



Corso Luigi Einaudi, 55 - Torino

Appunti universitari

Tesi di laurea

Cartoleria e cancelleria

Stampa file e fotocopie

Print on demand

Rilegature

NUMERO: 1154

DATA: 22/10/2014

A P P U N T I

STUDENTE: Prette

MATERIA: Geofisica + domande d'esame

Prof. Sambuelli

Il presente lavoro nasce dall'impegno dell'autore ed è distribuito in accordo con il Centro Appunti.

Tutti i diritti sono riservati. È vietata qualsiasi riproduzione, copia totale o parziale, dei contenuti inseriti nel presente volume, ivi inclusa la memorizzazione, rielaborazione, diffusione o distribuzione dei contenuti stessi mediante qualunque supporto magnetico o cartaceo, piattaforma tecnologica o rete telematica, senza previa autorizzazione scritta dell'autore.

**ATTENZIONE: QUESTI APPUNTI SONO FATTI DA STUDENTIE NON SONO STATI VISIONATI DAL DOCENTE.
IL NOME DEL PROFESSORE, SERVE SOLO PER IDENTIFICARE IL CORSO.**

Domande per l'esame di Fondamenti di geofisica

- DISEGNARE QUALITATIVAMENTE LO SPETTRO DI AMPIEZZA DEL SEGUENTE SEGNALE:

$$s(t) = [A \cos(2\pi Bt) + C \cos(2\pi Dt) + E \cos(2\pi Ft)] \text{box}(t, G)$$

- DATO IL SEGNALE

$$s(t) = A \cos(2\pi Bt) + C \cos(2\pi Dt) + E \cos(2\pi Ft)$$

CONSIDERANDO DI AVERLO CAMPIONATO A G S/s TROVARE LA POSIZIONE DEL PICCO ALIASATO.

- PROGETTARE I PARAMETRI DI ACQUISIZIONE (FONDO SCALA, DINAMICA DELL'A/D CONVERTER, INTERVALLO DI CAMPIONAMENTO, FREQUENZA DI CAMPIONAMENTO, DURATA DEL CAMPIONAMENTO, NUMERO DI CAMPIONI) CORRETTI PER CAMPIONARE IL SEGUENTE SEGNALE:

$$s(t) = [A \cos(2\pi Bt) + C \cos(2\pi Dt) + E \cos(2\pi Ft)]$$

- DATO IL SEGNALE

$$s(t) = [A \cos(2\pi Bt) + C \cos(2\pi Dt)] \text{box}(t, E)$$

PROGETTARE I PARAMETRI DI ACQUISIZIONE (FONDO SCALA, DINAMICA DELL'A/D CONVERTER, INTERVALLO DI CAMPIONAMENTO, FREQUENZA DI CAMPIONAMENTO, NUMERO DI CAMPIONI) CORRETTI PER CAMPIONARLO ED UN FILTRO A MEDIA MOBILE NON PESATA PER ABBATTERE LA FREQUENZA PIU' ALTA.

8. ILLUSTRARE IL FENOMENO DELL'ALIASING EFFETTI E CONTROMISURE.
9. EVOLUZIONE IN TIME DOMAIN ED IN FREQUENCY DOMAIN DI UN SEGNALE.
10. IL RUOLO DELLE LEGGI COSTITUTIVE NELLE EQUAZIONI DELLE ONDE ELASTICHE E NEL COMPORTAMENTO MECCANICO DEI MATERIALI A CARICHI STATICI E CICLICI (ONDE).
11. IL METODO DEI TEMPI INTERCETTI DA UNO STRATO PIANO ORIZZONTALE.
12. IL METODO DEI TEMPI INTERCETTI DA UNO STRATO PIANO INCLINATO.
13. LEGGI DI SNELL, HUYGENS E FERMAT.
14. DESCRIVERE IN DETTAGLIO LA CATENA DI ACQUISIZIONE DI UN RILIEVO SISMICO
15. DISEGNO QUALITATIVO DI DROMOCRONE DATA UNA STRATIGRAFIA.

RISPOSTE A DOMANDE DI GEOFISICA per l'esame

1) DISEGNARE QUALITATIVAMENTE LO SPETTRO DI AMPIEZZA DEL SEGUENTE SEGNALE:

$$s(t) = [A \cos(2\pi Bt) + C \cos(2\pi Dt) + E \cos(2\pi Ft)] \text{box}(t, G)$$

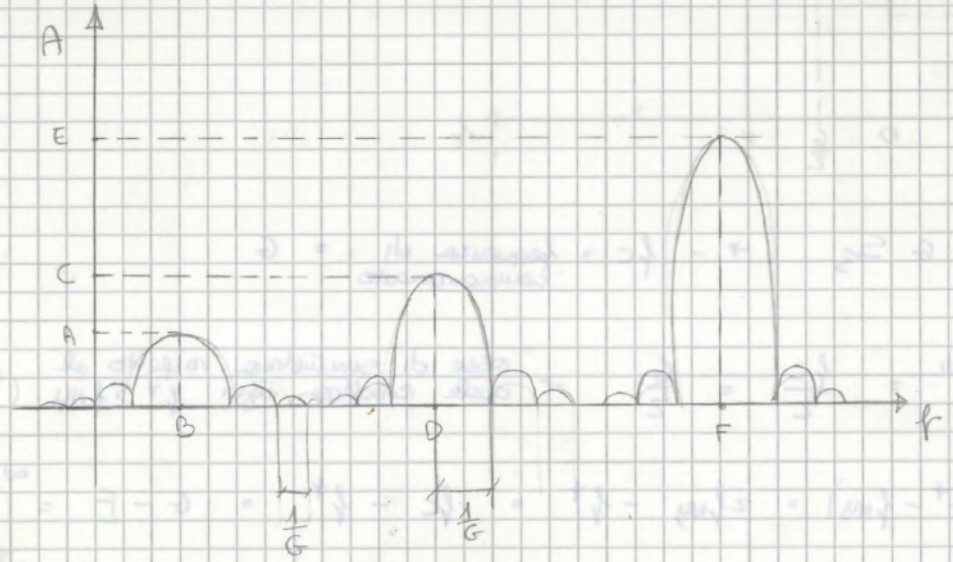
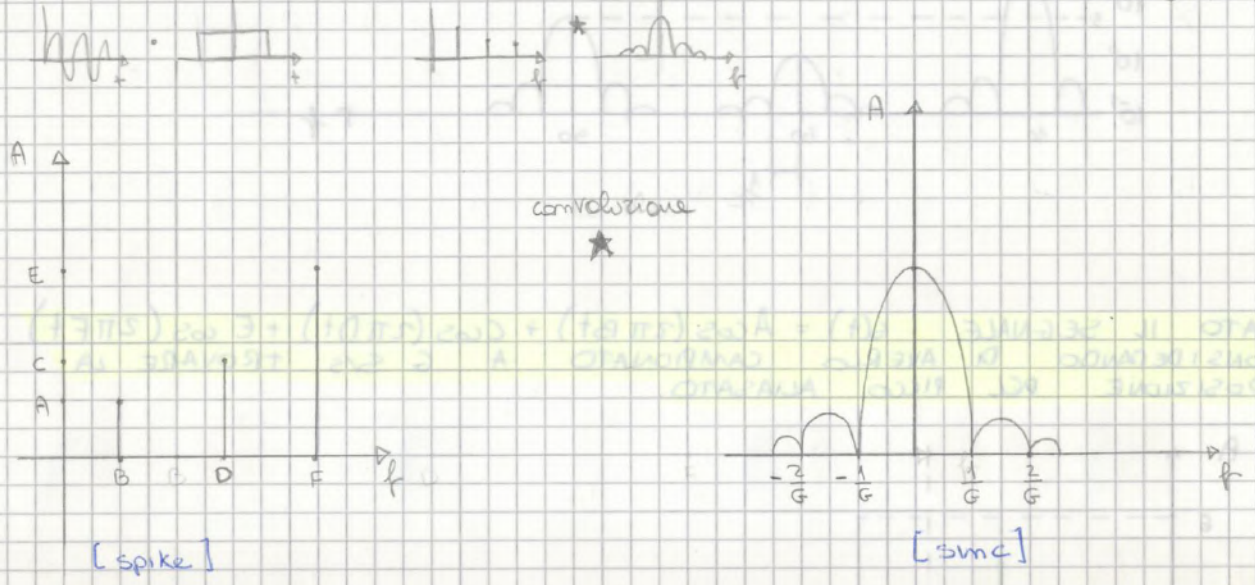
segnale nel tempo

segnale in frequenza (spettro): A vs f

- Ampiezze A, C, E
- Frequenze B, D, F
- $G = T$: tempo di acquisizione

$s(t) \cdot \text{box} = \text{spettro} \star \text{sinc}$
 TIME DOMAIN FREQUENCY DOMAIN

HP $E > C > A$ per ampiezze
 $F > D > B$ per frequenze

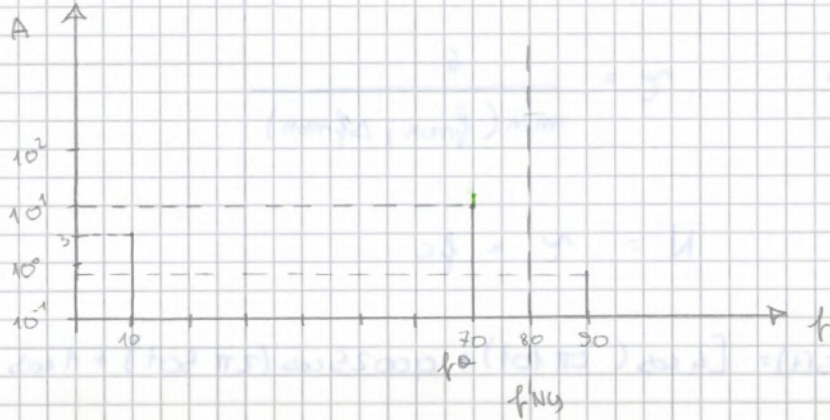


esempio numerico:

$$s(t) = 3 \cos(2\pi 10t) + 10 \cos(2\pi 70t) + 0,5 \cos(2\pi 90t)$$

campionato a 160 S/s

trovare picco assoluto



$$f_c = 160 \text{ S/s}$$

$$f_{Nyq} = \frac{160}{2} = 80$$

$$f_p = f_c - f^* = 160 - 90 = 70$$

picco a $f > f_{Nyq}$ (f_{max})

somma ampiezze picco picco: $10 + 0,5 = 10,5$

3) **PROGETTARE I PARAMETRI DI ACQUISIZIONE (F.S., dinamica A/D conv, Δt , f_c , τ , N_c) CORRETTI PER CAMPIONARE IL SEGUENTE SEGNALE:**

$$s(t) = [A \cos(2\pi Bt) + C \cos(2\pi Dt) + E \cos(2\pi Ft)]$$

• FONDO SCALA

$$F.S. > \pm A_{max} \text{ attesa}$$

somma ampiezze quando il segnale è in fase

$$F.S. > (A + C + E)$$

prende l'intervallo superiore della corrente

• DINAMICA A/D CONVERTER

$$2^{\text{bit}-3} = \frac{FS}{\text{min}(A_{min}; \Delta A_{min})}$$

$$\frac{2^{\text{bit}}}{2^3} = \frac{FS}{\text{min}(A_{min}; \Delta A_{min})}$$

$$\rightarrow 2^{\text{bit}} = \frac{FS}{\text{min}(A_{min}, \Delta A_{min})} \cdot 2^3$$

$$\text{bit} = \log_2 2^{\text{bit}} = \log_2 \left(\frac{FS}{\text{min}(A_{min}, \Delta A_{min})} \cdot 2^3 \right)$$

↓
prendere quelli disponibili sul mercato

4) PROGETTARE I PARAMETRI DI ACQUISIZIONE (F.S., bit, Δt , f_c , N_c) CORRETTI PER CAMPIONARE IL SEGUENTE SEGNALE ED UN FILTRO A MEDIA MOBILE NON PESATA PER ABBATTERE LA FREQUENZA PIU' ALTA.

HP
A < C
B < D

$$s(t) = [A \cos(2\pi Bt) + C \cos(2\pi Dt)] \text{ box}(t, E)$$

• F.S. > $\pm A_{\max}$ attesa \rightarrow F.S. > (A + C)

• DINAMICA A/D CONVERTER $2^{\text{bit}-3} = \frac{FS}{\text{mm}(A_{\text{mm}}, \Delta A_{\text{mm}})}$

• INTERVALLO DI CAMPIONAMENTO $\Delta t = \frac{1}{f_c} = \frac{1}{10 f_{\max}} = \frac{1}{10 D}$

• FREQUENZA DI CAMPIONAMENTO $f_c \geq 2 f_{\max}$ meglio $f_c = 10 f_{\max} = 10 D$

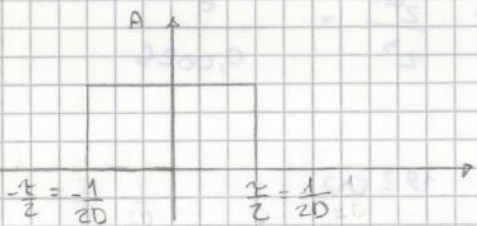
• DURATA CAMPIONAMENTO $\tau = \frac{t}{\text{mm}(f_{\text{mm}}, \Delta f_{\text{mm}})} = E$

• NUMERO CAMPIONI $N_c = \tau \cdot f_c$

• FILTRO A MEDIA MOBILE NON PESATA (vedi teoria filtro)

$f_{\max} = D = f$ da abbattere

$\frac{1}{\tau} = f_{\max} \rightarrow \tau = \frac{1}{f_{\max}} = \frac{1}{D}$ \rightarrow lunghezza filtro in time domain



NUMERO CAMPIONI FILTRO

$N_f = \frac{\tau}{\Delta t} + 1$ \rightarrow il filtro avrà anche 1 valore in corrispondenza dello 0
 Δt filtro = Δt segnale

NUMERO DI CAMPIONI SEGNALE IN USITA

$N = N_c - N_f$
 del segnale campionato

$$N_c = \eta \cdot f_c = 0,4 \cdot 500 = 200$$

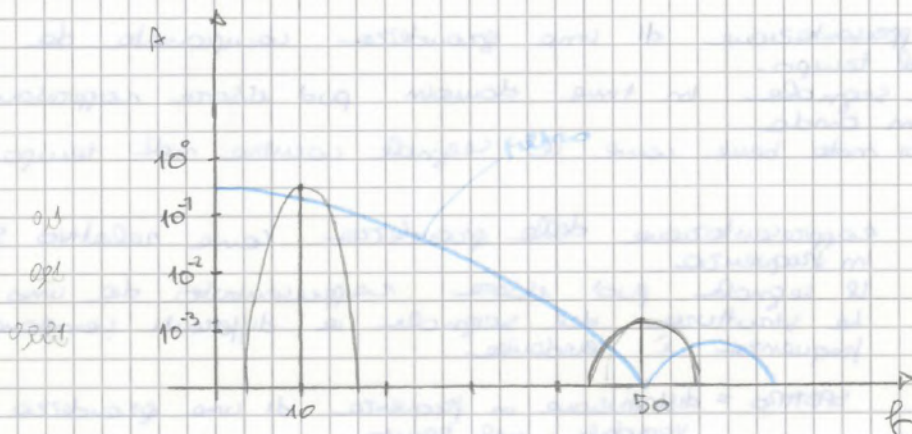
• FILTRO :

$$f_{da\ obbiettore} = f_{max} = 50$$

$$\frac{1}{\eta} = f_{max} \quad \Rightarrow \quad \eta = \frac{1}{f_{max}} = \frac{1}{50} = 0,02$$

$$N_f = \frac{2\eta}{\Delta t} + 1 = \frac{2 \cdot 0,02}{0,002} + 1 = \frac{0,04}{0,002} + 1 = 21$$

$$N = N_c - N_f = 200 - 21 = 179$$



$$\frac{1}{\eta} = \frac{1}{0,4} = 2,5 \quad \text{in ampiezza per bit acquisizione}$$

5) ILLUSTRARE IL FENOMENO DELL'ALIASING EFFETTI E CONTROMISURE

DEFINIZIONE: Fenomeno per il quale 2 segnali analogici diversi possono diventare indistinguibili una volta campionati. Si ha quando non è più possibile isolare lo spettro originale una volta campionato. Si è verificata una perdita di informazione e il campionamento è errato.

EFFETTI: qualunque picco di frequenza presente nel segnale a $f^* > f_{Ny}$ apparirà ribaltato a f_a dove:

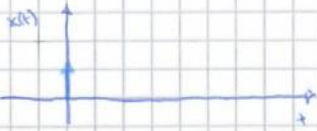
$$f_{Ny} = \frac{f_c}{2} \quad \Rightarrow \quad f_a = f_c - f^*$$

↳ picco di freq $> f_{Ny}$

$x(t) = \delta(t)$

\mathcal{F}

$x(\omega) = 1$



SPIKE

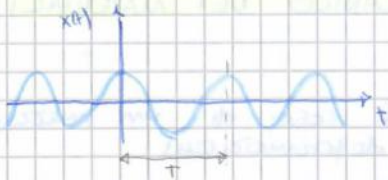


CONTINUO

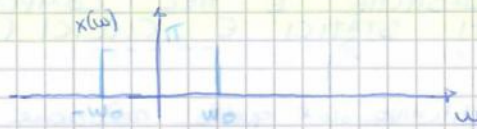
$x(t) = \cos \omega_0 t$

\mathcal{F}

$x(\omega) = \pi [\delta(\omega - \omega_0) + \delta(\omega + \omega_0)]$



COSENO

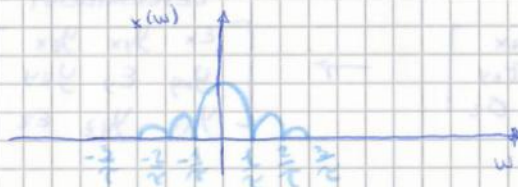
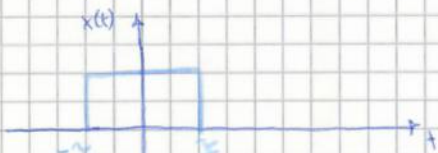


2 SPIKE

$x(t) = \text{box}(1/T)$

\mathcal{F}

$x(\omega) = T \text{sinc} \frac{\omega T}{2\pi}$

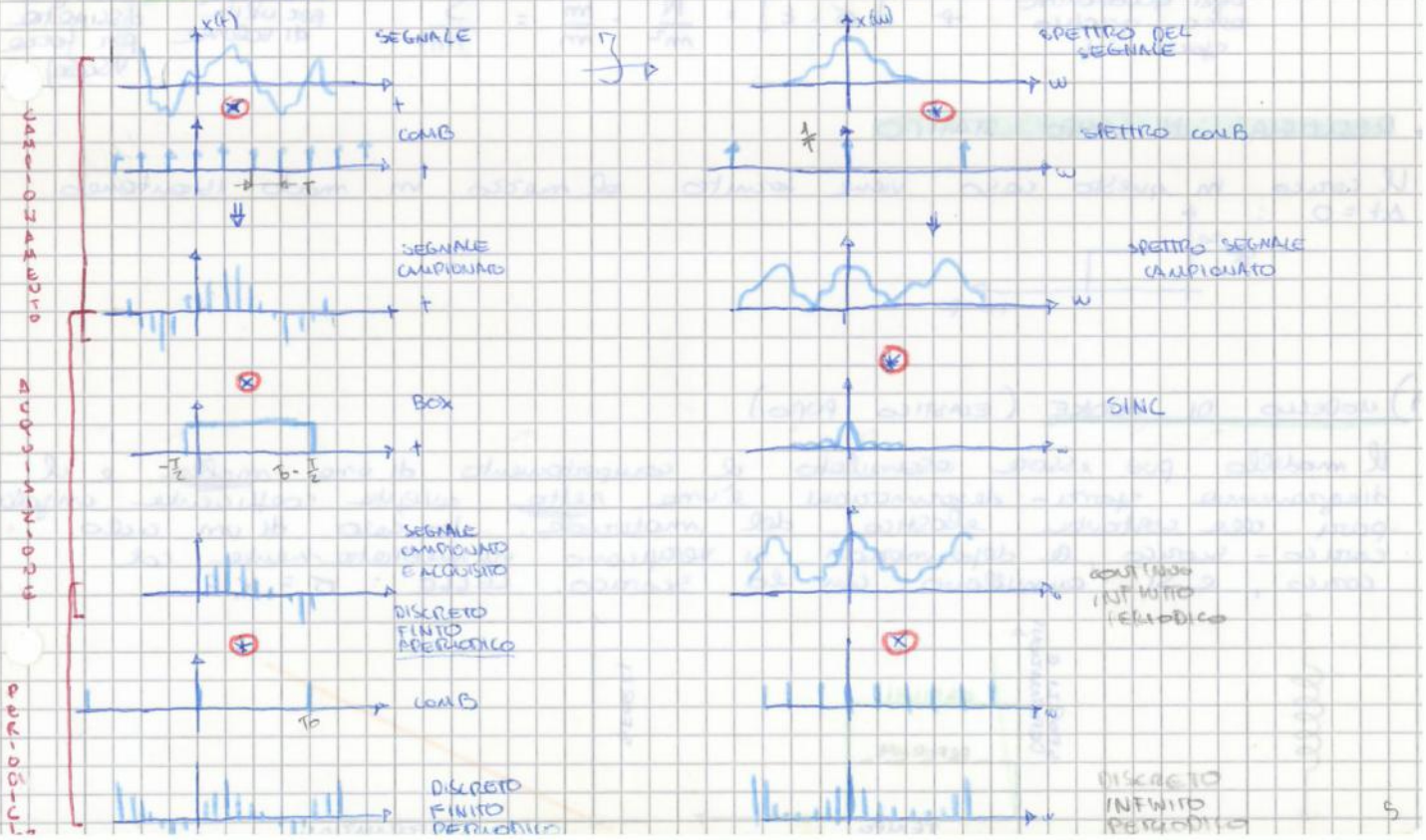


EVOLUZIONE SEGNALE (per maggiore dettaglio vedi scheda):

- MULTIPLICAZIONE
- CONVOLUZIONE

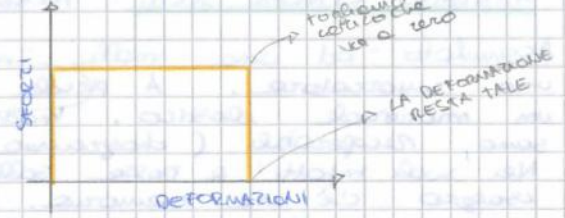
TIME DOMAIN

FREQUENCY DOMAIN



2) MODELLO DI NEWTON (VISCOSO PURO)

Il modello può essere assimilato al comportamento di uno smorzatore puro, (come un pistone nella melassa), dove le deformazioni aumentano linearmente con carico costante e rimangono costanti quando il carico viene rimosso. LEGGE: $\sigma = \eta \frac{d\epsilon}{dt}$ → lo sforzo non è proporzionale alla deformazione (ϵ) ma è proporzionale alla velocità di deformazione ($\frac{d\epsilon}{dt}$)



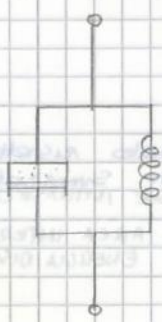
3) MODELLO DI MAXWELL: HOOKE & NEWTON IN SERIE SOMMANO LE DEFORMAZIONI

Assimilato al comportamento di una molla in serie con uno smorzatore. Nella prima parte del ciclo di carico η è una componente elastica che le deformazioni secondo il modello di Hooke, e dopo un certo istante c'è un passaggio alla viscosità dove le deformazioni seguono Newton. Stessa cosa quando avviene lo scarico: c'è subito una diminuzione di deformazione dovuta alla componente elastica, in seguito rimane costante. LEGGE:



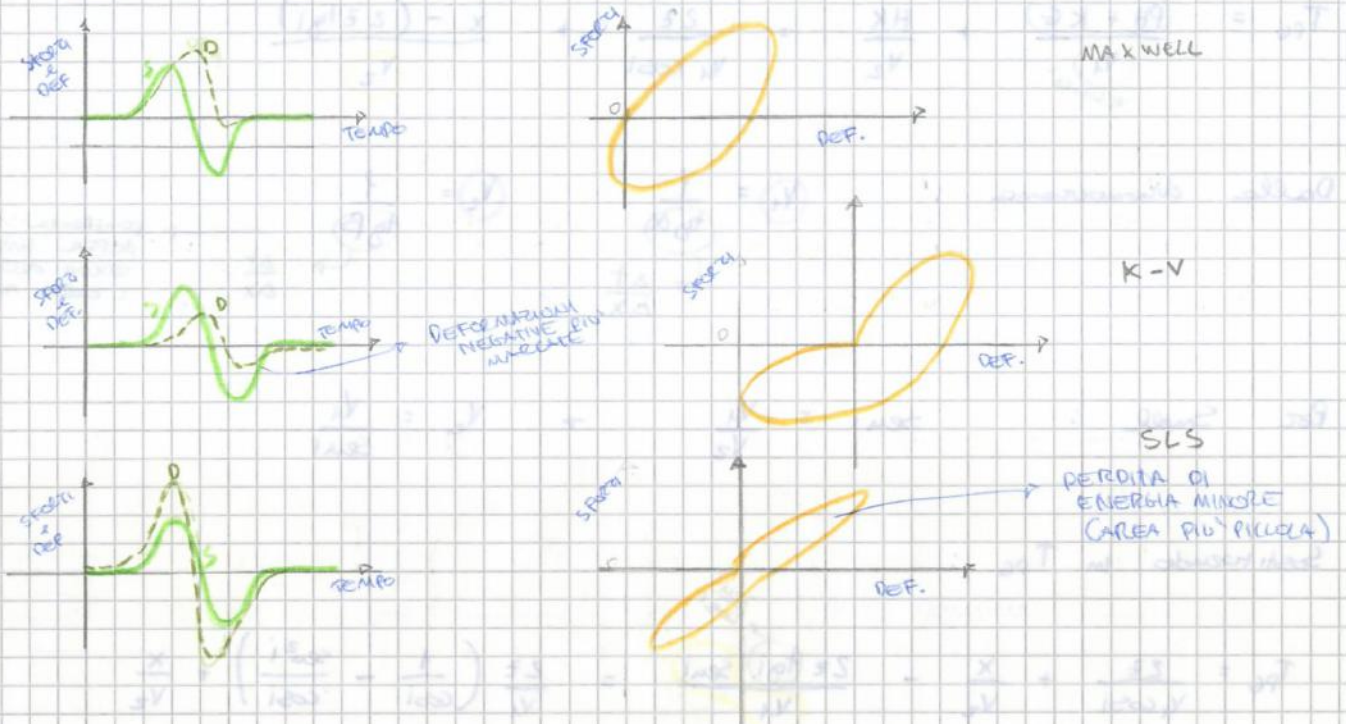
4) MODELLO DI KELVIN-VOLGT: HOOKE & NEWTON IN PARALLELO SOMMANO I CARICHI

Assimilato al comportamento di una molla in parallelo con uno smorzatore. In un ciclo carico-scarico (sul diagramma sforzo-DEF. VS TEMPO), inizialmente domina la molla e la curva (sforzo vs tempo) con andamento quasi verticale, che poi si stabilizza seguendo una curva con andamento quasi orizzontale, dove domina lo smorzatore. Quando ha lo scarico invece la curva tende verso zero secondo un andamento esponenziale. Nel diagramma sforzo vs deformazioni, si ottiene in un ciclo carico-scarico un parallelogramma dove il lato a sinistra è un'elastica verso destra per poi tornare al punto iniziale del fine; le deformazioni sono RECUPERABILI. LEGGE: $\sigma = k\epsilon + \eta \frac{d\epsilon}{dt}$ → tempo caratteristico



3) MODELLO MAXWELL, KELVIN-VOLT e SLS

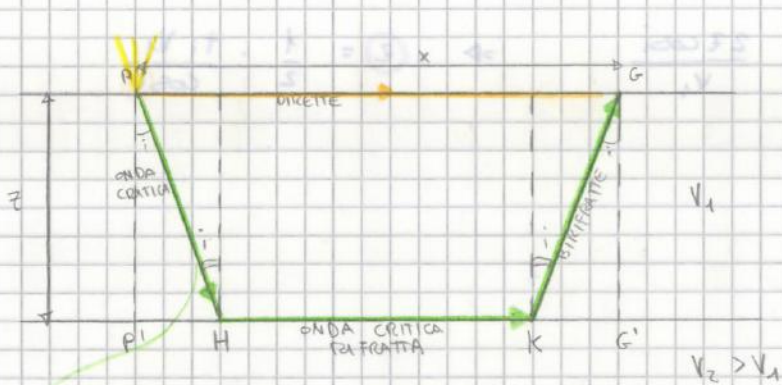
Comportamenti simili. deformazioni avvengono con uno spostamento e c'è dissipazione di energia. Differiscono da NEWTON perché ci sono deformazioni negative.



8) IL METODO DEI TEMPI INTERCETTI DA UNO STRATO PIANO ORIZZONTALE

Il metodo dei tempi intercetti è uno dei modi per interpretare i risultati della tecnica della sismica a riflessione.

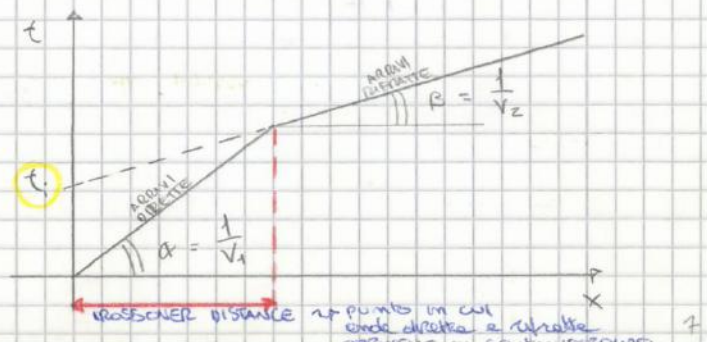
Nel caso di strato orizzontale:



I geofoni + vicini alla sorgente ricevono prima le onde dirette mentre i più lontani ricevono prima le riflesse

Per Fermat il percorso effettuato da questo raggio è quello che impiega minor tempo per arrivare a G

Ripetendo i tempi di primo arrivo in funzione della distanza dai geofoni dalla sorgente si ottiene la DRAMA CRONA

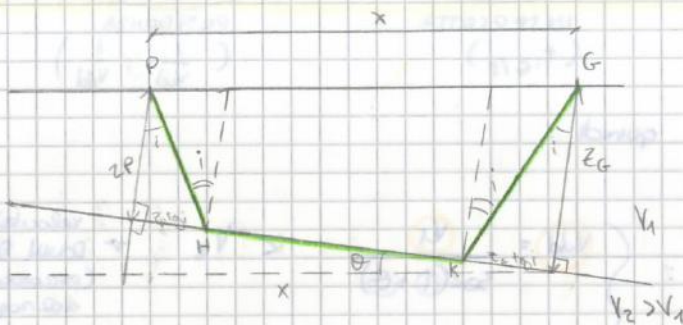


9) IL METODO DEI TEMPI INTERCETTI DA UNO STRATO PIANO INCLINATO

L'elaborazione ed interpretazione in presenza di un rifrattore inclinato è più complessa e si basa sullo studio delle 2 direzioni coniugate (le 2 onde si ottengono da test di campagna con energizzatori da punti simmetrici rispetto al centro geometrico dello strato).

La pendenza della retta che approssima gli orologi della rifrattore non è più l'inverso delle velocità delle onde nel mezzo più profondo, ma è causa di caratteristiche geometriche la velocità stimata è apparente.

Dallo studio comparato delle direzioni coniugate è possibile ottenere la velocità effettiva dello strato e la pendenza.

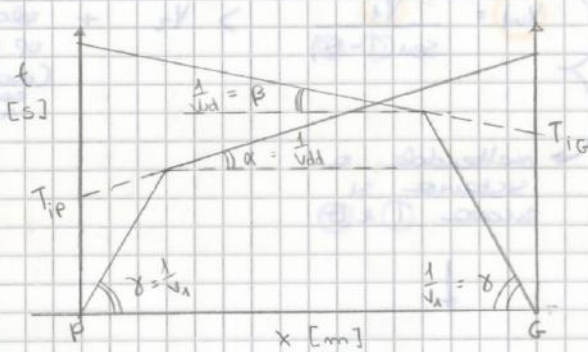


P e G = punti di energizzazione

i = angolo critico

z_p = prof. rifrattore sulla verticale di P

z_g = prof. rifrattore sulla verticale di G



Ripetendo i tempi di primo arrivo ai geofoni in funzione della loro distanza dalla sorgente nel caso di sorgenti in P e in G si ottengono la direzione

$$T_{PG} = \frac{PH + KG}{v_1} + \frac{HK}{v_2} = \frac{z_p + z_g}{v_1 \cos i} + \frac{x \cos \theta - (z_p + z_g) \tan i}{v_2}$$

Per Snell : $\text{sen } i = \frac{v_1}{v_2} \Rightarrow v_2 = \frac{v_1}{\text{sen } i}$

$$T_{PG} = \frac{z_p + z_g}{v_1 \cos i} + \frac{x \cos \theta}{v_2} - \frac{(z_p + z_g) \text{sen}^2 i}{v_1 \cos i} = \frac{z_p + z_g}{v_1} \left(\frac{\cos^2 i}{\cos i} \right) + \frac{x \cos \theta}{v_2}$$

$$= \frac{z_p + z_g}{v_1} \cos i + x \frac{\cos \theta}{v_2}$$

Essendo $z_g = z_p + x \text{sen} \theta$

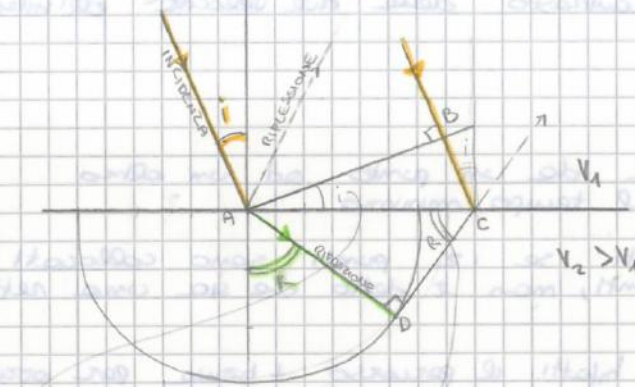
$$T_{PG} = \left(z_p + x \text{sen} \theta \right) \frac{\cos i}{v_1} + \frac{x \cos \theta}{v_2} = \frac{z_p \cos i}{v_1} + \frac{x \text{sen} \theta \cos i}{v_1} + \frac{x \cos \theta}{v_2}$$

10) LEGGI DI SNELL, HUYGENS E FERMAT

SNELL

- Raggio incidente, riflesso e rifratto giacciono in uno stesso piano normale alla superficie di separazione dei 2 mezzi
- L'angolo di incidenza i è uguale all'angolo di riflessione
- $\frac{\sin i}{\sin R} = \frac{v_1}{v_2}$ \rightarrow velocità 1° mezzo / \rightarrow velocità 2° mezzo

DIMOSTRAZIONE:



i = angolo di incidenza
 R = angolo di rifrazione

Δt \rightarrow tempo che l'onda ci mette per andare da A a D e da B a C

$$BC = \Delta t \cdot v_1$$

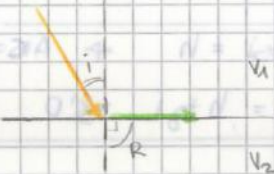
$$AD = \Delta t \cdot v_2$$

$$\sin i = \frac{BC}{AC}$$

$$\sin R = \frac{AD}{AC}$$

$$\frac{\sin i}{\sin R} = \frac{BC}{AD} = \frac{\Delta t \cdot v_1}{\Delta t \cdot v_2} = \frac{v_1}{v_2}$$

- se l'angolo $R = 90^\circ \rightarrow \sin R = 1$ quindi il raggio viene rifratto lungo la superficie di separazione



$$\frac{\sin i}{\sin R} = \frac{v_1}{v_2}$$

$$\frac{\sin i}{1} = \frac{v_1}{v_2} \rightarrow \sin i = \frac{v_1}{v_2}$$

$i = i_c = \text{Angolo critico}$

dopo un Δt all'interfaccia si generano delle onde sferiche che si propagano verso la superficie a velocità v_2

- se $v_2 < v_1 \Rightarrow R < i$ (- frequente)

il raggio si avvicina alla normale

il raggio non torna più in superficie e quindi non abbiamo riflessione

\rightarrow in questo caso la riflessione e rifrazione non si fanno

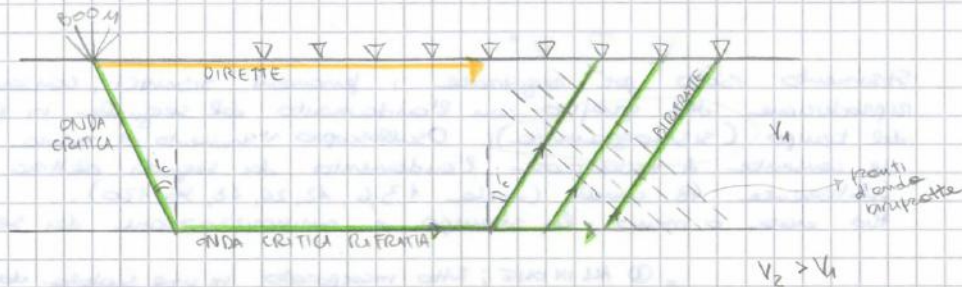


- se $v_2 > v_1 \rightarrow R > i$

il raggio si allontana dalla normale (+ frequente)

11) DESCRIVERE IN DETTAGLIO LA CATENA DI ACQUISIZIONE DI UN RILIEVO SISMICO

Il metodo sismico a rifrazione si basa sulla misura dei tempi di percorso delle onde sismiche di volume (P o S) dirette e rifratte (i cosiddetti primi arrivi) che partendo in un istante noto da una sorgente artificiale di posizione nota, arrivano ai diversi geofoni (sensori collocati a distanze note dalla sorgente).



La procedura adottata consiste quindi nella generazione di un impulso sismico e la sua registrazione con apposita strumentazione.

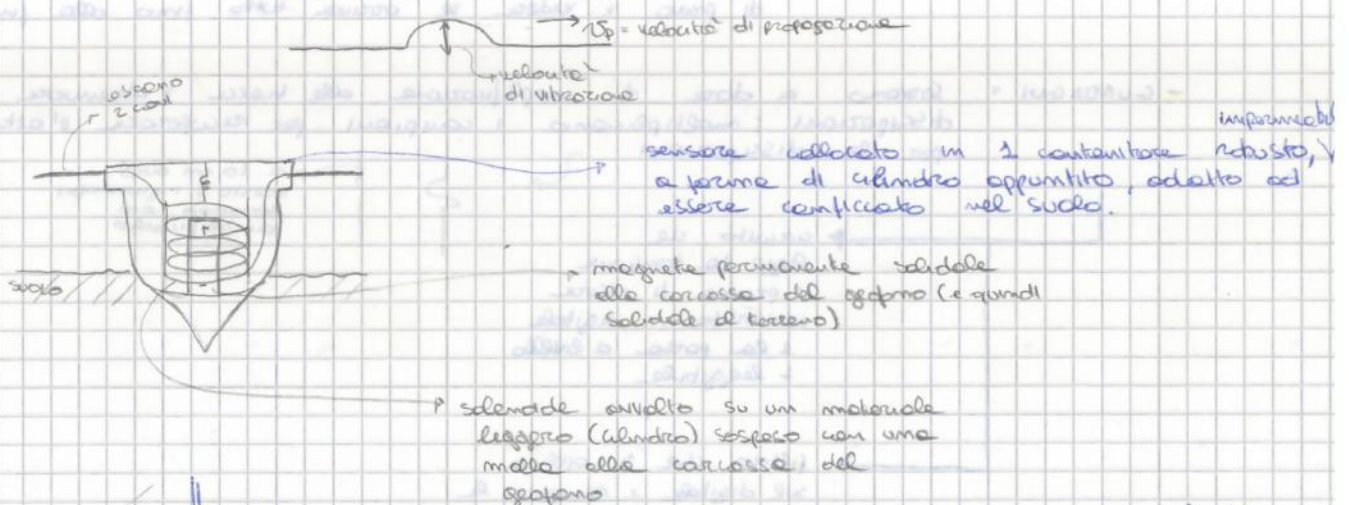
Il materiale necessario per l'acquisizione è costituito da:

- **SORGENTE**: potente → x ampiezza in profondità; ricco di alte frequenze → x ampiezza la speranza di vedere strati fini, oggetti geologici piccoli

Potrebbe essere costituita da:

- esplosivo
- massa battente (martello, massa a caduta...)
- cannone sismico (mimbang)

- **GEOFONI**: trasduttori elettrodinamici che cioè trasformano il segnale sismico rilevato in impulso elettrico. Il segnale emesso è proporzionale alla velocità di vibrazione particellare del terreno prodotta dall'onda sismica elastica.

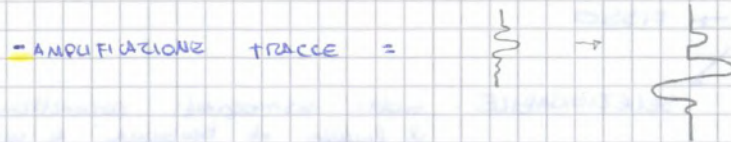


Il momento della bobina entro il campo magnetico genera una forza elettromotrice ai capi della bobina stessa; tale forza elettromotrice è proporzionale alla velocità con cui le spire della bobina attraversano le linee di flusso magnetico, cioè alla velocità della bobina rispetto al magnete.

segnale che riceve il sismografo

$$\Rightarrow \mathcal{E}_{ind} = - \frac{d\Phi_B}{dt}$$

angolo di fase



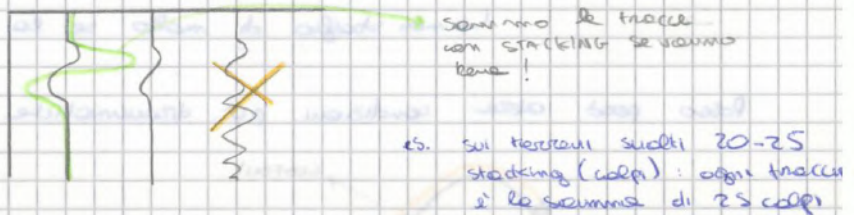
- STACKING = "somma" delle tracce
 Si basa sul fatto che se effettui l'esperimento a più ripetute e poi faccio la media dei risultati, l'incertezza sulla media diminuisce:

$$S_{m} = \frac{s}{\sqrt{m}}$$

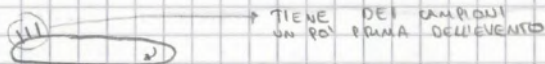
deviaz. standard → s
 numero ripetizioni → m

incertezza sulla media → S_m

il rapporto segnale-rumore si riduce in rapporto $\frac{1}{\sqrt{m}}$



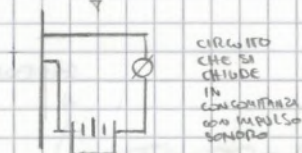
- RITARDO = se voglio vedere cosa succede un po' prima che il martello vada si usa il FIFO (first in, first out)



• TRIGGER : dispositivo di start che attiva la registrazione. Individua l'istante in cui l'energia è entrata nel suolo.

vari tipi:

INTERRUTTORE AD INERZIA



CIRCUITO CHE SI CHIUDE QUANDO IL MARTELLO TOCCA LA PIASTRA



GEFONO



GEFONO VICINO CHE PRENDE IL SEGNALE E LO MANDA ALLA SCATOLA (PUO' PARTIRE ANCHE SE SENTE RUMORI AMBIENTALI)

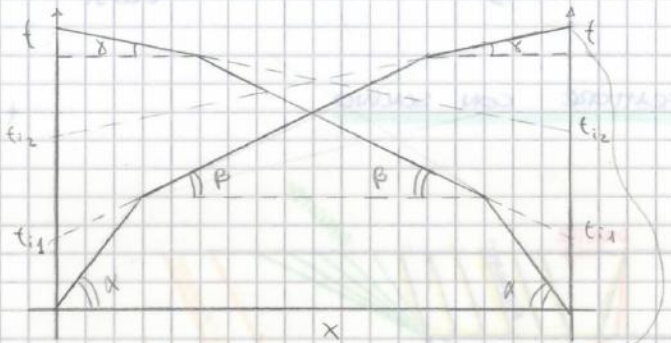
inseparabile DELAY → si può dire di trigger ed aspettare un tot e poi regist
 PRE-TRIGGER → sistema FIFO

12) DISEGNO QUALITATIVO DI DRONOCRONE DATA UNA STRATIGRAFIA

Le dronocrone sono rette spezzate o wave che vengono costruite in base alle distanze dei geofoni dal punto di energizzazione e in base ai tempi di arrivo dell'onda elastica sui geofoni stessi.

Tali curve sono in numero pari a quello dei punti di shot.
 In prima approssimazione ogni dronocrona è costituita da tante linee spezzate quanti sono gli strati sismici.
 L'inclinazione di ogni spezzata è inversamente proporzionale alla velocità dello strato, mentre il punto di intersezione tra proiezione della dronocrona ed asse del tempo, chiamato "tempo intercettato", è correlato alla profondità dello strato stesso.

- RIFRATTORI ORIZZONTALI



Dronocrone coniugate → 2 shot (costo forse anche solo 1, qui sufficiente)
 Le dronocrone diretta e quella coniugata risultano SPECOLARI

il tempo di arrivo finale è uguale espedendo da una parte o dall'altra (VINCOLO)

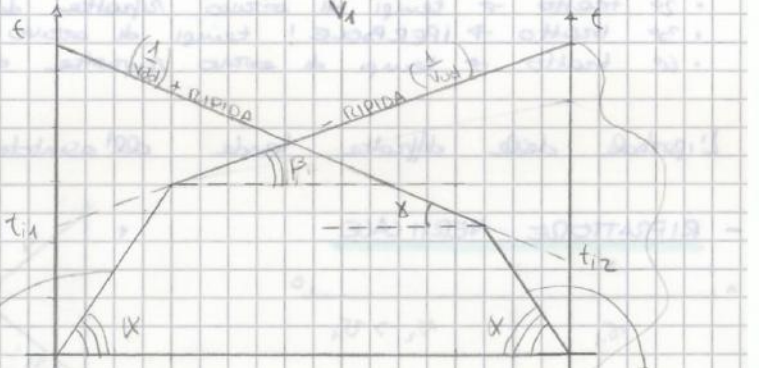
$$\alpha = \frac{1}{v_1} \quad \beta = \frac{1}{v_2} \quad \gamma = \frac{1}{v_3}$$

Le profondità degli strati si ricavano con "metodo dei tempi intercettati": $(t_2 - \frac{2z_1 \cos \beta}{v_1}) \cdot \frac{v_2}{\cos \beta}$

$$t_{i1} = \frac{2z_1 \cos \alpha}{v_1} \Rightarrow z_1 = \frac{1}{2} \frac{t_{i1} \cdot v_1}{\cos \alpha}$$

$$t_{i2} = \frac{2z_2 \cos \beta}{v_2} \Rightarrow z_2 = \frac{1}{2} \frac{t_{i2} \cdot v_2}{\cos \beta} + \frac{2z_1 \cdot \cos \beta}{v_1}$$

- RIFRATTORE INCLINATO



Dronocrone coniugate → 2 shot (costo forse 2 punti non sempre sufficienti)

il tempo di arrivo finale è uguale espedendo da una parte o dall'altra (VINCOLO)

$$\alpha = \frac{1}{v_1} \quad \beta = \frac{1}{V_{\text{vel}}} \quad \gamma = \frac{1}{V_{\text{vel}}}$$

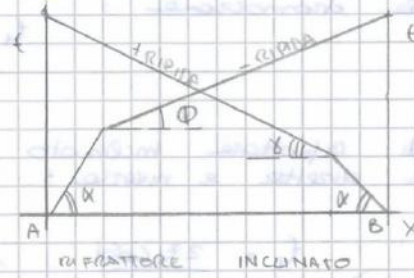
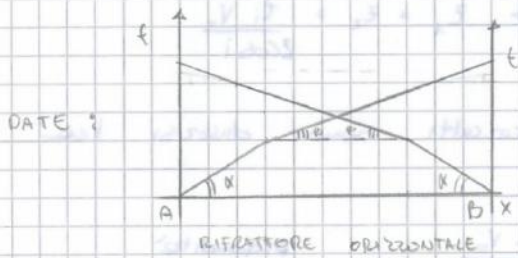
velocità "UP DEEP":
 velocità massima in risalita
 > v2

velocità "DOWN DEEP":
 velocità massima in discesa
 < v2

l'unica velocità direttamente ricavabile è v1, mentre v2 è ricavabile (con la sua inclinazione e profondità sotto i 2 shot) con il "metodo dei tempi intercettati"

13) DISEGNO QUALITATIVO DI UNA STRATIGRAFIA DATE LE DROMOCRONE

Interpreto le deformazioni con il metodo dei tempi intercetti
 Analisi dei 2 casi RIREFRATTORE ORIZZONTALE e INCLINATO:



HP : • rifrattori piani
 • velocità costanti

1) I primi tratti delle dromocroni convergenti hanno la stessa pendenza, e corrispondono ai tempi di arrivo delle onde dirette; da essi è possibile calcolare la velocità del primo strato:

$$v_0 = \frac{1}{\text{tg} \alpha} = \frac{\Delta x}{\Delta t}$$

2) - Nel caso di rifrattore orizzontale la velocità del secondo strato si legge dai successivi tratti delle due dromocroni, escluso con la stessa pendenza e che corrispondono ai tempi di 1° arrivo delle onde bracciate:

$$v_R = \frac{1}{\text{tg} \beta} = \frac{\Delta x}{\Delta t}$$

- Nel caso di rifrattore inclinato le dromocroni nel secondo tratto corrispondono sempre ai 1° arrivi della bracciate, ma dalle loro pendenze si leggiamo due velocità apparenti:

DOWN DEEP $v_{dd} < v_R$
 $v_{dd} = \frac{1}{\text{tg} \gamma}$

→ inverso pendenza tratto più ripido; velocità percorsa dal raggio sismico in discesa nel rifrattore

UP DEEP $v_{ud} > v_R$
 $v_{ud} = \frac{1}{\text{tg} \phi}$

→ inverso pendenza tratto meno ripido; velocità percorsa dal raggio sismico in risalita nel rifrattore

Metendo a sistema

$$\begin{cases} v_{dd} = \frac{v_0}{\text{sen}(i+\beta)} \\ v_{ud} = \frac{v_0}{\text{sen}(i-\beta)} \end{cases}$$

si ricava: i = angolo di incidenza critica (ripr. tot)
 β = pendenza del rifrattore

Inoltre il tratto più lungo indica tra le 2 dromocroni indica il punto in cui il rifrattore è più profondo (A) mentre il tratto più corto indica il punto dove il rifrattore è meno profondo (B).

Da Snell si può così trovare la velocità del rifrattore più profondo:

$$v_R = \frac{v_0}{\text{sen}(i)}$$

ora lo conosciamo!

14) DATA UNA STRATIGRAFIA SISMICA COPERTURA E RIFRATTORE PROGETTARE UN RILIEVO SISMICO A RIFRAZIONE

Lo scopo della progettazione di un rilievo sismico è quello di assicurare che i dati acquisiti siano il più possibile corretti ed interpretabili.

Per ricavare unicamente la velocità del primo mezzo attraverso il segmento di drammastrana iniziale (passante per l'origine), è necessario ricavare con buona approssimazione la pendenza di questa, disponendo di 3-4 geofoni prima che inizi l'arrivo delle onde rifratte.

Per questo è necessario determinare il CROSS OVER POINT, il punto in cui onde dirette e rifratte arrivano contemporaneamente:

$$t_{diratte} = t_{rifratte} \Rightarrow \frac{x_{cross}}{v_0} = \frac{x_{cross}}{v_1} - \frac{2z \cdot \tan \theta}{v_1} + \frac{2z}{\cos \theta \cdot v_0} \quad v_1 = \frac{v_0}{\sin \theta}$$

$$\frac{x_{cross}}{v_0} = \frac{x_{cross}}{v_1} - \frac{2z \cdot \tan \theta \cdot \sin \theta}{v_0} + \frac{2z}{\cos \theta \cdot v_0} \quad x_{cross} = 2z \sin \theta$$

$$\frac{x_{cross}}{v_0} = \frac{x_{cross}}{v_1} + \frac{2z}{v_0} \left(\frac{\sin \theta}{\cos \theta} + \frac{1}{\cos \theta} \right) \Rightarrow \left\| \frac{x_{cross}}{v_0} = \frac{x_{cross}}{v_1} + \frac{2z \cos \theta}{v_0} \right\|$$

$$x_{cross} \left(\frac{1}{v_0} - \frac{1}{v_1} \right) = \frac{2z \cos \theta}{v_0} \Rightarrow x_{cross} = \frac{v_1 v_0}{v_1 - v_0} \cdot \frac{2z \cos \theta}{v_0}$$

Essendo $\cos \theta = \sqrt{1 - \left(\frac{v_0}{v_1}\right)^2} \Rightarrow x_{cross} = 2z \sqrt{\frac{1 - \left(\frac{v_0}{v_1}\right)^2}{\left(\frac{v_1 - v_0}{v_1}\right)^2}} = 2z \sqrt{\frac{\left(1 - \frac{v_0}{v_1}\right) \left(1 + \frac{v_0}{v_1}\right)}{\left(1 - \frac{v_0}{v_1}\right)^2}}$

$$x_{cross} = 2z \sqrt{\frac{1 + \frac{v_0}{v_1}}{1 - \frac{v_0}{v_1}}}$$

più v_0 è piccola, più x_{cross} è piccola
 più v_1 è simile a v_0 , più x_{cross} è grande
 v_1 e v_0 = $v_0 + \text{profondità} \cdot \text{velocità}$

FORMULA DI PROGETTO

$$x_{cross} = 2z \sqrt{\frac{v_1 + v_0}{v_1 - v_0}}$$

Per trovare la distanza tra i veri geofoni è sufficiente dividere la CROSS OVER DISTANCE (distanza tra punto di scoppio e cross over point) per il numero di geofoni che si ritengono sufficienti.

INTERVALLO TRA I GEOFONI $\Delta X \geq \frac{x_{OD}}{n}$

è f (dettaglio che si vuole ottenere; $\frac{1}{\text{velocità dei rifrattori}}$)

Intervallo minore permettono maggiore dettaglio, ma abbastanza empil da discriminare gli strati
 (es. 15 = 5000 m/s)

$t_{strato} = 1 \text{ m} \rightarrow 5 \text{ m}$ per così intervallo tra geofoni (almeno 5)

LUNGHEZZA STADMENTO $L = \frac{x_{OD}}{n} \cdot (n^{\circ} \text{ di canali}) = \Delta X \cdot n^{\circ} \text{ canali}$

è f (profondità da investigare, velocità strati)

15) IL CAMPO MAGNETICO TERRESTRE E LE SUE COMPONENTI

Il campo magnetico terrestre può essere considerato come un campo totale dato dalla somma di tre parti:

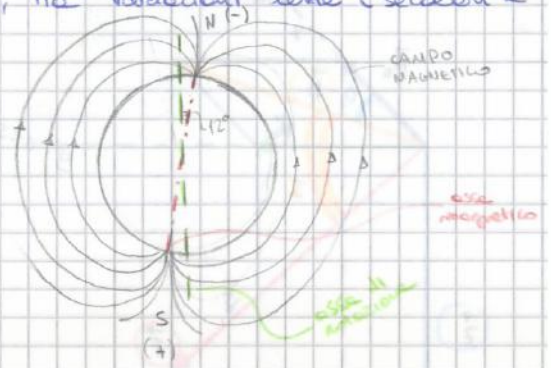
• CAMPO PRINCIPALE [~ 50 μT]

Campo di origine interna; dovuto probabilmente ai moti convettivi del magma all'interno della crosta terrestre; ha variazioni lente (secolari e millenarie).

È assimilabile ad un dipolo con centro ed $\frac{1}{2}$ del raggio terrestre (3200 km) verso il Giappone ed inclinato di circa 12° rispetto all'asse di rotazione terrestre.

$N_{\text{geogr.}} \neq N_{\text{mag.}}$ → poli magnetici non coincidono con i poli dell'asse terrestre

POLO N MAGNETICO = $75^\circ \text{N } 10^\circ \text{W}$
 POLO S MAGNETICO = $68^\circ \text{S } 144^\circ \text{E}$



• CAMPO MINORE [~ 32 mT]

Campo di origine esterna dovuto ad azioni extra-terrestri principalmente di sole e luna; ha intensità minima rispetto al campo principale; presenta variazioni anche rapide nel tempo (diurne, annuali).

- CAMPI GENERATI DAL SOLE

→ MACCHIE SOLARI: ciclo di ~11 anni che non interferisce sulle misure

→ VENTO SOLARE: ciclo di ~24h con un'intensità di ~30 mT. Azione del vento solare (cui flusso di particelle cariche provenienti dal sole) sulla ionosfera (strato di gas in forma ionica, conduttivo) → fa sì che si creino campi indotti secondari.

→ TEMPESTE MAGNETICHE: ciclo di ~27 giorni, legate al fenomeno delle macchie solari. Intensità anche fino a 1000 mT. Tempeste che durano ore e sono casuali; non si possono fare misure.

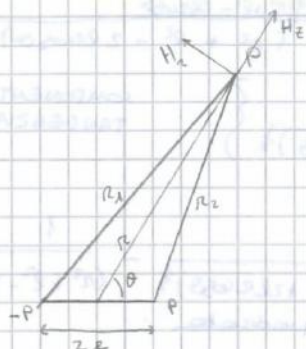
- CAMPI GENERATI DALLA LUNA

la luna genera una forza di attrazione che agisce sulla ionosfera che produce un moto di gas ionizzati che induce a sua volta un campo magnetico, avente perturbazioni di 12h; il ciclo totale è di circa 25h; intensità di ~2mT.

la luna non attrae solo masse di H₂O ma anche i vari gas presenti nella ionosfera

Un magnetometro quindi in 24h misura oscillazioni di ~32mT → questa variazione temporale dovrà poi essere molto considerata e sumata → è notevole se cerco ampiezze di pochi mtesa.

16) IL CAMPO DI UN DIPOLO MAGNETICO



P = punto di immagine

-p e +p = cariche (dipolo)

Per un polo solo il campo magnetizzante è:

$$\vec{H} = \frac{1}{\mu} \cdot \frac{-P_1}{r_1^2} \cdot \vec{r}_1 = \frac{\vec{F}}{P_2} \quad \text{con } \mu = 1$$

Nel caso di un dipolo si cerca di determinare il campo in P determinato dalle 2 cariche passando attraverso la ricerca, se esiste, della funzione POTENZIALE SCALARE A:

$$H = -\nabla A \quad (H = -\text{grad} A) \quad A = \text{potenziale scalare}$$

Si definisce H in coordinate sferiche: $H = -\frac{\partial A}{\partial r} \vec{r} + \frac{1}{r} \frac{\partial A}{\partial \theta} \vec{\theta}$

Per definizione si sa che per un polo: $A(r) = -\int_{-\infty}^r \vec{H}(r) \cdot d\vec{r} = \frac{P}{r}$
 ($\vec{H} = -\frac{\partial A}{\partial r} \vec{r}$)

In particolare se i poli sono 2 e di polarità opposte il potenziale scalare in P sarà:

$$A_{\text{tot}} = \left(\frac{1}{r_2} P + \frac{1}{r_1} (-P) \right) \quad \text{poiché } \mu = 1$$

Applicando il teorema di Carnot (o del coseno) + note le lunghezze di 2 lati di 1 triangolo e l'angolo tra essi compresi si può trovare la misura dell'altro lato

$$r_2^2 = r^2 + l^2 + 2rl \cos \theta$$

$$r_1^2 = r^2 + l^2 + 2rl \cos(\pi - \theta) = r^2 + l^2 - 2rl \cos \theta$$

$$A_{\text{tot}} = P \left\{ \frac{1}{(r^2 + l^2 + 2rl \cos \theta)^{\frac{1}{2}}} - \frac{1}{(r^2 + l^2 - 2rl \cos \theta)^{\frac{1}{2}}} \right\}$$

A questo punto si sostituisce questa espressione di A in $H = -\frac{\partial A}{\partial r} \vec{r} + \frac{1}{r} \frac{\partial A}{\partial \theta} \vec{\theta}$ ed eseguendo le derivate rispetto ad r e θ ricavo le componenti radiale e quella tangenziale del campo magnetico dipolare:

$$\begin{aligned} \vec{H}_r &= \frac{\partial A}{\partial r} = P \left\{ -\frac{1}{2 \sqrt{r^2 + l^2 + 2rl \cos \theta}} \cdot (2r + 2l \cos \theta) - \left(-\frac{1}{2 \sqrt{r^2 + l^2 - 2rl \cos \theta}} \cdot (2r - 2l \cos \theta) \right) \right\} \\ &= -P \left\{ \frac{r + l \cos \theta}{\sqrt{r^2 + l^2 + 2rl \cos \theta}} - \frac{r - l \cos \theta}{\sqrt{r^2 + l^2 - 2rl \cos \theta}} \right\} \\ &= -P \left\{ \frac{r + l \cos \theta}{(r^2 + l^2 + 2rl \cos \theta)^{\frac{3}{2}}} - \frac{r - l \cos \theta}{(r^2 + l^2 - 2rl \cos \theta)^{\frac{3}{2}}} \right\} \quad \text{COMPONENTE RADIALE} \end{aligned}$$

17) IL MAGNETOMETRO A PASSAGGIO DI FLUSSO SINGOLO E GRADIOMETRICO

Il magnetometro è lo strumento di misura del campo magnetico.

I magnetometri possono essere suddivisi in 2 grandi categorie:

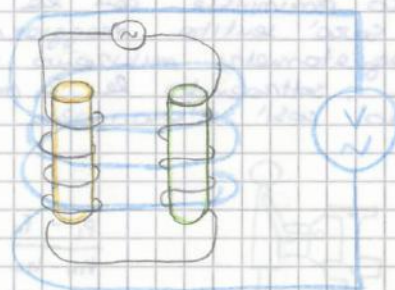
- magnetometri scalari: misurano il modulo del campo magnetico → ^{es:} PROTONI
- magnetometri vettoriali: misurano la componente del c.m. lungo una particolare direzione dello spazio → ^{es:} FLUX GATE

• MAGNETOMETRO FLUX GATE

Consiste in 2 barre parallele di materiale ferromagnetico molto dolce (permalloy o mumetal: hanno ciclo di isteresi quasi nullo → $I = MH$) accoppiate da 2 avvolgimenti, uno primario e l'altro secondario.

Questi magnetometri si basano sul principio di saturazione del circuito magnetico → (la saturazione si indica la massima magnetizzazione che un materiale ferromagnetico può raggiungere se sottoposto ad un campo magnetico esterno)

Le 2 barre sono avvolte in senso opposto da 2 solenoidi primari uno destrorso e l'altro sinistrorso; al loro interno viene fatto passare una corrente alternata che percorre le spire di uno in un senso e quelle dell'altro in senso opposto, alternati l'una con l'altra. Nelle 2 barre viene prodotto un campo magnetico indotto di uguale intensità ma di verso opposto.



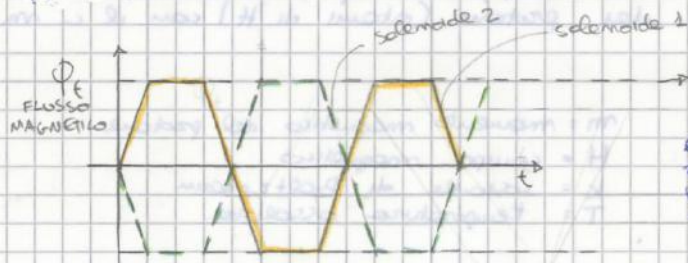
I 2 solenoidi primari sono avvolti da un solenoide secondario di misura chiuso su un voltmetro che misura la fem indotta nel circuito e proporzionale all'intensità del campo magnetico esterno in direzione // alle barre.

in quanto è sede di correnti proporzionali alla variazione nel tempo del flusso totale del c.m. presente nei solenoidi.

$$fem = - \frac{d\Phi_B}{dt}$$

In caso non ci sia un campo esterno, i campi indotti nei 2 nuclei sono uguali e di verso opposto (così come i flussi magnetici) quindi si compensano e la forza elettromotrice indotta sarà nulla.

$$\begin{aligned} \vec{\Phi}_1 &= S \mu \cdot H_1 \cdot \vec{u} \uparrow & H_1 &= H_2 \\ \vec{\Phi}_2 &= S \mu \cdot H_2 \cdot \vec{u} \downarrow & \Rightarrow \Phi_1 + \Phi_2 &= 0 \end{aligned}$$



LIVELLO DI SATURAZIONE
 ↓
 la corrente nei 2 solenoidi è costante in modo da giungere appena a saturazione
 $\frac{d\Phi}{dt} = 0$
 ↓
 non esiste nulla al voltmetro associato al solenoide esterno

In presenza di un campo esterno il campo magnetico delle barre avverte nello stesso verso del campo esterno verrà rinforzato da quello esterno e viceversa; la saturazione verrà raggiunta a tempi differenti nelle 2 barre; in particolare il campo indotto equivale al campo magnetico esterno raggiunto la saturazione prima dell'altro.

$$\begin{aligned} \Phi_1 &= S \mu (H_1 + H_0) \\ \Phi_2 &= - S \mu (H_2 - H_0) \end{aligned} \Rightarrow \Phi_{tot} \neq 0$$

2 i protoni si allineano nella sua direzione con 1 moto di precessione la cui frequenza è:

$$\omega = \gamma_p F$$

→ velocità angolare con cui ruota il campo magnetico → precessione del mom. magnetico intorno all'asse z

$$\gamma_p = \frac{\text{momento magnetico di spin}}{\text{momento angolare di spin}}$$

→ γ_p è noto. Basta quindi rilevare la frequenza del moto con un frequenzimetro per ricavare la misura di F, campo magnetico.

Per maggiore precisione della misura è bene che l'asse della bottiglia formi un angolo grande con F e che l'allineamento dei protoni avvenga in tempi sufficientemente lunghi.

Per accelerare il processo di allineamento dei protoni si può drogare il magnetoforo arrivando a fare 10 misure al secondo.

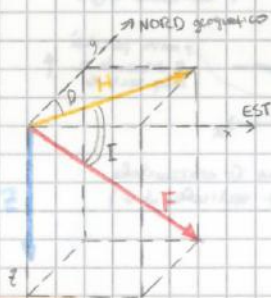
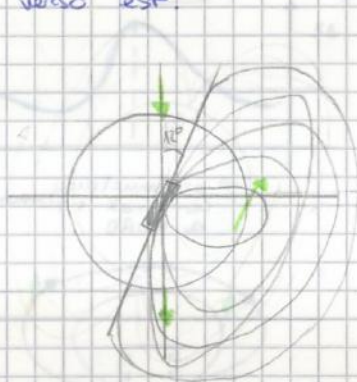
precisione magnet. a protoni → 0,01 mT

P.S. + per il gradiometro vedi risposta di prima

19) ANOMALIA MAGNETICA DI Z DI UN CORPO ALLE VARIE LATITUDINI QUALITATIVA

Le anomalie derivano dalla presenza di corpi magnetizzati.

La terra è un dipolo magnetico che crea, nel suo intorno, un campo magnetico che è verticale ai poli e orizzontale all'equatore. Nord magnetico e geografico non coincidono, ma il primo è inclinato di $\approx 12^\circ$ verso est.



- \vec{F} = vettore campo magnetico tot
- \vec{Z} = componente verticale cut
- \vec{H} = componente orizzontale cut
- D = declinazione
- I = inclinazione

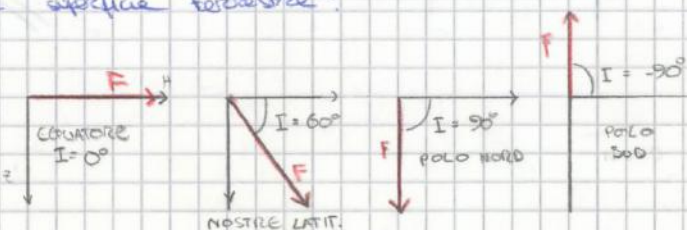
La forma e l'intensità di un'anomalia magnetica dipendono essenzialmente da 2 fattori:

- forma, dimensioni, orientazione, posizione del corpo magnetico
- latitudine dell'area di indagine

Questo 2° fattore è importante a causa della natura dipolare del C.M.T. Il campo induttore è infatti il vettore che ha 1 angolo che varia a seconda della posizione sulla superficie terrestre.

ANGOLO DI INCLINAZIONE

- Equatore $I = 0^\circ$
- Nostre latitudini $I = 60^\circ$
- Polo sud $I = -90^\circ$
- Polo nord $I = +90^\circ$



20) UNA TECNICA DI INVERSIONE PER PROFILI MAGNETICI

In generale i metodi inversi partono dall'anomalia osservata e cercano di determinare la geometria o i parametri che definiscono la sorgente che genera il segnale osservato.

METODO DEL PRISMA ELEMENTARE:

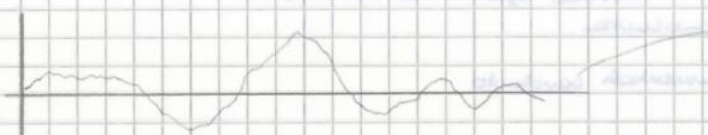
Per trattare profili molto complessi si può trattare il sottosuolo come insieme di prismi elementari ognuno caratterizzato da una sua suscettività magnetica:

$K = \mu - 1$ μ = permeabilità magnetica relativa
 ↳ costante di proporz. adimensionale che quantifica il grado di magnetizzazione del materiale in seguito all'applicazione di un campo magnetico

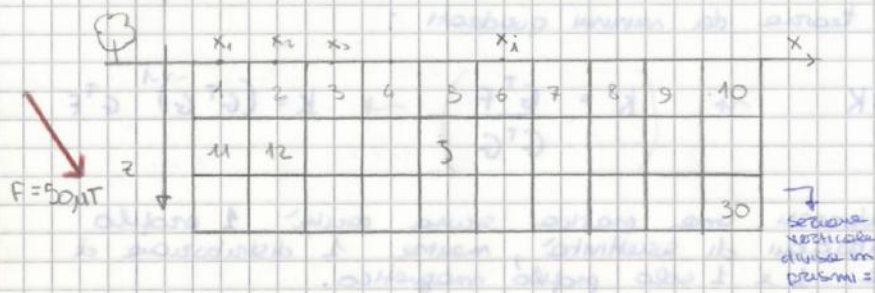
$$F_i = K \cdot F$$

$$M = K \cdot H$$

↳ intensità di magnetizzazione ↳ campo induttore



x_i	F_i
...	...



Conosco tutti i dati di F dalle misure che ho preso, i punti dei prismi li conosco perché li stabilisco io: l'incognita è K

A partire dai dati dell'anomalia (tenendo conto dei parametri geometrici voglio trovare la caratteristica (k) della sorgente.

Ogni blocco interagisce con un campo induttore $F = 50 \text{ mT}$ e con l'induzione dei blocchi adiacenti, mascherabile perché l'angolo vale più piccola del cut; ogni blocco si magnetizza quindi in pratica per sola induzione del c.m.t.

⇒ \exists MUTUA INDUZ. MAGN. dei blocchi

Se posso voglio calcolare il campo in un punto $\Rightarrow \exists$ sovrapp. degli effetti reali la sovrapposizione degli effetti di tutti i blocchi

Essendo: $M = n^{\circ}$ dei prismi sotto il profilo } dati conosciuti HP
 $N = n^{\circ}$ dei punti di misura }
 $i =$ punti di misurazione } pratica
 $j =$ prismi }

Definisco: • la matrice G insieme delle caratteristiche di ogni prisma in funzione della sua geometria, delle coordinate di i e della sua posizione j
 • il vettore K delle suscettività

In ogni punto di misura il campo magnetico dato da n prismi sarà:

$$F_{ij} = F \cdot K_j \cdot G_{ij}$$

↳ costante

Per il principio di sovrapp. degli effetti:
$$F_i = F \sum_{j=1}^M K_j \cdot G_{ij}$$

21) FATTORI INFLUENZANTI LA RESISTIVITA' DI ROCCE E TERRENI E LA PROFONDITA' DI INDAGINE DI UN SEN

La resistività esprime l'attitudine di un materiale a opporre resistenza al passaggio delle cariche elettriche [Ω·m]

ρ di una formazione o di un strato in situ è funzione di parecchi parametri:

- **TEMPERATURA**: se T aumenta ρ diminuisce
- **MINERALOGIA** dei granuli solidi costituenti il terreno
- **POROSITA'** che dipende dalla tessitura (granulometrica) e dalla stratigrafia: la porosità connesse alla conduttività è solo quella efficace (con vuoti in comunicazione) nel es. porosità ma vuoti non in comunicazione tra loro → no conduttività
 - Primaria: se dipende dagli spazi intergranulari, generatosi durante formaz. roccia
 - Secondaria: se dipende dai pori creati successivamente alla formaz. della roccia come fratturazione
- **TIPO DI FLUIDO** presente nei pori della roccia
 - Olio: isolante
 - Aria: isolante
 - Acqua: la conduttività dipende dalla salinità (H₂O ghiaccio o no)
- **SALINITA' DEL FLUIDO**: se aumenta S allora ρ diminuisce → la salinità tiene conto del contenuto di sali che nel fluido si trovano come ioni i quali conducono l'elettricità
- **PRESENZA DI ARGILLA (ALLUVIONI)**: se aumenta la quantità di argilla allora ρ diminuisce. Le argille conducono bene la corrente se perché sono cariche se perché presentano una carica negativa superficiale.

Schemi e grafici:

MINERALOGIA

isolanti (sopra 10¹² Ω·m): quarzo, feldspati, mica

conduttori

→ sopra 1 Ω·m: sabbie, limi, sabbie ghiaie, acqua dolce (fiume, fiume), ghiaccio

→ sotto 1 Ω·m: sabbie grafite, acque di mare, grafite

MINERALOGIA - TESSITURA - POROSITA'

ACQUA o ROCCIA	RESISTIVITA' (Ω·m)
H ₂ O di mare	0,2
H ₂ O dolce	5 ÷ 100
→ sabbie e ghiaie	
→ secca	1'000 ÷ 10'000
→ con H ₂ O dolce	50 ÷ 500
→ con H ₂ O salata	0,5 ÷ 5
Argille	2 ÷ 20
Calcari	300 - 10'000
Graiss o graniti	
→ sani	1'000 ÷ 10'000
→ fratturati	100 ÷ 1'000

22) TRACCIARE QUALITATIVAMENTE LA CURVA DI RESISTIVITA' APPARENTE OTTENIBILE DA UN SEV DATA UNA STRATIGRAFIA. STRATIGR. → P_{APP}

Ogni stratigrafia si da considerare come somma di modelli elementari di cui conosciamo l'andamento della curva di ρ_a (A, Q, H, K).

Si trattano 3 strati alla volta:

- 1° curva: 1° strato ⇒ 1° strato
- 2° curva: 1° strato ⇒ 2° strato curva precedente

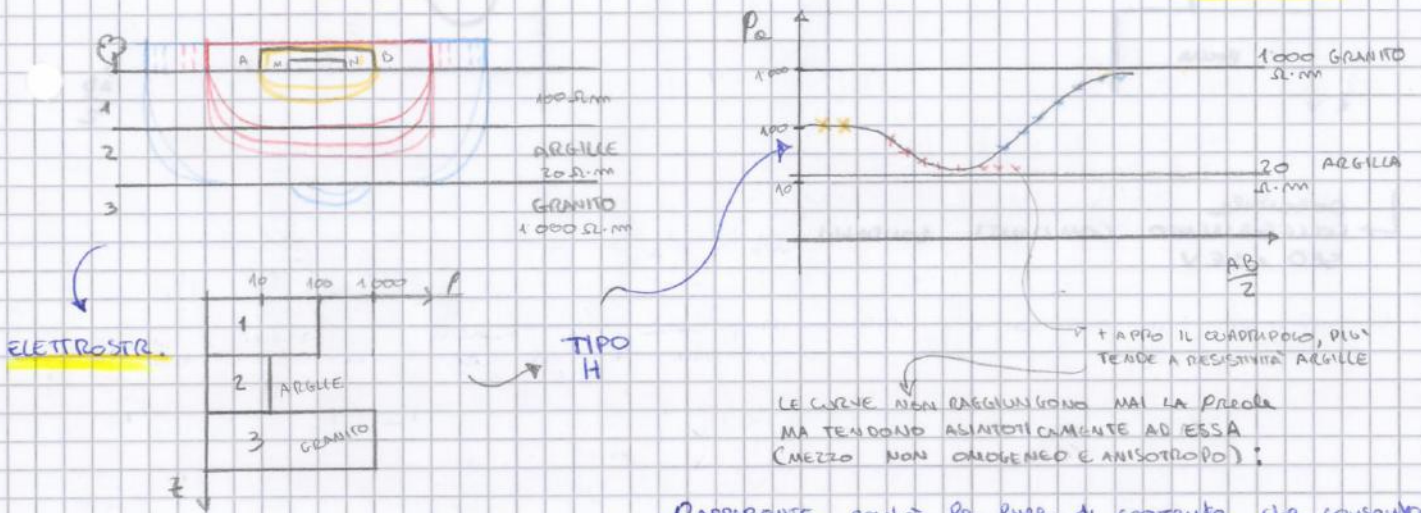
→ e così via fino al raggiungimento dell'ultimo strato

I tratti in comune di 2 curve elementari si sovrappongono per ottenere la curva di resistività totale dell'intera stratigrafia.

Esempi:

1 Data la STRATIGRAFIA:

CURVA P_{APP}

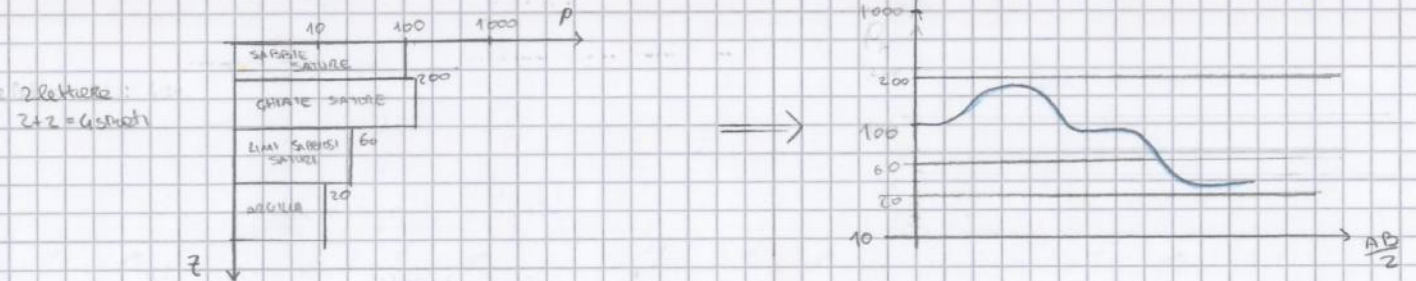


ELETTROSTR.

P_{APPARENTE} perché le linee di corrente che consentono di valutare tale parametro, hanno attraversato le formazioni rocciose; misurano così il valore anomalo rispetto a gli che si misurerebbe in un sottosuolo omogeneo e isotropo.

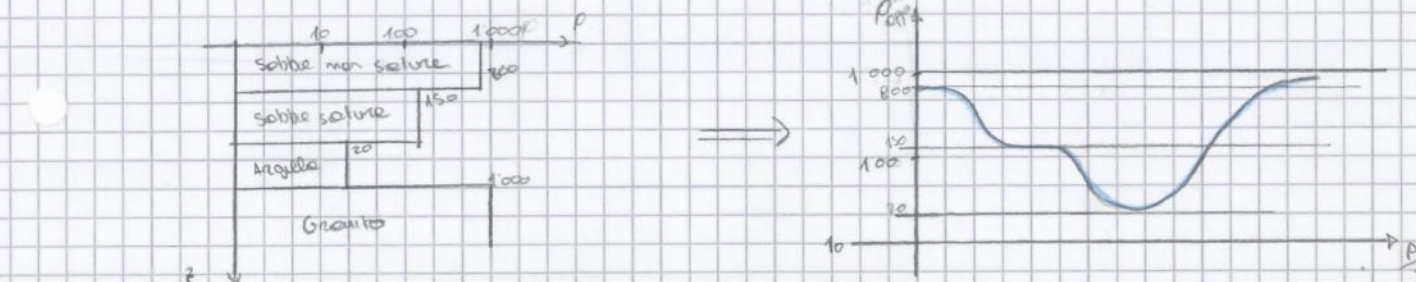
2 Data l'ELETTROSTR. KQ:

CURVA P_{APP}



3 Data l'ELETTROSTR. QH:

CURVA P_{APP}



23) TRACCIARE QUALITATIVAMENTE UNA STRATIGRAFIA DATA LA CURVA DI RESISTIVITA' APPARENTE DI UN SEV.

CURVA PA → STRATIGR

In generale i metodi geoelettrici prevedono l'immissione di corrente elettrica nel terreno al fine di determinare la resistività del sottosuolo tramite misure del potenziale elettrico effettuata in superficie.

SEO : sondaggi elettrici orizzontali → servono per inseguire il riflettore (es. polo - olio)

SEV : sondaggi elettrici verticali → servono per ricerche in profondità (es. tavolo d'UO)

Il SEV consiste nell'esecuzione di successive misure di resistività mediante una configurazione degli elettrodi a quadrupolo (Wenner o Schumbarger o dipolo-dipolo più raro), aumentando progressivamente la spaziatura tra gli elettrodi di corrente e mantenendo fisso il centro dello stesso; qst permette di stabilire la ρ_a del terreno in esame in funzione della profondità (allungando il quadrupolo aumenta il volume di terreno interessato dal passaggio di corrente).

Così si riportano i valori di resistività apparente ottenuti da successive misure su un grafico (bilog) in funzione delle dimensioni del quadrupolo ($AB = AB/2$) ottenendo la "CURVA DI ρ_a " dalla quale, mediante interpolazione si ricava la "Elettrostratigrafia" in cui otteniamo ρ in funzione di z . L'ultimo passo consiste nel rielaborare i litologia ai valori di ρ .

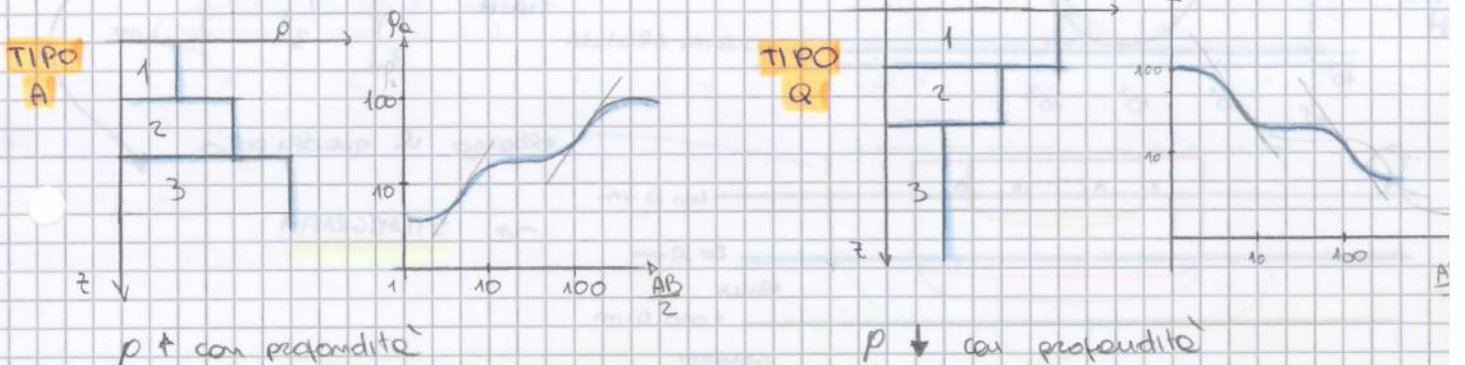
Interpretazione dei risultati con il metodo indiretto grafico:

- Letture di I = corrente immessa e ΔV = differenza di potenziale
- Calcolo il valore della resistività apparente $\rho_a = K \frac{\Delta V}{I}$ dove $K =$ parametro che dip. da ogni sistema
- Tracciamento CURVA DI CAMPAGNA sul piano ($\frac{AB}{2}$; ρ_a) in scala bilog.
- Smoothing e/o eliminazione dei "curve de PRISE" per eliminare il rumore e i punti di eterogeneità sotto gli elettrodi.
- Si crea 1 modello plausibile → lo si inserisce in un software → la curva calcolata dovrà essere confrontata con quella sperimentale. Se non sono simili si dovrà ricorrere ad altre conoscenze geologiche o ricercare 1 modello ≠. (metodo indiretto)
- Confronto con stratigrafie o sondaggi di toratura.

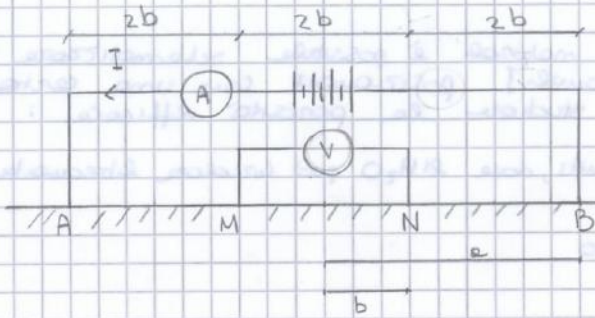
Il metodo indiretto grafico (del punto ausiliario) si serve di abachi precalcolati considerando l'esistenza di 4 tipologie di curve e 3 strati. (A, Q, H, K) Questi 4 tipi di curve possono combinarsi tra loro → ad ognuno di qst 4 curve comprese è associata 1 elettrostratigrafia.

|| n° STRATI = n° LETTERE + 2 = n° FLESSI + 1 ||

Ecco le 4 curve "campione":



24) RICAVARE LA FORMULA DELLA RESISTIVITA' APPARENTE PER UN QUADRUPOLO WENNER

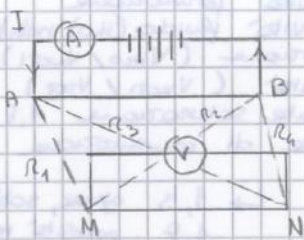


la configurazione WENNER prevede una disposizione del quadrupolo con 4 elettrodi (2 esterni A e B di corrente e 2 interni M e N misuri misura il potenziale prodotto) disposti in linea e tra loro equidistanti.

la distanza tra A e B risulta circa 3 volte quella tra M e N

$$a = 3b$$

Per ricavare la resistività facciamo riferimento alla legge generale per misure ρ dati 2 sensori e 2 sorgenti:



$$V_M = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right]$$

$$V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right]$$

$$\Delta V = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right]$$

Quindi $\rho = \frac{2\pi}{\left[\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right]} \left[\frac{\Delta V}{I} \right] \approx \rho = K \frac{\Delta V}{I}$

Nel quadrupolo di Wenner gli elettrodi sono sulla stessa linea ed equispaziati, dunque la formula diventa:

$$V_M = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right]$$

$$\Rightarrow \Delta V = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right]$$

$$V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right]$$

Perché $AM = BN = 2b$ e $BM = AN = 4b$ la formula sarà:

$$\Delta V = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\frac{1}{2b} - \frac{1}{4b} - \frac{1}{4b} + \frac{1}{2b} \right] = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\frac{2 - 1 - 1 + 2}{4b} \right]$$

$$\Delta V = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\frac{2}{4b} \right] = \frac{\rho I}{2\pi} \cdot \frac{1}{2b}$$

Quindi: $\rho = 2\pi \cdot 2b \frac{\Delta V}{I} = 4\pi b \frac{\Delta V}{I}$ quindi $K = 4\pi b$

36) I SONDAGGI ELETTRICI ORIZZONTALI UTILIZZO, ACQUISIZIONE E PROCESSING DEI DATI

SEO

• **UTILIZZO:** lo scopo di questo metodo di indagine è quello di mettere in evidenza le variazioni laterali della resistività dei terreni, alla stessa profondità.
 In particolare questo metodo è utile per la ricerca dei minerali solidi, di cavità, settezone, di polio-olivi, per ricostruire l'andamento del tetto del substrato roccioso, per valutare contatti laterali ad esempio di tipo tettonico.

• **ACQUISIZIONE:** il principio è sempre quello di iniettare corrente elettrica nel terreno e poi misurare il potenziale generato sulla superficie topografica calcolando in seguito la $\rho = K \frac{\Delta V}{I}$ $K =$ fattore geometrico

→ **Strumenti:** GEORESISTIVIMETRO → iniettore corrente; misura I e ΔV

ELETTRODI → di corrente: picchetti in acciaio

→ di tensione: barretta di rame immersa in una soluzione saturata di $CuSO_4$ dentro il contenitore di porcellana

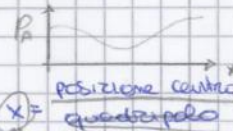
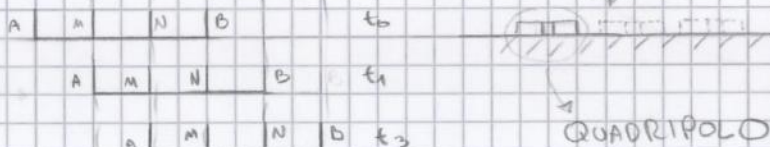
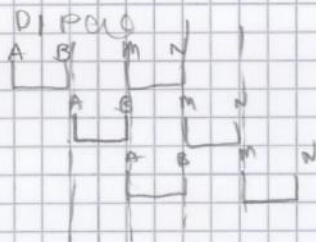
CAVI PER ELETTRODI → bassa resistenza, buon isolamento

GENERATORE → batteria a secco

DST.-TEOD.-LIVELLO → se si è su terreno accidentato

→ **Geometria:** gli schemi usati sono f (profondità elettrificata da segire-stud comunque per profondità $\approx 50m$ si tende a usare profili come SCHLUMBERGER; in archeologia si usa più spesso WENNER

→ **Logistica:** lo strumentamento viene mantenuto con una geometria fissa e traslato, per intero, secondo un percorso prefissato; in questa maniera è possibile indagare ad una profondità grossomodo costante di terreno, mettendo in luce eventuali variazioni laterali presenti nel sottosuolo.



• **PROCESSING DATI:** 1) lettura I e ΔV

2) Calcolo della P_a + curva ($P_a; x$) dato $x =$ posizione centrale quadrupolo

3) TRACCIAMENTO DEL PROFILO:

- ANALISI DEL PROFILO (info superficie)
- FILTRAGGIO E ANALISI → filtraggio + eliminare rumore dovuto ad oggetti estranei nel sottosuolo (info su terreno campo) (cable req.) : tutto passa BASSO
- GENERAZIONE PROFILO CALCOLO DA MODELLO IPOTETICO DI CORPO ANOMALO E AUTOCORRELAZIONE

$$M(x) \text{ modello sintetico} = AC(M(x))$$

2.7) LE EQUAZIONI DI MAXWELL

Sono il sistema di equazioni differenziali alle derivate parziali (lineari e accoppiate) che descrivono l'interazione elettromagnetica. Esse esprimono il comportamento del campo elettromagnetico in relazione alle distribuzioni di carica e di corrente da cui è generato.

1	• legge di Gauss per l'elettricità :	$\text{div } \vec{D} = \rho \Rightarrow \vec{\nabla} \cdot \vec{D} = \rho$
2	• legge di Gauss per il magnetismo :	$\text{div } \vec{B} = 0 \Rightarrow \vec{\nabla} \cdot \vec{B} = 0$
3	• legge dell'induzione di Faraday :	$\text{rot } \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \Rightarrow \vec{\nabla} \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t}$
4	• legge di Ampere generalizzata di Maxwell :	$\text{rot } \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \Rightarrow \vec{\nabla} \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t}$

↳ vedi DM su quaderno o infondo

Dati : $\vec{D} = \epsilon_0 \epsilon_r \cdot \vec{E}$ [$\frac{C}{m^2} = \frac{A \cdot s}{m^2}$] → SPOSTAMENTO ELETTRICO o INDUCE. ELETTRICA

ρ [$\frac{C}{m^3} = \frac{A \cdot s}{m^3}$] → DENSITA' VOLUMICA DI CARICA ELETTRICA

\vec{B} [$T = \frac{Wb}{m^2} = \frac{kg}{A \cdot s^2}$] → INDUZIONE MAGNETICA

\vec{E} [$V/m \cdot N/C = \frac{kg \cdot m}{A \cdot s^2}$] → INTENSITA' DI CAMPO ELETTRICO

\vec{H} [A/m] → INTENSITA' DI CAMPO MAGNETICO

\vec{J} [A/m^2] → DENSITA' DI CORRENTE ELETTRICA

\vec{I} [A] → INTENSITA' DI CORRENTE ELETTRICA

N.B. valore delle 2 costanti fondamentali : $\epsilon_0 = 8,85 \cdot 10^{-12} [\frac{F}{m}]$

ϵ_0 = costante dielettrica del vuoto

μ_0 = permeabilita' magnetica del vuoto

$\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} [H/m = T \cdot m/A]$

1) carica in moto accelerato
(come la corrente elettrica (che varia nel t))

genera →

1 ONDA ELETTROMAGNETICA che si propaga nello spazio con trasporto di energia.

ONDE ELETTRICHE :

È possibile dedurre le equazioni d'onda di onde elettromagnetiche dalle 4 equazioni di Maxwell :

1) In 1 spazio con conduttività finita il campo EM genera 1 corrente ed. e non potendosi avere accumulo di carica si ha $\rho = 0$ e la legge di Gauss diventa :

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{D} = 0$$

2) Si introduce la legge di DM generalizzata : $\vec{J} = \sigma \cdot \vec{E}$ dove σ [conduttività elettrica] [$\frac{1}{\Omega \cdot m}$]

3) Si ricordano le 2 relazioni empiriche : $\vec{D} = \epsilon_0 \epsilon_r \cdot \vec{E} = \epsilon \cdot \vec{E}$ $\vec{B} = \mu_0 \mu_r \cdot \vec{H} = \mu \cdot \vec{H}$

4) Le equazioni 3 e 4 di Maxwell possono essere riscritte come :

$$\vec{\nabla} \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \Rightarrow \vec{\nabla} \times \vec{E} = -\mu \frac{\partial \vec{H}}{\partial t}$$

Dalle α e β si possono ricavare per le proprietà dei numeri complessi:

$$\alpha = \omega \sqrt{\frac{\mu \epsilon}{2} \left[\sqrt{1 + \left(\frac{\sigma}{\omega \epsilon}\right)^2} - 1 \right]} \quad \text{FATTORE DI ATTENUAZIONE}$$

$$\beta = \omega \sqrt{\frac{\mu \epsilon}{2} \left[\sqrt{1 + \left(\frac{\sigma}{\omega \epsilon}\right)^2} + 1 \right]} \quad \text{COSTANTE SPOSTAMENTO DI FASE}$$

3) Alla luce di questo la soluzione generale dell'equazione d'onda completa:

$$\nabla^2 \vec{E} = \mu \sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} + \mu \epsilon \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} \quad \rightarrow \quad \nabla^2 \vec{E} = \gamma^2 \vec{E}(t) = (\alpha + j\beta)^2 \vec{E}(t)$$

descrive un campo EM polarizzato sul piano $\Pi(xy)$ e che si propaga lungo z , la soluzione è la seguente:

$$\vec{E}(z,t) = E_0 \cdot e^{-\alpha z} \cdot e^{j(\omega t - \beta z)} \quad \rightarrow \quad \text{soluzione a l'eq. d'onda smorzata (c.e.) per campo polarizzato su piano xy e propaga z}$$

N.B. $\alpha = \frac{2\pi}{\lambda} = \frac{\sigma}{f} \rightarrow$ lungh. d'onda $\beta = \frac{2\pi}{\lambda} = \lambda \cdot f \rightarrow$ velocità di fase $\omega = 2\pi f \rightarrow$ pulsazione

4) si noti che: $\sigma = 0 \rightarrow \alpha = 0$: nei mezzi molto resistivi (isolanti) il termine di smorzamento si semplifica e l'onda si propaga senza attenuazione

$$\beta = \omega \sqrt{\mu \epsilon} \quad \text{: sostituita in } c = \frac{\omega}{\beta} \text{ da la vel. della luce nel vuoto}$$

5) Si possono quindi ragionando distinguere 3 casi a seconda della frequenza dell'onda e delle caratteristiche del materiale:

$$\nabla^2 \vec{E} = \mu \sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \quad \rightarrow \text{EQUAZ. DI DIFFUSIONE (matr. EM CLASSIC.)}$$

$$\nabla^2 \vec{E} = \mu \epsilon \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} \quad \rightarrow \text{EQ. D'ONDA EM IN DIELETTICO PERFETTO (isolante) AD ALTA freq. (matr. ALTE FREQ.) PARAD. IN ACQUA}$$

$$\nabla^2 \vec{E} = \mu \sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} + \mu \epsilon \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} \quad \rightarrow \text{EQ. D'ONDA SMORZATA IN DIELETTICO CON G ed E ridotta ad alta frequenza (ALTE FREQ. GEOMORF.)}$$

N.B. PROPRIETA' OPERATORI VETTORIALI e DIMOSTRAZIONE EQUAZIONI MAXWELL

→ OPERATORE ∇ (NABLA): $\nabla = i \frac{\partial}{\partial x} + j \frac{\partial}{\partial y} + k \frac{\partial}{\partial z}$

CAMPO SCALARE ψ
possiamo costruire il campo vettoriale ($\text{grad } \psi$) semplicemente applicando a ψ l'operatore ∇

$$\text{grad } \psi = \nabla \psi = i \frac{\partial \psi}{\partial x} + j \frac{\partial \psi}{\partial y} + k \frac{\partial \psi}{\partial z}$$

CAMPO VETTORIALE $\vec{U} = U_x i + U_y j + U_z k$
possiamo applicargli ∇ in 2 diversi modi

$$\text{div } \vec{U} = \nabla \cdot \vec{U} \quad \text{prod. scalare}$$

ottengo il campo scalare

$$\text{div } \vec{U} = \nabla \cdot \vec{U} = \frac{\partial U_x}{\partial x} + \frac{\partial U_y}{\partial y} + \frac{\partial U_z}{\partial z}$$

$$\text{rot } \vec{U} = \nabla \times \vec{U} \quad \text{prod. vettoriale}$$

ottengo il campo vett.

$$\text{rot } \vec{U} = \nabla \times \vec{U} = \begin{pmatrix} i \left(\frac{\partial U_z}{\partial y} - \frac{\partial U_y}{\partial z} \right) \\ j \left(\frac{\partial U_x}{\partial z} - \frac{\partial U_z}{\partial x} \right) \\ k \left(\frac{\partial U_y}{\partial x} - \frac{\partial U_x}{\partial y} \right) \end{pmatrix}$$

28) LE EQUAZIONI DI MAXWELL ED IL GEORADAR: IL RUOLO DI $\tan(\delta)$ IN $\alpha, \beta, \gamma, \dots$

Georadar è uno strumento per la prospezione del sottosuolo che si basa sulle onde elettromagnetiche.

Il principio di funzionamento è quello di inviare nel sottos. il segnale a banda stretta in frequenza noto e registrare il segnale di ritorno, cioè le porzioni di segnale che rimbalzano in superficie dopo aver subito una o più riflessioni.

Le applicazioni GEORADAR prevedono l'impiego di onde EM ad alta frequenza in mezzi dielettrici aventi σ e ϵ non trascurabili; si prende in considerazione l'equaz. d'onda smorzata (tutti i termini) la cui soluzione è:

$$E(\vec{z}, t) = E_0 e^{-\alpha z} \cdot e^{j(\omega t - \beta z)}$$

Sulle basi delle ^{condizioni di} funzionamento del GEORADAR si possono fare alcune HP semplificative:

- il mezzo in cui si propaga il segnale è un semispazio infinito
- il campo elettrico oscilla lungo la sola direzione X, si ha cioè $E_y = E_z = 0$ e si propaga attenuandosi in direzione Z

1) Sotto queste HP l'equazione $\nabla^2 \vec{E} = \mu_0 \frac{\partial \vec{J}}{\partial t} + \mu_0 \epsilon \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2}$ si semplifica come segue:

$$\frac{\partial^2 E_x}{\partial z^2} = \mu_0 \sigma \frac{\partial E_x}{\partial t} + \mu_0 \epsilon \frac{\partial^2 E_x}{\partial t^2}$$

2) Per un campo el. sinusoidale diventa: $\frac{\partial^2 E_x}{\partial z^2} = [j\mu_0 \sigma \omega - \mu_0 \epsilon \omega^2] \cdot E(t)$

3) La soluzione di quest'ultima sarà: $E_x(t) = E_0 e^{-\alpha z} \cdot e^{j(\omega t - \beta z)} = E_0 \cdot e^{j\omega t - (\alpha + j\beta)z}$

Ricordiamo che $\gamma^2 = (j\mu_0 \sigma \omega - \mu_0 \epsilon \omega^2)$ e $\gamma = \alpha + j\beta$

$$\alpha = \omega \sqrt{\frac{\mu_0 \epsilon}{2} \left(\sqrt{1 + \left(\frac{\sigma}{\omega \epsilon}\right)^2} - 1 \right)} \quad [m^{-1}] \quad \rightarrow \text{FATTORE DI ATTENUAZIONE responsabile dei fenomeni dissipativi}$$

$$\beta = \omega \sqrt{\frac{\mu_0 \epsilon}{2} \left(\sqrt{1 + \left(\frac{\sigma}{\omega \epsilon}\right)^2} + 1 \right)} \quad \left[\frac{rad}{m} \right] \quad \rightarrow \text{FATTORE DI PROPAGAZIONE responsabile dei fenomeni oscillatori}$$

$$\tan(\delta) = \frac{\sigma}{\omega \epsilon}$$

δ = angolo di perdita
 ϵ = permittività elettrica del mezzo
 ω = pulsazione o freq. angolare

4) Consideriamo ora l'eq. di Faraday: $\nabla \times \vec{E} = -\mu \frac{\partial \vec{H}}{\partial t}$ per $\vec{E} = E_x$ e dimostriamo che otteniamo solo H_y del tipo $H_y = H_0 e^{j\omega t - (\alpha + j\beta)z}$ dunque il 2° membro è $-\mu j \omega H_y$ mentre:

$$\nabla \times \vec{E} = \frac{\partial E_x}{\partial z} \quad \text{per cui il 1° membro è } -(\alpha + j\beta) E_x$$

$$\text{Quindi: } \nabla \times \vec{E} = -\mu \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} \rightarrow -(\alpha + j\beta) E_x = -j \mu \omega H_y$$

$$5) \quad Z = \frac{E_x}{H_y} \quad \text{dunque} \quad Z = \frac{j \mu \omega}{(\alpha + j\beta)} \quad \text{ma} \quad \alpha + j\beta = \sqrt{j \mu \sigma \omega - \omega^2 \epsilon \mu}$$

29) LA PERMETTIVITÀ ELETTRICA DEI MATERIALI NATURALI ED UNA LEGGE DI MISCELAZIONE (BIFASE e TRIFASE)

La permettività elettrica o costante dielettrica è una grandezza fisica che descrive il comportamento di un materiale dielettrico in presenza di un campo elettrico; in particolare misura la sua predisposizione a polarizzarsi quando viene applicato il campo elettrico.

N.B. Dielettrico = isolante elettrico, sostanza in cui la conduttività elettrica è molto bassa
 Polarizzazione elettrica = presenza di un dipolo elettrico in un materiale in seguito all'applicazione di un campo elettrico

$$\text{Si misura in } \frac{F}{m} = \frac{C^2}{m \cdot V} = \frac{C^2}{m^2 \cdot N} = \frac{A^2 \cdot s^4}{m^3 \cdot Kg}$$

Una relazione imp. vista dalle equazioni di Maxwell è quella che lega il vettore spostamento elettrico \vec{D} e il vettore campo elettrico \vec{E} data dalla relazione empirica:

$$\vec{D} = \epsilon_r \epsilon_0 \vec{E} \quad \text{con} \quad \epsilon_r \epsilon_0 = \epsilon$$

ϵ è la permettività dielettrica che caratterizza il materiale con:

$$\begin{aligned} \epsilon_r &= \text{permettività dielettrica relativa} \quad [F/m] \\ \epsilon_0 &= \text{permettività dielettrica nel vuoto} = 8,85 \cdot 10^{-12} \quad [F/m] \end{aligned}$$

- MEZZO NON POLARIZZABILE: cambiando il campo il mezzo non cambia le sue caratteristiche; si comporta come nel vuoto ($\epsilon = \epsilon_0$, $\epsilon_r = 1$)
- MEZZO POLARIZZABILE: $\epsilon_r > 1$, quindi è misura di quanto il materiale è in grado di reagire ad un campo elettromagnetico esterno.

La permettività è legata alla parte propagativa dell'equazione del C.E. e del C.M. (in notazione complessa la parte reale)

Nel vuoto dove le conduttività σ e il fattore di attenuazione α sono nulli, la velocità di propagazione del mezzo è quella della luce:

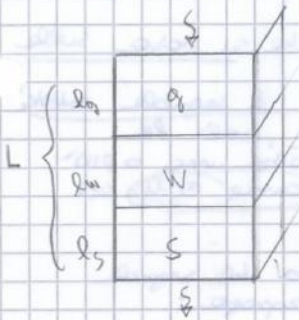
$$c = \frac{\omega}{\beta} = \frac{\omega}{\sqrt{\mu_0 \epsilon_0}} = \frac{1}{\sqrt{\mu_0 \epsilon_0}} = 3 \cdot 10^8 \text{ m/s}$$

Nei altri mezzi la permettività sono $>$ di quella nel vuoto e di conseguenza la velocità di propagazione nel mezzo (v) risultano $<$ c

TABELLA PERMETTIVITÀ RELATIVE:

MATERIALE	ϵ_r	MATERIALE	ϵ_r
ARIA	1	ARGILLA	8 ÷ 12
FERRO	1	ACQUA	81
GRANITO SECCO	5	ALCANTARA	7 ÷ 9
GRANITO BAGNI.	7		
SABBIA SECCA	4 ÷ 6		

MISCELA TRIPASE:



$$CRM: \sqrt{E_r} = S\phi\sqrt{E_w} + (1-S)\phi\sqrt{E_g} + (1-\phi)\sqrt{E_s}$$

Quadratura:

$$E = E_g + E_w + E_s \quad \text{sapendo che } E = \frac{L}{\nu}$$

$$\frac{L}{\nu} = \frac{l_g}{\nu_g} + \frac{l_w}{\nu_w} + \frac{l_s}{\nu_s} \quad \rightarrow \quad \frac{V}{A \cdot \nu} = \frac{V_g}{A \nu_g} + \frac{V_w}{A \nu_w} + \frac{V_s}{A \nu_s} \quad \rightarrow \quad \frac{V}{\nu} = \frac{V_g}{\nu_g} + \frac{V_w}{\nu_w} + \frac{V_s}{\nu_s}$$

$$\frac{1}{\nu} = \frac{V_g}{V} \cdot \frac{1}{\nu_g} + \frac{V_w}{V} \cdot \frac{1}{\nu_w} + \frac{V_s}{V} \cdot \frac{1}{\nu_s} \quad (1)$$

Perché: $S = \frac{V_w}{V_w + V_g} \rightarrow \text{SATURAZIONE} \rightarrow S = \frac{V_w}{\phi V} \rightarrow \frac{V_w}{V} = S\phi$

$\phi = \frac{V_w + V_g}{V} \rightarrow \text{porosità} \rightarrow V\phi = V_w + V_g$

$$\phi = \frac{V_w + V_g}{V} = \frac{V - V_s}{V} = 1 - \frac{V_s}{V} \rightarrow \frac{V_s}{V} = 1 - \phi$$

$$\phi = \frac{V_w}{V} + \frac{V_g}{V} \Rightarrow \frac{V_g}{V} = \phi - \frac{V_w}{V} = \phi - S\phi \Rightarrow \frac{V_g}{V} = \phi(1-S)$$

Sostituendo queste espressioni in (1):

$$\frac{1}{\nu} = \frac{1}{\nu_g} \cdot \phi(1-S) + \frac{1}{\nu_w} \cdot S\phi + \frac{1}{\nu_s} \cdot (1-\phi) \quad \text{perché } \nu = \frac{L}{\sqrt{E_r}}$$

$$\frac{\sqrt{E_r}}{L} = \frac{\sqrt{E_g} \cdot \phi(1-S)}{L} + \frac{\sqrt{E_w} \cdot S\phi}{L} + \frac{\sqrt{E_s} \cdot (1-\phi)}{L} \quad \text{c.v.d.}$$

Se mezzo saturo $S=1$

Posso usare queste formule per (E_g, E_w, E_s da tabelle)

stimare E_r : stimare prop. EM di 2 terreni e potere dei suoi costituenti

stimare ϕ : se riesco a stimare ν di propagazione, anche approssimativo posso stimare E_r e con la formula trovare ϕ

31) PROCEDURE DI ACQUISIZIONE E FORMA DEI TARGET SUL PIANO X-TWT DEL GEORADAR

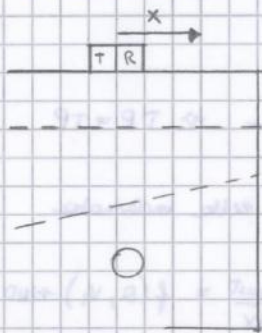
Una sezione radar è composta da una serie di tracce radar. Le figure di riflessione si ottengono unendo picchi visibili su tracce georadar contigue e in base ai principi di ottica geometrica è possibile ricostruire la forma della superficie riflettente che le ha generate.

La forma d'onda georadar presenta una serie di picchi in corrispondenza dei twt di ciascun riflettente, sempre più attenuati per tempi via via crescenti, fino al punto in cui essi non sono + distinguibili dal rumore termico dei dispositivi.

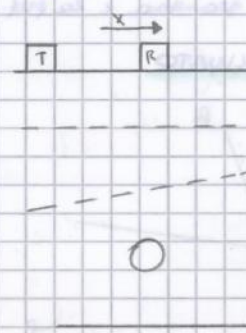
L'interpretazione delle sezioni radar si basa sul riconoscimento visivo di semplici figure derivate a riflettori elementari, ricavate da modelli teorici che si basano sugli HP di omogeneità materiali in cui le onde si propagano.

Si considerano le seguenti configurazioni di antenna:

① OFF-SET: antenne Tx e Rx riunite in un unico box che si muoveva solo elementare



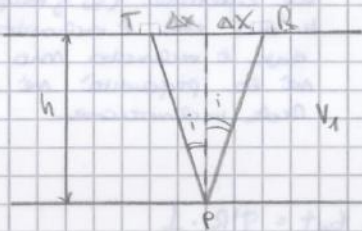
② VARIABLE-SET: l'antenna Tx è fissa mentre Rx è libera di spostarsi indipendentemente



RIFL. PIANO
RIFL. INCLINATO
OGG. PUNTIFORME

• STRATO PIANO ORIZZONTALE

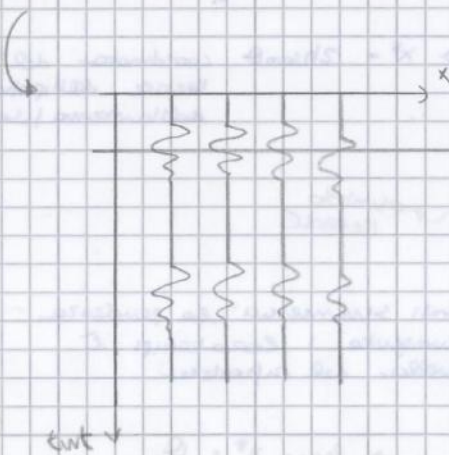
①



HP :
• semispazio infinito
• 2 mezzi omogenei isotropi di cost. $\epsilon_1 \neq \epsilon_2$
• interfaccia di separazione piana orizzontale

$$t_{wt} = t_{TP} + t_{PR}$$

$$t_{wt} = \frac{2 \sqrt{\Delta x^2 + h^2}}{v_1} \quad \text{per } \text{retta } t_{wt} = \text{cost.} \quad (\text{costante per tutte le lunghezze del profilo})$$

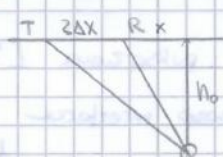


→ allineamento orizzontale dei picchi di riflessione nelle tracce radar affiancate.

→ Ricavo 1 INFORMAZIONE MORFOLOGICA: Sappiamo che abbiamo 1 riflessione // della superficie ma non so a che profondità è

• OGGETTO PUNTI FOCALI

1

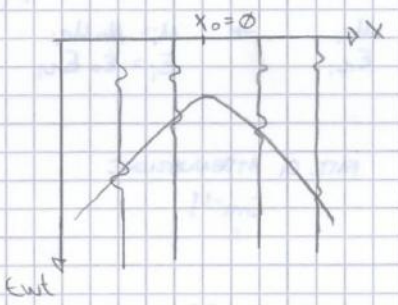


$$f_{wT} = \frac{\sqrt{(x+2Ax)^2 + h_0^2}}{v_1} + \frac{\sqrt{x^2 + h_0^2}}{v_2} \quad \text{IPERBOLE}$$

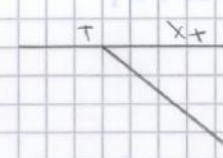
$$X=0 \Rightarrow f_{wT} = \frac{\sqrt{4A^2x^2 + h_0^2} + h_0}{v_1} \quad \text{pozzo focale } h_0$$

$$X=0 \Rightarrow \frac{df_{wT}}{dx} = \frac{2}{v_1}$$

$$\lim_{x \rightarrow \pm\infty} \frac{df_{wT}}{dx} = \pm \frac{2}{v_1} \quad \text{asintoti}$$

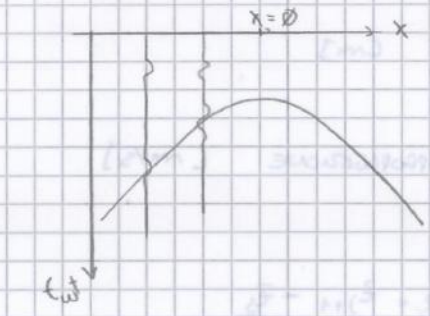


2



$$f_{wT} = \frac{\sqrt{x_T^2 + h_0^2} + \sqrt{x^2 + h_0^2}}{v_1} \quad \text{IPERBOLE}$$

$$\lim_{x \rightarrow \pm\infty} \frac{df_{wT}}{dx} = \pm \frac{1}{C} \quad \text{asintoti}$$



$$x=0 \quad f_{wT} = \frac{\sqrt{x_T^2 + h_0^2} + h_0}{v_1}$$

$$\frac{df_{wT}}{dx} = \frac{1}{C} \quad \text{trovo } v_1 \text{ e } h_0$$

3.2) PROGETTAZIONE DI UN RILIEVO GEORADAR

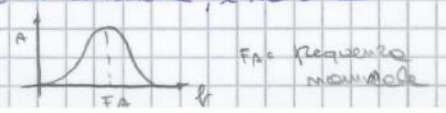
Il metodo si basa sull'emissione di brevi impulsi EM ad alta frequenza, ripetuti con continuità ed emessi da 1 antenna posta in prossimità della superficie. Quando l'impulso EM nel propagarsi in profondità incontra 1 superficie che separa 2 mezzi aventi caratteristiche fisiche \neq , una parte dell'energia incidente viene riflessa ed una parte prosegue nel 2° mezzo. Le onde riflesse dalla superficie di discontinuità ritornano in superficie e vengono ricevute dall'antenna ricevente, mentre la parte di energia trasmessa che procede oltre la discontinuità è disponibile per altre riflessioni su eventuali discontinuità più profonde.

Il metodo fornisce i migliori risultati quando viene impiegato in condizioni atmosferiche favorevoli, in terreni a bassa attenuazione, caratterizzati da 1 scarsa conducibilità elettrica, come sabbia, roccia, ghiaccio ecc. È meno efficace, invece, quando opera su materiali ad alta attenuazione come argilla e limi saturi, acqua ad alta concentrazione di sali.

Ad una minore frequenza del segnale emesso (λ maggiore) corrisponde una maggiore penetrazione, ma una conseguente minore sensibilità.

↳ ogni antenna ha una sua frequenza nominale di emissione, e la sua scelta dipende dalle problematiche da affrontare.

Solitamente: $1 \text{ antenna/MHz } f < \text{ qualche GHz}$

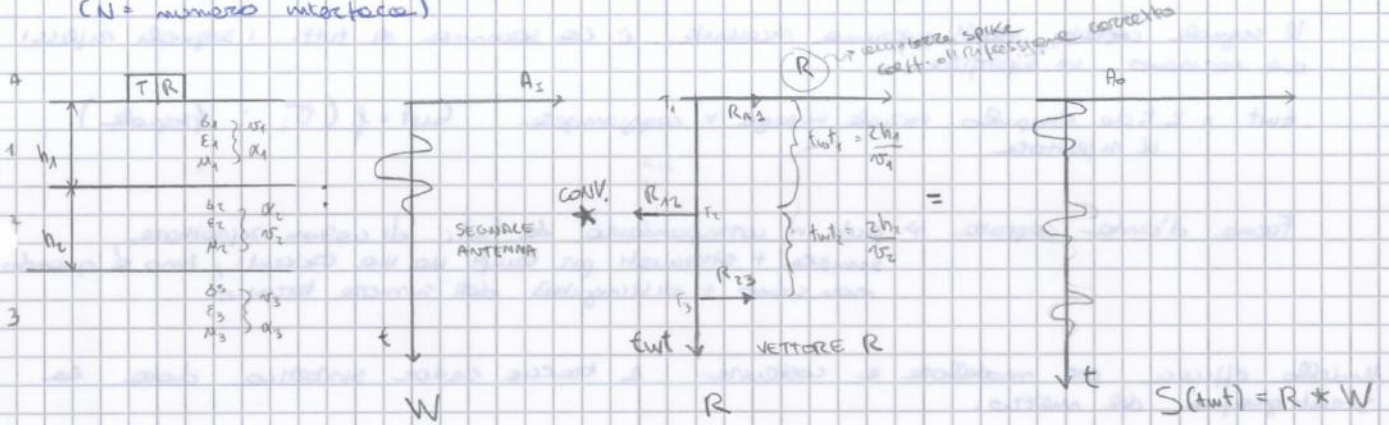


33) UN MODELLO DI FORMAZIONE DELLA TRACCIA GEORADAR

Si può usare il modello CONVOLZIONALE TRADIZIONALE della traccia RADAR (mutuato dalla sismica).
Questo modello vale per:

- antenne monostatica
- antenne non monostatica ma vicino al ricevente
- spessori di strato che sono $n \cdot \lambda$ (lunghezza d'onda dominante)

Un segnale "stampato" è il risultato della CONVOLUZIONE tra l'impulso INIZIALE ed N coefficienti di riflessione corretti per l'attenuazione e la trasmissione ($N =$ numero interfaccia)



• Ogni T_i sarà a "pendente" : $T_1 = \frac{zh_1}{v_1}$ $T_2 = \frac{zh_2}{v_2} + \frac{zh_3}{v_3}$

dove $n_i =$ spessore strato i

$v_i = \frac{w}{P_i}$ velocità delle onde EM nello strato i

• Ogni T_i avrà ampiezza derivante dall'applicazione di $e^{-\alpha_i \cdot i}$ e t_i degli strati superiori

• N^o componenti : $\frac{twt_1}{\Delta t} + 1$; $\frac{twt_2}{\Delta t} + 2$; ...

La ampiezza delle riflessioni sarà quindi:

$n.s: \alpha_i = w \sqrt{\frac{\mu \cdot \epsilon_i}{2} \left(\left(1 + \left(\frac{\Delta i}{wt_i} \right)^2 - 1 \right) \right)}$ $P_i = w \sqrt{\frac{\mu \cdot \epsilon_i}{2} \left(\left(1 + \left(\frac{\Delta i}{wt_i} \right)^2 - 1 \right) \right)}$
 $\epsilon_i = \frac{jW\mu_i}{\Delta i + jw\epsilon_i}$ $A_i = \mu \Delta i$ ($i \neq 1$)
 $\epsilon_i = \epsilon_{rel,i}$ ($i = 1$)
 $R_{i,i+1} = \frac{Z_{i+1} - Z_i}{Z_{i+1} + Z_i}$ $t_{i,i+1} = \frac{2Z_i}{Z_{i+1} + Z_i}$

Percorso tipico : ① impulso da antenna $(E_{1,0-1})$ all'istante $t_0 \rightarrow$ $e^{-\alpha_i}$ raggiunge interfaccia aria-terreno perché RIFLESSA $E_{1,0-1} = R_{0,1} \cdot (E_{1,0-1})$ perché TRASMESSA $E_{1,0-1} = t_{0,1} \cdot (E_{1,0-1})$

$E =$ ampiezza

② il segnale $(E_{1,0-1})$ attraversa il primo strato di terreno con velocità $v_1 = W/P_1$ e raggiunge l'interfaccia 1-2 al tempo $t_2 = t_1 + n_1/v_1$, durante quest percorso viene attenuato di un fattore $e^{-\alpha_1 n_1}$; ottavo a destinazione con Δ intensità $E_{1,1-2} = e^{-\alpha_1 n_1} \cdot E_{1,0-1}$

APPENDICE

POTENZE DI 2

$$2^3 = 8$$

$$2^{12} = 4096$$

$$2^4 = 16$$

$$2^{16} = 65536$$

$$2^5 = 32$$

$$2^{20} = 2097152$$

$$2^6 = 64$$

$$2^{24} = 16777216$$

$$2^7 = 128$$

$$2^{28} = 268435456$$

$$2^8 = 256$$

$$2^{32} = 4294967296$$

TABELLA CON ν , ρ E

MATERIALE	ν_p (m/s)	ρ (g/cm)	E (F/m)
H ₂ O	1450 - 1530	0,2 - 100	81
AIRIA	330	10 ¹⁰	1
SABBIA SAT.	1500 - 2000	200 - 400	25
SABBIA SECCA	200 - 1'000	800 - 5000	4 - 6
ARELLA	1'000 - 2'500	50 - 150 2 - 20	8 - 12
GHIAIA SAT.		100	
GHIAIA SECCA		1'400	
CALCE	1'100 - 7'000	30 - 10'000	7 - 9
GRANITO	4'000 - 6'000	100 - 10'000	5 - 7