

COSTANTI DI ELASTICITA'

$\sigma_{XX} = E \varepsilon_{XX}$ la E è la prima costante di elasticità e si chiama **modulo di Young**, dipende dai materiali e si misura in Pascal.

Analogamente: $\sigma_{yy} = E \varepsilon_{yy}$ $\sigma_{zz} = E \varepsilon_{zz}$

Il rapporto tra il raccorciamento e l'allungamento è la seconda costante di elasticità che viene detta **rapporto di Poisson**

$$v = \frac{-\Delta y/y}{\Delta x/x} \qquad v = \frac{-\Delta z/z}{\Delta x/x}$$

La relazione di proporzionalità è :

$$\sigma_{xy} = 2\mu \varepsilon_{xy}$$

$$\sigma_{xz} = 2\mu \varepsilon_{xz}$$

$$\sigma_{yz} = 2\mu \varepsilon_{yz}$$

μ rappresenta la terza costante di elasticità e viene detta **modulo di rigidità o di forma**.

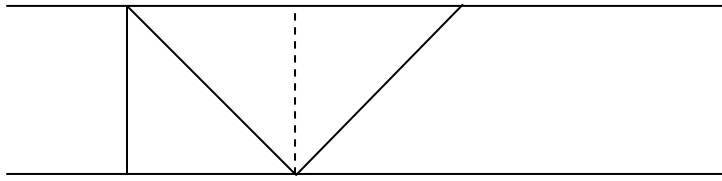
$$K = \frac{E}{3(1-2v)}$$

K rappresenta la quarta costante di elasticità e viene detto **modulo di incompressibilità**

$$\lambda = \frac{Ev}{(1+v)(1-2v)}$$

λ rappresenta la **quinta costante di elasticità** e non ha un significato fisico

DROMOCRONA DELLE ONDE RIFLESSE



T: punto di scoppio

S₁-S₂-S₃: geofoni

$$t = TC/v_1 + S_2C/v_1$$

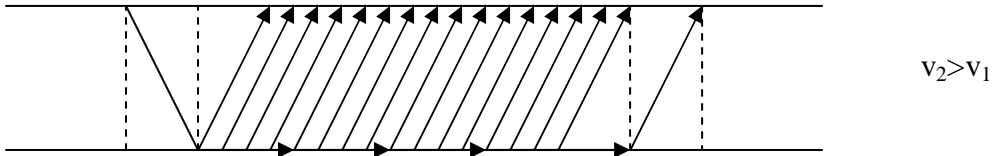
Osserviamo i due triangoli TCC' e C'CS₂, sono uguali perché hanno una lato in comune e due angoli uguali, quindi:

$$t = 2 TC/v_1$$

$$TC = \sqrt{(TC')^2 + (C'C)^2} = \frac{1}{2} \sqrt{x^2 + 4d^2} \quad \text{quindi:}$$

$t = 1/v_1 \sqrt{x^2 + 4d^2}$ questa è la dromocrona delle onde riflesse in presenza di uno strato orizzontale, questa è un'iperbole.

DROMOCRONA DELLE ONDE RIFRATTE



$$t = SC/v_1 + CD/v_2 + DG/v_1$$

Osserviamo i triangoli SAC e A'DG sono uguali:

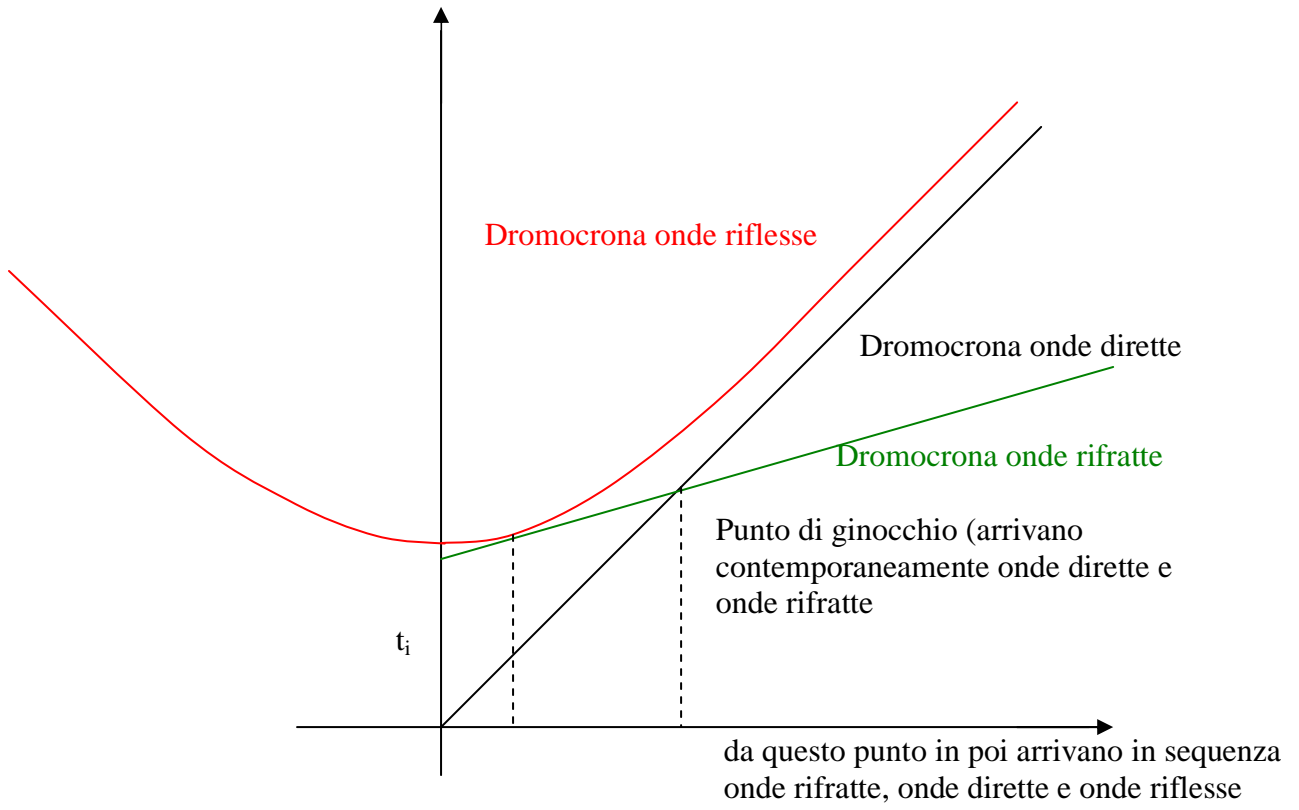
$$t = 2 SC/v_1 + CD/v_2$$

$$t = \frac{2}{v_1} \frac{AC}{\cos i_c} + \frac{S'G' (S'C + DG')}{v_2}$$

$$t = \frac{2d}{v_1 \cos i_c} + \frac{x - 2d \operatorname{tg} i_c}{v_2} \quad S'C = AC \operatorname{tg} i_c \quad \operatorname{tg} i_c = \frac{\operatorname{sen} i_c}{\cos i_c} \quad \operatorname{sen} i_c = v_1/v_2$$

$$t = \frac{x}{v_2} + 2d \frac{1}{v_1 \cos i_c} - \frac{\operatorname{sen}^2 i_c}{v_1 \cos i_c} = \frac{x}{v_2} + 2d \frac{1 - \operatorname{sen}^2 i_c}{v_1 \cos i_c}$$

$$t = \frac{x}{v_2} + \frac{2d \cos i_c}{v_1} \quad \text{questa è la dromocrona delle onde rifratte in presenza di uno strato orizzontale}$$



CLASSIFICAZIONE DELLE ONDE SISMICHE

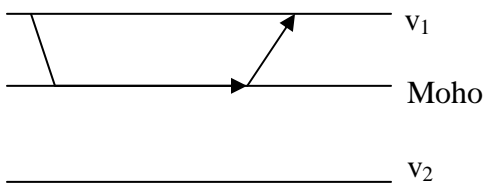
Abbiamo vari tipi di onde, occorre però ipotizzare che la terra sia un modello stratificato. Le variazioni verticali sono più importanti di quelle orizzontali, poiché vi sono vari strati e il passaggio da uno strato all'altro provoca delle variazioni.

Per questo abbiamo:

ONDE DIRETTE: sono quelle onde che seguono il percorso più breve e diretto appunto. Possono essere di due tipi P ed S, e si scrivono P_G (onde dirette primarie) e S_G (onde dirette secondarie).

ONDE RIFLESSE: possono anche esse raggiungere la stazione ma sono delle onde che hanno seguito un percorso differente e più articolato di quello diretto.

ONDE RIFRATTE: sono onde che raggiungono la discontinuità di Moho secondo un certo angolo detto angolo critico, per cui poi si propagano parallelamente alla discontinuità e lungo di essa. Sappiamo che $v_2 > v_1$ per cui il tratto che esse formano lungo la Moho è fatto più velocemente. Esse determinano anche un raggio rifratto nel mezzo a v_1 .



Possono anch'esse essere di taglio o longitudinali e si simboleggiano con P_n/S_n .

Non sempre le onde dirette arrivano prima di quelle rifratte perché in queste ultime c'è da considerare il fatto che esse formano un tratto parallelo alla Moho.

LOCALIZZAZIONE DI UN SISMA

Localizzare la sorgente del sisma significa dare uno: SPAZIO e un TEMPO

SPAZIO: occorre definire per lo spazio le coordinate del punto in cui avviene il sisma:

- LATITUDINE
- LONGITUDINE
- PROFONDITA'

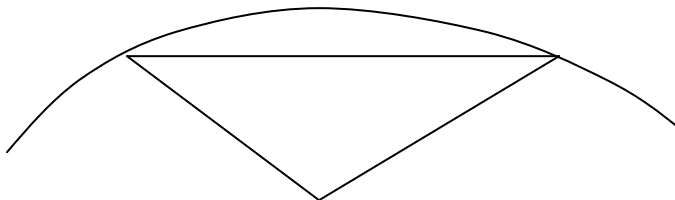
TEMPO: occorre definire un tempo origine, cioè il tempo in cui avviene il sisma che non coincide col tempo in cui arrivano le onde.

Il problema è che non abbiamo a che fare con un punto da cui parte il sisma ma da una zona di riturbo difficile da localizzare nel complesso.

1^approssimazione: la prima approssimazione che faccio è quella secondo cui l'ipocentro lo considero puntiforme dal punto di vista spaziale. Per sismi "piccoli" la sorgente è dell'ordine dell'incertezza che si ha a localizzarla (≈ 1 Km). Per sismi "grandi" si rappresenta la sorgente con un punto, detto punto di nucleazione il quale è il punto in cui si genera la faglia. Tralaltro le onde che si misurano, le prime, si riferiscono ad onde partite dal punto di nucleazione perché la velocità di rottura è molto minore rispetto alla velocità delle onde .

2^approssimazione: posso considerare che la velocità di propagazione delle onde sismiche sia costante; questo però vale se: sono terremoti superficiali, per i quali la $V_{prop.} = \text{cost}$; sono terremoti verificati vicino ai sensori.

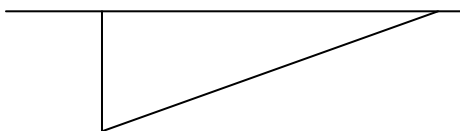
Quando F dista più di 200 Km da S allora le onde che arrivano prima alla stazione sono quelle che passano per il mantello. Per considerare la velocità costante vado a considerare che F disti meno di 200 Km da S e considero un percorso rettilineo FS.



$$FS = R \Delta^2$$
$$FS = 2R \sin \Delta^2$$

Con $\Delta = 10^\circ$ allora la differenza tra FS ed FS non è significativa per cui si può approssimare la curvatura.

La maggior parte dei terremoti si concentra nelle parti più superficiali della crosta (10-15-20 Km) allora si può ignorare la profondità, per questo motivo posso anche considerare costante la velocità.



F: ipocentro
P : epicentro
S : stazione
 Δ : distanza epicentrale

$X = h^2 + \Delta^2 \approx \Delta^2$ e ciò avviene solo quando $h \ll \Delta$

Cioè approssimo che il sisma avvenga a partire dall'epicentro.

In breve approssimazione possiamo dire che: modello di terra piatta, velocità costante, tempo istantaneo, spazio puntiforme, terremoto superficiale.

$t_p = t_0 + \Delta / v_p$ tempo di arrivo delle onde p

$t_s = t_0 + \Delta / v_s$ tempo di arrivo delle onde s

$t_s > t_p$

$$t_s - t_p = t_0 + \Delta / v_s - t_0 - \Delta / v_p = \Delta \frac{v_p - v_s}{v_s v_p}$$

da qui posso ricavarmi la distanza epicentrale Δ ;
so anche che la velocità delle onde p è 3 volte maggiore di quella delle onde s;
per questo è facile trovare i valori noti di entrambe le velocità

questo è il raggio della circonferenza da tracciare con centro nella stazione di misura.

Calcolato Δ posso ricavare t_0 sostituendo Δ in una delle relazioni precedenti .
Per calcolare l'epicentro occorrono i dati di almeno 3 stazioni i cui cerchi si incontrano in un punto che sarà l'epicentro.

$$S_g - P_g = t_s - t_p$$

Per calcolare t_0 : $P_g - H =$ (tempo in tabella)

Allora prendo dal sismografo il tempo t_p (P_g) e poi prendo il tempo in tabella corrispondente al Δ e infine mi ricavo $H(t_0)$ cioè il tempo origine

Infine occorre ricavare le coordinate dell'epicentro.

OSSERVAZIONI PER LA STRUTTURA INTERNA DELLA TERRA

E' importante calcolare le velocità di propagazione e fare delle considerazioni entro cui le onde viaggiano. Tralaltro è possibile calcolare lo spessore degli strati, che in questo caso è la crosta e soprattutto è importante calcolare a quel profondità vi è la discontinuità (Moho) che genera le onde coniche e che separa la crosta dal mantello.

a) per onde dirette : $t_g = \Delta / v_g$

dove per t_g e v_g intendo le onde P e le onde S.

b) per onde rifratte (coniche) : $t_N = \Delta / v_n + \frac{2h \cos i_c}{v_1} = \Delta / v_n + 2h \frac{v_n^2 - v_g^2}{v_n v_g}$

tutto quel termine è proprio uguale a t_i cioè il prolungamento nel diagramma della dromocrona questo si può calcolare facilmente; da questo poi ricavo la velocità v_2 .

Nel caso delle onde dirette sappiamo che $Tg \gamma = 1/v_1$, da qui è facile calcolare la velocità del mezzo 1 : $v_1 = 1 / Tg \gamma$ (γ è possibile calcolarlo col goniometro).

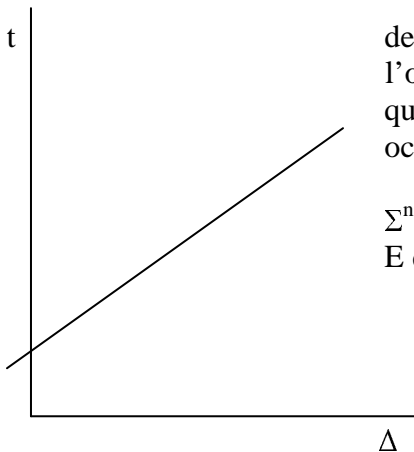
Ricavate le due velocità posso facilmente ricavare lo spessore della crosta (h) e l'angolo critico i_c :

$$h = \frac{v_g (t_n v_n - \Delta)}{2 v_n^2 - v_g^2}$$

$$\text{sen } i_c = v_1/v_2 \quad i_c = \arcsen v_1/v_2$$

RETTA DI REGRESSIONE

I dati che si ottengono relativi alle distanze ed ai tempi di arrivo a quelle distanze delle varie onde costituiscono una retta, occorre perciò fare una interpolazione fra quei punti per trovare quella retta che riduce al massimo l'errore di approssimazione (retta di regressione).



devo calcolare i parametri della retta di regressione : $y = a + bx$;
l'obbiettivo è di individuare a e b. Troverò per questo una retta che è quella retta teorica che differisce da quella reale per un certo scarto, occorre che questo scarto sia ridotto al massimo:

$$\sum^n (y_{\text{effettivo}} - y_{\text{teorico}})^2$$

E questo è possibile se utilizzo dei termini a e b così calcolabili:

$$\begin{cases} na + b\sum x = \sum y \\ a\sum x + b\sum x^2 = \sum xy \end{cases}$$

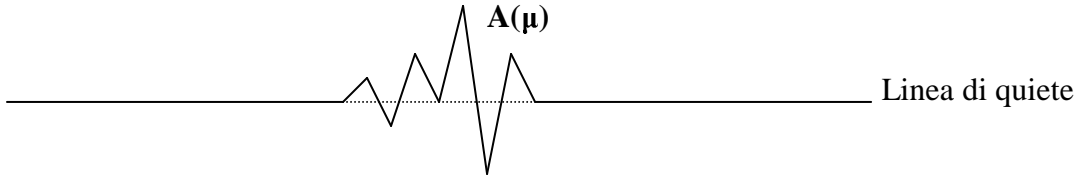
dove n = numero di punti segnati nel grafico t/Δ

Prima calcolo la distanza epicentrale sapendo le velocità, ora invece ho calcolato le velocità sapendo già le distanze.

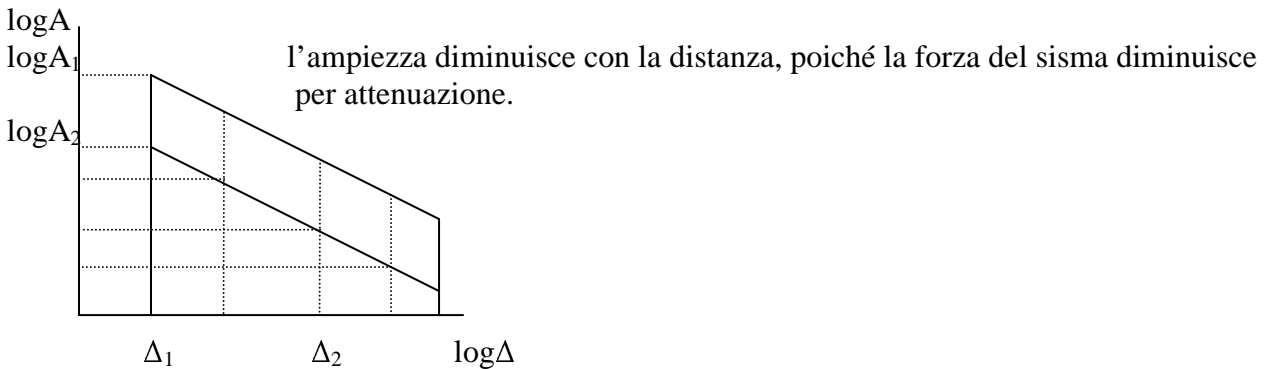
ENTITA' DI UN SISMA

La magnitudo è una stima della forza di un sisma. Devo considerare l'ampiezza massima per stimare la magnitudo.

L'ampiezza massima $A(\mu)$ è la distanza fra il picco massimo e la linea di quiete



I primi studi sulla magnitudo furono fatti da Richter, il quale ha collegato l'ampiezza massima alla distanza epicentrale; egli ha detto che all'aumentare della distanza dal fuoco diminuisce l'ampiezza delle oscillazioni.



In figura sono stati riportati due diversi eventi. Per eventi diversi si nota come l'ampiezza decresce in maniera costante in funzione delle distanze. Si nota così che la differenza fra due ampiezze (in scala logaritmica) registrate per due sismi diversi alla stessa stazione, alla stessa distanza dal fuoco è COSTANTE.

$$\log A_1^{(\Delta)} - \log A_2^{(\Delta)} = \text{cost}$$

SISMA STANDARD

Richter sfruttò ciò prendendo in considerazione un terremoto di riferimento e rispetto ad esso definisce così l'entità di un qualsiasi terremoto. Questo sisma di riferimento è: un **terremoto di magnitudo zero**. Un sisma di magnitudo zero è quello che, registrato da uno strumento standard, registrato a 100 Km dall'epicentro, produce uno spostamento unitario di ampiezza massima pari a 1 μm . Lo strumento standard deve essere un Waod-Anderson con:

T: periodo di oscillazione = 0.8 sec

σ : smorzamento = 0.8

F: amplificazione = 2800

Riferendosi così ai dati standard calcolò le varie magnitudo, con le opportune correzioni se non erano in condizioni standard.

MAGNITUDO LOCALE

E' stata introdotta da Richter come misuratore dell'entità di un sisma. La "scala" Richter è riferita alla magnitudo locale, e si fa in base all'ampiezza massima registrata sul sismogrammo, riferendosi ai dati standard.

$$M_L = \log A_{\max}(\Delta) - \log A_0(\Delta)$$

Quest'ultimo termine è la magnitudo locale dove Δ indica la correzione da apporre al fattore in risposta alla distanza effettiva Δ e non a quella standard di 100 Km. Se così fosse allora questo fattore risponde ai requisiti standard ed è nullo, per questo ad esempio deve:

$$\log A_0(\Delta) = 5.12 - 2.56 \log \Delta$$

questo dato è relativo ai sismi californiani, è un dato che risponde alle attenuazioni anelastiche del luogo. Se $\Delta=100$ Km $A_0=1\mu\text{m}$

Questo vale non solo per questa magnitudo: il dato dell'ampiezza va considerato tenendo conto anche dell'amplificazione.

Ad esempio se $F=1400$ A sarà doppio rispetto a quell'ampiezza misurata con $F=2800$.

MAGNITUDO DELLE ONDE SUPERFICIALI

Capita spesso che per terremoti molto forti, oltre una certa magnitudo si misura lo stesso valore di magnitudo anche per sismi diversi: ciò perché si verifica la saturazione della magnitudo, cioè il pennino va in saturazione poiché il suo periodo non è in grado di registrare sismi molto forti. Tutto ciò allora dipende dal periodo dello strumento.

Per registrare allora i sismi molto forti non occorre altro che uno strumento con un periodo T molto grande; questo accade quando i sismografi sono a basse frequenze. In queste condizioni è possibile ricevere la magnitudo per sismi molto forti:

$$M_S = \log A^*_{\text{MAX}} + \alpha \log \Delta + \beta \quad \left. \begin{array}{l} \text{dove : } \alpha = 1.66 \\ \beta = 3.3 \end{array} \right\} \begin{array}{l} \text{Questi sono dati che dipendono dalla litologia} \\ \text{delle varie zone} \end{array}$$

A^* : ampiezza del moto del suolo

Per ricavare A^* occorre il dato dell'amplificazione, poiché mentre il dato dell'ampiezza sul sismogrammo è appunto amplificato, quello del moto del suolo no:

$$A^*_{\text{MAX}} = A_{\text{MAX}} / F$$

Tutto ciò vale solo per sismi registrati da sismografi aventi bassissime frequenze e quindi aventi un periodo $T=20 \text{ sec} \pm 2$

Questi sismi sono relativi alla registrazione di onde superficiali che le vediamo appunto solo per terremoti superficiali poiché essi si propagano solo in superficie, allora con essa non posso misurare la magnitudo di sismi profondi.

MAGNITUDO DELLE ONDE DI VOLUME

E' quella magnitudo che permette la misurazione della forza dei sismi che si sviluppano in profondità.

Occorre dire che le onde di volume arrivano prima di quelle superficiali. Questa forza non la si può misurare con gli strumenti a nostra disposizione, perché non si può apprezzare il valore T fra i due picchi più grandi e consecutivi.

Questa magnitudo tiene conto della profondità, della litologia relativa alla stazione e alla litologia della regione interessata dal sisma:

$$m_b = \log A/T + f(\Delta, h) + c_s + c_r$$

$f(\Delta, h)$ rappresentano l'attenuazione delle onde con la distanza (epicentrale) e la profondità.

C_s = coefficiente di correzione di stazione

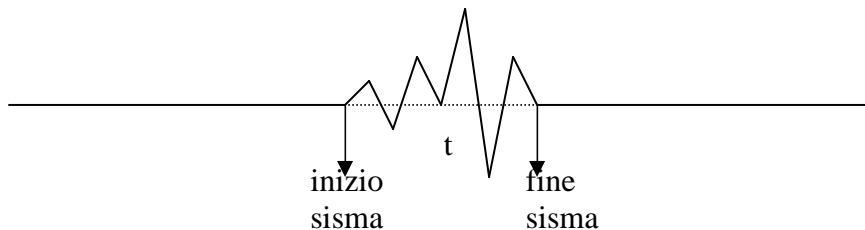
C_r = coefficiente di correzione regionale

MAGNITUDO DELLA DURATA

Quando si ha la saturazione non posso con nessuno dei tre metodi precedenti misurare la magnitudo; allora non tengo più conto dell'ampiezza ma della durata basandomi sul fatto che la durata di un terremoto è direttamente proporzionale alla forza.

$$M_D = a + b \log t + c \Delta (\text{Km}) + d (\log t)^2$$

dove t :



non posso ricavare t quando c'è una crisi sismica, cioè una sovrapposizione di scosse

RELAZIONE FRA MAGNITUDO ED ENERGIA

Ci sono delle relazioni che legano la magnitudo all'energia del terremoto. Questa energia menzionata è però solo la parte di energia elastica irradiata che è il 2-3% di tutta l'energia liberata, la restante energia si disperde in attriti e calore:

$$\log E = a + b M \quad \Rightarrow \quad E = 10^{(a + b M)}$$

dove:

$a = 4.2$

$b = 1.5$

MACROSISMICA

Essa è la sismologia attraverso la quale si definisce l'intensità di un sisma partendo dagli effetti prodotti sulle cose.

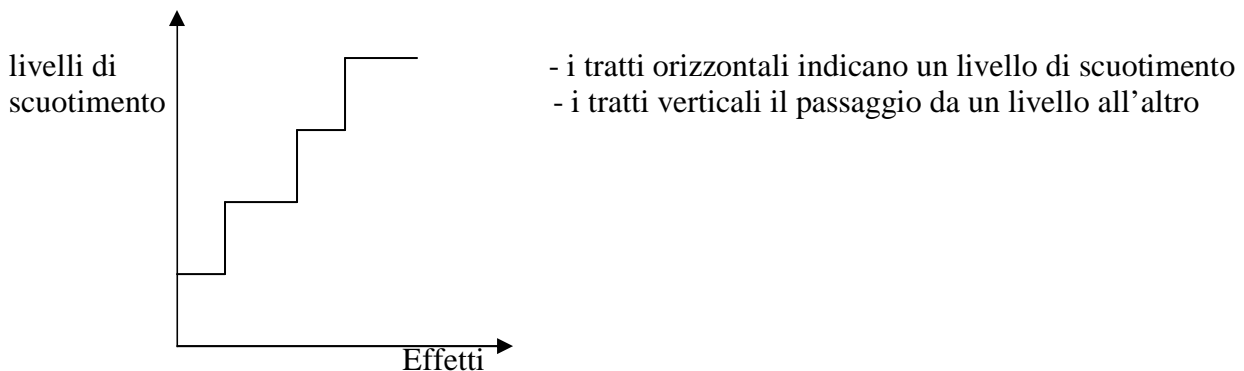
1935, anno in cui da Richter fu introdotto il concetto di magnitudo. Essa è assoluta e si basa sulla forza del terremoto.

L'intensità invece definisce lo **svuotamento sismico**, ed i suoi livelli, come il movimento del suolo in ampiezza, velocità di oscillazione, tutti parametri però non assoluti ma relativi alle particolari amplificazioni, alle zone ecc...L' intensità si basa sugli effetti prodotti dal sisma.

Si fa una classificazione secondo:

- PERCEZIONE
- EFFETTI SUGLI OGGETTI
- DANNI
- EFFETTI SULL' AMBIENTE

I livelli di scuotimento e gli effetti sono stati rappresentati in un grafico in questo modo:

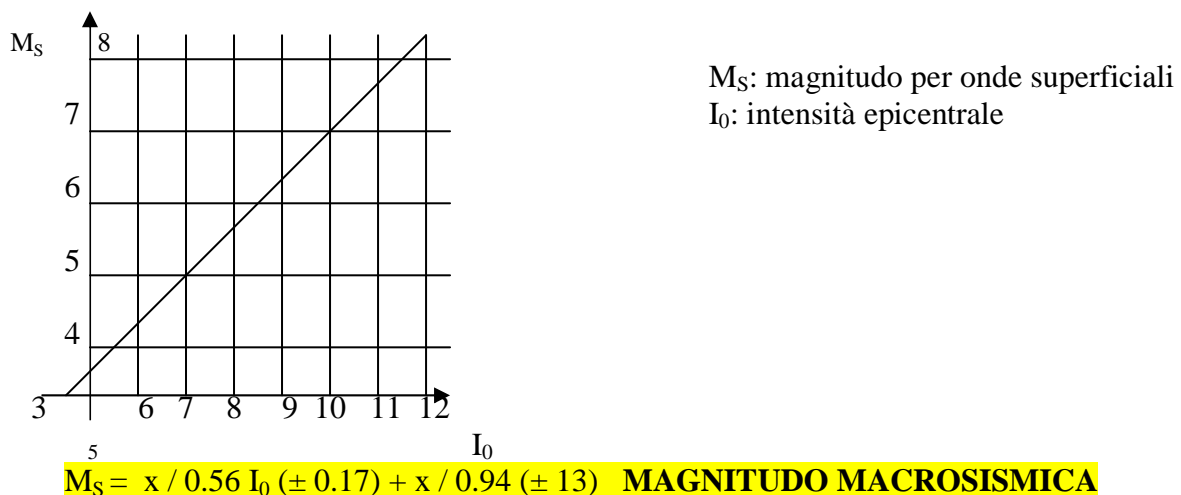


Si costituisce così una scala detta **scala macrosismica di intensità**, una delle scale più utilizzate e più importanti è la scala di Mercalli (MCS), questa è utile poiché definisce "l'entità" dello scuotimento che dipende dal punto in cui mi trovo.

Ci sono anche altre scale come **la scala MSK oppure quella EMS.**

RELAZIONI FRA MAGNITUDO ED INTENSITA'

C'è una relazione che lega la magnitudo all'intensità massima (epicentrale):



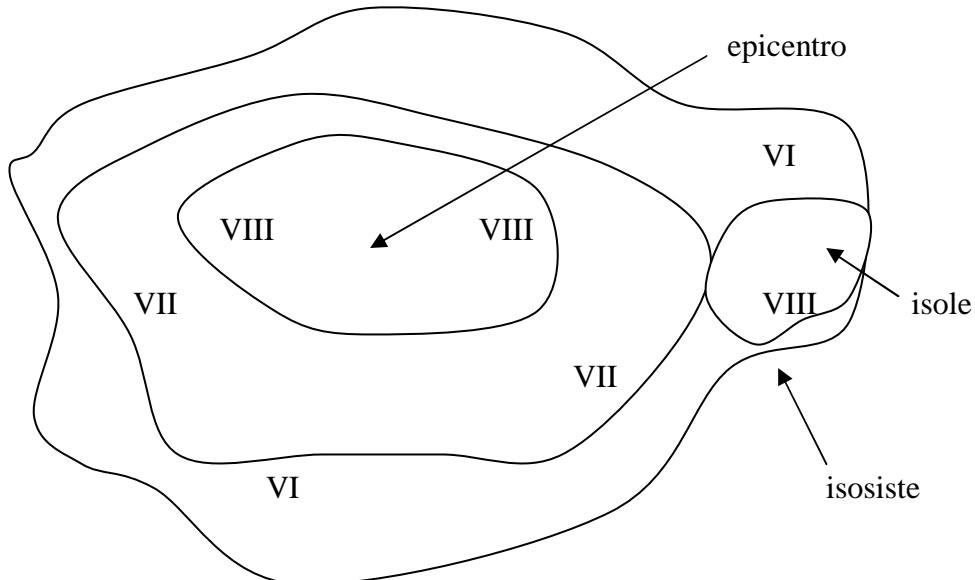
Si chiama così poiché è quella magnitudo che si basa sull'intensità, cioè parte dagli effetti, dai danni. Serve soprattutto per i terremoti "storici".

L'intensità in funzione della magnitudo (assoluta) è: $I_0 = 2 (M_S - 1)$

La profondità incide molto sull'intensità. Se l'ipocentro è molto profondo allora le onde saranno attenuate finché arrivano in superficie e nonostante il sisma sia stato forte i danni saranno lievi o scarsi. Ecco perché questa relazione vale solo per i terremoti superficiali.

CAMPO MACROSISMICO

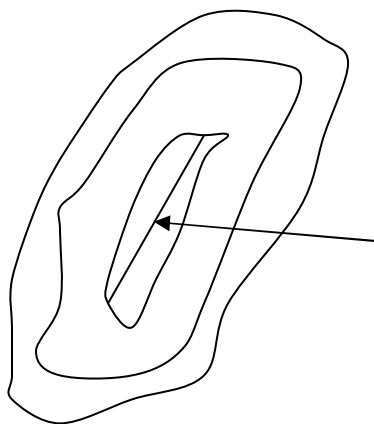
È un campo di intensità distribuito in modo non casuale



Nell'area interessata dal sisma c'è una differente distribuzione di scuotimento macrosismico che è rappresentata dalle **isosiste (isosisme)**, che sono linee che racchiudono zone in cui si è stimata la stessa intensità. Esse si chiudono attorno ad un nucleo centrale che individua l'epicentro.

L'amplificazione, con formazione di un'isola può avvenire in strati alluvionali o in strati di sabbia acquifera.

Le isosiste individuano l'epicentro, definiscono la distribuzione delle intensità e stimano la profondità dell'ipocentro (dalla distanza fra le isosiste). Se le isosiste sono ravvicinate le une con le altre allora il terremoto sarà superficiale, se invece saranno lontane il terremoto sarà profondo. Se il terremoto è profondo allora l'area di una isosista sarà "liscia", se invece l'area di una isosista sarà piccola allora vorrà dire che il terremoto sarà superficiale.



Queste isosiste stanno ad indicare che il terremoto è stato particolarmente forte, qui non troveremo più un solo punto puntiforme che individua l'epicentro ma troveremo una "fascia" che indicherà una zona di disturbo.

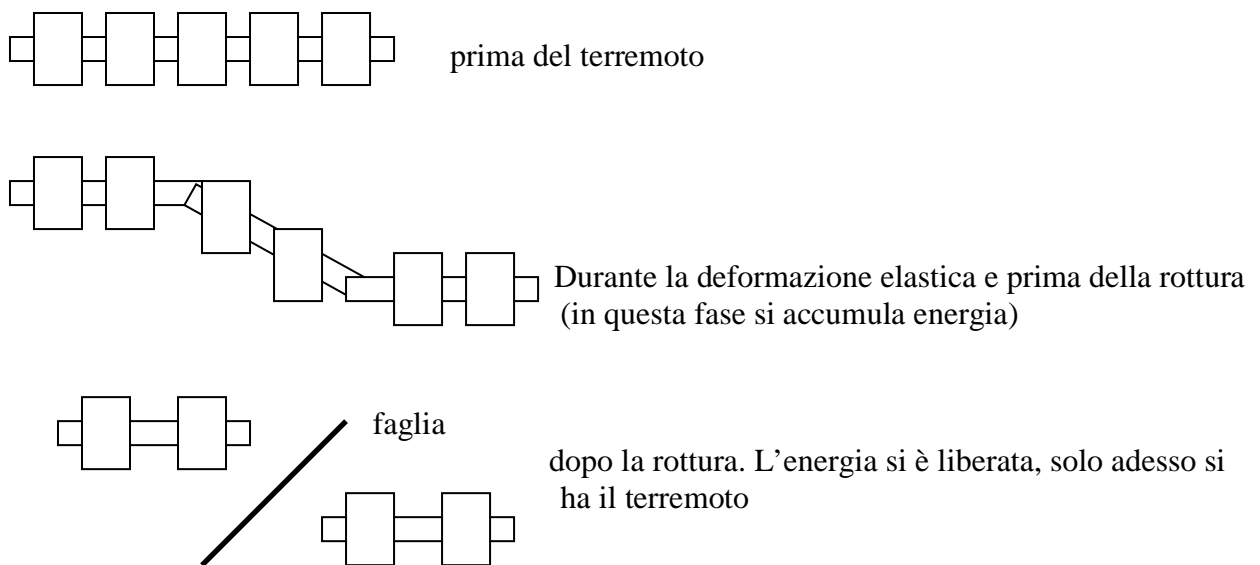
La completa definizione della sorgente mi dà il **meccanismo focale**.

zona di disturbo

MECCANISMO FOCALE

Prima di parlare del meccanismo focale è bene ricordare la teoria del rimbalzo elastico:

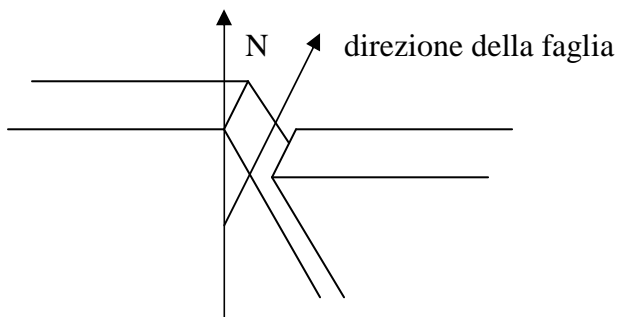
Teoria del rimbalzo elastico: all'inizio si ha una deformazione elastica, cioè reversibile; accade cioè che la roccia si muove e si deforma plasticamente ed in questo movimento accumula energia. Si accumula energia perché la forza elastica genera un lancio, da cui energia potenziale. Quando si ha la rottura, cioè la formazione della faglia solo allora l'energia accumulata viene rilasciata, ma non tutta va a trasformarsi in energia elastica per un terremoto. Circa il 48% si disperde come attrito e calore e per la non elasticità delle rocce a propagare le cosiddette onde sismiche.



Il meccanismo focale studia i tipi di faglie che si formano e i movimenti che le hanno generate.

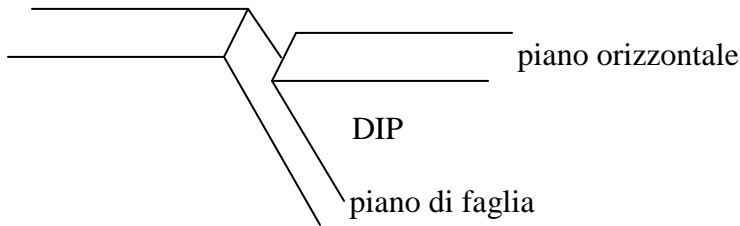
PARAMETRI CHE CARATTERIZZANO LE FAGLIE

- 1) **STRIKE (direzione):** è l'angolo fra la direzione del nord e la direzione della faglia

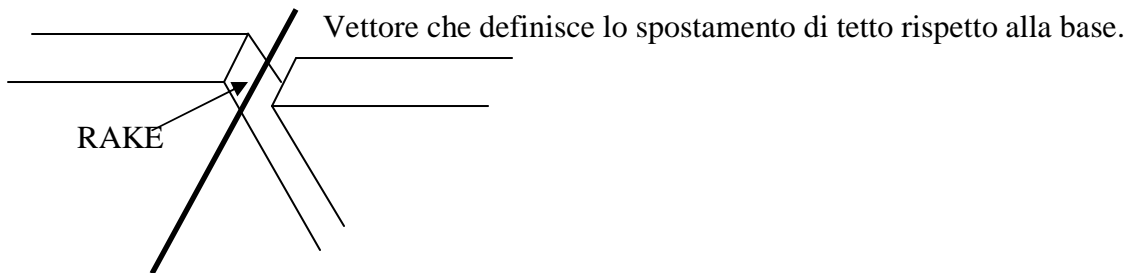


Quest'angolo va preso in senso orario a partire dal Nord.

2) DIP: angolo fra il piano di faglia ed il piano orizzontale. Si considera sempre quello $\leq 90^\circ$



3) RAKE: innanzitutto si deve definire il vettore che descrive il movimento del tetto di faglia rispetto a quello che definisce il letto di faglia.



poi si traccia una semiretta passante per tale vettore e parallela alla direzione della faglia. Il RAKE è l'angolo in senso antiorario a partire da tale semiretta fino ad arrivare al vettore suddetto.

I vari rake mi danno informazioni sulla faglia:

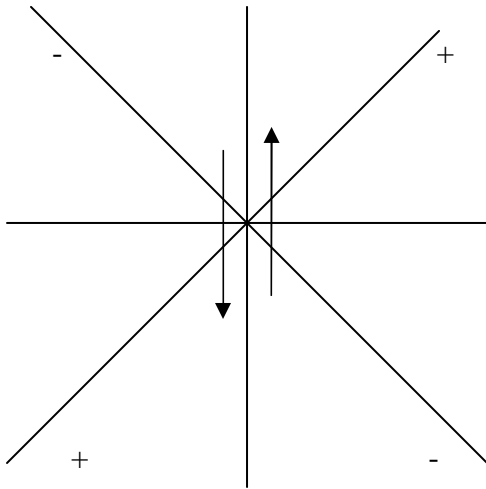
- RAKE = 0° faglia trascorrente sinistra
- “ = 180° faglia trascorrente destra
- “ = 90° faglia inversa
- “ = 270° faglia diretta

Poi ci sono anche i valori intermedi:

- RAKE compreso fra: 0° - 90° faglia inversa trascorrente sinistra
- “ “ “ : 90° - 180° faglia inversa trascorrente destra
- “ “ “ : 180° - 270° faglia diretta trascorrente destra
- “ “ “ : 270° - 360° faglia diretta trascorrente sinistra

Il meccanismo focale serve ad individuare questi tre angoli e a capire quale movimento c'è stato. Il “problema” più grande è quello di individuare su di una cartina dov'è il piano di faglia.

INDIVIDUAZIONE DEL PIANO DI FAGLIA

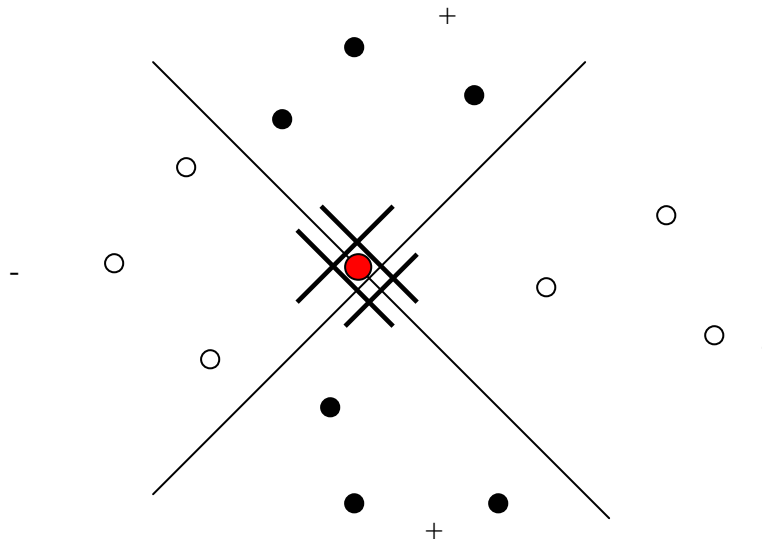


+: compressione C
-: distensione D

tutto ciò è relativo al primo impulso.
L'ampiezza del primo impulso è massima nella direzione a 45° rispetto ad un piano radiale. Man mano che mi avvicino al piano di faglia o alla sua perpendicolare l'ampiezza del primo impulso si azzerava

Suppongo di avere tante stazioni e vedo in loro il primo impulso di tipo C/D, prima di tutto occorre localizzare qual è l'epicentro:

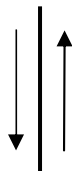
- : compressione
- : distensione
- (rosso) : epicentro



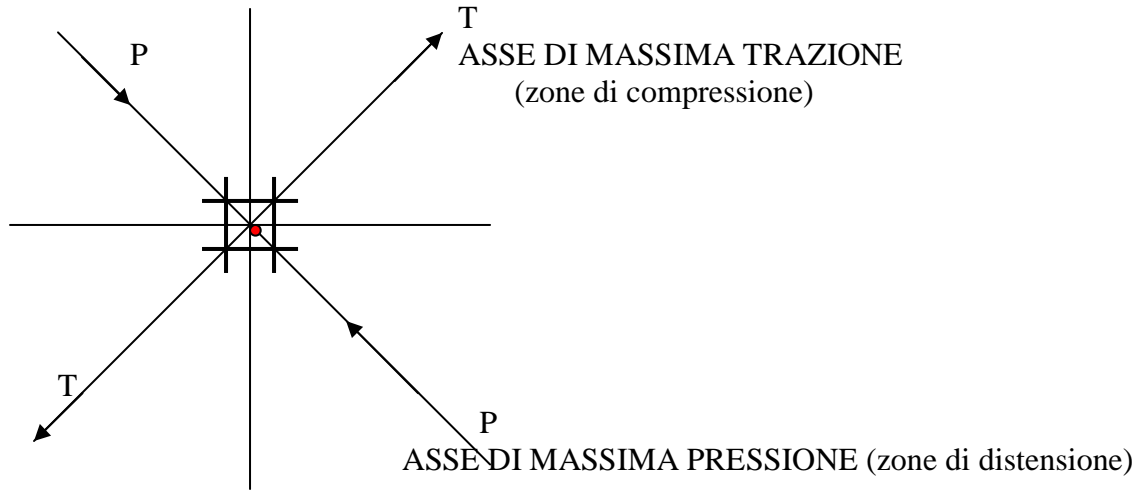
Devo tracciare due piani radiali perpendicolare tra loro, uno sarà il plico di faglia e l'altro il suo perpendicolare. Per localizzarli, cioè per dire qual è il plico di faglia:

- o studio la litologia della zona per poterlo trovare notando le linee preferenziali di debolezza
- o localizzo gli after shoks: scosse successive alla principale, e studio la loro distribuzione (essi si distribuiscono lungo il piano di faglia)

Considero ora il **modello di coppia singola**, che implica una coppia di scosse che generano una faglia, uguali e contrarie. Tale modello non va bene perché il suo movimento svilupperebbe una rotazione che però nella realtà non avviene.



Considero ora il **modello di doppia coppia** per il quale la scossa che genera la faglia è controbilanciata da un'altra scossa affinché la $\sum \text{momenti} = 0$ e in questo modello non c'è neanche la rotazione del piano di faglia.



MOMENTO SISMICO SCALARE (M_0)

Tanto maggiore è il momento delle singole coppie di forze e tanto maggiore è l'energia liberata nel sisma. Esso è il momento delle singole coppie in valore assoluto:

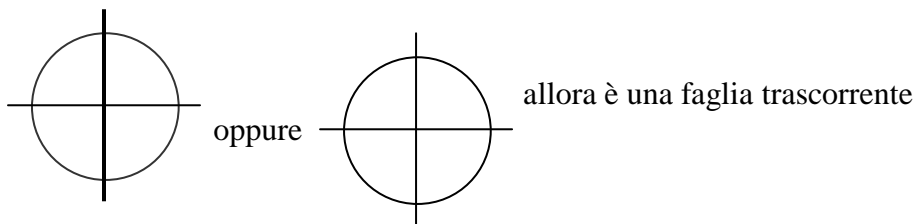
$M_0 = \mu A u$ dove: μ = modulo di rigidità sulla faglia esso rappresenta la resistenza al taglio;
 A = area della superficie di taglio che si è mossa;
 u = spostamento medio che si è verificato lungo la faglia.

MAGNITUDO DI MOMENTO SISMICO

Dal momento sismico (che definisce l'energia del terremoto) posso ricavare una magnitudo:

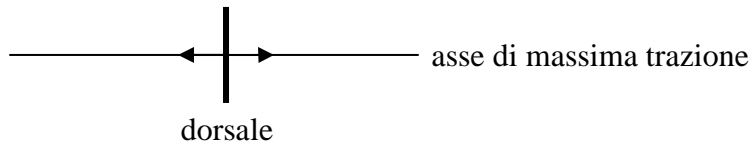
$M_w = 2/3 \log M_0 - 6$

- Se la sorgente si trova nella zona compressiva allora è una faglia inversa;
- Se la sorgente si trova nella zona distensiva allora è una faglia diretta;
- se la situazione è così:



SISMICITA' E CONSIDERAZIONI

Dal meccanismo focale osserviamo che lungo le dorsali si hanno fenomeni distensivi mentre nelle zone di subduzione si avranno fenomeni compressivi. Nel primo caso l'asse di massima trazione è trasversale alla dorsale:



per avere un grosso terremoto occorre che la roccia resista molto, così tanta energia viene accumulata. Per questo motivo la roccia resiste di più alla compressione che non alla distensione, per cui viene immagazzinata più energia in una compressione che non in una distensione, è per questo motivo che i terremoti più forti li abbiamo nelle zone di subduzione.

RADIAZIONI

I nuclidi instabili possono emettere delle radiazioni: radiazioni di tipo α (numero di massa 4 numero di protoni 2), radiazioni di tipo β (emissione di 1 elettrone). La radiazione di tipo γ è una radiazione elettromagnetica.

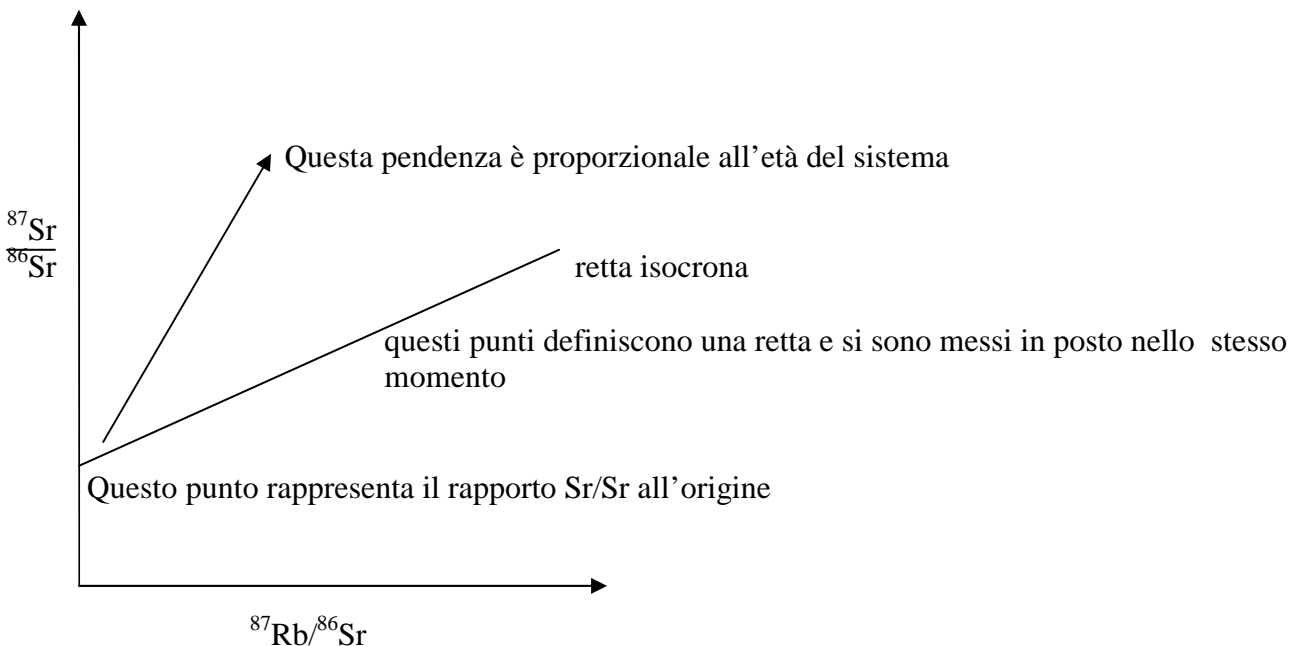
L'emissione di particelle α comporterà una variazione nel numero di massa e nel numero di ossidazione; l'emissione di particelle β comporterà una variazione del numero di ossidazione.

Le variazioni dei nuclidi nel tempo sono legati a una costante di decadimento per il tempo:

$$N(\text{figlio}) = N_0(\text{genitore}) e^{-\lambda t}$$

Le rocce che compongono il mantello sono povere di potassio, la crosta invece è ricca di potassio (K) che può essere sostituito per ammissione dal rubidio (Rb). Nella crosta quindi avremo una grande quantità di Rb, il quale nel suo raggruppamento isotopico contiene un nuclide instabile con numero di massa 87 il quale decade (radiazione β) producendo Sr con numero di massa 87. Tanto più Rb c'è tanto più $^{87}\text{Rb}^+$ è presente e di conseguenza tanto più $^{87}\text{Sr}^{++}$. Se lo $^{87}\text{Sr}^{++}$ lo normalizziamo fino a produrre ^{86}Sr avremo un parametro $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ che potrà essere utilizzato per distinguere materiali crostali da materiali mantellici. Un valore isotopico dello Sr > 0.715 sarà un magma crostale, un valore isotopico dello Sr < 0.715 sarà un magma mantellico.

Avendo λ costante di decadimento, i nuclidi radiogenici funzionano come un orologio; considero che il sistema ad un certo punto sia rimasto chiuso e considero anche un campione abbastanza grande da supporre che tutto il nuclide radiogenico sia rimasto all'interno del sistema (caso dello Rb e Sr). Se ad un certo punto ^{87}Rb produce ^{87}Sr e di dividono entrambi per ^{86}Sr si ottiene un grafico:



se considero una biotite o una muscovite o un feldspato potassico rispetto al rapporto Sr/Sr ciascuno di questi può rappresentare un "orologio". Tutti questi elementi chiudono il sistema a temperature diverse. L'età di messa in posto mi viene fornito dal minerale che chiude a temperatura più elevata.