



Corso Luigi Einaudi, 55 - Torino

Appunti universitari

Tesi di laurea

Cartoleria e cancelleria

Stampa file e fotocopie

Print on demand

Rilegature

NUMERO: 1380A -

ANNO: 2015

A P P U N T I

STUDENTE: D Angelo

MATERIA: Geofisica Schemi, 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.**

GEOMAGNETISMO


15) IL CAMPO MAGNETICO TERRESTRE E LE SUE COMPONENTI

87

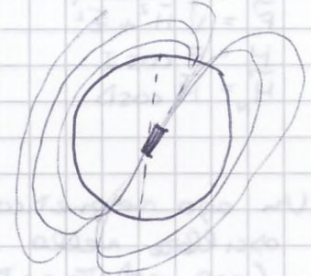
Il campo magnetico terrestre (CMT) può essere considerato formato da:

- C. PRINCIPALE
endogeno, di origine interna al pianeta. Ammagnetabile ed indipolo
Ha variazioni nella parte (annuali o secolari)
Il racconto generante non è ancora ben definito, tuttavia la Terra più accreditata è quella di un dinamo autoindotta a causa dei moti convettivi del magma. (l'energia dei moti convettivi deriverebbe dai prodotti di fissione degli elementi radioattivi)
- C. MINORE
Esogeno, deriva dalle influenze del vento solare.
Intensità < C. PRINC.
- C. LOCALE
Variazioni spaziali del C. PRINC. dovute alla presenza di corpi magnetizzati in prossimità della superficie terrestre
Può essere causata da anomalie geologiche o di origine antropica (le mazzette e esplorazioni archeologiche e ambientali)

Il nord Magnetico non coincide col nord geografico.


In fatti, il dipolo equivalente magnetico (come quel dipolo che regala approssimare le linee di campo) dista ~300 km dal centro della Terra verso l'Indonesia, inclinato di circa 12° rispetto l'asse di rotazione terrestre. 

Tale dipolo ha variazioni secolari, che hanno provocato il vagabondaggio dei poli se non addirittura l'inversione dei poli



Per quanto riguarda il C.M. esterno, esso ha dei cicli peculiari possibili:

- Ciclo ~11 anni legato alle macchie solari (tempeste magnetiche più intense e dirette del solito).
- Ciclo ~24h legato all'azione del vento solare sulla ionosfera (~30 nT)
- Ciclo ~25h legato all'interazione luna-ionosfera. C'è un effetto di marea sulla ionosfera, che si deforma e diventa un conduttore che regala le linee di campo in modo variabile.
- Ciclo ~27 giorni legato alle tempeste magnetiche ~1000 nT. Correlate alle macchie solari. Durano molte ore e sono variazioni casuali nell'intensità di campo
=> impossibile fare misure.

 sotto $\left\{ \begin{array}{l} \text{Polo Nord} : 75^\circ \text{ N} , 101^\circ \text{ W} \\ \text{Polo Sud} : 65^\circ \text{ S} , 141^\circ \text{ E} \end{array} \right.$

16 IL CAMPO DI UN DIPOLO MAGNETICO

39

In magnetismo si parla sempre di dipolo magnetico (e mai di monopolo poiché non esiste), definito come:
due poli di segno opposto ed uguale intensità $[+p_1; -p_2]$ separati da una distanza $2l$

Il campo di un dipolo è ottenibile tramite la determinazione della funzione potenziale scalare:
Si cerca la funzione

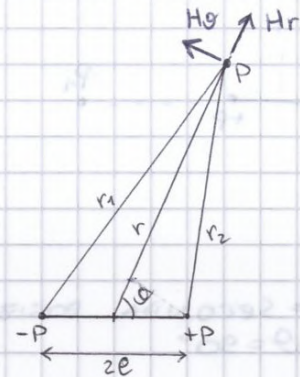
$$A: \vec{H} = -\text{grad } \vec{A}$$

Ovvero, in coordinate cilindriche:

$$A: \vec{H} = -\frac{\partial A}{\partial r} \vec{r}_1 - \frac{1}{r} \frac{\partial A}{\partial \theta} \vec{\theta} = \vec{H}_r + \vec{H}_\theta$$

Nel caso di due polarità:

$$\begin{aligned} A_{\text{tot}} &= \left(\frac{1}{r_2} p + \frac{1}{r_1} (-p) \right) = \\ &= p \cdot \left\{ \frac{1}{(r^2 + e^2 + 2re \cos \theta)^{1/2}} - \frac{1}{(r^2 + e^2 - 2re \cos \theta)^{1/2}} \right\} \end{aligned}$$



Possiamo quindi definire le componenti del campo:

$$\vec{H}_r = -p \left\{ \frac{r + e \cos \theta}{(r^2 + e^2 + 2re \cos \theta)^{3/2}} - \frac{r - e \cos \theta}{(r^2 + e^2 - 2re \cos \theta)^{3/2}} \right\} \rightarrow \text{COMP RADIALE}$$

$$\vec{H}_\theta = p \left\{ \frac{e \sin \theta}{(r^2 + e^2 + 2re \cos \theta)^{3/2}} + \frac{e \sin \theta}{(r^2 + e^2 - 2re \cos \theta)^{3/2}} \right\} \rightarrow \text{COMP TANG}$$

Inoltre, nel caso in cui $r \gg e$ si semplifica:

$$A = p \left\{ \frac{1}{r} \cdot \frac{1}{\left(1 + \frac{e^2}{r^2} + 2\frac{e}{r} \cos \theta\right)^{1/2}} - \frac{1}{r} \cdot \frac{1}{\left(1 + \frac{e^2}{r^2} - 2\frac{e}{r} \cos \theta\right)^{1/2}} \right\}$$

Poiché $\frac{e^2}{r^2} \rightarrow 0$, usiamo lo sviluppo in serie di Taylor trascurando le 2° ordine.

$$\hookrightarrow (1+x)^{-1/2} = 1 - \frac{1}{2}x, \quad x = 2\frac{e}{r} \cos \theta$$

$$\Rightarrow A = \frac{p}{r} \left\{ 1 - \frac{2\frac{e}{r} \cos \theta}{2} - \left(1 + \frac{2\frac{e}{r} \cos \theta}{2} \right) \right\}$$

$$\Rightarrow A = -\frac{2ep \cos \theta}{r^2} = \frac{|\vec{m}| \cos \theta}{r^2}$$

In tal caso:

$$|\vec{H}_r| = \frac{\partial A}{\partial r} = \frac{2|\vec{m}| \cos \theta}{r^3}$$

$$|\vec{H}_\theta| = \frac{1}{r} \frac{\partial A}{\partial \theta} = \frac{|\vec{m}| \sin \theta}{r^3}$$

$$\begin{aligned} \Rightarrow |\vec{H}| &= \sqrt{\frac{4m^2 \cos^2 \theta}{(r^3)^2} + \frac{m^2 \sin^2 \theta}{(r^3)^2}} = \\ &= \frac{m}{r^3} \sqrt{1 + 3 \cos^2 \theta} \end{aligned}$$

17 IL MAGNETOMETRO A PASSAGGIO DI FLUSSO SINGOLO 41 E GRADIOMETRO

- Il magnetometro a passaggio di flusso (o fluxgate) è uno strumento elettronometrico che fornisce l'intensità del campo lungo una direzione ben definita, ovvero quella // ai due cilindri che lo costituiscono.

Ha 3 caratteristiche:

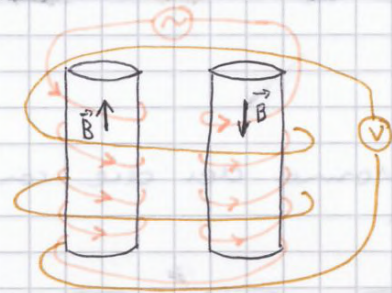
- non è affetto da deriva significativa (ovvero le letture sono stabili nel tempo)
- essendo basato sul principio dell'elettromagnetismo, è disturbato dalla presenza di campi esterni.
- misura la componente del c.m. lungo qualsiasi direzione, a scelta dell'operatore (di solito usati x comp. verticale)

Utilizza lo sbilanciamento, provocato da un c.m. esterno, di due flussi di campo artificialmente tenuti uguali in modulo, paralleli in direzione ed opposti in verso.

È costituito da due solenoidi perni, uno destro e l'altro sinistro, avvolti attorno a 2 nuclei di permalloy o μ metal (Fe, Ni, Co).

Questi sono materiali con cicli di isteresi molto stretti, con $H_{coerent}$ quasi nullo; per essi vale bene:

$$\vec{I} = \mu \vec{H}$$



Viene messa una corrente alternata che percorre le spire di uno in un verso e quelle dell'altro in senso opposto, alternativamente.

I due solenoidi perni sono messi in un solenoide secondario, dato di misura, che è chiuso su un voltmetro e legge la somma vettoriale dei campi, poiché tramite la legge di Lenz (?):

$$e = - \frac{d\phi_B}{dt} \quad , \quad e \text{ sede di correnti proporzionali alla variazione nel tempo del flusso totale del c.m. presenti nei solenoidi}$$

La corrente alternata nei due solenoidi è tenuta in modo tale da giungere a saturazione.

Il suo passaggio induce 2 c.m. uguali e opposti, in ogni fase ma si alternano le flussi. Per cui, il flusso di c.m. (Φ_B) nel tempo sarà:

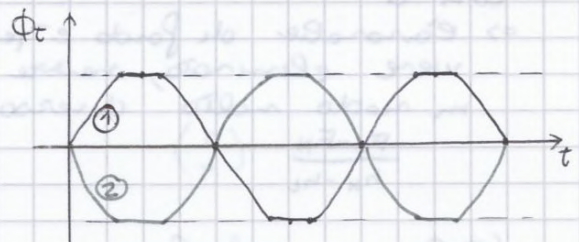
$$\vec{\Phi}_1 = A \cdot \mu H_1 \vec{v} \quad (1)$$

$$\vec{\Phi}_2 = A \cdot \mu H_2 (-v) \quad (2)$$

$$\text{E sendo } \vec{H}_1 = -\vec{H}_2$$

$$\Rightarrow \vec{\Phi}_1 + \vec{\Phi}_2 = \phi$$

$$\Rightarrow \frac{d\phi}{dt} = e = 0$$



18 IL MAGNETOMETRO A PROTONI SINGOLO E GRADIMETRO

• Gradometro → vedi (17)

• Il magnetometro a protoni (o a precessione nucleare) si basa su principi di fisica atomica nucleare. In alcune sostanze diamagnetiche, l'unica particella elementare il cui momento magnetico non sia annullato dalle altre è il nucleo dell'idrogeno (= protone).

Nell'acqua e negli idrocarburi (+ usati) sottoposti ad un campo gli atomi di H si comportano come agli magnetici: si verifica un allineamento (parallelo o antiparallelo al campo) dell'asse di spin dei protoni.

Precisamente, si allinea un numero di protoni pari a:

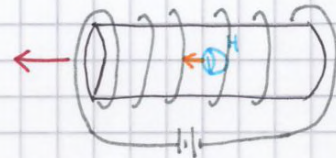
$$n = e \frac{2mH}{kT}, \text{ dove } \begin{cases} H = \text{C.M.} \\ m = \text{momento magnetico del protone} \\ k = \text{costante di Boltzmann} \\ T = \text{temperatura assoluta} \end{cases}$$

Se il campo H è alto, netto e si potrà registrare un momento magnetico macroscopico pari alla somma vettoriale di vettori equivalenti paralleli: $M = n \cdot m$. Ovviamente, perché tale allineamento avvenga occorre un certo tempo.

Per effettuare la misura:

Prendo un cilindro contenente idrocarburi.

Anvolgo un solenoide attorno ad esso ed con una corrente continua uso un e.m. = 100 CMT, ovvero applico un campo artificiale.



Tutti gli H interni si allineano creando un campo risultante.

Dopo, tolgo improvvisamente la corrente e quindi il campo H artificiale forzato. I protoni si riallineano con l'unico altro campo forzato, ovvero il CMT.

Nel riallineamento, si ha una precessione, (tipo un moto a trattola) realizzabile con il solenoide, del momento magnetico macroscopico. Tale moto di precessione avviene con velocità angolare pari a:

$$\omega = \gamma_p \cdot F, \quad \text{dove: } \begin{cases} \gamma_p = \frac{\text{mom magn spin}}{\text{mom ang spin}} \\ F = \text{CMT} \end{cases}$$

Tale ω è legato

alla frequenza: $\omega = \frac{1}{2\pi f}$

ed è quindi misurabile con un frequenzmetro

Perché ω dipende solo da F, si ricava infine il valore del CMT. (e f da misurare solo dell'ordine di kHz).

Drogando il liquido è possibile osservare ed avere l'effetto OVERHAUSER, per il quale è più facile misurare f (fre a $10 \frac{\text{misure}}{s}$)

19 ANOMALIA MAGNETICA DI \vec{Z} DI UN CORPO ALLE VARIE LATITUDINI QUALITATIVA 45

Le anomalie magnetiche derivano dall'induzione su un corpo magnetizzabile effettuato da un C.M., trascurando l'eventuale magnetizzazione residua.

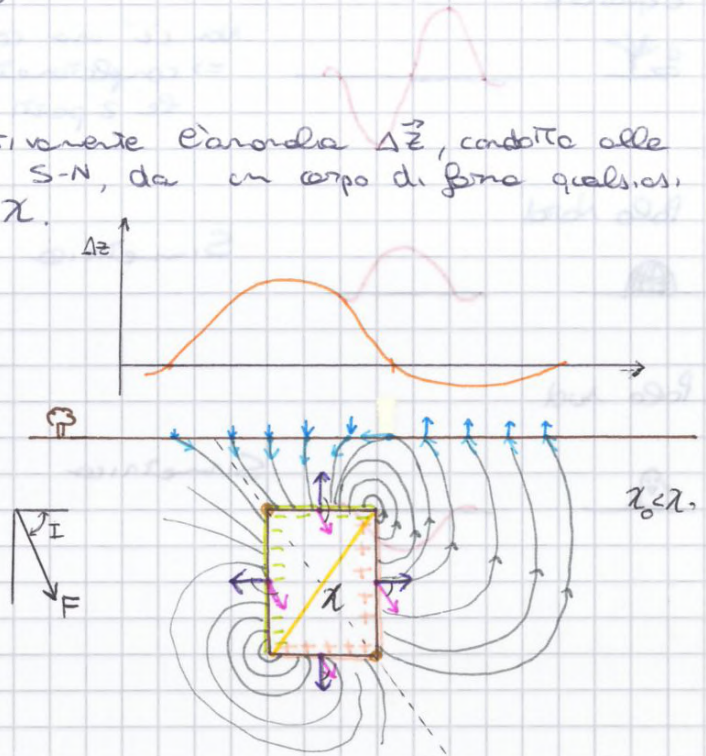
L'anomalia ha una forte dipendenza dall'incidenza I , la quale a sua volta dipende dalla latitudine a cui si trova il corpo:

- Equatore $\rightarrow I = 0^\circ$
- Nostre latitudini $\rightarrow I \approx 60^\circ$
- Polo Sud $\rightarrow I = 90^\circ$
- Polo Nord $\rightarrow I = -90^\circ$

Proviamo ora a simulare qualitativamente l'anomalia ΔZ , condotta alle nostre latitudini, su un profilo S-N, da un corpo di forma qualsiasi, caratterizzato da suscettività χ .

Tale corpo è posto in un terreno con $\chi_0 < \chi$, ed è sottoposto ad un campo \vec{F} (E al piano del foglio ed avviene nel senso di I).

I dipoli "micro" del corpo si allineano e si annullano tra loro, restano solo i poli superficiali.



Definendo una densità superficiale di magnetizzazione $\vec{f} = \vec{M} \cdot \vec{n}$, possiamo provare a definire le zone \oplus e \ominus del corpo; più precisamente, il processo è il seguente:

su ogni faccia dell'oggetto, tracciamo le normali e riportiamo un versore $\parallel \vec{F}$ all'attacco della normale.

Essendo un problema di flusso, esaminiamo il prodotto scalare. $\phi_f = \vec{F} \cdot \vec{n} S$

- Angolo tra i versori $> 90^\circ$
 \Rightarrow vettore risultante entrante
 \Rightarrow faccia a polarità \ominus
- Angolo tra i versori $< 90^\circ$
 \Rightarrow vettore risultante uscente
 \Rightarrow faccia a polarità \oplus

è un'area differenziale Tra
 \rightarrow le 2 aree

Passiamo inoltre a definire "equatore del campo del corpo" la fascia / linea dove tale flusso si annulla: $|\vec{F}| \cdot |\vec{n}| \cdot \cos \vec{n} \cdot \vec{n} = 0$, e definiamo "poli", punti in cui $|\vec{F}| \cdot |\vec{n}| \cdot \cos \vec{n} \cdot \vec{n} = \text{MAX e MIN}$.

Passiamo tracciare le linee di forza qualitative, dirette dal polo + al polo -, e valutare il comportamento in superficie, ovvero come si comporta la componente verticale del campo indotto rispetto alla compon. verticale del campo primario.

Dobbiamo cioè valutare se la comp. vertic. dell'interazione di queste col piano di campagna (che è il luogo di misura) è:

- concorde con \vec{Z} \Rightarrow anomalia positiva
- discorde con \vec{Z} \Rightarrow anomalia negativa

20 UNA TECNICA DI INVERSIONE PER PROFILI MAGNETICI 47

Vi sono due tecniche di analisi: speculari:

- il modelling, si fa quando dallo spazio dei parametri fisici si passa allo spazio dei dati misurabili;

Usato in fase di progettazione del rilievo

- e l'inversione, si fa quando dallo spazio dei dati misurabili si passa a quello dei parametri fisici.

Usato in fase di interpretazione dei risultati

Non è garantita univocità tra i punti dei 2 spazi.

Il modelling non garantisce che da un punto dello spazio dei parametri del modello si cada sempre in un solo punto dei dati sperimentali

Immaginiamo di effettuare un survey, e dopo il sopralluogo otteniamo il profilo ripetuto sotto (supponendo di essere certi che sia piatto).

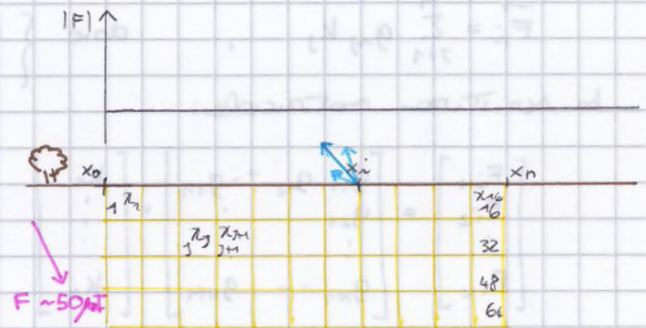
Tutti uguali

Dividiamo in primi tutta la parte di terreno sottostante (sono primi infinitamente estesi in trasversale).

Le CM indotte e \vec{F} (EMT), pari a $\sim 50 \mu T$.

Tale campo induce tutti i blocchi, che sono caratterizzati da una suscettività $\chi \sim 10^{-3} \div 10^{-4} \mu T$

\Rightarrow le CM indotte e pari a $\sim 50 \mu T$.



In una teoria, ciascun blocco interagisce con gli altri, vi è una mutua induzione fra tutti, il cui CM indotto e: $50 \mu T \cdot 10^{-3} \mu T = 50 \mu T$

Come si nota, tale induzione e' 1000 volte inferiore all'induzione provocata dal CM esterno

\Rightarrow Si trovano la mutua induzione negativa.

Inoltre, dobbiamo tenere a mente che per ogni punto x_i preso sulla superficie, quel che si misura e' la somma vettoriale dei campi prodotti dai vari corpi o corpi presenti. $\rightarrow \vec{F}$

Dopo un survey, si hanno 2 possibilità:

- effettuare del modelling, finché non si trova il modello che fitted bene la curva sperimentale, ovvero finché:

$$\frac{\sum (MISURE SIMULATE - MISURE SPERIMENTALI)^2}{N}$$

CE

\rightarrow valore di precisione da noi scelto

Avrete fino a trovare un modello che rappresenti una situazione nel sottoterra che ben spiega la realtà, facendo hp sulle χ dei vari blocchi

- sfruttatore e' l'inversione per determinare la suscettività magnetica nascosta del terreno

GEORADAR

28) LE EQUAZIONI DI MAXWELL ED IL GEORADAR: IL RUOLO DI $\tan(\delta)$ IN $\alpha, \beta, z \in \mathbb{R}$

Ipotesi semplificative

- il mezzo in cui si propaga il segnale è un mezzo omogeneo
- il campo elettrico oscilla lungo la sola direzione x ,
ovvero $E_y = E_z = 0$, e si propaga attenuandosi in direzione z .

L'eq. $\nabla^2 \vec{E} = \mu_0 \frac{\partial \vec{J}}{\partial t} + \mu \epsilon \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2}$

diretta: $\frac{\partial^2 E_x}{\partial z^2} = \mu_0 \frac{\partial J_x}{\partial t} + \mu \epsilon \frac{\partial^2 E_x}{\partial t^2}$

considerando un corpo elettrico inossidabile diventa:

$$\frac{\partial^2 E_x}{\partial z^2} = [\mu_0 \sigma \omega - \mu \epsilon \omega^2] \cdot E(t)$$

che ha soluzione:

$$E_x(t) = E_0 \cdot e^{-\alpha z} \cdot e^{j(\omega t - \beta z)} = E_0 \cdot e^{j\omega t - (\alpha + j\beta)z}$$

dove: $\gamma = \alpha + j\beta$ = fattore di propagazione

$\alpha = \omega \sqrt{\frac{\mu \epsilon}{2} \left[\sqrt{1 + \left(\frac{\sigma}{\omega \epsilon}\right)^2} - 1 \right]}$ → fattore di attenuazione

$\beta = \omega \sqrt{\frac{\mu \epsilon}{2} \left[\sqrt{1 + \left(\frac{\sigma}{\omega \epsilon}\right)^2} + 1 \right]}$ → costante di spostamento di fase

$\tan \delta = \frac{\sigma}{\omega \epsilon}$, δ = angolo di perdita

Variazioni:

- Se $\sigma \ll \omega \epsilon \Rightarrow \tan \delta \rightarrow 0 \Rightarrow \alpha \rightarrow 0$
 - $\beta \rightarrow \omega \sqrt{\mu \epsilon}$
 - $E_x \rightarrow E_0 e^{j\omega(t - \sqrt{\mu \epsilon} z)}$

\Rightarrow impedenza trascurabile $\Rightarrow v \sim \frac{c}{\sqrt{\epsilon_2}}$, invece che $v = \frac{\omega}{\beta}$

- Se $\sigma \gg \omega \epsilon \Rightarrow \alpha \rightarrow \sqrt{\mu \sigma \omega}$
- $\beta \rightarrow \sqrt{\mu \sigma \omega}$

$\frac{\lambda}{z^*} \rightarrow 2\pi \rightarrow$ Ricorda: $z^* = \frac{1}{\alpha}$

\Rightarrow si fa diffusione (non c. non più onde)

È dimostrato che, se il corpo elettrico ha una sola componente, anche il campo magnetico ne ha una sola, cioè H_y :

$$H_y(t) = H_0 \cdot e^{j\omega t - (\alpha + j\beta)z}$$

29 LA PERMETTIVITÀ ELETTRICA DEI MATERIALI NATURALI EA UNA LEGGE DI MISCELAZIONE (BIFASE E TRIFASE)

Le leggi di miscelazione (mixing rules) sono modelli, tramite processi di omogeneizzazione più o meno rigorosi, fatti per spiegare le caratteristiche del mezzo

- e prove delle singole caratteristiche delle fasi e del materiale

L'analisi del geometra parte dalla stima della velocità di propagazione dell'onda nel mezzo: ottenendo una stima della v , posso poi stimare ϵ_r , poiché:

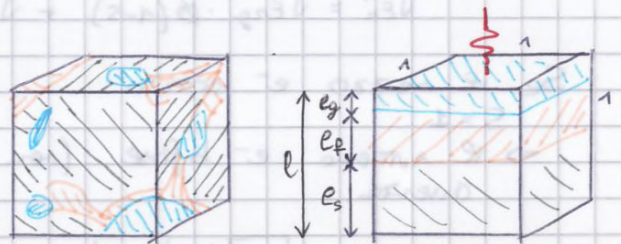
La velocità del mezzo è tale per cui: $v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}}$, $c = 3 \cdot 10^8 \frac{m}{s}$ *

Vediamo ora il modello di CRIM (Complex Refractive Index Method): è una formula teorica, la trasposizione in elettromagnetismo della legge di Wille usata in sismica.

È una delle formule più usate per stimare la porosità dei materiali, soprattutto per i casi con $S=1$

È una formula deterministica: Separo le fasi del materiale in un cubo (colonne di sezione unitaria)

Immagino un impulso elastico che lo attraversi da sopra



In base al modello trifase, ricavo l'espressione:

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

Il tempo complessivo per attraversare il volume totale V :

$$t = t_g + t_w + t_s$$

$$\Rightarrow \frac{l}{v} = \frac{l_g}{v_g} + \frac{l_w}{v_w} + \frac{l_s}{v_s}, \quad v = \frac{l}{A} \Rightarrow l = \frac{V}{A}$$

$$\Rightarrow \frac{V}{Av} = \frac{V_g}{Av_g} + \frac{V_s}{Av_s} + \frac{V_w}{Av_w}$$

$$\Rightarrow \frac{1}{v} = \frac{V_g}{Vv_g} + \frac{V_s}{Vv_s} + \frac{V_w}{Vv_w}$$

In questo contesto parliamo di saturazione magra:

$$S = \frac{V_w}{V_v} \Rightarrow S = \frac{V_w}{V_g + V_w}$$

La definizione di porosità:

$$\phi = \frac{V_g + V_w}{V} \Rightarrow V_g + V_w = \phi V$$

$$\Rightarrow S = \frac{V_w}{\phi V} \Rightarrow \frac{V_w}{V} = S \phi$$

30 IL GEORADAR E PRINCIPI DI FUNZIONAMENTO (SORGENTE, FENOMENI, SEGNALI LETTI)

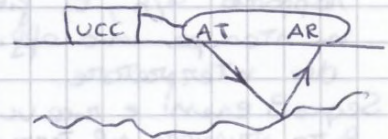
Il georadar, detto GPR (Ground Penetrating Radar) è un metodo per la prospezione del sottosuolo basato sulle onde elettromagnetiche.

Il principio di funzionamento è quello di inviare un segnale a varie frequenze note e registrare il segnale di ritorno, cioè le porzioni di segnale che riuvergono in superficie dopo aver subito una o più riflessioni o rifrazioni.

È un metodo attivo, che differisce netto dall'altro settore di analisi delle PEM (la geofisica classica), in primo luogo per le frequenze utilizzate: il georadar usa le alte frequenze ovvero 10 MHz - 3 GHz, mentre la geofisica classica le basse: 1 kHz - 500 kHz.

Strumentazione

Sono presenti: UCC e le antenne.



- UCC = unità centrale di controllo
È collegata al contenitore (una parte collegata all'AT e l'altra all'AR)
è costituita da filtro, registratore magnetico digitale e visualizzazione digitale.

- L'antenna è assemblata in un unico software con il dispositivo che riceve il segnale di ritorno e lo visualizza a video.

Le antenne possono essere:

- monostatiche, cioè un solo dipolo che prima è trasmettente, poi ricevente e riceve l'ecoradar di ritorno.
- bistatiche, due antenne separate per trasmettere e ricevere.

Vi sono inoltre due configurazioni possibili:

- NZO = Near Zero Offset, un solo box con distanza fissa
- VO = Variable Offset, 2 box, distanza variabile tra i dipoli.

Segnale TrasMESSO

L'impulso elettromagnetico viene sparato nel suolo dall'antenna trasmettente, che emette un segnale con banda di frequenza centrata sulla FANTENNA.

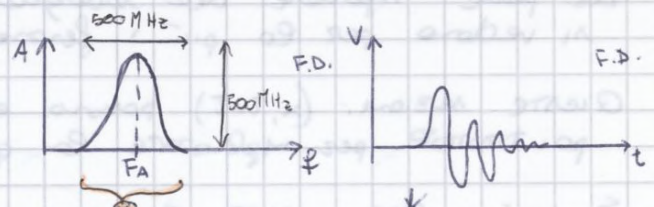
Valori Tipici di F_A sono:

40, 80, 120, 300, 500, 600, 900, 1000 MHz

↳ le λ relative sono tra $1m \div 10^{-2}m$

⊗ = impulso utile, pari alla freq. max

Lo spettro del segnale emesso dall'antenna è una gammaire centrata sulla frequenza nominale dell'antenna, con larghezza di banda di qualche centinaio di MHz.



Segnale emesso dal dipolo che riceve l'impulso di potenziale (nel tempo stretto) dall'UCC

Per collocare spazialmente la traccia, vi sono 3 cose da garantire:

- velocità costante
(il + possibile, soprattutto la velocità)
- costanza degli impulsi non nel tempo ma nello spazio
(ci sono rotelle odometriche che controllano l'emissione dell'impulso)
- conoscere la posizione dell'antenna istante per istante (GPS)

Principi Teorici

Come già detto, i fenomeni che si verificano sono: attenuazione, riflessione e rifrazione.

Dobbiamo notare come la dissipazione dell'energia, che avviene in modo proporzionale a d^3 .

Si pongono per primo caso delle ipotesi semplificative:

- il mezzo in cui si propaga il segnale è in semispazio infinito
- onda piana incidente normalmente all'interfaccia
- il campo elettrico oscilla lungo la stessa direzione x ,

ovvero:

$$E_y = E_z = 0$$

e si propaga attenuandosi in direzione z (onde trasversali)

Sotto queste ipotesi, l'equazione generale:

$$\nabla^2 \vec{E}_{(x,y,z)} = \mu \sigma \frac{\partial \vec{E}_{(x,y,z)}}{\partial t} + \mu \epsilon \frac{\partial^2 \vec{E}_{(x,y,z)}}{\partial t^2}$$

si riduce a:

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

Se si considera un campo elettrico sinusoidale (variazione sinusoidale nel tempo), si può scrivere:

$$\frac{\partial^2 E_x}{\partial z^2} = [\gamma \mu \sigma \omega - \mu \epsilon \omega^2] E_x(t)$$

Una soluzione è:

$$E_x(t) = E_0 \cdot e^{-\alpha z} \cdot e^{j(\omega t - \beta z)} = E_0 \cdot e^{j\omega t - (\alpha + j\beta)z}$$

Dove si può definire $\gamma = \alpha + j\beta$ = fattore di propagazione

Nelle ipotesi di unica componente del campo elettrico sia $\vec{E} = E_x$, e dimostrato che anche per il campo magnetico sopravvive la sola componente H_y .

In analogia con E_x , si scrive:

$$H_y(t) = H_0 \cdot e^{j\omega t - (\alpha + j\beta)z}$$

Per i mezzi molto reattivi, dove la dispersione è trascurabile, ovvero per $T_g S \ll 1$

$$\Rightarrow \begin{cases} r = \frac{\sqrt{\epsilon_1} - \sqrt{\epsilon_2}}{\sqrt{\epsilon_1} + \sqrt{\epsilon_2}} \\ t = \frac{2\sqrt{\epsilon_1}}{\sqrt{\epsilon_1} + \sqrt{\epsilon_2}} \end{cases} \quad \text{dove } \delta = \frac{\sigma}{\omega \epsilon}$$

Nell'ipotesi di validità dell'ottica geometrica, si ricorda ora la legge di Snell della rifrazione:

$$\frac{\sin \phi_1}{\sin \phi_2} = \frac{\sqrt{\epsilon_2}}{\sqrt{\epsilon_1}}$$

La velocità con cui l'ONM si propaga nel vuoto:

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

In un qualsiasi mezzo materiale, sarà sempre inferiore ad essa:

$$v = \frac{1}{\sqrt{\epsilon \mu}}$$

Facendo il rapporto tra tali velocità è possibile giungere all'identificazione del materiale:

$$\frac{c}{v} = \frac{\sqrt{\epsilon \mu}}{\sqrt{\epsilon_0 \mu_0}} = \sqrt{\epsilon_r \mu_r}$$

Ma per la maggior parte dei materiali naturali $\mu_r \approx 1 \Rightarrow \mu \approx \mu_0$

$$\Rightarrow \frac{c}{v} = \sqrt{\epsilon_r}$$

Si hanno quindi due problemi:

- ϵ_r da Tabelle \Rightarrow Trova v
- v da formula in foto \Rightarrow Trova ϵ_r
 \Rightarrow Trova il materiale da Tabelle

59 CASO A)

• NZO

Tempo per andare da T a R:

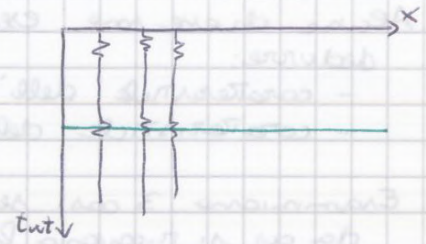
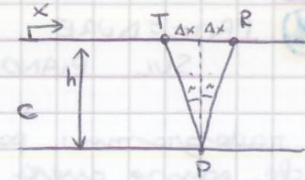
$$t_{WT} = t_{TP} + t_{PR} = \frac{2\sqrt{\Delta x^2 + h^2}}{c}$$

Sul piano $(t_{WT}-x)$ ottengo una retta:

$$t_{WT} = \text{cost}$$

Su cui irraggiono "impulsi" e riflessioni.

Ricavano solo un'informazione morfologica; capiamo da tutto ciò un riflesso // superficie, ma in mancanza di altre informazioni (ad esempio il materiale) non ne posso sapere la profondità



• VO

Tempo per andare da T a R; con $x_T = 0$:

$$\begin{aligned} t_{WT} &= t_{TP} + t_{PR} = \\ &= \frac{2\sqrt{\left(\frac{x}{2}\right)^2 + h^2}}{c} = \\ &= \frac{\sqrt{x^2 + 4h^2}}{c} \end{aligned}$$

Ponendo il caso: $x_T = x_0$

$$\Rightarrow t_{WT} = \frac{\sqrt{(x-x_0)^2 + 4h^2}}{c}$$

iperbole con vertice sotto x_0 , di velocità.

$$t_{WT}(x=x_0) = \frac{2h}{c}$$

Dato il tempo t_0 del vertice in x_0 , possiamo stimare la velocità dopo aver calcolato la velocità.

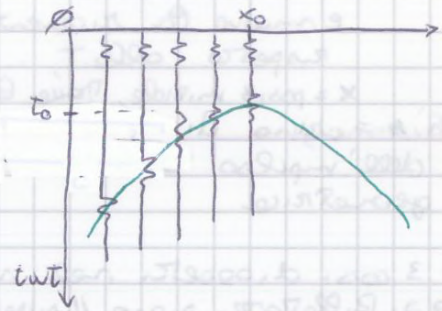
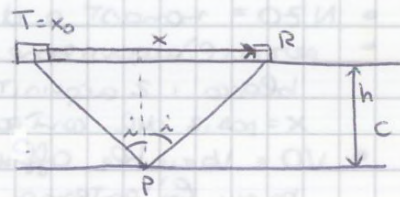
Stimo la velocità dalla pendenza degli asintoti (maggiore, più il rezzo è veloce \Rightarrow più la iperbole sarà aperta):

$$\frac{dt_{WT}}{dx} = \frac{x}{c} \frac{1}{\sqrt{(x-x_0)^2 + 4h^2}} = \frac{x}{c} \cdot \frac{1}{x \sqrt{\left(1 - \frac{x_0}{x}\right)^2 + \frac{4h^2}{x^2}}}$$

$$\lim_{x \rightarrow \infty} \frac{dt_{WT}}{dx} = \frac{1}{c}$$

mentre "lontano" da x_0 è inverso della pendenza $e^{-\frac{w}{\beta_1}}$ (β del terreno)
Abbiamo quindi un'informazione fisica che, combinata alla morfologia del NZO, dà una ricostruzione buona della geometria e profondità e (usando la velocità capricore) anche informazioni ellipoidali

Nota: in questo caso, la posiz del vertice \equiv la posiz dell'ostacolo, perché la verticale è geometricamente il percorso più veloce



63

Per tutti i casi:

se la velocità della sorgente è costante in tutto l'arco, posso trasformare i radarogrammi da (x, t) a (x, z) , trasformando l'asse delle ordinate secondo la velocità ottenuta:

$$z = \frac{v \cdot t \cdot ut}{2}$$

Ogni radarogramma è una matrice, ed ogni traccia un vettore.

Plottando la matrice con l'intervallo di campionamento: $\Delta z = \frac{v \Delta t \cdot ut}{2}$ possiamo passare da una sezione tempi ad una sezione velocità, che è la sezione reale.

⊗ Siamo il fronte d'onda della radiazione diffusa nel sottoterra e conico, con angolo di apertura di $\approx 90^\circ$

Questo fa sì che l'intera ricevente capiti l'eco prodotto dal piccolo oggetto, anche se non si è in proximity dell'oggetto.



65.2

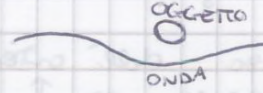
CASO A)

Si calcola il size factor $\rightarrow x = \frac{\lambda}{\pi D}$

Devo avere $x \sim 1$

Se trovo, $x \gg 1$

\Rightarrow La frequenza permette di osservare fino all'obiettivo, ma non di vederlo



CASO B)

Dobbiamo vedere i rapporti tra λ e h dello strato in esame:

- $\lambda_i < h_i$

\Rightarrow vedo il riflettore e stino h_2

- $\lambda_i \gg h_i$

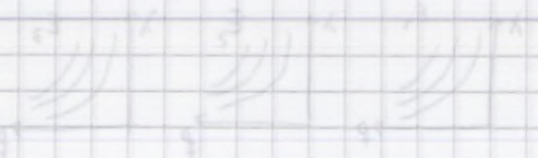
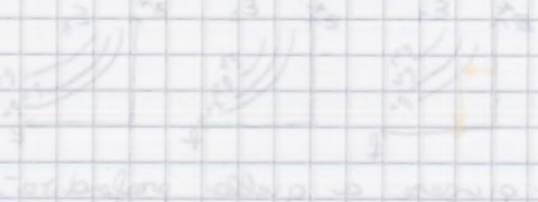
\Rightarrow vedo il riflettore, ma non vedo a strato h_2 profondità

- $\lambda_i \sim h_i$

\Rightarrow Se sono paragonabili, deduco h_2 solo da un'analisi spettrale dei dati

Dunque:

- Se λ fa da osservatore più ha una λ che non fare vedere l'oggetto \Rightarrow non si può fare veder
- Se arriva giù, si vede il riflettore ma non lo spessore \Rightarrow dipende dagli scopi



2

② 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

Da valori numerici delle costanti:

Ampiezze [mV]	Frequenze [Hz]
$A = 3 = A_1$	$B = 10 = f_1$
$C = 10 = A_2$	$D = 70 = f_2$
$E = 0,5 = A_3$	$F = 100 = f_3$

$G = 170 \frac{S}{s} = f_c$

Dato f_c e f_c , determiniamo f_{Ny} :

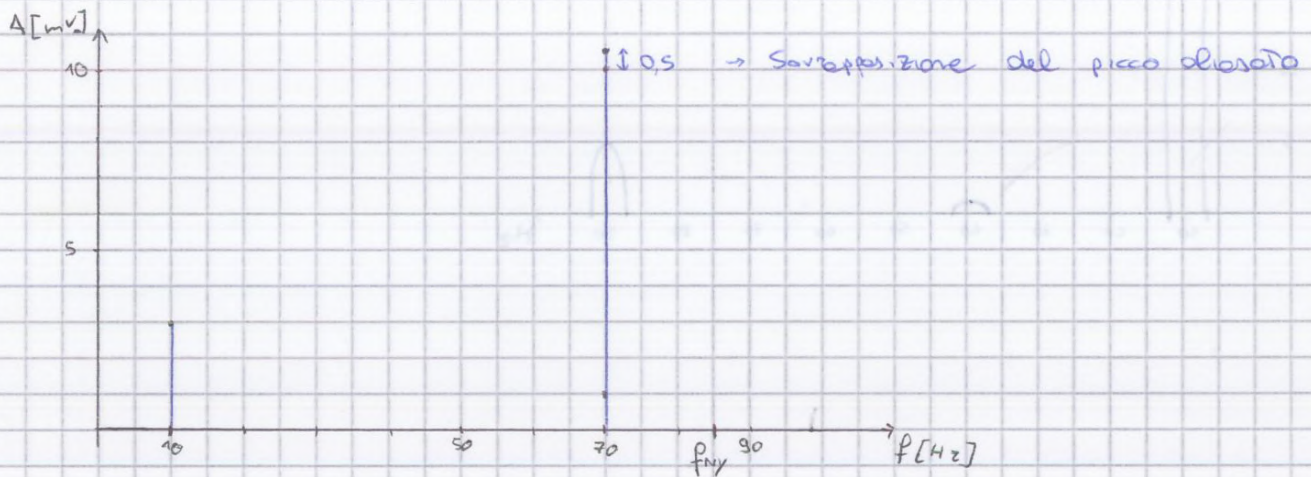
$f_{Ny} = \frac{1}{2} f_c = 85 \text{ Hz}$

Cerco f_c $f > f_{Ny}$: $\rightarrow f^* = f_3 = 100 \text{ Hz}$

Il picco aliasato è:

ovvero:
 $\rightarrow f_a = f_{Ny} - (f^* - f_{Ny})$

$f_a = f_c - f^* = 170 - 100 = 70 \text{ Hz}$



4 (4) DATO IL SEGNALE:

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

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 PIÙ ALTA

Diamo i valori numerici:

$$E = 0,2 \text{ Hz s}$$

Ampezze [mV]	Frequenze [Hz]
$A = 0,5 = A_1$	$B = 10 = f_1$
$C = 0,0025 = A_2$	$D = 50 = f_2$

$$\Rightarrow s(t) = [0,5 \cos(2\pi 10t) + 0,0025 \cos(2\pi 50t)] \cdot \text{box}(t, 0,2)$$

• Fondo scala:

$$FS = \sum A_i = 0,5 + 0,0025 = 0,5025 \text{ mV} \Rightarrow F.S. = 1 \text{ mV}$$

• Dinamica dell'AD converter:

$$2^{b.T-3} = \frac{FS}{\min(\Delta A_{\min}, A_{\min})} \Rightarrow 2^{b.T} = 2^3 \cdot \frac{1}{0,0025} = 2^3 \cdot \frac{1}{25} \cdot 10000 = 2^3 \cdot 400 = 3200$$

$$2^{10} = 1024 ; 2^{11} = 2048 ; 2^{12} = 4096 \Rightarrow b.T = 12$$

• Freq campionamento $\rightarrow f_c = 10 \cdot f_{\max} = 10 \cdot 50 = 500 \text{ Hz}$

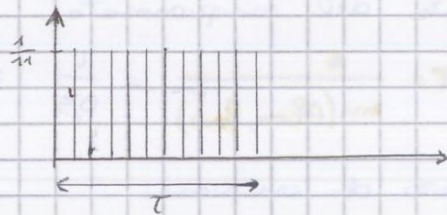
• Intervallo di campionamento $\rightarrow \Delta t = \frac{1}{f_c} = \frac{1}{500} = 0,002 \text{ s}$

• N° campioni: $T = E = 0,2 \text{ s}$, nota
 $\Rightarrow N = T \cdot f_c + 1 = 0,2 \cdot 500 + 1 = 100 + 1 = 11$

• $T = 1/f_{\max}$
 $T = \frac{1}{50} = 0,02$

Intervallo: $\frac{T}{\Delta t} = \frac{0,02}{0,002} = \frac{1}{50} \cdot \frac{500}{1} = 10$

Coefficienti = 11
 Valore di ogni campione = $\frac{1}{11}$



5) ILLUSTRARE IL FENOMENO DELL'ALIASING, EFFETTI E CONTRASURR

Il fenomeno dell'aliasing è un problema legato al campionamento, da correggere a monte del MUX, poiché a valle il danno è irreversibile. Bisogna evitarlo, poiché comporta un ribaltamento di alcune parti del segnale e può far vedere cose che non ci sono, dando info sbagliate.

Il campionamento va fatto con criterio.

Per il Teorema del campionamento (Shannon):

se ho un segnale BAND LIMITED,

riesco a ricostruirlo dai suoi campioni regolarmente spacciati senza perdita di informazioni a patto che la sua frequenza di campionamento f_c sia:

$$f_c \geq 2 f_{max}$$

dove f_{max} = frequenza massima presente nel segnale; in fase di acquisizione per sapere la f_{max} si ricorre alla letteratura: qualitativamente, il segnale è noto.

In genere, nella pratica per f_c si prende $f_c = 10 f_{max}$, per avere una miglior risoluzione e precisione.

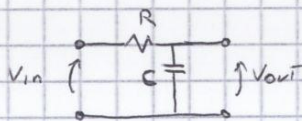
Si definisce frequenza di Nyquist f_{ny} la metà della f_c : $f_{ny} = \frac{1}{2} f_c$

Qualunque picco di frequenza presente nel segnale a $f > f_{ny}$ apparirà aliasato, ovvero ribaltato attorno alla f_{ny} , ad una f_a pari a:

$$f_a = f_{ny} - (f - f_{ny}) = 2f_{ny} - f = f_c - f$$

Per evitare di avere aliasing serve:

- avere una conoscenza qualitativa del segnale prima del campionamento, così da poter individuare e f_{max} da letteratura.
- usare FAAs, cioè Filtri Anti Alias, che evitano che il segnale abbia un'energia maggiore di quella scelta da noi (non messi nella fase di acquisizione), e sono in sostanza dei filtri L.P., ovvero così costituiti:



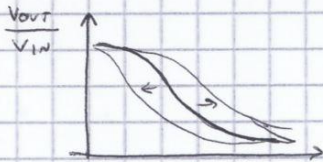
Resistenza in serie, condensatore in parallelo.

V_{in} = tensione in ingresso

V_{out} = tensione in uscita

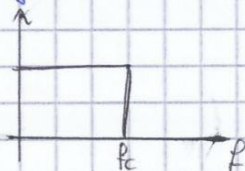
$$\frac{V_{out}}{V_{in}} = \text{abbattuta dopo una certa frequenza } f_c = \frac{1}{2\pi RC}$$

f_c = frequenza di taglio del filtro



$\uparrow R \Rightarrow \downarrow f_c$
 $\downarrow R \Rightarrow \uparrow f_c$ } f_c varia al suo contrario R

Il filtro ideale sarebbe:



→ Tene tutto ciò che è sotto f_c , e sopra f_c da zero

6) EVOLUZIONE IN TIME DOMAIN ED IN FREQUENCY DOMAIN DI UN SEGNALE

Un segnale che in Time domain ha certe caratteristiche, in Frequency Domain avrà uno spettro con altre caratteristiche specifiche:

TIME DOMAIN (Segnale) | FREQ. DOMAIN (Spettro)

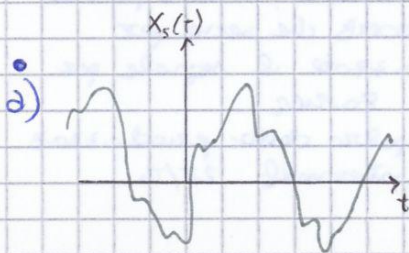
- Periodico
- Aperiodico
- Finito (in lunghezza)

Discreto (a righe)
 Continuo (per esempio visto come $\pm \infty$ infinite di segnali ciclici)
 infinito in lunghezza
 ↳ i ripples della box continuano all'infinito, è perturbato e oscillano all'infinito (ad es. la spike ha per trasformata una funzione continua).

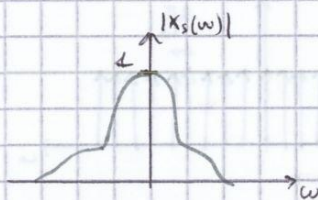
- Infinito (in lunghezza)
- Discreto (δ)
- Continuo (PC)

Finito (in lunghezza)
 Periodico } → tutti i nostri casi
 Aperiodico } → reciproco dei primi 2 casi

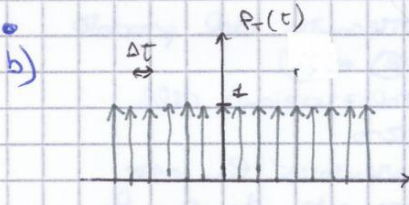
ESEMPI



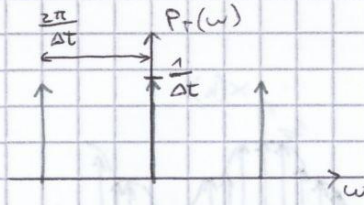
↔



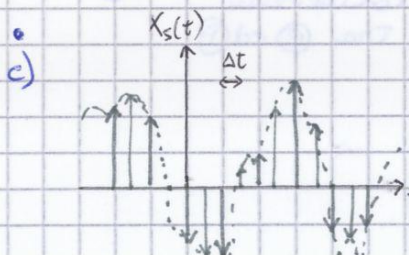
Funzione continua e frequenza zero
 ↳ segnale aperiodico, ampiezza 1



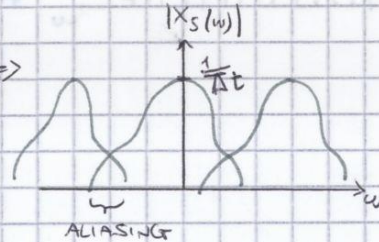
↔



Funzione comb = operatore matematico che fa il campionamento
 ↳ spike posti a: $\frac{2\pi}{\Delta t}$ = freq. campionato



↔



Funzione continua, infinita (ma in frequenza rara). Il segnale è ottenuto tramite il prodotto in Time Domain (e in F.D. convoluzione in F.D.). Si ottiene un segnale digitalizzato all'infinito.

Se in T.D. mettiamo (a) & (b) => in F.D. convulso (e viceversa).

Lo spettro è periodico, continuo ed infinito.

{ T.D. = campionamento del segnale

{ F.D. = spettro del segnale campionato, e riprodotto = allo spettro del segnale, con picchi sugli spike della comb

SISMICA

9

7 IL RUOLO DELLE LEGGI COSTITUTIVE NELLE EQUAZIONI DELLE ONDE ELASTICHE E NEL COMPORTAMENTO MECCANICO DEI MATERIALI A CARICHI STATICI E CICLICI (ONDE)

LE LEGGI COSTITUTIVE HANNO IL RUOLO DI DEFINIRE LE CONDIZIONI AL CONFINO DELLA RELAZIONE: $\sigma = f(u)$, OVERO PERMETTONO DI RICAVARE TALE FUNZIONE (SOLUZIONE DELL'EQUAZIONE DIFFERENZIALE CHE LEGA SFORZI E SPOSTAMENTI) DEFINENDO IL TIPO DI MATERIALE CON CUI SI HA A CHE FARE (CIOÈ IL MODELLO REOLOGICO).

ESAMINIAMO IN PRIMO LUOGO COME SI DETERMINA TALE EQUAZIONE DIFFERENZIALE, CONSIDERANDO UNA FORZA CHE SI PROPAGA LUNGO L'ASSE x ; (OVERO UNA $F = \sigma \cdot \delta y \cdot \delta z$, DOVE σ È LO SFORZO SULL'UNITÀ DI SUPERFICIE)
DATA LA LEGGE DI NEWTON:

$$F = ma$$

CONSIDERO L'IPOTESI DI PICCOLE FORZE:

$$\delta F = \delta \sigma \delta y \delta z$$

$$\delta m = \rho \delta x \delta y \delta z$$

$$\Rightarrow \delta F = \delta \sigma \delta y \delta z = \rho \delta x \delta y \delta z \frac{\partial^2 u}{\partial t^2}$$

$$\Rightarrow \delta \sigma = \rho \delta x \frac{\partial^2 u}{\partial t^2}$$

PER PICCOLI SPOSTAMENTI E PICCOLI VOLUMI:

$$\delta \sigma = \left(\sigma + \frac{\partial \sigma}{\partial x} \delta x \right) - \sigma \Rightarrow \delta \sigma = \frac{\partial \sigma}{\partial x} \delta x$$

E DUNQUE:

$$\frac{\partial \sigma}{\partial x} \delta x = \rho \delta x \frac{\partial^2 u}{\partial t^2}$$

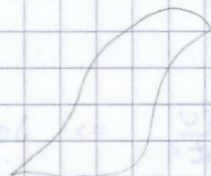
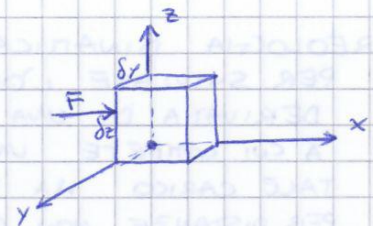
SI OTTIENE L'EQ. DIFFERENZIALE CERCATA:

$$\frac{d\sigma}{dx} = \rho \frac{d^2 u}{dt^2}$$

→ MONODIMENSIONALE LUNGO x ,
NON OMOGENEA

PER DETERMINARE L'INTEGRALE DI TALE EQUAZIONE, DOVREMO APPLICARE (COME CONDIZIONI AL CONFINO) LE LEGGI COSTITUTIVE. SEPAREREMO DUNQUE I DUE CASI PIÙ IMPORTANTI:

- 1 - MATERIALE ELASTICO → LEGGE DI HOOKE
- 2 - MATERIALE ELASTO VISCOSO → LEGGE DI KELVIN-VOIGT



$$\Rightarrow \frac{d^2 u}{dx^2} = \frac{\rho}{k'} \frac{d^2 u}{dt^2}$$

PONENDO $\rightarrow \frac{\rho}{k'} = \frac{1}{v_H^2}$

$$\Rightarrow \frac{d^2 u}{dx^2} = \frac{1}{v_H^2} \frac{d^2 u}{dt^2}$$

, OVERO $v_H = \sqrt{\frac{k'}{\rho}}$ \rightarrow VELOCITÀ CON CUI LA PERTURBAZIONE ELASTICA SI PROPAGA IN UN MEZZO ELASTICO

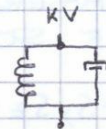
UNITÀ DI MISURA $\rightarrow v_H = \left[\left(\frac{\text{kg m}}{\text{m}^2 \text{s}^2} \cdot \frac{\text{m}^3}{\text{kg}} \right)^{0,5} \right]$

2) MODELLO DI KELVIN-VOIGT, MATERIALE VISCOELASTICO

DATO DAL PARALLELO DEL MODELLO DI HOOKE E DEL MODELLO VISCOSO DI NEWTON,

SI HA LA SOMMA DEGLI SFORZI DATI DAI DUE MODELLI DI CUI È COMPOSTO, PER CUI LA LEGGE SFORZI-DEFORMAZIONI È:

$$\sigma(t) = E(t) \cdot \epsilon + \eta \frac{d\epsilon(t)}{dt}$$



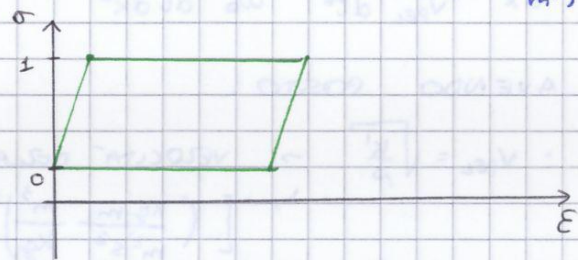
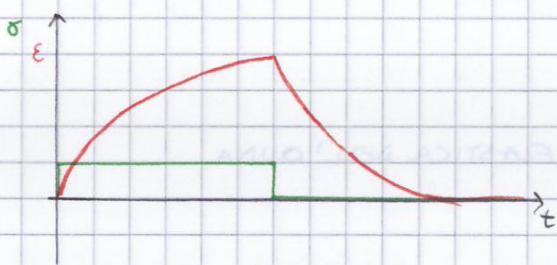
NOTA:

NELLA DEFINIZIONE DELLE DEFORMAZIONI $\epsilon(t)$ COMPARE IL TERMINE $\frac{\epsilon}{\tau}$, IN CUI $\tau/E = \tau_c$, TEMPO CARATTERISTICO DEL K.V., CHE DATI INFORMAZIONI SULLA FORZA RELATIVA DELLA RISPOSTA ELASTICA E DELLA RISPOSTA VISCOSA.

• REOLOGIA STATICA, CARICO COSTANTE

IMPONENDO UN SISTEMA DI CARICO A GRADINO, LE DEFORMAZIONI E Danno una curvatura nel tempo il cui andamento è frutto dei compromessi tra nolla e smorzatore.

SUL PIANO (σ, ϵ) , NOTO CHE DOPO UN CERTO TEMPO DALLO SCARICO È RECUPERATA LA POSIZIONE INIZIALE, MA TALE PERCORSO RACCHIUDE UN'AREA $\neq 0$ CHE RAPPRESENTA L'ENERGIA PER UNITÀ DI VOLUME DISSIPATA PER LE FORZE VISCOSE (DIMENSIONI: $[\sigma] \cdot [\epsilon] = \frac{\text{N}}{\text{m}^2} \cdot \frac{\text{m}}{\text{m}} = \frac{\text{J}}{\text{m}^3}$)



• REOLOGIA DINAMICA, CARICO VARIABILE

APPLICANDO COME IMPULSO MECCANICO L'ONDINA DI STRESS, CON FREQUENZE DI 300-400 Hz, SI CREANO DELLE DEFORMAZIONI LA CUI TRACCIA È ANCH'ESSA UN'ONDINA, MA IN SCALA RIDOTTA ED IN RITARDO DI FASE RISPETTO AGLI SFORZI. (LA DERIVATA DI TALE ONDINA DI DEFORMAZIONI È LA VELOCITÀ DELLE DEFORMAZIONI, CIOÈ DELLE VIBRAZIONI DEL TERRENO, CHE SARÀ REGISTRATA DAI GEOFONI).

SUL PIANO (σ, ϵ) , L'AREA RACCHIUSA DAL CICLO È L'ENERGIA DISSIPATA NEL MATERIALE PER UN CICLO E PER UNITÀ DI VOLUME.

DOBBIAMO ORA IPOTIZZARE UNA SOLUZIONE PER QUESTE EQ. D'ONDA DEFINITE PER I DUE MODELLI.

IPOTIZZIAMO UNA SOLUZIONE CHE DESCRIVA UNA FUNZIONE OSCILLANTE MONOCROMATICA:

$$u = A_0 \cdot e^{i(\omega t + kx)}$$

RICORDANDO EULERO $\rightarrow e^{i\alpha} = \cos(\alpha) + i \sin(\alpha)$

$$\Rightarrow u = A_0 e^{i(\omega t + kx)} = A_0 [\cos(\omega t + kx) + i \sin(\omega t + kx)]$$

ESSENDO:

$$\begin{cases} A_0 = \text{AMPIEZZA} \\ p = \omega/2\pi \\ \varphi = \arctg(kx) \end{cases}$$

1) MEZZO ALLA HOOKE

SI VUOLE VERIFICARE SE LA SOLUZIONE IPOTIZZATA È DAVERO SOLUZIONE DELL'EQUAZIONE D'ONDA PER UN MEZZO ALLA HOOKE

$$\frac{du}{dt} = A i \omega e^{i(\omega t + kx)} \quad \Rightarrow \quad \frac{d^2 u}{dt^2} = A i^2 \omega^2 e^{i(\omega t + kx)} = -A \omega^2 e^{i(\omega t + kx)}$$

$$\frac{du}{dx} = A i k e^{i(\omega t + kx)} \quad \Rightarrow \quad \frac{d^2 u}{dx^2} = A i^2 k^2 e^{i(\omega t + kx)} = -A k^2 e^{i(\omega t + kx)}$$

$$\Rightarrow \frac{d^2 u}{dx^2} = \frac{1}{v_H^2} \frac{d^2 u}{dt^2} \Leftrightarrow -A k^2 e^{i(\omega t + kx)} = \frac{1}{c^2} [-A \omega^2 e^{i(\omega t + kx)}]$$

LA SOLUZIONE ESATTA È QUINDI $\rightarrow A(x,t) = A_0 e^{i(\omega t + kx)}$

IN CUI: $k = \frac{2\pi}{\lambda} \left[\frac{\text{rad}}{\text{m}} \right] \rightarrow$ "NUMERO D'ONDA", SI TRATTA DI UNA FREQUENZA ANGOLARE SPAZIALE REALE

2) MEZZO ALLA KELVIN VOIGT

SI VUOLE VERIFICARE SE LA SOLUZIONE IPOTIZZATA È DAVERO SOLUZIONE DELL'EQUAZIONE D'ONDA PER UN MEZZO ALLA K.V.

$$\frac{du}{dx} = A i k e^{i(\omega t + kx)} \quad \Rightarrow \quad \frac{d^2 u}{dx^2} = -A k^2 e^{i(\omega t + kx)}$$

$$\frac{du}{dt} = A i \omega e^{i(\omega t + kx)} \quad \Rightarrow \quad \frac{d^2 u}{dt^2} = -A \omega^2 e^{i(\omega t + kx)}$$

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{d^2 u}{dx^2} \right) = -i A \omega k^2 e^{i(\omega t + kx)}$$

$$\Rightarrow \frac{d^2 u}{dx^2} = \frac{1}{v_{PEL}^2} \frac{d^2 u}{dt^2} - \frac{1}{\omega_0} \frac{d^3 u}{dt dx^2}$$

$$\Leftrightarrow -A k^2 e^{i(\omega t + kx)} = \frac{1}{v_{PEL}^2} (-A \omega^2 e^{i(\omega t + kx)}) - \frac{1}{\omega_0} (-i A \omega k^2 e^{i(\omega t + kx)})$$

$$\Rightarrow k^2 = \frac{\omega^2}{v_{PEL}^2} - i \frac{\omega}{\omega_0} k^2$$

Molto della nostra sismica è trattabile come se il materiale fosse alla Hook, vedono le perdite:

L'energia vicino alla sorgente è molto alta, di sicuro supera il limite elastico del terreno

⇒ E_i, il terreno si deforma, c'è energia, si apre un ciclo isteretico (circa oltre σ ed ε)

Possiamo usare il modello di Maxwell, che non prevede il recupero della condizione iniziale



Invece, da una distanza in più, l'energia trasmessa cala

⇒ non supera il limite elastico del terreno, non dà energia

⇒ il terreno è trattabile come elastico

Il modello da usare deve prevedere che il terreno ritorni alle condizioni iniziali (e il comportamento fuoriarre è prevedibile)

⇒ Si può usare Hook, anche K.V.

Tuttavia, in certi tipi di terreno (silti o poco cementati) esiste una componente viscosa non visibile macroscopicamente.

Spero, è informazione sismica e geotecnica e elaborata tenendone conto

Differenze H/KV:

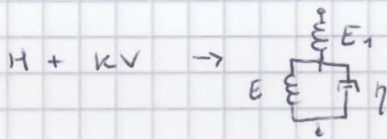
• H: energia dissipata è nulla

⇒ può pensare che è impulso meccanico si trasmette inalterato a grandi distanze

• KV: ogni ciclo si dissipa un po' di E

⇒ si trasmette a distanze brevi, probabilmente zero oltre il suo spettro

SLS = Standard Linear Solid



16 → RISPOSTE

• PER DETERMINARE LA PROFONDITÀ DEL RIFRATTORE, PARTIATO DALLA DEFINIZIONE DEL TEMPO IMPIEGATO DA UN RAGGIO A PERCORRERE IL TRAGITTO PHKG, CHE È IL PERCORSO CHE IMPIEGA IL MINOR TEMPO PER COPRIRE LA DISTANZA SUPERFICIALE X TRA LA SORGENTE S ED IL RICEVITORE G2.

DALLA GEOMETRIA:
$$\begin{cases} RH = h \sin i_c \\ z_p = z_G = z = h \cos i_c \end{cases}$$

⇒ IL PERCORSO PH KG SARÀ DATO DALLA SOMMA DEI TRATTI PH E KG, PERCORSI A v_1 , E DEL TRATTO HK, PERCORSO A v_2 :

$$\begin{aligned} T_{PG} &= 2 \cdot T_{PH} + T_{HK} = \\ &= 2 \cdot \frac{h}{v_1} + \frac{x - 2 \cdot RH}{v_2} = \\ &= 2 \cdot \frac{z}{\cos i_c} \cdot \frac{1}{v_1} + \frac{x - 2z \cdot \sin i_c}{v_2} = \end{aligned}$$

DALLA LEGGE DI SNELL → $\frac{v_1}{v_2} = \sin i_c \Rightarrow \frac{1}{v_2} = \frac{\sin i_c}{v_1}$

$$\begin{aligned} \Rightarrow &= \frac{2z}{v_1 \cos i_c} + \frac{x - 2z \cdot \sin i_c}{v_1} \cdot \sin i_c = \\ &= \frac{2z}{v_1 \cos i_c} + \frac{x}{v_1} \sin i_c - \frac{2z \sin^2 i_c}{v_1 \cos i_c} = \\ &= \frac{2z + x \sin i_c \cos i_c - 2z(1 - \cos^2 i_c)}{v_1 \cos i_c} = \\ &= \frac{x \sin i_c \cos i_c + 2z \cos^2 i_c}{v_1 \cos i_c} = \\ &= 2 \frac{z}{v_1} \cos i_c + \frac{x}{v_1} \sin i_c = \end{aligned}$$

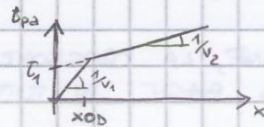
SOSTITUENDO → $\frac{1}{v_2} = \frac{\sin i_c}{v_1}$

$$= 2 \frac{z}{v_1} \cos i_c + \frac{x}{v_2}$$

TEMPO IMPIEGATO DAL RAGGIO RIFRATTO A RAGGIUNGERE NELLO SPAZIO MINIMO IL GEOFONO

STIMO IL TEMPO INTERCETTO (È IL MEZZO CON CUI STIMERO LA PROFONDITÀ DEL RIFRATTORE):

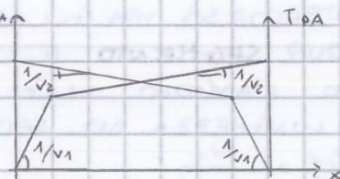
$$T_i = T_{PG} - \frac{x}{v_2} = \frac{2z \cos i_c}{v_1}$$



L'INDIVIDUAZIONE DEL T_i SUL DIAGRAMMA PERMETTE LA DEFINIZIONE DELLA PROFONDITÀ DEL RIFRATTORE:

$$z = \frac{T_i \cdot v_1}{2 \cos i_c}$$

NOTA: ESSENDO IL RIFRATTORE // AL PIANO DI CAMPAGNA, EFFETTUANDO UNO SCOPPIO IN G2 E PONENDO IL RICEVITORE IN G2 OBTENDEI UNA DROMOCRONA SIMMETRICA A QUESTA:



18. TALE RETTA HA INTERCETTA:

$$T_i = \frac{z_p + z_g}{v_0} \cos i = T_{PG} - \frac{x}{v_R} \cos \theta$$

* NOTA: SE $\theta = 0 \Rightarrow z_p = z_g$, CASO DEL RIFRATTORE PIANO

TENENDO PRESENTE CHE:
$$\begin{cases} z_g = z_p - x \sin \theta \\ h_g = \frac{z_g}{\cos \theta} \end{cases}$$

$$\begin{aligned} \Rightarrow T_{PG} &= \frac{x \cos \theta}{v_R} + \frac{z_p + z_g}{v_0} \cos i = \\ &= \frac{x \cos \theta}{v_R} + \frac{2z_p - x \sin \theta}{v_0} \cos i = \\ &= 2z_p \frac{\cos i}{v_0} - \frac{x}{v_0} \cos i \sin \theta + x \frac{\cos \theta}{v_R} = \\ &= 2z_p \frac{\cos i}{v_0} + \frac{x}{v_0} (\sin i \cos \theta - \cos i \sin \theta) = \\ \Rightarrow T_{PG} &= 2z_p \frac{\cos i}{v_0} + \frac{x}{v_0} \sin(i - \theta) \end{aligned}$$

SE SI ESEGUE, INVECE, LO SCOPPIO IN G E SI USA P COME RICEVITORE:

$$T_{GP} = 2z_g \frac{\cos i}{v_0} + \frac{x}{v_0} \sin(i + \theta)$$

• DATE LE DUE DROMOCIONE (CONIUGATE):

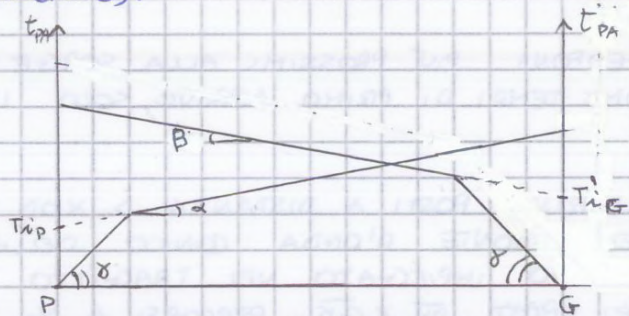
DETERMINIAMO:

• $v_{DD} = \frac{v_0}{\sin(i + \theta)} < v_R$

↓
VELOCITÀ DOWN DIP, PERCORSA IN DISCESA DAL RAGGIO SISMICO; OTTENUTA SE SCOPPIO IN G

• $v_{UD} = \frac{v_0}{\sin(i - \theta)} > v_R$

↓
VELOCITÀ UP DIP, OTTENUTA SE IL RAGGIO È IN RISALITA*, SCOPPIANDO IN P



• $T_g \gamma = \frac{1}{v_0} \rightarrow$ DAL GRAFICO PRENDO α, β E TROVO v_0, v_{DD}, v_{UD}

• $T_g \alpha = \frac{1}{v_{UD}} \rightarrow$

• $T_g \beta = \frac{1}{v_{DD}} \rightarrow$

• $T_{ip} = 2z_p \frac{\cos i}{v_0} \rightarrow$ NOTI I TEMPI INTERCETTI, TROVO z_p E z_g

• $T_{ig} = 2z_g \frac{\cos i}{v_0} \rightarrow$

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

20

PER L'ESECUZIONE DI UN RILIEVO SISMICO VI SONO 3 ASPETTI DA CONSIDERARE:

- 1) PERSONALE
- 2) MATERIALE
- 3) LOGISTICA IN SITU

NOTA:

L'ESECUZIONE VA FATTA A "REGOLA D'ARTE", NON NECESSARIAMENTE ALLO "STATO DELL'ARTE". OVVERO, IL PROGETTO DEL SONDAGGIO VA FATTO IN BASE AD UN CRITERIO DI OTTIMO CHE TENGA CONTO DI:

- OBIETTIVO (DIMENSIONI, PRECISIONE)
- COSTI (MATERIALE, PERSONE)

- 14) 1) VARIABILE SECONDO IL TIPO DI MISURA, L'OBIETTIVO, LA COMPLESSITÀ:
- DA 1 → RILIEVI A PICCOLA PROFONDITÀ
 - A 10 → RILIEVI A GRANDE PROFONDITÀ, CON SQUADRE SPECIALIZZATE

2) MATERIALE A DISPOSIZIONE

- a. SISMOGRAFO
- b. GEOFONI
- c. CAVO PER GEOFONI
- d. SORGENTE CON TRIGGER
- e. CAVO PER TRIGGER
- f. DISTANZIOMETRO - TEODOLITO
- g. LIVELLO

a. IL SISMOGRAFO PUÒ ESSER DEFINITO COME UN ACQUISITORE (COMPUTER CON SCHEDA DI ACQUISIZIONE DATI), CON UN CONVERTITORE A/D MULTICANALE, A CUI ARRIVANO DEI SEGNALI ELETTRICI POI RITRASMESSI TRASFORMATI IN VETTORI.

E' UN OSCILLOSCOPIO (CON CUI CATTURO LA TENSIONE VARIABILE NEL TEMPO) MULTICANALE, OVVERO (PER LA SISMICA) CON 24 O 48 CANALI DI INGRESSO, DAI QUALI SI INDIVIDUANO RISPETTIVAMENTE 24 O 48 TRACCE (CIOE' I SEGNALI CATTURATI DAI GEOFONI).

CI SONO 2 FILOSOFIE COSTRUTTIVE:

"ALL IN ONE", UNO STRUMENTO UNICO PER ACQUISIZIONE E RIELABORAZIONE DEI DATI.

VANTAGGIO: PRATICITÀ

SVANTAGGIO: ELETTRONICA DATATA, RIPARAZIONI COMPLICATE

- SCATOLA (SCHEDA DI ACQUISIZIONE, CAVI, ALIMENTAZIONE) + PC (ELABORA E VISUALIZZA) LA TRACCIA

VANTAGGIO: SOFTWARE DI FACILE RIPARAZIONE.

SVANTAGGIO: POCA PRATICITÀ ED ALTO COSTO DEI PC (ROBUSTI) (ULTIMAMENTE E' LA SOLUZIONE PIU' USATA)

IL SISMOGRAFO PUÒ ESSERE CON O SENZA STAMPA DEI SEGNALI: IN PASSATO, LE SCATOLETTE ALLINEE STAMPANO LE TRACCE (NON LE MEMORIZZAVANO) DOPO LA VISUALIZZAZIONE A VIDEO: CIO' FACEVA PERDERE UN PO' DI AUTONOMIA, OGGI INVECE LA MEMORIZZAZIONE DEI DATI HA ELIMINATO QUESTO PROBLEMA (UNA TRACCIA STANDARD A 48 CANALI IN FORMATO SISMICO OCCUPA CIRCA 500 kb ⊗)

VEDIAMO ORA ALCUNE DELLE CARATTERISTICHE E DELLE IMPOSTAZIONI DEL SISMOGRAFO:

• STAKING

È LA PROCEDURA DI SOMMARE LE TRACCE DOVUTE AD ENERGIZZAZIONI DIVERSE, PER MIGLIORARE IL RAPPORTO SEGNALE/RUMORE, POICHÉ:

$$S_m = \frac{S}{\sqrt{n}}, \quad \text{DOVE} \begin{cases} S_m = \text{INCERTEZZA SULLA MEDIA} \\ S = \text{DEVIATIONE STANDARD, SCARTO} \\ n = \text{N}^\circ \text{ RIPETIZIONI} \end{cases}$$

IL RAPPORTO SEGNALE/RUMORE MIGLIORA IN FUNZIONE DI $\frac{1}{\sqrt{n}}$, OVVERO SI RIDUCE LO SCARTO A PARI ACCURATEZZA

⇒ PIÙ PROVE FACIO, PIÙ SI RIDUCE L'INCERTEZZA.

PER I TERRENI SCIOLTI SI EFFETTUANO ~20÷25 COLPI (STAKING), OVVERO FINCHÉ IL SISMOGRAMMA NON RAGGIUNGE UN ANDAMENTO DEI TEMPI DI 1° ARRIVO CHE SEGUE QUELLO PREVISTO.

• FILTRI PER ACQUISIZIONE

SI EFFETTUA, PRIMA DELL'INIZIO DELLE REGISTRAZIONI, UN "NOISE LEVEL TEST" CHE HA 2 FUNZIONI:

- PERMETTE DI SETTARE IL LIVELLO DI PARTENZA DEL TRIGGER;
- CI FA CAPIRE SE SIA O NO NECESSARIO PORRE DEI FILTRI.

UN ALTO LIVELLO DI VIBRAZIONI È INACCETTABILE, PER CUI SI METTONO DEI FILTRI PASSABASSO (LP.) PER EVITARE L'INGRESSO DI SEGNALI SPORCHI.

• DELAY

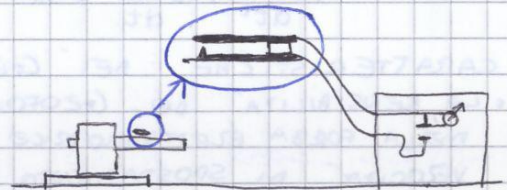
NEL CASO DI RICERCHE IN PROFONDITÀ, PER CUI SI HA UNO STENDIMENTO CON $D \gg S_d$, VI È UN CERTO TEMPO NECESSARIO PER L'ARRIVO DEL SEGNALE AI GEOFONI

⇒ SI USA IL DELAY PER FAR SÌ CHE LA REGISTRAZIONE INIZI DOPO UN CERTO Δt DALL'ARRIVO DEL SEGNALE DEL TRIGGER

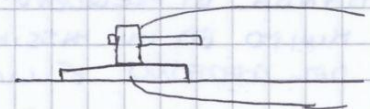
• TRIGGER

SERVE PER CONOSCERE L'ISTANTE IN CUI L'ENERGIA ENTRA NEL SUOLO → "TEMPO ZERO" VI SONO VARI TIPI DI TRIGGER:

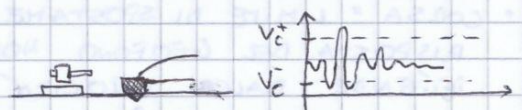
- INTERRUITTORE AD INERZIA SOPRA IL MARTELLO, CHE SI CHIUDE AL MOMENTO DEL COLPO SULLA PIASTRA; CHIUDENDOSI, IL CIRCUITO COLLEGATO AL SISMOGRAFO È CHIUSO E PORTA AD ESSO IL SEGNALE.



- MARTELLO CON UN CAVO COLLEGATO; PIASTRA CON UN CAVO COLLEGATO. TOCCANDOSI AL MOMENTO DEL COLPO, SI CHIUDE IL CIRCUITO. METODO MOLTO EFFICACE ED ISTANTANEO



- GEOFONO MOLTO VICINO ALLA PIASTRA, I CAVI PARTONO DIRETTAMENTE DA ESSO. BATTENDO IL COLPO, IL GEOFONO MANDA IL SEGNALE AL SISMOGRAFO.



BISOGNA PERÒ EVITARE CHE IL TRIGGER PARTA PRIMA DEL COLPO, COSA CHE POTREBBE ACCADERE A CAUSA DEL RUMORE

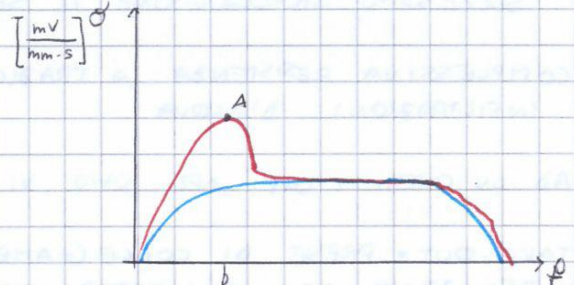
⇒ DEFINISCO UNA SOGLIA (-V_c, +V_c) ENTRO CUI RILEVO IL RUMORE, ED IMPONGO L'INIZIO DELL'ACQUISIZIONE SOLO AL SUPERAMENTO DI TALE SOGLIA

• DIREZIONALITÀ = A SECONDA DEL TIPO DI SOSPENSIONE, I GEOFONI VANNO UTILIZZATI CON ASSE VERTICALE OD ORIZZONTALE. L'INCLINAZIONE MASSIMA TOLLERABILE RISPETTO ALLA DIREZIONE OTTIMALE DI UTILIZZAZIONE È DI POCCHI GRADI. LA DIREZIONALITÀ INFLUISCE SOTTO I 40 Hz

24

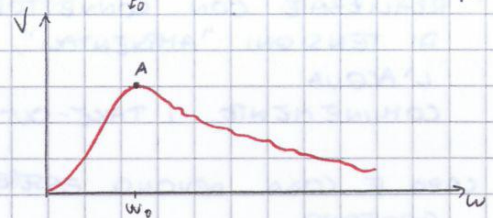
• RISPOSTA = VARIAZIONE DELLA SENSIBILITÀ DEL GEOFONO IN FUNZIONE DELLA FREQUENZA

UNA TIPICA CURVA DI RISPOSTA, → IN CUI SULLE ORDINATE VI È L'OUTPUT DEL GEOFONO



f_0 = FREQUENZA DI RISONANZA, È LA FREQ. CARATTERISTICA DEL GEOFONO

UN GRAFICO CHE DA L'ANDAMENTO DELL'ONDA STORZIATA DEL SEGNALE PROVOCATO DAL GEOFONO →



A = PICCO DI RISONANZA
 ω_0 = FREQ. DEL SISTEMA

SE NON SI FANNO ANALISI DEL SEGNALE DETTAGLIATE, OVERO SE NON SI VALUTA L'AMPIEZZA DEL SEGNALE OTTENUTO (MAX PARTE DEI CASI), QUESTA DISTORSIONE DI UNA BANDA DI FREQUENZE NON DA FASTIDIO! SONO DETTI "GEOFONI NON PIATTI" //

SE SERVE AVERE UN'ACQUISIZIONE PIÙ PULITA, CIÒÈ VALUTARE LE AMPIEZZE, I GEOFONI NON PIATTI FANNO PERDERE IL CONTROLLO DELL'AMPIEZZA REALE DEL SEGNALE.

IN TALI CASI, SERVE UN GEOFONO "DUMPED" O "SHUNTATO" (CIÒÈ PIATTO), CHE FORNISCHE UNA CURVA DI RISPOSTA IN CUI LA TRASFORMAZIONE DEL SEGNALE È COSTANTE, ED IL PICCO ANOMALO È ELIMINATO. OTTIENIAMO TALI CURVE INSERENDO LO SHUNT, ED AL VARIARE DEL VALORE DELLA RESISTENZA OTTIENIAMO CURVE DIVERSE. LA COSTANTE DI TRASDUZIONE È $= 20 \frac{mV}{mm \cdot s}$, NELLA BANDA $\omega < 1000 Hz$. GLI SPETTRI OTTENUTI DAI GEOFONI A RISPOSTA PIATTA SONO FEDELI RIPRODUZIONI DEGLI SPETTRI DI VELOCITÀ DI VIBRAZIONE DEL TERRENO

IN SISMICA È PREFERIBILE AVERE ALTE FREQUENZE, PER POTER LEGGERE MEGLIO I SEGNALE DI PRIMO ARRIVO. PER LA PROFONDITÀ DELL'INDAGINE SONO PERÒ UTILI LE BASSE FREQUENZE. ☹

• IMPERMEABILITÀ, ROBUSTEZZA, SENSIBILITÀ AL FLT

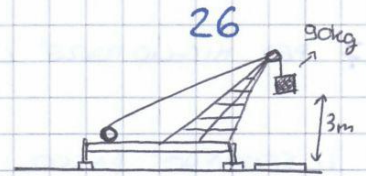
☹ OVERO, GROSSOLANAMENTE:

- DISTANZE PIÙ BREVI
- MEZZO + VELOCE
- OBBETTIVO + PICCOLO (RISPETTO ALLA λ)

} ⇒ PIÙ I GEOFONI DEVONO ESSERE IN GRADO DI TRASDURRE ALTE FREQUENZE.

• MASSA CADUTA

È UN SISTEMA MECCANICO A TRALICCIO/CARRUCOLA/
 ARGANO-PESO DA 90÷180 kg CON ALTEZZA
 2,80÷3 m. SOTTO IL PESO È POSTA UNA PIASTRA,
 CHE PROVOCA BASSE FREQUENZE.
 POTENZE ALTE, FINO A 2700 J ⇒ PER ANALISI IN PROFONDITÀ



• BETSY

SISTEMA ANALOGO AL PRECEDENTE, CON IL PESO
 ACCELERATO DA ARIA COMPRESSA



INGENERALE, SI PUÒ DIRE CHE PIÙ LA SORGENTE È PICCOLA E PIÙ
 È RICCA IN ALTE FREQUENZE.

e. IL CAVO PER TRIGGER È UN CAVO ELETTRICO BIPOLARE.

È ISOLATO ELETTRICAMENTE ED ELETTROMAGN. PER EVITARE FALSI
 TIMEBREAK (FALSE PARTENZE).

PORTA IL SEGNALE DEL TRIGGER AL SISMOGRAFO.

MA LUNGHEZZA MAGGIORE DEL CAVO PER GEOFONI (PER UTILIZZARE LO
 STESSO CAVO QUANDO SI ENERGIZZA DA UNA PARTE O DALL'ALTRA
 DELLO STENDIMENTO).

f.g. SERVONO PER UNA COLLOCAZIONE PLANO ALTIMETRICA DEI PUNTI DI
 SCOPPI E DEI GEOFONI.

(LA PRECISIONE È FUNZIONE DELL'OBIETTIVO)

È NECESSARIA LA TOPOGRAFIA PERCHÉ L'INTERPRETAZIONE SI BASA
 SULL'IPOTESI DI SUPERFICI PIANE

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

PER LA LOGISTICA IN SITU, IL PRIMO PASSO È STABILIRE LE
 CARATTERISTICHE DELLO STENDIMENTO:

- LA LUNGHEZZA È FUNZIONALE ALLA PROFONDITÀ DA INVESTIGARE ED
 ALLA VELOCITÀ DEGLI STRATI.

NON ESISTE UN'UNICA REGOLA PER STABILIRE LA LUNGHEZZA IN BASE
 ALLA PROFONDITÀ. UN CRITERIO DI PROGETTO CHE PUÒ ESSERE USATO

(CHE HA BASE FISICA E SCIENTIFICA) SI BASA SULLA CROSS OVER DISTANCE:

$$L = \frac{XOD}{5} \cdot (n^{\circ} \text{CANALI}) \quad , \quad \text{DOVE} \quad XOD = 2h \sqrt{\frac{v_2 v_1}{v_2 - v_1}} \quad \text{1}$$

- L'INTERVALLO TRA I GEOFONI È FUNZIONALE AL DETTAGLIO CHE SI
 VUOLE OTTENERE E, INVERSAMENTE, ALLA VELOCITÀ DEI RIFRATTORI:
 SERVONO INTERVALLI ABBASTANZA RIDOTTI DA OTTENERE DETTAGLIO,
 MA NON TANTO DA NON POTER DISCRIMINARE GLI ABBRIVI. 2

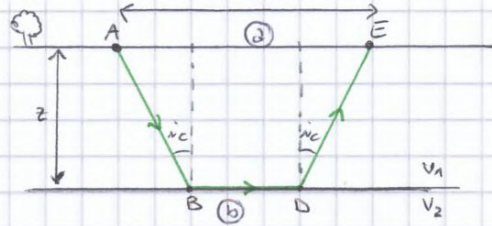
- GEOFONI → FREQUENZA ALTA (10÷100 Hz) PER RILIEVI SUPERFICIALI
 (FREQ. BASSA (2÷10 Hz) PER RILIEVI PROFONDI

- PER RIFRATTORI OBLIQUI E/O INTERPRETAZIONI PIÙ COMPLESSE, SI FANNO SCOPPI
 INCROCIATI E QUINDI DROMOCROME INCROCIATE.

⊗₁ Dimostrare tale formula:

28

$$\begin{aligned}
 T_{AE} &= T_{AB} + T_{BD} + T_{DE} = \\
 &= 2 \cdot \frac{AB}{v_1} + \frac{BD}{v_2} = \\
 &= 2 \cdot \frac{z}{v_1 \cos \alpha_c} + \frac{x - 2z \cdot \tan \alpha_c}{v_2}
 \end{aligned}$$



$$\sin \alpha_c = \frac{v_1}{v_2}$$

$$\Rightarrow \sin^2 \alpha_c + \cos^2 \alpha_c = 1 \Rightarrow \cos^2 \alpha_c = 1 - \frac{v_1^2}{v_2^2} \Rightarrow \cos \alpha_c = \sqrt{\frac{v_2^2 - v_1^2}{v_2^2}}$$

$$\Rightarrow \tan \alpha_c = \frac{\sin \alpha_c}{\cos \alpha_c} = \frac{v_1}{\sqrt{v_2^2 - v_1^2}}$$

Sostituendo:

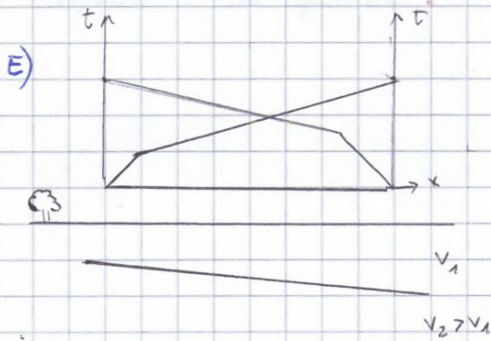
$$T_{AE} = \underbrace{\frac{x}{v_2} + \frac{2z \sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_1 v_2}}_{\text{percorso (b)}} = \underbrace{\frac{x_{OD}}{v_1}}_{\text{percorso (a)}}$$

$$\Rightarrow x_{OD} = \frac{2z \sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_2 - v_1} = \frac{2z \sqrt{v_2 - v_1} \sqrt{v_2 + v_1}}{\sqrt{v_2 - v_1} \cdot \sqrt{v_2 + v_1}} = 2z \sqrt{\frac{v_2 + v_1}{v_2 - v_1}}$$

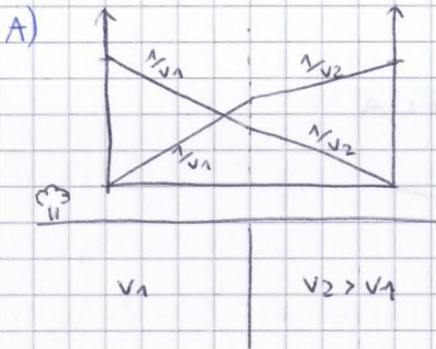
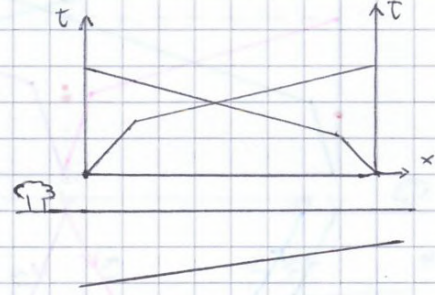
12 **13** DISEGNO QUALITATIVO DI DROMOCRONE DATA UNA STRATIGRAFIA
 DISEGNO QUALITATIVO DI UNA STRATIGRAFIA DATA UNA DROMOCRONA

(TUTTA LA CASISTICA NELLE SLIDE, +)

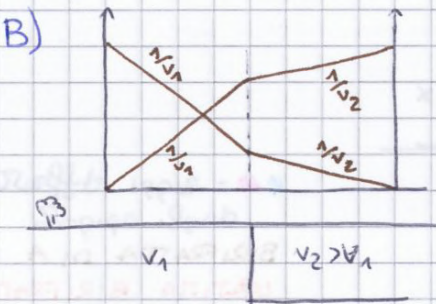
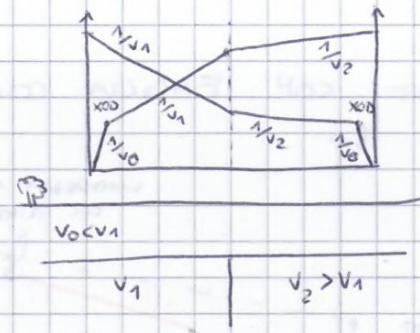
29



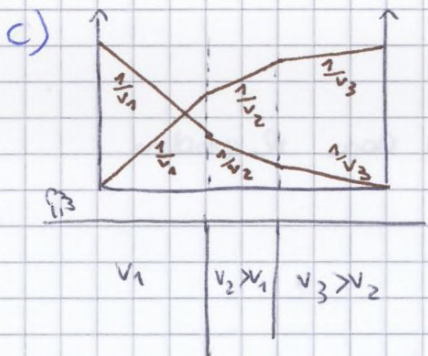
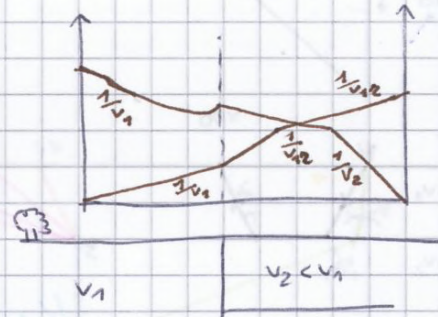
E1)



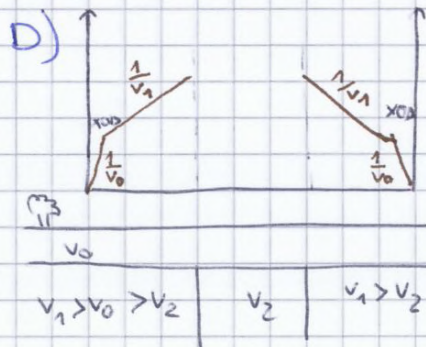
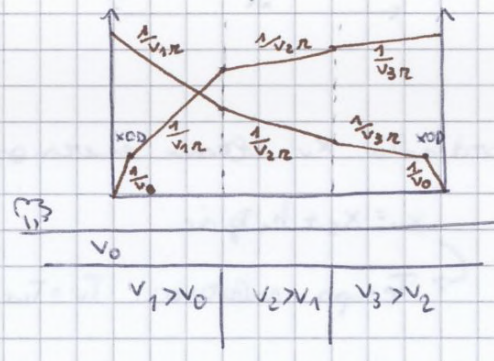
A1)



B1)



C1)



GEOELETRICA

21) FATTORI INFLUENZANTI LA RESISTIVITÀ DI ROCCE E TERRENI E LA PROFONDITÀ D'INDAGINE DI UN SEV

La resistività ρ , misurata in Ωm , è funzione di diversi parametri: temperatura, mineralogia, porosità, tenitura, tipo di fluido, salinità del fluido, presenza di argilla.

La roccia è una miscela di grani solidi e fluidi, ^{liquidogasi} i quali riempiono tutta la porosità:

$$\phi = \frac{V_{\text{fluidi}}}{V_{\text{TOT}}}$$

La porosità totale è data dalla porosità efficace ϕ_e , data dai pori comunicanti (=> permette il flusso di corrente), e dalla porosità chiusa ϕ_c , se i pori non sono in comunicazione
=> $\phi = \phi_e + \phi_c$

Con i sondaggi elettrici viene determinato ϕ_e , ma dato che si applicano a terreni scelti, ϕ_c è molto piccola => $\phi_e \approx \phi$

Nei metodi a corrente continua non si hanno informazioni su ϕ_c , in quanto la conduzione avviene tramite gli ioni nei fluidi: per avere informazioni su ϕ_c bisogna usare altri metodi, come tomografia, elnegr, etc.

Oltre alla porosità, si deve tener conto della tortuosità, definita come rapporto tra ℓ lunghezza effettiva percorsa dal liquido nel canale all'interno del solido, e ℓ lunghezza teorica: $T = \ell / \ell$

All'aumentare di T , aumenta la difficoltà nel passaggio del fluido.

Definiamo R resistività:

$$R = \frac{\rho \ell}{S}$$

dove: $\rho = \frac{V}{I}$ → entrambi misurati con i metodi elettrici

- S = sezione del conduttore → Non può conoscerli a cause della tortuosità
- ℓ = lunghezza " " " "

In assenza di argilla, ρ può essere determinato con la legge di Archie (legge di mineralizzazione), che risponde bene ai dati sperimentali:

$$\rho = a \frac{\rho_B}{S^n \phi^m}$$

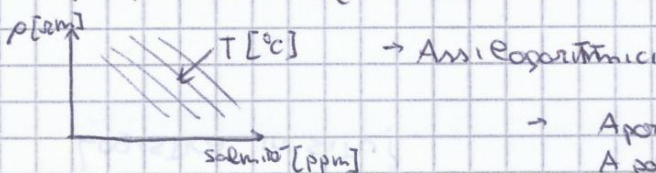
dove: ρ = resistività della formazione
 S = saturazione
 $n = 2$

Funzione meglio se si è nel saturo

- $\rho_B = \rho$ del fluido minerale
- m = fattore di cementazione
- a = parametro di Archie (da tabelle)
- ϕ = porosità

Date salinità e temperatura, si può stimare ρ_B (dato di riferimento):

$$F = \frac{1}{\phi_1^m} = \text{fattore di formazione, dipende dalla salinità solida}$$

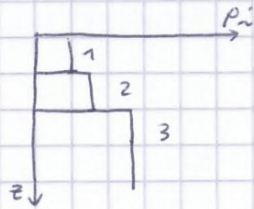
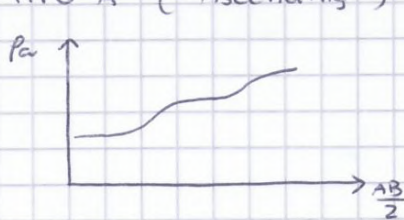


- A pori salinizzati: $\uparrow T \Rightarrow \downarrow \rho$
- A pari T : \uparrow salinità $\Rightarrow \downarrow \rho$
- A pari ρ : $\uparrow T \Rightarrow \downarrow$ salinità

22) e 23) TRACCIARE QUALITATIVAMENTE LA CURVA DI RESISTIVITÀ APPARENTE OTTENSIBILE DA UN SEV DATA LA STRATIGRAFIA (E VICEVERSA)

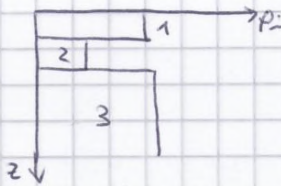
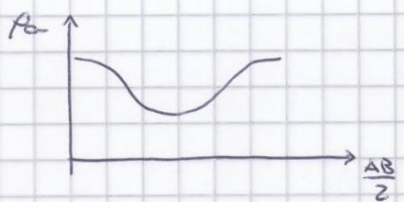
Ogni elettrostratigrafia è pensabile come associazione di 4 tipi di curve:

• TIPO A ("Ascending")



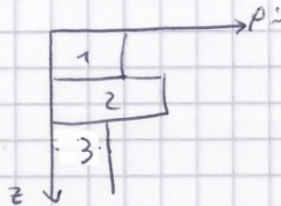
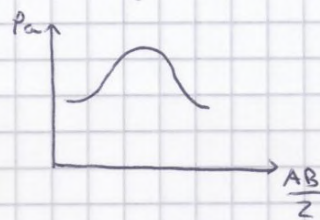
pavimento con la profondità

• TIPO H (Curva "a tazza")



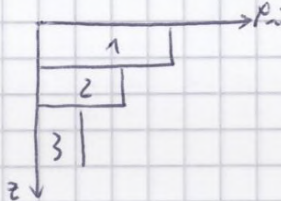
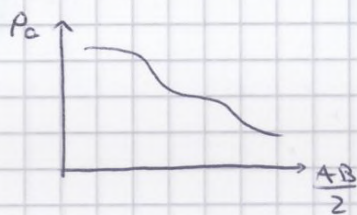
Strato conduttivo tra 2 resistivi

• TIPO K (Curva "a campana")



Strato resistivo tra 2 conduttivi

• TIPO Q

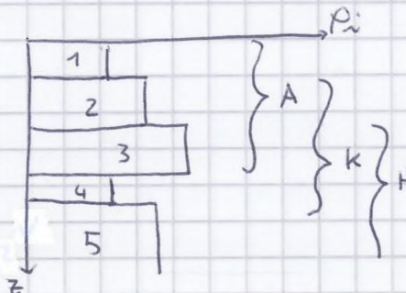
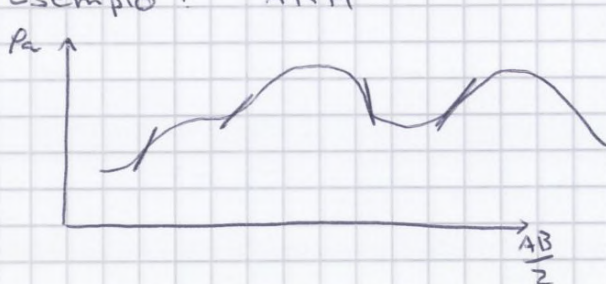


ρ diminuisce con la profondità

Per il numero degli strati:

$$n^{\circ} \text{ STRATI} = n^{\circ} \text{ LETTERE} + 2 = n^{\circ} \text{ FLESSI} + 1$$

Esempio: AKH



25 LA RESISTIVITÀ DEI MATERIALI NATURALI E DI UN MEZZO GRANULARE (LEGGE DI ARCHIE IN SATURO E NON SATURO) **34**

La resistività è definita:

$$\rho = R \frac{S}{l} \quad \text{dove: } R = \frac{V}{I} \quad , \quad V = \text{potenziale ed } I = \text{corrente}$$

S = sezione conduttore
l = lunghezza conduttore

ρ dipende da molti fattori, tra cui la porosità ϕ , data dalla somma della porosità efficace ϕ_e e della porosità chiusa ϕ_c .

Nei reticoli a corrente continua non si hanno info su ϕ_c , in quanto è ϕ_e a permettere il flusso di corrente essendo i pori comunicati; tuttavia, $\phi_e \approx \phi$, in quanto solitamente le roccie vengono fatte su terreni sciolti e quindi ϕ_c è molto piccola.

Il terreno può essere pensato come un insieme di grani sferici e vuoti, secondo il modello a sfere. L'applicazione di tale modello possono vedere come scorre la corrente.

In assenza di sigilli, ρ può essere determinata con la legge di Archie, detta di miscelazione:

$$\rho = a \frac{\rho_B}{S^m \phi^m}$$

n=2

S = saturazione

$\rho_B = \rho$ fluido miscelante

m = fattore di cementazione

a = parametro di Archie, da tabelle

ϕ = porosità

$\rightarrow F = \frac{1}{\phi} =$ fattore di formazione

È detta "di miscelazione"

perché descrive un modello

con cui si tenta di spiegare

la resistività di una miscela

a partire dalle ρ dei componenti la miscela

Questa formula funziona meglio per S=1

$$\Rightarrow \rho = a \frac{\rho_B}{\phi^m}$$

Avendo pezzi non saturi, si trova la S invertendo la formula dei risultati sperimentali, per piccole variazioni di ρ e ϕ si ottengono variazioni di S molto grandi.

In presenza di sigilli si può usare la relazione:

$$\frac{1}{\rho_F} = \frac{a}{\rho_{sig}} + \frac{1-a}{\rho_S}$$

a = % sigilli

$\rho_{sig} = \rho$ sigilli

$\rho_S = \rho$ roccia senza sigilli

$\rho_F = \rho$ formazione

36

Le schemi usati sono funzione della profondità dell'elettrostrato da analizzare

Per profondità > 50 m, si usano i SEV

L'autocorrelazione serve a capire quanto un segnale è simile a se stesso o ad indicare una periodicità interna del segnale.

La correlazione indica quanto un segnale è simile ad un'altro e consente di identificare forme d'onda simili all'interno di due segnali diversi.

Molto spesso, ci si ferma al livello 0 dell'analisi: si usa se ce qualcosa e se quel qualcosa ha qualche interesse

Per lavori recenti, problemi di geologia strutturale (faglie) o idrogeologia ci si ferma niente al "filtraggio ed analisi", producendo una mappa quando si hanno più profili.

Limiti del SEO

↳ ambienti con rumore di resistività

Limiti oggettivi del sito

- morfologici

- geologici

(a volte dipende dal rumore di interferenze accettabile)

⊗ D.ietro

La direzione delle stensioni e gli sfermati una funzione della profondità P d'ologre del derato

In generale:

• QUADRIPOLARI \rightarrow SCHL $\rightarrow \frac{AB}{P} < P < \frac{AB}{4}$

\rightarrow WENNER $\rightarrow \frac{a}{5} < P < \frac{a}{3}$

• DIPOLARI $\rightarrow \frac{x}{4} < P < \frac{x}{2}$, dove x = distanza tra i vertici di AB e MN

NB Perzi di prova, per $x \gg AB$ o MN

si deve registrare la tensione (a volte $\sim 2h$) per poter discriminare il segnale utile (μV) dal rumore.

Primo dei SEO, si fanno SEV di toratore per scelta aperta