



Corso Luigi Einaudi, 55 - Torino

Appunti universitari

Tesi di laurea

Cartoleria e cancelleria

Stampa file e fotocopie

Print on demand

Rilegature

NUMERO: 1939A -

ANNO: 2016

A P P U N T I

STUDENTE: Prette Arianna

MATERIA: Idrologia e climatologia - prof. Laio

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



CLIMATOLOGIA

AUTORE : ARIANNA PRETTE

PROF. : FRANCESCO LAIO

- dati di portata disponibili x un tot di anni (10-70 anni)
- poche sezioni nello spazio (2-50)

il fatto che a un s rinvia s_1 rinvia s_2 rinvia s_3 **la portata cumulata** fa sì che il tempo che ho in S men è tanto \neq da qll che ho in S_1 : la portata è fortemente correlata lungo il reticolo (anche se ho poche sezioni posso arrivare)



\neq discorso invece per le precipitazioni che sono puntuali

LIVELLO DI RISCHIO ACCETTABILE: es. scatto che il centro abitato venga alluvionato una volta ogni 200 anni

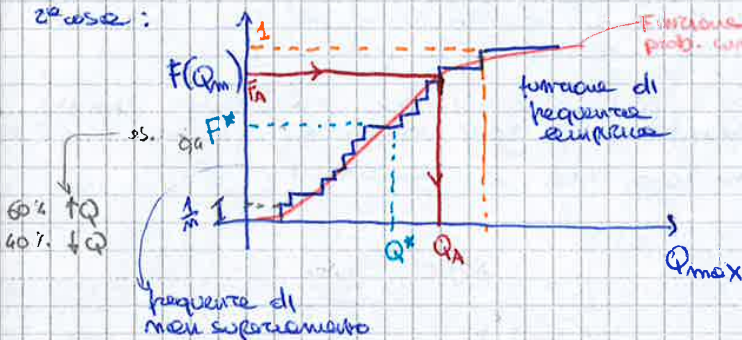
$$RA = \frac{1}{200}$$

se ho 25 anni di dati come faccio a comprendere il livello tra 200 anni? devo andare in extrapolazione

non esiste il rischio 0 (eventi rari limitati spazialmente)

1° fase: prendo i MASSIMI ANNI (es. di portata) \rightarrow 25 valori

2° fase:



punti ordinati in senso crescente e in corrispondenza di ognuno la funzione di frequenza empirica ha il gradino la cui altezza è pari a $\frac{1}{m}$

dimensione campionaria (no di dati disponibili)

$$F_A = 1 - R_A$$

↓
frequenza accettabile di non superamento

trao portata e con formule idrauliche traio quanto deve essere alto l'alveo

Se prendessi il massimo del punto di vista pratico non avrebbe tanto senso; la dimensione del campione delle serie disponibili sono + limitati rispetto a rischi bassi (1/200) richiesti

debbono ragionare in un intorno dell'1

funzione di probabilità che meglio approssima il campione di dati e disposizione

modello matematico che mi consente di extrapolare l'informazione

esiste un'incertezza mista nel campione di dati \rightarrow distanze tra le 2 curve
 se n aumenta ogni curva si rapp. con gradienti + piccoli \rightarrow la variabilità campionaria tende a diminuire con n

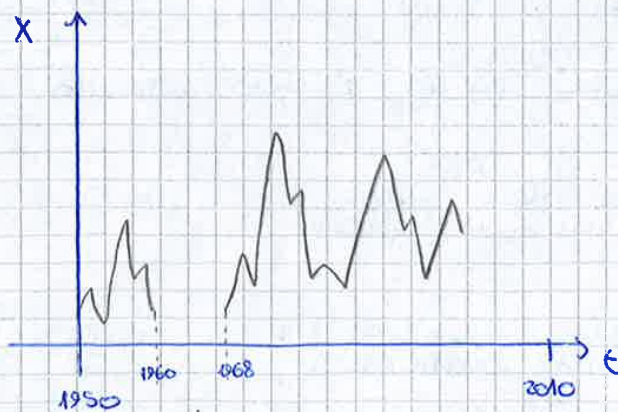
variabilità campionaria è tanto + sign. quanto è + piccolo il campione \rightarrow es. caso di eventi estremi (q.e. donna massimo di elementi)

caso come approssimante che varia bene \times ogni caso

PASSI DELL'INFERENZA STATISTICA:

- 1) **Analisi preliminare del campione**
 Analisi della serie storica: andamento temporale dei dati disponibili; serve a riconoscere se il campione è stato estratto da una sola popolazione oppure da + popolazioni
- 2) **Scelta del modello probabilistico**: scelta della classe di probab. che io suppongo abbia generato i miei dati
 \downarrow
 definire una precisa funz. matematica che ben si presti a rappresentare il campione \rightarrow forma della curva
- 3) **Stima dei parametri**
- 4) **Verifica tramite test di adattamento**
- 5) **Stima del valore di progetto**

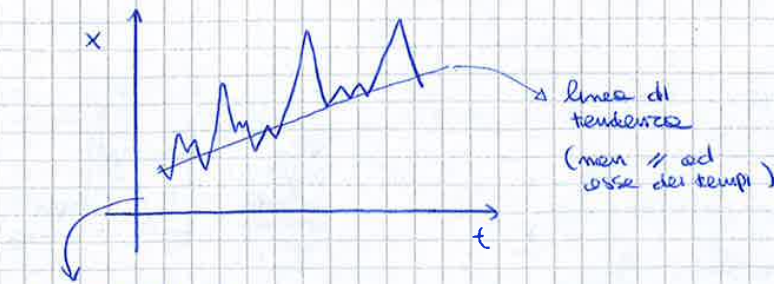
1. ANALISI PRELIMINARE DEL CAMPIONE



\rightarrow DIAGRAMMA SERIE STORICA

\hookrightarrow dato disponibile in maniera discontinua (frequente \rightarrow natura seriale)

4/3/2014



come se ogni punto rappresentasse 1 campione o se'

Possibili cause:

→ CAMBIAMENTO CLIMATICO
RISCALDAMENTO GLOBALE

TREND

→ tendenza a crescere o a decrescere

Probabili cause:

variabili estratte da una popolazione che varia di anno in anno

effetti principali su variabile temperatura

T ↑

P prec.

Q portate

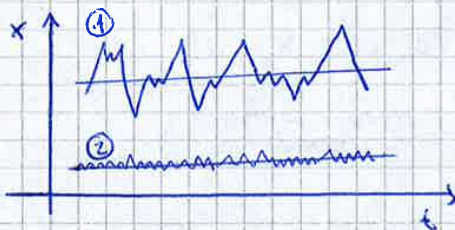
effetti del C.C. + difficili da misurare; non i costi in cui si misura un trend

→ CAMBIAMENTO USO DEL SUOLO

(solo Q) es. progressiva costruzione di opere di impermeabilizzazione del terreno

TEST DI STUDENT

Strumento statistico a verificare se la pendenza della retta di regressione è statisticamente ≠ da zero oppure no



→ hanno la stessa pendenza, ma devo guardare anche la scala!

② pendenza comparabile con oscillazioni pendenza significativa

il test. di st. misura il coefficiente e rende l'interpretazione statisticamente significativa

se ho dei trend devo usare modelli non stazionari

1 grafico, analisi visuale

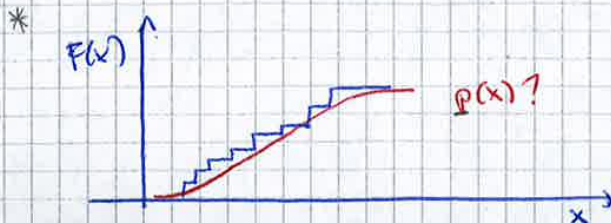
2 se ci è un trend applico un test

positiva: stazionaria

negativa: devo usare metodi di inferenza statistica non stazionari

2 SCELTA DEL MODELLO PROBABILISTICO

→ funzione matematica che vogliamo scegliere



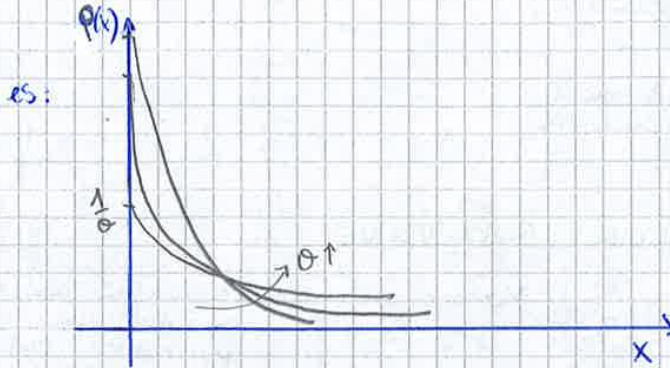
$$\Delta x = x_2 - x_1$$

$$\lim_{\Delta x \rightarrow 0} \frac{P_2 - P_1}{\Delta x} \rightarrow \frac{dP(x)}{dx} = p(x)$$

la densità di probabilità $p(x)$ è la derivata di $P(x)$

probabilità di trovarsi nell'intervallo di x

$$p(x) = \frac{dP(x)}{dx} = \frac{1}{\theta} e^{-x/\theta}$$



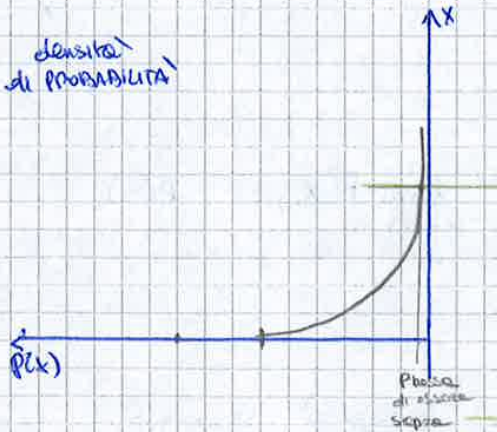
grande valore intercetta $\rightarrow \frac{1}{\theta}$ + basso

I valori + vicini a zero sono sempre i valori + probabili

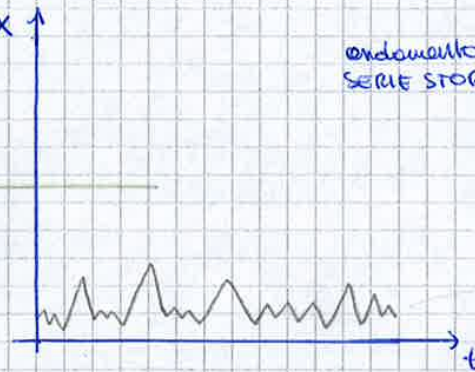
Opzioni \rightarrow distre. che decadono molto rapidamente

Opzioni \rightarrow valori + uniformi su x

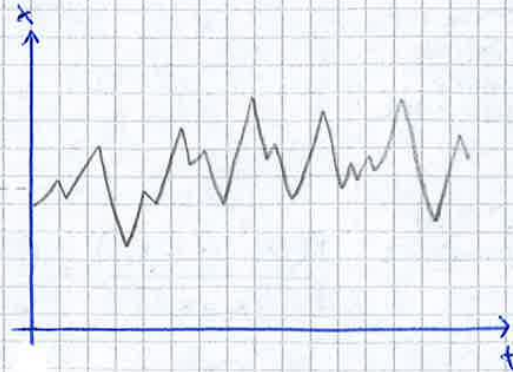
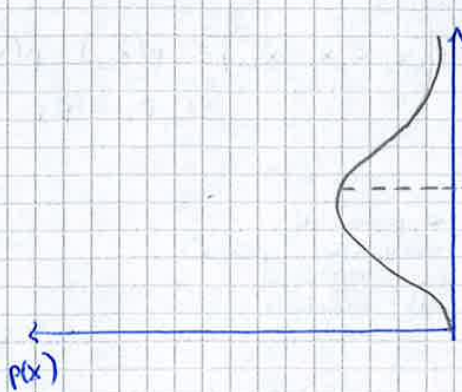
densità di probabilità

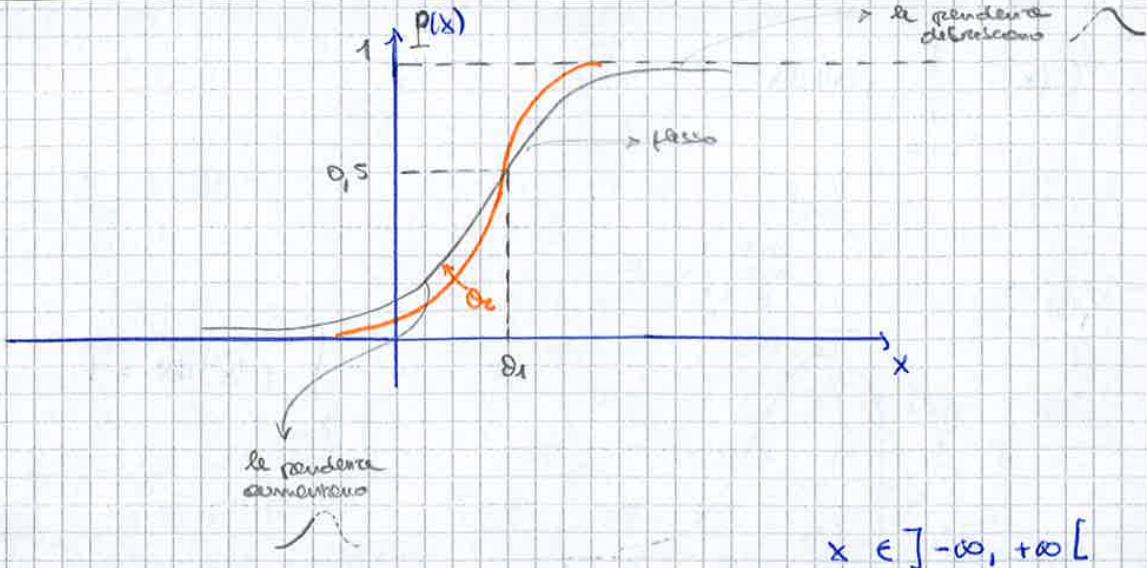


andamento serie storica



al basso



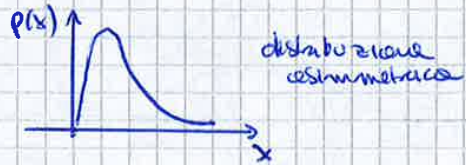


problemi:

• dominio illimitato → non va bene x P e Q che non possono assumere valori negativi

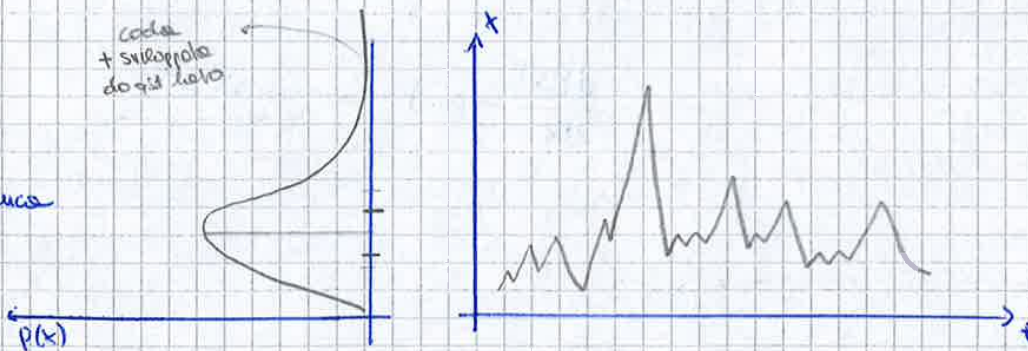
→ se lo compare H e di x problema può essere superato (prob. trascurabile)

• distrib. simmetrica → ma i processi relativi a valori estremi sono caratterizzati da distribuzioni asimmetriche



distribuzione asimmetrica

asimmetrica



x valore al problema si fa il logaritmo $y_i = \log(x_i)$

$$x \in [0, +\infty[\Rightarrow y \in]-\infty, +\infty[$$

x è + simmetrica di y

COEFF. DI ASIMMETRIA

$$CA = X = \frac{m_3}{s^3}$$

→ numero che ci consente di dire rapidamente quanto il campione sia simmetrico o asimmm.

MOMENTI DELLA DISTRIBUZIONE

$$M_x = \int_{-\infty}^{\infty} (x - \mu)^x p(x) dx$$

MOMENTO CENTRALE DI ORDINE R

dove $\mu =$ media della distribuzione $= \int_{-\infty}^{\infty} x p(x) dx$

→ integrali perfetti e' calcol facili
lim $\sum_{n \rightarrow \infty}$

VARIANZA DISTRIBUZIONE

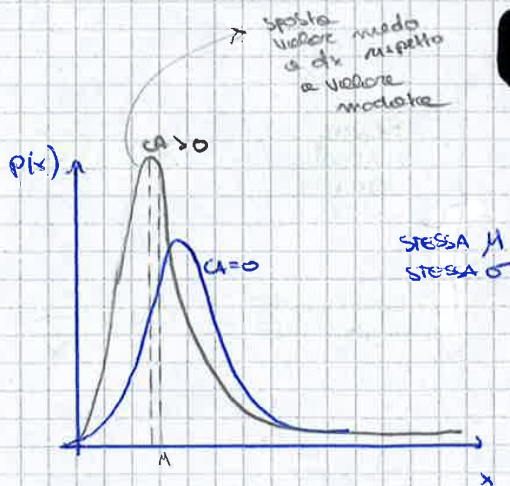
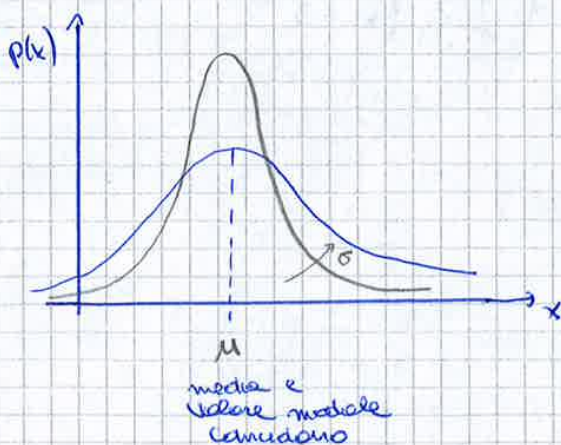
$$\sigma^2 = \int_{-\infty}^{\infty} (x - \mu)^2 p(x) dx$$

DEVIAZ. STANDARD

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

COEFF. VARIAZ.

$$\frac{\sigma}{\mu}$$

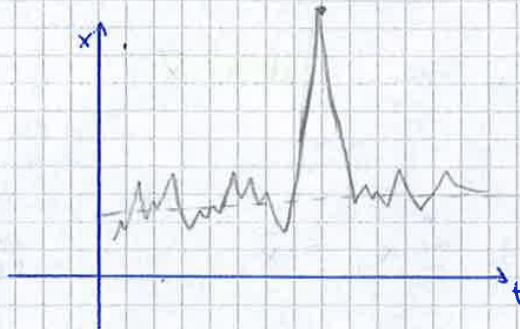


$$\begin{cases} \mu(\theta_1, \theta_2) = \bar{x} \\ \sigma^2(\theta_1, \theta_2) = s^2 \end{cases}$$

es. distribuz. lognormale $\rightarrow \mu = \int$ molto espress. funzione
 oppure trasformo dati logaritmicamente e poi uso formula di Gauss

2) METODO degli L-MOMENTI
 LINEAR

OUTLIERS + valori che si comportano in maniera \neq dagli altri (a sono negli estremi)



momento di ordine 3 \rightarrow molto influenzato da OUTLIERS perche quel valore potrebbe essere sbagliato

1 singolo punto può influenzare gli stimatori dei parametri \rightarrow diventa il problema se sospetto che quel punto sia effetto dei errori

L-MOMENTI DISTRIBUZIONE:

$$L_1 = B_0$$

$$L_2 = 2B_1 - B_0$$

$$L_3 = 6B_2 - 6B_1 + B_0$$

\rightarrow COMBINAZIONI LINEARI DEI MOMENTI PESATI IN PROBABILITA'

B_2 = momento pesato in prob. di ordine 2

$$B_2 = \int_{-\infty}^{\infty} x \cdot [F(x)]^2 p(x) dx$$

\downarrow dist. prob. cumulata \downarrow dens. di probab.

B_2 \rightarrow è lineare in X (che si preserva facendo combinaz. lineari)

$$L_1 = B_0 = \int_{-\infty}^{\infty} x p(x) dx = \mu$$

μ è lineare

L_2 : coeff. di dispersione

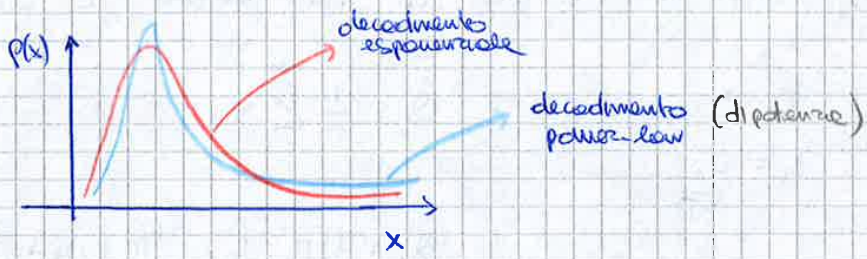
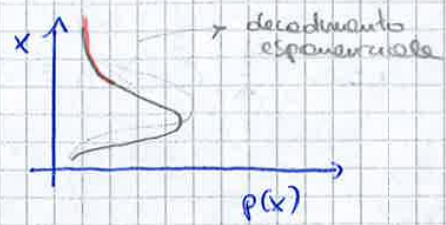
L_3 : coeff. simmetria

si usano gli L invece delle B per ricondurre a variabili che significano realmente qualcosa

es. questo processo \rightarrow per es. 1 anno \rightarrow max di 365 valori (HP indipendenti)
 se invece abbiamo un numero ∞ di valori allora tendremmo
 ad avere una dist. di prob. dei max come qll di Gumbel

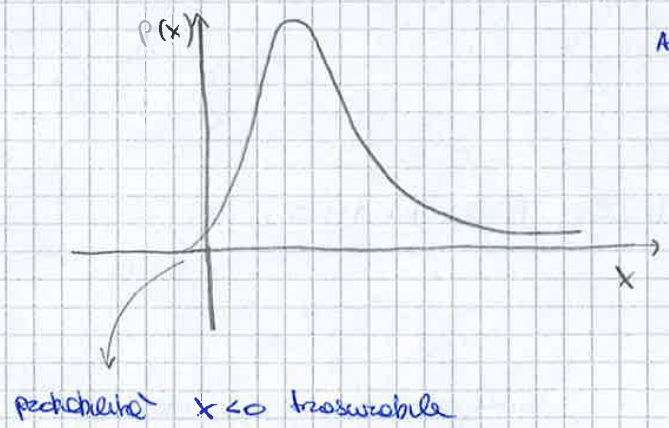
empiricamente qst distribuzione si
 dimostra dove dei ricami risultati

asintotica \rightarrow il max di un numero ∞ di elementi
 (nella pratica avremo sempre un mo finito)



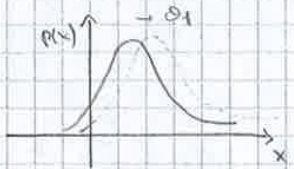
il dominio come sia valori \ominus sia \oplus (nella pratica però non compare probel.)

densità
 di
 probabilità \rightarrow



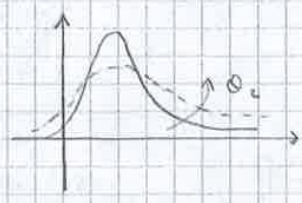
ASIMMETRIA
 POSITIVA
 $CA > 0$

θ_1 = parametro di posizione

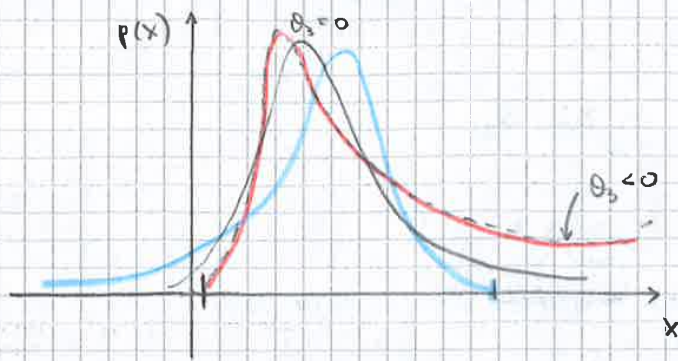


valore medio \neq
 valore modale, ma
 è spostato + a
 dx

θ_2 = parametro di scala
 dispersione interna
 \rightarrow valore medio



ampiezza + grande
 tanto $\rightarrow \theta_2$ o vice



$\lim \theta_3 \rightarrow 0$ distribuz. di Gumbel

$\theta_3 < 0$

\Rightarrow lower bound

\Rightarrow coda dx decode con power-law

\Rightarrow viene una coda + lunga; a parte di x ha probabilità + alte quando x è elevato

$\theta_3 > 0$

\Rightarrow upper bound

\Rightarrow condizione realistica

meno asimmetrica della Gumbel

TEMPO DI RITORNO DI UN EVENTO

$T = \frac{1}{1-p}$ \Leftrightarrow $P = 1 - \frac{1}{T}$

tempo di ritorno probabilità di non superamento

no di anni che devono trascorrere affinché si abbia il superamento di un det. valore di soglia

t.d.r. è utile x la sua > leggibilità (rispetto a p) quando si hanno p elevati

invece di dire evento con probabilità di non superamento = 0,99

si può dire

evento con tempo di ritorno (intuitivo) = 1 volta ogni 100 anni

intervallo medio di ricorrenza

tempo di ritorno molto usato anche nella pratica professionale

es. $T \sim 5-20$ ANNI drenaggio urbano

$T \sim 50-200$ ANNI ponti, arginature

$T \sim 200-10000$ ANNI spazzatori sup. dighe

tempi di ritorno \neq perché dipende dal danno che posso avere (t aumenta la gravità dei danni che posso provocare, + aumenta T)

\rightarrow momento

• GEV maggiore "flessibilità" = migliore capacità di adattamento della distribuzione al campione

3 parametri \rightarrow 3 equazioni

Il parametro θ_3 rappresenta una "modulata" in t che consente di avere il risultato migliore

ma qst non significa che la GEV è + giusta (altrimenti prendere con un solo di parametri)

\rightarrow problema di robustezza

• GUMBEL maggiore robustezza



4 punti a disposizione per indicare relazioni tra le 2 variabili

$z = f(y) ?$

come fosse Gumbel

1) $z = \theta_0 + \theta_1 y$

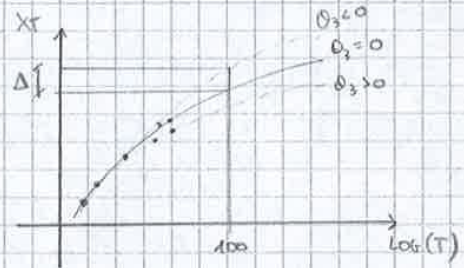
\rightarrow modelli matematici che posso usare

2) si adatta meglio ai dati (ho 1 parametro in t da stimare)

2) $z = \theta'_0 + \theta'_1 y + \theta'_2 y^2$

come fosse GEV

1) i + ridotto : se sposta di poco il punto la retta si sposta di poco ; invece il piccolo spostamento comporta una grande variazione nella curva quadratica o cubica



$F(X_{(i)}) = \frac{i}{m} = 1 - \frac{1}{T(i)}$ \rightarrow tempo di ritorno associato ad $X(i)$

Plotting Position

$\rightarrow \frac{i}{m+1} = 1 - \frac{1}{T(i)}$

costoisco una fz approssimata che quando $i \rightarrow m$ non dà problemi

$X_{(m)} \rightarrow T_{(m)} = m+1$

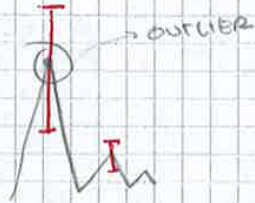
miglior evitare modelli a 3 parametri quando la dimensione del campione $i < 40$

Spesso si si limita a considerare solo il livello probabilistico senza considerare elemento di mercato ; meglio per riferimento e + modelli e verificare quale sia il est più funzionale oppure no

oltre \rightarrow estroprocurare \rightarrow elevata
ultimi \rightarrow incertezza
punk

Scala portante \rightarrow si misurano i livelli (idrometro) \rightarrow da li ricostruisco \rightarrow grande incertezza per portare elevate

barre di errore



incertezza cresce con l'innalzarsi del valore di portata

Per risolvere il problema:

- metodo degli L -momenti
- non usare modelli molto parametrizzati quando ho pochi dati

es. di solito $\alpha = 0,01 \div 0,1$ spesso $\alpha = 0,05$

LIV. DI SIGN. = statement e dispostione a decidere quanto essere restrittivo nella verifica dell'IP statistica

↳ se variamo α cosa succede?

- se $\alpha \uparrow$ la distr. rimane la stessa ma l'area dove sovrappone limiti + stretti $\uparrow 0,01 \rightarrow 0,05$
- se $\alpha \downarrow$ i limiti si allargano \rightarrow test meno restrittivo

La scelta di α dipende dal fore andore d'accordo e condizioni:

① ERRORE DI TIPO I : rigettare H_0 quando essa è vera avviene con probabilità α

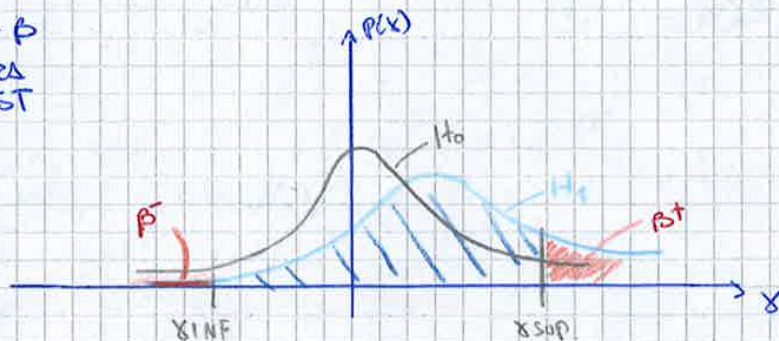
↳ anche quando la pop. di partenza rispetta H_0 io ho una certa probabilità di cadere sulle code e qst avviene con prob. α \downarrow

si era quindi portato a minimizzare α

② ERRORE DI TIPO II : accettare H_0 quando essa in realtà è falsa

↳ in realtà il campione non era stato estr. da una distr. simmetrica ma per variabilità casuale mi trovo nel Range $[x_{inf}, x_{sup}]$

avviene con probabilità $1 - \beta$ dove β = POTENZA DEL TEST



es. H_0 normale
 H_1 Gumbel

IPOTESI ALTERNATIVA, H_1

\rightarrow non viene esplicitata: rappresenta l'opposto dell'ipotesi H_0 .
es. sappiamo che il test fosse mirato a dire se campione estratto da distr. Normale o di Gumbel
 H_0 (simmetrica) H_1 (asimmetrica)

$\rightarrow H_1$ + restrittiva

posizione SWF. e vedo se x^* ricade nell'intervallo x_{inf} e x_{sup}

/// in tutti qst casi ho estratto 1 campione da Gumbel ma mi è venuto compreso tra x_{inf} e x_{sup} \rightarrow risposta H_0 e' verifi \rightarrow errore di tipo 2

e aumento mt. di signif. i valori x_{inf} e x_{sup} vanno a stringersi intorno a valore centrale $\rightarrow (1 - \beta)$ diminuisce con l'aumentare di α

TEST DI ADATTAMENTO

particolare test statistico in cui l'HP H_0 è che il campione sia stato estratto da una specifica distrib. \rightarrow (in cui sono stati già stimati i parametri)

H_0 : X_i estratto da $P_X(x)$

esempio $P_X(x) = e^{-e^{-\frac{x-\mu_1}{\sigma_2}}}$ \rightarrow memoria recente diretta tra valori di x e di q

questo strumento si sa ed applica con H_0 diverse

(ne vedremo un paio)

Questi test servono a verificare se la distr. sottostante a test può essere considerata la distr. generatrice dei dati che ho a disposizione

H_0 : $P_X(x)$ può essere consid. la distr. generatrice X_i

\downarrow
se la considero adatta posso per utilizzare x valore di prodotto altrimenti ne cerco un'altra

Test di Pearson

test in cui la variabile test è definita come:

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^K \frac{(m_i - m \cdot p_i)^2}{m \cdot p_i}$$

K = numero di classi
 $= 2 \cdot m^{0,4}$

dato diviso il campione in un certo no di classi sottoposte

si approssima all'intero + vicino

dato $m = m^{\circ}$ dati nel campione

m_i = n° di dati nella classe i -esima

p_i = probabilità di ricadere nella classe i -esima (quando vale H_0)

si può determinare facilmente se si ipotizza di utilizzare classi equiprobabili

- ① diviso in classi su asse y
- ② forma della curva
- ③ trovo i limiti delle s classi in x

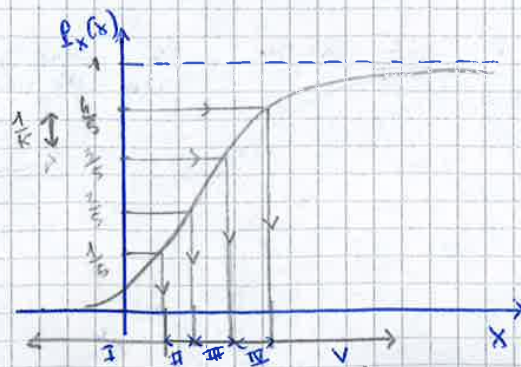
$$p_i = \frac{1}{K} \quad i = 1, \dots, K$$

es. $k = 5$ \rightarrow classi

$$1/k = 0,2$$

\rightarrow significa di probabilità 0,2

quantili





2 dist. relative ad una variabile con n° di parametri \neq

S'annunisce il n° di gradi di libertà

ho varie + spostate $\rightarrow SX$

→ campione e distribuzione si sono già "parlati"

n è già vicino ad np_i , mi aspetto che se stimo + parametri con il campione + utilizzo la distribuzione

Questo test ha dei limiti: nasce + essere applicato a dimensioni del campione molto grandi, mentre nella statistica idrologica l'ordine di grandezza è delle decine di elementi

↳ test poco potente: il campione viene suddiviso in classi → qst porta ad una perdita di informazione

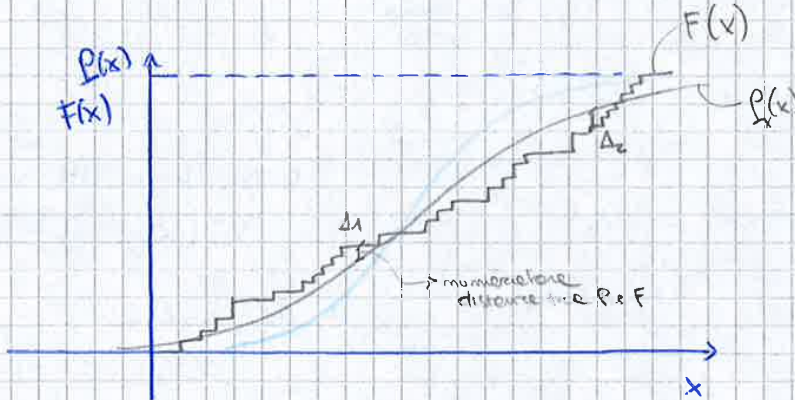
Test di Anderson - Darling

$$A^2 = n \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{[P_x(x) - F(x)]^2}{P_x(x)[1 - P_x(x)]} p(x) dx$$

campione che mi consente di fare il giusto peso

test basato sulla comparazione tra la dist. di prob. ipotetica $P(x)$

e il suo analogo empirico che è la funzione di frequenza empirica $F(x)$



$$F(x_{(i)}) = \frac{i}{n}$$

↓ campione ordinato

funzione che attribuisce ad ogni valore una frequenza di non superamento pari a $\frac{1}{n}$

se invece del χ^2 usassi il valore assoluto (un altro modo efficace di definire le dist. Φ e Θ non si elidono) → il Num. sarebbe il loro compenso tra le 2 curve

Considero inadeguato solo le distribuzioni per cui il valore di A^2 è alto

→ le distanze tra F e P sono maggiori: mi aspetto che il test venga rifiutato

5) STIMA DEL VALORE DI PROGETTO $\Rightarrow 1 - \frac{1}{T} = P(X_T)$

A) SOLO 1 MODELLO PROBABILISTICO PASSA ENTRAMBI I TEST

es. Gumbel con L-momenti $1 - \frac{1}{T} = e^{-e^{-\frac{-x_T - \hat{\theta}_1}{\hat{\theta}_2}}}$

$$\Rightarrow \hat{x}_T = \hat{\theta}_1 - \hat{\theta}_2 \ln[-\ln(1 - \frac{1}{T})]$$

B) NESSUN MODELLO PASSA ENTRAMBI I TEST \rightarrow nessuno era il modello adatto a rappresentare il campione. Capita soprattutto con campioni grandi. Rinunciato tutto con altre distribuzioni di probabilità

↓
scegliere altri modelli probabilistici

C) PIU' DI UN MODELLO PASSA ENTRAMBI I TEST

$\hat{x}_{T,1}, \hat{x}_{T,2}, \hat{x}_{T,3}$

fare la media \hat{x}_T ognuno dei modelli che ha superato il test: se non so quale sia meglio, li uso tutti e fare e faccio la media

\rightarrow "a favore di sicurezza prendiamo il valore + grande" però non ha tanto senso \rightarrow certi televisori

\rightarrow altra strategia: andare e selezionare il test probabilistico migliore, il valore di χ^2 scoppia \neq , scelgo il valore di progetto scoppia è un valore dalla "model selection" + basso

$$V_{H_2O} = A \cdot z_R \cdot \theta$$

A : volume di controllo
 z_R : contenuto idrico
 θ : $\theta = 1$ = quanto H_2O è contenuta in un prefissato volume di suolo

EQ. BIL. IDRICO

$$z_R \cdot \frac{d\theta}{dt} = I - D_{sup} - ET - D_{prof} \pm D_{lat}$$

I = INFILTRAZIONE

EQUAZIONE DEL BILANCIO DI ENERGIA = BILANCIO RADIATIVO

$$\frac{1}{A} \cdot C \cdot \frac{dT_s}{dt} = S_N \pm L_N - ET \cdot \rho \cdot \lambda$$

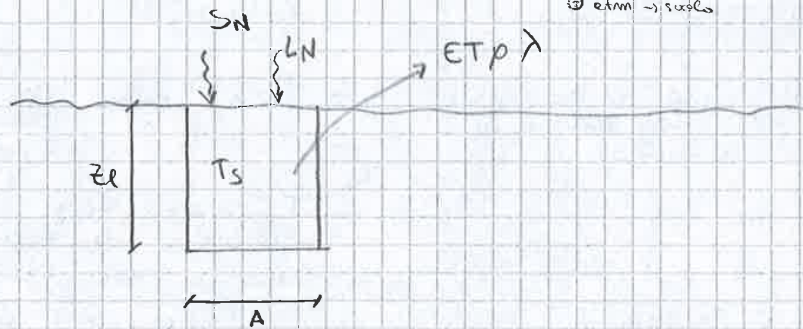
$\frac{1}{A} \cdot C \cdot \frac{dT_s}{dt}$: capacità termica del suolo $[\frac{J}{m^2 \cdot K}]$
 quanto energia dobbiamo introdurre nel sistema suolo x fare aumentare la sua temp. di 1 grado

S_N : SHORTWAVE NET RADIATION $[W/m^2]$
 parte di energia che arriva dal sole

L_N : LONGWAVE NET RADIATION $[W/m^2]$
 atmosfera e suolo che emettono a loro volta radiazione
 ⊖ suolo → atm
 ⊕ atm → suolo

$ET \cdot \rho \cdot \lambda$: perdita di energia x evaporazione/traspirazione

Variabile di stato = temp.



equazione scritta in suolo
 l'istante t → abbiamo visto S_N
 che non è il flusso medio (α)

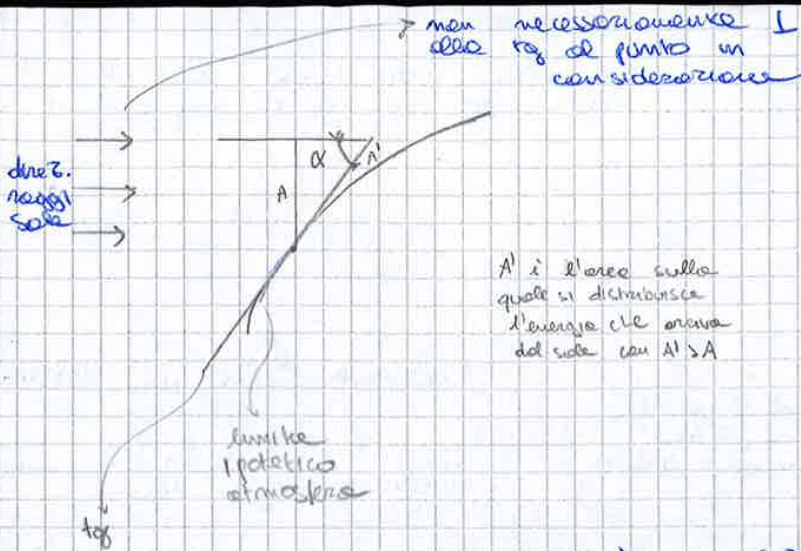
ρ = densità dell'acqua $[kg/m^3]$
 $\approx 1000 kg/m^3$

λ = calore latente di vaporizzazione o evaporazione $\approx 2,25 \cdot 10^6 \frac{J}{kg}$

$$ET \cdot \rho \cdot \lambda = \left[\frac{m}{s} \right] \cdot \left[\frac{kg}{m^3} \right] \cdot \left[\frac{J}{kg} \right]$$

$$= \left[\frac{J}{s \cdot m^2} \right] = \left[\frac{W}{m^2} \right]$$

$$\frac{1}{A} \cdot C \cdot \frac{dT_s}{dt} \rightarrow \frac{K}{s} = \left[\frac{W}{m^2} \right]$$



α = SOLAR ANGLE o ANGOLO DI ELEVAZIONE DEL SOLE

Vera tra 90° e 0°

dipende dalla latitudine, dall'ora del giorno e dalla declinazione solare che dipende dalla data

$$\sin(\alpha) = \sin(\delta) \cdot \sin(\phi) + \cos(\delta) \cos(\phi) \cos(\gamma)$$

δ = declinazione solare (dovuta ad inclinazione asse terrestre) = $0.409 \sin\left(\frac{2\pi}{365} S - 1.39\right)$

[rad]

S = data giuliana



ϕ = latitudine [rad]

γ = angolo orario = $\frac{\text{ORA} - 12}{12} \cdot \pi$ [rad]

ore di mattina \ominus
ore di pomeriggio \oplus

$S_i = S_0 \cdot \sin(\alpha) = S_0 \cdot [\sin(\delta) \sin(\phi) + \cos(\delta) \cos(\phi) \cos(\gamma)]$

valore istantaneo

per trovare l'energia che arriva al limite esterno dell'atm.

$S_0 = \text{cost}$
tutte le altre grandezze determinabili benevolmente

FLUSSO MEDIO DI ENERGIA IN UN GIORNO

$Q = \frac{1}{2\pi} \int_{\tau_{ACQUA}}^{\tau_{TRAMONTO}} S_0 \sin(\alpha) \cdot d\tau$

ore in cui il sole tramonta

ore in cui sorge il sole

24 ore espresse in radianti

int. simmetrico su semicerchio
 $\tau_{ACQUA} = -\tau_{TRAM.}$

$Q = \frac{S_0}{2\pi} \cdot \int_{\tau_{ACQUA}}^{\tau_{TRAM.}} \sin \alpha \cdot d\tau$

Eu. istantanea

$m =$ n° di ore soleggiate in 1 giorno

$N =$ " di luce in un giorno

$$Q_T = Q \cdot (0,25 + 0,5) = 0,75 Q$$

giornata serena $\rightarrow \frac{m}{N} = 1 \quad S_T = S' (0,25 + 0,5) = 0,75 \cdot S'$

giornata nuvolosa

$m=0$

fattore di schermatura fisica
 (H₂O liquida in susp. nell'atmosfera = nuvole)
 si sovrappone a schermatura atmosferica

\rightarrow abbasso valore di energia che raggiunge superficie

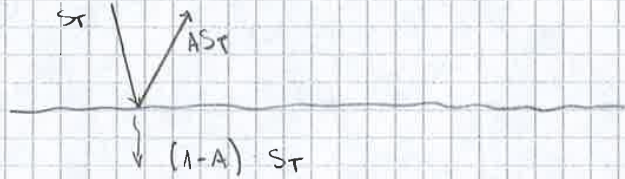
fino a 0,25 minimo

$$S_T = S' (0,25 + 0) = 0,25 \cdot S'$$

$$Q_T = 0,25 \cdot Q$$

$$Q_N = Q_T (1 - A)$$

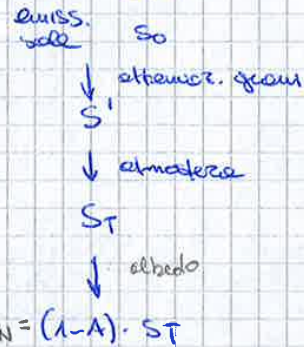
$$S_N = S_T (1 - A)$$



$A =$ coeff. di albedo

sup. chiara (Civiltà...)	0,7 0,8	~ 1
sup. scura (bosco, suolo scuro)	0,1 0,2	~ 0

passaggi:



coeff. di albedo medio globale $\bar{A} \approx 0,3$

es. Temp. della terra in assenza di atmosfera

$$S_0 \cdot \pi R_T^2 (1 - \bar{A}) = \sigma T_{terra}^4 \cdot 4\pi R_T^2$$

\swarrow energia che arriva a terra senza atmosfera
 superficie pianeta terra vista dal sole (disco)
 ENERGIA ENTRANTE

\swarrow solo una parte andrà a scaldare la terra
 superficie sfera terra
 ENERGIA USCENTE

$$T_{terra} = \sqrt[4]{\frac{S_0 (1 - \bar{A})}{4\sigma}} = 255^\circ K = -18^\circ C \rightarrow \text{temp. molto + basse}$$

l'atmosfera stessa diventa 1 corpo radiante ($T_{non\ nulla}$)

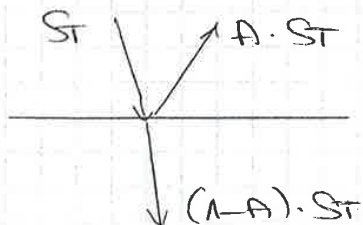
- condizioni nuvolose $\rightarrow n/N \sim 25\%$ energia che passa
- 75% energia assorbita

Qui si ha una situazione di difficoltà a rappresentare accuratamente i processi
 \downarrow
 procedimento EMPIRICO

$$Q_N = Q_T (1-A)$$

$$S_N = S_T (1-A)$$

- Non tutto il flusso energetico va a entrare nel suolo, una parte viene riflessa.



$A =$ COEFF. DI ALBEDO

Suoli + chiari hanno + alti coeff. di albedo ($\sim 0,8$)

Suoli + scuri ($\sim 0,1$, $\sim 0,2$)

Processi :

$S_0 \rightarrow S'$ per fattori geometrici

• $S' \rightarrow S_T$

$S_T \rightarrow S_N$

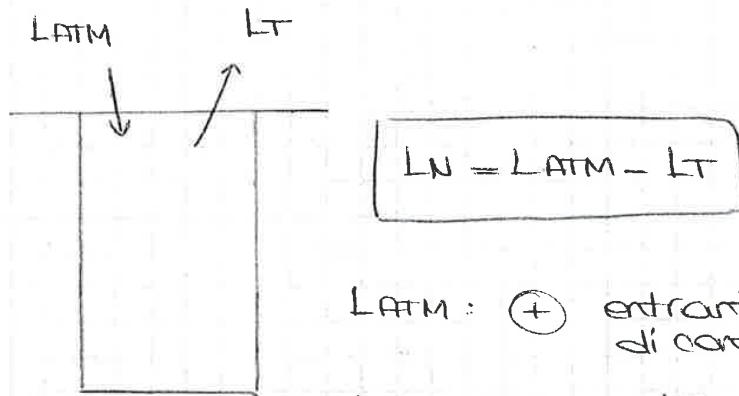
COEFF. DI ALBEDO MEDIO GLOBALE : $\bar{A} \approx 0,3$

(ES) Quale sarebbe la T del pianeta Terra in assenza di atmosfera?

$S_0 \cdot \pi \cdot R_{\text{terra}}^2$ energia che complessivamente arriva al pianeta terra senza atmosfera

• ENERGIA ENTRANTE

L'energia netta è data dalla differenza tra questi due flussi:



L_{ATM} : (+) entrante nel volume di controllo

L_T : (-) uscente

$L_T > L_{ATM} \rightarrow L_N$ è tipicamente negativo

↳ perché $T_{surf} > T_{atm}$

vedi // ° coefficiente di emissività: fa sì che la capacità di città radiante dell'atmosfera sia \ll quella della terra

Dovrebbero entrare in gioco le dinamiche di assorbimento dell'energia da parte dell'atmosfera:

fasce di assorbimento date da presenza di CO_2 e vapore acqueo

↓
quindi $T_{atm} \neq 0$

Ruolo delle **FINESTRE** di ASSORBIMENTO:

meccanismo riscaldamento globale \rightarrow incremento di CO_2 .

La **finestra di assorbimento legata alla CO_2** ha il **picco** vicino al **picco di emissione dell'energia terrestre**: la sua **capacità di assorbimento è molto alta.**

Se si incrementa la **concentrazione di CO_2** \rightarrow l'effetto di questa **finestra risulterà esaltato** \rightarrow maggiore riscaldamento dell'atmosfera \rightarrow **flusso atmosferico maggiore (flusso di energia L_N in ingresso maggiore)** \rightarrow sistema che può tendere ad **autoalimentarsi.**

Grafico ② dipende da grafico ① :

risolvo eq. diff e vedo come va S_N ed L_N

energia ad onde lunghe è smorzata e ritardata in avanti (perché ρ e T seguono quell'eq. differenziale)

• CIELO NUVOLOSO

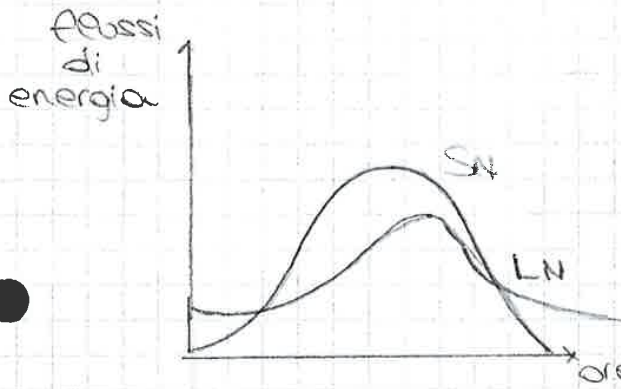


diagramma cambia :

- attenuazione picco di energia ad onde lunghe → per la presenza di corpi nuvolosi
- escursione termica tra giorno e notte è attenuata

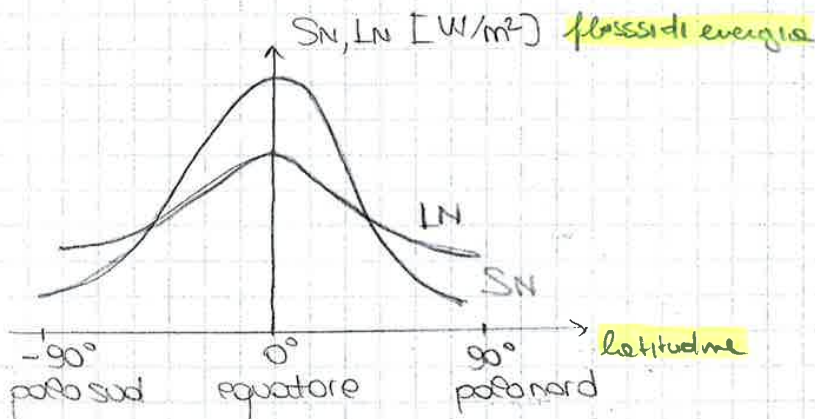
$L_N = L_{ATM} - L_T$

quindi i due flussi (L_{ATM} e L_T) sono + bilanciati tra loro

← S_N a + freddo corpi nuvolosi che aumentano l'emissione

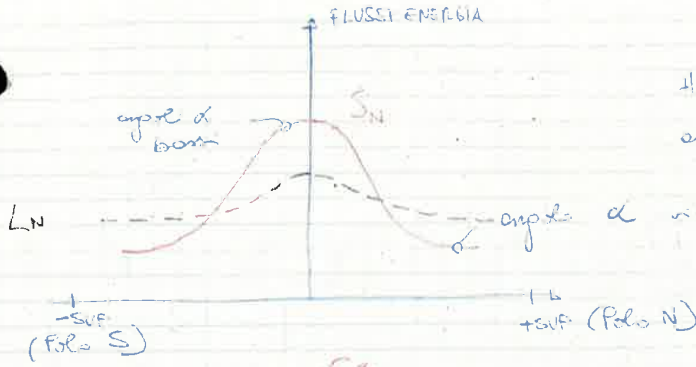
Tutti i flussi sono + attenuati rispetto al caso di cielo sereno.

1) Diagramma in cui sulle ascisse metto la LATITUDINE e sulle ordinate i flussi di energia :

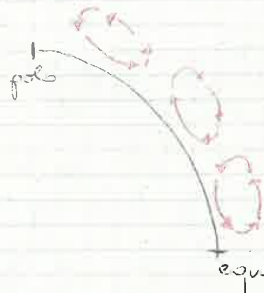


- S_N : max molto marcato nella zona centrale
- + così sposta verso i poli, + mediamento durante l'anno si hanno dei raggi solari che incidono con angoli basso rispetto a superf. terrestre
- + mi sposto dai poli a equatore → angoli raggi che incidono con angoli vicini a 90° rispetto alla tang alla superf. terrestre (vd disegno precedente)

ORE CALDE DEL GIORNO → + energia che ritorna di qll che esce ed x tempo ⊕ e $\frac{dT_s}{dt}$ ⊕ aumento T_s nel tempo



Ho equatore sempre all'equatore rispetto ai poli. all'equatore ho un eccesso d'energia poiché ho un incremento di CT e un incremento della T_s dove spendo energia



cella convettiva sferica = cella a scala dove si fanno circolare energia e massa dall'equatore ai poli. Se non c'è flusso over equatore sempre energia più marcata → all'equatore over temperature sempre equatore più caldo e ai poli sempre più freddo → STAGNAZIONE

come fosse il termine di INERZIA

la rapidità con cui la T_s viene dipende da C $C_1 > C_2 > C_3$

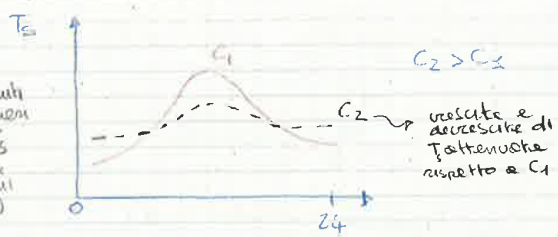
Effetto capacità termica (C) del suolo

la capacità termica influenza e l'andamento (generalmente a marzo) della temperatura del suolo $C \frac{dT_s}{dt}$

Se CT la T_s ↓ la variazione di T_s sarà lenta. Se CT la T_s ↑ la variazione di T_s sarà rapida. (lo rispetto del ciclo delle variazioni di energia entranti e uscenti sarà rapida)

andamento simile a quello di T_s nel tempo

andamenti giornalieri della T_s (anziosità e attenuazioni mensili)



$C_2 > C_1$ variazioni e decrescite di T_s attenuate rispetto a C_1

Effetto massa acqua. Il suo effetto T_s alle massime dei minimi e dei minimi della capacità (fluttuazioni all'anno). Ruolo di ATTENUAZIONE delle FLUTTUAZIONI di T della massa liquida. Hanno ad una grande massa d'acqua effetto simile a C_2 . la capacità termica dell'acqua non è superiore, superiore di profondità, a quella del suolo, ma la penetrazione dei raggi solari all'interno della massa liquida è molto > di quanto nei solidi (penetrazione nulla, fatto si basa su trasmissione da strati sup. se + profondi)

Caprende da come sono formati i suoi stadi e della profondità di riferimento a cui parliamo il bilancio

1 mese men calpisano solo se ipotetico

1 oggi solo parliamo più in profondità nella massa di acqua rispetto al suolo

il H_2O si ha una maggiore profondità interessata dagli scambi di calore → effetto di incremento della capacità termica e quindi di attenuazione della T

La presenza della massa d' H_2O va ad aumentare la capacità termica

Effetto della SUDRORRIFERAZIONE

Bilancio resistivo → SCALA GIOVACIERA (da 1 a 10 al successivo)

$$\frac{1}{A} \cdot C \frac{dT_s}{dt} = Q_{netto} - pl ET$$

variazioni giornaliere: Vediamo tra la T medio di un certo giorno e la T medio del giorno successivo

andamenti $S +$ resistenza h ($S_N + LN$): flusso medio di energia radiante sulla superficie A differenza che vediamo: racchiudiamo in un unico termine $S_N + LN$

26

differenza che non vediamo: in variazioni giornaliere

o noi intendiamo le fluttuazioni che un giorno all'altro → Penono fore H_p rispetto a T_s : le variazioni di temperatura possono essere trascurate $\left[\frac{dT_s}{dt} = 0 \right]$ rispetto agli altri fossi in gioco (in esame effluenze)

l'incremento di C non dipende da una C capote termica specifica dell' H_2O rispetto al suolo ($C_{H_2O} +$ massa del suolo per unità di volume)

2) THORNTWITE

$$ET_p = 16 \left(10 \frac{T_g}{I} \right)^a \cdot L_g$$

Coefficienti dimensionali

su scala mensile
[mm/mese]

L_g = indice calore (calcolata)

I e a = coefficienti

calcolati in funzione della T mensile

È sufficiente avere la temperatura mensile giornaliera e poi metterla su scala mensile (confronto mese dopo mese risp. dell'altra formula)

T_g = tempo media del mese
 T - es. - $^{\circ}C$

unica costante

Questa formula la puoi usare sempre in V. Azione

meteo poiché è data facile avere dal ministero per determinare ET_p

a seconda delle disponibilità di dati (poco o 1) o 2)

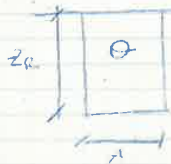
EVAPOTRASPIRAZIONE REALE

$ET = ET_p$ solo se NON ci sono fattori limitanti.

- a) Disponibilità di acqua da evaporazione
- b) Capacità dell'atmosfera di ricevere vapore acqueo
- c) $\frac{dT_g}{dt} \neq 0$

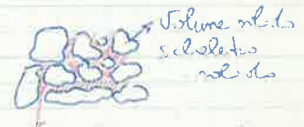
Fattori limitanti

a) il suolo può contenere acqua, oppure no



$\theta = \frac{V_{H_2O}}{V_{totale}} = \text{contenuto idrico}$

suolo è un sistema granuloso



$[V_{totale} = V_{solidi} + V_{vaci}]$

zone che possono contenere H2O o aria

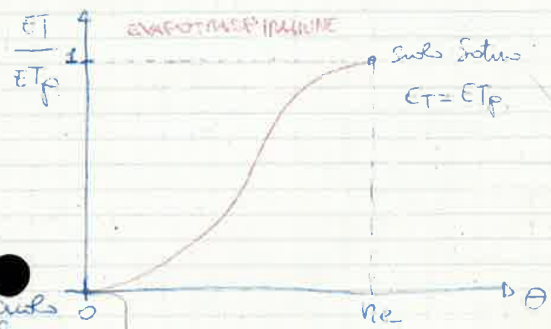
$\theta_{max} = \frac{V_v}{V_{totale}} = \text{porosità effettiva o eff. se. } Ne$

La Ne è una costante per V tipo di suolo [0-1] → tipicamente [$Ne = 0.35 - 0.5$]

Quindi $[0 \leq \theta \leq Ne]$

$\theta = 0$ suolo asciutto
 $\theta = Ne$ suolo saturo

il contenuto idrico è variabile nel tempo, mentre Ne è costante. Quindi il primo fattore limitante al punto dell'acqua da evaporazione ed è in funzione della profondità e della frequenza delle precipitazioni



Le radici piante prelevano acqua dal suolo e dalle piante se lo pannello è stato

discontinuità con PO^+ e radici

23 Se nel suolo non ho H2O non c'è nulla da traspirare

$\theta = Ne$ → suolo saturo: c'è H2O da traspirare in abbondanza (non limitante)
 $ET = ET_p$

Se continuiamo ad immettere vapore d'H₂O in un caso di colata avrai che il vapore d'H₂O andrebbe a condensare.



→ 0 ÷ 100

Definiamo **Umidità relativa (relative humidity)** come:

$$RH = \frac{e}{e_s} \cdot 100 \quad (\%)$$

e = tensione vapore del vapore acqua

e_s = tensione di vapore saturo (valore max che la pressione parziale del vapore d'H₂O può assumere all'interno della miscela atmosf.)

RH = è un altro modo di esprimere la **pressione parziale**

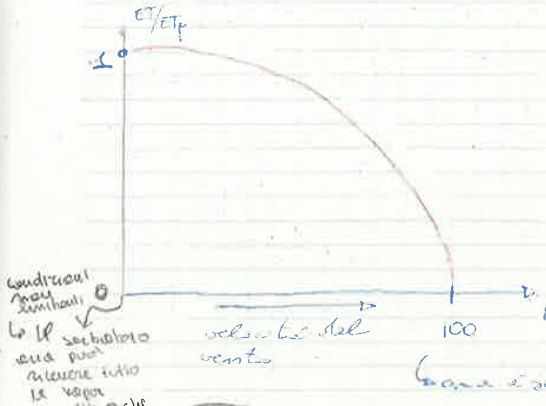
RH cresce tanto più la umidità relativa tende a condensare

Un fattore che influenza RH è la presenza o meno di vento. Avrai un continuo rimescolamento che mantiene valore RH vicino a quello iniziale.

VELOCITÀ VENTO:

Se non c'è spostamento d'aria, l'aria sopra una sup. d'acqua (p.e.) andrebbe a condensare in fretta.

Se c'è vento invece ho un continuo rimescolamento dell'atmosfera che quindi mi mantiene il valore di RH molto vicino al valore iniziale.



La RH scende più velocemente tutto il vapore d'H₂O che viene immesso.

quindi:

$$ET = ET_p \cdot K_{RH} \cdot K_{\theta}$$

verso valore di ET, un'altra cosa è K_{RH} e K_{θ} → [0 ÷ 1]

K_{RH} = effetto umidità relativa, K_{θ} = effetto contributo idrico

condizioni di RH variabili nel tempo

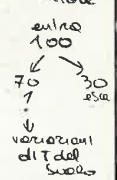
c) Se $\frac{dT_s}{dt} \neq 0$ → incremento della temperatura del suolo

$$\frac{1}{A} \cdot G \cdot \frac{dT_s}{dt} = Q_n - p \cdot ET$$

Se K_{RH} e K_{θ} non limitanti → $ET = ET_p$
 Se K_{RH} e K_{θ} bassi cosa succede?

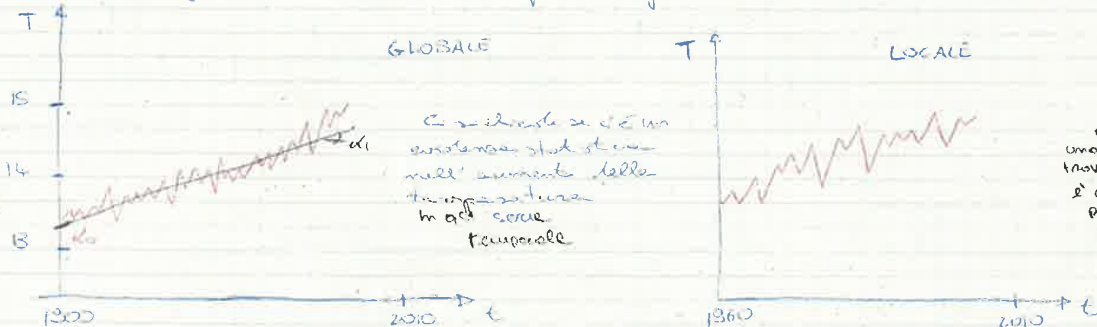
suoli bagnati → > mercato termico: variazioni di T nel tempo molto basse

es. immaginiamo su K_{θ} e H_{θ} sic = 0,3 → il flusso in uscita del calore latente è ridotto del 30% rispetto a quello potenziale. Ho delle variazioni di temperatura, e mi porta nel campo di un po' di evaporazione per l'ET. una grande quantità di energia che serve a portare la temperatura. feedback negativo e quindi i picchi di evaporazione sono molto spinti anche in caso di contenuti idrici bassi → bilanciamento tra flussi in ingresso e in uscita.



Analisi statistica

Consideriamo fenomeni di trend (es. per la temperatura)



domanda: una situazione in cui trovo un campione = 10 è compatibile con il processo generatore che viene? non ha alcuna tendenza a crescere nel tempo?

Determino la cella di regressione $\hat{x} = \hat{a}_0 + \hat{a}_1 \cdot t$

Ho almeno trend + $\alpha = 0$ (nessuna)

uso una variabile t come $\frac{d_i}{\sigma_{d_i}}$

$$t_{\alpha} = \sqrt{\frac{1}{n-2} \cdot Z^2 \cdot \frac{\sum (x_i - \hat{x}_i)^2}{\sum (t_i - \bar{t})^2}}$$

30

test di student

Stati in cui calcolo valore osservato

si usabile valore σ in q/c di paragonabile a coeff. d_1

Impossibile distinguere tra: d_1 campionato (quello che forniamo) d_2 dallo popol. da cui è stato estratto il campione

24/03/14
LUN

BILANCIO IDRICO

$$2R \frac{dQ}{dt} = P - D_{SUP} - ET - D_{AROF} \pm D_{LAT}$$

PRECIPITAZIONE

voglio capire e' innesco dei fenomeni di precipitazione

NOTI VERTICALI NELL'ATMOSFERA

Equazioni che ci servono e le loro comprensioni:

$$1) C_p dT = dq + \frac{1}{\rho} dp$$

Principio della Termodinamica applicato ad una massa gassosa

variaz.

energia interna di 1 massa di aria (es. 1kg)

$$C_p = 1005 \text{ J/kg} \cdot \text{K}$$

calore specifico a pressione costante

dT = variazione di T in termini differenziali

dq = calore scambiato

quantità di energia che devo mettere e aumentare di 1° la temperatura di 1 kg della sostanza che sto considerando (aria)

$$\frac{1}{\rho} dp = \text{Lavoro fatto correlato con variazioni di pressione che varia la massa di aria}$$

dens. aria

2) LEGGE DELL'IDROSTATICA

applicata ad 1 punto particolare → atmosfera

come le pressioni variano lungo una verticale.

$$\frac{dp}{dz} = -\rho(z) \cdot g$$

ovvero come variano le pressioni allontanandosi dalla sup. terrestre (z₀)

Variazioni di pressione lungo z

densità aria

costante gravitazionale

Si semplifica:

$\rho(z) \approx \text{cost}$ fino ai 5-10 km sup. dalla sup. terrestre

↓ e' evet tendenza a decrescere lungo z

$$\approx 1,21 \text{ kg/m}^3 = \rho_0$$

Integrando:

$$p(z) = p_0 - \rho_0 g z$$

↓
press. atm. al suolo

$$\begin{cases} \frac{dp}{dz} = -\rho_0 \cdot g \\ p(0) = p_0 \end{cases}$$

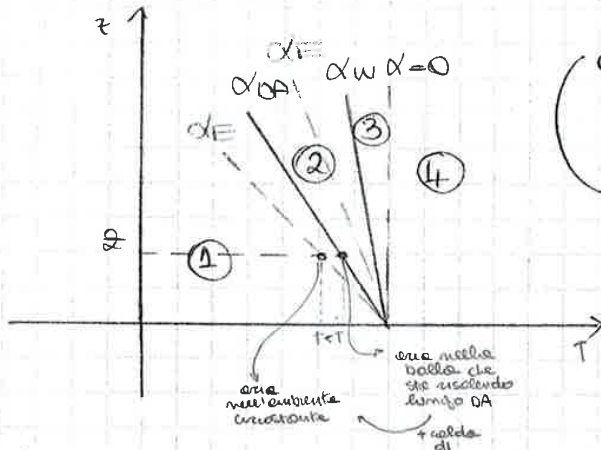
↓
sup. terrestre

α_w LAPSE RATE WET $\sim 4 \div 6 \text{ }^\circ\text{C/km}$

$$T(z) = T(z_{cl}) - \alpha_w (z - z_{cl})$$

ci rappresentano come varia T con la quota in condizioni asciutte (dry) o bagnate (wet).

Stabilità o instabilità atmosferica



devo confrontare le lapse rate ambientali con i valori caratteristici caratterizzati (α_{DA} , α_w)

variazione di T in un dato istante e in un dato luogo = α_E

- α_E funzione di:
 - condizioni di mescolamento (tubo capotubo...)
 - condizioni di ventilazione
 - turbolenza al suolo

lancio il pallone sandia pezzo come sonda di misura e calcolo α_E

quanto consentirebbe nelle condizioni di

segue DA (se l'aria parte secca si mantiene adiabatica)

1 $\alpha_E > \alpha_{DA}$ decisa + rapida di α_{DA}

spuntolotto d'estate: pannello cefimmesco di temporale

INSTABILITÀ ASSOLUTA: una bolla d'aria che comincia la risalita tende a mantenere il suo moto di risalita in maniera indefinita

La T dell'aria $>$ di quella circostante \rightarrow densità minore \rightarrow continua la propria risalita

2 $\alpha_w < \alpha_E < \alpha_{DA}$

INSTABILITÀ CONDIZIONATA

aria saturata WET: instabile

aria asciutta dry: stabile

non basta conoscere α_E pu capire se sono in condit. stabili o instabili ma

Devo considerare l'umidità presente nell'aria. La bolla d'aria si trova lungo $\alpha_w \rightarrow T >$ dell'ambiente circostante \rightarrow continua a risalire

Se aria secca la bolla d'aria risale lungo $\alpha_{DA} \rightarrow T <$ T ambiente circostante \rightarrow densità maggiore (viene smorzata) \rightarrow forza che tende a portarla verso il basso (anzi se le condizioni sono qst non potrebbe nemmeno)

3 $\alpha_E < \alpha_w$

STABILITÀ ASSOLUTA

4 $\alpha_E < 0$ INVERSIONE TERMICA

molto stabili (es. d'inverno sulle pianure padane) che molto ferme, i moti verticali non si riescono ad innescare

La T cresce con l'altitudine e l'allontanarsi dal suolo (invece che decrescere)

stagnazione inquinamento, nebbie... \rightarrow si può osservare solo grazie a perturbazioni (laterali)

Come si trova la quota dei livelli di condensazione:

$P(z) = P_0 - \rho \cdot g \cdot z$ andamento P con la quota

$T(z) = T_0 - \alpha E \cdot z$ " " T " "

$e_s(z) = 611 \text{ EXP} \left[\frac{17,625(T_0 - \alpha E z)}{243 + (T_0 - \alpha E z)} \right]$

RH₀ = umidità relativa dell'aria al suolo

$RH = 100 = \frac{e(z_{CL})}{e_s(z_{CL})} \cdot 100$ → per trovare la quota dei livelli di condens.

men lo abbiamo scritto su tutto in ft. di z
scritto in ft. di z

la quantità di H₂O presente

bisogna mantenere costante durante la risalita il MIXING RATIO:

$W = \frac{m_{H_2O}^{vapore}}{m_{aria}} = \frac{\rho_{H_2O}^{vapore}}{\rho_{ARIA}}$ → densità VAPORE ACQUA !! (no dell'acqua liquida)

costante nella 2^a fase della risalita: perché non si condensa il H₂O non può né creare né distruggersi

$\frac{1}{P} \rightarrow PV = nRT$ → ideale

per l'aria: $\frac{P}{\rho} = R \cdot T$ LEGGE DEI GAS PERFETTI (può essere applicata ai singoli componenti della miscela)

per l'acqua: $\frac{e}{\rho_{H_2O}} = R_{H_2O} \cdot T = \frac{R}{0,622} \cdot T$

costante dei gas
costante dei gas x vapor d'acqua

$R_{H_2O} = \frac{R}{0,622}$ vapor d'acqua

torna a eq. di W sostituendo

$W = \frac{\rho_{H_2O}}{\rho_{ARIA}} = \frac{0,622 \cdot e}{RT} \cdot \frac{RT}{P} = 0,622 \frac{e}{P}$

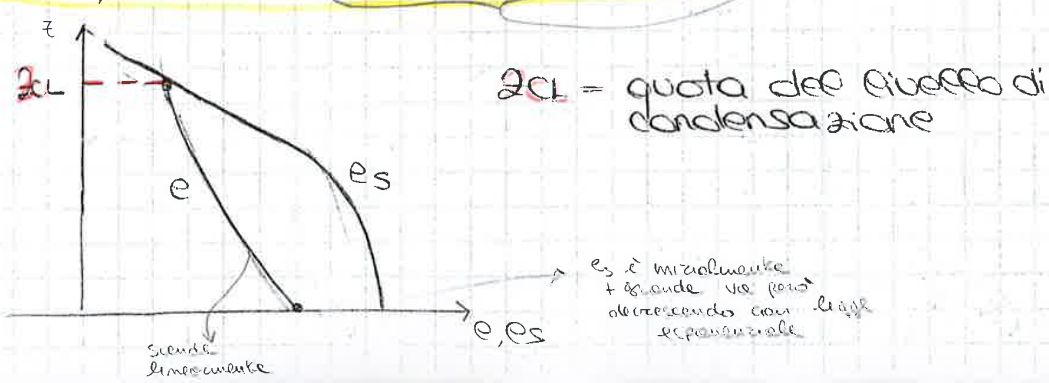
tensione di vapore dell'acqua
pressione dell'aria

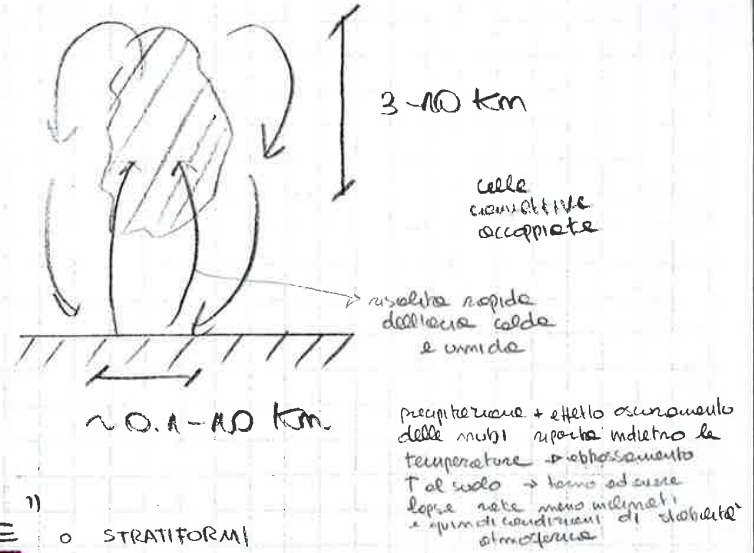
$\rho = \frac{P}{RT}$

andamento tensione di vapore con la quota:

$e(z) = \frac{W}{0,622} \cdot p(z) = \frac{W_0}{0,622} (P_0 - \rho \cdot g \cdot z)$

nella 1^a fase

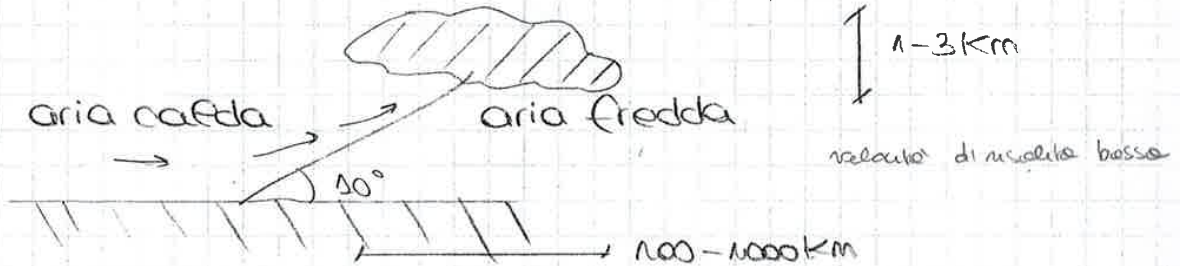




PRECIPITAZIONI CIGOLONICHE o STRATIFORMI

Ci deve essere un meccanismo di innalzamento dell'aria

FRONTE CALDO: massa di aria calda si muove verso massa di aria fredda

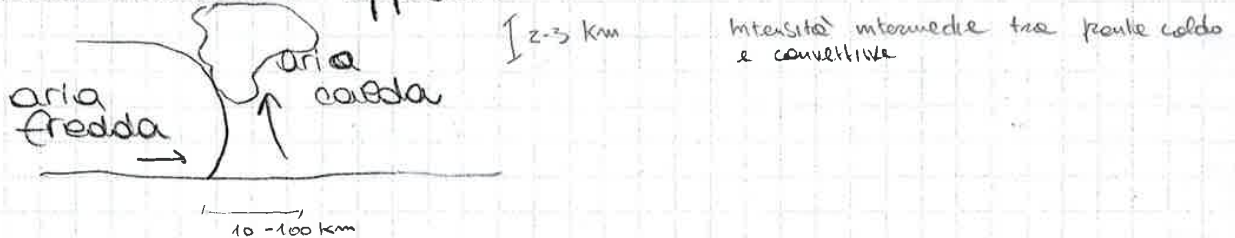


aria calda è più leggera e quindi s'incurva sopra quella fredda
 le precipitazioni sono persistenti e meno intense degli eventi temporaleschi

Nelle carte meteorologiche



FRONTE FREDDO: opposto



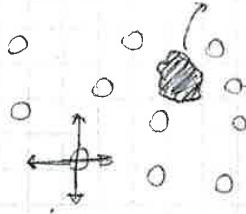
25/03/14
MAR

Processo di precipitazione:

1. CONDENSAZIONE → Formazioni nubi
diam. gocce $\sim 10 \div 30 \mu\text{m}$

erosione di piccole gocce d'acqua che galleggiano nell'aria → diametro piccolo: forze di attrito vincono su forze di gravità

2. NUCLEAZIONE E COALESCENZA → La dimens. particelle aumenta
NUCLEI DI COND. = $d_{NC} \sim 50 - 100 \mu\text{m}$



particelle di H_2O galleggiano (non verticali e orizz.) nell'aria

particelle hanno dimensioni simili

Tendono ad oscillare in maniera sincrona (non si scontrano) e non crescono

Affinché si accrescano devono essere presenti dei NUCLEI di CONDENSAZIONE.



particelle solide/liquide di dimens. + grandi

hanno dimensioni \neq rispetto alle particelle di H_2O ; si muovono quindi in maniera \neq

Si crea attorno ai nuclei dell'acqua perpendicolare. \times effetto dei fenomeni di condensazione
Oscillano come degli oscillatori smorzati → non ho + sistema che si muove in maniera sincrona (ma) possono avvenire degli scontri → creazione particelle + grosse

I nuclei sono legati alla presenza di particolato atmosferico e sono:

↳ + numerosi ma + piccoli sulle aree continentali \times

↳ viceversa sugli oceani

La precipitazione è + probabile sulle aree oceaniche.
(presenza di nuclei in media di dimensione + grande)

● Possono essere particelle legate ad attività antropica (più vero una decina di anni fa).

Questo fenomeno è andato attenuandosi con la presenza di fenomeni di combustione attuali → produzione particelle + piccole (altri problemi micro e nano particelle)

legati anche alla presenza di attività vulcaniche.

→ INSEMINAZIONE delle NUBI: creazione di pioggia artificiale
Es. Introduzione di nuclei per poter generare una maggior probabilità di precipitazione

Usato per scopi militari.
Olimpiadi a Pechino. → \times diminuire livelli di inquinamento \times salute degli atleti (diluazione)

In questa fase → diam. gocce $\sim 0.5 \div 2 \text{mm}$

3. CADUTA

Le gocce non sono + in equilibrio (forze gravitaz. > forze di galleggiamento)
↳ forze di attrito

Eguagliando forze velocità di caduta:

$$\overbrace{\rho_w \cdot g \frac{\pi D^3}{6}}^{F_{grav}} = \overbrace{C_D \cdot \rho_a \cdot v_c^2 \frac{\pi D^2}{4}}^{F_{att}}$$

$$\rightarrow v_c = \sqrt{\frac{\rho_w \cdot g \cdot D}{C_D \cdot \rho_a \cdot 3}} \propto \sqrt{D}$$

! diam piccoli → velocità piccolissimo → la caduta non riesce ad innescarsi

le fatto di cadere non impedisce che possa raggiungere il suolo:



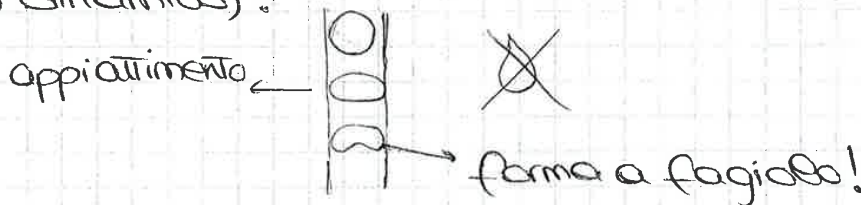
nel processo di caduta, si ha PERDITA di H₂O per evaporazione e per attrito

La goccia tende a rimpicciolirsi (perdita di massa)

della parte inferiore per spezzamento

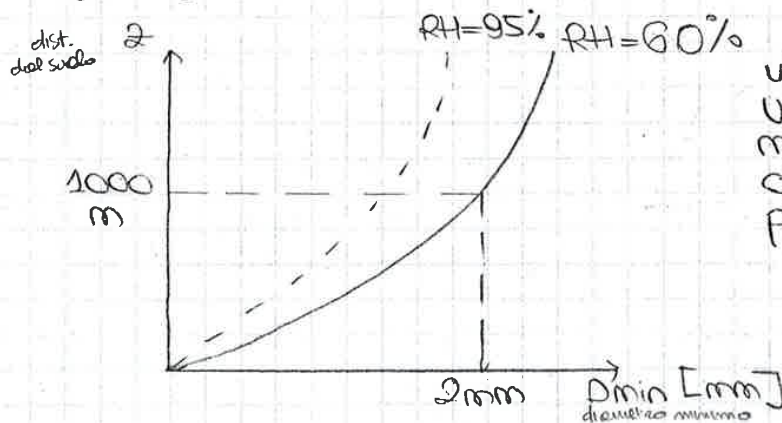
le forze di attrito provocano calore e possono causare una evaporazione di parte della massa liquida

La caduta produce anche dei cambiamenti di FORMA (per effetto dinamico):



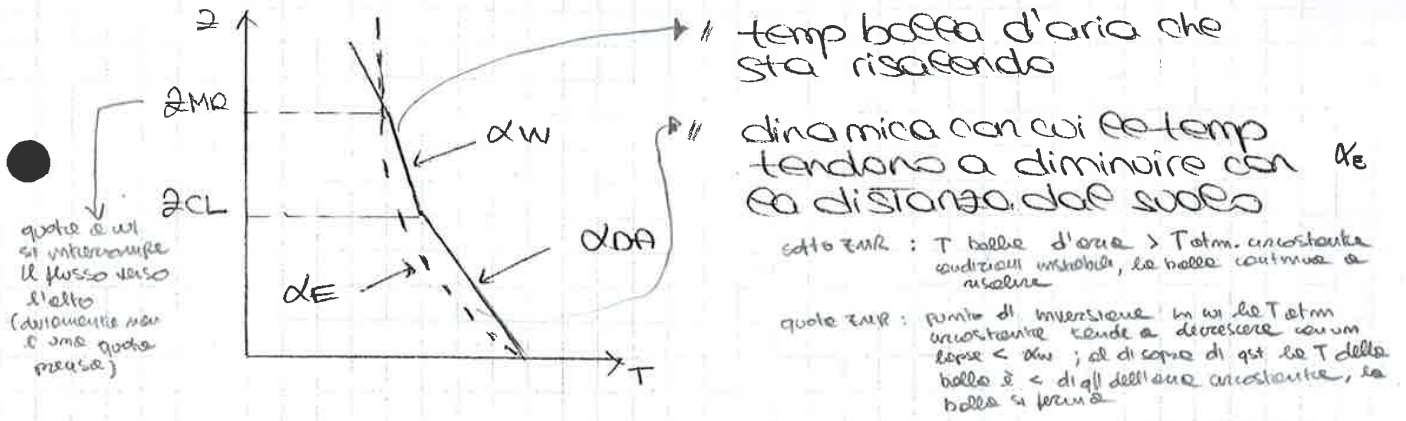
Diam max ≈ 8,5 mm
che può cadere senza spezzarsi

Diagramma con dimensioni minime che deve avere la goccia per raggiungere il suolo: (0 mm)



via via che mi sposta verso l'alto la dim minima delle gocce deve essere maggiore per completare la caduta

se ad una altezza di 1000 m le gocce hanno una dimens < di 2 mm evaporano



z_{MR} : la T_{atm} tende a decrescere con un dx_w

poi la bolle d'aria si ferma perché ha una T minore di quella circostante. Adrà a ricadere lateralmente

$$P_A = Q_A \cdot \rho_A \cdot (w_0 - w_{fin})$$

$$\frac{m^3_A}{s} \cdot \frac{kg_A}{m^3_A}$$

$$\frac{kg_{H_2O}}{kg_{ARIA}}$$

$$= \rho_A \cdot v_R \cdot A \cdot (w_0 - w_{fin})$$

$$\frac{P_A}{s} = \left(\frac{P_A}{\rho_w \cdot A} \right) \cdot \left(10^3 \cdot 36 \cdot 10^3 \right)$$

$$= 3,6 \cdot 10^6 \cdot \frac{\rho_A}{\rho_w} \cdot v_R \cdot (w_0 - w_{fin})$$

$$P_A \approx 4,3 \cdot 10^3 \cdot v_R \cdot (w_0 - w_{fin})$$

1a parte : w_0 cost (non perdo H_2O)
 da z_{CL} in poi : perdo $H_2O \rightarrow$ si condensa che va a formare nubi e che potremmo isolarle e poterle ritrarre a terra

quanta H_2O perdo nel processo di risalita (mixing ratio decresce)

[kg_{H_2O}/s] precipitazione attesa

[mm/h]

$$P_A \approx 4,3 \cdot 10^3 \cdot v_R \cdot (w_0 - w_{fin})$$

$$\rightarrow$$
 precipitazione attesa a terra in mm/h

esempio :

$$w_0 = 10 \frac{g_{H_2O}}{kg_{ARIA}} = 0,01 \frac{kg_{H_2O}}{kg_{ARIA}}$$

$$w_{fin} \approx 0$$

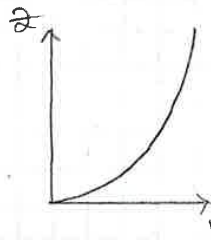
$$P_A \approx 43 \cdot v_R$$

intorno ad m/s [+ alto per venti convettivi ($\sim 2-5 \frac{m}{s}$)
 + basso STRATIFORMI ($\sim 0,3 \frac{m}{s}$)]

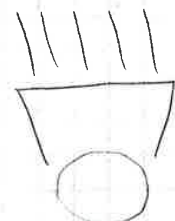
"ATTESA" non è detto che tutte l' H_2O che si condensa vada a precipitare al suolo

$$P_A (\sim 80 \div 200 \frac{mm}{h})$$

$$P_A (\sim 20 \frac{mm}{h})$$

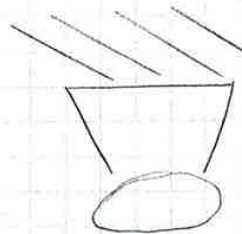


Vento bassa: i pluviom. funzionano bene



Le gocce vedono
una area
circolare

Vento alta:

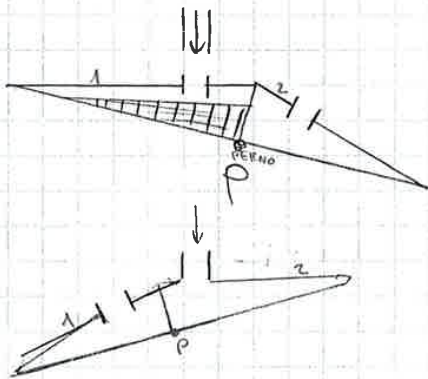


Le gocce vedono
area ovalizzata
(+ piccola)

→ sottostima precipitazione.

Per questo si posizionano i pluviometri ad un'altezza fissa (2m)

Sistema a bascula:

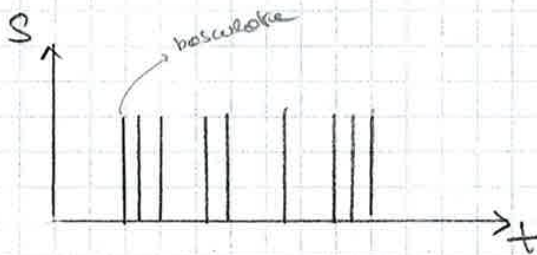


dal tubo di uscita
dall'imbuto raccoglitore entra l'acqua in uno dei serbatoi. Si raggiunge un livello nel quale il baricentro viene a spostarsi a sx del punto

La bascula si riorienta inizia a riempirsi il secondo serbatoio. e così via...

Si registra una basculata: ogni volta che ho oscillazione ho una precipitazione di 0,2 mm

Segnale in uscita della bascula:



equispazianti in maniera diversa a seconda dell'andamento temporale

per ogni barra → altezza di precip. di 0,2 mm

Quando piove poco il sistema rischia di non essere efficace. Le uscite non si riempiono complet., non ho basculato → non si misura precip. ma in realtà c'è stata

Per precipitazione molto intensa (60-70 mm/h) → il tempo di basculata è significativo, si perde quella precipitazione

anche se il tempo di basculata è molto rapido



sottostima

se avessi vaschette + piccole avrei basculato ancora + frequenti

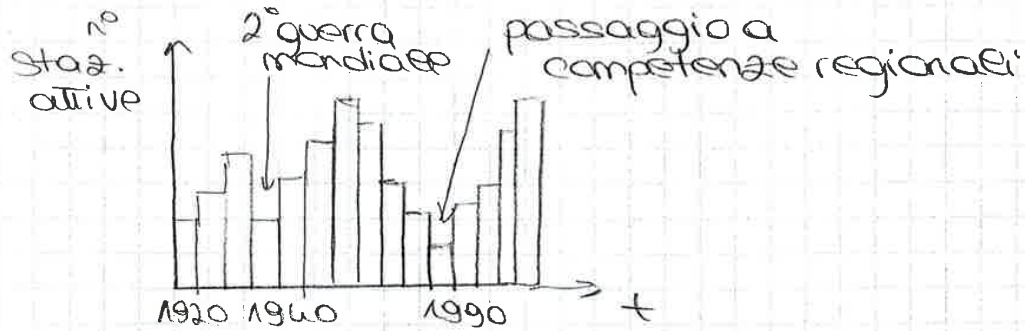
IN ITALIA RETE PLUVIOMETRICA: 1 strumento ogni 100 km²

Costo pluviometro: 500/1000 €
1 ogni 100 Km².

Precipitazione media annua: 700 mm/anno (Val Susa)
2400 mm/anno (Val Sesia)
850 mm/anno (Torino)

Tentativi di digitalizzazioni di annali idrologici (da APAT). Ma pagine fotografare :

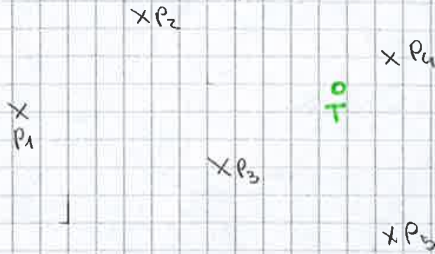
- ↳ Dopo il 1986 : Competenze Regionali (ARPA)
Il sistema ha funzionato poco. Le regioni non avevano le competenze.



31/03/2014

Come ricostruire dato pluviometrico in un punto in cui non ho pluviometro:

INTERPOLAZIONE SPAZIALE DELLE PRECIPITAZIONI

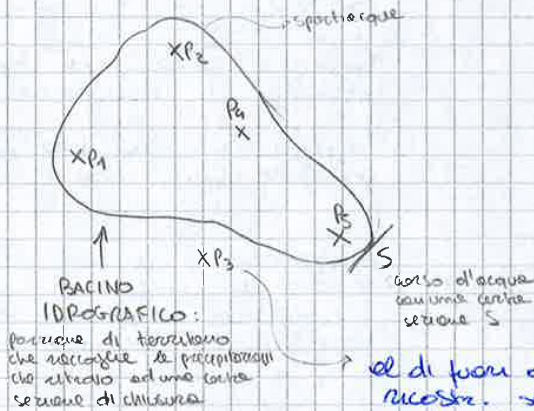


dati in corrispondenza di pluviometri ($P_1 P_2 P_3 P_4 P_5$)

punto target: punto in cui ricostruire valore di precipitazione

problemi simili: costruzione del SOLIDO DI PIOGGIA

RICOSTRUZIONE DEL SOLIDO DI PIOGGIA:



ricostruire precipitazione che cade sull'intera superficie del bacino idrografico.
SOLIDO DI PIOGGIA (figura con base e altezze)
 BASE: bacino idrografico
 ALTEZZE: altezza di pioggia misurata (gradini) nei vari punti che costituiscono il bacino stesso

su un qualsiasi punto posto punto TV all'interno del bacino idrografico: generalizzazione di 1 interpolazione dalle precipitazioni.

punto di partenza: minima in corrispondenza di certe stazioni ($P_1 P_2 \dots$)

BACINO IDROGRAFICO: porzione di territorio che riceve le precipitazioni che affluiscono ad una certa sezione di chiusura

ed di fuori di bacino idrografico: quando si ricostruisce solido di pioggia si considerano anche pluviometri fuori al bacino ma nei suoi dintorni - utili ai fini della ricostruzione

1) METODO DEI TOPIETI

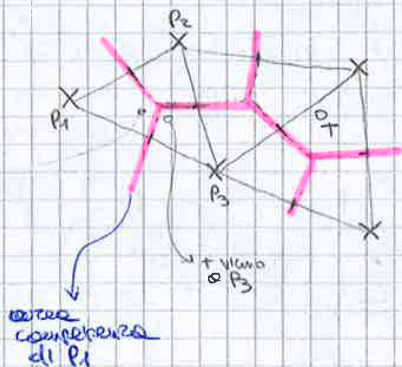
invece alla determin. delle aree di competenza di ciascun pluviometro

triangolazione che collega tra loro pluviometri presenti: si cerca di minimizzare gli angoli acuti es. congiungendo P_1 e P_4 triangoli molto acuti

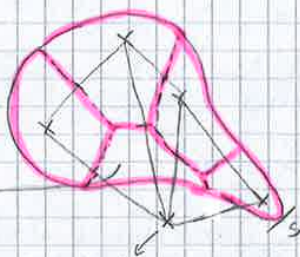
Si trova punto medio e si tracciano 1 aspetto a punto medio

Serve a far sì che l'area di competenza contenga solo i punti vicini a P_1 rispetto a qualsiasi altro pluviometro

in qst caso aree chiuse da linee di competenza bacino idrografico



aree competenza di P_1



tutti qst punti vicini a P_3 che a qualsiasi altro pluviometro fuori del bacino ma ha un'area di competenza tutt'altro che trascurabile

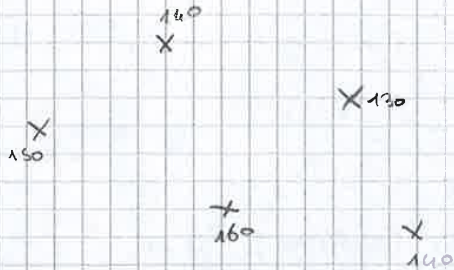
- DEFINIZIONE AREE DI COMPETENZA
- ASSEGNARE A TUTTA L'AREA LA PRECIPITAZ. MISURATA DAL PLUVIOMETRO

nei topografi è come se mettessi $R=10 \rightarrow$ danno importanza solo al pluviometro + vicino: tutto il resto solo al pluviometro + vicino

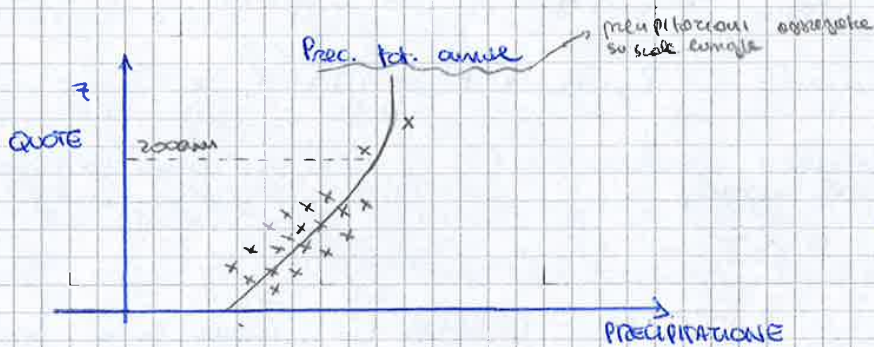
3) non si può fare solo al pluviometro + vicino ma a tutti i pluviometri con posti diversi

Stumento + che coefficiente nello > parte dei costi

Effetto delle Quote sull'Interpolazione



I pluviometri possono essere collocati a quote \neq e qst può influire su precipitazioni misurate (devo rendermene conto prima di interpolare senno' \rightarrow errori)



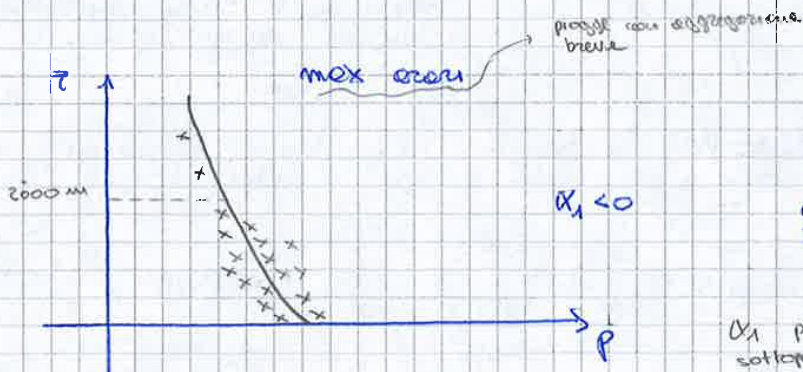
misura $X =$ pluviometrico
in realtà non si conosce bene l'andamento sopra i 2000 m ho meno pluviometri, precipitazioni + che altro nevose (precipitazioni tendono a stabilizzarsi)

e per il resto di tutto il resto fino a 2000m le $P \uparrow$ con la quota perché

$$P = \alpha_0 + \alpha_1 \cdot Z \quad \text{equazione di una retta}$$

$$\alpha_1 > 0$$

quando si sale in quota entra in gioco meccanismo di formazione delle piogge di tipo orografico: ulteriore meccanismo con cui l'atmosfera può scaricare H_2O



se scendo di quote temporale ho il andamento quasi opposto

$$\alpha_1 < 0$$

decrecita precipitazioni con la quota

α_1 possono essere sottoposti a t di Student

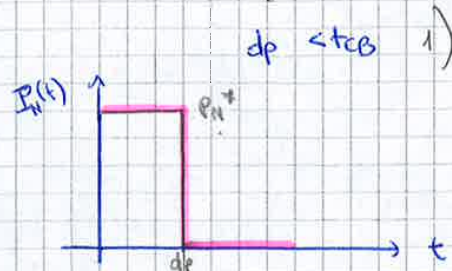
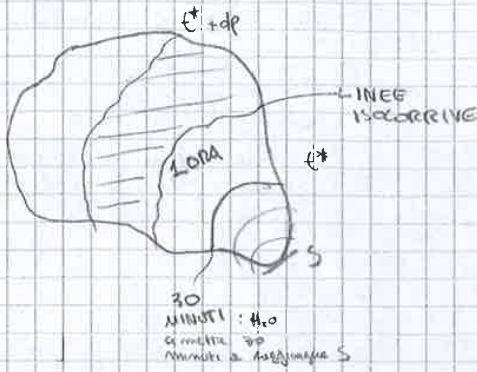
eventi gravi su dorsali brevi
I max errori si hanno con temporali estivi (eventi convettivi) può essere + temporali violento in pianura rispetto in montagna: la presenza di venti di valle porta a favore formazione di nubi e scarichi. nell'alt. come se il serbatoio non riuscisse a caricarsi rapidamente perché si scarica ogni 100 m. Altro motivo \rightarrow la colonna sopra di noi diminuisce (monta giù) \rightarrow il contenuto di vapore d'acqua è quindi ridotto

l'atmosfera non ha il tempo di caricarsi di umidità

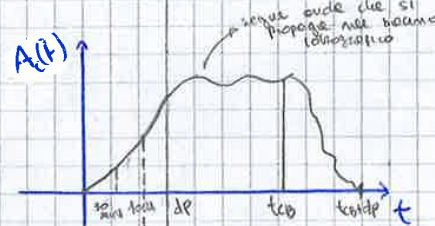
in pianura invece meccanismi di convezione occasionale che innescano fenomeni convettivi possono avvenire anche con cadenza plurisettimanale: l'atmosfera ha + tempo di caricarsi

Come trasformare pioggia netta in portata? Adottare metodi (presupposti) che inglobano punti 2 e 3 per ottenere in maniera rapida e non troppo sbagliata ed 1. risultato.

Metodo delle isocronie



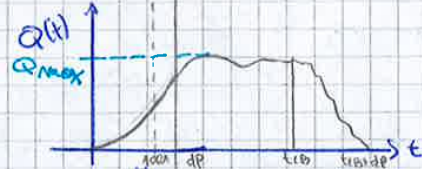
precipitazione uniforme sul bacino e P_N ha intensità costante su durata dp (durata di pioggia)



area contributiva

t_0 → fiume vuoto
 per le portate iniziali ed aumentate: l'H₂O che arriva ad esaurire materialmente do' aree + vicini a sezione di chiusura; man mano le aree contribuenti cementano

IDROGRAMMA: Q(t)



→ PORTATE

isocronie → stesso t di corruzione = tempo che occorre all'H₂O in piaga e spartitori fino a punto di chiusura della sezione (da punto in cui cade) in cui si forma

H_p: i tempi di corruzione non cambiano e seconda delle specificità esistenti (in realtà non è così) sono caratteri del bacino idrografico

dp = linea isocrona che rappresenta la durata della precipitazione dp

Le 'ultime' delle correnti possono essere a seconda dell'esito

Le portate andranno a crescere in funzione delle crescite dell'area contributiva

Portate = $P_N \cdot A_c$

Valore costante $\frac{mm}{h}$

sta cambiando: dell'area contributiva m^2

l'area contributiva all'inizio va accrescendosi e poi va diminuendo:



t* = distanza della fine della pioggia

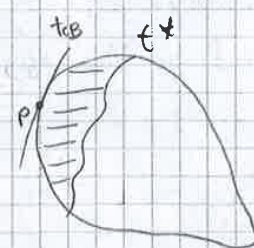
fino a dp le aree vanno crescendo spostandosi verso monte; arrivati a dp smette di piovere. Che succede? Le aree + vicine ad S smettono di contribuire. L'area contributiva diventa una fetta di bacino compresa tra una sezione isocrona e t* e una a t* + dp → nasce all'interno del bacino

si prosegue così fino a che non si raggiunge t_cb

t_cb ⇒ tempo di corruzione bacino: max. tra tutti gli iniziati tra i punti appartenenti al bacino (punto + distanza) si trova su spartiacque

tempo di corruzione

t di corruzione del punto idraulicamente + lontano dalla sezione di chiusura

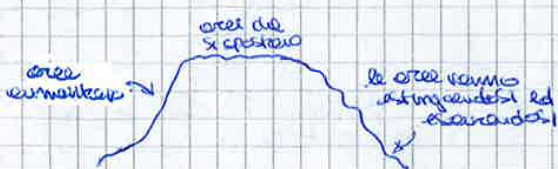


La linea t* + dp esce dal bacino; il tempo diventa > del t_cb
 area contributiva in fetta + piccola compresa tra t_cb e t*

raggiunto t_cb le aree contribuenti iniziano a diminuire

le quote d'H₂O caduta al tempo dp in P ma se l'acqua della sezione di chiusura dopo t_cb si t_b = 3 ore dp = 1 ora situazione in cui dp < t_cb

forma trapezoidale



durata critica $\sim t_{cb}$

t_{cb} leggermente + o di rispetto al max perché il punto di diluimento è leggermente spostato a sx
1/4/2016

tipicamente la decrescita delle aree contribuenti sproporzionata a sx di t_{cb} e + rapida della decrescita delle intensità di pioggia: max vicino a t_{cb}

Le stime di t_{cb} avviene tramite formule empiriche che dipendono da:

$t_{cb} \propto \sqrt{A}$
 ↑
 tempo percorrenza bacino

$t_{cb} \propto \frac{1}{z_{med} - z_{min}}$
 ↓
 proporz. rispetto ad una distanza lineare

$t_{cb} \propto \frac{1}{z_{max} - z_{min}}$
 ↓
 quota media bacino

$t_{cb} \propto \frac{1}{z_{max} - z_{min}}$
 ↓
 diff. compl. di quota

tanto tempo è la diff. di quota ($z_{max} - z_{min}$ altro), la pendenza saranno e il H_2O tenderà a scivolare + rapidamente



In Italia formula + usata è la formula di Grandetti: dai risultati ragionevoli anche in interpolazione

Utile provare ad applicare + di uno e stimare il t_{cb} come media dei valori tratti.

t_{cb} percorrenza bacino \rightarrow coroll. del bacino idrografico

t_c coroll. di qualsiasi punto del bacino \rightarrow (coroll. di un punto stesso)

Equazione \times ottenere stime di primo tentativo:

FORMULA RAZIONALE

$$Q_T = \left(\frac{1}{3.6} \right) \cdot A \cdot C \cdot i_T(t_{cb})$$

per far tornare unita di misura

Q_T = portata di progetto, con tempo di ritorno T. Obiettivo in molti casi. $\left[\frac{m^3}{s} \right]$

A = area bacino $[km^2]$

C = coeff. di deflusso $[-]$, numero $0 \div 1$. Dove 0 = bacino compl. permeabile, 1 = bacino compl. impermeabile

↓
 metodo + semplice \times transf. precipitez. i in precipitazione netta

0 = precipitazione netta è nulla, tutta la pioggia va in infiltrazione

1 = precip. netta coincide con i, l'infiltraz. è nulla

$i_T(t_{cb})$ = intensità di precipitazione con durata t_{cb} e tempo di ritorno T
 $\left[\frac{mm}{h} \right]$

in caso del quale vogliamo calcolare la portata

Talvolta valori espressi come:

ALTEZZA DI PRECIPITAZIONE $\rightarrow h(d) = i(d) \cdot d$

I valori aumentano sempre perché mi moltiplico [mm]
 S. insieme + acqua \rightarrow vedo e sommavo valori: ottengo valori crescenti sulla durata

↑
intensità media

↖ durata

↙ verifico che la tabella delle h sia crescente

1^a riga: $50 \cdot 1h$ $30 \cdot 3h$ $20 \cdot 6h$
 50 90 120 \rightarrow sta aumentando (ok)

2^a riga: $120 \cdot 1h$ $70 \cdot 3h$ $30 \cdot 6h$
 120 210 180

\rightarrow impossibile, se non avesse potuto almeno 210 dalle altre

quindi correzione:

120	70	40	25	15
-----	----	----	----	----

dimensione campione n = n° di anni disponibili

2) Stimare la durata critica

④ ipotizziamo caso fortunato

tra $n \approx 3h$

\rightarrow simile ed omia delle 6 durate della tabella per cui sono disponibili i dati

il problema si può ricondurre a problema analogo ad analisi di frequenza delle piene

CAMPIONE DI $i(d=3h) \Rightarrow i_T?$

3h
30
30
⋮

\wedge ci siamo ricondotti ad 1 colonna della tabella

Passi dell' INFERENZA STATISTICA:

\rightarrow uso di Gumbel è ragionevole nelle gran parte dei casi \rightarrow scegliamo GUMBEL con relativa tranquillità: esperienza ed evidenza empirica dimostra che funziona bene; precipitazioni + tranquille da rappresentare, pochi dati disponibili

$$P(i(d=3)) = e^{-e^{-\frac{i(d=3) - \hat{\theta}_1}{\hat{\theta}_2}}}$$

\rightarrow stima dei parametri con metodo dei momenti \times ragioni analoghe: evidenza empirica ci dice che si ottengono risultati ragionevoli

$$\hat{\theta}_2 = \frac{\sqrt{6}}{\pi} \cdot S_i(d=3)$$

\downarrow
scarto di $i(=3h)$

$$\hat{\theta}_1 = \bar{i}(d=3) - \frac{\sqrt{6}}{\pi} S_i(d=3)$$

	1	3	6	12	24
1951					
⋮					
2012					
\bar{i}	x	x	x	x	x
CV	0.37	0.35	0.32	0.36	0.38

⇒ \bar{CV}

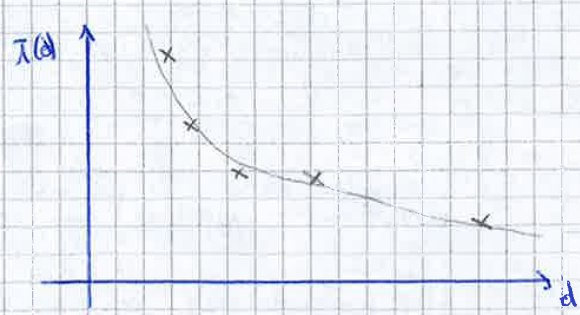
le stime $i_T(d)$ problema complicato che coinvolge 3 variabili insieme; metodo indiretto sapere la dipendenza della durata dal tempo di ritorno $i(d) = K_T$
 durata → ritorno
 considerare la variazione di K_T con la durata, ma la variazione è piccola, è come se dipendesse solo dal T e non della durata

se abbiamo $d = 7,5$ ore come trovare i_T ? → interpolazione dei 5 valori disponibili per trovare i per ogni durata

$\bar{i}(d) = a \cdot d^{m-1}$ → formula generale

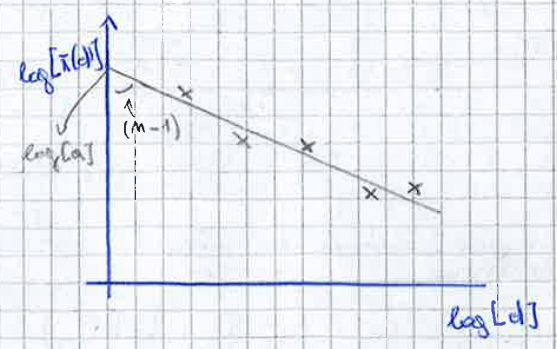
a = coeff. dipende orario → valori compresi tra 20-60 mm/h
 m = esp. della CPP → $0 \leq m \leq 1$ tipicamente $0.2 < m < 0.6$
 in modo che $\bar{i}(d)$ sia una funzione decrescente

l'utilizzo di qst formula per forzare e rappresentare la variabilità delle altezze di precipitazione



5 punti empirici → decrescenti con la durata

funzione interpolante $a \cdot d^{m-1}$



$\log[\bar{i}(d)] = \log[a] + (m-1) \cdot \log[d]$

caso bilogarithmico: stimare la retta di interpolazione con minimi quadrati → ottengo valori di $\log[a]$ e $(m-1)$

Ora possiamo trovare i valori di intensità di i in corrisp. di qualunque durata

Metodo delle costruzioni:

indice = rappresent. del tempo in forma discretizzata

$$Q_j = \sum_{i=1}^j i_{N,i} \cdot \phi_{j-i+1}$$

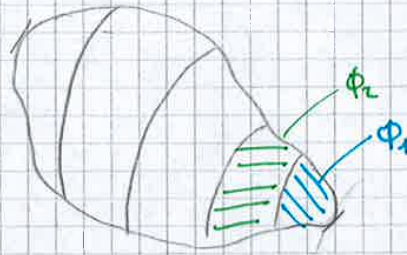
portata al tempo j

intens. di pioggia netta calcolata al tempo i

funzione di risposta del bacino calcolata ad un tempo j-i+1

Spiegazione intuitiva formula: Sottraiamo bacino in sezioni con linee isocrone:

es. Intercettazione di 1h con $t_{cp} = 5h$



$$Q_1 = i_{N,1} \cdot \phi_1$$

1° ora

prima area contribuyente

$$Q_2 = i_{N,1} \cdot \phi_2 + i_{N,2} \cdot \phi_1$$

profilo che sta cadendo out

area + volume (io us. ripetutamente)

subacqueo Q nel tempo capti. da un certo T di ritorno (Q_T)

intensità di prec. Costato 1 ora prima essere con 1 certo ritardo

Se voglio applicare metodo costruttivo devo usare una i_N che varia nel tempo e sue f_r del tempo di ritorno

equazioni

$Q_T \rightarrow$ ci concentriamo solo su valore di picco \rightarrow equazione 1 singolo valore su CP $i_T(t_{cp})$

$Q_j \rightarrow$ eq. + generale, rappres. l'intero programma, l'intera variazione nel tempo delle portate, abbiamo bisogno di un'intera variazione nel tempo delle $i_T(t)$

IETOGRAMMA DI PROGETTO

andamento delle intensità di precipitazione nel tempo

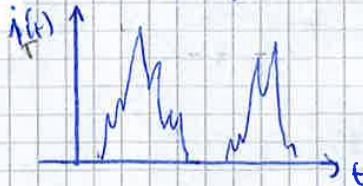
andamento nel tempo deve essere correlato ad un tempo di ritorno

esprimiamo i_T per un determinato m.f.t. del tempo

IETOGRAMMA

$$i_T(t)$$

tempo \Rightarrow



CPP

$$i_T(d)$$

durata precipitazione

= altezza della finestra su cui vedo o prendo i_{max}

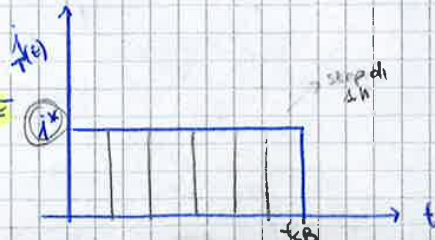
t e $d \rightarrow$ dimensionalmente $=$ ma esprimono 2 concetti \neq

debiamo collegarci alle CPP ma dobbiamo esprimere una variabile nel tempo e non nella durata

$$i_T^* = i_T(d = t_{cp})$$

abbiamo bisogno di una f_r nel tempo in modo da poterla utilizzare a metodo costruttivo: discretizzando abbiamo quindi la serie di step di 1h ognuno dei quali è caratterizzato da un valore per i_T . la scelta è semplice che possiamo fare i_T : progetto sempre costante di durata $d = t_{cp}$ e poi legge i da CPP (risolto t_{cp} e T)

IETOGRAMMA RETTANGOLARE o Uniforme



7/4/2014

TRASFORMAZIONE precipitazione → prec. efficace pioggia netta

$$z_R \cdot \frac{dQ}{dt} = P - D_{sup} - ET \pm D_{lat} - D_{prof.}$$

INFILTRAZIONE $F = P - D_{sup}$

Ora ci concentriamo sulle Dinamiche del fenomeno la infiltrazione

H₂O usata } → utile F < D_{sup}
H₂O uschio }

$$P = F + D_{sup}$$

velocità x flussi e grandezza complessiva

$$[mm] \text{ oppure } \left[\frac{mm}{h} \right]$$

↓ P_N
a serie per trasformazione afflussi - deflussi

in qualche si darebbe scemera

$$P = D_{sup} + F [mm]$$

$$i = i_N + f [mm/h]$$

movimento dell'acqua nel suolo

Equazione di Darcy generalizzata:

$$q_z = -K(\theta) \cdot \frac{dh}{dz}$$

flusso di H₂O nel suolo (verticale) [m/s] relativo ad un'area unitaria

conduttività idraulica in saturazione i f_z del contenuto idrico θ

h = potenziale idraulico
z = coordinata verticale

x convenzioni:
z dal basso verso l'alto

nell'aspetto di Darcy lavoriamo al posto di K(θ) un K_s → equazione di D. non generalizzata

$$0 \leq \theta \leq m$$

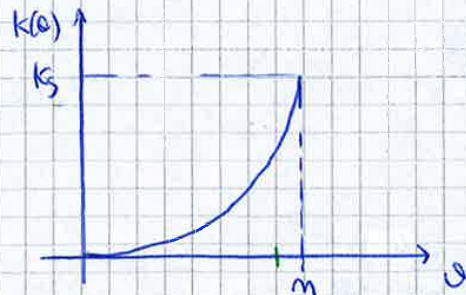
θ = 0 suolo asciutto
θ = m suolo saturo

anche quando θ ≠ m vale la relazione analogica x valutare flusso verticale

però uso K(θ) invece di K_s: dare K(θ) ha una forma di est tipo:

Grave presente in memoria non lineare, il valore in corrisp. di θ = m è proprio K_s

K_s = conduttività idraulica saturata



suolo: sist. formato da granuli + zone vuote che possono essere piene d'H₂O o aria.

m = porosità, quanti sono spazi vuoti se c'è l'acqua



$$Q = \frac{V_w}{V_f} \quad n = \frac{V_v}{V_f}$$

della superficie soluzione

Il suolo comp. saturo: V d'H₂O tenderà a percolare verso il basso: se si interseca il flusso (a. no precipitazioni) che va a sostenere il flusso d'acqua verso il basso

$$q_z = -k(\theta) \cdot \frac{d}{dz} (z + \psi(\theta)) = \overbrace{-k(\theta)}^{1)} - \overbrace{k(\theta) \frac{d\psi(\theta)}{d\theta}}^{2)} \cdot \frac{dz}{dz}$$

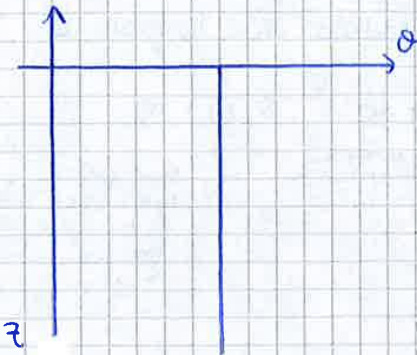
la vel. dell' H₂O verticale è data dalle forze in relazione a z (parametri);

1) termine gravitazionale: l'H₂O tende a scendere verso il basso in mancanza di altre forze, domina la gravità

2) disomogeneità di θ : l'H₂O tende a spostarsi dai siti in cui il valore di θ è + grande verso zone in cui il valore di θ è + piccolo

esempi:

a) profilo costante:



SUOLO TUTTO UNIFORMEMENTE BAGNATO o ASCIUTTO

$$\theta(z) = \text{cost.}$$

$$\frac{d\theta}{dz} = 0$$

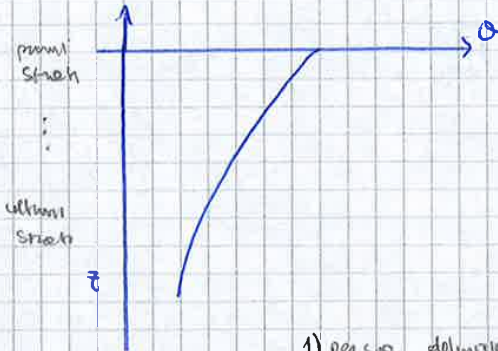
$$q_z = -k(\theta)$$

q_z cost verso il basso

→ solo termine gravitazionale

quello + velo in profondità
tutto + tutto solo asciutti

b)



$$\theta(z) = \text{decrece con la profondità}$$

(es. dopo evento di precipitazione, borse e intense bagnate solo i primi strati)

$$\frac{d\theta}{dz} > 0$$

$$\frac{d\psi}{d\theta} > 0$$

→ x come fatto la curva

q_z verso il basso ↑

$q_z = -k(\theta)$ entrambi i termini "trascinano" verso il basso
termine 1) e 2) stesso segno ⊕

→ moto regolare in qst caso da z forze che vanno nella stessa direzione

il flusso è > di qll che si avrebbe con il profilo cost. perché l'H₂O tende a muoversi da strati con θ + alti a θ + bassi

1) per sua definizione
2) perché $\frac{d\theta}{dz} \cdot \frac{d\psi}{d\theta} > 0$

q_z verso alto o basso a seconda che prevale 1) o 2)

$$\theta(z) = \text{aumenta con la profondità}$$

(es. non piovono da tanto, strati superficiali + asciutti)

$$\frac{d\theta}{dz} < 0$$

$$\frac{d\psi}{d\theta} > 0$$

↳ evap. e trasf.

→ x come è fatto la curva

termine disomogeneità di segno rispetto a qll gravitativo

↓ tende a far risalire H₂O dal basso verso l'alto

→ tende a spingere H₂O verso il basso

→ prevale 1) o 2)?
dipende da come è fatto qst profilo θ -z, dipende da come sono fatte le derivate: ci sono casi in cui entrambi l'H₂O risale (es. falda con suolo asciutto in superficie)

termine disomogeneità di θ orientato verso l'alto

$$f(t) = k_s + (f_0 - k_s) \cdot e^{-pt}$$

→ possibile modello dell'autonomia nel tempo delle capacità di infiltrazione

k_s, f_0, β dipendono dal tipo di suolo

MODELLO DI HORTON

Hp esente di precipitazione che colpisce un sito con una curva di infiltrabilità di questo tipo

esempio di applicazione:

come si ipotisce P in OSIP & F

• $t=0 \quad e^0=1$

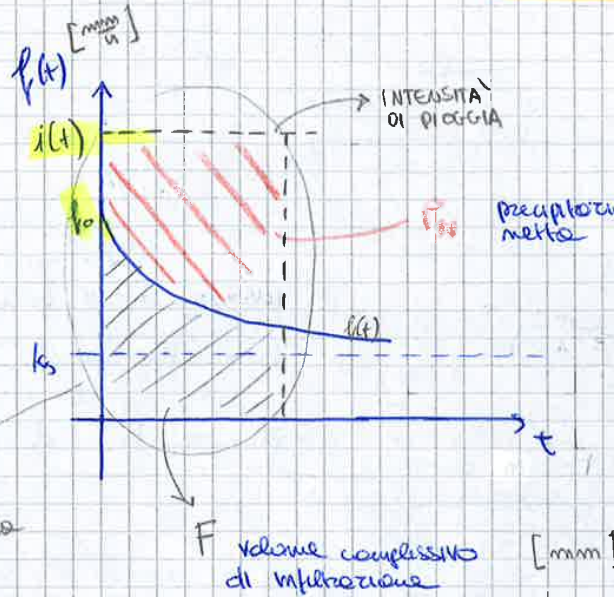
$f(t=0) = f_0$

• $t=\infty \quad e^{-\infty}=0$

$f(t) = k_s$

$i(t) > f_0$

P complessiva

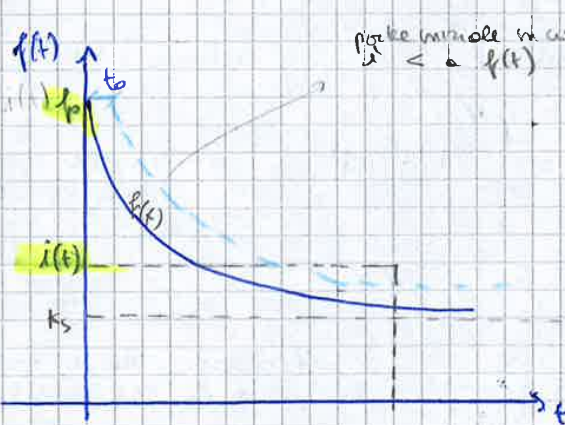


precipitazione in eccesso: l'intensità dell'arrivo è limitata e poi va crescendo → lo stato di umidità del suolo viene discusso elevando → varia P_N

→ intensità di pioggia costante, ma cambiamento di merito se adessi i che varia nel tempo

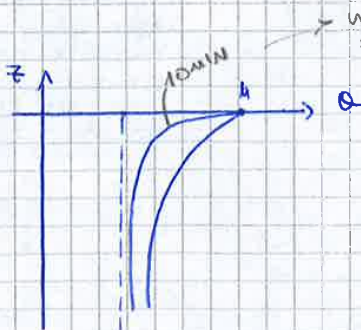
Altro esempio:

$i(t) < f_0$



nella prima fase penetra meno H₂O di quanto vorrebbe perché si comporta come caso prima: c'è meno H₂O di qll che sarebbe potuto entrare

il caso se il processo venisse rallentato



invece di arrivare dopo 10 MIN arriva dopo 20 MIN perché numero - H₂O

come sussistono se continuo ad aggiungere H₂O dall'alto

ma si formano porosità capillari → il tasso di infiltrazione che può essere sostenuto è > della quantità di H₂O che arriva

correzione → quando i(t) sono molto basse: traslare la curva di i(t) lungo l'asse dei tempi di una quantità t₀

come se tutto il processo di infiltrazione fosse ritardato di una quantità t₀

$$f(t) = k_s + (f_0 - k_s) \cdot e^{-p(t-t_0)}$$

effetto ritardo dei profili di bagnatura

METODI PER DETERMINARE la pioggia netta

- 1) metodo di Horton
- 2) metodo percentuale
- 3) metodo del curve number

è impossibile la scelta tra 1 metodo e l'altro; bisogna studiare + metodi con livelli di complessità \neq

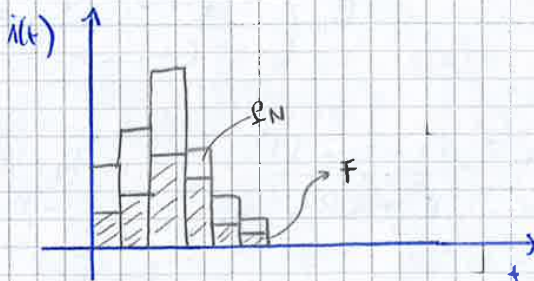
1) Richiede la stima di 3 parametri: $k_s, f(0), \beta$

su valori di idraulica dei suoli
rischiano di essere troppi

capacità di infiltraz.
iniziale

quanto velocemente decresce la curva

2) metodo percentuale:



$$i_N(t) = C \cdot i(t) \quad \text{intensità di pioggia netta}$$

coefficiente di deflusso

$$f(t) = (1 - C) \cdot i(t)$$

C = coeff. di deflusso (incanottito
sua formula particolare)

si stima con
tabelle

$C=0$ suoli permeabili: tutta pioggia = infiltrazione

$C=1$ suoli compl. impermeabili: tutta pioggia = deflusso superficiale

capacità di infiltrazione
in realtà decresce nel tempo

→ si dimentica un po'
qll che è la fisica del
problema

la stima di C è meno di così particolareggiata (zone asfaltate $C=1$),
è sottoposta ad incertezze elevatissime che ci portano ad errori del
30 - 40 %.

3) via di mezzo tra 1) e 2) cerca di combinare comprensione
fisica del problema + stime di 1 solo parametro

Il metodo si basa su 2 equazioni:

→ eq. bilancio idrico: ripartizione H_2O in infiltrazione e PN

$$P - I_A = F + PN \quad [mm]$$

termine che devo
sottrarre subito.
tipicamente evapora

initial abstraction: quantità di precipitazione
che non raggiunge il suolo e che viene
intercettata da alcune degli alberi o
dagli strati dell'erba [mm]

AMC_{II} → suolo asciutto

AMC_{III} → " medio

AMC_{III} → " bagnato

quindi CN tiene conto di:

- tipo di suolo
- uso suolo
- condizioni di bagnatura del suolo

calcolo CN : se suodo in classe II non devo modificarlo
 Se suodo in classe I invece lo cambio con formula

$$CN_I < CN_{II}$$

suolo asciutto → > capacità di assorbire H₂O

se suodo in classe III devo cambiare con formula:

$$CN_{III} > CN_{II}$$

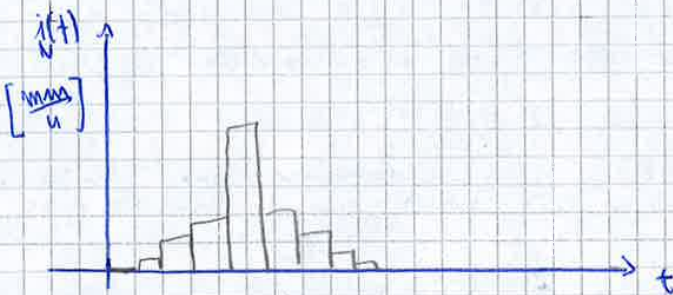
suolo bagnato → minor capacità di ricevere deflussi

Calcolo intensità di pioggia netta istante x istante da [mm] a [mm/h]



istogramma di progetto

↓
 voglio restituirlo lo istogramma netto



istogramma di progetto netto

I Δt

$$P_1 = i_1 \cdot \Delta t \quad [mm]$$

$$P_{N1} = \frac{(P_1 - 0.25)^2}{P_1 + 0.25}$$

come dividiamo area per base e trasformiamo altezza rettangolo = i_{N1}

$$i_{N1} = \frac{P_{N1}}{\Delta t}$$

mi restituisce ad intensità

→ 1a intensità di precipitazione

II Δt

$$P_2 = (i_1 + i_2) \cdot \Delta t$$

stiamo sommando $P_{N2} = \dots$

$$i_{N2} = \frac{P_{N2} - P_{N1}}{\Delta t}$$

stiamo sommando

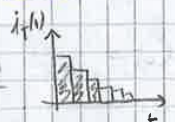
→ 2a intensità di precipitazione

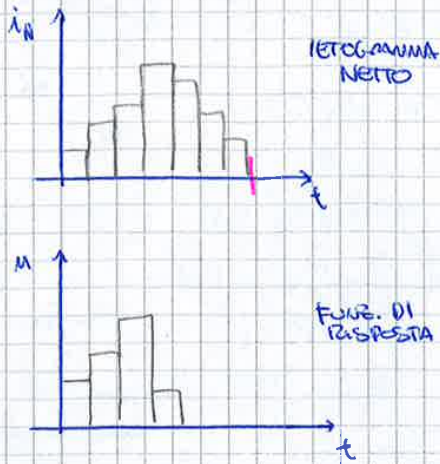


area rettangolare

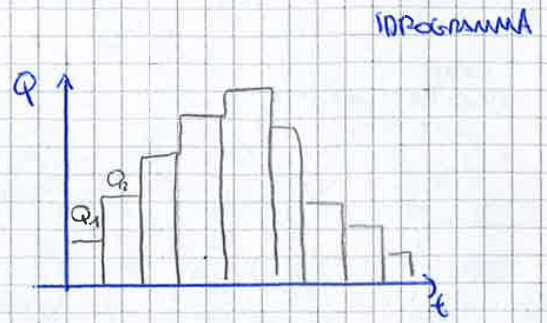
come sottraiamo dall'area la parte di area dovuta ad infiltrazione

area rettangolare cumulata





⇒



$$Q_2 = \frac{1}{3.6} \cdot (i_{N1} \cdot M_2 + i_{N2} \cdot M_1)$$

acqua condotta
permea su
 M_2
(convincimento adesso)

acqua che
non condotta
o su M_1

$$Q_3 = \frac{1}{3.6} \cdot (i_{N1} \cdot M_3 + i_{N2} \cdot M_2 + i_{N3} \cdot M_1)$$

ad il terzo punto smette di piovere: i termini dentro la Σ cominciano a diminuire; alla fine c'è solo l'addendo relativo ad M_3

Metodi per definire quali siano i veri componenti di M

Determinazione delle funzioni di risposta

- 1) ISOCORRIVE = ISOLPSE per conduttore qst 2 tipi di linee
- 2) ISOCORRIVE = CURVE AD EGUAL DISTANZA DA S → calcolate lungo il reticolo
- 3) ISOCORRIVE DETERMINATE DA UT DI FLUSSO lungo versante e reticolo

1) S = punto di quota + basso

Si basa sull'HP che tanto + si sale in quota tanto + i tempi di percorrenza tendono ad aumentare → ISOCORRIVE = ISOLPSE

CURVE
IPSOGRAFICHE

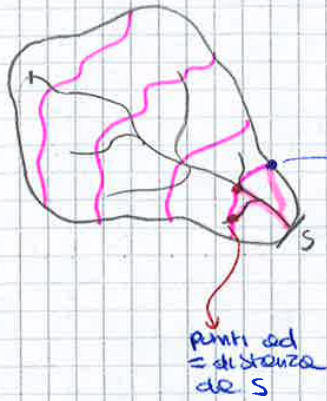


Semplice in pratica perché le informazioni di quota sono facilmente reperibili

quanto area del basale è al di sotto di un certo z

- tante aree a quote basse e poche a quote alte
- poche aree a quote basse e tante a quote + elevate

2)



non si guarda alle quote ma alle distanze calcolate lungo il reticolo

→ unisco i punti con stessa distanza da S

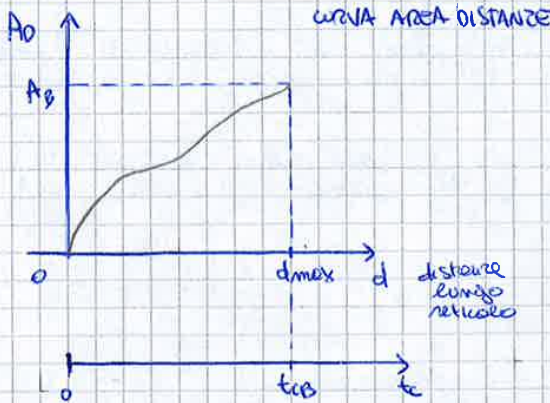
$$t_c = t_{cB} \cdot \frac{d}{d_{max}}$$

quando $d=0 \rightarrow t_c=0$
 $d=d_{max} \rightarrow t_c = t_{cB}$

$d_{max} \sim L =$ lunghezza dell'asta principale

↓
 lunghezza del longest drainage path

area aventi distanza $< d$

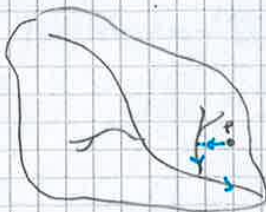


sostituendo all'asse delle d quello di t_c

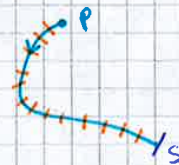
↓
 curva AREA - TEMPI:
 con lo stesso metodo visto prima mi determino la fr. di risposta

3)

determino punto x punto i tempi di percorrenza dei versanti del reticolo x determinare in maniera + dettagliata le linee isocrona



es punto P
 ↑ Identificazione del percorso di drenaggio



suddivido in segmenti ΔL_i

calcolo le v di percorrenza: (o di tempo) v_i

$$v_i = C \cdot \sqrt{\frac{\Delta z_i}{\Delta L_i}}$$

eq. di Chezy

costante

↑ $\frac{\Delta z_i}{\Delta L_i}$ = $\frac{\text{cospente piezometrica}}{\text{pendenza canale}}$