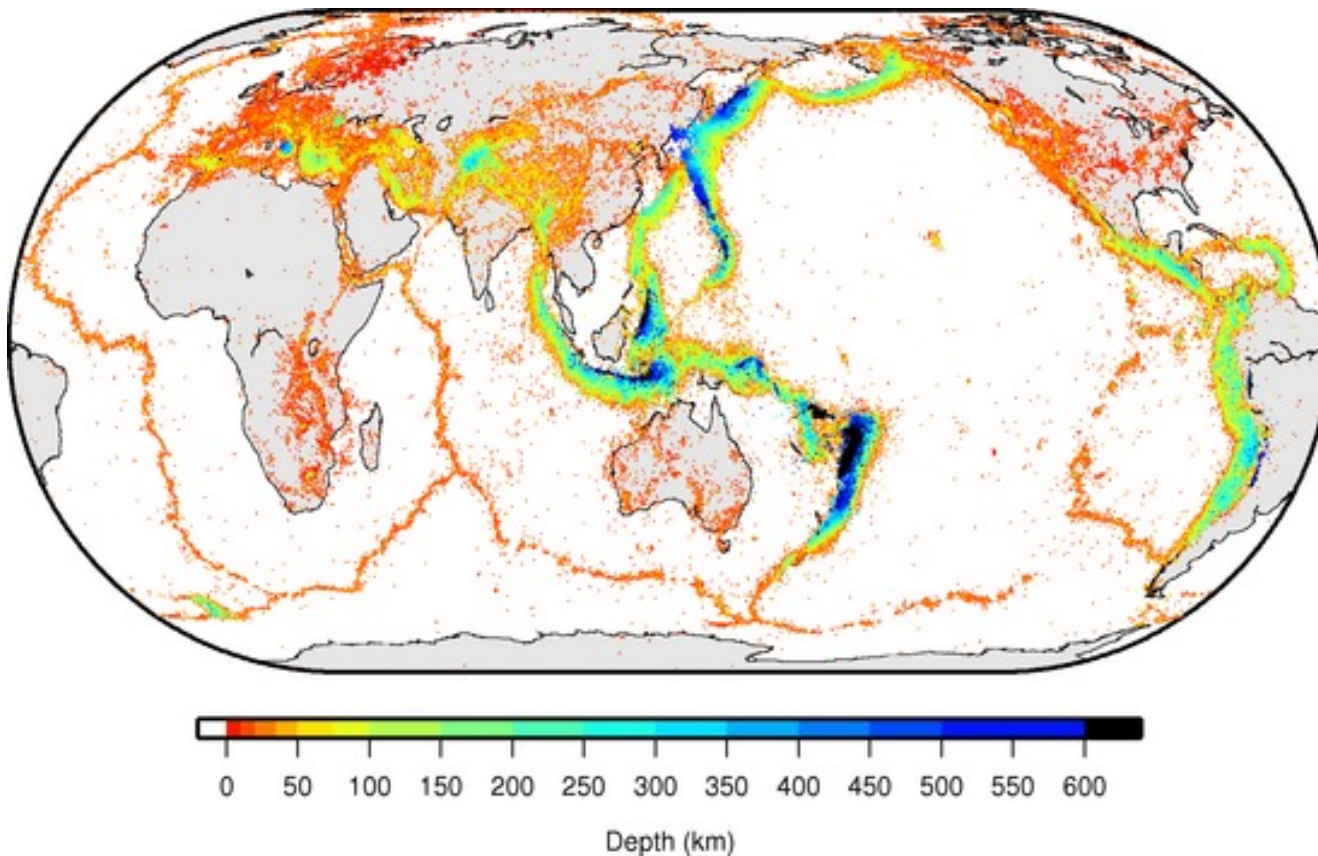


SISMOLOGIE ET TRAITEMENT DU SIGNAL

Localisation et Magnitude des Séismes

Sophie Peyrat

Bat 22, 4eme étage, 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)

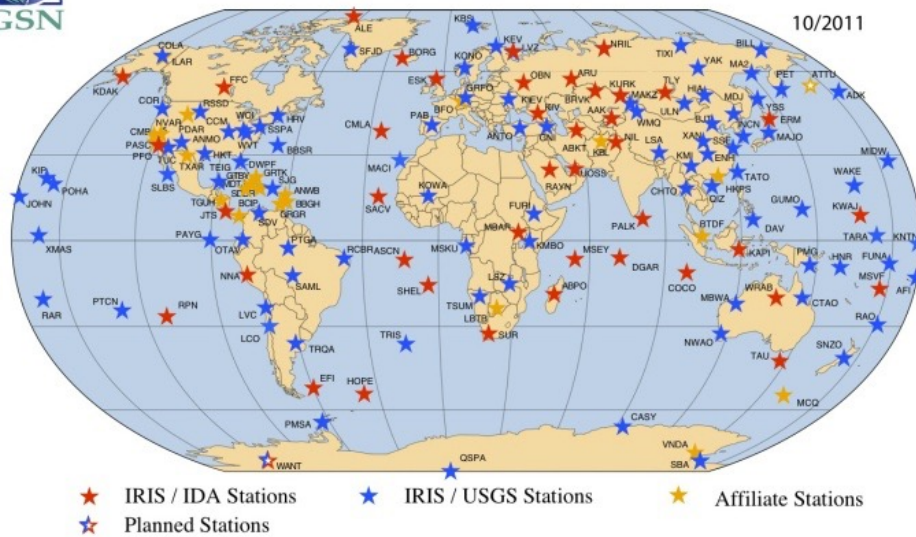
A long terme:

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

Quels réseaux pour localiser les séismes ?



GLOBAL SEISMOGRAPHIC NETWORK

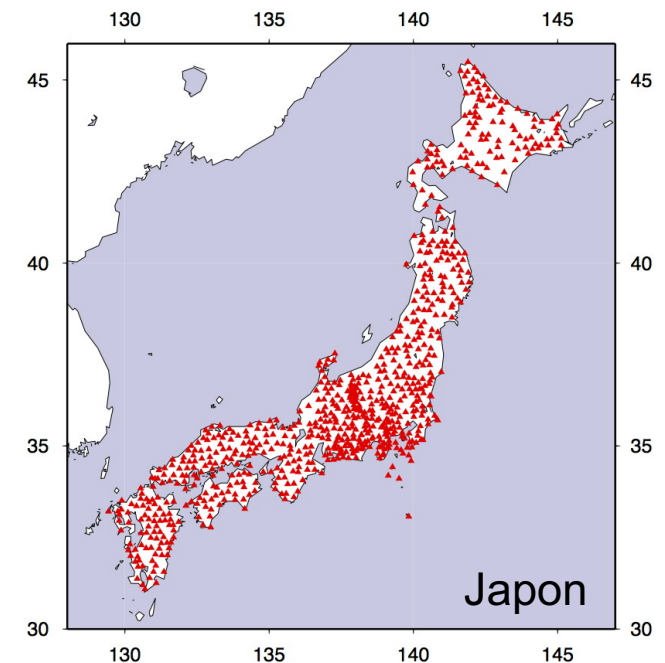
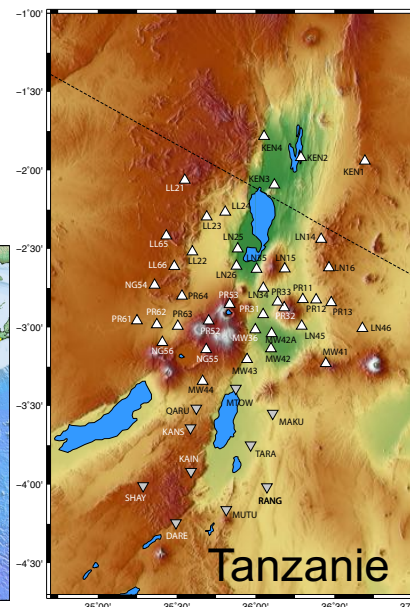
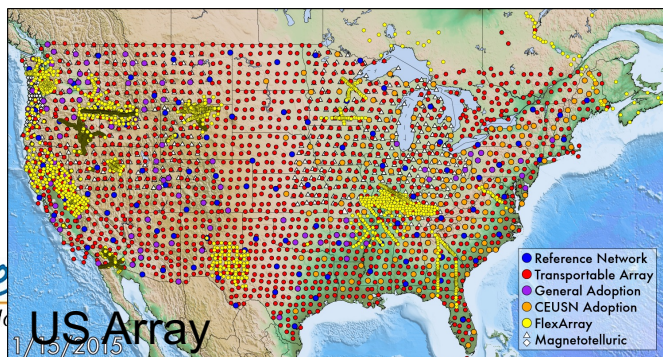


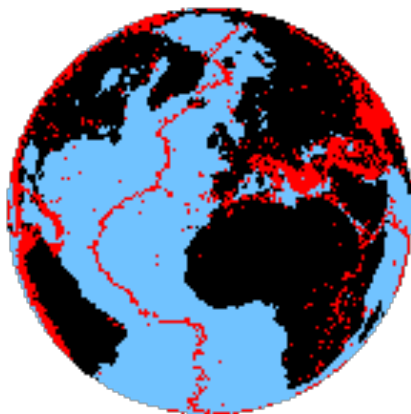
Réseaux mondiaux permanents

- internationaux
- nationaux

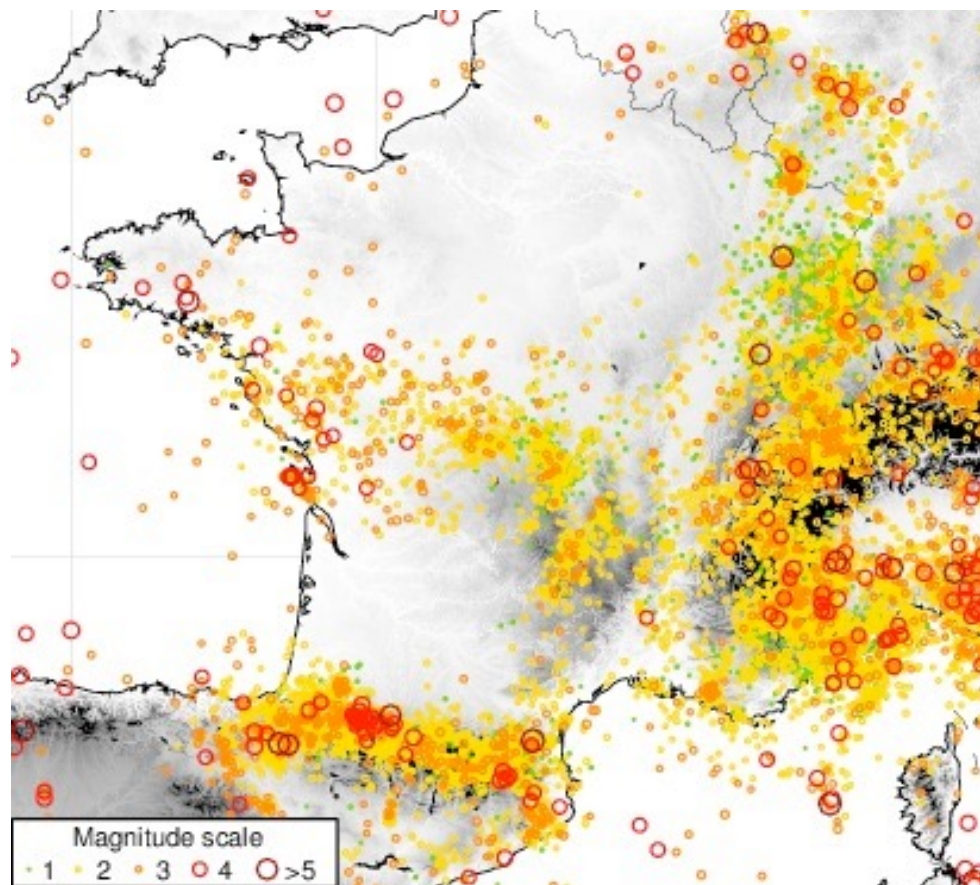
Réseaux temporaires

- 1 à 2 ans
- + ou - étendus

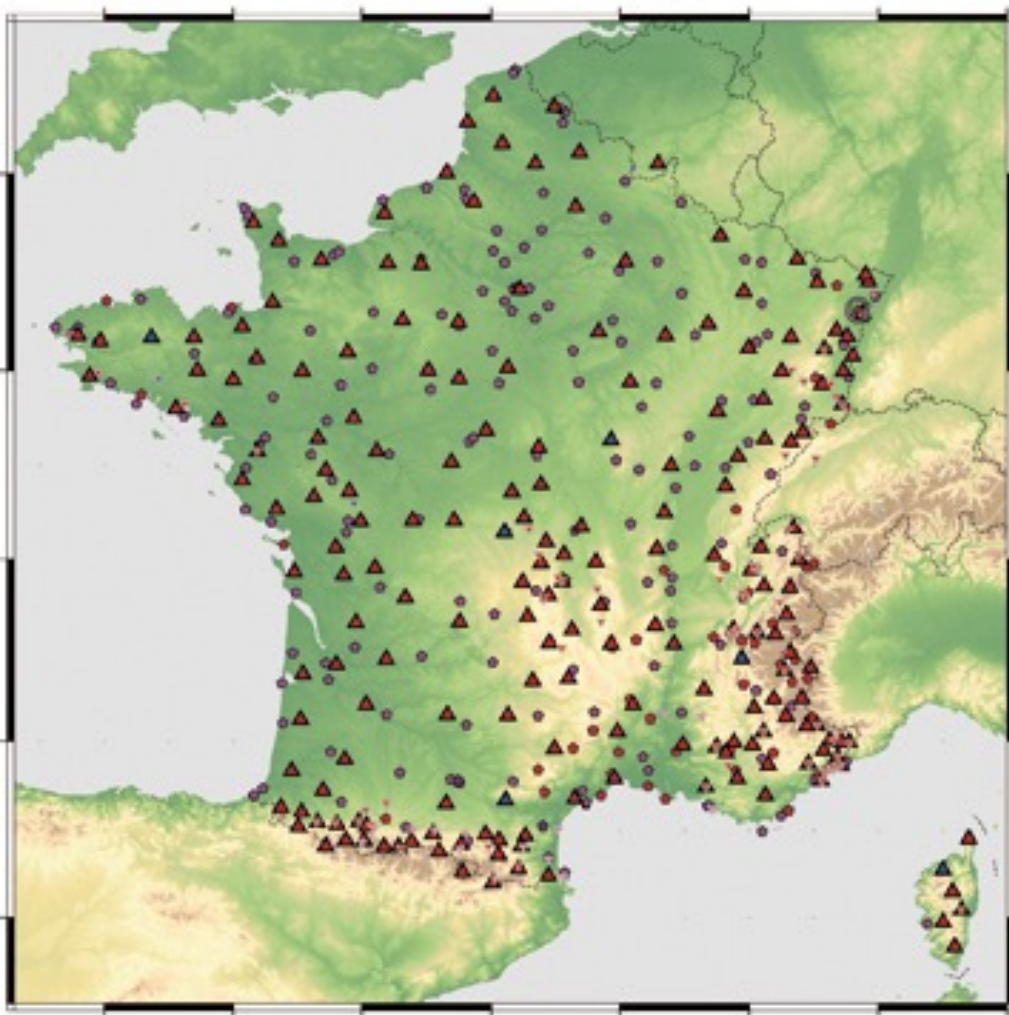


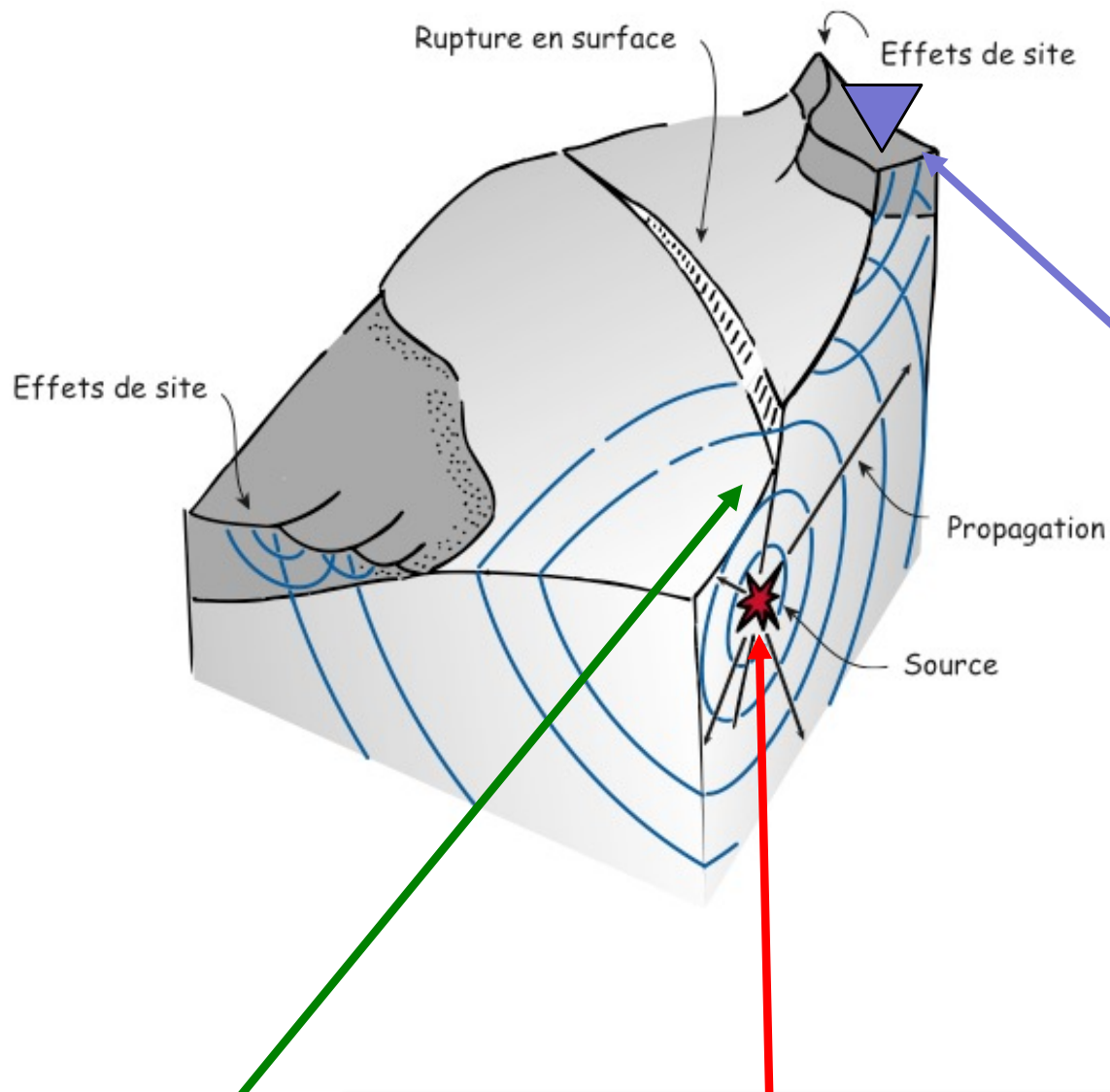


Sismicité



Projet RESIF-EPOS





La **STATION** :

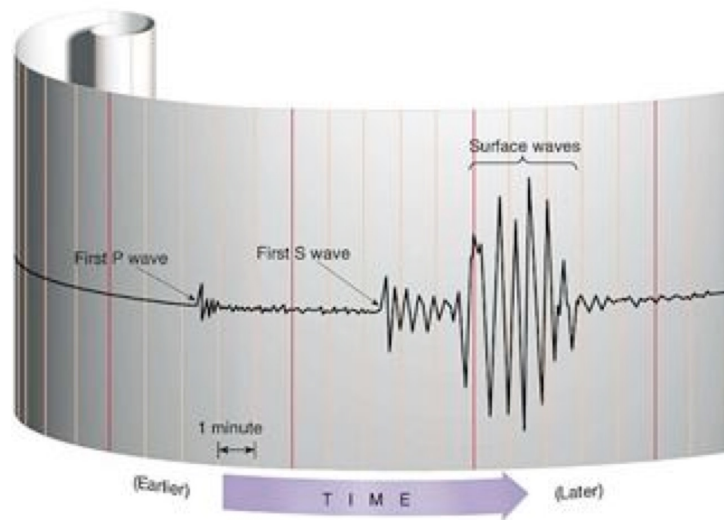
Les signaux enregistrés sont la combinaison d'effets liés :

- 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

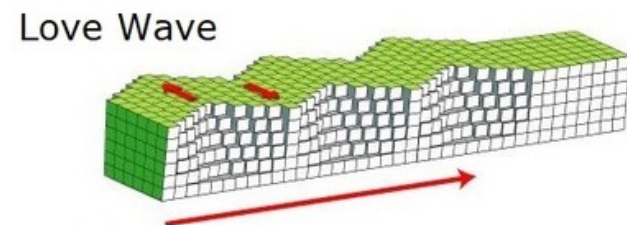
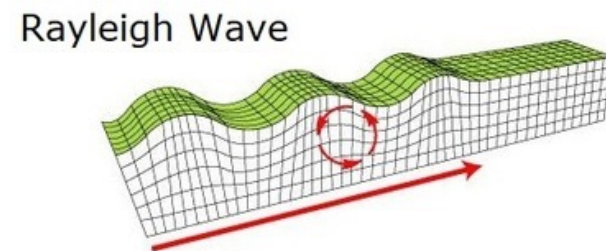
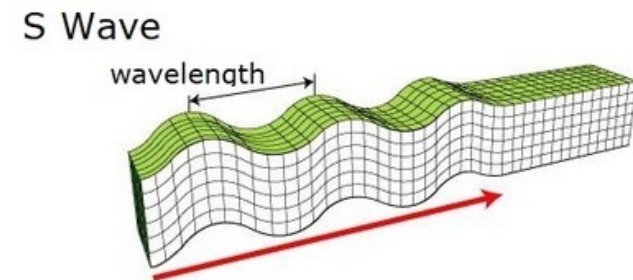
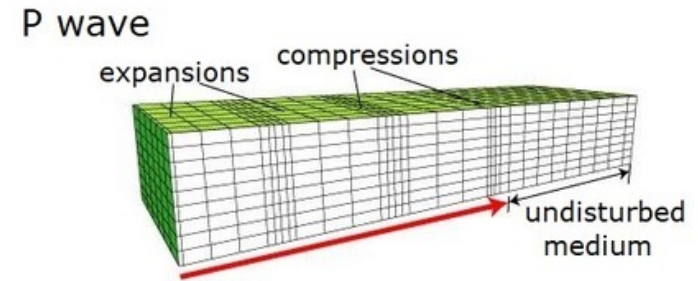
S (ONDES SECONDAIRES): Ondes de cisaillement

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

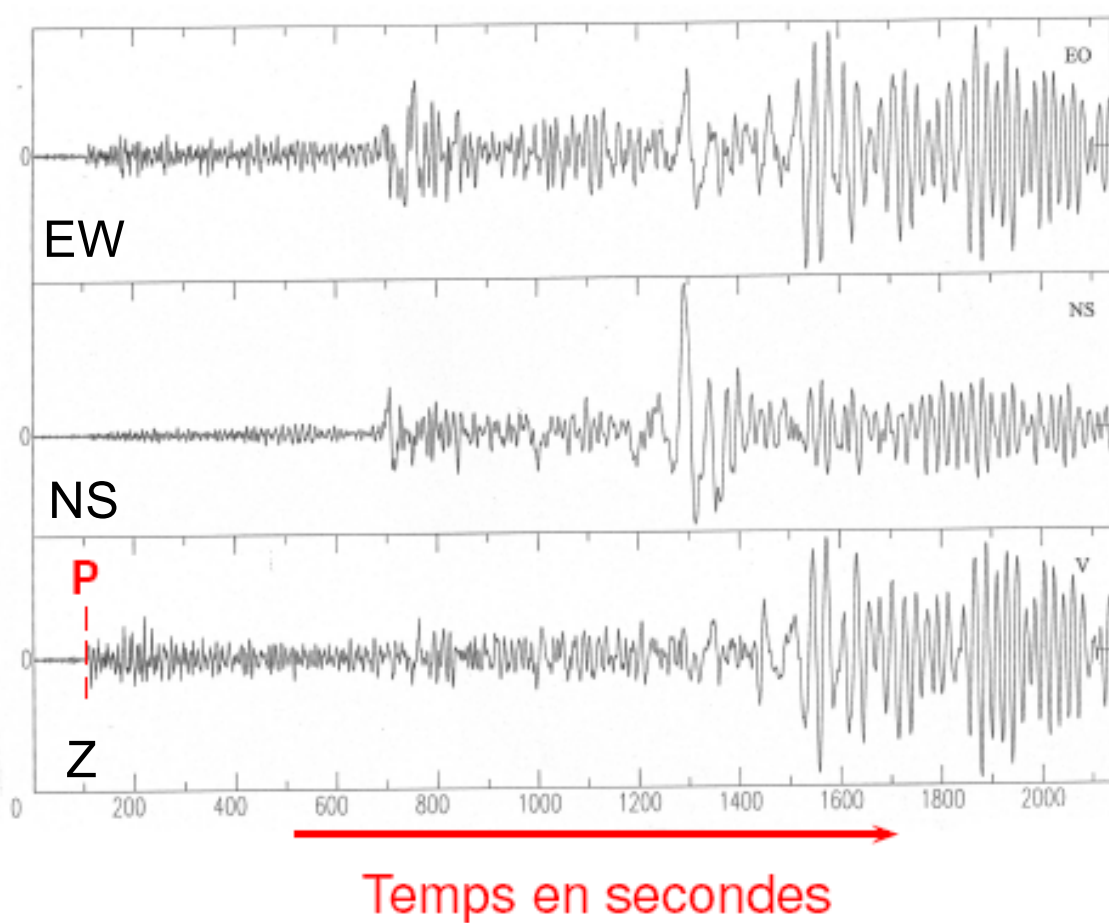
RAYLEIGH : les plus lentes
Mvt elliptique rétrograde

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

© Science Learning Hub – Pokapū Akoranga Pūtaiao, University of Waikato, www.sciencelearn.org.nz

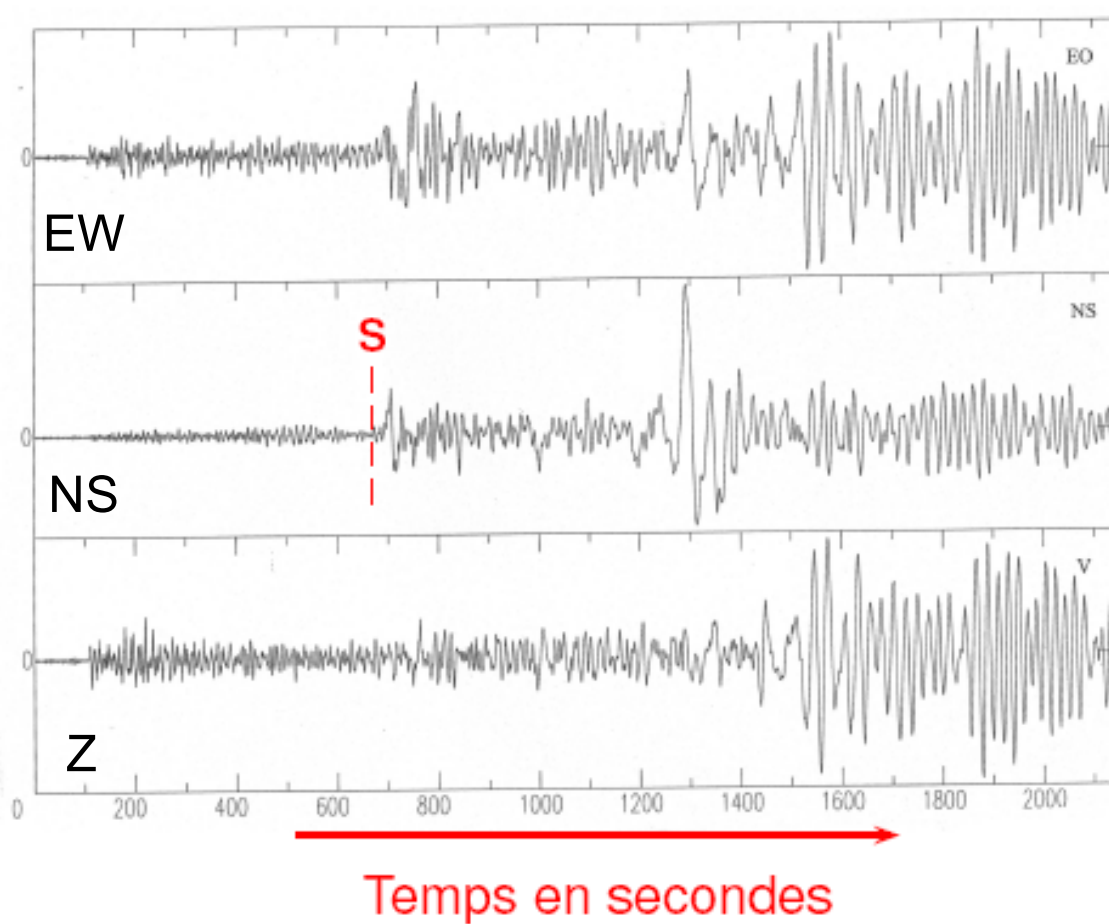


Identification des ondes



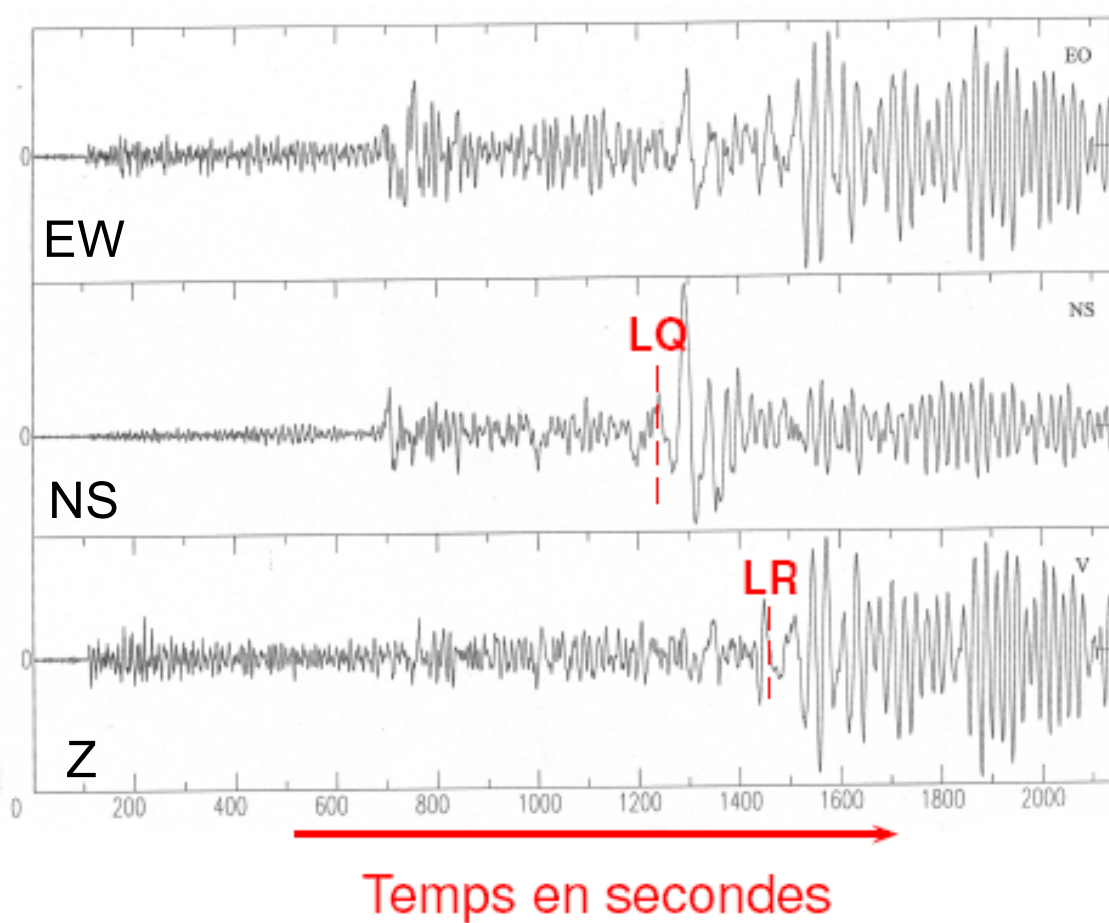
- Meilleure lecture sur la verticale
- Première arrivée en temps
- Contenu haute fréquence ~1 Hz (1s)

Identification des ondes



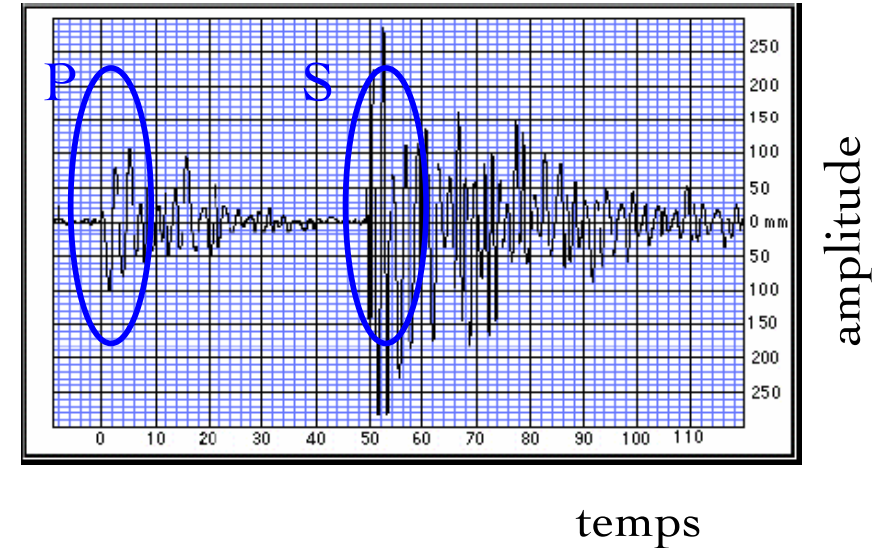
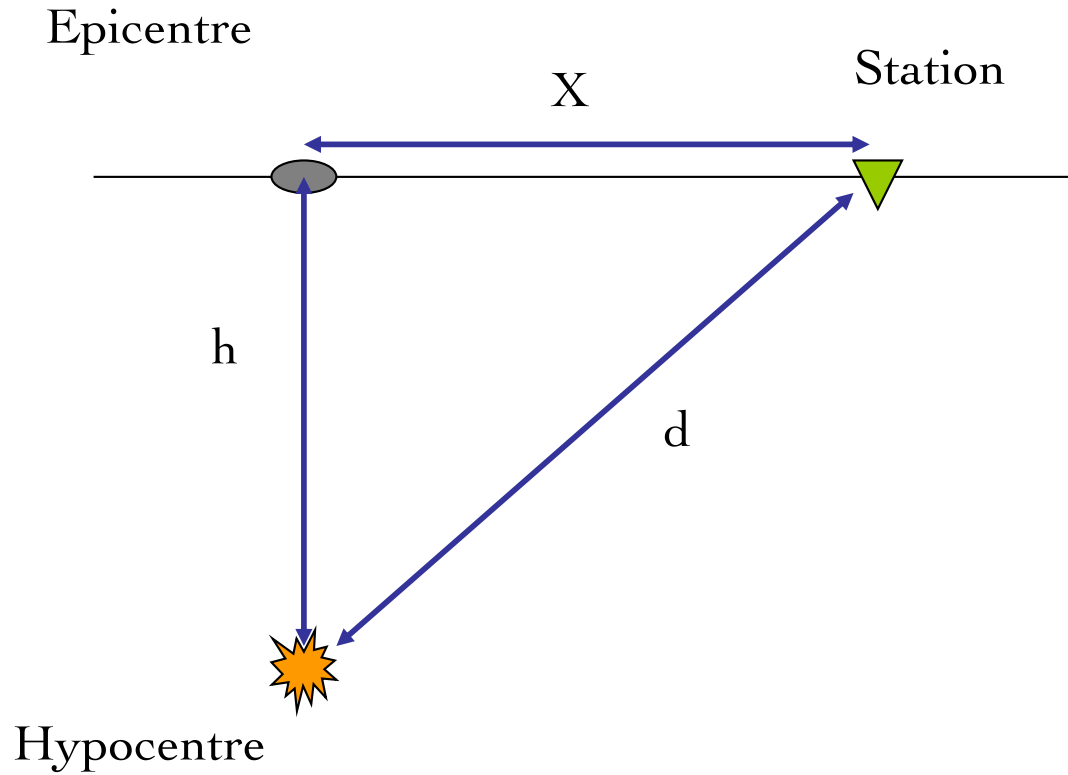
- Meilleure lecture sur les horizontales
- Arrivée après l'onde P
- Contenu haute fréquence plus bas ~ 0.25 Hz (4s)

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 ~ 0.1 Hz (10s)

Localisation d'un séisme

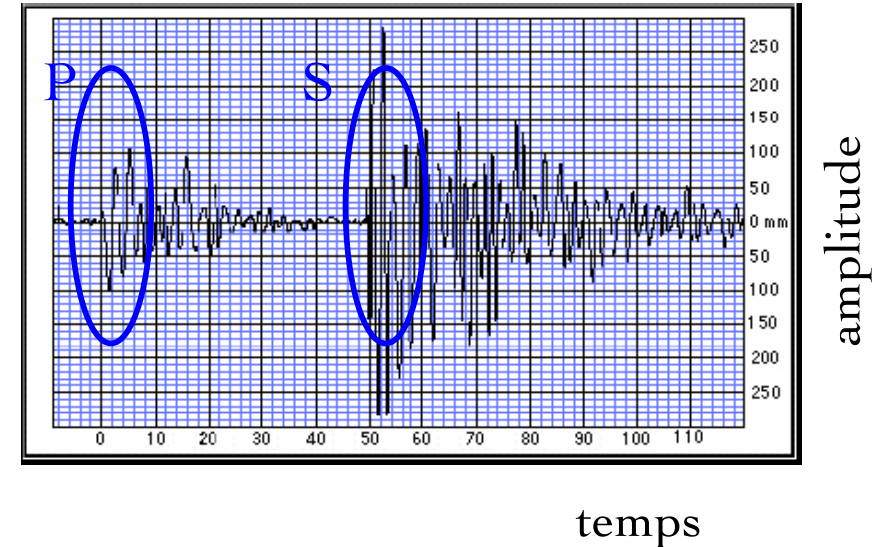
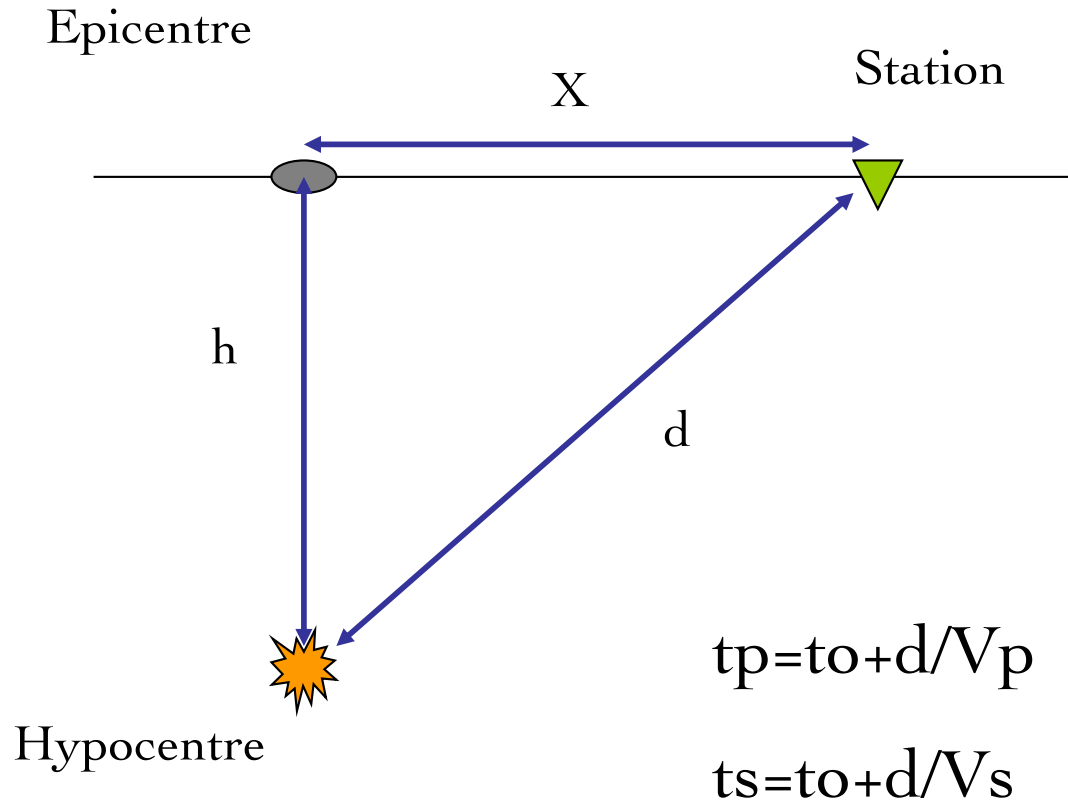


On cherche d...

Que mesure-t-on ?

Que sait-on ?

Localisation d'un séisme



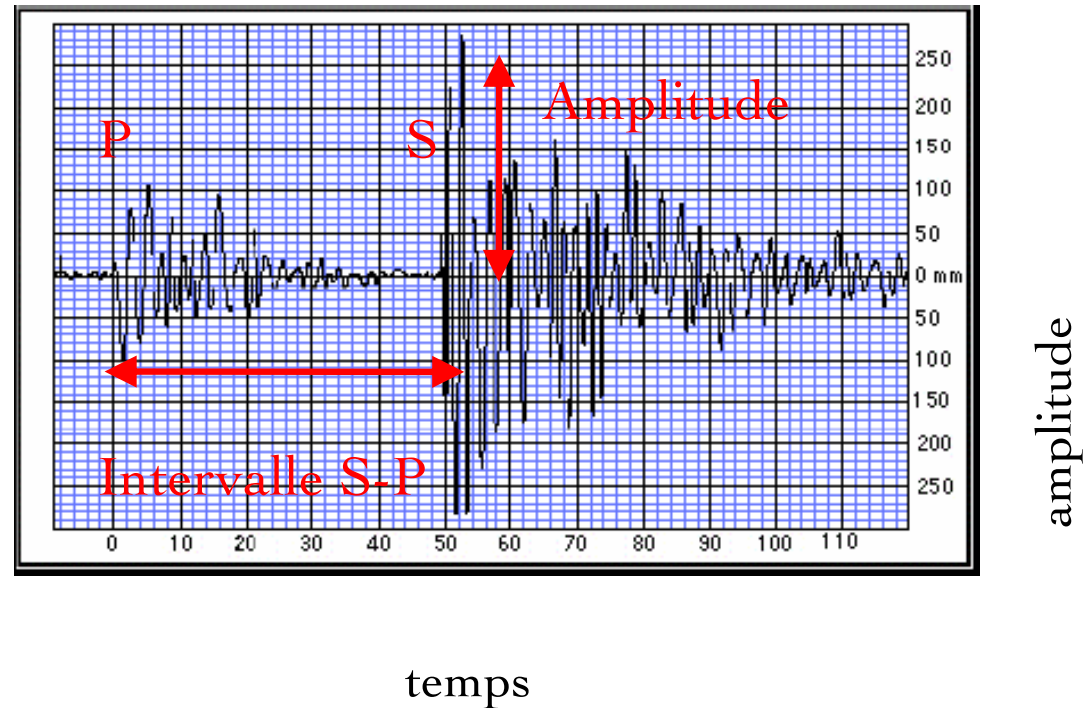
4 inconnues: latitude, longitude, profondeur, temps origine



En pratique: 3 écarts ($t_s - t_p$)

Localisation d'un séisme

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

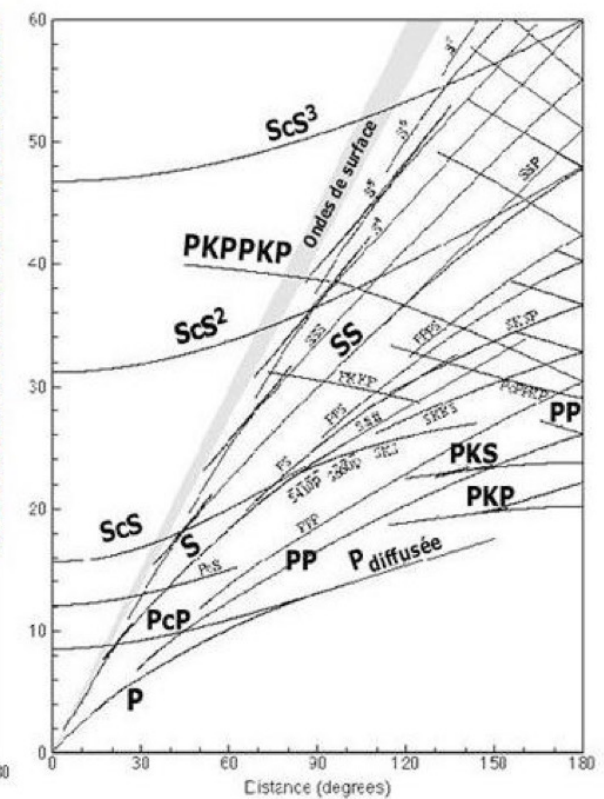
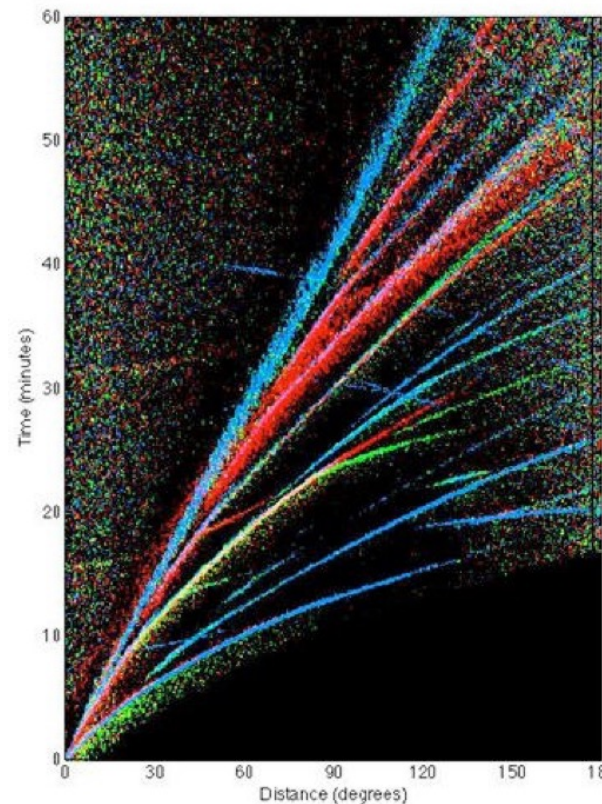
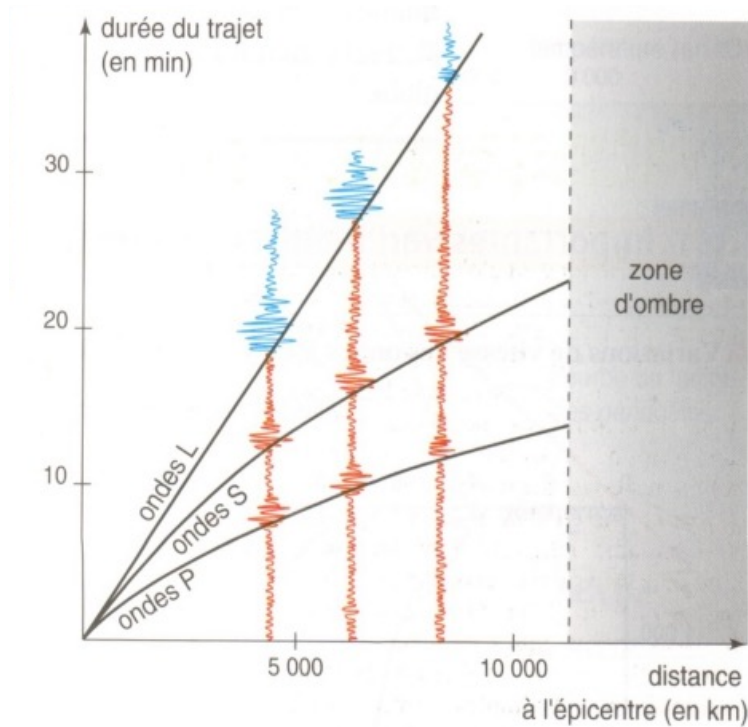


$d_{\text{km}} = \text{cte.} \cdot (t_s - t_p)_{\text{sec}}$ avec $\text{cte} = 3.5 \text{ à } 8.2$

Localisation d'un séisme

Les hodochrones

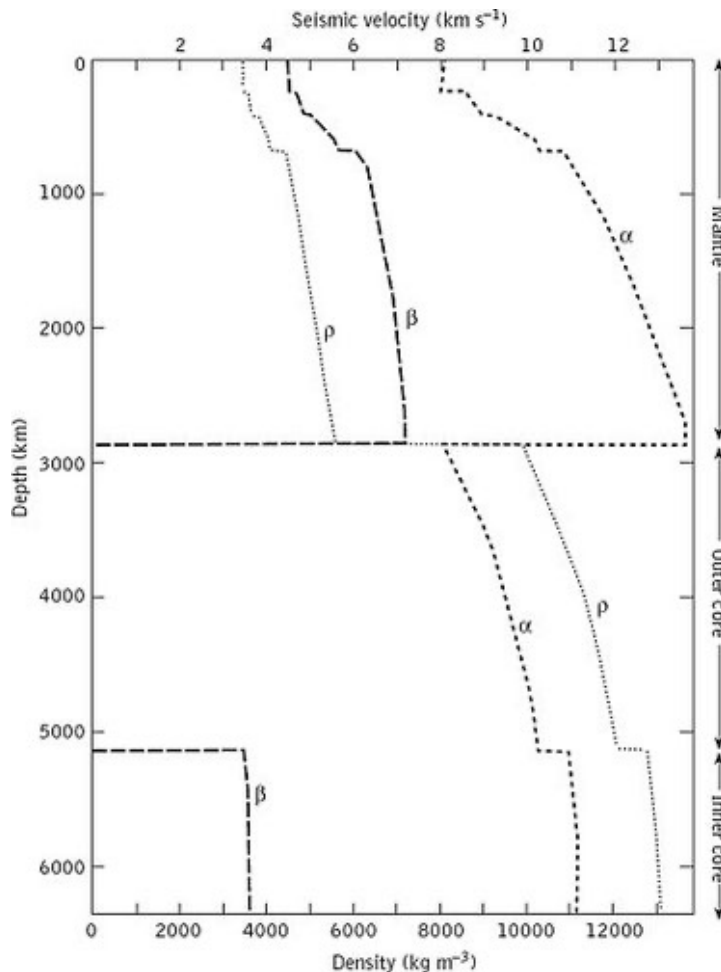
Temps d'arrivée des ondes
en fonction de la
distance épicentrale



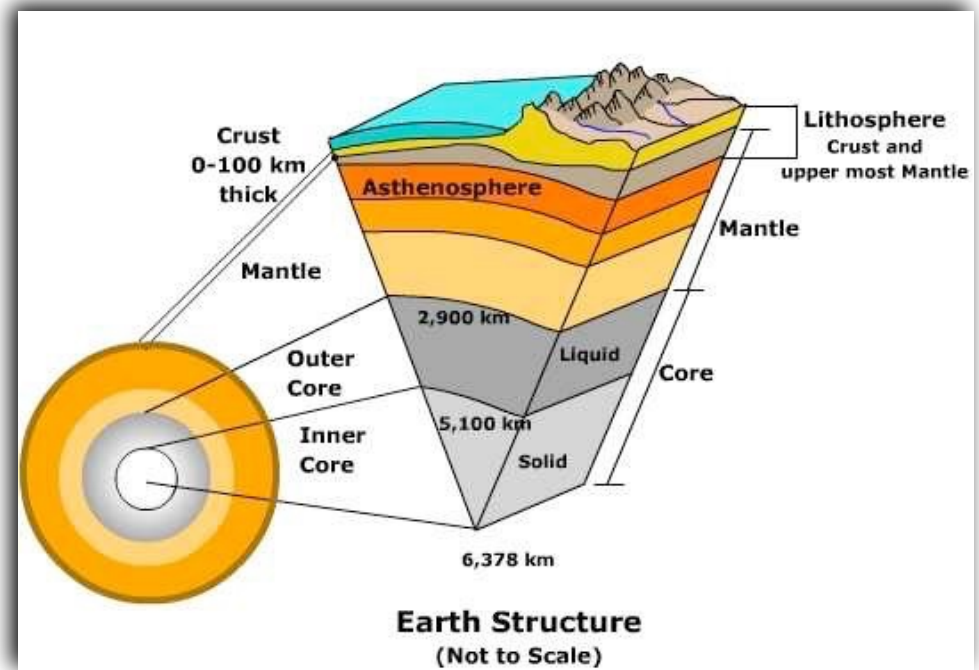
Courbes Réelles et Théoriques

Localisation d'un séisme

Les hodochrones

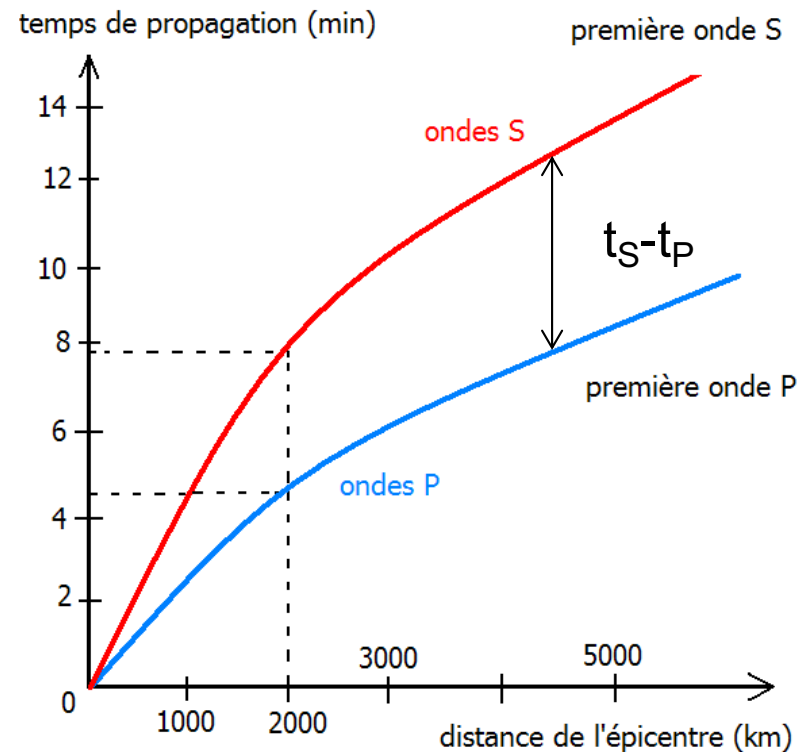
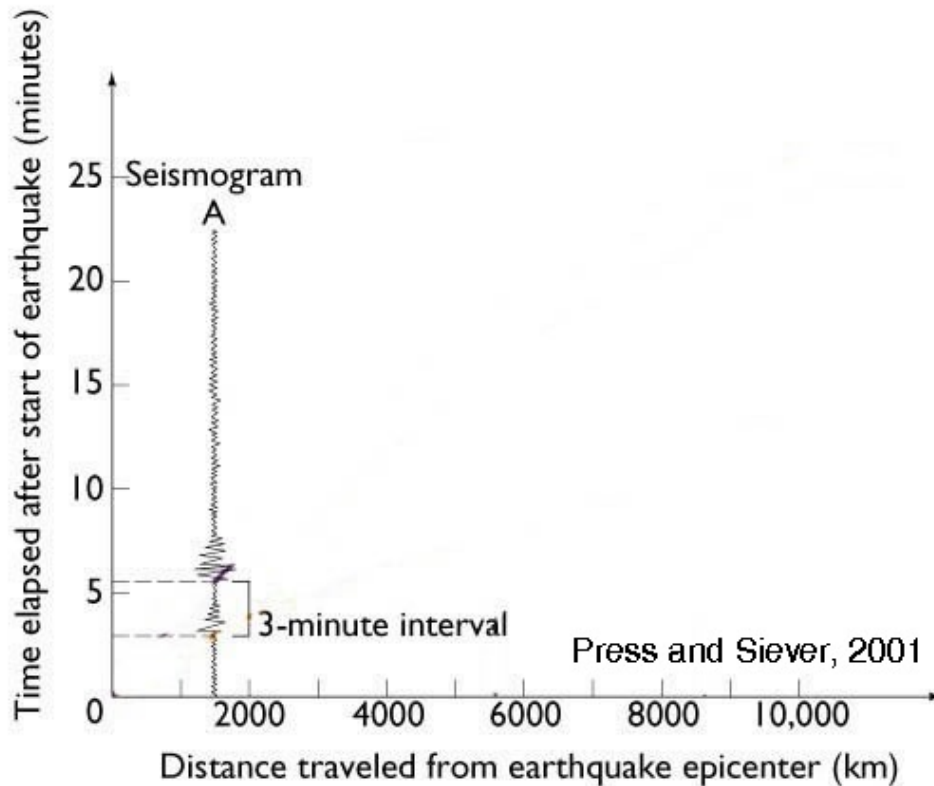


Modèle de Terre (vitesse, densité, anisotropie...) pour expliquer au mieux les courbes théoriques



Modèle sismologique radial de la Terre obtenu grâce à l'étude des hodochrones

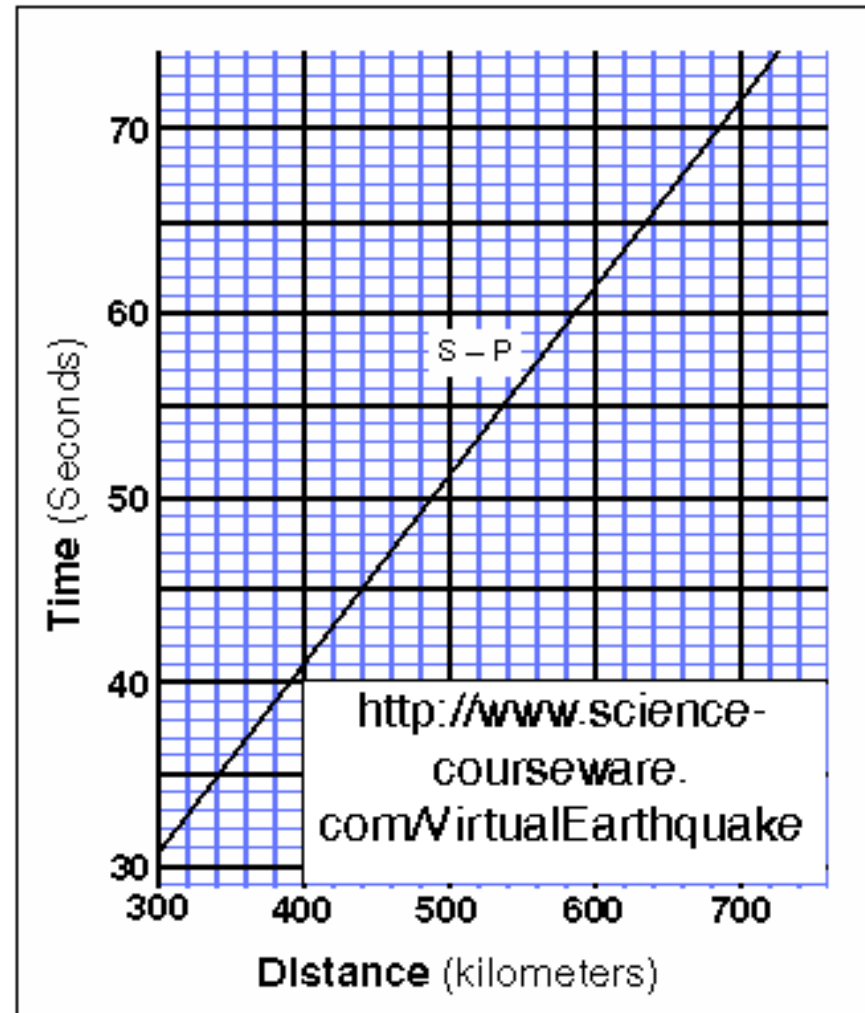
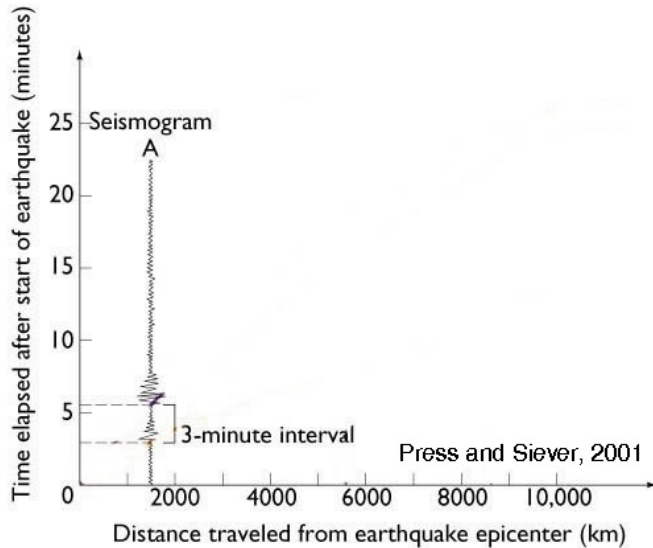
Localisation d'un séisme



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

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

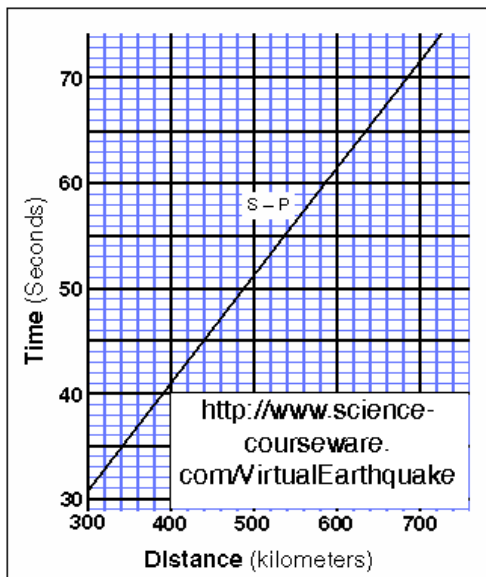
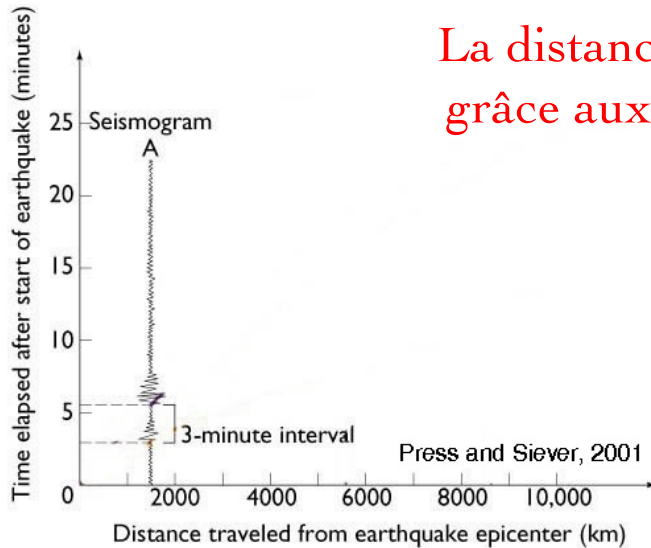
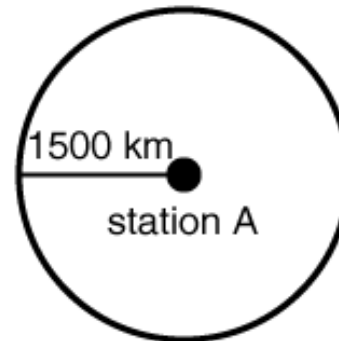


Distances Régionale

Localisation d'un séisme

La distance est calculée,
grâce aux hodochrones

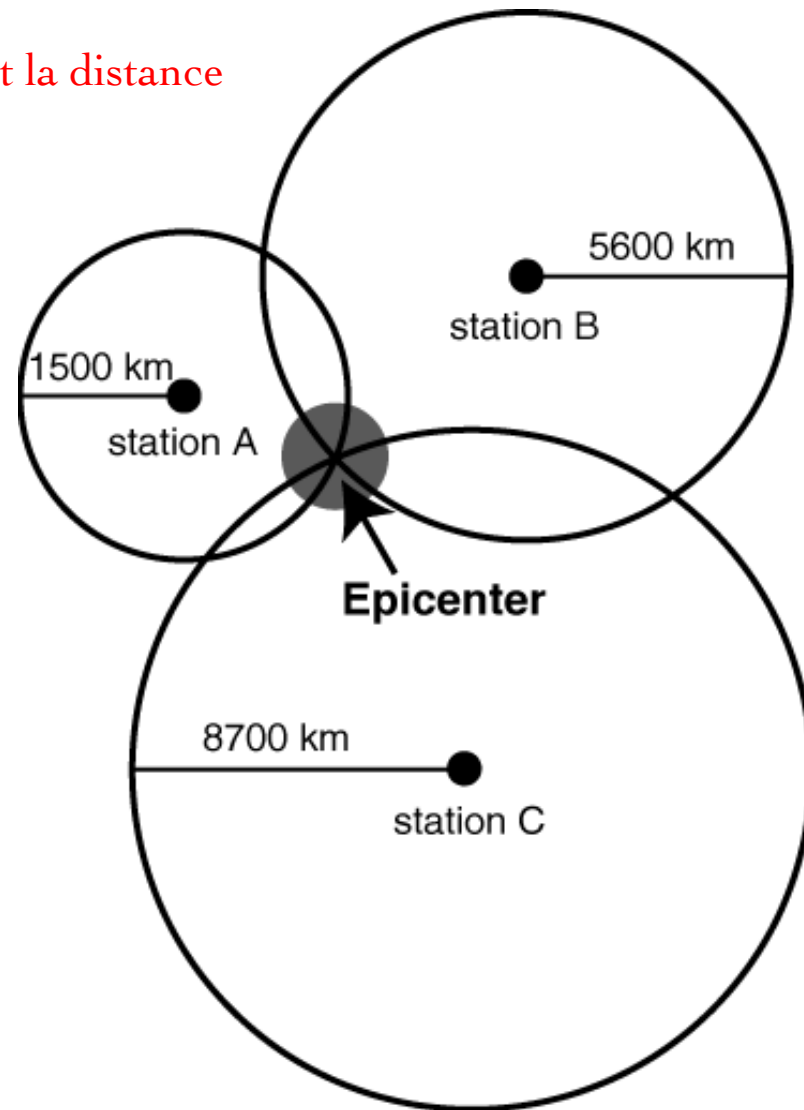
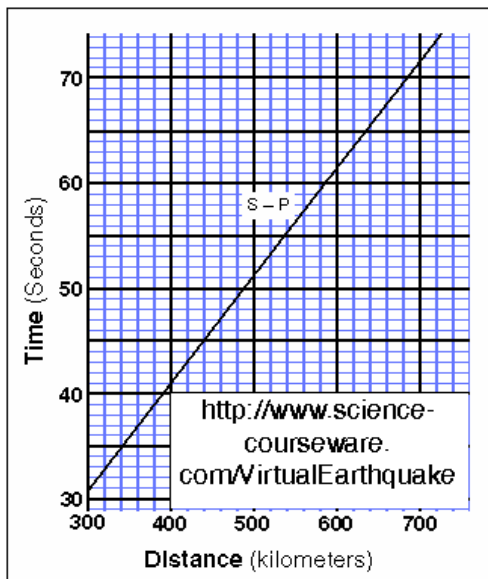
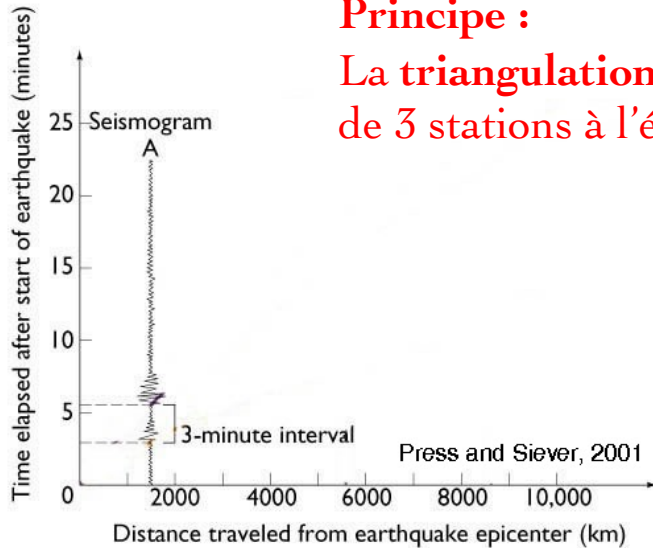
3 minutes P-S time =
1500 km distance



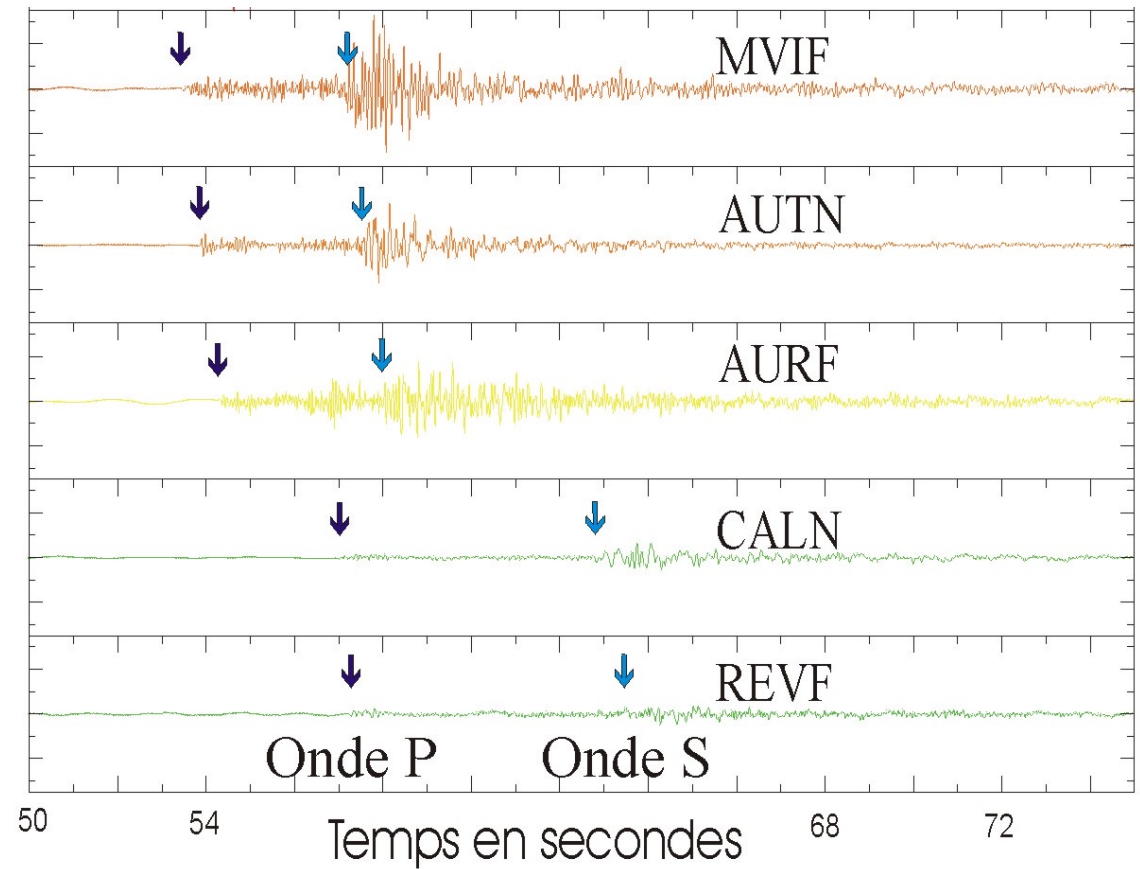
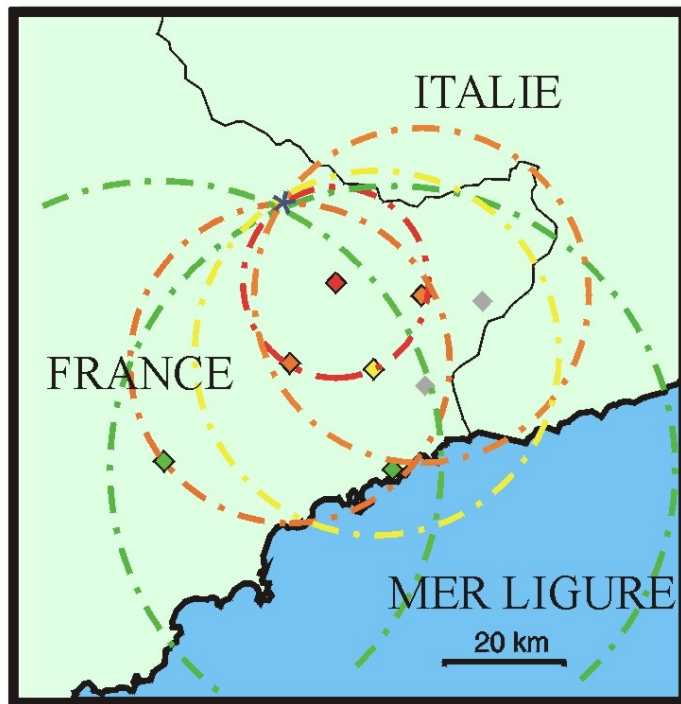
Localisation d'un séisme

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

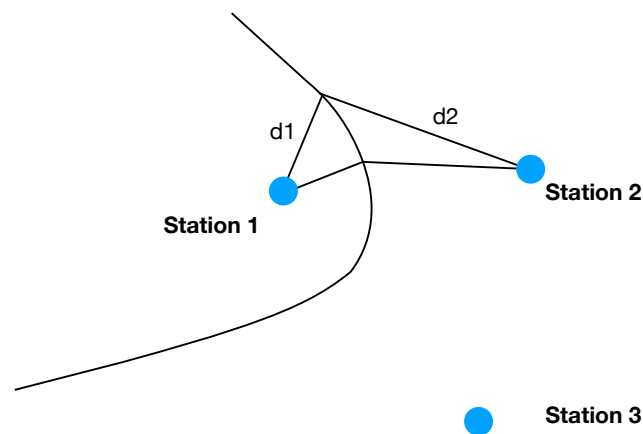
$$\begin{array}{l} t_1 = t_0 + d_1/V_p \\ t_2 = t_0 + d_2/V_p \end{array} \quad \Rightarrow \quad d_2 - d_1 = (t_2 - t_1) \cdot V_p = \text{cste}$$

Localisation d'un séisme

Méthode des hyperboles

- 3 stations minimum
- Ondes P uniquement

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

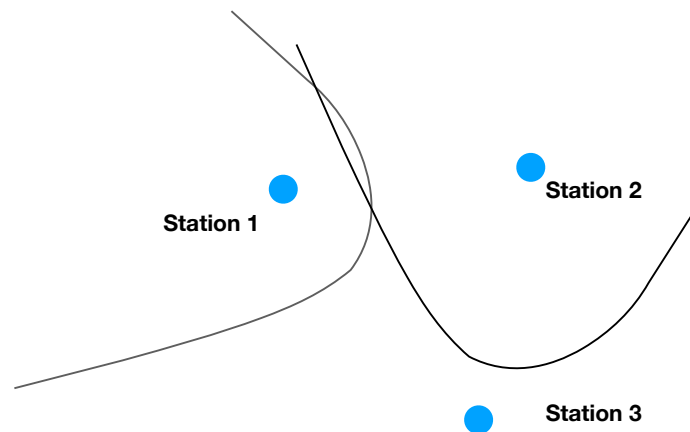


Localisation d'un séisme

Méthode des hyperboles

- 3 stations minimum
- Ondes P uniquement

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

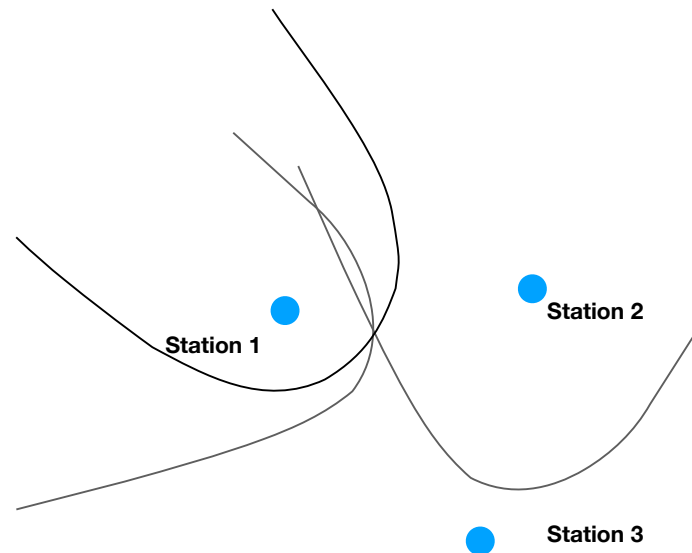


Localisation d'un séisme

Méthode des hyperboles

- 3 stations minimum
- Ondes P uniquement

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

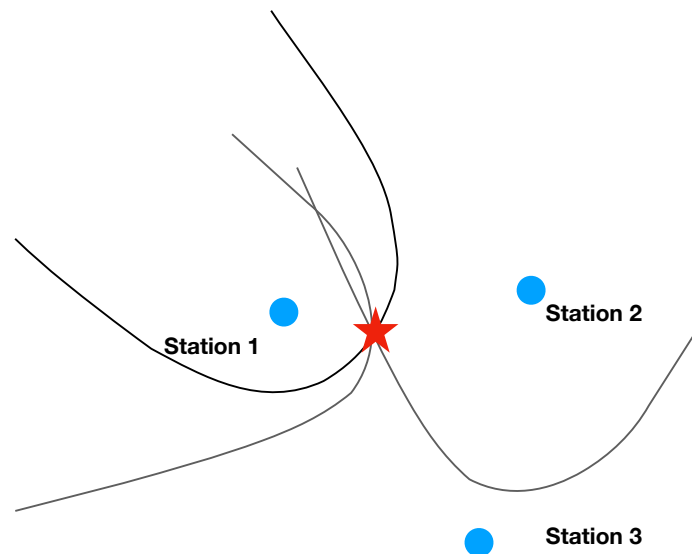


Localisation d'un séisme

Méthode des hyperboles

- 3 stations minimum
- Ondes P uniquement

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



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

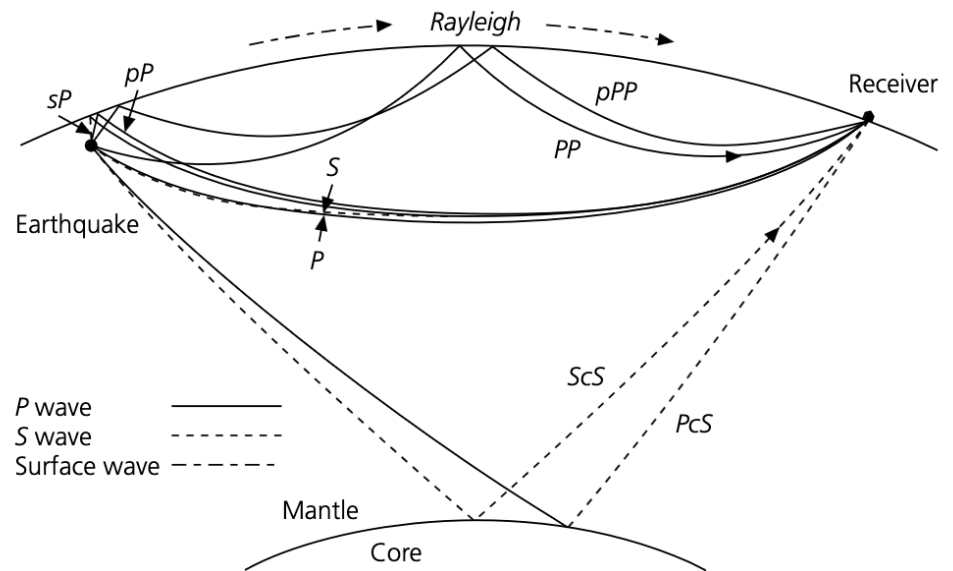
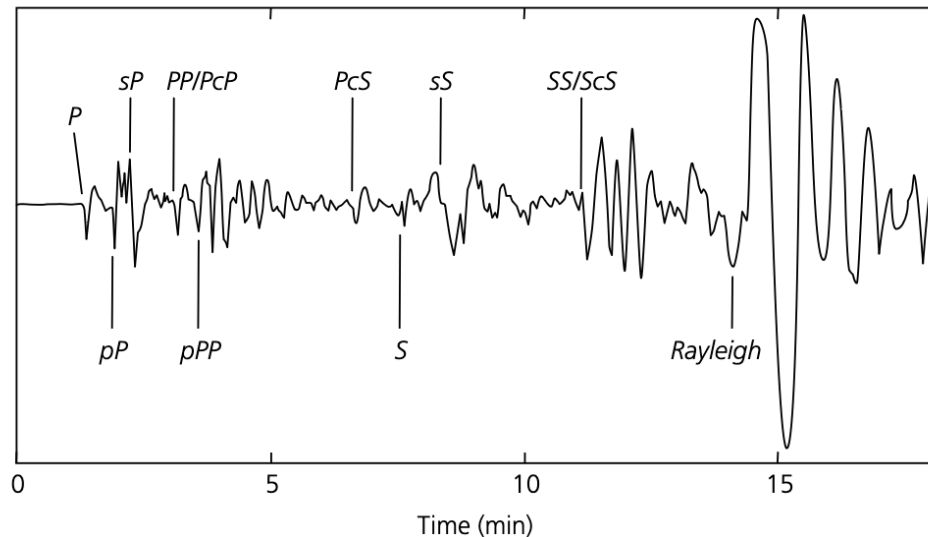


Fig. 1.1-3 *Left:* Long-period vertical component seismogram at Golden, Colorado, from an earthquake in Colombia (July 29, 1967), showing various seismic phases. The distance from earthquake to station is 44° . *Right:* Ray paths for the seismic phases labeled on the seismogram.

Localisation d'un séisme

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

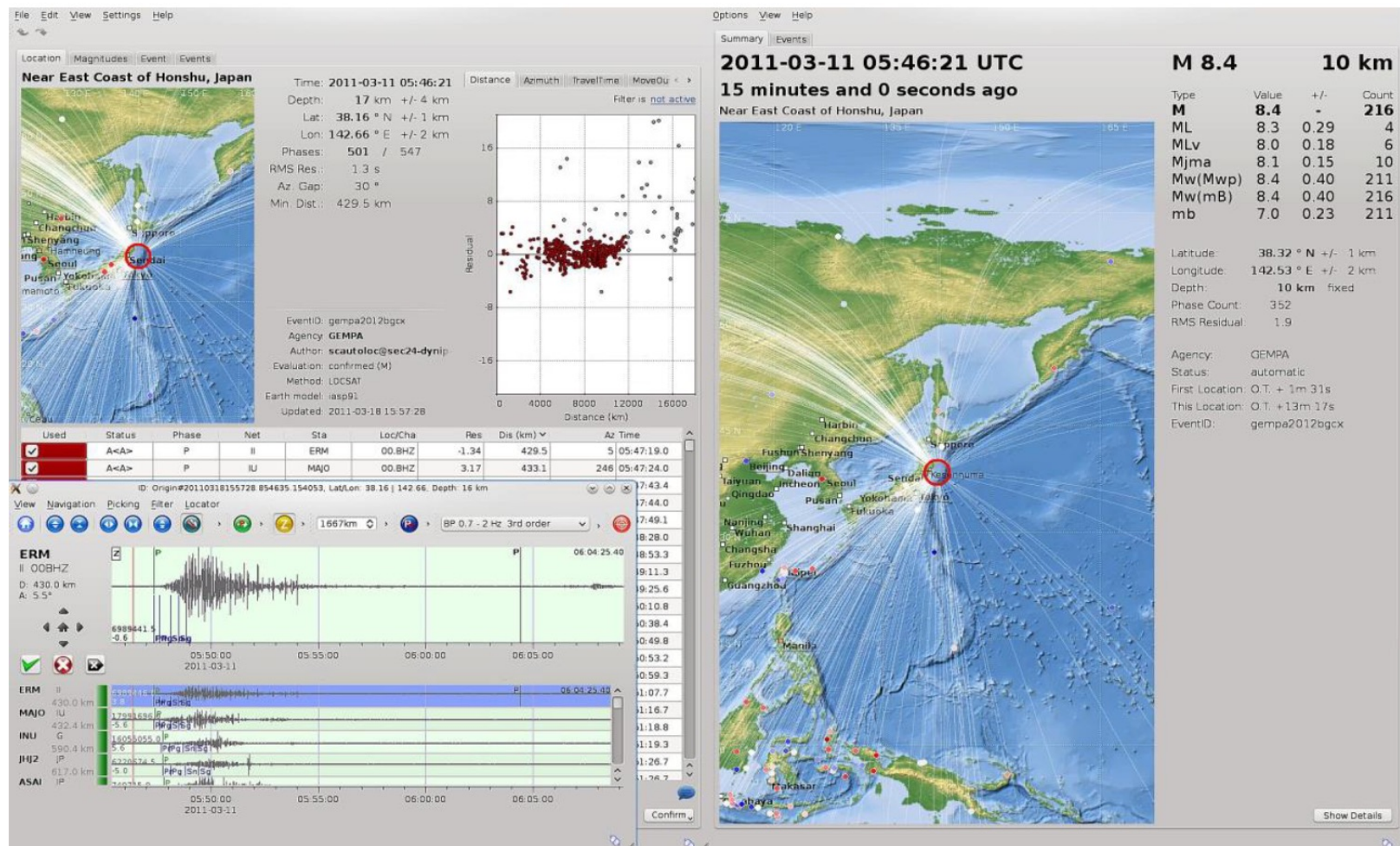


Fig. 11.51 SeisComP3 screenshots of an authentic playback from the Tohoku earthquake on March 11, 2011. **Left side**: Screenshot from the SC3 module to review/revise hypocenter solutions; **right side** shows the event summary view (Figure by courtesy of B. Weber).

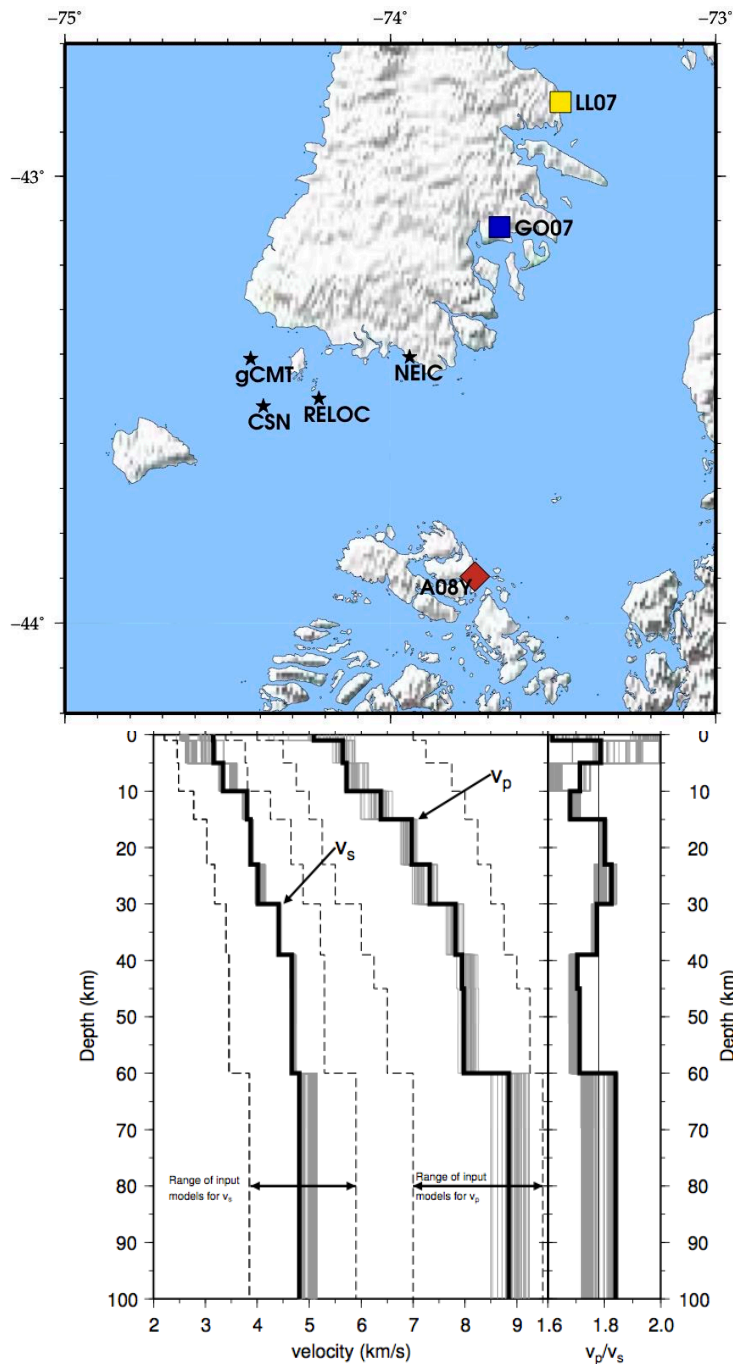
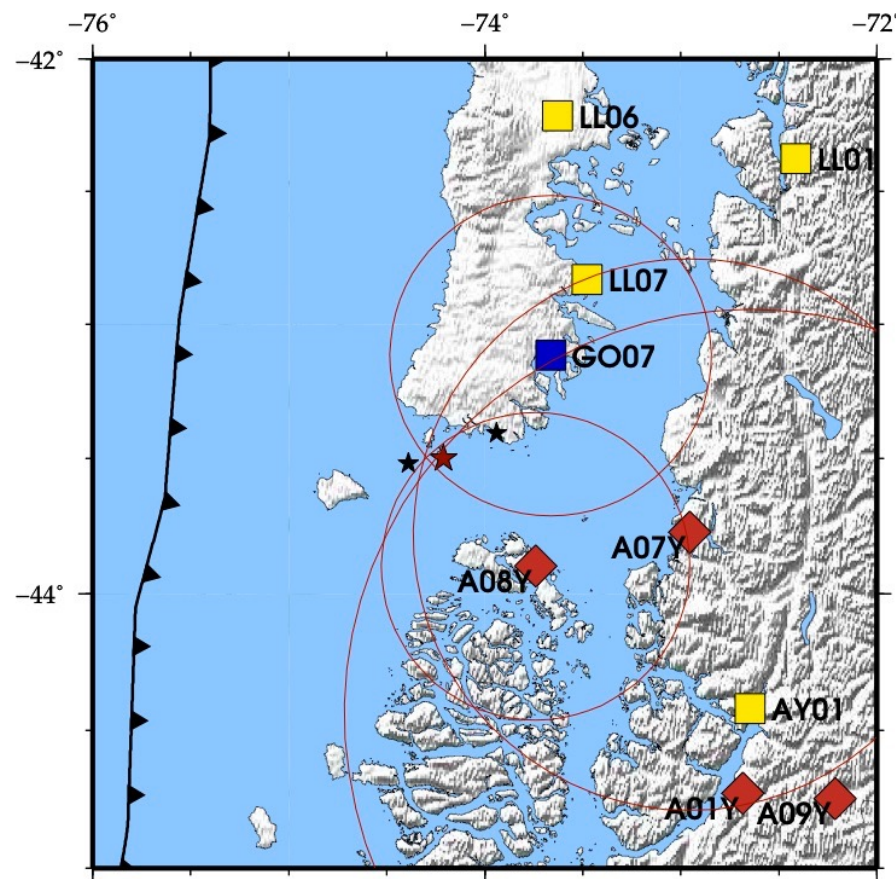


Figure 5.2: Resulting minimum 1-D velocity model (LANGE et al., 2007). Models that fit the data equally well (best 3%) are plotted in grey. Range of input models for P and S velocity covering the velocity space between the two dashed lines. On the right, final v_p/v_s ratios are shown.

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

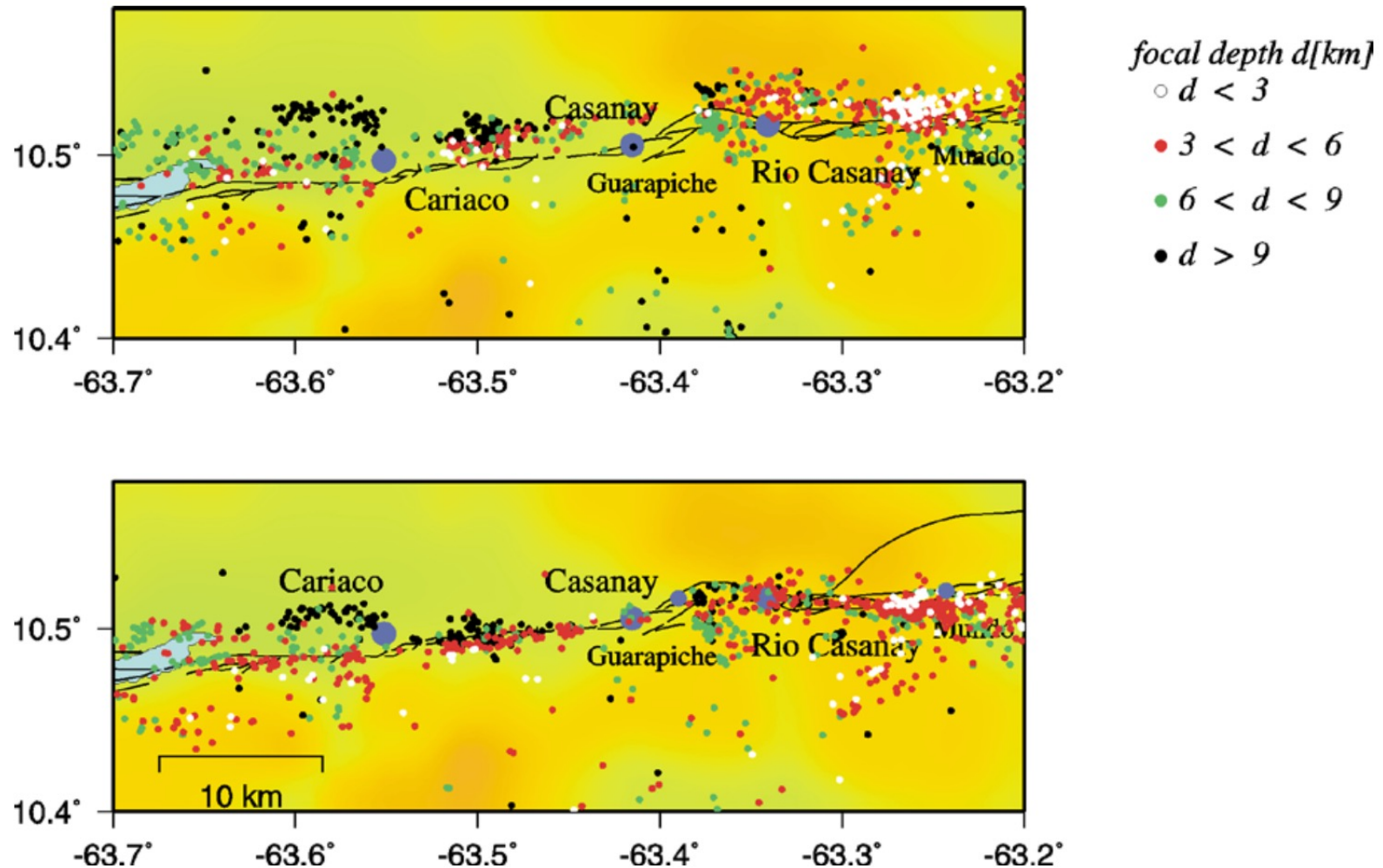
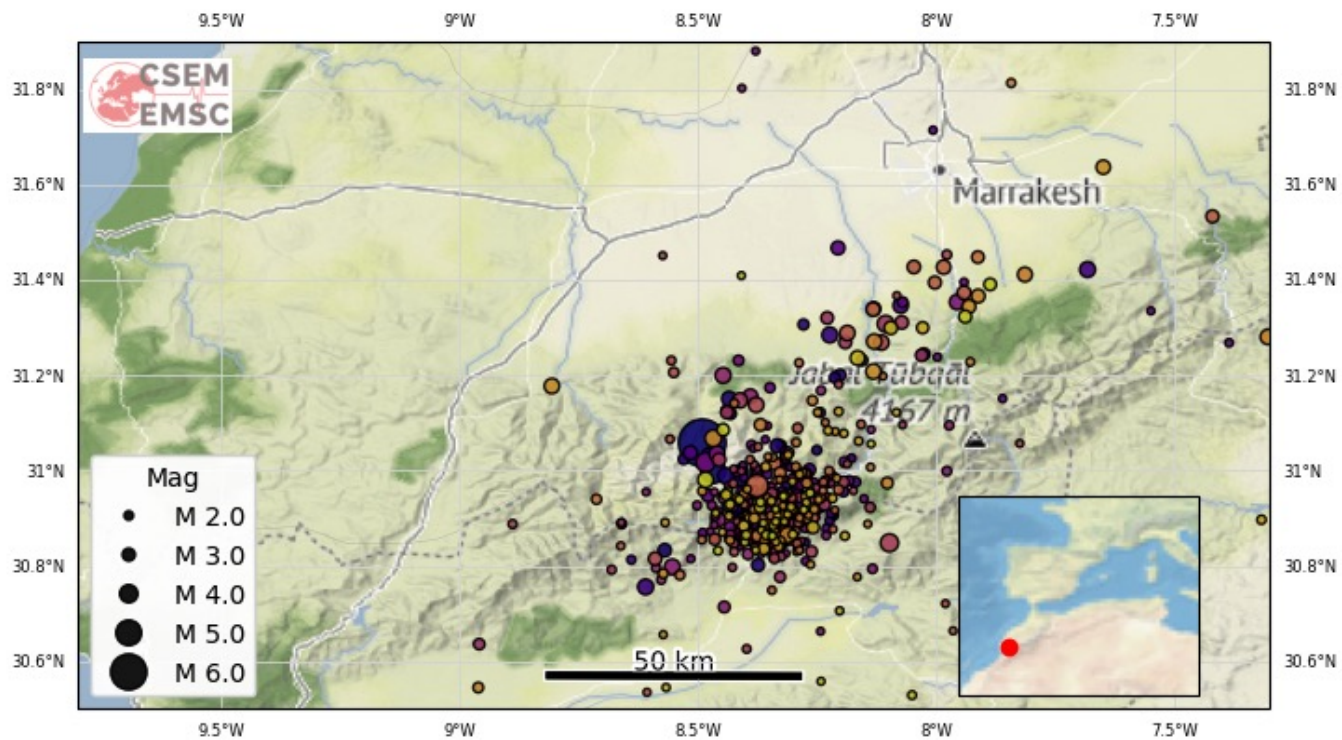
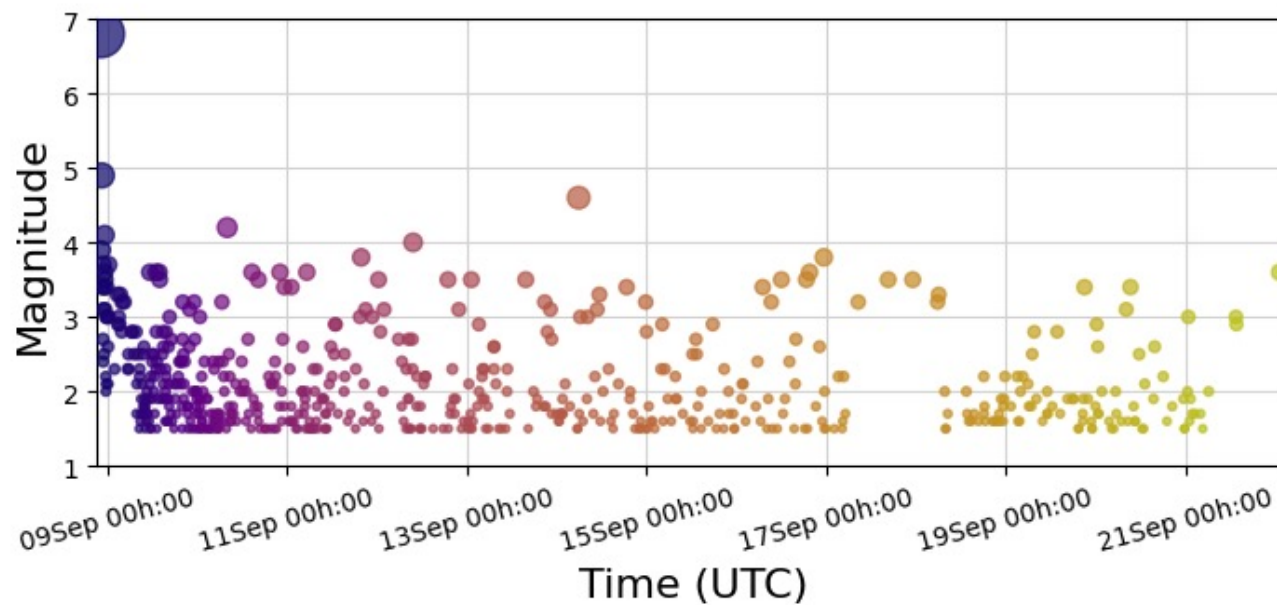


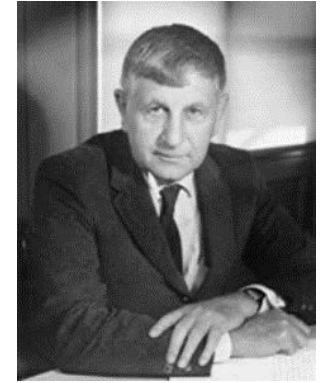
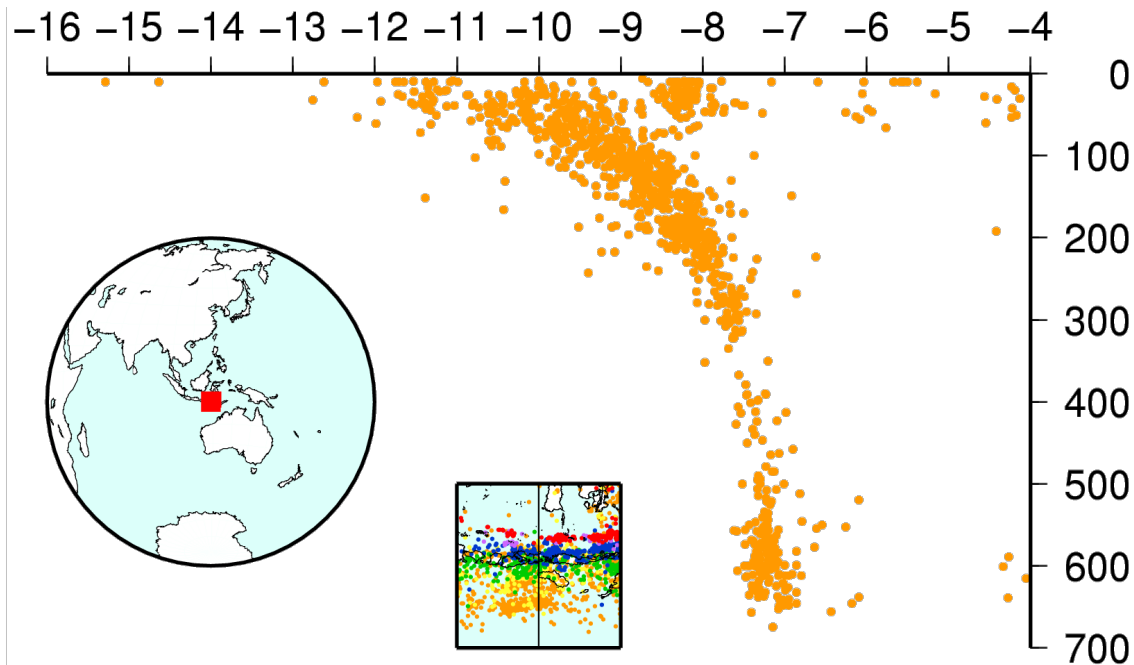
Figure 11 Epicentral distribution of aftershocks of the Cariaco earthquake ($M_s=6.8$) on July 9, 1997 in NE Venezuela. Top: results from HYPO71 based on a one-dimensional velocity-depth distribution. Bottom: Relocation of the aftershocks on the basis of a 3-D model derived from a tomographic study of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



Séisme Maroc, 8 septembre 2023, Mw 6.8

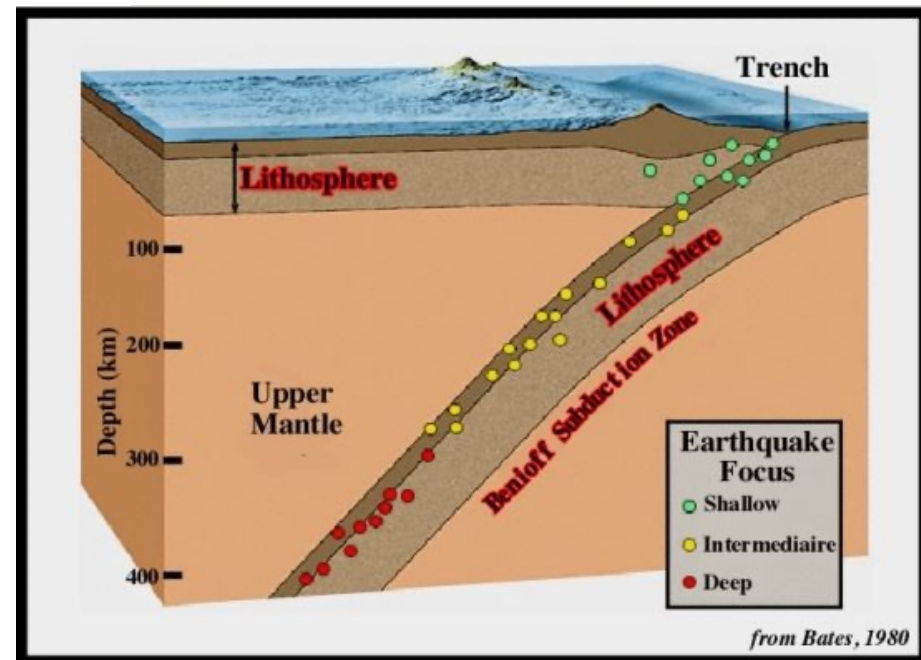


Localiser un séisme : à quoi ça sert ?



Plan de Wadati-Benioff

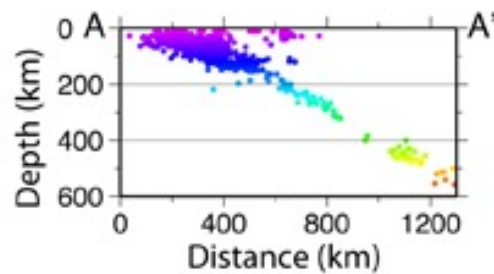
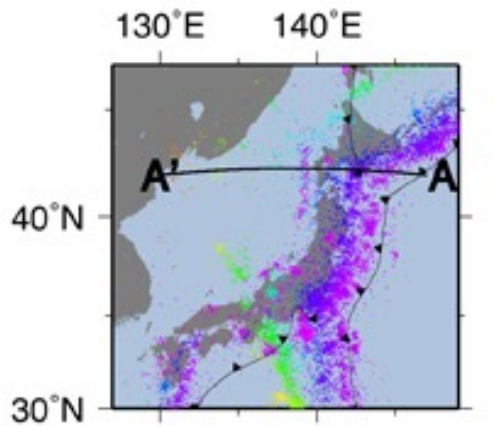
- Zones de subduction
- Permet de déterminer la géométrie des plaques plongeantes



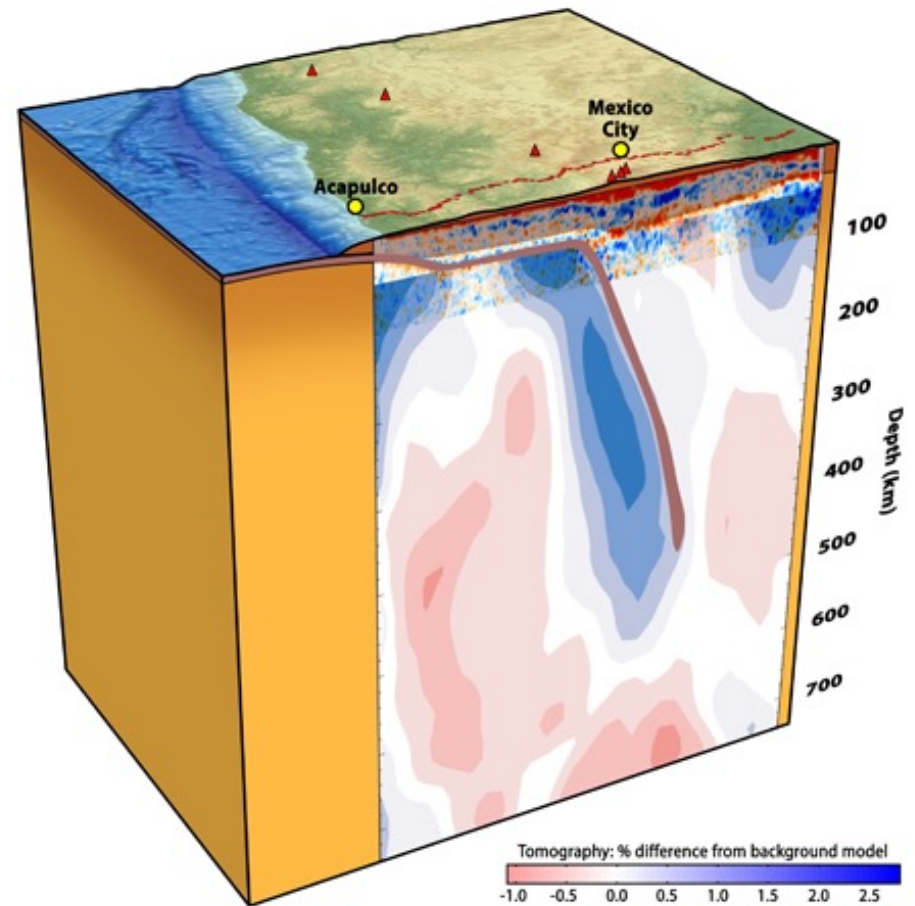
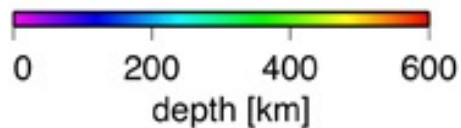
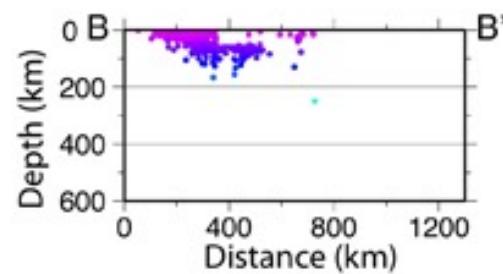
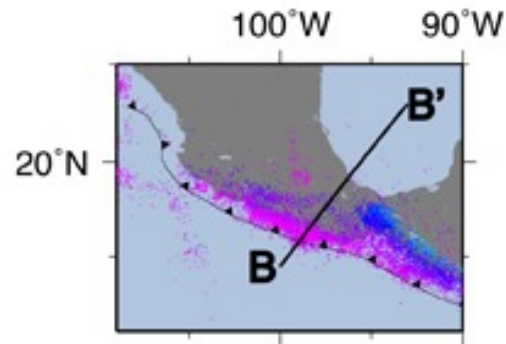
Localiser un séisme : à quoi ça sert ?

Zones de subductions

Japan

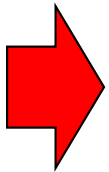
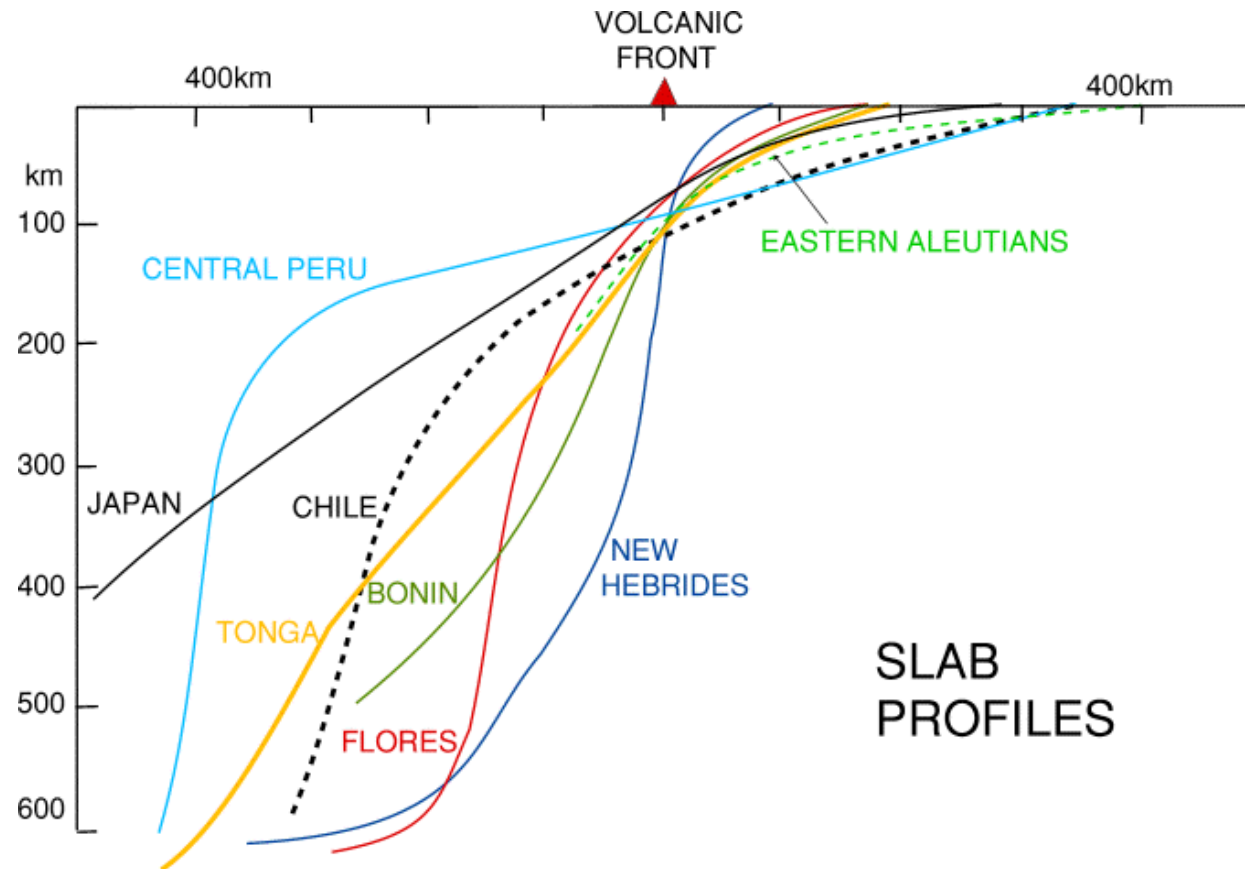


Mexico



Localiser un séisme : à quoi ça sert ?

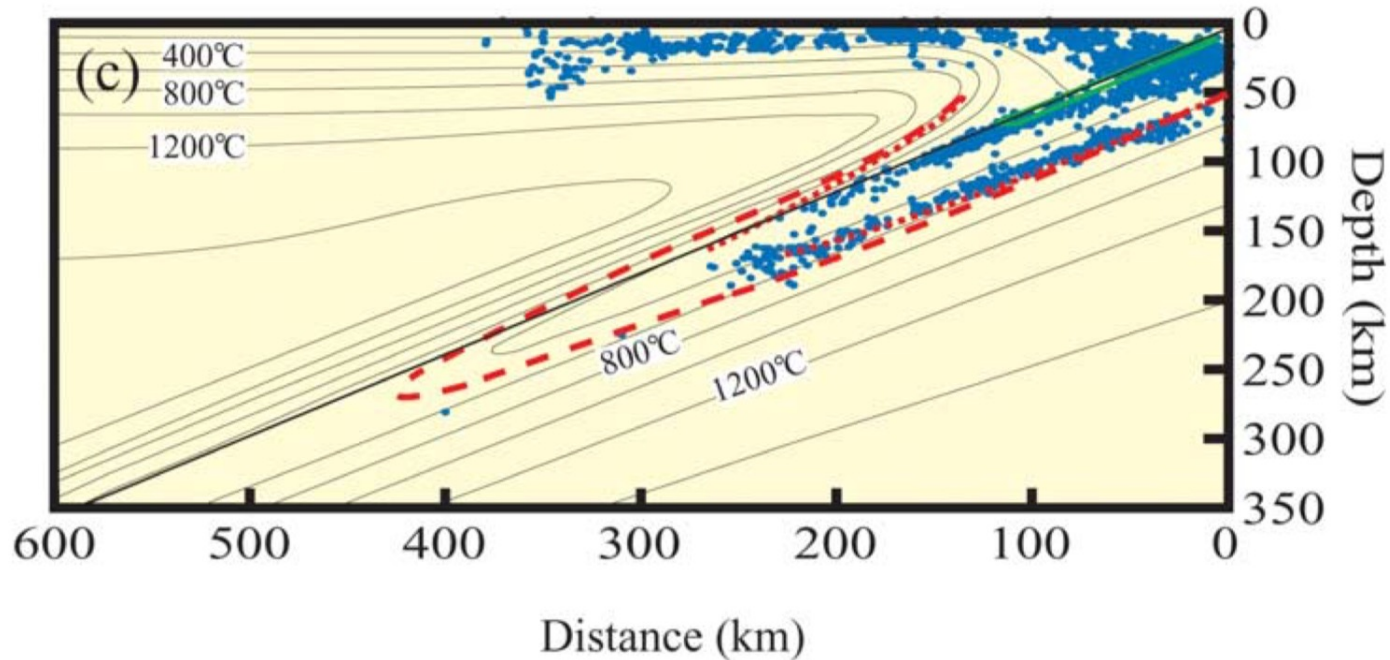
Zones de subductions



- Structure du manteau
- Âge des plaques plongeantes

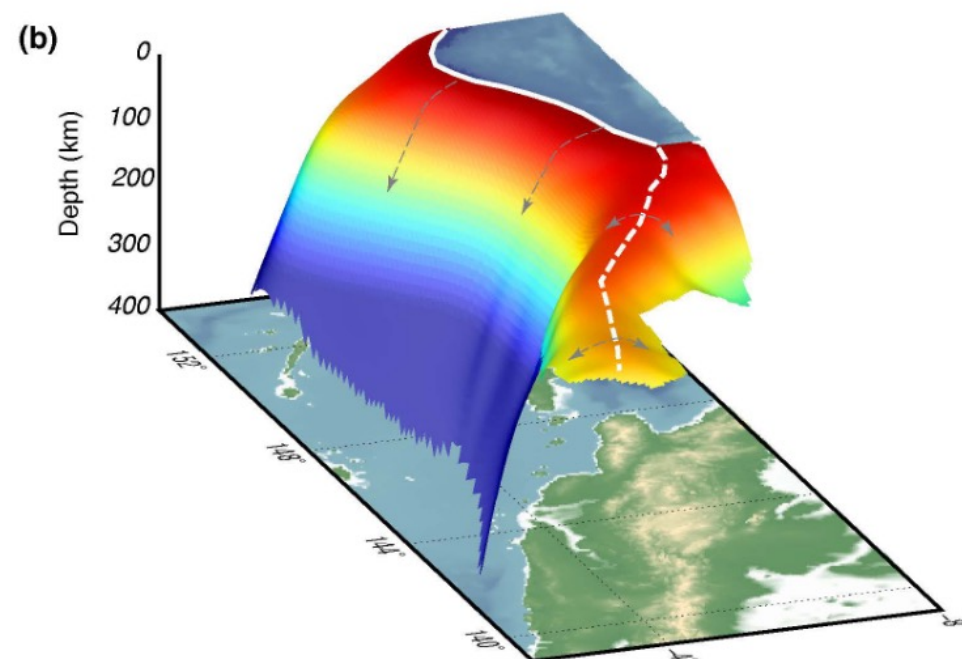
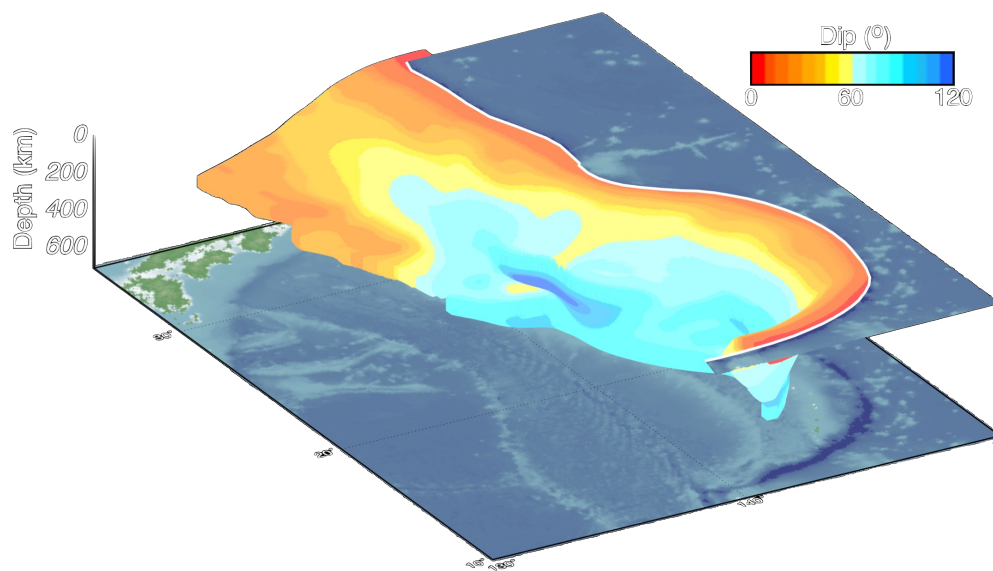
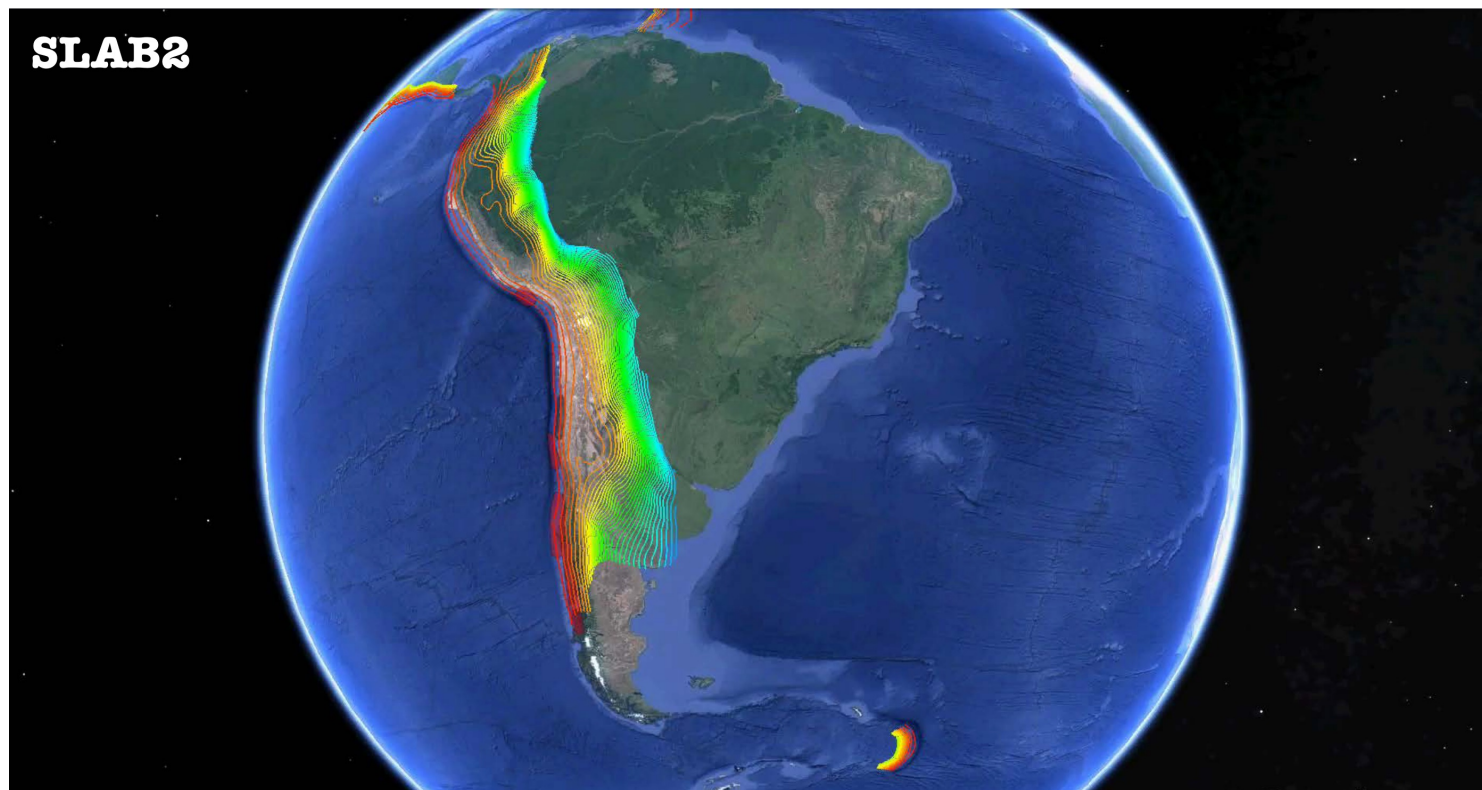
Localiser un séisme : à quoi ça sert ?

Zones de subductions



Différents mécanismes à l'origine de la sismicité

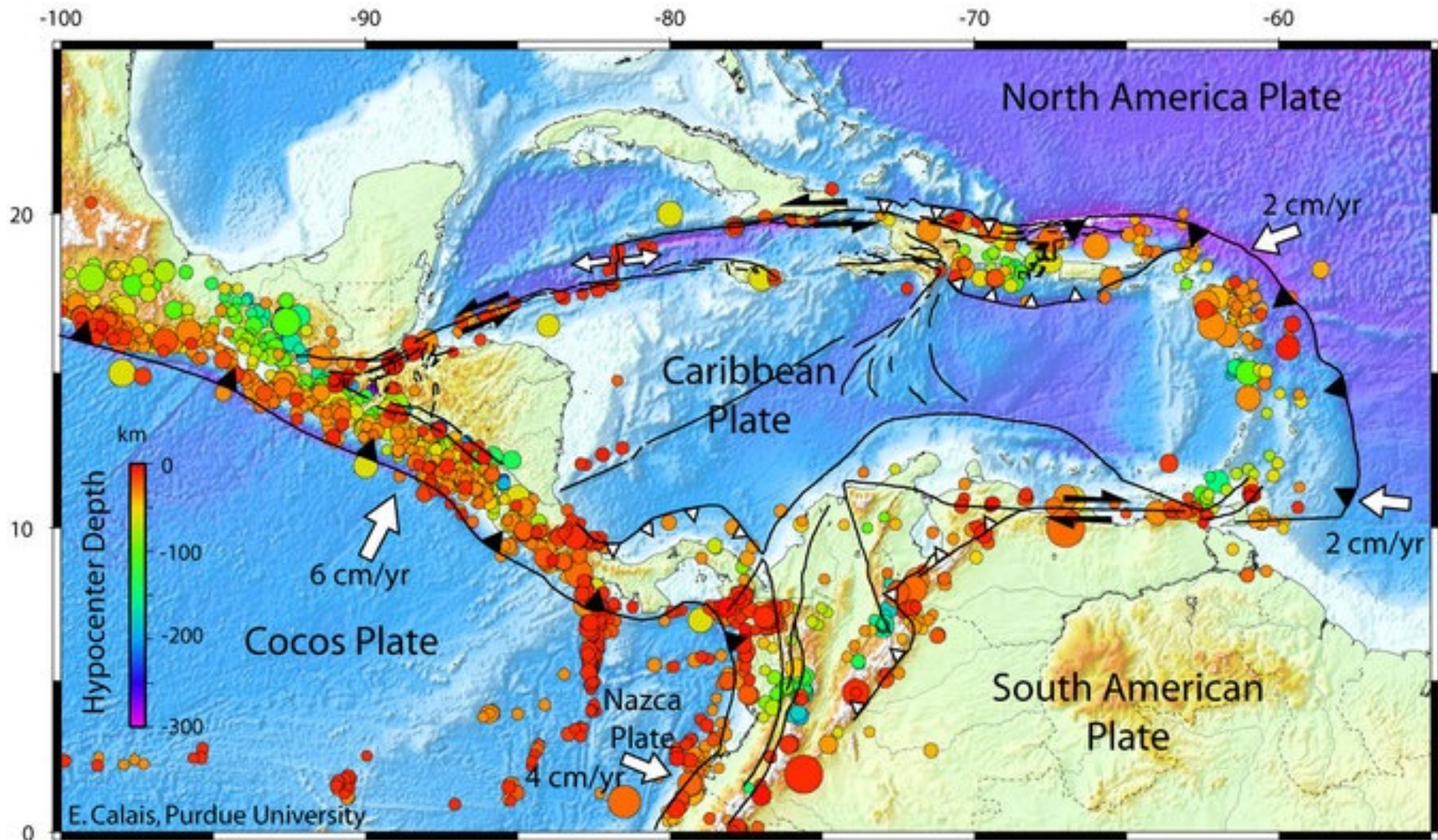
- Frottement et rupture le long des plans de faille
- Déshydratation et formation d'éclogites (<300 km)
- Changements de phases minérales (changement de volume, >300 km)



<https://earthquake.usgs.gov/slab2/>

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).

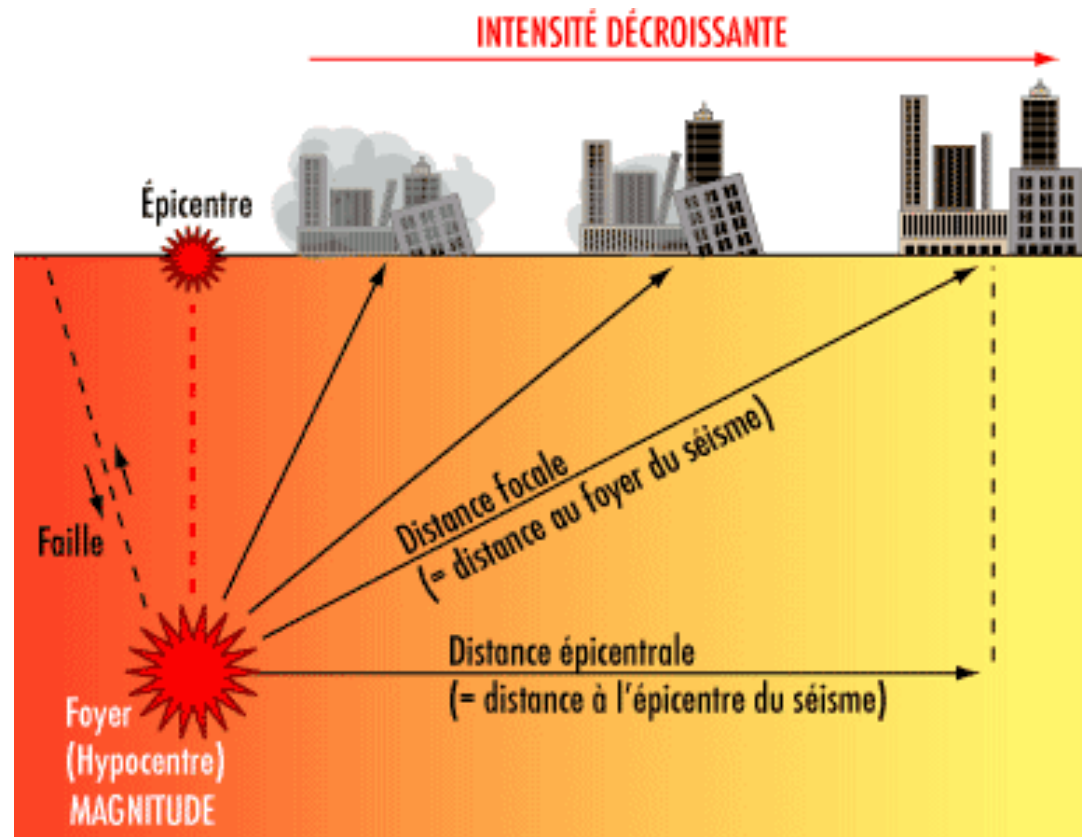
2 critères:

- 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

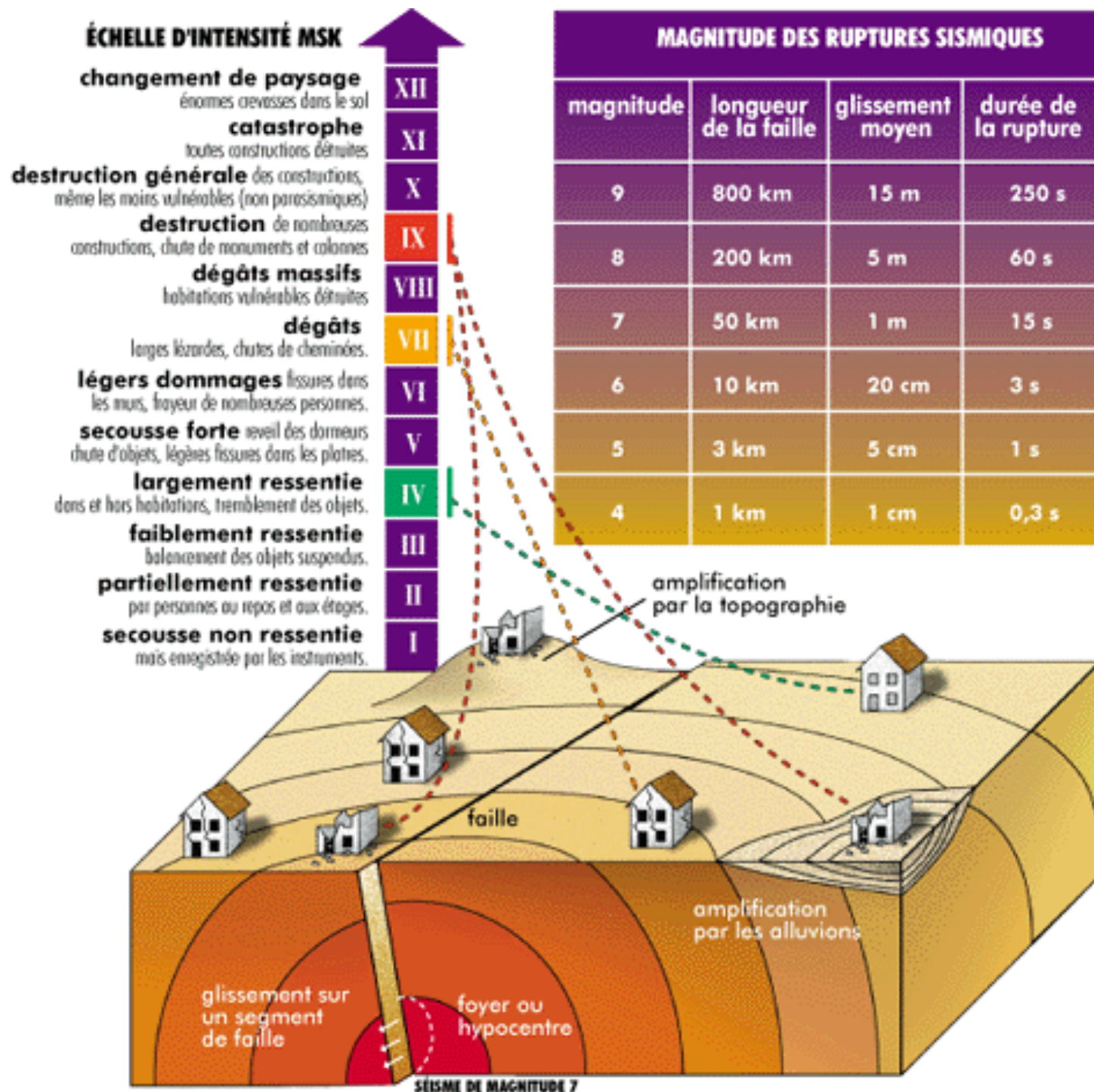
Il existe plusieurs échelles de 12 degrés (I à XII):

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



Intensité

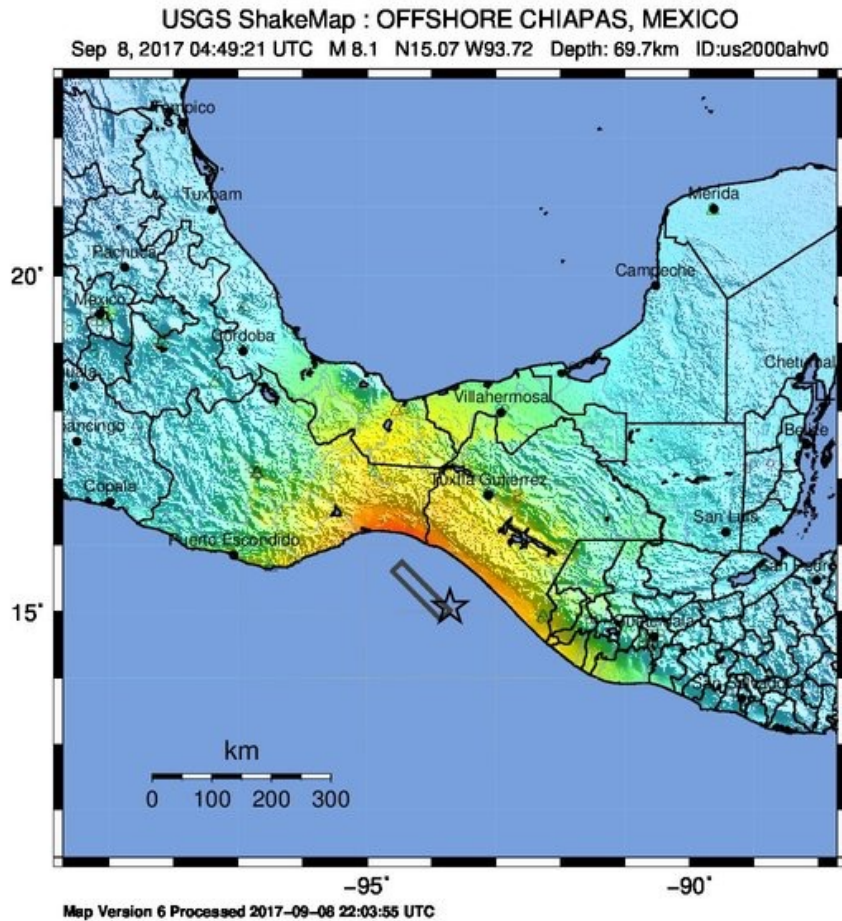
Exemple:
L'échelle de MSK



Intensité ShakeMaps

Séismes de Mexico des 8 et 19 septembre 2017

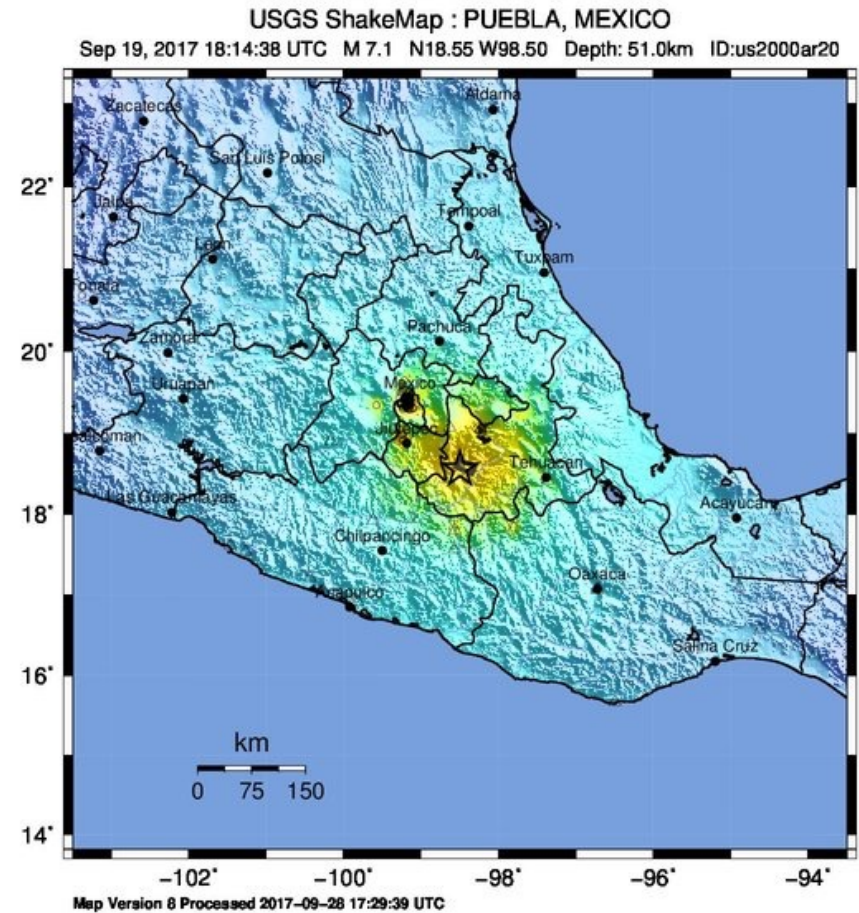
Mw = 8.1



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.(%g)	<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)

Mw = 7.1



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.(%g)	<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.

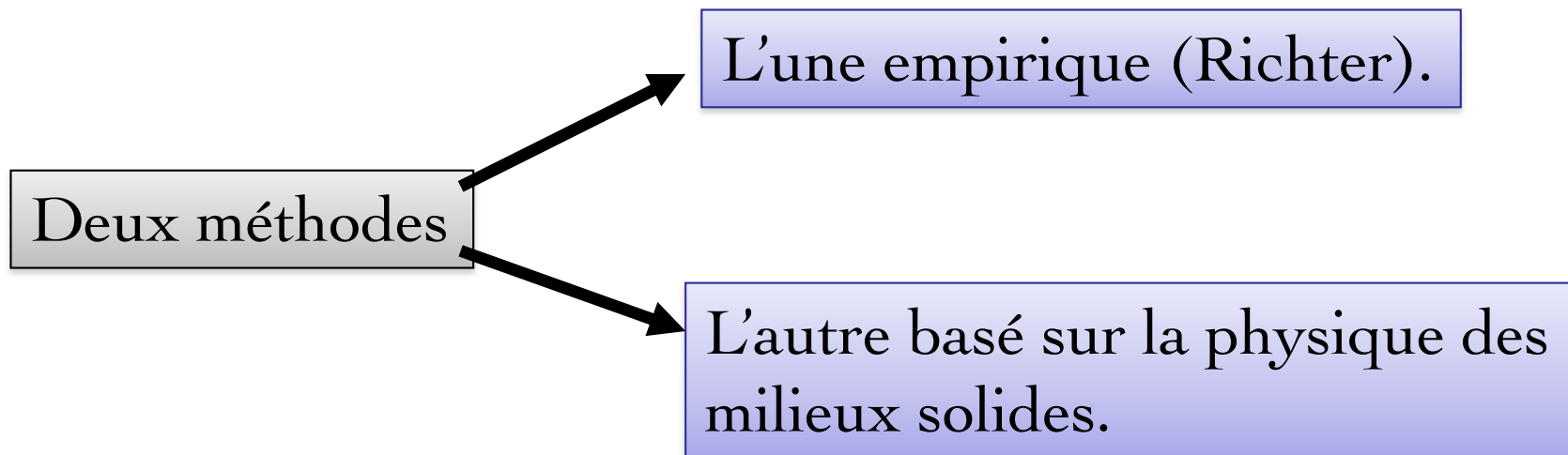
- indépendante du lieu d'observation
- indépendante des témoignages de la population

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

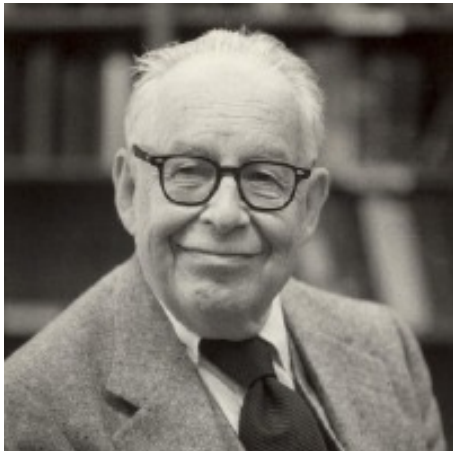


Signal sismique



- 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.

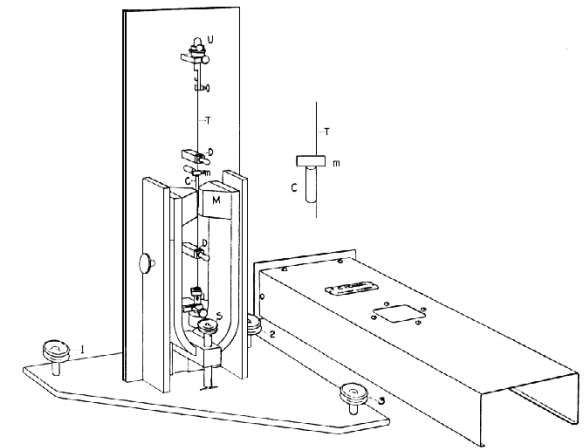
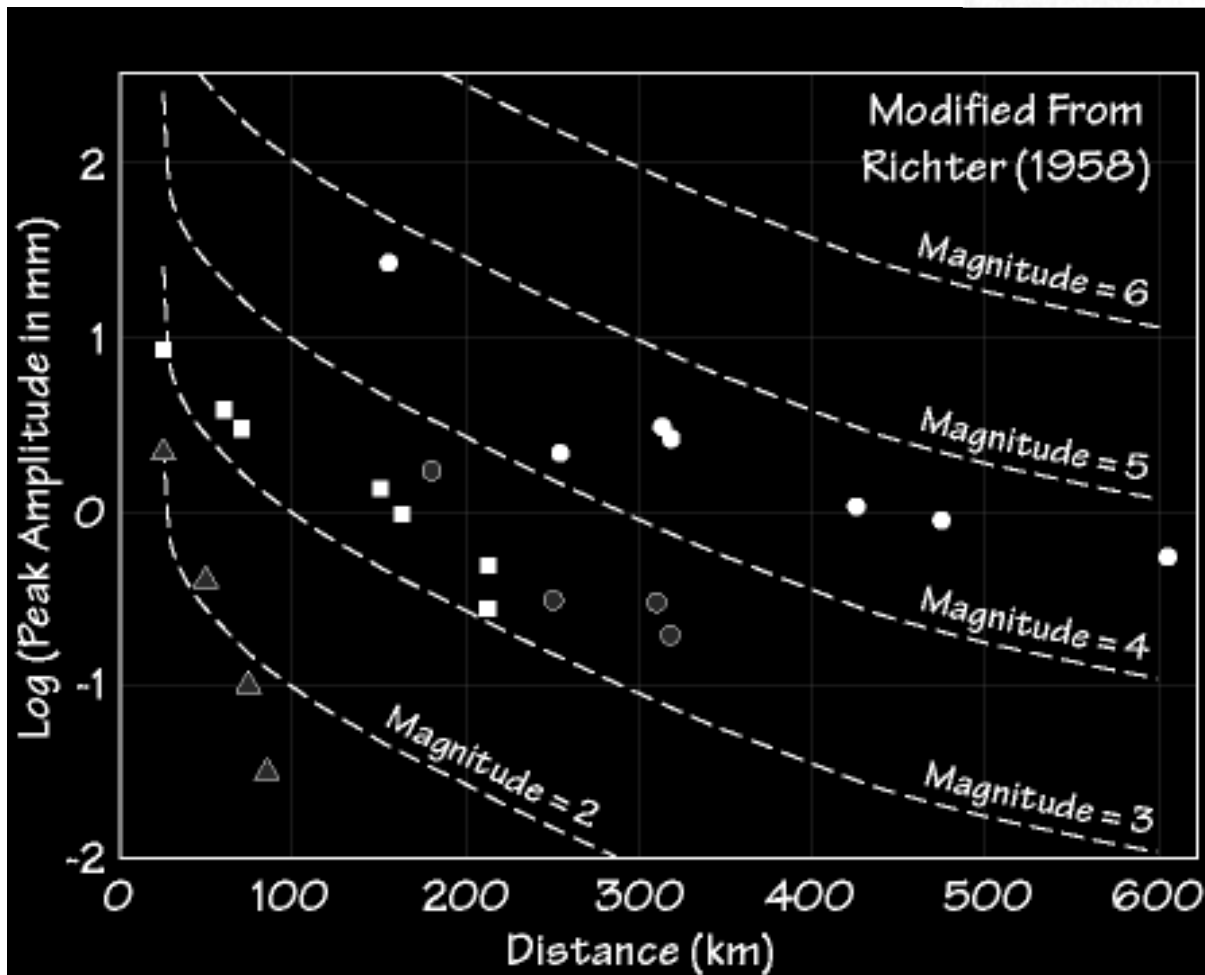
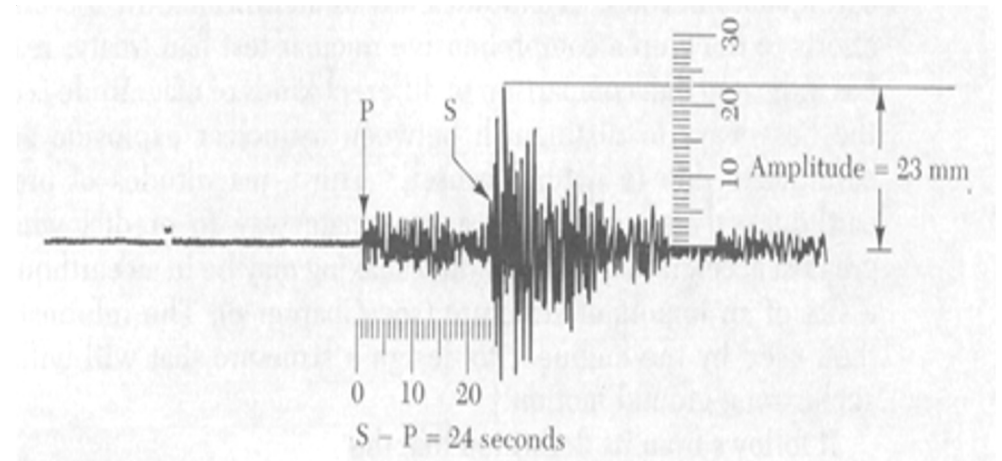


Fig. 2

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

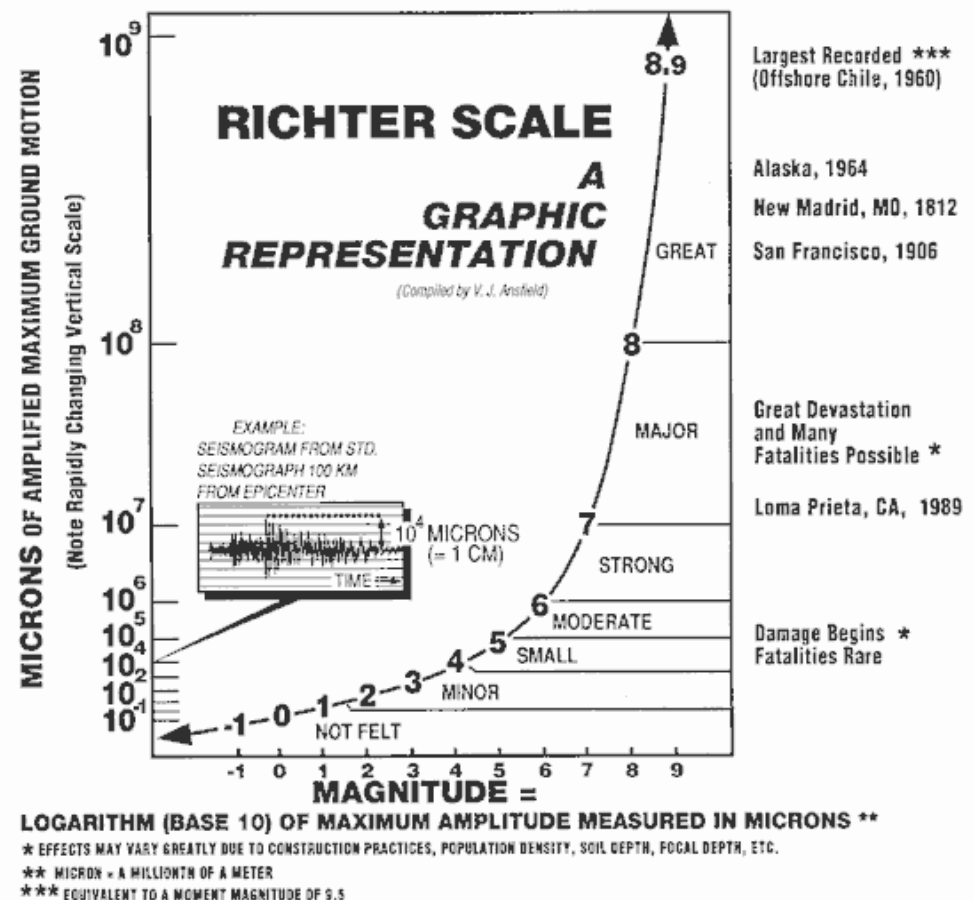
Magnitude 4 ⇒ **10 mm** à 100 km

Magnitude 5 ⇒ **100 mm** à 100 km

.....

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

L'ECHELLE EST LOGARITHMIQUE



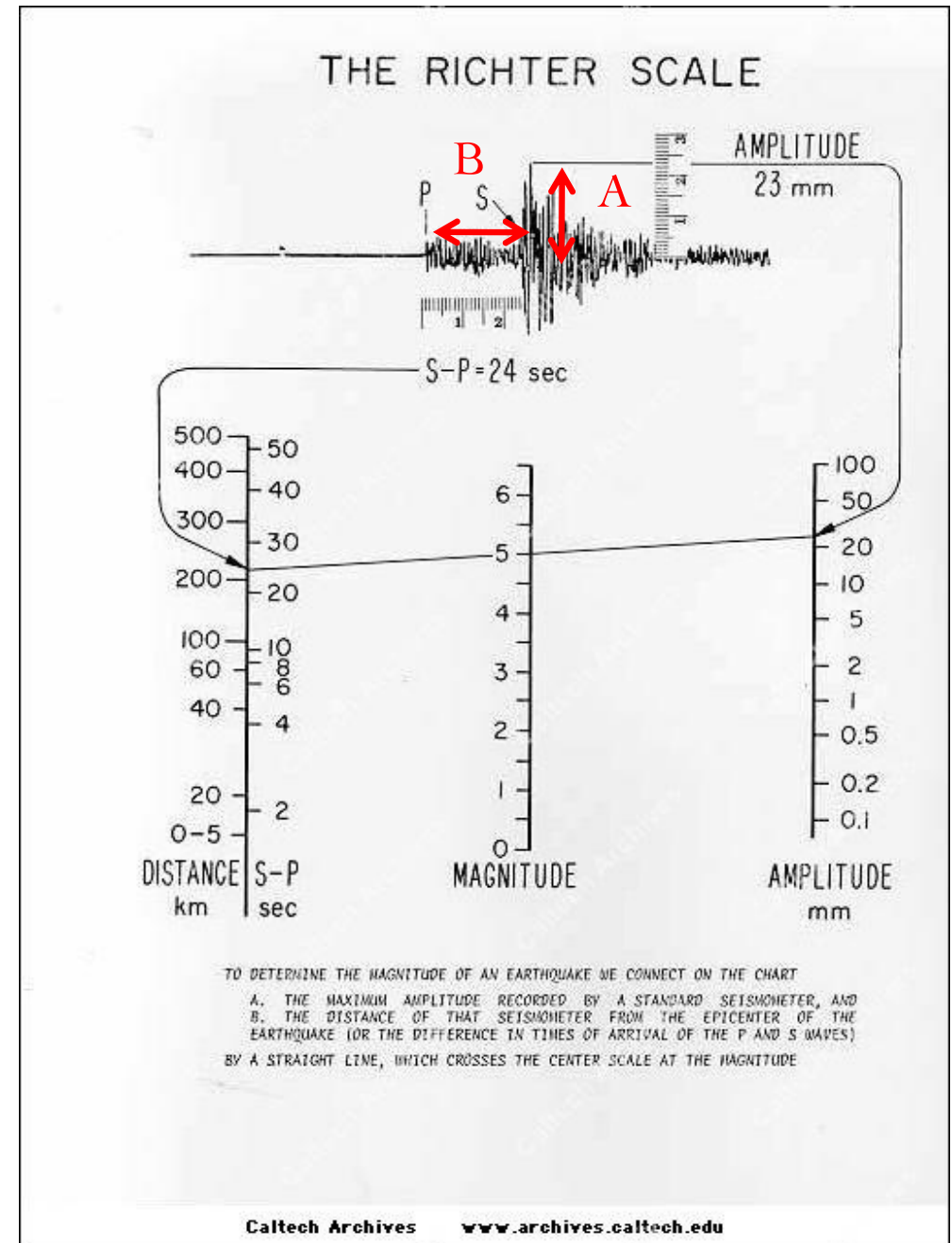
Magnitude de Richter

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

Magnitude Scales

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

Diagram illustrating the components of the magnitude scale equation:

- Amplitude (points to A)
- Période (points to T)
- Correction de source (points to C_r)
- Correction distance et prof. (points to $f(\Delta, h)$)
- Correction de site (points to 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.

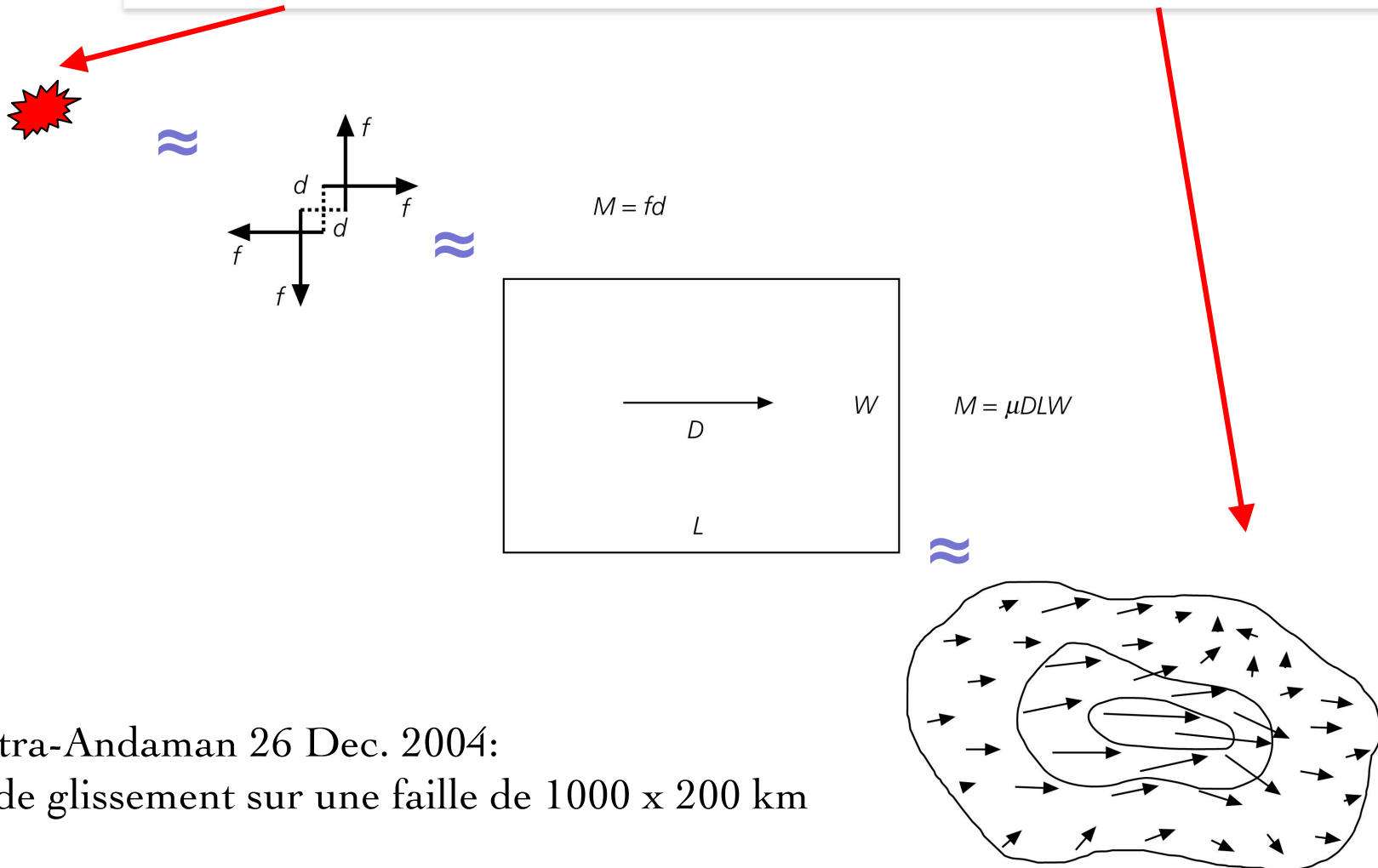
Il existe différentes formules de ces magnitudes pour prendre en compte des effets régionaux spécifiques.

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

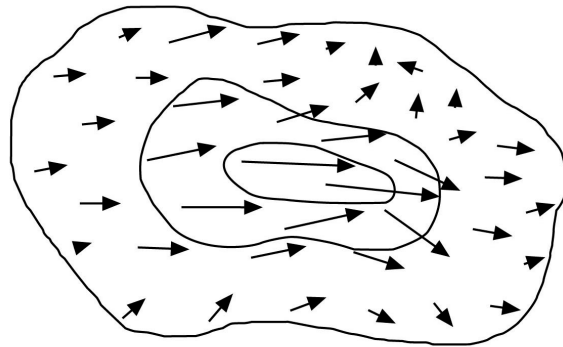
La magnitude quantifie le montant de la secousse mais ne dit rien sur la faille en elle-même (taille, glissement...)

Séisme = déplacement fini sur une faille étendue



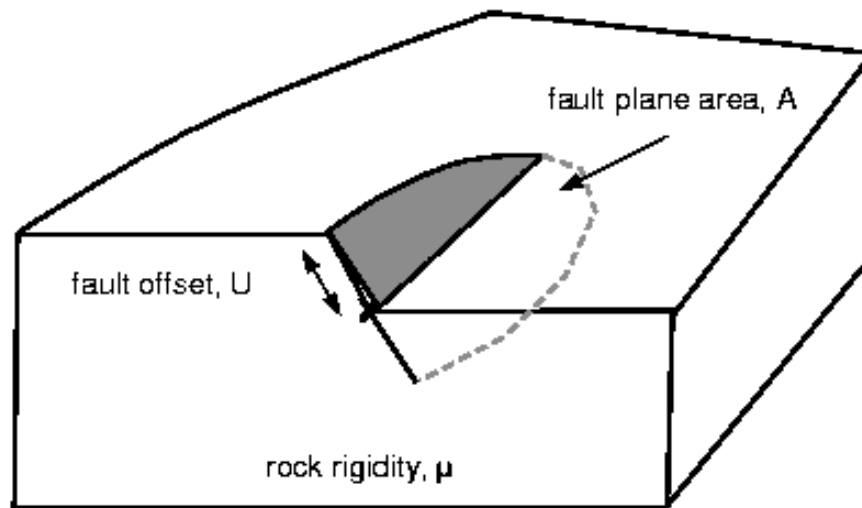
Sumatra-Andaman 26 Dec. 2004:
15 m de glissement sur une faille de 1000 x 200 km

Moment Sismique



$$M = \int_A \mu D(A) dA$$

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



$$M_o = \mu \times S \times D$$

μ : Rigidité des roches (coefficient de cisaillement) (N.m^{-2})

S : Surface de la faille (m^2)

D : Glissement moyen sur la faille (m)

Magnitude de Moment

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

$$M_w = \frac{2}{3} \times \log(M_0) - 6$$

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



- M_0 : moment sismique (en N.m)
- μ : rigidité du milieu (en N.m⁻² ou Pa)
- D : glissement ou déplacement moyen sur la faille (en m)
- S : surface de la faille (en m²)

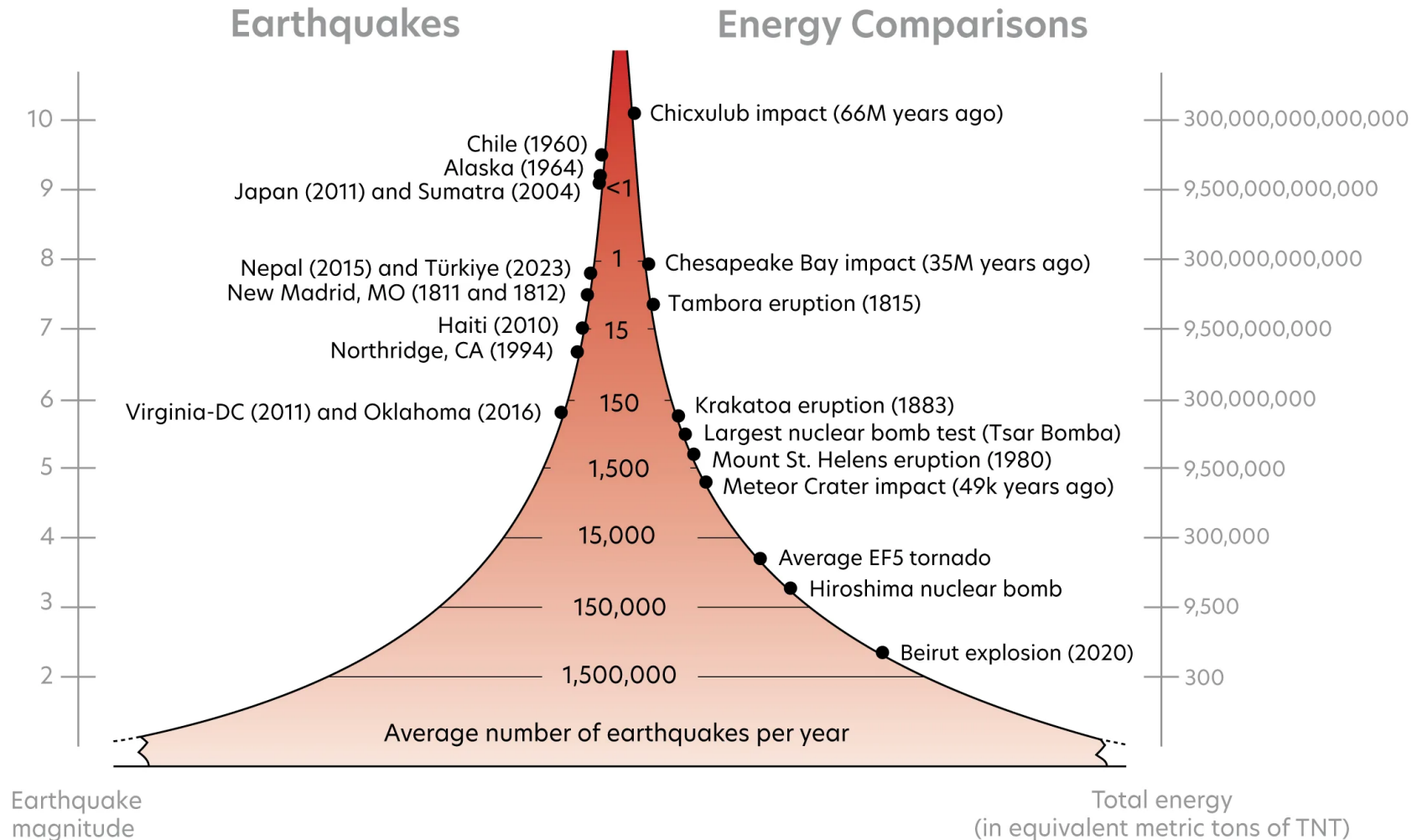
→ $M_L=5$ sur Richter correspond à $M_w=5$ sur Kanamori

→ Estimation de l'énergie libérée sous forme d'ondes (J):

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

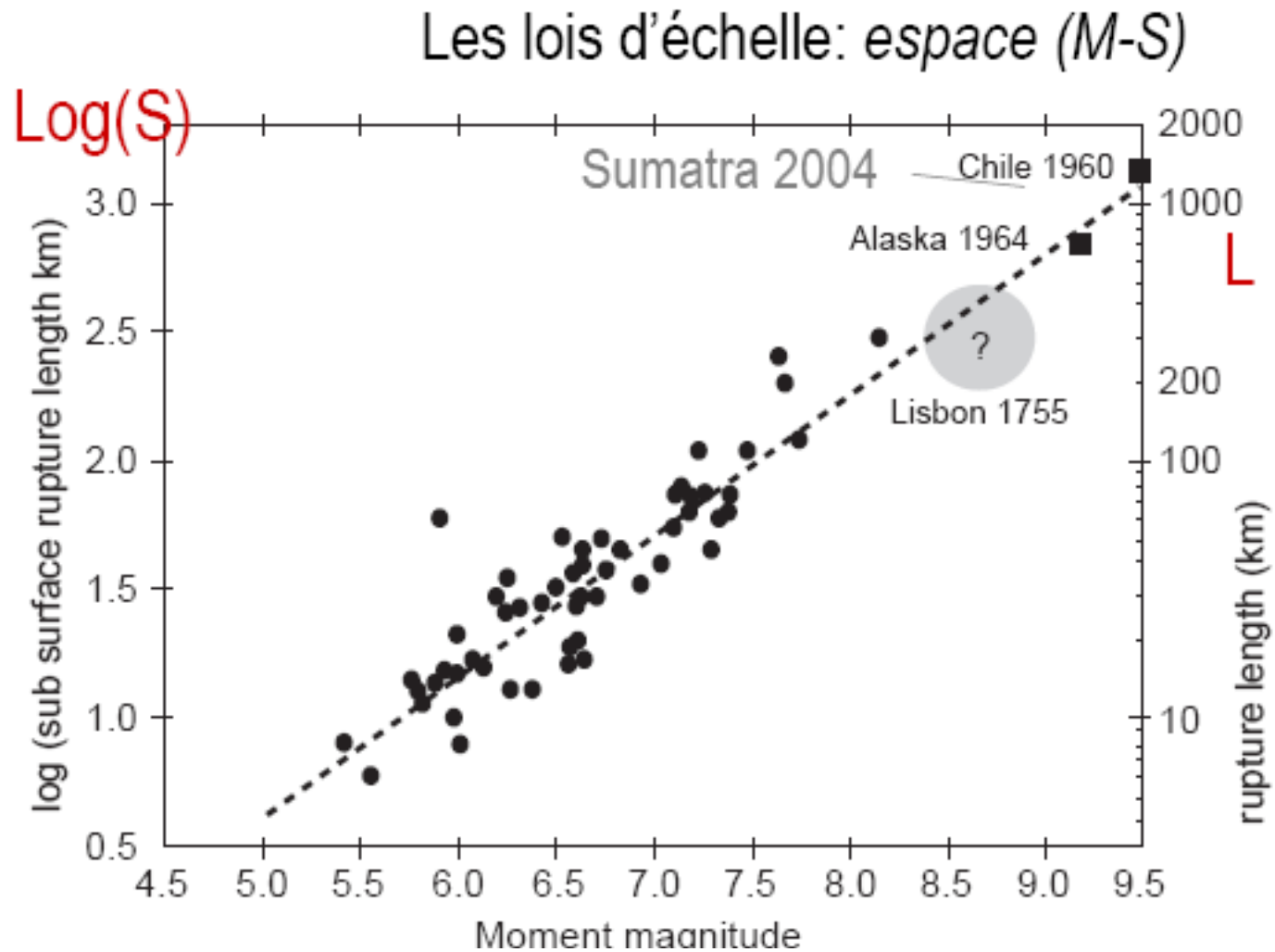
UN ACCROISSEMENT DE MAGNITUDE DE 1 CORRESPOND À UNE MULTIPLICATION PAR 30 DE L'ÉNERGIE.

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



The total energy of the earthquake includes the seismic waves that radiate from the epicenter and cause shaking, as well as energy dissipated as heat due to friction along moving faults and energy producing new cracks in the rock. The relative contributions of these processes to the total vary, but the total energy equates to an earthquake's magnitude.

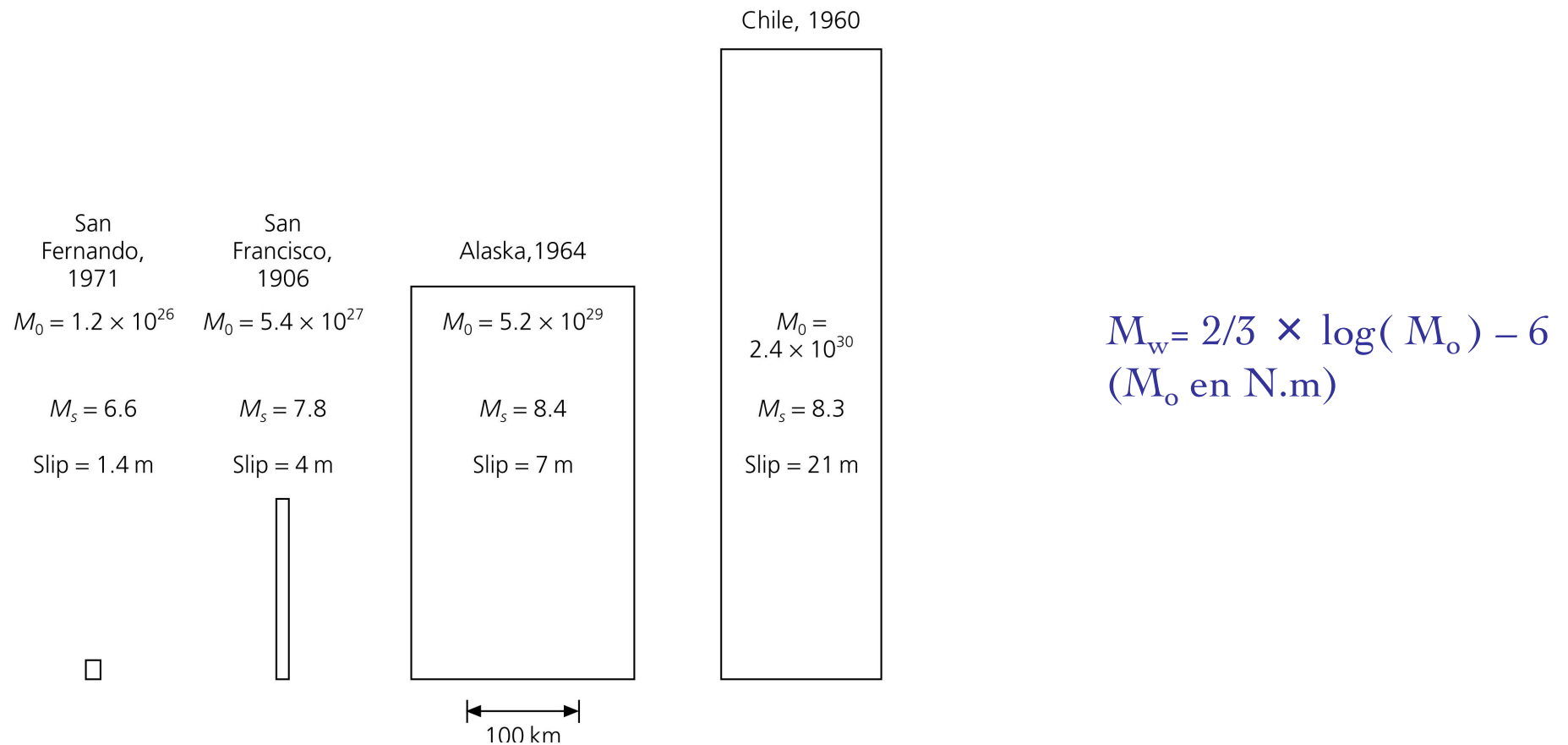
Magnitude de moment



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.

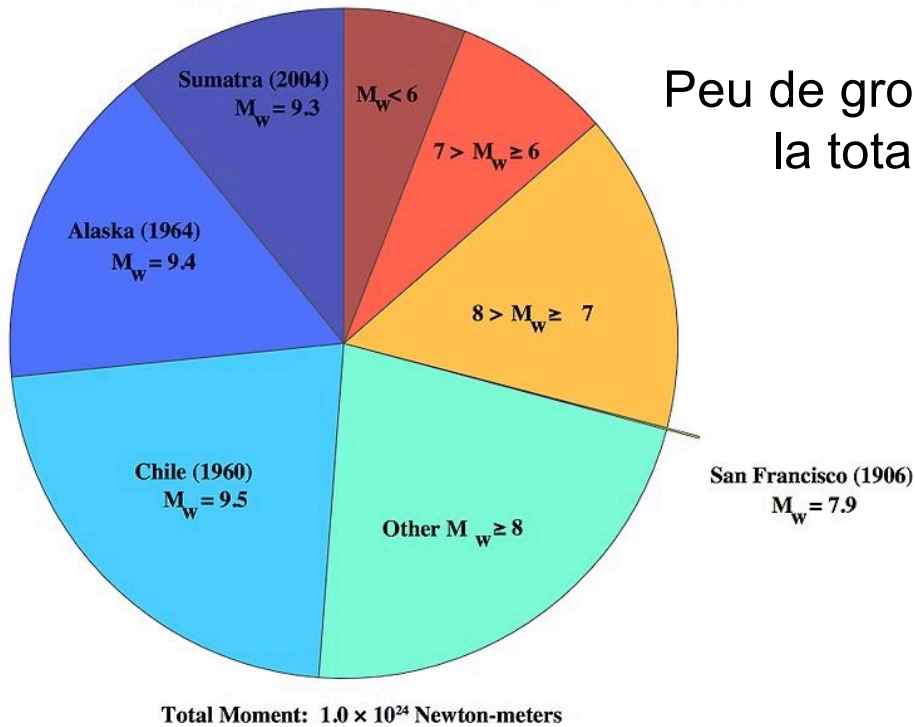


Earthquake	Body wave magnitude m_b	Surface wave magnitude M_s	Fault area (km^2) length $\times$ width	Average dislocation (m)	Moment (dyn-cm) M_0	Moment magnitude M_w
Truckee, 1966	5.4	5.9	10×10	0.3	8.3×10^{24}	5.8
San Fernando, 1971	6.2	6.6	20×14	1.4	1.2×10^{26}	6.7
Loma Prieta, 1989	6.2	7.1	40×15	1.7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

The Largest Earthquakes

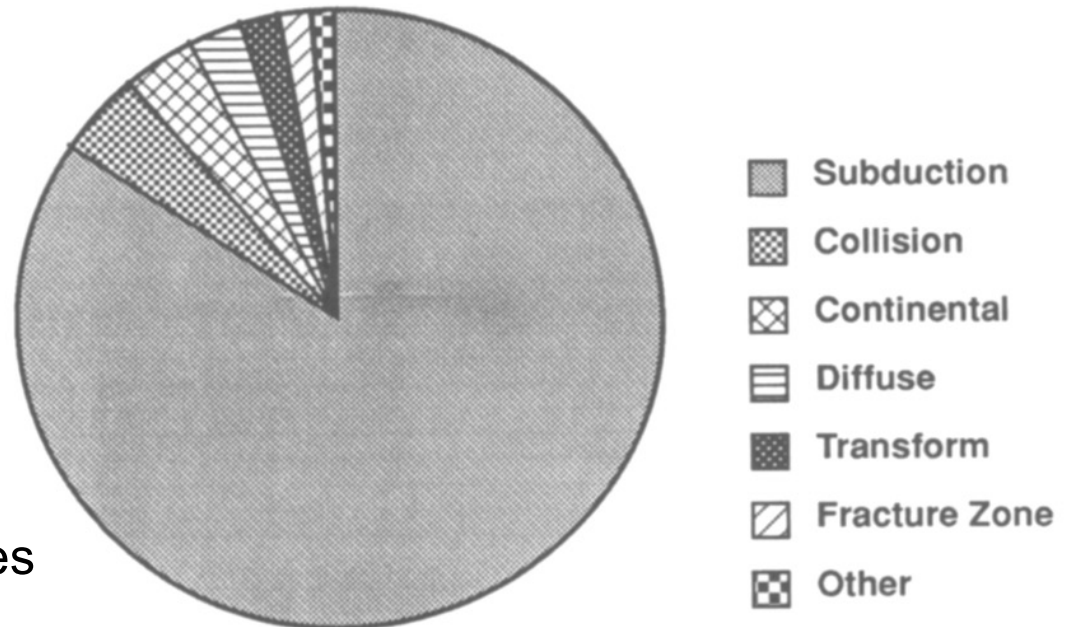
100 ans de moment sismique (1906 à 2005)

Peu de gros séismes relâchent la totalité de l'énergie



D'après F. Romanelli

Differents environnements tectoniques
(sans le Chili)





Salle d'opération d'un service sismologique

