



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI NAPOLI
FEDERICO II

Dipartimento di Ingegneria Civile, Edile e Ambientale

Dottorato di ricerca in Ingegneria Geotecnica

XXVII ciclo

Coordinatore

Prof. Ing. Claudio Mancuso

**INTERAZIONE DELLE COLTRI PIROCLASTICHE
CON L'ATMOSFERA E IL SUBSTRATO**

Marzo 2016

Relatore

Prof. Ing. Luca Pagano

Candidato

Ing. Alfredo Reder

INDICE

PARTE I: SISTEMI DI ALLERTAMENTO A CARATTERE TERRITORIALE	1
1.1 Descrizione della geomorfologia e delle proprietà geotecniche dei versanti della Campania	2
1.2 Catalogo degli eventi di frana occorsi in Campania	9
1.3 Rete di monitoraggio pluviometrica installata in regione.....	10
1.4 Modelli previsionali per l'innesco di fenomeni di colata rapida	14
1.4.1 Modelli empirici.....	14
1.4.2 Modelli fisicamente basati	15
1.5 Confronto tra un modello empirico ed un modello fisicamente basato per l'interpretazione di un caso-studio reale: frana di Nocera Inferiore (macro-area Fd)	16
1.6 Considerazioni sui modelli previsionali e motivazione del lavoro di ricerca nell'ambito del dottorato.....	20
PARTE II: INTERAZIONE TRA UNA COLTRE PIROCLASTICA SUPERFICIALE E L'ATMOSFERA	21
<i>2 INTRODUZIONE AI PROCESSI FISICI CHE REGOLANO L'INTERAZIONE TERRENO-ATMOSFERA</i>	22
2.1 Infiltrazione.....	22
2.2 Evaporazione, traspirazione ed evapotraspirazione.....	23
2.3 Bilancio di massa	27
2.4 Bilancio di energia	28
<i>3 MODELLI PREVISIONALI FISICAMENTE BASATI</i>	38
3.1 Metodi per la risoluzione del bilancio di massa in presenza di sola infiltrazione	38
3.1.1 Equazione di Richards (1931).....	38
3.1.2 Modelli semplificati per la stima dell'infiltrazione.....	40
3.2 Metodi per la stima della componente evaporativa/evapotraspirativa.....	45
3.2.1 Stima dell'evaporazione e dell'evapotraspirazione potenziale	45
3.2.2 Modelli semplificati per la stima dell'evaporazione reale e dell'evapotraspirazione reale	50
3.3 Approcci completi per la risoluzione del bilancio di massa	55
3.3.1 Modello matematico termo-idraulico con stima dell'evaporazione reale come flusso interno e al contorno: modello di Wilson (1990)	55

3.3.2	Modello matematico termo-idraulico con stima dell'evaporazione reale come flusso al contorno	61
3.3.3	Modello matematico termo-idraulico con stima della traspirazione reale e dell'evaporazione reale come flusso interno e al contorno: modello di Tratch et al. (1995) ..	62
APPENDICE 3-A	Curva di ritenzione ($u_a - u_w$) - θ	66
APPENDICE 3-B	Curva di permeabilità della fase liquida ($u_a - u_w$) - k_w	67
APPENDICE 3-C	Curva di capacità volumetrica di calore θ - C_h	69
APPENDICE 3-D	Curva di conduttività termica θ - λ	69
APPENDICE 3-E	Il ruolo del flusso di vapore interno nella modellazione dei flussi evaporativi	73
4	<i>MONITORAGGIO DELLE GRANDEZZE FISICHE ATTRAVERSO UN MODELLO FISICO</i>	76
4.1	Quantificazione dei flussi di interazione terreno-atmosfera attraverso il monitoraggio	79
4.2	Caratteristiche climatiche dell'area studiata	80
4.3	Evoluzioni delle grandezze fisiche monitorate	83
4.3.1	Evoluzione delle grandezze fisiche che regolano i flussi potenziali.....	83
4.3.2	Evoluzione delle grandezze fisiche che regolano lo stato del terreno	86
4.3.2.1	Stima di suzione ad elevati valori a mezzo di "sonde di dissipazione termica"	89
4.3.2.2	Curve di ritenzione derivate dai punti sperimentali	92
4.3.3	Evoluzione delle grandezze fisiche che regolano i flussi reali	93
4.3.3.1	Descrizione dell'evoluzione di volume d'acqua immagazzinato in condizioni di suolo nudo e suolo vegetato	97
APPENDICE 4-A	Quantificazione del volume d'acqua massimo immagazzinato e della soglia di drenaggio	99
APPENDICE 4-B	Bilancio radiativo	101
APPENDICE 4-C	Stima della temperatura superficiale T_s	103
APPENDICE 4-D	Bilancio energetico	104
5	<i>SELEZIONE DI EVENTI TIPICI DI INFILTRAZIONE E DI EVAPORAZIONE/EVAPOTRASPIRAZIONE</i>	109
5.1	Selezione di eventi tipici di infiltrazione	109
5.2	Selezione di eventi tipici di evaporazione da suolo nudo	112
5.3	Confronto tra processi evaporativi per le due diverse condizioni di copertura	114
6	<i>TARATURA DEI PARAMETRI IDRAULICI E TERMICI DELLO STRATO</i>	118

6.1	Interpretazione delle misure sperimentali per il caso di suolo nudo (1/9/2010-1/9/2014).....	118
6.2	Interpretazione delle misure sperimentali per il caso di suolo vegetato (1/9/2014-1/2/2016).....	124
	APPENDICE 6-A Curva di conduttività termica.....	135
	APPENDICE 6-B Influenza delle proprietà termiche del terreno sulla previsione delle misure sperimentali 137	
	APPENDICE 6-C Studio di sensibilità dei parametri che regolano la traspirazione.....	139

PARTE III: INTERAZIONE IDRAULICA TRA UNA COLTRE PIROCLASTICA SUPERFICIALE ED IL SUBSTRATO..... 144

7 INQUADRAMENTO FISICO-TEORICO DEL PROBLEMA..... 145

7.1 Revisione di alcuni lavori scientifici in riferimento alle coltri piroclastiche della Campania..... 145

7.2 Considerazioni teoriche sul rapporto di impedenza idraulica al contatto tra materiali parzialmente saturi caratterizzati da diversa granulometria 147

8 PROVE IN COLONNA DI INFILTRAZIONE 150

8.1 Critica alle prove in colonna d'infiltrazione presenti in letteratura 150

8.2 Sperimentazione presso il laboratorio di geotecnica del DICEA 152

8.3 Descrizione della colonna d'infiltrazione 152

8.4 Breve descrizione dei terreni studiati..... 153

8.5 Risultati delle prove in colonna di infiltrazione..... 154

8.6 Alcune considerazioni alla luce delle prove di laboratorio..... 159

9 INFLUENZA DELLA CONDIZIONE IDRAULICA AL CONTORNO INFERIORE NELLE ANALISI NUMERICHE 161

9.1 Analisi a ritroso delle prove di colonna di infiltrazione per la stima delle proprietà idrauliche dei materiali studiati..... 161

9.2 Confronto tra la risposta idraulica osservata all'interfaccia e la risposta idraulica fornita dagli approcci numerici solitamente adottati nelle analisi numeriche 163

9.3 Risultati delle analisi numeriche in riferimento a casi studio reali..... 164

PARTE IV: ANALISI DELLA CAPACITÀ PREDITTIVA DEGLI APPROCCI SVILUPPATI CON RIFERIMENTO AL CASO STUDIO DELLA FRANA DI NOCERA (4 MARZO 2005) 170

10.1 Evoluzione delle forzanti atmosferiche 170

10.2 Modelli previsionali adottati..... 172

10.3	Previsione dell'evento di frana del 4 marzo 2005 in termini di volume d'acqua immagazzinato	173
10.4	Previsione dell'evento di frana del 4 marzo 2005 in termini di suzione alla profondità di 1 m.....	176
PARTE V: SISTEMI DI ALLERTAMENTO A CARATTERE LOCALE.....		180
11.1	Stato dell'arte: inclinometro basato su tecnologia MEMS	180
11.2	Accoppiamento della misura inclinometrica con la misura di pressione della fase liquida	182
11.3	Realizzazione di un campo sperimentale nell'ambito del progetto PON SICURFER	184
CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE		189
BIBLIOGRAFIA		191

ORGANIZZAZIONE DEL TESTO

La tesi di dottorato è organizzata in cinque sezioni:

La PARTE I, costituita da un capitolo, descrive lo stato dell'arte degli studi di pericolosità associata a fenomeni di frana meteo-indotti dei versanti della Campania.

La PARTE II, costituita da cinque capitoli, descrive l'interazione tra una coltre piroclastica superficiale e l'atmosfera, distinguendo il caso di suolo nudo dal caso di suolo vegetato. Lo studio è affrontato sia per via empirica, attraverso il monitoraggio di uno strato di materiale piroclastico esposto all'atmosfera e strumentato per quantificare i flussi di interazione e i loro effetti sullo stato idrologico dello strato, sia per via numerica, attraverso la risoluzione di modelli matematici fisicamente basati in grado di prevedere i flussi di interazione e i loro effetti sullo stato idrologico.

La PARTE III, costituita da 3 capitoli, descrive l'interazione idraulica tra una coltre piroclastica superficiale e il substrato, riferendosi al caso particolare, ma non per questo poco diffuso, di ceneri piroclastiche che poggiano su uno strato di pomice. Lo studio è affrontato sia per via empirica attraverso prove in colonna di infiltrazione sia per via numerica e ha come suo obiettivo quello di definire le migliori condizioni al contorno inferiore da adottare nelle analisi numeriche.

La PARTE IV, costituita da 1 capitolo, presenta uno studio della capacità predittiva di modelli fisicamente basati in riferimento ad un caso-studio reale (frana di Nocera del 4 marzo 2005). L'obiettivo di questa sezione è valutare l'accuratezza delle previsioni ottenute adottando dei modelli matematici fisicamente basati a grado di complessità e di completezza crescente.

La PARTE V, costituita da 1 capitolo, descrive infine le attività di dottorato svolte in azienda e consacrate allo sviluppo di uno strumento, il tensio-inclinometro, in grado di integrarsi in un sistema completo di allertamento a carattere locale e idoneo alla misura contestuale sia della suzione sia dei gradienti di spostamento in direzione parallela al pendio.

PARTE I SISTEMI DI ALLERTAMENTO A CARATTERE TERRITORIALE

Molti fenomeni di rottura di pendii, in grado di mettere a rischio l'incolumità di cose e persone, sono indotti da precipitazioni e sono caratterizzati da una cinematica rapida che interessa coltri di spessori modesti, i quali possono variare da alcuni decimetri ad un paio di metri. Si tratta di fenomeni noti in letteratura come "colate rapide di fango e di detrito" (Hungar et al., 2014).

In Campania le colate rapide di fango sono tra gli eventi naturali che provocano il maggior numero di danni. Se ci si riferisce anche solo agli eventi registrati negli ultimi 20 anni (Pozzano e Nocera Inferiore, 1997; Sarno, 1998; Cervinara, 1999; Ischia, 2006; Ischia, 2009), si rileva infatti una significativa consistenza del problema tanto in relazione alle vittime quanto ai danni economici (si pensi che solo gli eventi di Sarno del 1998 hanno causato 160 vittime e la distruzione di 180 edifici; Salvati et al., 2010). A seguito degli eventi catastrofici avvenuti a Sarno e in molti altri comuni della regione negli anni successivi, la comunità scientifica e le istituzioni hanno condotto un enorme sforzo al fine di approfondire la comprensione dell'innescò e della propagazione delle colate rapide e di sviluppare adeguate misure di mitigazione e sistemi di allertamento¹.

Tutti questi sforzi hanno comportato una sempre maggiore consapevolezza circa l'importanza degli studi di pericolosità associata ai fenomeni di instabilità dei versanti.

Gli approcci basati sulla mitigazione del rischio attraverso lo sviluppo di sistemi di allertamento previsionali cercano di prevedere il fenomeno con un anticipo di alcune ore e di eliminare temporaneamente l'esposizione diretta al fenomeno di persone o beni mobili in caso di allarme (Pagano et al., 2010). Tali approcci si basano sul monitoraggio e l'interpretazione tempestiva di alcuni precursori. Di fatti, la catena dei principali processi che, dall'inizio dell'anno idrologico, concorrono nell'innescò di un evento di colata rapida è ormai ben nota: a seguito di eventi di pioggia, parte dell'acqua precipitata si infiltra nella coltre aumentandone il contenuto volumetrico di acqua e riducendone significativamente i livelli di suzione. L'annullamento della suzione nell'intero spessore della coltre è tipicamente concepito come causa scatenante. Diversi lavori di ricerca hanno dimostrato che l'annullamento della suzione nell'intero spessore della coltre è tipicamente indotto da un evento eccezionale e persistente di precipitazione (della durata di diverse ore/giorni), preceduto da un periodo umido della durata di alcune settimane/mesi (Pagano et al., 2010; Cascini et al., 2013).

Una strategia efficace che può essere adottata nella realizzazione di un modello previsionale è quella di calibrare i diversi ingredienti del modello con lo scopo di interpretare eventi

¹ A tal riguardo, Guadagno et al. (2011) hanno osservato che fino al 2010 erano stati pubblicati su riviste e atti di convegni nazionali e internazionali più di 200 articoli elaborati da diversi gruppi di ricerca ed esperti provenienti da vari settori scientifici (ingegneria geotecnica, geologia, scienze idrologiche). L'importante valore di tutti questi studi consente spesso di fornire informazioni per la valutazione della pericolosità e/o del rischio da frana in determinate aree.

occorsi in passato. Questa strategia può essere messa in atto attraverso uno schema logico le cui principali fasi sono:

- caratterizzazione geomorfologica e geotecnica dell'area potenzialmente suscettibile; tale caratterizzazione può essere realizzata attraverso un'appropriata attività di sperimentazione in sito e/o avvalendosi di dati presenti in letteratura;
- acquisizione delle registrazioni delle forzanti atmosferiche; le principali variabili atmosferiche disponibili, di solito su scala giornaliera, sono in primo luogo le precipitazioni e, in alcuni casi, le temperature;
- selezione di un adeguato modello previsionale: i modelli previsionali si classificano in modelli empirici, basati sull'interpretazione di poche variabili (ad esempio precipitazione di innesco, durata della precipitazione di innesco, precipitazione cumulata nei mesi precedenti all'innesco) e modelli fisicamente basati che si fondano sulla risoluzione di sistemi di equazioni matematici attraverso i quali è possibile ricavare sia i flussi di interazione terreno-atmosfera sia l'evoluzione delle proprietà di stato del terreno (pressione della fase liquida, contenuto volumetrico d'acqua);
- valutazione dell'accuratezza del modello previsionale attraverso l'interpretazione di eventi occorsi in passato: in questa fase è quantificata la capacità del modello previsionale di minimizzare i mancati e i falsi allarme e di massimizzare il numero di eventi realmente occorsi.

Questo Capitolo ripercorre le diverse fasi dello schema logico. Esso dapprima inquadra i versanti della Campania dal punto di vista geomorfologico e geotecnico attraverso una revisione dei principali contributi scientifici pubblicati negli ultimi anni; successivamente presenta un elenco degli eventi occorsi in regione negli ultimi 60 anni cercando di associare ad ognuno di essi, ove possibile, valori di precipitazioni di innesco e cumuli antecedenti. Infine il Capitolo mostra l'applicazione di un modello empirico e di un modello fisicamente basato al fine di dimostrare come al crescere del grado di complessità del modello si associ una migliore accuratezza della previsione.

1.1 Descrizione della geomorfologia e delle proprietà geotecniche dei versanti della Campania

Una delle cause predisponenti degli eventi di colata rapida avvenuti in Campania è riconosciuta nella particolare conformazione geomorfologica dei versanti. Questi si collocano in prossimità dei centri eruttivi del Roccamonfina, dei Campi Flegrei e del Somma-Vesuvio e sono caratterizzati in generale da una stratigrafia composta da un substrato roccioso calcareo o tufaceo, sul quale, a causa delle numerosissime eruzioni vulcaniche, è andato a formarsi una coltre di materiale piroclastico sciolto parzialmente saturo.

Attraverso lo studio della direzione di propagazione delle diverse eruzioni avvenute nel corso dei secoli in regione, Picarelli et al. (2008) hanno proposto una macro-zonazione del-

la Campania individuando sei macro-zone omogenee dal punto di vista geologico (Figura 1).

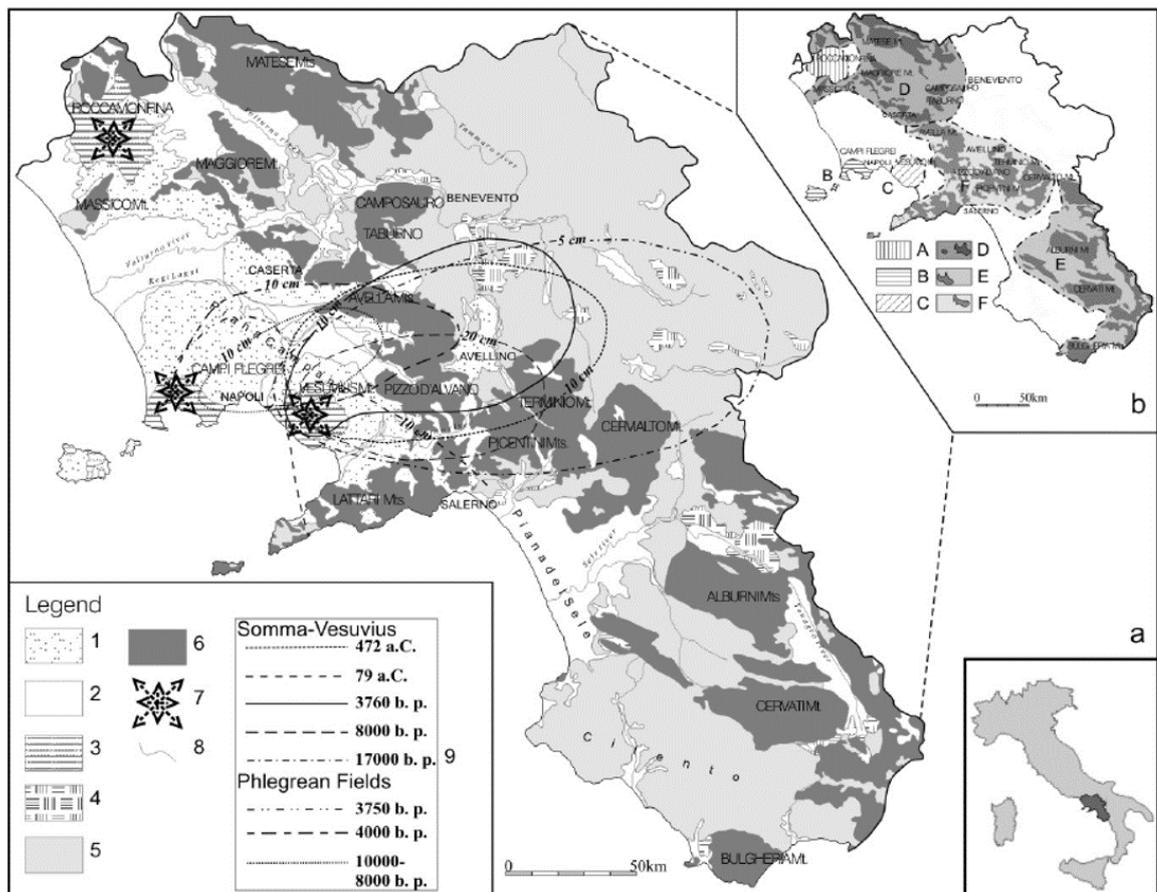


Figura 1: a) carta geologica della Regione Campania; b) macro-zone: 1) depositi piroclastici per caduta aerea (Quaternario); 2) depositi alluvionali (Quaternario); 3) tufi, lava e piroclastiti (Quaternario); 4) conglomerati arenacei (Pliocene) 5) depositi arenacei con interstrati argillosi (Terziario); 6) rocce carbonatiche (Mesozoico); 7) centri vulcanici; 8) fiumi; 9) depositi piroclastici per caduta aerea dei Campi Flegrei e del Somma-Vesuvio (Picarelli et al., 2008)

- area del Roccamonfina, nella quale i prodotti dell'attività vulcanica, principalmente cenere a grana fina o cenere umificate si sovrappongono ad una formazione di base lavica; l'area risulta sostanzialmente pianeggiante;
- Campi Flegrei ed entroterra circostante, nei quali i terreni piroclastici si sovrappongono ad una formazione di base tufacea; l'area è caratterizzata da pendenze medie piuttosto elevate (circa 35°);
- parte nord del monte Somma-Vesuvio, ricoperta da materiali piroclastici a pezzatura grossa (pomice e scorie); l'area è caratterizzata da pendenze piuttosto dolci ad eccezione delle zone dei canali di flusso lavico circostanti il vulcano (>35°);
- area dei Monti Matese, Maggiore, Massico e Tifana, dove i versanti calcarei sono ricoperti dai prodotti vulcanici da caduta del Roccamonfina e dei Campi Flegrei;

- E. area del Monte Marzano, del Cilento e del Vallo di Diano, dove a causa della distanza dai centri eruttivi, sono presenti solo depositi sottili (alcuni centimetri) di materiale piroclastico;
- F. area dei Monti Lattari, Penisola Sorrentina, Monti Picentini, Monte Pizzo d'Alvano, Monti di Avella, i cui versanti sono stati ricoperti dai prodotti di diverse eruzioni del Somma-Vesuvio e sono caratterizzati da pendenze molto ripide.

Le caratteristiche geomorfologiche dei versanti che influenzano principalmente il verificarsi di eventi di colata rapida sono le pendenze e gli spessori delle coltri piroclastiche.

Di Crescenzo e Santo (2005), analizzando un campione di 187 eventi occorsi in coltri piroclastiche poste su rocce carbonatiche, hanno osservato come i fenomeni di instabilità si siano verificati per pendenze comprese tra 30° e 50° con maggiore frequenza nell'intervallo 35°-45° (Figura 2a). Gli Autori hanno inoltre osservato che la maggior parte di questi eventi (180/187) si sono verificati su coltri caratterizzate da spessori compresi tra 0.5 e 4 m (Figura 2b); in particolare il 33.2% degli eventi si è verificato per spessori di 1-1.5 m, il 32.7% per spessori di 1.5-3 m, il 14.4% per spessori superficiali di 0.5-1 m e solo il 3.2% per spessori di 3-4 m.

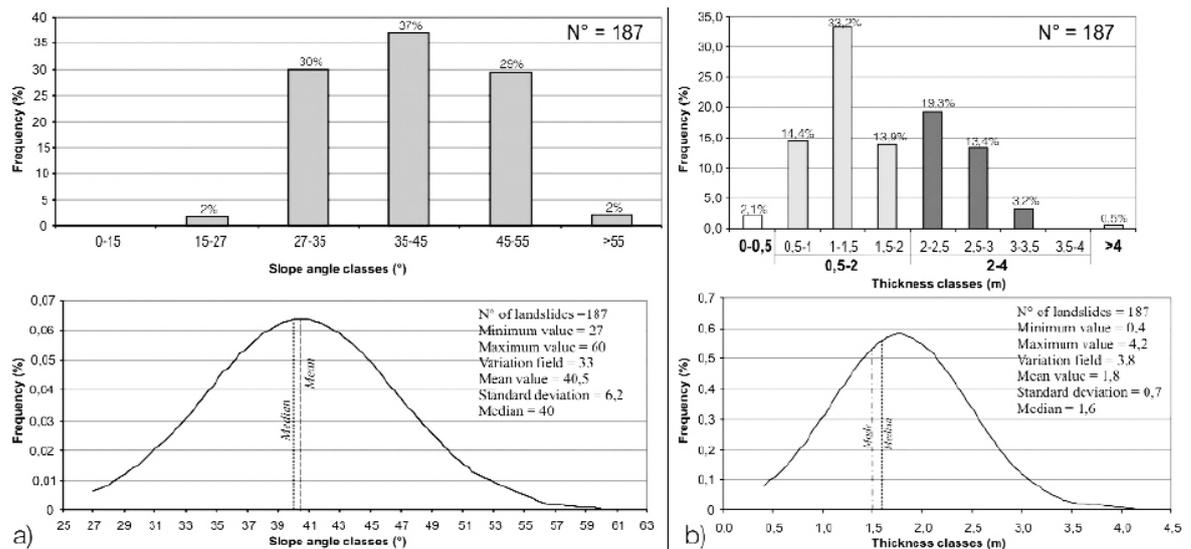


Figura 2: a) distribuzione tra frequenza e pendenza; b) distribuzione tra frequenza e spessore copertura piroclastica. (Di Crescenzo e Santo, 2005)

Attraverso uno studio teorico basato sull'ipotesi di pendio indefinito Picarelli et al. (2008), hanno rilevato che gli eventi di frana sono più frequenti in versanti con pendenza compresa tra 35° e 45° per coltri poste su rocce carbonatiche (contatto alla base permeabile; caso di pendio indefinito con flusso verticale) e sono più frequenti in versanti con pendenza compresa tra 15° e 20° per coltri su flysch (contatto alla base impermeabile; caso di pendio indefinito con flusso parallelo alla formazione di base) (Figura 3).

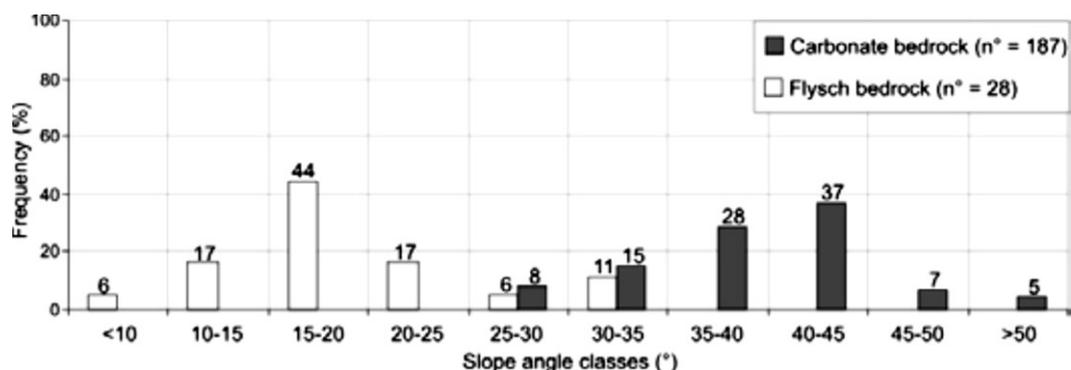


Figura 3: distribuzione delle pendenze di versanti interessati da colate rapide su rocce carbonatiche e su flysch (Picarelli et al., 2008)

Attraverso questo studio, gli Autori hanno osservato che le macro-zone B, C e F sono quelle più suscettibili. Per questo motivo essi hanno raffinato la zonazione in queste macro-zone considerando 12 sottoclassi (macro-aree), 10 per la macro-zona F, 1 per la macro-zona B e 1 per la macro-zona C (Figura 4).

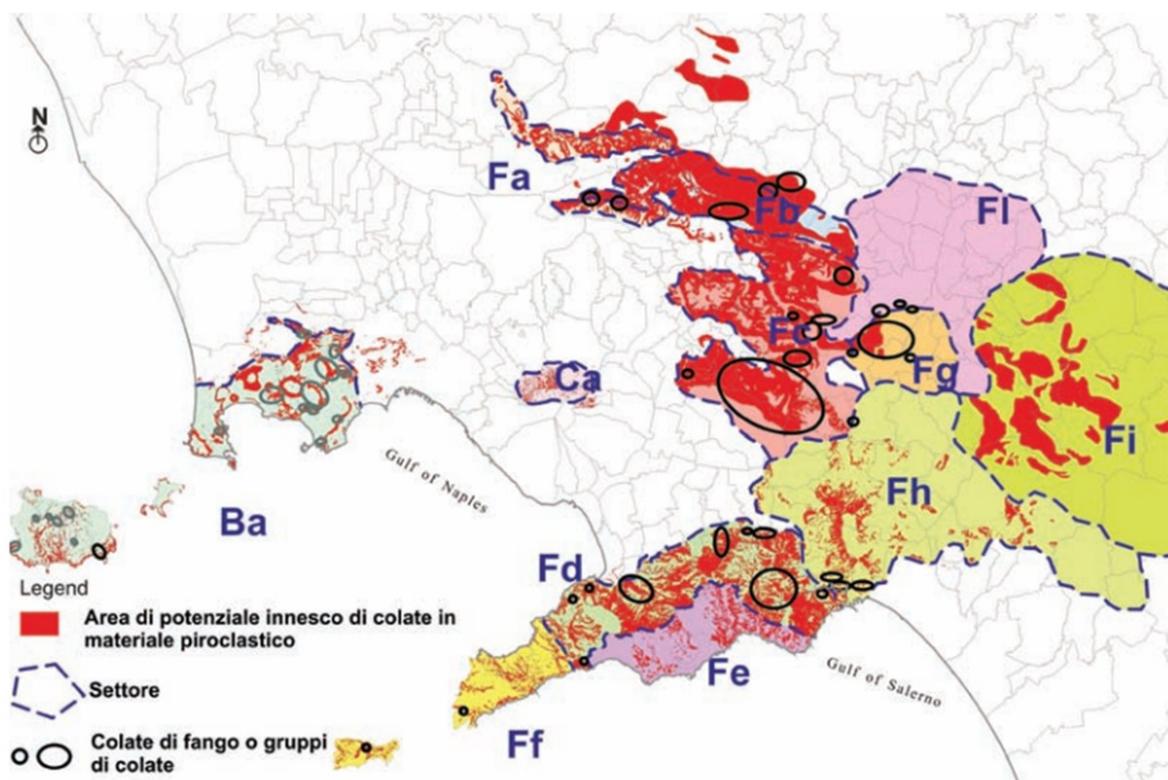


Figura 4: macro-aree per le macro-zone B, C, F (modificata da Picarelli et al., 2008)

- *Ba*, Area Flegrea: coltri piroclastiche con spessori non superiori a 2-3 m (si sono verificati alcuni eventi di frana);
- *Fa*, Monti di Caserta e versante meridionale dei Monti di Avella: coltri piroclastiche (ceneri alterate e pomici) con spessori inferiori a 1 m poste su formazioni calcaree (si sono verificati solo pochi piccoli eventi di frana);

- *Fb*, Monti di Avella, Roccarainola e Cervinara: coltri piroclastiche con spessori fino a 4 m poste su formazioni rocciose fratturate (si sono verificati importanti eventi di frana);
- *Fc*, Monti di Pizzo d'Alvano, Monteforte e Mugnano: coltri piroclastiche con spessori fino a 7 m poste su roccia fratturata (si sono verificati importanti eventi di frana);
- *Fd*, Versante Nord dei Monti Lattari: coltri piroclastiche con spessori di circa 2 m poste su formazioni calcaree fratturate (si sono verificati importanti eventi di frana);
- *Fe*, Versante Sud dei Monti Lattari: coltri piroclastiche con spessori di circa 1 m poste su formazioni calcaree fratturate (si sono verificati solo pochi piccoli eventi di frana);
- *Ff*, Penisola Sorrentina e Capri: depositi sottili e discontinui di materiale piroclastico da caduta posti su formazioni rocciose permeabili (si sono verificati solo piccoli eventi di frana);
- *Fg*, Colline Irpine: coltri piroclastiche con spessori di circa 2 m poste su formazioni di flysch con pendenze di 15-25° (si sono verificati eventi di frana che hanno interessato volumi dell'ordine di 10,000 m³);
- *Fh*, Monti di Salerno: sottili depositi discontinui di materiale piroclastico su rocce carbonatiche fratturate (si sono verificati solo piccoli eventi di frana);
- *Fi*, Monti Picentini: depositi caratterizzati principalmente da materiale piroclastico con elevata componente di argilla e spessori fino a 2 m (si sono verificati raramente solo piccoli eventi di frana);
- *Fl*, Settore nord-orientale delle colline dell'Irpinia: coltri piroclastiche molto sottili (spessore di circa 0.5 m) (si sono verificati solo piccoli eventi di frana).

In riferimento alle macro-aree riportate in Figura 4, una revisione dei principali lavori di letteratura ha consentito di riconoscere le sequenze stratigrafiche tipo e le principali proprietà meccaniche e idrauliche caratteristiche dei diversi contesti geomorfologici (Picarelli e Vinale, 2007). L'omogeneità dei terreni appartenenti ad uno stesso litotipo rende possibile infatti estendere le determinazioni sperimentali, effettuate anche su un numero ridotto di campioni provenienti da uno specifico sito, a terreni analoghi presenti nella macro-area in esame.

Avvalendosi della classificazione proposta da Picarelli e Vinale (2007), le diverse macro-aree sono state aggregate in aree omogenee dal punto di vista geotecnico:

- I. Monti di Avella Settentrionali e Monti del Partenio (macro-area *Fb*);
- II. Monti di Avella Meridionali, Pizzo d'Alvano, Monti di Lauro (macro-area *Fc*);
- III. Penisola Sorrentina - Monti Lattari (macro-aree *Fd*, *Fe*, *Ff*)

Per le tre aree omogenee individuate, in Tabella 1 sono sintetizzate le sequenze stratigrafiche più ricorrenti e, se disponibili, alcune proprietà fisico-meccaniche quali il peso dell'unità di volume (γ) o il peso secco dell'unità di volume (γ_d); la permeabilità satura (k_{ws}); il valore di suzione d'ingresso d'aria (u_a-u_w); il contenuto d'acqua saturo (θ_s) e il contenuto d'acqua residuo (θ_r); la coesione (c') e l'angolo d'attrito (ϕ') in condizioni di completa saturazione.

Tabella 1: principali caratteristiche delle coltri piroclastiche (da Picarelli e Vinale, 2007)²

I. Monti di Avella Settentrionali e Monti del Partenio (macro-area Fb)

Terreno	Spessori				Proprietà fisico-meccaniche								
	Baiano (m)	Cervinara (m)	S. Felice (m)	Forchia (m)	γ (kN/m ³)	k_{sat} (m/s)	$(u_a-u_w)_b$ (kPa)	λ	θ_r	θ_s	c' (kPa)	ϕ' (°)	$c=f(u_a-u_w)$
terreno vegetale	0,1±1	0,5±0,8	0,7±1,5	0,3	14	-	-	-	-	-	2	33	-
pomici grosse	0,7±1,4	0,3	-	-	10	-	-	-	-	-	-	-	-
cineriti	0,5±2,5	0,5±1	1,5±1,8	-	13	$5 \cdot 10^{-6} \pm 1 \cdot 10^{-7}$	3	0,42	0,1	0,7	0	36±38	x*
cineriti con pomici	-	-	-	2	14	-	-	-	-	-	0	35	-
pomici fini	0±0,6	0,3	0,2±0,7	-	11	-	-	-	-	-	-	-	-
cineriti argillificate	0,2±0,3	0,3±0,5	0,5±1,8	0±0,4	15	$1 \cdot 10^{-7} \pm 1 \cdot 10^{-8}$	-	-	-	-	2	32	-

* sito di Cervinara (Olivares, 2001)

II. Monti di Avella Meridionali, Pizzo D'Alvano, Monti di Lauro (macro-area Fc)

Terreno	Spessori		Proprietà fisico-meccaniche								
	Monteforte Irpino (m)	Lauro (m)	γ (kN/m ³)	k_{sat} (m/s)	$(u_a-u_w)_b$ (kPa)	λ	θ_r	θ_s	c' (kPa)	ϕ' (°)	$c=f(u_a-u_w)$
terreno vegetale	0,5±1,5	0,5	12	$2 \pm 3 \cdot 10^{-6}$	7,7*	0,68*	0,14*	0,60*	0	33±37	-
pomici grosse	0±0,3	0±0,8	9	-	-	-	-	-	-	-	-
cineriti	1±1,8	0,8 /	12	$5 \cdot 10^{-6} \pm 7 \cdot 10^{-7}$	8,3*	0,49*	0,16*	0,66*	0	33±37	x
cineriti con pomici	-		0,5±1,2	14	-	-	-	-	-	0	35
pomici fini	0,3±1	0±1	11	-	-	-	-	-	-	-	-
ceneriti pedogenizzate	0,2±0,5	-	13	$3 \cdot 10^{-7}$	12,5*	0,64*	0,20*	0,70*	0*	40*	-
sabbia vulcanica	0±0,2	-	12	-	-	-	-	-	0*	40*	-
cineriti argillificate	0±0,3	-	16	$5 \cdot 10^{-8}$	11,1*	0,35*	0,10*	0,51*	0±5	32±37	-

* sito di Monteforte Irpino (Nicotera e Papa, 2007)

III. Penisola Sorrentina - Monti Lattari (macro-aree Fd, Fe, Ff)

Terreno	Spessori (m)	Proprietà fisico-meccaniche								
		γ_d (kN/m ³)	k_{sat} (m/s)	$(u_a-u_w)_b$ (kPa)	λ	θ_r	θ_s	c' (kPa)	ϕ' (°)	$c=f(u_a-u_w)$
terreno vegetale	1,5±2	7±10	-	-	-	-	-	0±5	38±45	-
pomici	0,4±0,8	4±5	-	-	-	-	-	-	-	-
cineriti	0,1±0,3	8±10	$5 \cdot 10^{-7}$	10,8	0,36	0,19	0,67	0±2	36	-

² I principali riferimenti di letteratura per le tre aree omogenee individuate sono: Area I - Damiano e Olivares (2010); Olivares (2001); Olivares e Picarelli (2001); Olivares et al., 2003; Picarelli et al., (2006); Area II - Bilotta e Foresta (2002); Nicotera e Papa (2007); Nicotera et al., (2010); Papa (2007); Area III: Calcaterra et al., (2003); Pagano et al., (2010).

Accanto ad una spedita attività di caratterizzazione di laboratorio, negli ultimi anni sono stati allestiti dei campi sperimentali in sito allo scopo di monitorare ed interpretare il comportamento idrologico di alcuni versanti tipo della Campania. Di seguito sono mostrate le evoluzioni di suzione registrate nei campi sperimentali di Cervinara (Olivares et al., 2003; Comegna et al., 2012; Damiano et al., 2012) (Figura 5), Monteforte Irpino (Pirone et al., 2012, 2015a,b) (Figura 6) e Sarno (Cascini et al., 2012) (Figura 7).

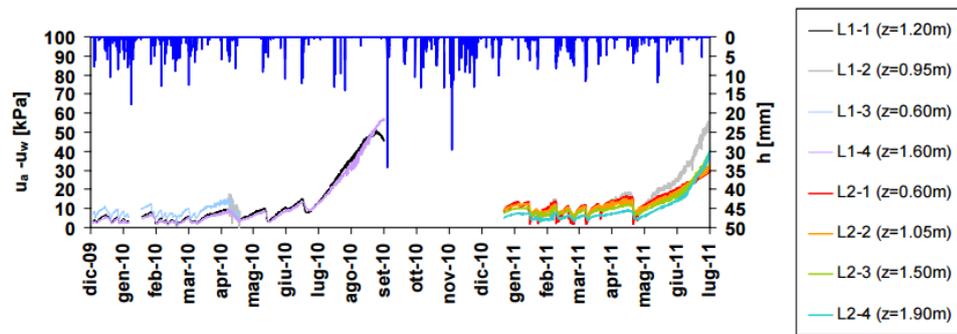


Figura 5: misure di suzione ($u_a - u_w$) e di precipitazione giornaliera (h) registrate a Cervinara (da Comegna et al., 2012)

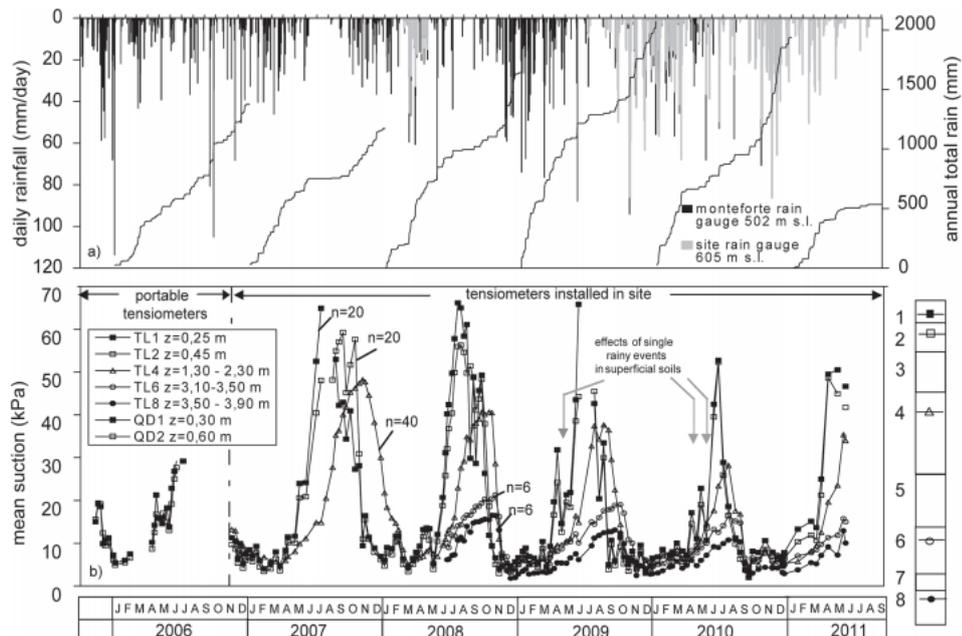


Figura 6: misure di suzione e di precipitazione giornaliera registrate a Monteforte Irpino (da Pirone et al., 2012)

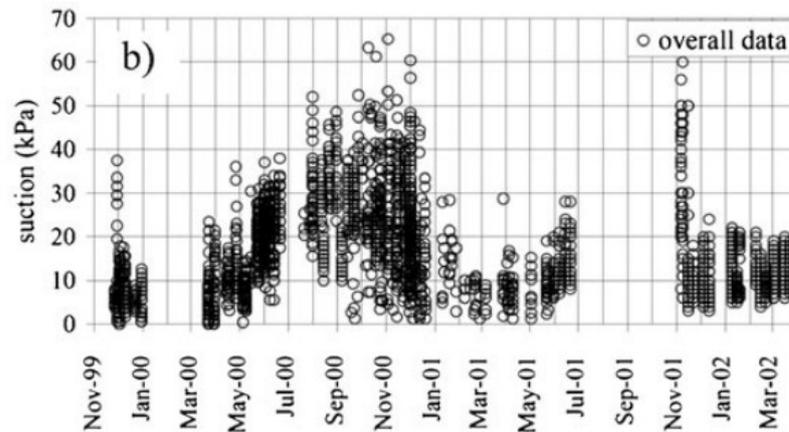


Figura 7: misure di suzione registrate sui versanti del Pizzo d'Alvano (da Cascini et al., 2013)

Le attività di monitoraggio di sito consentono di ricavare dei valori tipici di suzione durante l'anno idrologico. In particolare, è chiaro come nei diversi contesti i valori più bassi di suzione si registrino nel periodo compreso tra la fine dell'autunno e l'inizio della primavera. È lecito quindi aspettarsi una maggiore ricorrenza di eventi in questi mesi.

1.2 Catalogo degli eventi di frana occorsi in Campania

Un altro ingrediente molto importante per la realizzazione di un modello previsionale su scala territoriale è rappresentato dal catalogo degli eventi di frana. Tale catalogo consente, da un lato, di comprendere quali contesti geomorfologici sono più suscettibili e, dall'altro, di esaminare la ricorrenza degli eventi.

In Tabella 2 sono elencati gli eventi di frana che hanno interessato la Campania negli ultimi 60 anni. Tali eventi sono stati collocati nei contesti geomorfologici in cui si sono verificati, attraverso l'utilizzo delle macro-aree illustrate nel paragrafo precedente.

Tabella 2: catalogo degli eventi di frana che hanno interessato la Campania negli ultimi 60 anni

Evento	Data	Macroarea	Evento	Data	Macroarea
Ischia	10/11/2009	Ba	Gragnano	21/01/1971	Fd
Ischia	30/04/2006	Ba	Gragnano	02/01/1971	Fd
Nocera Inferiore	04/03/2005	Fd	Sarno	09/01/1968	Fc
Bracigliano	26/12/2004	Fc	Vico Equense	23/11/1966	Fd
Cervinara	15/12/1999	Fb	Amalfi	07/10/1963	Fe
Monteforte Irpino	05/05/1998	Fc	Cava de' Tirreni	07/10/1963	Fd
Quindici	05/05/1998	Fc	Salerno	07/10/1963	Fh
S. Felice a Cancelli	05/05/1998	Fb	Sarno	21/02/1963	Fc
Sarno	05/05/1998	Fc	Castellamare	17/02/1963	Fd
Castellamare	10/01/1997	Fd	Gragnano	17/02/1963	Fd
Gragnano	10/01/1997	Fd	Pimonte	17/02/1963	Fd
Pagani	10/01/1997	Fd	Nocera	08/12/1960	Fc
Bracigliano	03/10/1992	Fc	Salerno	25/10/1954	Fh
Castellamare	23/11/1991	Fd	Minori	25/10/1954	Fe
Tramonti	07/01/1988	Fd	Vietri	25/10/1954	Fh
Palma Campania	22/02/1986	Fc	Cava de' Tirreni	25/10/1954	Fd
Massa Lubrense	16/02/1973	Ff	Nocera	25/10/1954	Fc
Nocera	06/03/1972	Fd			

Gli eventi di frana riportati nel catalogo sono 35. In particolare, le aree più suscettibili risultano la macro-area Fc e la macro-area Fd, caratterizzate rispettivamente da 10 e 15 eventi (Figura 8). Analizzando la distribuzione temporale degli eventi di frana su queste due aree (eliminando per ciascun evento le eventuali ripetizioni), in Tabella 3 si osserva che in entrambi i casi la maggior parte degli eventi si è verificata nei mesi invernali (dicembre-gennaio-febbraio). La macro-area Fd è stata interessata a più riprese da eventi, anche durante i mesi autunnali (ottobre e novembre). In entrambi i casi, non sono stati registrati eventi durante la stagione estiva (giugno-luglio-agosto).

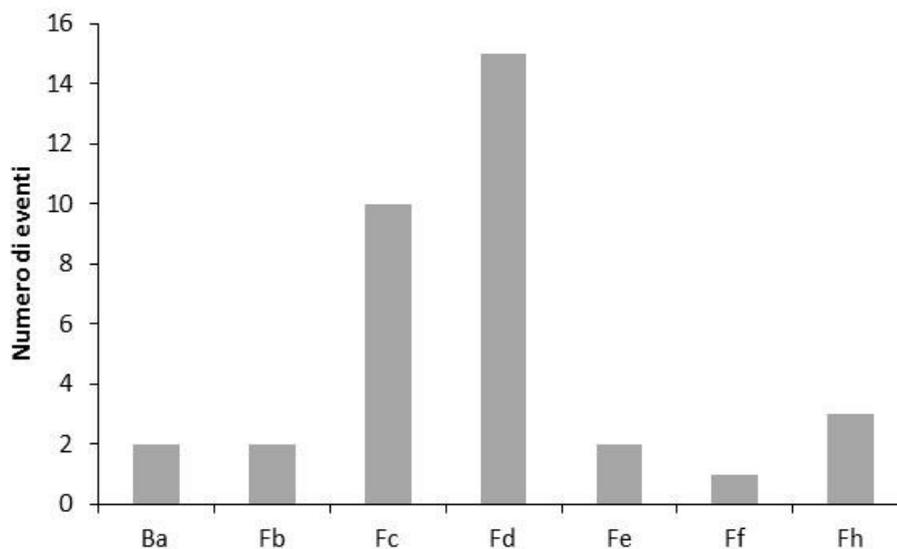


Figura 8: frequenza degli eventi di frana nelle macro-aree

Tabella 3: distribuzione temporale degli eventi di frana occorsi nelle macro-aree Fc e Fd

Macro-Area	Set-Ott-Nov	Dic-Gen-Feb	Mar-Apr-Mag	Giu-Lug-Ago
Fc	2	5	1	0
Fd	4	5	2	0

1.3 Rete di monitoraggio pluviometrica installata in regione

Il monitoraggio delle precipitazioni in Campania è un servizio che compete al Centro Funzionale della Regione Campania. L'ente, che prende a pieno l'eredità del Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale (SIMN), dispone sul territorio campano di 136 stazioni periferiche di monitoraggio, di cui 112 sensori pluviometrici, che tramite i poligoni di Thiesen riescono a ricoprire tutto il territorio regionale. Il Centro Funzionale provvede alla misurazione e all'archiviazione di dati relativi al monitoraggio delle condizioni atmosferiche

su tutta la regione. Questi dati vengono resi pubblici tramite gli Annali in cui per ogni stazione di misura sono riportati i valori di pioggia giornalieri in mm.

Ad ogni Comune vengono associati da 1 a 5 pluviometri selezionati in funzione della distanza del Comune dai punti di misura ed in funzione di caratteristiche orografiche e topografiche dell'area. Per i Comuni caratterizzati da un solo pluviometro, viene riportato anche un eventuale pluviometro di riserva cui far riferimento in caso di mancato funzionamento del pluviometro principale.

In Tabella 4 sono riportate, per gli eventi di frana del catalogo (Tabella 2), le stazioni pluviometriche di riferimento (stabilite dal Centro Funzionale della Regione Campania).

Tabella 4: pluviometri di riferimento per ciascun evento di frana presente nel catalogo (dal Centro Funzionale della Regione Campania)

Evento	Data	Macroarea	Stazioni meteo di riferimento			
Ischia	10/11/2009	Ba	Monte Epomeo			
Ischia	30/04/2006	Ba	Monte Epomeo			
Nocera Inferiore	04/03/2005	Fd	S. Mauro	Tramonti	Corbara	Ponte Camerelle
Bracigliano	26/12/2004	Fc	Bracigliano (SIAP)	Cetronico	Piano di Prato	Quindici (SIAP)
Cervinara	15/12/1999	Fb	Cervinara	Rotondi	S. Martino Valle Caudina	
Monteforte Irpino	05/05/1998	Fc	Monteforte Irpino	Mercogliano	Avellino Genio Civile	Visciano
Quindici	05/05/1998	Fc	Quindici (SIAP)	Piano di Prato	Quindici	Torriello
S. Felice a Cancelli	05/05/1998	Fb	S. Felice a Cancelli	Arienzo		
Sarno	05/05/1998	Fc	Sarno	Piano di Prato	Sarno (SIAP)	S. Mauro
Castellamare	10/01/1997	Fd	Pimonte	Lettere	Pompei	Gragnano
Gragnano	10/01/1997	Fd	Gragnano	Lettere	Pimonte	Ravello
Pagani	10/01/1997	Fd	S. Mauro	Corbara		
Bracigliano	03/10/1992	Fc	Bracigliano (SIAP)	Cetronico	Piano di Prato	Quindici (SIAP)
Castellamare	23/11/1991	Fd	Pimonte	Lettere	Pompei	Gragnano
Tramonti	07/01/1988	Fd	Tramonti	Corbara	Maiori	Ravello
Palma Campania	22/02/1986	Fc	Sarno (SIAP)	Ottaviano	Visciano	Palma Campania
Massa Lubrense	16/02/1973	Ff	Massa Lubrense - 1	Massa Lubrense - 2	Sorrento	
Nocera	06/03/1972	Fd	Ponte Camerelle	S. Mauro	Tramonti-1	Tramonti-2
Gragnano	21/01/1971	Fd	Gragnano	Lettere	Pimonte	Ravello
Gragnano	02/01/1971	Fd	Gragnano	Lettere	Pimonte	Ravello
Sarno	09/01/1968	Fc	Sarno	Piano di Prato	Sarno (SIAP)	S. Mauro
Vico Equense	23/11/1966	Fd	Pimonte	Sorrento		
Amalfi	07/10/1963	Fe	Amalfi	Ravello	Agerola	
Cava de' Tirreni	07/10/1963	Fd	Cava de' Tirreni	Ponte Camerelle	Pellezzano	Tramonti
Salerno	07/10/1963	Fh	Salerno Giovi	Pontecagnano	Salerno Genio Civile	Cologna
Sarno	21/02/1963	Fc	Sarno	Piano di Prato	Sarno (SIAP)	S. Mauro
Castellamare	17/02/1963	Fd	Pimonte	Lettere	Pompei	Gragnano
Gragnano	17/02/1963	Fd	Gragnano	Lettere	Pimonte	Ravello
Pimonte	17/02/1963	Fd	Pimonte	Gragnano	Agerola	
Nocera	08/12/1960	Fc	Ponte Camerelle	S. Mauro	Tramonti	
Salerno	25/10/1954	Fh	Salerno Giovi	Pontecagnano	Salerno Genio Civile	Cologna
Minori	25/10/1954	Fe	Ravello	Maiori		
Vietri	25/10/1954	Fh	Cetara	Salerno Genio Civile	Cava de' Tirreni	
Cava de' Tirreni	25/10/1954	Fd	Cava de' Tirreni	Ponte Camerelle	Pellezzano	Tramonti
Nocera	25/10/1954	Fc	Ponte Camerelle	S. Mauro	Tramonti	

Attraverso le registrazioni pluviometriche raccolte negli Annali e consultabili sul sito del Centro Funzionale della Regione Campania (dal 1918 al 1999 consultabili in formato pdf e dal 2000 al 2014 scaricabili come Excel), è possibile associare, a ciascun evento di frana, sia le precipitazioni di innesco (su 1, 2 e 3 giorni), sia le precipitazioni antecedenti (su 1, 2 e 4 mesi). I dati raccolti sono riportati in Tabella 5 e Tabella 6.

Tabella 5: precipitazione di innesco (1, 2, 3 giorni)

Evento	Data	Macroarea	Valori meteo registrati (mm di pioggia in ore)												
			P24	P48	P72	P24	P48	P72	P24	P48	P72	P24	P48	P72	
Ischia	10/11/2009	Ba	44	65.8	85.6										
Ischia	30/04/2006	Ba	32.8	38.4	42.4										
Nocera Inferiore	04/03/2005	Fd	53.8	53.8	53.8	183	183	183	113.2	113.2	113.2	107	107	107	
Bracigliano	26/12/2004	Fc	ND	ND	ND	111	112	112	106	111.2	111.2	106	108	108	
Cervinara	15/12/1999	Fb	ND	ND	ND	ND	ND	ND	247.8	321.2	321.2				
Monteforte Irpino	05/05/1998	Fc	ND	ND	ND	ND	ND	ND	35	57	59.8	ND	ND	ND	
Quindici	05/05/1998	Fc	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	
S. Felice a Cancelli	05/05/1998	Fb	ND	ND	ND	ND	ND	ND							
Sarno	05/05/1998	Fc	43.4	80.2	94.4	ND	ND	ND	ND	ND	ND	44.4	94.6	102	
Castellamare	10/01/1997	Fd	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	62.4	164	178	
Gragnano	10/01/1997	Fd	62.4	164	178	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	
Pagani	10/01/1997	Fd	35.8	118	124	ND	ND	ND							
Bracigliano	03/10/1992	Fc	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	
Castellamare	23/11/1991	Fd	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND				
Tramonti	07/01/1988	Fd	0	25	25	ND	ND	ND	ND	ND	ND	31	31	31	
Palma Campania	22/02/1986	Fc	2.4	31	32.4	ND	ND	ND	ND	ND	ND	18	45	60	
Massa Lubrense	16/02/1973	Ff	12.4	46.4	74.4	35	74	107	ND	ND	ND				
Nocera	06/03/1972	Fd	ND	ND	ND	ND	ND	ND	210	270	270	55	95	95	
Gragnano	21/01/1971	Fd	196	202	204	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	
Gragnano	02/01/1971	Fd	105	126	133	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	
Sarno	09/01/1968	Fc	22.4	24.8	25	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	
Vico Equense	23/11/1966	Fd	ND	ND	ND	ND	ND	ND							
Amalfi	07/10/1963	Fe	179	194	207	ND	ND	ND	139	173	176				
Cava de' Tirreni	07/10/1963	Fd	148	157	163	ND	ND	ND	86.6	86.6	87.1	85	92	108	
Salerno	07/10/1963	Fh	120	122	123	40.4	92.8	104	ND	ND	ND	ND	ND	ND	
Sarno	21/02/1963	Fc	8.2	15.5	32.9	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	
Castellamare	17/02/1963	Fd	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	37.5	215	276	
Gragnano	17/02/1963	Fd	37.5	215	276	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	
Pimonte	17/02/1963	Fd	ND	ND	ND	37.5	215	276	19	94.4	149				
Nocera	08/12/1960	Fc	ND	ND	ND	ND	ND	ND	25	148	233				
Salerno	25/10/1954	Fh	ND	ND	ND	60	60	60	504	504	504	ND	ND	ND	
Minori	25/10/1954	Fe	141	141	141	ND	ND	ND							
Vietri	25/10/1954	Fh	ND	ND	ND	504	504	504	ND	ND	ND				
Cava de' Tirreni	25/10/1954	Fd	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	
Nocera	25/10/1954	Fc	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND				

Tabella 6: precipitazioni antecedenti (1, 2, 4 mesi)

Evento	Data	Macroarea	Pregresso (mm di pioggia in mesi)												
			P1	P2	P4	P1	P2	P4	P1	P2	P4	P1	P2	P4	
Ischia	10/11/2009	Ba	153	311	312										
Ischia	30/04/2006	Ba	43,4	94,8	166										
Nocera Inferiore	04/03/2005	Fd	139	238	666	219	409	868	190	315	847	193	347	813	
Bracigliano	26/12/2004	Fc	ND	ND	ND	172	284	511	106	111	111	177	295	492	
Cervinara	15/12/1999	Fb	ND	ND	ND	ND	ND	ND	296	456	598				
Monteforte Irpino	05/05/1998	Fc	ND	ND	ND	ND	ND	ND	82,4	119	208	ND	ND	ND	
Quindici	05/05/1998	Fc	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	
S. Felice a Cancellò	05/05/1998	Fb	ND	ND	ND	ND	ND	ND							
Sarno	05/05/1998	Fc	191	250	372	ND	ND	ND	ND	ND	ND	177	222	330	
Castellamare	10/01/1997	Fd	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	
Gragnano	10/01/1997	Fd	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	
Pagani	10/01/1997	Fd	ND	ND	ND	ND	ND	ND							
Bracigliano	03/10/1992	Fc	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	
Castellamare	23/11/1991	Fd	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND				
Tramonti	07/01/1988	Fd	100	723	840	ND	ND	ND	ND	ND	ND	27,4	228	381	
Palma Campania	22/02/1986	Fc	257	437	875	ND	ND	ND	ND	ND	ND	310	475	1056	
Massa Lubrense	16/02/1973	Ff	215	624	725	198	367	467	ND	ND	ND				
Nocera	06/03/1972	Fd	ND	ND	ND	ND	ND	ND	374	601	1303	306	568	1042	
Gragnano	21/01/1971	Fd	568	577	844	ND	ND	ND							
Gragnano	02/01/1971	Fd	327	467	611	ND	ND	ND							
Sarno	09/01/1968	Fc	156	195	269	ND	ND	ND							
Vico Equense	23/11/1966	Fd	ND	ND	ND	ND	ND	ND							
Amalfi	07/10/1963	Fe	217	280	343	ND	ND	ND	276	317	353				
Cava de' Tirreni	07/10/1963	Fd	315	370	481	ND	ND	ND	232	252	301	199	236	313	
Salerno	07/10/1963	Fh	172	221	309	199	265	348	ND	ND	ND	ND	ND	ND	
Sarno	21/02/1963	Fc	136	286	604	ND	ND	ND							
Castellamare	17/02/1963	Fd	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	494	813	1359	
Gragnano	17/02/1963	Fd	494	813	1359	ND	ND	ND							
Pimonte	17/02/1963	Fd	ND	ND	ND	494	813	1359	330	671	1151				
Nocera	08/12/1960	Fc	ND	ND	ND	ND	ND	ND	441	683	902				
Salerno	25/10/1954	Fh	ND	ND	ND	61	68	111	21,7	44,5	88,9	ND	ND	ND	
Minori	25/10/1954	Fe	26	38,4	64,5	ND	ND	ND							
Vietri	25/10/1954	Fh	ND	ND	ND	21,7	44,5	88,9	ND	ND	ND				
Cava de' Tirreni	25/10/1954	Fd	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	
Nocera	25/10/1954	Fc	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND				

Con riferimento alle macro-aree più suscettibili (Fc e Fd), in Tabella 7 sono sintetizzate le caratteristiche medie delle precipitazioni che hanno indotto eventi di frana.

Tabella 7: caratteristiche medie delle precipitazioni che hanno indotto eventi di frana nelle macro-aree Fc e Fd

Macro-Area	P1	P2	P3	P1 _{MESE}	P2 _{MESE}	P4 _{MESE}
Fc	60	84	96	197	303	519
Fd	90	148	165	301	510	899

1.4 Modelli previsionali per l'innescò di fenomeni di colata rapida

I modelli previsionali devono mediare due ordini di esigenze contrastanti: da un lato, essi devono fornire previsioni in modo rapido (modelli semplificati) in modo da ridurre l'entità di beni mobili e/o di persone esposte al rischio, e, dall'altro, devono fornire previsioni accurate (modelli sofisticati) in modo da minimizzare il numero di falsi e/o mancati allarmi. Si tratta di esigenze contrastanti in quanto la crescita dei livelli di accuratezza richiede solitamente l'introduzione di più variabili fisiche (quindi meno semplificazioni) capaci di interpretare l'evento.

I modelli previsionali generalmente si distinguono in:

- I. modelli empirici: mirano all'interpretazione dei fenomeni di frana attraverso lo studio, su base statistica, degli eventi passati e delle condizioni meteorologiche che li hanno scatenati (modello semplice e rapido, poca accuratezza);
- II. modelli fisicamente basati: mirano all'interpretazione dei fenomeni di frana attraverso lo studio di (quasi) tutti i fattori che li determinano, definendoli nello spazio e nel tempo (modello complesso, maggiore accuratezza).

1.4.1 Modelli empirici

I modelli empirici tentano di identificare diverse caratteristiche in termini di precipitazione (ad esempio intensità e durata della pioggia di innescò) per i quali, in un determinato contesto geomorfologico, un evento potrebbe avvenire.

La maggior parte di essi si basano sulla relazione Intensità-Durata (I-D) proposta da Caine (1980). In Figura 9, sono riportate alcune delle soglie I-D sviluppate per diversi tipi di terreni, compresi quelli piroclastici (Caine 1980; Calcaterra et al. 2000; Crosta et al. 2001; Guadagno et al. 1991; Guzzetti et al. 2005).

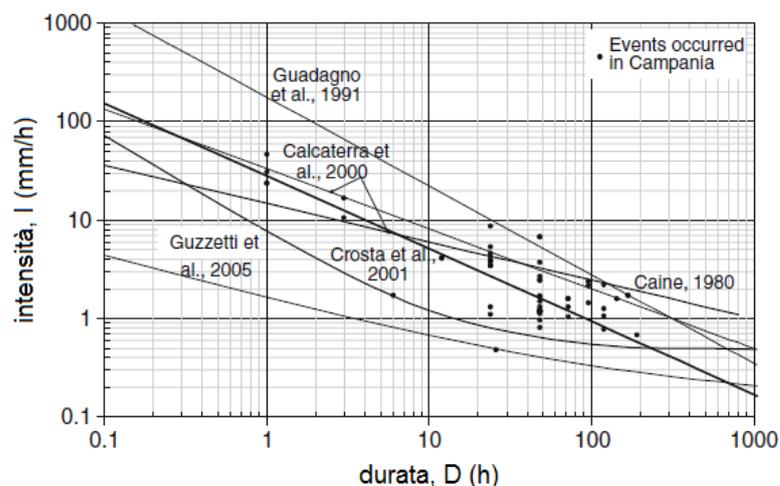


Figura 9: soglie I-D per la previsione di frane meteo-indotte (i punti rappresentano alcuni eventi di frana raccolti da Evangelista et al. (2007) per i terreni piroclastici della Campania)

Un'altra famiglia di modelli empirici è quella che associa la precipitazione di innesco al cumulo delle precipitazioni antecedenti. Questa tipologia di modelli risulta particolarmente pertinente per il caso delle coltri piroclastiche della Campania (Rossi e Chirico, 1998; De Vita e Piscopo, 2002) (Figura 10). Esse infatti sono capaci di immagazzinare un elevato volume d'acqua precipitato a causa sia della loro elevata porosità sia delle proprietà mineralogiche del materiale.

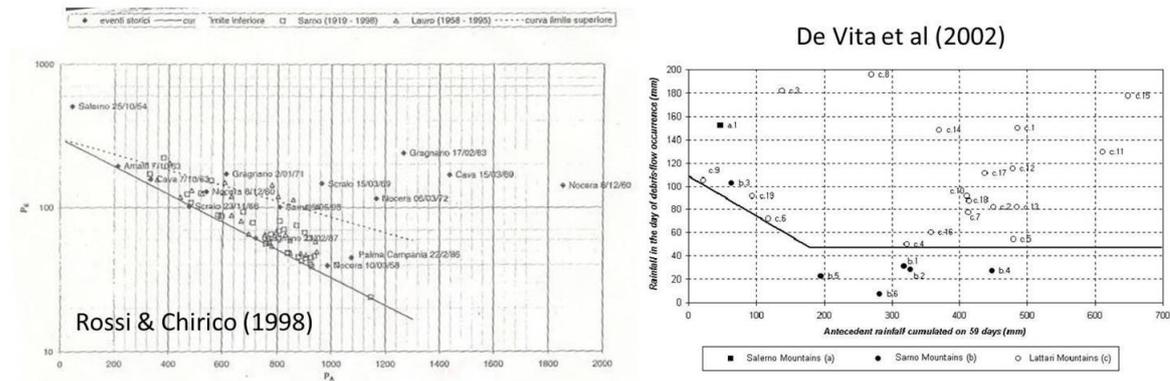


Figura 10: esempi di modelli “precipitazione d’innesco-precipitazioni cumulate antecedenti” (da Rossi e Chirico, 1998; De Vita e Piscopo, 2002)

Vale la pena ricordare che modelli empirici come quelli introdotti individuano già di per sé una soglia che separa l’area di potenziale instabilità dall’area di sicurezza.

1.4.2 Modelli fisicamente basati

I modelli fisicamente basati si fondano sulla risoluzione di modelli matematici, capaci di trasformare variabili atmosferiche in variabili idrologiche del terreno (suzione e contenuto d’acqua), e su schemi più o meno semplificati (come quello di pendio indefinito) per la valutazione delle condizioni di stabilità (Figura 11). Si tratta di modelli più accurati in quanto considerano alcuni o tutti i processi fisici coinvolti nel problema (forzanti atmosferiche, caratteristiche geomorfologiche del versante, proprietà idrauliche e proprietà meccaniche dello strato). Tuttavia, la crescita di accuratezza implica una riduzione di semplicità.

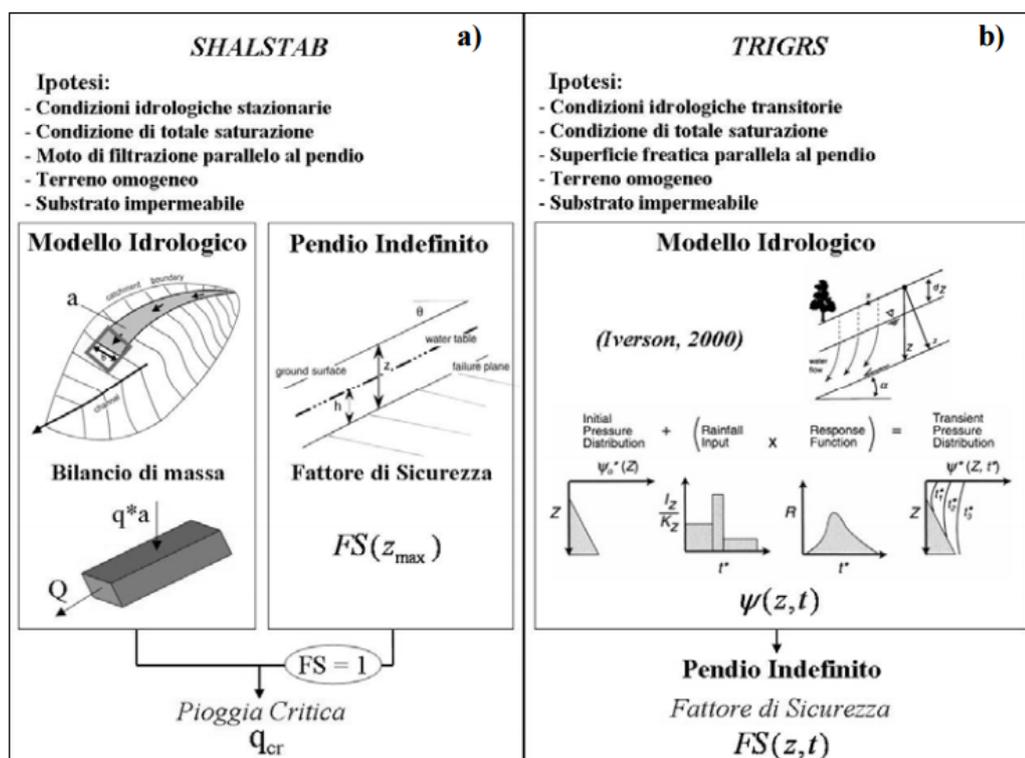


Figura 11: schema sintetico di alcuni modelli fisicamente basati presenti in letteratura: a) SHALSTAB e b) TRIGRS (da Sorbino et al., 2006)³

1.5 Confronto tra un modello empirico ed un modello fisicamente basato per l'interpretazione di un caso-studio reale: frana di Nocera Inferiore (macro-area Fd)

Nocera Inferiore è un comune della Campania situato ai piedi dei Monti Lattari. I suoi pendii sono ricoperti da depositi di materiale piroclastico prodotto dalle diverse eruzioni del Somma-Vesuvio occorse durante gli ultimi 10,000 anni. Seguendo la classificazione in macro-aree proposta da Picarelli et al., (2008), i Monti Lattari ricadono nelle macro-aree Fd (settore nord del versante) e Fe (settore sud del versante). In particolare, il settore nord⁴ è caratterizzato dalla presenza di coltri piroclastiche con spessori che raramente eccedono i 2 m mentre il settore sud⁵ è caratterizzato dalla presenza di coltri con spessori minori di 1 m. In entrambi i casi, le coltri poggiano su una formazione di base rocciosa altamente fratturata.

Dal 1960, l'area di Nocera è stata interessata da diversi eventi di frana (Tabella 8) che hanno prodotto enormi danni economici e talvolta anche morti. Questi eventi si sono verificati nei mesi più umidi dell'anno (da novembre a marzo).

³ Tra i modelli presenti in letteratura annoveriamo, tra gli altri, quelli deterministici denominati SHALSTAB (Montgomery e Dietrich, 1994) e TRIGRS (Baum et al., 2002).

⁴ Negli ultimi anni l'area è stata coinvolta in diversi eventi di colata

⁵ Negli ultimi anni l'area è stata coinvolta solo in piccoli fenomeni di colata

Tabella 8: lista degli eventi di frana occorsi nell'area di Nocera dal 1960

data	precipitazione giornaliera d'innescò (mm)
08/12/1960	87.1
04/11/1961	111.2
06/03/1972	77
10/01/1997	110
04/03/2005	205.6

L'area è stata monitorata nel corso degli anni attraverso due pluviometri. Il primo, installato a circa 3 km dall'area maggiormente colpita da eventi di frana, ha fornito misure giornaliere di precipitazioni dal 1950 al 1999 (in questo periodo sono incardinati gli eventi del 1960, 1961, 1972 e 1997). A seguito dell'evento del 1997, è stato installato un secondo pluviometro con frequenza di acquisizione oraria. Questo pluviometro rappresenta il riferimento per l'evento del 4 marzo 2005⁶ (Figura 12).

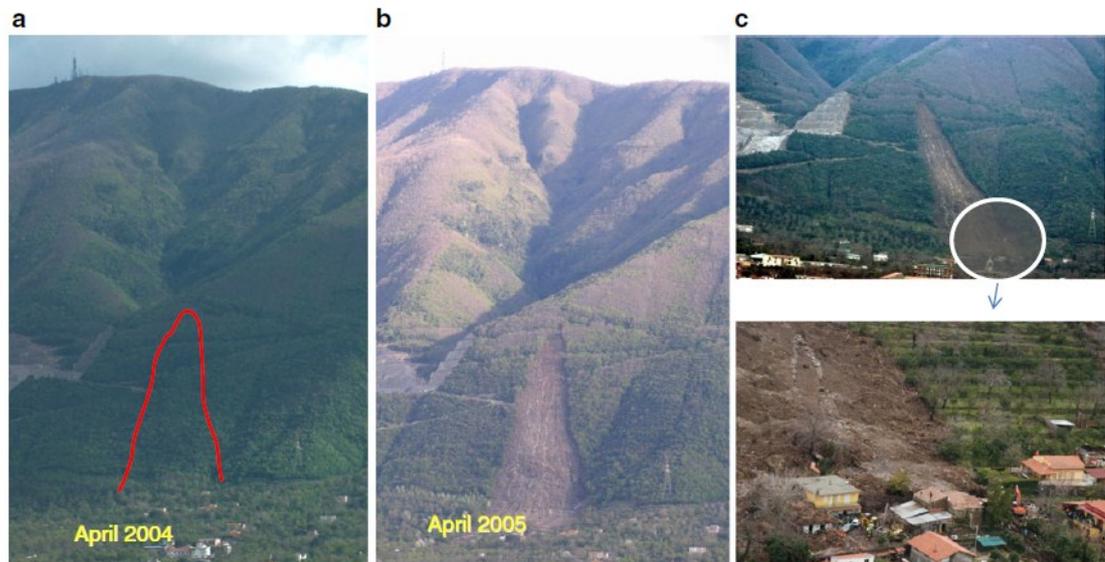


Figura 12: l'evento di colata rapida del 2005 che ha interessato Nocera Inferiore: (a) fotografia del versante 11 mesi prima dell'evento; (b) fotografia del versante 1 mese dopo l'evento; (c) danni indotti dall'evento

In Tabella 8, sono riportate le precipitazioni giornaliere per i cinque eventi di frana. Gli eventi del 1960 e del 1972 (rispettivamente 87.1 mm e 77 mm) sono caratterizzati dai più bassi valori di precipitazione; valori maggiori si sono osservati per gli eventi del 1961 e del 1997 (rispettivamente 111.2 mm e 110 mm); infine l'evento del 2005 è stato caratterizzato dalla più importante precipitazione di innescò (205 mm). Tuttavia, in questo caso, è noto

⁶ La frana del 4 marzo 2005 è la più documentata tra le frane occorse nell'area di Nocera. Essa ha interessato un'area di forma triangolare di 24,600 m², mobilitando un volume di terreno di 33,000 m³. La frana si è probabilmente innescata nella parte più alta del pendio (caratterizzata da inclinazione di circa 39°; De Riso et al., 2007) per poi propagarsi verso il basso. Il rapido movimento post-rottura ha provocato la morte di tre persone. A meno di 1 km dalla frana principale si sono verificate altre due frane di dimensioni minori. Al contrario, altri versanti con caratteristiche geomorfologiche simili, sono rimasti stabili, rivelando l'importanza dei fattori locali nella attivazione di una frana.

l'esatto istante nel quale si è verificato l'evento (ore 17); il cumulo di precipitazione giornaliera che si è registrato dalla mezzanotte del 4 marzo all'istante di frana è di circa 143 mm.

Per interpretare gli eventi occorsi a Nocera, De Vita e Piscopo (2002) hanno proposto un modello empirico basato sulla correlazione tra la precipitazione di innesco P1 e la precipitazione antecedente cumulata su due mesi P59 (Figura 13).

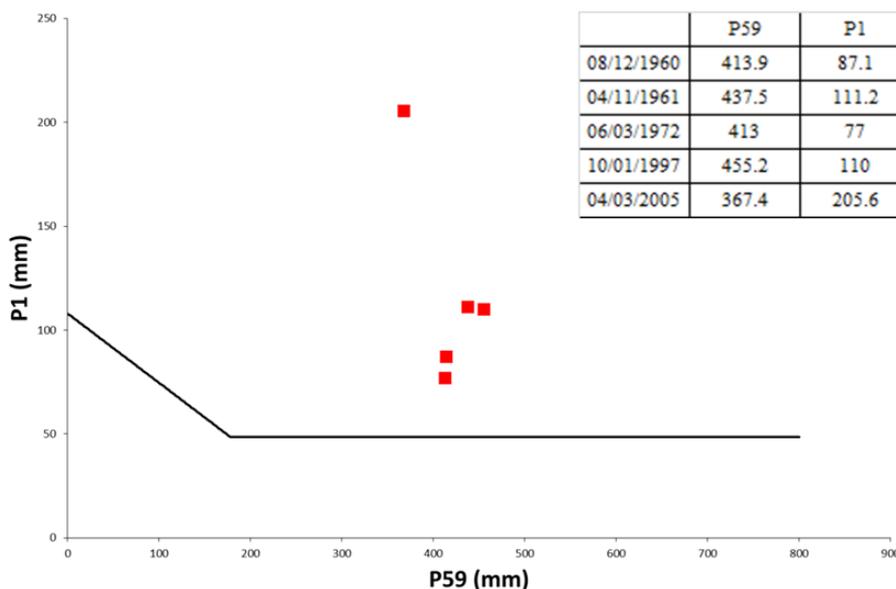


Figura 13: soglia di De Vita e Piscopo (2002)

Il modello di De Vita e Piscopo (2002) interpreta bene gli eventi realmente occorsi; tuttavia, esso è stato adottato nell'applicazione di Figura 13 considerando solo le storie di precipitazione che hanno indotto eventi realmente occorsi⁷, senza tener conto della possibilità che il modello possa restituire dei falsi allarmi, quindi degli eventi di precipitazione che benché superino la soglia non hanno determinato alcun evento di frana.

Al di quantificare il numero di eventuali falsi allarmi, il modello di De Vita e Piscopo (2002) è stato nuovamente adottato considerando non solo gli eventi che realmente hanno indotto fenomeni di frana, ma tutte le registrazioni di precipitazioni disponibili su un'ampia finestra temporale (1971-2008). In Figura 14, sono riportate le coppie di punti P1-P59 registrate dal 1971 al 2008 considerando solo i cosiddetti "wet days" (giorni caratterizzati da $P1 > 1$ mm). I quadrati rossi rappresentano gli eventi realmente occorsi. I punti grigi rappresentano i punti che si collocano nella "zona di sicurezza" mentre i punti azzurri rappresentano i "falsi allarmi".

Per 3053 eventi considerati, 111 eccedono la soglia e di questi solo 3 (06/03/1972, 10/01/1997, 04/03/2005) sono realmente occorsi. Il modello pertanto riesce a riprodurre "correttamente" un evento di frana con una probabilità del 2.7%. Questa applicazione dimostra come un'estrema semplificazione possa generare numerosi falsi allarmi.

⁷ Si evidenzia che tale modello è in grado di rimuovere i mancati allarmi

Per migliorare l'accuratezza è conveniente riferirsi quindi a modelli fisicamente basati. Un esempio di applicazione di un modello fisicamente basato è riportato in Pagano et al. (2010). Gli Autori, attraverso la risoluzione dell'equazione di Richards (1931) in condizioni di flusso 1D (il cui sviluppo teorico sarà oggetto dei prossimi Capitoli), hanno interpretato l'evento di frana del 4 marzo 2005 trasformando le registrazioni di precipitazioni orarie ottenute dal pluviometro installato dopo il 1997 in evoluzione di suzione all'interno della coltre (Figura 15).

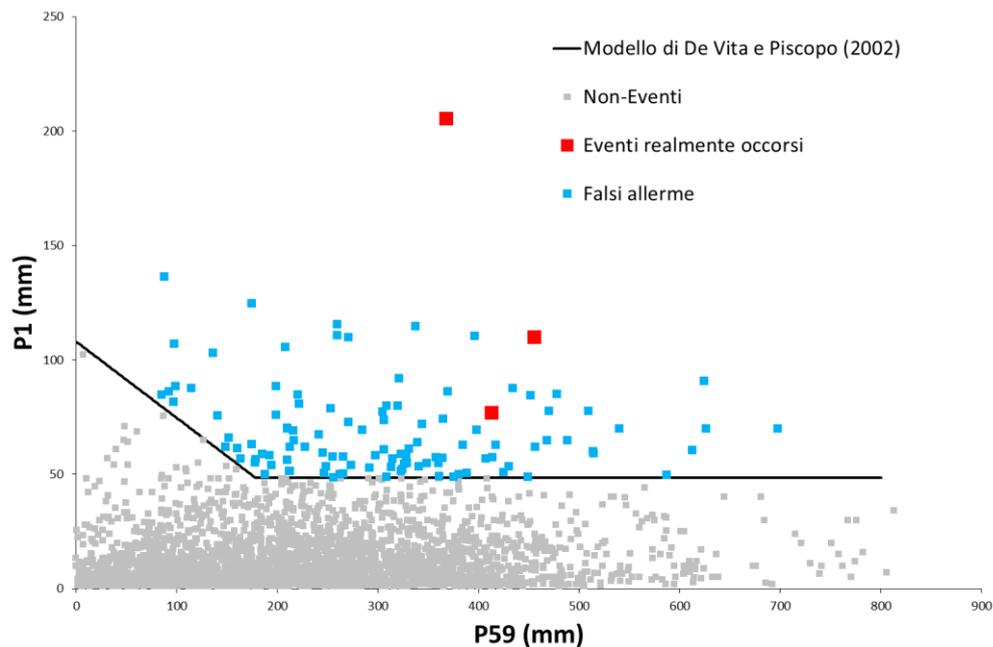


Figura 14: valutazione della pericolosità con il modello di De Vita e Piscopo (2002)

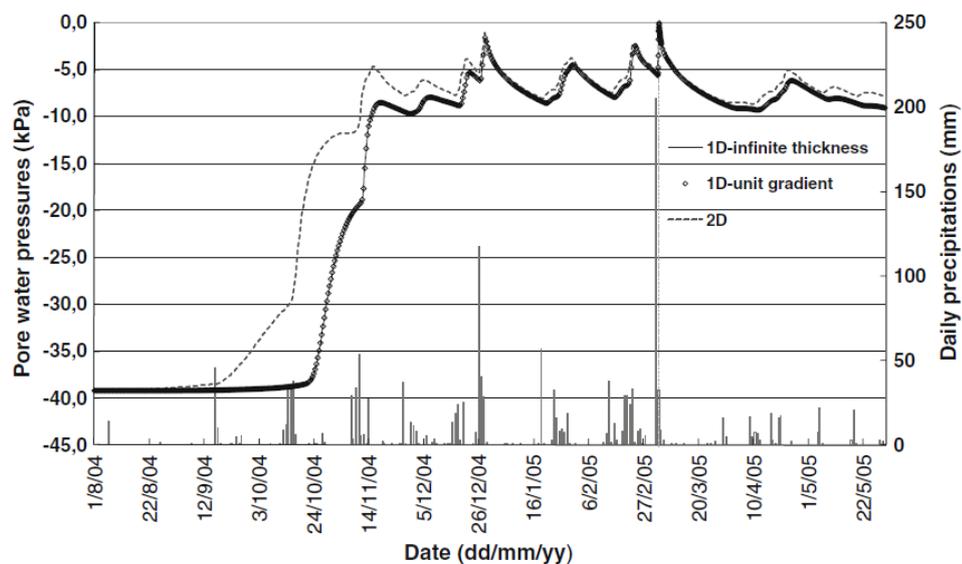


Figura 15: previsione della frana di Nocera del 2005 in condizioni isoterme (Pagano et al., 2010)

In questa applicazione, l'annullamento di suzione è stato identificato come causa d'innescò. Questa condizione si è verificata solo in corrispondenza dell'istante di frana.

Nella stessa finestra temporale di Figura 15, invece il modello empirico di De Vita e Piscopo (2002) individua, su 85 eventi di precipitazione, 4 eventi che superano la soglia (probabilità di successo del 25%). È evidente quindi come l'utilizzo di un modello fisicamente basato è in grado di minimizzare i falsi allarme.

1.6 Considerazioni sui modelli previsionali e motivazione del lavoro di ricerca nell'ambito del dottorato

Nei paragrafi precedenti è stato messo in luce come gli ingredienti dei modelli previsionali per l'allertamento di frane meteo-indotte devono mediare due necessità contrastanti. La prima è la rapidità della previsione, obbligatoria per eliminare l'esposizione delle persone. Essa di solito richiede notevoli semplificazioni del modello. La seconda è l'accuratezza, necessaria a minimizzare i falsi e i mancati allarme. Essa al contrario richiede modelli capaci di tenere conto di tutti i fattori che possono influenzare la previsione.

All'interno di questo quadro di riferimento, si è tentato di sottolineare come diversi lavori scientifici abbiano evidenziato l'importanza dei mesi pregressi sullo studio delle forzanti meteo che possono attivare un evento di frana. Su una finestra meteorologica efficace della durata di diverse settimane/diversi mesi sorge spontaneo domandarsi se fenomeni di bassa intensità ma persistenti - quali i flussi evapotraspirativi - possano giocare un ruolo importante. Essi sono infatti caratterizzati da cumuli spesso confrontabili con quelli di precipitazione e in grado di contrastare gli effetti delle precipitazioni stesse.

Lo studio della geomorfologia dei versanti della Campania ha inoltre evidenziato che le coltri piroclastiche sono caratterizzate da spessori modesti (solitamente 2-2.5 m) e che una delle condizioni predisponenti per il verificarsi di un evento di frana è rappresentata dall'interazione tra la coltre ed il substrato. Nei modelli previsionali tale condizione è spesso ignorata. In realtà un'errata caratterizzazione dell'interazione idraulica tra la coltre e il substrato può comportare sovrastime o sottostime dei livelli di suzione e di conseguenza ridurre notevolmente l'accuratezza dei modelli stessi.

In virtù di quanto detto, il lavoro di dottorato si è posto l'obiettivo di mettere in luce l'importanza di una corretta e completa caratterizzazione delle condizioni al contorno per i modelli previsionali, ciò che si intende mostrare nello sviluppo della presente tesi.

PARTE II INTERAZIONE TRA UNA COLTRE PIROCLASTICA SUPERFICIALE E L'ATMOSFERA

La caratterizzazione della risposta idraulica e meccanica di un pendio alle forzanti atmosferiche sta diventando un argomento molto rilevante nell'ambito degli studi di pericolosità associata a fenomeni di instabilità dei versanti e nella realizzazione di accurati modelli previsionali. Come osservato da Stokes et al. (2013), negli ultimi anni il problema dell'interazione terreno-atmosfera è stato ampiamente trattato in numerosi lavori scientifici (tra quelli geotecnici più famosi vale la pena menzionare Blight, 1997; Smethurst et al., 2012 e 2015; Rahardjo et al., 2013) e la rilevanza di questo argomento può essere enfatizzata se si pensa che la Rivista Italiana di Geotecnica ha dedicato ben due numeri speciali (Picarelli e Cotecchia, 2012 e 2014) proprio al problema dell'interazione terreno-atmosfera.

Rahardjo et al. (2013) hanno esaminato quanto sia importante per il caso dei terreni parzialmente saturi definire in maniera appropriata e corretta le condizioni idrauliche “al contorno superiore” (ovvero sulla superficie esposta del terreno). In generale queste sono rappresentate dai flussi d'acqua in ingresso (infiltrazione) e in uscita (evaporazione e traspirazione) capaci di indurre rispettivamente riduzioni ed incrementi di suzione e, di conseguenza, di condizioni di sicurezza di un pendio.

È evidente quindi come un'appropriata caratterizzazione dei meccanismi che regolano gli scambi di acqua tra terreno ed atmosfera sia alla base di una corretta comprensione dello stato di sicurezza di un pendio e di un uso più consapevole degli strumenti predittivi fisicamente basati.

I prossimi Capitoli si consacreranno alla comprensione dei meccanismi che regolano gli scambi d'acqua tra la superficie del terreno e l'atmosfera distinguendo il caso di suolo nudo da quello di suolo vegetato. Saranno introdotti alcuni modelli previsionali a grado di complessità crescente per la previsione dei flussi di interazione terreno-atmosfera e delle variabili idrologiche di un terreno. Sarà dato spazio al monitoraggio di un modello fisico atto a quantificare i flussi di interazione terreno-atmosfera e il loro effetto sullo stato di un tipico materiale piroclastico presente in Campania in assenza e in presenza di vegetazione. I risultati dell'attività di monitoraggio saranno infine adottati per quantificare le proprietà idrauliche e termiche dello strato attraverso la previsione numerica dei comportamenti osservati.

2 INTRODUZIONE AI PROCESSI FISICI CHE REGOLANO L'INTERAZIONE TERRENO-ATMOSFERA

In questo Capitolo sono descritti dal punto di vista fisico e teorico i meccanismi di infiltrazione, evaporazione e traspirazione. Come supporto alla loro comprensione sono introdotti inoltre i concetti di “bilancio di massa” e di “bilancio di energia” intimamente correlati tra loro nelle componenti di evaporazione e di traspirazione.

2.1 Infiltrazione

L'infiltrazione rappresenta il fenomeno fisico per il quale l'acqua presente sulla superficie del terreno penetra al suo interno.

Dal punto di vista fisico l'infiltrazione si manifesta quasi sempre come un flusso verticale regolato dalla permeabilità e dal gradiente idraulico che si instaura tra la superficie esposta del terreno e una generica superficie posta immediatamente al di sotto.

Dal punto di vista matematico il moto dell'acqua all'interno di un mezzo parzialmente saturo può essere descritto attraverso l'estensione della legge di Darcy (1856) ai terreni parzialmente saturi (Childs e Collis-George, 1950).

$$q_w = -k_w(\theta) - \frac{k_w(\theta)}{\gamma_w} \frac{\partial (u_a - u_w)}{\partial z} \quad \text{Eq.1}$$

dove q_w [$L t^{-1}$] rappresenta il flusso dell'acqua allo stato liquido in direzione verticale; $k_w(\theta)$ [$L t^{-1}$] è il coefficiente di permeabilità dell'acqua allo stato liquido (variabile con il contenuto volumetrico d'acqua θ [$L^3 L^{-3}$]), $u_a - u_w$ [$F L^{-2}$] rappresenta la suzione di matrice e γ_w [$F L^{-3}$] è il peso specifico dell'acqua.

Nell'ipotesi che sulla superficie del terreno la suzione di matrice sia nulla ($u_a - u_w = 0$; condizione di lama d'acqua), l'equazione di Darcy consente di determinare la cosiddetta “capacità di infiltrazione” $i(t)$, ovvero la massima quantità di acqua che può infiltrarsi in un terreno in un dato tempo (Horton, 1940).

In presenza di un evento di precipitazione P caratterizzato da intensità $p(t)$ è possibile generalmente distinguere due diversi meccanismi di infiltrazione in funzione della capacità di infiltrazione del terreno $i(t)$ (Figura 16):

- (1) per $p(t) < i(t)$, lo strato di terreno risulta in grado di assorbire completamente la precipitazione e la velocità con la quale l'acqua si infiltra è pari all'intensità di precipitazione ($q_w = p$);
- (2) per $p(t) \geq i(t)$, lo strato di terreno è in grado di assorbire solo un'aliquota della precipitazione e la velocità con la quale l'acqua si infiltra è pari alla capacità di infiltrazione ($q_w = i$); l'acqua in eccesso può ristagnare in superficie, provocando un ingres-

so d'acqua differito o allontanarsi attraverso la formazione del fenomeno di ruscellamento superficiale $r(t)$ (Horton, 1933).

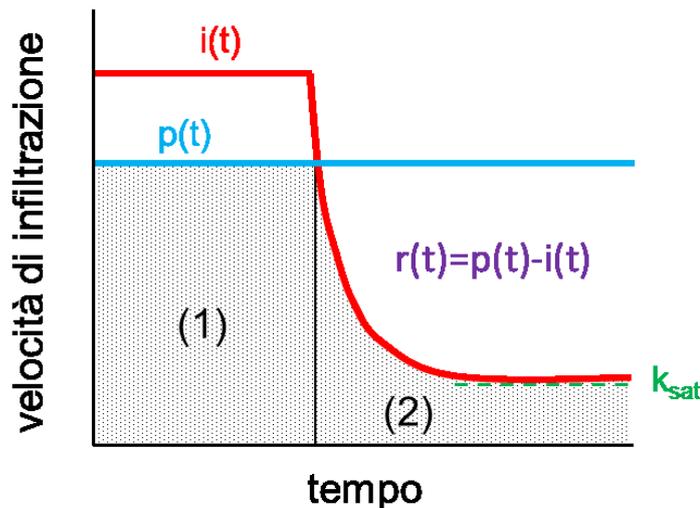


Figura 16: confronto tra l'evoluzione della capacità di infiltrazione $i(t)$ (in rosso) e l'evoluzione dell'intensità di precipitazione $p(t)$ (in azzurro). L'area rappresentata con la campitura individua il volume d'acqua immagazzinato ΔS dallo strato di terreno

2.2 Evaporazione, traspirazione ed evapotraspirazione

L'evaporazione è il processo fisico di passaggio dell'acqua dallo stato liquido a vapore per effetto della radiazione che raggiunge la superficie del terreno e che permette la rottura dei legami intermolecolari esistenti allo stato liquido.

In accordo con la definizione fornita da Monteith (1973) con il termine "evaporazione" si identificano tutti i processi di trasferimento di vapore da una superficie (copertura vegetata, suolo nudo o specchi d'acqua) verso l'atmosfera. In particolare, l'evaporazione da una copertura vegetata prende il nome di "traspirazione" (T) (e in questo caso il processo è generalmente definito "evapotraspirazione" (ET)) mentre in assenza di vegetazione, il trasferimento di vapore avviene per intero dalla superficie nuda del terreno (E) (Hillel, 2004).

La differenza tra evaporazione dalla superficie del terreno e traspirazione risiede nel differente percorso compiuto dall'acqua verso l'atmosfera.

Nel primo caso, la trasformazione di fase e la diffusione del vapore acqueo avvengono in un volume delimitato superiormente dalla superficie esposta del terreno. Nel secondo caso, la vegetazione svolge il ruolo di tramite tra l'acqua presente nel terreno e l'atmosfera; l'acqua interstiziale, estratta dal terreno attraverso l'apparato radicale, in parte viene liberata attraverso gli stomi (ovvero delle piccole aperture presenti sull'epidermide delle foglie e che rappresentano il punto di ingresso e di uscita del vapore), in parte è coinvolta nel processo fisiologico di fissazione dell'anidride carbonica durante la fotosintesi clorofilliana.

Dal punto di vista matematico il processo di trasferimento di vapore da una superficie (copertura vegetata, suolo nudo o specchi d'acqua) verso l'atmosfera è descritto attraverso la legge di Dalton (Gray, 1970; Wilson et al., 1994).

Nel caso dell'evaporazione dalla superficie del terreno la legge di Dalton è formulata considerando il gradiente di pressione di vapore tra gli strati superficiali del terreno e l'atmosfera.

$$E = f(u)(u_v^s - u_v^a) \quad Eq.2$$

dove $E [L t^{-1}]$ è il flusso di evaporazione; u_v^s e $u_v^a [F L^{-2}]$ rappresentano la pressione di vapore rispettivamente sulla superficie esposta del terreno e in atmosfera; $f(u) [L^3 F^{-1} t^{-1}]$ è una funzione che quantifica lo scambio turbolento in prossimità della superficie evaporante.

Nel caso della traspirazione la legge di Dalton è formulata considerando il gradiente di pressione di vapore tra l'interno della foglia e l'atmosfera attorno ad essa.

$$T = g(u)(u_v^f - u_v^a) \quad Eq.3$$

dove $T [L t^{-1}]$ è il flusso di traspirazione; u_v^f e $u_v^a [F L^{-2}]$ rappresentano la pressione di vapore rispettivamente in prossimità degli stomi e in atmosfera; $g(u) [L^3 F^{-1} t^{-1}]$ è una funzione che quantifica lo scambio turbolento in prossimità della superficie evaporante.

Evaporazione

I processi di evaporazione sono regolati da:

- 1) energia termica, in forma di radiazione o avvezione, fornita dall'atmosfera alla superficie del terreno. Tale energia consente la transizione di fase dell'acqua da liquido a vapore e la formazione di calore latente;
- 2) gradienti di pressione di vapore tra la superficie del terreno e l'atmosfera. In particolare, affinché si attivi un flusso evaporativo, occorre che la pressione di vapore in atmosfera si mantenga inferiore a quella sulla superficie del terreno;
- 3) disponibilità di acqua negli strati superficiali del terreno.

Le prime due condizioni determinano l'evaporazione potenziale E_p ovvero il flusso evaporativo massimo che si attiva se il terreno superficiale è in grado di soddisfare completamente la domanda atmosferica (ovvero se dal terreno superficiale è possibile attingere un quantitativo illimitato di acqua).

La terza condizione regola invece la capacità del terreno di soddisfare totalmente o solo in parte la domanda evaporativa trasformando l'evaporazione potenziale in evaporazione reale (E).

In Figura 17 è rappresentato l'andamento del rapporto tra evaporazione reale ed evaporazione potenziale al variare del contenuto d'acqua superficiale del terreno.

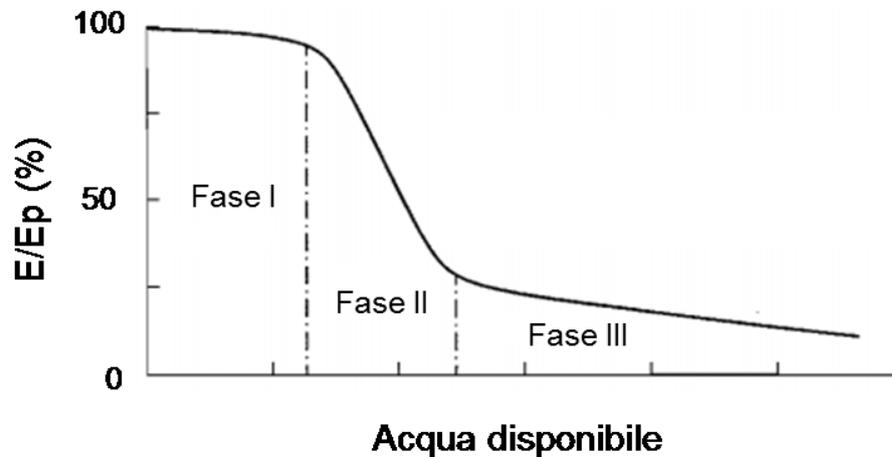


Figura 17: rapporto tra evaporazione reale ed evaporazione potenziale al variare del contenuto d'acqua (modificato da Wilson et al., 1994)

Partendo da condizioni del terreno prossime alla saturazione e nell'ipotesi che l'evaporazione potenziale sia costante nel tempo, durante la progressiva desaturazione del terreno si possono distinguere tre fasi:

- I. una prima fase nella quale l'evaporazione reale si mantiene prossima al valore potenziale; in questa fase il terreno, caratterizzato da elevati valori di contenuto d'acqua e di permeabilità della fase liquida, è in grado di soddisfare completamente la domanda atmosferica;
- II. una seconda fase nella quale l'evaporazione reale tende a ridursi progressivamente rispetto a quella potenziale; in questa fase il terreno è in grado di soddisfare solo parzialmente la domanda atmosferica in funzione dell'acqua disponibile in superficie;
- III. una terza fase nella quale l'evaporazione reale tende a ridursi con un gradiente modesto a causa della mancanza di continuità della fase liquida; in questa fase il terreno, prossimo al valore residuo di contenuto d'acqua, è caratterizzato da una permeabilità della fase liquida praticamente nulla e quindi i flussi di acqua attraverso la superficie allo stato liquido sono praticamente inibiti. Tuttavia, l'evaporazione può ancora verificarsi per diffusione di vapore: per valori molto modesti del contenuto d'acqua infatti il terreno è caratterizzato da valori di permeabilità al vapore elevati che garantiscono la trasmissione del vapore acqueo attraverso gli strati praticamente asciutti.

Traspirazione

In generale i processi di traspirazione sono regolati da:

- 1) energia termica, in forma di radiazione o avvezione, fornita dall'atmosfera alla vegetazione. Una piccola parte di questa energia viene interessata dai processi di fotosintesi e respirazione aerobica mentre la restante parte alimenta il processo di traspirazione;
- 2) gradienti di pressione di vapore tra l'interno della foglia e l'atmosfera intorno ad essa. In particolare, affinché si attivi un flusso evaporativo, occorre che la pressione di vapore in atmosfera si mantenga inferiore a quella interna alla foglia;
- 3) disponibilità di acqua negli strati superficiali del terreno.

Le prime due condizioni determinano la traspirazione potenziale T_p ovvero il flusso massimo traspirativo che si attiva se gli stomi delle foglie sono completamente aperti e se il terreno superficiale è in grado di soddisfare completamente la domanda atmosferica (ovvero se dal terreno superficiale è possibile attingere un quantitativo illimitato di acqua).

La terza condizione regola la capacità del terreno di soddisfare totalmente o solo in parte la domanda traspirativa, trasformando la traspirazione potenziale in traspirazione reale (T).

In Figura 18 è rappresentato l'andamento del rapporto tra evaporazione reale e potenziale al variare del contenuto d'acqua superficiale del terreno.

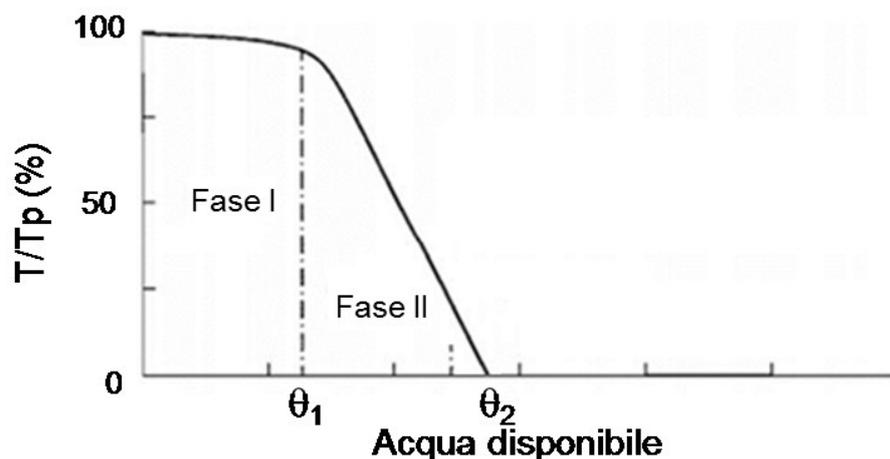


Figura 18: rapporto tra traspirazione reale e traspirazione potenziale al variare del contenuto d'acqua

Partendo da condizioni del terreno prossime alla saturazione e nell'ipotesi che la traspirazione potenziale sia costante nel tempo, durante la progressiva desaturazione del terreno si possono distinguere due fasi:

- I. una prima fase nella quale la traspirazione reale si mantiene prossima al valore potenziale; in questa fase gli stomi risultano completamente aperti ed il terreno, caratterizzato da elevati valori di contenuto d'acqua e di permeabilità della fase liquida, è in grado di soddisfare completamente la domanda atmosferica;
- II. una seconda fase nella quale la traspirazione reale si discosta da quella potenziale; durante la progressiva desaturazione del terreno l'aumento dei livelli di suzione induce infatti una contrazione del volume della cellula vegetale ed una conseguente riduzione di turgore della pianta che si manifesta come diminuzione dell'apertura

degli stomi; il progressivo incremento di suzione provoca inoltre la disidratazione dell'epidermide della foglia e di conseguenza un raggrinzimento della cellula vegetale che induce in ultima istanza l'appassimento della foglia. L'inizio della fase di diminuzione dell'apertura degli stomi può essere associato ad un livello critico di contenuto d'acqua θ_1 (cui corrisponde un livello critico di suzione s_1). A partire dall'istante di approccio a θ_1 la progressiva diminuzione dell'apertura degli stomi produce una riduzione della traspirazione reale che assume valori via via sempre più piccoli fino ad annullarsi in corrispondenza di un secondo valore critico di contenuto d'acqua θ_2 (cui corrisponde un livello critico di suzione s_2) associato allo stadio di appassimento della foglia (in inglese il contenuto d'acqua θ_2 prende il nome di *wilting point*). In letteratura i valori di s_1 e s_2 sono solitamente posti per coperture erbacee pari rispettivamente a 100 kPa e 1500 kPa (Feddes et al., 1978).

2.3 Bilancio di massa

I meccanismi di infiltrazione, evaporazione e traspirazione, presentati nei paragrafi precedenti, risultano fortemente interdipendenti poiché essi si verificano in maniera sequenziale o in alcuni casi anche simultaneamente. Per descrivere il legame che sussiste tra le diverse dinamiche di interazione terreno-atmosfera è opportuno quindi introdurre il concetto di bilancio di massa.

Basandosi sul principio di conservazione della massa, il bilancio di massa rappresenta un vero e proprio resoconto di tutti i quantitativi di acqua in ingresso, in uscita e immagazzinati all'interno di un determinato volume di terreno in uno specifico intervallo di tempo (Hillel, 2004; Figura 19).

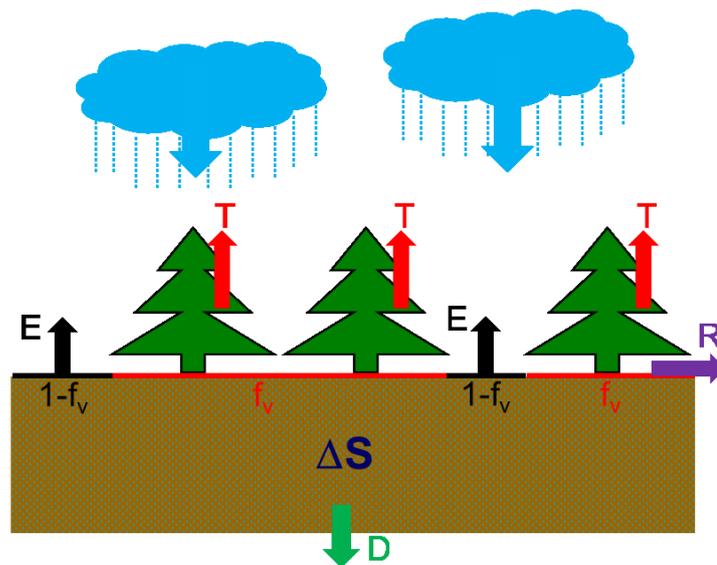


Figura 19: bilancio di massa di un volume di terreno

Suolo nudo $\Delta S = P - R - E - D$ Eq.4

Suolo vegetato $\Delta S = P - R - (1 - f_v)E - f_v T - D = P - R - ET - D$ Eq.5

dove P [L] è la precipitazione; R [L] è il ruscellamento superficiale; E [L] è l'evaporazione reale; T [L] è la traspirazione reale; f_v rappresenta la percentuale di superficie vegetata; D [L] è il drenaggio profondo; ΔS [L] rappresenta la variazione di acqua immagazzinata da un volume di terreno.

Per il caso di suolo vegetato generalmente risulta difficile scindere l'aliquota di acqua evaporata da suolo E rispetto a quella di traspirazione T; pertanto si è soliti considerare un unico termine di evapotraspirazione ET che porta in conto congiuntamente entrambi i meccanismi.

Le Eq.4 e Eq.5 hanno validità generale per intervalli di tempo giornalieri o maggiori. Su intervalli subgiornalieri, al contrario, occorre tener conto di alcuni termini aggiuntivi. Ad esempio, durante un evento di precipitazione, parte dell'acqua precipitata potrebbe insistere sulla superficie del terreno per effetto di intercettazione da parte della vegetazione o di ristagni e potrebbe essere rimossa dalla superficie solo successivamente per effetto di evaporazione o di infiltrazione differita.

2.4 Bilancio di energia

In generale lo studio dei fenomeni evaporativi in assenza o in presenza di vegetazione richiede la definizione di un bilancio di energia su un volume di controllo, funzione della diversa condizione di copertura (interfaccia terreno-atmosfera per il caso di suolo nudo (Figura 20a; Eq.6); volume che si estende dalla superficie della vegetazione alla superficie del terreno per il caso di suolo vegetato (Figura 20b; Eq.7)).

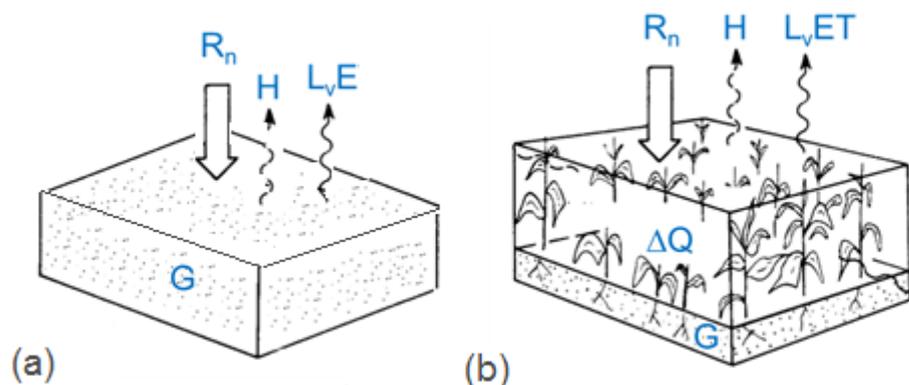


Figura 20: bilancio energetico per il caso di suolo nudo (a) e di suolo vegetato (b) (modificato da Oke, 1987)

Suolo nudo

$$R_n = G + L_v E + H$$

Eq.6

Suolo vegetato

$$R_n = G + L_v ET + H + \Delta Q$$

Eq.7

dove R_n [$F L t^{-1} L^{-2}$] è la radiazione netta ovvero l'energia disponibile sulla superficie evaporante; G [$F L t^{-1} L^{-2}$] è il flusso di calore nel terreno; $L_v E$ o $L_v ET$ [$F L t^{-1} L^{-2}$] rappresentano il flusso di calore latente derivante dalla transizione di fase dell'acqua da liquido a vapore rispettivamente per il caso di suolo nudo e vegetato (con L_v [$F L M^{-1}$] calore latente di vaporizzazione assunto pari a $2.45 MJ kg^{-1}$ a temperatura di $20^\circ C$); H [$F L t^{-1} L^{-2}$] è il flusso di calore sensibile derivante dai gradienti di temperatura tra terreno ed atmosfera; ΔQ [$F L t^{-1} L^{-2}$] è un termine presente per il solo caso di suolo vegetato con il quale si tiene conto del calore immagazzinato legato ai processi di fotosintesi clorofilliana.

In molti problemi di interesse pratico, G e ΔQ assumono valori trascurabili (Oke, 1987). In generale, quindi, se il terreno è in grado di soddisfare pienamente la domanda atmosferica R_n si trasforma principalmente in $L_v E$ ($L_v ET$); viceversa, man mano che la superficie del terreno si desatura, l'acqua disponibile per la trasformazione di fase si riduce e la parte di energia che non si trasforma in $L_v E$ ($L_v ET$) tende a riscaldare la superficie del terreno aumentando quindi la temperatura superficiale e di conseguenza H .

Radiazione netta (R_n)

La radiazione netta rappresenta la quantità di energia disponibile in superficie. Essa può essere descritta attraverso il bilancio radiativo come differenza tra le componenti nette ad onde corte R_{ns} e ad onde lunghe R_{nl} (Figura 21). Il suddetto bilancio si riferisce allo strato di atmosfera posto appena al di sopra della superficie del terreno esposto in caso di suolo nudo o allo strato di atmosfera posto appena al di sopra della superficie della vegetazione in caso di suolo vegetato.

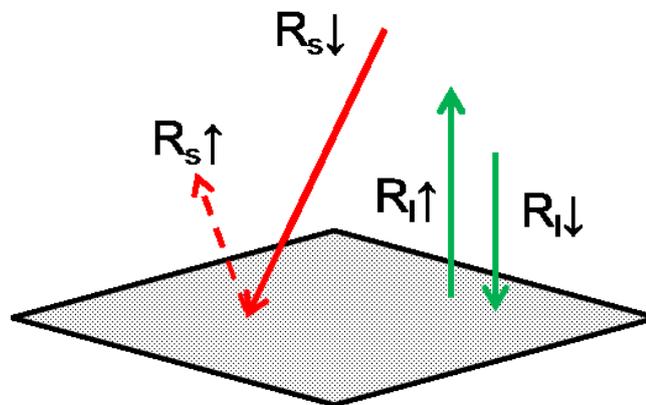


Figura 21: bilancio radiativo (modificato da Oke, 1987)

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} = (R_s \downarrow - R_s \uparrow) - (R_l \downarrow - R_l \uparrow) = R_s \downarrow (1 - \alpha) - R_{nl} \quad Eq.8$$

Nell'Eq.8 le quantità rappresentano flussi di energia [$F L t^{-1} L^{-2}$] ed in particolare R_n è la radiazione netta; R_{ns} ed R_{nl} rappresentano rispettivamente la radiazione netta ad onde corte e ad onde lunghe, $R_s \downarrow$ ed $R_s \uparrow$ rappresentano rispettivamente la radiazione ad onde corte entrante e uscente; $R_l \downarrow$ ed $R_l \uparrow$ rappresentano rispettivamente la radiazione ad onde lunghe entrante e uscente; α è un coefficiente adimensionale e rappresenta l'albedo.

La radiazione netta ad onde corte R_{ns} è dovuta alla differenza tra la radiazione ad onde corte entrante $R_s \downarrow$ ed uscente $R_s \uparrow$. Il primo termine corrisponde alla radiazione solare (diretta e diffusa), cioè al flusso di energia incidente fornito dal sole. Il secondo termine rappresenta la parte di radiazione solare riflessa dalla superficie del terreno. Tale termine dipende dall'albedo α , un coefficiente adimensionale variabile tra 0 e 1 che misura la riflettività della luce incidente. L'albedo è funzione della rugosità, del colore e dell'inclinazione della superficie del terreno: terreni con superficie umida e quindi scura sono caratterizzati da bassi valori di albedo; al contrario, terreni con superficie secca e quindi chiara sono caratterizzati da alti valori di albedo (Idso et al., 1975). In condizioni di suolo nudo, l'albedo varia tra 0.05 e 0.40; in condizioni di suolo vegetato, l'albedo varia tra 0.05 e 0.20 per foreste e tra 0.16 e 0.26 per coperture erbacee (Oke, 1987).

La radiazione netta ad onde lunghe R_{nl} è dovuta alla differenza tra la radiazione ad onde lunghe entrante $R_l \downarrow$ ed uscente $R_l \uparrow$. La superficie del terreno è in grado di emettere un flusso di radiazione $R_l \uparrow$ funzione della temperatura superficiale T_s ; allo stesso tempo, l'atmosfera è in grado di immagazzinare tale flusso e di emettere un flusso di radiazione $R_l \downarrow$ funzione della temperatura atmosferica T_a . In generale, $R_l \uparrow$ risulta maggiore di $R_l \downarrow$ e pertanto la radiazione netta ad onde lunghe è un flusso uscente dalla superficie del suolo. Allen et al. (1998) hanno proposto una relazione semi-empirica per la stima della R_{nl} che presenta una struttura matematica analoga alla legge di Stefan-Boltzmann per corpi grigi.

$$R_{nl} = \sigma \left(\frac{T_{\max}^4 + T_{\min}^4}{2} \right) \left(0.34 - 0.14 \sqrt{u_v^a} \right) \left(1.35 \frac{R_s \downarrow}{R_{s0}} \right) \quad Eq.9$$

dove oltre ai termini noti R_{nl} e $R_s \downarrow$ compaiono la costante di Stefan-Boltzmann σ [$F L T^{-4} L^{-2} t^{-1}$] ($\sigma = 4.903 \cdot 10^{-9} MJ K^{-4} m^{-2} g^{-1}$), la temperatura atmosferica massima T_{\max} [T] e minima T_{\min} [T], la pressione di vapore nell'aria u_v^a [$F L^{-2}$] quantificata alla quota di riferimento di 2 m per la quale si ritiene trascurabile l'effetto del piano campagna e la radiazione solare in condizioni di cielo sereno R_{s0} [$F L t^{-1} L^{-2}$].

L'Eq.9 assume che il valore medio della radiazione massima teorica emessa da un corpo nero con temperatura compresa tra T_{\max} e T_{\min} sia corretto con due fattori che tengano conto della possibile presenza di umidità atmosferica e di copertura nuvolosa. Questi due fatto-

ri agiscono a loro volta come emettitori di radiazione ad onde lunghe dirette verso la superficie, provocando una riduzione in valore assoluto di R_{nl} .

Come suggerito da Allen et al. (1998), la pressione di vapore nell'aria u_v^a può essere determinata in funzione delle misure di umidità relativa RH e di temperatura dell'aria T massime e minime tramite la seguente relazione:

$$u_v^a = \frac{u_{v0}^a(T_{\min}) \frac{RH_{\max}}{100} + u_{v0}^a(T_{\max}) \frac{RH_{\min}}{100}}{2} \quad Eq.10$$

dove u_{v0}^a rappresenta la pressione di vapore dell'aria a saturazione determinata in generale in funzione della temperatura atmosferica (espressa in °C) come:

$$u_{v0}^a(T) = 0.6108 \exp \left[\frac{17.27T}{T + 237.3} \right] \quad Eq.11$$

La radiazione solare in condizioni di cielo sereno R_{s0} può essere anch'essa derivata attraverso una relazione empirica funzione della quota dal livello del mare z e della radiazione solare extraterrestre R_a , funzione a sua volta della “declinazione solare” (angolo che la direzione dei raggi solari forma a mezzogiorno su un dato meridiano col piano equatoriale) e del giorno giuliano (Allen et al., 1998):

$$R_{s0} = (0.75 + 2 \cdot 10^{-5} z) R_a \quad Eq.12$$

Flusso di calore latente (LvE oppure LvET)

In generale, i processi di evaporazione sono accompagnati da trasferimento di calore latente dalla superficie evaporante all'atmosfera. Tale trasferimento è influenzato da (e a sua volta influenza) la quantità di vapore acqueo presente nell'aria sovrastante la superficie evaporante.

In generale il flusso di calore latente può essere espresso come:

$$L_v ET = L_v \frac{(u_v^s - u_v^a)}{r_v} \quad Eq.13$$

in cui oltre ai termini già noti L_v , ET , u_v^a e u_v^s figura il coefficiente di trasporto della massa di vapore r_v [$t L^{-1}$].

Flusso di calore sensibile (H)

L'energia in ingresso di giorno, oltre a rappresentare il motore per i processi di evaporazione, produce un incremento della temperatura superficiale del terreno T_s . Questo incre-

mento genera a sua volta un riscaldamento progressivo degli strati d'aria posti immediatamente al di sopra della superficie evaporante proporzionale alla differenza di temperatura tra la superficie T_s e l'atmosfera T_{atm} . Il flusso di energia regolato dal gradiente di temperatura tra T_s e T_{atm} è diretto verso l'alto e rappresenta il flusso di calore sensibile H . Di notte, quando i processi evaporativi sono nulli, il flusso di calore sensibile continua a sussistere invertendo la sua direzione, in virtù del fatto che la temperatura atmosferica T_{atm} risulta maggiore della temperatura sulla superficie del terreno T_s . Per questo motivo, rispetto al calore latente che si genera solo durante le transizioni di fase, gli scambi di calore sensibile tra superficie del terreno ed atmosfera avvengono indipendentemente dalla presenza di una transizione di fase.

In generale, il flusso di calore sensibile può essere espresso come:

$$H = \frac{\rho_a c_p}{r_h} (T_s - T_{atm}) \quad Eq.14$$

in cui oltre ai termini già noti T_s e T_{atm} figurano la densità dell'aria secca ρ_a [$M L^{-3}$], la capacità termica o calore specifico dell'aria c_p [$F L M^{-1} T^{-1}$] ($c_p = 1.013 \text{ kJ kg}^{-1} K^{-1}$) (energia totale di calore assorbita o rilasciata da un'unità di massa di una sostanza quando la sua temperatura aumenta o diminuisce di una quantità unitaria) e il coefficiente di trasporto di calore r_h [$t L^{-1}$].

La densità dell'aria secca ρ_a si esprime in funzione della pressione atmosferica dell'aria P_{atm} [$F L^{-2}$], della costante dei gas per aria secca R_{dryair} [$F L M^{-1} T^{-1}$] ($R_{dryair} = 0.287 \text{ kJ kg}^{-1} K^{-1}$) e della temperatura virtuale T_v a sua volta funzione della temperatura atmosferica T_{atm} ($T_v = 1.01 T_{atm}$):

$$\rho_a = \frac{P_{atm}}{R_{dryair} T_v} \quad Eq.15$$

Flusso di calore nel terreno (G)

Il riscaldamento della superficie del terreno durante le ore di esposizione al sole e il raffreddamento della stessa durante le ore notturne attiva un flusso di calore che dalla superficie si può propagare verso l'interno dello strato di terreno ($T_s > T_i$ con T_i temperatura del terreno alla generica profondità i) o verso l'atmosfera ($T_s < T_i$).

In generale il flusso di calore nel terreno può essere espresso tramite l'equazione di conduzione di Fourier come:

$$G = -\lambda \frac{dT}{dz} \quad Eq.16$$

dove λ [$F L t^{-1} L^{-1} T^{-1}$] rappresenta la conduttività termica (esprime la capacità del terreno di condurre calore e rappresenta la quantità di calore che passa nell'unità di tempo attraverso una sezione unitaria di terreno in presenza di una variazione di temperatura di $1^\circ C$) e dT/dz è il gradiente di temperatura nel terreno [$T L^{-1}$]

Flusso di calore legato alla presenza di vegetazione (ΔQ)

La crescita di una pianta dipende dagli scambi di radiazione solare (in particolare sulla parte della pianta esposta al sole) e anidride carbonica (CO_2) attraverso i processi di fotosintesi e di respirazione aerobica (Figura 22).

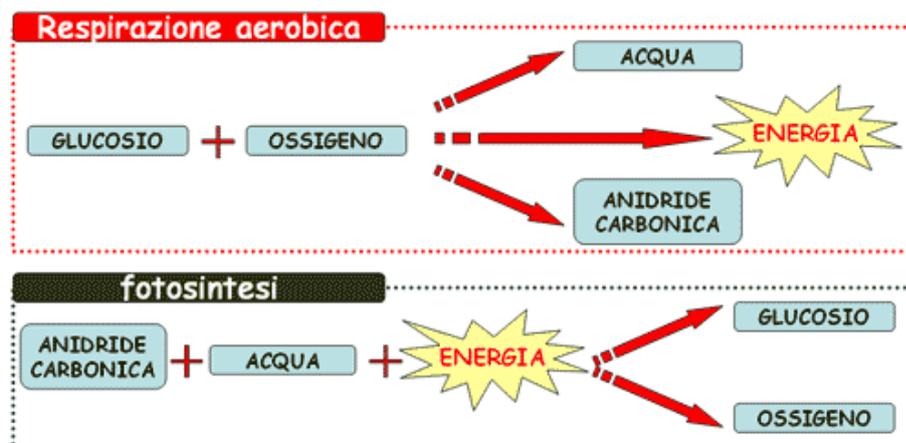


Figura 22: schema dei processi fisici di respirazione aerobica e di fotosintesi (http://web.unife.it/progetti/matematicainsieme/schieme/perc_vita01.htm)

Durante il processo di fotosintesi, la pianta tramite energia fornita dal sole converte sei molecole di anidride carbonica e sei molecole d'acqua in una molecola di glucosio, uno zucchero fondamentale per la vita della pianta stessa, e in sei molecole d'ossigeno che vengono rilasciate in atmosfera.

La respirazione aerobica rappresenta il processo inverso rispetto alla fotosintesi; in questo caso, la pianta, in presenza di ossigeno, trasforma le molecole di glucosio, accumulate e prodotte con la fotosintesi, in energia necessaria per la crescita della pianta stessa, liberando contemporaneamente acqua e anidride carbonica nell'atmosfera.

In generale la crescita di una pianta è regolata dalla differenza tra anidride carbonica assimilata per fotosintesi (IN_{CO_2}) e persa per respirazione aerobica (OUT_{CO_2}). Tale differenza rappresenta il tasso netto di fotosintesi ($F = IN_{CO_2} - OUT_{CO_2}$). Esso può essere correlato al flusso di calore immagazzinato dalla copertura vegetale:

$$\Delta Q = \phi F$$

Eq.17

in cui oltre ai termini noti ΔQ e F compare il calore di assimilazione di anidride carbonica ϕ [$F L t^{-1} L^{-2}$] ($\phi = 3.2 W m^{-2}$ per $1 g m^{-2} h^{-1}$ di assimilazione di CO_2).

Nelle ore diurne il tasso netto di fotosintesi F risulta maggiore di zero ($F > 0$) e pertanto la pianta si comporta come una “pompa” capace di incamerare anidride carbonica. I valori massimi di F dipendono dalla tipologia di pianta; ciononostante essi risultano compresi tra 2 e 5 g m⁻² h⁻¹ (Monteith, 1973) e di conseguenza di giorno ΔQ assume valori che solitamente variano tra 6 e 16 W m⁻². Durante la notte il tasso netto di fotosintesi F risulta minore di zero ($F < 0$) e pertanto la pianta si comporta come una “fonte” di anidride carbonica. Poiché i massimi valori di respirazione aerobica sono nell’ordine di 1 g m⁻² h⁻¹, durante le ore notturne ΔQ risulta al massimo pari a 3 W m⁻². Rispetto agli altri termini dell’equazione del bilancio energetico, fatta eccezione per il flusso di calore nel terreno G , il valore del flusso di calore immagazzinato dalla copertura vegetale è molto piccolo e pertanto di solito si tende a trascurarlo nelle considerazioni sul bilancio energetico.

Coefficiente di resistenza (r) per i casi di suolo nudo e di suolo vegetato

Solitamente si ipotizza che i coefficienti r_v ed r_h influenzino in maniera analoga i processi di trasferimento di calore e vapore; pertanto è lecito assumere un unico coefficiente di resistenza r tale che $r = r_v = r_h$. Tale coefficiente risulta essenzialmente funzione della turbolenza atmosferica che favorisce il ricambio dell’aria umida al di sopra della superficie evaporante. I meccanismi che regolano la turbolenza atmosferica in prossimità della superficie evaporante sono:

- l’azione meccanica del vento. Il vento agisce su una superficie esposta o vegetata caratterizzata da un grado di rugosità (in inglese *roughness*); al crescere dell’intensità del vento o della rugosità superficiale la turbolenza atmosferica aumenta;
- la spinta di galleggiamento (in inglese *buoyancy*). Se la superficie del terreno è caratterizzata da temperatura T_s maggiore rispetto a quella dell’atmosfera circostante T_{atm} , l’aria riscaldata a contatto con la superficie, essendo più leggera, tende a risalire favorendo il rimescolamento ed il ricambio con gli strati a temperatura minore. Tale contributo è assente nel caso in cui la temperatura atmosferica sia maggiore di quella sulla superficie del terreno.

In generale il coefficiente di resistenza r si modifica in funzione della condizione di copertura del terreno (suolo nudo o suolo vegetato) per effetto del diverso volume di controllo sul quale è imposto il bilancio energetico. In Figura 23 sono schematizzati i volumi di controllo per la condizione di suolo nudo e di suolo vegetato adottati per quantificare il coefficiente di resistenza r .

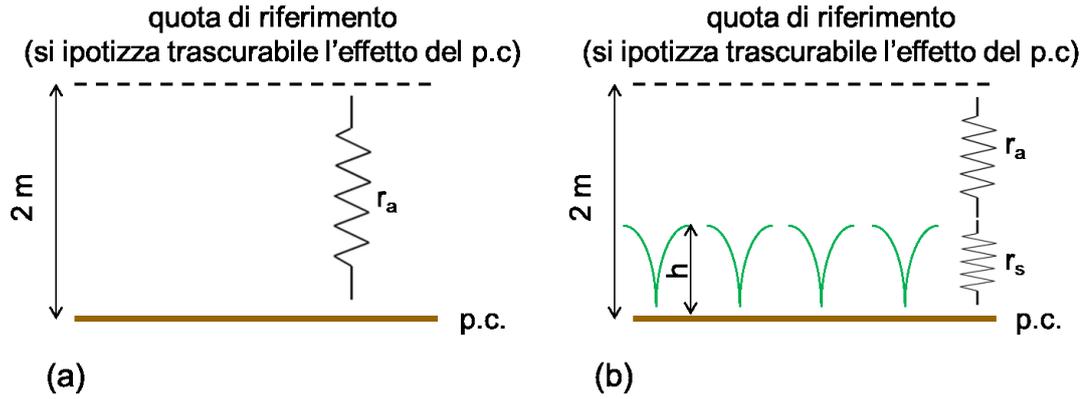


Figura 23: meccanismo di resistenza in assenza (a) e in presenza (b) di vegetazione

In generale i meccanismi che regolano la turbolenza atmosferica in prossimità della superficie evaporante sono modellati attraverso un coefficiente r_a (resistenza aereodinamica) che tiene conto dell'azione meccanica del vento e un coefficiente r_s (resistenza degli stomi) che tiene conto dell'eventuale resistenza opposto ai flussi di vapore e di calore dalla presenza del manto vegetale.

Nel caso di suolo nudo r coincide con la sola resistenza aereodinamica r_a (Figura 23a) mentre nel caso di suolo vegetato r si esprime come somma di r_a e della resistenza degli stomi r_s , entrambe considerate come delle resistenze in serie (Figura 23b).

La resistenza aereodinamica r_a si esprime in generale come:

$$r_a = \frac{\ln \left[\frac{z_m - d}{z_{0m}} \right] \ln \left[\frac{z_h - d}{z_{0h}} \right]}{k^2 u_z} \quad \text{Eq.18}$$

dove z_m [L] è l'altezza di misura del vento (solitamente 2 m dalla superficie del terreno), z_h [L] è altezza di misura dell'umidità relativa (solitamente 2 m dalla superficie del terreno), d [L] è l'altezza di riferimento della superficie evaporante, z_{0m} [L] rappresenta una costante di integrazione che tiene conto della scabrezza della superficie del terreno, z_{0h} [L] rappresenta la rugosità omogenea equivalente del terreno; k è un fattore adimensionale e rappresenta la costante di von Karman ($k = 0.41$), u_z [L T⁻¹] rappresenta la velocità del vento alla quota z (solitamente $z = 2$ m dalla superficie del terreno).

L'Eq.18 è valida per condizioni di stabilità atmosferiche neutre per le quali le distribuzioni di temperatura, pressione atmosferica e velocità del vento seguono condizioni adiabatiche (assenza di scambio di calore). L'applicazione di tale equazione su intervalli subgiornalieri richiede la definizione di alcuni fattori correttivi per la stabilità.

In condizioni di suolo nudo, nell'ipotesi che la velocità del vento e l'umidità relativa siano misurate alla quota di 2 m ($z_m = z_h = 2$ m), che l'altezza di riferimento della superficie evapo-

rante coincide con la superficie esposta del terreno ($d=0$), che il coefficiente z_{0m} sia pari a 0.005 e che il coefficiente z_{0h} sia pari al 10% di z_{0m} , l'Eq.18 diventa:

$$r_a = \frac{296}{u_{2m}} \quad \text{Eq.19}$$

In condizioni di suolo vegetato, nell'ipotesi che la velocità del vento e l'umidità relativa siano misurate alla quota di 2 m ($z_m=z_h=2$ m), che l'altezza di riferimento della superficie evaporante sia pari ai 2/3 dell'altezza del manto vegetale h ($d=2/3h$), che il coefficiente z_{0m} sia pari al 12.3% di h e che il coefficiente z_{0h} sia pari al 10% di z_{0m} , l'Eq.18 diventa:

$$r_a = \frac{\ln \left[\frac{2 - \frac{2}{3}h}{0.123h} \right] \ln \left[\frac{2 - \frac{2}{3}h}{0.0123h} \right]}{(0.41)^2 u_{2m}} \quad \text{Eq.20}$$

La resistenza degli stomi r_s si attiva in presenza di copertura vegetale e si esprime in generale come:

$$r_s = \frac{r_l}{LAI_{attivo}} = \frac{2r_l}{LAI} \quad \text{Eq.21}$$

dove r_l [$t L^{-1}$] rappresenta la resistenza stomatica media di una singola foglia ben illuminata ($r_l=100 \text{ sm}^{-1}$), LAI_{attivo} [$L^2 L^{-2}$] è l'indice di area fogliare della porzione di copertura illuminata dal sole ($LAI_{attivo}=0.5LAI$) e LAI [$L^2 L^{-2}$] è l'indice di area fogliare.

L'indice di area fogliare (in inglese *Leaf Area Index* da cui l'acronimo LAI) è una quantità adimensionale, definita come rapporto tra la superficie totale delle foglie (L^2) rispetto ad una superficie areale unitaria (L^2) (Watson, 1947), che permette di passare dalla resistenza del singolo stoma a quella della pianta. Ritchie (1972) ha notato come una copertura vegetata caratterizzata da un elevato LAI ha una forte predisposizione ad estrarre acqua dal terreno per traspirazione; viceversa, una copertura caratterizzata da un basso LAI ha una scarsa predisposizione, addirittura nulla, a far avvenire processi di traspirazione. In generale il LAI è un coefficiente che varia nel tempo in funzione delle fasi di crescita della vegetazione (Figura 24).

L'indice di area fogliare attivo LAI_{attivo} rappresenta l'aliquota della superficie totale delle foglie che in maniera attiva contribuisce al trasferimento di calore e di vapore dalla superficie all'atmosfera. In generale tale aliquota corrisponde alla parte più superficiale del manto vegetale illuminata direttamente dal sole. In maniera semplificata si ipotizza che il LAI_{attivo} sia pari al 50% del LAI.

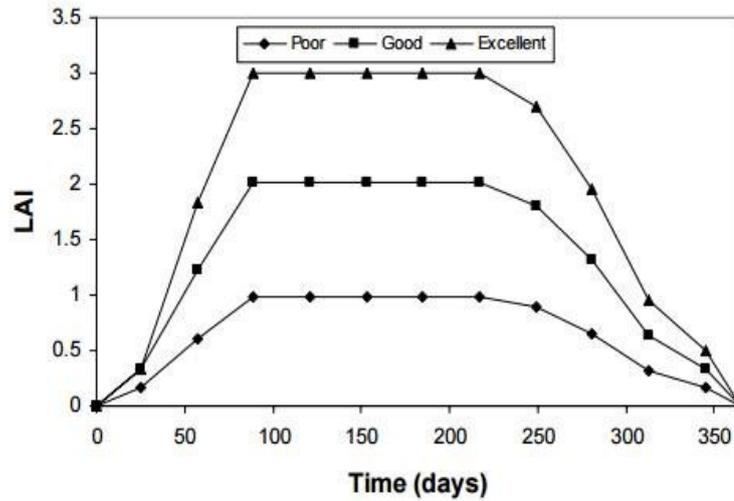


Figura 24: evoluzione del LAI per tre diverse condizioni di copertura (povero, buono ed eccellente)

La resistenza r_1 rappresenta la resistenza media di una singola foglia. In generale questa resistenza, funzione della tipologia di copertura vegetale e delle differenti tecniche di gestione della vegetazione, aumenta quando la copertura vegetale invecchia e inizia a maturare. La letteratura scientifica restituisce pochissimi dati circa l'evoluzione di r_1 al variare delle diverse tipologie di copertura. La resistenza r_1 è influenzata dal clima e dalla disponibilità d'acqua; in particolare essa aumenta quando la copertura è sottoposta a stress idrico e la scarsa disponibilità d'acqua nel terreno limita l'evapotraspirazione. In condizioni di assenza di stress idrico e piena disponibilità d'acqua si ipotizza che la resistenza r_1 sia pari a 100 s m^{-1} .

3 MODELLI PREVISIONALI FISICAMENTE BASATI

3.1 Metodi per la risoluzione del bilancio di massa in presenza di sola infiltrazione

3.1.1 Equazione di Richards (1931)

Una prima risoluzione del bilancio di massa, ottenuta in condizioni isoterme trascurando evaporazione e traspirazione, fu formulata nel 1931 da Richards ed ancora oggi risulta uno degli strumenti più adoperati per la stima delle evoluzioni di suzione di matrice all'interno di uno strato di terreno e delle variazioni di volume d'acqua immagazzinato ΔS indotte da sola infiltrazione (P-R).

Le ipotesi alla base del modello di Richards sono: incomprimibilità della fase liquida (densità ρ_w costante), indeformabilità dello scheletro solido (porosità ϕ costante), continuità della fase liquida e della fase gassosa, assenza di transizioni di fase dell'acqua da liquido a vapore (moto dell'acqua allo stato liquido), aria a pressione atmosferica ($u_a=0$).

Considerando il solo caso di flusso verticale in direzione z , per il principio di conservazione della massa su un volume elementare V , si assume che la differenza tra la massa d'acqua entrante e la massa d'acqua uscente nel tempo sia pari alla variazione di massa d'acqua presente nel volume elementare:

$$-\rho_w \frac{\partial q_w}{\partial z} dx dy dz dt = \rho_w \frac{dV_w}{dt} dt \quad Eq.22$$

dove ρ_w [$M L^{-3}$] rappresenta la densità della fase liquida e V_w [L^3] è il volume della fase liquida.

Attraverso delle opportune semplificazioni, essendo noto che $V = dx dy dz$, l'Eq.22 può essere riscritta in funzione del contenuto volumetrico d'acqua θ [$L^3 L^{-3}$] come:

$$-\frac{\partial q_w}{\partial z} = \frac{d}{dt} \left(\frac{V_w}{V} \right) = \frac{d\theta}{dt} \quad Eq.23$$

Il flusso della fase liquida q_w , primo termine della Eq.23, può essere espresso attraverso l'equazione di Darcy. La variazione di contenuto volumetrico d'acqua $d\theta$, secondo termine dell'Eq.23, può essere espressa assumendo come variabili di stato la tensione netta $\sigma - u_a$ e la suzione di matrice $u_a - u_w$ (Fredlund e Dakshanamurty, 1982):

$$d\theta = m_w^1 d(\sigma - u_a) + m_w^2 d(u_a - u_w) \quad Eq.24$$

con:

m_w^1 derivata prima della funzione che esprime la variazione di contenuto d'acqua in funzione della tensione netta a suzione di matrice nulla;

m_w^2 derivata prima della funzione che esprime la variazione di contenuto d'acqua in funzione della suzione di matrice a tensione netta nulla.

La funzione che correla il contenuto d'acqua alla suzione di matrice è nota come "curva di ritenzione" $\theta(u_a - u_w)$ mentre il coefficiente m_w^2 si definisce "coefficiente di capacità idrica".

Assumendo la tensione netta costante, la variazione di contenuto volumetrico d'acqua $d\theta$ si esprime come:

$$d\theta = m_w^2 d(u_a - u_w) \quad \text{Eq.25}$$

Sostituendo l'Eq.1 e l'Eq.25 nell'Eq.23 si ottiene l'equazione di Richards (equazione di continuità della fase liquida) scritta in funzione della suzione di matrice $u_a - u_w$:

$$\frac{\partial}{\partial z} \left[k_w(\theta(u_a - u_w)) + \frac{k_w(\theta(u_a - u_w))}{\gamma_w} \frac{\partial(u_a - u_w)}{\partial z} \right] = m_w^2 \frac{d(u_a - u_w)}{dt} \quad \text{Eq.26}$$

In letteratura, l'Eq.26 è spesso espressa assumendo come variabile indipendente il contenuto volumetrico d'acqua θ . Assumendo che:

$$\frac{\partial(u_a - u_w)}{\partial z} = \frac{\partial(u_a - u_w)}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad \text{Eq.27}$$

$$D(\theta) = \frac{k_w(\theta)}{\gamma_w} \frac{\partial(u_a - u_w)}{\partial \theta} \quad \text{Eq.28}$$

dove $D(\theta)$ rappresenta la diffusività della fase liquida [$L^2 t^{-1}$], si perviene all'equazione di Richards in funzione del contenuto volumetrico d'acqua θ :

$$\frac{\partial}{\partial z} \left[k_w(\theta) + D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] = \frac{d\theta}{dt} \quad \text{Eq.29}$$

In entrambe le formulazioni (Eq.26 oppure Eq.29), l'equazione di Richards mostra che il processo di infiltrazione dell'acqua all'interno di un terreno parzialmente saturo è regolato da forze di tensione superficiali (comportamento puramente diffusivo) e da forze di gravità (percolazione dell'acqua).

In generale, come per ogni equazione differenziale nello spazio e nel tempo, la risoluzione dell'equazione di Richards richiede l'assunzione di condizioni iniziali (distribuzione di contenuto d'acqua o di suzione di matrice con la profondità) e di condizioni idrauliche al

contorno (in termini di flusso, di suzione di matrice o di contenuto volumetrico d'acqua). Inoltre, occorre definire le funzioni matematiche che descrivono le proprietà idrauliche del terreno (almeno due tra curva di ritenzione idrica, curva di permeabilità, curva di diffusività).

L'equazione di Richards è generalmente risolta in maniera approssimata soltanto attraverso un calcolo iterativo. Solo in pochi casi, è possibile giungere a soluzioni esatte attraverso delle forti semplificazioni sulle proprietà idrauliche del terreno.

In Appendice sono descritte le proprietà che regolano il comportamento idraulico di un terreno parzialmente saturo, in particolare la curva di ritenzione (PARTE IIAPPENDICE 3-A) e la curva di permeabilità (PARTE IIAPPENDICE 3-B).

3.1.2 Modelli semplificati per la stima dell'infiltrazione

Partendo dall'estensione dell'equazione di Darcy ai mezzi parzialmente saturi (Eq.1) e dall'equazione di continuità della fase liquida di Richards (Eq.26 oppure Eq.29), diversi autori hanno proposto delle soluzioni semplificate in forma chiusa per determinare le variazioni di volume d'acqua immagazzinato ΔS da uno strato di terreno per effetto dei flussi di infiltrazione. Di seguito sono descritte le soluzioni semplificate maggiormente adottate in letteratura per quantificare l'infiltrazione.

Modello di Green-Ampt (1911)

Nel 1911 Green e Ampt (GA) hanno proposto un modello per la stima dell'infiltrazione basato sulla risoluzione dell'equazione di Darcy per mezzi parzialmente saturi. Tale formulazione è stata derivata assumendo al bordo superiore la formazione di un ristagno (in inglese *ponding*) di altezza H_0 e ipotizzando che l'infiltrazione si verifichi all'interno di uno strato di terreno profondo omogeneo caratterizzato da un valore iniziale costante di contenuto d'acqua $\theta=\theta_i$. In Figura 25, è riportata una rappresentazione schematica del modello di GA.

Lo strato di terreno è caratterizzato da una zona satura con contenuto d'acqua $\theta=\theta_s$ e da una zona asciutta con contenuto d'acqua $\theta=\theta_i$. La linea che delimita le due zone rappresenta il fronte umido. In letteratura questo meccanismo di infiltrazione è detto "a pistone" in quanto il fronte umido avanza come un vero e proprio pistone all'interno dello strato di terreno. Dal punto di vista matematico, applicando l'Eq.1 in forma discreta si ha:

$$q_w = k_{ws} \frac{H_0 + L + S_f}{L} \quad \text{Eq.30}$$

dove q_w è il flusso d'acqua allo stato liquido [$L t^{-1}$]; k_{ws} è la permeabilità satura dello strato di terreno saturo [$L t^{-1}$]; H_0 rappresenta l'altezza di ristagno [L]; L è la profondità del fronte umido [L]; S_f è il potenziale di suzione del fronte umido [L].

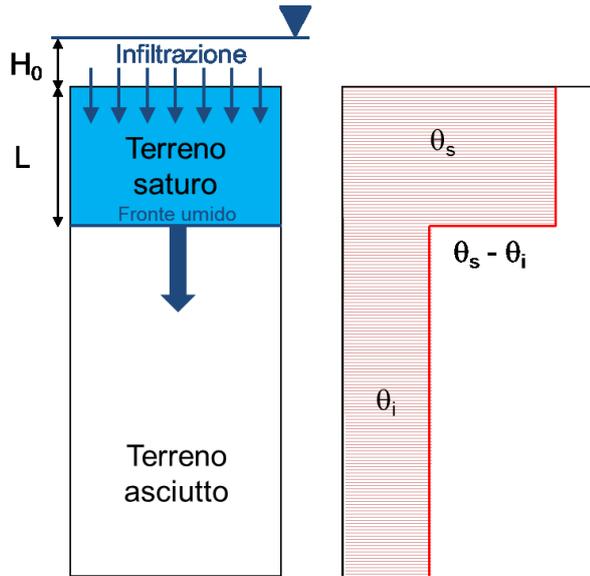


Figura 25: schema del modello di infiltrazione di Green-Ampt

Nell'ipotesi che l'altezza di ristagno H_0 sia nulla (condizione di lama d'acqua), l'Eq.30 consente derivare la capacità di infiltrazione i . Sotto tale ipotesi è possibile determinare il volume d'acqua assorbito ΔS come:

$$\Delta S = (\theta_s - \theta_i)L \quad \text{Eq.31}$$

dove θ_s è il contenuto volumetrico d'acqua saturo [$L^3 L^{-3}$] e θ_i è il contenuto volumetrico d'acqua iniziale [$L^3 L^{-3}$].

Sostituendo la Eq.31 nella Eq.30 (trascurando ancora una volta H_0) è possibile esprimere la capacità di infiltrazione in funzione del volume d'acqua immagazzinato:

$$i(\Delta S) = k_{ws} \left[1 + \frac{(\theta_s - \theta_i)S_f}{\Delta S} \right] = k_{ws} + k_{ws} \frac{(\theta_s - \theta_i)S_f}{\Delta S} \quad \text{Eq.32}$$

L'Eq.32 esprime un legame funzionale tra i e ΔS di tipo iperbolico; in particolare per $\Delta S=0$ la capacità di infiltrazione risulta infinita mentre per ΔS molto grande la capacità di infiltrazione tende al valore di k_{ws} . Un limite nell'Eq.32 è quello di non considerare in maniera esplicita il tempo t . Questo limite può essere superato sostituendo $i = d\Delta S/dt$ nella Eq.32 e integrando la funzione nell'ipotesi che a $t=0$ corrisponda $\Delta S=0$:

$$t = \frac{\Delta S}{k_{ws}} - \frac{(\theta_s - \theta_i)S_f}{k_{ws}} \ln \left[1 + \frac{\Delta S}{(\theta_s - \theta_i)S_f} \right] \quad \text{Eq.33}$$

Per la sua applicazione il modello di GA richiede la definizione di pochi parametri quali il contenuto d'acqua iniziale θ_i , la permeabilità satura k_{ws} , il contenuto d'acqua saturo θ_s (generalmente posto pari alla porosità ϕ) e il potenziale di suzione S_f .

Modello di Horton (1933)

Il modello di Horton (1933) rappresenta una soluzione semplificata dell'equazione di Richards espressa in funzione del contenuto volumetrico d'acqua (Eq.29) nell'ipotesi che diffusività e permeabilità della fase liquida siano costanti.

Nella sua formulazione originale, Horton assume che la capacità di infiltrazione $i(t)$ si riduca nel tempo da un valore massimo i_i fino a un valore minimo costante i_f , quando la durata dell'evento tende ad infinito. Da un punto di vista matematico, il modello di Horton considera che in ogni istante dell'evento di precipitazione la variazione di $i(t)$ sia proporzionale, attraverso un coefficiente β , alla differenza tra i_i e i_f :

$$\frac{di}{dt} = -\beta (i_i - i_f) \quad \text{Eq.34}$$

dove i_i rappresenta la capacità di infiltrazione massima [$L t^{-1}$]; i_f rappresenta la capacità di infiltrazione minima [$L t^{-1}$] e β è un parametro che regola la decrescita di capacità di infiltrazione all'aumentare del contenuto d'acqua medio dello strato di terreno [t^{-1}].

Integrando l'Eq.34 nel tempo e assumendo che $i=i_i$ per $t=0$, si ha:

$$i(t) = i_f + (i_i - i_f) \exp(-\beta t) \quad \text{Eq.35}$$

Una delle maggiori critiche al modello di Horton è di trascurare il ruolo del gradiente di pressione nella riduzione della capacità di infiltrazione nel tempo, assumendo che la capacità di infiltrazione sia regolata solo dal contenuto volumetrico d'acqua in superficie (Bevin, 2004).

Integrando la Eq.35 nel tempo è possibile calcolare il volume d'acqua immagazzinato ΔS dallo strato di terreno:

$$\Delta S(t) = \int_0^t i(t) dt = i_f t + \frac{(i_i - i_f)}{\beta} [1 - \exp(-\beta t)] \quad \text{Eq.36}$$

I parametri del modello di Horton possono essere calibrati attraverso l'interpretazione di misure di infiltrazione. In generale è possibile limitare la calibrazione ai soli parametri i_i e β assumendo che i_f sia pari alla permeabilità satura k_{ws} .

Modello di Philip (1957)

Il modello di Philip (1957) rappresenta una soluzione semplificata dell'equazione di Richards espressa in funzione del contenuto volumetrico d'acqua (Eq.29) nell'ipotesi che diffusività e permeabilità della fase liquida varino a seconda del contenuto d'acqua. Assumendo al bordo superiore una condizione di lama d'acqua e ipotizzando che l'infiltrazione si verifichi all'interno di uno strato di terreno omogeneo profondo caratterizzato da un valore iniziale costante di contenuto d'acqua $\theta=\theta_i$, Philip ha individuato una soluzione della Eq.29 basata sullo sviluppo in serie della funzione radice quadrata del tempo troncata ai primi due termini della serie:

$$\Delta S(t) = B(\theta)t^{1/2} + \alpha k_{ws}t \quad Eq.37$$

dove $B(\theta)$ rappresenta la sorptività [$L t^{-1/2}$], un coefficiente espresso in funzione delle proprietà di stato del terreno (porosità del terreno), delle proprietà idrauliche e delle condizioni medie iniziali di umidità (Youngs, 1964); k_{ws} è la permeabilità satura del terreno [$L t^{-1}$] e α è un coefficiente adimensionale che riduce la permeabilità satura [0.33÷1].

La derivata della Eq.37 nel tempo restituisce la capacità di infiltrazione $i(t)$:

$$i(t) = \frac{1}{2} B(\theta)t^{-1/2} + \alpha k_{ws} \quad Eq.38$$

Il termine $\frac{1}{2} B(\theta)t^{-1/2}$ tiene conto degli effetti dei gradienti di pressione; il termine αk_{ws} tiene conto degli effetti del gradiente gravitazionale.

La sorptività B è una quantità fisica che esprime la capacità di un mezzo poroso di assorbire e rilasciare acqua per capillarità. Seguendo l'approccio proposto da Youngs (1964), la sorptività $B(\theta)$ può essere espressa come (Caruso e Jommi, 2011):

$$B(\theta) = \sqrt{2(\phi - \theta)k_w(\theta)S_f} \quad Eq.39$$

dove ϕ rappresenta la porosità del terreno [$L^3 L^{-3}$]; θ è il contenuto volumetrico d'acqua medio del terreno [$L^3 L^{-3}$]; $k(\theta)$ è il coefficiente di permeabilità per $\theta=\theta_i$ [$L t^{-1}$] e S_f rappresenta il potenziale di suzione del fronte umido di Green-Ampt [L].

In generale i parametri del modello di Philip possono essere determinati attraverso poche proprietà fisiche del terreno; tuttavia diversi autori (Whisler e Bouwer, 1970) hanno osservato che spesso il modello di Philip è in grado di restituire previsioni coerenti con le misure di infiltrazione soltanto attraverso opportuna calibrazione dei parametri $B(\theta)$ e α .

SCS-CN (1972)

L'approccio SCS-CN, proposto dal Soil Conservation Service (SCS) del Dipartimento dell'Agricoltura degli Stati Uniti, è stato originariamente sviluppato per stimare la compo-

nente di ruscellamento del volume precipitato a scala di bacino. In linea di principio, il riferimento a scale puntuali richiederebbe la verifica che i flussi laterali e subsuperficiali siano trascurabili e che possa assumersi a priori un meccanismo di ruscellamento di tipo hortoniano, legato cioè a precipitazioni che eccedono il potenziale d'infiltrazione del terreno (Garen e Moore, 2005).

Rispetto agli altri modelli semplificati, l'approccio SCS-CN non rappresenta soluzione né dell'estensione dell'equazione di Darcy ai terreni parzialmente saturi, né dell'equazione di Richards.

In tale metodo si considera una risoluzione temporale giornaliera per quantificare il ruscellamento R indotto da un evento di precipitazione P . Si assume che il terreno durante l'evento assorba interamente il volume precipitato P fino ad un valore soglia IA rappresentativo delle perdite iniziali per unità di superficie. Una volta superata la soglia IA si assume che, al generico istante t , il rapporto tra volume infiltrato ΔS e volume di infiltrazione potenziale ΔS_{\max} sia pari al rapporto tra ruscellamento R e precipitazione totale P al netto dell'aliquota IA :

$$\text{se } P \leq IA \quad \Delta S = P \quad \text{Eq.40}$$

$$\text{se } P > IA \quad \frac{\Delta S}{\Delta S_{\max}} = \frac{R}{P - IA} \quad \text{Eq.41}$$

Sostituendo l'equazione del bilancio di massa nell'Eq.41, per quantificare il ruscellamento superficiale R per $P > IA$, si ottiene la seguente relazione:

$$R = \frac{(P - IA)^2}{P - IA + \Delta S_{\max}} \quad \text{Eq.42}$$

Il volume di infiltrazione potenziale ΔS_{\max} si assume come funzione inversa di un parametro, CN , il quale tiene conto dell'effetto della permeabilità del terreno e della copertura superficiale:

$$\Delta S_{\max} = 254 \left(\frac{100}{CN} - 1 \right) \quad \text{Eq.43}$$

In teoria, CN è un parametro adimensionale compreso tra 0 e 100 con $CN = 0$ qualora tutta la precipitazione P sia assorbita dal terreno e con $CN = 100$ qualora tutta la precipitazione P sia pari al ruscellamento superficiale R . In pratica, CN assume valori compresi tra 40 e 98.

CN varia anche in funzione della precipitazione cumulata dei 5 giorni precedenti (P5), in modo da tener conto dell'evoluzione dell'infiltrazione potenziale al variare del quantitativo d'acqua medio assorbito dallo strato superficiale.

Il parametro IA si assume invece proporzionale a ΔS_{\max} con coefficiente di proporzionalità λ che di base si pone pari a 0.2.

In sintesi, il modello SCS-CN richiede la quantificazione di 4 parametri: λ , il valore di base di CN in condizioni medie di umidità della coltura e i due estremi dell'intervallo P5 per i quali è necessario variare il valore di CN. Posto CN in condizioni medie di umidità della coltura come CN(II), gli estremi dell'intervallo P5 (valore minimo = CN(I) e valore massimo = CN(III)) sono quantificati attraverso le seguenti leggi di trasformazione:

$$CN(I) = \frac{CN(II)}{2.3 - 0.013CN(II)} \quad Eq.44$$

$$CN(III) = \frac{CN(II)}{0.43 + 0.0057CN(II)} \quad Eq.45$$

3.2 Metodi per la stima della componente evaporativa/evapotraspirativa

3.2.1 Stima dell'evaporazione e dell'evapotraspirazione potenziale

In letteratura esistono numerose formulazioni per la stima dei flussi potenziali di evaporazione, evapotraspirazione e traspirazione (Thornthwaite, 1948; Penman, 1948; Blaney and Criddle, 1950; Monteith, 1965; Priestley and Taylor, 1972; Ritchie, 1972; Hargreaves, 1982). In questo paragrafo saranno sinteticamente descritte le formulazioni più famose e forse maggiormente adottate in geotecnica.

Equazione di Penman (1948)

Penman (1948) ha formulato un modello fisicamente basato, semplice ma efficace, finalizzato alla previsione dell'evaporazione potenziale. Tale modello combina l'equazione di Dalton (Eq.2) con l'equazione di bilancio energetico all'interfaccia terreno-atmosfera (Eq.6), ottenendo così una formulazione indipendente dalla temperatura superficiale del terreno. L'evaporazione potenziale stimata in questo modo risulta funzione soltanto di variabili atmosferiche (umidità relativa, temperatura dell'aria, velocità del vento e radiazione netta) che possono essere facilmente misurate attraverso stazioni meteorologiche tradizionali:

$$E_p = \frac{\Gamma R_n + \eta E_a}{\Gamma + \eta} = \frac{\Gamma R_n + \eta \left[2.625 (1 + 0.0405 u_{2m}) (u_{v0}^a - u_v^a) \right]}{\Gamma + \eta} \quad Eq.46$$

dove E_p rappresenta l'evaporazione potenziale [$L t^{-1}$], R_n è la radiazione netta espressa come flusso di massa [$L t^{-1}$], Γ è la pendenza della curva pressione di vapore saturo-temperatura (Eq.11) [$F L^{-2} T^{-1}$], η è la costante psicrometrica [$F L^{-2} T^{-1}$], u_{2m} [$L t^{-1}$] è la velocità del vento a 2 m di altezza rispetto alla superficie evaporante, u_{v0}^a e u_v^a [$F L^{-2}$] rappresentano rispettivamente la pressione di vapore saturo e la pressione di vapore corrente dell'aria al di sopra della superficie evaporante.

La pendenza Γ della curva pressione di vapore saturo-temperatura $u_{v0}(T)$ si determina derivando la funzione Eq.11 per la temperatura T :

$$\Gamma = \frac{4098 \left[0.6108 \exp \left(\frac{17.27T}{T + 237.3} \right) \right]}{(T + 237.3)^2} = \frac{4098 u_{v0}}{(T + 237.3)^2} \quad Eq.47$$

La costante psicrometrica η si esprime come:

$$\eta = \frac{c_p P_{atm}}{\varepsilon L_v} = 0.665 \cdot 10^{-3} P_{atm} \quad Eq.48$$

dove, oltre ai termini già noti c_p , P_{atm} e L_v , compare il coefficiente adimensionale ε che esprime il rapporto tra la massa molecolare del vapore acqueo e dell'aria secca ($\varepsilon = 0.622$). Assumendo come pressione atmosferica un valore tipico delle nostre latitudini ($P_{atm} = 101.3$ kPa), la costante psicrometrica vale 0.06736 kPa/K.

L'equazione di Penman consente di riconoscere i due diversi meccanismi che regolano l'evaporazione:

- 1) $\Gamma R_n / (\Gamma + \eta)$ rappresenta il meccanismo "energetico" regolato dalla radiazione netta;
- 2) $\eta E_a / (\Gamma + \eta)$ rappresenta il meccanismo "turbolento", cioè il potere asciugante associato al movimento dell'aria e quindi regolato dalla velocità del vento.

L'equazione di Penman nella sua formulazione tradizionale non tiene conto di tutti i processi fisici che regolano l'evaporazione, tra cui il flusso di calore nel terreno, la rugosità superficiale (che è funzione del tipo di copertura), l'instabilità dell'aria e l'avvezione. L'equazione di Penman pertanto considera la presenza di un'unica resistenza aerodinamica $r = r_a$, funzione semplicemente delle condizioni di turbolenza al di sopra della superficie evaporante.

Equazione di Penman-Monteith (1965)

Monteith (1965) ha avanzato, sulla base dell'equazione di Penman, un modello generale per la stima dell'evapotraspirazione potenziale (equazione di Penman-Monteith) che considera la possibile presenza di una copertura vegetale attraverso l'introduzione di un ulteriore termine di resistenza r_s posto in serie alla resistenza r_a con il quale tener conto della resistenza al flusso di vapore esercitata dalla vegetazione:

$$ET_p = \frac{86400 \cdot 1000}{L_v \rho_w} \frac{\left[\Gamma (R_n - G) + \frac{\rho_a c_p}{r_a} (u_{v0}^a - u_v^a) \right]}{\left[\Gamma + \eta \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right) \right]} \quad Eq.49$$

nella quale ET_p rappresenta l'evapotraspirazione potenziale [$L t^{-1}$]; R_n e G rappresentano rispettivamente la radiazione netta e il flusso di calore nel terreno espressi come flussi di energia [$F L t^{-1} L^{-2}$]; ρ_a e ρ_w rappresentano rispettivamente la densità dell'aria secca (Eq.15) e dell'acqua [$M L^{-3}$]; L_v è il calore latente di vaporizzazione [$F L M^{-1}$]; c_p è il calore specifico dell'aria [$F L M^{-1} T^{-1}$]; Γ è la pendenza della curva pressione di vapore saturo-temperatura [$F L^{-2} T^{-1}$] calcolata secondo la Eq.47; η è la costante psicrometrica [$F L^{-2} T^{-1}$] calcolata secondo la Eq.48; u_{v0}^a e u_v^a [$F L^{-2}$] rappresentano rispettivamente la pressione di vapore saturo e la pressione di vapore corrente dell'aria al di sopra della superficie evaporante; r_a e r_s [$t L^{-1}$] rappresentano rispettivamente la resistenza aereodinamica e la resistenza degli stomi; infine, 86400 e 1000 sono due fattori di conversione che consentono di esprimere l'evapotraspirazione potenziale come mm/g.

Modello di Ritchie (1972)

Ritchie (1972) e Ritchie e Burnett (1971) hanno proposto un modello atto a partizionare l'evapotraspirazione potenziale ET_p in evaporazione potenziale E_p e traspirazione potenziale T_p . Gli autori hanno osservato che quando il trasferimento di acqua attraverso il sistema di radici è illimitato (condizioni potenziali), T_p può essere espresso in funzione di ET_p attraverso il LAI. In particolare, si assumono tre condizioni:

$$\begin{array}{lll} \text{per LAI} < 0.1 & T_p = 0 & E_p = ET_p \\ \\ \text{per } 0.1 \leq \text{LAI} \leq & T_p = ET_p (-0.21 + 0.70 \text{LAI}^{1/2}) & E_p = ET_p - T_p \\ 2.7 & & \\ \\ \text{per LAI} > 2.7 & T_p = ET_p & E_p = 0 \end{array} \quad Eq.50$$

In Figura 26, è mostrato il rapporto tra T_p e ET_p al variare del LAI (Ritchie e Burnett, 1971).

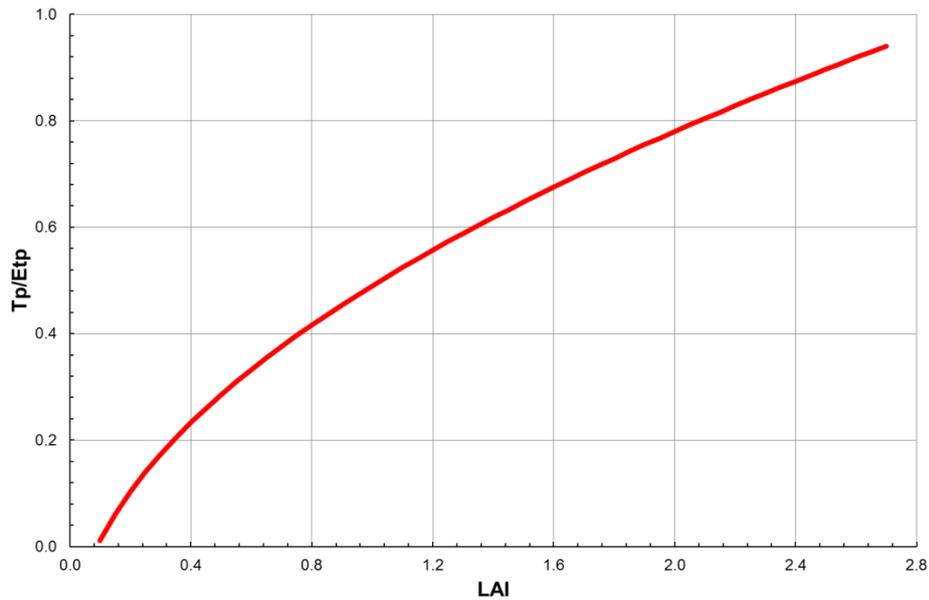


Figura 26: rapporto tra traspirazione potenziale T_p ed evapotraspirazione potenziale ET_p in funzione del LAI

Il valore limite superiore LAI = 2.7 rappresenta secondo gli Autori una soglia minima, oltre la quale si considera una superficie completamente vegetata; di contro il valore limite inferiore LAI = 0.1 rappresenta una soglia massima, al di sotto della quale si identifica la condizione di suolo nudo.

Linee guida FAO n° 56 (Allen et al., 1998)

Allen et al. (1998) hanno proposto l'uso dell'equazione di Penman-Monteith come modello evaporativo di riferimento nelle linee guida FAO n°56 per la stima dell'evapotraspirazione potenziale ET_p . L'evapotraspirazione potenziale è espressa come prodotto di un'evaporazione di riferimento ET_{rif} , funzione esclusivamente delle forzanti atmosferiche, e di un coefficiente di copertura k_c , funzione del tipo di copertura del suolo (Figura 27).

L'evaporazione di riferimento è calcolata attraverso l'introduzione di una superficie di "riferimento" costituita da un'ipotetica copertura erbacea caratterizzata da altezza uniforme (0.12 m) e specifiche proprietà della copertura vegetata ($r_s = 70 \text{ s m}^{-1}$; $r_a = 208 \text{ u}_{2m}^{-1}$; albedo = 0.23).

$$ET_{rif} = \frac{0.408\Gamma (R_n - G) + \eta \frac{900}{T + 273} u_{2m} (u_{v0}^a - u_v^a)}{\Gamma + \eta (1 + 0.34u_{2m})} \quad Eq.51$$

dove T rappresenta la temperatura atmosferica giornaliera media registrata a 2 m dal piano campagna.

Il calcolo di ET_{rif} consente di confrontare dati provenienti da diverse parti del mondo, indipendentemente dalle differenti caratteristiche di copertura del suolo, tenendo esclusivamente conto dell'effetto delle condizioni meteorologiche.

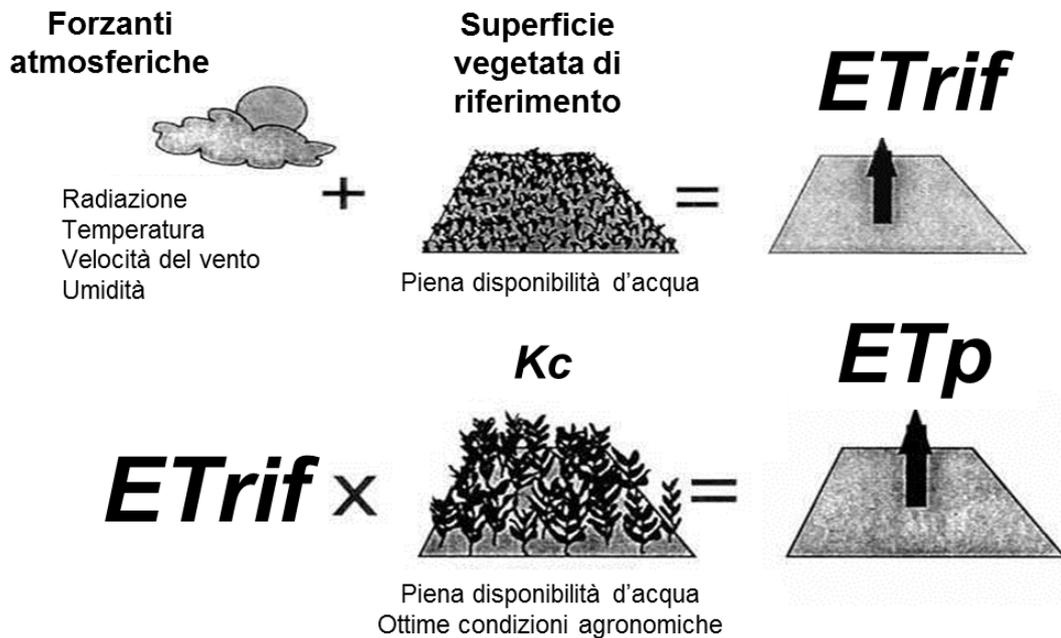


Figura 27: schema di calcolo dell'evapotraspirazione potenziale secondo il modello FAO

L'evapotraspirazione di riferimento ET_{rif} può essere trasformata in evapotraspirazione potenziale ET_p a seconda della reale copertura del suolo attraverso il coefficiente di copertura k_c . A tal proposito le linee guida FAO 56 propongono due approcci:

- (1) *single crop coefficient approach*, dove l'effetto della traspirazione e dell'evaporazione sono integrati in un unico coefficiente di copertura. Tale coefficiente può variare in funzione dello stato di crescita della copertura vegetale. Le linee guida FAO identificano quattro fasi di crescita (iniziale, sviluppo, mezza stagione, fine stagione), ciascuna delle quali è associata ad un intervallo di tempo funzione di caratteristiche climatiche e geografiche (latitudine, longitudine). L'evoluzione di k_c durante il periodo di crescita è riportata in Figura 28. Al variare delle fasi di crescita si individuano tre coefficienti di copertura: $k_{c,ini}$ (coefficiente associato alla fase iniziale); $k_{c,mid}$ (coefficiente associato alla fase di metà stagione); $k_{c,end}$ (coefficiente associato alla fase di fine stagione);
- (2) *dual crop coefficient approach*, dove l'effetto della traspirazione e dell'evaporazione sono considerati separatamente attraverso due coefficienti di copertura, il primo per la traspirazione k_{cb} ed il secondo per l'evaporazione k_e . In linea di principio, se la superficie del terreno è secca ma la traspirazione sussiste in condizioni potenziali, il coefficiente di copertura k_{cb} rappresenta il rapporto tra evapotraspirazione potenziale ed evapotraspirazione di riferimento. Di contro, se la copertura del terreno non è in grado di

trasferire acqua allo stato di vapore in atmosfera (traspirazione inibita), il coefficiente di copertura k_e descrive l'aliquota di evaporazione dalla superficie del terreno.

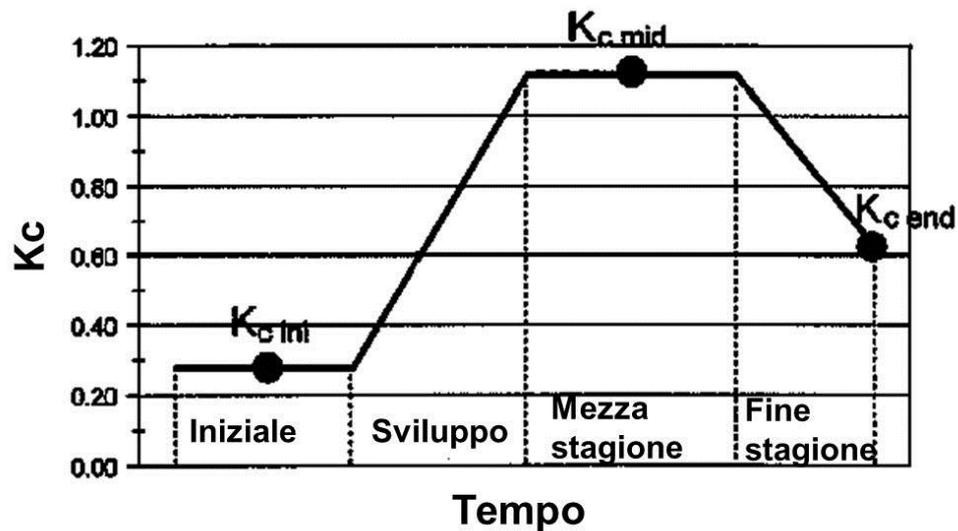


Figura 28: evoluzione del coefficiente di crescita colturale K_c

3.2.2 Modelli semplificati per la stima dell'evaporazione reale e dell'evapotraspirazione reale

La geotecnica ha mutuato da altre discipline (ad esempio l'agronomia o l'idrologia) numerosi approcci "semplificati" per quantificare l'evaporazione e dell'evapotraspirazione reale. Tali approcci hanno generalmente un carattere semi-empirico e sono ricavati attraverso l'interpretazione di osservazioni sperimentali.

In generale, dal punto di vista concettuale, i modelli "semplificati" schematizzano l'intero processo fisico di evaporazione ed evapotraspirazione e definiscono una soglia oltre la quale l'evaporazione reale si discosta da quella potenziale; tali modelli assumono che, oltre questa soglia, l'evaporazione sia governata soltanto da flussi d'acqua allo stato liquido e trascurano quindi l'interazione con l'acqua allo stato di vapore.

Gli approcci semplificati maggiormente adottati in geotecnica negli ultimi anni, validi per suolo nudo e/o suolo vegetato, sono Ritchie (1972), Stroonsnijder (1987), Aydin (1998) e Allen et al. (1998).

Tutti questi approcci si differenziano principalmente per la variabile di controllo adottata per descrivere il passaggio da condizioni potenziali (fase 1) a condizioni non potenziali (fase 2) e per quantificare la velocità di riduzione del tasso di evaporazione reale durante la fase 2. Inoltre, essi sono generalmente utilizzati assumendo che il valore superiore di contenuto d'acqua ammissibile sia pari al cosiddetto "valore di capacità di campo" θ_{fc} ⁸.

⁸ Convenzionalmente, il valore di capacità di campo è il valore per il quale, a seguito di un evento di precipitazione capace di ripristinare la condizione di piena disponibilità d'acqua superficiale, tutti i micropori sono saturi d'acqua mentre nei macropori è presente solo aria

Modello di Ritchie (1972)

Il modello di Ritchie (1972) rappresenta uno dei primi approcci semplificati sviluppati per la stima dell'evaporazione e dell'evapotraspirazione. L'Autore ha proposto questo modello sulla base del modello di infiltrazione di Philip, assumendo come variabile di controllo il tempo t trascorso dall'ultimo evento di precipitazione.

In riferimento al caso di assenza di copertura vegetale, nel modello di Ritchie si assume che l'evaporazione reale E coincida con l'evaporazione potenziale E_p fintantoché il cumulo di evaporazione reale ΣE non approssima un valore soglia U [L]. A partire dall'istante di approccio alla soglia U , si assume che l'incremento del cumulo di evaporazione reale ΣE sia regolato da una legge con pendenza decrescente, funzione della radice quadrata del tempo t .

$$\begin{array}{lll} \text{per } \Sigma E \leq U & \Sigma E = \Sigma E_p & E = E_p \\ \text{per } \Sigma E > U & \Sigma E = U + \alpha \sqrt{t} & E = \alpha \sqrt{t} - \alpha \sqrt{t-1} \end{array} \quad \text{Eq.52}$$

dove α [$L t^{-0.5}$] è un fattore funzione delle proprietà idrauliche del terreno.

In riferimento al caso di suolo vegetato la domanda evapotraspirativa ET_p è partizionata in evaporazione potenziale da superficie esposta E_p e traspirazione potenziale T_p in funzione del LAI attraverso la formulazione proposta dallo stesso Ritchie (Eq.50).

Nota l'aliquota di evaporazione potenziale E_p , si procede al calcolo di E attraverso l'Eq.52. Per quanto riguarda la traspirazione reale T il modello di Ritchie assume per semplicità che essa sia pari alla traspirazione potenziale T_p ($T = T_p$) per qualsivoglia valore di contenuto d'acqua.

Modello di Stroosnijder (1987)

Il modello di Stroosnijder (1987) consente di quantificare l'evaporazione reale da suolo nudo assumendo come variabile di controllo l'evaporazione potenziale E_p .

Nel modello di Stroosnijder (1987) si assume che l'evaporazione reale E coincide con l'evaporazione potenziale E_p fintantoché il cumulo di evaporazione reale ΣE non approssima un valore soglia β^2 [L]. A partire dall'istante di approccio alla soglia β^2 , si assume che l'incremento del cumulo di evaporazione reale ΣE sia regolato da una legge con pendenza decrescente, funzione della radice quadrata dell'evaporazione potenziale E_p .

$$\text{per } \Sigma E \leq \beta^2 \quad \Sigma E = \Sigma E_p \quad E = E_p \quad \text{Eq.53}$$

$$\text{per } \Sigma E > \beta^2 \quad \Sigma E = \beta^2 + \beta \sqrt{E_p} \quad E = \beta \sqrt{(E_p)_n} - \beta \sqrt{(E_p)_{n-1}}$$

dove $\beta [L^{0.5}]$ è un fattore funzione delle proprietà idrauliche del terreno e n è un indice del giorno di calcolo.

Modello di Aydin (1998)

Il modello di Aydin (1998) consente di quantificare l'evaporazione reale da suolo nudo assumendo come variabile di controllo la suzione, s , misurata negli strati più superficiali di terreno. Nel modello di Aydin (1998) si assume che l'evaporazione reale E coincida con l'evaporazione potenziale E_p fintantoché il rapporto E/E_p non approssima un valore soglia di suzione sulla superficie del terreno s_1 . A partire dall'istante di approccio alla soglia s_1 , si assume che l'evaporazione reale E cominci a discostarsi da quella potenziale, con il rapporto E/E_p che assume valori sempre più piccoli fino ad annullarsi in corrispondenza di una seconda soglia s_2 per la quale si ipotizza che la suzione sulla superficie del terreno si pone in equilibrio termodinamico con l'atmosfera. L'andamento di E/E_p tra s_1 e s_2 viene assunto lineare decrescente in un piano semi-logaritmo (Figura 29).

$$E = E_p \frac{\log |s| - \log |s_2|}{\log |s_1| - \log |s_2|} \quad \text{Eq.54}$$

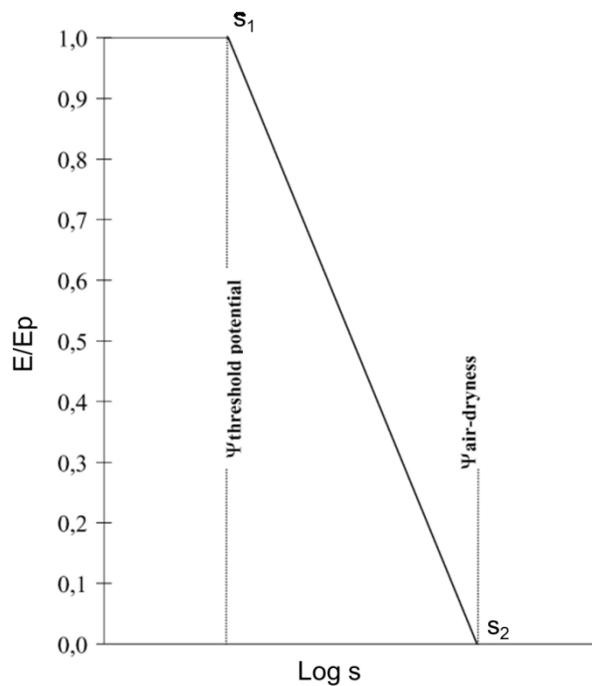


Figura 29: andamento di E/E_p in funzione della suzione s (modificato da Aydin, 1998)

Il valore soglia s_2 è ricavato come:

$$s_2 = \frac{\gamma_w R T_a}{M_w g} \log RH \quad \text{Eq.55}$$

dove γ_w [F L⁻³] è il peso specifico dell'acqua, R [F L m⁻¹ T⁻¹] è la costante universale dei gas (R = 8.314 J mol⁻¹ K⁻¹), T_a [T] è la temperatura atmosferica, M_w [M m⁻¹] è il peso molecolare dell'acqua (M_w = 0.018 kg mol⁻¹), g [L t⁻²] è l'accelerazione di gravità (g = 9.81 m/s²) ed RH è l'umidità relativa dell'aria (espressa come percentuale).

Per tener conto delle difficoltà di misura della suzione in corrispondenza della superficie esposta del terreno, Aydin suggerisce di misurare la suzione alla profondità di 10-15 cm e di adottare un coefficiente adimensionale δ con il quale è possibile amplificare la misura per riferirla alla superficie esposta.

Linee guida FAO n°. 56 (Allen et al., 1998)

Allen et al. (1998) hanno proposto una procedura valida in condizioni di suolo nudo e di suolo vegetato per “tagliare” l'evaporazione potenziale (stimata attraverso l'approccio *single crop coefficient* o l'approccio *dual crop coefficient*) e trasformarla in evaporazione reale attraverso un coefficiente adimensionale k_r , funzione delle reale disponibilità d'acqua θ negli strati superficiali del terreno (Figura 30).

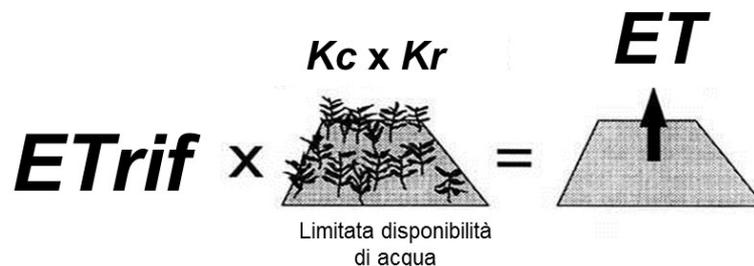


Figura 30: schema di calcolo dell'evaporazione reale da modello FAO

La procedura di taglio proposta nelle linee guida FAO segue una legge bilaterale (Figura 5). Partendo dalla condizione di capacità di campo ($\theta_{fc} \leq \theta_{sat}$), si assume che il terreno sia in grado di sostenere completamente la domanda evaporativa ($k_r = 1$) fino ad una soglia θ_1 (soglia indicata anche con l'acronimo REW: Readily Evaporable Water); a partire dall'istante di approccio a θ_1 si assume che l'evaporazione reale cominci a discostarsi da quella potenziale, con k_r che assume valori sempre più piccoli fino ad annullarsi in corrispondenza di una seconda soglia θ_2 (soglia indicata anche con l'acronimo TEW: Total Evaporable Water). L'andamento di k_r tra θ_1 e θ_2 viene assunto lineare decrescente.

per $\theta < \theta_1$ $k_r = 1$

Eq.56

per $\theta \geq \theta_1$ $k_r = \frac{\theta - \theta_2}{\theta_1 - \theta_2}$

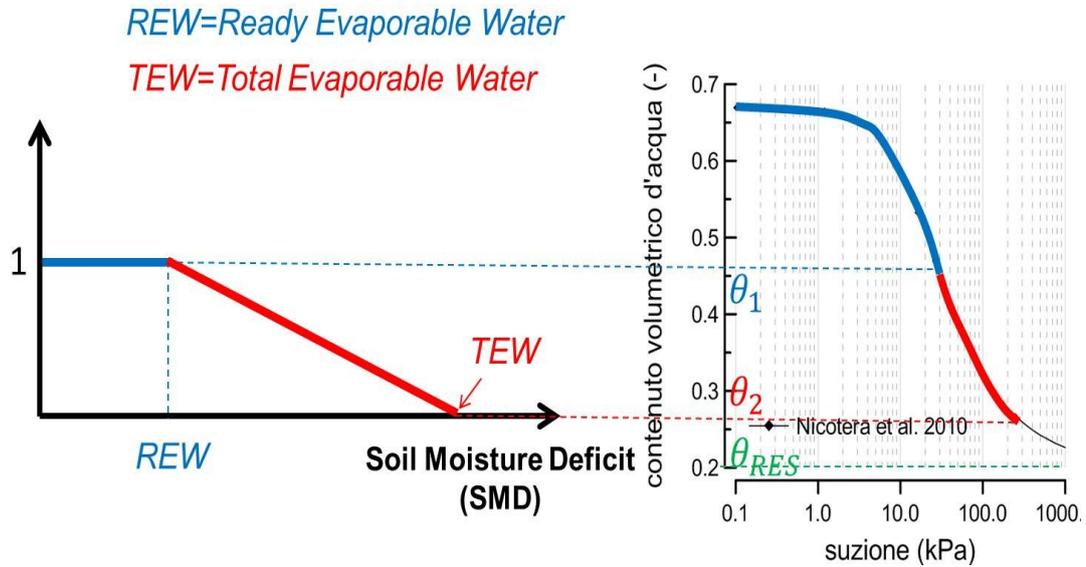


Figura 31: evoluzione del coefficiente di taglio k_r al variare del contenuto volumetrico acqua θ

Le linee guida FAO suggeriscono di calibrare i parametri REW e TEW o di ipotizzarli in funzione delle proprietà dello strato di terreno superficiale

Il coefficiente REW dipende dalla distribuzione granulometrica del terreno e aumenta passando da una sabbia ad un'argilla (Ritchie et al., 1989); il coefficiente TEW, invece, può essere ottenuto attraverso la relazione empirica (Allen et al., 1998):

$$TEW = 1000(\theta_{fc} - 0.5 \cdot \theta_{wp}) z_e \quad Eq.57$$

dove θ_{fc} [$L^3 L^{-3}$] rappresenta il contenuto d'acqua di capacità di campo, θ_{wp} [$L^3 L^{-3}$] è il contenuto d'acqua in corrispondenza del punto di appassimento (convenzionalmente si assume pari al contenuto d'acqua corrispondente al valore di suzione di 1500 kPa) e z_e [L] è la profondità dello strato di terreno considerato significativo nei processi di evaporazione.

I valori dei coefficienti θ_{fc} , θ_{wp} , REW e TEW al variare della tipologia di terreno sono riportati in Tabella 9.

Tabella 9: valori tipo di θ_{fc} , θ_{wp} , REW e TEW (da Allen et al., 1998)

	θ_{fc}	θ_{wp}	REW (mm)	TEW (mm)
sabbia	0.12	0.04	6	10-15
sabbia limosa	0.14	0.06	9	12-17
limo sabbioso	0.23	0.10	9	14-27
limo	0.32	0.12	11	25-37
argilla limosa	0.36	0.21	12	25-38
argilla	0.36	0.21	8	25-38

3.3 Approcci completi per la risoluzione del bilancio di massa

3.3.1 Modello matematico termo-idraulico con stima dell'evaporazione reale come flusso interno e al contorno: modello di Wilson (1990)

Lo sviluppo di un modello completo per la stima sia dell'infiltrazione sia dell'evaporazione richiede un sistema di equazioni capace di descrivere il flusso di acqua allo stato liquido e di vapore all'interno del terreno e verso l'atmosfera (Wilson et al., 1994). Uno dei sistemi di equazioni che nella pratica geotecnica è maggiormente adottato per la risoluzione di questa tipologia di problemi è il modello di Wilson (1990).

Le ipotesi alla base del modello di Wilson ricalcano in parte quelle alla base dell'equazione di Richards e sono: incomprimibilità della fase liquida (densità ρ_w costante), indeformabilità dello scheletro solido (porosità ϕ costante), continuità della fase liquida e della fase gassosa, presenza di transizioni di fase dell'acqua da liquido a vapore, problema non isotermico (variabilità della temperatura all'interno dello strato di terreno), aria a pressione atmosferica ($u_a=0$).

Rispetto all'equazione di Richards, Wilson assume che l'equazione di continuità dell'acqua sia caratterizzata dalla contestuale presenza di acqua allo stato liquido e allo stato di vapore e dal verificarsi di transizioni di fase da uno stato all'altro.

Il flusso d'acqua allo stato di vapore q_v all'interno di un volume elementare è detto "flusso di interfase" e rappresenta lo scambio di molecole d'acqua allo stato di vapore tra la fase liquida e la fase gassosa che si verifica attraverso i menischi capillari all'interno dei quali le molecole d'acqua allo stato di vapore condividono gli stessi meati delle molecole d'acqua allo stato liquido.

In modo rigoroso, attraverso l'applicazione dell'equazione del bilancio di massa all'elemento di volume, la variazione della massa d'acqua di interfase nell'unità di tempo è pari alla differenza tra la massa di vapore acqueo immagazzinata nell'unità di tempo, per effetto di incremento di pressione di vapore u_v^s [$F L^{-2}$] e/o per effetto di variazione del volume di aria umida V_a [L^3], e la variazione della massa di vapore acqueo nell'unità di tempo, presente per effetto del flusso di vapore q_{va} che si verifica nella sola fase gassosa attraverso un meccanismo di "diffusione-avvezione".

Nella sua formulazione, Wilson (1990) ha ipotizzato per semplicità di trascurare l'aliquota di q_v regolata da variazioni nel tempo di u_v^s e di V_a considerando soltanto gli effetti su q_v indotti da q_{va} e regolati dal meccanismo di "diffusione-avvezione" ($q_v = q_{va}$).

In conformità con la fisica del problema, l'Autore ha assunto che il trasporto di vapore acqueo nella fase gassosa sia governato da:

- 1) "diffusione" delle molecole d'acqua per effetto dei gradienti di pressione (parziale) d'acqua allo stato di vapore;
- 2) "avvezione" delle molecole d'acqua allo stato di vapore attraverso il flusso di fase gassosa per effetto dei gradienti di pressione (totale) della fase gassosa.

Il flusso d'acqua allo stato di vapore per diffusione di vapore q_v^* [$M L^{-2} t^{-1}$] è regolato dal gradiente di pressione (parziale) d'acqua allo stato di vapore u_v^s e può essere descritto attraverso un'applicazione dell'equazione di Fick (Philip e de Vries, 1957; Dakshanamurthy e Fredlund, 1981):

$$q_v^* = -D_v(\theta) \frac{\partial u_v^s}{\partial z} \quad Eq.58$$

in cui $D_v(\theta)$ [$M L F^{-1} t^{-1}$] rappresenta il coefficiente di diffusività del vapore acqueo nel terreno. In accordo con Wilson (1990), il coefficiente $D_v(\theta)$ può essere espresso come:

$$D_v(\theta) = \alpha \beta \left(D_{vap} \frac{M_w}{RT_s} \right) \quad Eq.59$$

dove β è il coefficiente adimensionale rappresentativo dell'area della sezione trasversale del terreno disponibile per il flusso di vapore (in generale $\beta = (1-S_r)\phi$ con S_r grado di saturazione e ϕ porosità); α è il fattore di "tortuosità" posto pari a $\beta^{2/3}$ (Lai et al., 1976); D_{vap} [$L^2 t^{-1}$] rappresenta la diffusività molecolare del vapore acqueo nell'aria; M_w [$M m^{-1}$] è il peso molecolare dell'acqua ($M_w = 0.018 \text{ kg mol}^{-1}$); R [$F L m^{-1} T^{-1}$] è la costante universale dei gas ($R = 8.314 \text{ J mol}^{-1} K^{-1}$); T_s [T] è la temperatura nel terreno.

In accordo con Kimball et al. (1976), il coefficiente D_{vap} può essere espresso in funzione della temperatura del terreno T_s :

$$D_{vap}(T_s) = 0.229 \cdot 10^{-4} \left(1 + \frac{T_s}{273} \right)^{1.75} \quad Eq.60$$

Il flusso di fase gassosa q_p [$M L^{-2} t^{-1}$] è regolato invece dal gradiente di pressione (totale) della fase gassosa P [$F L^{-2}$] e può essere nuovamente descritto in analogia a q_v attraverso un'applicazione dell'equazione di Fick:

$$q_P = -D_a(\theta) \frac{\partial P}{\partial z} \quad \text{Eq.61}$$

in cui $D_a(\theta)$ [$M L F^{-1} t^{-1}$] rappresenta il coefficiente di diffusività dell'aria umida nel terreno. In accordo con Wilson (1990), il coefficiente $D_a(\theta)$ può essere espresso come:

$$D_a(\theta) = \alpha\beta \left(D_{air} \frac{M_a}{RT_s} \right) \quad \text{Eq.62}$$

dove, oltre ai termini già noti α , β , R e T_s , compare il peso molecolare dell'aria M_a [$M m^{-1}$] e il coefficiente di diffusività della fase gassosa D_{air} che conformemente a quanto proposto da Fredlund e Dakshanamurthy (1982) può essere posto pari a D_{vap} ($D_{air} = D_{vap}$).

Il flusso d'acqua allo stato di vapore q_{vP} per avvezione attraverso q_P può essere espresso come un'aliquota di q_P :

$$q_{vP} = \frac{\rho_v}{\rho_a} q_P \quad \text{Eq.63}$$

dove ρ_v [$M L^{-3}$] rappresenta la densità dell'acqua allo stato di vapore nella fase gassosa alla pressione u_v e ρ_a [$M L^{-3}$] rappresenta la densità della fase gassosa alla pressione P . In generale si assume che:

$$\rho_v = \frac{M_w u_v^s}{RT_s} \quad \rho_a = \frac{M_a P}{RT_s} \quad \text{Eq.64}$$

Sostituendo le Eq.61, Eq.62 e Eq.64 nella Eq.63 e assumendo $D_{air} = D_{vap}$ si ottiene:

$$q_{vP} = -\frac{M_w u_v^s}{M_a P} \left[\alpha\beta \left(D_{air} \frac{M_a}{RT_s} \right) \right] \frac{\partial P}{\partial z} = -\frac{u_v^s}{P} \left[\alpha\beta \left(D_{vap} \frac{M_w}{RT_s} \right) \right] \frac{\partial P}{\partial z} = -\frac{u_v^s}{P} D_v(\theta) \frac{\partial P}{\partial z} \quad \text{Eq.65}$$

La somma dei flussi q_v^* e q_{vP} rappresenta il flusso transitorio di acqua allo stato di vapore q_{va} per ipotesi uguale al flusso di interfase q_v . Assumendo che le variazioni di pressione (totale) della fase gassosa siano indotte solo da variazioni di pressione (parziale) dell'acqua allo stato di vapore ($\partial P = \partial u_v^s$), è possibile esprimere q_v attraverso l'Eq.58 e l'Eq.65 come:

$$q_v = q_v^* + q_{vP} = -D_v(\theta) \frac{\partial u_v^s}{\partial z} - \frac{u_v^s}{P} D_v(\theta) \frac{\partial u_v^s}{\partial z} = -\left(\frac{P + u_v^s}{P} \right) D_v(\theta) \frac{\partial u_v^s}{\partial z} \quad \text{Eq.66}$$

La somma del flusso di acqua allo stato liquido q_w e del flusso d'acqua di interfase allo stato di vapore q_v (reso omogeneo al primo flusso attraverso il fattore $1/\rho_w$) rappresenta un

flusso transitorio $q = q_w + q_v/\rho_w$ che descrive il moto dell'acqua allo stato di liquido e di vapore in un terreno parzialmente saturo.

Applicando il principio di conservazione della massa ad un volume elementare V di terreno omogeneo non saturo e considerando il solo caso di flusso verticale in direzione z , il bilancio di massa assume che la differenza tra la massa d'acqua entrante e la massa d'acqua uscente nel tempo sia pari alla variazione di massa d'acqua presente nel volume elementare:

$$-\rho_w \frac{\partial \left(q_w + \frac{q_v}{\rho_w} \right)}{\partial z} dx dy dz dt = \rho_w \frac{dV_w}{dt} dt \quad Eq.67$$

Attraverso opportune semplificazioni, essendo noto che $V = dx dy dz$, l'Eq.67 può essere riscritta come:

$$-\frac{\partial \left(q_w + \frac{q_v}{\rho_w} \right)}{\partial z} = \frac{d}{dt} \left(\frac{V_w}{V} \right) = \frac{d\theta}{dt} \quad Eq.68$$

Sostituendo le Eq.1, Eq.25 e Eq.66 nella Eq.68, si ottiene l'equazione di continuità dell'acqua allo stato liquido e di vapore del modello di Wilson (1990) scritta in funzione della suzione di matrice $u_a - u_w$ e della pressione di vapore u_v^s :

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(k_w(\theta) + \frac{k_w(\theta)}{\gamma_w} \frac{\partial (u_a - u_w)}{\partial z} \right) + \frac{1}{\rho_w} \left(\frac{P + u_v^s}{P} \right) \frac{\partial}{\partial z} \left(D_v(\theta) \frac{\partial u_v^s}{\partial z} \right) = m_w^2 \frac{d(u_a - u_w)}{dt} \quad Eq.69$$

L'Eq.69 è caratterizzata dalla presenza di due variabili ($u_a - u_w$ e u_v^s) non indipendenti. Il flusso di interfase richiede infatti l'assunzione di un legame di equilibrio tra acqua allo stato liquido e acqua allo stato di vapore. Tale legame può essere espresso attraverso l'equazione di equilibrio termodinamico di Edlefsen e Anderson (1943) scritta trascurando l'aliquota di suzione osmotica:

$$u_v^s = u_{v0}^s \exp \left[\frac{-(u_a - u_w) g M_w}{\gamma_w R T_s} \right] \quad Eq.70$$

dove u_{v0}^s [$F L^{-2}$] è la pressione (parziale) saturo di acqua allo stato di vapore nel terreno (calcolata in funzione di T_s attraverso l'Eq.11) e g [$L t^{-2}$] rappresenta l'accelerazione di gravità ($g = 9.806 \text{ m s}^{-2}$). L'Eq.70 impone che in ogni punto e in ogni istante sia garantito l'equilibrio termodinamico tra acqua allo stato liquido e allo stato di vapore attraverso la suzione di matrice $u_a - u_w$ e la temperatura del terreno T_s . La stessa equazione introduce

una nuova variabile rappresentata dalla distribuzione di temperatura T_s all'interno del terreno.

La T_s può essere quantificata attraverso la risoluzione dell'equazione di continuità del calore. Tale equazione descrive il flusso di calore per conduzione e per trasferimento di calore latente, trascurando invece il flusso di calore convettivo.

$$C_h(\theta) \frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda(\theta) \frac{\partial T_s}{\partial z} \right) - \frac{L_v}{\rho_w} \left(\frac{P + u_v^s}{P} \right) \frac{\partial}{\partial z} \left(D_v(\theta) \frac{\partial u_v^s}{\partial z} \right) \quad Eq.71$$

dove $C_h(\theta)$ [$F L L^{-3} T^{-1}$] rappresenta la capacità volumetrica di calore del terreno funzione del contenuto d'acqua e $\lambda(\theta)$ [$F L t^{-1} L^{-1} T^{-1}$] rappresenta la conduttività termica del terreno funzione del contenuto d'acqua.

Apparentemente, il modello di Wilson sembra essere costituito da tre equazioni (continuità dell'acqua allo stato liquido e di vapore Eq.69, equilibrio termodinamico Eq.70 e continuità del calore Eq.71) in tre incognite ($u_a - u_w$, u_v^s , T_s). Tuttavia, analizzando il sistema di equazioni si può facilmente dedurre che le incognite reali del problema siano solo $u_a - u_w$ e T_s e che la terza variabile, u_v^s , sia correlata alle prime due attraverso l'equazione di equilibrio termodinamico Eq.70. Nel corso degli anni, il modello di Wilson è stato riscritto sostituendo all'interno delle equazioni di governo (Eq.69 e Eq.71) l'equazione di equilibrio termodinamico (Eq.70) arrivando ad una formulazione molto articolata nella quale il termine u_v^s è espresso in funzione di $u_a - u_w$ e T_s .

$$m_w^2 \frac{d(u_a - u_w)}{dt} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_w + k_{vw} \frac{\partial(u_a - u_w)}{\partial z} + k_{vt} \frac{\partial T_s}{\partial z} \right) \quad Eq.72$$

$$C_h \frac{dT_s}{dt} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_{tw} \frac{\partial(u_a - u_w)}{\partial z} + k_{tv} \frac{\partial T_s}{\partial z} \right) \quad Eq.73$$

dove i coefficienti k_{vw} , k_{vt} , k_{tw} e k_{tv} sono espressi come:

$$k_{vw} = \frac{k_w}{\gamma_w} - \left(\frac{P + u_v^s}{\rho_w P} \right) \left(\frac{u_v^s g M_w D_v}{\gamma_w R T_s} \right) \quad k_{vt} = \left(\frac{P + u_v^s}{\rho_w P} \right) \left(\frac{u_v^s g M_w D_v}{\gamma_w R T_s} \right) \frac{u_a - u_w}{T_s} \quad Eq.74$$

$$k_{tw} = L_v \left(\frac{k_w}{\gamma_w} - k_{vw} \right) \quad k_{tv} = \lambda - L_v k_{vt}$$

In generale, come per ogni equazione differenziale nello spazio e nel tempo, la risoluzione del sistema di equazioni di Wilson richiede per le due variabili indipendenti ($u_a - u_w$, T_s) l'assunzione di condizioni iniziali e di condizioni al contorno.

Come condizione iniziale, si assume una distribuzione nello spazio di suzione di matrice $u_a - u_w(0,z)$ e di temperatura nel terreno $T_s(0,z)$, mentre la distribuzione iniziale nello spazio della variabile dipendente (pressione di vapore u_v^s) è calcolata attraverso l'Eq.70 in funzione di $u_a - u_w(0,z)$ e di $T_s(0,z)$.

Le condizioni di flusso al contorno sulla superficie del terreno ($z = 0$) sono invece definite imponendo un bilancio di massa (Eq.4) per l'equazione di continuità dell'acqua allo stato liquido e di vapore (Eq.69), e un bilancio di energia (Eq.6) per l'equazione di continuità del calore (Eq.71).

- Per il principio di conservazione della massa si assume che:

$$q = q_w + \frac{q_v}{\rho_w} = P - R - E \quad \text{Eq.75}$$

Il termine $P - R$ rappresenta gli incrementi di volume d'acqua immagazzinato per effetto dell'infiltrazione, il termine $- E$ rappresenta al contrario la riduzione di volume d'acqua immagazzinato per effetto dell'evaporazione.

Per quanto riguarda il termine di evaporazione reale E , Wilson (1990) ha proposto una variazione all'equazione di Penman (Eq.46) con lo scopo di considerare la variazione dell'evaporazione reale in funzione del contenuto d'acqua sulla superficie del terreno. Tale formulazione è oggi nota con il nome di equazione di Wilson-Penman.

$$E = \frac{\Gamma R_n + \eta \left[2.625 (1 + 0.0405 u_{2m}) u_v^a \left(\frac{u_{v0}^a}{u_v^a} - \frac{u_{v0}^s}{u_v^s} \right) \right]}{\Gamma + \eta \frac{u_{v0}^s}{u_v^s}} \quad \text{Eq.76}$$

Rispetto all'equazione classica di Penman (Eq.46), l'Eq.76 introduce il rapporto u_{v0}^s/u_v^s (riscrittura dell'Eq.70) per considerare la possibile riduzione del flusso evaporativo per effetto della riduzione dell'acqua disponibile al processo di trasformazione di fase. In caso di piena disponibilità d'acqua superficiale ($u_{v0}^s/u_v^s=1$), l'Eq.76 restituisce l'equazione originale di Penman.

Uno dei limiti di questa formulazione è di vincolare l'utente alla scelta come modello evaporativo dell'equazione di Penman. Con l'idea di sviluppare un modello in grado di restituire flussi evaporativi utilizzando anche le altre equazioni per la stima dell'evaporazione potenziale per suolo nudo (§PARTE II3.2), Wilson et al. (1997) hanno teorizzato un approccio detto *Limiting function* per il quale l'evaporazione reale E è stimata in funzione dell'evaporazione potenziale E_p e del rapporto u_{v0}^s/u_v^s attraverso la seguente relazione:

$$E = E_p \left(\frac{\frac{u_{v0}^s}{u_v^s} - \frac{u_{v0}^a}{u_v^a}}{1 - \frac{u_{v0}^a}{u_v^a}} \right) \quad Eq.77$$

In caso di piena disponibilità d'acqua superficiale ($u_{v0}^s/u_v^s=1$), l'Eq.77 restituisce la condizione $E = E_p$.

L'approccio *Limiting function* si fonda sull'ipotesi che la temperatura superficiale del terreno sia valutata attraverso una elaborazione esterna; alternativamente la temperatura superficiale viene posta uguale alla temperatura atmosferica ($T_s(0,t) = T_a(t)$) (Fredlund DG et al., 2012).

- Per il principio di conservazione dell'energia la temperatura superficiale $T_s(0,t)$ è quantificata combinando l'equazione del bilancio di energia Eq.6 - nella quale si trascura la componente G - con l'equazione del calore sensibile Eq.14.

$$T_s = T_a + \frac{(R_n - L_v E)}{\eta f(u)} \quad Eq.78$$

dove $f(u)$ è una funzione che descrive lo scambio turbolento tra superficie del terreno ed atmosfera e dipende dalla velocità del vento.

Come già anticipato, qualora si adotti l'approccio *Limiting function*, la temperatura superficiale del terreno può essere valutata attraverso una elaborazione esterna o alternativamente posta uguale alla temperatura atmosferica ($T_s(0,t) = T_a(t)$).

In sintesi, il modello di Wilson restituisce un problema che risulta accoppiato sia nelle equazioni di governo sia nelle condizioni al contorno. Tale sistema può essere dunque risolto in maniera approssimata soltanto attraverso un calcolo iterativo.

Tale modello richiede la definizione sia delle funzioni matematiche che descrivono le proprietà idrauliche del terreno (curva di ritenzione idrica e curva di permeabilità) sia delle funzioni matematiche che descrivono le proprietà termiche del terreno (curva di capacità volumetrica di calore e curva di conduttività termica, descritte rispettivamente in APPENDICE 3-C e in APPENDICE 3-D).

3.3.2 Modello matematico termo-idraulico con stima dell'evaporazione reale come flusso al contorno

Una strada "intermedia" tra un modello isotermico che trascura completamente i flussi evaporativi e un modello non isotermico termo-idraulico che considera l'evaporazione come fenomeno al contorno e interno è rappresentata da un modello termo-idraulico che considera l'evaporazione come flusso al contorno.

Tale formulazione matematica si ricava assumendo l'assenza di transizioni di fase e quindi disaccoppiando l'equazione di continuità dell'acqua allo stato liquido e di vapore e l'equazione di continuità del calore:

$$q_v = -D_v(\theta) \frac{\partial u_v^s}{\partial z} = 0 \quad \text{Eq.79}$$

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(k_w(\theta) + \frac{k_w(\theta)}{\gamma_w} \frac{\partial (u_a - u_w)}{\partial z} \right) = m_w^2 \frac{d(u_a - u_w)}{dt} \quad \text{Eq.80}$$

$$C_h(\theta) \frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda(\theta) \frac{\partial T_s}{\partial z} \right) \quad \text{Eq.81}$$

L'Eq.80 descrive la continuità dell'acqua allo stato liquido scritta in funzione della suzione di matrice $u_a - u_w$ e coincide con l'equazione di Richards.

L'Eq.81 descrive la continuità del calore assumendo che esso si propaghi nel terreno per sola conduzione.

Questo sistema di equazioni è disaccoppiato nelle equazioni di governo ma consente tuttavia di imporre al bordo superiore ($z = 0$) una condizione al contorno derivata da un bilancio di massa nel quale il flusso d'acqua allo stato liquido tiene conto degli effetti sia dell'infiltrazione sia dell'evaporazione.

$$q_w = P - R - E \quad \text{Eq.82}$$

Il flusso evaporativo è modellato come un flusso d'acqua allo stato liquido calcolato attraverso l'equazione di Wilson-Penman (Eq.76) o attraverso l'equazione *Limiting function* (Eq.77). Tali relazioni risultano ancora valide sostituendo al rapporto u_{v0}^s/u_v^s l'equazione di equilibrio termodinamico (Eq.70), funzione di $u_a - u_w$ e di T_s calcolate al passo precedente.

In APPENDICE 3-E è riportato un confronto tra il modello matematico termo-idraulico con stima dell'evaporazione reale come flusso interno e al contorno e il modello matematico termo-idraulico con stima dell'evaporazione reale come flusso al contorno.

3.3.3 Modello matematico termo-idraulico con stima della traspirazione reale e dell'evaporazione reale come flusso interno e al contorno: modello di Tratch et al. (1995)

Tratch et al. (1995) hanno proposto una variazione dell'equazione di continuità dell'acqua allo stato liquido e di vapore (Eq.69) di Wilson (1990) per tenere conto degli effetti della traspirazione. La modellazione suggerita da Tratch ha carattere semi-empirico; tuttavia es-

sa risulta semplice e capace di separare l'evaporazione da superficie esposta dalla traspirazione (Fredlund DG et al., 2012).

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(k_w(\theta) + \frac{k_w(\theta)}{\gamma_w} \frac{\partial(u_a - u_w)}{\partial z} \right) + \frac{1}{\rho_w} \left(\frac{P + u_v}{P} \right) \frac{\partial}{\partial z} \left(D_v(\theta) \frac{\partial u_v}{\partial z} \right) + S = m_w^2 \frac{d(u_a - u_w)}{dt} \quad Eq.83$$

Il modello di Tratch et al. (1995) ipotizza che le radici rappresentino un insieme di piccole pompe (in inglese *sink*) attraverso le quali si attiva un flusso d'acqua S uscente dal terreno verso l'atmosfera. Tale flusso (flusso traspirativo T), sommato al flusso di evaporazione E, restituisce l'evapotraspirazione reale ET.

La procedura proposta da Tratch et al. per quantificare la traspirazione reale è costituita da 4 fasi:

- 1) determinazione dell'evapotraspirazione potenziale ET_p ;
- 2) determinazione della traspirazione potenziale T_p in funzione di ET_p e dell'indice di area fogliare LAI attraverso il modello di Ritchie (§3.2.1, Eq.50);
- 3) ripartizione della traspirazione potenziale T_p nei nodi che contengono le radici;
- 4) trasformazione della traspirazione potenziale T_p distribuita lungo le radici in traspirazione reale T in funzione del contenuto d'acqua θ e quindi della suzione di matrice $u_a - u_w$ nella zona radicale attraverso una funzione di "taglio" nota come PLF (*Plant Limiting Function*).

Nella sua formulazione iniziale, Tratch et al. hanno ipotizzato di determinare l'evapotraspirazione potenziale ET_p attraverso l'equazione di Penman (Eq.46). Tale assunto rappresenta tuttavia una forte limitazione in quanto l'equazione di Penman non considera a rigore la presenza di vegetazione sulla superficie. Per ovviare a tale inconveniente è possibile fare riferimento all'approccio *Limiting function* nel quale l'evapotraspirazione potenziale ET_p , assunta come una delle variabili in ingresso del problema, può essere stimata con equazioni che considerano anche la presenza di vegetazione sulla superficie (§PARTE II3.2).

Una volta determinata ET_p , il modello di Tratch et al. richiede di partizionare la domanda evapotraspirativa in evaporazione potenziale da superficie esposta E_p e in traspirazione potenziale T_p . Tale operazione è eseguita in funzione del LAI attraverso il modello di Ritchie. L'evaporazione potenziale E_p può essere sostituita nella Eq.76 o nella Eq.77 al fine di quantificare l'aliquota di evaporazione reale E all'interno del bilancio di massa Eq.75 da applicare al contorno superiore.

La traspirazione potenziale T_p va invece distribuita nei nodi disposti lungo le radici. L'aliquota di T_p che compete al generico nodo i dipende dalla profondità delle radici e dalla spaziatura tra i nodi. In generale l'aliquota di T_p che compete a ciascun nodo può essere la stessa (e quindi la distribuzione ha forma rettangolare) o può essere massima in superfi-

cie e minima in profondità (e quindi la distribuzione ha forma triangolare) (Prasad, 1988) (Figura 32). In entrambi i casi, il volume d'acqua che potenzialmente può essere rimosso è lo stesso; tuttavia nel caso di distribuzione rettangolare le variazioni nelle proprietà di stato lungo l'apparato radicale sono praticamente le stesse mentre nel caso di distribuzione triangolare sono predominanti nei nodi superficiali.

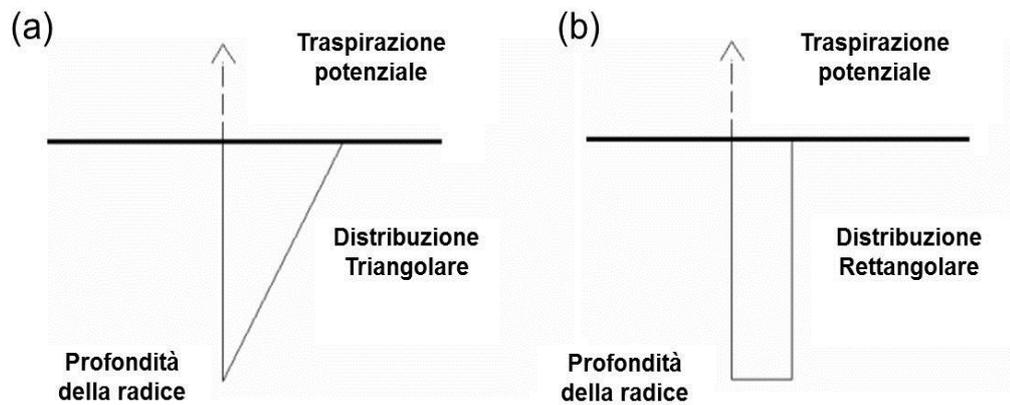


Figura 32: distribuzione triangolare (a) e rettangolare (b) della traspirazione potenziale lungo i nodi delle radici

Il flusso di traspirazione potenziale nodale (PRU) si esprime come:

$$PRU = T_p \frac{RSF}{r_t} \left(1 - \frac{r_i}{r_t} \right) \quad Eq.84$$

dove RSF è un fattore adimensionale che regola la distribuzione delle radici (triangolare o rettangolare), r_i [L] rappresenta la profondità del generico nodo i e r_t [L] rappresenta la profondità totale delle radici.

L'ultima fase della catena modellistica consiste nel "tagliare" il flusso di traspirazione nel generico nodo i in funzione della suzione nel nodo. La funzione che regola tale taglio è la PLF. Dal punto di vista fisico, il problema è stato già oggetto del §2.2. La vegetazione risulta in grado di sostenere completamente la domanda traspirativa ($PLF = 1$) fino ad una soglia di suzione s_1 ; a partire dall'istante di approccio a s_1 si assume che la traspirazione reale cominci a discostarsi da quella potenziale, con PLF che assume valori via via sempre più piccoli fino ad annullarsi in corrispondenza di una seconda soglia s_2 (punto di appassimento). L'andamento della funzione PLF tra s_1 e s_2 viene assunto decrescente. Nella sua formulazione originaria Tratch et al. hanno proposto di adottare come PLF una funzione bilatera con andamento lineare decrescente tra s_1 e s_2 (Feddes et al., 1978) (Figura 33); tuttavia la PLF può essere anche determinata attraverso l'interpretazione di osservazioni sperimentali.

Il prodotto tra il flusso di traspirazione potenziale nodale PRU e la funzione di taglio PLF rappresenta il flusso uscente S dal generico nodo i :

$$S = PRU \cdot PLF = T_p \frac{RSF}{r_t} \left(1 - \frac{r_i}{r_t} \right) \cdot PLF \quad Eq.85$$

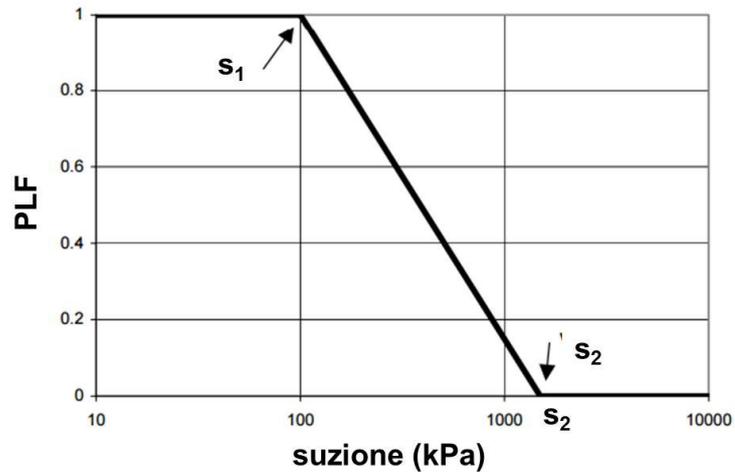


Figura 33: evoluzione della funzione di taglio PLF al variare della suzione (kPa)

Oltre alle funzioni matematiche che descrivono il comportamento termico e idraulico del terreno, il modello di Tratch et al. richiede la definizione dell'evoluzione del LAI, dell'evoluzione di r_t e della funzione matematica che descrive il legame tra PLF e la suzione di matrice $u_a - u_w$.

APPENDICE 3-A Curva di ritenzione ($u_a - u_w$) - θ

La curva di ritenzione rappresenta la relazione di equilibrio che sussiste tra contenuto d'acqua θ e suzione di matrice ($u_a - u_w$) in un terreno parzialmente saturo (Fredlund, 2002). In generale, tale curva assume in un piano semilogaritmico un andamento ad S (Figura 34, Zhang e Ng, 2004).

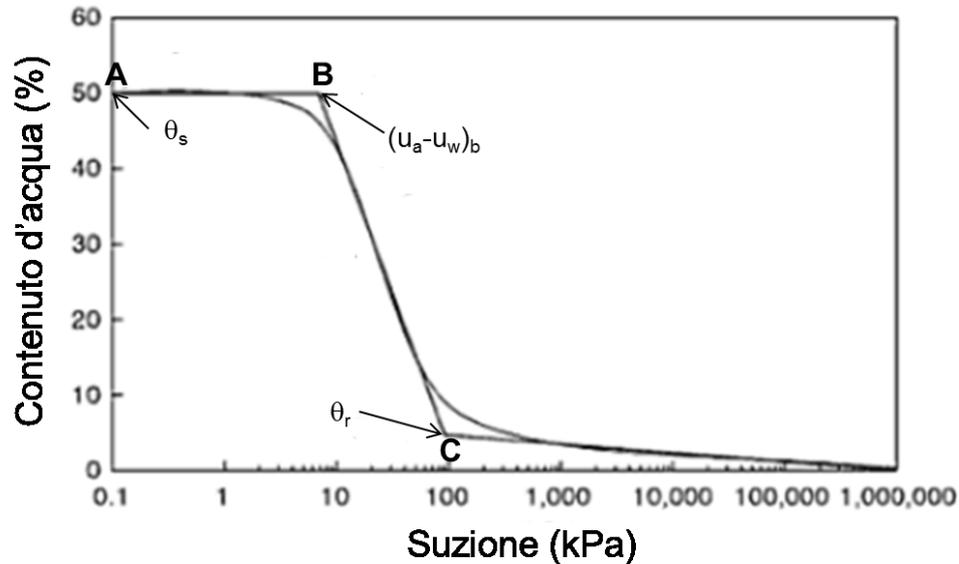


Figura 34: curva di ritenzione (modificato da Fredlund DG et al., 2012)

È possibile identificare alcuni punti rappresentativi:

- θ_s (contenuto d'acqua a saturazione): valore di contenuto d'acqua per il quale tutti i pori intergranulari sono riempiti d'acqua;
- $(u_a - u_w)_b$ (punto di ingresso d'aria): valore di suzione di matrice al di là del quale il terreno inizia a desaturarsi per effetto della presenza d'aria all'interno dei pori di maggiore dimensione;
- θ_r (contenuto d'acqua residuo): valore di contenuto d'acqua per il quale la fase liquida, ormai discontinua, occupa i soli pori di minori dimensioni.

Il tratto AB compreso tra il punto rappresentativo del contenuto d'acqua saturo e il punto di ingresso d'aria definisce una zona nella quale la fase liquida è continua e la fase gassosa è discontinua. In generale, al crescere della percentuale di fine del terreno aumenta il valore di $(u_a - u_w)_b$ e quindi la lunghezza del tratto AB.

Il tratto BC compreso tra il punto di ingresso d'aria e il punto rappresentativo del contenuto d'acqua residuo definisce una zona di transizione da condizioni di completa saturazione a condizioni residue. In questo tratto, caratterizzato nel piano semilogaritmico da un andamento lineare, sia la fase liquida sia la fase gassosa risultano continue. In generale al crescere della percentuale di fine la pendenza del tratto BC si riduce (maggiore capacità di ritenzione idrica del terreno).

Il tratto al di là del punto rappresentativo del contenuto d'acqua residuo definisce una zona nella quale la fase liquida è ormai discontinua e la fase gassosa è continua.

In letteratura sono state proposte numerose relazioni matematiche per la rappresentazione dei dati sperimentali di suzione-contenuto d'acqua e la predizione delle curve di ritenzione. Tali relazioni si basano in generale su parametri correlati a caratteristiche fisiche del terreno quali la distribuzione porosimetrica o il valore di suzione di ingresso d'aria.

Modello di Brooks e Corey (1964)

$$\theta = \begin{cases} \theta_s & (u_a - u_w) < (u_a - u_w)_b \\ \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left(\frac{u_a - u_w}{(u_a - u_w)_b} \right)^{-\lambda} & (u_a - u_w) \geq (u_a - u_w)_b \end{cases} \quad \text{Eq.86}$$

in cui il parametro λ rappresenta un indice di distribuzione della dimensione dei pori.

Modello di Van Genuchten (1980)

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left[\frac{1}{1 + (\alpha (u_a - u_w))^n} \right]^{1 - \frac{1}{n}} \quad \text{Eq.87}$$

dove α [$L^2 F^{-1}$] è un parametro legato all'inverso del valore di ingresso d'aria $(u_a - u_w)_b$ e n è un parametro funzione della distribuzione porosimetrica.

APPENDICE 3-B Curva di permeabilità della fase liquida $(u_a - u_w) - k_w$

In un terreno parzialmente saturo, il coefficiente di permeabilità k_w è influenzato dalla porosità del terreno e dal contenuto d'acqua.

Da un punto di vista fisico, durante un processo transitorio di moto dell'acqua allo stato liquido, l'acqua tende ad attraversare i pori già occupati dal liquido; pertanto, per effetto della desaturazione del terreno, il liquido presente nei pori di maggiori dimensioni viene sostituito dall'aria e, di conseguenza, l'acqua può usufruire per il suo moto esclusivamente di pori che gradualmente si riducono di dimensione, aumentando quindi la tortuosità dei percorsi seguiti. Per questo motivo, il coefficiente di permeabilità della fase liquida k_w non è costante ma si riduce al ridursi del contenuto d'acqua (all'aumentare della suzione) nel terreno. Il massimo valore di permeabilità è rappresentato dalla permeabilità satura k_{ws} .

In Figura 35 è confrontato l'andamento tipico della funzione di permeabilità di un terreno a grana grossa con quello di un terreno a grana fine.

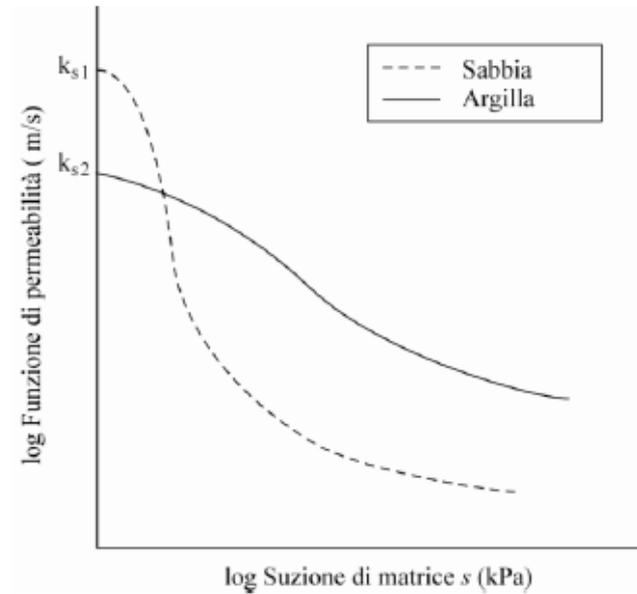


Figura 35: relazione tra permeabilità e suzione di matrice per sabbia ed argilla (Zhan e Ng, 2004).

Se da un lato la maggiore dimensione dei pori comporta un valore di permeabilità satura maggiore per un terreno a grana grossa, dall'altro essa provoca una più rapida desaturazione del terreno e quindi una riduzione più veloce della permeabilità all'aumentare della suzione, rendendo, per valori di suzione elevati, tale terreno meno permeabile rispetto a un terreno a grana fine.

In letteratura sono state proposte numerose relazioni matematiche per descrivere la funzione di permeabilità adottando come parametri gli stessi che sono stati introdotti per le curve di ritenzione.

Modello di Brooks e Corey (1964)

$$k(u_a - u_w) = \begin{cases} k_s & (u_a - u_w) < (u_a - u_w)_b \\ k_s \left(\frac{(u_a - u_w)}{(u_a - u_w)_b} \right)^{-2-3\lambda} & (u_a - u_w) \geq (u_a - u_w)_b \end{cases} \quad Eq.88$$

Modello di Mualem - Van Genuchten (1980)

$$k(\theta) = k_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^u \left[1 - \left(1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{\frac{n}{n-1}} \right)^{1-\frac{1}{n}} \right]^2 \quad Eq.89$$

dove μ è un coefficiente adimensionale di calibrazione (Schaap e Leij, 2000) assunto nella formulazione originaria di Mualem - Van Genuchten pari a 0.5 e che può esibire valori anche negativi.

L'Eq.89 può essere espressa in funzione della suzione di matrice ($u_a - u_w$) attraverso l'Eq.87.

APPENDICE 3-C Curva di capacità volumetrica di calore $\theta - C_h$

La capacità volumetrica di calore del terreno $C_h = c_m \rho$ può essere espressa come somma delle capacità delle singole componenti attraverso il modello di de Vries (1963):

$$C_h = c_m \rho = \varphi_s c_s \rho_s + \varphi_w c_w \rho_w \quad \text{Eq.90}$$

dove φ , ρ e c rappresentano rispettivamente la frazione percentuale, la densità [$M L^{-3}$] e il coefficiente di calore specifico [$F L M^{-1} T^{-1}$] della generica componente s (fase solida) e w (fase liquida), nell'ipotesi che si trascuri l'apporto della fase gassosa. Per quanto riguarda la frazione percentuale si assume $\varphi_w = \theta$, e $\varphi_s = 1 - \theta$ (con θ contenuto d'acqua e ϕ porosità). In Figura 36 sono mostrati gli andamenti di C_h al variare del contenuto d'acqua θ per diverse tipologie di terreno.

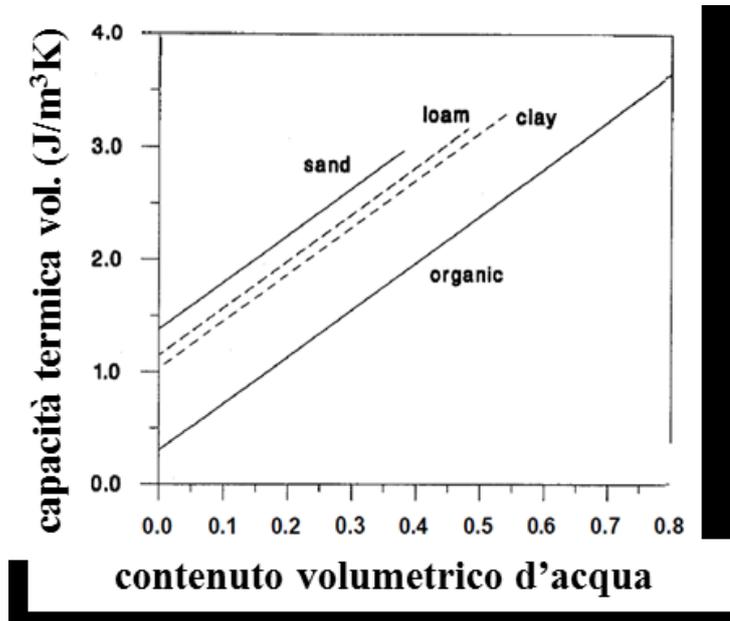


Figura 36: andamenti tipici della capacità termica volumetrica in funzione del contenuto d'acqua (Campbell, 1987)

APPENDICE 3-D Curva di conduttività termica $\theta - \lambda$

I metodi di stima della conduttività termica del terreno λ più diffusi in letteratura sono sicuramente il metodo di de Vries (1963) e Johansen (1975).

Modello di De Vries (1963)

Il modello di de Vries (1963) trae origine dagli studi di Maxwell (1904) per il calcolo della conduttività elettrica di un mezzo composto da più materiali e successivamente ripresi da Euken (1932) per la stima, negli stessi mezzi, della conduttività termica (Jame e Norum, 1980).

Tale modello esprime la conduttività termica del terreno come media pesata delle conduttività delle singole componenti:

$$\lambda = \frac{\varphi_s \xi_s \lambda_s + \varphi_w \xi_w \lambda_w + \varphi_g \xi_g \lambda_g}{\varphi_s \xi_s + \varphi_w \xi_w + \varphi_g \xi_g} \quad \text{Eq.91}$$

dove φ , ξ e λ rappresentano rispettivamente la frazione percentuale, il fattore di peso e la conduttività termica [$\text{F L t}^{-1} \text{L}^{-1} \text{T}^{-1}$] della componente generica s (fase solida), w (fase liquida) e g (fase gassosa).

Per quanto riguarda la frazione percentuale, si assume $\varphi_w = \theta$, $\varphi_g = 1 - \theta$ e $\varphi_s = 1 - \phi$ (con θ = contenuto d'acqua e ϕ = porosità).

Per quanto riguarda la conduttività delle componenti, merita un approfondimento quella della fase gassosa, assunta in generale come somma della conduttività termica dell'aria secca λ_{air} e della conduttività apparente λ_{app} , funzione del trasporto di calore latente all'interno dei pori del terreno. Da un punto di vista fisico, infatti, in condizioni di equilibrio all'interno dei singoli pori del terreno parzialmente saturo coesiste acqua nelle due fasi liquida e di vapore: l'acqua all'interno del poro evapora sul lato caldo del poro, diffonde attraverso il poro per poi condensare sul lato freddo; al processo di diffusione è associato un trasferimento di calore latente che fa innalzare, apparentemente, la conduttività del terreno; successivamente dal lato freddo, per gravità o capillarità, parte dell'acqua ritorna al lato caldo per evaporare nuovamente; al diminuire del contenuto volumetrico d'acqua θ , tale processo tende naturalmente a diminuire insieme con l'aliquota λ_{app} (Campbell e Norman, 1998). Secondo Jame e Norum (1980), si può assumere che λ_{app} vari linearmente tra 0 e 0.0736 W/mK per variazioni di θ comprese tra 0 e θ_r per poi mantenersi costante al di sopra di tale valore. I fattori di peso risultano infine funzione del fattore di forma g e della conduttività λ dei costituenti:

$$\xi_g = \frac{2}{3 \left[1 + g_a \left(\frac{\lambda_g}{\lambda_{fluido}} - 1 \right) \right]} + \frac{1}{3 \left[1 + g_c \left(\frac{\lambda_g}{\lambda_{fluido}} - 1 \right) \right]}$$

$$\xi_w = \frac{2}{3 \left[1 + g_a \left(\frac{\lambda_w}{\lambda_{fluido}} - 1 \right) \right]} + \frac{1}{3 \left[1 + g_c \left(\frac{\lambda_w}{\lambda_{fluido}} - 1 \right) \right]}$$

$$\xi_s = \frac{2}{3 \left[1 + g_a \left(\frac{\lambda_s}{\lambda_{fluido}} - 1 \right) \right]} + \frac{1}{3 \left[1 + g_c \left(\frac{\lambda_s}{\lambda_{fluido}} - 1 \right) \right]}$$

Eq.92

I fattori di peso sono calcolati rispetto ad un mezzo di riferimento assunto come continuo; tra le diverse formulazioni proposte, Campbell et al. (1994) assumono come mezzo di riferimento il fluido di porosità di conduttività equivalente:

$$\lambda_{fluido} = \lambda_g + f_w (\lambda_w - \lambda_g)$$

Eq.93

con f_w funzione del contenuto d'acqua del mezzo e della tendenza del mezzo a desaturarsi. I fattori di forma g_a e $g_c = 1 - 2g_a$ dipendono dalla forma delle particelle; in generale è possibile assumere $g_a = 0.1$ per terreni minerali e $g_a = 0.33$ per terreni organici. In Figura 37 sono mostrati gli andamenti di λ stimati tramite il modello di de Vries (1963) al variare del contenuto d'acqua θ per diverse tipologie di terreno.

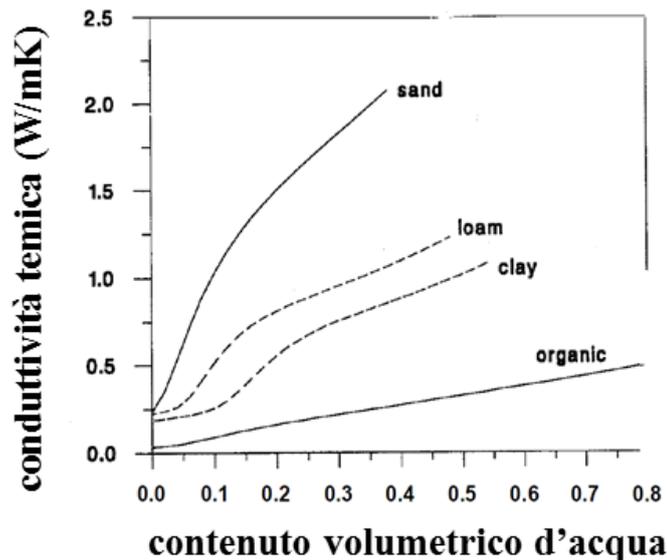


Figura 37: andamenti tipici della conduttività termica in funzione del contenuto d'acqua (Campbell, 1987)

Modello di Johansen (1975)

Johansen (1975) stima la conduttività termica del terreno come combinazione della conduttività termica nel caso di suolo asciutto λ_{dry} e saturo λ_{sat} pesati tramite un fattore K_e (numero di Kersten):

$$\lambda = \lambda_{dry} + K_e (\lambda_{sat} - \lambda_{dry}) \quad Eq.94$$

Il numero di Kersten (1949) è assunto come funzione del grado di saturazione e del tipo di terreno. Assumendo per ipotesi il caso di terreno non ghiacciato ($T > 0^\circ\text{C}$), ipotesi ritenuta valida alle nostre latitudini, il numero di Kersten vale:

$$K_e = 0.7 \log S_r + 1 \quad \text{per il caso di terreno a grana grossa} \quad Eq.95$$

$$K_e = \log S_r + 1 \quad \text{per il caso di terreno a grana fina}$$

La conduttività termica λ_{dry} può essere stimata attraverso la seguente relazione semi-empirica:

$$\lambda_{dry} = \frac{0.135 \gamma_{dry} + 64.7}{2700 - 0.947 \gamma_{dry}} \quad Eq.96$$

dove γ_{dry} rappresenta la densità del terreno asciutto

La conduttività termica λ_{sat} è assunta come media della fase solida e della fase liquida, pesate tramite le rispettive frazioni volumetriche, nell'ipotesi di trascurare il contributo della fase gassosa:

$$\lambda_{sat} = \lambda_s^{1-\varphi} \lambda_w^\varphi \quad Eq.97$$

La conduttività termica della fase solida λ_s a sua volta può essere espressa come media pesata dei minerali costituenti:

$$\lambda_s = \lambda_q^q \lambda_0^{1-q} \quad Eq.98$$

Il coefficiente $\lambda_q = 8-9 \text{ W/mK}$ rappresenta la conduttività termica del quarzo di frazione volumetrica q ; il coefficiente $\lambda_0 = 2-3 \text{ W/mK}$ rappresenta la conduttività termica degli altri materiali. In generale i terreni sabbiosi contengono alte percentuali di cristalli di quarzo (con alta conduttività termica) mentre i limi e le argille contengono silicati non cristallizzati con conducibilità termiche simili a quelle degli altri minerali (Farouki, 1986).

APPENDICE 3-E Il ruolo del flusso di vapore interno nella modellazione dei flussi evaporativi

Il modello matematico termo-idraulico con stima dell'evaporazione reale come flusso interno e al contorno (1) e il modello matematico con stima dell'evaporazione reale come flusso al contorno (2) sono stati confrontati nell'ipotesi che l'interazione terreno-atmosfera sia governata da un'evaporazione potenziale che agisca con intensità costante su di un dominio monodimensionale (flussi di acqua e calore unidirezionali) per un intervallo di 60 giorni. Le variabili atmosferiche che regolano la domanda evaporativa sono state assunte come costanti (Tabella 1); l'effetto integrale atteso, in assenza di eventi di infiltrazione, è la progressiva desaturazione del mezzo a partire dalla superficie superiore.

Tabella 10: forzanti atmosferiche (T_m^a = temperatura atmosferica media; RH_m = umidità relativa media; u_{2m} = velocità del vento; R_n = radiazione netta).

T_m^a [°C]	RH_m [%]	u_{2m} [m/s]	R_n [MJ m-2]
30	10	0	7.35

In entrambi i casi si è assunta come condizione iniziale una distribuzione idrostatica di suzione di matrice, caratterizzata da valore nullo alla base del dominio (e, ovviamente, valore massimo positivo in corrispondenza del contorno superiore) e una distribuzione costante nello spazio e nel tempo di temperatura con valore corrispondente al valore atmosferico.

La Figura 38 riporta l'evoluzione di evaporazione reale giornaliera (a) e cumulata (b) ottenuta applicando nelle condizioni appena menzionate i due approcci. La figura riporta inoltre l'evoluzione di evaporazione potenziale giornaliera (a) e cumulata (b).

Nella prima fase, i due approcci restituiscono risultati coincidenti: entrambi stimano che il suolo possa sostenere la domanda atmosferica per oltre 35 giorni. Ciò avviene fintantoché i valori di conducibilità idraulica superficiali sono sufficientemente elevati da garantire il soddisfacimento della domanda esterna attraverso apporti idrici dal basso. In questa fase l'evaporazione deriva esclusivamente da un cambio di stato della acqua in superficie.

La successiva desaturazione della zona superficiale e la conseguente riduzione della conducibilità idraulica determinano un rapido discostamento di entrambi i flussi evaporativi dal valore potenziale. Il discostamento è rapidissimo nella previsione fornita dall'approccio 2: nel giro di pochi giorni il flusso evaporativo passa dal valore potenziale a un valore pressoché nullo. Nell'approccio 1, invece, la riduzione del flusso è più graduale.

In termini di cumulo di evaporazione (Figura 38b), si osserva che l'evaporazione ottenuta attraverso l'approccio 1 interessa volumi d'acqua decisamente maggiori rispetto a quelli ottenuti attraverso l'approccio 2 (differenza di circa 60 mm).

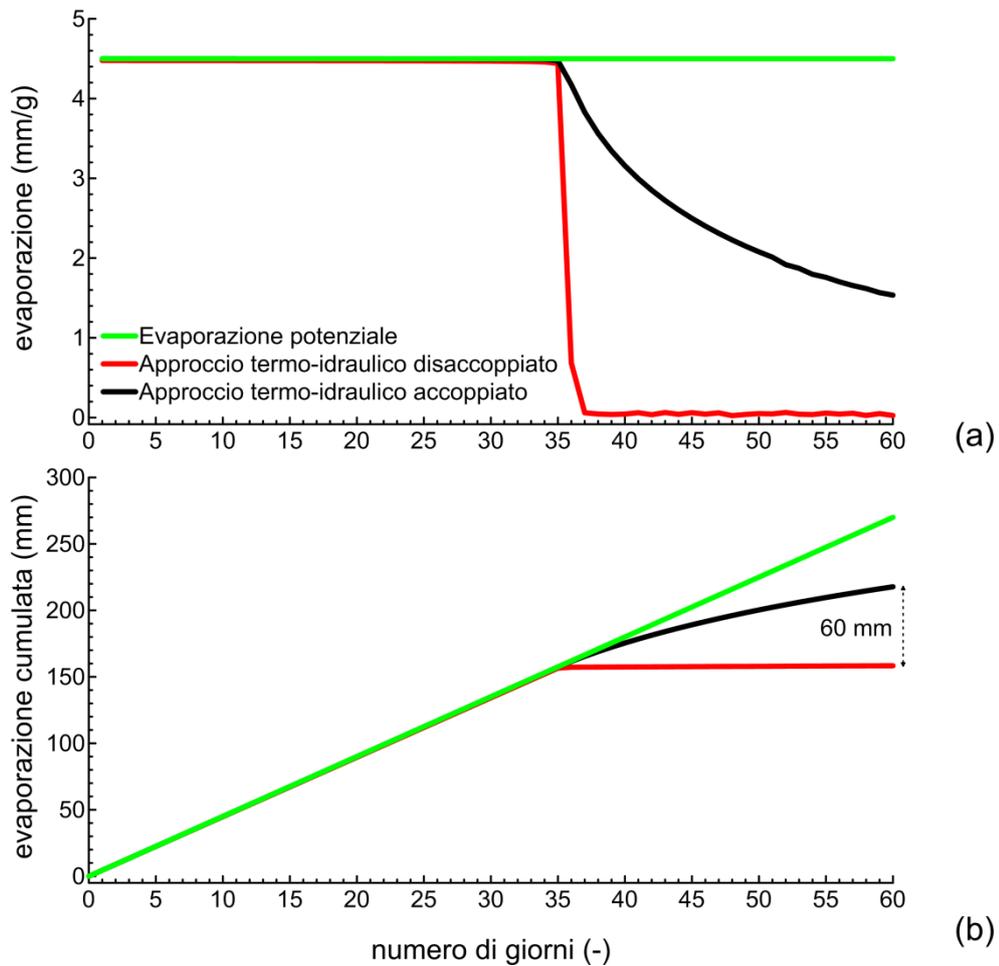


Figura 38: evoluzione dell'evaporazione giornaliera (a) e cumulata (b) simulata attraverso la risoluzione del modello "disaccoppiato" (in rosso) e la risoluzione del modello "accoppiato" (in nero); evoluzione dell'evaporazione potenziale giornaliera (a) e cumulata (b) (in verde)

In generale, quindi, la differenza sostanziale tra i due approcci è la seguente: nell'approccio 2 l'evaporazione è un fenomeno di superficie, nell'approccio 1 l'evaporazione è un fenomeno che si approfondisce non appena le zone più superficiali si desaturano per effetto dell'acqua allo stato di vapore. In questo secondo caso, il cambio di stato dell'acqua avviene in una "zona di transizione di fase" delimitata inferiormente dalla "superficie di cambio di stato dell'acqua". Peraltro, nell'approccio 1, la formazione di vapore in profondità attiva un flusso diretto verso l'alto, reso efficiente da valori del coefficiente di permeabilità al vapore accresciuti dalla desaturazione della zona di transizione di fase. Nell'approccio 2, al contrario, il cambio di stato interessa i modestissimi volumi di acqua presenti in superficie, laddove il contenuto d'acqua è oramai prossimo al valore residuo. L'apporto idrico dal basso è inoltre reso inefficiente dall'abbattimento del coefficiente di conducibilità idraulica causato dalla desaturazione del mezzo.

Nell'approccio 2, l'evaporazione è dunque controllata dalla permeabilità della fase liquida, che progressivamente si riduce, mentre, nell'approccio 1, l'evaporazione è un flusso di va-

pore controllato dalla permeabilità della fase di vapore, che progressivamente s'incrementa (Figura 39).

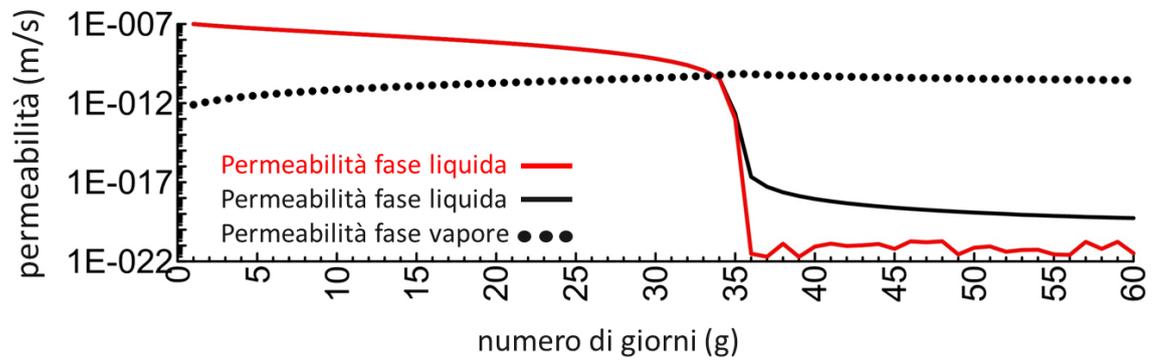


Figura 39: evoluzione della permeabilità superficiale simulata attraverso la risoluzione del modello “disaccoppiato” (in rosso) e la risoluzione del modello “accoppiato” (in nero)

4 MONITORAGGIO DELLE GRANDEZZE FISICHE ATTRAVERSO UN MODELLO FISICO

Il lavoro di tesi si è avvalso di un'attrezzatura sperimentale (Rianna, 2010; Rianna et al., 2014a, 2014b) per indagare l'interazione terreno-atmosfera. Questa attrezzatura sperimentale (Figura 40) è rappresentata da un modello fisico costituito da un cassone in compensato marino contenente uno strato di circa 1 m^3 (superficie = $1.15 \times 1.15 \text{ m}^2$; altezza = 0.75 m) di terreno piroclastico esposto all'atmosfera ed ubicato in un'area esterna del DICEA. Il modello è idoneo anche alla quantificazione delle proprietà idrologiche e termiche del materiale.

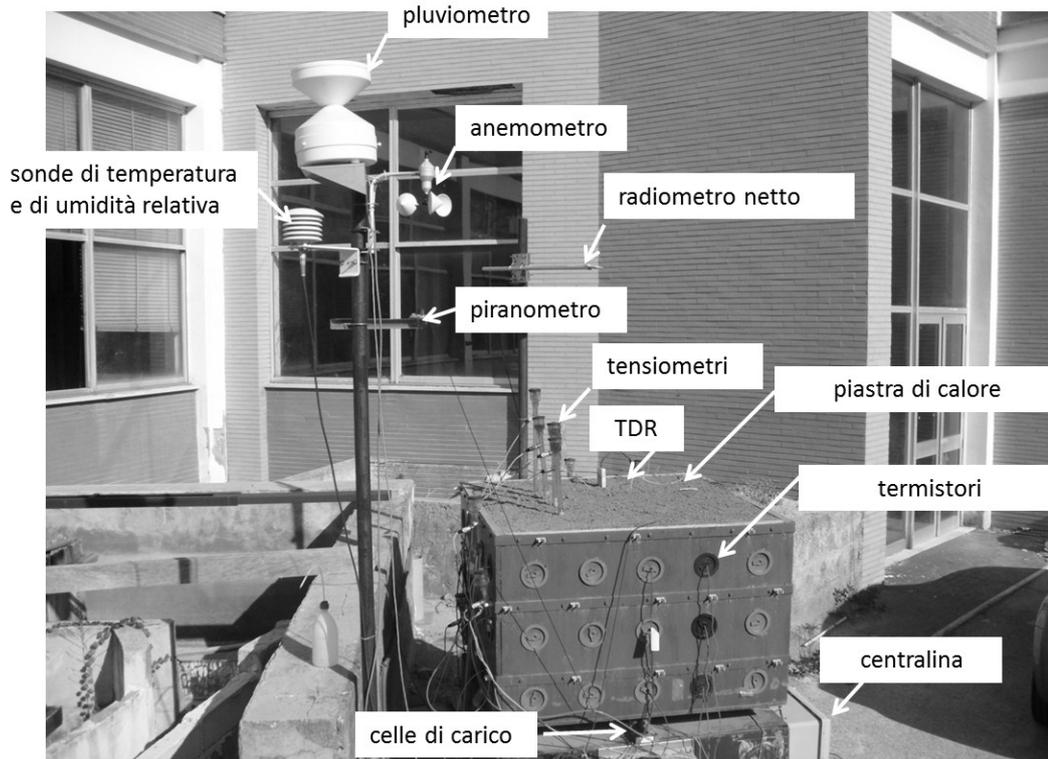


Figura 40: immagine del modello fisico con indicazione dei vari sensori di misura installati (modificato da Rianna et al., 2014)

Il terreno contenuto nel cassone è una sabbia con limo non plastica (terreno 6 della serie di Monteforte Irpino; Papa, 2007). Esso presenta proprietà intrinseche molto simili a quelle del terreno coinvolto nella colata avvenuta a Nocera Inferiore il 4 marzo 2005 (Figura 41). Lo strato è stato posto in opera attraverso la tecnica della deposizione pluviale per indurre le alte porosità tipicamente osservate in sito (maggiori del 70%).

La superficie superiore dello strato è stata lasciata nuda al fine di indagare la risposta dello strato in assenza di flussi traspirativi. La superficie inferiore dello strato è a contatto con un panno geotessile avente spessore di circa 2 mm, interposto tra lo strato stesso e il fondo forato del cassone (il comportamento idraulico dell'interfaccia cenere-geotessile è mostrato in APPENDICE 4-A e descritto dal punto di vista teorico nella PARTE III).

Temperatura del terreno	Termistori (5, 15, 30, 50, 70 cm)
Umidità e temperatura atmosferica	Sonda di temperatura e di umidità atm.
Precipitazioni	Pluviometro
Pressione atmosferica	Barometro
Velocità del vento	Anemometro
Radiazione solare globale	Piranometro
Radiazione netta	Radiometro
Flusso di calore interno al terreno	Piastra di calore

Gli strumenti sono acquisiti attraverso due centraline CR1000 della Campbell Sci. Jetfill, TDR e piastra di calore sono acquisiti con frequenza di 5 minuti; le celle di carico con frequenza di 20 secondi mentre gli strumenti per la misura delle variabili atmosferiche e della temperatura del terreno con frequenza di 15 minuti.

Rispetto alla sua configurazione iniziale, nel lavoro svolto per il dottorato sono state apportate alcune modifiche sostanziali al modello fisico. Esse consistono nella:

- installazione e calibrazione di sonde di dissipazione termiche per la stima di elevati valori di suzione ($> 70-80$ kPa);
- installazione di una vasca per la raccolta dell'acqua drenata dallo strato inferiormente;
- modifica della condizione di copertura dello strato attraverso la piantumazione di vegetazione erbacea naturale (10% di *Lolium perenne*, 5 % di *Poa pratensis* e 85% di *Festuca arundinacea*) tipica dell'area mediterranea.

L'attività sperimentale si è protratta per 5 anni. Negli ultimi 4 anni, seguiti direttamente dal sottoscritto, tre hanno coinvolto lo strato in condizioni di suolo nudo e l'ultimo lo strato in condizioni di suolo vegetato (Figura 42). Lo strato è stato sottoposto a cicli naturali di precipitazione ed evaporazione/evapotraspirazione che hanno consentito di caratterizzare la sua risposta idrologica per differenti condizioni meteorologiche e per differenti livelli di suzione e contenuto d'acqua. In aggiunta, lo strato è stato sottoposto ad una prova di completa saturazione al termine del quarto anno al fine di determinare, da un lato, il massimo volume d'acqua immagazzinabile dallo strato stesso e, dall'altro, di caratterizzare i processi di infiltrazione in condizioni di lama d'acqua persistente (per ulteriori dettagli sulla prova di saturazione si fa riferimento all'APPENDICE 4-A).

Il Capitolo illustra l'evoluzione delle misure del monitoraggio, descrive i flussi di interazione terreno-atmosfera e li correla allo stato del terreno, distinguendo il caso di suolo nudo dal caso di suolo vegetato.



Figura 42: superficie dello strato in assenza (a) e in presenza (b) di vegetazione

4.1 Quantificazione dei flussi di interazione terreno-atmosfera attraverso il monitoraggio

I flussi di interazione tra lo strato e l'atmosfera sono stati derivati come incognite dei bilanci di massa (§3.2.2) e dei bilanci di energia (§3.2.1) precedentemente illustrati. In essi i termini noti sono quantificati attraverso le misure.

Termini del bilancio di massa

Nel caso di suolo nudo, in assenza di eventi di precipitazione P e di fenomeni di drenaggio D , l'Eq.4 correla direttamente le variazioni di volume d'acqua immagazzinato, ΔS , all'evaporazione, E :

$$E = -\Delta S \quad \text{Eq.99}$$

Nel caso di suolo vegetato, in assenza di eventi di precipitazione P e di fenomeni di drenaggio D , l'Eq.5 correla direttamente le variazioni di volume d'acqua immagazzinato, ΔS , all'evapotraspirazione, ET :

$$ET = -\Delta S \quad \text{Eq.100}$$

In presenza di un evento di precipitazione P che non genera fenomeni di drenaggio D , nell'ipotesi verosimile che nel corso dell'evento stesso i flussi evaporativi E e i flussi evapotraspirativi ET siano trascurabili, le Eq.4 e Eq.5 correlano direttamente le variazioni di volume d'acqua immagazzinato, ΔS , all'infiltrazione, $P-R$:

$$P - R = \Delta S \quad \text{Eq.101}$$

Le misure di volume d'acqua immagazzinato dello strato forniscono dunque una quantificazione abbastanza diretta dei flussi E , ET e $P-R$.

Termini del bilancio radiativo

La radiazione netta R_n e la radiazione solare $R_s \downarrow$ sono misurate come detto in maniera diretta attraverso il radiometro e il piranometro; la radiazione netta ad onde lunghe R_{nl} è stimata attraverso l'Eq.9. I termini di questa equazione sono ottenuti dalle misure di umidità relativa e di temperatura dell'aria (Eq.10 e Eq.11), mentre l'eventuale presenza di copertura nuvolosa è indirettamente quantificata attraverso il rapporto tra la radiazione solare $R_s \downarrow$ (misurata) e la radiazione solare in condizioni di cielo sereno R_{s0} , determinata attraverso l'Eq.12.

L'equazione del bilancio radiativo restituisce quindi come unico termine incognito l'albedo α , desunto attraverso la risoluzione stessa dell'equazione di bilancio.

Un confronto tra suolo nudo e suolo vegetato in termini di bilancio radiativo è riportato in APPENDICE 4-B.

Termini del bilancio energetico

Nell'ipotesi verosimile che si possa trascurare nell'Eq.7 il termine ΔQ la cui stima richiederebbe la conoscenza del tasso netto di fotosintesi F (Eq.17), le Eq.6 e Eq.7, scritte rispettivamente per suolo nudo e suolo vegetato, risultano coincidenti.

In esse, la radiazione netta R_n e il flusso di calore nel terreno G sono direttamente misurati, rispettivamente, attraverso il radiometro e la piastra di calore; il flusso di calore sensibile H è quantificato tramite l'Eq.14 o può essere inteso come incognita dell'equazione in oggetto; infine, l'evaporazione (evapotraspirazione) reale E (ET) è ottenuta attraverso misure di variazione di volume d'acqua immagazzinato (Eq.99 e Eq.100) o in alternativa come incognita dell'equazione in oggetto. Ovviamente gli ultimi due termini citati possono essere assunti quali incognite soltanto in alternativa l'uno all'altro.

Per stimare il flusso di calore sensibile H (Eq.14) occorre quantificare il coefficiente di resistenza r (in funzione della tipologia di copertura) e il gradiente di temperatura all'interfaccia suolo-atmosfera; la temperatura atmosferica T_{atm} è stata direttamente misurata, mentre la temperatura superficiale T_s è estrapolata dalle misure di temperatura eseguite all'interno dello strato (per maggiori dettagli si fa riferimento all'APPENDICE 4-C).

Un confronto tra suolo nudo e suolo vegetato in termini di bilancio energetico è riportato in APPENDICE 4-D.

4.2 Caratteristiche climatiche dell'area studiata

Per caratterizzare preliminarmente quanto fossero state rappresentative le condizioni climatiche cui lo strato è stato assoggettato nel corso dei 5 anni di sperimentazione, i cumuli mensili di precipitazione e le medie mensili di temperatura dell'aria che hanno interessato il modello fisico sono state confrontate con i cumuli e le medie registrati dalla stazione meteo ubicata a Capodichino nel corso di un periodo di riferimento di 30 anni. I valori mensili

(cumuli di precipitazione e medie di temperatura) registrati presso la stazione di Capodichino sono stati mediati sui 30 anni.

La Tabella 12 confronta i cumuli di precipitazione.

Tabella 12: cumuli mensili di precipitazione registrati nei 30 anni di riferimento e durante il monitoraggio del modello fisico (in grassetto sono segnalati i valori massimi)

ΣP (mm)	Capodichino 1981-2010	esperimento Anno 1	esperimento Anno 2	esperimento Anno 3	esperimento Anno 4	esperimento Anno 5	esperimento Anno 6
Sett	79.9	56.2	20.6	71.0	34.0	106.6	52.8
Ott	126.4	139.4	71.2	187.8	145.0	0.8	247.0
Nov	181.8	250.8	79.6	97.6	215.4	103.0	58.4
Dic	123.7	74.0	139.8	147.4	72.6	130.0	0.2
Gen	112.3	123.0	41.4	157.8	177.6	225.6	-
Feb	81.1	65.8	172.8	99.8	147.0	271.0	-
Mar	100.5	153.6	28.2	133.6	107.6	49.2	-
Apr	80.3	54.6	215.8	39.6	127.4	68.6	-
Mag	46.1	40.2	53.0	51.2	41.0	20.0	-
Giu	31.6	27.2	1.6	34.0	37.8	27.2	-
Lug	29.3	57.2	44.4	6.0	57.6	21.2	-
Ago	22.0	0.0	17.2	21.8	0.0	44.6	-
Totale	1014.8	1042.0	885.6	1047.6	1163.0	1067.8	358.4

Le registrazioni presso la stazione di Capodichino indicano che l'area è tipicamente interessata da precipitazioni comprese tra 80 e 125 mm in autunno, inverno e inizio della primavera, ad eccezione del mese di novembre interessato da valori maggiori (180 mm). I cumuli mensili si riducono significativamente (fino a 20 mm) in primavera inoltrata ed in estate. Le precipitazioni annuali sono mediamente di 1015 mm.

I cumuli mensili di precipitazione registrati durante il periodo di sperimentazione seguono un'evoluzione coerente con gli andamenti registrati presso la stazione di Capodichino. Alcune anomalie si riscontrano nel secondo, nel quinto e nel sesto anno. Il secondo anno è infatti caratterizzato da cumuli di precipitazione più bassi durante l'autunno e più elevati in primavera; il quinto anno mostra, di contro, cumuli maggiori in inverno e minori nelle restanti stagioni; il sesto anno è infine caratterizzato da un inverno meno piovoso e da un autunno maggiormente piovoso. Le precipitazioni annuali sono coerenti con quelle osservate presso la stazione di Capodichino ad eccezione del secondo anno, risultato molto meno piovoso (circa 885 mm).

La Tabella 13 confronta le medie mensili di temperatura.

Tabella 13: medie mensili di temperatura dell'aria registrata nei 30 anni di riferimento e durante il monitoraggio del modello fisico (in grassetto sono segnalati i valori massimi)

T (°C)	Capodichino 1981-2010	esperimento Anno 1	esperimento Anno 2	esperimento Anno 3	esperimento Anno 4	esperimento Anno 5	esperimento Anno 6
Sett	21.6	23.0	25.6	24.2	24.3	24.2	24.9
Ott	17.9	19.1	19.5	20.9	21.4	21.8	19.5
Nov	13.2	15.8	16.3	17.4	15.8	18.2	16.3
Dic	10.0	11.3	12.8	11.4	12.9	13.0	14.0
Gen	8.8	11.5	10.8	11.0	12.7	11.4	-
Feb	9.0	11.5	8.8	10.1	13.9	11.0	-
Mar	11.4	13.0	15.1	13.1	13.8	13.9	-
Apr	14.1	17.1	16.0	18.0	16.6	16.2	-
Mag	18.6	20.3	19.4	20.3	19.1	21.4	-
Giu	22.1	24.2	24.9	23.1	24.5	25.1	-
Lug	25.1	25.6	27.1	27.0	25.0	29.0	-
Ago	25.3	27.0	28.2	27.7	26.4	28.2	-

L'area è tipicamente caratterizzata da temperature medie mensili comprese tra 10 e 26 °C. I valori nel corso dell'autunno si riducono progressivamente di circa 8 °C, passando da 22 °C a 14 °C, oscillano tra 8 e 12 °C durante l'inverno e, infine, si incrementano progressivamente nel corso della primavera e dell'estate. I mesi più caldi risultano luglio e agosto (temperatura media di circa 25 °C).

I valori registrati nel sito in cui è ubicato il modello fisico mostrano una tendenza abbastanza coerente con quella registrata dalla stazione di Capodichino e risultano in media maggiori di circa 2-3 °C. Questa differenza può essere giustificata dalla distanza dei due siti (10 km) e dal contesto diverso. Il modello fisico è infatti situato in un ambiente urbano mentre la stazione di Capodichino è ubicata in periferia, laddove vi è maggiore presenza di vegetazione. Come osservato da Oke (1987), l'assenza di vegetazione, unitamente alla presenza di infrastrutture, può infatti indurre un notevole aumento della temperatura alla scala di microclima. Nel corso della sperimentazione si osserva che il secondo ed il quinto anno sono risultati i più caldi. Il quinto anno in particolare è stato caratterizzato da un'estate eccezionalmente calda.

Le condizioni atmosferiche sono state confrontate anche in termini di evapotraspirazione di riferimento ET_r . Questa è stata calcolata attraverso la relazione empirica di Allen et al. (1998) basata sulla conoscenza dei valori minimo e massimo di temperatura giornaliera (Tabella 14).

Tabella 14: medie mensili di evapotraspirazione di riferimento stimata nei 30 anni di riferimento e durante il monitoraggio del modello fisico (in grassetto sono segnalati i valori massimi)

ETr (mm)	Capodichino 1981-2010	esperimento Anno 1	esperimento Anno 2	esperimento Anno 3	esperimento Anno 4	esperimento Anno 5	esperimento Anno 6
Sett	3.6	3.2	3.6	3.3	3.4	3.4	3.5
Ott	2.5	2.2	2.3	2.5	2.5	2.6	2.1
Nov	1.5	1.4	1.6	1.5	1.4	1.6	1.5
Dic	1.0	0.9	1.0	1.0	1.1	1.0	1.2
Gen	1.0	0.9	1.0	0.9	0.9	0.9	-
Feb	1.3	1.2	0.9	1.1	1.2	1.1	-
Mar	1.8	1.6	1.9	1.4	1.7	1.7	-
Apr	2.6	2.6	2.3	2.7	2.5	2.5	-
Mag	3.7	3.5	3.3	3.4	3.1	3.6	-
Giu	4.4	4.0	4.4	4.0	4.3	4.5	-
Lug	5.0	4.2	4.8	4.7	4.2	4.8	-
Ago	4.7	4.4	4.8	4.5	4.0	4.5	-

L'evapotraspirazione di riferimento ricavata nel periodo dell'esperimento risulta anch'essa abbastanza coerente con quella registrata a Capodichino.

L'area oggetto di studio può essere classificata, seguendo i criteri di Köppen-Geiger (Kottek, 2006), come Csa (clima temperato umido con estate secca e mesi più caldi caratterizzati da temperature maggiori di 22 °C). Essa identifica due differenti periodi: il primo, da ottobre ad aprile, caratterizzato da precipitazioni medio-alte e da temperature media; il secondo, da maggio a settembre, poco piovoso e più caldo.

4.3 Evoluzioni delle grandezze fisiche monitorate

L'attività di monitoraggio su modello fisico ha permesso di quantificare:

- le forzanti atmosferiche, ovvero i flussi che l'atmosfera genera potenzialmente sulla superficie dello strato: precipitazioni totali ed evapotraspirazione potenziale;
- lo stato idrologico e termico dello strato;
- i flussi reali, dipendenti dai flussi potenziali e dallo stato del terreno.

4.3.1 Evoluzione delle grandezze fisiche che regolano i flussi potenziali

In Figura 43 sono riportate le evoluzioni dei flussi potenziali e delle grandezze fisiche influenti. In particolare sono riportate le evoluzioni di precipitazione giornaliera e cumulata (Figura 43a), di temperatura atmosferica massima e minima (Figura 43b), di umidità relativa massima e minima (Figura 43c), dei flussi energetici direttamente misurati (radiazione solare, radiazione netta e flusso di calore nel terreno) (Figura 43d) e di evaporazio-

ne/evapotraspirazione potenziale giornaliera e cumulata (Figura 43e). Quest'ultima è stata calcolata seguendo l'approccio FAO, come prodotto tra evapotraspirazione di riferimento, ET_r , e coefficiente di copertura, k_c . k_c è stato assunto pari a 1.15 per il caso di suolo nudo e 1 per il caso di suolo vegetato (Allen et al., 1998). Il valore corrispondente a suolo nudo è maggiorativo dell'evapotraspirazione di riferimento in ragione del ridotto valore di albedo che si verifica allorché la superficie è quasi satura (colore più scuro) e della possibilità di immagazzinare calore negli strati superficiali del terreno durante i periodi secchi; il valore corrispondente a suolo vegetato è plausibile in quanto la copertura alla quale ci si riferisce è molto simile a quella ipotizzata nella definizione di superficie di riferimento (copertura erbacea con caratteristiche fisiologiche e strutturali molto simili al *Lolium perenne* e alla *Festuca arundinacea* che costituiscono circa il 90% della miscela piantumata sulla superficie dello strato).

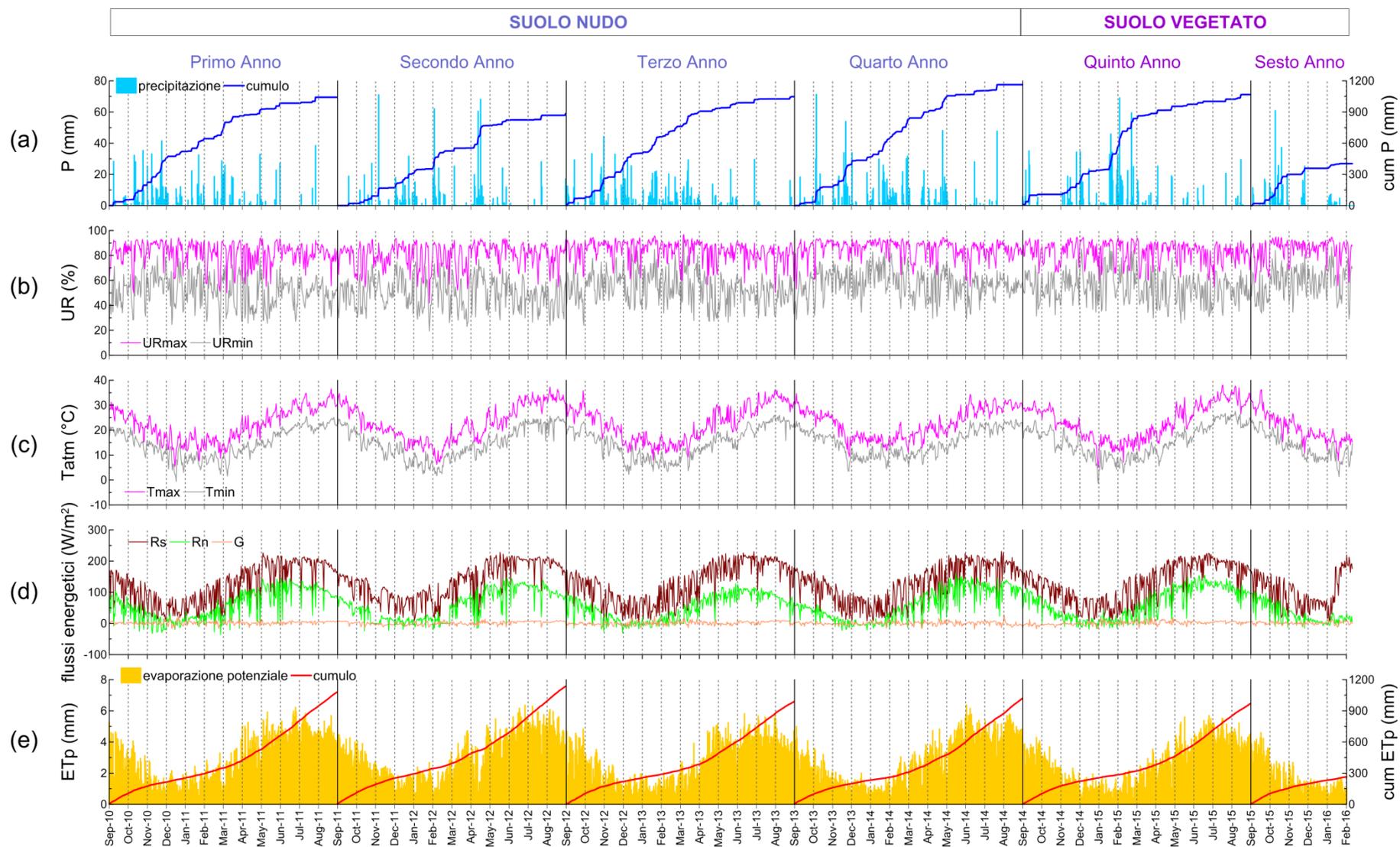


Figura 43: monitoraggio delle variabili atmosferiche: evoluzioni di precipitazione giornaliera e cumulata (a), di temperatura atmosferica massima e minima (b), di umidità relativa massima e minima (c), di radiazione solare, radiazione netta e flusso di calore nel terreno (d) e di evaporazione/evapotraspirazione potenziale giornaliera e cumulata (e)

4.3.2 Evoluzione delle grandezze fisiche che regolano lo stato del terreno

In Figura 44, sono mostrate le evoluzioni delle grandezze fisiche che caratterizzano lo stato del terreno. In particolare sono riportate le evoluzioni di suzione (Figura 44a), di contenuto d'acqua (Figura 44b) e di temperatura (Figura 44c).

Nel corso del monitoraggio i valori di suzione misurati (Figura 44a) seguono evoluzioni coerenti con quelle ottenute su siti campione con stratigrafie caratterizzate da materiali simili a quelli sottoposti a prova (Pirone et al., 2012)⁹.

Durante i periodi compresi tra il tardo autunno e le prime fasi della primavera, si registrano valori compresi tra 20 e poche unità di kPa. I valori risultano estremamente bassi soprattutto nel corso del primo e del terzo anno di sperimentazione; al contrario, durante il secondo anno di sperimentazione, i livelli di suzione sono compresi tra 10 e 20 kPa. Sia in aumento sia in diminuzione, le misure rispondono rapidamente alle variazioni delle condizioni meteo (Figura 43), oscillando alle varie profondità in modo sincrono, con valori che decrescono al crescere della profondità e che si mantengono, istante per istante, ad una distanza corrispondente ad una distribuzione idrostatica.

Nelle transizioni da periodi umidi a secchi (aprile-giugno) e viceversa (ottobre-novembre), le oscillazioni di suzione divengono asincrone e il sistema mostra una notevole maggiore inerzia alle variazioni delle condizioni meteo. Ad ogni istante le differenze di valore alle varie quote non si configurano mai come idrostatiche, a significare come le condizioni di equilibrio idraulico in questi periodi non si realizzino mai e i flussi conservino sempre carattere transitorio.

Nei periodi secchi, i valori di suzione vengono registrati dai tensiometri fino a circa 80-90 kPa. Tale soglia, fondo-scala (soglia di cavitazione) dello strumento, viene superata nel corso del mese di luglio e i livelli di suzione ne restano al di sopra fino a settembre-ottobre. Durante i mesi estivi, la tipologia di copertura superficiale regola la velocità di incremento dei livelli di suzione: la presenza di vegetazione (quinto anno di monitoraggio) induce una maggiore velocità di incremento dei livelli di suzione che già nel mese di giugno raggiungono valori prossimi alla soglia di cavitazione dello strumento.

Le registrazioni di contenuto d'acqua (Figura 44b) seguono evoluzioni coerenti con quelle di suzione, con valori massimi di contenuto d'acqua durante i mesi invernali e valori minimi durante i mesi estivi.

Durante la sperimentazione in condizioni di suolo nudo, si osserva che i valori di contenuto d'acqua alla profondità di 70 cm risultano generalmente maggiori rispetto a quelli registrati alle altre profondità. Fanno eccezione le distribuzioni di contenuto d'acqua che si attingono durante le fasi di transizione secco-umido e umido-secco in corrispondenza di eventi di precipitazioni. Queste infatti tendono ad incrementare il contenuto d'acqua sulla parte su-

⁹ Si ricorda che le riduzioni di suzione mese di luglio 2014 sono state prodotte artificialmente

perficiale dello strato. Durante le fasi di riduzione di contenuto d'acqua (da umido a secco e nel periodo secco), i valori minimi di contenuto d'acqua si registrano in superficie (circa 0.25) mentre in profondità il contenuto d'acqua si mantiene su livelli abbastanza elevati (a 70 cm sempre maggiori di 0.30). Le evoluzioni di contenuto d'acqua indicano come l'evaporazione da suolo nudo sia un processo che interessi principalmente i primi 30 cm dello strato.

Anche durante la sperimentazione in condizioni di suolo vegetato si osserva che i valori di contenuto d'acqua alla profondità di 70 cm risultano maggiori rispetto a quelli registrati alle altre profondità; tuttavia, durante la transizione umido-secco e nel periodo secco la distanza tra le registrazioni alle diverse profondità tende a ridursi (in generale i livelli di contenuto d'acqua sono compresi tra 0.25 e 0.20). Le evoluzioni di contenuto d'acqua indicano che l'evapotraspirazione è un processo in grado di coinvolgere tutto lo strato di terreno. Le registrazioni di temperatura durante la sperimentazione (Figura 44c) restituiscono infine evoluzioni coerenti con quella della temperatura atmosferica. I valori di temperatura si riducono durante la transizione dall'autunno all'inverno, oscillano intorno a 5-15°C durante i mesi invernali, si incrementano durante i mesi primaverili (da 15 a 25 °C) raggiungendo infine i massimi durante i mesi estivi (temperatura maggiore di 35 °C). Anche in termini di temperatura si può osservare un effetto “filtro termico” del terreno: i termistori più superficiali risentono maggiormente delle oscillazioni di temperatura; al contrario i termistori più profondi restituiscono minori oscillazioni nelle misure. Fa eccezione la misura di temperatura a 70 cm che risulta caratterizzata da maggiori oscillazioni rispetto a quella registrata a 50 cm di profondità in quanto registrata in prossimità del bordo inferiore posto al contatto con l'atmosfera.

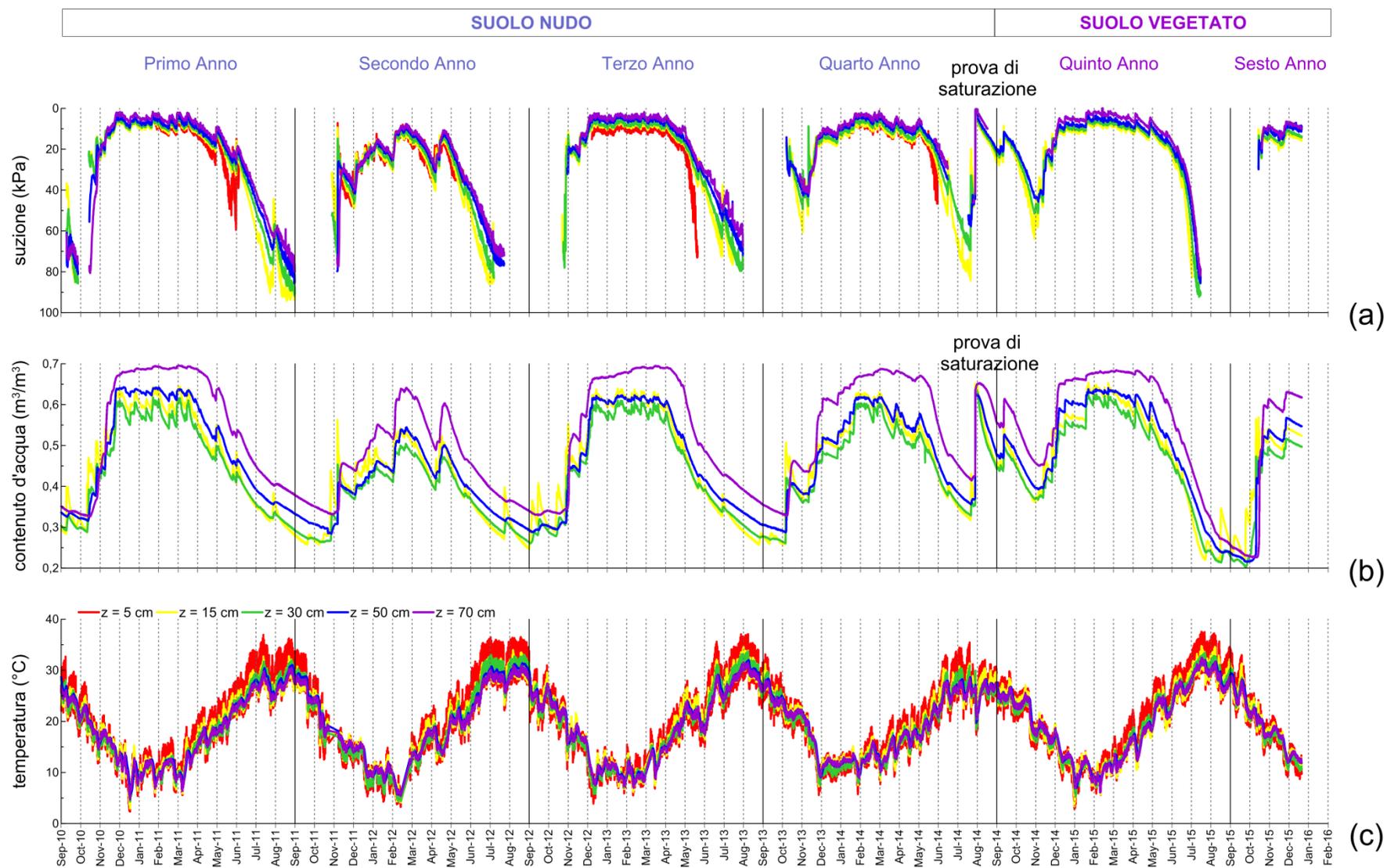


Figura 44: monitoraggio delle grandezze fisiche che regolano lo stato del terreno: evoluzioni di suzione (a), contenuto d'acqua (b) e temperatura (c) alle profondità di 5 (rosso), 15 (giallo), 30 (verde), 50 (blue) e 70 (viola) cm

4.3.2.1 Stima di suzione ad elevati valori a mezzo di “sonde di dissipazione termica”

Nei periodi secchi i valori di suzione vengono registrati dai tensiometri jetfill fino a circa 80 kPa, soglia di cavitazione dello strumento. Tale soglia viene superata solitamente all'inizio della stagione estiva e i livelli di suzione ne restano al di sopra tipicamente fino all'inizio della stagione autunnale. Al fine di stimare le evoluzioni di suzione che si verificano durante il periodo estivo sono stati installati e calibrati altri strumenti noti in letteratura come “sonde di dissipazione termica”.

Il sensore è costituito da una pietra porosa che, inserita nel punto di misura, si pone in equilibrio idraulico e termico con il terreno che la circonda. Una variazione di suzione nell'intorno della pietra si propaga all'interno della pietra stessa, determinandone una variazione nel contenuto d'acqua fino al valore di equilibrio w_p . L'approccio consiste nel misurare tale contenuto d'acqua w_p , attraverso una tecnica automatica, e risalire da esso alla suzione del terreno. La misura consiste nell'energizzare la pietra, applicando una ΔE standard per un intervallo di tempo Δt , anch'esso standard, e misurare le variazioni di temperatura, ΔT , indotte.

I vantaggi di tale tecnica risiedono nell'ampio campo di misura (10-1000 kPa), che peraltro ben si integra con quello dei tensiometri jetfill (0, 80), e nel non richiedere operazioni di manutenzione particolari, quali ad esempio quelle connesse con gli interventi di ricondizionamento che rendono oneroso il monitoraggio eseguito a mezzo di tensiometri (necessità periodica di risaturare l'elemento poroso e la camera di misura).

Gli svantaggi risiedono invece nella scarsa prontezza dello strumento, specie quando si opera ad alti valori di suzione. In tal caso gli spostamenti di volumi d'acqua necessari per il riequilibrio idraulico tra pietra e terreno possono infatti risultare significativi e coinvolgere, nel contempo, un sistema che, nel suo insieme, è caratterizzato da una conducibilità idraulica molto ridotta. I tempi di riequilibrio sono variabili da pochi minuti a diverse ore (Campbell Scientific, 2006).

Uno svantaggio significativo è riconducibile, inoltre, alla tecnica implementata per la misura del contenuto d'acqua della pietra. Il valore di ΔT indotto dall'energizzazione non dipende infatti solo dallo stato di saturazione della pietra ma è influenzato anche da altri fattori, quali la composizione mineralogica, lo stato e la temperatura del terreno. Tali fattori purtroppo condizionano il processo di calibrazione fino al punto da rendere improponibile utilizzare per un dato terreno la curva di calibrazione ottenuta su di un altro materiale.

Il sensore e la tecnica di misura

Il sensore (Figura 45) è formato da un elemento riscaldante e da una termocoppia collegata alla pietra porosa posta a contatto con il terreno. La pietra porosa è di forma cilindrica. L'elemento riscaldante è ubicato in asse alla pietra, mentre in corrispondenza della sezione

centrale del cilindro è posizionata la termocoppia. Sia l'elemento riscaldante che la termocoppia sono fissati all'interno di un ago ipodermico, che funge anche da protezione per i fili del sensore. Il volume all'interno dell'ago, che non è occupato dai fili, è riempito con resina epossidica. Misure accurate di suzione richiedono l'orientazione orizzontale della pietra e cura nel contatto sensore-terreno.

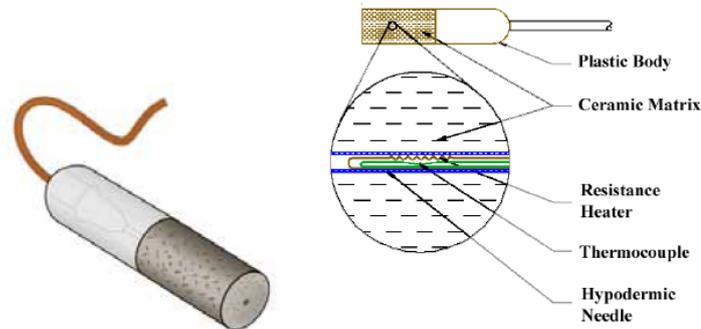


Figura 45: sonda di dissipazione (Campbell Scientific 229)

Il sistema di alimentazione è costituito da una centralina ad otto uscite che fornisce una corrente di 50 mA all'elemento riscaldante. Le otto uscite sono settate in un'unica porta di controllo del datalogger collegate ad un Multiplexer.

Il contenuto d'acqua della pietra è correlabile alla conduttività termica λ dell'elemento. Per bassi valori di contenuto d'acqua, la conduttività termica è governata dalla pietra porosa, mentre per alti valori di contenuto d'acqua, la conduttività termica è regolata dalla fase liquida. La conduttività termica λ compare nella relazione di Shiozawa e Campbell (1990) tra flusso di calore q_t [$F L t^{-1} L^{-1} T^{-1}$], tempo di somministrazione del calore stesso ($\Delta t = t_f - t_0$) e variazioni di temperatura indotte $\Delta T = T_f - T_0$:

$$\Delta T = \frac{q_t}{4\pi\lambda} \ln(\Delta t) \quad Eq.102$$

Nelle misura si trasmette alla pietra una corrente di 50 mA per un tempo $\Delta t = 30$ s. Le variazioni di temperatura ΔT indotte sono in tali condizioni univocamente legate alla conducibilità termica λ e, dunque, al contenuto d'acqua della pietra e alla suzione del terreno (Figura 46). Se la pietra è in uno stato molto secco (suzione nel terreno elevata), l'incremento di temperatura ΔT è elevato (dell'ordine di 3°C); al contrario, se la pietra è in uno stato saturo (suzione del terreno bassa), l'incremento di temperatura ΔT è ridotto (dell'ordine di 0,7°C in 30 s).

L'entità della variazione ΔT può dunque essere direttamente correlata alla suzione del terreno.

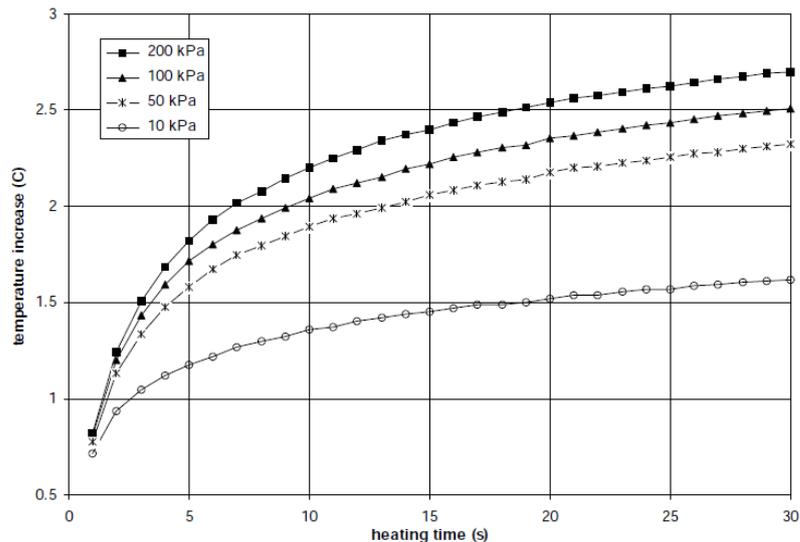


Figura 46: risposta tipica in termini di incremento di temperatura del sensore in un limo sabbioso (Campbell Scientific, 2006)

Taratura del sensore ed evoluzione di suzione nei periodi secchi

In letteratura le relazioni tra variazioni di temperatura ΔT indotte e suzione vengono rappresentate attraverso funzioni esponenziali del tipo:

$$s = \exp(f(\Delta T)) \quad \text{Eq.103}$$

L'argomento dell'esponenziale adottato nel presente lavoro è una funzione polinomiale del terzo ordine con coefficienti a segni alterni:

$$s = \exp(\alpha\Delta T^3 + \beta\Delta T^2 + \gamma\Delta T + \delta) \quad \text{Eq.104}$$

Le sonde di dissipazione sono state calibrate utilizzando l'Eq.104 e i dati sperimentali registrati nella finestra temporale compresa tra il 01/03/2012 e il 31/07/2012. Nel processo di calibrazione si è inoltre portato in conto l'effetto indotto su ΔT dalla temperatura del terreno attraverso l'approccio proposto da Flint et al. (2002).

La Figura 47 mostra come il best-fitting realizzato per la calibrazione delle sonde risulti in una sovrapposizione quasi perfetta tra le evoluzioni di suzione misurate con jetfill e quelle misurate con le sonde stesse. La stessa figura riporta anche le evoluzioni di suzione consegnate dalle sonde nei periodi in cui i livelli superano la soglia di cavitazione dei jetfill. Si può osservare che nei mesi di luglio e, soprattutto, agosto, l'assenza di precipitazioni e i processi evaporativi innalzano la suzione a diverse centinaia di kPa.

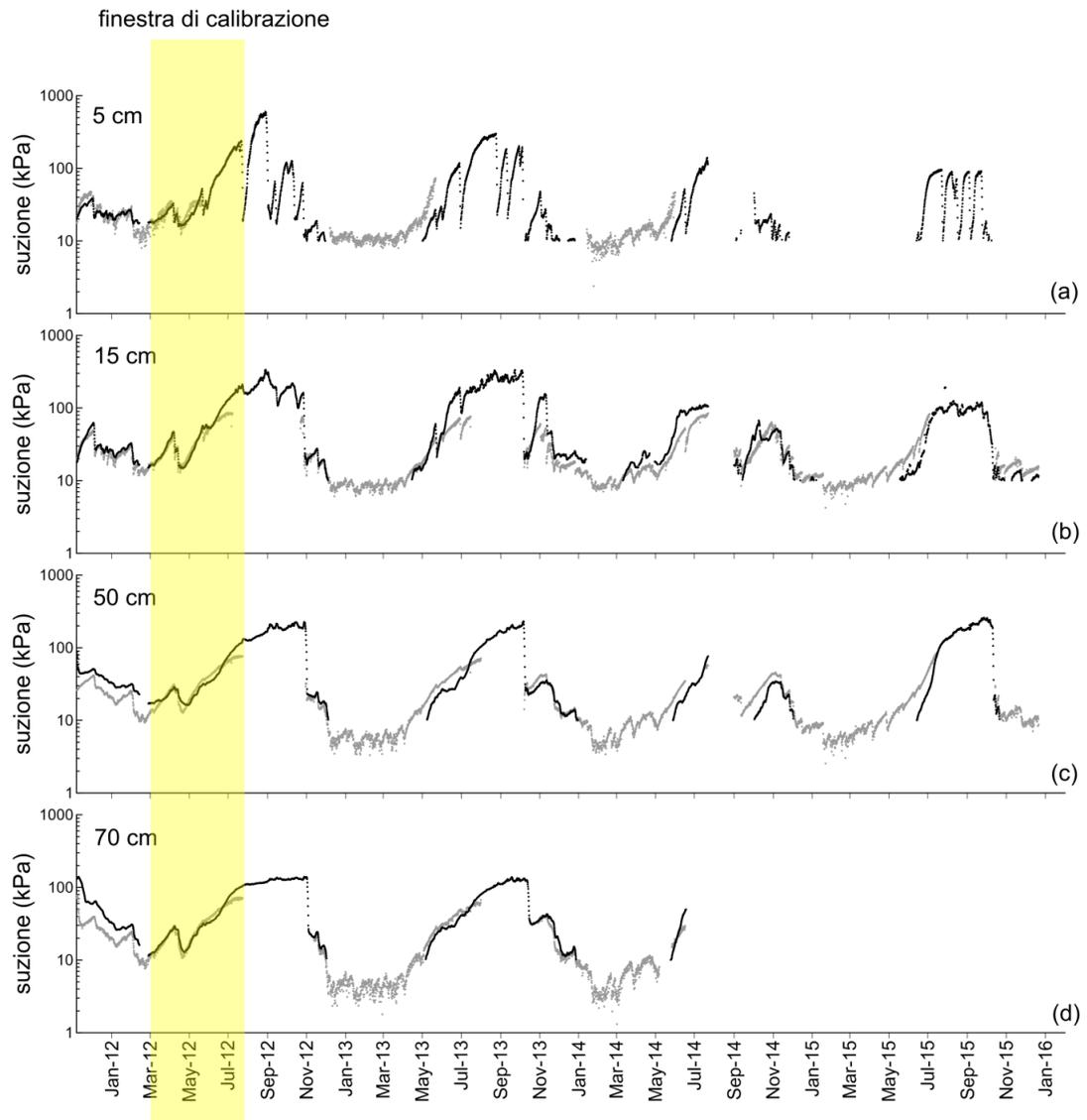


Figura 47: calibrazione delle misure di suzione effettuate con sonde termiche sulle misure effettuate con jet-fill (marzo 2012/luglio 2012) in corrispondenza delle 4 profondità indicate ed estrapolazione dei valori di suzione al restante periodo di monitoraggio

4.3.2.2 Curve di ritenzione derivate dai punti sperimentali

Le misure di suzione e contenuto d'acqua alle profondità di 15, 30, 50 e 70 cm sono rappresentate in Figura 48 nel piano u_a - u_w - θ . In particolare la figura mostra le coppie di punti registrate durante il monitoraggio in condizioni di suolo nudo in grigio e in condizioni di suolo vegetato in rosso; inoltre sono riportate le curva di ritenzione misurate in laboratorio (Papa, 2007).

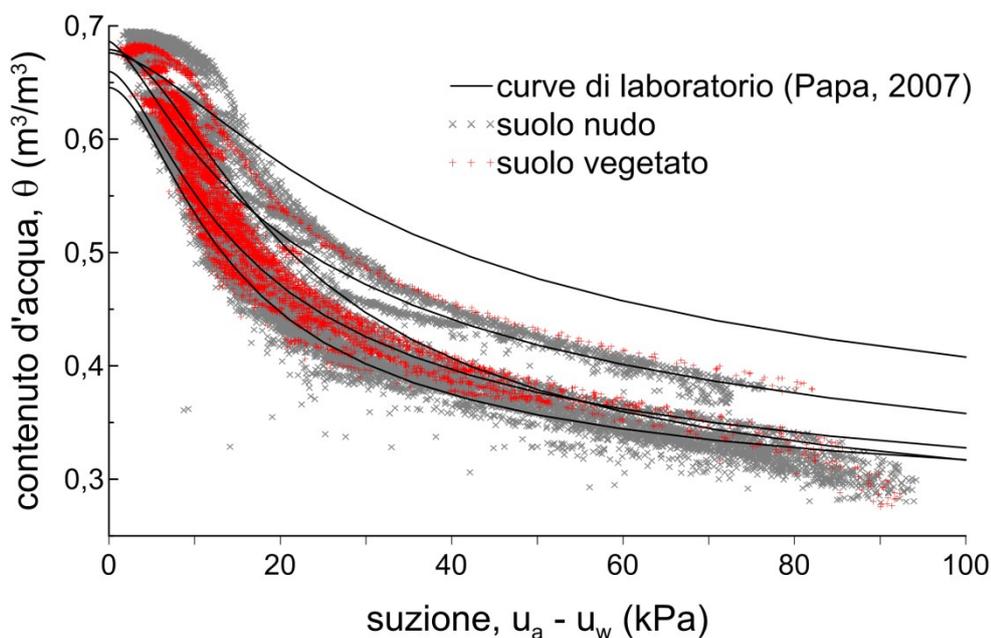


Figura 48: coppie di punti suzione-contenuto d'acqua misurati durante il monitoraggio alle profondità di 15, 30, 50 e 70 cm. In grigio sono mostrati i punti relativi alla sperimentazione in condizione di suolo nudo, in rosso quelli relativi alla sperimentazione in condizione di suolo vegetato; le linee nere rappresentano le curve determinate in laboratorio da Papa (2007) sullo stesso terreno

I punti suzione-contenuto d'acqua misurati durante il monitoraggio sottendono un fuso coerente con quello individuato in laboratorio. In particolare lo strato è caratterizzato da un valore di ingresso d'aria di circa 10 kPa con valori di contenuto d'acqua compresi tra 0.6 e 0.7; per valori di suzione di 30 kPa il contenuto d'acqua si riduce a 0.40-0.50 mentre per valori di suzione maggiori o uguali a 60 kPa il contenuto d'acqua varia tra 0.45 e 0.30.

4.3.3 Evoluzione delle grandezze fisiche che regolano i flussi reali

In Figura 49 sono riportate le evoluzioni di peso dello strato in termini di volume d'acqua immagazzinato (Figura 49a) e le evoluzioni dei flussi reali di infiltrazione (Figura 49b) e di evaporazione/evapotraspirazione. Le evoluzioni dei flussi reali di infiltrazione e di evaporazione/evapotraspirazione sono inoltre confrontate con le evoluzioni dei flussi potenziali di precipitazione totale e di evaporazione/evapotraspirazione potenziale. Lo stato del terreno è altresì rappresentato attraverso l'evoluzione di suzione misurata alla profondità di 5 cm (Figura 49d). Tale evoluzione è correlata allo stato di imbibizione superficiale dello strato, che influenza l'evaporazione/evapotraspirazione reale, e ai gradienti idraulici che si instaurano quando si verifica un evento di precipitazione e che influenzano l'infiltrazione potenziale.

L'evoluzione del volume d'acqua immagazzinato (Figura 49a) evidenzia oscillazioni stagionali simili nel corso dell'intera sperimentazione ad eccezione del secondo anno, caratterizzato da valori nei mesi invernali minori rispetto a quelli registrati durante gli altri anni di monitoraggio.

In generale è possibile riconoscere un andamento tipico del volume d'acqua immagazzinato. A partire dall'inizio dell'anno idrologico si verificano incrementi di volume d'acqua immagazzinato durante la transizione secco-umido (tardo autunno-inizio inverno), valori che oscillano intorno ad un valor medio durante i mesi invernali, decrementi durante la transizione umido-secco (primavera) con velocità di decrescita regolata principalmente dai flussi evaporativi reali¹⁰. Infine durante i mesi estivi e l'inizio dell'autunno la velocità di decrescita si riduce progressivamente a causa della sempre minore disponibilità d'acqua nello strato per l'evaporazione.

Per quanto riguarda i flussi di infiltrazione (Figura 49b), si può osservare che, tendenzialmente, per alti valori di suzione in superficie (Figura 49d) si osservano flussi assorbiti pressochè coincidenti con i flussi totali. Al contrario, per bassi valori di suzione si associano intensità assorbite ben inferiori al totale precipitato. I dati illustrati indicano pertanto che per tali materiali l'infiltrazione potenziale cresce al crescere della suzione.

Per quanto riguarda i flussi di evaporazione (Figura 49c), per bassi valori di suzione in superficie (Figura 49d) i flussi evaporativi reali coincidono con quelli potenziali. Al contrario, per alti valori di suzione i flussi evaporativi reali risultano ben inferiori rispetto a quelli potenziali, causa la limitata disponibilità d'acqua in superficie. Nel primo caso si parla di comportamento *atmosphere controlled*, in cui cioè il fattore limitante è costituito dallo stato dell'atmosfera; nel secondo caso si parla di comportamento *soil controlled*, in cui cioè il fattore limitante è costituito dal terreno.

¹⁰ In questa fase i flussi evaporativi reali coincidono coi i flussi evaporativi potenziali in virtù della piena disponibilità d'acqua sulla superficie dello strato che consente di soddisfare completamente la domanda evaporativa atmosferica

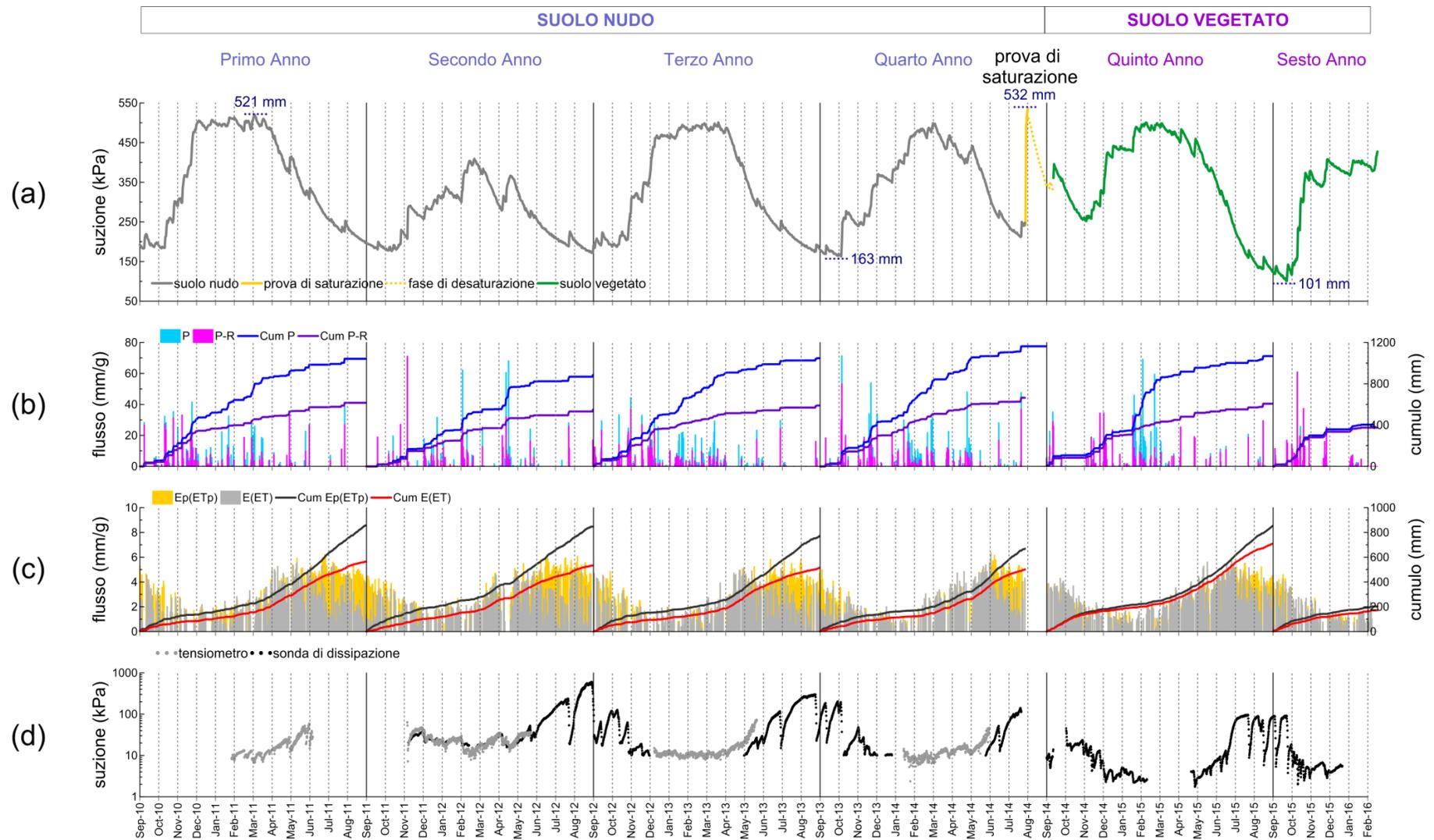


Figura 49: monitoraggio delle grandezze fisiche che regolano i flussi reali: evoluzione del volume d'acqua immagazzinato (a), di precipitazione ed infiltrazione giornaliera e cumulata (b), di evaporazione/evapotraspirazione potenziale e reale giornaliera e cumulata (c) e di suzione alla profondità di 5 cm misurata attraverso tensiometro small-tip (grigio) e sonda di dissipazione (nero) (d)

I flussi potenziali e i flussi reali sono stati rielaborati e confrontati anche come medie mensili. I risultati relativi a suolo nudo e suolo vegetato sono mostrati, rispettivamente, in Figura 50 e Figura 51.

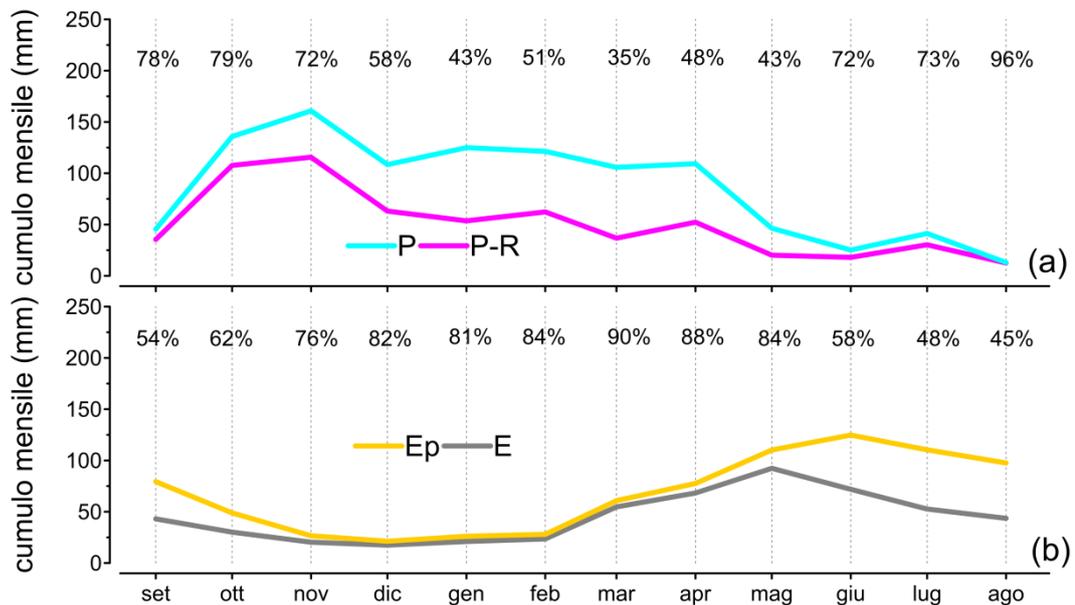


Figura 50: confronto tra le medie dei cumuli mensili di precipitazione ed infiltrazione (a) e le medie dei cumuli mensili di evaporazione potenziale ed evaporazione reale (b) per il caso di suolo nudo

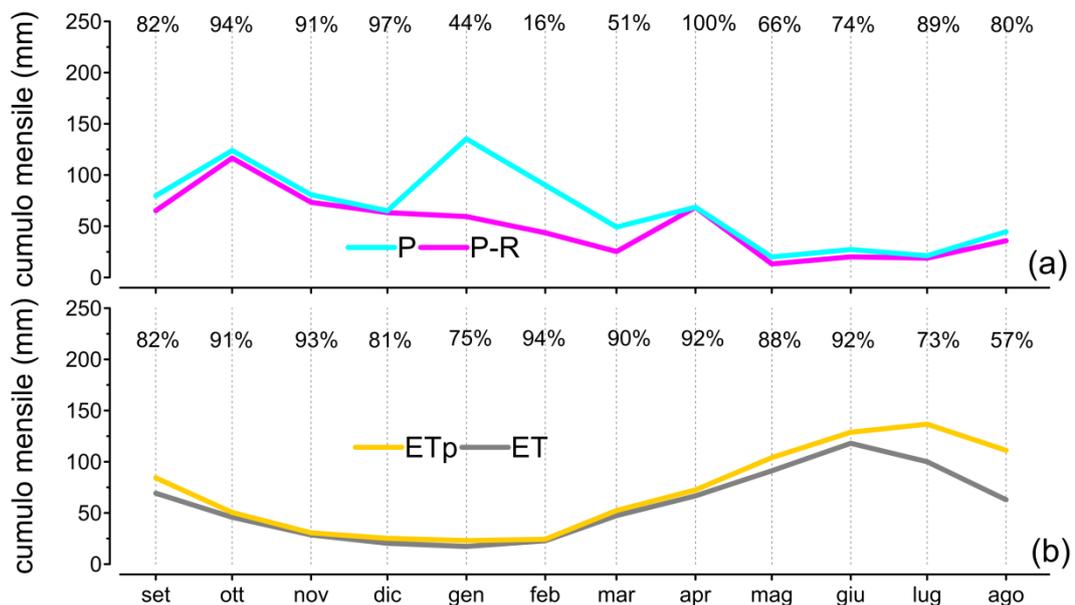


Figura 51: confronto tra le medie dei cumuli mensili di precipitazione ed infiltrazione (a) e le medie dei cumuli mensili di evaporazione potenziale ed evaporazione reale (b) per il caso di suolo vegetato

In condizioni di suolo nudo, la Figura 50a indica che lo strato è in grado di assorbire su scala mensile tra 10 e 115 mm, con valori massimi registrati ad ottobre e novembre e minimi in estate. Il rapporto tra infiltrazione e precipitazione risulta elevato durante i mesi estivi ed autunnali (72-96%); durante i restanti mesi, il tasso di infiltrazione si riduce a valori compresi tra il 35% e il 58% delle precipitazioni. Per quanto riguarda i flussi evapora-

tivi (Figura 50b), i cumuli mensili di evaporazione reale sono compresi tra 20 e 95 mm. Essi risultano elevati durante la primavera e l'inizio dell'estate (più di 55 mm) e bassi da novembre a febbraio (minori di 25 mm). In termini di rapporto tra evaporazione reale e potenziale, lo strato di terreno risulta capace di sostenere la domanda evaporativa durante il periodo che va da novembre a maggio (76-90%); nei restanti mesi, gli elevati valori di evaporazione potenziale non si traducono in elevati valori di evaporazione reale per effetto della desaturazione degli strati superficiali che induce una forte riduzione di acqua disponibile a soddisfare la domanda evaporativa (45-62%).

Le misure in condizioni di suolo vegetato ricoprono un arco temporale breve (un anno e mezzo) che non consente di ricavare una statistica affidabile come quella ottenuta per il caso di suolo nudo. Ciononostante, esse consentono di fornire alcune importanti indicazioni. Per quanto riguarda i flussi di infiltrazione (Figura 51a), i cumuli di precipitazione ed infiltrazione risultano fortemente condizionati dall'assenza di ulteriori anni di monitoraggio; tuttavia si può osservare che il rapporto tra infiltrazione e precipitazione risulta elevato durante quasi l'intero anno idrologico ad eccezione di gennaio e febbraio. Per quanto riguarda i flussi evapotraspirativi (Figura 51b), i cumuli mensili di evapotraspirazione reale sono compresi tra 20 e 120 mm, maggiori rispetto a quelli registrati in condizioni di suolo nudo. Essi risultano elevati durante la primavera e l'inizio dell'estate (più di 50 mm), con valore massimo registrato a giugno (120 mm), e bassi da novembre a febbraio (minori di 30 mm). In termini di rapporto tra evapotraspirazione reale e potenziale, lo strato di terreno questa volta risulta capace di sostenere la domanda evapotraspirativa per un periodo (ottobre-giugno) più lungo rispetto al caso di suolo nudo per effetto della traspirazione; nei restanti mesi (luglio-agosto-settembre), l'evapotraspirazione reale si riduce rispetto agli elevati valori potenziali per effetto della desaturazione dello strato (57-82%).

4.3.3.1 Descrizione dell'evoluzione di volume d'acqua immagazzinato in condizioni di suolo nudo e suolo vegetato

Sebbene sia evidente un comportamento caratteristico in termini di volume d'acqua immagazzinato dello strato durante l'anno idrologico, i diversi anni di sperimentazione hanno mostrato alcune peculiarità in conseguenza delle diverse distribuzioni temporali delle forzanti atmosferiche (Figura 49b, Figura 49c) e delle diverse condizioni di copertura (suolo nudo-suolo vegetato).

Per quanto riguarda le condizioni di suolo nudo, il primo ed il terzo anno di sperimentazione (Figura 49a) hanno restituito evoluzioni di volume d'acqua immagazzinato simili, caratterizzate da variazioni trascurabili all'inizio dell'autunno, incrementi durante il periodo tardo-autunnale, scarse variazioni nei mesi invernali (comprese tra 475 e 520 mm) e riduzioni in primavera ed estate con velocità di decrescita che si riduce dalla primavera all'estate per effetto della desaturazione dello strato. Il secondo anno è stato caratterizzato

invece da valori di volume d'acqua immagazzinato minori rispetto a quelli registrati nel corso del primo e del terzo anno soprattutto nei mesi invernali (volume d'acqua immagazzinato massimo registrato pari a 409 mm) per effetto della distribuzione delle precipitazioni che si sono concentrate principalmente a dicembre e a febbraio mentre a gennaio sono risultate estremamente esigue (Tabella 12), addirittura minori dei flussi evaporativi reali. La minor disponibilità d'acqua all'inizio dei mesi primaverili ha fatto sì che lo strato fosse in grado di soddisfare la domanda evaporativa in condizioni potenziali per un periodo di tempo minore rispetto al primo e al terzo anno. Il quarto anno di monitoraggio ha esibito infine un comportamento intermedio tra il primo-terzo ed il secondo anno con valori di volume d'acqua immagazzinato simili a quelli del primo anno nella prima metà dell'autunno e simili a quelli del secondo anno nella seconda metà; tuttavia, rispetto al secondo anno, i mesi invernali sono stati caratterizzati da precipitazioni che si sono concentrate principalmente a gennaio e febbraio (Tabella 12) e che hanno provocato una graduale risalita del volume d'acqua immagazzinato fino al valore di massimo di circa 500 mm registrato agli inizi di marzo. Durante i mesi primaverili ed estivi lo strato ha esibito un comportamento analogo a quello osservato nel primo e terzo anno con flussi evaporativi reali simili a quelli potenziali nei mesi primaverili e decisamente inferiori nei mesi estivi. Il quarto anno idrologico si è interrotto il 29 luglio a causa della prova di saturazione.

Gli effetti della prova di saturazione si sono protratti anche nel quinto anno di monitoraggio (il primo in condizioni di suolo vegetato), caratterizzato da un valore iniziale di volume d'acqua immagazzinato (339 mm) molto maggiore rispetto al valore medio osservato nei precedenti quattro anni (190 mm). Gli eventi di precipitazione occorsi nella prima metà di settembre hanno incrementato il contenuto d'acqua soprattutto nella parte superficiale, creando condizioni ottimali per la piantumazione (12 settembre) e la crescita spontanea della vegetazione.

Durante la fase di sviluppo della vegetazione il volume d'acqua immagazzinato dello strato si è ridotto di circa 140 mm con un gradiente di decrescita non costante per effetto sia della variazione di copertura con conseguente variazione di domanda evaporativa sia della sempre minore disponibilità d'acqua in superficie per l'evapotraspirazione. Nel periodo tardo-autunnale e nei mesi invernali, il volume d'acqua immagazzinato dello strato si è incrementato portandosi a valori di circa 450 mm a dicembre e di circa 490 mm tra gennaio e marzo. Durante i mesi primaverili ed estivi i persistenti ed intensi flussi evapotraspirativi hanno fortemente ridotto il volume d'acqua immagazzinato; contrariamente a quanto osservato per il caso di suolo nudo, lo strato è stato capace di sostenere la domanda evapotraspirativa potenziale fino all'inizio di luglio (Figura 49c). Al termine dell'anno idrologico lo strato ha raggiunto un volume d'acqua immagazzinato di circa 125 mm. I flussi evapotraspirativi si sono protratti anche durante l'inizio della stagione autunnale nel sesto anno; a settembre si è registrato il minimo valore assoluto di volume d'acqua immagazzinato osservato durante la sperimentazione (101 mm, $\theta=0.135$). Nel periodo tardo-autunnale gli

eccezionali eventi di precipitazione occorsi durante il mese di ottobre (Tabella 12) hanno incrementato il volume d'acqua immagazzinato portandolo a valori addirittura maggiori rispetto a quelli osservati nello stesso periodo negli altri anni (370-380 mm) mentre a fine novembre i valori di volume d'acqua immagazzinato (circa 410 mm) risultavano minori solo rispetto al primo anno. L'assenza di precipitazioni durante l'intero mese di dicembre ha provocato una riduzione di volume d'acqua immagazzinato di circa 40 mm (in media 1.3 mm/g) che si è portato a valori prossimi a quelli registrati nel quarto anno di sperimentazione.

APPENDICE 4-A Quantificazione del volume d'acqua massimo immagazzinato e della soglia di drenaggio

Al termine del mese di luglio del quarto anno di monitoraggio, lo strato è stato sottoposto ad una prova di saturazione (Figura 52) per:

- determinare la soglia di volume d'acqua immagazzinato oltre la quale si attivano fenomeni di drenaggio S^* ;
- determinare il volume d'acqua immagazzinato massimo S^{**} .



Figura 52: superficie dello strato in condizione di lama d'acqua persistente

La prova di saturazione dello strato è stata condotta imponendo sulla superficie esposta una condizione di lama d'acqua.

All'istante di inizio della prova, i valori di suzione registrati nello strato sono stati pari a circa 40-45 kPa.

In Figura 53 è mostrata l'evoluzione del volume d'acqua immagazzinato misurato durante la prova di saturazione.

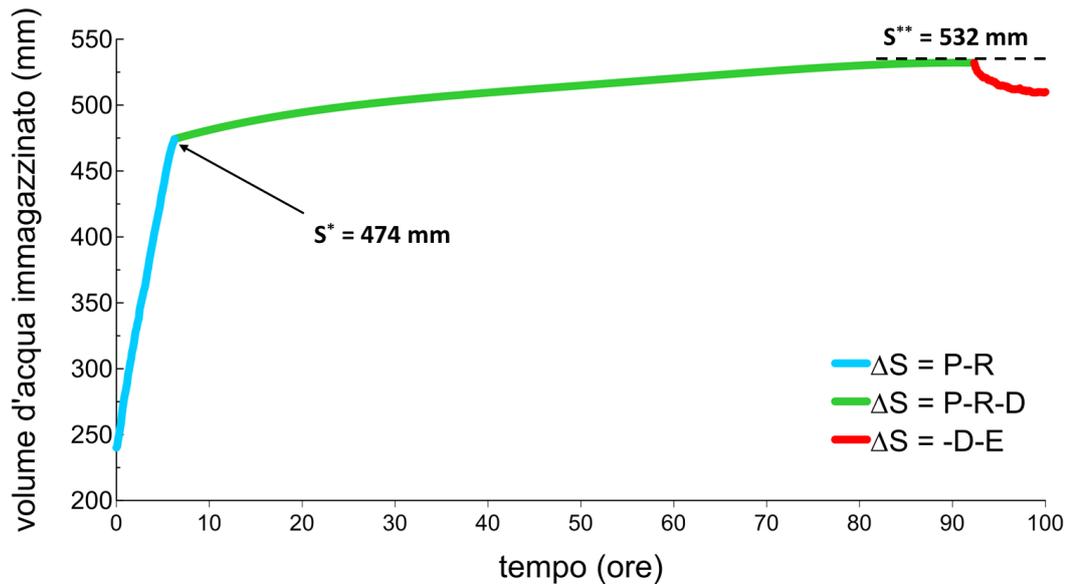


Figura 53: evoluzione di volume d'acqua immagazzinato registrato durante la prova di saturazione

All'istante di inizio della prova ($t = 0$), il volume d'acqua immagazzinato dello strato è stato di 240.1 mm ($\theta = 0.320$). A seguito della somministrazione idrica, si è osservato un incremento del volume d'acqua immagazzinato che, nell'arco di circa 6 ore, ha raggiunto il valore $S^* = 474$ mm ($\theta^* = 0.632$); durante questa prima fase non si sono registrati eventi di drenaggio dal fondo e quindi le variazioni di volume d'acqua immagazzinato possono essere associate soltanto a fenomeni di infiltrazione. A partire dall'approccio al valore soglia $S^* = 474$ mm, si sono verificati fenomeni di drenaggio; questi sono stati monitorati attraverso la vasca di raccolta posta sul fondo del modello fisico e risultano evidenti anche dal brusco cambio di pendenza dell'evoluzione di volume d'acqua immagazzinato. In questa fase, lo strato ha mostrato incrementi di volume d'acqua con pendenza che si riduce da 2 mm/h a circa 0 mm/h (incrementi nulli); quest'ultima condizione può essere associata ad un nuovo valore soglia $S^{**} = 532$ mm ($\theta^{**} = 0.709$) che identifica il volume d'acqua a saturazione dello strato. Dopo aver mantenuto questa condizione per qualche ora si è deciso di interrompere la somministrazione idrica (dopo quindi circa 92 ore di prova); lo strato ha immediatamente mostrato una riduzione di volume d'acqua per effetto principalmente di drenaggio dal fondo e, secondariamente, di flussi evaporativi che si sono riattivati in condizioni potenziali; dopo circa 100 ore il volume d'acqua registrato era $S^{***} = 510$ mm ($\theta^{***} = 0.680$).

La soglia di drenaggio è stata in un secondo momento validata tramite le indicazioni fornite dalla vasca di raccolta dell'acqua drenata durante il monitoraggio del modello fisico¹¹. In Figura 54 è riportata l'evoluzione del volume d'acqua immagazzinato dallo strato (curva nera); sulla stessa figura sono segnalati con degli indicatori in rosso i giorni nei quali si è

¹¹ Si ricorda che la vasca di raccolta dell'acqua drenata è stata installata a partire dal terzo anno di monitoraggio

registrato un evento di drenaggio ed è riportata l'evoluzione di suzione misurata alla profondità di 70 cm (curva viola) e quindi a 5 cm dal bordo inferiore. Infine, con la curva rossa tratteggiata è riportata la soglia di drenaggio ottenuta dalla prova di saturazione.

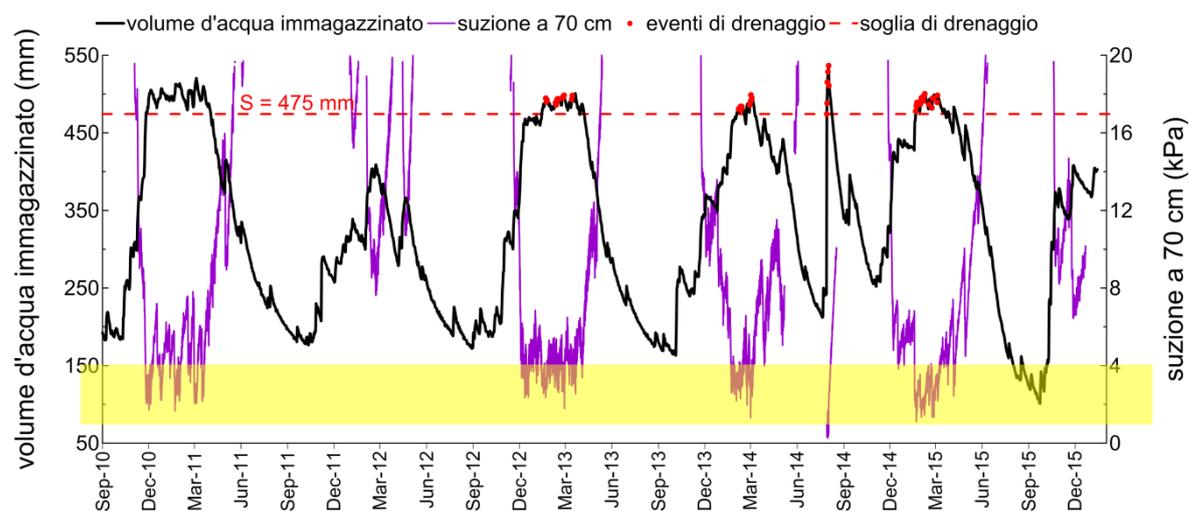


Figura 54: interpretazione del comportamento idraulico all'interfaccia cenere-geotessile

Il confronto mostra che i fenomeni di drenaggio si sono verificati per valori di volume d'acqua immagazzinato maggiori della soglia di drenaggio ($S=475$ mm ovvero $\theta=0.63$). Questi fenomeni risultano tutti incardinati durante il periodo umido dell'anno (in inverno e all'inizio della primavera). Fa eccezione il secondo anno durante il quale non si sono registrati fenomeni di drenaggio.

Confrontando l'evoluzione di suzione registrata a 70 cm di profondità e la soglia determinata sperimentalmente, si osserva che i diversi fenomeni di drenaggio si sono verificati per livelli di suzione minori di 4 kPa; al contrario al crescere della suzione il bordo inferiore si è comportato come strato impermeabile. Per ulteriori chiarimenti su questo particolare comportamento si fa riferimento alla PARTE III.

APPENDICE 4-B Bilancio radiativo

Suolo nudo

In Figura 55 sono riportate le medie mensile dei termini del bilancio radiativo (Figura 55a) e dell'albedo (incognita del bilancio stesso) per il caso di suolo nudo (Figura 55b).

La radiazione netta varia tra 0 e 20 W/m^2 durante i mesi umidi; aumenta fino a 115 W/m^2 durante i mesi secchi raggiungendo il suo massimo nel mese di giugno.

La radiazione netta ad onde corte segue un'evoluzione simile a quella della radiazione netta con valori compresi tra 40 e 80 W/m^2 durante i mesi umidi e valori che si incrementano fino a 100 – 150 W/m^2 durante i mesi secchi. Al contrario, la radiazione netta ad onde lunghe mostra un'evoluzione praticamente costante, con valori compresi tra 25 e 40 W/m^2 . La sua evoluzione si pone in opposizione a quella della radiazione netta e delle radiazione net-

ta ad onde corte, con valori che risultano nel periodo umido maggiori di quelli quantificati nel periodo secco.

L'albedo della superficie esposta varia in media tra 0.26 e 0.36 in accordo quindi con le indicazioni presenti in letteratura per suolo nudo. In particolare, l'albedo è caratterizzato da bassi valori quando lo strato è in condizioni di maggiore saturazione mentre, in estate e nella prima parte dell'autunno, l'albedo aumenta per effetto della progressiva desaturazione dello strato che rende la superficie più chiara.

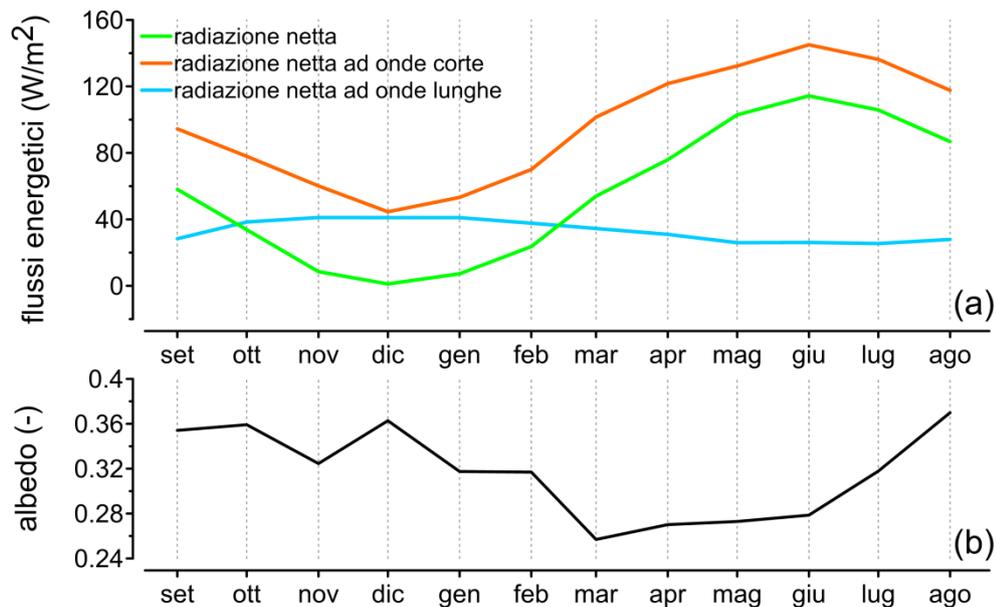


Figura 55: (a) evoluzione delle medie mensili dei termini del bilancio radiativo: radiazione netta (verde), radiazione netta onde corte (arancione) e radiazione netta onde lunghe (celeste); (b) evoluzione dell'albedo stimato come incognita del bilancio radiativo. Le elaborazioni si riferiscono al caso di suolo nudo

Suolo vegetato

In Figura 56 sono riportate le medie mensili dei termini del bilancio radiativo (Figura 56a) e dell'albedo (incognita del bilancio stesso) per il caso di suolo vegetato (Figura 56b).

La radiazione netta varia tra 0 e $25 W/m^2$ durante i mesi umidi; aumenta fino a $130 W/m^2$ durante i mesi secchi raggiungendo il suo massimo nel mese di giugno. Rispetto al caso di suolo nudo la radiazione netta risulta quindi maggiore. Di contro la radiazione netta ad onde corte e ad onde lunghe seguono evoluzioni analoghe a quello mostrate in Figura 55a per il caso di suolo nudo.

La differenza di radiazione netta è imputabile ai diversi valori di albedo. In particolare la superficie vegetata restituisce valori elevati di albedo in inverno (compresi tra 0.35 e 0.6) e minori in primavera ed estate (compresi tra 0.2 e 0.3). Per il caso di suolo vegetato, i valori di albedo stimati attraverso la risoluzione del bilancio radiativo sono diversi da quelli di riferimento presenti in letteratura; tale differenza è evidente soprattutto in inverno.

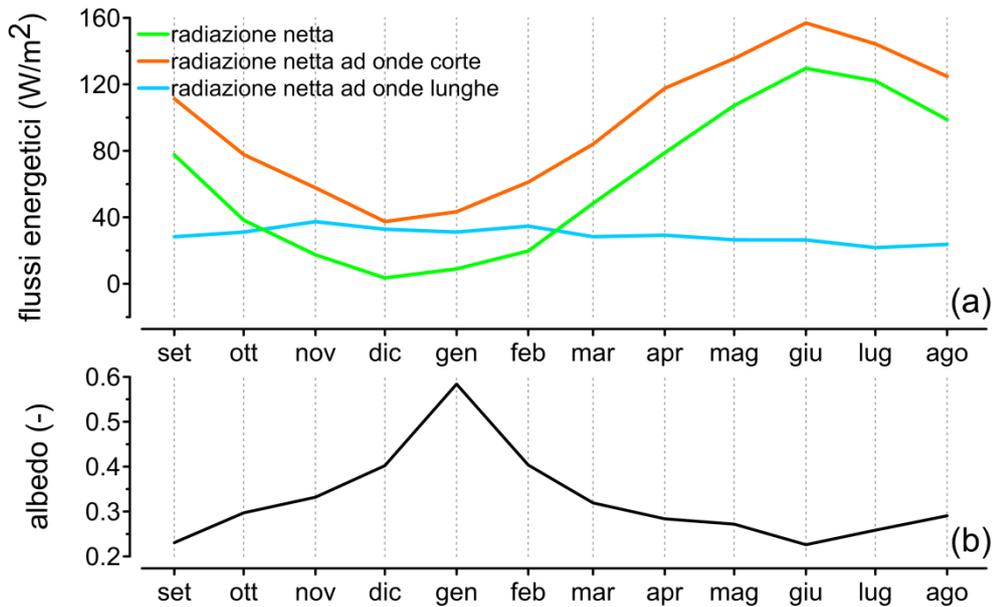


Figura 56: (a) evoluzione delle medie mensili dei termini del bilancio radiativo: radiazione netta (verde), radiazione netta onde corte (arancione) e radiazione netta onde lunghe (celeste); (b) evoluzione dell'albedo stimato come incognita del bilancio radiativo. Le elaborazioni si riferiscono al caso di suolo vegetato

APPENDICE 4-C Stima della temperatura superficiale T_s

La temperatura superficiale è estrapolata dalle misure di temperatura effettuate all'interno dello strato di terreno attraverso un metodo analitico descritto in Rianna et al. (2014b). Nelle ipotesi di variazione giornaliera sinusoidale della temperatura in prossimità della superficie superiore dello strato, di temperatura costante a profondità infinita e di diffusività termica D_t costante nel terreno, la temperatura sulla superficie del terreno T_s può essere ricavata risolvendo in forma chiusa l'equazione del calore di Fourier:

$$T_s = T_m + A_0 e^{(-z/d)} \left(\text{sen} \left(\frac{2\pi t}{86400} \right) + \Phi_0 - z/d \right) \quad \text{Eq.105}$$

dove T_s [T] e T_m [T] rappresentano rispettivamente la temperatura superficiale del terreno e la temperatura giornaliera media in superficie; A_0 [T] è l'ampiezza dell'onda sinusoidale che descrive l'evoluzione giornaliera della temperatura; Φ_0 è la costante di fase; t è il tempo; z [L] è la generica profondità; d [L] rappresenta infine la profondità alla quale l'ampiezza della temperatura superficiale si riduce di $1/e$.

Attraverso l'interpretazione delle misure di temperatura del terreno alle profondità di 5 e 15 cm è possibile quantificare i parametri A_0 e d . La costante di fase Φ_0 è determinata infine assumendo una relazione lineare tra profondità e l'istante nel quale il picco giornaliero è raggiunto (picco giornaliero interpretato attraverso le misure orarie fornite dalla piastra di calore).

In Figura 57 è confrontata l'evoluzione di temperatura superficiale ottenuta attraverso la risoluzione dell'Eq.105 con l'evoluzione di temperatura atmosferica.

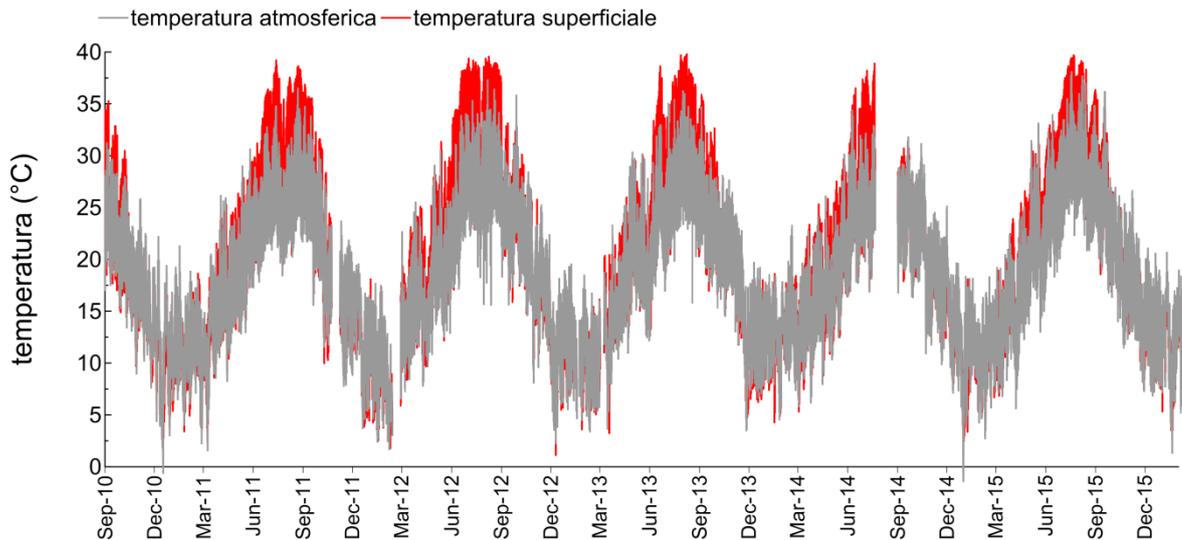


Figura 57: evoluzione di temperatura superficiale (rosso) e di temperatura atmosferica (grigio)

La temperatura superficiale si configura simile alla temperatura atmosferica generalmente durante il periodo umido; di contro durante i mesi secchi la ridotta disponibilità d'acqua per i processi di evaporazione induce un riscaldamento della superficie del terreno che mostra pertanto valori di temperatura di 5-6°C maggiori di quelli registrati in atmosfera.

APPENDICE 4-D Bilancio energetico

Suolo nudo

In Figura 58a sono riportate le medie mensile dei flussi del bilancio energetico per il caso di suolo nudo. In questa elaborazione il flusso di calore sensibile è stato assunto come incognita del bilancio stesso.

La radiazione netta varia tra 0 e 20 W/m² durante i mesi umidi; aumenta fino a 115 W/m² durante i mesi secchi raggiungendo il suo massimo nel mese di giugno.

Il flusso di calore latente varia tra 15 e 20 W/m² durante i mesi umidi; aumenta fino a 60 W/m² durante la primavera e l'inizio dell'estate; successivamente si riduce a luglio ed agosto, sebbene l'energia disponibile in superficie in termini di radiazione netta sia ancora ai valori massimi; durante questi mesi infatti lo strato di terreno è caratterizzato da bassi livelli di contenuto d'acqua superficiale e quindi non è in grado di soddisfare completamente la domanda evaporativa: per questo motivo solo parte della radiazione netta può trasformarsi in flusso di calore latente.

Il flusso di calore sensibile segue un andamento coerente con quello della radiazione netta. Durante il periodo tardo-autunnale e i mesi invernali, tale flusso esibisce valori negativi e quindi rappresenta un flusso di energia diretto verso la superficie del terreno capace di indurre fenomeni di evaporazione. Il flusso di calore sensibile si incrementa durante la primavera e raggiunge il suo massimo durante l'estate (in particolare a luglio ed agosto): durante questo periodo la parte di radiazione netta che non è trasformata in calore latente in-

duce un riscaldamento della superficie del terreno e quindi incrementi di flusso di calore sensibile.

Il flusso di calore nel terreno risulta infine trascurabile durante l'intero anno idrologico, con una modesta crescita dei valori durante i mesi estivi dovuta proprio all'incremento di temperatura superficiale.

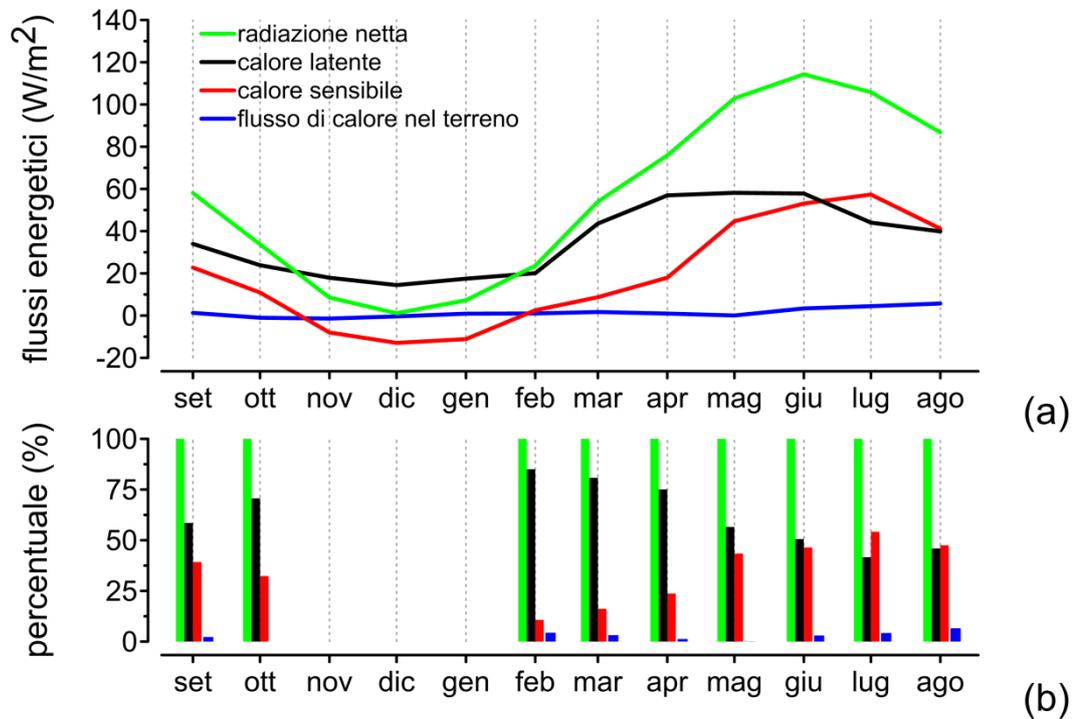


Figura 58: (a) evoluzione delle medie mensili dei termini del bilancio energetico: radiazione netta (verde), flusso di calore latente (nero), flusso di calore sensibile (rosso) e flusso di calore nel terreno (blue); (b) partizione della radiazione netta in flusso di calore latente, di calore sensibile e di calore nel terreno (i mesi senza istogramma sono caratterizzati da flusso di calore latente maggiore della radiazione netta). Le elaborazioni si riferiscono al caso di suolo nudo

Analizzando la partizione della radiazione netta in flusso di calore latente, di calore sensibile e di calore nel terreno (Figura 58b), i risultati della sperimentazione indicano che la percentuale di radiazione netta che si trasforma in flusso di calore latente ha il suo massimo (85%) nel mese di febbraio, si riduce verso il suo minimo (41%) durante il mese di luglio e aumenta nuovamente in autunno (71%); al contrario, la percentuale di radiazione netta che si trasforma in flusso di calore sensibile segue un andamento opposto con valore minimo a febbraio (11%), valore massimo a luglio (54%, maggiore rispetto alla percentuale di flusso di calore latente) e valore intermedio durante l'autunno (30%). Infine la percentuale di radiazione netta che si trasforma in flusso di calore nel terreno risulta trascurabile con valori massimi (5-6%) che si registrano solo durante i mesi di luglio ed agosto.

Il flusso di calore sensibile può essere anche quantificato indirettamente in funzione del gradiente di temperatura che si instaura tra la superficie del terreno e l'atmosfera. In Figura 59a sono confrontate le evoluzioni delle medie mensili di flusso di calore sensibile quantificate come incognita del bilancio energetico e in funzione del gradiente di temperatura.

Per completezza in Figura 59b sono riportate le corrispondenti evoluzioni di flusso di calore latente.

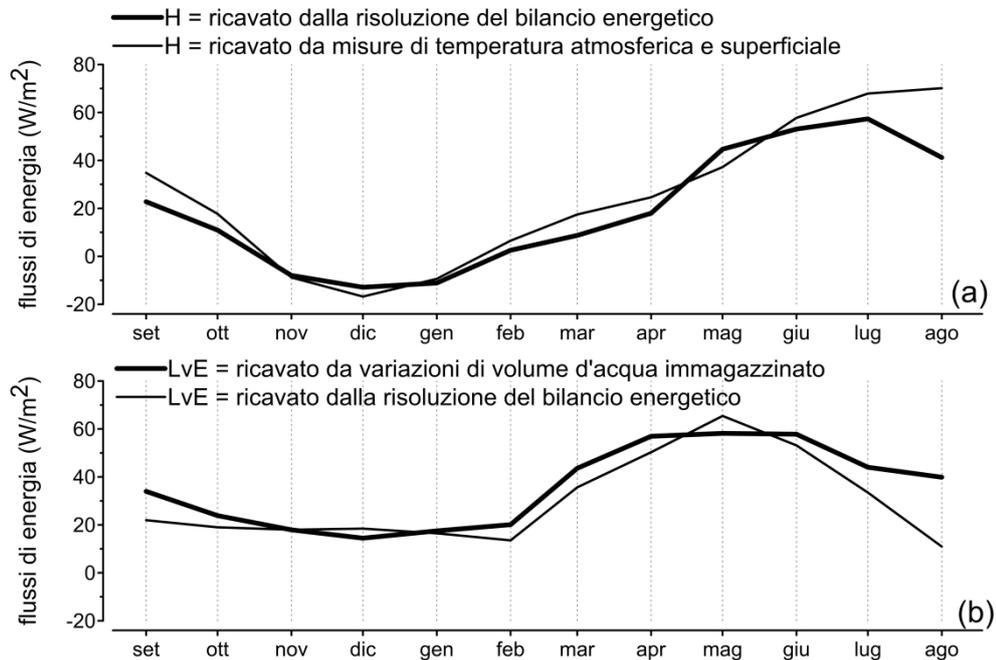


Figura 59: confronto delle evoluzioni ottenute per il flusso di calore sensibile (a) e per il flusso di calore latente (b). Le elaborazioni si riferiscono al caso di suolo nudo

I valori di calore sensibile restituiti dal bilancio energetico risultano simili a quelli ottenuti attraverso le misure di temperatura. Le differenze non eccedono i 10 W/m^2 ad eccezione del mese di agosto durante il quale la risoluzione del bilancio energetico fornisce un valore minore di circa 30 W/m^2 . Le stesse considerazioni sono valide per il flusso di calore latente. In termini di flussi evaporativi (mm/g), la sovrastima di calore sensibile ottenuto attraverso le misure di temperatura nel mese di agosto induce una sottostima dei flussi evaporativi di circa 1 mm/g.

Suolo vegetato

In Figura 60a sono riportate le medie mensile dei flussi del bilancio energetico per il caso di suolo vegetato. In questa elaborazione il flusso di calore sensibile è stato assunto come incognita del bilancio stesso.

La radiazione netta varia tra 0 e 25 W/m^2 durante i mesi umidi; aumenta fino a 130 W/m^2 durante i mesi secchi raggiungendo il suo massimo nel mese di giugno. Rispetto al caso di suolo nudo la radiazione netta risulta quindi maggiore.

Il flusso di calore latente varia tra 20 e 40 W/m^2 durante i mesi umidi; aumenta fino a 80 W/m^2 durante la primavera raggiungendo il suo massimo a giugno (110 W/m^2) per poi ridursi a luglio ed agosto sebbene l'energia disponibile in superficie in termini di radiazione netta sia ancora ai valori massimi; durante questi mesi infatti lo strato di terreno è caratterizzato da bassi livelli di contenuto d'acqua superficiale e quindi non è in grado di soddi-

sfare completamente la domanda evaporativa: per questo motivo solo parte della radiazione netta può trasformarsi in flusso di calore latente. Rispetto al caso di suolo nudo lo strato è in grado di sostenere per più tempo la domanda evapotraspirativa e pertanto la maggior parte dell'energia disponibile sulla superficie evaporante si trasforma in calore latente.

Una diretta conseguenza di ciò è che il flusso di calore sensibile risulta molto modesto; da ottobre a febbraio, tale flusso esibisce valori negativi e quindi rappresenta un flusso di energia diretto verso la superficie del terreno capace di indurre fenomeni di evapotraspirazione. Il flusso di calore sensibile si incrementa leggermente durante la primavera e raggiunge i suoi valori massimi a luglio ed agosto (30-40 W/m²). L'effetto atteso è un riscaldamento della superficie del terreno minore rispetto a quello atteso per il caso di suolo nudo; questo fenomeno è verosimile in quanto come affermato da Allen et al. (1998) la condizione di suolo nudo è quella che massimizza il flusso di calore sensibile.

Il flusso di calore nel terreno risulta infine trascurabile durante l'intero anno idrologico in analogia con il caso di suolo vegetato anche per il caso di suolo vegetato.

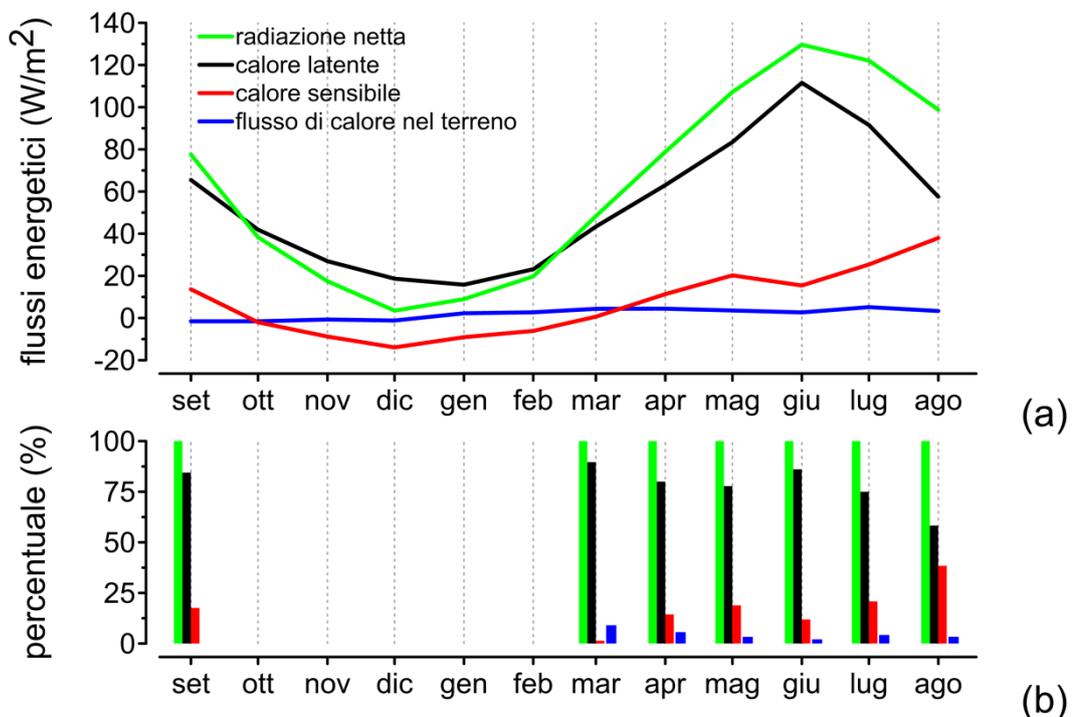


Figura 60: (a) evoluzione delle medie mensili dei termini del bilancio energetico: radiazione netta (verde), flusso di calore latente (nero), flusso di calore sensibile (rosso) e flusso di calore nel terreno (blue); (b) partizione della radiazione netta in flusso di calore latente, di calore sensibile e di calore nel terreno (i mesi senza istogramma sono caratterizzati da flusso di calore latente maggiore della radiazione netta). Le elaborazioni si riferiscono al caso di suolo vegetato

Analizzando la partizione della radiazione netta in flusso di calore latente, di calore sensibile e di calore nel terreno (Figura 60b), i risultati della sperimentazione indicano che la radiazione netta si trasforma principalmente in flusso di calore latente con valori percentuali maggiori del 75% a settembre e da marzo a luglio (massimo del 90% a marzo) che si riduce ad agosto fino al 58%; di conseguenza, la percentuale di radiazione netta che si tra-

sforma in flusso di calore sensibile è molto ridotta (10-20%) con valore minimo a marzo (1%) mentre diventa del 38% solamente nel mese di agosto. Infine la percentuale di radiazione netta che si trasforma in flusso di calore nel terreno risulta trascurabile.

Anche in questo caso, il flusso di calore sensibile può essere quantificato indirettamente in funzione del gradiente di temperatura che si instaura tra la superficie del terreno e l'atmosfera. In Figura 61a sono confrontate le evoluzioni delle medie mensili di flusso di calore sensibile quantificate come incognita del bilancio energetico e in funzione del gradiente di temperatura. Per completezza in Figura 61b sono riportate le corrispondenti evoluzioni di flusso di calore latente.

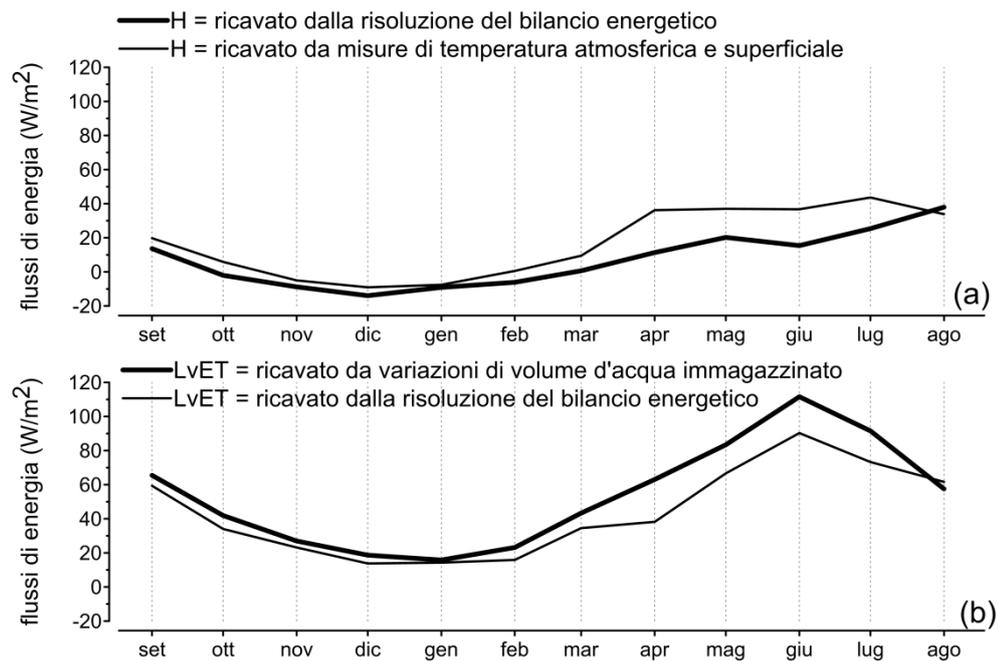


Figura 61: confronto delle due evoluzioni ottenute per il flusso di calore sensibile (a) e per il flusso di calore latente (b). Le elaborazioni si riferiscono al caso di suolo vegetato

I valori di calore sensibile restituiti dal bilancio energetico risultano minori a quelli ottenuti attraverso le misure di temperatura. Tale differenza si accentua da aprile a luglio con valori che differiscono nell'ordine di 15-25 W/m^2 . Ovviamente, di contro i valori di calore latente restituiti dalle variazioni di volume d'acqua immagazzinato risultano maggiori di quelli ottenuti dal bilancio energetico. In termini di flussi evapotraspirativi (mm/g), tale differenza è di circa 0.5-0.8 mm/g.

5 SELEZIONE DI EVENTI TIPICI DI INFILTRAZIONE E DI EVAPORAZIONE/EVAPOTRASPIRAZIONE

I processi di filtrazione che si verificano nel corso dell'anno a causa dei flussi d'interscambio suolo-atmosfera possono connotarsi in modo diverso a seconda dello stato di partenza del terreno (Figura 49d), dell'intensità dei flussi stessi (Figura 49b, Figura 49c) e delle diverse condizioni di copertura (suolo nudo e suolo vegetato). La descrizione e l'interpretazione di processi "tipo", rappresentativi dei diversi meccanismi che possono attivarsi, contribuisce alla costruzione di un quadro di riferimento attraverso cui potersi ricondurre per interpretare gli effetti indotti da un qualsivoglia evento. Allo scopo di seguito vengono illustrate ed interpretate le evoluzioni di alcuni eventi di precipitazione ed evaporazione in condizioni di suolo nudo e suolo vegetato, e, contestualmente ad essi, agli effetti indotti sullo stato del materiale alle diverse profondità.

5.1 Selezione di eventi tipici di infiltrazione

Evento invernale

L'evento di Figura 62, caratterizzato da un cumulo di 29 mm sulle 12h e da un'intensità oraria massima di 8 mm, si verifica in corrispondenza di uno stato del campione caratterizzato da livelli di suzione iniziali compresi tra 12 (sommità) e 7 (base) kPa. In tali condizioni il comportamento idraulico del mezzo è caratterizzato da una sorta di "rigidità", corrispondente a un comportamento nel quale le variazioni di suzione cui il sistema tende per riequilibrarsi richiedono modestissime variazioni di contenuto d'acqua (Figura 62d). Ciò comporta una trasmissione abbastanza rapida attraverso l'intero spessore delle perturbazioni indotte in superficie dall'atmosfera. Variazioni di contenuto d'acqua e suzione in superficie si propagano in poche ore. In Figura 8c si osserva, infatti, come l'occorrenza di una precipitazione di media intensità produca "traslazioni" dei profili di suzione. L'entità di tali traslazioni porta nelle 24h a riduzioni comunque modeste di suzione (circa 5 kPa), a causa dell'accennata scarsa capacità di assorbimento, che, sempre sulle 24h, genera un cumulo di volume d'acqua assorbito pari a circa il 65% del volume d'acqua precipitato (Figura 62a, Figura 62b).

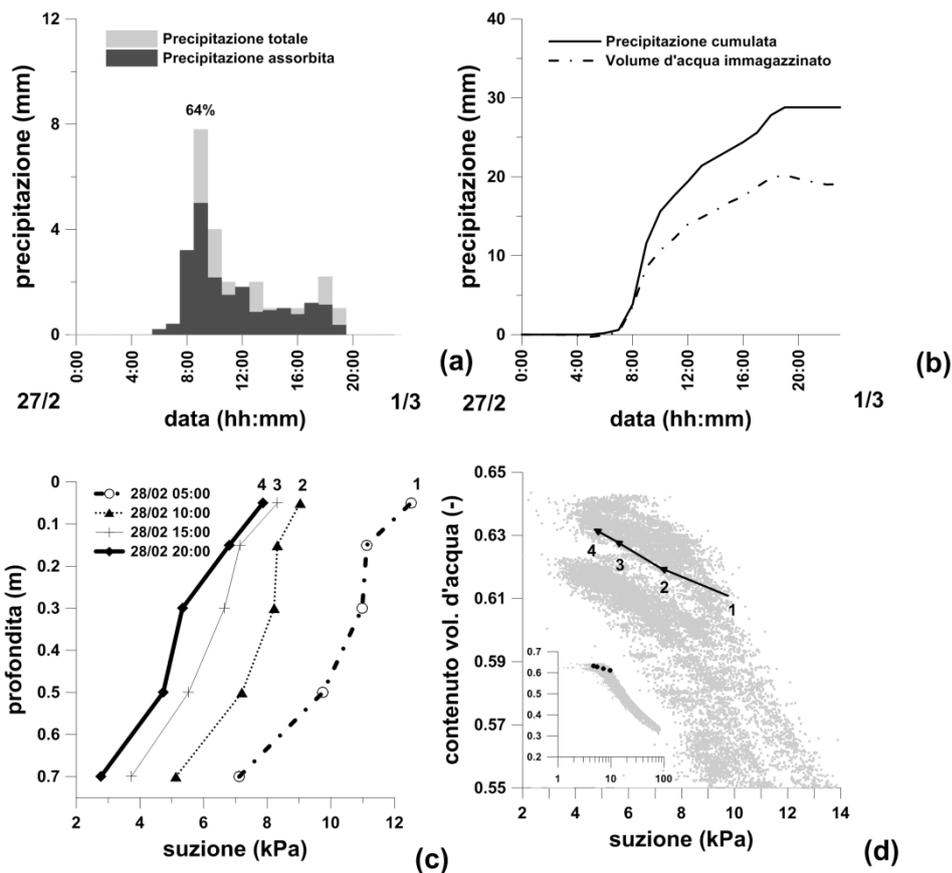


Figura 62: effetti di un evento di precipitazione incardinato in un periodo umido: (a) precipitazioni orarie; (b) cumuli di precipitazione totale e di volumi di acqua assorbiti; (c) evoluzione delle isocrone di suzione; (d) evoluzione dello stato del terreno alla profondità di 50 cm (da Pagano et al., 2014)

Evento primaverile

L'evento di Figura 63, caratterizzato da un cumulo di 35 mm sulle 10h e da un'intensità oraria massima di circa 10 mm, si verifica in corrispondenza di uno stato del campione caratterizzato da livelli di suzione più elevati rispetto al caso precedente, compresi tra 30 kPa (sommità) e 40kPa (base). In tali condizioni il comportamento idraulico comincia a connotarsi diversamente in quanto questa volta le variazioni di suzione cui il sistema tende per riequilibrarsi richiedono variazioni di contenuto d'acqua abbastanza significative (Figura 63d). Ciò comporta una trasmissione lenta attraverso l'intero spessore delle perturbazioni indotte in superficie dall'atmosfera. Variazioni di contenuto d'acqua e suzione si propagano lentamente, determinando inizialmente (Figura 63c) "rotazioni" dei profili di suzione. L'assorbimento del volume d'acqua di precipitazione è molto maggiore rispetto al caso precedente. Infatti, nonostante l'evento sia caratterizzato da intensità orarie ben maggiori, l'aliquota di assorbimento della precipitazione totale è pari al 71%, cioè superiore rispetto al caso precedente.

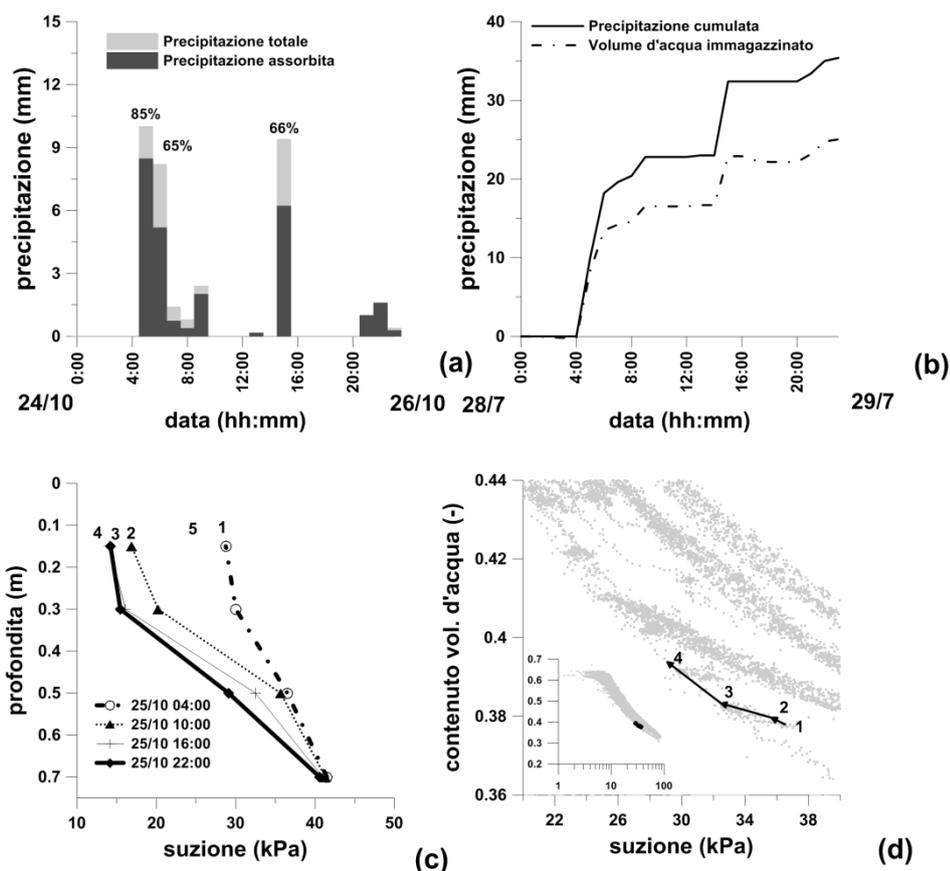


Figura 63: effetti di un evento di precipitazione incardinato nel passaggio da un periodo secco a un periodo umido: (a) precipitazioni orarie; (b) cumuli di precipitazione totale e di volumi d'acqua assorbiti; (c) evoluzione delle isocrone di suzione; (d) evoluzione dello stato del terreno alla profondità di 50 cm (da Pagano et al., 2014)

Evento estivo

Gli eventi riportati in Figura 64 e in Figura 65 sono entrambi eventi intensi e di breve durata, caratterizzati da intensità orarie massime significative, pari rispettivamente a 22mm (Figura 64a) e 16 mm (Figura 65a), ed entrambi incardinati nella stagione secca. In queste elaborazioni, le misure di suzione a mezzo tensiometri sono state integrate con misure ottenute attraverso le sonde di dissipazione (§PARTE II4.3.2.1). I livelli di suzione di partenza sono molto più elevati rispetto ai casi precedenti, in quanto variabili da 100 a 60 kPa nel primo caso (Figura 64c) e da 500 a 100kPa nel secondo (Figura 65c). I processi d'infiltrazione che da essi si originano presentano caratteristiche simili al caso precedente: processi d'infiltrazione lenti, con rotazione dei profili di suzione e assorbimento dell'intero volume di precipitazione (Figura 64b, Figura 65b), a dispetto della forte intensità dell'evento e in virtù dell'altissima infiltrazione potenziale indotta dagli elevati gradienti di pressione. La differenza sostanziale con il caso precedente sussiste nel fatto che il processo d'infiltrazione viene immediatamente contrastato e quindi inibito dai flussi evaporativi. Questi arrestano la propagazione del fronte umido ben prima che questo possa raggiungere

la base del campione. L'arresto avviene alle profondità di 50 cm (Figura 64c) e di 20 cm (Figura 65c).

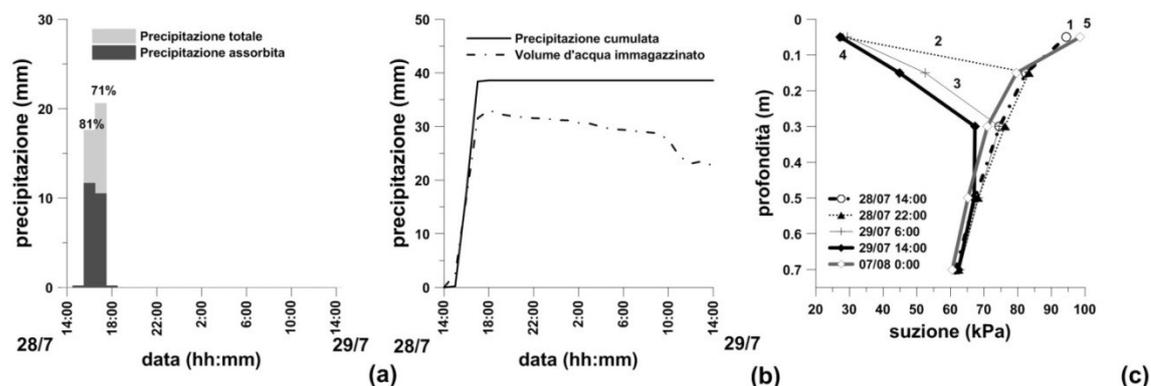


Figura 64: effetti di un evento di precipitazione incardinato in un periodo secco: (a) precipitazioni orarie; (b) cumuli di precipitazione totale e di volumi d'acqua assorbiti; (c) evoluzione delle isocrone di suzione

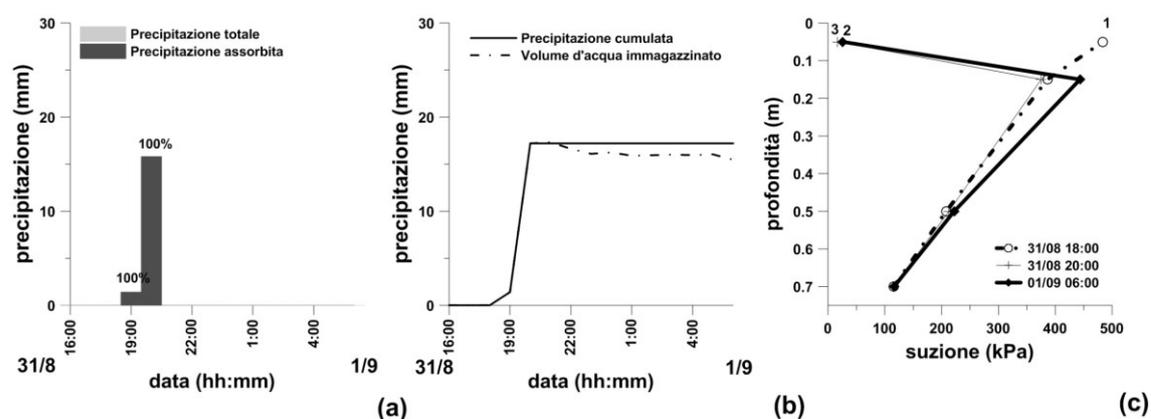


Figura 65: effetti di un evento di precipitazione incardinato in un periodo secco: (a) precipitazioni orarie; (b) cumuli di precipitazione totale e di volumi d'acqua assorbiti; (c) evoluzione delle isocrone di suzione (da Pagano et al., 2014)

5.2 Selezione di eventi tipici di evaporazione da suolo nudo

La Figura 66 riporta le evoluzioni di evaporazione potenziale, evaporazione reale e di distribuzione della suzione che si verificano nel corso di finestre temporali variabili tra 15 e 20 giorni, selezionate all'interno di stagioni (inverno, primavera ed estate) completamente diverse sotto il profilo climatico.

I valori di evaporazione potenziale risultano ovviamente crescenti nel passare dall'inverno (valori massimi giornalieri = 3 mm) all'estate (7 mm). In inverno l'evaporazione reale risulta pressoché coincidente con quella potenziale, grazie alla piena disponibilità di acqua per il cambio di stato, mentre risulta decisamente inferiore a quella potenziale nei mesi primaverili ed estivi, causa l'incapacità del terreno nel soddisfare la domanda idrica dell'atmosfera. Sotto un profilo meramente quantitativo è interessante notare come in estate si registrino flussi evaporativi reali d'intensità mediamente inferiore rispetto a quelli osservati in inverno.

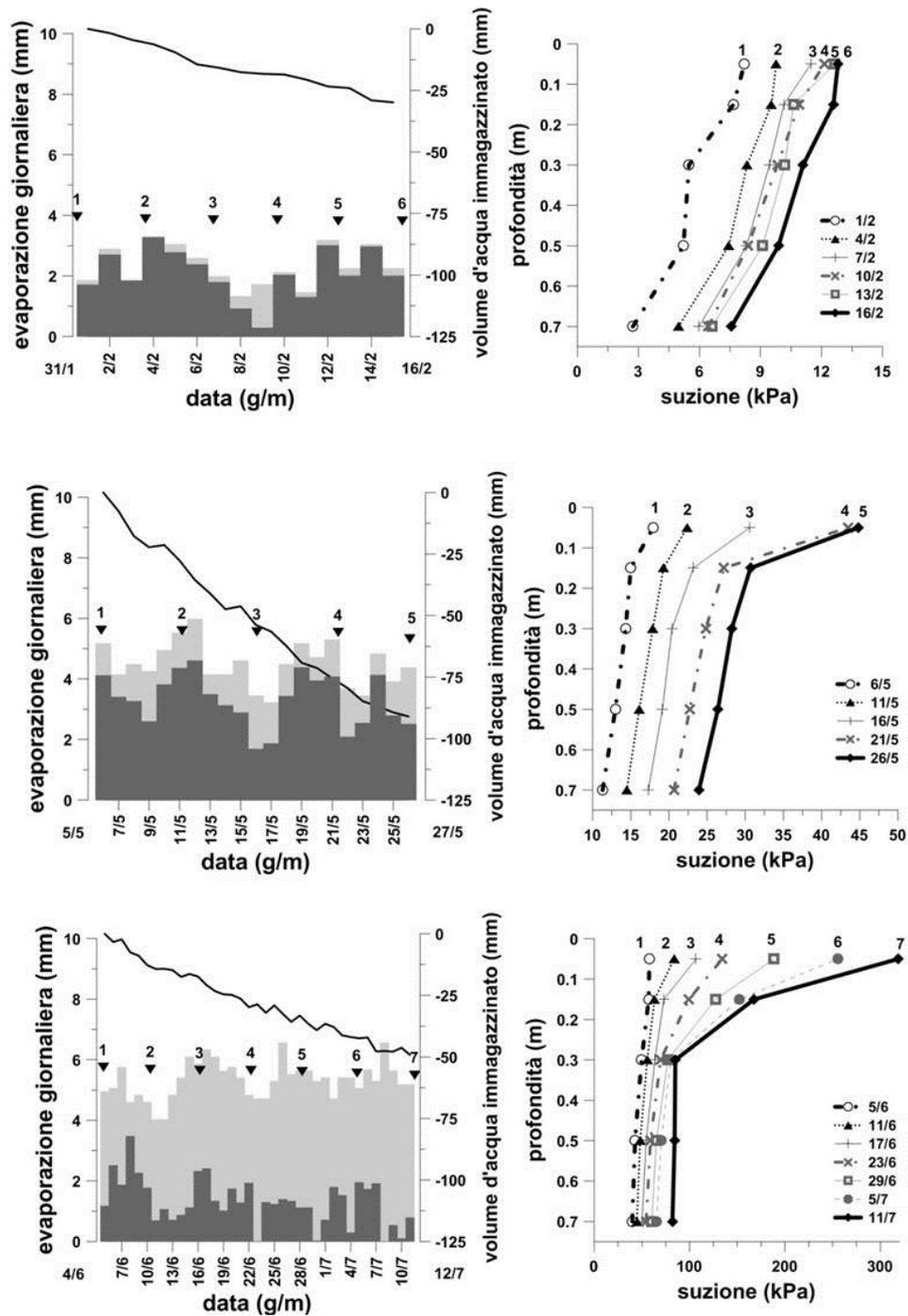


Figura 66: effetti di processi evaporativi incardinati in diversi periodi: (a) periodo umido; (b) periodo di transizione; (c) periodo secco (da Pagano et al., 2014)

In inverno i flussi evaporativi inducono traslazioni dei profili di suzione, con valori ovviamente in incremento. L'intensità bassa dei flussi e i valori del coefficiente di permeabilità non ancora significativamente penalizzati dagli incrementi di suzione favoriscono la propagazione della perturbazione superficiale in profondità. In estate i profili tendono invece a ruotare sotto l'effetto di valori dell'evaporazione potenziale molto più alti che, nelle zone superficiali, incrementano notevolmente i livelli di suzione, riducendo significativamente il coefficiente di permeabilità. I flussi evaporativi reali sono analoghi a quelli invernali, ma il

coefficiente di permeabilità decisamente inferiore inibisce la propagazione delle riduzioni di suzione in profondità.

5.3 Confronto tra processi evaporativi per le due diverse condizioni di copertura

I comportamenti idrologici osservati per il caso di suolo nudo e per il caso di suolo vegetato sono stati confrontati in una finestra temporale caratterizzata da condizioni iniziali (in termini di volume d'acqua immagazzinato e contenuto d'acqua) e condizioni al contorno (forzanti atmosferiche) analoghe. Le finestre temporali selezionate sono i mesi estivi del primo anno (suolo nudo) e del quinto anno (suolo vegetato).

In Figura 67 sono mostrate le forzanti atmosferiche (precipitazione ed evapotraspirazione di riferimento) registrate durante quest'intervallo per il caso di suolo nudo (Figura 67a) e per il caso di suolo vegetato (Figura 67b)¹².

Il caso di suolo vegetato è caratterizzato sia da una maggiore domanda evaporativa (380.5 mm contro 350.3 mm) sia da maggiori precipitazioni totali (93 mm contro 57.2 mm) rispetto al caso di suolo nudo.

In Figura 67c sono mostrate le evoluzioni dei cumuli di evaporazione di riferimento e di volume d'acqua immagazzinato¹³.

All'istante iniziale $t=0$, il volume d'acqua immagazzinato dello strato risulta pari a 326 mm per il caso di suolo nudo e a 330 mm per il caso di suolo vegetato. Al termine della finestra temporale indagata, lo strato riduce il suo volume d'acqua immagazzinato di 128 mm nel caso di suolo nudo e di 205 mm nel caso di suolo vegetato.

Durante il monitoraggio in condizioni di suolo nudo si osserva che l'evoluzione del cumulo di evaporazione di riferimento si scosta immediatamente da quella delle variazioni di volume d'acqua immagazzinato. Le due curve risultano parallele nei giorni successivi ad eventi di precipitazione.

Durante il monitoraggio in condizioni di suolo vegetato, al contrario, le evoluzioni dei cumuli di evaporazione di riferimento e di volume d'acqua immagazzinato risultano parallele per circa 30 giorni. In seguito le due curve tendono a divergere. Anche in questo caso le curve ritornano parallele nei giorni successivi ad eventi di precipitazione.

¹² L'istante temporale $t=0$ corrisponde al 6 Giugno; la finestra temporale è ampia 86 giorni.

¹³ In questo caso, ad incrementi di volume d'acqua immagazzinato corrispondono riduzioni di volume d'acqua immagazzinati del campione e viceversa.

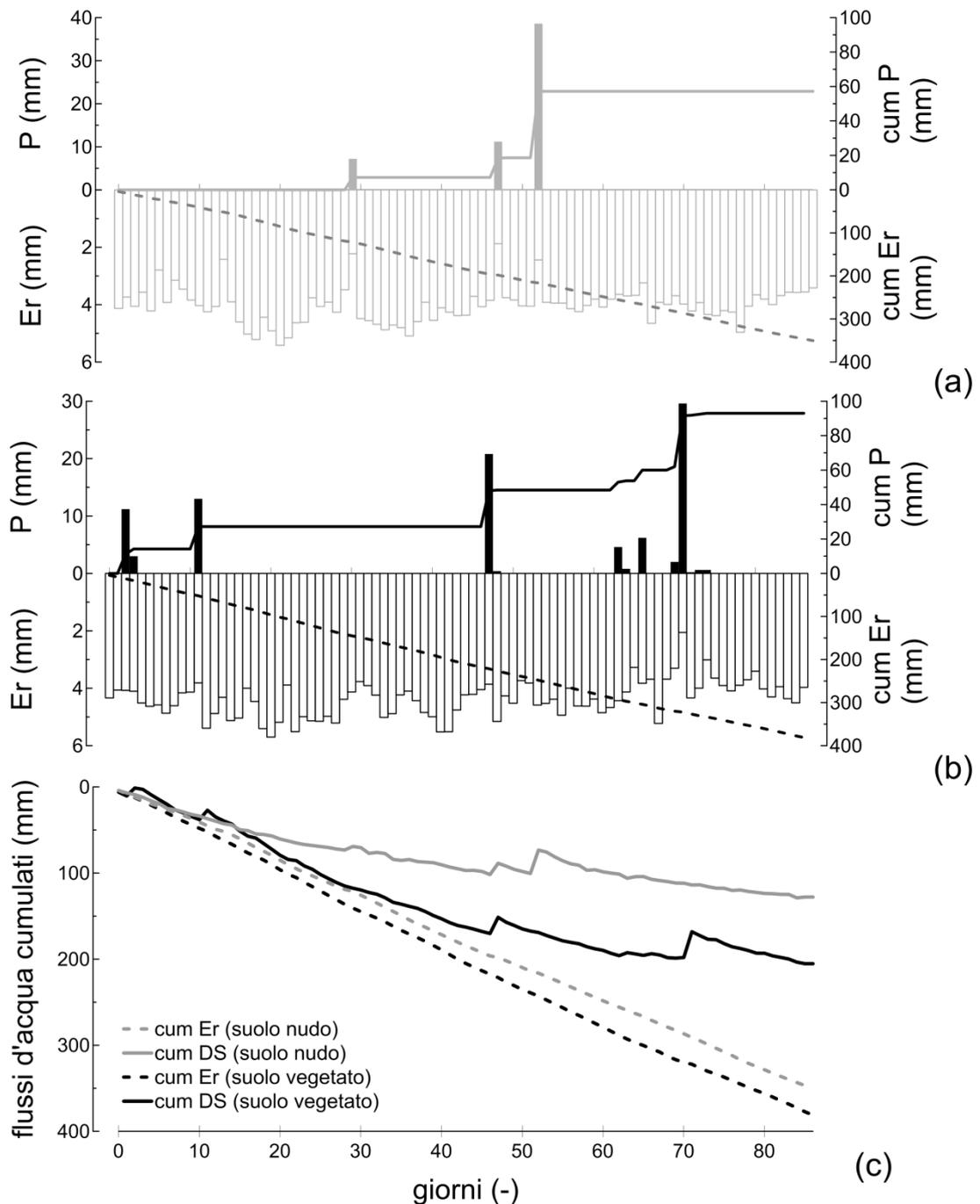


Figura 67: evoluzione delle forzanti atmosferiche (mm) registrate negli 86 giorni di confronto per il caso di suolo nudo (a) e di suolo vegetato (b); evoluzione dell' evaporazione di riferimento cumulata e dell'evoluzione delle variazioni di volume d'acqua immagazzinato cumulato ΔS (mm) per suolo nudo e vegetato (c)

Per quantificare al meglio l'effetto dei flussi traspirativi, le evoluzioni dei cumuli di volume d'acqua immagazzinato sono state "pulite" delle variazioni dovute alle precipitazioni. In questo modo il cumulo di volume d'acqua immagazzinato corrisponde al cumulo di evaporazione/evapotraspirazione reale (Figura 68).

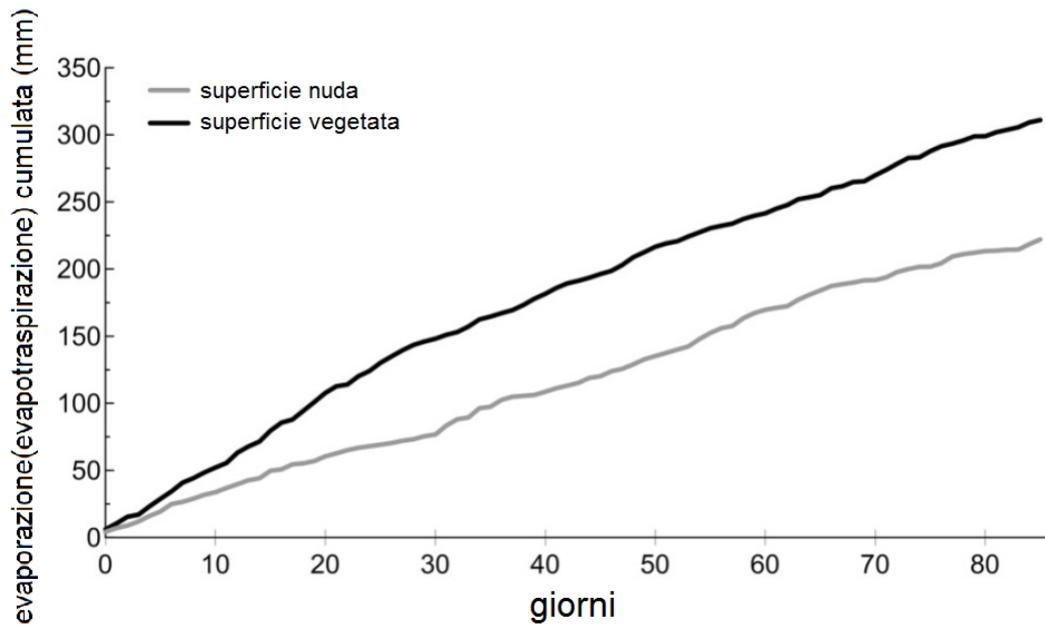


Figura 68: evoluzione dell'evaporazione (evapotraspirazione) reale cumulata per superficie nuda (linea grigia) e superficie vegetata (linea nera)

Il cumulo di evaporazione reale in condizioni di suolo nudo (222 mm) risulta decisamente inferiore rispetto a quello registrato in condizioni di suolo vegetato (306 mm). L'effetto della traspirazione può essere ottenuto calcolando la differenza tra evapotraspirazione ed evaporazione ($306 \text{ mm} - 222 \text{ mm} = 84 \text{ mm}$) e sottraendo, a tale valore, la differenza di domanda evaporativa atmosferica tra i due anni (30 mm). Pertanto, la presenza della copertura vegetata induce una riduzione del volume d'acqua immagazzinato di 54 mm (in media circa 1 mm/giorno).

I maggiori flussi evaporativi occorsi in condizioni di suolo vegetato e attribuibili all'effetto della traspirazione inducono, come previsto, delle riduzioni di contenuto d'acqua più pronunciate all'interno dello strato. In Figura 69 sono riportate le isocrone di contenuto d'acqua misurate in diversi istanti temporali per le due diverse condizioni di copertura. In entrambi i casi, i dati si riferiscono alle profondità di 15, 30, 50 e 70 cm.

In generale, le isocrone di contenuto d'acqua mostrano una traslazione rigida con una riduzione di contenuto d'acqua nel tempo a tutte le profondità. Tale comportamento è lo stesso osservato in Figura 66.

Durante la sperimentazione in condizioni di suolo nudo (Figura 69a), partendo all'istante iniziale da valori di contenuto d'acqua compresi tra 0.45 e 0.55, lo strato riduce il suo contenuto d'acqua come diretta conseguenza dei processi evaporativi. All'istante $t = 68$, il contenuto d'acqua registrato è di circa 0.3 alla profondità di 15 cm e circa 0.4 alla profondità di 70 cm.

Partendo da una distribuzione iniziale di contenuto d'acqua analoga, le isocrone registrate in condizioni di suolo vegetato (Figura 69b) esibiscono già dopo soli 17 giorni un comportamento simile a quello registrato dopo 68 giorni in condizioni di suolo nudo. Nel caso di

suolo vegetato, all'istante $t = 68$ i flussi evaporativi inducono una forte desaturazione dello strato, con valori di contenuto d'acqua che in tale istante variano tra 0.22 e 0.27¹⁴.

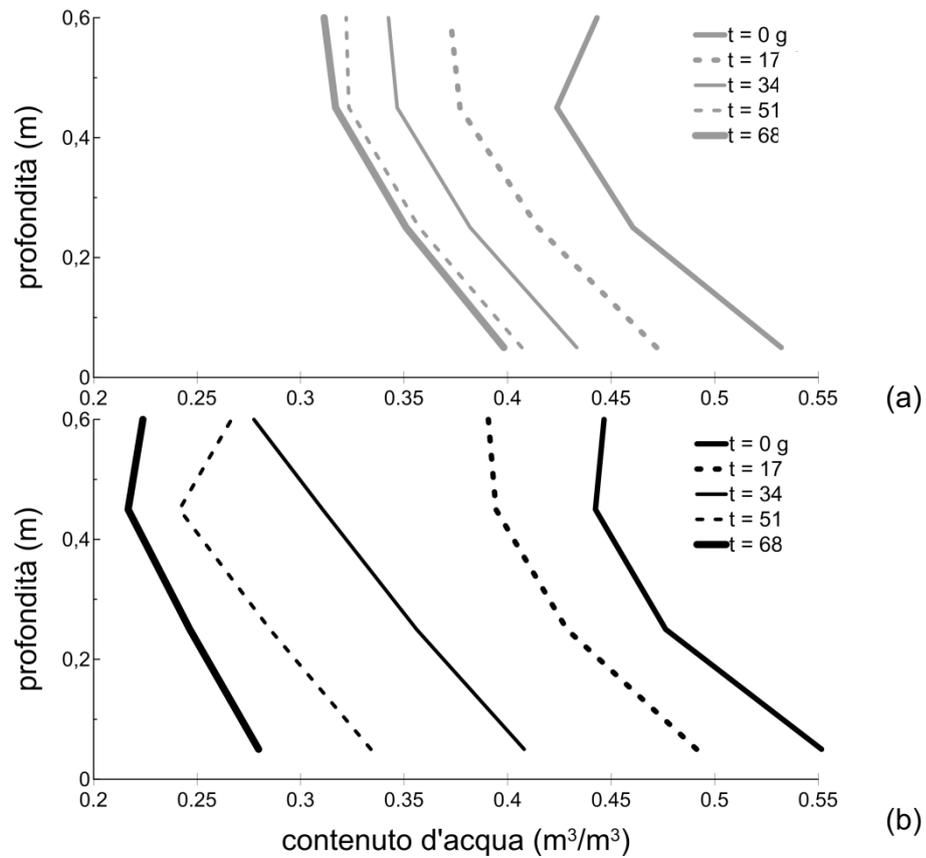


Figura 69: evoluzione isocrone di contenuto d'acqua per suolo nudo (a) e suolo vegetato (b) alle profondità di 15, 30, 50 e 70 cm

Questi risultati mostrano come la presenza delle copertura vegetale consente di estrarre acqua per evapotraspirazione in maniera molto più efficace anche a profondità maggiori.

¹⁴ Il confronto tra i le isocrone di contenuto d'acqua a $t = 68$ g mostra che la differenza di volume d'acqua immagazzinato nella zona 15-70 cm sia di circa 65 mm

6 TARATURA DEI PARAMETRI IDRAULICI E TERMICI DELLO STRATO

Le evoluzioni delle grandezze fisiche monitorate attraverso il modello fisico hanno consentito di determinare le proprietà idrauliche (curva di ritenzione e curva di permeabilità) e termiche (curva di capacità volumetrica di calore e curva di conduttività termica) dello strato per le diverse condizioni di copertura. Alcune di queste proprietà sono state ricavate tramite l'interpretazione diretta delle misure sperimentali, altre sono state invece ottenute attraverso una procedura di analisi a ritroso "prova e correggi" il cui fine è quello di riprodurre nella maniera più fedele possibile il comportamento sperimentale. Nel lavoro di tesi i modelli matematici adottati per la previsione delle osservazioni sperimentali sono il modello di Wilson (1990) per il caso di suolo nudo e il modello di Tratch et al. (1995) per il caso di suolo vegetato. Entrambi i modelli sono implementati nel codice di calcolo FEM VADOSE/W 2007.

Il Capitolo descrive la procedura di calibrazione distinguendo il caso di suolo nudo dal caso di suolo vegetato.

6.1 Interpretazione delle misure sperimentali per il caso di suolo nudo (1/9/2010-1/9/2014)

La risoluzione del modello di Wilson (1990) richiede di definire:

- il dominio di calcolo;
- le condizioni iniziali;
- le condizioni sui contorni del dominio di calcolo;
- le proprietà idrauliche e termiche dello strato.

Il dominio di calcolo adottato riproduce la geometria del modello fisico. Il dominio è stato discretizzato con elementi quadrangolari regolari (5x1 cm), ponendo particolare attenzione al ridurre la dimensione degli elementi lungo la direzione verticale. La maglia è stata rifinita nella parte superficiale per facilitare la convergenza numerica anche in presenza di elevati gradienti dovuti a processi di infiltrazione e di evaporazione.

Le condizioni iniziali sono imposte in termini di distribuzione di suzione e temperatura nel terreno. L'analisi assume come istante iniziale la mezzanotte del 1 settembre 2010. La distribuzione iniziale di suzione è stata desunta in maniera indiretta dalle misure di contenuto d'acqua mentre la distribuzione iniziale di temperatura è stata ottenuta attraverso misure dirette di temperatura.

Per quanto riguarda le condizioni sui contorni del dominio:

- al contorno superiore sono stati assunti i flussi potenziali di precipitazione e di evaporazione e l'evoluzione di temperatura superficiale T_s (APPENDICE 4-C).

La precipitazione P è stata assegnata come flusso variabile nel tempo con risoluzione del quarto d'ora; tale flusso è assorbito interamente se minore o uguale alla capacità di infiltrazione $i(t)$ del terreno; viceversa, poiché sulla superficie del modello fisico non possono verificarsi fenomeni di ristagno, è modellato il ruscellamento superficiale attraverso la condizione di lama d'acqua ($s = u_a - u_w = 0$).

L'evaporazione potenziale giornaliera E_p è stata quantificata attraverso il modello FAO come prodotto tra evapotraspirazione di riferimento, ET_r , e coefficiente di copertura, $k_c = 1.15$ (Allen et al., 1998). Imponendo l'evaporazione potenziale si è implicitamente scelto di adottare l'approccio *limiting function* per la stima dell'evaporazione reale;

- le superfici laterali sono state modellate come contorni impermeabili: le pareti del modello fisico inibiscono infatti scambi di acqua e di calore con l'atmosfera. Ciò consente di modellare il problema in condizioni monodimensionali;
- il bordo inferiore è stato infine modellato assumendo come condizione al contorno una funzione di flusso $q_w(s)$ in grado di riprodurre il comportamento sperimentale descritto in APPENDICE 4-A (per ulteriori dettagli su questa procedura si fa riferimento alla PARTE III). Per quanto riguarda la condizione al contorno in termini di temperatura, le evidenze sperimentali hanno suggerito di assumere al bordo inferiore la distribuzione di temperatura atmosferica.

Una volta definiti dominio, condizioni iniziali e condizioni al contorno, sono state determinate le proprietà idrauliche e termiche dello strato (Figura 70). Alcune di queste sono derivate direttamente dalle misure sperimentali. La curva di ritenzione (Figura 70c) è desunta dall'interpretazione delle misure di TDR e jetfill tramite il modello di Van Genuchten (1980) ($\theta_s = 0.696$; $\theta_r = 0.100$; $\alpha = 0.049$ 1/kPa; $n = 1.756$); in maniera analoga, la curva di conduttività termica (Figura 70a) è quantificata attraverso le misure di TDR e di sonda di dissipazione (vedi APPENDICE 6-A). La curva di calore volumetrico specifico (Figura 70b) e la curva di permeabilità (Figura 70d) sono state invece ottenute dall'analisi a ritroso delle evoluzioni di volume d'acqua immagazzinato (Figura 71), suzione (Figura 72) e temperatura (Figura 73)¹⁵.

¹⁵ Per ulteriori dettagli sul "peso" dei parametri termici sulla previsione delle misure sperimentali si fa riferimento all'APPENDICE 6-B

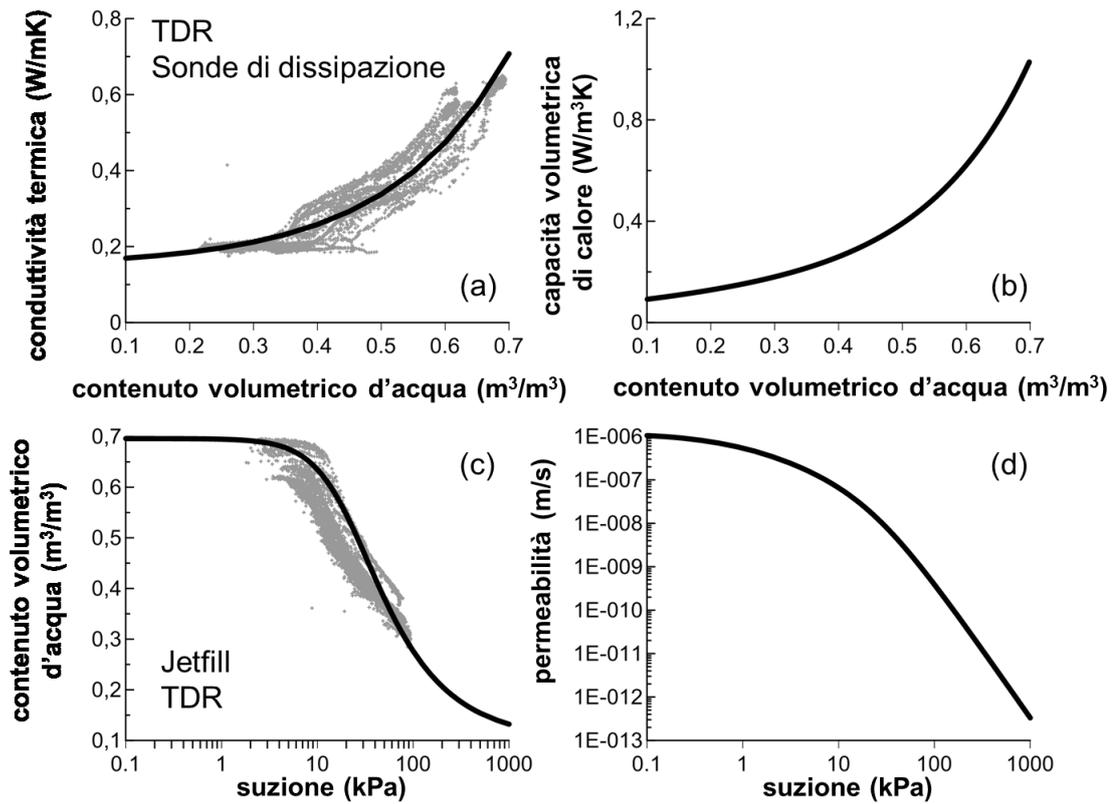


Figura 70: proprietà termiche e idrauliche dello strato: conduttività termica (a), calore volumetrico specifico (b), curva di ritenzione (c) e curva di permeabilità (d)

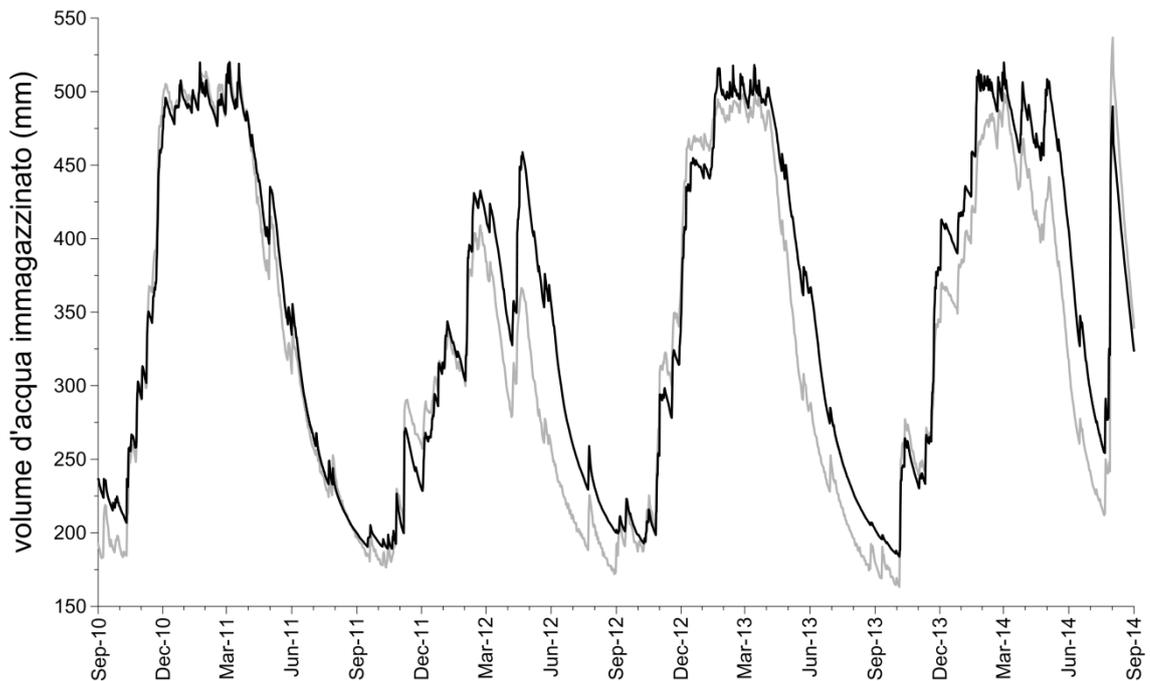


Figura 71: confronto tra volume d'acqua immagazzinato misurato (linea grigia) e previsto (linea nera) attraverso la risoluzione del modello di Wilson (1990) assumendo l'evaporazione come fenomeno interno e al contorno

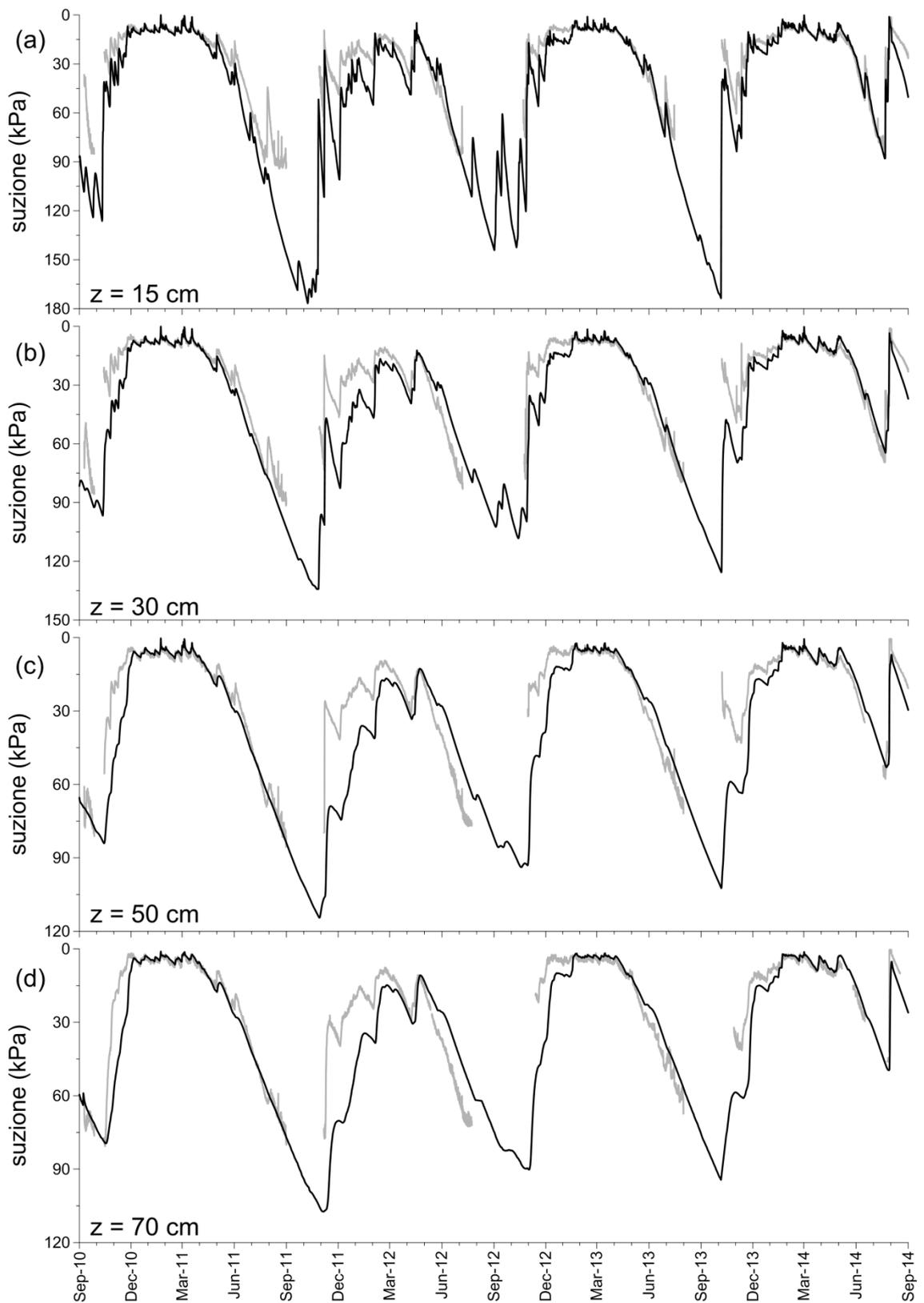


Figura 72: confronto tra suzione misurata (linea grigia) e prevista (linea nera) alle profondità di 15 (a), 30 (b), 50 (c) e 70 (d) cm attraverso la risoluzione del modello di Wilson (1990) assumendo l'evaporazione come fenomeno interno e al contorno

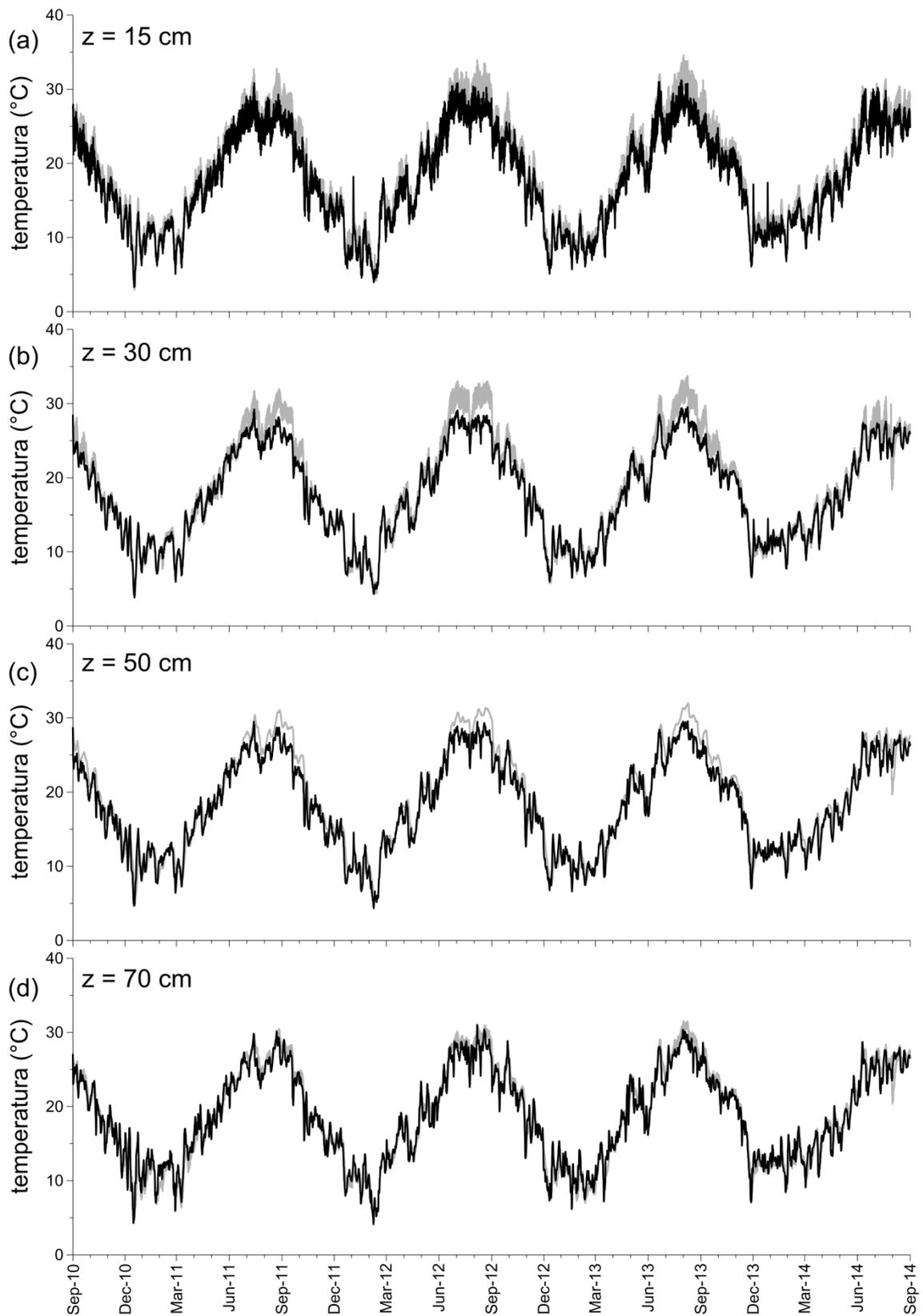


Figura 73: confronto tra temperatura misurata (linea grigia) e prevista (linea nera) alle profondità di 15 (a), 30 (b), 50 (c) e 70 (d) cm attraverso la risoluzione del modello di Wilson (1990) assumendo l'evaporazione come fenomeno interno e al contorno

Le evoluzioni teoriche riproducono in maniera abbastanza soddisfacente le misure. In termini di volume d'acqua immagazzinato (Figura 71), il modello riproduce bene le misure nel primo e nel terzo anno mentre sovrastima il secondo e il quarto anno. Tale sovrastima è principalmente legata a difficoltà di modellazione dei processi di infiltrazione; di contro le riduzioni di volume d'acqua per effetto dei flussi evaporativi sono ben riprodotte. In termini di suzione (Figura 72), l'accordo è ottimale in inverno, primavera ed estate mentre in autunno il modello sovrastima i valori misurati. La sovrastima è molto accentuata nel secondo anno mentre risulta meno evidente negli altri anni. Tale sovrastima è attribuibile alla forma della curva di ritenzione che ricalca meglio percorsi di desaturazione. In termini di temperatura (Figura 73), il modello è in grado di cogliere sia le oscillazioni stagionali sia l'effetto "filtro" termico dello strato. I risultati dell'analisi numerica sono stati anche rielaborati per quantificare in via teorica i termini del bilancio di massa sui quattro anni idrologici (Figura 74; Figura 75).

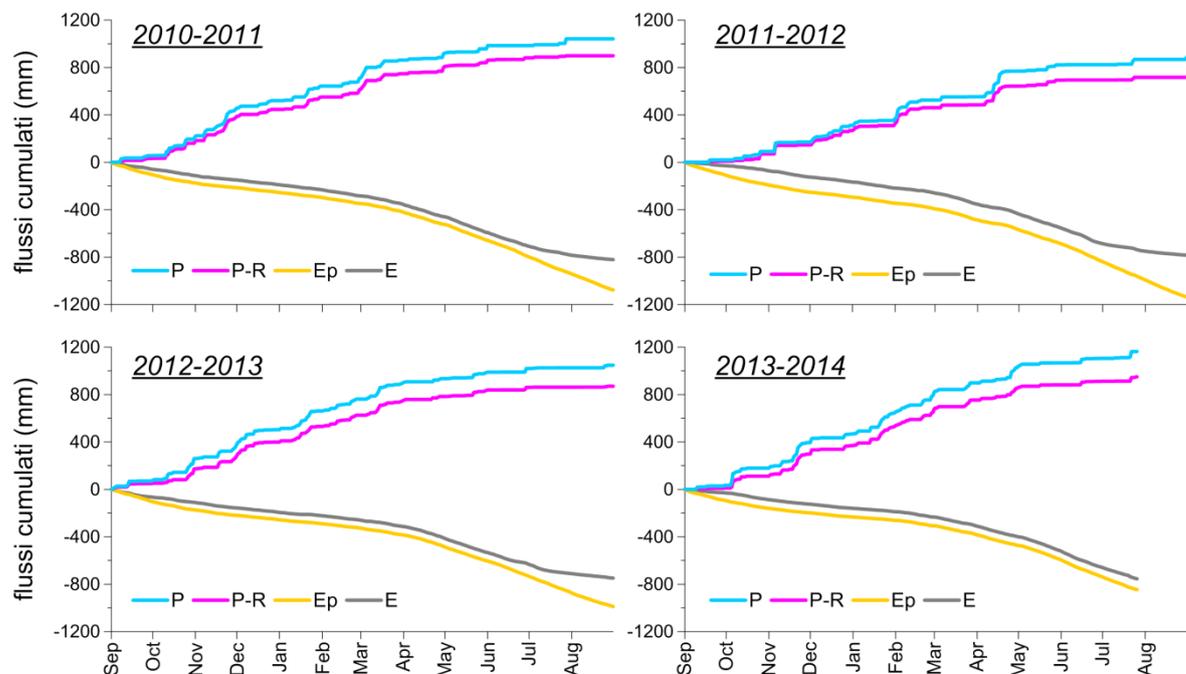


Figura 74: cumuli dei flussi potenziali (precipitazione ed evaporazione potenziale) e reali (infiltrazione ed evaporazione)

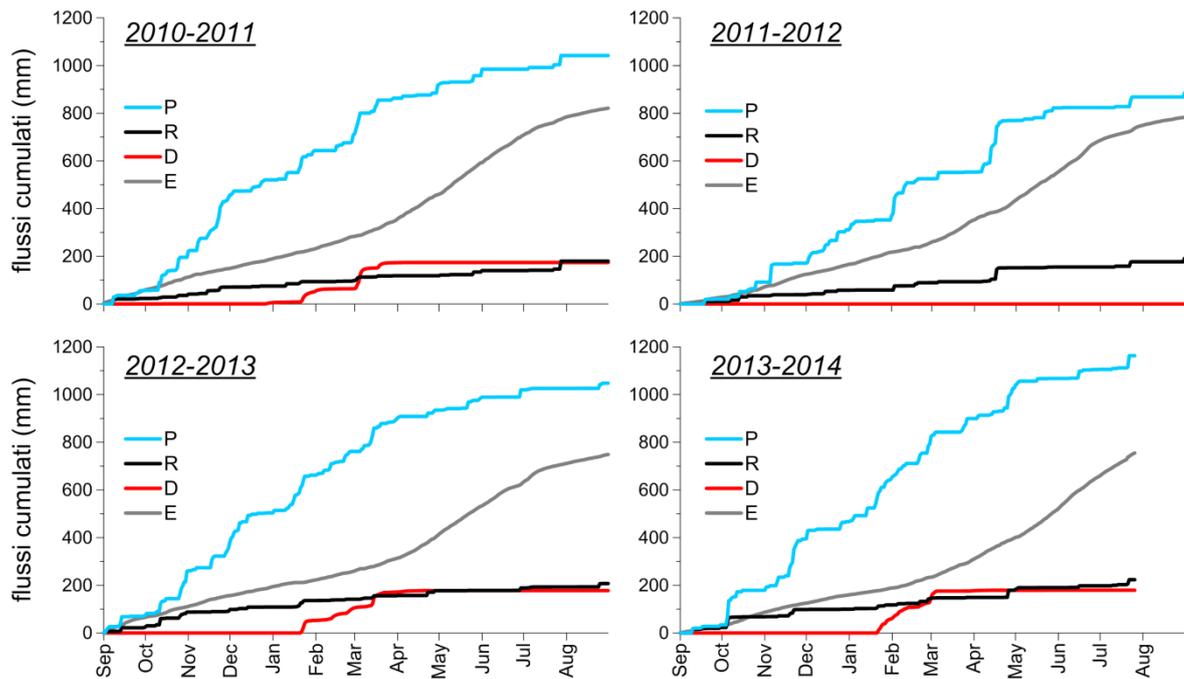


Figura 75: cumuli dei termini che costituiscono il bilancio di massa (precipitazione P, ruscellamento R, drenaggio D ed evaporazione E) ottenuti dall'analisi numerica

In media l'aliquota di infiltrazione è pari all'83% del volume d'acqua precipitato; di contro l'aliquota di evaporazione rappresenta il 77% dell'evaporazione potenziale. Per quanto riguarda le aliquote di ruscellamento e di drenaggio, esse risultano simili e pari a circa il 15-20% del volume d'acqua precipitato. È interessante osservare come l'analisi numerica riproduce coerentemente il verificarsi dei fenomeni di drenaggio (presenti nel primo, terzo e quarto anno idrologico); in media questi sono incardinati in inverno e all'inizio della primavera.

6.2 Interpretazione delle misure sperimentali per il caso di suolo vegetato (1/9/2014-1/2/2016)

La risoluzione del modello di Tratch et al. (1995) richiede di definire, oltre al dominio di calcolo, alle condizioni iniziali, alle condizioni sul contorno del dominio di calcolo e alle proprietà idrauliche e termiche dello strato, anche i parametri che regolano la traspirazione:

- LAI, indice di area fogliare ;
- r , profondità media delle radici ;
- PLF, funzione che regola il "taglio" della traspirazione da valori potenziali a valori reali.

L'PARTE IIAPPENDICE 6-C mostra uno studio di sensibilità sui tre parametri che regolano la traspirazione.

Un utile supporto alla stima del LAI è fornito da una spedita campagna fotografica della superficie dello strato che ha permesso di descrivere lo stato di crescita della copertura ve-

getale durante il monitoraggio (Figura 76). La campagna di indagine assume come istante iniziale il 12 settembre 2014 (giorno di piantumazione). Dopo 16 giorni (28/9/2014) la superficie mostra i primi fili d'erba; dopo 41 giorni (23/10/2014) più della metà della superficie è ricoperta d'erba e dopo 69 giorni (19/11/2014) la vegetazione ricopre interamente la superficie dello strato. Questa condizione si protrae almeno fino al giorno 243 (13/5/2015). I successivi rilievi fotografici mostrano il progressivo appassimento della copertura (giorno 290 – 28/6/2015; giorno 297 – 6/7/2015; giorno 355 – 2/9/2015; giorno 382 – 29/9/2015); ciò si traduce, a parità di LAI, in una riduzione della capacità traspirativa. Gli ultimi rilievi (giorno 459 – 15/12/2015; giorno 480 – 5/1/2016) mostrano nuovamente un rinverdimento della copertura vegetale e di conseguenza una nuova ripresa dell'attività traspirativa.

Lo studio fotografico ha fornito utili indicazioni per modellare l'evoluzione del LAI (Figura 77). In particolare, si assume $LAI = 0$ all'istante della piantumazione e $LAI = LAI_{max}$ dopo 69 giorni ovvero quando la vegetazione ha ricoperto interamente la superficie dello strato; tra questi due istanti temporali la crescita è stata riprodotta attraverso una funzione lineare. Nel resto del periodo monitorato si assume che il LAI non vari e resti pari al valore massimo in virtù del fatto l'appassimento della pianta non è conseguenza delle riduzione di LAI ma bensì dello stress idrico provocato dalla desaturazione degli strati superficiali.

Seguendo le linee guida FAO n°56, il LAI_{max} è quantificato in funzione dell'altezza media della copertura vegetale h_{veg} [L] (espressa in metri) attraverso la relazione:

$$LAI = 24 \cdot h_{veg} \quad Eq.106$$

Poiché la copertura alla quale ci si riferisce è molto simile a quella ipotizzata nella definizione di superficie di riferimento, l'altezza media della copertura è stata assunta coincidente con quella della superficie di riferimento ($h_{veg} = 0.12$ m). Sotto tale ipotesi l'Eq.106 restituisce il valore $LAI_{max} = 2.88$.

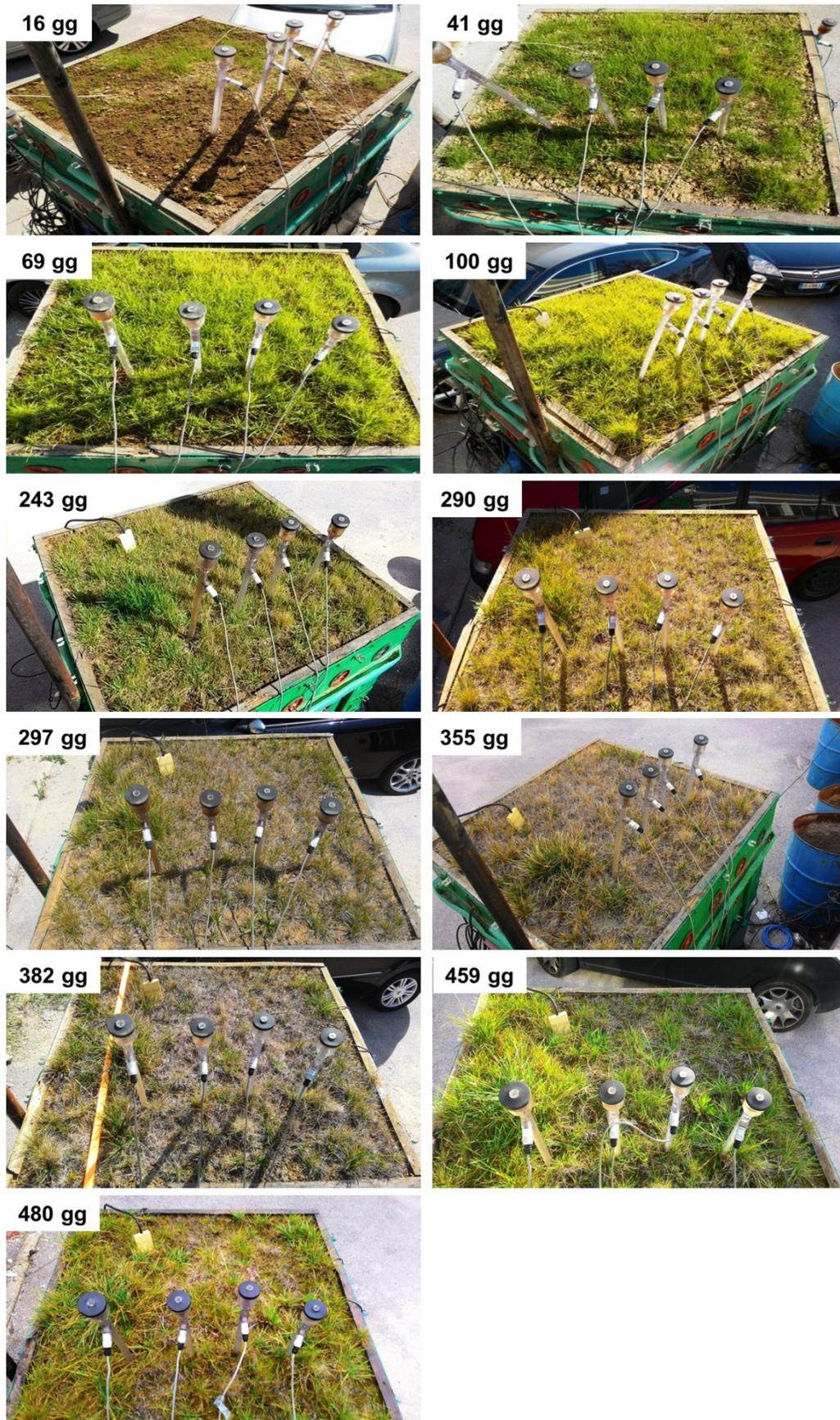


Figura 76: indagine fotografica dello stato di crescita della copertura vegetale durante il monitoraggio

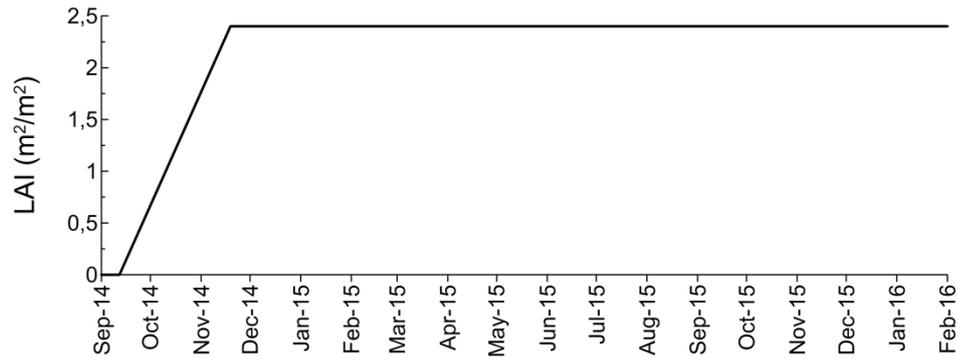


Figura 77: evoluzione dell'indice di area fogliare (LAI)

La profondità delle radici r è assunta in maniera semplificata pari all'altezza media della copertura vegetale seguendo la comune teoria per la quale le radici si estendono verso il basso con profondità pari all'altezza della parte aerea di un albero o di un cespuglio. L'evoluzione di r è riportata in Figura 78; nel suo andamento ricalca l'evoluzione del LAI.

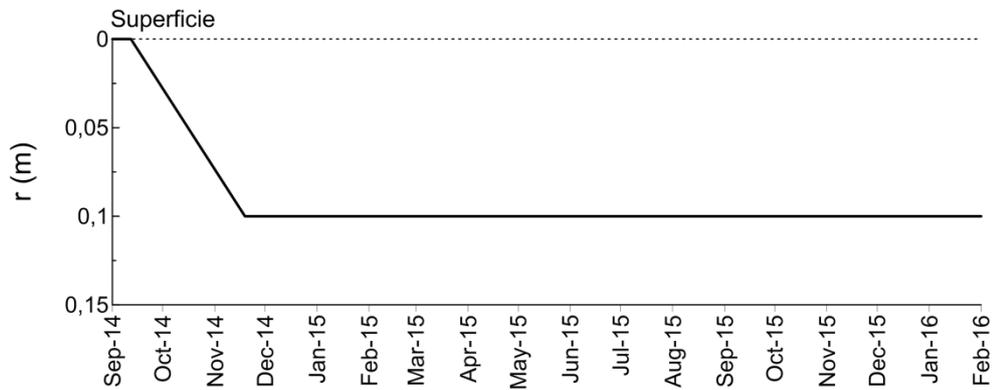


Figura 78: evoluzione della profondità delle radici r

La funzione PLF è calibrata attraverso l'interpretazione delle misure di volume d'acqua immagazzinato. Allo scopo sono considerate solo le riduzioni di volume d'acqua immagazzinato, ΔS , registrate nei giorni privi di precipitazioni e di fenomeni di drenaggio (Eq.100). La procedura di calibrazione assume valido il modello di Ritchie (1972) (§3.2.1) non solo per la partizione dei flussi potenziali ma anche per quella dei flussi reali. Sotto tale ipotesi, l'evapotraspirazione reale, ET , è suddivisa in evaporazione reale, E , e traspirazione reale, T , in funzione del LAI :

per $LAI < 0.1$	$E = -\Delta S$	$T = 0$	
per $0.1 \leq LAI \leq 2.7$	$E = -\Delta S \left[1 - (-0.21 + 0.70 LAI^{1/2}) \right]$	$T = ET - E$	Eq.107
per $LAI > 2.7$	$E = 0$	$T = -\Delta S$	

Poiché lo scopo è quello di quantificare la funzione che regola le riduzioni di ΔS per effetto di T , si è assunto che l'aliquota di ET che compete ad E sia nota (calcolata attraverso l'Eq.107); al contrario, l'aliquota di ET che compete a T è incognita e pari a:

$$T = T_p \cdot PLF(\theta) \quad Eq.108$$

La traspirazione potenziale T_p è ricavata attraverso il modello di Ritchie (1972) in funzione dell'evapotraspirazione potenziale ET_p (nota) e del LAI (Figura 77); θ rappresenta invece il contenuto d'acqua medio dello strato.

Il problema così impostato restituisce come unica incognita la funzione $\theta - PLF$. Questa funzione è modellata con una legge bilatera, in analogia alla legge $\theta - k_r$ che regola il taglio nel modello FAO (§3.2.2). Partendo da condizioni saturazione si assume che il terreno sia in grado di sostenere completamente la domanda traspirativa ($PLF = 1$) fino ad una soglia θ_1 ; a partire dall'istante di approccio a θ_1 , si assume che la traspirazione reale cominci a discostarsi da quella potenziale, con PLF che assume valori sempre più piccoli fino ad annullarsi in corrispondenza di una seconda soglia θ_2 (punto di appassimento). L'andamento della PLF tra θ_1 e θ_2 è assunto lineare decrescente.

$$\text{per } \theta < \theta_1 \quad PLF = 1$$

$$Eq.109$$

$$\text{per } \theta \geq \theta_1 \quad PLF = \frac{\theta - \theta_2}{\theta_1 - \theta_2}$$

In virtù di quanto detto, i parametri da calibrare sono θ_1 e θ_2 . I risultati della calibrazione sono riportati in Figura 79 e Figura 80.

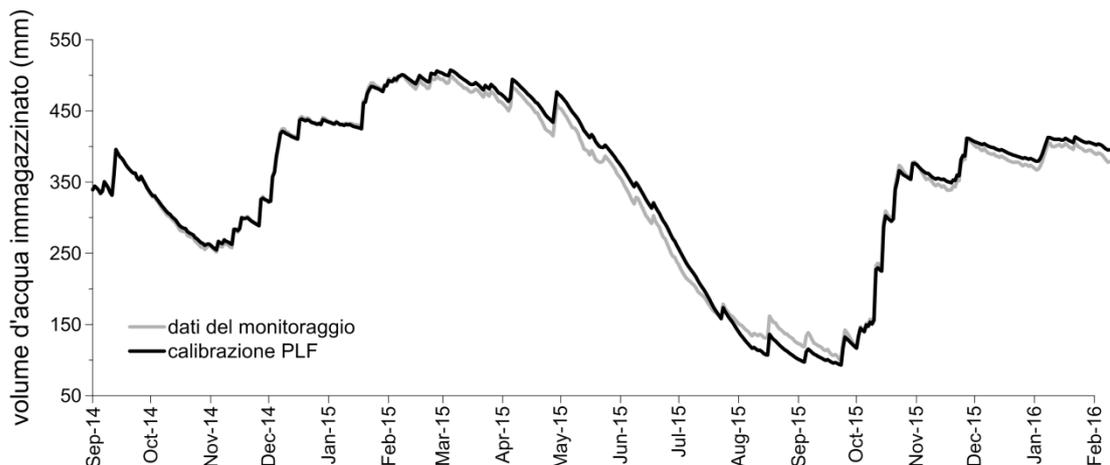


Figura 79: evoluzione del volume d'acqua immagazzinato osservato durante il monitoraggio (grigio) e previsto assumendo come incognita i flussi traspirativi (nero)

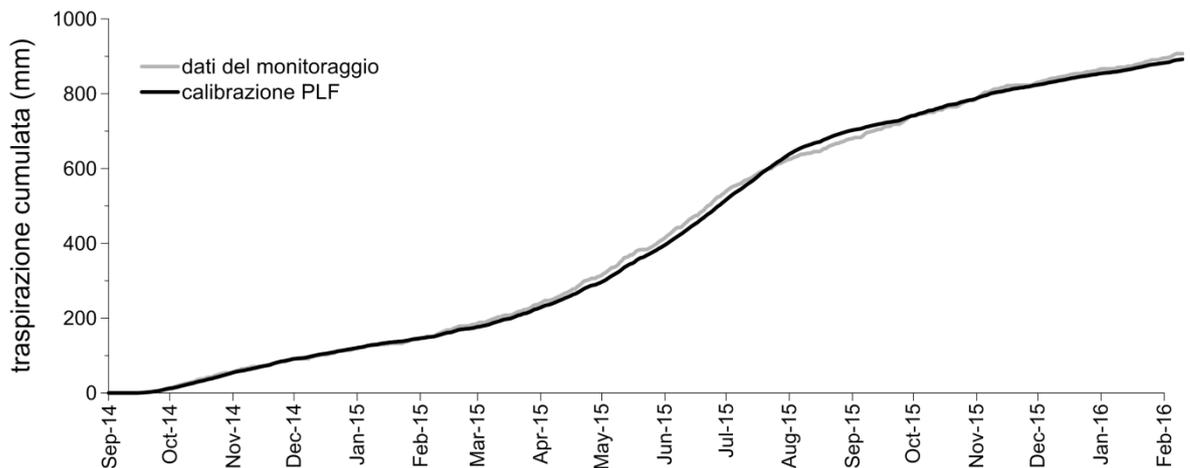


Figura 80: evoluzione del cumulo di traspirazione osservato durante il monitoraggio (grigio) e previsto (nero)

La procedura proposta restituisce flussi di traspirazione reale pienamente congruenti con le misure. La funzione θ - PLF calibrata è riportata in Figura 81.

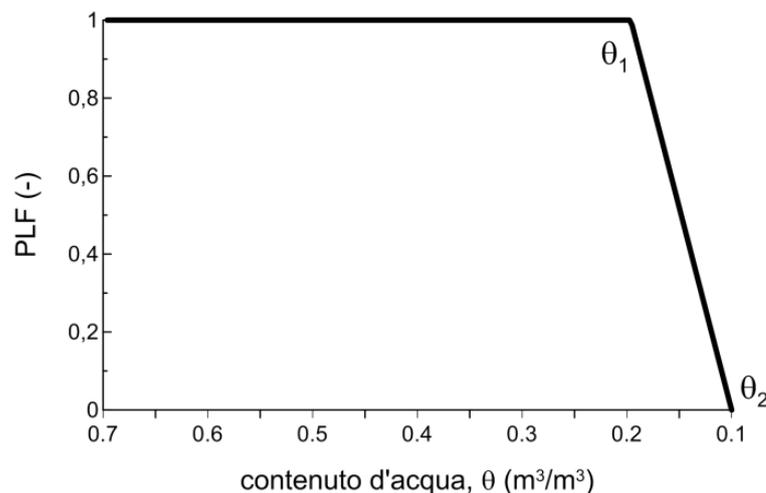


Figura 81: funzione θ -PLF ottenuta dall'interpretazione dell'evoluzione del volume d'acqua immagazzinato

I coefficienti θ_1 e θ_2 sono pari rispettivamente a 0.19 e 0.10. Nota la curva di ritenzione $(u_a - u_w) - \theta$, è possibile trasformare la funzione θ - PLF in $(u_a - u_w) - PLF$.

Determinate le proprietà che regolano la traspirazione, la risoluzione del modello di Tratch et al. (1995) ricalca lo stesso schema logico seguito per la risoluzione del modello di Wilson (1990).

Il dominio di calcolo è lo stesso di quello stabilito per il caso di suolo nudo. Per quanto riguarda le condizioni iniziali, l'analisi assume come istante iniziale la mezzanotte del 1 settembre 2014. La distribuzione iniziale di suzione è stata desunta dalle misure di suzione mentre la distribuzione iniziale di temperatura è stata ottenuta attraverso misure dirette di temperatura. Per quanto riguarda le condizioni sui contorni del dominio, esse sono imposte

in analogia con quanto mostrato per il caso di suolo nudo; è bene ricordare che per il caso vegetato è assunto il coefficiente di copertura $k_c = 1$.

In primo luogo è stata realizzata una simulazione di “primo tentativo” nella quale le proprietà termiche e idrauliche dello strato sono quelle di suolo nudo (Figura 70). I risultati dell’analisi di primo tentativo sono confrontati con le misure sperimentali in termini di volume d’acqua immagazzinato (Figura 82).

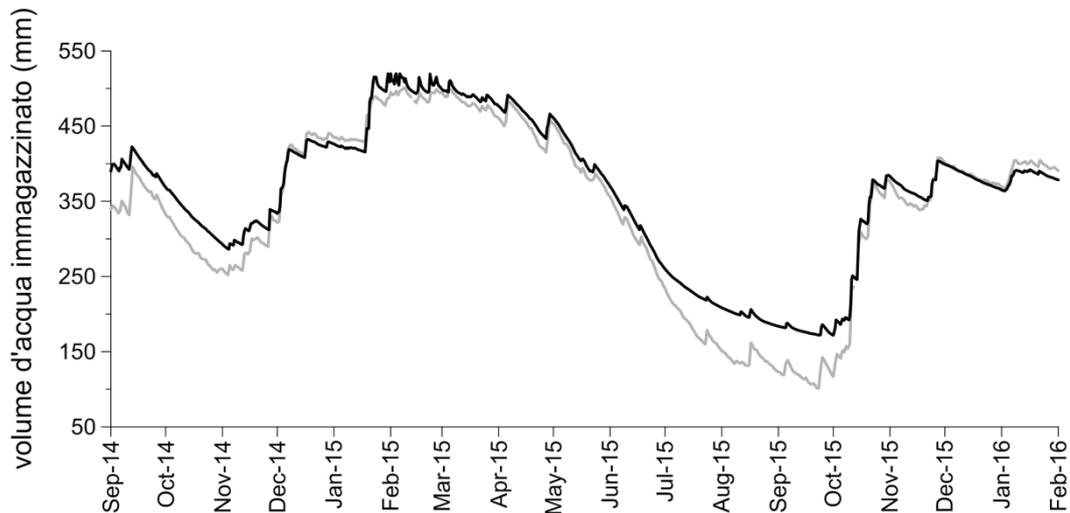


Figura 82: confronto tra misure (linea grigia) e previsione (linea nera) di suzione (a) e temperatura (b) alla profondità di 15 cm e volume d’acqua immagazzinato (c) ottenute assumendo come proprietà termoidrauliche dello strato quelle di “primo tentativo”

L’analisi di “primo tentativo” consegna un buon accordo nei mesi umidi; tuttavia sovrastima il volume d’acqua in estate e all’inizio dell’autunno. Questo risultato ha suggerito una revisione delle proprietà idrauliche dello strato, ed in particolare della curva di permeabilità, posto che la curva di ritenzione (Figura 83c) e le proprietà termiche (Figura 83a e 87c) siano mantenute invariate. La curva di permeabilità (Figura 83d) è stata ottenuta dall’analisi a ritroso delle evoluzioni di suzione (Figura 85) e volume d’acqua immagazzinato (Figura 87). L’analisi a ritroso in presenza di vegetazione restituisce valori di permeabilità maggiori rispetto al caso di suolo nudo per valori di suzione maggiori di 20 kPa.

Sostituendo la curva di ritenzione nella funzione θ -PLF si ottiene inoltre la funzione $(u_a - u_w)$ -PLF (Figura 84)

Le proprietà termiche sono state validate invece confrontando le evoluzioni di temperatura previste dal modello e misurate (Figura 86).

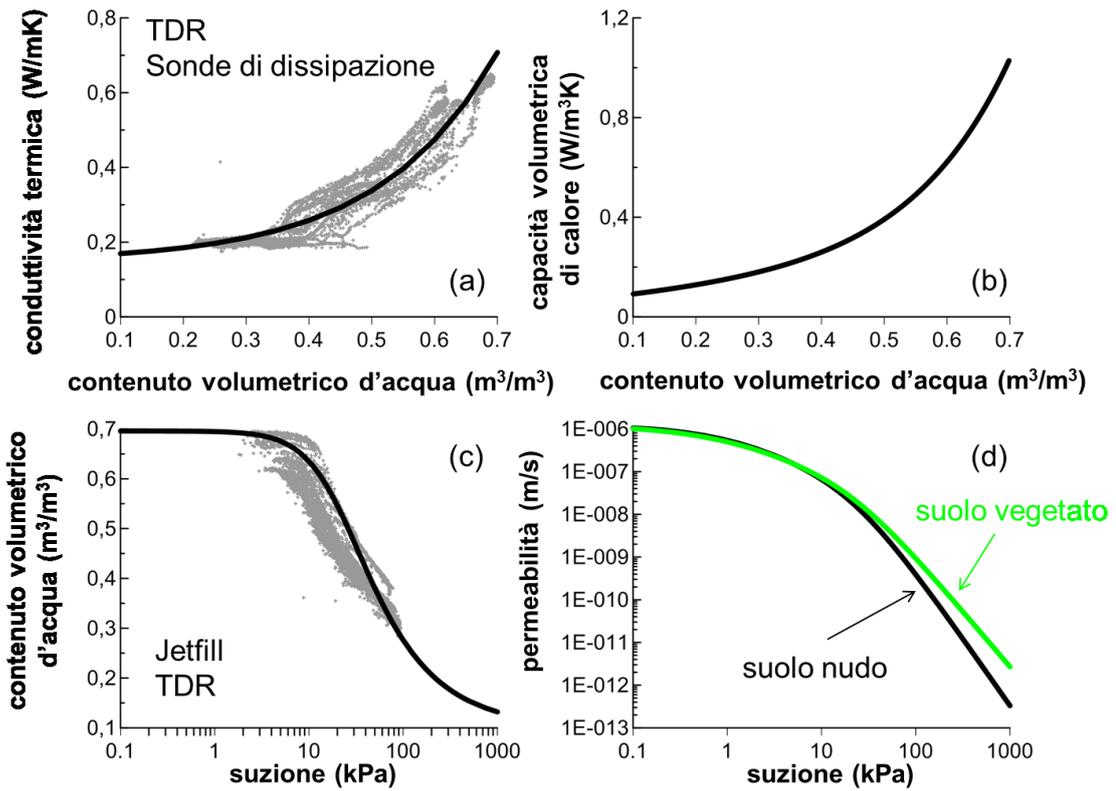


Figura 83: proprietà termiche e idrauliche dello strato: conduttività termica (a), calore volumetrico specifico (b), curva di ritenzione (c) e curva di permeabilità (d)

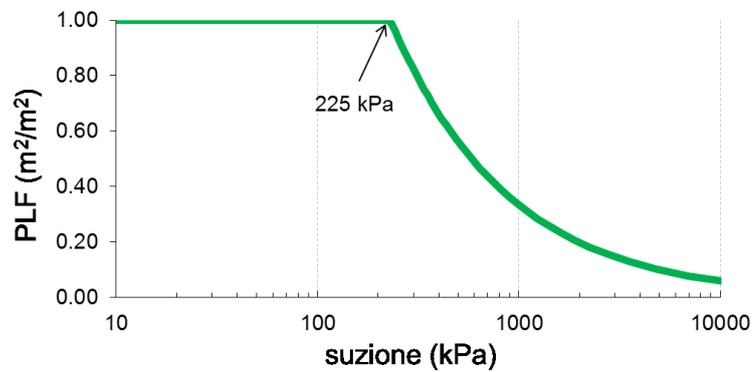


Figura 84: funzione suzione-PLF ottenuta dall'interpretazione dell'evoluzione del volume d'acqua immagazzinato e dalla curva di ritenzione

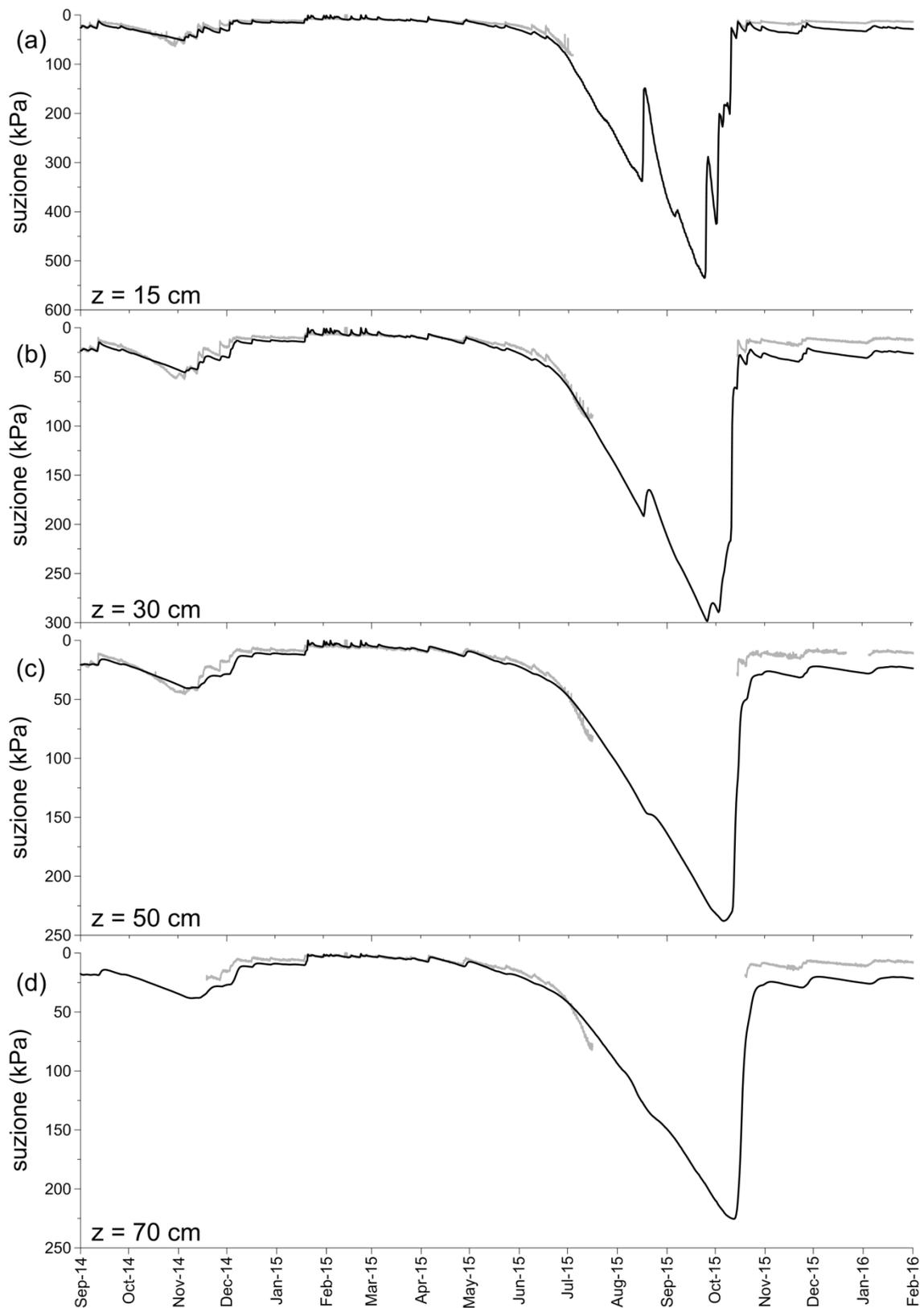


Figura 85: confronto tra suzione misurata (linea grigia) e prevista (linea nera) alle profondità di 15 (a), 30 (b), 50 (c) e 70 (d) cm attraverso la risoluzione del modello di Tratch et al. (1995) assumendo l'evaporazione come fenomeno interno e al contorno

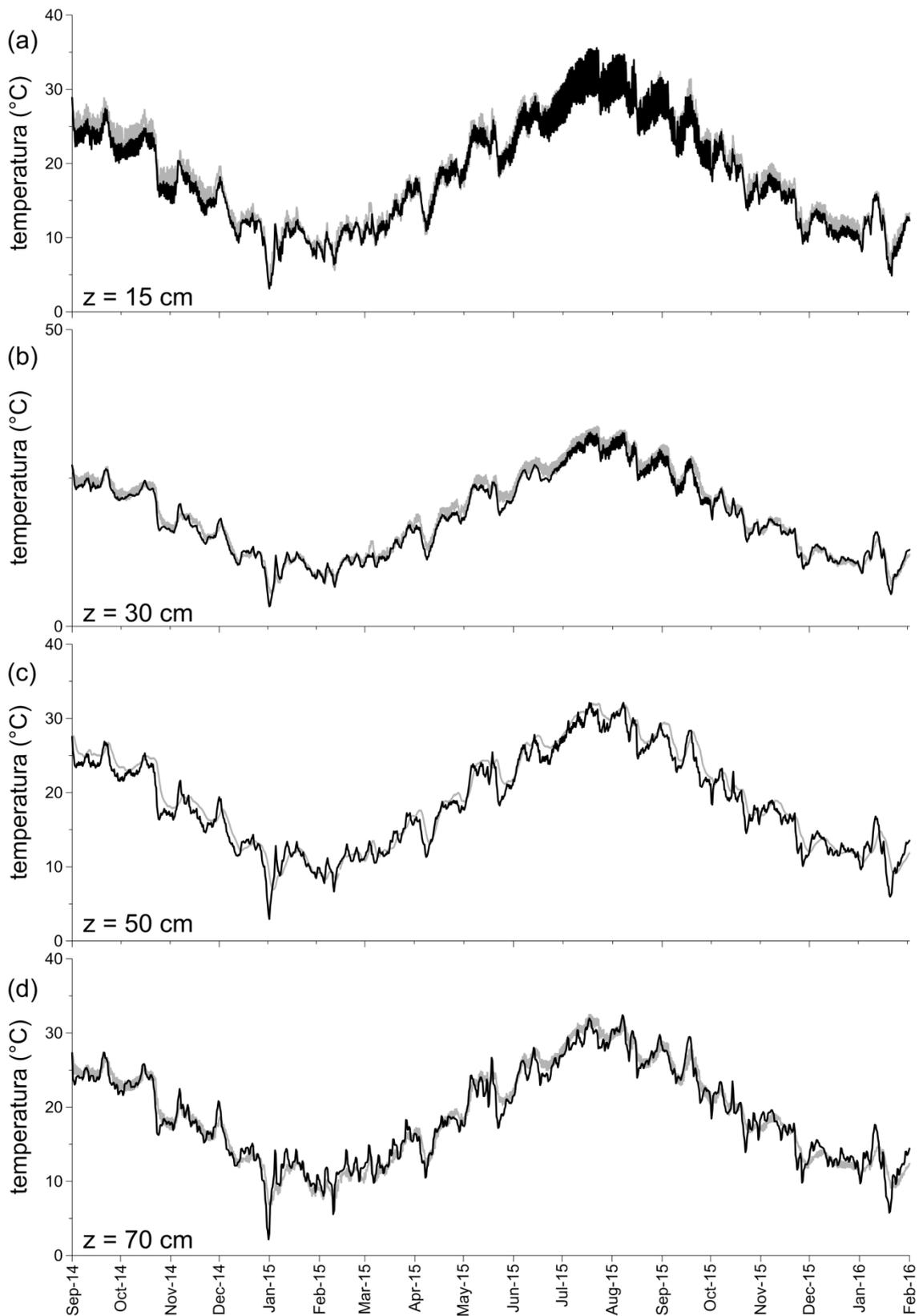


Figura 86: confronto tra temperatura misurata (linea grigia) e prevista (linea nera) alle profondità di 15 (a), 30 (b), 50 (c) e 70 (d) cm attraverso la risoluzione del modello di Tratch et al. (1995) assumendo l'evaporazione come fenomeno interno e al contorno

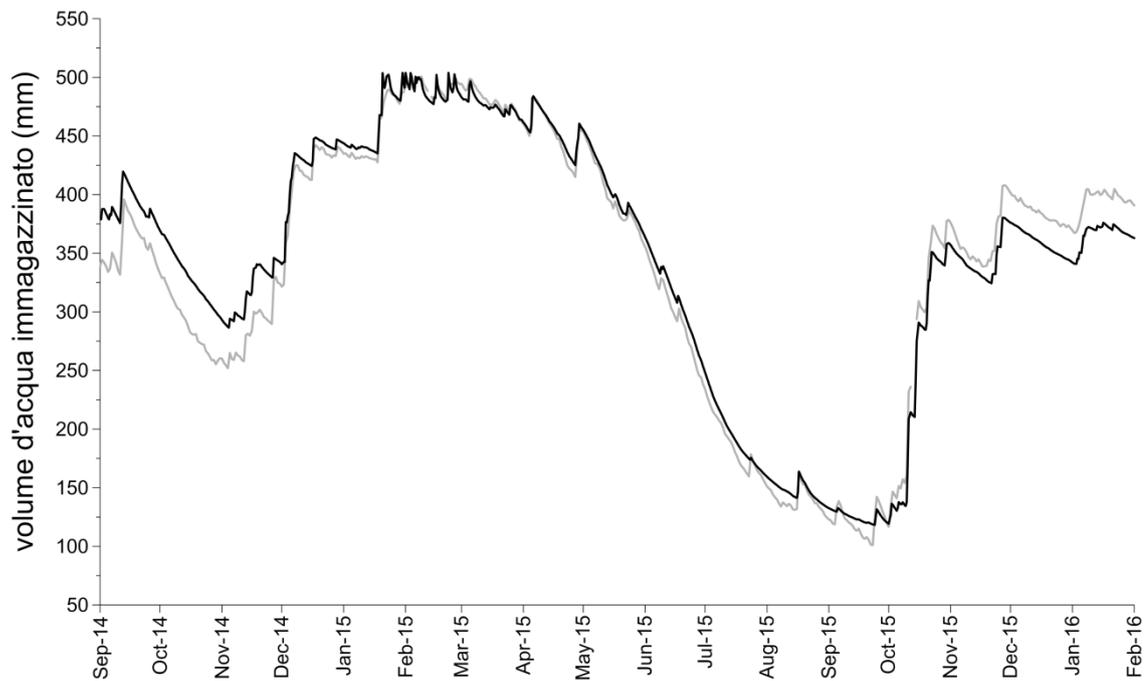


Figura 87: confronto tra volume d'acqua immagazzinato misurato (linea grigia) e previsto (linea nera) attraverso la risoluzione del modello di Tratch et al. (1995) assumendo l'evaporazione come fenomeno interno e al contorno

Le evoluzioni teoriche riproducono in maniera abbastanza soddisfacente le misure.

In termini di suzione (Figura 85), l'accordo è ottimale in primavera ed estate mentre in autunno e nella prima fase dell'inverno il modello sovrastima i valori misurati analogamente a quanto visto per il caso di suolo nudo. I valori di suzione previsti durante i mesi estivi risultano maggiori a tutte le profondità rispetto al caso di suolo nudo per effetto della maggiore propensione dello strato a desaturarsi.

In termini di temperatura (Figura 86), le proprietà termiche ricavate per il caso di suolo nudo forniscono un ottimo accordo tra previsione e misura anche nel caso di suolo vegetato.

In termini di volume d'acqua immagazzinato (Figura 87), infine, il modello riproduce fedelmente le riduzioni di volume d'acqua per effetto dei flussi evapotraspirativi mentre presenta una difficoltà nel riprodurre gli incrementi di volume d'acqua in autunno.

I risultati dell'analisi numerica sono stati anche rielaborati per quantificare in via teorica i termini del bilancio di massa (Figura 74; Figura 75).

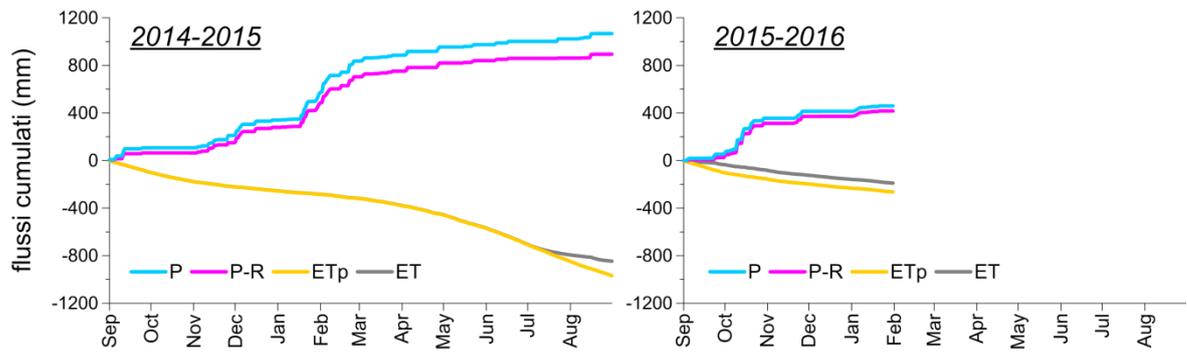


Figura 88: cumuli dei flussi potenziali (precipitazione ed evapotraspirazione potenziale) e reali (infiltrazione ed evapotraspirazione)

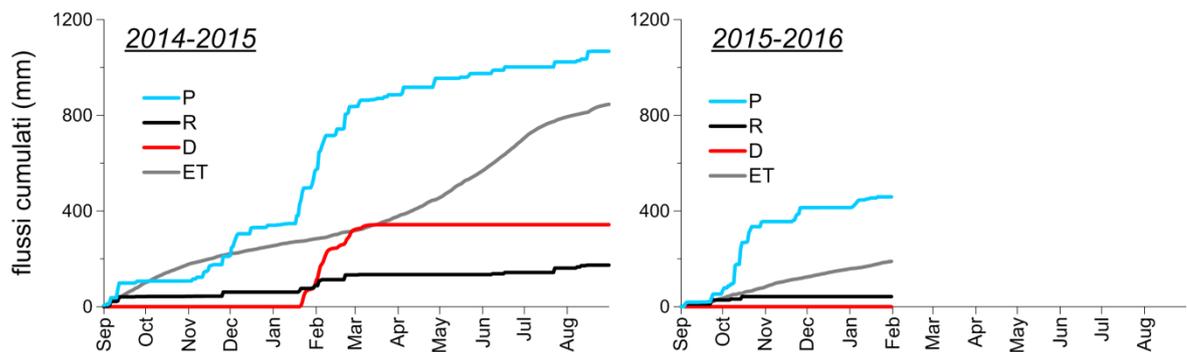


Figura 89: cumuli dei termini che costituiscono il bilancio di massa (precipitazione P, ruscellamento R, drenaggio D ed evapotraspirazione ET) ottenuti dall'analisi numerica

Con riferimento al primo anno di monitoraggio in condizione di suolo vegetato, l'aliquota di infiltrazione è pari all'84% del volume d'acqua precipitato (analogamente al caso di suolo nudo); di contro l'aliquota di evapotraspirazione rappresenta l'87% dell'evapotraspirazione potenziale (maggiore quindi rispetto al caso di suolo nudo). Per quanto riguarda le aliquote di ruscellamento e di drenaggio, esse risultano diverse e pari rispettivamente al 16% e 32% del volume d'acqua precipitato. È interessante osservare come l'analisi numerica riproduce coerentemente il verificarsi degli eventi di drenaggio, incardinati da metà gennaio agli inizi di marzo.

APPENDICE 6-A Curva di conduttività termica

La conduttività termica λ di un terreno può essere ricavata a mezzo delle sonde di dissipazione termica. Da un punto di vista teorico, la conduttività termica del terreno nel quale la sonda di dissipazione è immerso può essere correlata alla variazione di temperatura ΔT indotta da una energizzazione della sonda attraverso una riscrittura dell'Eq.102 di Shiozawa e Campbell (1990):

$$\lambda = \frac{q_t}{4\pi\Delta T} \ln(\Delta t) \quad \text{Eq.110}$$

Noto il flusso di calore q_t , l'Eq.110 ha come unica incognita la conduttività termica λ . Il flusso di calore q_t è stato quantificato immergendo le sonde termiche in un materiale a conduttività nota (quale ad esempio l'acqua con $\lambda = 0.58 \text{ W/mK}$) e misurando la variazione di temperatura ΔT in un intervallo di tempo prestabilito ($\Delta t = 29 \text{ s}$). Il valore di ΔT ottenuto è $0.814 \text{ }^\circ\text{C}$ cui corrisponde un flusso di calore $q_t = 1.76 \text{ W/m}^2$.

Una volta noto il flusso di calore, è stata ricavata la conduttività termica dello strato a diverse profondità tramite le misure sperimentali di ΔT . Figura 90 mostra le evoluzioni di conduttività termica su scala giornaliera alle profondità di 15, 50 e 70 cm per le quali sono disponibili anche misure di contenuto d'acqua attraverso sonde TDR.

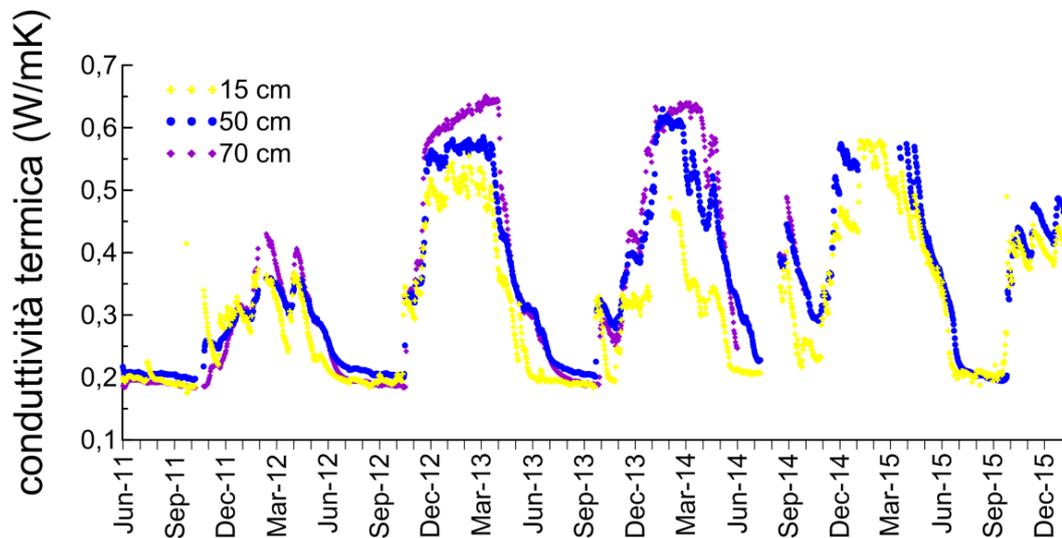


Figura 90: evoluzione di conduttività termica ottenuta dalle misure di sonde di dissipazione alle profondità di 15, 50 e 70 cm

Le coppie di punti sperimentali $\theta - \lambda$ misurati nello strato, mostrati in Figura 91, sono stati interpolati attraverso un funzione esponenziale (linea nera).

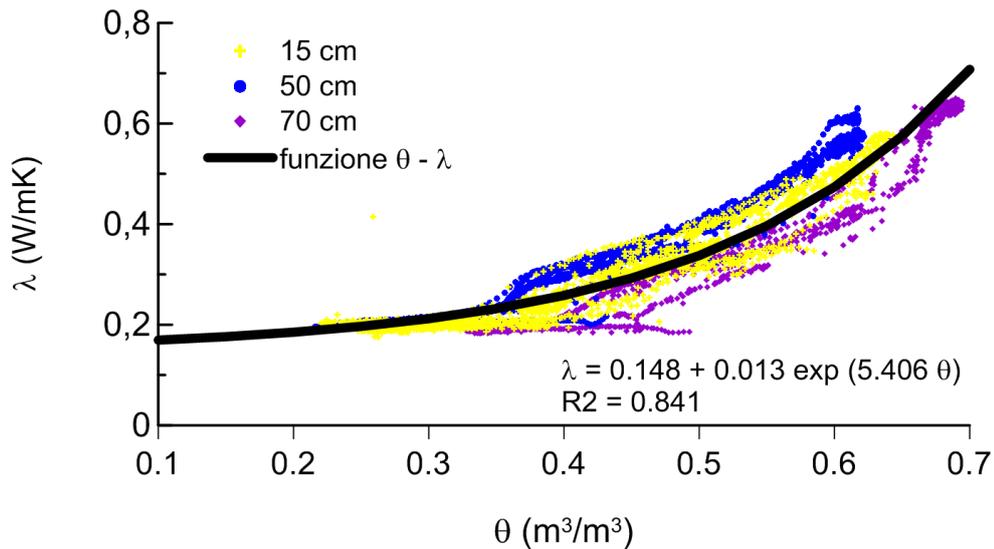


Figura 91: curve $\theta - \lambda$ ottenuta dall'interpretazione diretta delle misure rispettivamente a mezzo di TDR e sonde di dissipazione

Tra i pochi lavori presenti in letteratura sui terreni piroclastici, uno dei più interessanti è di Kasubuchi (1975), il quale ha fornito valori caratteristici di conduttività termica delle misure dirette con dei sensori termici. L'Autore ha osservato che la conduttività termica dei terreni piroclastici (Figura 92) varia tra 0.05 W/mK (terreno asciutto) e 0.55 W/mK (terreno saturo) e che la conduttività della matrice solida di un terreno piroclastico ha valori simili a quelli delle torbe e dei materiali organici ($\lambda = 0.25$ W/mK).

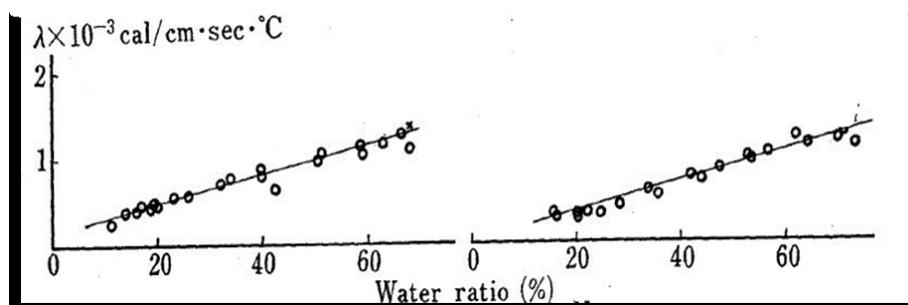


Figura 92: relazione tra contenuto volumetrico d'acqua e conduttività termica per terreni vulcanici giapponesi ($10^{-3} \text{ cal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1} = 0.419 \text{ W/mK}$) (modificato da Kasubuchi, 1975)

I valori di λ ottenuti a mezzo delle sonde di dissipazione risultano consistenti con i valori determinati per terreni piroclastici da Kasubuchi (1975).

APPENDICE 6-B Influenza delle proprietà termiche del terreno sulla previsione delle misure sperimentali

L'influenza delle proprietà termiche sulla previsione dei dati sperimentali è stata studiata attraverso delle analisi numeriche nelle quali sono fissate proprietà idrauliche e condizioni

al contorno e sono fatte variare le proprietà termiche. Le analisi sono state realizzate per semplicità solo sul primo anno di monitoraggio per il caso di suolo nudo.

In totale sono state condotte quattro analisi numeriche per altrettante combinazioni di proprietà termiche (Figura 93). La figura mostra altresì le proprietà termiche dello strato desunte dall'analisi a ritroso dei dati sperimentali e già mostrate in Figura 70a e Figura 70b.

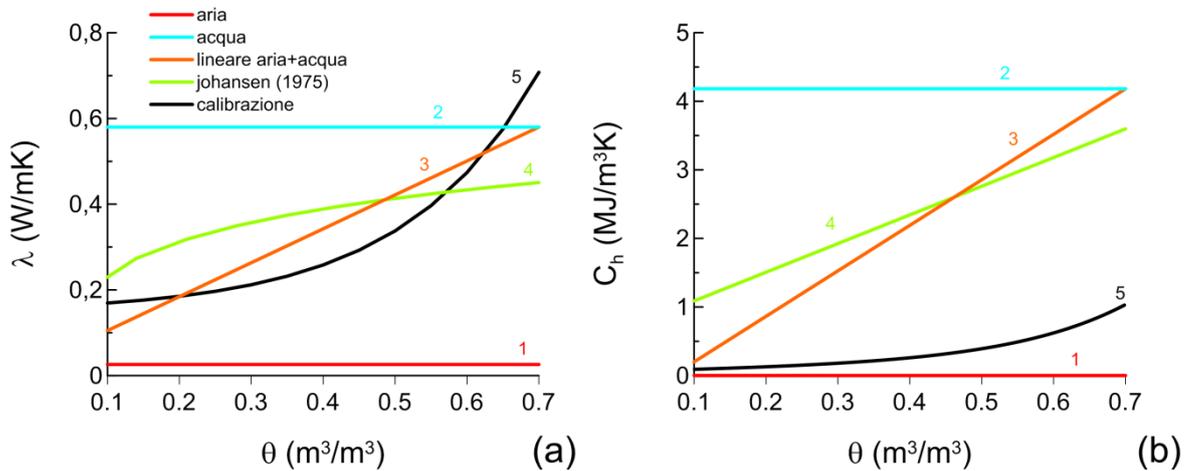


Figura 93: curve di conduttività termica (a) e di capacità volumetrica di calore (b) studiate

Nelle analisi 1 e 2 sono state assunte delle funzioni $\theta - C_h$ e $\theta - \lambda$ costanti con valori pari rispettivamente a quelli caratteristici dell'aria ($C_h = 1200 \text{ J/m}^3\text{K}$; $\lambda = 0.026 \text{ W/mK}$) e dell'acqua ($C_h = 4182600 \text{ J/m}^3\text{K}$; $\lambda = 0.58 \text{ W/mK}$). Nell'analisi 3 state assunte delle funzioni $\theta - C_h$ e $\theta - \lambda$ lineari ipotizzando C_h e λ dell'aria nel caso di terreno asciutto e C_h e λ dell'acqua per terreno saturo; in entrambi i casi si è trascurata la presenza della matrice solida del terreno. L'analisi 4 è stata condotta stimando le curve $\theta - C_h$ e $\theta - \lambda$ attraverso rispettivamente attraverso il modello di de Vries (Eq.90) e il modello di Johansen con riferimento a materiali a grana grossa (Eq.94 e Eq.95), assumendo porosità del terreno pari al 70%, $\gamma_{\text{dry}} = 797 \text{ kg/m}^3$, capacità volumetrica di calore della parte solida $C_{hs} = 2235000 \text{ J/m}^3\text{K}$ (valore caratteristico per torbe e terreno organico) e conduttività termica della matrice solida $\lambda_s = 0.25 \text{ W/mK}$ in accordo con quanto osservato sperimentalmente su terreni vulcanici da Kasubuchi (1975).

In Figura 94 sono confrontati i risultati delle diverse analisi in termini di volume d'acqua immagazzinato: la figura riporta per confronto anche l'evoluzione dei risultati del monitoraggio e dei risultati della previsione numerica con le proprietà termiche di Figura 70.

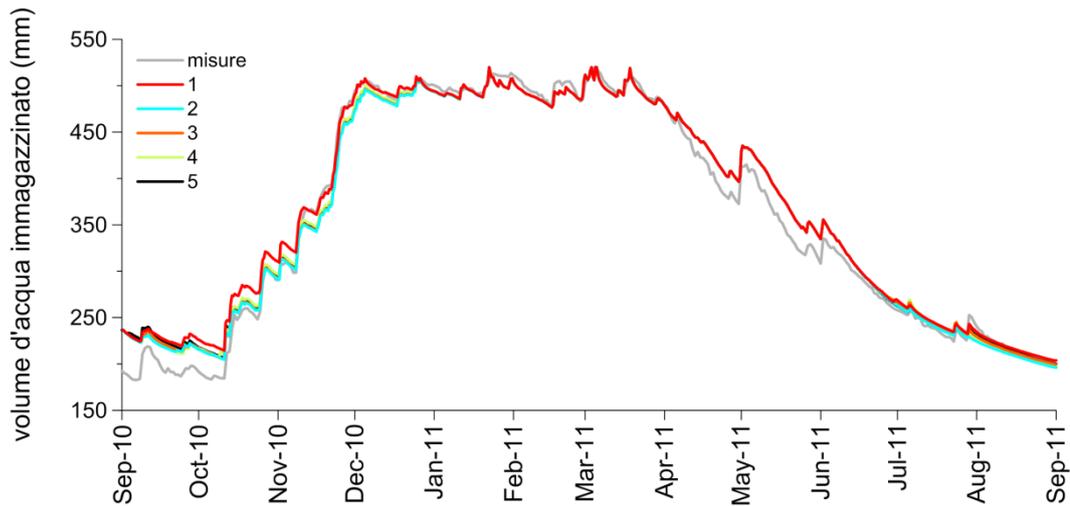


Figura 94: evoluzione di volume d'acqua immagazzinato misurato e previsto al variare delle proprietà termiche dello strato

I risultati delle diverse analisi mettono in luce la scarsa influenza delle proprietà termiche sulla previsione del volume d'acqua immagazzinato.

APPENDICE 6-C Studio di sensibilità dei parametri che regolano la traspirazione

L'influenza dei parametri che regolano la traspirazione è stata analizzata attraverso uno studio di sensibilità in condizioni ideali e semplificate. Si è ipotizzato che l'interazione terreno-atmosfera sia governata da un'evapotraspirazione potenziale che agisce con intensità costante (4.5 mm/g) su di un dominio monodimensionale (flussi di acqua e calore unidirezionali) per un intervallo di 60 giorni. Le proprietà termiche e idrauliche del terreno sono state assunte per semplicità uguali a quelle di Figura 70. L'effetto integrale atteso, in assenza di eventi di imbibizione, è la progressiva desaturazione del mezzo a partire dalla superficie superiore. Come condizioni iniziali si è assunta una distribuzione idrostatica di suzione di matrice, caratterizzata da valore nullo alla base del dominio (e, ovviamente, valore massimo positivo in corrispondenza del contorno superiore) e una distribuzione costante nello spazio e nel tempo di temperatura con valore corrispondente al valore atmosferico ($T_{atm} = 30 \text{ }^\circ\text{C}$). Le funzioni di LAI, r e PLF assunte nello studio di sensibilità sono riportate in Figura 95.

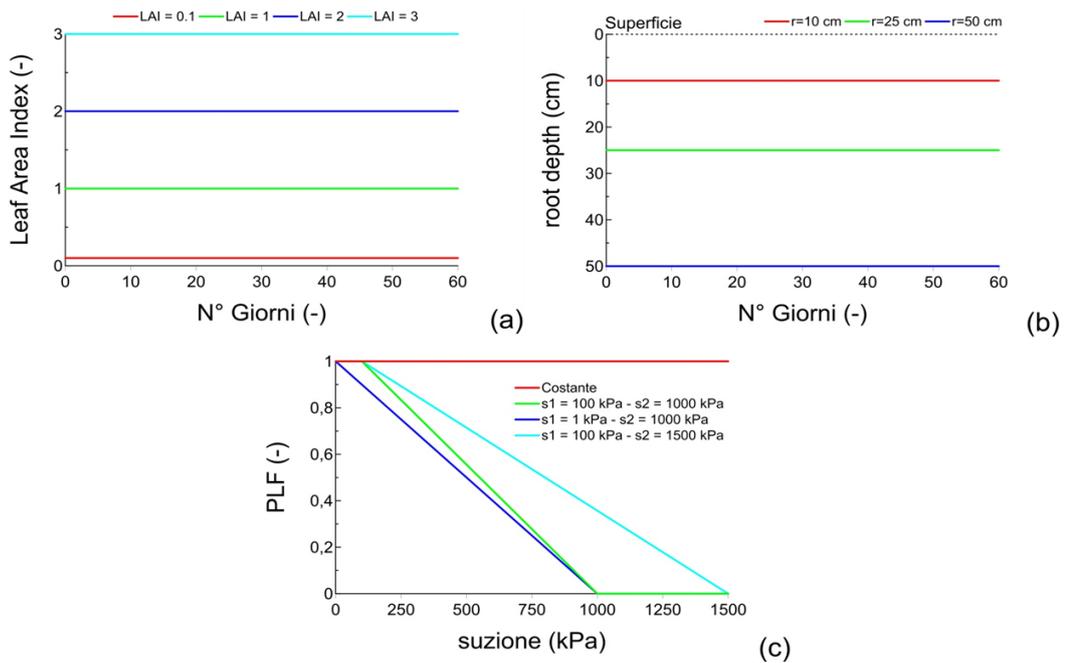


Figura 95: funzioni semplificate utilizzate per lo studio di sensibilità: indice di area fogliare LAI (a); profondità delle radici r (b); funzione di taglio PLF (c)

I risultati dello studio di sensibilità del LAI, di r e della PLF sono riportati rispettivamente in Figura 96, Figura 97 e Figura 98, in termini di evapotraspirazione giornaliera (a), evapotraspirazione giornaliera (b) e traspirazione giornaliera (c); inoltre è mostrata l'evoluzione dell'evapotraspirazione cumulata (d) e gli effetti sulla suzione alle profondità di 15 cm (e) e di 50 cm (f). Come confronto, in ogni figura sono presenti i risultati di un'analisi condotta a parità di proprietà del terreno, condizioni iniziali e condizioni al contorno in assenza di vegetazione.

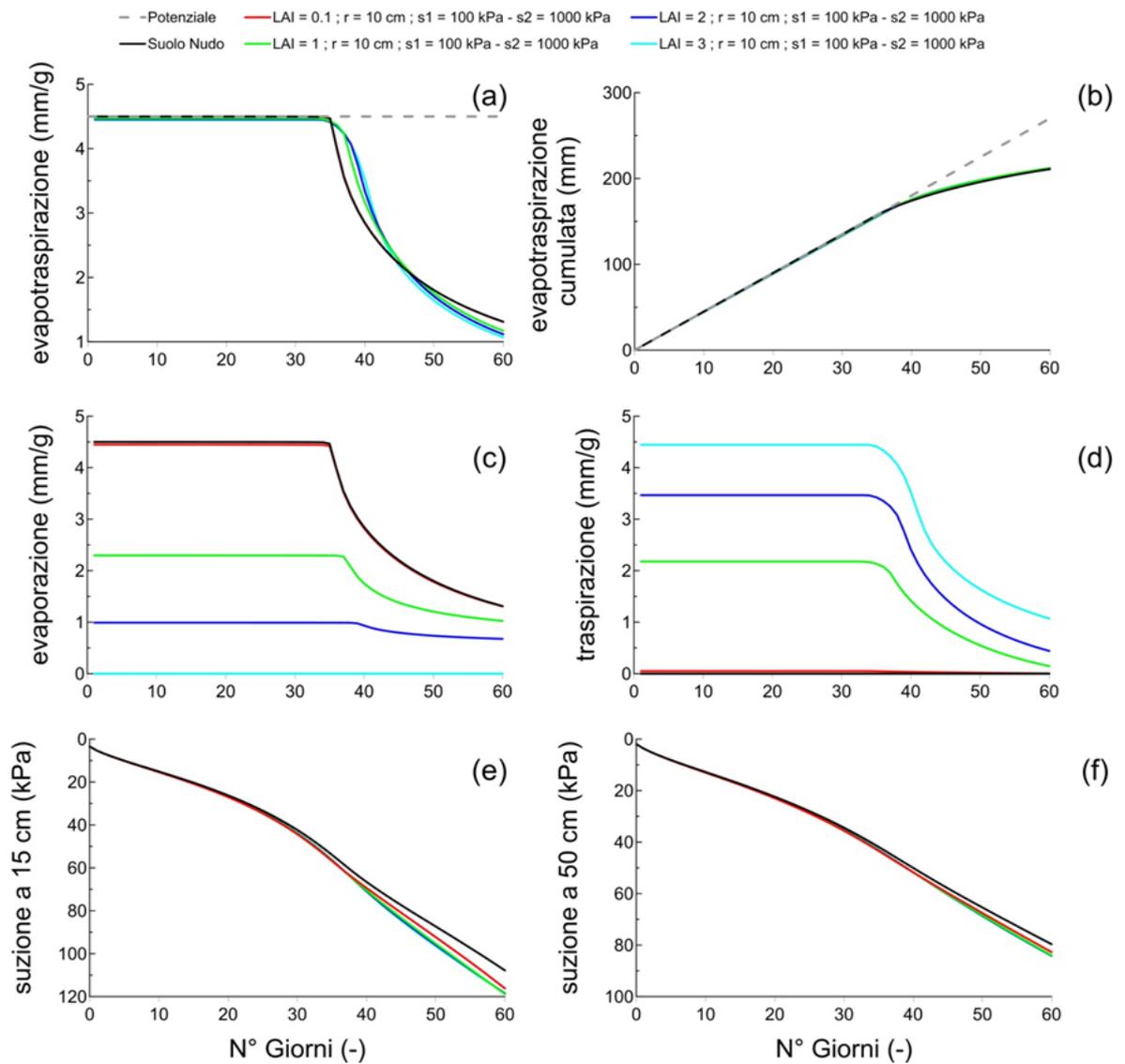


Figura 96: risultati delle simulazioni al variare del LAI: (a) evoluzione dell'evapotraspirazione; (b) evoluzione dell'evapotraspirazione cumulata; (c) evoluzione dell'evaporazione da suolo e (d) della traspirazione; (e, f) evoluzione di suzione rispettivamente alle profondità di 15 e 50 cm

L'incremento di LAI restituisce un aumento dell'aliquota traspirativa e una conseguente riduzione di quella evaporativa (Figura 96c, Figura 96d); ciononostante, la somma delle due aliquote (Figura 96a) risulta praticamente la stessa e di conseguenza i cumuli di evapotraspirazione non esibiscono significative variazioni al variare del LAI. Lo studio conferma inoltre che il caso di LAI = 0.1 coincide con il caso di suolo nudo. Infine, l'incremento di LAI non restituisce sostanziali differenze sulla previsione dei valori di suzione (Figura 96e, Figura 96f).

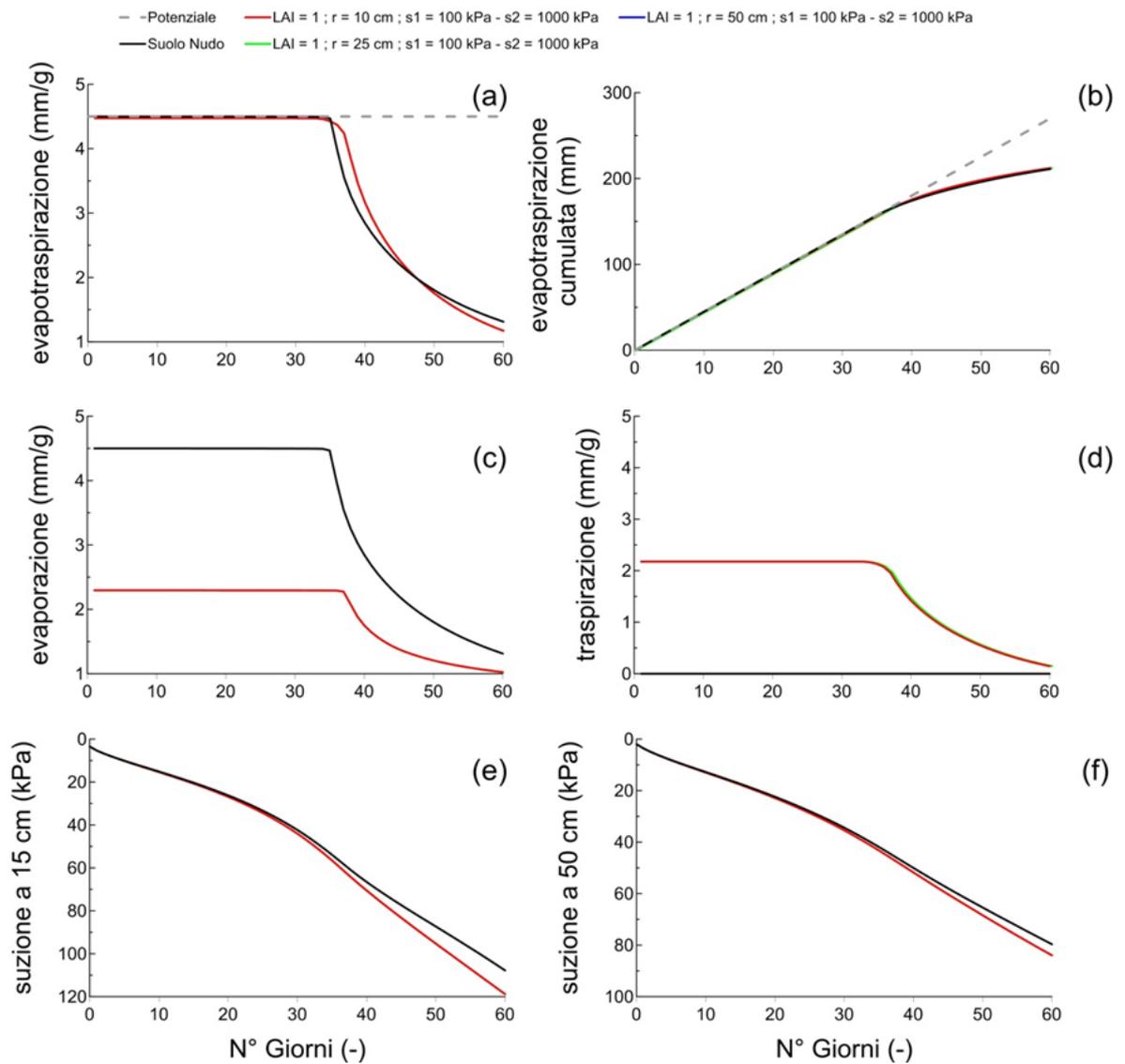


Figura 97: risultati delle simulazioni al variare di r : (a) evoluzione dell'evapotraspirazione; (b) evoluzione dell'evapotraspirazione cumulata; (c) evoluzione dell'evaporazione da suolo e (d) della traspirazione; (e, f) evoluzione di suzione rispettivamente alle profondità di 15 e 50 cm

L'incremento di r non produce alcuna variazione né sui flussi evapotraspirativi (Figura 97a, Figura 97b, Figura 97c, Figura 97d) né sulla previsione dei livelli di suzione (Figura 97e, Figura 97f).

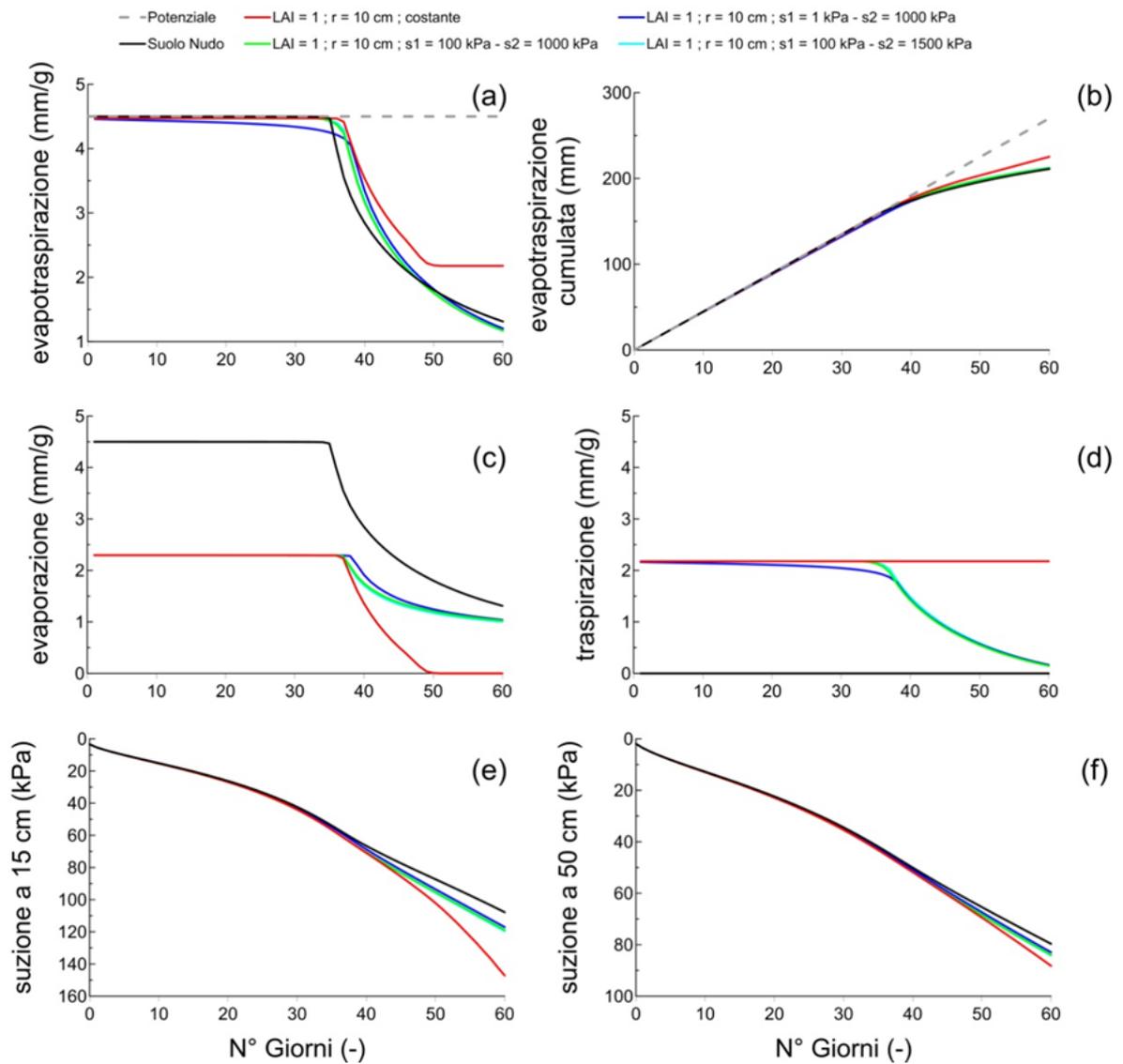


Figura 98: risultati delle simulazioni al variare del PLF: (a) evoluzione dell'evapotraspirazione; (b) evoluzione dell'evapotraspirazione cumulata; (c) evoluzione dell'evaporazione da suolo e (d) della traspirazione; (e, f) evoluzione di suzione rispettivamente alle profondità di 15 e 50 cm

Variazioni di PLF restituiscono previsioni differenti. In particolare l'incremento di s_2 (da 1000 a 1500 a infinito per il caso PLF = 1) consegna un aumento nell'evapotraspirazione giornaliera e cumulata (Figura 98a, Figura 98b). In particolare PLF = 1 costante (ovvero per traspirazione reale uguale alla traspirazione potenziale), lo strato di terreno rilascia più acqua in atmosfera e ciò induce un incremento anche della suzione in superficie (Figura 98e). Di contro, riduzioni di s_1 inducono una leggera riduzione di evapotraspirazione reale sin dai primi istanti delle analisi.

PARTE III INTERAZIONE IDRAULICA TRA UNA COLTRE PIROCLASTICA SUPERFICIALE ED IL SUBSTRATO

Se la caratterizzazione delle condizioni idrauliche al contorno superiore rappresenta un argomento molto in voga negli ultimi anni, lo stesso non può dirsi sul comportamento idraulico al bordo inferiore (la cosiddetta “condizione al contorno inferiore”). Lo studio delle condizioni al contorno inferiore infatti viene di solito considerato un problema di secondo ordine e spesso ignorato. In realtà si tratta di un argomento delicato in molti casi, soprattutto per i depositi superficiali e in particolare per quei depositi caratterizzati alla base da un brusco cambio delle proprietà idrauliche del suolo e per i quali la risposta locale del pendio ai flussi di acqua provenienti dai materiali sovrastanti è cruciale per la stabilità.

In generale una coltre piroclastica può trovarsi su di una formazione rocciosa integra (a), su un substrato di argilla (b) o su di una formazione rocciosa fratturata o su strati di pomice (c). Dal punto di vista idraulico, nel primo caso (coltre su roccia integra) la coltre poggia su di un substrato totalmente impermeabile; nel secondo caso (coltre su argilla) su un substrato costituito da materiali con vuoti di dimensioni più piccoli di quelli della coltre; nel terzo caso (coltre su formazioni rocciose altamente fratturate o su pomice) la coltre poggia su un substrato costituito da materiale con dimensioni dei vuoti ben più grandi di quelli della coltre. In particolare, quest’ultima condizione stratigrafica è tipica dei depositi piroclastici da caduta, costituiti da alternanze di ceneri vulcaniche relativamente sottili e pomice grossolane. In condizioni simili si dispongono anche altre formazioni.

L’obiettivo dei prossimi Capitoli è quello di dare dignità alla caratterizzazione della condizione al contorno inferiore riferendosi al caso particolare, ma non per questo poco diffuso, di ceneri piroclastiche che poggiano su uno strato di pomice. Lo studio è affrontato sia per via empirica attraverso prove in colonna di infiltrazione sia per via numerica e ha come suo obiettivo quello di definire le migliori condizioni al contorno inferiore da adottare nelle analisi numeriche.

7 INQUADRAMENTO FISICO-TEORICO DEL PROBLEMA

I fenomeni idraulici che si verificano al contatto tra terreni parzialmente saturi caratterizzati da differenti dimensioni dei vuoti sono stati ampiamente studiati in passato con particolare riferimento al caso di sistemi in terra realizzati per il contenimento delle acque inquinanti attraverso pareti impermeabili. In condizioni di parziale saturazione si è osservato che terreni a grana grossa posti a contatto con terreni a grana fine costituiscono dal punto di vista idraulico una barriera capace di inibire il flusso e di confinare le sostanze inquinanti. Il sistema risulta efficace solo se la quantità di acqua infiltrata è inferiore all'effetto combinato di evapotraspirazione e drenaggio laterale.

Questo speciale comportamento idraulico può essere adottato anche per migliorare le condizioni di stabilità dei versanti riducendo l'infiltrazione e mantenendo negativa la pressione interstiziale dell'acqua nel pendio (Rahardjo et al., 2012). L'effetto barriera può essere sostenuto fintantoché la suzione all'interfaccia terreno a grana grossa-terreno a grana fine si mantenga ad un valore maggiore del valore di ingresso d'acqua del terreno a grana grossa. Per questo motivo un'appropriata selezione dei materiali ha un ruolo determinante (Rahardjo et al., 2007). Tuttavia, in depositi naturali parzialmente saturi caratterizzati da una stratigrafia inversa, costituita cioè da uno strato di materiale fine posto su uno a grana grossa (ad esempio cenere vulcanica su pomici), l'effetto barriera può favorire l'accumulo di acqua all'interno dello strato superficiale (Khire et al., 2000) inducendo un effetto contrario, ossia favorendo una riduzione, piuttosto che un incremento delle condizioni di stabilità della coltre (Porro, 2001).

7.1 Revisione di alcuni lavori scientifici in riferimento alle coltri piroclastiche della Campania

Gli studi intrapresi dopo l'evento catastrofico di Sarno (Cascini et al., 2005; Cascini et al., 2013) e altri eventi simili che si sono verificati nella stessa area negli anni successivi (Olivares e Picarelli, 2003; Pagano et al., 2010) si sono focalizzati sulla caratterizzazione dei processi idrologici e meccanici che portano all'instabilità, argomento fino ad allora trascurato. Diversi studi hanno dimostrato che il collasso di un pendio può avvenire all'interno di strati sottili di pomici o all'interfaccia cenere-pomice, arrivando alla conclusione che il collasso sia una conseguenza della saturazione proprio dello strato di pomice. Tuttavia, alcuni recenti esperimenti hanno fornito un'interpretazione del tutto diversa del fenomeno.

Olivares e Tommasi (2008) hanno mostrato i risultati di prove di infiltrazione condotte in un modello in scala di pendio (spessore = 20 cm), costituito da ceneri vulcaniche e da uno strato intermedio di pomici dello spessore di 4 cm. Entrambi i materiali, ricostituiti ad una porosità rispettivamente di 75% e 72%, si trovano in condizione di parziale saturazione. Attraverso il monitoraggio della suzione, gli Autori hanno osservato che l'avanzamento del fronte umido risulti fortemente influenzato dall'intercalazione di pomici che causa un ri-

tardo nella risposta dello strato inferiore (Figura 99). Ulteriori dati su questi e altri esperimenti sono stati forniti da Damiano et al. (2015).

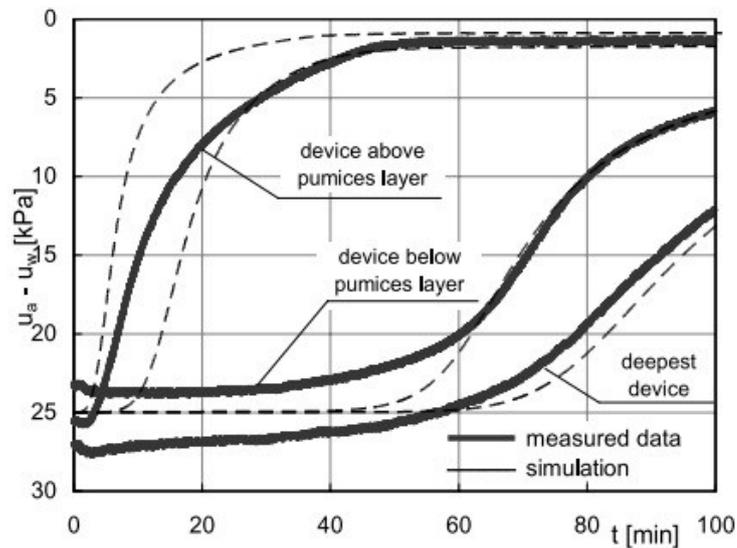


Figura 99: evoluzione di suzione durante una prova di infiltrazione su un modello in scala di pendio (Oliveres e Tommasi, 2008).

Sullo stesso argomento, riscontri interessanti sono stati forniti da Mancarella et al. (2012). Gli Autori hanno sottolineato, attraverso prove di laboratorio in colonna di infiltrazione e simulazioni condotte risolvendo l'equazione di Richards in condizioni 2D, la duplice risposta idraulica che può esibire uno strato di pomice sul quale poggia una copertura di ceneri a granulometria più fine. Mancarella et al. (2012) hanno mostrato che lo strato di pomici può inibire il drenaggio (condizione di contatto praticamente impermeabile) per bassi valori del grado di saturazione e consentirlo quando le pomici sono praticamente sature (condizione di contatto di drenaggio libero). Sulla base di tali considerazioni, gli Autori hanno reinterpretato l'evento di Sarno, assumendo che la causa del collasso sia da attribuire alla saturazione dello strato superficiale di ceneri, favorita dalla presenza alla base di pomici parzialmente sature.

Infine, basandosi sull'interpretazione dei risultati sperimentali di un'ampia campagna di indagine condotta sul pendio di Monteforte Irpino, Pirone et al., (2015) hanno riscontrato che il fronte umido è in grado di attraversare il bordo inferiore (interfaccia cenere-roccia fratturata) durante l'anno idrologico solo da gennaio a maggio mentre nei restanti mesi il flusso risulta essenzialmente parallelo alla zona superiore della roccia fratturata. Gli Autori assumono che il flusso d'acqua attraverso l'interfaccia cenere-roccia fratturata avvenga allo stato liquido, se le fratture sono riempite da terreno, e allo stato di vapore, se le fratture risultano vuote.

7.2 Considerazioni teoriche sul rapporto di impedenza idraulica al contatto tra materiali parzialmente saturi caratterizzati da diversa granulometria

Le evidenze sperimentali riassunte ai paragrafi precedenti suggeriscono che il brusco cambiamento di granulometria all'interfaccia tra due tipici terreni piroclastici, quali cenere vulcanica e pomice, induce un'impedenza idraulica, $I=k_{GG}/k_{GF}$ (dove k_{GG} e k_{GF} rappresentano rispettivamente la permeabilità del materiale a grana grossa e di quello a granulometria più fine), che può influenzare in maniera significativa il flusso d'acqua, mostrando effetti inattesi in funzione del grado di saturazione corrente.

Per una caratterizzazione preliminare di questo comportamento idraulico, sono stati selezionati due tipici terreni piroclastici della Campania (ceneri vulcaniche, Nicotera et al., 2010; pomici, Damiano et al., 2012) per i quali sono ben note le proprietà idrauliche (curva di ritenzione e di permeabilità). La conoscenza delle curve di permeabilità ha consentito di ricavare l'impedenza idraulica (I) in funzione della suzione. Figura 100 mostra le curve di ritenzione (Figura 100a), di permeabilità (Figura 100b) e l'impedenza idraulica (Figura 100c) di questi due materiali.

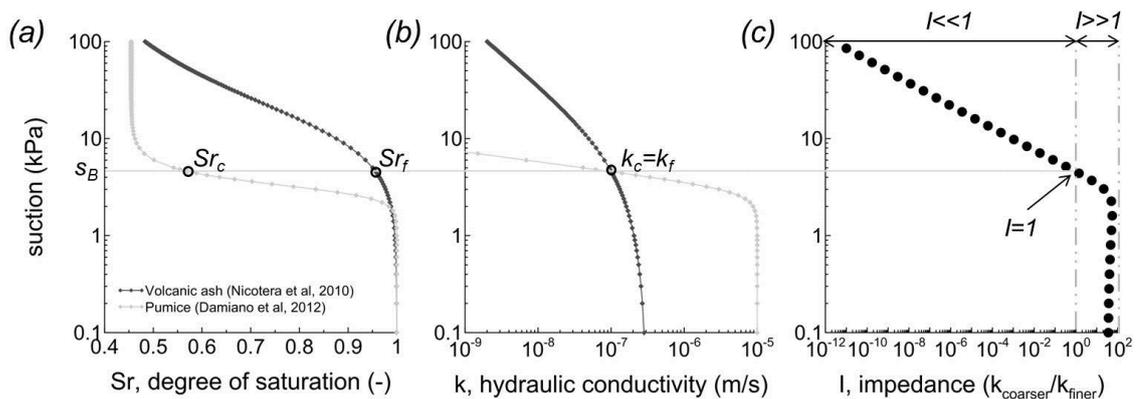


Figura 100: (a) curve di ritenzione e (b) curve di permeabilità di due tipici terreni piroclastici della Campania; (c) rapporto di impedenza idraulica

Per valori di suzione di matrice, $u_a - u_w$, vicino a 0 (<2 kPa), la permeabilità delle pomici risulta molto maggiore di quella delle ceneri vulcaniche ($I>1$). Tuttavia, quando la permeabilità delle pomici supera i 2 kPa, l'impedenza I si riduce rapidamente raggiungendo l'unità per $(u_a - u_w) \approx 4$ kPa, riducendosi di quattro ordini di grandezza a 10 kPa e di dieci ordini di grandezza a 100 kPa. Vale la pena sottolineare che poche decine di kPa sono sufficienti a rendere la permeabilità dei materiali a grana grossa di diversi ordini di grandezza inferiore rispetto a quella dei materiali più fini (vedi Figura 100b).

Il rapporto di impedenza può avere una notevole influenza sul comportamento idraulico di sistemi geotecnici stratificati (ceneri su pomici) sottoposti a processi di imbibizione dall'alto verso il basso. Secondo Stormont e Anderson (1999), lo strato a grana grossa può agire come una vera e propria barriera al flusso d'acqua, nota in letteratura come "barriera capillare" (Shackelford et al. 1994; Khire et al. 2000; Tidwell et al. 2003; Yang et al. 2004)

se il suo contenuto d'acqua risulti abbastanza al di sotto del valore di saturazione. La condizione di barriera capillare persiste finché la suzione non raggiunge un valore di soglia (s_b), che segna la rottura della barriera idraulica e l'ingresso di acqua nello strato a granulometria più grossolana. Stormont e Anderson (1999) identificano il valore di suzione di rottura della barriera capillare con il valore in corrispondenza del quale la permeabilità dei due materiali a contatto coincide ($I=1$); tale valore coincide approssimativamente al valore di suzione di ingresso d'aria del terreno più fine.

Il processo idraulico descritto è reversibile, nel senso che una barriera capillare può ripristinarsi qualora il grado di saturazione all'interfaccia si riduca (per effetto di fenomeni di evapotraspirazione e/o drenaggio laterale) e, di conseguenza, la suzione si incrementi. Il livello di suzione a partire dal quale nello strato più grossolano non si verifica drenaggio è noto come "suzione di ripristino" (s_r).

Il comportamento a barriera capillare può essere descritto anche a livello microscopico attraverso alcune semplici considerazioni di equilibrio idraulico in condizioni idrostatiche all'interfaccia tra due strati a diversa granulometria (Lu e Likos, 2004).

Figura 101 mostra una rappresentazione della zona di contatto tra un materiale a grana fine sovrainposto ad un materiale a grana grossa. I due materiali sono schematizzati attraverso un tubo capillare di raggio variabile. I raggi r_1 ed r_2 (con $r_1 \ll r_2$) sono rappresentativi rispettivamente delle dimensioni medie dei pori dello strato di terreno a grana fine e dello strato di terreno a grana grossa. La zona di transizione tra il terreno a grana fine ed il terreno a grana grossa è schematizzata da un raggio variabile (r_{trans} con $r_1 < r_{trans} < r_2$).

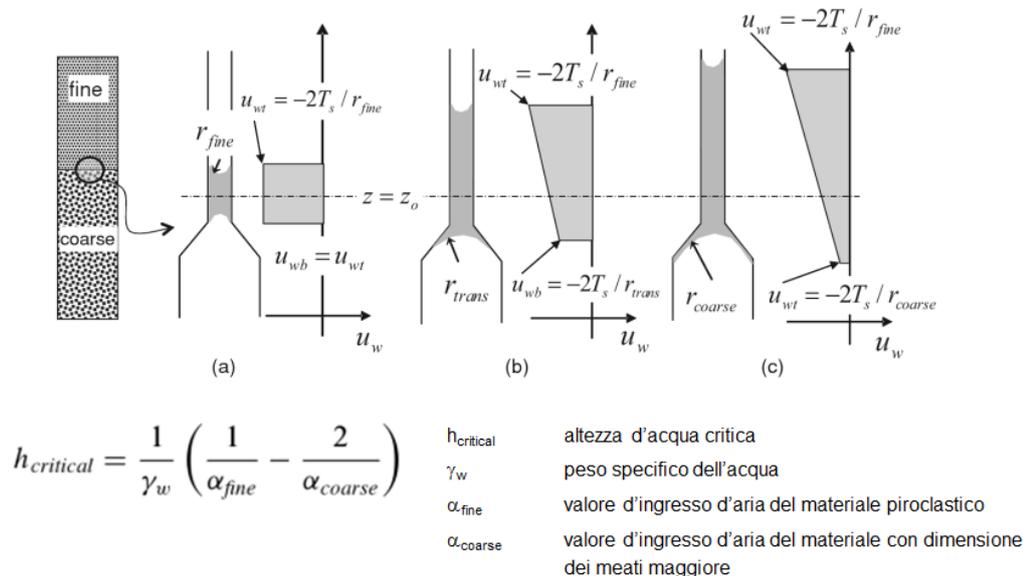


Figura 101: Equilibrio idrostatico dell'acqua capillare all'interfaccia tra materiale piroclastico e materiale con dimensione dei meati maggiore: (a) strato sottile d'acqua in sospensione; (b) strato intermedio d'acqua in sospensione; (c) strato d'acqua alla soglia della rottura della barriera (modificato da Lu e Likos, 2004)

Nell'ipotesi che l'angolo di contatto solido-liquido sia nullo ($\alpha=0$) e che l'aria sia a pressione atmosferica ($u_a=0$), l'equilibrio idraulico tra due punti A e B, posti rispettivamente

sulla faccia superiore e sulla faccia inferiore della lente d'acqua in sospensione, è garantito soltanto se lo spessore della lente è praticamente infinito (Figura 101a). Infatti, la pressione della fase liquida u_{w1} , in un punto dell'interfaccia aria-acqua-solido nel terreno a grana fine (sia esso al bordo superiore o al bordo inferiore), vale:

$$u_{w1} = -2T_s / r_1 = u_{wA} = u_{wB} \quad Eq.111$$

dove T_s è la tensione superficiale. Uguagliando le quote piezometriche nei punti A ed A' si ha $z_A \cdot \gamma_w + u_{wA} = z_B \cdot \gamma_w + u_{wB}$ e di conseguenza $z_A = z_B$.

All'aumentare dello spessore della lente d'acqua, per effetto di apporti d'acqua dalla superficie del terreno, la differenza di quota geodetica tra il punto A ed il punto B è equilibrata in virtù del fatto che la lente d'acqua penetra nella zona di transizione e che quindi la pressione della fase liquida nel punto B si incrementa (Figura 101b):

$$h_w \cdot \gamma_w = (z_A - z_B) \cdot \gamma_w = u_{wB} - u_{wA} = \frac{2T_s}{r_{trans}} - \frac{2T_s}{r_1} \quad Eq.112$$

Quando la pressione della fase liquida nel punto B uguaglia la pressione di ingresso d'acqua dello strato a grana grossa, il fronte umido si approfondisce all'interno dello strato a grana grossa e quindi si ha la rottura della barriera idraulica tra i due materiali (Figura 101c):

$$h_c \cdot \gamma_w = \frac{2T_s}{r_2} - \frac{2T_s}{r_1} \quad Eq.113$$

dove h_c è l'altezza critica o di rottura della barriera capillare. A partire da questa condizione di equilibrio, il flusso d'acqua penetra all'interno dello strato a grana grossa. Tale condizione persiste se:

$$h_c \cdot \gamma_w \geq \frac{2T_s}{r_2} - \frac{2T_s}{r_1} \quad Eq.114$$

8 PROVE IN COLONNA DI INFILTRAZIONE

8.1 Critica alle prove in colonna d'infiltrazione presenti in letteratura

Al fine di interpretare le condizioni di flusso che si attivano in mezzi stratificati parzialmente saturi a diversa granulometria, sono state condotte alcune prove di infiltrazione in condizioni controllate di laboratorio. La stratigrafia indagata è costituita da uno strato di cenere posto su uno strato di pomice. Lo scopo delle prove è quello di caratterizzare l'interazione idraulica tra i due strati in condizioni di infiltrazione 1D.

Zornberg et al. (2010) hanno realizzato un importante lavoro di revisione di letteratura delle principali prove in colonna di infiltrazione condotte per caratterizzare il comportamento idraulico di interfaccia in mezzi stratificati parzialmente saturi costituiti da uno strato a grana fine che poggia su uno strato di materiale a grana grossa o su uno strato di geotessile. Gli Autori hanno osservato che in generale le prove in colonna di infiltrazione si possono dividere in funzione della condizione al contorno superiore imposta in: prove a flusso costante (McCartney et al., 2005; Stormont et al., 2008; McCartney e Zornberg, 2010) e prove a carico costante (Bathurst et al., 2007, 2009; Siemens e Bathurst, 2010). Le prove a flusso costante avvengono solitamente con un flusso minore della permeabilità satura del materiale a granulometria più fine; le prove a carico costante al contrario sono condotte imponendo al bordo superiore una condizione di lama d'acqua ($u_a - u_w = 0$) ovvero una condizione di infiltrazione massima potenziale.

In Figura 102 sono mostrati i risultati di una prova in colonna di infiltrazione a flusso costante ($q/k_{sat} \approx$) eseguita da McCartney et al. (2005). La colonna di infiltrazione (altezza = 750mm) è stata riempita con un'argilla a bassa plasticità posizionata su uno strato di geotessile. La colonna è stata strumentata con delle sonde TDR a diverse profondità per registrare i valori di contenuto volumetrico d'acqua che si attivano durante l'approfondimento del fronte umido.

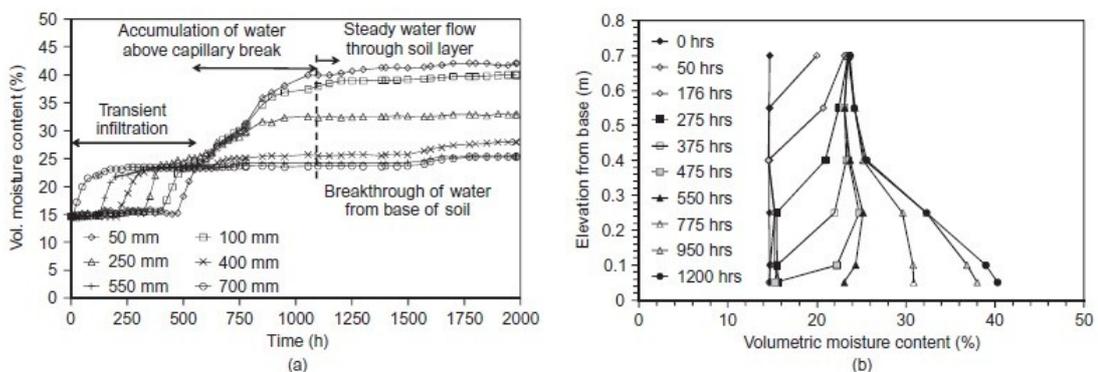


Figura 102: risultati di una prova di infiltrazione a flusso costante: (a) evoluzione del contenuto d'acqua a diverse profondità; (b) isocrone di contenuto d'acqua (McCartney et al., 2005)

L'argilla risulta inizialmente asciutta, con contenuto d'acqua lungo l'intero profilo pari a circa il 15%. A seguito dell'erogazione d'acqua, un fronte umido avanza all'interno dello strato di terreno posto nella parte superiore. All'approfondirsi di questo fronte umido, le sonde TDR registrano un incremento di contenuto d'acqua fino ad un valore del 24%. Una volta che il fronte umido ha raggiunto l'interfaccia argilla-geotessile, l'acqua non riesce a penetrare immediatamente nello strato di geotessile e si accumula all'interfaccia, inducendo un incremento di contenuto d'acqua nella zona inferiore dello strato di argilla. Tale processo persiste finché il contenuto d'acqua non raggiunge un valore di circa il 40%, prossimo al valore di saturazione. La suzione corrispondente a tale valore di contenuto d'acqua rappresenta la suzione di rottura della barriera capillare. Una volta svanita la barriera idraulica, il sistema argilla-geotessile è libero di drenare. Il drenaggio avviene in condizioni stazionarie (non si osservano ulteriori variazioni del contenuto d'acqua lungo la colonna).

Figura 103 mostra i risultati di due prove di infiltrazione a carico costante condotte da Bathurst et al. (2007). La colonna di infiltrazione (altezza = 2150mm) è stata riempita in entrambe le prove con uno strato di sabbia; tuttavia nella seconda prova a metà altezza della colonna è stato posizionato uno strato di geotessile. La colonna è stata strumentata, a diverse profondità, con dei tensiometri e delle sonde di conducibilità per registrare rispettivamente i valori di suzione e i valori di contenuto volumetrico d'acqua che si attivano durante l'approfondimento del fronte umido.

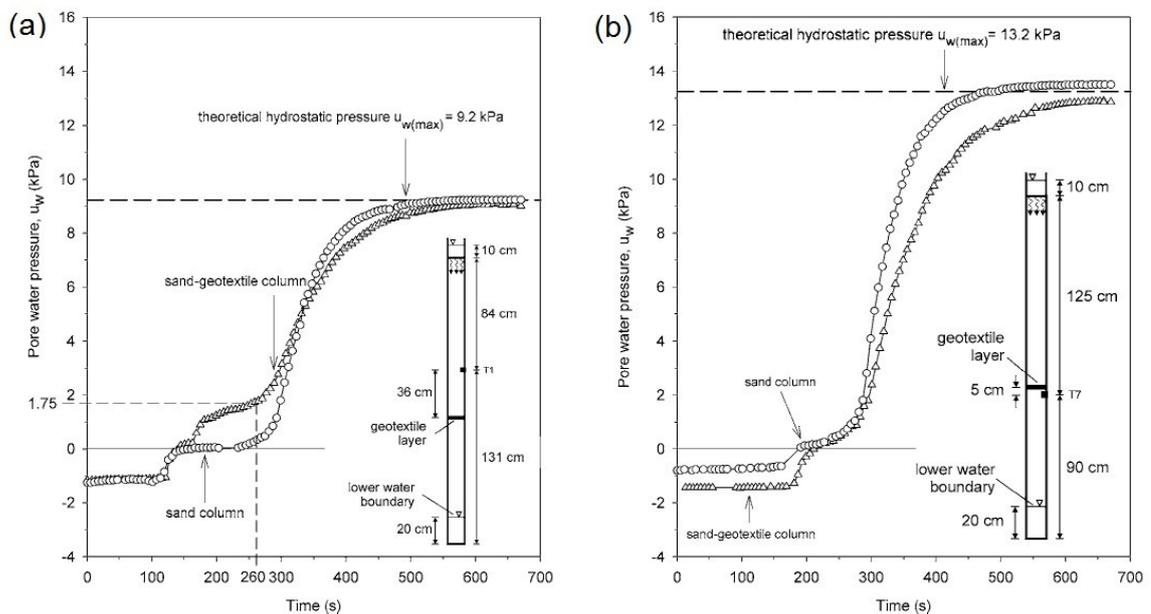


Figura 103: risultati di prove di infiltrazione a carico costante: (a) evoluzione della suzione registrata 36cm al di sopra dello strato di geotessile; (b) evoluzione della suzione registrata 5cm al di sotto dello strato di geotessile (Bathurst et al., 2007).

I risultati delle prove indicano una differente risposta delle due configurazioni stratigrafiche all'avanzare del fronte umido. In particolare, le misure di suzione nel caso della configurazione sabbia-geotessile-sabbia suggeriscono la presenza di un accumulo di acqua al di

sopra dell'interfaccia sabbia-geotessile rispetto al caso di sola sabbia (Figura 103a); inoltre, le misure di suzione al di sotto dell'interfaccia geotessile-sabbia consentono di riscontrare un ritardo nell'approfondimento del fronte umido attraverso gli strati di terreno (Figura 103b).

8.2 Sperimentazione presso il laboratorio di geotecnica del DICEA

Al fine di studiare la risposta idraulica di una sequenza stratigrafica cenere-pomice durante l'avanzamento di un fronte umido in condizioni 1D, è stata condotta una sperimentazione mirata attraverso una colonna di infiltrazione ideata e realizzata nel laboratorio di geotecnica del DICEA.

L'obiettivo principale è quello di caratterizzare le condizioni idrauliche che si attivano all'interfaccia cenere-pomice durante l'approfondimento del fronte umido. Tale conoscenza risulta estremamente utile nella definizione delle condizioni idrauliche da adottare al bordo inferiore delle ceneri durante le simulazioni numeriche.

8.3 Descrizione della colonna d'infiltrazione

La colonna di infiltrazione (Figura 104) è costituita da due cilindri di plexiglas sovrapposti, aventi diametro di 14 cm. Il cilindro superiore (altezza = 50 cm) è riempito con uno strato di cenere vulcanica, quello inferiore (altezza = 13 cm) con uno strato di pomici. Tra i due cilindri è interposta una rete metallica a maglia larga che ha il compito di mantenere separati i due materiali. Il cilindro inferiore è posizionato su di un disco in plexiglass forato che consente il drenaggio verticale.

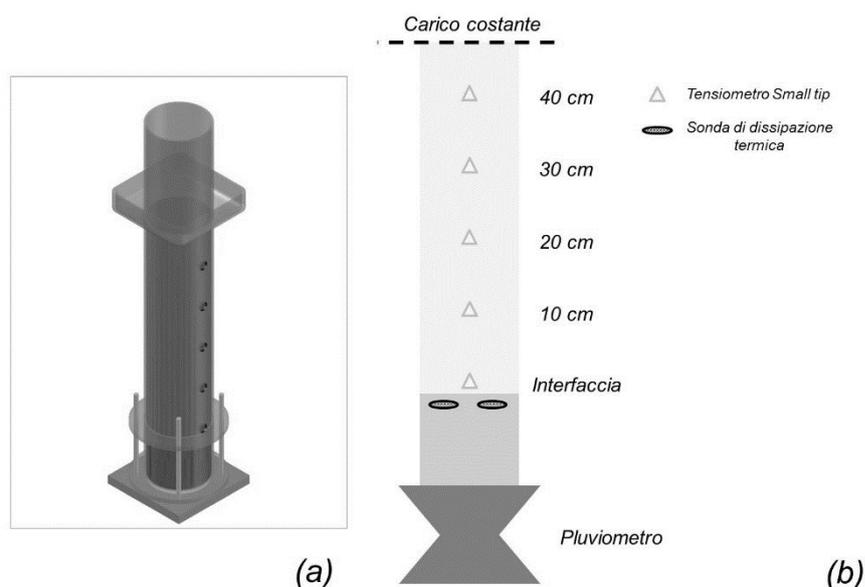


Figura 104: colonna di infiltrazione (a) e rappresentazione schematica della strumentazione (b)

La colonna di infiltrazione è opportunamente strumentata per registrare:

- (a) il progressivo avanzamento del fronte umido nello strato di cenere: esso è registrato attraverso 5 tensiometri small-tip, installati ad intervalli di 10 cm; il sensore più profondo è posto in prossimità dell'interfaccia con le pomici;
- (b) l'istante in corrispondenza del quale il fronte umido attraversa l'interfaccia cenere -pomice: questo viene segnalato da due sonde di dissipazione termiche, poste all'interno dello strato di pomice, in prossimità dell'interfaccia con le ceneri;
- (c) la quantità di acqua drenata dalla colonna: essa viene registrata attraverso un pluviometro situato alla base dello strato di pomici.

Tutti gli strumenti (tensiometri, sonde dissipazione termiche e pluviometro) sono collegati ad un datalogger CR1000. I dati sono acquisiti con una frequenza di 1 minuto.

Attraverso un erogatore viene fornita acqua alla parte superficiale della colonna. La portata erogata risulta tuttavia di gran lunga superiore rispetto alla capacità di assorbimento del campione: l'acqua in eccesso è quindi rimossa di continuo in modo da mantenere costante il carico idraulico sulla superficie del terreno posto nel cilindro superiore.

Una telecamera posizionata in corrispondenza dell'interfaccia tra la cenere vulcanica e lo strato di pomici ha lo scopo di registrare l'avanzamento del fronte umido e di validare l'istante in corrispondenza del quale il fronte umido attraversa l'interfaccia cenere-pomice ottenuto attraverso le sonde di dissipazione termiche.

8.4 Breve descrizione dei terreni studiati

Le prove in colonna d'infiltrazione sono condotte studiando l'avanzamento del fronte umido in due diverse ceneri vulcaniche, oggetto di precedenti studi, poste a contatto con uno strato monogranulare di pomici provenienti dal campo sperimentale di Monteforte Irpino (Papa, 2007). In Figura 105 sono riportate le curve granulometriche di questi terreni. La curva grigia rappresenta il terreno numero 6 presente nella sequenza stratigrafica di Monteforte Irpino descritta da Nicotera et al. (2010). Si tratta dello stesso materiale del modello fisico. Vale la pena ricordare che tale materiale è molto simile per distribuzione granulometrica e per proprietà intrinseche al materiale interessato dalla frana di Nocera del 4 Marzo 2005 (Pagano et al., 2010). La curva nera rappresenta invece la cenere vulcanica B presente nella sequenza stratigrafica di Cervinara, descritta da Damiano et al. (2012) ed interessata dall'evento di frana occorso il 16 Dicembre 1999 (Olivares e Picarelli, 2003).

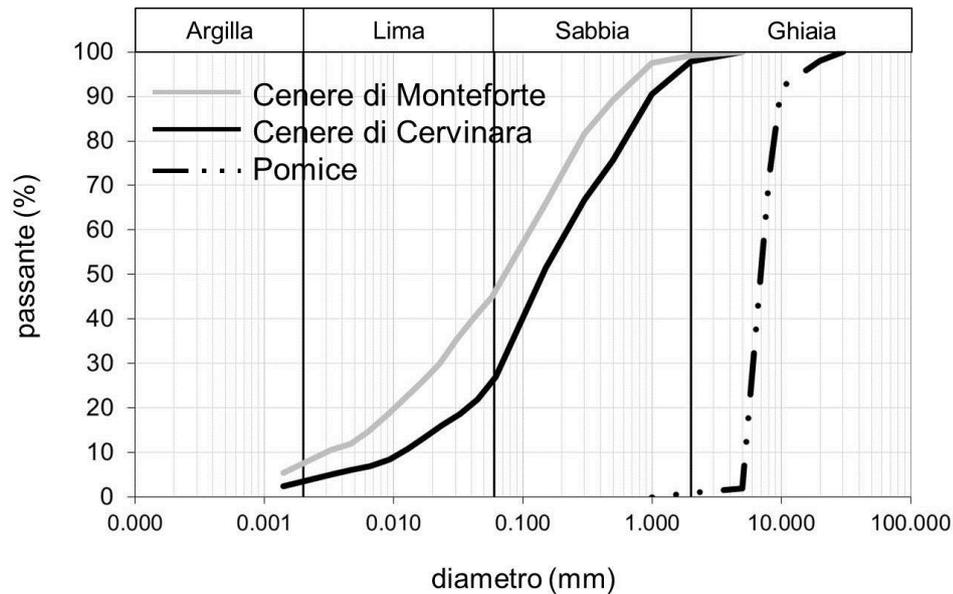


Figura 105: curve granulometriche dei terreni studiati

In Tabella 15 sono riportate le principali proprietà fisiche dei terreni messi in opera.

Tabella 15: principali proprietà fisiche dei terreni studiati

	d_{10} (mm)	U (-)	γ_s (g/cm ³)	n (%)
ceneri di Monteforte Irpino	0.002	50	2.656	71
ceneri di Cervinara	0.01	20	2.636	70
pomici	5	1.4	1.950	75

Le ceneri vulcaniche sono state poste in opera attraverso la tecnica della deposizione pluviale al fine di riprodurre valori di densità ($n=70-71\%$) simili a quelli osservati in sito; la porosità delle pomice ($n=75\%$) è invece leggermente maggiore.

La procedura di prova adottata consiste in una prima fase di somministrazione idrica della durata di 24 ore, seguita da una fase di interruzione della somministrazione anch'essa della durata di 24 ore. In tutte le prove, lo strato di cenere vulcanica è stato ricondizionato al fine di ottenere una suzione iniziale di circa 40-45kPa lungo l'intera colonna. Questi valori di suzione corrispondono ai valori medi tipicamente osservati in sito all'inizio del periodo autunnale che è anche l'inizio della stagione piovosa.

8.5 Risultati delle prove in colonna di infiltrazione

Prova n° 1: cenere vulcanica di Monteforte Irpino su strato di pomice

Nella prova n°1 la parte superiore della colonna è stata riempita con le ceneri di Monteforte Irpino. Figura 106 mostra i principali risultati della prova.

Figura 106a mostra l'evoluzione di suzione ad ogni profondità strumentata, durante la fase di somministrazione idrica. Quando il fronte umido raggiunge i diversi tensiometri, la suzione, che inizialmente è compresa tra valori di 40 e 45 kPa, inizia rapidamente a ridursi; in un intervallo temporale molto breve (decine di minuti), la suzione raggiunge circa il 10% del suo valore iniziale; successivamente il processo rallenta sebbene esso rimanga comunque abbastanza rapido. Il progressivo approfondimento del fronte umido è mostrato chiaramente in Figura 106b, la quale fornisce una descrizione spaziale del fenomeno.

Le sonde di dissipazione termiche non registrano nessuna variazione significativa quando la parte superiore dello strato di pomici non è raggiunta dal fronte umido. Il tensiometro più profondo inizia a registrare una riduzione dopo 225' dall'inizio della prova; tuttavia una riduzione di variazione di temperatura nelle sonde è registrata soltanto successivamente, per valori di suzione leggermente maggiore di zero ($t_A = 286'$ per la sonda 1; $t_B = 290'$ per la sonda 2). La riduzione di variazione di temperatura indica che il fronte umido ha attraversato l'interfaccia cenere-pomice ed è penetrato all'interno dello strato di pomici. I valori di suzione misurati dal tensiometro più profondo agli istanti t_A e t_B sono rispettivamente 1.4kPa e 1.2kPa. Ad ulteriore conferma di tali risultati, si registra un flusso cumulato solo dopo che il fronte umido è penetrato all'interno dello strato di pomici raggiungendo il suo fondo. Ciò si verifica 26-30 minuti dopo la rottura della barriera capillare e 316' (t_D) dopo l'inizio della prova (Figura 106a).

Nella prima fase successiva all'interruzione della somministrazione idrica, che inizia 1440' dopo l'inizio della prova, si registra ancora un flusso dal fondo dello strato di pomici. Tale flusso si arresta completamente per $t_{ED} = 2346'$ (Figura 106a). Le isocrone di suzione registrate durante la fase di interruzione di somministrazione idrica (Figura 106c) mostrano un'iniziale rotazione intorno al valore di suzione registrato dal tensiometro più profondo, dovuta all'aumento di suzione negli strati più superficiali, e una successiva traslazione, quando l'aumento di suzione coinvolge anche gli strati più profondi. Il valore di suzione in corrispondenza del quale la condizione al contorno all'interfaccia cenere-pomice diventa nuovamente impermeabile, ripristinando così la barriera capillare, può essere convenzionalmente associata all'istante in cui il flusso dal fondo si arresta ($s_R = 1.5\text{kPa}$).

Prova n° 2: cenere vulcanica di Cervinara su strato di pomici

Figura 107 mostra i risultati della prova n°2.

In questa prova il fronte umido avanza più velocemente rispetto al caso precedente (Figura 107a), raggiungendo prima lo strato di pomici (196'). Questo è probabilmente dovuto alla maggiore dimensione dei pori esibita dalla cenere di Cervinara (Figura 105). Inoltre, la riduzione di suzione attraverso la colonna è più graduale di quella registrata nella prova precedente (Figura 107b). La rottura della barriera capillare avviene 196' dopo l'inizio della prova, quando la suzione all'interfaccia è circa 3.2 kPa, un valore maggiore rispetto a quel-

lo desunto nella prova n° 1. Il fronte umido raggiunge il fondo dello strato di pomici per $t_D=292'$ (Figura 107a).

Il flusso d'acqua dal fondo si arresta per $t_{ED}=2533'$. Le isocrone di suzione registrate durante le due fasi della prova (somministrazione idrica ed interruzione) (Figura 107b,c) presentano andamenti analoghi a quelli osservati durante la prova n°1. La barriera capillare si ripristina per un valore di suzione s_R di circa 2 kPa.

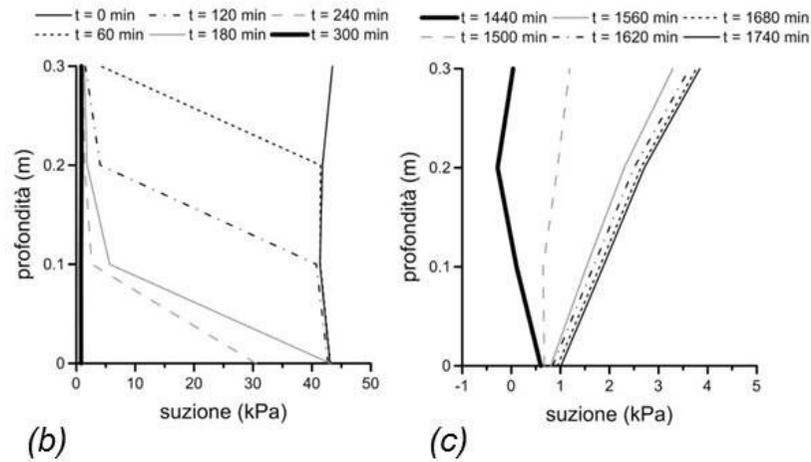
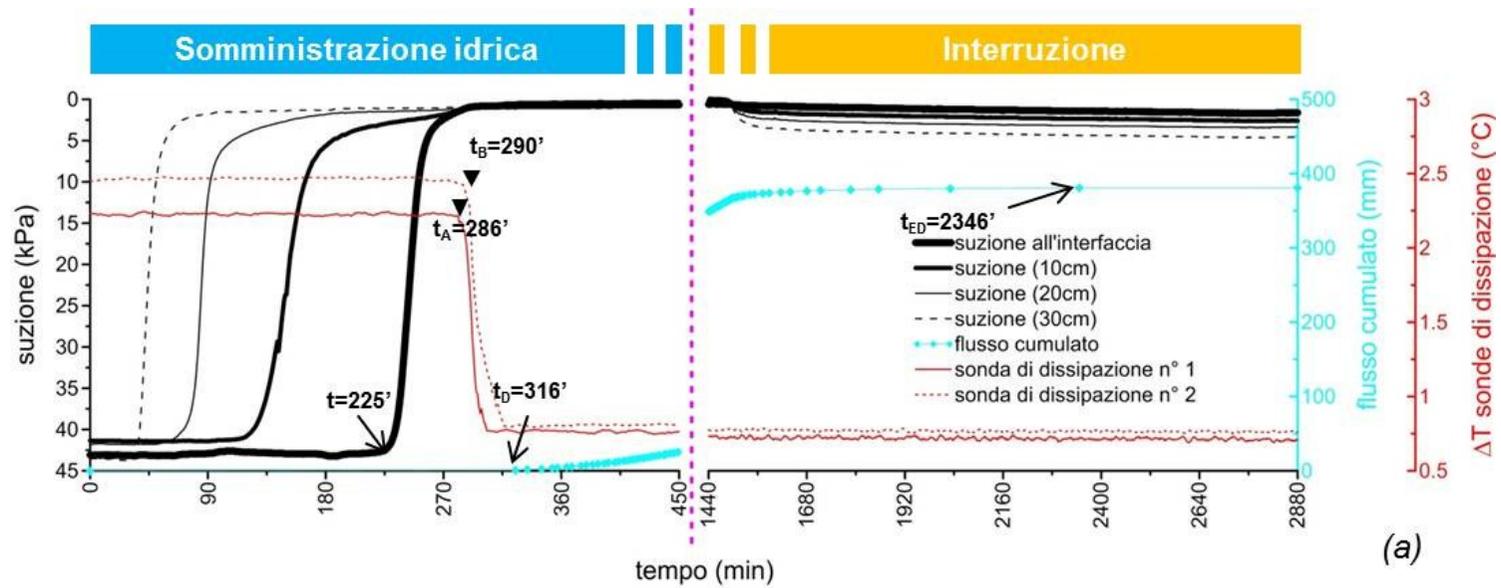
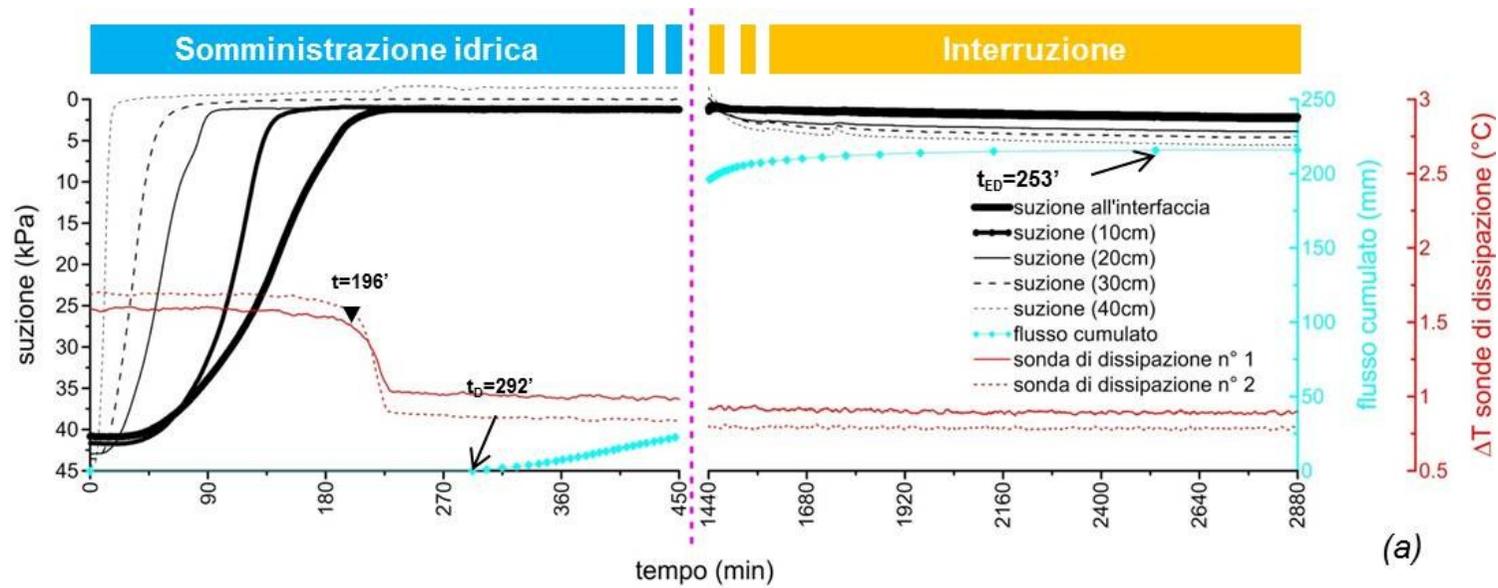
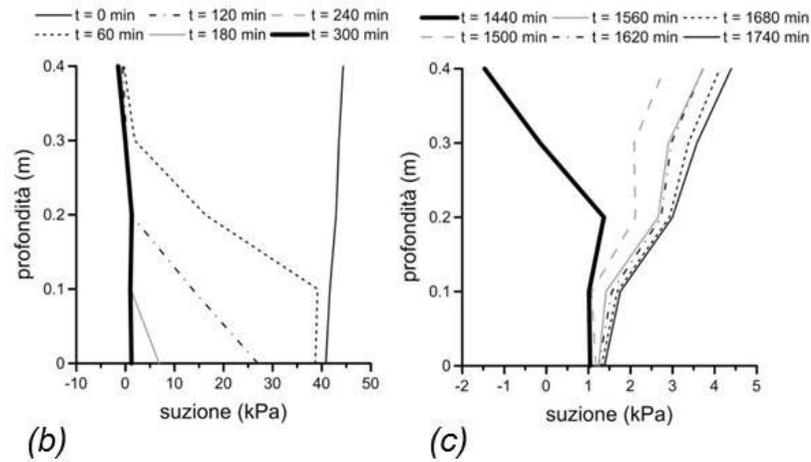


Figura 106: principali risultati della prova n° 1: (a) evoluzione di suzione a diverse profondità, di flusso cumulato attraverso pomici e di variazione di temperatura all'interno delle pomici; isocrone (b) di suzione durante la fase di somministrazione idrica e (c) quella di interruzione



(a)



(b)

(c)

Figura 107: principali risultati della prova n° 2: (a) evoluzione di suzione a diverse profondità, di flusso cumulato attraverso pomici e di variazione di temperatura all'interno delle pomici; isocrone (b) di suzione durante la fase di somministrazione idrica e (c) quella di interruzione

8.6 Alcune considerazioni alla luce delle prove di laboratorio

I risultati sperimentali mostrano alcune differenze tra la risposta dei due materiali, dovute probabilmente alla loro granulometria e alla differente distribuzione dei pori (Figura 105). Con riferimento ai meccanismi idraulici all'interfaccia cenere-pomice, si osserva infatti che la cenere di Monteforte Irpino (materiale più fine) mostra un'improvvisa riduzione di suzione quando il fronte umido raggiunge l'interfaccia; in particolare la suzione passa da circa 40kPa a circa 1kPa in 60 minuti. Al contrario, la cenere di Cervinara mostra una riduzione più graduale di suzione, che si verifica in 180 minuti (Figura 108a).

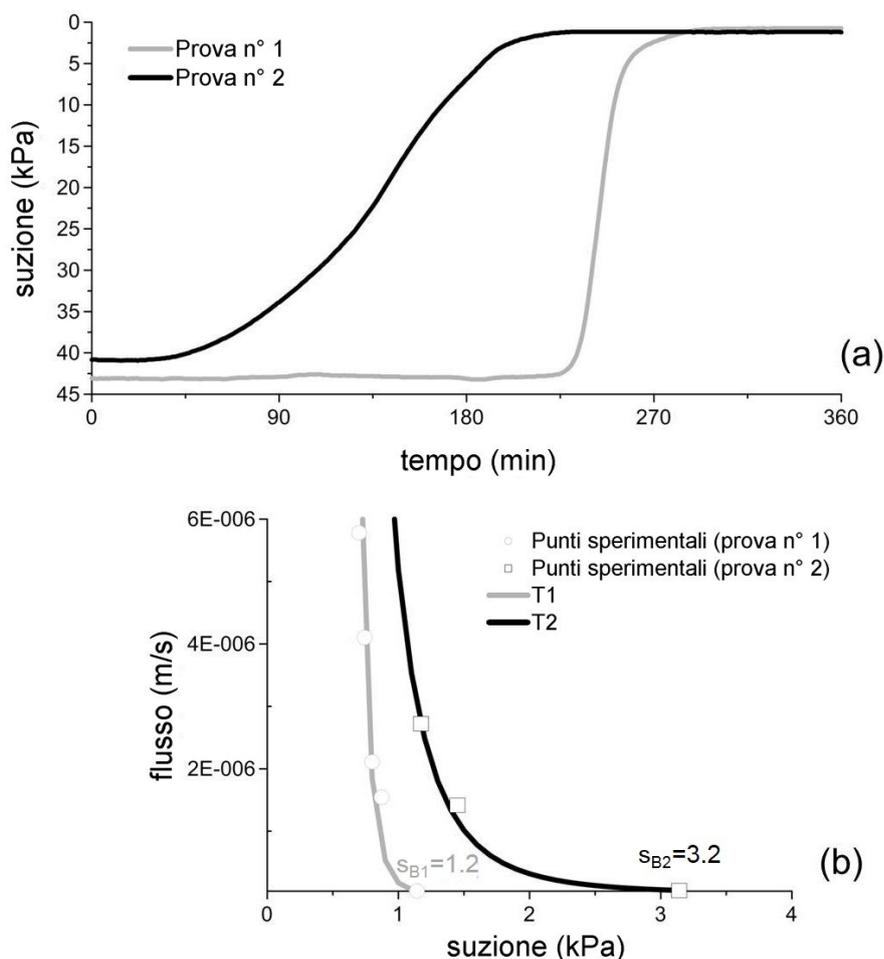


Figura 108: evoluzione di suzione misurata all'interfaccia durante le due prove (a); coppie di misure suzione-flusso registrate durante le due prove

Ulteriori elementi sono riportati in Figura 108b, nella quale sono rappresentati i valori di flusso attraverso la base dello strato di pomice, misurati dal pluviometro, in funzione della suzione registrata all'interfaccia. Tale figura è stata ottenuta facendo coincidere l'istante per il quale si misura il primo valore di flusso alla base dello strato di pomice con l'istante per il quale il fronte umido attraversa l'interfaccia cenere-pomice. Come mostrato, il passaggio da una condizione di interfaccia impermeabile ("barriera idraulica") a quella di interfaccia drenante è di-

versa nelle due prove: esso è piuttosto repentino nel caso della cenere di Monteforte Irpino e più dolce nel caso della cenere di Cervinara. Inoltre nel primo caso può essere facilmente definito un valore di suzione di “rottura” della barriera mentre nel secondo caso tale valore, sebbene maggiore, non è allo stesso modo chiaramente definito. Le caratteristiche di tessitura dei terreni, e in particolare la distribuzione dei pori, giocano certamente un ruolo fondamentale. In ogni caso, i risultati delle prove mostrano l’importanza dei meccanismi idraulici che si sviluppano all’interfaccia tra terreni parzialmente saturi a grana fine e terreni a grana grossa. Essi regolano le condizioni al contorno e, di conseguenza, la risposta idrologica complessiva del sistema.

9 INFLUENZA DELLA CONDIZIONE IDRAULICA AL CONTORNO INFERIORE NELLE ANALISI NUMERICHE

9.1 Analisi a ritroso delle prove di colonna di infiltrazione per la stima delle proprietà idrauliche dei materiali studiati

I risultati sperimentali delle prove in colonna d'infiltrazione sono stati oggetto di uno studio numerico a ritroso, finalizzato a stimare le proprietà idrauliche dei terreni studiati attraverso la risoluzione per via numerica dell'equazione di Richards tramite il codice FEM SEEP/W 2007. La condizione isotermica risulta realistica per il caso in esame poiché, durante la somministrazione d'acqua, è ipotizzabile che i fenomeni evapotraspirativi siano trascurabili. Inoltre, si è deciso di trascurare gli effetti delle variazioni di porosità del terreno dovute al collasso dello stesso durante l'avanzamento del fronte umido, assumendo lo scheletro solido come rigido (tensioni totali costanti).

Per entrambe le prove, lo strato di ceneri è stato discretizzato con elementi quadrangolari regolari (5x1cm), ponendo particolare attenzione al ridurre la dimensione degli elementi lungo la direzione verticale per assecondare la direzione del flusso d'acqua. Il dominio è stato inoltre rifinito nella parte superficiale per facilitare la convergenza numerica anche in presenza di elevati gradienti dovuti a processi di infiltrazione.

Le condizioni al contorno assunte sono:

- al bordo superiore è stata imposta una condizione di lama d'acqua ($u_a - u_w = 0$) al fine di simulare il processo di rimozione dell'acqua in eccesso erogata, calcolando, ad ogni passo dell'analisi, il flusso d'acqua in ingresso come flusso massimo potenziale che lo strato di terreno è in grado di assorbire;
- al bordo inferiore sono state adottate le funzioni sperimentali T1 e T2 ottenute rispettivamente tramite la prova n° 1 e la prova n° 2.

Come condizione iniziale, si è assunta la distribuzione di suzione misurata all'istante $t=0$ a diverse profondità nel corso delle due prove.

Le curve di ritenzione (Figura 109a) sono state selezionate da quelle presenti in letteratura per i terreni studiati. Per la prova n° 1, è stata adottata la curva di ritenzione proposta da Pagano et al. (2010) per l'interpretazione dell'evento di frana di Nocera del 4 marzo 2005; per la prova n° 2, è stata adottata una curva di ritenzione ricavata attraverso l'interpretazione di misure di suzione e contenuto d'acqua ottenute su campioni indisturbati (Damiano et al., 2012). In entrambi i casi le curve sono state interpolate attraverso il modello di Van Genuchten.

Le curve di permeabilità (Figura 109b) sono state ottenute calibrando per tentativi i parametri k_{ws} e μ del modello di permeabilità di Mualem - Van Genuchten che meglio interpretano le misure sperimentali di suzione.

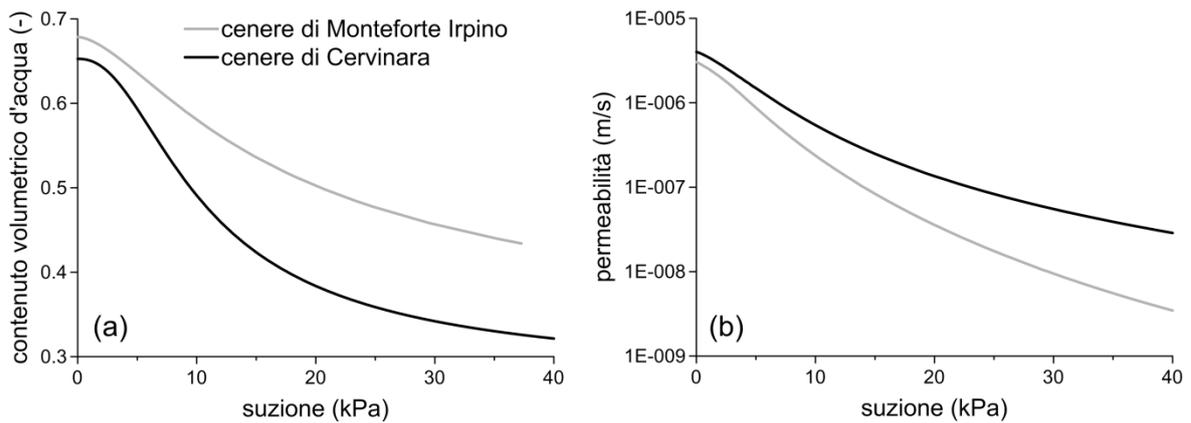


Figura 109: curva di ritenzione (a) e curva di permeabilità (b) dei materiali studiati

Le evoluzioni di suzione ottenute per entrambe le prove sono mostrate in Figura 110 (Figura 110a per la prova n°1 e Figura 110b per la prova n°2). Le evoluzioni si riferiscono in entrambi i casi alla suzione misurata all'interfaccia cenere-pomice.

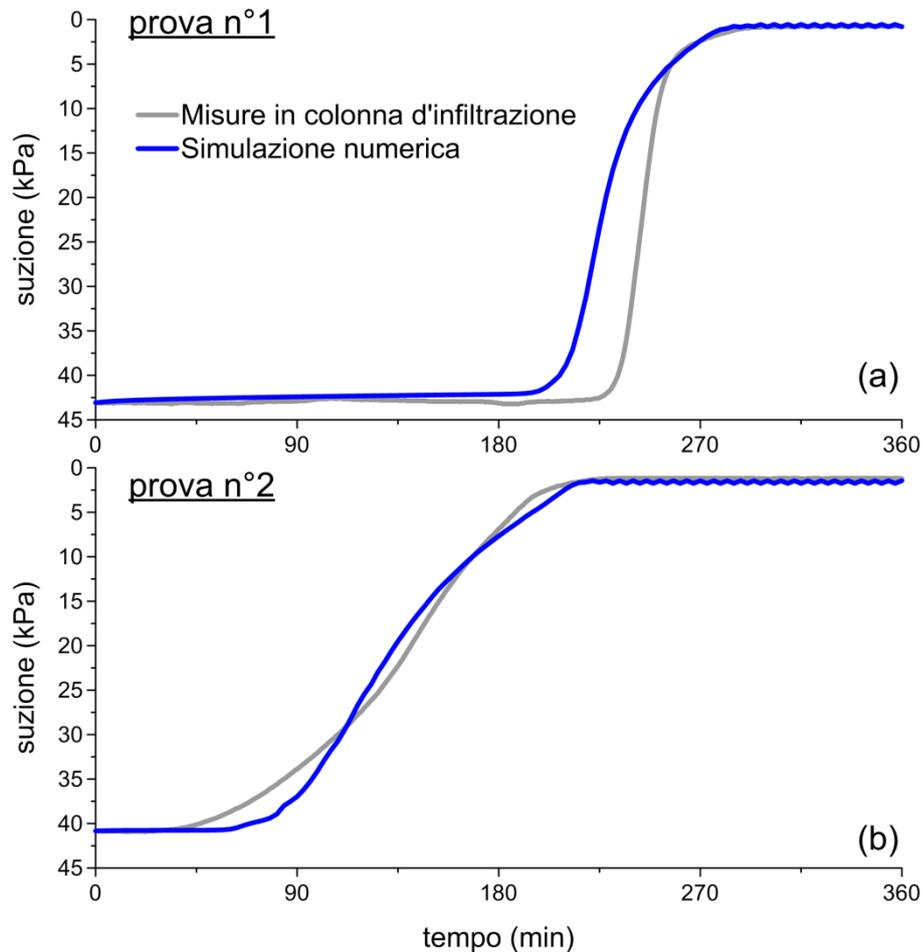


Figura 110: evoluzioni di suzione all'interfaccia cenere-pomice misurata (grigia) e simulata (blue) per la prova n°1 (a) e la prova n°2 (b)

I risultati delle simulazioni ricalcano in maniera abbastanza soddisfacente le misure sperimentali.

9.2 Confronto tra la risposta idraulica osservata all'interfaccia e la risposta idraulica fornita dagli approcci numerici solitamente adottati nelle analisi numeriche

I dati sperimentali di Figura 108b forniscono utili relazioni matematiche $s - q_w$, che possono essere utilizzate come condizione al contorno inferiore nelle analisi numeriche. In Figura 111, sono confrontate le relazioni matematiche all'interfaccia cenere-pomice desunte dalle due prove (T1 e T2) con le condizioni al bordo inferiore solitamente adottate nelle analisi numeriche.

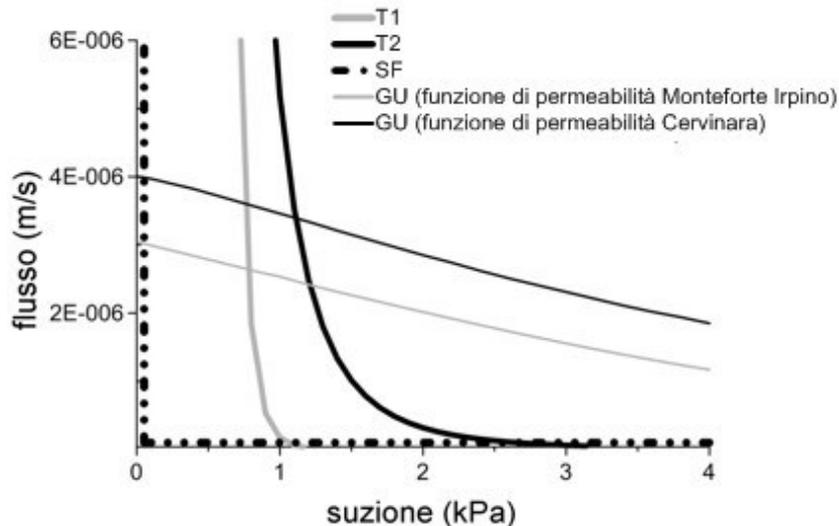


Figura 111: confronto tra le condizioni al contorno inferiore generalmente adottate nelle analisi numeriche (GU e SF) e le funzioni $q_w(s)$ ricavate sperimentalmente attraverso le prove in colonna d'infiltrazione

La tradizionale condizione, qui definita come "Gradiente Unitario" (GU), impone all'interfaccia un flusso pari alla permeabilità idraulica del terreno, a sua volta funzione del valore corrente di suzione. Per entrambe le ceneri, questa relazione è mostrata in Figura 111 nell'intervallo di suzione 0-4kPa. Le funzioni di permeabilità sono state ricavate attraverso l'interpretazione numerica dei risultati delle prove in colonna d'infiltrazione. L'assunzione di "Gradiente Unitario" induce flussi al contorno non trascurabili anche per valori di suzione maggiori di quelli di rottura della barriera idraulica ricavati sperimentalmente. Tale condizione è infatti caratterizzata da impedenza unitaria per qualsivoglia livello di suzione: il terreno risulta pertanto sempre libero di drenare.

Un altro approccio generalmente adottato nelle analisi numeriche consiste nell'assunzione di un unico "Strato Infinito" (SI), trascurando quindi, teoricamente, la presenza dell'interfaccia. Alla profondità alla quale si trova realmente l'interfaccia, questa condizione coincide con quella di GU se il gradiente di pressione risulti nullo o trascurabile.

Infine, in molti casi, la condizione al bordo inferiore è simulata attraverso una "Superficie di Filtrazione" (SF), caratterizzata da impedenza nulla per $s > 0$ (contatto impermeabile) e da impedenza infinita per $s \leq 0$ (drenaggio libero). Nelle simulazioni numeriche la "Superficie di Filtrazione" viene simulata assumendo flusso nullo finché la pressione della fase liquida, calco-

lata all'interfaccia, è negativa e pressione della fase liquida nulla, quando questa diventa positiva.

In Figura 111 si può osservare come la curva $q_w(s)$ corrispondente ad una "Superficie di Filtrazione" presenta una certa somiglianza con le curve T1 e T2, soprattutto per il caso della cenere di Monteforte Irpino (prova n° 1).

9.3 Risultati delle analisi numeriche in riferimento a casi studio reali

Le diverse condizioni al contorno inferiore descritte al paragrafo precedente possono influenzare i risultati delle analisi numeriche in termini di distribuzione temporale e spaziale di pressione della fase liquida e, di conseguenza, in termini di stabilità del pendio.

Per quantificare tali differenze, sono state condotte alcune analisi numeriche adottando come proprietà idrauliche dei materiali quelle desunte dall'analisi a ritroso delle prove in colonna d'infiltrazione (Figura 109). Invece di condurre il lavoro in astratto, le analisi numeriche si sono concentrate su due casi studio reali di colata rapida, Nocera Inferiore (4 Marzo 2005) e Cervinara (16 Dicembre 1999), entrambi descritti rispettivamente da Pagano et al. (2010) e da Olivares e Picarelli (2003). La prima frana si è verificata su un pendio caratterizzato da un'inclinazione di circa 39° nella zona di innesco e costituito da una cenere vulcanica con caratteristiche intrinseche e granulometriche analoghe alla cenere di Monteforte Irpino utilizzata nella prova n° 1; la seconda frana si è verificata su un pendio stratificato di inclinazione di circa 40° la cui superficie di rottura attraversava proprio lo strato di ceneri vulcaniche utilizzate per la prova n° 2. Per entrambi i casi, sono disponibili le storie di precipitazione orarie che hanno indotto l'evento di instabilità (Figura 112).

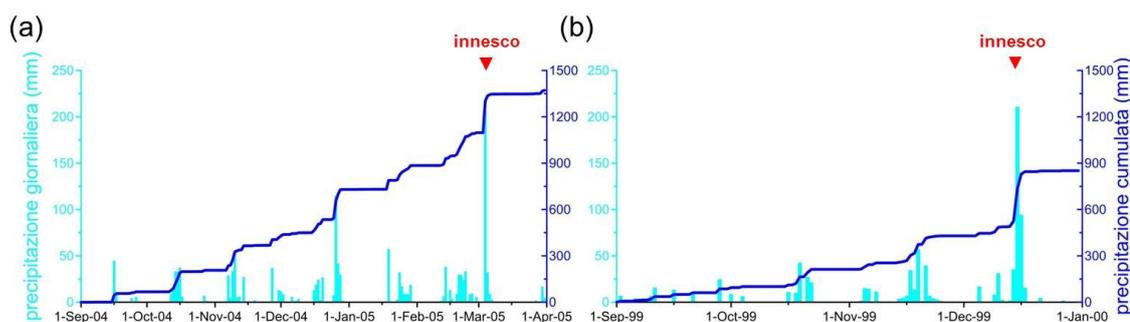


Figura 112: sequenze di precipitazioni che hanno innescato la frana di Nocera (a) e Cervinara (b)

Le analisi di infiltrazione sono condotte integrando l'equazione di Richards in condizioni di flusso 1D su un dominio di 2 m di spessore. In entrambi i casi, tale profondità corrisponde più o meno alla profondità della superficie di rottura sviluppatasi all'interfaccia tra le ceneri vulcaniche e uno strato a granulometria più grossa.

Come condizione iniziale, è stato assunto un valore uniforme di suzione (40 kPa); questo valore è in linea con le misure effettuate a fine estate in sito nei campi sperimentali di Monteforte Irpino e di Cervinara (Pirone et al., 2012).

Di seguito sono mostrate le evoluzioni di suzione calcolate a quattro diverse profondità per i casi studio di Nocera (Figura 113) e Cervinara (Figura 114).

Per il caso studio di Nocera è stata imposta al bordo inferiore la funzione sperimentale $q_w(s)$ ottenuta con la prova n°1 (T1, Figura 108b) e al bordo superiore la storia di pioggia che ha innescato l'evento di frana del 4 marzo 2005 (Figura 112a); per il caso studio di Cervinara è stata imposta al bordo inferiore la funzione sperimentale $q_w(s)$ ottenuta con la prova n°2 (T2, Figura 108b) e al bordo superiore la storia di pioggia che ha innescato l'evento di frana del 16 dicembre 1999 (Figura 112b).

Poiché queste analisi sono state condotte assumendo delle condizioni al contorno realmente misurate, i loro risultati possono essere considerati, nel prosieguo della trattazione, come riferimento affidabile per confrontare le risposte fornite dalle altre condizioni al bordo inferiore che usualmente si adottano in letteratura.

I valori di suzione calcolati per il caso di Nocera (Figura 113) mostrano continue fluttuazioni nel tempo in funzione del regime di precipitazione. In media la suzione tende a ridursi nel tempo, mostrando variazioni più alte e rapide negli strati più superficiali e un'evoluzione quasi costante a profondità maggiore. I valori minimi di suzione sono stimati precisamente in corrispondenza dell'evento di frana.

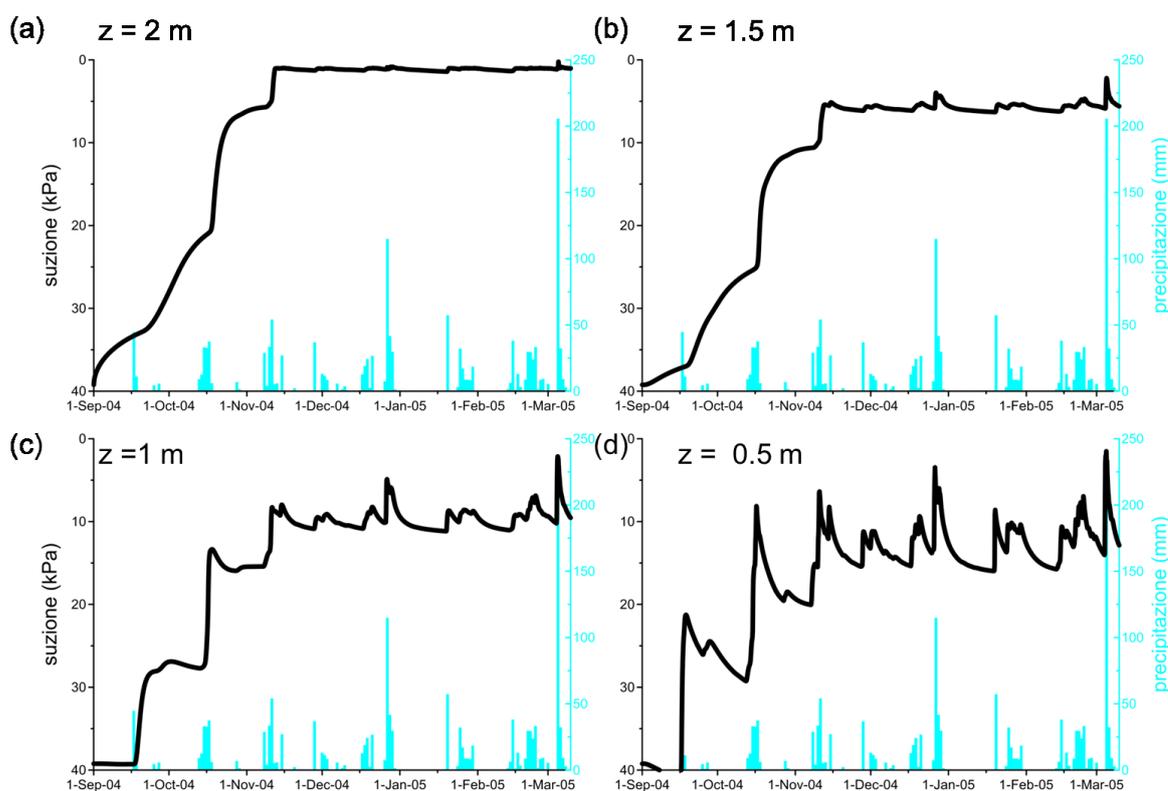


Figura 113: evoluzioni di suzione simulate per il caso di Nocera Inferiore adottando le proprietà idrauliche del terreno e la funzione sperimentale $q_w(s)$ derivate dalla prova di laboratorio n°1

Per il caso di Cervinara (Figura 114), invece, le differenti proprietà idrauliche del terreno e la differente condizione al bordo inferiore restituisce evoluzioni di suzione diverse, caratterizza-

te da una fluttuazione che interessa l'intero strato di terreno. Anche in questo caso, i valori minimi di suzione sono stimati precisamente in corrispondenza dell'evento di frana.

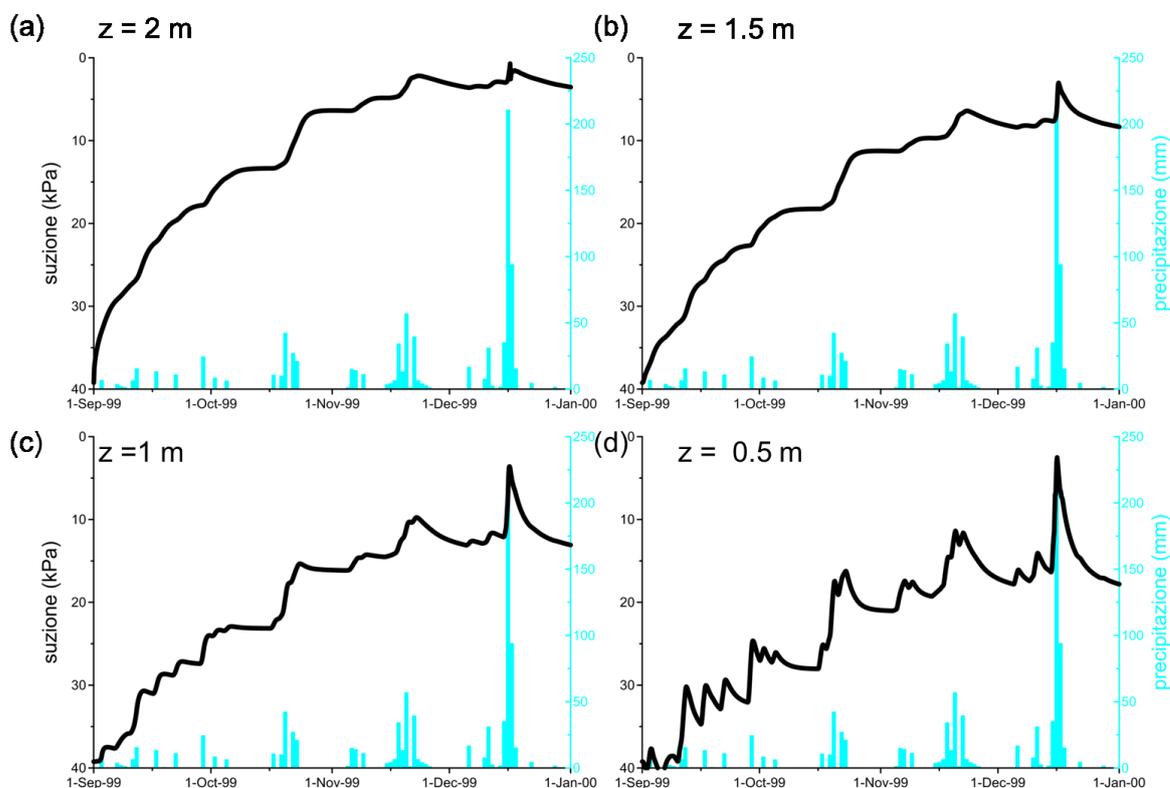


Figura 114: evoluzioni di suzione simulate per il caso di Cervinara adottando le proprietà idrauliche del terreno e la funzione sperimentale $q_w(s)$ derivate dalla prova di laboratorio n°2

In Figura 115 e Figura 116, sono confrontati per i casi di Nocera e Cervinara i risultati ottenuti con le funzioni sperimentali T1 e T2 con quelli che si ottengono assumendo al bordo inferiore le condizioni GU, SI e SF (Figura 111).

In entrambe le figure è possibile notare come le condizioni di GU e SI restituiscano risultati molto simili, soprattutto negli strati più superficiali, confermando quindi che queste due ipotesi sono praticamente equivalenti per i casi in esame; tuttavia, questi risultati sono sostanzialmente diversi da quelli ottenuti usando le funzioni sperimentali $q_w(s)$, soprattutto per gli strati più profondi. Al contrario, la condizione di SF produce risultati molto simili a quelli ottenuti con le funzioni sperimentali $q_w(s)$ a tutte le profondità, in particolare per il caso di Nocera Inferiore.

Focalizzandosi ancora di più sulle differenze che emergono dalle diverse analisi, si può osservare che, quando sono adottate le funzioni sperimentali $q_w(s)$, la suzione si riduce velocemente non appena il fronte umido raggiunge il fondo dello strato di terreno poiché l'interfaccia si comporta da strato praticamente impermeabile favorendo l'accumulo di acqua. Tuttavia, appena si raggiunge il valore di suzione di rottura della barriera idraulica, lo strato di terreno risulta libero di drenare e la suzione al fondo rimane praticamente costante.

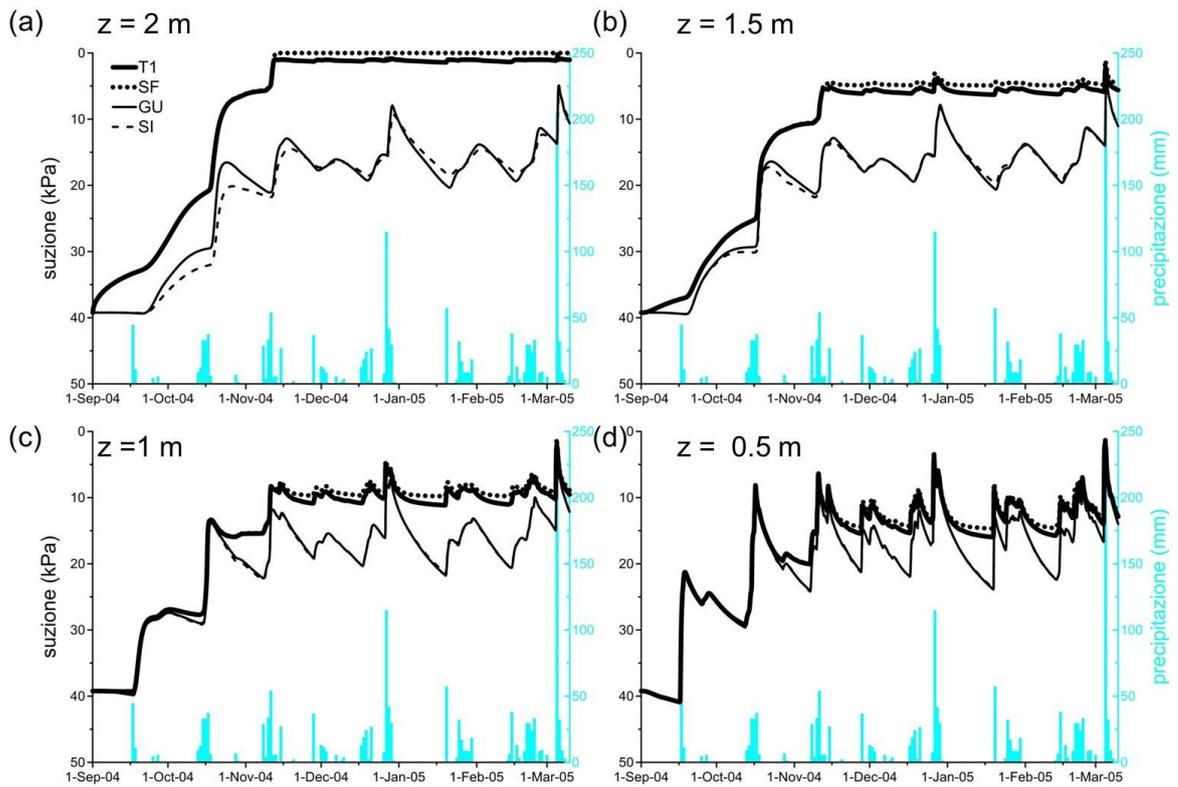


Figura 115: evoluzioni di suzione simulate per il caso di Nocera Inferiore per diverse condizioni al bordo inferiore

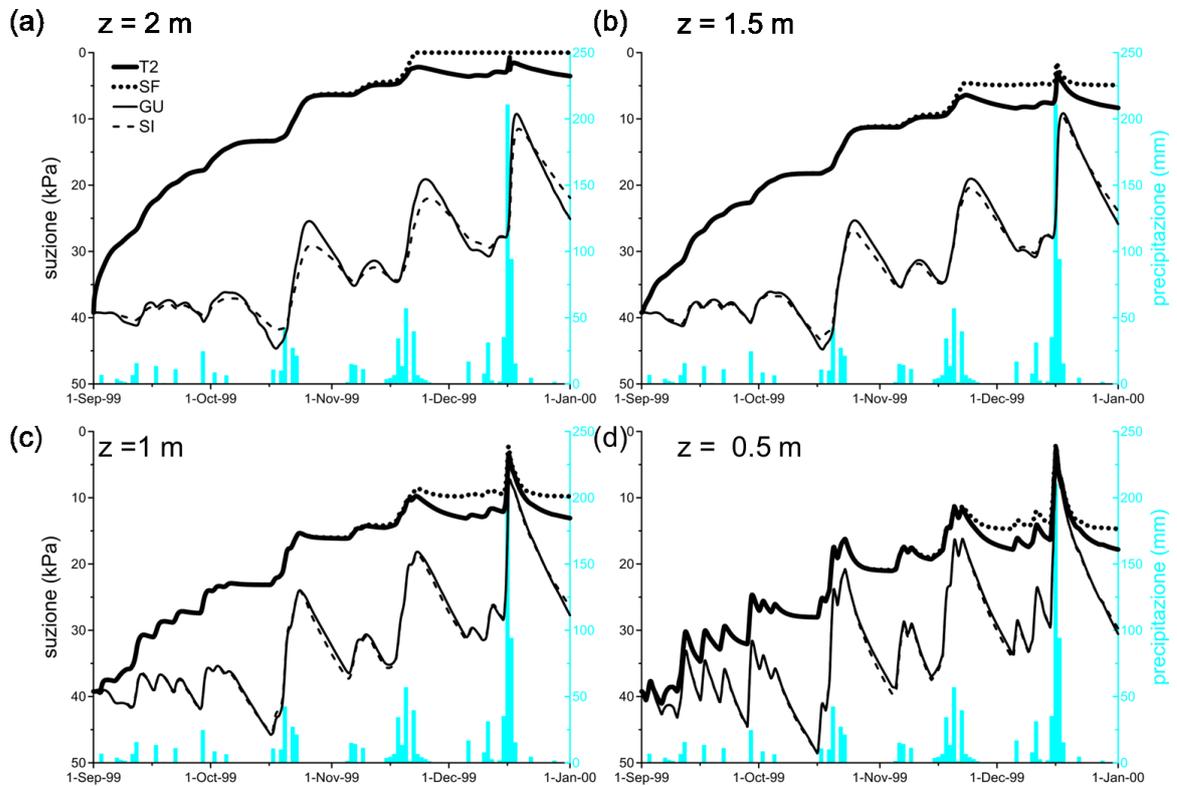


Figura 116: evoluzioni di suzione simulate per il caso di Cervinara per diverse condizioni al bordo inferiore

Ad ogni interruzione di precipitazione, lo strato di terreno tende a raggiungere una condizione di equilibrio idrostatico, con valore minimo in corrispondenza del bordo inferiore. Risultati simili si osservano se al bordo inferiore è imposta una condizione di SF. Al contrario, per le condizioni di GU e di SI, l'interfaccia è attraversata da un flusso continuo d'acqua che induce riduzioni del grado di saturazione e, di conseguenza, incrementi di suzione. Dopo che il fronte umido ha raggiunto l'interfaccia cenere-pomice, le fasi di interruzione di precipitazione risultano quindi quelle per le quali si riscontrano le principali differenze tra le diverse condizioni al contorno inferiore esaminate.

In Figura 117 sono confrontate, per entrambi i casi di studio, le evoluzioni del flusso cumulato, calcolato al contorno inferiore, per le condizioni T, GU e SF. Le figure mostrano altresì l'evoluzione dell'infiltrazione cumulata.

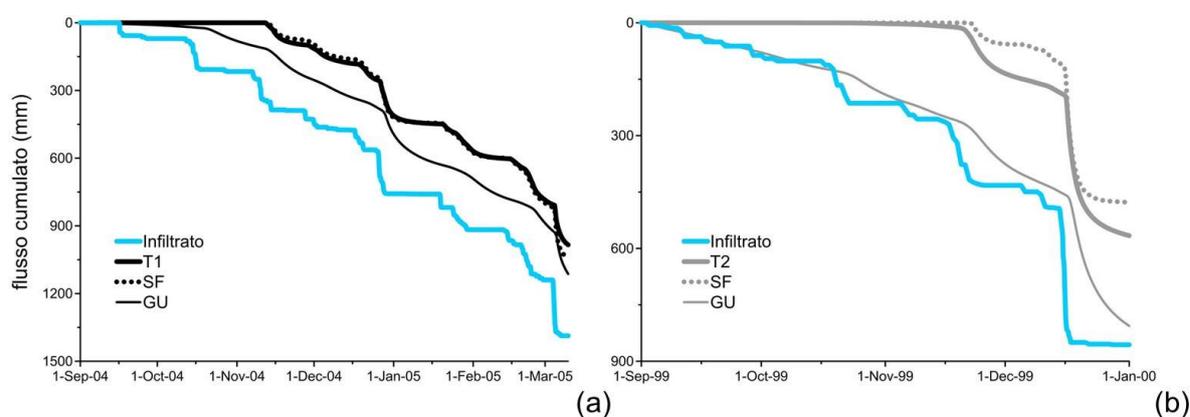


Figura 117: evoluzioni del flusso cumulato al contorno superiore e al contorno inferiore per le diverse condizioni al bordo inferiore per il caso di Nocera Inferiore (a) e Cervinara (b)

La Figura 117 conferma come la condizione di SF è quella che maggiormente si avvicina alle funzioni $q_w(s)$ misurate in laboratorio.

Nel primo caso esaminato (Nocera Inferiore, Figura 117a), lo strato di cenere inizia a drenare verso la metà di Novembre per le condizioni T1 e SF; nello stesso periodo, lo strato di cenere ha già drenato circa 115 mm per la condizione GU. Nel secondo caso esaminato (Cervinara, Figura 117b), lo strato di cenere inizia a drenare leggermente prima per la condizione T2 rispetto alla condizione SF; all'istante del primo drenaggio con la condizione SF, lo strato di cenere ha già perso circa 35 mm con la condizione T2; nello stesso istante, lo strato di cenere ha già drenato circa 280 mm per la condizione di GU.

In Figura 118 e Figura 119 sono infine confrontate per i due casi esaminati le isocrone di suzione calcolate per le condizioni (T, SF e GU) qualche ora prima dell'innesco (a) e all'istante di innesco (b).

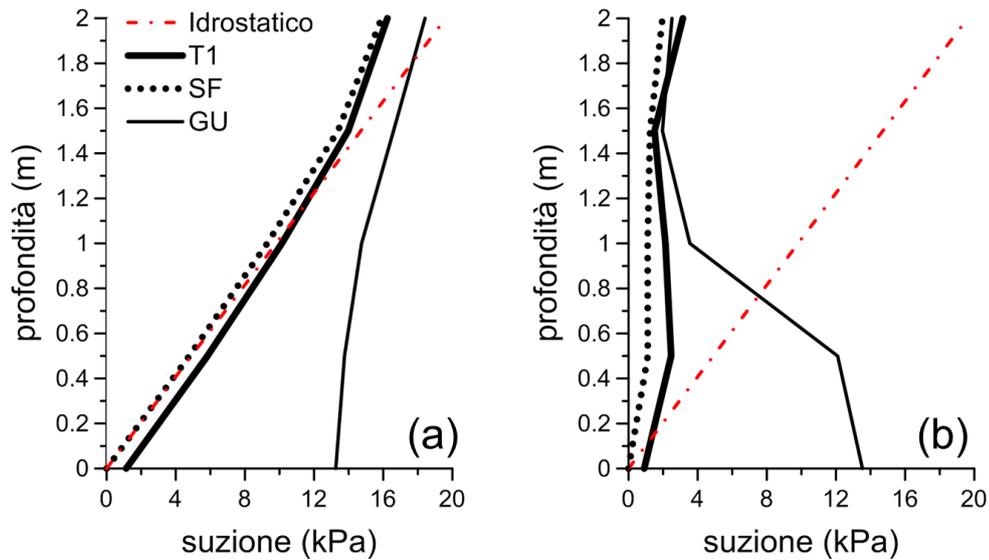


Figura 118: isocrone di suzione simulate per il caso di Nocera Inferiore al 4 marzo 2005 prima (a) e all'istante di innesco (b)

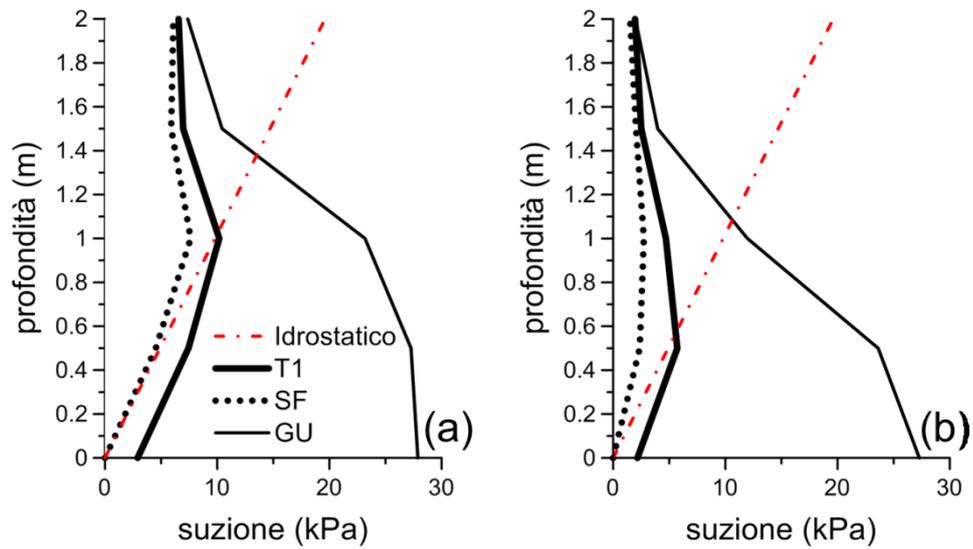


Figura 119: isocrone di suzione simulate per il caso di Cervinara al 16 dicembre 1999 prima (a) e all'istante di innesco (b)

Le isocrone di suzione mostrano che la condizione di GU restituisce in profondità valori di suzione maggiori di 12 kPa, lontani dalla condizione di rottura; al contrario le funzioni sperimentali T1 e T2 e la condizione di SF restituiscono in profondità valori di suzione di alcuni kPa (nel caso di Nocera compresi tra 0 e 2 kPa; nel caso di Cervinara compresi tra 0 e 5 kPa). I risultati delle diverse simulazioni mostrano quindi come un'errata posizione della condizione al contorno inferiore può avere una notevole influenza sulle condizioni di stabilità di un pendio. È evidente che alcune condizioni al contorno potrebbero restituire errate previsioni, a svantaggio di sicurezza, e che il miglior compromesso, in assenza di una sperimentazione *ad hoc*, può essere ottenuto, per i terreni piroclastici studiati, assumendo la condizione di superficie di filtrazione (SF).

PARTE IV ANALISI DELLA CAPACITÀ PREDITTIVA DEGLI APPROCCI SVILUPPATI CON RIFERIMENTO AL CASO STUDIO DELLA FRANA DI NOCERA (4 MARZO 2005)

Le evidenze teorico-sperimentali presentate nei Capitoli precedenti rappresentano il background necessario per un utilizzo cosciente dei modelli fisicamente basati nell'ambito dell'interpretazione di un caso-studio reale. Nel lavoro di tesi di dottorato, il caso studio considerato è quello della frana di Nocera Inferiore del 4 marzo 2005 (già introdotto al §1.5). Questo caso-studio rappresenta un caso "unico" poiché, nel periodo compreso tra il febbraio 1998 e il novembre 2008 (nel quale è incardinato l'evento di frana), sono disponibili sia misure di precipitazione sia misure di quelle variabili atmosferiche (temperatura dell'aria ed umidità relativa) che consentono di quantificare i flussi di evaporazione/evapotraspirazione potenziale.

L'interpretazione delle quantità fisiche monitorate attraverso il modello fisico (PARTE II) ha fornito un affidabile insieme di proprietà termiche e idrauliche della coltre per il caso di suolo nudo e per il caso di suolo vegetato.

L'interpretazione delle prove in colonna d'infiltrazione (PARTE III) ha inoltre permesso di selezionare, tra le diverse modellazioni del bordo inferiore disponibili in letteratura, quella che meglio interpreta l'interazione idraulica tra una coltre piroclastica e il substrato e che, per il caso-studio in oggetto (coltre su formazione rocciosa fratturata), è rappresentata dalla condizione di superficie di filtrazione.

Tutti questi ingredienti sono messi a sistema e adottati in questo Capitolo per simulare l'evoluzione spaziale e temporale dello stato idrologico della coltre di Nocera, adottando alcuni dei modelli previsionali fisicamente basati presentati al Capitolo 3. Lo scopo del Capitolo è valutare l'accuratezza dei diversi modelli.

10.1 Evoluzione delle forzanti atmosferiche

Le registrazioni delle variabili atmosferiche disponibili per il caso studio sono mostrate in Figura 120. In particolare, sono riportate le evoluzioni di temperatura atmosferica massima e minima (Figura 120a), di umidità relativa massima e minima (Figura 120b), di precipitazione giornaliera e cumulata (Figura 120c) e di evapotraspirazione di riferimento giornaliera e cumulata (Figura 120d). Quest'ultima è calcolata seguendo l'approccio FAO (Allen et al., 1998) in funzione della temperatura atmosferica e dell'umidità relativa.

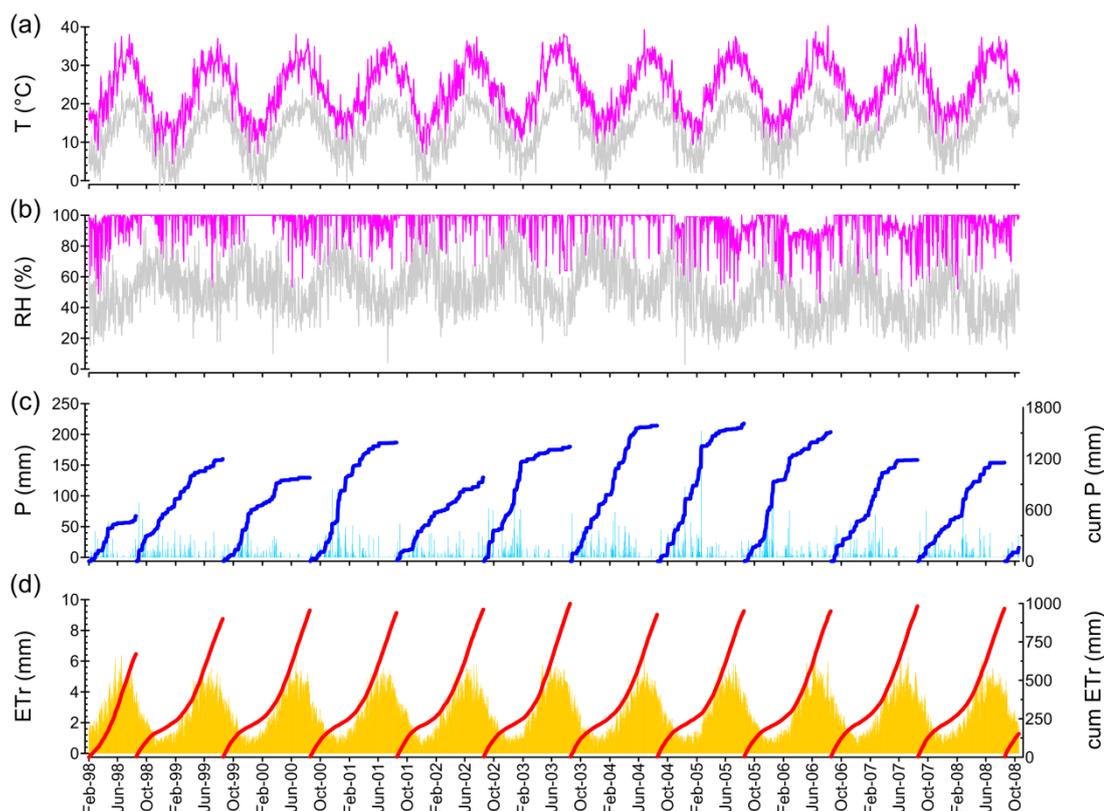


Figura 120: monitoraggio delle variabili atmosferiche: evoluzioni di temperatura atmosferica massima e minima (a), di umidità relativa massima e minima (b), di precipitazione giornaliera e cumulata (c) e di evapotraspirazione di riferimento giornaliera e cumulata (d)

I flussi di evapotraspirazione di riferimento risultano molto inferiori rispetto a quelli di precipitazione, soprattutto durante i periodi dell'anno idrologico nei quali la suscettibilità da frana è maggiore (tardo autunno-inverno-inizio primavera). Ciononostante, la persistenza di tali flussi restituisce valori cumulati comparabili con il cumulo di precipitazione in molti degli anni idrologici analizzati (Tabella 15).

Tabella 16: cumuli di precipitazione e di evapotraspirazione di riferimento (in grassetto è segnalato l'anno idrologico nel quale è incardinato l'evento del 4 marzo 2005)

	cum P (mm)	cum ETr (mm)	cum P – cum ETr (mm)
14/02/1998-31/08/1998	528.40	671.51	-143.11
01/09/1998-31/08/1999	1197.20	900.25	296.95
01/09/1999-31/08/2000	977.40	955.26	22.14
01/09/2000-31/08/2001	1389.00	939.33	449.67
01/09/2001-31/08/2002	980.20	961.15	19.05
01/09/2002-31/08/2003	1340.60	998.83	341.77
01/09/2003-31/08/2004	1587.00	927.18	659.82
01/09/2004-31/08/2005	1612.80	950.88	661.92
01/09/2005-31/08/2006	1511.60	949.90	561.70
01/09/2006-31/08/2007	1184.60	982.52	202.08
01/09/2007-31/08/2008	1154.60	966.83	187.77
01/09/2008-31/10/2008	157.00	152.52	4.48

È interessante osservare che l'anno precedente all'evento di frana e l'anno nel quale è accaduto lo stesso siano caratterizzati dalla maggiore differenza tra il cumulo di precipitazione e il cumulo di evapotraspirazione. Ciononostante, le precipitazioni massime (73.8 mm il 7 marzo 2004; 205.6 mm il 4 marzo 2005) e le precipitazioni cumulate sui 4 mesi antecedenti (629.6 mm; 890.4 mm), registrate nei due anni idrologici, risultano sostanzialmente diverse. Questa differenza fornisce un'idea sull'eccezionalità della storia di precipitazioni che ha condotto all'innesco dell'evento del 4 marzo 2005.

10.2 Modelli previsionali adottati

Le variabili atmosferiche sono state trasformate in variabili idrologiche, rappresentative delle condizioni di stabilità del versante (suzione e volume d'acqua immagazzinato), adottando tre diversi modelli previsionali fisicamente basati a grado di complessità crescente (Figura 121). Per questi modelli, le ipotesi comuni sono rappresentate da: flusso monodimensionale attraverso uno strato di terreno parzialmente saturo dello spessore di 2 m, precipitazioni orarie agenti sul contorno superiore¹⁶, superficie di filtrazione come condizione al contorno inferiore.



Figura 121: modelli previsionali adottati per interpretare l'evento di frana occorso a Nocera il 4 marzo 2005

Il primo e più semplice modello è basato sulla risoluzione dell'equazione di Richards in assenza di flussi evaporativi. Per questo modello, i parametri idraulici del terreno sono quelli ricavati dal monitoraggio del modello fisico in condizioni di suolo nudo (Figura 70).

¹⁶ Sul contorno superiore è imposta una condizione di flusso $q_w(t)$ pari all'altezza di pioggia $p(t)$ proiettata secondo la componente perpendicolare al piano campagna: $q_w = p \cdot \cos \varepsilon = r + i$
 Il valore di ε è stato assunto pari alla pendenza della zona di distacco ($\varepsilon = 39^\circ$) (de Riso et al., 2007)

Il secondo è basato sulla risoluzione dell'equazione di Richards in presenza di evaporazione come fenomeno di cambio di stato superficiale (nel seguito questo modello è definito “modello che considera l'evaporazione come cambio di stato in superficie”). Per questo modello, i parametri idraulici e termici¹⁷ del terreno sono quelli ricavati dal monitoraggio del modello fisico in condizioni di suolo nudo (Figura 70).

Il terzo modello, più completo, è basato sulla risoluzione del sistema di equazioni di Wilson (1990) (modello termo-idraulico accoppiato). Esso schematizza l'evaporazione come fenomeno interno e superficiale (nel seguito questo modello è definito “modello che considera l'evaporazione come cambio di stato interno e in superficie”). Questo modello è adottato sia per il caso di suolo nudo sia per il caso di suolo vegetato. Nel primo caso, i parametri idraulici e termici del terreno sono quelli ricavati dal monitoraggio del modello fisico in condizioni di suolo nudo (Figura 70); nel secondo caso, i parametri idraulici e termici del terreno e i parametri che regolano la traspirazione (Tratch et al., 1995) sono quelli ricavati dal monitoraggio del modello fisico in condizioni di suolo vegetato (Figura 83, Figura 84, Figura 77, Figura 78).

Vale la pena ricordare che gli approcci che modellano i flussi evaporativi/evapotraspirativi richiedono la stima della domanda atmosferica potenziale. Questa è calcolata seguendo l'approccio FAO, come prodotto tra evapotraspirazione di riferimento, ET_r , e coefficiente di copertura, k_c . k_c è stato assunto pari a 1.15 per il caso di suolo nudo e 1 per il caso di suolo vegetato (Allen et al., 1998).

10.3 Previsione dell'evento di frana del 4 marzo 2005 in termini di volume d'acqua immagazzinato

I risultati delle previsioni con il modello che considera l'evaporazione come cambio di stato interno e in superficie, per il caso di suolo nudo e per il caso di suolo vegetato, sono riportati in Figura 122 in termini di volume d'acqua immagazzinato.

¹⁷ Il modello che considera l'evaporazione come cambio di stato in superficie risolve in maniera indipendente l'equazione di continuità dell'acqua allo stato liquido (equazione di Richards) e l'equazione di continuità del calore per sola conduzione (equazione di Fourier). Esso fornisce quindi una previsione sia di suzione sia di temperatura. Tuttavia, poiché ai fini della valutazione delle condizioni di stabilità del versante interessa la sola previsione di suzione, è chiaro che in questo caso le proprietà termiche sono poco rilevanti.

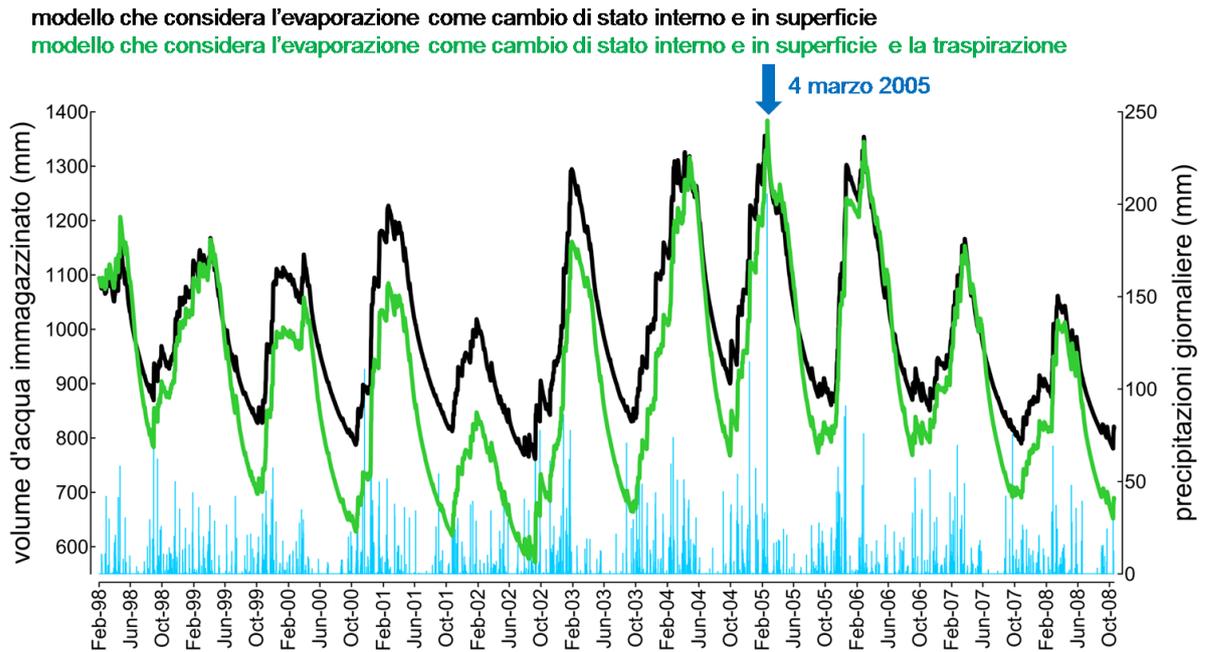


Figura 122: evoluzione di volume d'acqua immagazzinato prevista con il modello che considera l'evaporazione come cambio di stato interno e in superficie per il caso di suolo nudo (curva nera) e per il caso di suolo vegetato (curva verde)

Allargando la scala e focalizzandosi solo sui valori maggiori di volume d'acqua immagazzinato, al fine di isolare le singolarità idrologiche, si osserva che entrambi i modelli restituiscono un picco in corrispondenza dell'evento di frana (Figura 123).

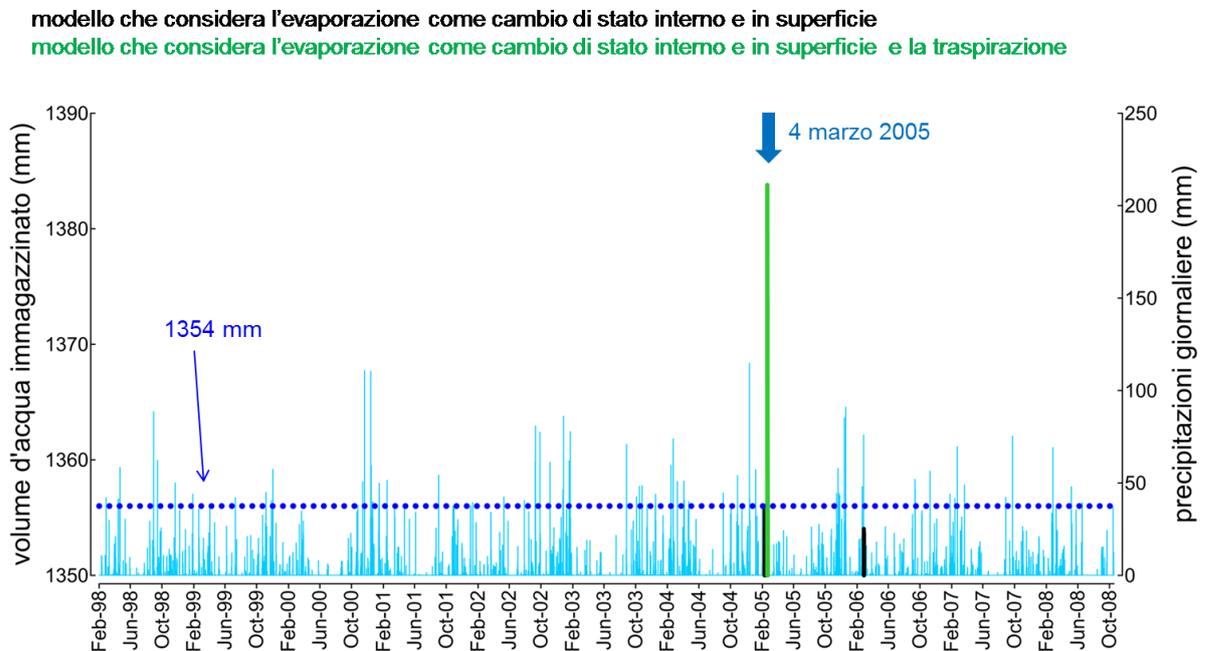


Figura 123: ingrandimento dell'ordinata principale dell'evoluzione di volume d'acqua immagazzinato prevista con il modello che considera l'evaporazione come cambio di stato interno e in superficie per il caso di suolo nudo (curva nera) e per il caso di suolo vegetato (curva verde); in blue è riportata la soglia teorica che discrimina condizioni di stabilità da condizioni di instabilità

Le previsioni con il modello che considera l'evaporazione come cambio di stato interno e in superficie sono quelle più complete, in quanto considerano tutte le dinamiche fisiche caratterizzate. Pertanto, tali previsioni possono essere assunte come riferimento per valutare l'accuratezza degli altri modelli previsionali.

Allo scopo di comprendere se modelli più semplici forniscano previsioni più o meno accurate (singolarità in corrispondenza dell'evento di frana e minor numero di falsi allarme) è stata definita in modo razionale una soglia di volume d'acqua immagazzinato per separare condizioni di stabilità da condizioni di instabilità. Adottando un approccio cautelativo, la soglia è stata collocata in corrispondenza del massimo valore di volume d'acqua immagazzinato per il quale non si sono registrati eventi di frana nel periodo indagato (soglia = 1354 mm). Tale soglia è superata dalle previsioni "complete" solo in corrispondenza dell'evento di frana stesso.

L'evoluzione di volume d'acqua immagazzinato prevista con il modello che considera l'evaporazione come cambio di stato interno e in superficie per il caso di suolo nudo è confrontata, in Figura 124, con l'evoluzione prevista con il modello che considera l'evaporazione come cambio di stato superficiale e con l'evoluzione prevista con il modello che trascura l'evaporazione.

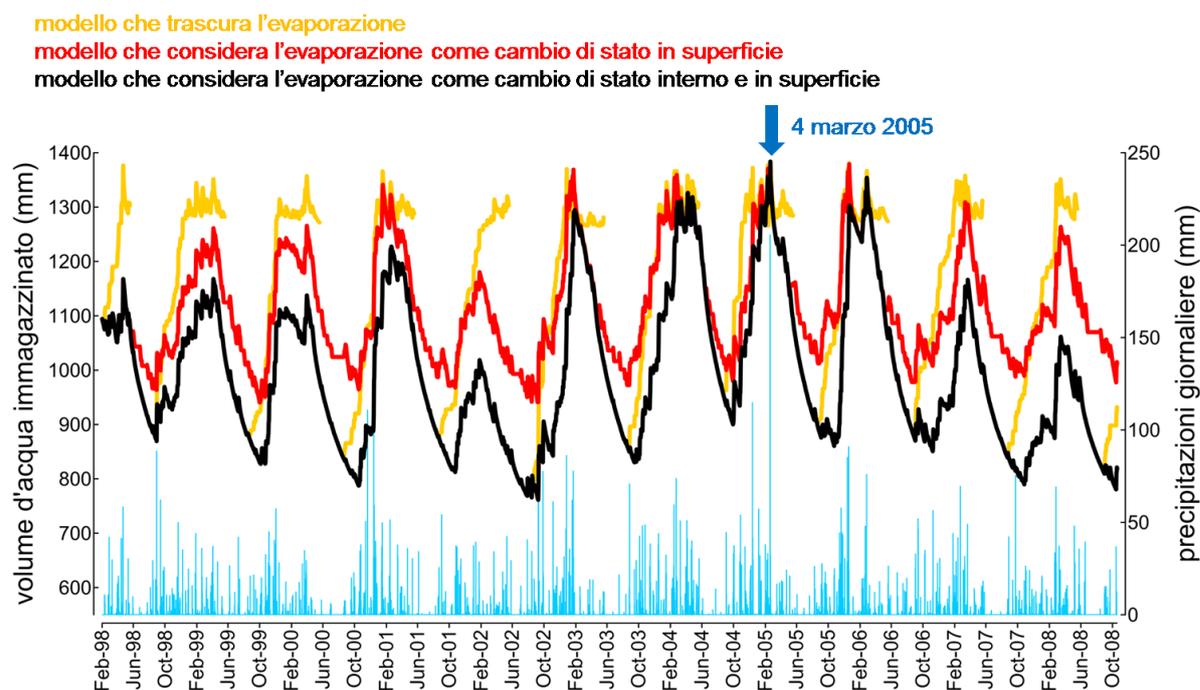


Figura 124: evoluzione di volume d'acqua immagazzinato prevista con il modello che considera l'evaporazione come cambio di stato interno e in superficie (curva nera), come cambio di stato in superficie (curva rossa) e che trascura l'evaporazione (curva gialla). Le previsioni si riferiscono al caso di suolo nudo

Per quanto riguarda il volume d'acqua immagazzinato ottenuto attraverso il modello che trascura l'evaporazione, non è possibile avere una previsione continua della risposta idrologica della coltre a causa dell'incapacità del modello di desaturarsi per effetto dei flussi evaporativi. Per questo motivo, la previsione è stata riavviata all'inizio di ogni anno idrologico adottando, come distribuzione di suzione iniziale, i valori generati dal modello che considera

l'evaporazione come cambio di stato interno e in superficie, come se le suzioni al 1 Settembre fossero il risultato di un monitoraggio di sito.

Allargando la scala e focalizzandosi solo sui valori maggiori di volume d'acqua immagazzinato (Figura 125), si osserva che tutti i modelli restituiscono un picco di volume d'acqua immagazzinato massimo in corrispondenza dell'evento di frana. Tuttavia, se tale picco è unico nel modello che considera l'evaporazione come cambio di stato interno e in superficie, nei modelli basati sulla risoluzione dell'equazione di Richards, esso è confrontabile con tanti altri picchi presenti nella finestra temporale analizzata. In particolare, il modello che considera l'evaporazione come cambio di stato superficiale restituisce, oltre all'evento del 4 marzo, altri 7 eventi che eccedono la soglia precedentemente ipotizzata mentre il modello che trascura l'evaporazione ne restituisce addirittura altri 20.

modello che trascura l'evaporazione

modello che considera l'evaporazione come cambio di stato in superficie

modello che considera l'evaporazione come cambio di stato interno e in superficie

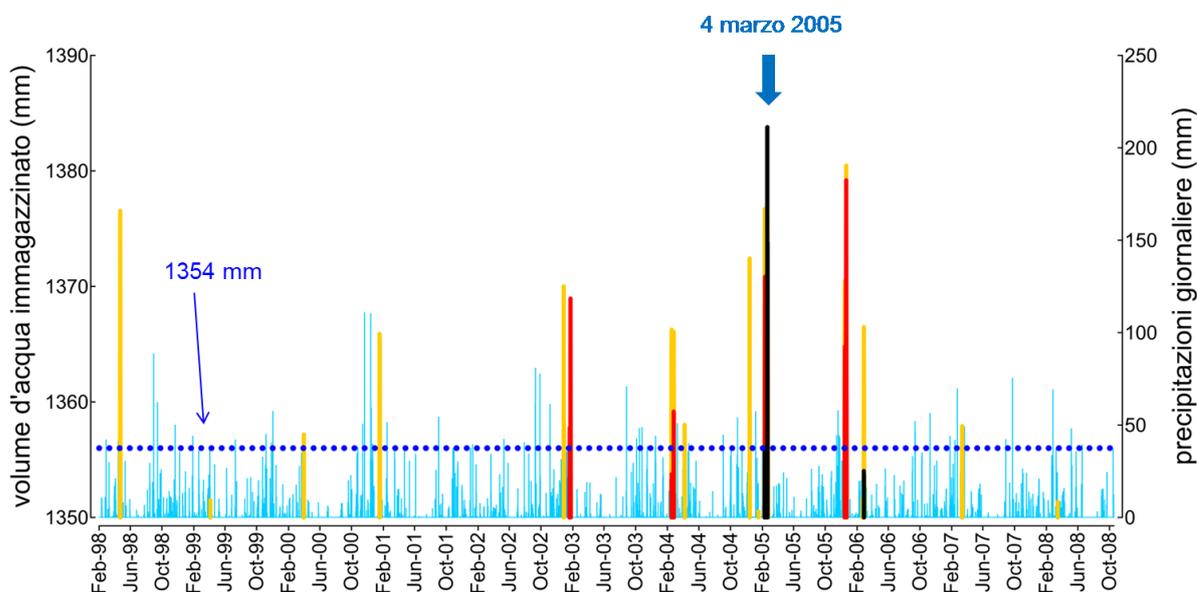


Figura 125: ingrandimento dell'ordinata principale dell'evoluzione di volume d'acqua immagazzinato prevista con il modello che considera l'evaporazione come cambio di stato interno e in superficie (curva nera), come cambio di stato in superficie (curva rossa) e che trascura l'evaporazione (curva gialla). Le previsioni si riferiscono al caso di suolo nudo. In blue è riportata la soglia teorica che discrimina condizioni di stabilità da condizioni di instabilità

10.4 Previsione dell'evento di frana del 4 marzo 2005 in termini di suzione alla profondità di 1 m

Le considerazioni effettuate in termini di volume d'acqua immagazzinato sono valide anche in termini di suzione. In Figura 126, sono mostrati i risultati delle previsioni con il modello che considera l'evaporazione come cambio di stato interno e in superficie, per il caso di suolo nudo e per il caso di suolo vegetato, in termini di suzione alla profondità di 1 m.

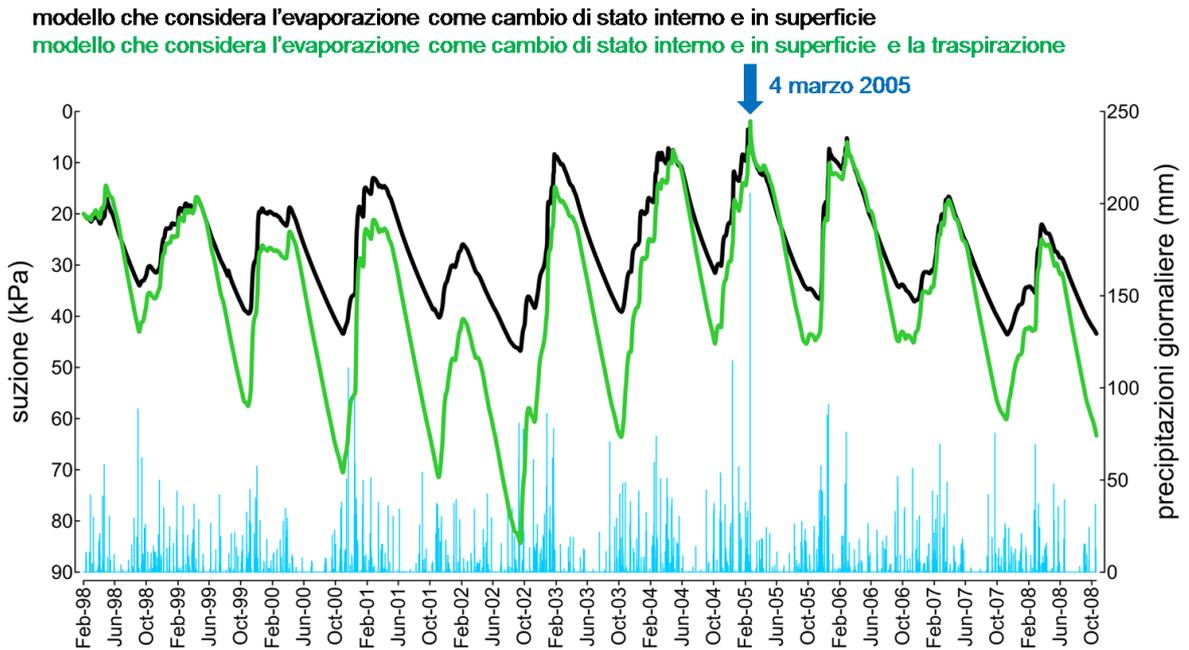


Figura 126: evoluzione di suzione alla profondità di 1 m prevista con il modello che considera l'evaporazione come cambio di stato interno e in superficie per il caso di suolo nudo (curva nera) e di suolo vegetato (curva verde)

Allargando anche in questo caso la scala e focalizzandosi solo sui valori minori di suzione, si osserva che entrambi i modelli restituiscono un picco in corrispondenza dell'evento di frana (Figura 127).

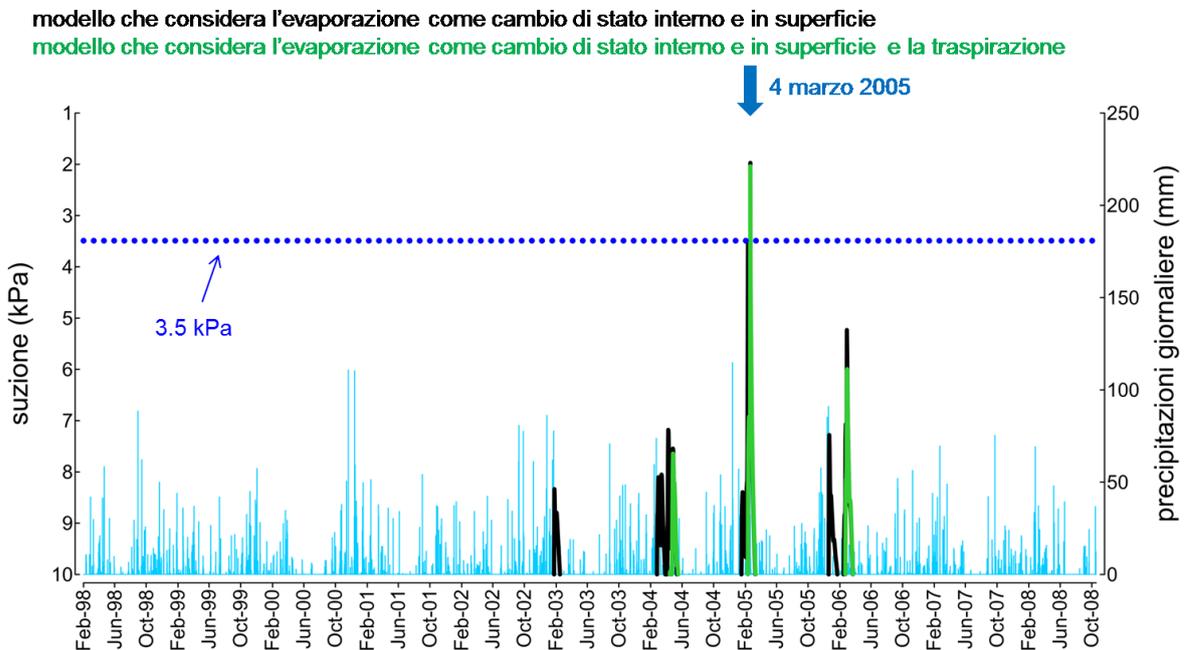


Figura 127: ingrandimento dell'ordinata principale dell'evoluzione di suzione alla profondità di 1 m prevista con il modello che considera l'evaporazione come cambio di stato interno e in superficie per il caso di suolo nudo (curva nera) e di suolo vegetato (curva verde); in blue è riportata la soglia teorica che discrimina condizioni di stabilità da condizioni di instabilità

Anche in questo caso è possibile ipotizzare una soglia per separare condizioni di stabilità da condizioni di instabilità. Seguendo la stessa filosofia adottata per il volume d'acqua immagazzinato, la soglia è assunta per il valore di suzione di 3.5 kPa.

L'evoluzione di suzione alla profondità di 1 m prevista con il modello che considera l'evaporazione come cambio di stato interno e in superficie per il caso di suolo nudo è confrontata, in Figura 128, con l'evoluzione prevista con il modello che considera l'evaporazione come cambio di stato superficiale e con l'evoluzione prevista con il modello che trascura l'evaporazione.

modello che trascura l'evaporazione

modello che considera l'evaporazione come cambio di stato in superficie

modello che considera l'evaporazione come cambio di stato interno e in superficie

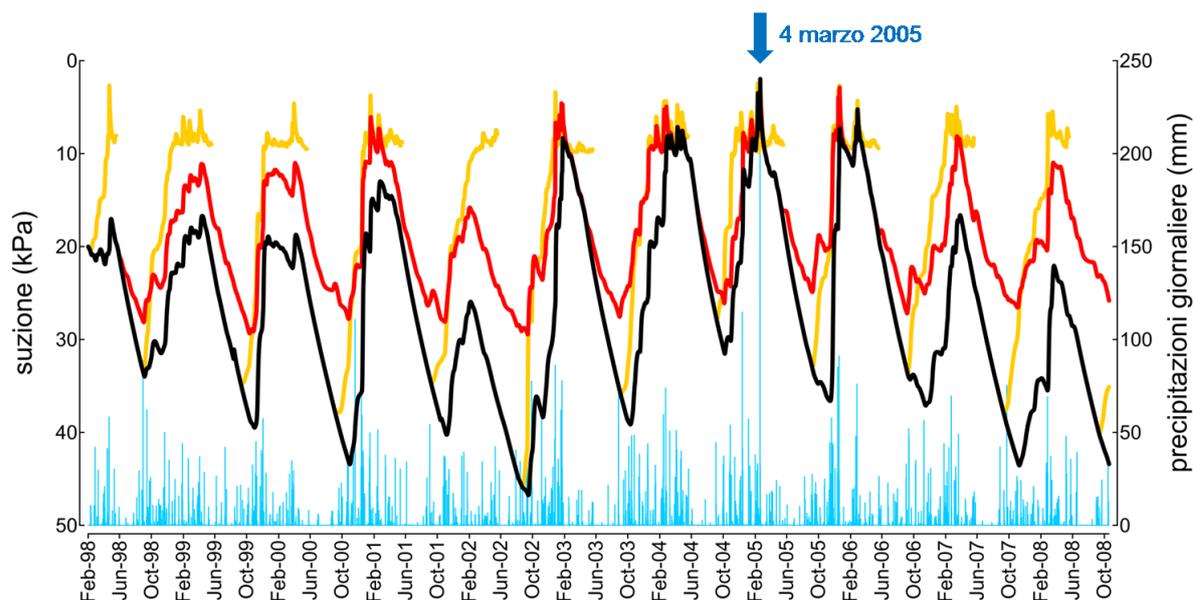


Figura 128: evoluzione di suzione alla profondità di 1 m prevista con il modello che considera l'evaporazione come cambio di stato interno e in superficie (curva nera), come cambio di stato in superficie (curva rossa) e che trascura l'evaporazione (curva gialla). Le previsioni si riferiscono al caso di suolo nudo

Focalizzandosi solo sui valori minori di suzione (Figura 129), si osserva che tutti i modelli restituiscono un picco di suzione in corrispondenza dell'evento di frana. Tuttavia, anche in termini di suzione, tale picco è unico nel modello che considera l'evaporazione come cambio di stato interno e in superficie, mentre, nei modelli basati sulla risoluzione dell'equazione di Richards, esso è confrontabile con tanti altri picchi presenti nella finestra temporale analizzata. In particolare, il modello che considera l'evaporazione come cambio di stato superficiale restituisce, oltre all'evento del 4 marzo, un altro evento che eccede la soglia, mentre il modello che trascura l'evaporazione ne restituisce altri 6.

Le previsioni in termini di volume d'acqua immagazzinato e di suzione mostrano quindi come al crescere del livello di dettaglio dei modelli previsionali si associa una maggiore accuratezza e attendibilità delle previsioni.

modello che trascura l'evaporazione

modello che considera l'evaporazione come cambio di stato in superficie

modello che considera l'evaporazione come cambio di stato interno e in superficie

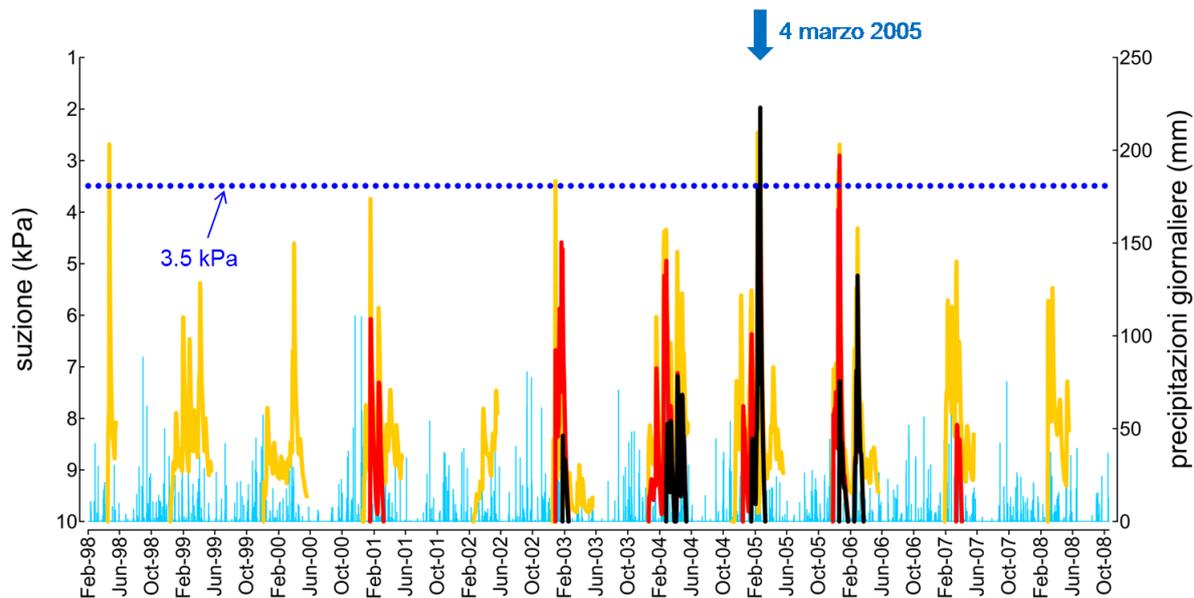


Figura 129: ingrandimento dell'ordinata principale dell'evoluzione di suzione alla profondità di 1 m prevista con il modello che considera l'evaporazione come cambio di stato interno e in superficie (curva nera), come cambio di stato in superficie (curva rossa) e che trascura l'evaporazione (curva rossa). Le previsioni si riferiscono al caso di suolo nudo. In blue è riportata la soglia teorica che discrimina condizioni di stabilità da condizioni di instabilità

PARTE V SISTEMI DI ALLERTAMENTO A CARATTERE LOCALE

Come visto nel corso dei precedenti capitoli, nella mitigazione del rischio attraverso approcci di tipo “non strutturale” si cerca di prevedere il fenomeno con un anticipo di alcune ore e di eliminare temporaneamente l’esposizione diretta al fenomeno di persone o beni mobili in caso di allarme (Pagano et al., 2010). Tali approcci si basano sul monitoraggio e l’interpretazione tempestiva di alcuni precursori con dei modelli predittivi. Le principali variabili associabili all’innesco, collegate tra di loro in un nesso causa-effetto per così dire “a catena”, sono le precipitazioni, le riduzioni di suzione e le deformazioni distorsionali pre-rottura (Figura 130). I sistemi di allarme tradizionali si basano sul monitoraggio del primo anello della catena (le precipitazioni, e.g. Caine et al., 1980; Guzzetti et al., 2005). Tuttavia, nella pratica, accanto al modello in grado di trasformare le condizioni al contorno in previsione dello stato idrologico della coltre, nei pendii a maggior esposizione è utile un monitoraggio diretto degli altri due anelli della catena.



Figura 130: schema causa-effetto delle principali variabili associate all’innesco di fenomeni di frana meteorologiche

Nell’ottica di basare quindi un sistema di allarme sul monitoraggio dell’intera catena che precede la rottura, nel lavoro di dottorato in azienda è stato sviluppato uno strumento, il tensio-inclinometro, idoneo alla misura sia della suzione sia dei gradienti di spostamento in direzione parallela al pendio. Lo strumento recepisce alcuni fondamentali sviluppi tecnologici avvenuti negli ultimi anni nel campo della sensoristica, in grado di garantire accuratezza, affidabilità, durata e frequenza delle misure con bassi costi di implementazione.

In quest’ultima sezione sono descritte le fasi di sviluppo del tensio-inclinometro, riportando alcune esperienze di laboratorio e di sito.

11.1 Stato dell’arte: inclinometro basato su tecnologia MEMS

Il tensio-inclinometro rappresenta l’evoluzione di un’asta inclinometrica sviluppata e brevettata dalla società STRAGO. Lo strumento attualmente brevettato consente di realizzare misure inclinometriche delle coltri superficiali attraverso aste rigide, equipaggiate con sistema accelerometrico montato in corrispondenza dell’estremità superiore, basato su tecnologia MEMS (Micro-Electro-Mechanical Systems).

In tale tecnologia, dispositivi meccanici di dimensioni micrometriche possono essere incorporati in chip a semiconduttore e provvisti di un'interfaccia di tipo elettronico immediatamente utilizzabile in un circuito stampato. Una rappresentazione dettagliata del sistema di misura accelerometrico è riportata in Figura 131. Esso è costituito da un circuito stampato sul quale sono integrati un accelerometro triassiale MEMS, che consente di determinare l'angolo di rotazione dell'asta rispetto alla verticale, un'unità di elaborazione e un sistema di trasmissione dati.

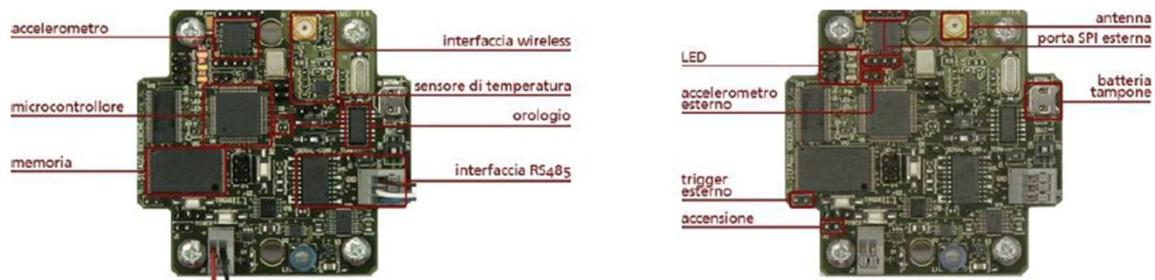


Figura 131: descrizione dettagliata del circuito stampato su cui è applicato l'accelerometro

Il programma di gestione implementato in ciascun sensore dispone la trasmissione del dato misurato ai sensori adiacenti, consentendo, in un pendio diffusamente monitorato, di realizzare una catena di trasmissione del dato a valle, nella quale ciascuna verticale di misura trasmette il dato stesso formando ponti di trasmissione con le verticali poste a quota inferiore. La rete di monitoraggio così concepita - wireless e basata su tecnologia MEMS - presenta notevoli vantaggi rispetto ai sistemi di monitoraggio più tradizionali oggi utilizzati per i seguenti motivi:

- la comunicazione non richiede cablaggi, il che facilita e velocizza l'installazione consentendone il completamento nell'arco di una singola giornata, anche in riferimento ad aree molto estese e/o impervie;
- l'alimentazione è fornita da semplici batterie ed il sistema, grazie alla tecnica di trasmissione "a ponte" del dato, è a bassissimo consumo, con un'autonomia maggiore di un anno;
- gli interventi di manutenzione richiesti dal sistema sono resi minimi proprio grazie all'autonomia energetica e alla menzionata assenza di cavi; questi infatti, nei sistemi tradizionali, risultano frequentemente danneggiati dalla fauna selvatica, determinando rilevanti oneri di manutenzione straordinaria;
- il sistema di monitoraggio risulta di costo notevolmente più basso rispetto ai sistemi attualmente utilizzati, grazie ai bassi costi degli strumenti, dell'installazione e della manutenzione.

In generale, la rete discreta di strumenti di misura (riportata in figura 2a) è formata da una serie di unità dette "slave" - il cui compito è realizzare, pre-elaborare e trasmettere dati - e da una (o più) unità dette "master" che si occupano della gestione di acquisizione dei dati dalle

slave e del trasferimento dei dati verso un'unità centrale di acquisizione ed elaborazione (di solito un PC commerciale).

La modalità di collegamento tra i vari strumenti rappresenta un notevole punto di forza di questa tipologia di rete: le unità slave lavorano come dispositivi wireless (capacità in campo libero = 200 m) e sono alimentati da batterie a litio, non richiedendo quindi alcun tipo di cablaggio; le unità master, invece, sono collegate al PC attraverso un'interfaccia seriale RS485 e sono gestite tramite un software che permette la configurazione della rete.

La rete di strumenti descritta è stata utilizzata in un sistema di allarme implementato lungo il costone prospiciente la stazione di Castellammare di Stabia (Figura 132), ricoperto da coltri piroclastiche limose potenzialmente in grado di franare e ostruire la linea ferroviaria. Il sistema è finalizzato al preallertamento del treno rispetto all'avvenuto distacco di volumi di materiale piroclastico dal costone.

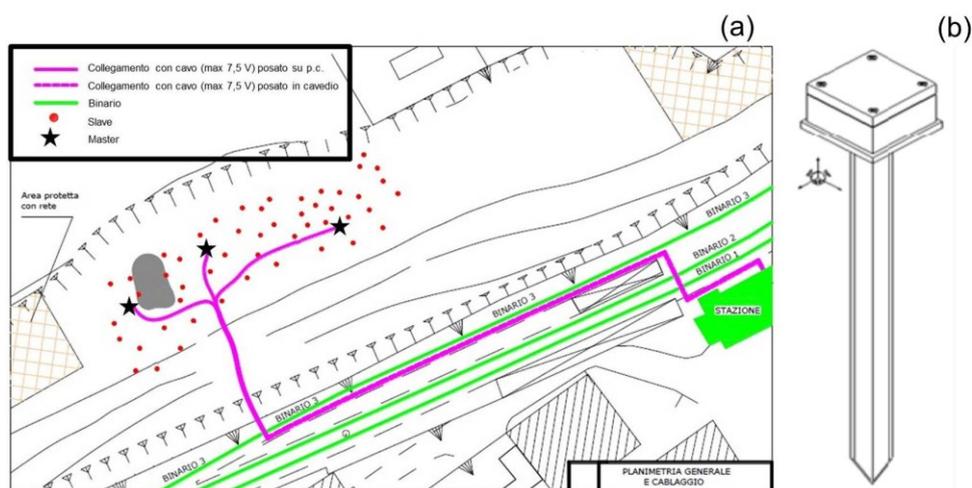


Figura 132: (a) rappresentazione della rete di sensori utilizzata per il monitoraggio di Castellammare di Stabia e (b) schema dell'inclinometro adoperato (b).

11.2 Accoppiamento della misura inclinometrica con la misura di pressione della fase liquida

Lo strumento descritto è stato aggiornato associando all'informazione di tipo cinematico (inclinazione dell'asta) un'informazione di tipo idraulico: la misura della suzione in corrispondenza dell'estremità inferiore dell'asta. A tale scopo l'asta metallica è stata sostituita da un tubo tensiometrico, ancora una volta equipaggiato in testa con un sistema accelerometrico basato su tecnologia MEMS. All'estremità inferiore il tubo presenta, come nei tensiometri jet-fill, una pietra porosa satura che, infissa nel terreno, si pone in alla stessa pressione del terreno che la circonda. Tale pressione viene trasmessa dalla colonna d'acqua presente nel tubo (saturato d'acqua) ad un trasduttore di pressione, anch'esso basato su tecnologia MEMS. Uno schema dello strumento aggiornato è riportato in Figura 133a.

L'accoppiamento tensiometro-accelerometro MEMS ha richiesto una ricerca di mercato sui trasduttori di pressione MEMS con caratteristiche (campo di misura e fondo scala) compati-

li con le misure tensiometriche e diverse esperienze di laboratorio finalizzate a realizzare collegamenti idraulici tubo-trasduttore compatibili con le caratteristiche del trasduttore utilizzato. Il trasduttore di pressione selezionato è di tipo piezoresistivo HSC (High Silicon Ceramic) in silicio della Honeywell (Figura 133b), a tecnologia MEMS, in grado di restituire in uscita un valore digitale, desunto a partire da un valore di riferimento interno (il vuoto) e proporzionale alla pressione assoluta del fluido con cui il trasduttore stesso è posto a contatto. Il trasduttore fornisce misure di pressione stabili nell'intervallo 60 mbar - 10 bar per valori di temperatura compresi tra 0° e 50°C.

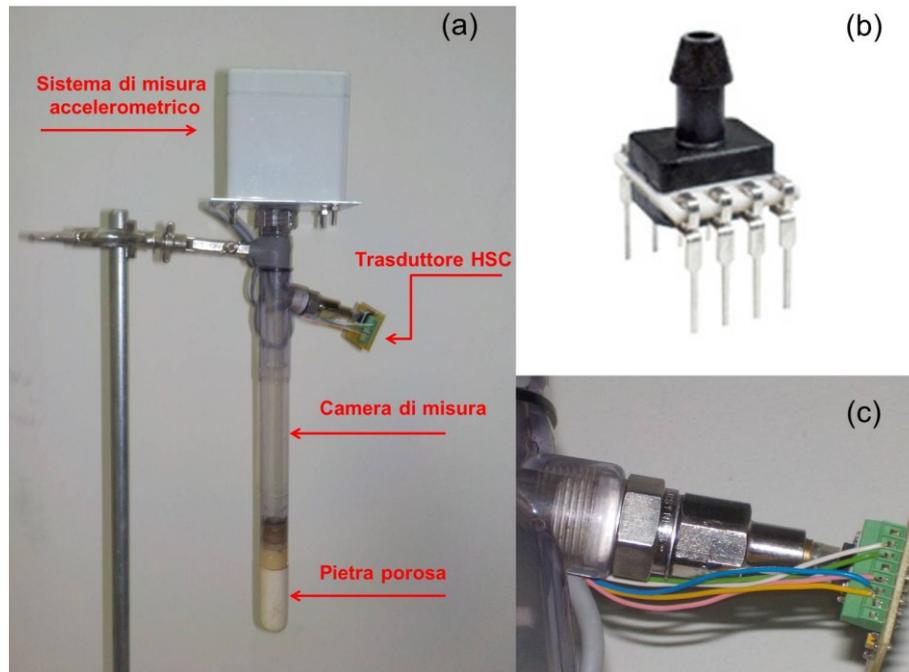


Figura 133: (a) schema del tensio-inclinometro, (b) trasduttore di pressione HSC, (c) particolare del collegamento idraulico

Il trasduttore HSC è stato collegato al tensiometro attraverso il giunto idraulico riportato in Figura 133c.

Esso è costituito da un elemento filettato, reso impermeabile all'aria attraverso un o-ring, e da un riduttore dotato di terminale con tubo dal diametro di 4 mm sul quale è applicato il trasduttore.

Il tensio-inclinometro è stato corredato di uno specifico software per la gestione e l'acquisizione congiunta di misure accelerometriche e di suzione. Il software restituisce l'accelerazione media nelle tre direzioni espressa in mg e la pressione assoluta espressa in kPa. Attraverso un file di configurazione è possibile fissare frequenza di campionamento, durata dell'acquisizione, intervallo di attesa tra due letture e altezza della colonna d'acqua. Quest'ultima consente di ricavare la misura di pressione della fase liquida, realizzata in corrispondenza dell'estremità inferiore del tubo, a partire dalla misura di pressione del traduttore, realizzata in prossimità dell'estremità superiore.

Al fine di provare la capacità dello strumento di misura realizzato, sono stati preparati in laboratorio diversi campioni di terreno, posti in tubi PVC (diametro = 8 cm; altezza = 30 cm), a grado di saturazione controllato. Le misure ottenute tramite il trasduttore HSC sono state confrontate con misure ricavate con un manometro. I risultati di questo confronto, per diversi livelli di grado di saturazione, sono riportati in Figura 134a e Figura 134b. Il confronto restituisce evoluzioni di suzione praticamente identiche. Al fine di testare inoltre la tenuta dello strumento di misura su un arco temporale di molte ore è stato eseguito un confronto (Figura 134c) fra trasduttore HSC e misure di pressione interstiziale acquisite in continuo sostituendo al manometro un trasduttore Type GT-3-15 collegato a una centralina CR1000 della Campbell Sci. Anche in questo caso, l'evoluzione di pressione della fase liquida, ottenuta attraverso i due distinti trasduttori, tende a sovrapporsi.

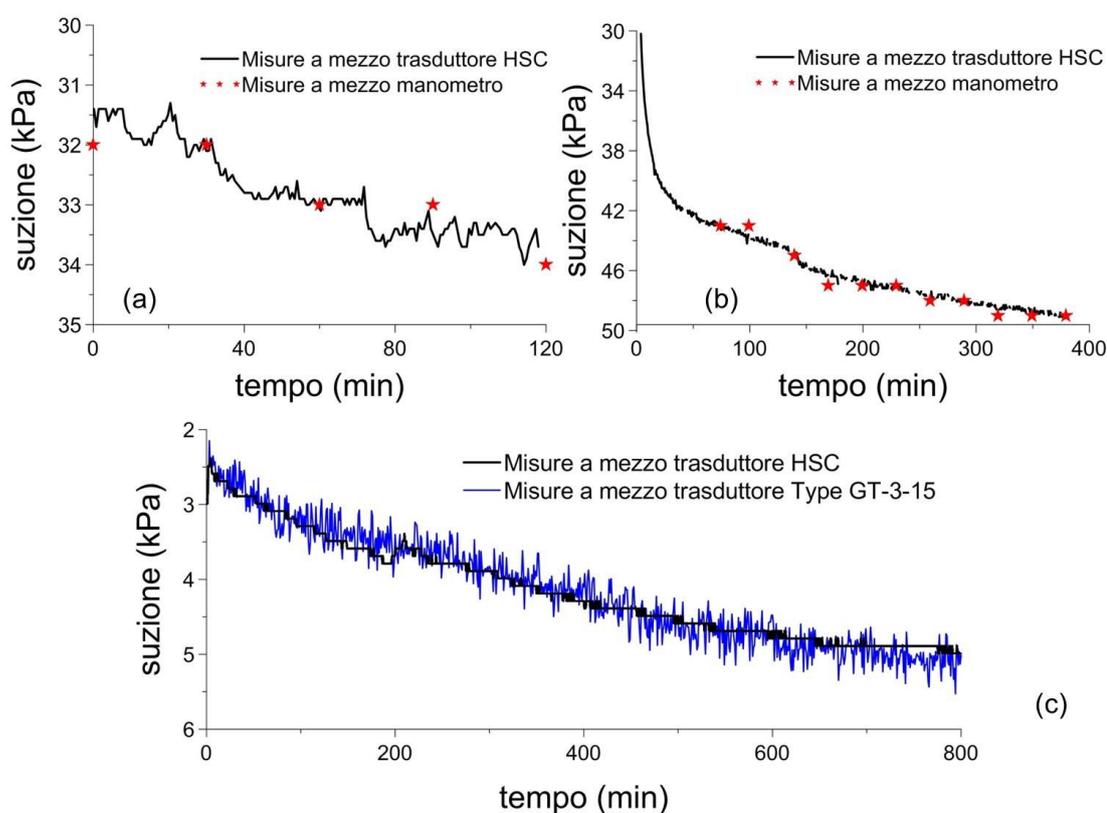


Figura 134: (a, b) confronto tra misure a mezzo trasduttore HSC e misure a mezzo manometro; (c) confronto tra misure a mezzo trasduttore HSC e misure a mezzo trasduttore Type GT-3-15

11.3 Realizzazione di un campo sperimentale nell'ambito del progetto PON SICURFER

Il tensio-inclinometro è stato installato e provato in sito attraverso la realizzazione di un campo sperimentale dimostrativo nell'ambito del progetto PON SICURFER.

Il campo sperimentale è ubicato su un costone in prossimità della stazione di Castellammare Terme della linea Napoli-Sorrento della Circumvesuviana (Figura 135). La linea ferroviaria è

sovrastata da una scarpata particolarmente acclive, ricoperta da una coltre di materiale piroclastico sciolto, interessata già in passato da fenomeni di instabilità.



Figura 135: vista dall'alto dell'area monitorata (da Google Earth)

In Figura 136 è mostrata una fotografia del campo sperimentale. In Figura 137 è invece riportato uno schema della rete di monitoraggio.



Figura 136: foto del campo sperimentale

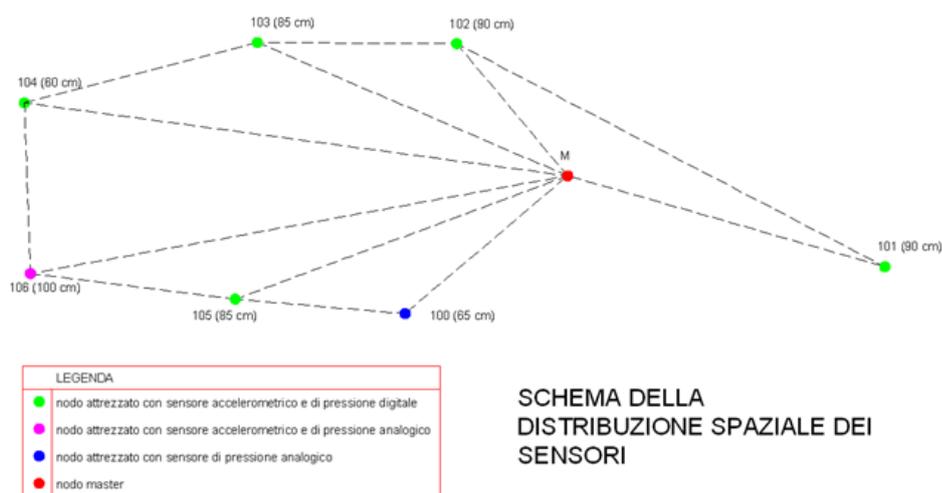


Figura 137: schema della distribuzione spaziale dei sensori con indicazione delle profondità di infissione

La rete di monitoraggio è costituita da 8 nodi (unità), disposte su un'area di circa 15 m², a distanze mutue variabili da uno a due metri; la tipologia della rete è del tipo “a stella”:

- il nodo 100 è costituito da un tensiometro jetfill “tradizionale”, installato alla profondità di 60 cm dal piano campagna e dotato di un sensore di pressione analogico (manometro);
- i nodi 101, 102, 103, 104 e 105 sono costituiti da unità tensio-inclinometriche (sensore accelerometrico digitale a tecnologica MEMS e sensore di pressione digitale a tecnologia MEMS), installati a profondità comprese tra 60 e 90 cm;
- il nodo 106 è costituito da un'unità tensio-inclinometrica, installata alla profondità di 100 cm e dotata di sensore accelerometrico digitale a tecnologia MEMS, sensore di pressione digitale a tecnologia MEMS esposto all'atmosfera per misurare la pressione atmosferica e sensore di pressione analogico;
- il nodo M rappresenta l'unità master.

In Figura 138 sono riportate le fasi di preparazione e installazione di un tubo tensio-inclinometrico. La preparazione dei tubi tensiometrici e tensio-inclinometrici è avvenuta direttamente in sito (eccezion fatta per la saturazione delle pietre porose che invece è avvenuta in laboratorio). Per semplificare l'infissione dei tubi nel terreno sono stati realizzati dei fori con una trivella manuale; nell'ultimo tratto si è proceduto all'infissione del tubo per battitura con un martello di gomma.



Figura 138: fasi d'installazione dell'unità tensio-inclinometrica: trivellazione del terreno (a); riempimento del tubo con acqua deareata (b); fissaggio unità inclinometrica su quella tensiometrica (c); infissione dell'unità nel terreno (d)

Le apparecchiature per la gestione del sistema sono state installate presso i locali della stazione e alloggiati all'interno di un armadio appositamente predisposto da Circumvesuviana. L'apparecchiatura è costituita essenzialmente da un PC desktop e da un modem 3G per permettere il controllo remoto del sistema. Il PC riceve i dati dall'impianto tramite una scheda master, ad esso connessa via cavo. Le altre schede dell'impianto comunicano con la master in modalità wireless. Il sistema acquisisce misure di accelerazione e pressione della fase liquida con frequenza di 20 minuti.

Sul PC desktop è predisposto un software che elabora le misure accelerometriche e di pressione della fase liquida, restituendo l'inclinazione dell'asta, la variazione di inclinazione rispetto all'acquisizione precedente, la variazione di inclinazione rispetto alla sua posizione iniziale e il livello di suzione (corretto in funzione della colonna d'acqua che insiste sulla pietra porosa¹⁸).

I valori di suzione sono determinati come differenza tra la pressione atmosferica (u_a) (rilevata dal nodo 106¹⁹) e la pressione della fase liquida ($-u_w$) misurata dalle diverse unità tensio-inclinometriche. Tutte le misure di suzione sono quindi corrette in funzione dell'altezza del

¹⁸ Il valore di suzione misurato, da sensore analogico o digitale, va ridotto dell'altezza di colonna d'acqua che insiste sulla pietra porosa. La contestuale presenza della misura di inclinazione consente di affinare tale operazione poiché è possibile determinare la reale altezza di colonna d'acqua anche quando il tubo è inclinato.

¹⁹ In caso di misura nulla, si adotta il valore $u_a = 101.3$ kPa

tubo tensiometrico (fornita come input del software) e dell'inclinazione dello stesso (calcolata attraverso semplici relazioni geometriche in funzione delle componenti di accelerazione). In Figura 139 sono mostrati i risultati del monitoraggio per una finestra temporale dal 29/5/2015 al 9/6/2015. Durante questi giorni non si sono registrati eventi di precipitazione.

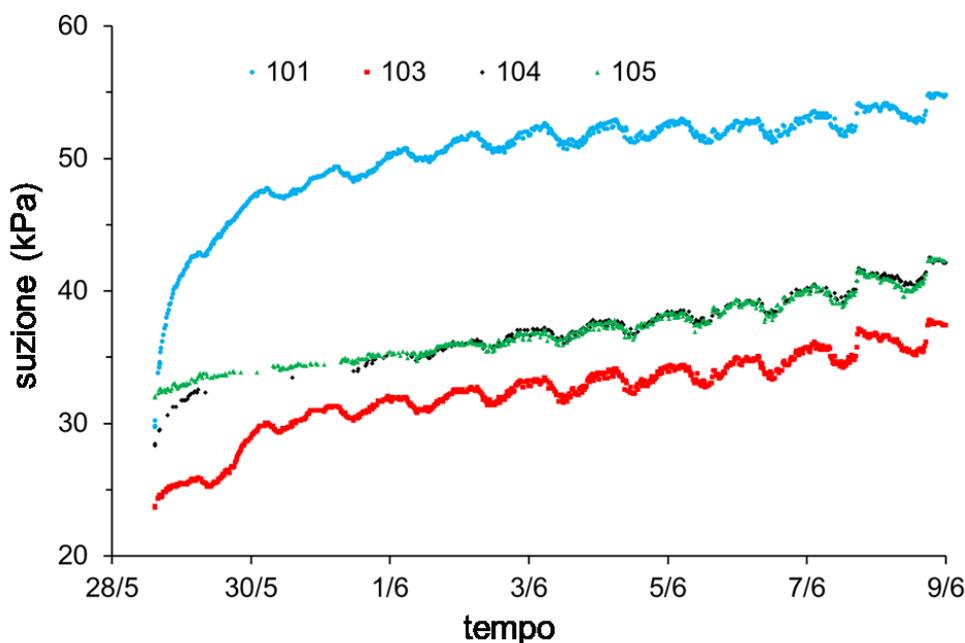


Figura 139: evoluzione delle registrazioni di suzione attraverso i tensio-inclinometri presenti nel campo sperimentale di Castellammare Terme

Le misure del nodo 102 sono state trascurate in quanto esso si è rapidamente desaturato per effetto di un'errata preparazione dell'unità tensio-inclinometrica in sito. Le altre unità hanno invece fornito misure coerenti con i valori registrati in altri siti sperimentali nello stesso periodo dell'anno (Pirone et al., 2012).

È interessante notare le differenze di misura riscontrate tra i nodi 101, 103 e 105 installati a profondità simili. Se infatti, per i nodi 103 e 105, le evoluzioni sono leggermente mutuamente traslate (ciò può essere dovuto a piccole differenze di profondità di installazione delle unità tensio-inclinometriche), il nodo 101 vede una repentina riduzione di suzione. Ciò è ascrivibile al fatto che esso è posto in corrispondenza del bordo del piano campagna monitorato; tale zona è caratterizzata dalla presenza di due superfici esposte (superiore e laterale) che favoriscono la desaturazione per effetto dei flussi evapotraspirativi.

CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

- (1) Il monitoraggio del modello fisico ha fornito importanti insegnamenti sul comportamento di interazione tra una coltre piroclastica superficiale e l'atmosfera per il caso di suolo nudo e per il caso di suolo vegetato. I risultati sperimentali presentati e le interpretazioni proposte consentono di esprimere in sintesi che:
 - i valori di suzione si distribuiscono su di un intervallo molto ristretto durante la stagione invernale, mentre risultano molto più dispersi nelle altre stagioni, specie in quella estiva;
 - i valori di suzione superficiale condizionano sensibilmente l'infiltrazione potenziale, esaltandola nei periodi secchi e riducendola nei periodi umidi. Tra i principali fattori che influenzano l'infiltrazione, i dati sperimentali indicano che l'effetto gradiente prevale sull'effetto permeabilità;
 - la risposta idrologica alle riduzioni repentine di suzione nelle zone superficiali indotte da precipitazione può inquadrarsi in tre meccanismi d'infiltrazione diversi. Ciascuno di essi si associa a diversi livelli medi di suzione nelle fasi che precedono l'evento. Si può infatti generare una propagazione rapida in profondità della perturbazione, con traslazione dei profili; una propagazione lenta della perturbazione in profondità che genera rotazione dei profili; una propagazione lenta della perturbazione inibita rapidamente dai processi evaporativi;
 - la risposta idrologica di una coltre piroclastica soggetta a processi evaporativi può inquadrarsi in due diversi meccanismi di filtrazione, anch'essi sostanzialmente dipendenti dai livelli di suzione medi. Può in particolare verificarsi una propagazione agevole della perturbazione segnalata dalla traslazione dei profili, oppure generarsi un'inibizione della propagazione segnalata dalla rotazione dei profili;
 - la presenza di vegetazione sulla superficie della coltre piroclastica può indurre maggiori riduzioni di contenuto volumetrico d'acqua all'interno dello strato rispetto al caso di suolo nudo.

- (2) Le prove in colonna d'infiltrazione hanno permesso di caratterizzare il comportamento idraulico di interfaccia di coltri piroclastiche che poggiano su materiali caratterizzati da dimensioni dei vuoti maggiori (condizione spesso ritrovabile sui versanti della Campania). Le prove hanno confermato l'esistenza di un effetto "barriera capillare". I valori di "rottura" di questa barriera sono leggermente superiori a 0 kPa e dipendono principalmente dalla granulometria dei materiali al di sopra e al di sotto della superficie di discontinuità.

L'interazione idraulica all'interfaccia cenere-pomice è stata inoltre indagata attraverso alcune analisi numeriche. Le analisi ottenute con le funzioni ricavate sperimentalmente sono state confrontate con le analisi ottenute adottando le condizioni al contorno in-

feriore solitamente utilizzate nelle analisi numeriche (strato infinito, gradiente unitario, superficie di filtrazione). Le analisi numeriche hanno dimostrato che alcune delle condizioni al contorno inferiori tradizionali possono indurre sovrastime nella previsione della suzione e che la condizione di superficie di filtrazione è quella che più simile alle funzioni ricavate sperimentalmente.

- (3) La previsione dello stato idrologico di un caso-studio reale (frana di Nocera del 4 marzo 2005) ha permesso di provare le capacità predittive di una serie di modelli previsionali fisicamente basati, a grado di complessità crescente, presenti in letteratura. I modelli previsionali adottati sono: modello che trascura l'evaporazione, modello che considera l'evaporazione come cambio di stato in superficie, modello che considera l'evaporazione come cambio di stato interno e in superficie. Quest'ultimo è stato adottato in riferimento sia al caso di suolo nudo sia al caso di suolo vegetato. Si può affermare che i diversi modelli adottati nella previsione del caso-studio reale riconoscono una singolarità nella risposta idrologica della coltre in corrispondenza dell'evento di frana. Per questo motivo, questi modelli, se adottati come modelli predittivi per sistemi di allertamento, sarebbero capaci di fornire un allarme in corrispondenza di un evento di frana. Tuttavia, le previsioni hanno dimostrato come un aumento della complessità e della completezza del modello previsionale restituisca una maggiore accuratezza della previsione, cui si associa un ridotto numero di falsi allarme.
- (4) Il lavoro di dottorato in azienda ha permesso di consegnare alla comunità un dispositivo, il tensio-inclinometro, in grado di integrarsi in un sistema completo di allertamento a carattere locale. Le prime applicazioni in sito di tale dispositivo hanno fornito indicazioni incoraggianti circa l'accuratezza, l'affidabilità, la durata e la frequenza delle misure con bassi costi di implementazione

BIBLIOGRAFIA

- Allen RG, Pereira LS, Raes D, Smith M (1998). *FAO Irrigation and Drainage. Paper No. 56: Crop Evapotranspiration (Guidelines for Computing Crop Water Requirements)*. ISBN 92-5-104219-5
- Aydin M (1998). A new model for predicting evaporation from bare field soil. In: *Proceedings of the International Symposium and second Chinese National Conference on Rainwater Utilization, Xuzhou-Jiangsu, China*, pp. 283–287
- Bathurst RJ, Ho AF, Siemens G (2007). A column apparatus for investigation of 1-D unsaturated–saturated response of sand–geotextile systems. *Geotechnical Testing Journal*, 30(6): 1–9
- Bathurst RJ, Siemens G, Ho AF (2009). Experimental investigation of infiltration ponding in one-dimensional sand–geotextile columns. *Geosynthetics International*, 16(3): 158–172
- Bevin KJ (2004). Robert E. Horton’s perceptual model of infiltration processes. *Hydrological Processes*, 18: 3447–3460
- Bilotta E, Foresta V (2002). On the measured shear strength of some pyroclastic soils of Sarno mountains. *Proceedings of the 3rd International Conference on Unsaturated Soils*. Recife: Balkema (Rotterdam)
- Blaney HF, Criddle WD (1950). “Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data”. Technical Paper No. 96, U.S. Department of Agriculture, Soil Conservation Service, Washington, DC
- Blight GE (1997). Interactions between the atmosphere and the earth. *Géotech*;47:715–767.
- Brooks RJ, Corey AT (1964). Hydraulic properties of porous media. *Hydrological Paper 3* Colo. State Univ., Fort Collins
- Caine N (1980). The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flow. *Geografiska Annaler*, 62A(1–2):23-27
- Calcaterra D, de Riso R, Santo A (2003). Landslide hazard and risk mapping: experiences from Campania, Italy. *Atti int. Conf. on Fast Slope movements Prediction and Prevention for Risk Mitigation*, Ass.Geot. Ital., 11-13 Maggio 2003, Napoli
- Calcaterra D, Parise M, Palma B, Pelella L (2000). The influence of meteoric events in triggering shallow landslides in pyroclastic deposits of Campania, Italy. In: Bromhead E, Dixon N, Ibsen ML (eds) *Proc 8th Int Symp on Landslides*. Cardiff 1:209–214. Balkema, Rotterdam
- Campbell GS, Norman JM (1998). *An Introduction to Environmental Biophysics*. New York: Springer Verlag
- Campbell Scientific (2006). *229 Heat Dissipation Matrix Water Potential Sensor, Instruction Manual*. Campbell Scientific Inc
- Caruso M, Jommi C (2011). Infiltration and evaporation from bare soil: a comparison between experimental data and predictive models. *5th Asia-Pacific Conf. on Unsaturated Soils (AP-UNSAT 2011)*:791-796

- Cascini L, Cuomo S, Sorbino G (2005). Flow-like mass movements in pyroclastic soils: remarks on the modelling of triggering mechanisms. *Ital Geotech J*, 4:11-31
- Cascini L, Sorbino G, Cuomo S, Ferlisi S (2014). Seasonal effects of rainfall on the shallow pyroclastic deposits of the Campania region (southern Italy). *Landslides*, 11(5):779-792
- Childs EC, Collis-George N (1950). The permeability of porous materials. *Proceedings of the Royal Society, London, Series A*, 201A:392–405
- Comegna L, Avolio B, Damiano E, Olivares L, Picarelli L (2012). Risposta idrologica di un deposito piroclastico parzialmente saturo. *Atti Incontro Annuale dei Ricercatori di Geotecnica (IARG 2012)*, Padova.
- Dakshnamurthy V, Fredlund DG (1981). A mathematical model for predicting moisture flow in an unsaturated soil under hydraulics and temperature gradients. *Water Resources Research*, 17(3):714–722
- Damiano E, Greco R, Guida A, Olivares L, Picarelli L (2015). An investigation of infiltration and deformation processes in layered small-scale slopes in pyroclastic soils. In: Rontonda T, Cecconi M, Silvestri F, Tommasi P, editors. *Proc. Int. Workshop on Volcanic Rocks & Soils Ischia, Italy*: CRC Press, p. 163-166
- Damiano E, Olivares L (2010). The role of infiltration processes in steep slopes stability of pyroclastic granular soils: laboratory and numerical investigation. *Natural Hazards, Journal of the Inter. Society for the Prevention and Mitigation of Natural Hazards, Springer Netherlands*, 52:329–350
- Damiano E, Olivares L, Picarelli L (2012). Steep-slope monitoring in unsaturated pyroclastic soils. *Eng Geolog*, 137-138:1-12
- de Riso R, Budetta P, Calcaterra D, Santo A (1999). Le colate rapide in terreni piroclastici del territorio campano. *Atti Conv. su "Previsione e Prevenzione dei fenomeni franosi"*, Ass. Georisorse e Ambiente, Torino, Trento, giugno 1999
- de Riso R, Budetta P, Calcaterra D, Santo A (2007). Riflessioni sul comportamento delle colate rapide non incanalate della Campania, alla luce delle conoscenze pregresse. *Atti del Conv. "La mitigazione del Rischio da colata di fango a Sarno e negli altri comuni colpiti dagli eventi del maggio 1988"*, pp. 81-92
- De Vita P, Piscopo V (2002). Influences of hydrological and hydrogeological conditions on debris flows in peri-vesuvian hillslopes. *Nat. Haz. and Earth Syst. Sc.*, 2: 27-35
- de Vries DA (1963). Thermal properties of soils. In W. R. Wijk, *Physics of Plant Environment* (p. 382). North Holland Pub. Co.
- Di Crescenzo G, Santo A (1999). Analisi geomorfologica delle frane da scorrimento-colata rapida in depositi piroclastici della Penisola Sorrentina (Campania). *Geografia Fisica e Dinamica del Quaternario*, 22:57-72
- Di Crescenzo G, Santo A (2005). Debris slides–rapid earth flows in the carbonate massifs of the Campania region (Southern Italy): morphological and morphometric data for evaluating triggering susceptibility. *Geomorphology*, 66:255-276
- Edlefsen NE, Anderson AB (1943). Thermodynamics of soil moisture. *Hilgardia*, 15:31-298
- Evangelista A, Scotto di Santolo A, Lombardi G (2007). Previsione dell'innesco di fenomeni franosi nelle coltri piroclastiche della città di Napoli. *Proc XIII Convegno Nazionale di Geotecnica*, Padova, pp. 227–234

- Farouki OT (1986). *Thermal properties of soils*. In: Series on Rock and soil Mechanics (11) (136 pp.). Trans. Tech.
- Feddes RA, Kowalik PJ, Zaradny H (1978). *Simulation of field water use and crop yield*. Wiley, Inc
- Flint AL, Campbell GS, Ellett, Calissendorff C (2002). Calibration and Temperature Correction of Heat Dissipation Matric Potential Sensors. *Soil Science Society of America Journal*, 66:1439-1445
- Fredlund DG (2002). Use of soil-water characteristic curve in the implementation of unsaturated soil mechanics. *Proceedings of the 3rd International Conference on Unsaturated Soils*. Recife: Balkema (Rotterdam)
- Fredlund DG, Dakshanamurthy V (1982). Prediction of moisture flow and related swelling or shrinking in unsaturated soils. *Geotechnical Engineering Journal*, 13:15–49
- Fredlund DG, Rahardjo H, Fredlund MD (2012). *Unsaturated Soil Mechanics in Engineering Practice*. Hoboken, NJ. John Wiley and Sons
- Garen D C, Moore D S (2005). Curve number hydrology in water quality modeling: uses, abuses, and future directions. *JAWRA*, 41(2):377-388
- GEO-SLOPE (2009). *Seepage Modeling with SEEP/W 2007*. Calgary: GEO-SLOPE International
- GEO-SLOPE (2009). *Seepage Modeling with VADOSE/W 2007*. Calgary: GEO-SLOPE International
- Gray DM (1970). *Handbook on the Principles of Hydrology*. Canadian National Committee for the International Hydrological Decade, National Research Council of Canada, Ottawa, Canada
- Green WH, Ampt GA (1911). Studies of soil physics, Part I.-the flow of air and water through soils. *J. Agr. Sci.*:1-24
- Guadagno FM (1991). Debris flows in the Campanian volcanoclastic soils (Southern Italy). *Proc Int Conf on Slope Stability*, Isle of Wight: 125–130. Thomas Telford
- 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*
- Hargreaves GH, Samani ZA (1982). Estimating potential evapotranspiration. *Journal of Irrigation Drainage Engineering*, 108(3): 225–230
- Hillel D (2004). *Introduction to Environmental Soil Physics*. Elsevier Science, USA
- Horton RE (1933). The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Trans. Am. Geophys. Union. 14th Ann. Mtg*: 446–460
- Horton RE (1940). An approach towards physical interpretation of infiltration capacity. *Proceedings of the Soil Science Society of America*, 5:399– 417
- Hungr O , Leroueil S, Picarelli L (2014). The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11(2): 167-194
- Idso SB, Jackson RD, Kimball BA, Nakayama FS (1975). The Dependence of Bare Soil Albedo on Soil Water Content. *J. Appl. Meteorol.*, 14(1):109-113

- Iverson RM (2000). Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resources Research*, 36(7): 1897-1910
- Jame YW, Norum DI (1980). Heat and mass transfer in a freezing unsaturated porous medium. *Water Resources Research*: 811-819
- Johansen O (1975). *Thermal conductivity of soils*. Ph.D Thesis, Trondheim, Norway: Universitetsbiblioteket
- Kasubuchi T (1975). The effect of soil moisture on thermal properties in some typical Japanese upland soils. *Soil Sci. Plant. Nutr.* : 107-112
- Kersten MS (1949). *Thermal properties of soils*. Engineering Experiment Station Bulletin 28
- Khire MV, Benson CH, Bosscher PJ (2000). Capillary barriers: design variables and water balance. *J Geotech Geoenviron Eng*, 126(8):695-708
- Kimball BA, Jackson RD, Reginato RJ, Nakayama FS, Idso SB (1976). Comparison of field-measured and calculated soil-heat fluxes. *Soil Science Society of America Proceedings*, 40(1):18-25
- Kottek M, Grieser J, Beck C, Rudolf B, Rubel F (2006). World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorol. Z.*, 15:259-263
- Lai SH, Tiedje JM, Erickson AE (1976). In situ measurement of gas diffusion coefficient in soils. *Soil Science Society of America Journal*, 40:3-6
- Lu N, Likos WJ (2004). *Unsaturated Soil Mechanics*, Wiley, New York
- Mancarella D, Doglioni A, Simeone V (2012). On capillary barrier effects and debris slide triggering in unsaturated soil covers. *Eng Geol*, 147-148:14-27
- Mancarella D, Simeone V (2012). Capillary barrier effects in unsaturated layered soils, with special reference to the pyroclastic veneer of the Pizzo d'Alvano, Campania, Italy. *Bull Eng Geol Environ*, 71:791-801
- McCartney JS, Kuhn JA, Zornberg JG (2005). Geosynthetic drainage layers in contact with unsaturated soils. *Proceedings of the 16th International Conference on Soil Mechanics and Geotechnical Engineering (ISSMGE)*, Osaka, Japan, 12-17 September, pp. 2301-2305
- McCartney JS, Zornberg JG (2010). Effect of infiltration and evaporation on geosynthetic capillary barrier performance. *Canadian Geotechnical Journal*, 47(11): 1201-1213
- Monteith JL (1965). Evaporation and Environment. In: *The state and movement of water in living organism. 19th Symp. Soc. Exptl. Biol. P*: 205-234
- Monteith JL (1973). *Principles of Environmental Physics*. Edward Arnold, London
- Montgomery DR, Dietrich WE (1994). A physically based model for the topographic control on shallow landsliding. *Water Resources Research*, 30: 1153-1171
- Mualem Y (1976). Hydraulic conductivity of unsaturated soils, predictions and formulas. *Methods of soil analysis, Agron. Monogr.*, 9(31): 799-823
- Nicotera MV, Papa R (2007). Comportamento idraulico e meccanico della serie piroclastica di Monteforte Irpino. In *Piattaforme Evolute di Telecomunicazioni e di Information*

- Nicotera MV, Papa R, Urciuoli G (2010). An experimental technique for determining the hydraulic properties of unsaturated pyroclastic soils. *Geotechnical Testing Journal*, 33(4):263-285
- Oke TR (1987). *Boundary Layer Climates*. Routledge, 2nd edition
- Olivares L (2001). Static liquefaction: an hypothesis for explaining transition from slide to flow in pyroclastic soils. *Proc. ISSMGE CT-11, Transition from slide to flow: mechanisms and remedial measures*, Trabzon, August 2001
- Olivares L, Andreozzi L, Damiano E, Avolio B, Picarelli L (2003). Hydrological response of a steep slope in pyroclastic unsaturated soils. *Proc. Int. Conf. on Fast Slope Movements – Prediction and Prevention for Risk Mitigation*, Napoli
- Olivares L, Damiano E (2008). Post-failure mechanics of landslides: a laboratory investigation of flowslides in pyroclastic soils. *J Geotech Geoenviron*, 133(1):51-62
- Olivares L, Picarelli L (2001). Susceptibility of loose pyroclastic soils to static liquefaction: some preliminary data. In M. Kühne, H.H: Einstein, E. Krauter, H. Klapperich, R. Pötter (eds.), *Landslides – Causes, Impacts and Countermeasures*, proc. Int. Conf., Davos: pp.75-85
- Olivares L, Tommasi P (2008). The role of suction and its changes on stability of steep slopes in unsaturated granular soils. In: Chen Z, Zhang J, Li Z, Wu F, Ho K, editors. *Proc. 10th International symposium on landslides and engineered slopes Xi'an, China*: CRC Press; p. 203-21
- Pagano L, Picarelli L, Rianna G, Urciuoli G (2010). A simplified approach for timely prediction of precipitation-induced landslides in unsaturated pyroclastic soils. *Landslides*, 7(3): 273-289
- Pagano L, Zingariello MC, Vinale F (2008). A large physical model to simulate flowslides in pyroclastic soils. In: Toll DG, Augarde CE, Gallipoli D, Wheeler SJ, editors. *Proc. of the 1st European Conference on Unsaturated Soils: Unsaturated soils-advances in geo-engineering*, Durham, United Kingdom: CRC Press; p. 111-115
- Papa R (2007). *Indagine sperimentale sulla coltre piroclastica di un versante della Campania*. Tesi di dottorato . Università degli Studi di Napoli "Federico II"
- Papa R, Evangelista A, Nicotera MV, Urciuoli G (2008). Mechanical properties of unsaturated pyroclastic soils affected by fast landslide phenomena. In: Toll DG, Augarde CE, Gallipoli D, Wheeler SJ, editors. *Proc. of the 1st European Conference on Unsaturated Soils: Unsaturated soils-advances in geo-engineering*, Durham, United Kingdom: CRC Press; p. 917-923
- Penman HL (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 193(1032):120-145
- Philip JR (1957) The theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil Sci.*, 84:257-264
- Philip JR, de Vries DA (1957). Moisture movement in porous materials under temperature gradients. *Transactions - American Geophysical Union*, 38(2): 222–232

- Picarelli L, Cotecchia F (2012). Editorial, Special Issue on Slope-Atmosphere Interaction. *Ital Geotech J*, 46(3): 11
- Picarelli L, Cotecchia F (2014). Editorial, Special Issue on Slope-Atmosphere Interaction. *Ital Geotech J*, 48(1): 8
- Picarelli L, Evangelista A, Rolandi G, Paone A, Nicotera MV, Olivares L, Scotto di Santolo A, Lampitiello S, Rolandi M (2006). Mechanical properties of pyroclastic soils in Campania Region. *Invited paper, 2nd Int. Workshop on Characterisation and Engineering Properties of Natural Soils*, Singapore
- Picarelli L, Santo A, Di Crescenzo G, Olivares L (2008). Macro-zoning of areas susceptible to flowslide in pyroclastic soils in Campania Region. In: Chen Z, Zhang J-M, Ho K, Wu F-W, Li Z-K, editors. *Landslides and Engineered Slopes. From the Past to the Future*, Xi'an, China. CRC press., 2: 1951-1957
- Picarelli L, Vinale F (2007). *AMRA -Messa a punto di modelli geotecnici per la simulazione degli effetti al suolo delle precipitazioni*. Technical Report CMCC
- Pirone M, Damiano E, Picarelli L, Olivares L, Urciuoli G (2012). Groundwater-atmosphere interaction in unsaturated pyroclastic slopes at two sites in Italy. *Italian Geotech J*, 3: 29–50
- Pirone M, Papa R, Nicotera MV, Urciuoli G (2015a). In situ monitoring of the groundwater field in an unsaturated pyroclastic slope for slope stability evaluation. *Landslides*, 12(2): 259–276
- Pirone M, Papa R, Nicotera MV, Urciuoli G (2015b). Soil water balance in an unsaturated pyroclastic slope for evaluation of soil hydraulic behaviour and boundary conditions. *Journal of Hydrology*, 528: 63-83
- Porro I (2001). Hydrologic behaviour of two engineered barriers following extreme wetting. *J Environ Qua*, 30: 655-667
- Prasad R (1988). A linear root water uptake model. *J. Hydrol.*, 99: 297–306
- Priestley CHB, Taylor RJ (1972). On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review*, 100: 81–92
- Rahardjo H, Krisdani H, Leong EC (2007). Application of unsaturated soil mechanics in capillary barrier system. In: Yin Z, Yuan J, Chiu ACG, editors. *Proc. of 3rd Asian Conference on Unsaturated Soils* Nanjing, China: Science Press, p. 127–137
- Rahardjo H, Santoso VA, Leong EC, Ng YS, Hua CJ (2012). Performance of an instrumented slope covered by a capillary barrier system. *J Geotech Geoenviron Eng*, 138: 481-490
- Rahardjo H, Satyanaga A, Leong EC (2013). Effects of flux boundary conditions on pore water pressure distribution in slope. *J Eng Geol*, 165: 133-142
- Rianna G (2010). *Sistemi di allarme per colate rapide in terreni piroclastici: elaborazione di modelli previsionali*. Tesi di dottorato . Università degli Studi di Napoli "Federico II"
- Rianna G, Pagano L, Urciuoli G (2012). A Physical Model to Investigate the Influence of Atmospheric Variables on Soil Suction in Pyroclastic Soils. *Proceedings of the second European Conference on Unsaturated Soils, E-UNSAT 2012: Unsaturated Soils: Research and Application*, 2: 221-227
- Rianna G, Pagano L, Urciuoli G (2014a). Rainfall patterns triggering flowslides in pyroclastic soils. *Engineering Geology*, 174: 22-35

- Rianna G, Pagano L, Urciuoli G (2014b). Investigation of soil-atmosphere interaction in pyroclastic soils. *Journal of hydrology*, 510: 480-492
- Richards LA (1931). Capillary conduction of liquid through porous media. *J Appl Phys*, 1: 318-333
- Ritchie JT (1972). Model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover. *Water Resour. Res.*, 8: 1204–1213
- Ritchie JT, Burnett E (1971). Dryland evaporative flux in a subhumid climate, II. Plant influences. *Agron. J.*, 63: 56-62
- Ritchie JT, Godwin DC, Singh U (1989). Soil and water inputs for IBSNAT crop models. *Proc., IBSNAT Symp.: Decision Support System for Agrotechnology Transfer: Part I. Dept. Agronomy and Soil Science, College of Tropical Agriculture*
- Rossi F, Chirico GB (1998). *Definizione delle soglie pluviometriche d'allarme*. National Group for Defence from Hydrogeological Catastrophes - National Research Council (G.N.D.C.I.-C.N.R.), 2.38 Operative Unit, Salerno. Department of Civil Engineering, University of Salerno, Italy
- Schaap MG, Leij FJ (2000). Improved prediction of unsaturated hydraulic conductivity with the Mualem-van Genuchten model. *Soil Sei Soc Am J*, 64: 843-851
- Shiozawa S, Campbell GS (1990). Soil thermal conductivity. *Remote Sens. Rev.*, 5: 301-310
- Siemens G, Bathurst RJ (2010). Numerical parametric investigation Geosynthetic capillary barriers: current state of knowledge of infiltration in one-dimensional sand–geotextile columns. *Geotextiles and Geomembranes*, 28(5): 420–474
- Smethurst JA, Briggs KM, Powrie W, Ridley A, Butcher DJE (2015). Mechanical and hydrological impacts of tree removal on a clay fill railway embankment. *Géotech*, 65(11): 869-882
- Smethurst, JA, Clarke D, Powrie W (2012). Factors controlling the seasonal variation in soil water content and pore water pressures within a lightly vegetated clay slope. *Géotech*, 62 (5): 429–446
- Sorbino G, Foresta V (2002). Unsaturated hydraulic characteristics of pyroclastic soils. *Proceedings of the 3rd International Conference on Unsaturated Soils*. Recife: Balkema (Rotterdam)
- Sorbino G, Nicotera MV (2013). Unsaturated soil mechanics in rainfall-induced flow landslides. *Eng Geol*, 165: 105–132
- Sorbino G, Sica C, Cascini L, Cuomo S (2006). Un'applicazione dei modelli di innesco su area vasta sede di frane rapide in terreni piroclastici. *Atti Incontro Annuale dei Ricercatori di Geotecnica (IARG 2006)*, Pisa
- Stokes A, Raymond P, Polster D, Mitchell SJ (2013). Engineering the ecological mitigation of hillslope stability research into the scientific literature. *Ecol Eng*, 61: 615–620
- Stormont JC, Anderson CE (199). Capillary barrier effect from underlying coarser soil layer. *J Geotech Geoenviron Eng*, 125(8): 641-648
- Stormont JC, Hines JS, Pease RE, Kelsey JA, Dowd D (2008). The effectiveness of a geotextile as a capillary barrier. *GeoAmericas*, Cancun, Mexico (CD-ROM)

- Stroonsnijder L (1987). Soil evaporation: test of a practical approach under semi-arid conditions. *Netherlands Journal of Agriculture Science*, 35: 417-426
- Thornthwaite CW (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, 38: 55-94
- Tratch DJ, Wilson GW, Fredlund DG (1995). An introduction to analytical modeling of plant transpiration for geotechnical engineers. *Proceedings of the Forty-Eighth Canadian Geotechnical Conference*, 2: 771-780
- USDA-SCS (1986). *Urban hydrology for small watersheds. Technical Release No. 55*. U.S. Government Printing Office, Washington, DC
- van Genuchten MT (1980). A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am.*, 44: 892-898
- Watson DJ (1947). Comparative physiological studies in the growth of field crops. I: Variation in net assimilation rate and leaf area between species and varieties, and within and between years. *Ann. Bot.*, 11: 41-76
- Whisler F, Bouwer H (1970). Comparison of methods for calculating vertical drainage infiltration for soils. *J. of Hydrol.*, 10 (1): 1-19
- Wilson GW (1990). *Evaporation from Bare Soil Surfaces*. PhD Thesis, University of Saskatchewan, Saskatoon, Canada
- Wilson GW, Fredlund DG, Barbour SL (1994). Coupled soil-atmosphere modelling for soil evaporation. *Canadian Geotechnical Journal*, 31(2): 151-161
- Wilson GW, Fredlund DG, Barbour SL (1997). The effect of soil suction on evaporative fluxes from soil surfaces. *Canadian Geotechnical Journal*, 34(4): 145-155
- Youngs EG (1964). An Infiltration Method of Measuring the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Porous Materials. *Soil Sci.*, 97: 307-311
- Zhan LT, Ng CW (2004). Analytical analysis of rainfall infiltration mechanism in unsaturated soils. *Int. J. Geomech., ASCE*, 4(4): 273-284
- Zornberg JG, Bouazza A, McCartney JS (2010). Geosynthetic capillary barriers: current state of knowledge. *Geosynthetics International*, 17(5): 273-300