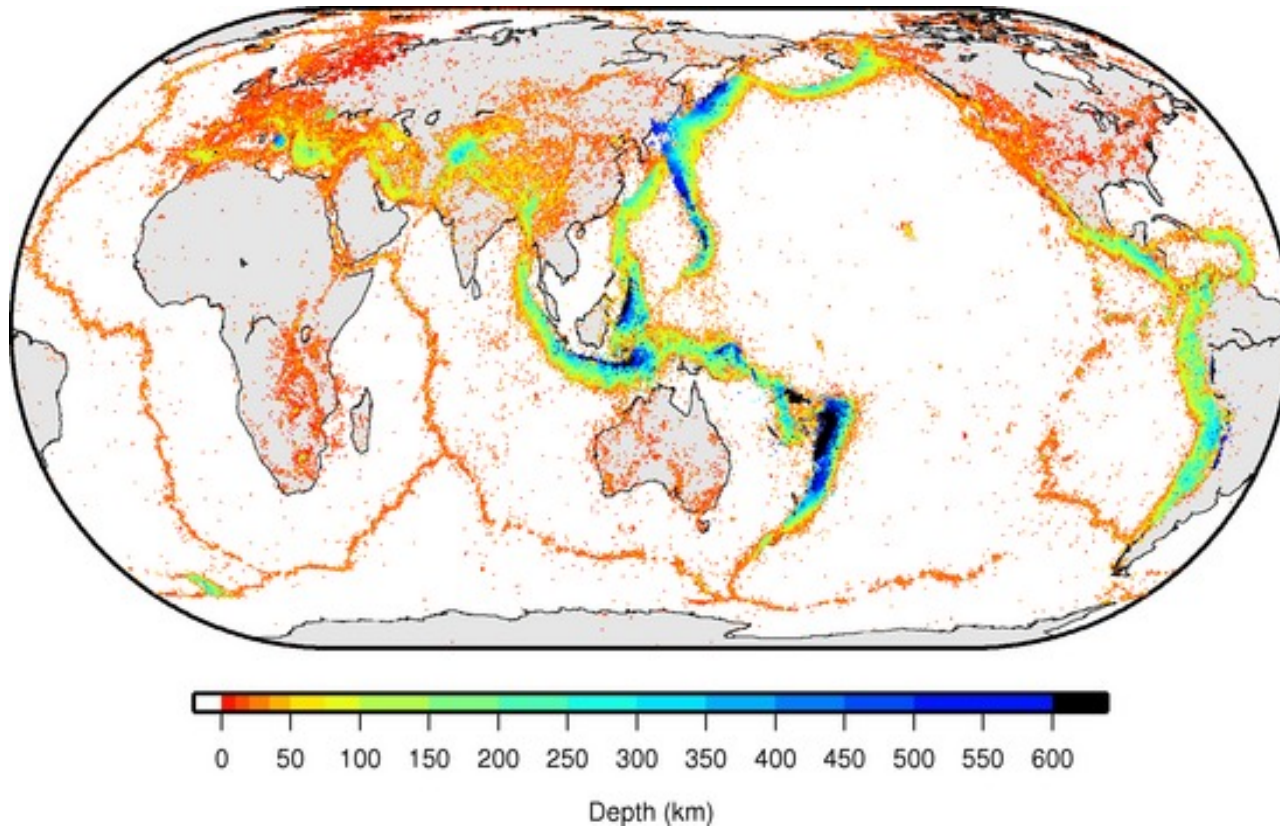


# SISMOLOGIE ET TRAITEMENT DU SIGNAL

## Localisation et Magnitude des Séismes

Sophie Peyrat

Bat 22, 4eme étage, [sophie.peyrat@umontpellier.fr](mailto:sophie.peyrat@umontpellier.fr)



ISC loc: 1964-présent  
 98% de la sismicité se produit  
 en limite de plaque tectonique

## Pourquoi localiser et déterminer la magnitude?

À court terme:

- Evaluation des dégâts probables, préparation des secours, évacuation des bâtiments....
- Mise en alerte (tsunami)

A long terme:

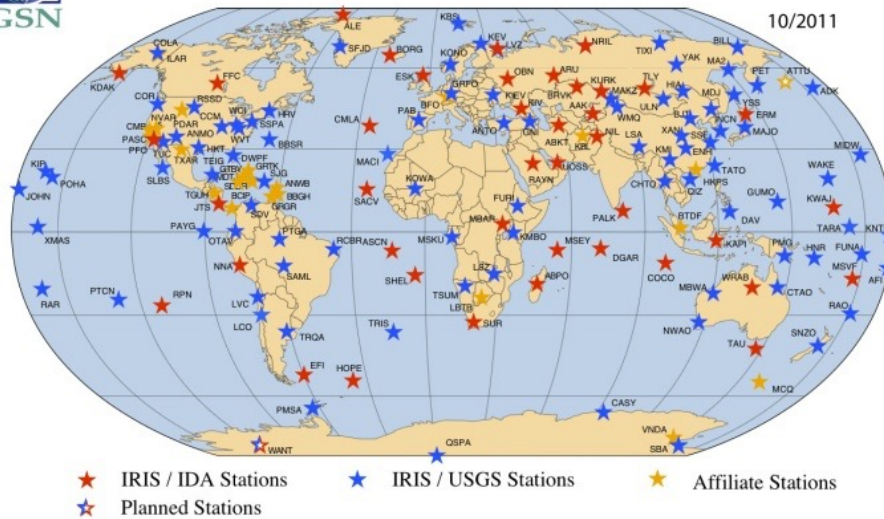
- Identifier les zones actives (recherche + aléa)
- Profondeur -> géométrie des structures
- Comprendre la dynamique terrestre



# Quels réseaux pour localiser les séismes ?

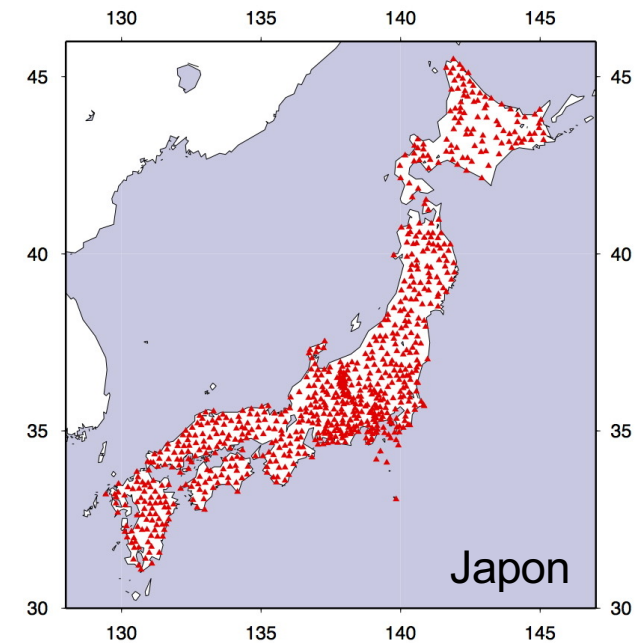


GLOBAL SEISMOGRAPHIC NETWORK



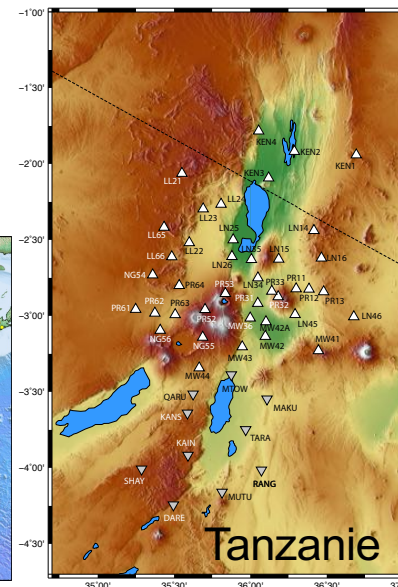
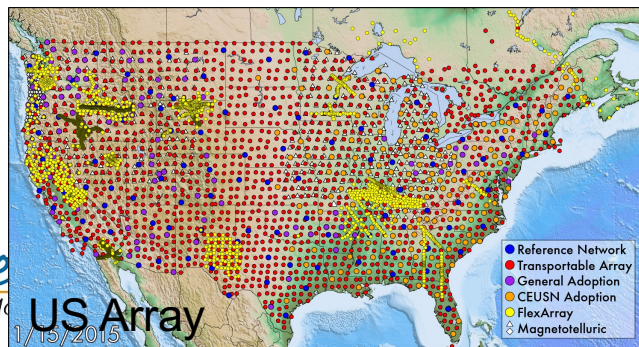
Réseaux mondiaux permanents

- internationaux
- nationaux

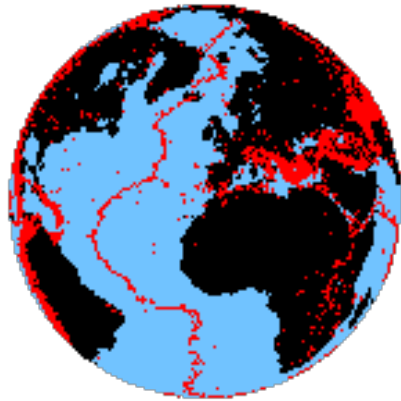


Réseaux temporaires

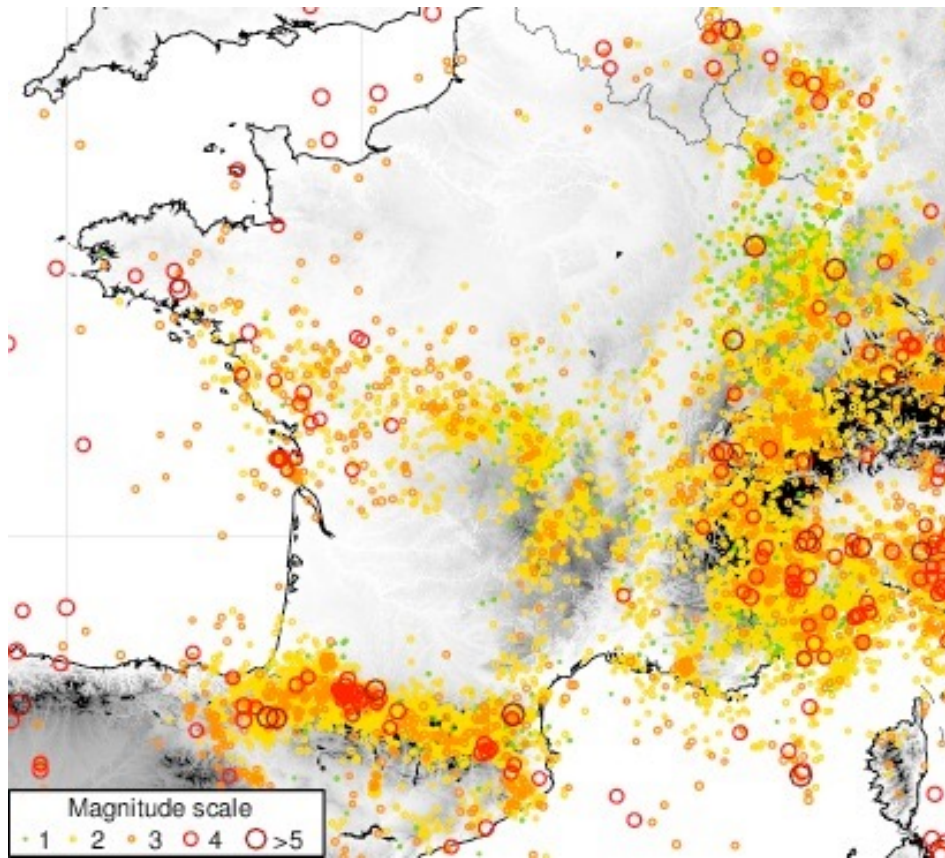
- 1 à 2 ans
- + ou - étendus



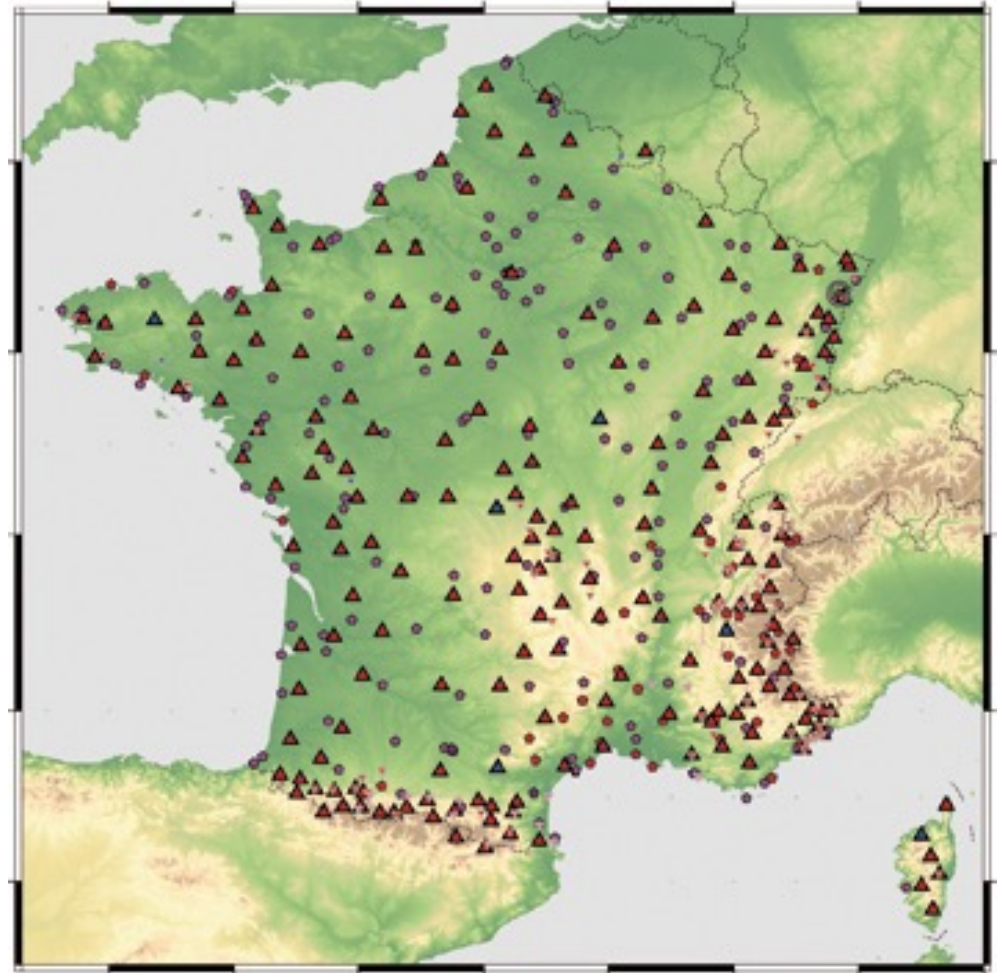




Sismicité



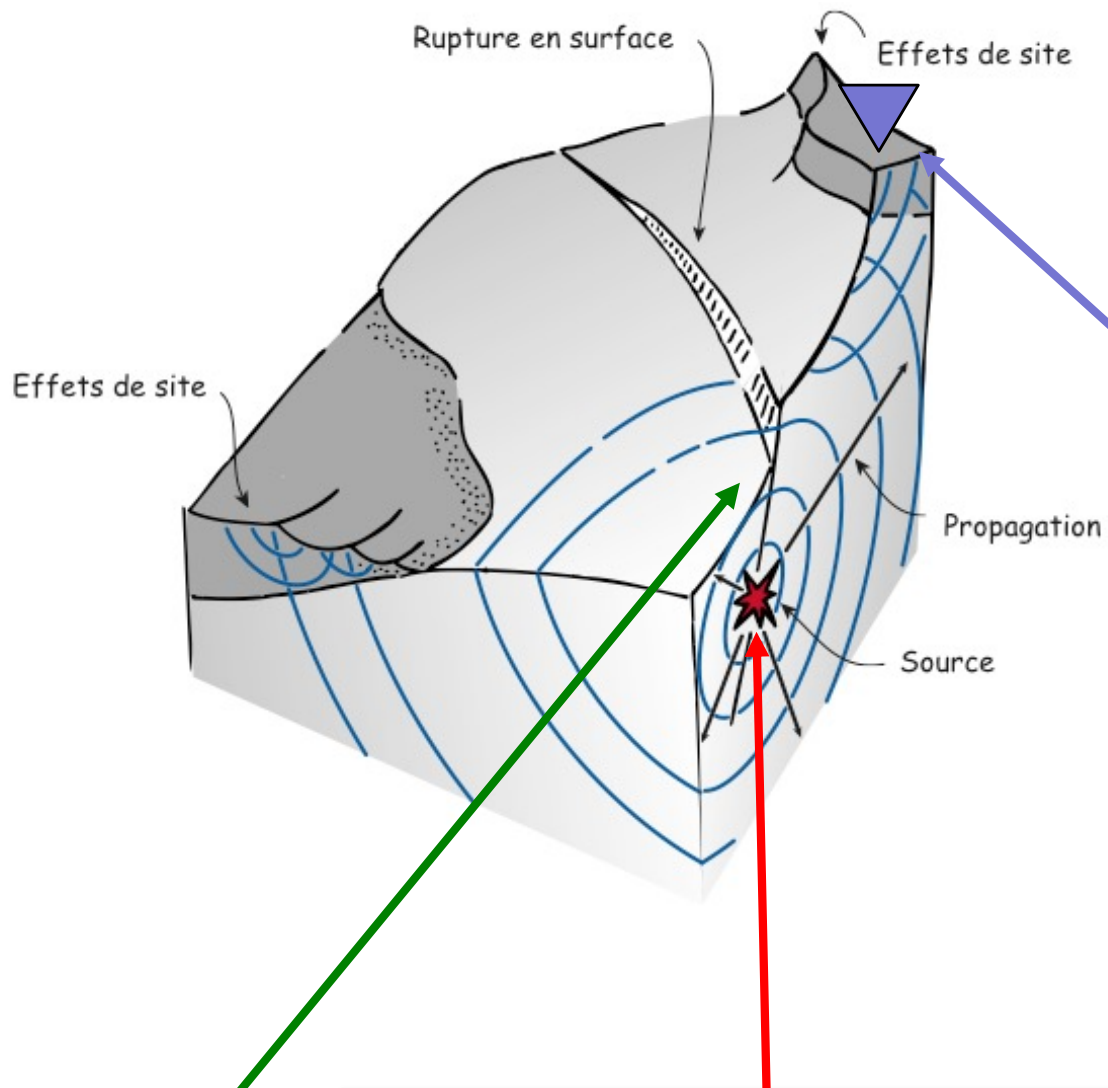
Projet RESIF-EPOS



Projet Resif - horizon 2020







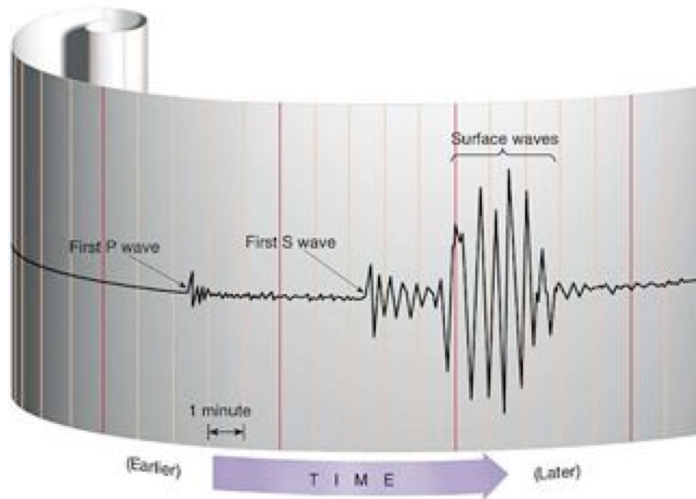
La **STATION** :  
Les signaux enregistrés sont la  
combinaison d'effets liés :

- Source
- Propagation des ondes
- Effets de sites
- Instrument

Le **FOYER (ou Hypocentre)** est le point sur la faille où s'initie le séisme.

**L'ÉPICENTRE** est la projection sur la surface du sol de l'hypocentre.

# Ondes sismiques



P (PREMIÈRES ONDES): Ondes de Compression

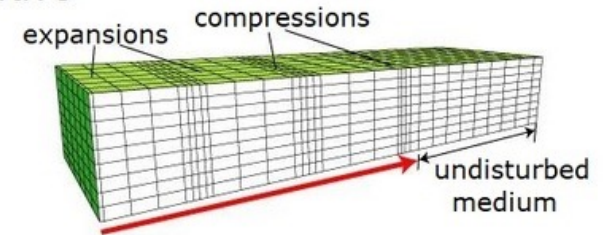
S (ONDES SECONDAIRES): Ondes de cisaillement

LOVE : 3ème ondes à arriver  
Mvt perpendiculaire à  
la propagation.

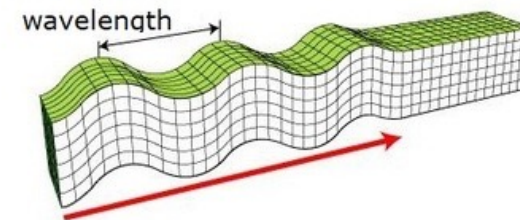
RAYLEIGH : les plus lentes  
Mvt elliptique rétrograde

## Ondes de volumes (P et S) Ondes de surface (L et R)

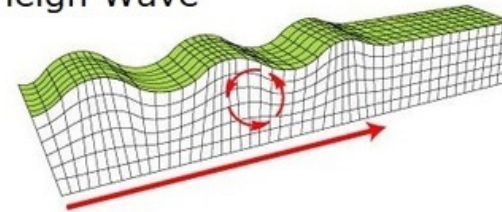
P wave



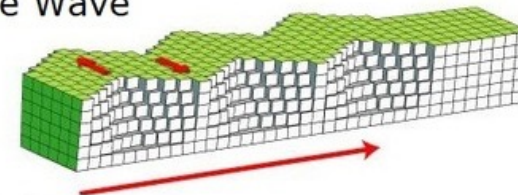
S Wave



Rayleigh Wave

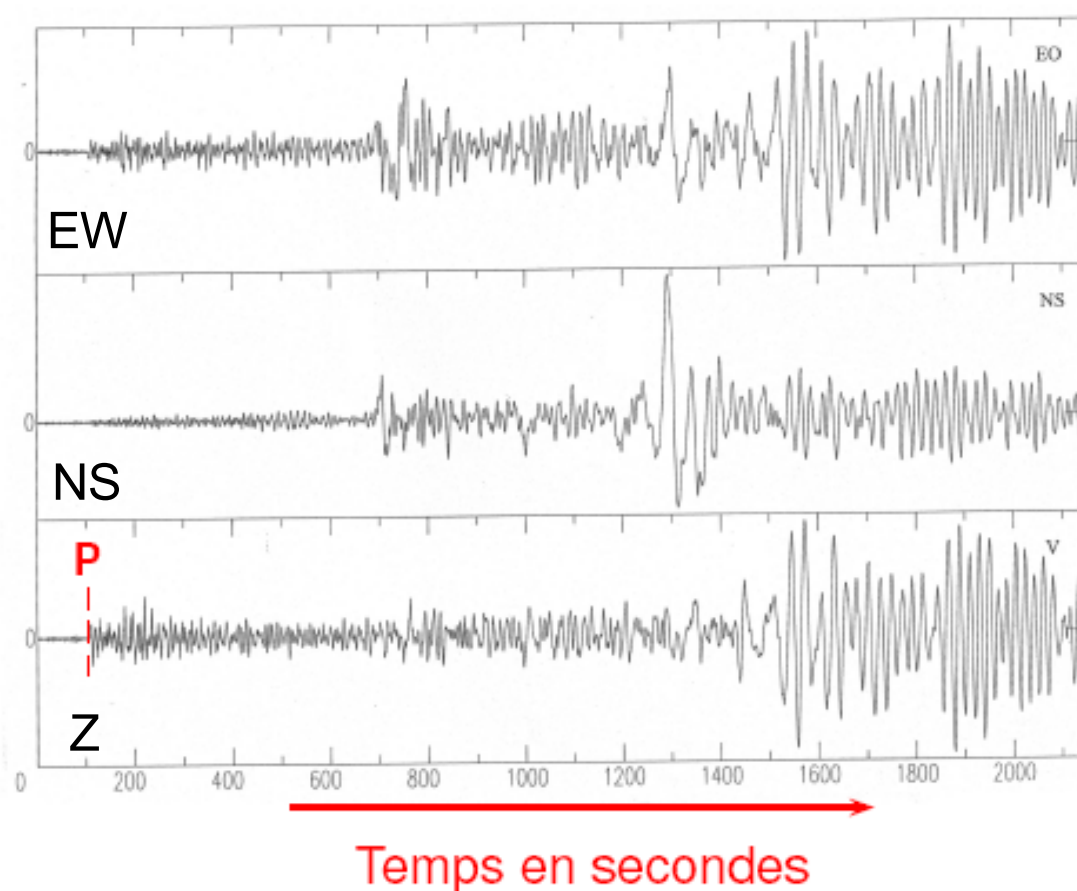


Love Wave



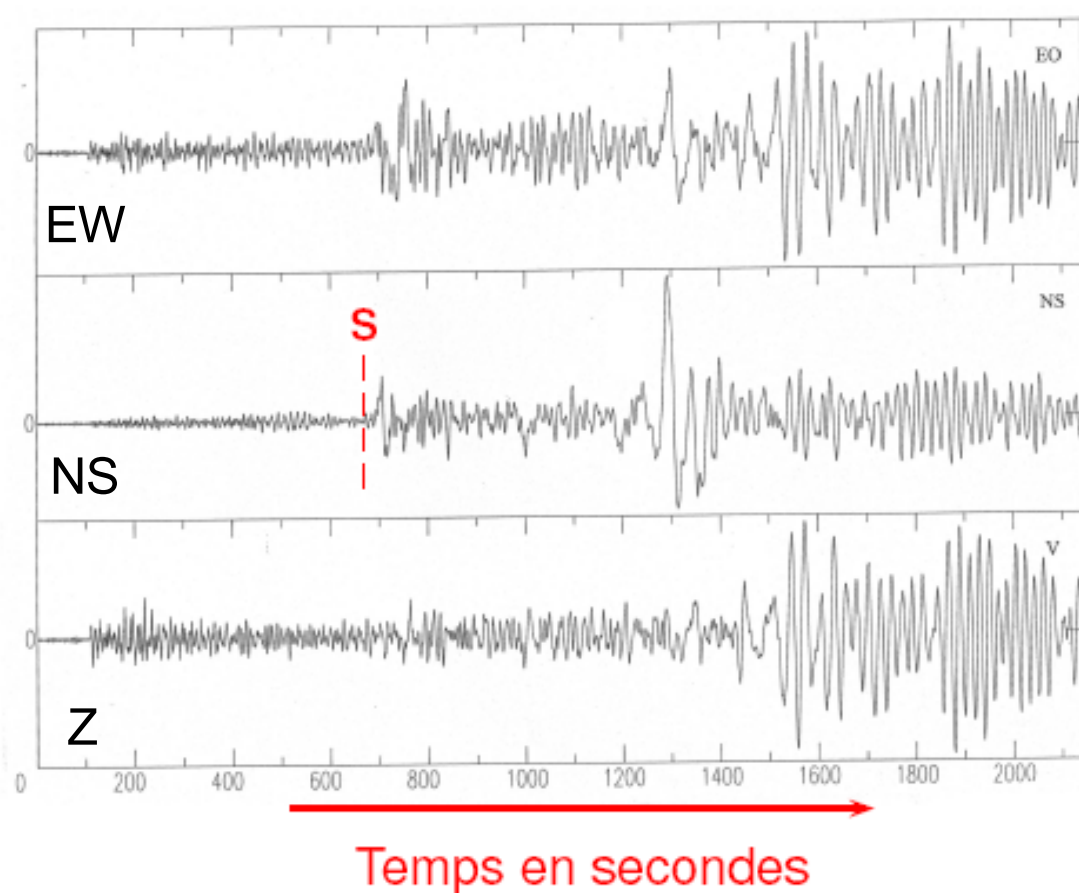


# Identification des ondes



- Meilleure lecture sur la verticale
- Première arrivée en temps
- Contenu haute fréquence ~1 Hz (1s)

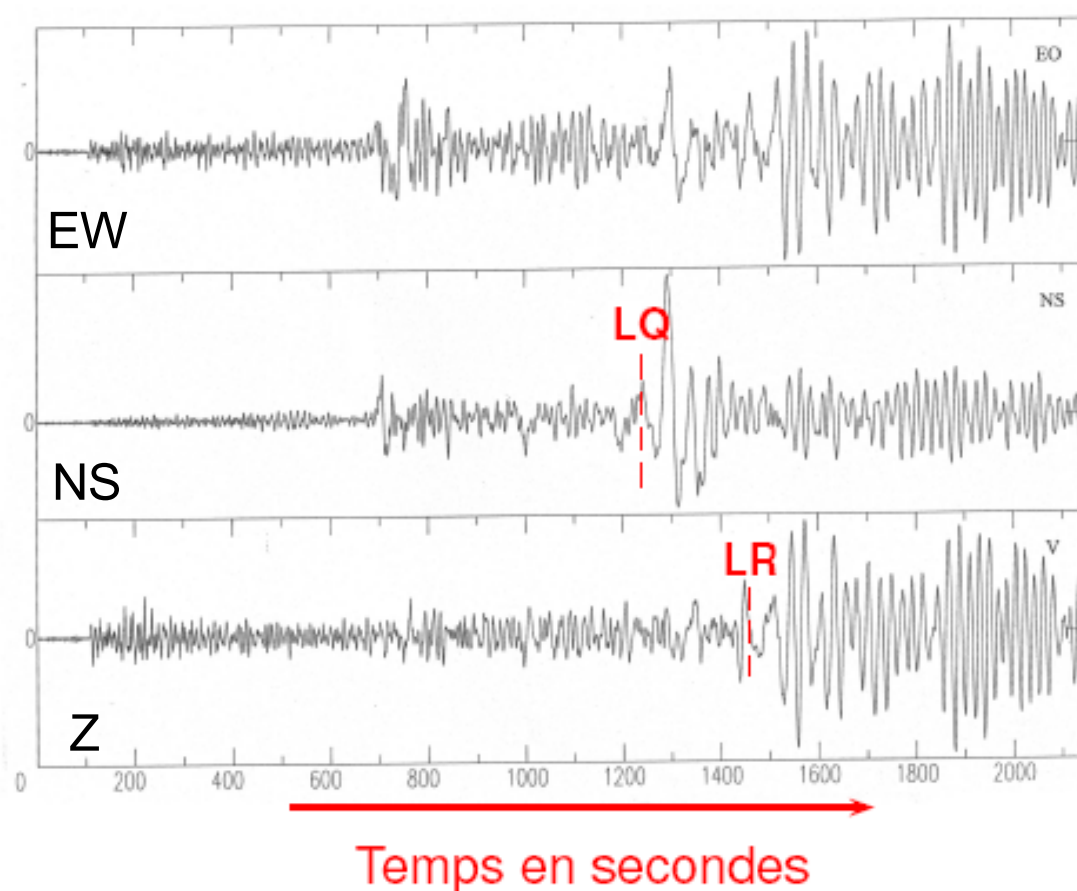
# Identification des ondes



- Meilleure lecture sur les horizontales
- Arrivée après l'onde P
- Contenu haute fréquence plus bas  $\sim 0.25$  Hz (4s)

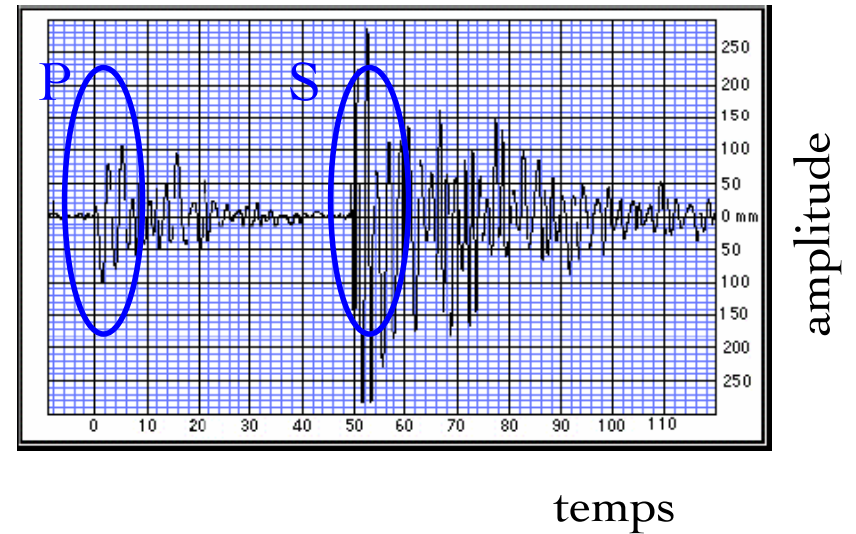
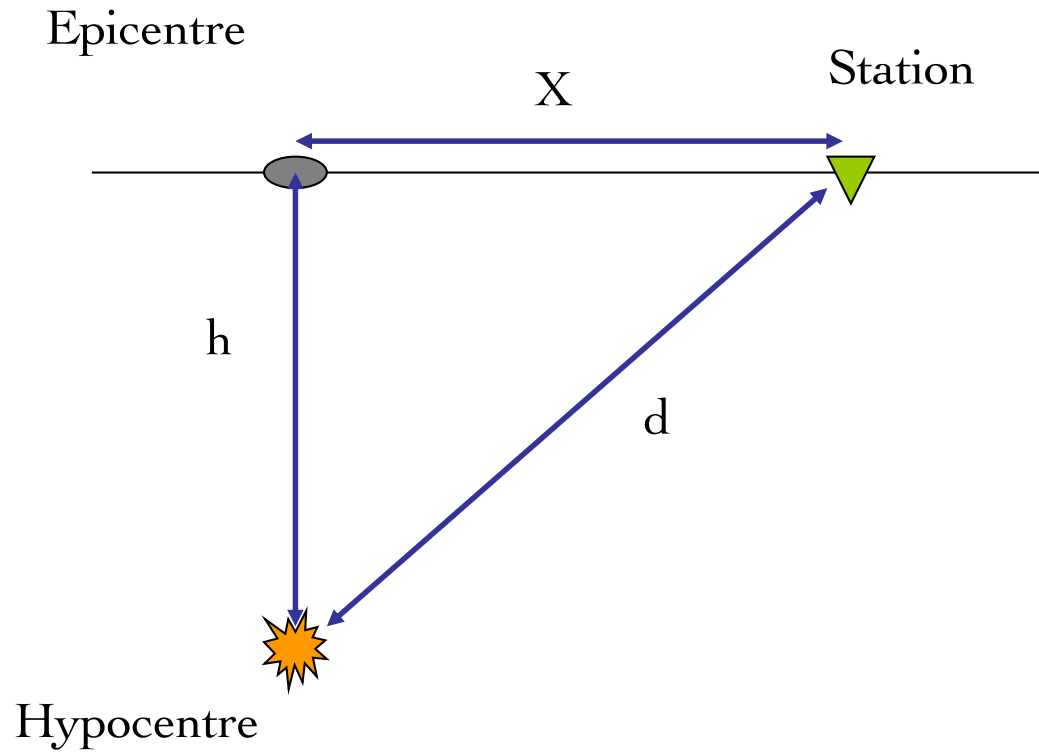


# Identification des ondes



- Lecture sur la verticale pour Rayleigh (LR) sur les horizontales pour Love (LQ)
- Les ondes de Love arrivent avant les Rayleigh
- Contenu basse fréquence  $\sim 0.1$  Hz (10s)

# Localisation d'un séisme



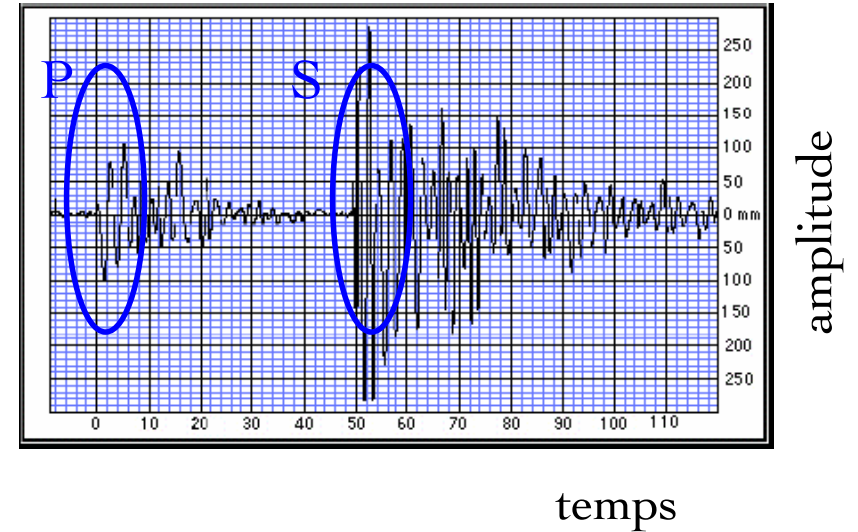
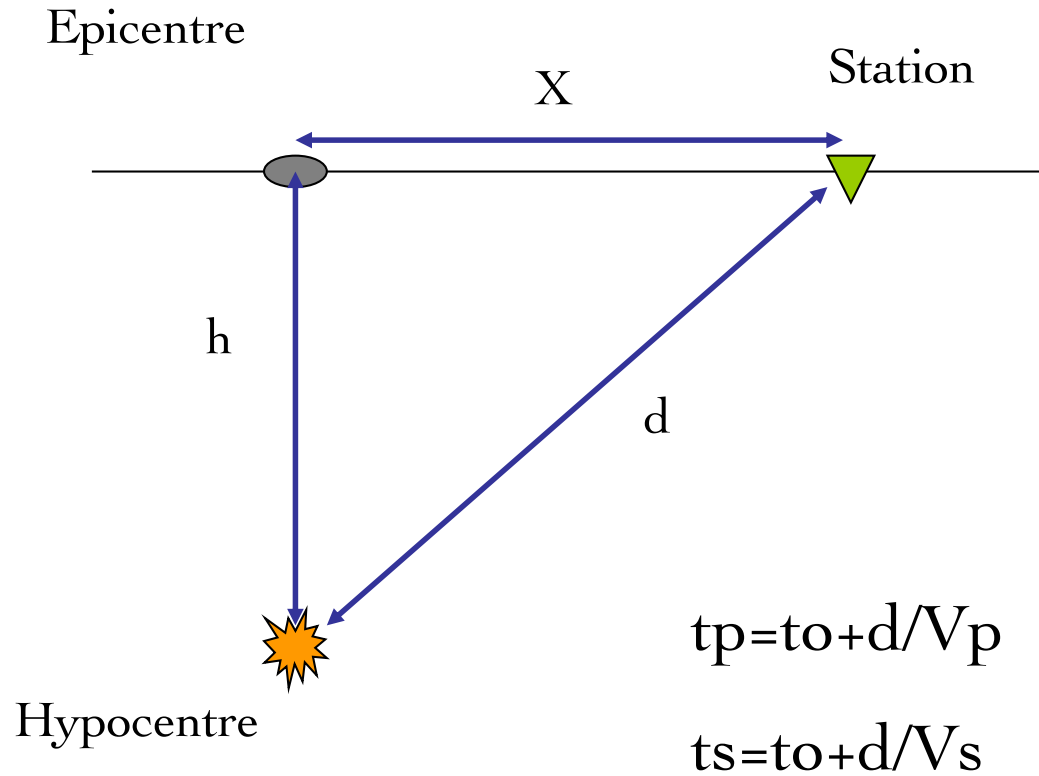
On cherche d...

Que mesure-t-on ?

Que sait-on ?



# Localisation d'un séisme



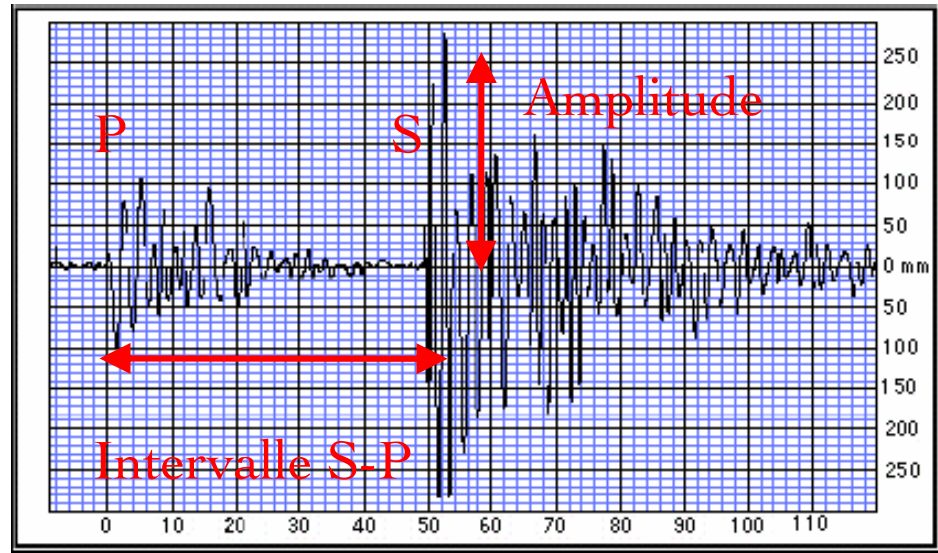
4 inconnues: latitude, longitude, profondeur, temps origine



En pratique: 3 écarts ( $t_s - t_p$ )

# Localisation d'un séisme

$$d = \frac{(t_S - t_P)}{\left(\frac{1}{V_S} - \frac{1}{V_P}\right)}$$

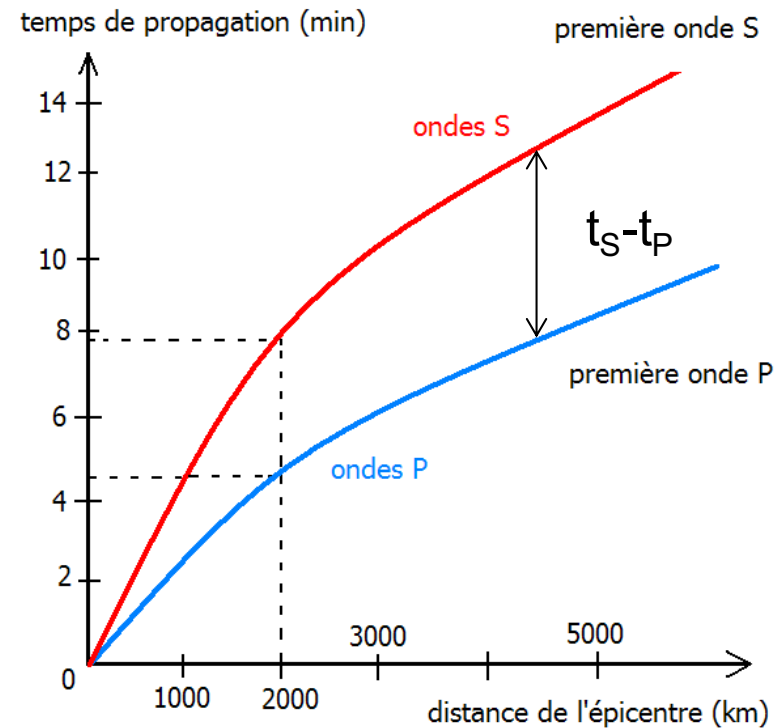
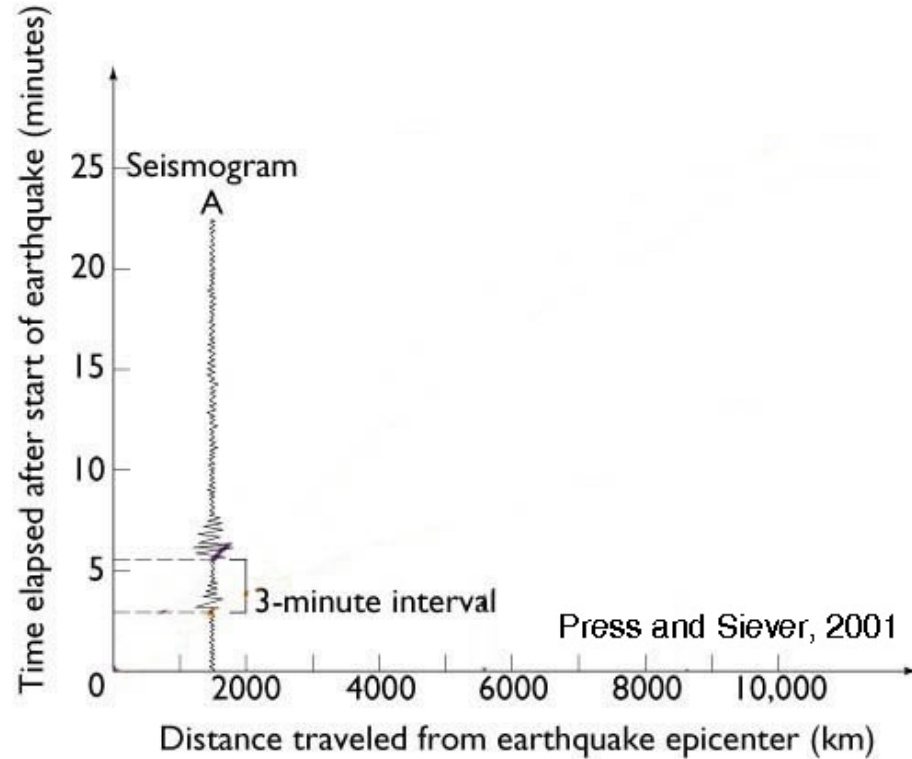


temps

$d_{\text{km}} = \text{cte.} \cdot (t_s - t_p)_{\text{sec}}$  avec  $\text{cte} = 3.5 \text{ à } 8.2$



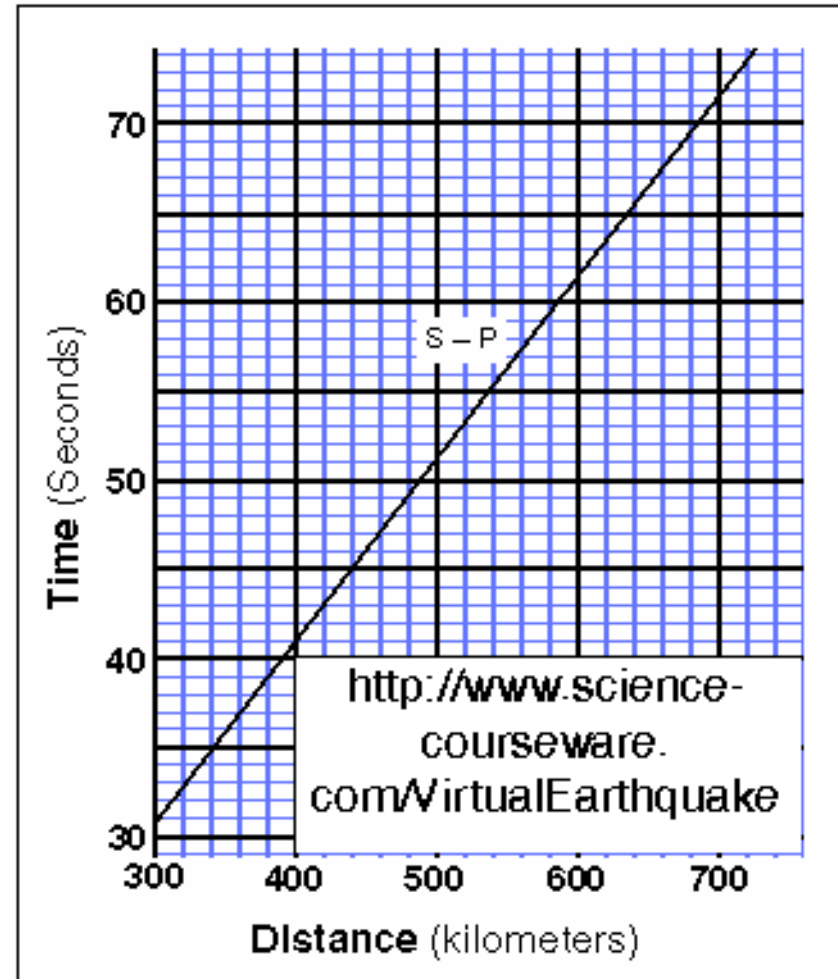
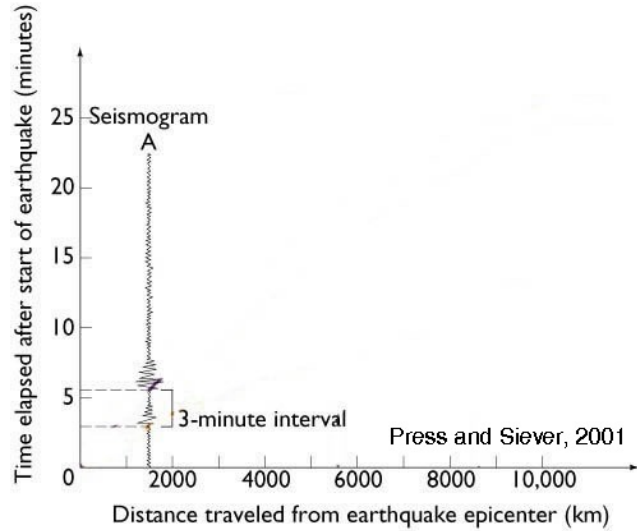
# Localisation d'un séisme



Le temps  $t_S - t_P$  augmente avec la distance épacentrale

Quand les vitesses ne sont pas connues, on utilise pour déterminer  $d$ , des abaques, c'est-à-dire des courbes établies expérimentalement permettant graphiquement et rapidement d'obtenir une valeur.

# Localisation d'un séisme

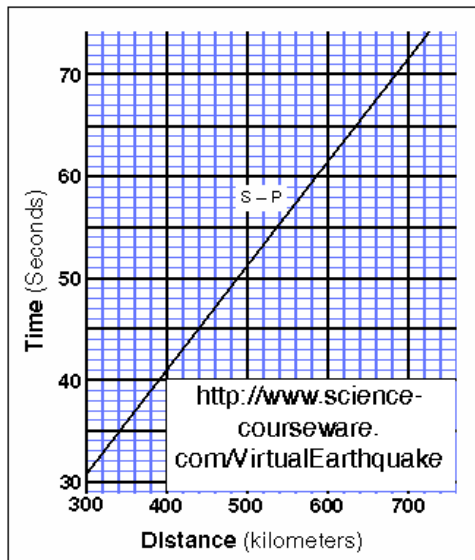
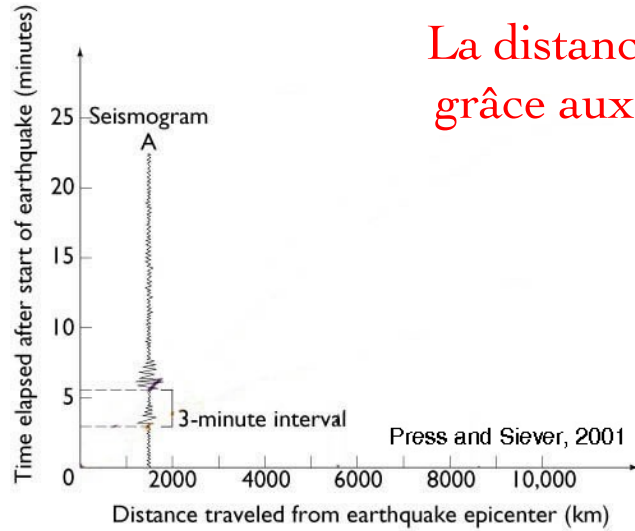
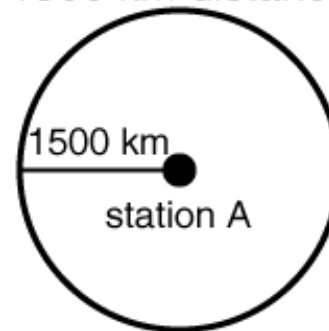


Distances Régionale

# Localisation d'un séisme

La distance est calculée,  
grâce aux hodochrones

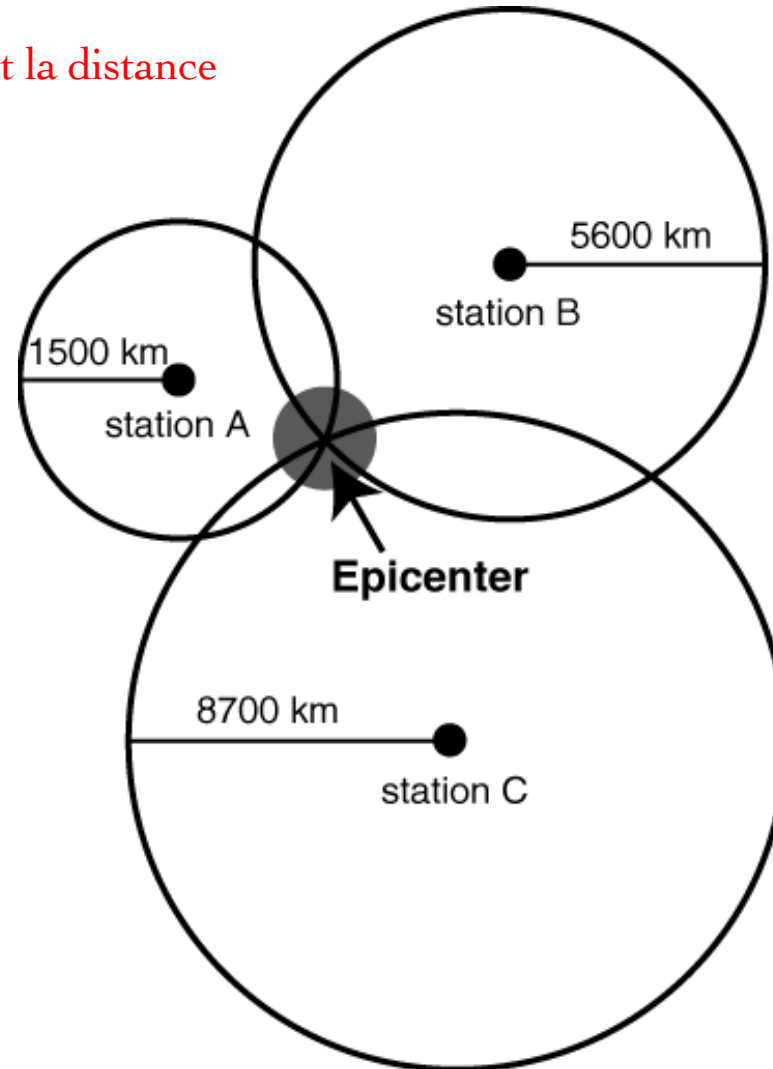
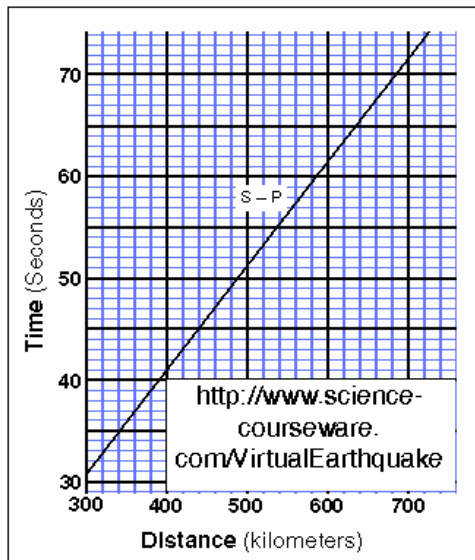
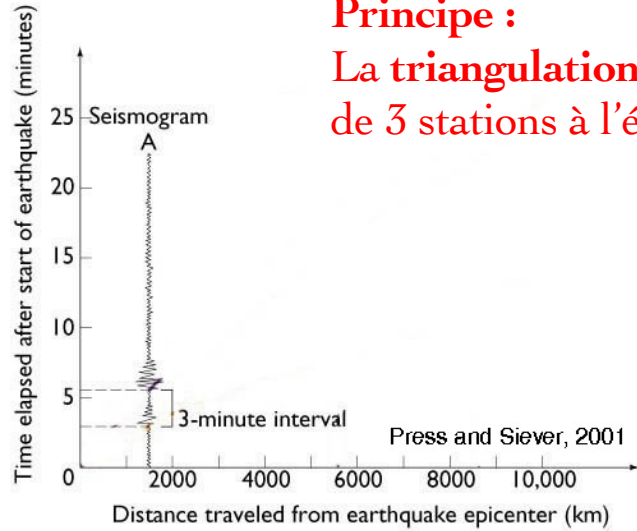
3 minutes P-S time =  
1500 km distance



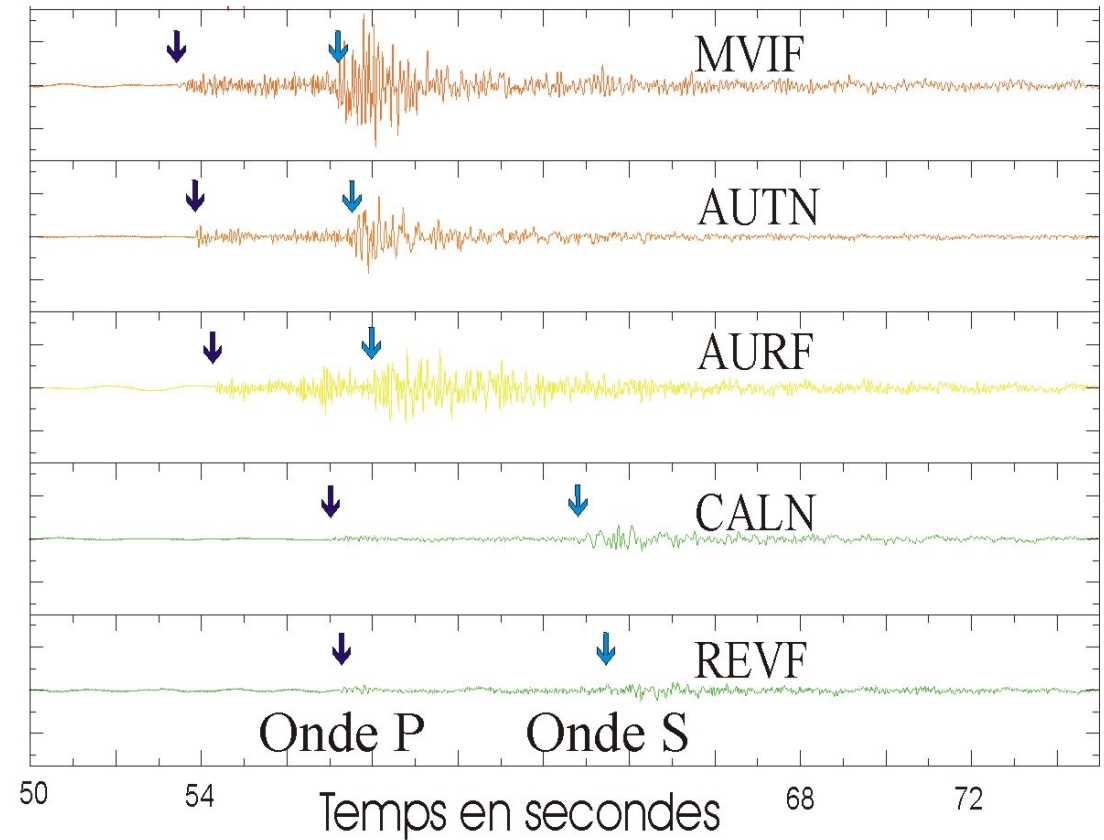
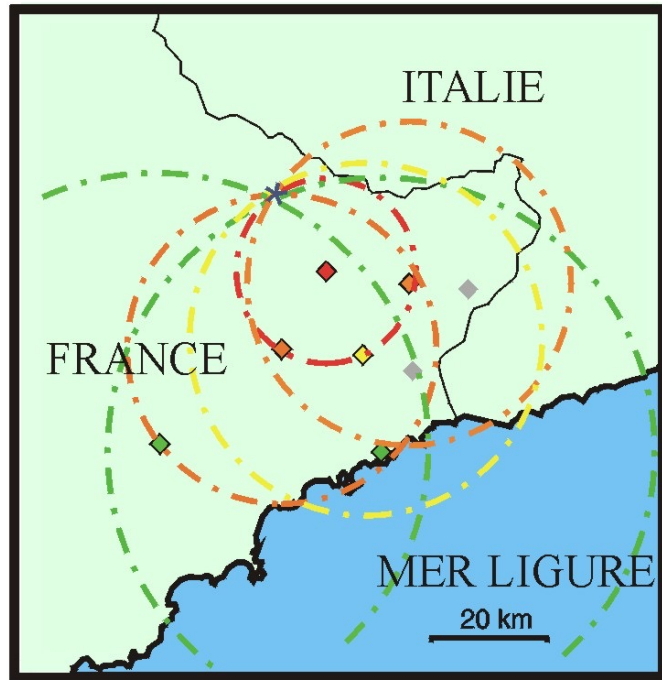


# Localisation d'un séisme

**Principe :**  
La triangulation, en évaluant la distance de 3 stations à l'épicentre.



# Exemple de localisation d'un séisme de la région niçoise



# Localisation d'un séisme

## Méthode des hyperboles

- 3 stations minimum
- Ondes P uniquement

$$\begin{array}{l} t_1 = t_0 + d_1/V_p \\ t_2 = t_0 + d_2/V_p \end{array} \quad \longrightarrow \quad d_2 - d_1 = (t_2 - t_1) \cdot V_p = \text{cste}$$

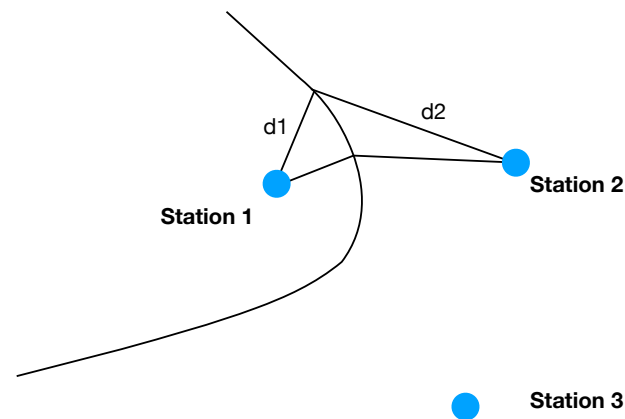


# Localisation d'un séisme

## Méthode des hyperboles

- 3 stations minimum
- Ondes P uniquement

$$\begin{aligned} t_1 &= t_0 + d_1/V_p \\ t_2 &= t_0 + d_2/V_p \end{aligned} \quad \Rightarrow \quad d_2 - d_1 = (t_2 - t_1) \cdot V_p = \text{cste}$$

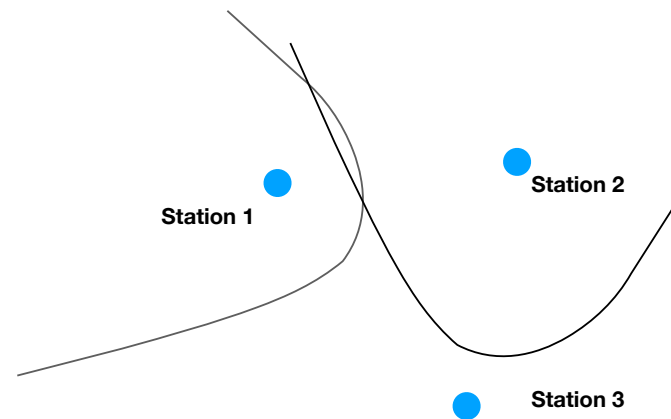


# Localisation d'un séisme

## Méthode des hyperboles

- 3 stations minimum
- Ondes P uniquement

$$\begin{aligned} t_1 &= t_0 + d_1/V_p \\ t_2 &= t_0 + d_2/V_p \end{aligned} \quad \Rightarrow \quad d_2 - d_1 = (t_2 - t_1) \cdot V_p = \text{cste}$$

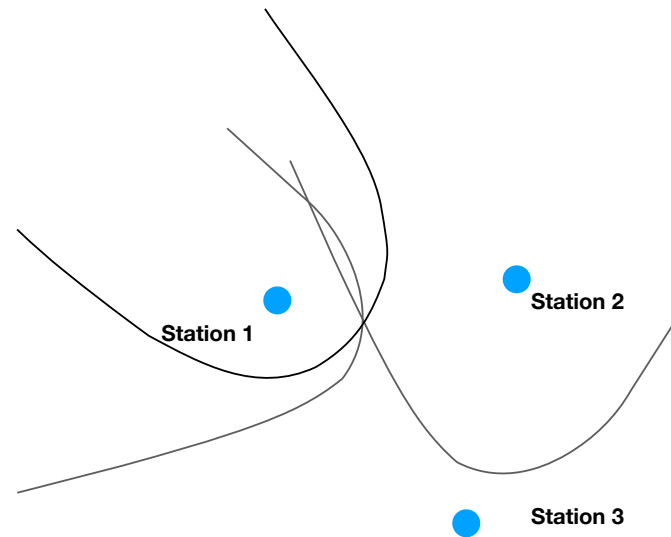


# Localisation d'un séisme

## Méthode des hyperboles

- 3 stations minimum
- Ondes P uniquement

$$\begin{aligned} t_1 &= t_0 + d_1/V_p \\ t_2 &= t_0 + d_2/V_p \end{aligned} \quad \longrightarrow \quad d_2 - d_1 = (t_2 - t_1) \cdot V_p = \text{cste}$$

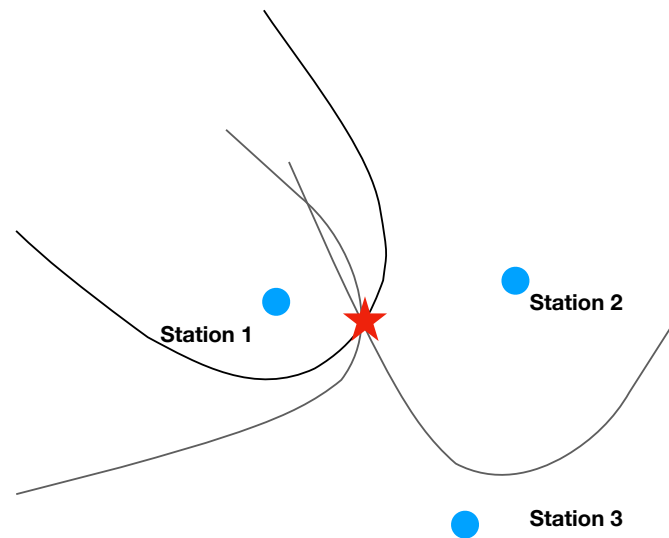


# Localisation d'un séisme

## Méthode des hyperboles

- 3 stations minimum
- Ondes P uniquement

$$\begin{aligned} t_1 &= t_0 + d_1/V_p \\ t_2 &= t_0 + d_2/V_p \end{aligned} \quad \longrightarrow \quad d_2 - d_1 = (t_2 - t_1) \cdot V_p = \text{cste}$$

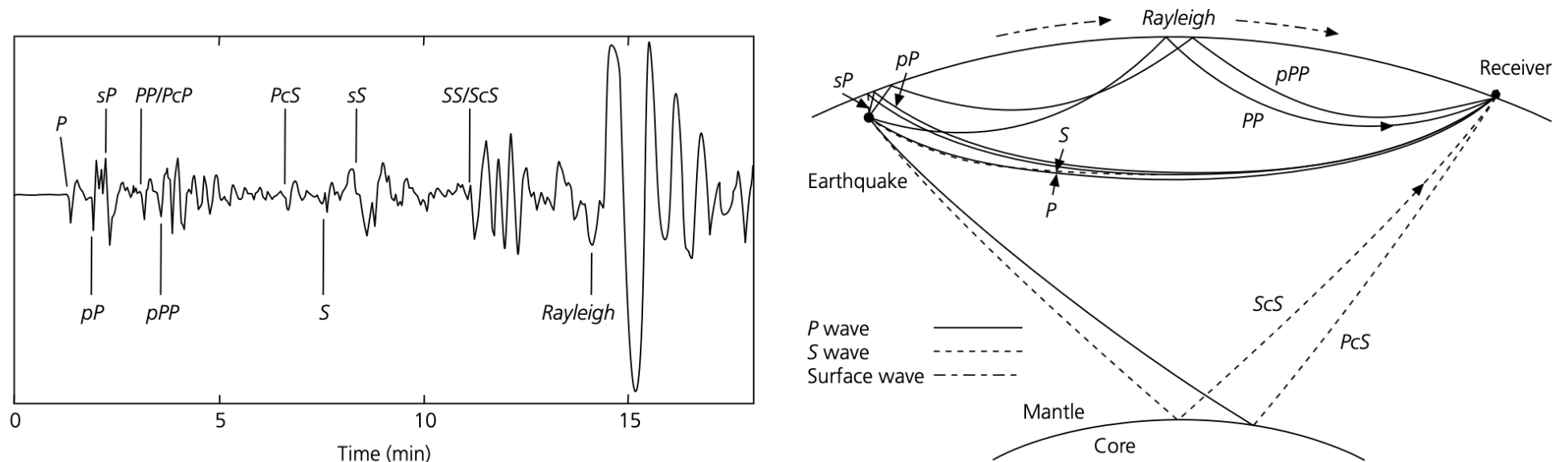




# Localisation d'un séisme

## Estimation de la profondeur :

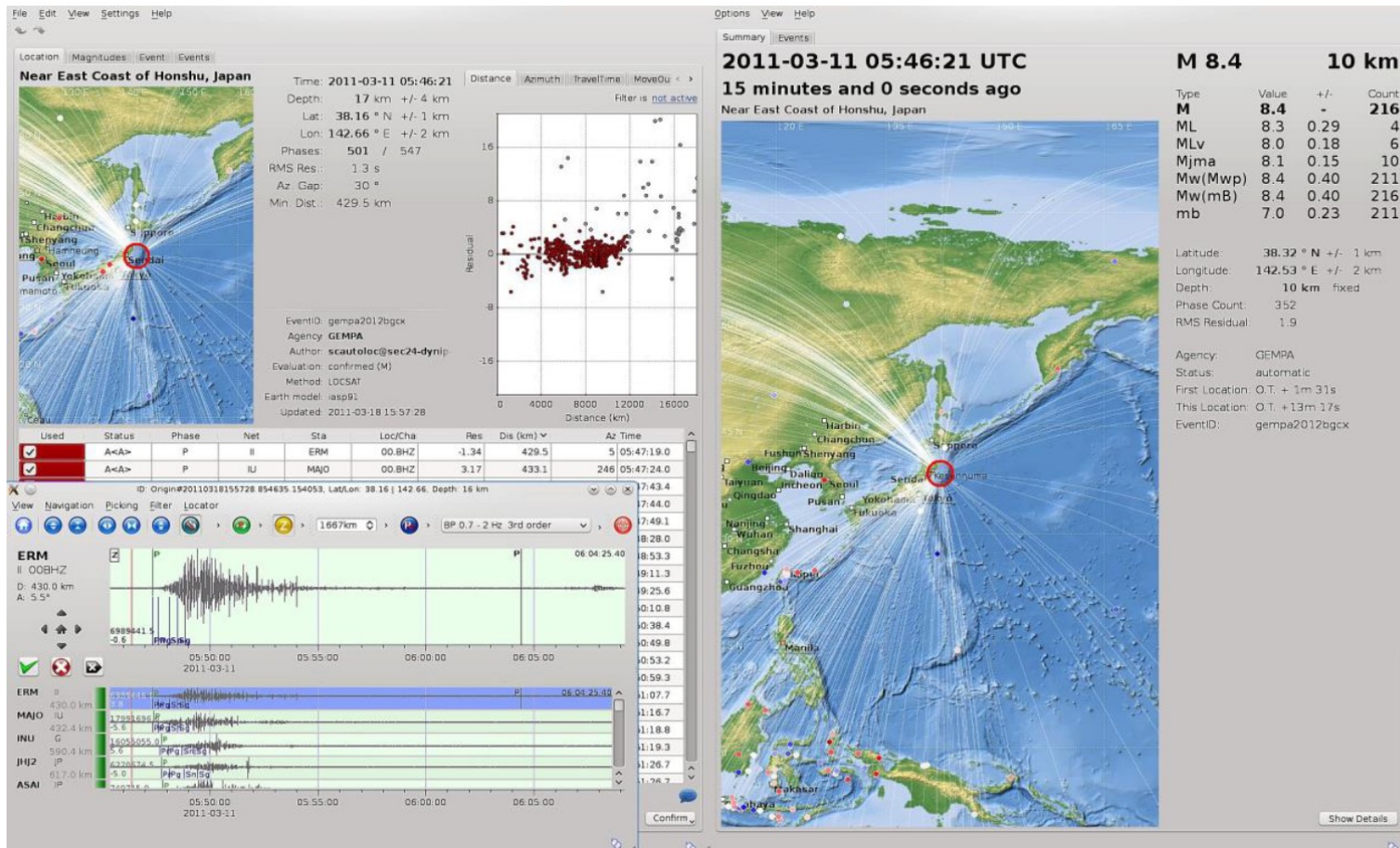
- Nécessite des phases de profondeur (pP, PP)
- $t_{pP} - t_p$  varie peu avec la distance mais beaucoup avec la profondeur
- Utilisation des tables ou des modèles de Terre (grande échelle ou petites échelles)
- Très mauvaise précision



**Fig. 1.1-3** *Left:* Long-period vertical component seismogram at Golden, Colorado, from an earthquake in Colombia (July 29, 1967), showing various seismic phases. The distance from earthquake to station is  $44^\circ$ . *Right:* Ray paths for the seismic phases labeled on the seismogram.

# Localisation d'un séisme

Méthodes actuelles: inversion des tps d'arrivées, voir des formes d'ondes



**Fig. 11.51** SeisComP3 screenshots of an authentic playback from the Tohoku earthquake on March 11, 2011. **Left side**: Screenshot from the SC3 module to review/revise hypocenter solutions; **right side** shows the event summary view (Figure by courtesy of B. Weber).

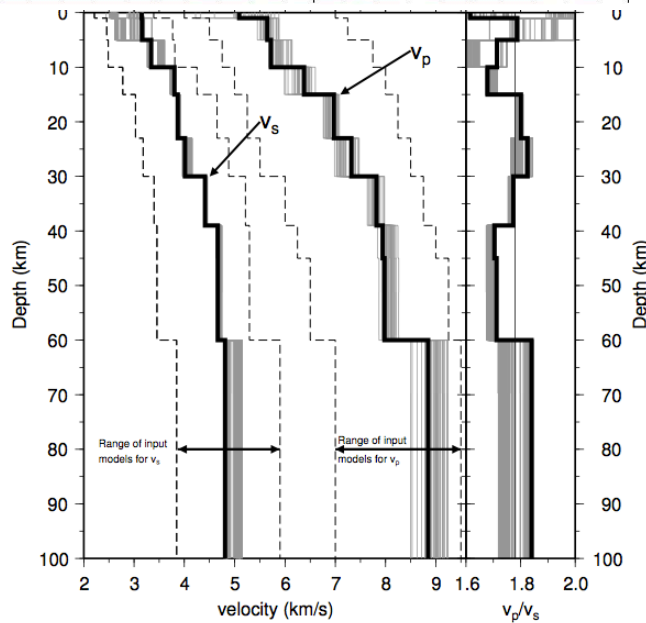
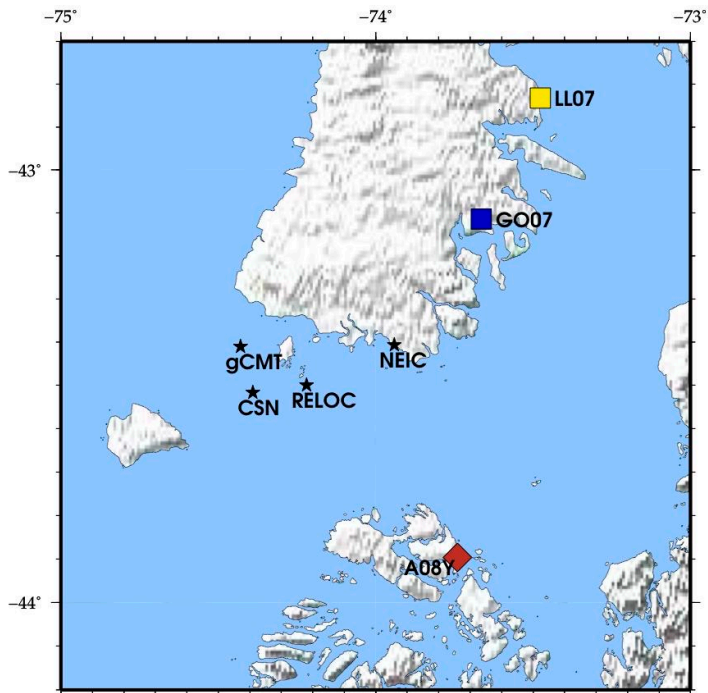
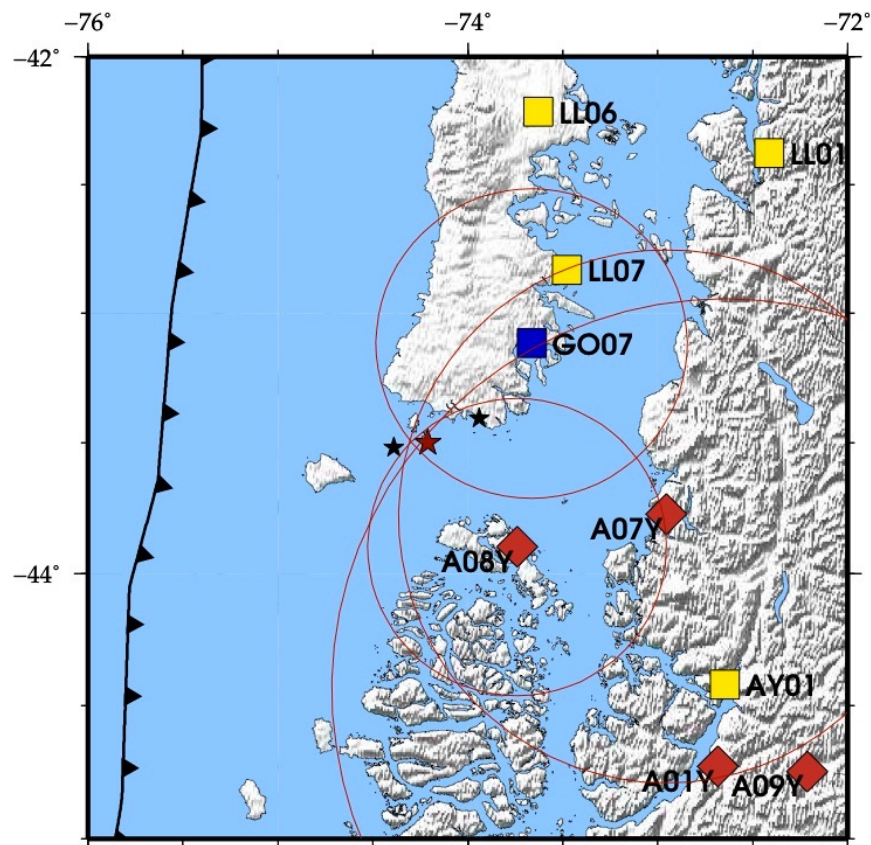


Figure 5.2: Resulting minimum 1-D velocity model (LANGE et al., 2007). Models that fit the data equally well (best 3%) are plotted in grey. Range of input models for P and S velocity covering the velocity space between the two dashed lines. On the right, final  $v_p/v_s$  ratios are shown.

Localisation CSN (-43.517, -74.391, 28 km) et USGS différentes

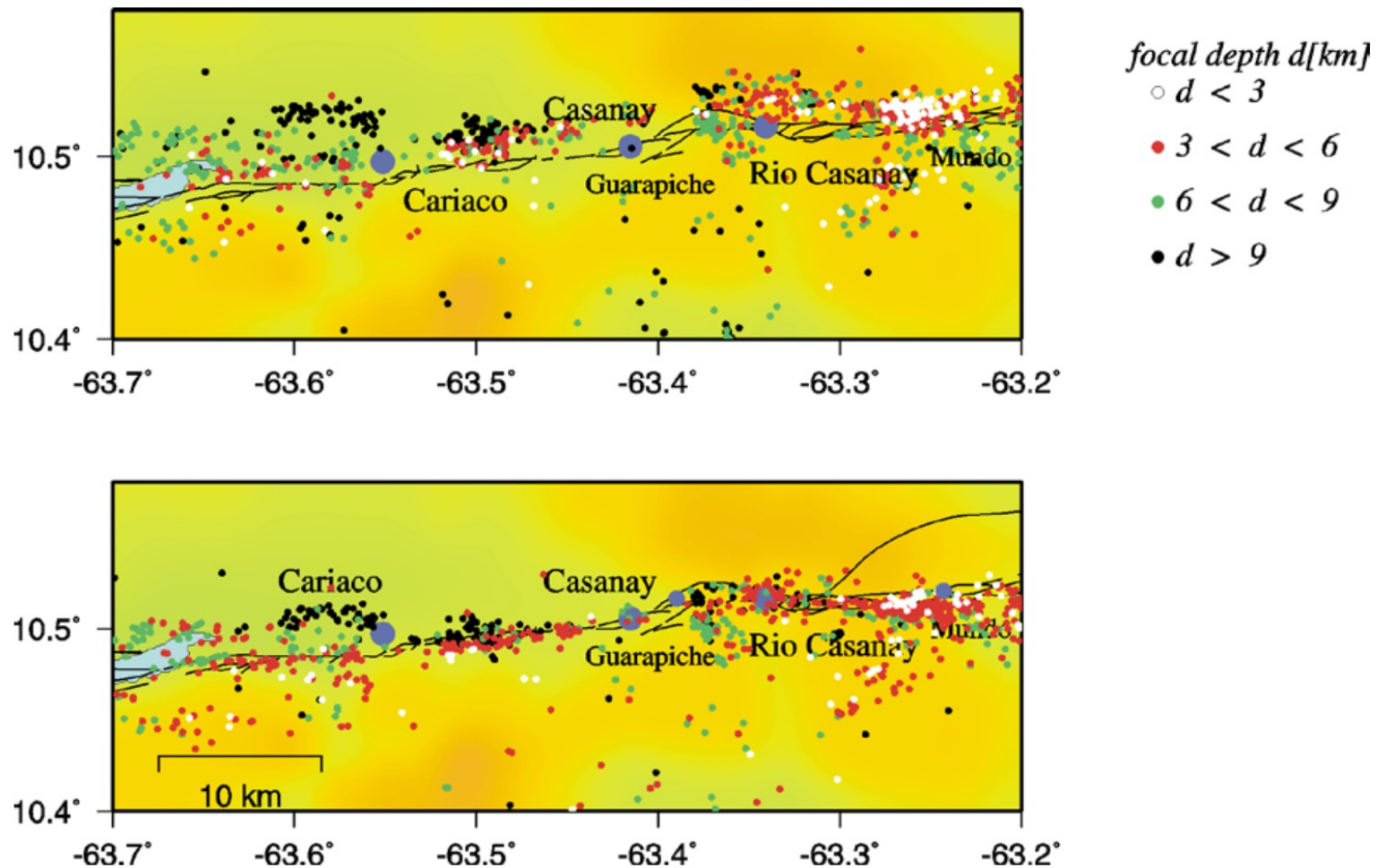
Relocalisation with Seiscomp4 and Hypo71  
 -> -43.50, -74.21, 25km



$V_p=6.3$  km/s,  $V_s=3.6$  km/s

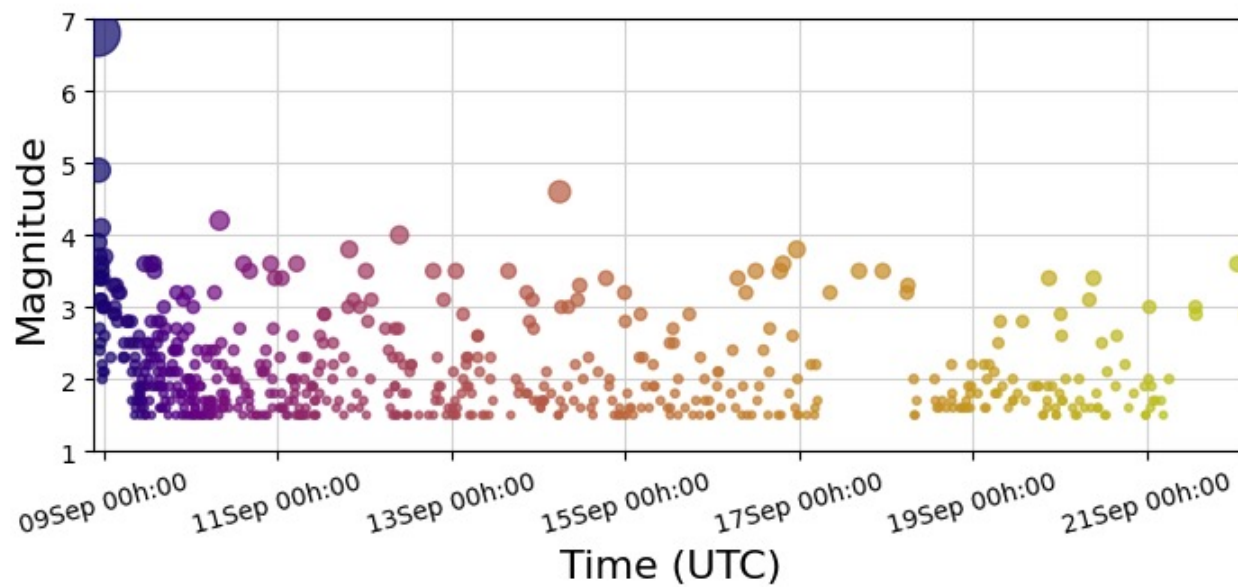
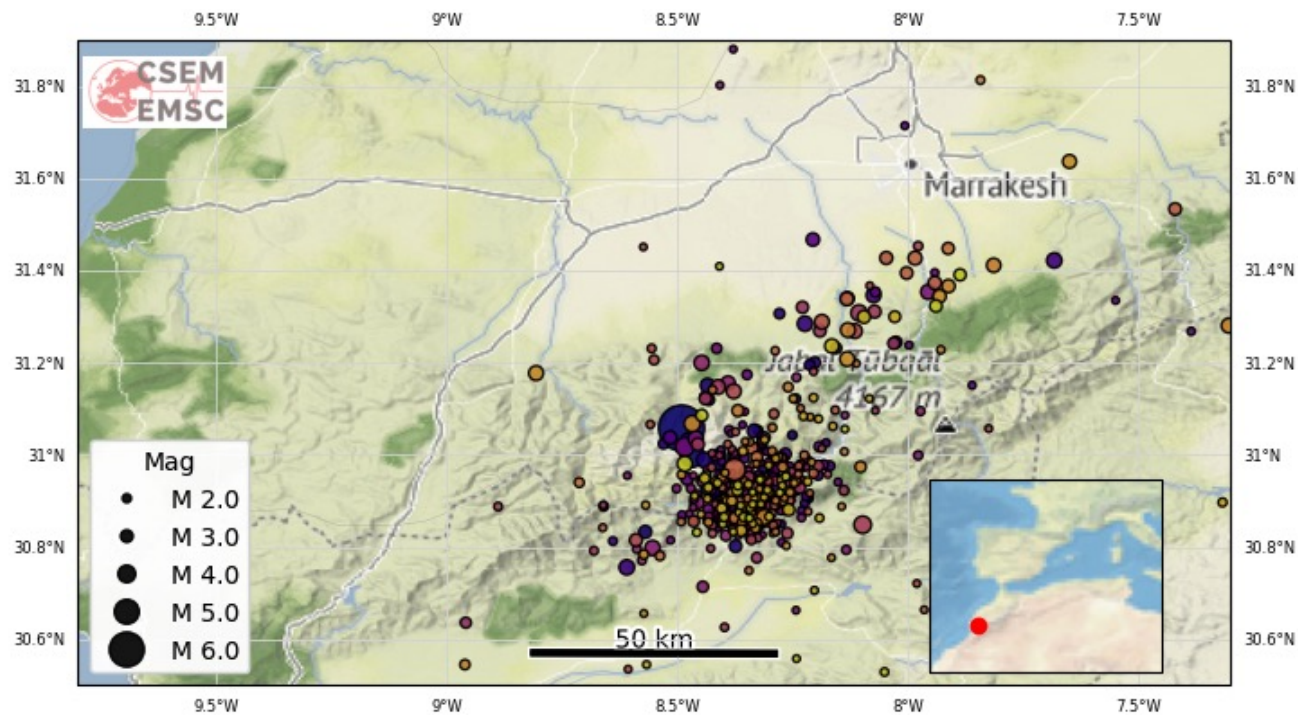


Importance d'une bonne localisation -> bon modèle de vitesse

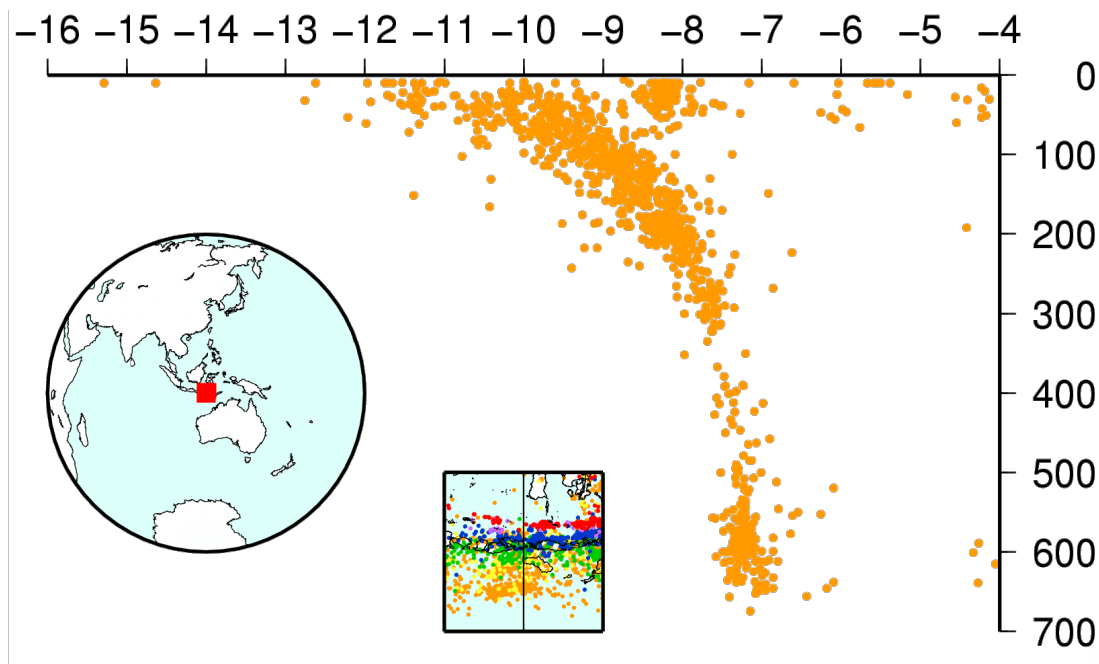


**Figure 11** Epicentral distribution of aftershocks of the Cariaco earthquake ( $M_s=6.8$ ) on July 9, 1997 in NE Venezuela. Top: results from HYPO71 based on a one-dimensional velocity-depth distribution. Bottom: Relocation of the aftershocks on the basis of a 3-D model derived from a tomographic study of the aftershock region (courtesy of M. Baumbach (✉), H. Grosser and A. Rietbrock).

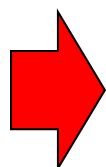




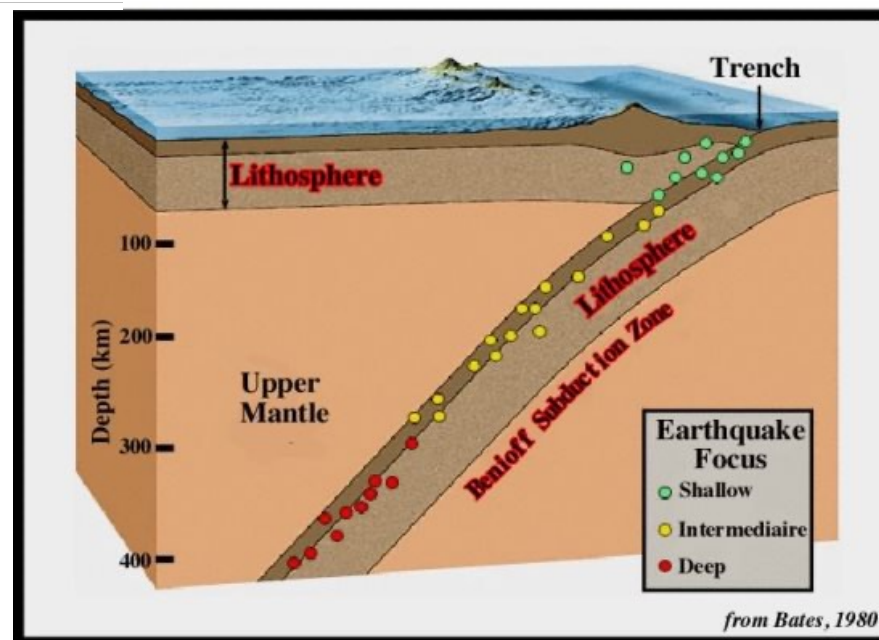
# Localiser un séisme : à quoi ça sert ?



Plan de Wadati-Benioff

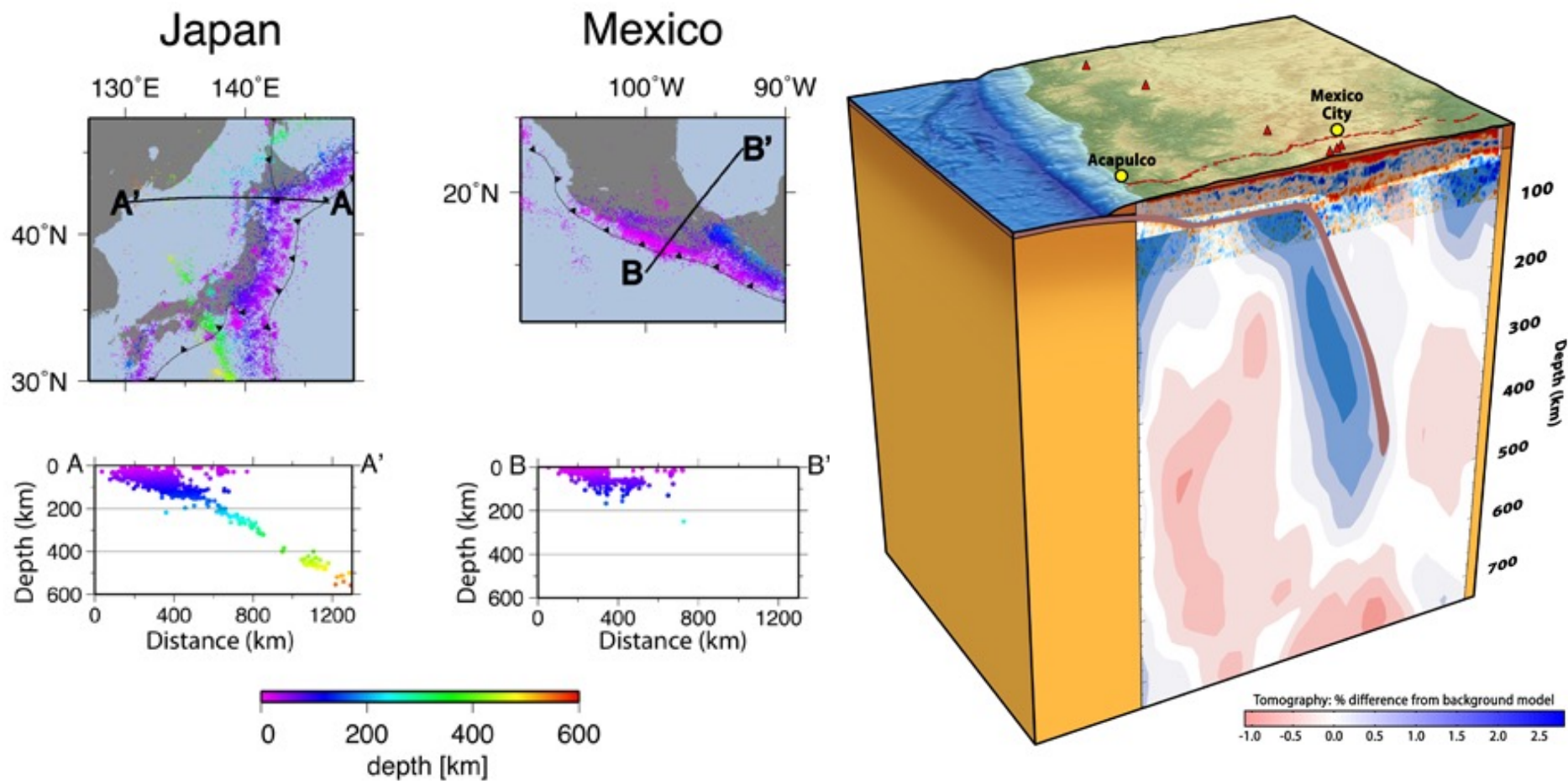


- Zones de subduction
- Permet de déterminer la géométrie des plaques plongeantes



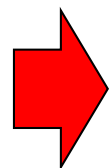
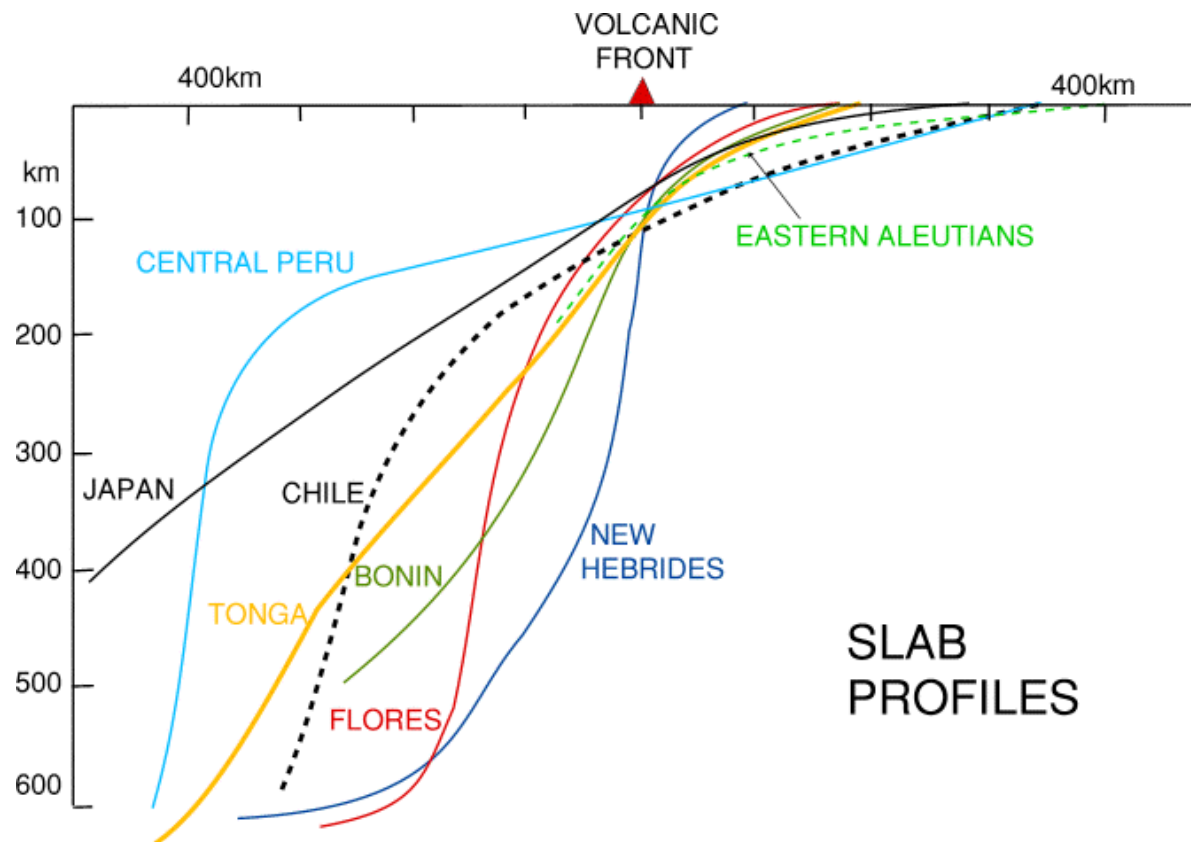
# Localiser un séisme : à quoi ça sert ?

Zones de subductions



# Localiser un séisme : à quoi ça sert ?

Zones de subductions

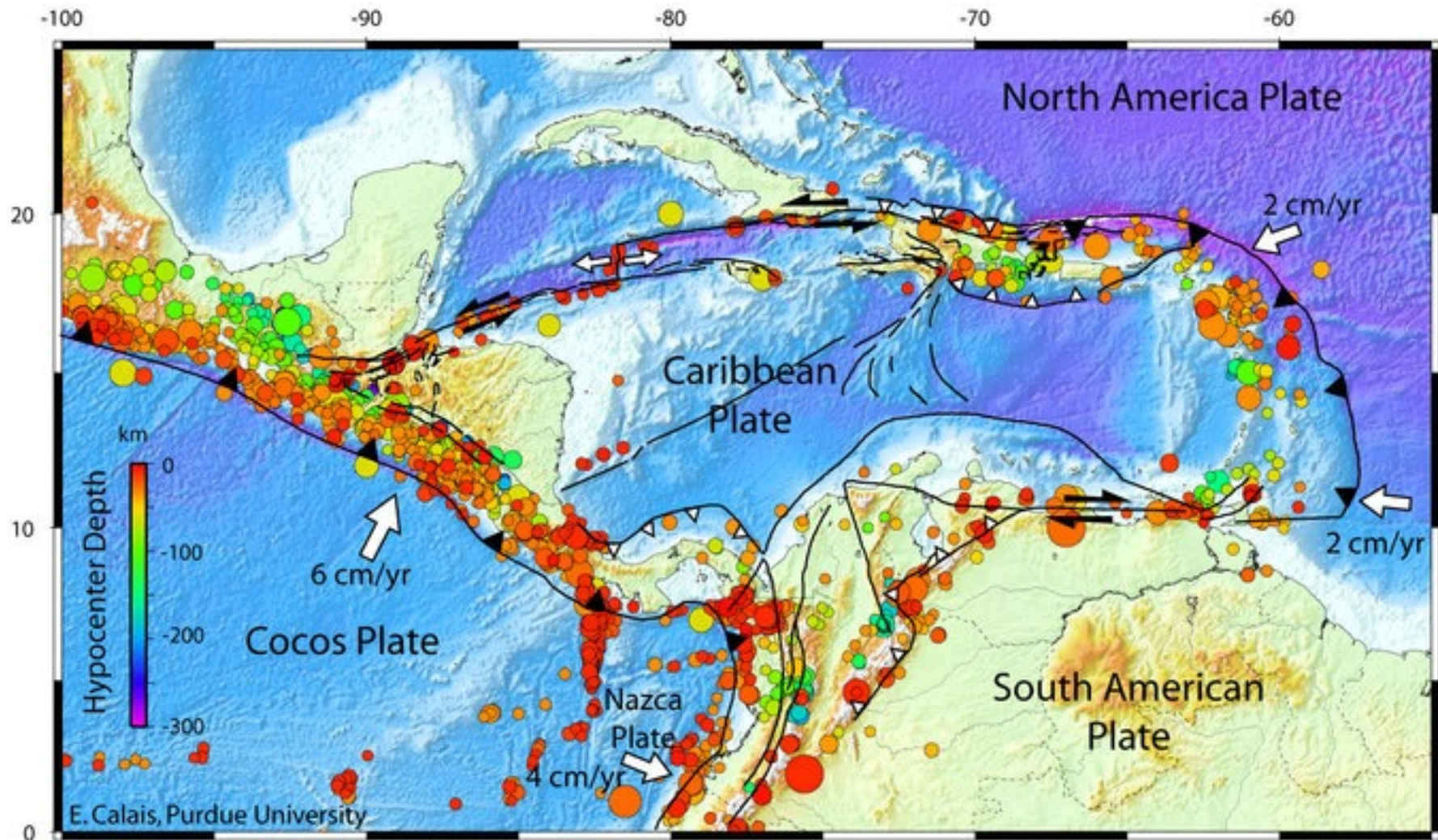


- Structure du manteau
- Âge des plaques plongeantes



# Localiser un séisme : à quoi ça sert ?

Géodynamique des zones actives







Les séismes sont  
**DIFFICILEMENT MESURABLES**  
sur une échelle standard.

A cause de leur nature **COMPLEXE**:  
Lents, rapides, petites et grandes failles, différents mécanismes ...

Effet, Perception (Estimation) → **INTENSITÉ**  
Mesure (Calcul) → **MAGNITUDE**

# Intensité

L'intensité d'un séisme est définie en un lieu par rapport aux effets produits par ce séisme (observés et ressentis par l'homme).

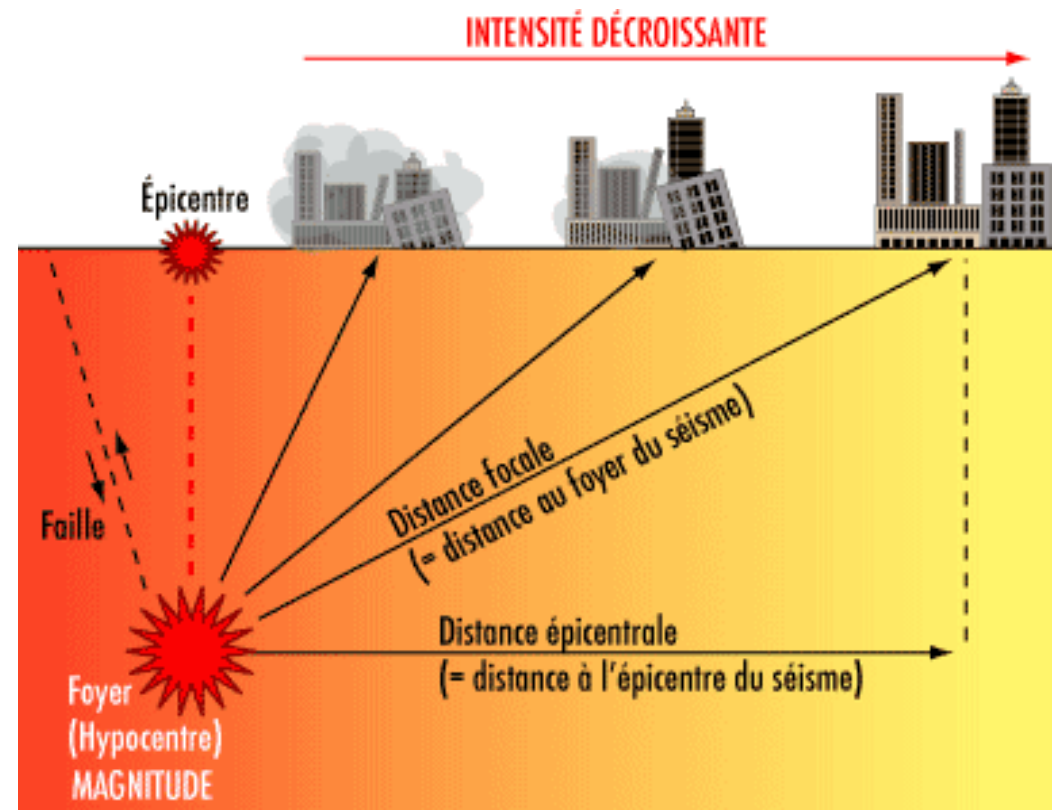
2 critères:

- Ampleur des dégâts causés par un séisme.
- Perception qu'a eu la population du séisme.

- ➔ Dépend du lieu d'observation
- ➔ Dépend de la distance épacentrale

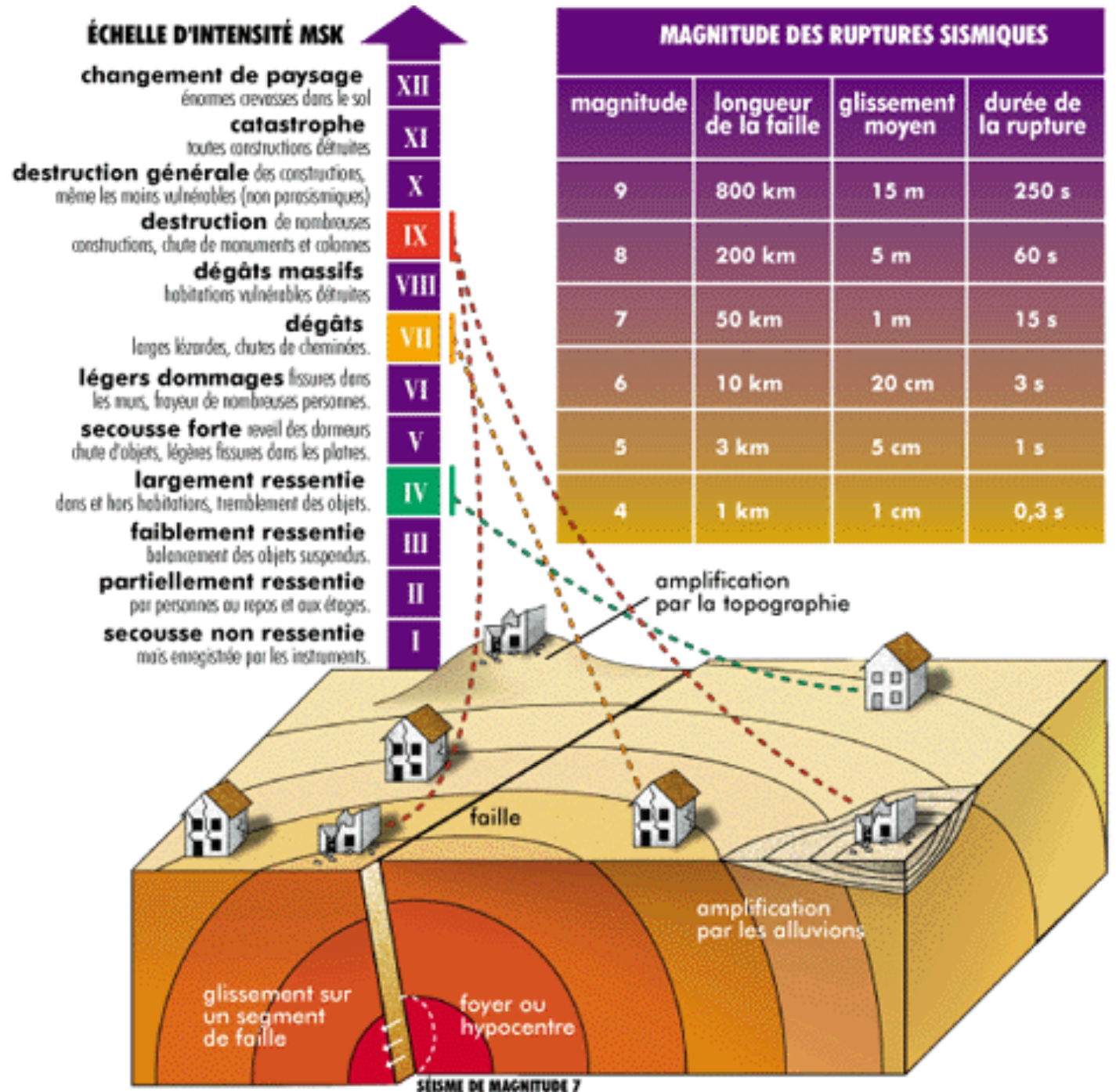
Il existe plusieurs échelles de 12 degrés (I à XII):

- Échelle de Mercalli (1902) modifiée en 1956.
- Échelle MSK (Medvedev-Sponheur-Karnik) créée en 1964.
- Échelle EMS 98 (European Macroseismic Scale 1998) 1998.



# Intensité

## L'échelle de MSK





# Intensité ShakeMaps

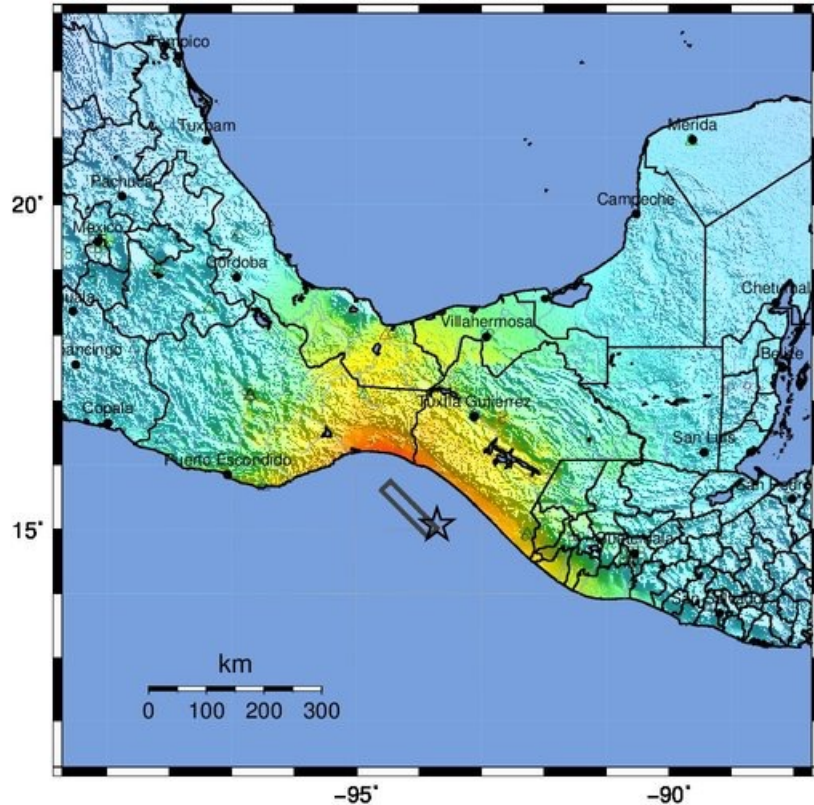
Séismes de Mexico des 8 et 19 septembre 2017

Mw = 8.1

Mw = 7.1

USGS ShakeMap : OFFSHORE CHIAPAS, MEXICO

Sep 8, 2017 04:49:21 UTC M 8.1 N15.07 W93.72 Depth: 69.7km ID:us2000ahv0



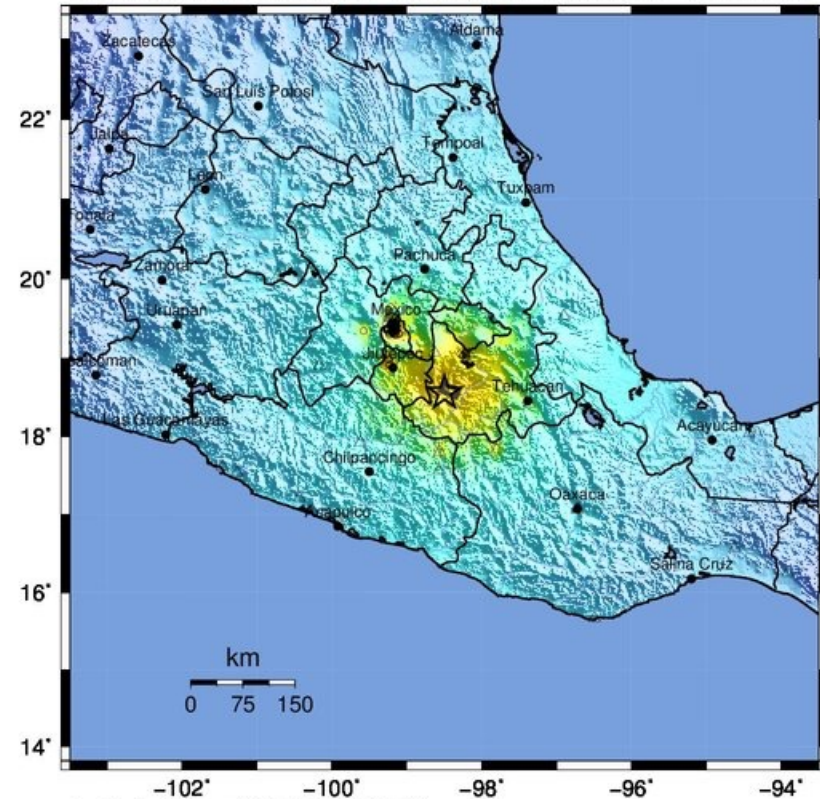
Map Version 6 Processed 2017-09-08 22:03:55 UTC

PERCEIVED SHAKING	Not felt	Weak	Light	Moderate	Strong	Very strong	Severe	Violent	Extreme
POTENTIAL DAMAGE	none	none	none	Very light	Light	Moderate	Mod./Heavy	Heavy	Very Heavy
PEAK ACC.(%)	<0.05	0.3	2.8	6.2	12	22	40	75	>139
PEAK VEL.(cm/s)	<0.02	0.1	1.4	4.7	9.6	20	41	86	>178
INSTRUMENTAL INTENSITY	I	II-III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X-

Scale based upon Worden et al. (2012)

USGS ShakeMap : PUEBLA, MEXICO

Sep 19, 2017 18:14:38 UTC M 7.1 N18.55 W98.50 Depth: 51.0km ID:us2000ar20



Map Version 8 Processed 2017-09-28 17:29:39 UTC

PERCEIVED SHAKING	Not felt	Weak	Light	Moderate	Strong	Very strong	Severe	Violent	Extreme
POTENTIAL DAMAGE	none	none	none	Very light	Light	Moderate	Mod./Heavy	Heavy	Very Heavy
PEAK ACC.(%)	<0.05	0.3	2.8	6.2	12	22	40	75	>139
PEAK VEL.(cm/s)	<0.02	0.1	1.4	4.7	9.6	20	41	86	>178
INSTRUMENTAL INTENSITY	I	II-III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X-

Scale based upon Worden et al. (2012)



# Magnitude

La **magnitude d'un tremblement de terre** mesure **L'ÉNERGIE LIBÉRÉE** au foyer d'un séisme sous forme d'ondes élastiques.

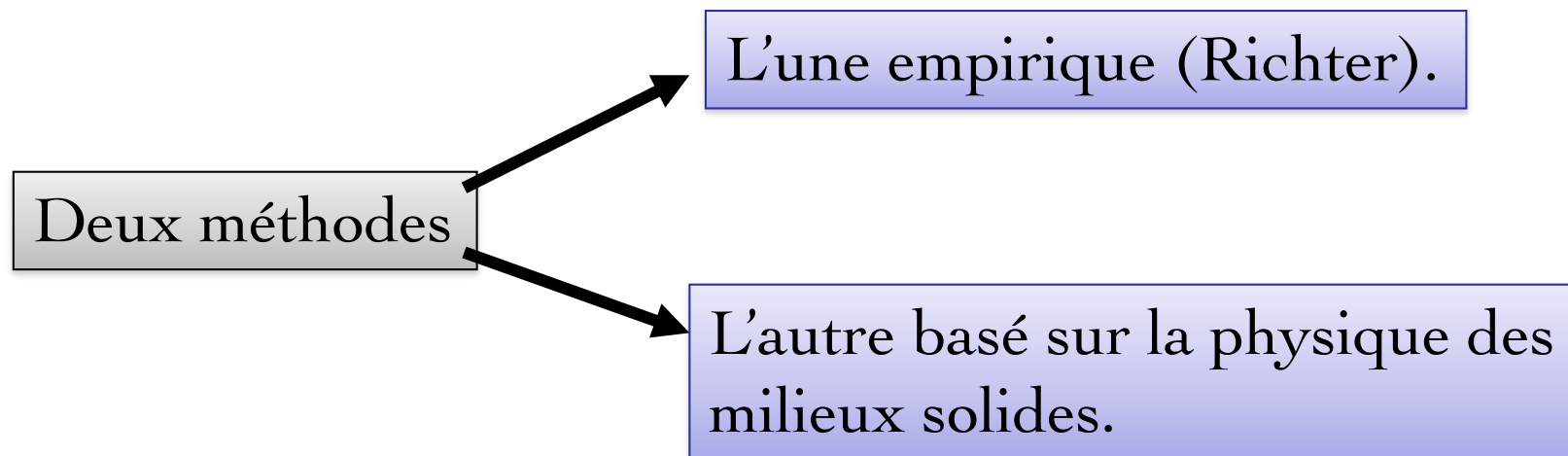
- ➔ indépendante du lieu d'observation
- ➔ indépendante des témoignages de la population

**NE PAS CONFONDRE INTENSITÉ ET MAGNITUDE**

Un séisme de faible magnitude peut être ressenti avec une forte intensité par l'observateur situé à proximité du foyer (et inversement).

# Magnitude

L'évaluation de l'énergie émise par un séisme se fait à partir de l'énergie contenue dans les ondes de volume.



Sismologie  
moderne



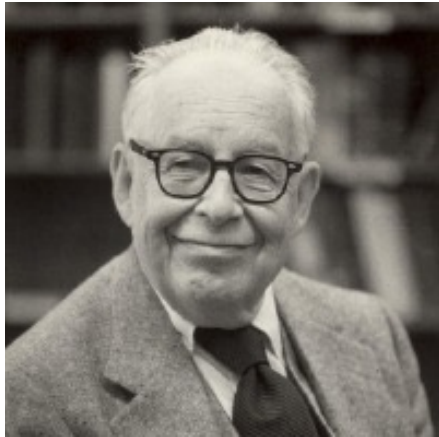
Instrumentation



Signal sismique



- Temps d'arrivée
- Amplitudes



1935

Charles **Richter** (Sismologue de Californie) a introduit le  
**CONCEPT DE MAGNITUDE**

Il observe un ensemble de séismes en Californie (< 600 km) sur un type particulier de sismomètre (Woods – Anderson)

Son idée de base était simple:  
connaissant la distance entre le sismogramme et le séisme et observant l'amplitude maximum du signal, une **ÉCHELLE EMPIRIQUE** de la taille des séismes peut-être établie.

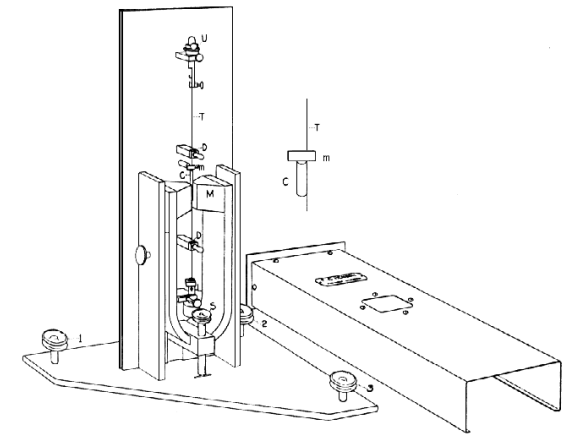
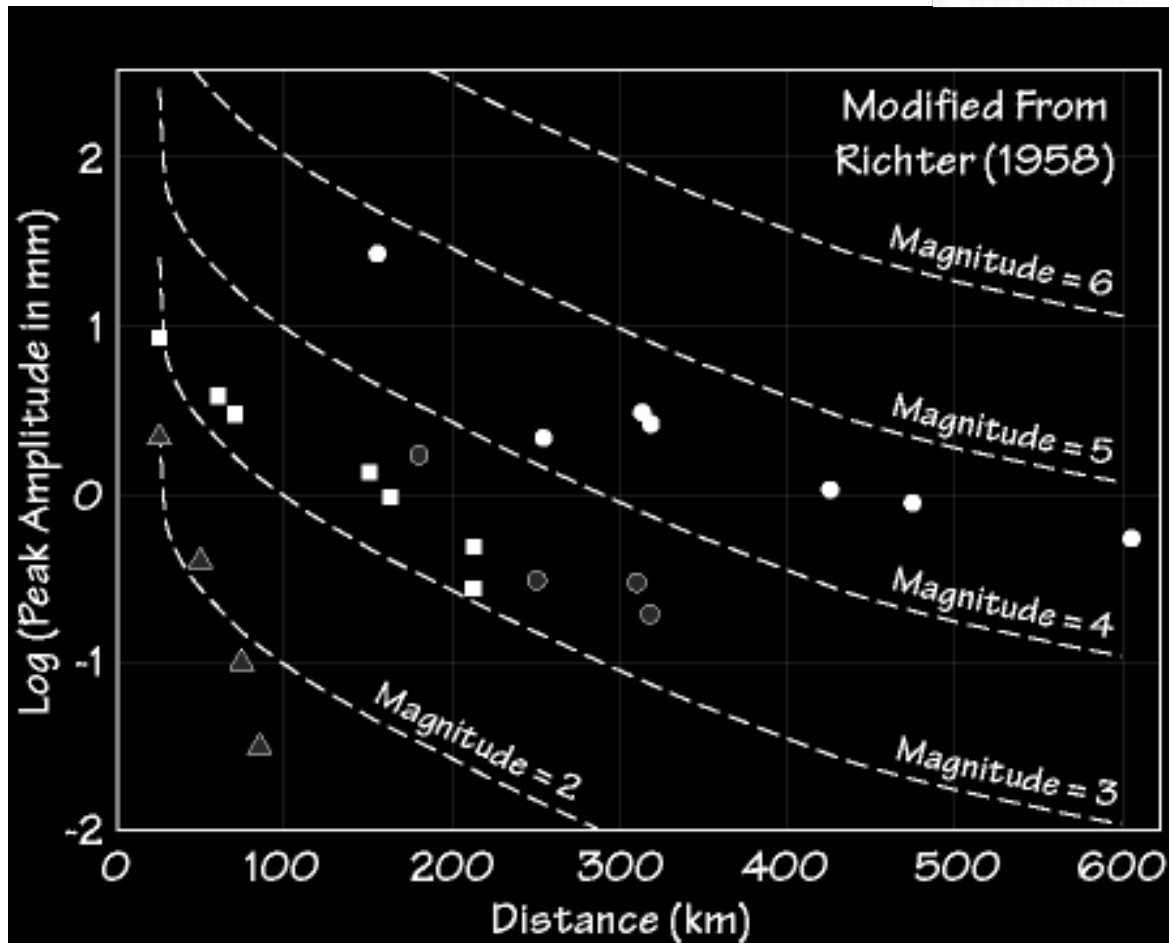
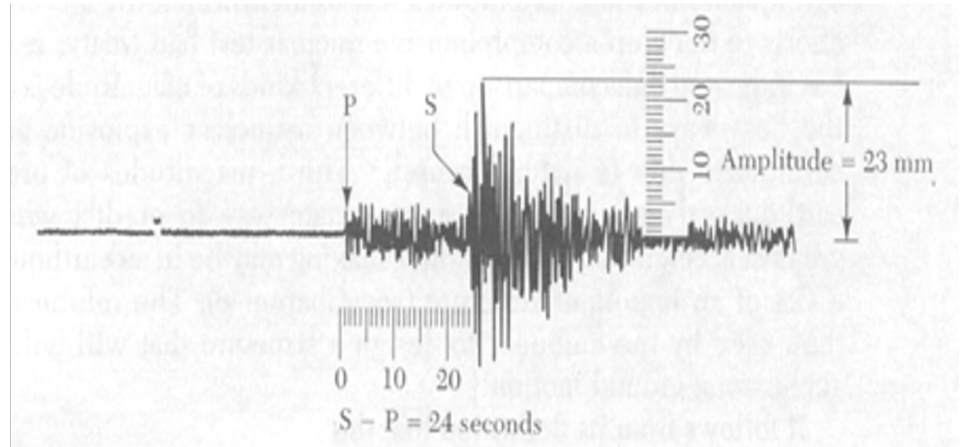


Fig. 2

# Magnitude de Richter



Exemple des données utilisées par Richter pour établir sa loi.

**Symboles** : Différents séismes

**Lignes** : Courbes de références de décroissance de l'amplitude en fonction de la distance

**Ex. Magnitude 3.0** :  
Amplitude max de 1 mm à  
100km de distance

# Magnitude de Richter

Si la taille d'un séisme est mesuré par :

**Magnitude 3 sur l'échelle de Richter**

⇒ Génère **1 mm** de mouvement à 100 km de distance

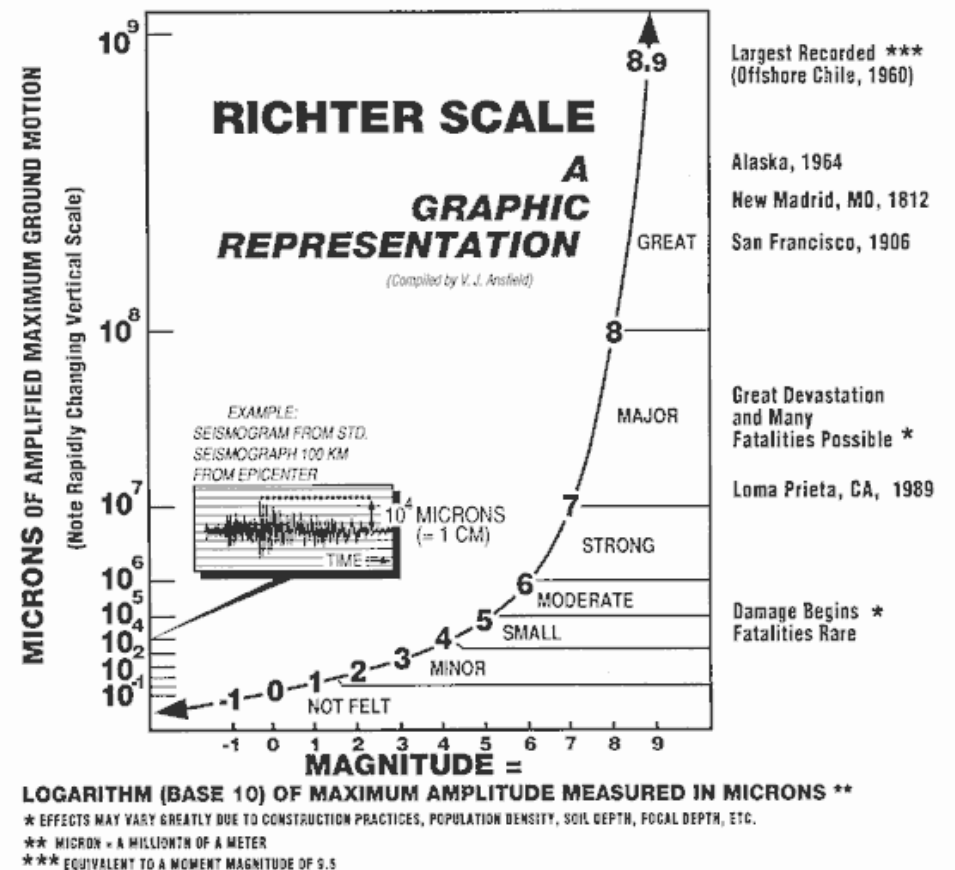
**Magnitude 4** ⇒ **10 mm** à 100 km

**Magnitude 5** ⇒ **100 mm** à 100 km

.....

⇒ 1 magnitude d'unité correspond à un facteur 10 en amplitude de mouvement...

**L'ECHELLE EST LOGARITHMIQUE**



# Magnitude de Richter

1935 - Charles Francis  
Richter (séismes locaux californiens)

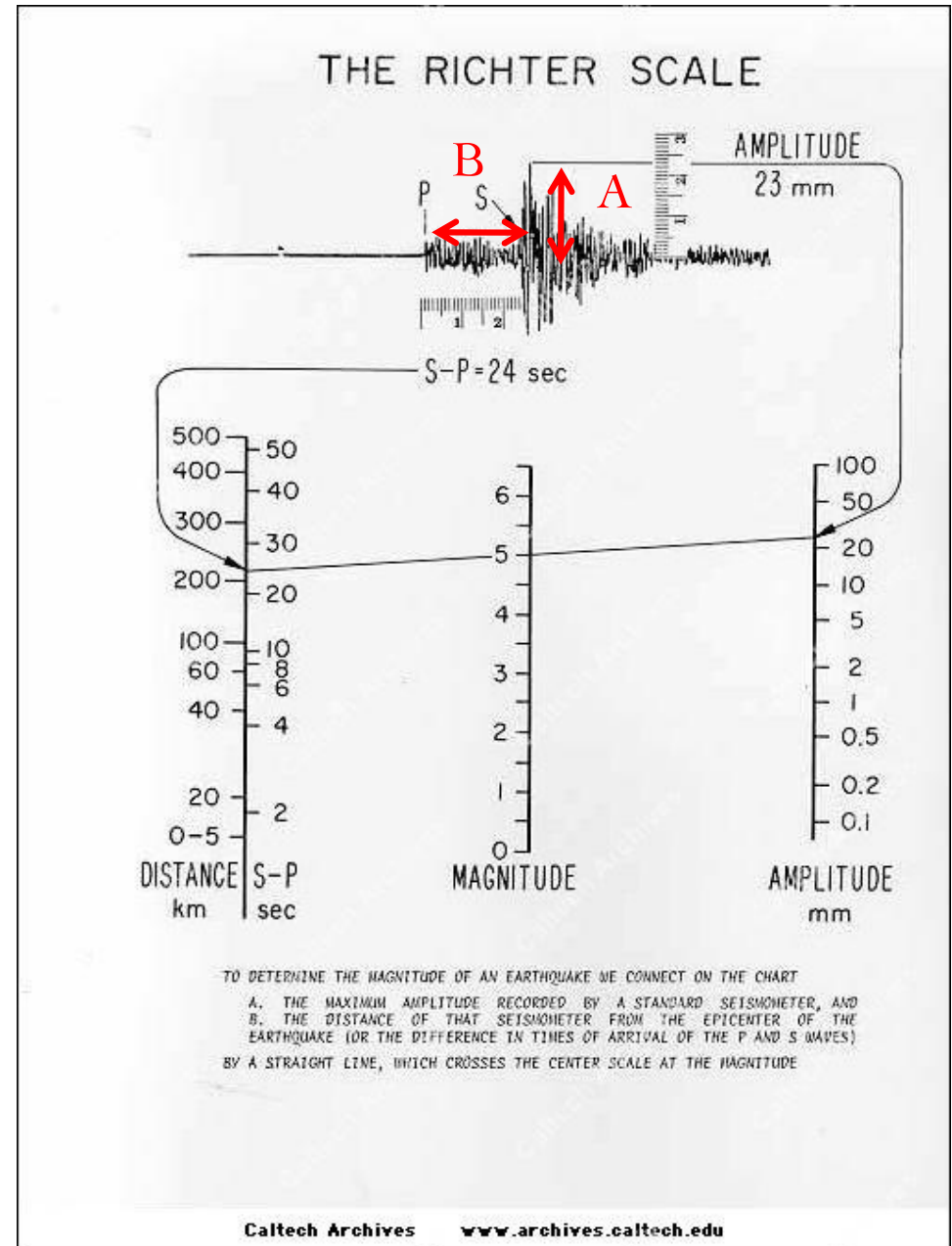
Comment déterminer graphiquement  
la magnitude de Richter?

Mesure de :

**AMPLITUDE (A)**

**TS - TP (B)**

Une ligne connectant les 2 valeurs  
donne la magnitude!





# Magnitude de Richter

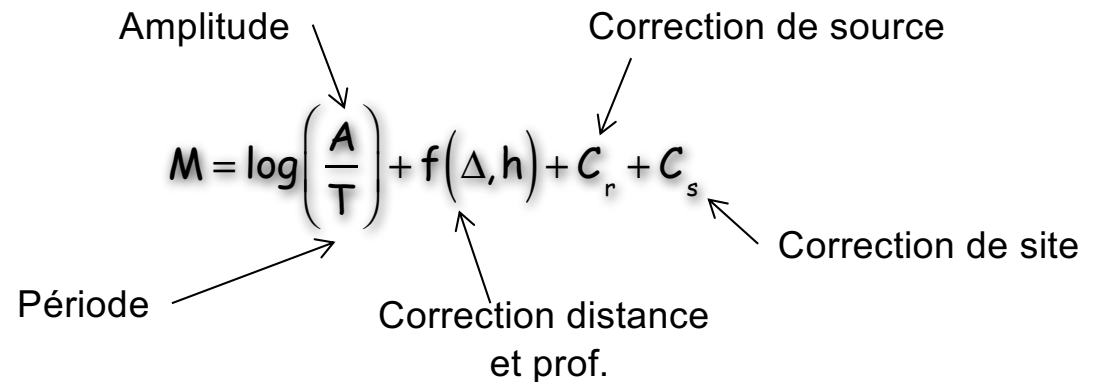
- Valable uniquement en Californie du Sud

$$M_L = \log(A) + B$$

- Valable uniquement pour un type de sismomètre (Wood Anderson)
- N'est plus utilisée par les sismologues depuis des dizaines d'années
- Est par contre utilisée à tout va par la presse!

Aujourd'hui:

- On utilise d'autres types d'ondes dont le contenu fréquentiel est plus bas
- Elles vont donc plus loin => enregistrées à des 1000s de km
- On les mesure sur des télé-séismes



The diagram shows the formula  $M = \log\left(\frac{A}{T}\right) + f(\Delta, h) + C_r + C_s$  with arrows pointing to its components: 'Amplitude' points to 'A', 'Période' points to 'T', 'Correction de source' points to 'C<sub>r</sub>', 'Correction de site' points to 'C<sub>s</sub>', and 'Correction distance et prof.' points to 'f(Δ, h)'.

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

# Magnitude

- La **magnitude locale**  $M_L$  (Richter): séismes proches régionaux

$$M_L = \log(A) + B$$

A (en mm) est l'amplitude maximale des ondes de volume (S)

B la correction de la distance

- La **magnitude de surface**  $M_s$  : séismes lointains, profondeur < 80 km

Amplitude des ondes de surface

- La **magnitude de volume**  $m_b$  : séismes lointains et profonds

Amplitude de l'onde P

- La **magnitude de durée**  $M_D$  : séismes proches

Définie à partir de la durée du signal.

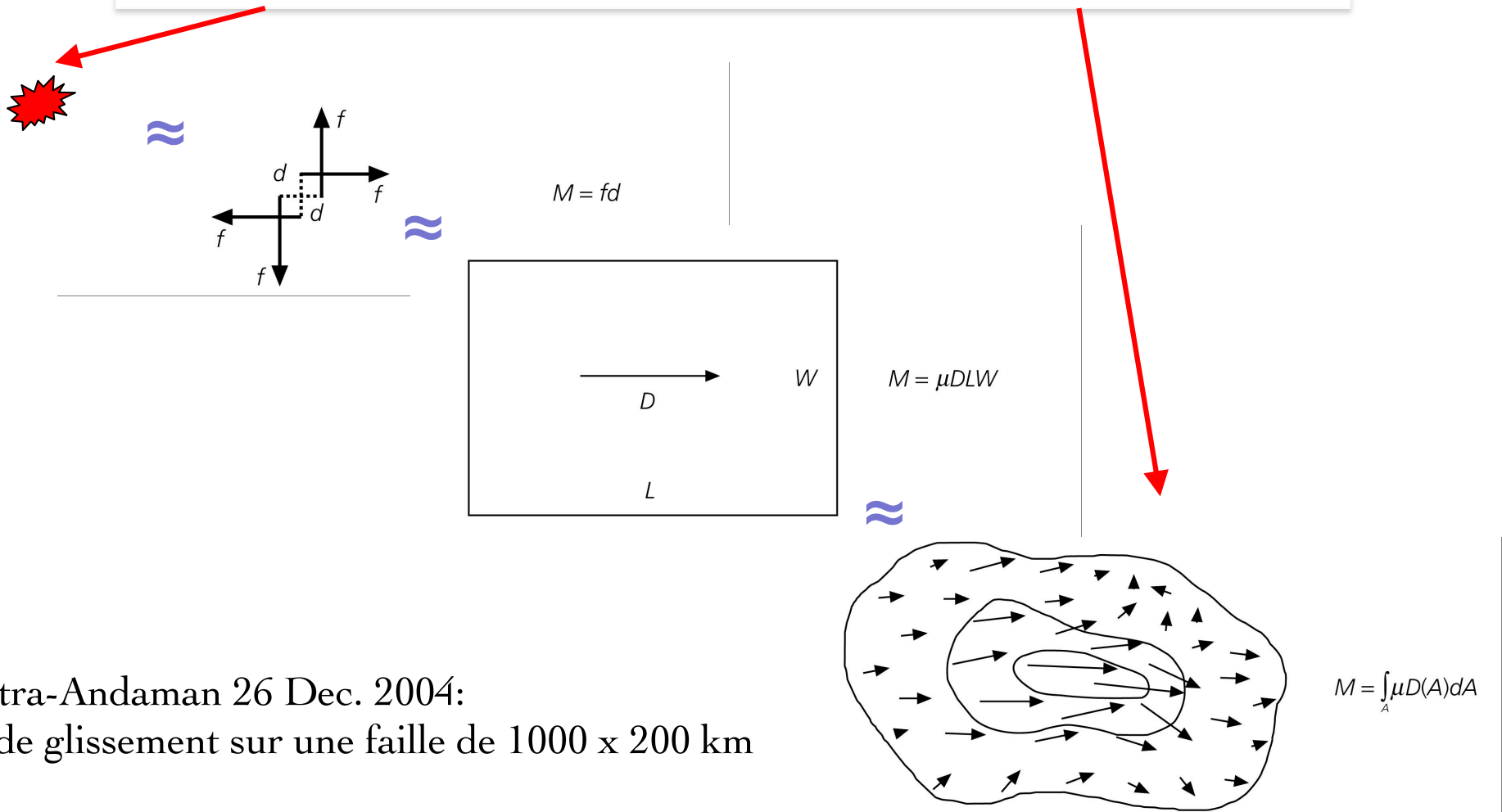
Il existe différentes formules de ces magnitudes pour prendre en compte des effets régionaux spécifiques.

Valeurs négatives existent : Un sismographe très sensible peut enregistrer une magnitude de l'ordre de -2, équivalente à l'énergie dégagée par la chute d'une brique sur le sol d'une hauteur de 1 mètre

# Moment Sismique

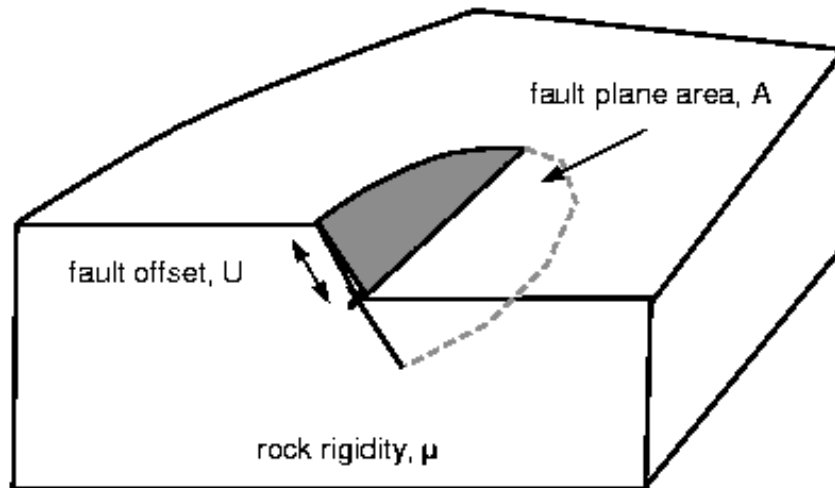
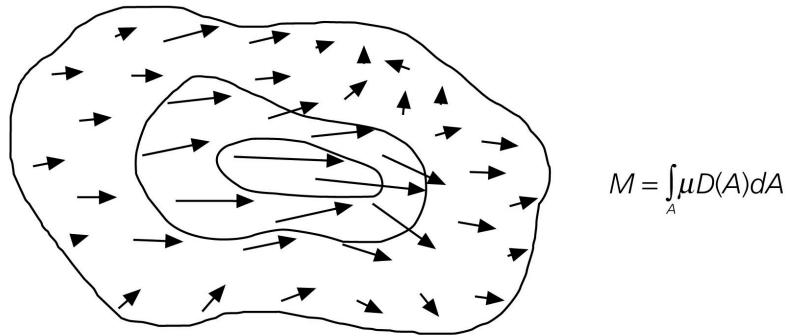
La magnitude quantifie le montant de la secousse mais ne dit rien sur la faille en elle-même (taille, glissement...)

Séisme = déplacement fini sur une faille étendue



Sumatra-Andaman 26 Dec. 2004:  
15 m de glissement sur une faille de 1000 x 200 km

# Moment Sismique



Le Moment sismique  $M_0$  est une grandeur physique décrivant la taille du séisme. (Aki 1956).

$$M_0 = \mu \times S \times D$$

$\mu$  : Rigidité des roches (coefficient de cisaillement)

S : Surface de la faille

D : Glissement moyen sur la faille

# Magnitude de Moment

La **magnitude de moment**  $M_w$  (Kanamori et Hanks, 1979) : mesure logarithmique du moment sismique  $M_0$

$$M_w = 2/3 \times \log(M_0) - 6$$

avec  $M_0 = \mu \times S \times D$



- $M_0$ : moment sismique (en N.m)
  - $\mu$ : rigidité du milieu (en N.m<sup>-2</sup>)
  - $D$ : glissement ou déplacement moyen sur la faille (en m)
  - $S$ : surface de la faille (en m<sup>2</sup>)
- $M_L=5$  sur Richter correspond à  $M_w=5$  sur Kanamori
- Estimation de l'énergie libérée sous forme d'ondes (J):

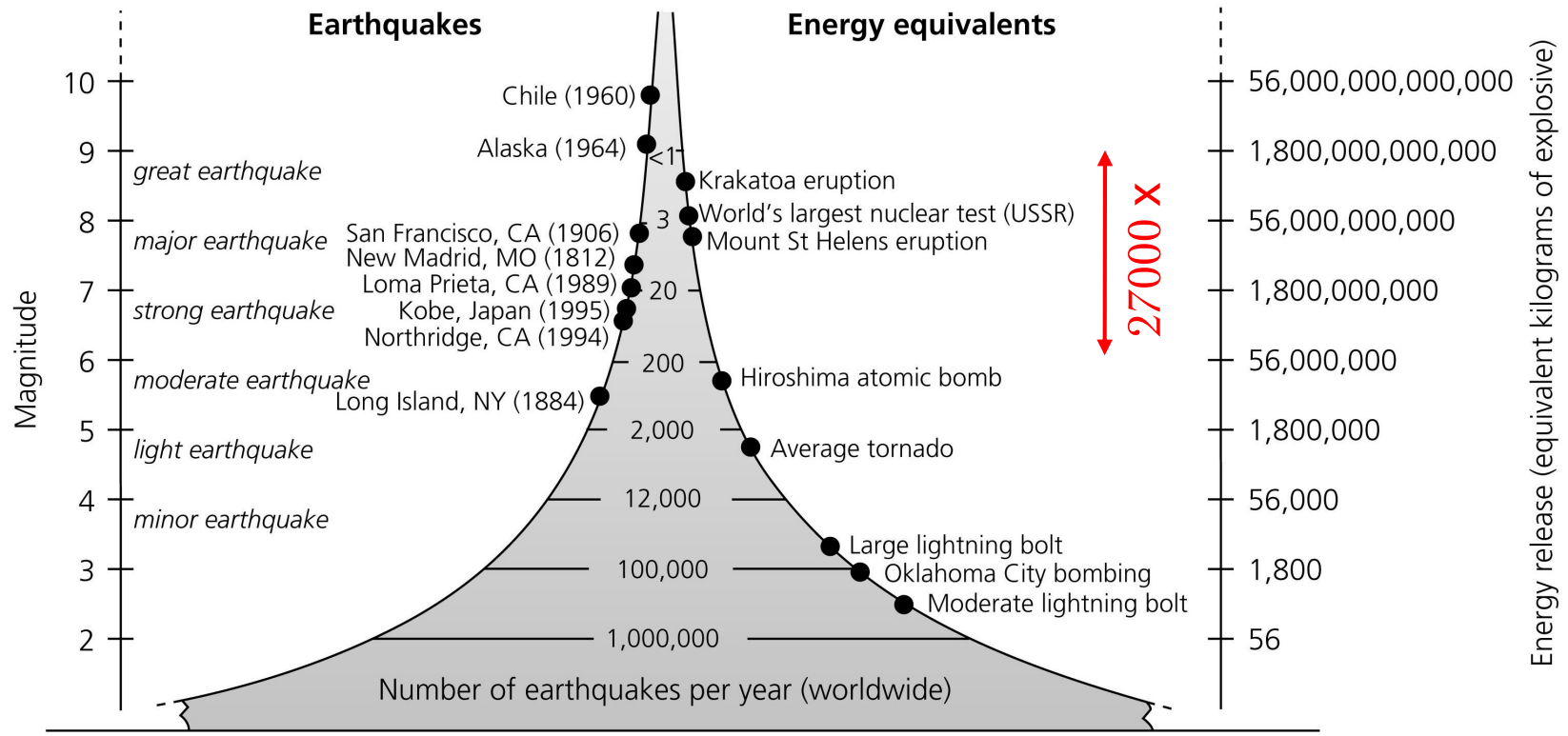
$$\log E = 1.5 M_w + 4.8$$

**UN ACCROISSEMENT DE MAGNITUDE DE 1 CORRESPOND À UNE MULTIPLICATION PAR 30 DE L'ÉNERGIE.**



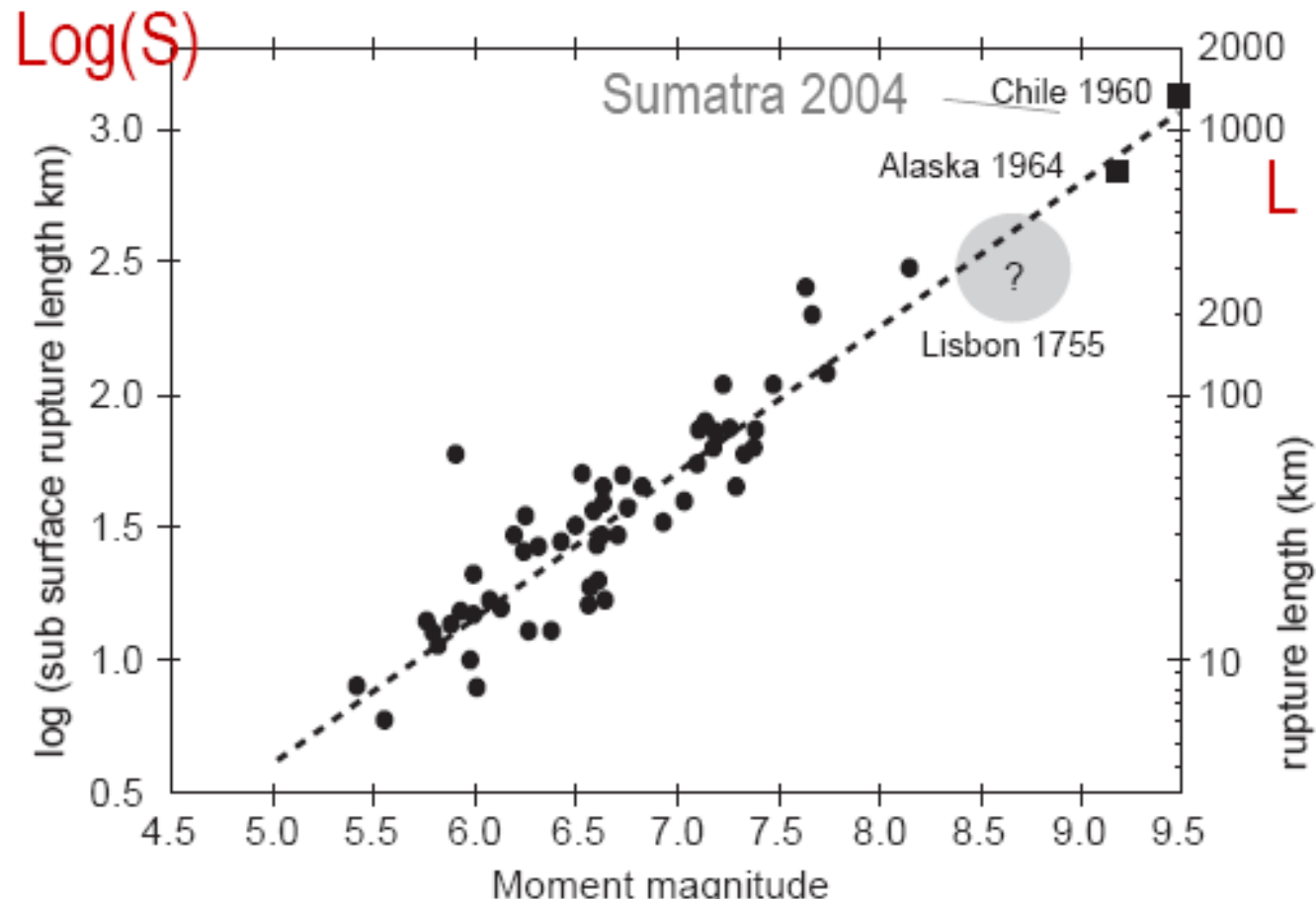
# Fréquence relative des séismes de diverses magnitudes et équivalence en énergie (échelle en kilogrammes d'explosif)

**Figure 1.2-2: Comparison of frequency, magnitude, and energy release.**



# Magnitude de moment

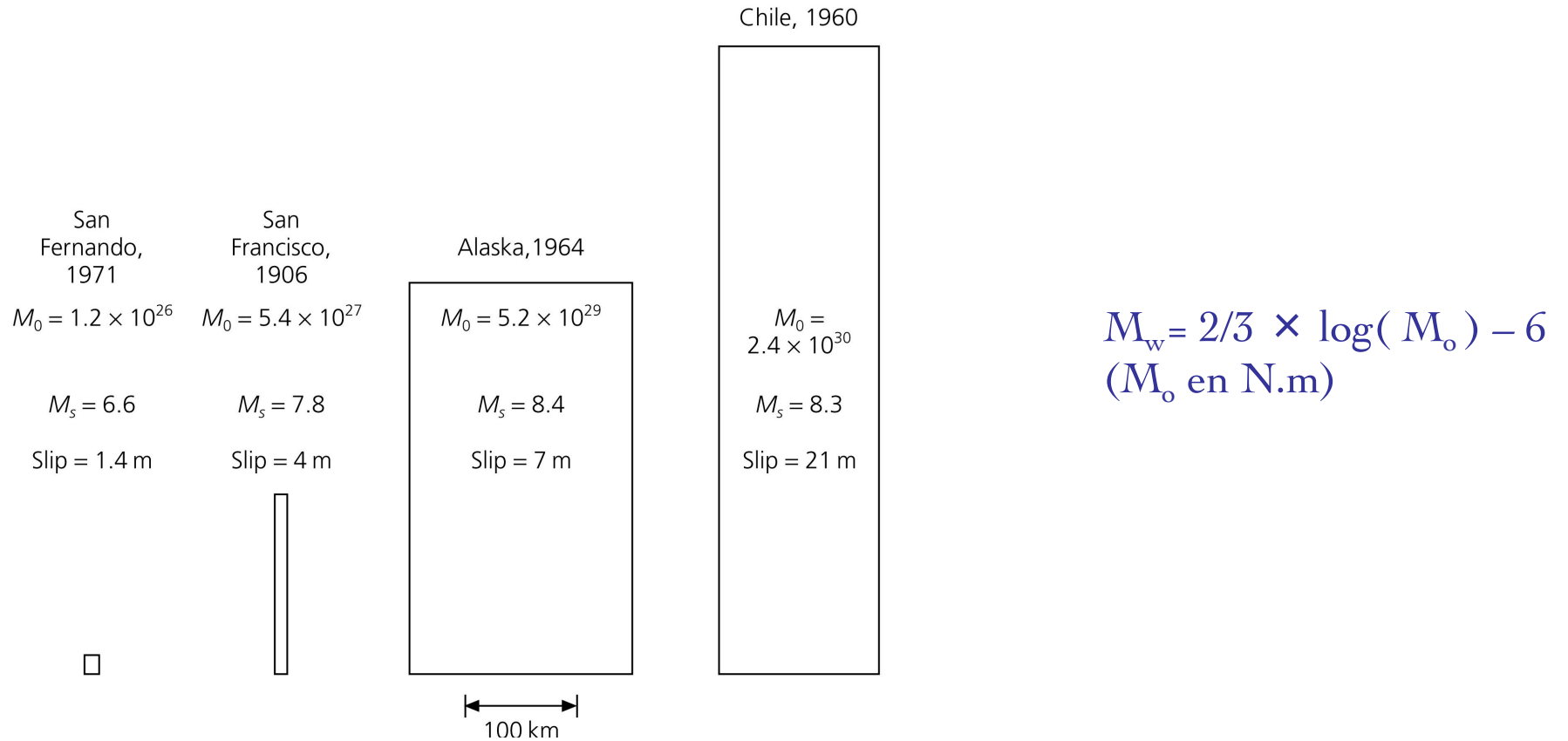
Les lois d'échelle: espace ( $M-S$ )



# Mesure d'un séisme

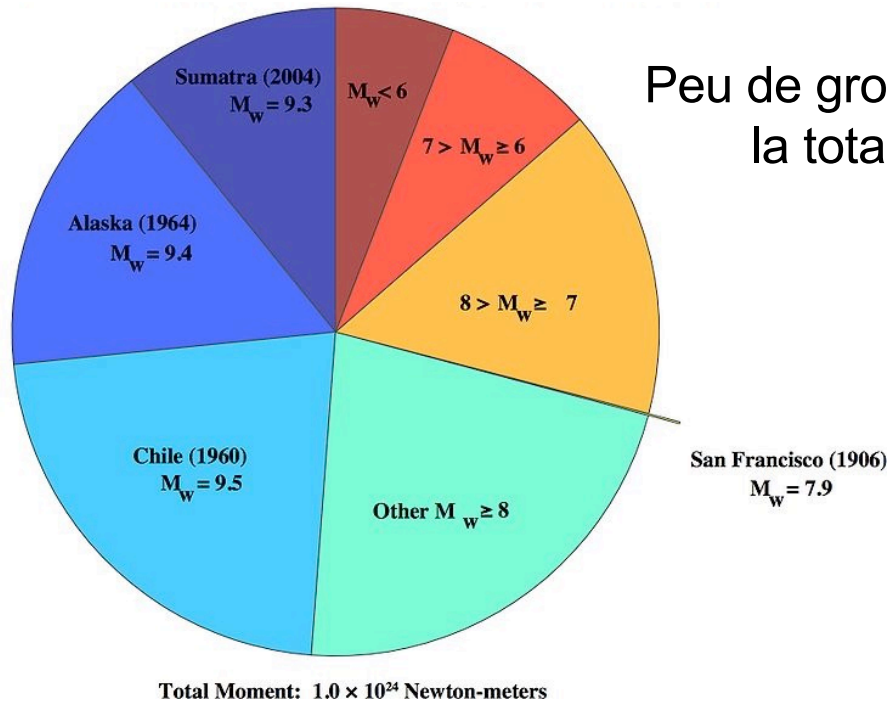
Magnitude ( $M_w$ )	Moment (Nm)	Length (km)	Duration (s)	Glissement (m)
10	$10^{24}$	1000?	300?	100?
9	$3 \cdot 10^{22}$	300	100	30
8	$10^{21}$	100	30	10
7	$3 \cdot 10^{19}$	30	10	3
6	$10^{18}$	10	3	1

**Figure 4.6-3: Comparison of the magnitudes of four earthquakes.**



Earthquake	Body wave magnitude $m_b$	Surface wave magnitude $M_s$	Fault area (km <sup>2</sup> ) length $\times$ width	Average dislocation (m)	Moment (dyn-cm) $M_0$	Moment magnitude $M_w$
Truckee, 1966	5.4	5.9	10 $\times$ 10	0.3	$8.3 \times 10^{24}$	5.8
San Fernando, 1971	6.2	6.6	20 $\times$ 14	1.4	$1.2 \times 10^{26}$	6.7
Loma Prieta, 1989	6.2	7.1	40 $\times$ 15	1.7	$3.0 \times 10^{26}$	6.9
San Francisco, 1906		8.2	320 $\times$ 15	4	$6.0 \times 10^{27}$	7.8
Alaska, 1964	6.2	8.4	500 $\times$ 300	7	$5.2 \times 10^{29}$	9.1
Chile, 1960		8.3	800 $\times$ 200	21	$2.4 \times 10^{30}$	9.5

# 100 ans de moment sismique (1906 à 2005)



D'après F. Romanelli

Différents environnements tectoniques  
(sans le Chili)

