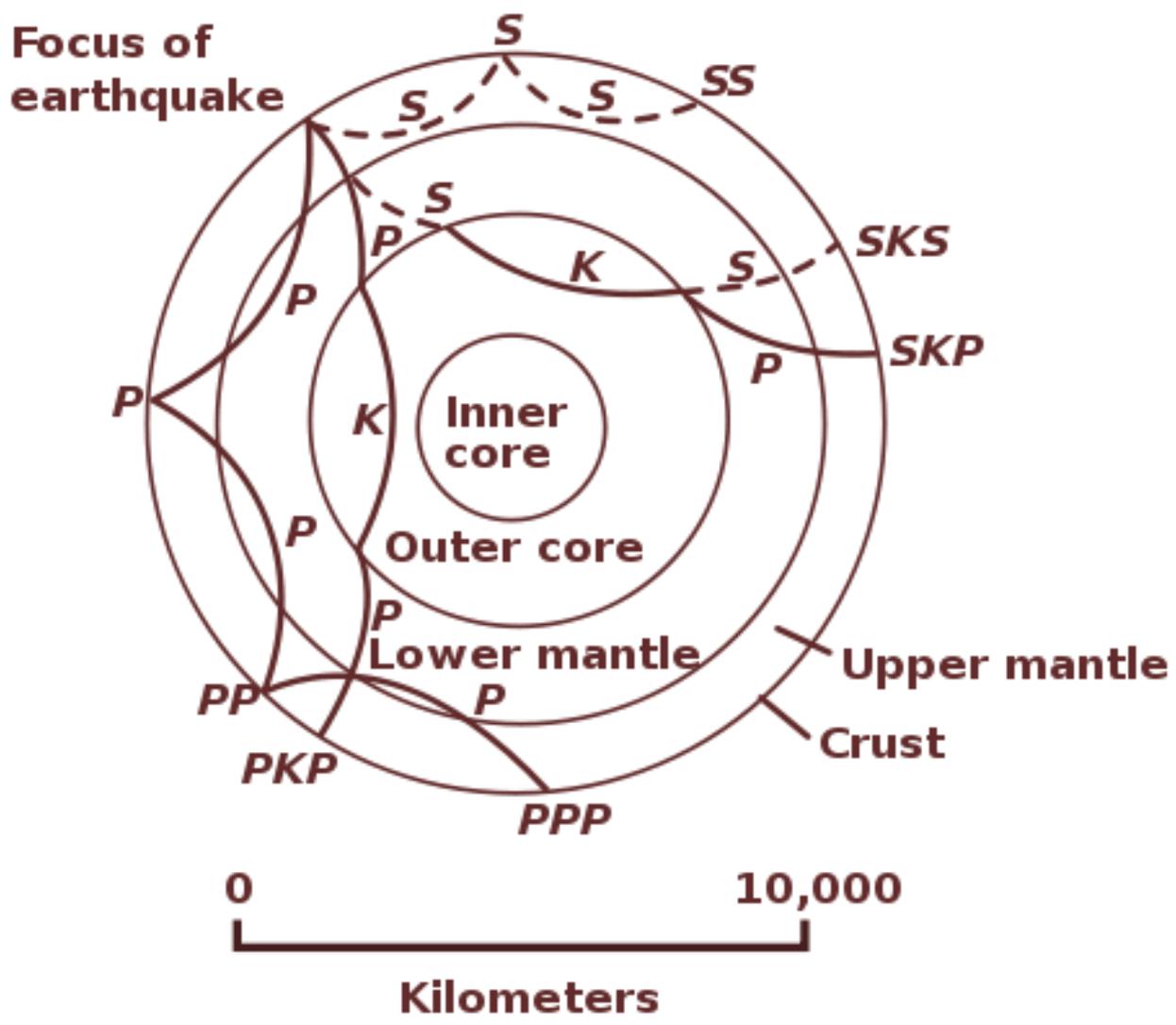




Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa





Raggi sismici attraverso la Terra sferica

Poichè la velocità delle onde sismiche in generale aumenta con la profondità, I raggi sismica saranno concave verso l'alto (vedi parametro del raggio). I vari raggi sismica sono classificati come segue:

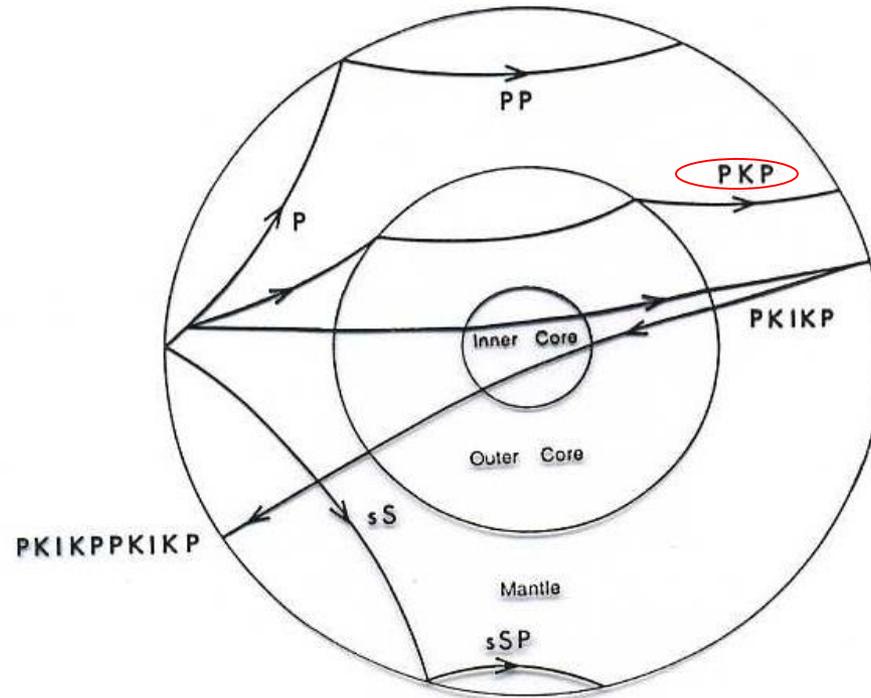
- P onda P nel mantello
- S onda S nel mantello
- K onda P nel nucleo esterno
- I onda P nel nucleo interno
- r riflessione della discontinuità
mantello – nucleo esterno
- i riflessione della discontinuità
nucleo esterno – nucleo interno
- p onda P riflessa dalla superficie
terrestre vicino alla sorgente
- s onda S riflessa dalla superficie
terrestre vicino alla sorgente
- LR onda superficiale di Rayleigh
- LQ onda superficiale di Love



Raggi sismici attraverso la Terra sferica

Esempi

L'onda **PKP** è un'onda **P** che si è propagata verso il basso nel mantello, è entrata nel nucleo esterno ed è risalita attraverso il mantello;

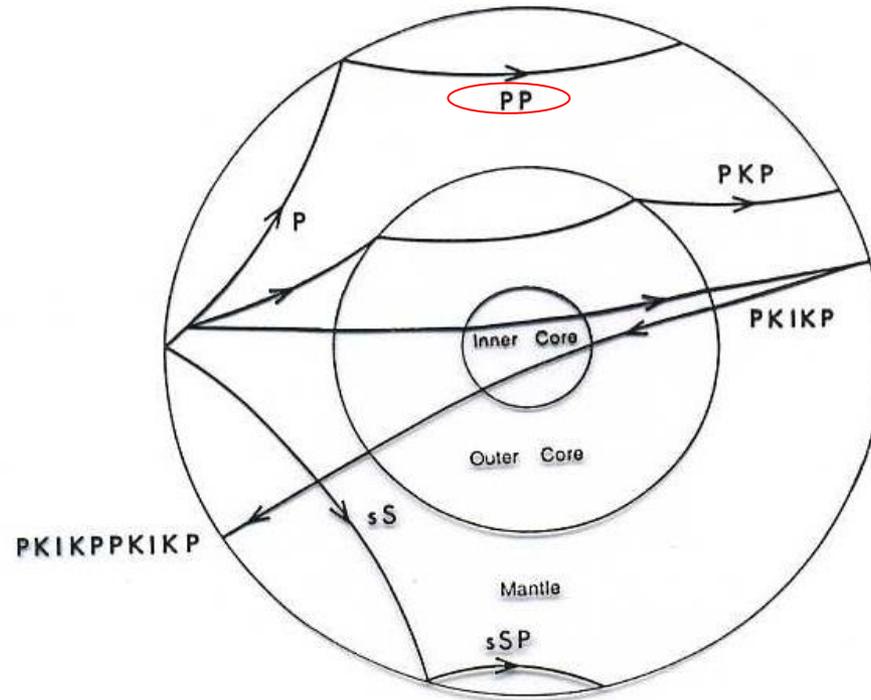




Raggi sismici attraverso la Terra sferica

Esempi

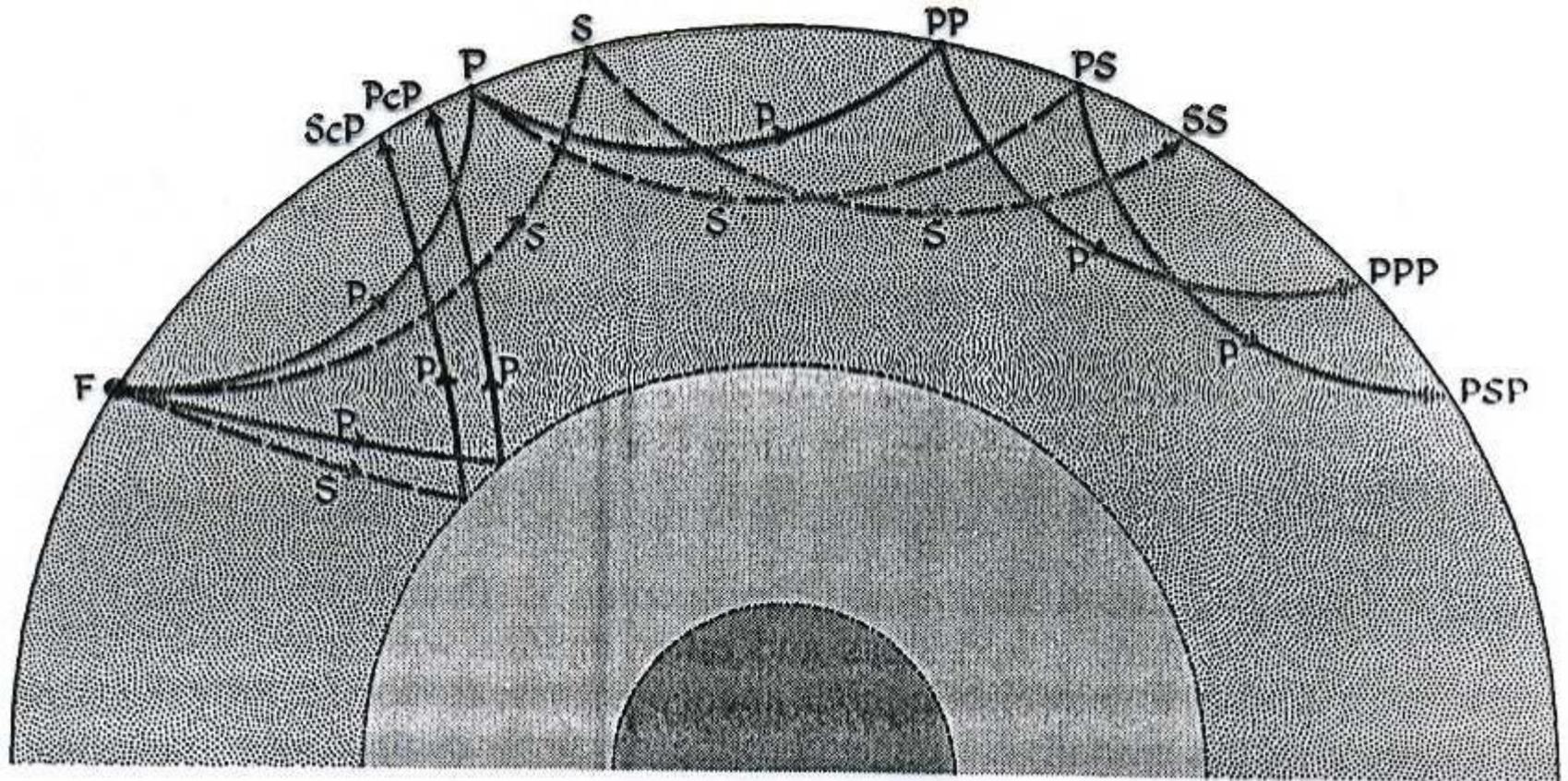
L'onda **PP** è un'onda **P** che si è propagata verso nel mantello, e che è stata riflessa una volta dalla superficie terrestre;





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

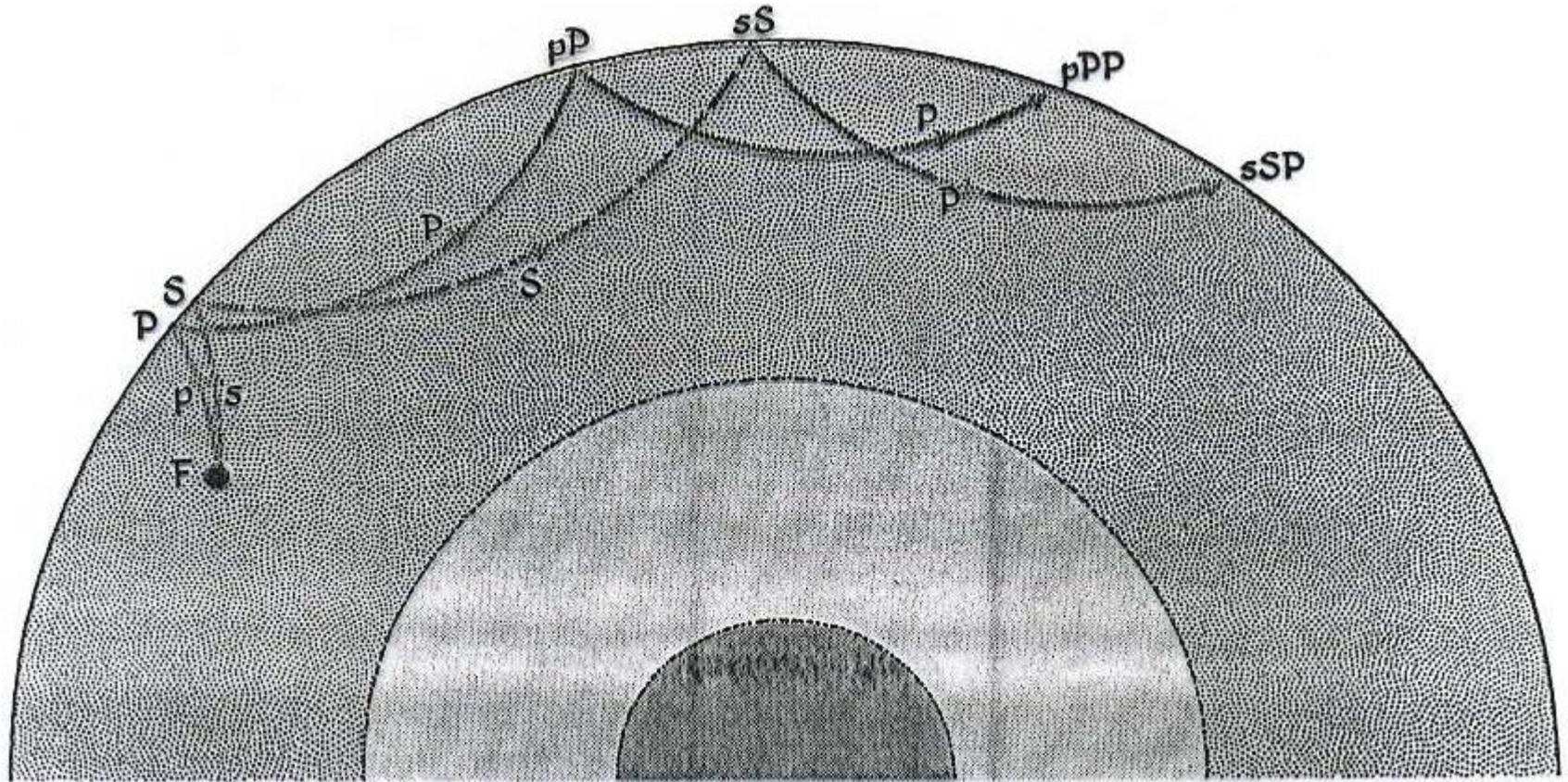


Fig. 15. Examples of propagation paths of depth phases and their notation. Waves begin at the deep focus, F , of the earthquake. Conventions as for Fig. 14.



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

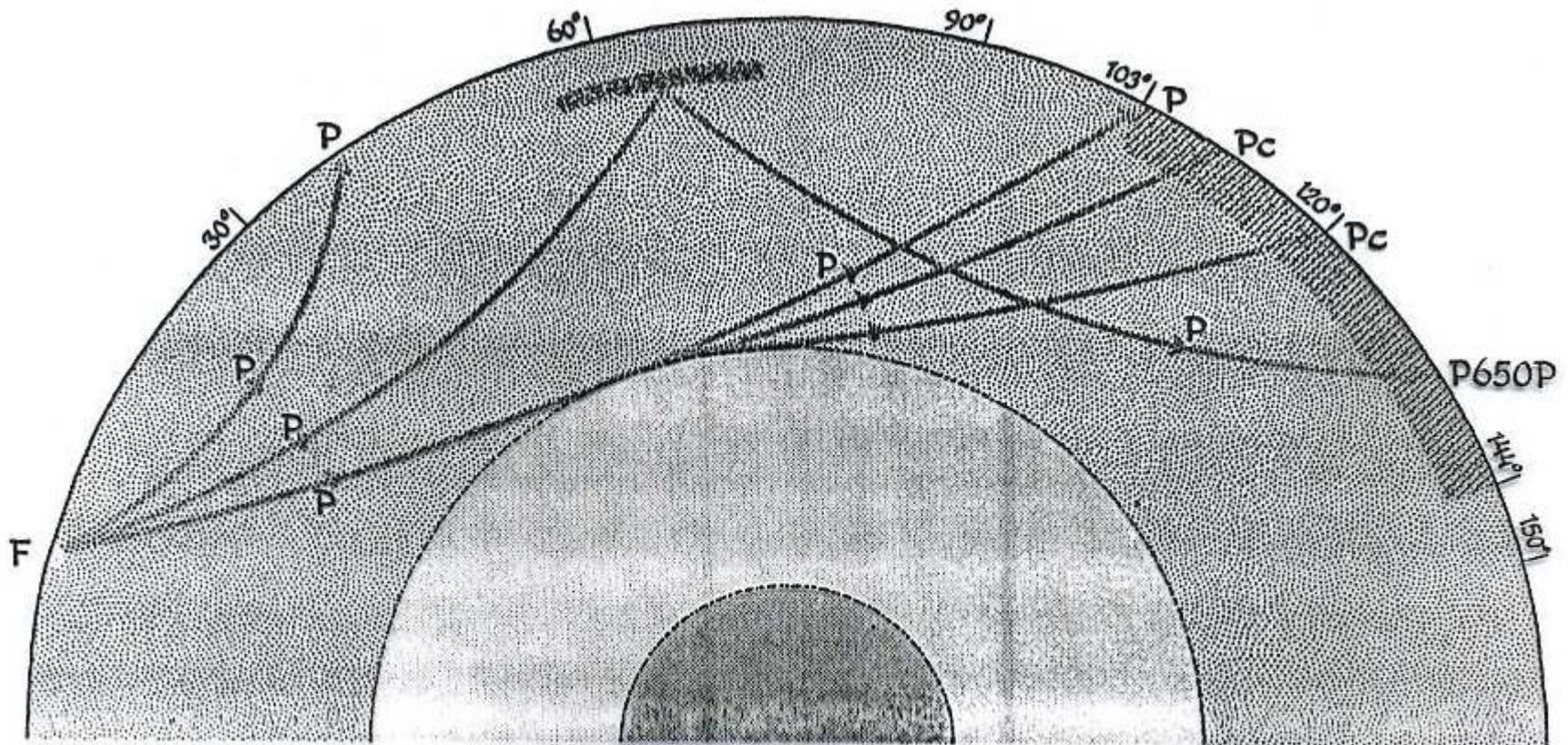


Fig. 16. Examples of propagation paths of direct P waves, P waves diffracted around the core-mantle boundary and P waves reflected downwards at a discontinuity at 650 km depth. The discontinuity and the shadow zone (103-144°) are shaded. Conventions as for Fig. 14.



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

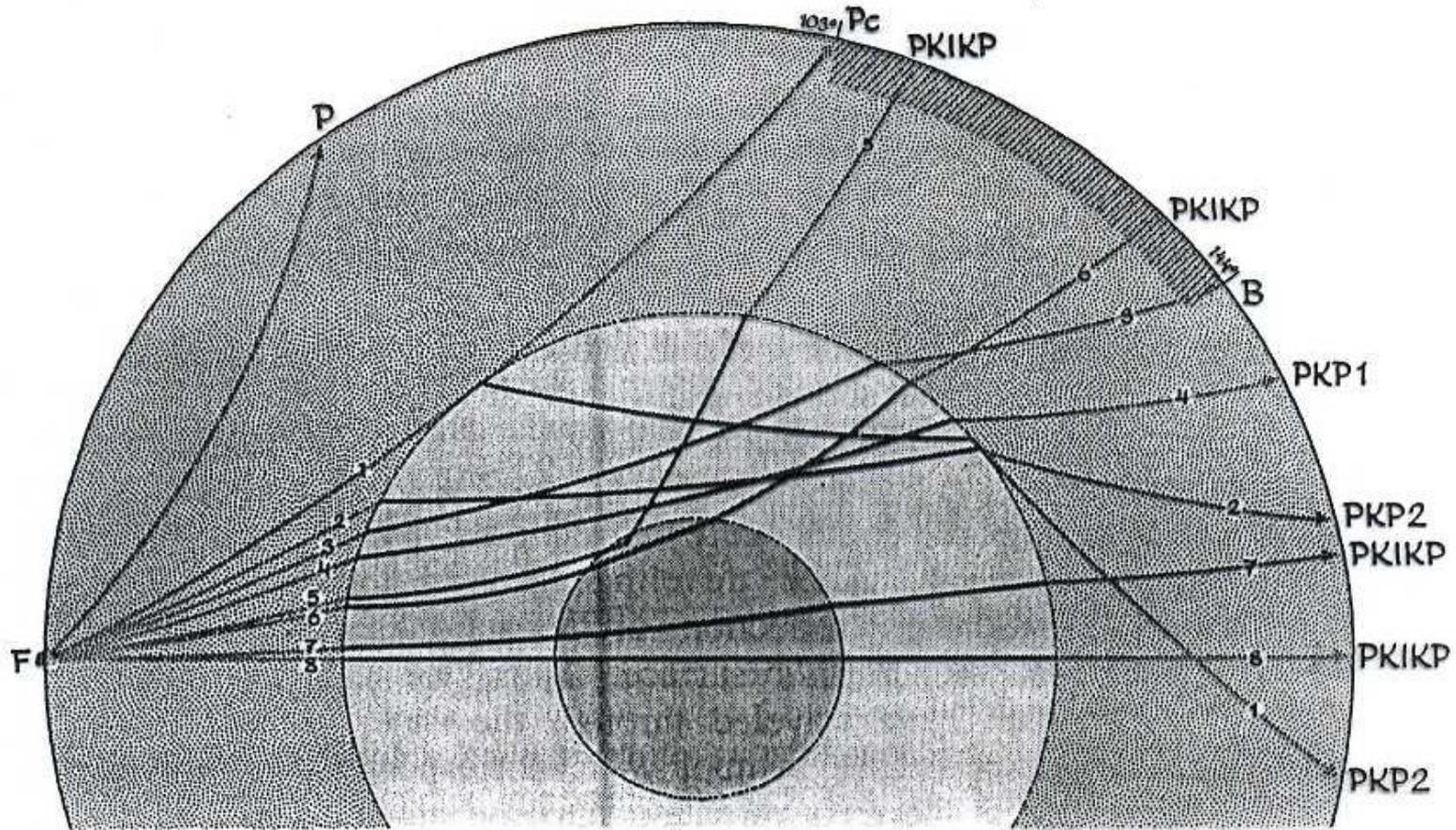


Fig. 17. Examples of propagation paths of *P* waves traveling through the Earth's core. The shadow zone between 103° and 144° is shaded and *B* denotes the caustic point. Rays are numbered in the order of increasing steepness of the initial descent. For details see the text. Conventions as for Fig. 14.



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

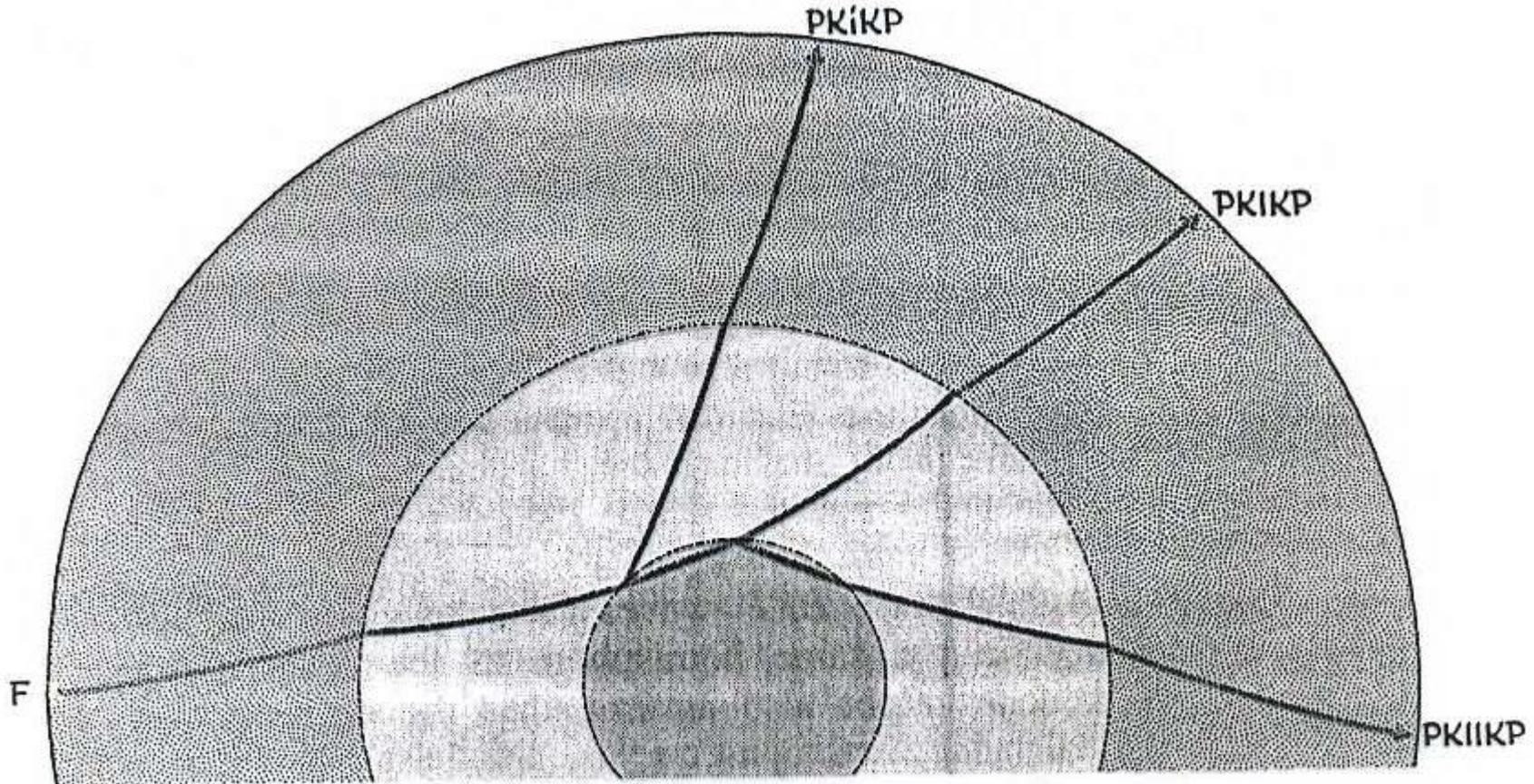


Fig. 18. Propagation paths of P waves traversing the Earth's interior from the focus F and reflecting at the outside ($PKiKP$) or inside ($PKIIKP$) of the inner core. $PKIKP$ is a P wave refracted into the outer core and through the inner core. Conventions as for Fig. 14.



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

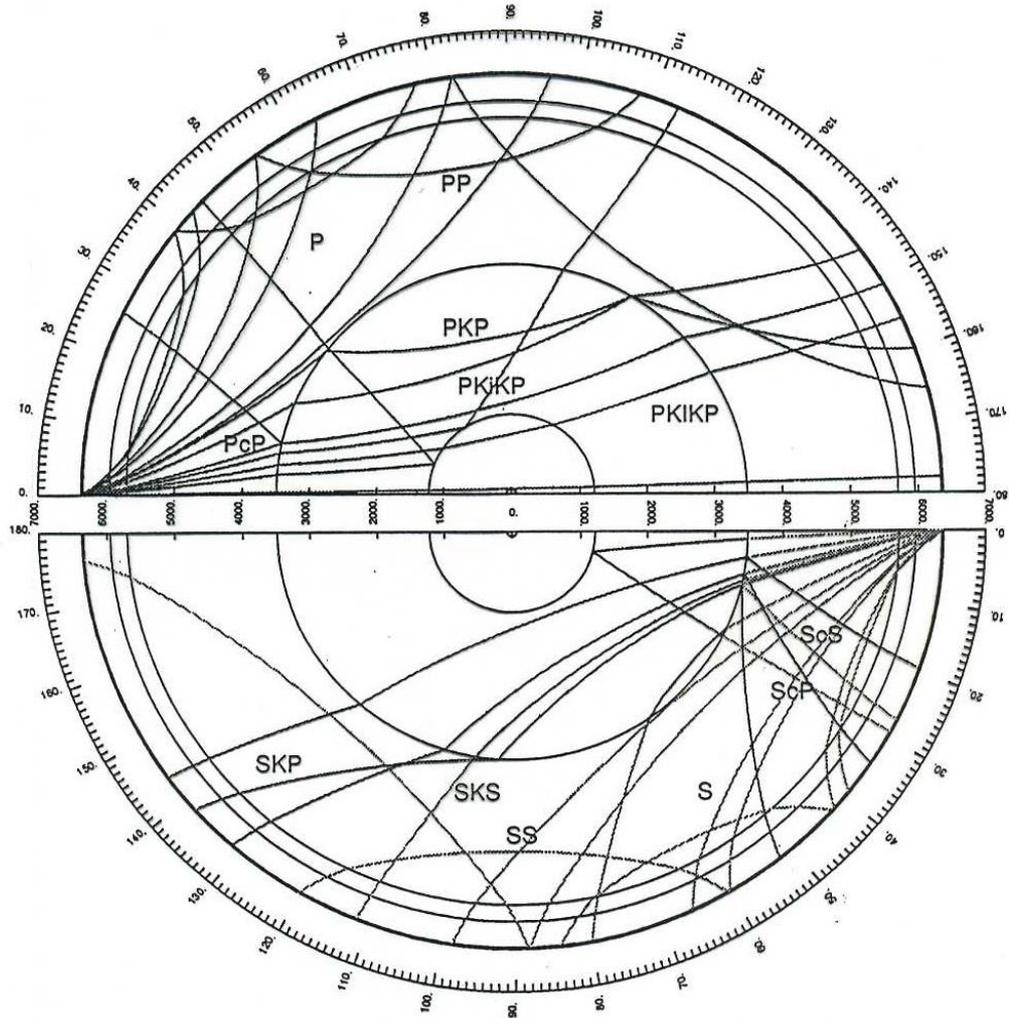
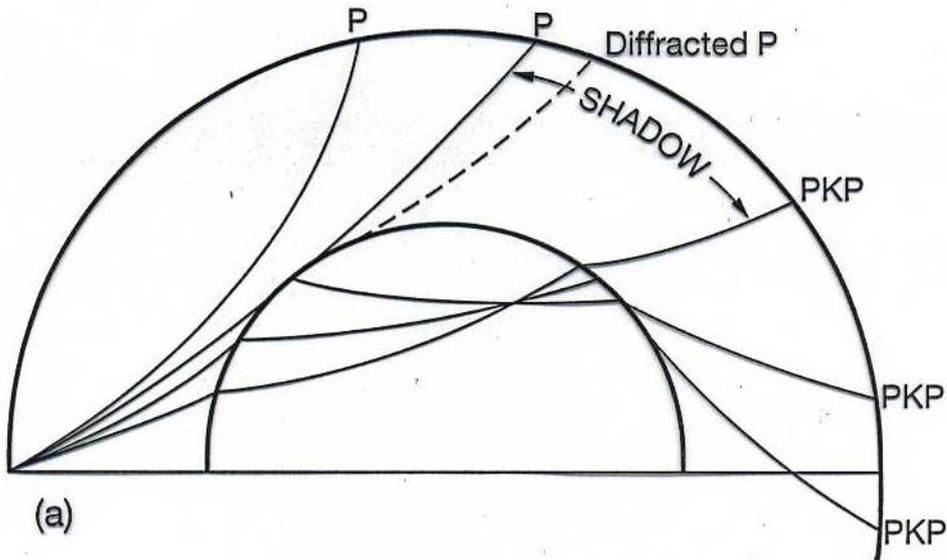


Figure 5.15. Paths of seismic rays through the Earth, illustrating their nomenclature. Figure by courtesy of B.L.N. Kennett.

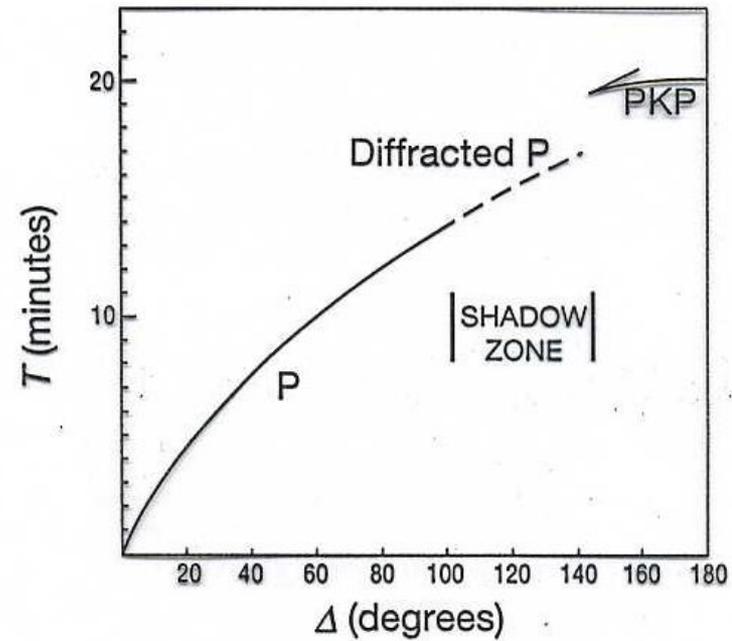


Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa



(a)

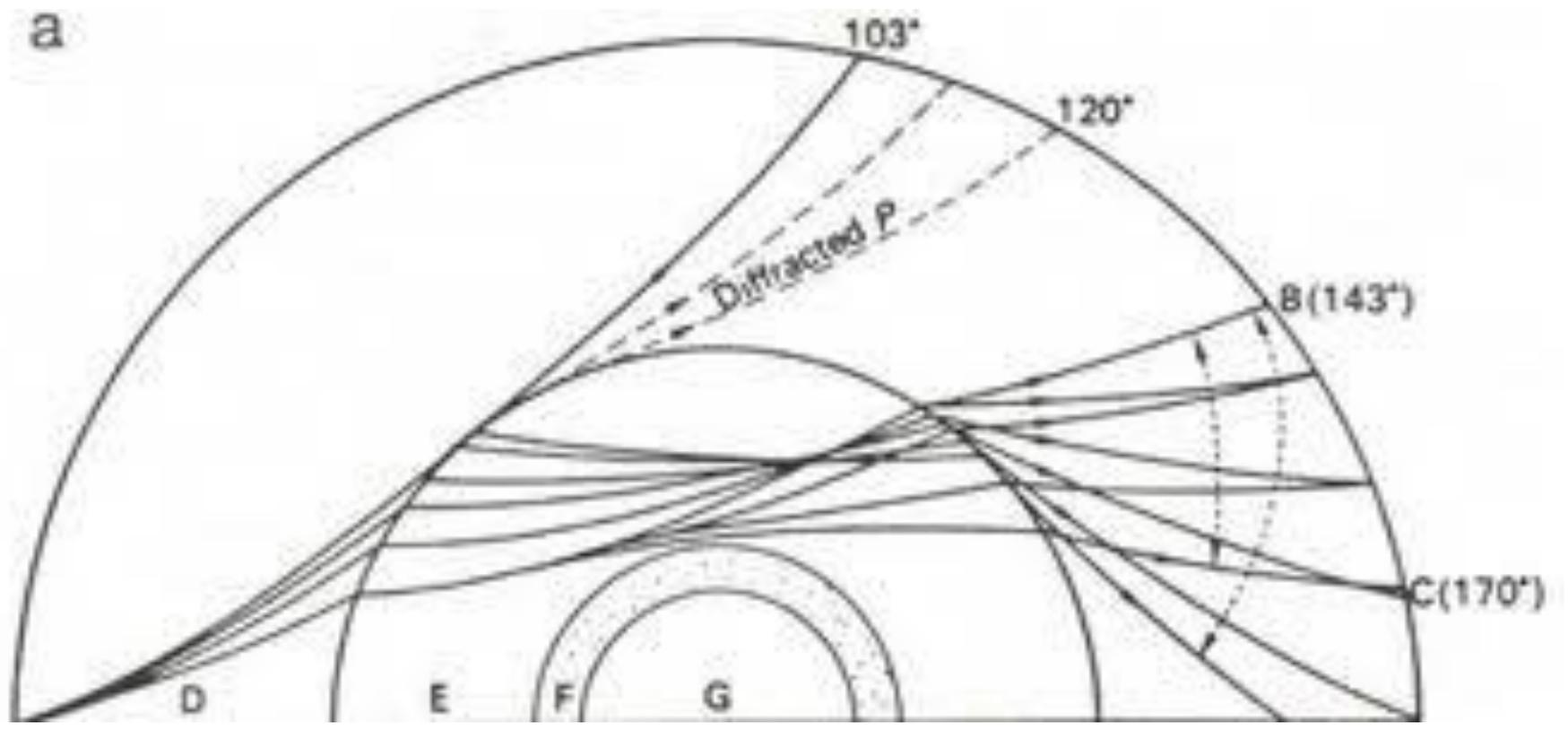


(b)



Fisica Terrestre 2024-2025

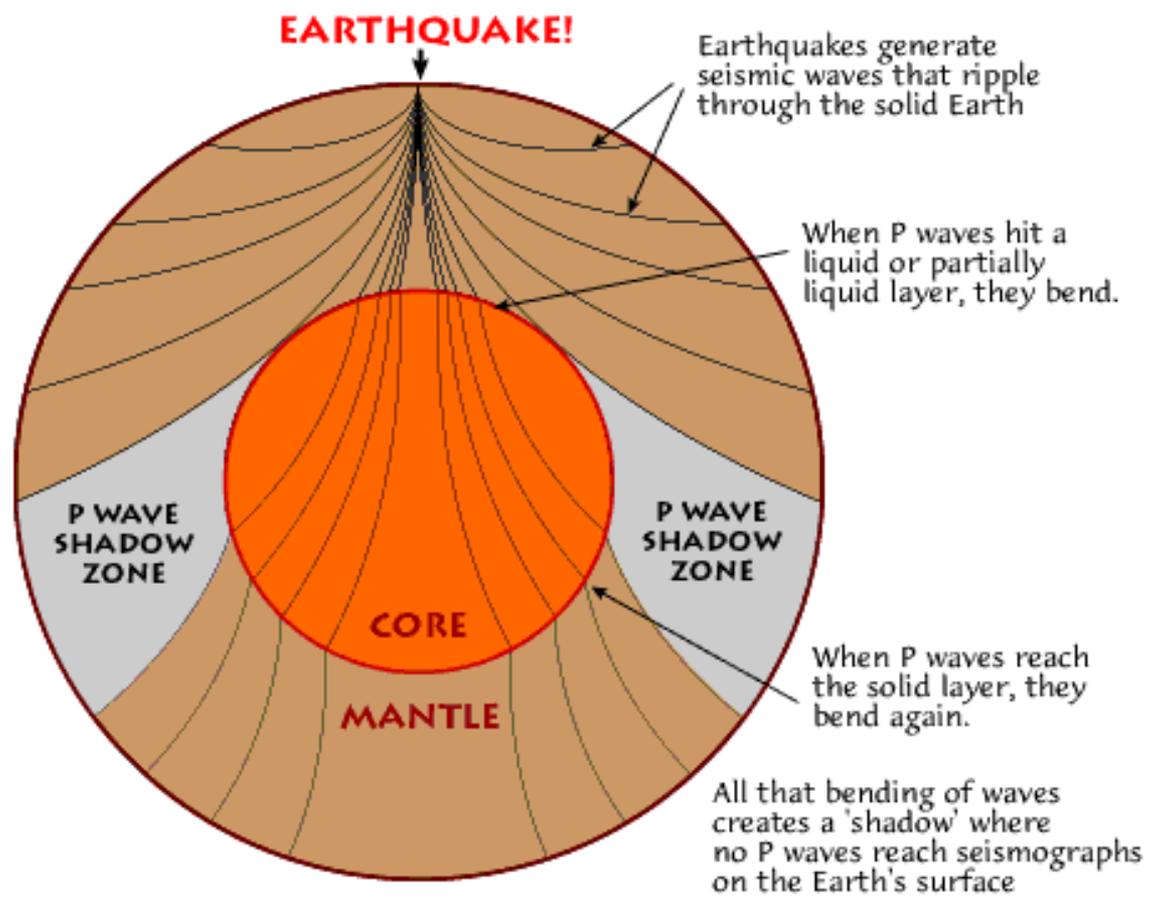
Giovanni Costa





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

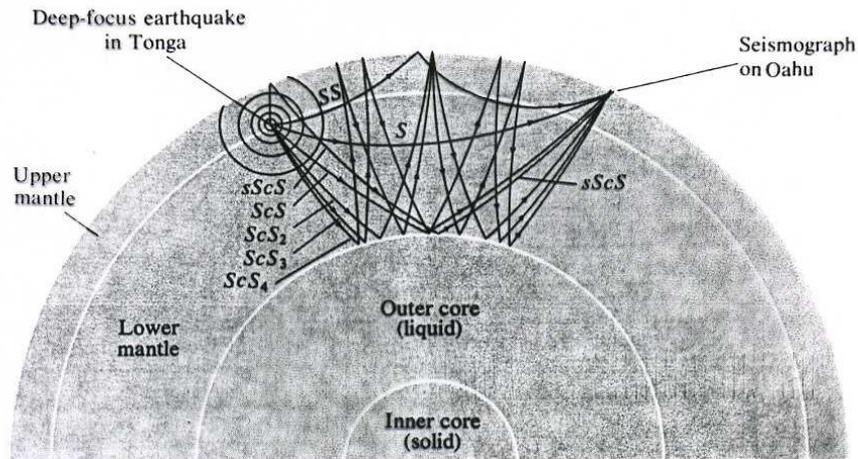


After numerous earthquakes, seismologists were able to use the pattern of P waves reaching the surface to see into the Earth. They found a layer of mostly metallic liquid we call the *outer core*.

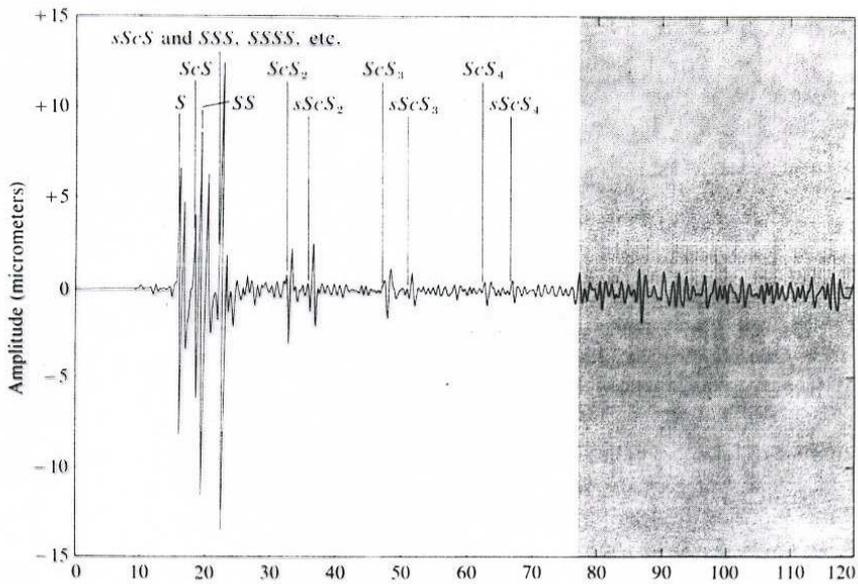


Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa



(a)



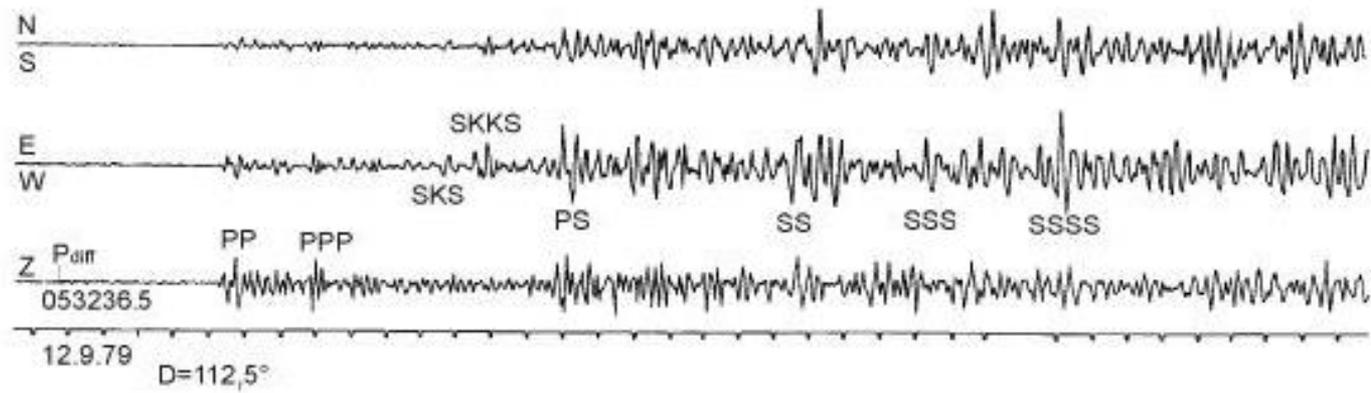
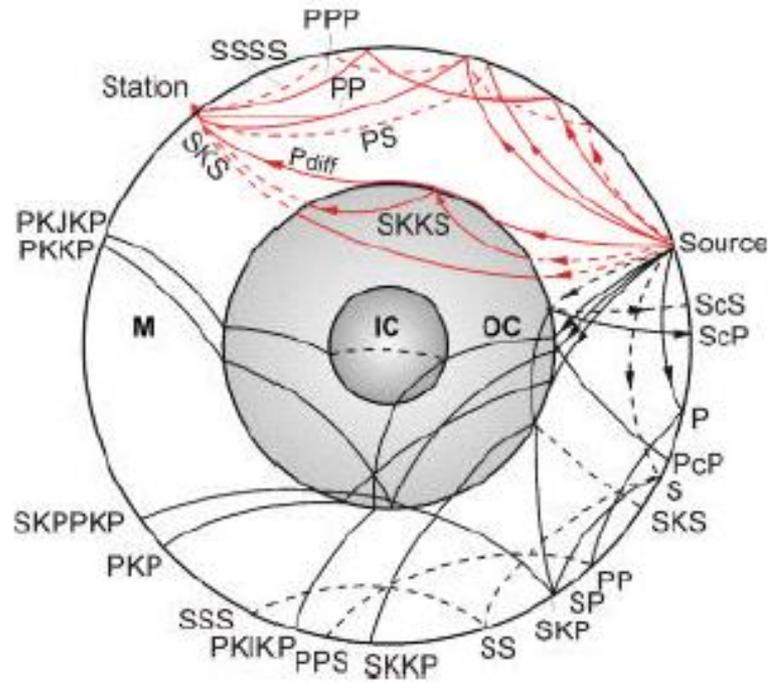
(b)

Figure 5.3 Multiple surface reflections (a) and seismogram (b) recorded at a seismographic station at Oahu, Hawaii. These waves followed a deep-focus earthquake near the South Pacific island of Tonga in October 1974. [From Thomas H. Jordan, "The Deep Structure of the Continents." Copyright © 1978 by Scientific American, Inc. All rights reserved.]



Fisica Terrestre 2024-2025

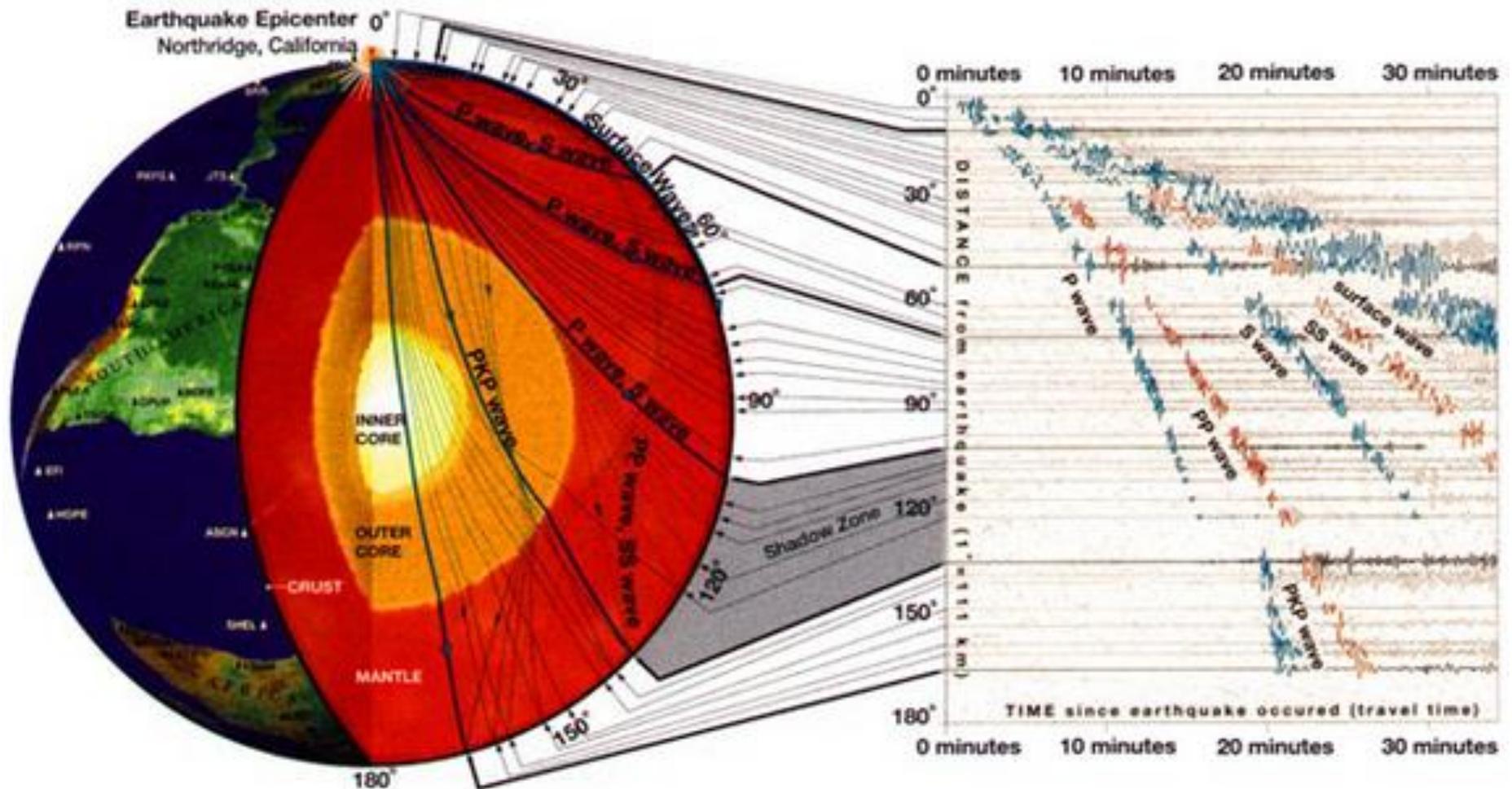
Giovanni Costa





Fisica Terrestre 2024-2025

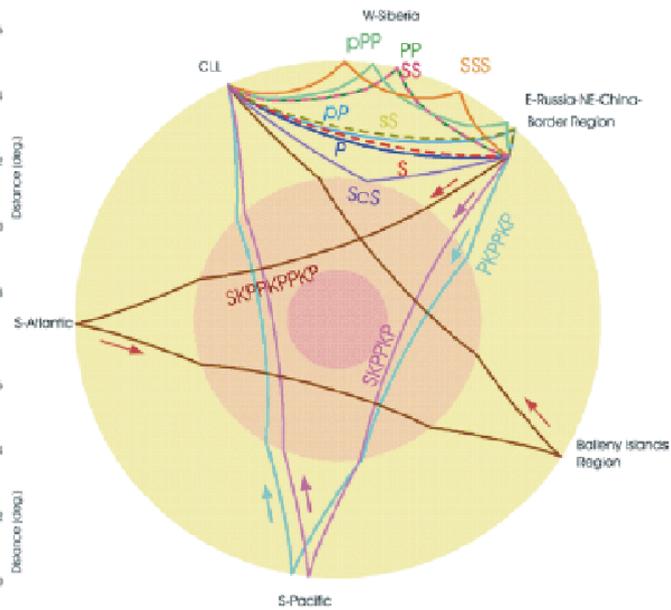
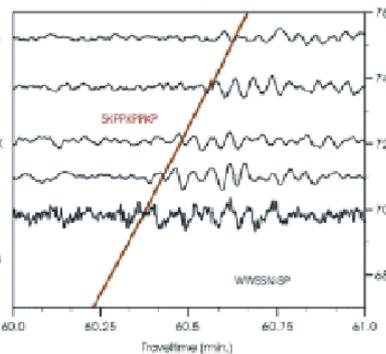
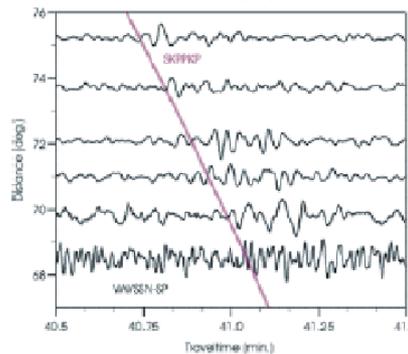
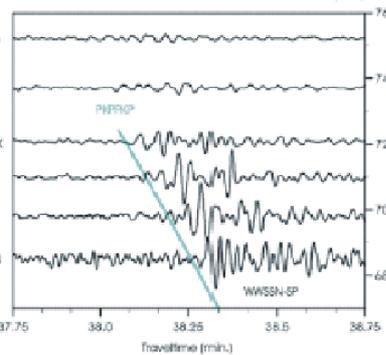
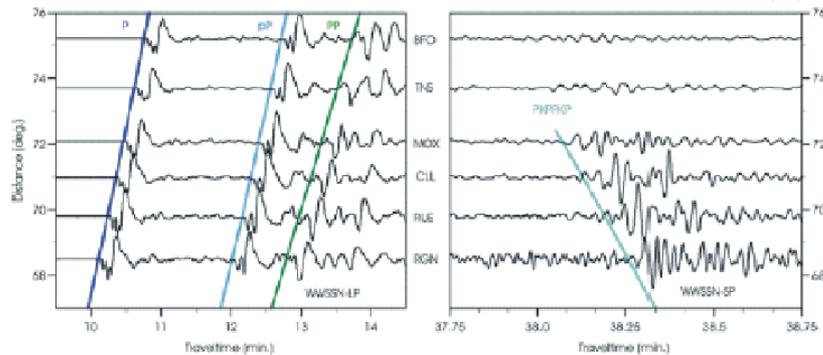
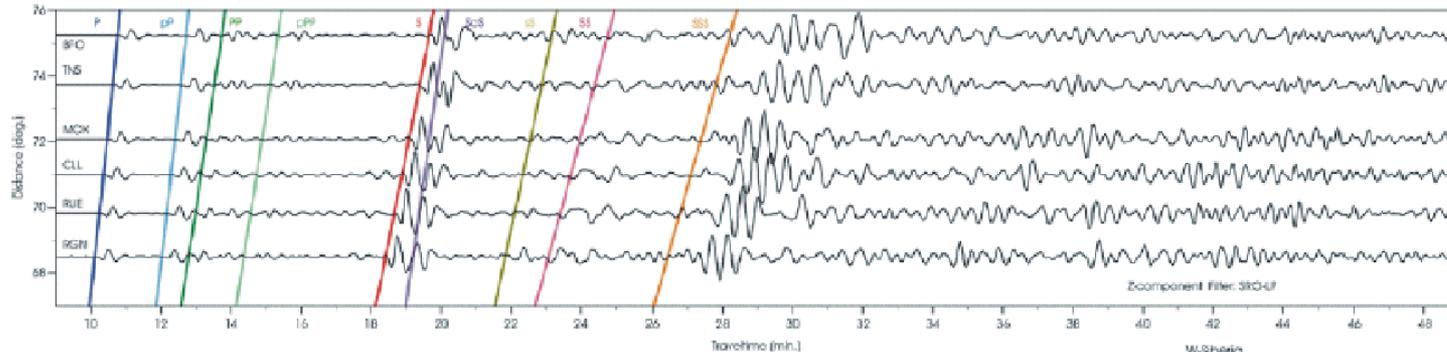
Giovanni Costa





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa



28.06.2002 H=17:19:30.2 43.8N;130.7E
 h=564km Mw=7.3
 E-Russia-NE-China Border Region (NEIC)



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

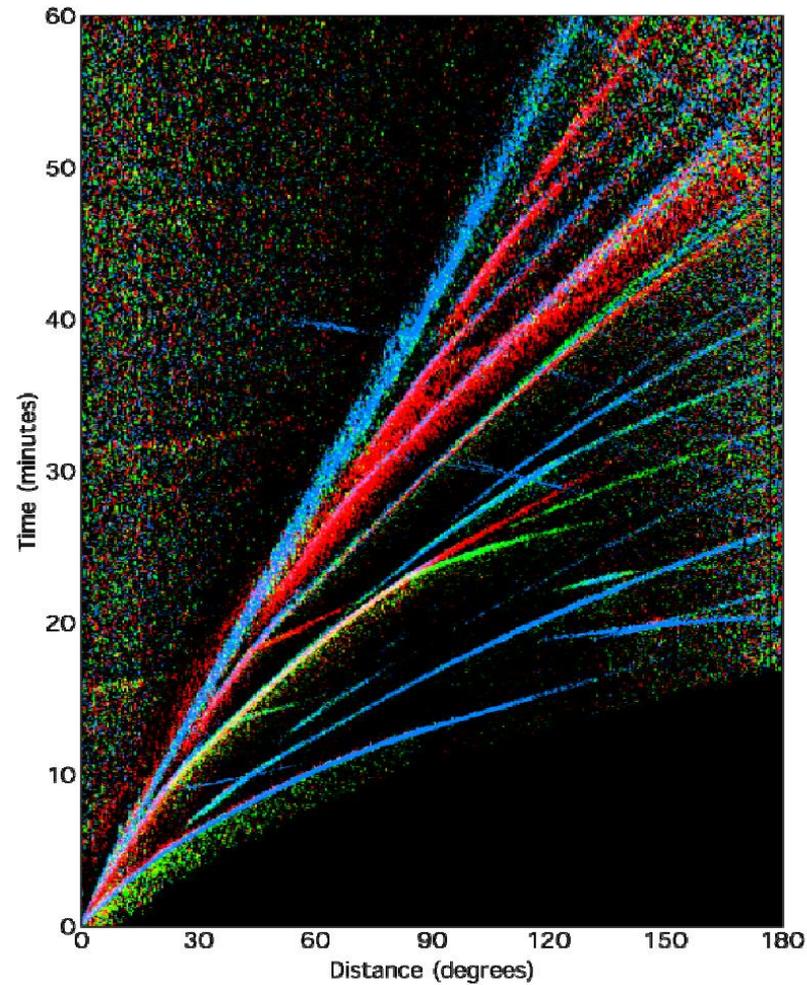


Fig. 2.49 Global travel-time curves for shallow earthquakes as produced by stacking broadband seismograms. Seismic phases are shown in different colors depending on their polarization (blue: vertical motion; green: radial-horizontal and red: transverse-horizontal) (courtesy of L. Astiz).



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

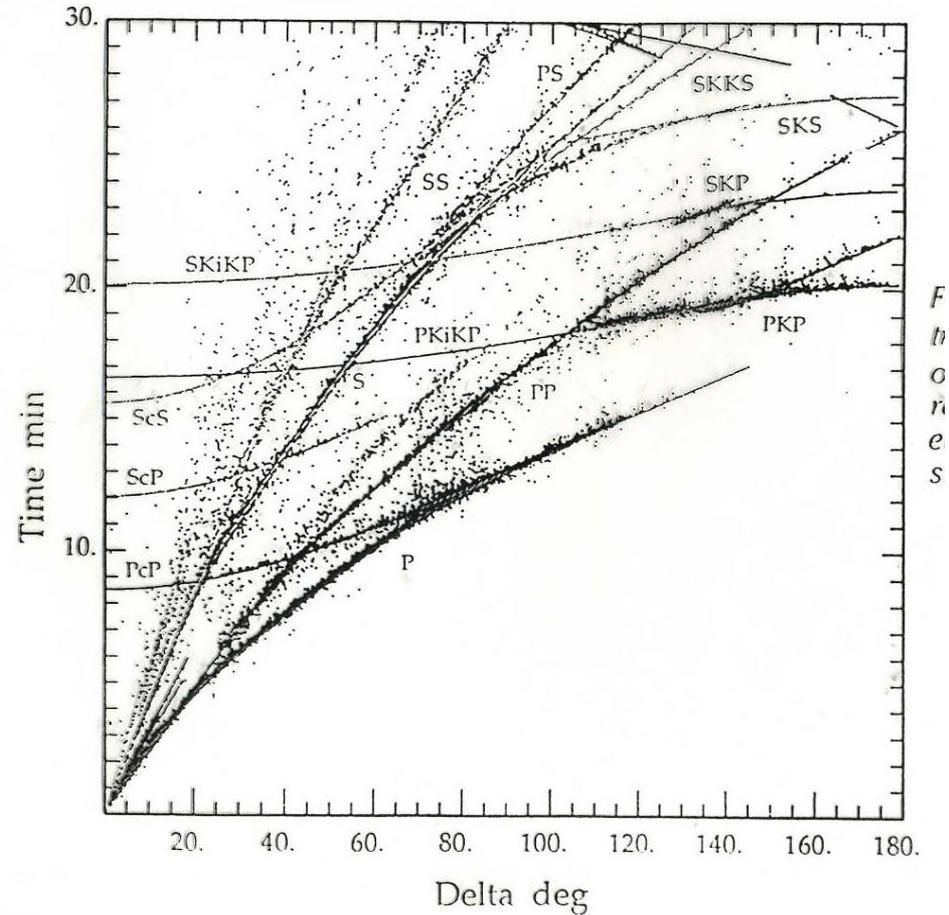
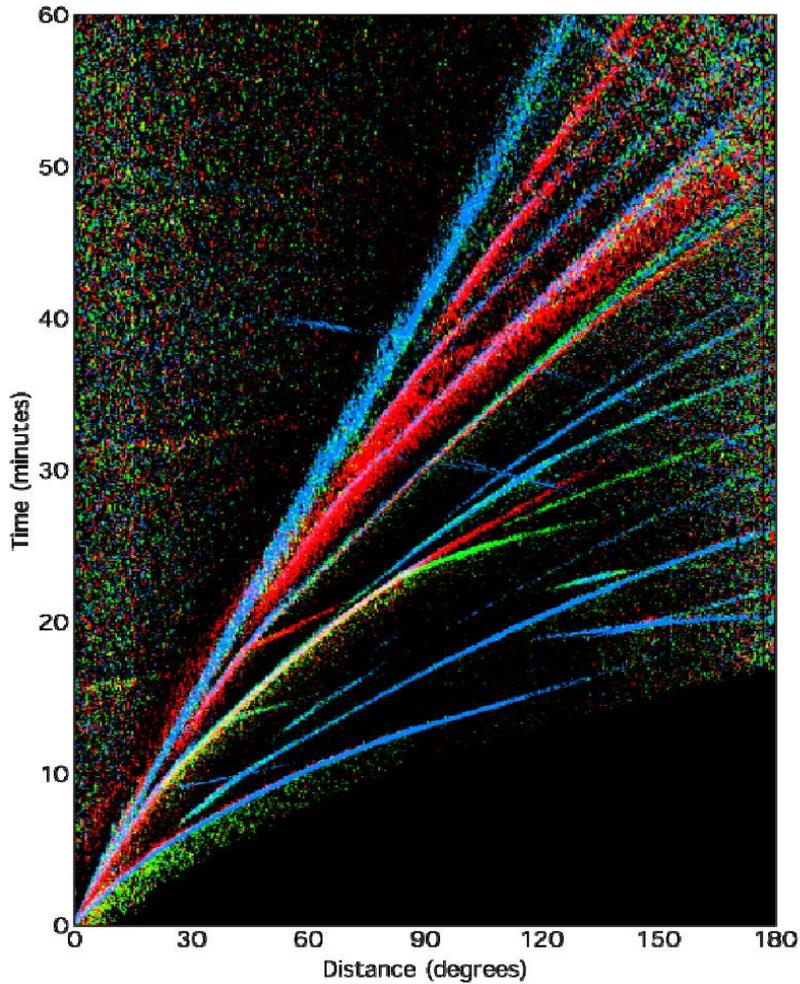
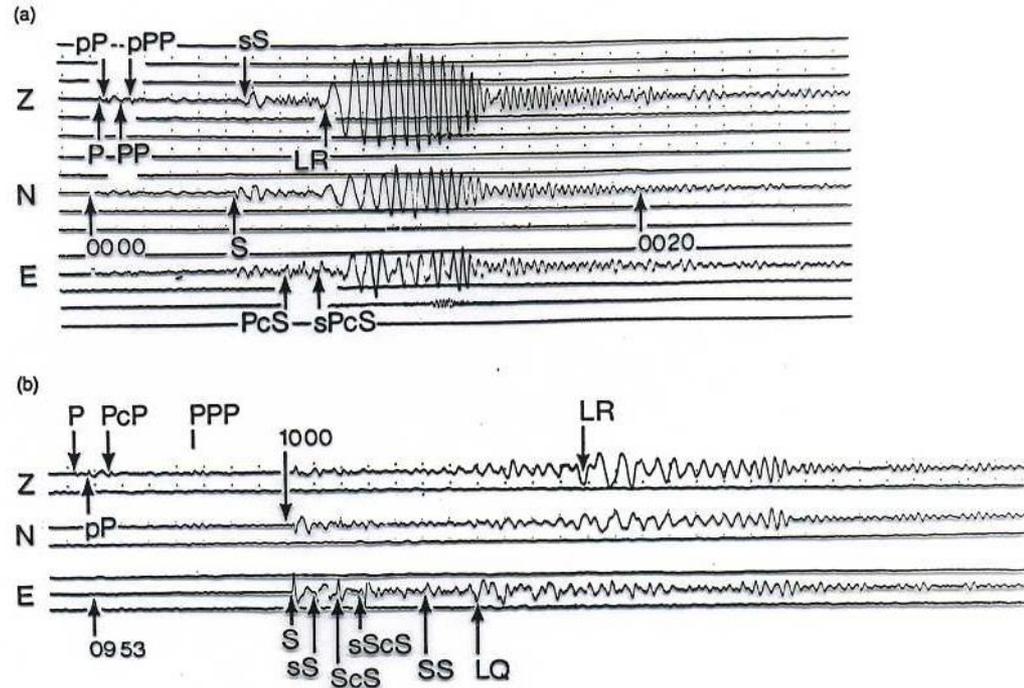
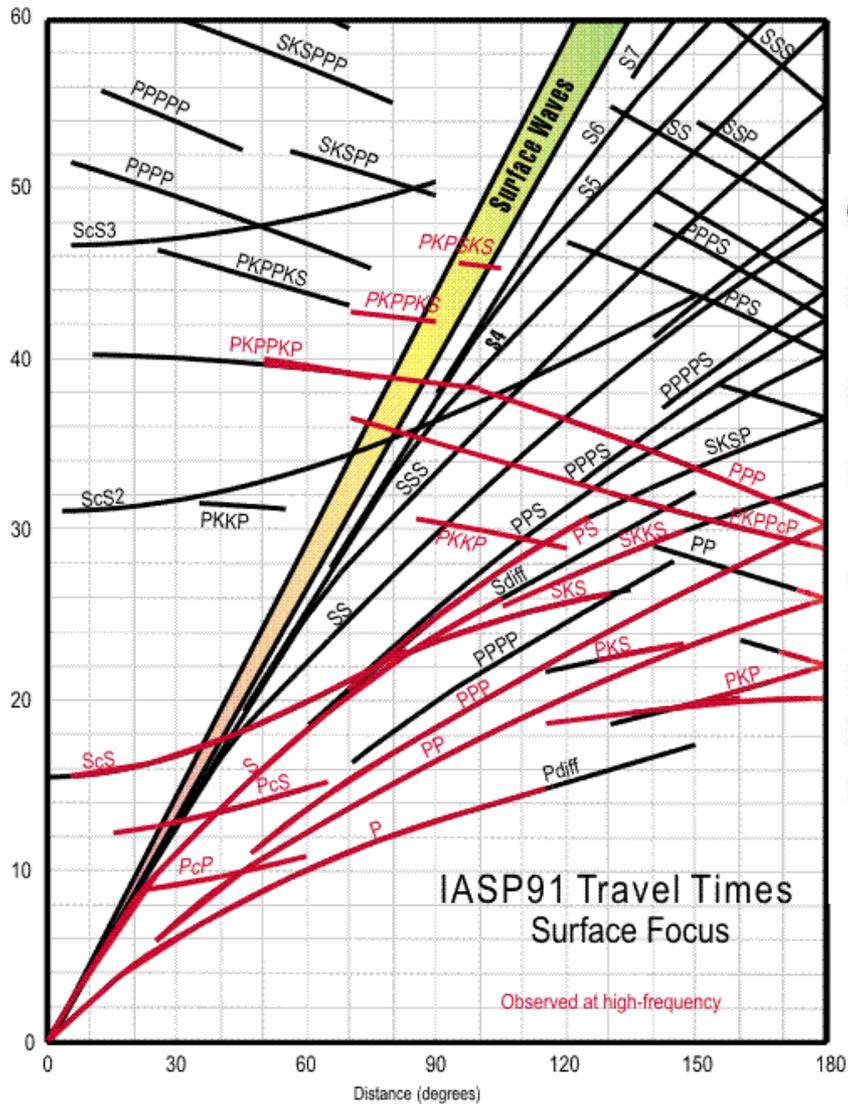


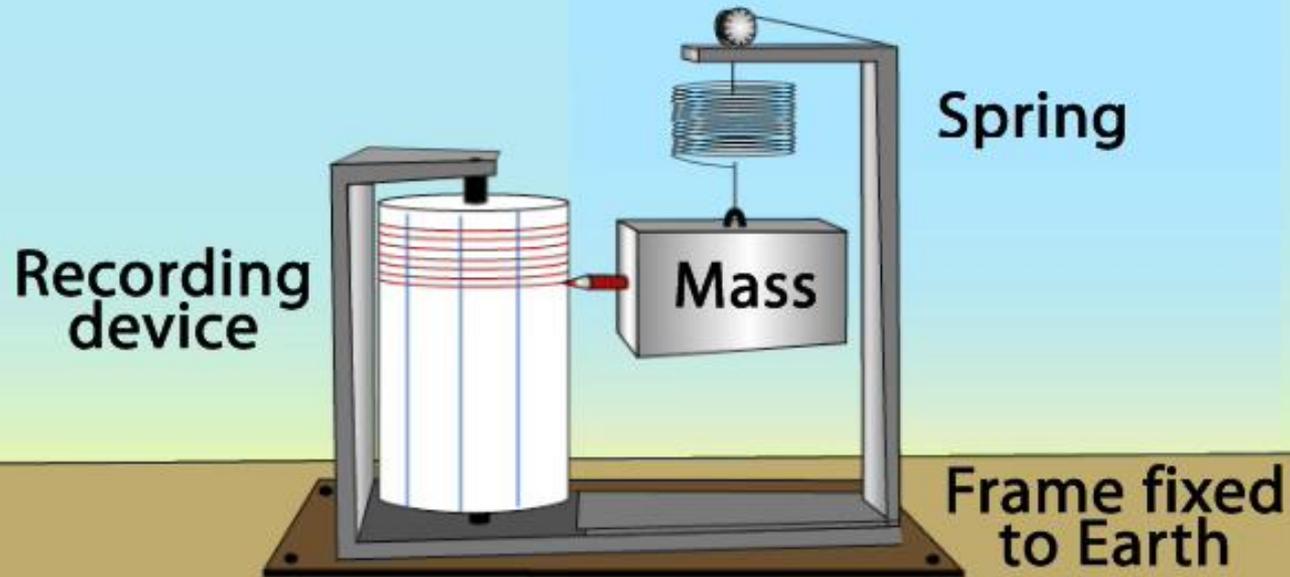
Fig. 2.49 Global travel-time curves for shallow earthquakes as produced by stacking broadband seismograms. Seismic phases are shown in different colors depending on their polarization (blue: vertical motion; green: radial-horizontal and red: transverse-horizontal) (courtesy of L. Astiz).



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa





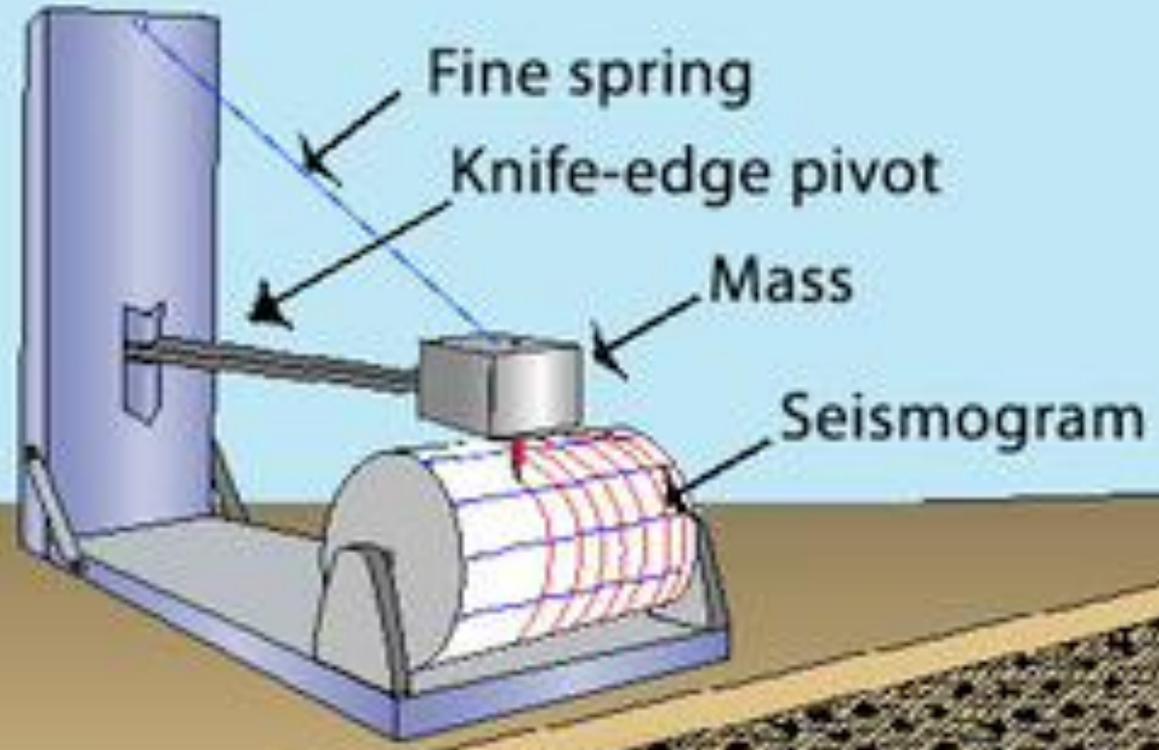
Vertical Seismograph
with generalized
P- and S-wave behavior



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

earth
scope



Horizontal Seismograph



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

Chang Heng 132 a.c

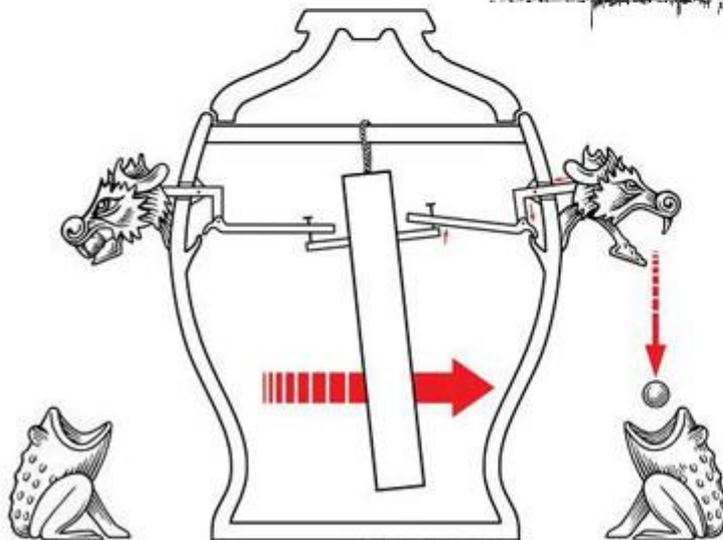
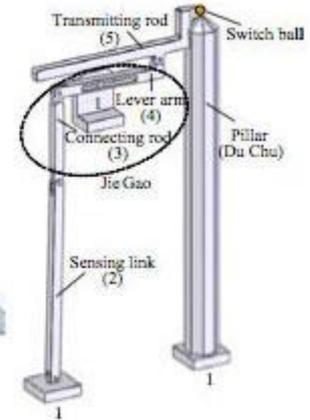
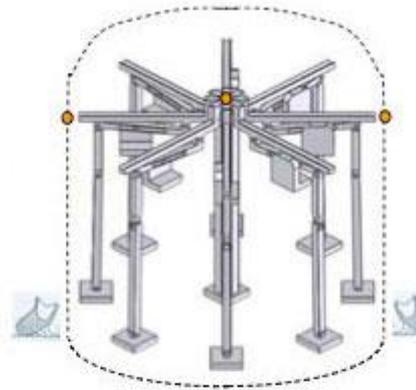




Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

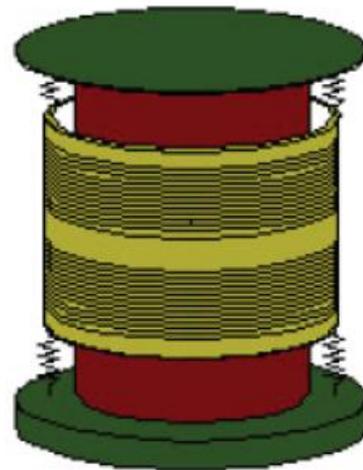
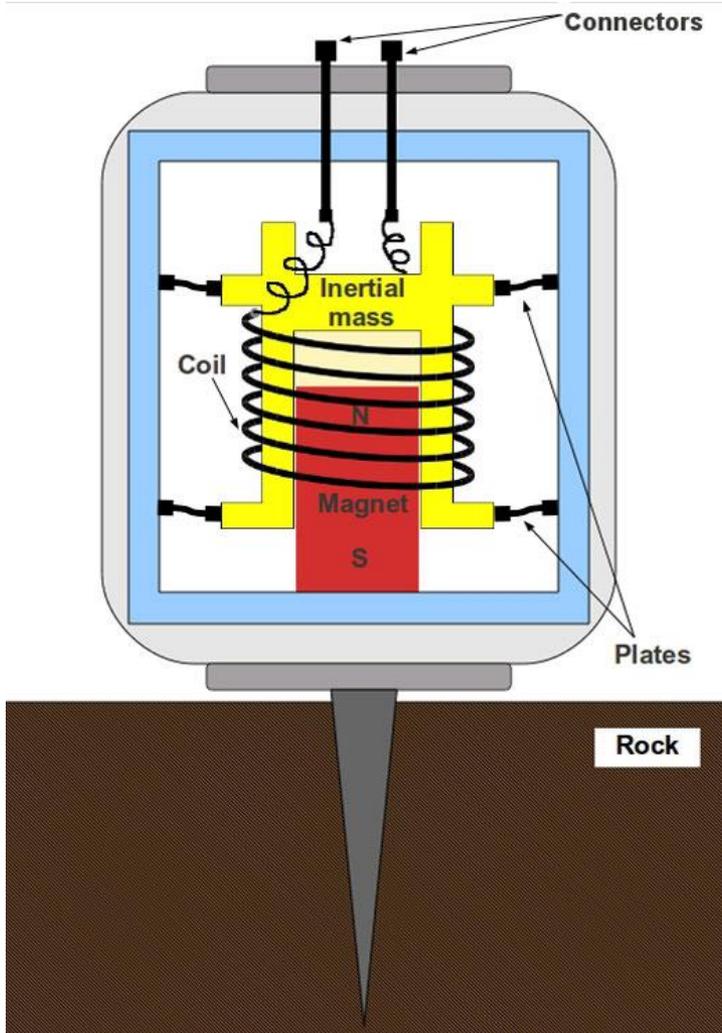
Chang Heng 132 a.c





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa



$y(t)$, coil displacement

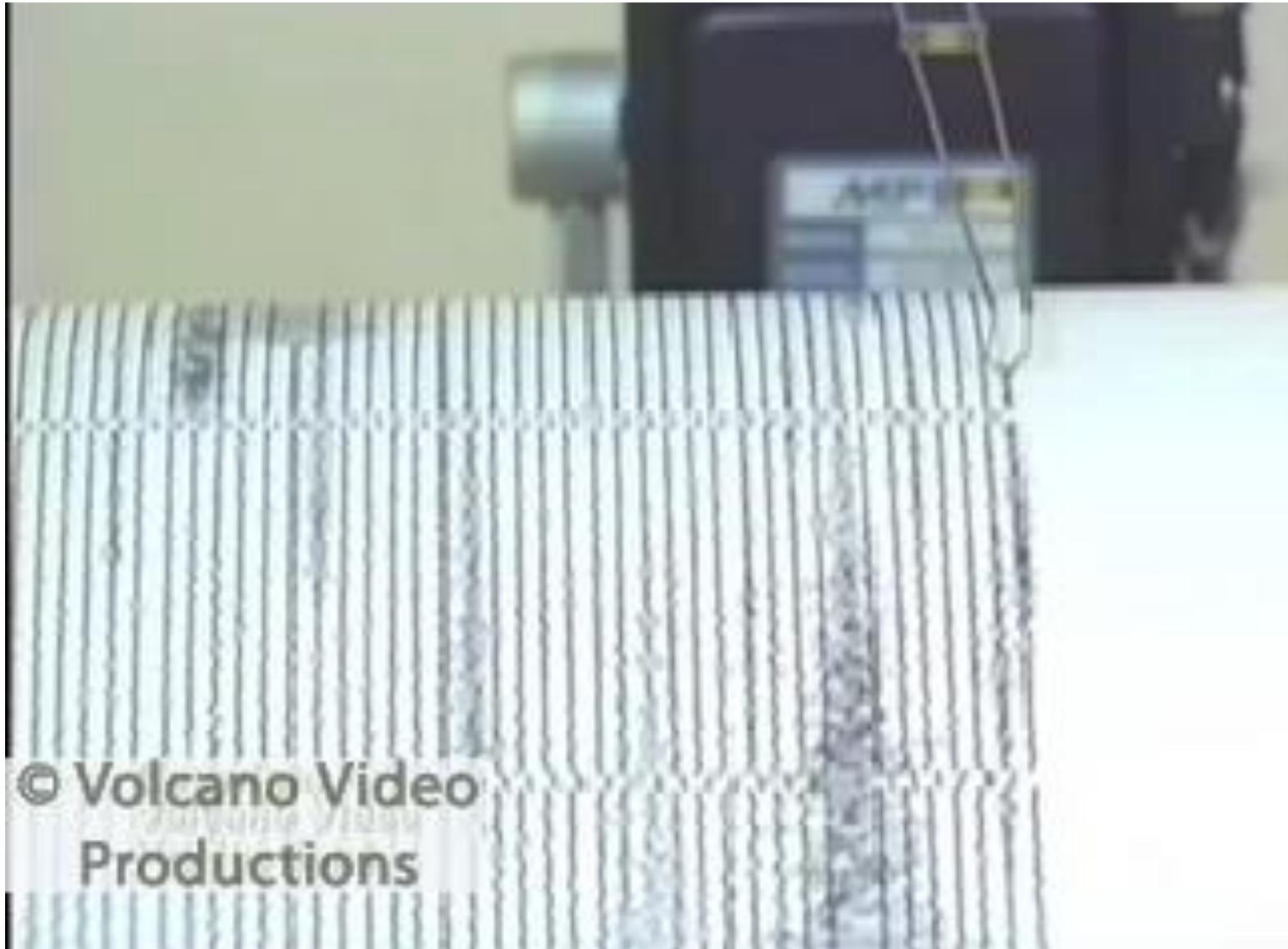


$x(t)$, base displacement



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

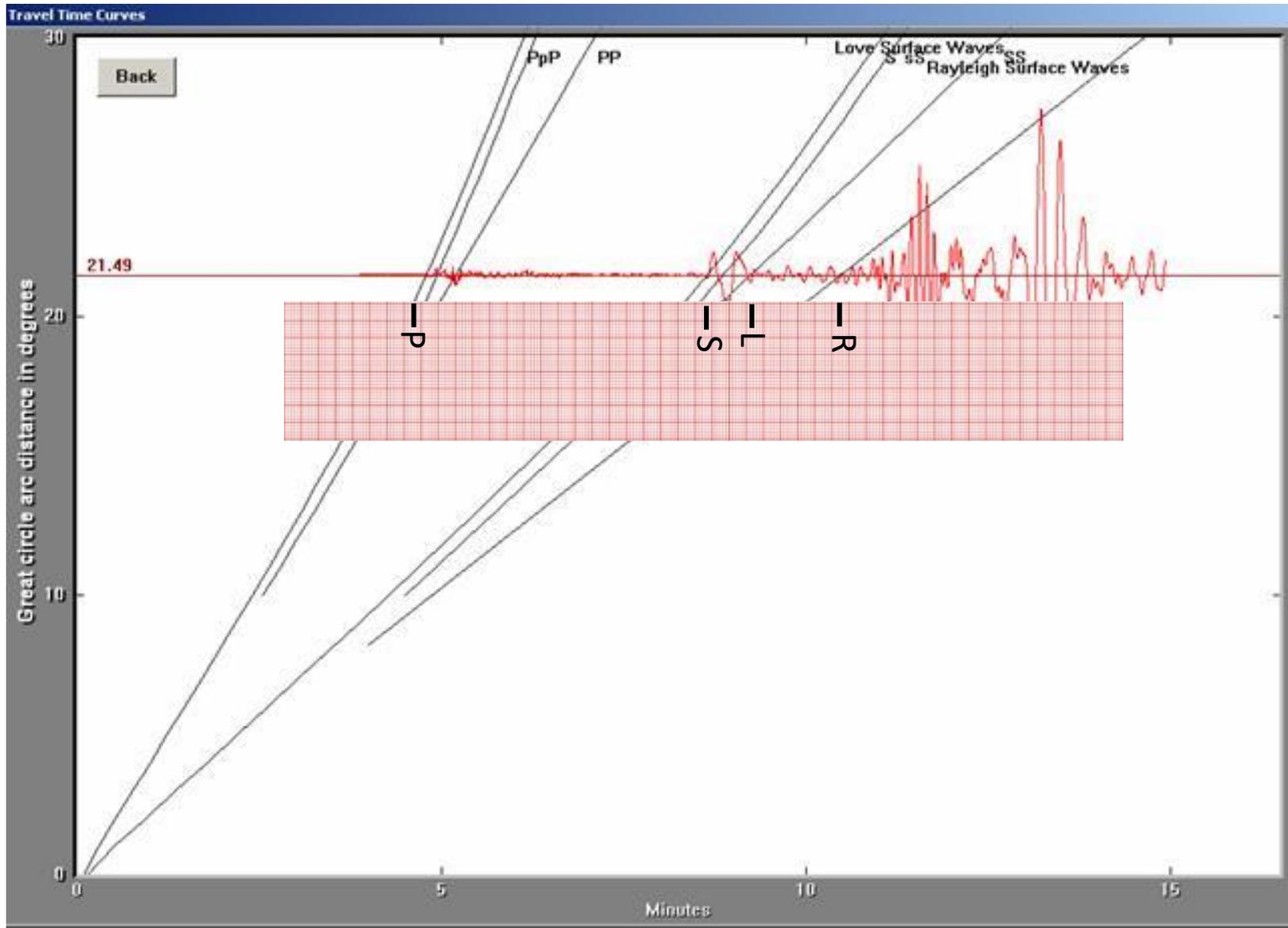
Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia – INGV





Fisica Terrestre 2024-2025

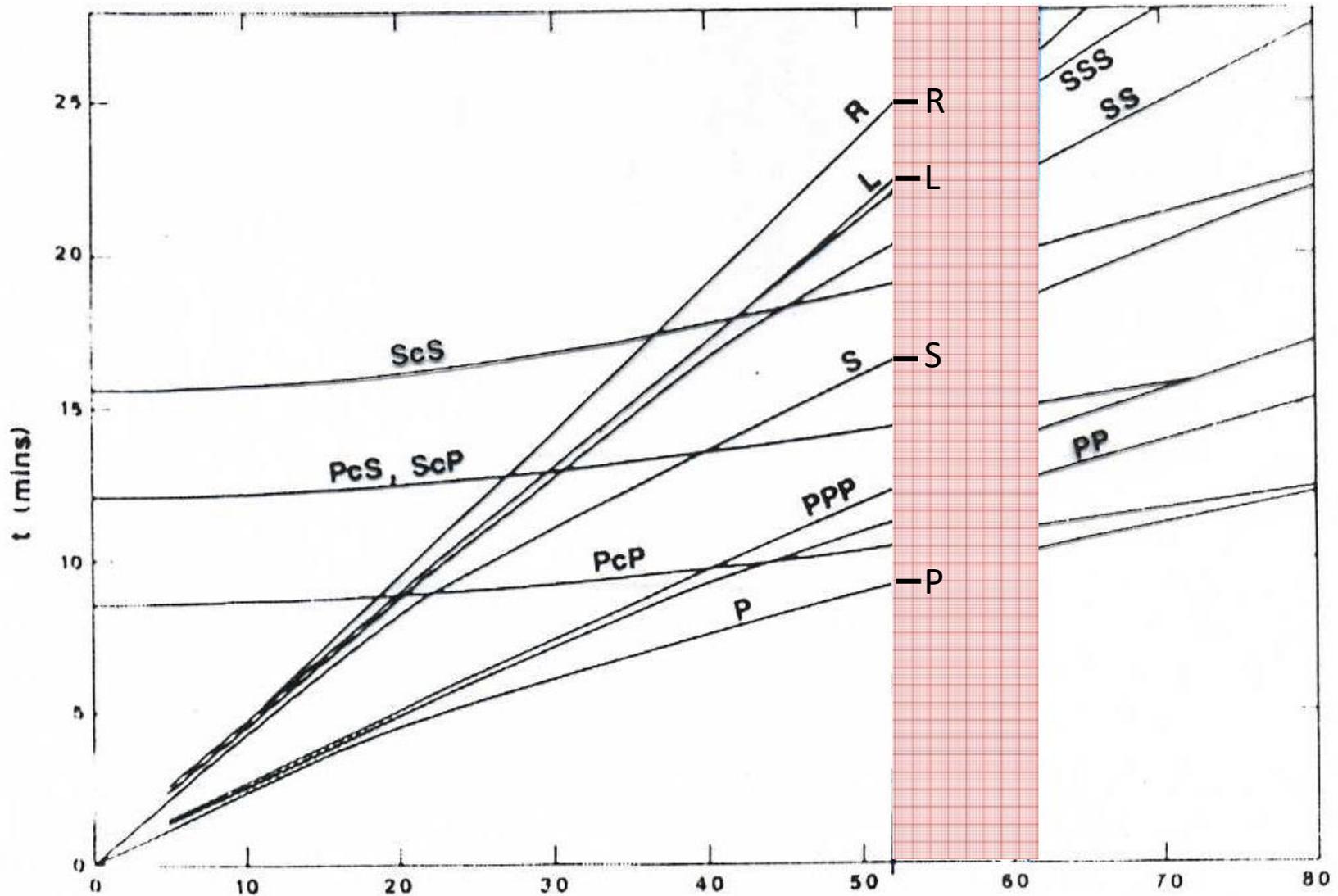
Giovanni Costa





Fisica Terrestre 2024-2025

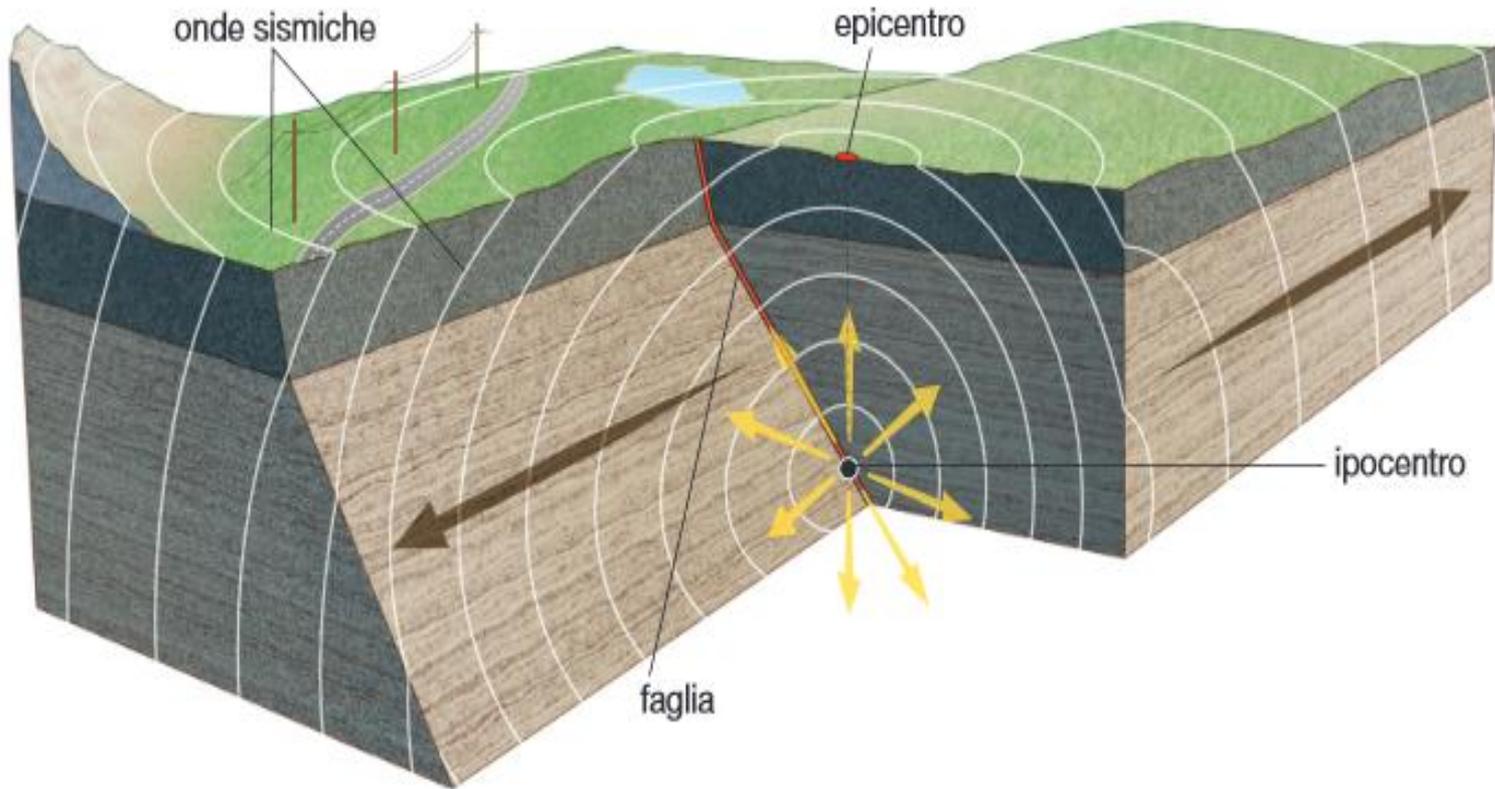
Giovanni Costa





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa



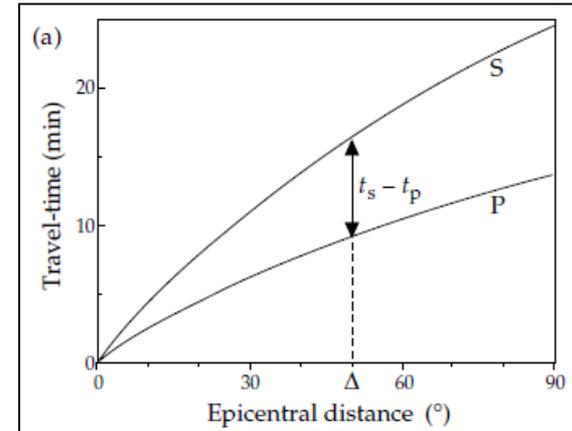
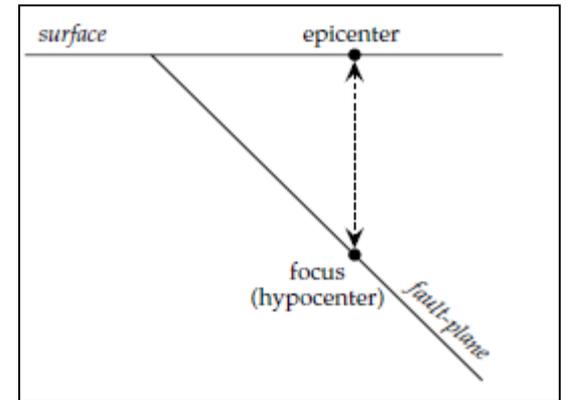
Localizzazione terremoti

- Anche se in realtà il terremoto coinvolge una parte del piano di faglia con un'area di molti chilometri quadrati, dal punto di vista di un osservatore a centinaia o addirittura migliaia di chilometri di distanza il terremoto sembra avvenire in un punto. Questo punto è chiamato **fuoco** o **ipocentro** del terremoto. In genere si verifica a una profondità focale di molti chilometri sotto la superficie terrestre. Il punto della superficie terrestre che si trova verticalmente sopra il fuoco è chiamato **epicentro** del terremoto.

- La distanza di una stazione sismica dall'epicentro di un terremoto (la distanza epicentrale) può essere espressa in chilometri Δ km lungo la superficie, o dall'angolo $\Delta^\circ = (180/\pi)(\Delta_{\text{km}}/R)$ sottesa al centro della Terra.

- I tempi di tragitto delle onde P e S di un terremoto attraverso il corpo della Terra fino a un osservatore dipendono dalla distanza epicentrale.

- I diagrammi dei tempi di percorrenza in funzione della distanza non sono lineari, perché i percorsi dei raggi delle onde che viaggiano verso sismografi distanti sono curvi. Tuttavia, il profilo di velocità sismica standard dell'interno della Terra è sufficientemente noto da consentire di tabulare o rappresentare graficamente i tempi di percorrenza di ciascun tipo di onda in funzione della distanza epicentrale.





Seismic Travel-time Curve

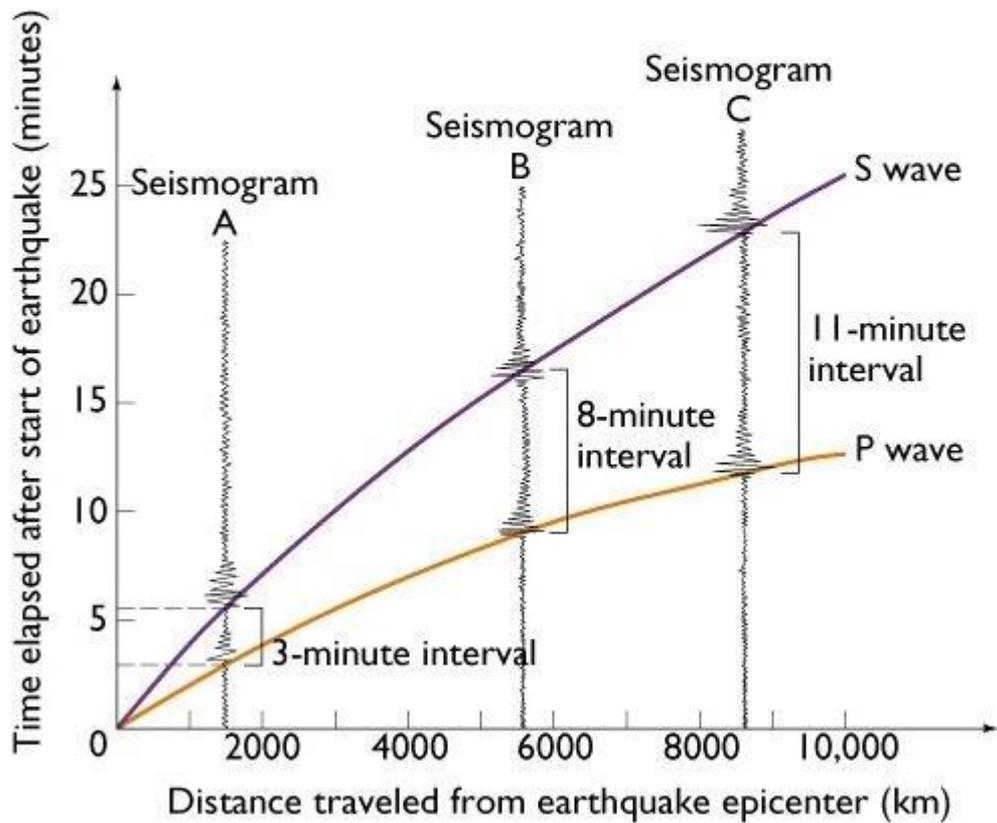
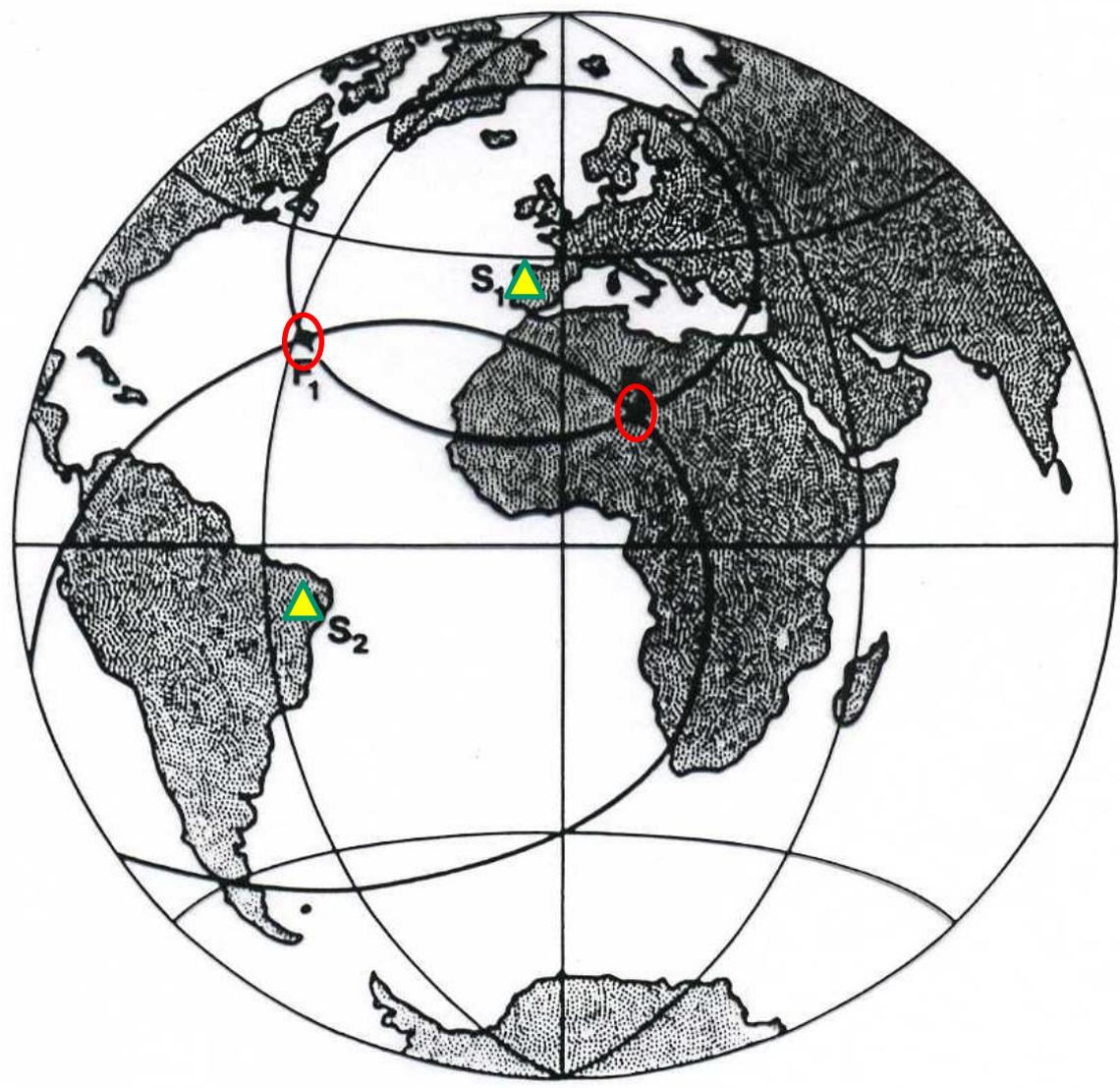


Fig. 18.9b



Fisica Terrestre 2024-2025

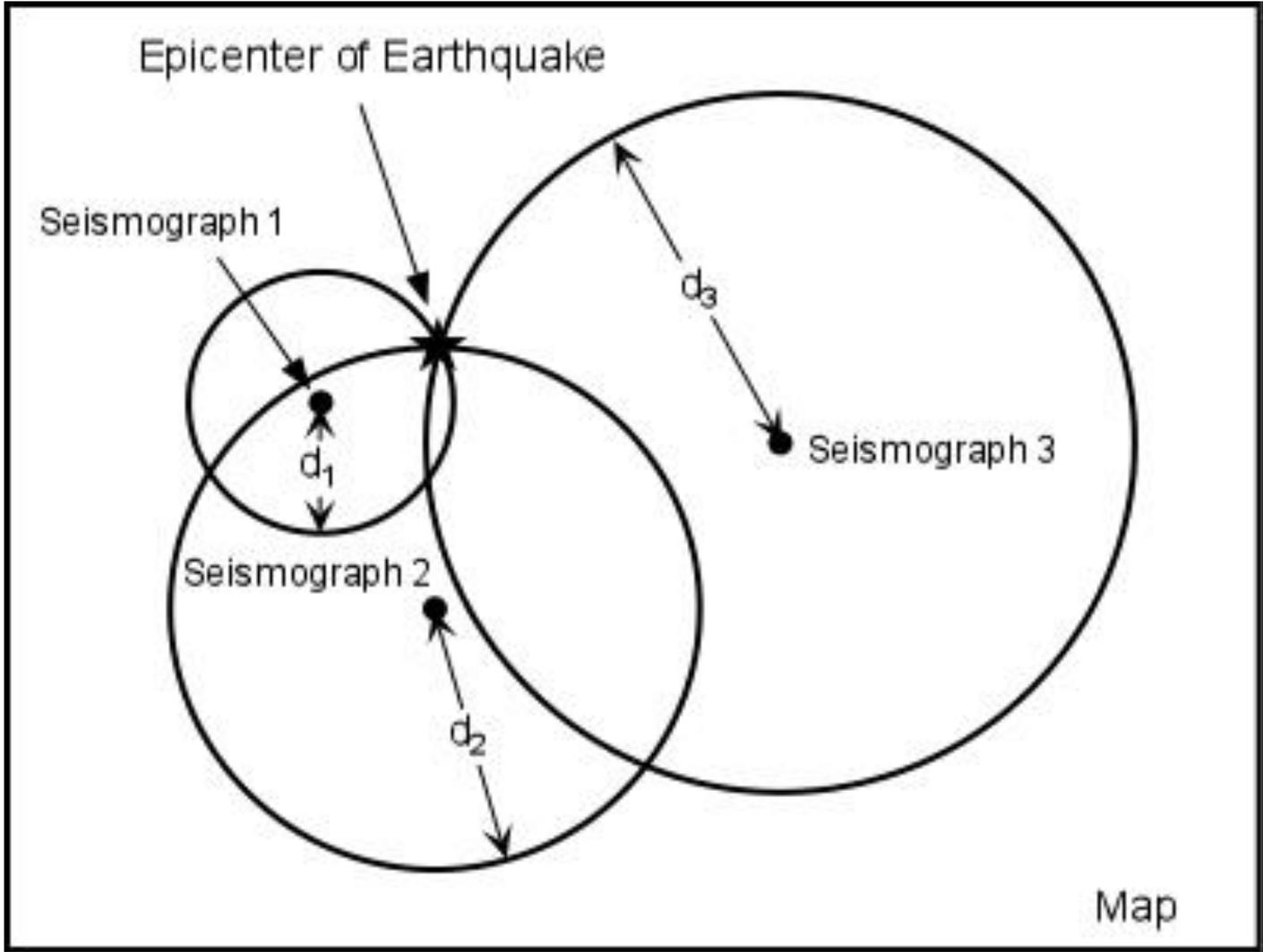
Giovanni Costa





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa





Fisica Terrestre 2024-2025

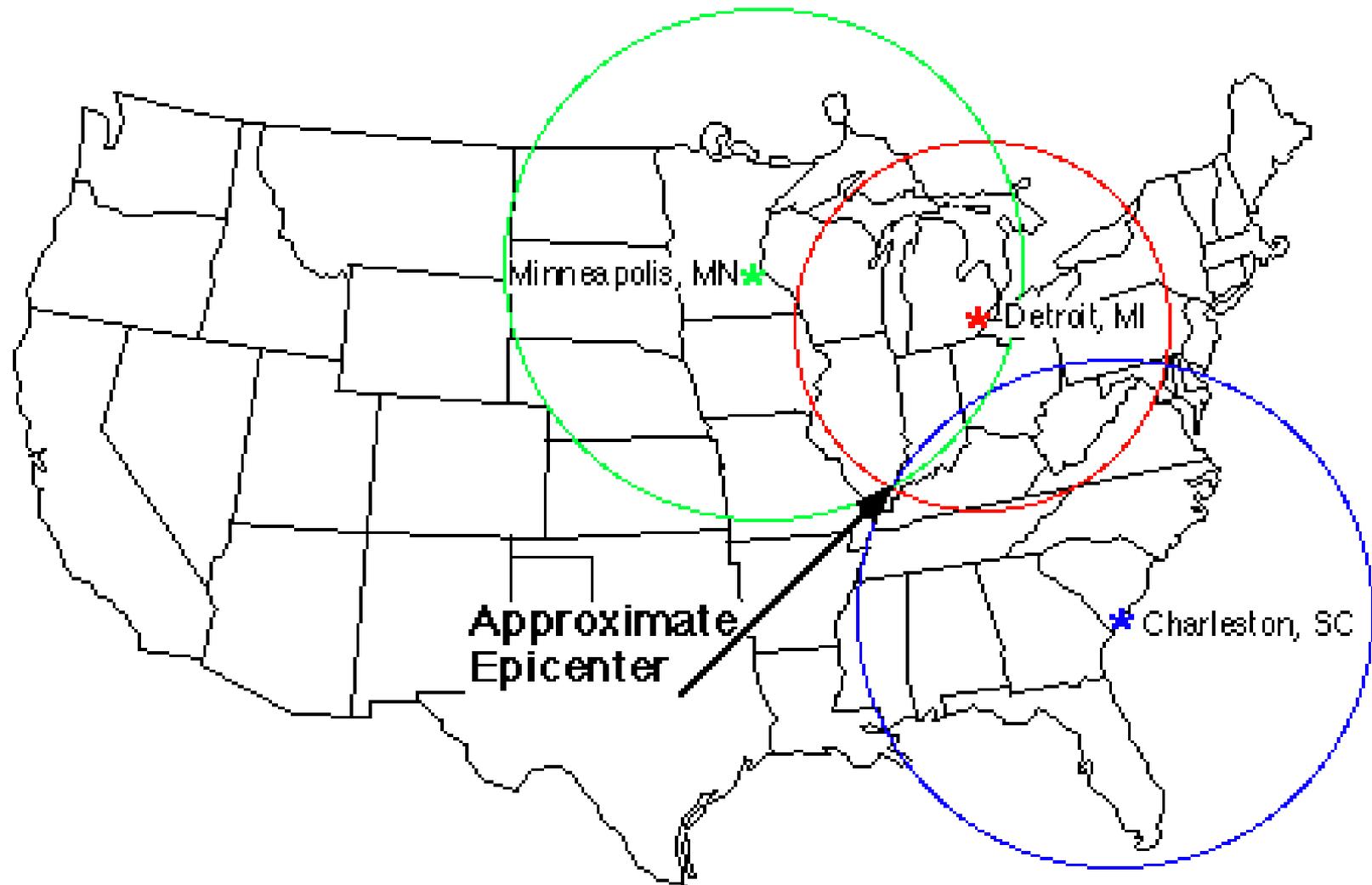
Giovanni Costa





Fisica Terrestre 2024-2025

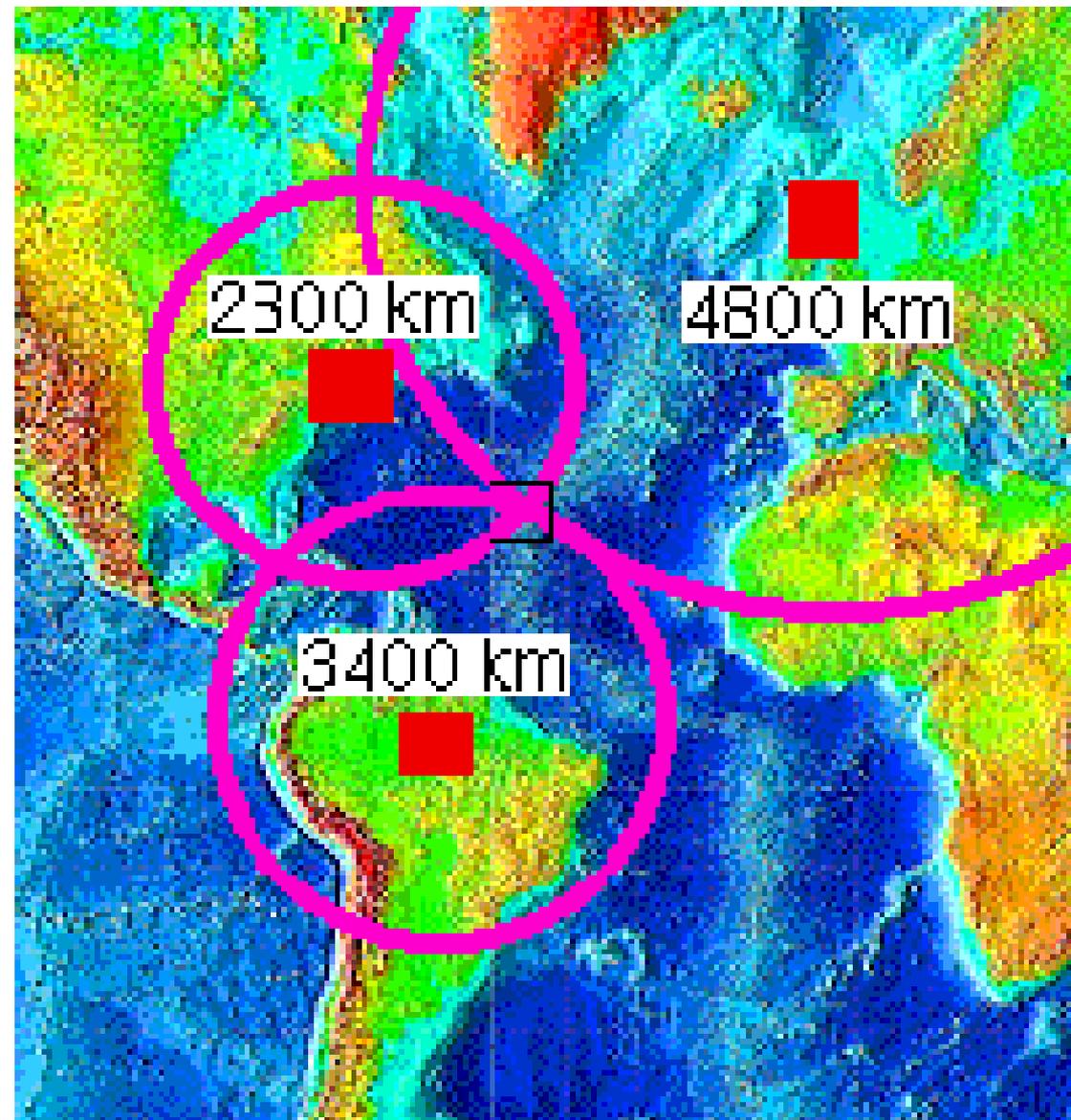
Giovanni Costa





Fisica Terrestre 2024-2025

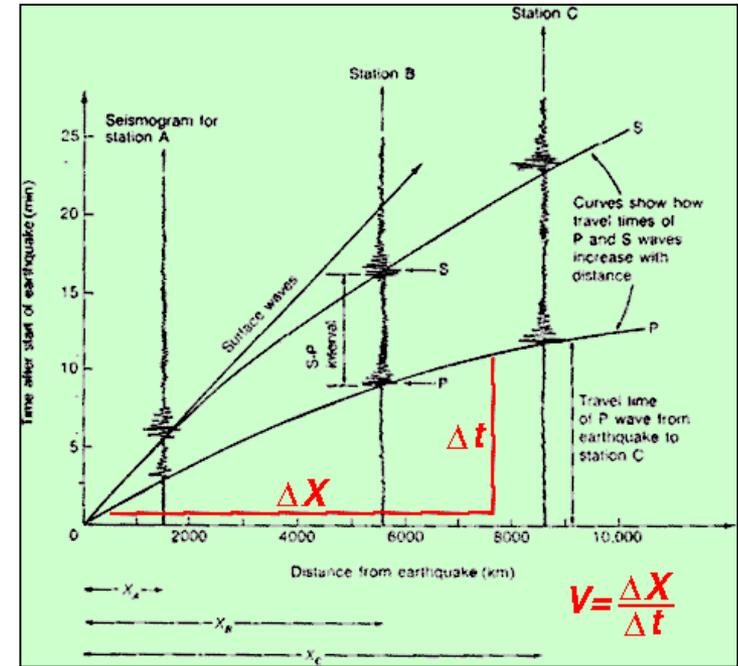
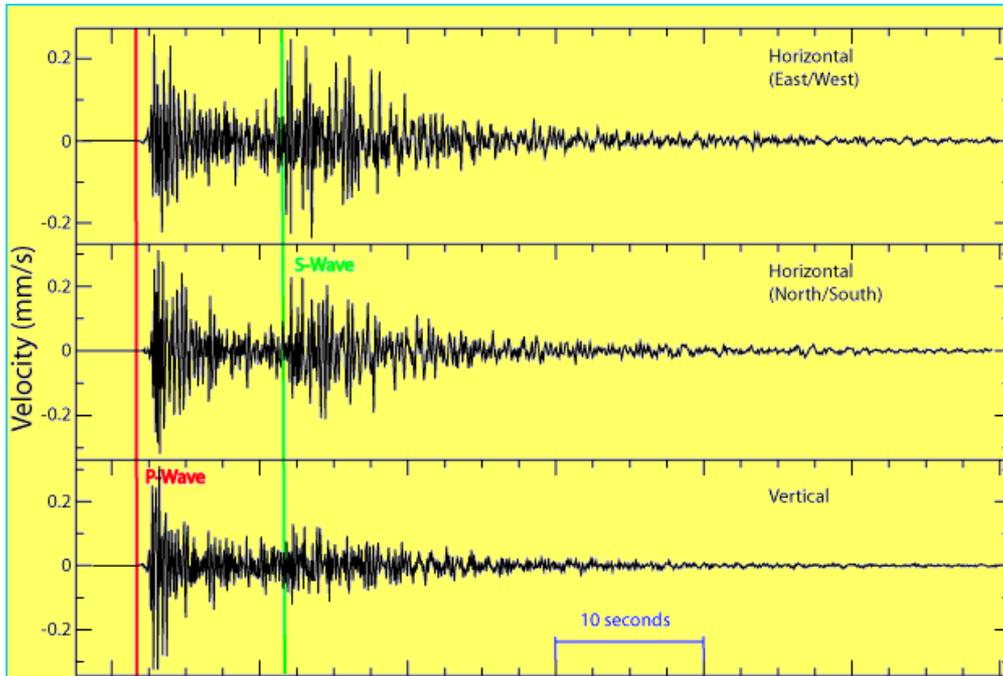
Giovanni Costa





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa



- Nel calcolare la distanza epicentrale dai dati sismici, il tempo di percorrenza totale non è inizialmente noto, perché raramente un osservatore si trova all'epicentro per registrare l'ora esatta di occorrenza t_0 del terremoto. Tuttavia, la differenza dei tempi di percorrenza delle onde P e S ($t_s - t_p$) può essere ottenuta direttamente dal sismogramma; essa aumenta all'aumentare della distanza epicentrale.



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

PARAMETRICI CINEMATICI DELLA SORGENTE E LOCALIZZAZIONE DEI TERREMOTI

Diremo **IPOCENTRO** o anche **FUOCO DEL TERREMOTO** il punto nella Terra che per primo emana onde sismiche nel corso di un evento sismico (nucelazione del terremoto). Esso è determinato da tre parametri: **longitudine, latitudine e profondità**.

Dicesi **EPICENTRO** del terremoto il punto sulla superficie terrestre che si trova sulla verticale sopra l'ipocentro.

Come vedremo, comunque, i terremoti non avvengono in un punto, ma lungo i piani di faglia. Nel caso di grossi terremoti, le dimensioni fisiche della sorgente (faglia) possono essere di diverse centinaia di km e quindi l'ipocentro può in linea di principio essere localizzato in un punto qualunque della superficie di rottura. Poiché la localizzazione di un terremoto è determinata attraverso i tempi di arrivo delle fasi sismiche generate dalla fase iniziale del processo di rottura, la localizzazione in generale coinciderà (a meno di errori di analisi) con la zona della sorgente dove il terremoto ha avuto origine. In particolare questo è vero per le fasi P ed S poiché la velocità con cui la rottura si propaga lungo la superficie della faglia è minore delle velocità di queste due fasi.



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

Dicesi **TEMPO ORIGINE** il tempo t_0 in cui avviene l'evento. Per via dei diversi fusi orari nel mondo, il tempo origine va espresso in termini di tempo di **Greenwich medio (tempo assoluto, UTC, GMT)**.

Per localizzare una sorgente sismica, bisogna pertanto determinare **4** quantità. Le informazioni che abbiamo a disposizione sono rappresentate dai tempi di arrivo delle onde (**P ed S**) alle varie stazioni.

Esistono vari metodi per localizzare i terremoti, a seconda se conosciamo o no le velocità della struttura della zona o meno, se abbiamo a disposizione i tempi di arrivo delle onde P od anche delle onde S, se abbiamo una stazione a tre componenti o più stazioni ad una componente (verticale).

Ovviamente, il numero minimo di dati necessari è **4**.



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

METODO DI WADATI

Assunzioni:

Sorgente puntiforme

Mezzo omogeneo (velocità costanti)

Stazioni vicine (distanze dell'ordine di grandezza della profondità del terremoto)

La propagazione delle onde è data da:

$$\mathbf{R} = \mathbf{V}(t - t_0)$$

Dove R è la distanza ipocentrale, V è la velocità dell'onda, t è il tempo di arrivo dell'onda alla stazione, t_0 è il tempo origine del terremoto.

$$\mathbf{R} = \mathbf{V}_p (t_p - t_0)$$

$$\mathbf{R} = \mathbf{V}_s (t_s - t_0)$$

$$\mathbf{V}_p t_p - \mathbf{V}_p t_0 = \mathbf{V}_s t_s - \mathbf{V}_s t_0$$



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

$$V_P t_P - V_P t_0 = V_S t_S - V_S t_0$$

$$t_0 = \frac{V_P t_P - V_S t_S}{V_P - V_S}$$

Sostituendo

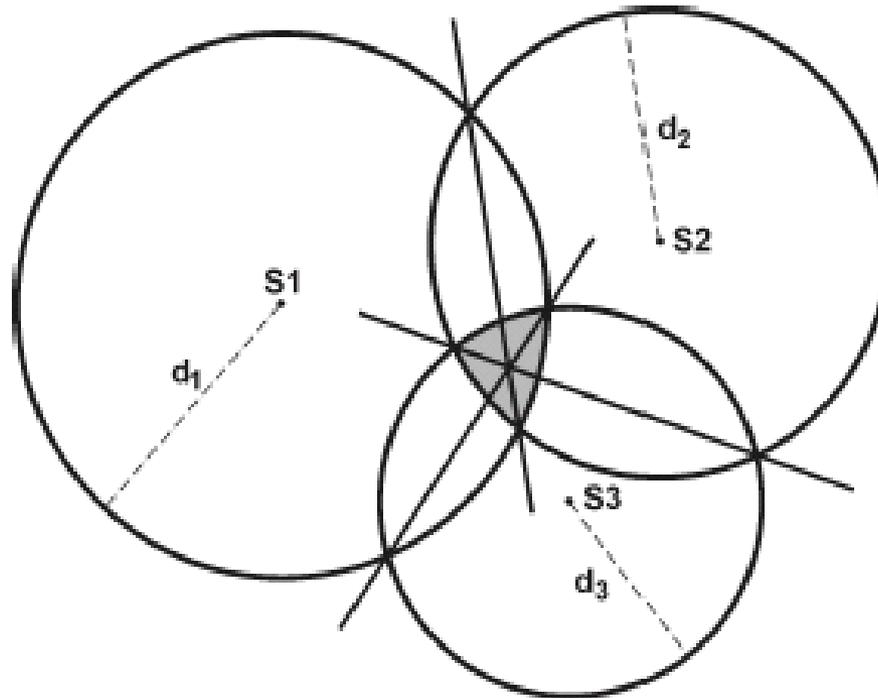
$$R = V_P \left(t_P - \frac{V_P t_P - V_S t_S}{V_P - V_S} \right)$$

$$R = \frac{V_P V_S}{V_P - V_S} (t_S - t_P)$$



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa



$$d_i = \frac{V_P V_S}{V_P - V_S} (t_S - t_P)$$

Per determinare l'epicentro di un evento nel caso di velocità V_P e V_S siano conosciute nell'area e si abbiano a disposizione i tempi di arrivo delle onde **P** ed **S** a tre stazioni, si può calcolare la distanza d_i dell'evento da ogni stazione e determinare l'epicentro.



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

DETERMINAZIONE DEL TEMPO ORIGINE

Eliminando dalle equazioni: $R = V_P (t_P - t_0)$ e $R = V_S (t_S - t_0)$ la quantità R ottenuto

$$\frac{t_S - t_0}{t_P - t_0} = \frac{V_P}{V_S}$$

Assumiamo che all'interno della rete di stazioni il rapporto V_P/V_S sia costante e ponendo $T_S = t_S - t_0$ e $T_P = t_P - t_0$, otteniamo moltiplicando per T_P e sottraendo T_P

$$t_S - t_P = \left(\frac{V_P}{V_S} - 1 \right) t_P - \left(\frac{V_P}{V_S} - 1 \right) t_0$$

Quindi, il tempo $T_{PS} = t_S - t_P$ è una funzione lineare di t_P . Le incognite sono il rapporto V_P/V_S ed il tempo origine t_0 . Per determinarli abbiamo bisogno dati di almeno due stazioni.



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

Riportando in grafico (in ascisse i tempi t_p ed in ordinata i tempi $t_s - t_p$ delle corrispondenti stazioni) i punti e trovando la retta che meglio approssima il loro andamento, si ottiene il tempo t_0 come intercetta della retta con l'asse delle ascisse.

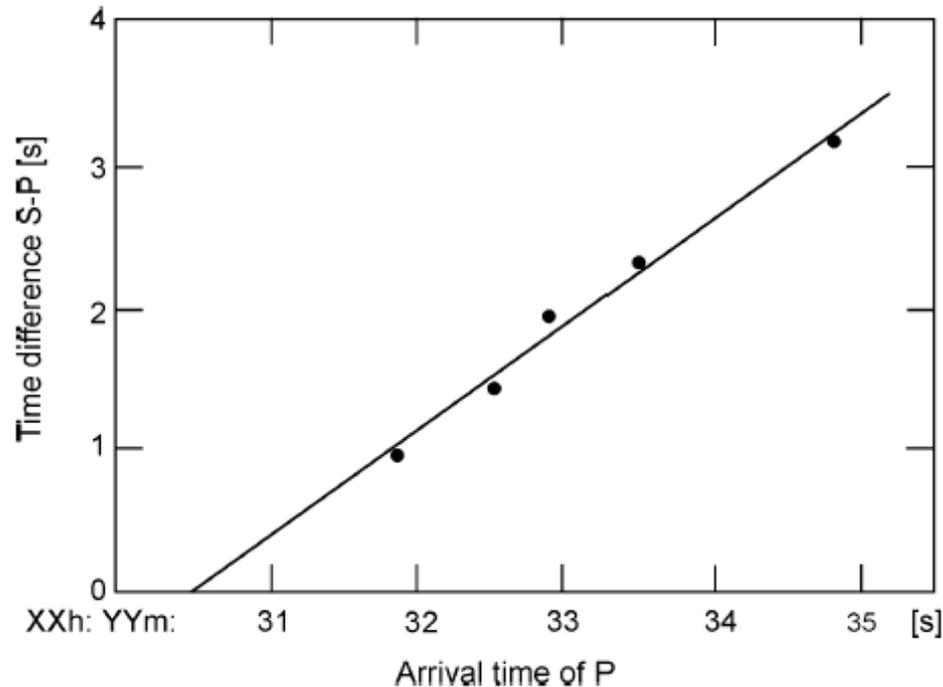


Figure 3 An arbitrary example of a Wadati diagram. The intercept of the best fitting line through the data with the x-axis gives the origin time OT. In the given case, the slope of the line is 0.72 so the v_p/v_s ratio is 1.72. This misfit of the data with a straight line indicates model and/or data reading errors.



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

Il rapporto $\frac{V_P V_S}{V_P - V_S}$ è costante mentre R , t_p e t_s variano da stazione a stazione.

Il rapporto tra le distanze ipocentrali per le stazioni i e k sarà:

$$\frac{R_i}{R_k} = \frac{t_S - t_P}{t_P - t_P} = m_{ik}$$

Il significato geometrico del rapporto è il luogo dei punto per cui le distanze R_i e R_j da due punti fissi hanno rapporto costante m_{ij} , è la superficie di una sfera con centro sulla retta congiungente i due punti.

Ad ogni coppia di stazioni corrisponde una sfera. L'intersezione di due sfere è un cerchio. L'intersezione del cerchio con una terza sfera determina due punti situati simmetricamente rispetto al piano passante per i centri dei tre cerchi. Il punto al di sotto del piano (i.e. Nella terra ci da l'ipocentro).

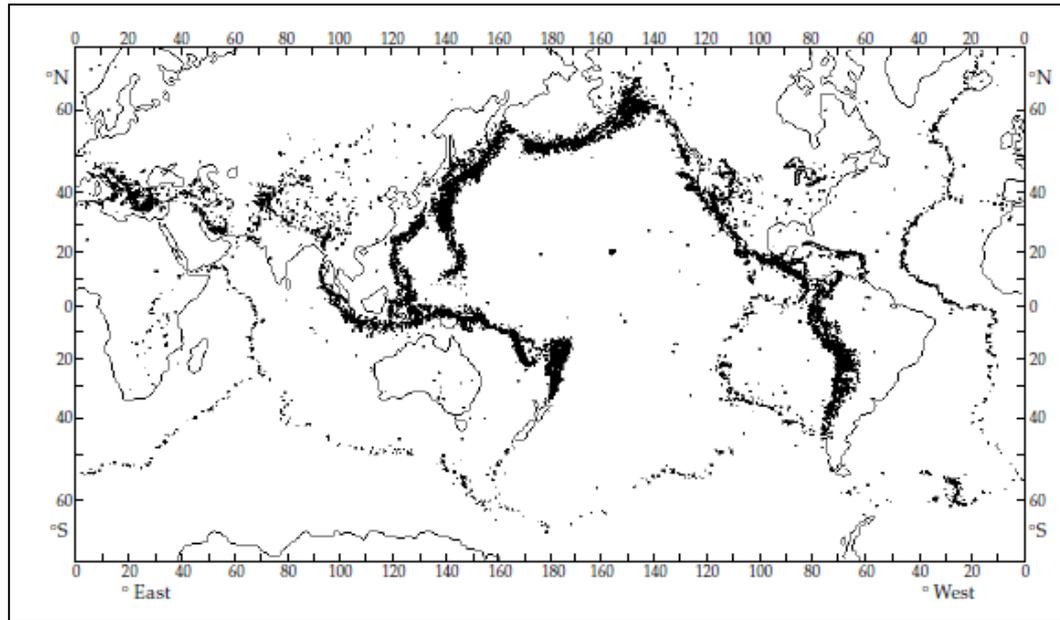
Per determinarlo abbiamo bisogno pertanto di **almeno quattro stazioni**.



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

- La ragione principale del triangolo o poligono di intersezione è, tuttavia, che i raggi sismici arrivano al sismografo dal **fuoco** e non dall'epicentro. La profondità focale del terremoto, d , può raggiungere diverse centinaia di chilometri.



- Il Centro sismologico internazionale segnala ogni anno gli epicentri di circa 30.000 terremoti. La distribuzione geografica della sismicità mondiale illustra drammaticamente le regioni tettonicamente attive della Terra.
- La mappa della sismicità è un'importante prova a sostegno della teoria della tettonica delle placche e delinea i margini delle placche attualmente attivi. Gli epicentri dei terremoti non sono distribuiti uniformemente sulla superficie terrestre, ma si verificano prevalentemente lungo zone piuttosto strette di attività sismica interplacca.



Terremoto: introduzione

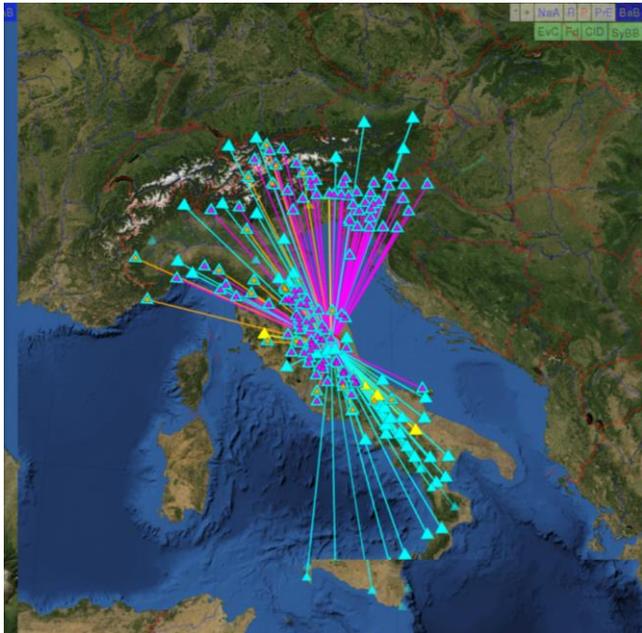
- La maggior parte dei terremoti che scuotono la Terra ogni anno sono così deboli da essere registrati solo da sensibili sismografi, ma alcuni sono abbastanza forti da avere conseguenze gravi, persino catastrofiche, per l'uomo e l'ambiente.
- Circa il **90%** di tutti i terremoti deriva da eventi **tettonici**, principalmente movimenti su faglie. Il restante **10%** è legato al **vulcanismo**, al collasso di cavità sotterranee o a effetti antropici.
- La nostra comprensione dei processi che portano ai terremoti deriva in gran parte dalle osservazioni degli eventi sismici sulla faglia di San Andreas in California.
- Il movimento relativo medio delle placche adiacenti alla faglia di San Andreas è di circa 5 cm all'anno, con il blocco a ovest della faglia che si sposta verso nord.
- Sul piano di faglia stesso, questo movimento non è continuo ma avviene in modo spasmodico. Secondo la moderna teoria della tettonica delle placche, questo sistema di faglie ampiamente studiato è una faglia trasformata. Si tratta di un tipo piuttosto particolare, quindi non si può assumere che le osservazioni relative alla faglia di San Andreas siano applicabili senza riserve a tutte le altre faglie. Tuttavia, il modello di rimbalzo elastico, proposto da H. F. Reid dopo il terremoto di San Francisco del 1906, è un'utile guida per capire come può verificarsi un terremoto.



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

Monitoraggio sismico





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

METODO DI GEIGER Minimi quadrati

(x_i, y_i, z_i) coordinate i-esima stazione
 τ_i tempo di arrivo osservato

Assumendo un'ipocentro (x, y, z) ed un tempo origine t , sia t_i il tempo di arrivo calcolato.
Nell'ipotesi di un residuo temporale:

$$R_i \equiv \tau_i - t_i$$

Piccolo possiamo espanderlo in serie di Taylor

$$R_i = 1dt + \frac{\delta t_i}{\delta x} dx + \frac{\delta t_i}{\delta y} dy + \frac{\delta t_i}{\delta z} dz + \varepsilon_i$$

errore





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

Con un dato **modello crostale** possiamo calcolare sia il tempo di arrivo che le derivate.
Il vettore di correzione ipocentrale

$$(dt, dx, dy, dz)$$

Può essere ottenuto con il metodo dei minimi quadrati, imponendo

$$\sum_i R_i^2 = \min$$

Questo porta a risolvere un sistema di equazioni normali.



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

Per ottenere l'equazione normale k-esima bisogna moltiplicare ogni equazione per il coefficiente della variabile k-esima e sommare le equazioni.

In forma simbolica:

$$\begin{aligned} [1 \cdot 1]dt + [1 \cdot a]dx + [1 \cdot b]dy + [1 \cdot c]dz &= [1 \cdot R] \\ [a \cdot 1]dt + [a \cdot a]dx + [a \cdot b]dy + [a \cdot c]dz &= [a \cdot R] \\ [b \cdot 1]dt + [b \cdot b]dx + [b \cdot c]dy + [b \cdot d]dz &= [b \cdot R] \\ [c \cdot 1]dt + [c \cdot a]dx + [c \cdot b]dy + [c \cdot c]dz &= [c \cdot R] \end{aligned}$$

Ove:

$$a \equiv \frac{\partial t_i}{\partial x}$$

$$b \equiv \frac{\partial t_i}{\partial y}$$

$$c \equiv \frac{\partial t_i}{\partial z}$$

e

$$[1 \cdot 1] = \sum_{i=1}^n 1 \cdot 1 = n$$

$$[a \cdot b] = \sum_{i=1}^n a_i b_i$$

$$[1 \cdot a] = \sum_{i=1}^n a_i$$



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

Il Sistema da risolvere sarà:

$$ndt + \sum a_i dx + \sum b_i dy + \sum c_i dz = \sum R_i$$

$$\sum a_i dt + \sum a_i^2 dx + \sum a_i b_i dy + \sum a_i c_i dz = \sum a_i R_i$$

$$\sum b_i dt + \sum a_i b_i dx + \sum b_i b_i dy + \sum b_i c_i dz = \sum b_i R_i$$

$$\sum c_i dt + \sum a_i c dx + \sum a_i c_i dy + \sum c_i c_i dz = \sum c_i R_i$$

Questo sistema può essere risolto con il solito Sistema della matrice inversa.

Il nuovo tempo origine ed epicentro

$$t + dt, (x + dx, y + dy, z + dz)$$

Vengono usati per la nuova iterazione finchè non viene soddisfatto un criterio di arresto.



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

Il problema può essere impostato schematicamente usando le matrici.
Si vuole minimizzare la somma dei quadrati dei residui R_i alle varie stazioni.
Possiamo esprimere la somma come:

$$f = \sum_{i=1}^n R_i^2 = R_i R_i = \underline{R^T R}$$

Il vettore \underline{R} è dato da:

$$\underline{R} = \underline{A} \underline{x}$$



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

$$\underline{R} = \underline{A} \underline{x}$$

dove \underline{A} è la matrice delle derivate parziali dei tempi di arrivo t_i alle varie stazioni rispetto ai parametri ipocentrali e tempo origine (indicati con a, b c precedentemente);

\underline{x} è invece il vettore di correzione ipocentrale (dt, dx, dy, dz)

Il Sistema di equazioni normali si può scrivere come:

$$\underline{A}^T \underline{A} \underline{x} = \underline{A}^T \underline{R}$$

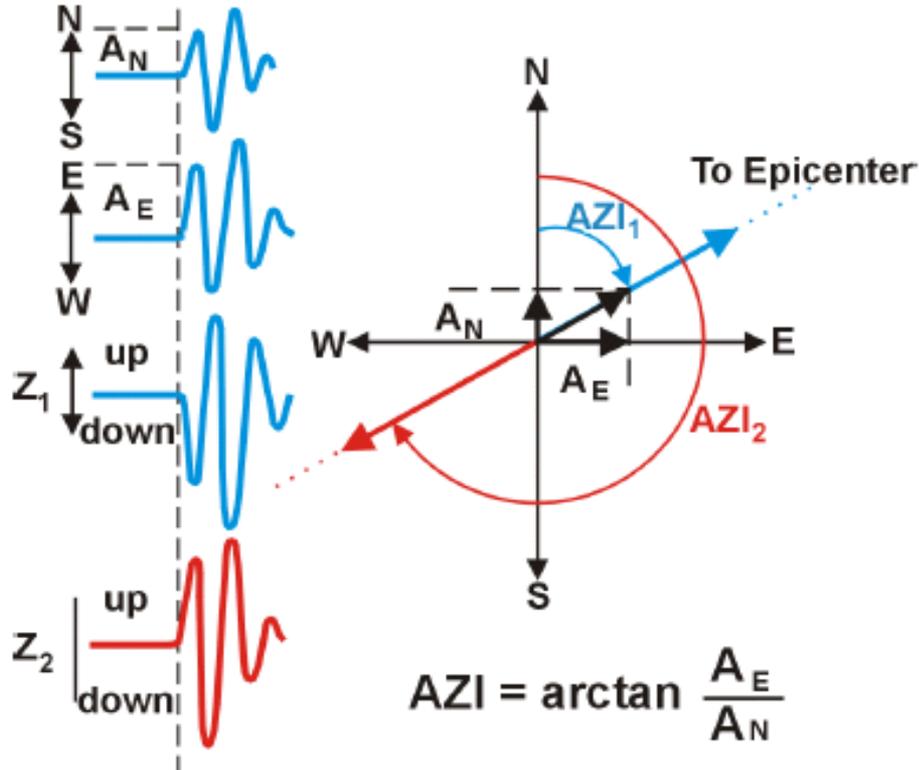
Per cui la soluzione è data da

$$\underline{x} = \left(\underline{A}^T \underline{A} \right)^{-1} \underline{A}^T \underline{R}$$

Siccome il Sistema non è lineare la procedura va iterata.

METODO DELLA STAZIONE SINGOLA

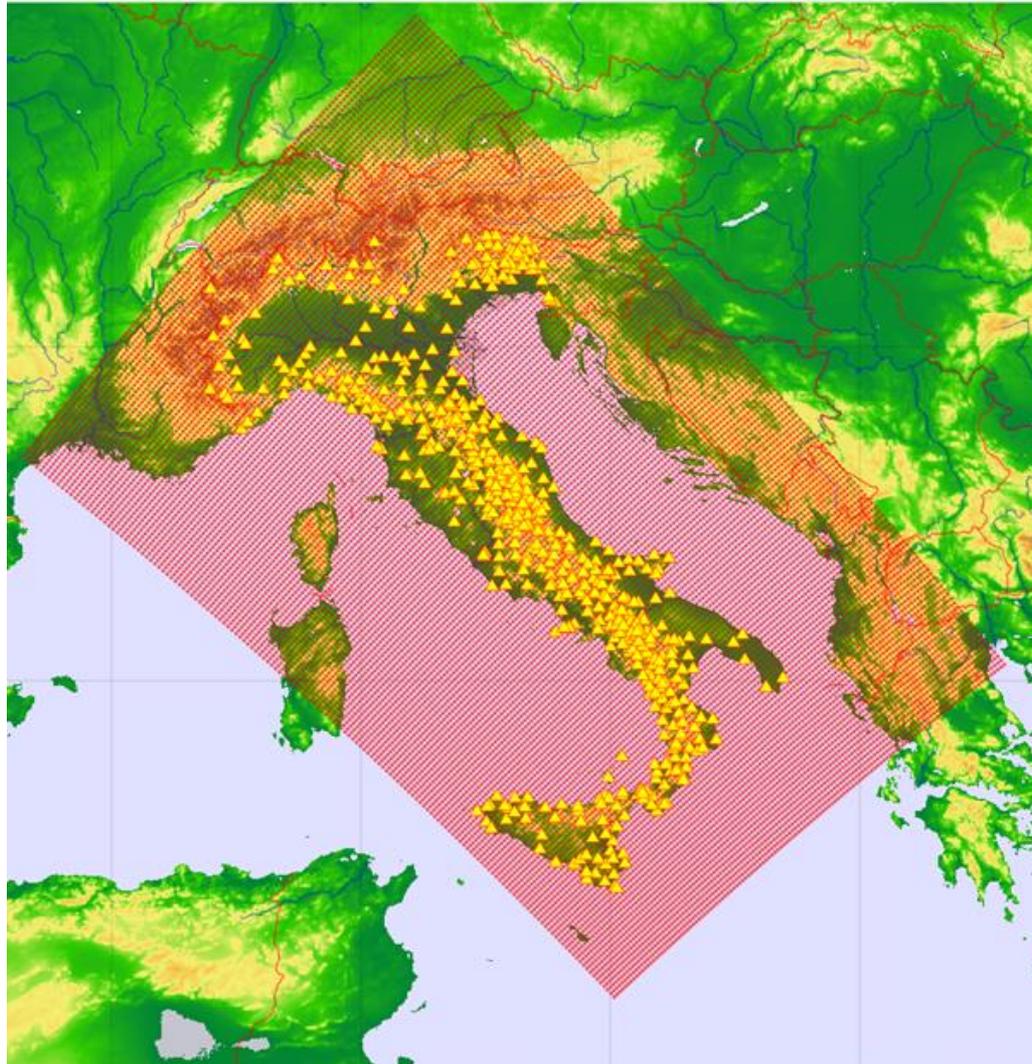
E' possibile localizzare (o avere una stima della localizzazione) un terremoto utilizzando una sola stazione a tre componenti.



Con la componente radiale delle P si determina la direzione di provenienza, con la polarità delle P sulla verticale si determina il verso di provenienza. Il primo moto sulla verticale verso l'alto per definizione corrisponde ad un arrivo compressivo (moto in direzione uscente dalla sorgente)



Localizzazione su griglia





Trigger

- **A soglia**: il trigger viene attivato quando l'ampiezza del segnale supera una predefinita soglia
- **RMS** (root-mean-square): viene considerata l'ampiezza del segnale in una breve finestra temporale al posto dell'ampiezza istantanea.
- **STA/LTA**: viene considerato il rapporto della media del segnale relativo ad una finestra temporale corta (STA, short time average) rispetto ad una finestra temporale lunga (LTA, long time average).



Fisica Terrestre 2024-2025

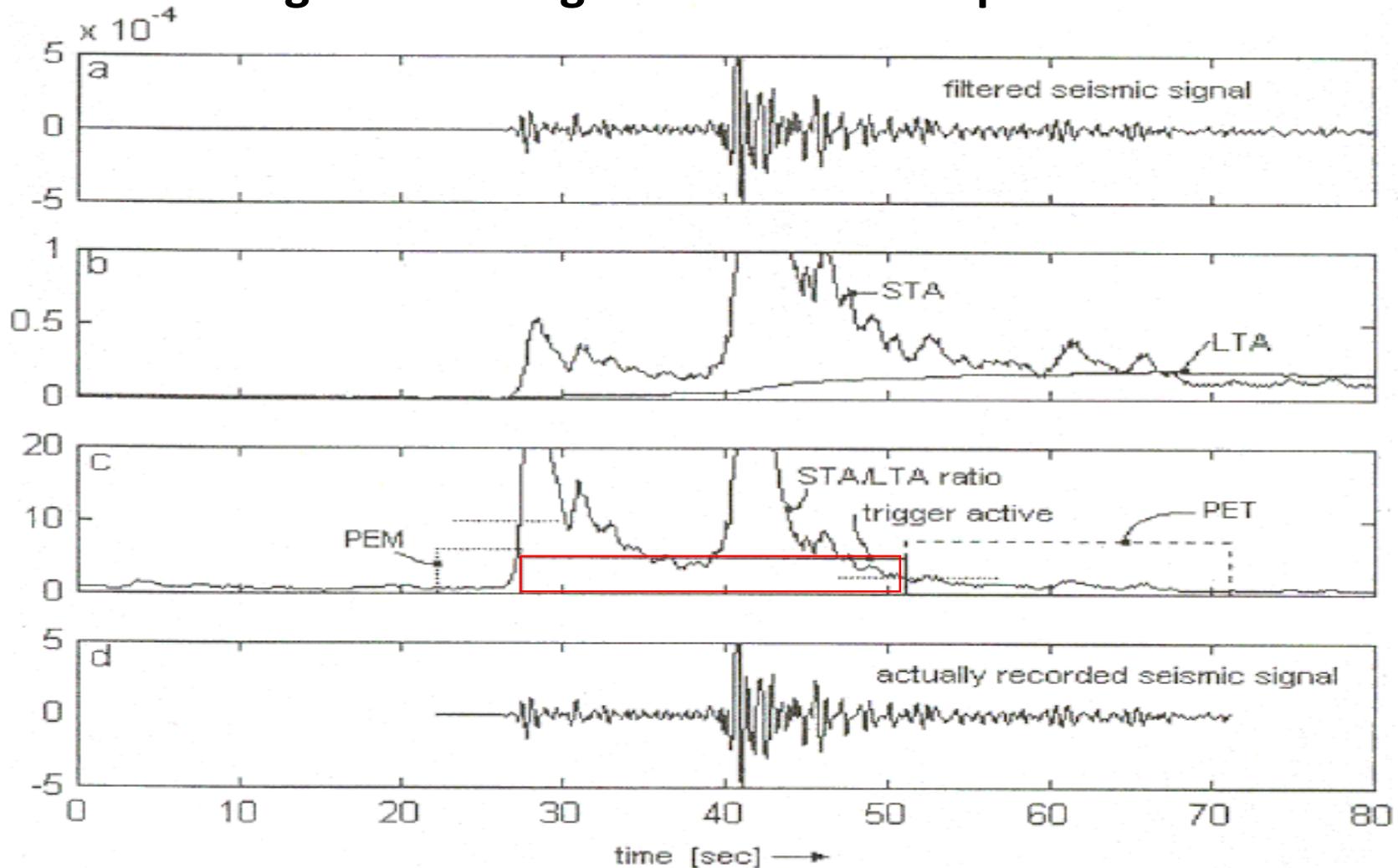
Giovanni Costa

STA – short time average

PEM – Pre-event time

LTA – long time average

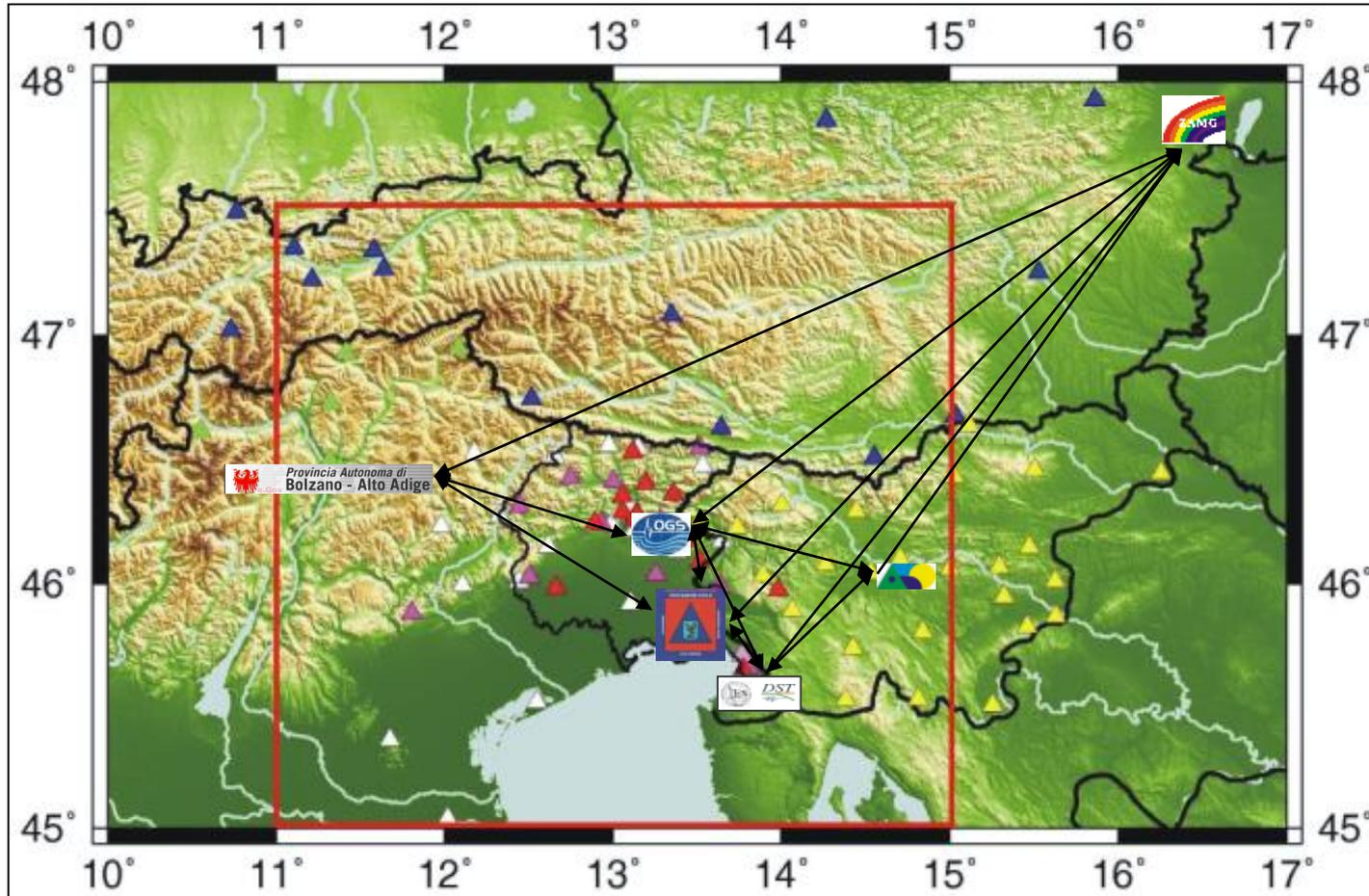
PET - post event time





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

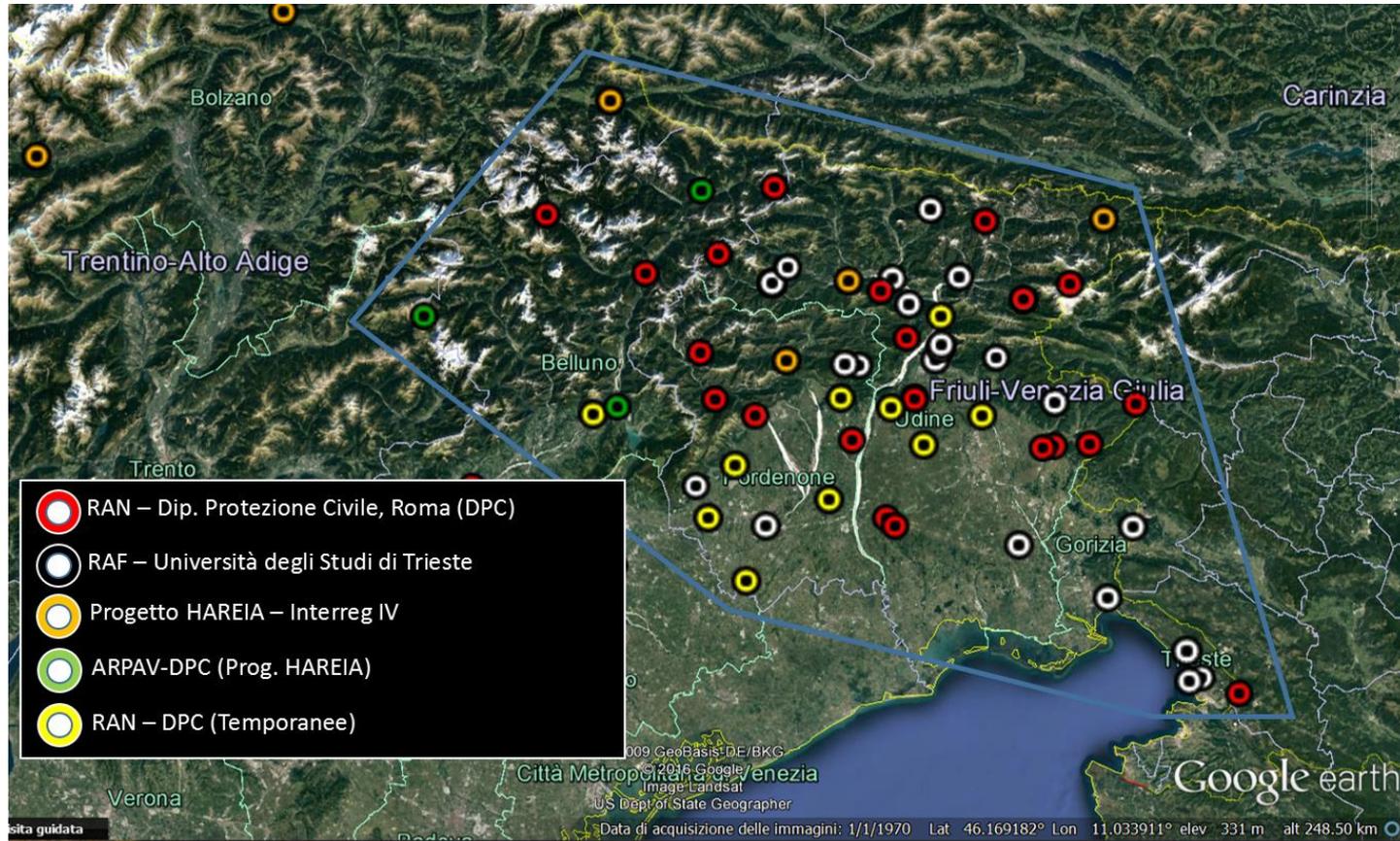


- | | | |
|--|--|---|
|  Friuli Venezia Giulia Accelerometric Network (DST) |  NE Italy Broadband Network (DST/OGS) |  Friuli Venezia Giulia and Veneto Seismometric Network (OGS) |
|  Seismic Network of Republic of Slovenia (ARSO) |  Seismic Network of Austria (ZAMG) | |



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa



>500 stations

RAN includes >200 stations of the historical ENEL network of the '70s, located inside electric transformer substations.



>300 new stations are realized in free field, mostly on land owned by municipality close to urban areas



Syscom



SORGENTI SISMICHE

NATURALI

TERREMOTI TETTONICI
TERREMOTI VULCANICI
IMPLOSIONI, COLLASSI
MICROSISMI OCEANICI

ARTIFICIALI

CONTROLLATE

ESPLOSIONI
RUMORE CULTURALE

INDOTTE

TERREMOTI INDOTTI DA DIGHE
TREMORI DI MINIERA
TERREMOTI INDOTTI DA
INIEZIONE DI FLUIDI



DEFINIZIONE DI TERREMOTO TETTONICO

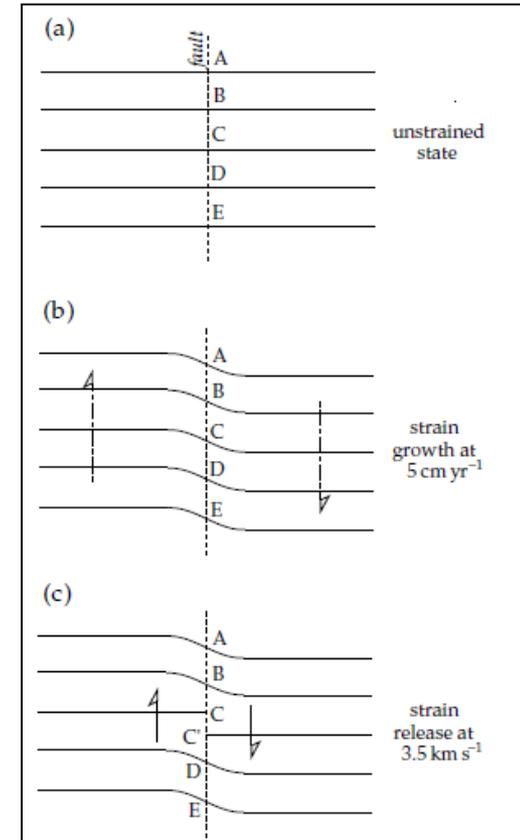
1. Il terremoto è una frattura delle zone terrestri lungo una superficie (piana)
2. La frattura è dovuta agli sforzi (di taglio), che si accumulano durante la deformazione tettonica, e porta ad un rilascio totale (o parziale) degli sforzi sull'area fratturata.
3. La frattura inizia su un'area piccolo e si propaga successivamente con velocità non maggiore della velocità delle onde longitudinali (principio di casualità).
4. La frattura di un terremoto tettonico è una frattura di taglio – la componente normale è trascurabile.
5. Il materiale nei dintorni della superficie fratturata resta linearmente elastic.



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

- Il modello è illustrato in Figura dalle modifiche a cinque linee parallele, tracciate normali al tracciato della faglia allo stato non teso e che lo intersecano nei punti A-E.
- La deformazione dovuta al movimento relativo dei blocchi adiacenti alla faglia si accumula per diversi anni. Lontano dalla traccia della faglia le cinque linee rimangono diritte e parallele, ma in prossimità di essa sono piegate.
- Quando il punto di rottura delle rocce cristalline a C viene superato, si verifica una rottura e un violento spostamento sul piano di faglia. Lo spostamento relativo che si è verificato progressivamente tra le placche adiacenti nel corso di anni o decenni si realizza sul piano di faglia in pochi secondi.
- Quando il punto di rottura delle rocce cristalline a C viene superato, si verifica una rottura e un violento spostamento sul piano di faglia. Lo spostamento relativo che si è verificato progressivamente tra le placche adiacenti nel corso di anni o decenni si realizza sul piano di faglia in pochi secondi.



- I segmenti BC e C'D subiscono una compressione, mentre CD e BC' subiscono una dilatazione. I punti A ed E non si muovono; l'energia di deformazione accumulata in questi punti non viene rilasciata. L'intera lunghezza del piano di faglia non si sposta, ma solo la regione in cui è stato superato il punto di rottura. Maggiore è la lunghezza del piano di faglia attivato, maggiore è il terremoto che ne consegue.



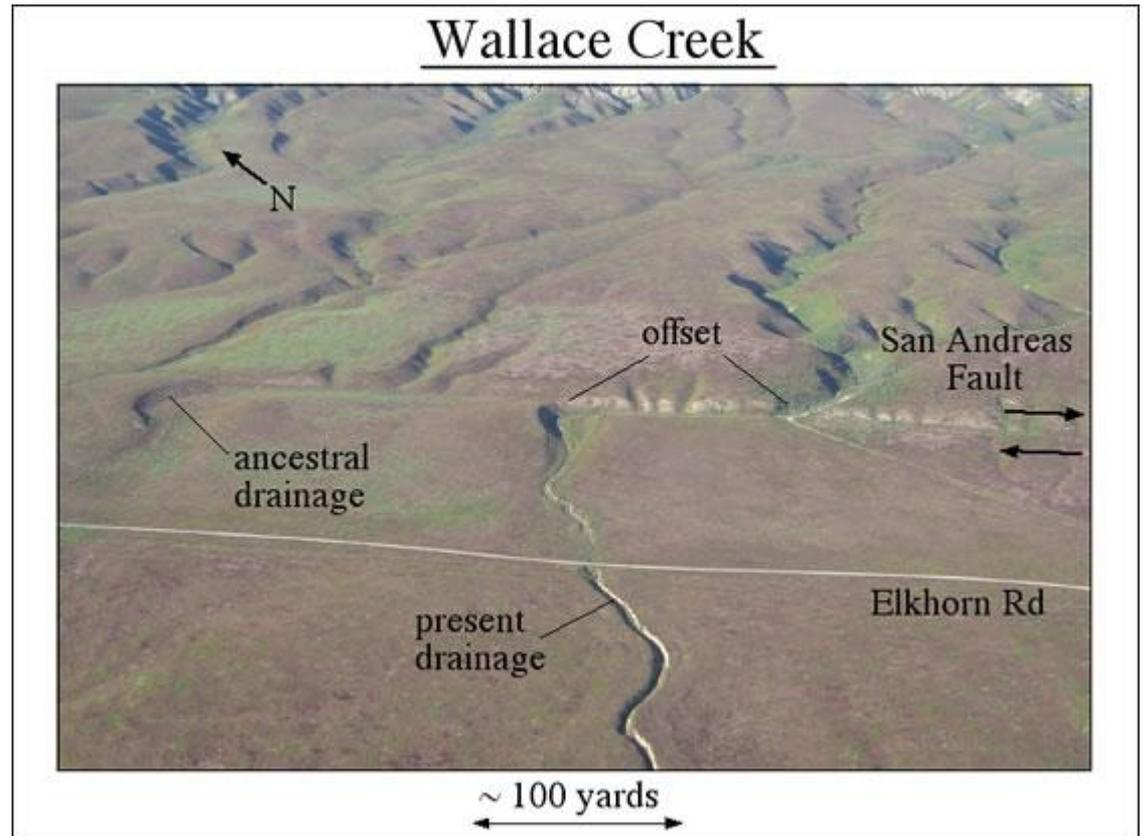
Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

- Il verificarsi di un grande terremoto non è necessariamente così brusco come descritto nel paragrafo precedente, anche se può essere molto improvviso. Nel 1976 un forte terremoto di magnitudo 7,8 colpì un'area molto popolata della Cina settentrionale, vicino alla città di Tangshan.
- Nonostante la presenza di faglie note, l'area era da tempo inattiva dal punto di vista sismico e il grande terremoto colpì senza preavviso. Ha completamente devastato la regione industriale e ha causato circa 243.000 vittime.
- Tuttavia, in molti casi la deformazione accumulata viene parzialmente rilasciata localmente sotto forma di piccoli terremoti, o foreshocks. Questo è un indicatore del fatto che l'energia di deformazione si sta accumulando fino a raggiungere il livello di rottura e talvolta è una premonizione dell'imminenza di un terremoto più grande.
- Quando si verifica un terremoto, la maggior parte dell'energia accumulata viene rilasciata nella scossa principale. Tuttavia, per settimane o mesi dopo un terremoto di grandi dimensioni possono verificarsi numerose scosse minori, note come scosse di assestamento, alcune delle quali possono essere di dimensioni paragonabili al terremoto principale. Le strutture indebolite dall'evento principale spesso crollano durante le grandi scosse di assestamento, che possono causare danni fisici altrettanto gravi della scossa principale. Il bilancio delle vittime delle scosse di assestamento è probabilmente inferiore, perché le persone hanno evacuato le strutture danneggiate.



San Andreas Fault



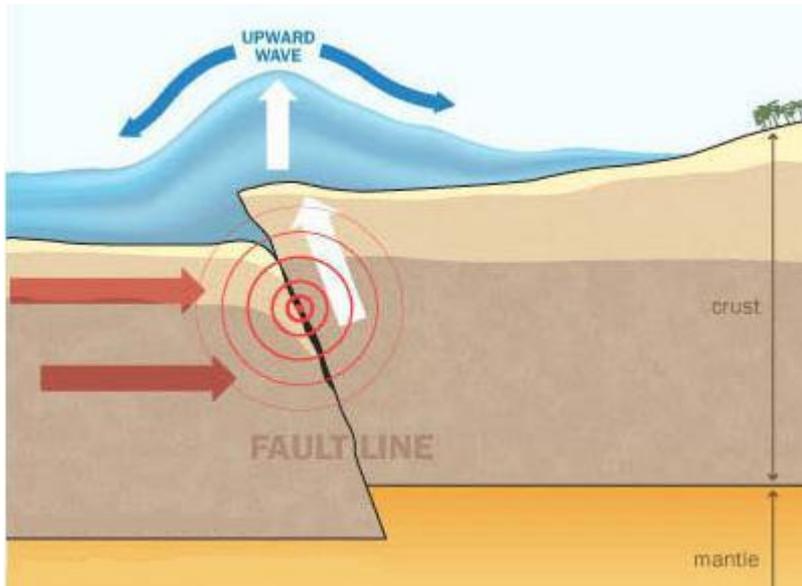


Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

Terremoto: teoria del rimbalzo elastico

Esistono tre diversi tipi di terremoti: **tettonici, vulcanici e di esplosione**. Il tipo di terremoto dipende dalla regione in cui si verifica e dalla sua composizione geologica. I più comuni sono i terremoti tettonici. Si verificano quando le rocce della crosta terrestre si rompono a causa delle forze geologiche create dal movimento delle placche tettoniche. Un altro tipo, i terremoti vulcanici, si verificano in concomitanza con l'attività vulcanica. I terremoti di crollo sono piccoli terremoti in caverne e miniere sotterranee, mentre i terremoti di esplosione derivano dall'esplosione di dispositivi nucleari e chimici.



Volcanic earthquake



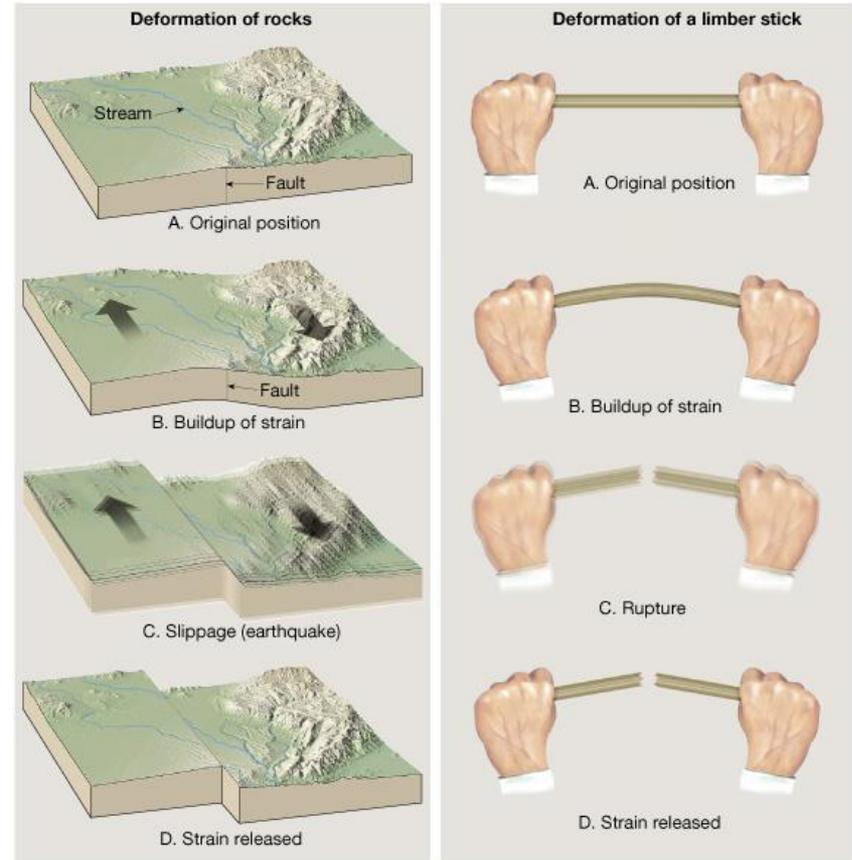
Explosion earthquake



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

I terremoti tettonici sono spiegati dalla cosiddetta teoria del rimbalzo elastico, formulata dal geologo americano Harry Fielding Reid dopo la rottura della faglia di San Andreas nel 1906, che generò il grande terremoto di San Francisco.

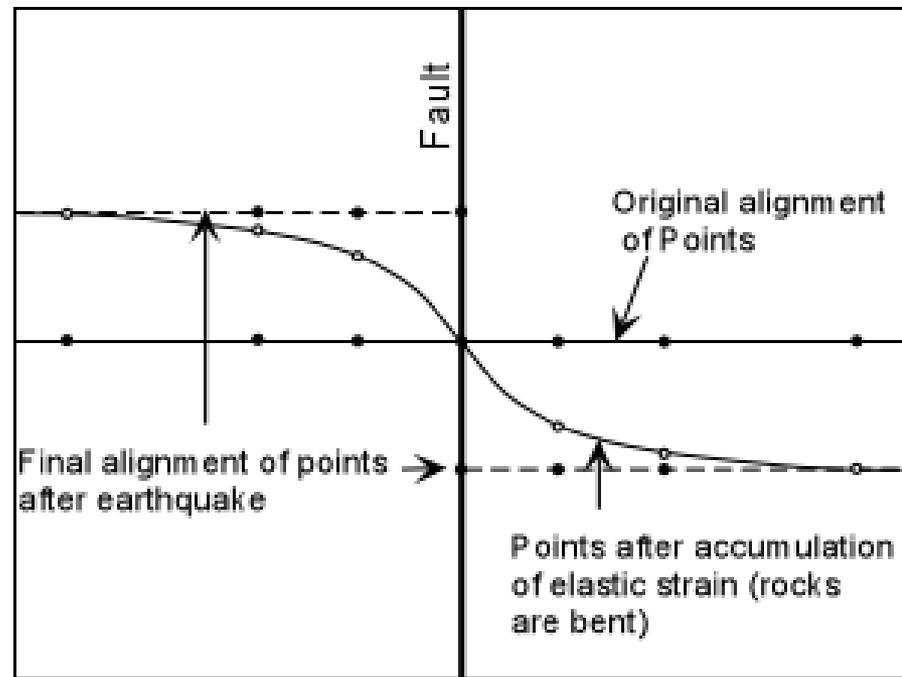
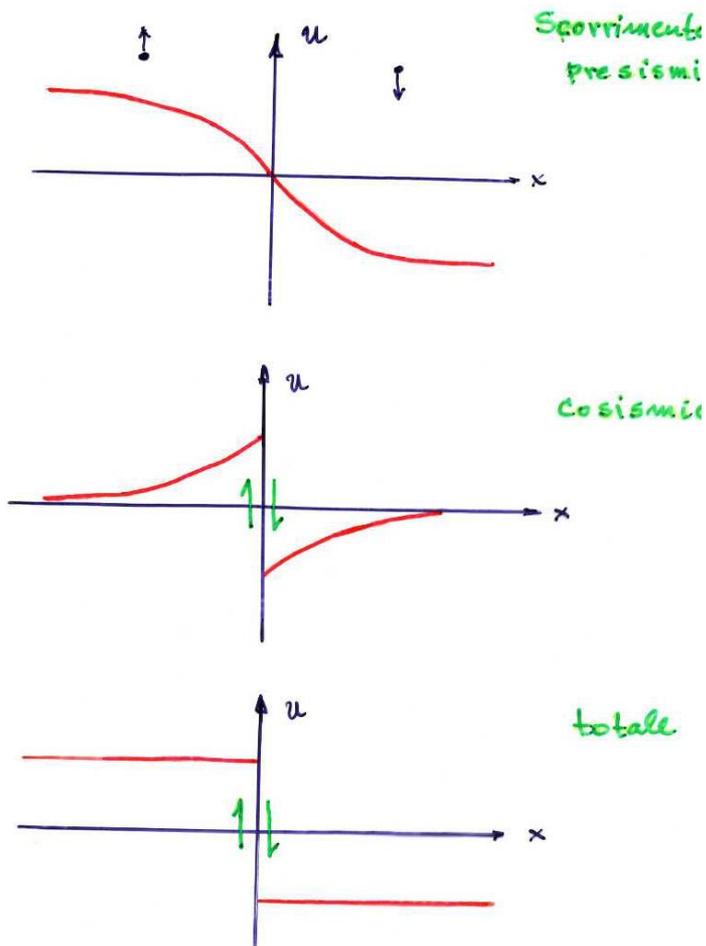




Fisica Terrestre 2024-2025

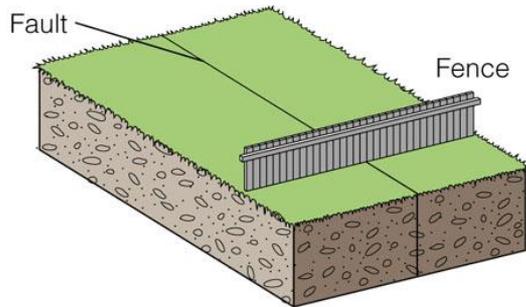
Giovanni Costa

ELASTIC REBOUND THEORY Reid

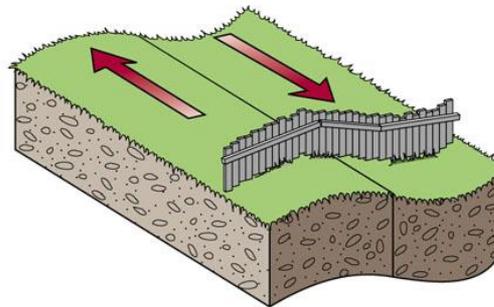




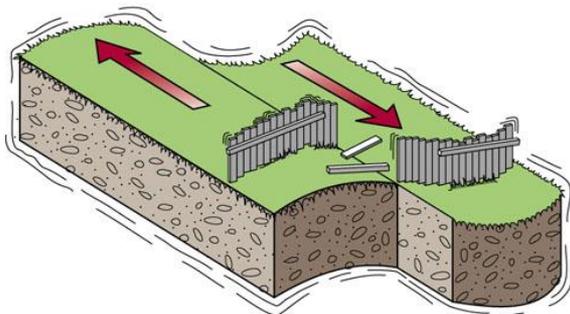
Elastic Rebound Theory



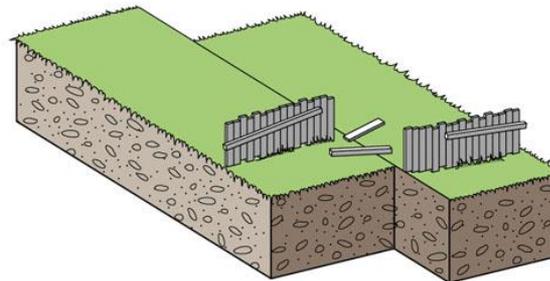
(a) Original position



(b) Deformation



(c) Rupture and release of energy



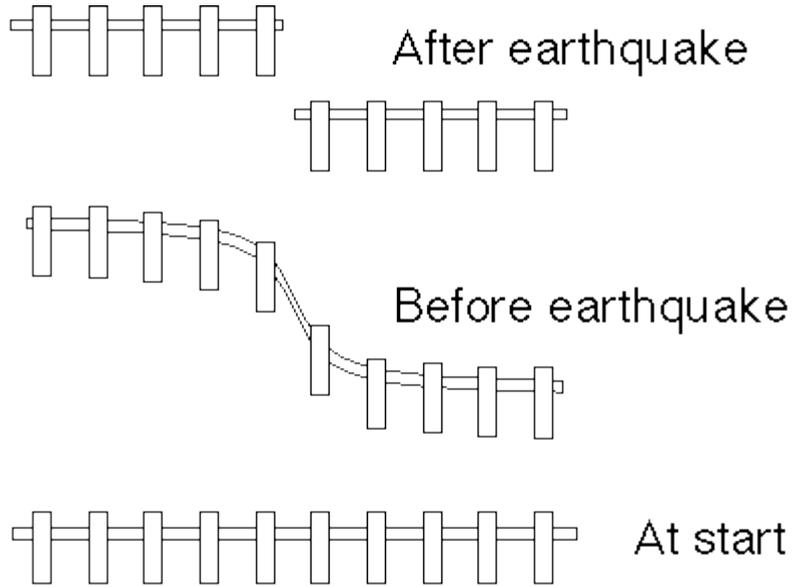
(d) Rocks rebound to original undeformed shape

1. Le sollecitazioni su una faglia si accumulano lentamente
2. Durante un terremoto, le sollecitazioni sulla faglia vengono rilasciate
3. Dopo un terremoto, le sollecitazioni iniziano ad accumularsi nuovamente



Fisica Terrestre 2024-2025

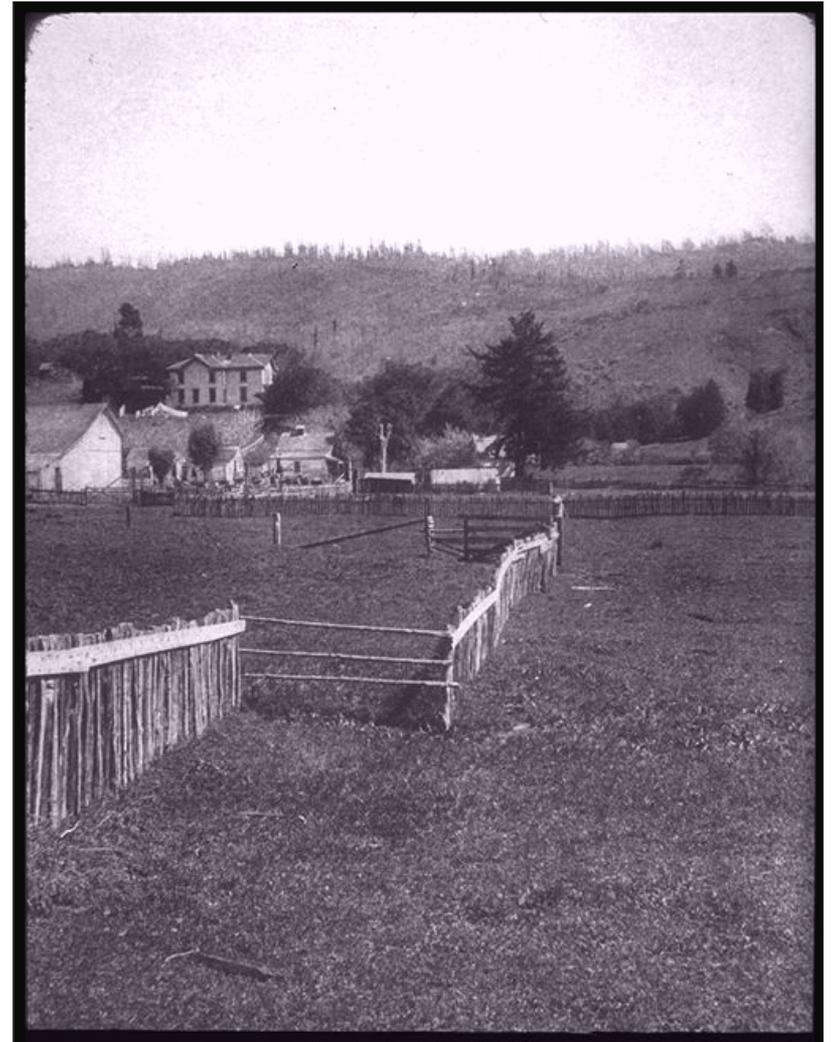
Giovanni Costa



↑
Pacific Plate

San Andreas fault

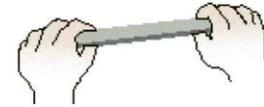
North American Plate



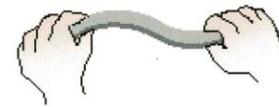
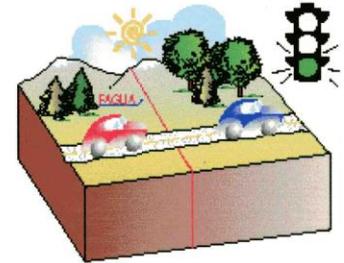


Fisica Terrestre 2024-2025

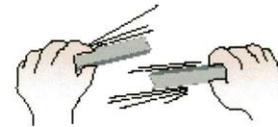
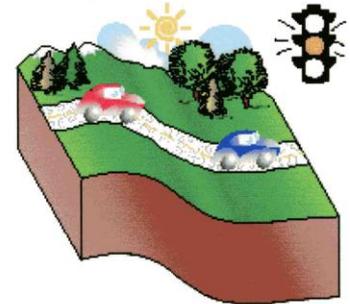
Giovanni Costa



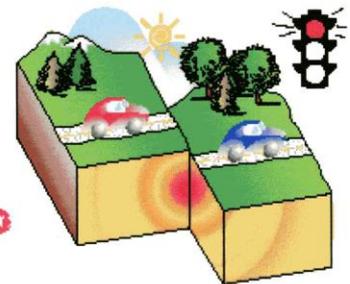
posizione originale:
SENZA DEFORMAZIONE



accumulo di energia:
PROGRESSIVA
DEFORMAZIONE



rottura con rilascio di
energia: **TERREMOTO**
E SPOSTAMENTO
PERMANENTE



La faglia



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa



Traccia di faglia (spostamento orizzontale)



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa



Lo spostamento orizzontale del terreno durante un terremoto del 1940 nella Imperial Valley, California, ha modificato la disposizione regolare degli alberi degli agrumeti (località Calexico).



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa



Monte Vettore

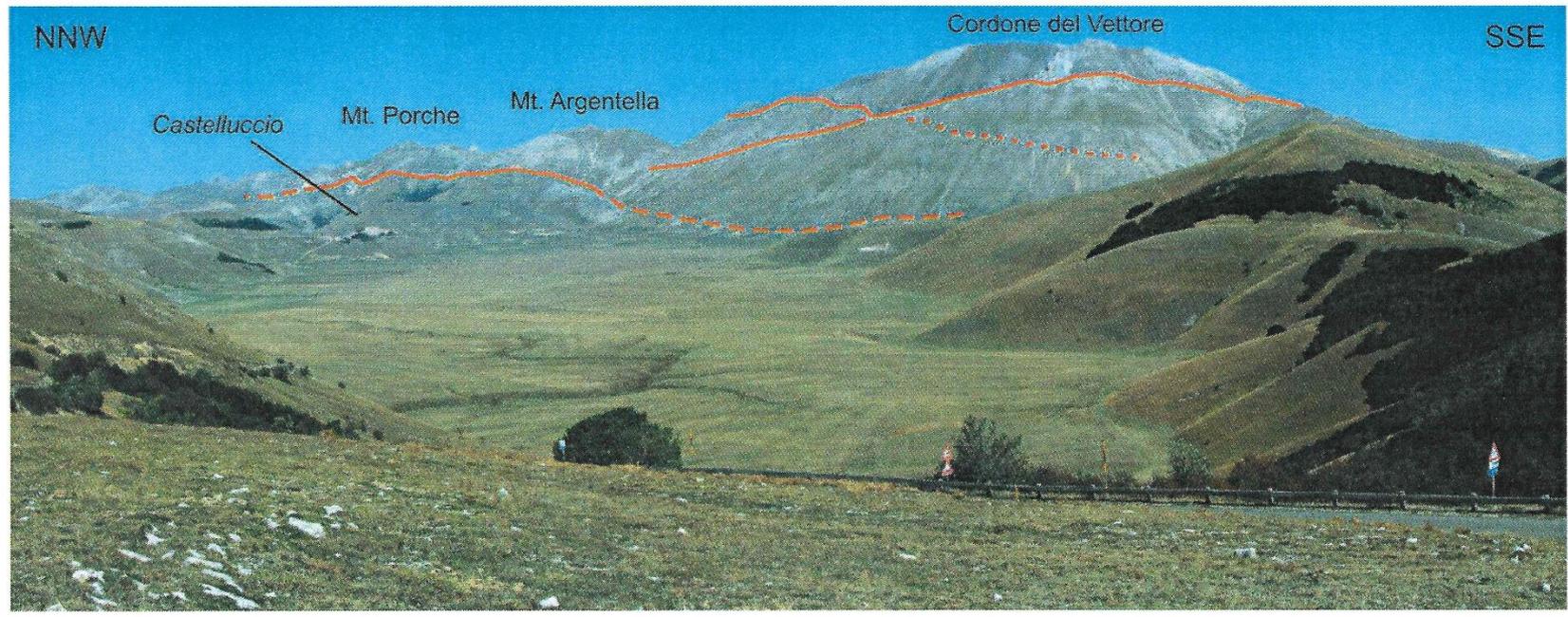
Terremoto Amatrice 24 agosto 2016



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

Terremoto Amatrice 24 agosto 2016

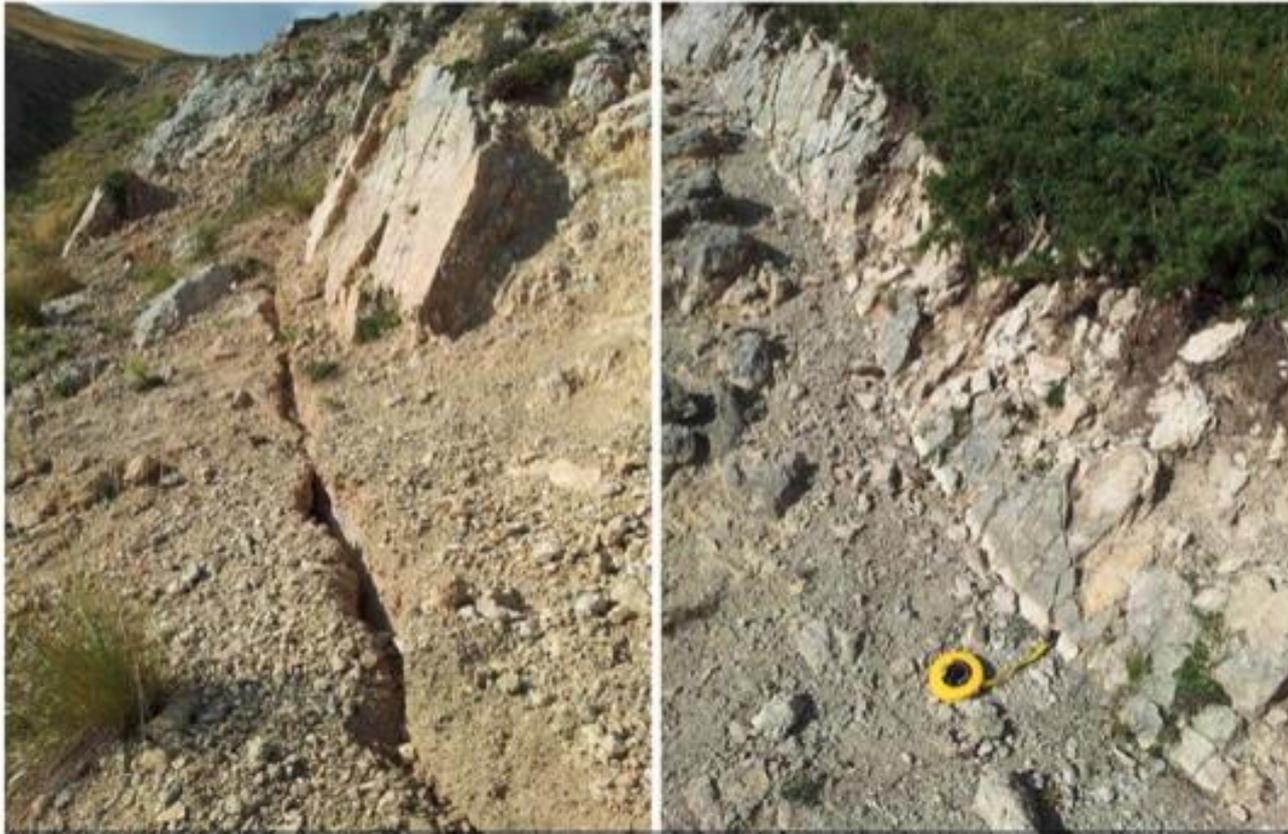




Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

Terremoto Amatrice 24 agosto 2016



Esempi di nastri bianchi di neoformazione alla base del piano di faglia in roccia del Monte Vettore.



Fisica Terrestre 2024-2025

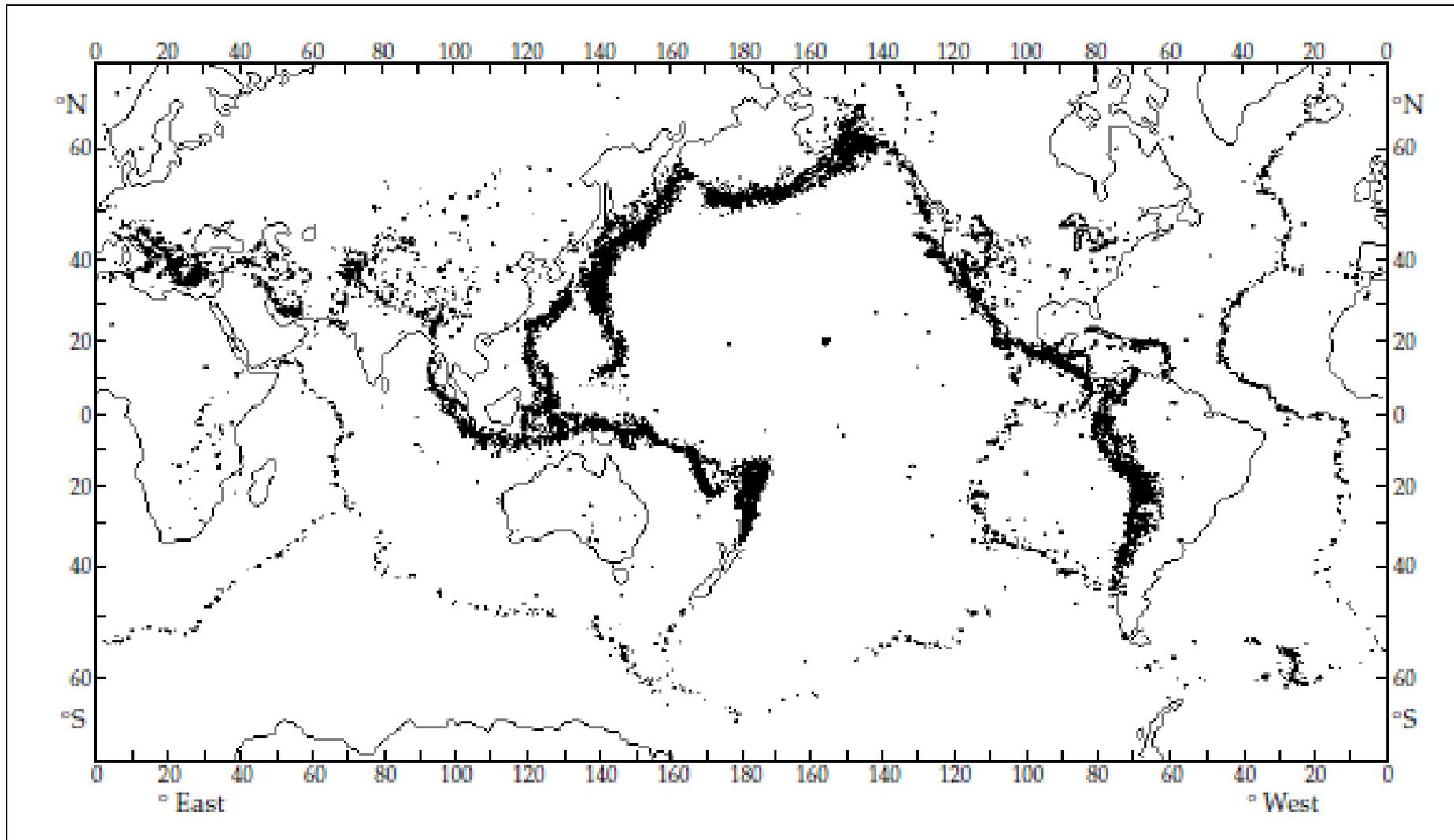
Giovanni Costa





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

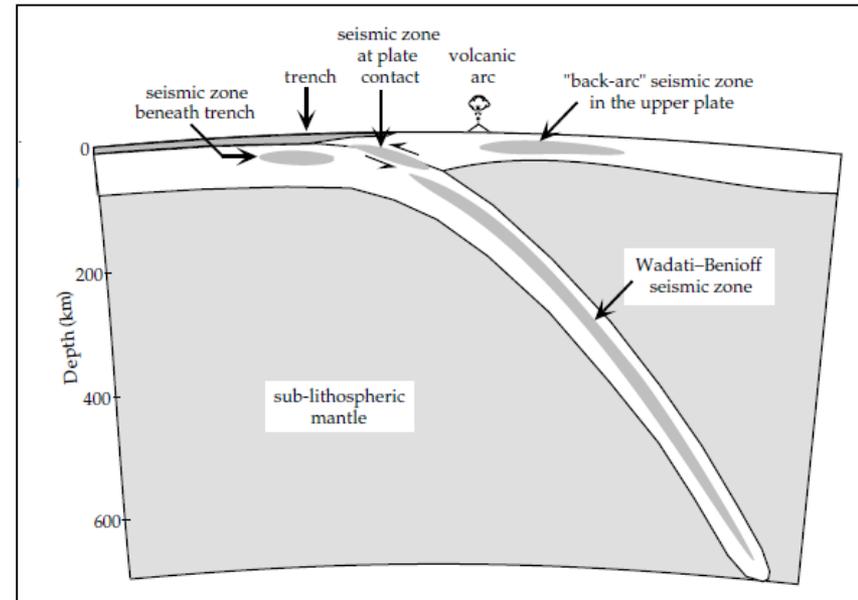




Earthquake: seismicity

- The *circum-Pacific zone*, in which about **75–80%** of the annual release of seismic energy takes place, forms a girdle that encompasses the mountain ranges on the west coast of the Americas and the island arcs along the east coast of Asia and Australasia.
- The *Mediterranean-transasiatic zone* responsible for about **15–20%** of the annual seismic energy release, begins at the Azores triple junction in the Atlantic Ocean and extends along the Azores–Gibraltar ridge; after passing through North Africa it makes a loop through the Italian peninsula, the Alps and the Dinarides; it then runs through Turkey, Iran, the Himalayan mountain chain and the island arcs of southeast Asia, where it terminates at the circum-Pacific zone.
- The system of *oceanic ridges and rises* forms the third most active zone of seismicity, with about **3–7%** of the annually released seismic energy. In addition to their seismicity, each of these zones is also characterized by active volcanism.
- The remainder of the Earth is considered to be *aseismic*
- However, no region of the Earth can be regarded as completely earthquake-free. About **1%** of the global seismicity is due to *intraplate* earthquakes, which occur remote from the major seismic zones. These are not necessarily insignificant: some very large and damaging earthquakes (e.g. the New Madrid, Missouri, earthquakes of 1811 and 1812 in the Mississippi river valley) have been of the intraplate variety.

- Earthquakes can also be classified according to their focal depths. Earthquakes with shallow focal depths, less than **70 km**, occur in all the seismically active zones; only shallow earthquakes occur on the oceanic ridge systems.
- The largest proportion (**about 85%**) of the annual release of seismic energy is liberated in **shallow-focus** earthquakes.
- The remainder is set free by earthquakes with intermediate focal depths of **70–300 km** (about **12%**) and by earthquakes with deep focal depths greater than **300 km** (about **3%**).
- These occur only in the circum-Pacific and Mediterranean-transasiatic seismic zones, and accompany the process of plate subduction.
- The distributions of epicentral locations and focal depths of intermediate and deep earthquakes give important evidence for the processes at a subduction zone.
- When the earthquake foci along a subduction zone are projected onto a cross-section normal to the strike of the plate margin, they are seen to define a zone of seismicity about 30–40 km thick in the upper part of the 80–100 km thick subducting oceanic plate, which plunges at roughly 30–60° beneath the overriding plate
- For many years the inclined seismic zone was referred to in Western literature as a Benioff zone in recognition of the Californian scientist, Hugo Benioff.

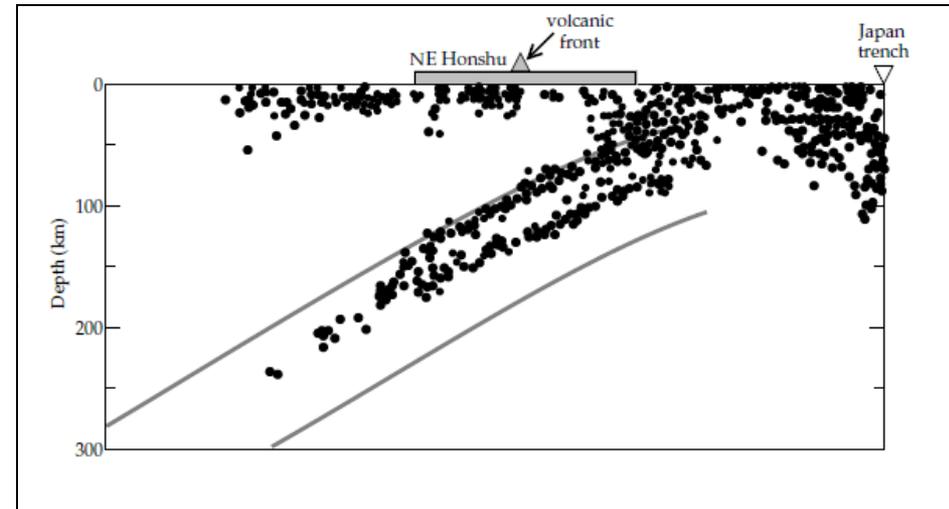




Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

- In the years following World War II Benioff carried out important pioneering studies that described the distribution of deep earthquakes on steeply dipping surfaces of seismicity
- Many characteristics of the occurrence of deep earthquakes had been described in the late 1920s by a Japanese seismologist, Kiyoo Wadati. He discovered that the closer the epicenters of earthquakes lay to the Asian continent, the greater were their focal depths; the deep seismicity appeared to lie on an inclined plane.



- It was Benioff, however, who in 1954 proposed as an explanation of the phenomenon that the ocean floor was being “subducted” underneath the adjacent land. This was a bold proposal well in advance of the advent of plate tectonic theory.
- Today the zone of active seismicity is called a Wadati–Benioff zone in recognition of both discoverers.



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

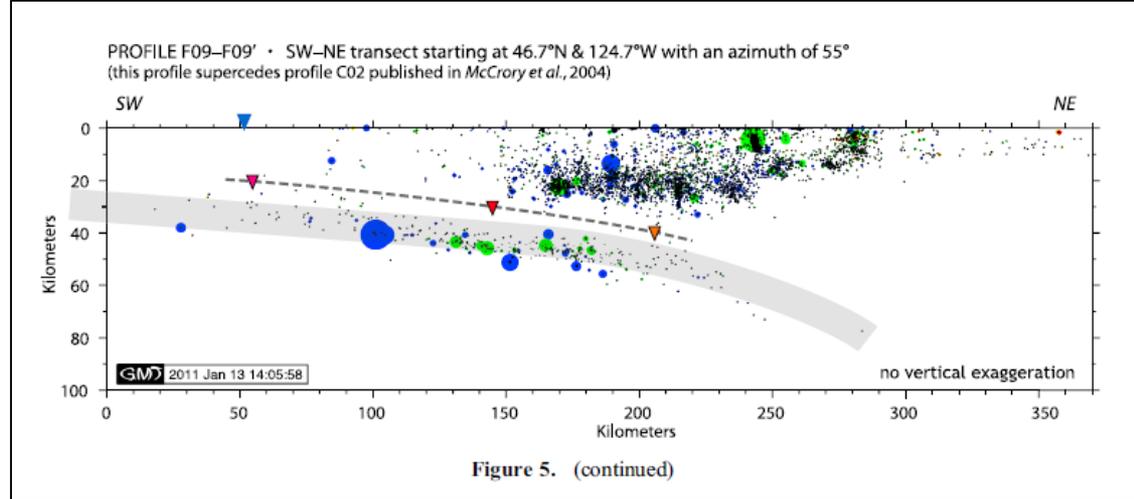
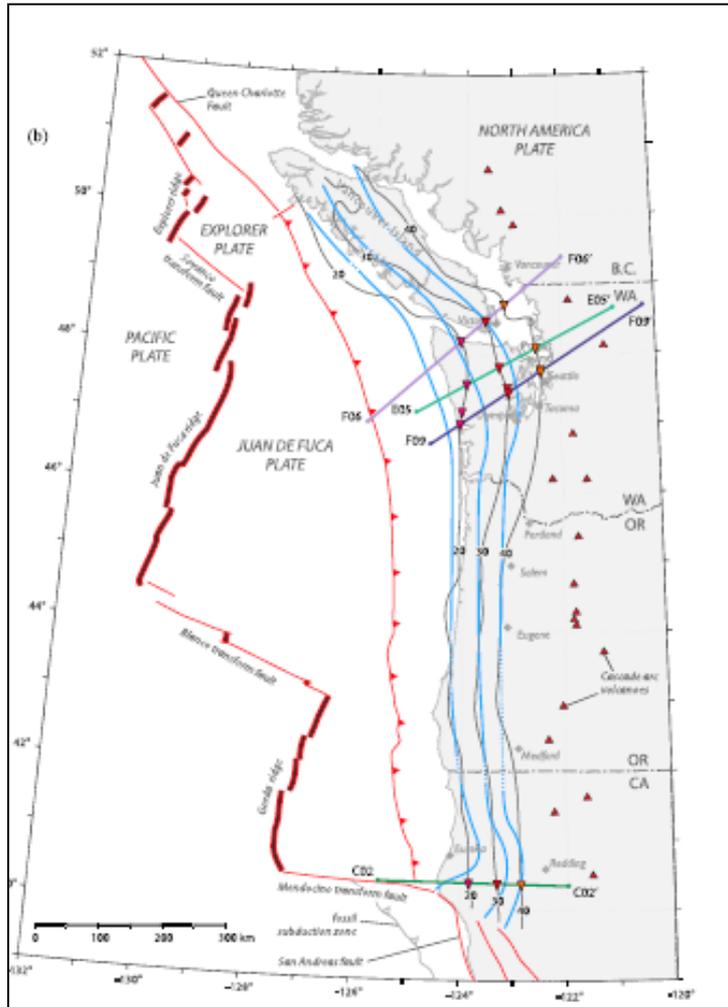
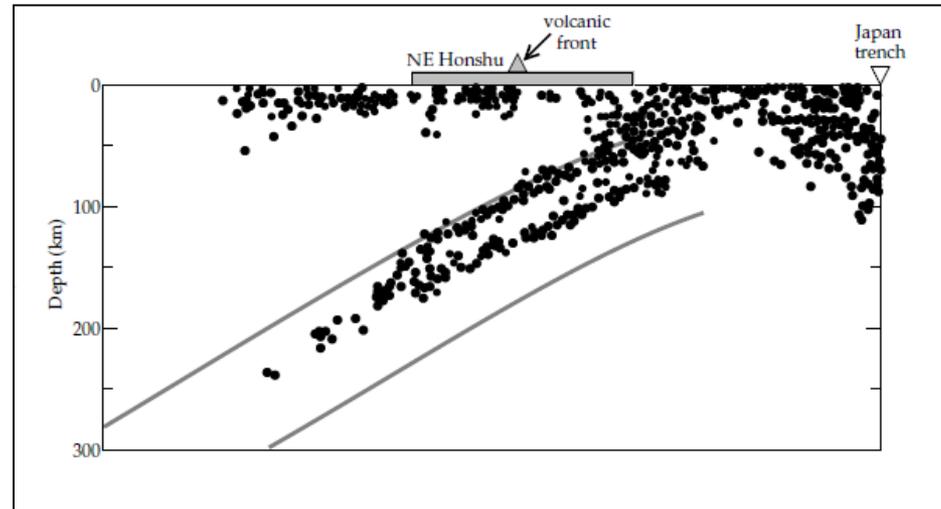


Figure 5. (continued)



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa



- In three dimensions the Wadati–Benioff zone constitutes an inclined slab dipping underneath the overriding plate. It marks the location and orientation of the upper surface of the subducting plate. The dip-angle of the zone varies between about 30° and 60° , becoming steeper with increasing depth, and it can extend to depths of several hundred kilometers into the Earth. The deepest reliably located focal depths extend down to about 680 km.
- The structure of a subducting plate is not always as simple as described: Pacific plate revealed a double Wadati–Benioff zone under northeast Honshu, Japan. The seismicity at depths below 100 km defines two parallel planes about 30–40 km apart. The upper plane, identified with the top of the subducting plate, is in a state of compression; the lower plane, in the middle of the slab, is in a state of extension.
- These stress states are the result of unbending of the subducting plate, which had previously undergone sharp bending at shallow depth below the trench axis. This information is inferred from analysis of the **mechanisms** by which the earthquakes occur.



Terremoto: dimensione

- Esistono due metodi per descrivere l'entità di un terremoto. L'**intensità** del terremoto è un parametro soggettivo che si basa sulla valutazione degli effetti visibili.
- Dipende quindi da fattori diversi dalle dimensioni effettive del terremoto. La **magnitudo** di un terremoto è determinata strumentalmente ed è una misura più oggettiva della sua entità, ma dice poco direttamente sulla gravità degli effetti che ne derivano.
- Illogicamente, di solito è la magnitudo che viene riportata nei notiziari di un grande terremoto, mentre l'intensità è un parametro più appropriato per descrivere la gravità degli effetti sull'uomo e sull'ambiente.



Terremoto: intensità macrosismica

- I grandi terremoti producono alterazioni delle caratteristiche naturali della superficie terrestre o gravi danni alle strutture costruite dall'uomo, come edifici, ponti e dighe. Anche piccoli terremoti possono provocare danni sproporzionati a questi edifici se sono stati utilizzati metodi o materiali di costruzione scadenti. L'intensità di un terremoto in un determinato luogo viene classificata in base al carattere locale degli effetti visibili che produce.
- Dipende molto dall'acutezza dell'osservatore ed è in linea di principio soggettiva. Tuttavia, le stime dell'intensità si sono dimostrate un metodo valido per valutare le dimensioni dei terremoti, compresi quelli storici
- Il primo tentativo di classificare la gravità dei terremoti fu fatto alla fine del XVIII secolo da Domenico Pignataro, un medico italiano, che classificò più di 1000 terremoti che devastarono la provincia meridionale della Calabria negli anni 1783-1786. La sua analisi grossolana classificò i terremoti a seconda che fossero molto forti, forti, moderati o lievi.
- A metà del XIX secolo un ingegnere irlandese, Robert Mallet, stilò un elenco di 6831 terremoti e ne tracciò la posizione stimata, producendo la prima mappa della sismicità mondiale e stabilendo che i terremoti si verificavano in zone distinte. Utilizzò anche una scala di intensità a quattro stadi per classificare i danni dei terremoti e costruì le prime mappe isosismiche con linee che delineavano aree con gradi di danno sostanzialmente uguali.



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

• La scala di intensità **Rossi-Forel**, sviluppata alla fine del XIX secolo dallo scienziato italiano M. S. de Rossi e dallo scienziato svizzero F. Forel, comprendeva dieci stadi che descrivevano gli effetti di un danno crescente.





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

- Nel 1902 un sismologo italiano, G. Mercalli, fece una prima critica alla scala Rossi-Forel :

«...pur mantenendo, fondamentalmente buona la scala sismica De Rossi-Forel, credo necessario definire meglio con criteri più omogenei e più graduali, i diversi gradi di intensità e rialzare alquanto il valore dei gradi superiori della scala stessa, per rendere meno eterogenei gli intervalli esistenti tra i primi e gli ultimi gradi di essa.»



SCALA SISMICA	
MERCALLI	DE ROSSI-FOREL
Grado 1°	1°
> 2°	2°
> 3°	3°
> 4°	4° e 5°
> 5°	6°
> 6°	7°
> 7°	8°
> 8°	9°
> 9°	10°
> 10°	mancante



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

• Nel 1902, G. Mercalli, propose una scala di intensità ancora più estesa e ampliata che riclassificava la gravità dei terremoti in dodici stadi.

- I. Non avvertito
- II. Avvertito negli interni solo da poche persone per lo più nei piani alti delle case e da persone in posizione favorevole
- III. Avvertito negli interni ove gli oggetti pendenti oscillano. Vibrazioni come se passassero camion leggeri. E' possibile stimarne la durata. Può non essere riconosciuto come un terremoto.
- IV. Gli oggetti pendenti oscillano. Vibrazioni come se passassero camion pesanti, oppure sensazione di colpo secco come quello di una palla pesante contro un muro. Le automobili ferme oscillano. Finestre, piatti, bicchieri e porte vibrano. Al limite superiore del IV grado le pareti di legno e gli infissi si incrinano.
- V. Avvertito anche esternamente. Coloro che dormono si svegliano. I liquidi oscillano e a volte traboccano. Piccoli oggetti instabili si muovono e si ribaltano. Le porte si aprono e si chiudono. Imposte e quadri si muovono. Gli orologi a pendolo si fermano o cominciano a funzionare e cambiano periodo di oscillazione.
- VI. Avvertito da tutti. Molti impauriti corrono fuori dagli edifici. Finestre, piatti, bicchieri si rompono. Cadono i libri dagli scaffali ed i quadri dalle pareti. I mobili si muovono o si rovesciano. Le costruzioni fragili si incrinano. Piccole campane (come quelle delle chiese e delle scuole) suonano. Gli alberi ed i cespugli ondeggiano.
- VII. Difficile reggersi in equilibrio. Avvertito da quelli che sono alla guida di una automobile. I mobili si rompono. Danni moderati alle costruzioni in fango. Camini fragili si rompono alla base. Cadono intonaci, mattoni sciolti, pietre, cornicioni. Qualche incrinatura nelle costruzioni in pietra. Si formano onde nelle pozzanghere l'acqua diventa torbida con fango. Piccole frane e avvallamenti nei banchi di sabbia e ghiaia. Campane grandi suonano. Canali d'irrigazione in cemento sono danneggiati.
- VIII. La guida delle automobili è difficile. Danni alle costruzioni in pietra; collasso parziale. Qualche danno di stucchi e di qualche muro in mattoni. Oscillazioni o crollo di camini, ciminiere, monumenti, torri, serbatoi sospesi. Gli edifici oscillano sulle fondamenta; i tramezzi cadono. Si spezzano i rami degli alberi. Il flusso e la temperatura di sorgenti e di pozzi cambiano. Si formano fratture nel terreno umido e in forti pendenze.
- IX. Panico generale. Costruzioni di fango completamente distrutte; costruzioni in pietra fortemente danneggiate, a volte un collasso totale; costruzioni in mattoni seriamente danneggiate. Gli edifici crollano o sono spostati dalle fondamenta. Forti danni ai serbatoi. I tubi sotterranei si rompono. Si formano fratture cospicue nel terreno. In aree alluvionali sono spruzzati sabbia e fango; si formano crateri di sabbia.
- X. La maggioranza delle costruzioni è distrutta. Le strutture in legno, anche se ben costruite, ed i ponti sono distrutti. Forti danni alle dighe, ai canali di irrigazione e agli argini. Grandi frane. Invasione di acqua proveniente da canali, fiumi, laghi, ecc. Sabbia e fango sono spostati orizzontalmente sulle spiagge e nelle regioni pianeggianti. Le rotaie sono leggermente incurvate.
- XI. Le rotaie sono fortemente incurvate. I tubi sotterranei sono completamente inutilizzabili.
- XII. Danno quasi totale. Grandi massi di roccia spostati. La morfologia è alterata. Oggetti lanciati in aria.



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

Una variante, la scala Modified Mercalli (MM), è stata sviluppata nel 1931 per adattarsi alle condizioni di costruzione negli Stati Uniti, dove una successiva modifica è di uso comune.

La scala MCS-1930 deriva direttamente dalla scala Mercalli a dodici gradi, ai quali Cancani nel 1903 aveva fatto corrispondere adeguati intervalli di accelerazione. La versione della MCS attualmente in uso è quella modificata nel 1930 da Sieberg, nel cui lavoro viene fornita sia con le specifiche per esteso, che in forma ridotta



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

Scala MCS-1930

I grado. Impercettibile: evento rilevato soltanto dai sismografi.

II grado. Molto leggero: avvertito soltanto da rare persone nervose, oppure molto sensibili, che si trovano in uno stato di assoluto silenzio e quasi sempre ai piani superiori dei caseggiati.

III grado. Leggero: anche in zone densamente abitate viene percepito come scossa soltanto da una piccola parte delle persone che si trovano all'interno delle case, così come se passasse un'automobile a velocità elevata. Da alcuni viene riconosciuto come terremoto soltanto dopo che ne hanno parlato tra loro.

IV grado. Moderato: non molte delle persone che si trovano all'aria aperta percepiscono il terremoto. All'interno delle case il sisma viene invece riconosciuto da un maggior numero di persone, ma non da tutte, in seguito al tremolio, oppure alle lievi oscillazioni dei mobili, in conseguenza delle quali la cristalleria ed il vasellame, posti a breve distanza, si urtano come quando un autocarro pesante passa su un asfalto sconnesso; i vetri delle finestre tintinnano; porte, travi ed assi in legno scricchiolano, crepitano i soffitti. In recipienti aperti i liquidi vengono leggermente smossi. In casa si ha la sensazione che venga rovesciato un oggetto pesante (un sacco, un mobile), oppure di oscillare insieme con la sedia o il letto, come avviene su una nave con mare mosso. Questo movimento tellurico di solito non provoca paura nelle persone a meno che non siano nervose o apprensive a causa di terremoti precedenti. In rari casi si sveglia chi sta dormendo.

V grado. Abbastanza forte: il sisma viene percepito da numerose persone anche da quelle impegnate nelle attività giornaliere, in strada e, se sensibili, anche all'aria aperta. Nelle abitazioni si avverte la scossa in seguito al movimento ondulatorio dell'intero edificio. Si vedono le piante e le frasche, nonché i rami più piccoli dei cespugli e degli alberi agitarsi, come se ci fosse un vento moderato. Oggetti appesi come tendaggi, semafori, lampade e lampadari non troppo pesanti iniziano ad oscillare; dei campanelli risonano; gli orologi a pendolo subiscono un arresto oppure un'accelerazione, a seconda che la direzione della scossa sia perpendicolare o normale al moto di oscillazione; allo stesso modo gli orologi a pendolo fermi possono riprendere a funzionare; le molle dell'orologio tintinnano; la luce elettrica si mette a tremolare o viene a mancare in seguito ai movimenti che interessano le linee della corrente; i quadri urtano rumorosamente contro le pareti, oppure si spostano; da recipienti colmi ed aperti vengono versate fuori piccole quantità di liquido; possono cadere a terra ninnoli ed piccoli oggetti, così come avviene anche per oggetti addossati alle pareti; gli arredi leggeri possono perfino essere un po' spostati; i mobili strepitano; le porte e le imposte si aprono e si chiudono sbattendo; i vetri delle finestre si infrangono. Si svegliano quasi tutti coloro che stanno dormendo. In qualche caso le persone fuggono all'aperto.

VI grado. Forte: il terremoto viene percepito da tutti con un certo panico, tanto che molti fuggono all'aperto, mentre alcuni hanno anche la sensazione di cadere. I liquidi si agitano fortemente; quadri, libri ed analoghi oggetti cadono dalle pareti e dagli scaffali; le stoviglie vanno in pezzi; le suppellettili, anche quelle in posizione stabile, e perfino singole parti dell'arredamento vengono spostati se non addirittura rovesciate; si mettono a suonare le campane di dimensioni minori nelle cappelle e nelle chiese, gli orologi dei campanili battono le ore. In alcune case, anche se costruite in maniera solida si producono lievi danni: fenditure nell'intonaco, caduta del rivestimento di soffitti e di pareti. Danni più gravi, ma ancora non pericolosi, si hanno su edifici mal costruiti. Si può verificare la caduta di qualche tegola e pietra di camino.

VII grado. Molto forte: ragguardevoli lesioni vengono provocate all'arredamento delle abitazioni, anche agli oggetti di considerevole peso che si rovesciano e si frantumano. Rintoccano anche le campane di dimensioni maggiori. Corsi d'acqua, stagni e laghi si agitano di onde e s'intorbidiscono a causa della melma smossa. Qua e là, scivolano via parti delle sponde di sabbia e ghiaia. I pozzi variano il livellodell'acqua in essi contenuta. Danni modesti a numerosi edifici se solidamente costruiti: piccole spaccature nei muri, caduta di parti piuttosto grandi del rivestimento di calce e della decorazione in stucco, crollo di mattoni e in genere caduta di tegole. Molti camini vengono lesi da incrinature, da tegole in caduta, dalla fuoriuscita di pietre; i camini danneggiati crollano sul tetto e lo rovinano. Dalle torri e dagli edifici più alti cadono le decorazioni non ben fissate. Nelle costruzioni a traliccio, risultano ancora più gravi i danni ai rivestimenti. In alcuni casi si ha il crollo delle case mal costruite oppure riattate.

VIII grado. Rovinoso: i tronchi degli alberi ondeggiando tutti in maniera molto forte ed arrivano a spaccarsi. Anche i mobili più pesanti vengono spostati lontano dal proprio posto e a volte rovesciati. Statue, pietre miliari o cose similari poste sul terreno o anche nelle chiese, nei cimiteri e nei parchi pubblici, ruotano sul piedistallo oppure si rovesciano. Solidi muri di cinta in pietra vengono fessurati ed abbattuti.

Circa un quarto delle case riporta gravi danni; alcune di esse crollano; molte diventano inabitabili. Negli edifici costruiti con intelaiatura cade gran parte dei rivestimenti. Le case in legno vengono tirate giù o rovesciate. Specialmente i campanili delle chiese e le ciminiere delle fabbriche provocano con la loro caduta lesioni più gravi agli edifici circostanti di quanto non avrebbe fatto da solo il terremoto. In pendii e terreni acquirinosi si formano delle crepe; dai terreni intrisi di acqua fuoriescono sabbia e melma.

IX grado. Distruttivo: circa la metà delle case in pietra sono seriamente distrutte, molte crollano, la maggior parte diviene inabitabile. Case ad intelaiatura sono divelte dalle proprie fondamenta e compresse su se stesse, in tal modo vengono tranciate le travi di supporto degli ambienti ed in presenza di tali circostanze esse contribuiscono a distruggere considerevolmente le case.

X grado. Completamente distruttivo: gravissima distruzione di circa i 3/4 degli edifici; crolla la maggior parte delle costruzioni. Perfino solidi edifici di legno e ponti ben costruiti subiscono gravi lesioni, alcuni vengono distrutti. Argini e dighe ecc., chi più chi meno, sono danneggiati in maniera considerevole; i binari vengono leggermente piegati e le tubature (gas, acqua e scarichi) subiscono troncamenti, rotture e schiacciamenti. Nelle strade lastricate e asfaltate si formano crepe e per la pressione nel suolo si creano ampi corrugamenti ondulati. In terreni meno compatti e specialmente in quelli umidi si creano spaccature dell'ampiezza di più decimetri; in particolar modo si notano parallelamente ai corsi d'acqua fenditure che raggiungono larghezze fino a un metro. Non solo dai pendii scivola il terreno più franoso, ma interi macigni rotolano a valle. Grossi massi si staccano dagli argini dei fiumi e dalle coste scoscese; sulle rive basse e piatte si verificano spostamenti di masse sabbiose e fangose; ciononostante il rilievo del terreno non subisce cambiamenti essenziali. Spesso i pozzi variano il livello dell'acqua. Da fiumi, canali, laghi, ecc. le acque vengono spinte contro le rispettive sponde.

XI grado. Catastrofico: crollo di tutti gli edifici in muratura, anche se alcune solide costruzioni e le capanne di legno ad incastro di grande elasticità possono ancora resistere singolarmente. Anche i ponti più grandi e sicuri crollano a causa della caduta di pilastri in pietra o del cedimento di quelli in ferro. Argini e dighe vengono completamente staccati l'uno dall'altro, spesso anche per lunghi tratti, i binari fortemente piegati e compressi. Le tubature nel terreno vengono spaccate e rese irreparabili. Nel terreno si manifestano vari mutamenti di notevole estensione che sono determinati della natura del suolo: si aprono grandi crepe e spaccature ed il dissesto in direzione orizzontale e verticale è considerevole soprattutto in terreni soffici ed acquirinosi. Si verifica di conseguenza la fuoriuscita di acqua che pur nelle sue diverse forme di travaso porta con sé sempre sabbia e melma. Sono frequenti sfaldamenti del terreno e caduta di massi.

XII grado. Grandemente catastrofico: non resiste alcuna opera dell'uomo. Il suolo subisce le più grandi trasformazioni. Allo stesso modo i corsi d'acqua, sia che si trovino sulla superficie terrestre, sia che siano sotterranei, subiscono i mutamenti più disparati: si generano cascate, si formano laghi, i fiumi vengono deviati ecc.



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

Scala MCS-1930

Particolari		gradi
Avvertito	<i>solo in qualche caso, in silenzio, ai piani superiori</i>	I
	<i>da pochi in casa</i>	III
	<i>da numerose persone nelle case, da meno all'aperto</i>	IV
	<i>da tutti in casa e all'aperto</i>	V
Dormienti risvegliati	<i>rari</i>	IV
	<i>molti</i>	V
Fuga	<i>rari</i>	V
	<i>molti</i>	VI
Tintinnare di finestre, scricchiolare di porte, ecc.		IV
Oscillazione di oggetti sospesi	V	
Rintocchi di campane	<i>di orologi</i>	V
	<i>piccole</i>	VI
	<i>grandi</i>	VII
Oggetti si rovesciano	<i>rari</i>	V
	<i>molti</i>	VI
Caduta di tegole e pietre di camino	<i>poche</i>	VI
	<i>molte</i>	VII
Edifici in pietre normali		
Danni	<i>leggeri, rari</i>	VI
	<i>moderati, molti</i>	VII
Distruzioni	<i>1/4 di tutti gli edifici</i>	VIII
	<i>1/2 di tutti gli edifici</i>	IX
	<i>3/4 di tutti gli edifici</i>	X
Crolli	<i>rari</i>	VIII
	<i>più di un 1/4 di tutti gli edifici</i>	IX
	<i>più di un 1/2 di tutti gli edifici</i>	X
	<i>tutti gli edifici</i>	XI
Crollo di qualsiasi edificio di tutti i tipi dalle fondamenta		XII



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

- La scala Medvedev-Sponheuer-Karnik (MSK), introdotta in Europa nel 1964 e modificata nel 1981, ha anch'essa dodici stadi e differisce dalla scala MM soprattutto nei dettagli.

I. Non percepibile

Non avvertito, registrato solo dai [sismografi](#). Nessuno effetto sugli oggetti. Nessun danno alle costruzioni.

II. Difficilmente percepibile

Avvertito solo da individui a riposo. Nessuno effetto sugli oggetti. Nessun danno agli edifici.

III. Debole

Avvertito in casa da pochi. Gli oggetti appesi vacillano leggermente. Nessun danno agli edifici.

IV. Ampiamente osservato

Sentito in casa da molti e fuori casa solo da pochi. Poca gente viene svegliata. Vibrazione moderata. Osservatori sentono un leggero tremore o oscillazioni degli edifici, stanza, letto, sedia, ecc. Porcellana, oggetti di vetro, finestre e porte sono scossi. Gli oggetti appesi oscillano. Arredi leggeri sono visibilmente scossi in pochi casi. Nessun danno agli edifici.

V. Abbastanza forte

Avvertito in casa da molti, fuori casa da pochi. Poche persone sono spaventate e corrono fuori. Molti sono svegliati. Gli osservatori avvertono una forte scossa o sentono vacillare l'intero edificio, stanza o arredi. Gli oggetti appesi vacillano notevolmente. Porcellane e oggetti in vetro tintinnano. Porte e finestre si aprono e chiudono. In pochi casi i vetri delle finestre si rompono. I liquidi oscillano e possono fuoriuscire dai contenitori pieni. Gli animali domestici possono diventare agitati. Leggeri danni a pochi edifici malamente costruiti.

VI. Forte

Avvertito da molti in casa e da molti fuori casa. Alcune persone perdono il loro equilibrio. Molte persone sono spaventate e corrono fuori. Piccoli oggetti possono cadere e gli arredi possono essere spostati. Piatti e oggetti in vetro possono rompersi. Gli animali da fattoria possono spaventarsi. Visibili danni nelle strutture in muratura, crepe nell'intonaco. Crepe isolate sul suolo.

VII. Molto forte

La maggior parte della gente è spaventata e cerca di correre fuori. Gli arredi sono spostati e possono rovesciarsi. Oggetti cadono dagli scaffali. L'acqua schizza dai contenitori. Gravi danni agli edifici vecchi, i comignoli collassano. Piccole frane.

VIII. Dannoso

Molte persone trovano difficoltà a rimanere in piedi, anche fuori casa. Gli arredi possono essere rovesciati. Ondulazioni possono essere viste su un terreno molto soffice. Le strutture più vecchie collassano parzialmente o subiscono danni considerevoli. Ampie crepe e fessure si aprono, cadono massi.

IX. Distruttivo

Panico generale. Le persone possono essere scaraventate a terra. Ondulazioni vengono notate su terreni soffici. Le strutture scadenti collassano. Danni notevoli alle strutture ben costruite. Si rompono le condutture del sottosuolo. Fratturazione del suolo e frane diffuse.

X. Devastante

I muri degli edifici sono distrutti, le infrastrutture rovinare. Frane imponenti. Le masse d'acqua possono rompere gli argini, causando l'inondazione delle zone circostanti con formazione di nuovi bacini d'acqua.

XI. Catastrofico

La maggior parte di edifici e strutture collassano. Vasti sconvolgimenti del terreno, [maremoto](#).

XII. Molto catastrofico

Tutte le strutture presenti in superficie e nel sottosuolo vengono completamente distrutte. Il paesaggio muta completamente, i fiumi cambiano il loro corso, [maremoto](#).



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

- Nel 1998 è stata adottata una nuova Scala Macrosismica Europea (EMS-98), una versione abbreviata. La nuova scala EMS a 12 stadi si basa sulla scala MSK, ma tiene conto della vulnerabilità degli edifici al danno sismico e incorpora una valutazione più rigorosa dell'entità del danno alle strutture con diversi standard edilizi.
- La scala si concentra in particolare sugli effetti sulle persone e sugli edifici. Prende in considerazione le classificazioni sia della vulnerabilità di una struttura (cioè i materiali e il metodo di costruzione) sia del grado di danno.

Suddivisione

I. Non avvertito

Non avvertito, nemmeno nelle più favorevoli circostanze.

II. Avvertito appena

La vibrazione è avvertita in casa solo da alcuni individui a riposo, specialmente ai piani superiori degli edifici.

III. Debole

La vibrazione è debole ed è avvertita in casa da poche persone. La gente a riposo avverte un'oscillazione o un leggero tremore.

IV. Ampiamente avvertito

Il terremoto è avvertito in casa da molte persone, mentre all'esterno è avvertito da pochissime. Alcune persone vengono svegliate. Il livello di vibrazione non è spaventoso. Finestre, porte e stoviglie vibrano. Gli oggetti appesi oscillano.

V. Forte

Il terremoto è avvertito in casa dalla maggior parte delle persone, fuori da pochi. Molte persone vengono svegliate. Poche persone corrono fuori. Gli edifici subiscono un tremolio generalizzato. Gli oggetti appesi oscillano in modo considerevole. Porcellane e bicchieri producono all'unisono rumori d'acciottolio. La vibrazione è forte. Gli oggetti sbilanciati per il loro maggior peso nella parte superiore cadono giù. Le porte e finestre si aprono e chiudono.

VI. Leggermente dannoso

Avvertito in casa dalla maggioranza delle persone e da molte fuori. Molta gente negli edifici è spaventata e corre fuori. Cadono alcuni oggetti. Danni superficiali agli edifici ordinari; per esempio, sottili crepe nell'intonaco con caduta di piccoli pezzi.

VII. Dannoso

La maggior parte delle persone spaventata corre fuori dalle case. Gli arredi sono spostati e gli oggetti cadono dai ripiani in gran numero. Molte costruzioni ordinarie subiscono danneggiamenti moderati: piccole crepe nei muri; parziale collasso dei comignoli.

VIII. Fortemente dannoso

Gli arredi possono essere rovesciati. Molti edifici ordinari patiscono danni: i comignoli cadono; ampie crepe appaiono nei muri e alcuni edifici possono parzialmente collassare.

IX. Distruttivo

Monumenti e colonne cadono o sono distorte. Molti edifici ordinari collassano parzialmente mentre alcuni collassano completamente.

X. Molto distruttivo

Molti edifici ordinari collassano.

XI. Devastante

Molti edifici ordinari collassano, i più resistenti vengono gravemente danneggiati.

XII. Completamente devastante

Praticamente tutte le strutture sopra e sotto la terra sono pesantemente danneggiate o completamente distrutte.



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

Damage %	Rossi-Forel	Modified Mercalli	Geoflan	PRC	JMA	MSK
0	I	I	I	I	0	I
			II			II
	II	II	III	II	I	III
			III			III
	IV	IV	IV	IV	II	IV
			V			V
	VI	VI	V	VI	III	V
			VI			VI
	VII	VII	VI	VII	IV	VI
			VII			VII
	10	VIII	VII	VIII	V	VII
			VIII			VIII
20	IX	IX	IX	VI	VIII	
		X			X	
30	X	IX	X	VI	IX	
		X			X	
40	X	X	XI	VII	X	
		XI			XI	
50	X	XI	XII	VII	XI	
		XII			XII	
70	X	XII	XII	VII	XII	
		XII			XII	
90	X	XII	XII	VII	XII	
		XII			XII	

Figure 1



Intensità

Misura gli effetti di un terremoto sulle persone, sugli edifici e sul territorio.

SCALA MERCALLI	
I - Strumentale	Avvertita solo dagli strumenti
II - Debole	Avvertita solo da poche persone sensibili in condizioni particolari
III - Leggera	Avvertita da poche persone
IV - Moderata	Avvertita da molte persone; tremiti di infissi e cristalli; oscillazione di oggetti sospesi
V - Piuttosto forte	Avvertita da molte persone, anche addormentate; caduta di oggetti
VI - Forte	Qualche lesione agli edifici
VII - Molto forte	Caduta di comignoli; lesione agli edifici
VIII - Distruttiva	Rovina parziale di alcuni edifici; vittime isolate
IX - Rovinosa	Rovina totale di alcuni edifici; molte vittime; crepacci nel suolo
X - Disastrosa	Crollo di parecchi edifici; numerose vittime; crepacci evidenti nel terreno
XI - Molto disastrosa	Distruzione di agglomerati urbani; moltissime vittime; crepacci; frane; maremoto
XII - Catastrofica	Danneggiamento totale; distruzione di ogni manufatto; pochi superstiti; sconvolgimento del suolo; maremoto

Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

Intensità

Hai Sentito il Terremoto x Hai Sentito il Terremoto - D | +
← → ↻ 🏠 | haisentitoilterremoto.it/compile.html

Add to the favorites bar by selecting ☆, or by getting them from another browser. [Import your favorites](#)

[Mappe Macrosismiche](#) [Compila il questionario](#) [Servizio Info-Terremoti](#)

Questo sito è nato per monitorare, in tempo reale, gli effetti dei terremoti Italiani e per farli conoscere alla popolazione. Questo è possibile grazie al contributo di ogni persona che compilando il nostro questionario macrosismico descrive la propria esperienza. Queste informazioni sono preziose perché permettono tra le altre cose di individuare le aree che possono amplificare le onde sismiche. Le [mappe dei risentimenti dai terremoti](#) avvertiti dalla popolazione vengono elaborate utilizzando i dati dei questionari macrosismici e si aggiornano ogni volta che viene compilato un nuovo questionario. Iscrivendosi al servizio [Info-Terremoti](#) è possibile essere informati tramite e-mail quando si verifica un evento sismico nella propria zona di residenza (leggi il [disclaimer](#))

*** campi obbligatori**

DATA E ORA DEL TERREMOTO

Seleziona dalla lista il terremoto a cui ti riferisci. Se non lo trovi seleziona *Terremoto non in lista* e specifica data e ora dell'osservazione.

Seleziona il terremoto dalla lista

oppure

Terremoto non in lista gg / mm / aaaa - hh : mm

DOVE TI TROVAVI

Regione *

Provincia *

Comune *

Frazione

Indirizzo

Numero civico

Dove ti trovavi *

Piano *

Numero totale dei piani dell'edificio *

Cosa stavi facendo *

HAI AVVERTITO IL TERREMOTO O OSSERVATO I SUOI EFFETTI? *

Si

No

INFORMAZIONI PERSONALI (OPZIONALI)

I dati provenienti dai questionari sono utilizzati esclusivamente dall'INGV per migliorare la conoscenza degli effetti sul territorio conseguenti ad un evento sismico. Questi dati sono tutelati dall'INGV contro qualsiasi utilizzo illecito da parte di terzi. Le informazioni opzionali del compilatore sono mantenute esclusivamente dall'INGV nel rispetto della privacy (D.Lgs. 196/2003). Per eventuali richieste di cancellazione dei dati scrivere a haisentitoilterremoto@ingv.it.

Email

Cognome

Nome

Età

Sesso

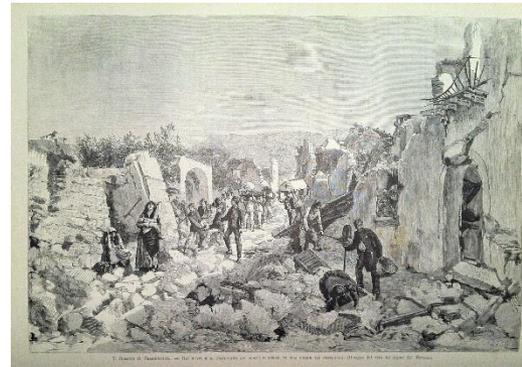
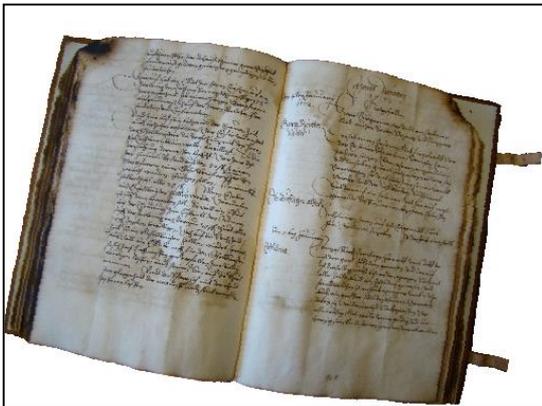
Telefono



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

Intensità





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa



Rappresentazione artistica del terremoto di Basel 1356



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

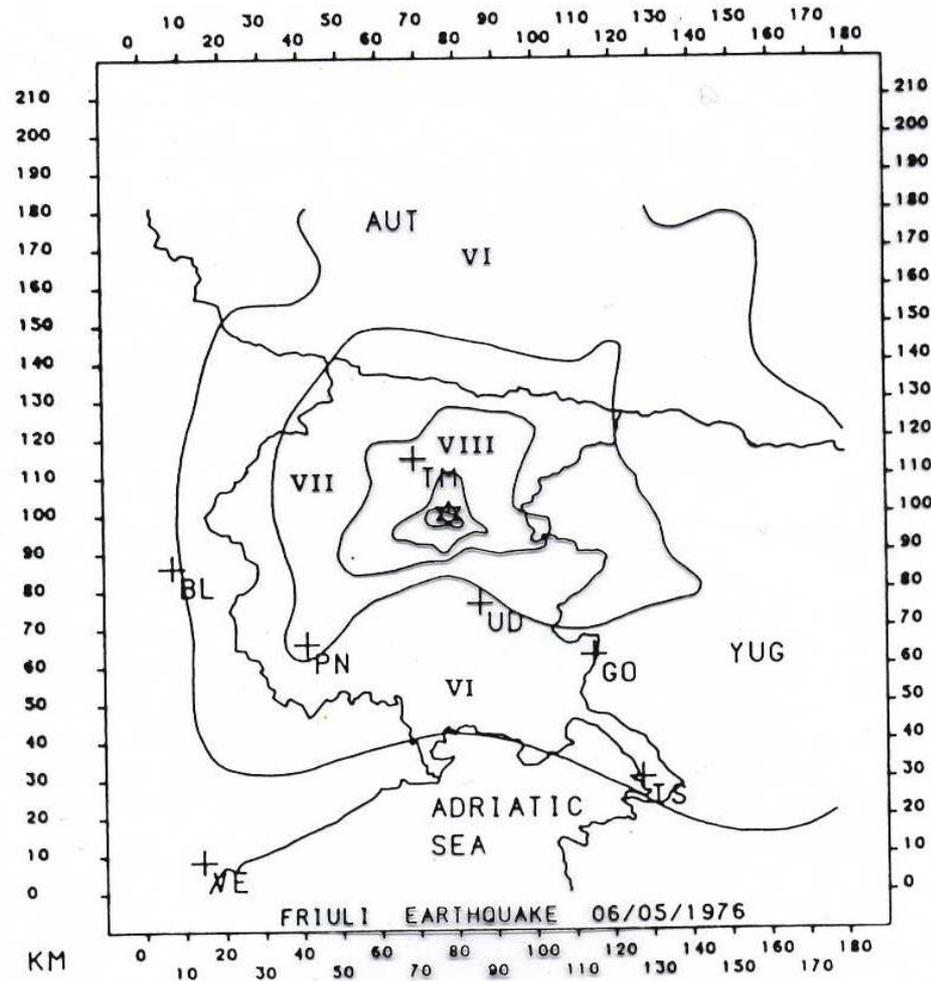
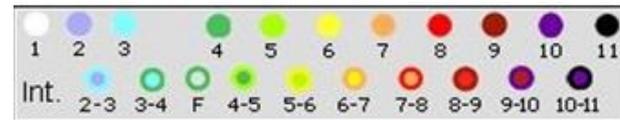
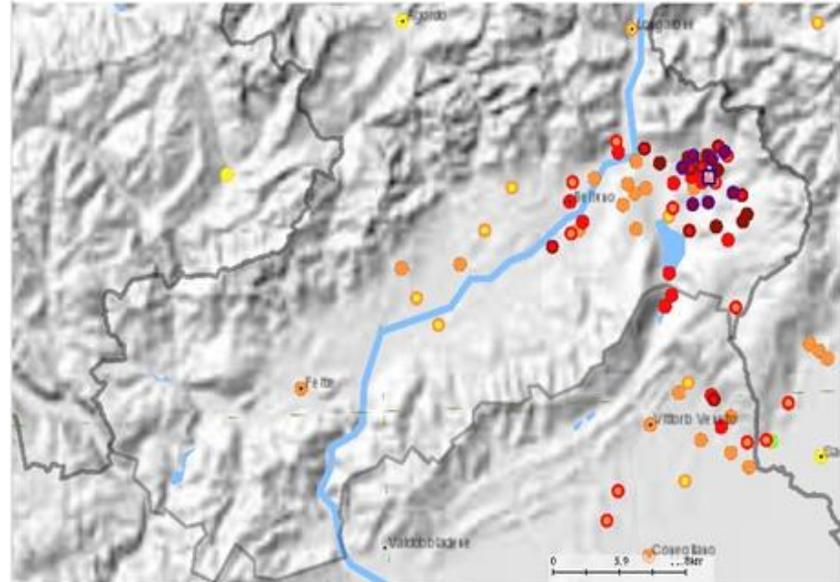


Figure 10. Observed isoseismals of the May 6, 1976 Friuli earthquake, MSK scale (after Giorgetti, 1976).



Intensità

Terremoto di Belluno del 29 giugno 1873, Mw 6.3

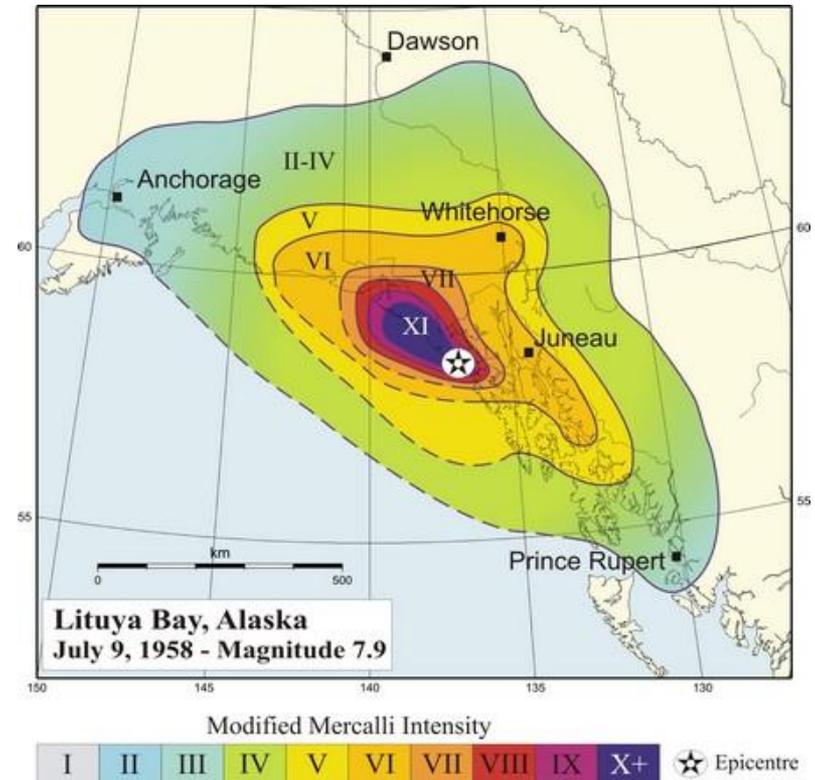
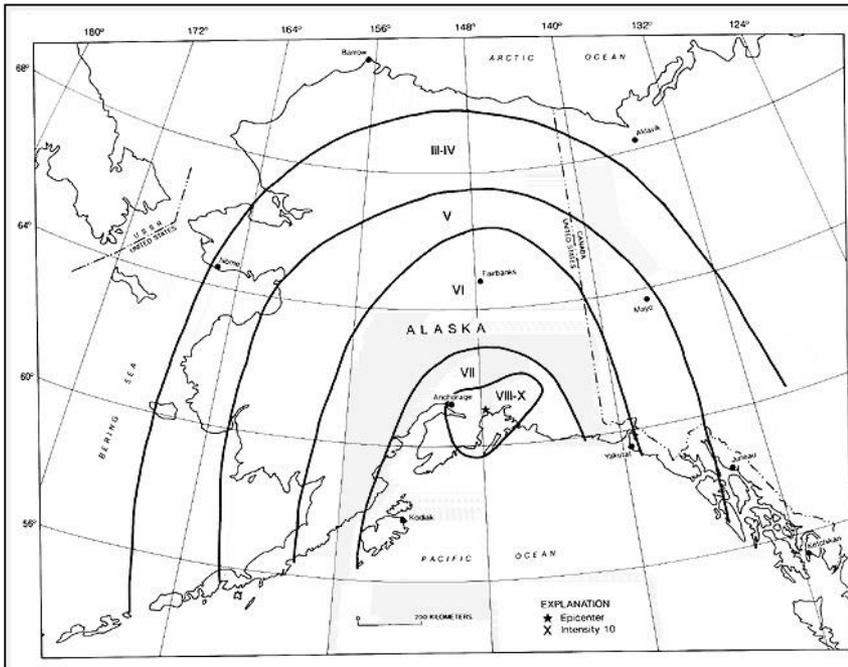




Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

- In order to evaluate the active seismicity of a region questionnaires may be distributed to the population, asking for observations that can be used to estimate the intensity experienced. The questionnaires are evaluated with the aid of an intensity scale, and the intensity recorded at the location of each observer is plotted on a map.
- Continuous lines are then drawn to outline places with the same intensity, in the same way that contour lines are used on topographic maps to show elevation.





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

- Il confronto delle mappe isosismiche con le mappe geologiche aiuta a spiegare la risposta del terreno alla scossa di un terremoto. Si tratta di informazioni preziose per comprendere il rischio sismico. Le fondamenta su cui vengono erette le strutture giocano un ruolo fondamentale nella loro sopravvivenza a un terremoto. Ad esempio, i sedimenti morbidi possono amplificare il movimento del terreno, aumentando i danni causati. Ciò è ancora più grave quando i sedimenti hanno un elevato contenuto d'acqua, nel qual caso si può verificare la liquefazione dei sedimenti stessi, privando le strutture costruite su di essi del supporto e favorendone il crollo.

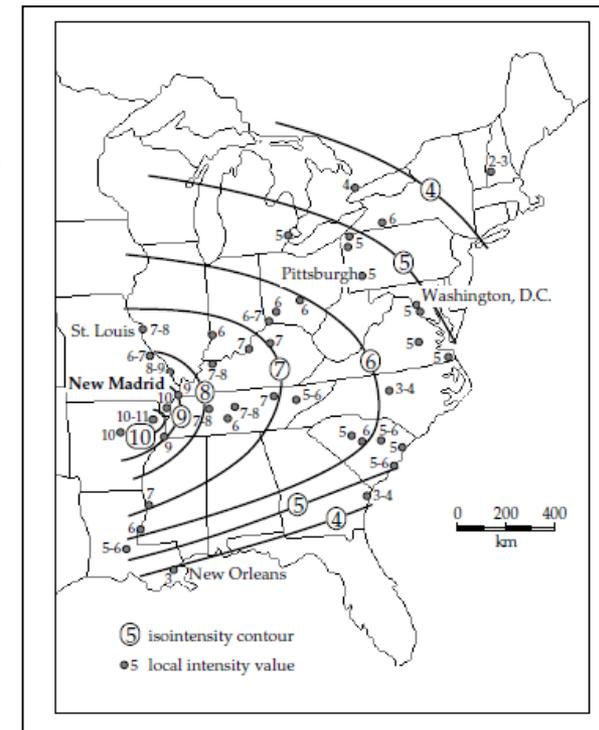


Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

- I dati di intensità svolgono un ruolo importante nel determinare la sismicità storica di una regione. Un terremoto ha conseguenze drammatiche per una popolazione; questo era particolarmente vero nel passato storico, quando i rischi reali erano aumentati dalla superstizione.
- La data (e persino l'ora) del verificarsi di forti terremoti e le osservazioni dei loro effetti locali sono state registrate per secoli in documenti ecclesiastici e civili. Da tali registrazioni è talvolta possibile estrarre informazioni sufficienti per stimare l'intensità sperimentata dall'osservatore di un determinato terremoto.
- Se la densità di popolazione è sufficientemente alta, può essere possibile costruire una mappa isosismica dalla quale si può individuare approssimativamente l'epicentro della scossa.

Un esempio interessante di questo tipo di analisi è lo studio dei terremoti di New Madrid del 1811-1812, che causarono devastazioni nella valle del Mississippi e furono avvertiti fino alle coste dell'Atlantico e del Golfo del Messico. Probabilmente ci furono tre grandi terremoti, ma gli eventi si verificarono prima dell'invenzione del sismografo e quindi i dettagli dell'accaduto dipendono dai resoconti soggettivi degli osservatori. I documenti storici dell'epoca consentono di sviluppare una mappa dell'intensità per l'area colonizzata a est del Mississippi, ma la popolazione pionieristica a ovest del fiume era all'epoca troppo scarsa per lasciare documenti adeguati per l'interpretazione dell'intensità. Sulla base delle prove disponibili, si stima che questi terremoti abbiano avuto magnitudo di 7,8-8,1.





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa



Danni alla chiesetta di Buia dovuti al terremoto del Friuli 1976



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

Effetti di sito





EFFETTI LOCALI INDOTTI DA UN EVENTO SISMICO

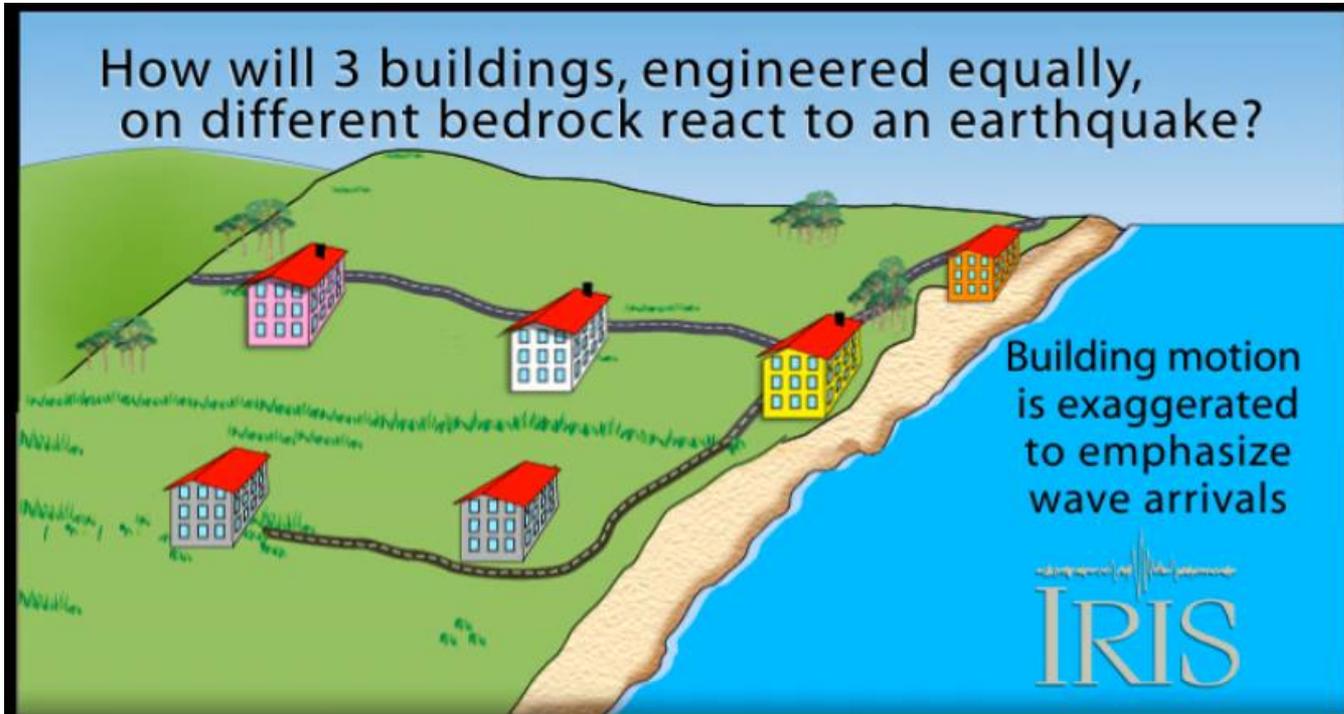


Emilia

20 maggio 2012 ore 04:03

M=5.9

Effetti di sito

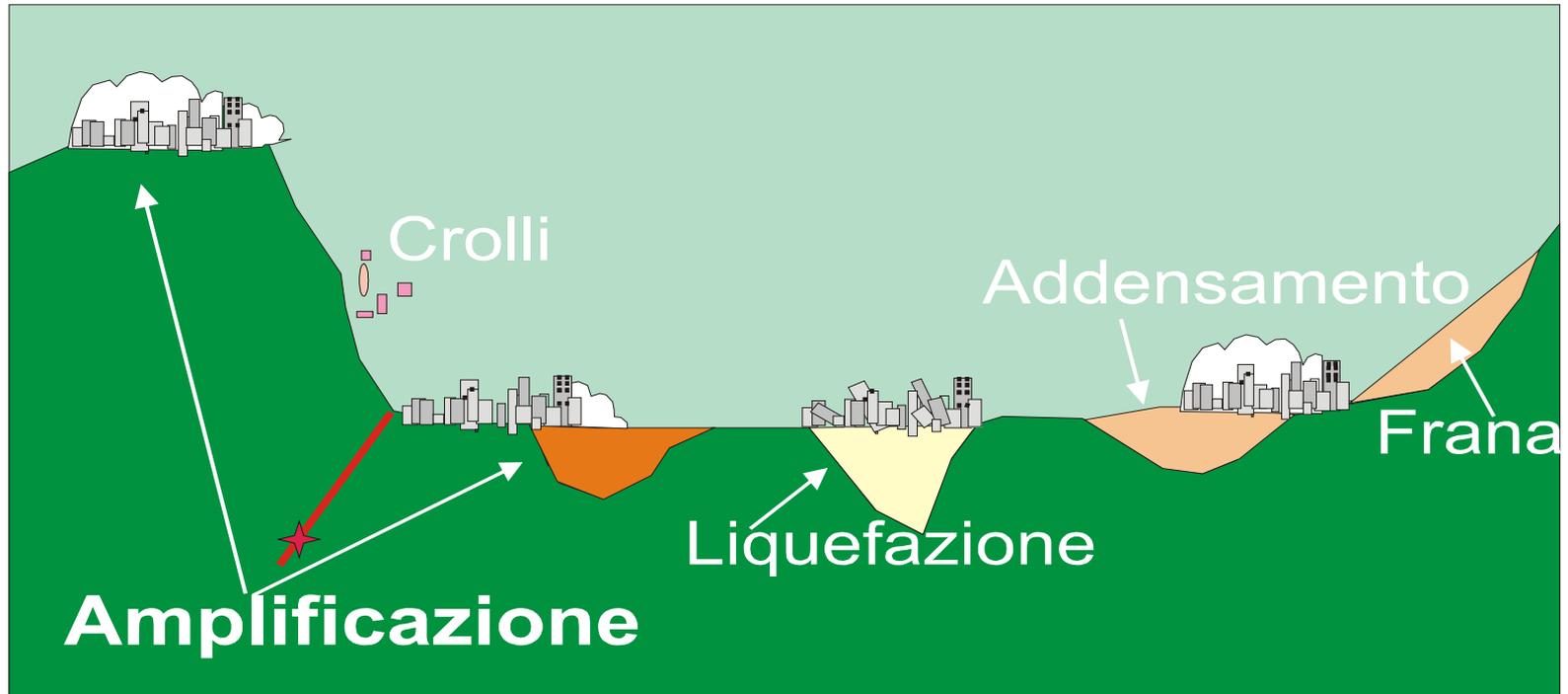


Two variables affect damage during earthquake:

- 1) Intensity of shaking (*felt motion, not magnitude*)
- 2) Engineering



EFFETTI LOCALI INDOTTI DA UN EVENTO SISMICO



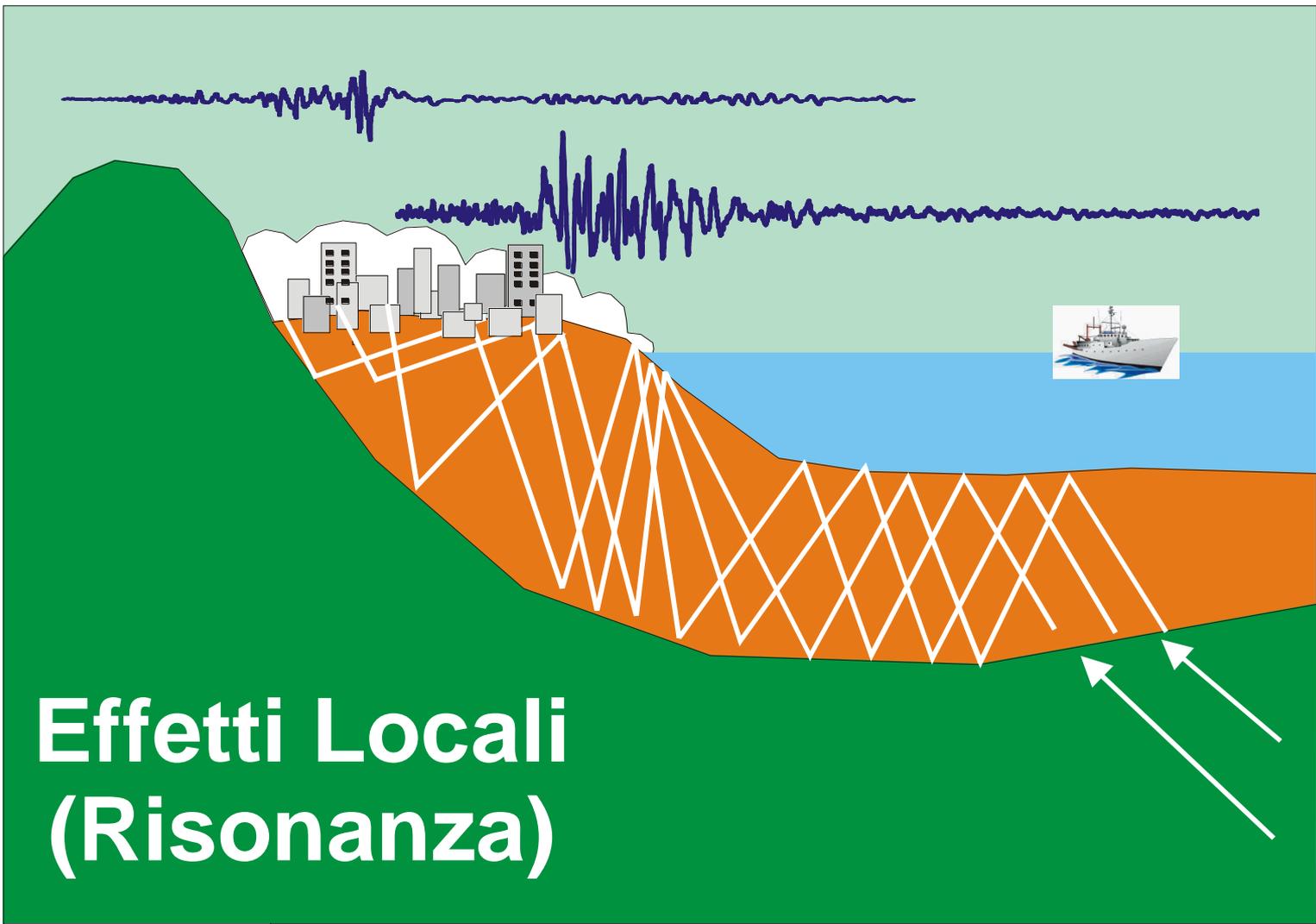


EFFETTI LOCALI

Fisica Terrestre 2024-2025

INDOTTI DA UN EVENTO SISMICO

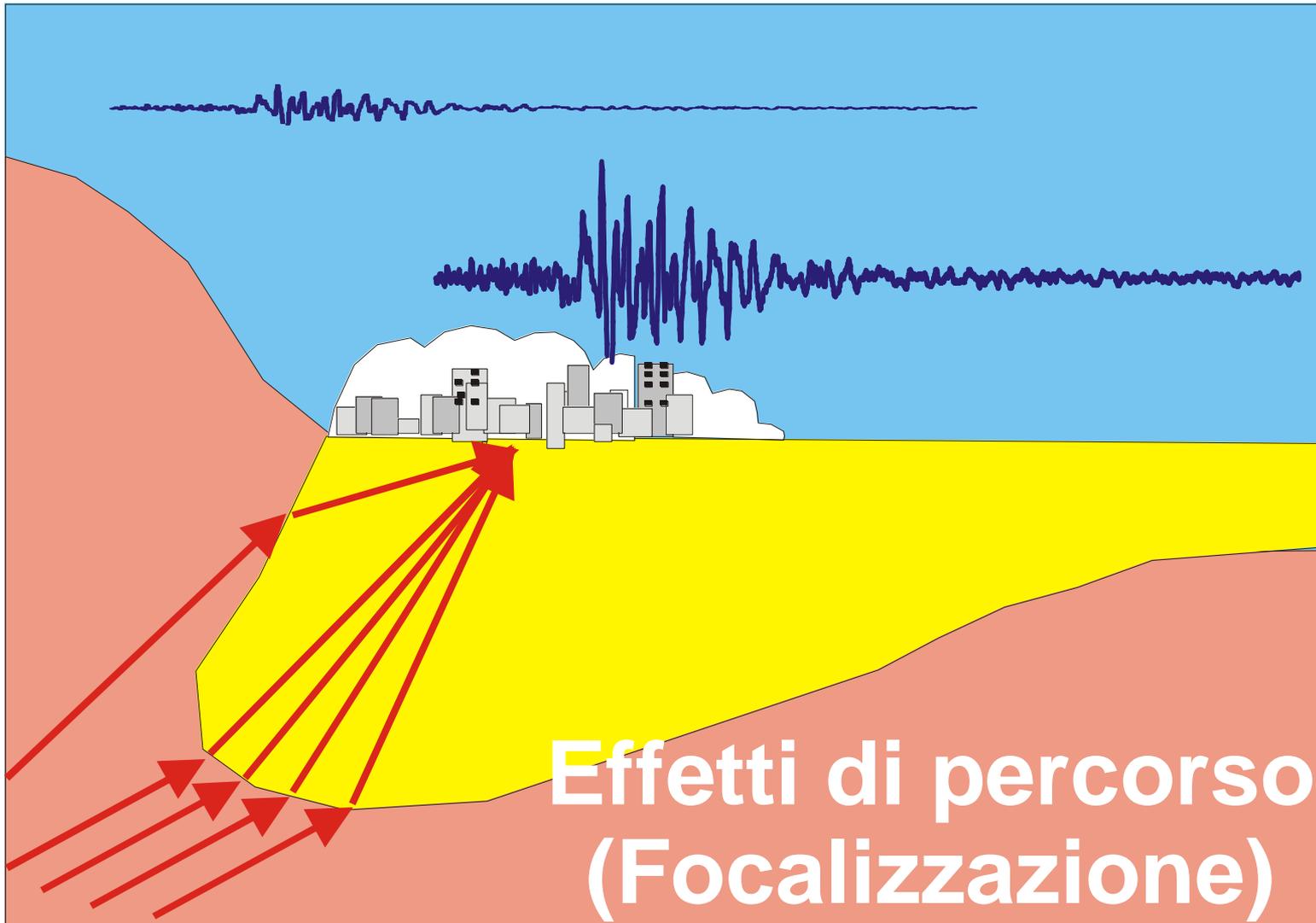
Giovanni Costa



**Effetti Locali
(Risonanza)**

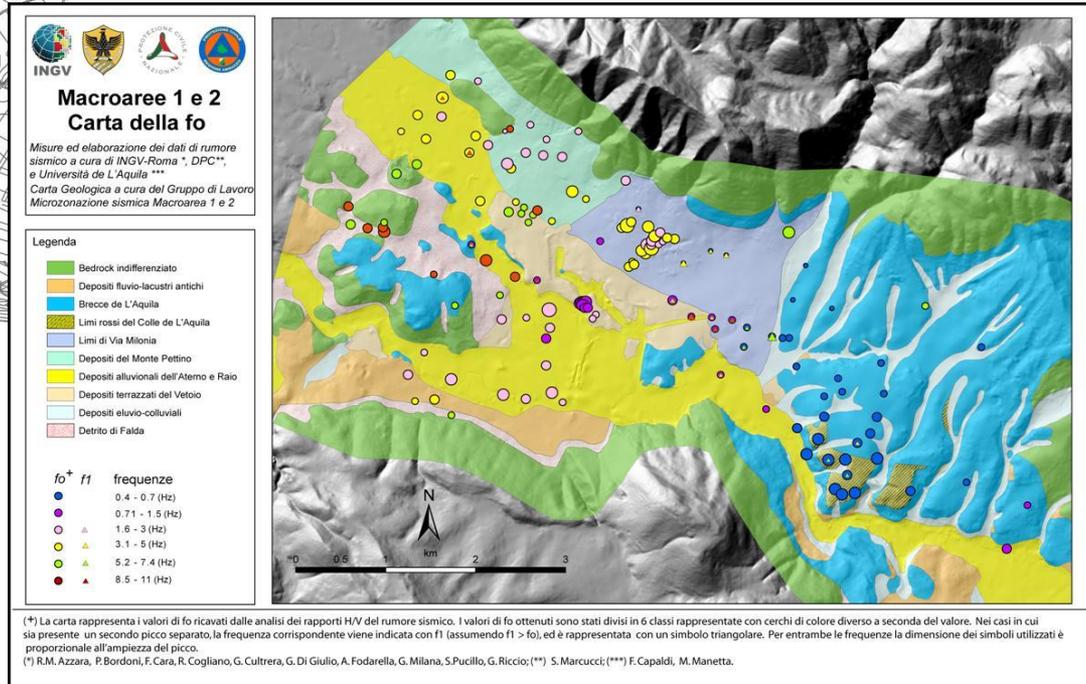
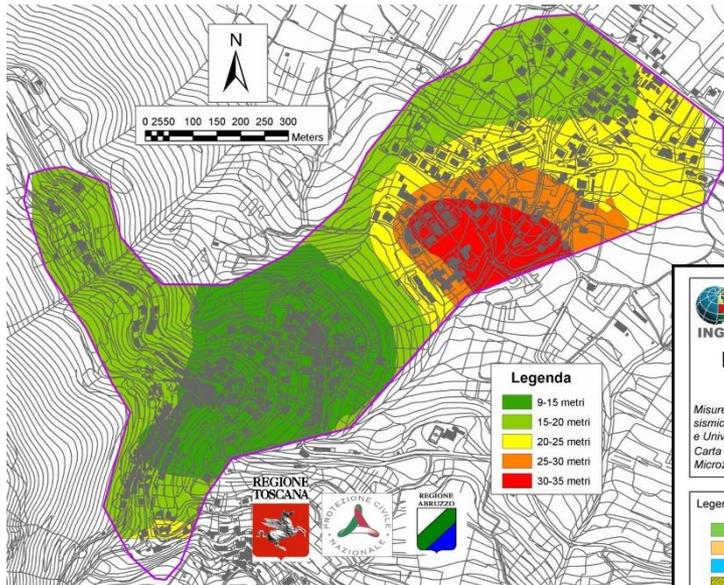


EFFETTI LOCALI INDOTTI DA UN EVENTO SISMICO





Microzonazione sismica

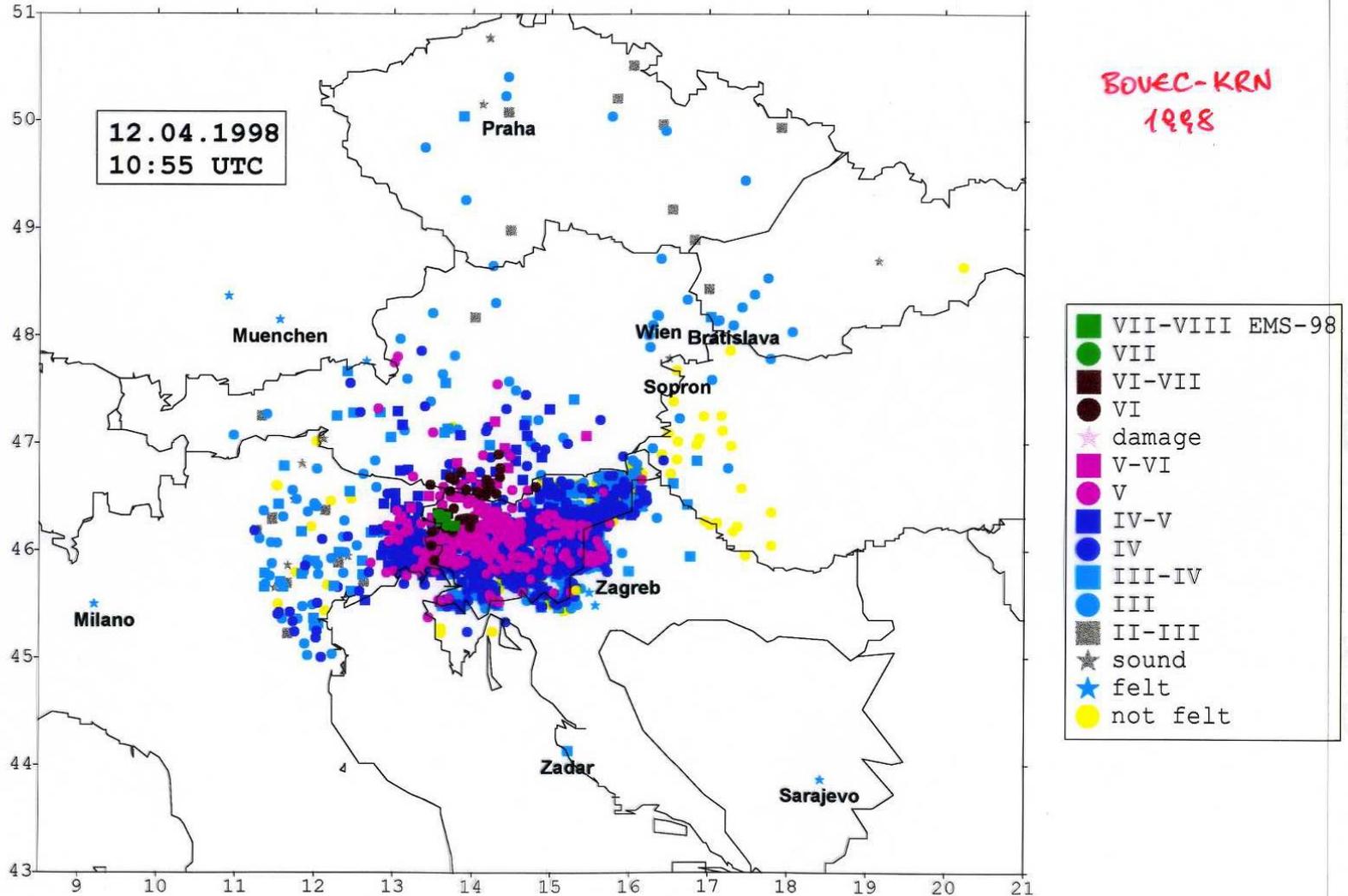




Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

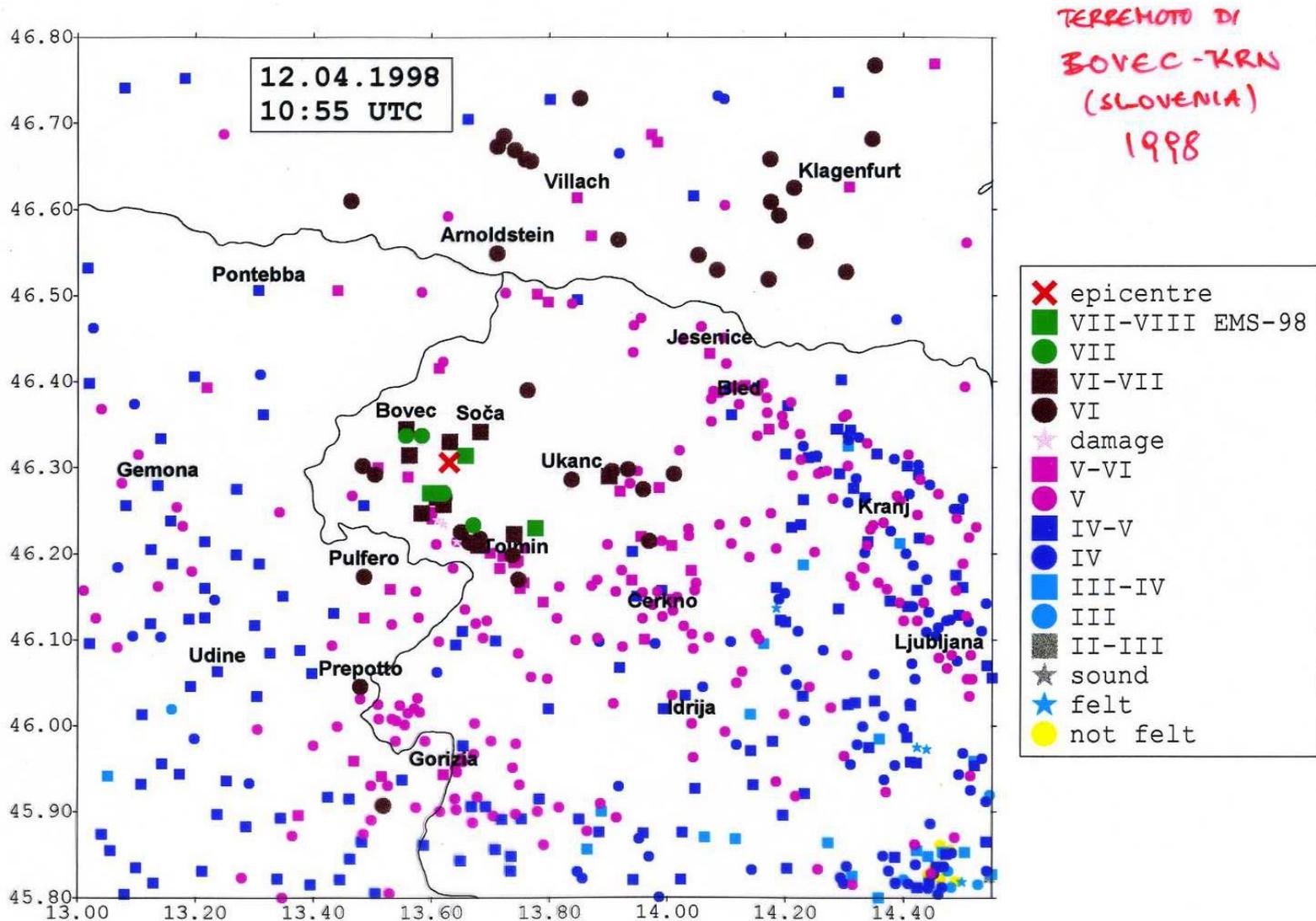
INTENSITIES OF THE MAIN SHOCK





Fisica Terrestre 2024-2025

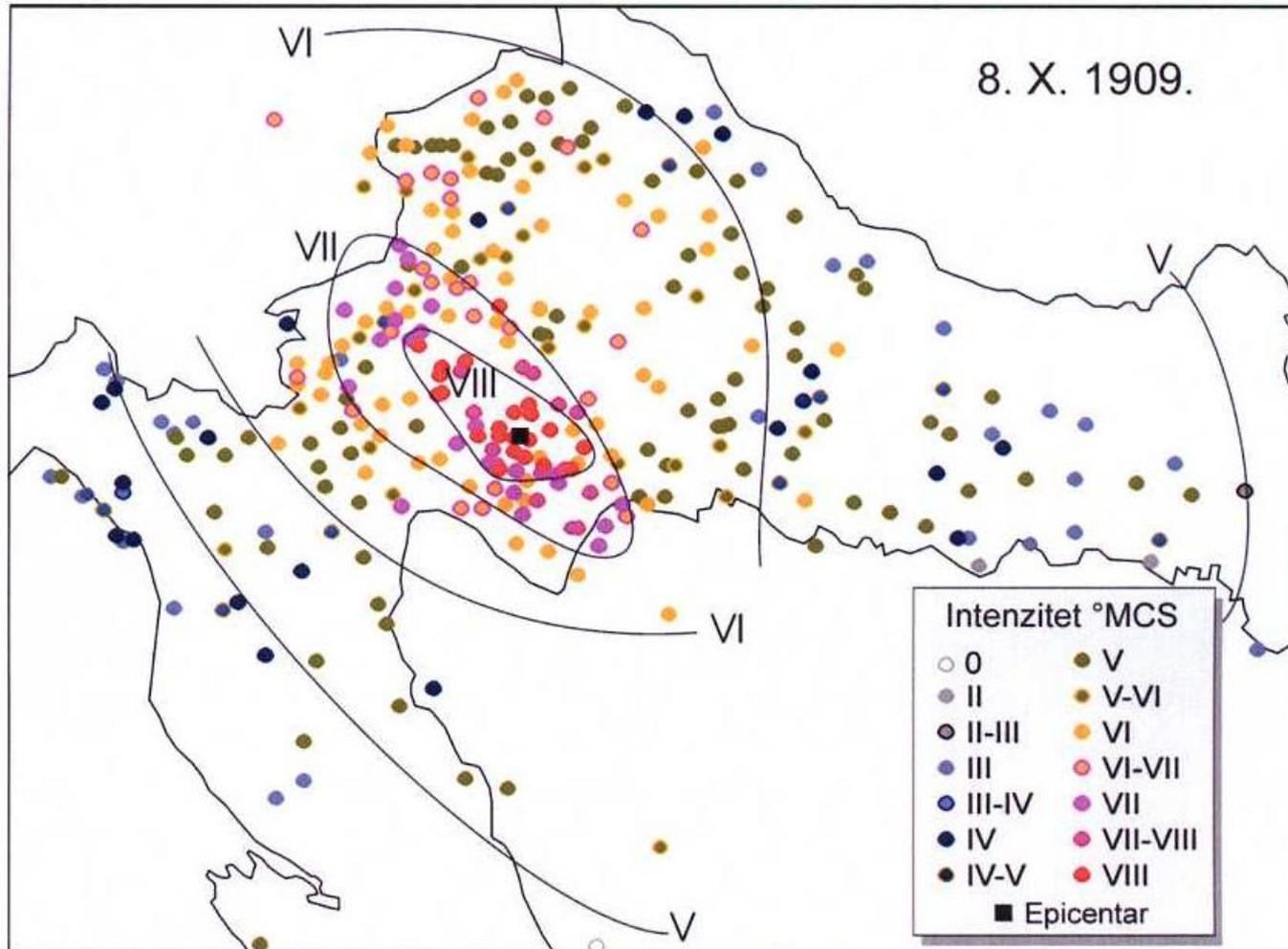
Giovanni Costa





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa



Tracciamento delle isosisme



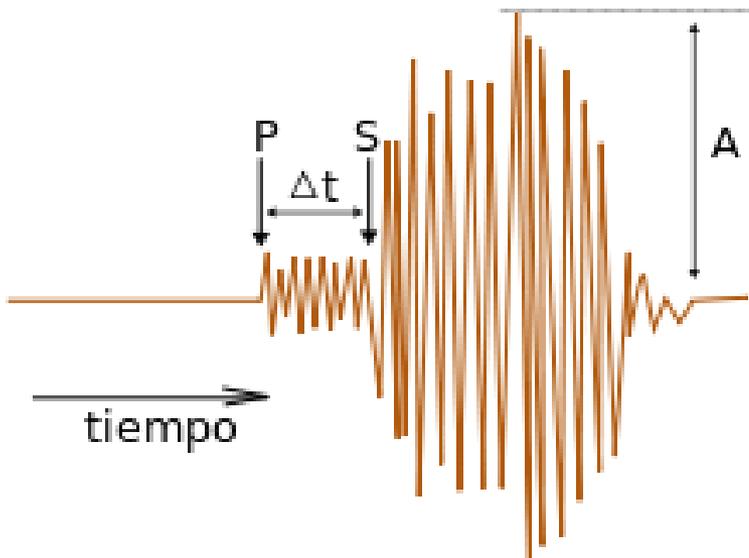
Terremoto: magnitudo

- La magnitudo è una misura determinata sperimentalmente della “dimensione” di un terremoto. Nel 1935 C. F. Richter tentò di classificare le dimensioni dei terremoti locali nella California meridionale sulla base dell'ampiezza delle vibrazioni del suolo prodotte a una distanza nota dall'epicentro. Le vibrazioni sono state registrate da sismografi, che sono stati standardizzati per avere la stessa risposta a un determinato stimolo.
- La definizione originale di magnitudo di Richter si basava sulle ampiezze delle onde di superficie (A_s) registrate dai sismografi a una distanza epicentrale di 100 km.
- Poiché i sismografi erano situati a varie distanze dal terremoto, è stato aggiunto un termine supplementare per compensare l'attenuazione del segnale all'aumentare della distanza epicentrale.



Magnitudo

La **magnitudo**, più propriamente, è un parametro atto a rappresentare l'energia sprigionata da un terremoto. Viene calcolata sulla base di misure effettuate sul sismogramma, maggiore è l'energia liberata dal sisma maggiori sono le ampiezze delle oscillazioni registrate. Misurata per molti anni (simbolo M) tramite la Scala Richter, oggi esistono diverse scale di magnitudo. Tutte le scale, a differenza della Scala Mercalli, non sono decimali ma *logaritmiche* perciò la differenza di un'unità implica un potenziale energetico di circa *30 volte maggiore o minore*.



$$M = \log A / A_0 + \varepsilon$$

A = ampiezza massima delle oscillazioni del terremoto che si sta osservando

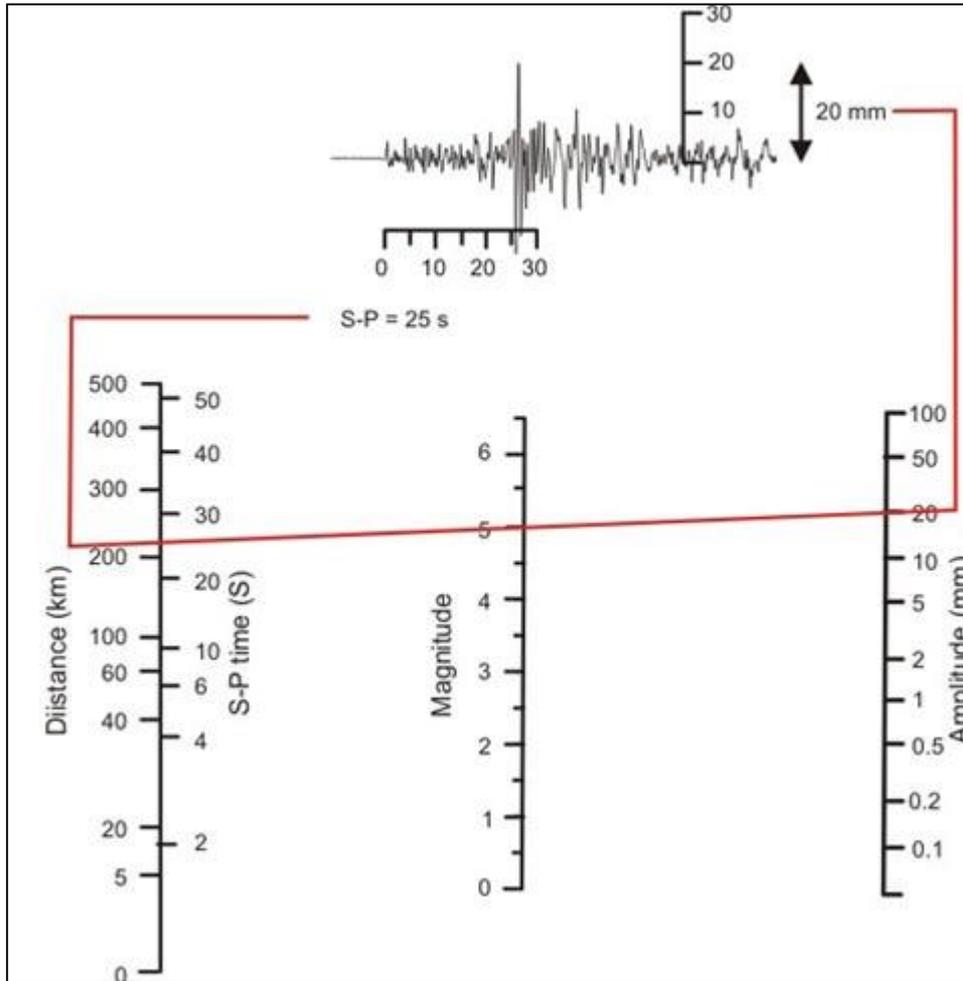
A₀ = ampiezza massima delle oscillazioni causate da un terremoto di riferimento

ε = fattore di correzione (distanza reale dall'epicentro, profondità dell'ipocentro)



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa



Procedure for calculating the local magnitude, M_L

1. Measure the distance to the focus using the time interval between the S and the P waves ($S - P = 24$ seconds).
2. Measure the height of the maximum wave motion on the seismogram (23 millimeters).
3. Place a straight edge between appropriate points on the distance (left) and amplitude (right) scales to obtain magnitude $M_L = 5.0$.

$$M_L = \log_{10}(A) - \log_{10}(\Delta) \quad [Eq 3]$$

General form of Magnitude scales:

$$M = \log(A/T) + F(h, \Delta) + C$$

A is the amplitude of the signal

T is its dominant period

F is a correction for the variation of amplitude with the earthquake's depth h and distance Δ from the seismometer

C is a regional scale factor



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

- Strumenti sempre più sensibili hanno permesso di registrare i segnali di terremoti lontani; quelli provenienti da eventi con distanze epicentrali superiori a 20° sono noti come segnali telesismici. In origine, la magnitudo era determinata dal movimento orizzontale del suolo, poiché le stazioni sismologiche erano dotate principalmente di sismometri a movimento orizzontale. Tuttavia, le onde di superficie registrate da questi strumenti consistono in onde di Love e di Rayleigh sovrapposte, il che complica l'interpretazione teorica delle registrazioni.
- I sismometri a movimento verticale registrano solo le onde di Rayleigh (insieme alle onde P e SV) e quindi la definizione della magnitudo delle onde di superficie si è progressivamente basata sulla componente verticale del movimento. La maggior parte delle magnitudo delle onde di superficie assegnate ai terremoti in tutto il mondo si basa ora sulle registrazioni del moto verticale.
- L'International Association for Seismology and Physics of the Earth's Interior (IASPEI) ha adottato la seguente definizione di magnitudo delle onde di superficie (M_s) di un terremoto:

$$M_s = \log_{10} \left(\frac{A_s}{T} \right) + 1.66 \log_{10} (\Delta) + 3.3 \quad [Eq 4]$$



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

$$M_s = \log_{10}\left(\frac{A_s}{T}\right) + 1.66 \log_{10}(\Delta) + 3.3 \quad [Eq 4]$$

dove A_s è la componente verticale del movimento del suolo in micrometri (μm) determinata dalla massima ampiezza dell'onda di Rayleigh, T è il periodo dell'onda (18-22 secondi), Δ è la distanza epicentrale in gradi ($20^\circ < \Delta < 160^\circ$), e dove il terremoto ha una profondità focale inferiore a 50 km.

- La profondità della sorgente influenza la natura del treno di onde sismiche, anche quando viene rilasciata la stessa energia. Un terremoto con un fuoco profondo può generare solo un piccolo treno di onde superficiali, mentre i terremoti poco profondi causano onde superficiali molto forti. L'equazione 4 per M_s è stata ricavata dallo studio di terremoti poco profondi, osservati a una distanza superiore a 20° . Pertanto, è necessario apportare delle correzioni al valore calcolato di M_s per compensare gli effetti di una profondità focale superiore a 50 km o di una distanza epicentrale inferiore a 20° .

L'ampiezza delle onde corporee non è sensibile alla profondità focale. Di conseguenza, sono state sviluppate scale di magnitudo dei terremoti da utilizzare con le onde di corpo. Un'equazione, proposta da B. Gutenberg nel 1945, può essere utilizzata per calcolare la magnitudo delle onde di corpo (m_b) dall'ampiezza massima (A_p) del moto del suolo associato alle onde P con periodo (T) inferiore a 3 s:

$$m_b = \log_{10}\left(\frac{A_p}{T}\right) + Q(\Delta, h) \quad [Eq 5]$$



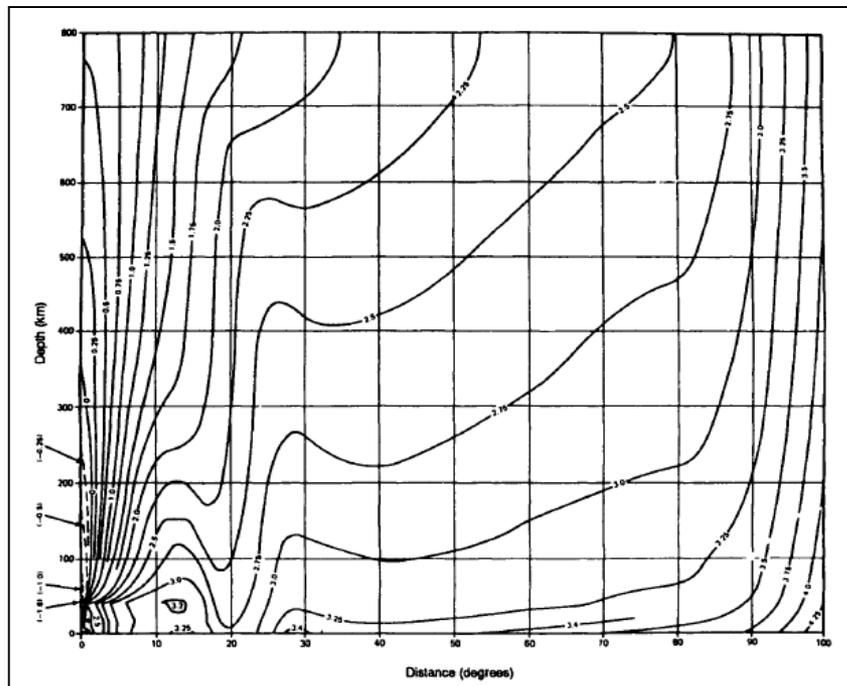
Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

$$M_s = \log_{10}\left(\frac{A_s}{T}\right) + 1.66 \log_{10}(\Delta) + 3.3 \quad [Eq 4]$$

$$m_b = \log_{10}\left(\frac{A_p}{T}\right) + Q(\Delta, h) \quad [Eq 5]$$

Dove $Q(\Delta, h)$ è una correzione empirica per l'attenuazione del segnale dovuta alla distanza epicentrale (Δ) e la profondità focale (h) che si ottiene leggendo direttamente da un grafico o da una tabella di valori.

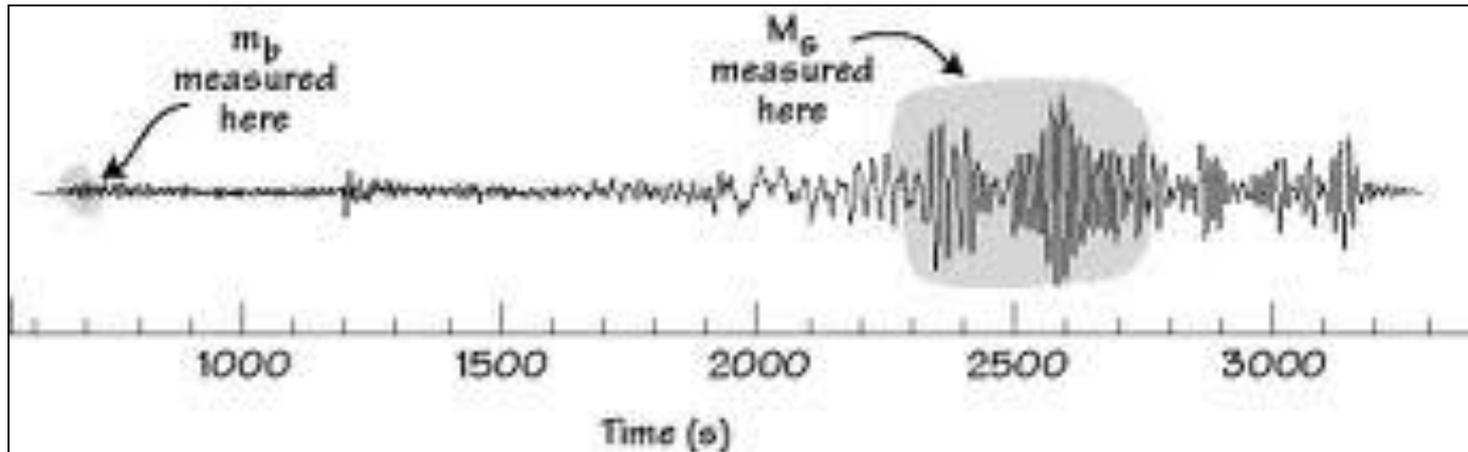




Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

Per alcuni terremoti è possibile calcolare sia M_s che m_b . Purtroppo, le diverse stime della magnitudo spesso non concordano bene, tranne che per i piccoli terremoti. Ciò è dovuto al modo in cui il terreno risponde a un evento sismico e alla diversa natura delle onde di corpo e delle onde di superficie. Le onde del corpo hanno una diversa dipendenza dell'ampiezza dalla frequenza rispetto alle onde di superficie. m_b è stimata da una fase ad alta frequenza (1 Hz), mentre M_s è determinata da vibrazioni a bassa frequenza (0,05 Hz).





Fisica Terrestre 2024-2025

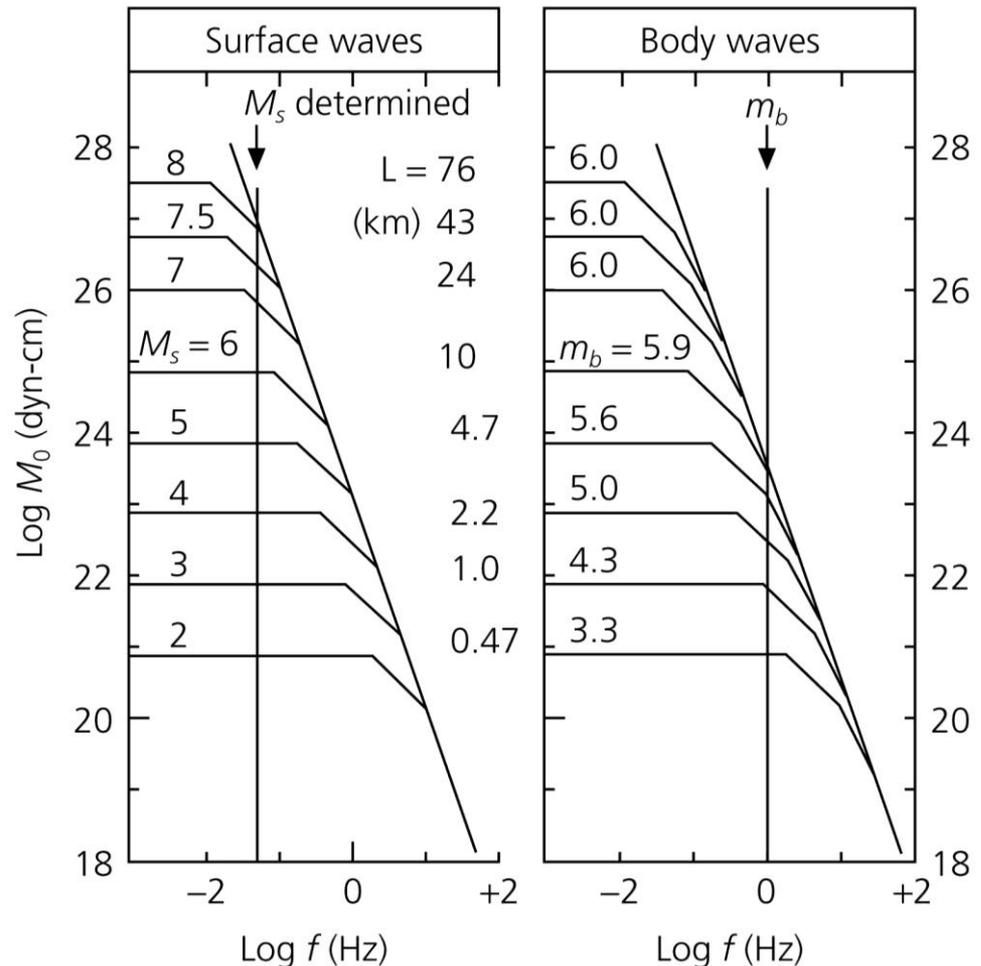
Giovanni Costa

DIFFERENT MAGNITUDES REFLECT ENERGY RELEASE AT DIFFERENT PERIODS

1 s - Body wave
magnitude m_b

20 s - Surface wave
magnitude M_s

Long period - moment
magnitude M_w derived
from moment M_0

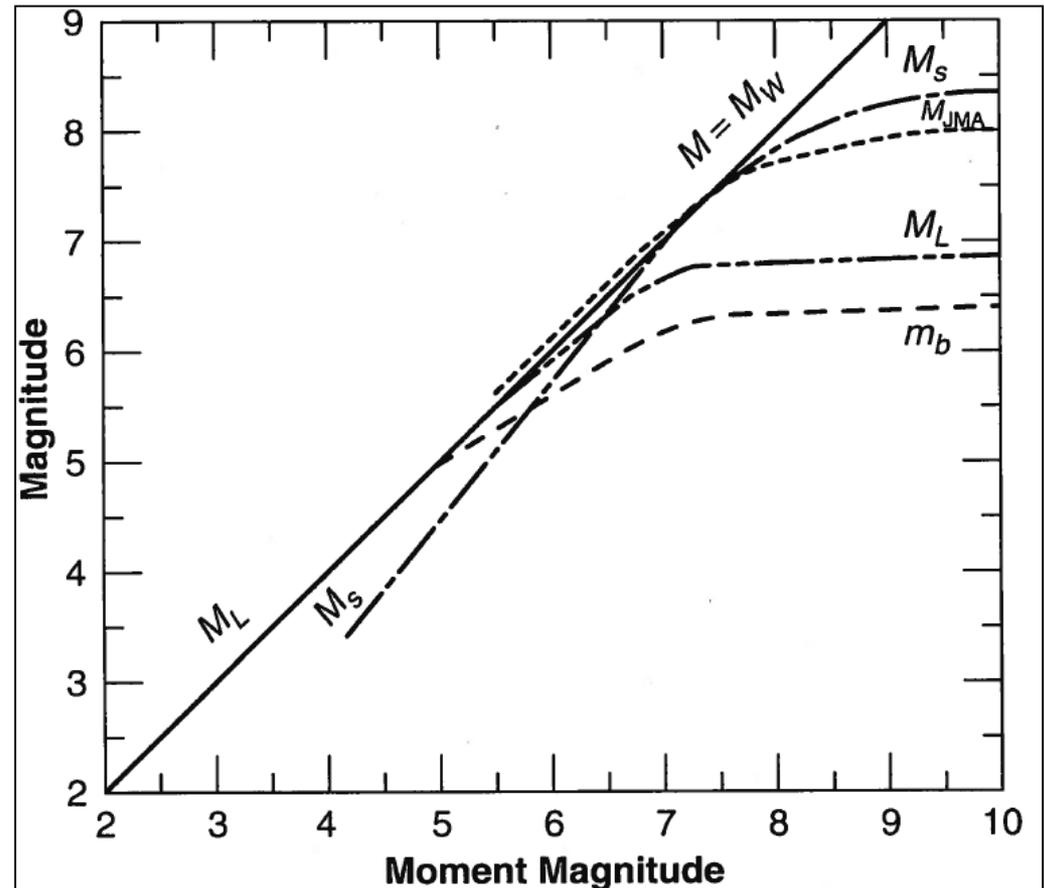




Terremoto: saturazione della magnitudo

- Al di sopra di una certa dimensione, ogni metodo diventa insensibile alle dimensioni del terremoto e presenta una saturazione della magnitudo. Ciò si verifica per le stime delle onde di corpo a circa $m_b > 6$; tutti i terremoti più grandi danno la stessa magnitudo delle onde di corpo. Allo stesso modo, le stime della magnitudo delle onde di superficie si saturano a $M_s > 8$.

- Quindi, per terremoti molto grandi, M_s e m_b sottostimano l'energia rilasciata. Una definizione alternativa di magnitudo, basata sullo spettro a lungo periodo, è la seguente (M_w) dell'onda sismica, è preferito per i terremoti molto grandi. Sfrutta le dimensioni fisiche della sorgente..



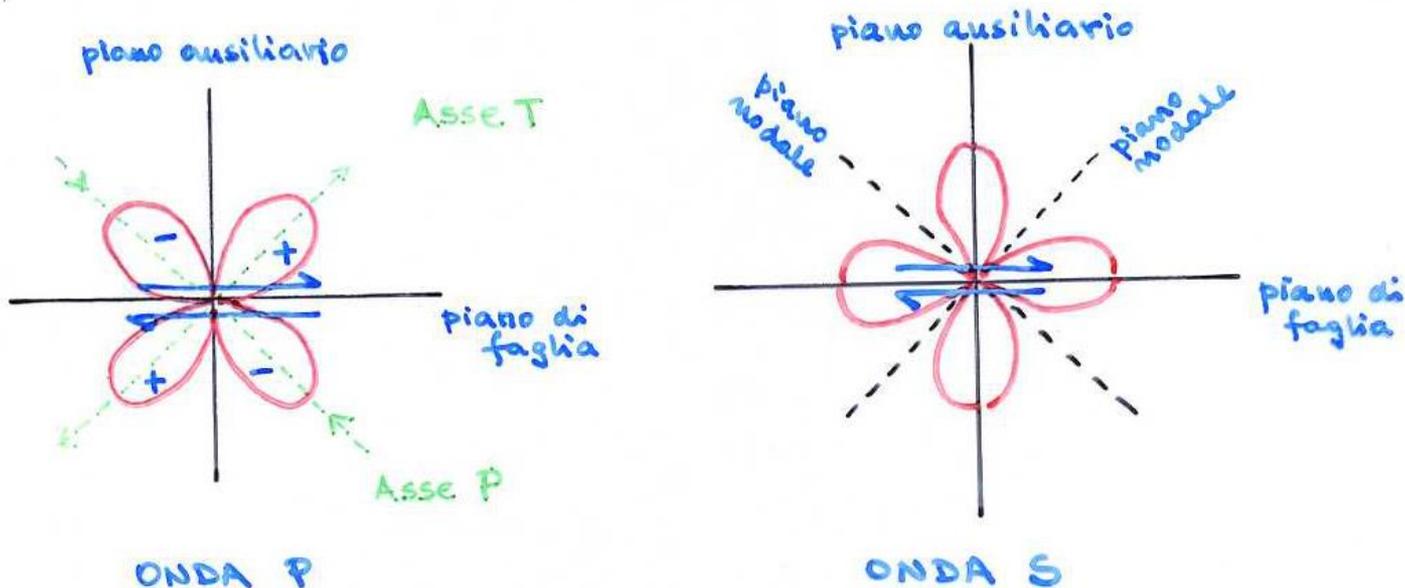


Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

PROFILI RADIAZIONE

Sia M_s che M_w tendono a saturare (non danno valori abbastanza alti) per terremoti molto grandi e dipendono dalla frequenza. Inoltre, I terremoti non irradiano onde sismiche uniformemente in tutte le direzioni, ma hanno profili di radiazione caratteristici:





Fisica Terrestre 2024-2025

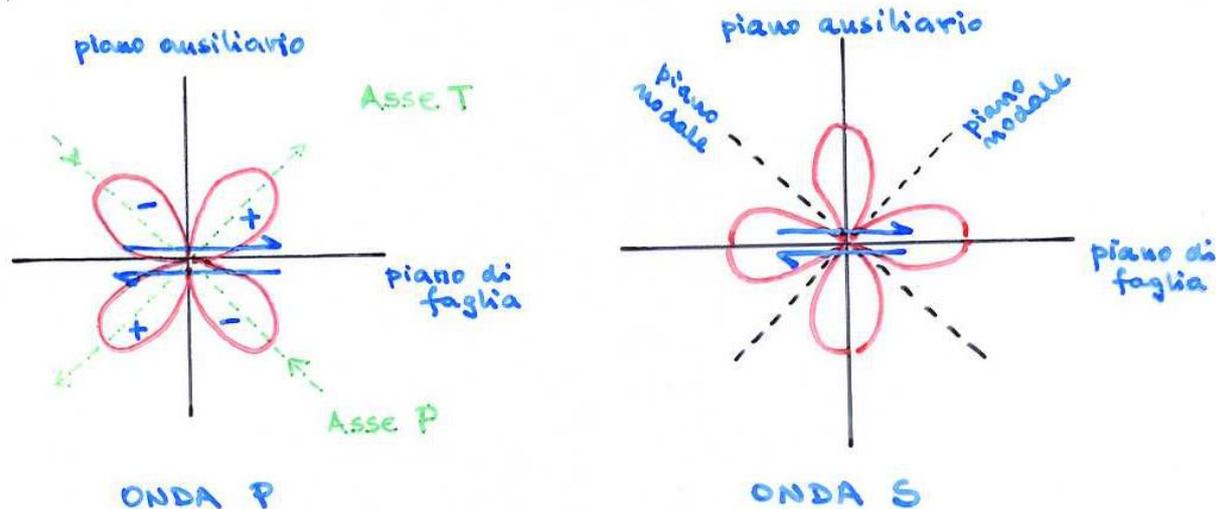
Giovanni Costa

Il terremoto non irradia onde P lungo la faglia e lungo la direzione perpendicolare ad essa (piani nodali), mentre per le onde S tali direzioni hanno il Massimo di radiazione. Per le onde P il Massimo di radiazione avviene nella direzione di massima compressione (con polarità primo impulso negativa) e di massima tensione (con polarità primo impulso positiva).

L'ampiezza dell'onda che arriva alla stazione dipende fortemente dall'azimuth della stazione rispetto alla faglia.

Una certa distribuzione di stazioni potrà quindi sovrastimare oppure sottostimare la magnitudine.

Per le ragioni sopra esposte si preferisce caratterizzare la entità del terremoto mediante un parametron più fisico, il momento sismico e con una magnitudine legata ad esso.





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

- Come discusso nel modello di rimbalzo elastico, un terremoto tettonico deriva da un brusco spostamento di un segmento di faglia. È possibile dedurre l'area S del segmento fratturato e l'entità del suo scivolamento D .
- Insieme al modulo di rigidità m delle rocce adiacenti alla faglia, queste quantità definiscono il momento sismico M_0 del terremoto. Assumendo che lo spostamento e la rigidità siano costanti nell'area della frattura:

$$M_0 = \mu SD \quad [Eq 6]$$

- Il momento sismico può essere utilizzato per definire la magnitudo del momento (M_w). La definizione adottata dalla commissione responsabile dello IASPEI è:

$$M_w = \frac{2}{3} (\log_{10} M_0 - 9.1) \quad [Eq 7]$$

In questa equazione M_0 è in Nm

- M_w è più appropriato per descrivere le magnitudo di terremoti molto grandi. Ha ampiamente sostituito M_s nella valutazione scientifica delle dimensioni dei terremoti, anche se M_s è spesso citato nei resoconti dei media.



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

- Per una data geometria sorgente-ricevitore eventi "più grandi" produrranno arrivi d'onda di ampiezze maggiori alla stazione sismica. Viene utilizzato il logaritmo delle ampiezze di spostamento del suolo A a causa dell'enorme variabilità degli spostamenti causate dai terremoti;
- Le magnitudo dovrebbero essere una misura dell'energia sismica rilasciata e quindi essere proporzionali alla velocità del movimento del suolo, cioè A/T con T periodo dell'onda considerata;
- Il decadimento delle ampiezze dello spostamento del suolo A con distanza epicentrale D e la loro dipendenza dalla profondità della sorgente, h , cioè gli effetti del geometrical spreading e dell'attenuazione delle onde sismiche considerate sono note empiricamente almeno in senso statistico. Esso può essere compensato da una funzione di calibrazione $\Omega(D,h)$. Quest'ultimo è il registro dell'inverso di ampiezza di riferimento $A_0(D,h)$ di un evento di grandezza zero, cioè $\Omega(D,h) = -\log A_0(D,h)$;
- Il valore massimo $(A/T)_{\max}$ in un gruppo d'onda per il quale è noto $\Omega(D,h)$ dovrebbe fornire la stima migliore e più stabile dell'entità dell'evento;
- La direttività preferita della sorgente, variabile a livello regionale, può essere corretta da un termine di correzione di sorgente regionale, C_r e influenza degli effetti del sito locale sulle ampiezze (che dipendono sulla struttura crostale locale, tipo di roccia vicino alla superficie, copertura del terreno soffice e/o topografia) essere aggiustato da una correzione di stazione, C_s , che non dipende dall'azimut.

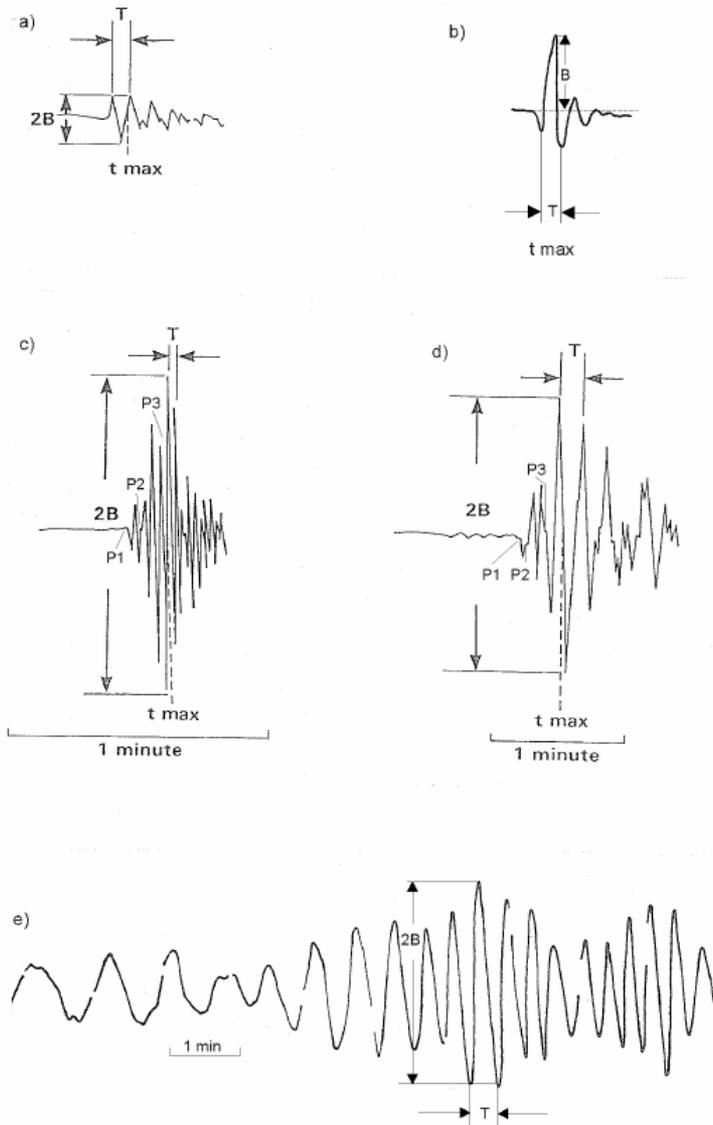
La forma generale di tutte le scale di magnitudo basate su misurazioni delle ampiezze in spostamento A_d e periodi T è:

$$M = \log(A_d/T)_{\max} + \sigma(\Delta, h) + C_r + C_s.$$



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

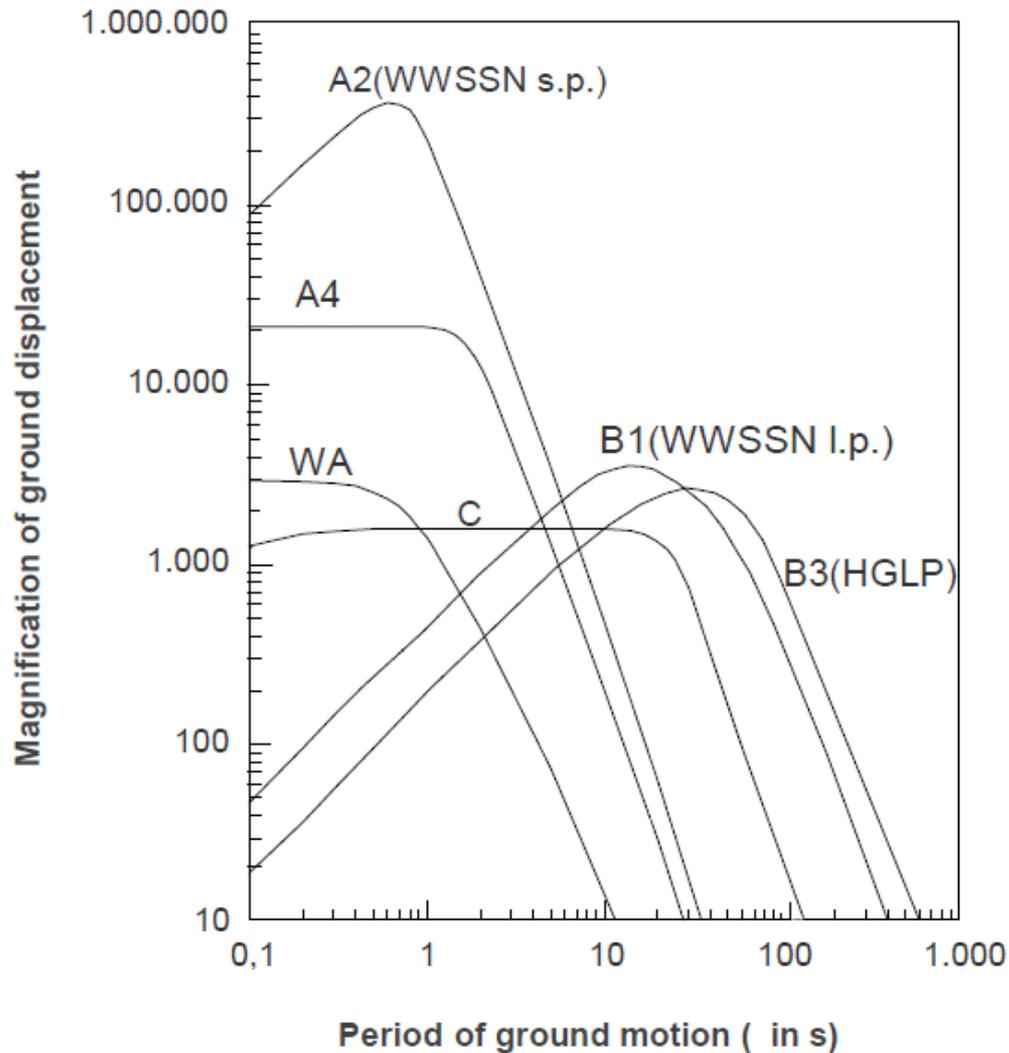


Esempi di misure di ampiezze di traccia **B** e periodi **T** in registrazioni sismiche per la determinazione della magnitudo: *a)* il caso di una wavelet simmetrica corta e *b)* con deflessioni asimmetriche, *c)* e *d)* il caso di un gruppo di onde P più complesso e di più lungo durata (processo di rottura multipla) ed *e)* il caso di un'onda superficiale dispersa. Nota: *c)* e *d)* sono sezioni dell'onda P dello stesso evento ma registrate con diversi sismografi.



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa



Curve di amplificazione relative allo spostamento del terreno per varie classi di registrazioni analogiche standardizzate. A4 e C sono le curve di amplificazione dei sismografi standard a corto periodo e a banda larga (Kirnos SKD) della rete sismologica nell'ex Unione Sovietica e nell'Europa orientale, mentre A2 e B1 sono le caratteristiche di registrazione standard a breve e lungo periodo delle stazioni del World Wide Standard Seismograph Network (WWSSN negli anni '60 e '70). Le altre curve sono: WA - Sismometro a torsione Wood-Anderson, che era lo strumento utilizzato e nella definizione della scala di magnitudo.



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

La scala di magnitudo Richter originale MI

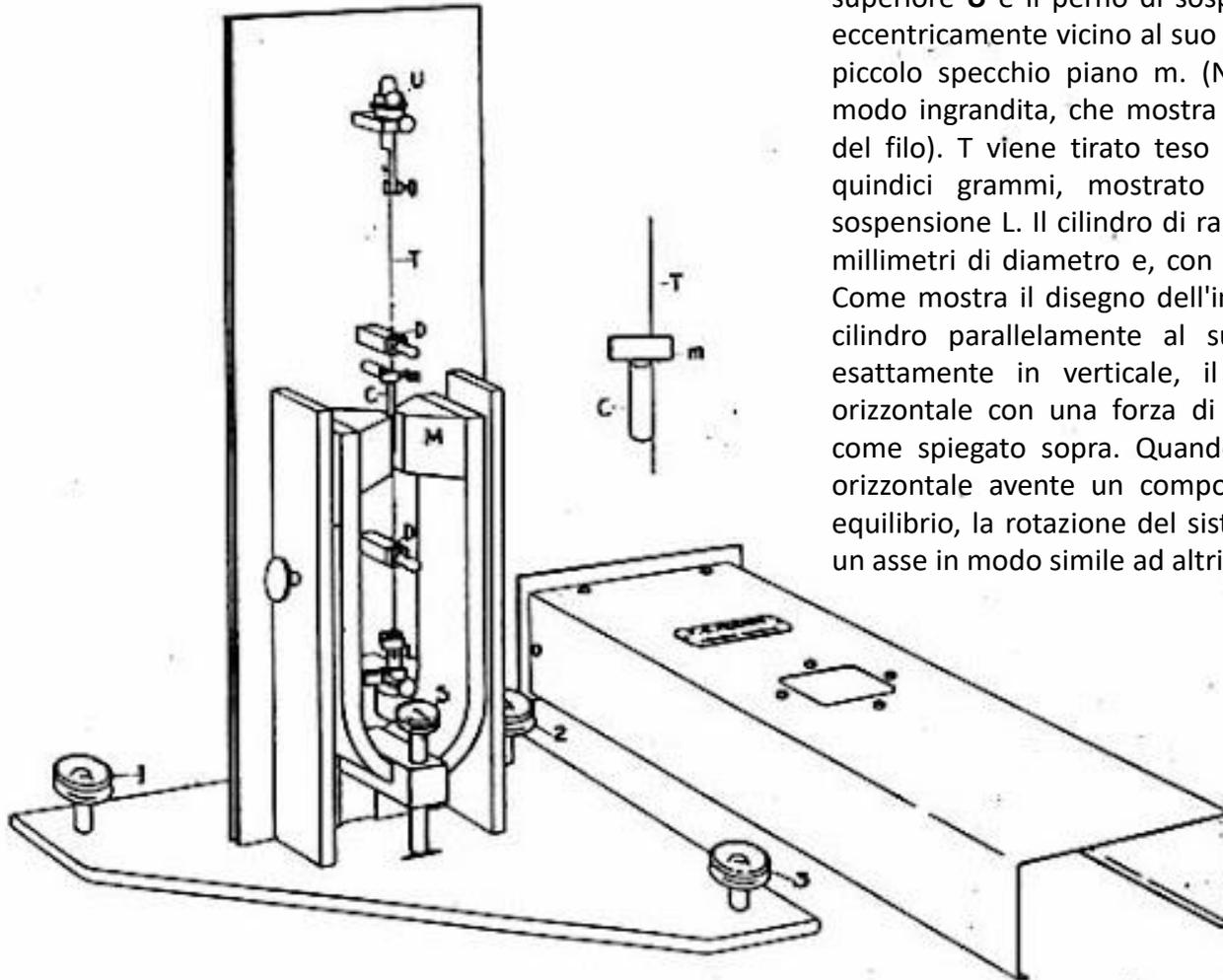
Richter (1935) tracciò il logaritmo del massimo dell'ampiezza della traccia, A_{\max} , misurate dalla componente orizzontale standard Wood-Anderson (WA) registra in funzione della distanza epicentrale D . I sismometri WA aveva i seguenti parametri: periodo naturale $T_s = 0,8$ s, fattore di smorzamento $D_s = 0,8$, massima amplificazione $V_{\max} = 2800$. Richter ha scoperto che il $\log A_{\max}$ è diminuito con la distanza lungo di più o meno curve parallele per terremoti di dimensioni diverse. Questo lo ha portato a proporre questa definizione della magnitudo come misura quantitativa delle dimensioni del terremoto:

"La magnitudo di ogni shock è considerata come il logaritmo dell'ampiezza massima della traccia, espresso in micron, con cui il sismometro a torsione standard di breve periodo (WA) ... registrerebbe quello shock ad una distanza epicentrale di 100 km".



$$M_I = \log A_{\max} - \log A_0$$

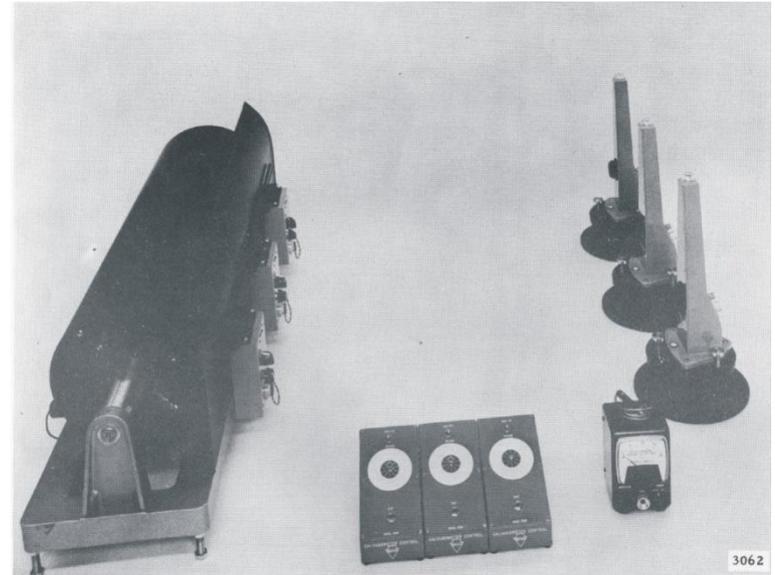
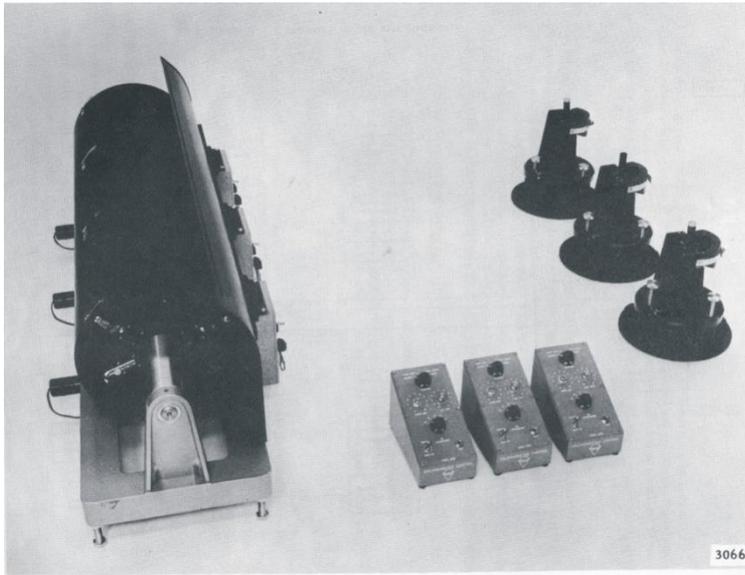
Uhrhammer e Collins (1990) hanno scoperto che l'ingrandimento di 2800 di WA i sismometri erano stati calcolati sulla base di ipotesi errate sulla della sospensione. Un valore più corretto è 2080 ± 60 (vedi anche Uhrhammer et al., 1996).



Un sismometro a torsione del tipo a pendolo orizzontale di corto periodo adattato ai terremoti locali è mostrato in prospettiva. Un filo di tungsteno, **T**, lungo circa sedici centimetri fissato e teso tra il perno di sospensione superiore **U** e il perno di sospensione inferiore **L**, viene attaccato ad esso eccentricamente vicino al suo centro un cilindro di rame **C** a cui è fissato un piccolo specchio piano **m**. (Nell'inserto è mostrata una vista in qualche modo ingrandita, che mostra la disposizione del cilindro, dello specchio e del filo). **T** viene tirato teso dal peso del cilindro di ottone, pari a circa quindici grammi, mostrato appena sotto il morsetto del gancio di sospensione **L**. Il cilindro di rame **C** è lungo circa due e cinque decimi e due millimetri di diametro e, con lo specchio attaccato pesa circa 0,7 grammi. Come mostra il disegno dell'inserto, il filo **T** è attaccato alla superficie del cilindro parallelamente al suo asse. Quando il filo **T** viene regolato esattamente in verticale, il sistema forma un pendolo strettamente orizzontale con una forza di ripristino dovuta interamente alla torsione, come spiegato sopra. Quando viene disturbato dal movimento terrestre orizzontale avente un componente ad angolo retto rispetto al piano di equilibrio, la rotazione del sistema eccentrico avviene attorno al filo come un asse in modo simile ad altri pendoli orizzontali.

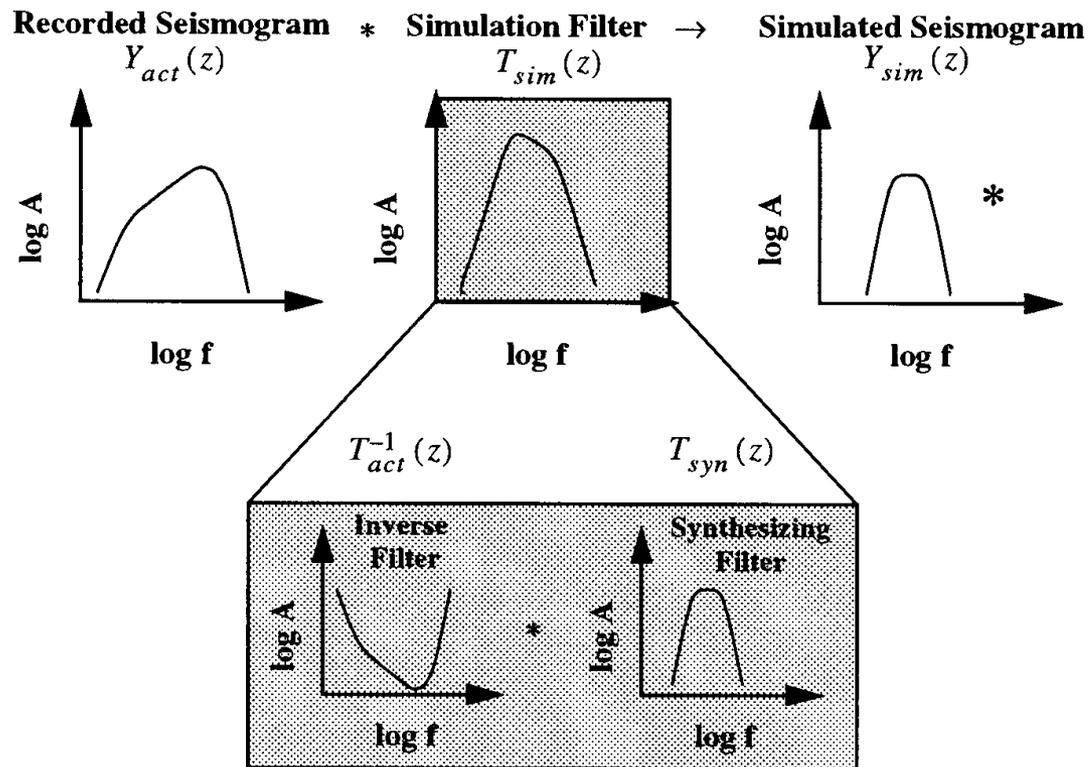


Wood-Anderson 1922



Short period (on the left) and long period (on the right) seismograph recording instruments

$$Y_{sim}(z) = \frac{T_{syn}(z)}{T_{act}(z)} \cdot Y_{act}(z) = T_{sim}(z) \cdot Y_{act}(z)$$



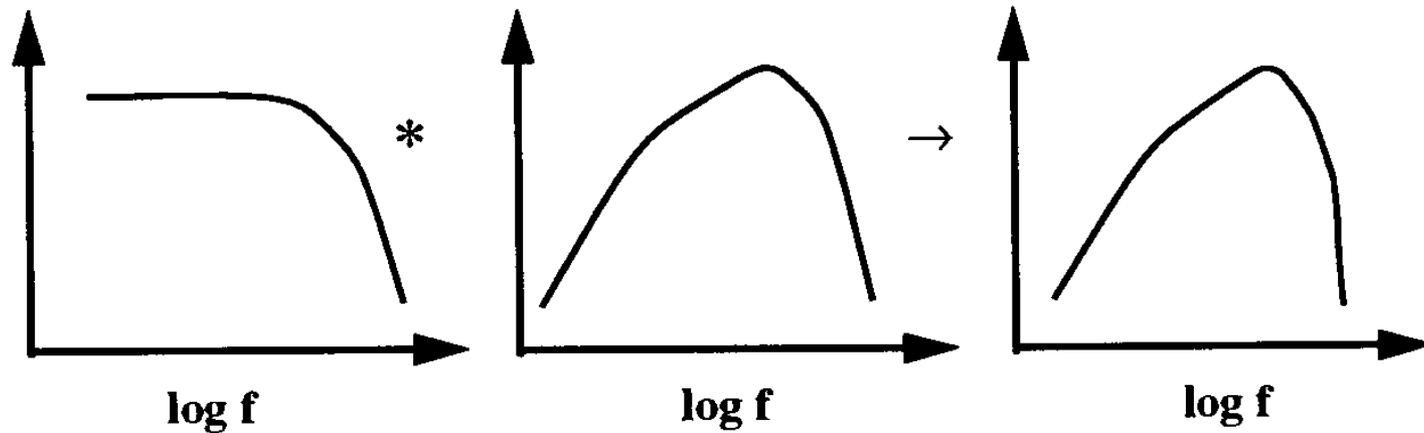
La simulazione di sismografi digitali. Il filtro di simulazione può essere pensato come una combinazione di un filtro inverso per il sistema di registrazione utilizzato e un filtro di sintesi per il sistema di registrazione simulato. Sono mostrato schizzi schematici delle funzioni di risposta in frequenza di ampiezza dei sottosistemi che contribuiscono.



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

source spectrum * recording system → recorded spectrum



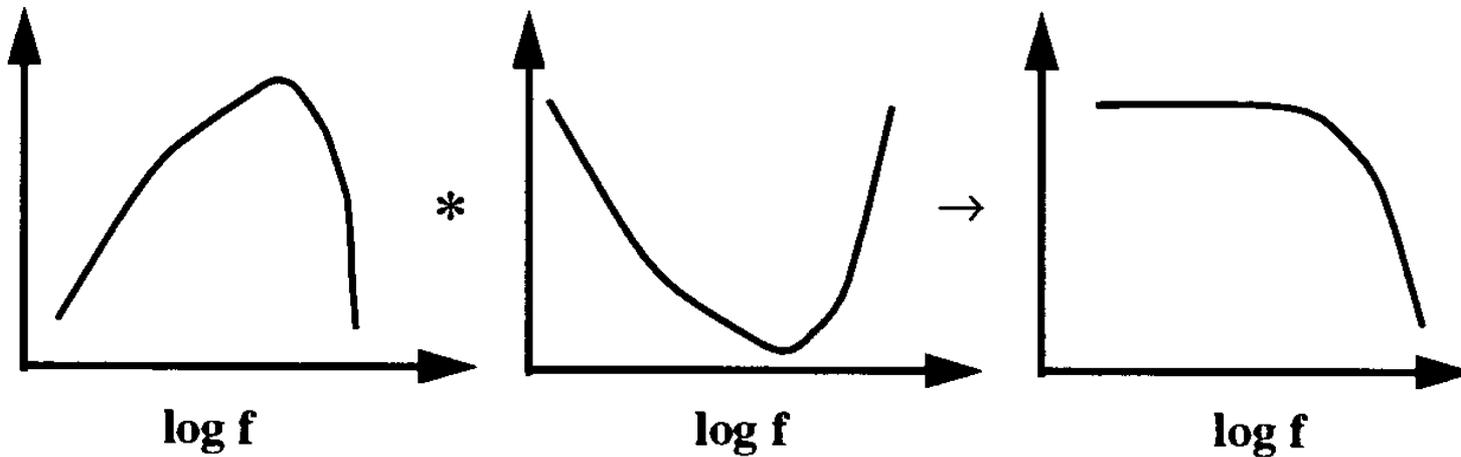
Registrazione dello spettro di spostamento di una sorgente di terremoto idealizzata.



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

recorded spectrum * **inverse filter** → **source spectrum**



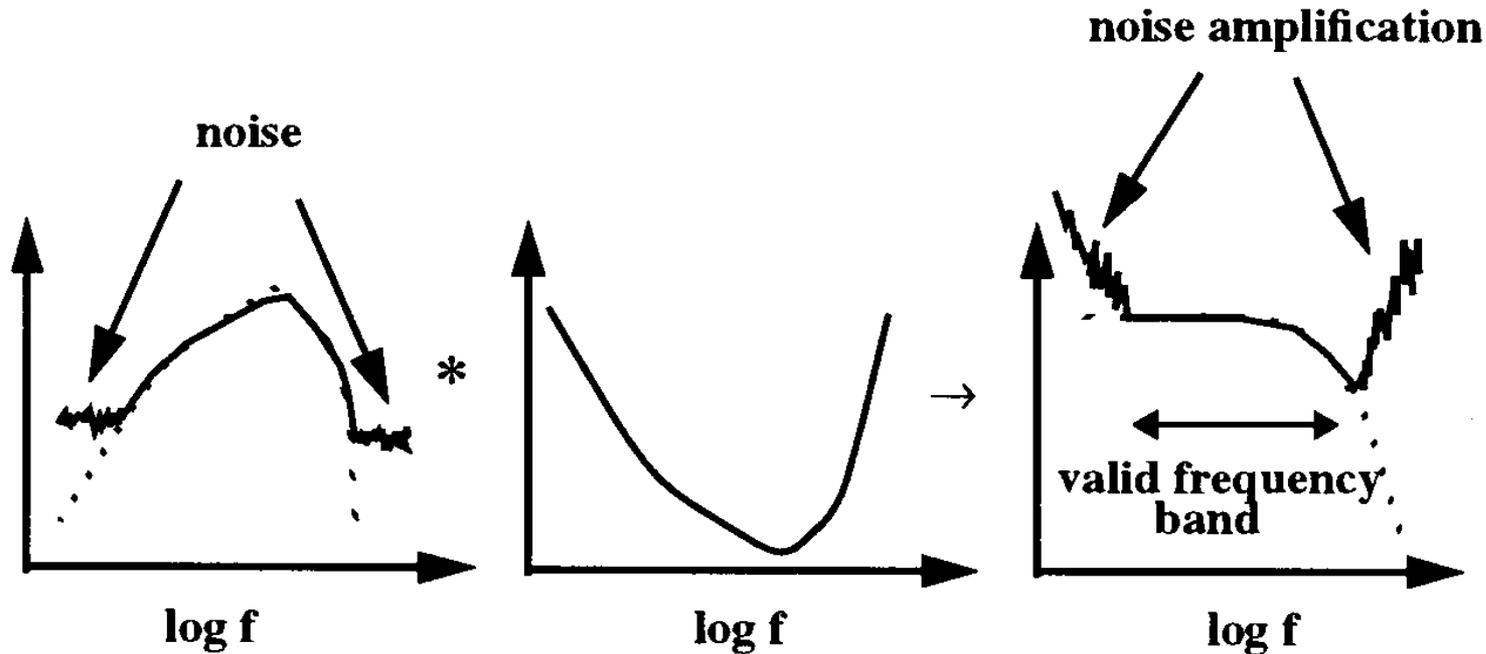
Ripristino dello spettro sorgente mediante filtro inverso nel caso privo di rumore



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

'noisy' spectrum * inverse filter → 'noisy' source spectrum

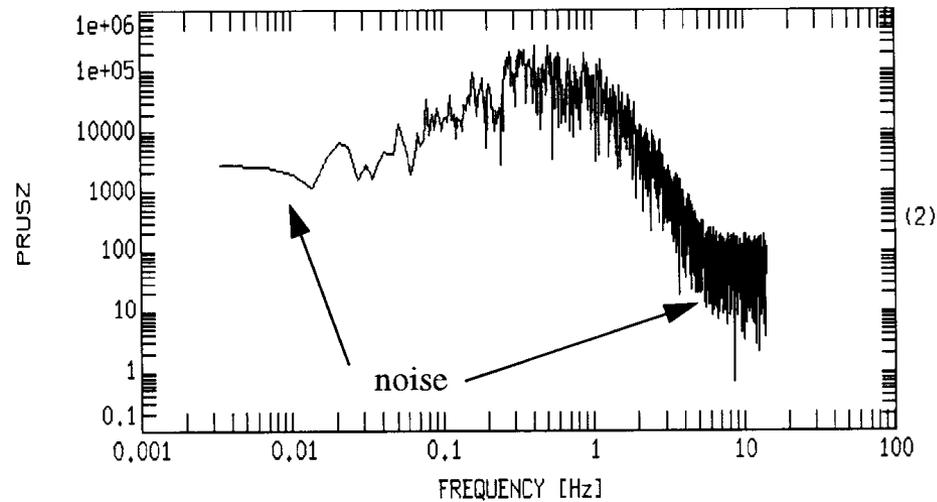
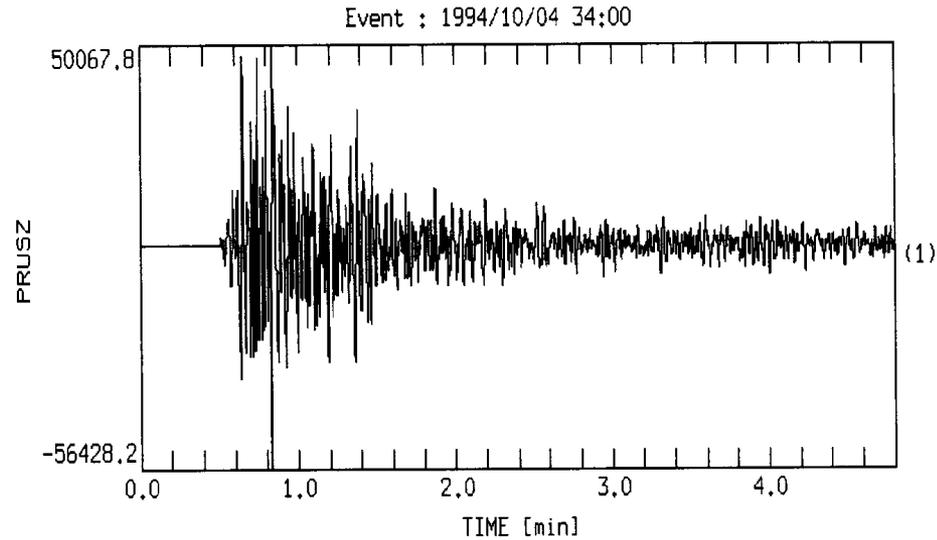


Amplificazione del rumore mediante filtro inverso. La linea continua nel pannello di sinistra mostra il segnale più il rumore mentre il segnale privo di rumore è mostrato dalla linea tratteggiata.



Fisica Terrestre 2024-2025

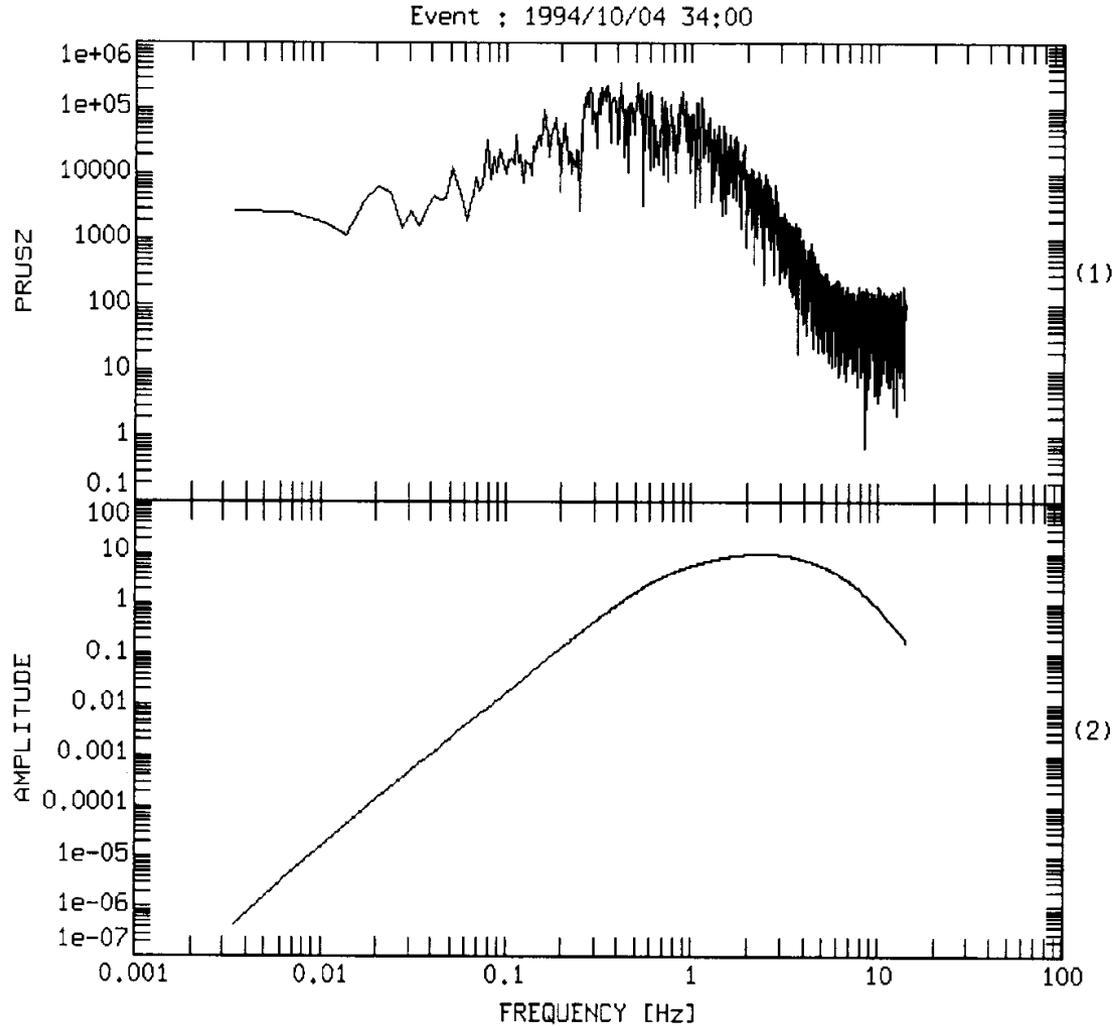
Giovanni Costa





Fisica Terrestre 2024-2025

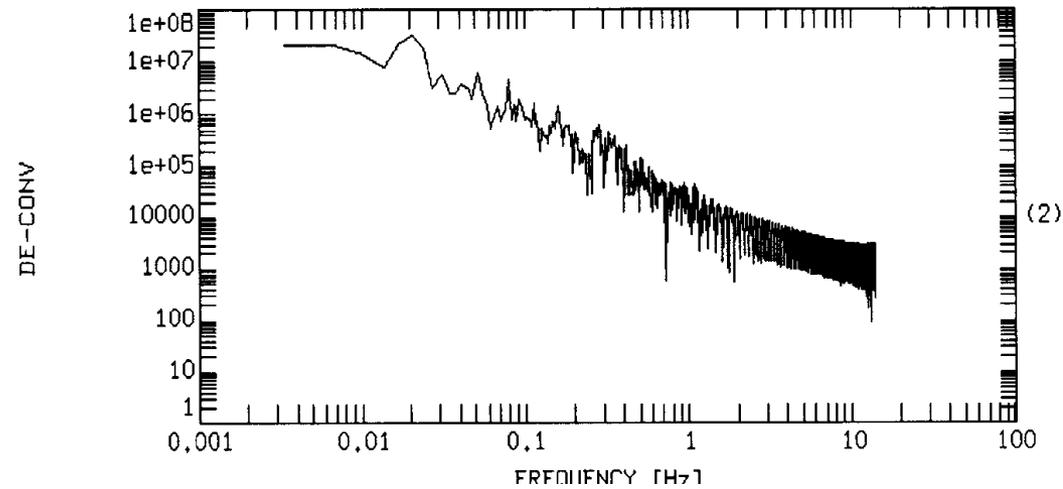
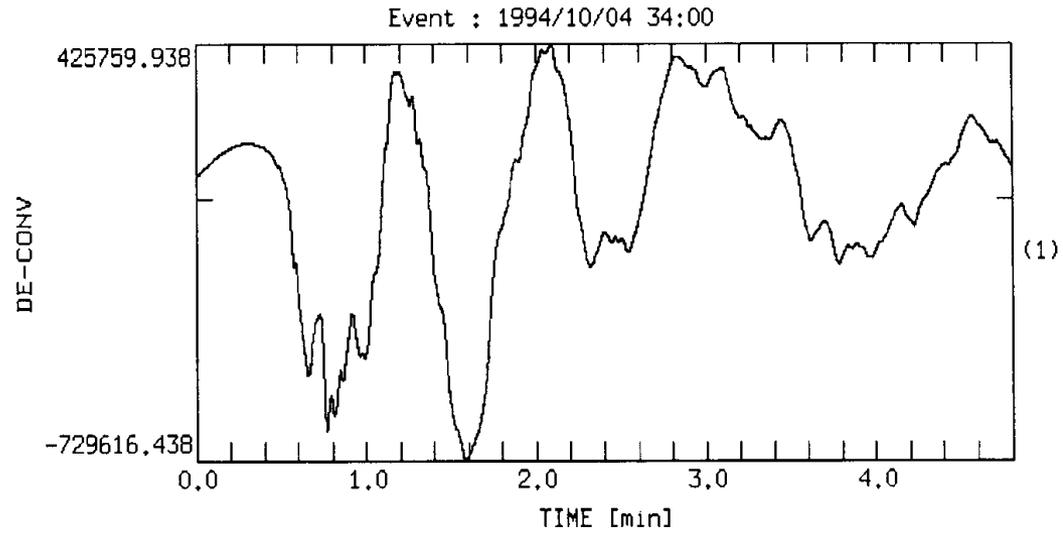
Giovanni Costa





Fisica Terrestre 2024-2025

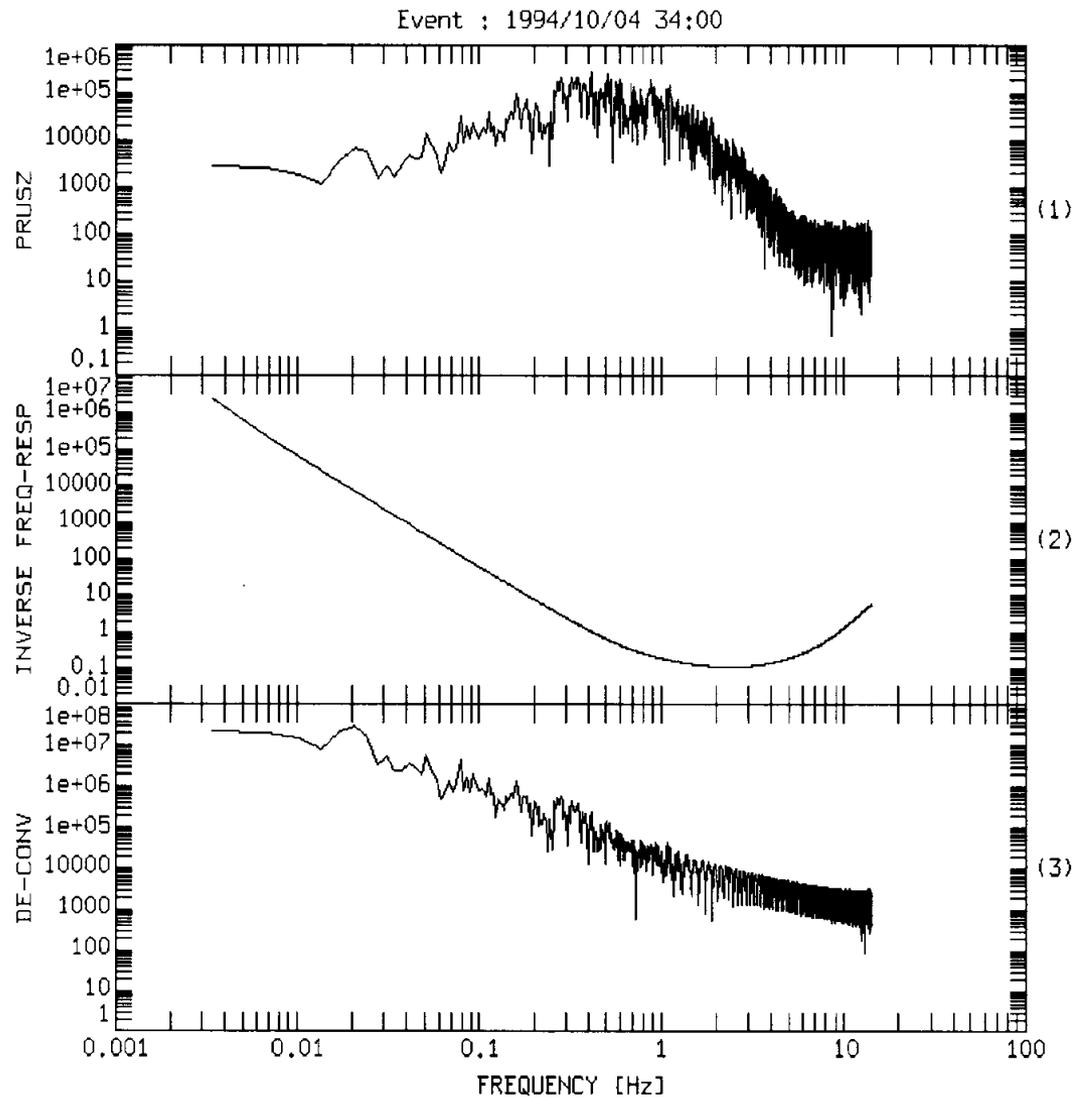
Giovanni Costa





Fisica Terrestre 2024-2025

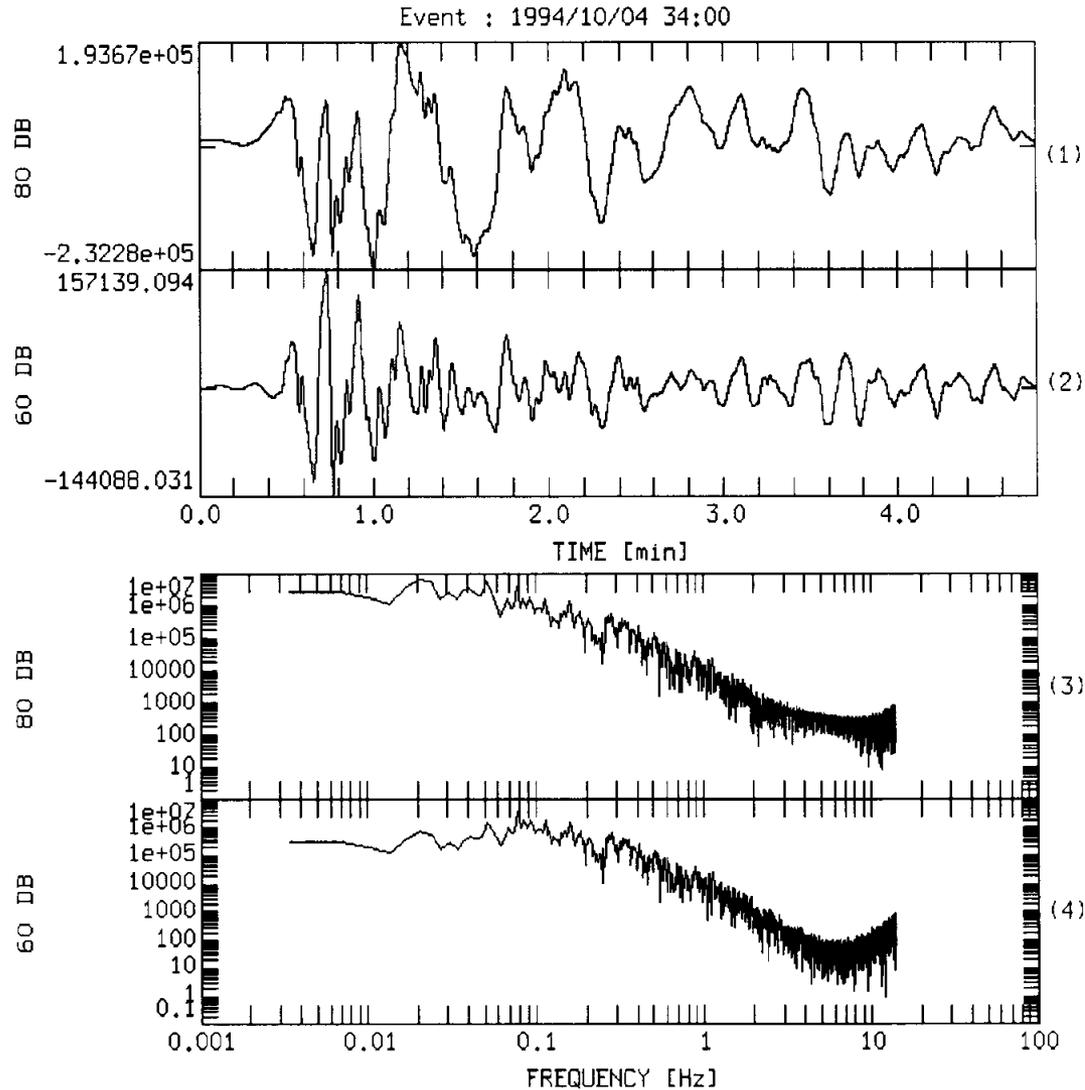
Giovanni Costa





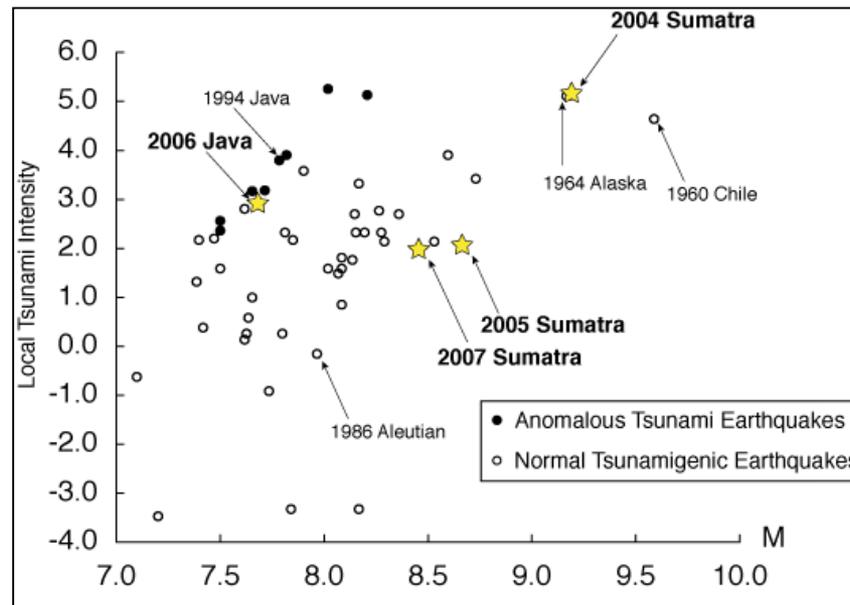
Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa



La scala di magnitudo è, in linea di principio, aperta. Sono possibili magnitudo Richter negative, ma il limite di sensibilità dei sismografi è intorno a -2. La massima magnitudo possibile è limitata dalla resistenza al taglio della crosta e del mantello superiore, e dall'inizio delle registrazioni strumentali non è stato osservato alcun fenomeno con una magnitudo M_s delle onde di superficie pari a 9. Tuttavia, ciò è dovuto in gran parte a un effetto di saturazione derivante dal metodo di calcolo delle magnitudo M_s delle onde di superficie.

- Per alcuni terremoti giganti sono state calcolate magnitudo del momento sismico M_w pari a 9 e superiori. Il più grande nella storia registrata è stato il terremoto del Cile del 1960 con $M_w=9,5$.



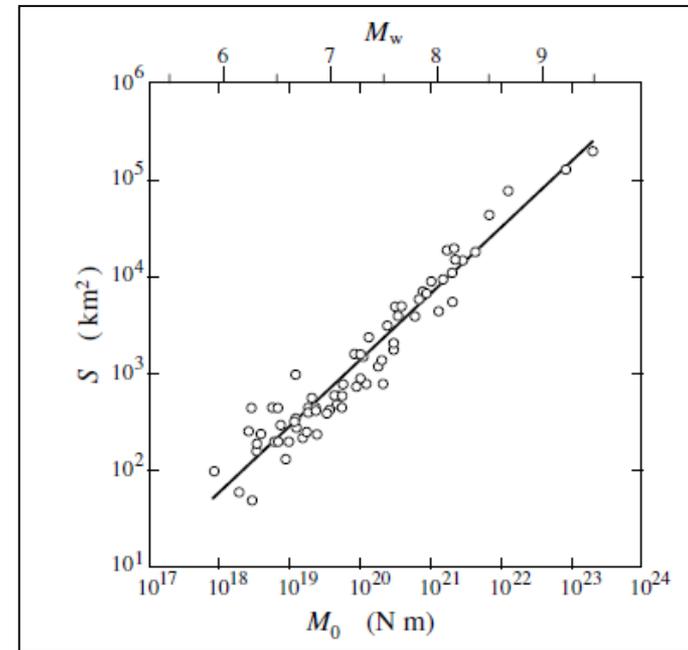


Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

- Quando si verifica un terremoto su una faglia, l'area di rottura si espande in dimensioni dal punto di cedimento iniziale, come se si aprisse una chiusura lampo. Se la faglia si rompe per una lunghezza L e il segmento fratturato ha una dimensione w verso il basso (definita larghezza della zona di faglia), l'area S è pari a wL .

- Questa deduzione è supportata dalla correlazione tra momento sismico e area di rottura S per molti terremoti poco profondi.





Fisica Terrestre 2024-2025

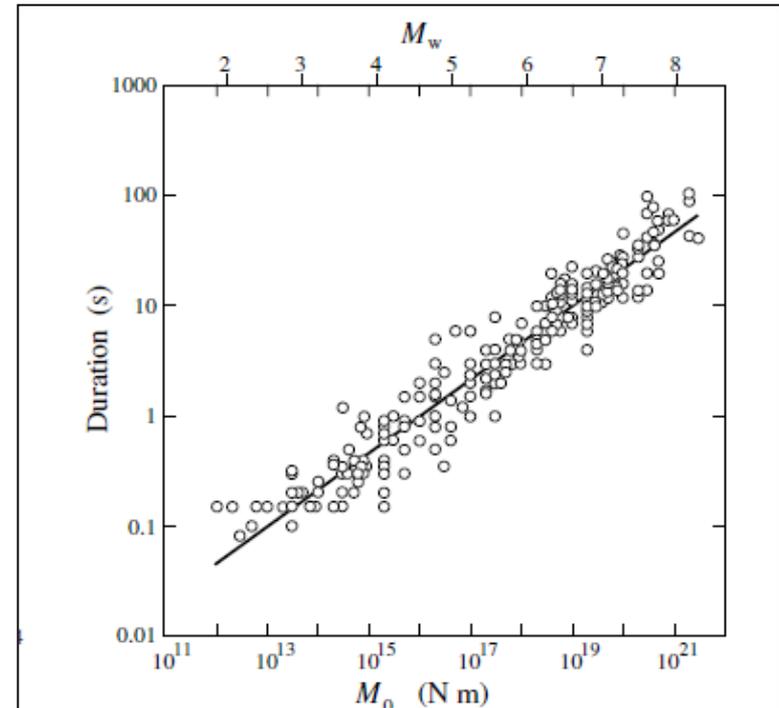
Giovanni Costa

- La lunghezza L della zona di rottura determina la durata del movimento del suolo in un terremoto. Questo fattore influisce in modo significativo sull'entità dei danni alle strutture durante i terremoti da moderati a forti. Secondo la teoria, la velocità di propagazione della rottura è pari al 75-95% della velocità delle onde di taglio.

- Assumendo che la rottura si propaghi lungo la faglia a **circa $2,5-3,0 \text{ km s}^{-1}$** , la durata del moto del suolo può essere stimata per un terremoto di una data magnitudo o momento sismico

- Per esempio, vicino all'epicentro di un terremoto di magnitudo 5 la vibrazione può durare pochi secondi, mentre in un terremoto di magnitudo 8 può durare circa 50 s. Tuttavia, c'è molta dispersione sulla correlazione ideale.

- -Nel grande terremoto di Sumatra, di magnitudo 9,0, la frattura è continuata per circa 500 secondi.





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

<https://ingvterremoti.com/2013/01/30/il-rumore-del-terremoto/>



Terremoto: energia

- La definizione di magnitudo di un terremoto la mette in relazione con il logaritmo dell'ampiezza di una perturbazione sismica. Considerando che l'energia di un'onda è proporzionale al quadrato della sua ampiezza, non deve sorprendere che anche la magnitudo sia correlata al logaritmo dell'energia. Sono state proposte diverse equazioni per questa relazione.
- Una formula empirica elaborata da Gutenberg mette in relazione il rilascio di energia E con la grandezza delle onde di superficie M_s :

$$\log_{10} E = 4.8 + 1.5M_s \quad [Eq\ 8]$$

- La natura logaritmica della formula significa che il rilascio di energia aumenta molto rapidamente con l'aumentare della magnitudo. Ad esempio, quando le magnitudo di due terremoti differiscono di 1, le loro energie corrispondenti differiscono di un fattore 32 (=10^{1,5}). Quindi, un terremoto di magnitudo 7 rilascia un'energia circa 1000 volte superiore a quella di un terremoto di magnitudo 5. Un altro modo di considerare questa osservazione è che ci vogliono 1000 terremoti di magnitudo 5 per rilasciare la stessa quantità di energia di un singolo grande terremoto di magnitudo 7.

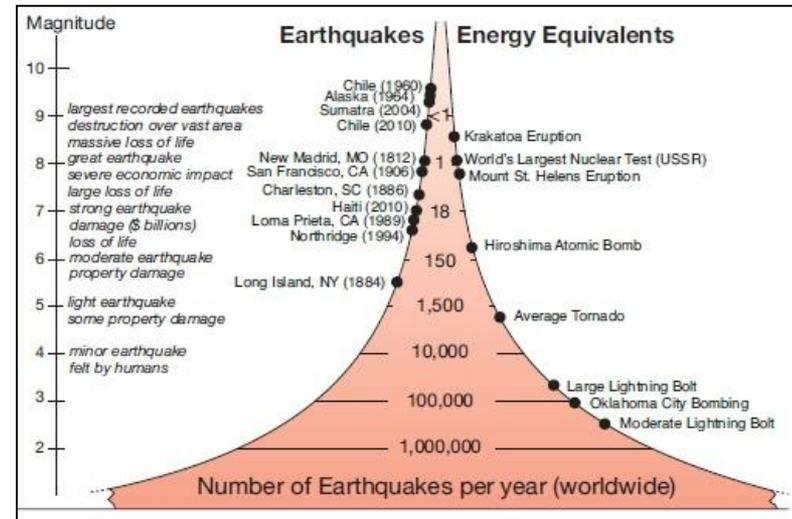
Earthquake magnitude	Number per year	Annual energy [10 ¹⁵ J yr ⁻¹]
≥8.0	≈ 1	≈ 100
7-7.9	17	190
6-6.9	134	45
5-5.9	1,319	14
4-4.9	≈ 13,000	4
3-3.9	≈ 130,000	1
2-2.9	≈ 1,300,000	0.4



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

- Moltiplicando il numero medio di terremoti all'anno per la loro energia stimata (utilizzando una delle equazioni energia-magnitudo) si ha un'idea dell'importanza dei terremoti molto grandi.
- $M_s > 7$ sono responsabili della maggior parte dell'energia sismica annuale. In un anno in cui si verifica un terremoto molto grande ($M_s > 8$), la maggior parte dell'energia sismica annuale viene rilasciata in quel singolo evento.



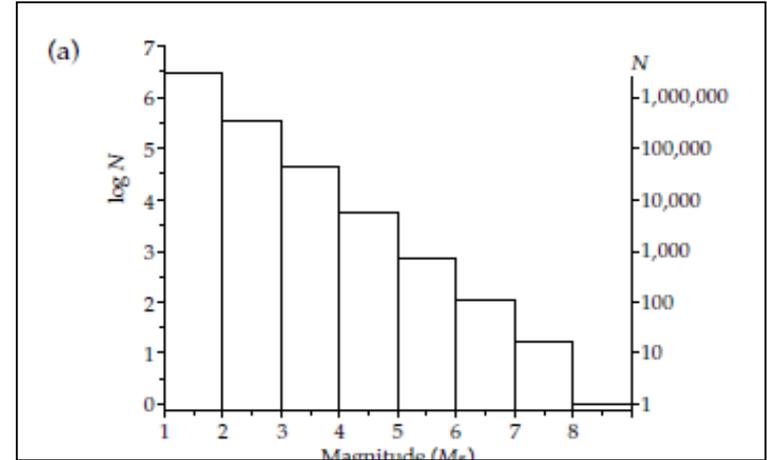
- È piuttosto difficile valutare la quantità di energia rilasciata in un terremoto solo dalla magnitudo numerica. Alcuni esempi aiutano a illustrare le quantità di energia in gioco. I terremoti con $M_s = 1$ sono così deboli che possono essere registrati solo strumentalmente; vengono chiamati microterremoti. L'energia associata a uno di questi eventi è equivalente all'energia cinetica di un'automobile di medie dimensioni del peso di 1,5 tonnellate che viaggia a 130 kmh^{-1} (80 m.p.h.).
- L'energia rilasciata dagli esplosivi fornisce un altro mezzo di confronto, anche se la conversione dell'energia in calore, luce e onde d'urto è proporzionalmente diversa nei due fenomeni. Una tonnellata dell'esplosivo trinitrotoluene (TNT) rilascia circa $4,2 \times 10^9$ joule di energia. L'equazione 8 mostra che la bomba atomica da 11 chilotoni che ha distrutto Hiroshima ha rilasciato circa la stessa quantità di energia di un terremoto di magnitudo 5,9. L'energia rilasciata da un'esplosione nucleare di 1 megatone equivale a un terremoto di magnitudo 7,2; il terremoto di Sumatra del 2004 (magnitudo 9,0) ha rilasciato una quantità di energia equivalente alla detonazione di 475 bombe megatone.



Terremoto: frequenza

- Ogni anno si verificano molti piccoli terremoti e solo pochi grandi. Secondo una compilazione pubblicata da Gutenberg e Richter nel 1954, negli anni 1918-1945 il numero medio annuo di terremoti di magnitudo 4-4,9 è stato di circa 6000, mentre i terremoti di magnitudo 6-6,9 sono stati in media circa 100 all'anno. La relazione tra la frequenza annuale (N) e la magnitudo (Ms) è logaritmica ed è data da un'equazione della forma:

$$\log_{10} N = a - bM_s \quad [Eq\ 9]$$



- Il valore di a varia tra circa 8 e 9 da una regione all'altra, mentre b è approssimativamente unitario per la sismicità regionale e globale.
- I bassi valori di b indicano un'area meno fratturata e caratterizzano i rift continentali e i terremoti profondi.
- Valori elevati di b indicano un'area altamente fratturata e sono tipici delle dorsali oceaniche.
- Il valore di b è determinato con il metodo della massima verosimiglianza:

$$b = \frac{0.4343}{\overline{M} - M^*}$$

}

\overline{M} = magnitude average

M^* = smallest magnitude - 0.05

La legge di Gutenberg Richter caratterizza un'area sismica ed è importante per la pericolosità sismica.



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

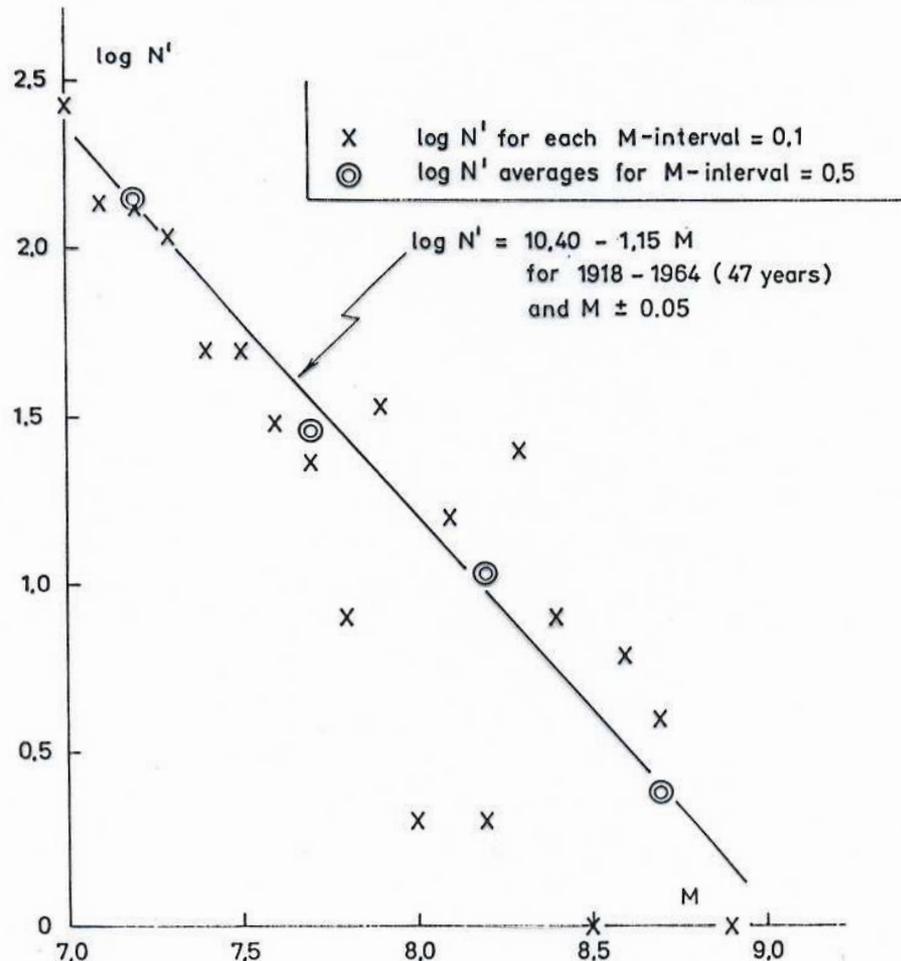
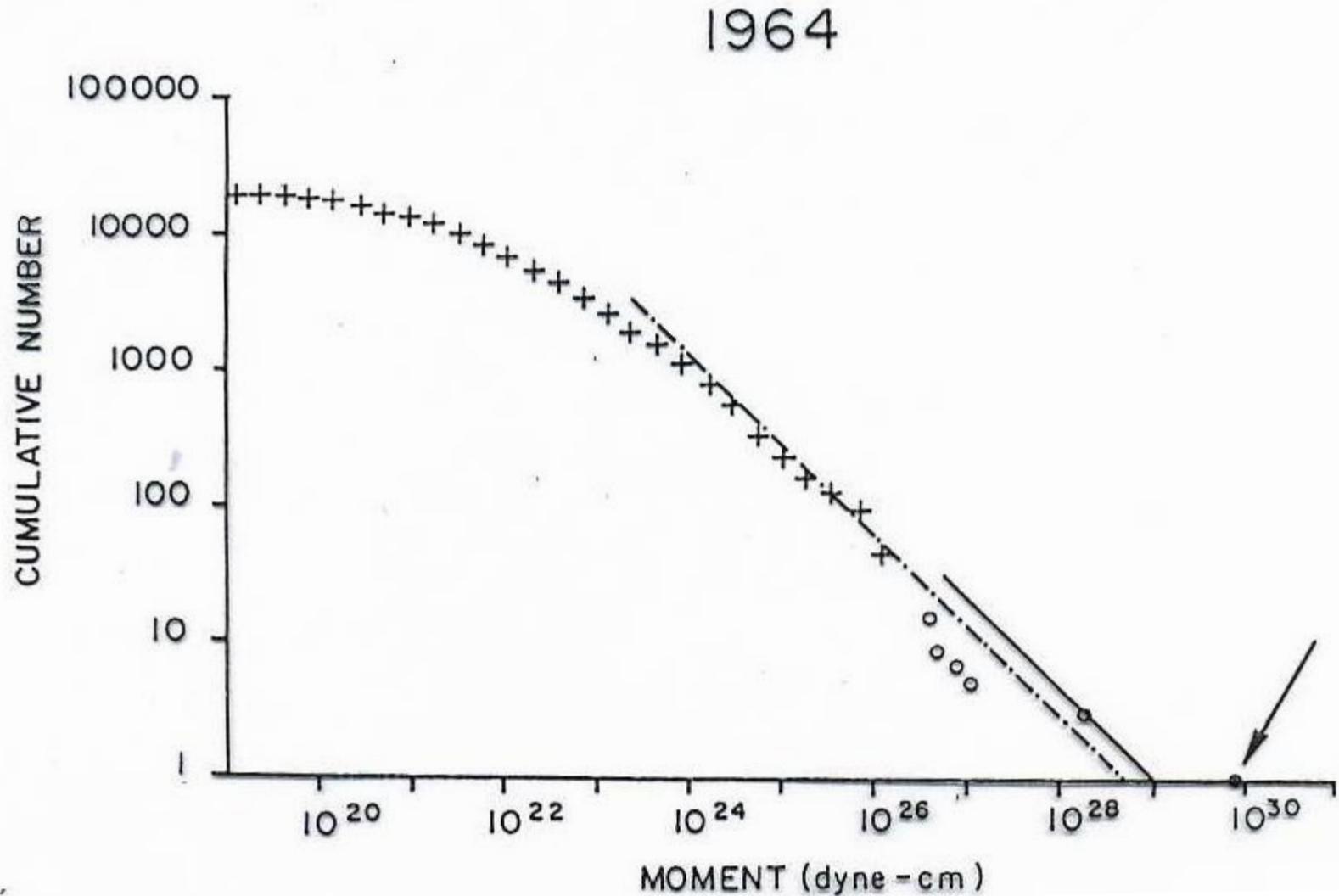


Fig. 49. Earthquake frequency for the earth as a whole for the interval 1918—64.



Fisica Terrestre 2024-2025

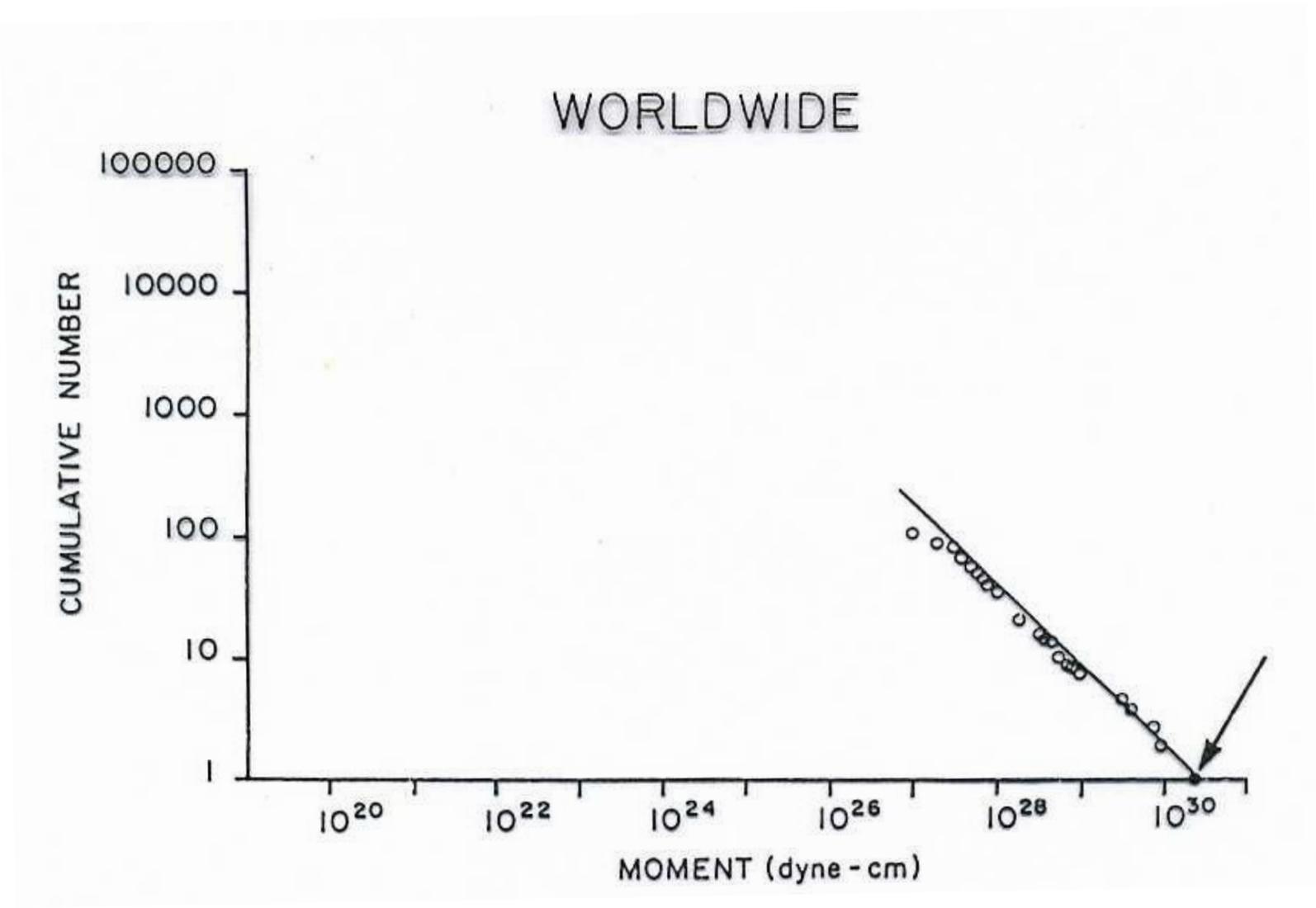
Giovanni Costa





Fisica Terrestre 2024-2025

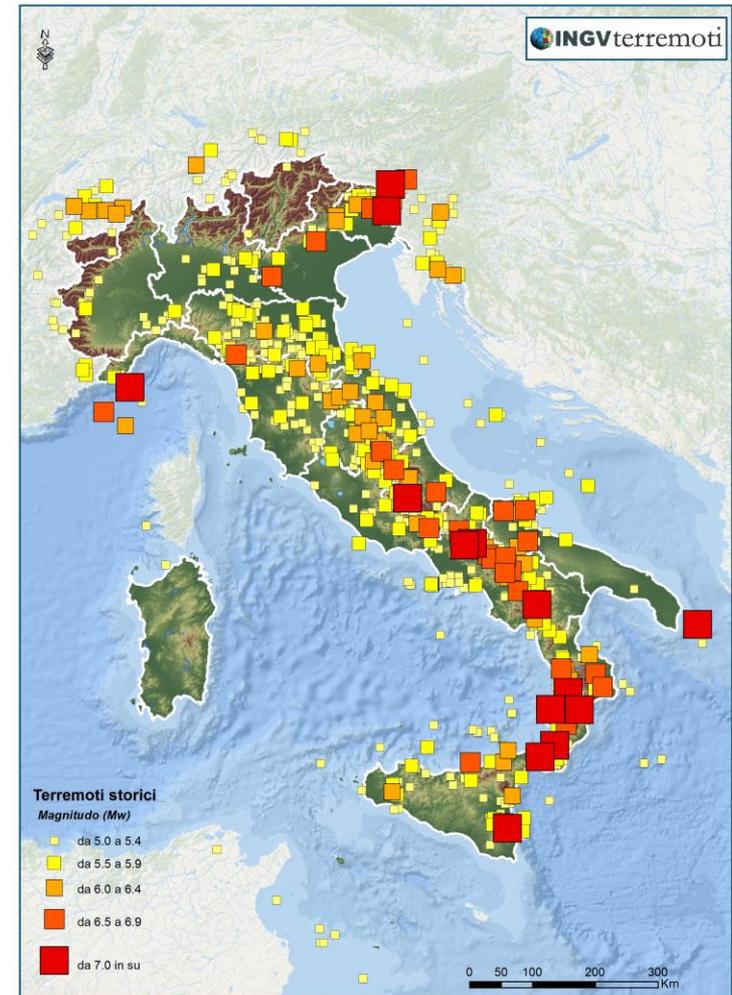
Giovanni Costa



Terremoti passati

Guardando la mappa dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 2006, è facile notare che i **terremoti spesso avvengono in zone già colpite in passato**. Gli eventi storici più forti si sono verificati in Sicilia, nelle Alpi orientali e lungo gli Appennini centro-meridionali, dall'Abruzzo alla Calabria. Ma ci sono stati terremoti importanti anche nell'Appennino centro-settentrionale e nel Gargano. In particolare, **dal 1900 ad oggi si sono verificati 30 terremoti molto forti ($M_w \geq 5.8$)**, alcuni dei quali sono stati catastrofici. Qui di seguito li riportiamo in ordine cronologico. **Il più forte tra questi è il terremoto che nel 1908 distrusse Messina e Reggio Calabria.**

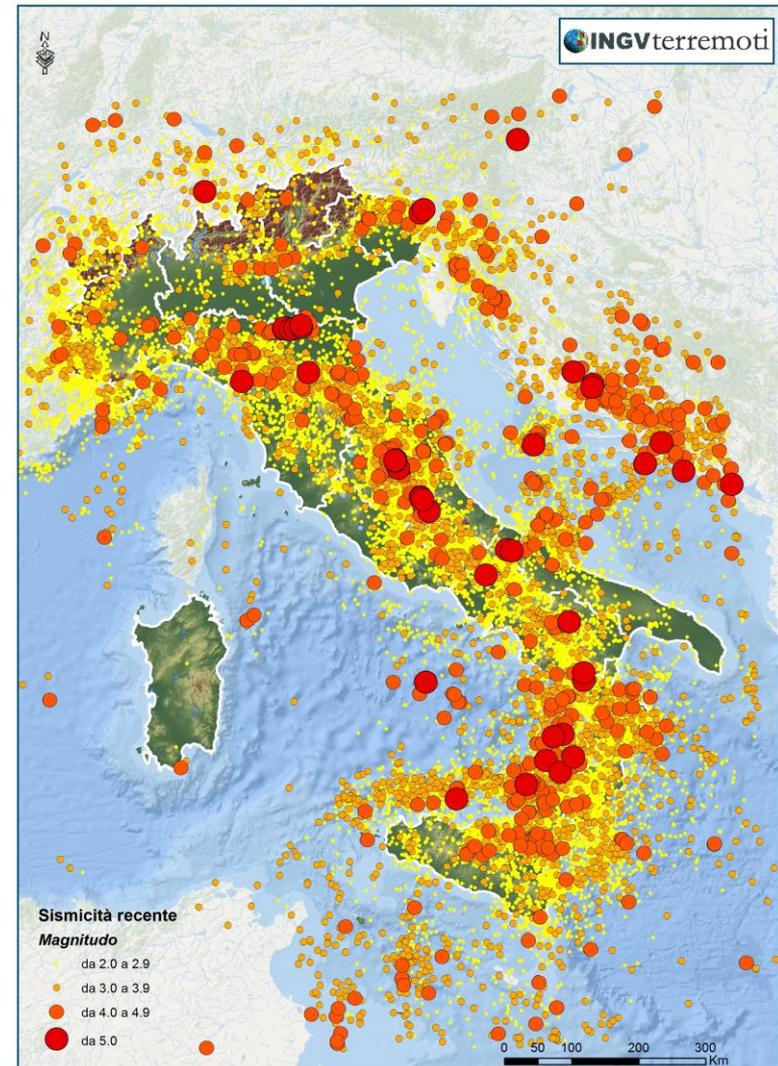
La sismicità dall'anno 1000 al 2006 by INGV



Terremoti recenti

Guardando la mappa degli ultimi 30 anni (1985-2014) di sismicità si nota che i terremoti recenti sono localizzati in aree distribuite principalmente lungo la fascia al di sotto degli Appennini, dell'arco Calabro e delle Alpi.

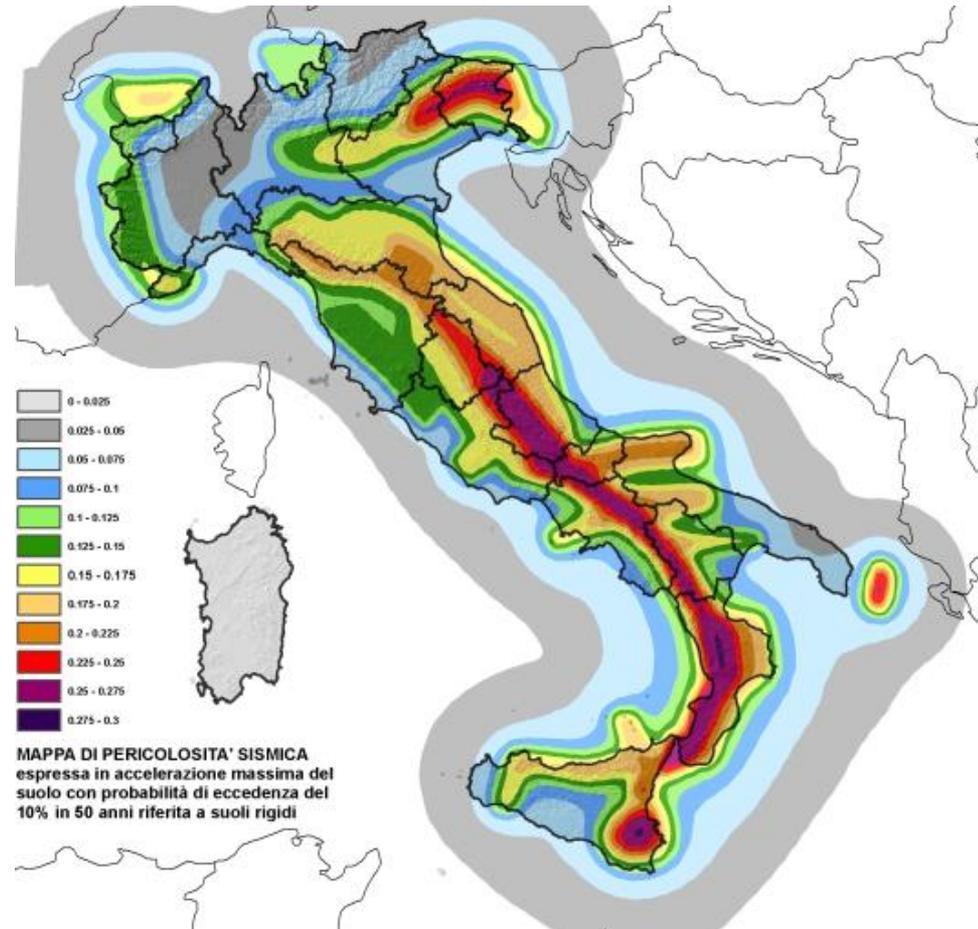
La sismicità dal 1985 al 2014. Sono mostrati i terremoti di magnitudo $ML \geq 2.0$ registrati dalla Rete Sismica Nazionale





Pericolosità sismica del territorio nazionale

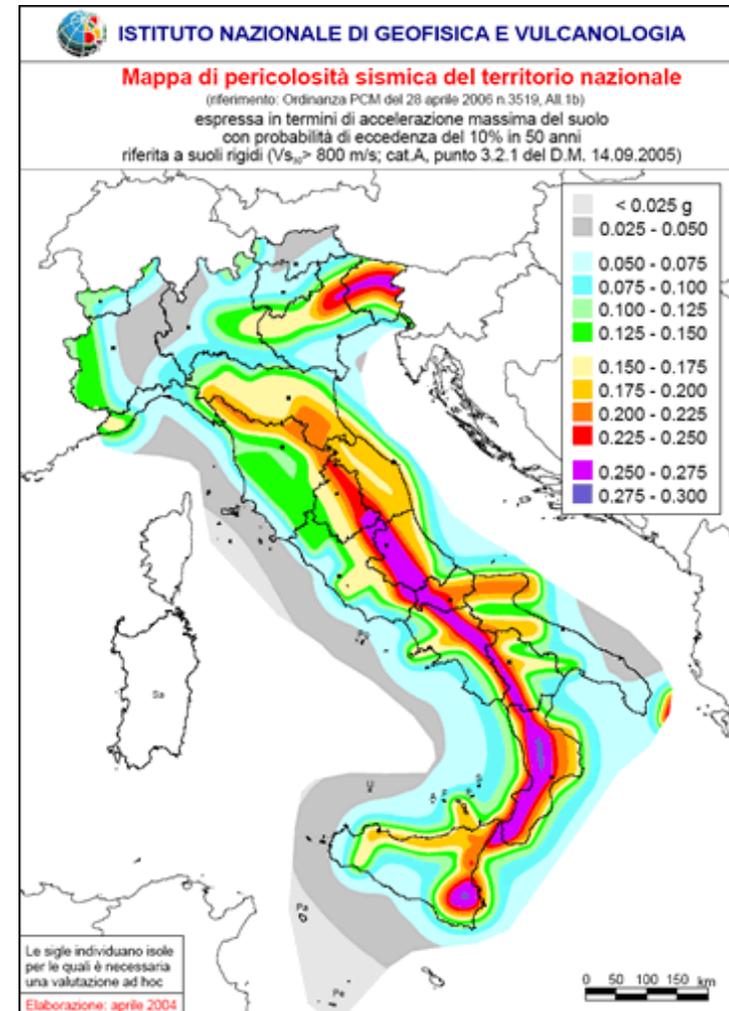
Per questo l'INGV ha realizzato la mappa della **pericolosità sismica** (zonesismiche.mi.ingv.it). Questa mappa si basa sull'analisi dei terremoti del passato, sulle informazioni geologiche disponibili e sulle conoscenze che si hanno sul modo in cui si propagano le onde (e quindi l'energia) dall'ipocentro all'area in esame. Confrontando tutte queste informazioni è possibile ottenere i valori di scuotimento del terreno in un dato luogo a causa di un probabile terremoto, vicino o lontano che sia: tali valori sono espressi in termini di **accelerazione massima orizzontale del suolo** rispetto a **g** (l'accelerazione di gravità). La stima della pericolosità sismica fornisce l'accelerazione massima attesa su suolo rigido con una probabilità di superamento del 10% in 50 anni. Questa mappa, in continuo aggiornamento, mostra la pericolosità delle varie zone dal minimo (colore grigio) al massimo (colore viola).



Pericolosità sismica del territorio nazionale

La mappa di pericolosità è uno strumento fondamentale per la realizzazione di misure di prevenzione che consentano di ridurre gli effetti dei terremoti, per esempio costruendo edifici resistenti alle vibrazioni dei terremoti più forti che possiamo aspettarci in una determinata zona. Sulla base della mappa di pericolosità sismica, infatti, la legge italiana ha classificato il territorio nazionale in 4 zone: dalla zona 1, dove potrebbero verificarsi terremoti molto forti, alla zona 4, a bassa pericolosità ma comunque a rischio per la presenza di edifici vulnerabili.

Circa il 60% dei comuni italiani è classificato nelle prime tre zone. I comuni devono rispettare precise norme sulla progettazione e realizzazione delle costruzioni nuove e sull'adeguamento di quelle vecchie. Tali norme, aggiornate nel luglio 2009, stabiliscono cosa deve essere fatto, in ogni punto del territorio nazionale, in fase di progettazione delle strutture e contengono inoltre nuove regole per il rafforzamento delle strutture esistenti.





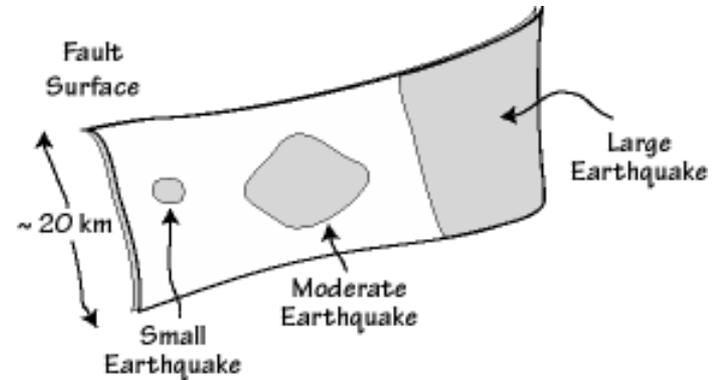
Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

The size of the area that slips during an earthquake increases with earthquake size.

The largest earthquakes generally rupture the entire depth of the fault, which is controlled by temperature.

The temperature increases with depth to a point where the rocks become plastic and no longer store the elastic strain energy necessary to fail suddenly.

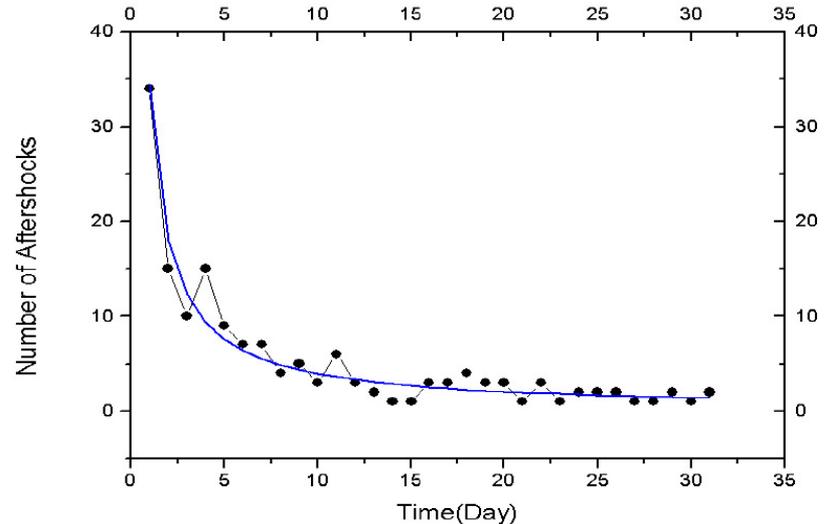
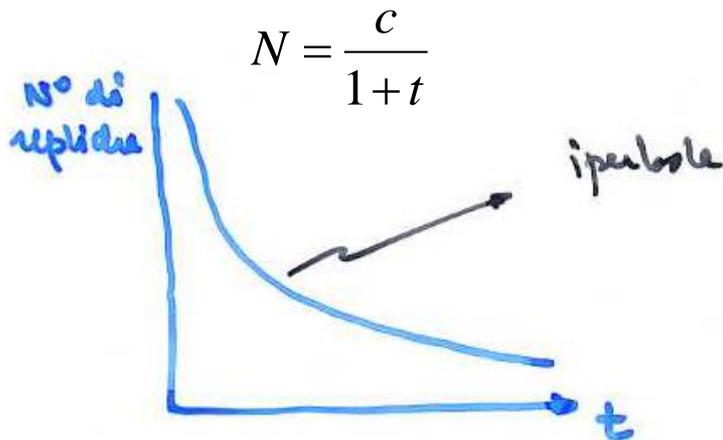


The shaded regions on the fault surface are the areas that rupture during different size events



Earthquake: aftershock

1. Occur after each strong earthquake
2. The biggest replica is typically at least one unit of magnitude smaller than the main event
3. The sum of the energy associated with the sequence of aftershocks is usually 5-10% of that released from the main event → is a secondary process
4. By studying the Japanese earthquakes (1981) OMORI showed that the number of replicas decreases with time after the main event and follows the law of OMORI

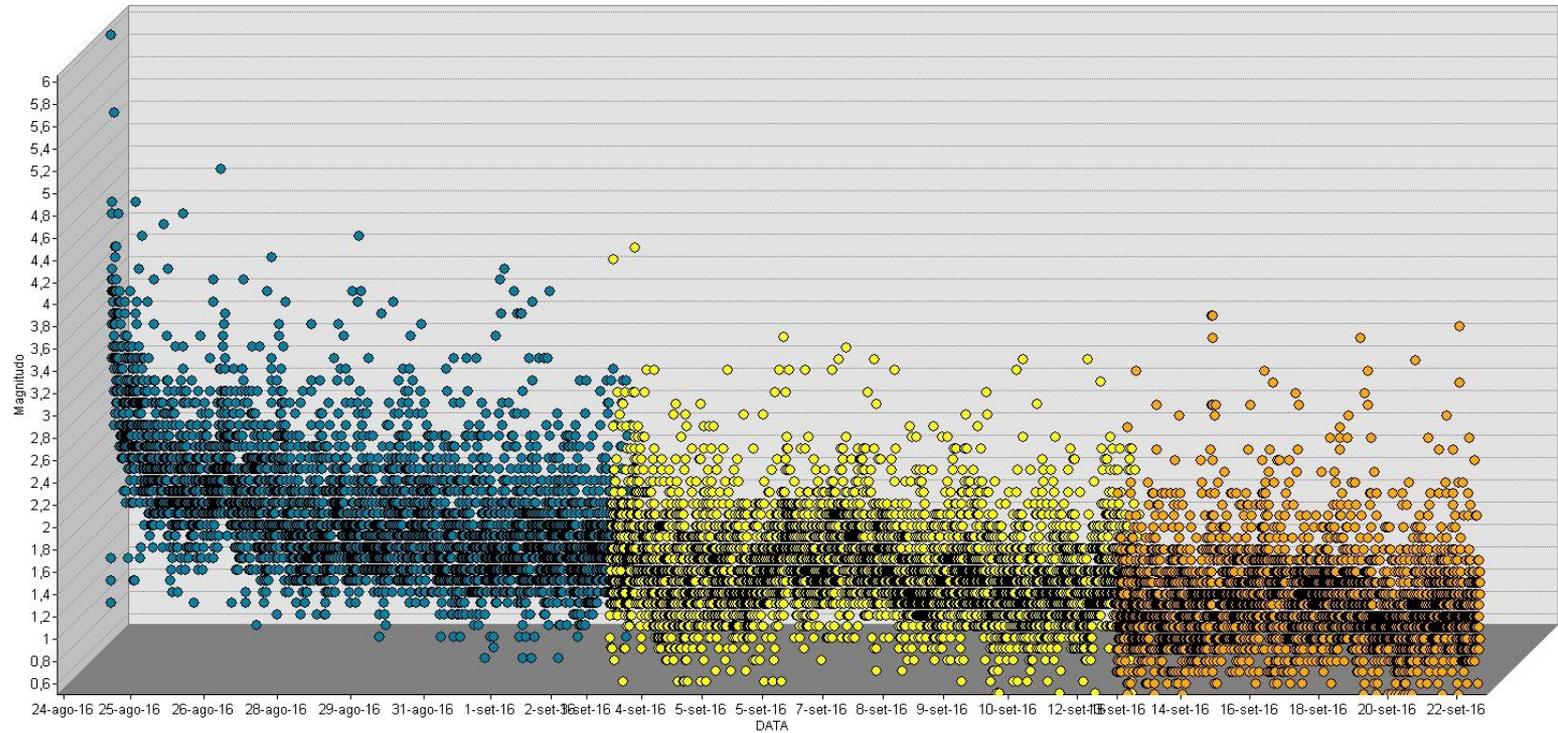




Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

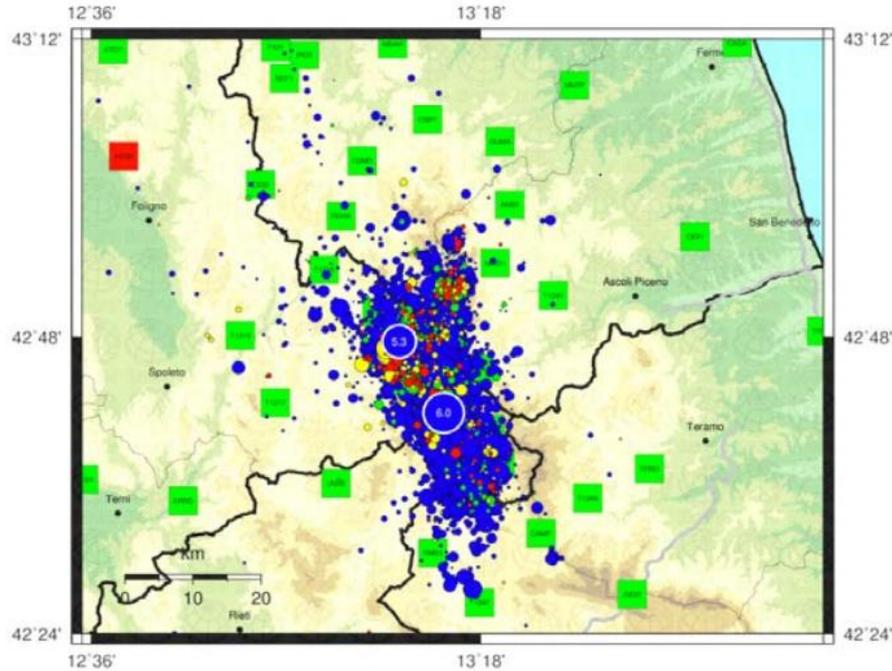
Eventi della sequenza primo mese





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa



Aggiornata al 2016-09-16, 16:13:05 UTC, numero di eventi 9599

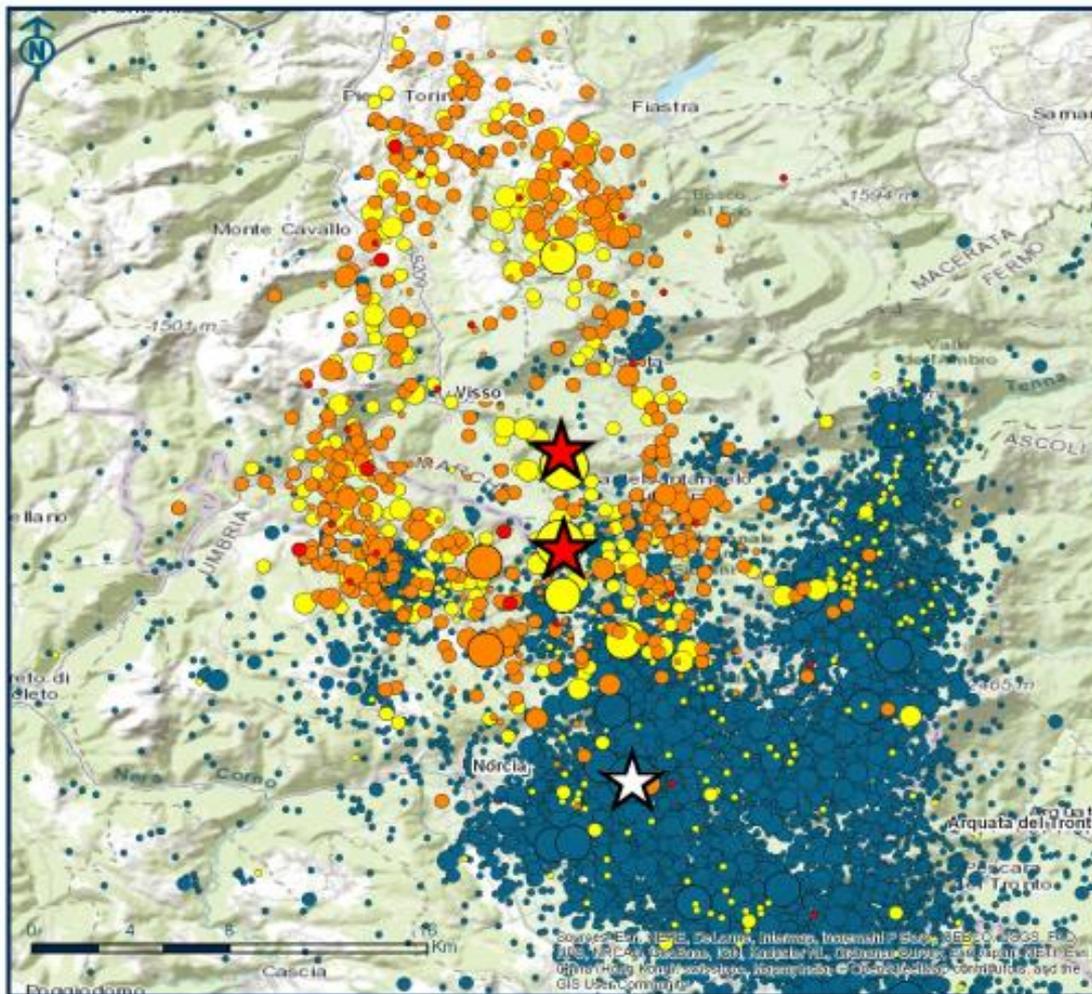
	Oggi	Ieri	2gg fa	Precedenti
MI < 3.0	161	242	309	8687
3.0 <= MI < 4.0	0	7	2	176
4.0 <= MI < 5.0	0	0	0	15
MI >= 5.0	0	0	0	2





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa



INGV terremoti

**SEQUENZA SISMICA IN
ITALIA CENTRALE
(agg. 28 ottobre ore 10:00)**

Magnitudo (M)

- fino a 2
- da 2.0 a 2.9
- da 3.0 a 3.9
- da 4.0 a 4.9

da 5.0

Tempo

- Ultima ora
- Ultime 24 ore
- Ultime 72 ore
- Dal 24 agosto

fonte dati: <http://cmt.rm.ingv.it>

SEGUICI SU:
<http://ingvterremoti.wordpress.com>



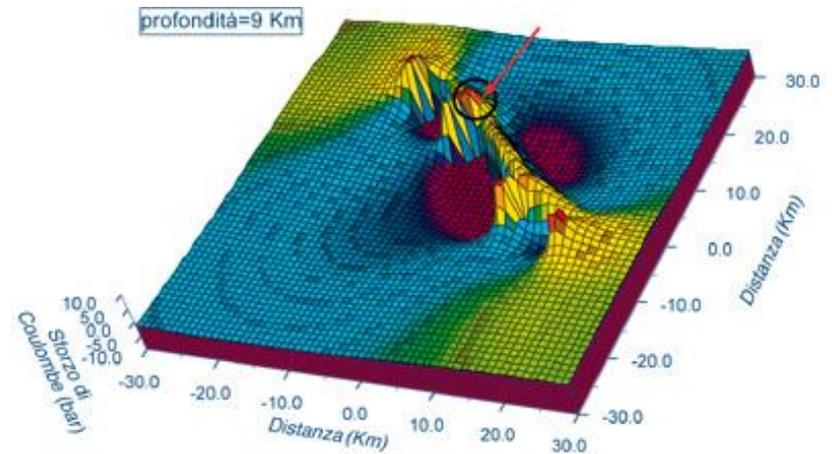
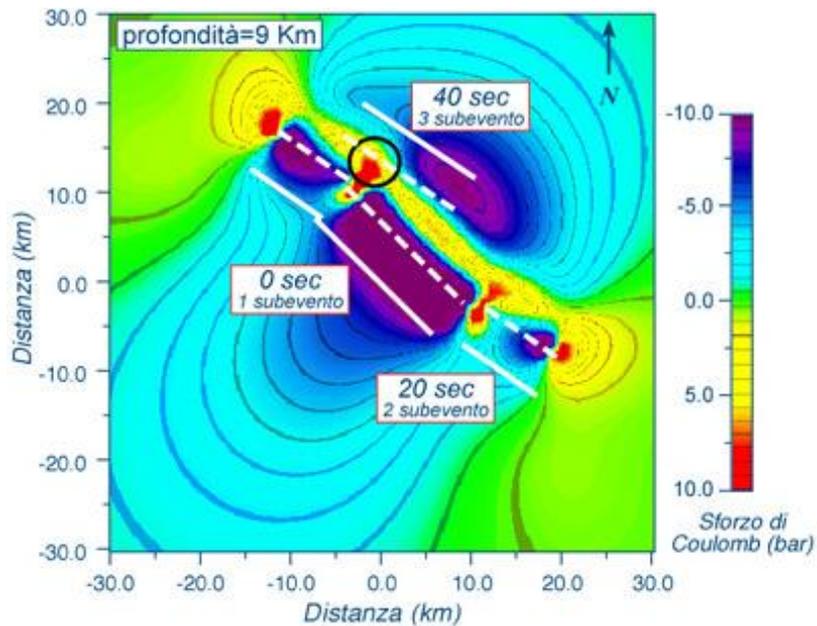
Source: Etna, Vesuvio, Campi Flegrei, Stromboli, Vulcano, Lipari, Sicca, 1999, 2000, 2001, 2002, 2003, 2004, 2005, 2006, 2007, 2008, 2009, 2010, 2011, 2012, 2013, 2014, 2015, 2016, 2017, 2018, 2019, 2020, 2021, 2022, 2023, 2024, 2025. All rights reserved. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted, in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, or by any information storage and retrieval system, without the prior written permission of the publisher.



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

Terremoto Irpinia 1980





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

Visco-elastic modeling and stress evolution since 1511 up to 2004 accounting for coseismic and postseismic deformation

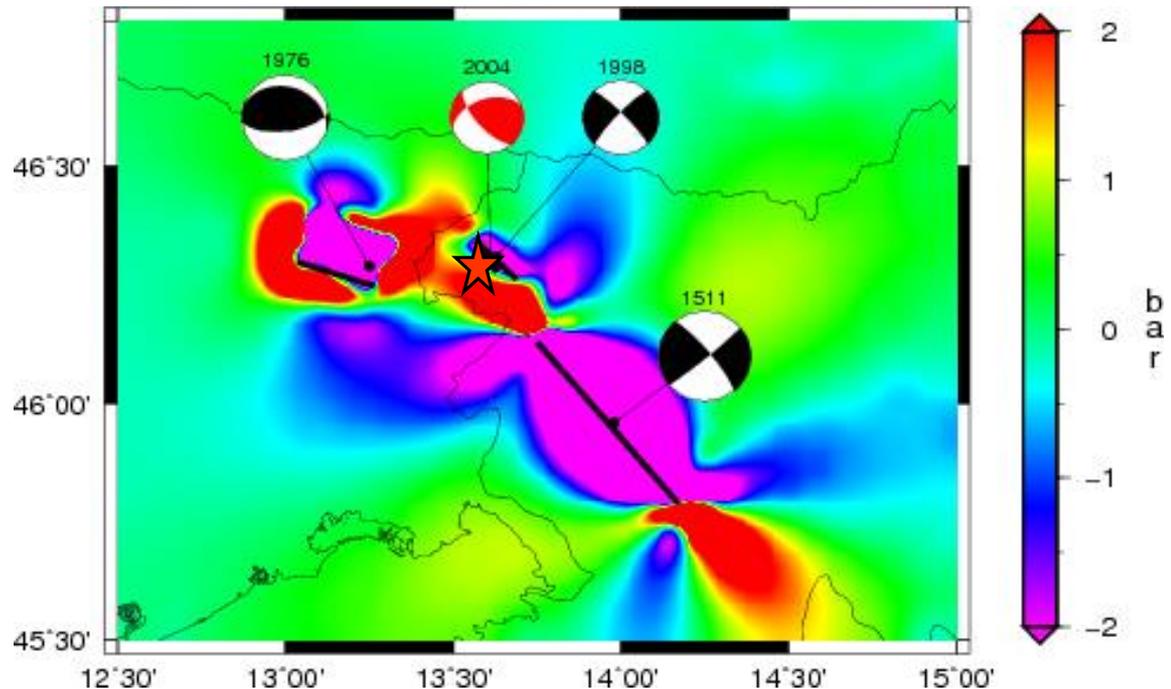
of each past major event

(Borghi, Aoudia- *Tectonophysics*, 2009)

➤ 3-D Finite Elements Method

➤ domain boundaries extending 100 km away from the most external point of each fault

➤ an Earth model comprised by a 16-km-thick elastic upper crust, a viscoelastic lower crust with viscosity 10^{19} Pa s between a depth of 16 km and the Moho at 37 km and a viscoelastic lithospheric mantle with viscosity 10^{21} Pa s.

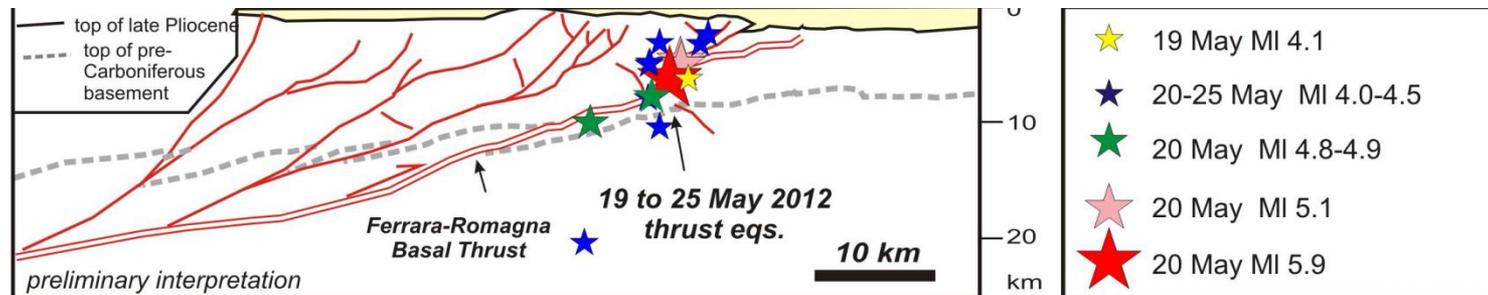


5. The aftershocks occur:

a) On a fault

1. On the fault plane
2. At the end of the fault where stress to increase due to the major earthquake

b) Around the fault



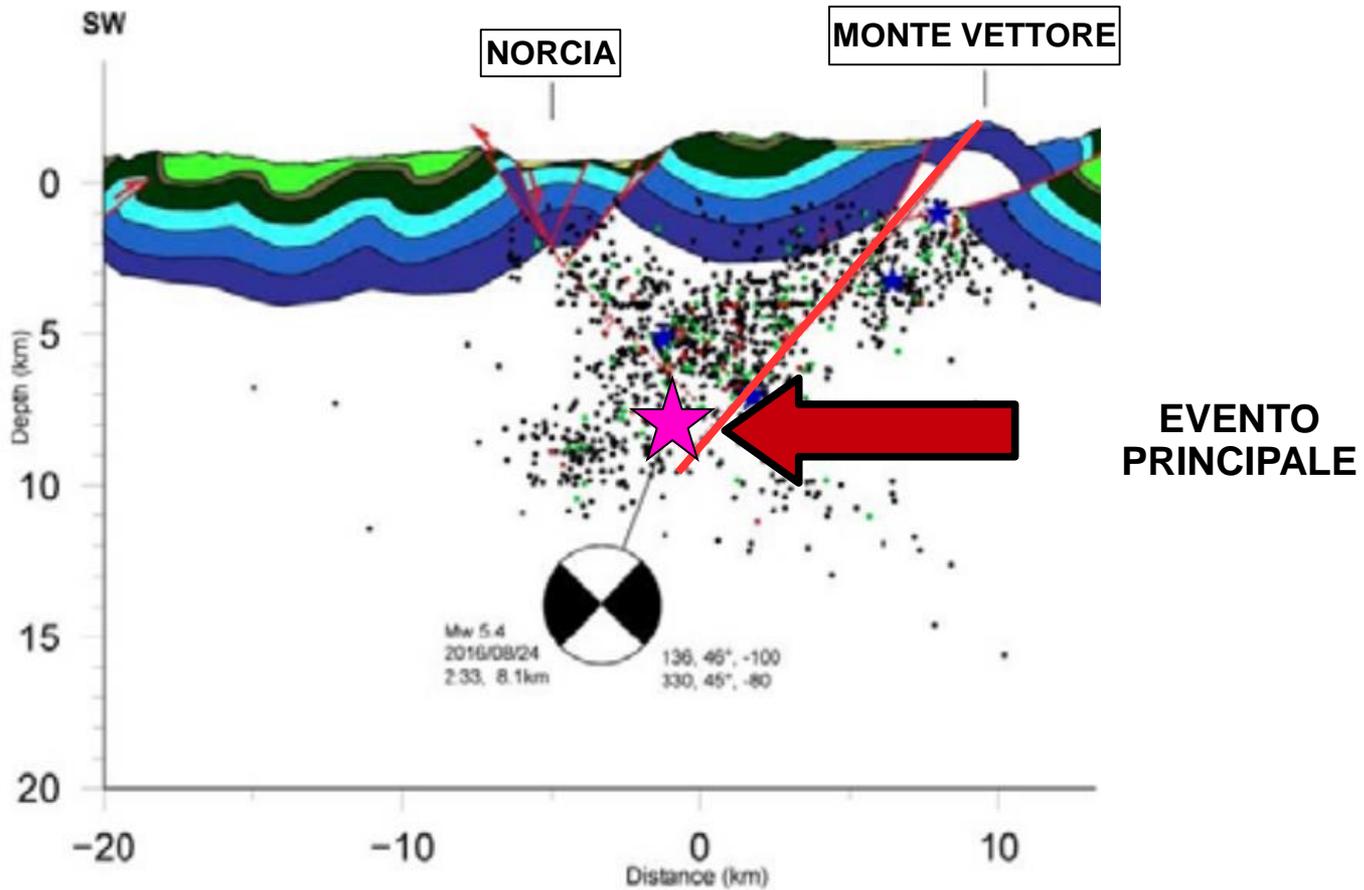
Sezione schematica strutturale dell'area ipocentrale dell'Emilia ritracciata da Toscani et al., 2009 (Da THE FERRARA ARC THRUST EARTHQUAKES OF MAY-JUNE 2012 (NORTHERN ITALY):STRONG-MOTION AND GEOLOGICAL OBSERVATIONS-- REPORT I)



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

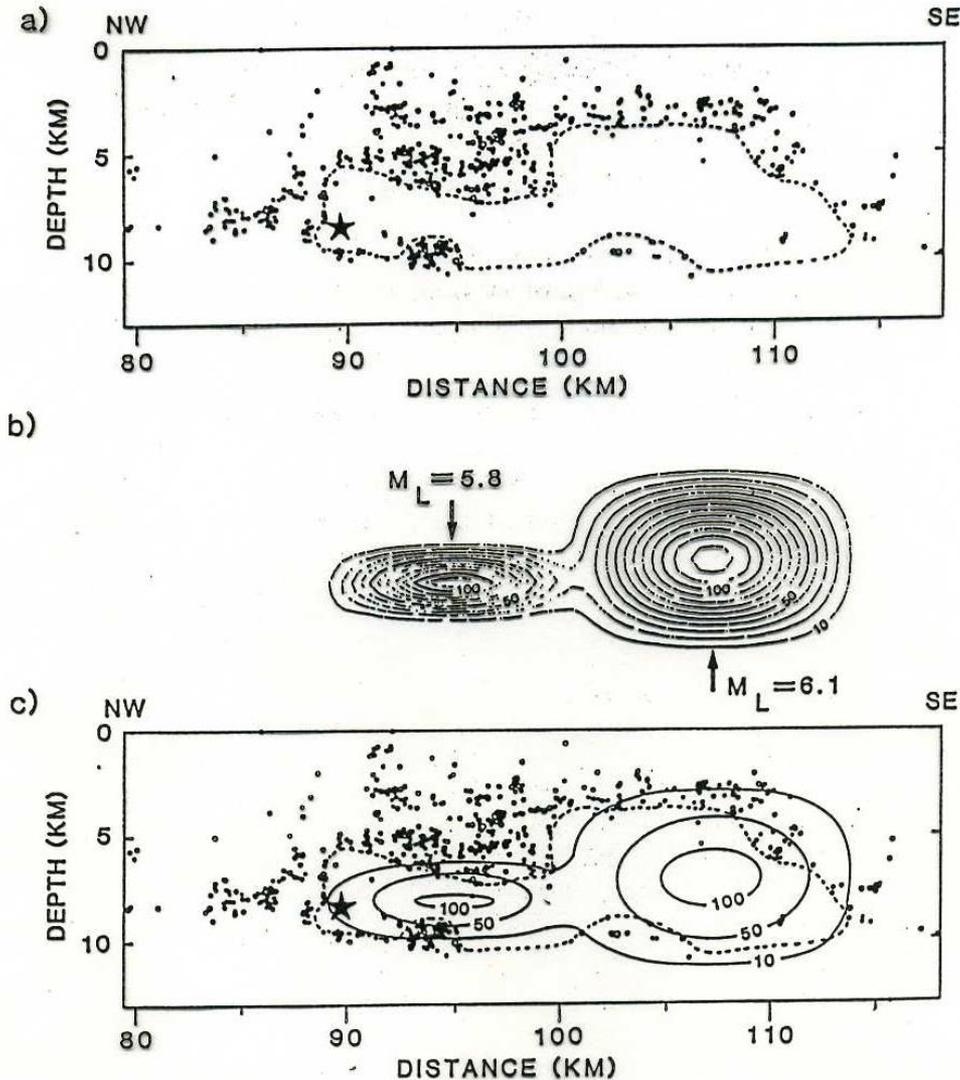
Terremoto Amatrice 24 agosto 2016





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa



Aftershocks and slip of the earthquake in Morgan Hill (California) in 1984, a strike-slip earthquake on the Hayward let him. (a) the distribution of the aftershocks on the fault, which shows the hypocenter of the main event (star) and the bounds of rupture as reported by Cockerham and Eaton (1984). (b) slip distribution of the two major earthquakes in the sequence. (c) the two overlapping figures (from Bakun, King and Cockerham, 1986).



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

