressources naturelles (pétrole, gaz. . .) ;
- La sismologie est une science récente, à la fois théorique et appliquée, qui connecte différentes disciplines (physique, mathématiques, calcul intensif, géologie) ; son évolution est intimement liée aux développements techniques des sismomètres ;

---

1. Ne pas confondre l'adjectif « sismique » et le nom « sismique ».

# Sismologie et sismométrie

## Des premiers sismograpes . . .



## aux sismomètres actuels



X22G010



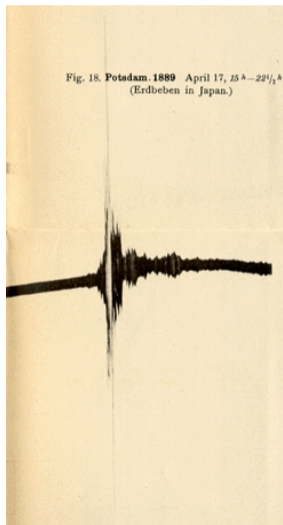
Sismologie



2023-2024 v. 1.10

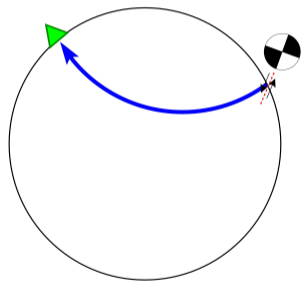
# Un laboratoire expérimental grandeur nature (quasi-)unique

1889 : Potsdam



*E. von Reber-Papst 1897*

Les ondes sismiques peuvent se propager à l'intérieur de la Terre, d'un bout à l'autre du globe (télé-séisme)



Musée de sismologie de Strasbourg

# Un laboratoire expérimental grandeur nature (quasi-)unique

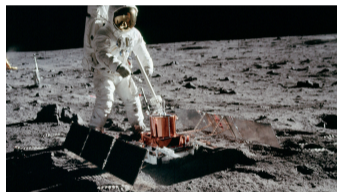
Terre



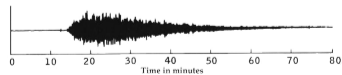
Environ 120 ans de données

X22G010

Lune



Edwin (Buzz) Aldrin, Apollo 11 (1969)



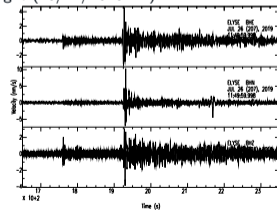
LM impact measured at the Apollo 12 Seismometer.

Sismologie

Mars



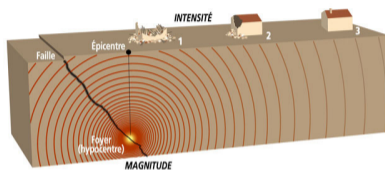
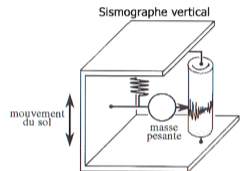
InSight (26/11/2018-...)



2023-2024 v. 1.10

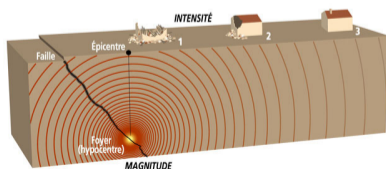
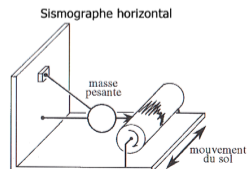
# Trois composantes pour distinguer directions de propagation et de polarisation

## Déplacements verticaux



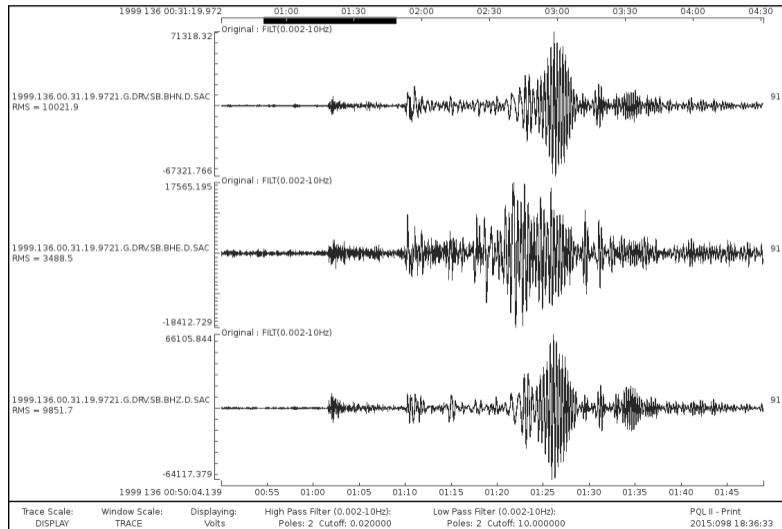
Kumamoto (Japon)  
16 avril 2016

## Déplacements horizontaux

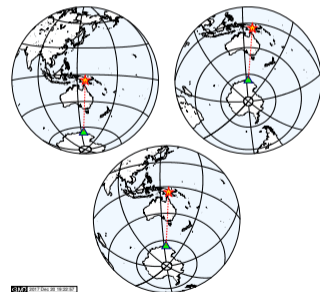


Canterbury (Nouvelle-  
Zélande) 4 sept. 2010

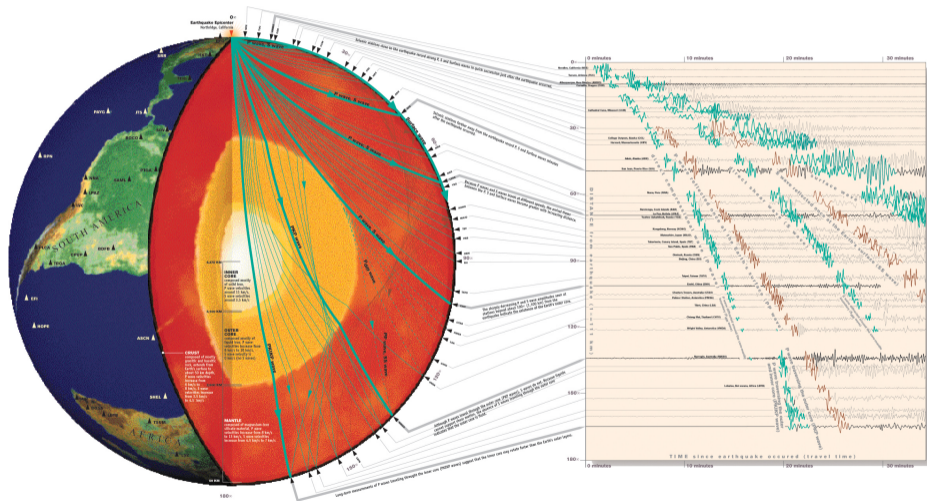
# Trois composantes pour distinguer directions de propagation et de polarisation



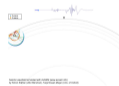
Nouvelle-Guinée (16 mai 1999),  
enregistré à DRV (G)



# Propagation des ondes sismiques dans la Terre



movie





# Sismométrie

Ordres de grandeur et types de mesures

Région	durée	accélération	déplacement
proche	0,01-150 s	$0,5-20 \text{ ms}^{-2}$	du cm au m
lointaine	min. à h	$0,01-10^{-6} \text{ ms}^{-2}$	du nm au mm

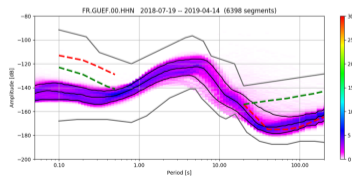
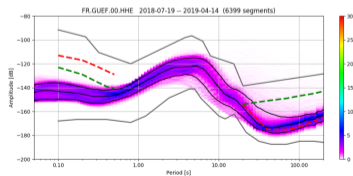
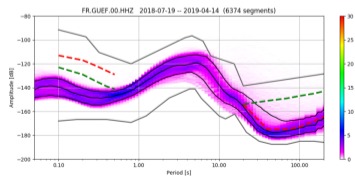
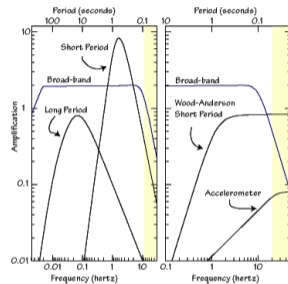
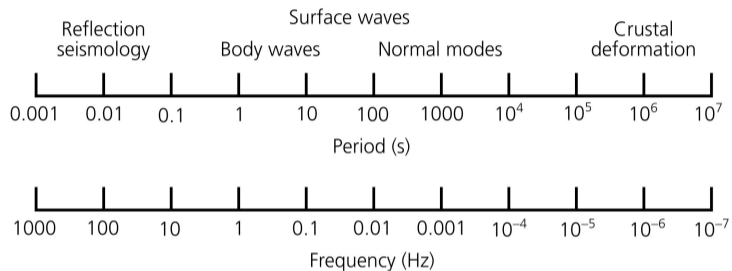
## Complémentarité des appareils en fonction de l'objet étudié

- capteurs accélérométriques ;
- capteurs vélocimétriques courte période ;
- capteurs vélocimétriques longue période.



# Sismométrie

## Gammes de fréquences (analyse spectrale)



# Quelques grandes dates

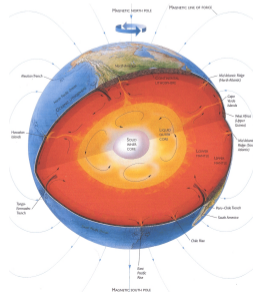
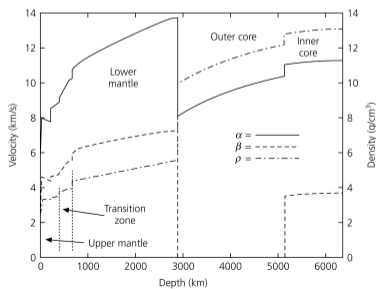
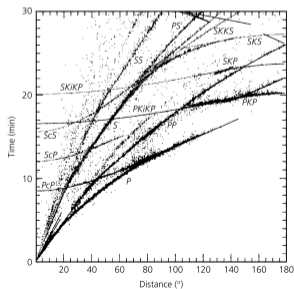
## À retenir

- **1900, 1906** : Richard Oldham identifie les ondes  $P$  et  $S$  (théorie Siméon Poisson) et propose l'existence d'un « noyau fondu » au centre de la Terre
- **1909** : Andrija Mohorovičić met en évidence la discontinuité entre la croûte et le manteau (Moho)
- **1914** : Beno Gutenberg détermine la profondeur du noyau terrestre à 2900 km (valeur actuelle  $\simeq 2889$  km)
- **1923** : Hiroshi Nakano introduit la notion de double couple pour la source d'un séisme
- **1928, 1931** : Kiyoo Wadati localise des séismes alignés en profondeur sous le Japon
  - donne l'idée à Charles Richter pour arriver à déterminer une échelle de magnitude (1935)
  - plan de subduction ou plan de Wadati-Benioff (1949)
- **1936** : Inge Lehmann prouve l'existence d'une graine solide dans le noyau liquide

# Quelques grandes dates

## À retenir

- 1940 : Harold Jeffreys et Keith Edward Bullen publient les tables de temps de trajet des phases globales *P* et *S*
- 1949 : Test nucléaire soviétique → création d'un organisme de surveillance mondial (CTBTO Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization)
- 1981 : *Preliminary Reference Earth Model* [PREM, Dziewonski et Anderson, 1981]



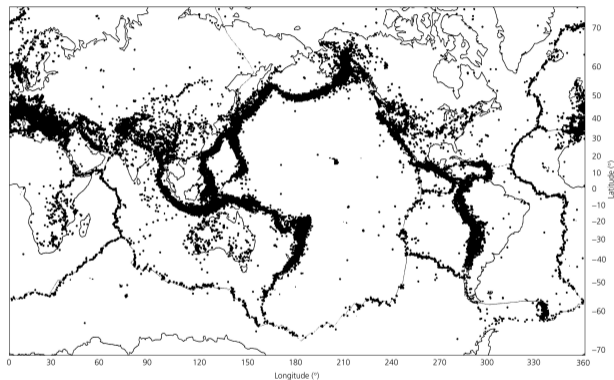
# Séismes tectoniques

## Fréquences :

- $3 \leq M_S \leq 3,9$  : env. 12/h ;
- $4 \leq M_S \leq 4,9$  : env. 36/jour ;
- $5 \leq M_S \leq 5,9$  : env. 3/jour ;
- $6 \leq M_S \leq 6,9$  : env. 2/semaine ;
- $7 \leq M_S \leq 7,9$  : env. 1/mois ;
- $M_S \geq 8$  : moins de 1/an.

## Les plus forts séismes instrumentaux :

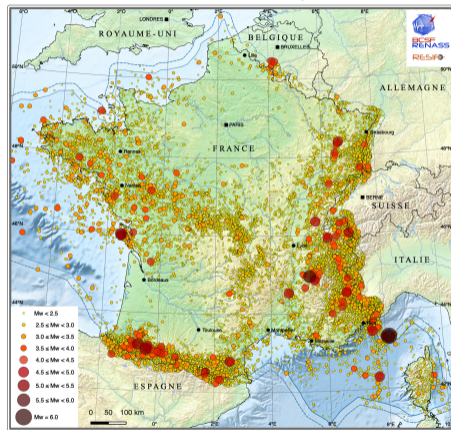
- Chili (1960)  $M_W = 9,5$
- Alaska (1964)  $M_W = 9,2$
- Sumatra (2004)  $M_W = 9,1$
- Tohoku-Oki (2011)  $M_W = 9$
- Kamchatka (1952)  $M_W = 9$



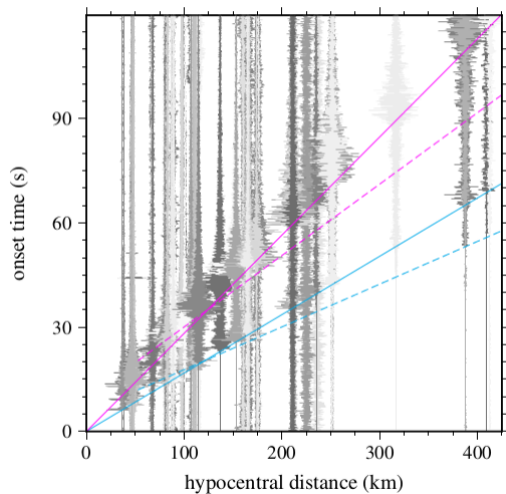
Localisation des séismes de magnitude sup. à 5 entre 1963 et 1995 [Stein et Wysession, 2003].

# Séismes tectoniques (mais pas uniquement)

Sismicité Instrumentale de la France métropolitaine 1962-2020

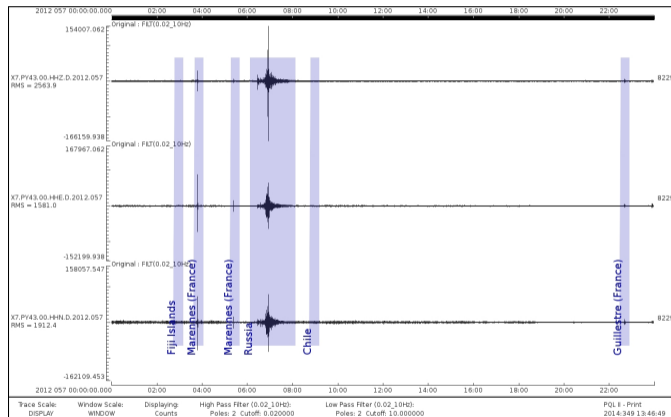


Epicentres des séismes d'origine naturelle dans la zone Si-Max (France métropolitaine et zone économique exclusive en mer (ZEE), avec élargissement de 20 km). Catalogues de sismicité utilisés : sur la période 1962-2009 le catalogue issu du projet Si-Max (Cara et al. 2015, <http://www.franceseisme.fr>), sur la période 2010-2020 le catalogue BCSF-ReNASS, pour lequel la magnitude  $M_c$  a été convertie en  $M_w$ .



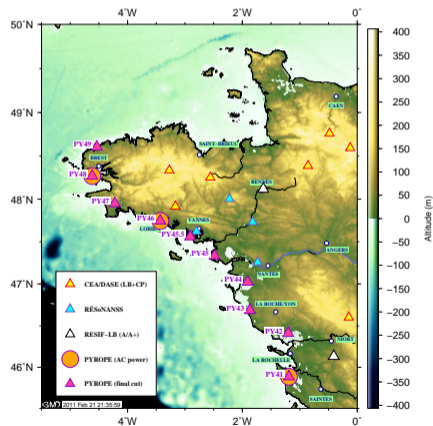
Cara et al. [2015] et [franceseisme.fr](http://franceseisme.fr)

# En l'absence de séismes

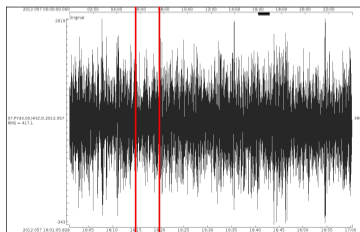
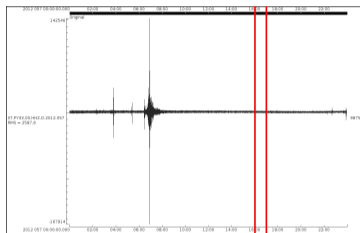


26 février 2012, un jour comme un autre à PY43.

## Réseau sismologique temporaire



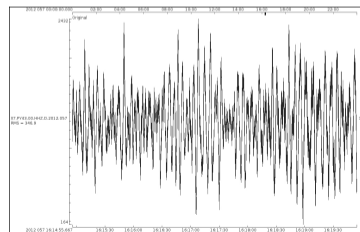
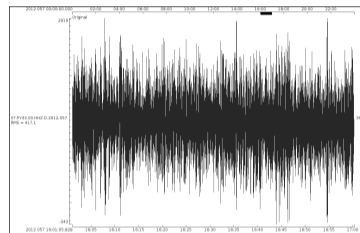
# En l'absence de séismes d'un peu plus près



ZOOM

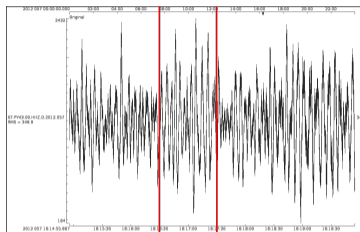


ZOOM

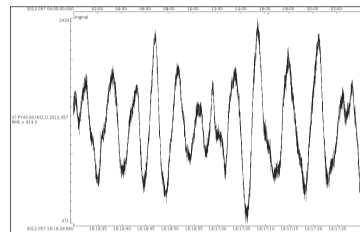




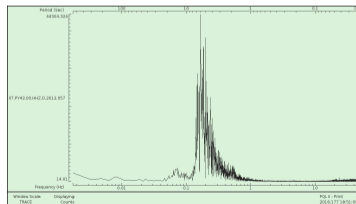
# En l'absence de séismes d'encore un peu plus près. . .



ZOOM



## Analyse spectrale

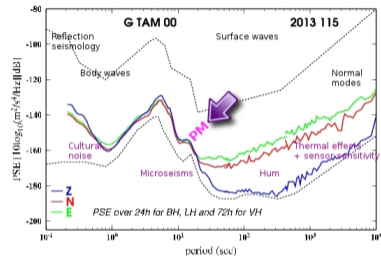
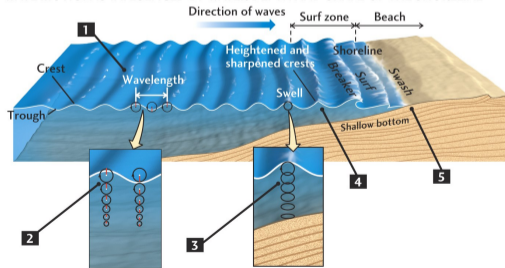


# Microséismes

## Pic primaire (*Primary Microseisms PM*)

- Période :  $T = 11 \dots 16$  s
- Action de la houle sur les côtes
- Comparativement le moins énergétique

WAVE MOTION IS INFLUENCED BY WATER DEPTH AND SHAPE OF THE SHORELINE



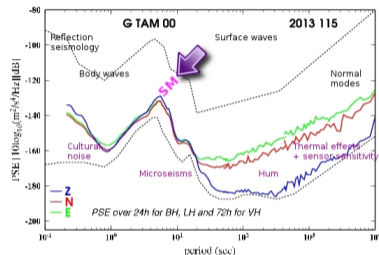
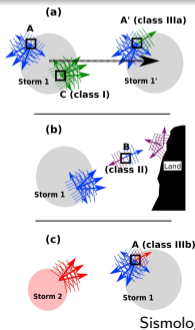
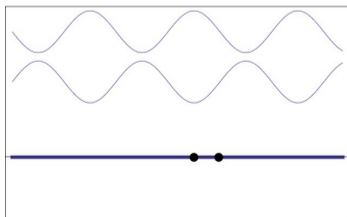
## Exemple à Camaret/mer



# Microséismes

## Pic secondaire (*Secondary Microseisms SM*)

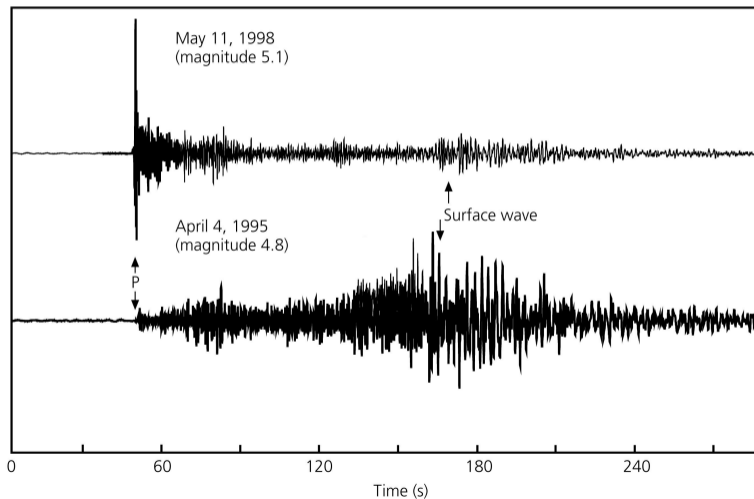
- Période :  $T = 2 \dots 11$  s
- Interférences constructives de houles opposées ou croisées
- Beaucoup plus énergétique



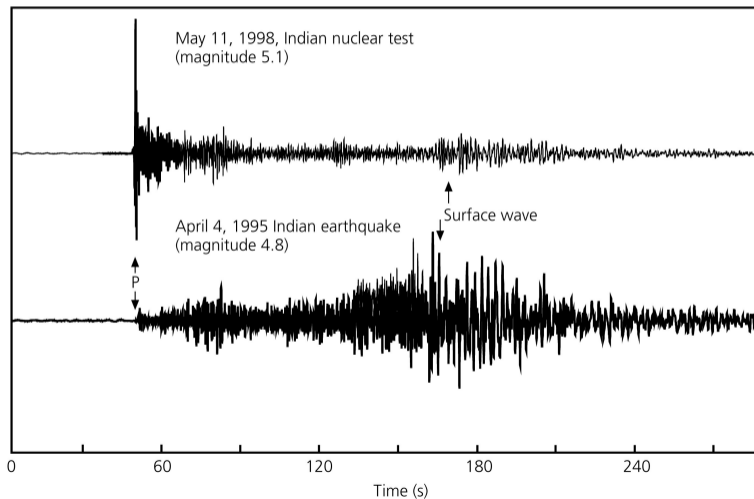
- Dans l'océan profond (tempête en déplacement)
- Proche des côtes
- Dans l'océan profond (tempêtes concomittentes)

Arduin *et al.* [2011]

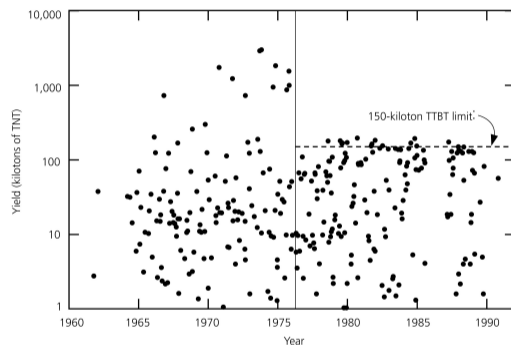
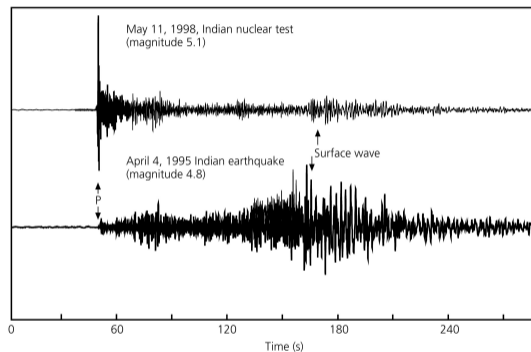
# Séismes anthropiques



# Séismes anthropiques

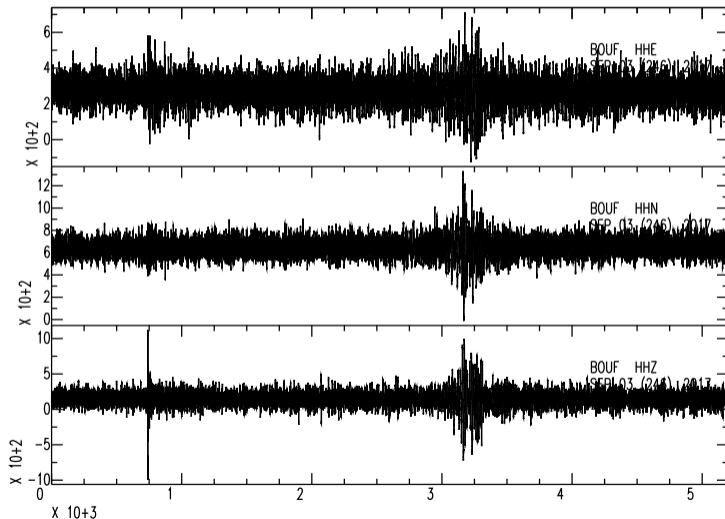


# Séismes anthropiques



- 1967 LTBT *Limited Test Ban Treaty*
- 1976 TTBT *Threshold Test Ban Treaty*
- 1996 CTBT *Comprehensive Test Ban Treaty*

# Séismes anthropiques



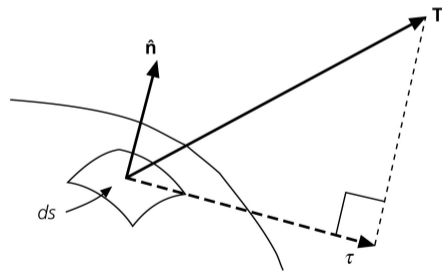
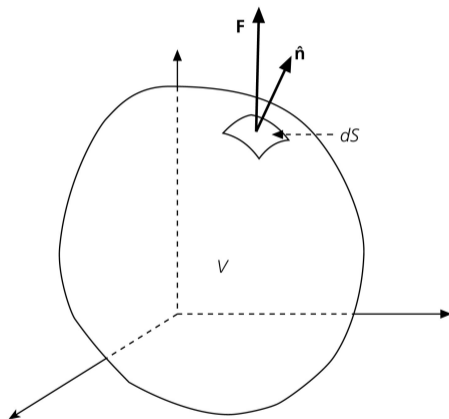
3 sept. 2017 à 03:30

Signal enregistré à la station de Bouguenais (44, France) - Test nucléaire nord-coréen.

- 1 Introduction
- 2 De la mécanique des milieux continus à l'équation d'onde
  - Contraintes
  - Déformations
  - Tenseur d'élasticité
- 3 Équations d'ondes sismiques dans un milieu isotrope
- 4 Théorie des rais (ondes de volume)
- 5 Modes propres et ondes de surface
- 6 Source sismique (localisation, intensité, magnitude, statistiques, mécanisme au foyer)

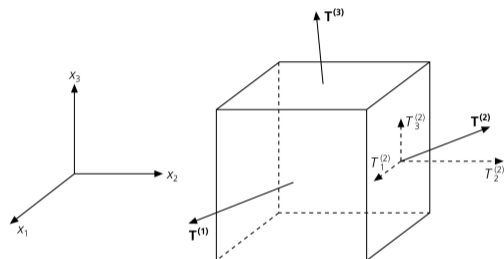


# Contraintes (rappel)



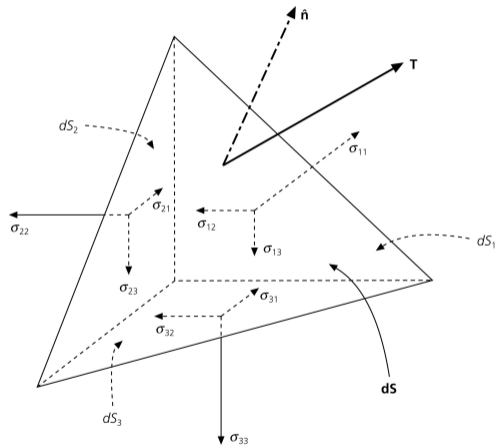
Une force par unité de surface est appelée contrainte ou (ici) traction puisqu'elle a pour effet d'étirer le matériau. La traction se décompose en une partie normale à la surface (parallèlement à  $\hat{n}$ ) et une partie tangentielle [Stein et Wysession, 2003].

# Contraintes (rappel)



Pour chaque face, la traction se décompose suivant les 3 composantes. Le tenseur d'ordre 2 ( $\sigma$ ) décrit l'état des contraintes sur toutes les faces du cube [Stein et Wysession, 2003].

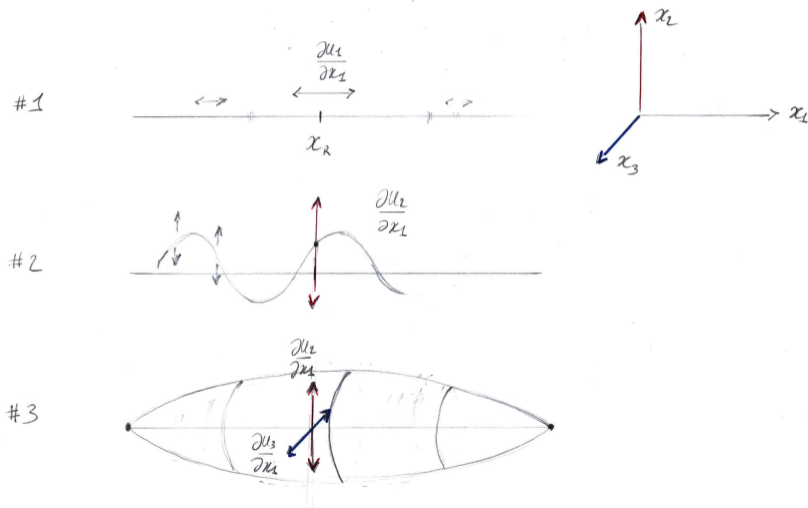
$$\sigma = \begin{pmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{pmatrix} \quad (1)$$



Unité : Pascal (Pa)

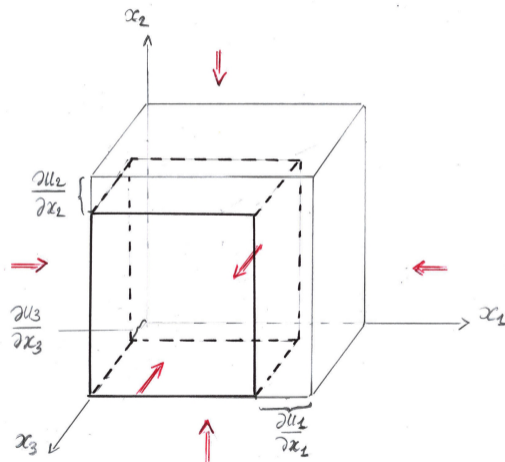
Dans la Terre,  $0 \rightarrow 360$  GPa

# Déformations (rappel)



Dans un objet unidimensionnel (corde ou ressort) il peut y avoir deux types de déformations : longitudinales et transversales.

# Diminution/augmentation de volume



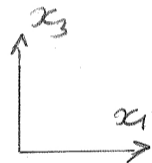
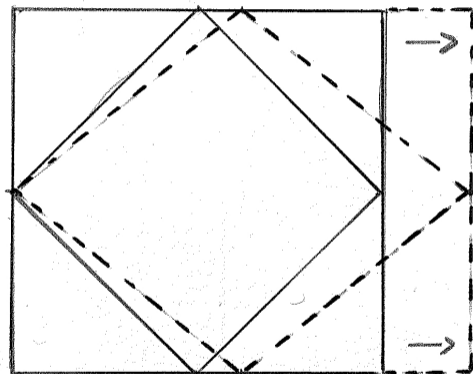
## Déformations isotropes

Pour chaque face, les déformations  $\frac{\partial u_i}{\partial x_i}$  sont normales (au sens orthogonal). Ensemble, elles traduisent une diminution (ou une augmentation) du volume.

Elles composent la diagonale du tenseur des déformations et

$$\frac{\Delta V}{V} = \nabla \cdot \mathbf{u} = \sum_{i=1}^3 \frac{\partial u_i}{\partial x_i}.$$

# Déformation uniaxiale



Une déformation uniaxiale (*i. e.* dans une seule direction) entraîne du cisaillement ; les angles internes ne sont pas conservés.

## Tenseur des déformations pures (ou effectives)

Le terme général est

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right), \quad (2)$$

ce qui donne dans un espace à 3D,

$$\varepsilon = \begin{pmatrix} \frac{\partial u_1}{\partial x_1} & \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u_1}{\partial x_2} + \frac{\partial u_2}{\partial x_1} \right) & \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u_1}{\partial x_3} + \frac{\partial u_3}{\partial x_1} \right) \\ \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u_2}{\partial x_1} + \frac{\partial u_1}{\partial x_2} \right) & \frac{\partial u_2}{\partial x_2} & \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u_2}{\partial x_3} + \frac{\partial u_3}{\partial x_2} \right) \\ \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u_3}{\partial x_1} + \frac{\partial u_1}{\partial x_3} \right) & \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u_3}{\partial x_2} + \frac{\partial u_2}{\partial x_3} \right) & \frac{\partial u_3}{\partial x_3} \end{pmatrix}. \quad (3)$$

Lors du passage d'un train d'ondes sismiques en champ lointain, l'ordre de grandeur des déformations, est de  $10^{-6}$ .

# Relation contraintes-déformations

## Loi de Hooke généralisée (1660)

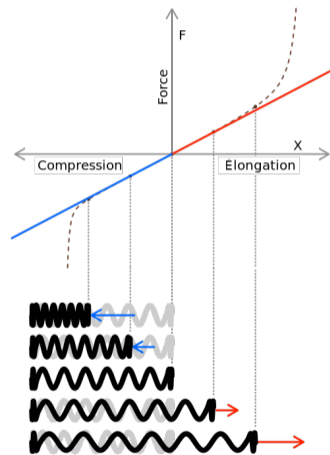
Relation linéaire entre les contraintes et les déplacements  
(domaine élastique applicables aux petites déformations)

$$\sigma_{ij} = \mathbf{c}_{ijkl} \varepsilon_{kl}. \quad (4)$$

$\mathbf{c}_{ijkl}$  est le tenseur d'élasticité (ou raideur, *stiffness* en anglais).  
C'est un tenseur d'ordre 4  $\rightarrow 3 \times 3 \times 3 \times 3$  éléments.

La partie élastique de la déformation est réversible.

Pourquoi cette hypothèse est valable en sismologie ?  
Éléments de réponse (p. 13)



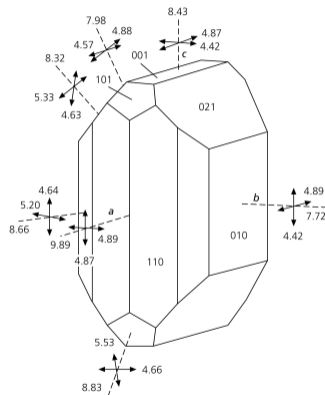
Analogie avec un ressort.

## Relation contraintes-déformations

Comme  $\sigma_{ij} = \sigma_{ji}$  et  $\varepsilon_{kl} = \varepsilon_{lk}$ , les 81 éléments du tenseur d'élasticité  $c_{ijkl}$  se réduisent à 21 par symétrie.

Le tenseur de d'élasticité peut alors se représenter comme un tableau 2D (notation de Voigt),  $C_{ij}$ ,

$$\mathbf{C} = \begin{pmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & \dots & C_{16} \\ C_{21} & C_{22} & C_{23} & \dots & C_{26} \\ C_{31} & C_{32} & C_{33} & \dots & C_{36} \\ C_{41} & C_{42} & C_{43} & \dots & C_{46} \\ C_{51} & C_{52} & C_{53} & \dots & C_{56} \\ C_{61} & C_{62} & C_{63} & \dots & C_{66} \end{pmatrix}.$$



Vitesse des ondes  $P$  et  $S$  (km/s) à travers les différentes faces d'un cristal d'olivine. La direction de propagation des ondes  $P$  sont représentées par les lignes en pointillés [Babuska et Cara, 1991]



## Modules élastiques

Dans un matériau isotrope, il n'y a plus que deux éléments indépendants.

$$\begin{pmatrix} \sigma_{11} \\ \sigma_{22} \\ \sigma_{33} \\ \sigma_{23} \\ \sigma_{31} \\ \sigma_{12} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \lambda + 2\mu & \lambda & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda + 2\mu & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda & \lambda + 2\mu & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 2\mu & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 2\mu & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 2\mu \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \varepsilon_{11} \\ \varepsilon_{22} \\ \varepsilon_{33} \\ \varepsilon_{23} \\ \varepsilon_{31} \\ \varepsilon_{12} \end{pmatrix}$$

À partir des paramètres de Lamé,  $\lambda$  et  $\mu$  (le module de cisaillement, parfois noté  $G$ ), on peut définir

**Module d'incompressibilité**

$$K = \lambda + \frac{2}{3}\mu;$$

**Module d'Young**

$$E = \frac{(3\lambda + 2\mu)\mu}{\lambda + \mu};$$

**Coefficient de Poisson**

$$\nu = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)}.$$

- 1 Introduction
- 2 De la mécanique des milieux continus à l'équation d'onde
- 3 Équations d'ondes sismiques dans un milieu isotrope**
- 4 Théorie des rais (ondes de volume)
- 5 Modes propres et ondes de surface
- 6 Source sismique (localisation, intensité, magnitude, statistiques, mécanisme au foyer)

## Modules élastiques

Les vitesses des ondes sismiques dans un milieu linéaire et isotrope se définissent comme des combinaisons de  $K$ ,  $\mu$  et  $\rho$  (ou parfois de  $\lambda$ ,  $\mu$  et  $\rho$ ),

$$V_P = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (5)$$

et

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}. \quad (6)$$

- 1 Introduction
- 2 De la mécanique des milieux continus à l'équation d'onde
- 3 Équations d'ondes sismiques dans un milieu isotrope
- 4 Théorie des rais (ondes de volume)**
  - Coordonnées cartésiennes
  - Amplitude, réflexion et transmission
  - Coordonnées sphériques
- 5 Modes propres et ondes de surface
- 6 Source sismique (localisation, intensité, magnitude, statistiques, mécanisme au foyer)

# Coordonnées cartésiennes

voir feuilles scannées

# Amplitude, réflexion et transmission

voir feuilles scannées

# Coordonnées sphériques

voir feuilles scannées

- 1 Introduction
- 2 De la mécanique des milieux continus à l'équation d'onde
- 3 Équations d'ondes sismiques dans un milieu isotrope
- 4 Théorie des rais (ondes de volume)
- 5 Modes propres et ondes de surface**
- 6 Source sismique (localisation, intensité, magnitude, statistiques, mécanisme au foyer)



# Modes propres d'une corde vibrante

voir TP

- 1 Introduction
- 2 De la mécanique des milieux continus à l'équation d'onde
- 3 Équations d'ondes sismiques dans un milieu isotrope
- 4 Théorie des rais (ondes de volume)
- 5 Modes propres et ondes de surface
- 6 **Source sismique (localisation, intensité, magnitude, statistiques, mécanisme au foyer)**
  - Localisation
  - Énergie et statistiques
  - Failles et mécanismes au foyer

# Localisation des séismes

Avec la détection des signaux des séismes (dans les sismogrammes), la localisation des tremblements de terre est vraisemblablement le plus vieux problème inverse en sismologie.

## Qu'est-ce qu'un problème inverse ?

Résoudre un problème inverse revient à déterminer un jeu de paramètres (inconnus) connaissant un certain nombre de données et une théorie,

$$\mathbf{d} = g(\mathbf{p}) \quad (7)$$

- $\mathbf{d} = (t_1, t_2, t_3 \dots)$  [données ou observations]  
Temps d'arrivées des ondes ( $P_g, P_n, S_g \dots$ )
- $\mathbf{p} = (p_1, p_2, p_3, p_4)$  [paramètres ou inconnues]  
Temps origine (heure exacte TU), latitude, longitude et profondeur

## Cas des ondes de volume (HF)

- Résolutions intuitives :  
méthode des cercles (cf. TD L1)
- Inversions linéaires :

$$\mathbf{p} = g^{-1}(\mathbf{d}) \quad (8)$$

$g$  est la fonction qui calcule le temps de trajet pour un modèle donné (chapitre 4)

- Inversions non-linéaires

## Localisation des séismes

Si le nombre de données est suffisant (*i. e.* assez de stations, correctement réparties géographiquement), le problème n'est pas sous-déterminé,

$$\mathbf{d} = g(\mathbf{p}) \iff \begin{pmatrix} t_1 \\ t_2 \\ t_3 \\ t_4 \\ t_5 \\ \dots \end{pmatrix} = A \begin{pmatrix} p_1 \\ p_2 \\ p_3 \\ p_4 \end{pmatrix} \iff \begin{pmatrix} t_1 \\ t_2 \\ t_3 \\ t_4 \\ t_5 \\ \dots \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} A_{11} & A_{12} & A_{13} & A_{14} \\ A_{21} & A_{22} & A_{23} & A_{24} \\ A_{31} & A_{32} & A_{33} & A_{34} \\ A_{41} & A_{42} & A_{43} & A_{44} \\ A_{51} & A_{52} & A_{53} & A_{54} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \end{pmatrix} \begin{pmatrix} p_1 \\ p_2 \\ p_3 \\ p_4 \end{pmatrix}. \quad (9)$$

Il suffit alors d'inverser la matrice  $A$ , d'où le nom de problème inverse. Dans la pratique, la résolution du problème inverse se base sur la minimisation d'une fonction coût (*misfit*),

$$S = \sum_{i=1}^n (t_i - g(\mathbf{p})_i)^2, \quad (10)$$

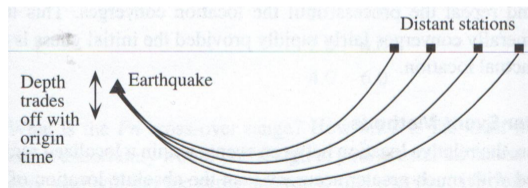
où  $g(\mathbf{p})_i$  est le temps de propagation théorique entre la source et la station considérée.

# Localisation des séismes

- Réseau National de surveillance sismique
- Commissariat à l'énergie atomique et aux énergies alternatives
- Réseau sismologique et géodésique français
- *European-Mediterranean Seismological Centre*
- *US Geological Survey*

## Attention

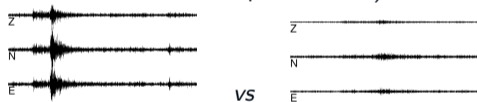
Les paramètres ne sont pas tous indépendants. . .



[Shearer, 1999].

## Principales limitations

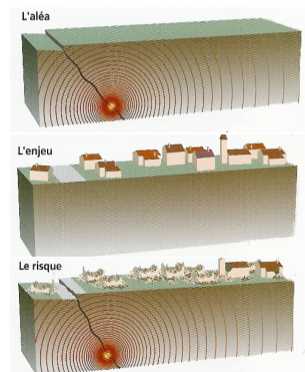
- Synchronisation des horloges (évident !)
- Ondes faiblement impulsives (→ fortes incertitudes sur les temps d'arrivées)



- Milieu 1D non adapté (modèle de référence)
- Hétérogénéités du milieu (vitesse, prof. des discontinuités type Moho, anisotropie)
- Couverture azimutale

# L'énergie des séismes et le risque sismique

- Magnitude : puissance du tremblement de terre (énergie libérée), mesurée par les sismomètres (instrumentale) ;
  - Intensité : effets produits par un séisme (ressenti), mesurée par les dégâts et les enquêtes macrosismiques.
- 
- Aléa : manifestation d'un phénomène naturel d'occurrence et d'intensité données ;
  - Enjeu : ensemble des personnes et des biens susceptibles d'être affectés par le phénomène naturel ;
  - Risque : combinaison des cartes d'aléa et d'enjeu.



# Intensités sismiques

## Mesure basée sur le ressenti et les dégâts occasionnés

Intensité	Définition	Description
I	Non ressenti	Non ressenti, même dans les circonstances les plus favorables
II	A peine ressenti	La vibration n'est ressentie que par quelques personnes au repos, en particulier dans les étages supérieurs des bâtiments.
III	Faible	Une faible vibration est ressentie à l'intérieur par quelques personnes. Des personnes au repos ressentent un balancement ou un léger tremblement.
IV	Largelement observé	Le séisme est ressenti à l'intérieur par de nombreuses personnes et par un très petit nombre dehors. Quelques personnes sont réveillées. L'amplitude des vibrations reste modérée. Les fenêtres, les portes et la vaisselle vibrent. Les objets suspendus se balancent.
V	Fort	Le séisme est ressenti à l'intérieur par la plupart des personnes et par un petit nombre dehors. Les personnes endormies se réveillent. Quelques personnes sortent en courant. Les bâtiments entre en vibrations. Les objets suspendus oscillent fortement. La vaisselle, les verres tintent. La vibration est forte. Quelques objets lourds et instables se renversent. Les portes et les fenêtres s'ouvrent ou se ferme.
VI	Légers dégâts	Ressenti par la plupart des personnes à l'intérieur et par beaucoup dehors. De nombreuses personnes sont effrayées dans les bâtiments et courent vers les sorties. Les objets tombent. De légers dégâts apparaissent dans les bâtiments ordinaires : petites fissures dans les plâtres, chute de petits morceaux de plâtre...
VII	Dégâts	La plupart des personnes sont effrayées et courent vers les sorties. Les meubles sont déplacés et de nombreux objets tombent des étagères. Un grand nombre de bâtiments ordinaires sont endommagés: petites fissures dans les plâtres, chute partielle de cheminées...
VIII	Importants dégâts	Du mobilier peut être renversé. De nombreux bâtiments ordinaires sont endommagés: chutes de cheminées, larges fissures dans les murs et un petit nombre de bâtiments peuvent s'effondrer partiellement.
IX	Destructions	Les monuments sont renversés. De nombreux bâtiments ordinaires s'écroulent partiellement et un petit nombre s'effondrent.
X	Nombreuses destructions	Un grand nombre de bâtiments ordinaires s'effondrent.
XI	Destructions généralisées	La plupart des bâtiments ordinaires s'effondrent.
XII	Destruction totale	Toute structure à l'air libre ou en sous-sol est fortement endommagée ou détruite.

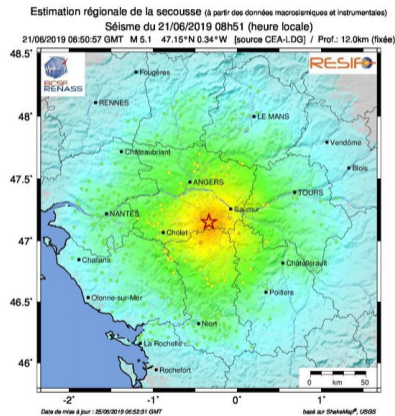
Adapté du résumé utilisé par le British Geological Survey (résumé original : Grünthal, G., (ed.), (1998), "European Macroseismic Scale 1998", Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie. Volume 15, Luxembourg.

### Histoire des échelles :

- Mercalli
- MSK64
- EMS 98

### Exemple du séisme du 21 juin 2019 →

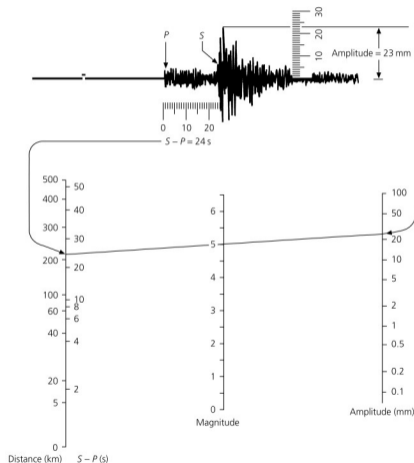
(voir le rapport complet du BCSF)



Intensité EMS98	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X+
Dégâts potentiels substantiels sur les murs	AUCUN	AUCUN	AUCUN	AUCUN	légères	modérées	quelques effondrements partiels	nombreux effondrements partiels	nombreux effondrements	effondrements généralisés
Dégâts potentiels importants sur les murs	AUCUN	AUCUN	AUCUN	AUCUN	AUCUN	AUCUN	légères	modérées	effondrements partiels	nombreux effondrements
Perception humaine	AUCUN	très faible	faible	modérée	forte	très forte	très brutale	extrême	violente	extrême

# Magnitudes de Richter

Example of the determination of the Richter scale.



Mesure de l'amplitude du signal [Richter, 1935], basée sur les travaux de Wadati [1931].

X22G010

## Magnitudes locales

En utilisant la référence  $M_L = 0$  pour un déplacement de  $1\mu\text{m}$ , enregistré à une distance épacentrale  $\Delta = 100$  km,

$$M_L = \log A - \log A_0(\Delta), \quad (11)$$

avec  $A$  l'amplitude mesurée sur un sismomètre (sismographe) Wood-Anderson,  $A_0$  (fonction *ad-hoc*).

- $M_L = \log A - 2,48 + 2,76 \log \Delta$ ,  
où  $A$  est l'amplitude max. de l'onde  $P$  à  $\nu = 0,8$  Hz ;
- $M_L = \log A + 1,6 \log \Delta - 0,15$ ,  
pour  $\Delta \leq 200$  km ;
- $M_L = \log A + 3,0 \log \Delta - 3,38$ ,  
pour  $200 \leq \Delta \leq 600$  km.

Attention :  $\log$  s'écrit  $\log_{10}$  en anglais et  $\ln$  s'écrit  $\log$  !



# Magnitudes

$m_b$  *Body wave magnitude* :

$$m_b = \log(A/T) + Q(h, \Delta);$$

$M_S$  *Surface wave magnitude (IASPEI)* :

$$M_S = \log A_{20} + 1,66 \log \Delta + 3,33.$$

Tremblement de Terre	$m_b$	$M_S$	$M_W$
San Fernando, 1971	6,2	6,6	6,7
Loma Prieta, 1989	6,2	7,1	6,9
San Francisco, 1906		7,8	7,8
Sumatra, 2004	8,5	8,9	9,1
Alaska, 1964	6,2	8,4	9,2
Chili, 1960		8,3	9,5

## Magnitude de moment

Hanks et Kanamori [1979]

$$M_W = \frac{2}{3} \log M_0 - 10,73. \quad (12)$$

$M_0$  est le moment sismique (dyne.cm),

$$M_0 = \mu dS,$$

avec  $\mu$  le module de cisaillement (Pa),  $d$  le glissement moyen le long de la faille et  $S$  la surface du plan de faille.

- Directement en rapport avec la définition d'un séisme ;
- compatible avec les autres magnitudes (surtout  $M_S$ ), sans saturation.

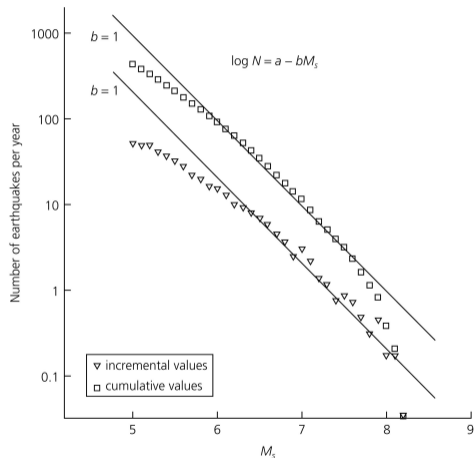
# Statistiques

## Loi empirique de Gutenberg-Richter

Loi empirique de B. Gutenberg et C. Richter [1954] établi que le nombre de séismes  $N$  par unité de temps, dans un volume donné, de magnitude supérieure à  $M$  est

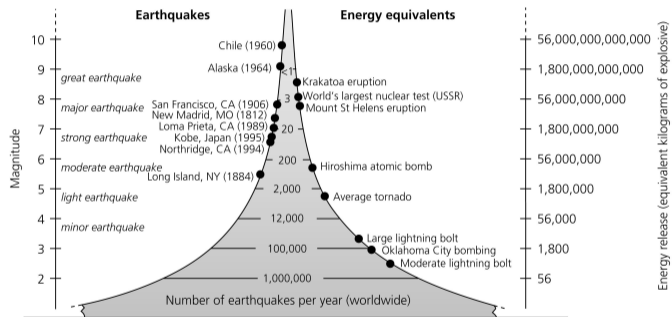
$$\log N(m > M) = a - bM. \quad (13)$$

$a$  est un indicateur du taux de sismicité (varie fortement en fonction du volume) et  $b$  est très proche de l'unité.



[Stein et Wyession, 2003]

# Équivalences d'énergie



[Stein et Wyssession, 2003]

## Exercices

- 1 Calculer  $M_W$  pour un déplacement de 0,3 m le long d'une faille de  $10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$ .
- 2 Quel est le rapport d'énergie libérée par deux séismes dont les magnitudes  $M_W$  diffèrent d'une unité ?
- 3 Quel est le rapport du nombre de séismes  $M = 7$  sur le nombre de séismes  $M = 6$  ?

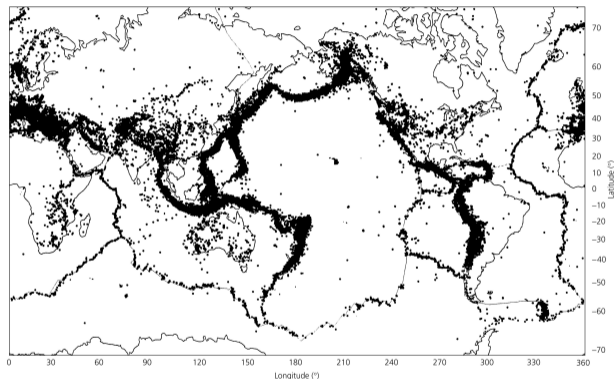
# Séismes tectoniques

## Fréquences :

- $3 \leq M_S \leq 3,9$  : env. 12/h ;
- $4 \leq M_S \leq 4,9$  : env. 36/jour ;
- $5 \leq M_S \leq 5,9$  : env. 3/jour ;
- $6 \leq M_S \leq 6,9$  : env. 2/semaine ;
- $7 \leq M_S \leq 7,9$  : env. 1/mois ;
- $M_S \geq 8$  : moins de 1/an.

## Les plus forts séismes instrumentaux :

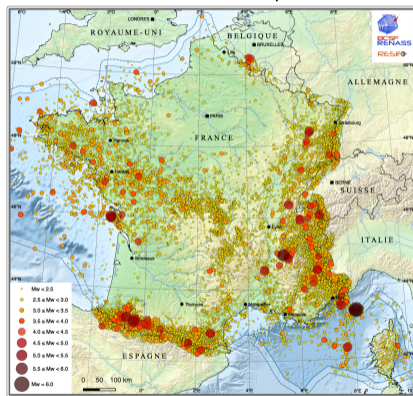
- Chili (1960)  $M_W = 9,5$
- Alaska (1964)  $M_W = 9,2$
- Sumatra (2004)  $M_W = 9,1$
- Tohoku-Oki (2011)  $M_W = 9$
- Kamchatka (1952)  $M_W = 9$



Localisation des séismes de magnitude sup. à 5 entre 1963 et 1995 [Stein et Wysession, 2003].

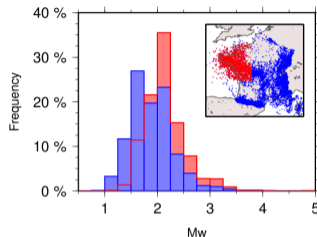
# Séismes tectoniques (ou pas)

Sismicité Instrumentale de la France métropolitaine 1962-2020

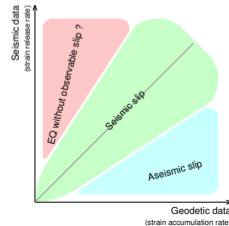
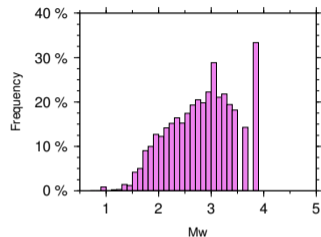


Epicentres des séismes d'origine naturelle dans la zone SI-Hex (France métropolitaine et zone économique exclusive en mer (ZEE), avec élargissement de 20 km). Catalogues de sismicité utilisés : sur la période 1962-2009 le catalogue issu du projet SI-Hex (Cara et al. 2015, <http://www.franceseisme.fr>), sur la période 2010-2020 le catalogue BCSF-RINAAS, pour lequel la magnitude  $M_s$  a été convertie en  $M_w$ .

Cara et al. [2015]



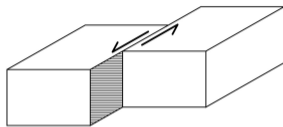
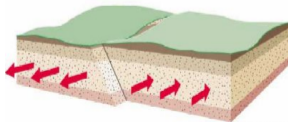
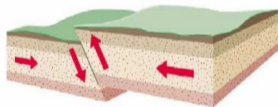
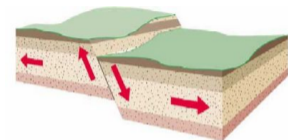
(Gauche) Distribution des magnitudes de moment ( $M_w$ ) dans la France métropolitaine et le quart nord-ouest - (droite) Proportion des magnitudes des séismes du quart nord-ouest par rapport au reste de la France



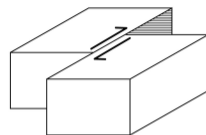
Et si les séismes pouvaient également être déclenchés par des forcages externes comme l'érosion ou rebond post-glaciaire (e.g. New Madrid 1811-1812)?

# Faille et glissement : mécanisme au foyer

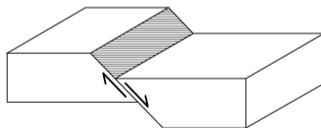
## Plusieurs mouvements possibles



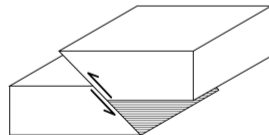
Left-lateral strike-slip fault  
( $\lambda = 0^\circ$ )



Right-lateral strike-slip fault  
( $\lambda = 180^\circ$ )



Normal dip-slip fault  
( $\lambda = -90^\circ$ )



Reverse dip-slip fault  
( $\lambda = 90^\circ$ )

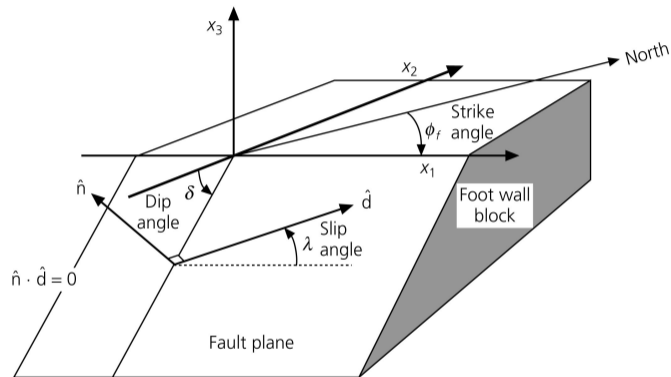
Le mécanisme au foyer est déterminé grâce aux ondes sismiques et schématise le glissement sur le plan de faille.

# Failles et glissements



Faille normale (*Normal fault*), faille inverse (*Reverse fault*, El Asnam-Algérie 1980), faille en décrochement (*Strike-slip fault*, Imperial Valley-Californie 1979).  
National Geophysical Data Center.

# Azimut, plongement (pendage) et glissement



Quantification d'un déplacement sur un plan de faille. *Strike* = azimut, *dip* = plongement ou pendage, *slip* = glissement [Stein et Wysession, 2003].

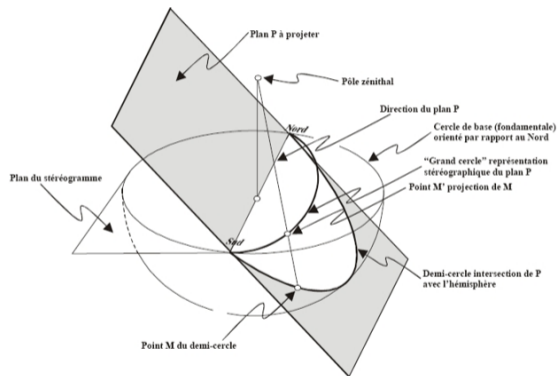
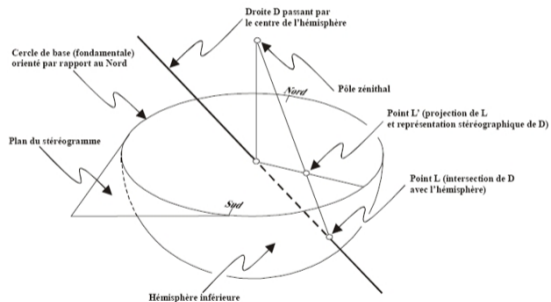
## Conventions

- L'azimut est compté entre  $0^\circ$  et  $360^\circ$  car le plan doit plonger sur la droite ;
- le vecteur glissement (ou strie) est celui du bloc supérieur, celui qui n'est **pas** dessiné ;

- si  $0^\circ \leq \lambda \leq 180^\circ$  la faille est inverse (le mouvement est pur si  $\lambda = 90^\circ$ ) ;
- si  $-180^\circ \leq \lambda \leq 0^\circ$  la faille est normale (le mouvement est pur si  $\lambda = -90^\circ$ ).

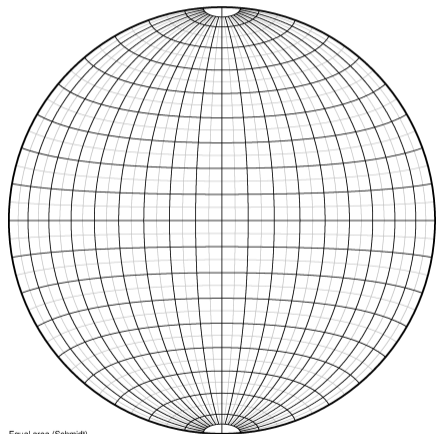


# Projection stéréographique

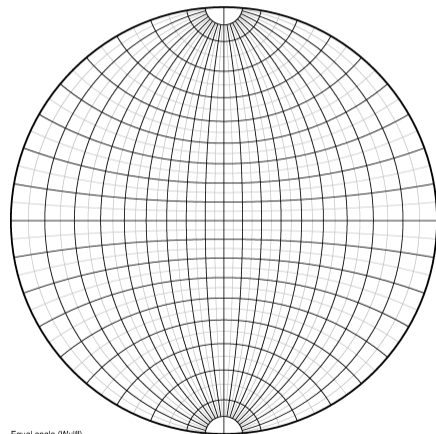
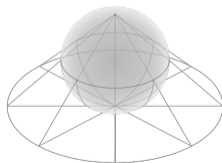


Dans un diagramme stéréographique, uniquement les intersections des droites et des plans avec la demi-sphère **inférieure** (la plupart du temps) sont dessinées.

# Projection stéréographique

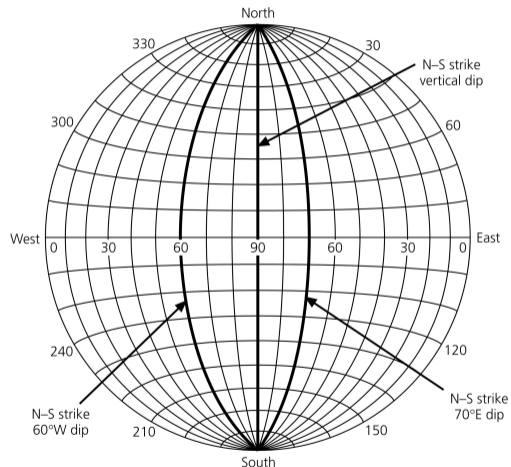
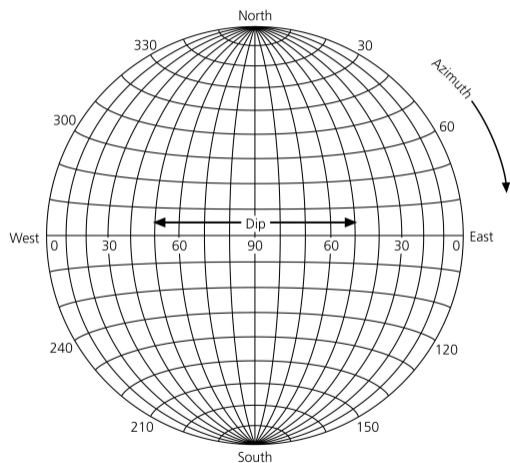


Equal area (Schmidt)



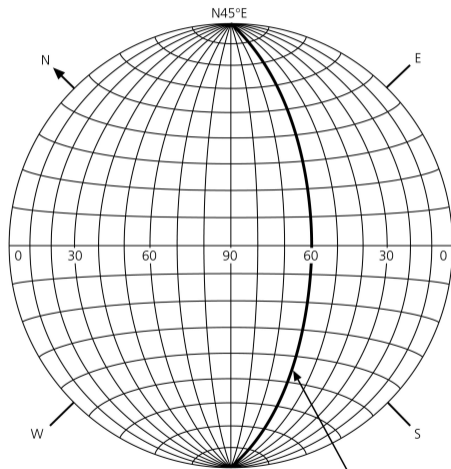
Equal angle (Wulff)

# Projection stéréographique

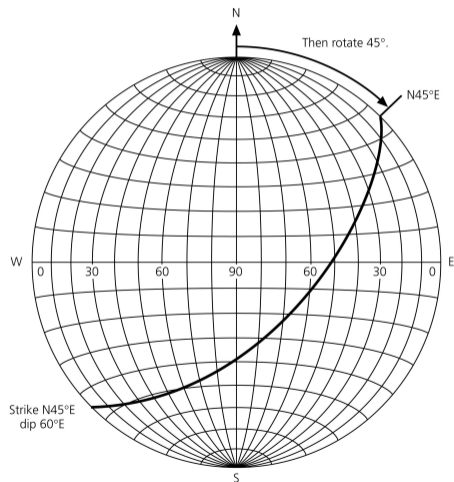


Dans un diagramme stéréographique de Schmidt, les surfaces sont conservées alors que dans un canevas de Wulff ce sont les angles qui sont conservés (cristallographie). Ne pas confondre l'angle de plongement (ou pendage) avec l'angle d'incidence [Stein et Wysession, 2003].

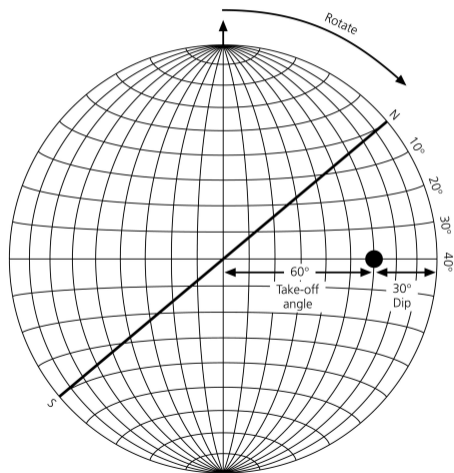
# Projection stéréographique



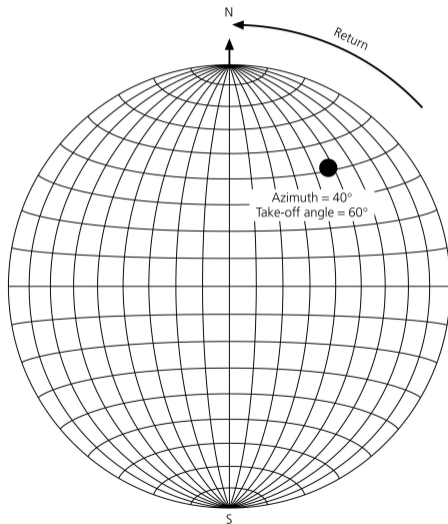
Pour un plan, tracer d'abord la trace du plan quand l'azimut est nul et ensuite tourner le plan pour lui donner la bonne valeur d'azimut.



# Projection stéréographique

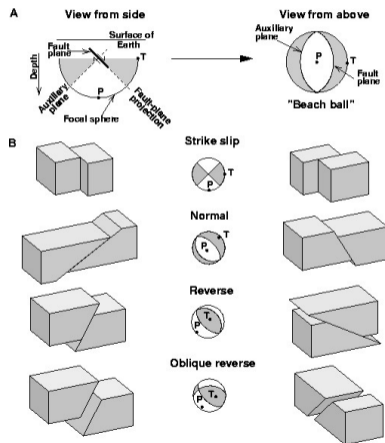


Pour noter l'angle d'incidence sur un diagramme (indispensable dans la construction d'un mécanisme au foyer), les valeurs se comptent à partir du centre.



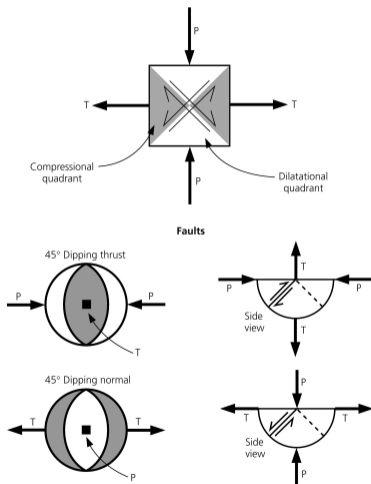
# Mécanisme au foyer

Schematic diagram of a focal mechanism



USGS [1996].

X22G010



Stein et Wysession [2003].

Sismologie

## Pression (P) / Tension (T)

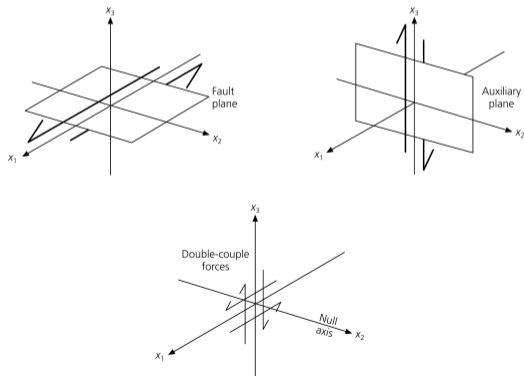
Le mécanisme au foyer traduit de manière schématique le déplacement du bloc supérieur lors d'un séisme.

Le glissement a lieu depuis la zone de **pression (P)** en blanc vers la zone de **tension (T)** en noir.

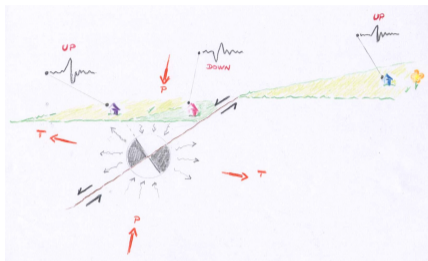
*Beach ball theory*

## Mécanisme au foyer

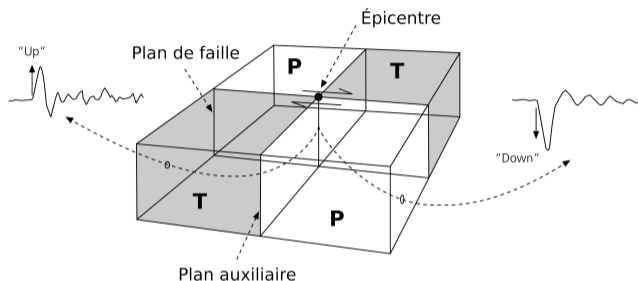
Comme le mécanisme au foyer ne reflète que l'état de contraintes produisant le séisme, il y a **toujours** deux solutions (donc ambiguïté entre le plan de faille et le plan auxiliaire). Le contexte tectonique doit pouvoir aider à faire la différence.



# Mécanisme au foyer



Le premier mouvement de l'onde *P* reflète le déplacement à la source.

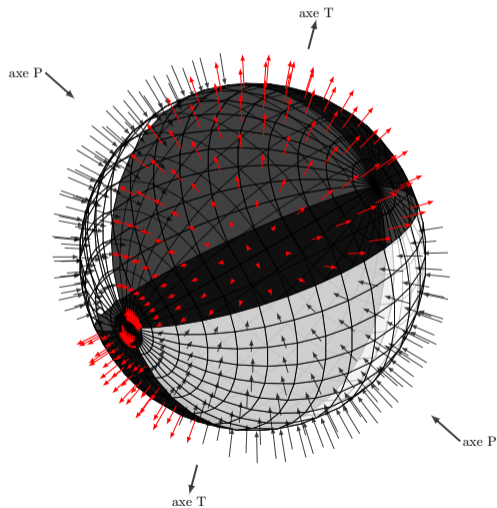


## Up and down

- Dans une zone de tension/dilatation à la source (**T**, cadran noir), un sismomètre « voit » le milieu se rapprocher, le 1<sup>er</sup> mouvement de l'onde *P* est donc vers le haut ("*up*" ou *compression* à la station) ;
- dans une zone de pression à la source (**P**, cadran blanc), un sismomètre « voit » le milieu s'éloigner, le 1<sup>er</sup> mouvement de l'onde *P* est donc vers le bas ("*down*" ou *dilatation* à la station).

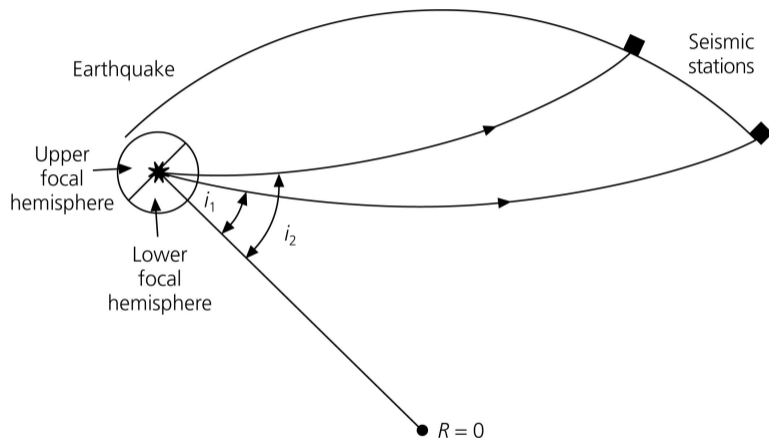


# Mécanisme au foyer en 3D

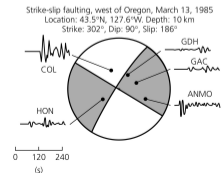
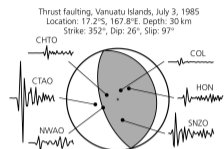


Modifiée d'après [Cyril Langlois](#).

# Mécanisme au foyer



L'azimut et l'angle d'incidence permettent de placer chaque station dans un diagramme stéréographique (représentant la demi-sphère focale inférieure) et la couleur (noir/blanc) est donnée par la polarité de l'onde  $P$  [Stein et Wysession, 2003].



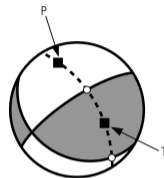
# Mécanisme au foyer

## Résumé

- Le plan de faille et le plan auxiliaire sont les deux plans nodaux ;
- le plan d'action passe par les axes P (pression) et T (tension) ;
- le plan d'action est le plan passant par les deux stries (*i. e.* traces du glissement sur chaque plan nodal) ;
- l'axe neutre<sup>a</sup> est le pôle (vecteur normal au plan) du plan d'action, il est à l'intersection des plans nodaux ;
- la strie<sup>b</sup> d'un plan se représente par un point (parfois une flèche) ;
- la strie d'un plan nodal est le pôle de l'autre, et réciproquement ;
- les axes P et T sont à  $45^\circ$  des stries ;

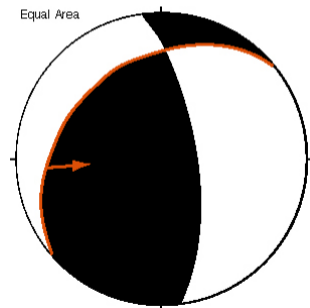
a. noté N, ne pas confondre avec le Nord

b. se dessine en remettant au Nord la trace du plan et en comptant  $\lambda$  positivement depuis le bas (ou négativement depuis le haut) le long du plan

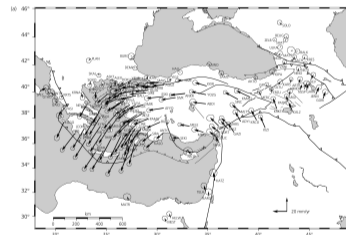
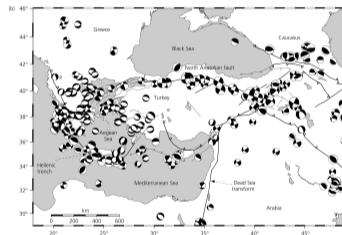
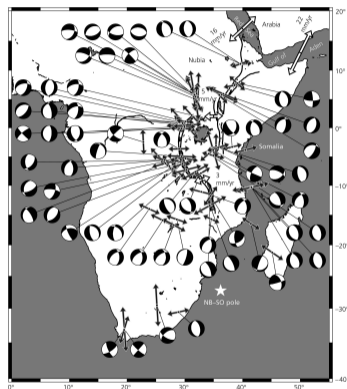


On the meridian connecting the poles, the points half-way between the nodal planes are the **P** and **T** axes

Stein et Wysession [2003].



# Liens entre mécanismes au foyer et tectonique



Les axes T sont représentés par les flèches noires [Stein et Wysession, 2003].

- Ardhuin, F., E. Stutzmann, M. Schimmel et A. Mangeney (2011). "Ocean wave sources of seismic noise". *J. Geophys. Res. : Oceans* 116(C9).
- Babuska, V. et M. Cara (1991). *Seismic anisotropy in the Earth*. Kluwer academic publishers.
- Cara, M., Y. Cansi, A. Schlupp, P. Arroucau, N. Béthoux, É. Beucler, S. Bruno, M. Calvet, S. Chevrot, A. Deboissy, B. Delouis, M. Denieul, A. Deschamps, C. Doubre, J. Fréchet, S. Godey, O. Golle, M. Grunberg, J. Guilbert, M. Haugmard, L. Jenatton, S. Lambotte, D. Leobal, C. Maron, V. Mendel, S. Merrer, M. Macquet, A. Mignan, A. Mocquet, M. Nicolas, J. Perrot, B. Potin, O. Sanchez, J.-P. Santoire, O. Sèbe, M. Sylvander, F. Thouvenot, J. Van Der Woerd et K. Van Der Woerd (2015). "SI-Hex : a new catalogue of instrumental seismicity for metropolitan France". *Bull. Soc. Géol. France* 186(1), 3–19.
- Dziewonski, A. M. et D. L. Anderson (1981). "Preliminary Reference Earth Model". *Phys. of the Earth and Planet. Int.* 25, 297–356.
- Gutenberg, B. et C. F. Richter (1954). *Seismicity of the Earth and Associated Phenomena* (2nd ed.). Princeton, N.J. : Princeton University Press.
- Hanks, T. C. et H. Kanamori (1979). "A moment magnitude scale". *J. Geophys. Res. : Solid Earth* 84(B5), 2348–2350.
- Richter, C. F. (1935, 01). "An instrumental earthquake magnitude scale". *Bull. Seismol. Soc. Am.* 25(1), 1–32.
- Shearer, P. M. (1999). *Introduction to seismology*. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Stein, S. et M. E. Wysession (2003). *An introduction to seismology, earthquakes, and Earth structure*. Oxford (UK) : Balckwell Scientific Publications. ISBN 0-86542-078-5.
- Wadati, K. (1931). "Shallow and deep earthquakes (3rd paper)". *Geophysical Magazine (Tokyo)* 4, 231–283.