

ISC – Impatti sul Suolo e sulle Coste

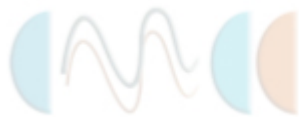
Analisi della bibliografia

Luciano Picarelli

Analisi e Monitoraggio del Rischio Ambientale, AMRA

Filippo Vinale

Analisi e Monitoraggio del Rischio Ambientale, AMRA



Analisi della bibliografia

Summary

Questo rapporto raccoglie i risultati di un'indagine finalizzata all'analisi dei modelli previsionali esistenti in letteratura, che vengono adottati per ricondurre la probabilità di innesco di un fenomeno franoso all'evento pluviometrico innescante. A tale scopo, è stata raccolta tutta la documentazione bibliografica disponibile circa le attività di ricerca in corso presso vari Enti, con particolare riferimento ai codici numerici disponibili per lo studio degli effetti generati dalle precipitazioni sulla stabilità dei versanti.

Keywords: modelli previsionali, effetti al suolo, analisi di stabilità.

JEL Classification:

Address for correspondence:

A.M.R.A. S.c.a.r.l.

Via Nuova Agnano, 11

80125 Napoli, Italy

E-mail: info@amracenter.com

INDICE

1. Inquadramento del problema.....	4
2. Generalità sul processo di infiltrazione	8
2.1 Proprietà del terreno.....	10
3. Modelli previsionali.....	16
3.1 Modelli idrologici.....	16
3.2 Modelli completi di versante.....	25
3.2.1 Flusso idraulico in un terreno parzialmente saturo in condizioni isoterme.....	26
3.2.2 Flusso idraulico in un terreno parzialmente saturo in condizioni non isoterme.....	30
3.2.2.1 Equazione differenziale relativa alla fase gassosa.....	30
3.2.2.2 Equazione differenziale del flusso idraulico (fase liquida e fase vapore).....	31
3.2.2.3 Flusso di calore.....	33
3.2.2.4 Condizioni al contorno.....	33
3.2.3 Codici di calcolo.....	36
3.2.3.1 Il codice di calcolo VADOSE/W.....	36
3.2.3.2 Il codice di calcolo ABAQUS.....	39
3.2.3.3 Il codice di calcolo CODE_BRIGHT.....	42
4. Analisi di stabilità.....	45
4.1 Analisi di stabilità a livello areale.....	47
4.1.1 Il codice di calcolo SHALSTAB.....	48
4.1.2 Il codice di calcolo TRIGRS.....	49
4.1.2.1 Modello saturo.....	50
4.1.2.2 Modello accoppiato non saturo/saturo.....	52
4.1.3 Esempio di applicazione: il caso di Seattle.....	56
5. Strumenti di monitoraggio.....	60
5.1 Misura di spostamento.....	60
5.2 Misura di pressione neutra.....	64
5.3 Misura di suzione.....	68
5.4 Misura di contenuto d'acqua.....	69
5.5 Monitoraggio delle condizioni meteorologiche.....	71
6. Considerazioni conclusive.....	75
7. Riferimenti bibliografici.....	77

1. Inquadramento del problema

I processi e le caratteristiche che contribuiscono all'innescio dei movimenti di versante possono essere raggruppati secondo Cruden e Varnes (1996) in quattro categorie:

- cause geologiche;
- cause morfologiche;
- cause antropiche;
- cause fisiche.

All'interno di quest'ultima categoria, oltre alle azioni sismiche e le eruzioni vulcaniche, sono compresi i fenomeni meteorici che, direttamente o indirettamente, interessano i versanti. Ricondurre la probabilità di una frana all'evento pluviometrico innescante è operazione complessa a causa del carattere multidisciplinare di una materia che abbraccia argomenti propri della Geologia, della Geotecnica, dell'Idraulica e dell'Idrologia. Uno dei primi tentativi di correlazione fu realizzato nel 1936 da Zaruba, il quale notò una corrispondenza piuttosto evidente tra i principali eventi franosi che all'epoca si erano verificati in alcune aree della Boemia ed i massimi delle medie mobili su base triennale delle piogge annue registrate in corrispondenza di tre differenti stazioni (fig. 1.1).

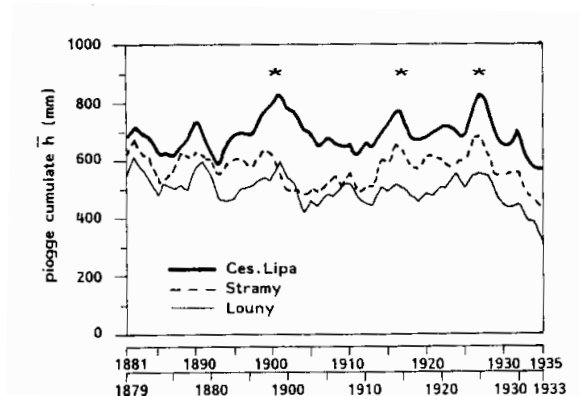


Figura 1.1. Medie mobili su base triennale delle piogge annue per le stazioni di Ces. Lipa, Stramy e Louny: gli asterischi riportano gli anni in cui si sono registrati eventi franosi (Zaruba, 1936)

Come è noto, i movimenti franosi differiscono tra di loro per vari fattori, quali ad esempio tipologia, dimensione, cinematismo, materiali coinvolti. In effetti, anche in condizioni apparentemente simili, gli eventi meteorici possono non avere la stessa influenza a seconda della frana esaminata (Terzaghi, 1950). Questo aspetto è evidenziato dalla fig. 1.2, in cui sono riportate le piogge annuali cumulate e le frequenze con le quali si sono manifestate in una stessa regione della California, USA e nel medesimo intervallo di tempo (45 anni) differenti tipologie di frane. Si nota, infatti, che le piogge cumulate annuali sono correlabili solo con le frane profonde, mentre le frequenze degli altri eventi franosi sono assolutamente indipendenti dalle piogge cumulate.

Le modalità attraverso le quali le precipitazioni meteoriche condizionano la stabilità dei versanti sono così varie che la definizione di procedure standardizzate in grado di correlare eventi meteorici ad eventi franosi risulta operazione tutt'altro che agevole. Per comprendere meglio la problematica, risulta indispensabile avere come riferimento la casistica dei movimenti franosi.

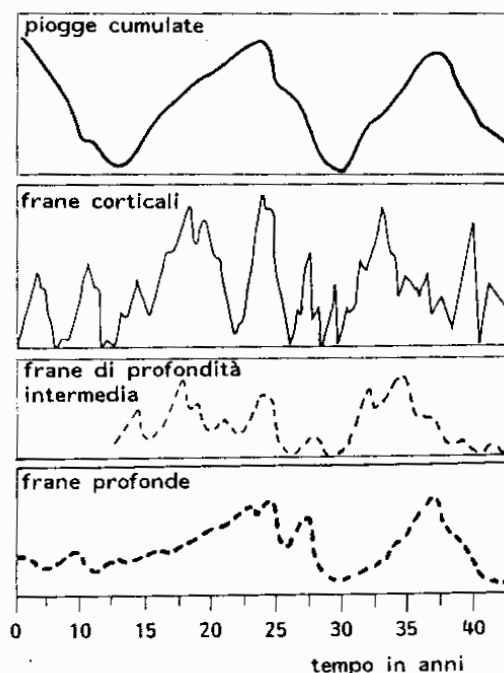


Figura 1.2. Piogge annuali cumulate e frequenza di manifestazione di differenti frane (Sangrey et al., 1984)

Nelle formazione rocciose caratterizzate da fratture aperte (fig. 1.3) gli eventi atmosferici da un lato provocano un deterioramento delle caratteristiche meccaniche e dall'altro innescano l'azione di pressioni dell'acqua sui blocchi (dette "cleft pressures"). In genere, l'evento pluviometrico critico in grado di provocare la rottura, diminuisce in durata ed aumenta in intensità al diminuire delle dimensioni dei blocchi.

Passando alle rocce sciolte, le precipitazioni meteoriche critiche che instabilizzano le coltri superficiali (fig. 1.4) sono spesso fortemente condizionate dalle caratteristiche stratigrafiche locali, nonostante gli spessori in gioco non siano rilevanti (alcuni metri).

Nel caso dei movimenti profondi (fig. 1.5), l'aspetto che maggiormente condiziona la relazione tra piogge e frane riguarda le modalità di ricarica degli acquiferi. Il regime di flusso si presenta generalmente transitorio in superficie e quasi stazionario in profondità, dove i tempi necessari per il raggiungimento delle condizioni di equilibrio idraulico sono maggiori dei tempi di modifica delle condizioni idrauliche al contorno. Un interessante esempio sull'evoluzione del regime piezometrico di un pendio naturale è stato fornito da Kenney e Lau (1977), i quali, in seguito a numerose indagini eseguite su un versante monitorato in Canada osservarono che:

- l'area di monte fungeva da zona di ricarica della falda nei periodi primaverile ed estivo, per effetto della fusione dei ghiacciai, mentre era praticamente impermeabile in inverno, a causa del congelamento degli strati più superficiali (a tal proposito, nel 1950 Terzaghi osservava che *"la maggior parte dei fenomeni di instabilità si verificano durante periodi di precipitazioni eccezionali o in primavera, quando si sciolgono le nevi"*);
- la lentezza dei processi di diffusione idraulica (consolidazione in inverno dovuta alla diminuzione dell'apporto idrico in superficie; rigonfiamento in primavera-estate causato dalla infiltrazione) provocati dalle modifiche stagionali delle condizioni al contorno, induceva alle oscillazioni piezometriche stagionali effetti decrescenti con la profondità.

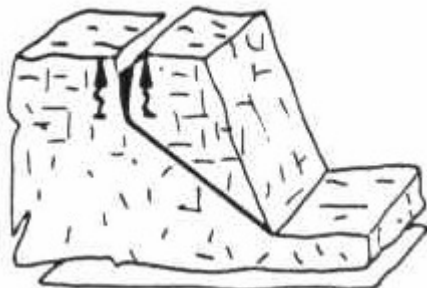


Figura 1.3. Frana in roccia (Cascini e Versace, 1986)

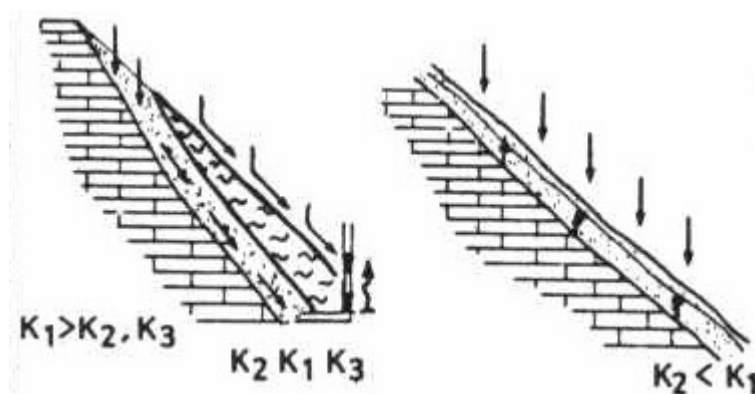


Figura 1.4. Frana superficiale: K_i indica la permeabilità dello strato corrispondente (Cascini e Versace, 1986)

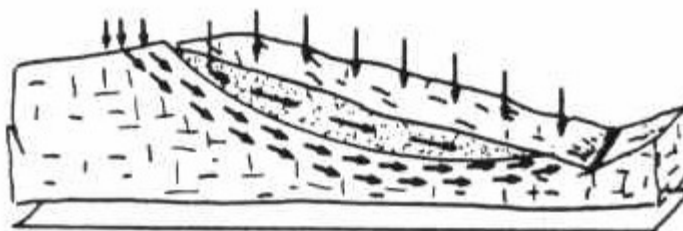


Figura 1.5. Movimento franoso profondo (Cascini e Versace, 1986)

Nel caso delle colate (fig. 1.6), l'influenza degli eventi pluviometrici è strettamente connessa ai caratteri cinematici del movimento franoso, la cui durata e velocità possono essere estremamente variabili. Riprendendo, ad esempio, una schematizzazione di D'Elia (1979), nelle colate in argilla il legame tra velocità ed evento pluviometrico risulta molto stretto nelle colate "permanenti" (per le quali i caratteri cinematici generali non subiscono sostanziali variazioni di anno in anno) e, viceversa, piuttosto debole nelle colate "temporanee" (che si innescano, evolvono e si stabilizzano in un intervallo ben definito e relativamente limitato, che va dai giorni a qualche anno).

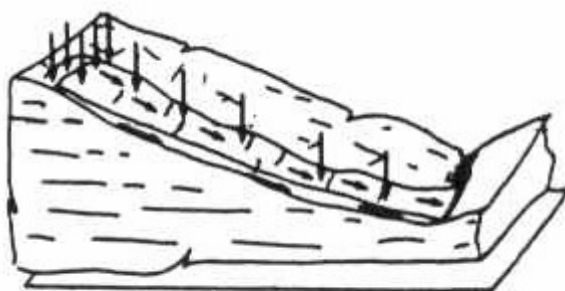


Figura 1.6. Colata (Cascini e Versace, 1986)

In questo rapporto verranno riportati alcuni risultati presenti nella letteratura tecnico-scientifica. Dopo una breve panoramica sui fattori che influenzano il processo di infiltrazione dell'acqua nel sottosuolo, verranno descritti i principali modelli previsionali utili per analizzare le relazioni intercorrenti tra eventi pluviometrici e movimenti franosi e gli strumenti disponibili per monitorare in sito le grandezze necessarie per l'implementazione dei modelli stessi.



2. Generalità sul processo di infiltrazione

Per *infiltrazione* si intende il processo di trasferimento dell'acqua attraverso una superficie di terreno. La parte del terreno interessata dal fenomeno dell'infiltrazione è tipicamente quella più vicina alla superficie ed è indicata come *suolo*.

L'acqua presente nel terreno può essere classificata in base al tipo ed all'intensità delle forze che agiscono su di essa. E' possibile distinguere forze di attrazione molecolare, forze di tensione superficiale e forze gravitazionali per cui, in base all'intensità con cui esse agiscono, si distinguono:

- acqua di ritenzione;
- acqua capillare;
- acqua gravifica.

L'acqua di ritenzione (non assimilabile) è costituita dall'insieme di due tipologie di acqua, igroscopica e pellicolare, soggette alle forze di adesione con i grani del terreno: rappresentano quella parte di acqua non mobilizzabile, che non consente di trasmettere tensioni idrostatiche. L'*acqua igroscopica* costituisce un film molecolare sui grani del terreno dello spessore dell'ordine del decimo di micron e si determina mediante essiccazione dei campioni in stufa a 105°. L'*acqua pellicolare* costituisce, invece, una pellicola presente sulla superficie del colloide costituita da molecole d'acqua sovrapposte dello spessore dell'ordine del micron; essa si muove allo stato liquido sulla superficie dei granuli per effetto dell'attrazione delle vicine molecole di acqua.

L'acqua capillare è quella che risulta sostanzialmente trattenuta nei meati della matrice solida da forze di tensione superficiale, la cui entità è funzione delle dimensioni delle particelle, crescendo al diminuire di queste. Pur non risentendo delle forze gravitazionali, essa trasmette le pressioni idrostatiche all'interno del mezzo poroso.

L'acqua gravifica rappresenta l'acqua mobilizzabile che circola negli acquiferi sotto l'azione dei carichi piezometrici e che, quindi, risulta soggetta all'azione della forza di gravità.

Il moto di un fluido nel terreno può essere schematizzato in tre fasi:

- infiltrazione;
- redistribuzione;
- drenaggio (o percolazione profonda).

L'infiltrazione propriamente detta è definita come il processo iniziale tramite cui l'acqua entra nel suolo dalla superficie. In questa fase dominano le forze capillari. In fig. 2.1 è mostrato come l'andamento dell'infiltrazione col tempo presenti un grado elevato all'inizio, per poi decrescere fino a stabilizzarsi ad un valore costante, pari al valore della conducibilità idraulica alla saturazione (K_{sat}).

Durante la fase di redistribuzione l'acqua infiltrata si ridistribuisce lungo il profilo al termine dell'applicazione in superficie. In questa fase sono importanti sia effetti capillari che forze gravitazionali. È in tale fase che ha luogo l'evapotraspirazione, che condiziona la quantità di acqua disponibile per la penetrazione profonda attraverso i profili di suolo.

Lo stadio finale viene definito drenaggio o percolazione profonda e si ha quando il fronte bagnato raggiunge il livello dell'acquifero.

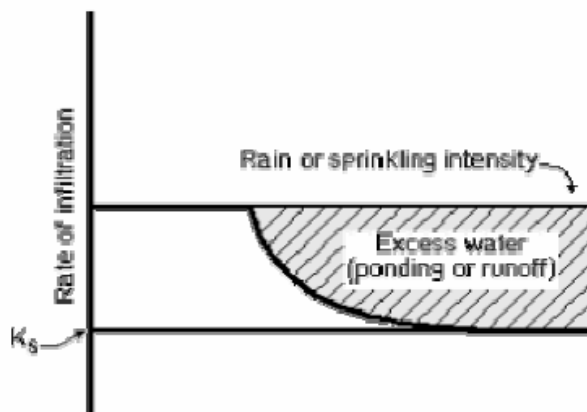


Figura 2.1. Variazione dell'infiltrazione nel tempo (Philip, 1969)

Diversi sono i fattori che influenzano il processo di infiltrazione prodotto dalle precipitazioni:

- durata ed intensità dell'evento meteorico;
- morfologia del versante;
- vegetazione;
- proprietà del terreno.

La porzione massima di pioggia che può essere assorbita dal suolo sotto determinate condizioni viene definita in idrologia con il termine *infiltrabilità*. Quest'ultima determina, indirettamente, quanta acqua fluirà al di sopra della superficie. Se la precipitazione è poco copiosa, l'infiltrazione può essere inferiore al grado di infiltrabilità e si parla di *infiltrazione supply controlled* (Hillel, 1982), cioè il grado di infiltrazione dipende dalla quantità d'acqua apportata dalla precipitazione. Se, invece, la velocità di pioggia eccede la capacità di assorbimento del suolo e se il versante presenta particolari caratteristiche morfologiche, l'acqua ruscella superficialmente (fenomeno di *runoff*) e può accumularsi nelle depressioni naturali presenti in superficie formando delle pozze (processo di *ponding*). In condizioni di *ponding*, la pozza diventa una sorgente areale dalla quale il fluido si infila nel terreno e, generalmente, il rateo di infiltrazione è maggiore del grado di infiltrabilità del suolo (si parla di *infiltrazione profile controlled*). Nel caso in cui si formi la pozza in superficie, ed in ipotesi di suolo omogeneo, nel profilo ideale di fig. 2.2 si possono distinguere 5 zone:

- zona satura superficiale - è in genere spessa pochi millimetri ed i pori sono completamente riempiti d'acqua;
- zona di transizione - si estende per pochi centimetri ed è caratterizzata da un rapido decremento del contenuto di acqua con la profondità;
- zona di trasmissione - è non satura con un contenuto d'acqua uniforme ed un gradiente idraulico regolato principalmente da forze di tipo gravitativo;
- zona umida - il contenuto d'acqua decresce bruscamente con la profondità; si passa dal contenuto d'acqua della zona di trasmissione all'acqua residua contenuta precedentemente nel suolo;
- fronte umido - il gradiente idraulico è molto ripido; si forma quindi un fronte di divisione netto tra la zona umida e la zona secca. Al di sotto del fronte umido non c'è penetrazione dell'acqua.

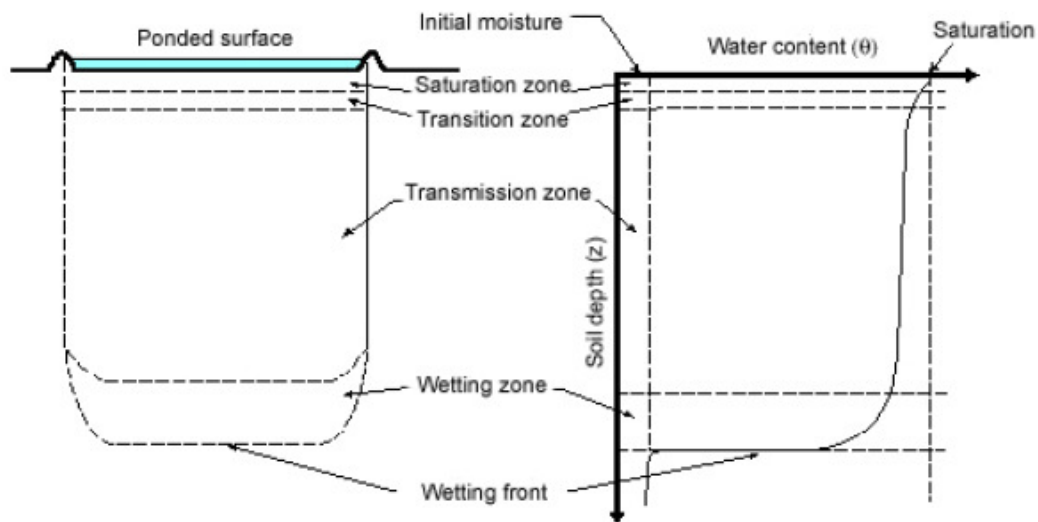


Figura 2.2. Profilo di infiltrazione in condizioni di *ponding*

L'infiltrazione può variare in modo significativo a seconda dei diversi tipi di copertura vegetale, in quanto quest'ultima:

- tende a generare una copertura sul suolo, riducendo il rateo di pioggia che raggiunge effettivamente il terreno;
- ritarda il ruscellamento superficiale e, indirettamente, favorisce l'infiltrazione;
- incrementa la conducibilità idraulica del suolo attraverso lo spazio tra i pori creati dalle radici delle piante;
- regola il bilancio idrico in superficie attraverso il processo di evapotraspirazione.

Visto il ruolo di fondamentale importanza rivestito dalle proprietà del terreno, queste ultime meritano un approfondimento particolare.

2.1 Proprietà del terreno

Il terreno è un mezzo trifase costituito da una fase solida, una fase liquida (tipicamente acqua) ed una fase gassosa (tipicamente aria). Esso è, pertanto, caratterizzato da una matrice solida caratterizzata da vuoti che possono essere o meno riempiti di acqua (fig. 2.3). Sia la fase aeriforme che quella liquida esercitano una pressione sullo scheletro solido: nel seguito indicheremo con u_a la pressione relativa (sottratta, cioè, della pressione atmosferica) dell'aria e con u_w quella dell'acqua (detta anche pressione neutra).

Alcune proprietà del terreno, definite parametri idrogeologici, sono in grado di controllare la capacità di infiltrazione, immagazzinamento, trasmissione e filtrazione dei fluidi che lo attraversano. Per capacità di infiltrazione si intende la quantità di liquido per superficie unitaria che un terreno può assorbire alla pressione atmosferica quando viene a contatto col liquido (precipitazioni, corsi d'acqua, ecc.). La capacità di trasmissione rappresenta, invece, l'attitudine di un mezzo poroso a lasciarsi attraversare da un fluido che si sposta mediante il movimento di filtrazione.

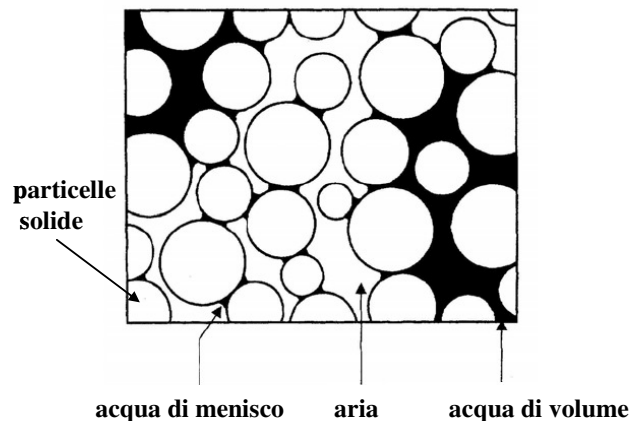


Figura 2.3. Fasi di un terreno

L'esistenza di spazi vuoti all'interno della matrice solida determina la possibilità che attraverso di essa si realizzi un flusso. Considerando il volume di riferimento V (dato dalla somma del volume dei vuoti V_v e del volume della matrice solida V_s) si definisce porosità totale n il rapporto tra il volume dei vuoti V_v ed il volume di riferimento V

$$n = \frac{V_v}{V}$$

Poiché solo una parte degli spazi vuoti del terreno si lascia attraversare dall'acqua, si definisce porosità efficace n_e il rapporto tra il volume dei vuoti V_{ve} che effettivamente consente il flusso ed il volume totale di riferimento

$$n_e = \frac{V_{ve}}{V},$$

mentre viene definita capacità di ritenzione la parte di essa che viene trattenuta. Il rapporto esistente tra porosità totale, efficace e capacità di ritenzione è riassunto dal diagramma di Eckis riportato in fig. 2.4. Ad una porosità di tipo interstiziale (o intergranulare) si affianca un'altra categoria di porosità, detta fissurale, dipendente dalle discontinuità aperte che attraversano il mezzo.

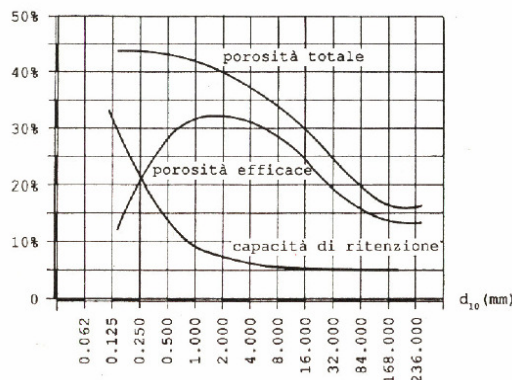


Figura 2.4. Diagramma di Eckis



Si definisce grado di saturazione S_r il rapporto tra il volume dei vuoti occupato dall'acqua V_w ed il volume dei vuoti totale V_v

$$S_r = \frac{V_w}{V_v}$$

Se i vuoti del terreno sono completamente riempiti di acqua, il mezzo si definisce saturo ($S_r = 1$). All'interno di un volume di terreno saturo la fase gassosa è, pertanto, assente.

Viceversa, se solo parte dei vuoti è riempita di acqua, il terreno è definito non saturo o parzialmente saturo ($0 \leq S_r < 1$). In un terreno parzialmente saturo:

- la fase gassosa è presente con una pressione relativa u_a ;
- l'acqua è sia di volume che di menisco (fig. 2.3) e la sua pressione relativa u_w risulta negativa ($u_w < 0$).

In un terreno parzialmente saturo la differenza $u_a - u_w$ viene definita suzione ed ha un valore positivo ($u_a - u_w > 0$); evidentemente, se la pressione dell'aria coincide con la pressione atmosferica ($u_a = 0$), la suzione è pari a $-u_w$.

Si definisce contenuto volumetrico d'acqua Θ , il rapporto tra il volume di acqua V_w ed il volume totale V del terreno

$$\Theta = \frac{V_w}{V} = n \cdot S_r,$$

in cui:

- n è la porosità;
- S_r è il grado di saturazione del terreno.

Essendo il grado di saturazione S_r compreso tra 0 (condizione di terreno secco) e 1 (condizione di terreno saturo), si ha

$$0 \leq \Theta \leq n$$

In un terreno saturo il contenuto volumetrico d'acqua Θ coincide, pertanto, con la porosità n .

Per un dato terreno, il valore di Θ risulta funzione delle pressioni neutre u_w agenti, secondo lo schema riportato in fig. 2.5. Tale funzione, detta curva caratteristica, descrive quanta percentuale di vuoti resta riempita di acqua durante la filtrazione, dando indicazioni sulla capacità del terreno di immagazzinare acqua in funzione delle pressioni interstiziali. Le tre grandezze principali di tale curva sono:

- il valore di ingresso d'aria (indicato in fig. 2.5 con AEV, ossia *Air-Entry Value*);
- la pendenza m_w del diagramma;
- il contenuto volumetrico d'acqua residuo Θ_r .

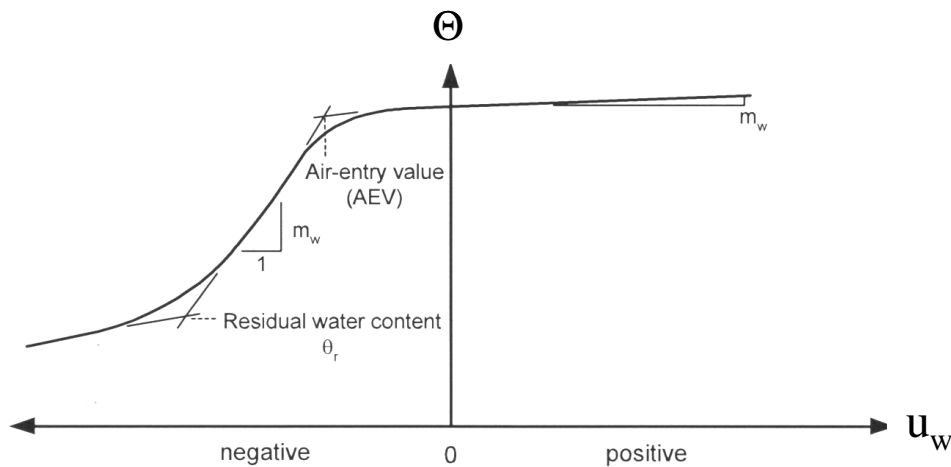


Figura 2.5. Variazione del contenuto volumetrico d'acqua Θ in funzione della pressione neutra u_w (curva caratteristica)

Il valore di ingresso d'aria AEV corrisponde al valore di suzione a partire dal quale il mezzo si desatura, ossia tale che

per $\Theta \geq \text{AEV}$: $S_r = 1$

per $\Theta < \text{AEV}$: $0 < S_r < 1$

Tale particolare valore di suzione è essenzialmente funzione della granulometria del terreno, come riportato in fig. 2.6.

Per $\Theta \geq \text{AEV}$, la pendenza m_w della curva caratteristica è costante e coincide con il coefficiente di compressibilità del terreno m_v . Viceversa, per $\Theta < \text{AEV}$, m_w risulta funzione della suzione.

Il contenuto volumetrico d'acqua residuo Θ_r rappresenta quel valore in corrispondenza del quale un ulteriore incremento di suzione non produce significative riduzioni di Θ (per $\Theta < \Theta_r$, il processo è controllato da fenomeni di evaporazione e/o forze di natura osmotica).

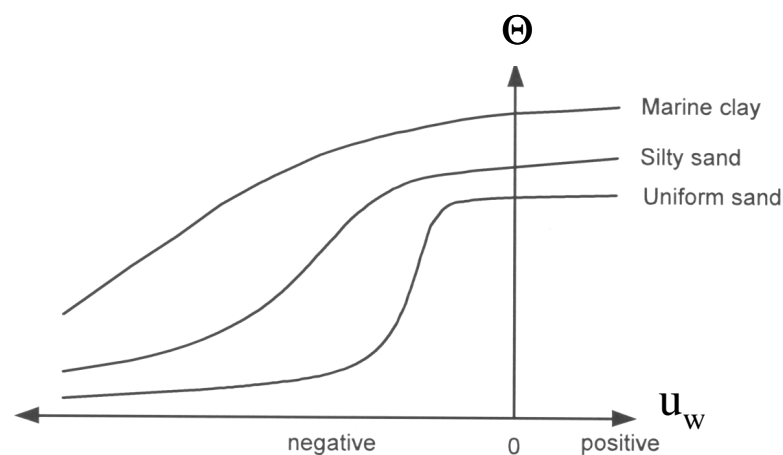


Figura 2.6. Variazione del contenuto volumetrico d'acqua Θ con la pressione neutra u_w per terreni a differente granulometria

La capacità che ha un terreno di lasciarsi attraversare dal flusso di una fase liquida è definita permeabilità (o conducibilità idraulica) K_w . Poiché il flusso dell'acqua attraverso un terreno può avvenire solo attraverso le porzioni occupate dalla fase liquida, esso dipende fortemente dal grado di saturazione. L'ingresso di aria che fa seguito alla desaturazione del terreno condiziona, infatti, la permeabilità del mezzo in quanto riduce la percentuale dei vuoti percorribili dal liquido, ostacolando il percorso dei filetti fluidi (fig. 2.7).

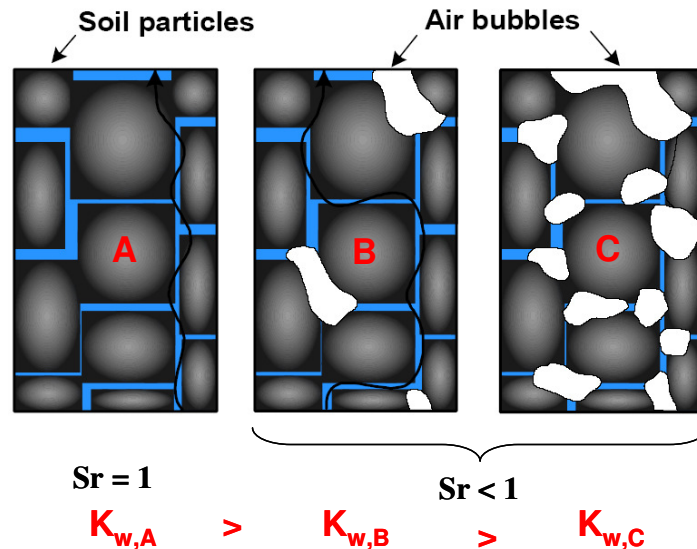


Figura 2.7. Variazione della permeabilità in funzione delle condizioni di saturazione

In un terreno parzialmente saturo esiste, pertanto, una dipendenza della permeabilità dal grado di saturazione e quindi dalla suzione. Il legame tra la permeabilità K_w ed il grado di saturazione S_r viene espresso di frequente tramite una relazione analitica del tipo

$$K_w = K_{w, sat} \cdot (S_r)^\delta$$

dove $K_{w, sat}$ è la permeabilità satura del mezzo poroso (funzione della granulometria e della porosità) e δ è una costante empirica funzione dell'indice di distribuzione delle dimensioni dei pori. Evidentemente, la permeabilità K_w può essere anche espressa in funzione della suzione $u_a - u_w$, poiché da quest'ultima dipende il contenuto volumetrico d'acqua Θ . In fig. 2.8 sono riportati gli andamenti qualitativi di K_w al crescere della suzione per un terreno sabbioso ed un terreno argilloso. Per $u_a - u_w = 0$, i due terreni sono entrambi saturi e la permeabilità del primo è maggiore di quella del secondo. Il processo di desaturazione di un terreno sabbioso è, però, più rapido; ciò comporta che, per valori della suzione maggiori del valore di ingresso dell'aria, la permeabilità del primo possa divenire più piccola di quella del secondo.

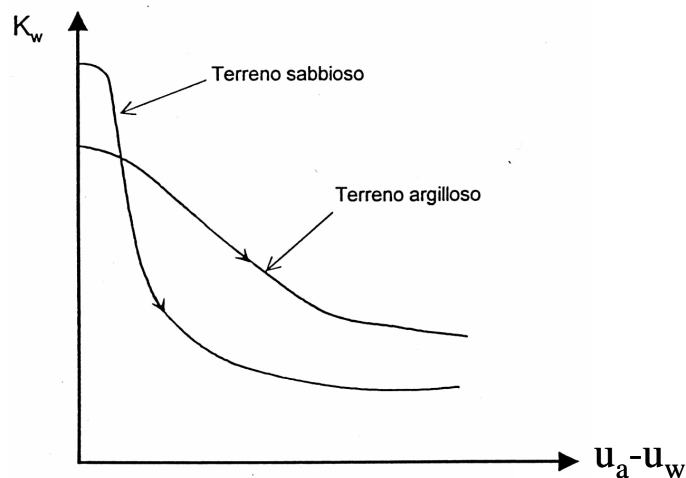


Figura 2.8. Andamenti qualitativi della permeabilità K_w con la suzione $u_a - u_w$ in un terreno sabbioso ed in un terreno argilloso

Sia la funzione di permeabilità che la curva caratteristica sono caratterizzate da isteresi. In particolare, a parità di suzione, la permeabilità che si ottiene in fase di desaturazione è sistematicamente maggiore di quella che si ottiene in fase di saturazione (fig. 2.9).

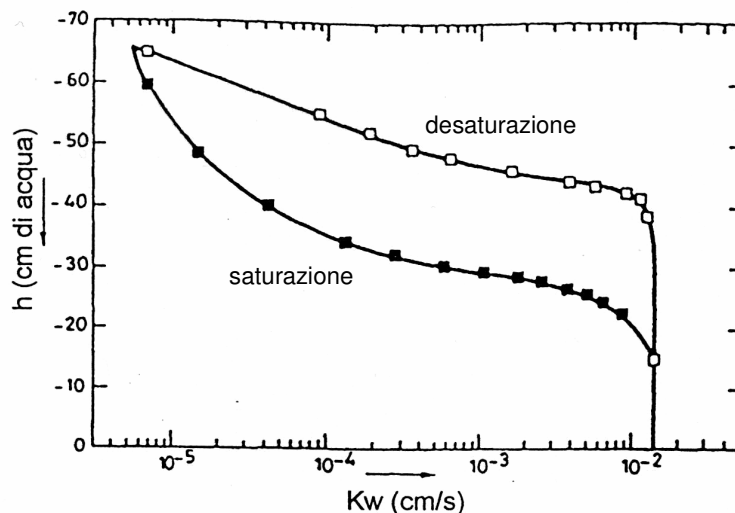


Figura 2.9. Variazione della permeabilità con la suzione di uno strato di sfere di vetro (Topp e Miller, 1966)



3. Modelli previsionali

I modelli previsionali riportati in letteratura che analizzano le relazioni esistenti tra precipitazioni e fenomeni franosi possono essere distinti in due categorie (Cascini e Versace, 1986):

- modelli idrologici;
- modelli completi di versante.

I modelli idrologici modellano il legame tra piogge e frane attraverso l'individuazione di relazioni di carattere semi-empirico che prescindono dall'insieme dei fenomeni fisici che hanno luogo nel terreno. Scopo di tali modelli è quello di individuare valori di soglia delle precipitazioni, o di grandezze da queste derivate, al superamento delle quali è associata un'elevata probabilità di rottura. La taratura di tali modelli necessita di numerose informazioni storiche, riguardanti le date delle mobilitazioni e le precipitazioni che le hanno precedute.

Al contrario, i modelli completi di versante intendono analizzare l'insieme dei fenomeni fisici che avvengono nel pendio (es. processi di infiltrazione delle piogge, variazioni degli stati di sollecitazione, ecc.), fornendo in maniera esplicita le relazioni intercorrenti tra precipitazioni meteoriche e pressioni neutre e, quindi, gli strumenti per l'implementazione di un'analisi di stabilità. Essi richiedono, evidentemente, numerose informazioni riguardanti i fenomeni che avvengono alla scala di versante e risultano spesso difficilmente applicabili per l'esiguità di dati sperimentali.

Nei prossimi paragrafi verranno riportate le principali caratteristiche di entrambi.

3.1 Modelli idrologici

I modelli idrologici si basano sulla disponibilità di informazioni storiche riguardanti, da un lato, l'individuazione cronologica dell'innescò dei fenomeni franosi e, dall'altro, la conoscenza delle precipitazioni meteoriche che hanno preceduto la mobilitazione. Le variabili idrologiche più frequentemente poste in relazione con gli eventi franosi sono l'intensità di pioggia critica e la pioggia cumulata (fig. 3.1). L'intensità di pioggia critica è rappresentativa delle precipitazioni immediatamente precedenti l'evento franoso, ossia in corrispondenza dell'intervallo di tempo (ordine di grandezza delle ore) che va dall'istante in cui si registra un brusco incremento delle precipitazioni all'istante in cui si manifesta l'evento franoso. La pioggia cumulata considera, invece, un periodo di tempo precedente l'evento franoso più lungo (ordine di grandezza dei giorni). La dimensione degli eventi franosi condiziona la scelta della variabile idrologica da considerare, infatti l'intensità di pioggia viene generalmente messa in relazione con le frane superficiali di piccole dimensioni e, al contrario, la pioggia cumulata con i movimenti di maggiori dimensioni.

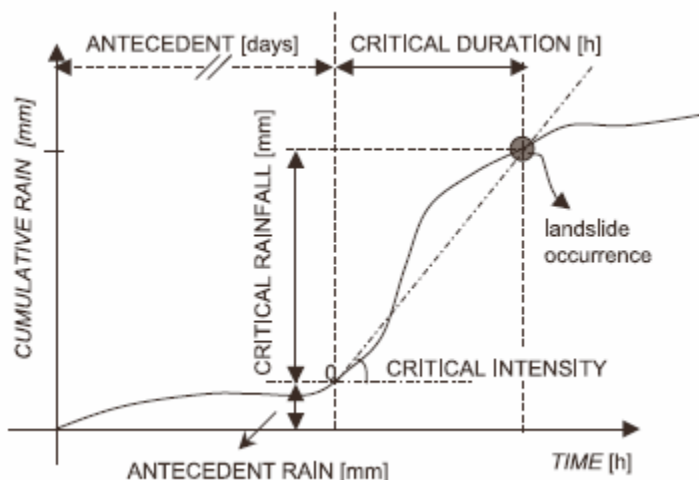


Figura 3.1. Variabili idrologiche principali (Aleotti, 2004)

Le differenti metodologie si distinguono anche in base all'estensione superficiale dell'indagine, che può essere puntuale o areale. Le indagini puntuali sono relative a singoli movimenti franosi ed il modello presenta un limite oggettivo nel reperimento di informazioni attendibili ed esaustive riguardanti le mobilitazioni del passato. Per quanto riguarda i modelli idrologici che si basano su indagini areali (estese a livello comprensoriale o regionale), la significatività dei dati acquisiti è, invece, condizionata dall'omogeneità dei terreni in termini di caratteristiche geologiche e strutturali, nonché di tipologia degli eventi franosi.

I modelli idrologici mirano, essenzialmente, all'individuazione di soglie di precipitazione meteorica, al di sopra delle quali viene associata un'elevata probabilità di rottura. Come detto, questo obiettivo è tipicamente raggiunto attraverso l'impiego di procedure empiriche (ai modelli idrologici viene, infatti, anche dato l'appellativo di "modelli empirici") che intendono estrapolare dai dati a disposizione le caratteristiche degli eventi meteorici che hanno innescato i fenomeni franosi. Tali procedure risultano spesso, però, fortemente soggettive oltre che inevitabilmente condizionate dall'accuratezza ed affidabilità delle indagini preliminari.

In seguito ad uno studio sulle colate di detrito della California Meridionale, Campbell (1975) propose, ad esempio, un diagramma che correlava gli eventi franosi sia con le piogge cumulate che con le intensità critiche (fig. 3.2).

Guidicini e Iwasa (1977) realizzarono un abaco, applicabile a diverse regioni del Brasile, che riportava la probabilità di innesco della frana in funzione della pioggia cumulata e del mese considerato (fig. 3.3).

In seguito all'osservazione di precipitazioni meteoriche connesse ad eventi franosi superficiali che avevano interessato 73 pendii naturali di tutto il mondo, Caine (1980) propose la prima espressione analitica di soglia pluviometrica nota in letteratura

$$I = 14,82 \cdot D^{-0,39}$$

dove I rappresenta l'intensità di pioggia (mm/h) e D è la durata in ore della precipitazione (la relazione è valida per durate superiori a 10 minuti ed inferiori a 10 giorni).

Moser e Hohensin (1983) riportarono in un diagramma intensità-durata alcune mobilizzazioni franose delle Alpi austriache; Cancelli e Nova (1985) definirono sullo stesso diagramma una curva critica, la cui validità fu verificata con altri dati relativi alle frane della Valtellina (fig. 3.4).

Una raccolta esauriente, riportata in tabella 3-1, di numerosi modelli di soglia pluviometrica esistenti in letteratura è stata realizzata da Guzzetti et al. (2005). Tali relazioni, pur evidenziando sostanziali differenze a causa dei diversi contesti geologici, geomorfologici e climatici che caratterizzano le aree di innesco, presentano un comune denominatore: l'intensità critica decresce con la durata dell'evento pluviometrico.

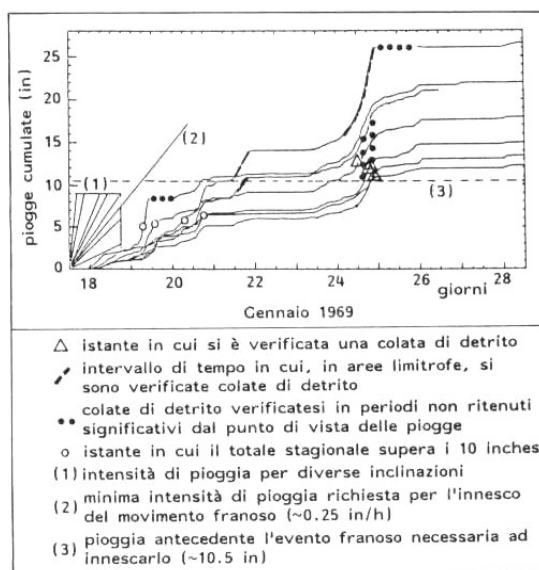


Figura 3.2. Relazione tra piogge cumulate e frane nella zona di Santa Monica e Monte San Gabriele, California (Campbell, 1975)

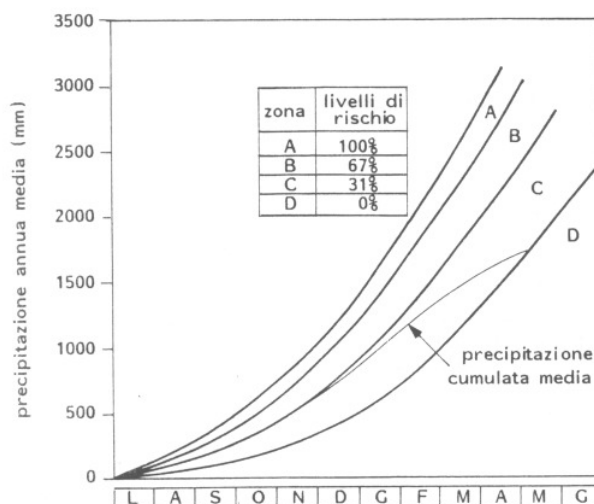


Figura 3.3. Relazione tra piogge e frane nella Serra di Caraguatatuba, Brasile (Guidicini e Iwasa, 1977)

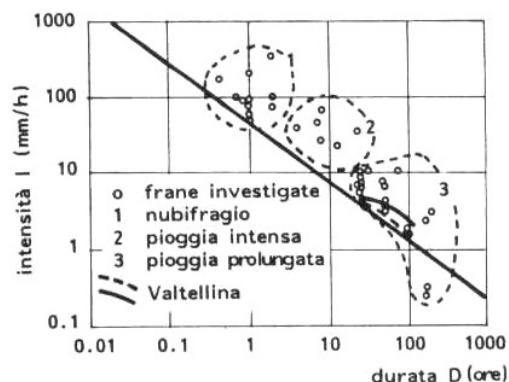
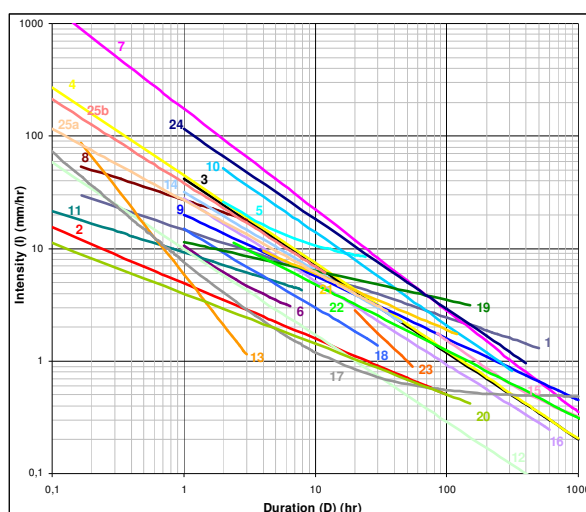


Figura 3.4. Relazione tra intensità, durata delle piogge e condizioni critiche dei versanti (Cancelli e Nova, 1985)

Tabella 3-1. Soglie pluviometriche “Intensità – Durata” (Guzzetti et al., 2005)



ID	AUTHOR	ZONE	EXTENT	TYPE OF LANDSLIDE	EQUATION
1	Caine (1980)	World	Global	All	$I = 14.82 \cdot D^{-0.39}$ $0.167 \text{ hr} < D < 500 \text{ hr}$
2	Innes (1983)	World	Global	Debris flows	$I = 4.93 \cdot D^{-0.49}$ $0.1 \text{ hr} < D < 100 \text{ hr}$
3	Moser and Hohensinn (1983)	Upper Carinthia and Eastern Tyrol	Regional	Soil slips	$I = 41.66 \cdot D^{-0.77}$ $1 \text{ hr} < D < 1000 \text{ hr}$
4	Cancelli and Nova (1985)	Valtellina, Northern Italy	Local	Soil slips	$I = 44.67 \cdot D^{-0.78}$ $0.1 \text{ hr} < D < 1000 \text{ hr}$
5	Cannon and Ellen (1985)	San Francisco Bay Region, California	Local	Debris flows	$I = 6.9 + 38 \cdot D^{-1}$ $2 \text{ hr} < D < 24 \text{ hr}$
6	Wieczorek (1987)	Central Santa Cruz Mountains, California	Local	Debris flows	$I = 1.7 + 9 \cdot D^{-1}$ $1 \text{ hr} < D < 6.5 \text{ hr}$



ID	AUTHOR	ZONE	EXTENT	TYPE OF LANDSLIDE	EQUATION
7	Guadagno (1991)	Campania Region, Italy	Regional	All	$I = 176.40 \cdot D^{-0.90}$ $0.1 \text{ hr} < D > 1000 \text{ hr}$
8	Rodolfo and Arguden (1991)	Mayon, Philippine	Local	Debris flows	$I = 27.3 \cdot D^{-0.38}$ $0.167 \text{ hr} < D > 3 \text{ hr}$
9	Ceriani et al. (1992)	Lombardy Region, Italy	Regional	All	$I = 20.1 \cdot D^{-0.55}$ $1 \text{ hr} < D > 1000 \text{ hr}$
10	Larsen and Simon (1993)	Puerto Rico	Regional	All	$I = 91.46 \cdot D^{-0.82}$ $2 \text{ hr} < D > 312 \text{ hr}$
11	Arboleda and Martinez (1996)	Pasig-Potrero River, Philippine	Local	Lahars	$I = 9.23 \cdot D^{-0.37}$ $0.08 \text{ hr} < D > 7.92 \text{ hr}$
12	Clarizia et al. (1996)	World	Global	Soil slips	$I = 10 \cdot D^{-0.77}$ $0.1 \text{ hr} < D > 1000 \text{ hr}$
13	Tuñgol and Regalado (1996)	Sacobia River	Local	Lahars	$I = 5.94 \cdot D^{-1.5}$ $0.167 \text{ hr} < D > 3 \text{ hr}$
14	Zimmermann et al. (1997)	Switzerland	Regional	All	$I = 32 \cdot D^{-0.70}$ $1 \text{ hr} < D > 45 \text{ hr}$
15	Corominas and Moya (1999)	Llobregat River basin, Eastern Pyrenees, Spain	Local	All	$I = 0.19 + 133 \cdot D^{-1}$ $84 \text{ hr} < D > 1092 \text{ hr}$
16	Calcaterra et al. (2000)	Campania Region, Italy	Regional	All	$I = 28.10 \cdot D^{-0.74}$ $1 \text{ hr} < D > 600 \text{ hr}$
17	Crosta and Frattini (2000)	World	Global	Shallow landslides	$I = 0.48 + 7.2 \cdot D^{-1}$ $0.1 \text{ hr} < D > 1000 \text{ hr}$
18	Marchi et al. (2002)	Moscardo Torrent, Northern Italy	Local	All	$I = 15 \cdot D^{-0.70}$ $1 \text{ hr} < D > 30 \text{ hr}$
19	Ahmad (2003)	Eastern Jamaica	Regional	Shallow landslides	$I = 11.5 \cdot D^{-0.26}$ $1 \text{ hr} < D > 150 \text{ hr}$
20	Jakob and Weatherly (2003)	North Shore Mountains of Vancouver, British Columbia	Regional	Shallow landslides	$I = 4.0 \cdot D^{-0.45}$ $0.1 \text{ hr} < D > 150 \text{ hr}$
21	Aleotti (2004)	Piedmont Region, Italy	Regional	Shallow landslides	$I = 19 \cdot D^{-0.50}$ $4 \text{ hr} < D > 120 \text{ hr}$
22	Floris et al. (2004)	Valzangona, Northern Apennines, Italy	Local	All	$I = 68.645 \cdot D^{-0.5929}$ where I is in mm/days and D in days
23	Baum (2005)	Seattle Area	Local	Shallow landslides	$I = 82.73 \cdot D^{-1.13}$ $20 \text{ hr} < D > 55 \text{ hr}$
24	Chen et al. (2005)	Taiwan	Regional	All	$I = 115.47 \cdot D^{-0.80}$ $1 \text{ hr} < D > 400 \text{ hr}$
25	Giannecchini (2005)	Apuan Alps, Italy	Local	All	a: $I = 26.87 \cdot D^{-0.64}$ $0.1 \text{ hr} < D > 35 \text{ hr}$ b: $I = 38.36 \cdot D^{-0.74}$ $D \leq 12 \text{ hr}$



Le informazioni necessarie per la caratterizzazione di un modello idrologico sono:

- l'andamento $X(t)$ della precipitazione nel tempo t ;
- il tempo t di innesco del movimento franoso.

Esso si basa sulla definizione di una funzione $Y(t)$, detta “**funzione di mobilitazione**” dipendente in ogni istante t dalla quantità di acqua infiltratasi nel sottosuolo $I(\tau)$ prima dell'istante t di innesco dell'evento franoso:

$$Y(t) = f[I(\tau)] \quad \text{con } \tau \leq t$$

La funzione di mobilitazione non ha un preciso significato fisico, ma contiene, indirettamente, i fattori che possono concorrere a determinare l'innesco. Essa può, quindi, essere considerata un indicatore sintetico del rischio di mobilitazione indotto sul versante oggetto di studio dalle piogge cadute nel passato.

Una volta definiti dei valori di soglia Y_1 e Y_2 della $Y(t)$, la probabilità $P[E_t]$ che si verifichi l'evento franoso E al tempo t viene legata alla funzione di mobilitazione attraverso una relazione del tipo:

$$P[E_t] = \begin{cases} 0 & \text{se } Y(t) < Y_1 \\ g[Y(t)] & \text{se } Y_1 \leq Y(t) \leq Y_2 \\ 1 & \text{se } Y(t) > Y_2 \end{cases}$$

La precedente relazione definisce, pertanto, l'evento E_t :

- impossibile per valori della funzione di mobilitazione $Y(t)$ inferiori ad Y_1 ;
- probabile secondo la funzione non decrescente g avente dominio $[Y_1, Y_2]$ e codominio $[0, 1]$ per valori della funzione di mobilitazione $Y(t)$ compresi tra Y_1 e Y_2 ;
- certo per valori della funzione di mobilitazione $Y(t)$ superiori a Y_2 .

Il legame più semplice e largamente usato è, però, quello “**a soglia**”, per cui, definito un valore limite Y_{lim} della funzione di mobilitazione $Y(t)$, si pone

$$P[E_t] = \begin{cases} 0 & \text{se } Y(t) \leq Y_{lim} \\ 1 & \text{se } Y(t) > Y_{lim} \end{cases}$$

che definisce una corrispondenza deterministica tra i valori della funzione di mobilitazione ed il verificarsi o meno dell'evento franoso e che, quindi, considera certo l'evento se e solo se la funzione di mobilitazione $Y(t)$ supera il valore limite Y_{lim} . Uno schema a soglia viene adottato, ad esempio, nel modello **FLaIR** (Forecasting of Landslides Induced by Rainfalls) proposto da Sirangelo e Versace (1992). In tale modello la funzione di mobilitazione $Y(t)$ è legata all'infiltrazione $I(t)$ attraverso la relazione

$$Y(t) = c \cdot \int_0^t \Psi(t - \tau) \cdot I(\tau) d\tau$$

in cui



- la funzione Ψ , detta funzione di trasferimento (o filtro), modella il legame tra infiltrazione e mobilizzazione del corpo franoso;
- c è una costante che dipende dalle caratteristiche idrologiche del versante e dalle caratteristiche del mezzo.

La determinazione della funzione di trasferimento Ψ è subordinata alla stima di diversi parametri effettuata sulla base di informazioni relative alla localizzazione temporale delle frane storicamente note ed alla serie storica delle misure di precipitazione. Tale stima è stata ottenuta nel FLAIIR adottando il cosiddetto criterio "ranking", che consiste nell'imporre che i parametri inducano la $Y(t)$ ad assumere, in corrispondenza di k mobilizzazioni storiche, valori che si posizionino nei primi k posti della sequenza di valori della $Y(t)$ riordinati in senso decrescente.

Il FLAIIR è oggi usato come modello previsionale delle colate di fango della dorsale carbonatica del Pizzo d'Alvano. A tal proposito, con riferimento all'unico evento critico noto (5 Maggio 1998) ed alla serie storica di precipitazioni registrate presso la stazione pluviometrica di Santa Maria La Foce (prossima a Sarno), la taratura del modello ha portato alla seguente espressione della funzione di trasferimento Ψ

$$\Psi(t) = \omega \cdot \beta_1 \cdot \exp(-\beta_1 \cdot t) + (1 - \omega) \cdot \beta_2 \cdot \exp(-\beta_2 \cdot t)$$

dove

- $\omega = 0.1$;
- $1/\beta_1 = 0.75$ giorni = 18 ore;
- $1/\beta_2 = 150$ giorni = 3600 ore

La funzione di trasferimento adottata dal FLAIIR risulta, pertanto, somma di due leggi esponenziali negative: una riproduce l'effetto di piogge recenti (legge di parametro β_1) e l'altra di piogge distanti nel tempo (legge di parametro β_2).

Rappresentando l'intensità di infiltrazione $I(\tau)$ l'aliquota dell'intensità di pioggia $X(\tau)$ che realmente contribuisce alla formazione degli acquiferi, a rigore essa dovrebbe portare in conto le perdite dovute all'evapotraspirazione, al ruscellamento superficiale ed allo svuotamento dell'acquifero. Non esistendo, però, serie storiche di misurazioni, essa viene generalmente dedotta nella letteratura specialistica sulla base di dati pluviometrici attraverso modelli di trasformazione di pioggia in infiltrazione. A tal proposito, il FLAIIR adotta un modello di trasformazione molto semplice, modulato sulla base di serie storiche di piogge giornaliere, che assume una proporzionalità diretta tra l'intensità media di infiltrazione $I(\tau)$ e l'intensità di pioggia $X(\tau)$, con costante di proporzionalità r , per altezze di pioggia totale h su ventiquattr'ore (Δt_{24})

$$h(t_0, t_0 + \Delta t_{24}) = \int_{t_0}^{t_0 + \Delta t_{24}} X(\tau) d\tau$$

inferiori ad un assegnato valore limite h^*_{24} . Se, invece, la pioggia in ventiquattro ore supera h^*_{24} , l'intensità di infiltrazione è ritenuta tale che:

$$\int_{t_0}^{t_0 + \Delta t_{24}} I(\tau) d\tau = r \cdot h_{24}^*$$

L'impiego del FLaIR a fini previsionali richiede per la funzione di mobilitazione $Y(t)$ l'identificazione:

- di un valore limite Y_{lim} ;
- di valori di soglia inferiori a Y_{lim} .

Attraverso l'adozione di una scala di campionamento oraria, il valore limite Y_{lim} della funzione di mobilitazione, calcolato in occasione dell'unico evento franoso, registrato il 5 Maggio 1998, è risultato pari a 9.11 .

La definizione dei valori di soglia è stata eseguita attraverso un'operazione di *back-analysis* della $Y(t)$, che, utilizzando le registrazioni pluviometriche a scala oraria, ha condotto alla definizione di tre indici (o rapporti) FLaIR $\xi(t) = \frac{Y(t)}{Y_{lim}}$:

- indice (o rapporto) di attenzione $\xi_1 = 0.40$;
- indice (o rapporto) di preallarme $\xi_2 = 0.65$;
- indice (o rapporto) di allarme $\xi_3 = 0.85$.

Il superamento di ognuno di tali indici produce effetti immediati sul sistema di intervento della Protezione Civile. Modalità di natura essenzialmente pratica ed operativa sono quelle che hanno indotto alla valutazione degli indici FLaIR relativi alle fasi di preallarme ed allarme (rispettivamente $\xi_2 = 0.65$ e $\xi_3 = 0.85$). A tal proposito, nella fig. 3.5 è riportato, per il valore del rapporto di allarme $\xi_3 = 0.85$, l'andamento osservato in circa 33 anni di registrazioni pluviometriche degli anticipi corrispondenti a valori di ξ_2 variabili tra 0.60 e 0.80: gli anticipi medio di 5 ore e minimo di 4 ore connessi a $\xi_2 = 0.65$ sono stati ritenuti sufficienti per consentire la preparazione delle operazioni da svolgere nella fase di allarme successiva.

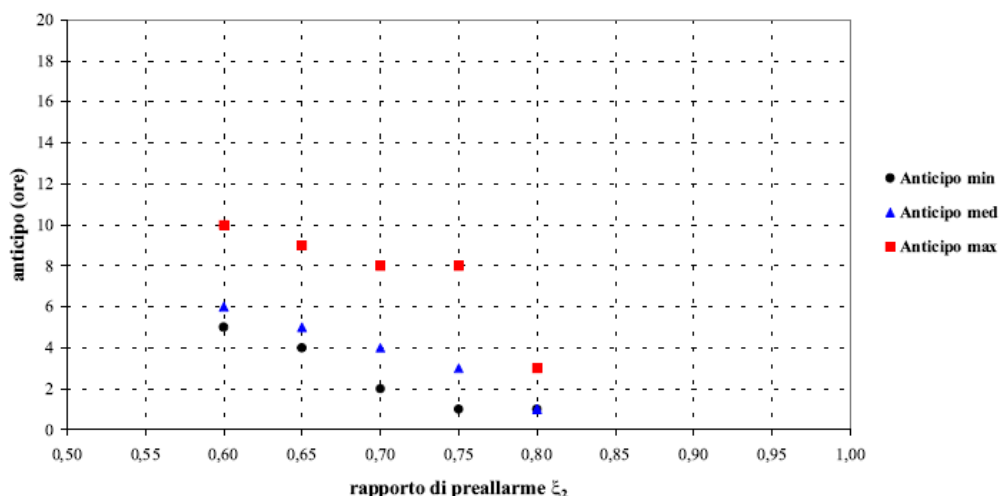


Figura 3.5. Tempi intercorrenti tra le fasi di preallarme (ξ_2 variabile tra 0.60 e 0.80) e di allarme ($\xi_3 = 0.85$) osservati in circa 33 anni di registrazioni presso la stazione pluviometrica di Santa Maria La Foce (Cassetti e Versace, 2002)



La frequente esiguità di informazioni riguardanti le mobilitazioni storiche dei versanti oggetto di studio rappresenta un limite insito nei modelli idrologici. Altre volte, pur esistendo informazioni sulle stesse, sono incerte la loro localizzazione temporale o risultano indisponibili le informazioni di carattere quantitativo circa le precipitazioni. Ciò vanifica in pratica il contenuto informativo ai fini dell'identificazione parametrica del modello, che, pertanto, si presenta indeterminato, in quanto insiemi di parametri, anche molto diversi tra loro, possono risultare compatibili con i criteri di identificazione adottati e, quindi, offrono la possibilità all'equazione di stima di essere soddisfatta da più di una soluzione. Nonostante ciò, esistono diversi esempi nel mondo di **sistemi di allerta** i cui protocolli di intervento sono basati sull'utilizzo integrato di soglie pluviometriche e previsioni meteorologiche.

Ad esempio, lo United States Geological Survey (USGS) ed il National Weather Service (NWS), in cooperazione con altri Enti quali lo State of California Office of Emergency Services, hanno sviluppato per la **Baia di San Francisco** un sistema di allerta in tempo reale per la prevenzione da colate di detrito (Keefer et al., 1987, Wilson et al., 1993). Tale sistema, attualmente utilizzato dalle Autorità locali per la redazione di Piani di Emergenza, è basato sull'utilizzo integrato di:

- relazioni empiriche ed analitiche tra le precipitazioni e gli inneschi;
- monitoraggio in tempo reale ed esteso a livello areale di dati pluviometrici provenienti da misure telemetriche;
- previsioni meteorologiche del NWS;
- redazione di carte delimitanti le aree a rischio di colata.

Iwamoto (1990) ha sviluppato un modello di soglia pluviometrica per la previsione di colate detritiche in **Giappone** (Yano e Senoo, 1985). A tal proposito, nel sistema di allerta presente a Nagasaki convergono tre componenti: una osservazionale, una analitica ed una gestionale. Le informazioni relative alle misure ed alle previsioni di pioggia vengono inviate ad apposite stazioni locali che analizzano in tempo reale il dato, immettendolo nel modello previsionale e, se necessario, inviano un segnale d'allarme alle Autorità locali. Queste ultime, a loro volta, utilizzano i sistemi di informazione disponibili (TV, radio, telefono, ecc.) per comunicare agli abitanti l'evacuazione (Premchitt et al., 1994).

Dal 1991 è presente in **Cina** un sistema di allerta a livello areale realizzato attraverso l'installazione di 70 stazioni di monitoraggio poste a monte del Fiume Yangtze. Il sistema è stato in grado finora di prevedere più di 200 frane evitando perdite economiche di circa $30 \cdot 10^6$ \$ (The International Early Warning Programme, 2005).

Anche il sistema di allerta realizzato dal Geotechnical Engineering Office (GEO) di **Hong Kong**, operativo dal 1984, è basato su un modello di soglia pluviometrica. Quest'ultimo è stato sviluppato da Brand et al. (1984), i quali dimostrarono che le frane (spesso di piccole dimensioni) risultavano fortemente dipendenti dall'intensità di precipitazioni di breve durata (la soglia stabilita era di circa 70 mm/ora). Lo stato di allarme scatta in media 3 volte all'anno.

Prendendo spunto dal sistema sviluppato ad Hong Kong, uno dei più recenti sistemi di allerta è stato realizzato dal Geotechnical Engineering Office di **Rio de Janeiro** (GEO-Rio). In tale sistema di allerta (noto come Rio-Watch) convergono informazioni riguardanti:

- previsioni meteorologiche a breve scadenza (4 ore), ottenute mediante l'ausilio di sistemi radar;
- misure pluviometriche provenienti da 30 stazioni;

- registrazione di frane riportate dalla Protezione Civile.

Le soglie pluviometriche del sistema sono rappresentate su due piani cartesiani (d'Orsi et al., 1997):

1) precipitazione giornaliera / precipitazione delle ultime 96 ore (fig. 3.6a);

2) precipitazione oraria / precipitazione delle ultime 96 ore (fig. 3.6b).

Su entrambi i piani viene riportato sia un livello d'allarme che un livello decisionale (pari al 75% del precedente). Se si verifica una delle seguenti condizioni:

a) il livello d'allarme (giornaliero o orario) viene contemporaneamente superato in almeno tre stazioni pluviometriche e le previsioni meteorologiche predicono pioggia nelle ore successive;

b) il livello decisionale (giornaliero o orario) viene contemporaneamente superato in almeno tre stazioni pluviometriche e le previsioni meteorologiche predicono piogge di notevole intensità a brevissima scadenza;

il protocollo operativo prevede che GEO-Rio contatti le Autorità locali, alle quali spetta la decisione di far scattare l'allarme e di stabilire le modalità di intervento che, generalmente, prevedono, tra l'altro l'immediato invio di avvisi agli organi di informazione, alla popolazione, agli ospedali e alle unità di soccorso.

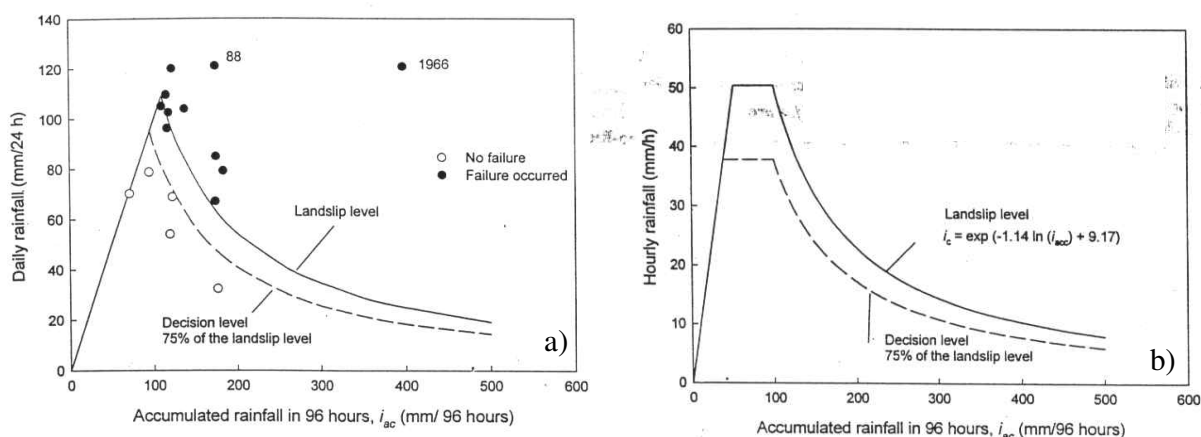


Figura 3.6. Soglie pluviometriche giornaliera (a) ed oraria (b) adottate dal sistema di allerta Rio Watch (d'Orsi et al., 1997)

3.2 Modelli completi di versante

I modelli completi di versante si propongono di simulare i fenomeni fisici connessi ai moti di filtrazione che si instaurano nel sottosuolo a seguito degli apporti meteorici. Essi forniscono, quindi, la possibilità di mettere in relazione il regime piezometrico con le precipitazioni, consentendo di valutare il ruolo giocato da questi ultimi nei problemi di stabilità.

L'interazione idrica tra terreno ed atmosfera avviene mediante un continuo scambio d'acqua derivante da un flusso d'acqua entrante discontinuo allo stato liquido (infiltrazione) ed un flusso uscente di vapore, pressoché continuo nel tempo, connesso ai fenomeni di evaporazione e traspirazione, fortemente dipendenti dalle condizioni climatiche, dallo stato e dalle proprietà del terreno e dalla copertura vegetale. La complessità di tali processi è tale da rendere non agevole la quantificazione dei

deflussi sotterranei derivanti dalle precipitazioni meteoriche. Pur essendo diversi i fenomeni che bisognerebbe tenere sotto controllo (fig. 3.7) e cioè

- filtrazione in un mezzo parzialmente saturo,
- filtrazione in un mezzo saturo,
- evapotraspirazione,
- deflusso superficiale,
- trapelazione,
- propagazione della corrente idrica nei canali ricettori,

solo alcuni di essi vengono analizzati nella maggior parte delle applicazioni.

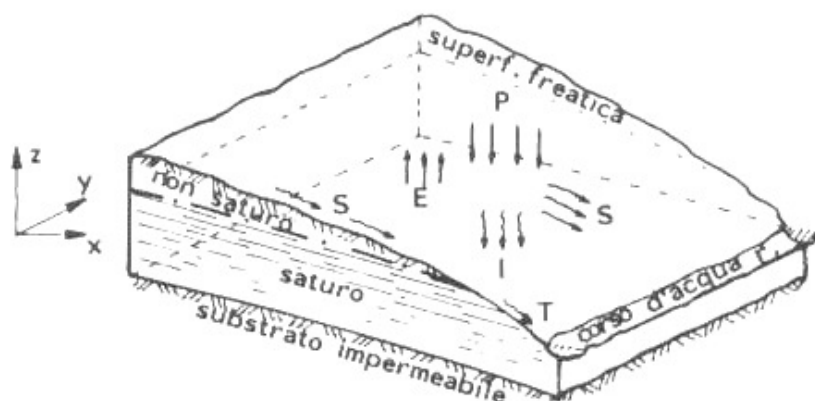


Figura 3.7. Fenomeni fisici da contemplare in un modello completo di versante: precipitazione (P), infiltrazione (I), evapotraspirazione (E), deflusso superficiale (S), trapelazione (T) (Cascini e Versace, 1986)

Nei prossimi paragrafi verranno riportate le relazioni di base di tali modelli, distinguendo le condizioni isoterme da quelle non isoterme.

3.2.1 Flusso idraulico in un terreno parzialmente saturo in condizioni isoterme

Le ipotesi alla base dei modelli che governano il moto di filtrazione in un terreno non saturo ed in condizioni isoterme sono:

- incompressibilità del fluido;
- indeformabilità dello scheletro solido;
- assenza di passaggi di stato (il moto dell'acqua avviene esclusivamente allo stato liquido);
- continuità della fase fluida;
- acqua soggetta a forze viscosive, di massa e di tensione superficiale;
- aria (unica fase aeriforme presente) completamente interconnessa all'interno della matrice porosa;
- trascurabilità del campo di forze governante il moto dell'aria;
- aria a pressione atmosferica.

Fissato un sistema di riferimento tridimensionale (fig. 3.8), il bilancio idrico relativo ad un volume elementare $V_0 = dx \cdot dy \cdot dz$ di terreno omogeneo non saturo è retto dall'equazione di continuità della fase liquida, secondo la quale la variazione di flusso

idraulico q_w (differenza tra flusso uscente e flusso entrante) è pari alla variazione nel tempo del volume dei pori V_w occupato nel terreno dall'acqua

$$\left(\frac{\partial q_{w,x}}{\partial x} + \frac{\partial q_{w,y}}{\partial y} + \frac{\partial q_{w,z}}{\partial z} \right) dx dy dz = - \frac{\partial V_w}{\partial t} \quad [3.1]$$

in cui $q_{w,x}$, $q_{w,y}$ e $q_{w,z}$ sono le componenti del flusso idraulico lungo gli assi coordinati x , y e z .

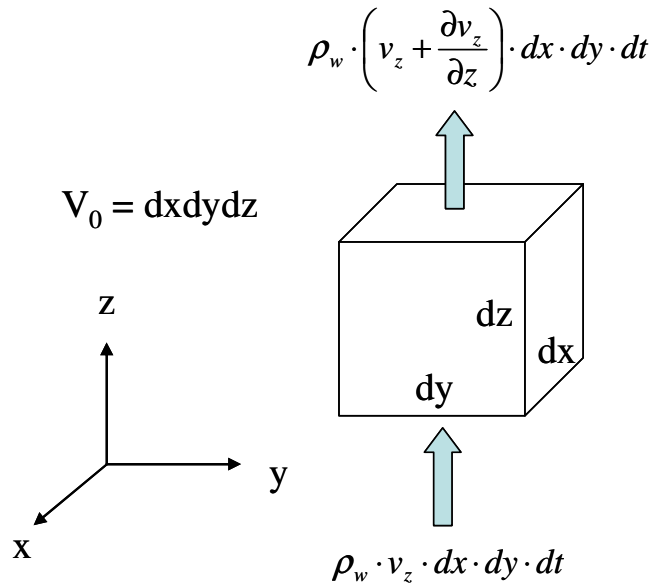


Figura 3.8. Flusso idraulico unidirezionale transitorio attraverso un elemento di volume infinitesimo V_0

Dalla [3.1] deriva

$$\frac{\partial q_{w,x}}{\partial x} + \frac{\partial q_{w,y}}{\partial y} + \frac{\partial q_{w,z}}{\partial z} = - \frac{\partial (V_w / V_0)}{\partial t} = - \frac{\partial \Theta}{\partial t} \quad [3.2]$$

in cui Θ è il contenuto volumetrico d'acqua presente nel terreno.

La conoscenza delle relazioni che legano la permeabilità K e la quota piezometrica h al contenuto volumetrico d'acqua Θ consente di esprimere le componenti del flusso attraverso l'estensione dell'equazione del moto di Darcy (valida per un mezzo saturo) al mezzo non saturo

$$\begin{aligned} q_{w,x} &= -K_x(\Theta) \cdot \frac{\partial h(\Theta)}{\partial x} \\ q_{w,y} &= -K_y(\Theta) \cdot \frac{\partial h(\Theta)}{\partial y} \\ q_{w,z} &= -K_z(\Theta) \cdot \frac{\partial h(\Theta)}{\partial z} \end{aligned} \quad [3.3]$$



in cui:

- K_x , K_y e K_z sono le permeabilità del mezzo nelle direzioni x , y e z (ipotesi di mezzo anisotropo);
- h è la quota piezometrica.

Essendo la quota piezometrica h fornita dall'espressione:

$$h = z + \psi \quad [3.4]$$

in cui $\Psi = \frac{u_w}{\rho_w \cdot g}$ rappresenta l'altezza piezometrica (ρ_w è la densità dell'acqua e g la costante di accelerazione gravitazionale) e sostituendo la [3.4] nelle [3.3] si ottiene:

$$\begin{aligned} q_{w,x} &= -K_x(\Theta) \cdot \frac{\partial \Psi(\Theta)}{\partial x} \\ q_{w,y} &= -K_y(\Theta) \cdot \frac{\partial \Psi(\Theta)}{\partial y} \\ q_{w,z} &= -K_z(\Theta) \cdot \frac{\partial \Psi(\Theta)}{\partial z} - K_z(\Theta) \end{aligned} \quad [3.5]$$

Dall'ultima delle [3.5] si evince, in particolare, che nel moto di filtrazione verticale bisogna portare in conto sia effetti molecolari che gravitazionali.

Sostituendo le equazioni del moto [3.5] nell'equazione di continuità [3.1] si ricava:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[K_x(\Theta) \cdot \frac{\partial \Psi(\Theta)}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K_y(\Theta) \cdot \frac{\partial \Psi(\Theta)}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K_z(\Theta) \cdot \frac{\partial \Psi(\Theta)}{\partial z} + K_z(\Theta) \right] = \frac{\partial \Theta}{\partial t} \quad [3.6]$$

Valendo lungo la generica direzione del moto s

$$\frac{\partial \Psi(\Theta)}{\partial s} = \frac{\partial \Psi(\Theta)}{\partial \Theta} \cdot \frac{\partial \Theta}{\partial s}$$

e definendo la *diffusività idraulica* $D_s(\Theta)$ del terreno lungo s

$$D_s(\Theta) = K_s(\Theta) \cdot \frac{\partial \Psi(\Theta)}{\partial \Theta}$$

la [3.6] può scriversi

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[D_x(\Theta) \cdot \frac{\partial \Theta}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[D_y(\Theta) \cdot \frac{\partial \Theta}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[D_z(\Theta) \cdot \frac{\partial \Theta}{\partial z} \right] + \frac{\partial}{\partial z} K_z(\Theta) = \frac{\partial \Theta}{\partial t} \quad [3.7]$$



La [3.7], nota come **equazione di Richards**, evidenzia che la filtrazione dell'acqua all'interno di un terreno non saturo è il risultato della sovrapposizione di due effetti, causati da:

- forze di tensione superficiale (puramente diffusivo);
- forze di gravità (percolazione dell'acqua all'interno dell'ammasso poroso).

Le condizioni necessarie per la risoluzione dell'equazione di Richards sono:

- conoscenza delle condizioni di umidità del terreno (distribuzione iniziale di Θ con la profondità);
- conoscenza delle condizioni idrauliche al contorno (es. quantità di acqua che si infiltra in superficie; posizione del pelo libero della falda);
- conoscenza dei parametri idraulici specifici per il tipo di suolo.

In dipendenza dalla maggiore o minore semplicità di ottenere questi parametri iniziali e le condizioni al contorno, l'equazione di Richards può essere risolta esattamente o per via numerica. L'uso di tale modello presenta alcune evidenti limitazioni:

- in alcuni casi il movimento dell'acqua dipende dal movimento delle particelle di terreno, influenzando così la permeabilità stessa;
- un flusso bi-fase che interessa il movimento di aria può essere significativo quando la pressione dell'aria nel terreno differisce significativamente dalla pressione atmosferica;
- non è portato in conto alcun effetto termico;
- quando cessa l'infiltrazione e comincia la redistribuzione il fenomeno dell'isteresi causa differenze di umidità nel profilo verticale, e non ci sono relazioni ben definite tra i gradienti di Ψ e Θ .

L'equazione di Richards, anche se costituisce un mezzo molto efficace per modellare il flusso di infiltrazione, richiede la conoscenza delle funzioni $K(\Theta)$ e $\Psi(\Theta)$. La misura di tali parametri non lineari risulta, però, particolarmente complicata, tanto che spesso sono necessarie alcune ipotesi semplificative (es. restrizioni sulla loro variabilità). Tali approssimazioni si ripercuotono inevitabilmente sull'intero modello, che lo rendono non accurato.

La conoscenza del legame costitutivo del terreno consente di esprimere l'equazione in termini di pressioni neutre. A tal proposito, il volume d'acqua V_w è univocamente connesso alla variazione dello stato tensionale del mezzo dalla seguente equazione

$$-\frac{dV_w}{V_0} = m_1^w \cdot d(\sigma - u_a) + m_2^w \cdot d(u_a - u_w) \quad [3.8]$$

in cui V_0 è il volume globale iniziale, u_a è la pressione dell'aria nei pori, m_1^w è il gradiente della curva caratteristica per valori nulli della suzione $u_a - u_w$, m_2^w è il gradiente della curva caratteristica per valori nulli della tensione netta $\sigma - u_a$ (differenza tra la tensione totale σ e la pressione dell'aria u_a).

Derivando la [3.8] rispetto al tempo si ottiene:

$$-\frac{\partial(V_w/V_0)}{\partial t} = -\frac{\partial\Theta}{\partial t} = m_1^w \cdot \frac{\partial(\sigma - u_a)}{\partial t} + m_2^w \cdot \frac{\partial(u_a - u_w)}{\partial t} \quad [3.9]$$



Non essendo il fenomeno di filtrazione caratterizzato da variazioni di tensioni totali e trascurando le variazioni di pressione dell'aria (Rahardjo, 1990; Wilson, 1990) la [3.9] diventa

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = m_2^w \cdot \frac{\partial u_w}{\partial t} \quad [3.10]$$

e, quindi, l'equazione [3.6] può avere la seguente formulazione

$$\frac{\partial u_w}{\partial t} = c_{v,x}^w \cdot \frac{\partial^2 u_w}{\partial x^2} + \frac{c_{v,x}^w}{K_x} \cdot \frac{\partial K_x}{\partial x} \cdot \frac{\partial u_w}{\partial x} + c_{v,y}^w \cdot \frac{\partial^2 u_w}{\partial y^2} + \frac{c_{v,y}^w}{K_y} \cdot \frac{\partial K_y}{\partial y} \cdot \frac{\partial u_w}{\partial y} + c_{v,z}^w \cdot \frac{\partial^2 u_w}{\partial z^2} + \frac{c_{v,z}^w}{K_z} \cdot \frac{\partial K_z}{\partial z} \cdot \frac{\partial u_w}{\partial z} + c_g \frac{\partial K_z}{\partial z} \quad [3.11]$$

dove

$c_{v,i}^w = \frac{K_i}{\rho_w \cdot g \cdot m_2^w}$ è il coefficiente di consolidazione relativo alla fase liquida;

ρ_w è la densità dell'acqua;

g è l'accelerazione di gravità;

$c_g = \frac{1}{m_2^w}$ è il coefficiente associato al termine gravitazionale.

3.2.2 Flusso idraulico in un terreno parzialmente saturo in condizioni non isoterme

Le condizioni non isoterme sono strettamente connesse alle variazioni microclimatiche che si instaurano ciclicamente. L'alternanza delle stagioni, ad esempio, è responsabile di flussi di acqua ed aria tra il terreno e l'atmosfera che causano variazioni di volume interne al terreno.

Nel seguente paragrafo vengono riportate le relazioni che regolano il flusso in condizioni non isoterme (ipotizzato unidirezionale per semplicità di notazione) all'interno di un terreno parzialmente saturo. Esse comprendono equazioni differenziali relative a:

- flusso della fase gassosa;
- flusso idraulico (liquido e di vapore);
- flusso di calore.

Verranno, inoltre, illustrate le condizioni al contorno connesse alle particolari condizioni ambientali necessarie per la risoluzione delle equazioni.

3.2.2.1 Equazione differenziale relativa alla fase gassosa

In ipotesi unidimensionali, l'equazione del flusso della fase gassosa può essere espressa come segue (Dakshanamurthy e Fredlund, 1981)

$$\frac{\partial u_a}{\partial t} = -C_a \cdot \frac{\partial u_w}{\partial t} + c_v^a \cdot \frac{\partial^2 u_a}{\partial z^2} + C_{at} \frac{\partial T}{\partial t} \quad [3.12]$$

dove



$C_a = \frac{m_2^a / m_{1k}^a}{1 - (m_2^a / m_{1k}^a) - (1 - S_r) \cdot n / (\bar{u}_a \cdot m_{1k}^a)}$ è il coefficiente di interazione associato alla fase

aeriforme;

m_2^a è la variazione del volume di aria in funzione della tensione netta ($\sigma_z - u_a$);

m_{1k}^a è la variazione del volume di aria in funzione della tensione netta ($\sigma_z - u_a$) con percorsi di carico che presentano un valore costante del coefficiente di spinta a riposo;
 S_r è il grado di saturazione del terreno;

n è la porosità del terreno;

$\bar{u}_a = u_a + u_{atm}$ è la pressione assoluta dell'aria;

u_w è la pressione neutra;

$c_v^a = \frac{D_a^*}{\omega_a / RT} \cdot \frac{1}{\bar{u}_a \cdot m_{1k}^a \cdot (1 - m_2^a / m_{1k}^a) - (1 - S_r) \cdot n}$ è il coefficiente di consolidazione

associato alla fase aeriforme;

D_a^* è il coefficiente di trasmissione rispetto alla fase aeriforme (funzione della suzione matriciale del terreno);

ω_a è la massa molecolare dell'aria;

R è la costante universale dei gas [pari a 8.31432 J/(mol·K)];

T è la temperatura assoluta;

$C_{at} = \frac{1}{T} \cdot \frac{(1 - S_r) \cdot n \cdot \bar{u}_a}{(1 - m_2^a / m_{1k}^a) \cdot \bar{u}_a \cdot m_{1k}^a + (1 - S_r) \cdot n}$ è il coefficiente di interazione della temperatura

associato alla fase aeriforme.

3.2.2.2 Equazione differenziale del flusso idraulico (fase liquida e fase vapore)

Il bilancio idrico è caratterizzato oltre che dal flusso dell'acqua q_w anche da quello di vapore q_v . Ipotizzando, per semplicità, l'unidirezionalità del flusso lungo z , l'equazione di continuità [3.2] diventa

$$\frac{\partial q_{w,z}}{\partial z} + \frac{\partial q_{v,z}}{\partial z} = -\frac{\partial \Theta}{\partial t} \quad [3.13]$$

Il flusso di vapore in un terreno parzialmente saturo viene descritto dalla legge di Fick (Philip e de Vries, 1957; de Vries, 1975; Dakshanamurthy e Fredlund, 1981; Wilson, 1990):

$$q_v = -D_v^s \cdot \frac{\partial u_v}{\rho_w \cdot \partial z} \quad [3.14]$$

in cui u_v è la pressione di vapore nel terreno e D_v^s è un coefficiente che regola il processo di diffusione del vapore nel terreno, esprimibile come:



$$D_v^s = \alpha \cdot \beta \cdot \left(D_v^a \cdot \frac{w_v}{RT} \right) \quad [3.15]$$

dove

- $\beta = (1 - S_r) \cdot n^2$ è la sezione del terreno utile al flusso di vapore (S_r è il grado di saturazione, n è la porosità);
- $\alpha = \beta^{2/3}$ è il fattore di tortuosità del terreno;
- $D_v^a = 0.229 \cdot 10^{-4} \cdot (1 + T/273)^{1.75}$ rappresenta il coefficiente di diffusività molecolare del vapore nell'aria;
- $w_v = 0.018 \text{ kg/mol}$ è il peso molecolare dell'acqua;
- R è la costante universale dei gas;
- T è la temperatura in gradi Kelvin.

Valendo la relazione di Darcy

$$q_{w,z} = -K_z \cdot \frac{\partial h_w}{\partial z} = -K_z \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left(z + \frac{u_w}{\rho_w \cdot g} \right) \quad [3.16]$$

in cui u_w è la pressione dell'acqua, ρ_w è la densità dell'acqua e g la costante di accelerazione gravitazionale, e sostituendo la [3.14] e la [3.16] nella [3.13] si ottiene

$$\frac{\partial}{\partial z} \left[K_z \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left(z + \frac{u_w}{\rho_w \cdot g} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left(D_v^s \frac{\partial u_v}{\rho_w \cdot \partial z} \right) = \frac{\partial \Theta}{\partial t} \quad [3.17]$$

Per portare in conto gli spostamenti orizzontali del vapore legati alla trasmissione di calore per avvezione, bisogna introdurre un opportuno termine correttivo nella [3.17], che diventa:

$$\frac{\partial}{\partial z} \left[K_z \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left(z + \frac{u_w}{\rho_w \cdot g} \right) \right] + \frac{\bar{u}_a + u_v}{\bar{u}_a} \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left(D_v^s \frac{\partial u_v}{\rho_w \cdot \partial z} \right) = \frac{\partial \Theta}{\partial t} \quad [3.18]$$

in cui \bar{u}_a è la pressione assoluta dell'aria.

Sostituendo l'espressione [3.9] nella [3.18] si ottiene l'equazione differenziale che caratterizza il flusso unidirezionale di vapore e acqua in un terreno parzialmente saturo in condizioni non isoterme:

$$\frac{\partial u_w}{\partial t} = -C_w \cdot \frac{\partial u_a}{\partial t} + \frac{1}{\rho_w \cdot g \cdot m_2^w} \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \cdot \frac{\partial u_w}{\partial z} \right) + \frac{\bar{u}_a + u_v}{\bar{u}_a} \cdot \frac{1}{\rho_w \cdot m_2^w} \frac{\partial}{\partial z} \left(D_v^s \frac{\partial u_v}{\partial z} \right) \quad [3.19]$$

dove

$$C_w = \frac{m_1^w - m_2^w}{m_2^w};$$

m_1^w è il gradiente della curva caratteristica per valori nulli della suzione $u_a - u_w$;



m_2^w è il gradiente della curva caratteristica per valori nulli della tensione netta $\sigma_z - u_a$.

3.2.2.3 Flusso di calore

Al bilancio di massa è necessario accoppiare un bilancio termodinamico, che consente di esprimere la variazione di energia termica nell'unità di tempo in funzione della variazione di flusso di calore lungo la verticale:

$$\frac{\partial(Q/V_0)}{\partial t} = \left(\frac{\partial \Phi_c}{\partial z} + \frac{\partial \Phi_d}{\partial z} \right) \quad [3.20]$$

in cui la variazione dell'energia termica Q per unità di volume e di tempo risulta pari alla somma della variazione lungo la verticale del flusso di calore Φ_c dovuto alla conduzione (funzione del gradiente di temperatura) e del flusso di calore Φ_d dovuto alla diffusione del vapore generato dal cambiamento di stato (vaporizzazione), mentre si trascura quello legato alla convezione (Wilson et al., 1994).

Esplicitando i termini della [3.20] si ottiene:

$$\lambda_t \cdot \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \right) - \frac{\bar{u}_a + u_v}{\bar{u}_a} \cdot L_v \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left(D_v^s \cdot \frac{\partial u_v}{\partial z} \right) \quad [3.21]$$

in cui λ_t [J/(m³ · °C)] è il calore volumetrico specifico del terreno, T la temperatura assoluta, λ [W/(m · °C)] la conduttività termica del terreno, L_v il calore latente di vaporizzazione dell'acqua [2418000 J/Kg].

3.2.2.4 Condizioni al contorno

La risoluzione delle equazioni riportate necessita di opportune condizioni al contorno. Particolarmente delicata risulta l'assegnazione del flusso effettivo in corrispondenza dell'interfaccia suolo-atmosfera, che può avvenire solo a seguito di una corretta valutazione di tutte le componenti che concorrono alla determinazione del bilancio idrico.

Per quanto riguarda la fase gassosa, generalmente si pone la condizione di pressione atmosferica ($u_a = 0$) in corrispondenza del piano campagna.

Per quanto riguarda la fase liquida, bisognerebbe immettere al contorno l'aliquota di pioggia netta che si infila, fornita dalla pioggia totale decurtata della quantità di flusso connessa al ruscellamento superficiale (*runoff*).

Al contorno è, però, da imporre anche un flusso uscente connesso all'evapotraspirazione. Nei terreni parzialmente saturi tale fenomeno è una funzione del contenuto d'acqua, ossia della suzione, e delle condizioni climatiche. Infatti il flusso evaporativo dipende dal gradiente di pressione che si instaura tra il vapore presente nel terreno in superficie ed il vapore contenuto nell'atmosfera. In ipotesi di completa



saturazione ci si riferisce al flusso di evaporazione come ad un'evaporazione potenziale, valutata mediante l'equazione di Dalton (Gray, 1970)

$$E_p = f_v \cdot (u_{vs} - u_v^a) \quad [3.22]$$

in cui E rappresenta il flusso evaporativo uscente, f_v una funzione dipendente dalla velocità del vento, dalla scabrezza della superficie e dagli scambi gassosi di natura turbolenta, u_{vs} la pressione di vapor saturo nel suolo, u_v^a la pressione di vapore nell'aria posta a diretto contatto con la superficie di scambio. Nei terreni parzialmente saturi la pressione di vapore nel suolo è minore di quella del vapor saturo e, a temperatura costante, decresce all'aumentare della suzione. In tal caso, l'evaporazione reale è solo un'aliquota di quella potenziale, per cui si potrà calcolare utilizzando la formulazione (Wilson et al., 1994)

$$E_r = f_v \cdot (u_v - u_v^a) \quad [3.23]$$

in cui si immette la pressione effettiva di vapore nel terreno u_v al posto di quella satura u_{vs} .

In fig. 3.9 viene riportato il tipico andamento del rapporto tra evaporazione reale E_r e potenziale E_p al variare del contenuto d'acqua del terreno. Durante l'essiccamento progressivo del terreno si assiste a tre fasi:

- la prima fase è caratterizzata da valori di E_r molto prossimi a E_p ;
- la seconda fase presenta una brusca diminuzione di E_r ;
- durante la terza fase il flusso evaporativo tende a diminuire con un gradiente modesto a causa della mancanza di continuità della fase liquida.

L'equazione [3.23] risulta non applicabile in tale forma, per cui generalmente si fa riferimento al metodo proposto da Penman (1948) per la definizione di f_v ed in seguito modificato da Wilson (1990) per portare in conto la parziale saturazione

$$E_r = \frac{\Gamma Q_n + \eta E_a}{\Gamma + \eta A} \quad [3.24]$$

in cui Γ è la pendenza della funzione che lega la tensione di vapor saturo alla temperatura (in corrispondenza della temperatura media dell'aria), Q_n è l'energia irradiata disponibile in superficie, η la costante psicrometrica ed E_a una funzione definita dalla seguente relazione

$$E_a = f_v \cdot u_v^a \cdot (B - A) = 0.35 \cdot (1 + 0.146 \cdot W_a) \cdot u_v^a \cdot (B - A) \quad [3.25]$$

in cui W_a è la velocità del vento, B è il reciproco dell'umidità relativa dell'aria e A il reciproco dell'umidità relativa del terreno in superficie.

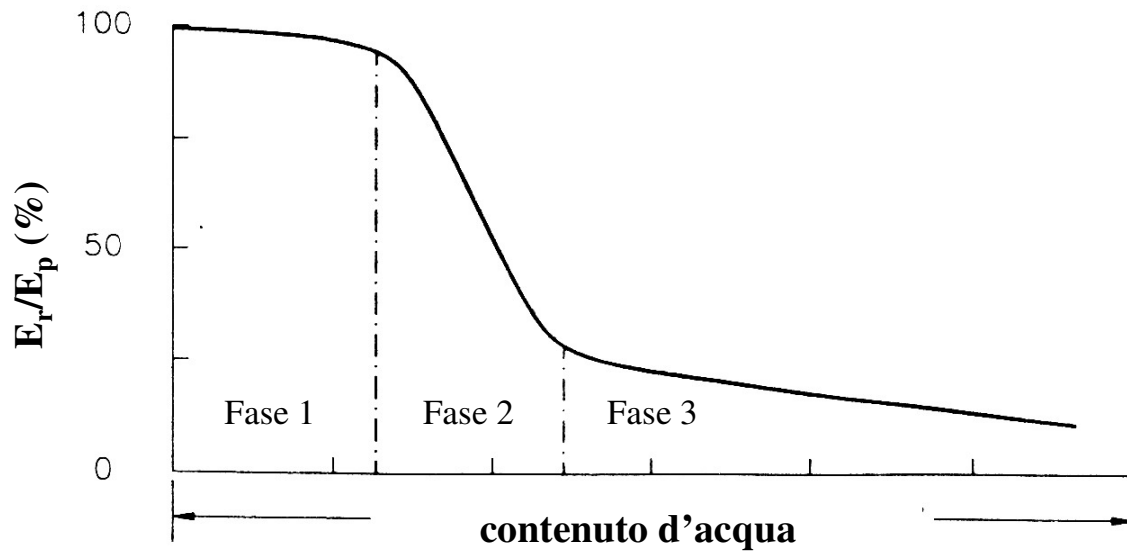


Figura 3.9. Rapporto tra evaporazione reale E_r ed evaporazione potenziale E_p al variare del contenuto d'acqua del terreno (modificato da Wilson et al., 1994)

In presenza di vegetazione, il flusso evaporativo uscente si riduce, in quanto un'aliquota dell'energia radiante viene sottratta dalle piante per sviluppare il processo biologico della traspirazione. A tal proposito, la [3.24] diventa

$$E_r = \left(\frac{\Gamma Q_n + \eta E_a}{\Gamma + \eta A} \right)^{-0.4 LAI} \quad [3.26]$$

nella quale viene introdotto un indice di area fogliare LAI (Leaf Area Index) dato dal rapporto tra la superficie fogliare totale e la superficie del suolo su cui le foglie si proiettano.

La traspirazione T si manifesta mediante un flusso uscente quantificabile dall'espressione

$$T = \frac{2 \cdot E_p \cdot (-0.21 + 0.7 \cdot LAI)}{R_T} \cdot \left(1 - \frac{R_n}{R_T} \right) \cdot A_n \cdot F_l \quad [3.27]$$

in cui E_p è l'evaporazione potenziale, R_T è la profondità raggiunta nel terreno dagli apparati radicali, R_n è la profondità rispetto alla quale si sta valutando il flusso traspirativo, A_n è un indice rappresentativo della forma e distribuzione degli apparati radicali al variare della profondità e F_l è un fattore limitante (compreso tra 0 e 1) necessario per portare in conto la riduzione della capacità traspirativa della vegetazione all'aumentare della suzione.

La risoluzione dell'equazione relativa al flusso di calore richiede, inoltre, una condizione al contorno in termini di temperatura al suolo T_s , che può essere calcolata secondo Wilson (1990) come



$$T_s = T_a + \frac{1}{\eta \cdot f_v} \cdot (Q_n - E_r) \quad [3.28]$$

in cui T_a è la temperatura dell'aria.

3.2.3 Codici di calcolo

La risoluzione delle equazioni che regolano la filtrazione nei mezzi porosi richiede l'impiego di opportuni modelli numerici implementati da appositi codici di calcolo. I codici di calcolo esistenti in letteratura si differenziano, essenzialmente, per le modalità di:

- generazione del reticolo di calcolo (mesh);
- assegnazione delle proprietà dei materiali;
- assegnazione delle condizioni al contorno.

In tale sezione verranno descritte, in particolare, le caratteristiche dei principali software in grado di portare in conto tutte le variabili in gioco: VADOSE/W, ABAQUS, e CODE_BRIGHT

3.2.3.1 Il codice di calcolo VADOSE/W

Il codice di calcolo agli elementi finiti VADOSE/W (Krahn, 2004) simula il comportamento dei terreni parzialmente saturi, in ipotesi bidimensionali, per effetto delle interazioni che si instaurano tra suolo, vegetazione ed atmosfera al variare delle condizioni climatiche e delle condizioni iniziali. Il codice è essenzialmente un risolutore di una forma modificata dell'equazione di Richards, che scritta in ipotesi di unidimensionalità diventa

$$\frac{\partial \Theta}{\partial \Psi_m} \cdot \frac{\partial \Psi_m}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial z} \left[K_T \cdot \frac{\partial \Psi_m}{\partial z} + K_z + q_{v,z} \right] - T(z, t)$$

in cui Θ è il contenuto volumetrico d'acqua, t è il tempo, z è la coordinata geometrica verticale ($z = 0$ a piano campagna), Ψ_m è la suzione matriciale, K_T è la conducibilità non satura delle fasi liquida e di vapore combinate, K_z è la conducibilità idraulica non satura, $q_{v,z}$ è il flusso di vapore e T rappresenta la traspirazione.

Gli elementi 2-D utilizzati dal VADOSE/W hanno forma sia quadrangolare a 4 e 8 nodi (fig. 3.10), che triangolare a 3 e 6 nodi.



Figura 3.10. Elementi quadrilateri a 8 nodi (elementi 1 e 2) ed a 4 nodi (elementi da 3 a 10)

Essendo il comportamento idraulico dei terreni fortemente condizionato, in regime di parziale saturazione, dalle modalità di variazione della permeabilità e del contenuto d'acqua in funzione della suzione, l'utente può scegliere di assegnare tali proprietà dei terreni attraverso il diretto inserimento di nuove funzioni oppure tramite l'utilizzo di quelle già esistenti nella libreria (figg. 3.11, 3.12).

Il modello numerico è in grado di definire ad ogni intervallo temporale delle condizioni al contorno opportunamente determinate in base alle condizioni climatiche imposte in termini di:

- pioggia (fig. 3.13),
- pressioni neutre,
- temperatura,
- umidità relativa dell'aria,
- velocità del vento.

La possibilità offerta dal codice di poter gestire grandezze quali temperatura, velocità del vento ed umidità dell'aria risulta di non trascurabile rilievo, in quanto, ad esempio, al crescere delle prime due ed al diminuire della terza assume un maggior peso il fenomeno di evaporazione superficiale, che induce un incremento del flusso uscente dal piano campagna.

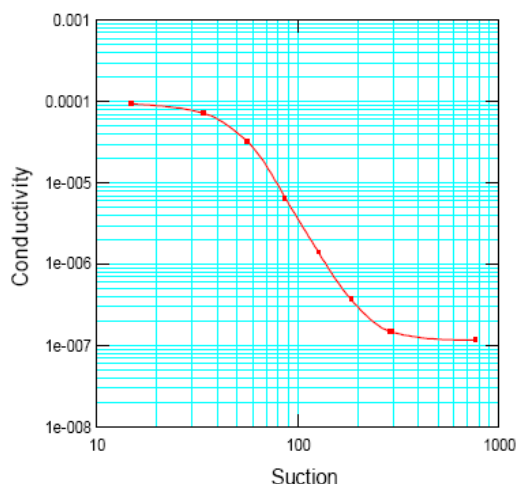


Figura 3.11. Esempio di curva Permeabilità - Suzione (*Conductivity - Suction*)

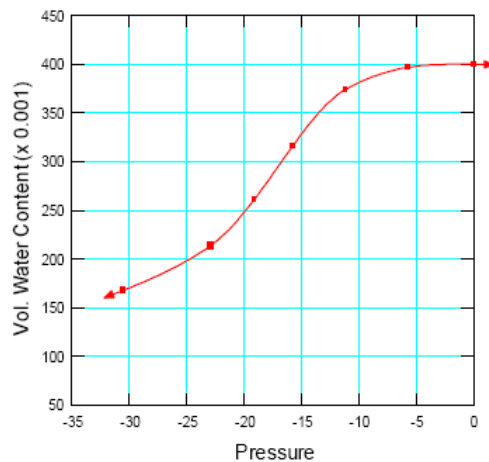


Figura 3.12. Esempio di curva caratteristica $\Theta - u_w$ (Vol. Water Content – Pressure)

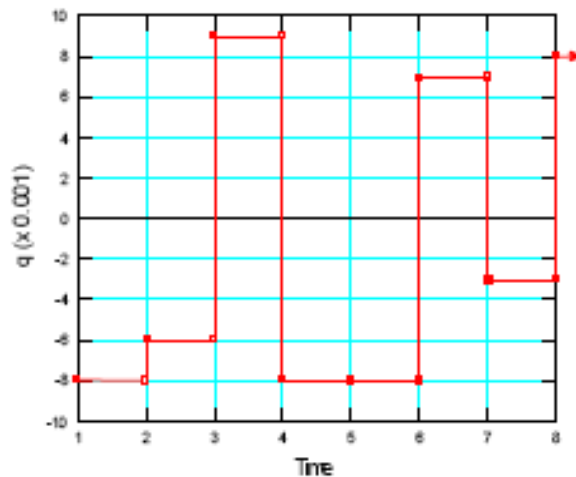


Figura 3.13. Esempio di variazione della pioggia (portata di ingresso q) nel tempo

VADOSE/W è particolarmente adatto per studiare l'influenza della vegetazione, in quanto consente di simulare il flusso in uscita controllato dal fenomeno della traspirazione. È, infatti, possibile assegnare in fase di input, d'accordo con l'equazione [3.27]: l'indice di area fogliare LAI (Leaf Area Index), la profondità raggiunta nel terreno dagli apparati radicali R_T , la forma e distribuzione degli apparati radicali al variare della profondità rappresentate attraverso l'indice rappresentativo A_n , nonché il fattore limitante F_l (compreso tra 0 e 1) necessario per portare in conto la riduzione della capacità traspirativa della vegetazione all'aumentare della suzione. Tali parametri possono anche essere assegnati variabili nel tempo.

Le condizioni iniziali vengono assunte uguali a quelle stazionarie in equilibrio con le condizioni al contorno del dominio; in particolare, è possibile definire una distribuzione di temperature all'interno del dominio di calcolo.



3.2.3.2 Il codice di calcolo ABAQUS

Il codice di calcolo agli elementi finiti ABAQUS è un programma scritto e sviluppato negli Stati Uniti ad opera della Hibbitt, Karlsson & Sorensen, con il contributo dell'istituto di ricerca dell'energia elettrica di Palo Alto (California).

Nella versione ABAQUS/Standard, i dati in ingresso per le analisi sono contenuti in un file ASCII, composto essenzialmente da due blocchi, il "model data" e l'"history data", nei quali possono essere attivate diverse operazioni. Il "model data" definisce la mesh del dominio attraverso le coordinate dei nodi, la numerazione di nodi ed elementi, e le proprietà a questi ultimi associate. Tali proprietà includono la definizione del tipo di modello materiale, della sezione trasversale (nel caso di elementi particolari, come travi o shells) e di altri parametri per elementi di interfaccia o puntuali. Possono anche essere imposte particolari condizioni iniziali in termini di temperatura, stato tensionale, pressioni neutre, grado di saturazione e velocità. Il blocco "history data" include i risultati in corso di acquisizione con un'analisi ad incrementi (step), che consente di modificare in corso le condizioni al contorno, la procedura di analisi ed il formato dei dati di output. I risultati dell'analisi alla fine di ogni passo costituiscono le condizioni iniziali di quello successivo: ciò senza che vengano imposti limiti al numero di step possibili in una stessa analisi.

Le operazioni eseguite dai precedenti blocchi possono anche essere gestite da un particolare modulo aggiuntivo, detto ABAQUS/CAE. Quest'ultimo è un preprocessor che semplifica l'inserimento dei dati di input (creazione dei nodi e degli elementi, definizione della mesh, inserimento delle proprietà dei materiali, definizioni delle condizioni al contorno e di quelle iniziali) grazie all'utilizzo di un'interfaccia grafica tipo CAD.

Il codice possiede una vasta libreria di elementi che permette la risoluzione dei più svariati casi, anche mediante combinazione degli elementi stessi. Gli elementi disponibili in ABAQUS possono sintetizzarsi nel seguente quadro riassuntivo:

- 1) elementi solidi (3D);
- 2) membrane (2D);
- 3) gusci (shells, 2D, curvilinei);
- 4) travi (1D);
- 5) elementi di interfaccia con una superficie rigida;
- 6) elementi di interfaccia termici;
- 7) elementi di interfaccia acustici;
- 8) elementi di interfaccia in acqua;
- 9) elementi definiti dall'utente.

La libreria degli elementi solidi include elementi monodimensionali, bidimensionali (fig. 3.14) e tridimensionali (fig. 3.15), la cui corretta geometrizzazione richiede il rispetto di precisi criteri di numerazione.

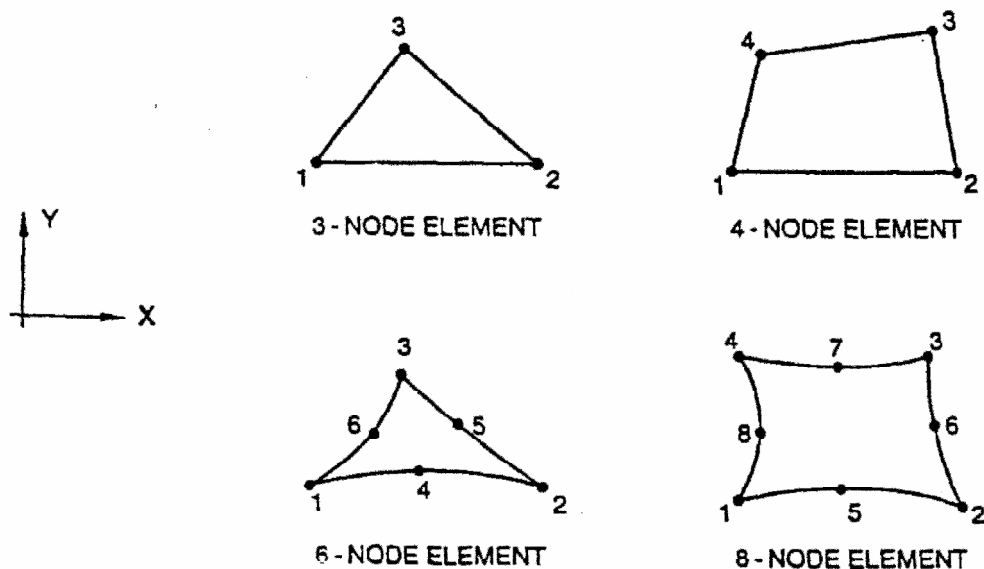


Figura 3.14. Sequenza da assegnare ai nodi per la definizione di un elemento bidimensionale

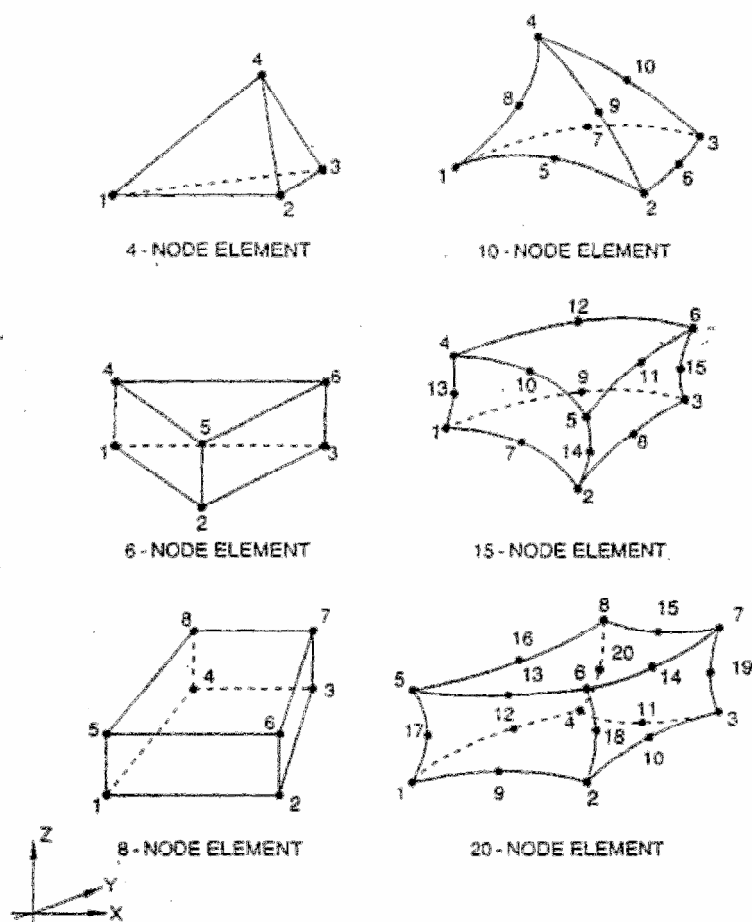


Figura 3.15. Sequenza da assegnare ai nodi per la numerazione di un elemento tridimensionale

Come evidenziato in fig. 3.16, ABAQUS possiede una vasta libreria di modelli materiali utili per analizzare i problemi più svariati e complessi.

Tipo di proprietà	Opzione	Comando richiesto
Elastica	<ul style="list-style-type: none"> •ELASTIC •HIPERELASTIC •HIPERFOAM •HYPOELASTIC •POROUS ELASTIC 	
Plastica	<ul style="list-style-type: none"> •CAP PLASTICITY •CLAY PLASTICITY •CONCRETE •DRUCKER-PRAGER •FOAM •JOINTED MATERIAL •PLASTIC 	<ul style="list-style-type: none"> CAP HARDENING, AND •ELASTIC •POROUS ELASTIC •ELASTIC, TYPE=ISO •YELD, and •ELASTIC •POROUS ELASTIC ELASTIC, TYPE=ISO, •ORIENTATION •ELASTIC
Altre caratteristiche meccaniche	<ul style="list-style-type: none"> •CREEP •CYCLED PLASTIC •INELASTIC HEAT FRACTION •ORNL •SWELLING •VISCOELASTIC •DEFORMATION PLASTICITY 	<ul style="list-style-type: none"> •ELASTIC •ELASTIC, •ORNL •PLASTIC •PLASTIC, •CREEP •ELASTIC •ELASTIC or •HYPERELASTIC

Figura 3.16. Opzioni disponibili per il comportamento dei terreni

Il mezzo poroso è modellato con un approccio convenzionale che consiste nel considerarlo come un materiale multifase, in cui sono presenti i fluidi acqua ed aria. Il primo viene considerato incompressibile ed in grado di fluire attraverso i pori, il secondo invece è compressibile e se ne trascura il flusso.

La modellazione consiste nell'assegnare alla fase solida una griglia di elementi attraverso la quale può avvenire il flusso della fase liquida; per questa viene scritta un'equazione di continuità in funzione della pressione neutra, assunta come variabile base, con riferimento all'unità di volume di mezzo poroso. La variabile coniugata al flusso, nel generico punto è la velocità di filtrazione.

La condizione di parziale saturazione determina una dipendenza della permeabilità dal grado di saturazione del mezzo e quindi dalla suzione $u_a - u_w$. Dipendendo la permeabilità dalla incognita pressione neutra, essa risulta a sua volta un'incognita del problema.

Il legame tra la suzione ed il grado di saturazione è espresso tramite la curva caratteristica del materiale che viene assegnata per punti nella sezione "MATERIAL", all'interno della quale possono essere assegnate anche altre proprietà quali la densità del liquido di porosità, la permeabilità satura del mezzo, nonché il peso secco dell'unità di volume del materiale solido.

ABAQUS è in grado di compiere analisi lineari e non, statiche e dinamiche, transitorie e di equilibrio finale. In caso di analisi transitorie, l'utente può scegliere dei fissati incrementi di tempo o alcuni parametri che individuano il livello di accuratezza che deve essere adottato in questi incrementi. L'analisi transitoria viene eseguita tramite l'attivazione di un operatore differenziale, che, tenendo conto della variabilità nel tempo delle grandezze idrauliche, integra l'equazione di continuità attraverso intervalli di integrazione che possono essere assegnati manualmente o fatti gestire in automatico dal programma. L'analisi può arrestarsi al termine di un assegnato periodo di tempo



stabilito dall'utente, oppure, alternativamente, può continuare fino al raggiungimento di una condizione stazionaria.

Le condizioni al contorno possono essere assegnate in termini di spostamenti, pressioni neutre, flussi in ingresso (dovuti, ad esempio, ad apporti pluviometrici) ed in uscita (per effetto, ad esempio, di fenomeni di evapotraspirazione), temperature, ecc.. A tal proposito, una peculiarità di ABAQUS è data dalla possibilità che ha l'utente non solo di utilizzare *sub-routines* già presenti nella libreria dei comandi, ma anche di crearne di nuove e di richiamarle sempre nel corso delle analisi. Tale caratteristica rende ABAQUS un codice di calcolo "aperto". Particolarmente delicate sono, ad esempio, le operazioni che controllano le condizioni di flusso attraverso le superfici costituenti il confine del dominio di integrazione. Il flusso attraverso tali superfici viene spesso assunto proporzionale alla pressione neutra calcolata, nel generico istante, su punti appartenenti alla stessa. Si può, inoltre, imporre che le stesse superfici si comportino da superfici di drenaggio, fin quando la pressione neutra calcolata nel punto generico presenti un valore positivo ($u_w > 0$), o da superfici impermeabili in caso contrario ($u_w \leq 0$).

Le condizioni iniziali possono essere assegnate in termini di pressioni neutre, grado di saturazione, indice dei pori, stati tensionali, temperatura, ecc.

Per quanto riguarda l'output delle analisi, è possibile utilizzare un apposito modulo postprocessor, ABAQUS/Post, che permette la visualizzazione dei dati di output e l'esecuzione di grafici e diagrammi corrispondenti.

3.2.3.3 Il codice di calcolo CODE BRIGHT

Il software CODE_BRIGHT, acronimo di COupled DEformation, BRIne, Gas and Heat Transport problems (Olivella et al., 1996), sviluppato presso l'Universitat Politècnica de Catalunya, consente di risolvere contemporaneamente problemi meccanici, idraulici e termici in un mezzo poroso, di tipo non accoppiato (meccanico, flusso nel mezzo poroso) o accoppiato (idromeccanico, termomeccanico, idrotermico, idrotermomeccanico), attraverso analisi 1-D, 2-D e 3-D. Il codice è scritto in FORTRAN ed è composto da diverse *sub-routines*.

Al fine di portare in conto i fenomeni termo-idro-meccanici (THM) cui è soggetto il mezzo poroso, le equazioni implementate dal codice possono essere distinte in tre gruppi principali:

- equazioni di bilancio;
- equazioni costitutive;
- vincoli di equilibrio.

Le equazioni di bilancio riguardano la massa, l'energia interna e la quantità di moto. Le equazioni per il bilancio di massa sono scritte seguendo l'approccio compositivo, ossia, anziché considerare il mezzo nella sua globalità, viene considerato separatamente il bilancio per ciascuna delle tre fasi (solida, liquida e gassosa), consentendo una semplificazione delle equazioni algebriche. L'equazione per il bilancio di energia interna, scritta, al contrario, per il mezzo visto nella sua globalità, porta in conto sia l'energia interna di ciascuna fase che i flussi di energia legati alla conduzione ed alla convezione di calore per il moto di ciascuna specie nel mezzo. Trascurando i termini inerziali, l'equazione di bilancio della quantità di moto si riduce ad un equilibrio tensionale. Ad ognuna di queste equazioni è associata una variabile:

- equazione di bilancio del solido >>> porosità;



- equazione di bilancio dell'acqua >>> pressione del liquido;
- equazione di bilancio della fase gassosa >>> pressione del gas;
- equazione di bilancio dell'energia interna >>> temperatura;
- equazione di bilancio della quantità di moto >>> spostamenti.

Le equazioni costitutive stabiliscono la relazione tra le variabili indipendenti (o incognite) e quelle dipendenti (es. tensioni con deformazioni, pressioni con temperature). L'utilizzo di tali equazioni consente di poter riscrivere le equazioni di governo in funzione dei termini incogniti. Ogni tipo di equazione costitutiva ha a disposizione vari modelli, avendo così la possibilità di scegliere il più adeguato per il problema analizzato. Le variabili indipendenti e le incognite sono, inoltre, soggette a particolari restrizioni riguardanti i vincoli connessi all'equilibrio chimico per la dissoluzione delle differenti specie (aria e vapore) nelle fasi (liquida e gas). Un sommario delle equazioni costitutive e dei vincoli di equilibrio che devono essere incorporati nella formulazione generale è riportato nella fig. 3.17, che include le variabili dipendenti ricavabili dall'utilizzo di ciascuna legge.

Le condizioni al contorno necessarie per la risoluzione delle equazioni di bilancio e di equilibrio riguardano l'imposizione di flussi (attraverso i contorni) e tensioni (sui contorni). Esse vengono schematizzate con portate o forze nodali. Come condizioni al contorno meccaniche, si possono imporre forze, tensioni o velocità di spostamento in qualsiasi direzione e in qualsivoglia nodo. Come condizioni al contorno idrauliche si possono prescrivere portate di massa d'acqua e d'aria, così come anche pressioni del liquido o del gas in qualsiasi nodo. Per le condizioni al contorno termiche si possono imporre portate di flusso di calore e temperature in qualsiasi nodo della maglia.

La fase di pre-processo prevede la definizione di geometria, materiali, condizioni ed informazioni necessarie per la risoluzione delle equazioni. Per la definizione della geometria, il programma lavora in maniera simile ad un sistema CAD, grazie all'uso di un'interfaccia interattiva grafica relativa al sistema GiD. Una volta preparata la geometria, è necessario passare attraverso le seguenti fasi: PROBLEM DATA, MATERIALS, CONDITIONS e INTERVAL DATA.

I "PROBLEM DATA" includono tutti i dati generali del problema che non sono relazionati ad entità geometriche e che non cambiano ad ogni intervallo di tempo. Questi dati possono essere inseriti prima o dopo la generazione della mesh.

In MATERIALS, vengono assegnate le proprietà dei materiali alle entità geometriche della mesh. Eventuali modifiche successive dei parametri dei materiali assegnati non richiedono la rigenerazione della mesh.

Le CONDITIONS sono tutte le proprietà di un problema, ad esclusione dei materiali, che possono essere assegnate ad una entità. Sono, pertanto, incluse diversi tipi di condizioni: condizioni Forze/Spostamento, condizioni di flusso, incognite iniziali, porosità, stato tensionale iniziale, ecc. La finestra delle condizioni consente di scegliere le entità su cui assegnarle (punto, linea, superficie o volume nella modalità di visualizzazione geometria; nodo o elemento nella modalità di visualizzazione mesh) e di selezionare diversi tipi di condizioni.

I parametri degli "INTERVAL DATA" descrivono i limiti temporali ed i passi temporali per ciascun intervallo. Gli intervalli di tempo costituiscono un modo per cambiare alcune condizioni ed, eventualmente, proprietà del materiale. Infatti, le proprietà del materiale possono variare ad ogni intervallo o rimanere costanti. Questi dati possono essere introdotti prima o dopo la generazione della mesh. E' possibile decidere i valori

dei tempi a cui effettuare l'output usando una sequenza di intervalli consecutivi, ottenendo dei risultati che saranno forniti per tutti i "final time" definiti dall'utente.

EQUATION	VARIABLE NAME	VARIABLE
<i>Constitutive equations</i>		
Darcy's law	liquid and gas advective flux	q_l, q_g
Fick's law	vapour and air non-advective fluxes	i_g^w, i_l^a
Fourier's law	conductive heat flux	i_e
Retention curve	Liquid phase degree of saturation	S_l, S_g
Mechanical constitutive model	Stress tensor	σ
Phase density	liquid density	ρ_l
Gases law	gas density	ρ_g
<i>Equilibrium restrictions</i>		
Henry's law	Air dissolved mass fraction	ω_l^h
Psychrometric law	Vapour mass fraction	ω_g^w

Figura 3.17. Equazioni costitutive e vincoli di equilibrio

La fase di processo consiste nella risoluzione del sistema di equazioni differenziali alle derivate parziali, che nel CODE_BRIGHT avviene per via numerica. L'approccio numerico comprende discretizzazioni sia spaziali che temporali. Per la discretizzazione spaziale viene utilizzato il metodo agli elementi finiti e gli elementi geometrici offerti dal codice per le integrazioni sono segmenti, triangoli, quadrilateri, tetraedri, prismi triangolari e prismi quadrilateri. Per la discretizzazione temporale viene impiegato il metodo alle differenze finite con uno "schema implicito", che prevede l'utilizzo di due punti intermedi definiti tra i due estremi dell'intervallo (t_k, t_{k+1}): uno rappresenta il punto dove l'equazione deve essere soddisfatta ($t_{k+\theta}$) e l'altro è il punto dove le funzioni non-lineari sono valutate ($t_{k+\varepsilon}$). In particolare, essa risulta automatica, infatti l'aumento o la riduzione dell'incremento di tempo è in accordo con le condizioni di convergenza o le richieste di output. I criteri di convergenza si impongono con tolleranze di errore assoluto e relativo per ogni incognita (variabile indipendente).

Come per il pre-processo, anche nella fase di post-processo il CODE_BRIGHT si serve dell'interfaccia GiD per la visualizzazione di tutti i risultati di output conseguenti al processo numerico.

4. Analisi di stabilità

La stabilità di un versante viene generalmente analizzata utilizzando i metodi dell'equilibrio limite, che consentono di valutare le condizioni di equilibrio di un corpo rigido-plastico, il cui meccanismo di rottura (noto a priori) avviene per taglio lungo un'assegnata superficie di scorrimento (di forma qualsiasi e scelta in modo assolutamente arbitrario). La frana si manifesta, pertanto, quando lungo tutti i punti appartenenti alla superficie di scorrimento viene superata la resistenza tangenziale τ_{im} offerta dal mezzo.

La stabilità viene verificata attraverso l'introduzione di un coefficiente di sicurezza FS , che è localmente fornito dal rapporto tra la resistenza tangenziale del mezzo τ_{im} e la tensione di taglio agente τ :

$$FS = \frac{\tau_{im}}{\tau} \quad [4.1]$$

La scelta di assegnare al terreno un modello costitutivo "rigido-perfettamente plastico", non consentendo di imporre alcuna condizione di congruenza, fa sì che il coefficiente di sicurezza FS risulti costante lungo tutti i punti appartenenti alla superficie di scorrimento e che venga ricavato utilizzando esclusivamente equazioni di equilibrio. Esso viene, pertanto, definito deterministicamente come rapporto tra le azioni resistenti e quelle instabilizzanti agenti su un volume di terreno delimitato dal piano campagna e dalla superficie di scorrimento.

Se il terreno è sotto il livello di falda (fig. 4.1) e, quindi, il mezzo è saturo, la resistenza tangenziale del terreno è fornita, secondo il criterio di Mohr-Coulomb, dall'espressione:

$$\tau_{im} = c' + (\sigma - u_w) \operatorname{tg} \varphi' \quad [4.2]$$

in cui

- la coesione c' e l'angolo d'attrito φ' rappresentano i parametri di resistenza del mezzo;
- σ è la tensione totale agente in direzione normale alla superficie di scorrimento;
- u_w è la pressione relativa dell'acqua (pressione neutra).

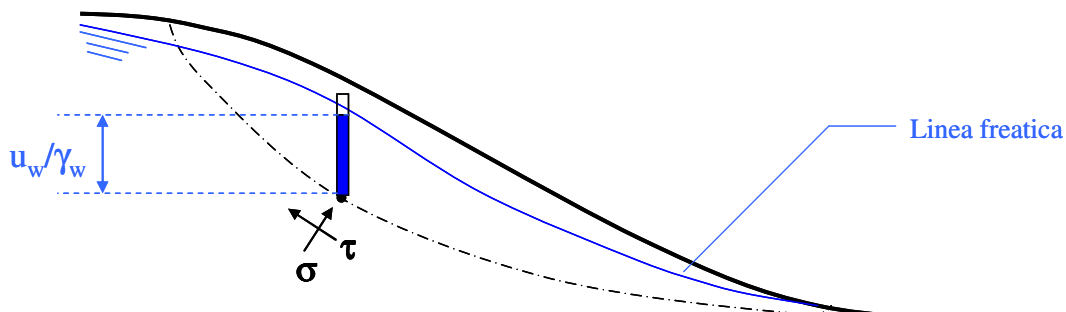


Figura 4.1. Stato tensionale agente su di un punto materiale posto al di sotto della linea freatica ed appartenente alla superficie di scorrimento: σ rappresenta la tensione totale agente normalmente alla superficie di scorrimento; τ rappresenta la tensione agente tangenzialmente alla superficie di scorrimento; u_w/γ_w rappresenta l'altezza piezometrica (γ_w peso specifico dell'acqua)



Se, invece, il terreno è posto al di sopra del livello di falda, la resistenza tangenziale del terreno è fornita, secondo Fredlund (1979), dalla seguente espressione:

$$\tau_{lim} = [c' + (u_a - u_w) \cdot \chi \operatorname{tg} \varphi'] + (\sigma - u_a) \operatorname{tg} \varphi' \quad [4.3]$$

in cui

- il coefficiente χ (costante nelle condizioni di rottura) è funzione di svariati fattori che regolano le relazioni costitutive del mezzo (es. sollecitazione totale, suzione, grado di saturazione, indice dei vuoti, storia di carico ed idraulica del deposito);
- $\sigma - u_a$ è la tensione netta.

L'equazione [4.3] coincide formalmente con la [4.2], a meno del termine coesivo aggiuntivo

$$(u_a - u_w) \cdot \chi \operatorname{tg} \varphi'$$

determinato dalla suzione.

Le condizioni atmosferiche, facendo variare nel tempo la pressione nell'acqua e quindi la resistenza τ_{lim} , rendono il coefficiente di sicurezza funzione del tempo. In particolare, gli apporti meteorici producono in ogni punto appartenente alla potenziale superficie di scorrimento una riduzione della resistenza τ_{lim} , che si manifesta nei terreni saturi a seguito dell'incremento della pressione neutra u_w e nei terreni parzialmente saturi tramite una riduzione della suzione $u_a - u_w$ (che potrebbe, al limite, annullarsi).

Le frane innescate da eventi pluviometrici in versanti caratterizzati da terreni residuali o colluviali depositatisi su formazioni rocciose manifestano, tipicamente, movimenti lungo superfici di rottura poco profonde ed orientate parallelamente al piano campagna (Rahardjo et al., 1995). Nel caso che il tetto della formazione rocciosa sia planare e parallela al piano campagna, la stabilità del versante viene analizzata attraverso il semplice modello concettuale di "pendio indefinito", le cui condizioni di sollecitazione si ripetono identicamente lungo ogni verticale. La fig. 4.2 illustra un esempio di pendio indefinito avente:

- inclinazione costante θ ;
- pelo libero della falda alla profondità d_{wt} dal piano campagna;
- formazione rocciosa (detta anche bedrock) alla profondità d_b ;
- uno strato di terreno parzialmente saturo fino alla profondità d_{uz} , all'interno del quale le pressioni neutre sono negative e le relazioni che legano il grado di saturazione, la permeabilità e le pressioni neutre sono non lineari;
- una frangia capillare posta immediatamente al di sotto dello strato parzialmente saturo (tra le profondità d_{uz} e d_{wt}), all'interno della quale il mezzo è saturo, le pressioni neutre sono negative e variano linearmente con la profondità, la permeabilità è indipendente dalle pressioni neutre.

Ipotizzando $u_a = 0$, il coefficiente di sicurezza FS alla generica profondità verticale Z risulta

$$\text{per } 0 < Z < d_{uz} \quad FS(Z;t) = \frac{\tan \varphi'}{\tan \theta} + \frac{c' - \chi \cdot \psi(Z;t) \cdot \gamma_w \cdot \tan \varphi'}{\gamma \cdot Z \cdot \sin \theta \cdot \cos \theta}$$

per $d_{uz} \leq Z \leq d_{lb}$
$$FS(Z;t) = \frac{\tan \phi'}{\tan \theta} + \frac{c' - \psi(Z;t) \cdot \gamma_w \cdot \tan \phi'}{[\gamma \cdot d_{uz} + \gamma_{sat} \cdot (Z - d_{uz})] \cdot \sin \theta \cdot \cos \theta}$$

in cui

- γ è il peso dell'unità di volume del terreno posto al di sopra della frangia capillare;
- γ_{sat} è il peso dell'unità di volume saturo del terreno;
- γ_w è il peso specifico dell'acqua;
- $\Psi(Z;t) = \frac{u_w(Z;t)}{\gamma_w}$ è l'altezza piezometrica

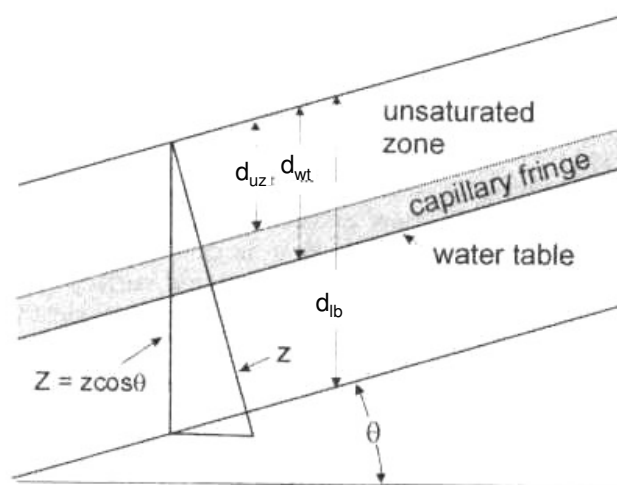


Figura 4.2. Il modello di pendio indefinito

Essendo possibile conoscere lo stato tensionale di esercizio ad ogni profondità, il problema si presenta staticamente determinato. La facilità di approccio insita, pertanto, in tale modello ne ha favorito l'impiego in numerose applicazioni. Una di queste è, ad esempio, quella relativa alle analisi di stabilità a livello areale, che verranno descritte nel prossimo paragrafo.

4.1 Analisi di stabilità a livello areale

Tali modelli si propongono di analizzare la stabilità di un territorio di notevoli dimensioni attraverso l'inserimento in un sistema informativo geografico (GIS) dei risultati provenienti dalle applicazioni di modelli di infiltrazione combinati ad analisi di stabilità. L'area in esame viene descritta tramite una griglia di celle tridimensionale, la cui superficie esterna è definita da un modello digitale del terreno (DTM) ed il cui confine inferiore è costituito dalla posizione del substrato roccioso. I modelli lavorano, pertanto, su una griglia di celle, ognuna delle quali rappresenta la superficie esterna (a contatto con l'atmosfera) di una colonna di terreno che riproduce la topografia e la stratigrafia del suolo. Le condizioni al contorno (interfaccia suolo-atmosfera) sono assegnate in base a dati meteorologici.

L'analisi di stabilità di ogni cella viene eseguita nelle ipotesi di "pendio indefinito" e, pertanto, restringe il reale campo di applicabilità alle sole frane superficiali, le cui caratteristiche (spessori di terreno coinvolti modesti, superficie di scivolamento quasi



planare, pelo libero della falda quasi parallela alla superficie di scorrimento) sono spesso compatibili con le assunzioni poste dal modello in questione.

I codici di calcolo più diffusi sono SHALSTAB (Montgomery e Dietrich, 1994; Dietrich et al., 2001) e TRIGRS (Baum et al., 2002; Savage et al., 2003). Essi si distinguono essenzialmente per i differenti modelli di infiltrazione utilizzati per lo studio del flusso. Infatti, mentre SHALSTAB deriva il calcolo delle pressioni neutre dalle soluzioni analitiche delle equazioni governanti il flusso in condizioni unidirezionali stazionarie in un mezzo saturo (con conseguente distribuzione di pressioni neutre sempre lineare con la profondità), TRIGRS utilizza le soluzioni analitiche dell'infiltrazione sia transitoria che stazionaria. Nei paragrafi seguenti vengono illustrate le principali caratteristiche dei codici di calcolo precedentemente richiamati.

4.1.1 Il codice di calcolo SHALSTAB

Il codice SHALSTAB (Shallow Slope Stability Model) abbina all'analisi di stabilità, eseguita in ipotesi di pendio indefinito, un semplice modello di infiltrazione per la generazione delle pressioni neutre, basato sulla legge di Darcy (regime stazionario):

$$Q = K_{sat} \cdot b \cdot \cos \theta \cdot \sin \theta \cdot (d_{lb} - d_{wt}) \quad [4.4]$$

in cui Q è la portata stazionaria nella direzione del pendio, K_{sat} è la permeabilità satura, b è la larghezza trasversale del flusso, θ è l'inclinazione del pendio e $d_{lb} - d_{wt}$ è l'altezza del tirante idrico.

Il modello ipotizza che la portata di flusso interna al pendio Q sia sempre in equilibrio in ciascun punto con l'infiltrazione esterna I che attraversa l'area A posta in superficie:

$$Q = I A \quad [4.5]$$

Assumendo che il moto di filtrazione sia parallelo al pendio, l'altezza piezometrica ψ a contatto con la formazione rocciosa risulta:

$$\psi = (d_{lb} - d_{wt}) \cos^2 \theta \quad [4.6]$$

Dalla combinazione delle equazioni [4.4], [4.5] e [4.6] si ha:

$$\psi = \left(\frac{I}{K_{sat}} \right) \left(\frac{A}{b} \right) \cot g \theta \quad [4.7]$$

Pertanto, il modello in questione stima in ogni punto del versante l'altezza piezometrica assumendo che tutta la parte di precipitazione che si è infiltrata proveniente da monte raggiunga il punto dato.

Ipotizzando che la rottura avvenga a contatto con la formazione rocciosa e che il peso dell'unità di volume del terreno sia saturo anche al di sopra della frangia capillare, il coefficiente di sicurezza diventa



$$FS = \frac{\tan \varphi'}{\tan \theta} + \frac{c' - \psi \cdot \gamma_w \cdot \tan \varphi'}{\gamma_{sat} \cdot d_{lb} \cdot \sin \theta \cdot \cos \theta} \quad [4.8]$$

Inserendo la [4.7] nella [4.8] ed imponendo il coefficiente di sicurezza $FS = 1$ si ottiene l'espressione dell'infiltrazione critica I_{cr} :

$$I_{cr} = \frac{K_{sat} b \tan \theta}{A \gamma_w} \left[\frac{c' - \gamma_{sat} d_{lb} \sin \theta \cos \theta}{\tan \varphi'} + \gamma_{sat} d_{lb} \cos^2 \theta \right] \quad [4.9]$$

Tale indice fornisce, pertanto, un'indicazione della propensione del pendio alla rottura: ad un valore basso di I_{cr} corrisponde un'elevata suscettività al dissesto, in quanto è sufficiente una pioggia modesta per innescare la frana; al contrario, ad un valore elevato di I_{cr} corrisponde una minore suscettività al dissesto, poichè è necessaria una pioggia di intensità superiore per innescare la rottura. In particolare, il modello prevede una maggiore concentrazione di frane superficiali in aree che si presentano dal punto di vista topografico convergenti, ossia caratterizzate da un rapporto elevato tra l'area superficiale di infiltrazione A e la larghezza del versante attraversata dal flusso b .

Alla luce di quanto detto, l'applicazione di tale modello necessita di:

- un modello digitale del terreno (DTM) per calcolare il gradiente topografico (θ) e l'area di drenaggio unitaria $\left(\frac{A}{b}\right)$;
- dati geotecnici rappresentativi del terreno per l'assegnazione dei parametri di resistenza, della permeabilità e del peso dell'unità di volume;
- un inventario del dissesto a scala regionale sufficientemente accurato per calibrare i valori soglia di I_{cr} .

In letteratura esistono anche altri codici simili allo SHALSTAB, come il SINMAP (Pack et al., 1998) ed il dSLAM (Wu e Sidle, 1995). Tali modelli stazionari sono molto utili per una valutazione preliminare della stabilità di aree particolarmente estese, ma, come osservato da Iverson (2000), presentano il limite evidente di ignorare l'effetto sulla stabilità dei fenomeni transitori dovuti all'infiltrazione. Tale contributo è portato in conto dal codice TRIGRS, che viene di seguito descritto.

4.1.2 Il codice di calcolo TRIGRS

Come è noto, la variazione delle pressioni neutre a seguito di un evento piovoso è un processo non stazionario, essendo dipendente dall'intensità e dalla durata del flusso a piano campagna, nonché dalle caratteristiche idrauliche del terreno. Una corretta simulazione del fenomeno richiede, pertanto, che all'analisi di stabilità venga abbinato un modello di infiltrazione di pioggia in regime transitorio. Da tale operazione deriva una valutazione del coefficiente di sicurezza FS che risulta continuamente variabile nel tempo oltre che nello spazio.

Un codice di calcolo che porta in conto tali aspetti è il TRIGRS (Transient Rainfall Infiltration and Grid-based Regional slope Stability analysis). Esso rappresenta un'evoluzione del modello proposto da Morrissey et al (2001). Mentre quest'ultimo è valido per lo studio delle variazioni delle pressioni neutre di un semispazio poroso

soggetto ad un flusso superficiale per effetto di piogge di intensità e durata costanti, il TRIGRS è in grado di studiare le variazioni cicliche delle pressioni neutre (all'interno sia di un semispazio che di uno strato di spessore finito) connesse a piogge di intensità e durata variabili.

Il modello di infiltrazione implementato in TRIGRS è basato sulla soluzione dell'equazione di Richards (Iverson, 2000) riguardante il moto di filtrazione transitorio in un mezzo parzialmente saturo. Per un pendio inclinato di θ rispetto all'orizzontale, l'equazione di Richards [3.7] può essere scritta:

$$\frac{\partial \psi}{\partial t} \frac{d\Theta}{d\psi} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K_L(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial x} - \sin \theta \right) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K_L(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial y} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K_Z(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - \cos \theta \right) \right] \quad [4.10]$$

in cui ψ è l'altezza piezometrica, Θ è il contenuto volumetrico d'acqua, θ è l'inclinazione del pendio, K_L e K_Z sono le permeabilità in direzione rispettivamente parallela e normale al pendio riferite ad un sistema di riferimento locale di coordinate x, y, z riportato in fig. 4.3 (x tangente all'inclinazione del pendio, y tangente alla curva topografica, z normale al piano xy).

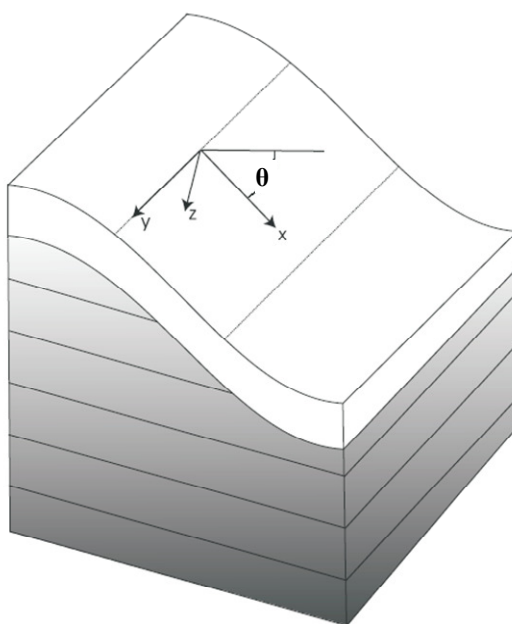


Figura 4.3. Codice TRIGRS: sistema di riferimento locale

Essendo sia il contenuto volumetrico d'acqua Θ , che le permeabilità K_L e K_Z funzioni dell'altezza piezometrica ψ , l'equazione [4.10] è non lineare. Le soluzioni si particolarizzano a seconda che venga fatta l'ipotesi di mezzo saturo o parzialmente saturo.

4.1.2.1 Modello saturo

L'ipotesi di mezzo saturo semplifica il problema, perché consente di linearizzare l'equazione di Richards, ma presenta il limite operativo di risultare applicabile



esclusivamente ai pendii con falda a piano campagna ($d_{wt} = 0$ di fig. 4.2) o caratterizzati da una frangia capillare che si estende fino a piano campagna ($d_{uz} = 0$ di fig. 4.2). Sia all'interno della frangia capillare che al di sotto del pelo libero della falda è possibile assumere:

- $\frac{d\Theta}{d\Psi} = C_0$ costante;
- $K_L = K_Z = K_{sat}$.

L'equazione [4.10] diventa:

$$\frac{\partial \Psi}{\partial t} = D_0 \left[\frac{\partial^2 \Psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Psi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \Psi}{\partial z^2} \right] \quad [4.11]$$

detta equazione di diffusione lineare, in cui $D_0 = \frac{K_{sat}}{C_0}$ rappresenta la diffusività idraulica.

Per infiltrazione verticale, la [4.11] diventa:

$$\frac{\partial \Psi}{\partial t} = D_1 \frac{\partial^2 \Psi}{\partial Z^2} \quad [4.12]$$

analoga all'equazione della consolidazione unidimensionale, dove

$$D_1 = D_0 \cos^2 \theta$$

$$Z = \frac{z}{\cos \theta} \quad (Z \text{ è considerata lungo la verticale; } z \text{ lungo la normale al p.c.})$$

Date le condizioni al contorno di flusso variabile nel tempo a piano campagna e di contorno impermeabile alla profondità d_{lb} (misurata lungo Z), la soluzione della [4.12] implementata in TRIGRS è :

$$\begin{aligned} \psi(Z, t) = [Z - d_{wt}] \beta &+ 2 \sum_{n=1}^N \frac{I_{nZ}}{K_Z} H(t - t_n) [D_1(t - t_n)]^{\frac{1}{2}} \sum_{m=1}^{\infty} \left\{ \operatorname{ierfc} \left[\frac{(2m-1)d_{lb} - (d_{lb} - Z)}{2[D_1(t - t_n)]^{\frac{1}{2}}} \right] + \operatorname{ierfc} \left[\frac{(2m-1)d_{lb} - (d_{lb} - Z)}{2[D_1(t - t_n)]^{\frac{1}{2}}} \right] \right\} \\ &- 2 \sum_{n=1}^N \frac{I_{nZ}}{K_Z} H(t - t_{n+1}) [D_1(t - t_{n+1})]^{\frac{1}{2}} \sum_{m=1}^{\infty} \left\{ \operatorname{ierfc} \left[\frac{(2m-1)d_{lb} - (d_{lb} - Z)}{2[D_1(t - t_{n+1})]^{\frac{1}{2}}} \right] + \operatorname{ierfc} \left[\frac{(2m-1)d_{lb} - (d_{lb} - Z)}{2[D_1(t - t_{n+1})]^{\frac{1}{2}}} \right] \right\} \end{aligned} \quad [4.13]$$

in cui Ψ è l'altezza piezometrica, d_{wt} è la profondità del pelo libero della falda dal piano campagna, $\beta = \lambda \cos \theta$, $\lambda = \cos \theta - \left[\frac{I_Z}{K_Z} \right]_{LT}$, I_Z è il flusso verticale in superficie a lungo

termine (stazionario), I_{nZ} è il flusso in superficie di assegnata intensità in corrispondenza del n^{mo} intervallo di tempo, N è il numero totale degli intervalli di tempo, $H(t - t_n)$ è una funzione pari a 0 per $t \leq t_n$ e pari a 1 per $t > t_n$, la funzione ierfc è il primo integrale della complementare funzione di errore (Carslaw e Jaeger, 1959).

TRIGRS impone il limite fisico

$$\Psi(Z, t) \leq Z \beta \quad [4.14]$$

che, in ogni istante ed in corrispondenza di qualsiasi Z , impedisce all'altezza piezometrica calcolata con la [4.13] di superare quella che si avrebbe ipotizzando condizioni di flusso stazionario con pelo libero della falda a piano campagna ed infiltrazione verticale in superficie determinata da $\left[\frac{I_z}{K_z} \right]_{LT}$.

La fig. 4.4 illustra schematicamente la variazione delle altezze piezometriche, la crescita del pelo libero della falda e la corrispondente riduzione del coefficiente di sicurezza che si avrebbe a seguito dell'azione della pioggia e della conseguente infiltrazione in un pendio uniforme.

Una volta nota la $\Psi(Z, t)$, si valuta il coefficiente di sicurezza:

$$FS = \frac{\tan \phi'}{\tan \theta} + \frac{c' - \psi(Z, t) \gamma_w \tan \phi'}{\gamma_{sat} Z \sin \theta \cos \theta} \quad [4.15]$$

Un esempio di applicazione di tale modello è riportato da Salciarini et al. (2006), ed è relativo all'analisi di stabilità a livello areale di una zona a rischio frane che include tre comuni dell'Umbria (Vallo di Nera, Santa Anatolia di Narco, Cerreto di Spoleto).

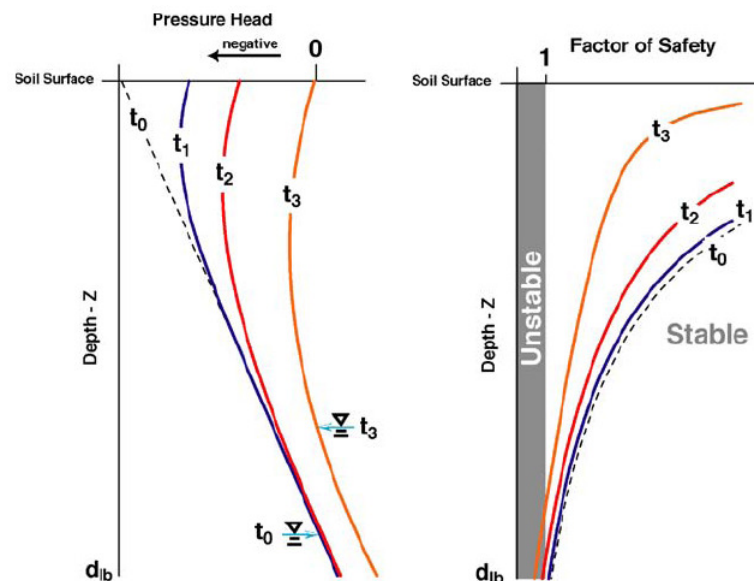


Figura 4.4. Rappresentazione schematica delle variazioni di altezza piezometrica e del coefficiente di sicurezza nel tempo a seguito dell'azione della pioggia e della conseguente infiltrazione (Iverson, 2000)

4.1.2.2 Modello accoppiato non saturo/saturo

L'assunzione di mezzo saturo ha il limite evidente di essere valida esclusivamente per $Z \geq d_{uz}$, ossia all'interno della frangia capillare ed al di sotto del pelo libero della falda. Al di sopra della frangia capillare, infatti, il terreno è un mezzo parzialmente saturo. Relativamente al caso di infiltrazione verticale transitoria attraverso un pendio parzialmente saturo, l'equazione [4.10] diventa:

$$\frac{d\Theta}{dt} = \frac{\partial}{\partial Z} \left[K(\Psi) \cdot \left(\frac{\partial \Psi}{\partial Z} - 1 \right) \right] \quad [4.16]$$

Gardner (1958) propone per la permeabilità K ed il contenuto volumetrico d'acqua Θ le espressioni

$$K(\Psi) = K_{\text{sat}} e^{\alpha \Psi^*} \quad [4.17]$$

$$\Theta(\Psi) = \Theta_r + (\Theta_{\text{sat}} - \Theta_r) e^{\alpha \Psi^*} \quad [4.18]$$

in cui

- K_{sat} è la permeabilità satura del terreno;
- Θ_r è il contenuto volumetrico d'acqua residuo;
- Θ_{sat} è il contenuto volumetrico d'acqua saturo;
- $\Psi^* = \Psi - \Psi_0$ (Ψ_0 costante);
- α si ricava sperimentalmente dalle curve caratteristiche del terreno come riportato in fig. 4.5 ($\frac{1}{\alpha}$ rappresenta, in particolare, l'altezza della frangia capillare).

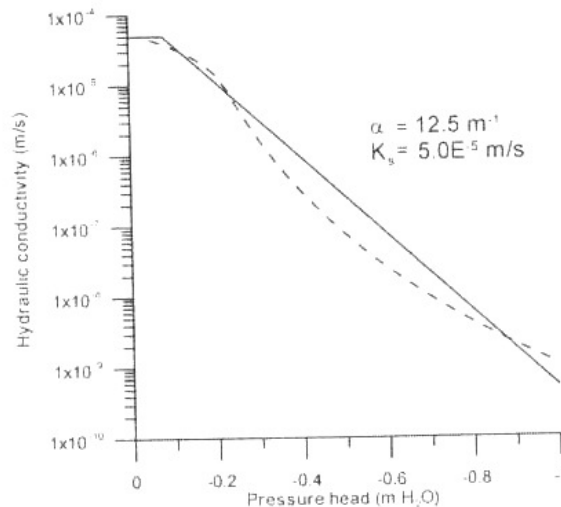


Figura 4.5. Permeabilità di un mezzo parzialmente saturo in funzione dell'altezza piezometrica: estrapolazione del parametro α da inserire nelle equazioni [4.17] e [4.18] (Savage et al., 2004)

Sostituendo le [4.17] e [4.18] nella [4.16] si ottiene:

$$\frac{\partial^2 K}{\partial Z^2} + \alpha \frac{\partial K}{\partial Z} = \frac{\alpha(\Theta_{\text{sat}} - \Theta_r)}{K_{\text{sat}}} \frac{\partial K}{\partial t} \quad [4.19]$$



Come condizione al contorno viene imposto un flusso variabile in superficie e come condizione iniziale un'altezza piezometrica costante $\Psi_0 = -\frac{1}{\alpha}$ in corrispondenza della sommità della frangia capillare ($Z = d_{uz}$ di fig. 4.2). All'interno dello strato parzialmente saturo (compreso tra $Z = 0$ e $Z = d_{uz}$) la [4.19] è soggetta alla condizione iniziale:

$$K(Z,0) = I_{ZLT} - (I_{ZLT} - K_{sat})e^{-\alpha(Z-d_{uz})}$$

in cui I_{ZLT} è il flusso di superficie stazionario a lungo termine.

Le condizioni al contorno della [4.19] sono:

- in corrispondenza di $Z=0$ $\frac{1}{\alpha} \frac{\partial K}{\partial Z} + K = I_{nZ}$ (in cui I_{nZ} rappresenta il flusso di superficie di assegnata intensità in corrispondenza dell'intervallo di tempo n^{mo});
- in corrispondenza di $Z = d_{uz}$ $K = K_{sat}$.

In particolare, la condizione al contorno per $Z = 0$ si ottiene sostituendo nella legge di Darcy

$$q = K(Z,t) \left[\frac{\partial \Psi}{\partial Z} + 1 \right] \quad [4.20]$$

l'equazione [4.17] ottenendosi

$$q = \frac{1}{\alpha} \frac{\partial K}{\partial Z} + K \quad [4.21]$$

La soluzione dell'equazione [4.19] che si ricava è data da

$$K(Z,t) = \sum_{n=1}^N H(t-t_n) \left[\begin{aligned} & I_{nZ} - (I_{nZ} - K_{sat})e^{-\alpha Z} - 4(I_{nZ} - I_{ZLT}) \exp\left(\frac{\alpha Z}{2}\right) \exp\left[-\frac{\alpha K_{sat} t}{4(\Theta_{sat} - \Theta_r)}\right] \\ & \cdot \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\sin \alpha \lambda_n (d_{uz} - Z) \sin(\alpha \lambda_n d_{uz})}{1 + \frac{d_{uz}}{2} + 2\lambda_n^2 d_{uz}} \exp\left[-\frac{\alpha \lambda_n^2 K_{sat} (t-t_n)}{(\Theta_{sat} - \Theta_r)}\right] \end{aligned} \right] -$$

$$- \sum_{n=1}^N H(t-t_{n+1}) \left[\begin{aligned} & I_{nZ} - (I_{nZ} - K_{sat})e^{-\alpha Z} - 4(I_{nZ} - I_{ZLT}) \exp\left(\frac{\alpha Z}{2}\right) \exp\left[-\frac{\alpha K_{sat} t}{4(\Theta_{sat} - \Theta_r)}\right] \\ & \cdot \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\sin \alpha \lambda_n (d_{uz} - Z) \sin(\alpha \lambda_n d_{uz})}{1 + \frac{d_{uz}}{2} + 2\lambda_n^2 d_{uz}} \exp\left[-\frac{\alpha \lambda_n^2 K_{sat} (t-t_{n+1})}{(\Theta_{sat} - \Theta_r)}\right] \end{aligned} \right] \quad [4.22]$$

Dalle eq. [4.17] e [4.22] si ricava l'andamento delle altezze piezometriche nel tempo lungo Z

$$\Psi(Z,t) = \frac{1}{\alpha} \left[\ln \left(\frac{K(Z,t)}{K_{sat}} \right) - 1 \right] \quad [4.23]$$

In fig. 4.6a è mostrata, ad esempio, la variazione nel tempo dell'altezza piezometrica Ψ lungo Z all'interno di uno strato di 1 m di terreno parzialmente saturo soggetto ad un flusso di superficie costante. La fig. 4.6b riporta, invece, la variazione al suo interno del contenuto volumetrico d'acqua ricavato dalla [4.18].

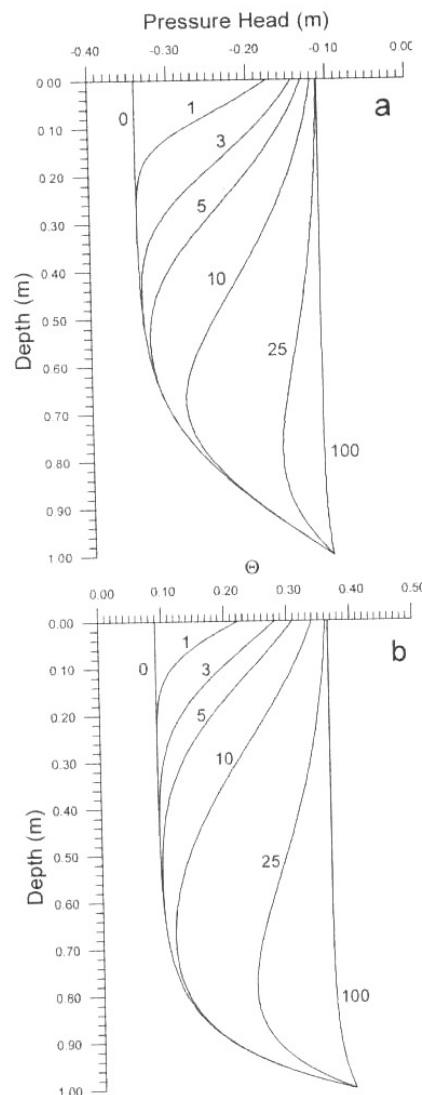


Figura 4.6. Variazione nel tempo (espresso in ore) dell'altezza piezometrica (a) e del contenuto volumetrico d'acqua (b) all'interno di uno strato di terreno parzialmente saturo di spessore 1 m soggetto ad un'infiltrazione $I_{nz} = 2.5 \cdot 10^{-6}$ m/s ($I_{ZLT} = 2.78 \cdot 10^{-7}$ m/s). Le proprietà del terreno sono: $\alpha = 10 \text{ m}^{-1}$, $K_{sat} = 2.78 \cdot 10^{-6}$ m/s, $\Theta_{sat} = 0.40$, $\Theta_r = 0.06$ (Savage et al., 2004)

Per studiare il problema in maniera completa e cioè calcolare la variazione delle ψ in tutto lo strato di terreno, si deve accoppiare tale “modello non saturo” (valido per $0 \leq Z < d_{uz}$) al “modello saturo” descritto nel paragrafo precedente (valido per $d_{uz} \leq Z \leq d_{lb}$). A tal proposito, per calcolare la variazione dell'altezza piezometrica ψ interna al mezzo saturo, si dovrà entrare nell'eq. [4.13] inserendo il flusso $q(d_{uz}, t)$ che agisce alla sommità della frangia capillare ($Z = d_{uz}$), ricavabile sostituendo la [4.22] nella [4.21].

4.1.3 Esempio di applicazione: il caso di Seattle

Savage et al. (2004) mettono a confronto i risultati che scaturiscono dalle applicazioni dei codici SHALSTAB, TRIGRS (“modello saturo”) e TRIGRS (“modello accoppiato non saturo/saturo”) per l'analisi di stabilità a livello areale di un'area di 2.5 Km² (fig. 4.7) posizionata nella zona sud-occidentale di Seattle (Washington, USA). La zona in questione presenta lungo la linea di costa pendii particolarmente acclivi, i quali sono soggetti a frane indotte da temporali di intensità non elevata (2÷10 mm/ora), ma prolungati nel tempo (1-3 giorni), molto frequenti soprattutto nel periodo invernale (Tubbs, 1974; Chleborad, 2000). Uno studio eseguito dalla U.S. Geological Survey (USGS) indica chiaramente che durante tali temporali l'infiltrazione verticale risulta la componente predominante di movimento dell'acqua all'interno degli strati superficiali.

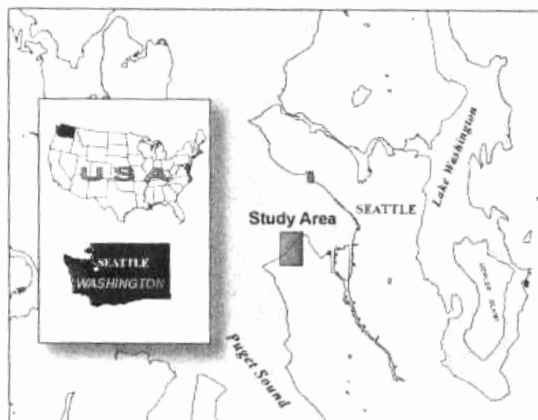


Figura 4.7. Caso di Seattle: area di studio (Savage et al., 2004)

I dati di input comuni ai tre modelli sono: permeabilità satura, parametri di resistenza, profondità del bedrock, carta delle pendenze (fig. 4.8), posizione iniziale del pelo libero della falda. Il TRIGRS (“modello saturo”) necessita di ulteriori informazioni riguardanti la diffusività idraulica dei terreni. Il TRIGRS (“modello accoppiato non saturo/saturo”), invece, richiede la conoscenza di altri tre parametri: contenuto d'acqua saturo, contenuto d'acqua residuo, altezza della frangia capillare.

Le proprietà dei terreni utilizzate per le applicazioni dello SHALSTAB (coesione $c' = 4$ kPa, angolo d'attrito $\phi' = 33^\circ$, permeabilità satura $K_{sat} = 2.5 \cdot 10^{-5}$ m/s) vengono ipotizzate costanti in tutta l'area, così come viene ipotizzata costantemente pari ad 1 m la profondità del bedrock dal piano campagna.

Per le applicazioni del codice TRIGRS le proprietà dei terreni sono, invece, variabili nello spazio: a tal proposito sono state distinte tre zone, ad ognuna delle quali sono state assegnate differenti proprietà secondo quanto riportato in fig. 4.9.

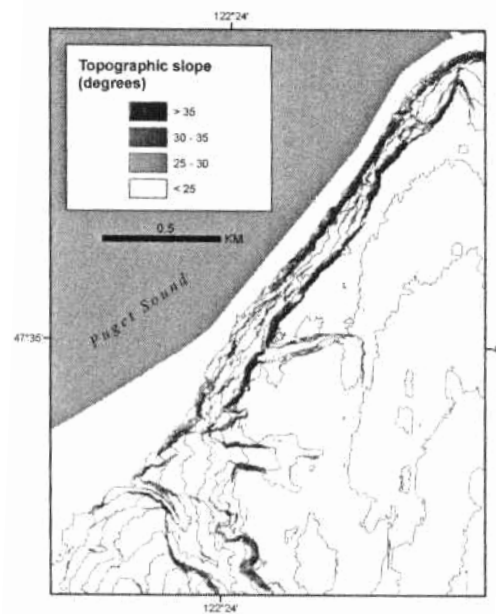
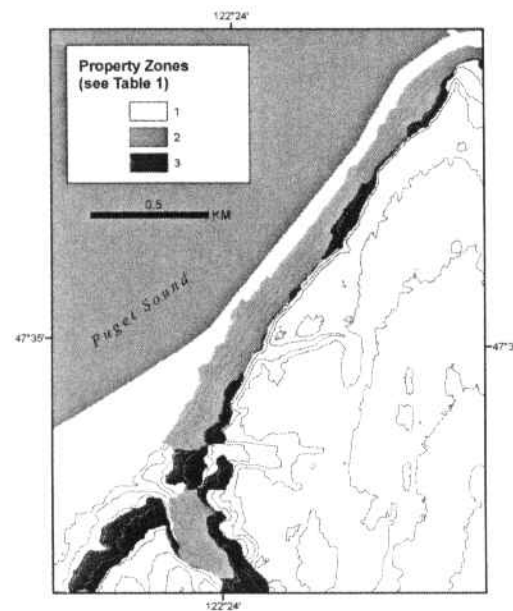


Figura 4.8. Caso di Seattle: carta delle pendenze (Savage et al., 2004)



Zone	I_{LR} (m/s)	K_s (m/s)	D_0 (m ² /s)	α (m ⁻¹)	Θ_s	Θ_r
1	1×10^{-8}	5.0×10^{-5}	1.6×10^{-4}	9.0	0.48	0.06
2	1×10^{-8}	2.5×10^{-5}	1.0×10^{-4}	8.0	0.47	0.06
3	1×10^{-8}	1.0×10^{-5}	5.0×10^{-5}	7.1	0.47	0.06

Figura 4.9. Caso di Seattle: proprietà dei terreni assegnate nel TRIGRS (Savage et al., 2004)

Le differenze insite nei modelli di infiltrazione adottati non consentono un confronto immediato tra SHALSTAB e TRIGRS. SHALSTAB restituisce un valore di pioggia stazionaria critica che induce il collasso: i risultati si limitano, pertanto, ad una “previsione spaziale” del collasso, essendo il modello assolutamente indipendente dal tempo. In particolare, nel caso in esame le intensità critiche di pioggia I_{cr} minime sono previste laddove la carta delle pendenze segnala inclinazioni superiori ai 30° , ossia in corrispondenza dei versanti posti lungo la linea di costa (fig. 4.10). Tale valore minimo di $I_{cr} = 1$ mm/ora risulta, però, significativamente minore delle intensità di piogge realmente osservate responsabili dell’innescò di frane superficiali nella zona di Seattle.

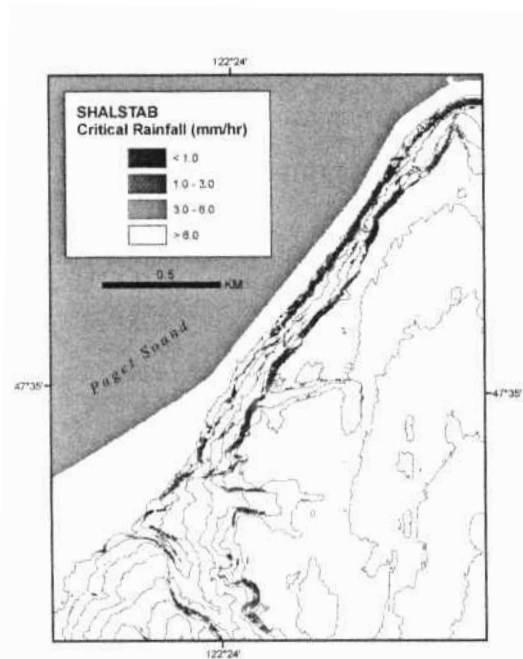


Figura 4.10. SHALSTAB: piogge critiche calcolate (Savage et al., 2004)

TRIGRS fornisce, invece, un coefficiente di sicurezza funzione dell’intensità e della durata della pioggia. I risultati riportati nelle figg. 4.11a, 4.11b riguardano rispettivamente il modello saturo e quello accoppiato non saturo/saturo e sono relativi ad una pioggia di intensità costante pari a 6 mm/ora e di durata pari a 12 ore. Le celle che presentano un coefficiente di sicurezza $FS < 1$ sono evidentemente più numerose per il modello saturo e ciò è dovuto agli effetti attenuativi che l’ipotesi di mezzo non saturo posto immediatamente al di sotto del piano campagna produce sulle variazioni di pressione neutra in risposta alle piogge.

Il codice TRIGRS presenta, pertanto, caratteristiche tali che, se usato in unione con un modello di previsione meteorologica, offre la possibilità di prevedere la distribuzione temporale e spaziale di frane superficiali. L’attendibilità dei risultati non può prescindere da un opportuno sistema di monitoraggio che fornisca accurate informazioni riguardanti le proprietà fisiche dei materiali e le condizioni idrauliche. Attualmente il sistema di allerta da frane dell’area di Seattle si basa anche sull’impiego del codice TRIGRS (Baum et al., 2005).

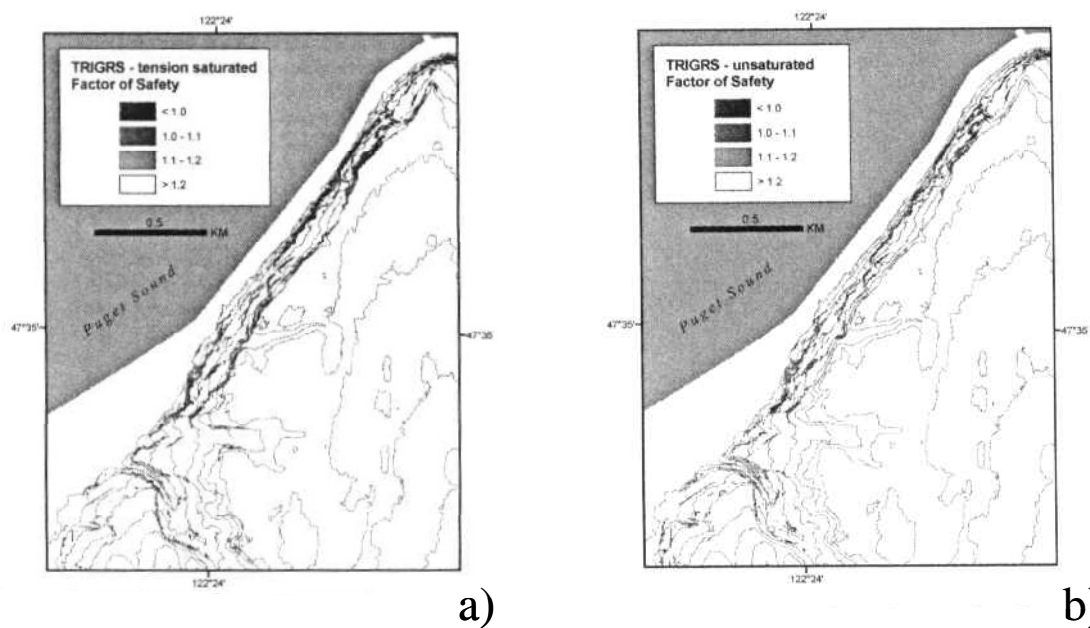


Figura 4.11. TRIGRS: coefficienti di sicurezza calcolati con l'impiego dei modelli "saturato" (a) e "accoppiato non saturo/saturato" (b) (Savage et al., 2004)



5. Strumenti di monitoraggio

La predisposizione di un programma di monitoraggio rappresenta un atto di fondamentale importanza ai fini della verifica in sito della validità e della coerenza dei modelli matematici previsionali adottati. L'installazione lungo il versante di appositi strumenti in grado di misurare, direttamente o indirettamente, i parametri che governano il problema consente, da un lato, di confermare o smentire le previsioni sviluppate e, dall'altro, di effettuare operazioni di ricalibrazione continua basate su quanto viene osservato in tempo reale.

Un sistema di monitoraggio deve garantire non solo la continuità e l'affidabilità dei dati raccolti, ma anche il ricorso a più fonti di dati contemporaneamente. E' infatti vitale, per la coerenza dei risultati tecnico-scientifici, che dal monitoraggio si ottengano serie di dati contemporanee, ottenute per vie diverse, in modo da verificare la fedeltà al modello che viene ricostruito in base ai dati del monitoraggio. Purtroppo, però, proprio la continuità e l'affidabilità nel tempo delle strumentazioni di rilevamento rappresentano spesso i punti deboli dei sistemi di monitoraggio e la molteplicità di fonti contemporanee viene solitamente prevista più per garantire la continuità dei dati, che non l'aderenza alla realtà.

Oggi, tuttavia, nel campo del monitoraggio conoscitivo e di allerta dei fenomeni franosi sono stati fatti notevoli progressi, grazie ad un rapido sviluppo della tecnologia che sta rivolgendo sempre maggiore attenzione allo sviluppo di sistemi che consentano di ottenere dati più precisi, affidabili, rilevati in continuo e teletrasmessi a distanza, in tempo reale, ai centri di raccolta e di elaborazione dati.

La strumentazione che viene adoperata per il controllo dei fenomeni franosi connessi ad eventi meteorici è finalizzata alla misura di:

- spostamenti;
- pressioni neutre;
- suzioni;
- contenuti d'acqua;
- condizioni meteorologiche.

È evidente che una corretta valutazione del modello richiede un'analisi integrata di tutte le misure provenienti dal sistema di monitoraggio. Nei prossimi paragrafi verranno descritte le principali caratteristiche degli strumenti e le procedure adoperate per la misura e l'elaborazione dei dati.

5.1 Misura di spostamento

Il monitoraggio degli spostamenti deve prevedere l'acquisizione di informazioni sia in profondità (internamente al corpo di frana) che in superficie. Le misure in profondità vengono frequentemente eseguite tramite una sonda inclinometrica (o inclinometro a sonda) munita di rotelline e contenente un sensore eccitato dalla forza di gravità, che genera un segnale elettrico inviato via cavo ad una centralina di acquisizione sulla quale si legge l'angolo formato dall'asse della sonda con la verticale. Allo scopo, la sonda viene inserita in un tubo guida, detto tubo inclinometrico, cementato in un foro di sondaggio, nel quale viene calata per passi progressivi leggendone ad ogni passo l'inclinazione. Le misure dell'inclinazione della sonda e della profondità a cui si effettua la misura sono utilizzate per calcolare la deviazione del tubo inclinometrico dalla verticale. Le differenze tra serie di misure effettuate in tempi successivi indicano i movimenti orizzontali dell'intero tubo. Lo strumento misura solamente movimenti del

terreno normali all'asse del sondaggio. La maggior parte degli strumenti in commercio sono concepiti per funzionare in sondaggi subverticali; in questo caso possono essere rilevati solo movimenti orizzontali. La sonda inclinometrica può rilevare l'andamento degli spostamenti lungo l'asse del sondaggio in modo completo e dettagliato e può essere usata per localizzare i movimenti del terreno, ovunque essi abbiano luogo. Una serie di letture su di un certo arco di tempo fornisce l'entità, la direzione e la velocità del movimento da accettare. Lo stesso strumento può effettuare letture in un numero qualsiasi di fori, ma risulta non adatto per letture "in continuo" o per letture a distanza. Per automatizzare le misure inclinometriche si devono usare inclinometri fissi (fig. 5.1), che vengono distribuiti lungo la colonna in punti prestabiliti e misurano le inclinazioni della tubazione alle profondità di posa tramite sensori analoghi a quelli montati nelle sonde mobili.

Alle misure inclinometriche tradizionali con sonda removibile è possibile associare la tecnologia TDR – Time Domain Reflectometry (vedi par. 5.4), che consiste nel misurare le variazioni nelle proprietà elettromagnetiche di un cavo elettrico coassiale, reso solidale alla colonna di un tubo inclinometrico (esternamente ad esso), causate dalle deformazioni che questa subisce nel tempo. Il principio di funzionamento si basa sulla trasmissione all'interno del cavo di un impulso elettrico, parte del quale ritorna al sistema che lo produce, rilevando le onde riflesse che si generano ogniqualvolta l'impulso incidente incontra delle deformazioni meccaniche lungo il cavo. Essendo nota la velocità di propagazione dell'impulso nel cavo, si può risalire con buona precisione alla posizione della deformazione ed alla sua natura. Il tipo di danneggiamento subito dal cavo viene determinato analizzando la forma d'onda risultante sullo schermo della centralina di misura.

Per la misura di spostamenti profondi possono essere impiegati anche degli estensimetri multibase (fig. 5.2), che sono costituiti essenzialmente da una o più basi di misura, normalmente ancorate a diverse profondità entro un foro di perforazione, che riportano in superficie gli spostamenti dei relativi punti di ancoraggio. Le basi di misura sono delle astine in fibra di vetro, oppure acciaio o invar, che vengono collegate al fondo ad un tondino di acciaio zincato ad aderenza migliorata. Il terreno soggetto a movimento provoca lo spostamento degli ancoraggi in esso cementati; il movimento si trasmette integralmente dagli ancoraggi alle astine, libere di scorrere entro guaine antiattrito. La misura consiste nel rilievo periodico a boccaforo della posizione relativa tra la punta delle astine e la testa dello strumento, da cui si può ricavare, per differenza rispetto ad una configurazione iniziale, la variazione di distanza tra il profilo del terreno in superficie e gli ancoraggi inferiori distribuiti lungo il foro. Gli strumenti di lettura generalmente utilizzati sono costituiti da comparatori meccanici centesimali o da trasduttori elettrici di spostamento. Il corpo di tali strumenti viene fissato al raccordo terminale della testa, ed è dunque solidale alla piastra di boccaforo, mentre il tastatore va a battuta sulla testa della base di misura e ne segue gli spostamenti.

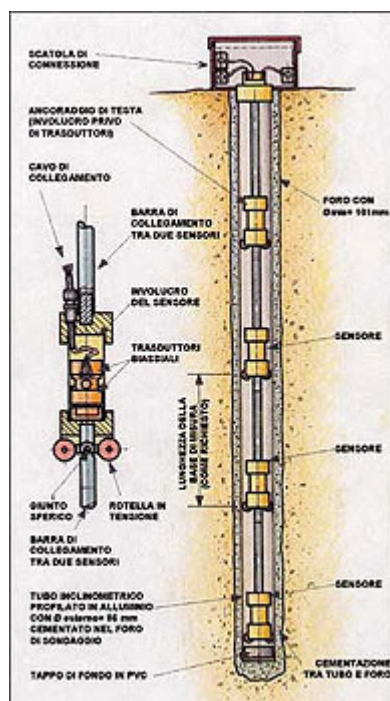


Figura 5.1. Sonda inclinometrica fissa biassiale

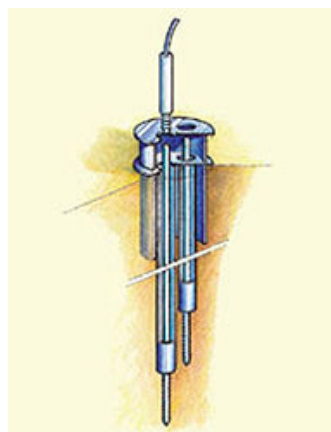


Figura 5.2. Estensimetro multibase

Le informazioni relative agli spostamenti in profondità vengono generalmente integrate da rilievi di superficie che consentono di ottenere una mappatura delle aree in movimento. Tale operazione è, ad esempio, resa possibile da rilievi topografici e/o dal monitoraggio GPS.

Il monitoraggio topografico utilizza i principi e gli strumenti del rilievo geodetico e topografico per il controllo periodico degli spostamenti di punti significativi opportunamente posizionati sul corpo di frana rispetto a punti fissi, detti capisaldi (figg. 5.3a, 5.3b), attraverso l'impiego di adeguati strumenti essenzialmente di tipo elettro-ottico. Al riguardo, risulta sempre più diffuso il sistema topografico automatico, che, attraverso un'opportuna stazione totale (fig. 5.4), è in grado di rilevare con continuità la posizione dei punti segnalando eventuali scostamenti di misura tra i diversi cicli di misura.

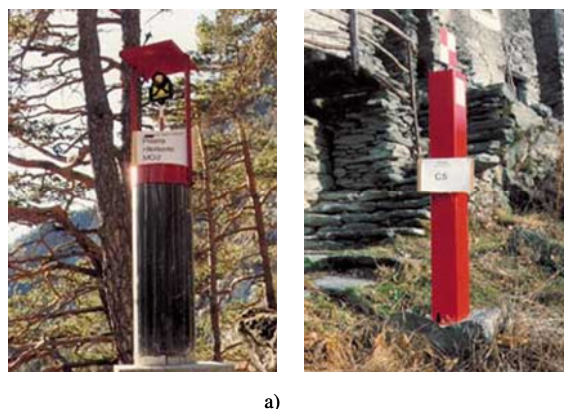


Figura 5.3. Capisaldi per il monitoraggio topografico: a) caposaldo con prisma riflettente; b) caposaldo con mira ottica



Figura 5.4. Stazione totale Leica

Al fine di superare le potenziali difficoltà di misura che possono limitare la collimazione topografica (ad esempio per effetto di condizioni meteorologiche avverse), il monitoraggio topografico è spesso integrato con strumenti, aventi funzionamento in continuo e controllo a distanza, che vengono posti in superficie per controllare l'eventuale apertura di fratture, quali estensimetri, fessurimetri, distometri (fig. 5.5), o per misurare le variazioni di inclinazione (clinometri).

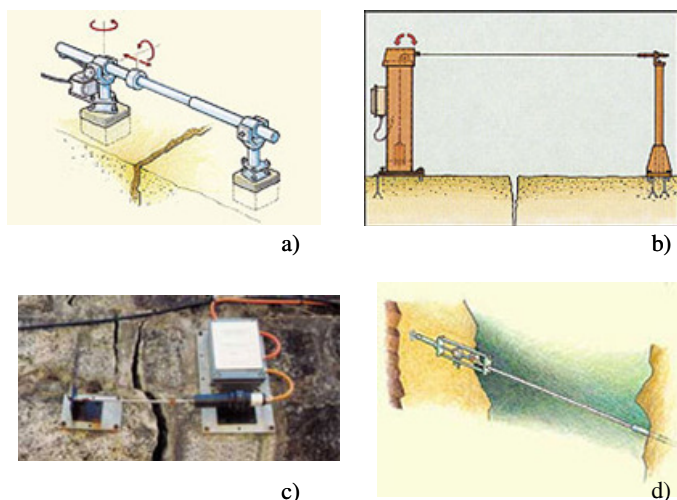


Figura 5.5. Strumenti per il controllo dell'apertura di fratture: a) estensimetro a barra; b) estensimetro a filo; c) fessurimetro; d) distometro

Il miglioramento della precisione delle misure, l'implementazione della costellazione satellitare e lo sviluppo di tecnologie sempre più avanzate hanno reso sempre più diffuse le tecniche di rilievo GPS (Global Positioning System) che integrano le informazioni acquisite dal monitoraggio topografico (fig. 5.6). Il principio di funzionamento si basa su un metodo di posizionamento sferico, che consiste nel misurare il tempo impiegato da un segnale radio a percorrere la distanza satellite-ricevitore GPS. Conoscendo l'esatta posizione di almeno 3 satelliti per avere una posizione 2D (bidimensionale) e 4 per avere una posizione 3D (tridimensionale) ed il tempo impiegato dal segnale per giungere al ricevitore, è possibile determinare la posizione nello spazio del ricevitore stesso. Utilizzando antenne di collegamento ad una costellazione di 24 satelliti orbitanti, il Sistema di Posizionamento Globale è in grado di determinare con precisione millimetrica la posizione (latitudine, longitudine, quota) sulla superficie terrestre di un punto ricevitore e quindi di calcolare gli eventuali spostamenti di un caposaldo, posizionato nell'area di frana. Uno dei vantaggi dell'utilizzo di questo sistema è la possibilità di operare con qualsiasi condizione atmosferica e in assenza di visibilità.

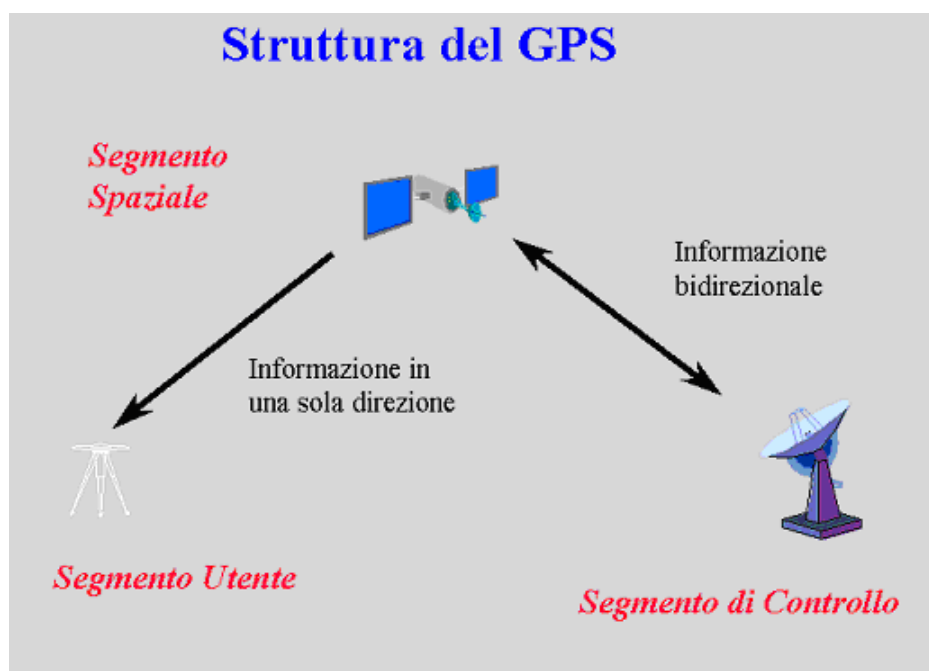


Figura 5.6. Schema di funzionamento del Global Positioning System

5.2 Misura di pressione neutra

La misura delle pressioni neutre u_w è resa possibile attraverso l'utilizzo di appositi strumenti, detti piezometri, le cui tipologie sono numerose. Generalmente la scelta di un particolare tipo di piezometro è connessa alla "prontezza" delle informazioni desiderata, che, a sua volta, risulta fortemente condizionata dalla permeabilità dei terreni.

In terreni di permeabilità superiore a 10^{-4} cm/s, al di sotto del pelo libero della falda vengono installati tipicamente piezometri idraulici a tubo aperto. Essi sono costituiti da un tubo di acciaio zincato o in PVC con un diametro compreso tra 1 e 2 pollici, perforato per un tratto di lunghezza variabile, e comunque limitato a pochi decimetri



(zona di misura). L'installazione viene eseguita all'interno di un foro di sondaggio rivestito. Questo viene riempito di materiale sabbio-ghiaioso per un tratto di almeno 30 cm al di sotto della profondità prescelta per la misura. Una volta installato il piezometro, si immette altra sabbia fino a realizzare un filtro che circondi il tratto perforato del piezometro, e si estenda per almeno altri 30 cm al di sopra della zona di misura. Viene quindi estratto il rivestimento del foro fino alla sommità del filtro e, contemporaneamente, viene aggiunta altra sabbia in grado di compensare lo spessore della tubazione estratta. A questo punto, al di sopra del filtro viene disposto uno strato di argilla di consistenza plastica di spessore pari a circa 60 cm, avente la funzione di tampone impermeabile. Il foro viene quindi riempito fino alla sommità con una miscela di cemento e bentonite. Per evitare occlusioni dovute ad atti di vandalismo, o comunque a caduta di materiale nel tubo, è necessario disporre un apposito coperchio a vite a chiusura del tubo, oppure alloggiare la testa di questo in un pozzetto chiuso. Poiché il piezometro è costituito da più tubi dotati di manicotto avvitati l'uno all'altro, laddove l'intercapedine tra strumento e foro non sia riempita con una miscela sicuramente impermeabile, ovvero siano da temersi fessurazioni della miscela stessa, per evitare l'immissione di acqua attraverso le connessioni da punti ubicati al di sopra della zona di misura è opportuno che venga assicurata la tenuta idraulica delle connessioni anche utilizzando resine idrauliche.

Per materiali dotati di una permeabilità inferiore a 10^{-4} cm/s, ma ancora non eccessivamente bassa, può essere utilizzato un altro piezometro idraulico, il cosiddetto piezometro Casagrande. Il piezometro Casagrande è costituito da due tubi di piccolo diametro ($1.0 \div 1.5$ cm), generalmente in plastica, avvitati alla estremità ad una cella permeabile in materiale ceramico, tramite la quale essi sono in collegamento idraulico. Questo strumento presenta un'adeguata prontezza, essendo caratterizzato da un tempo di risposta inferiore o poco superiore all'ora, per permeabilità comprese nell'intervallo $10^{-4} \div 10^{-6}$ cm/s, ed inferiore al giorno, per permeabilità comprese nell'intervallo $10^{-6} \div 10^{-7}$ cm/s. Così come nel caso del piezometro a tubo aperto, la misura del livello idraulico avviene tramite una sonda galvanometrica che, sospesa ad un nastro graduato, viene calata nel tubo. Un'eventuale differenza di livello nei due tubi segnala un'interruzione della continuità della colonna idrica per effetto della presenza di bolle d'aria intrappolate o, peggio, di terreno. Le ostruzioni possono essere rimosse attraverso un'operazione di "lavaggio" del piezometro, che consiste nel far circolare nei tubi acqua deareata in pressione immessa da uno di essi.

Se si vuole ottenere una prontezza elevata in terreni di permeabilità inferiore a 10^{-7} cm/s, non è, invece, consigliabile l'uso di piezometri idraulici. Per tali terreni, infatti, si devono utilizzare le cosiddette celle piezometriche a diaframma, che rinunciano alla comunicazione idraulica tra lo strumento di misura e l'esterno, in quanto la misura della pressione avviene all'interno di una cella chiusa e viene ricondotta ad una misura dell'inflessione, causata dalla pressione dell'acqua, di un diaframma metallico deformabile di dimensioni molto ridotte (con funzione di elemento sensibile) che delimita la cavità piezometrica. Esistono varie tipologie di celle piezometriche, che si differenziano essenzialmente per il tipo di trasduttore di pressione utilizzato. Tra questi, sono noti il piezometrico pneumatico, il piezometro elettrico ed il piezometro a corda vibrante.

Nel piezometro pneumatico (fig. 5.7) la misura della pressione neutra viene effettuata compensando la deformazione subita dal diaframma (metodo di zero), attraverso la graduale applicazione di una contropressione di gas, che riporta il diaframma nella sua

posizione originaria. Tale situazione è determinata dalla chiusura di una valvola posta sul circuito del gas.

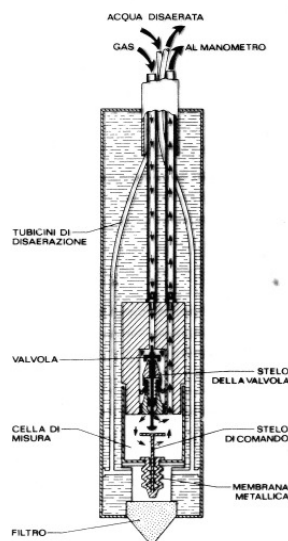


Figura 5.7. Piezometro pneumatico

Tramite il piezometro elettrico ed il piezometro a corda vibrante, la misura della pressione neutra viene effettuata rilevando direttamente l'entità della deformazione subita dalla membrana. Nel primo caso l'elemento sensore è costituito da un estensimetro elettrico a variazione di resistenza "strain gauge" (fig. 5.8), nel secondo da un frequenzimetro a corda vibrante (fig. 5.9)

Le modalità di installazione dei piezometri a diaframma sono analoghe a quelle dei piezometrici idraulici. Appositi cavi elettrici o tubi flessibili di piccolo diametro riportano il segnale in superficie. Oltre alla prontezza, le celle piezometriche presentano altri vantaggi quali l'illimitatezza del campo di pressioni misurate, la possibilità di misurare anche limitate pressioni relative negative e la predisposizione alla centralizzazione ed automazione delle misure. Il costo d'acquisto, molto superiore rispetto a quello dei piezometri idraulici, viene bilanciato da un costo d'esercizio decisamente ridotto. Esse sono inoltre adatte per installazioni caratterizzate da un cospicuo numero di strumenti che richiedono misure ripetute con notevole frequenza per lunghi periodi di tempo e, quindi, sono particolarmente utili per il monitoraggio dei pendii. A lungo andare possono dar luogo ad inconvenienti, quali deriva o guasti occasionali, ed è quindi conveniente, sia disporne in numero sempre maggiore rispetto allo stretto necessario, che farle affiancare da qualche piezometro idraulico per periodici ed opportuni controlli incrociati.

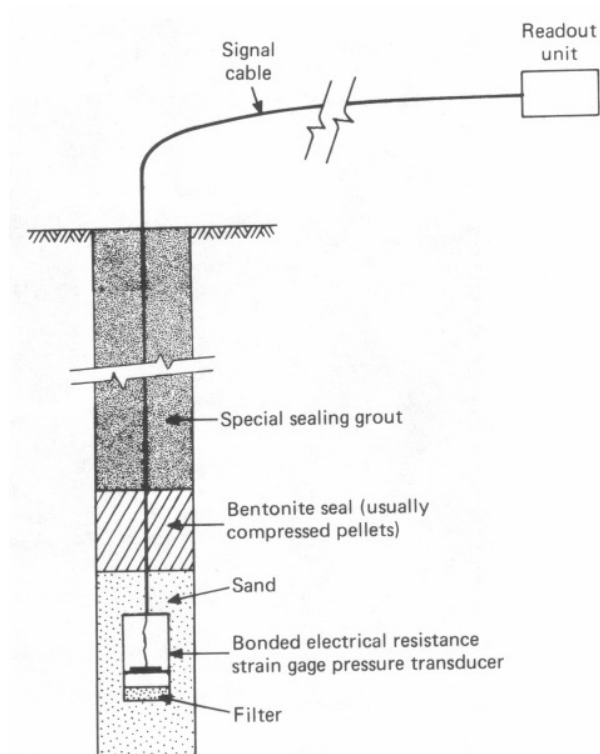


Figura 5.8. Piezometro elettrico a “strain gauge”: schema di installazione

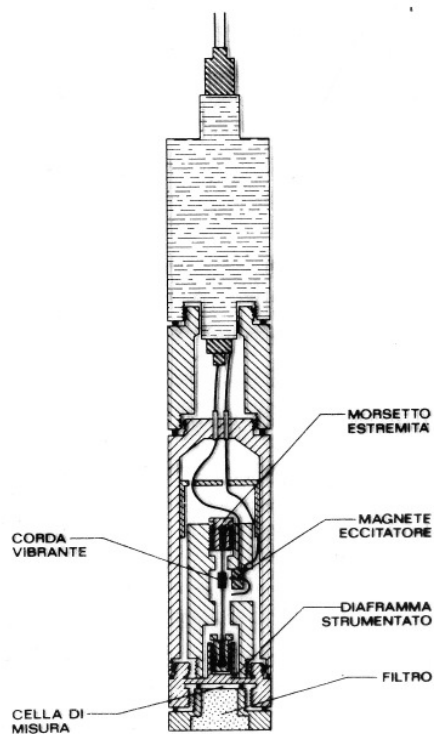


Figura 5.9. Piezometro a corda vibrante

5.3 Misura di suzione

Diversi sono gli strumenti di misura della suzione disponibili in commercio, con caratteristiche variabili a seconda delle esigenze; pertanto, essi devono essere scelti opportunamente tra quelli disponibili, ed adeguatamente tarati. Alcuni di questi consentono solo una misura indiretta della suzione, altri, invece, permettono una misura diretta.

In linea generale, la suzione può essere misurata direttamente attraverso l'utilizzo di piastre ceramiche porose ad alto ingresso d'aria. Queste contengono piccoli pori di dimensioni abbastanza uniformi che, una volta saturati con acqua, non permettono il passaggio dell'aria grazie alla formazione di menischi capillari che operano come membrane superficiali resistenti al flusso dell'aria. Quest'ultima rappresenta la tecnica con cui operano particolari strumenti, detti tensiometri. Questi (fig. 5.10) sono essenzialmente costituiti da:

- una capsula porosa in materiale ceramico ad alta pressione di ingresso d'aria;
- un misuratore di pressione (manometro, trasduttore, ecc.);
- un elemento tubolare, mediante il quale vengono posti in comunicazione la capsula porosa inserita nel terreno, ed il misuratore di pressione.

Il tubo e la punta ceramica sono saturati con acqua deareata. La punta è messa in contatto con il terreno attraverso un pre-foro di opportune dimensioni. Il terreno è soggetto ad una suzione data dalla differenza tra la pressione dell'aria e quella dell'acqua. Quest'ultima, grazie alle caratteristiche della capsula porosa, che è impermeabile al passaggio dei gas, viene trasmessa alla colonna liquida contenuta nel tensiometro e può essere quindi rilevata dal dispositivo di misura; nel caso più semplice viene utilizzato un manometro analogico a membrana.

Affinché le misure siano corrette, occorre evitare che nell'asta si formino bolle d'aria dovute, ad esempio, a fenomeni di cavitazione, che possono determinare una perdita di continuità della colonna liquida.

Un tensiometro ha un tempo di risposta che dipende dal tipo di dispositivo adottato e dal terreno entro il quale esso viene installato. All'atto dell'installazione, l'acqua presente all'interno dell'asta tensiometrica viene a trovarsi a contatto idraulico con quella di porosità del terreno. Poiché esiste una condizione iniziale di squilibrio delle quote piezometriche, si instaurerà un moto di filtrazione dal terreno all'asta tensiometrica, o viceversa, attraverso la capsula porosa. La pressione che a regime si instaura nel tubo è pari a quella dell'acqua di porosità del terreno. La velocità con cui si sviluppa il moto di filtrazione e si instaura la condizione di equilibrio dipende dalla permeabilità della capsula porosa e del terreno in cui essa è inserita. La risposta del tensiometro dipende in gran parte dal grado di saturazione della punta ceramica.

All'atto dell'installazione, occorre aver cura che la punta porosa sia satura e che tutte le bolle d'aria siano rimosse dal tensiometro. Tale operazione si rende comunque necessaria anche durante l'esercizio dello strumento a causa della liberazione di aria disciolta nell'acqua provocata da variazioni di pressioni e di temperatura.

Immediatamente dopo l'installazione degli strumenti, deve essere eseguita la "lettura di zero", che serve come riferimento per le successive letture. Questa procedura serve anche per verificare il buon funzionamento degli strumenti e la loro corretta installazione. L'automatizzazione delle letture richiede, inevitabilmente, l'utilizzo di appositi trasduttori di suzione (generalmente in grado di apprezzare valori fino a 1 bar) che vengono opportunamente inseriti all'interno dei tensiometri.

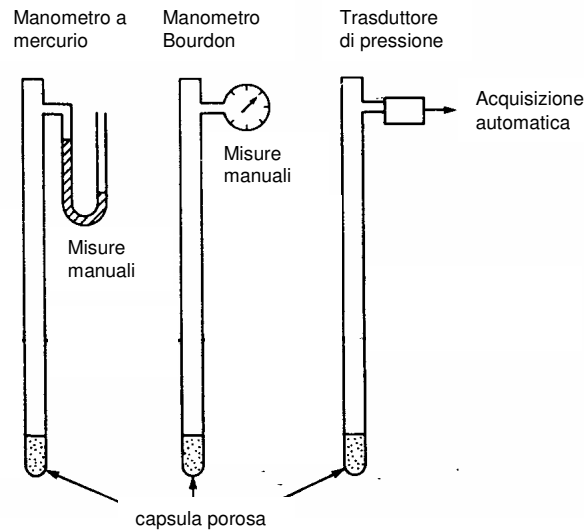


Figura 5.10. Dispositivi di misura di suzione

5.4 Misura di contenuto d'acqua

Il contenuto d'acqua viene tipicamente rilevato attraverso metodi indiretti, che consistono nel correlare la grandezza di interesse ad altre grandezze misurabili direttamente in sito, attraverso l'impiego di relazioni di taratura di tipo empirico. Tipicamente le due tecniche più diffuse sono quelle concernenti la riflettometria nel dominio nel tempo (tecniche TDR) e la riflettometria nel dominio delle frequenze (tecniche FDR).

La tecnica TDR (Time Domain Reflectometry) misura la variazione di permittività apparente del terreno, che dipende dal contenuto d'acqua. Lo strumento è costituito da una sonda, che presenta alcuni conduttori metallici paralleli (tipicamente tre) di lunghezza L , e da un generatore di impulso elettromagnetico (fig. 5.11). Quest'ultimo invia un segnale che si propaga lungo uno dei conduttori fino a raggiungere la sua punta, quindi il segnale si riflette e torna attraverso gli altri conduttori verso l'apparecchiatura, attraversando il terreno tra le punte metalliche: la velocità di propagazione del segnale è funzione delle proprietà dielettriche del mezzo. Indicando con Δt l'intervallo di tempo (misurato) che il segnale impiega per percorrere due volte (andata e ritorno) la sonda di lunghezza L , la velocità di propagazione v del segnale è esprimibile come

$$v = \frac{2L}{\Delta t}$$

Ipotizzando una permeabilità magnetica relativa unitaria del mezzo, la permittività dielettrica k_a è legata alla velocità v dalla seguente relazione

$$k_a = \left(\frac{c}{v} \right)^2 = \left(\frac{c \cdot \Delta t}{2L} \right)^2$$

in cui c rappresenta la velocità della luce nel vuoto.

Una volta ricavata la permittività dielettrica k_a , per risalire al contenuto volumetrico d'acqua Θ viene utilizzata una delle relazioni empiriche esistenti in letteratura che legano k_a e Θ , come, ad esempio, quella di Topp et al., (1980), secondo la quale

$$\Theta = -5.3 \cdot 10^{-2} + 2.29 \cdot 10^{-2} \cdot k_a - 5.4 \cdot 10^{-4} \cdot k_a^2 + 4.3 \cdot 10^{-6} \cdot k_a^3$$

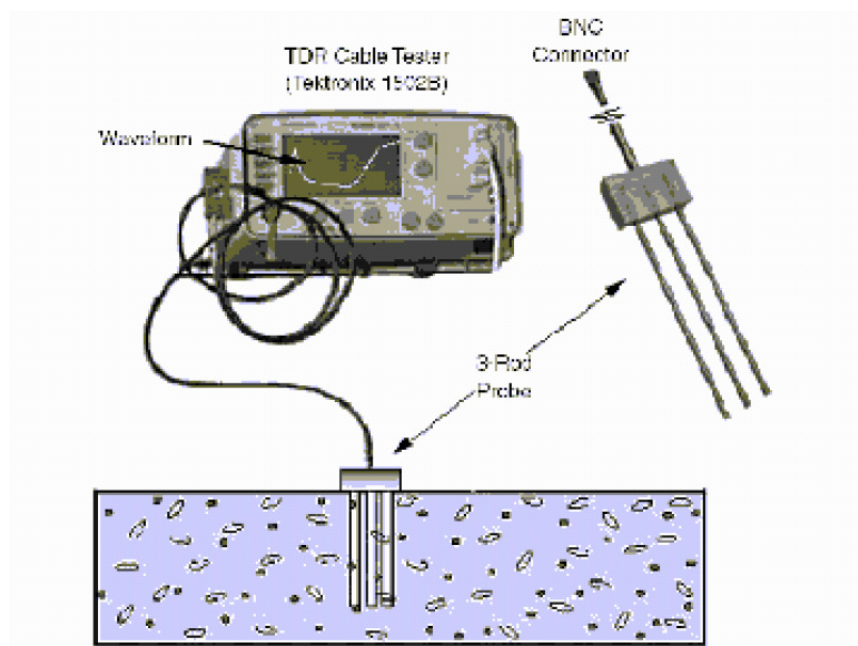


Figura 5.11. TDR con sonda a tre denti

In alternativa alla TDR è possibile utilizzare la tecnica FDR (Frequency Domain Reflectometry), che impiega apposite sonde (sensori di capacitanza) opportunamente collegate ad un generatore di corrente alternata (fig. 5.12). La sonda, infissa nel terreno attraverso un pozzetto in PVC, rileva i cambiamenti della frequenza operativa del circuito costituito dall'insieme terreno-acqua-aria. Tali variazioni nelle frequenze vengono successivamente associate a variazioni di contenuto d'acqua attraverso l'impiego di altre relazioni empiriche.



Figura 5.12. Sonda FDR e datalogger della Sentek

5.5 Monitoraggio delle condizioni meteorologiche

Ai fini di un corretto ed esauriente monitoraggio degli eventi meteorologici, è sempre più diffuso l'utilizzo di stazioni meteorologiche automatiche (fig. 5.13), che, attraverso l'utilizzo combinato di una serie di sensori in telemisura, consentono di seguire il corso delle fenomenologie atmosferiche, rilevando, in particolare, informazioni riguardanti:

- pioggia;
- temperatura ed umidità relativa dell'aria;
- temperatura del suolo;
- pressione atmosferica;
- direzione e velocità del vento;
- neve;
- radiazione solare globale.

I pluviometri (fig. 5.14) sono costituiti da un imbuto di raccolta della pioggia, che viene condotta su un meccanismo basculante a due vaschette: quando una vaschetta è piena, il peso la fa basculare e, mentre l'altra vaschetta viene riempita, viene toccato un contatto elettrico che crea il segnale. Le superfici di raccolta variano tipicamente dai 200 ai 1000 cm²: a superfici maggiori corrispondono generalmente misure più precise, in quanto riducono la possibilità di errori derivanti da cadute trasversali di pioggia. Il territorio nazionale è attualmente coperto, sia pure in modo disomogeneo, da una rete di pluviometri in telemisura che inizialmente afferivano al Servizio Idrografico e Mareografico del Dipartimento dei Servizi Tecnici Nazionali, ma che oggi, a seguito dell'attuazione del D. Lvo. 112/98, sono sotto la competenza delle Regioni.

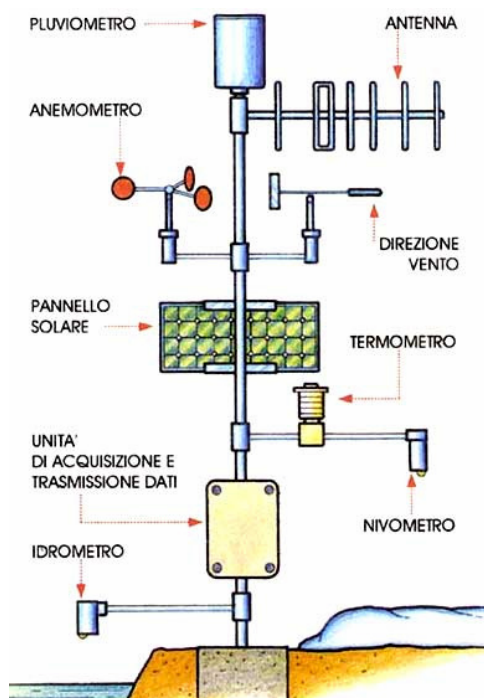


Figura 5.13. Schema di una stazione meteorologica automatica



Figura 5.14. Pluviometro

È ormai consuetudine la determinazione contemporanea della temperatura e dell'umidità relativa dell'aria, attraverso l'utilizzo di un sensore composto da un termometro ed un igrometro, detto sensore termoigrometrico, che presenta il vantaggio di avere entrambi gli elementi sensibili in un unico supporto. I campi tipici di variazione della misura per la temperatura e per l'umidità dell'aria sono rispettivamente compresi nell'intervallo $-30^{\circ}\text{C}/+70^{\circ}\text{C}$ (con un'accuratezza di $\pm 0.2^{\circ}\text{C}$) e nell'intervallo 0/100 % (con un'accuratezza di $\pm 2\%$).

I sensori di temperatura del suolo sono tipicamente costituiti da sonde a termocoppie (fig. 5.15) adatte all'interramento, che vengono giuntate tra di loro a differenti livelli, con campi minimi di misura che variano tra -30°C e $+70^{\circ}\text{C}$ (precisione $\pm 0.2^{\circ}\text{C}$).



Figura 5.15. Sonda a termocoppie per la misura della temperatura del suolo

La pressione dell'aria è ricavata mediante un apposito sensore di pressione atmosferica, che fornisce la misura sfruttando la variazione di resistenza data da un sensore piezoresistivo. Il campo di misura varia generalmente tra 850 e 1050 hPa (precisione ± 0.5 hPa in corrispondenza di una temperatura di $+22^{\circ}\text{C}$).

L'indicazione della direzione e della velocità del vento è fornita dagli anemometri (fig. 5.16). Il campo di misura della velocità è generalmente 0-50 m/s (precisione $\pm 1\%$) e quello della direzione è $0-360^{\circ}$ (precisione $\pm 1\%$).



Figura 5.16. Anemometro

Molto utili in zone di intense precipitazioni nevose, sono inoltre i nivometri, che forniscono informazioni relative all'accumulo di manto nevoso in un determinato punto. La tecnologia impiegata è quella degli ultrasuoni: lo strumento è costituito da un sensore acustico di distanza e la misura è data dal tempo di ritorno di un impulso ultrasonico (fig. 5.17). L'intervallo di misura generalmente consentito è 0.3-5.0 m (precisione 1%).



Figura 5.17. Nivometro

Con il termine "radiazione solare" si intende la radiazione emessa dal sole nel campo del visibile e del prossimo al visibile (ultravioletto e prossimo all'infrarosso). Le differenti regioni sono definite dal campo delle lunghezze d'onda comprese nella banda da 0.2 a 4 μm , ma circa il 99% della radiazione solare che giunge sulla superficie terrestre è contenuta nella regione compresa tra 0.3 e 3 μm . Le misure di radiazione solare globale sono fornite dai cosiddetti piranometri (fig. 5.18), costituiti da opportuni ricettori fotovoltaici, che sono in grado di misurare un irradamento solare compreso nell'intervallo 0-1600 W/m^2 (precisione 1%).



Figura 5.18. Piranometro



Una volta osservati i livelli misurati dalle stazioni afferenti la rete disponibile, il monitoraggio meteorologico consente di ricevere informazioni integrate che confermano la situazione prevista o la aggiornano in funzione di un'evoluzione imprevista. Tale fase viene assicurata con l'ausilio dei dati a terra integrati di *remote sensing*, disponibili in tempo reale. Un esempio di remote sensing estremamente utile per il monitoraggio è costituito dai radar meteorologici, che consentono di rilevare fenomeni che interessano aree vaste con una risoluzione spazio-temporale di gran lunga maggiore di quella che si può ottenere con i satelliti geostazionari attualmente operativi.



6. Considerazioni conclusive

Lo studio degli effetti al suolo indotti dai fenomeni meteorologici richiede di portare in conto un numero di variabili connesse ai fattori in gioco (es. durata ed intensità dell'evento meteorico, caratteristiche morfologiche del versante, presenza di vegetazione, proprietà dei terreni) così elevato da non rendere agevole il tentativo di definire procedure standardizzate che correlino eventi meteorici ed eventi franosi. I principali **modelli previsionali** esistenti in letteratura possono essere distinti in due categorie: modelli idrologici e modelli completi di versante.

I **modelli idrologici** si propongono di individuare valori di soglia delle precipitazioni meteoriche (o di grandezze derivate), al superamento dei quali viene attribuita un'elevata probabilità di rottura. Tale obiettivo è raggiunto attraverso l'adozione di procedure di tipo empirico che estrapolano dai dati storici a disposizione le caratteristiche degli eventi meteorici che hanno innescato fenomeni franosi del passato, prescindendo dall'insieme dei fenomeni fisici che hanno luogo nel terreno. Tali procedure presentano, pertanto, il limite di lavorare come sistemi a scatola chiusa, portando in conto le sole condizioni al contorno (gli apporti meteorici) di un problema fortemente condizionato anche dalle condizioni iniziali (es. regime piezometrico) e dalle proprietà dei terreni (es. permeabilità, parametri di resistenza), che sono in continua evoluzione.

Contrariamente agli idrologici, i **modelli completi di versante** analizzano l'insieme dei fenomeni fisici che avvengono nel pendio per effetto degli apporti meteorici (deflussi superficiali, processi di evapotraspirazione, processi di infiltrazione con conseguente variazione degli stati tenso-deformativi, del regime delle suzioni e delle pressioni neutre, ecc.), fornendo, pertanto, strumenti utili per l'esecuzione di un'analisi di stabilità. La risoluzione del cospicuo numero di equazioni che governano il problema richiede l'impiego di opportuni modelli numerici implementati da appositi codici di calcolo. La scelta riguardante il codice più adatto da utilizzare è fortemente condizionata dalla scala del problema che si intende affrontare.

Per analisi di stabilità di tipo "puntuale" (es. singolo versante) possono essere adottati codici come VADOSE/W, ABAQUS, CODE_BRIGHT. Il codice VADOSE/W (distribuito dalla GEO-SLOPE International Ltd.) è particolarmente adatto per studiare l'influenza della vegetazione, in quanto consente di simulare il flusso in uscita controllato dal fenomeno della traspirazione. I codici ABAQUS (distribuito dalla Hibbit, Karlsson & Sorensen Inc.) e CODE_BRIGHT (sviluppato presso l'Universitat Politecnica de Catalunya) possiedono una vasta libreria di modelli materiali che permettono di risolvere contemporaneamente problemi meccanici, idraulici e termici; l'utente ha, inoltre, la possibilità di utilizzare non solo *sub-routines* già presenti nella libreria dei comandi, ma anche di crearne di nuove e di richiamarle sempre nel corso delle analisi. La stabilità può essere controllata in ogni fase di calcolo attraverso una valutazione puntuale all'interno del dominio di calcolo degli stati tensionali e di un coefficiente di sicurezza (fornito dal rapporto tra la resistenza tangenziale del mezzo e la tensione di taglio agente).

Se, però, lo scopo è quello di analizzare la stabilità di un territorio di notevoli dimensioni (estensione a livello comprensoriale o regionale) è necessario l'impiego di appositi strumenti di calcolo che eseguano "analisi di stabilità a livello areale". Tali codici affrontano la questione combinando i risultati che provengono dalla risoluzione



del problema dell'infiltrazione ad analisi di stabilità di tipo globale, oggi adottabili esclusivamente per lo studio di frane caratterizzate da superfici di rottura poco profonde ed orientate parallelamente al piano campagna (modello di pendio indefinito). Tipicamente lavorano su una griglia di celle tridimensionali, la cui superficie esterna deriva da un modello digitale del terreno (DTM). L'utente ha la possibilità di interfacciarsi con un sistema informativo geografico (GIS), che può essere utilizzato per ricavare alcuni dati di input delle analisi e per una visualizzazione grafica dei dati di output. I codici di calcolo più diffusi al riguardo sono SHALSTAB (Montgomery e Dietrich, 1994; Dietrich et al., 2001) e TRIGRS (Baum et al., 2002; Savage et al., 2003), i quali si distinguono essenzialmente per i differenti modelli di infiltrazione utilizzati per lo studio del flusso.

Il codice SHALSTAB deriva il calcolo delle pressioni neutre dalle soluzioni analitiche delle equazioni governanti il flusso in condizioni unidirezionali stazionarie all'interno di un mezzo saturo (con conseguente distribuzione di pressioni neutre sempre lineare con la profondità). Essendo il modello assolutamente indipendente dal tempo, i risultati di SHALSTAB si limitano ad una "previsione spaziale" del collasso, restituendo un valore di soglia della pioggia potenzialmente in grado di indurre il collasso.

Il modello di infiltrazione implementato in TRIGRS è basato, invece, sulla soluzione fornita da Iverson (2000) dell'equazione di Richards riguardante il moto di filtrazione transitorio monodimensionale. TRIGRS è in grado di studiare le variazioni cicliche delle pressioni neutre (all'interno di un mezzo sia saturo, che parzialmente saturo) connesse a piogge di intensità e durata variabili, e di fornire, quindi, un coefficiente di sicurezza che risulta variabile nel tempo e nello spazio.

Essendo la ricerca finalizzata alla messa a punto di una procedura che consenta di legare le previsioni meteorologiche agli effetti al suolo, i modelli idrologici non sono evidentemente utilizzabili. D'altro canto, passando ai modelli completi di versante, le analisi puntuali e areali possono apparire incompatibili in quanto caratterizzate da filosofie e procedure di calcolo intrinsecamente differenti. A parere di chi scrive, invece, l'utilizzo integrato dei risultati provenienti sia dalle prime che dalle seconde può rivelarsi particolarmente proficuo. Infatti, dalle analisi di tipo areale è possibile individuare all'interno di un territorio di qualsiasi estensione le aree che presentano una maggiore suscettibilità a franare: l'approccio semplificato tipico di tali modelli attribuisce, però, a tali informazioni necessarie un carattere essenzialmente qualitativo. Una volta individuati i versanti critici, su questi risulta indispensabile eseguire analisi di tipo puntuale che permettano una valutazione, ad una scala di maggior dettaglio, degli effetti connessi ai fenomeni meteorologici. Tali analisi, se opportunamente aggiornate e calibrate tramite monitoraggio in continuo di specifici parametri indicatori (es. contenuti d'acqua, pressioni neutre, suzioni, spostamenti), potrebbero consentire una previsione dei comportamenti futuri.



7. Riferimenti bibliografici

ABAQUS. User's manual. Hibbit, Karlsson & Sorensen Inc., 1080 Main Street, Pawtucket, USA

Aleotti P. (2004). A warning system for rainfall-induced shallow failures. *Engineering Geology*, 73, pp. 247–265

Baum R.L., Godt J.W., Harp E.L., McKenna J.P., McMullen S.R. (2005). Early warning of landslides for rail traffic between Seattle and Everett, Washington, USA. *Proc. Int. Conf. Landslide Risk Management*, Vancouver, Canada, pp. 731-740

Baum R.L., Savage W.Z., Godt J.W. (2002). TRIGRS—A fortran program for transient rainfall infiltration and grid-based regional slope-stability analysis. U.S. Geological Survey Open-File Report 02-0424

Brand E.W., Premchitt J., Phillipson H.B. (1984). Relationship between rainfall and landslides in Hong Kong. *Proc. IV Int. Symp. on Landslides*, Toronto, Canada, 1, pp. 377-384

Caine N. (1980). The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows. *Geografiska Annaler*, 62 A (1-2), pp. 23 -27

Campbell R.H. (1975). Soil slips, debris flows and rainstorms in the Santa Monica mountains and vicinity, southern California. U.S. Geological Survey, Professional Paper 851

Cancelli A., Nova R. (1985). Landslides in soil and debris cover triggered by Valtellina (Central Alps-Italy). *Proc. IV Int. Conf. and Field Workshop on Landslides*, Tokyo

Carslaw, Jaeger J.C. (1959) *Conduction of heat in solids*. Oxford Univ Press, Oxford, UK

Cascini L., Versace P. (1986). Eventi pluviometrici e movimenti franosi. *Atti XVI Convegno Nazionale di Geotecnica*, Bologna, pp. 171-184

Cassetti M., Versace P. (2002). Il modello di soglia pluviometrica FLAI R. Applicazione nell'area dei Comuni interessati dall'Ordinanza n. 2787 del 21 maggio 1998, Commissariato di Governo per l'Emergenza Idrogeologica in Campania, Presidio Territoriale

Chleborad A.F. (2000). Preliminary method for anticipating the occurrence of precipitation-induced landslides in Seattle, Washington. U.S. Geological Survey Open-File Report 02-0424, p. 27

Cruden D.M., Varnes D.J. (1996). Landslide types and processes. *Landslides Investigation and Mitigation, Special Report*, 247 Transportation Research Board, pp. 36-75



- D'Elia B. (1979). Caratteri cinematici delle colate: interventi di stabilizzazione. *Rivista Italiana di Geotecnica*, 9
- d'Orsi R., D'Avila C., Ortigao J.A.R., Dias A., Moraes L., Santos M.D. (1997). Rio-Watch: the Rio de Janeiro landslide watch system. *Proc. II PSL Pan-AM Symp. on Landslides*, Rio de Janeiro, 1, pp. 21-30
- Dakshanamurthy V., Fredlund D.G. (1981). A mathematical model for predicting moisture flow in an unsaturated soil under hydraulics and temperature gradients. *Water Resources Research*, Vol. 17, pp.714-722
- de Vries D.A. (1975). Heat transfer in soil - In *Heat and mass transfer in the biosphere. Transfer processes in plant environment*. Edited by D.A. deVries and N.H. Afgan. Scripta Book Company. Washington, D.C., pp. 5-28
- Dietrich W.E., Bellugi D., Real de Asua R. (2001). Validation of the shallow landslide model, SHALSTAB, for forest management. *Land Use and Watersheds: Human Influence on Hydrology and Geomorphology in Urban and Forest Areas*, *Water Science Application*, 2, pp. 195-227
- Fredlund D.G. (1979). Second Canadian geotechnical colloquium: Appropriate concepts and technology for unsaturated soils. *Canadian Geotechnical Journal*, 16, pp. 121-139
- Gardner W.R. (1958). Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Science*, 85, pp. 228-232
- Gray D.M. (1970). *Handbook on the principals of hydrology*. Canadian National Committee for the International Hydrological Decade, National Research Council of Canada, Ottawa
- Guidicini G. Iwasa O.Y. (1977). Tentative correlation between rainfall and landslides in a humid tropical environment. *Proc. Symposium on Landslides and Other Mass Movements*, Praha, Bull. IAEG 16
- Guzzetti F., Peruccacci S., Rossi M. (2005). Definition of critical thresholds for different scenarios. *RISK-Advanced Weather forecast system to Advise on Risk Events and management*, IRPI CNR, Perugia
- Hillel D. (1982). *Introduction to soil physics*. Academic Press, Inc. 1250 Sixth Avenue, San Diego
- Iverson R.M. (2000). Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resour Res*, 36, pp. 1897–1910
- Iwamoto M. (1990). Standard amount of rainfall for warning from debris disaster, ALPS 90, *Proc. VI Int. Conf. Field Workshop on Landslides*, Milano, pp. 77-88



- Keefer D.K., Wilson R.C., Mark R.K., Brabb E.E., Brown W.M. III, Ellen S.D., Harp E.L., Wieczorek G.F., Alger C.S., Zatkun R.S. (1987). Real-time landslide warning during heavy rainfall, *Science*, 238, pp. 921-925
- Kenney, T.C., Lau, K.C. 1977. Temporal changes of groundwater in a natural slope of nonfissured clay. *Canadian Geotechnical Journal*, 21, pp. 138-146
- Krahn J. (2004). *Vadose Zone Modeling with VADOSE /W – An Engineering Methodology*. GEO-SLOPE International Ltd., Calgary, Canada
- Montgomery D.R., Dietrich W.E. (1994). A physically-based model for the topographic control on shallow landsliding. *Water Resour Res*, 30, pp. 1153–1171
- Morrissey M.M., Wieczorek G.F., Morgan B.A. (2001). Regional application of a transient hazard model for predicting initiation of debris flows in Madison County, Virginia. U.S. Geological Survey Open-File Report 01-481, p. 7
- Moser M., Hohensin F. (1983). Geotechnical aspects of soil slips in alpine regions. *Engineering Geology*, 19
- Olivella S., Gens. A., Carrera J., and Alonso E.E. (1996). Numerical formulation for a simulator (CODE_BRIGHT) for the coupled analysis of saline media”. *Engineering Computations*, 13, pp. 87-112
- Pack R.T., Tarboton D.G., Goodwin C.N. (1998). The SINMAP approach to terrain stability mapping. *Proc. VIII Congress of the Association of Engineering Geology*, 2, pp. 1157-1165
- Penman H.L. (1948). Natural evapotranspiration from open water, bare soil and grass. *Proc. Royal Society of London, Series A*, 193, pp. 120–146
- Philip J.R (1969). Theory of infiltration. *Adv. Hydrosci.*, 5, pp. 215-296
- Philip J.R., de Vries D.A. (1957). Moisture movement in porous materials under temperature gradients, *Trans. Am. Geophys. Un.*, 38, 222–232
- Premchitt J., Brand E.W., Chen P.Y.M. (1994). Rain-induced landslides in Hong Kong, 1972-1992. *Asia Engineer*, pp. 43-51
- Rahardjo H., Lim T.T., Chang M.F., Fredlund D.G. (1995). Shear strength characteristics of a residual soil. *Canadian Geotechnical Journal*, 32, pp. 60-77
- Salciarini D., Godt J.W., Savage W.Z., Conversini P., Baum R.L., Michael J.A. (2006). Modeling regional initiation of rainfall-induced shallow landslides in the eastern Umbria Region of central Italy. *Landslides*, Springer-Verlag, 3, 181-194



- Sangrey D.A., Harrop-Williams K.O., Klaiber J.A. (1984). Predicting ground-water response to precipitation. *Journal of the Geotechnical Eng. ASCE*, vol. 110, 7
- Savage W.Z., Godt J.W., Baum R.L. (2003). A model for spatially and temporally distributed shallow landslide initiation by rainfall infiltration. *Proc. III Int. Conf. on Debris flow hazards mitigation: mechanics, prediction, and assessment*, Davos, Switzerland, pp 179–187
- Savage W.Z., Godt J.W., Baum R.L. (2004). Modeling time-dependent slope stability. *Proc. IX Int. Symp. on Landslides*, Rio de Janeiro, Brazil, pp 23–38
- Sirangelo B., Versace P. (1992). Modelli stocastici di precipitazione e soglie pluviometriche di innesco dei movimenti franosi. *Atti XXIII Convegno Nazionale di Idraulica e Costruzioni Idrauliche*, Firenze, vol. 4
- Terzaghi K. (1950). Mechanisms of landslides. *Application of Geology to Engineering Practice*, Berkey volume, Sidney Paige, Geol. Soc. America
- The International Early Warning Programme (2005). Reducing Disasters through Effective People-Centred Early Warning Systems, *World Conference on Disaster Reduction*, Kobe, Hyogo, Japan
- Topp G.C., Miller E.E. (1966). Hysteretic moisture characteristics and hydraulic conductivities for glass-bead media. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 30, pp. 156–162
- Topp G.C., Davis J.L., Annan A.P. (1980). Electromagnetic determination of soil water content: measurement in coaxial transmission lines, *Water Resour. Res.*, 16, pp. 574-582
- Tubbs D.W. (1974). Landslides in Seattle. *Washington Division of Mines and Geology Information Circular 52*, p. 15
- Wilson G.W. (1990). Soil evaporative fluxes for geotechnical engineering problems. Ph.D. dissertation, University of Saskatchewan, Saskatoon
- Wilson G.W., Fredlund, D.G., S.L. Barbour (1994). Coupled soil-atmosphere modelling for soil evaporation. *Canadian Geotechnical Journal*, 31, pp. 151–161
- Wilson R.C., Mark R.K., Barbato G. (1993). Operation of a real-time warning system for debris flows in the San Francisco Bay area, California. *Proc. Conf. Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers*, 2, pp. 1908-1913
- Wu W., Sidle R.C. (1995). A distributed slope stability model for steep forested hillslopes. *Water Resour Res*, 31, pp. 2097–2110
- Yano K., Senoo K. (1985). How to set standard rainfalls for debris flow warning and evacuation. *Sabo Symposium (ISED, Japan)*, pp. 451-455



Zaruba Q. (1936). Vliv klimatickych pomeru na smrstovani kridovych slinu. Veda Prirodni, 17