

NUMERO : 484

DATA : 27/02/2013

A P P U N T I

STUDENTE : Sannipoli

MATERIA : Idrologia

Prof. Laio_Claps

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.**

IDROLOGIA

02-10-2012

Prof. Loris Francesco

Esercitatrice Tamea Stefania

Nel quaderno delle esercitazioni da consegnare mettere più che altro solo i risultati, senza scrivere tanto o senza mettere tutti i tabelle e conti. Più che altro mettere la sostanza, della forma non ci interessa.

l'ultimo giovedì del corso (il 17) ci sarà un lessona con esercizi e domande orali.

X CONSULENZA: mandare e-mail

In questo corso studieremo l'ACQUA.

ACQUA COME RISORSA:

- USO DOMESTICO 5-10% ↑ + importante
- USO AGRICOLO 60-65%
- USO INDUSTRIALE 15-20%
- USO IDROELETTRICO 10-15%
- USO RICREATIVO (anche in canoa, ...) - importante

Domanda: ^{legata all'acqua come risorsa} quanta acqua è disponibile e quanto posso utilizzarne per ogni uso?

La scala del + importante è una scala dettata da norma (es: il primo uso che deve essere garantito è quello domestico) da un metro per uso pluvio

Le percentuali scarse indicano le percentuali di acqua consumata in Italia per uso domestico si utilizzano in media 200 l di acqua al giorno per ogni abitante in Italia.

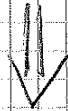
l'uso preponderante è quello agricolo.

possono guardare direttamente i livelli, perché non sono una variabile stabile (l'altro può accumulare sedimenti, cambia forma, ...). Il livello non ci consente di confrontare valori relativi ad anni diversi, la portata sì.

La PORTATA è una **VARIABILE CASUALE** \Rightarrow avrà sempre una probabilità non nulla che il mio argine venga sommerso nel corso degli anni; cioè **PROBABILITÀ NON NULLA DI FAILURE** \Rightarrow devo progettare in dubbio probabilistico, cioè devo accettare una probabilità che il sistema vada in fallimento; accettando tale probabilità di failure avrò una portata di progetto a cui fare riferimento per, appunto, il progetto.

Si possono, in generale, presentare due casi:

1) SONO DISPONIBILI DATI DI PORTATA NELLA SEZIONE DI INTERESSE (condizione privilegiata perché le stazioni di misura dei livelli idrometrici sono 500-550 in tutta Italia)



nel caso di RISORSA:
uso la curva di durata delle portate

nel caso di RISCHIO:
uso l'analisi di frequenza delle piene

2) NON CI SONO DATI DISPONIBILI DI Q

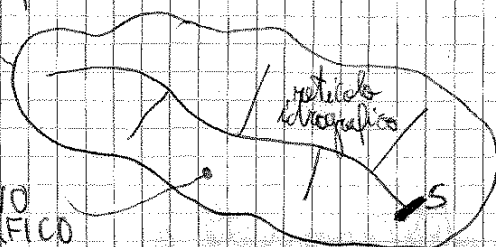


ma nel caso di RISORSA che di RISCHIO:

uso la trasformazione afflumi-deflumi (come le precipitazioni (afflumi al bacino) si trasformano in portate (deflumi))

questa linea è la SPARTIA (QUE SUPERFICIALE)

BACINO IDROGRAFICO



per la trasformazione afflumi-deflumi devo ragionare nel bacino idrografico (superficie racchiusa dalla spartiaque superficiale)

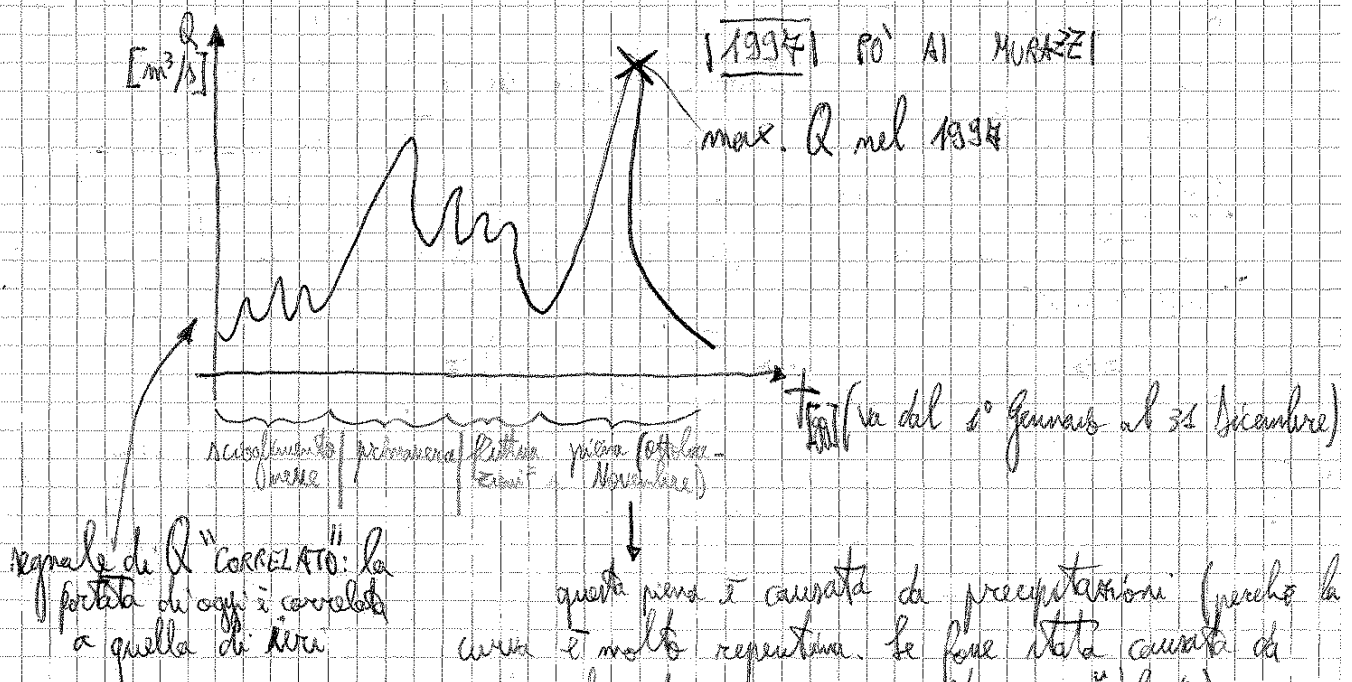
IDROLOGIA

04-10-2012

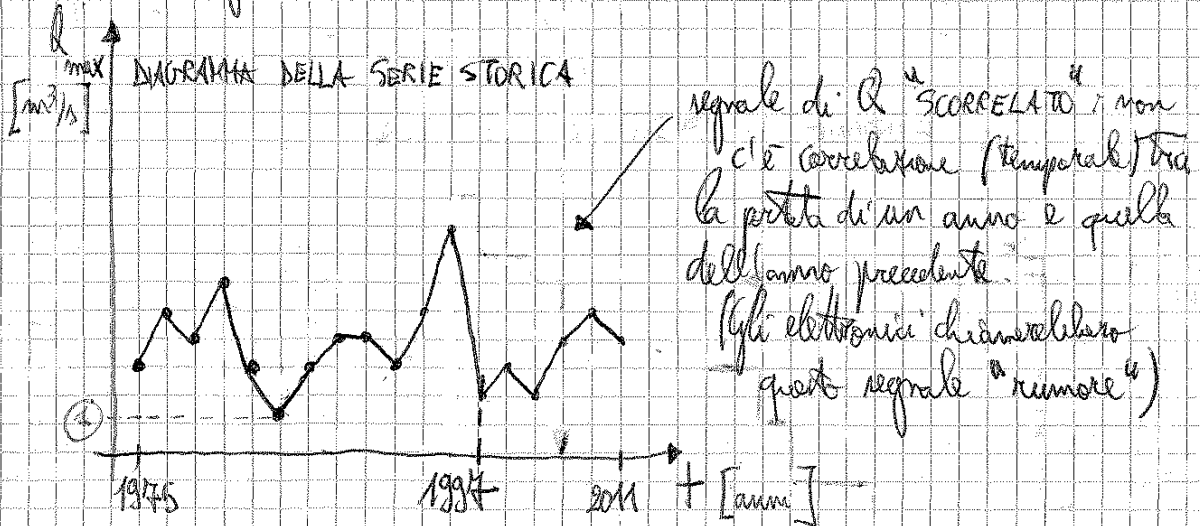
Per progettare un'opera idraulica dobbiamo essere in grado di accettare un LIVELLO DI RISCHIO, cioè una probabilità non nulla che l'opera non funzioni (es. accettare che una fogna non funzioni, in media, una volta ogni 10 anni).

ANALISI DI FREQUENZA DELLE PIENE (anche nella categoria: ACQUA COME RISCHIO, dati disponibili)

Dati disponibili: PORTATE. Quelle che ci interessano sono, in particolare, le PORTATE MASSIME ANNUALI.



Ora costruiamo il diagramma di tutte le Q_{max} :



ha frequenza di superamento che io accetto per dimensionare l'opera è:

$$F_{SUP} = \left(\frac{1}{5}\right) = 0,2 \Rightarrow F^* = 1 - F_{SUP} = 0,8$$

accettiamo una freq. di superam. di una volta ogni 5 anni.

freq. di non superamento (rossa fig. precedente)

dal grafico ricavo Q^* , cioè quella portata che ha una frequenza di superamento di 0,2.

Infine trasformo la portata in un livello idrometrico (c'è una relazione deterministica tra queste due grandezze) \Rightarrow ripro l'altrezza di progetto, cioè l'altrezza di dove ^{la piana} mettere la navica.

ASPETTI PROBLEMATICI (dell'approccio qui usato):

- 1) abbiamo a disposizione, generalmente, serie storiche brevi (ben che ci vada almeno 100 anni di dati (dal 1300)) (in statistica un buon numero di dati è ≈ 1000) e i livelli di rischio accettabili nelle applicazioni più importanti sono molto bassi. Es: per un argine o casa di espansione il livello di rischio accettabile diventa $\frac{1}{100}$ anni; $\frac{1}{500}$ anni; $\frac{1}{1000}$ anni.

$$\frac{1}{100} = 0,01 \Rightarrow F^* = 0,99 \Rightarrow \text{nel caso}$$

precedente dovremmo prendere, per il dimensionamento, il valore max., ma ha senso questo valore?

No, perché io ho i dati di 74 anni, però voglio dimensionare facendo riferimento a 100 anni.

2) variabilità campionaria

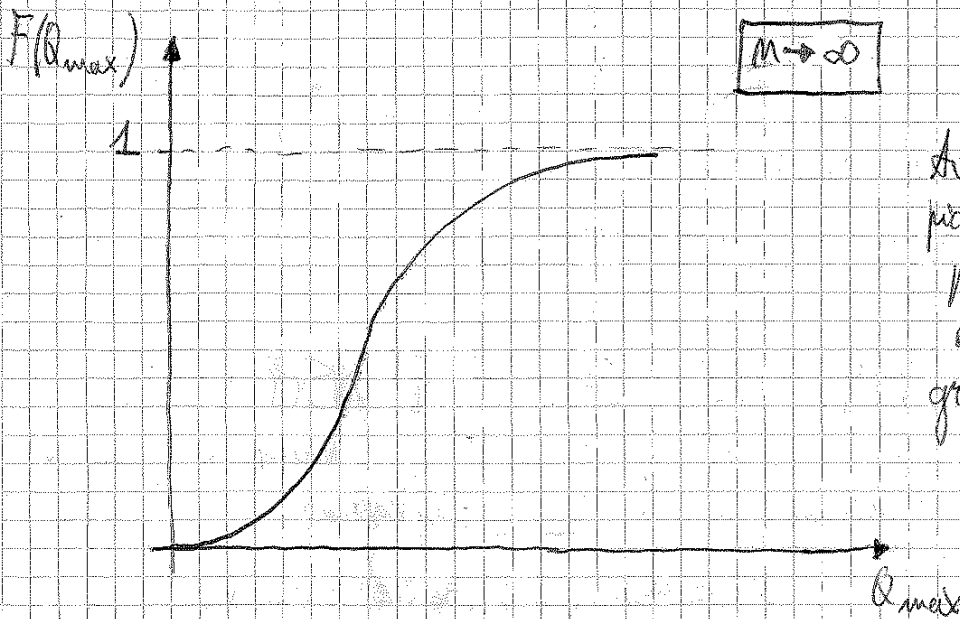
il campione è un insieme finito di valori estratti dagli infiniti valori della popolazione

popolazione: insieme di infiniti valori che la variabile può assumere

Il campione è riferito ad un numero finito di elementi, la popolazione ad un numero infinito

STATISTICA: ricavare la popolazione di dati da pochi disponibili che ho.

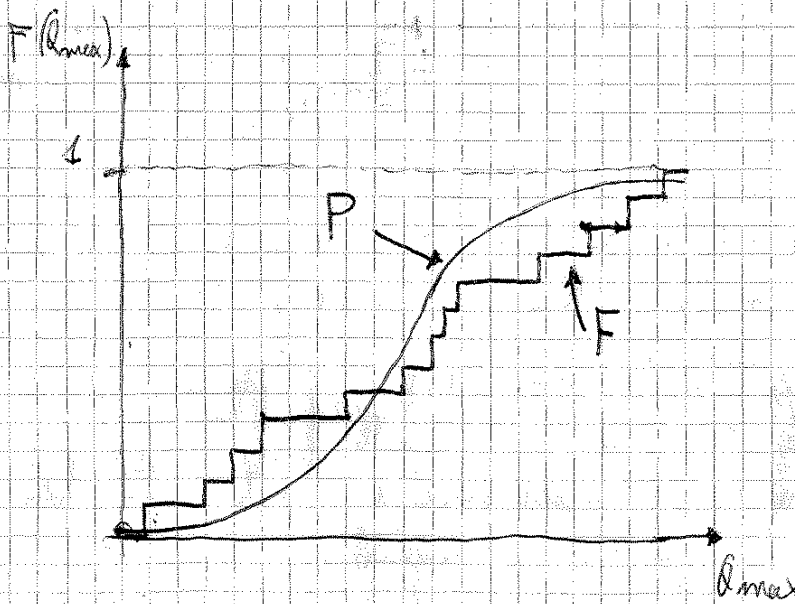
Supponiamo di far crescere la dimensione campionaria a nostra piacimento



Avrò tanti gradini piccoli \Rightarrow avrò in pratica una curva continua (le altezze dei gradini sono piccolissime)

$$\lim_{M \rightarrow \infty} F(Q_{max}) = P(Q_{max})$$

$P(\cdot)$ = PROBABILITÀ CUMULATA o PROBABILITÀ DI NON SUPERAMENTO

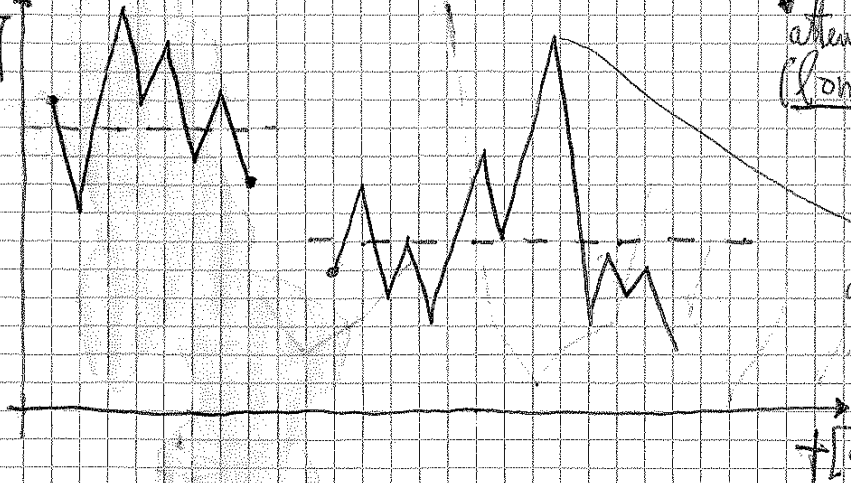


Il problema dell'inferenza statistica si può ricondurre al fatto di dover passare dalla curva a gradini a quella continua che meglio interpola i gradini

Facciamo l'esempio della costruzione di un curvato:

X
[m³/s]

DIAGRAMMA DELLA SERIE STORICA:



attenua le onde di piena (dominazione delle piene)
 attenuazione dei picchi
 questo può (maggiore) dei dati prima dell'inizio) è causato da una gestione impropria degli organi di scarico.

Quindi i dati su cui fare inferenza statistica diventano solo quelle relative alla fase post costruzione dell'opera.

Altra osservazione: nel grafico della pag. precedente sembra che vi sia una tendenza dei dati a crescere (ci può essere dovuto ad esempio ad un incremento negli anni della precipitazione, ai cambiamenti di uso del suolo (diversamente), ai cambiamenti della geometria degli alvei).
 Dunque in questo caso la popolazione non esiste!!! Ho continuo cambiamento. Ogni anno corrisponde ad un campione estratto da una popolazione diversa.

Dunque avrò che la popolazione sarà caratterizzata da una probabilità che è funzione non solo di X , ma anche di t : $P(X, t)$.

↓
tempo

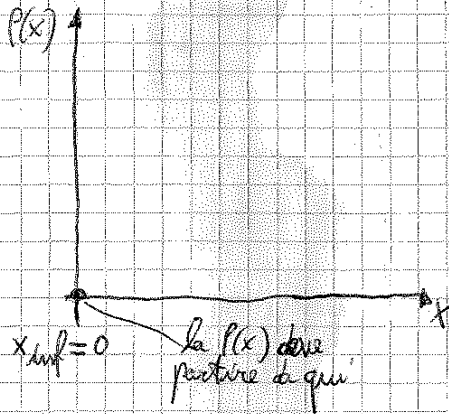
Nella pratica, solitamente, i casi simili al grafico di pag. precedente non si trovano spesso, perché i cambiamenti di suolo e geometria fanno variare X in modo più graduale, per quanto riguarda le precipitazioni non ci sono dati certi nel fatto che stiano aumentando o diminuendo, solo per i bacini di alta quota si hanno dati più certi (perché la loro piana dipendono dalla temperatura, cioè quanto è caldo si ha scioglimento dei ghiacciai → piene).

2) SCELTA DELLA DISTRIBUZIONE DI PROBABILITÀ

La $P(x)$ che cerchiamo è un modello matematico che deve avere le seguenti caratteristiche per poter essere chiamata distribuzione di probabilità cumulata:

- $\lim_{x \rightarrow x_{\inf}} P(x) = 0$

limite inferiore della variabile casuale \rightarrow (per la portata vale 0, per la temperatura in °C è $-\infty$ (cioè -273))



- $\lim_{x \rightarrow x_{\sup}} P(x) = 1$

x_{\sup} spesso coincide con $+\infty$

- $P(x)$ deve essere una funzione crescente

Una qualsiasi funzione matematica che abbia queste 3 caratteristiche può definirsi una distribuzione di probabilità cumulata.

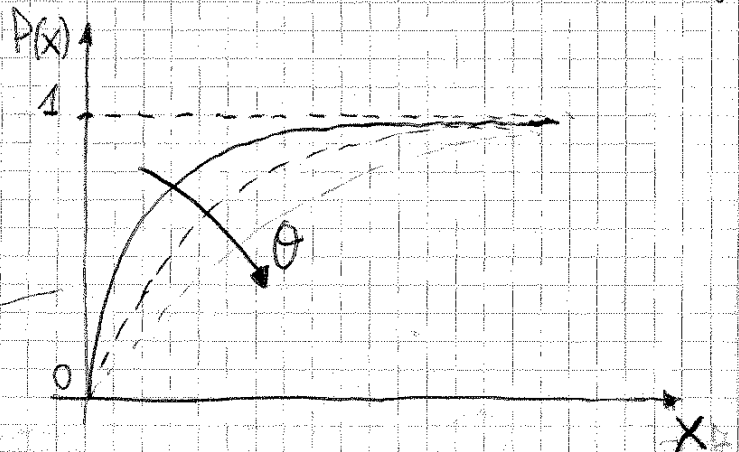
Tra tutte le possibili ^{distribuzioni di probab. cumulata} ne usiamo solo alcune che n' sono risultate efficienti nel corso del tempo a descrivere i fenomeni idrologici.

DISTRIBUZIONE ESPONENZIALE

$$P(x) = 1 - e^{-x/\theta}$$

variabile casuale che stiamo considerando

parametro della distribuzione



CARATTERISTICA:

le probabilità crescono inizialmente in modo rapido e poi, via via, meno rapidamente

IDROLOGIA

09-10-2012

Abbiamo studiato il problema di studiare una variabile di progetto (es: portata) partendo da un campione di dati: **INFERENZA STATISTICA**.

Abbiamo affrontato il "punto 2)".

2) SCELTA DELLA DISTRIBUZIONE

Distribuzione esponenziale $P(x) = 1 - e^{-\frac{x}{\theta}}$ θ parametro della distribuzione

Facciamo un altro passo avanti:

3) TRACCIAMENTO DELLE CARTE PROBABILISTICHE

strumenti per la verifica preliminare dell'adattamento della distribuzione scelta al campione di dati. Sono strumenti grafici che "assogano" prova della stima dei parametri della distribuzione.

Come si costruiscono le carte probabilistiche:

1. Ordinare il campione in senso crescente: $X_{(i)}$

$X_{(1)}$: minimo valore riscontrato

$X_{(n)}$: massimo valore riscontrato (n è la dimensione del campione)

2. Integrazione di una frequenza di non superamento ai valori $X_{(i)}$

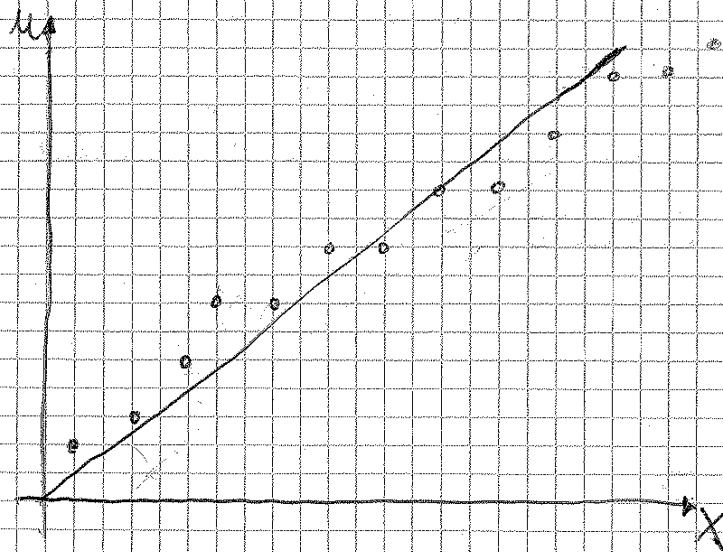
non solo di probabilità, perché per ora siamo facendo riferimento ai dati

$$F_{(i)} = F(X_{(i)}) = \frac{i}{n+1}$$

(modo di assegnare un valore pari a $\frac{i}{n}$, qui assegniamo $\frac{i}{n+1}$; cioè perché: se noi non adottassimo questa espressione, mettendo il valore $X_{(n)}$ mi darebbe $n/n = 1$ \Rightarrow frequenza di non superamento pari a 1, ma io non ho mai visto che $X_{(n)}$ non venga mai superato!!!)

questo genere di assegnazione ($\frac{i}{n+1}$) si chiama **PLOTTING POSITIONS**

5) Diagrammare le coppie $\{x(i), u(i)\}$



CARTA PROBABILISTICA
ESADRENZIALE

perché ho utilizzato
l'espressione
 $P(u) = 1 - e^{-u}$ per
ricavarne la variabile
ridotta $u(i)$.

Come si usa la carta probabilistica?

Bisogna verificare se i punti tendono ad allinearsi, (soppressi). Nel
disegno sopra un certo
allineamento c'è, però (non consideriamo per ora i punti rossi) (linea blu)
anziché una tendenza
dei punti a stare sopra alla retta blu all'inizio, e sotto
verso la fine.

Se ci fossero stati anche i punti rossi \Rightarrow distribuzione esponenziale
da scartare.

~~No~~ Solo nel caso della dist. esponenziale, la relazione var. ridotta -
var. canonica è lineare e senza termine noto \Rightarrow la retta
blu parte dall'origine.

La carta probabilistica mi dice che, se ~~il campione~~ il campione
è stato veramente tirato fuori da un esponenziale, allora i
punti non devono require la retta blu.

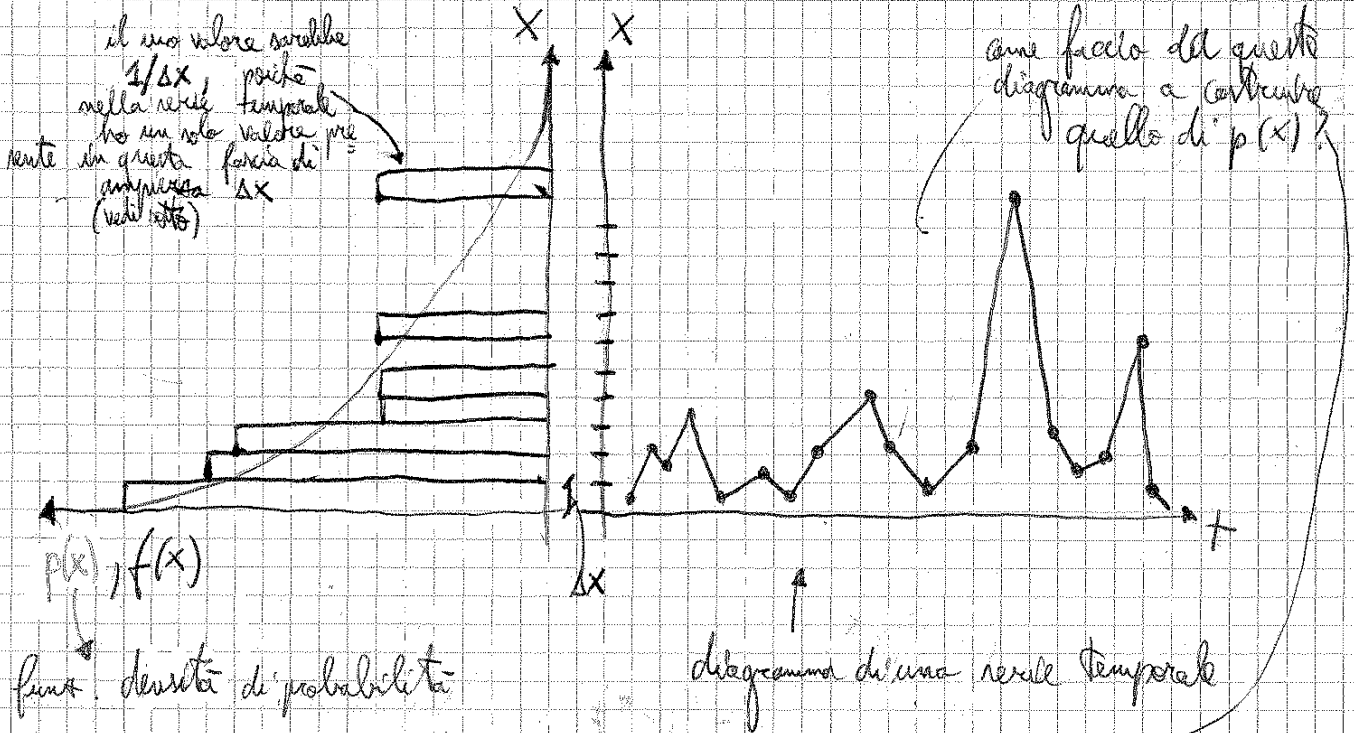
Chiami di lettura importanti:

- la carta probabilistica è una cosa preliminare alla stima
dei parametri.
- l'errore da non fare è quello di utilizzare $u = x/8$ quando
 n determina il $u(i)$, se no ricorrendo c'è allineamento deli
retta

La funz. dens. di prob. mi sta dicendo che hai una probab. molto maggiore di ottenere valori di X bassi (per la distribuzione esponenziale, chiaramente)

(la curva è più alta)

Cerchiamo di appross. di più:



Procediamo così: suddivideremo su dati l'asse dei valori X (lib) e contiamo quanti elementi ci sono in ogni classe:

densità di frequenza: $f_i = \frac{n_i}{\Delta x}$

con:

n_i = numero di elementi nella classe i -esima (o il numero di elementi dell'ampiezza che ricorrono in ogni classe)

Δx = ampiezza dell'intervallo

Costruiamo le barre lib.

Facciamo tendere la dimensione campionaria all'infinito:

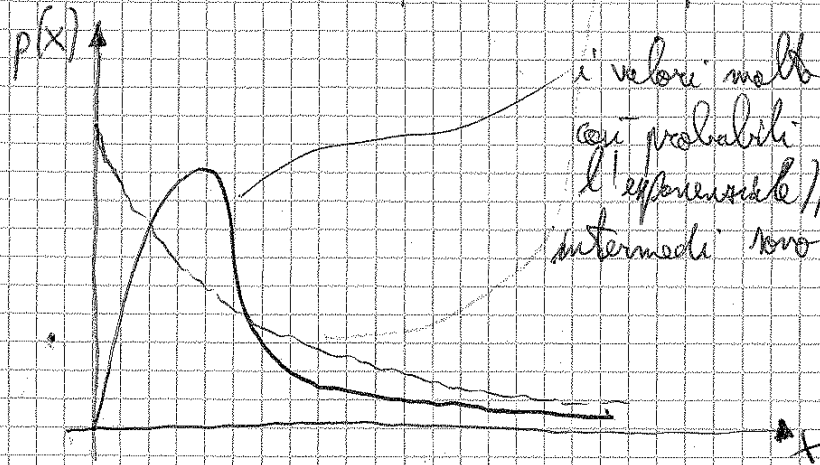
$\lim_{\substack{n \rightarrow \infty \\ \Delta x \rightarrow 0}} f_i = p(x)$

passa da una grandezza campionaria (f_i) ad una inerente la popolazione ($p(x)$).

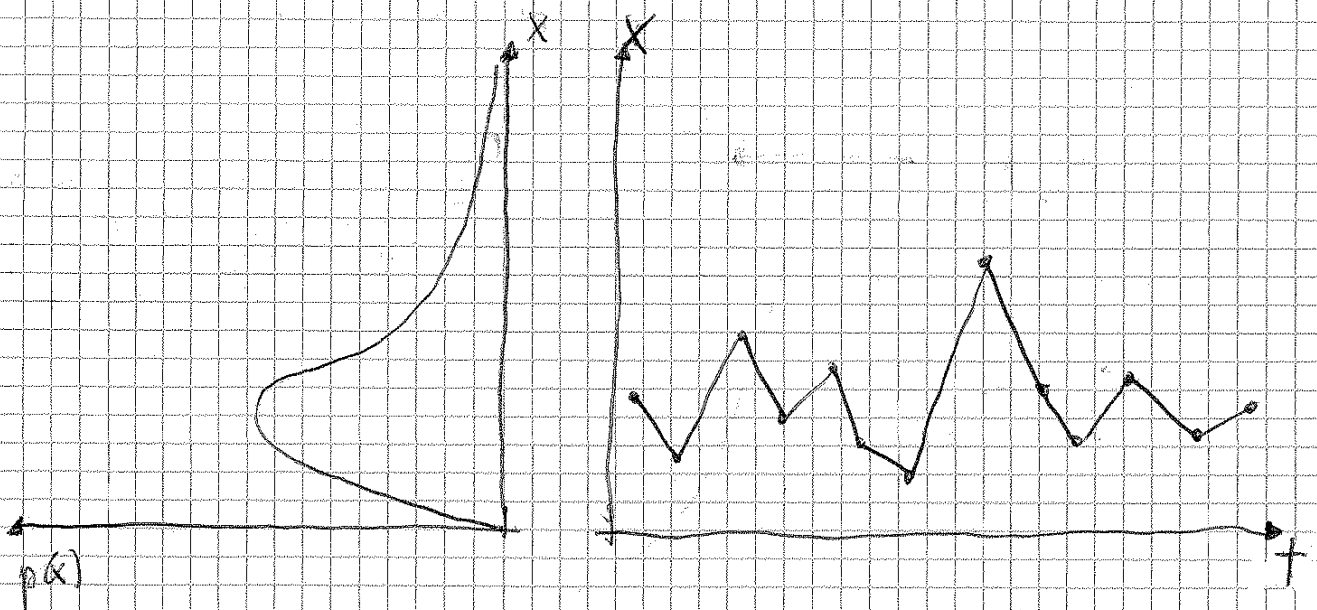
quando faccio tendere la dimensione campionaria all'infinito, automaticamente $\Delta x \rightarrow 0$.

Traccio $p(x)$ (verde)

Quando consideriamo variabile stocastiche, una forma un po' più ragionevole della distr. di probabilità è quella così seguente:



i valori molto vicini a 0 non sono così probabili (come invece dice l'esponenziale), mentre i valori intermedi sono più probabili!



Distribuzione di Gumbel ^(si pronuncia così come è scritto) o dei valori estremi

$$P(x) = e^{-e^{-(x-\theta_1)/\theta_2}}$$

θ_1 e θ_2 sono i parametri della distribuzione

per $x \rightarrow \infty \Rightarrow P(x) \rightarrow 1$ ($\Rightarrow dx$)
 per $x \rightarrow -\infty \Rightarrow P(x) \rightarrow 0$ ($\Rightarrow 0x$)

condizioni verificate

Le variabili stocastiche che consideriamo non solo positive mentre Gumbel è definita fino a $-\infty$, comunque Gumbel ha una validità teorica e pratica.

tra questi 2 aspetti

è la distribuzione dei valori estremi

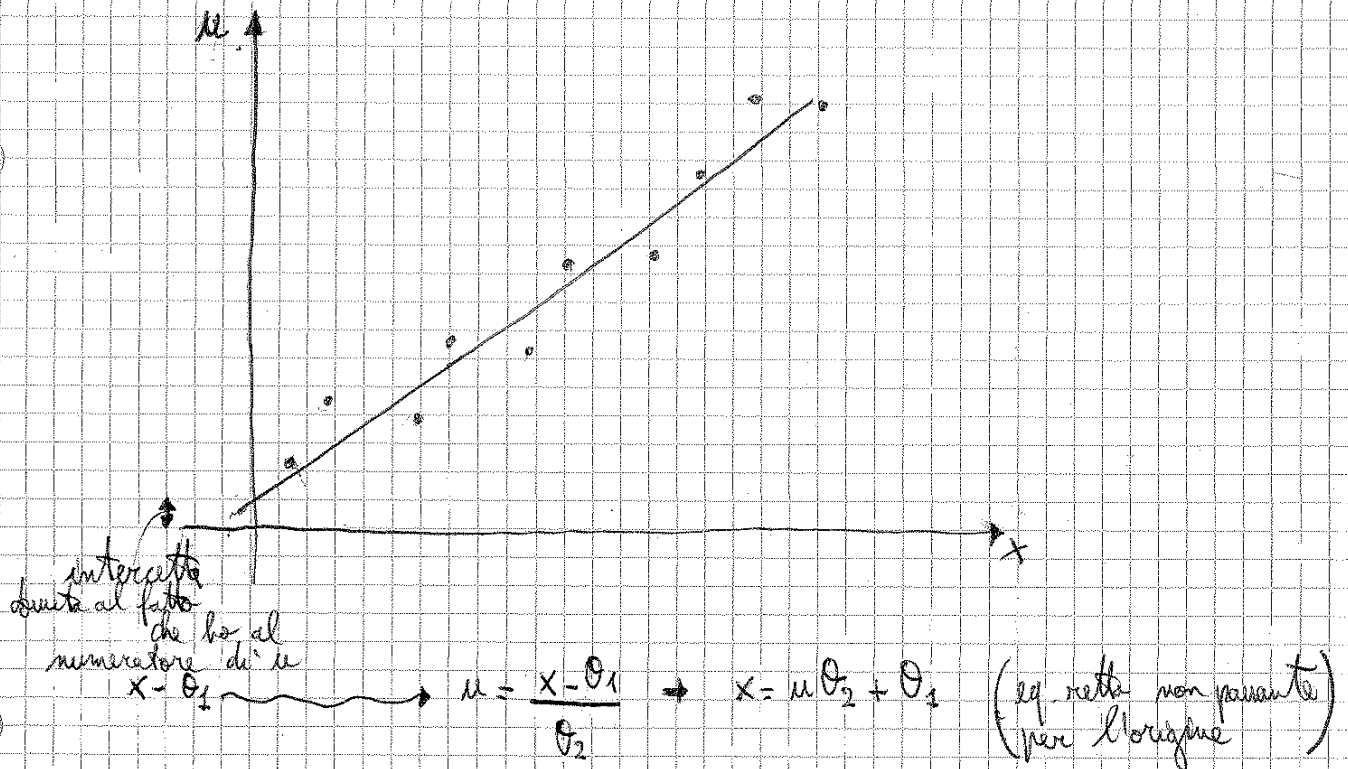
si adatta bene ai dati e non ha un gran numero di parametri (buon bilanciamento)

Come si come si costruisce la carta probabilistica di Gumbel:

$$u = \frac{x - \theta_1}{\theta_2} \quad \text{VARIABILE RIDOTTA}$$

$$P(u) = e^{-e^{-u}}$$

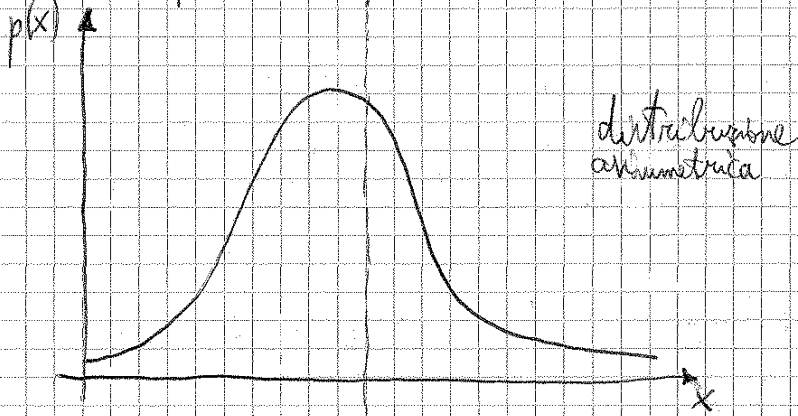
$$P(u(i)) = \frac{i}{n+1} \rightarrow u(i) = -\ln \left[-\ln \left(\frac{i}{n+1} \right) \right]$$



con le particelle \rightarrow si ha una scala molto lunga lontana dalla realtà \rightarrow non può averla a priori

Il problema forse è la scala (valori estremi)

$p(x)$: dà un peso agli esiti, in funzione dei valori di $p(x)$:
 i valori di x (cioè $p(x)$ grandi); minore (il peso)
 dove è meno probabile avere i valori di x .



La distribuzione:

momento centrale di ordine 1

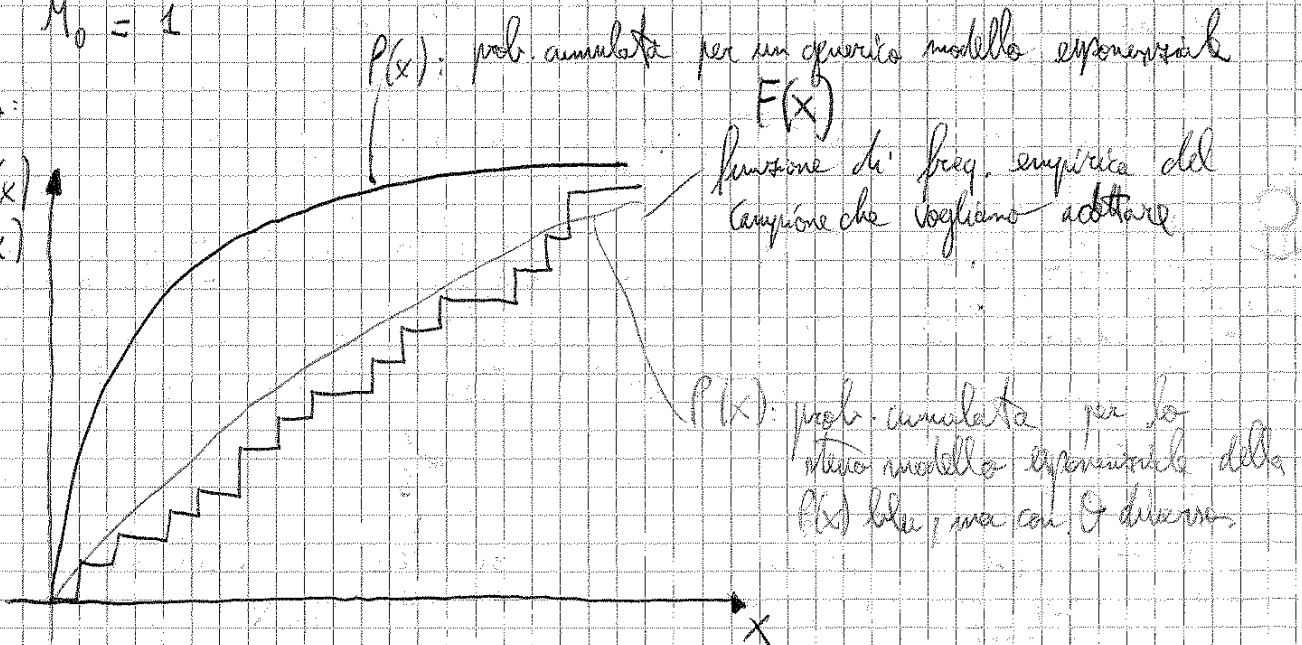
$$M_1 = 0 \quad (\text{infatti: } M_1 = \int_{-\infty}^{+\infty} (x - \mu) p(x) dx = \underbrace{\int x p(x) dx}_{\mu} - \mu \underbrace{\int p(x) dx}_1 = \mu - \mu = 0)$$

La distribuzione:

$$M_0 = 1$$

Esempio:

$F(x)$
 $P(x)$



Se guardiamo ad esempio $P(x) = 0,19$ → entriamo nel grafico e troviamo il corrispondente valore di profitto X

Però non posso usare il modello libe: si discosta troppo da $F(x)$

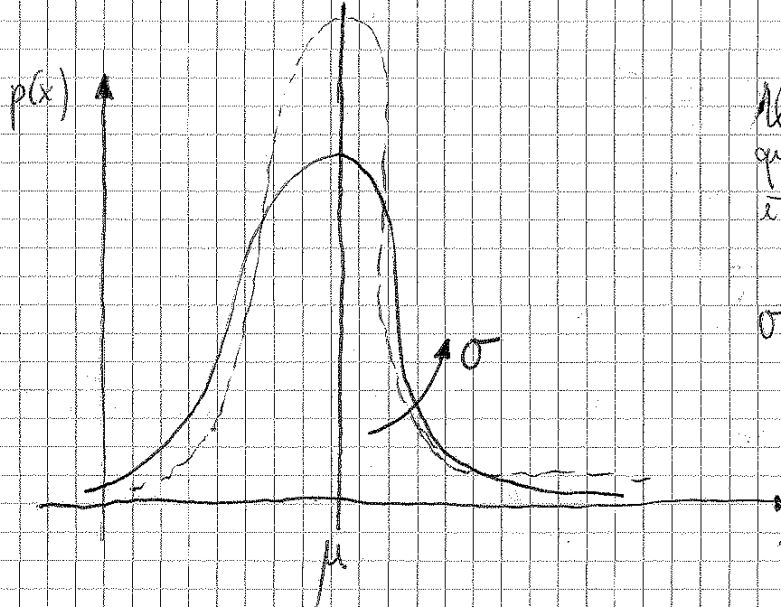
bisogna bilanciare "appiccicando" (cioè dobbiamo fare in che abbiamo per lo meno la stessa media (per $P(x)$ vuole sia più meglio))
 Per vogliamo fare in che la media della distribuzione sia uguale

fare riferimento anche a μ_2 :

$$\mu_2 = \int_{-\infty}^{+\infty} (x-\mu)^2 p(x) dx = \sigma^2$$

VARIANZA della distribuzione

$$\sqrt{\mu_2} = \sigma \rightarrow \text{DEVIAZIONE STANDARD della distribuzione}$$



Il ruolo della media μ è quello di "traslare" la curva (una curva con $\mu = 20$ è più spostata verso destra di una con $\mu = 40$).

σ^2 mi dà una misura di quanto la distribuzione sia stretta o larga attorno al valore centrale (la distanza è sempre positiva, ecco perché ho il quadrato!).

σ e σ^2 sono descrittori della SCALA della distr. μ è un descrittore della POSIZIONE della distr.

L'unità di misura della varianza è quella del quadrato di X . $(x-\mu)^2$
 " di σ è quella di X .

ricordare che $[p(x)] = \left[\frac{1}{x}\right] \Rightarrow$
 $\Rightarrow [p(x) dx] = \text{adimensionale}$.

ora
 ci serve la varianza campionaria:

$$S^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2$$

valor medio campionario $\left\{ \begin{array}{l} \text{"minimo"} \\ \text{"maximo"} \end{array} \right.$

L'espressione di σ^2 e S^2 si assomigliano: $(x_i - \bar{x})^2 \sim (x - \mu)^2$

$$\sum \sim \int$$

$$\frac{1}{n} \sim p(x)$$

1/n grazie "al ruolo" della $p(x)$: anche 1/n dà un peso ai valori: fanno sì che il peso che assegniamo ad ogni elemento della sommatoria sia lo stesso.

$\gamma > 2$ distr. fortemente asimmetrica

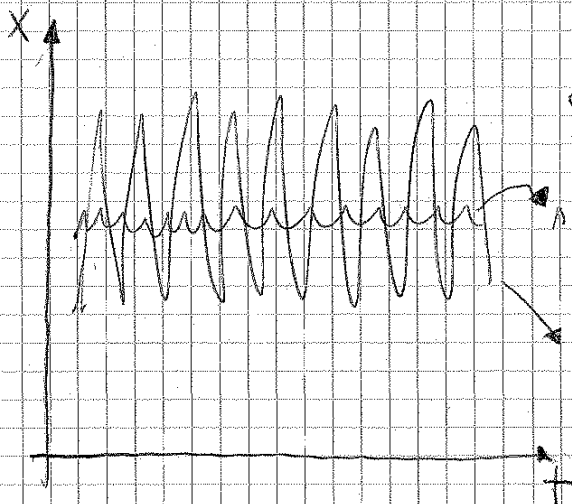
Il corrispondente cumulativo di γ è g :

$$g = \frac{m^3}{s^3}$$

Se ho una distr. a 3 parametri devo scrivere 3 equazioni:

$$\begin{cases} \bar{x} = \mu \\ \sigma^2 = \sigma^2 \\ \gamma = g \end{cases}$$

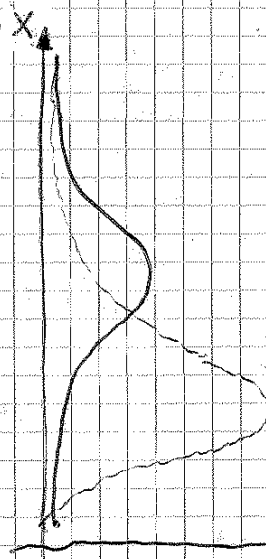
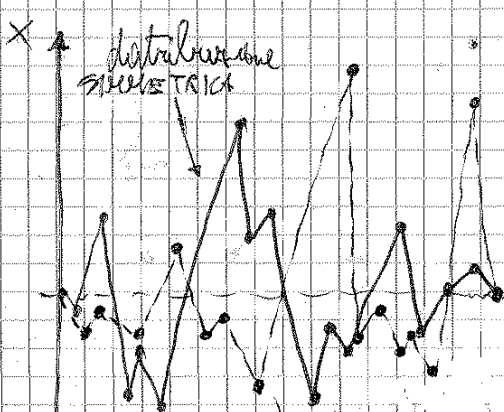
Ultima cosa:



Consideriamo la serie temporale relativa a due distribuzioni con stessa μ ma diversa $\sigma^2(\sigma)$

s.d.m. piccola (ci addensiamo attorno al valore medio)

s.d.m. grande (c'è maggiore dispersione attorno al valore medio)



Il rapporto γ fa sì che le distanze siano molto importanti!

DISTR. ASIMMETRICA

la maggior parte dei punti sta sotto la media e ha pochi valori molto lontani dalla media

→ distr. asimmetrica (poiché γ_3 dipende da $(x - \mu)^3$)

Il 2° metodo di stima che supera i problemi citati è il metodo degli l-momenti.

[il metodo della max. verosimiglianza non si adatta all'idrologia, perché funziona bene solo se ho un numero molto elevato di dati].

CONCETTO BASE DEL METODO DEGLI L-MOMENTI:
I descrittori del campione e della popolazione (che equaglierò) sono gli l-momenti della distribuzione e del campione.

Scrittura dal prof: equagliare gli l-momenti della distribuzione a quelle del campione.

Per definire gli l-momenti ho bisogno dei momenti pesati in probabilità (devo pensare attraverso i)

$$B_x = \int x [P(x)]^n p(x) dx$$

momento pesato in probabilità di ordine x quello di x al pot. maggiore $[P(x)]^n$ (infatti n è elevato alla n)

ritorno parlando di distribuzioni →
→ avrei bisogno di un integrale

Il suo corrispondente campionario è:

$$b_x = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^m \frac{(i-1)(i-2) \dots (i-k)}{(n-1)(n-2) \dots (n-k)} X_{(i)}$$

es. $b_1 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^m \frac{(i-1)}{(n-1)} X_{(i)}$ Campione ORDINATO
 è un termine di peso → per $i=1$, il 1° valore di $X_{(i)}$ avrà peso nullo.
 alla LINEAR

gli l-momenti sono LINEARI rispetto alla variabile casuale X (l-momenti).

La relazione tra variabile casuale e b è lineare (non c'è x elevato a qualcosa) → mi toglie il problema di prima degli esponenti ≥ 2

Scriviamo gli l-momenti → sono comb. lineari dei momenti pesati in probabilità.

$L_1 = b_0$	$l_1 = b_0$
$L_2 = 2b_1 - b_0$	$l_2 = 2b_1 - b_0$
$L_3 = 6b_2 - 6b_1 + b_0$	$l_3 = 6b_2 - 6b_1 + b_0$

(L grande: l-momenti della distrib.) (l piccolo: l-momenti del campione)

Esempio: ci viene data una distribuzione qualsiasi, come operiamo?
 Dobbiamo ricordarci che:

$$L_2 = 2B_2 - B_0 = 2 \int_{-\infty}^{\infty} x^2 P(x) p(x) dx - \int_{-\infty}^{\infty} x^2 p(x) dx \quad e$$

derivando $P(x)$ e $p(x)$ e risolvendo gli integrali, calcoliamo gli L -momenti della distribuzione.

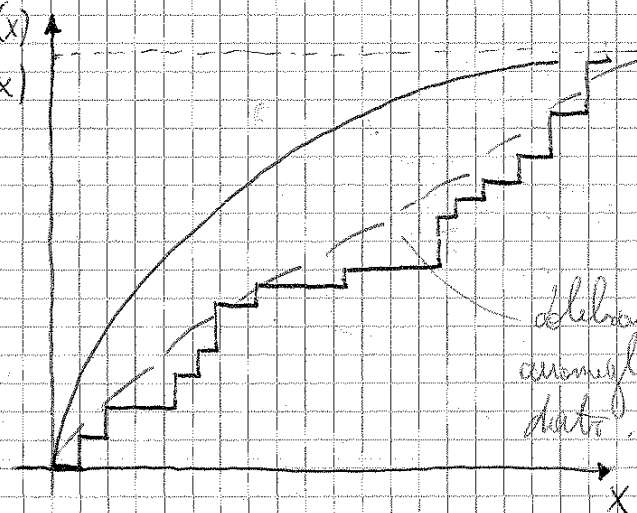
!!! non è che il metodo dei momenti è da evitare e dobbiamo usare sempre gli L -momenti!!! In pratica, quando il numero di dati è elevato e rimaniamo in momenti di ordine 2 (es. dato di Gumbel) \rightarrow il metodo dei momenti va bene!!!

Il suggerimento è sempre quello di utilizzare più metodi e vedere se ottengo delle stime che non variano tra loro o meno, e dunque poter capire l'incertezza che c'è in ciò che sto facendo.

Proviamo qualcosa in più sulla scelta della distribuzione:

SCELTA DELLA DISTRIBUZIONE IN FUNZIONE DEL NUMERO DI PARAMETRI DELLA STESSA $F(x)$

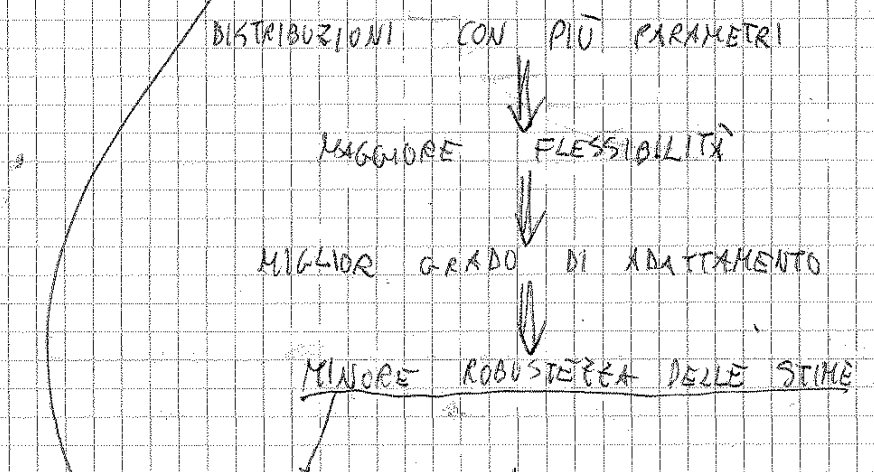
ESPOVENENZIALE



dobbiamo cercare di far corrispondere la media della data a quella del campione

Via via che aumentano il numero di parametri che utilizzo, il modello si adatta meglio ai punti che ho.

Ma quando andiamo in estrapolazione (proviamo a cercare un valore di y per un certo x^*) → overfitting: l'adattamento è troppo elevato (per: ^{fitting: adattamento} eccessivo) e dunque abbiamo una MINORE ROBUSTEZZA DELLE STIME.



se mi adatta troppo, le stime saranno molto diverse a seconda del sottocampione che sto analizzando.

(ricordare che ho variabilità campionaria!)

Con meno di 50 anni di raccolta dati, una distribuzione a 3 parametri già non è molto robusta!

con stesso numero di dati

(campionari) cioè se da "fauti dati" prendo un po' di campioni, sappiamo che un' stima differenziamo più o meno l'uno dall'altro (variabilità campionaria). E per ogni ^(stima con stesso numero di dati) campione logico adattare al massimo, avrò che la distribuzione che si adatterà sarà molto diversa tra un campione e un altro (perché i dati dei campioni presentano variabilità) e dunque si dice che ho bassa robustezza.

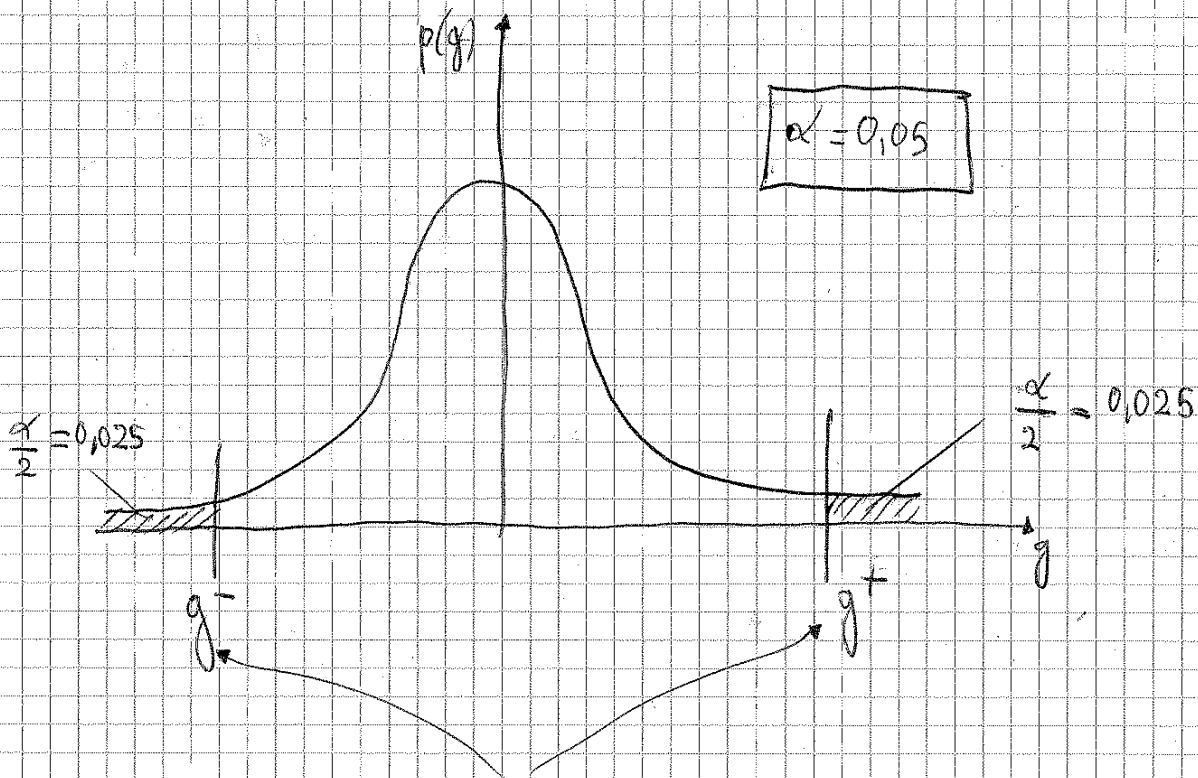
dati $\rightarrow \infty$, allora avremo una funzione densità di probabilità $(p(g))$ come in figura.

Per ognuno di quei campioni, l'ipotesi H_0 è rispettata, ^(perché se che era una variabile casuale) ~~però ho alcuni~~ campioni che si comportano "meglio" ($g > 0$) ed altri che invece si trovano nelle code.

Quindi devo per forza fissare un LIVELLO DI SIGNIFICATIVITÀ DEL TEST (si indica con α), ciò corrisponde ad accettare di commettere un errore di tipo I con probabilità α .

consiste nel rigettare ^{con un'infondata} l'ipotesi H_0 quando essa è vera

il livello di significatività di solito assume dei valori che vanno dal 1% al 10% (di solito 5%). $\alpha = 0,01$



LIMITI DI ACCETTABILITÀ: sono tali da lasciare nelle code della distribuzione due aree la cui somma coincide con la probabilità $\alpha = 0,05$

Quindi l'ipotesi H_0 sarà rigettata se finisco nelle code blu.

È importante ^{sottolineare che} specificare che l'ipotesi H_0 sarà rigettata anche se ~~il~~ ~~il~~ ~~il~~ il campione è tratto ~~tratto~~ ~~tratto~~ da una ~~distribuzione~~ ~~distribuzione~~ ~~distribuzione~~ asimmetrica (come nell'es. fatto)
 esempio

Il complemento a 1 della potenza del test (brattegno verde) corrisponde alla probabilità di fare un errore di tipo 2

ERRORE DI TIPO 1
 Rifiuto l'ipotesi H_0 anche se in realtà è vera

ERRORE DI TIPO 2
 Accetto l'ipotesi H_0 anche se in realtà è falsa

accettare l'ipotesi H_0 ,
 quando in realtà è falsa

rischio di avere estratto da gamma; estraggo il valore g che ricade nell'area verde (per estrazione limite di accettabilità \rightarrow ok per la gamma), però accetto l'una gamma (che in realtà è falsa)

es. ho estratto da gamma, ma trovo valori di g che stanno nell'area verde \rightarrow errore di tipo 2

Varianza $\alpha \rightarrow$ se aumento α , aumenta la prob. di fare un errore di tipo 1 e diminuisce quella di fare un errore di tipo 2.

(cioè di rigettare H_0 quando era vera).
 In questo caso il test diventa più restrittivo, ma anche più significativo ($\alpha \uparrow$)

Il test che abbiamo descritto è un TEST a 2 CODE (2 perché abbiamo 2 limiti di accettabilità).

I TEST DI ADATTAMENTO sono test che servono a verificare un'ipotesi statistica che è la seguente: ipotesi H_0

Il 1° test che consideriamo è il TEST DI PEARSON o DEL χ^2 ("person")

È opportuno di utilizzare la seguente variabile TEST:

è una "chi"

$$\chi^2 = \sum_{j=1}^k \frac{(n \cdot g_j - m_j)^2}{m_j} \quad (a)$$

ovv:

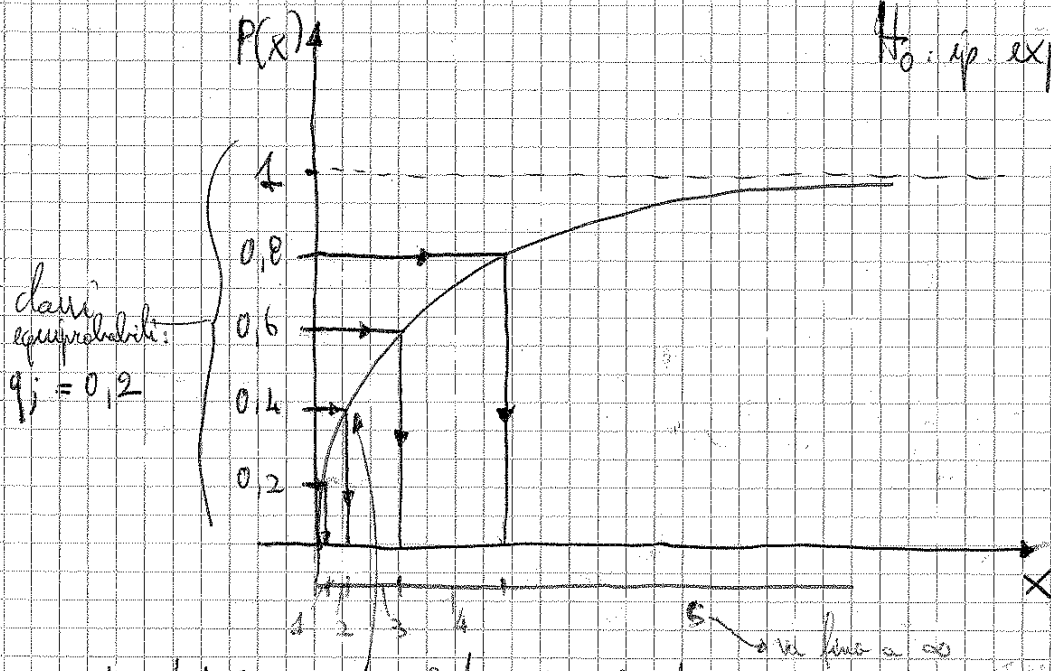
k : numero di classi (il test di Pearson prevede di suddividere il campione in classi per effettuare il test statistico)

$k = n^0$ di classi = $2 \cdot n^{0,4}$ (n : dimensione campionaria (numero di dati del campione))

come risultato si prende l'ipotesi che meglio approssima il

Verificare:

$H_0: \text{ip. exp.}$



questa distribuzione è completamente definita perché abbiamo, in questa fase, già stimato il parametro θ

I limiti delle classi si trovano con le frecce verdi: questa operazione si chiama (verdi)

ESTRAZIONE DEL QUANTILE

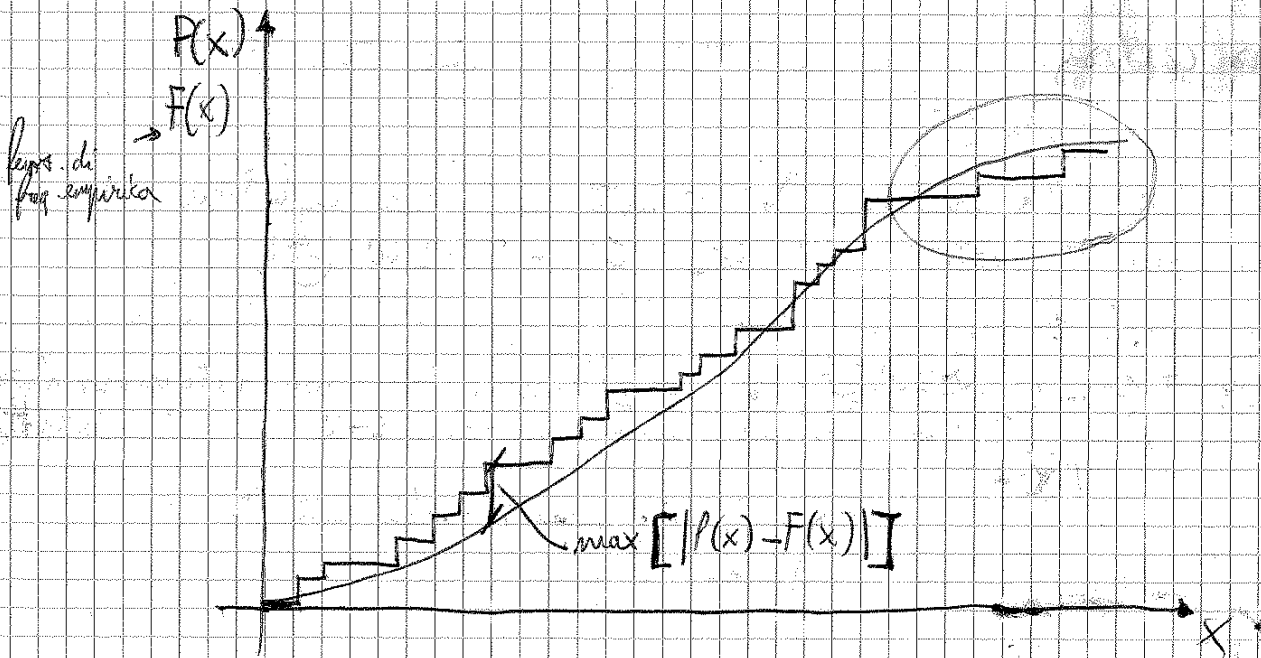
$$X_q: P(X_q) = q$$

valore X_q tale che la sua probabilità vale q

Il limite superiore della 1° classe sarà il quantile con probabilità 0,2 estratto dalla popolazione esponenziale.

Abbiamo fare così: $P(X_q) = 0,2 \Rightarrow$ invertiamo $P(x_q)$ (che è quella dell'esponenziale in questo caso) e troviamo $X_q = P^{-1}(0,2)$

per determinare il 1° limite.



Il test va a concentrarsi su distanze che coprono tutto l'asse X. Noi in ambito idrologico vorremmo che ci sia concentrazione nella parte alta della diga. (che è quella che ci interessa maggiormente per la stima).

Se il problema fosse solo relativo alla distribuzione in dighe, potremmo utilizzare la statistica seguente.

$$\Delta = \max [|P(x) - F(x)|]$$

max distanza in valore assoluto tra probab. e $F(x)$

TEST DI KOLMOGOROV.
(risolve però solo parte del problema)

Il test che ci interessa maggiormente è quello di ANDERSON-DARLING (che risolve entrambi i problemi connessi al test di Pearson e citati prima)

$$A^2 = m \int \frac{[P(x) - F(x)]^2}{P(x)[1 - P(x)]} p(x) dx$$

↑
variabile test

è la variabile che ci consente di fare il test.

Il numeratore tiene conto degli scostamenti tra $P(x)$ e $F(x)$.
 $P(x)[1 - P(x)]$ mi consente di dare maggior peso agli scostamenti nelle code della distribuzione. Infatti:

IDROLOGIA

18-10-2012

L'ultimo passo dell'inferenza statistica è la STIMA DEL VALORE DI PROGETTO

(La risposta finale) è: "è statisticamente plausibile che il campione in stato di crisi prima della stima del valore di progetto estratto da una distribuzione di Gumbel".

Il concetto di rischio può essere anche tradotto in termini di TEMPO DI RITORNO: corrisponde al numero di anni che mediamente deve passare affinché ci sia un superamento del valore dell'evento.

DI UN EVENTO

In ambito idrologico, nel definire il livello di rischio, si fa sempre riferimento al tempo di ritorno:

es: per il progetto di:

• RETI DI DRENAGGIO

• ARGINI

• SCARICATORI DI SUPERFICIE

tempo di ritorno

$$T = 5 - 25 \text{ anni}$$

$$T = 100 - 200 \text{ anni}$$

$$T = 500 - 5000 \text{ anni}$$

scaricano l'acqua in eccesso in occasione delle piene

[Per valori $T > 100$ anni \rightarrow c'è pericolo per la vita umana].

La relazione tra tempo di ritorno e probabilità accumulata è:

$$P = 1 - \frac{1}{T} \iff T = \frac{1}{1 - P}$$

\downarrow probabilità di non superamento
 \downarrow tempo di ritorno [in anni]

La parola mediamente è fondamentale, perché non possiamo sapere con certezza quanto tempo intercorrere tra due superamenti successivi del valore dell'evento.

anziché lavorare direttamente nel campione? Perché, di solito, avremo P^* molto prossima a 1 e se avremo lavorato sul campione, avremmo sempre alcuni valori di X elevatissimi.

RISULTATO INFERENZA STATISTICA

- Analisi preliminare: ci è venuta per dire che dietro un campione di dati c'è un'unica popolazione (\Rightarrow la curva rossa è unica)
- Modello matematico
- Carte probabilistiche: 1° verifica
- Stima dei parametri
- Test di adattamento: 2° verifica

Vediamo ora quali sono altri modelli probabilistici che ci interessano.

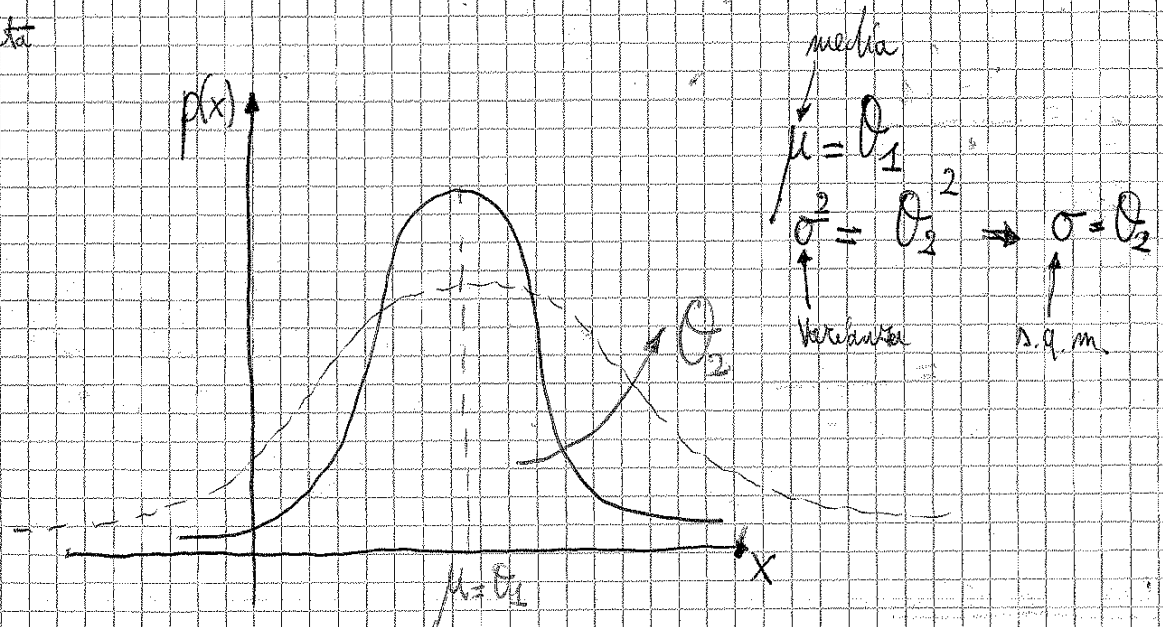
DISTRIBUZIONE GAUSSIANA (nel nostro ambito quasi mai funzione ma bene ci serve per introdurre la distribuzione lognormale)

• NORMALE

$$p(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi} \cdot \sigma} e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{x - \mu}{\sigma}\right)^2}$$

densità di probabilità

perché noi abbiamo che i valori estremi sono molto importanti, mentre la gaussiane non li tiene molto in conto



σ_1 è un parametro di POSIZIONE della distribuzione (al variare di σ_1 la curva si sposta sull'asse delle x).

σ_2 è un parametro di SCALA.

La distribuzione è SIMMETRICA, omnia $y=0$.

Stima dei parametri

• METODO DEI MOMENTI:

$$\begin{cases} \mu = \bar{x} \\ \sigma = s \end{cases} \Rightarrow \begin{cases} \hat{\theta}_1 = \bar{x} \\ \hat{\theta}_2 = s \end{cases} \quad \text{poiché } \mu = \bar{x}$$

• METODO DEGLI L-MOMENTI:

$$\begin{cases} L_1 = l_1 \\ L_2 = l_2 \end{cases} \Rightarrow \begin{cases} \hat{\theta}_1 = l_1 = \bar{x} \\ \frac{\hat{\theta}_2}{\sqrt{11}} = l_2 \Rightarrow \hat{\theta}_2 = \sqrt{11} l_2 \end{cases}$$

Test di adattamento

(Ricordare che: il test di Pearson cambia nel momento in cui m definiamo i limiti delle classi)

Invece di trovare modelli probabilistici totalmente differenti dalla ^{distribuzione} normale, nel corso del tempo si sono cercate delle TRASFORMATE della distr. normale.

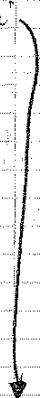
DISTRIBUZIONI DERIVATE (• TRASFORMATE)

Partiamo da una variabile casuale x che abbia distrib. nota (per esempio gaussiana). Cerchiamo la relazione funzionale tra la variabile casuale x e un'altra variabile casuale y .

$$y = f(x) \quad \left(\begin{array}{l} \text{es: } x \text{ gaussiana} \\ y = e^x \end{array} \right)$$

La domanda è: quale distribuzione ha y ?

Facciamo dei grafici



Vediamo ora le densità di probabilità come sono legate tra loro:

$$p_y(y) \stackrel{\text{per definizione}}{=} \frac{dP_y(y)}{dy} = \frac{dP_x(x)}{dx} \cdot \frac{dx}{dy} \rightarrow$$

quando lo applico le formule della densità mista ($P_x(x)$ è funz. di $x \Rightarrow$ derivata rispetto a x , mentre x (l'argomento) è funz. di $y \Rightarrow$ derivata rispetto a y)

$$\Rightarrow p_y(y) = p_x(x) \frac{dx}{dy} \Rightarrow p_y(y) = p_x[f^{-1}(y)] \frac{dx}{dy}$$

Facciamo un esempio (con la distribuzione di Gauss):

$$y = e^x \Rightarrow x = \ln(y)$$

$$p_y(y) = \frac{1}{\sqrt{2\pi} \sigma_2} e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{\ln(y) - \theta_1}{\sigma_2} \right)^2} \cdot \frac{1}{y}$$

DISTRIBUZIONE LOG-NORMALE

$\underbrace{\hspace{15em}}_{p_x[f^{-1}(y)]} \quad \underbrace{\hspace{5em}}_{\frac{dx}{dy}}$

[Anche la distrib. della variabile richiesta può essere inguadrata nell'ambito delle distrib. derivate del procedimento]

es: $p_x(x) = e^{-e^{-\frac{x-\theta_1}{\sigma_2}}}$

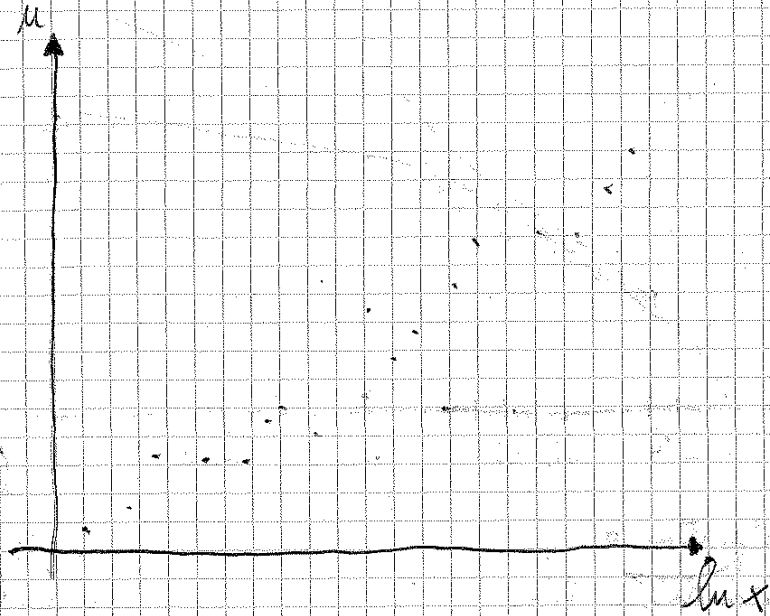
$$u = \frac{x-\theta_1}{\sigma_2} \quad \left[p_u(u) = e^{-e^{-u}} \right]$$

sostituisco la u nella $p(x)$ è "in pratica" la $p_y(y)$

dunque la variabile ridotta sarà:

$$u = \frac{\ln(x) - \theta_1}{\theta_2}$$

carta probabilistica
log normale



Tra le distribuzioni a due parametri, la lognormale presenta un'eccezionale capacità di adattamento.

L'ultimo modello probabilistico che ci interessa è la

DISTRIBUZIONE GENERALIZZATA DEI VALORI ESTREMI

GEV

generalized extreme value

$$P(x) = e \left[- \left(1 - \frac{\theta_3}{\theta_2} (x - \theta_1) \right)^{\frac{1}{\theta_3}} \right]$$

È una distribuzione a 3 parametri:

θ_1 parametro di posizione

θ_2 parametro di scala

θ_3 parametro di forma (al variare di θ_3 la distrib. cambia in maniera significativa la propria forma)

Se uso Gumbel (-): per T elevate $\Rightarrow X_T$ e $\ln [T]$ (lanciamenti tende a diventare rettilineo) $\left. \begin{array}{l} \\ \end{array} \right\}$ proporzionale

①: processi limitati superiormente (la variabile casuale ha un valore limite superiore)
Tale processi vengono ben descritti dalla DISTRIBUZIONE DI WEIBULL

②: variazioni relativamente piccole di $\ln [T]$ (dopo $\ln T$) comportano importanti variazioni di X_T . Ciò è ben descritto dalla DISTRIBUZIONE DI FRECHET

Nella parte centrale, tutte e tre le distribuzioni sembrano andare piuttosto bene. bene, ma ciò che ci si aspetta in tempi di ritorno elevati \Rightarrow le distribuzioni mi danno risultati diversi!

La distribuzione GEV, al variare di θ_3 può assumere proprio una qualsiasi delle forme (reale o ibrida)

Se $\theta_3 = 0 \Rightarrow$ GEV \equiv GUMBEL

Se $\theta_3 < 0 \Rightarrow$ distribuzione di Frechet } GEV
Se $\theta_3 > 0 \Rightarrow$ distribuzione di Weibull } ~~non~~ tende a tali distribuzioni

θ_3 è un parametro molto sensibile. il suo max. range di variazione è tra -0,5 e 0,5. I valori che si trovano di più nella pratica sono 0,2 e -0,2

Processi naturali non sono LIMITATI SUPERIORMENTE \Rightarrow se trovo un valore $\theta_3 > 0$ mi dovrei aspettare di solito i valori di $\theta_3 > 0$ possono essere ragionevoli se si hanno fenomeni di erosione a monte del sito considerato

Per la GEV

- metodo dei momenti e l-momenti : dovremo scrivere 3 equazioni!

$y = f(\theta_3)$ (non è invertibile), quindi quando
 ricaviamo $f(\theta_3) = y$ per trovare θ_3 dobbiamo
 operare numericamente.

Se $y > 1,2$ (\Rightarrow caso nel caso di $\theta_3 < 0$)

Se $y < 1,2$ (\Rightarrow " " " " $\theta_3 > 0$)

- metodo degli l-momenti (non dovremmo avere difficoltà)

- la curva probabilistica GEV non esiste, ~~non esiste~~

perché si tratta
 una qualsiasi
 variabile

continua (es. $u = \left(1 - \frac{\theta_3}{\theta_2} (x - \theta_1)\right)$ \Rightarrow la $h(x)$ dipenderà ancora da
 qualche parametro. Se invece si tratta $u = \left[-1 - \frac{\theta_3}{\theta_2} (x - \theta_1)\right]^{1/\theta_3}$)
 non ho una relazione univoca (es. retta) tra u e x .

come se non scegliamo a pieno in quella che abbiamo fatto (salvo il valore più grande solo perché è quello più a favore di sicurezza, ma non perché è quello più vero statisticamente parlando (infatti 3 modelli passano i test!!!))

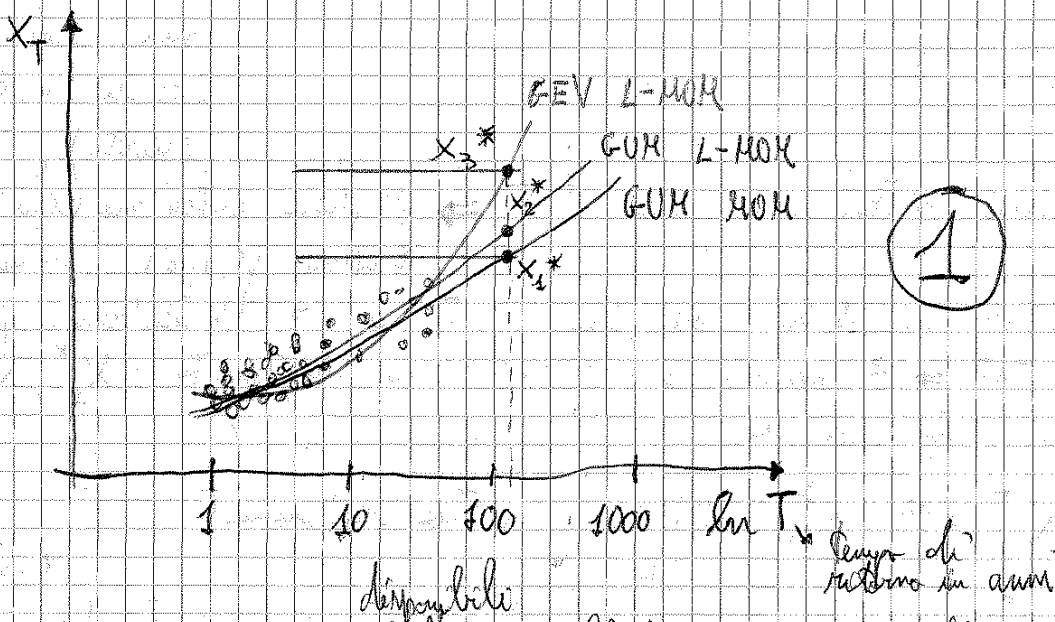
Altro motivo per cui la procedura di prendere il massimo non è buona è perché: ci sono software che analizzano ^{più di} 50 distribuzioni ^{contemporaneamente} → ad es. per più di 20 parametri i test → il valore x^* max. aumenterà sempre all'aumentare delle distribuzioni che analizza, invece, la media è un valore stabile (anche se il numero di distrib. aumenta, la media cambierà di poco).

degli x_i^*

(il fatto che lo più ubri di x_i^* di cui fare la media)

e dunque il numero di distribuzioni che passano i test aumenta,

Cioè, unq, ci sta dicendo che il valore di progetto è un VALORE INCERTO:



Nella zona dove ci sono i dati (punti blu), tutti i modelli vanno benissimo bene. Dal punto di vista della statistica (non superstatistica), tutti i valori x_i^* vanno bene, cioè c'è la fascia o matita entro cui non so dove collocarmi (cioè i dati disponibili non mi consentono di avere un'accuratezza maggiore di questa che ho). Sarebbe bene, dunque, concludere l'esperienza statistica con un valore di progetto, ma anche con l'incertezza ad esso associata.

Es: il valore medio degli x^* della pag. precedente è:

$$x^* = 1715 \text{ m}^3/\text{s}$$

ad esso dobbiamo associare un'incertezza:

(maggiore o minore, anche se anche un'incertezza a x^* non è che poi cambia a dire di fare l'arguzia di $3\% \text{ m}^3 \pm 0,5 \text{ m}^3$!!!)

Dunque l'ampiezza delle fasce cresce con T e decresce con m .
 ↓
 l'aumento di T → l'aumento di m

Ingegnerticamente noi dovremo fornire un solo valore di x^* ,
 ma non ci dimentichiamo mai dell'incertezza ad esso associata (cioè non
 la sottovalutiamo, ma ci dobbiamo sapere quanto vale!).

Parliamo ora per un momento del reperimento dei dati idrologici e di
misura dei dati idrologici.

Reperimento dei dati idrologici

I dati che solitamente ci interessa avere a trovare sono:

- PORTATE
- PRECIPITAZIONI
- TEMPERATURE

ambientali e, per quanto ci interessa,

Fino al 1984, i dati idrologici venivano raccolti e pubblicati
 negli annuali idrologici (pubblicazioni annuali che venivano curate
 dal SIMN (servizio idrografico e mareografico nazionale)) dai
 primi anni del 1900. Gli annuali sono moltissimi, per quanto riguarda
 la parte di idrologia, per macrobacini (es: bacino Po, ...).

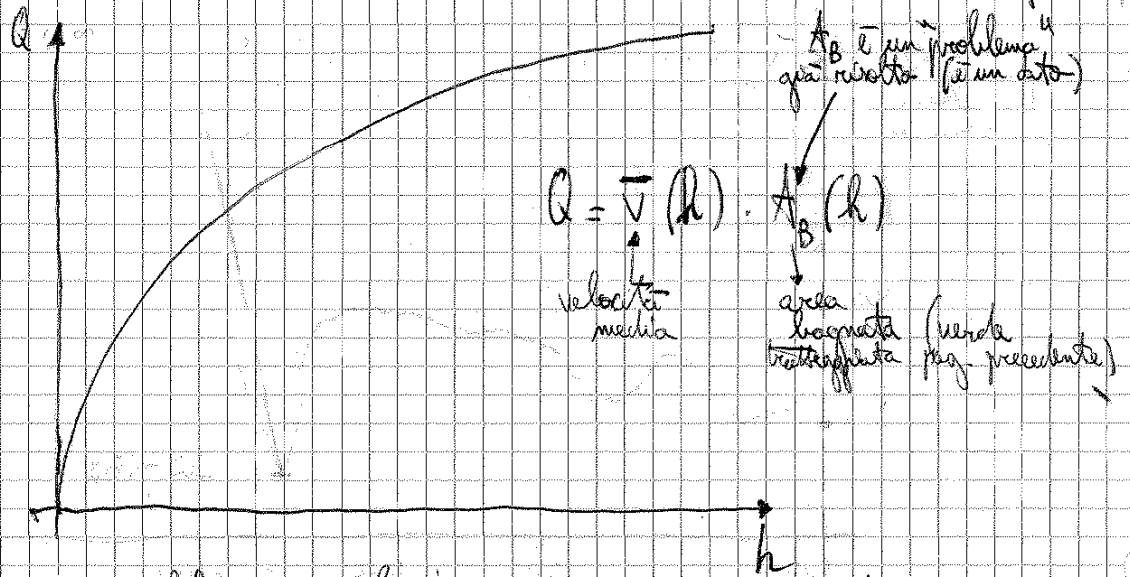
Questi annuali sono volumi cartacei disponibili in biblioteche pubbliche,
 in forma digitale ci sono anche e si trovano su...

Negli annuali troviamo:

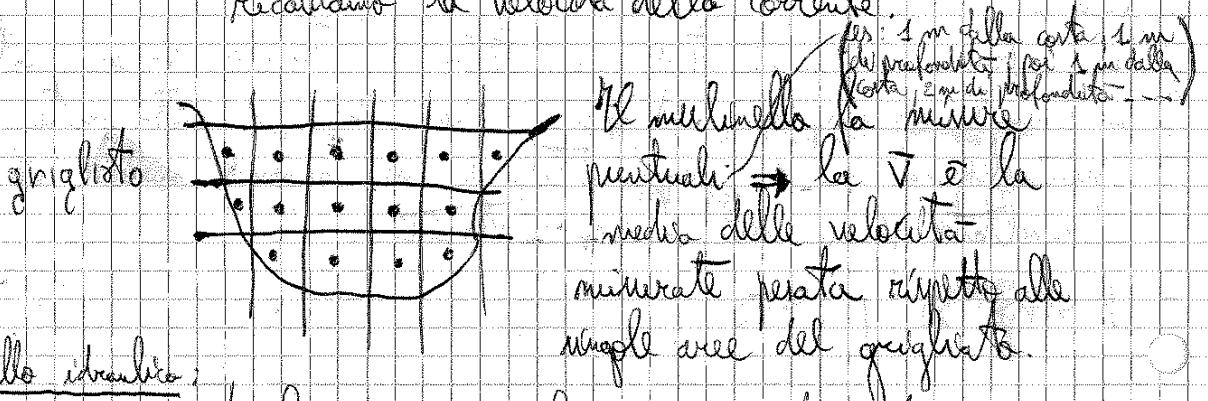
- portate giornaliere, scale di deflusso, valori massimi al colmo di
 piena (per quanto riguarda le PORTATE);
- precipitazioni giornaliere, precipitazioni massime annue con durata
 1-24 h, precipitazioni massime annue con durata < 1 h
 (per quanto riguarda le PRECIPITAZIONI);
- temperatura massima, minima e media giornaliera (per quanto
 riguarda le TEMPERATURE).

Dopo il 1984 le competenze sono passate dal SIMN alle REGIONI.
 Questo passaggio di consegne ha, però, trovato le regioni del tutto impreparate,

La misura di h viene poi trasformata in portata per mezzo della **SCALA DI DEFLUSSO**: relazione che lega la portata che scorre in un dato istante nel fiume al corrispondente tirante idrico: $Q = f(h)$



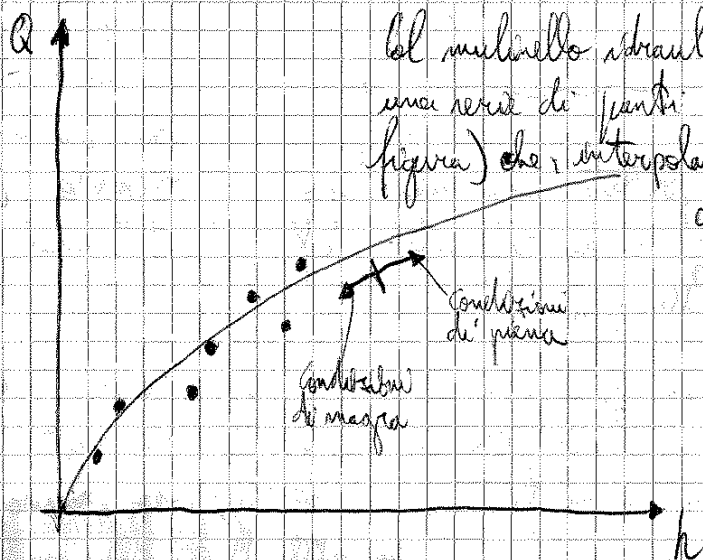
Per misurare \bar{V} ci dobbiamo riferire a misure per tramite di **- mulinello idraulico**: sorta di elica che viene immersa nella corrente; a seconda della velocità di rotazione dell'elica ricaviamo la velocità della corrente.



mulinello idraulico:

È una misura puntuale → ci vuole una squadra di persone che prende le misure. Non è un sistema di misura in continuo!

Dopo 1 intero giorno di misure puntuali (grigliato) ottengo 1 solo punto nel grafico a destra →



Il mulinello idraulico ricaviamo una serie di punti (neri in figura) che, interpolando, mi danno la curva rossa (Scala di deflusso).

$C [kg/m^3]$

DIAGRAMMA DI C RELATIVO
ALLA SEZIONE S:

Se immetto il traccante tutto in una volta nella sezione 4, nella sezione 5 avrò un grafico di C tipo questo a sinistra (in cui avrò un max. di C che dura per un po' e poi cala). Se immetto il traccante tutto in una volta, avrò un solo valore di Cmax di cui ricavare Q.
 Immetto tutto il traccante in intervalli di tempo costante (es. 100 kg di traccante ogni 100 secondi), ottengo tanti grafici tipo questo a sinistra e da ogni grafico ricavo Cmax.

da lettura del valore max. ricaviamo la Q.

immetto il traccante nella sezione 1



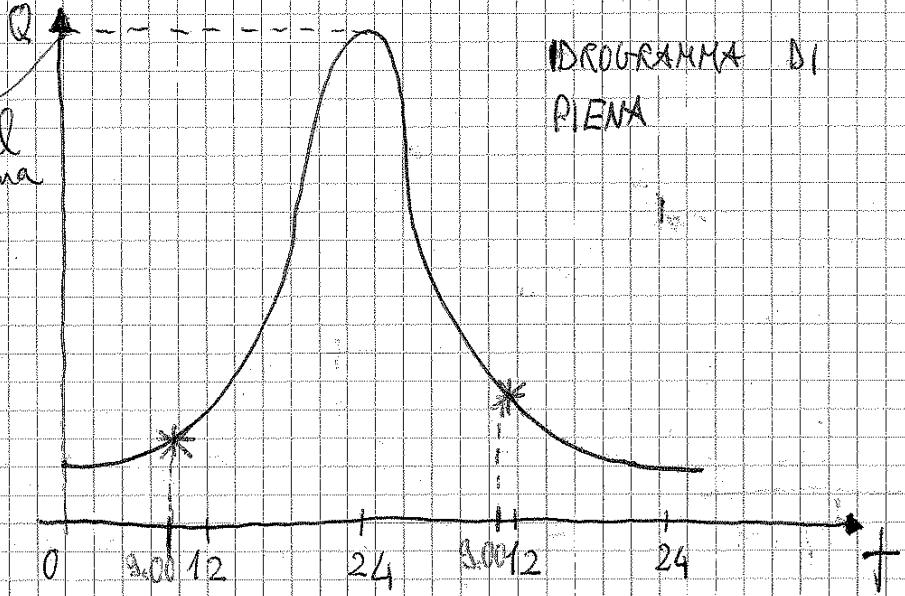
Facciamo il rapporto:
 $\frac{kg/s}{kg/m^3} = m^3/s$ portata
 + numeri
 bilibili kg/s è costante e kg/m³ è costante
 ⇒ portata costante (e i giorni che misuri)

Se è fatta bene, questa procedura ha un'accuratezza di circa il 20%.

Facciamo un'ultima osservazione: problemi dei valori max. al colmo di piena. Abbiamo problemi con tali valori prima del 1987 quando la misura era manuale (perché era fatta tutti i giorni solo alle 9.00 del mattino).

portata al colmo di piena

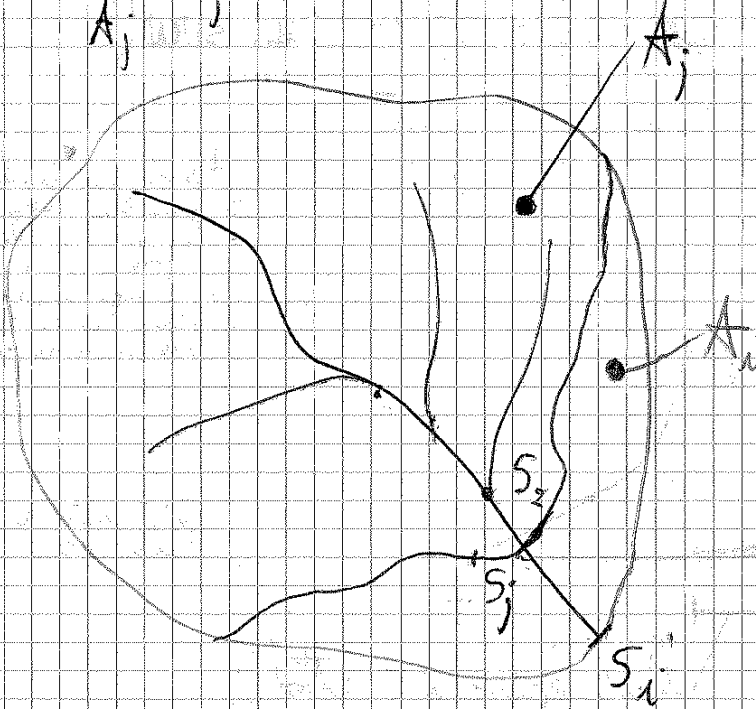
DIAGRAMMA DI PIENA



Se faccio solo le misure alle 9.00 del mattino avrò solo gli "arteriali" veri!!! Ma un mezzo può essere misurato una piena (come in questo caso).
 Qualche prima del 1987 cosa veniva fatto? Nei giorni in cui venivano

Un modo semplice per propagare le stime è quello di rapportare Q_i^* e R_i^* alle aree dei bacini chiusi nella sezione i e nella j .

Ⓐ $Q_i^* = \frac{A_i}{A_j} Q_j^*$ → è un'assunzione che, emp., può essere considerata abbastanza ragionevole.



Fino a quanto possiamo spingere il ragionamento Ⓐ?

numeri che non facciamo ipotesi sui valori, ma decidiamo dall'esperienza del prof.

$$0,5 < \frac{A_i}{A_j} < 2$$

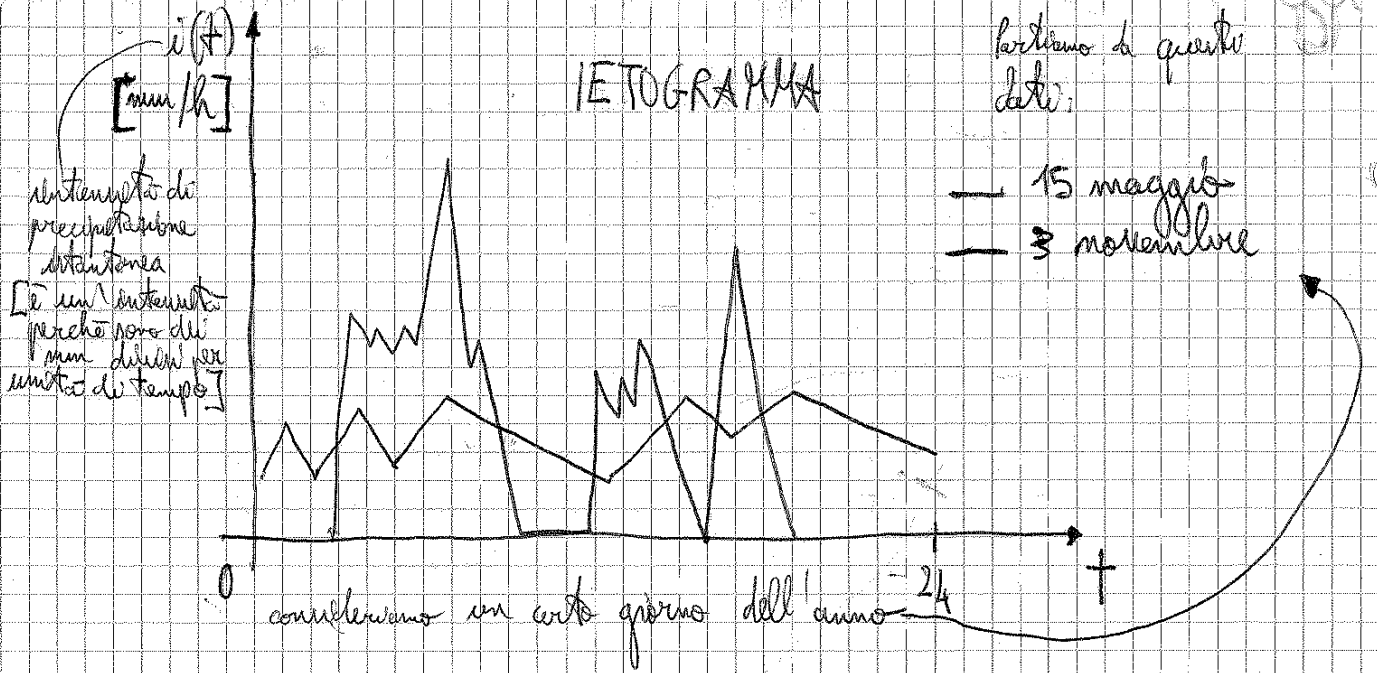
$d_{i,j} < 10 \text{ km}$ → distanza lungo l'arteria tra le sezioni (media)

debbiamo cioè evitare che le due sezioni siano geograficamente troppo lontane (perché cambierebbe troppo la morfologia dell'altipò e dunque i valori di portata non sarebbero più correlabili).

Comeunque se valgono anche queste 2 condizioni, ma nella sez. j ho pochi dati → che propago a fare? (come incertezza o incertezza!).

Se ho due sezioni limitrofe, → propago da una; propago dall'altra e poi faccio la media.

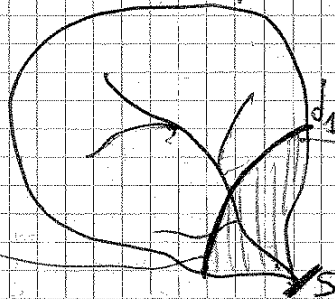
in cui ho dati e i valori considero la portata in una sezione vicina



Il 15 maggio e il 3 novembre sono giorni in cui ci sono state precipitazioni importanti nel bacino.

La domanda è:

Quale dei due eventi produce una maggiore portata?
 Compariamo il progetto libro pag. precedente del disegno della



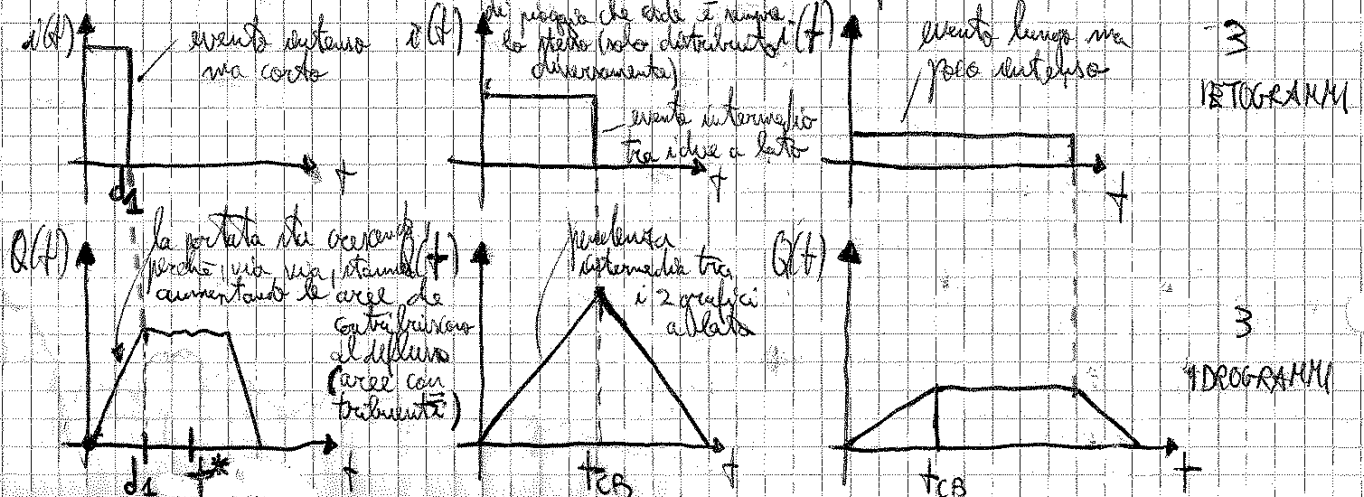
La sezione di chiusura S

LINEA ISOCORIVA:
 linea che unisce i punti al quale tempo di percorrenza.

area contribuyente (area del bacino idrografico che ha contribuito al deflusso) in relazione alla durata t_d (multi grafico in fondo a pagina)

Tempo che ci mette una goccia d'acqua dal momento in cui cade fino a quando raggiunge

Facciamo 3 tipologie di utrazioni e ragioniamo su quelle che sono le corrispondenti portate (nono cari amireli, ma ci servono per capire).
 in tutte le 3 utrazioni il volume complessivo



DIFFERENZE:
 Nel 1° grafico di $Q(t)$ il punto di max. dipende da quando mette di piovere. Nel 3° grafico di $Q(t)$ il punto di max. dipende dal T_{CB} .

Quale tra i 2 grafici comporta maggiore portata? Quello che ha il picco massimo di Q (obiettivamente nel 2° caso) ^{ascende}

Nel 2° caso, \downarrow il tempo in cui mette di piovere corrisponde proprio al tempo di variazione del bacino \rightarrow andamento triangolare.

In molti casi la massima portata si ha proprio in questo 2° caso.

OSSEVAZIONE:

I grafici di $Q(t)$ non sono simmetrici (tratto ascendente \neq da quello discendente). Sarebbero simmetrici solo se i bacini fossero circolari! (ma nessun bacino nella realtà è circolare!).

Se un bacino è grande (T_{CB} è alto) \rightarrow mi dà fastidio la pioggia di novembre (lunga e non tanto intensa) (3° caso).

Se il bacino è piccolo (T_{CB} basso) \rightarrow ^u
 " maggio (breve ma intensa) (1° caso).

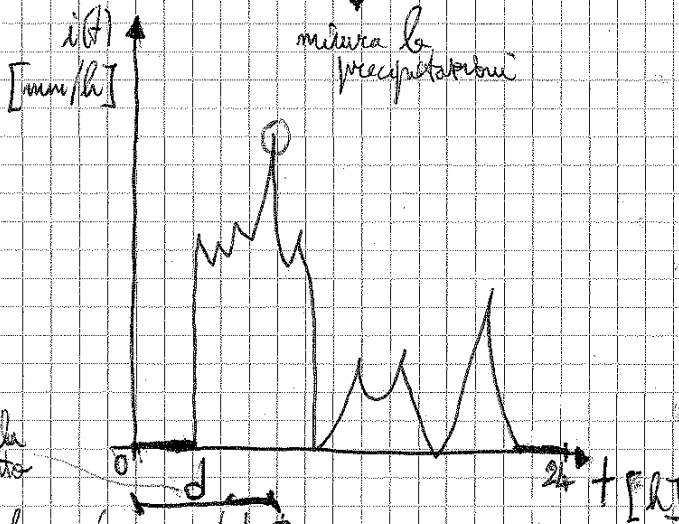
È fondamentale capire che mi devo riferire alla durata critica della precipitazione.

Più il bacino è grande e più fanno male le precipitazioni lunghe e poco intense.

Più il bacino è piccolo e più fanno male le precipitazioni brevi ma intense.

^{intensamente}
 più il bacino è grande e più piovono non tanto (ma molto temporaneamente), il bacino si riempie tutto (ha tempo di riempire tutto) \rightarrow poi anche quando mettono di piovere ci vorrà tanto tempo per svuotarsi.

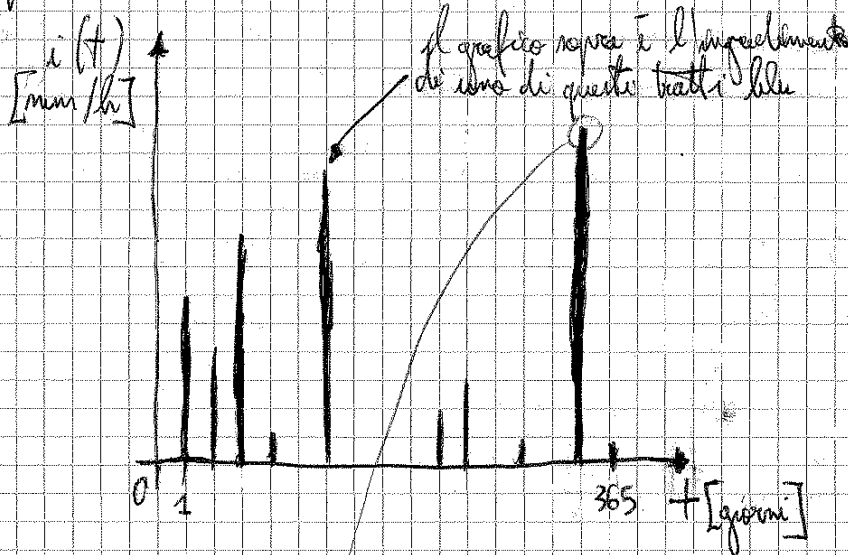
Supponiamo di avere un pluviometro che fornisce:



strumento misura ogni 5-10 minuti →
ogni 5-10 minuti
avere un punto di
questo grafico

se ne parla
più sotto

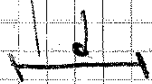
per fare inferenza statistica
dobbiamo considerare tutta la serie storica delle precipitazioni da un
anno e prendere il max. annuo.



ci saranno periodi (giorni)
senza pioggia e
periodi (giorni) con
pioggia

corrisponde al massimo valore di $i(t)$ stantaneo (cioè il picco
di un attimo)
Ma a me della pioggia che è durata 5 minuti non
interessa perché $t > 5$ minuti

Quindi, fissata una durata (es. 3 ore)
l'interessa media per quella durata
di precipitazione



è dunque tale
il max che è durato
5 minuti non è stato
"critico" per il bacino

Stiamo facendo un processo di MEDIA MOBILE (perché spartiamo la
durata d in alcuni anni meno).

• Consideriamo i dati 34 e 25 (1927). Se quello è 34, quello (cioè 25) poteva essere 15? No, perché se in 3 ore abbiamo avuto $i = 34$, se aumentiamo di 3 ore (in tutto ho 6 ore) e anche se in tali successive 3 ore non avessimo avuto pioggia per niente, la media, al più, sarebbe stata $\frac{34+0}{2} = 18,5$, ma non 15.

• Il 1924 è un anno con valori temporaleschi elevati (dati elevati), ma dati discontinui.

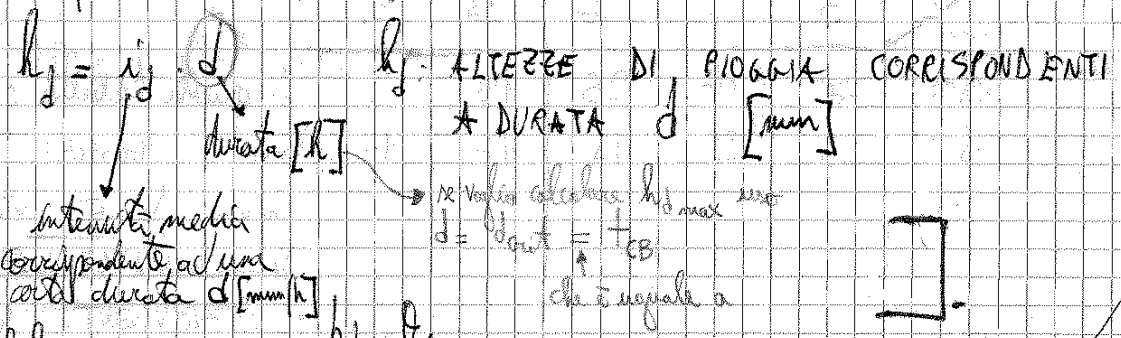
Il 1928 è stato un anno con valori temporaleschi non elevatissimi, ma più omogenei (infatti anche con $d = 24$ ho $i = 15$ (abb. alt))

Valori più vicini tra loro.

Analisi empiriche dimostrano che la distribuzione più adatta è quella di Gumbel. E utilizzeremo il metodo dei momenti.

CASO 1) $d_{CRIT} = 3$ h (3 ore o una una dei casi standard: 1, 3, 6, 12, 24 h)

[Manca un pezzo nel ragionamento: per comodità, per fare le analisi statistiche si utilizza un'altra variabile rispetto a i , ma del tutto equivalente a i :



Usando Gumbel:

$$P(h_d) = e^{-e^{-\frac{h_d + \theta_1}{\theta_2}}}$$

Il campione delle altezze di pioggia lo trattiamo con distrib. di Gumbel.

Metodo dei momenti:

$$\begin{cases} \theta_1 = \bar{h}_d - \gamma_E \frac{\sqrt{6}}{\pi} S_{h_d} \\ \theta_2 = \frac{\sqrt{6}}{\pi} S_{h_d} \end{cases}$$

γ_E
 S_{h_d} : varianza quadratico medio di h_d campionaria

La formula completa può essere:

$$h_{d,T} = h_d \cdot K_T$$

fattore di varcata (dipende da T, ma non da d)

precipitazione indice
 è funzione di d ma non di T

è un valore medio (compensato) quindi non può dipendere dal T.

quella dipende da h_d la quale dipende da d

tutta la parentesi / quadra grande

non è un dato di fatto matematico, ma un'ipotesi: CV varia al variare di d, ma si è visto empiricamente che la variabilità di CV è talmente limitata da poterla trascurare con d

Per ognuna delle 5 durate calcolo CV e poi ne faccio la media, tale valore medio è quello che usiamo nella formula

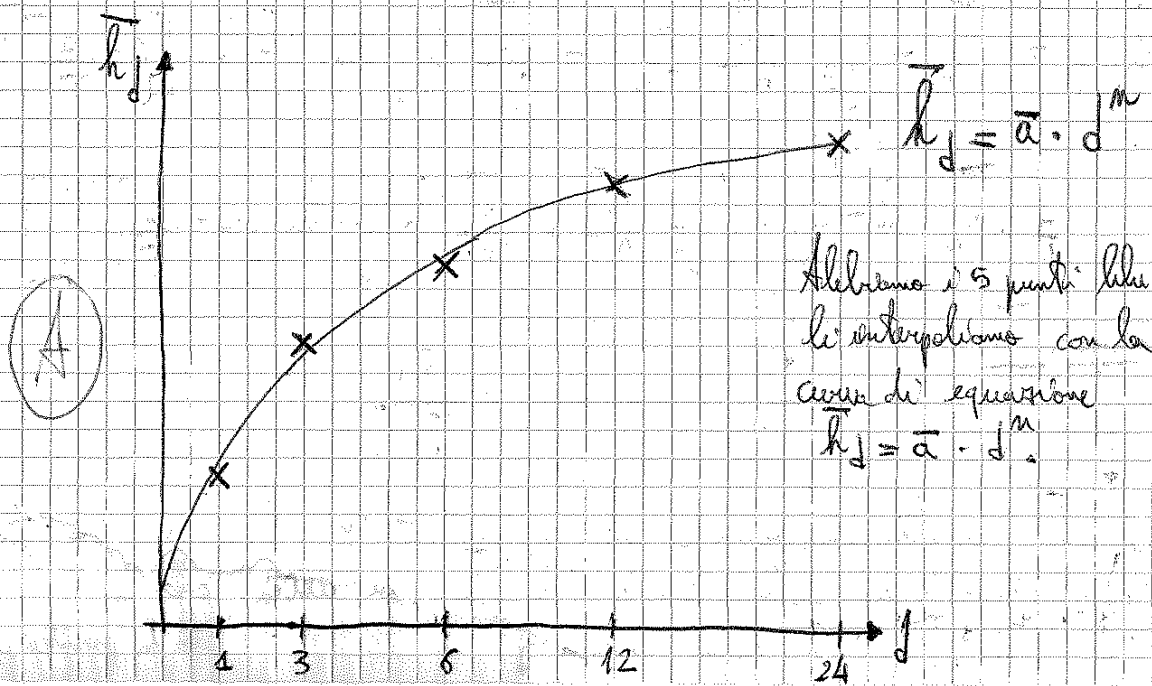
Per quanto riguarda la precipitazione indice si è riscontrato, per esperienza, che vale:

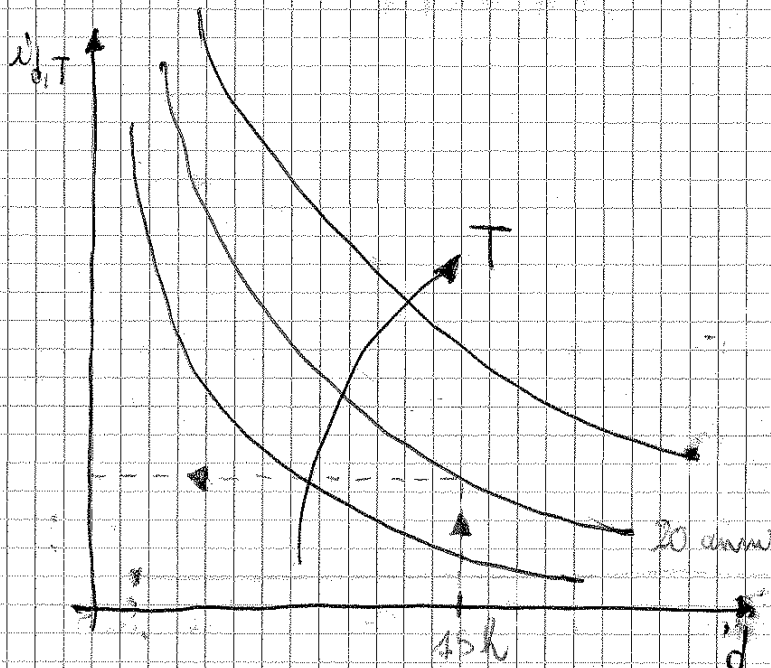
$$\bar{h}_d = \bar{a} \cdot d^m$$

\bar{a} → Valore tra 0 e 1. Valori ragionevoli di m sono compresi tra 0,2 e 0,5
 FORMULA MONOMIA

COEFFICIENTE: può essere visto come l'altrezza di pioggia corrispondente a d=1h

Valori tipici da \bar{a} sono: $\bar{a} = 25 \div 40$ [mm]





semplicemente

Questa rappresentazione è analoga a quella di $h_{d,T}$. Questa è quella di $h_{d,T}$ divisa per d .

Data in ingresso: vecchia. Data in uscita: $i_{d,T}$.

$$\left(\begin{array}{c} \text{NOTAZIONI EQUIVALENTI:} \\ i_{d,T} = i_T(d_{cut}) \end{array} \right) \rightarrow \text{indicato così nella formula massima}$$

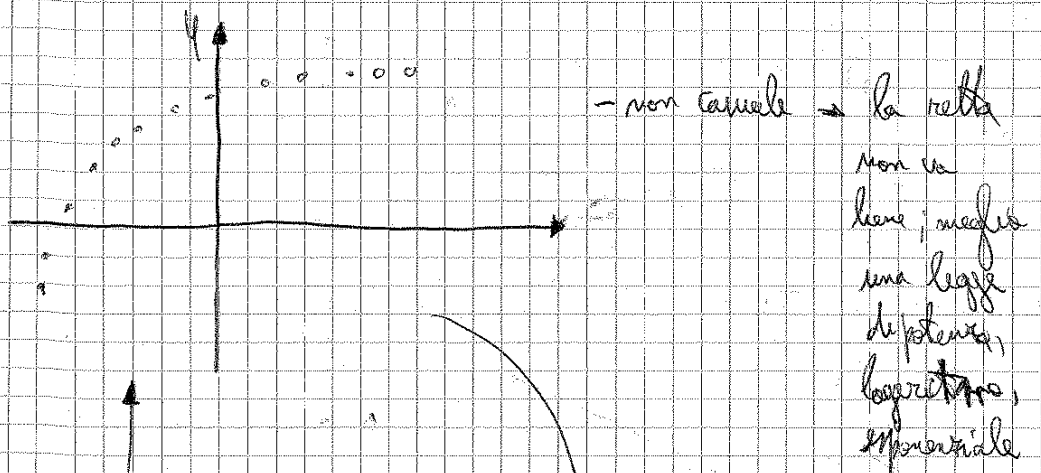
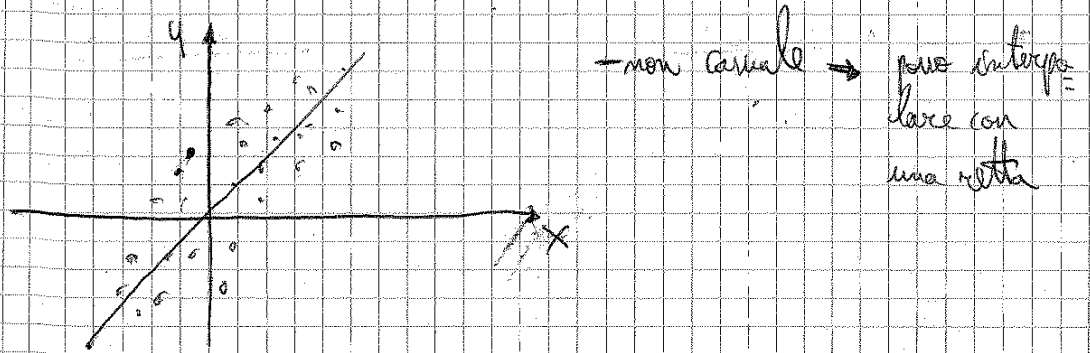
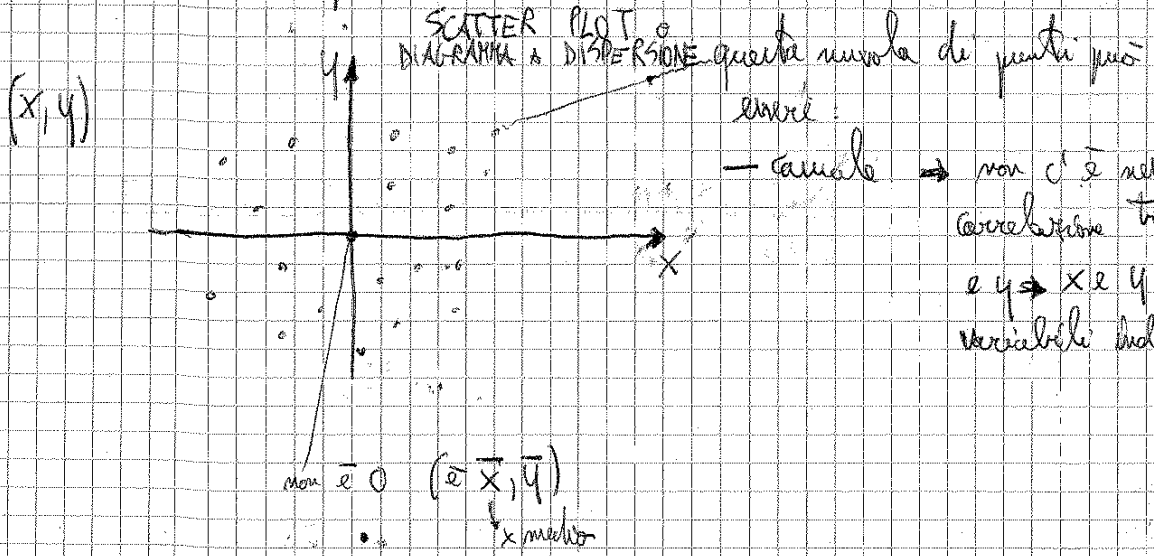
Se la d_{cut} è al di fuori delle 5 durate che abbiamo:

- le $d_{cut} \leq 4 h$ sono importanti quando si fa progettazione nell'ambito dell'idrologia urbana

APPLICAZIONE DEL MODELLO DI REGRESSIONE LINEARE

La prima analisi per applicare il metodo della regressione lineare è:

- ANALISI VISUALE: rappresentare negli assi cartesiani la variabile X e la Y .



tipico dell'altrezza di precipitazione in funzione della durata

questo caso NON lo consideriamo, ma consideriamo solo il caso centrale

dalla (1)
$$\sum_{i=1}^N y_i - \beta_0 N - \beta_1 \sum_{i=1}^N x_i = 0 \quad \rightarrow$$

dividendo tutto il membro per N questo si ottiene
 valore medio delle osservazioni della variabile dipendente
 valore medio delle osservazioni della variabile indipendente

$$\bar{y} - \beta_0 - \beta_1 \bar{x} = 0 \quad \rightarrow \quad \beta_0 = \bar{y} - \beta_1 \bar{x} \quad (a)$$

dalla (2)

questa operazione
 facciamo: equaz. (2) - \bar{x} · equaz. (1)

$$\sum_{i=1}^N [y_i - \beta_0 - \beta_1 x_i] (x_i - \bar{x}) = 0 \quad \rightarrow$$

→ sostituisco la (a)
$$\sum_{i=1}^N [y_i - \bar{y} + \beta_1 \bar{x} - \beta_1 x_i] (x_i - \bar{x}) = 0 \quad \rightarrow$$

$$\rightarrow \sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})(x_i - \bar{x}) - \beta_1 \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2 = 0 \quad \rightarrow$$

$$\rightarrow \beta_1 = \frac{S_{xy}}{S_{xx}} \quad \text{con} \quad S_{xy} = \sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})(x_i - \bar{x})$$

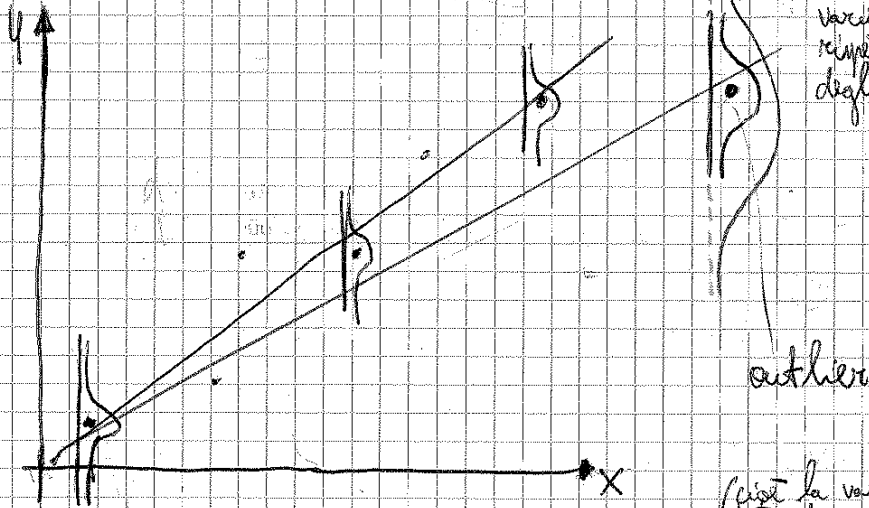
$$S_{xx} = \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2$$

→ somma degli
 termini quadratici
 nella variabile
 indipendente

Excel, schiacciando, "linea di tendenza lineare", calcola i coefficienti β_0 e β_1 della regressione lineare.

$$\begin{cases} \beta_0 = \bar{y} - \beta_1 \bar{x} \\ \beta_1 = \frac{S_{xy}}{S_{xx}} \end{cases}$$

OMOSCHEDASTICITÀ: tutti i dati del campione devono avere la stessa varianza (non è di quel valore del valore di y , la sua varianza deve aumentare rispetto a quella degli altri y (ad esempio))



(cioè la varianza della relativa parte di probabilità è lineare in figura)

Se per ogni punto è associata una certa incertezza, vuol dire che conosco anche la distribuzione di probabilità del punto (linea in figura)

Se l'outlier ha la stessa incertezza degli altri punti ("cioè credo che sia grande tanto quanto credo che gli altri lo siano") \Rightarrow la retta di regressione lineare è quella verde.

Se l'incertezza dell'outlier è maggiore (distribuzione di probabilità a matita) \Rightarrow la retta di regressione lineare è quella rossa.

cioè durante una potrebbe stare lì dove è, oppure, perché è molto incerto, potrebbe essere più sopra o più sotto, con ugual probabilità

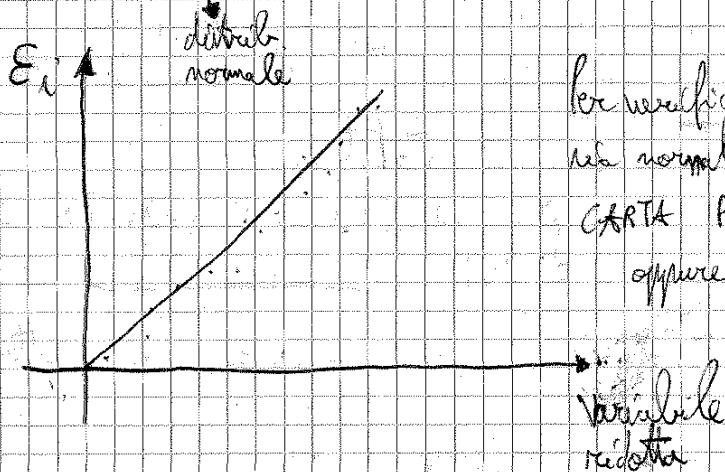
Nel caso della retta verde $\Rightarrow \text{Var}(E_i) = \text{cost}$

" rossa $\Rightarrow \text{Var}(E^*_i) > \text{Var}(E_i)$

del caso della retta rossa

Non richiediamo la omoschedasticità, ma poi dobbiamo anche verificarla!

Altre volte si verifica che i residui siano distribuiti secondo $N(0, \text{Var}(\epsilon))$



Per verificare che la distrib. sia normale \Rightarrow usare CARTA PROBABILISTICA oppure TEST DI ADATTAMENTO

Altro metodo per l'analisi della qualità della regressione:

2) COEFFICIENTE DI DETERMINAZIONE

$R^2 = \frac{S_{REGR}}{S_{TOT}} = \frac{\text{somma degli scarti spiegati della regressione}}{\text{somma degli scarti totali}} = 1 - \frac{S_{RES}}{S_{TOT}}$

è quello che si anche eval.

$S_{REGR} = \sum_{i=1}^N (\hat{y}_i - \bar{y})^2$ *è un indice della variabilità spiegata dalla regressione*

$S_{TOT} = \sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2$ *indice della variabilità delle osservazioni*

con la regressione mi spara, mi fornisce la variabilità facendo \hat{y}_i , cioè secondo la regressione

$S_{RES} = \sum_{i=1}^N (y_i - \hat{y}_i)^2 = \sum_{i=1}^N \epsilon^2$ *per definizione di ϵ*

Si avrà che:

$0 < R^2 < 1$

la regressione lineare non spiega niente delle osservazioni

la regressione lineare spiega tutto delle osservazioni

più R^2 è vicino a 1 e più la regressione ha spiegato una grossa porzione della variabilità dei dati, e quindi più R^2 è vicino a 1, più è buono!!!

vice più la regressione lineare va bene

2) 1° INFORMAZIONE RIGOROSA si ha con il TEST DELLA "T" DI STUDENT

La variabile T di Student è distribuita secondo una distribuzione nota:

$$T = \frac{\hat{\beta}_1 - \beta_1}{\sqrt{\frac{\text{var}(\epsilon)}{S_{xx}}}}$$

↓
var($\hat{\beta}_1$)

$\hat{\beta}_1$: valore stimato

β_1 : valore (medio) da testare (e solitamente vogliamo testare se $\beta_1 = 0$ o meno)

che proviene da una popolazione con media = 0

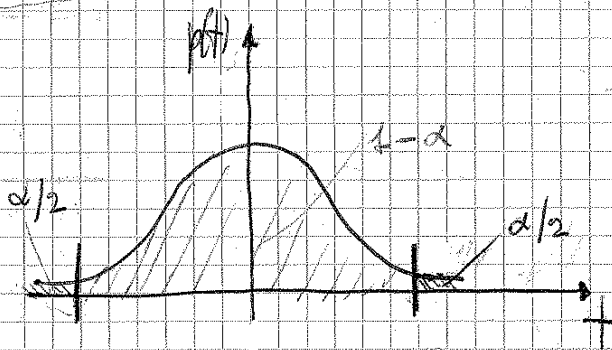
poniamo $\beta_1 = 0$ perché è quello che vogliamo testare

T ha la proprietà di essere distribuita con una distribuzione T di Student con $n-2$ g.d.l.

↓
numero di parametri che abbiamo già stimato

$T \sim t_{N-2, \frac{\alpha}{2}}$ STUDENT → in Excel: $\text{INV.T}(\frac{\alpha}{2}, N-2)$

livello di significatività: α



se $T < t_{N-2, \frac{\alpha}{2}}$ ⇒ $\hat{\beta}_1 \in P(0, \text{var}(\hat{\beta}_1))$

↓
ad una distrib. di probab. con media 0 e varianza var($\hat{\beta}_1$)

che: se la matrice è $\begin{pmatrix} + & + \\ - & - \end{pmatrix}$

se $T > t_{N-2, \frac{\alpha}{2}}$ ⇒ $\hat{\beta}_1$ è significativamente diverso da β_1 (ovvero da 0)

08-11-2012

Finiamo le C.P.P. (curve probabili pluviometriche)

$$h_{d,T} = \bar{a} \cdot d^m \cdot k_T$$

durata - tempo di ritorno

precipit. indice

fattore di crescita

dipende solo da "d"

dipende solo da "T"

ricorrendo con l'eq. che segue Gumbel

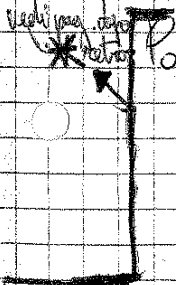
Per passare all'intensità: $i_{d,T} = \frac{h_{d,T}}{d} = \bar{a} \cdot d^{m-1} \cdot k_T$

Cosa fare se $d_{cont} < 1h$?
 $> 24h$

(caratteristiche di bacini molto grandi)
 (bacini del Po tutti < 24h)

d_{cont} è funzione della dimensione del bacino

- $d_{cont} > 24h$ (BACINI GRANDI: $A > 10000 \text{ km}^2$)



Poco interessante dal p.t.o di vista pratico

$d_{cont} > 24h$ le probabilità di avere una stazione di misura è maggiore (i bacini sono + grandi → + importanti)

(conex il P_{p}) → afflussi/efflussi non si fa ~~la portata~~

Se invece ho stazioni ogni 1 km (xkè il fiume è fagoroso)

Si fa l'analisi fin qui fatta, ma con le durate 1, 2, 3, 4, 5 giorni.

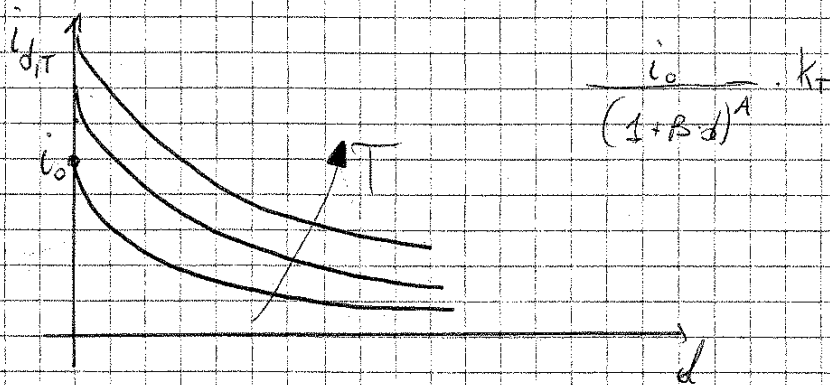
- $d_{cont} < 1h$:

Caso molto + impo. stesso ragionamento su bacini medio piccoli → qui è molto probabile ricorrere ad afflussi/efflussi × ricorrere la portata di progetto.

Servono altre relazioni!! Ad esempio:

$$i_{d,T} = \frac{i_0}{(1+B \cdot d)^A} \cdot K_T$$

In est caso i coeff da stimare sono 3 (e non solo 2)
 • i_0 : i **limite** per $d \rightarrow 0$
 (i: intensità di precipitazione)



→ pochi dati → complicazione!!
 più parametri da stimare

• Nelle pratiche: fino e quando $d_{out} > 30 \text{ min}$: utilizzare la relazione monomica che avevamo detto valida per $d > 1 \text{ h}$.

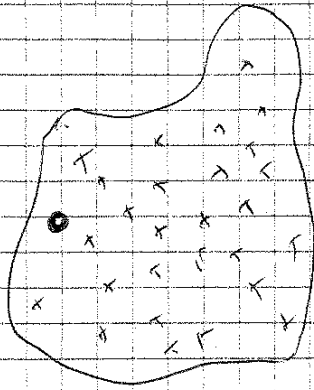
Qst xkè la stima di n e $\bar{\sigma}$ è + robusta: andare in extrapolazione conviene (commetto errore + piccolo dell'errore commesso stimando 3 parametri)

• Se $d < 30 \text{ min}$ (e cioè molto piccoli)

i_0 : dimensionamento di condotte di drenaggio delle "H₂O bianche".
 Una condotta di 100 cm può drenare ~ 1 ettaro.
 (e $d = 10 - 20 \text{ minuti}$)

Se ho ~~tre~~ pluviometriche automatiche da ho iniziato a lavorare nel 1990 (20 anni di dati: buoni) oppure ho 10 anni di dati automatici e prime

METODO DI ANALISI REGIONALE



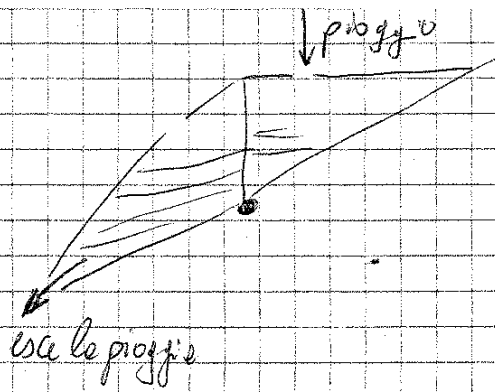
x: stazione pluviometrica: in tutte le stazioni ho stimato i coefficienti.

io: io sono qui: centro delle stazioni vicino a una stazione ma con dati scarsi.

Interpolo separatamente i coefficienti (A, B e io).

Osservazione: ma se i coeff sono stimati già dal metodo regionale, che senso ha il metodo locale?

Il metodo locale tiene conto di un maggiore grado di dettaglio ed è da preferire (preferire perché ho direttamente i dati: solo se non ce li ho: metodo regionale)



Lo scatto delle bascule corrisponde ad una altezza di precipitazione
 $h = 0,2 \text{ mm}$

$$\rightarrow \text{Volume vesdette} = \frac{D^2}{4} \cdot \pi \cdot h$$

Se piove 5 mm \rightarrow 25 bascule: lo strumento registra il n° di bascule.
 L'accuratezza, la sensibilità dello strumento è ovviamente di 0,2 mm.

Se piove 4,1 mm \rightarrow 20 bascule \rightarrow 4 mm

gli 0,1 mm 2 mm sono nella vesdette.

Alle successive piogge, basterà 0,1 mm (+ 0,1 gr di pioggia) per far scattare la bascula.

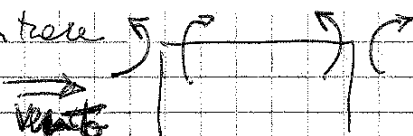
\rightarrow è la sua accuratezza

0,2 mm è un compromesso tra buona lettura e dimensioni non microscopiche delle vesdette (de preferenza un cuneo di cisti).

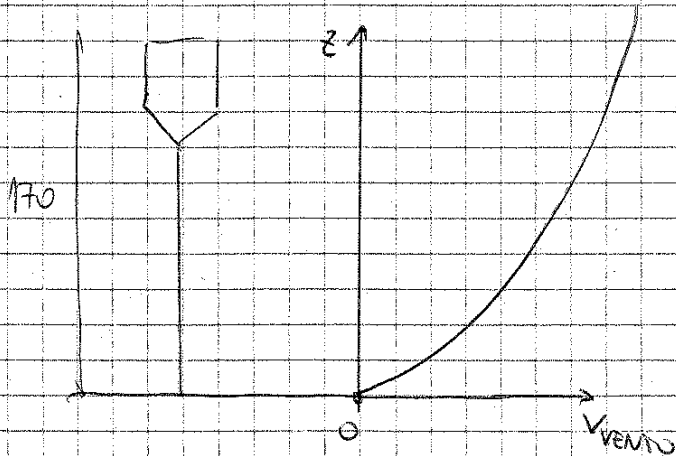
Un pluviometro di qualità media costa $\sim 1000 \text{ €}$

Le misure sono standard:

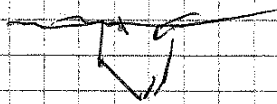
D: ovviamente è standard per poter avere dati confrontabili.
 meno arduo è mettere lo strumento all'aperto (de terra: vedi anche).

che impediscono alle gocce di entrare


è come se la bocca si fosse riobblita ulteriormente
 Ho così sotto stimato le precipit.



Il vento è nullo a terra: tuttavia non posso mettere il pluviometro e
 terra che raccogliebbe anche l' H_2O infiltrata nel terreno.
 non va bene!



○ A 50 cm: animali, piante, ma lo vedo e ci sbatto ecc.

→ 170 cm: compromesso tra vento basso ed assenza di elementi
 di disturbo (animali e piante in primis)
 (ci è chi gli ha provato dento!!)

In zone alpine lo metto a + di 170 cm per via delle nevi

Per la neve (precipitazioni solide) l'undercatch è + presente
 che la neve è lenta a scendere e il fruscio turbolento si immesce
 per V_VENTO ancora minori

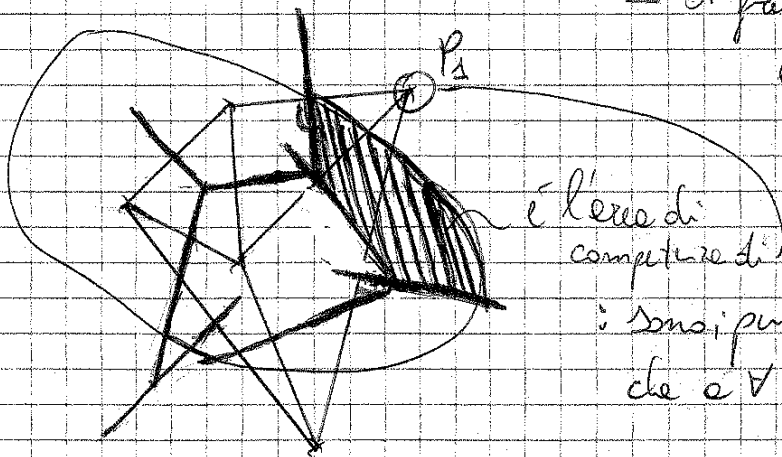
Per la neve è un costoso!!

Può anche intasare il pluviometro → scade il pluviometro.

Attribuire aree di competenza ad ognuno dei pluviometri presenti nell'area in esame (N.B. si prendono anche i pluviometri esterni al bacino!!)

È un problema di intersezione 3D.

- Si collegano i pluviometri e si prendono i vicini fino a quando non si toccano due linee più vicine
- Si prendono i punti medi



× unisce due
non interseca una
linea più vicina

e si toglie la \perp ad ogni lato
(per ogni triangolo, ognuno dei
3 lati avrà un ortogonale e
quasi sempre tali 3 rette
ortogonali si dovranno incontrare
in un unico punto)

sono i punti + vicini a P_1
che è il pluviometro

Ho costruito i poligoni di Thiessen.

Ho così determinato le aree di competenza dei diversi pluviometri: A_i

$$\rightarrow h_B = \frac{1}{A_B} \sum_{i=1}^{m_p} A_i h_i$$

(Ho fatto una media ponderata in base alle aree.)

altre di precipit.
medie del bacino

m_p : n° pluviometri

misura del pluviometro i -esimo

area di competenza del pluviometro i -esimo

h_B è una media pesata nell'area di competenza!

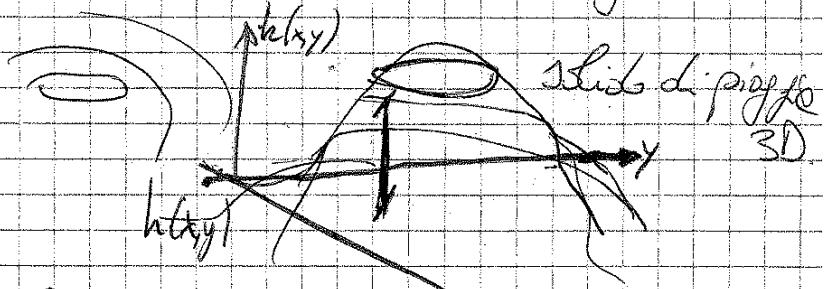
Vantaggi: metodo grafico

• costruzione statica: note le posizioni dei pluviometri, le aree di competenza sono sempre le stesse

→ semplicità di applicazione

Svantaggi: rappresenta il calcolo di pioggia in maniera realistica

Il solido di poggio è individuato dalle isoiete (come se fossero curve di livello)



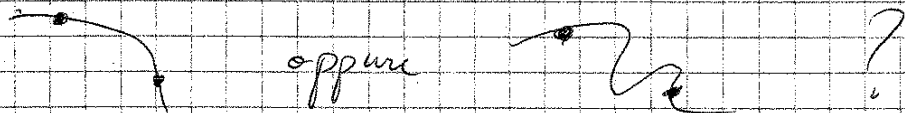
Devo ora fare la media delle altezze di poggio:

$$h_B = \frac{1}{A_B} \iint (h(x,y)) \cdot dxdy$$

Pro: rappresentative + realista del solido di poggio

Conti: costosa + complicata

- per ogni evento le linee isoiete combinano !!
- c'è un grado di soggettività insito nel tracciamento delle linee isoiete (il software nasconde la soggettività nelle scelte di appaure hp: es. spline di ordine 3 o 4...)



3) METODO DELLE DISTANZE INVERSE

(è un mix tra i 2 visti finora)

Ci si posiziona in un \forall p.to (x,y) e vogliono calcolare l'altezza $h(x,y)$.

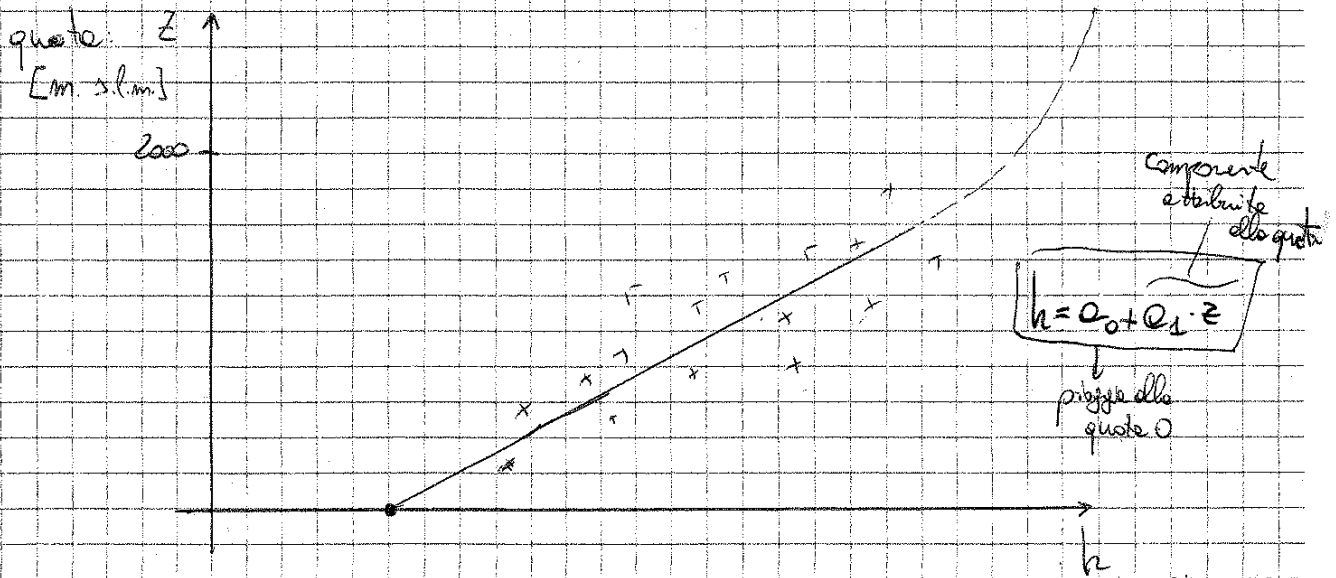
Partiamo dalle formule:

$$h(x,y) = \frac{1}{\sum_{i=1}^{mp} \left(\frac{1}{d_i}\right)^2} \cdot \sum_{i=1}^{mp} \left(\frac{h_i}{d_i}\right)$$

mp : num. plurimetri
 d_i : dist. tra p.to (x,y) considerato e plurimetro
 i : indice

Osservazione sulle interpolazioni 3D (ristruzione del solido di pioggia).

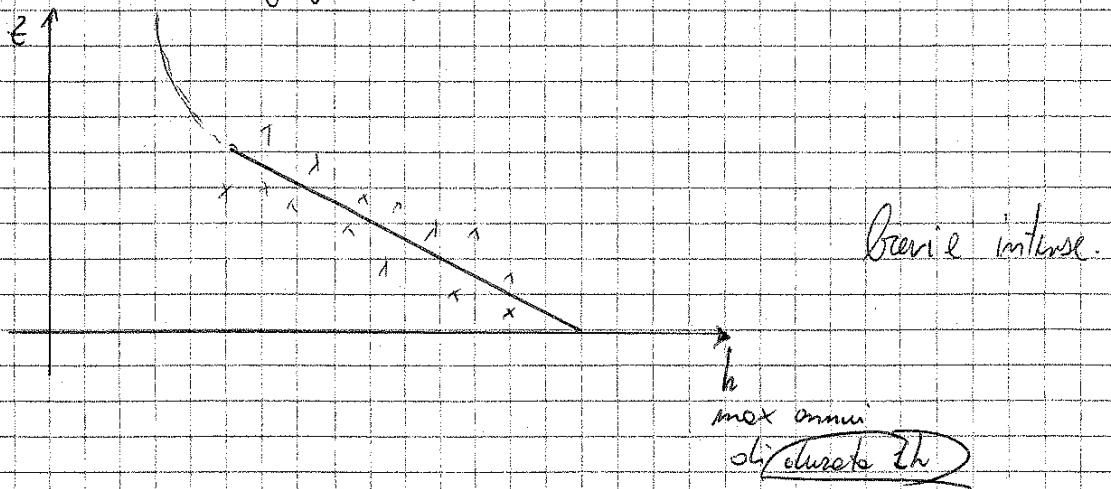
la precipitazione dipende (può dipendere) dalla quota



$a_1 > 0$ se totali annui
 $a_1 < 0$ se altrate h (vedi dopo)

Alle nostre latitudini troviamo sempre andamenti costanti
 Dopo i 2000 m, si ha un appiattimento.

Il fenomeno delle precipitazioni orografiche regola e spiega
 gli andamenti. (grafico sopra). Se invece



Anche questo fenomeno è spiegabile:

non hanno molto molto di frequente → alta frequenza → precipitazioni convettive: esse, con maggiore
 questa precipitazioni convettive fanno il perché di quest'ultimo grafico.

2) Interpolo i valori di $h_{0,i}$ con un metodo qualunque (topografici, dist. inversi)
 → tratto $h_0(x,y)$ (nel p.to (x,y) considerato)

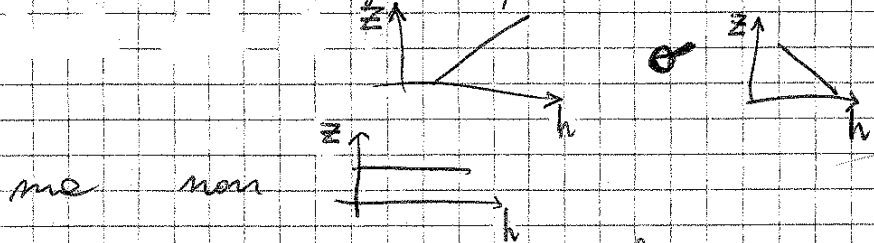
3) Riparto in quota $h_0(x,y)$

$$h(x,y) = h_0(x,y) + \sigma_1 \cdot z$$

z : alterazione del punto che sto considerando

Ovviamente se il terreno è in pendenza non ha senso usare qst metodo.

Si usa in media-alta topografia e quando c'è



cioè si usa quando c'è una variazione di h con z .

Se c'è più vapore d'acqua di quello che potrebbe essere contenuto (RH=1) il vapore d'acqua passa di stato: da gassoso a liquido → **CONDENSAZIONE**.

(osservazione:
 RH=0 : caso solo teorico
 RH=1 : quando c'è nebbia o piogge)

data una ^{certa} temperatura, noi sappiamo quanto un dato volume d'aria è in grado di contenere in termini di vapore acqueo.

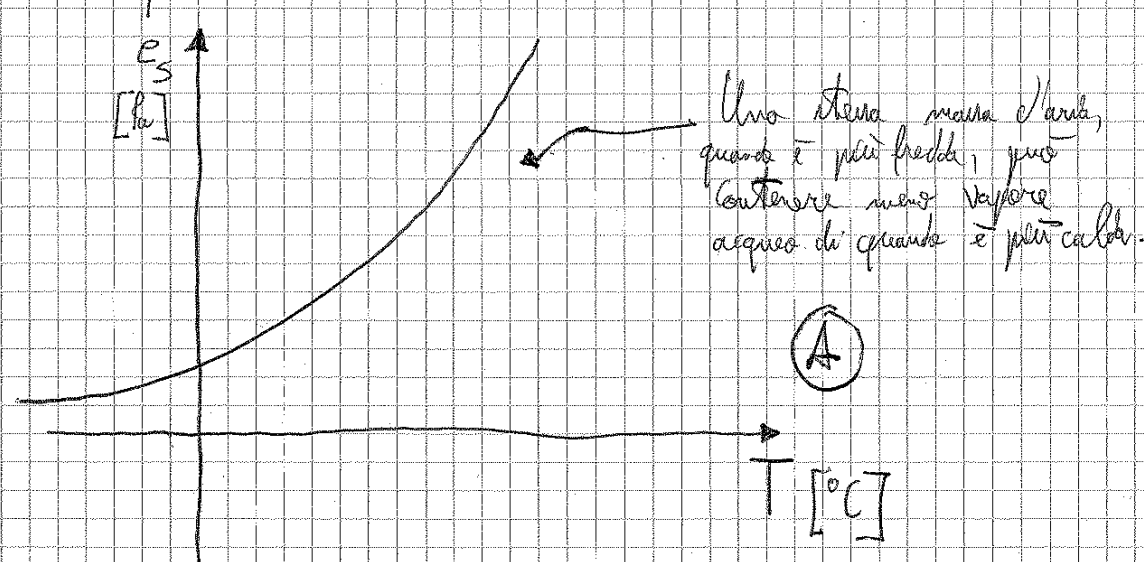
ESPRESSIONE DI CLAUDIUS - CLAPEYRON: (è una legge fisica non sperimentale)

$$e_s = 611 \exp \left[\frac{17,24}{237,3 + T} T \right]$$

T [°C]
 T [°C]
 e_s [Pa]

in una delle sue forme approssimate si presenta come segue

l'equazione ha questo andamento.



Perché la nebbia si forma nelle ore serali e si dissolve nelle prime ore del mattino?

sospensione di particelle d'acqua nell'aria.

Perché di notte la T è bassa → decresce e_s (rimane fisso e) → RH aumenta → diventa $RH > 1$ e una parte di vapore acqueo condensa.
 Al mattino la temperatura sale → e_s aumenta (rimane fisso e) → RH diminuisce e diventa < 1 → la nebbia si dissolve.

Derivando e mettendo insieme 1° PRINC. TERMOD. (con $dq=0$) e EQUAZ. DELL'IDROSTATICA si ha:

$$C_p dT = \frac{1}{\rho} (-\rho \cdot g dz) \quad (AA)$$

$$\Rightarrow \frac{dT}{dz} = - \frac{g}{C_p}$$

$1/100 =$
 $10/1000 \approx 1$ centesimo di grado al metro \rightarrow
 10° al Km

≈ 10 (precisamente 1005)

≈ 1000

$-\alpha_D$ \rightarrow è vale per l'appunto -10°C/Km

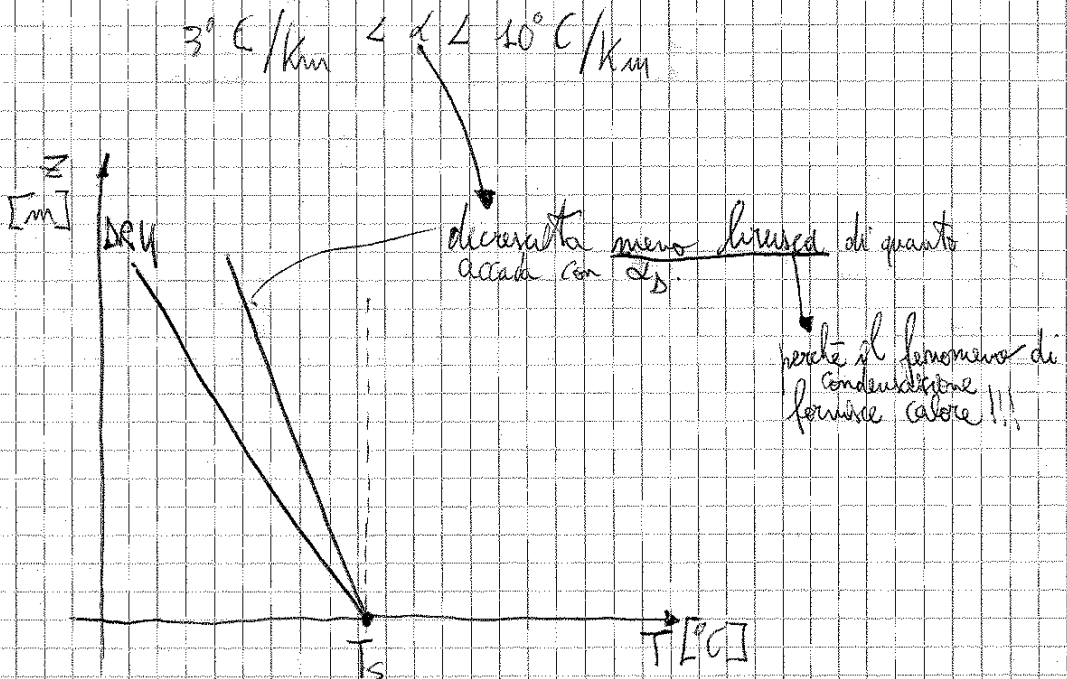
Cosa succede invece se l'aria non è completamente secca? Torna in gioco il termine dq , perché se l'aria è umida si hanno fenomeni di condensazione ed il passaggio di stato da vapore a liquido comporta immersione di calore nel sistema $\Rightarrow dq \neq 0$.

(poiché da liquido a vapore devo fornire calore)

ARIA UMIDA $\Rightarrow dq > 0 \Rightarrow \alpha < \alpha_D \rightarrow$ i valori di α sono caratteristici

alla (AA) stanno appiattendosi

dq che è $> 0 \Rightarrow$ per forza si avrà $\alpha < \alpha_D$



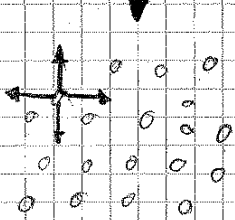
Raggiunti Z_0 , se u va più giù, RH non può più aumentare e dunque, poiché $T \downarrow \Rightarrow$ $\begin{matrix} \text{Es. diminuzione e dunque} \\ \text{condensazione e formazione delle} \end{matrix}$

NUBI aerosol di goccioline d'acqua di diametro compreso tra 10 e 30 μm ("micron").
(liquida)

(NEBBIA: aerosol (sospensione) di particelle molto piccole di acqua liquida che galleggiano nell'aria).

Deve rimanere in mente questo: DEVE esserci qualche processo che fa ^{inverso} risalire la massa d'aria, altrimenti poi di tale. Ora però parliamo delle nubi \Rightarrow cosa deve succedere affinché si abbia realmente precipitazione?

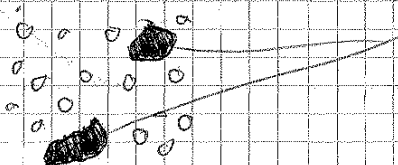
3° fase) COALESCENZA: la dimensione delle goccioline d'acqua deve crescere affinché si innesci la caduta verso il suolo. Le dimensioni che devono raggiungere a tal fine sono intorno al mm.



è una nuvola! \odot sono le goccioline d'acqua in sospensione. Le goccioline d'acqua non sono ferme, ma sottoposte a moti oscillatori o rotatori (perché l'aria non è mai ferma) (ma c'è vento...)

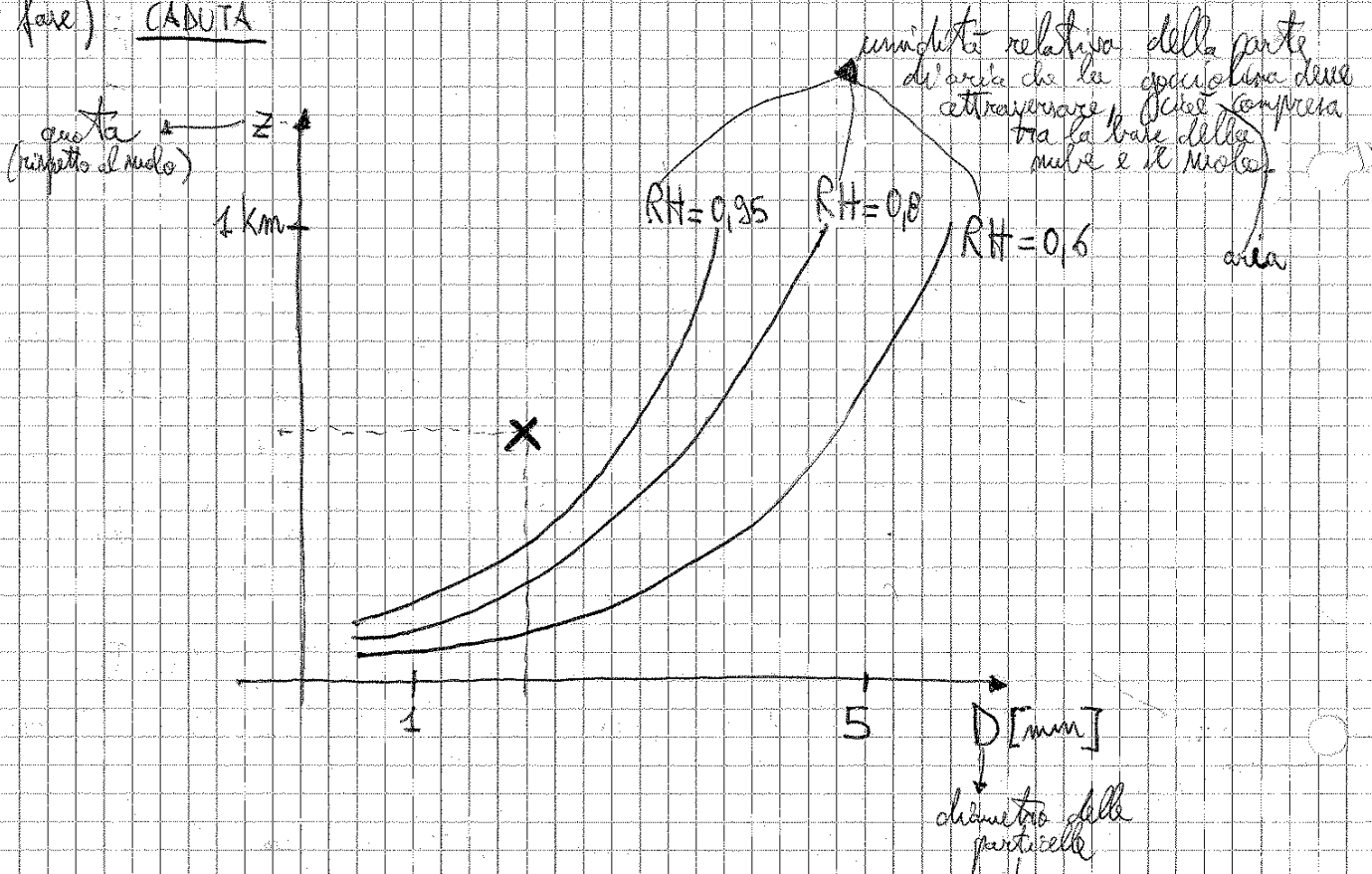
Nel momento in cui le gocce sono più o meno della stessa dimensione, l'azione del vento o di qualsiasi altra forza fa sì che tutte le particelle si muovano allo stesso modo \Rightarrow non si toccano.

La cosa cambia quando le particelle non sono tutte della stessa dimensione.



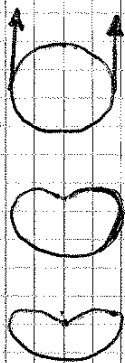
particelle di maggiore dimensione si chiamano NUCLEI DI CONDENSAZIONE (o DI COALESCENZA)

2° fase) CADUTA



il D che sto qui rappresentando è il diametro minimo che la goccia deve avere affinché la fase di caduta possa portare precipitazione al suolo (cioè affinché la goccia possa raggiungere terra)

Supponiamo che $z = 500\text{ m}$ e che $D = 2\text{ mm}$ (X). Poiché $D = 2\text{ mm}$, la goccia comincia a cadere. Quando cade, per effetto delle F_A la goccia d'acqua tende a cambiare forma e rimpicciolirsi.



perché (cade acqua liquida che passa a vapore) nell'atmosfera a velocità costante

L'attrito fa cadere calore dall'aria alla goccia

una parte dell'acqua della goccia torna allo stato vapore $\Rightarrow D$ diminuisce.

Tanto che D tende a diminuire, ad un certo punto ci si può ritrovare in una condizione in cui torna ad essere $F_A > G \Rightarrow$ la caduta si ferma \Rightarrow la goccia d'acqua non riesce a raggiungere il suolo.

Se RH è alto \Rightarrow la goccia rimpicciolisce, fa sì che una parte di acqua diventi vapore, ma RH è alto, quindi il vapore ^{l'aria} non si condensa e quindi

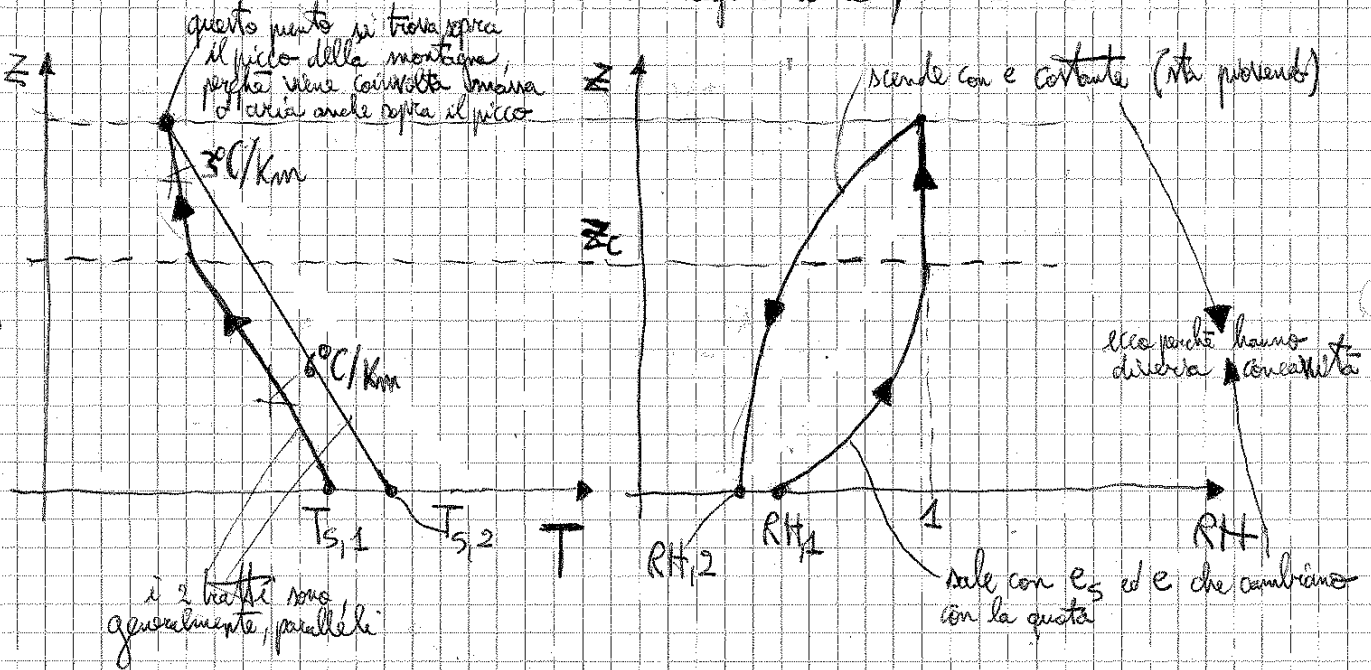
DUNQUE, SEQUENZA CHE DEVE SUCCEDERE AFFINCHÉ CI SIA PRECIPITAZIONE:

- Condensazione, Coalescenza, caduta.

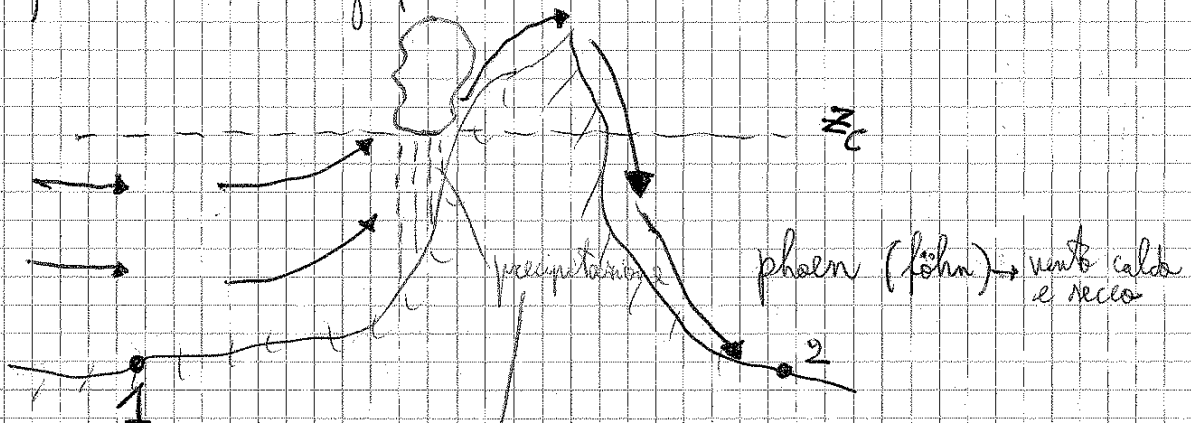
Il preliminare passaggio, però, deve essere la risalita della massa d'aria.

Quali sono le cause che provocano la risalita di una massa d'aria? ^{sono cause diverse} ^{99%} ^{1%}
 Classificazione delle precipitazioni in funzione di ciò che ha creato l'innalzamento della risalita:

1) PRECIPITAZIONI OROGRAFICHE → sono legate alla presenza del rilievo.



Per le precipitazioni orografiche ciò che crea l'innalzamento della risalita è la presenza del rilievo: cioè lo scontro della massa d'aria (de'arriva) con il rilievo orografico.



innalzamento sempre la parte alta del rilievo e nel lato SOPRAVENTO (quello in cui soffia il vento)

Una volta che si raggiunge z_c , l'aria continua a salire, ma siamo in condizioni di $RH = 1$ (siamo all'interno della nuvola) \Rightarrow si diminuisce (0.5°C/km)

Anche se l'evento che parte è molto localizzato, la sua estensione è molto brusca e veloce.

Il meccanismo che genera questo tipo di precipitazione è dato dalle CORRENTI ASCENSIONALI (formate alle eterogeneità spaziali).

La precipitazione è estremamente intensa, molto localizzata nello spazio, e molto breve.

(durata)

($i \approx 20 \text{ mm/h}$)

($A_p \approx 1-10 \text{ km}^2$)

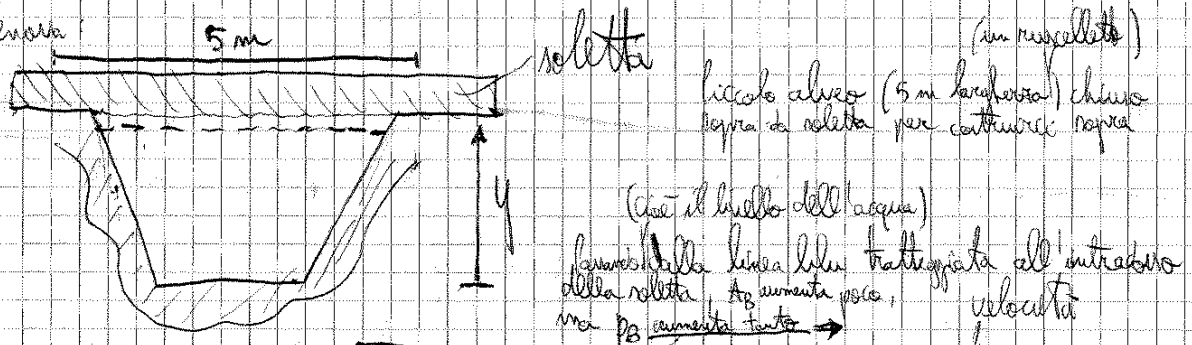
area in cui sta piovendo

La cella temporalesca, dopo che si è formata, tende a muoversi nello spazio. L'area in cui localmente piove è piccola, ma alla fine quella interessata nel tempo dalla pioggia è grande.

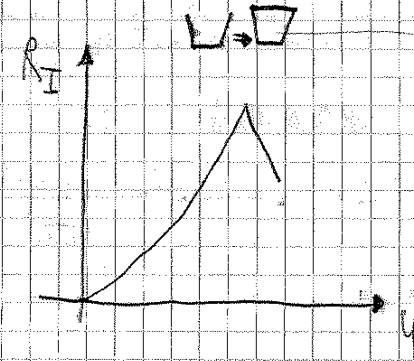
[EVENTO ALLUVIONALE LIGURIA 2011: in poco più di 12 ore sono caduti 650 mm di pioggia in Italia, se cadono 800 mm in un anno]

Area in cui si formano + celle temporalesche: FRONTI TEMPORALESCHI.

(Esempio Genova)



$$R_I = \frac{A_B}{P_B}$$



→ di colpo R_I cala ⇒ V (per continuità) cala ⇒ Q dell'alveo cala ⇒ la portata in eccesso che deve essere smaltita va nella formazione a monte ⇒ allagamento superficiale

ha forza agente ^W e l'aria fredda e la superficie di riparazione non è piatta come quella del caso precedente.

L'angolo di riparazione delle masse d'aria $\bar{\alpha} > 10^\circ \text{ C} \Rightarrow$
intensità tipiche di 3-4 mm/h, durate tipiche 12-24 h, dimensioni
dell'area A_p di circa 50 km².

vedi nel disegno
(50 km segnati da rosso)

(le precipit. orografiche, come caratteristiche) sono simili a quelle
da fronte freddo)

^{totali}
Le precipit. annuali tendono a crescere con la quota (che ne hanno in più,
le prec. orografiche).

Le precipit. brevis autumne ^{si parliamo di precip. brevi e autumne} \Rightarrow guardiamo le ^{prec.} ~~correlazioni~~ - Nel caso
di una regione con orografia complessa, i fenomeni correlati sono
legati al riscaldamento differenziato del versante esposto al sole
e di quello esposto all'ombra. La differenza rispetto al caso di
pianura è che: mentre in pianura l'evento è un cadenza
precipitazionale (ogni tot giorni), in montagna l'evento
arriva ogni giorno \Rightarrow come quantità di pioggia che cade è
minore di quella di pianura (proprio perché lo scivolo d'acqua
arriva tutti i giorni!).

Quando è che finisce di piovere?

- nel caso di un fronte, esso si muove \Rightarrow la porzione interessata da pioggia
cambia. Il fronte si sposta quando stermina il volume di acqua
che ha all'interno e che può cadere.

- caso localizzato: tanto più la nube è inclinata verso l'alto, tanto più
ci aspettiamo precipitazioni autumne verso il suolo.

$$I = ET + D_{PROF} + D_{LAT} \quad (1)$$

EQUAZIONE DEL BILANCIO IDROLOGICO PUNTUALE

È immaginabile di chiedere il volume di controllo non in corrispondenza della superficie, ma su una sopra, il flusso entrante sarebbe quello della precipitazione; dunque l'equazione da scrivere sarebbe:

$$\frac{dW}{dt} = P - \underbrace{D_{SUP}}_I - ET - D_{PROF} + D_{LAT} \quad (2)$$

variazioni di volume W di acqua (positivo o negativo) nel tempo (e per unità di superficie, poiché il volume di controllo ha superficie unitaria)

Se (1) è un caso della (2), cioè il caso in cui $\frac{dW}{dt} = 0$ (caso particolare)

non c'è variazione del volume di acqua nel volume di controllo.

Tutti i termini al di là del segno di = nella (2) sono flussi. Oportamente ci si riferisce ad un flusso per unità di superficie:

Ad es. se consideriamo D_{SUP} :

$$\left[D_{SUP} \right] = \frac{\left[\frac{m^3}{s} \right]}{\left[m^2 \right]} = \left[\frac{m}{s} \right]$$

unità di misura delle velocità, ma non sono velocità: sono flussi per unità di superficie. (è un po' come per le intensità di precipit.: $[i] = mm/h$ ma non sono velocità, ma intensità)

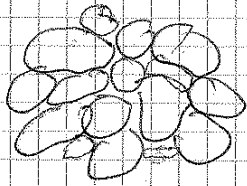
oppure l'unità di misura è $\frac{SPAZIO}{TEMPO}$

A seconda del contesto in cui ci poniamo, siamo interessati alla (1) o alla (2):

- quando ci occupiamo di formazione e propagazione delle piene i tempi caratteristici sono quelli del transizione (bacini piccoli: 2-3 h; bacini via via più grandi: max. qualche giorno)

dunque la scala è quella giornaliera o sub-giornaliera. Facciamo una tabella:

Capiremo ora che succede quando la pioggia arriva nel suolo. (PAG. 44 APPUNTI)
 il suolo può essere considerato come un SISTEMA TRIFASE (cioè un sistema in cui convivono una fase solida, una liquida, una gassosa)



SUOLO: formato da materiale granulare con granulometria eterogenea.

Il materiale granulare costituisce la fase solida (MATRICE SOLIDA)

Le altre 2 fasi sono:

- Aria nei meati (canalicoli che rimangono tra un granulo e l'altro)

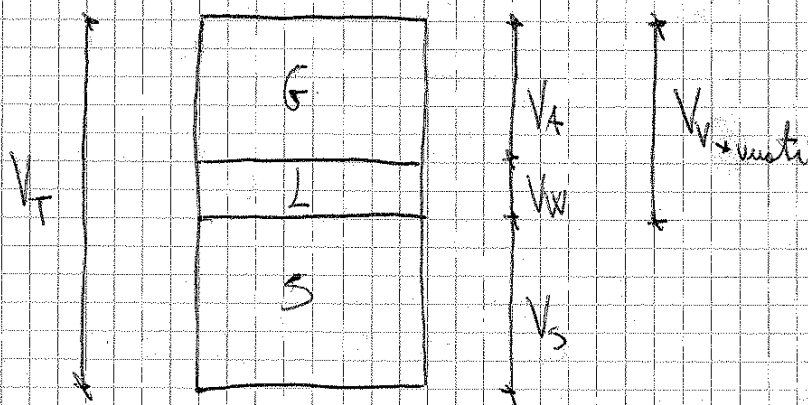
↓
 corrisponde alla FASE GASSOSA

- Acqua nei meati

↓
 corrisponde alla FASE LIQUIDA

Se siamo sotto falda, i meati sono pieni d'acqua. Se siamo sopra la falda, non è vero che nei meati non c'è per niente acqua, ma la fase liquida rimane comunque nei meati più piccoli (acqua capillare). E inoltre c'è l'acqua pellicolare (quella che rimane attaccata alla superf. del granulo attraverso forze elettrostatiche).

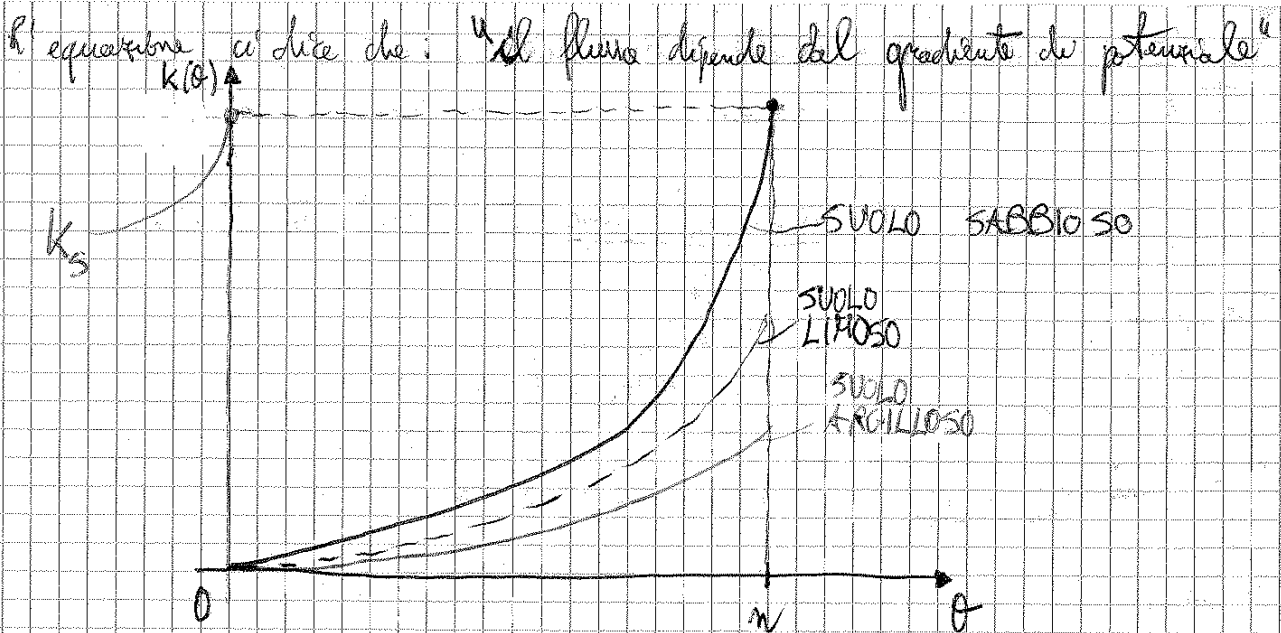
Schema del suolo con un cilindro:



La parte solida non varia nel tempo (ci può essere sì il fenomeno del disseccamento, ma è una transitorietà)

POROSITÀ DEL SUOLO $n = \frac{V_v}{V_T}$ (chiaramente: $0 \leq n \leq 1$)

I valori tipici di n sono compresi tra 0,35 e 0,6.



Un suolo viene caratterizzato da quella che è la ^{ma} componente granulometrica (% sabbia, argilla, ...)

—: suolo sabbioso: andamento di $k(\theta)$ crescente in maniera fortemente non lineare (all'inizio sta molto piatto e poi sale linearmente nella parte finale)

domina la componente $> 0,06$ mm rispetto a tutte le altre

k_s : conduttività idraulica in condizioni naturali (si ha quando $\theta = n$).
 Il k_s è quello che compare nella "reale" formula di Darcy.

Per spiegare il perché di questo andamento, prendiamo un suolo completamente bagnato e neppure di analizzare i flussi verticali nel momento in cui il suolo si sta asciugando. Iniziamo partendo dal punto \bullet . Il suolo si asciuga in modo altamente irregolare: immaginando una matrice 3D, i canali hanno dimensioni eterogenee; i canali più grandi si muoveranno più velocemente degli altri più piccoli. Una volta che i canali più grandi si sono muoveranno, l'acqua fluirà nei canali più piccoli (ma con velocità minore: approssimabile un approssimazione) e quando tutta l'acqua è fuoriuscita, la velocità di flusso va decisamente a 0 (cioè $k(\theta) = 0$). ma $\theta = 0$

- SUOLO:
- SABBIOSO domina la componente $D > 0,06$ mm
 - LIMOSO domina la componente $0,002 < D < 0,06$ mm
 - ARGILLOSO domina la componente $D < 0,002$ mm

Ogni suolo reale ha tutte e 3 le componenti, ma una delle componenti predomina in maggiore quantità rispetto alle altre \rightarrow avremo appunto a seconda di quale componente è in quantità maggiore: suolo SABBIOSO, LIMOSO, ARGILLOSO.

ad avere una tensione \pm piccola. Se il meato è piccolo \rightarrow la forza che devo applicare per entrare l'acqua è maggiore.
 Il potenziale h è dato dalla somma di z e $\psi(\theta)$. $\psi(\theta)$ se lo vediamo in termini energetici, è l'energia che dobbiamo fornire per entrare l'acqua ^{dal meato}. Nel caso di suoli saturati abbiamo un termine di forze che trattengono l'acqua nel meato più basso $\Rightarrow \psi$ basso, ma è un ψ negativo, poiché ho forze che trattengono acqua. Varia che mi sposta in suoli saturati \rightarrow meati più piccoli \rightarrow termine + negativo perché la maggiore forza che trattengono l'acqua.

Nota: $|\psi|$ (il val. assoluto) perché se no, a pari z , il H_2O fluirebbe da suoli asciutti a suoli bagnati (cosa che non può essere)

$$q_z = -k(\theta) \left[1 + \frac{d\psi(\theta)}{dz} \right]$$

θ , ancora:

$$q_z = -k(\theta) \left[1 + \frac{d\psi(\theta)}{d\theta} \cdot \frac{d\theta}{dz} \right] \quad (\theta)$$

flusso ~~verticale~~ verticale dell'acqua all'interno del meato [mm/h] per meati di superficie

ci dice quanto varia il contenuto idrico, rispetto alla profondità.

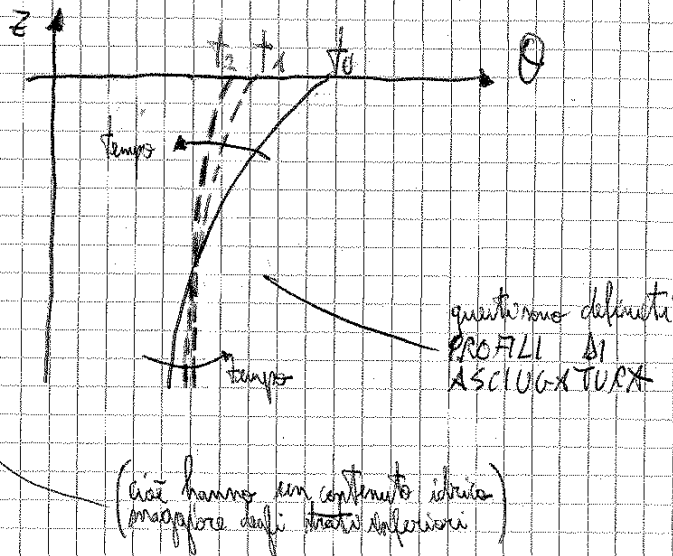
conduttività idraulica in condizioni insature

TERMINE GRAVITATIVO: è quello che determina un flusso verticale dell'acqua anche in assenza di gradiente di potenziale idrico

legato a densità costanti idrici nel meato

CASO 2: $\theta(z_1) > \theta(z_2)$, cioè il profilo lo possiamo ipotizzare che sia fatto così:

LINEA ROSSA:
 andamento tipico dopo un evento di pioggia: gli strati vicini al polo sono più saturi di quelli più nel sottobosco (perché l'acqua ci mette un po' ad arrivare nel fondo)



~~...~~ Guardiamo la θ : il termine $d\theta/dz$ rappresenta ed è > 0 (Vedi come sono diretti gli assi)

$\frac{d\psi(\theta)}{dz} > 0$ (guardando il grafico θ e $\psi(\theta)$ è < 0 vedi come sono

$\psi(\theta) < 0$ (vedi come sono diretti gli assi del diagramma θ) ma ricordiamo che $\psi(\theta)$ è < 0 (\Rightarrow - per - fa +)

Ma anche il flusso verso il basso è maggiore della semplice conduc. idraulica (perché ho $(1 + \text{qualcosa di positivo}) \Rightarrow$ nella pendenza della θ)

$\Rightarrow q_z > k(\theta)$

caso del semplice termine gravitativo

N.B.: q_z non è costante (infatti θ varia con z vedi grafico in curva) e in particolare è maggiore nelle parti alte del suolo e cala andando verso il basso

Cerchiamo di capire come evolve nel tempo il profilo vero (linee verdi). Col passare del tempo, viceversa, i profili si spostano verso sinistra - però negli strati in basso

- 1° fase: qualità principalmente del flusso ~~...~~ dovuta alle diff. di potenziale capillare
- 2° fase: c'è un appiattimento e si torna alla condizione di solo termine gravitativo \Rightarrow

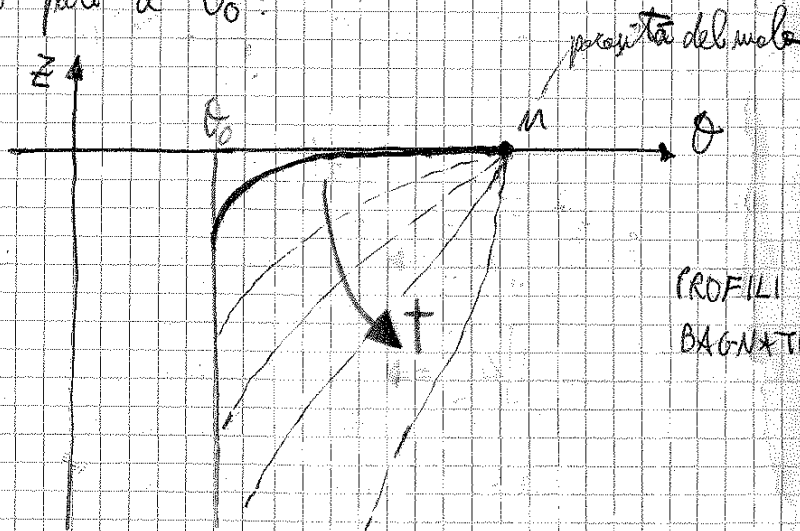
Il nostro punto di partenza ^{di tutto il ragionamento} vera caprice ^{vera caprice} quanta acqua si infiltra nel suolo e quanta defluisce superficialmente:

nell'equazione che abbiamo scritto, ciò corrisponde a prendere q alla profondità $z=0$:

$$f = q_{z=0} = -k(\theta) \left[1 + \frac{d\psi(\theta)}{d\theta} \cdot \frac{d\theta}{dz} \Big|_{z=0} \right]$$

flusso di infiltrazione (sempre un flusso per unità di superficie) $\Rightarrow [m/s] \text{ o } [mm/h]$

Quando abbiamo a piacere, supponiamo che la pioggia trovi un contenuto idrico del suolo pari a θ_0 :



Quando abbiamo a piacere, supponiamo che la pioggia trovi un contenuto idrico del suolo pari a θ_0 . Intanto, si può pensare che nel primo strato si arrivi a saturazione ($\theta = m$) appena inizia a piovere.

Il primo strato viene istantaneamente riempito (perché consideriamo uno strato infinitesimo), dunque la linea resta continua.

Se continua a piovere, il primo strato rimane bagnato $\Rightarrow \theta(z=0) = m$, cioè $\theta(z=0)$ rimane costante nel tempo - dunque possiamo riscrivere f così:

$$\Rightarrow f = -K_s \left[1 + \frac{d\psi}{d\theta} \Big|_{\theta=m} \cdot \frac{d\theta}{dz} \Big|_{z=0} \right]$$



nono nella condizione in cui $\theta = m$ \Rightarrow ma ciò significa condiz. saturo $\Rightarrow K_s$ è la cond. idraulica di condiz. saturo. derivato della curva ψ con $z=0$ (varia col passare del tempo) e l'unico termine che varia nel tempo.

Vediamo ora come possiamo utilizzare le informazioni nella pratica (per reperire la pioggia netta dalle infiltrazioni).

- METODO DI HORTON → abbiamo visto che il profilo di f è decrescente → Horton propone questo modello matematico

$$f(t) = K_s + (f_0 - K_s)e^{-\alpha t}$$

PAG. 45 APPUNTI

↑
"capacità di infiltrazione"

↓
α regola la rapidità con cui la curva della capacità di infiltrazione decresce

conduttività idraulica in condizioni stazionarie

capacità di infiltrazione iniziale

PARAMETRI dell'equazione: K_s, f_0, α .

Ma molti hanno variabilità spaziale molto marcata → non è facile avere tutti i dati per applicare il metodo di Horton → se però si riesce a li abbiamo → Horton dà buoni risultati.

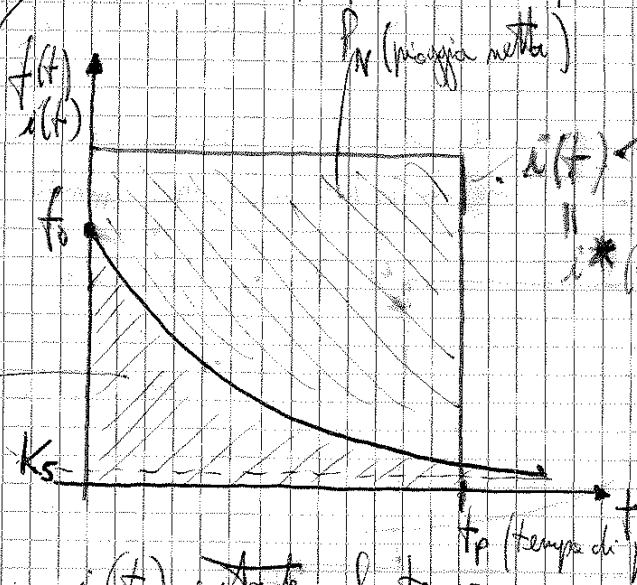
↑
ciò che tutti i 3 parametri

(siamo dunque nel caso in cui abbiamo un sufficiente numero di dati per poter stimare i parametri K_s, f_0, α)

Vediamo come si applica Horton

1° CASO

area: F



↑
i(t) → intensità di piov. che cade sul punto di interesse
||
i* (valore costante)

↑
cioè per quanto tempo piove

Ipotesi da fare: $i(t)$ costante nel tempo.

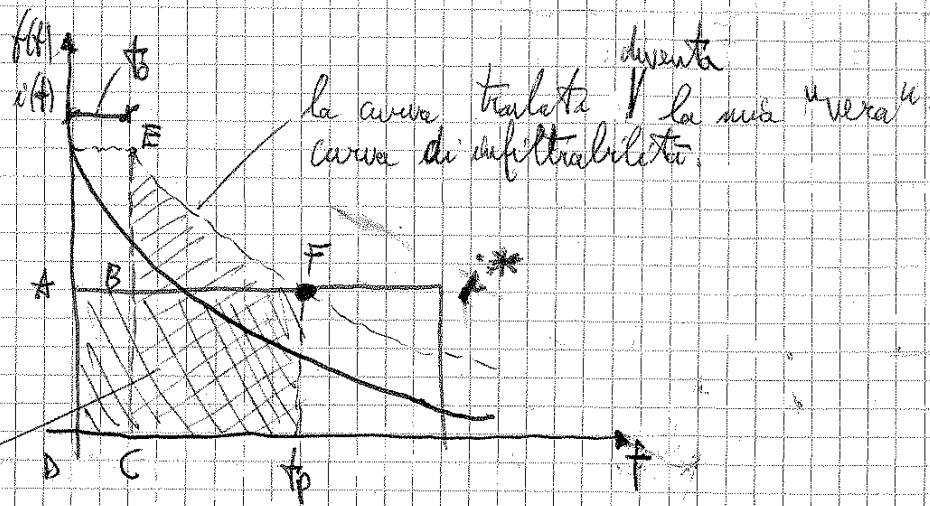
Nel nostro caso si ha che $i(t) > f(t)$. Anche la i è costante (pari a i^*), →

→ la pioggia che cade (cioè h) è $h = i^* \cdot t_p$ (cioè in pratica l'area del rettangolo verde) [mm] di pioggia caduta.

(cioè diffuse superficialmente)

Per capire quanta pioggia va in I e quanto in M (cioè infiltrata) e quanto in N (cioè in M e N fanno la parte al di sotto della curva e quella che riesce a infiltrarsi nel suolo).

$$F = \int_0^{t_p} f(t) dt$$



quantità di pioggia caduta fino al tempo di ponding = $i^* \cdot t_p$

l'acqua che si è infiltrata fino al tempo di ponding è l'area verde. t_0 voglio che area verde e blu siano uguali, perché so che dopo t_p si formano, per tangere \rightarrow voglio che in corrispondenza di t_p non ci sia più capacità di infiltrazione residua. voglio tradurre in forma matematica quanto detto:

scrivendo sotto forma di equazioni:
 curva tralata \rightarrow più esattamente, questa equazione andrebbe scritta così: $f(t-t_0)|_{t_p} = i(t)|_{t_p}$

$\int_0^{t_p} f(t-t_0) dt = i(t_p) \cdot t_p$ \rightarrow questa equazione
 (questa equazione) \rightarrow ciò significa che la curva tralata deve incontrare i nel t_p .

$\int_0^{t_p} i(t) dt = h(t_p)$ \rightarrow ciò significa che l'area verde deve essere uguale a quella blu.

nel nostro caso $i(t_p) = i^*$ \rightarrow $\int_0^{t_p} f(t-t_0) dt = i^* \cdot t_p$
 $h(t_p) = i^* \cdot t_p$ \rightarrow $\int_0^{t_p} i(t) dt = i^* \cdot t_p$

2 equaz in 2 incognite

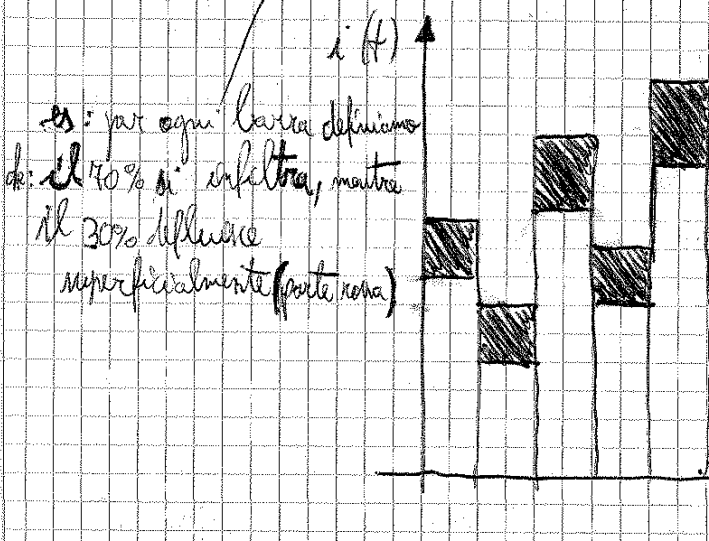
t_p e $t_0 \rightarrow$ da questo sistema ricavare t_p e t_0

Avendo tralato la mia curva (tralata), ragiono poi come sempre: sopra la curva \rightarrow pioggia netta; sotto la curva \rightarrow infiltrazione.



di un mole capillare (meno permeabile)

METODO PERCENTUALE



es: per ogni barra definiamo
 di: il 70% di infiltrazione, mentre
 il 30% deflusso
 superficialmente (parte nera)

$$p_N(t) = C \cdot i(t)$$

coefficiente di deflusso (e $C = 0,3 \rightarrow$ 70% di infiltrazione e il 30% deflusso superficialmente)

A livello di semplicità, questo ^{metodo} è pari a quello del metodo a soglia: anche in questo caso abbiamo un ^{solo} parametro (c) che dipende dal tipo di mole che stiamo considerando.

Questi 2 metodi sono puramente empirici (non conservano la logica del problema). $f(t)$ ^{nella realtà} ~~decrea~~ ^{decrese} nel tempo!

Sono disponibili tabelle del coeff. di deflusso in funz. del tipo di mole.

Il metodo percentuale è più ~~semplice~~ di quello a soglia perché è un metodo che effettua la trasformazione LINEARE di pioggia ^{cade} nella pioggia netta (mentre il metodo a soglia è non LINEARE).

LINEARE (metodo percentuale): se si raddoppia la pioggia, la pioggia netta raddoppia (moltiplica ogni barra $\times 2$)

NON LINEARE (metodo a soglia): se raddoppia la ^{raddoppia} precipitazione, questo mi dà un incremento molto maggiore di quello della pioggia netta (cioè perché il rimane sempre costante)

$$\Rightarrow P_N \left(1 + \frac{S}{h - I_A} \right) = h - I_A$$

$$\Downarrow$$

$$P_N = \frac{[h - I_A]^2}{h - I_A + S} \Rightarrow$$

⇒ la relazione tra altezza di pioggia h e pioggia netta accumulata è non lineare. (si compare al quadrato al numeratore e comparsa al denominatore) anche

2 coeff da stimare sarebbero I_A e S . Tuttavia, nei casi applicativi si fa l'ipotesi che $I_A = 0,25 \Rightarrow$ solo 1 coeff.

$$P_N = \frac{[h - 0,25]^2}{h + 0,25 \cdot S}$$

1 solo parametro da stimare: S

↓
dal punto di vista della parametrizzazione siamo sullo stesso livello del metodo percentuale e di quello a regola d'arte (solo parametro)

Per stimare S viene proposta la relazione:

$$S = 254 \left(\frac{100}{CN} - 1 \right) \quad [mm]$$

↓
negli Stati Uniti, S è stato riscontrato \leq di 254 mm: 254 è lo storage che corrisponde a $CN = 50$ (esaminato)
al massimo (oppure fatto con termini casi applicativi)
 H_2O immagazzinata = portata · profondità = $m \cdot z_R$

CN (grandezza adimensionale) CURVE NUMBER, è un numero che varia tra:

$$1 \leq CN \leq 100$$

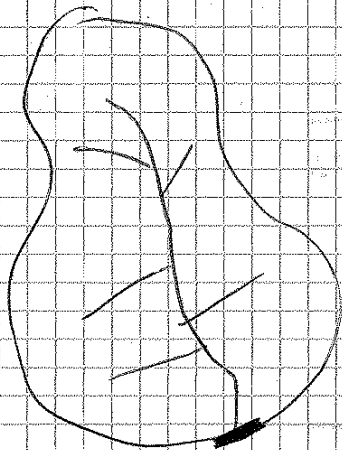
Quanto CN è più o meno come il coeff. di deflusso: ci dice quanta parte dell'acqua che può piovere viene trasformata in acqua che defluisce oppure no

IDROLOGIA

22-11-2012

IETOGRAMMI DI PROGETTO PAG. 50 APPUNTI

Non vogliamo ricostruire le portate di progetto quando abbiamo pochi dati di partenza (per questo è il nostro punto di partenza (che mai ci metteremo nell'ambito della trasformazione affluenti - defluenti)).

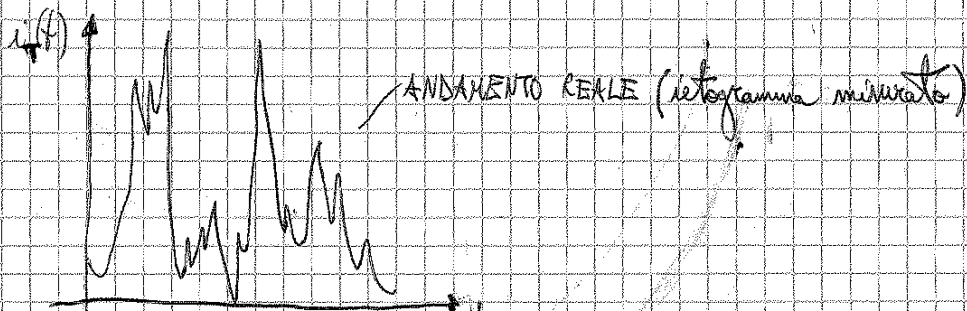


FORMULA RAZIONALE

$$Q_T = \frac{1}{3,6} C_D A_B i_T(t_c)$$

una premessa l'utilizzo del metodo percentuale (perché ho il coeff di deflusso) nella formula

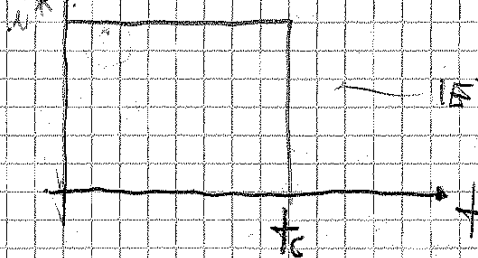
ragioniamo in questo termine: gli eventi delle precipitazioni reali sono eventi con andamenti caratterizzati da variabilità temporale estremamente marcata.



Il ragionamento che facciamo con la formula razionale è, fornire una data $i(t^*)$ in funzione del tempo di covarianza t_c (infatti nella formula razionale compare

$$i^* = \bar{a} \cdot k_T \cdot t_c^{n-1} \quad (\text{da C.P.P.})$$

non attribuiamo
non alle precipitazioni
ma al corso T

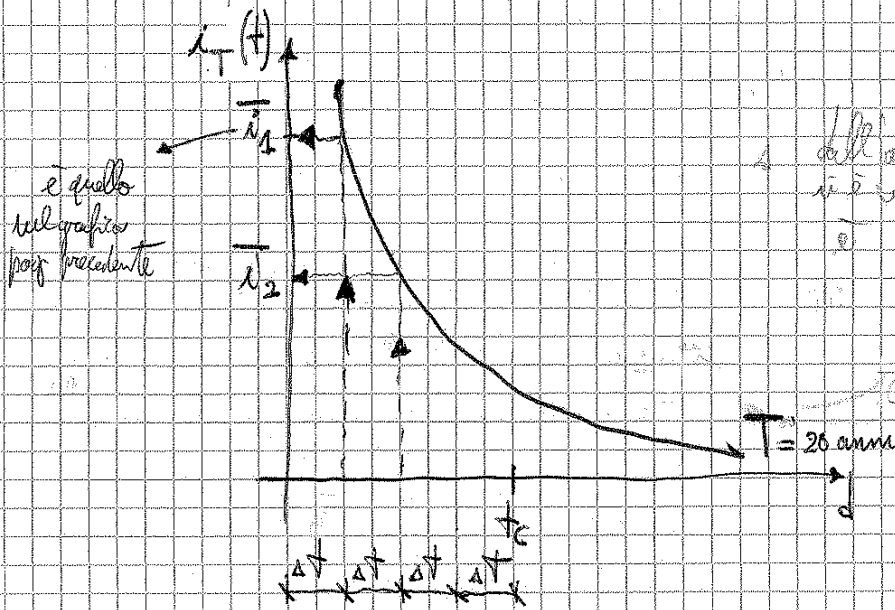


IETOGRAMMA COSTANTE: È UNO IETOGRAMMA DI PROGETTO

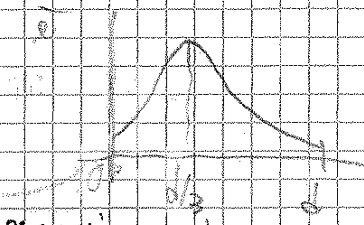
non è quello reale, misurato, ma quello che usi per progettare una data opera. Il termine "progettato" indica che di quella parte corrisponde il + del nostro

Nota:
(formula razionale
implica costanza di i)

es. se $t_c = 4,3 h \Rightarrow$ faccio $\Delta t = 1 h$



dall'angolo normale
si è visto che la precip. media



rispetto al picco
 t_c
però all'incirca anche
"stato stabile" (non
de più cronico
basta il tempo

deve avvenire che $\frac{i_1 + i_2}{2} = \bar{i}_2$
per l'istogramma Chicago

due volte che in un intervallo $2\Delta t$, la
precip. media da noi pari a \bar{i}_2

per la natura in forma
matematica rigore del
quanto reale. Sui appunti
di "simi alla distribuzione h

$$\frac{i_1 + i_2 + i_3}{3} = \bar{i}_3$$

Quando i valori i_1, i_2, i_3, \dots che mette nell'istogramma Chicago
sono quelli che determino tramite queste relazioni lui, perché es: $i_1 = \bar{i}_1$ (e ok)
lui $\frac{i_1 + i_2}{2} = \bar{i}_2$ (l'unica incognita è i_2)

Lo istogramma Chicago \rightarrow rispetto a quello costante:

se prendo una finestra pari a t_c (cioè $4\Delta t$) il valore di prec. media che
ritorno è i^* e ciò vale anche per lo istogramma costante.
ciò che cambia invece, è ciò che accade per finestre più piccole.

lo istogramma Chicago è sempre consistente con la CCP, ^{per qualsiasi durata}
quello costante è consistente con la CCP solo per $t = t_c$. Per $t < t_c$,
lo istogramma costante mi dà i molto inferiori di quello che in realtà è ^{moltiplica di Δt}

IDROLOGIA

29-11-2012

Nel caso del bilancio idrologico puntuale (scala del punto) conta la scala temporale di interesse:

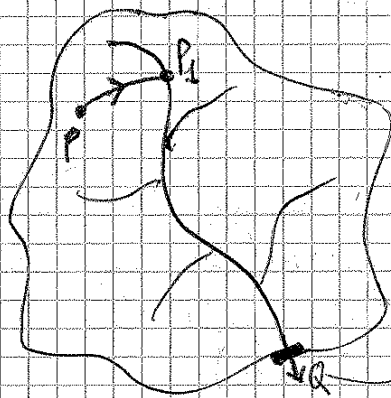
- minuti o giorni per gli eventi estremi,
- mesi o anni per le risorse idriche

PAG. 43 APPUNTI

TRASFORMAZIONE AFFLUSSI - DEFLUSSI (per gli EVENTI ESTREMI)

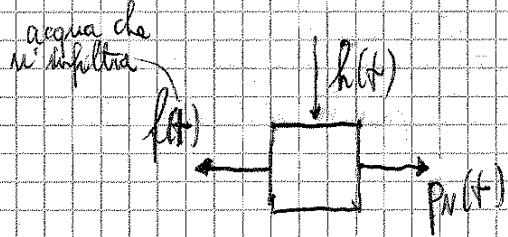
domanda che ci poniamo? cosa ci facciamo nel conoscere la componente ~~netta~~ pioggia netta?

della precipitazione totale che defluisce superficialmente, cioè la



la variabile portante è quella che ci definisce la progettazione della rete di drenaggio.

Schema concettuale:



fenomeni che devono accadere:

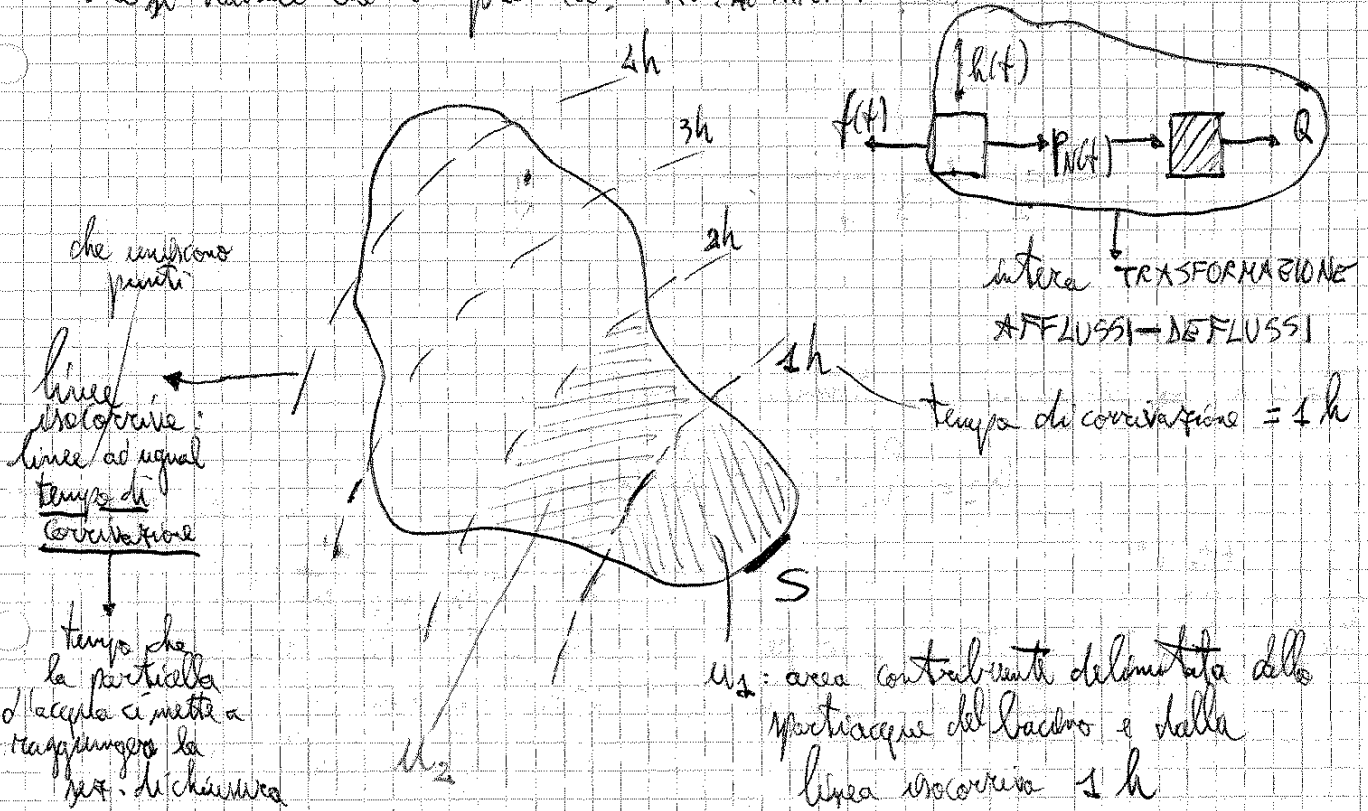
- 1) Formazione del deflusso superficiale
- 2) Trasferimento lungo i versanti fino a raggiungere il reticolo idrografico superficiale (la differenza tra versanti e r.i.s. è piuttosto soggettiva: qualcuno può dire che il r.i.s. è quella parte su cui vi è sempre almeno un po' d'acqua; altri possono dire che il r.i.s. è costituito da tutti gli ammassamenti di acqua preferisce la 1° definizione).

Queste 3 ip. mi servono a dire che posso costruire la portata totale come somma delle singoli contributi (posso sommarli in ragione delle ipotesi 2-3 che mi permettono di dire che posso considerare ognuno di questi fenomeni di trasferimento come indipendenti l'uno dall'altro).

La 2 e 3 sono ipotesi di linearità e indipendenza.

La ipotesi 1 mi dice, oltre che il processo è lineare, che il processo è anche stazionario (cioè indipendente dal tempo).

Come si traduce ciò in pratica? AG. 48 APPUNTI



Le 3 ipotesi possono tracciare le linee isocrona una volta per tutte e non cambiare mai (non dipendono dall'evento di precipitazione).

Immaginiamo ora che impatti una precipitazione:

mettiamo all'istante $t=0$ (inizio precipitazione). Supponiamo, per semplicità, che $Q_0 = 0$ (ipotesi che facciamo solo per non portare dietro una costante, mi può dire che Q_0 è trascurabile a fronte della portata Q).

In realtà questo punto abbiamo detto che nel n. 15.1. Che sempre appena la portata appena comincia a piovere

Le 3 ipotesi precedenti (LINEARITÀ DEI PROCESSI) ci consentono di poter usare la sommatoria.

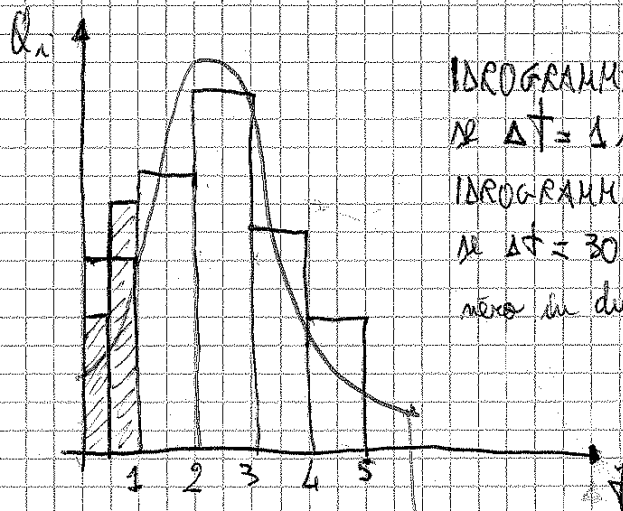
Entriamo più nel dettaglio di alcuni aspetti:

U_i = funzione di risposta del bacino o, in inglese, PAG. 54-53 APPUNTI
 IUH (instantaneous unit hydrograph: idrogramma istantaneo unitario)

La funz. di risp. del bacino rappresenta come le acque del bacino si muovono in funzione dei tempi di permanenza del bacino stesso.

Nell'esempio le linee scorciate erano distanziate di 1h, ma tale Δt lo possiamo scegliere come vogliamo (es. 30'):

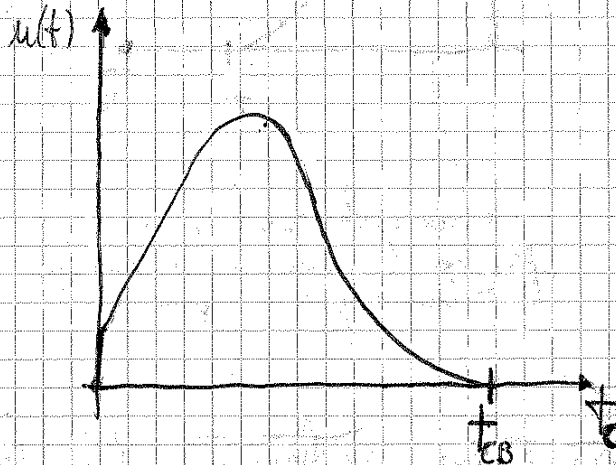
Δt = intervallo tra due scorciate (nella pratica viene scelto in funzione della qualità dei risultati che vogliamo ottenere)



idrogramma reale: se prendo un Δt troppo grande, mi discosterò troppo (sottostimerò troppo) del valore di picco (picco di piena).
 ↓
 colmo di piena

Cio che stiamo facendo è analogo a quanto fatto per la probabilità accumulata (con ascissa variabile casuale e con ordinata probabilità di non superamento)

Perché $u(t)$ è la derivata della curva area - tempo?



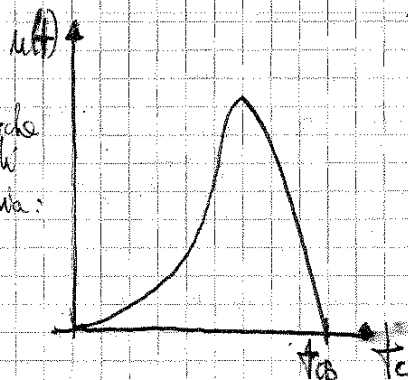
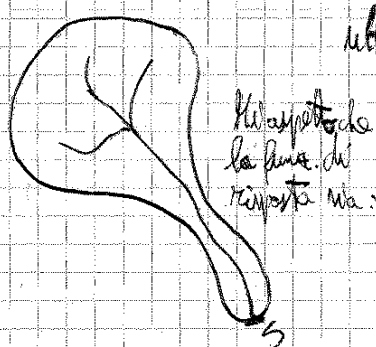
Guardando il grafico pag. precedente, le derivate della curva $A(t)$ (cioè $u(t)$), prima sono basse, poi crescono, poi tendono a decrescere - dunque l'andamento di tali derivate è riportato nel grafico a sinistra

Faccio la differenza tra A_{t+h} e A_t \Rightarrow operazione di differenziale (Δ).
 Quando faccio tendere il dt a 0 \Rightarrow il differenziale diventa una derivata (lim per $dt \rightarrow 0$ mi dà dt).
 La derivata della funz. di risposta assomiglia a quella della funzione derivata di probabilità.

$[A(t)$ è monotona crescente mentre $u(t)$ è una curva chiusa con l'asse t_0]

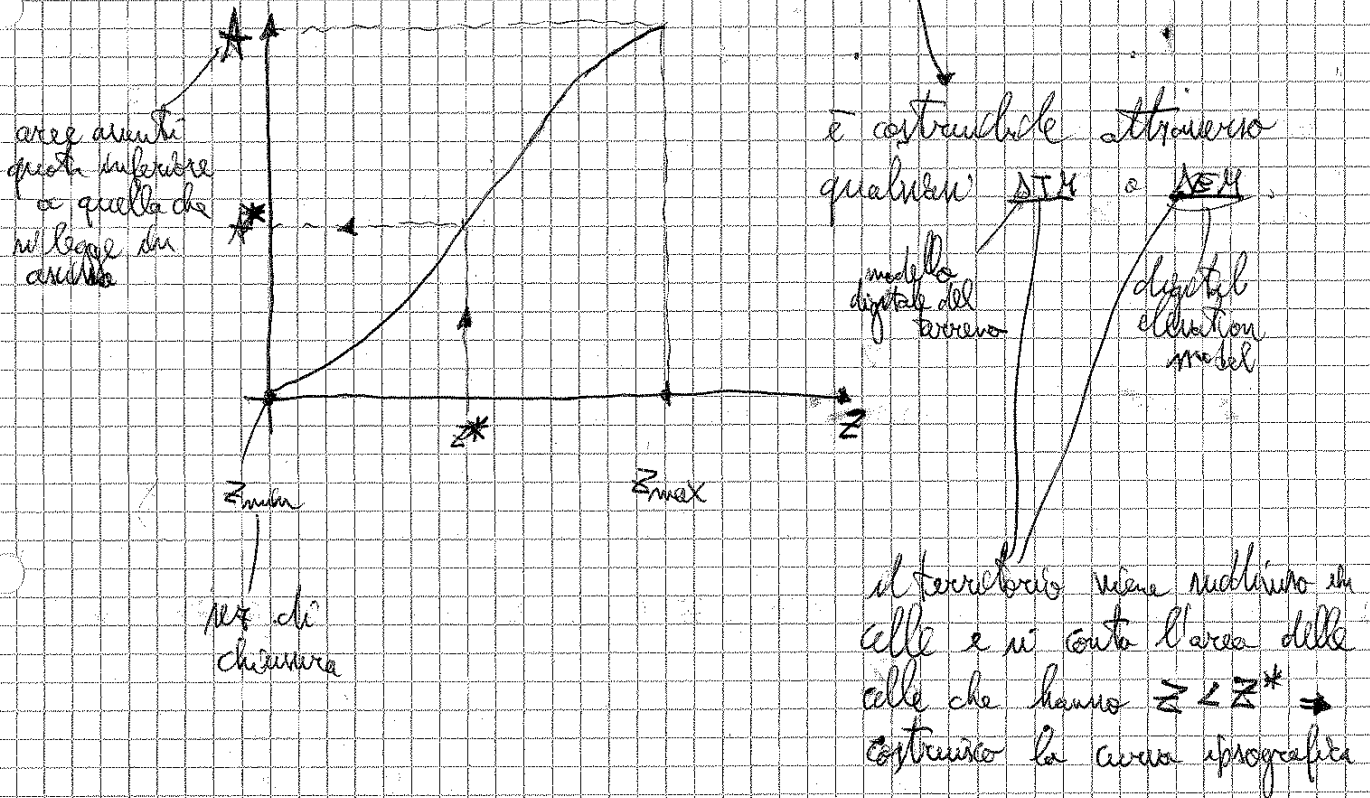
l'area racchiusa dalla curva $u(t)$ rappresenta l'area ^{totale} del bacino idrografico considerato.

Facciamo un esempio:

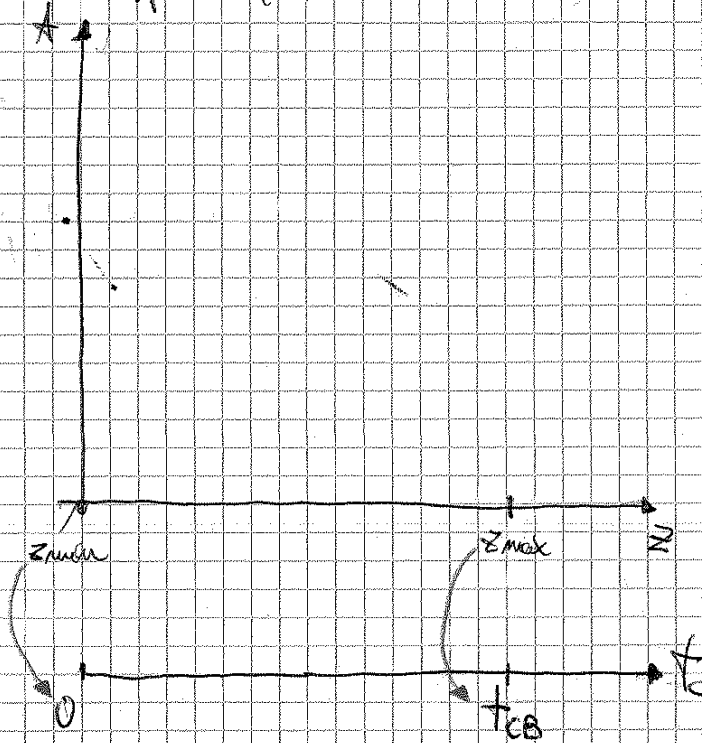


e dunque sono poche le aree che hanno $t_c < t_0$
 BACINO "A" PERA⁴: inizialmente $u(t)$ cresce piano (perché l'imboccatura del bacino è stretta), poi $u(t)$ cresce velocemente (il bacino si allarga) ed infine ricade
 aumentano molto le aree con $t_c < t_0$ diminuiscono, man mano, le aree con $t_c < t_0$

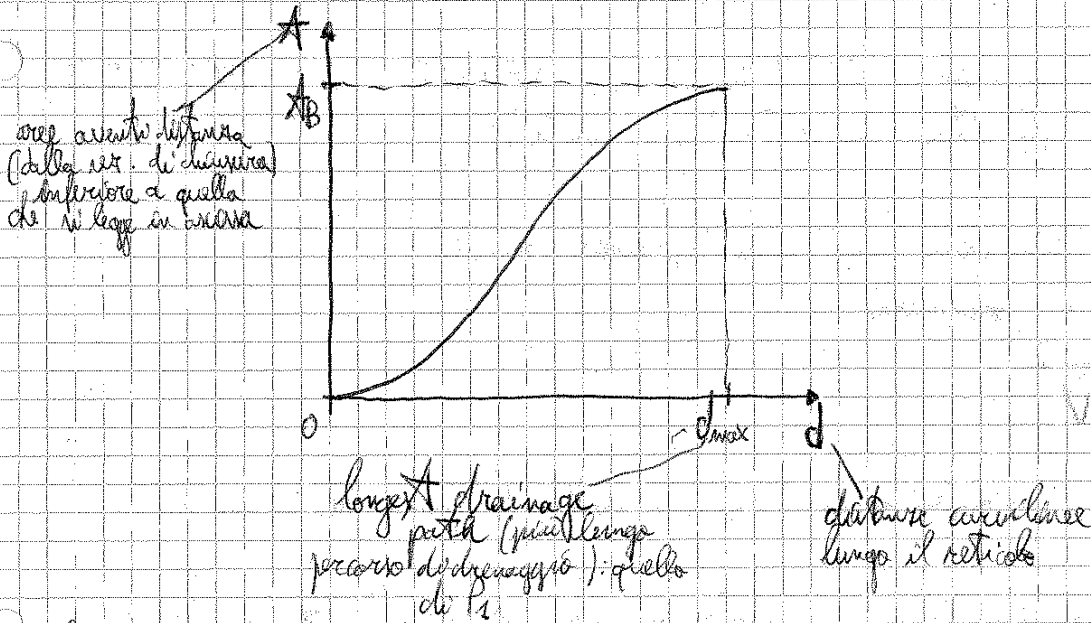
Il pregio di questo metodo è quello di poter utilizzare l'informazione che deriva dalla CURVA IPOGRAFICA:



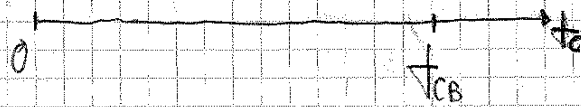
Come trasformiamo la curva ipografica di una area area-tempo?
 "Sostituisce" l'asse Z con l'asse t_c .
 trasforma ($Z \rightarrow t_c$)



Ora si parla di:
CURVA ~~XCB~~ - DISTANZE



Se dividiamo il territorio in celle con DEM o DEM non basta sommare le celle, ma bisogna anche identificare il reticolo di drenaggio (è un po' più complicato, dunque, rispetto al caso precedente).



Matematicamente, per passare da d a t_c si fa:

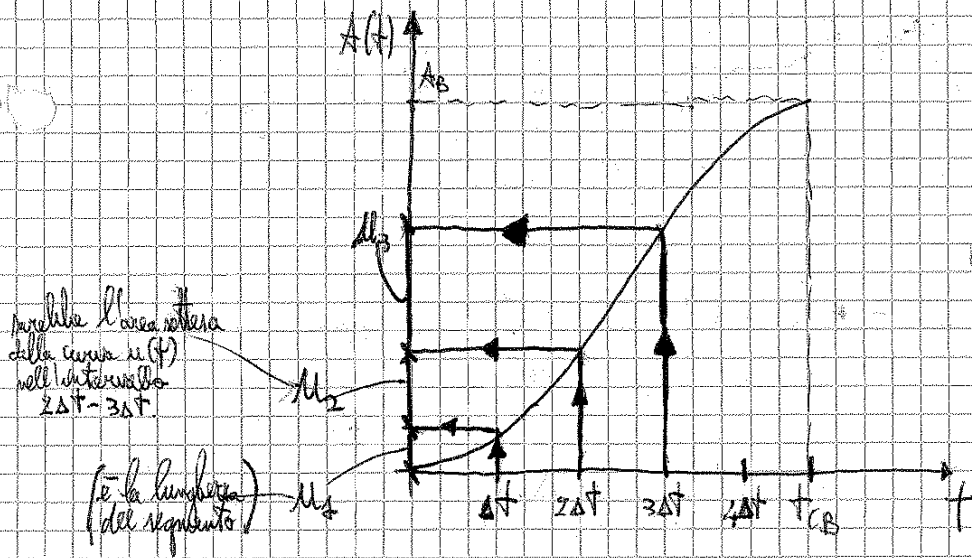
$$t_c = t_{CB} \cdot \frac{d}{d_{max}}$$

bisogna sempre stimarlo con formulazioni empiriche.

es. come ha fatto Giacobbi a trovare la sua formula empirica? ha trovato se dati che fossero portati e precipit. netti → deconvoluzione. da formula di Giacobbi reale agli anni '30 → formula robusta però anch' ha un elevato grado di incertezza (come tutte le formule idrologiche).

CONSIGLIO PROF. unire più formulazioni empiriche insieme.

RIPRENDIAMO LA:
curva area - tempi



La moltiplicazione l'ho fatta dopo aver scritto per come fatto

parallelamente l'area sotto la curva $A(t)$ nell'intervallo $2\Delta t - 3\Delta t$

(è la lunghezza del segmento) M_3

l'applicazione della curva area - tempi passa attraverso qualcosa di discretizzato (formula ①):

$$Q_j = \sum_{i=1}^j P_{N_i} \cdot u_{j-i+1}$$

1°) tempo Δt (30 min, 1 h)

2°) t_{CB} deve essere approssimato ad un multiplo di Δt , perché, se no, le nostre elaborazioni non possono funzionare.

(non posso fare la sommatoria in alto)

(al + vicino)

non per difetto

Es: se $t_{CB} \approx 5 \cdot \Delta t \Rightarrow$ moltiplichiamo le ascisse in 5 parti (vedi disegno sopra)

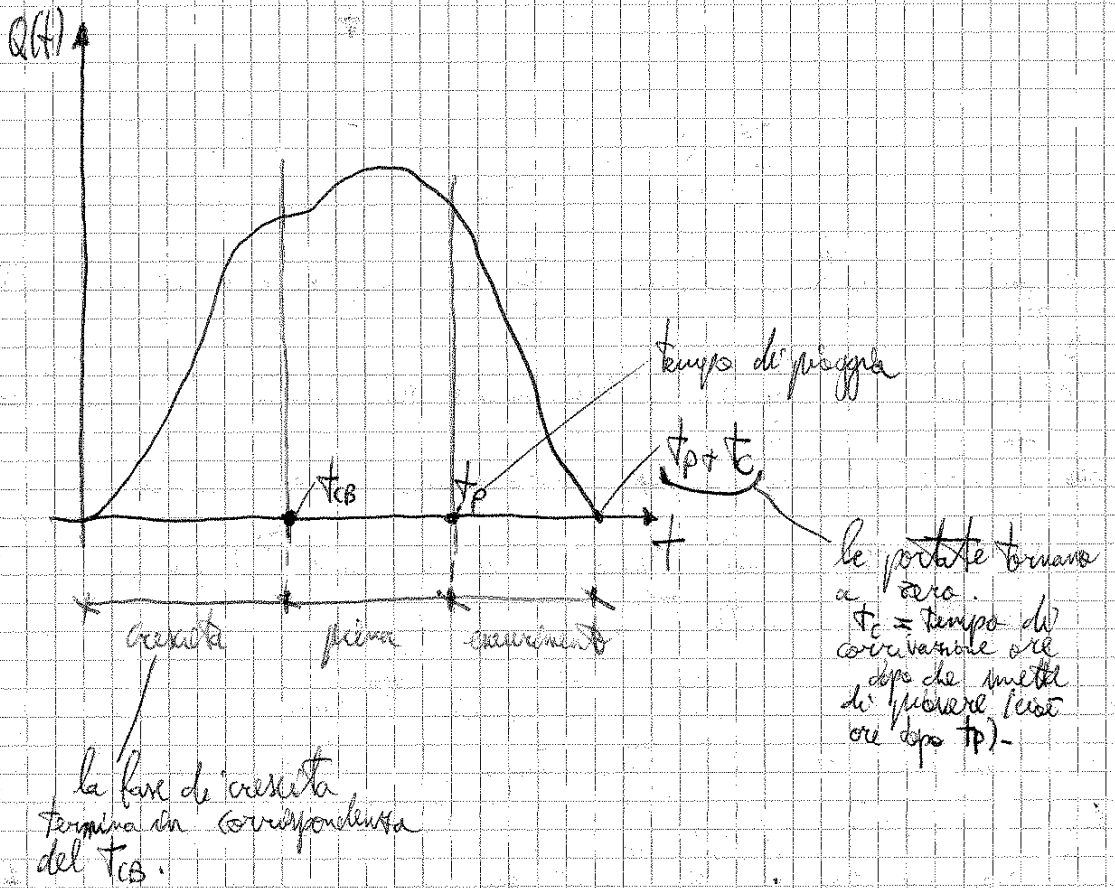
[Nella esercitazione \Rightarrow almeno data la curva $A-t$ per punti \Rightarrow prima interpolata linearmente e poi trovo le u].

Vediamo per che perché $u(t) = \frac{dA(t)}{dt}$

Il modo corretto (matematicamente) di scrivere la sommatoria in alto sarebbe stato questo:

$$Q_j = \sum_{i=1}^j P_{N_i} \cdot u_{j-i+1}^* \cdot \Delta t \quad \text{①}$$

perché l'integrale di



CONSIDERAZIONI:

- se $t_P = t_{CB}$ \Rightarrow c'è solo un'unica colonna senza zero (cioè ho solo un singolo punto in cui tutto il bacino contribuisce)

- se $t_P < t_{CB}$ \Rightarrow ricorso intenso, ma è uno ricorso che fa sì che l'area contribuyente non diventa mai troppo grande \Rightarrow la portata non potrà mai essere troppo grande.

Il metodo di covarianza può essere usato sia in fase di verifica che di progetto. In fase di verifica si dovrà assumere come forzante un evento di pioggia realmente accaduto:

APPLICAZIONE IN VERIFICA: P_N DA EVENTO REALE. Col metodo di covarianza ricorriamo le portate (o le portate che ho già \Rightarrow non serve a niente applicare il metodo della cov.)

APPLICAZIONE IN PROGETTO: P_N ASSOCIATA AD UN TEMPO DI RITORNO T .

IDROLOGIA

04-12-2019

Chiamiamo la trasformazione afflenni-deflenni in occasione di eventi di piena: chiamiamo il metodo della convoluzione.

La relazione che definisce la portata Q in campioni intervalli discreti τ :

$$Q_j = \sum_{i=1}^j p_{N,i} \cdot u_{j-i+1} \quad \text{(a)}$$

← loro sempre intervalli di precipitazione [mm/h]
↓
pminiscola

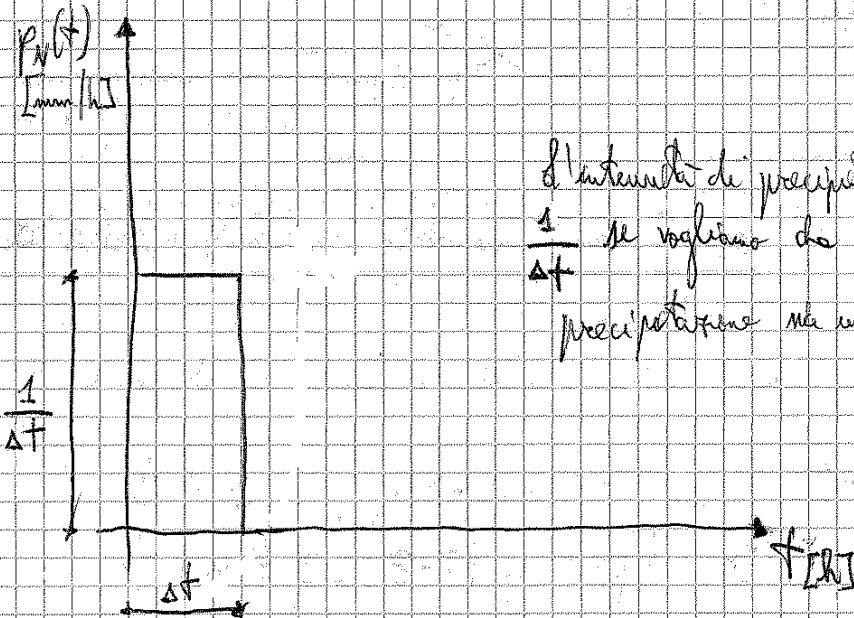
tempo continuo.

$$Q(t) = \int_0^t p_N(\tau) u(t-\tau) d\tau \quad \text{(b)}$$

funzione di risposta u o IUH (IDROGRAMMA ISTANTANEO UNITARIO)

la IUH viene chiamata così perché:
 IUH può essere visto come un idrogramma (andamento di portata nel tempo). IUH è un idrogramma se l'evento (portante) è istantaneo e l'altezza di precipitazione complessiva è unitaria;

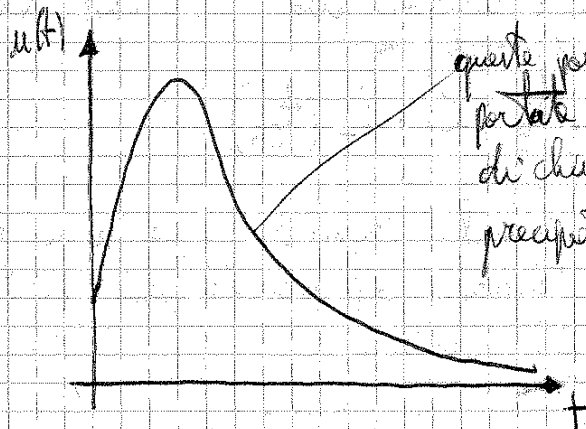
"richiesta d'acqua"



netta
 l'intensità di precipitazione deve essere $\frac{1}{\Delta t}$ se vogliamo che l'altezza di precipitazione sia unitaria ($\frac{1}{\Delta t} \cdot \Delta t = 1$)

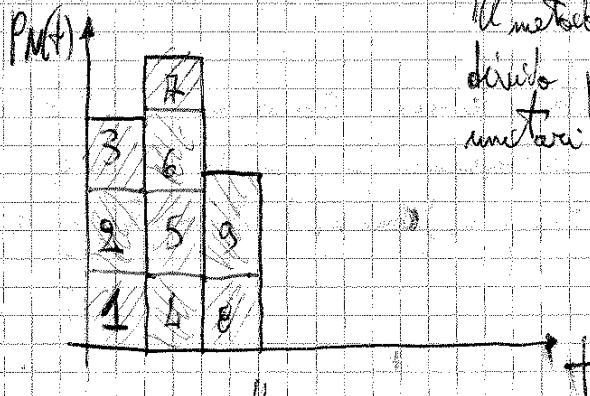
DUNQUE:

Se io sollecito il braccio idrografico con una precipitazione istantanea unitaria, la funzione di risposta è pari alla portata.

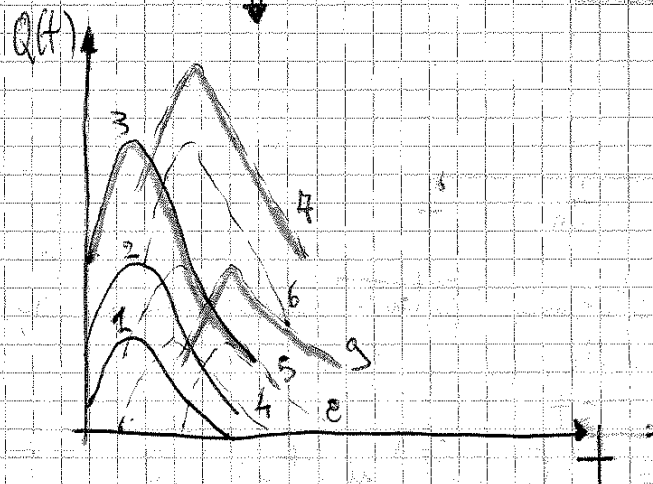


questa possiamo vederla anche come portata che avviene libero alla sezione di chiusura se avessimo una precipitazione istantanea unitaria.

Quanto detto può aprirci un'ulteriore finestra nel metodo della covarianza;



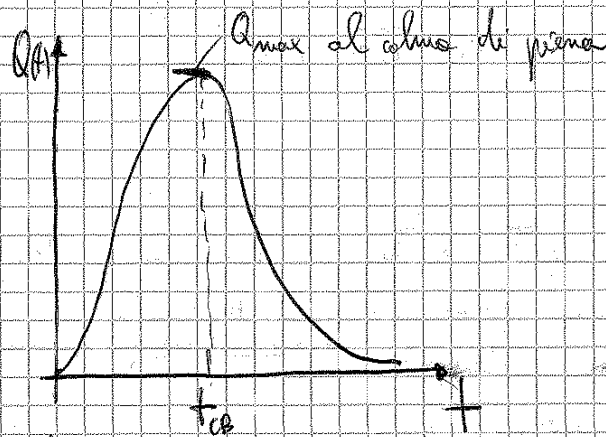
Il metodo della covarianza prevede ^{in pratica} questo: dividere $p_u(t)$ in tanti elementi unitari e istantanei e poi ne fare la somma.



Il metodo della covarianza è lineare → possibilità di sommare i vari contributi unitari.

La portata in uscita sarà data dalla somma di tutti i vari contributi.

(Se non avessimo linearità → $Q(1) + Q(2) + Q(3) \neq Q(1+2+3)$)



Guardando lo idrogramma rettangolare.

- fino a t_{CB} le aree contribuenti stanno crescendo;
- in t_{CB} tutte le aree contribuenti (e solo un t_{CB} accade ciò)
- dopo t_{CB} mette istantaneamente di picco \Rightarrow le aree contribuenti calano man mano.

Quindi Q_{max} si ha a t_{CB} :

$$Q_{max} = Q(t_{CB}) = \int_0^{t_{CB}} C \cdot i(\tau) u(t_{CB} - \tau) d\tau$$

poiché $i(\tau)$ tra il tempo 0 e t_{CB} è costante, allora:

$$Q_{max} = Q(t_{CB}) = C \cdot i_T(t_{CB}) \int_0^{t_{CB}} u(t_{CB} - \tau) d\tau$$

Ora facciamo un cambio di variabile nell'integrale:

$$t^* = t_{CB} - \tau$$

$$\text{se } \tau = 0 \Rightarrow t^* = t_{CB}$$

$$\text{se } \tau = t_{CB} \Rightarrow t^* = 0$$

$$dt^* = -d\tau$$

$$\rightarrow Q_{max} = C \cdot i_T(t_{CB}) \cdot \int_{t_{CB}}^0 u(t^*) (-dt^*) =$$

Invertiamo gli estremi di integrazione.

$$= C \cdot i_T(t_{CB}) \int_0^{t_{CB}} u(t^*) dt^* = C \cdot i_T(t_{CB}) \cdot A_B \Rightarrow$$

area bacino

Facciamo l'ipotesi di serbatoio lineare \Rightarrow

$\Rightarrow Q_{OUT}(t) = K V(t)$: *quanto più acqua ho nel serbatoio, tanto più grande sarà la portata che esce.*
 è proporzionale a $V(t)$ *costante di misura*

$\Rightarrow V(t) = \frac{1}{K} Q_{OUT}(t)$

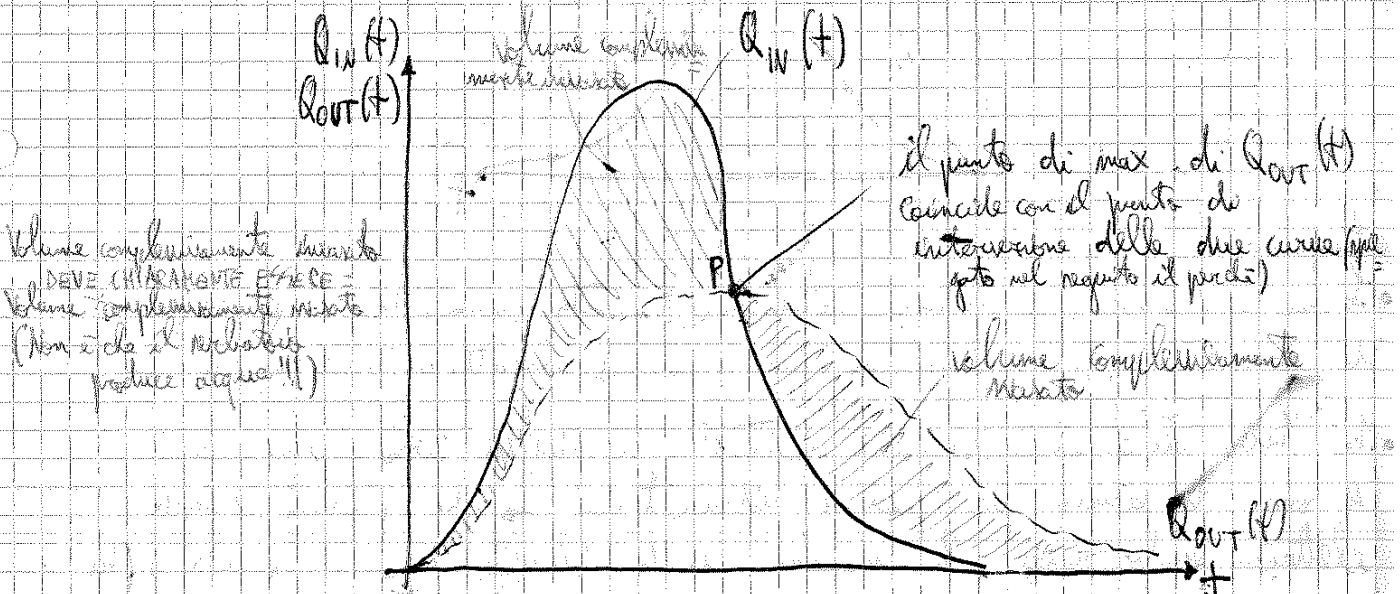
Intituiamo quest'ultima nella (M): *sappiamo di averla e noi vogliamo determinare Q_{OUT}*

$\frac{1}{K} \frac{d Q_{OUT}(t)}{dt} = Q_{IN}(t) - Q_{OUT}(t)$ (C)

Equaz. differenziale del 1° ordine lineare nella variabile $Q_{OUT}(t)$

l'integrale generale è:

$Q_{OUT}(t) = \int_0^t K e^{-k(t-\tau)} Q_{IN}(\tau) d\tau$ (A)

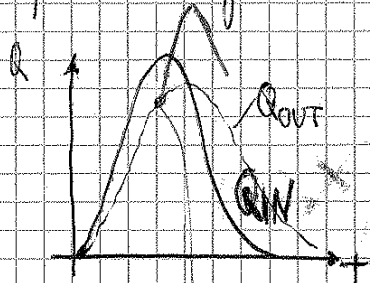


Abbiamo un serbatoio inizialmente vuoto e vogliamo determinare la portata in uscita data una certa Q_{IN} .

Fino a P: riempimento del serbatoio (perché $Q_{IN}(t) > Q_{OUT}(t) \Rightarrow dV(t)/dt > 0$).
 In corrispondenza di P: comincia a essere $Q_{OUT}(t) > Q_{IN}(t) \Rightarrow$ il serbatoio comincia a svuotarsi.

• Manovra scarta dei gestori:

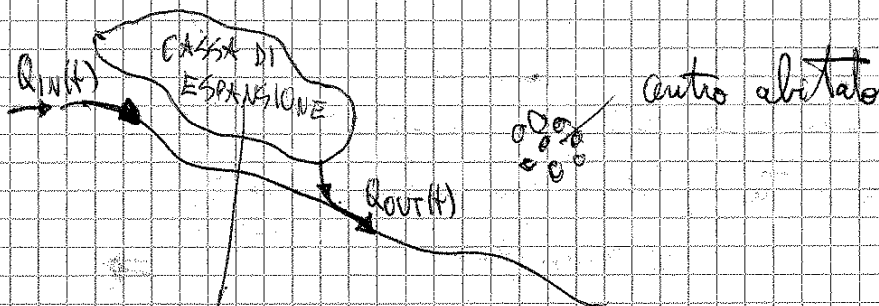
come nel caso di un evento di prec. intenso; immaginiamoci una diga che terra (e le dighe in terra vengono normalizzate, che rischiamo il collasso). Quando la diga viene normalizzata \rightarrow la piena!!! \rightarrow dopo tutti gli scarichi \rightarrow la portata in uscita aumenta.



dopo gli scarichi \rightarrow Q_{OUT} aumenta!

Quinta nota ^{hora} è la LAMINAZIONE PASSIVA: ho un sbarramento, lo non faccio nulla, ma la laminazione albatte ^{di più} i picchi di piena.

Se laminazione viene sfruttata, però, anche per difesa volontaria del territorio: LAMINAZIONE ATTIVA.

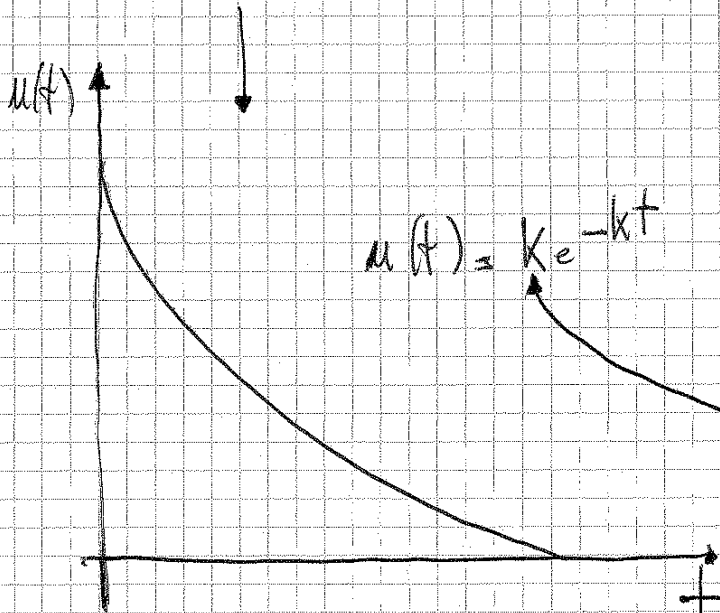


piccoli bacini artificiali che non intersecano il corso d'acqua, ma sono in parallelo. Sono terreni agricoli in cui il fiume può agire in modo controllato (mettere arginature in terra) \rightarrow questa cassa di espansione mi fa da volume di riserva e poi successivo scarico.

La cassa di espansione farà sì che $Q_{OUT}(t) < Q_{IN}(t)$ (laminazione attiva).
 \rightarrow ill. in figura

Se siamo in torrenti alpini \rightarrow non si fa una cassa di espansione a causa della pendenza elevata, ma si fanno dei serbatoi.

(l'acqua non esce ad un metro di no a lato!!!)



La costante di smorzamento regola
quanto rapidamente il braccio
idrodinamico risponde alla
sollecitazione.

Parliamo oggi dell' EVAPOTRASPIRAZIONE

E'va' corrispondente al flusso di acqua che passa dallo stato liquido a gasoso e dunque ritorna sotto forma di vapore d'acqua all'atmosfera.

Il passaggio da liquido a vapore acqueo richiede energia → h_L energia la fornisce il sole.

Ragioniamo in termini di bilancio: BILANCIO DI ENERGIA (consideriamo i flussi di energia che interessano la porzione di mole):

$$C \frac{dT_s}{dt} = S_N + L_N - \lambda \cdot \rho \cdot E \cdot T_p \quad (2)$$

di area unitaria

Capacità termica di 1 m³ di mole (l'unità di misura della capacità termica, all' SI, è J/K)

temperatura mole: è la variabile di stato che usiamo per rappresentare il contenuto di energia del mole (così come θ era la variabile di stato che abbiamo usato per rappresentare il contenuto d'acqua del mole)

è un flusso di energia per unità di superficie

S_N : radiazione netta ad onde corte [W/m²]

short wave radiation

perché ne parliamo nel bilancio fornisco una parte ad onde corte (visibile: arriva direttamente dal sole) da una ad onde lunghe (infrarosso: arriva dall'atmosfera)

long wave radiation

L_N : " " " " " " " " lunghezza [W/m²]

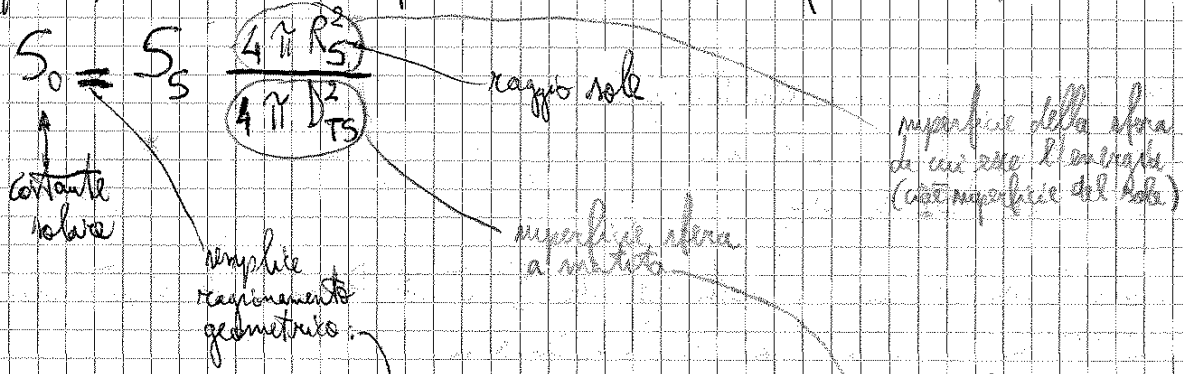
λ : calore latente di evaporazione dell'acqua: corrisponde alla quantità di energia che dobbiamo fornire per far evaporare 1 kg di acqua. λ dipende debolmente dalla temperatura, ma un valore caratteristico che si può utilizzare è $\lambda = 2,25 \cdot 10^6$ J/kg

ρ : densità dell'acqua $\cong 1000$ kg/m³

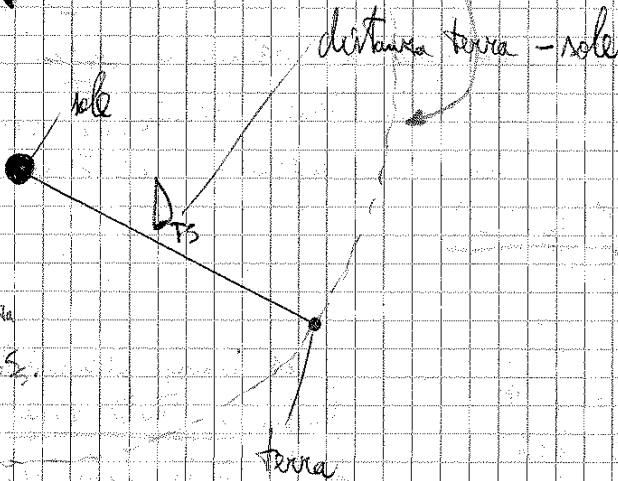
(evapotraspirazione)

$E \cdot T_p$: evaporazione potenziale perché è quella che potenzialmente potrebbe insorgere se altre condizioni fossero rispettate.

Quanta parte dell'energia emessa dal sole raggiunge la superficie più esterna dell'atmosfera terrestre? Un'aliquota di S_0 , cioè:



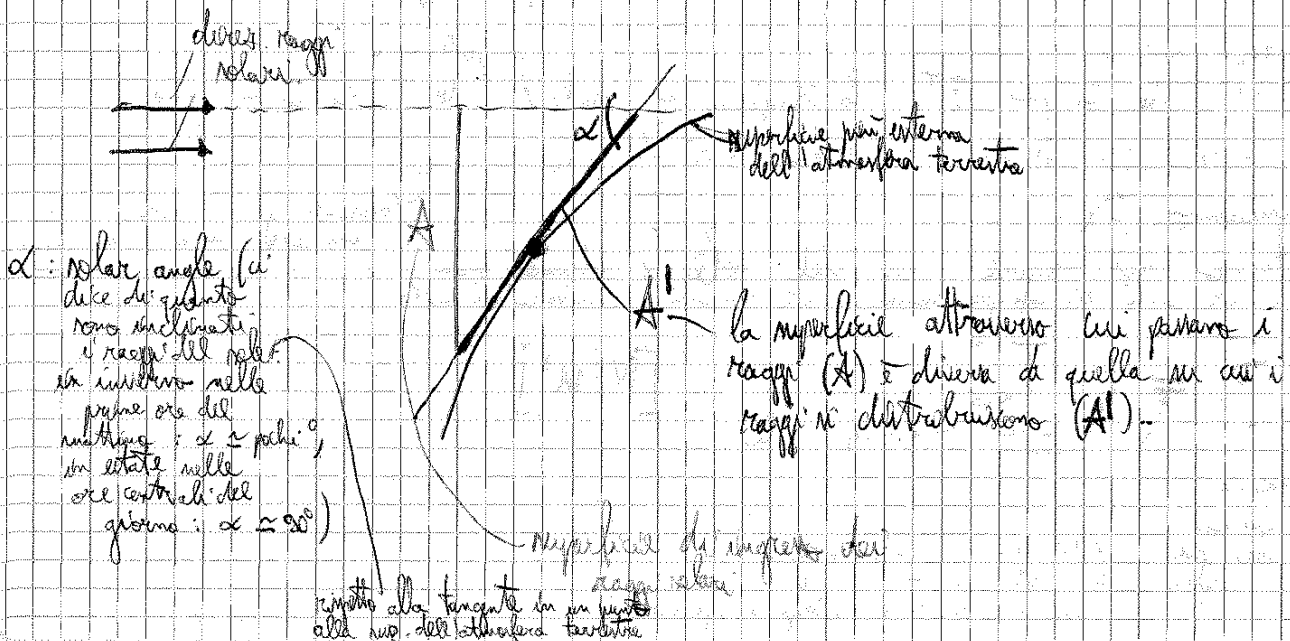
(Ma credo che la relazione sopra sia più precisa per un generale caso:
 $S_0 = S_S \cdot \frac{4\pi R_S^2}{4\pi D_{TS}^2}$ dove D_{TS} è la distanza dal centro del sole. Se $D = R_S \Rightarrow S_0 = S_S$.
 All'aumentare di D (ab. l'osservatore che si muove ad una superficie piana a distanza D dal centro del sole).



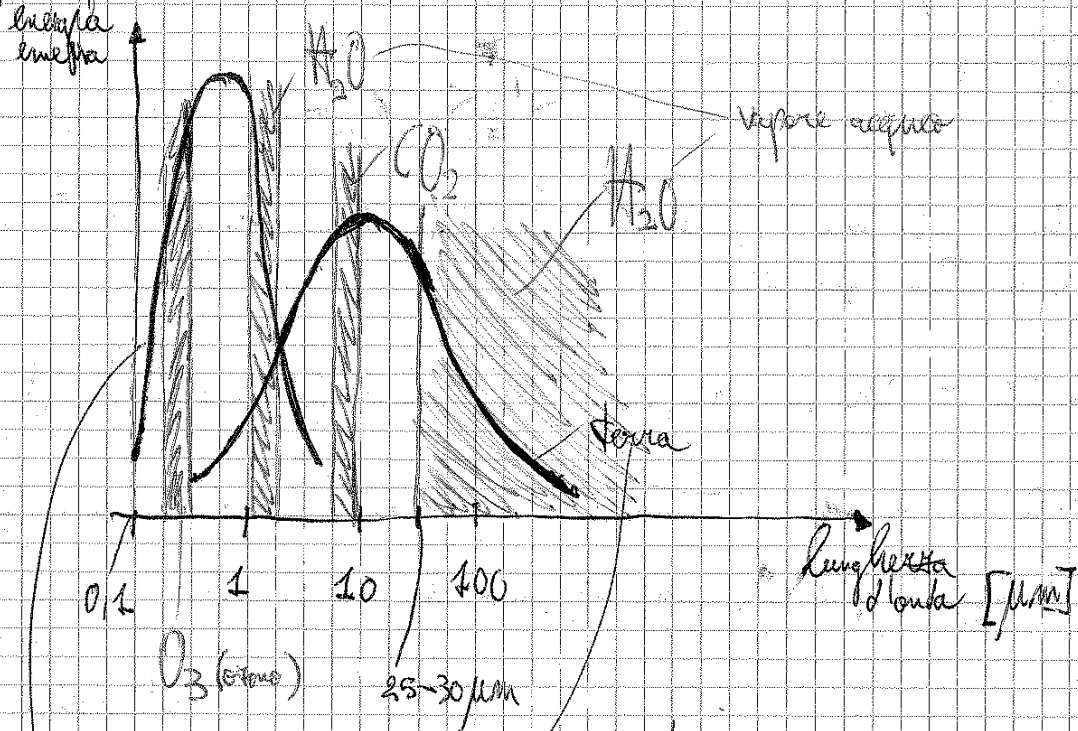
S_S è circa costante \Rightarrow anche S_0 lo si considera costante: $S_0 = 1364 \text{ W/m}^2$.

In realtà D_{TS} varia nel corso delle stagioni in un anno di qualche punto percentuale $\Rightarrow S_0$ non è proprio sempre $= 1364 \text{ W/m}^2$, ma varia da circa 1350 a 1400 W/m^2 .

Come accade nella sup. dell'atmosfera terrestre?



La perdita di energia nell'attraversamento dell'atmosfera terrestre dipende dai fenomeni di riflessione e rifrazione dovuti alle particelle di diversi "elementi" presenti nell'atmosfera.



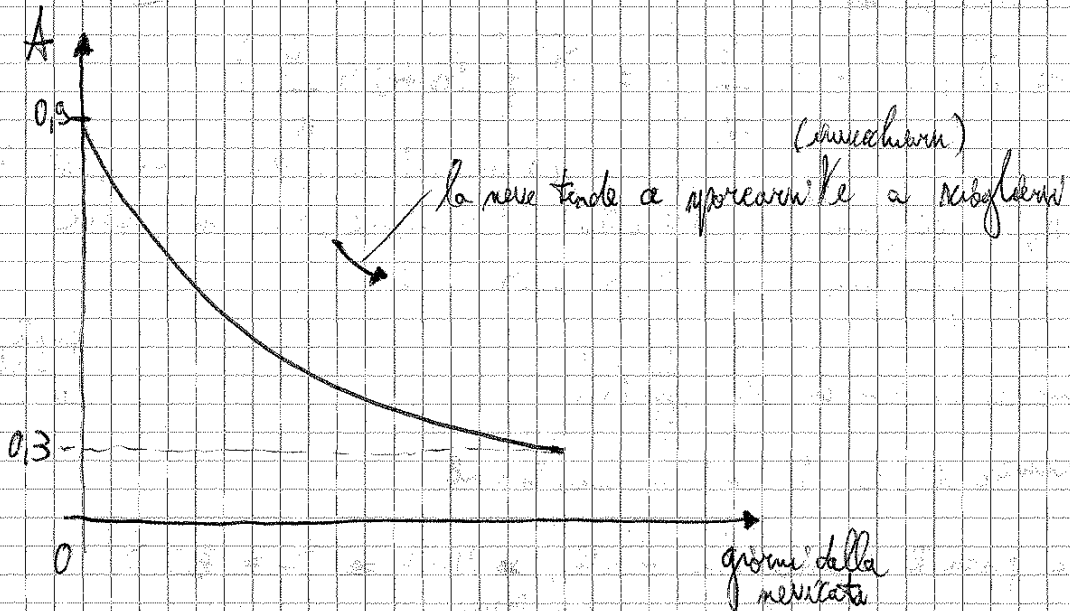
spettro di emissione del sole: ^{rappresenta} la quota parte di energia emessa dal sole in corrispondenza delle varie lunghezze d'onda. Tanto più il corpo è caldo (come il sole) e tanto più lo spettro di emissione di tale corpo sarà compreso tra lunghezze d'onda basse.

(Qualsiasi corpo con $T > 0 K$ emette energia \rightarrow anche la terra lo fa. $T_{terra} < T_{sole} \rightarrow$ lo spettro di emissione della terra sarà compreso tra lunghezze d'onda più elevate rispetto a quello del sole).

(fare radi nel disegno)

Zone d'ombra: sono fasce di assorbimento dell'atmosfera: se i flussi di energia ^{emessa} interagiscono con particelle di certo "materiale" (es. ozono) tale energia viene assorbita da quelle particelle.

(Le fasce verdi sono indicative: non è che dentro la fascia l'assorbimento è totale e fuori no, ma abbiamo dato valori di lunghezza d'onda caratteristici di tale fascia.)



BASTA PARLARE DI DUE FENOMENI analizzabili grazie ad A :
 (scioglimento dei ghiacci \rightarrow una lastra sottile di neve sciolta (l'acqua se rimane nel mare) $\rightarrow A$ basso (l'acqua ha A massimo $\rightarrow A \approx 0.5$))
 \rightarrow lo scioglimento dei ghiacci provoca un calo di A (A medio in tutta la Terra) \rightarrow la radiazione netta che entra nel mare è più alta in tutta la Terra \rightarrow aumento T_{mare} . Questo è un ciclo, perché se T_{mare} aumenta \rightarrow più scioglimento ghiacci \rightarrow il ciclo si autoalimenta: feedback positivo.

Un feedback negativo può essere quello dovuto a desertificazione: se diventa lastra spessa a mare sciolto $\rightarrow A$ vera $\rightarrow S_N$ più basso $\rightarrow T_{\text{mare}}$ diminuisce \rightarrow il processo di desertificazione è "auto-repente".
 $\rightarrow T_{\text{mare}} \downarrow \rightarrow$ ciò va contro la desertificazione \rightarrow

Questi due fenomeni analizzati sono in realtà più complessi; qui li abbiamo inquadrati solo nell'ambito radiativo (es: per la desertificazione: una volta che il mare sciolto sta "mancando", per una sua riva più e tornare deserto, quindi non è che il processo di desertificazione inizia e poi torna indietro).

(venendo fuori grazie alla desertificazione)

Per determiniamo L_{ij}

Se consideriamo l'atmosfera come corpo radiante, è difficile determinare T_{ATM} (vedremo martedì come risolvere) (è quello che stiamo facendo)

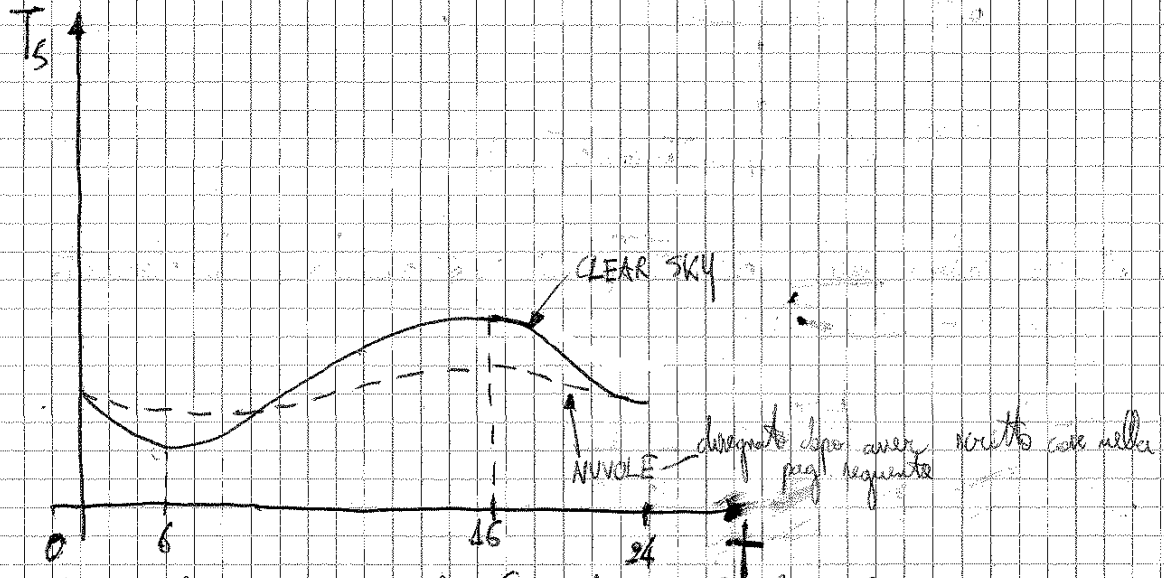
EFFETTO SERRA: L'atmosfera non è trasparente al passaggio dei raggi di energia ^{di lunghezza a quelle} ad onde lunghe. L'energia rimane dalla terra rimane nel sistema complessivo terra + atmosfera, perché l'energia viene riassorbita dal sistema $CO_2 + H_2O$ (la CO_2 assorbe proprio in corrispondenza del picco dello spettro della terra).

In assenza di atmosfera, la Terra avrebbe una $T_{media\ terra} \approx -12^\circ C$.
Grazie alla presenza dell'atmosfera fa sì che $T_{media\ terra} \approx 10-15^\circ C$.
(Se non ci fosse l'atmosfera non ci sarebbe vita umana sulla terra.)
($T = -12^\circ C!!!$)

l'effetto serra è quindi un fenomeno naturale.
A causa dell'attività dell'uomo \rightarrow aumenta la $CO_2 \rightarrow$ questo strato di CO_2 assorberà una maggiore quantità di energia \rightarrow aumenta la temperatura del sistema atmosfera-terra.

Ma, quindi, le fluttuazioni di L_N sono minori di quelle di S_N (che quasi sono provocate dalla variazione di inclinazione dei raggi solari).

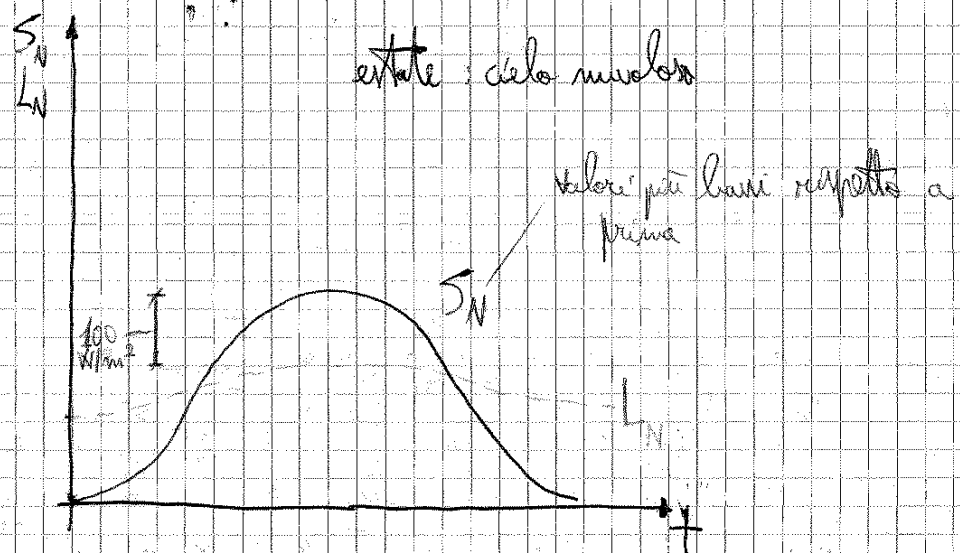
Vediamo come varia T_s : ~~che variazioni di T_s si possono avere~~



L'andamento di T_s per clear sky è quello che ho commentato alla luce del grafico pag. precedente. Nelle prime ore della notte il bilancio è in perdita ($L_N > S_N$: quello che esce è maggiore di quello che entra). In tali prime ore $E_{Tp} = 0$. Dopo le 6 S_N diventa molto più forte di L_N (una parte dell'energia viene usata per attivare il processo di E_{Tp} l'altra parte va a far sì che $\frac{dT_s}{dt} > 0$).
(pendenza derivata molto maggiore)

Il max di T_s si ha alle 16 (al volo è un sistema più inerziale dell'aria: ci mette più tempo a raldarsi e dunque di più anche a ricedere calore)

Vediamo ora cosa accade in condizioni di cielo nuvoloso:



equazione di Hargreaves:

$$ET_p = \frac{S_0}{\rho h} (\bar{T} + 17,8) \sqrt{S_T}$$

il risultato dell'equaz. è in $\left[\frac{mm}{g} \right]$

temperatura media mensile ($^{\circ}C$)

oscillazione termica media nel mese di riferimento (per tutti i giorni facciamo $T_{max} - T_{min}$ e poi facciamo la media)

Le variabili nell'equazione sono \bar{T} e S_T

ci serve per distinguere, in maniera semplice, le condizioni di cielo limpido o nuvoloso. A parità di \bar{T} , se ho un cielo sereno \rightarrow il S_T è maggiore \rightarrow ET_p maggiore (ed è quanto poche giornate serene che più calore dipende per l' ET)

Se ho un termometro a minima e massima che mi consente di determinare S_T . Se non ce l'ho, allora uso quest'altra formula:

Blaney-Crisple : $ET_p = a (0,46 \bar{T} + 8,43)$

non vede né il termine radiativo né S_T ma solo \bar{T}

dipende dalla latitudine del sito, o se voglio conoscere ET_p

Una 3° equaz. empirica la vedremo a esercitazione.

Chiediamo qui ciò che riguarda l'evapotraspirazione potenziale.

• ΔT : escursione termica media nel mese di riferimento
 (giorno x giorno faccio $T_{max} - T_{min}$, e medio nel mese).
 Si intende temperatura dell'aria!

Il fatto che ET_p dipenda da \bar{T} è ovvio: stiamo parlando di bilancia radiativa
 → la temp. è la variabile principe ~~x~~ quant'essere di che si serve.

ΔT : serve a distinguere cielo nuvoloso e cielo limpido

A pari \bar{T} , se ho $\uparrow \Delta T$ mi aspetto $ET_p \uparrow$. La formula empirica, infatti, dice proprio questo.

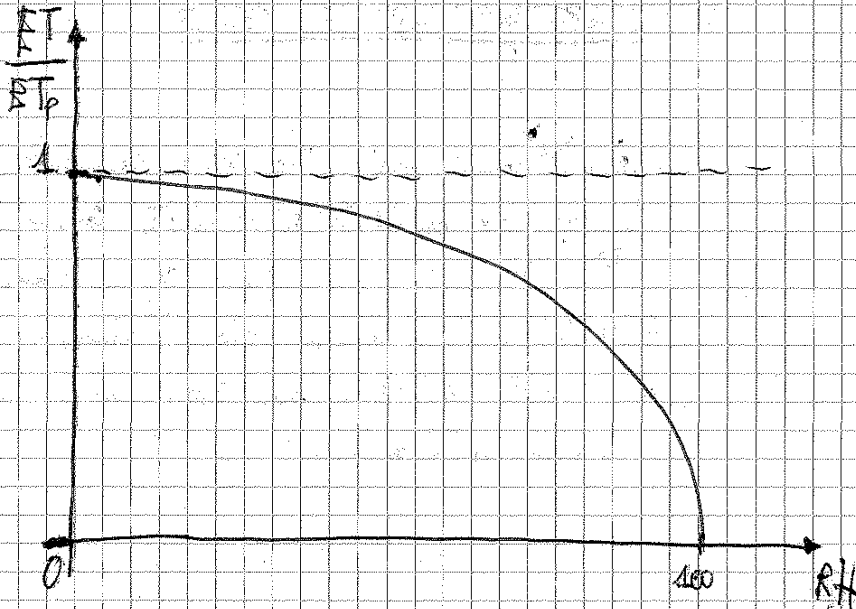
Serve un termometro che misuri giornalmente la temperatura: (e registri il min e il max)

Se il termometro non misura il min e il max:
 uso una relazione empirica:

$$ET_p = a(0,46\bar{T} + 8,43) \quad (\text{eq di Blaney-Criddle})$$

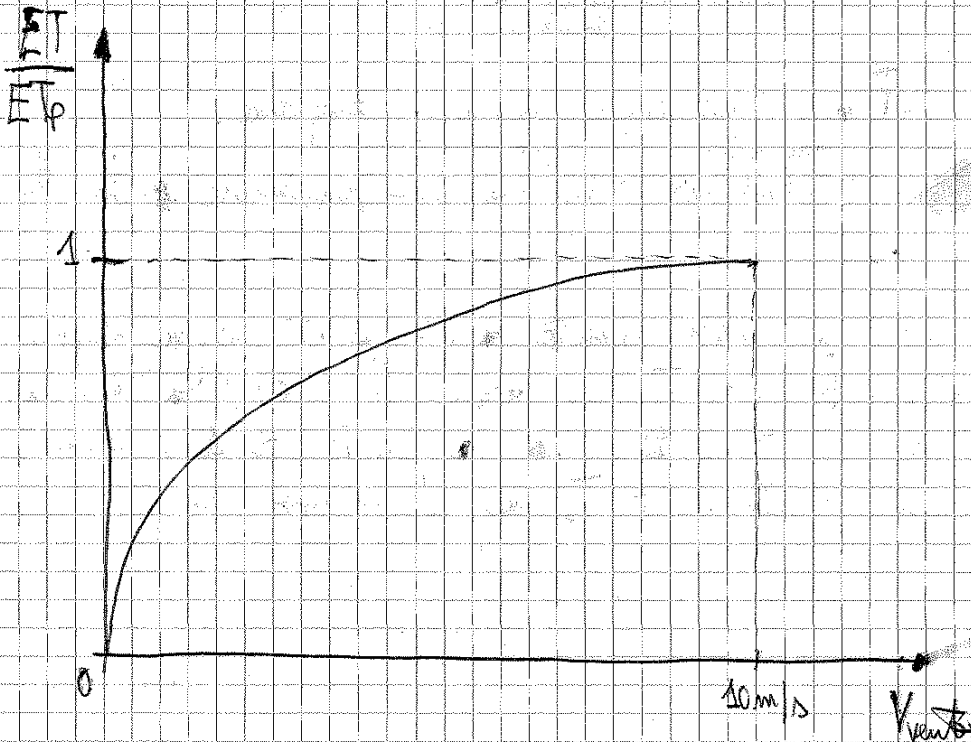
Dipende solo da \bar{T} e da coeff a (funzione della latitudine del sito dove voglio conoscere ET_p).
 tabella.

Ad esercitazione ne vedremo un'altra basata solo sulla fisica termometrica



(ci dice quanto l'aria è
satura di particelle di
H₂O allo stato vapore)

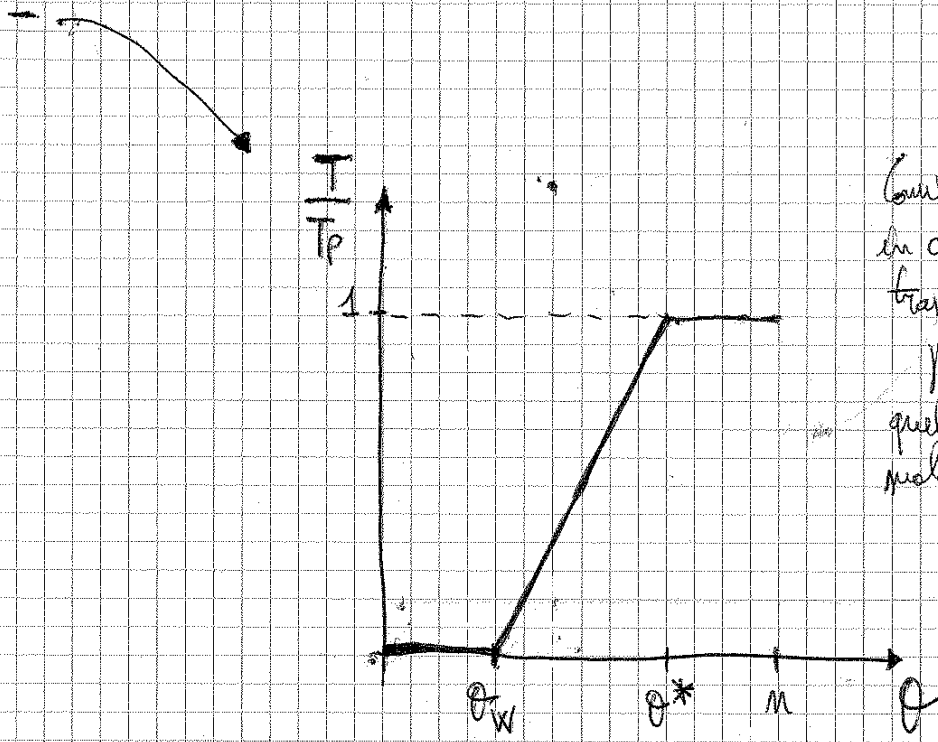
Se $RH = 100\%$, l'aria non è più in grado di raccogliere acqua → anche se dal punto di vista energetico potrei determinare l'evaporazione dell'acqua, tale acqua non può essere raccolta dall'aria già satura.



più non avrò
più possibilità
di evaporare altre par-
ticelle di H₂O vapore
→ $ET = 0$
(a $V = 10 \text{ m/s}$)

Questo grafico e quello con RH vanno visti in combinazione. Immaginiamo ci sia un lago e l'aria ha $RH = 50\%$. Se $V_{vento} = 0$ → l'aria al di sopra del lago andrà più piano saturandosi in seguito all'evaporazione dell'acqua del lago e dunque

- L'evaporazione interessa i primi cm di suolo (precisamente strato di suolo), mentre la traspirazione interessa fino a circa 1 m di profondità, perché gli apparati radicali delle piante captano acqua dai primi cm di suolo fino a 1 m \Rightarrow c'è una sottrazione di acqua più uniforme (vedere sottostante) acqua anche negli strati più profondi rispetto ai soli primi cm)

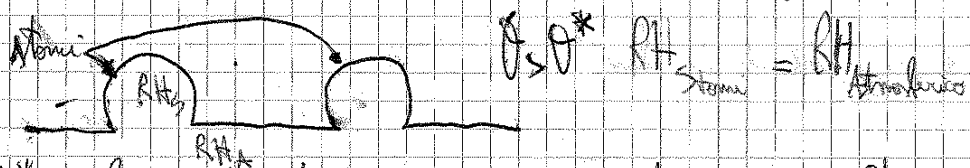


Consideriamo un suolo vegetato, in cui quindi il flusso di traspirazione T sia quello preponderante (rispetto a quello di evaporazione; in un suolo desertico è il contrario)

Q_w = punto di appioppamento permanente (rappresenta quel valore di Q al di sotto del quale le piante subiscono dei danni irreversibili. Es: un ramo si rompe in modo irreversibile). Esso corrisponde a condizioni molto asciutte del suolo.

Q_w dipende dal tipo di piante che consideriamo (piante diverse si sono adattate ai diversi climi in cui si trovano). Sotto Q_w la pianta non ci vuole andare \Rightarrow cerca di annullare la traspirazione disponibile.

Q^* = punto di massima apertura degli stomi (a sinistra di Q^* gli stomi sono parzialmente chiusi, a destra di Q^* sono completamente aperti) se guardiamo al microscopio la parte inferiore di una foglia e di steli dell'erba si vedono cavità stomatiche (stomi).



Se $Q > Q^*$, la pianta traspira a pieno ritmo, cioè l'acqua arriva in prossimità delle cavità stomatiche e poi, passa da acqua a vapore.

Se θ^* a θ_w abbiamo $\sum_R \frac{d\theta}{dt} = -T_p \frac{\theta - \theta_w}{\theta^* - \theta_w}$ \rightarrow eq. diff. del 1° ordine

funzione lineare in θ

L'integrale generale è un exp.

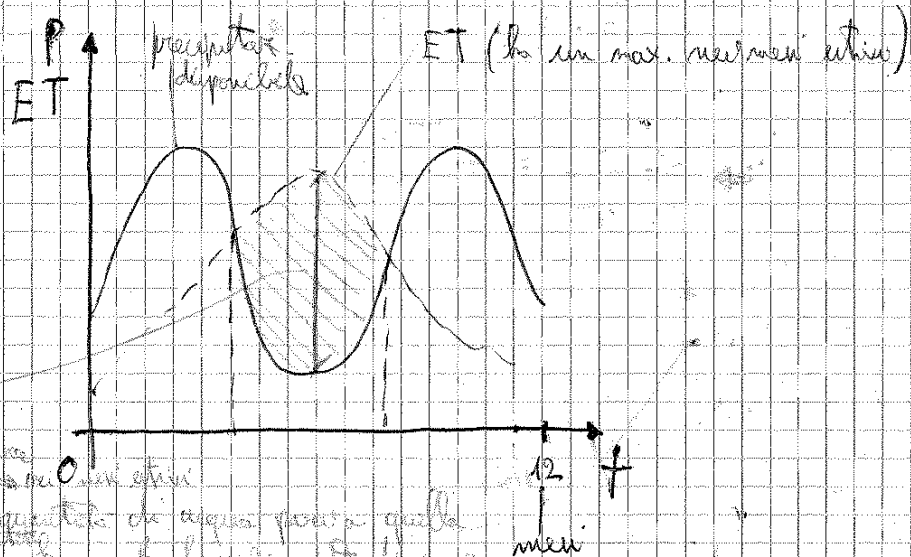
La limitazione è θ_w : le piante non vorrebbero mai raggiungere θ_w (ma perché per $\theta < \theta_w$ $T/T_p = 0$ (vedi grafico due pag. precedenti)).

Ma nella realtà le piante muoiono anz. e ciò perché una parte di acqua che usano che non viene $\Rightarrow \theta$ diventerà in alcuni casi $< \theta_w$ (ma qui l'abbiamo trascurata)

Il uso estremo della risorsa idrica consiste nell'arricchire θ^* a θ_w sperando che ormai piova spesso.
 Un'altra strategia è quella di incrementare θ^* perché se che nell'immediato futuro non ci saranno piogge.

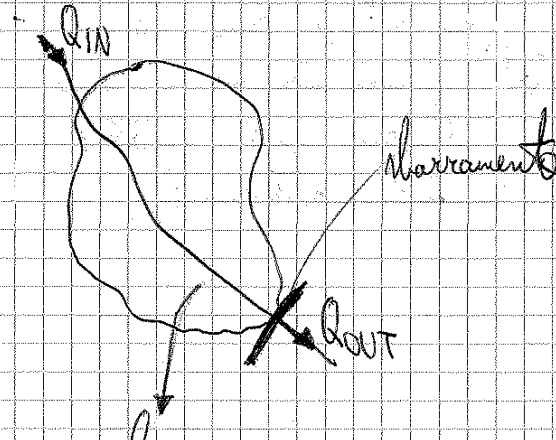
X ESERCITAZIONE

Tutto quanto visto ci serve per determinare la disponibilità di risorsa idrica in un certo sito



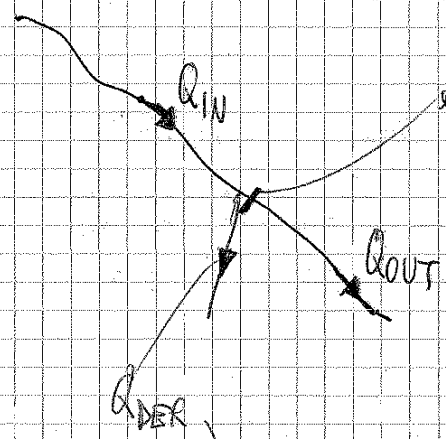
deficit \rightarrow se l'acqua che si allunga nel tempo al massimo \rightarrow in un certo sito, la funzione che rappresenta la quantità di acqua per la quale si ha un deficit è quella che si ha quando la precipitazione è minore della evapotranspirazione. In questo caso la precipitazione è direttamente correlata con la disponibilità di acqua e la produttività delle piante.

2) Sono prese in cui il corso d'acqua viene sbarrato, e l'opera di presa viene portata a monte dello sbarramento.
 nell'area che si crea (es: diga)



portata derivata: viene derivata dall'acqua che si crea all'interno del lago

4)



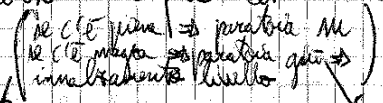
essenziale sbarramento (trasverso fluviale, paratoia mobile)

che non crea alcun sbarramento

viene derivata, al limite (prese a trappola), direttamente dal corso d'acqua

(sbarramenti)

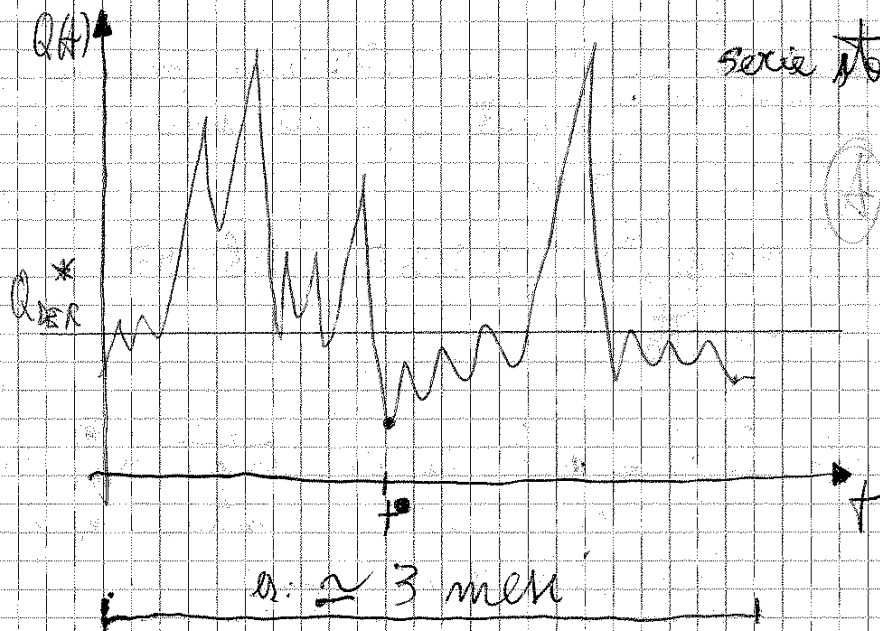
Si sono anche prese per il tramite di TRAVERSE FLUVIALI: esse hanno lo scopo di mantenere al livello del corso d'acqua costante nel tempo. Esistono anche paratoie mobili.



ciò che conta nella 1) è che lo sbarramento NON crea alluvioni, ma basta che fa innalzare i livelli idrici sufficientemente, così da modo di garantire la captazione.

(come nel disegno)

partiamo dal caso in cui siano DISPONIBILI I DATI nella versione di interesse (al cui è disponibile una serie storica di dati giornalieri):

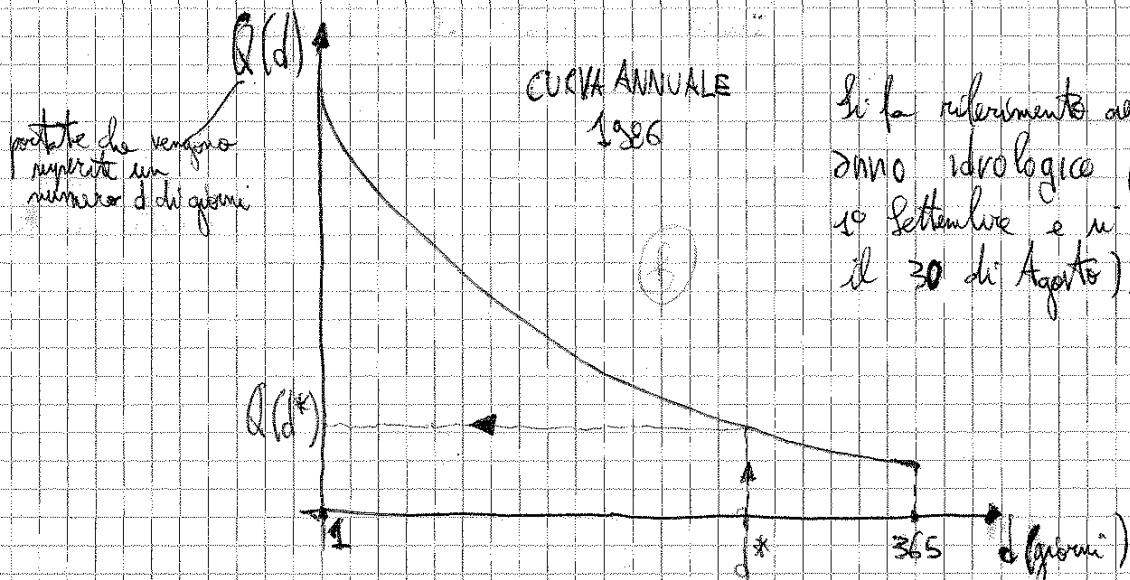


problema di progetto

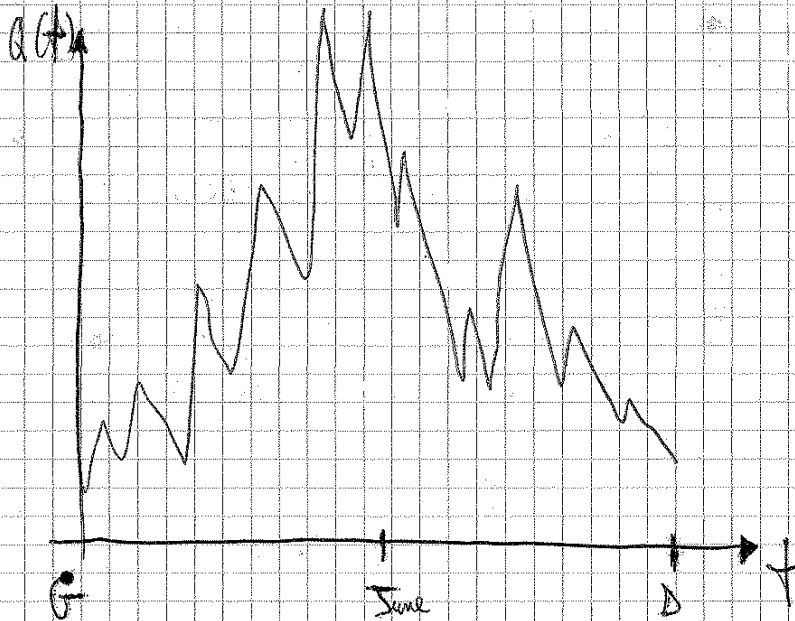
→ se non all'istante di tempo t (pallino blu) \Rightarrow con la presa ad acqua fluente posso derivare al max la portata del pallino blu (anzi, un po' meno perché devo sempre garantire un dell'uno minimo nel corso d'acqua)

→ se non sempre a garantire Q_{DEA}^* (costante), perché le prese a sifone compensano i periodi che c'è meno acqua con quelli in cui ce n'è di più.

Lo strumento idrologico usato nel caso di presa ad acqua fluente è:
CURVE DI DURATA DELLE PORTATE.



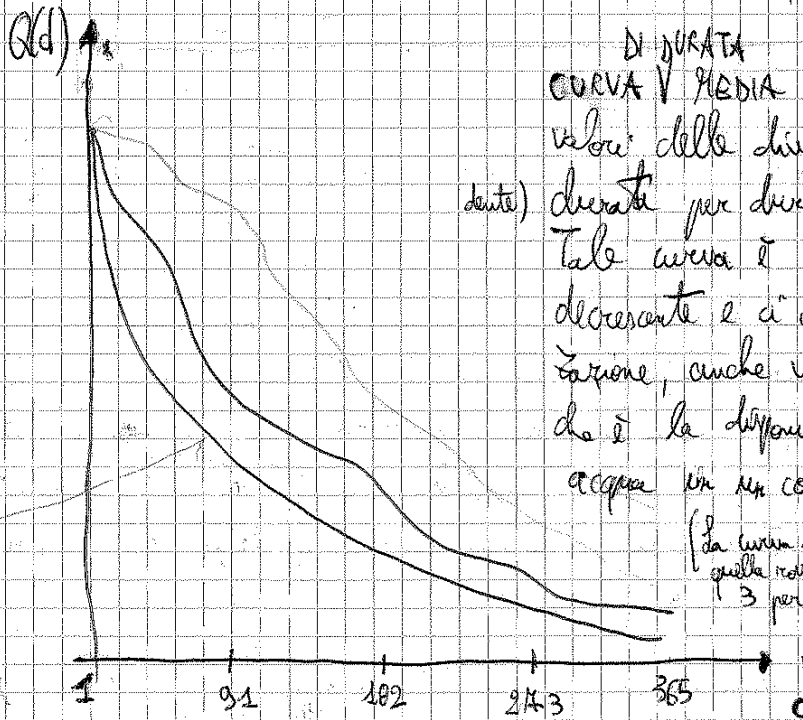
gli studenti hanno portato nel braccio questo andamento delle portate: reale



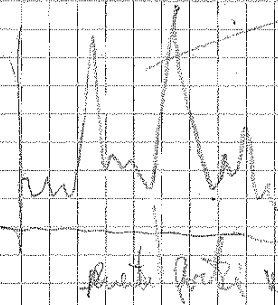
questi picchi derivano
dalla scioglimento della
neve (aprile - maggio - giugno)

⇒ periodo di mobilità "importante" (vedi grafico pag. precedente)

Quanto ha disponibilità di siti in un numero di anni ≥ 1 , può costruirsi la:



DI DURATA
CURVA MEDIA (media i
valori delle diverse curve (grafico pag. precedente)
durata per durata).
Tale curva è sempre
decrecente e ci dà una caratterizzazione, anche visuale, di quella
che è la disponibilità di
acqua in un corso d'acqua.
(La curva di durata media è una (es. quella rossa). Qui ne abbiamo disegnate 3 per poter fare un confronto)



d^* possiamo effettivamente derivare Q^* (volume di acqua derivato fino ad una durata d^* è pari all'area verde)

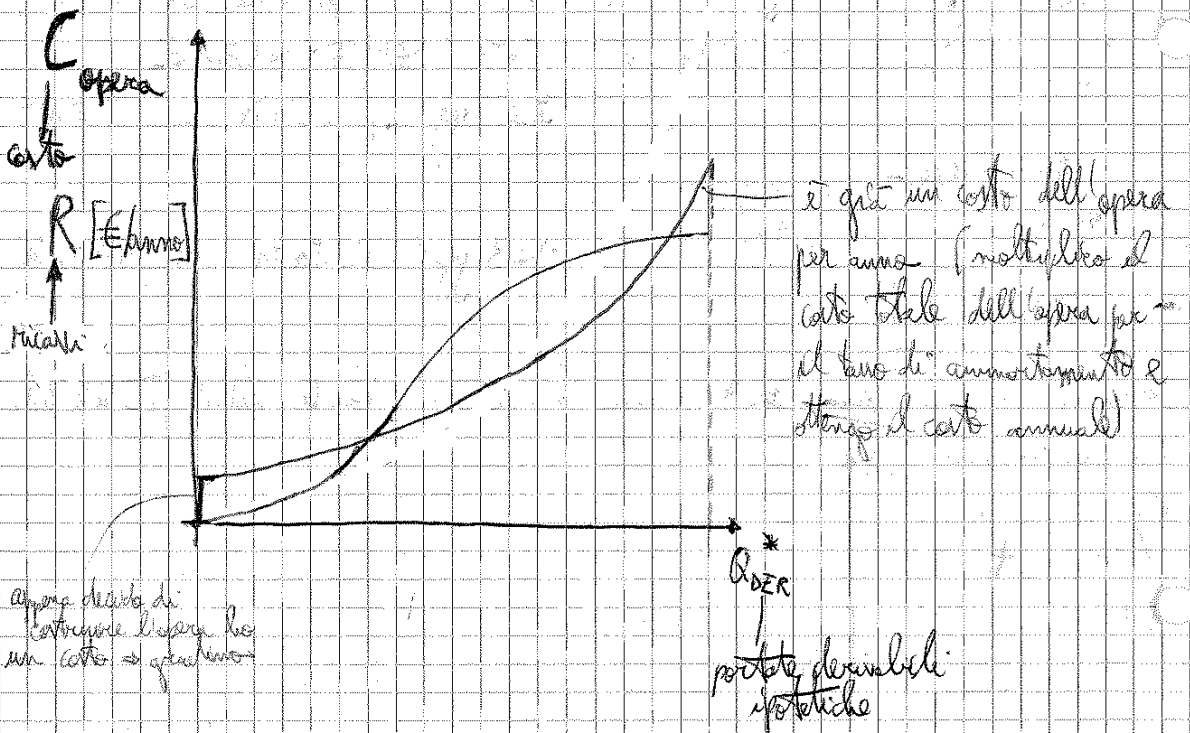
↳ però può considerare anche tutta l'area rossa \Rightarrow

$$\Rightarrow V_{servizio} = Q_{DER}^* \cdot d^* + \int_{d^*}^{365} Q(d'') \cdot d' \cdot d'$$

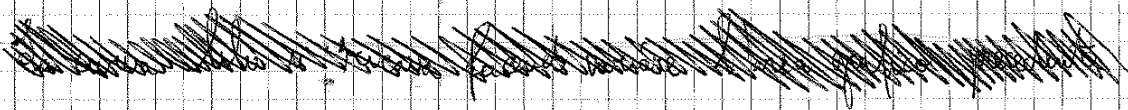
la variabile d' ha derivato d'' per non confonderla col segno di differenziale

Per un certo numero di gg (fino a d^*) la derivazione funziona al max (per un numero di gg superiore, non funziona al max (per derivare una portata sempre inferiore a Q_{DER}^*).

Il costo dell'opera da realizzare sarà crescente con Q_{DER}^* :



Però, altresì, attribuire al volume di acqua che deriva un valore economico (es: energia elettrica che ricava turbinando nel caso di un impianto idroelettrico) \Rightarrow curva dei ricavi (altri dell'opera (curva equivalenti) \Rightarrow curva utile.



Come determinare il volume derivabile? Dobbiamo tener presente che dobbiamo lasciare Q_{DMV} nel corso d'acqua.

dunque:

$$V_{DER} = \underbrace{Q_{DER}^* d^*}_{\substack{\text{area a} \\ \text{matita}}} + \int_{d^*}^{d_2^*} Q(d') dd' + \underbrace{Q_{DMV} (d_2^* - d^*)}_{\text{area rettangolo blu tratteggiato}}$$

ci sarà un numero di giorni (da d_2^* a 365 gg) in cui non scivola nulla.

Gli integrali sopra, ^{nella pratica,} si fanno numericamente (abbiamo i diversi punti)

Problems di verifica: abbiamo i dati relativi a Q_{IN} e abbiamo la curva di durata e, nota la dimensione dell'opera di captazione, trovare

$$Q_{OUT} \text{ e } Q_{DER}$$

acqua che rimane nel corso d'acqua

portata a valle dell'opera di presa

la curva di $Q_{OUT}(t)$ la ottengo dal grafico precedente e poi a $Q(d) - Q_{DMV}$

Q_{DMV}

il corso d'acqua, di più, non riuscirà a garantire Q_{DMV} (vedi grafico precedente) \Rightarrow si non faccio un intake, noto che a d_2^* a 365 gg non garantisco Q_{DMV} .

Se sono fuori dai limiti precedenti, allora

2. trasformazione afflumi - deflumi conosciuti nel bacino idrografico
le precipitazioni (es: alla scala giornaliera) \rightarrow può ricostruire
una serie delle portate nel corso d'acqua.

stima i flussi che uscirà (PROF, ET) \rightarrow

l'incertezza associata a questa operazione è piuttosto elevata, come
ordine di grandezza dell'errore $\pm 50\%$ nel risultato finale (perché
conosciamo con incertezza l'infiltrazione e l'ET)

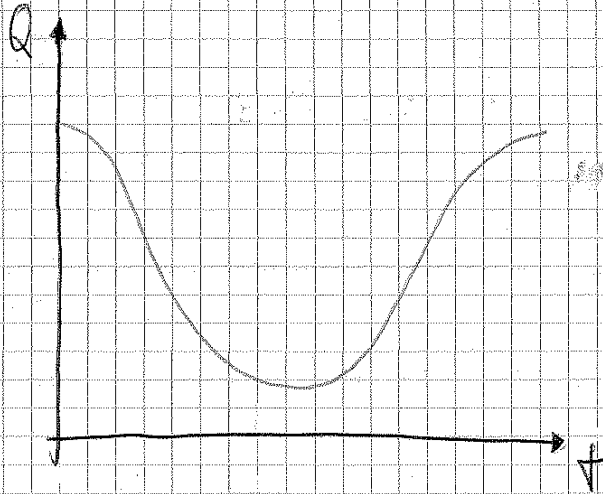
3. applicazione di metodi regionali: si stima la ^{durata} ~~serie~~ della
portata in tutti i siti del bacino e poi si propaga ~~il risultato~~
disponibili.

se mi accorgo che le portate sono correlate alla
quota media (o area bacino) \rightarrow conoscendo la
quota media della sezione di interesse ricavo la
serie di durata delle portate in tale sezione.

alt. lung (incertezza del 20-25%)

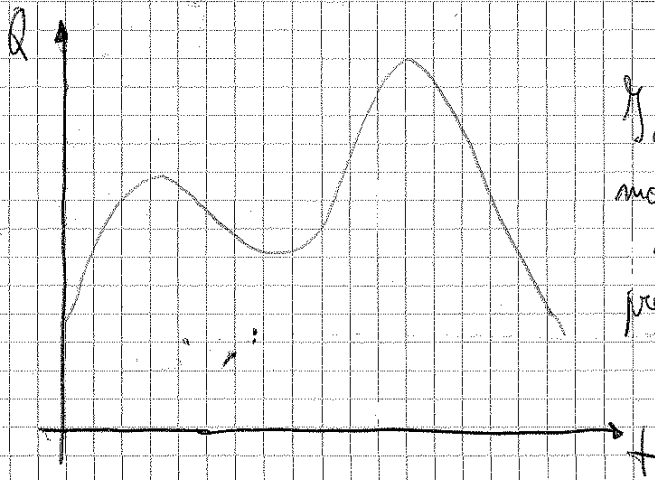
Tale metodo funziona bene in tante stazioni (tanti siti disponibili).

Per Sicilia sud-occidentale

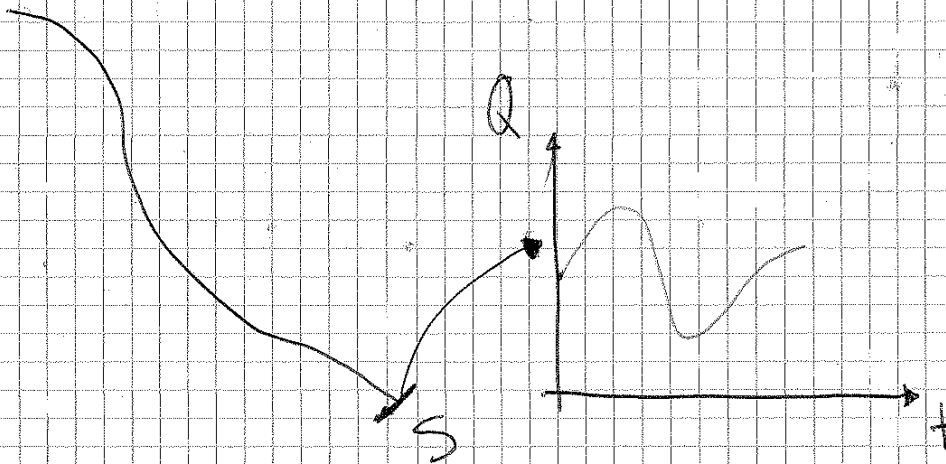


Aumento dei deflussi tipico mediterraneo (pioggia nei mesi invernali)

Per Piemonte



I deflussi rispondono in modo \pm inverso all'aumento delle precipitazioni





Le ipotesi di interporre uno sbarramento, in corrispondenza della sezione S, per deviare al max, supponendo che si debba avere una portata costante durante l'anno, è buona per uso domestico (acqua potabile) e uso industriale

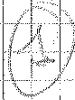
$$V_{\text{INVASO}} = V^- + V^+$$

nono un valore assoluto

volume che l'inverso deve avere per garantire la portata desiderata

Nel grafico (A) il volume di invaso è l'area a matita ( o )

Le parallele orizzontali per identificare gli strati temporali in cui il ribaltone è completamente positivo e completamente negativo

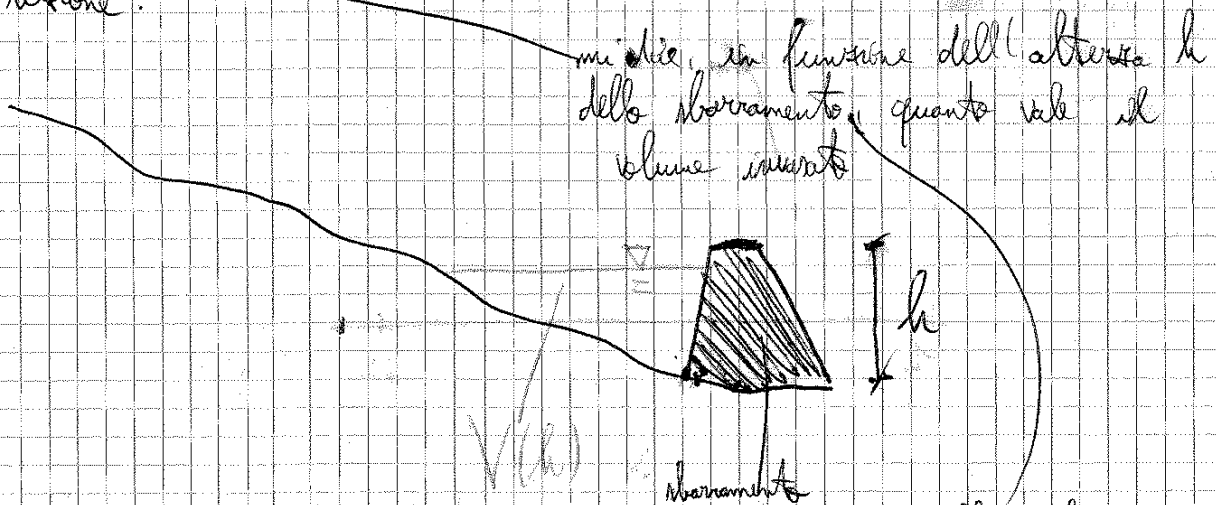


e poi
completamente
negativo



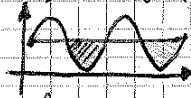
Nota V_{invaso} → cercando la conformazione geografica della zona che invaso l'inverso, posso ricostruire la curva dei volumi di invaso quanto deve essere alto lo sbarramento per poter garantire quel volume di invaso

In sintesi:



e della conformazione geometrica dell'area che inverte lo sbarramento
 (se "area" stretta \Rightarrow alto V_{invaso} ,
 se "area" grande \Rightarrow basso V_{invaso})

il riempimento del serbatoio \rightarrow cioè mi consente di risparmiare volume (non mi serve tutto il volume dato dall'area a matita):

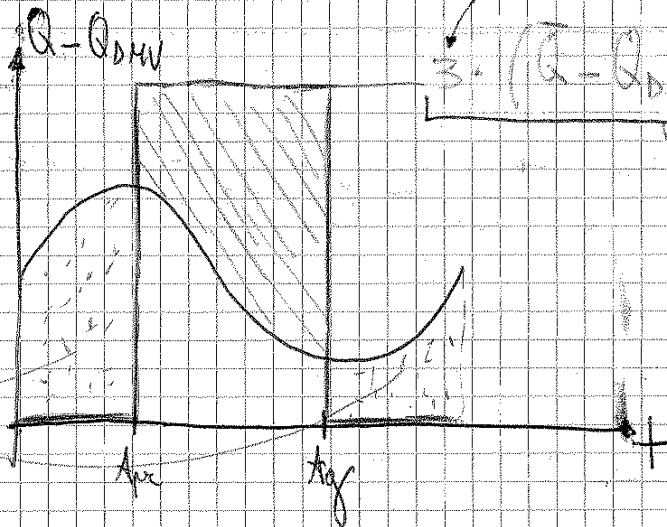


$V_{INVASO} \neq$ somma aree verdi, ma \rightarrow area blu perché l'area sopra la retta rossa è proprio persa quella notte.

\rightarrow devo usare la curva dei volumi accumulati (e invece nel grafico precedente avevo un solo min. e un solo max. \rightarrow posso sommare le aree per calcolare V_{INVASO} -

Vediamo ora cosa succede quando mi vuole fare una decisione per regime ottimale (non domestico o idroelettrico):

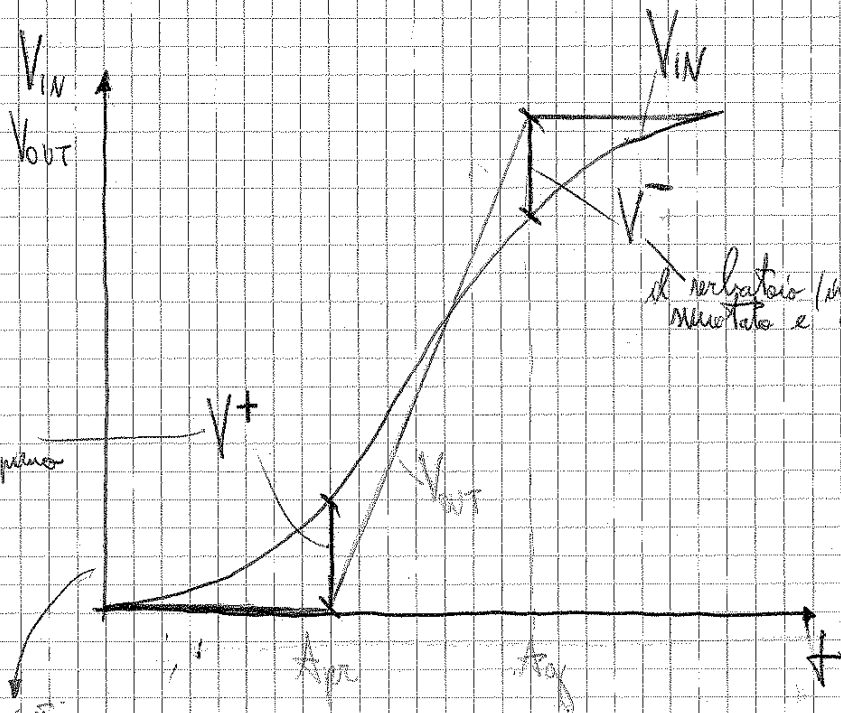
mi vuole prelevare acqua solo in una certa finestra temporale (da aprile a luglio ad es.)



solo in 4 mesi voglio captare acqua

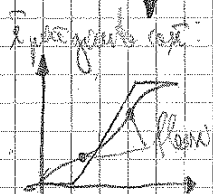
è il valore max. che posso captare (l'importante è che i volumi al di sotto delle curve si compensino)

la somma di queste 2 aree deve essere pari all'area hatched



il serbatoio (invaso) è stato completamente riempito e comincerà a riempirsi

serbatoio completamente pieno



$$V_{INVASO} = V^- + V^+ \text{ in modulo}$$