

FORZE EQUIVALENTI

Si è visto che il terremoto provoca una discontinuità (salto) di spostamento lungo una faglia. Possiamo quindi descrivere la sorgente sismica mediante una discontinuità di spostamenti. La trattazione matematica delle discontinuità è però piuttosto complicata.

Ci si può chiedere: quale è il sistema di forze che in un mezzo continuo (= senza faglie, discontinuità) dà luogo agli stessi spostamenti e sforzi generati da una discontinuità di spostamenti lungo una faglia.

Poiché la Terra prima e dopo il terremoto si trova in uno stato di equilibrio, tale sistema di forze non può essere una forza singola - un vettore - che provocherebbe una traslazione di tutto il mezzo. La Terra deve essere in equilibrio anche per rotazioni e quindi una coppia di forze - coppia singola - non è sufficiente.

Pertanto il sistema di forze più semplice per una sorgente interna alla Terra per cui la somma delle forze e dei momenti sia nulla e che (dimostrazione omissa!) sia equivalente ad una discontinuità di spostamenti lungo la faglia, risulta essere la

DOPPIA COPPIA

Per la descrizione di una discontinuità di spostamenti orientata arbitrariamente, abbiamo bisogno di una combinazione di nove coppie, chiamata **tensore momento sismico**.

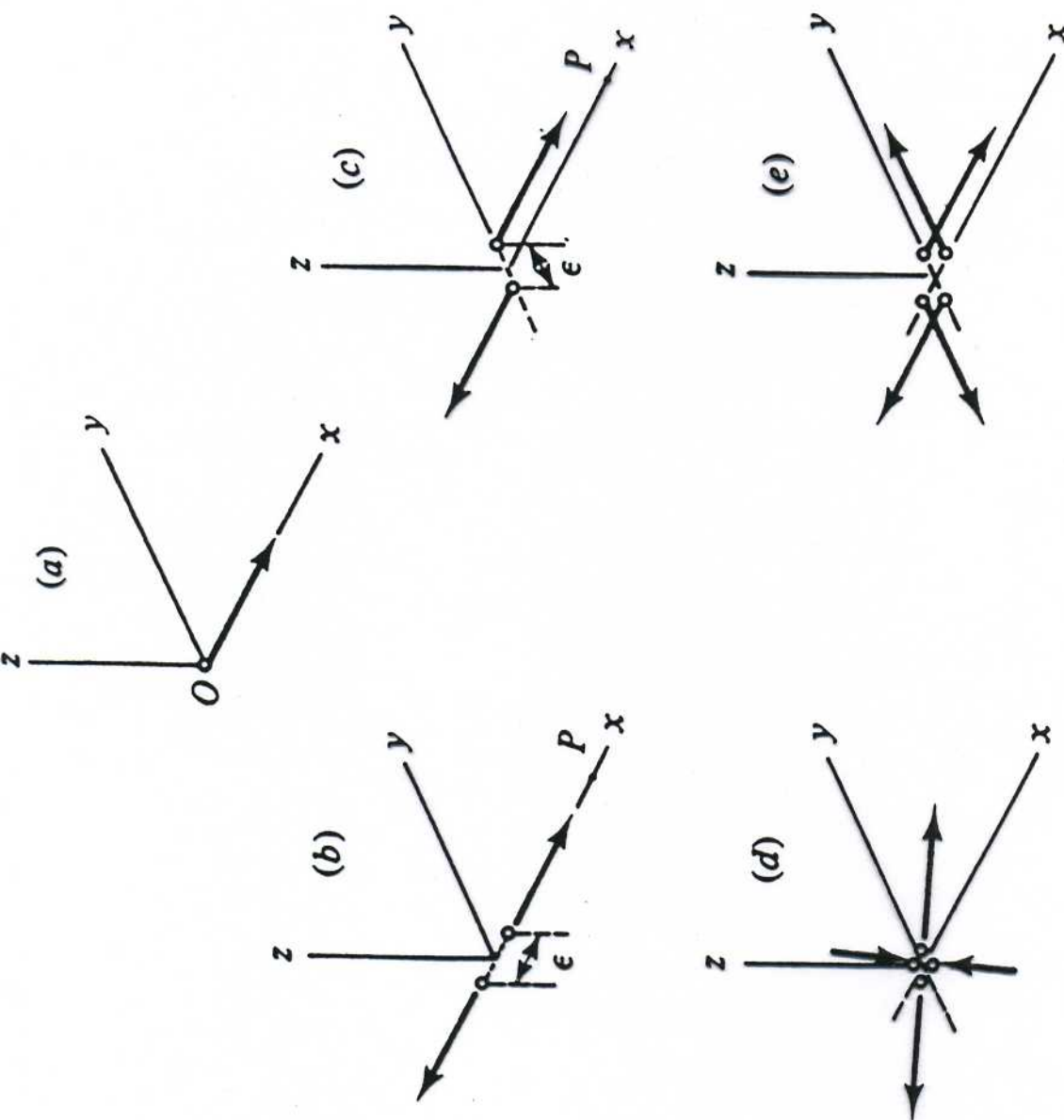


Fig. 3.2. Various force types at a point source: (a) a single force; (b) a pair of equal and opposite forces as a tension; (c) a pair of equal and opposite forces as a torque about the z -axis (type I); (d) two pairs of forces, tension and compression are of equal magnitude and perpendicular to each other (type II); (e) two pairs of forces. Their torques about the z -axis are of equal magnitude and are opposite to each other (type II).

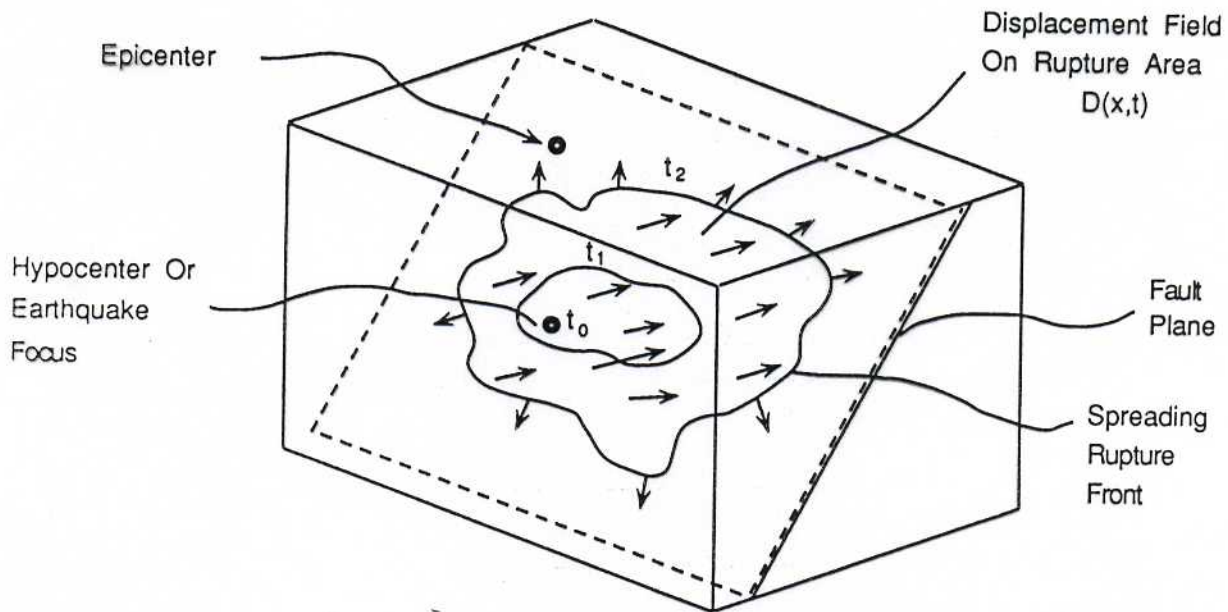


FIGURE 8.3 A schematic diagram of rupture on a fault spreading from the hypocenter, or earthquake focus, over the fault plane. All regions that are sliding continually radiate outgoing P - and S -wave energy. The displacement field, $\mathbf{D}(\mathbf{x}, t)$, varies over the surface of the fault. Note that the direction of rupture propagation does not generally parallel the slip direction. (Modified from Bolt, 1988.)

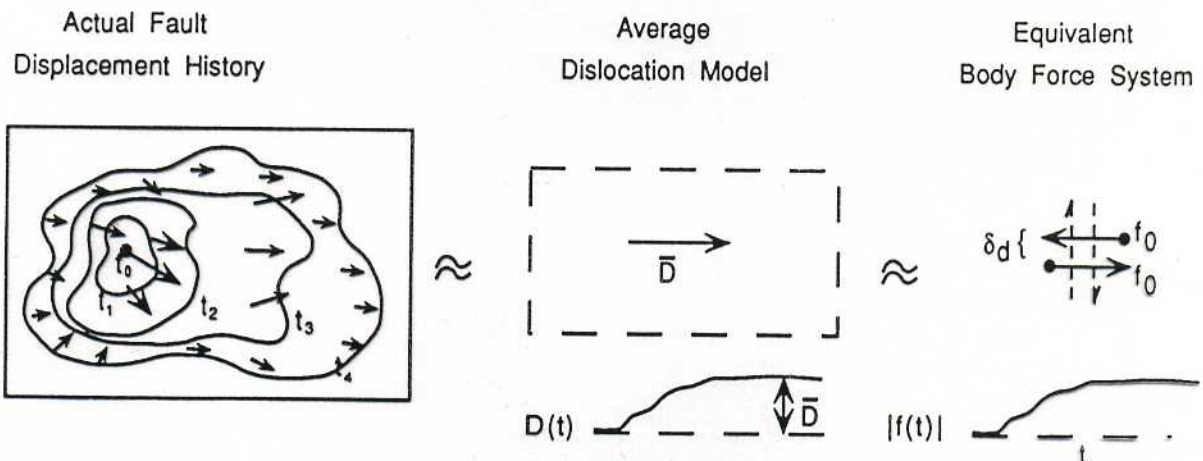


FIGURE 8.9 Concepts underlying equivalent body forces. Actual faulting involves complex cracking and frictional sliding over a surface in a short time that results in a space-time history of slipping motion. The finite spatial-temporal faulting process can be approximated by a dislocation model with dislocation time history $D(t)$. In turn, this dislocation model can be idealized by an equivalent force system that can be directly incorporated in the equations of motion.

PARAMETRI DI SORGENTE

Momento sismico (scalare)

Fisicamente é una delle due coppie della "doppia coppia", sistema di forze equivalenti ad una "discontinuità di spostamenti", che modellano la sorgente sismica. E' stato introdotto da Aki (1966).

Sforzo = μ x deformazione

$$F/S = \mu \bar{u} / L$$

$$F L = \mu \bar{u} S$$

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

in cui F é la forza, L ed S rispettivamente la lunghezza e l'area della faglia, \bar{u} lo scorrimento medio sulla faglia e μ il modulo di rigidità. Il momento sismico é pertanto una buona misura fisica della grandezza di un terremoto.

L'unità di misura del momento sismico M_0 risulta N m.

Fattore di conversione: 1 N m = 10^7 dyne cm

Brune (1970; 1971) ha dimostrato che M_0 é proporzionale all'altezza dello spettro di spostamento Ω_0 per lunghi periodi (piccole frequenze) delle onde S (oppure P).

$$M_0 = 4 \pi \rho R \beta^3 \Omega_s (\omega \rightarrow 0) / \mathcal{R}_{\theta\phi}$$

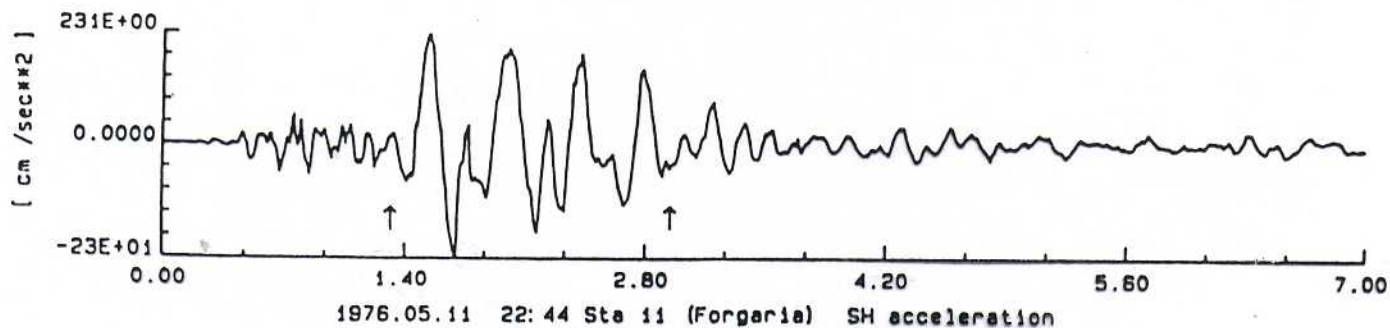
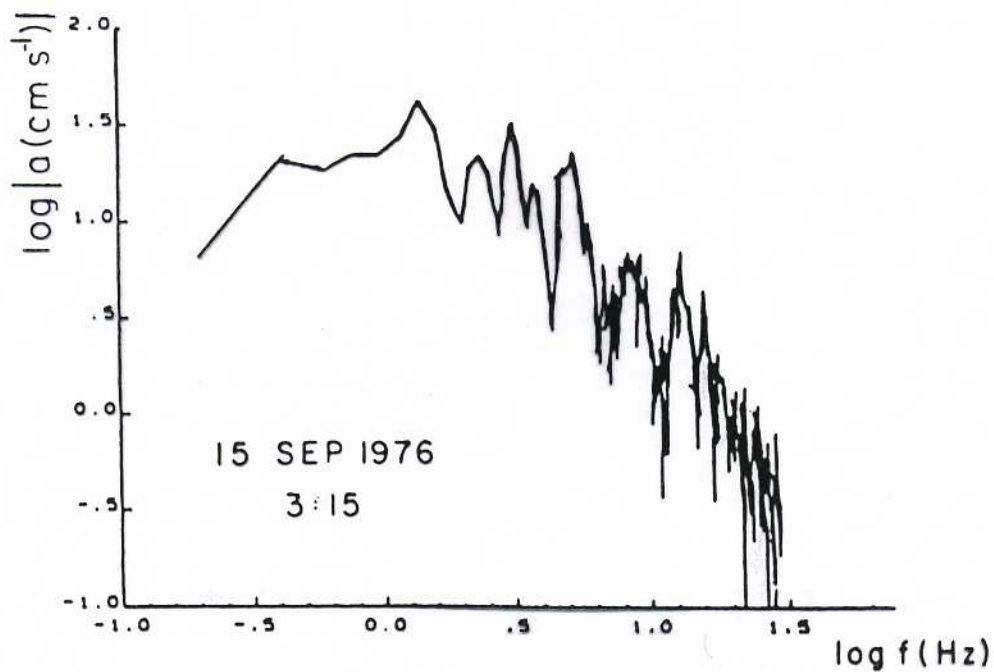
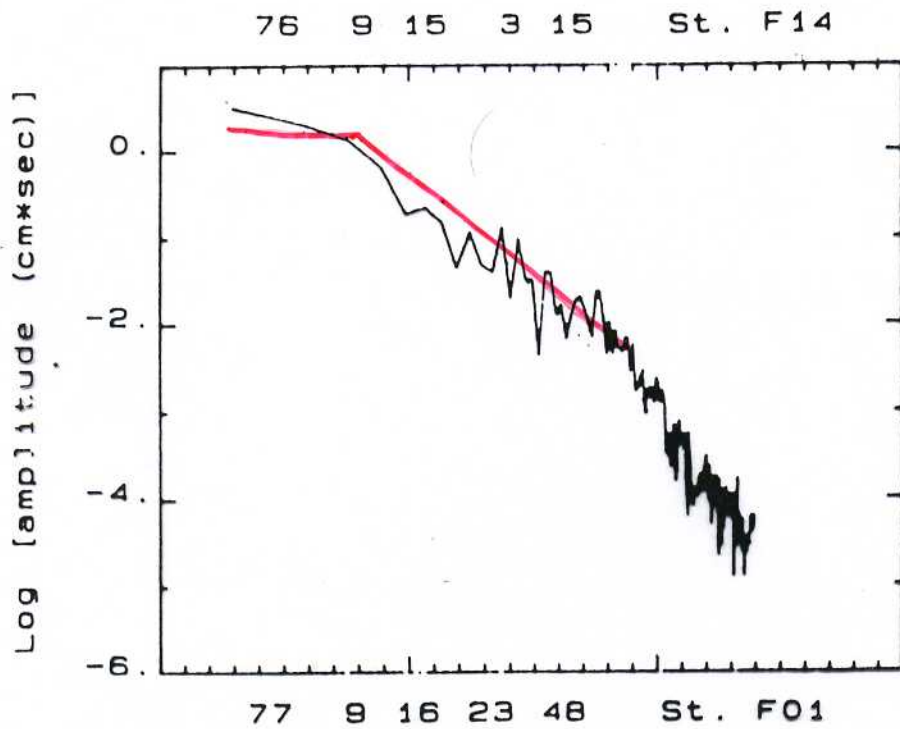
Inoltre la frequenza f_0 a cui lo spettro comincia a diminuire é legata alle dimensioni fisiche della sorgente

$$r = 2.34 \beta / 2 \pi f_0$$

con r, raggio equivalente $(S/\pi)^{1/2}$

I momenti sismici di certi eventi storici sono riportati di seguito.

Cile, 1960	$M_0 = 2.5 \times 10^{23}$ N m
San Francisco, 1906	$M_0 = \sim 1.0 \times 10^{21}$ N m
Irpinia, 1980	$M_0 = \sim 3.0 \times 10^{18}$ N m



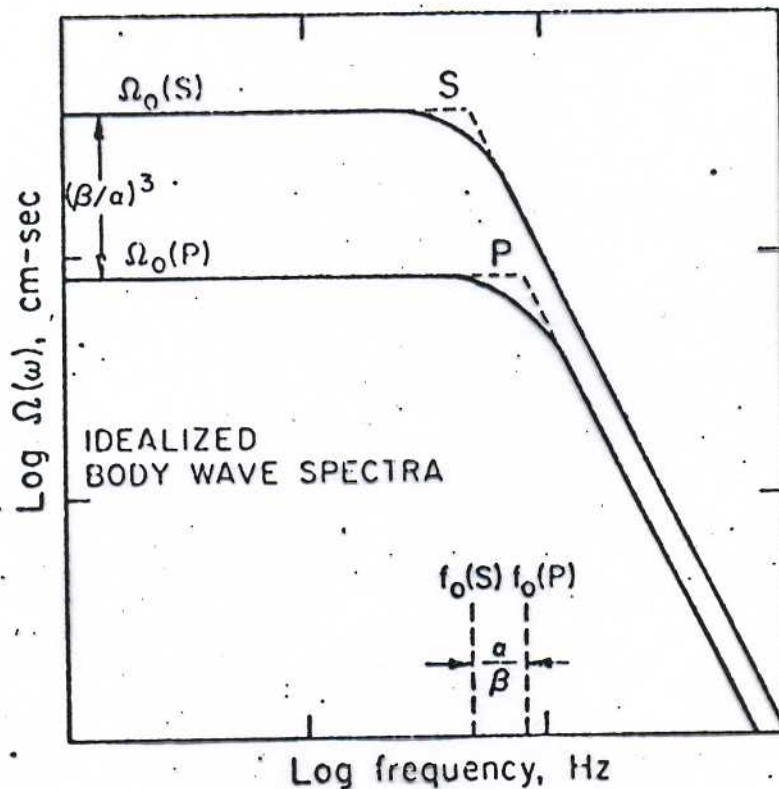


Fig. 2. Idealized body-wave spectra corrected for all propagation effects. *S*-wave spectrum from Brune (1970) for the case $\epsilon = 1$. *P*-wave spectrum after discussion in text.

Momento Sismico

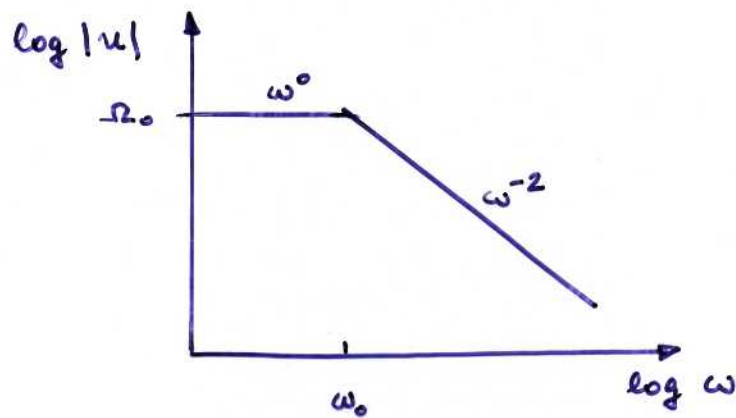
$$M_0 = \mu \cdot \bar{u} \cdot A$$

rigidità
della
roccia

scorrimento
medio
sulla
faglia

area della
faglia

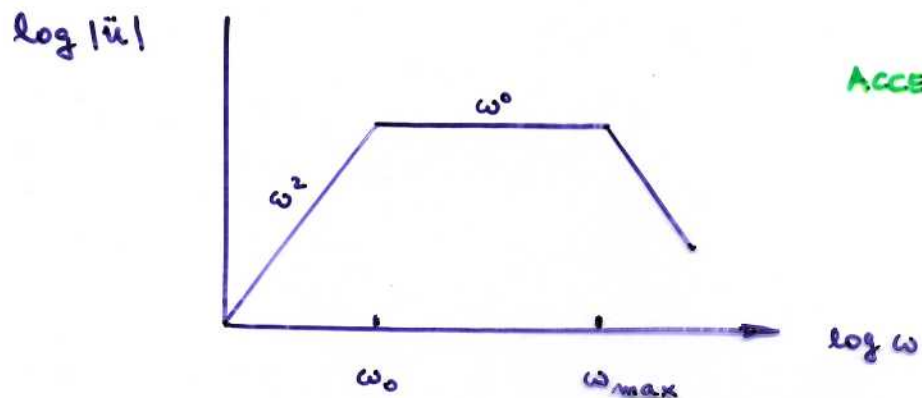
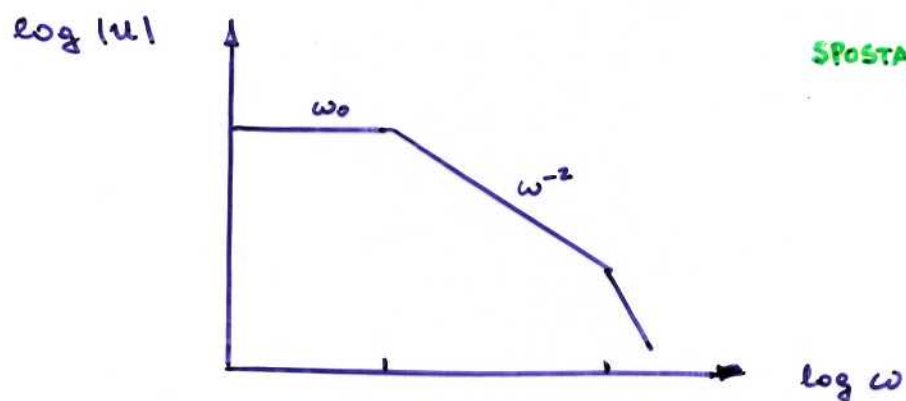
MODELLO DI BRUNE (1970, 1971)

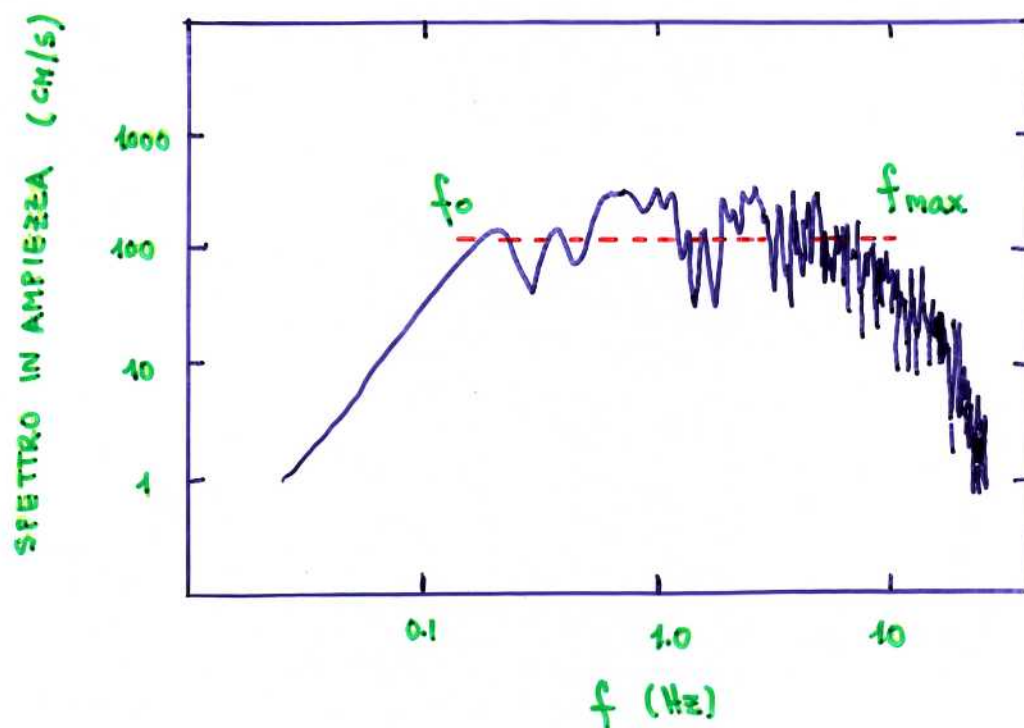


$$\eta_0 \sim M_0$$

$$\omega_0 = \pi \frac{\beta}{L}$$

MODELLO DI BRUNE MODIFICATO (HANKS, 1982)





SPETTRO DELL' AMPIEZZA DI ACCELERAZIONE
9 FEBBRAIO 1971 , SAN FERNANDO , CALIFORNIA
PACOMA DAM , ORIZZONTALE S15°W
(HANKS, 1982)

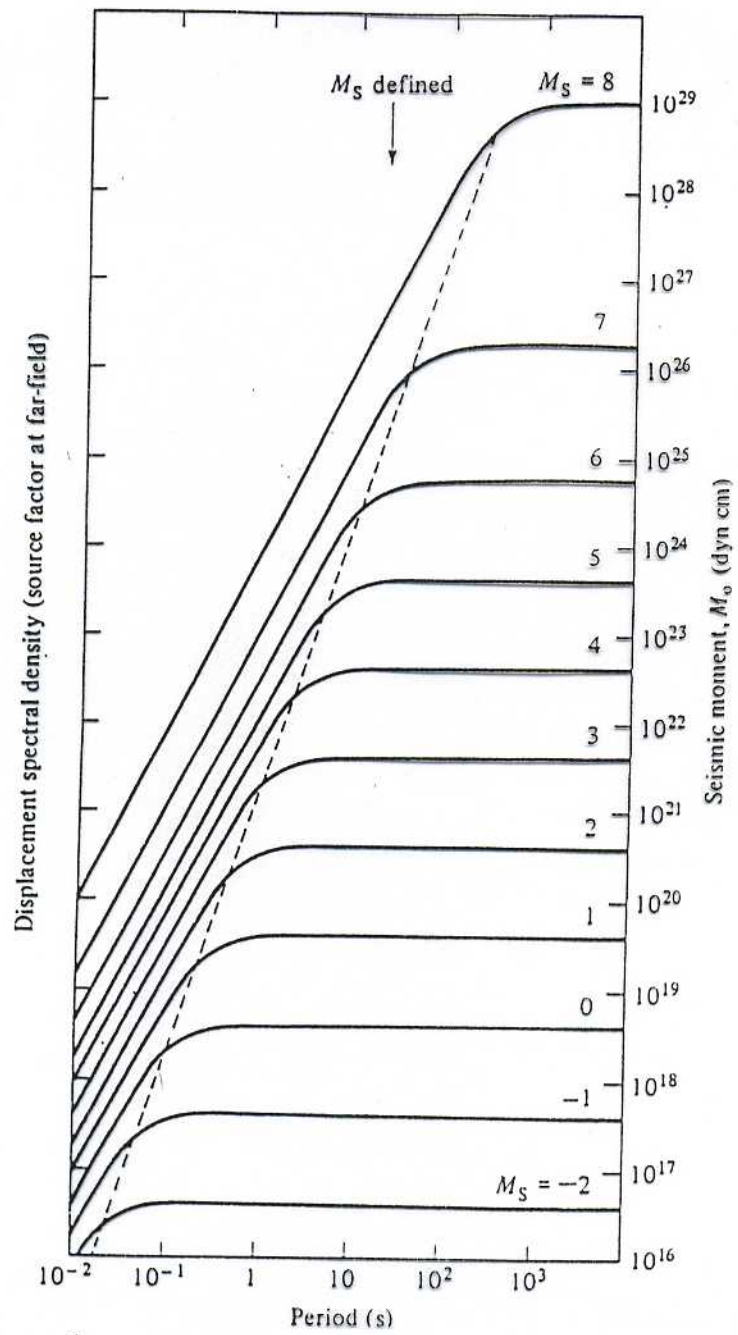


Fig. 4.8 A scaling law for seismic spectra. (From Aki, 1967.)

SOLUZIONE DELL'EQUAZIONE D'ONDA CON TERMINE DI SORGENTE ($R \gg \lambda$)

Indicando con \underline{f} le generiche forze equivalenti di sorgente (doppia coppia per un terremoto tettonico), l'equazione d'onda con il termine di sorgente assume la forma

$$\rho \ddot{\underline{u}} = \nabla \cdot \underline{\sigma} + \underline{f}$$

La soluzione (omettiamo la dimostrazione) per lo spostamento relativo alle onde P ed S nel caso di onde registrate ad una stazione per cui $R \gg \lambda$ ed $L \ll R$ (campo lontano) risulta

$$u_{P,S} = 1/(4 \pi \rho v_{P,S}^3) \times F^{P,S} / R \times \mu \int_S \Delta \dot{u} dS$$

con $v_{P,S}$ la velocità delle onde P o S, $F^{P,S}$ il profilo di radiazione per le onde P o S, R la distanza sorgente ricevitore, $\Delta \dot{u}$ la velocità di scorrimento sulla faglia e l'integrale è sull'area S della faglia.

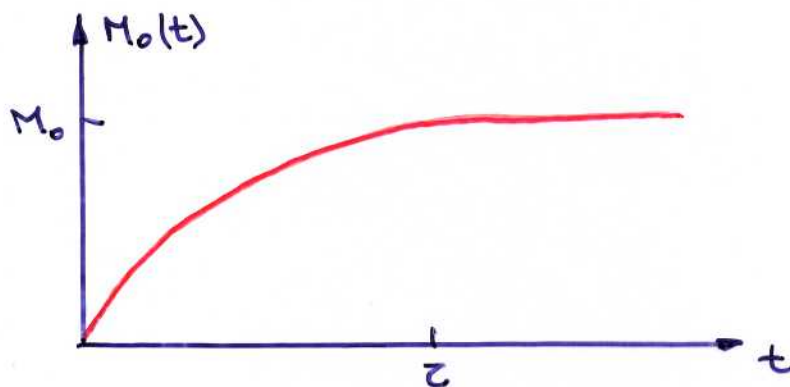
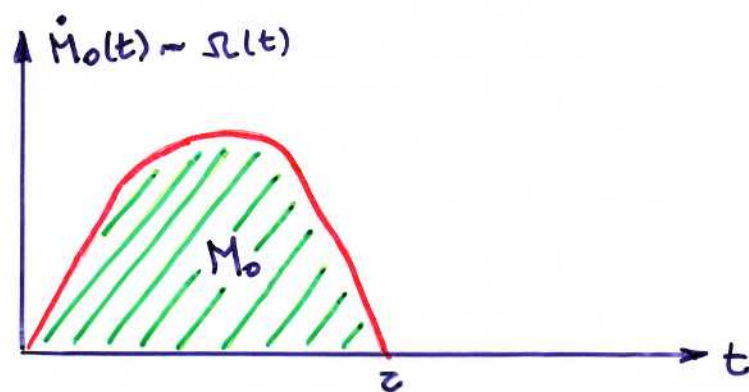
Se la velocità di scorrimento è costante (vale sempre per la sorgente puntiforme), $\Delta \dot{u} = \text{cost.}$ e allora abbiamo

$$\mu \int_S \Delta \dot{u} dS \longrightarrow \mu \Delta \dot{u} S = \dot{M}_0$$

Lo spostamento dovuto al passaggio di un'onda di corpo è pertanto proporzionale alla variazione del momento sismico nel tempo.

Se indichiamo con τ il tempo in cui avviene lo scorrimento sulla faglia (durata), ed essendo la funzione $M_0(t)$ proporzionale alla funzione scorrimento, $\Delta u(t)$, la forma dello spostamento dell'onda di corpo avrà la forma della curva $\dot{M}_0(t)$ ed il momento sismico sarà uguale all'area sotto tale curva (vedi figura).

RADIAZIONE SISMICA NEL CAMPO LONTANO



Momento sismico puntiforme, durata z

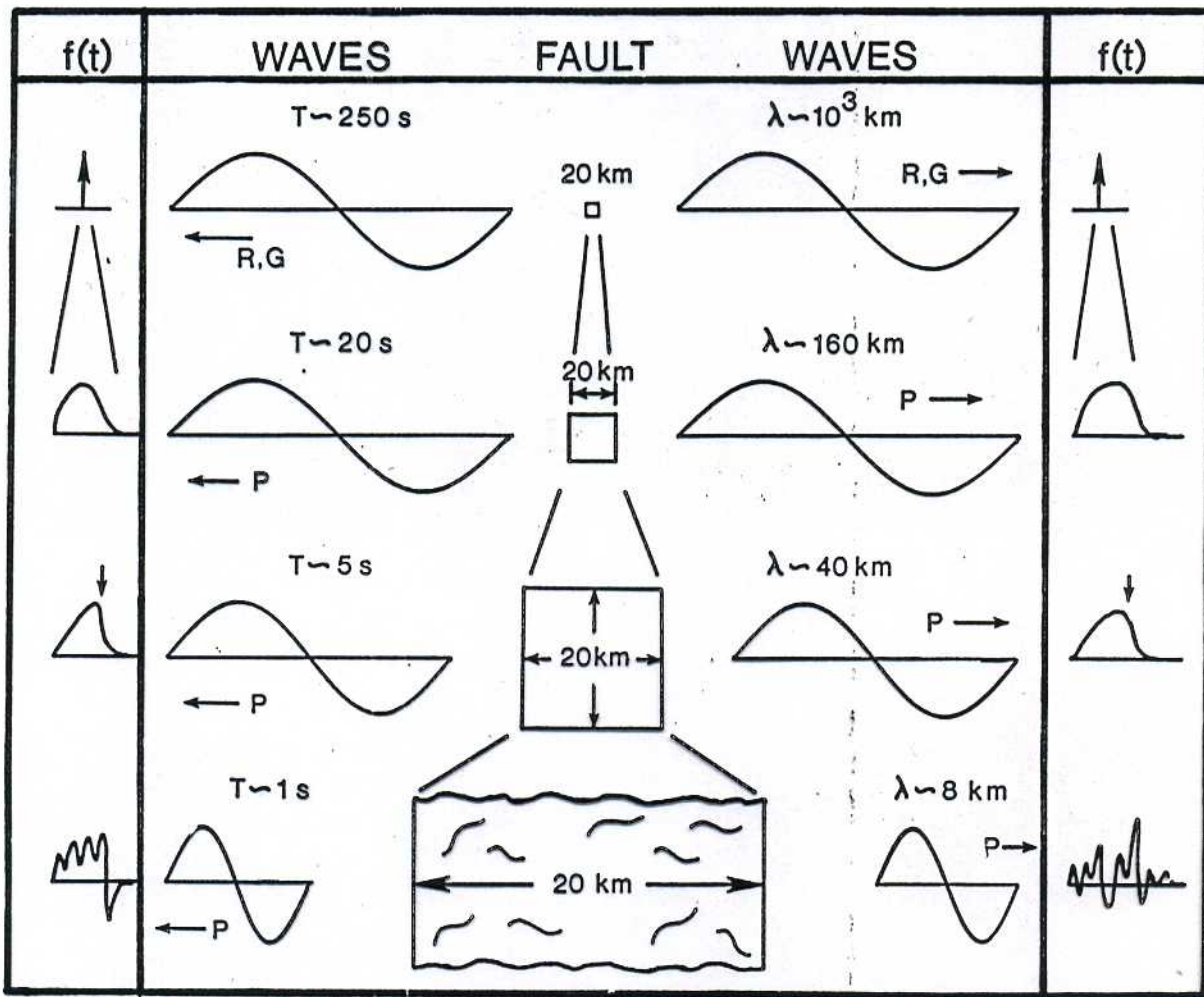


FIGURE 6. View of the earthquake source with different wave periods. Each level schematically shows the fault area and waves with period, T , and wavelength, λ . R, G, and P refer to Rayleigh, Love, and P waves, respectively. At each level, schematic source time functions are plotted for opposite azimuths to illustrate the increased resolution and complexity as the wave period decreases. The earthquake appears to be a point source with an impulse source function when viewed with very long period waves (top). The same earthquake appears to be a complicated finite source when viewed with short period waves (bottom).

TENSORE MOMENTO SISMICO

Abbiamo visto come la forza equivalente piu' semplice che riproduce la radiazione di uno scorrimento sulla faglia in un mezzo continuo sia il sistema di doppia coppia. Abbiamo anche definito il momento sismico scalare come il valore di una delle due coppie, e precisamente $M_0 = \mu u S$.

Una sorgente sismica generale, orientata a piacere nello spazio, puo' essere descritta con l'aiuto del tensore momento sismico, i cui elementi sono le singole coppie di momento orientate lungo gli assi spaziali (vedi Fig). Con il suo aiuto si riesce a descrivere anche sorgenti non di tipo doppia coppia, cioe' sorgenti che hanno una componente isotropa (esplosione o implosione), oppure fratture di tipo tensivo, che comportano una apertura lenticolare della frattura (Fig.).

Una doppia coppia agente nel piano degli assi x e y (ovvero asse 1 ed asse 2) rispettivamente lungo gli assi x ed y, sara' rappresentata dal tensore che ha per elementi le due coppie (1,2) ed (2,1) e precisamente:

$$M = M_0 \begin{bmatrix} 0 & M_{12} & 0 \\ M_{12} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix}$$

in cui si e' messo a fattor comune il fattore scalare M_0 . Ovviamente il tensore momento sismico generale sara' dato da:

$$M = \begin{bmatrix} M_{11} & M_{12} & M_{13} \\ M_{21} & M_{22} & M_{23} \\ M_{31} & M_{32} & M_{33} \end{bmatrix}$$

ELEMENTI DEL MOMENTO TENSORE

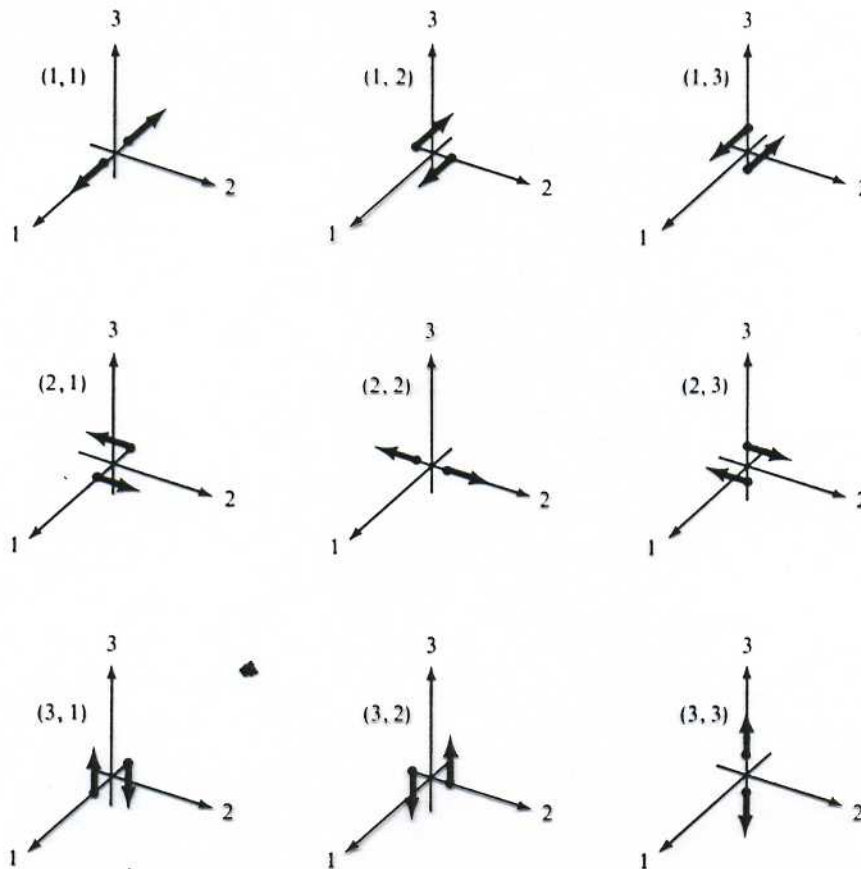


FIGURE 3.7

The nine possible couples that are required to obtain equivalent forces for a generally oriented displacement discontinuity in anisotropic media.

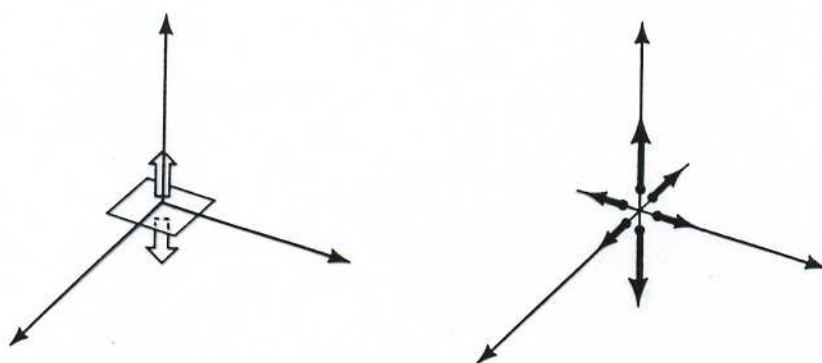


FIGURE 3.8

The body-force equivalent for a tension crack in an isotropic medium.

Considerando solamente momenti tensori tipo doppia coppia, una doppia coppia orientata arbitrariamente agira' su un piano di faglia con vettore di scorrimento \mathbf{D} e normale al piano \mathbf{v} . In tal caso gli elementi del momento tensore saranno:

$$M_{kj} = \mu S (D_k v_j + D_j v_k)$$

da notare la simmetria tra il vettore scorrimento e la normale al piano di faglia che da luogo all'ambiguita' del piano di faglia e del piano ausiliare per meccanismi di doppia coppia.

Essendo il momento tensore simmetrico, esso puo' venire ruotato nel sistema dei suoi assi principali, diagonalizzandolo. Per la doppia coppia agente nel piano degli assi x e y avremo:

$$M = \begin{bmatrix} M_0 & 0 & 0 \\ 0 & -M_0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix}$$

L'autovettore che corrisponde all'autovalore positivo da l'asse delle tensioni, T , quello associato all'autovalore negativo da l'asse delle compressioni, P , quello associato all'autovalore nullo da l'asse di sforzo intermedio, B .

Un momento tensore generico diagonalizzato puo' essere decomposto in una componente volumetrica ed una deviatoria:

$$M = \begin{bmatrix} M_1 & 0 & 0 \\ 0 & M_2 & 0 \\ 0 & 0 & M_3 \end{bmatrix} = 1/3 \begin{bmatrix} \text{tr}(M) & 0 & 0 \\ 0 & \text{tr}(M) & 0 \\ 0 & 0 & \text{tr}(M) \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} M'_1 & 0 & 0 \\ 0 & M'_2 & 0 \\ 0 & 0 & M'_3 \end{bmatrix}$$

con $\text{tr}(M)$ la traccia di M ed i valori M'_i gli autovalori deviatori di M .
I termini isotropi corrispondono a cambiamenti di volume, mentre gli eventi tettonici (fagliazione pura con solo sforzi di taglio) sono determinati di solito con il vincolo $\text{tr}(M)=0$.

La parte deviatoria del momento tensore puo' essere decomposta in vari modi con implicazioni fisiche diverse. La piu' semplice e' la decomposizione in una somma di tre dipoli vettore, agenti lungo le direzioni principali di M. Altre decomposizioni prevedono tre doppie coppie oppure tre dipoli vettori lineari compensati (CLVD). In quest'ultimo caso ciascuno dei tre CLVD ha un dipolo di intensita' due nella direzione di un autovettore e due dipoli di intensita' unitaria lungo gli altri autovettori.

Altre decomposizioni prevedono una doppia coppia maggiore (che e' la migliore approssimazione del momento tensore con una doppia coppia avente gli stessi assi principali) ed una doppia coppia minore.

Una decomposizione popolare e' quella in una doppia coppia ed in un CLVD. Con $|M'_1| \geq |M'_2| \geq |M'_3|$, definendo $\varepsilon = -M'_2/M'_3$, abbiamo:

$$M = \begin{bmatrix} M'_1 & 0 & 0 \\ 0 & M'_2 & 0 \\ 0 & 0 & M'_3 \end{bmatrix} = (1-2\varepsilon) \begin{bmatrix} -M'_3 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & M'_3 \end{bmatrix} + \varepsilon \begin{bmatrix} -M'_3 & 0 & 0 \\ 0 & -M'_3 & 0 \\ 0 & 0 & 2M'_3 \end{bmatrix}$$

in cui ε ci da una misura dell'intensita' della componente CLVD rispetto alla componente di doppia coppia. Per una doppia coppia pura $\varepsilon = 0$, per un CLVD puro $\varepsilon = \pm 0.5$.

La grande utilita' del tensore momento e' che una volta calcolate le risposte del terreno all'eccitazione dovuta ad ognuna delle sei coppie, il moto del terreno generico risulta semplicemente una sovrapposizione lineare delle risposte delle coppie, con i fattori di peso gli elementi del momento tensore. In questo modo risulta semplice invertire i dati di forme d'onda per una stima del momento tensore.

Moment Tensor Decomposition

The equivalent forces of a general seismic point source can be determined from the analysis of the eigenvalues and eigenvectors of the moment tensor.

A common way to decompose the moment tensor is in terms of ISOTROPIC, DOUBLE COUPLE (DC) and Compensated Vector Linear Dipole (CLVD) components.

Isotropic



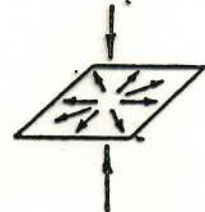
Double Couple



CLVD



particle
motion



example

explosion

slip on
a fault

uniform outward
motion in plane
due to normal
shortening

(Frolich & Apperson, 1992)


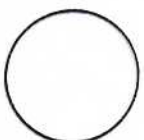










Moment Tensor	Beachball	Moment Tensor	Beachball
$\frac{1}{\sqrt{3}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$		$-\frac{1}{\sqrt{3}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$	
$-\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ 0 & 1 & 0 \end{pmatrix}$		$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \end{pmatrix}$	
$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix}$		$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \end{pmatrix}$	
$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix}$		$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \end{pmatrix}$	
$\frac{1}{\sqrt{6}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & -2 \end{pmatrix}$		$\frac{1}{\sqrt{6}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & -2 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$	
$\frac{1}{\sqrt{6}} \begin{pmatrix} -2 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$		$-\frac{1}{\sqrt{6}} \begin{pmatrix} -2 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$	

Table 5.1. Selected unit moment tensors $\hat{\mathbf{M}}$ and their associated beachballs. The components $\hat{M}_{rr}, \hat{M}_{\theta\theta}, \dots, \hat{M}_{\theta\phi}$ are arranged in accordance with the convention (5.124). The two sources in the top row are a pure explosion $\hat{\mathbf{M}} = \mathbf{I}/\sqrt{3}$, with an entirely black beachball, and a pure implosion $\hat{\mathbf{M}} = -\mathbf{I}/\sqrt{3}$, with an entirely white beachball. The next three rows show a number of double couples, corresponding to vertical strike-slip faults (*second from top*), vertical dip-slip faults (*third from top*) and 45° -dip thrust faults (*fourth from top*). The sources in the fifth and sixth rows are pure compensated linear vector dipoles; the lowermost right entry is an idealized "eyeball" or "fried-egg" mechanism analogous to those in Figure 5.9. With the exception of the explosion and implosion, all of these sources are purely deviatoric: $\text{tr } \hat{\mathbf{M}} = 0$.

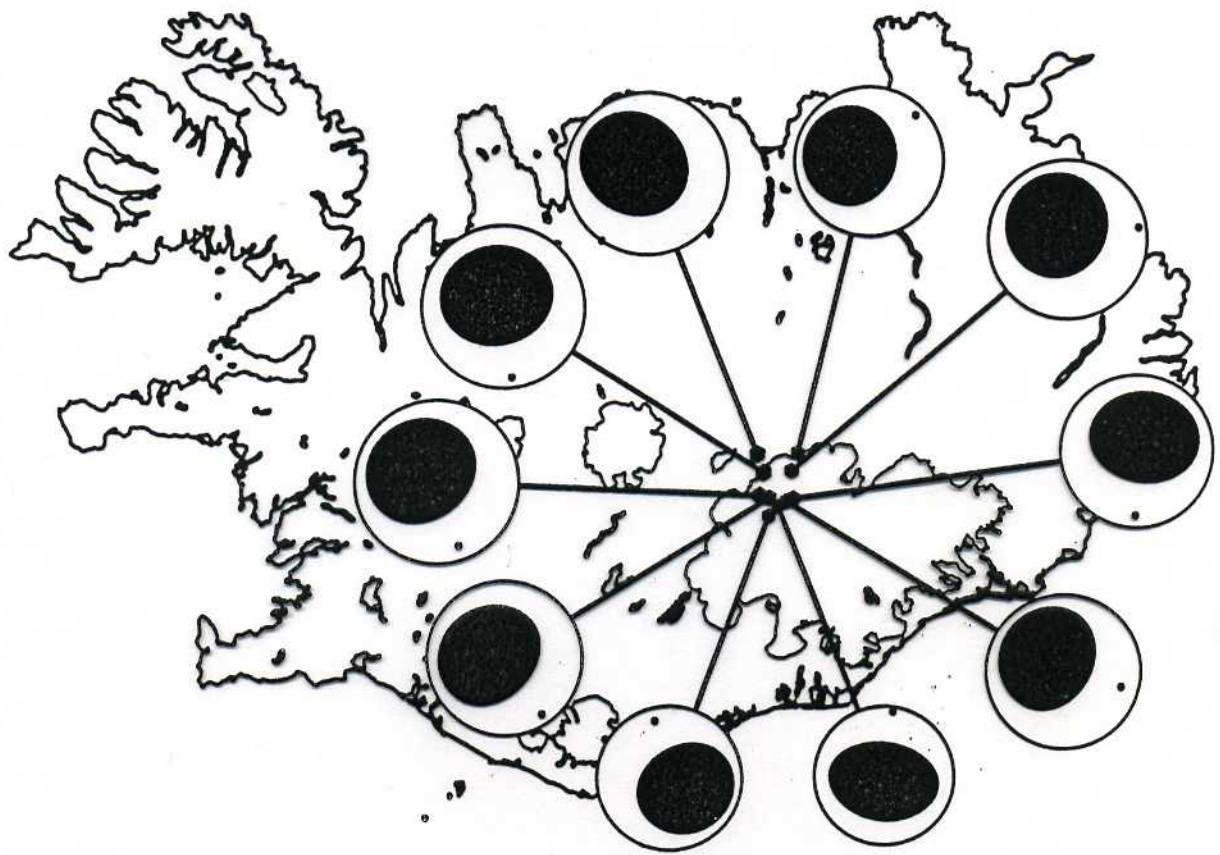


Figure 5.9. Harvard CMT mechanisms of ten earthquakes (1976–1996) with epicenters (*at ends of attached lines*) near the sub-glacial Bárðarbunga Volcano in Iceland. All of these “eyeball” or “fried-egg” events are nearly pure compensated linear vector dipoles with quasi-vertical T axes, indicative of simultaneous vertical extension and horizontal compression. The “mote” in each “eyeball” is the P axis. (Courtesy of M. Nettles & G. Ekström.)

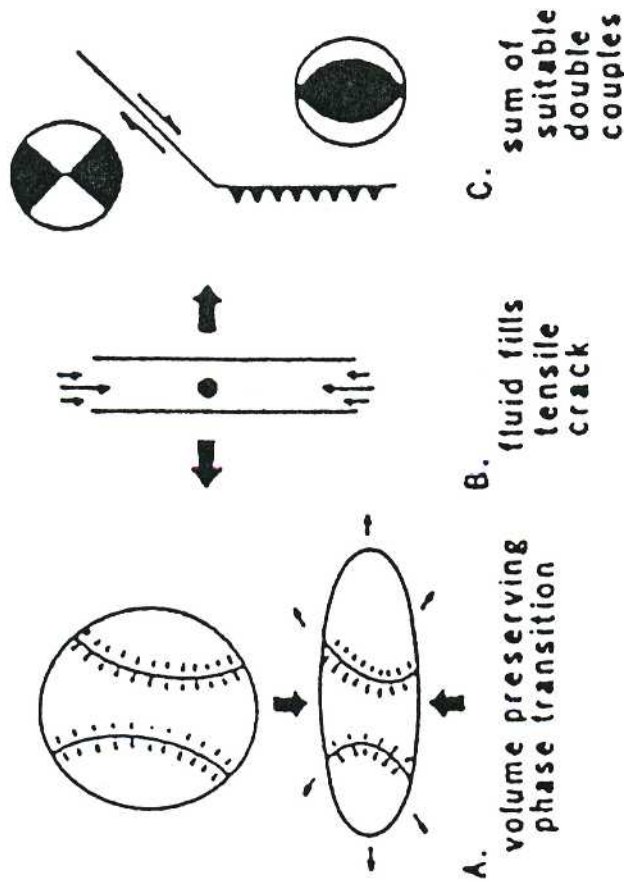


Fig. 1. Suggested models for a CLVD source: For a pure CLVD source particle motion is inward (outward) along one axis, and outward (inward) along the two normal axes, with no net volume change. This might occur; (a) if a phase change caused a spherical volume to become disk-shaped, with no net change in volume; (b) when fluid suddenly fills a tensile crack; and (c) if two double-couple earthquakes occur simultaneously. The resulting source is a pure CLVD if they have the same size, and if they have parallel P (or T) axes and perpendicular B axes. Here the focal mechanisms and faults are shown in map view.

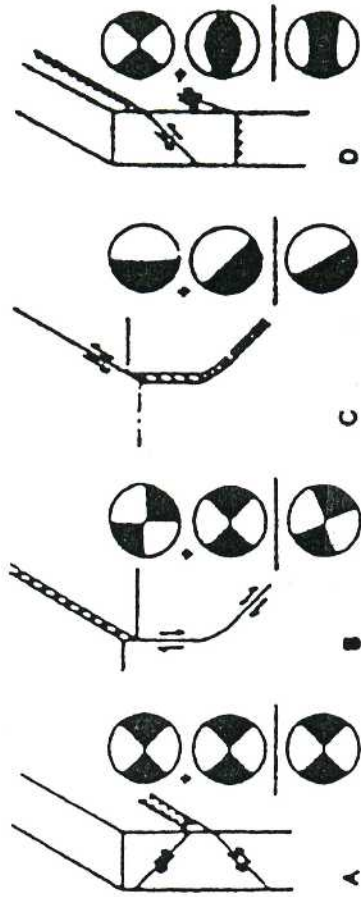


Fig. 2. The sum of pure double-couple subevents may produce a source which is a pure double couple, a pure CLVD, or any combination in between. Thus subevents with the same B-axes, as in (a) or (b), or subevents with the same slip vectors, as in (c), produce a pure double couple. However, subevents having the same P axes but perpendicular B axes add to form a pure CLVD event. Such a P_{edge} source pattern might occur at the edge of a subducting lithospheric slab. In this figure the focal mechanisms are shown as back-hemisphere projections.

Caduta di sforzi (Stress drop)

Nel momento in cui avviene il terremoto (per una faglia estesa nel punto di nucleazione incomincia lo scorrimento sulla faglia), gli sforzi che si sono accumulati, a causa della deformazione cresciuta nel tempo, vengono rilasciati (istantaneamente per la sorgente puntiforme, in generale durante il tempo di durata τ).

In genere lo sforzo iniziale σ_0 cade ad un livello σ_1 che è superiore o uguale allo sforzo di attrito sulla faglia σ_f .

Definiamo la caduta di sforzi $\Delta\sigma$ come la differenza tra lo sforzo iniziale prima del terremoto e lo sforzo finale dopo il terremoto.

$$\Delta\sigma = \sigma_0 - \sigma_1$$

Essendo σ proporzionale alla deformazione ε

$$\sigma \sim \mu \varepsilon$$

$$\Delta\sigma \sim \mu \bar{u} / \sqrt{S}$$

$$\Delta\sigma \sim \mu \bar{u} / \sqrt{S} = c M_0 / S^{3/2} = (7/16) M_0 / r^3$$

con c una costante che varia a seconda della geometria della faglia: $2.4 < c < 5$. Per una faglia circolare $c = (7/16)\pi^{3/2}$

Knopoff (1958) ha calcolato la caduta di sforzi come

$$\Delta\sigma = (1/2) \mu u_{\max} / h$$

ove u_{\max} è lo scorrimento massimo sulla faglia ed h è lo spessore della faglia.

Con i parametri spettrali (spettro di Brune) la caduta di sforzi viene espressa come:

$$\Delta\sigma = 106 \rho R \Omega_0 f_0^3 / \mathcal{R}_{\theta\phi}$$

Ovviamente la caduta di sforzi si misura in MPa.

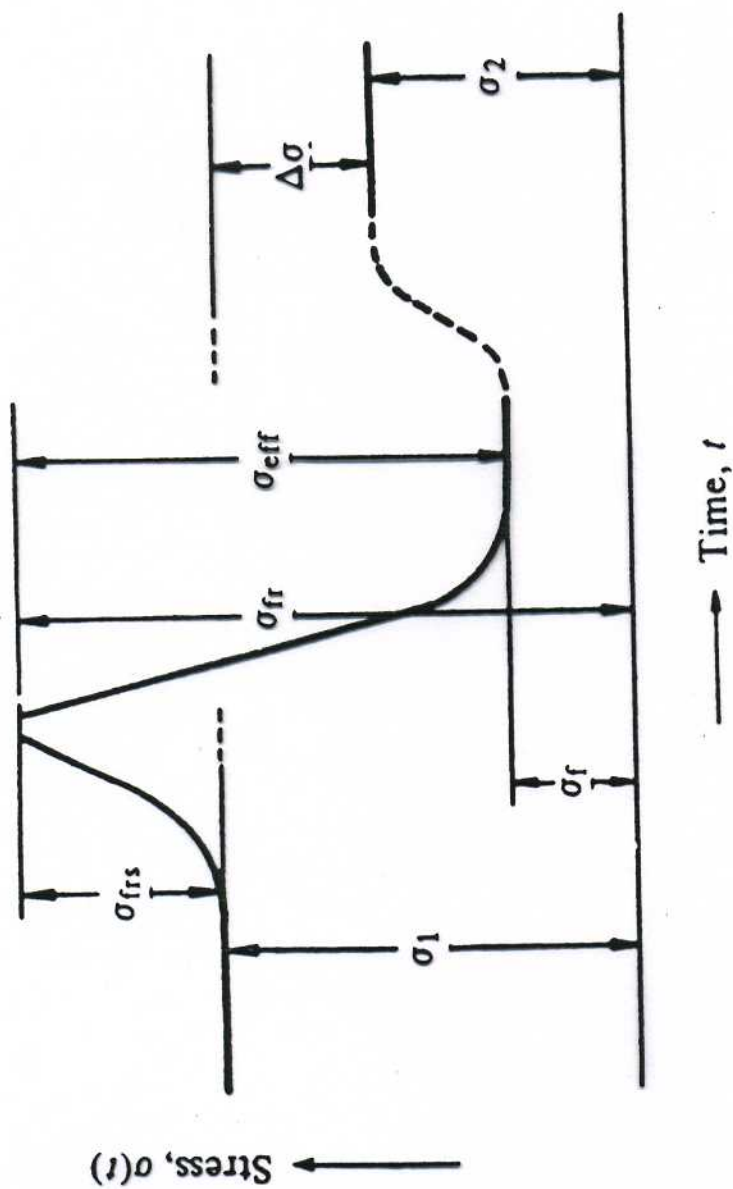


Fig. 6.6. Stress change with time on the surface of a propagating shear fracture.
(After Yamashita, 1976.)

Ricordiamo il fattore di conversione tra MPa e la vecchia unita' di misura "bar" :

$$1 \text{ bar} = 10^6 \text{ dyne/cm}^2 = 10^5 \text{ Pa}$$

$$1 \text{ MPa} = 10 \text{ bar}$$

Di solito per i terremoti superficiali $0.5 < \Delta\sigma < 10 \text{ MPa}$ il che é chiaramente mostrato in figura in cui viene plottato il logaritmo dell'area di faglia (A per faglie circolari) in funzione del logaritmo del momento sismico. Cadute di sforzo costanti sono su linee con pendenza 2/3. I cerchi pieni sono riferiti ad eventi sui margini di zolla, quelli aperti ad eventi all'interno delle zolle.

Infatti dalla relazione tra caduta di sforzi e momento sismico sostituendo l'area S con πr^2 otteniamo

$$M_0 = (16/7) \Delta\sigma r^3 = (16/7 \pi^{3/2}) \Delta\sigma S^{3/2}$$

e prendendo il logaritmo

$$\log M_0 = (3/2) \log S + \log (16 \Delta\sigma / 7 \pi^{3/2})$$

Una cosa analoga é evidente pure nella figura in cui viene plottato il logaritmo del momento sismico in funzione del logaritmo del raggio equivalente per terremoti piccoli.

La pendenza varia però in corrispondenza del passaggio tra terremoti piccoli (la cui superficie di faglia é approssimabile ad un cerchio) e terremoti grandi (in cui la superficie é un rettangolo).

Redistribuzione di sforzi

Alla fine del terremoto gli sforzi sulla faglia sono al livello degli sforzi di attrito, mentre ai bordi della faglia gli sforzi si accumulano (redistribuzione di sforzi) e risultano superiori a quelli inizialmente ivi presenti.

Calcoli matematici sulla redistribuzione degli sforzi (Das e Kostrov, 1986) hanno dimostrato come gli sforzi si accumulano anche nelle zone perpendicolari alla faglia poste ad una certa distanza da questa (vedi Fig. 2 in cui é rappresentata la variazione di sforzo nel piano attorno ad una faglia verticale – aree bianche sono zone di caduta di sforzi, aree punteggiate quelle in cui lo sforzo si accumula).

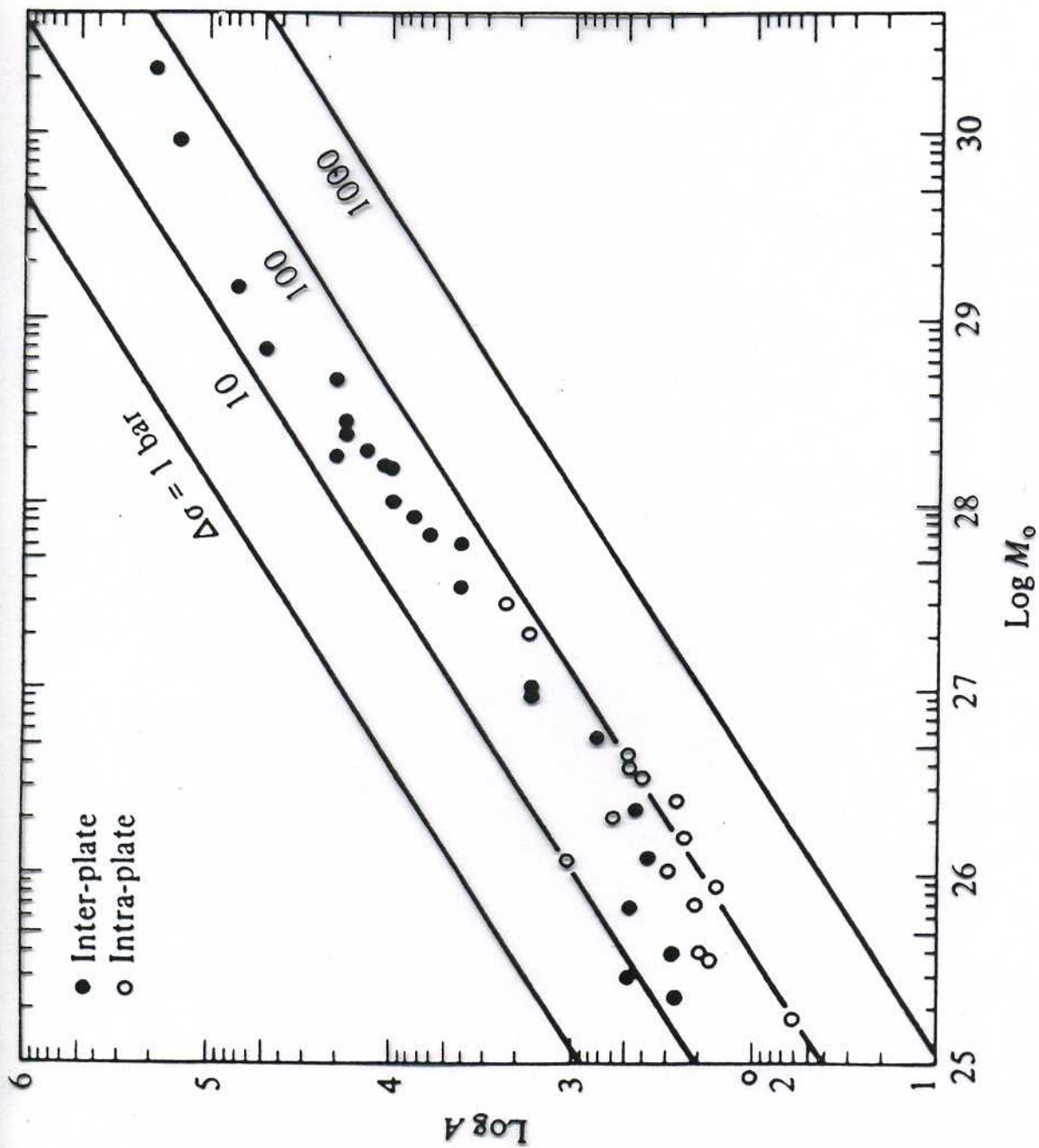


Fig. 6.7. Relation between the fault surface area, A (km^2), and the seismic moment M_0 (dyn cm). The straight lines give the relations for circular cracks with constant stress-drop ($\Delta\sigma$). (After Kanamori & Anderson, 1975.)

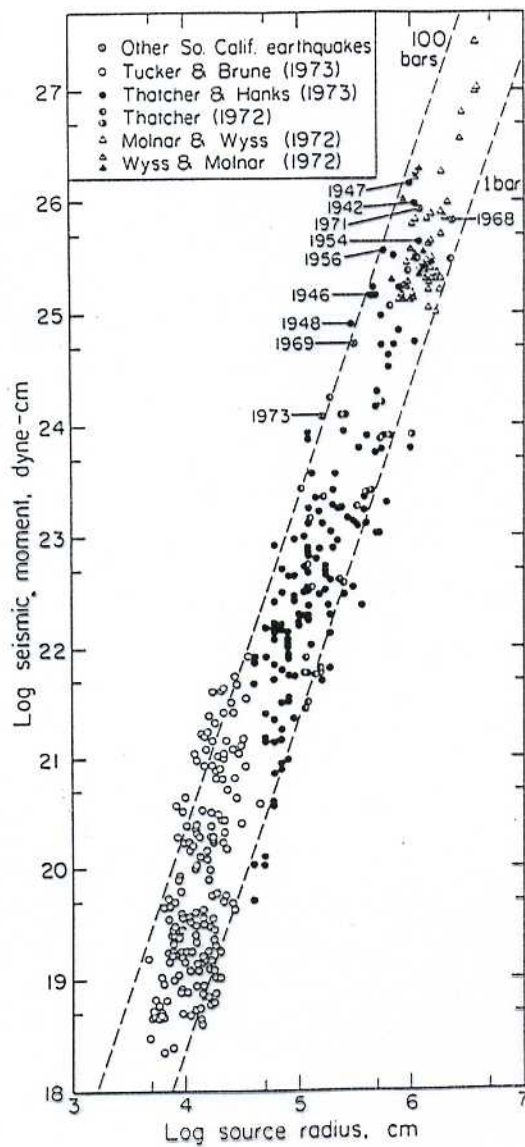


Fig. 4.10 A collection of data for small earthquakes showing the relationship between M_0 and source radius. Dashed lines are of constant stress drop. (From Hanks, 1977.)

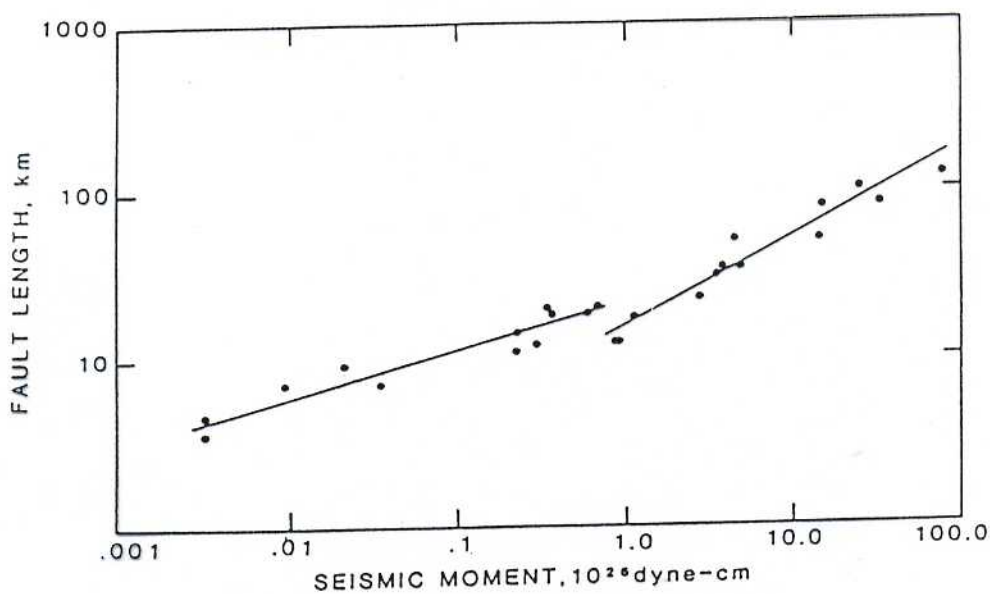
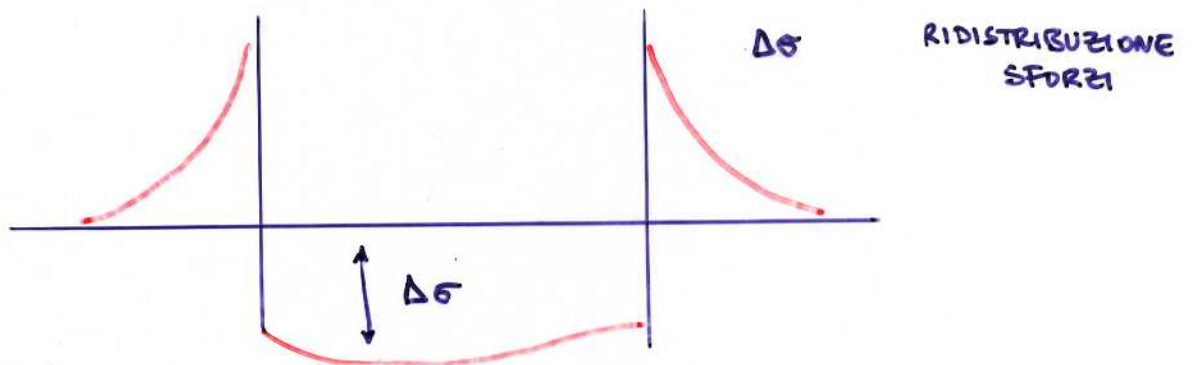
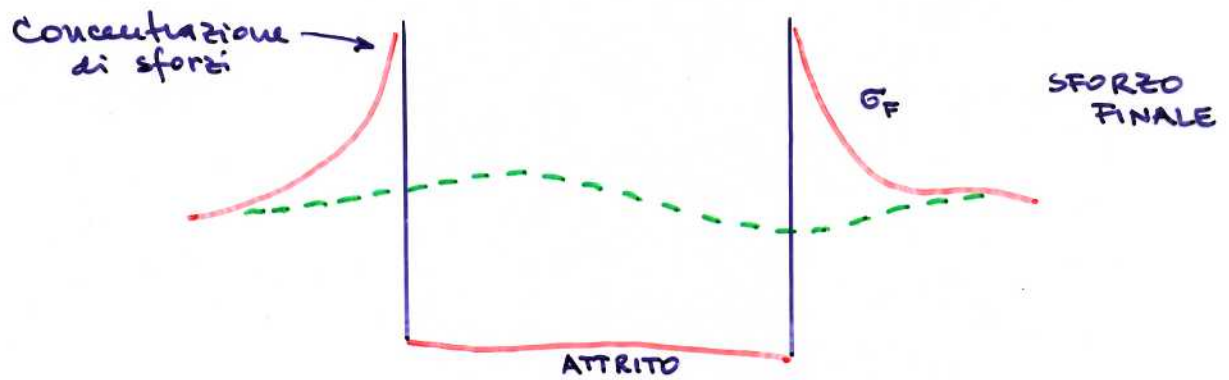
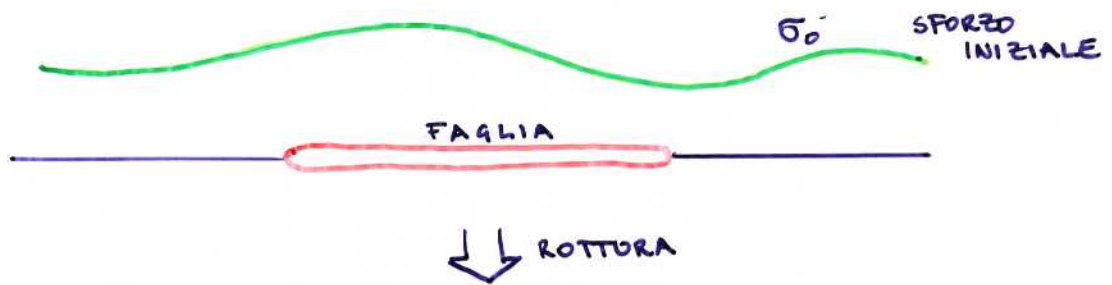


Fig. 4.12 A plot of fault length versus M_0 for intraplate earthquakes in Japan. The break at about 10^{26} dyne-cm is at the change from small to large earthquakes. (From Shimazaki, 1986.)

SFORZI SU UNA FRATTURA



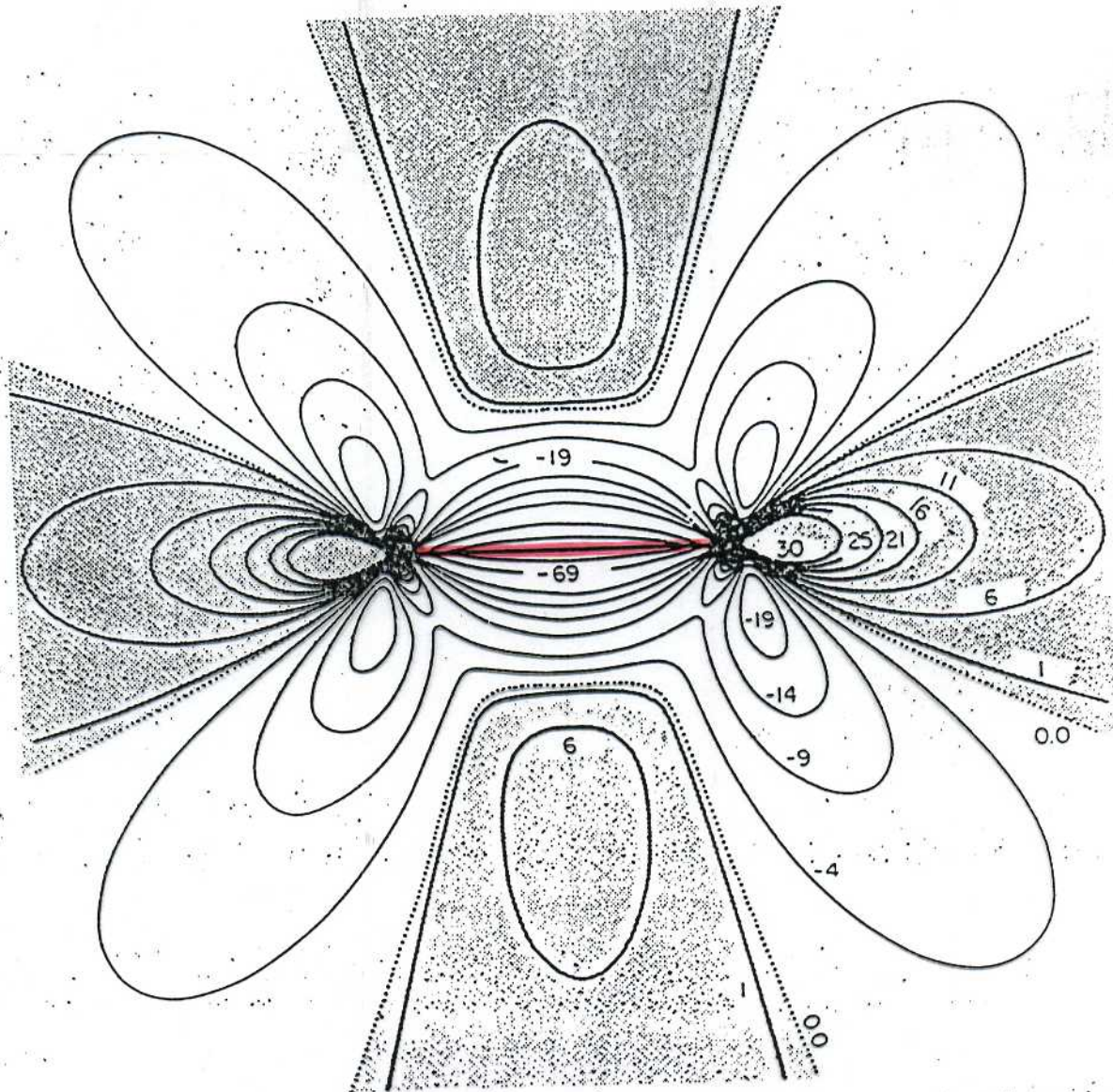
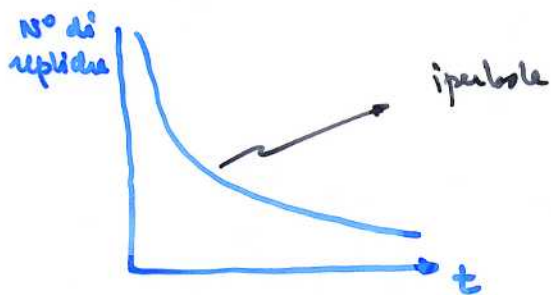


FIG. 2. Normalized τ_{12} as a function of x_1 and x_2 . The map size shown is three times the crack size. The numbers indicate the change in τ_{12} , as a percentage of the stress drop on the crack. Stippled regions indicate regions where τ_{12} increases due to the presence of the crack (Kostrov and Das, 1982).

AFTERSHOCKS (REPLICHE)

1. Si verificano dopo ogni terremoto forte
2. la replica più grossa è tipicamente almeno una unità di magnitudo minore di quella dell'evento principale.
3. la somma dell'energia rilasciata dalla sequenza delle repliche è di solito il 5-10% di quella rilasciata dall'evento principale → è un processo secondario.
4. Studiando i terremoti giapponesi (1891) OMORI dimostrò che il numero di repliche diminuisce nel tempo dopo l'evento principale e segue la **legge di OMORI**



$$N = \frac{C}{1+t}$$

5. le repliche si verificano:

a) sulla faglia

1- sul piano di faglia

2- alle estremità della faglia, dove gli sforzi aumentano a causa del terremoto principale

b) nell'intorno della faglia

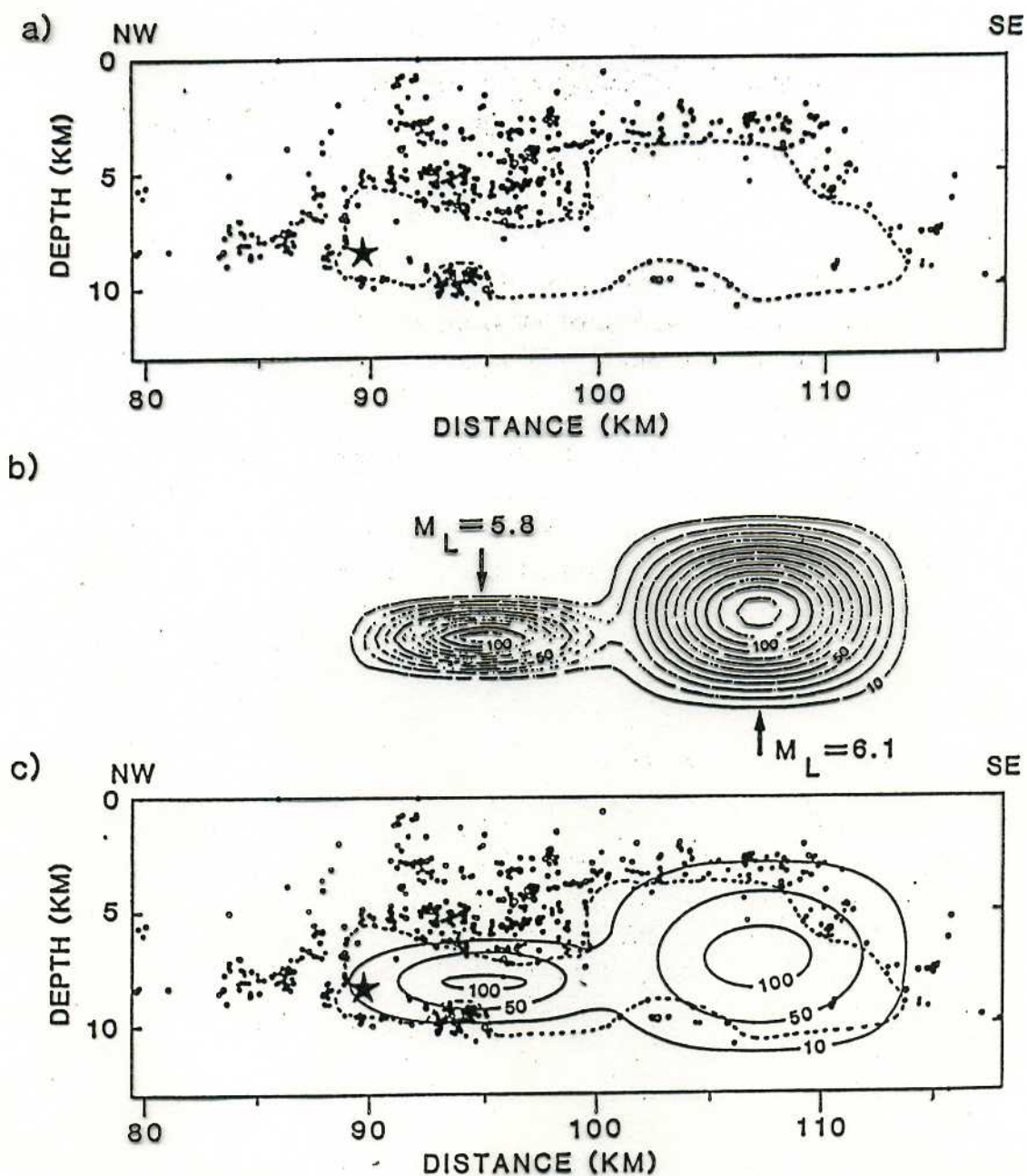


Fig. 4.26 Aftershocks and slip in the 1984 Morgan Hill (California) earthquake, a strike-slip earthquake on the Hayward fault. (a) The distribution of aftershocks on the fault, showing the hypocenter of the mainshock (star) and boundary of the rupture, as inferred by Cockerham and Eaton (1984). (b) Modeled slip distributions in the two principal earthquakes in the sequence. (c) The two superimposed. (From Bakun, King, and Cockerham, 1986.)

Energia

E' un parametro che non é noto molto bene. Infatti ci sono difficoltà osservazionali e teoriche associate ad un calcolo preciso dell'energia rilasciata.

Per stimare l'energia totale rilasciata da un evento, ricorriamo alla definizione di energia come capacità di svolgere lavoro:

Energia ~ Lavoro ~ Forza x spostamento

$$\begin{aligned} E_T &= F s \\ &= S \Delta\sigma \bar{u} \\ &= \mu S \bar{u}^2 / \sqrt{S} \\ &= \mu L \bar{u}^2 \end{aligned}$$

Una derivazione matematica usando la teoria dell'elasticità (Knopoff, 1958) da

$$E_T = c' \pi \mu L \bar{u}^2 \quad \text{con } c' \sim 1/20$$

Esempio:

Il terremoto di San Francisco del 1906 ha rotto 400 km di faglia con uno scorrimento medio di 5 m, per cui

$$\begin{aligned} E_T &= (3.14/20) 3 \times 10^4 \text{ MPa } (5 \text{ m})^2 400 \times 10^3 \text{ m} \\ &\sim 5 \times 10^{18} \text{ J} \end{aligned}$$

Energia irradiata

L'energia irradiata e' la differenza tra l'energia totale E_T (lavoro svolto) e l'energia dissipata in calore E_H causa l'attrito:

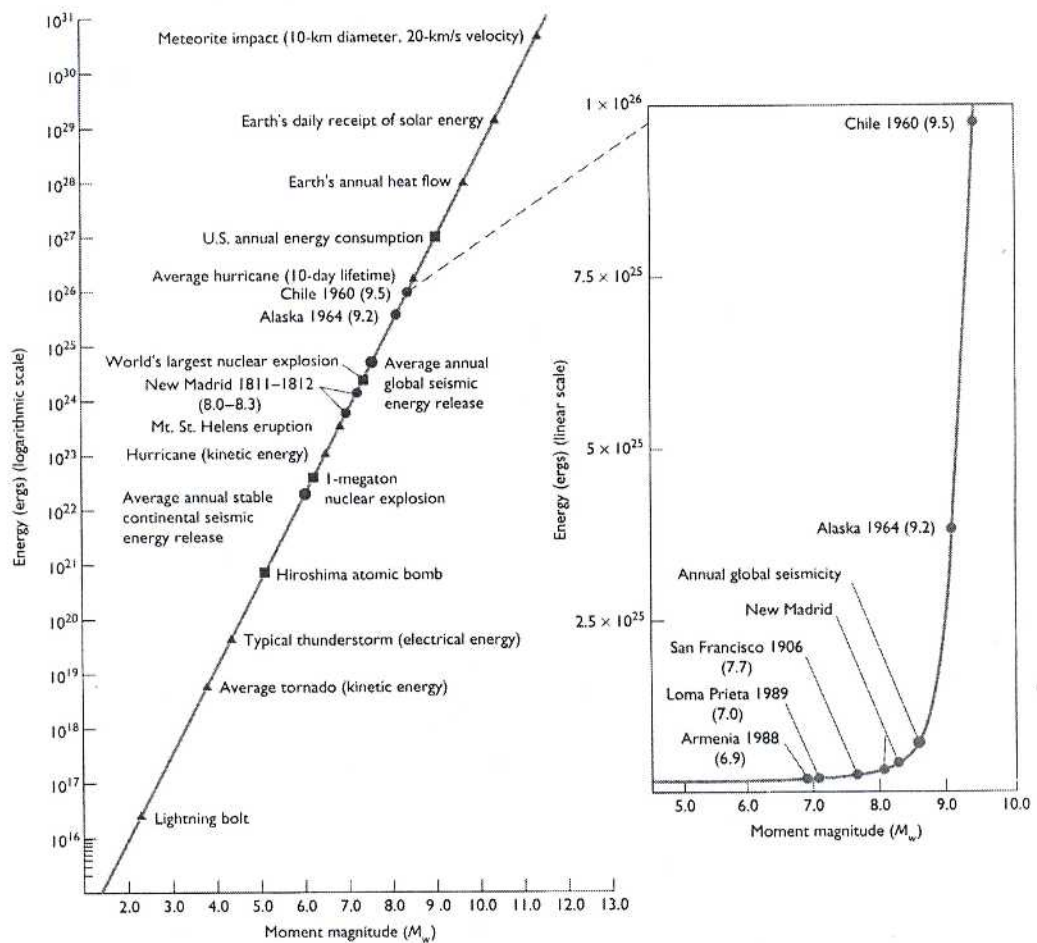
$$\begin{aligned} E_T - E_H &= \bar{\sigma} \bar{u} S - \sigma_f \bar{u} S = (\sigma_1 + \Delta\sigma/2 - \sigma_f) \bar{u} S \\ &= E_S + (\sigma_1 - \sigma_f) \bar{u} S \end{aligned}$$

con

$$E_s = (\Delta\sigma/2) \bar{u} S = (\Delta\sigma/2\mu) M_0$$

in cui E_s risulta il limite inferiore dell'energia sismica irradiata. Assumendo che la caduta di sforzi nei terremoti sia costante (~ 30 bar) ed essendo nella crosta $\mu \sim 3 \times 10^{11}$ dyn cm⁻², il rapporto $\Delta\sigma/2\mu$ vale $\sim 0.5 \cdot 10^{-4}$, per cui

$$\log E_s = \log M_0 - 4.3$$



L'energia rilasciata durante i terremoti a confronto con altri fenomeni (Bolt, 1993)

L'energia irradiata, E_s , di solito viene stimata (in J) mediante la M_s :

$$\log E_s = 1.5 M_s + 4.8$$

Viene definita efficienza sismica il rapporto tra l'energia irradiata e quella totale. Risulta che vale circa un decimo.

$$\eta = E_S / E_T = \Delta\sigma / 2\bar{\sigma} \sim 0.1$$

Sforzo apparente

Viene talvolta usato per ottenere una stima dello sforzo che agisce in una data regione.

$$\sigma = \eta \bar{\sigma} = \mu E_S / M_0 = \Delta\sigma / 2$$

$$\text{con } \bar{\sigma} = (\sigma_0 + \sigma_1) / 2$$

Sforzo effettivo

E' lo sforzo associato alla propagazione della frattura.

$$\sigma_{\text{eff}} = \sigma_1 - \sigma_f \quad \text{con } \sigma_f = \text{sforzo d'attrito}$$

Magnitudo da momento

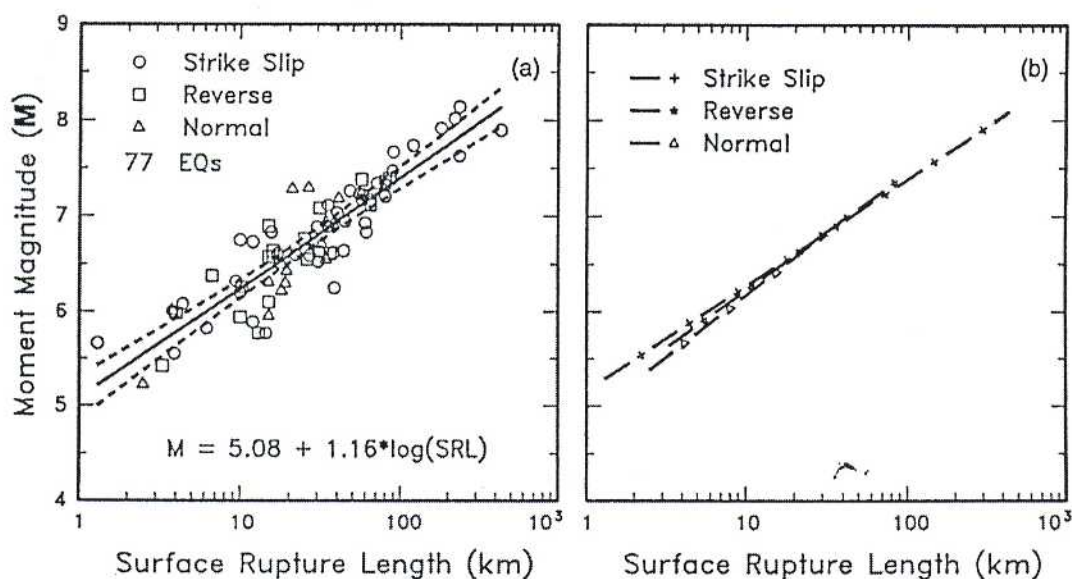
Definito da Kanamori (1977)

$$M_W = (2/3) \log M_0 - 6.1$$

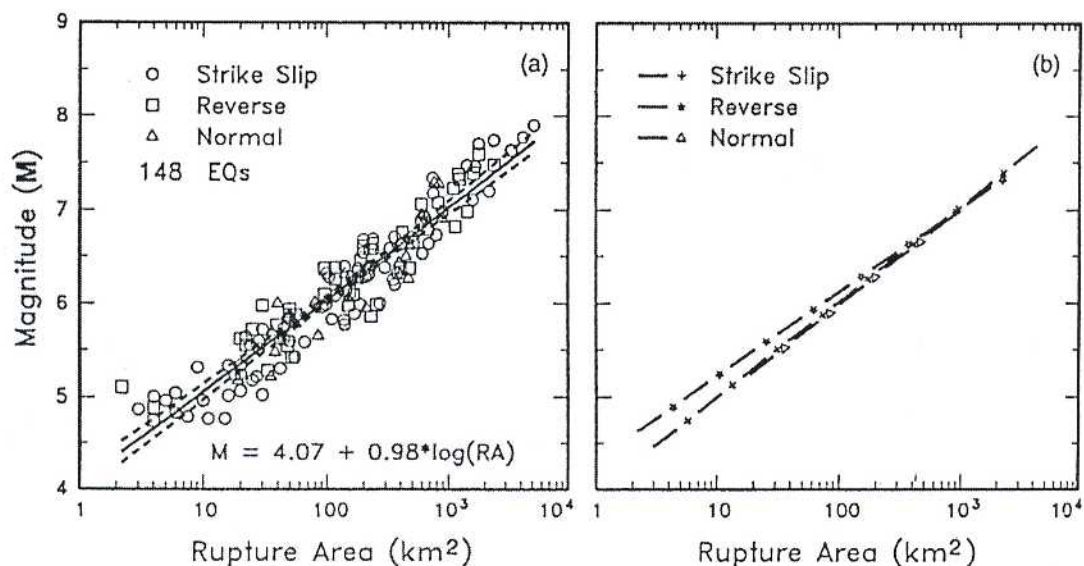
Esempi:

Sanriku (1033)	$M_S = 8.3 \text{ a } 8.4$	1S	1 \bar{u}	$M_W = 8.4$
Alaska (1964)	$M_S = 8.3 \text{ a } 8.5$	9S	6 \bar{u}	$M_W = 9.2$

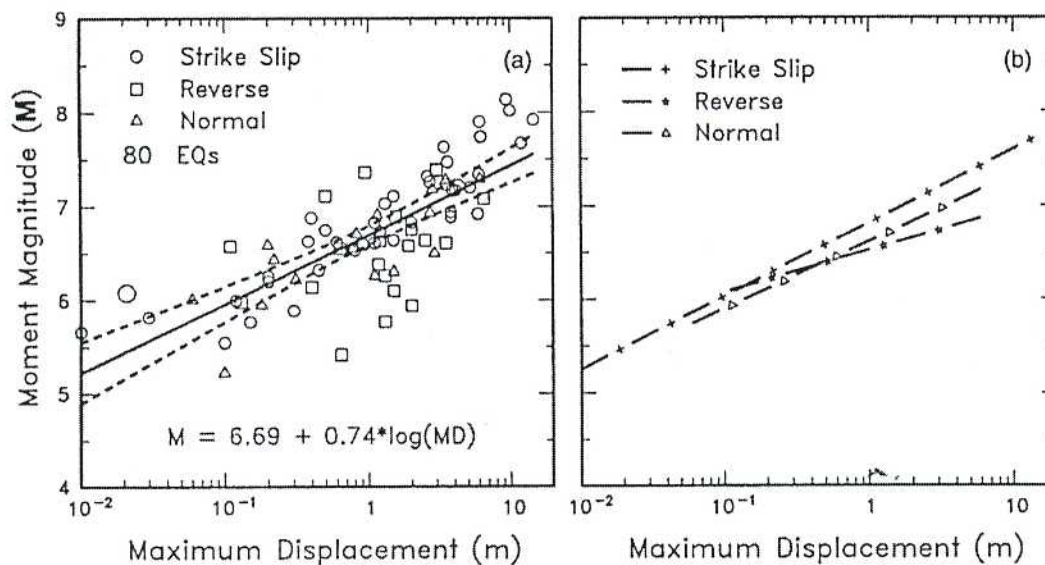
RELAZIONI EMPIRICHE
MAGNITUDO MOMENTO - PARAMETRI SORGENTE
 WELLS AND COPPERSMITH (BSSA, 84, 4; 1994)



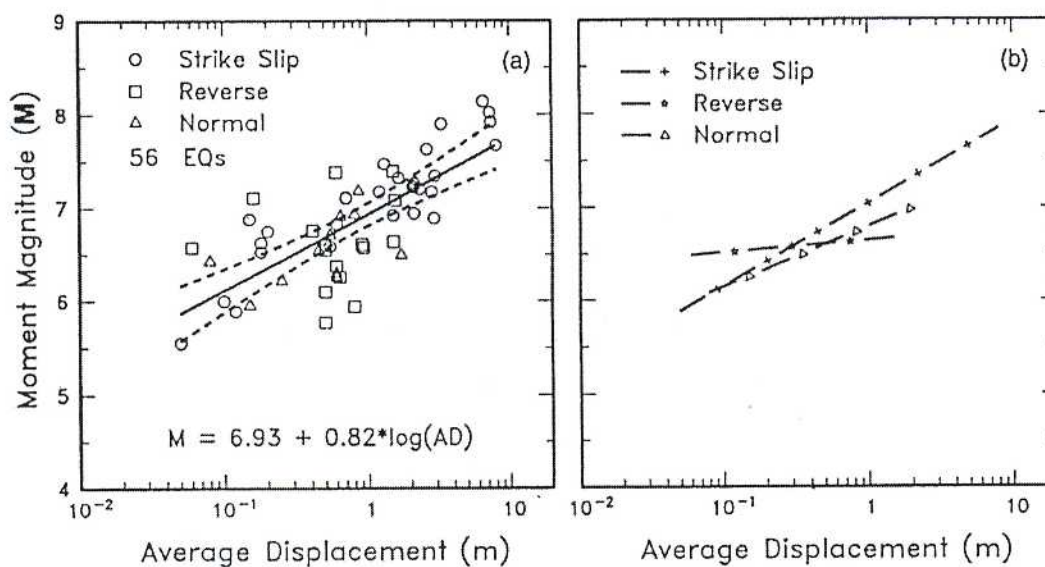
(a) Regressioni tra lunghezza della rottura in superficie e magnitudo momento. Vale per tutti gli scorrimenti. Le linee tratteggiate indicano l'intervallo di confidenza al 95%. (b) Linee di regressione per le relazioni riferite a scorrimenti trascorrenti, inversi e diretti. La lunghezza delle linee indica il range di dati a disposizione.



(a) Regressioni tra area della rottura e magnitudo momento. Vale per tutti gli scorrimenti. Le linee tratteggiate indicano l'intervallo di confidenza al 95%. (b) Linee di regressione per le relazioni riferite a scorrimenti trascorrenti, inversi e diretti. La lunghezza delle linee indica il range di dati a disposizione.

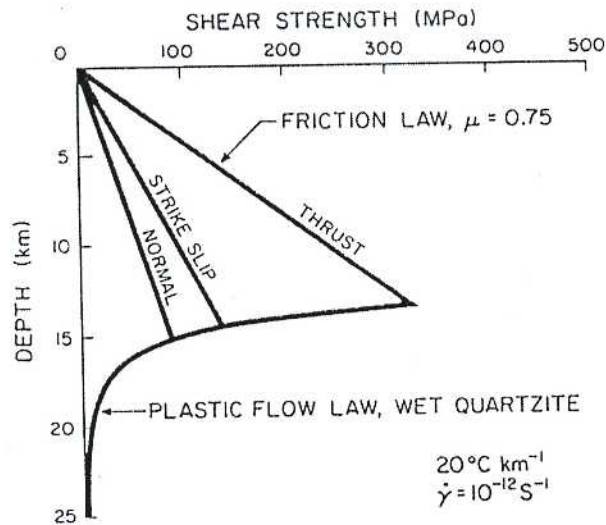


(a) Regressioni tra spostamento massimo in superficie e magnitudo momento. Vale per tutti gli scorrimenti. Le linee tratteggiate indicano l'intervallo di confidenza al 95%. (b) Linee di regressione per le relazioni riferite a scorrimenti trascorrenti, inversi e diretti. La lunghezza delle linee indica il range di dati a disposizione.



(a) Regressioni tra spostamento medio in superficie e magnitudo momento. Vale per tutti gli scorrimenti. Le linee tratteggiate indicano l'intervallo di confidenza al 95%. (b) Linee di regressione per le relazioni riferite a scorrimenti trascorrenti, inversi e diretti. La lunghezza delle linee indica il range di dati a disposizione.

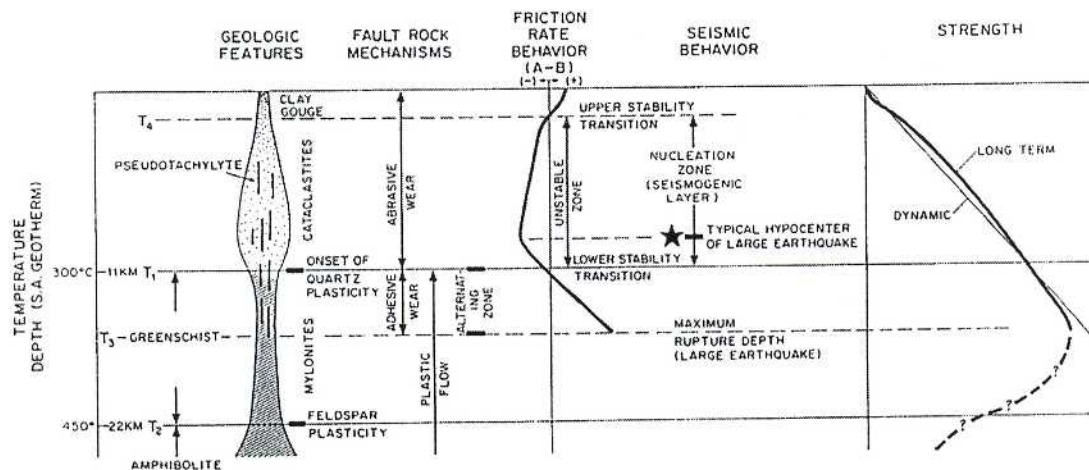
LA RESISTENZA DELLE FAGLIE



Modello semplificato della resistenza a sforzi di taglio della litosfera.

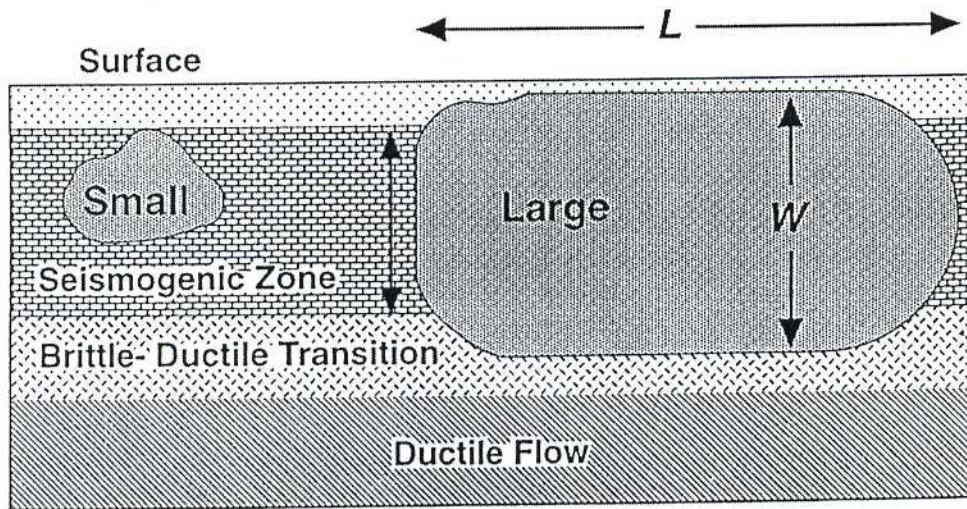
Nella parte superiore si assumono faglie ottimalmente orientate con attrito di Coulomb, costante $\mu = 0.75$ e pressione dei pori idrostatica.

Nella parte inferiore é stata estrapolata una legge di flusso determinata sperimentalmente per quartzite bagnata (Jaoul et al, 1984), assumendo un tasso di deformazione ed un gradiente di temperatura indicati in figura.



Modello sinottico di una zona di faglia trascorrente (da Scholtz, 1988).

TERREMOTI GRANDI E PICCOLI



Differenza tra terremoti piccoli e grandi (modificato da Pacheco et al, 1992). L é la lunghezza della rottura lungo la direzione di strike della faglia; W é la larghezza lungo l'immersione. I terremoti piccoli non rompono tutta la zona sismogenetica in profondità, mentre i terremoti grandi la rompono tutta. I terremoti piccoli possono crescere in due dimensioni, L e W , mentre quelli grandi possono crescere ulteriormente solo lungo la dimensione L .