



Corso Luigi Einaudi, 55 - Torino

Appunti universitari

Tesi di laurea

Cartoleria e cancelleria

Stampa file e fotocopie

Print on demand

Rilegature

NUMERO: 1383A -

ANNO: 2015

A P P U N T I

STUDENTE: D Angelo

MATERIA: Idrologia e Climatologia + Eserc, 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

ESAME: IDRO/CLIMA = orale, 2/3 domande, ~20'
a cura il corso, onde es

NO SLIDE DISPENSE DA PORTARE.

NO LIBRO

19 APRILE → ESONERO, SCRITTO, 2h, > 18

• ESERCIZI

• Domande Teoria

Fine corsi = a gruppi

presentazione power point, a desumere 1 caso specifico

↳ valutazione con un bonus, che si somma alla media dei due voti.

Esercitazioni → LAIB, gruppi 2/3 persone

↳ Da raccogliere gli elaborati alla fine da portare all'esame, onde all'esercizio dovrà essere presentati ed i risultati

Esercitazioni - 1, 2 = controllo lavori su grafici!

METODI STATISTICI

Vedono che non possono essere metodi deterministici, ma statistici.
 hanno: lo no condoto credere.

$$Q = v \cdot A \rightarrow \text{velocità di tipo deterministico}$$

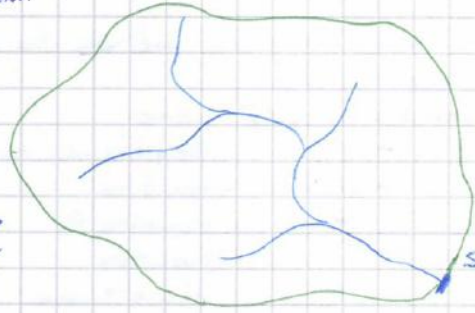
\downarrow SEZIONE
 \downarrow QUANTITÀ

Ambito idrologico: doveri diversi corsi, prendendo ad es. il Po alla confluenza:
 TEMPERATURA, ANCHE IN TEMPI PRECEDENTI

$$Q(t) = f \left(P(t-T), T(t-T), D_{prof}, \dots \right)$$

PRECIPITAZIONE SPASAMENTO
 \downarrow \downarrow TEMPORALE
 quanto? Dove?

CONTENUTI
 DEI FLUSSI
 PROFONDI



S = sezione di chiusura \rightarrow
 \Rightarrow bene così, dovere tutto la zona che è
 drenata da quel corso d'acqua
 \Rightarrow **BACINO IDROGRAFICO**

luogo dei pti. di drenaggio è acqua verso la sezione di chiusura
 \downarrow \downarrow delimitato da \neq linea = SPIRTIACQUE
 Se il giorno di pioggia accade, finisce in S

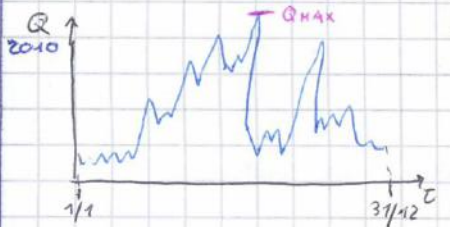
Murazzi \rightarrow bacino idrografico $\approx 1500 \text{ m}^2$
 \Rightarrow dato il modello tutto \times capire cosa accade lì, la $Q(t)$

In questi casi, cercare a seruire l'eq. di Q è complicato, troppo
 \Rightarrow si procede \times serie di dati: le cause in genere capere e legare
 metodo capere da farsi da 1 approccio migliore ma trattare le
 variabili in probab. esiste

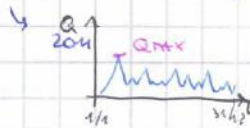
Approccio probabilistico \rightarrow notevole eligenza dei precisi, ma rappresentaz
 probabilistica dei precisi.

ESEMPIO

Voglio prendere \forall anno la prima max al caso di piena



\rightarrow idrogramma $\times 1$ anno.
 Seleziona il max di tale anno



\Rightarrow

	2010	2011
$[m^3/s]$		
Q_{MAX}	1300	900

che ci m2 valori diversi? Come nuovo?

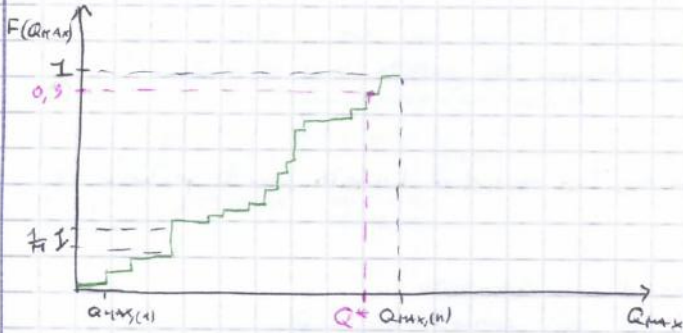
Se non di capire, non è detto che lo
 dico, allora serve approccio.
 non certo le cause; questo nuovo: hanno
 \rightarrow mi fanno nuovo \neq
 \Rightarrow tratto tale variabile in una
 variabile in distrib. b. di probab.

Se voglio dimensionare un'ora con $T=10$

\Rightarrow in 33 anni, concedo 3 minuti

\Rightarrow Scelto $i=3$ + det., e la Q^* di dimensionamento la vedo sotto la 3^a

Fondatare: **FUNZIONE DI FREQUENZA EMPIRICA**



$$F(Q_{max}, i) = \frac{i}{M}$$

- M = dimensione empirica ^{av. 33}
- $Q_{max}(i)$ = i -esimo valore nel campione ordinato in senso crescente

F = funzione a gradini

Un gradino corrisponde ad 1 valore del campione

Altezza di 1 gradino $e^- = \frac{1}{M}$

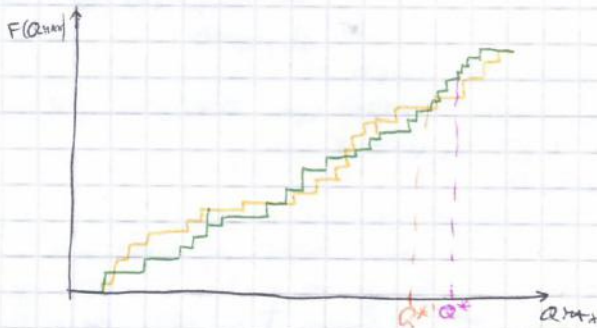
La pedata di 1 gradino e^- è variabile

Se voglio una freq di $ix = 0,1$

\Rightarrow mi vedo $ix = 0,9$, vedo sulla curva, e sotto leggo Q^*

Q^* ragionare per 2 punti:

- molti casi dobbiamo verificare dalle ore con $T > M$ (max più delle ore)
- anche se $T < M$ (come nell'esempio, $T=10$, $M=33$), meglio: deve estendere il tutto a prima del 1930, fino al 1945.



Ho già la mia curva, se faccio un'altra per i 33 anni prima.

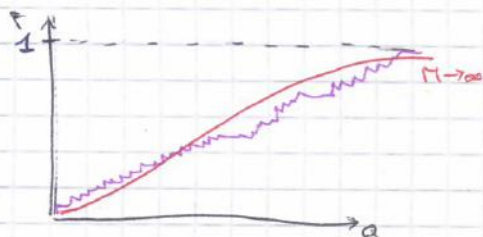
Non si sovrappone

\Rightarrow potrei trovare Q^*

\Rightarrow **VARIABILITÀ CAMPIONARIA**, il dato Q^* non era e non è certo.

\Rightarrow Questi 2 punti rendono la mia stima potenzialmente corretta

La combinazione di queste 2 curve adotta questa:



Gradini + piccoli

Quindi:

$\uparrow M \Rightarrow \downarrow$ gradini

Se $M \rightarrow \infty$

\Rightarrow Gradini $\rightarrow 0$

\Rightarrow Puro rappresentar. come 1 curva

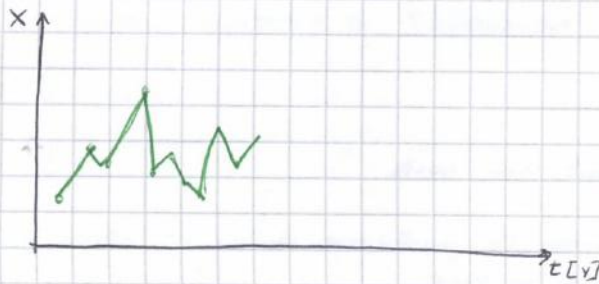
Curva: **DISTRIBUZIONE DI PROBABILITÀ-CUMULATA**, corrisponde alla popolazione cui sono stati estratti i campioni

INFERENZA STATISTICA

MARTEDI' 5/3/13

1) ELABORAZIONI PRELIMINARI DEL CAMPIONE

Ci concentriamo sul **DIAGRAMMA DELLA SERIE STORICA**



x = variabile d'interesse, genera variab. casuale (p.e. precipitazioni, T, ...)

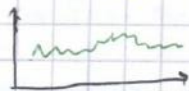
Si ripartono i vari t_i corrispondenti ai dati, come x_{t_i}

Problema: questo diagramma \rightarrow a cosa serve?

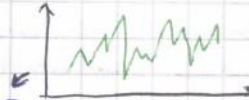
Si ricavano info relative:

1 - **genesi** **adattato**: qui c'è **componente casuale** e qui la **deterministica**

Forte comp. deterministica, fluttua bene



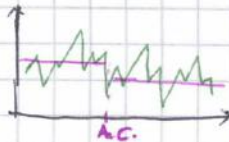
Forte comp. casuale, forte rumore



Non troviamo

spesso questi fatti separati raramente

2 - **verificare** che non vi siano **ritardi** particolari che facciano pensare che il campione è stato **estratto da una unica popolazione**



Sospetto: sembra esserci un brusco cambio (in t certo anno) del valore medio oscillabile

\rightarrow **ABRUPT CHANGE**

\Rightarrow Tale diagramma ci mette di individuare

Riconoscimento di tali ritardi è complicato. Il digr. ci mette di cercarli meglio, di far venire il dubbio e poi fare ulteriori ricerche

Si trova di qst tipo frequente:

in quell'anno è stato costruito il nuovo artificiale su quel corso d'acqua \Rightarrow attenuazione degli eventi di piena

(nuovo costruito a monte, ha effetto di laminazione)

\Rightarrow = valore di acqua massima. Se qst valore è grande \Rightarrow abbiamo Tale **ABRUPT CHANGE**



Se ricorrendo da nelle serie che è stato un abrupt change, non può più considerare tutti i dati, ma deve dividerli in 2 popolazioni e considerarle separatamente

Se devo fare i registri allora \Rightarrow deve prendere solo 2^a parte dei dati, che era la digr. it, e deve prendere quella sola, dati che la considera. Prendere anche gli altri dati può portare a non considerare le ore

Da pio di unta di ricchezza idraulica, non può solo portare benefici, x qst ha **effetto di laminazione**.

Unica cosa mai c'è stata: **non** **ovvio** negli organi idraulici

⇒ Futuro è problematico, ci potrebbero essere fluttuazioni del portatore suscettibili dalla crescita prevista.

Pto di vista scientifico = hp di fertilità di big trade e ragionevole come hp di crescita.

Pto di vista politico = meglio credere all'hp di crescita, + creare consapevolezza di quel tipo, altrimenti non è considerato.

Precipitazioni e portate ⇒ misure di significativi Trend di crescita nel t in riscontati solo nei bacini di alta quota



→ And porte, precipitazioni e 2 poi in forma liquida, 2 poi in forma solida
 ↳ AREA CONTRIBUENTE, è quella che contribuisce direttamente al deflusso la rete idrica sotto forma di...

Se, in qst ist, si incrementa la T

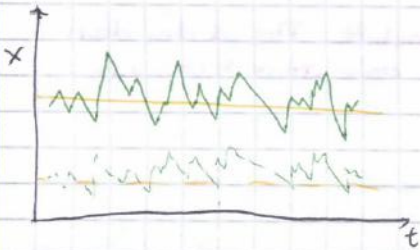
⇒ la linea va + a SX

← ⇒ Le portate in S sono ridotte e così...

↑ T ⇒ ↑ AREA CONTRIB ⇒ ↑ QUINTA

Altro motivo di affioramento e di trend:

Misure di usi di suolo, ad es, ridotti versanti del bosco vengono disboscati, etc. così cambia l'elasticità di deflusso di acqua e ⇒ di portate.



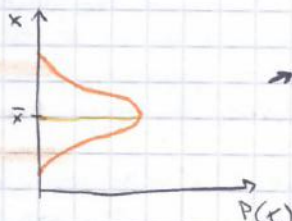
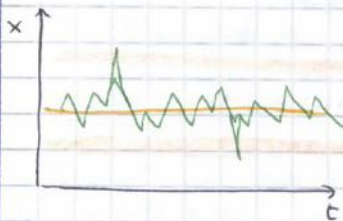
Tornano al caso standard, segnale politico. In che modo fare diagnosi più ete utile + capire le variabili principali del campione?

Si può monitorare il valore centrale intorno a cui i punti si muovono

Un modo + trovato è usare la media campionaria:

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$$

Contando il valore centrale, ottengo una spartizione rigida della serie, in alto o in basso

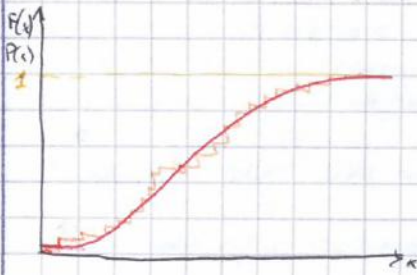


DENSITA' DI PROBABILITA' riferita alla serie

Rappresenta la probab di entrare dalla popl un valore di x nell' intorno di un certo pto.

Lo disegno ora, così vedo direttamente la corrispondenza col diagramma.

2) SCELTA DEL MODELLO PROBABILISTICO (DELLA DISTRIB. DI PROBAB.)



Uglio cercare un modello matematico x rappresentare questa curva.
In seguito, usare tale modello x fare un T di ipotesi e fissare il valore delle variabili di progetto

Caratteristiche che \rightarrow che deve avere tale modello

- $P(x) = 0$, per $x \rightarrow x_{min}$

$\rightarrow x_{min}$ = valore minimo ammissibile x una certa variabile (ad es. \rightarrow la portata, $x_{min} = 0$)

- $P(x) = 1$, per $x \rightarrow x_{max}$

$\rightarrow x_{max}$ = valore max ammissibile. Portata = prezzo illimitato successivamente $\Rightarrow x_{max} \rightarrow \infty$

- $P(x)$ CRESCENTE PER x CRESCENTE (monotona crescente)
(\rightarrow ke' sta parlando di una probabilità cumulata)

Qualsiasi modello matematico con queste caratteristiche può essere usato x rappresentare la nostra popola (cioè il nostro campione).

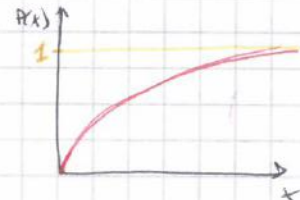
Ricordo: sono strumenti matematici x fare inferenza statistica

a) ESEMPLO \rightarrow DISTRIBUZIONE ESPONENZIALE

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

$x \in [0, \infty]$

\rightarrow distribuzione esponenziale



\downarrow
Devo verificare che vada bene:

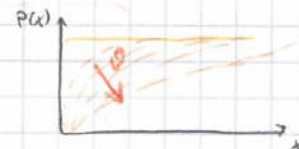
- $x \rightarrow 0 \rightarrow P(x) = 0 \rightarrow \text{ok}$
 - $x \rightarrow \infty \rightarrow P(x) \rightarrow 1 \rightarrow \text{ok}$
 - Monotona crescente
- } ok!

Nota: θ = parametro della distribuzione

\rightarrow può variare x ottenere in miglior adattamento del modello ai dati.

Se $\uparrow \theta$, le curve cambiano:

La forma resta uguale, ma cambiano così, mantenendo intatte le 3 richieste

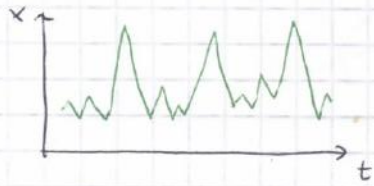


$$P(x) = \frac{dP(x)}{dx}$$

\rightarrow può ottenere la densità di probab a partire dalle probab cumulate, derivandole.

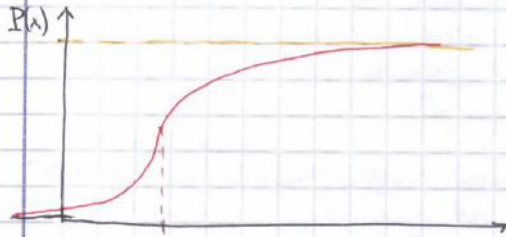
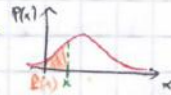
\downarrow
La applico all'esponenziale \rightarrow

Esempio di distribuz. asimmetrica



Gamma → probab. cumulate:

Ricordando che $P(x) = \int^x p(x) dx$



μ = valore modale, e' corrispondente al picco

Ruolo dei parametri

Lo capisco calcolando:

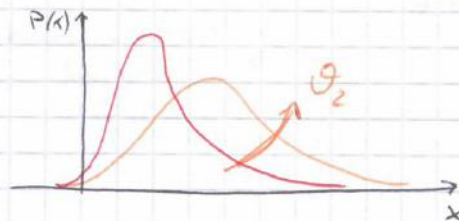
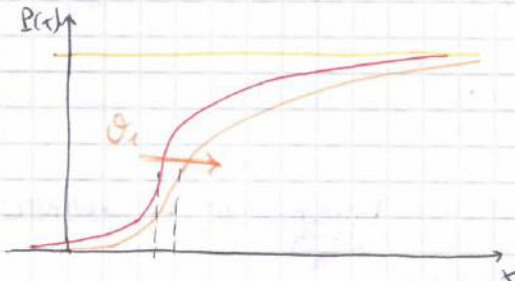
$$\mu = \int_{-\infty}^{+\infty} x \cdot p(x) dx = \theta_1 + \gamma \cdot \theta_2$$

γ = "gamma di Eulero" → $\gamma = 0,5772$

$$\sigma^2 = \int_{-\infty}^{+\infty} (x - \mu)^2 p(x) dx = \frac{\pi^2}{6} \theta_2^2 \rightarrow \text{dipende solo da } \theta_2$$

⇒ θ_1 = parametro di posizione
Se lo cambio, rido θ_0
spostamento rigido

• θ_2 = parametro di scala
Se cresce θ_2 , le distribuz.
diventano + larghe
⇒ cresce θ_2 dispersione
attorno al valore
centrale, ed il picco
(il max) si allarga e
rispinta verso dx



4a) Metodo dei momenti

Se voglio verificare qst modello

⇒ Metodo dei momenti

Ho 2 parametri da stimare

⇒ 2 equazioni da risolvere

La 1° e' quella con il medio.

$$\bar{x} = \mu \rightarrow \bar{x} = \theta_1 + 0,5772 \cdot \theta_2$$

MERCOLEDÌ 6/3/13

4) STIMA DEI PARAMETRI DEI MODELLI PROBABILISTICI

Vedremo 2 metodi:

- Metodo dei momenti
- Metodo degli L-momenti

Problema del nostro corso = pochi dati su cui basare l'ipotesi.

Noi possiamo avere ~ 1 dato all'anno

⇒ dimensioni campionarie in ridotte → ~ 50-60 anni di dati, media

In parti colpite: - precipitazioni → $M = 60 \pm 100$ anni

- Temperature → $M = 60 \pm 100$ anni

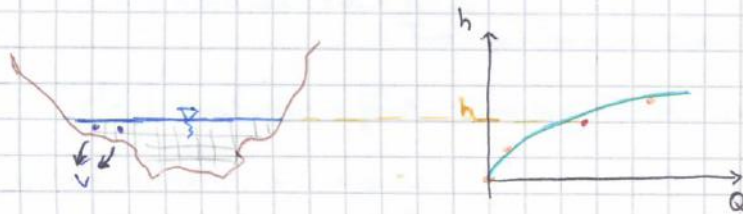
di cui la portata ← - portate → $M = 30 \pm 80$ anni

in un più ristretto, va misurata ⊗

Avendo pochi dati, bisogna usare metodi F , a stimate sine die, e scegliere poi le + adatte, oppure ridurre

↳ fare successivamente la verifica, il test suggerisce le distribuzioni + adatte

⊗ MISURE DI PORTATA



h = altezza del livello idrico
 Q = portata da scendere in un punto della sezione

Misure della portata → nel retto:

determina velocità di scorrimento dell'acqua, bisognerebbe: add. vedere area bagnata nella piccola, e ciascuna determina l'area e poi a ciascuna v delle correnti col mulinello idraulico.

Secondo questo schema:

$$Q = \sum_{i=1}^m v_i A_i$$

, dove $m = n^{\circ}$ di celle nella sezione

Ci sono altri metodi a dar la portata, ne m metodi - apparati (un, fraccanti), oppure misure fatte in automatico, che sono molto care.

Questo metodo nel diagramma a dar il ruolo più, in corrispondenza di quell' h il livello idrico h è misurato matematico.

Ricostruire relazione altezza - portata è + difficile, non è che per i quei 2 pt. ($h=0 \Rightarrow Q=0$, + forza)

Curva stessa 3-4 pt., ciascuna dei quali necessita + apparati oppure di misure.

Quindi per i pt., faccio SCALA DELLE PORTATE

Relazione approssimativa livelli e portate

b) METODO DEGLI L-MOMENTI

L'analisi è lineare

Si vuole costruire gli stimatori, dipendenti in modo lineare da x_i .
 Connettività è = metodo dei momenti

Egualo 2 momenti, relativi al campione ed alla pop.:

$$M_k = \int_{-\infty}^{+\infty} (x-\mu)^k p(x) dx$$

↓
qui dentro ci sono i parametri da stimare

Ecco i 6 L-momenti

- $L = \text{errore}$
- $L_1 = B_0$
- $L_2 = 2B_1 - B_0$
- $L_3 = 6B_2 - 6B_1 + B_0$

Ricorda:

→ $B_k =$ momento pesato in probabilità (MPP)

$$B_k = \int_{-\infty}^{+\infty} x^k [F(x)]^k p(x) dx$$

↓
Similez matematica risponde a dove è
relaz errore per x_i (non è $+ \pi$)

Sono combinazioni lineari

dei momenti pesati in
probabilità (MPP)

⇒ Si nota che l'assortito della dipendenza da x

Si usano in qnt modo:

- $L_1 =$ indicatore della tendenza centrale della distribuzione
- $L_2 =$ indicatore della dispersione
- $L_3 =$ indicatore di simmetria/assimmetria del segnale.

⇒ Questi 3 indicatori analizzano lo stesso capitolo dei momenti, ma questi sono lineari.

Dimostrazione:

$$L_1 = B_0 = \int_{-\infty}^{+\infty} x p(x) dx = \mu \rightarrow L_1 \text{ coincide in la moda (che è l'unico modo che è lineare)}$$

QNT metodo è concettualmente = al metodo dei momenti

⇒ devo cercare gli migliori campioni di questi momenti:

MPP CAMPIONARIO

$$b_k = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{(i-1)(i-2) \dots (i-k)}{(n-1)(n-2) \dots (n-k)} \cdot x_{(i)}$$

i-esimo valore nel campione ordinato

⇒ anche in caso dei campioni, sono lineari
 Se calcolo quest'eq per $k=0$:

$$b_0 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_{(i)} = \bar{x}$$

E si ricavano anche:

$$b_1 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{(i-1)}{(n-1)} x_{(i)}$$

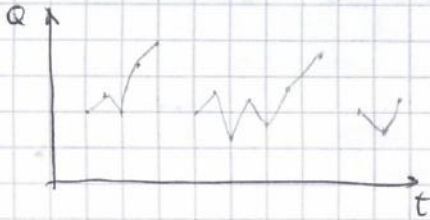
$$b_2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{(i-1)(i-2)}{(n-1)(n-2)} x_{(i)}$$

ES 1

ESERC MERCOLEDÌ 6/3/12

Pro 1)

Per trovare serie storica:



È una serie in quel buco
 ⇒ NON METTERE VALORI NULLI!
 Collega solo gli anni successivi,
 non collegare tra loro i dati.

Non stazionarietà → no
 Outlier → 1920 e 2000, mappe
 reali, problema da e
 costruire

$$X = Q \quad \begin{matrix} // \\ 00 \end{matrix}$$

Pro 2)

	Metodo Momenti	Metodo L-momenti
EXP	$\hat{\theta} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$	$\hat{\theta} = e_1 = \bar{x} = b_0$
GUMBEL	$\hat{\theta}_1 = \bar{x} - 0,5772 \cdot \hat{\theta}_2$ $\hat{\theta}_2 = \sqrt{s^2} \cdot \frac{\sqrt{6}}{\pi}$	$\hat{\theta}_1 = e_1 - 0,5772 \hat{\theta}_2 \rightarrow e_1 = \bar{x}$ $\hat{\theta}_2 = e_2 / e_2 \otimes_2$

Se excel: \bar{x} = media
 s = dev. ST
 s^2 = var

Passaggi:

- $b_0 = \bar{x}$
- Ordina il campione in modo crescente
- $b_1 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{(i-1)}{(n-1)} x(i) \otimes$
- $e_2 = 2 * b_1 - b_0$

*EXCEL

Q (ordinare)	i	i-1	$\frac{(i-1) * Q / (n-1)}$	$b_1 = \frac{1}{n} \cdot \text{somma}(\rightarrow)$
	1	0		
	2	1		
	⋮	⋮		

Numeri decimali → no!

GREV → parti da θ_3 → parti dal CA, imposti la formula e cambi
 al numero θ_3 finale non ti viene un valore uguale a quello
 dei ricavi facendo $CA = \frac{n^3}{5^3}$
 ↳ variate x tutti i dati del capex

↓
 vedi fatto quello

III) SCELTA DEL LIVELLO DI SIGNIFICATIVITÀ DEL TEST

α = probabilità di rifiutare l'ipotesi H_0 quando essa è vera, di fatto un errore.

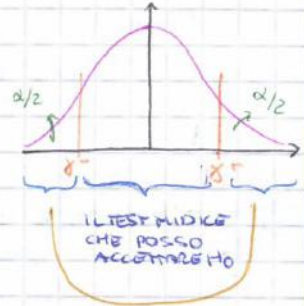
↳ Decidere cosa α noi è accettabile, e cosa non lo è.

$\alpha = 5\%$

δ^-, δ^+ = limiti di accettabilità del test

Il test dice: il test non è stato estratto da una distrib. simmetrica → Rifiuto H_0 .

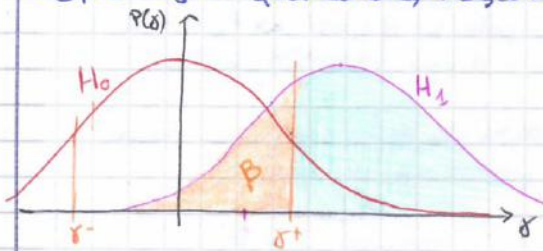
↳ Attenzione → questo rifiuto è un errore, detto errore di **Tipo 1**



Se i limiti di accettabilità si allontanano dallo zero, diminuisce la probabilità di errore.

↳ Ma, ovviamente, + mi allontanano, + il test diventa meno χ^2 $\forall \delta$ va bene.

↳ capire meglio questa cosa ragionando in termini di IPOTESI ALTERNATIVA:



Mettiamo che il campione sia stato estratto dalla distrib. di Gumbel, non simmetrica (ovvero → mettiamo che H_0 non valga).

Quindi estraggo un campione di 20 elavri con pena.

La distrib. esiste spostata a dx, che è stato campionato da un'asimmetrica (infatti,

i campioni hanno coef. di sim. a quello della distribuzione, quindi si collocano soprattutto nel suo ramo).

Curva ottenuta → è quella che trovo quando vale H_1 , H_0 alternativa.

↳ area sotto alla curva H_1 e compresa nei limiti di accettab. = β

β = probabilità di commettere un errore di TIPO 2.

è in realtà asimmetrica

↳ commette nell'accettare H_0 quando questa è falsa (dato che la nostra distrib. è asimmetrica)

L'aver ottenuto un δ che è contenuto nei limiti nonostante il campione provenga da una distribuzione asimmetrica è l'errore dovuto sempre alla variabile campionaria che ci porta spesso ad avere valori campionari molto \neq da quelli della distrib.

Legare tra α ed errori di tipo 1 e 2:

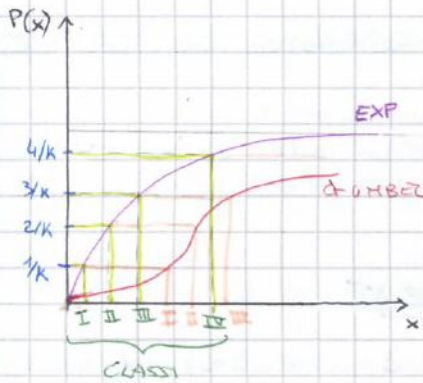
$\alpha < \Rightarrow < P$ (TIPO 1)

$\alpha > \Rightarrow > P$ (TIPO 2) : $> \beta$

La scelta di α è quindi molto importante e la procedura di validazione statistica.

D'altrò, si scelgono valori.

- 1% → Test ampio, si crede molto in H_0
- 5%
- 10% → Test restrittivo



- Ho estratto da una exp
 - Supponiamo di estrarre in classi equiprobabili:

$$q_i = \frac{1}{k}, \text{ con } k=5$$

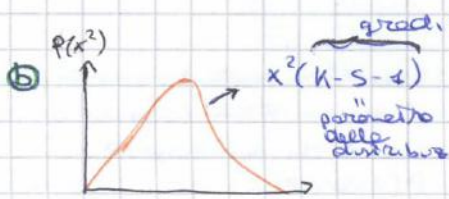
I limiti delle classi si trovano sempre tramite il processo delle estrazioni del quantile, entrando con una probabilità $1/k, 2/k, \dots$ e trovando il valore di $x \equiv$ ad \forall probab.

Questi valori definiscono i limiti delle classi.

↳ Dipendono dal tipo di distribuzione (lo si vede dal grafico, se avessi avuto una gumbel i limiti sarebbero stati diversi).
 Infatti, li definisco proprio in base alla funzione di probabilità cumulata ipotetica della distribuzione scelta.

⇒ Se ho effettivamente estratto da una popolazione esponenziale, avrà corrispondenza dei valori trovati nelle classi.

⇒ Se: $\begin{cases} n_i \approx n \cdot q_i \Rightarrow \text{molto probabile che sia stato estratto da quella distribuzione} \\ n_i \neq n \cdot q_i \Rightarrow \text{poco probabile} \end{cases}$

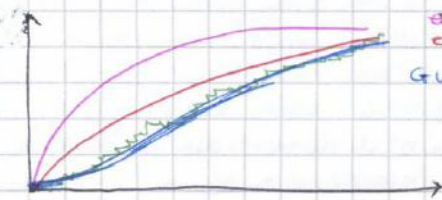


In teoria, per ottenere la curva dovremmo campionare tante volte, calcolando ogni volta χ^2 .

↳ Tutto questo non è necessario per Pearson, (ed è qui che la rende veramente applicabile), che per variabili ha una distrib. analitica della **DISTRIBUZIONE DEL χ^2 CON $k-s-1$ GRADI DI LIBERTÀ**

che comporre il n° di parametri s da stimare?

Il motivo è relativo alla capacità dei modelli di adattarsi +/- bene ad un campione di dati.



exp con θ non stimato
 exp con θ stimato
 GUMBEL con parametri stimati θ_1, θ_2

Quale modello probabilistico funziona meglio?

Gumbel sembra avvicinarsi di più al campione empirico.

χ^2 mi verrebbe + bene x Gumbel, piuttosto che x exp (ragionare nelle differenze).

↳ Non è solo detto che Gumbel sia il migliore a causa dell'OVERFITTING, cioè l'eccesso di parametri (eccesso di adattamento).

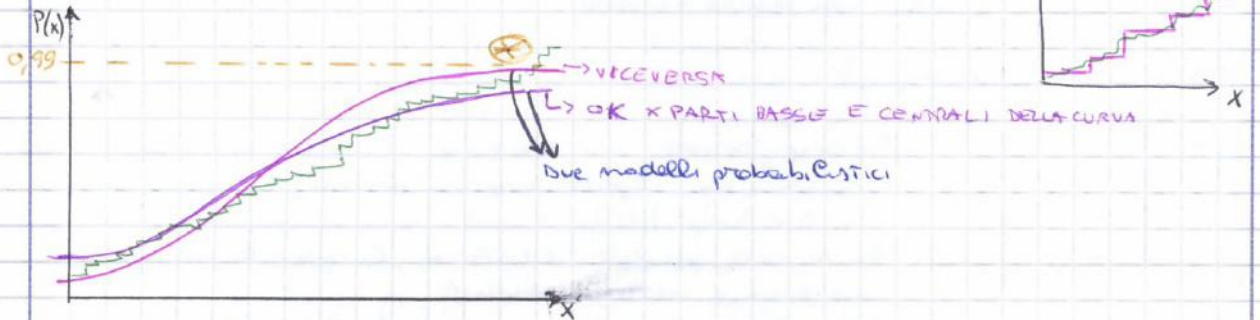
Ad esempio, uso un modello con $s=50$ parametri

↳ 50 non. campione = 50 non. di dati

SVANTAGGI: Suddividendo il campione in classi si perde una certa quantità di informazioni.

La suddivisione in classi e x_0 necessaria a ottenere quella esperienza analitica della χ^2

↳ Campioni retro-guardi \Rightarrow si rivente verso di qst fenomeno.



• Il test di Pearson privilegerebbe la curva tratteggiata, che non ha le discrepanze. Tuttavia, in idrologia e climatologia, considerando un tempo di ritorno di 100 anni a cui corrisponde una $P = 0,99$, entrano nel grafico con \odot

\Rightarrow Nella parte di interesse, la curva diverge troppo dal campione di dati. Anzi cercare un modello che consideri meglio le discrepanze sulla coda della distribuzione.

2. ANDERSON - DARLIN

• Il test di Anderson-Darlin 1, utilizza x invece i punti (oppure dati) di Pearson.
 VOGLIO CHE LE DIFFERENZE $\frac{F}{P}$ SIERIDANO

$$A^2 = M \int_{\min}^{\max} \frac{(F(x) - P(x))^2}{P(x)[1 - P(x)]} P(x) dx$$

• Numerat \rightarrow vuole vedere qu e distate P da F
 \Rightarrow Se la curva fatti sia vicina alla curva di frequenza empirica, il modello funziona meglio.

Non abbiamo dovuto dividere in classi, \Rightarrow no perdita di info, che qui le differenze in valutate riflette della distanza tra P e F.

• Denominat \rightarrow dà maggior importanza alle discrepanze sulla coda della distribuzione, \rightarrow che?

- VALORI CENTRALI $\rightarrow P(x) = 0,5 \Rightarrow A^2 = M \int \frac{4}{0,5 \cdot 0,5} (P(x) - F(x))^2 P(x) dx$

- VALORI CODA $\rightarrow P(x) = 0,99 \Rightarrow A^2 = M \int \frac{100}{0,01} (P(x) - F(x))^2 P(x) dx$

L'integrale si può scrivere come un Σ \rightarrow vedi dispense.

SVANTAGGI: La distribuzione non è nota all'incirca

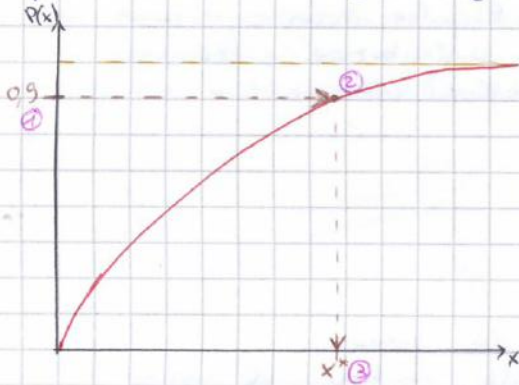
\Rightarrow x \forall situazione d'interesse, dobbiamo utilizzare delle tabelle e compilare i punti

(DAFFRÀ DI MARCO)

MARTEDI 12/3/2013

6) STIMA DEL VALORE DI PROGETTO

Se piano i test di adattamento (La verifica), questa stima è basata su:



① $P = 1 - \frac{1}{T}$, $T = 10$ anni

③ Ecco le quantile
↳ estrazione del quantile

Stima = applicazione di:

$$\begin{cases} P(x^*) = 1 - \frac{1}{T} \\ P(x_T) = 1 - \frac{1}{T} \end{cases} \rightarrow \text{Valore di progetto con tempo di ritorno } T$$

Se il nostro modello è esponenziale:

$$P(x) = 1 - e^{-\frac{x}{\hat{\theta}_1}}$$

⇒ La stima prevede

$$1 - e^{-\frac{x_T}{\hat{\theta}_1}} = 1 - \frac{1}{T} \rightarrow \text{atlega } x_T, \text{ lo stimatore del valore del progetto, ovvero}$$

$$x_T = \hat{\theta}_1 \ln[T]$$

Se il nostro modello è Gumbel:

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

⇒ La stima prevede → $e^{-e^{-\frac{x_T - \hat{\theta}_1}{\hat{\theta}_2}}} = 1 - \frac{1}{T}$

$$\Rightarrow \text{Regola: } x_T = \hat{\theta}_1 - \hat{\theta}_2 \ln[\ln[T-1]]$$

Fino ad ora → abbiamo fatto un problema di progetto, ossia:

data una $P \rightarrow$ trova x_T

Invece, Problema di verifica:

assegnare un T ad un evento avverso.

Facciamo le stesse operazioni fatte sopra, ma al contrario!

entro nel grafico con il valore x^* , osservato e trova la P di accadimento

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

Le distribuzioni esponenziali e di Gumbel non sono soddisfacenti, x la rappresentazione di tutti i fenomeni atmosferici.

⇒ bisogno di altri modelli probabilistici

Torniamo dunque al punto 2 (b) dell'informazione statistica, cioè alla scelta del modello probabilistico:

2) SCELTA DEI MODELLI PROBABILISTICI

C.1) DISTRIBUZIONE LOGNORMALE

I logaritmi della variabile casuale sono distribuiti normalmente, ossia con una distribuzione gaussiana.

Definiamo:

$$y = \ln(x) \Rightarrow \text{La } y \text{ deve essere distribuita normalmente.}$$

EXCURSUS: DISTRIB. GAUSSIANA

Densità di probabilità:

$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_2} e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{x-\theta_1}{\sigma_2}\right)^2}$$

$F(x)$ = cumulata

→ in generale, è scritta:
 $\begin{cases} \theta_1 = \mu \\ \theta_2 = \sigma \end{cases}$

↳ i parametri sono θ_1 e θ_2 che non identificano né metri, né L-anni.

Il ruolo di θ_1 e θ_2 è + completo:

entrambi spostano la distri nell'asse x ed entrambi la rendono + dispersa
 sul valore centrale $\rightarrow \otimes$

Si presta bene a rappresentare valori estremi diversi di climatologia ed idrologia

Viene utilizzata da 100 anni \Rightarrow funziona bene

Ci sono 2 modi:

• Stimare dei parametri col metodo dei momenti

\Rightarrow Ricavare μ e σ della distri. con i parametri

\Rightarrow Imprezise sistema quando eguagliamo i momenti del campione e della distribuzione

Ma questo non sfrutta la capacità della distribuzione.

Lo si consiglia:

• Trasformare logaritmicamente i dati e poi applicare la relazione di una gaussiana canonica (ad es: $\theta_1 = \mu$ dei parametri trasformati logaritmicamente).

STIMA VALORE PROGETTO

Per alcune applicazioni, per det. il valore di progetto (ad es), ci serve la cumulata della distribuzione.

\hookrightarrow Se applichiamo il 2° modo, ci serve la cumulata della normale:

$$P(x) = \int_{-\infty}^x p(x') dx' \quad \rightarrow \text{da quest'espressione vien fuori un'espress. complicata, detta error function}$$

era un problema fino a

30 anni fa, che ci sono programmi di calcolo che rendono quest'operazione di completezza

$$x_T = P^{-1} \left[1 - \frac{1}{T} \right]$$

m = il quantile della distri di Gauss considerata alla probabilità della quantile segnata tra le quadre.

Anche questa in Excel ha

già il suo comando

$$\hookrightarrow \text{es} = \text{sic } x_T = \text{INV.NORM} \left[1 - \frac{1}{T} \right]$$

EXCURSUS: NORMALE STANDARDIZZATA

$$\begin{matrix} \mu=0 \\ \sigma=1 \end{matrix} \quad \Rightarrow \quad p(u) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{1}{2}u^2} \quad \rightarrow \text{con } \begin{cases} \theta_1 = \mu = 0 \\ \theta_2 = \sigma = 1 \end{cases}$$

$$\textcircled{1}: u = \frac{x - \theta_1}{\theta_2}$$

può passare da una variabile canonica normale ad una standardizzata e viceversa

\hookrightarrow Applicazione la relazione delle legge (cioè questa):

$$u_T = \frac{x_T - \theta_1}{\theta_2} \Leftrightarrow x_T = \theta_1 + \theta_2 u_T = \theta_1 + \theta_2 \text{INV.NORM}_{ST} \left[1 - \frac{1}{T} \right]$$

\hookrightarrow è il quantile di una distri. normale standardizzata a cui \equiv tempo di ritorno T

Oppure, altre applicazioni

• e poi •

?

\rightarrow ?

Per T grandi, a seconda della forma della distribuzione, trovo valori di progetto molto \neq tra loro, anche se le forme notevoli sono 3

Si può usare, per rappresentazione, valori estremi:

- 1) Weibull \rightarrow forma de Tede ad un valore asintotico finito
- 2) Frechet \rightarrow forma de Tede a divergere verso infinito
- 3) Gumbel

?

1) Quindi, stiano guardando un processo omoteto o non omoteto

no aumento oltre un valore che è acqua esce prima

2) $>T$, valori di progetto sempre + estremi.

Per la progettazione non valere, e compresa che $>T$, $x_T >$ sempre

La GEV ammette una qualsiasi di queste forme, al variare di θ_3 :

$$\begin{cases} \theta_3 > 0 & \text{Weibull} \\ \theta_3 = 0 & \text{Gumbel} \\ \theta_3 < 0 & \text{Frechet} \end{cases}$$

D. fatti:

\Rightarrow \uparrow adattabilità, ma \downarrow robustezza \Rightarrow onia, la stima di θ_3 è delicata. Per il metodo dei momenti, sono una funzione del coeff. di asimmetria:

4a)

$$\hat{\theta}_3 = f(\delta) \quad \rightarrow \quad \delta = \frac{m_3}{s^3}$$

\rightarrow Comparsa m_3 e s^3 , e si vede subito come il grado di scelta diventa + complicato e delicato ai nodi.

Oppure, per gli L-momenti:

4b)

$$\hat{\theta}_3 = g(\tau_3) \quad \rightarrow \quad \tau_3 = \frac{e_1}{e_2}$$

\rightarrow Stima poco accurata, che dipende da momenti di ordine elevato.

2) Piccola variazione di $\theta_3 \Rightarrow$ grandi variazioni tra le curve \Rightarrow è molto sensibile.

Ad es: $\begin{cases} \theta_3 = 0 & \rightarrow \text{Gumbel} \\ \theta_3 = -0,1 & \rightarrow \text{Frechet} \end{cases} \Rightarrow$ Divergenza del 20% nei valori di x_T all'estremo

\Rightarrow Si usa GEV solo quando si hanno campioni di almeno 50 anni.

\rightarrow Condizioni di campionamento piccole, Test poco potenti nelle identificazioni e metodi vanno bene.

Se ho 20 anni di dati e con θ potrei usare Frechet, ma preferisco usare un Gumbel per evitare molti errori dovuti al fatto che Frechet non va in velocità per T grandi.

Quando applico il metodo dei momenti, c'è una difficoltà in + (relativa al fatto che questa funzione non è invertibile):

$f(\theta_3$ per il tramite della funzione δ) \rightarrow non c'è un'esplicita gamma, e il risultato non è un'gamma!

\Rightarrow Stima θ_3 eseguita con il computer e f distrib.

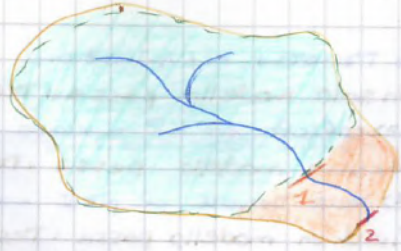
e poi facendo un'iterazione numerica della funzione con Excel e Matlab.

Per gli L-momenti, la funzione è stata già invertita.

SCELTA DEI MODELLI, DOPO I TEST

Un modello probabilistico, a poter essere usato, deve passare entrambi i Test (Pearson e Dooling).

A_1, A_2 = aree dei bacini idrografici chiusi →
 ■ = area 1
 ■ = area 2 - area 1 + area bianca



Questa propagazione dell'estime si può spingere finché (i suoi consigli):

$0,5 \leq \frac{A_1}{A_2} \leq 2$ → questa montagna con dist. piccole, poco a valle
 con bacini molto grandi,

$d_{12} < 10 \text{ km}$ → questa costa molto in pianura

Ovviamente, si propaga anche in funzione di quanti dati ho nella stazione vicina (13 anni → Troppa pochi, la serie di dati non è robusta)

Viceversa, se ho 80 anni di dati, me bastano ad escludere le considerazioni dei limiti su d ed A di sopra

↳ Conclusi: dati dati va bene per pagella!

Si usa s al posto di Q , che s varia tra 0 ed 1, t + periodo

- $\{ s=0 \Rightarrow$ suolo asciutto
- $\{ s=1 \Rightarrow$ suolo bagnato, saturo

- $n \cdot z_R =$ Termine d'inerzia, il contenuto idrico $\frac{ds}{dt}$ anello
- $+0 =$ velocità a 2° di z_R vale z_R termine

\Rightarrow Bilancio di massa: (sostituendo)

$$\textcircled{1} n \cdot z_R \frac{ds}{dt} = P - D_{sup} - D_{prof} - ET$$

\times z_R - devo fare bilancio su z_R ?

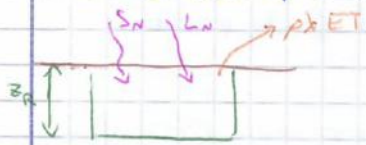
- \hookrightarrow Ho il termine traspirazione, che dipende da quanta H_2O vegetazione \times n° piante di copertura del suolo
- \Rightarrow Se vado oltre, devo distinguere zone di suolo + profande e zone vicine alle radici

\hookrightarrow Diff. che, meglio indicatore z_R , così il flusso di traspirazione è riferibile al volume di controllo (stimato avere nell'1 capiente che deriva da z_R + profede, erano distinguibili)

$$z_R \sim 0,5 \div 1 \text{ m}, \text{ densità (condiz. standard)}$$

EQ. DEL BILANCIO DI ENERGIA (O BILANCIO RADIATIVO)

Struttura dell'eq è analoga alla precedente, flumi in z_R



Considero item A, z_R, V
 Variabile di stato, z_R , v - la T del suolo
 $\hookrightarrow T_s =$ Temperatura del suolo

$$C \frac{1}{A} \frac{dT_s}{dt} = S_n + L_n - \rho \lambda ET$$

diviso per A ,

così analizzo i otto unitaria

unità di misura: $[\frac{J}{K}] [\frac{1}{m^2}] [\frac{K}{s}] = [\frac{J}{m^2 s}] = [\frac{W}{m^2}]$

- $C =$ capacità termica del suolo, E è termine d'inerzia
- $\hookrightarrow v.d.m.: [J/K]$
- E è l'energia di E da dare al sistema suolo che è una energia, la propria T di $1K$

- $S_n =$ radiazione netta incidente, ad onde corte ($S =$ Short Wave)
- $L_n =$ radiazione netta incidente, ad onde lunghe ($L =$ Long Wave)
- \hookrightarrow Derivano dal Sole, no L_n onde dell'atmosfera, quindi e^{-} nel onde \times
- $\rho =$ densità acqua $\sim 1000 \text{ kg/m}^3$
- $\lambda =$ calore latente di evaporazione $\rightarrow \lambda \sim 2,25 \cdot 10^6 \text{ J/kg}$

$L_n =$ calore no E entrate de uscite, B. separato vedere nel 20 o 20

Definisco (analogo a prima):

$$C = A \cdot z_R \cdot \rho_s \cdot C_m$$

\swarrow valore di suolo \swarrow densità di suolo \swarrow calore specifico nominale
 quantità di calore occorre fornire ad 1 kg di z_R \times spessore di $1K$

Da cosa dipende $\sin \alpha$? \rightarrow esprimibile con 3 grandezze

$$\sin \alpha = \sin \delta \cdot \sin \phi + \cos \delta \cdot \cos \phi \cdot \cos \tau$$

ϕ = latitudine, in cui mi trovo

δ = declinazione solare \rightarrow dipende dalla data dell'anno in cui siamo

$$\delta = 0,409 \cdot \sin\left(\frac{2\pi}{365} \cdot J - 1,39\right)$$

τ = ora del giorno \rightarrow in radianti: $\frac{\text{ORA} - 12}{12} \cdot \pi$

RADIAZIONE MEDIA INCIDENTE IN UN GIORNO:

$$Q = \left[\int_{\tau_{\text{LUNA}}}^{\tau_{\text{TRAM}}} S_0 \cdot \sin(\alpha) d\tau \right] \cdot \frac{1}{\tau_{\text{TRAM}} - \tau_{\text{LUNA}}} \cdot \frac{\tau_{\text{TRAM}} - \tau_{\text{LUNA}}}{2\pi}$$

Integro qui flusso incidente in tutte le ore del giorno

Quanto di ore di luce
ore in una giornata
completa

Radiaz media delle ore di luce

\Rightarrow Semplificando:

$$Q = \frac{S_0}{2\pi} \int_{\tau_{\text{LUNA}}}^{\tau_{\text{TRAM}}} \sin \alpha d\tau = \frac{S_0}{2\pi} \cdot \tau \cdot \int_0^{\tau_{\text{TRAM}}} \sin \alpha d\tau$$

$$\Rightarrow Q = \frac{S_0}{\pi} \cdot \sin \delta \cdot \sin \phi \cdot \tau_{\text{TRAM}} + \cos \delta \cdot \cos \phi \cdot \sin(\tau_{\text{TRAM}})$$

Flusso giornaliero di energia che raggiunge il limite est dell'atmosfera

Per determinare l'ora del tramonto:

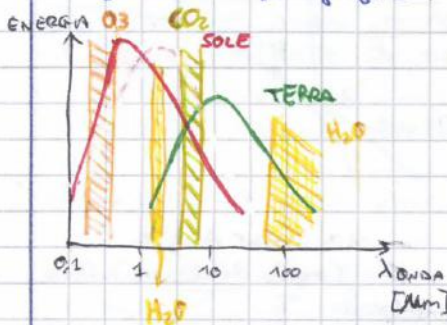
$$\tau_{\text{TRAM}} = \arccos[-\tan \phi \cdot \tan \delta]$$

• Vediamo ora cosa succede in fase di attraversamento dell'atmosfera

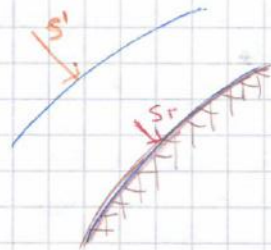
S_r = flusso di radiaz. raggiunge superficie terrestre

\hookrightarrow sempre in scala vortice, come si

Caratterizza a srt profico \rightarrow SPETTRO DI EMISSIONE



- \rightarrow Sole \leftarrow MAX $\sim 0,5 \mu\text{m}$
- \bullet Terra \rightarrow MAX $\sim 10 \mu\text{m}$
- \hookrightarrow Energia + banda
- \rightarrow 12 anni in Repubblica



Ho un definito Φ radiaz netta ed onde corte incidenti in un certo sito della Terra

A \rightarrow tende a aprire i vortici del sistema clima \rightarrow cos'è essere soggetto a dei feedback (retroazioni) che rendono il sistema + complicato di qu' non Φ ma

Suppongo:

- \uparrow scioglimento mare glaciali \rightarrow eme loro A \rightarrow superficie libera sotto d. l'oceano
- \Rightarrow A vortice \downarrow A
- \Rightarrow P₀ provano \uparrow S_N \Rightarrow \uparrow T_s e \uparrow T_{area}
- \leftarrow \Rightarrow \uparrow scioglimento mare glaciali

Q_{st} era i feedback positivo, non si accresce mai, circolo vizioso.
 Feedback = i di big cause di compimento dei sistemi, e di preoccupazione x il surriscaldamento globale (se si mescolano queste cose, si m. esno).

Altro esempio:

- \uparrow T_a \Rightarrow desertificazione (+ dista di solo vegetato, che fa A_{cc} del solo r. do).
- \Rightarrow \uparrow A \Rightarrow \downarrow S_N \Rightarrow \downarrow T_s \Rightarrow \downarrow T_a

Feedback negativo: qu' riflette il sistema, qu' attenua gli effetti della selezione.

RADIAZIONE NETTA INCIDENTE AD ONDE LUNGHE

Ora, cerchiamo Φ radiaz netta ad onde lunghe entrante nel volume di controllo.

$L_N = L_{ATM} - L_T$ \rightarrow e' il risultato di 2 processi contemporanei

- \bullet L_T = emm della terra
- \bullet L_{ATM} = corpo di emm dell'atm

in π corpi con $T > 0K$ \Rightarrow emittano.

- $\left\{ \begin{array}{l} L_{ATM} = \text{Termine entrante} \Rightarrow > 0 \\ L_T = \text{Termine uscente} \Rightarrow < 0 \end{array} \right.$

CASO PARTICOLARE: MANCANZA DI ATMOSFERA

H_p \rightarrow cosa succederebbe in una Terra senza atmosfera?

Prova a fare il bilancio radiativo

Suppongo, nella Terra: $\bar{A} = 0,3$ \rightarrow valore medio

no atm \Rightarrow no H₂O e precipitazioni \Rightarrow ET = 0

Condiz. stabili \Rightarrow $\frac{dT_s}{dt} = 0$

\Rightarrow dall'eq. medio: $S_N = L_T$ \rightarrow Deriva da: $S_N + L_{ATM} - L_T = 0$

$S' = S_0 \cdot \pi R_T^2$ \rightarrow $\left\{ \begin{array}{l} S_0 \text{ e' l'E uscite del sole} \\ \pi R_T^2 = \text{surf. della Terra vista dal sole (= sezione)} \\ \text{e' l'E che totalmente arriva nella Terra} \end{array} \right.$

S_T \rightarrow era alta verso il pozzaggio in atmosfera
 \Rightarrow qui: $S_T = S'$

Quindi:

- cielo sereno $\Rightarrow L_w$ è costante
- cielo nuvoloso \Rightarrow parte atmosferica e riportare rispetto alla Terza legge
- \Rightarrow pieno rete di E costante e rete mobile (e. n. + 10%)

Tutte queste in formula approssimate, le formule complete in rete + complicate

1°° come dato di solito sul 2°, anche $t_{e-} T_s > T_{atm}$ di solito
Bisognerebbe poi valore costante di nuvole e temperatura esterna \rightarrow bel tempo

Produttività di vegetazione α a qnt acqua una mese ad evapotraspirare.

⇒ se i dati non sono produttivi, bisogna fare il bilancio acqua e fare la max traspirazione possibile

⇒ E' l'hp di abbondanza di H₂O

⇒ ETP max che si potrebbe raggiungere.

⇒ deficit significativo nel ciclo di crescita della vegetazione (non aveva abbastanza acqua da soddisfare l'ETP)

⇒ manca l'hp di H₂O suffice

⇒ Parte si adatta ad evapotraspirare meno, e parte si abbassa a require le precipitazioni

⇒ Oppure, bisogna fornire + acqua, dopo averla accumulata in stagioni dove essa non è richiesta (autunno - inverno)

Era facile qui, avere molti dati.

Altra analisi possibile:

na ha tutti questi dati, na ha visto se sito in redometro, che ci da Rn (intenerimento come da normale → salute + tecnica che pratica)

⇒ ci servono semplificazioni, nella pratica

Formule semplificate per la stima di ETP

• $ETP = \frac{S_0}{P_1} (\bar{T} + 17,8) \cdot \sqrt{S_T}$ → HARGREAVES → [mm/d] → in mm/d

Temperatura di croce di temperatura di tutto.

Radiazione in sola sensibile
⇒ = temperatura di croce le formule teoriche

↳ \bar{T} = temperatura mensile, in °C

• S_T = evaporazione termica mensile

↳ ottimo indicatore della umidità presente nel sito (meglio in sola giornaliera, ma anche mensile)

Numero → giorno → temperatura T

↳ notte → radiazione ed altezza T

• $ETP_j = 1,6 \left(10 \frac{\bar{T}_j}{I} \right)^a \cdot L_j$ → THORNTHWAITE → [mm/mese]

Tutti coeff

Ammette in sola mensile
↳ [mm/mese]

↳ \bar{T}_j = media del mese j-esimo

• a, I = coeff → I = ind. termico radiometrico

• L_j = indice di calore

Meglio applicare tutti e 2 metodi, se ha diverse altezze di verde, e poi ne fa le medie

Passare da ETP a ET

Ho ora da visto ETP.

Ma si vogliono anche ET (reale)

↓

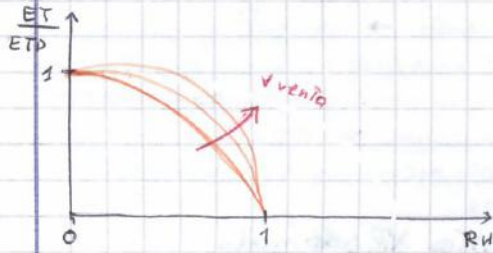
Fattori da tenere in conto:

2. - umidità dell'aria

1. - contenuto di acqua nel suolo → umidità del suolo

↓

Li vedono, distinti x 2 situazioni: solo suolo & solo vegetato



→ C. spiega onde ricorrono in cui si regola la traspirazione, cioè l'evapotranspirazione e si dividono

Vento → + è veloce, + trasporta via l'aria vicino alle foglie che si è appena saturata, facendo così una nuova traspirazione.
 ⇒ scendo + l'umidità a valori di $ET=0$

Perché la vegetazione agisce in questo modo?
 Vediamo il bilancio di massa:

$$n z_R \frac{ds}{dt} = P - D_{sup} - D_{pot} = ET$$

Considero gli stadi:

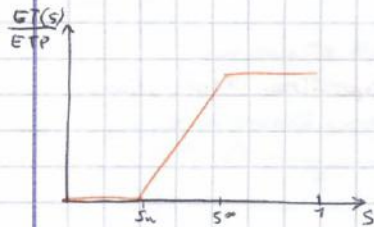
condizione iniziale: $s=1$

per $t > 0 \Rightarrow P=0, D_{sup}=0, D_{pot}=0$

$$\Rightarrow n z_R \frac{ds}{dt} = -ET(s)$$

$$s(t=0) = 1$$

Avremo la quantità presente di $t=0$, e dopo di ciò non piove +.

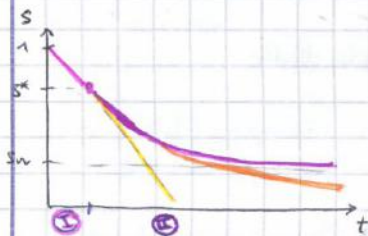


• Fase I) $s > s^* \Rightarrow ET(s) = ETP$
 ⇒ eq. e:

$$n z_R \frac{ds}{dt} = -ETP$$

$\frac{ds}{dt} = \text{cost} \Rightarrow s$ si riduce decrescente

È la fase di max produttività



• Fase II) $s_w < s < s^*$

$$\Rightarrow n z_R \frac{ds}{dt} = -ETP \frac{s - s_w}{s^* - s_w}$$

→ l'eq della rete del 1° profilo

⇒ la soluzione esponenziale decrescente in direzione s_w

Chiusare gli stami
 senza evitare di
sterminare nelle piante, e chiudere lentamente, se vogliono essere + produttivi
 il + a lungo possibile.

⇒ in queste cadute (non considerando il la traspirazione), non dura mai s_w e non vede mai nella 3° fase

I valori di s_w ed s^* variano molto tra le varie piante

Ricorda: anche se a s^* i chiudono gli stami.

- evaporazione continua

- parte costante ruba l'acqua

⇒ la curva potrebbe andare su es, se si ritardano

Ripetiamo l'equazione:

$$\begin{cases} \frac{1}{A} C \frac{dT_s}{dt} = P_n - A ET(s) \\ n z_R \frac{ds}{dt} = P - D_{sup} - D_{pot} = ET(s) \end{cases}$$

→ l'evaporazione reale dipende da s ,
 qual però risolvibile

⇒ la legge tra le due piante vale per s .

2) RELAZIONE TRA INCREMENTO DI CO₂ ED INCREMENTO DI T

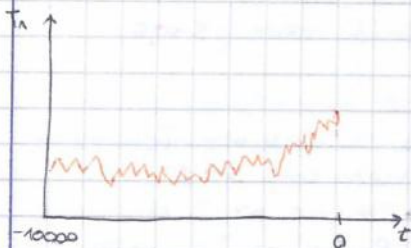
Q_{net} dipende poco e dipende di spettri di assorbimento di E radiale da parte dell'atm.
CO₂ → gas serra:

$$\begin{matrix} \uparrow \text{CO}_2 \Rightarrow \downarrow S_N \text{ (poco)} \\ \Rightarrow \uparrow L_N \text{ (tanto)} \end{matrix} \quad | \Rightarrow \quad \uparrow R_N \quad \begin{matrix} \Rightarrow \uparrow T_A \\ \downarrow \text{Terra} \end{matrix}$$

Questo passaggio non è certo, non è sempre così recuperabile;

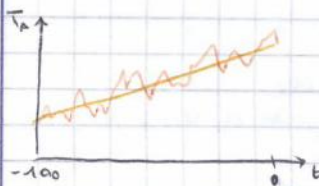
Ad es, potrebbe accadere che $\uparrow R_N \Rightarrow \uparrow TET$ (infatti, un difetto di effetto serra è stato onde questo, misurato). In ogni caso, è il sistema complesso.

3) AUMENTO DELLA TEMPERATURA



- Temperature medie globali
- Si vede un significativo aumento nell'arco 200 anni
- ⇒ credibile il legame CO₂-T
- Ma → fluttuazioni in dello stato oltre rispetto a quello che si pensava
- ⇒ Evidenza non è del tutto risolutiva
- Ma → oscuro → per il sistema complesso

Se prendo 2 serie misurate
⇒ ritorna quell'andamento



- Allora sui dati, bisogna cercare la evidenza statistica della significatività del trend
- In ordine di indecidibilità (almeno di una scelta) del contrasto climatico, la decisione politica dovrebbe muoversi, ma se ci fosse evidenza del legame CO₂-T (che i rischi del non agire sono troppo forti, ci si potrebbe spostare su o altro lato di quel, con big e gravi conseguenze)

Test statistico



Si può scrivere:

$$T(T) = \beta_0 + \beta_1 \cdot t$$



Evidenza statistica → cerca i coef β_0 e β_1 in termini quadratici

Bisogna verificare e' h₀:

• H₀: $\beta_1 = 0$

→ ovvero h₀: non c'è trend

↳ sottoposto al test delle t student → basato su variabile:

$$t = \frac{\beta_1}{\sigma_{\beta_1}} = \frac{\beta_1 \cdot \sqrt{n-2}}{\sqrt{\sum (T_i - \bar{T})^2 / \sum (t_i - \bar{t})^2}}$$

n = n° dati disponibili

→ T = tempi

le restituisce

verificare che: $|t| < t_{\text{lim}}$

$t_{\text{lim}} = t_{1-\frac{\alpha}{2}}(n-2)$
probabilità $\frac{\alpha}{2}$ gradi di libertà

Se è verificato, però accettare la nuova ipotesi H₀
Altrimenti, ho un trend evidente

erao c'è ES su qm parte

PRECIPITAZIONE - Moti Atmosferici Verticali

LUEDÌ 25/3/13

Parte importante delle equaz.

Domanda → Perché piove? → processi di formazione delle precipitazioni
 Perché × capire la formazione delle precipitazioni è lungo.

↳ × migliore: MOTI ATMOSFERICI VERTICALI

Una di equazioni prime dei processi e relative a tali fenomeni

Vediamo gli adatti di - T

- P
- umidità dell'aria

legame tra queste variabili e formazione di precipitazioni

Equazioni di partenza

Che equaz. a riserva × capire adatti verticali (in campo quasi-statico)?

- 1° eq: 1° principio di Termodinamica, applicato ad 1 kg di aria
 ↳ può scrivere:

$$c_p dT = dq + \frac{1}{\rho} dp \quad \left[\frac{J}{kg} \right]$$

- $c_p dT$ = variaz di E interna → dT = variaz di temperatura, T
 c_p = calore specifico a p = cost → per l'aria: $c_p = 1005 \frac{J}{kg \cdot K}$

- dq = relativo allo scambio di calore

- $\frac{1}{\rho} dp$ = lavoro scambiato → $\frac{1}{\rho}$ = volume specifico (p = densità aria)
 dp = variaz di p dell'aria

unità dim: $\left[\frac{m^3}{kg} \cdot \frac{N}{m^2} \right] = \left[\frac{m}{kg} N \right] \Rightarrow \left[\frac{J}{kg} \right]$

- 2° eq: Equazione dell'idrostatica: (x può fare l'hp idrostatica ed applicarla all'aria):

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

Risultato adiabatico (condizioni di aria secca)

Considero: Po me massa di aria che parte da terra e inizia a salire
 voglio studiare la variaz delle varie fattori nella bolla di aria

Faccio 1 hp: la risalita è adiabatica

↳ in risalita, bolla in rapida espansione in c'aria circostante → $dq = 0$

Facciamo il profilo di T di tale bolla, usando la 1° eq:

$$c_p dT = \frac{1}{\rho} dp = -g \cdot dz$$

↳ lavoro comp'ez, sostituzione dp

$$\Rightarrow \frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p} = -\alpha_0 \rightarrow \text{trovate la variaz di T con la quota}$$

condiz di aria secca

↳ $\alpha_0 = \text{cost}$ → LAPSE RATE (d = DRY ADIABATIC)
 ↳ $\alpha_0 = 0,01 \frac{K}{m} = 10 K/km$

⇒ in hp adiabatico, la variaz di T in quota in metri

⇒ loro espressione risolve l'eq differenziale:

$$\rightarrow T(z) = T_0 - \alpha_0 \cdot z$$

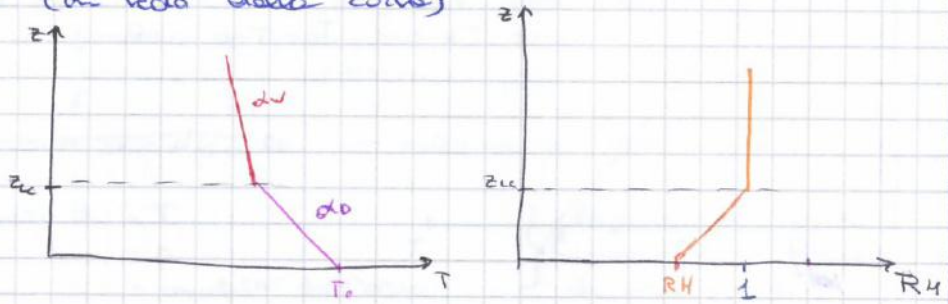
Aria secca = condiz in cui può ben applicarsi l'eq. usando l'hp adiabatica

1° Fase di risalita → aria sa rotta ⇒ Hp adiabatica secca :

↓ T ⇒ ↓ es (con vedo dalla curva)

⇒ RH ↑

Ad a certa pto, si raggiunge quota detta "Livello di condensazione" in cui RH raggiunge il valore, e RH=1



Tale z_{cc} corrisponde, su curve di Clapeyron, ad una es = 1580 Pa, x cui da p₀ si ricava la T e la quota

Se continuo a salire:

Sto continuando a ↓ T (curva clap)

⇒ Condensazione: si perde di acqua in forma di gocce o acqua liquida.

Processo di condensazione rilascia calore

⇒ Sopra di z_{cc} la risalita non è + adiabatica

⇒ La 1° eq è scritta:

$$c_p dT = dq - g dz$$

$$\Rightarrow \frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p} + \frac{1}{c_p} \frac{dq}{dz} = -\alpha_w$$

Stesso nome di pnia, delle condiz a distatelli

↳ Termine positivo (dq > 0) ⇒ effetto di condensazione tende da far diminuire la Lapset Rate

$$\alpha_w = \text{Wet Lapse Rate} \sim 5 \frac{^\circ\text{C}}{\text{km}}$$

Su grafica delle T: la pnia di T è molto + limitata, ⇒ area - perdere

STABILITÀ ED INSTABILITÀ ATMOSFERICA

Vedano come sono le ore appena scoperte.



Indaga le condiz di stab/instab
Dipende da 2 rette dei 2 casi.

X capire se le condiz in 1 certo stato, devo trovare

↳ d = Lapse Rate Ambientale

Se facciamo delle misure in 1 posto, facendo salire i palloncini, mi trovo dei numeri T₀ e α_w, dipendete dalle condiz riferiscibile in 1 certa stato

$$\Rightarrow \frac{1}{P} dp = \frac{-g}{R \cdot T(z)} dz$$

$$\Rightarrow d[\ln p] = - \frac{g}{R \cdot T(z)} dz$$

$$\Rightarrow \ln \frac{p}{p_0} = \int_0^z \frac{-g}{R T(z)} dz = - \int_0^z \frac{g}{R(T_0 - \alpha z)} dz =$$

$$= \frac{g}{R \alpha} [\ln(T_0 - \alpha z) - \ln(T_0)]$$

$$\Rightarrow \ln \frac{p(z)}{p_0} = \ln \left[\left(\frac{T_0 - \alpha z}{T_0} \right)^{\frac{g}{R \alpha}} \right]$$

$$\Rightarrow p(z) = p_0 \left(\frac{T_0 - \alpha z}{T_0} \right)^{\frac{g}{R \alpha}}$$

esponente = $\frac{10}{287 \cdot \alpha} \Rightarrow$ se α vale 10 m/s^2 \Rightarrow $\frac{10}{3} \approx 3,33$ se $\alpha = 9,80665 \text{ m/s}^2$ \Rightarrow $\frac{10}{3} \approx 3,33$



- $p = p_0$, se $z = 0 \rightarrow p_0 \sim 1 \text{ atm} \sim 10^5 \text{ Pa}$
- p_0 , decresce ma non zero
- Sapendo de, spesso: $\alpha z \ll T_0 \rightarrow (T_0 \approx 300 \text{ K})$
 \downarrow
 $(\alpha z \sim 30)$

Poiché $\alpha z \ll T_0$, si fa approssimazione:

$$P(z) = p_0 \left(1 - \frac{\alpha z}{T_0} \right)^{\frac{g}{R \alpha}} \rightarrow \text{esponenziale di Taylor, Troncata al 1° ordine}$$

$$= p_0 \left(1 - \frac{g}{T_0 R} z \right)$$

Quindi, nei primi strati dell'atmosfera:

$$P(z) = p_0 - \frac{g p_0}{T_0 R} z = p_0 - \rho_0 g z$$

$$\text{dove } \rho_0 = \frac{p_0}{T_0 R} = 1,21 \text{ kg/m}^3 \text{ (aria secca)}$$

\Rightarrow la p decresce di $\sim 12 \text{ Pa}$ per 1 m di z (12'000 Pa / Km)

\hookrightarrow la p si annullerebbe a $\sim 8000 \text{ m}$ di quota, ma nella realtà ad $\sim 11 \text{ km}$ la p decresce e l'aria è di quella rete

\hookrightarrow ogni km , p scade di $\frac{1}{10} \text{ atm}$, dopo 1 po

UMIDITÀ DELL'ARIA

Prima di vedere esponente di RH , definisco 2 altre variabili:

MIXING RATIO: $w = \frac{m_{H_2O}}{m_{AEREA}} = \frac{p_v}{p_{AS}}$

m_{H_2O} = massa di vapore acqueo presente

m_{AEREA} = corrispondente massa di aria secca

p_v = densità vapore acqueo

p_{AS} = densità aria secca

- vapore acqueo
- intera miscela d'aria

Però applicando e eq. di stato dei gas si parametrizza alle 2 grandezze

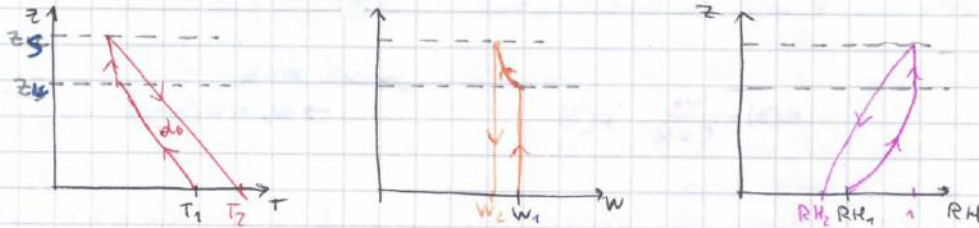
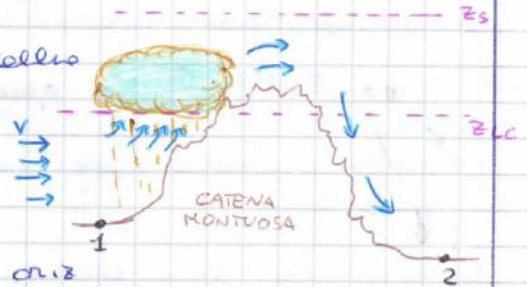
$$\frac{e}{p_v} = R_{H_2O} \cdot T, \quad R_{H_2O} = \frac{R}{0,622} \rightarrow \text{costante dei gas nel vapore acqueo}$$

$$\frac{e}{p_{AS}} = R \cdot T, \quad R \rightarrow \text{costante per aria secca}$$

FORMAZIONE DELLE PRECIPITAZIONI

PRECIPITAZIONI OROGRAFICHE

↳ Sono a causa di nubi in nubi e celle
 protetti ne nubi
 Ho questo caso →
 Vento da sx a Dx
 riscaldamento di ora = dato dal ft
 de ora me la z abbassa, nubi e
 linee di flusso deviano, su m + sfollano oriz
 => riscaldamento di ora diverso



Se processo due a lungo → format di corpi nubi → nubi di precipitazione

Ma non dove continue a salire e poi riscalda e viene riscalda
 (z_s = quota di sovraccarico = quota netopra + spazio conser parare)

Poi, scende nell'altro versante.

- ↳ ↑ T, nubi e nubi (di Pa - nubi e - nubi) => m(2), Awa - T2 > T1
- ↳ = W: la quota di ora resta cost m se diverse → W2 < W1
- ↳ ↓ RH: ora si riscalda riscalda → RH2 < RH1

Andi, nel versante opposto (2), ha vento caldo e nubi eridite
 (se vento a est → est → Francia piove, Italia caldo)

Andi: quel che cade e la direzione da cui spira il vento.

PRECIPITAZIONI TEMPORALESICHE (o CONVETTIVE)

Situazione pica:

Solo ~ piano

Avviene formazione di formaz
 di 2 celle convettive.

trans di ora, x effetto di
 1 z s abbassa l'accelerato
 di nubi (nubi + nubi, specchio
 d'acqua, ...)

Aria + calda e - densa

Quel che succede dopo dipende dalle condizioni dell'ora:

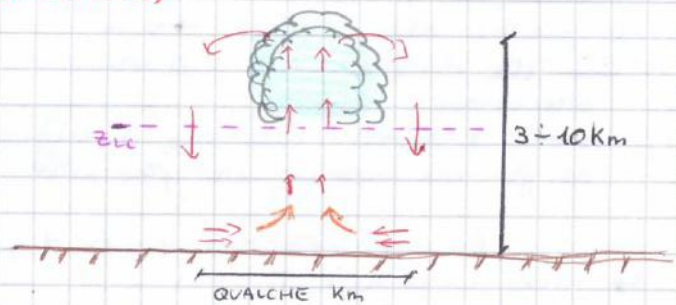
- { atm stabile → nubi di cella e - gas, subito formato (+ variaz di T)
- { atm instabile → corrente ascendente forte ("Tornice"), calma e nubi
 ed ora riscalda ora dell'ext

⇒ Nel giro di ~ 20 minuti si forma queste celle convettive,

↳ le m grandi ~ 900 km² ed alte 3-10 km a z^o dell'interme

Sopra z_c si forma nubi

Precipitazione molto intensa, che nubi verticali di ora molto veloci,
 e potenza dei corpi nubi, (spessore verticale) p^o arrivare a ~ 10 km



MARCO 26/3/13

Formazione delle precipitazioni

1. Precipitazioni Orografiche
2. Convettive (o temporalesche)
3. Cicloniche (o stratiformi)

PRECIPITAZIONI CICLONICHE

Qui, ricordiamo principale che induce sollevamento dell'aria e quindi da differenze di pressione a Terra

IN FANTO

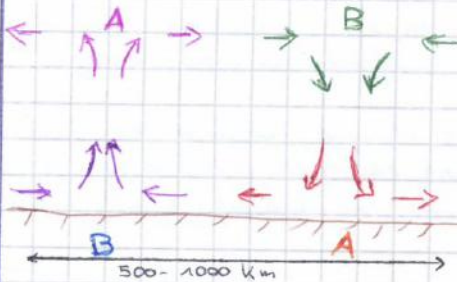


- Ho 2 centri, 1 di alta p ed 1 di bassa p. Ho tracciato le isobare
- Tadret ad essi i movimenti dell'aria da zone A → B
- { A = centro di divergenza dell'aria
- { B = centro di convergenza dell'aria

→ = direz dei movimenti dell'aria
 ↳ su carta cos. x: $\begin{cases} - A \rightarrow B \\ - Coriolis \end{cases}$

→ Linee di flusso dell'aria vicino ai centri di Alta e Bassa p.

Dove finisce l'aria? Vediamo in sezione gli schemi



→ h alta quota, i centri s'invertano; B a terra diventa centro di Alta p quindi

→ A, B ora

⇒ Si crea fenomeno di ricambio dell'aria

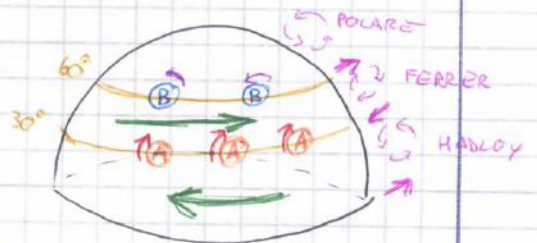
B a terra → area stabile ⇒ protezione meno di nubi e precipitazioni
 A a terra → instabile atm, onde se i bolle d'aria tendono a scendere sarebbe difficile che la convergenza nella nuvola.

Discorso analogo per era fit in scala globale (ra + facce equi) x velocità medio globale

Tropici → convergenza a terra di aria → A

60° lat → B fascia di bassa p

Vediamo emisfero nord di terra →



→ = venti alisei, si formano grazie alle correnti d'aria presenti attorno ai centri

Anticiclone delle alte latitudini → e' grad 1 di quei A in parte fine alle nostre latitudini

→ = celle di circolazione atmosferica → quelle 3 celle molto stabili e provocano spostamenti di Energia da zone equatoriale a zone polare

INTENSITÀ DI PRECIPITAZIONE

Cerchiamo ora i rebbi tra le variabili, unite e l'intensità di precipitazione.
Abbiamo visto le mixing ratio, quindi da questo:

$$W = 0,622 \frac{e}{p} \left[\frac{\text{kg H}_2\text{O}}{\text{kg aria}} \right]$$

Quanto volgarmente a me?

A che misurazioni parla?

Uso la definizione: $e = e_s \cdot RH$

Mi pongo in 2 casi diversi:

$$\begin{cases} T = 5^\circ\text{C} & (\text{caso invernale}) \\ T = 25^\circ\text{C} & (\text{caso estivo}) \end{cases} \Rightarrow \begin{cases} e_s = 871 \text{ Pa} \\ e_s = 3160 \text{ Pa} \end{cases}$$

$$\text{O kengo: } \begin{cases} e = RH \cdot 871 \\ e = RH \cdot 3160 \end{cases}$$

Mi metto al suolo, ed ottengo:

$$\begin{cases} w_0(T=5^\circ\text{C}) = 0,622 \frac{871 RH_0}{10^5} \approx 5 RH_0 \left[\frac{\text{g H}_2\text{O}}{\text{kg aria}} \right] \\ w_0(T=25^\circ\text{C}) = 0,622 \frac{3160 RH_0}{10^5} \approx 19 RH_0 \left[\frac{\text{g H}_2\text{O}}{\text{kg aria}} \right] \end{cases}$$

Aria + acqua più calda
relata + acqua della fredda

Così, ho ottenuto w_0 in funzione di RH_0 (per 2 valori di T).

il potenziale

Suppongo: voglio sapere in rebbi i dati vertici dell'ora con l'intensità
della precipitazione

Prendo 2 cubi di oro,
di sezione di base = 1 m^2

Voglio sapere l'intensità della
precipitazione al suolo, o meglio
in alcune unità usate dall'ora
con velocità v_R [$\frac{\text{m}}{\text{s}}$]

i = intensità di precipitazione [$\frac{\text{mm H}_2\text{O}}{\text{h}}$]

Per ricostruire i , posso ragionare
così:

cerco di determinare qual è il flusso di
vapore acqueo che condensa in quel cubo, che corrisponde a quello
potenziale per precipitare.

Flusso: $\phi = w_0 \rho_{\text{aria}} \cdot v_R \cdot A$

$$\phi \rightarrow \left[\frac{\text{m}^3}{\text{s}} \right] \rightarrow \text{portata}$$

de volgarmente il tutto

l'unità misuro, dunque $\frac{\text{g H}_2\text{O}}{\text{kg aria}}$

o non misurerò $\frac{\text{g}}{\text{m}^3 \text{aria}}$

→ w_0 = quantità di acqua che c'è
misura di acqua c'è al suolo

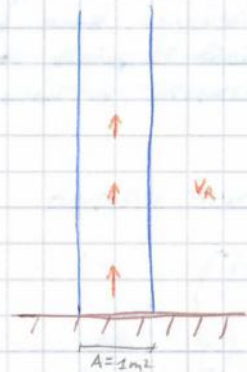
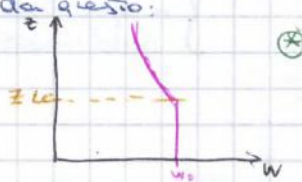
↳ $A \rightarrow \infty \Rightarrow w_0 \rightarrow 0$ (GRAFICO Ⓚ)

⇒ la conversione tutta l'acqua
che c'era misurabile

$$w_0 \rightarrow \left[\frac{\text{g H}_2\text{O}}{\text{kg aria}} \right]$$

• ρ_{aria} = serve a trasformare il flusso
in $\left[\frac{\text{g H}_2\text{O}}{\text{m}^3 \text{aria}} \right]$, se $\rho_{\text{aria}} = \frac{\text{kg aria}}{\text{m}^3 \text{aria}}$

⇒ Riassunto → TOT $\text{g H}_2\text{O} / \text{s}$ che condensa



Le ipotesi fatte sono:

1. Fiumo fino a $z \rightarrow \infty$

↳ ipotizzo che l'acqua sia (saturata), invece la colonna si fermano ad una certa altezza

⇒ Vi sono un residuo di una parte precipitare.

2. Tutta l'acqua che condensa diventa pioggia.

3. $\rho(z) = \rho_0 = 1,21 \text{ kg/m}^3$

↳ invece, sarebbe →
così facendo, abbiamo reimmazzato ρ



$$\hookrightarrow \frac{d\rho(z)}{dz} = -g\rho(z)$$

Integ: $\rho(z) = \rho_0 \left(\frac{T_0 - \alpha z}{T_0} \right)^{g/R\alpha}$ ⇒ Co cost. T. usc nella derivata

$$\Rightarrow \rho(z) = -\frac{1}{g} \frac{d\rho(z)}{dz} = \frac{\rho_0}{T_0 g/R\alpha} \left(-\frac{1}{g} \right) \left(\frac{T_0 - \alpha z}{T_0} \right)^{g/R\alpha - 1} \cdot \frac{g}{R\alpha} (-\alpha)$$

COSTANTI
DERIVATA DI
ESPOSIVENTE
PER

⇒ La variazione di ρ con la quota sarebbe:

$$\rho(z) = \frac{\rho_0}{R T_0^{g/R\alpha}} (T_0 - \alpha z)^{g/R\alpha - 1}$$

DALLA FORMAZIONE DELLE NUBI ALLA PRECIPITAZIONE A TERRA

1. NUCLEAZIONE
2. COALESCENZA
3. CADUTA

① Nubi → suspensioni di goccioline in aria con $d = 10 \div 30 \mu\text{m}$.

Gocce di qst dimensione non in grado di cominciare il processo di caduta.

Se trascuriamo $F_{galleggi}$

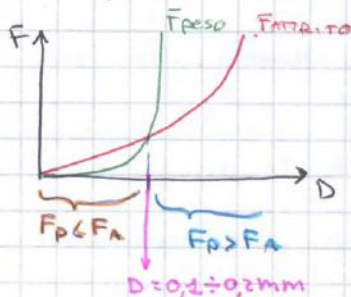
$$\Rightarrow \begin{cases} F_{\text{peso}} \propto D^3 \\ F_{\text{attrito}} \propto D^2 \end{cases}$$

↳ ste' eguace sulle superficie della partic

Attrito invece solo in
volta de simuale
verso il basso.



Quattro:



→ • $F_p < F_a$ ⇒ per questi diametri, F_a frena la particella e vince su F_p

• $F_p > F_a$ ⇒ la caduta più veloce

↳ intorno a valo $D = 0,1 \div 0,2 \text{ mm}$

⇒ la goccia deve poroze da $10-30 \mu\text{m}$ a $0,1 \text{ mm}$

Le curve si aprono a dx qual'indica atm e + base (M → M)
 Se aria circostante è già saturo, scendendo non può esserci evaporazione
 ⇒ Se attraversa un'aria saturo, non può cadere aria all'atm x evaporaz.
 Se aria circostante è + secca, perdita + acqua nel suo percorso
 ⇒ all'inizio deve avere gocce + grandi affinché possa raggiungere il suolo.

Quindi:

- con RH=0,9, ho bisogno di un D + piccolo, che fa perdita di diametro e legato solo al fenomeno fisico di precipitazione.
- con RH=0,8, ho una evaporazione + intensa, e quindi la goccia deve avere + acqua.

Inoltre:

Nel caso di precipitazioni convettive, la formazione di nubi avviene rapidamente, ossia è indotta tende a essere velocizzate, nelle zone basse dell'atm restano relativamente secche,

⇒ È proprio il caso z, in cui le gocce durante la caduta devono attraversare una cella.

⇒ Curve sono molto to dx



Questo è il motivo x cui all'inizio dei temporali le gocce sono molto grandi. Sono le uniche che riescono a formarsi e precipitare viste le condizioni di aria secca e vista anche la forte corrente ascensionale che gli si oppone, la quale può essere unita solo da grandi goccioloni.

Però, l'aria sotto la nuvola tende a saturarsi, a suo volta con il passare del tempo

⇒ La base della nuvola tende ad abbassarsi:

Le gocce cadono, evaporano (↓ km)

⇒ evaporando, aumenta il volume d'acqua

⇒ Ora, le gocce partono da + in basso, in corrispondenza di un'atm + saturo

⇒ Anche le gocce con D piccolo raggiungono il suolo.



Osservaz:

Si era cosa accade x le **orografiche e cumuliche**, che avendo t di permanenza dei corpi nucleari + lunghi, fanno > **umidità** e quindi **D gocce** può essere + piccolo

Nuclei = essenziali x il processo di crescita.

⇒ Esperimenti di intensificazione delle nubi x fare avvenire precipitazioni che naturalmente non avverrebbero

↳ già negli anni '30', i sovietici fecero esperimenti in volo in anni '90

Residui di combustione antropica possono fungere da nuclei.

⇒ ↑ precipitat. maree urbane, rispetto alle zone antitrofe. (10% in +)



Fenomeno marino 60-70, T che d nuclei avevano dimensioni corrette già molto a quelle ut.e.

- Per precipitazioni intense, nella fase di bacillata (per esodo rapido e nevina) una parte di acqua può perdersi
 ⇒ Sottolinea
- Interpolazione, se voglio dati più precisi dove non ho pluviometri
- Funzioni nelle nostre intenzioni:
 - vento forte ⇒ correnti turbolente intorno alla sua bocca
 ⇒ parte dell'acqua non entra ⇒ sottolinea
 - precipitazioni nevose ⇒ fiocchi volanti ⇒ effetti turbolenti e sottolinea del 50%, cerchio intorno
 ⇒ pluviometri riscaldati, de x^o (secado e prof) vanno poi a peggiorare le turbolenze nella bocca, facendo volare l'aria dell'interno del pluviometro.

PROGI

- Costo: 2.000 ± 5000 €
- Imperante circa 400 metri.

2) Radar



L'intensità del segnale riflesso dalle nubi e ricevuto dall'antenna (ricevitore) \propto dove **RIFLETTIVITÀ**, $Z \rightarrow$ È funzione della d_m delle gocce liquide

PROGI:

- Informazione distribuita nello spazio e nel tempo

DIFETTI:

- Costi: una per regione (a numero, in Italia ~20), da 1.000.000 €
- Sono con buona accuratezza → errore 30-40%
 ↳ Ancora peggio con precipitazioni intense
 ↳ Precipitazioni terra:

$$R = a z^b, \text{ con } a, b = \text{coeff}$$

- $> \dim$ (precipitazioni) ⇒ $> z$

- Calcoli A_i^2 , $x \neq$ cells
- Fai la matrice e trovi A^2
- Trovi, nella dispersione, i coeff Tabulari, e T.
- Calcoli w , scegliendo quale delle 2 formule usare in base alle verifiche $1, 2, 5^2 \geq 4$
- verifiche se $w < 0,461$

PARTE 5)

Dev fare solo quelli che hanno tutti e 2 i test

- $T = 100$
- $\Rightarrow P(x) = 1 - 1/T$
- Trovi la $X(t)$ $x \neq$ distrib intermedia (formula data)
 $\frac{1}{T}$ solo la parte
- Formula $Q = 142 + (h + 0,05)^{1,81}$
 \downarrow
 la metà e trovi la h
- Trovi $Q_{preciso}$ ed $h_{preciso}$ vedendo tutte quelle che hai calcolato