

- I Introduction
- II Mesure
- III Sismicité
- IV Moment sismique
- V Source étendue
- VI Lois d' échelle
- VII Dynamique de la source et friction
- VII Etudes de cas

Michel.Campillo@ujf-grenoble.fr

Documents:

<ftp://ftp-isterre.obs.ujf-grenoble.fr/pub/lgit/campillo/>

I Introduction



Atelier de Tobias Lotter, Augsbourg



Le Bas

Gay-Lussac, 1823 (cité par v. Humboldt, 1848)

"La terre, vieille de tant de siècles conserve encore une force intestine, qui élève des montagnes (.....), renverse des cités et agite la masse entière. La plupart des montagnes, en sortant du sein de la terre, ont dû y laisser de vastes cavités, (...). C'est bien à tort que Deluc et beaucoup de Géologues se servent de ces vides, qu'ils s'imaginent se prolonger en longues galeries, pour propager au loin les tremblements de terre. Ces phénomènes si grands et si terribles sont de très fortes ondes sonores, excitées dans la masse solide de la terre par une commotion quelconque, qui s'y propage avec la même vitesse que le son s'y propagerait. Le mouvement d'une voiture sur le pavé ébranle les plus vastes édifices, et se communique à travers des masses considérables, comme dans les carrières profondes au-dessous de Paris."

Robert Mallet: 1846 Mécanique des milieux continus: ondes

onde de compression (équivalent à une onde sonore)

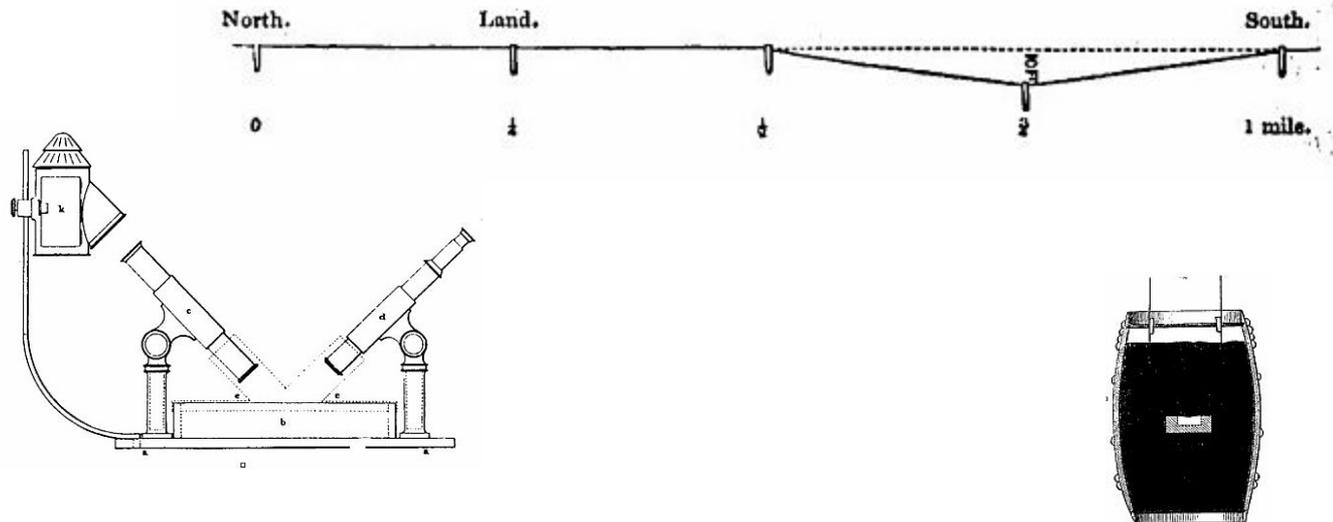
séparation 'source' - 'ondes' (Humboldt)

Tremblement de Terre : passage des ondes et non transport de la cause

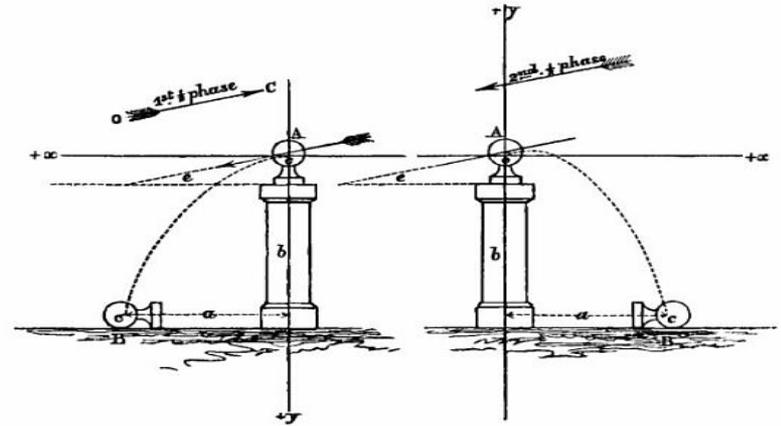
"Such, then, I conceive to be the true origin and nature of the earthquake shock. It is produced by any force which disturbs the equilibrium of elasticity of the materials constituting the crust of the globe, and it is propagated from the locus of its origination, in accordance with the laws of transit of elastic waves through such materials."

I have already stated that it is quite immaterial to the truth of my theory of earthquake motion what view be adopted, or what mechanism be assigned to account for the original impulse; so, in the determination of the time of transit of the elastic wave through the earth's crust, if we can only produce a wave, it is wholly immaterial in what way, or by what method, the original impulse be given. R. Mallet

La sismologie comme science expérimentale: les premières mesures près de Dublin



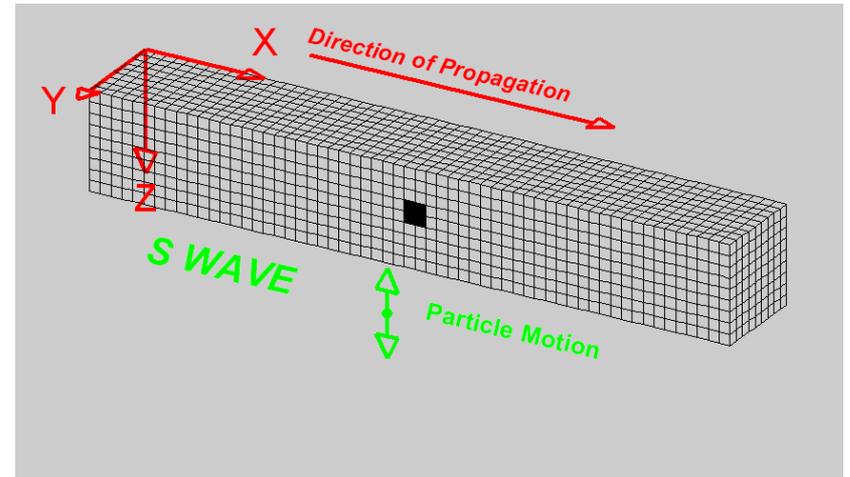
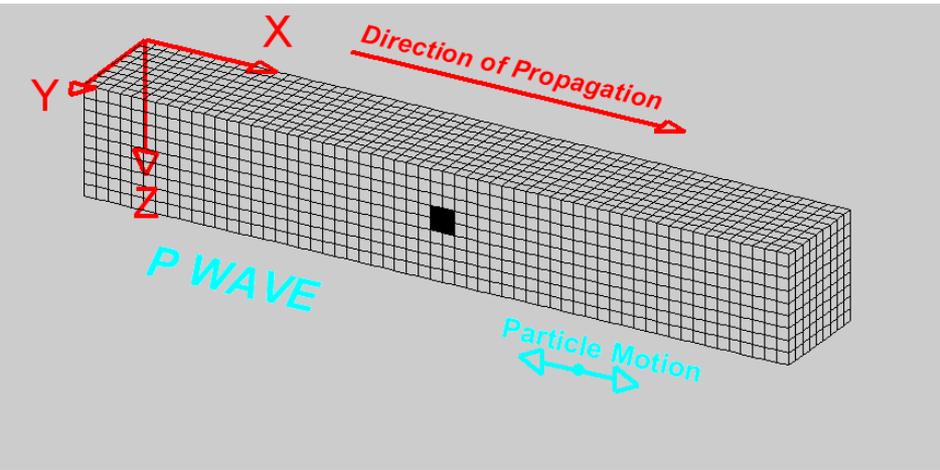
Mallet, Great Neapolitan Earthquake of 1857. The First Principles of Observational Seismology. London 1862



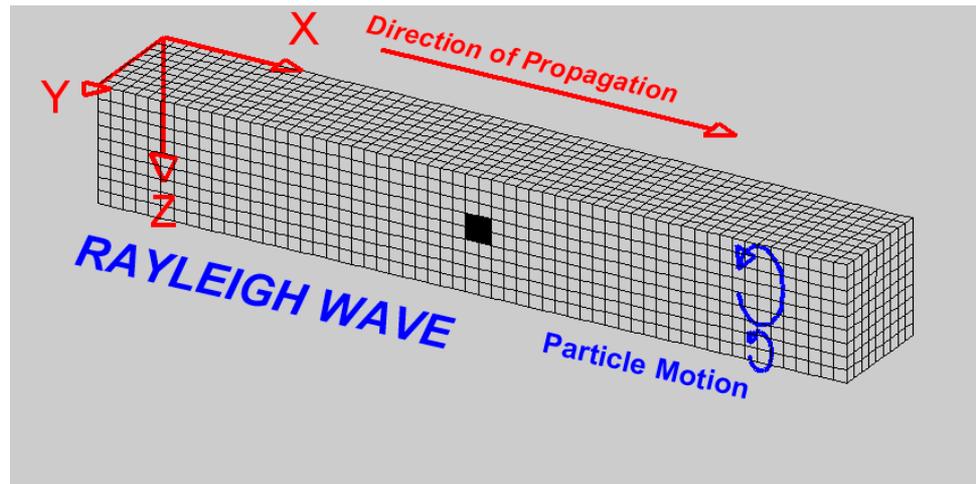
Direction du mouvement → épïcéntré

Ondes sismiques

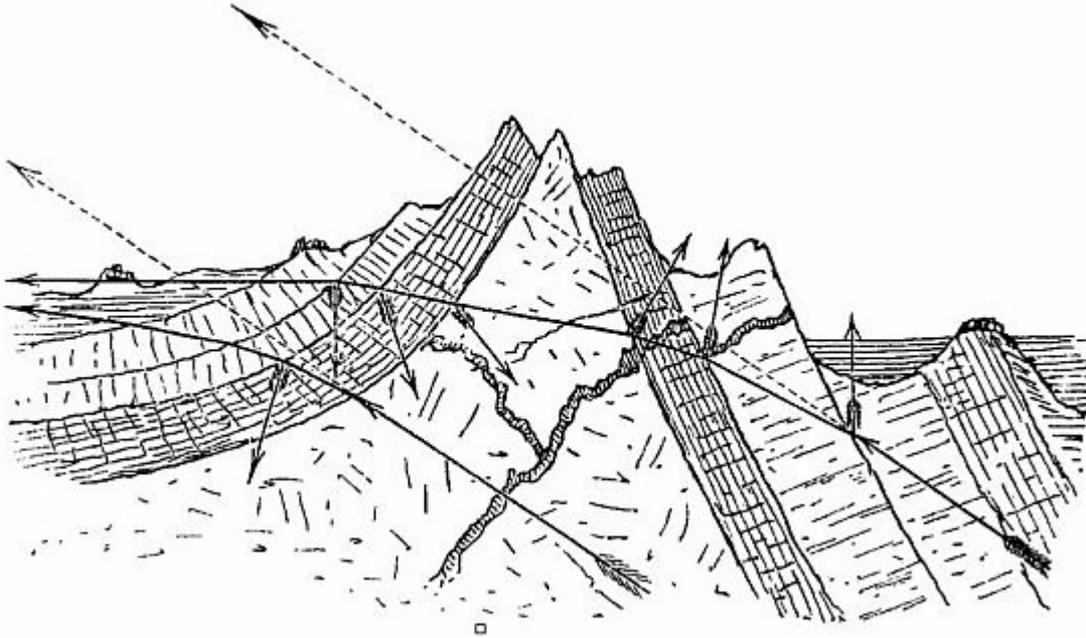
Ondes de volume P et S



Ondes de surface: ondes de Rayleigh



Trajets des ondes RM 1862



Et la source? Glissement localisé sur une faille: Koto (1891)

San Francisco, 1906

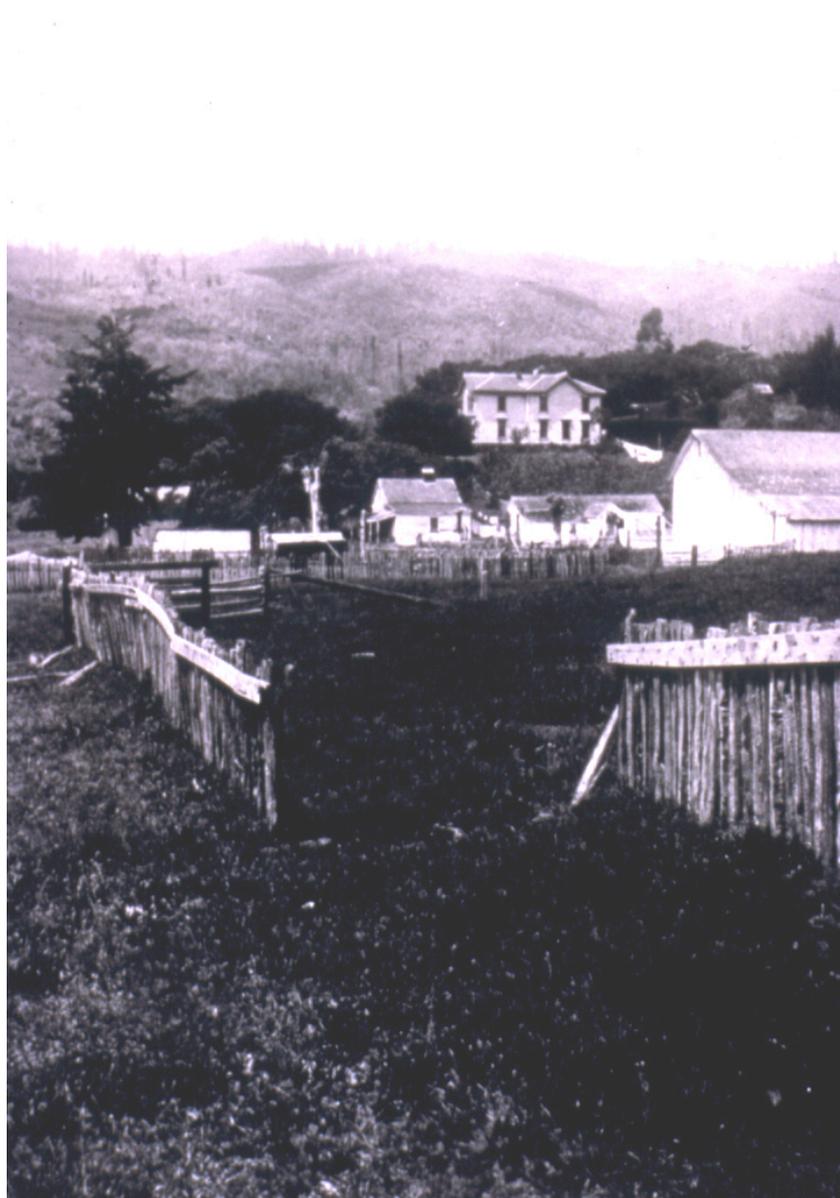


Birdseye View of the Ruins of San Francisco.

Supplement to the San Francisco Examiner, May 13, 1906.

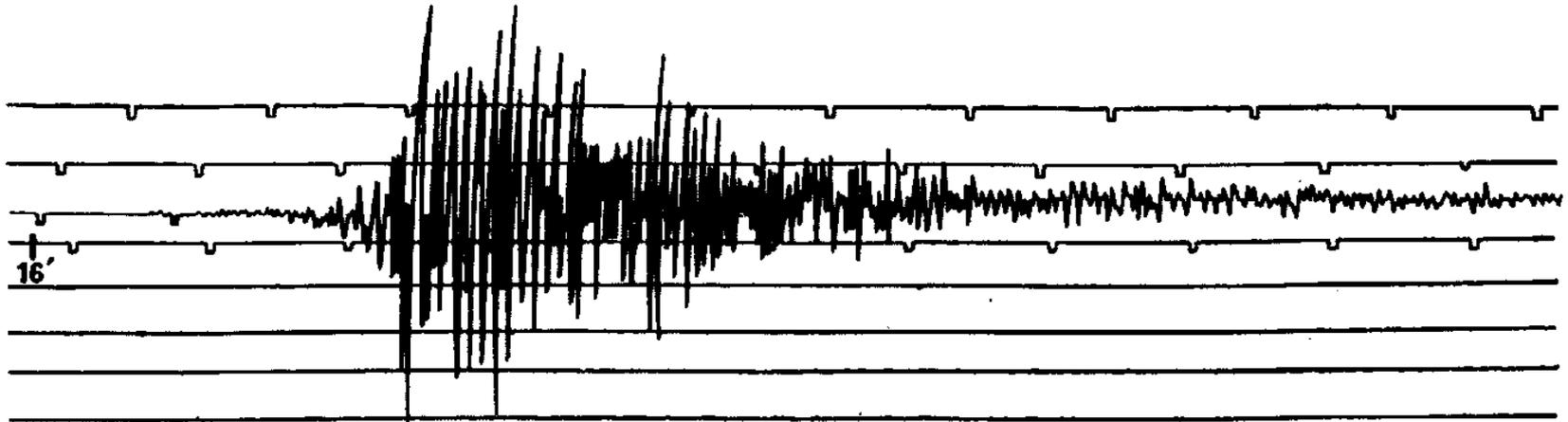
Une catastrophe 'naturelle' ?

Les failles vues de la surface





Vaincre l'opacité de la Terre pour explorer l'intérieur: le développement de la sismologie



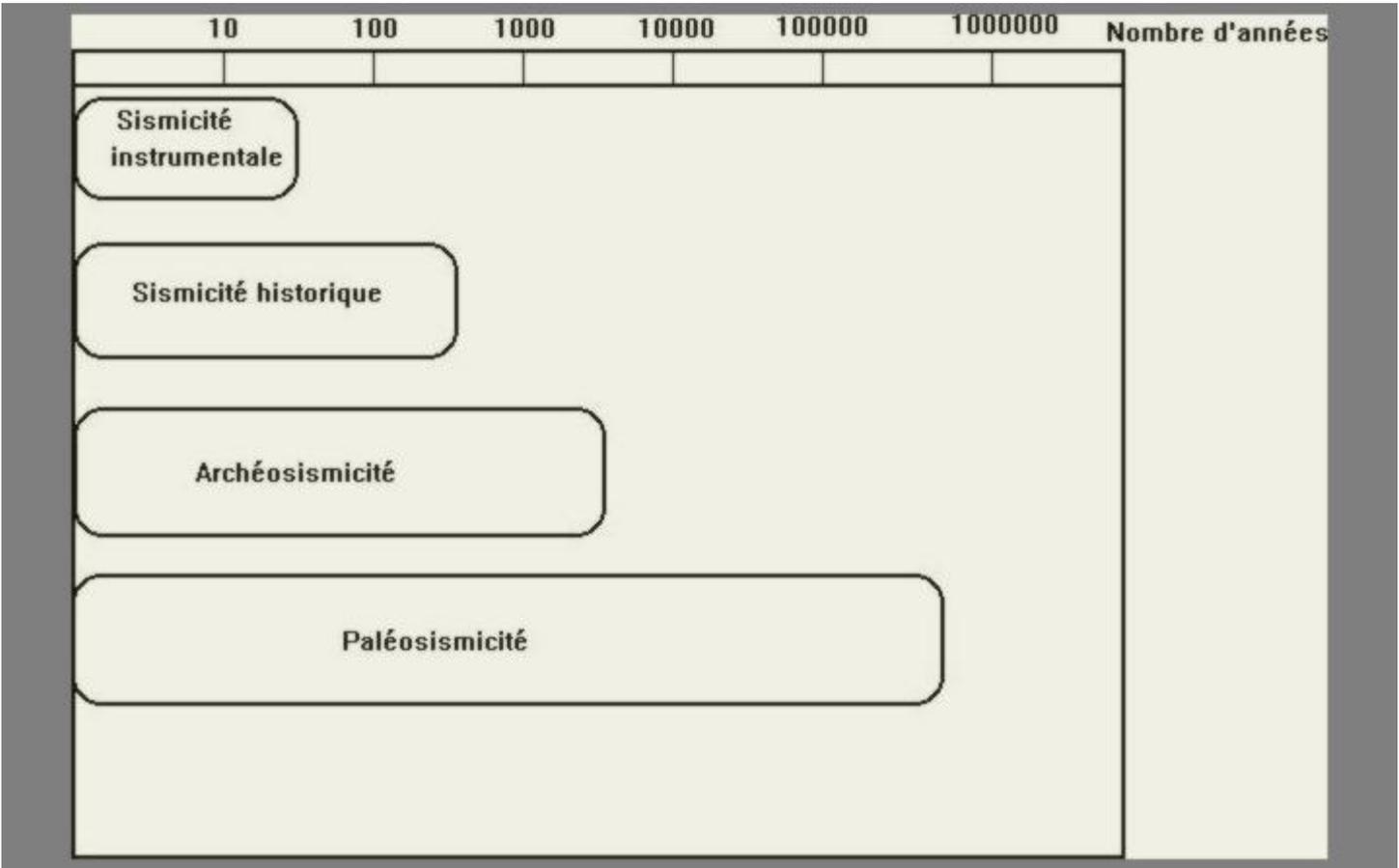
Séisme de Lambesc (11 juin 1909)

Portion principale du sismogramme obtenue à l'Observatoire du Parc-Saint-Maur
(composante E-W) lors du tremblement de terre du 11 juin 1909 (première secousse)

Cette portion va de 21h 16mm à 21h 26mm

WIECHERT de 1000 kg, $T_0 = 12s$, amplification : 230

II Measure



ÉCHELLE D'INTENSITE SIMPLIFIÉE EMS 98

Cette échelle d'intensité européenne est utilisée en France depuis janvier 2000
Elle est définie à partir des effets ressentis par la population et/ou des dégâts
subis par les constructions. Elle remplace l'ancienne échelle MSK 1964

Degré	Secousse	Effets du tremblement de terre sur		
		Personnes	Bâtiments	Nature
i	imperceptible	Non ressenti		
II	rarement perceptible	Ressenti sporadiquement (étages supérieurs)		
III	faible	Ressenti par qq. personnes au repos dans leur habitation	Léger balancement des objets suspendus ou des lustres	
IV	largement observée	Ressenti dans les maisons ; qq. dormeurs éveillés	Vibration des portes, fenêtres et assiettes. Balancement des objets suspendus	
V	forte	Ressenti par qq. personnes à l'ext. Réveil général des dormeurs	Constructions agitées d'un tremblement général ; forte vibration des objets	
VI	dégâts légers	Ressenti par tous. Grande frayeur. Qq. personnes sortent à l'extérieur	Chute des objets de petite taille ; fissuration des plâtres et chute de débris	Crevasses isolées dans terrain humide
VII	dégâts	La plupart des personnes sont effrayées et se précipitent dehors	Mobilier renversé ; chute gén. des objets ; les bâtiments ordinaires modérément endommagés. Fissuration des murs. Chutes de cheminées	Glissements de terrain isolés sur des versants raides
VIII	dégâts importants CORRENCON-VERCORS (25/04/1963)	Frayeur et panique	Les constructions subissent des dommages importants avec des effondrements partiels	Changement des sources, glissement de talus
IX	Destructions LAMBESC (11/06/1909)	Panique	Beaucoup de bâtiments s'effondrent en partie ou entièrement selon la qualité de la construction	Crevasses dans terrain ; bcp de glissements
X	très destructive	Panique générale	Beaucoup de constructions s'effondrent quelle que soit la qualité	Rails tordus, glissements de terrain sur versants
XI	dévastatrice		La plupart des constructions s'effondrent	Modifications du sol ; tsunami
XII	catastrophique		Pratiquement toutes les structures au-dessus et au-dessous du sol sont fortement endommagées ou détruites	Bouleversement de la topographie ; tsunami

Dans cette classification, le nombre de victimes ne joue aucun rôle.

TYPE DE STRUCTURE	SEISME / SITE	DEGRÉ DES DÉGÂTS				
		1	2	3	4	5
Maçonnerie en briques crues	Est Kazakh stan 1990 / Saisan					
				X		



TYPE DE STRUCTURE	SEISME / SITE	DEGRÉ DES DÉGÂTS				
		1	2	3	4	5
Maçonnerie en moellons bruts	Nord Péloponèse, Grèce 1995 / Aegion				X	



TYPE DE STRUCTURE	SEISME / SITE	DEGRÉ DES DÉGÂTS				
Ossature en béton armé	Nord Péloponnèse, Grèce 1995 / Aegion	1	2	3	4	5
						X



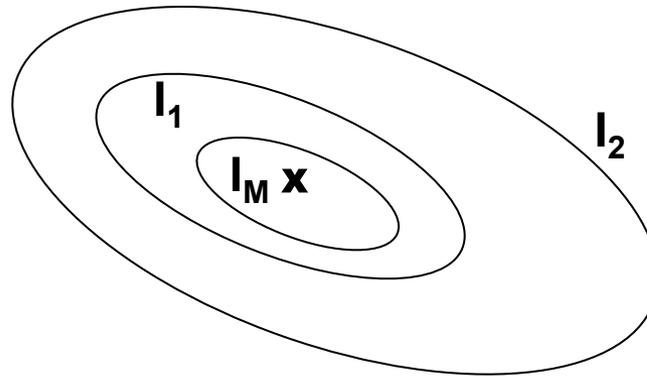
INTENSITÉ D'UN SÉISME

-
- * définie à partir des effets ressentis par la population et/ou des dégâts subis par les constructions
- * Echelle conventionnelle variant des degrés I à XII
 - ☒ Echelle Macrosismique Européenne EMS 98
- * ISOSÉISTE = Courbe d'égale intensité

✕ EPICENTRE MACROSISMIQUE

☒ CENTRE DE LA ZONE D'INTENSITÉ
MAXIMALE I_M

☒ LE SEUL MOYEN DE LOCALISER LES
**SÉISMES
HISTORIQUES**



Guadeloupe
Séisme sud-est des Saintes
du 21/11/2004

Localisation OVSG-IPGP
 11h41mn Tu
 (7h41mn heure locale)
 magnitude : mb=6,3



Intensités EMS98

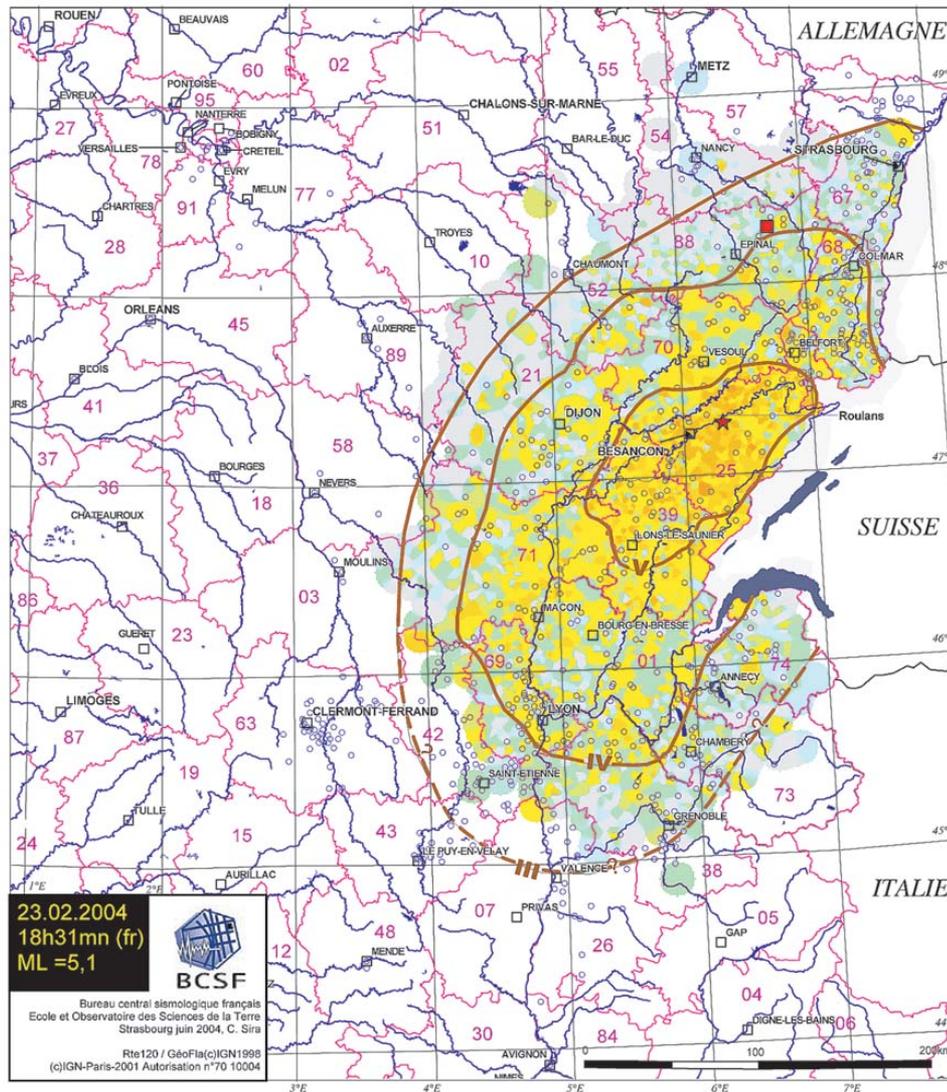
- VIII - dégâts importants
- VII - dégâts
- VI - dégâts légers
- V - forte secousse
- IV - largement observée

- épicentre IPGP-OSVG**
- limite communale**

Bureau central sismologique français
 Ecole et Observatoire
 des sciences de la Terre
 intensités déterminées par le BCSF
 après visite sur le terrain BCSF/CDSA*/BRGM**
 avec le soutien du CNRS (Institut National des Sciences de l'Univers),
 et les Ministères de l'Intérieur et de l'Outre-Mer (SIDPC)

* Centre de données sismique des Antilles (BRGM-IPGP)
 ** Bureau de recherches géologiques et minières

**Séisme du 23 février 2004 de Roulans (dép.25)
Carte macrosismique (EMS98)**



Intensités macrosismiques communales (EMS98)

- VI - dégâts légers
- V - fortement ressenti (seuil de dégâts)
- IV - largement ressenti
- III - faiblement ressenti
- II - rarement ressenti
- I - non ressenti
- commune ayant ressenti la secousse (sans estimation d'intensité)

- isoséiste
- ★ épicentre du séisme de Roulans (localisation Réness)
- épicentre du séisme de Rambervillers fév.2003 (localisation réseau local)
- limite départementale et n° du département hydrographie

INTENSITÉ D'UN SÉISME

* Reste une notion imprécise Dans une même ville, on peut observer des degrés différents selon la nature du sous-sol et la qualité de la construction

IMPORTANCE DES EFFETS LOCAUX

* Est remplacée dans les zones les plus exposées et au voisinage des installations à haut risque (barrages, centrales nucléaires, usines chimiques, écoles, bâtiments recevant du public) par le spectre de l'accélération du sol (son amplitude est fonction de la fréquence de la vibration)

MAGNITUDE D'UN SÉISME

* Introduite en 1935 par Charles RICHTER (1900-1985) pour comparer les séismes entre eux: M_L .

•Quantité mesurable et calculée à partir:

de l'amplitude A et de la période T du déplacement du sol pour une onde sismique donnée

$$M_L \text{ ou } M_S \text{ ou } m_b \approx \log (A/T)$$

de la durée du signal τ enregistrée (faibles distances)

$$M_D \approx \log \tau$$

du Moment sismique

$$M_0 = \mu \cdot S \cdot \bar{d}$$

$$M_W = (2/3) \log M_0 - 6,0 \quad (M_0 \text{ en N.m})$$

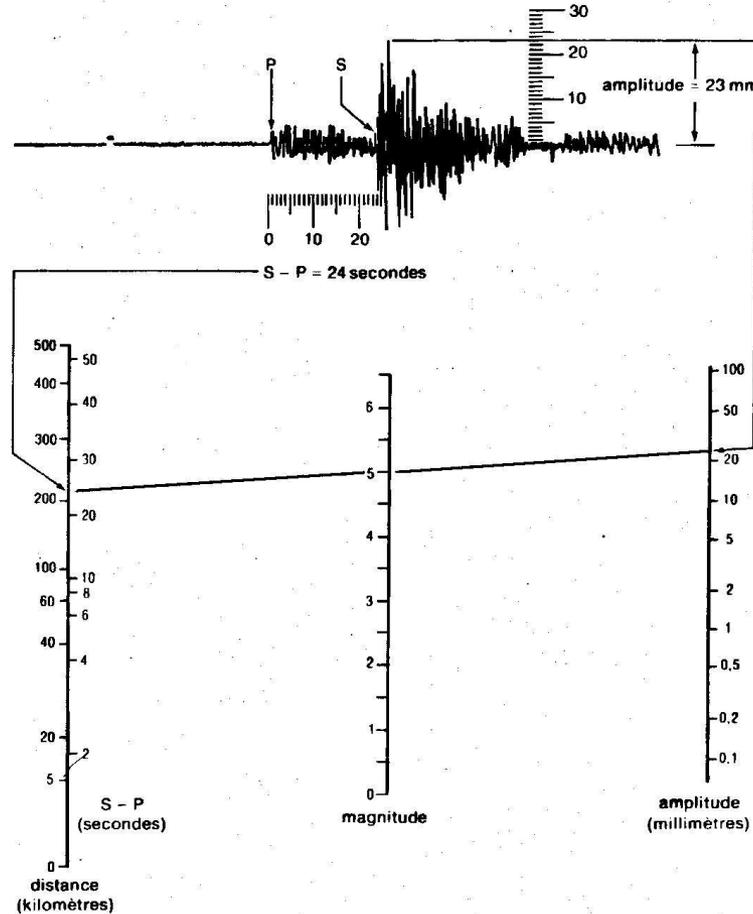
μ est la rigidité du milieu, S , la surface de la faille qui a joué, \bar{d} , le déplacement moyen sur la faille.

* La Magnitude est donc une quantité logarithmique : elle sert à estimer l'énergie E d'un séisme $\approx \log E \text{ (J)} = 1,5 M_W + 4,8$

$$\text{si } M \approx M + 1 \quad E \approx 32 E$$

\approx un séisme de magnitude 6 libère 1000 fois plus d'énergie qu'un séisme de magnitude 4.

**EXEMPLE DE CALCUL
DE LA MAGNITUDE RICHTER (M_L)
D'UN TREMBLEMENT DE TERRE LOCAL**

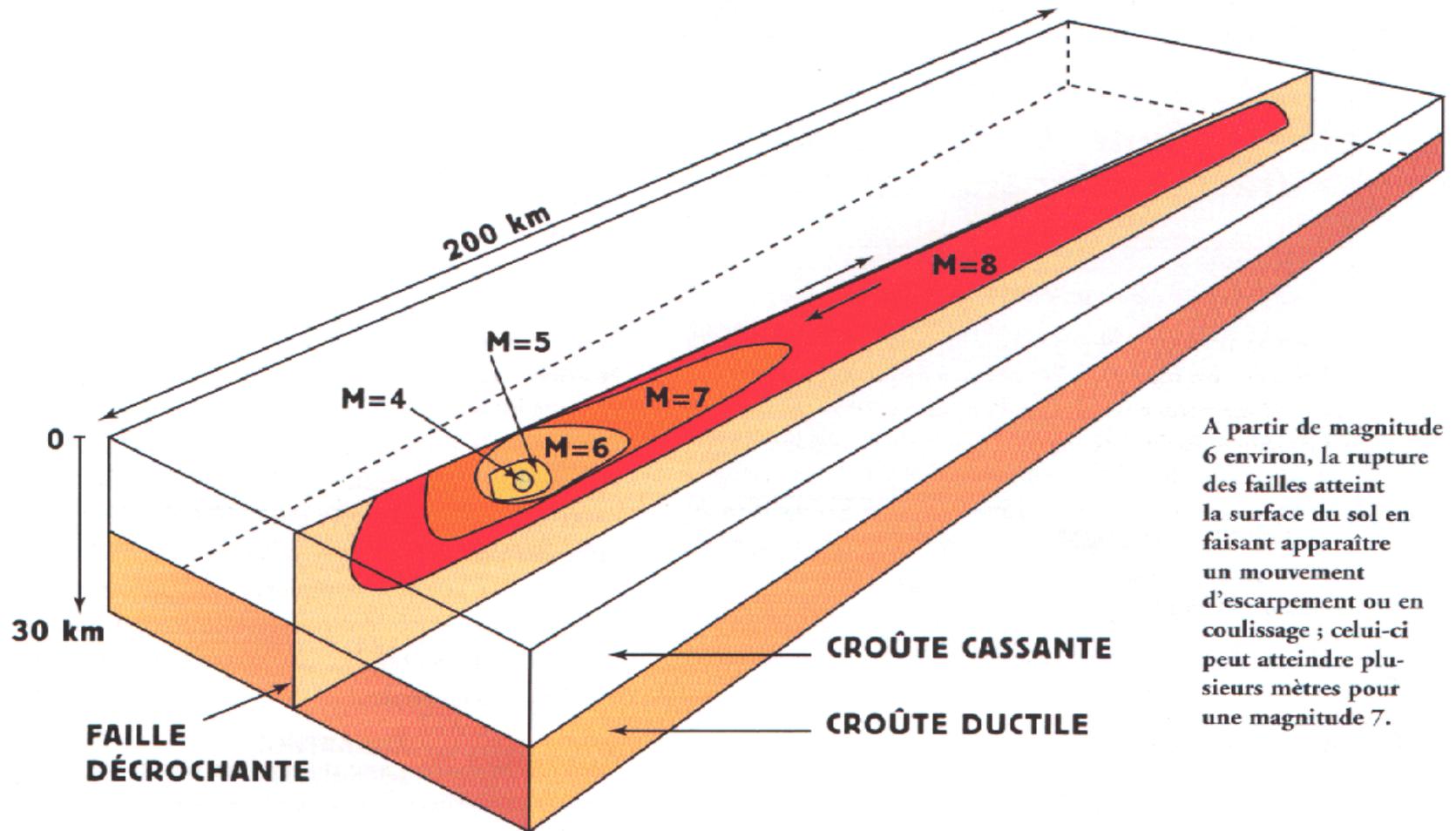


Méthode de calcul de la magnitude locale M_L :

1. Mesurer la distance au foyer en employant l'intervalle entre les ondes P et S, (S-P) = 24 secondes.
2. Mesurer la hauteur de l'élongation maximale sur le sismogramme (23 millimètres).
3. Tirer une droite entre les points correspondants sur les échelles de distance (à gauche) et d'amplitude (à droite) pour obtenir la magnitude $M_L = 5,0$ sur l'échelle du milieu.

Figure 11

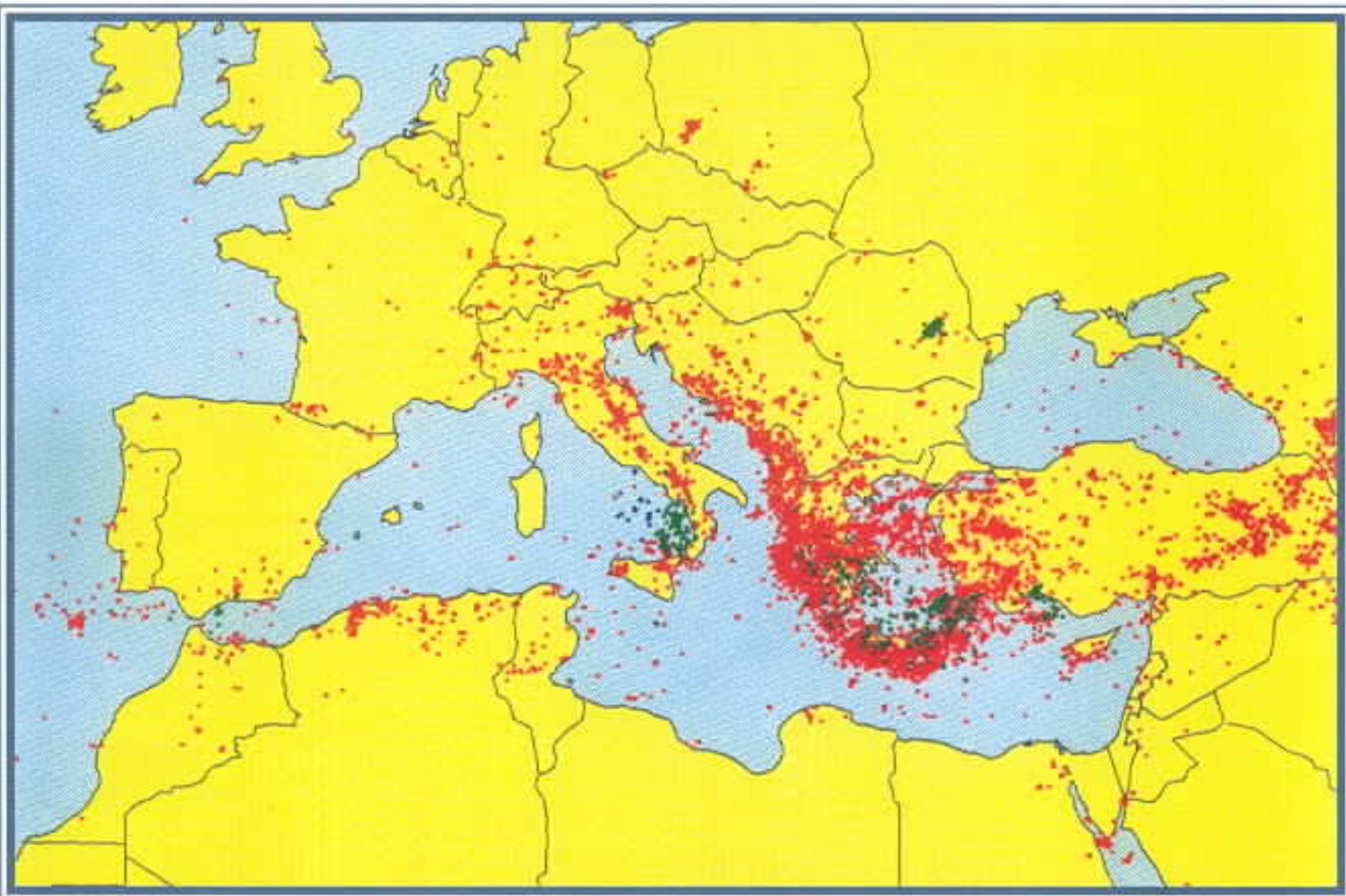
MAGNITUDE ET SURFACE DE RUPTURE



=> Lois d'échelle

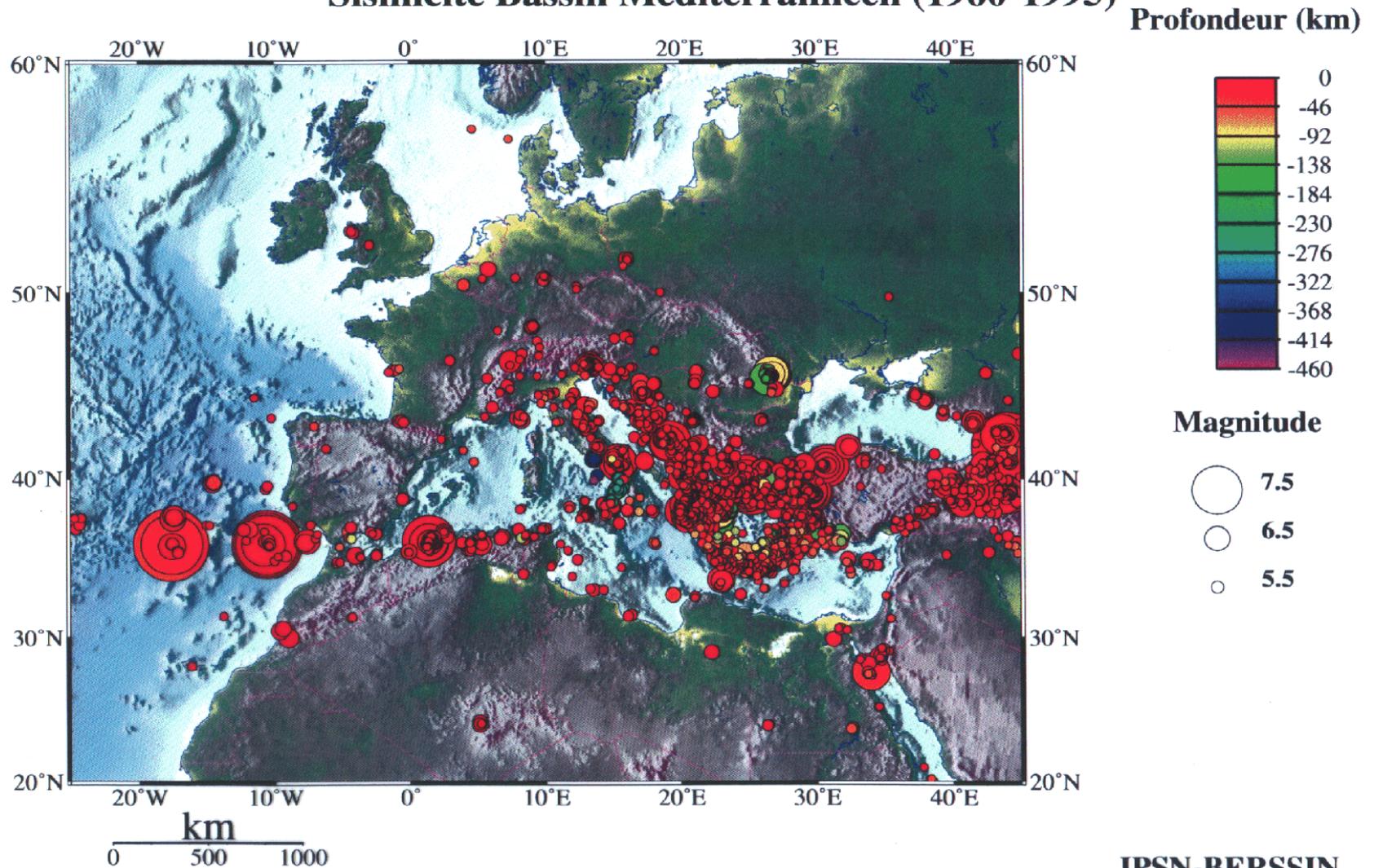
III Sismicité

SISMICITÉ EURO-MÉDITERRANÉENNE : 1963-1993, SÉISMES DE MAGNITUDE > 4

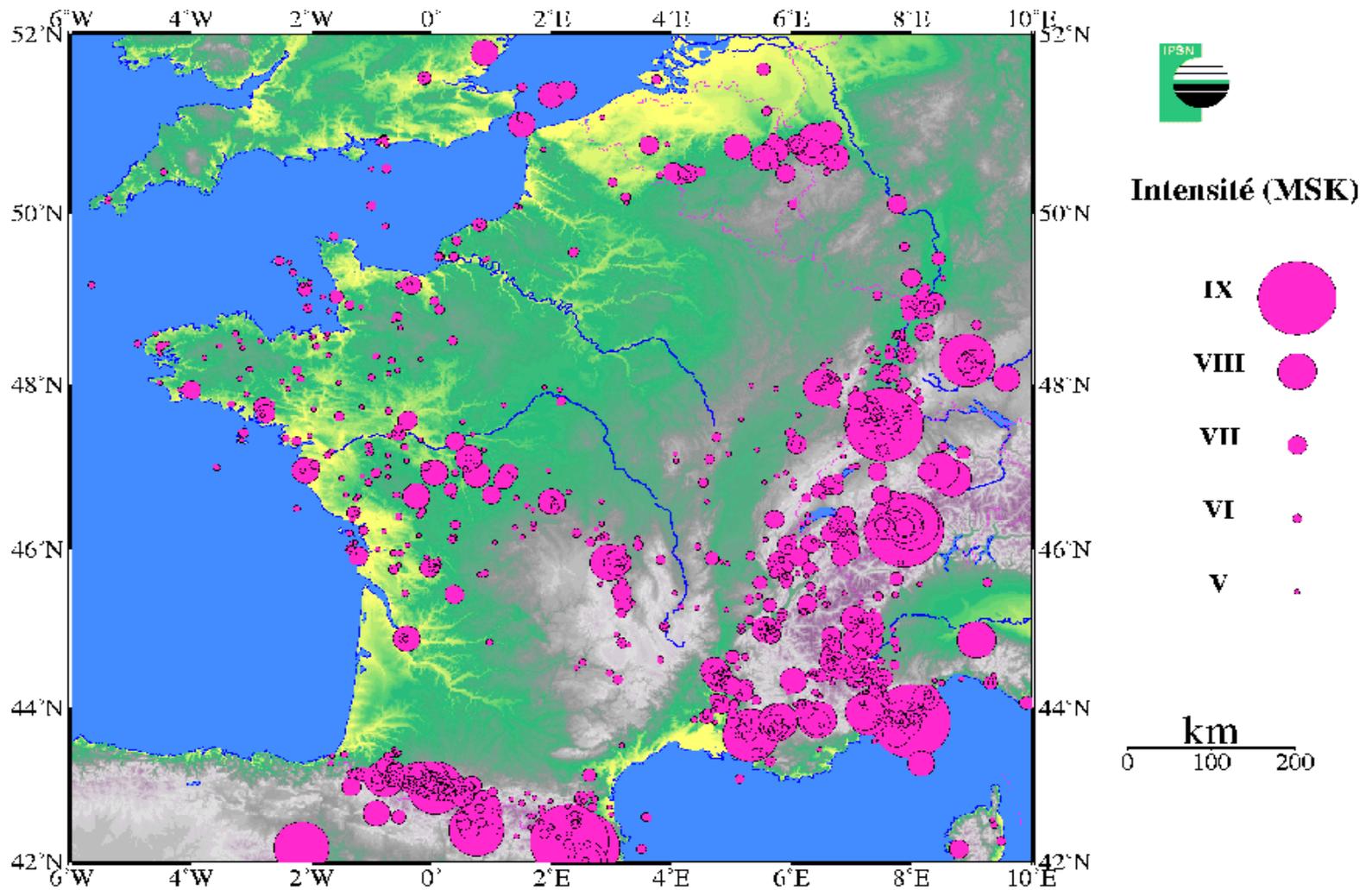


Définir les failles actives

Sismicité Bassin Méditerranéen (1960-1995)



Sismicité historique (1000 ans environ)



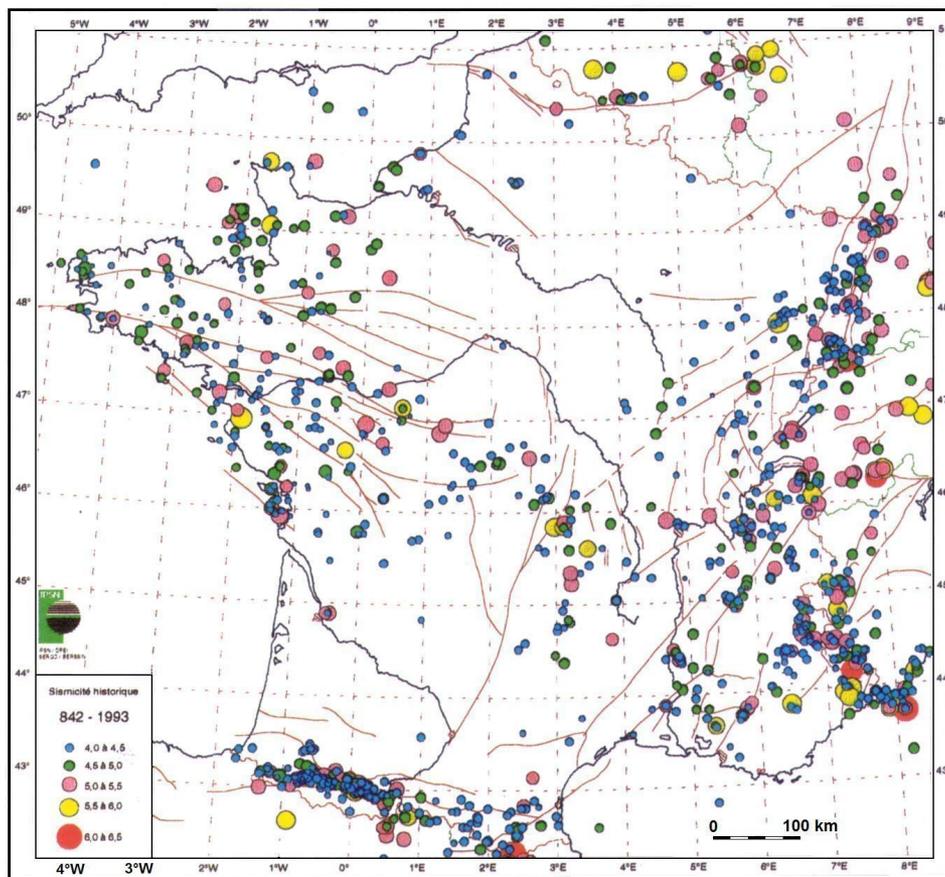
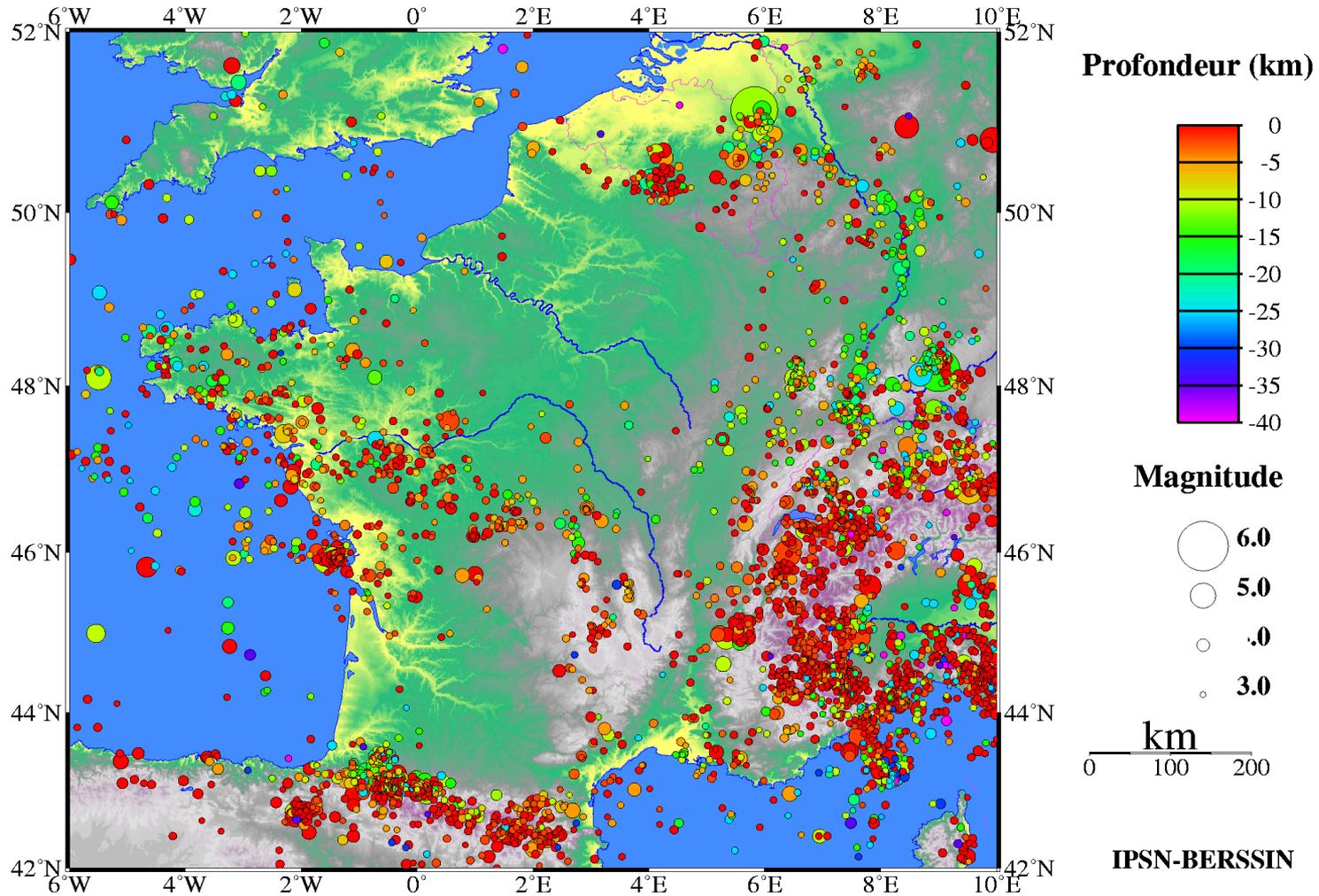
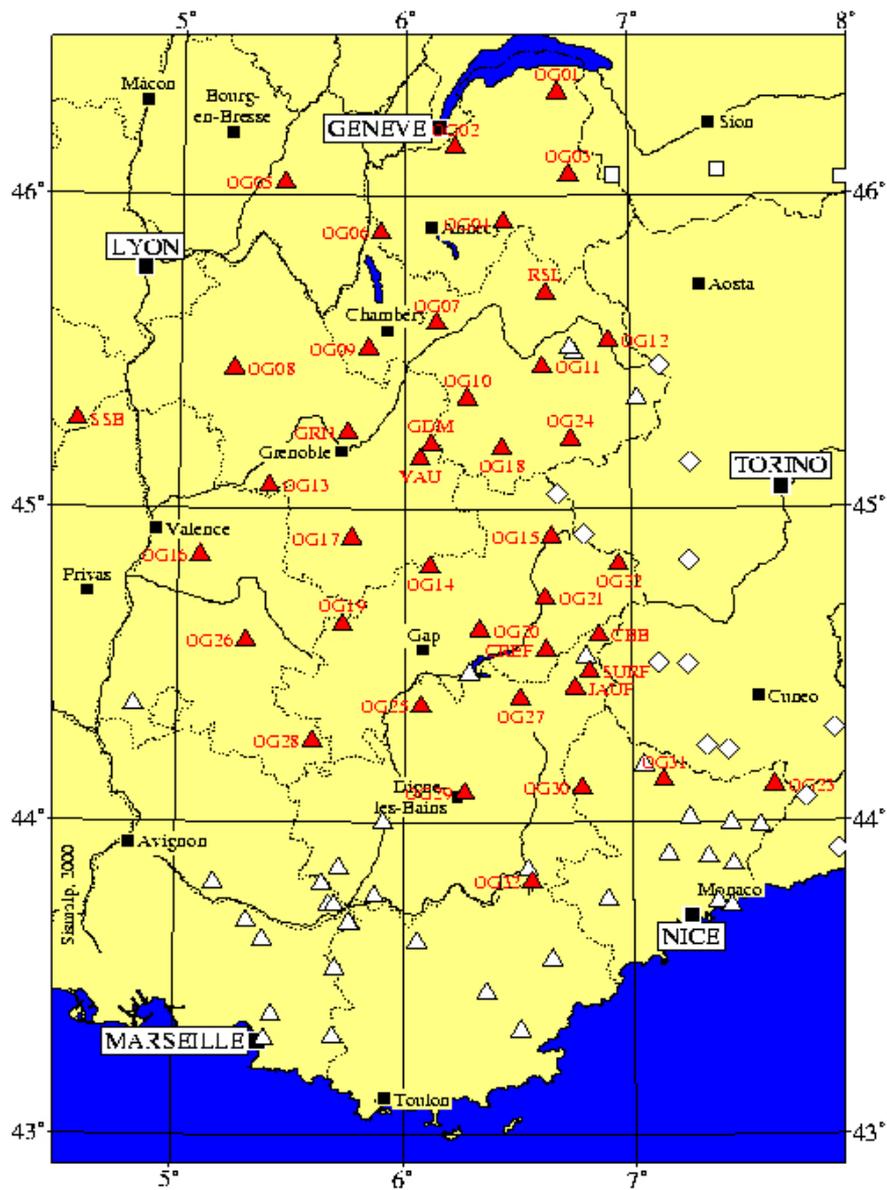


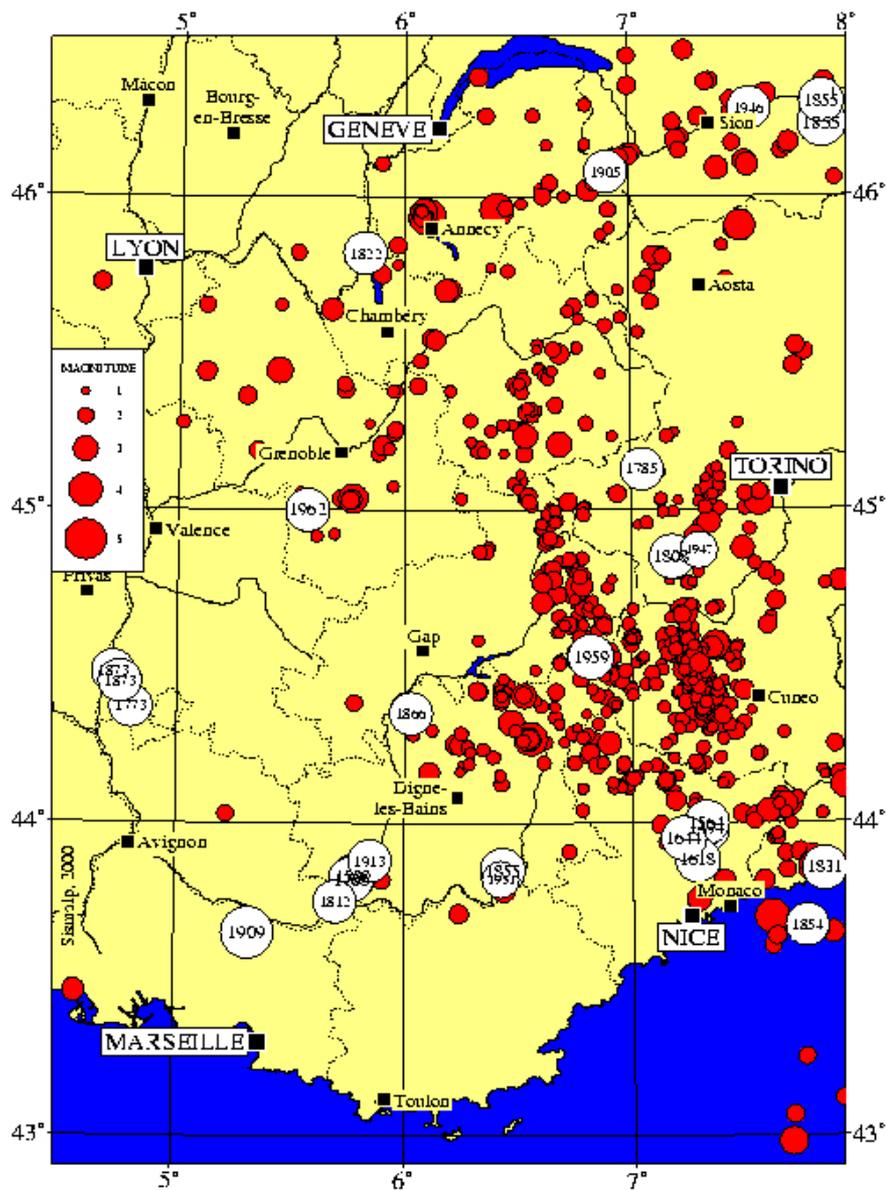
Figure 14 : Magnitudes calculées à partir des données macrosismiques de la base SIRENE (BRGM / EdF / IPSN)

Sismicité instrumentale (Fichier LDG 1962-1995)

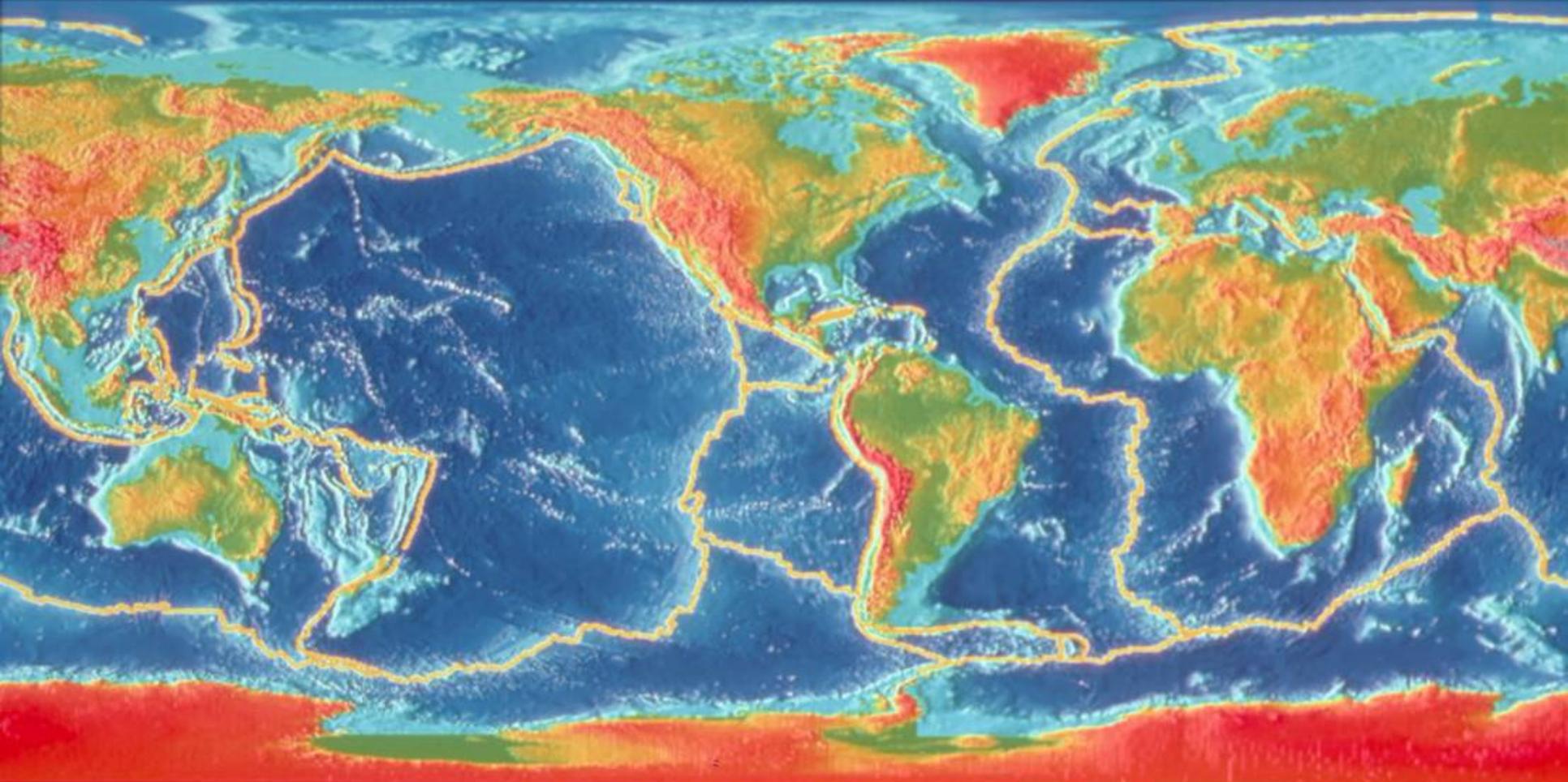


Le cas des Alpes

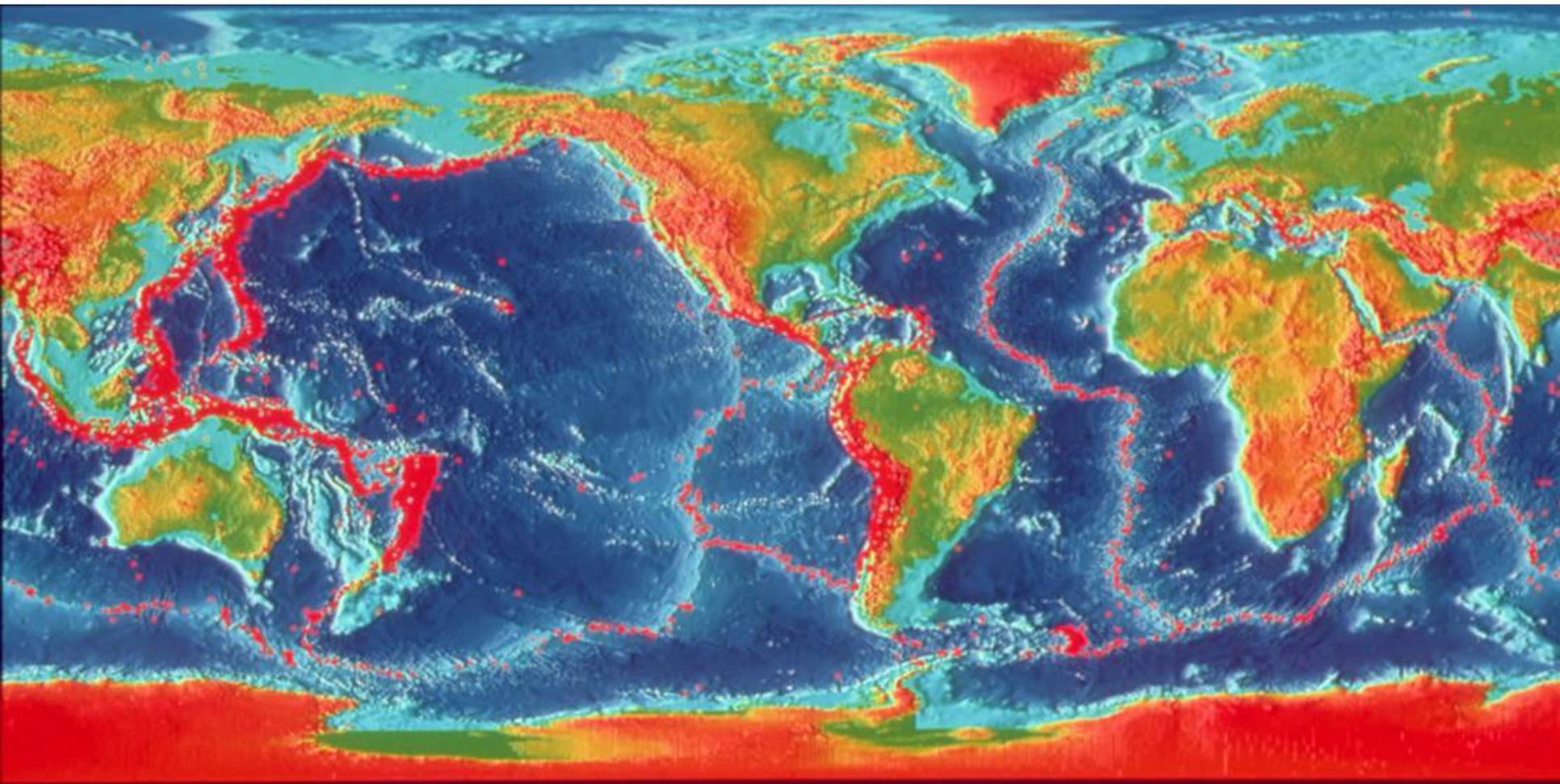




Importance des observatoires
pour définir les failles sismogènes



Crustal Plate Boundaries



Earthquakes, $M > 5$, since 1980

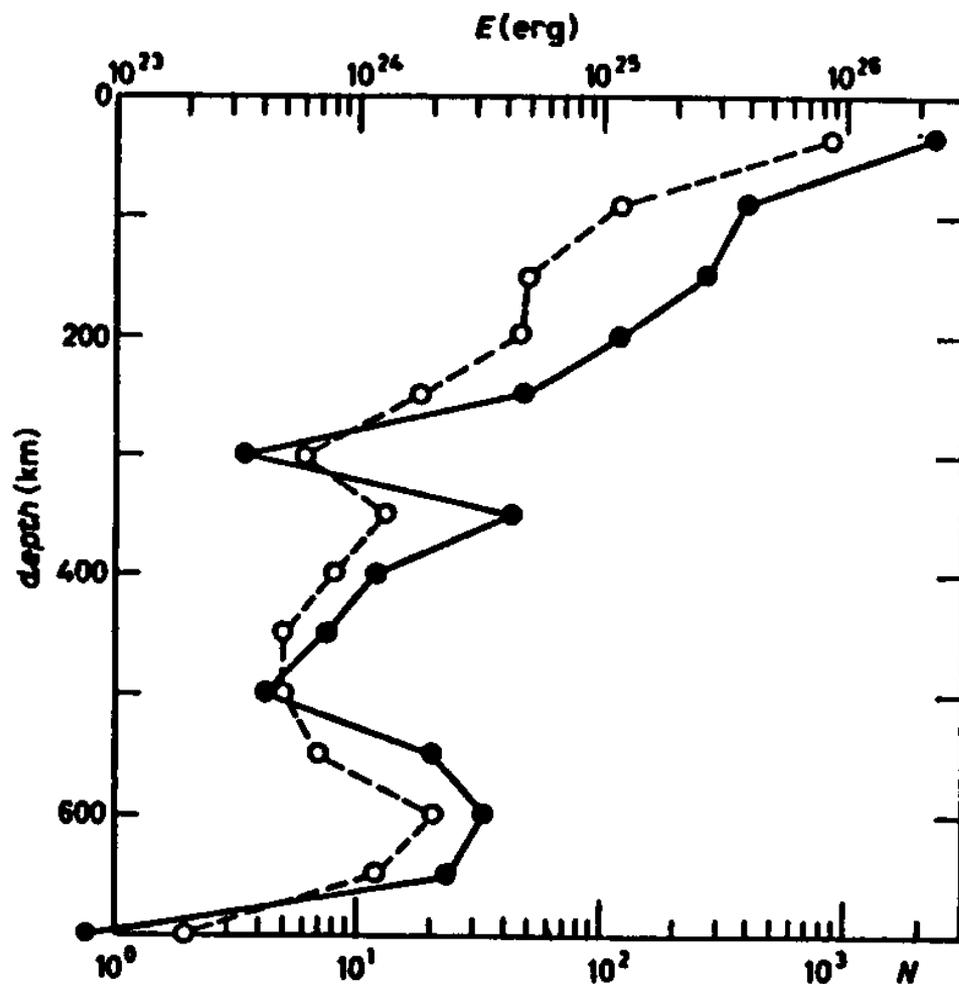


Fig. 3. - The variation of seismic activity as a function of depth. The solid curve shows the energy and the dashed curve the number of events with $m_B > 7$. The scale at the top indicates the energy (E) and that at the bottom the number (N). Each data point represents the value for a depth range of 50 km centered at the depth of each data point and for the time period of 75 years from 1904 to 1974 [10].

Figure 1.2-1: Global seismicity, 1963-1995.

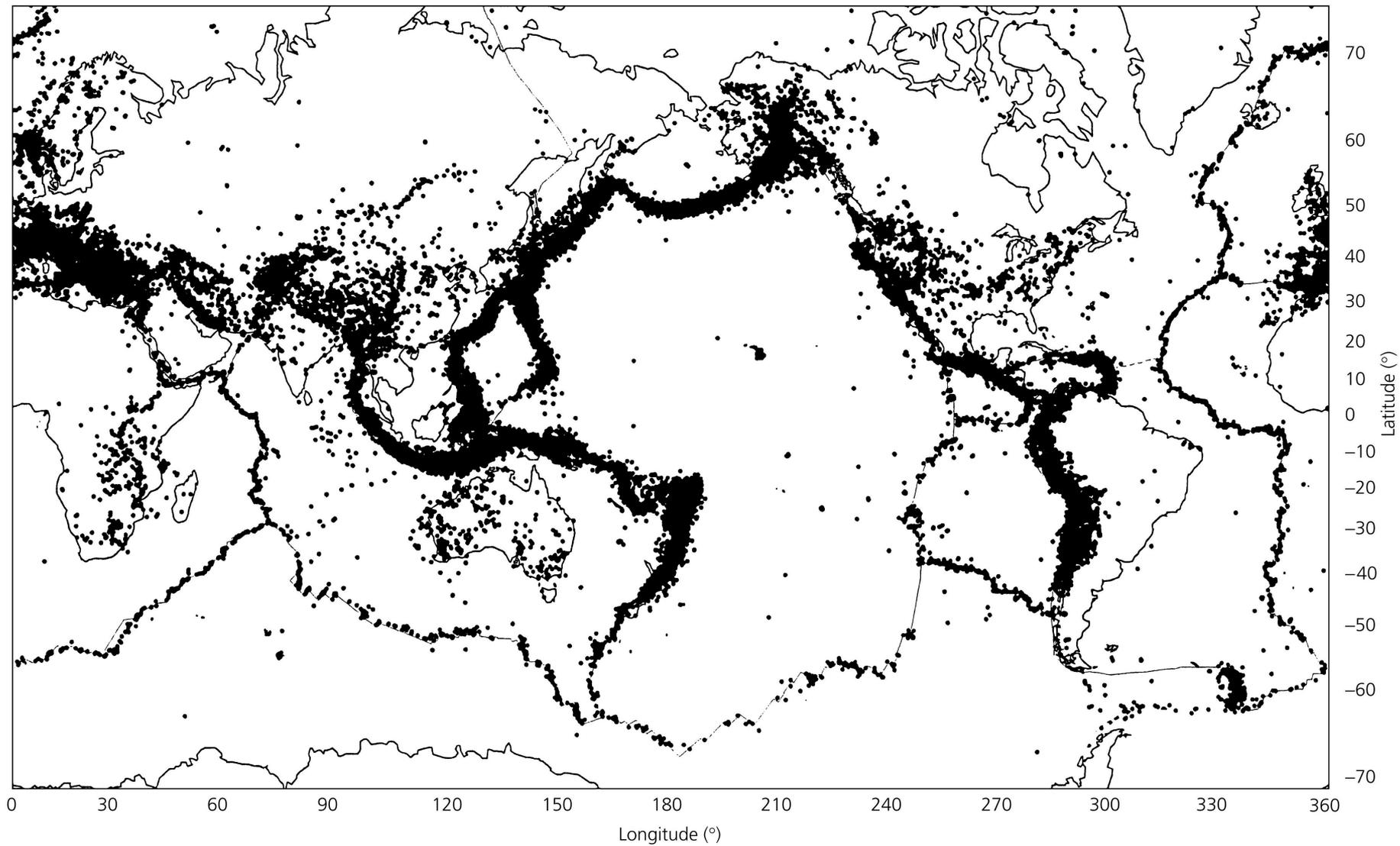


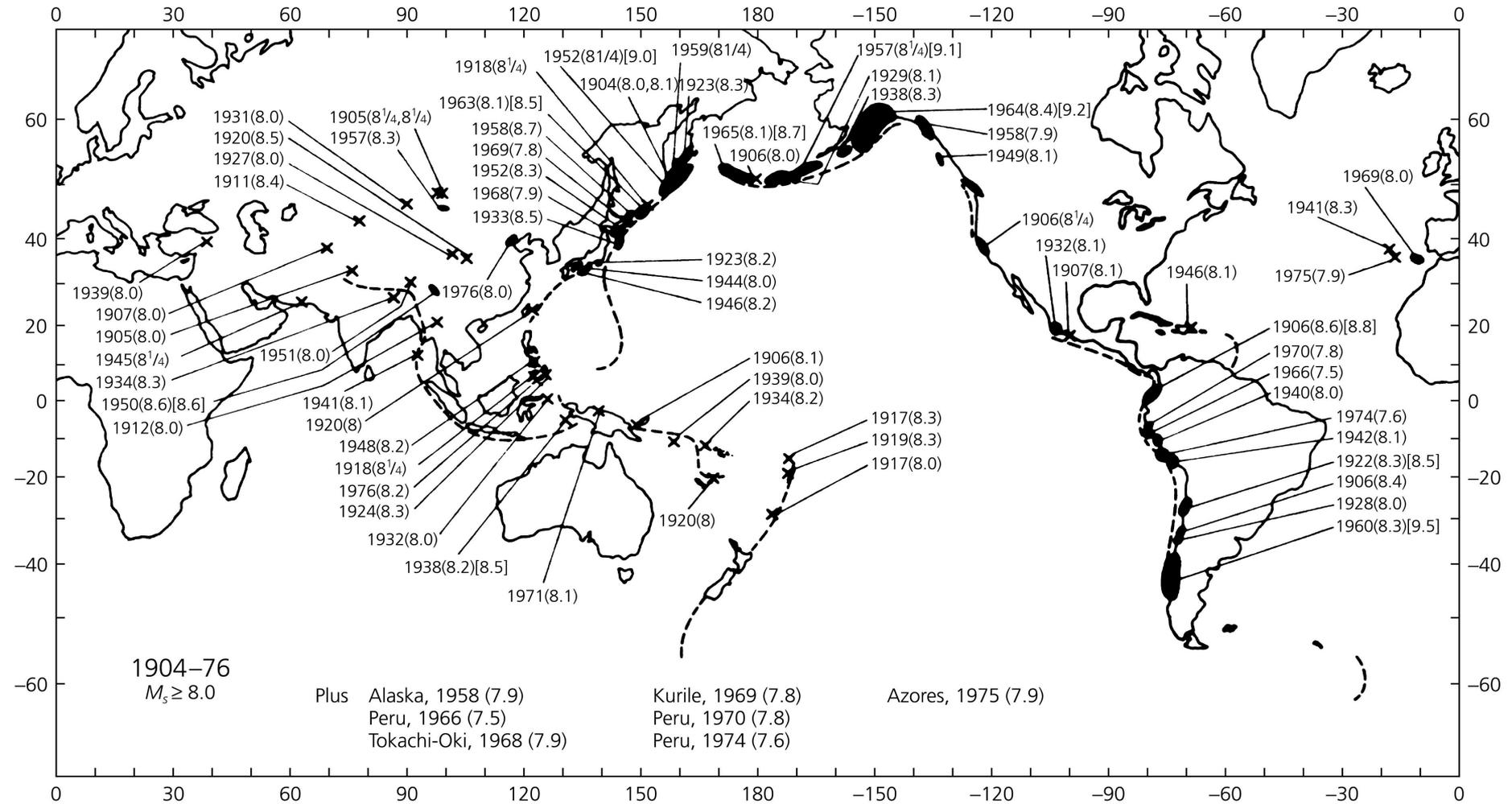
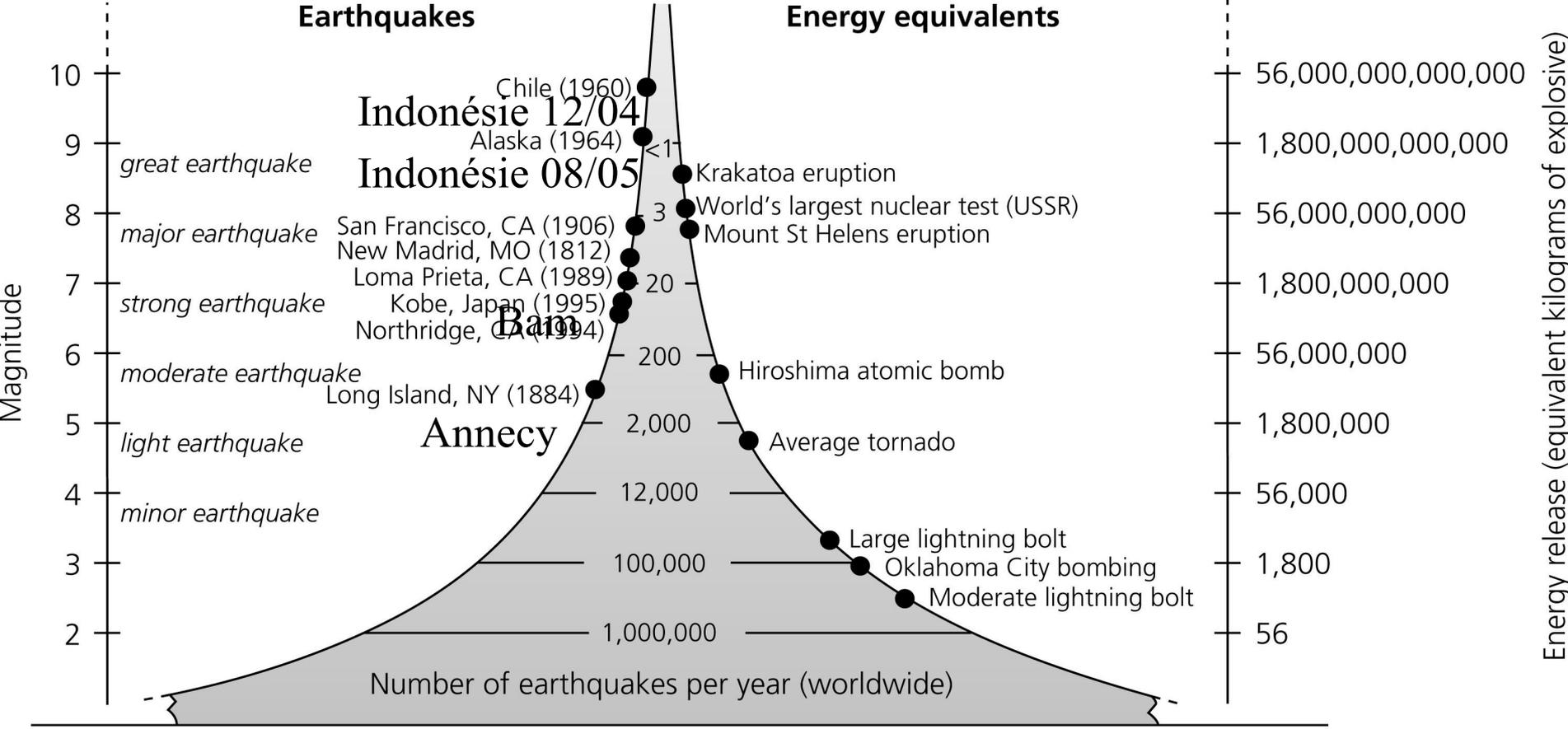
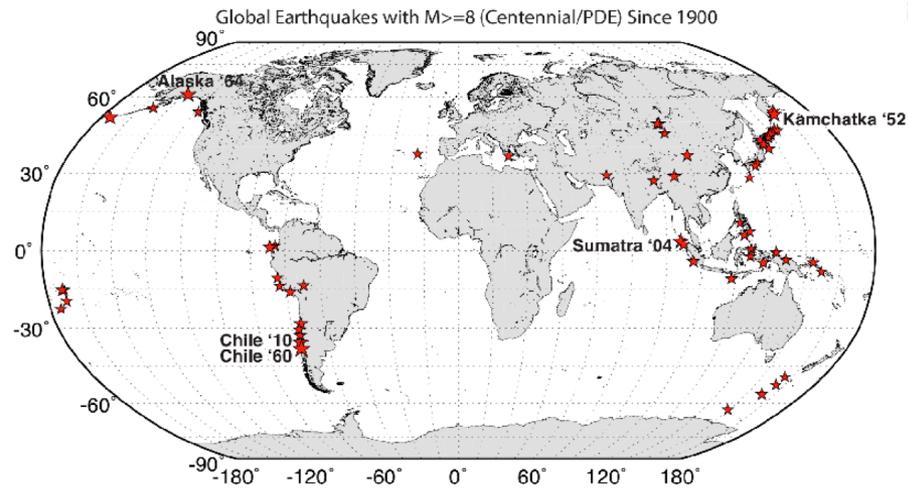
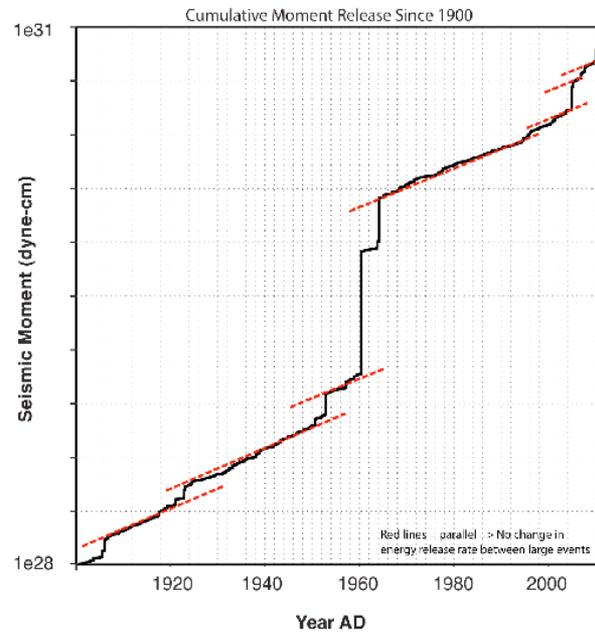
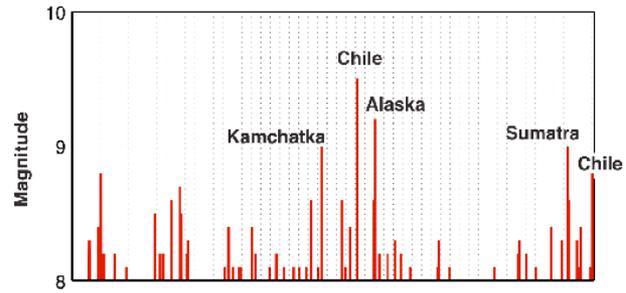
Figure 5.4-24: Locations of the largest earthquakes during 1904-1976.

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





Carte des séismes de magnitude supérieure à 8 entre 1900 et 2010



12 janvier 2010: Haïti Mw=7

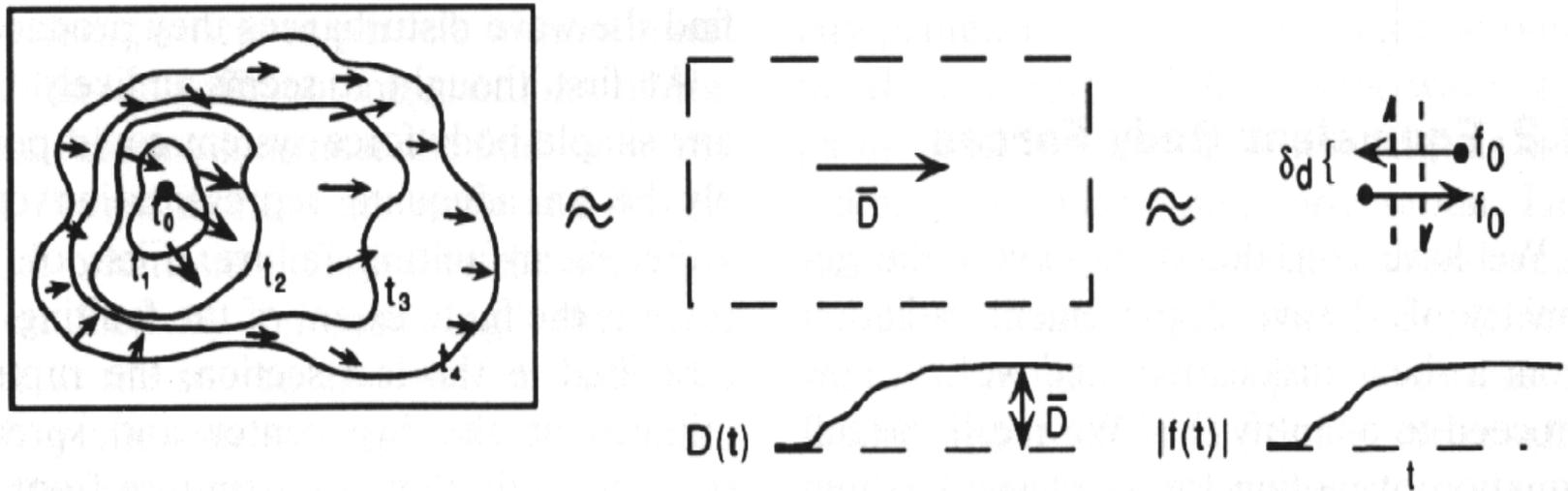
226800 victimes

11 mars 2011: Tohoku, Japon Mw=9

26000 victimes

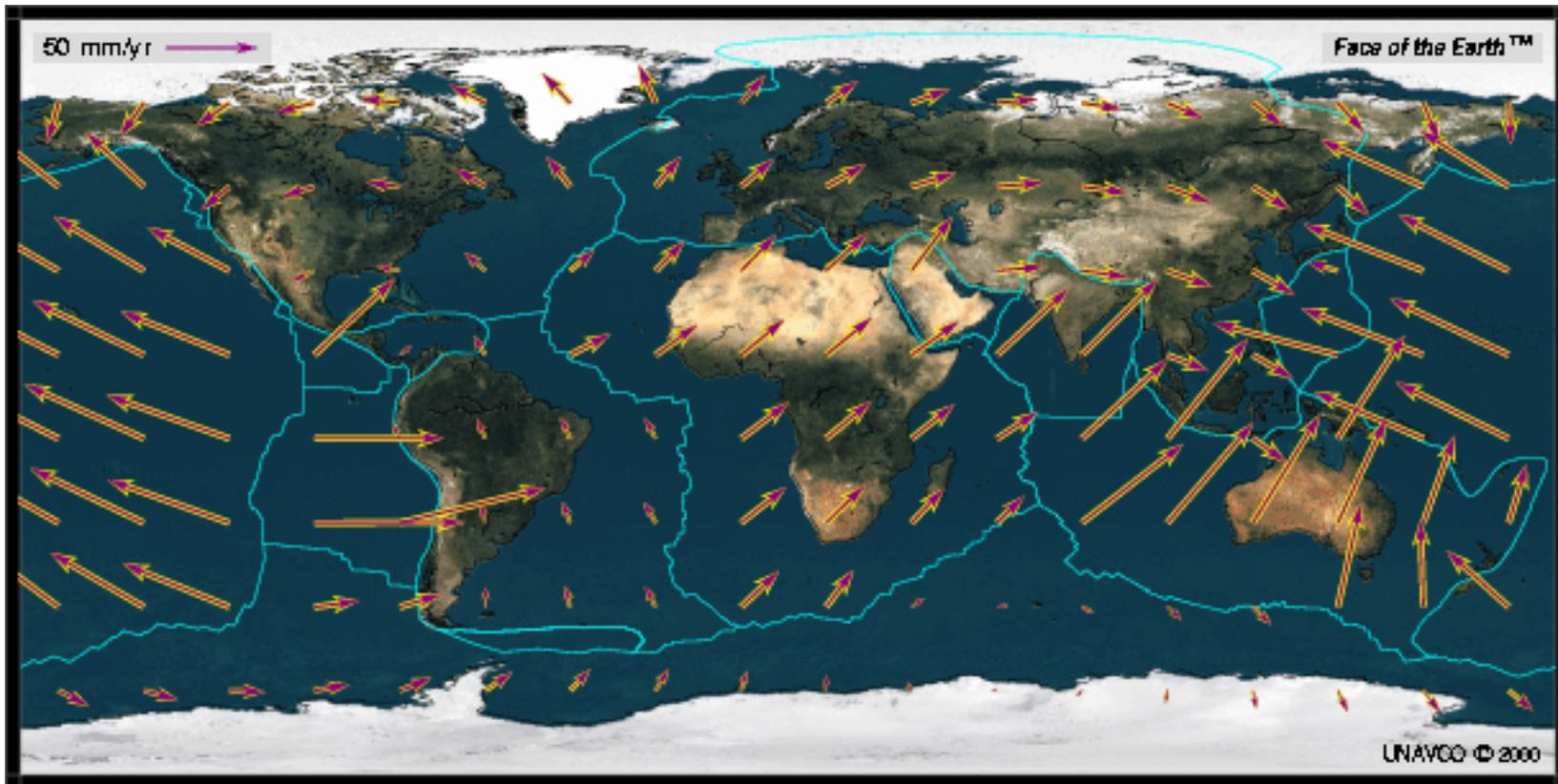
IV Forces équivalentes, moment et mécanisme

Le modèle du double-couple: forces équivalentes à une dislocation



On cherche un système de force dont les effets sont équivalents à ceux de la dislocation provoquée par le séisme. On peut montrer qu'un double couple dont le moment égal au moment sismique est un système équivalent.

Ce modèle correspond physiquement au glissement des lèvres d'une fissure sans qu'il y ait ouverture ou fermeture de celle-ci (glissement pur sans changement de volume).



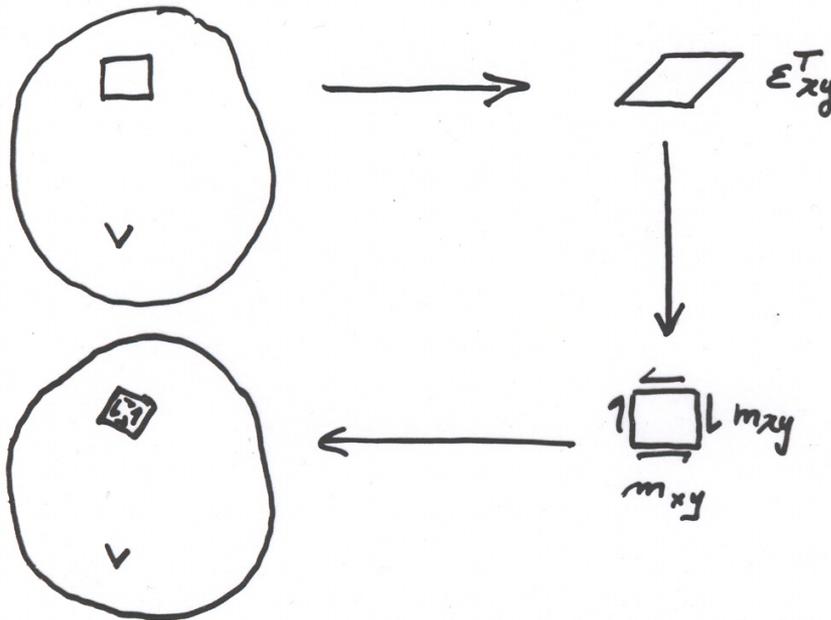
Le modèle [NUVEL-1A-NNR](http://sps.unavco.org/crustal_motion/) de vitesse de mouvement des plaques (vecteurs jaunes) comparé avec les observations GPS (pourpre). (sps.unavco.org/crustal_motion/)

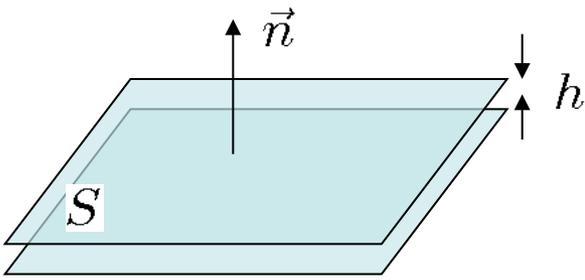
Int. Terr. Ref. Frame: http://itrf.ensg.ign.fr/trs_trf.php

Moment Sismique

"Champ de deformation inélastique" ϵ^T

$$\sigma_{ij} = \lambda \delta_{ij} \epsilon_{kk}^T + 2\mu \epsilon_{ij}^T \quad \text{loi de Hooke}$$





Moment sismique

Cas d'une dislocation quelconque ponctuelle

Système de forces équivalent:

contraintes associées à la déformation inélastique * volume concerné

contrainte * S = force

force . h = Moment

$$M_{ij} = (\lambda \delta_{ij} \epsilon_{kk}^T + 2\mu \epsilon_{ij}^T) V$$

V volume de la source = Sh

Soit $\Delta \vec{u}$ la discontinuité de déplacement

Déformation:

$$\epsilon_{ij}^T = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta u_i n_j}{h} + \frac{\Delta u_j n_i}{h} \right)$$

Tenseur des moments:

$$M_{ij} = (\lambda \delta_{ij} \Delta u_k n_k + \mu (\Delta u_i n_j + \Delta u_j n_i)) S$$

$\Delta \vec{u} = D(t) \vec{\nu}$ avec D le rejet:

$$M_{ij} = \lambda \delta_{ij} \nu_k n_k D S + \mu (\nu_i n_j + \nu_j n_i) D S$$

Cas des séismes tectoniques

Pression lithostatique $\rightarrow \Delta u \perp \vec{n}$

Donnez le tenseur des moments.

$$\vec{n} \cdot \vec{\nu} = 0$$

$$n_k \nu_k = 0$$

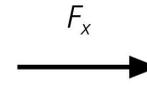
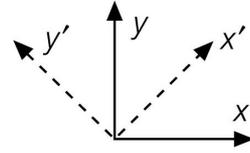
$$M_{ij} = \mu(\nu_i n_j + \nu_j n_i) DS$$

$$M_0 = \mu SD(t) \quad \text{scalaire}$$

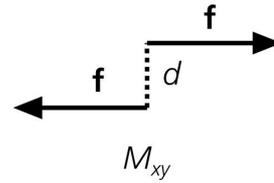
$$M_{ij} = M_0(t)(\nu_i n_j + \nu_j n_i)$$

Figure 4.4-1: Equivalent body forces for a single force, single couple, and double couple.

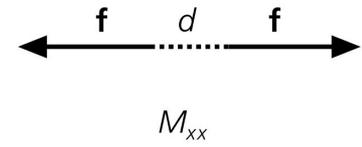
Single force



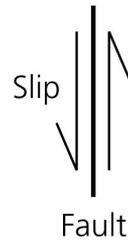
Single couple



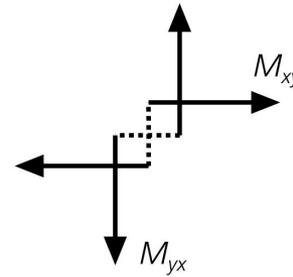
or



Double couple



⇒



or

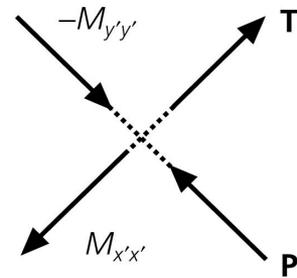
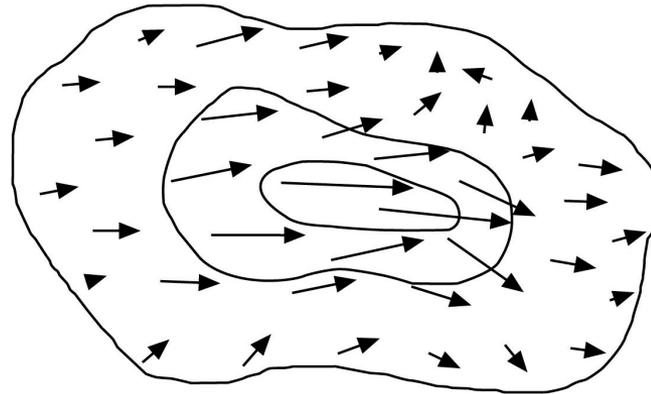
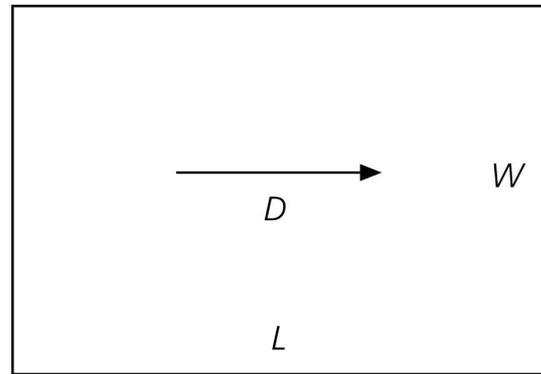


Figure 4.4-5: Approximations made in modeling seismic ruptures.



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

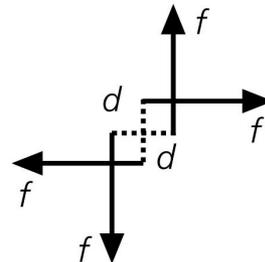
\approx



$$M = \mu DLW$$

\approx

$$\mathbf{M} = \begin{pmatrix} 0 & M_0 & 0 \\ M_0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} = M_0 \begin{pmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix}$$



$$M = fd$$

Moment d'un couple de force: moment sismique M_0 en $N.m$
 $M_0 = \mu < D > S = \text{rigidité} \times (\text{glissement moyen}) \times \text{surface}$

La source et le diagramme de radiation

Le mouvement sismique dépend de l'orientation de la faille par rapport à la station. L'énergie émise en un point (ou une station sismologique) autour de la faille est fonction de la direction source-station par rapport au plan de faille et du type d'onde. On peut calculer ainsi les diagrammes de radiation de chacun des types d'onde. Cette propriété permet d'analyser le mécanisme au foyer (faille décrochante, normale ou inverse) par l'enregistrement du type de la première onde arrivée (compression ou dilatation) en de nombreux points du globe.

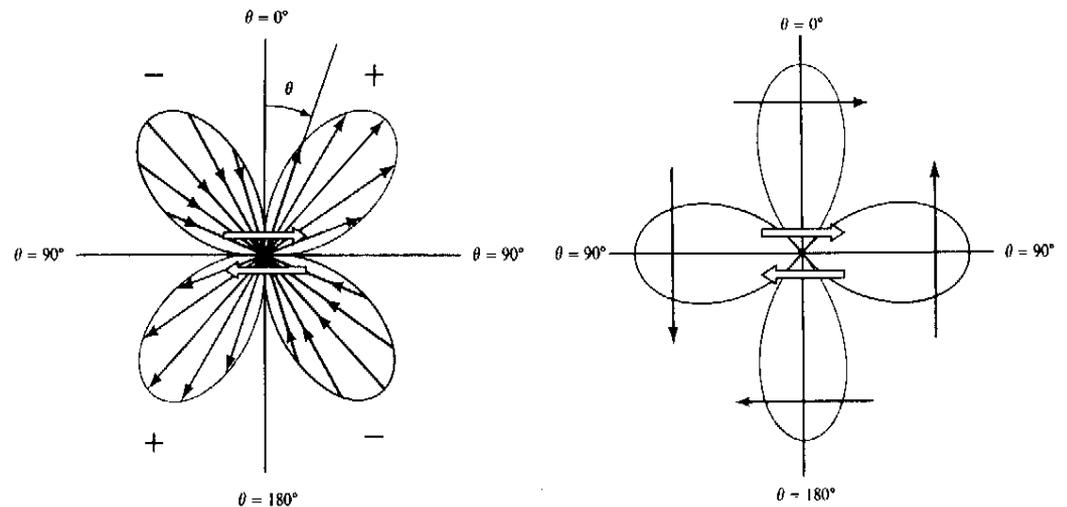
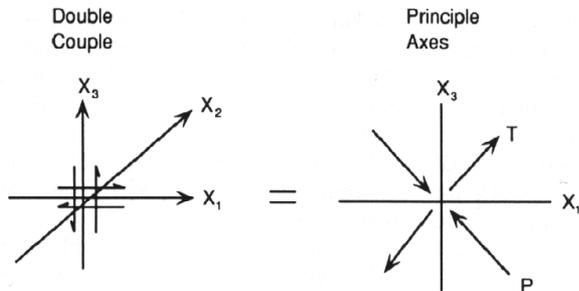


Figure 4.1-4: Displacement of crops rows during the 1979 Imperial fault earthquake.



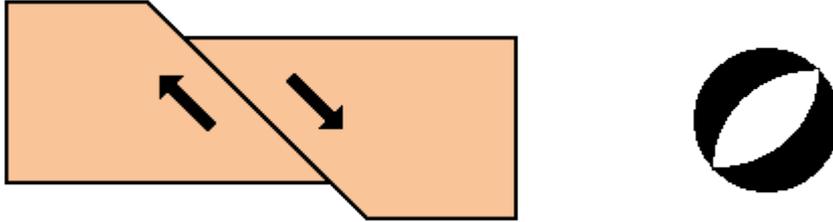
Figure 4.2-1: Fault scarp near Crowley Lake, California.



a) les failles normales : Elles sont appelées ainsi parce que la déformation entraîne un étirement des roches initiales. Elles résultent de mouvements d'écartement (divergence).

faille normale (vue en coupe) et le diagramme de mécanisme au foyer correspondant

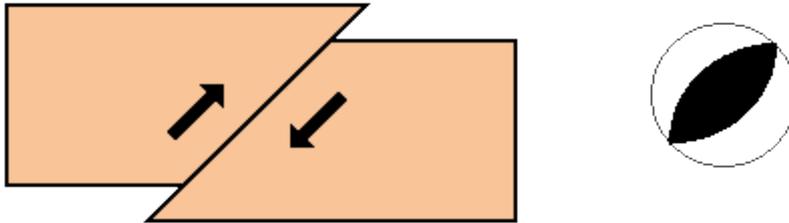
Les flèches indiquent les blocs qui montent et qui descendent



b) les failles inverses: Elles sont appelées ainsi parce que la déformation entraîne un raccourcissement des terrains initiaux. Elles résultent de mouvements de rapprochement (convergence).

faille inverse (vue en coupe) et le diagramme au foyer correspondant

Les flèches indiquent les blocs qui montent et qui descendent



c) les failles en décrochement: Les failles en décrochement provoquent un déplacement des blocs uniquement dans le sens horizontal.

faille en décrochement (vue de dessus) et le diagramme au foyer correspondant.

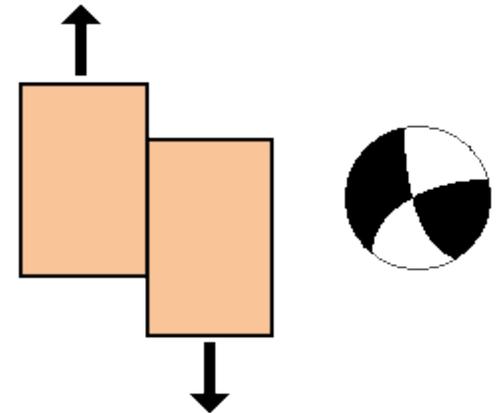


Figure 4.2-7: P and S radiation amplitude patterns.

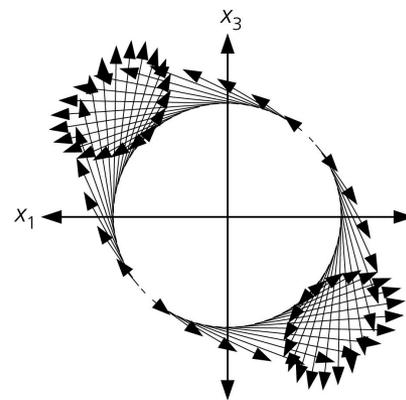
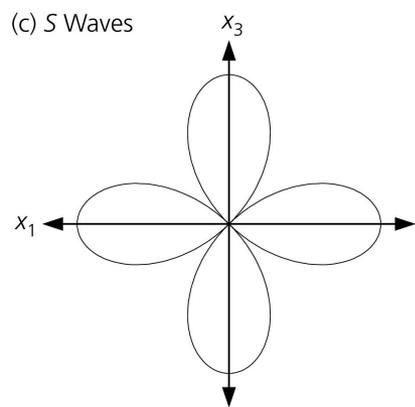
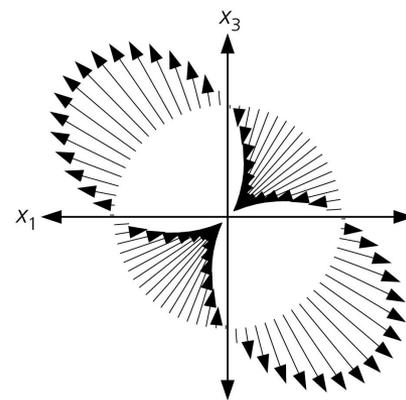
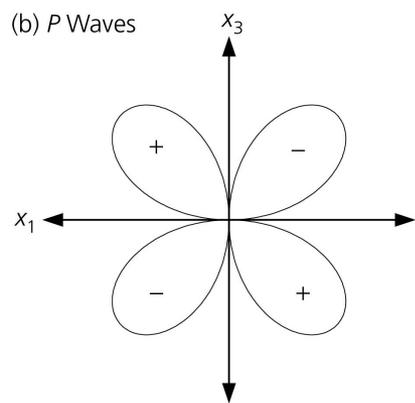
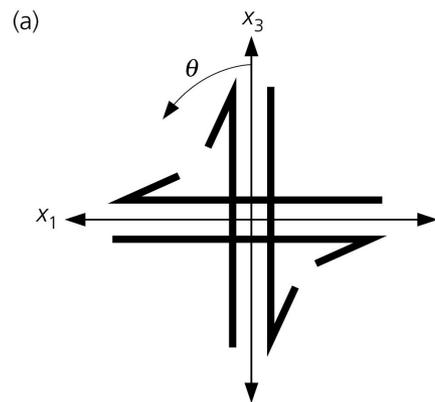
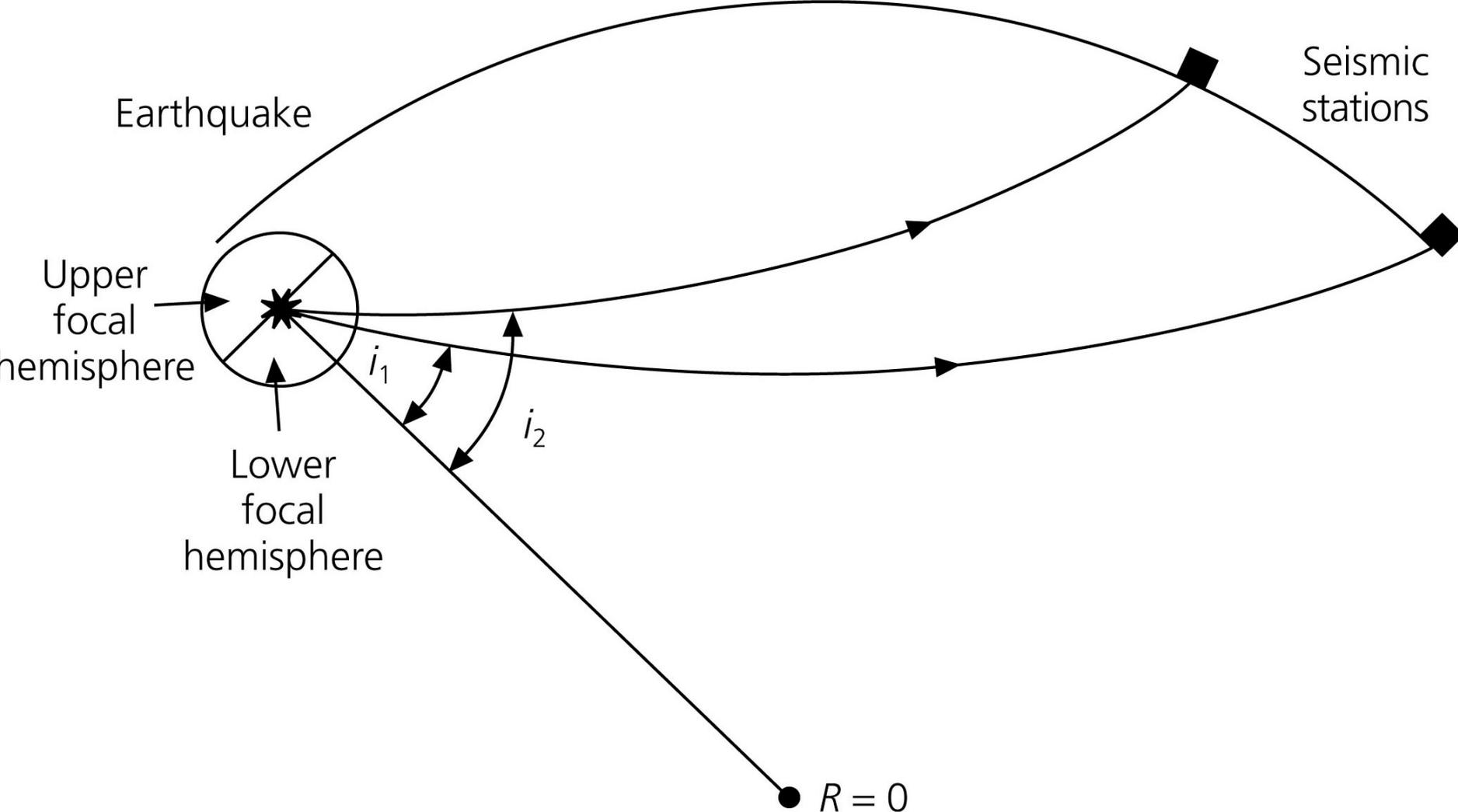


Figure 4.2-8: Cartoon of the focal sphere.



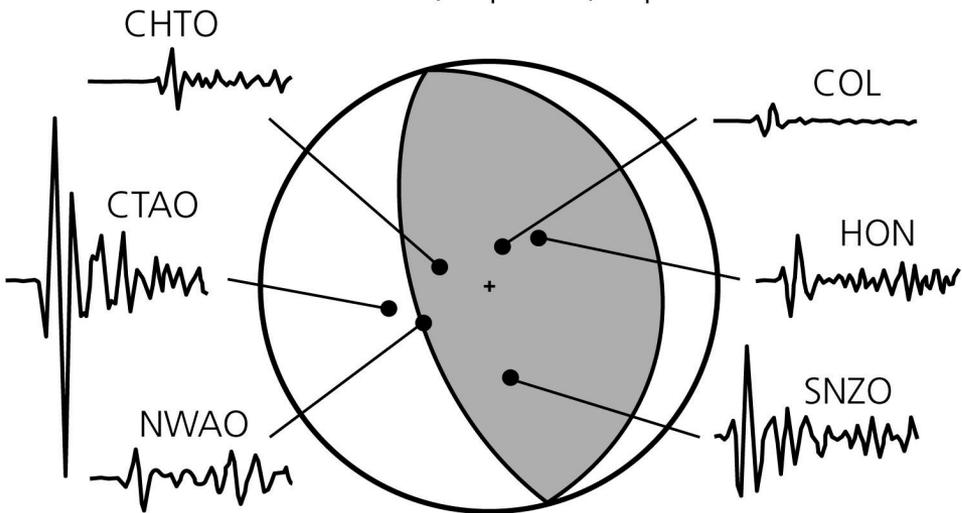
$$p = \frac{r \sin i}{v} = \frac{dT}{d\Delta}$$

Figure 4.2-17: Examples of focal mechanisms and first motions.

Thrust faulting, Vanuatu Islands, July 3, 1985

Location: 17.2°S, 167.8°E. Depth: 30 km

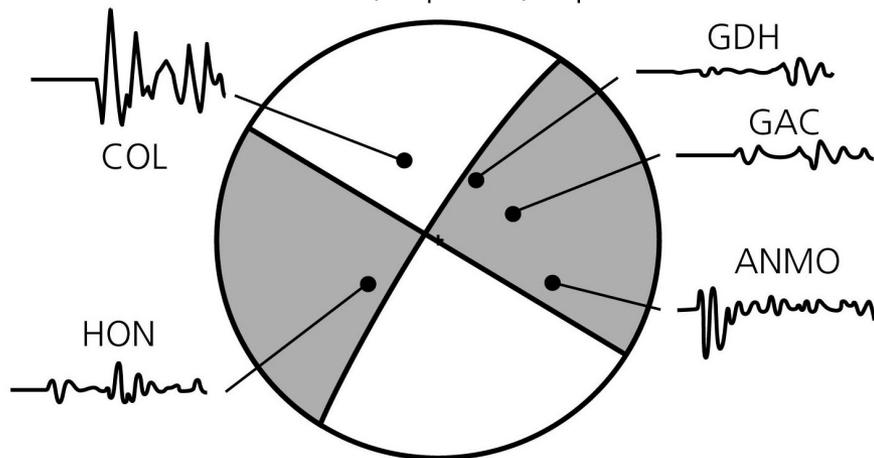
Strike: 352°, Dip: 26°, Slip: 97°



Strike-slip faulting, west of Oregon, March 13, 1985

Location: 43.5°N, 127.6°W. Depth: 10 km

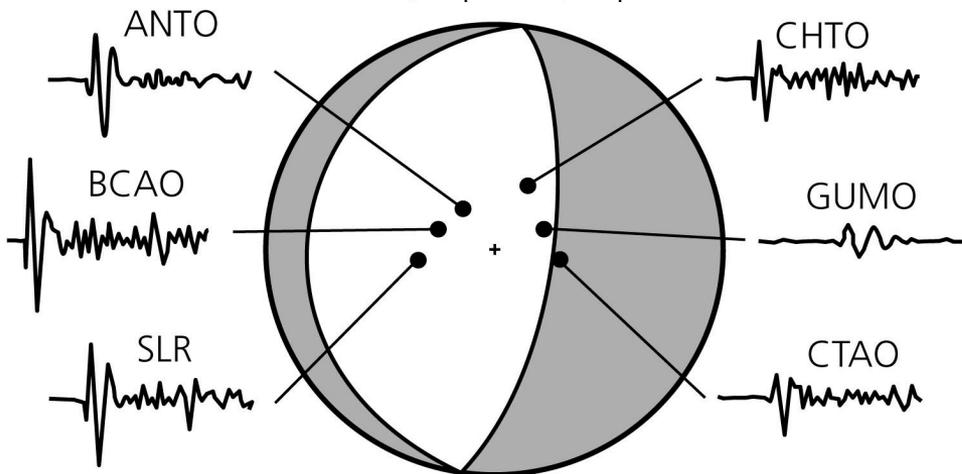
Strike: 302°, Dip: 90°, Slip: 186°



Normal faulting, mid-Indian rise, May 16, 1985

Location: 29.1°S, 77.7°E. Depth: 10 km

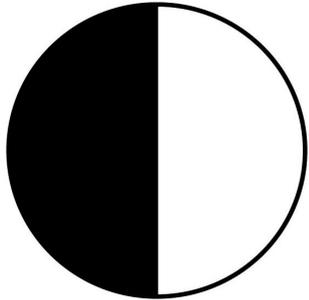
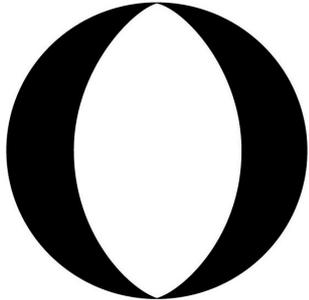
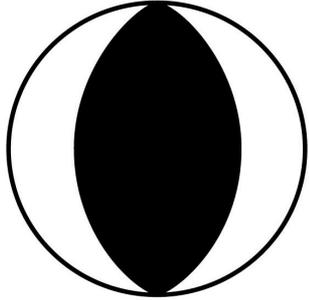
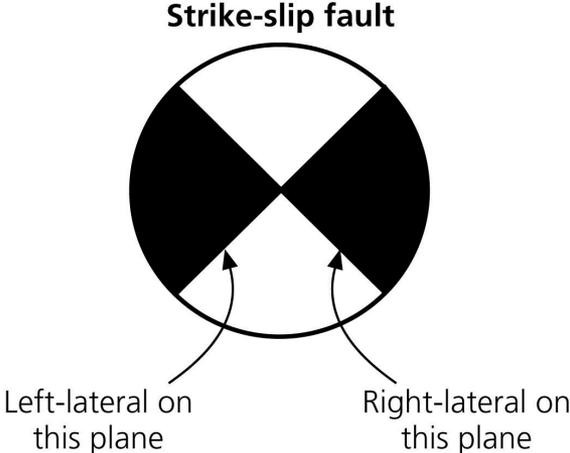
Strike: 8°, Dip: 70°, Slip: 270°



0 120 240

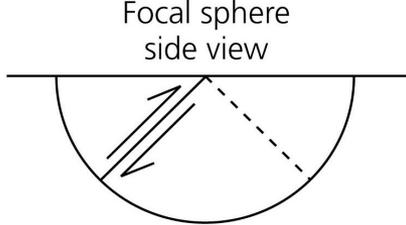
(s)

Figure 4.2-14: Focal mechanisms for various fault mechanisms.

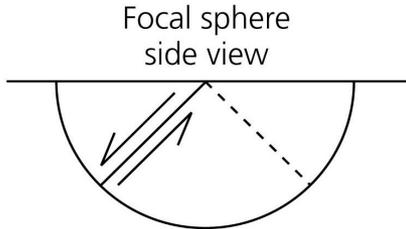


Dip-slip faults

Thrust fault



Normal fault



Vertical dip-slip

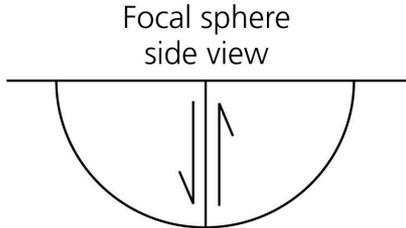
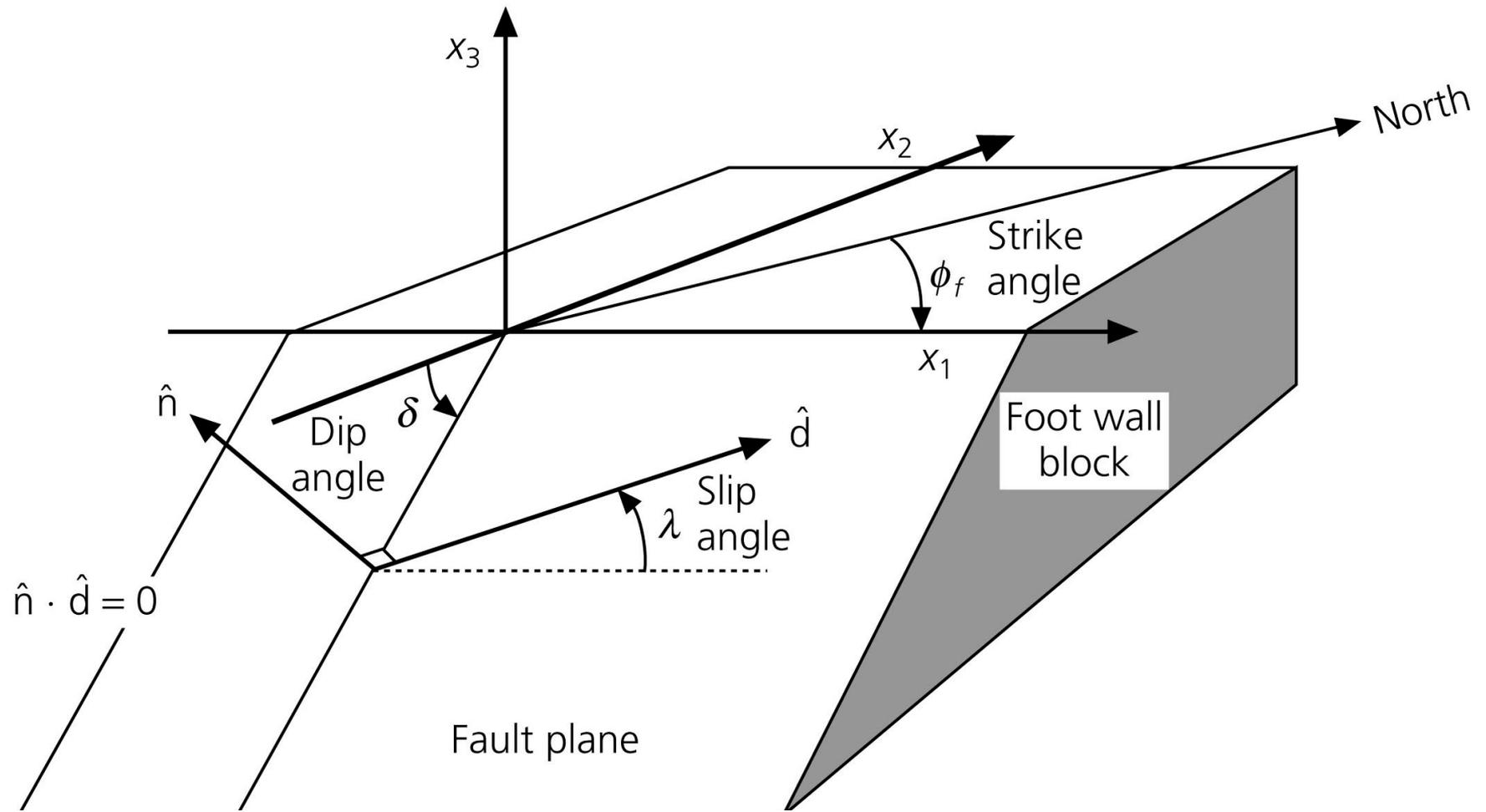


Figure 4.2-2: Fault geometry used in earthquake studies.



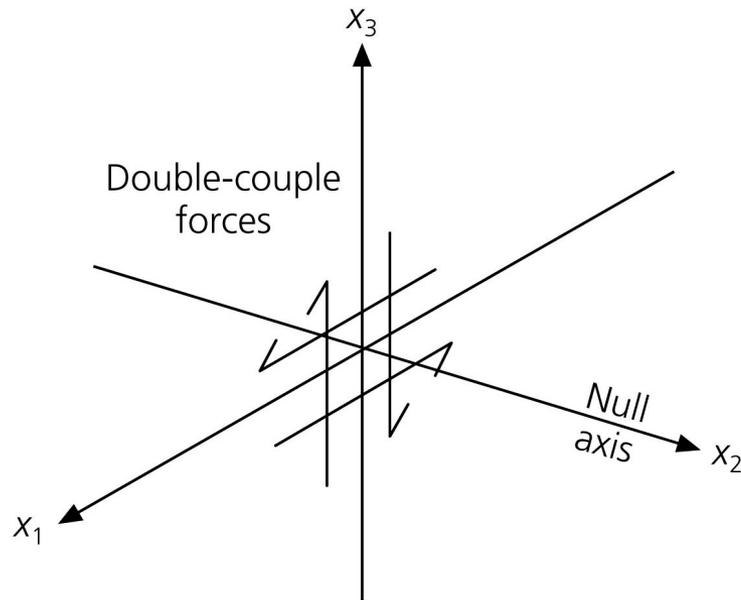
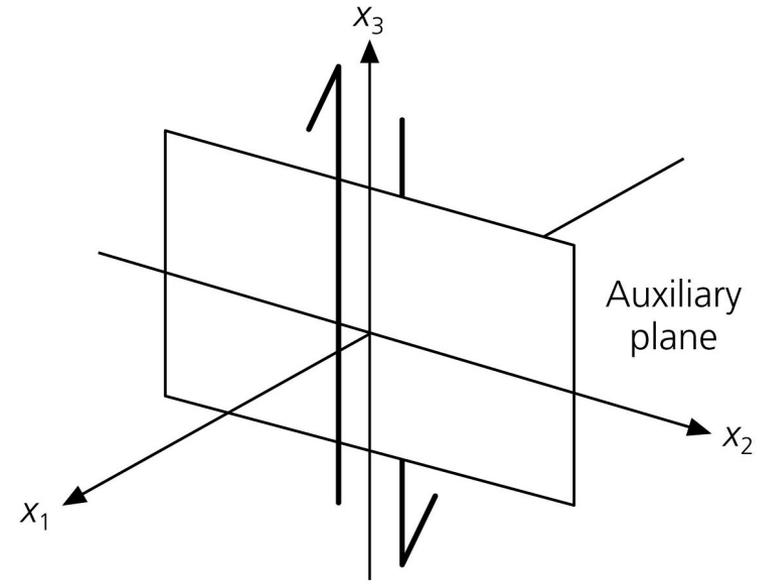
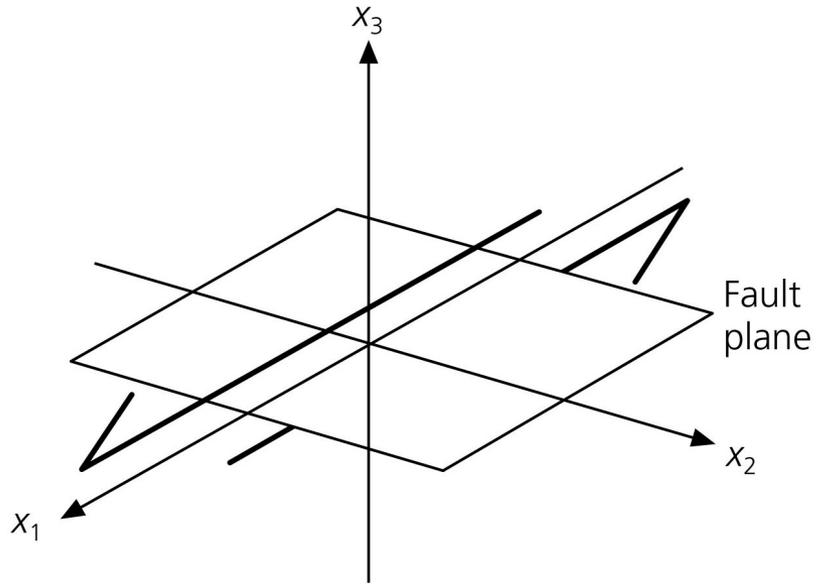
fault plane normal vector:

$$\hat{\mathbf{n}} = \begin{pmatrix} -\sin \delta \sin \phi_f \\ -\sin \delta \cos \phi_f \\ \cos \delta \end{pmatrix}$$

slip vector:

$$\hat{\mathbf{d}} = \begin{pmatrix} \cos \lambda \cos \phi_f + \sin \lambda \cos \delta \sin \phi_f \\ -\cos \lambda \sin \phi_f + \sin \lambda \cos \delta \cos \phi_f \\ \sin \lambda \sin \delta \end{pmatrix}$$

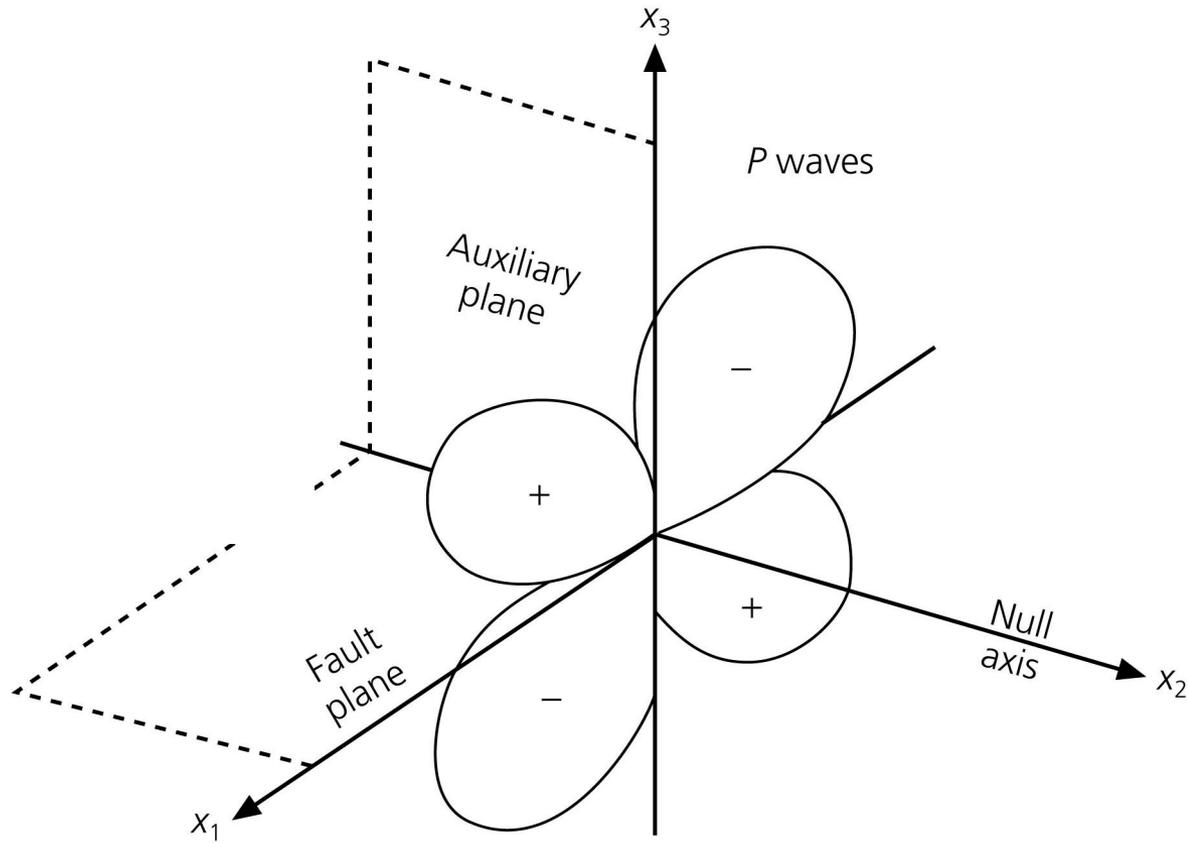
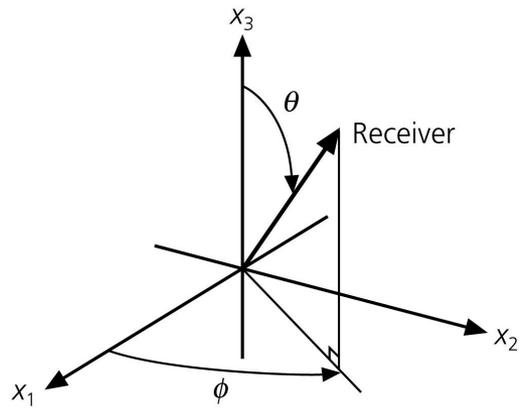
Figure 4.2-5: Fault-oriented coordinate system.



P-wave radiation amplitude patterns:

$$u_r = \frac{1}{4\pi\rho\alpha^3r} \dot{M}(t - r/\alpha) \sin 2\theta \cos \phi.$$

e 4.2-6: Body-wave radiation patterns for a double couple source.

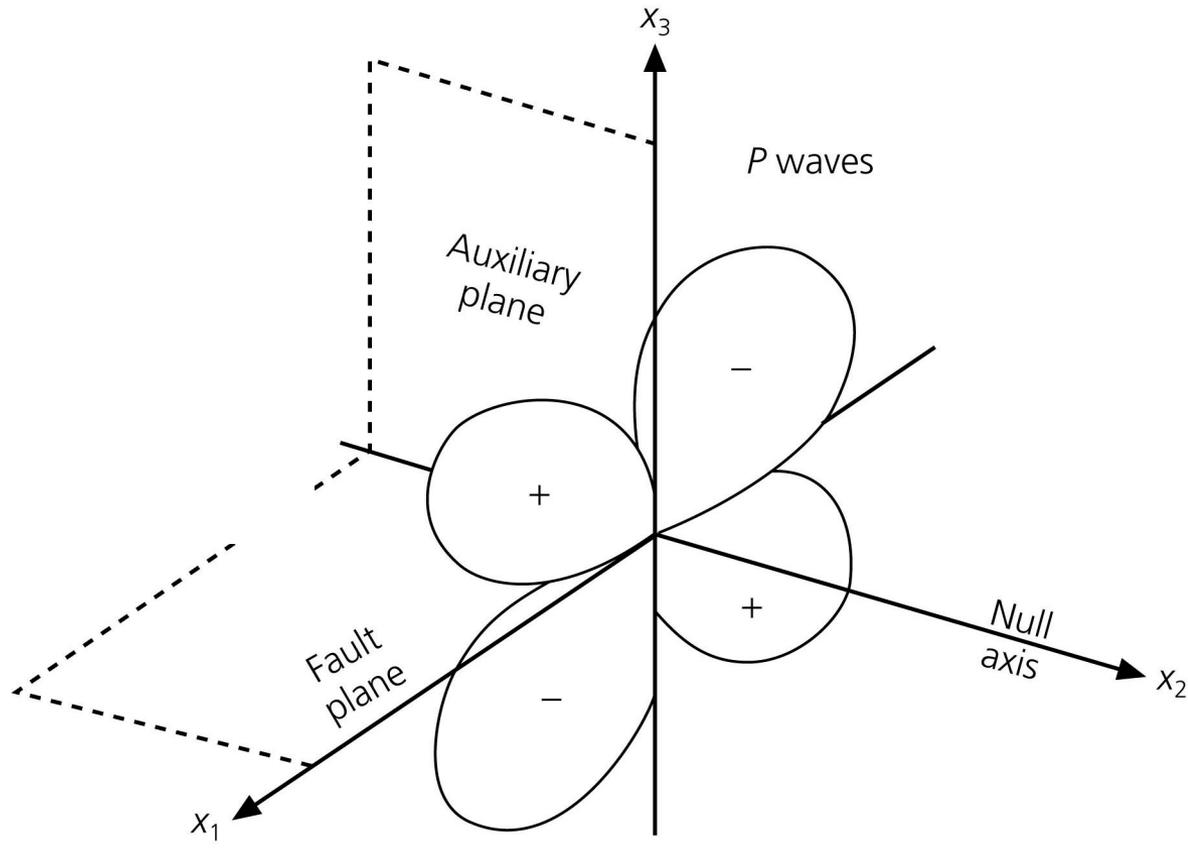
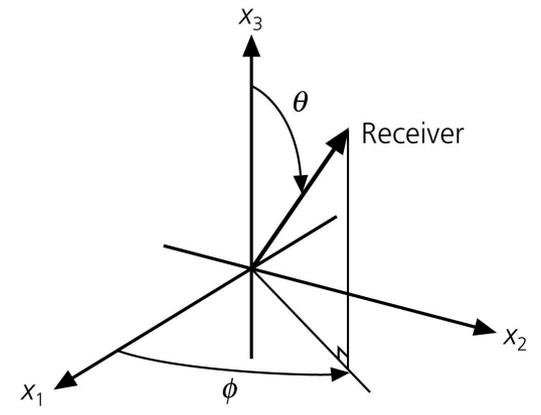


P-wave radiation amplitude patterns:

$$u_r = \frac{1}{4\pi\rho\alpha^3r} \dot{M}(t - r/\alpha) \sin 2\theta \cos \phi.$$

$\frac{1}{4\pi\rho\alpha^3r}$ = amplitude term, with geometric spreading

e 4.2-6: Body-wave radiation patterns for a double couple source.



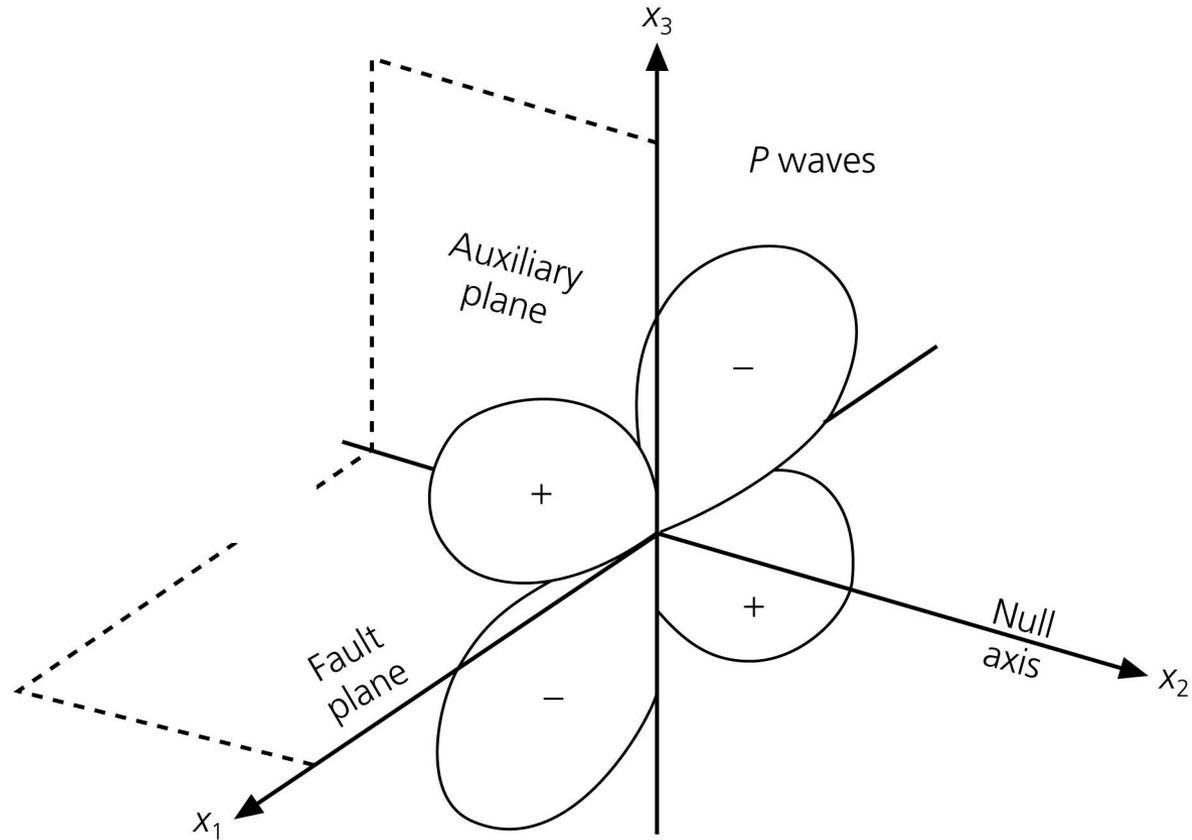
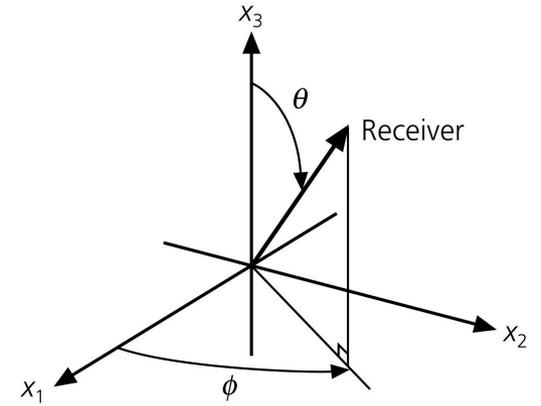
e 4.2-6: Body-wave radiation patterns for a double couple source.

P-wave radiation amplitude patterns:

$$u_r = \frac{1}{4\pi\rho\alpha^3r} \dot{M}(t - r/\alpha) \sin 2\theta \cos \phi.$$

$\frac{1}{4\pi\rho\alpha^3r}$ = amplitude term, with geometric spreading

$\sin 2\theta \cos \phi$ = *P*-wave radiation pattern (4-lobed)



e 4.2-6: Body-wave radiation patterns for a double couple source.

P-wave radiation amplitude patterns:

$$u_r = \frac{1}{4\pi\rho\alpha^3r} \dot{M}(t - r/\alpha) \sin 2\theta \cos \phi.$$

$\frac{1}{4\pi\rho\alpha^3r}$ = amplitude term, with geometric spreading

$\sin 2\theta \cos \phi$ = *P*-wave radiation pattern (4-lobed)

$\dot{M}(t - r/\alpha)$ = source time function

\dot{M} is the time derivative of the seismic moment function,

$$M(t) = \mu D(t)S(t)$$

$D(t)$ = slip history

$S(t)$ = fault area history

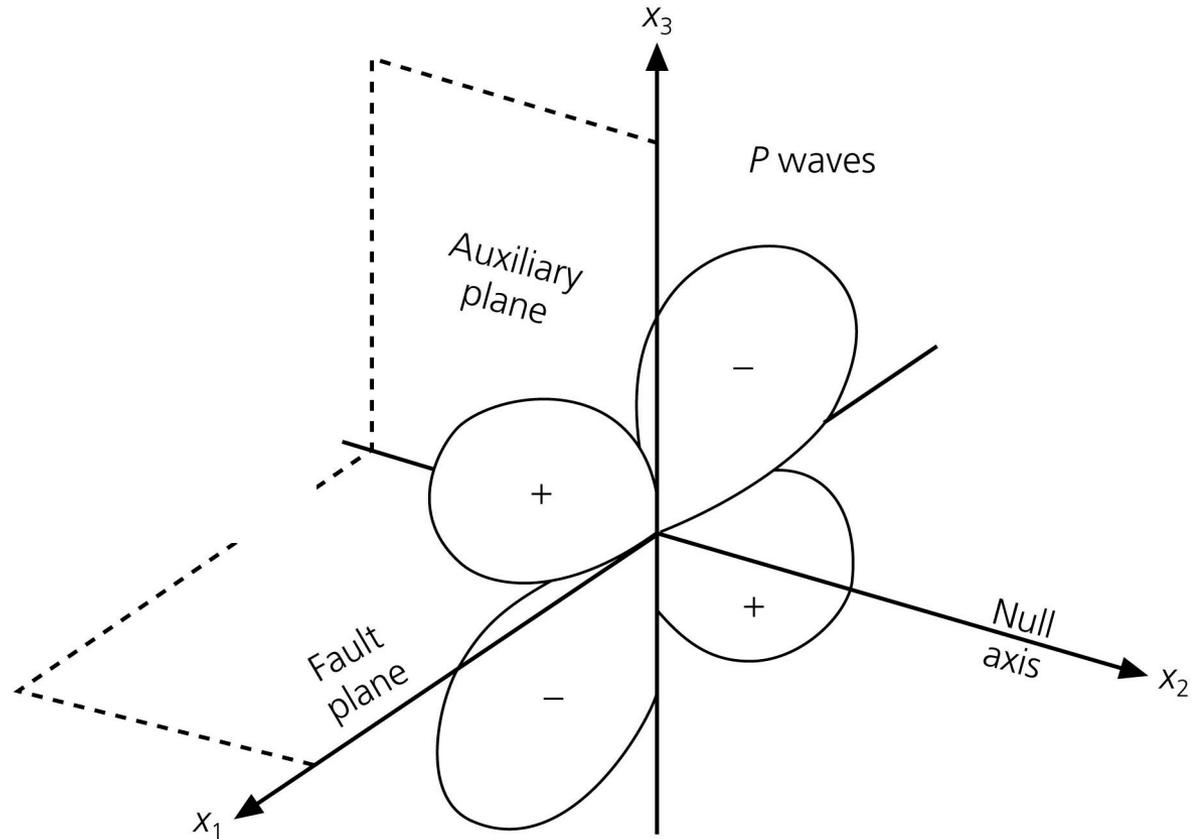
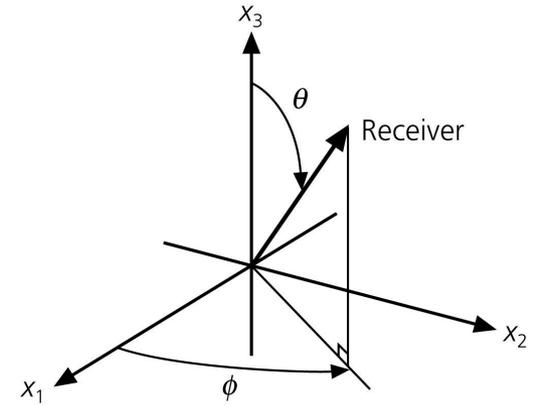


Figure 4.2-6: Body-wave radiation patterns for a double couple source.

Earthquake size is given by the scalar seismic moment,

$$M_0 = \mu \bar{D} S$$

\bar{D} = average slip (dislocation)

S = "average" fault area

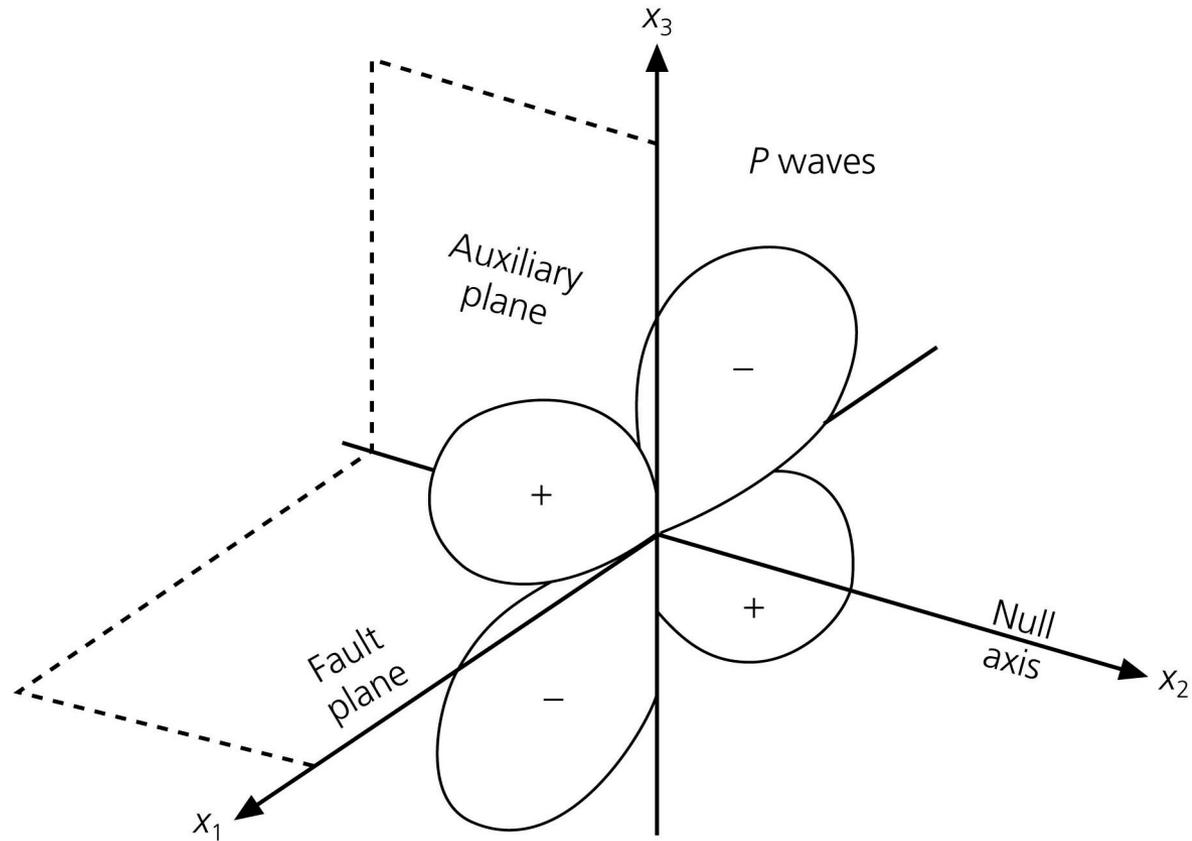
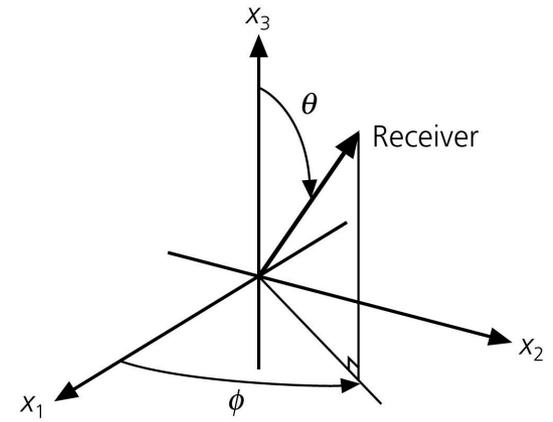


Figure 4.2-6: Body-wave radiation patterns for a double couple source.

Earthquake size is given by the scalar seismic moment,

$$M_0 = \mu \bar{D} S$$

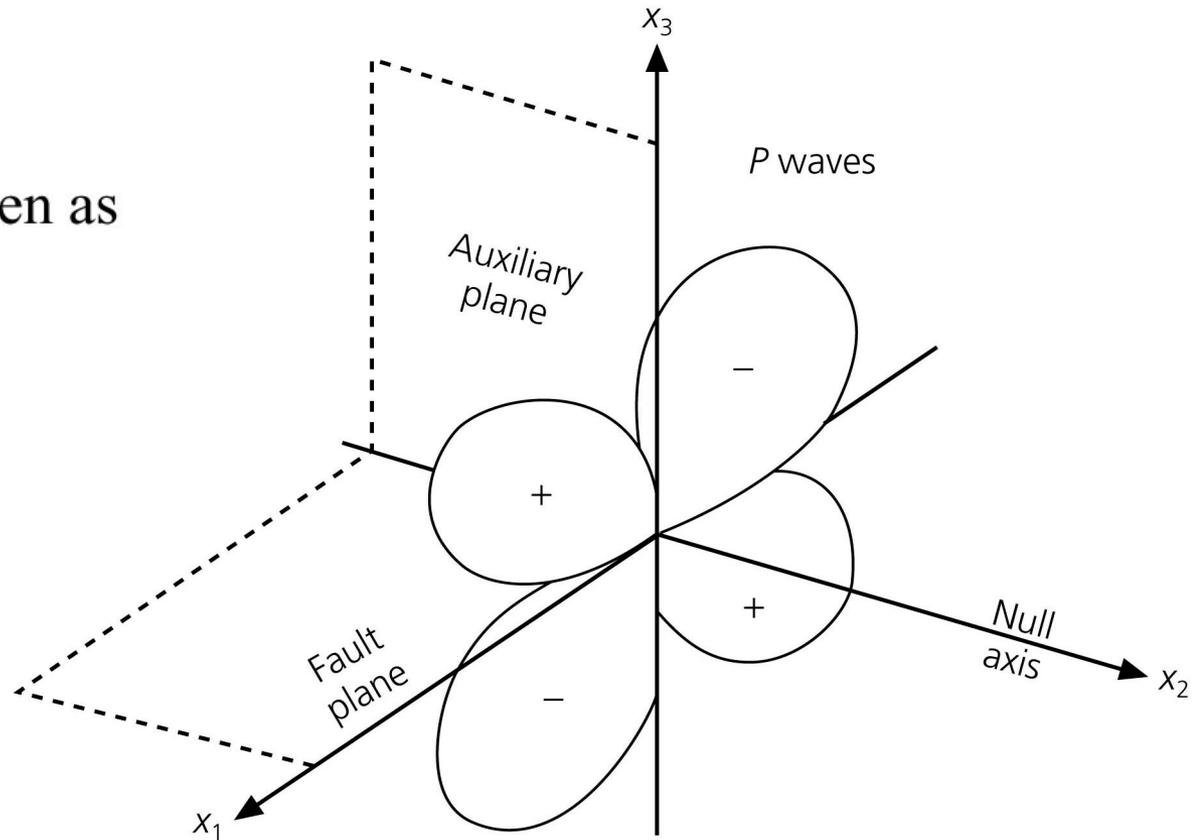
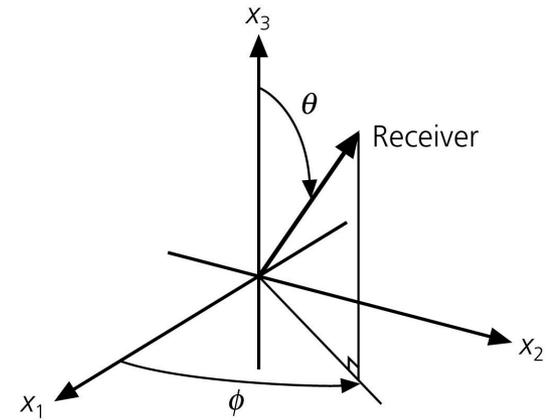
\bar{D} = average slip (dislocation)

S = "average" fault area

Seismic moment is often given as

$$M(t) = M_0 x(t)$$

$x(t)$ = source time function.

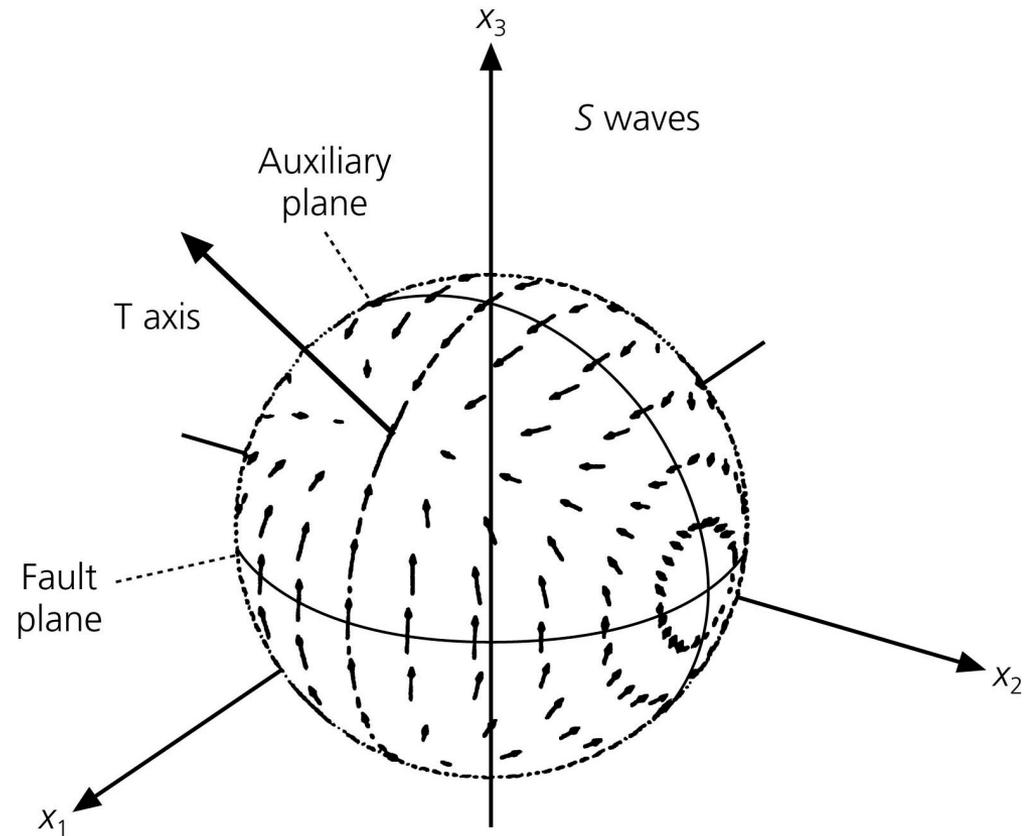
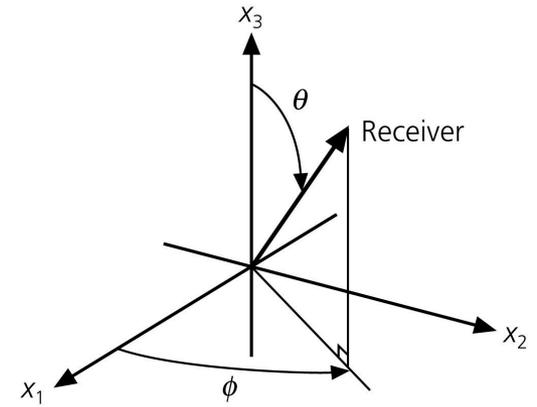


S-wave radiation amplitude patterns:

$$u_{\theta} = \frac{1}{4\pi\rho\beta^3r} \dot{M}(t - r/\beta) \cos 2\theta \cos \phi$$

$$u_{\phi} = \frac{1}{4\pi\rho\beta^3r} \dot{M}(t - r/\beta) (-\cos \theta \sin \phi)$$

Figure 4.2-6: Body-wave radiation patterns for a double couple source.

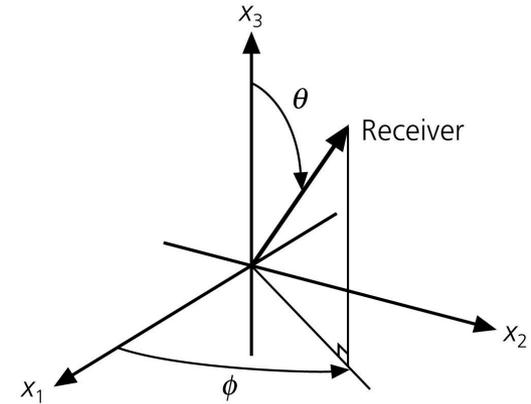


S-wave radiation amplitude patterns:

$$u_{\theta} = \frac{1}{4\pi\rho\beta^3r} \dot{M}(t - r/\beta) \cos 2\theta \cos \phi$$

$$u_{\phi} = \frac{1}{4\pi\rho\beta^3r} \dot{M}(t - r/\beta) (-\cos \theta \sin \phi)$$

Figure 4.2-6: Body-wave radiation patterns for a double couple source.



Why are *S* waves usually larger than *P* waves?

These equations predict an average ratio of about α^3/β^3 or about 5.

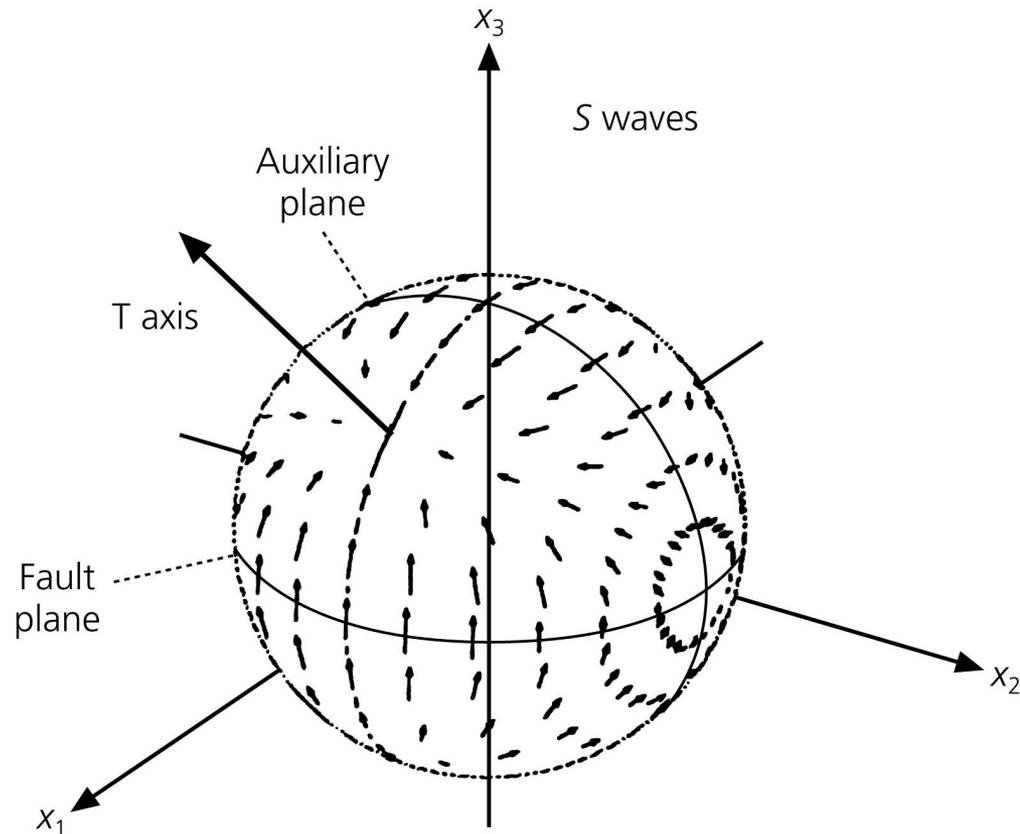
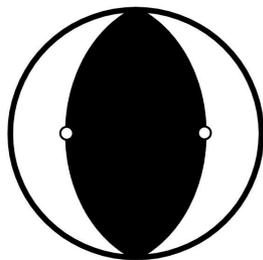
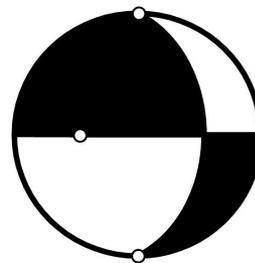


Figure 4.2-15: Fault mechanisms for earthquakes with one identical fault plane.



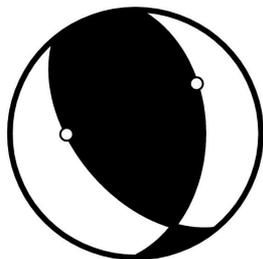
$\lambda = 90^\circ$

Pure dip-slip
(thrust)



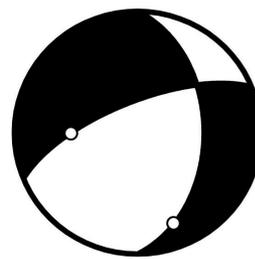
$\lambda = 180^\circ$

Pure strike-slip
(right lateral)



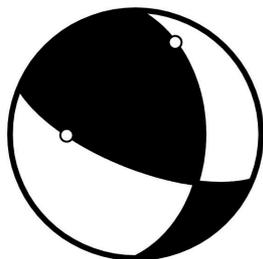
$\lambda = 120^\circ$

Mostly dip-slip
with some
strike-slip



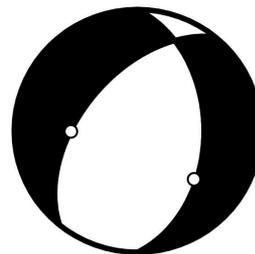
$\lambda = 210^\circ$

Mostly strike-slip
with some
dip-slip



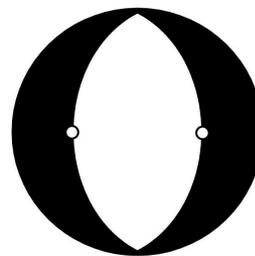
$\lambda = 150^\circ$

Mostly strike-slip
with some
dip-slip



$\lambda = 240^\circ$

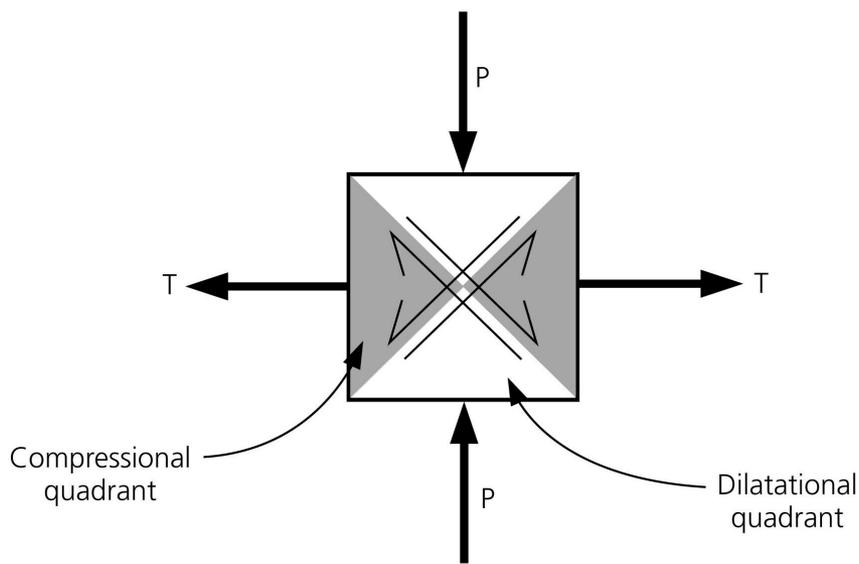
Mostly dip-slip
with some
strike-slip



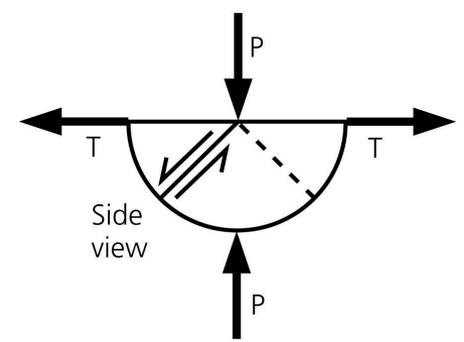
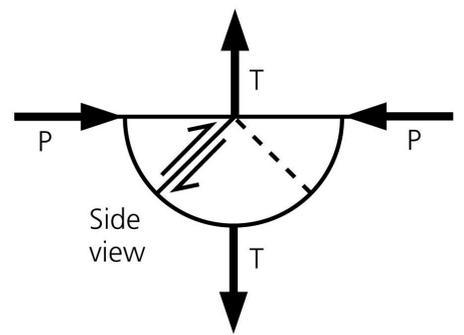
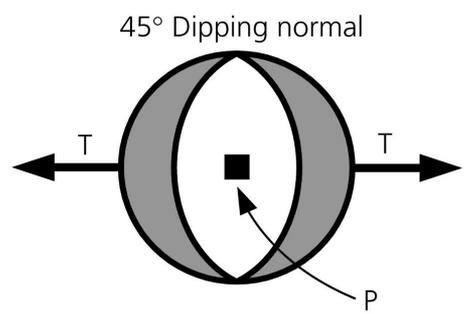
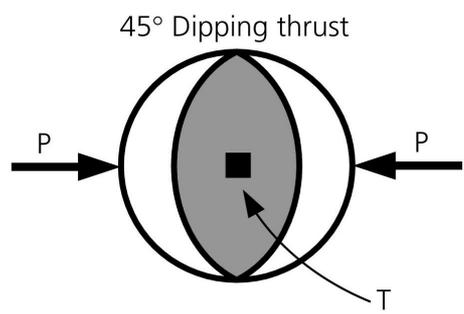
$\lambda = 270^\circ$

Pure dip-slip
(normal)

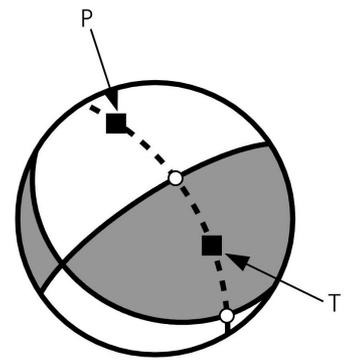
Figure 4.2-16: Relation between fault planes and stress axes.



Faults



To obtain P and T axes:



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