

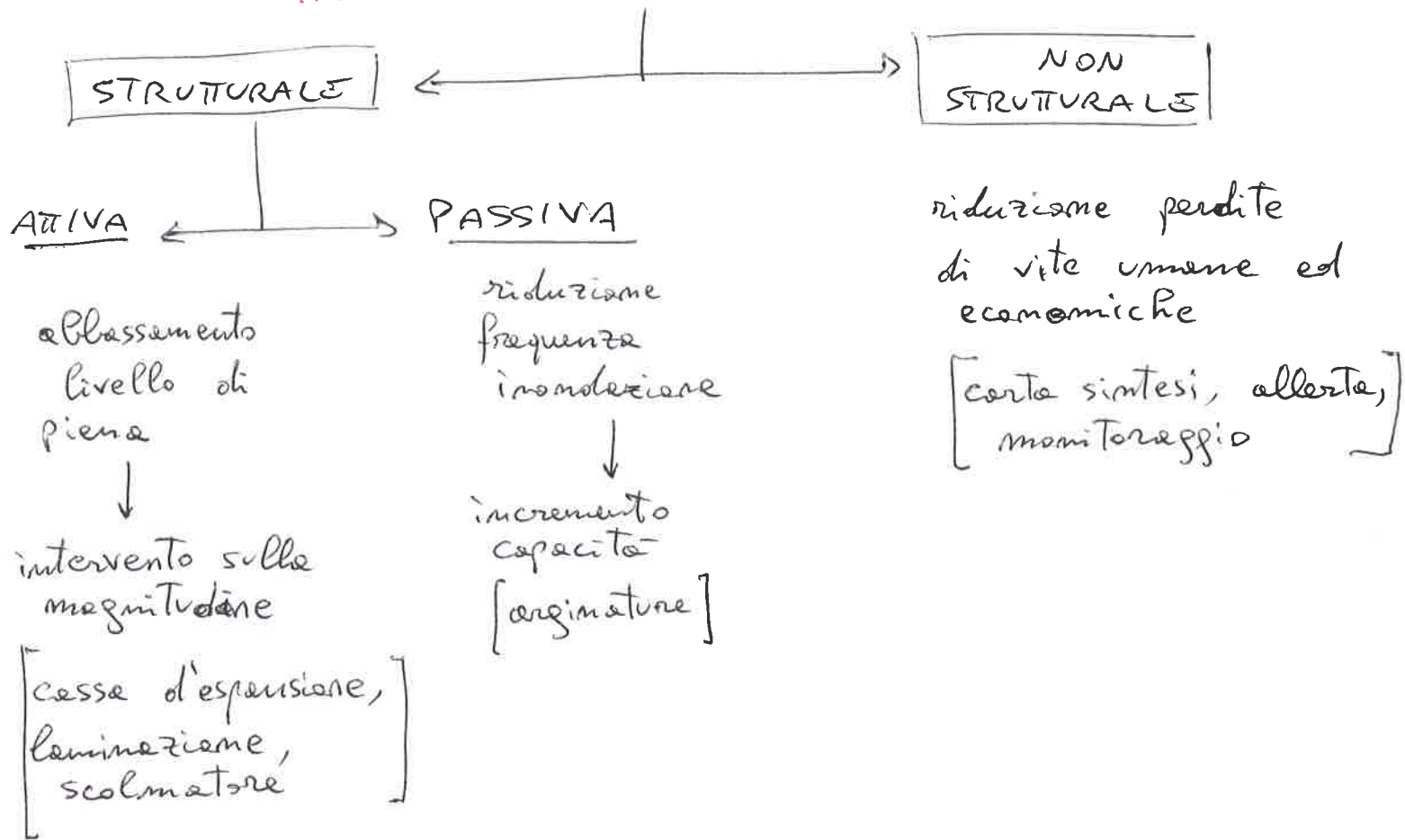
PROTEZIONE IDRAULICA DEL TERRITORIO

G. Rosatti

L. Fraccarollo

1. INTERVENTI DI PROTEZIONE
2. MAPPATURA DEL PERICOLO IDROGEOLOGICO
3. AINEVA: LA NEVE
4. CARATTERISTICHE MECCANICHE NEVE
5. MOTI NEVE
6. MODELLI NUMERICI NEVE
7. ANALISI STATISTICA
8. OPERE DI PROTEZIONE
9. ARGINE
10. ANALISI COSTI - BENEFICI
11. COLATE DETRITICHE

INTERVENTI DI PROTEZIONE



PREVISIONE: identificazione, perimetrazione, classificazione dei pericoli e dei rischi presenti sul territorio.

PREVENZIONE: attività dirette all'eliminazione o alla riduzione dei rischi, sia mediante misure di carattere prescrittivo e vincolistico per un corretto uso del territorio, sia mediante interventi strutturali.

PROTEZIONE: attività, prevalentemente di carattere pianificatorio, organizzativo, culturale e formativo, e interventi gestionali diretti a mitigare gli effetti dannosi derivanti dai rischi non eliminabili tramite l'attività di prevenzione.

① MAPPATURA DEL PERICOLO IDROGEOLOGICO

percezione di pericolo $\left\{ \begin{array}{l} \text{cosa accomuna} \rightarrow \text{damno fisico} \\ \text{cosa differenzia} \rightarrow \text{scala di pericolo} \end{array} \right.$

↓
stime di grandezza fisica del fenomeno e probabilità

$$\text{pericolo} = f(\text{grandezza}, \text{probabilità})$$

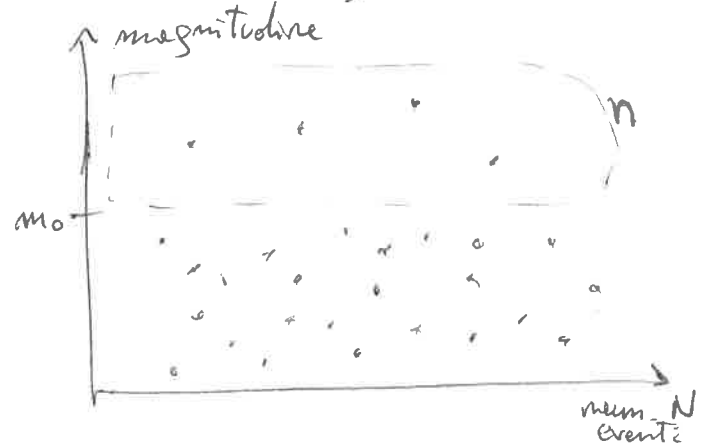
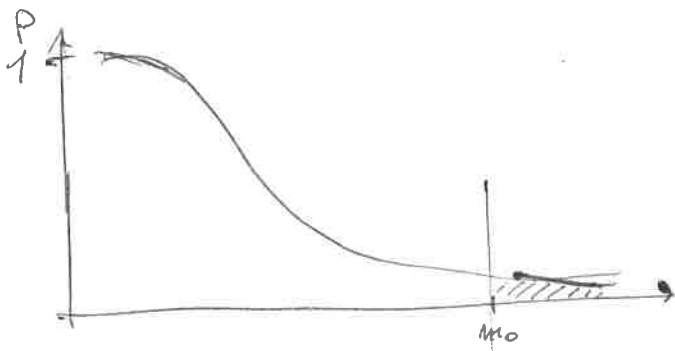
NATURAL HAZARD: Il pericolo naturale è un processo che può causare perdite di vite, lesioni o altri impatti sulla salute, danni alle ~~proprietà~~ proprietà, perdite di mezzi di sostentamento e servizi, sconvolgimenti sociali ed economici o danni all'ambiente.

GRANDEZZA \rightarrow MAGNITUDINE

Misura della grandezza "globale"; per il terremoto è l'energia rilasciata, per le frane è il volume di materiale movimentato, per le inondazioni è la portata di picco.

PROBABILITÀ di superamento (o accadimento).

$$P(m > m_0) = \frac{n(m_0)}{N}$$



Dipende anche dal tipo di fenomeno, il territorio in cui può avvenire e l'arco temporale di riferimento.

Per alcuni fenomeni, la probabilità di accadimento è relativa alla massima magnitudine registrata in un intervallo di tempo di riferimento. In questo caso, la serie di eventi viene detta serie storica: portate massime registrate annualmente in un fiume o massima intensità di piogge in un bacino.

$$P(m > m_0, M_2) = 1 - (1 - P(m > m_0))^{M_2} = \underbrace{H(m_0, M_2)}$$

pericolo di evento con magnitudine m_0 in un arco temporale $(M \text{ anni})$.

Il pericolo è un'informazione globale, non specialmente distribuita. Un pericolo naturale, caratterizzato da una ~~determinata~~ data magnitudine e da un'associata probabilità di accadimento, si sviluppa nello spazio e nel tempo in maniera non uniforme e cause del tipo di fenomeno, del meccanismo di propagazione e della conformazione del territorio. Sarebbe utile poter elaborare delle mappe che descrivono come si distribuisce specialmente il pericolo.

→ Lo sviluppo spaziale di un fenomeno naturale caratterizzato da una data magnitudine può essere valutato con un approccio di tipo:

- statistico, eventi progressi o elevato numero di simulazioni;
- deterministico, numero limitato di simulazione.

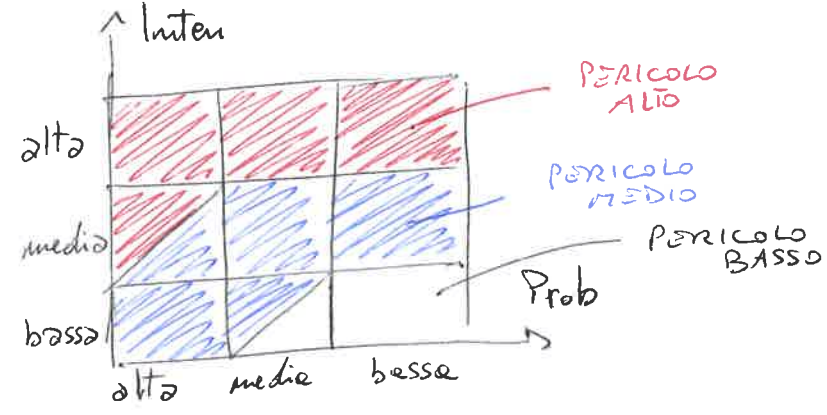
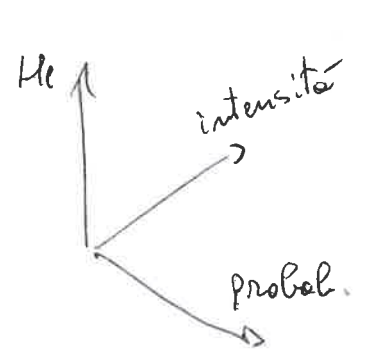
INTENSITA': misura della "grandezza" locale del fenomeno definite sulle base di una o più quantità fisiche specialmente distribuite caratteristiche del fenomeno.

HAZARD LEVEL: $H_p = f(P(m > m_0), \text{intensita'})$

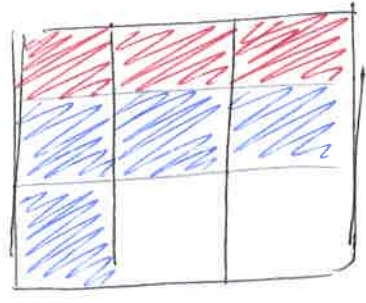
È una definizione più complessa della funzione di pericolo; può essere calcolata in ogni punto dello spazio; può rappresentare bene vari aspetti che caratterizzano la percezione di pericolo.

↳ matrice di Bowel

②

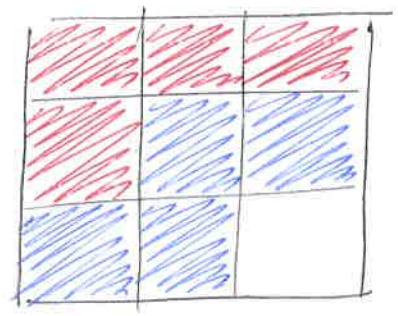


ipotesi 1



SFAVORE DI SICUREZZA

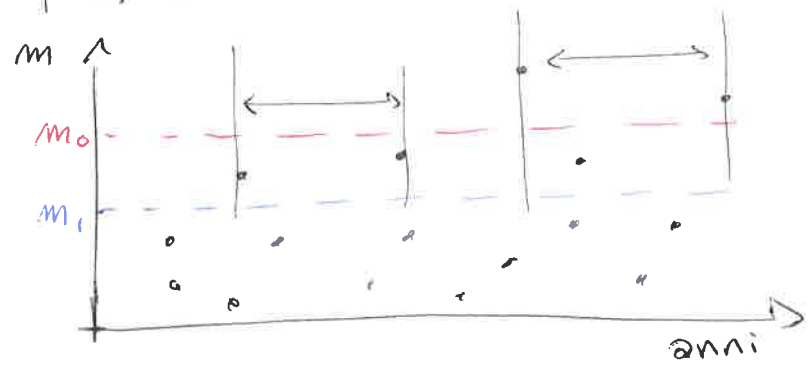
ipotesi 2



FAVORE DI SICUREZZA

Per alcuni fenomeni, la probabilità di accadimento è relativa al la massima magnitudine registrata in un intervallo di tempo di riferimento (anno); in questo caso, la serie di eventi viene detta storica.

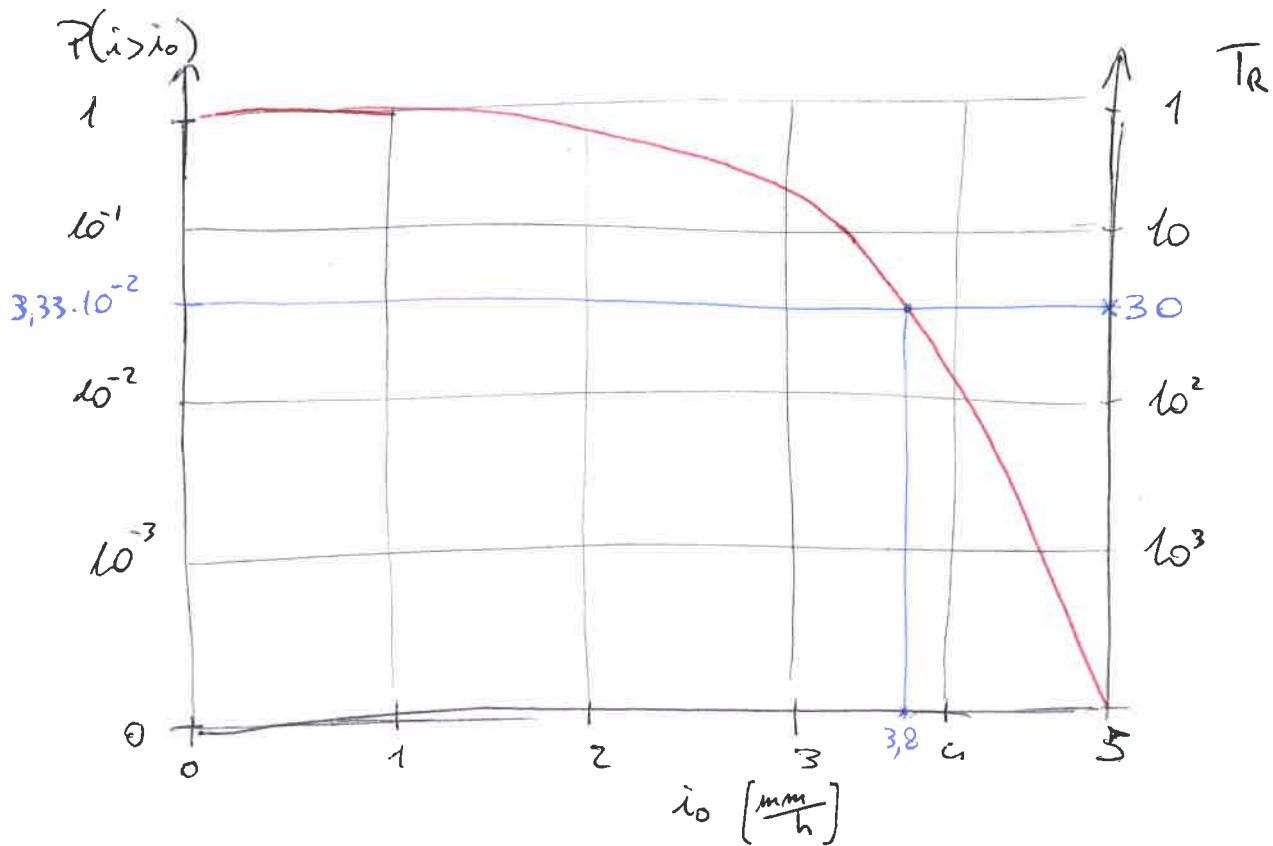
TEMPO DI RITORNO (T_R): tempo medio di anni che intercorre tra due eventi con magnitudine m superiore ad un valore prefissato m_0



$$T_R(m_0) = \frac{1}{P(m > m_0)}$$

- come stimare il tempo di ritorno di un evento?
- che magnitudine ha un tempo di ritorno fissato?

$$\log_{10} P(i > i_0) = \log_{10} \frac{1}{T_R(i_0)} = -\log_{10} T_R(i_0)$$



Come si determinano gli intervalli delle classi?

— [vengono individuati dall'ente territoriale competente dipendendo dal tipo di fenomeno che si considera

Probabilità in funzione del Tempo di ritorno

Prob.	T_R	intervalle PAT
ELEVATA	BASSO	$1 < T_R \leq 30$
MEDIA	MEGLIO	$30 < T_R \leq 100$
BASSA	BASSO	$100 < T_R \leq 200$

Nel processo di mappatura, ogni intervallo viene individuato dal valore del suo estremo superiore.

• Detta i_{30} l'intensità di pioggia con $T_R = 30$ anni, qual è la probabilità che un evento superi tale intensità in un arco di tempo pari a 30 anni?

$$P(i > i_{T_R}, T_R) = 1 - \left(1 - \frac{1}{T_R}\right)^{T_R}$$

$$P(i > i_{30}, 30 \text{ anni}) = 1 - \left(1 - \frac{1}{30}\right)^{30} = 63,8 \%$$

$$P(i > i_{100}, 100 \text{ anni}) = 26 \%$$

$$P(i > i_{200}, 200 \text{ anni}) = 10 \%$$

3

Le GRANDERZZE INDICATRICI sono definite dai Servizi locali competenti in materia -

Processi torrentizi h = tirante, v = velocità, M = spessore detriti
 d = profondità erosione

Per ogni grandezza si hanno delle classi di intensità

per ogni punto dello spazio si considerano i valori massimi delle grandezze indicatrici dell'intensità raggiunti nel corso di un evento simulato.

si determina l'intervallo di appartenenza del valore massimo secondo una assegnata Tabella (PAT)

MAPPA DI INTENSITÀ

Per ogni cella di calcolo, si determina il valore dell'intensità. Si associa un valore numerico ed un colore ad ogni classe di intensità:

INT. nulle	→	0	→	bianco
INT. bassa	→	1	→	rosa
INT. media	→	2	→	verde
INT. alta	→	3	→	giallo

si produce una matrice delle classi di intensità

0	2	1	1
2	3	1	1
3	3	2	2
2	1	1	0

si visualizza la ~~map~~ matrice con software GIS utilizzando i colori ~~corrispondenti~~ corrispondenti.

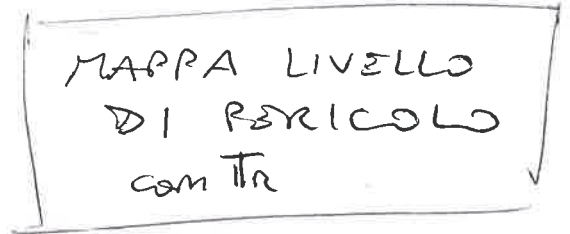
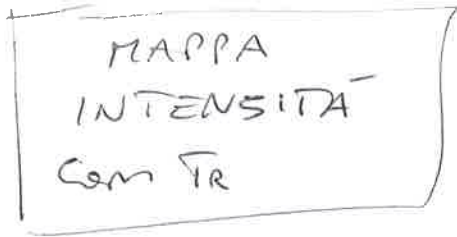
→ Non è la mappatura del livello di pericolo.



MAPPA DI INTENSITA' PER TR

Per usare la ~~matrice~~ funzione di Burrall bisogna conoscere l'intensita' e quale tempo di ritorno e' riferita.

→ Si determinano 3 mappe di intensita', una per ogni tempo di ritorno.

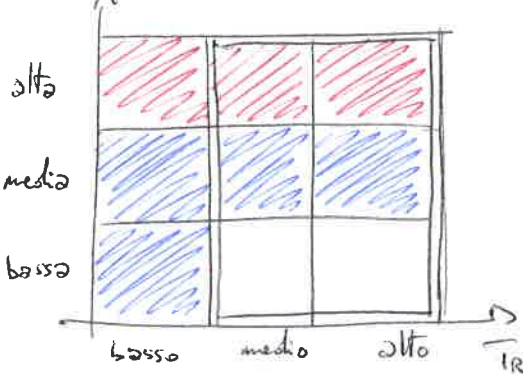


INTENSITA'

alta 3
media 2
bassa 1

0	2	1	1
2	3	1	1
3	3	2	2
2	1	1	0

intensita'



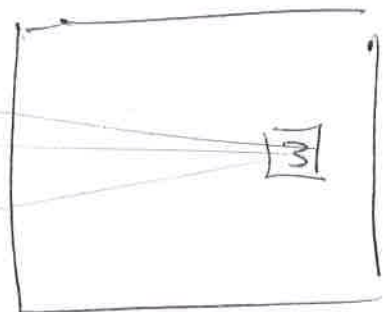
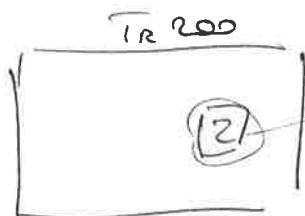
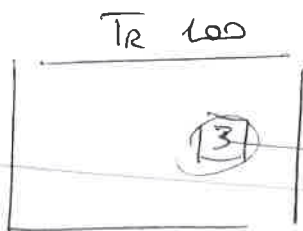
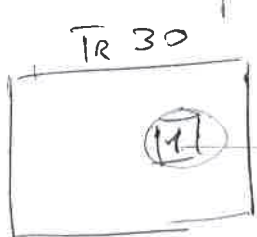
LIVELLO PERICOLO

alto 3
medio 2
basso 1

0	2	1	1
2	3	1	1
3	3	2	2
2	1	1	0

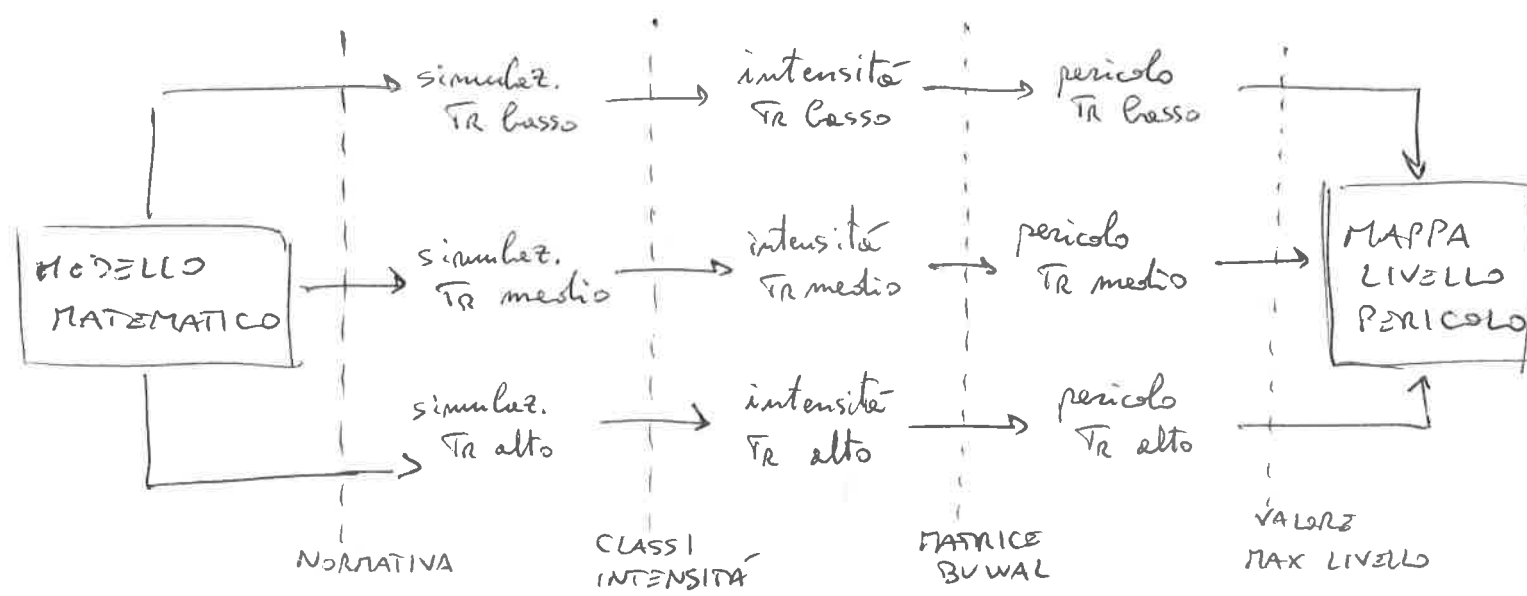
Le matrici coincidono con TR medio e alto; il TR basso si modifica per ~~la~~ ~~matrice~~ ~~pericolo~~ di intensita'

⇒ Ad ogni cella di calcolo, il valore di livello di pericolo e' dato dal valore massimo raggiunto dal livello di pericolo per i tre tempi di ritorno. La matrice del livello del pericolo non corrisponde necessariamente a quella con TR elevato.



MAPPATURA

④ ALGORITMO PER LA MAPPATURA



CLASSIFICAZIONE / CAMPIONATURA

	pericolosità	simbolo	colore
classi ordinarie	elevata	M4	rosso
	media	M3	blu
	bassa	M2	giallo
	trascurabile	M1	verde
classi straordinarie	residua	MR4	rosso 45°
		MR3	blu 45°
		MR2	giallo 45°
	potenziale	HP	arancione

* pericolosità residua: è riferita alle porzioni di territorio che possono subire effetti dannosi per la presenza di particolari morfologie o strutture capaci di alterare la dinamica degli eventi e quindi di indurre un comportamento anomalo degli stessi che non trova adeguata rappresentazione con le classi di tipo ordinario. Rappresentano scenari che tengono conto dell'indeterminatezza e dei limiti delle metodologie analitiche applicate o anche dell'azione mitigante di particolari opere di difesa.

* pericolosità potenziale: è riferita alle porzioni di territorio in cui si riconoscono condizioni favorevoli all'insorgenza di eventi dannosi, senza la classificazione ordinaria.

→ ZONIZZAZIONE per l'uso del suolo

I pericoli limitano le possibilità di usare il territorio nella sua completezza. Esiste un legame tra classe di pericolo e classe di penalità per ogni tipologia di pericolo. Si ha una gerarchia delle classi di penalità per zone soggette a diversi pericoli. Si pongono regole su cosa si può fare e cosa no in funzione della classe di penalità più gravosa.

PERICOLOSITÀ	PENALITÀ	carte di Sintesi
H4	P4	elevata
H3	P3	media
H2	P2	bassa
HR4	P3	media
HR3	P2	bassa
HR2	P1	trascurabile
H1	P1	trascurabile
HP	PP	potenziale

- * Nelle aree con pericolosità elevata è vietata ogni attività di trasformazione urbanistica ed edilizia, fatte salve le opere di difesa e prevenzione volte alla riduzione o all'eliminazione del pericolo.
- * Nelle aree con pericolosità media è vietata ogni attività di trasformazione urbanistica ed edilizia, fatte salve le opere di difesa e prevenzione.
- * Nelle aree con pericolosità bassa sono ammessi, oltre agli interventi consentiti ai sensi degli articoli 15 e 16, le sole attività di trasformazione urbanistica ed edilizia aventi caratteristiche costruttive e di utilizzazione compatibili con le locali condizioni di pericolo. I relativi progetti sono corredati da apposita relazione tecnica che attesti detta compatibilità e che assicuri l'adozione degli accorgimenti necessari per garantire la funzionalità anche nel manifestarsi degli eventi attesi.

① AINEVA : LA NEVE

I cristalli di neve si formano dentro le nuvole con temperature negative a partire da germi di ghiaccio.

NUVOLE

Sono costituite principalmente da un insieme di minuscole goccioline d'acqua in sospensione nell'aria. Queste microgoccioline ($20 \mu\text{m}$) derivano dalla condensazione del vapore acqueo, gas invisibile contenuto nell'aria. Questo fenomeno si produce attraverso il raffreddamento della massa d'aria. A contatto con il freddo, il vapore acqueo, invisibile, si condensa in finissime particelle d'acqua. Affinche le nuvole si formino è necessaria un'elevata concentrazione di vapore acqueo (alta umidità) e che siano presenti polveri ($0,2 - 10 \mu\text{m}$) chiamate nuclei di condensazione. Queste polveri sono solubili e sono costituite da particelle saline, derivate dall'evaporazione dei mari, da particelle di origine vulcanica e da residui industriali. Nelle regioni fortemente industrializzate si osserva frequentemente la formazione di foschia favorita dall'elevata concentrazione dei nuclei di condensazione.

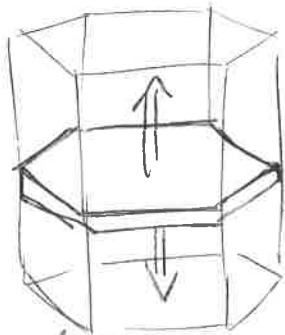
~~Allo stesso modo~~

IL GERME DI GHIACCIO

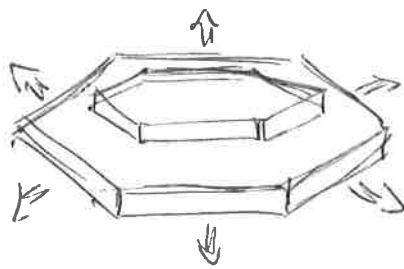
Così come la trasformazione del vapore in goccioline avviene in presenza di un nucleo di condensazione, il congelamento delle goccioline in germi di ghiaccio necessita la presenza di nuclei di congelamento, efficaci a partire da -12°C . Anche questi nuclei sono polveri allo stato solido, di struttura simile a quella del ghiaccio. In loro assenza, una goccia di acqua pura non potrebbe congelare che a -41°C . Alle nostre latitudini le neviccate sarebbero piuttosto rare. Le goccioline d'acqua che entrano in contatto con i nuclei di congelamento danno origine ai germi di ghiaccio. Questi sono delle minuscole particelle di ghiaccio con struttura cristallina esagonale.

FORMAZIONE DEL CRISTALLO DI NEVE

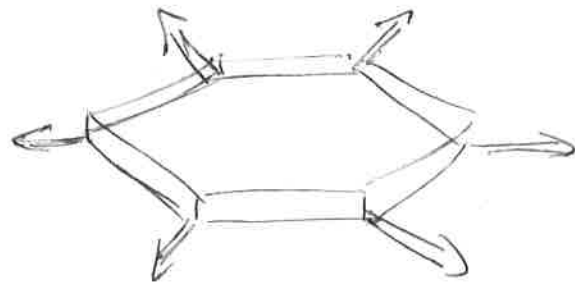
Dal momento della loro formazione all'interno delle nubi i germi di ghiaccio si accrescono molto rapidamente. Il germe iniziale si sviluppa a spese delle goccioline che lo circondano; a causa di un effetto fisico complesso, alcune goccioline evaporano e il vapore in eccesso sublima direttamente sotto forma di ghiaccio sul germe. ~~La~~ L'accrescimento del germe di ghiaccio dà vita al cristallo di neve. Partendo dalla struttura esagonale di base del germe di ghiaccio la temperatura e il grado di umidità determinano al cristallo di neve forme infinitamente varie favorendo la crescita di alcune parti di esso. Tutti i cristalli di neve hanno sei ramificazioni o sei lati. Se la temperatura cambia durante la crescita del cristallo interviene un altro tipo di accrescimento e il cristallo assume forme complesse. Si ottiene per esempio una forma a "gemelli di camicia", costituita da una colonna tra due placchette.



~~da~~
 $-6 \div -10^{\circ}\text{C}$
crescita sulle
superfici



$-10 \div -12^{\circ}\text{C}$
crescita sui lati



$-12 \div -18^{\circ}\text{C}$
crescita sugli angoli

Le forme che i cristalli di neve possono assumere durante la crescita sono così tante che remota è la possibilità di trovare al suolo due cristalli, appena caduti, identici. Gli scienziati giapponesi hanno catalogato più di 3000 tipi di cristalli. L'Organizzazione Mondiale della Meteorologia ha individuato 10 forme principali.

1. PIASTRE
2. STELLE
3. COLONNE
4. AGHI
5. DETRITI SPAZIALI
6. GEMELLI DI CAMICIA
7. PARTICELLE IRRREG.
8. NEVE PALLOTTORALE
9. SFERETTE DI GHIACCIO
10. GRANDINE

② Neve pallottolare

Frequente di inverno, esse è costituita da cristalli di neve che si sono formati in masse nuvolose turbolente e si sono lisciati a contatto con le goccioline d'acqua. Se il fenomeno dura molto, il cristallo assume l'aspetto di un fiore di mimosa color bianco. Questa neve pallottolare può costituire un piano di slittamento che è all'origine delle valanghe.

Sferette di ghiaccio

Gocce di pioggia che attraversano, vicino al suolo, una massa d'aria con temperatura negativa e si congelano trasformandosi in sferette di ghiaccio trasparenti ($d < 5 \text{ mm}$).

Grandine

Essa si forma generalmente d'estate all'interno di nuvole di Tempesta dove le correnti ascensionali trasportano le goccioline verso l'alto. Salendo, si trasformano in ghiaccio e si ingrossano circondandosi di nuove pellicole di ghiaccio.

Quando la corrente ascensionale non è più in grado di sostenere il chicco di grandine nella nuvola, esso cade verso il basso ($d \approx 5 \text{ cm}$).

Brina di superficie

Questo particolare cristallo si forma al suolo e non nell'atmosfera, nelle notti fredde e stellate in assenza di vento. Il vapore acqueo contenuto nell'aria sublima, sotto forma di aghi o foglie, al contatto con la superficie della neve che è più fredda dell'aria. ~~Il~~ ~~sta~~ ~~è~~

CADUTA DEL CRISTALLO DI NEVE

Ingrossandosi, i cristalli di neve si appesantiscono e cadono verso il suolo. Durante la loro caduta subiscono più delle trasformazioni, per l'effetto della temperatura e del vento.

In assenza di vento, con temperature basse fino al suolo ($T < -5^{\circ}\text{C}$), i cristalli cadono isolatamente o aggraviati in fiocchi leggeri. Si depositano al suolo sottoforma di neve leggera ($\rho: 100 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$) e secca contenente molta aria. Con temperature più miti ($\approx 0^{\circ}\text{C}$) si formano fiocchi più grossi e pesanti: i cristalli leggermente umidificati si agglomerano maggiormente attraverso i loro dendriti. La neve al suolo è densa e umida ($100 \div 200 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$). Se in prossimità del suolo la temperatura è superiore a $3/4^{\circ}\text{C}$, piove. I cristalli fondono, la loro esistenza è stata effimera. Il vento aumenta gli urti tra i cristalli durante la loro caduta provocando la distruzione della loro fragile struttura. Al suolo si osservano cristalli frammentati, a volte ridotti allo stato di piccoli granuli compattati gli uni agli altri dal vento. (La densità varia $150 \div 300 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$).

LA NEVE AL SUOLO

Depositandosi al suolo i cristalli di neve formano degli strati. Nel corso dell'inverno questi ultimi si accumulano e costituiscono il manto nevoso. Ognuno di essi subisce un'evoluzione propria legata alle condizioni meteorologiche. Dopo una caduta movimentata, non appena depositato, il cristallo subisce ulteriori ~~trasformazioni~~ trasformazioni dette metamorfismi. Essi proseguiranno fino alla fusione primaverile, a meno che, i granuli caduti ad altitudini elevate, non diventino "neve perenne". A seconda dell'~~umidità~~ umidità del manto nevoso e delle temperature, possono prodursi due tipi di trasformazioni.

Metamorfismi della neve asciutta

Una neve asciutta è una neve che non contiene acqua allo stato liquido: essa è costituita da ghiaccio ed aria. La sua temperatura è negativa, a volte vicine allo 0°C e con le mani guantate non si riesce a fare una palla.

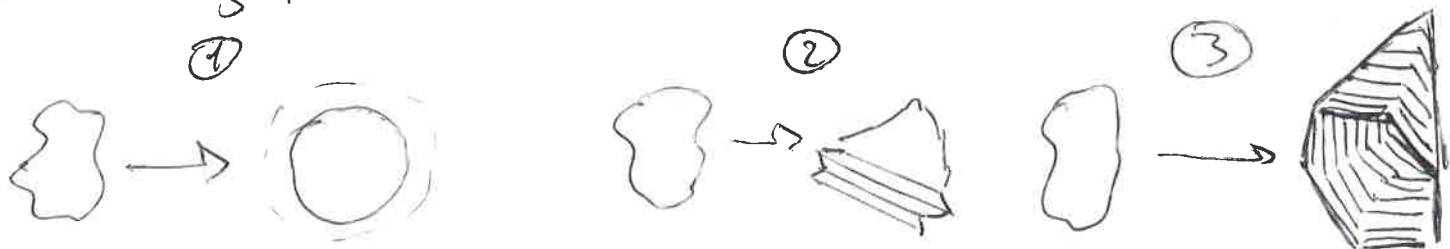
③ Può subire tre tipi di trasformazioni:

1. Questo metamorfismo si produce quando la variazione di temperatura nel manto nevoso è debole. I grani di neve si ~~arrondano~~ arrotondano. Le parti sporgenti si smussano trasformandosi in vapori che ~~si~~ sublimano nelle parti concave. Si ottengono grani arrotondati con diametro 0,5 mm, che si scaldano tra loro attraverso ponti di ghiaccio. Questo metamorfismo provoca l'assottigliamento e la coesione della neve. Il manto nevoso si stabilizza. Sulle piste, dopo il passaggio di mezzi lattesimi, si ottiene una neve molto compatta.

2. Questo metamorfismo si osserva su cristalli di neve recente o su grani arrotondati, quando la differenza di temperatura nel manto nevoso è media. I grani posti sotto più caldi: la loro parte superiore sublima e il vapore prodotto rigela alla base dei grani che sono al di sopra, più freddi. I grani divengono angolosi e presentano facce piane. Vengono definiti grani a facce piane o sfaccettati, con diametro 0,5 mm. Questo tipo di neve è instabile, perché i grani hanno perso la loro coesione. Questa trasformazione non è irreversibile. Se la differenza di temperatura, ritorna debole, i grani a facce piane si trasformano in grani arrotondati e il manto nevoso si stabilizza.

3. Quando la variazione di temperatura nel manto nevoso è forte e dura per più giorni, i grani a facce piane continuano a svilupparsi attraverso il medesimo processo osservato in precedenza: sublimazione diretta dei grani ~~più caldi~~ più caldi, sublimazione inversa sui grani freddi. Alla base dei grani, si formano dei gradini. I gradini si trasformano in piramidi striate con diametro anche di parecchi mm. Essi vengono chiamati cristalli a calice, perché non concavi,

o Grana di profondità. I cristalli a calice non hanno alcuna coesione tra loro e sono all'origine di una potenziale instabilità del manto nevoso. Si comportano come una pila di legna. Lo strato che si deposita sui cristalli a calice ha un ancoraggio precario, può scivolare e provocare una valanga. ~~Se~~ ~~più~~ ~~seguo~~ la ~~grana~~ in profondità non scompare che alla fusione delle nevi o a seguito di un riscaldamento significativo.



GRADIENTE DI TEMPERATURA: Per un determinato manto nevoso, i nivologi determinano il valore della temperatura per centimetro di spessore e lo definiscono gradiente di temperatura (GT). Essi distinguono tre gradienti di temperatura che innescano i tre metamorfismi descritti.

DEBOLE $GT < 0,05 \frac{^{\circ}C}{cm}$; MEDIO $GT \frac{0,05}{0,2} \frac{^{\circ}C}{cm}$; ALTO $GT > 0,2 \frac{^{\circ}C}{cm}$

Metamorfismi della neve umida

La neve è definita umida quando contiene dell'acqua allo stato liquido. Essa risulta costituita da ghiaccio, aria e acqua, la sua temperatura è di $0^{\circ}C$. Qui l'acqua è il principale agente di trasformazione, quella contenuta nella neve proviene sia da un riscaldamento, sia dalla pioggia. Le parti convesse fondono per prime e l'acqua rigele nelle parti concave. Si ottengono dei grani rotondi con diametro superiore a 1mm. Nella neve umida, i grani aderiscono gli uni agli altri grazie alla presenza dell'acqua, come due lastre di vetro bagnate a contatto si incollano l'una all'altra. Ma se la neve è satura d'acqua, esse

④ perde la sua coesione e si comporta come un liquido denso, tipica delle valenghe primaverili. Se il manto nevoso umido si raffredda, l'acqua gela e selda i grani tra loro attraverso dei ponti di ghiaccio. Il manto nevoso diventa in questo modo duro e stabile. Il metamorfismo da fusione determina la scomparsa del manto nevoso e mette fine all'avventura del cristallo di neve, diventando grano, e quindi acqua.

LA NEVE ED IL VENTO

Il vento trasporta i cristalli di neve durante la loro caduta oppure li trasporta sul terreno modificando la superficie del manto nevoso. I nivologi distinguono tre tipi di trasporto della neve da parte del vento. Con vento debole (1 m/s) i grani vengono trasportati nella direzione del vento a livello della superficie del manto nevoso e vengono avrotolati: è il trasporto per rotolamento. La neve colma rapidamente le piccole depressioni e livella le irregolarità della superficie. Questo trasporto è anche all'origine delle ondulazioni della neve in superficie. Quando la velocità del vento è sufficiente, i grani saltano da 10 cm a 1 m d'altezza: è la salvezione. Questo trasporto provoca degli accumuli locali di neve, delle rughe di superficie, dei cumuli, delle dune di neve paragonabili alle dune di sabbia. Infine, i grani possono essere trasportati in aria dalla turbolenza del vento. Si formano nuvole di neve che possono raggiungere diverse centinaia di metri. È il fenomeno che possiamo osservare quando le creste delle montagne fumano. Quando questo trasporto si coniuga ad una caduta di neve si ha la tormenta, paragonabile a quella provocata dai venti del deserto carichi di sabbia che acceca e si infiltra nelle case.

IL MANTO NEVOSO SI MUOVE E STRISCIA

La neve è un materiale che si può deformare e comprimere. Essa si schiaccia nel corso dell'inverno in funzione della temperatura e sotto l'effetto dell'accumulo successivo degli strati. A 1325 m di altitudine, durante il periodo di accumulo massimo, 3 m di spessore di neve corrispondono in media a 10-12 ~~cm~~ m di spessore accumulato. La neve è anche paragonabile ad un fluido viscoso come la melme, la lava, o la pasta. Lungo i pendii essa scorre dolcemente verso valle, progredendo ogni giorno di alcuni millimetri.

LE LAMACHE DI NEVE: Ma i diversi strati non si spostano alla ~~velocità~~ stesse velocità. Il primo strato a contatto col terreno scivola lentamente mentre gli strati superiori, meno densi e più fluidi, hanno un movimento più rapido. Questi movimenti di scivolamento sono visibili in primavera, la neve si lacera sul pendio e si piega nei piani. Attraverso un processo simile lo strato di neve del bordo oltre i tetti e si ~~arrivata~~ arrotonda sotto le grondaie. Questi movimenti lenti possono esercitare forze considerevoli su opere fissate sul pendio.

ISOLANTE TERMICO

La neve evita che la vegetazione geli e mantiene miti le temperature vicino al suolo per gli animali che vivono sotto la neve o vi si affossano al fine di proteggersi dal freddo. Gli Eschimesi utilizzavano la neve come materiale isolante per costruire gli igloo. Quando le temperature esterne scendono sotto i -40°C , all'interno dell'igloo esse si aggirano intorno agli 0°C . I cristalli di neve imprigionano aria. Circa il 80% del volume della neve fresca è costituito d'aria. Al momento del disgelo ne troviamo ancora il 50%. L'insieme degli strati si comporta

⑤ Come un cappotto o una coperta - I mitologi utilizzano correttamente il termine "manto nevoso".

SUONI E VIBRAZIONI

La neve attutisce i rumori, è isolante acustico, tramite l'aria contenuta. Ascoltando i rumori esterni, indoviniamo senza aprire le imposte che è nevicato: i suoni sono attutiti. In neve e un lego, un grido può essere udito fino a 2,5 km. In una coltre di neve fresca, la stessa vibrazione è ricevuta solo a 11 m.

Solamente un cambiamento molto brutale della pressione atmosferica durante il passaggio di un elicottero o di un aereo e reazione può provocare una valanga in situazioni ~~di~~ eccezionali di pericolo molto forte. Quando i pericoli sono elevati, si utilizzano esplosivi per il distacco artificiale di valanghe; l'esplosione produce un'onda d'urto che si propaga nell'aria e mette in movimento gli strati di neve.

Le onde elettriche o elettromagnetiche si propagano in modo diverso a seconda della qualità e della quantità di neve. Questa proprietà permette diverse applicazioni:

- i satelliti misurano l'imnevamento valutando così le risorse d'acqua di una regione;
- la differenza tra le onde emesse da apparecchi di misurazione e quelle rimandate dalla neve permette di determinare le caratteristiche di quest'ultime e di preparare correttamente gli sci durante una gara;
- i segnali emessi dagli apparecchi di ricerca di sepolti in valanga, attraversando il manto nevoso, permettono di individuare con buona approssimazione le zone in cui si trova la vittima.

LA NEVE E IL SOLE

"Sciogliersi come neve al sole" è un'evidenza ingannevole. La neve fredda e fresca di gennaio, molto bianca, scintilla e fonde difficilmente, anche su versanti esposti a sud e con insolazione continua. Al contrario, per favorire una rapida scomparsa della neve in certi paesi si utilizzano sostanze colorate. Spandendo cenere sui campi innevati si anticipa il disgelo primaverile di una decina di giorni. Questa accelerazione della fusione è dovuta all'azione dei raggi visibili, luce e calore, emessi dal sole. Al contrario, una neve primaverile a grossi grani tondi, "sporcata" da polveri e detriti, assorbe il 60% delle radiazioni solari accelerando la fusione. Un grosso accumulo di polveri può accelerare il disgelo di un mese e mezzo. La neve fresca molto bianca, assorbe solo il 10% di questi raggi.

Il colore di un oggetto è quello della luce che esso rimanda verso l'occhio. Illuminata dalla luce bianca del sole la neve ha la proprietà di trasmettere all'occhio una luminosità identica, di qui il suo colore bianco. Più la neve è fresca e più rimanda luce bianca.

Nelle regioni alpine osserviamo a volte nevi colorate. Il colore rosso o giallo della neve è dovuto alla presenza di sabbie al momento della nevicate. Esse provengono dai deserti africani in seguito a forti venti da sud, come lo scirocco. La presenza di microalghe verdi o rosse può colorare la neve dei nevai.

Come tutti i corpi, la neve emette di giorno come di notte raggi infrarossi o termici. La neve ha inoltre la capacità di assorbire praticamente tutti gli infrarossi emessi da altri corpi e di rimandarli quasi completamente sotto forma

© di irraggiamento. In notti chiare e senza vento, la temperatura della superficie della neve si abbassa e può essere inferiore a quella dell'aria (-10°C). In effetti, la neve si raffredda perché le radiazioni ad onde lunghe si disperde verso lo spazio. Al contrario, le nuvole riflettono verso la Terra una parte delle radiazioni ad onde lunghe e così frenano, durante la notte, questa dispersione di calore - le temperature dell'aria e della superficie della neve sono in tal caso molto simili.

OSSERVARE, MISURARE, TRASMETTERE

La rete nivometeorologica degli uffici afferenti ad AINEVA è composta da 154 punti d'osservazione posti in quota e da una rete di 105 stazioni automatiche posizionate mediamente tra i 1500m e i 3000m. Gli osservatori che rilevano i dati hanno frequentato corsi specializzati organizzati dall'AINEVA e, frequentemente, rientrano nelle seguenti categorie: personale in servizio sulle piste delle stazioni sciistiche, agenti del Corpo forestale, personale addetto alle sorveglianze dei bacini idroelettrici, gestori di rifugi alpini e guide alpine. Questi punti di osservazione garantiscono due punti di misurazione. Una misurazione sulla superficie quotidiana: nuvolosità e vento, temperatura dell'aria, temperatura della neve, precipitazioni, altezza e qualità della neve, trasporto della neve sulle creste e valanghe osservate sono scrupolosamente annotate, codificate, per essere utilizzate localmente e trasmesse al centro di acquisizione dati regionale o provinciale. Una misura in profondità settimanale: misura della resi-

stenza del manto nevoso in tutto il suo spessore attraverso una sonda, identificazione dei diversi strati del manto nevoso attraverso lo "scavo" di una trincea fino al suolo, caratterizzazione dei diversi tipi di cristalli di neve. È così possibile determinare il grado di stabilità del manto nevoso. La rete di stazioni automatiche in alta quota completa le informazioni sul vento, la temperatura e l'altezza della neve, la radiazione solare incidente e riflessa.

NEVE ALL'EQUATORE

Nelle zone equatoriali, è l'altitudine eccezionalmente elevata che permette il verificarsi delle nevicate e la presenza di nevi perenni. L'altitudine fa aumentare le precipitazioni: la temperatura dell'aria diminuisce mediamente di un grado ogni 200 m e gli apporti di neve aumentano di 15 cm ogni 100 m. Schematicamente la ripartizione geografica della neve sulla superficie del globo terrestre dipende dalla latitudine e dall'altitudine. L'effetto della latitudine sembra un'evidenza: più ci si allontana dal Polo, più zone diventano le nevicate e si verificano ad altitudini maggiori. La combinazione di latitudine, altitudine, entità delle precipitazioni, permette di distinguere tre tipi di regioni in relazione all'imnevamento:

1. le regioni intertropicali dove sono innevate solamente le cime più innevate;
2. I più alti massicci montuosi delle zone sub-tropicali e temperate;
3. Nelle regioni temperate continentali fredde, le nevicate non sono necessariamente abbondanti

VIDEO: Why does a curved interface cause the vapour pressure of a substance to change?



Convex surface have higher vapour pressures than flat surface

interface more curved
fewer surrounding molecules
weaker intermolecular attraction
more particles escape to vapour phase
greater vapour pressure

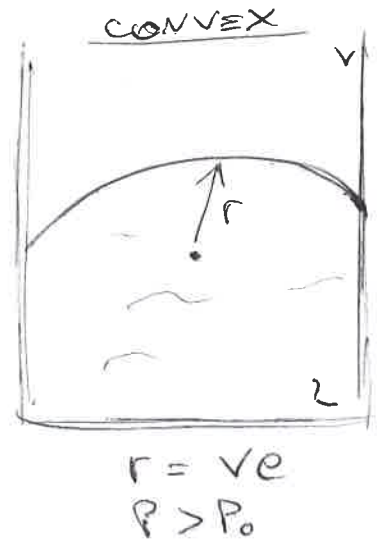
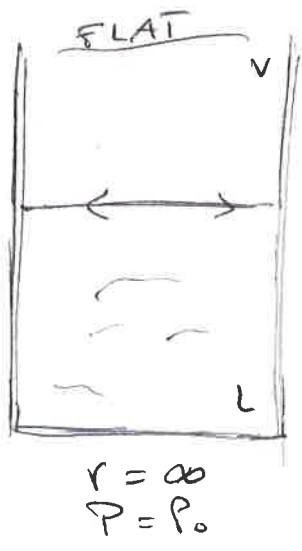
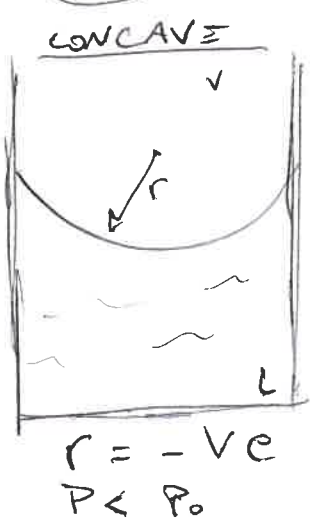
KELVIN EQUATION

$$\ln\left(\frac{P}{P_0}\right) = \frac{V_m}{RT} \frac{2\gamma}{r}$$

$$P \propto \frac{1}{r}$$

P = curved s.
 P_0 = flat s.
 γ = surface tension
 r = radius

⇒ interface becomes more curved as the radius decreases



• concave surfaces have lower vapour pressure than flat surfaces

• convex surfaces have higher vapour pressure than flat surface

* deposito acqua e accrescimento del cristallo

APPLICATIONS

- **DROPLET GROWTH**: smaller droplets have higher vapour pressure, and so evaporate and condense onto the larger one. This occurs in clouds, as the droplets grow until heavy enough to fall as rain.
- **OSTWALD RIPENING**: larger crystals grow at the expense of smaller ones. This gives old ice-cream a gritty texture.
- **INDUSTRIAL**: kelvin equation explains that small clusters of particles are unstable and so self-nucleation is difficult. Engineers overcome this limitation by introducing sites for nucleation → heterogeneous points
 - ↳ dust particles and scratches on vessel walls are sites for crystallisation
 - ↳ adding boiling chips to prevent superheating of liquid
 - ↳ cloud seeding technology sprays salt into cloud to enhance cloud formation and rainfall

①

CARATTERISTICHE MECCANICHE

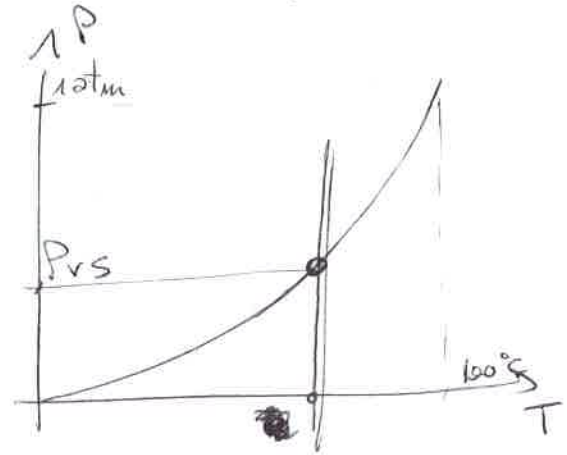
La neve è un prodotto dell'acqua a bassa temperatura dovuta al cambiamento di fase.

In atmosfera si hanno superfici di separazione di fase a temperature differenti rispetto al classico diagramma di fase dell'acqua - l'aria è una miscela di gas non pura e, spesso, non ci sono condizioni di equilibrio.

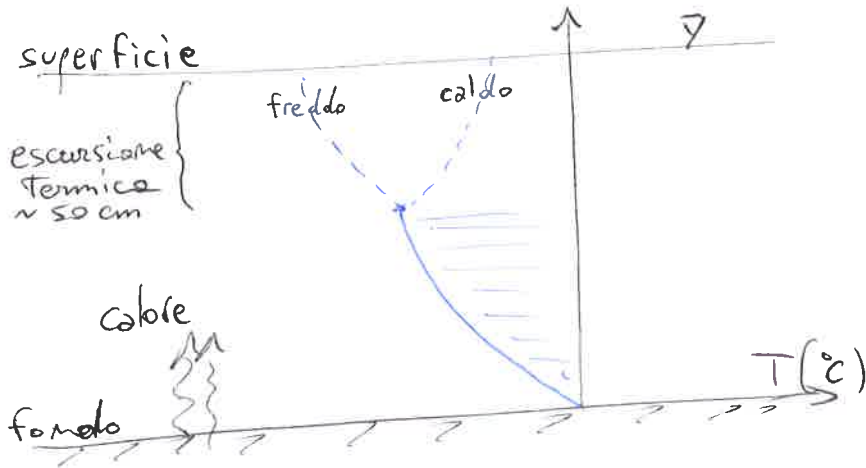
Analizzando la pressione di vapore saturo, si ha il diagramma di cambiamento di fase tra vapore e solido.

legge di Kelvin

$$\ln \frac{P_{vs}^A}{P_{vs}^T} = \frac{2 \cdot T_s \cdot M}{\rho \cdot R \cdot T^2}$$



Gradiente di temperatura GT [$^{\circ}C/cm$]



ALTO GT
 $< 0,05 \text{ } ^{\circ}C/cm$

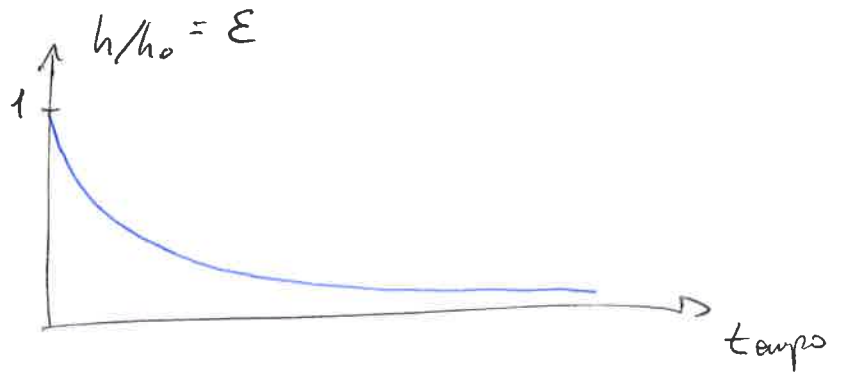
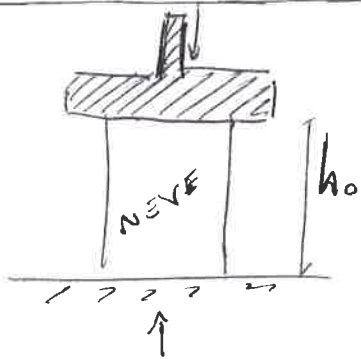
MEDIO GT
 $0,05 < GT < 0,2 \text{ } ^{\circ}C/cm$

ALTO GT
 $> 0,2 \text{ } ^{\circ}C/cm$

~~DUBBIO~~: la neve
è un fluido o un
solido?

→ Prove meccaniche
Fluido fortemente
compressibile, ma diverso
dall'acqua

PROVA COMPRESSIONE



A carico costante la deformazione è continua con comportamento tipico del fluido.

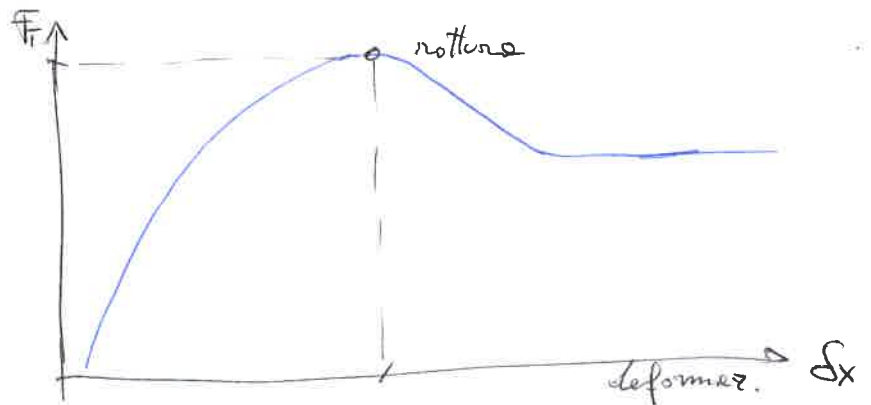
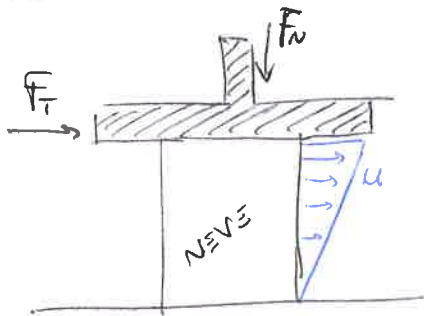
La densità varia in base alla storia ed al carico passato da 300 kg/m^3 a 800 kg/m^3 (da fresca a ghiaccio)

→ Influenza del metamorfismo e dell'assestamento.

Carico di rottura a compressione $\sigma_c \approx 0,4 \div 60 \frac{\text{N}}{\text{cm}^2}$

La rottura a trazione è viscosa senza deformazione, metà della compressione $\sigma_t \approx 0,2 \div 20 \frac{\text{N}}{\text{cm}^2}$

PROVA TAGLIO

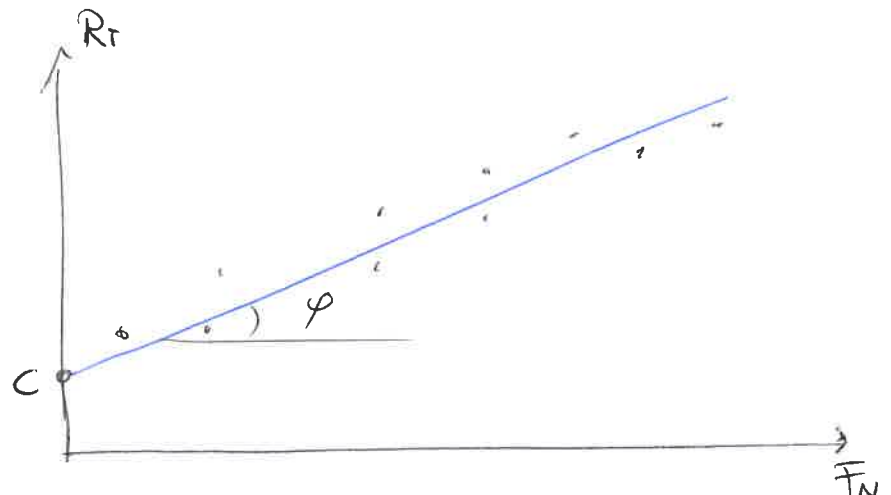


La resistenza a taglio è Coulombiana

$$R_T = C + F_N \tan \varphi$$

$$\approx 0,03 \div 10 \frac{\text{N}}{\text{cm}^2}$$

→ resistenza molto bassa



② PROVE IN CAMPO

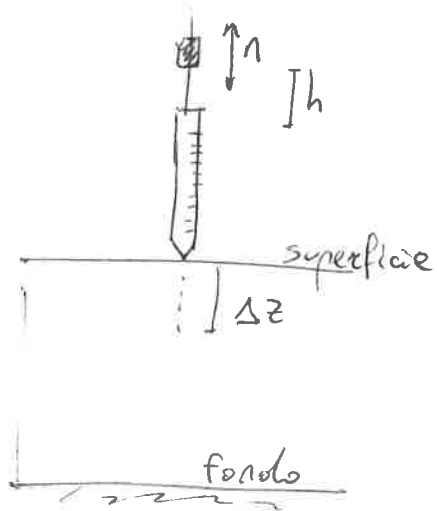
- **DUREZZA**: resistenza alla penetrazione

Utile per capire dove varia il mento nevoso e il punto di immesco valanga.

Si misura ~~per~~ con il penetrometro

$$R = \frac{n h P}{\Delta z} + P + N Q \quad [N]$$

La resistenza è classificata ed è molto variabile da 0 a 1000 N.



- **TEST DELLA MANO**: test per determinare la stratigrafia, in un buco nel mento nevoso.

CLASSI DUREZZA

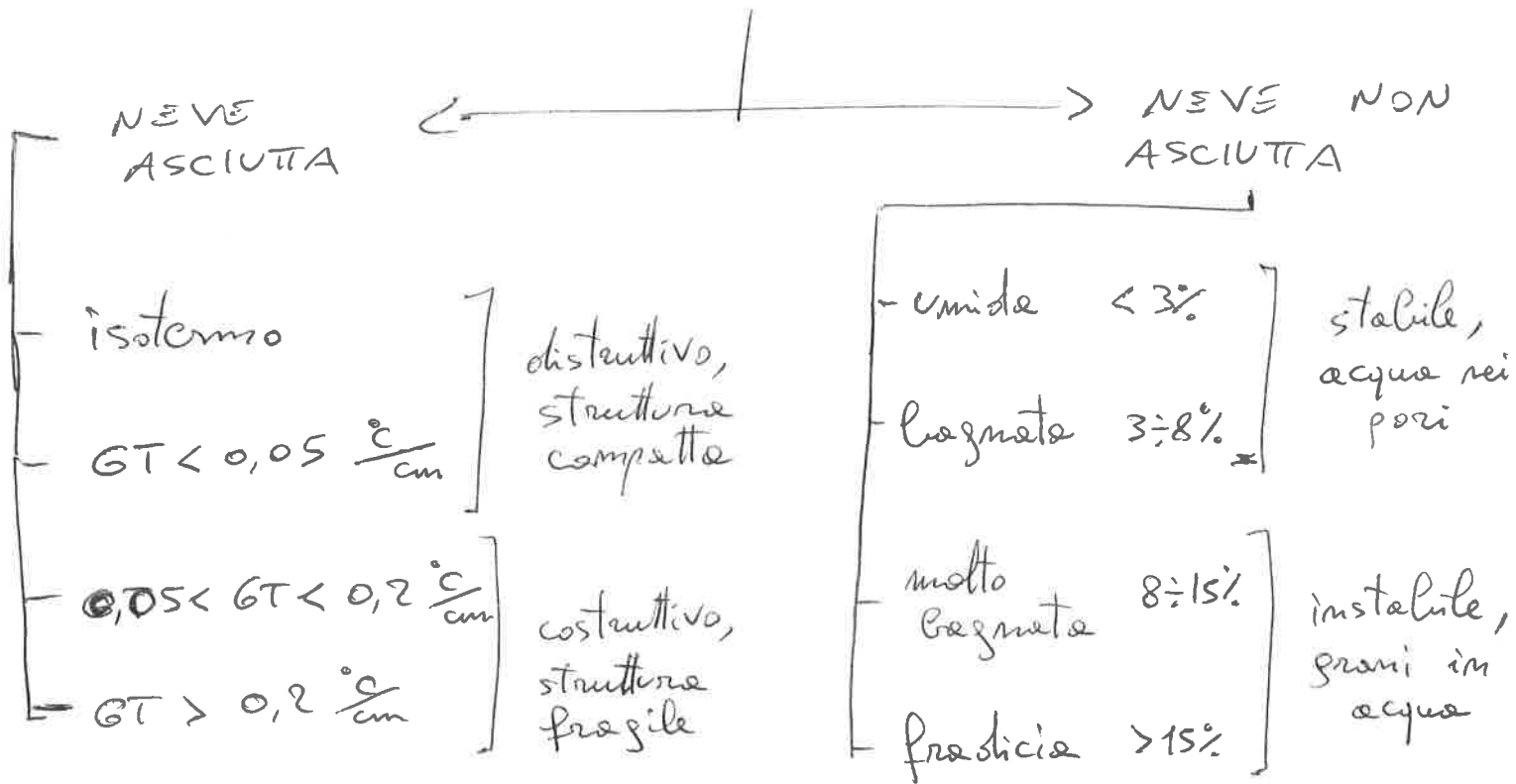
molto	0 ÷ 20 N
	20 ÷ 150 N
	150 ÷ 500 N
	500 ÷ 1000 N
	> 1000 N

molto bassa
bassa
media
alta
molto alta

STRATIGRAFIA (meno)

un pugno
4 dita
1 dito
1 matita
1 lama

SCHEMA DEL METAMORFISMO

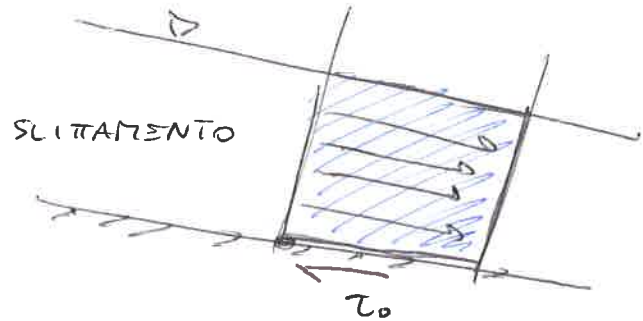
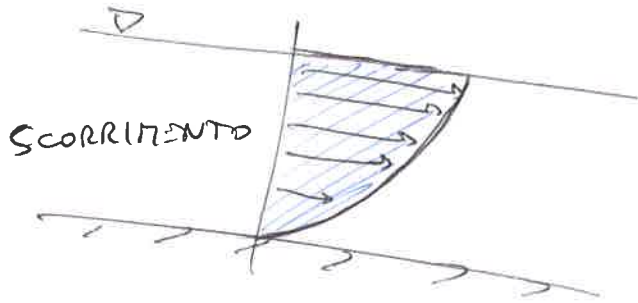


①

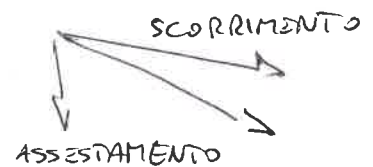
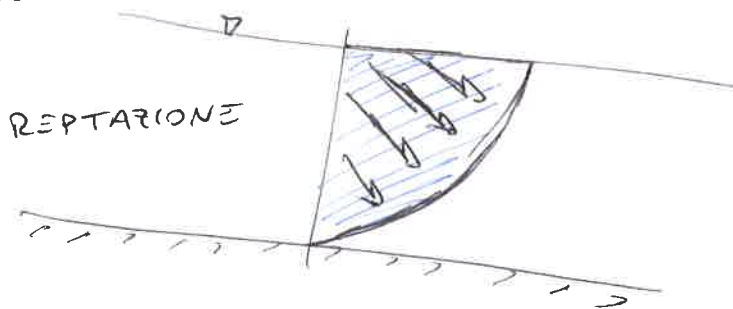
MOTI NEVEBASSA VELOCITÀ DI DEFORMAZIONE

SCORRIMENTO Si muove parallelamente al fondo con profilo parabolico.

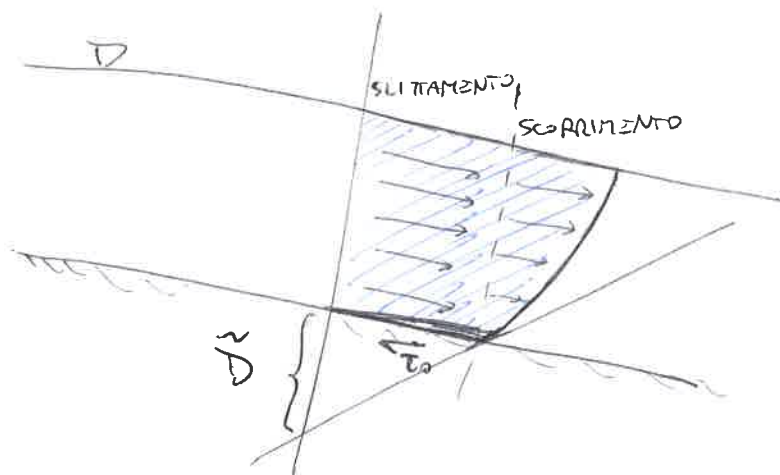
SLITTAMENTO Si muove come corpo rigido con tensione al fondo τ_0 , parallelamente al fondo.



REPTAZIONE Moto con la somma di una componente di scorrimento ed una di ASSESTAMENTO, ovvero il fenomeno per cui la neve è soggetta al carico costante del proprio peso verticalmente.



REALE Moto somma di scorrimento e slittamento, con comportamento di corpo rigido nella zona centrale, con comportamento fluido nel fronte di valle.

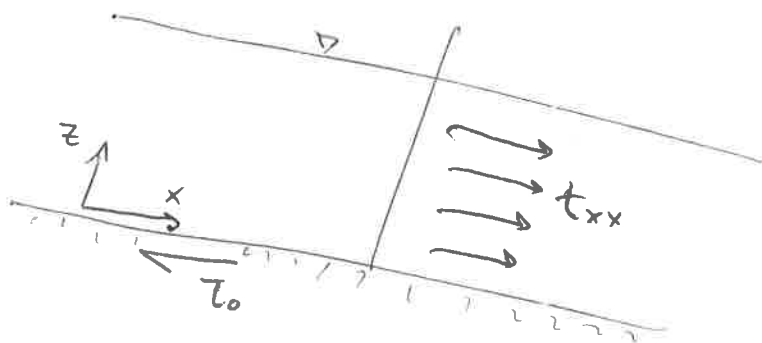


$\frac{\tau}{D} = \frac{\mu U_0}{|T_0|}$ dipende dalle caratteristiche del fluido e del terreno.

$$\tau_0 = -\frac{\mu}{D} |u_d| = -k|u_d|$$

ALTA VELOCITÀ DI DEFORMAZIONE

Velocità per la valanga già in moto.



se $\frac{\partial v_x}{\partial x} > 0$ espansione \rightarrow accelera lungo \hat{x}

$$\bar{t}_{xx} = \bar{t}_{zz} \cdot \tan^2\left(45^\circ - \frac{\varphi}{2}\right)$$

se $\frac{\partial v_x}{\partial x} < 0$ compressione \rightarrow decelera lungo \hat{x}

$$\bar{t}_{xx} = \bar{t}_{zz} \cdot \tan^2\left(45^\circ + \frac{\varphi}{2}\right)$$

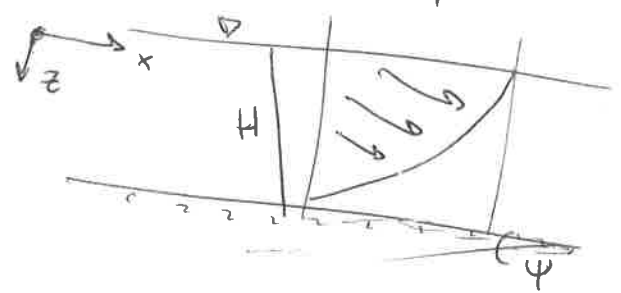
al fondo $\tau_0 = t_{zx}|_{z=0} = \bar{t}_{zz} \cdot \tan \delta + \gamma \frac{U^2}{g}$

	BASSA V DEFORMAZ.	ROTTURA	ALTA V. DEFORMAZ.
REOLOGIA	Fluido Newtoniano senza φ (pressione)	solido Coulombiano $\tau = \sigma \tan \varphi$	Comportamento Coulombiano + Resistenza fluido Turbolento
APPLICAZIONI	Azione dinamica su parete valanghe	innesco valanga	valanga attivata

2 ANALISI MOTI

MOTO DI REPTAZIONE

ipotesi di moto permanente e uniforme



scorrimento con assestamento

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} = 0 ; \frac{\partial}{\partial x} = 0 \right)$$

condizione di velocità $U_x(H) = 0$ sul fondo

TENSORE della velocità di deformazione

$$D_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial U_i}{\partial x_j} + \frac{\partial U_j}{\partial x_i} \right) \Rightarrow D = \begin{bmatrix} 0 & \frac{1}{2} \frac{\partial U_x}{\partial z} \\ \frac{1}{2} \frac{\partial U_x}{\partial z} & \frac{\partial U_z}{\partial z} \end{bmatrix}$$

Per ipotesi di fluido comprimibile varia solo lungo la verticale.

$$\frac{\partial U_i}{\partial x_i} = \frac{\partial U_z}{\partial z}$$

$$t_{ij} = \lambda \frac{\partial U_i}{\partial x_i} \delta_{ij} + 2\mu D_{ij}$$

con $\delta = 1$ sulle diagonali, $\delta = 0$ in $i \neq j$

Il tensore delle tensioni è $t = \begin{bmatrix} \lambda \frac{\partial U_z}{\partial z} & \mu \frac{\partial U_x}{\partial z} \\ \mu \frac{\partial U_x}{\partial z} & (\lambda + 2\mu) \frac{\partial U_z}{\partial z} \end{bmatrix}$

Secondo Navier-Stokes, l'equazione del moto è per fluido incomprimibile, senza relazioni reologiche:

$$\frac{\partial}{\partial t} (\rho U_i) + \frac{\partial}{\partial x_j} (\rho U_i U_j) = - \rho g \frac{\partial h}{\partial x_i} + \frac{\partial}{\partial x_j} t_{ji}$$

Il lento scorrimento ha moto permanente, quindi

$$\frac{\partial}{\partial t} (\rho U_i) + \frac{\partial}{\partial x_j} (\rho U_i U_j) = 0 \quad \text{Allora vale anche}$$

$$0 = - \rho g \frac{\partial h}{\partial x_i} + \frac{\partial}{\partial x_j} t_{ij}$$

in \hat{x} : $0 = -\rho g \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} t_{xx} + \frac{\partial}{\partial z} t_{zx}$
in \hat{z} : $0 = -\rho g \frac{\partial h}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} t_{zz} + \frac{\partial}{\partial x} t_{xz}$ } $\frac{\partial}{\partial x} = 0$ perché
lungo \hat{x} sono
costanti

$$\begin{cases} -\rho g \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} t_{xz} = 0 \\ -\rho g \frac{\partial h}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} t_{zz} = 0 \end{cases}$$
 per la pendenza ψ
si ha $\begin{cases} \frac{\partial h}{\partial x} = -\sin \psi \\ \frac{\partial h}{\partial z} = -\cos \psi \end{cases}$

$$\begin{cases} \rho g \sin \psi + \frac{\partial}{\partial z} t_{xz} = 0 \\ \rho g \cos \psi + \frac{\partial}{\partial z} t_{zz} = 0 \end{cases} \Rightarrow$$
 Bilancio dinamico di
forze t_{zz} e t_{xz} con
il peso

Integrazione con una variabile verticale (z)

$$\begin{cases} 0 = \int_0^z \rho(z) g \sin \psi dL + \int_0^z \frac{\partial}{\partial z} t_{xz} dL \\ 0 = \int_0^z \rho(z) g \cos \psi dL + \int_0^z \frac{\partial}{\partial z} t_{zz} dL \end{cases}$$

con densità mediata $\bar{\rho}(z)$

$$\begin{cases} t_{xz}(z) = -g \bar{\rho}(z) z \sin \psi = \mu \frac{\partial U_x}{\partial z} & \text{I equazione del moto} \\ t_{zz}(z) = -g \bar{\rho}(z) z \cos \psi = (1+2\mu) \frac{\partial U_z}{\partial z} & \text{II equazione del moto} \end{cases}$$

Integrazione sulla verticale \rightarrow Reologia $U_x(z)$ (Ieq.)

$$\int_H^z \mu \frac{\partial U_x}{\partial z} dz = \int_H^z -g \sin \psi \bar{\rho} z dz$$

$$U_x(z) = \frac{g \sin \psi \bar{\rho}}{\mu} \left(\frac{H^2 - z^2}{2} \right)$$

Distribuzione parabolica
della velocità lungo z ,
dipende dalla pendenza ψ
e della viscosità μ .

3) Integrazione sulla verticale \rightarrow Reologie $U_z(z)$ (II eq.)

$$\int_H^z (\lambda + 2\mu) \frac{\partial U_z}{\partial z} dz = \int_H^z -g \cos \psi \bar{P}(z) dz$$

$$U_z(z) = \frac{g \bar{P} \cos \psi}{\lambda + 2\mu} \left(\frac{H^2 - z^2}{2} \right)$$

Distribuzione parabolica della velocità lungo z , dipende dalla pendenza ψ e dalla viscosità μ .

Risultante della velocità con direzione ad angolo β

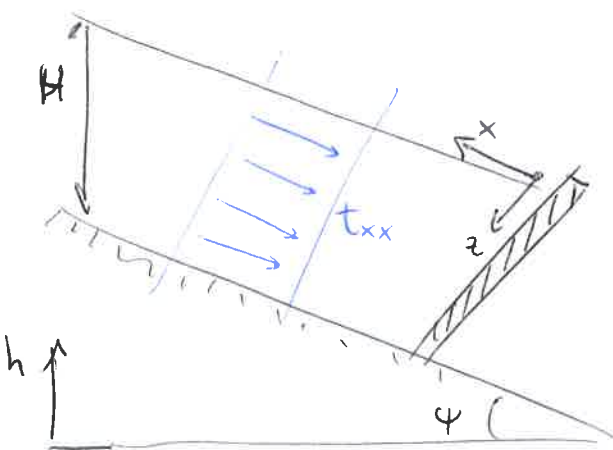
$$\tan \beta = \frac{U_z}{U_x} = \frac{\mu}{\lambda + 2\mu} \cot \psi = \frac{1}{\frac{\lambda}{\mu} + 2} \cot \psi$$

Coef. di Poisson $\nu = \frac{-\frac{\partial U_z}{\partial z}}{\frac{\partial U_x}{\partial x}} \Rightarrow \frac{1}{\mu} = \frac{2\nu}{1 - 2\nu}$

quindi $\tan \beta = \frac{1}{\frac{2\nu}{1 - 2\nu} + 2} \cot \psi$ (con $0 < \nu < 0,5$)

si ottengono i casi limite $\left\{ \begin{array}{l} \text{se } \psi < 26,6^\circ \Rightarrow \beta > 45^\circ \text{ ASSESTAMENTO} \\ \text{se } \psi \geq 26,6^\circ \Rightarrow \beta < 45^\circ \text{ SCORRIMENTO} \end{array} \right.$

MOTO DI SLITTAMENTO (inserimento paravelanghe)



cambia il sistema di riferimento posto sul paravelanghe.

ipotesi: moto con velocità costante sulla verticale e nullo sul paravelanghe $U_x(0) = 0$; inoltre, non c'è assestamento sul muro ($x=0$). $\frac{\partial U_z}{\partial x} = 0$

Infine H è costante, indipendente da \hat{x} .

Moto permanente: $\frac{\partial}{\partial t} = 0$.

tensore delle velocità di deformazione

$$D = \begin{bmatrix} \frac{\partial u_x}{\partial x} & 0 \\ 0 & \frac{\partial u_z}{\partial z} \end{bmatrix}$$

tensore delle Tensioni

$$t = \begin{bmatrix} (1+2\mu) \frac{\partial u_x}{\partial x} + \lambda \frac{\partial u_z}{\partial z} & 0 \\ 0 & (1+2\mu) \frac{\partial u_z}{\partial z} + \lambda \frac{\partial u_x}{\partial x} \end{bmatrix}$$

Quindi si valutano le equazioni del moto di Navier-Stokes con moto uniforme e permanente. $(\frac{\partial h}{\partial x} = \sin\psi; \frac{\partial h}{\partial z} = -\cos\psi)$

in \hat{x} : $0 = -\rho g \sin\psi + \frac{\partial}{\partial x} t_{xx} + \frac{\partial}{\partial z} t_{xz}$

in \hat{z} : $0 = +\rho g \cos\psi + \frac{\partial}{\partial z} t_{zz} + \frac{\partial}{\partial x} t_{xz}$

Per l'analisi dimensionale

$$\frac{\partial}{\partial x} = 0 \text{ in } \hat{z}$$

Integrazione con una variabile verticale (z)

$$\begin{cases} 0 = -\int_0^z \rho g \sin\psi \bar{p}(z) dz + \int_0^z \frac{\partial}{\partial z} t_{xz} dz + \int_0^z \frac{\partial}{\partial x} t_{xx} dz \\ 0 = +\int_0^z \rho g \cos\psi \bar{p}(z) dz + \int_0^z \frac{\partial}{\partial z} t_{zz} dz \end{cases}$$

con densità mediata $\bar{p}(z)$

si analizza la seconda equazione (t_{zz}):

$$t_{zz}(z) = -\rho \bar{p}(z) z \cos\psi = (1+2\mu) \frac{\partial u_z}{\partial z} + \lambda \frac{\partial u_x}{\partial x}$$

notando che $t_{xx} = (1+2\mu) \frac{\partial u_x}{\partial x} + \lambda \frac{\partial u_z}{\partial z}$ (dal tensore t)

bisogna trovare $\frac{\partial u_z}{\partial z}$ da sostituire.

$$\lambda \frac{\partial u_z}{\partial z} = \frac{\lambda}{1+2\mu} \left[t_{zz} - \lambda \frac{\partial u_x}{\partial x} \right] \text{ dall'equazione del moto}$$

$$\Rightarrow t_{xx} = (1+2\mu) \frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\lambda}{1+2\mu} \left[t_{zz} - \lambda \frac{\partial u_x}{\partial x} \right]$$

$$= \left[1+2\mu - \frac{\lambda^2}{1+2\mu} \right] \frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\lambda}{1+2\mu} t_{zz}$$

$$= \frac{2\mu}{1-\nu} \frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\nu}{1-\nu} t_{zz} \quad \left(\text{con } \frac{\lambda}{\mu} = \frac{\nu}{1-2\nu} \right)$$

④ L'integrazione sulle verticale porta a $t_{xx} \cdot H$, quindi

$$t_{xx} = \frac{1}{H} \int_0^H \frac{2\mu}{1-\nu} \frac{\partial u_x}{\partial x} dz + \frac{1}{H} \int_0^H \frac{\nu}{1-\nu} t_{zz} dz$$

$$\downarrow \frac{1}{H} \frac{2\mu}{1-\nu} \frac{\partial}{\partial x} (u_0(x)H) - \frac{\nu}{1-\nu} \bar{p}(H) g \cos \psi \frac{H}{2}$$

~~potrebbe~~ ~~potrebbe~~ $\begin{cases} E = \frac{2\mu}{1-\nu} & \text{caratteristiche dinamiche} \\ P_0 = \frac{\nu}{1-\nu} \bar{p}(H) g \cos \psi \frac{H}{2} & \text{pressione idrostatica} \end{cases}$

si ha $t_{xx} = E \frac{\partial u_0}{\partial x} - P_0$ dalla prima equazione del moto lungo \hat{x}

~~Averato~~ ~~definito~~ ~~$H \frac{\partial}{\partial x} t_{xx}$~~ ~~$\frac{\partial}{\partial x} t_{xx}$~~

$$0 = + \rho g \sin \psi + \frac{\partial}{\partial x} t_{xx} + \frac{\partial}{\partial z} t_{xz}$$

si applica l'integrale sulla verticale da 0 ad H

$$0 = + \rho g \sin \psi H + \int_0^H \frac{\partial}{\partial x} t_{xx} dz + T_0$$

Dalla definizione di valore medio $\int_0^H \frac{\partial}{\partial x} t_{xx} dz = H \frac{\partial}{\partial x} t_{xx}$

$$\text{quindi } H \frac{\partial}{\partial x} t_{xx} = H \frac{\partial}{\partial x} (E \frac{\partial u_0}{\partial x} - P_0)$$

con $T_0 = -k u_0$

otengo $H E \frac{\partial^2 u_0}{\partial x^2} = \rho g \sin \psi H - (-k u_0(x))$

Equazione differenziale di II grado

$$\Rightarrow \frac{\partial^2 u_0}{\partial x^2} - \frac{k}{HE} u_0(x) = \frac{\rho}{E} g \sin \psi$$

→ soluzione OMOGENEA: $u_0(x) = c e^{-\sqrt{\frac{k}{HE}} x}$

→ soluzione PARTICOLARE: $\tilde{u}_0(x) = -\rho g \sin \psi \frac{H}{k}$

La condizione al contorno è l'ipotesi iniziale in

cui in $x=0$ $u_0(0) = 0$

$$u_0(0) = c e^{-\sqrt{\frac{k}{HE}} x} - \rho g \sin \psi \frac{H}{k} = 0$$

allora $c = \rho g \sin \psi \frac{H}{k}$

Dunque la soluzione finale sarà:

$$U_0(x) = - \frac{\rho g H \sin \psi}{k} \left(1 - e^{-\sqrt{\frac{k}{H \epsilon}} x} \right)$$

per il moto di slittamento

⚠ \hat{x} è direzionato verso monte, ma $U_0(x)$ è sempre negativo, quindi verso valle.

La SPINTA sulla ~~parete~~ struttura è $S = t_{xx}|_{x=0} \cdot H$,

quindi $t_{xx} = \frac{1}{H} \frac{2\mu}{1-\nu} \frac{\partial}{\partial x} (U_0(x)H) - \frac{\nu}{1-\nu} \bar{p}(H) g \cos \psi \frac{H}{2}$

in $x=0$ e con $\frac{\epsilon}{k} \sqrt{\frac{k}{H \epsilon}} = \sqrt{\frac{2}{1-\nu} \frac{\tilde{\Delta}}{H}}$ si ottiene

$$t_{xx}|_{x=0} = - \bar{p} g \sin \psi H \sqrt{\frac{2}{1-\nu} \frac{\tilde{\Delta}}{H}} - \frac{\nu}{1-\nu} \bar{p} g \cos \psi \frac{H}{2}$$

Allora la spinta è $S = - \bar{p} g \sin \psi H^2 \sqrt{\frac{2}{1-\nu} \frac{\tilde{\Delta}}{H}} - \frac{\nu}{1-\nu} \bar{p} g \cos \psi \frac{H^2}{2}$

MOTO REALE (slittamento e scorrimento)

ipotesi iniziali hanno $\frac{\partial U_x}{\partial z} \neq 0$ e $t_{xz} = \mu \frac{\partial U}{\partial z}$,
 $\tau = -k' \cdot U(x)$

Con lo stesso procedimento si ha

$$H \frac{\partial t_{xx}}{\partial x} = H \bar{p} g \sin \psi - \tau'$$

quindi le reologie ~~$\frac{\rho g H \sin \psi}{k}$~~

$$U_0 = - \frac{\bar{p} g \sin \psi H}{k'} \left[1 - e^{-\sqrt{\frac{k'}{H \epsilon}} x} \right]$$

ricomincia alla tensione

$$t_{xx}|_{x=0} = - \epsilon \frac{\bar{p} g \sin \psi H}{k'} \sqrt{\frac{k'}{H \epsilon}} - P_0$$

la spinta sulla struttura si calcola

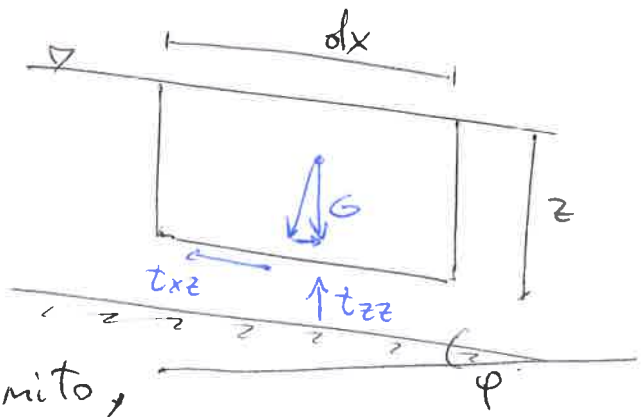
$$S = - \bar{p} g \sin \psi \frac{H^2}{2} \sqrt{\frac{2}{1-\nu} \left(\frac{\tilde{\Delta}}{H} + \frac{1}{2} \right)} - \frac{\nu}{1-\nu} \bar{p} g \cos \psi \frac{H^2}{2}$$

5

INNESCO VALANGA

Le condizioni di rottura per un manto nevoso, ovvero di incipiente movimento, vengono studiate con una REOLOGIA COULOMBIANA, in modo del tutto simile alla trattazione della meccanica delle terre nella parte dedicata alla stabilità dei pendii.

Si consideri uno schema di pendio indefinito e di moto uniforme, nel quale si vanno a studiare le equazioni del moto su un ~~volume~~ volume di controllo finito,



con le equazioni del moto prive dei termini di variazione in x per le ipotesi di moto uniforme.

$$\begin{cases} 0 = -\rho g \sin \varphi + \frac{\partial t_{xz}}{\partial z} & \text{in } \hat{x} \rightarrow t_{xz}(z) = -\bar{p}(z) z g \sin \varphi \\ 0 = -\rho g \cos \varphi + \frac{\partial t_{zz}}{\partial z} & \text{in } \hat{z} \rightarrow t_{zz}(z) = -\bar{p}(z) z g \cos \varphi \end{cases}$$

in assenza di sovraccarichi $t_{zz}(0) = 0$.

Le condizioni limite in termini di tensioni tangenziali si esprime come: $t_{zx} = t_{xz}$

ovvero l'uguaglianza tra RESISTENZA e AZIONE.

Quindi $t_{zx} = -(c + |t_{zz}| \tan \phi) = -(c + \bar{p}(z) z g \cos \varphi \tan \phi)$ con la reologia limite coulombiana.

La condizione di INNESCO è:

$$-(c + \bar{p}(z) z g \cos \varphi \tan \phi) = -\bar{p}(z) z g \sin \varphi$$

$\Delta \varphi$ = pendenza pendio, ϕ = Taglio terreno/neve

Casi limite di studio considerando uno strato potenzialmente instabile di altezza h :

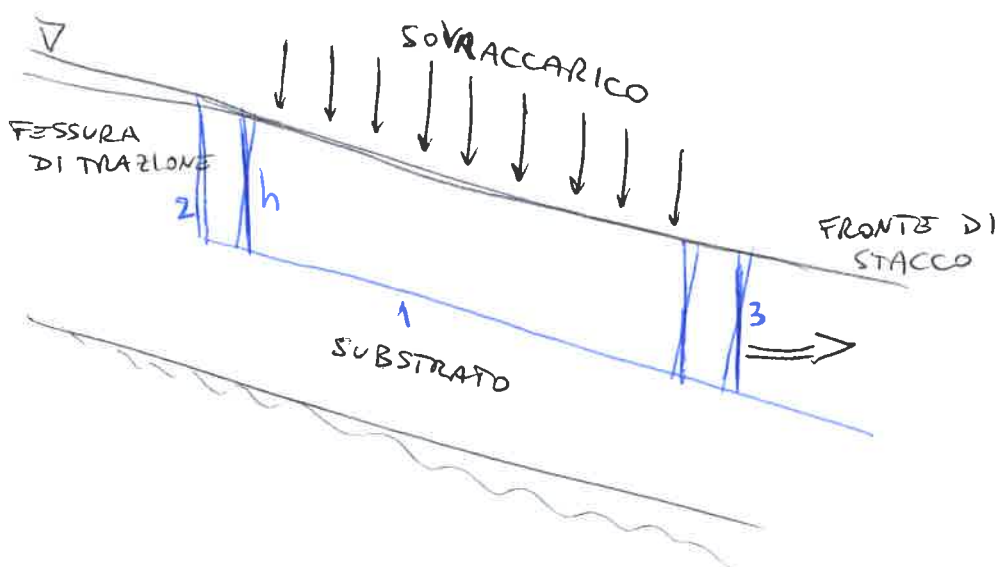
1. BASSA coesione, valanghe a gocce;
2. ALTA coesione, valanghe a lastoni.

In [1] l'espressione limite si semplifica, in quanto i termini si riducono: $c \rightarrow 0$

$$-\bar{p}(z) h g \cos \varphi \tan \phi = -\bar{p}(z) h g \sin \varphi \Rightarrow \boxed{\tan \phi = \tan \varphi}$$

Questa tipologia di innesco solitamente parte in prossimità delle superficie, per poi coinvolgere più strati con un processo a cascata. Il punto è solitamente localizzabile e la pendenza limite varia a seconda del peso proprio dello strato, da 80° per neve molto fresca a 15° per neve prodotta.

In [2] il meccanismo è governato dalla formazione di una fessura di trazione ben distinta, successiva alla rottura e taglio sul piano di slittamento. Lungo la fessura si forma il fronte di distacco. Il piano di slittamento invece può anche coincidere col terreno nel caso in cui vi siano rilevanti lamine di profondità, può coincidere con il terreno stesso.



PASSAGGI ANALISI

Tensore velocità di deformazione

$$D_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_i}{\partial x_j} + \frac{\partial v_j}{\partial x_i} \right)$$

$$D = \begin{bmatrix} D_{11} & D_{12} \\ D_{21} & D_{22} \end{bmatrix}$$

Tensore delle tensioni

$$t_{ij} = \lambda \frac{\partial v_i}{\partial x_i} \delta_{ij} + 2\mu D_{ij}$$

$$\Delta \delta = 1, \text{ se } i=j$$

$$\delta = 0, \text{ se } i \neq j$$

$$t = \begin{bmatrix} t_{11} & t_{12} \\ t_{21} & t_{22} \end{bmatrix}$$

Equazione di Navier-Stokes (energia)

$$\frac{\partial}{\partial t} (\rho v_i) + \frac{\partial}{\partial x_j} (\rho v_i v_j) = -\rho g \frac{\partial h}{\partial x_i} + \frac{\partial}{\partial x_j} t_{ji}$$

= 0 moto permanente uniforme

pendenza

$$\begin{cases} \frac{\partial h}{\partial x} = -\sin \psi & \frac{\partial h}{\partial x} = \sin \psi \\ \frac{\partial h}{\partial z} = -\cos \psi \end{cases}$$

sistema di equazioni

$$\begin{cases} 0 = \rho g \sin \psi + \frac{\partial}{\partial x} t_{xx} + \frac{\partial}{\partial z} t_{xz} \\ 0 = \rho g \cos \psi + \frac{\partial}{\partial x} t_{xz} + \frac{\partial}{\partial z} t_{zz} \end{cases}$$

matrice Tensore derivata

Analisi dimensionale: $\frac{\partial}{\partial x} \ll \frac{\partial}{\partial z}$ shallow-flow

$$\begin{cases} 0 = \rho g \sin \psi + \frac{\partial}{\partial z} t_{xz} \\ 0 = \rho g \cos \psi + \frac{\partial}{\partial z} t_{zz} \end{cases} \xrightarrow{\text{integrare}} \begin{cases} 0 = \rho g z \sin \psi + t_{xz} \\ 0 = \rho g z \cos \psi + t_{zz} \end{cases}$$

Si ricava $U_x(z)$ e $U_z(z)$ integrando ancora sulla verticale

← matrice delle tensioni (t_{ij} e t_{ji})

moti della matrice delle tensioni (t_{ij} e t_{ji})

DIFFERENZE MOTI

REPTAZIONE

$v_x(H) = 0$ al fondo

$$D = \begin{bmatrix} 0 & \frac{1}{2} \frac{\partial v_{xz}}{\partial x} \\ \frac{1}{2} \frac{\partial v_x}{\partial z} & \frac{\partial v_z}{\partial z} \end{bmatrix}$$

con $\frac{\partial v_z}{\partial x} = \frac{\partial v_x}{\partial z}$

SLITTAMENTO

$\frac{\partial v_z}{\partial x} = 0$

velocità parallela al fondo

$$D = \begin{bmatrix} \frac{\partial v_x}{\partial x} & 0 \\ 0 & \frac{\partial v_z}{\partial z} \end{bmatrix}$$



Lo slittamento ha il termine $\frac{\partial}{\partial x} t_{xx}$ nell'equazione dei moti -

$$t_{xx} = \frac{1}{H} \frac{2\mu}{1-\nu} \frac{\partial}{\partial x} (v_0(x)H) - \frac{\nu}{1-\nu} \bar{p}(H) g \cos \varphi \frac{H}{2}$$

dal tensore t_{ij} e delle velocità $\frac{\partial v_z}{\partial x}$ (di t_{zz})

$t_{xx} = E \frac{\partial v_0(x)}{\partial x} - p_0$

\Rightarrow equazione del moto in \hat{x}

$$0 = \rho g \sin \varphi H + H \frac{\partial t_{xx}}{\partial x} + \tau_0$$

Equazione II ordine particolare in $\frac{\partial^2 v_0}{\partial x^2}$

①

MODELLI NUMERICI NEVEI

MODELLO PCM (Perla, Chang, McClung '80)

Approccio a corpo rigido
 Equazione del moto composta da peso, resistenza al moto,
 resistenza turbolenta e plugh con forze esterne -

Analisi del moto permanente lungo \hat{s} ($\frac{\partial}{\partial s} \gg \frac{\partial}{\partial t}$)

$$U_s \frac{\partial}{\partial s} (M \cdot U_s) = U_s^2 \frac{\partial M}{\partial s} + M \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{U_s^2}{2} \right) = \sum \vec{F}_{esterna} \quad [U_s \rightarrow U]$$

$$U^2 \frac{\partial M}{\partial s} + M \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{U^2}{2} \right) = Mg \sin \psi - Mg \cos \psi \tan \varphi - \frac{MU^2}{R} \tan \varphi - k U^2$$

$$\Rightarrow M \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{U^2}{2} \right) = Mg [\sin \psi - \cos \psi \tan \varphi] - U^2 \left[\frac{\partial M}{\partial s} + \frac{M}{R} \tan \varphi + k \right]$$

ogni i-esimo tratto ha

$$\alpha_i = g (\sin \psi_i - \cos \psi_i \tan \varphi_i)$$

$D =$ forza di Drag

$$\frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{U_i^2}{2} \right) = \alpha_i - \frac{U_i^2 D_i}{M_i}$$

con $\left[\frac{M_i}{D_i} \right] =$ parametro caratteristico
 $(10^2 < \frac{M}{D} < 10^4)$

Cambio variabili $\gamma_i = \frac{U_i^2}{2}$, quindi equazione differenziale

$$\frac{\partial}{\partial s} \gamma_i = \alpha_i - \frac{\gamma_i}{(\frac{M}{D})_i} \quad \left[\text{parametro } \lambda_i = \frac{2}{(\frac{M}{D})_i} \right]$$

→ soluzione omogenea: $\gamma_{io} = C e^{-\lambda_i s}$

→ soluzione particolare: $\gamma_{ip} = \frac{\alpha_i}{\lambda_i}$

quindi $\gamma_i = C e^{-\lambda_i s} + \frac{\alpha_i}{\lambda_i}$

Allora si ottiene $\frac{U_i^2}{2} = C e^{-\lambda_i s} + \frac{\alpha_i}{\lambda_i}$

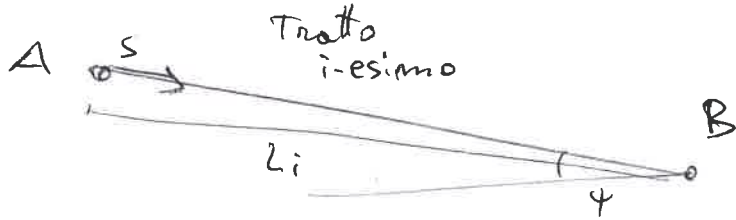
la condizione al contorno $U(s=0) = U_{Ai}$

definisce $C = \frac{U_{Ai}^2}{2} - \frac{\alpha_i}{\lambda_i}$

l'equazione della velocità è

$$v_i(s) = \left[\left[U_{Ai}^2 - \alpha_i \left(\frac{M}{D} \right)_i \right] e^{-\frac{2}{(M/D)_i} s} + \alpha_i \left(\frac{M}{D} \right)_i \right]^{1/2}$$

evoluzione esponenziale in s tramite le caratteristiche fisiche date da $\left(\frac{M}{D} \right)_i$.



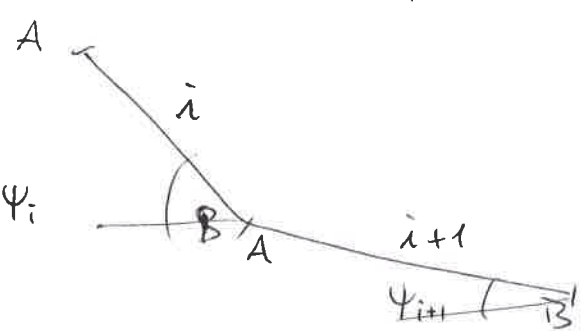
Alla fine del tratto $L_i = S$, quindi si trova $U_{Bi}(s)$

$$U_{Bi} = \left[\left[U_{Ai}^2 - \alpha_i \left(\frac{M}{D} \right)_i \right] e^{-\frac{2L_i}{(M/D)_i}} + \alpha_i \left(\frac{M}{D} \right)_i \right]^{1/2}$$

con $\beta_i = -\frac{2L_i}{(M/D)_i}$ costanti

$$U_{Bi} = \left[(U_{Ai})^2 e^{\beta_i} + \left(\frac{M}{D} \right)_i \alpha_i [1 - e^{\beta_i}] \right]^{1/2}$$

• Nel cambio pendenza tra tratti ($i \rightarrow i+1$)



La riduzione della pendenza induce all'arresto della valanga, controllato in

$$\alpha_i = g(\sin \psi_i - \cos \psi_i \tan \varphi_i)$$

La condizione per cui $U=0$ è $\alpha_i=0$, quindi la valanga si arresta per $\sin \psi_i = \cos \psi_i \tan \varphi_i$,

ovvero $\boxed{\tan \psi_i = \tan \varphi_i}$

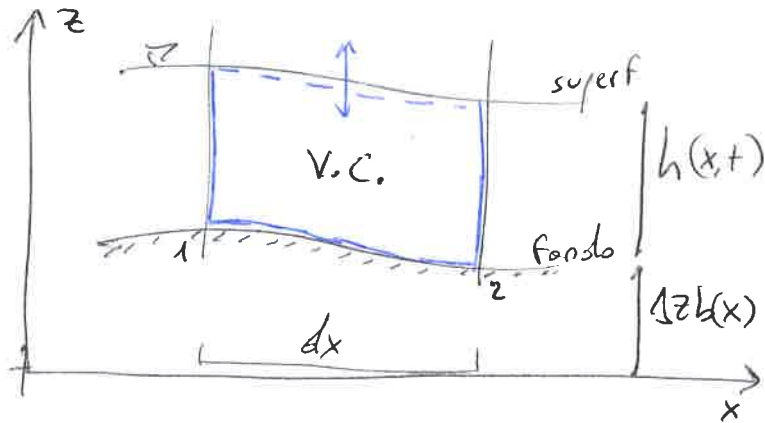
Il punto di arresto è s per cui $U(s)=0$, quindi

$$S_i = \frac{1}{2} \left(\frac{M}{D} \right)_i \ln \left[1 - \frac{U_{Ai}^2}{\left(\frac{M}{D} \right)_i \alpha_i} \right]$$

② MODELLO DI VOELLMY

Approccio a fluido continuo

Il volume di controllo ha una visione euleriana, con superficie in moto e fondo fisso



ipotesi iniziali di "shallow flow"

$$\frac{\partial}{\partial x} \gg \frac{\partial}{\partial z}$$

dall'equazione del moto in \hat{z} per condizione statica

$$0 = -\rho g \cos \psi + \cancel{\frac{\partial}{\partial x} \tau_{xz}} + \frac{\partial}{\partial z} \tau_{zz} \rightarrow \tau_{zz} = \rho g \cos(\psi) (h-z)$$

CONSERVAZIONE MASSA

$$\frac{D}{Dt} \int_V \rho dV = \int_V \left[\frac{\partial}{\partial t} (\rho h) + \frac{\partial}{\partial x} (\rho u_x h) \right] dx = 0$$

quindi
$$\frac{\partial}{\partial t} (\rho h) + \frac{\partial}{\partial x} (\rho u_x h) = 0$$

CONSERVAZIONE QUANTITÀ DI MOTO

Contributi delle pressioni a monte e valle, peso e sforzo tangenziale al fondo

$$\frac{\partial}{\partial t} (u_x h) + \frac{\partial}{\partial x} (u_x^2 h) = g h \sin \psi - \frac{\partial p}{\partial x} \frac{1}{\rho} - \frac{\tau_0}{\rho}$$

Espressione di De Saint Venant per pendio a forte pendenze ψ , quindi $\tau_0 = \gamma h \sin \psi$ per moto permanente uniforme da $0 = g h \sin \psi - \frac{\tau_0}{\rho}$

↳ RELAZIONE DI CHIUSURA

con termine correttivo $\left(\frac{8}{3}\right)$

$$\tau_0 = \gamma h \cos \psi \tan \psi + \frac{8}{3} \rho U^2$$

Uguagliando le definizioni di τ_0 :

$$\rho g h \sin \varphi = \gamma h \cos \varphi \tan \varphi + \frac{\gamma}{\xi} U^2$$

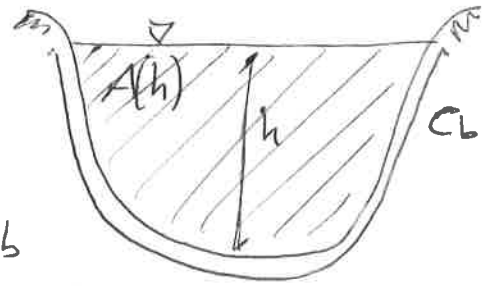
si ha la relazione orologiaia in funzione di h

$$U = \sqrt{\xi h (\sin \varphi - \cos \varphi \tan \varphi)}$$

dipendente dalla pendenza φ

h è il tirante dato dal distacco di immesco h_0 .

L'approccio fluido permette la definizione della sezione $A(h)$ e l'equazione integrata



$$\frac{\partial}{\partial t} (\rho U A) + \frac{\partial}{\partial x} (\rho U^2 A) = \gamma A \sin \varphi - \frac{\partial p}{\partial x} - \tau_0 C_b$$

$$\tau_0 = \frac{\gamma A \sin \varphi}{C_b}$$

$$\tau_0 = \frac{\gamma A \cos \varphi \tan \varphi + \frac{\gamma}{\xi} U^2}{C_b}$$

dove $R_H = \frac{A}{C_b}$ raggio idraulico

$$U = \sqrt{\xi R_H (\sin \varphi - \cos \varphi \tan \varphi)}$$

La condizione di arresto si ha $U=0$, quindi

$$\sin \varphi - \cos \varphi \tan \varphi = 0$$

\Rightarrow

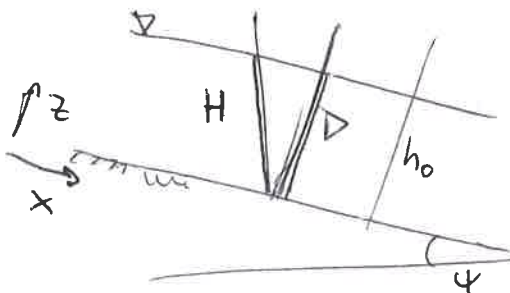
$$\tan \psi = \tan \varphi$$

⚠ Incertezza sul parametro di resistenza che è ξ de 400 a 2000 m/s^2

3 MODELLO DI VOELLMY-SALM

Approccio misto: a fluido continuo nello scorrimento, e corpo rigido in fase di arresto.

Nell'imnesco si definisce il distacco H e D ($D = H \cos \varphi$).



Il distacco avviene per pendenze $28^\circ < \varphi < 50^\circ$.

$$h_0^* = \Delta H z g \cos(\varphi)$$

Il termine $\Delta H z g$ è dato dalle statistiche = $f(\bar{x}, T_a)$
 Il tirante h_0 iniziale è dato con fattori correttivi

$$h_0 = [h_0^* + f_2(z)] f_1(\varphi) + S_{wind} \cdot f_1(\varphi)$$

dove $f_2(z)$ è la quota, $f_1(\varphi)$ è la pendenza.

$$f_1(\varphi) = \frac{0,281}{\sin \varphi - 0,202 \cdot \cos \varphi} ; f_2(z) = 0,05 \frac{(2000 - z)}{100}$$

VALANGA A LASTRONI (o versante) $\frac{B_0}{h_0} > 20$

$$U_0 = \sqrt{\xi_0 h_0 (\sin \varphi_0 - \cos \varphi_0 \tan \varphi)}$$

$Q_0 = h_0 U_0 B_0$ è costante dall'inizio, quindi vale

$$h_s = \frac{Q_0}{U_s B_0} \text{ e l'evoluzione del moto è}$$

$$U_s = \sqrt{\xi_s \frac{Q_0}{B_0} (\sin \varphi_s - \cos \varphi_s \tan \varphi)}$$

mello scorrimento

VALANGA INCANALATA

$$Q_0 = \frac{A_0 h_0}{t_0} = \frac{A_0 h_0 U_0}{L_0}$$

variabile

quindi la velocità è

$$U_s = \sqrt{\xi_s R_H(h) (\sin \varphi_s - \cos \varphi_s \tan \varphi)}$$

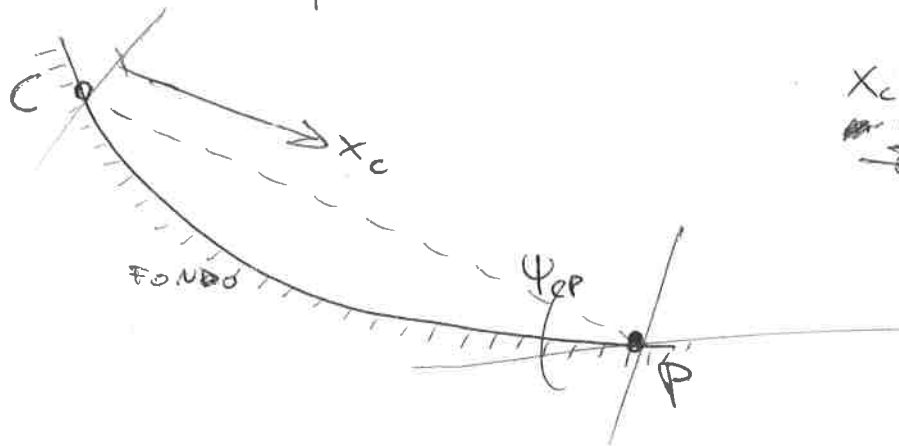
la portata

$$Q_s = \sqrt{\xi_s R_H(h) (\sin \varphi_s - \cos \varphi_s \tan \varphi)} A_s(h) \text{ implicita}$$

ZONA DI ARRESTO

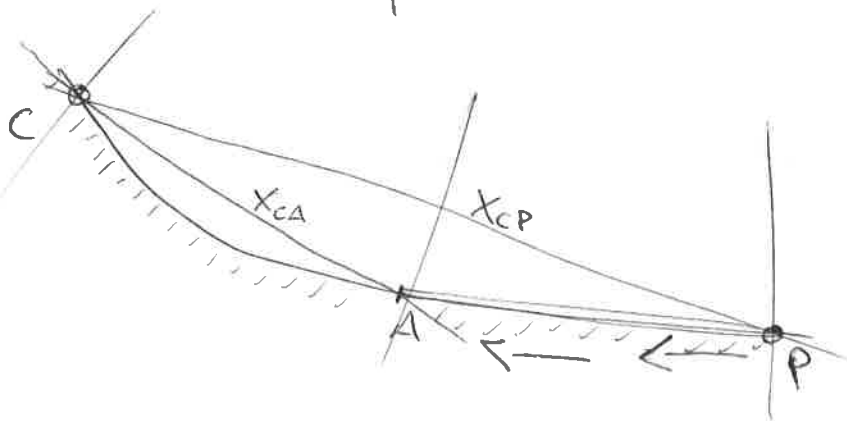
è data nel punto P in cui $\text{tang } \psi_P = \text{tang } \varphi$

Casi in base alla crescita di pendenze $\begin{cases} \text{se } \psi_{CP} \geq \varphi + \alpha \div 5^\circ & [A] \\ \text{se } \psi_{CP} < \varphi + \alpha \div 5^\circ & [B] \end{cases}$



x_c è la distanza di moto uniforme
~~...~~ $= 0,7 \frac{v_{cp}}{g} h_{cp}$

Il caso [A] vede l'arresto della valanga in P, mentre il caso [B] la pendenza decresce ~~lentamente~~, quindi si calcola con punto intermedio A.



Quindi si valuta il tratto CA con caratteristiche che diverse da CP.

$$\psi_{CA} \geq \varphi + \alpha \div 5^\circ$$

L'ARRESTO DEL CORPO RIGIDO si valuta dal centro di massa

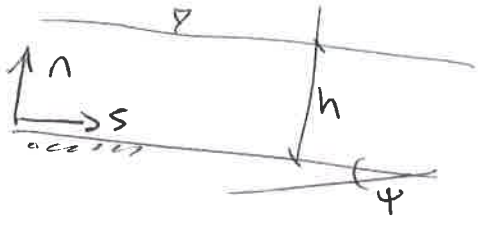
$$X = \frac{h_d}{2g} \ln \left[1 + \frac{U_{cp}^2}{U_{p0}^2} \right], \text{ con } h_d = h_{cp} + \frac{U_{cp}^2}{g \cdot \gamma}$$

si valuta che la pendenza ψ ~~...~~ decresce lentamente.

4

METODO AVAL-1D & RAMMS 2D

Modello completo con
sistemi di equazioni
di conservazione



$$\begin{cases} \frac{\partial}{\partial t}(\rho h) + \frac{\partial}{\partial s}(\rho v h) = 0 \\ \frac{\partial}{\partial t}(\rho v h) + \frac{\partial}{\partial s}(\rho v^2 h) = -\frac{\partial p}{\partial s} + \rho g h \sin \varphi - \tau_0 \\ \tau_0 = \rho g h \cos \varphi \tan \varphi + \gamma \frac{v^2}{s} \end{cases}$$

pressione lungo la verticale

$$P = \int_0^h t_{ss} dn$$

quindi la ~~spinta~~ ~~columna~~ tensione orizzontale e

$$t_{ss} = t_{nn} \tan^2 \left(45^\circ \pm \frac{\varphi'}{2} \right), \quad \text{con } t_{nn} = \rho g \cos \varphi (h-n)$$

coeff. spinta
attive/passive P.a.P.

$$\Rightarrow P = \int_0^h t_{nn} \cdot P_{a.p} dn = \int_0^h \rho g \cos \varphi (h-n) \cdot P_{a.p} dn = \rho g \cos \varphi P_{a.p} \frac{h^2}{2}$$

Quantità di moto diventa

$$\frac{\partial}{\partial t}(v h) + \frac{\partial}{\partial s} \left(v^2 h + \rho \cdot P_{a.p} \cos \varphi \frac{h^2}{2} \right) = \rho g \left[h \sin \varphi - h \cos \varphi \tan \varphi + \frac{v^2}{s} \right]$$

in forma matriciale

$$\frac{\partial}{\partial t} U + \frac{\partial}{\partial s} F = S$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \begin{bmatrix} h \\ v h \end{bmatrix} + \frac{\partial}{\partial s} \begin{bmatrix} v h \\ v^2 h + \rho P_{a.p} \cos \varphi \frac{h^2}{2} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 \\ \rho g \left[h \sin \varphi - h \cos \varphi \tan \varphi + \frac{v^2}{s} \right] \end{bmatrix}$$

Matrice di forme
quasi-lineare

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \left[\frac{\partial F}{\partial U} \right] \frac{\partial U}{\partial s} = 0$$

matrice
Jacobiana

$$\begin{cases} \frac{\partial U_1}{\partial t} + \frac{\partial F_1}{\partial U_1} \frac{\partial U_1}{\partial s} + \frac{\partial F_1}{\partial U_2} \frac{\partial U_2}{\partial s} = 0 \\ \frac{\partial U_2}{\partial t} + \frac{\partial F_2}{\partial U_1} \frac{\partial U_1}{\partial s} + \frac{\partial F_2}{\partial U_2} \frac{\partial U_2}{\partial s} = 0 \end{cases}$$

sostituzione del vettore velocità $u_1 = h, u_2 = uh$

$$F = \begin{bmatrix} uh \\ u^2h + g \rho_{ap} \cos \psi \frac{h^2}{2} \end{bmatrix} \Rightarrow \begin{bmatrix} u_2 \\ \frac{u_2^2}{u_1} + g \rho_{ap} \cos \psi \frac{u_1^2}{2} \end{bmatrix}$$

la matrice
Jacobiana è $\frac{\partial F}{\partial U} = \begin{bmatrix} 0 & 1 \\ -\frac{u_2^2}{u_1^2} + g \rho_{ap} \cos \psi u_1 & 2 \frac{u_2}{u_1} \end{bmatrix}$

↳ Ricerca degli autovalori λ :

$$\det \left[\frac{\partial F}{\partial U} - \lambda I \right] = 0 \rightarrow -\lambda \left(2 \frac{u_2}{u_1} - \lambda \right) - \left(g \rho_{ap} \cos \psi u_1 - \frac{u_2^2}{u_1^2} \right) = 0$$

con le variabili originali si ottengono 2 λ :

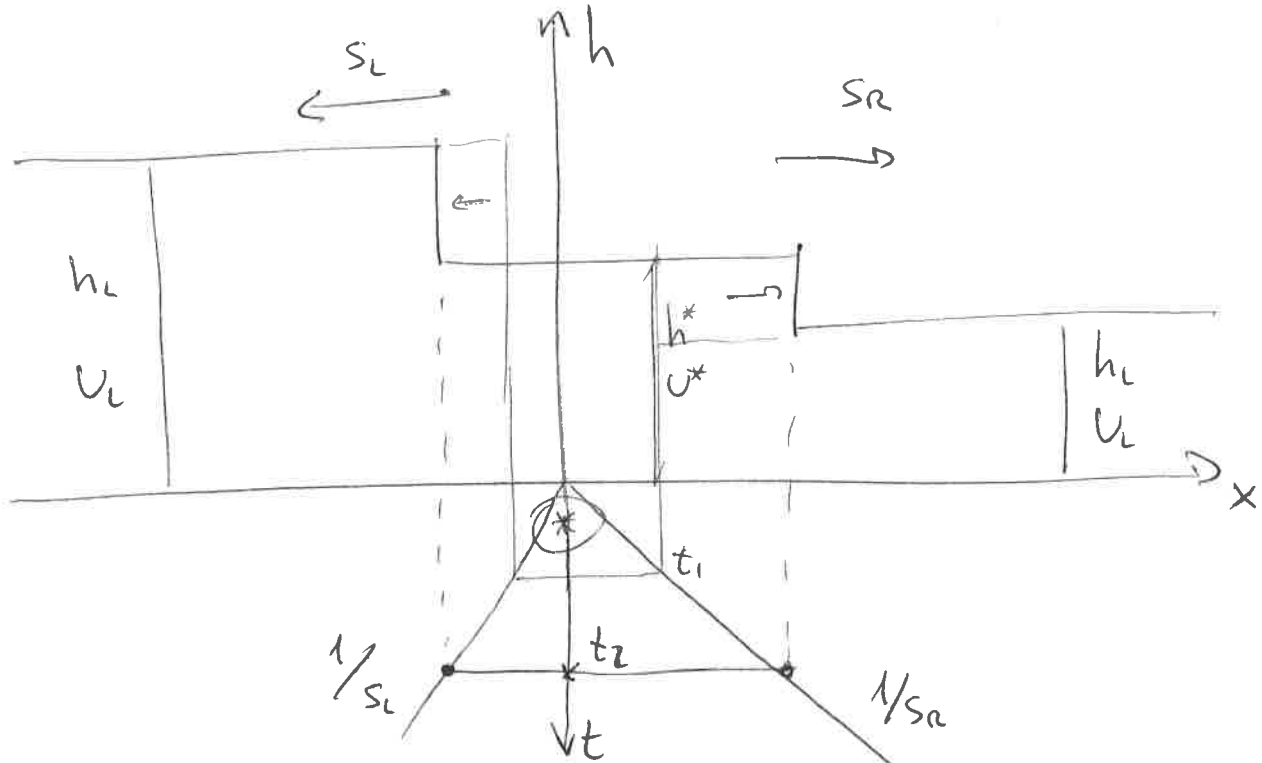
~~$$\lambda_{1,2} = u \pm \sqrt{g \rho_{ap} \cos \psi h}$$~~

$$\lambda_{1,2} = u \pm \sqrt{g \rho_{ap} \cos \psi h}$$

indica la ~~direzione~~ trasmissione del segnale a monte e a valle \rightarrow METODO DI GODUNOV

ipotesi di doppie onde di shock per il problema di Riemann, con metodo ai volumi finiti, soluzione HHL:

$$U_i^{n+1} = U_i^n - \left[F_{i+1/2}^n - F_{i-1/2}^n \right] \frac{\Delta t}{\Delta x} + S^n \Delta t$$



⑤ I dati noti sono U_L, U_R, F_L, F_R

mentre restano incognite nella zona (*) U_0^* e F^* e le velocità delle caratteristiche S_L e S_R .

Le equazioni di Rankine-Hugoniot

$$\begin{cases} F_0^* - F_L = S_L (U_0^* - U_L) & 2 \text{ bilanci (2 equazioni)} \\ F_R - F^* = S_R (U_R - U^*) & 2 \text{ bilanci (2 equazioni)} \end{cases}$$

Dagli autovalori delle celerità, si stimano S_L e S_R :

$$\begin{cases} \lambda_{1,2}^L = U_L \pm \sqrt{gh_L \cos \psi} \\ \lambda_{1,2}^R = U_R \pm \sqrt{gh_R \cos \psi} \end{cases} \Rightarrow \begin{cases} S_L = \min(\lambda_1^L, \lambda_1^R) \\ S_R = \max(\lambda_2^L, \lambda_2^R) \end{cases}$$

definendo $U^* = U_R - \frac{F_R - F^*}{S_R}$ si ottiene

$$F^* - F_L = S_L \left(U_R - \frac{F_R - F^*}{S_R} - U_L \right) \quad \text{quindi si riceve}$$

$$F^* = \frac{S_R F_L - S_L F_R + S_L S_R (U_R - U_L)}{S_R - S_L}$$

S_L e S_R possono essere concordi o discordi, la soluzione finale si trova con

$$F^{HLL} = \begin{cases} \text{se } S_R > 0, S_L < 0 \mapsto F^{HLL} = F^* \\ \text{se } S_R, S_L < 0 \mapsto F^{HLL} = F_R \\ \text{se } S_R, S_L > 0 \mapsto F^{HLL} = F_L \end{cases}$$

ottenendo

$$U_i^{n+1} = U_i^n - \left(F_{i+\frac{1}{2}}^n - F_{i-\frac{1}{2}}^n \right) \frac{\Delta x}{\Delta t} + S^n \Delta t$$

con limite di Courant per il passo temporale.

Equazione ~~di moto~~ per il modello RAMMS

$$S = \mu \rho g h \cos \psi + \frac{\rho g v^2}{\xi} + c(1-\mu) \left[1 - \exp\left(-\frac{\rho g h \cos \psi}{c}\right) \right]$$

dove i parametri da modellare sono

$\mu =$ coeff. di attrito coulombiano $\Rightarrow \mu(R) = \mu_0 \exp\left(-\frac{R}{R_0}\right)$

$\xi =$ coeff. di attrito turbolento $\Rightarrow \xi(R) = \xi_0 \exp\left(\frac{R}{R_0}\right)$

$c =$ coesione (molto bassa) $0 \div 300 \text{ Pa}$

\rightarrow Quantità di moto

aumenta se μ diminuisce, ξ aumenta, c aumenta

INTRODUZIONE

Grandezze fisiche per ogni stazione nivometrica $\left\{ \begin{array}{l} H_s \text{ altezzaamento nevoso giornaliero} \\ \Delta H_{3g} \text{ incremento } H_s \text{ su 3 giorni di} \\ \text{nevicata consecutiva} \end{array} \right.$

variabili casuali con campioni analizzati $\left\{ \begin{array}{l} \text{Max stagionale } H_s \\ \text{Max stagionale } \Delta H_{3g} \end{array} \right.$

La procedura è ottenere una STIMA PUNTUALE DELLA FUNZIONE DI PROBABILITA', analizzando la serie dei massimi stagionali.

problemi $\left\{ \begin{array}{l} \text{numerosità } N \text{ del campione ridotta a } T_r \text{ bassi} \\ \text{posizione non coincidente con la zona di interesse} \end{array} \right.$

La procedura adottata è di accorpere la serie dei massimi stagionali di tutte le stazioni disponibili ottenendo una STIMA REGIONALE DELLA FUNZIONE DI PROBABILITA'.

problemi $\left\{ \begin{array}{l} \text{intercorrelazione tra le serie di stazioni vicine può} \\ \text{inficiare l'utilità del metodo} \\ \text{funzioni di probabilità può adattarsi male alle} \\ \text{serie di una singola stazione} \end{array} \right.$

È dimostrato che analisi regionali condotte in maniera corretta forniscono stime ~~che~~ più accurate di quelle ottenute da analisi puntuali e adeguate alla maggior parte delle applicazioni pratiche.

STAZIONI DI RILEVAMENTO

36 stazioni esaminate $\left\{ \begin{array}{l} 1 \text{ sotto i } 1000 \text{ mslm} \\ 28 \text{ tra } 1000 \text{ e } 2000 \text{ mslm} \\ 6 \text{ sopra i } 2000 \text{ mslm} \end{array} \right.$

stazioni documentate $\left\{ \begin{array}{l} 572 \text{ per } H_s \\ 458 \text{ per } \Delta H_{3g} \end{array} \right.$ periodo: 1881-82 2005-06

La copertura territoriale è omogenea ma le stazioni non sono numerose, per cui l'analisi di dettaglio delle variabili nivometriche non è opportuna.

BASE DI DATI

Dalle misure di H_s si ricava ΔH_{3g} . Quasi tutte le stazioni hanno stagioni con "buchi"; se possibile i dati mancanti vengono inseriti tramite considerazioni su misure dell'altezza ~~neve~~ di neve fresca; se invece i "buchi" sono ampi viene eliminata la stagione intera. L'indirizzo dello studio è infatti di eliminare le stagioni non complete piuttosto di ricostruirle, perché nell'analisi regionale non c'è bisogno di conservarne il più possibile. Le serie di stazioni effimere sono state affiancate per verificare la correlazione tra i valori massimi estratti nella stessa stagione, e tra i valori massimi estratti nella stessa stagione, e tra i corrispondenti giorni di realizzazione: i dati annuali sono stati scartati.

VARIABILITÀ SPAZIALE

Si calcolano per ogni stazione i valori medi della serie dei massimi stagionali di H_s e ΔH_{3g} . Sono state scelte le stazioni con numero di campioni pari almeno a 10 stagioni: si considerano quindi 23 stazioni per H_s e 26 per ΔH_{3g} .

• Con riferimento a H_s , la regressione lineare con la quota z dei valori attesi porge un coefficiente di determinazione $R^2 = 0,61$. L'analisi degli scarti relativi, calcolati rispetto alla legge lineare suggerisce di dividere il territorio provinciale in due zone: una (B) a scarti negativi; l'altra (A) a scarti positivi (2 eccezioni). I coefficienti R^2 calcolati con la suddivisione sono entrambi pari a 0,85. Quindi la variabilità verticale dei valori attesi mostra un andamento approssimativamente ~~verticale~~ lineare con la quota, mentre quella orizzontale si concretizza con la

② variazioni per zone (A e B) dei coefficienti della legge lineare.
 • Con riferimento a ΔH_{3g} , la regressione lineare con la quota z porge un coefficiente $R^2 = 0,33$. Mantenendo la divisione introdotta si ottiene un leggero miglioramento di R^2 che risulta pari a 0,73 per la zona A e 0,41 per la zona B.

ZONA A ~~$\bar{H}_s(z) = 31,63 \cdot 10^{-3} z - 37,608$~~ $\bar{H}_s(z) = 34,63 \cdot 10^{-3} z - 37,608$

$\Delta \bar{H}_{3g}(z) = 32,75 \cdot 10^{-3} z + 10,134$

ZONA B $\bar{H}_s(z) = 72,99 \cdot 10^{-3} z - 38,07$

$\Delta \bar{H}_{3g}(z) = 18,73 \cdot 10^{-3} z + 10,656$

ANALISI REGIONALE

L'ipotesi fondamentale è che per siti omogenei dal punto di vista nivometeorologico le leggi di distribuzione di probabilità di H_s e ΔH_{3g} , edimensionalizzate, sono le stesse, e cioè il regime statistico delle precipitazioni è lo stesso a meno di un fattore di scala - Vengono utilizzate le stazioni con almeno 20 stagioni disponibili per H_s e almeno 15 per ΔH_{3g} . Per scalare ognuna delle n serie corrispondenti alle stazioni scelte si utilizzano i valori attesi, ovvero rispettivamente \bar{H}_{s_i} e $\Delta \bar{H}_{3g_i}$. Il coeff. di variazione delle singole stazioni Cv_i è pari a 0,25, soddisfacente il criterio di omogeneità delle serie per l'applicazione dell'analisi regionale - Tuttavia si nota che i Cv_i in funzione delle quote corrispondenti diminuiscono progressivamente con il crescere dell'altitudine, perciò si decide di suddividere le stazioni in tre classi altimetriche, e cui applicare singolarmente l'analisi regionale. La funzione di probabilità cumulata parametrica utilizzata è la cosiddetta GEV, di cui vengono stimati i tre coefficienti con il metodo dei momenti pesati in proba

lulità, che favorisce i campioni più popolati.

$$P(y) = e^{-\left(1 + \frac{y-\alpha}{\alpha} k\right)^{1/k}}; \quad Tr(y) = \int_y^{\infty} P(\tilde{y}) d\tilde{y}$$

classe	interv.	H_s			ΔH_{3g}		
		u	α	k	u	α	k
1	1000 - 1300	0,70220	0,38618	-0,15131	0,71340	0,35284	-0,18353
2	1300 - 1700	0,75886	0,33532	-0,12626	0,75548	0,31115	-0,17535
3	1700 - 2000	0,84445	0,27417	-0,01008	0,78065	0,31362	-0,08416

STIMA DEI VALORI DI PROGETTO

stime di H_s e ΔH_{3g} in qualsiasi punto sono

$$\begin{cases} H_s(T_r, z) = \gamma(T_r) \cdot \bar{H}_s(z) \\ \Delta H_{3g}(T_r, z) = \gamma(T_r) \cdot \bar{\Delta H}_{3g}(z) \end{cases}$$

Fissato T_r si hanno tre valori di γ : ciò determina un andamento con le quote di H_s e ΔH_{3g} lineare e a tratti paralleli e discontinui. Per eliminare le discontinuità che portano a valori ~~in~~ incoerenti attorno alle quote di confine tra le classi, si decide di calcolare H_s e ΔH_{3g} ogni 100m ~~decidendo~~ partendo da 1000 m slm fino a 3000 m slm, per ogni T_r . Con questi valori provvisori si determina una regressione lineare con le quote che diventa quindi la legge definitiva per il calcolo di H_s e ΔH_{3g} . Con questa relazione sono stati calcolati i valori relativi al territorio provinciale.

①

OPERE DI PROTEZIONEPARAVALANGHE

Le opere di difesa possono classificarsi come:

- DI SOSTEGNO, per impedire il distacco della neve, possono essere rigidi o flessibili;
- DEFLETTORI, per deviare il campo di vento;
- DI DEVIAZIONE, per controllare le valanghe in moto;
- DI ARRESTO, per ridurre la distanza di arresto.

Si segue la normativa svizzera e si pongono in pendii con inclinazione compresa tra 30° e 50° .

Si pongono serie di opere sulle stesse linee e sparse.



premunizione
frammentaria
interrotta

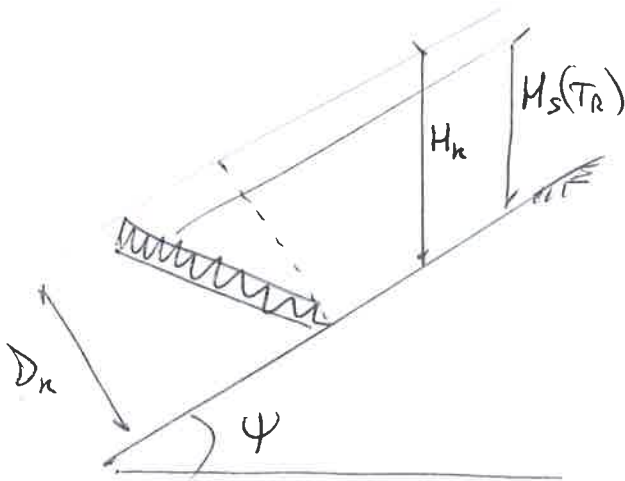


premunizione
frammentaria
scaglionata

ALTEZZA DI PROGETTO (H_k)

Le opere non devono essere sommerse dalla neve altrimenti sono inefficaci.

$$H_k \geq H_s(T_R)$$



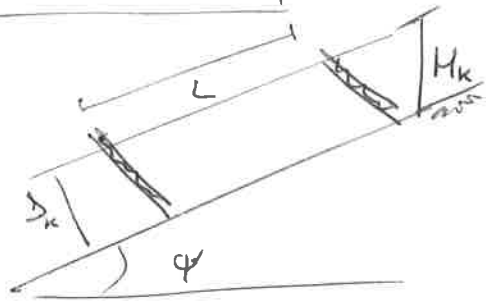
$$\left\{ \begin{array}{l} D_n = \text{spessore opera} \\ H_k = \text{altezza opera} \end{array} \right.$$

DISTANZA DI PROGETTO (L)

si calcola tramite il coefficiente di distanziamento (f_L)

$$L = f_L \cdot H_k$$

ovvero $f_L = f(\psi, \varphi, N, H_k)$



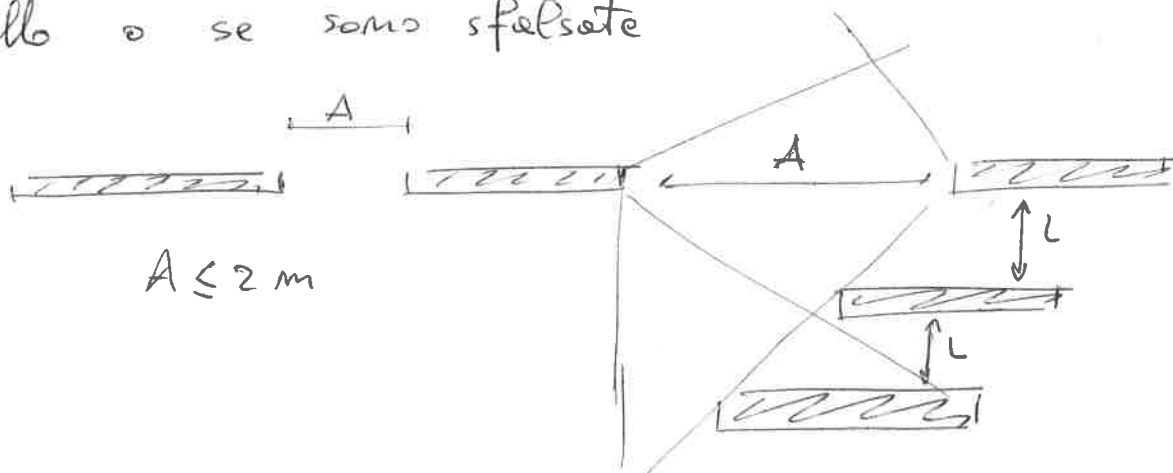
Il coeff di slittamento (N) dipende dall'esposizione e dalle caratteristiche del terreno

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{liscio: } N > 2, \text{ tang } \varphi \approx 0,6 \\ \text{scabro: } N < 2, \text{ tang } \varphi \approx 0,5 \end{array} \right.$$

Traiteme un grafico e i parametri, si combinano i fattori limitanti prendendo il valore minore.

DISTANZE LATERALI (A)

si valuta la distanza tra opere sulla stessa linea di ~~progetto~~ livello o se sono sfalsate



La lunghezza di una singola opera è massimo 50m.

② SPINTE SULL'OPERA

si determinano le caratteristiche fisiche della neve; tra cui la densità in funzione della quota.

$$\boxed{\rho = \rho_H \cdot f_c} \quad \text{in cui } \rho_H = 270 \text{ kg/m}^3$$

e f_c è fattore di correzione di altitudine
 $= 1 + 0,02 \left(\frac{z}{100} - 15 \right)$

Il tipo di moto è in funzione dei parametri:

$\left\{ N = \text{dalla scabrezza} \right.$

$\left\{ K = \sin(2\psi) \cdot k_0(\rho) \quad \text{in funzione della densità e del pendio} \right.$

La spinta totale R' è somma vettoriale di S'_1 parallelo al fondo, ed S'_2 perpendicolare al fondo.

$$\left\{ \begin{aligned} S'_1 &= (\rho_H f_c) g \frac{H^2}{2} NK \\ S'_2 &= S'_1 \frac{a}{N \cdot \tan \psi} \end{aligned} \right.$$

quindi $|R'| = \sqrt{S'^2_1 + S'^2_2}$

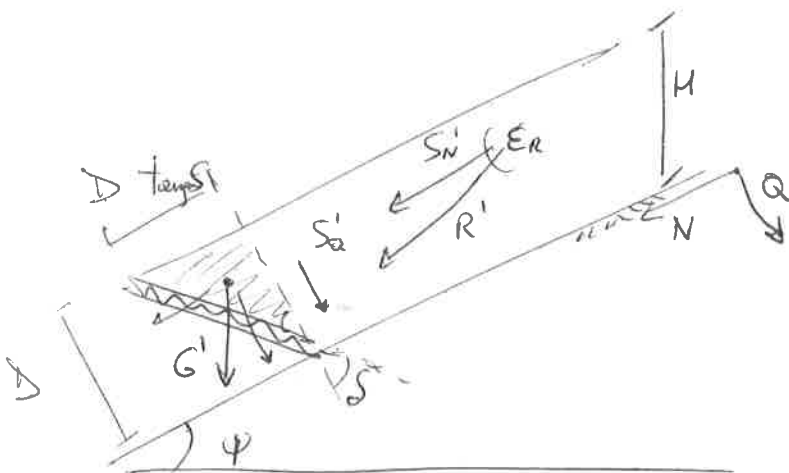
$$\tan \epsilon_R = \frac{S'_2}{S'_1} = \frac{a}{N \tan \psi}$$

si aggiunge la componente del peso della neve, se l'opera è inclinata di δ .

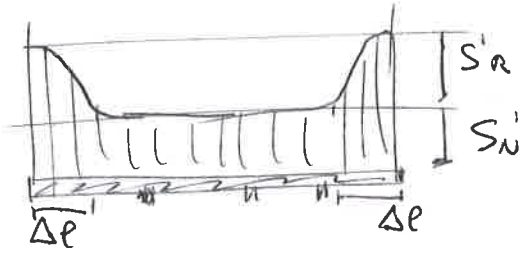
$$G' = (\rho_H f_c) g \frac{D^2}{2} \tan \delta$$

$$\text{con } G'_N = G' \sin \psi$$

$$G'_Q = G' \cos \psi$$



Ogni opera è soggetta ad un incremento di pressione ai lati:



progettando al massimo della capienza $H \rightarrow H_k$ e $D \rightarrow D_k$.

$S'_{R1} = f_R S'_{R2}$ solo parallelo al fondo.

con $f_R = (0,82 + 0,65N) \frac{A}{2} \leq 1 + 2,5N$

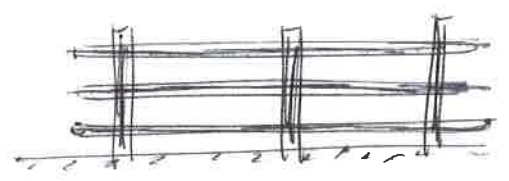
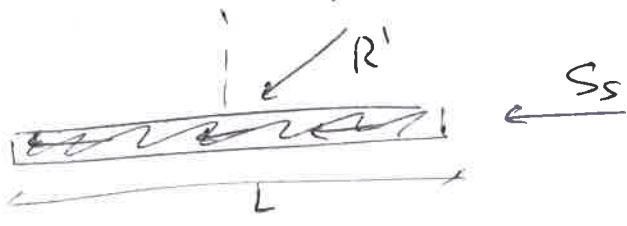
prevedendo $\Delta l = 0,6 \frac{A}{2} \leq \frac{D_k}{3}$.

Allora la spinta Totale R' vale

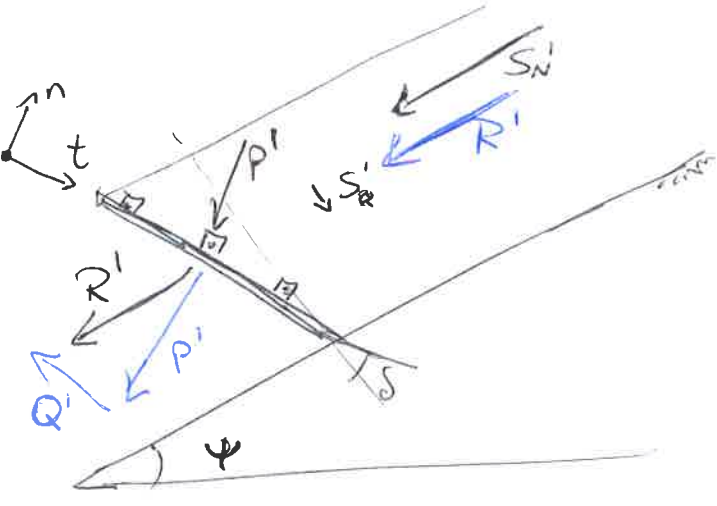
$$\begin{cases} R'_1 = S'_{R1} + G'_1 + S'_{R2} \\ R'_2 = S'_2 + G'_2 \end{cases}$$

Per due ipotesi di calcolo, R' si applica o a $\frac{H_k}{2}$ oppure a $\frac{0,77}{2} H_k$ con maggiore densità, quindi senza il termine di assestamento (Q).

Se le spinte non sono perpendicolari all'opera, bisogna valutare una componente laterale $S_s = 0,1 \cdot S'_N \cdot L$

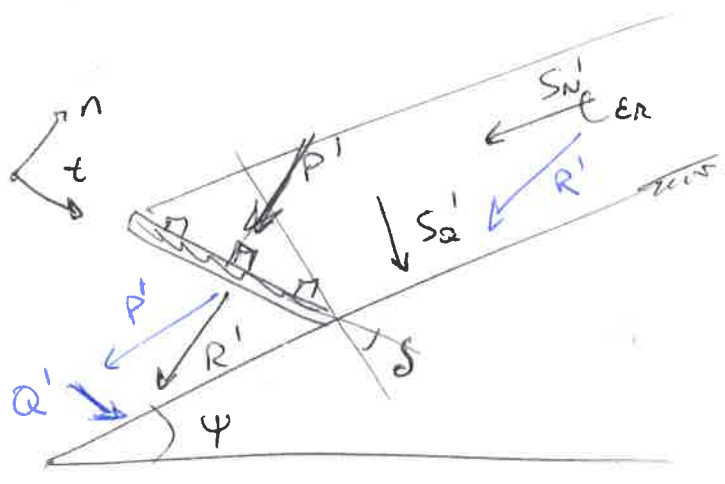


CASO A Se $\epsilon_R \leq \delta$



$$\begin{cases} P' = -R' \cos(\delta - \epsilon_R) \\ Q' = -R' \sin(\delta - \epsilon_R) \end{cases}$$

③ **CASO B** Se $E_n > \delta$

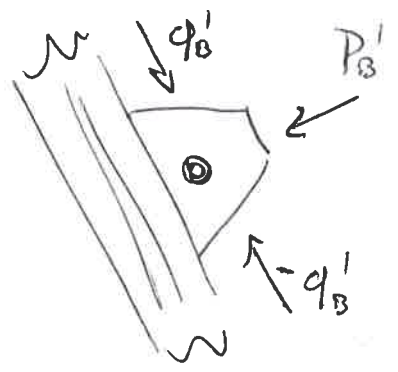


$$\begin{cases} P' = -R' \cos(E_n - \delta) \\ Q' = R' \sin(E_n - \delta) \end{cases}$$

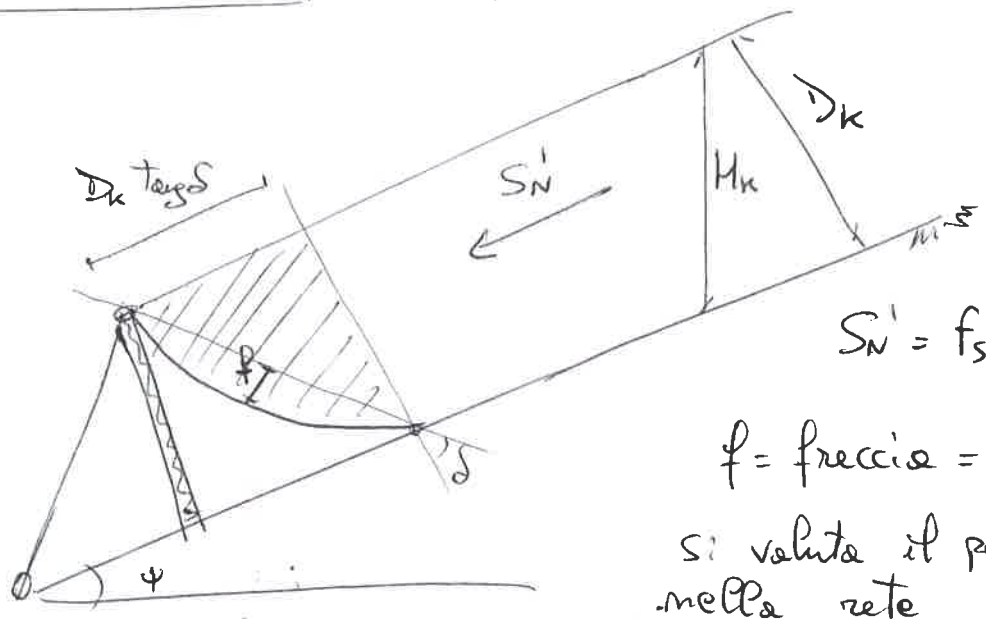
Componenti distribuite sulle traversine ($b = \text{zona influenza}$)

$P_h = \frac{|P'|}{0,77 B_k}$ e $P'_B = P_h \cdot b$

$q_h = \frac{|Q'|}{0,77 B_k}$ e $q'_B = q_h \cdot b$



NELLA RETE → flessibile



si valuta la riduzione di S'_N e non c'è S'_a

$$S'_N = f_s (P_H f_c) g \frac{H_k^2}{2} N k$$

$$f = \text{freccia} = 0,15 \frac{D_k}{\cos \delta}$$

si valuta il peso della neve nella rete

$$G' = (P_H f_c) g \frac{D_k^2}{2} \tan \delta + (P_H f_c) g \frac{D_k}{2} \frac{f}{\cos \delta}$$

$$\neq (P_H f_c) g \frac{D_k^2}{2} \tan \delta + (P_H f_c) g \frac{0,15}{2} \left(\frac{D_k}{\cos \delta} \right)^2$$

CASSE D'ESPANSIONE

Opere di LAMINAZIONE, ovvero il processo di progressivo abbassamento del colmo di piena.

Le casse d'espansione sono capacità di invaso poste lateralmente al corso d'acqua, in grado di raccogliere e trattenere una parte dell'onda di piena ~~che ~~si~~ ~~in~~ ~~condizi~~~~ ~~con di maggior sicurezza~~ proviene da monte.

L'ingresso in cassa può avvenire tramite uno SFIORATORE ~~trasversale~~ LONGITUDINALE o una STRUTTURA DI DERIVAZIONE con una traversa in alveo.



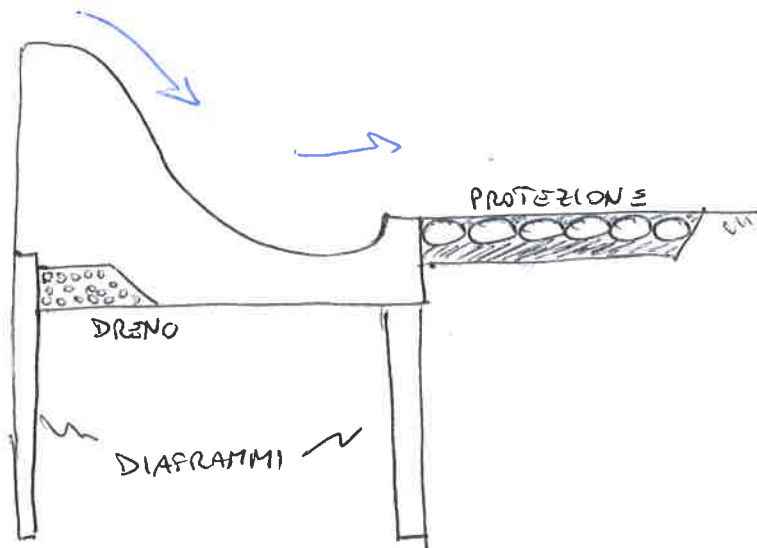
sfiatore longitudinale



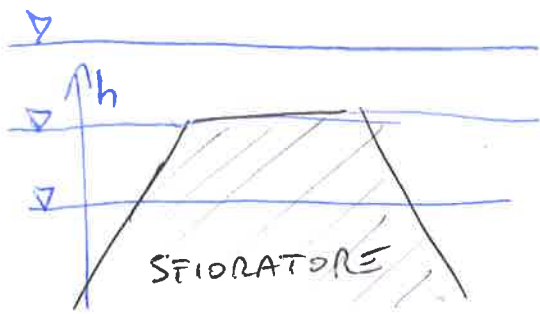
struttura di derivazione

In ogni caso le casse devono essere provviste di uno SCARICO DI FONDO di adatta capacità per poter essere svuotate rapidamente una volta transitata l'onda di piena.

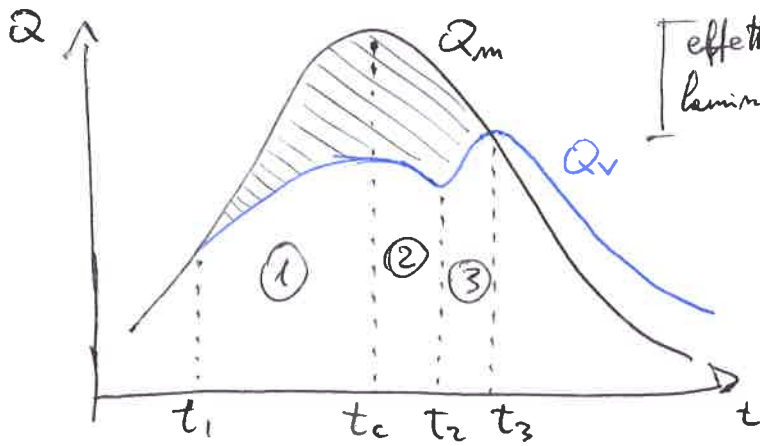
Gli sfiatori devono essere muniti di adeguati DIAFRAMMI contro i pericoli di sifonamento e di vesce di smorzamento ai piedi del profilo, con uno strato di protezione di massi di adeguata pezzatura.



④ La laminazione delle onde di piena nelle casse d'espansione avviene con modalità diverse rispetto ai serbatoi posti in serie al corso d'acqua, nei quali il valore massimo della portata scaricata, si verifica al tempo dell'intersezione degli idrogrammi dell'onda entrante e uscente.



quota max inverso
 quota max regolazione (h_p)
 quota livello normale



$t_1 \rightarrow h_v \gg h_p$ ①

$t_c \rightarrow$ max colmo

② $\rightarrow h_v - h_p$ diminuisce

$t_2 \rightarrow h_c = h_p$

$t_3 \rightarrow h_v = h_c$

③ \rightarrow rigurgito da cassa

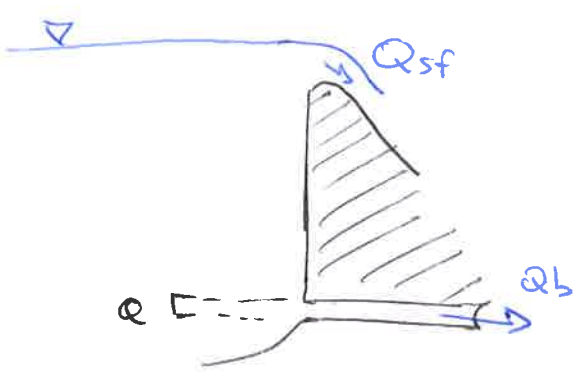
L'idrogramma laminato Q_v ha una forma che dipende dalle caratteristiche dello sfioratore, h_p e L_{sf} e della capacità utile della cassa.

La determinazione della laminazione prodotta da una cassa d'espansione, si ottiene ammettendo che il riempimento della cassa avviene in modo statico e col pelo libero sempre orizzontale.

La portata fluente dal corso d'acqua alla cassa, attraverso lo sfioratore longitudinale, è calcolata come uno sfioratore frontale

$$Q_{sf} = C_q L_{sf} \sqrt{2g} (h - h_p)^{3/2}$$

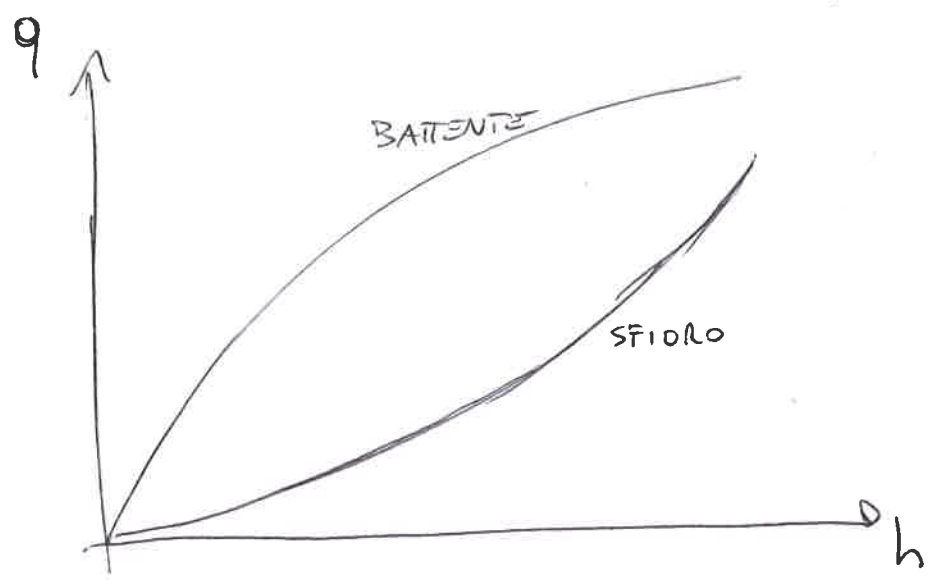
L'ingresso in cassa, oltre allo sfioro, può prevedere anche una luce sotto battente.



$$Q_b = \mu A \sqrt{2gh}$$

dove $A =$ sezione condotto
 \downarrow
 $\frac{\pi d^2}{4}$

Si nota che $q = \frac{Q}{b}$, quindi $\begin{cases} q_{sf} \sim h^{3/2} \\ q_b \sim h^{1/2} \end{cases}$



I parametri geometrici regolano le portate ed ottimizzano il funzionamento della cassa d'espansione.

α $\begin{cases} \text{cresce} = \text{aumenta } q_b \rightarrow \text{maggior volume minimo} \\ \text{decrece} = \text{diminuisce } q_b \rightarrow \text{minor volume minimo} \end{cases}$

L_{sf} $\begin{cases} \text{cresce} = \text{aumenta } q_{sf} \rightarrow \text{maggior volume minimo} \\ \text{decrece} = \text{diminuisce } q_{sf} \rightarrow \text{minor volume minimo} \end{cases}$

①

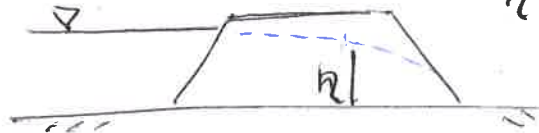
ARGINE

Gli argini possiamo essere disposti in prolobo, ovvero a diretto contatto col flusso idrico, oppure posti a una certa distanza da questo, che prende il nome di golena. L'~~argine~~ argine si dispone in prolobo quando manca spazio per la sua edificazione più arretrata o l'area da difendere ha un valore troppo elevato per sacrificarla a golena. Questa disposizione sottopone l'argine ad azioni erosive. Infatti il suo piede è direttamente a contatto con la parte inferiore della sezione liquida del corso d'acqua, quella cioè caratterizzata da maggiore pressione ed attività ~~idraulica~~ cinetica.

VERIFICA DI FILTRAZIONE

La velocità di filtrazione è data dalla legge di Darcy

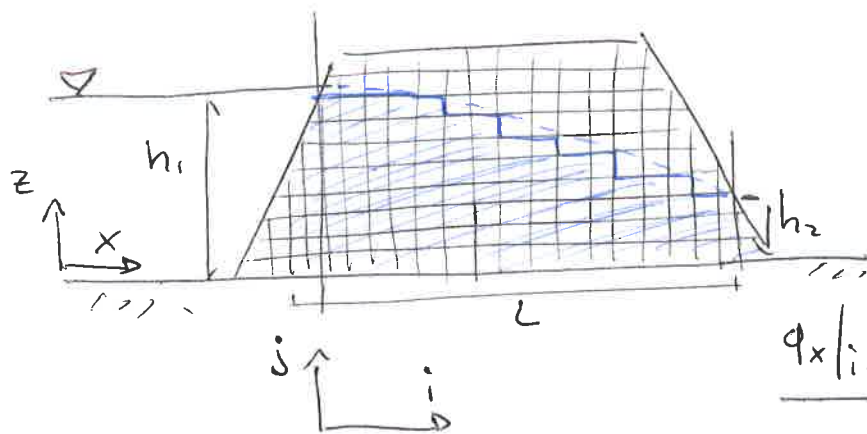
$$\vec{v} = -k \vec{\nabla} h$$



$$\eta(x, y, t)$$

dominio diviso in celle, per discretizzazione spaziale

Bilancio di moto del flusso tra celle vicine, i -esima celle orizzontali, e per ogni passo temporale tra n e $n+1$.



$$\frac{q_x|_{i+1/2} - q_x|_{i-1/2}}{\Delta x} + \frac{\eta_i^{n+1} - \eta_i^n}{\Delta t} = 0$$

Soluzione di Dupuit

Dalla velocità di Darcy si pone la portata $q = -k \gamma \frac{dy}{dx}$
in cui si pone la formula di Dupuit
con le condizioni al contorno $(x=0, \eta=h_1; x=L, \eta=h_2)$
 $q = \frac{k(h_1^2 - h_2^2)}{2L}$ che descrive la parabola
della superficie della filtrazione q .

L'ipotesi è di tubi a flussi orizzontali di sezione A
~~lineare~~ e moto vario (implicito). La linearizzazione
porta al metodo semi-implicito $\frac{h_i^{n+1} - h_i^n}{\Delta t} - \frac{k}{2} \frac{h_{i+1}^{n+1} h_{i+1}^n - h_i^{n+1} h_i^n}{\Delta x} = 0$

Equazione di Richards

Si tiene conto delle proprietà del suolo legando il contenuto
d'acqua e la conducibilità idraulica del terreno al grado
di suzione $\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \left[k(\psi) \nabla (\psi + z) \right]$

Per completare il modello è necessario introdurre le rela-
zioni costitutive, per esprimere l'equazione in termini
di ψ o θ (relazioni di Van Genuchten)

$$\theta(\psi) = \begin{cases} \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{(1 + (\alpha\psi)^n)^m} & \text{se } \psi < 0 \\ \theta_s & \text{se } \psi > 0 \end{cases}$$

$$k(\theta(\psi)) = k_s \left[\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right]^{1/2} \left\{ 1 - \left[1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/m} \right]^m \right\}^2$$

All'aumentare della suzione, il contenuto d'acqua nel suolo
aumenta fino a raggiungere il valore di saturazione
che è simile alla porosità, lasciando una frazione di
aria intrappolata. La conducibilità idraulica aumenta

② all' aumentare della suzione e di conseguenza del contenuto d'acqua del suolo. Quando il suolo è saturo, k è esattamente pari alla conducibilità idraulica di saturazione k_s .

La CAPACITÀ IDRAULICA è la derivata del contenuto d'acqua in funzione della suzione, esprimendo:

$$\left\{ \begin{aligned} \frac{\partial \theta}{\partial \psi} \frac{\partial \psi}{\partial t} &= \nabla [k(\psi) \nabla(h)] && \text{con } h = \text{carico idraulico locale} \\ \frac{\partial \theta}{\partial \psi} &= (\theta_s - \theta_r) \frac{\alpha m m (\alpha \psi)^{m-1}}{[1 + (\alpha \psi)^m]^{m+1}} \end{aligned} \right.$$

quindi si determina il punto di entrata dell'aria, cioè il valore θ oltre il quale si ha saturazione.

La soluzione è data dalla risoluzione numerica dell'equazione di Richards, tramite l'operatore laplaciano in termini differenziali

$$\left(\frac{\partial \theta}{\partial \psi} \right)_{i,j}^n \frac{\psi_{i,j}^{n+1} - \psi_{i,j}^n}{dt} = \frac{1}{h} \left[K_{i+\frac{1}{2},j}^n \frac{h_{i+1,j}^{n+1} - h_{i,j}^{n+1}}{h} - K_{i-\frac{1}{2},j}^n \frac{h_{i,j}^{n+1} - h_{i-1,j}^{n+1}}{h} \right] + \frac{1}{k} \left[K_{i,j+\frac{1}{2}}^n \frac{h_{i,j+1}^{n+1} - h_{i,j}^{n+1}}{h} - K_{i,j-\frac{1}{2}}^n \frac{h_{i,j}^{n+1} - h_{i,j-1}^{n+1}}{h} \right] \quad (h \text{ nd } x, k \text{ nd } y)$$

L'equazione viene riordinata in

$$\left\{ \begin{aligned} h_{i,j}^n &= h_{i,j}^{n+1} \alpha_{i,j} - h_{i+1,j}^{n+1} \alpha_{i+1,j} - h_{i-1,j}^{n+1} \alpha_{i-1,j} - h_{i,j+1}^{n+1} \alpha_{i,j+1} - h_{i,j-1}^{n+1} \alpha_{i,j-1} \\ \text{con } \vec{q} \cdot \vec{n} &= 0 \end{aligned} \right.$$

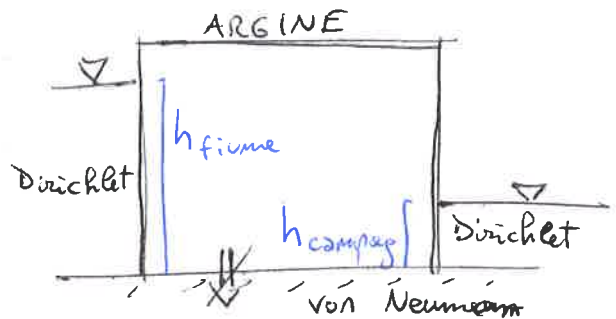
si ipotizza che l'argine poggia su uno strato impermeabile, con condizione di Von Neumann all'interfaccia tra argine e terreno.

Si impone la condizione di Dirichlet sui bordi dell'argine, imponendo la sezione in superficie. sul lato dell'argine verso il fiume è stato imposto il carico idraulico pari al tirante idrico, mentre sul lato verso il piano campagna si dà un carico idraulico o nullo.

Quindi in termini matriciali

$$A \cdot H = C$$

$$\begin{cases} h_{0,i} = h_{fiume} = h_{br}, & z(i) \leq h_{fiume} \\ h_{N+1,j} = h_{campag} = h_{br}, & z(j) \leq h_{campag} \end{cases}$$



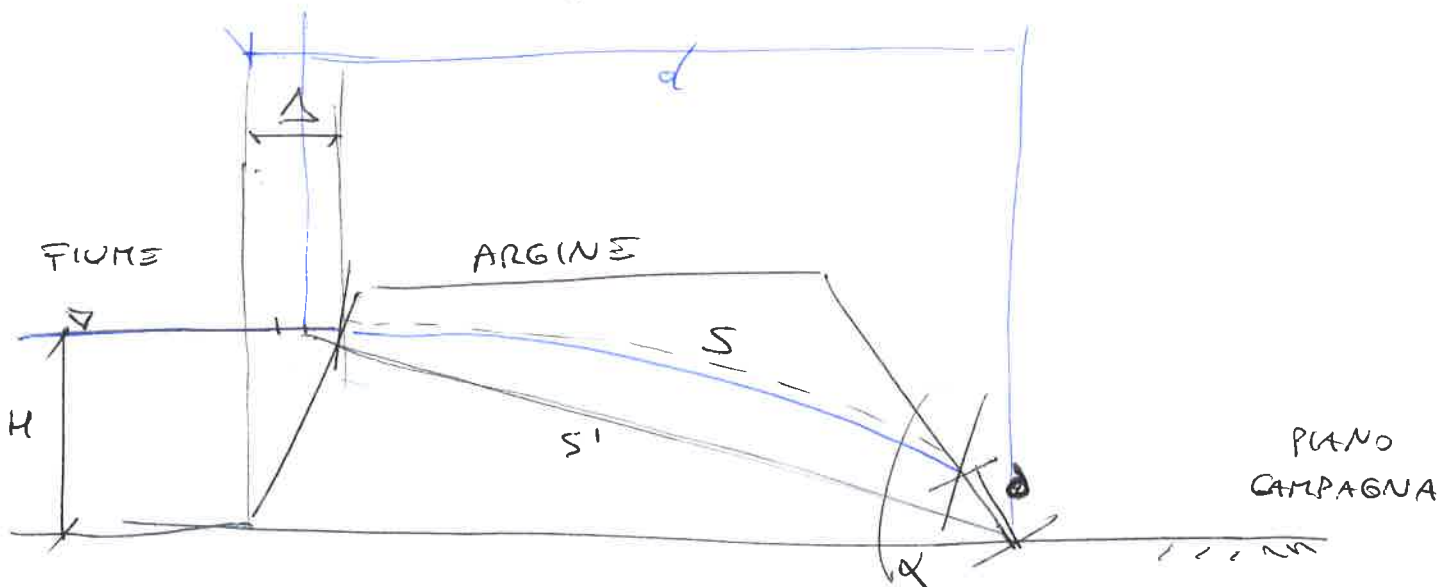
Metodo di Casagrande

Analizza il problema ~~da~~ con il gradiente idraulico pari a $\frac{dy}{ds}$, dove s è ~~la~~ misurato sulle superficie libera, della portata di Darcy $q = -k y \frac{dy}{ds}$. Geometricamente si ha la portata $q = \rho \cdot \sin^2 \alpha \cdot k$, quindi si eguaglia

~~$$\int_0^h \rho \sin^2 \alpha ds = \int_h^0 y dy = \rho \sin^2 \alpha \int_0^{s-\rho} ds$$~~

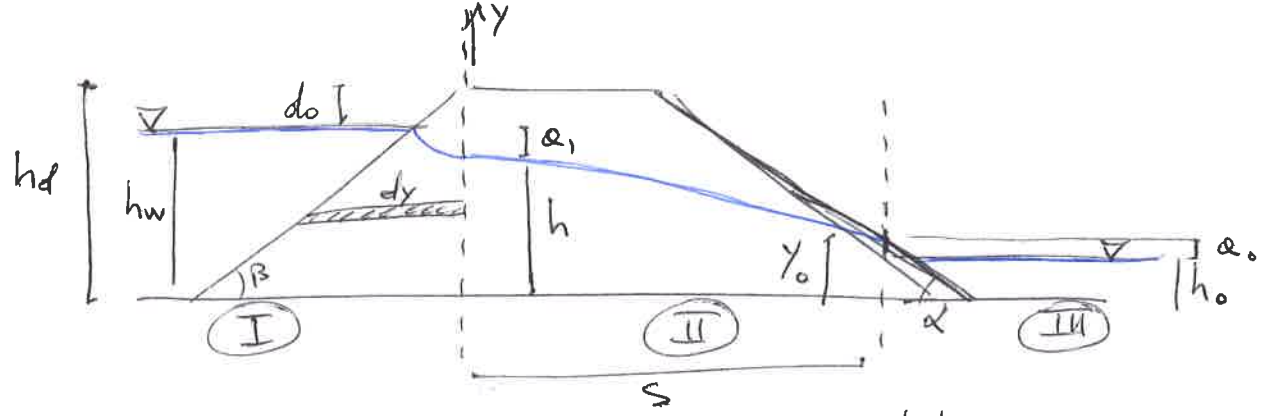
I parametri geometrici sono

$$\begin{cases} s = \sqrt{h^2 + d^2} \\ \rho = \sqrt{d^2 + h^2} - \sqrt{d^2 - h^2 \cot^2 \alpha} \end{cases}$$



③ Metodo di Pavlovsky

si divide l'argine in tre tratti



Nel primo tratto si valuta dy con la portata

$$dq = k \frac{q_1}{m(hd - y)} dy, \text{ con } m = \cotg \beta$$

quindi $\left| \frac{q}{k} = \frac{hw - h}{m} \ln \left(\frac{hd}{hd - h} \right) \right|$

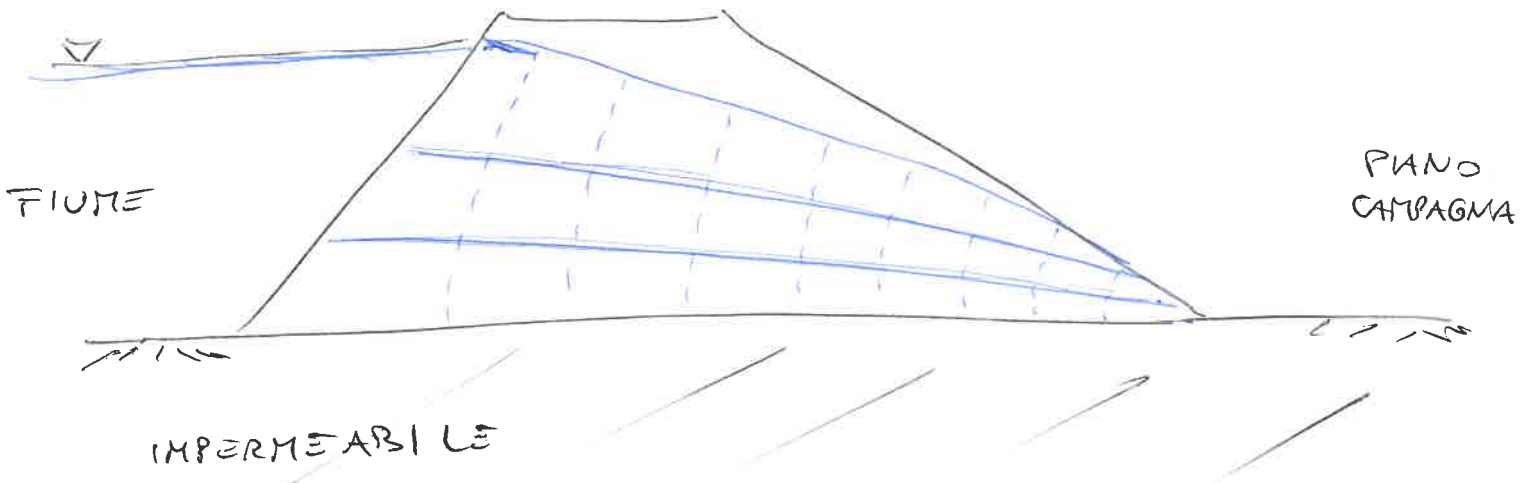
mentre nel secondo tratto $\left| \frac{q}{k} = \frac{h^2 - (q_0 + h_0)^2}{2s} \right|$

Il terzo tratto si valuta se c'è o no acqua, ~~nelle~~ nelle due sezioni di uscita si calcolano $m_0 = \cotg \alpha$

$$\left| \frac{q}{k} = \frac{q_0}{m_0} \right| \text{ (in } q_0)$$

$$\left| \frac{q}{k} = \frac{y_0 - h_0}{m_0} \ln \left(\frac{y_0}{y_0 - q_0} \right) \right|$$

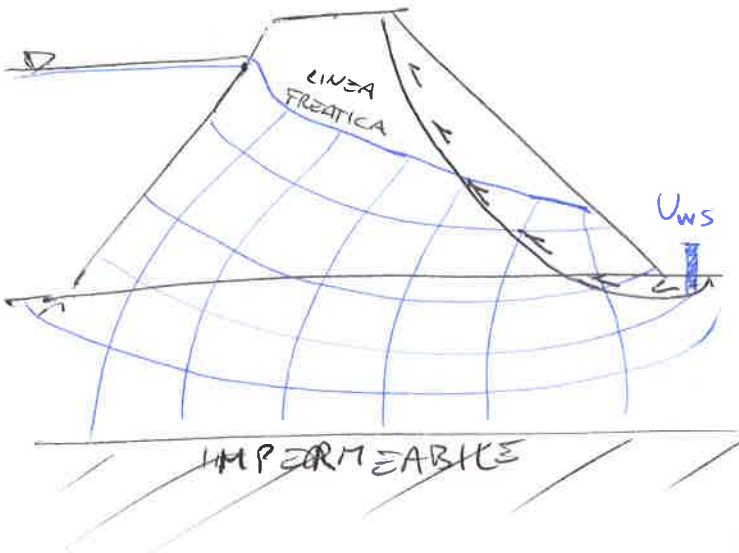
Rete idrodinamica



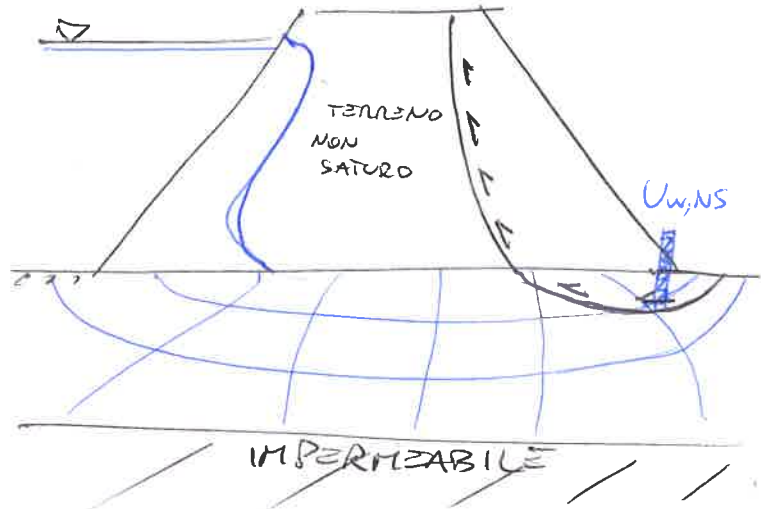
VERIFICA DI SIFONAMENTO

Se lo strato di terreno su cui è appoggiato l'argine è permeabile, si ha sifonamento, ovvero la risalita di fluido del suolo nel piano campagna non in grado di opporsi alla spinta. È innescato dalla filtrazione e dalla differenza di pressione tra monte e valle.

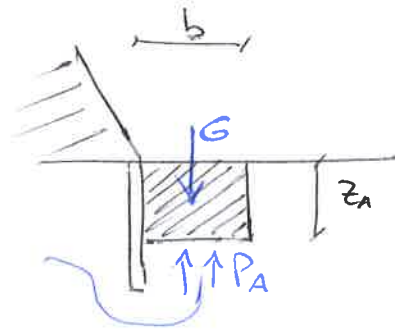
TERRENO SATURO
condiz. stazionarie



TERRENO NON SATURO
condiz. non stazionarie



Si ha il fantasma per la liquefazione quando $P_A \cdot b > \gamma b z_A (C_b \Delta + 1)$



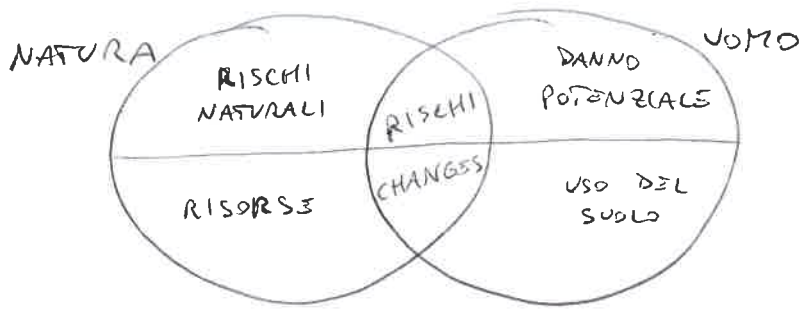
De normativa, ogni terreno

ha un F_s^* minimo, per cui si valuta il fattore di sicurezza.

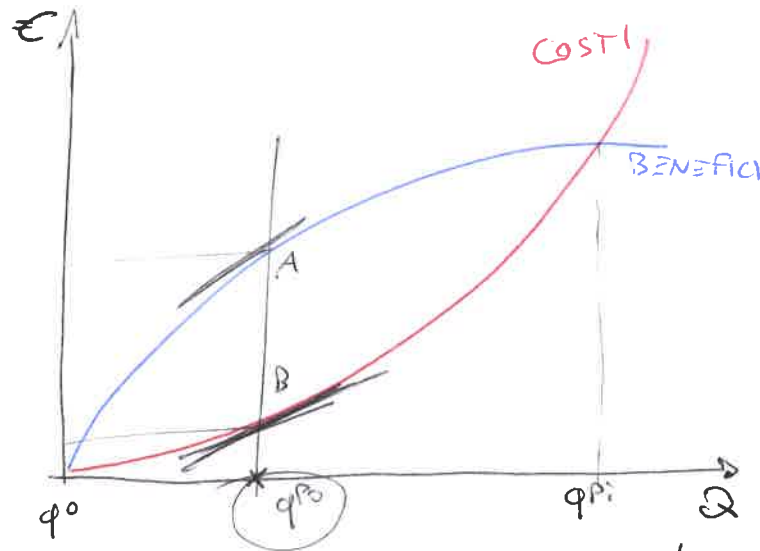
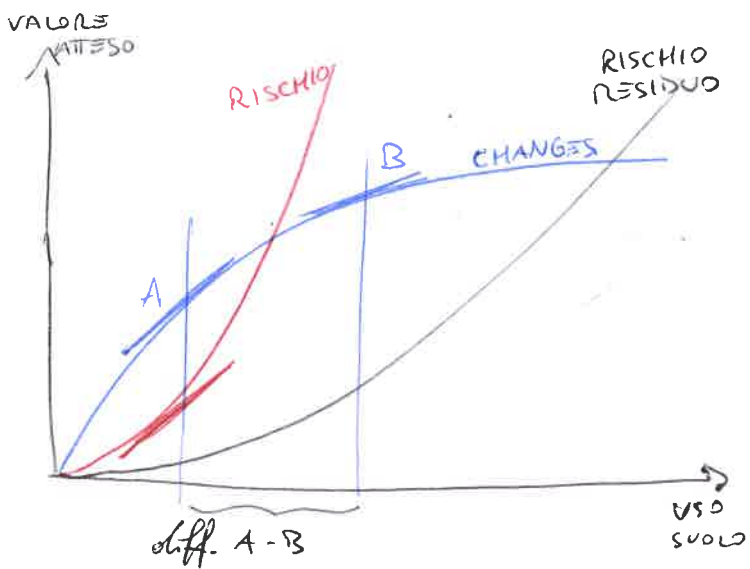
$$F_s = \frac{\frac{1}{3} L h + L_v}{h_1 - h_2} > F_s^*$$

ANALISI COSTI - BENEFICI

Utilizzando delle risorse si corrono dei rischi, il territorio offre una disponibilità di beni necessari all'uomo.



Esiste un legame fortemente non lineare tra possibilità e rischi, usando le risorse ci si assoggetta a dei rischi:



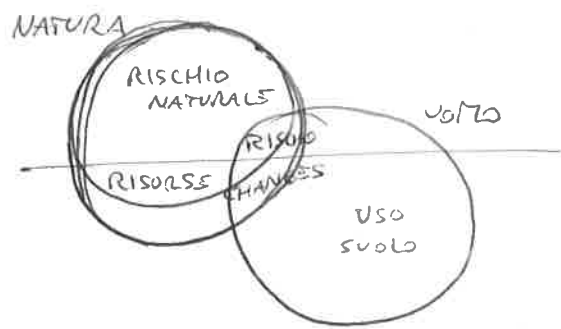
Sviluppo delle possibilità e dei rischi

beneficio marginale e costo marginale sono uguali e il livello di mitigazione è ottimale

Osservando l'andamento delle risorse si nota che fino ad un ^{certo} ~~certo~~ istante il gradiente delle possibilità è maggiore di quello dei rischi e dunque c'è un interesse nell'utilizzare del suolo, valorizzandolo con facilità in termini economici. Una volta che i terreni facili da sfruttare esauriscono occorre considerare terreni più difficili e di conseguenza si osserva un aumento dei rischi. ~~Fino ad A si possono sfruttare i terreni~~
~~Non~~ Nel punto A si osserva la stessa derivata delle curve,

da A in poi i rischi aumentano più velocemente. Fino ad A si possono sfruttare i territori accettando un determinato rischio, senza dover eseguire particolari interventi mitigatori, successivamente è necessario pensare ad interventi che riducono i rischi che posso incontrare nello sfruttare determinati altri spazi.

⚠ Gli interventi mitigatori costano! Inizialmente con alcune valutazioni si ottiene una considerevole riduzione del rischio ottenendo molti benefici con un costo limitato. Per ottenere una completa eliminazione del rischio i costi $\rightarrow \infty$.
Con la mappatura del rischio è possibile aumentare le possibilità e ridurre il rischio.



Tramite un'analisi di questo tipo è possibile valutare se per un determinato territorio conviene o meno investire risorse in opere di mitigazione.

$$R = P \cdot V \cdot v$$

R = rischio

P = pericolo

V = valore elementi

v = vulnerabilità

COLATE DETRITICHE

liquido + solido → mistura bifasica

granulometria eterogenea

⊕ → Approccio MONOFASE

ok per acqua + argilla
• MUD-FLOW viscoso

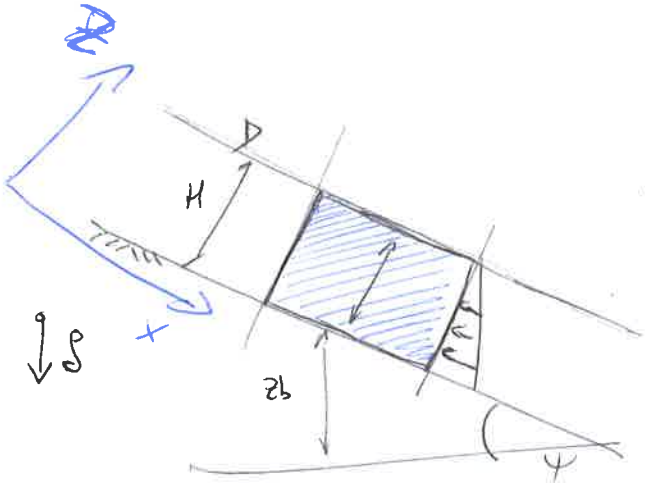


DERIVAZIONE EQUAZIONI con volume di controllo infinitesimo in x (direzione del moto)

ipotesi:

1. variabili continue;
2. acqua bassa (shallow flow);
3. pendenza fondo limitata.

• sistema di riferimento parallelo/perpendicolare al pendio



+ massa

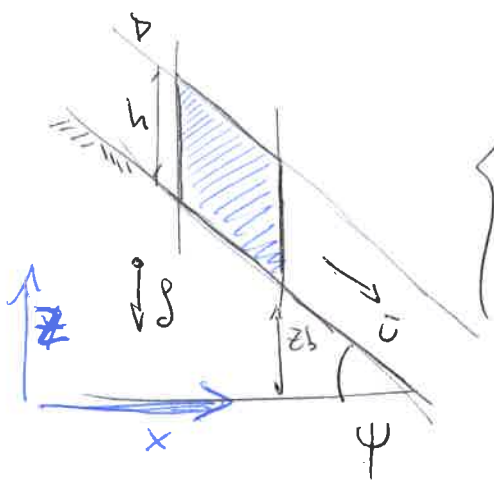
$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial (hU)}{\partial x} = 0$$

+ energia

$$\frac{\partial (Uh)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(U^2 h + \frac{\rho g h^3}{2} \right) + \rho g h \frac{\partial z_b}{\partial x} = -\frac{T_0}{\rho}$$

equazioni di De Saint Venant

• sistema di riferimento orizzontale/verticale fisso



+ massa

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial (hU)}{\partial x} = 0$$

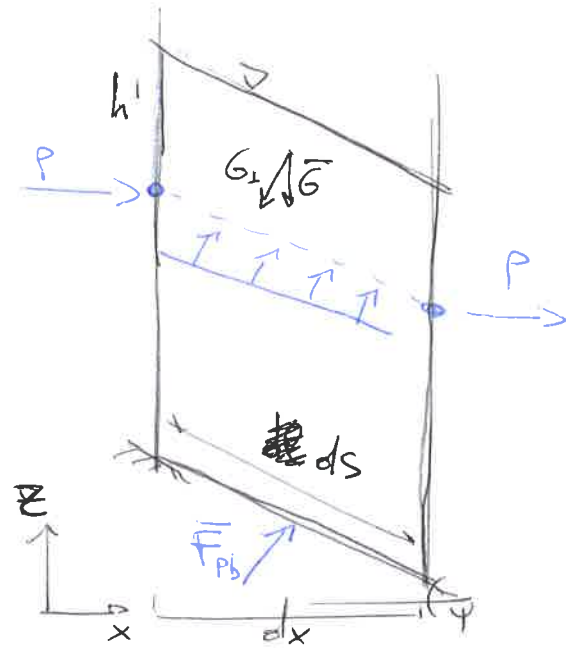
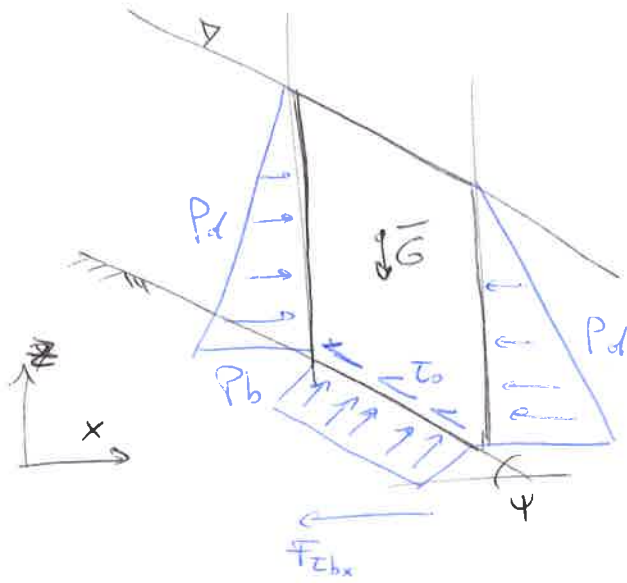
+ energia

$$\frac{d}{dt} \int_V \rho U' dV + \int_S (\rho U') \bar{U}'_{vel} d\bar{S} = \sum_i F_x$$

⊗ da definire!

→ definizione bilancio di quantità di moto

$$\left[\frac{\partial}{\partial t} (\rho u h) + \frac{\partial}{\partial x} (\rho u^2 h dx) \right] dx = \text{Forze superficie} + \text{Forze volume}$$



Peso: $|G| = \rho g h' dx$, $G_{\perp} = \rho g h' dx \cos \psi$
 resistenza $R_p = P ds = P \frac{dx}{\cos \psi}$

} equilibrio
 $\rho g h' dx \cos \psi = P \frac{dx}{\cos \psi}$

⇒ pressione $P = \rho g h' \cos^2 \psi$

→ $P_b = \frac{\rho g h^2}{2} \cos^2 \psi$
 distribuite

Al fondo, per $P_b = \rho g h \cos^2 \psi$ sia $F_{P_b} = \int_{ds} P_b \cdot ds$

quindi $F_{P_{bx}} = \rho g h \cos^2 \psi \tan \psi dx$ in \hat{x}

per ipotesi $\tan \psi = -\frac{dz_b}{dx}$ è la pendenza del pendio

$$F_{P_{bx}} = -\rho g h \cos^2 \psi \frac{\partial z_b}{\partial x} dx$$

Le tensioni tangenziali τ_0 sono raccolte in $F_{\tau_{bx}} = -\tau_0 dx$

L'equazione della quantità di moto è

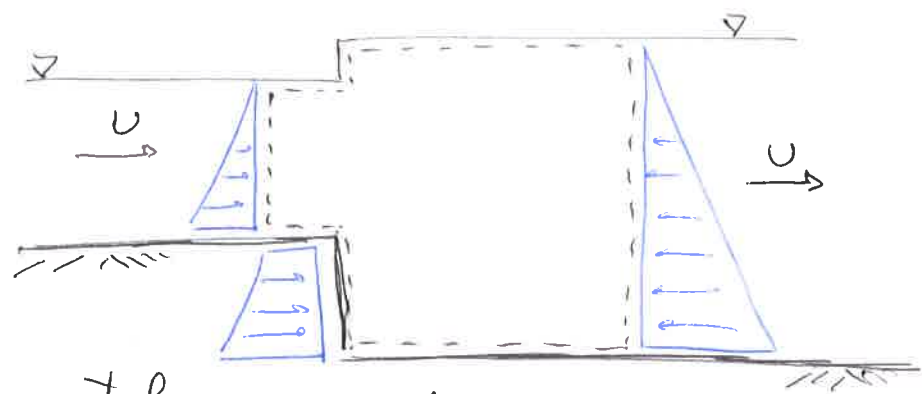
$$\frac{\partial}{\partial t} (u h) + \frac{\partial}{\partial x} (u^2 h dx) + \underbrace{\frac{\rho g h^2}{2} \cos^2 \psi}_{\text{riferimento all'inclinazione del pendio rispetto a } x, y \text{ fissi}} + \underbrace{\rho g h \cos^2 \psi \frac{\partial z_b}{\partial x}}_{\text{riferimento all'inclinazione del pendio rispetto a } x, y \text{ fissi}} = -\frac{\tau_0}{\rho}$$

le riferimento all'inclinazione del pendio rispetto a x, y fissi

② Il primo sistema è più semplice ma non riconosce le discontinuità del fondo; il secondo è più articolato ma si adatta meglio al fondo



Bilancio spinte con discontinuità



Ipotesi di fondo orizzontale: $\cos \psi = 1$ e $\alpha_{v2} \rightarrow 1$

$$\begin{cases} \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial (Uh)}{\partial x} = 0 \\ \frac{\partial (Uh)}{\partial t} + \frac{\partial \left[U^2 h + \frac{g h^2}{2} \right]}{\partial x} + g h \frac{\partial z_b}{\partial x} = - \frac{T_0}{\rho} \end{cases}$$

⊕ $T_0 = T_0^{\text{cos}} + T_0^{\text{MC}} + T_0^{\text{visc}} + T_0^{\text{turb}} + T_0^{\text{collis.}}$ relazione di chiusura

Modello FLO-2D: fluido omogeneo, $C_v =$ concentrazione erigile

modello monofase definisce T_0 :

$$\begin{aligned} T_0^{\gamma} &= \alpha_i e^{\beta_i C_v} \neq f(U) \\ T_0^{\text{visc}} &= K \frac{\mu_B U}{8h} = f(U) \\ T_0^{\text{tc}} &= \gamma \frac{n^2}{h^{1/3}} U^2 = f(U^2) \end{aligned} \left\{ \begin{array}{l} \text{com } \mu_B = \text{viscosità} = \alpha_2 e^{\beta_2 C_v} \\ k \approx 24 \\ n = \text{Manning} = \frac{\alpha_3 e^{\beta_3 C_v}}{k_s} \end{array} \right.$$

⊕ → Approccio BIFASE del modello del Trasporto solido

↳ Semplificazioni con D.S.V. ed Exner (bilancio volumi)

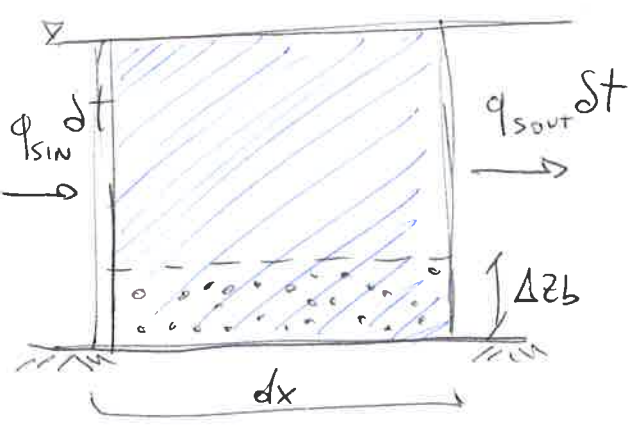
valuta concentrazione volumetrica

$$C_b = \frac{V_{\text{solido}}}{V_{\text{TOT}}} \approx 0,65$$

equazione di Exner

$$C_b \frac{\partial z_b}{\partial t} + \frac{\partial q_s}{\partial x} = 0$$

MODELLO A BASSA CONCENTRAZ.



Si aggiunge la conservazione di massa solida

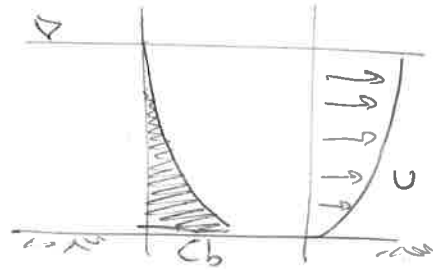
ipotesi:

1. unico diametro
3. isocinetica $U_s' = U'$
5. concentrazione logaritmica da 0 a $C_b (=0,65)$

$$2. C'(x, y, t) = \frac{V_{\text{solido}}}{V_{\text{tot}}}$$

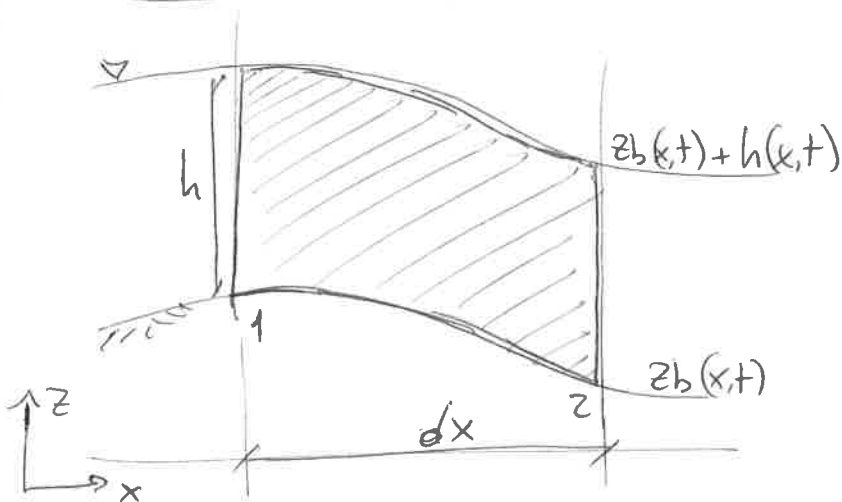
$$4. \text{ fondo } U_s' = 0$$

$$\left\{ \rho_s' = C' \rho_s \right\}$$



Volume di controllo infinitesimo in \hat{x}

- **NATURALE**



$$\frac{d}{dt} \int_V \rho_s C' dV + \int_S (\rho_s C') \bar{U}_{rel} dS = 0$$

con $C' = \frac{1}{h} \int_{z_b}^{z_b+h} C' dz$ mediato

Esmer ipotizza $\frac{\partial}{\partial t}(Ch) \rightarrow 0$

=> equazione di continuit 

$$\frac{\partial}{\partial t}(Ch) + \frac{\partial}{\partial x} [CUh] + C_b \frac{\partial z_b}{\partial t} = 0$$

solido
sospeso

flusso
sedimenti

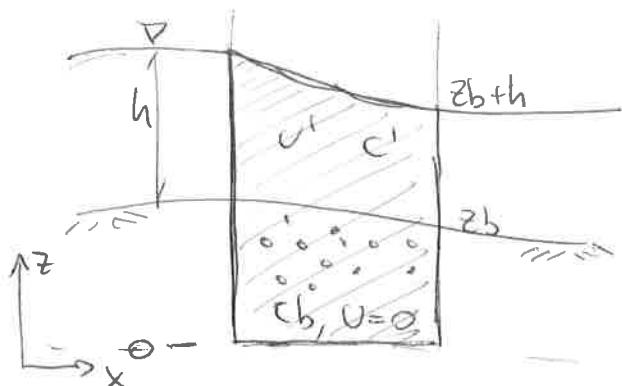
fondo mobile

- **ESTESO**

si ottiene la stessa equazione di continuit 

$$\left(\frac{\partial}{\partial t}(Ch) + \frac{\partial}{\partial x} [CUh] + C_b \frac{\partial z_b}{\partial t} = 0 \right)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} [(Ch) + C_b z_b] + \frac{\partial}{\partial x} [CUh] = 0$$



3) Modelli Exner Based Models (EBM)

Combinazione monofase di DSV ed Exner

$$\begin{cases} \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(Uh) = 0 & \text{CONS. LIQUIDO} \\ \frac{\partial}{\partial t}(Uh) + \frac{\partial}{\partial x} \left[(U^2h \alpha_{U^2}) + \frac{\rho h^2}{2} \right] + \rho h \frac{\partial z_b}{\partial x} = - \frac{\tau_0}{\rho} & \text{QUANT. MOTO} \\ c_b \frac{\partial z_b}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(cUh) = 0 & \text{CONS. SOLIDO} \end{cases}$$

coincidono volumi di miscela e volumi di liquido.

+ due relazioni di chiusura

$$\begin{cases} q_s = cUh & \rightarrow \text{portata solida} \\ \frac{\partial z_b}{\partial t} = \frac{\text{dep-eros}}{c_b} & \rightarrow \text{movimento fondo} \end{cases}$$

MODELLI AD ALTA CONCENTRAZIONE

ipotesi:

1. miscela bifase $\rho_s' = c' \rho_s$ 2. $\alpha \rightarrow 1, \cos \psi \rightarrow 1$
2. isocinetica $U' = U_s'$

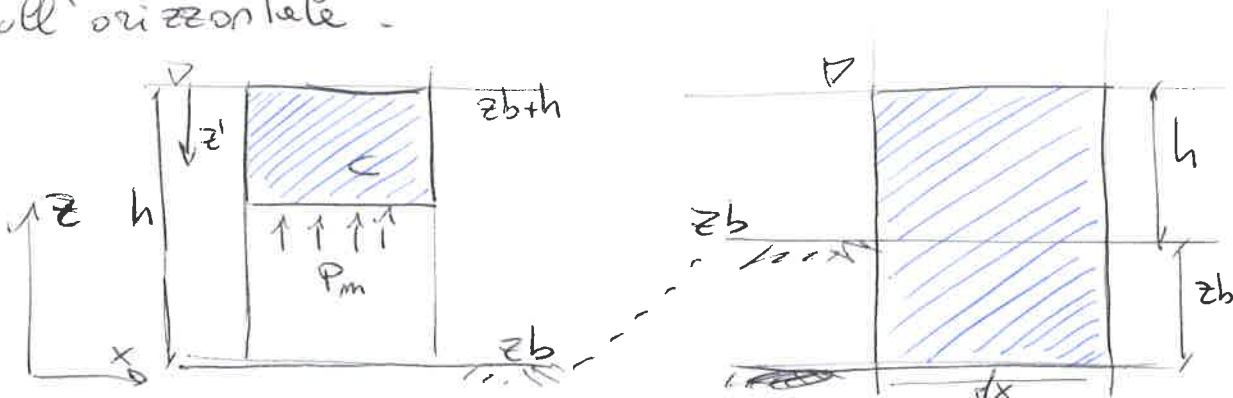
sistema di equazioni:

$$\begin{cases} c_b \frac{\partial z_b}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial t}(ch) + \frac{\partial}{\partial x}(cUh) = 0 \\ (1-c_b) \frac{\partial z_b}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial t}((1-c)h) + \frac{\partial}{\partial x}((1-c)hU) = 0 \\ \rho_m = \rho_f(1+c'\Delta) \Rightarrow \rho_m U' = \rho_s c' U' + \rho_f(1-c')U' \end{cases}$$

distribuzione pressioni nella miscela

ipotesi: $c' = c$ su tutta la verticale

analisi quantità di moto della miscela sulla verticale e sull'orizzontale.

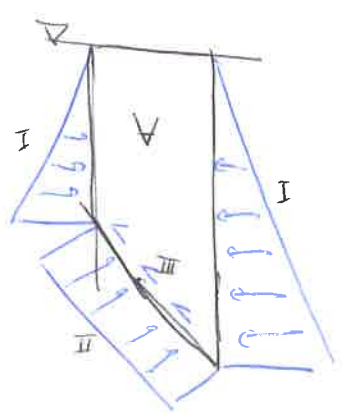


- in \hat{z} si pone $U_z' = 0$ quindi $\sum F_{ez} = 0 = -P_m g z' dx + P_m dx$

Allora vale $P_m = \rho_m g z' = \rho_e (1 + c\Delta) g z'$ distribuzione lineare = $f(z')$

- in \hat{x} si pone $\frac{d}{dt} \left[\int_V (\rho_m U') dV + \int_S (\rho_m U') \bar{U}_{rel} \cdot d\bar{S} \right] = \sum F_{ex}$

$$\sum F_{ex} = -\frac{\partial}{\partial x} \left[\rho_e (1 + c\Delta) \frac{h^2}{2} \right] dx - \rho_e (1 + c\Delta) h \frac{\partial z_b}{\partial x} dx - \tau_0 dx$$



Le forze esterne sono le distribuzioni lineari delle pressioni laterali e distribuzioni costanti al fondo.

Si ottiene il sistema completo

3 equazioni
2 chiusure
5 incognite

$$\begin{cases} c_b \frac{\partial z_b}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial t} (ch) + \frac{\partial}{\partial x} (cuh) = 0 \\ (1-c_b) \frac{\partial z_b}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial t} [(1-c)h] + \frac{\partial}{\partial x} [(1-c)uh] = 0 \\ \frac{\partial}{\partial t} [(1+c\Delta)uh] + \frac{\partial}{\partial x} [(1+c\Delta)(U^2h + \frac{gh^2}{2})] + g(1+c\Delta)h \frac{\partial z_b}{\partial x} = -\frac{\tau_0^m}{\rho_e} \end{cases} \implies \frac{\partial z_b}{\partial t} + \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial (Uh)}{\partial x} = 0$$

• teoria delle collisioni - tensione al fondo

$$\frac{\tau_0^m}{\rho_e} = \frac{25}{G} \frac{\rho_s}{\rho_e} \alpha \sin \phi_d \frac{\lambda^2}{\gamma^2} U^2 \quad \text{con } \lambda = \left[\left(\frac{c_b}{c} \right)^{1/3} - 1 \right], \quad \gamma = \frac{h}{d}, \quad \alpha = 0,32$$

$\phi_d \approx 38^\circ$

• concentrazioni - num. di Froude

$$C = c_b \beta \frac{U^2}{gh}$$

④ + UNICA SOLUZIONE DI MOTO UNIFORME: moto permanente

ipotesi:

$U \cdot h = \text{cost}$ allora $C = f(U, h) = \text{costante}$ e
 $U = h = \text{cost}$

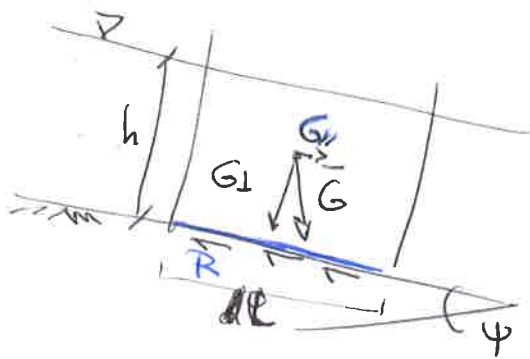
il sistema moto uniforme è:

$$\begin{cases} \rho(1+C\Delta)h \frac{\partial z_b}{\partial x} = -\frac{\tau_0^m}{\rho} \\ Q_s = CUh = \text{cost} \\ Q_{\text{mix}} = Uh = \text{cost} \\ C = C_b \beta \frac{U^2}{gh} \end{cases}$$

avendo 6 incognite in 4 equazioni, si fissano 2 variabili.

+ Relazione di Takahashi

con le ipotesi di moto uniforme: bilancio di forze al fondo



$|G| = \rho(1+C\Delta)ghL$ peso verticale
 parallelo al fondo

$$\begin{cases} G_{||} = \rho(1+C\Delta)ghL \sin \psi \\ |R| = G_s \tan \phi_d = \rho C \Delta ghL \cos \psi \tan \phi_d \end{cases}$$

$$= \rho C \Delta ghL \cos \psi \tan \phi_d$$

quindi il bilancio è $G_{||} = |R|$

$$\rho(1+C\Delta)ghL \sin \psi = \rho C \Delta ghL \cos \psi \tan \phi_d$$

quindi la concentrazione si stima

$$C \approx \frac{1}{\Delta} \frac{\tan \psi}{\tan \phi_d - \tan \psi}$$

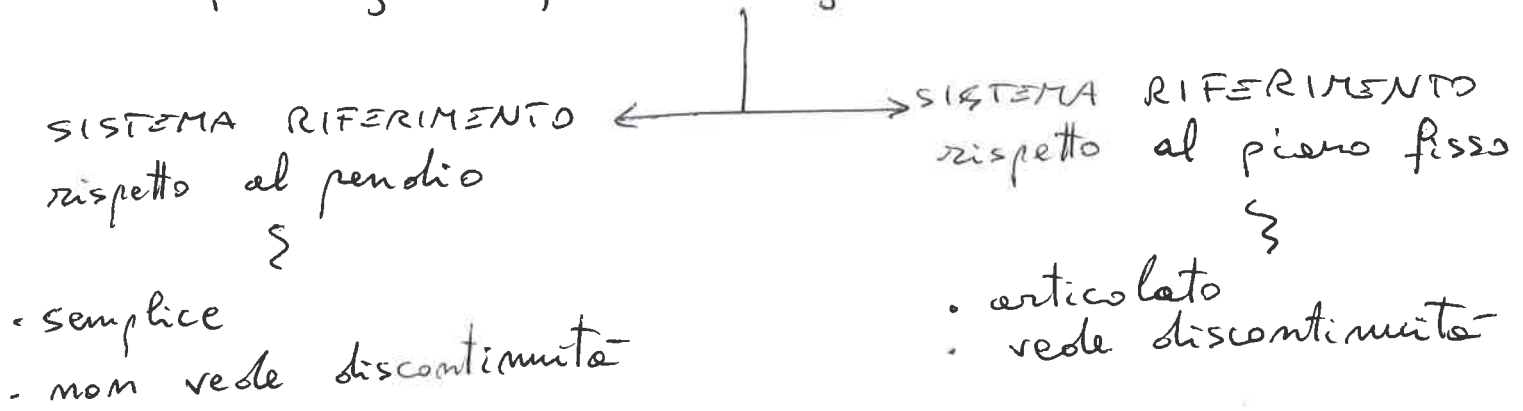
dalle pendenze

=> per trovare il parametro β

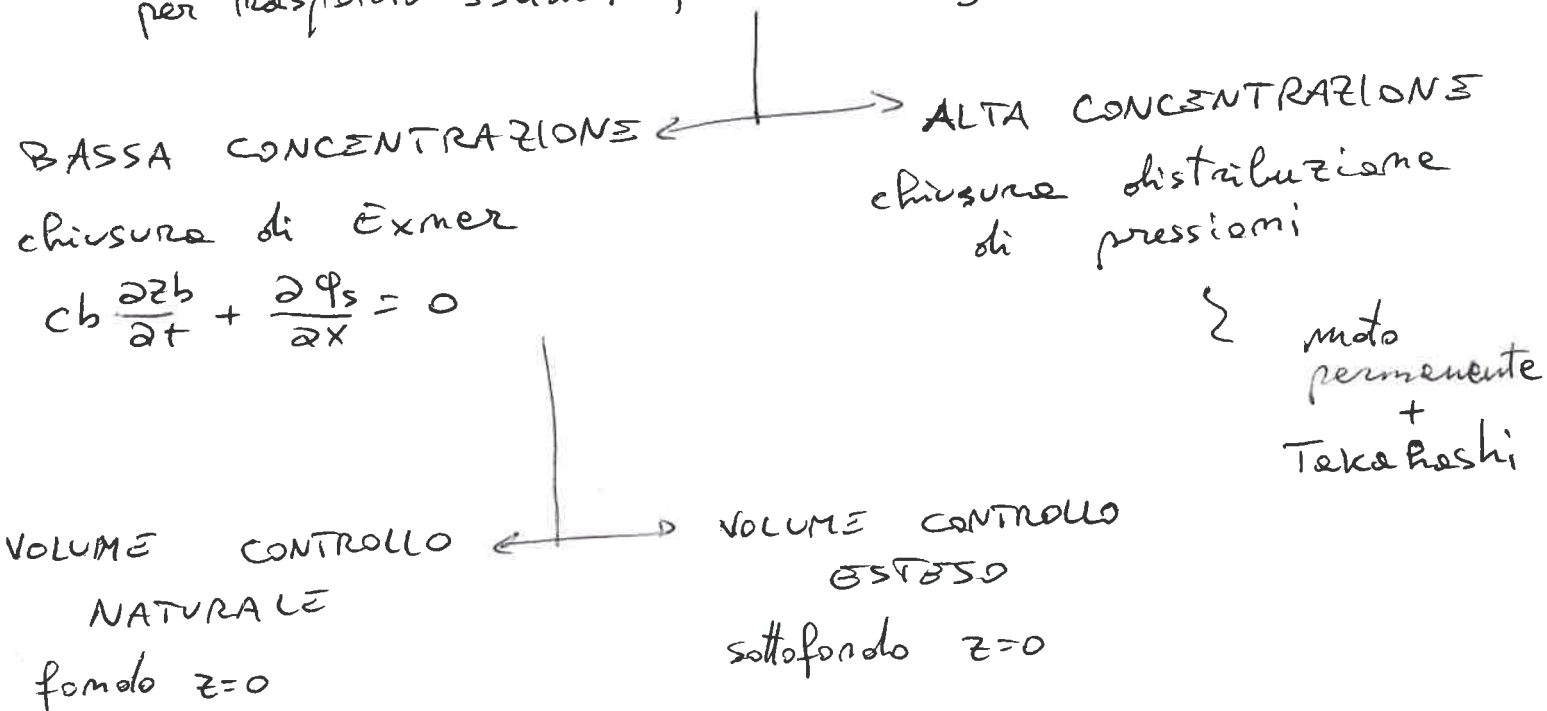
limite di validità $C \leq 0, \beta C_b$ e ψ bassi

COLATE DETRITICHE

APPROCCIO MONOFASE
per argille: fluido omogeneo



APPROCCIO BIFASE
per trasporto solido: fluido eterogeneo



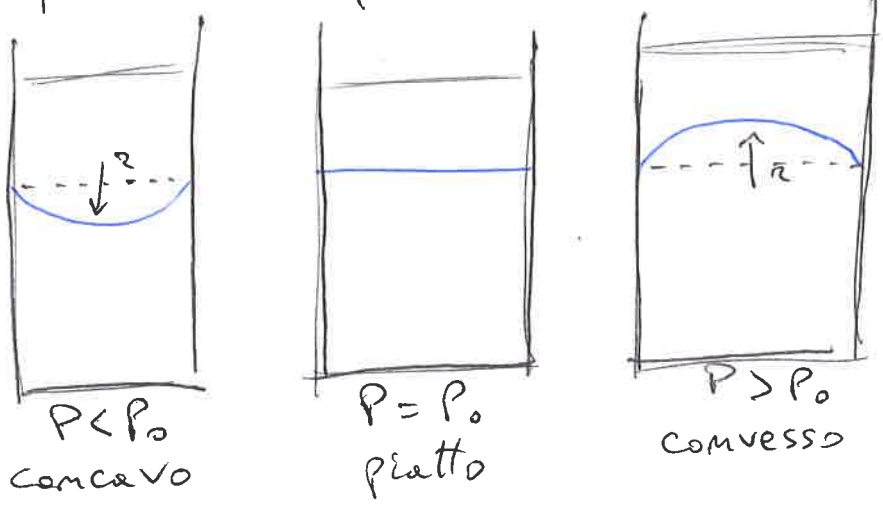
① DISEGNI e SCHEMI IPOTESI

PRESSIONE VAPORE SATURO

Legge di Kelvin

$$\ln\left(\frac{P}{P_0}\right) = \frac{V_m}{RT} \frac{2\gamma}{r} \rightarrow P = P_0 \exp\left(\frac{V_m}{RT} \frac{2\gamma}{r}\right)$$

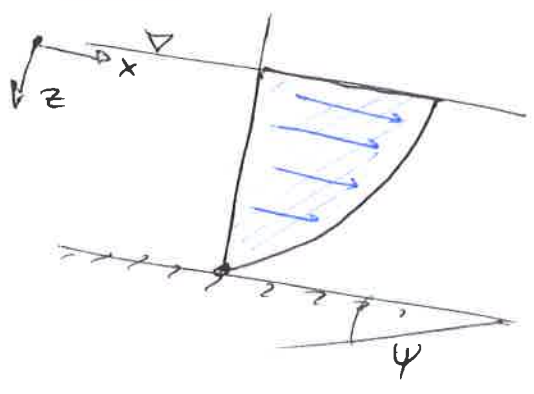
funzione esponenziale in r $\left\{ \begin{array}{l} r > 0, P > P_0 \\ r < 0, P < P_0 \end{array} \right.$



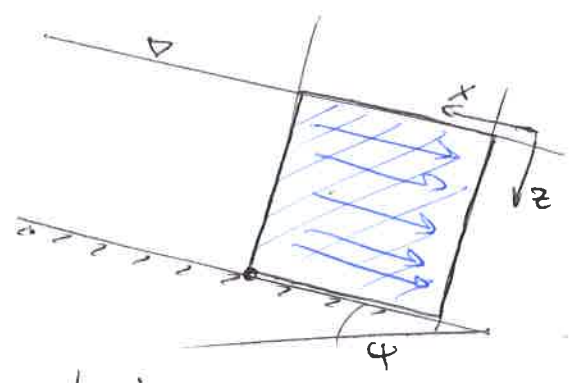
GOCCE / NEVE
↓
superficie
convessa

TIPICI TIPI DI MOTO VALANGA

SCORRIMENTO



SLITAMENTO



ipotesi

moto parallelo al fondo
con profilo parabolico

$$\frac{\partial u_z}{\partial z} = \frac{\partial u_x}{\partial x} = \frac{\partial u_x}{\partial z} = 0$$

$$D = \begin{bmatrix} 0 & \frac{1}{2} \frac{\partial u_x}{\partial z} \\ \frac{1}{2} \frac{\partial u_x}{\partial z} & 0 \end{bmatrix}$$

ipotesi

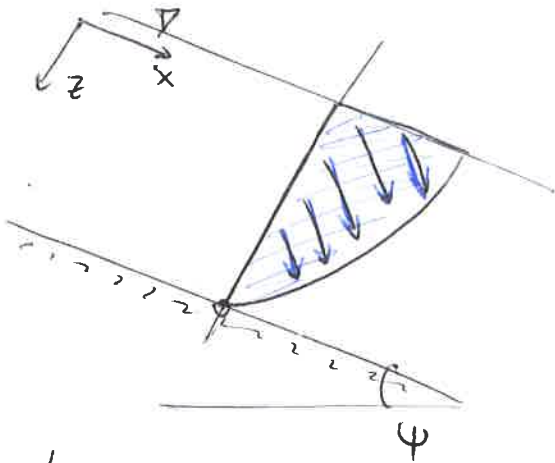
moto parallelo al fondo

$$\frac{\partial u_z}{\partial x} = \frac{\partial u_x}{\partial z} = 0, \quad u_x(0) = 0$$

$$D = \begin{bmatrix} \frac{\partial u_x}{\partial x} & 0 \\ 0 & \frac{\partial u_z}{\partial z} \end{bmatrix}$$

REPTAZIONE

scorrimento +
assestamento



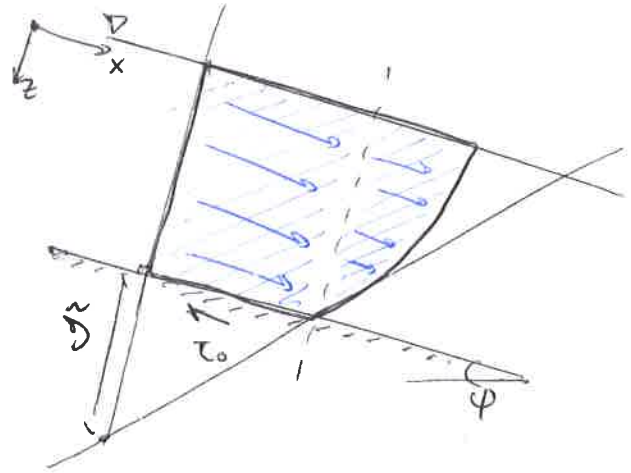
ipotesi

scorrimento verso \hat{x} e
assestamento verso \hat{z}

$$\frac{\partial U_x}{\partial x} = 0, \quad \frac{\partial U_z}{\partial z} \neq 0, \quad \frac{\partial U_z}{\partial x} = 0$$

$$D = \begin{bmatrix} 0 & \frac{1}{2} \frac{\partial U_x}{\partial z} \\ \frac{1}{2} \frac{\partial U_x}{\partial z} & \frac{\partial U_z}{\partial z} \end{bmatrix}$$

REALE (scorrimento + slittamento)



ipotesi

fronte con profilo parabolico

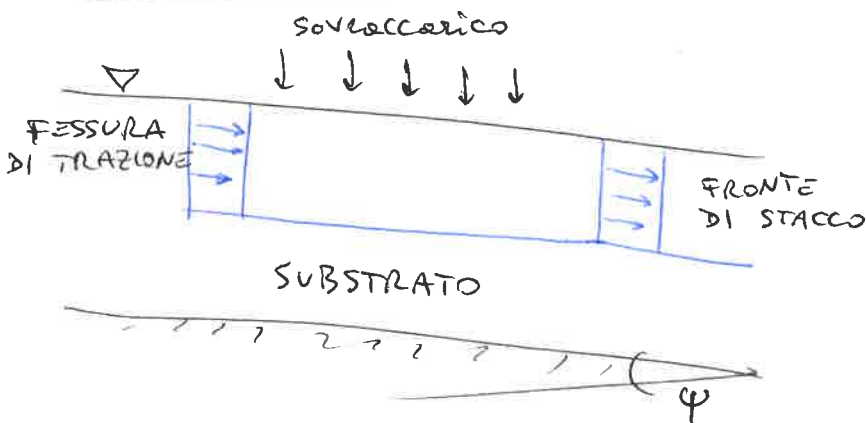
U_0 verso \hat{x}

$$D = \frac{\mu U_0}{|z|} \quad \frac{\partial U_x}{\partial z} \neq 0$$

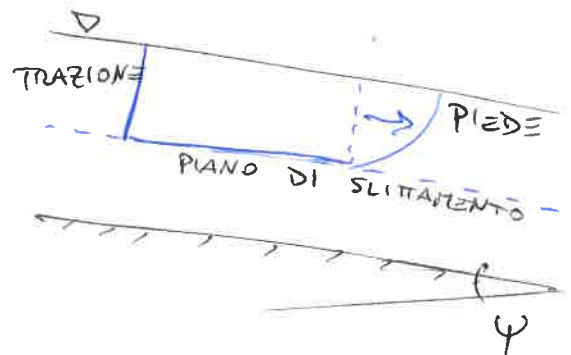
VALANGA A LASTRONI

ipotesi di alta coesione

INNESCO



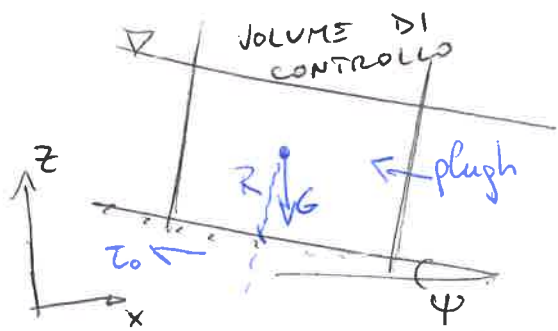
DISCESA



2

MODELLI

PCM (corpo rigido)



$\vec{F}_e =$ peso - resistenza turbol. - resist. centripeta - plugh

$$D_{aug} = \frac{\partial M}{\partial s} + \frac{M}{R} \tan \varphi + \kappa$$

$$\alpha = g (\sin \varphi - \cos \varphi \tan \varphi)$$

VOELLMI

(fluido continuo)

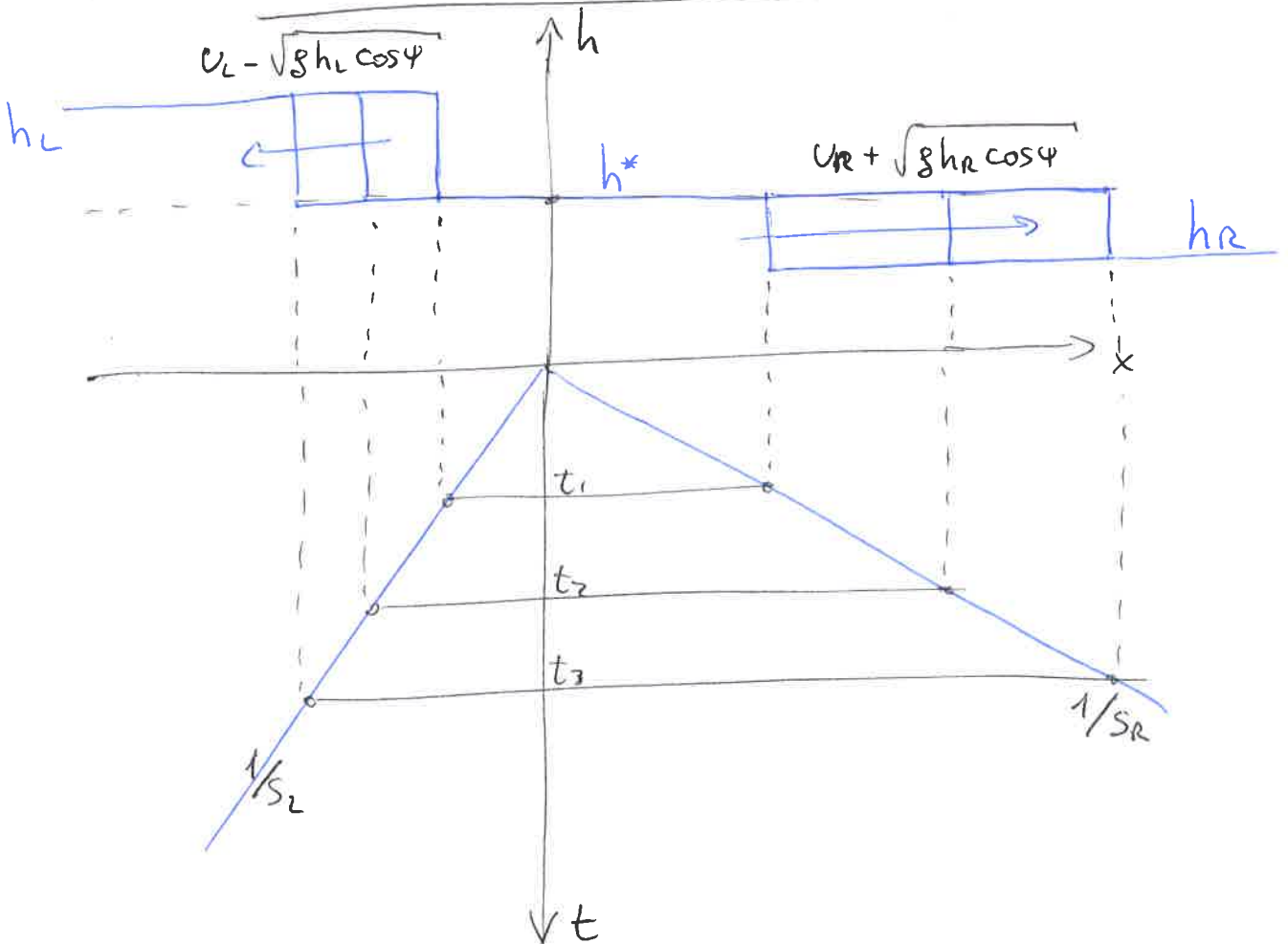


ipotesi shallow flow

$$\frac{\partial}{\partial z} \gg \frac{\partial}{\partial x} \quad \text{analisi dimension.}$$

$$\begin{cases} \frac{\partial}{\partial t}(\rho h) + \frac{\partial}{\partial x}(\rho U h \alpha) = 0 \\ \frac{\partial}{\partial t}(U h) + \frac{\partial}{\partial x}(U^2 h) = g h \sin \varphi - \frac{\partial p}{\partial x} \frac{1}{\rho} - \frac{\tau_0}{\rho} \\ \tau_0 = \gamma h \cos \varphi \tan \varphi + \frac{\gamma}{5} U^2 \\ \tau_0 = \gamma h \sin \varphi \end{cases}$$

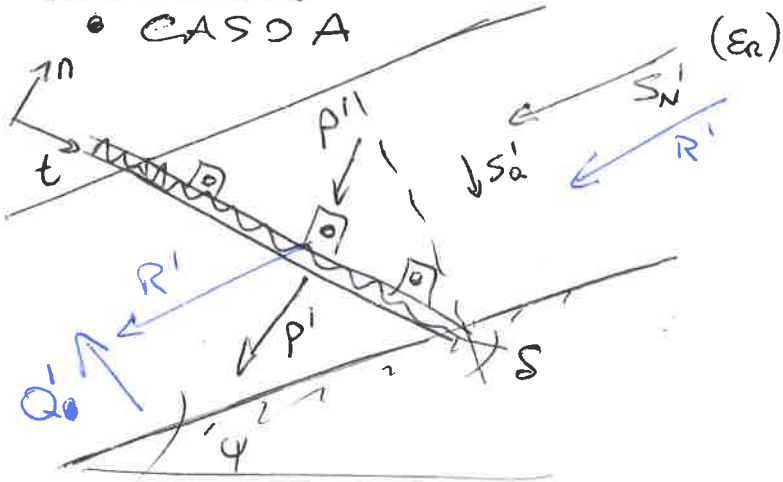
AVAL 1D - RAMMS - 2D



PROGETTO O PERE

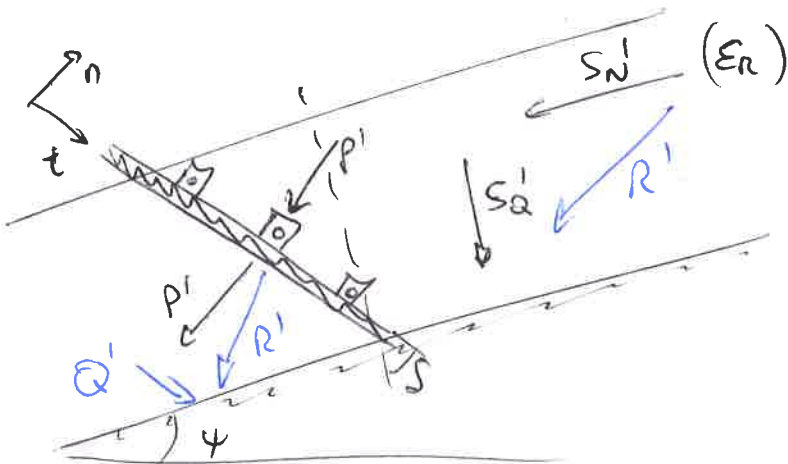
RIGIDE

CASO A



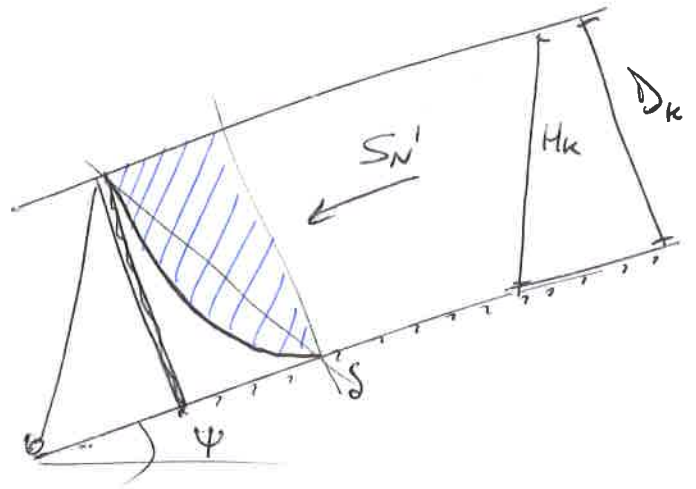
$$\begin{cases} P' = -R' \cos(\delta - \epsilon_r) \\ Q' = -R' \sin(\delta - \epsilon_r) \end{cases}$$

CASO B

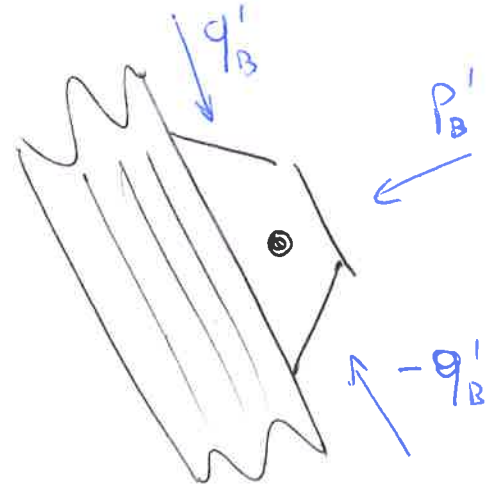


$$\begin{cases} P' = -R' \cos(\epsilon_r - \delta) \\ Q' = R' \sin(\epsilon_r - \delta) \end{cases}$$

FLESSIBILI



$$S_N' = f_s (p_H f_c) g \frac{H_k^2}{2} N k$$

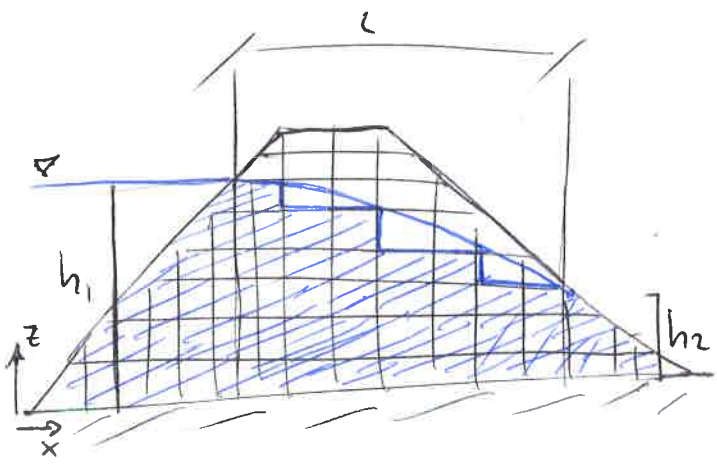


3

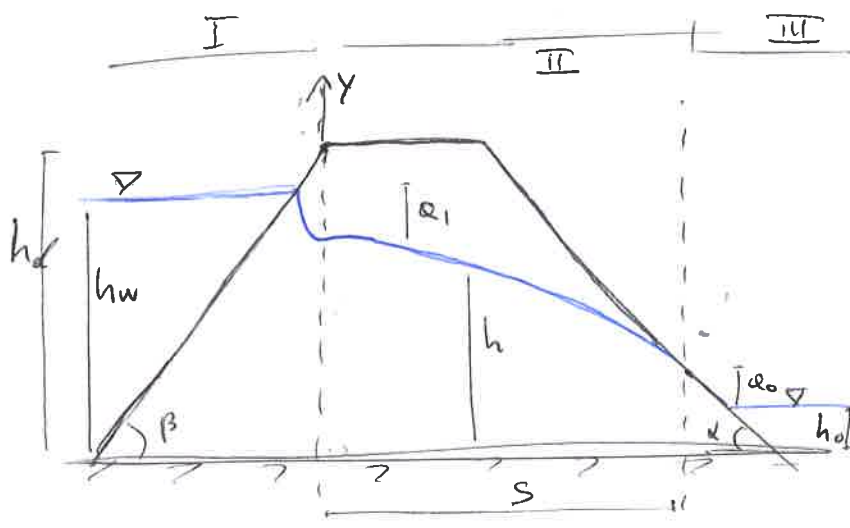
ARGINE

• FILTRAZIONE

DUPUIT
RICHARDS



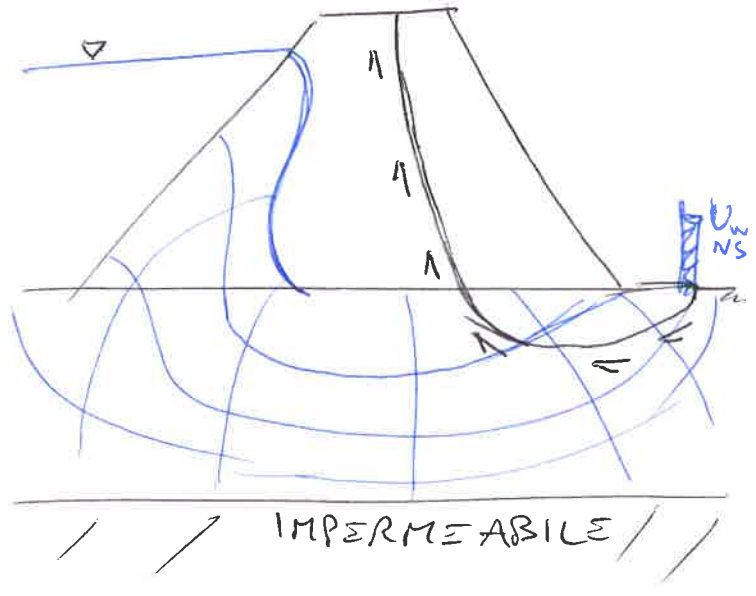
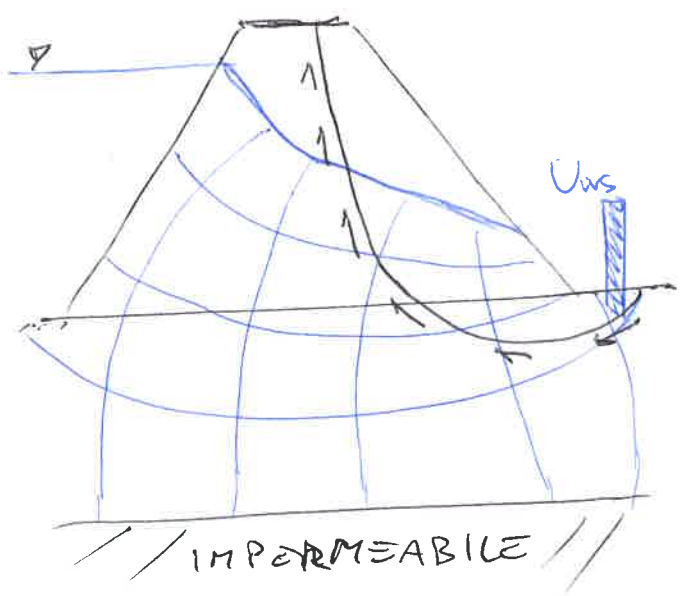
PAVLOVSKY



• SIFONAMENTO

TERRENO SATURO

TERRENO NON SATURO

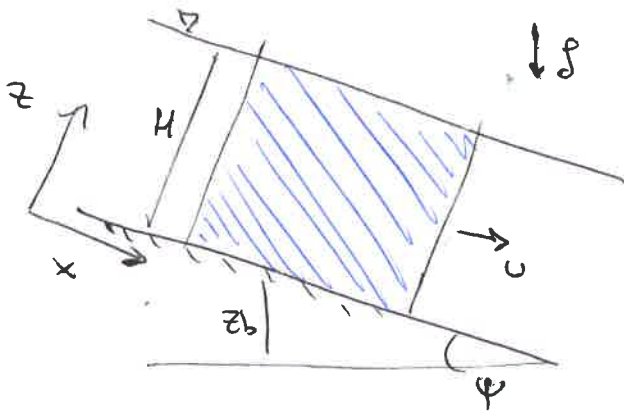


$$F_s^* \leftarrow \frac{\frac{1}{3}lh + l_v}{h_1 - h_2} = F_s$$

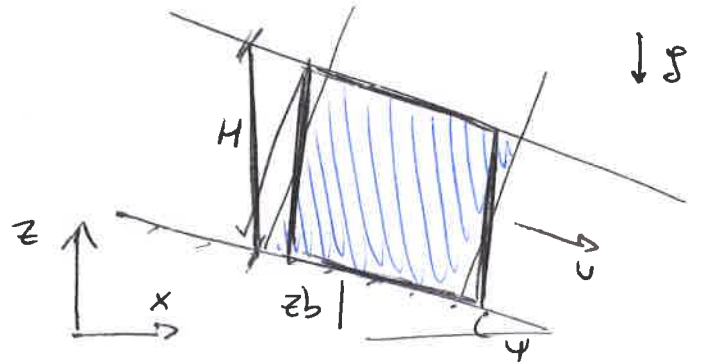
COLATE DETRITICHE

• A. MONOFASE

S.R. PENDIO

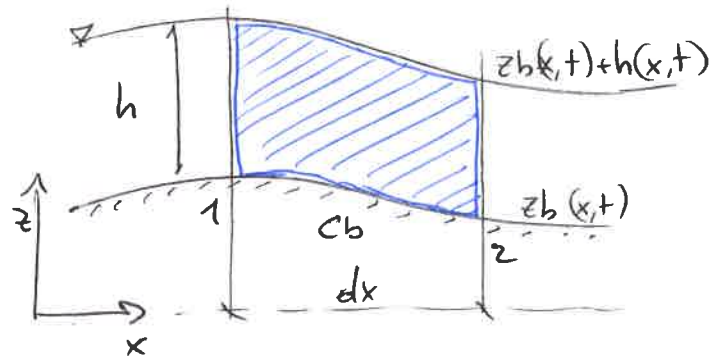


S.R. FISSO

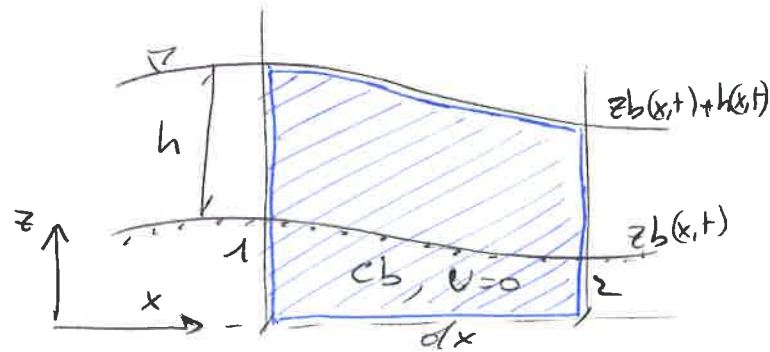


• A. BIFASE

V.C. NORMALE



V.C. ESTESO



→ Exner Based Models

$$\begin{cases} \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial (Uh)}{\partial x} = 0 \\ c_b \frac{\partial z_b}{\partial t} + \frac{\partial (c_b U h)}{\partial x} = 0 \\ \frac{\partial (Uh)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[(U^2 h) + \frac{\rho g h^2}{2} \right] + \rho g h \frac{\partial z_b}{\partial x} = - \frac{\tau_o}{P} \end{cases}$$

cons. massa liq.

cons. massa solida

quantità di moto