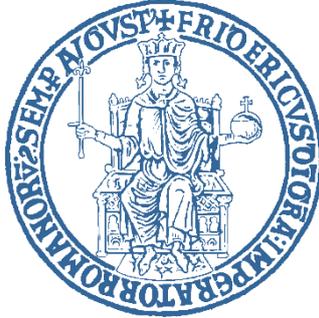


Università Degli Studi Di Napoli

Federico II



Dipartimento di Ingegneria Civile, Edile e Ambientale
Dottorato di Ricerca in Ingegneria dei Sistemi Civili XXXIV ciclo

Modellazione fisica e monitoraggio
del comportamento di piroclastiti limose
per il preannuncio di frane meteo-indotte

Lucia Coppola

Coordinatore di dottorato

Prof. Ing. Andrea Papola

Tutor

Prof. Ing. Luca Pagano

Co-tutor

Dr. Ing. Alfredo Reder

Sommario

Indice delle figure	
Introduzione	
Bibliografia introduzione	
1. Coltri piroclastiche campane	1
1.1. Contesto geomorfologico dei pendii campani	1
1.1.1. Monti di Avella Settentrionali – Monti del Partenio	4
1.1.2. Monti di Avella Meridionali – Monti di Sarno	6
1.1.3. Monti Lattari.....	9
1.1.4. Condizioni geomorfologiche e meccaniche associate alla suscettibilità da frana meteo-indotta in coperture piroclastiche.....	10
1.2. Eventi di precipitazione che determinano le colate rapide di fango	12
1.2.1. Il caso studio di Cervinara (1999).....	14
1.2.2. Il caso studio di Nocera Inferiore (2005).....	16
APPENDICE 1.A – Modellazione del comportamento idrologico dei terreni parzialmente saturi 17	
1. Curva caratteristica acqua terreno.....	17
1.1. Modello di Brooks e Corey (1964).....	20
1.2. Modello di van Genuchten (1980).....	20
1.3. Modello di Fredlund e Xing (1994).....	21
2. Funzione di permeabilità.....	21
2.1. Modello di Brooks e Corey (1964).....	22
2.2. Modello di Mualem – van Genuchten (1980)	23
3. Bilancio di massa	23
3.1. Stima della componente di infiltrazione	25
3.2. Stima della componente di evaporazione.....	31
3.3. Approccio completo per la stima dell’infiltrazione e dell’evaporazione – Modello di Wilson (1990).....	37
4. Considerazioni sulle condizioni al bordo inferiore	39
5. Considerazioni sulle condizioni al bordo superiore	41
Bibliografia capitolo 1.....	44
2. Fattori che influenzano la risposta di una coltre piroclastica alle precipitazioni	50
2.1. Contributo meccanico fornito dagli apparati radicali	50

2.2.	Liquefazione statica	52
	Bibliografia capitolo 2	53
3.	Modelli previsionali	55
3.1.	Modelli previsionali empirici	55
3.2.	Modelli previsionali fisicamente basati	56
	Bibliografia capitolo 3	58
4.	L'effetto della stratigrafia sulle condizioni idrologiche di una coltre	60
4.1.	Premessa	60
4.2.	Letteratura sugli effetti generati da incendi boschivi	61
4.3.	Modello fisico e caratterizzazione fisico-idrologica dei materiali presenti in esso 63	
4.3.1.	Proprietà idrauliche e termiche	67
4.4.	Evoluzione delle grandezze fisiche monitorate	75
4.4.1.	Risposta idrologica e termica del sistema	75
4.4.2.	Evoluzione delle variabili atmosferiche e dei flussi potenziali	88
4.4.3.	Evoluzione dei flussi reali	92
4.5.	Calcolo dei flussi evaporativi	93
4.5.1.	Bilancio di massa	93
4.5.2.	Bilancio di energia	93
4.5.3.	Interpretazione dei dati del monitoraggio su modello fisico	93
4.6.	Considerazioni critiche e conclusive	96
	Appendice 4.A – Modellazione numerica del processo di evaporazione	98
	Appendice 4.B – Calibrazione della sonda di dissipazione termica	101
	Appendice 4.C – Sperimentazione su provini di piccole dimensioni	101
	Bibliografia capitolo 4	105
5.	L'effetto dello spessore sulle condizioni idrologiche di una coltre piroclastica	109
5.1.	Premessa	109
5.2.	Contesto geomorfologico	110
5.3.	Contesto climatologico	112
5.4.	Materiali	114
5.5.	Condizioni di stabilità	116
5.6.	Modello numerico e matematico	118
5.7.	Risultati	122

5.7.1.	Set "A"	122
5.7.2.	Set "B"	123
5.7.3.	Set "C"	128
5.7.4.	Set "D"	128
5.7.5.	Instabilità dei sottodomini	131
5.8.	Considerazioni critiche e conclusive.....	132
	Bibliografia capitolo 5.....	135
6.	Reinterpretazione di un caso studio: Sarno 1998	138
6.1.	Premessa	138
6.2.	Studi di letteratura inerenti agli eventi di Sarno 1998	139
6.3.	Interpretazione del fenomeno	144
6.3.1.	Evoluzione delle variabili atmosferiche.....	144
6.3.2.	Schema di calcolo	148
6.3.3.	Modellazione numerica.....	150
6.3.4.	Risultati.....	150
	Bibliografia capitolo 6.....	156
7.	Sviluppo del tensioinclinometro e prove su modello fisico di pendio	160
7.1.	Premessa	160
7.2.	Il tensioinclinometro.....	161
7.2.1.	Descrizione tensiometro commerciale	161
7.2.2.	Descrizione scheda elettronica	163
7.2.3.	Modalità di funzionamento del tensioinclinometro	170
7.2.4.	Progetto meccanico della scatola metallica.....	172
7.3.	Sperimentazione su modello fisico.....	173
7.3.1.	Modello fisico "1"	175
7.3.2.	Modello fisico "2"	179
7.3.2.1.	Prima prova	181
7.3.2.2.	Seconda prova	189
7.4.	Considerazioni critiche e conclusive.....	198
	APPENDICE 7.A – Caratterizzazione meccanica	201
	Prove triassiali	201
	APPENDICE 7.B – Caratterizzazione idraulica.....	203
	Dati sperimentali.....	203
	Modellazione numerica.....	204

Bibliografia capitolo 7	205
8. Conclusioni	206

Indice delle figure

1. Figura 1. a) carta geologica semplificata 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 del Somma-Vesuvio (Picarelli et al., 2008)
2. Figura 2. Distribuzione dei depositi da caduta del complesso del Somma-Vesuvio (isopache in bianco) e dei Campi Flegrei (isopache in nero) (Zanchetta et al., 2003)
3. Figura 3. Angoli di pendenza in aree interessate da colate rapide di fango (Picarelli et al., 2008)
4. Figura 4. Zonazione delle macroaree B e F. (Picarelli et al., 2008)
5. Figura 5. Schema geologico della Campania: A) Monti di Avella settentrionali – Monti del Partenio; B) Monti di Avella Meridionali, Pizzo d’Alvano, Monti di Lauro, C) Penisola Sorrentina – Monti Lattari; D) Campi Flegrei (Picarelli & Vinale, 2005).
6. Figura 6. Fusi granulometrici dei terreni di copertura del sito di Cervinara (Damiano, 2004)
7. Figura 7. a) fusi granulometrici dei terreni di copertura del sito di Baiano; b) fusi granulometrici dei terreni cineritici del sito di Forchia (Picarelli et al., 2006)
8. Figura 8. Fusi granulometrici dei terreni costituenti la sequenza stratigrafica di Monteforte Irpino (Papa & Nicotera, 2007).
9. Figura 9. Fusi granulometrici dei terreni di Pizzo d’Alvano (Cascini & Sorbino, 2003).
10. Figura 10. Fusi granulometrici dei terreni di copertura dei Monti Lattari confrontati con quelli di Pizzo D’Alvano (Calcaterra et al., 2003) (le lettere si riferiscono ad una distinzione tra ceneri e pomice presente nella stessa pubblicazione).
11. Figura 11. Sintesi da bibliografia delle sequenze stratigrafiche riscontrate nel contesto regionale (modificata da Di Crescenzo et al., 2007)

12. Figura 12. Schemi stratigrafici del contesto regionale: casi 1-2 Monti di Avella e Monti del Partenio; caso 3 Monti di Sarno; caso 4 Monti Lattari (Picarelli e Vinale, 2007)
13. Figura 13. Criterio di resistenza di Mohr-Coulomb esteso ai terreni parzialmente saturi (Fredlund et al., 1978)
14. Figura 14. Eventi di instabilità di Cervinara avvenuti nel vallone "Castello" (Fiorillo et al., 2001).
15. Figura 15. Sequenza stratigrafica del deposito di Cervinara (Damiano et al., 2012).
16. Figura 16. Precipitazioni orarie e cumulate (a partire dal 12 dicembre 1999) dell'evento piovoso che innescato l'instabilità del 16 dicembre 1999 (Damiano et al., 2012).
17. Figura 17. Area della frana di Nocera a) 11 mesi prima dell'evento; b) un mese dopo l'evento; c) danni alle aree limitrofe (Pagano et al., 2010)
18. Figura 18. Precipitazioni giornaliere e cumulate (a partire dall'inizio dell'anno idrologico) dell'evento piovoso che ha innescato l'instabilità del 4 marzo 2005.
19. Figura 19. Tipica curva caratteristica acqua-terreno (Fredlund e Rahardjo, 1993).
20. Figura 20. Andamento ideale delle curve di essiccamento ed umidificazione e curve di scansione (Fredlund, 2000)
21. Figura 21. Andamento qualitativo delle curve di ritenzione per materiali diversi (Fredlund e Xing, 1994)
22. Figura 22. Andamento qualitativo delle funzioni di permeabilità per diverse tipologie di materiale (Zhan e Ng, 2004)
23. Figura 23. Bilancio di massa di un volume di terreno
24. Figura 24. Profilo di infiltrazione secondo il modello di Green Ampt (Ravindra et al., 2011)
25. Figura 25. Andamento del coefficiente di copertura k_c in funzione del processo di crescita della vegetazione considerata (Linee guida Fao).
26. Figura 26. Andamento tipico del coefficiente k_r (Allen et al., 1998).
27. Figura 27. Evoluzione di suzione (a) e contenuto d'acqua (b) durante una prova di infiltrazione su modello fisico di pendio (Damiano et al., 2015).

28. Figura 28. Evoluzione del flusso d'acqua alla base della colonna in funzione della suzione misurata all'interfaccia cenere-pomici (Reder et al., 2018).
29. Figura 29. a) evoluzione del volume d'acqua immagazzinato in condizioni non vegetate (Rianna et al., 2014b) ed in condizioni vegetate (Pagano et al., 2018); b) precipitazioni giornaliere; c) evaporazione ed evapotraspirazione potenziale giornaliera (Rianna et al., 2014a).
30. Figura 30. Diverse tipologie di apparati radicali (Switala, 2016).
31. Figura 31. Sollecitazione degli apparati radicali lungo una superficie di scorrimento superficiale (Dias et al., 2017).
32. Figura 32. Soglie I-D per la previsione di frane meteo-indotte (Evangelista et al., 2007).
33. Figura 33. Principali caratteristiche dei modelli fisicamente basati descritti (Sorbino et al., 2006)
34. Figura 34. Numero di incendi in Europa ed in Italia: a) registrato in ciascun Paese europeo; b) registrato in Italia nell'anno 2021, confrontato con la media dei precedenti 12 anni (fonte: "European Forest Fire Information System" – EFFIS).
35. Figura 35. Modello fisico di lisimetro ed indicazione dei sensori installati (Rianna et al., 2014b).
36. Figura 36. Sequenza temporale delle configurazioni di studio del modello fisico di lisimetro per tutta la fase di esercizio.
37. Figura 37. Confronto tra le curve granulometriche dei materiali sovrapposti: piroclastiti limose e materiale di combustione lignea.
38. Figura 38. a) Rappresentazione schematica del modello fisico disomogeneo, b) collocazione degli strumenti di monitoraggio collocati nello strato di MCL – vista dall'alto.
39. Figura 39. Confronto tra le curve di ritenzione dei due materiali sovrapposti.
40. Figura 40. Confronto tra le curve di permeabilità dei due materiali sovrapposti.
41. Figura 41. a) Funzione di capacità volumetrica del calore $c(\theta)$ e b) funzione di conduttività termica $\lambda(\theta)$ del MCL.
42. Figura 42. Confronto tra le proprietà termiche dei due materiali sovrapposti.
43. Figura 43. Confronto tra gli andamenti di diffusività termica $\alpha(\theta)$ dei due materiali sovrapposti.

44. Figura 44. Evoluzione della suzione misurata tramite tensiometri jet-fill a 4 profondità (70, 50, 30 e 15 cm) per l'intero esercizio del modello fisico.
45. Figura 45. Evoluzione del contenuto volumetrico d'acqua misurata tramite sonde TDR a 4 profondità (70, 50, 30 e 15 cm) per l'intero esercizio del modello fisico.
46. Figura 46. Variazioni del contenuto volumetrico d'acqua invertite di segno registrate nella finestra temporale maggio-agosto, per le quattro profondità indagate e le tre configurazioni studiate.
47. Figura 47. Curve di ritenzione ottenute combinando i dati del monitoraggio, per le quattro profondità indagate e le tre configurazioni studiate.
48. Figura 48. Evoluzioni della temperatura del terreno registrata alle profondità di 70, 30 e 5 cm, confrontate con l'evoluzione di temperatura atmosferica.
49. Figura 49. Evoluzioni della temperatura del terreno registrata alle profondità di 15 e 5 cm, confrontate con l'evoluzione di temperatura atmosferica per la finestra temporale compresa tra giugno e settembre.
50. Figura 50. Evoluzioni delle differenze di temperatura registrate dalla sonda di dissipazione termica ed evoluzione della suzione. Si riportano le misure dirette consegnate dai due tensiometri small tip e la misura indiretta ottenuta mediante procedura di calibrazione della sonda di dissipazione termica.
51. Figura 51. Confronto tra le evoluzioni di temperatura atmosferica e temperatura del suolo registrate dalla sonda inserita nella mezzeria dello strato di MCL, dalla sonda approfondita di 5 cm nello strato di PL.
52. Figura 52. Confronto tra le evoluzioni di temperatura atmosferica e temperatura del suolo registrate dalla sonda inserita nella mezzeria dello strato di MCL, dalla sonda approfondita di 5 cm nello strato di PL: a) durante il periodo estivo, b) durante il periodo autunnale.
53. Figura 53. Evoluzione, per ogni anno idrologico: a) delle precipitazioni giornaliere e cumulate; b) dei flussi potenziali in uscita, giornalieri e cumulati; c) dei flussi energetici; d) dei valori minimi e massimi di temperatura; e) dei valori minimi e massimi di umidità relativa.
54. Figura 54. Evoluzione del volume d'acqua immagazzinato dal modello fisico per tutta l'attività di esercizio.

55. Figura 55. Evoluzione dei diversi termini energetici osservati in condizioni di: a) strato omogeneo-nudo, b) strato omogeneo-vegetato, c) strato disomogeneo.
56. Figura 56. Evoluzione di evaporazione potenziale ed evaporazione reale osservata in condizioni di a) strato omogeneo-nudo, b) strato omogeneo-vegetato, c) strato disomogeneo
57. Figura 57. Evoluzione dei livelli di suzione monitorati mediante tensiometri jet-fill e calcolati mediante analisi numeriche.
58. Figura 58. Confronto tra le curve granulometriche dei materiali utilizzati per la sperimentazione su provini di piccole dimensioni e per il modello fisico di lisimetro.
59. Figura 59. Confronto tra le proprietà idrauliche dei materiali utilizzati per la sperimentazione su provini di piccole dimensioni (porosità pari a 0.62) e per il modello fisico di lisimetro (porosità pari a 0.70).
60. Figura 60.a) Dimensione dei provini cilindrici realizzati; b) Rappresentazione schematica delle configurazioni considerate; c) provini realizzati.
61. Figura 61. Risultati della sperimentazione in termini di contenuto d'acqua normalizzato.
62. Figura 62. Localizzazione e contesto geomorfologico dell'area di studio a) e b) riferimento nazionale e regionale (regione Campania – comune di Nocera Inferiore); c) mappa delle pendenze; d) mappa degli spessori.
63. Figura 63. Evoluzione delle condizioni metereologiche antecedenti registrate nell'area di studio durante l'anno idrologico della frana: a) precipitazioni giornaliere e cumulate; b) evaporazione di riferimento giornaliera e cumulata
64. Figura 64. Curva granulometrica del materiale interessato dal fenomeno di instabilità.
65. Figura 65. Curva di ritenzione del materiale interessato dal fenomeno di instabilità.
66. Figura 66. Funzione di permeabilità del materiale interessato dal fenomeno di instabilità.
67. Figura 67. Dominio di calcolo considerato per: a) set di analisi "A" – al bordo superiore è stata applicata una pioggia critica costante e persistente fino al raggiungimento dell'instabilità; al bordo inferiore è stata applicata la condizione

di superficie di filtrazione; b) Set di analisi "B" – al bordo superiore è stata applicata l'evoluzione dell'antecedente meteorologico e l'evoluzione di evaporazione di riferimento, a partire dal 1 settembre 2004 fino al 3 marzo 2005; in corrispondenza del 4 marzo 2005 si attiva la pioggia critica costante e persistente fino al raggiungimento dell'instabilità; al bordo inferiore è stata applicata la condizione di superficie di filtrazione.

68. Figura 68. Antecedente meteorologico considerato prima dell'applicazione dell'evento piovoso critico (barre rosse): a) set di analisi "B" e "C"; b) set di analisi "D".
69. Figura 69. Risultati del set di analisi "A": a) evoluzione dei livelli di suzione per i quattro domini di calcolo; b) durata dell'evento critico in funzione dello spessore.
70. Figura 70. Risultati del set di analisi "B", distribuzione di suzione risultante da quattro diverse condizioni iniziali: a) spessore pari a 1.5 m; b) spessore pari a 4 m.
71. Figura 71. Risultati del set di analisi "B", evoluzioni di suzione per i quattro spessori analizzati e per le quattro condizioni iniziali considerate.
72. Figura 72. Risultati del set di analisi "B": durata dell'evento critico in funzione dello spessore, per le quattro condizioni iniziali analizzate.
73. Figura 73. Risultati del set di analisi "C": durata dell'evento critico in funzione dello spessore, per la condizione iniziale $s_{uB0}=20$ kPa e per tre diversi valori di permeabilità satura.
74. Figura 74. Risultati del set di analisi "D": distribuzione di suzione per le diverse condizioni iniziali, al termine del periodo di antecedente meteorologico attivato il 1° gennaio 2005; a) spessore pari a 1.5 m; b) spessore pari a 4 m.
75. Figura 75. Risultati del set di analisi "D": durata dell'evento critico in funzione dello spessore, per due diverse condizioni iniziali.
76. Figura 76. Risultati del set di analisi "B": durata dell'evento critico in funzione dello spessore, per la condizione iniziale $s_{uB0}=70$ kPa e durate critiche d_j^k associate ai diversi sottodomini
77. Figura 77. Risultati del set di analisi "B": distribuzioni di suzione associate ad istanti diversi dell'evento critico. La condizione iniziale considerata è $s_{uB0}=70$ kPa e gli spessori considerati sono $s_{1.5}$ e s_4 .

78. Figura 78. Depositi piroclastici della regione Campania: 1) bedrock carbonatico, 2) depositi di tufo e lava, 3) bedrock flysch, 4) depositi alluvionali, 5) complessi vulcanici, 6) isopache delle coltri piroclastiche prodotte dalle principali eruzioni vulcaniche (la data dell'eruzione è riportata in parentesi). (O.U. 2.38, 1998).
79. Figura 79. Mappa geologica del substrato: 1) calcareniti e calciruditi (tardo Cretaceo); 2) calcareniti, calciruditi e calcari dolomitizzati (medio e tardo Cretaceo); 3) calcari marnosi (medio Cretaceo); 4) calcari microcristallizzati parzialmente dolomizzati (medio e basso Cretaceo); 5) calcari dolomizzati (basso Cretaceo) (Cascini et al., 2006).
80. Figura 80. Mappa dello spessore dei depositi piroclastici del complesso di Pizzo d'Alvano (Cascini et al., 2006).
81. Figura 81. Fusi granulometrici identificativi di piroclastiti limose e pomici (Bilotta et al., 2005).
82. Figura 82. Fusi granulometrici identificativi delle piroclastiti limose della classe "A" e della classe "B" (Bilotta et al., 2005).
83. Figura 83. Posizione dei pluviometri di Sarno e Lauro rispetto all'area interessata dall'instabilità del 5 e 6 maggio 1998.
84. Figura 84. Evoluzione dei valori mensili di precipitazioni misurate dal pluviometro di Sarno e dal pluviometro di Lauro.
85. Figura 85. Evoluzione delle precipitazioni giornaliera e valore cumulato per ciascun anno idrologico.
86. Figura 86. Evoluzione dei valori giornalieri di temperatura massima e minima registrate dalla stazione termometrica di Nocera Inferiore.
87. Figura 87. Flussi potenziali in ingresso (precipitazioni giornaliera) ed in uscita (evaporazione potenziale giornaliera).
88. Figura 88. Sezione longitudinale di una copertura piroclastica coinvolta nell'evento del 1998 e ricostruzioni stratigrafiche (Cascini et al., 2011).
89. Figura 89. Rappresentazione schematica della geometria considerata e curve granulometriche dei materiali utilizzati
90. Figura 90. Proprietà idrauliche dei materiali utilizzati: a) curva di ritenzione, b) funzione di permeabilità.

91. Figura 91. a) Evoluzione del contenuto volumetrico medio per l'intervallo temporale compreso tra il 1° settembre 1988 e il 31 agosto 2001; b) evoluzione di pioggia giornaliera cumulata per ciascun anno idrologico
92. Figura 92. Evoluzione della suzione in corrispondenza di sei profondità, per l'intervallo temporale compreso tra il 1° settembre 1988 e il 31 agosto 2001, ricavato mediante analisi numeriche
93. Figura 93. Evoluzione dei livelli di suzione in corrispondenza degli eventi franosi di Pozzano e Sarno
94. Figura 94. Sequenza di fasi che conducono all'instabilità in coltri piroclastiche.
95. Figura 95. Schema del tensiometro commerciale (UMS GmbH).
96. Figura 96: Procedura risaturazione tensiometro (UMS GmbH).
97. Figura 97. a) scheda elettronica contenente sensori e dispositivi; b) divisione concettuale della scheda elettronica (In blu sono riportati i collegamenti di segnale, in rosso quelli di alimentazione).
98. Figura 98. Sistema di alimentazione scelto.
99. Figura 99. Schema accelerometro capacitivo.
100. Figura 100. Rappresentazione grafica degli angoli di inclinazione.
101. Figura 101. Apparecchiatura utilizzata per la sperimentazione.
102. Figura 102. Confronto tra i valori di pressione interstiziale imposti ed acquisiti al variare della tensione di alimentazione.
103. Figura 103. Confronto tra i dati di pressione interstiziale imposti ed acquisiti.
104. Figura 104. Risultati dei test di verifica delle acquisizioni inclinometriche.
105. Figura 105. Modalità di funzionamento del tensio-inclinometro
106. Figura 106. a) Computer remoto e collegamento scheda collettore; b) scheda collettore; c) file csv di output delle acquisizioni.
107. Figura 107. a) scatola metallica e morsetti per il fissaggio dell'asta tensiometrica; b) dettaglio vano porta-batteria e batteria; c) interno scatola metallica; d) connessione antenna e tensiometro; e) tensio-inclinometro assemblato.

108. Figura 108. Curva granulometrica del materiale utilizzato per la sperimentazione, confrontata con i fusi granulometrici dei terreni "1" e "2" della serie stratigrafica di Monteforte Irpino (Papa, 2007)
109. Figura 109. a) Campione ricostituito mediante deposizione aerea; b) schema modello fisico e sistema di monitoraggio; c) vista laterale modello con indicazioni (medie) della lunghezza delle graminacee e dell'approfondimento dell'apparato radicale; d) foto set sperimentale.
110. Figura 110. a) andamento dei valori di pressione interstiziale; b) andamento delle rotazioni registrate; c) correlazione pressione interstiziale – rotazione.
111. Figura 111. Sequenza fotografica di istanti successivi del test.
112. Figura 112.a) Schema modello fisico e sistema di monitoraggio; b) deposizione del campione ultimata; c) campione vegetato; d) fase di deposizione; e) stazione totale.
113. Figura 113. Andamento della pressione interstiziale
114. Figura 114. Andamento delle rotazioni registrate per i tensio-inclinometri utilizzati e degli spostamenti superficiali dei picchetti ricavati tramite il rilievo topografico
115. Figura 115. Correlazione pressione interstiziale – rotazione.
116. Figura 116. Sequenza fotografica di istanti successivi del test
117. Figura 117. a) Fasi successive di crescita della vegetazione; b) posizionamento ed approfondimento dei sensori utilizzati per il monitoraggio
118. Figura 118. Andamento della pressione interstiziale registrata per i tensio-inclinometri utilizzati.
119. Figura 119. Andamento delle rotazioni registrate per i tensio-inclinometri utilizzati (asse verticale principale) e degli spostamenti superficiali dei picchetti ricavati tramite il rilievo topografico (asse verticale secondario).
120. Figura 120. correlazione pressione interstiziale – rotazione.
121. Figura 121. sequenza fotografica di istanti successivi del test.
122. Figura 122. Volumi instabilizzati a) per il primo test; b) per il secondo test.
123. Figura 123. Lunghezza apparati radicali del primo test (a) e del secondo test (b).

124. Figura 124. a) b) Risultati del primo test condotto sul modello fisico "2";
c) identificazione dell'intervallo di variabilità di ciascuna delle grandezze fisiche monitorate per tutta la durata del test
125. Figura 125. risultati prove triassiali.
126. Figura 126. Fasi diverse della prova triassiale
127. Figura 127. Ku-pf apparatus.
128. Figura 128. Piastra di Richards.
129. Figura 129. a) Curve di ritenzione, b) funzioni di permeabilità.

Introduzione

In pendii costituiti da coltri di terreni a granulometria grossolana o intermedia, le precipitazioni durante la stagione umida riducono i livelli di suzione e di resistenza dipendente da tali livelli. È possibile allora che, per effetto di fenomeni piovosi significativi incardinati in periodi estremamente umidi, si possano generare eventi di frana. Questi ultimi si presentano tipicamente a cinematica rapida e, per questo, causano spesso vittime e danni materiali (Haque et al., 2016). Solo in Italia un considerevole numero di eventi catastrofici ha colpito negli ultimi anni differenti regioni, come la Campania (Cascini and Ferlisi, 2003, Pagano et al., 2010), il Piemonte (Villar Pellice in 2008, Arattano et al. 2010), la Liguria (Cinque Terre in 2011, Agnoletti et al. 2019) e la Sicilia (Messina in 2009, Maugeri et al., 2011).

La mitigazione del rischio viene talvolta affrontata seguendo approcci non strutturali che consistono nello sviluppo di sistemi di preannuncio del fenomeno (landslide early warning system, LEWS) (Alfieri et al., 2012; Greco & Pagano, 2017).

Il presente lavoro di tesi è incentrato sullo studio delle frane meteo-indotte che si innescano in pendii ricoperti da coltri costituite da piroclastiti limose, al fine di migliorare le potenzialità previsionali di tali fenomeni e consentire l'implementazione di LEWSs caratterizzati da migliori prestazioni.

Un LEWS è efficace se la sua operatività non determina mancati allarmi e non genera un numero significativo di falsi allarmi (Greco & Pagano, 2017; Reder & Rianna, 2021).

La maggior parte dei LEWSs si basa sul monitoraggio delle precipitazioni (Keefer et al., 1987; Pagano et al., 2010), ovvero della causa principale del fenomeno. Le precipitazioni costituiscono tuttavia solo il primo anello di una catena di eventi interni alla coltre che conducono al fenomeno di instabilità: incremento di contenuto d'acqua, riduzione di suzione, cinematica pre-rottura, cinematica di rottura. Si può allora dedurre che per migliorare le prestazioni di un LEWS al fine soprattutto di minimizzare i falsi allarmi si potrebbero misurare ed interpretare, oltre che le precipitazioni, anche altre variabili fisiche (ad esempio, contenuto d'acqua, suzione, spostamenti) in grado di descrivere l'evoluzione degli eventi della catena descritta e segnalare l'approssimarsi delle condizioni di instabilità.

Ciascuna di tali variabili segue andamenti temporali diversi, con alterazioni indotte dal processo di imbibizione che possono risultare più o meno accentuate a seconda della

fase evolutiva del fenomeno. Ed è di conseguenza proprio la fase evolutiva a rendere una variabile fisica più o meno efficace nel segnalare la successiva evoluzione delle condizioni di stabilità del pendio. Escludendo le variabili fisiche che descrivono la cinematica di rottura, che nei fenomeni rapidi per ovvi motivi non è utile caratterizzare ai fini del preannuncio, il presente studio indaga se e in che misura attraverso il monitoraggio e l'interpretazione di variabili fisiche che caratterizzano lo stato idrologico e cinematico della coltre prima della rottura sia possibile migliorare l'accuratezza predittiva di un LEWS. Il problema che lo studio affronta è, da un lato, (i) indagare se la cinematica pre-rottura è alterata in modo evidente dal processo di imbibizione e, in caso affermativo, se tale alterazione segue un'evoluzione che prelude all'innescò del fenomeno e segnala con sufficiente anticipo il suo approssimarsi; dall'altro (ii) comprendere quale sia la strategia sperimentale più idonea a caratterizzare tale cinematica, e, in particolare, quale sia la variabile fisica che, in grado di rappresentarla in modo adeguato, risulti allo stesso tempo acquisibile nelle condizioni meteo avverse tipiche di quando ci si approssima a condizioni di criticità; le tecniche di monitoraggio dirette e automatizzabili della cinematica, basate sulla misura di spostamenti superficiali (ad esempio, misure con stazione totale o con GPS), risultano infatti scarsamente attuabili durante intensi eventi di pioggia.

Il lavoro di tesi ha cercato di perseguire gli obiettivi (i) e (ii) attraverso la realizzazione di alcune prove su modello fisico di pendio, nelle quali i diversi stadi che si attraversano fino all'innescò di una frana meteo-indotta vengono controllati e monitorati. Durante tali prove si è cercato soprattutto di caratterizzare sperimentalmente l'evoluzione della cinematica che si sviluppa prima del fenomeno di instabilità e di correlare tale evoluzione a quella delle variabili idrologiche interne alla coltre.

Al fine di individuare la tecnica di monitoraggio della cinematica più idonea da adottare in un LEWS è stato progettato, realizzato a livello prototipale ed infine ingegnerizzato uno strumento ad-hoc, il "tensioinclinometro", che consiste in un'asta in grado di misurare contestualmente la suzione all'estremità inferiore e l'inclinazione all'estremità superiore. Tale attività così come previsto dal capitolato del progetto di ricerca industriale associato al presente lavoro di dottorato, è stata sviluppata in collaborazione con l'azienda IVM s.r.l..

L'attività di ricerca ha anche analizzato il ruolo esercitato da alcuni fattori che condizionano l'evoluzione idrologica di una coltre piroclastica nel corso di uno o più anni idrologici, indagando in particolare l'influenza di due aspetti fino ad ora scarsamente considerati dalla letteratura di settore: lo spessore della coltre e la presenza di uno strato di materiale più grossolano interagente con essa, ubicato in una posizione interna o a ricoprimento. Per approfondire questo secondo aspetto è stata realizzata un'attività sperimentale ad-hoc, utilizzando un modello fisico di lisimetro per lo studio dell'interazione tra due strati in condizioni di flusso monodimensionali.

La tesi di dottorato è strutturata in otto capitoli.

Il *primo capitolo* descrive il contesto geomorfologico di riferimento dell'intero lavoro di tesi, sintetizza quanto è possibile desumere dalla letteratura di settore circa i meccanismi che causano l'innescio di frane meteo-indotte in terreni piroclastici campani e richiama alcune case-histories documentate in letteratura.

Il *secondo capitolo* analizza i diversi fattori che influenzano la risposta di una coltre piroclastica alle precipitazioni.

Il *terzo capitolo* illustra i modelli previsionali di preannuncio di frane meteo-indotte documentati in letteratura.

Il *quarto capitolo* indaga l'interazione idrologica tra uno strato di piroclastite limosa e uno strato a granulometria più grossolana, attraverso una sperimentazione condotta su modello fisico di lisimetro esposto all'atmosfera ed alcuni esperimenti di laboratorio.

Il *quinto capitolo* indaga teoricamente, attraverso un lavoro di modellazione numerica, il ruolo dello spessore sulle condizioni di stabilità.

Il *sesto capitolo* descrive i risultati di un lavoro teorico di reinterpretazione degli eventi di Sarno del 5 maggio 1998 ed evidenzia per tale caso studio il ruolo giocato sull'evento dagli anni idrologici antecedenti, dall'elevato spessore degli strati di piroclastiti limose e dalle intercalazioni di strati a granulometria più grossolana costituiti da pomici.

Il *settimo capitolo* in una prima parte illustra il progetto, lo sviluppo e le prove di collaudo del tensioinclinometro; in una seconda parte presenta ed interpreta le prove su modello fisico di pendio svolte per caratterizzare sperimentalmente gli stadi evolutivi

che le variabili idrologiche e cinematiche, acquisite con tensioinclinometro, attraversano in una coltre progressivamente imbibita fino all'innescò di una frana.

L'ottavo capitolo riporta le considerazioni conclusive.

Bibliografia introduzione

- Agnoletti, M., Errico, A., Santoro, A., Dani, A., & Preti, F. (2019). Terraced landscapes and hydrogeological risk. Effects of land abandonment in Cinque Terre (Italy) during severe rainfall events. *Sustainability*, *11*(1), 235.
- Alfieri, L., Salamon, P., Pappenberger, F., Wetterhall, F., & Thielen, J. (2012). Operational early warning systems for water-related hazards in Europe. *Environmental Science & Policy*, *21*, 35-49.
- Arattano, M., Conte, R., Franzi, L., Giordan, D., Lazzari, A., & Luino, F. (2010). Risk management on an alluvial fan: a case study of the 2008 debris-flow event at Villar Pellice (Piedmont, NW Italy). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, *10*(5), 999-1008.
- Cascini, L., & Ferlisi, S. (2003, May). Occurrence and consequences of flowslides: a case study. In *Proceedings of an International Conference on Fast Slope Movements—Prediction and Prevention for Risk Mitigation held in Napoli* (Vol. 1, pp. 85-92).
- Greco, R., & Pagano, L. (2017). Basic features of the predictive tools of early warning systems for water-related natural hazards: examples for shallow landslides. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, *17*(12), 2213-2227.
- Haque, U., Blum, P., Da Silva, P. F., Andersen, P., Pilz, J., Chalov, S. R., ... & Keellings, D. (2016). Fatal landslides in Europe. *Landslides*, *13*(6), 1545-1554.
- Keefer, D. K., Wilson, R. C., Mark, R. K., Brabb, E. E., Brown, W. M., Ellen, S. D., ... & Zatkun, R. S. (1987). Real-time landslide warning during heavy rainfall. *Science*, *238*(4829), 921-925.
- Maugeri, M., & Motta, E. (2011). Slope failure. In *Geotechnics and Earthquake Geotechnics Towards Global Sustainability* (pp. 169-190). Springer, Dordrecht.
- Pagano, L., Picarelli, L., Rianna, G., & Urciuoli, G. (2010). A simple numerical procedure for timely prediction of precipitation-induced landslides in unsaturated pyroclastic soils. *Landslides*, *7*(3), 273-289.
- Reder, A., & Rianna, G. (2021). Exploring ERA5 reanalysis potentialities for supporting landslide investigations: A test case from Campania Region (Southern Italy). *Landslides*, *18*(5), 1909-1924.

1. Coltri piroclastiche campane

1.1. Contesto geomorfologico dei pendii campani

Il contesto geomorfologico di riferimento è quello dei pendii della regione Campania, ricoperti da coltri costituite da piroclastiti limose, spesso intercalate da strati di materiali più grossolani costituiti da pomici. Tali coltri hanno dato luogo, soprattutto negli ultimi decenni, a fenomeni di instabilità denominati “colate rapide di fango” (Hungar et al., 2014). Tali coltri si sono originate dall’attività dei principali complessi vulcanici della regione (Rolandi et al., 1998): Roccamonfina, Somma-Vesuvio e Campi Flegrei (fig. 1a). Picarelli et al., (2008) rappresentano una macro-zonazione del territorio regionale che riporta sei zone geologicamente omogenee (fig. 1b) tra cui ricadono i depositi piroclastici derivanti dalle eruzioni dei complessi vulcanici menzionati.

Lo spessore di tali depositi dipende dalla distanza dal complesso vulcanico che li ha generati e dall’asse di dispersione del flusso, dipendente anche della direzione del vento nel corso dell’episodio eruttivo. Le eruzioni più antiche del Somma Vesuvio presentano un asse di dispersione Nord-Est, che attraversa (Rolandi, 1998; Di Vito et al., 1999) i Monti di Avella e i Monti di Sarno. L’eruzione pliniana del 79 d.C. che distrusse Pompei ed Ercolano è invece caratterizzata da un asse di dispersione Sud-Est che intercetta i rilievi dei monti Lattari della Penisola Sorrentina (Lirer et al., 1993).

La figura 2 mostra la distribuzione dei depositi da caduta del complesso del Somma-Vesuvio e dei Campi Flegrei. Si può notare come lo spessore delle coltri in pendenza attinga valori fino a 6 metri sui Monti di Sarno e valori non eccedenti i 2 metri sui Monti Lattari.

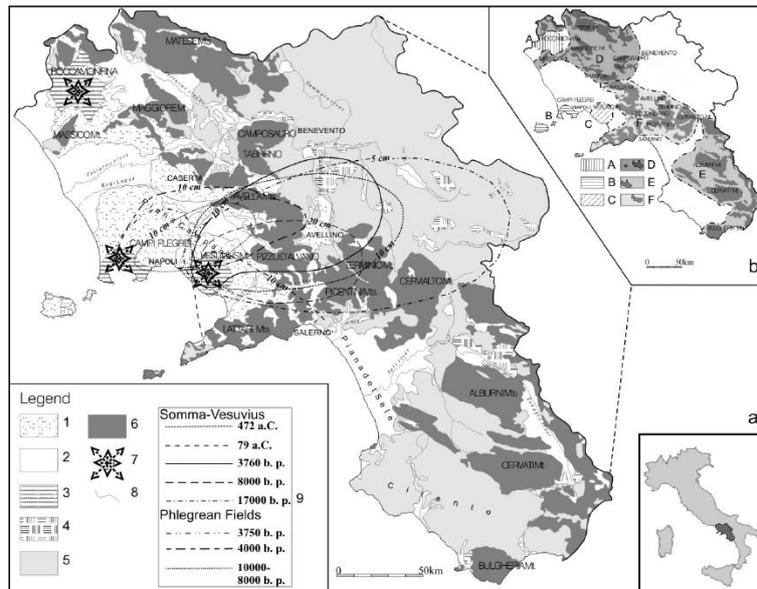


Figura 1. a) carta geologica semplificata della regione Campania; b) macro-zone: 1) depositi piroclastici per caduta aerea (Quaternario); 2) depositi alluvionali (Quaternario); 3) tufi, lava e piroclastiti (Quaternario); 4) conglomerati arenacei (Pliocene); 5) depositi arenacei con interstrati argillosi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

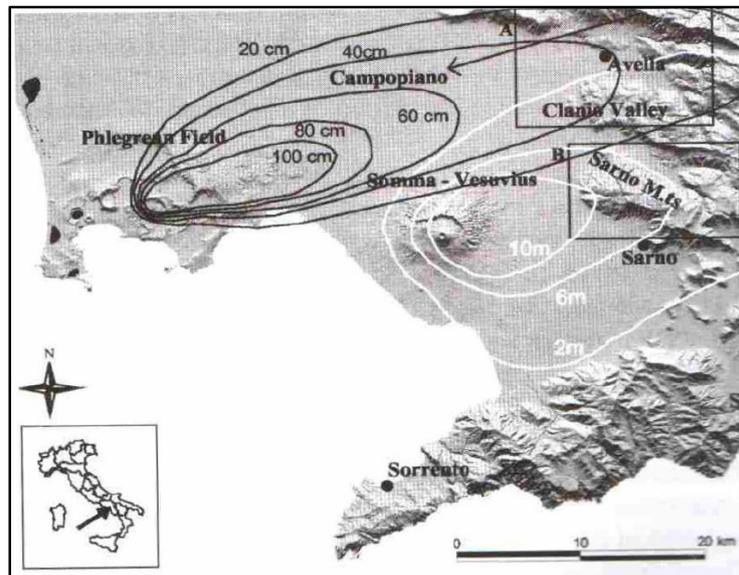


Figura 2. Distribuzione dei depositi da caduta del complesso del Somma-Vesuvio (isopache in bianco) e dei Campi Flegrei (isopache in nero) (Zanchetta et al., 2003)

Picarelli et al., 2008, analizzando le condizioni di stabilità di coltri piroclastiche in pendenza con il modello di pendio indefinito, spiegano fisicamente il motivo per il quale tali fenomeni si osservano con maggiore frequenza per angoli di pendenza compresi tra

35° e 45° se la formazione di base è costituita da rocce carbonatiche fratturate, e tra 15° e 20° se la formazione di base è costituita da flysch (fig. 3).

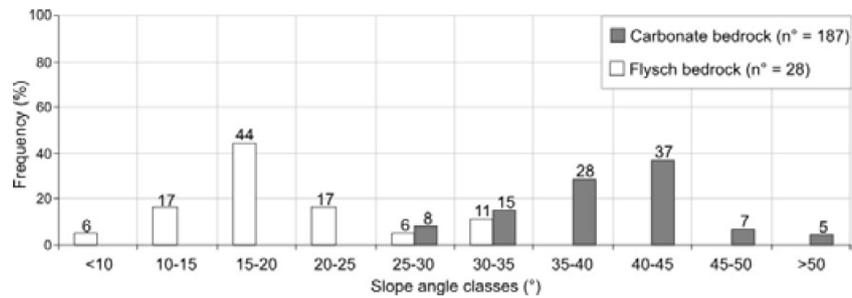


Figura 3. Angoli di pendenza in aree interessate da colate rapide di fango (Picarelli et al., 2008)

Da tale analisi essi deducono che le macroaree A, C, D, ed E riportate in fig. 1b sono solo marginalmente interessate da fenomeni di frana, mentre le restanti zone, B ed F, sono suscettibili e per esse forniscono una classificazione più dettagliata (fig. 4).

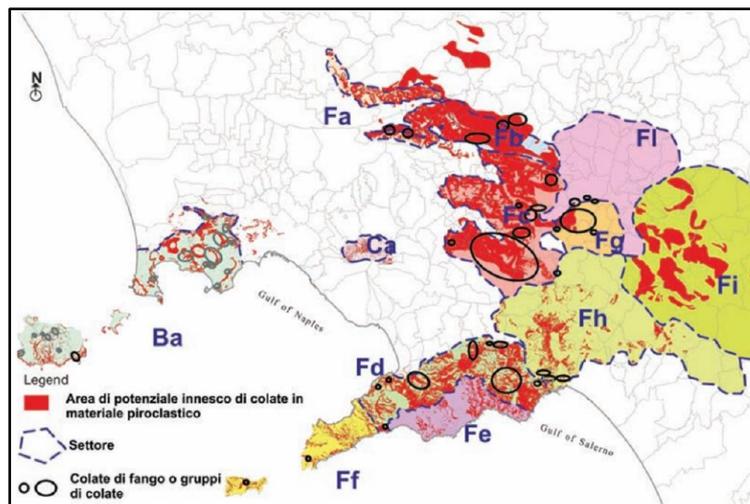


Figura 4. Zonazione delle macroaree B e F. (Picarelli et al., 2008)

Dai riferimenti di letteratura menzionati, si può dedurre che, nel contesto regionale le zone maggiormente suscettibili sono le coltri in pendenza presenti sui Monti di Avella e Partenio, sui Monti di Sarno e sui Monti Lattari della Penisola Sorrentina (zone A, B e C in fig. 5, Picarelli & Vinale 2005).

Di seguito si riportano alcuni dettagli relativi ai monti del Partenio (zona A), ai monti di Sarno (zona B) e ai monti Lattari (zona C). Per gli ultimi due, verranno successivamente presentati alcuni studi realizzati nell'ambito della presente tesi (§ cap. 5 e § cap. 6).

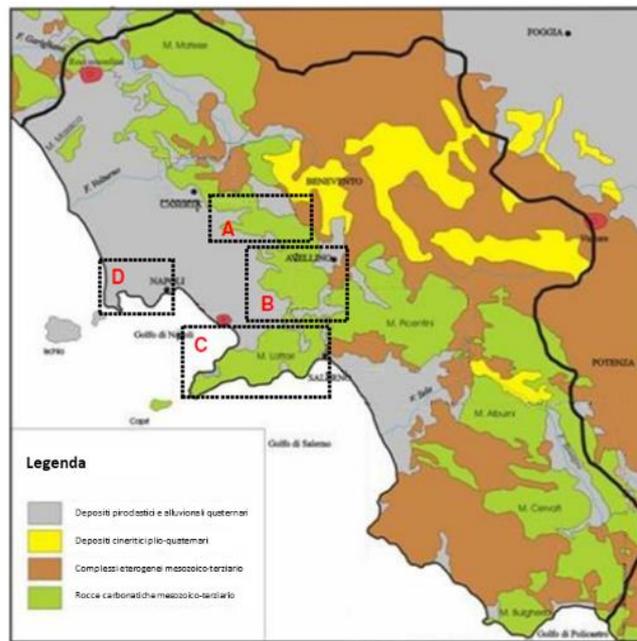


Figura 5. Schema geologico della Campania: A) Monti di Avella settentrionali – Monti del Partenio; B) Monti di Avella Meridionali, Pizzo d’Alvano, Monti di Lauro, C) Penisola Sorrentina – Monti Lattari; D) Campi Flegrei (Picarelli & Vinale, 2005).

1.1.1. Monti di Avella Settentrionali – Monti del Partenio

I versanti di questa zona rappresentano principalmente il risultato delle eruzioni vulcaniche di Avellino (3700 anni fa) e Agnano-Monte Spina (4100 anni fa).

Le indagini di natura geotecnica che hanno consentito di caratterizzare la presente macroarea sono state indirizzate ai siti di Cervinara, San Felice a Canello, Forchia e Baiano, che presentano tratti comuni in termini di successione stratigrafica.

Per il sito di Baiano, Picarelli et al., 2006 hanno proposto la seguente ricostruzione stratigrafica:

- terreno vegetale (10-100 cm);
- pomice grossolane di dimensioni tra uno e due centimetri nella parte superiore e tra 0.1 cm e 1 cm in quella inferiore risalenti all’eruzione di Avellino (70-140 cm);
- ceneri vulcaniche frammiste a piccole percentuali di pomice (200- 250 cm);
- pomice delle dimensioni del centimetro (60 cm);
- cineriti di modesto spessore;

- ceneri argillificate di modesto spessore;
- substrato calcareo altamente fratturato.

Per il sito di San Felice a Cancellò, Calcaterra et al., (2003) hanno individuato la seguente stratigrafia:

- copertura vegetale piroclastica humificata (70-150 cm);
- cineriti (150-180cm) risalenti all'eruzione di "Avellino";
- pomici in matrice cineritica (20-70 cm);
- ceneri argillificate (50-180cm);
- substrato calcareo altamente fratturato.

Per il sito di Cervinara, Damiano (2004) ha rilevato, attraverso indagini in sito ed in laboratorio, la seguente stratigrafia:

- copertura vegetale piroclastica humificata (50 cm);
- pomici di Avellino (30 cm);
- cineriti (50-140 cm);
- piccole pomici in matrice cineritica (2-3 mm) (30 cm);
- ceneri argillificate (30-50 cm);
- substrato calcareo altamente fratturato.

Infine, per il sito di Forchia, Picarelli et al., 2007 hanno sintetizzato la seguente successione stratigrafica:

- strato superiore di terreno vegetale dello spessore di 30 cm;
- strato di cineriti con pomici aventi uno spessore di 2 m;
- eventuale copertura di cineriti argillificate dello spessore di 20 cm al di sopra del substrato calcareo.

A titolo di esempio, le figure 6-7 riportano le curve granulometriche dei terreni prelevati nei siti di Cervinara (fig. 6), Baiano (fig. 7a) e Forchia (fig. 7b).

Dal confronto si può notare una significativa differenza tra gli strati cineritici e quelli pomicei. I primi affiancano ad una significativa percentuale di sabbia minori percentuali di limo o argilla; i restanti possono invece classificarsi come sabbia con ghiaia o ghiaia con sabbia.

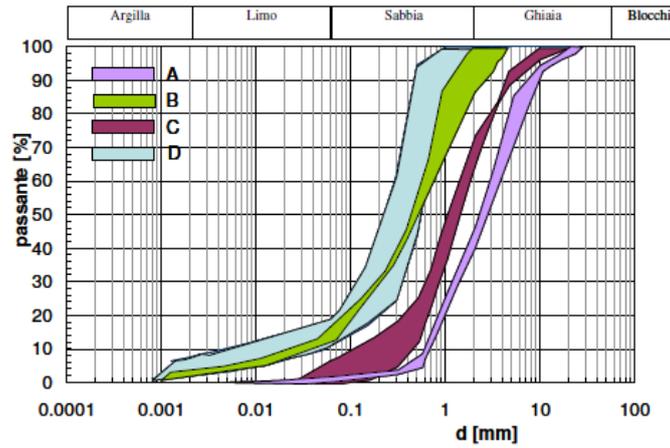


Figura 6. Fusi granulometrici dei terreni di copertura del sito di Cervinara (Damiano, 2004)

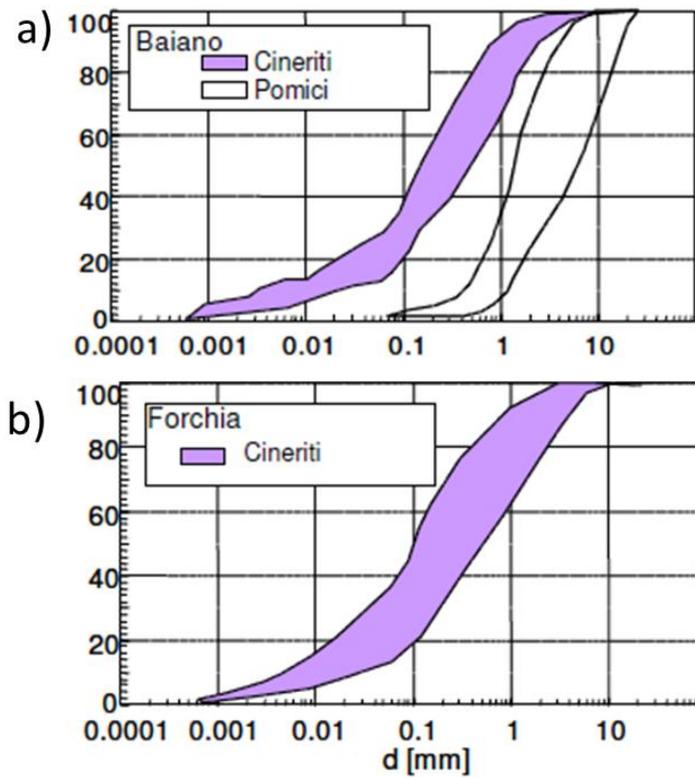


Figura 7. a) fusi granulometrici dei terreni di copertura del sito di Baiano; b) fusi granulometrici dei terreni cineritici del sito di Forchia (Picarelli et al., 2006)

1.1.2. Monti di Avella Meridionali – Monti di Sarno

La macroarea in considerazione è geograficamente la più prossima al complesso vulcanico del Somma-Vesuvio. Essa è stata a più riprese ricoperta dai prodotti piroclastici di caduta. I versanti di questa zona presentano stratigrafie più complesse rispetto alle altre macroaree e sono caratterizzati da spessori significativi in

corrispondenza della dorsale di Pizzo D'Alvano e dei Monti di Lauro. Con l'obiettivo di caratterizzare questa macroarea, gli sforzi della comunità scientifica sono stati indirizzati verso i siti di Sarno e di Monteforte Irpino, quest'ultimo presenta molte analogie con i rilievi di Pizzo D'Alvano (Di Crescenzo et al., 2007).

Nicotera & Papa (2007) hanno suggerito una stratigrafia semplificata del sito di Monteforte Irpino, comprendente i seguenti strati:

- terreno 1: piroclastite pedogenizzata (di spessore 40 cm);
- terreno2: piroclastite humificata bruno-rossastra (40 cm);
- terreno 3: pomici attribuibili all'eruzione di Avellino (70 cm);
- terreno 4: cineriti pedogenizzate (eruzione di Ottaviano) (130 cm);
- terreno 5: pomici attribuibili all'eruzione di Ottaviano (70 cm);
- terreno 6: cineriti pedogenizzate (90 cm);
- terreno 7: sabbia vulcanica (50 cm);
- terreno 8: piroclastite argillificata (60 cm).

Le situazioni geomorfologiche dei Monti di Sarno sono state oggetto di studio da parte di molti Autori, soprattutto a seguito degli eventi di instabilità verificatisi nel 1998 (§ cap. 6). Tipicamente le pendenze medie di questi versanti risultano comprese tra 35° e 41°; le coltri raggiungono valori di spessore prossimi ai 6 metri e presentano strati di pomici alternati a strati di ceneri. La stratigrafia tipica di questi depositi presenta (Picarelli & Vinale, 2007):

- terreno vegetale (circa 1 m);
- strato cineritico con intercalazioni pumicee (30 cm);
- livello di pomici (70 cm);
- livello di cineriti poggianti sul substrato calcareo (50 cm).

Le figure 8-9 mostrano i fusi granulometrici associati ai siti di Monteforte Irpino (Papa & Nicotera, 2007) e di Pizzo D'Alvano (Cascini & Sorbino, 2003).

I terreni cineritici superficiali di Monteforte Irpino (terreni 1, 2 e 4 in fig. 8) possono classificarsi come sabbie con limi, quelli collocati più in profondità (terreni 6 e 8 in fig. 8) presentano una percentuale maggiore di materiale a grana fine. Gli strati pomicei (terreni 7, 5 e 3 in fig. 8) presentano una granulometria omogenea. Le medesime

considerazioni possono ripetersi per i fusi granulometrici dei terreni di Pizzo D'Alvano (Cascini & Sorbino, 2003).

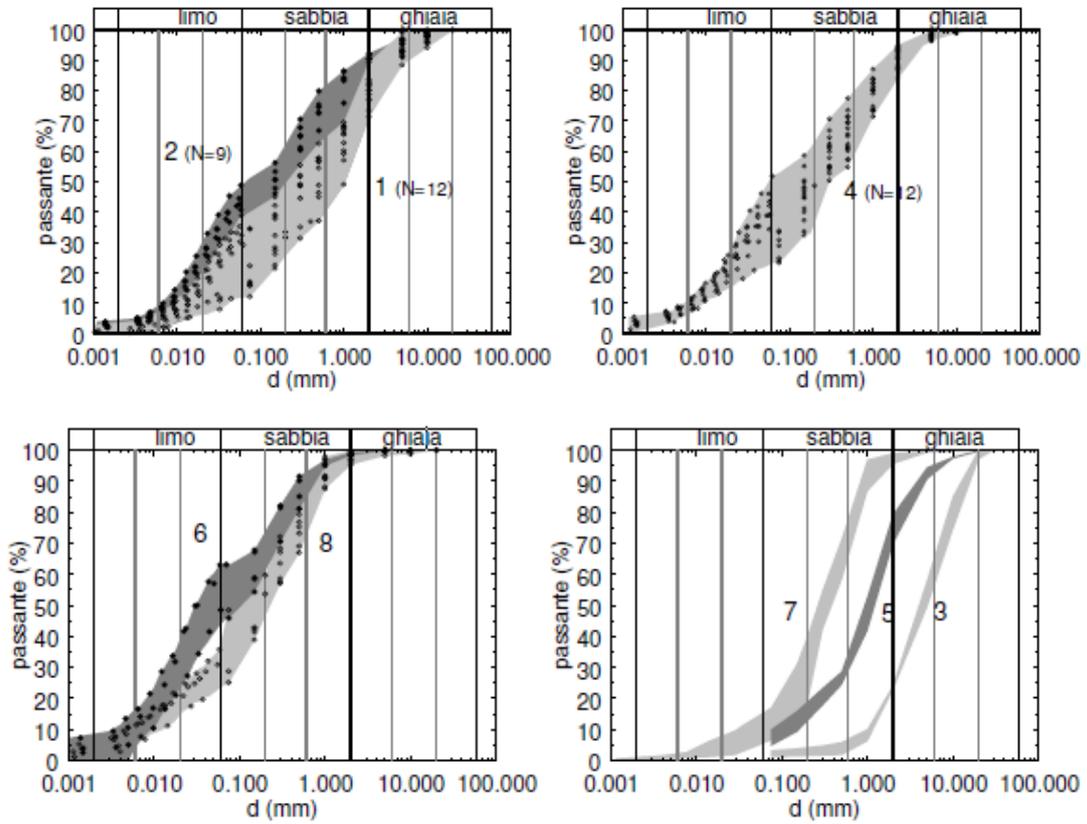


Figura 8. Fusi granulometrici dei terreni costituenti la sequenza stratigrafica di Monteforte Irpino (Papa & Nicotera, 2007).

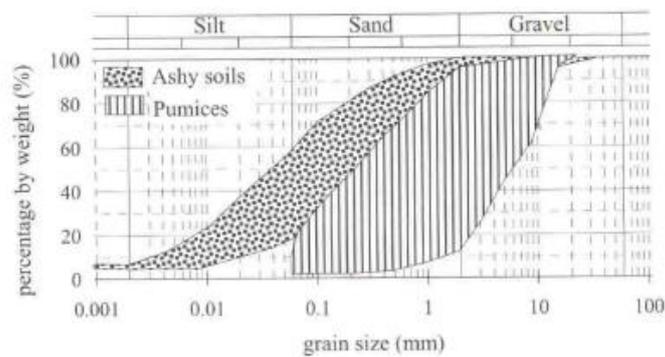


Figura 9. Fusi granulometrici dei terreni di Pizzo d'Alvano (Cascini & Sorbino, 2003).

1.1.3. Monti Lattari

L'assetto geomorfologico della macroarea in considerazione è caratterizzato da versanti con angoli di pendenza superiori ai 30°, ricoperti da coltri di spessore inferiore rispetto a quelli rilevati per i monti di Sarno (Civita et al., 1975).

Diversi sono stati gli eventi franosi che hanno avuto luogo in questa macroarea e numerose sono state le sezioni stratigrafiche eseguite in prossimità dei punti di innesco. Esse hanno mostrato un livello di pomici (40-80 cm) interposto tra uno strato di ceneri rimaneggiate, collocato superiormente, ed uno strato di cenere talora argillificata, posizionato inferiormente.

La figura 10 mostra i fusi granulometrici dei terreni campionati nella penisola Sorrentina, confrontati con quelli rilevati per la località di Pizzo D'Alvano. La sostanziale omogeneità tra i fusi dei diversi siti e le porosità elevate riscontrate in entrambi i casi possono indurre a considerare che si tratta di coltri caratterizzate da medesime proprietà anche idrauliche e meccaniche (Picarelli e Vinale, 2007).

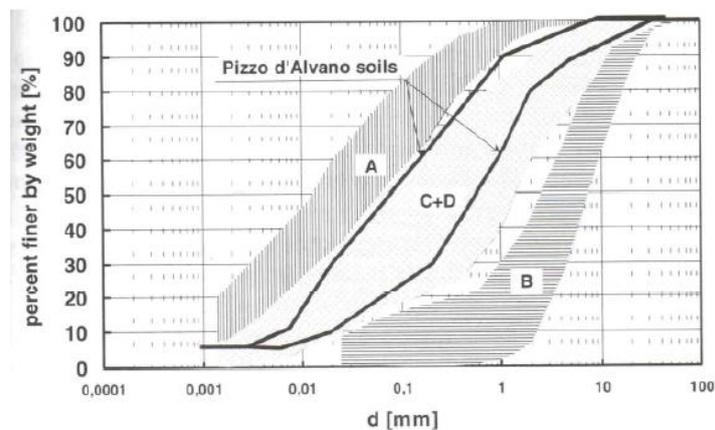


Figura 10. Fusi granulometrici dei terreni di copertura dei Monti Lattari confrontati con quelli di Pizzo D'Alvano (Calcaterra et al., 2003) (le lettere si riferiscono ad una distinzione tra ceneri e pomici presente nella stessa pubblicazione).

1.1.4. Condizioni geomorfologiche e meccaniche associate alla suscettibilità da frana meteo-indotta in coperture piroclastiche

Dalla revisione dei lavori presenti in letteratura, è possibile sintetizzare quali sono gli aspetti geomorfologici principali che rendono una coltre piroclastica in pendenza suscettibile rispetto al fenomeno della frana meteo-indotte:

- L'angolo di pendenza ha valori compresi tra 31° e 43° (de Riso et al., 2007), in presenza di un substrato di natura calcarea altamente fratturato;
- Coltri di piroclastiti limose di spessore variabile tra 1 e 4 metri, alternate eventualmente a strati di pomice aventi direzione di sviluppo parallela al pendio.

La letteratura consegna, inoltre, dei riferimenti validi sia per la modellazione geotecnica dei versanti (fig. 11) sia per la simulazione degli effetti al suolo delle precipitazioni (fig. 12).

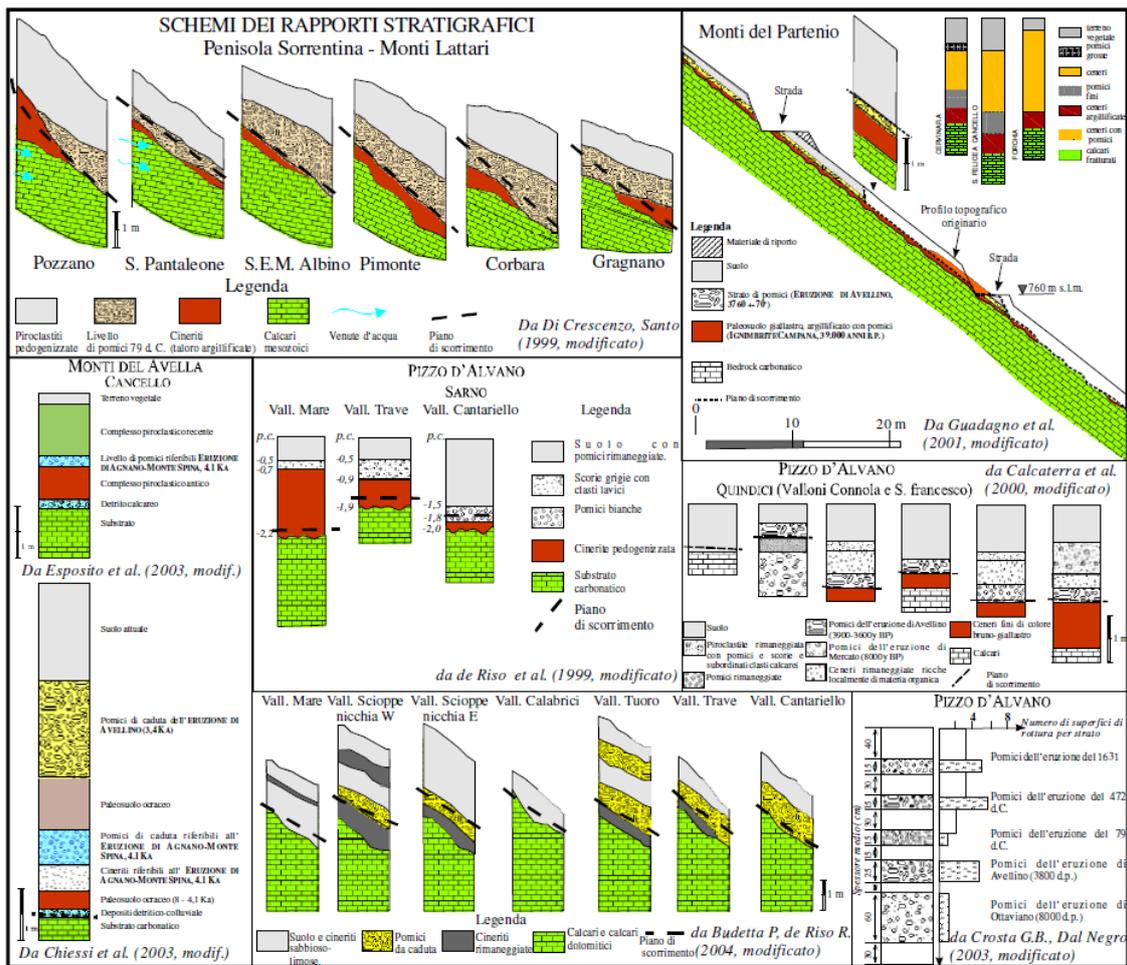


Figura 11. Sintesi da bibliografia delle sequenze stratigrafiche riscontrate nel contesto regionale (modificata da Di Crescenzo et al., 2007)

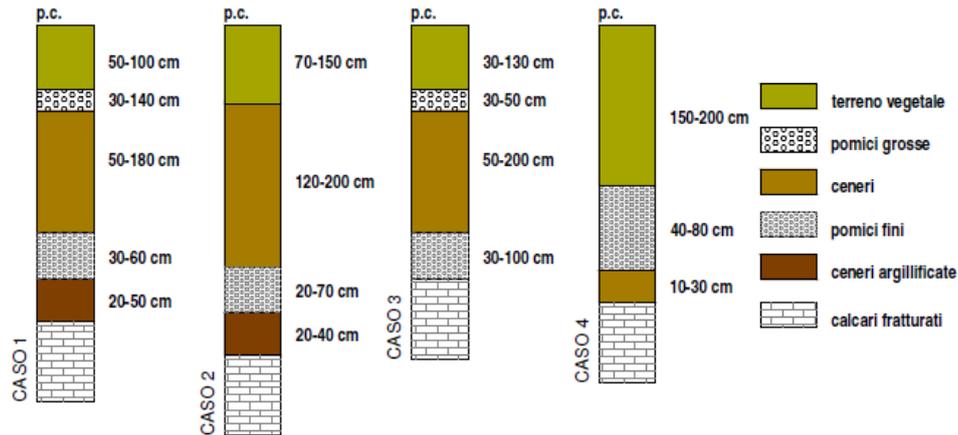


Figura 12. Schemi stratigrafici del contesto regionale: casi 1-2 Monti di Avella e Monti del Partenio; caso 3 Monti di Sarno; caso 4 Monti Lattari (Picarelli e Vinale, 2007)

Le piroclastiti limose sono state diffusamente caratterizzate sotto il profilo meccanico ed idraulico con prove di laboratorio, sia in regime di totale saturazione che di parziale saturazione.

La tabella 1 rappresenta una sintesi di letteratura delle proprietà fisico-meccaniche di tali materiali (Picarelli e Vinale, 2007).

a)

Terreno	Spessori				Proprietà fisico-meccaniche									
	Baiano (m)	Cervinara (m)	S. Felice (m)	Forchia (m)	γ (kN/m ³)	k_{sat} (m/s)	$(u_s - u_w)_b$ (kPa)	λ	θ_r	θ_s	c' (kPa)	ϕ' (°)	$c=f(u_s - u_w)$	
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	$5 \cdot 10^{-8} \pm 1 \cdot 10^{-7}$	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)

b)

Terreno	Spessori		Proprietà fisico-meccaniche									
	Monteforte Irpino (m)	Lauro (m)	γ (kN/m ³)	k_{sat} (m/s)	$(u_s - u_w)_b$ (kPa)	λ	θ_r	θ_s	c' (kPa)	ϕ' (°)	$c=f(u_s - u_w)$	
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	$5 \cdot 10^{-8} \pm 7 \cdot 10^{-7}$	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	-	-	-	-	-	-	-	-	
cineriti 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 Paoa, 2007)

c)

Terreno	Spessori (m)	Proprietà fisico-meccaniche								
		γ_d (kN/m ³)	k_{sat} (m/s)	$(u_a - u_w)_b$ (kPa)	λ	θ_f	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	-

Tabella 1. Sintesi delle principali caratteristiche fisico-meccaniche delle coltri piroclastiche campane (a) Monti di Avella Settentrionali e Monti del Parteni, b) Monti di Avella Meridionali, Pizzo D'Alvano e Monti di Lauro, c) Penisola Sorrentina e Monti Lattari, Picarelli e Vinale, 2007)

1.2 Eventi di precipitazione che determinano le colate rapide di fango

Le coltri piroclastiche campane si trovano in regime idraulico di parziale saturazione.

La presenza di menischi genera uno stato di coazione tra le particelle, esprimibile mediante la variabile fisica “suzione”, definita come differenza tra la pressione delle fasi gassosa (u_a) e liquida (u_w). Essa rappresenta un contributo di resistenza aggiuntiva, esprimibile attraverso la relazione (Fredlund et al., 1978) che estende ai terreni parzialmente saturi il criterio di resistenza di Mohr-Coulomb:

$$\tau = c' + (\sigma - u_a)_f \tan \varphi' + (u_a - u_w)_f \tan \varphi'_b \quad (1)$$

con:

- $(\sigma - u_a)_f$ tensione normale netta;
- $(u_a - u_w)$ suzione;
- c' e φ' coesione ed angolo di attrito efficaci del terreno;
- φ'_b angolo di attrito che si associa alla suzione

La relazione (1) può essere rappresentata graficamente, nello spazio di coordinate $(\sigma - u_a) - (u_a - u_w) - \tau$ (fig. 13).

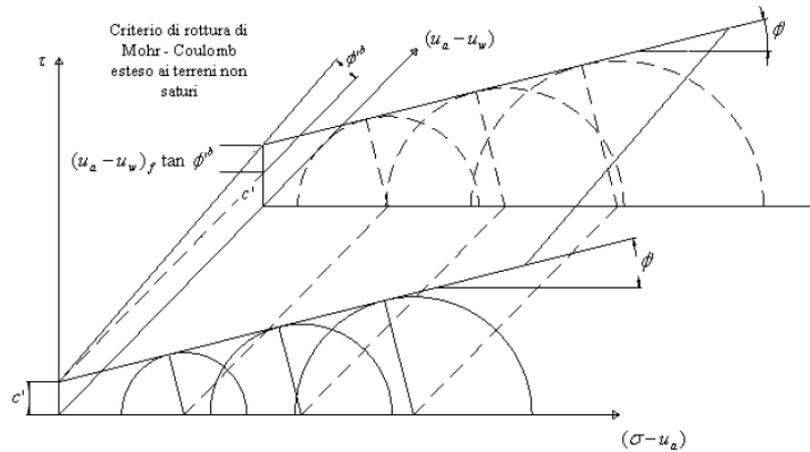


Figura 13. Criterio di resistenza di Mohr-Coulomb esteso ai terreni parzialmente saturi (Fredlund et al., 1978)

In tutti i casi in cui l'angolo di pendenza è maggiore dell'angolo di attrito l'aliquota di resistenza aggiuntiva rappresentata dalla suzione è decisiva nel conferire stabilità alla coltre piroclastica. Essa, tuttavia, può annullarsi a causa dei processi di infiltrazione causati dalle precipitazioni, e rappresenta, pertanto, un termine di resistenza transitorio. È bene precisare tuttavia che Olivares & Picarelli (2003) hanno osservato che tali coltri, a causa dell'alta porosità, possono dar luogo, all'approssimarsi della saturazione a fenomeni di liquefazione che si attivano generando instabilità per angoli di pendenza anche ben inferiori all'angolo di attrito.

In letteratura sono ampiamente documentati tre casi di colata rapida di fango: Sarno 1998, Cervinara 1999, Nocera Inferiore 2005. Di seguito si riportano le evoluzioni pluviometriche che hanno generato il secondo e il terzo fenomeno, rimandando ad un capitolo a parte (§ cap. 6) la descrizione dettagliata degli eventi di Sarno.

1.2.1 Il caso studio di Cervinara (1999)

La città di Cervinara si trova in adiacenza del Monte Partenio. Diversi fenomeni di colata rapida di fango si sono verificati il 16 dicembre 1999 in più zone del vallone “Castello” (fig. 14).

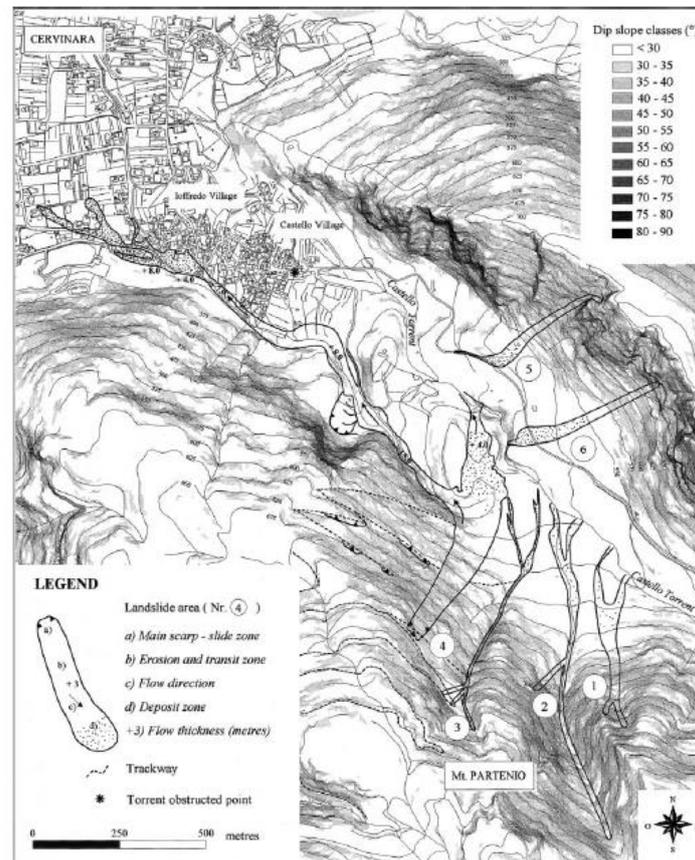


Figura 14. Eventi di instabilità di Cervinara avvenuti nel vallone “Castello” (Fiorillo et al., 2001).

La sequenza stratigrafica della zona d’innesco della frana principale è in fig. 15. Essa è caratterizzata da un’alternanza di strati di cenere e strati di pomici. L’area interessata dalla frana ha forma triangolare. Nella zona apicale dove si presuppone sia si verificato l’innesco, la coltre ha uno spessore di 2.4 m e una pendenza di circa 40° (Damiano et al.,2012).

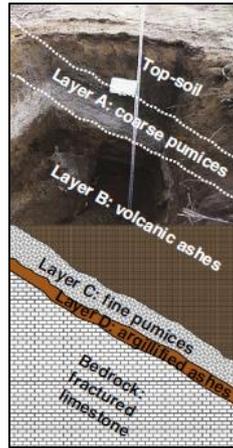


Figura 15. Sequenza stratigrafica del deposito di Cervinara (Damiano et al., 2012).

La figura 16 riporta l'evoluzione di precipitazioni orarie e cumulate che hanno innescato l'evento, registrate dalla stazione meteorologica di San Martino Valle Caudina. Si può notare come i diversi episodi di instabilità si siano verificati sotto l'effetto di un evento eccezionale per intensità e durata: ben 320 mm di precipitazioni cumulate in circa 50 ore (Damiano et al., 2012).

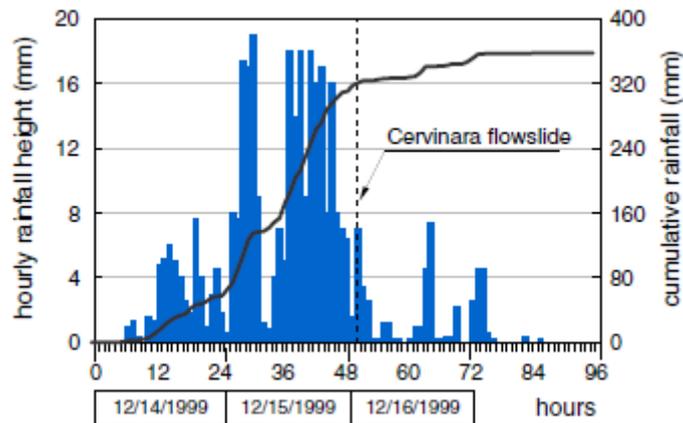


Figura 16. Precipitazioni orarie e cumulate (a partire dal 12 dicembre 1999) dell'evento piovoso che innescato l'instabilità del 16 dicembre 1999 (Damiano et al., 2012).

L'evento si è verificato alla fine del periodo autunnale di un anno idrologico che, prima dell'evento stesso, aveva generato dal 1° settembre 1999 un cumulo di precipitazioni pari a 604.6 mm.

1.2.2 Il caso studio di Nocera Inferiore (2005)

Il fenomeno si è verificato il 4 marzo 2005 in località Monte Albino nel comune di Nocera Inferiore. Anche in questo caso l'area interessata dalla frana ha forma triangolare (fig. 17). Nella zona apicale d'innesco, la coltre ha uno spessore di 2 m e una pendenza di circa 40°.

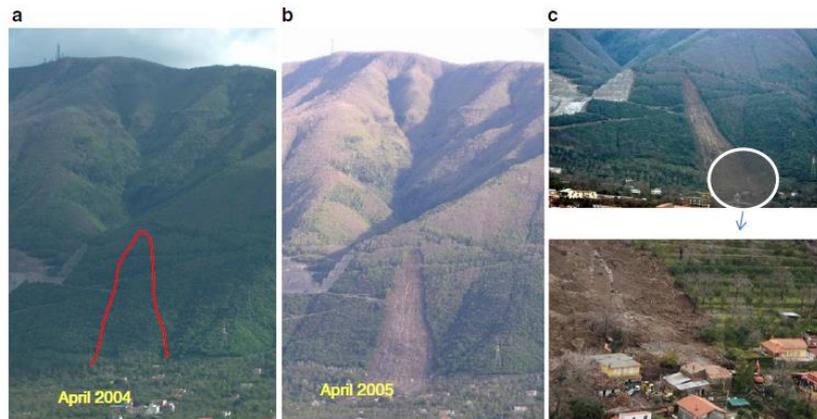


Figura 17. Area della frana di Nocera a) 11 mesi prima dell'evento; b) un mese dopo l'evento; c) danni alle aree limitrofe (Pagano et al., 2010)

L'instabilità si è verificata in corrispondenza di un evento piovoso cumulato sul giorno pari a 143 mm, verificatosi al termine del periodo invernale. Il significativo cumulo di precipitazioni generatosi a partire dall'inizio dell'anno idrologico è pari a 1097.2 mm (fig. 18).

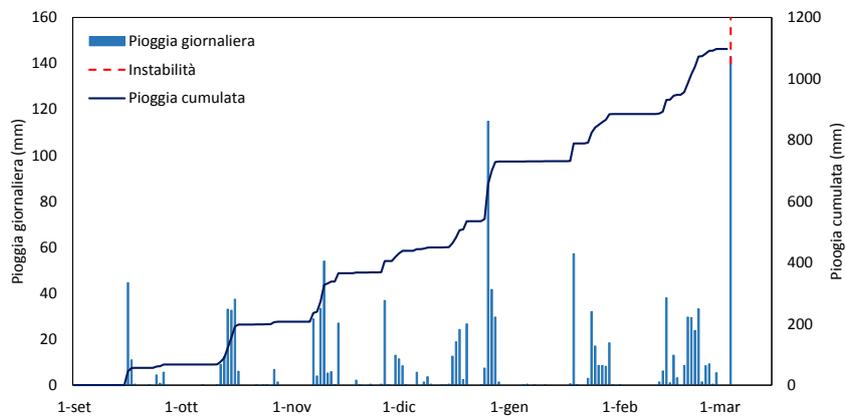


Figura 18. Precipitazioni giornaliere e cumulate (a partire dall'inizio dell'anno idrologico) dell'evento piovoso che ha innescato l'instabilità del 4 marzo 2005.

APPENDICE 1.A – Modellazione del comportamento idrologico dei terreni parzialmente saturi

L'appendice riporta le equazioni di governo che regolano il flusso di acqua allo stato liquido e di vapore in un mezzo parzialmente saturo

1. Curva caratteristica acqua terreno

Le proprietà idrauliche di un mezzo parzialmente saturo sono costituite dalla curva di ritenzione idrica (o curva caratteristica) e dalla funzione di permeabilità.

La curva di ritenzione idrica rappresenta i punti per i quali sussiste una condizione di equilibrio tra il contenuto volumetrico d'acqua (o variabili affini, quali grado di saturazione S_r o contenuto gravimetrico d'acqua w) e la suzione di matrice (Fredlund, 2002). Tipicamente essa assume, in scala semilogaritmica, l'andamento mostrato in figura 19.

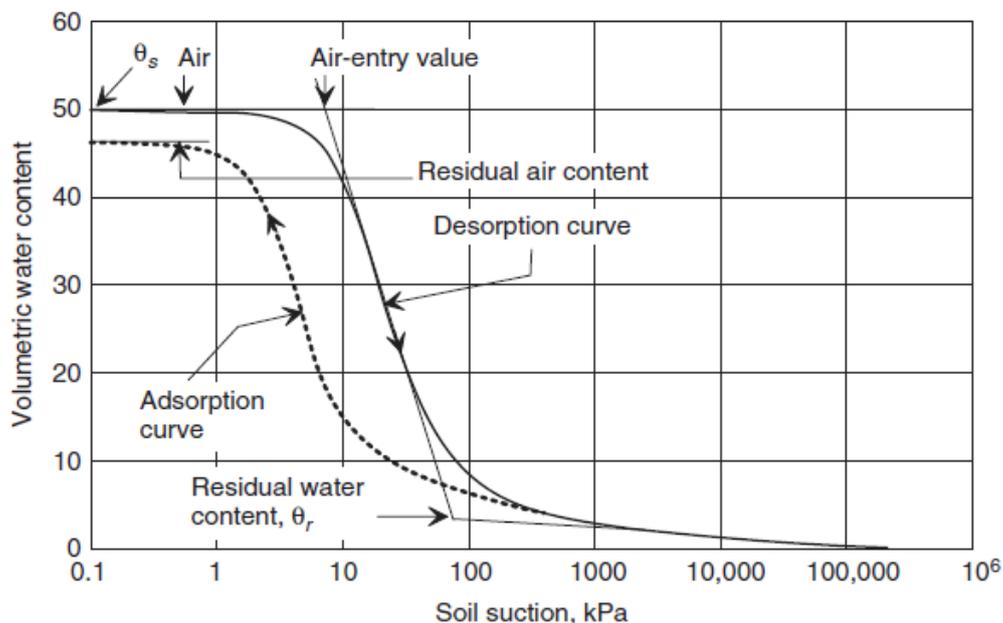


Figura 19. Tipica curva caratteristica acqua-terreno (Fredlund e Rahardjo, 1993).

Possono individuarsi alcuni punti significativi della curva:

- θ_s : contenuto d'acqua in condizioni di totale saturazione del sistema;

- Valore di ingresso d'aria (AEV): valore di suzione oltre il quale il sistema comincia a desaturarsi in corrispondenza dei pori di dimensione maggiore – noto in letteratura anche come $(u_a - u_w)_b$;
- Θ_r : contenuto d'acqua residuo, la fase liquida è rintracciabile solo in corrispondenza dei pori di minori dimensioni;

Il tratto compreso tra il valore di ingresso d'aria ed il punto corrispondente al contenuto d'acqua residuo rappresenta la zona di transizione dalla completa saturazione alla condizione residua.

Tipicamente le curve di ritenzione si ottengono sperimentalmente attraverso procedure di essiccamento di un provino inizialmente saturo o procedure di umidificazione di un provino secco. Risultati sperimentali dimostrano la dipendenza del contenuto d'acqua dalla direzione del processo (fig. 19), definita come *isteresi idraulica* (Hillel et al., 1998). Il dominio compreso tra le due curve può definirsi dominio di isteresi del legame suzione-contenuto d'acqua.

Se la procedura di essiccamento o di imbibizione parte da condizioni di saturazioni intermedie, la relazione suzione-contenuto d'acqua segue dei percorsi di raccordo tra le due curve principali; tali percorsi sono noti in letteratura come curve di scansione (fig. 20).

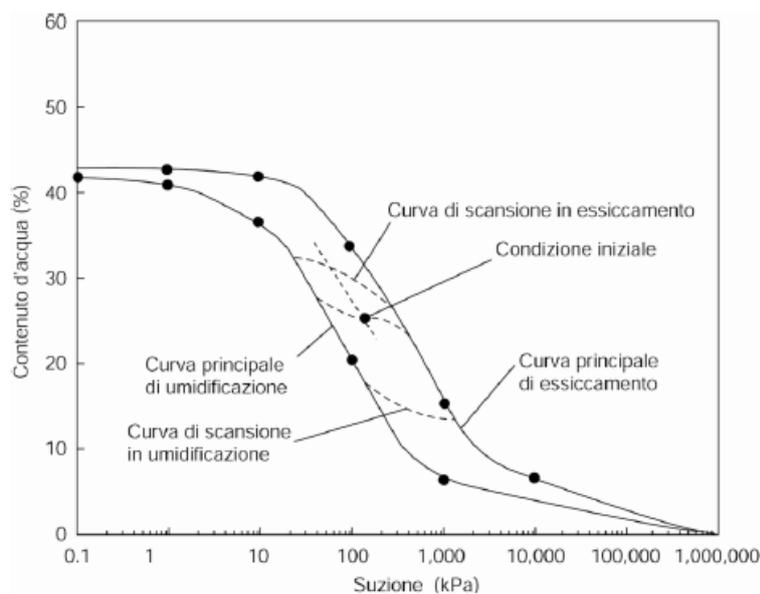


Figura 20. Andamento ideale delle curve di essiccamento ed umidificazione e curve di scansione (Fredlund, 2000)

L'andamento generale mostrato in fig. 19 può variare in funzione della tipologia di materiale. È noto dalla letteratura che al crescere della frazione fine, a parità di suzione, aumenta la quantità di acqua immagazzinata. In un terreno a grana grossa, di contro, l'iniziale svuotamento dei pori interparticellari determina una brusca riduzione del contenuto d'acqua, raggiungendo la condizione residua in corrispondenza di bassi valori di suzione.

La figura 21 riporta un confronto tra gli andamenti qualitativi delle curve di ritenzione associate a diversi materiali, quali sabbia, limo e argilla.

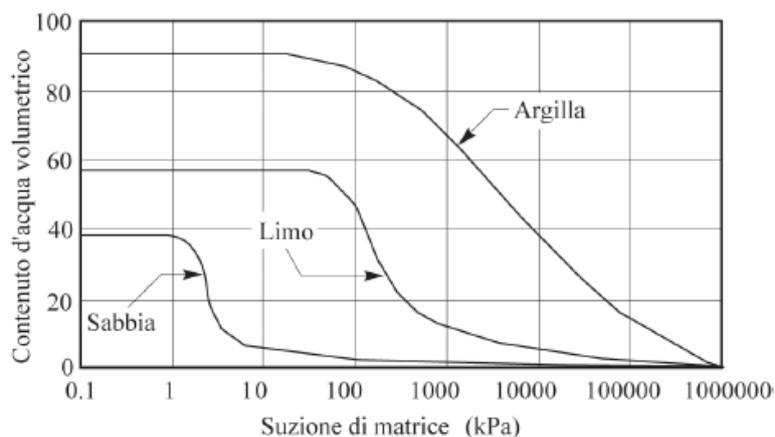


Figura 21. Andamento qualitativo delle curve di ritenzione per materiali diversi (Fredlund e Xing, 1994)

La determinazione sperimentale delle curve di ritenzione risulta un'attività laboriosa e, spesso, non consente di ricoprire l'intero range di interesse delle applicazioni pratiche (Lu e Likos, 2004).

Pertanto, in letteratura sono presenti numerosi modelli per la rappresentazione delle curve di ritenzione, basati su parametri discriminanti alcune caratteristiche fisiche del terreno.

Le relazioni più note sono rappresentate dai modelli di:

- Brooks e Corey (1964);
- Van Genuchten (1980);
- Fredlund e Xing (1994).

1.1. Modello di Brooks e Corey (1964)

Gli Autori hanno proposto, sulla base di esperienze sperimentali, la seguente formulazione del legame suzione-contenuto d'acqua:

$$\theta = \begin{cases} \theta_s & (u_a - u_w) < (u_a - u_w)_b \\ \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left(\frac{u_a - u_w}{(u_a - u_w)_b} \right)^{-\lambda} & (u_a - u_w) \geq (u_a - u_w)_b \end{cases} \quad (2)$$

con:

- θ_s : contenuto d'acqua in condizione di totale saturazione;
- θ_r : contenuto d'acqua residuo;
- $(u_a - u_w)$: suzione;
- λ parametro indice della distribuzione delle dimensioni dei pori.

Valori elevati di λ si associano a terreni uniformi dal punto di vista granulometrico. Tale modello risulta maggiormente performante se utilizzato per modellare il comportamento idraulico di terreni a grana grossa.

1.2 Modello di van Genuchten (1980)

L'Autore ha proposto la seguente formulazione

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left(\frac{1}{1 + (\alpha(u_a - u_w))^n} \right)^m \quad (3)$$

sintetizzando l'andamento della curva di ritenzione in funzione, oltre che dei già citati θ_r e θ_s , di tre parametri caratteristici:

- α : parametro legato all'inverso del valore di ingresso d'aria (L^2F^{-1});
- n : coefficiente funzione della distribuzione porosimetrica;
- m : coefficiente rappresentativo dell'emisimmetria della curva, legato al coefficiente n mediante la relazione $m=1-1/n$.

1.3 Modello di Fredlund e Xing (1994)

L'espressione consegnata dall'autore si presenta formalmente come segue:

$$\theta = C(u_a - u_w)\theta_s \left[\frac{1}{\ln \left(e + \left(\frac{u_a - u_w}{a} \right)^n \right)} \right]^m \quad (4)$$

dove, oltre ai termini già definiti, è presente il numero di Nepero e ed il fattore di correzione C, che può essere così formalizzato

$$C(u_a - u_w) = \left[1 - \frac{\ln \left(1 + \frac{u_a - u_w}{(u_a - u_w)_r} \right)}{\ln \left(1 + \frac{10^6}{(u_a - u_w)_r} \right)} \right] \quad (5)$$

I parametri di questa formulazione possono correlarsi a quelli della formulazione precedente, secondo la relazione $a=1/\alpha$; il pedice r è da associarsi alla condizione residua.

2. Funzione di permeabilità

In un terreno parzialmente saturo il coefficiente di permeabilità è funzione, oltre che della porosità, anche del contenuto d'acqua corrente del sistema. Il concetto di coefficiente di permeabilità in condizioni di completa saturazione si estende dunque al regime di parziale saturazione attraverso la cosiddetta funzione di permeabilità, che indica il valore del coefficiente in funzione del grado di saturazione o del contenuto volumetrico d'acqua.

La figura 22 riporta un confronto tra gli andamenti qualitativi della funzione di permeabilità associati rispettivamente ad una sabbia e ad un'argilla.

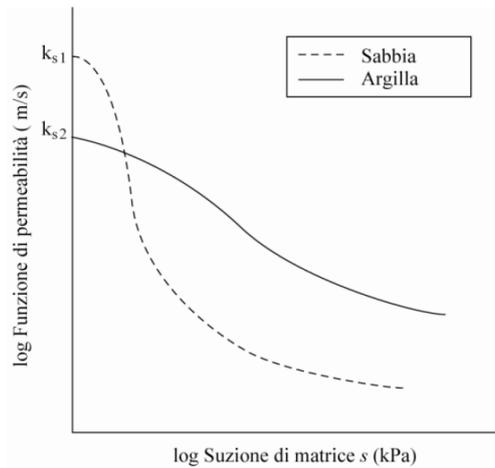


Figura 22. Andamento qualitativo delle funzioni di permeabilità per diverse tipologie di materiale (Zhan e Ng, 2004)

Si può osservare come la maggiore dimensione dei pori comporti sicuramente un valore di permeabilità satura maggiore. Al tempo stesso, ad un materiale a grana grossa si associa la tendenza ad un rapido svuotamento e, dunque, una rapida riduzione del coefficiente di permeabilità. Ne deriva che, per alti valori di suzione, un materiale a grana fina può risultare più permeabile di un materiale a grana grossa.

Anche per la funzione di permeabilità, la letteratura consegna diverse modellazioni.

2.1. Modello di Brooks e Corey (1964)

Gli Autori hanno proposto la seguente formulazione della funzione di permeabilità:

$$k(u_a - u_w) = \begin{cases} k_s & (u_a - u_w) < (u_a - u_w)_b \\ k_s \left(\frac{u_a - u_w}{(u_a - u_w)_b} \right)^{-2-3\lambda} & (u_a - u_w) \geq (u_a - u_w)_b \end{cases} \quad (6)$$

in cui k_s rappresenta il valore di permeabilità satura del mezzo e gli altri parametri coincidono con quelli già presentati per la modellazione della curva di ritenzione (§ Appendice 1.A par. 1.1).

2.2. Modello di Mualem – van Genuchten (1980)

Gli Autori hanno proposto la seguente formulazione della funzione di permeabilità, tenendo conto dei parametri già presentati per la modellazione della curva di ritenzione (§ Appendice 1.A par. 1.2).

$$k(\theta) = k_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^\mu \left[1 - \left(1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{\frac{n}{n-1}} \right)^{1-\frac{1}{n}} \right]^2 \quad (7)$$

3. Bilancio di massa

Le variazioni di peso (ΔS) di un volume di terreno corrispondono a variazioni del volume di acqua di porosità per effetto di flussi idrici in entrata o in uscita dal volume. Tali variazioni possono quantificarsi, in linea generale, come somma algebrica di alcuni contributi (eq. 8) quali le precipitazioni totali (P), il ruscellamento superficiale (R), i flussi evaporativi reali (E) in uscita e il drenaggio (D) al bordo inferiore (fig. 23).

$$\Delta S = P - R - E - D \quad (8)$$

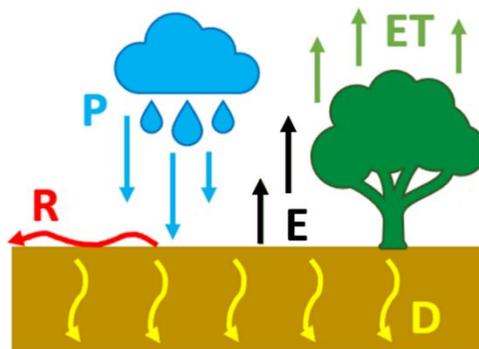


Figura 23. Bilancio di massa di un volume di terreno

Nell'equazione 8, ciascun termine rappresenta dimensionalmente una lunghezza.

L'equazione (8) si particularizza in caso di suolo vegetato (eq. 9):

$$\Delta S = P - R - (1 - f_v)E - f_v T - D \quad (9)$$

Nella (9) f_v rappresenta la percentuale di superficie vegetata e T il termine associato ai flussi traspirativi reali.

3.1. Stima della componente di infiltrazione

L'infiltrazione può definirsi come l'ingresso di un volume d'acqua nel suolo e il suo conseguenziale movimento verticale attraverso l'intera stratigrafia (Brutsaert, 2013). Dal punto di vista teorico, il processo è regolato dalla nota legge di Darcy, estesa ai terreni parzialmente saturi ad opera di Childs & Collis-George, (1950) (eq.10):

$$q_w = -k_w(\theta) - \frac{k_w(\theta)}{\gamma_w} \frac{\partial(u_a - u_w)}{\partial z} \quad (10)$$

con:

- q_w : flusso dell'acqua allo stato liquido in direzione verticale (Lt^{-1});
- $k_w(\theta)$: coefficiente di permeabilità (Lt^{-1});
- $u_a - u_w$: suzione (FL^{-2});
- γ_w : peso specifico dell'acqua (FL^{-3}).

Una prima formulazione messa a punto per la stima delle evoluzioni di volume immagazzinato in uno strato di terreno ad opera di flussi in ingresso è costituita dall'equazione di Richards (1931)

Essa rappresenta una risoluzione dell'equazione di bilancio di massa (§Appendice 1.A par. 3) e si basa sulle seguenti ipotesi:

- incomprimibilità della fase liquida (densità ρ_w costante);
- indeformabilità dello scheletro solido (porosità n costante);
- continuità della fase liquida e della fase gassosa;
- assenza di transizioni di fase da acqua liquida a vapore;
- aria a pressione atmosferica ($u_a=0$).

Ricorrendo all'equazione di bilancio della massa riferita ad un volume elementare V , può ritenersi valida la formulazione seguente (eq. 11):

$$-\rho_w \frac{\partial q_w}{\partial z} dx dy dz = \rho_w \frac{\partial V_w}{\partial t} dt \quad (11)$$

con:

- ρ_w densità della fase liquida (ML^{-3});

- V_w volume della fase liquida (L^3).

Nota che il volume elementare V può esprimersi come prodotto tra $dx dy dz$, l'equazione (11) può scriversi:

$$-\frac{\partial q_w}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{V_w}{V} \right) = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (12)$$

Il primo termine dell'equazione 12 può riformularsi utilizzando la legge di Darcy (eq. 10).

$$-\frac{\partial q_w}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[k_w (\theta (u_a - u_w)) + \frac{k_w (\theta (u_a - u_w))}{\gamma_w} \frac{\partial (u_a - u_w)}{\partial z} \right] \quad (13)$$

Il secondo termine dell'equazione 12 può essere riscritto assumendo come variabili di stato la tensione netta ($\sigma - u_a$) e la suzione ($u_a - u_w$) (Fredlund e Dakshanamurty, 1982) ottenendo:

$$\partial \theta = m_w^1 \partial (\sigma - u_a) + m_w^2 \partial (u_a - u_w) \quad (14)$$

con:

- m_w^1 derivata prima della funzione di variazione del contenuto d'acqua in funzione della tensione netta (con suzione di matrice costante e pari al valore nullo);
- m_w^2 derivata prima della funzione di variazione del contenuto d'acqua in funzione della suzione di matrice (con tensione netta costante e pari al valore nullo).

Nell'ipotesi di tensione netta costante, l'equazione 14 diventa:

$$\partial \theta = m_w^2 \partial (u_a - u_w) \quad (15)$$

Operando le dovute sostituzioni, l'equazione 12 può risciversi:

$$\frac{\partial}{\partial z} \left[k_w(\theta(u_a - u_w)) + \frac{k_w(\theta(u_a - u_w))}{\gamma_w} \frac{\partial(u_a - u_w)}{\partial z} \right] = \frac{\partial}{\partial t} (m_w^2 \theta(u_a - u_w)) \quad (16)$$

L'equazione 16 può trovarsi in letteratura in formulazioni che considerano il contenuto d'acqua come variabile indipendente. Essa può ricavarsi considerando che:

$$\frac{\partial(u_a - u_w)}{\partial z} = \frac{\partial(u_a - u_w)}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (17)$$

$$D(\theta) = \frac{k_w(\theta)}{\gamma_w} \frac{\partial(u_a - u_w)}{\partial \theta} \quad (18)$$

in cui $D(\theta)$ rappresenta la diffusività della fase liquida (L^2t^{-1}).

La formulazione dell'equazione di Richards in funzione del contenuto volumetrico d'acqua risulta pertanto:

$$\frac{\partial}{\partial z} \left[k_w(\theta) + D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] = \frac{\partial(\theta)}{\partial t} \quad (19)$$

È noto che la risoluzione di un'equazione differenziale necessita della definizione di condizioni iniziali (in termini di contenuto d'acqua o suzione di matrice) e di condizioni idrauliche al contorno. Tipicamente l'equazione di Richards viene risolta in maniera approssimata mediante procedure iterative.

Tuttavia, la letteratura consegna alcune soluzioni semplificate in forma chiusa per la determinazione delle variazioni di volume infiltrato in un dominio di terreno.

Tra queste, in questa sede, si riportano:

1. Modello di Green-Ampt (1911);
2. Modello di Horton (1933);
3. Modello di Philips (1957);
4. Soil Conservation Service (SCS) Curve Number (CN) (1972)

Modello di Green-Ampt (1911)

Gli Autori hanno assimilato il processo di infiltrazione in un mezzo omogeneo ad un meccanismo a “pistone” (fig. 24). La modellazione ipotizza l’esistenza di un fronte umido netto che si approfondisce con un valore costante di permeabilità idraulica.

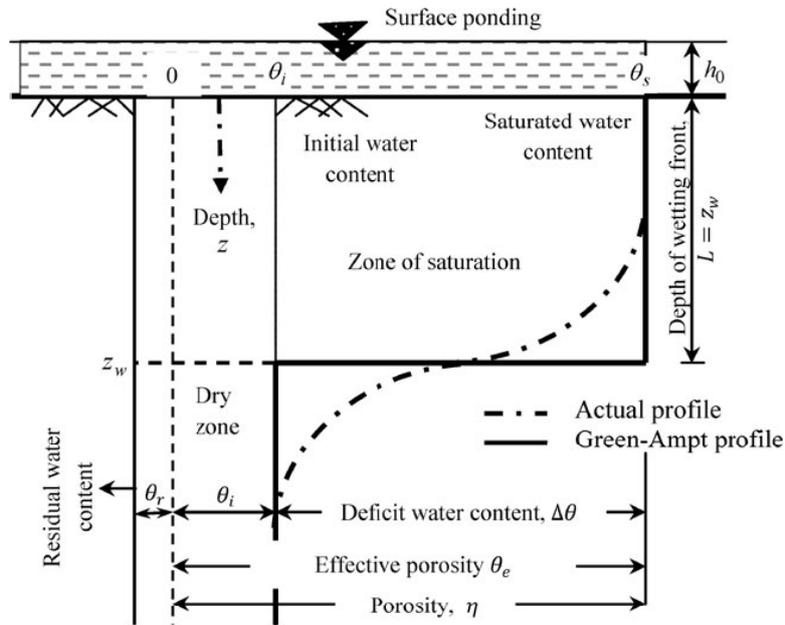


Figura 24. Profilo di infiltrazione secondo il modello di Green Ampt (Ravindra et al., 2011)

La relazione matematica che modella il meccanismo proposto è (eq. 20):

$$f(t) = K \left(1 + \frac{h_0 + h_s}{L} \right) \quad (20)$$

con:

- $f(t)$ aliquota infiltrata;
- K coefficiente di permeabilità;
- h_0 approfondimento della superficie di ristagno;
- h_s Pressione interstiziale in corrispondenza del fronte umido

Modello empirico di Horton (1933)

Secondo gli Autori (Horton, 1933; Horton, 1940), la capacità di infiltrazione è regolata dall'equazione 21:

$$f_c = f_f + (f_0 - f_f)e^{-\alpha t} \quad (21)$$

in cui:

- f_0 e f_f rispettivamente rappresentanti i valori iniziale e finale della capacità di infiltrazione;
- α costante di decadimento.

La formulazione proposta trascura i gradienti di pressione nel processo di infiltrazione, considerando solo il valore di contenuto d'acqua in corrispondenza della superficie superiore del volume considerato (Bevin, 2004).

In linea generale, è possibile utilizzare il modello di Horton calibrando i parametri f_0 e α , supponendo di approssimare f_f al valore di permeabilità satura del materiale considerato.

Modello di Philip (1957)

La formulazione proposta dall'Autore ricalca quella dell'equazione di Richards, adattandola alle condizioni di mezzo omogeneo e condizione iniziale di umidità costante (Philip, 1957; Philip, 1957b).

L'aliquota di acqua infiltrata è ricavabile utilizzando l'equazione 22:

$$F = St^{1/2} + At \quad (22)$$

con:

- S sorptività del mezzo, parametro rappresentativo della capacità di assorbire o rilasciare acqua per meccanismi di capillarità, funzione delle proprietà di stato del terreno (porosità), delle proprietà idrauliche del terreno e delle condizioni iniziali di umidità (Youngs, 1964);

- A coefficiente riduttivo del valore di permeabilità satura, compreso tra 0.38 e 0.66.

Tipicamente, i valori di S e A sono derivati da attività di calibrazione di modelli idrologici, tuttavia S può essere approssimata secondo l'equazione 23:

$$S = [2(\phi - \theta_i)k_s(\psi_{av})]^{1/2} \quad (23)$$

con:

- ϕ porosità del mezzo considerato;
- ψ_{av} pressione interstiziale in corrispondenza del fronte umido.

Soil Conservation Service (SCS) Curve Number (CN) (1972)

Diversamente dalle formulazioni sinora descritte, l'approccio Soil Conservation Service (SCS) Curve Number non costituisce un richiamo né all'equazione di Darcy, né all'equazione di Richards.

Esso si basa sull'assunto che un volume di terreno durante un evento piovoso assorba totalmente il volume precipitato P fino ad un valore soglia IA. Superato questo valore soglia, ad un generico istante t, si ipotizza che il rapporto tra volume infiltrato ΔS e volume di infiltrazione massimo ΔS_{max} si mantenga pari al rapporto tra l'aliquota di precipitazione interessata dal ruscellamento (R) ed il valore totale di precipitazione (P) depurato dell'aliquota IA.

Riassumendo si ottiene:

$$\begin{aligned} \Delta S &= P && \text{se } P \leq IA \\ \frac{\Delta S}{\Delta S_{max}} &= \frac{R}{P - IA} && \text{se } P > IA \end{aligned} \quad (24)$$

Il volume di infiltrazione massimo ΔS_{max} è funzione inversa del parametro Curve number (CN), relazionata al valore di permeabilità del terreno e alla copertura superficiale.

Esso può ricavarsi secondo l'equazione 25:

$$\Delta S_{max} = 254 \left(\frac{100}{CN} - 1 \right) \quad (25)$$

Il parametro CN può assumere valori compresi tra 0 e 100. Il valore 0 è associato ad un totale assorbimento della precipitazione da parte del terreno, il valore 100 è associato ad un assorbimento nullo della precipitazione.

Nelle applicazioni pratiche il coefficiente CN assume valori compresi tra 40 e 98 e varia in funzione di diversi fattori, tra i quali la precipitazione cumulata nei cinque giorni precedenti l'istante t considerato.

Il parametro IA è assunto pari a $0.2 * \Delta S_{max}$.

3.2. Stima della componente di evaporazione

Da un punto di vista fisico, con il termine "evaporazione" si intende il processo con cui l'acqua passa dallo stato liquido allo stato gassoso, meccanismo attivato dai flussi energetici che colpiscono la superficie del terreno. Il fenomeno in considerazione può verificarsi sia in assenza che in presenza di vegetazione, specificandosi, in quest'ultimo caso, con il termine "traspirazione". Poiché i processi di evaporazione e traspirazione sono difficilmente distinguibili tra loro, è frequente che vengano considerati congiuntamente attraverso il termine "evapotraspirazione".

La letteratura consegna molte formulazioni per la stima dei flussi evaporativi, distinguendoli in flussi potenziali e flussi reali.

Gli approcci maggiormente utilizzati per la stima dell'evaporazione potenziale risultano essere:

1. Equazione di Penman (1948);
2. Equazione di Penman-Monteith (1965);
3. Linee guida FAO n°56 (1998).

Tra gli approcci proposti per la stima dell'evaporazione reale, per semplicità in questa sede si riporta unicamente quello proposto dalle linee guida FAO n°56.

1. Equazione di Penman (1948)

L'approccio proposto dall'Autore si basa sulla combinazione dell'equazione di Dalton (eq. 26) con l'equazione di bilancio energetico all'interfaccia terreno-atmosfera (eq. 27).

L'equazione di Dalton formalmente si presenta:

$$E = f(u)(u_v^s - u_v^a) \quad (26)$$

con:

- E flusso di evaporazione (Lt^{-1});
- $f(u)$ funzione che quantifica lo scambio turbolento in corrispondenza della superficie evaporante ($L^3F^{-1}t^{-1}$);
- u_v^s e u_v^a pressione di vapore rispettivamente sulla superficie esposta del terreno e in atmosfera.

L'equazione di bilancio energetico all'interfaccia terreno-atmosfera correla le variabili in gioco secondo la relazione:

$$R_n = G + L_v E + H \quad (27)$$

con:

- R_n radiazione netta, cioè l'energia disponibile sulla superficie evaporante;
- G flusso di calore nel terreno;
- $L_v E$ o $L_v ET$ flusso di calore latente associato alla transizione di fase dell'acqua da liquido a vapore;
- H flusso di calore sensibile derivante dai gradienti di temperatura tra terreno ed atmosfera.

La relazione ottenuta (eq. 28) consente di stimare la componente evaporativa a partire dalle sole variabili atmosferiche (umidità relativa, temperatura dell'aria, velocità del vento e radiazione netta).

$$E_p = \frac{\Gamma R_n + \eta [2.625(1 + 0.0405u_{2m})(u_{v0}^a - u_v^a)]}{\Gamma + \eta} \quad (28)$$

con:

- E_p evaporazione potenziale (Lt^{-1});
- R_n radiazione netta in termini di flusso di massa (Lt^{-1});
- Γ pendenza della curva di pressione di vapore saturo-temperatura ($FL^{-2}T^{-1}$);
- η costante psicrometrica ($FL^{-2}T^{-1}$);
- u_{2m} velocità del vento a due metri dalla superficie evaporante (Lt^{-1});
- u_{v0}^a e u_v^a rispettivamente pressione di vapore saturo e pressione di vapore corrente al di sopra della superficie evaporante (FL^{-2}).

La pendenza della curva di pressione di vapore saturo-temperatura Γ può determinarsi secondo l'equazione 29:

$$\Gamma = \frac{4098 \left[0.6108 \exp \left(\frac{17.27T}{T + 237.3} \right) \right]}{(T + 237.3)^2} \quad (29)$$

con:

- T temperatura dell'aria (K)

La costante psicrometrica η si può esprimere come (eq. 30)

$$\eta = \frac{c_p p_{atm}}{\varepsilon L_v} \quad (30)$$

con:

- c_p calore specifico dell'aria ($FLM^{-1}T^{-1}$);
- L_v calore latente di vaporizzazione (FLM^{-1});
- P_{atm} pressione atmosferica (FL^{-2});
- ε rapporto tra la massa molecolare del vapore acqueo e dell'aria secca.

2. Equazione di Penman-Monteith (1965)

La formulazione proposta in questa sezione riprende quella consegnata da Penman, aggiungendo alla resistenza aerodinamica r_a , il contributo r_s associato alla presenza di vegetazione, ottenendo (eq. 31):

$$ET_p = \frac{86400 * 1000}{L_v \rho_w} \left[\frac{\Gamma(R_n - G) + \frac{\rho_a c_p}{r_a} (u_{v0}^a - u_v^a)}{\Gamma + \eta \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \right] \quad (31)$$

con:

- ET_p evapotraspirazione potenziale (Lt^{-1});
- R_n radiazione netta ($FLt^{-1}L^{-2}$);
- G flusso di calore nel terreno ($FLt^{-1}L^{-2}$);
- ρ_a e ρ_w rispettivamente densità dell'aria secca e dell'acqua (ML^{-3});
- L_v calore latente di vaporizzazione (FLM^{-1});
- c_p calore specifico dell'aria ($FLM^{-1}T^{-1}$);
- Γ pendenza della curva di pressione di vapore saturo-temperatura ($FL^{-2}T^{-1}$);
- η costante psicrometrica ($FL^{-2}T^{-1}$);
- u_{v0}^a e u_v^a rispettivamente pressione di vapore saturo e pressione di vapore corrente al di sopra della superficie evaporante (FL^{-2});
- r_a e r_s rispettivamente resistenza aerodinamica e resistenza degli stomi (tL^{-1}).

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

A partire dall'equazione di Penman-Monteith e tenendo conto delle equazioni della resistenza aerodinamica r_a (eq. 32) e della resistenza degli stomi r_s (eq. 33), gli Autori hanno proposto una formulazione per il calcolo dell'evapotraspirazione di riferimento (eq. 34).

$$r_a = \frac{\ln \left[\frac{z_m - d}{z_{0m}} \right] \ln \left[\frac{z_h - d}{z_{0h}} \right]}{k^2 u_z} \quad (32)$$

con:

- r_a resistenza aerodinamica (tL^{-1});
- z_m altezza delle misurazioni della velocità del vento (L);
- z_h altezza delle misurazioni dell'umidità relativa (L);
- d altezza del piano di riferimento (L);
- z_{om} e z_{oh} lunghezze caratteristiche della rugosità (L);
- k costante di von Karman, 0.41 (-);
- u_z velocità del vento all'altezza z (Lt^{-1}).

$$r_s = \frac{r_1}{LAI_{active}} \quad (33)$$

con:

- r_1 resistenza superficiale media (tL^{-1});
- LAI_{active} (leaf area index) indice di area fogliare della porzione di copertura illuminata dal sole ($LAI_{active} = 0.5 * LAI$) (L^2L^{-2}).

$$ET_0 = \frac{0.408\Gamma(R_n - G) + \eta \frac{900}{T + 273} u_{2m} (u_{v0}^a - u_v^a)}{\Gamma + \eta(1 + 0.34u_{2m})} \quad (34)$$

La formulazione proposta, in cui compaiono termini già definiti, si riferisce ad una copertura erbacea caratterizzata da un'altezza uniforme (0.12 m) e specifici valori di r_a e r_s .

Il vantaggio derivante dall'utilizzo di una siffatta formulazione consiste nella possibilità di confrontare il contributo evapotraspirativo calcolato in differenti periodi dell'anno ed in regioni diverse. il contributo evapotraspirativo relativo ad altre tipologie di copertura si può derivare dal valore di riferimento considerando due approcci alternativi:

1. *Single crop coefficient approach*
2. *Dual crop coefficient approach*

Il primo approccio prevede di ricavare il contributo potenziale moltiplicando il corrispettivo contributo di riferimento per un unico coefficiente, k_c , funzione della

tipologia di copertura, tenendo conto delle diverse fasi di crescita della vegetazione, secondo quanto riportato in figura 25.

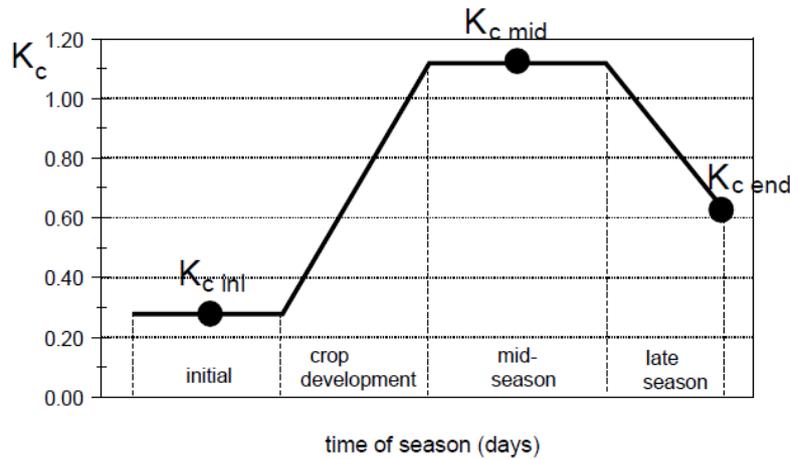


Figura 25. Andamento del coefficiente di copertura k_c in funzione del processo di crescita della vegetazione considerata (Linee guida Fao).

Il secondo approccio invece prevede di calcolare l'evaporazione potenziale correggendo la corrispettiva aliquota di riferimento mediante due diversi coefficienti moltiplicativi, k_e e k_{cb} , rispettivamente associati alla componente evaporativa e traspirativa.

Linee guida FAO n° 56 (Allen et al., 1998) per il calcolo dell'evaporazione reale

L'Autore ha fornito una procedura per il passaggio dall'evaporazione potenziale, determinata secondo l'approccio *single* o *dual crop coefficient*, all'evaporazione reale, mediante un coefficiente moltiplicativo denominato kr .

Tale coefficiente risulta funzione della reale disponibilità di acqua in corrispondenza degli strati superficiali di terreno e assume pertanto un andamento variabile nel tempo. Inizialmente si suppone che il terreno si trovi in una condizione di imbibizione spinta, il contenuto d'acqua disponibile in campo θ_{fc} risulta prossimo alla saturazione θ_{sat} . Il terreno è dunque in grado di soddisfare completamente la domanda evaporativa dell'atmosfera. Il coefficiente kr inizialmente assume dunque un valore unitario ed evaporazione potenziale e reale coincidono. Raggiunto un valore soglia θ_1 , l'evaporazione reale assume valori inferiori rispetto all'aliquota potenziale in ragione della progressiva riduzione di acqua di porosità disponibile. L'andamento registrato dal

coefficiente k_c in questa fase è supposto lineare e decrescente. Si attinge poi un valore nullo in corrispondenza di un secondo valore soglia θ_2 .

La tendenza descritta è sinteticamente riportata in figura 26.

Il valore soglia θ_1 è noto in letteratura mediante l'acronimo REW (Readily Evaporable Water), il valore soglia θ_2 mediante l'acronimo TEW (Total Evaporable Water).

Il primo risulta funzione della granulometria del terreno e tende a crescere all'aumentare della frazione fine (Ritchie et al, 1989), il secondo può ricavarsi attraverso relazioni empiriche in funzione della disponibilità di campo e della profondità dello strato che si considera (Allen et al., 1998).

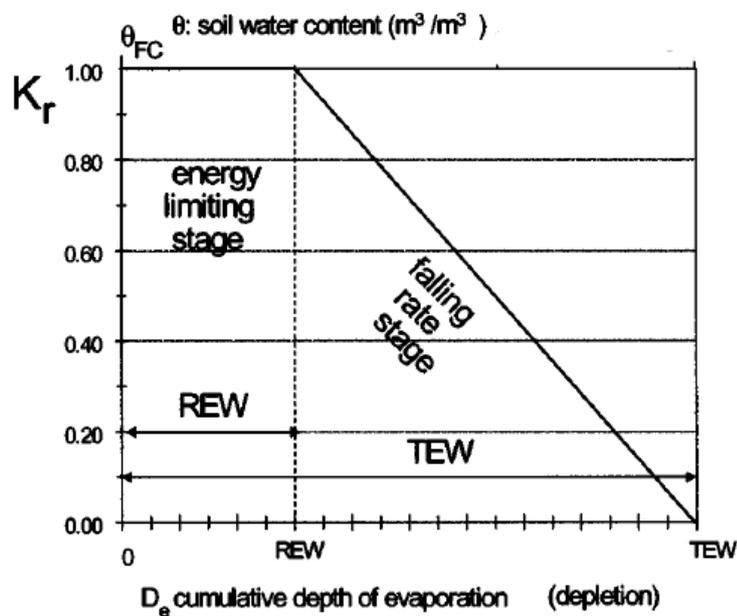


Figura 26. Andamento tipico del coefficiente k_r (Allen et al., 1998).

3.3. Approccio completo per la stima dell'infiltrazione e dell'evaporazione – Modello di Wilson (1990)

Wilson (1990) ha proposto un modello completo per la stima contestuale dell'aliquota di infiltrazione e di evaporazione.

Le ipotesi alla base di questo modello matematico ricalcano quelle già descritte per l'equazione di Richards (§Appendice 1.A, par. 3.1). In aggiunta, si assume che

l'equazione di continuità dell'acqua contempli la contestuale presenza di acqua allo stato liquido e allo stato gassoso ed il verificarsi della transizione da una fase all'altra.

Il modello in considerazione accoppia l'equazione di bilancio di massa (eq. 35) all'equazione di bilancio di energia (eq. 36), rispettando l'equilibrio termodinamico (eq. 37).

L'equazione di bilancio della massa è espressa come (eq. 35):

$$\frac{1}{\gamma_w} \frac{\partial(u_a - u_w)}{\partial t} = \frac{1}{\gamma_w m_2^w} \left\{ \frac{\partial}{\partial z} \left[k_w + \frac{k_w}{\gamma_w} \frac{\partial(u_a - u_w)}{\partial z} \right] + \left(\frac{P_a + u_v}{P_a \rho_w} \right) \frac{\partial}{\partial z} \left(D_v \frac{\partial u_v}{\partial z} \right) \right\} + t \quad (35)$$

con:

- γ_w : peso specifico dell'acqua (kN/m³);
- u_a : pressione dell'aria (kPa)
- u_w : pressione dell'acqua di porosità (kPa);
- t : flusso traspirativo (m/s);
- m_2^w : pendenza della curva di ritenzione (1/kPa);
- z : quota geodetica (m);
- k_w : funzione di conducibilità idraulica (m/s);
- P_a : pressione atmosferica totale (kPa);
- u_v : pressione di vapore dell'acqua (kPa);
- ρ_w : densità dell'acqua (kg/m³);
- D_v : funzione di diffusività del vapore ((m*kg)/(kN*s)).

Essa introduce, rispetto alla formulazione tradizionale, due termini aggiuntivi: il termine $\left(D_v \frac{\partial u_v}{\partial z} \right)$ tiene conto delle variazioni di fase dell'acqua; il termine t è rappresentativo di eventuali flussi traspirativi.

L'equazione di bilancio di energia può essere così scritta (eq. 36):

$$C_h \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T_s}{\partial z} \right) - L_v \left(\frac{P_a + u_w}{P_a} \right) \frac{\partial}{\partial z} \left(D_v \frac{\partial u_v}{\partial z} \right) \quad (36)$$

con:

- C_h : funzione di capacità volumetrica di calore ($J/(m^3°C)$)
- T_s : temperatura del suolo ($°C$);
- λ : funzione di conducibilità termica ($W/(m°C)$);
- L_v : calore latente di vaporizzazione (J/kg).

In questa equazione, l'ultimo termine rappresenta il contributo energetico speso per la transizione di fase dell'acqua e costituisce il termine di accoppiamento tra l'equazione di bilancio della massa e dell'energia.

L'equazione di equilibrio termodinamico esprime la condizione di equilibrio tra acqua liquida e vapore e relaziona pressione di vapore, suzione e temperatura (eq.37):

$$u_w = u_{vo} \exp \left[\frac{(u_a - u_w) M_w g}{RT_s \gamma_w} \right] \quad (37)$$

con:

- u_{vo} : pressione di vapore saturo (kPa);
- M_w : peso molecolare dell'acqua (=0.018 kg/mol);
- g : accelerazione di gravità (=9.81 m/s²);
- R : costante ideale dei gas (=8.314 J/(mol°C)).

Secondo il modello di Wilson, l'evaporazione è presa in considerazione sia come fenomeno superficiale che interno; per questo motivo il modello consente di riprodurre un eventuale approfondimento della superficie di transizione della fase liquida nel suolo, durante i periodi più secchi.

Il modello di Wilson si presta, dunque, ad una corretta modellazione sia di fenomeni di evaporazione che di evapotraspirazione. L'unica differenza risiede nel valore assunto dal termine t in eq. 35. Esso risulta nullo in assenza di vegetazione e diverso da zero in presenza di vegetazione.

4. Considerazioni sulle condizioni al bordo inferiore

Diversi Autori hanno discusso circa l'importanza di una corretta definizione della condizione al bordo inferiore di un dominio che modella il comportamento di una coltre di terreno (Rahardjo et al., 2013).

In particolare, se il volume di terreno in considerazione si trova in corrispondenza di contesti geografici caratterizzati da pendenze significative ed in regime idraulico di parziale saturazione, come nel caso delle coltri campane, la definizione della condizione al contorno inferiore può determinare, a seconda dei casi, un incremento o un decremento dei livelli di suzione, migliorando o peggiorando le condizioni di stabilità.

È già stato ricordato che nel contesto regionale campano le coltri piroclastiche presentano strati di ceneri alternati a strati di pomici.

La letteratura documenta molte esperienze sperimentali finalizzate ad indagare il processo di infiltrazione in una stratigrafia che replica tale sovrapposizione.

Olivares e Tommasi (2008) hanno ricostituito tale stratigrafia in un modello fisico di pendio, notando un ritardo nell'approfondimento del fronte umido. Risultati simili sono stati ricavati da Damiano et al., 2015 (fig. 27).

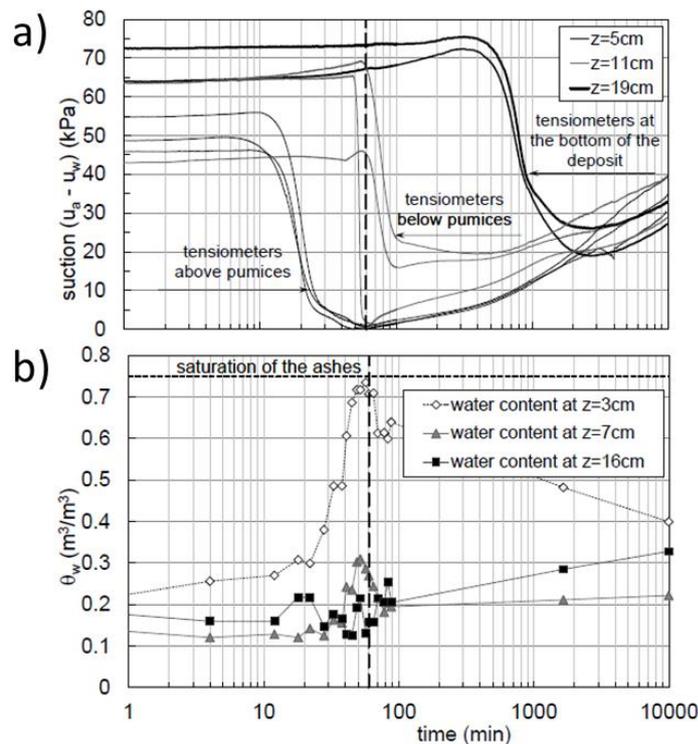


Figura 27. Evoluzione di suzione (a) e contenuto d'acqua (b) durante una prova di infiltrazione su modello fisico di pendio (Damiano et al., 2015).

Mancarella et al., (2012) hanno condotto delle prove sperimentali in colonna di infiltrazione, mettendo in luce che lo strato di pomici fornisce un contatto impermeabile

solo per elevati valori di suzione, per bassi valori invece si attiva una condizione di drenaggio libero. Reder et al. (2018) hanno ottenuto risultati simili, osservando in aggiunta come la transizione da condizione di drenaggio impedito a drenaggio libero sia realisticamente influenzata dalla granulometria del materiale sovrapposto alle pomici (fig. 28).

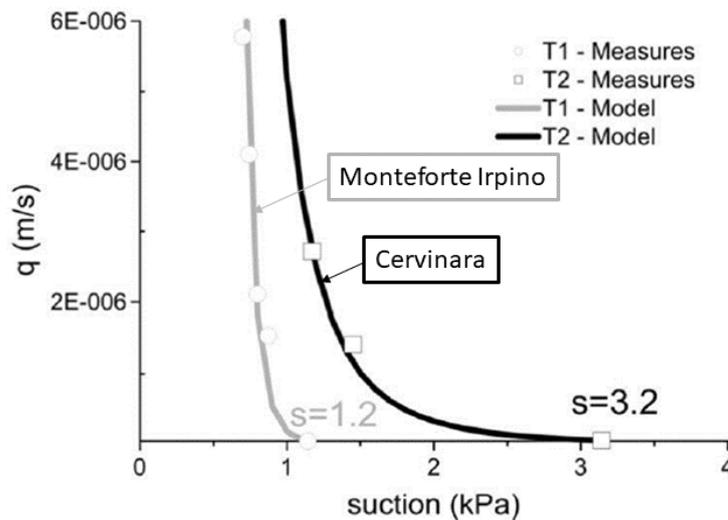


Figura 28. Evoluzione del flusso d'acqua alla base della colonna in funzione della suzione misurata all'interfaccia cenere-pomici (Reder et al., 2018).

Il comportamento osservato in corrispondenza del contatto tra due materiali a granulometria significativamente differente, dunque, ricalca il meccanismo già noto in letteratura come "barriera capillare" (Khire et al., 2000). Tale condizione persiste fin quando non si raggiunge all'interfaccia un valore di suzione tale da consentire l'ingresso di acqua nello strato a granulometria più grossolana e può essere ripristinato ritornando nuovamente ad alti valori di suzione.

Lu & Likos (2004) hanno consegnato un'interpretazione microscopica del meccanismo, schematizzando il contatto tra materiali a granulometria differente tramite dei tubi capillari di raggio variabile.

5. Considerazioni sulle condizioni al bordo superiore

L'interazione suolo-atmosfera, nel corso degli ultimi anni, è divenuto un argomento molto discusso da parte della comunità scientifica (Blight, 1997; Rahardjo et al., 2013;

Elia et al., 2017; Smethurst et al., 2012; Hazra et al., 2017; Leung, 2016; Ng et al., 2016a, 2016b; Briggs et al., 2016), in particolare in relazione a problemi geotecnici in cui superfici di estensione significativa risultano prolungatamente esposte all'atmosfera. Ad esempio, con riferimento alla tematica della stabilità dei pendii, le condizioni di sicurezza sono sensibilmente correlate a fenomeni di infiltrazione e di evaporazione. Quest'ultima, nell'ambito del territorio regionale e nazionale risulta, su base annua, quantitativamente comparabile alla componente di precipitazione (Greppi, 2005; Lu & Likos, 2004), coprendo dunque un ruolo attivo nella caratterizzazione delle condizioni di sicurezza di un pendio.

Oltre alle formulazioni dei metodi di stima della componente evaporativa o evapotraspirativa (§Appendice 1.A par. 3.2, 3.3), la letteratura documenta approcci sperimentali messi a punto per la caratterizzazione dell'interazione terreno-atmosfera. Diversi sono i campi sperimentali allestiti per caratterizzare tali processi (Cascini et al., 2014; Comegna et al., 2012; Pirone et al., 2015).

Altri studi hanno caratterizzato la risposta idrologica di una coltre piroclastica esposta all'atmosfera, in assenza ed in presenza di vegetazione, tramite il monitoraggio di un modello fisico di lisimetro (Pagano et al., 2018). Gli Autori hanno mostrato che, durante i periodi secchi, la presenza di vegetazione ha assicurato valori di volume d'acqua immagazzinata significativamente inferiori rispetto alla condizione non vegetata (fig. 29), in ragione dell'assorbimento d'acqua dagli strati più profondi del modello ad opera degli apparati radicali. Tale meccanismo dovrebbe determinare, se ci si riferisce ad un pendio reale, una minore suscettibilità all'innescò di un fenomeno di frana meteo-indotta durante il successivo periodo invernale.

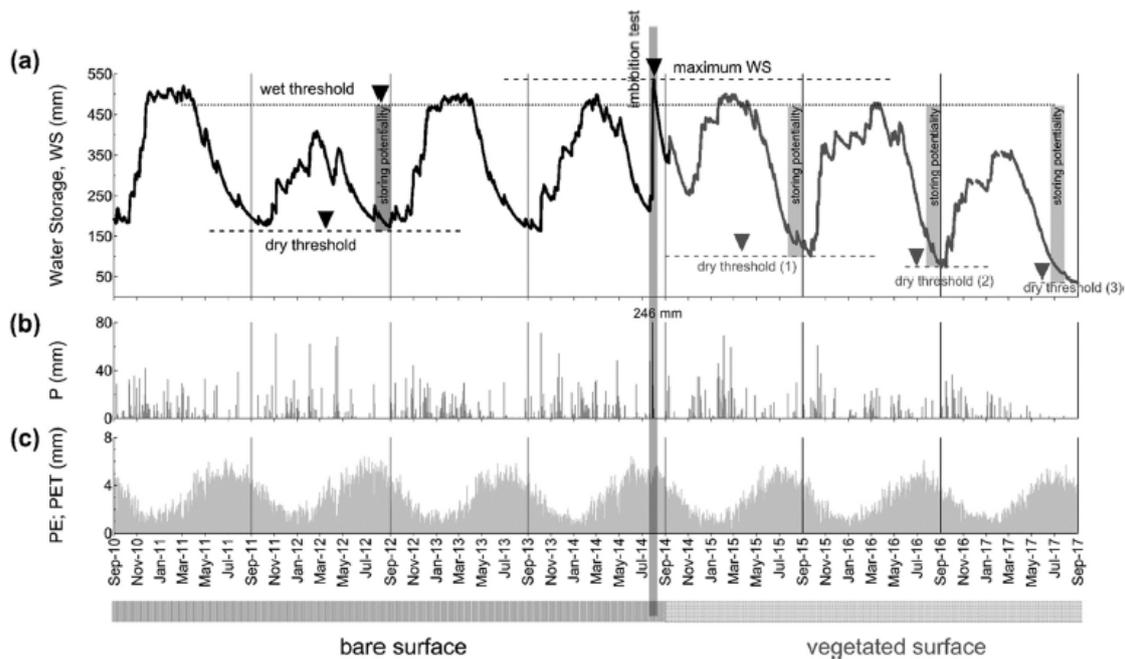


Figura 29. a) evoluzione del volume d'acqua immagazzinato in condizioni non vegetate (Rianna et al., 2014b) ed in condizioni vegetate (Pagano et al., 2018); b) precipitazioni giornaliere; c) evaporazione ed evapotraspirazione potenziale giornaliera (Rianna et al., 2014a).

Risultati analoghi sono stati ricavati anche da Autori stranieri (Leung et al., 2015a), i quali hanno notato in aggiunta una variazione nella capacità di ritenzione del terreno vegetato rispetto al terreno non vegetato (Ng et al., 2014a; Scanlan & Hinz, 2010), variazione non riscontrata per le piroclastiti campane (Pagano et al., 2018).

Bibliografia capitolo 1

- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration- Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. *Fao, Rome, 300(9)*, D05109.
- Beven, K. (2004). Robert E. Horton's perceptual model of infiltration processes. *Hydrological processes, 18(17)*, 3447-3460.
- Blight, G.E. (1997). Interactions between the atmosphere and the Earth. *Geotechnique, 47*: 713–767
- Briggs, K. M., Smethurst, J. A., Powrie, W., & O'Brien, A. S. (2016). The influence of tree root water uptake on the long-term hydrology of a clay fill railway embankment. *Transportation Geotechnics, 9*, 31-48.
- Brutsaert, W. (2005). *Hydrology: an introduction*. Cambridge University Press.
- 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
- Cascini, L., & Sorbino, G. (2003). The contribution of soil suction measurements to the analysis of flowslide triggering. In *Workshop "Flows* (pp. 77-86).
- 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, E. C., & Collis-George, N. (1950). The permeability of porous materials. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences, 201(1066)*, 392-405.
- Civita M., de Riso R., Lucini P., Nota d'Elogio E. (1975) – Studio delle condizioni di stabilità dei terreni della penisola Sorrentina (Campania). *Geologia Applicata e Idrogeologia*, Bari, vol. X, parte I, pp. 129-188.
- Comegna, L., Rianna, G., & Picarelli, L. (2014). Analisi del processo di infiltrazione in un deposito granulare indotto dagli eventi meteorici stagionali. *Incontro annuale dei Ricercatori di Geotecnica*.

- 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: Ro-tonda T, Cecconi M, Silvestri F, Tommasi P, editors. *Proc. Int. Workshop on Volcanic Rocks & Soils Ischia*, Italy: CRC Press, p. 163-166
- Damiano E. (2004) – *Meccanismi d’innesco di colate di fango in terreni piroclastici*. Tesi di Dottorato in Ingegneria Geotecnica, Seconda Università degli studi di Napoli
- Damiano, E., Olivares, L., & Picarelli, L. (2012). Steep-slope monitoring in unsaturated pyroclastic soils. *Engineering Geology*, 137, 1-12.
- 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
- Di Crescenzo, G., Rotella, M., & Santo, A. (2007). Il contributo della geologia per lo studio dei meccanismi di innesco di colate rapide di fango al campo sperimentale di Monteforte Irpino (primi risultati). *Piattaforme Evolute di Telecomunicazioni e di Information Technology per l’Offerta di Servizi al settore Ambiente, Progetto PETIT-OSA*. *Aracne Edizioni, Rome*, 263-272.
- Di Vito, M. A., Isaia, R., Orsi, G., Southon, J. D., De Vita, S., d'Antonio, M., ... & Piochi, M. (1999). Volcanism and deformation since 12,000 years at the Campi Flegrei caldera (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 91(2-4), 221-246.
- Elia, G., Cotecchia, F., Pedone, G., Vaunat, J., Vardon, P. J., Pereira, C., ... & Osinski, P. (2017). Numerical modelling of slope–vegetation–atmosphere interaction: an overview. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 50(3), 249-270.
- Fiorillo, F., Guadagno, F., Aquino, S., & De Blasio, A. (2001). The December 1999 Cervinara landslides: further debris flows in the pyroclastic deposits of Campania (southern Italy). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 60(3), 171-184.
- Fredlund, D. G. (2000). The 1999 R.M. Hardy Lecture: The implementation of unsaturated soil mechanics into geotechnical engineering. *Can. Geotech. J.* 37, pp.963-986.

- Fredlund, D. G. (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, D. G., & Dakshanamurthy, V. (1982). Prediction of moisture flow and related swelling or shrinking in unsaturated soils. *Geotechnical Engineering*, 13(1).
- Fredlund, D. G., & Rahardjo, H. (1993). *Soil mechanics for unsaturated soils*. John Wiley & Sons.
- Fredlund, D. G., & Xing, A. (1994). Equations for the soil-water characteristic curve. *Canadian geotechnical journal*, 31(4), 521-532.
- Fredlund, D. G., Morgenstern, N. R., & Widger, R. A. (1978). The shear strength of unsaturated soils. *Canadian geotechnical journal*, 15(3), 313-321.
- Greppi, M. (2005). *Idrologia*. Milano: Hoepli.
- Hazra, B., Gadi, V., Garg, A., Ng, C. W. W., & Das, G. K. (2017). Probabilistic analysis of suction in homogeneously vegetated soils. *Catena*, 149, 394-401.
- Hillel, D. (2003). *Introduction to environmental soil physics*. Elsevier.
- Horton, R. E. (1933). The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 14(1), 446-460.
- Horton, R. E. (1941). An approach toward a physical interpretation of infiltration-capacity. *Soil science society of America journal*, 5(C), 399-417.
- Hungr, O., Leroueil, S., & Picarelli, L. (2014). The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11(2), 167-194.
- Kale, R. V., & Sahoo, B. (2011). Green-Ampt infiltration models for varied field conditions: A revisit. *Water resources management*, 25(14), 3505-3536.
- Khire, M. V., Benson, C. H., & Bosscher, P. J. (2000). Capillary barriers: Design variables and water balance. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 126(8), 695-708.
- Leung, A. K. (2014). Grass evapotranspiration-induced suction in slope: case study. *Environmental Geotechnics*, 3(3), 155-165.
- Leung, A. K., Garg, A., & Ng, C. W. W. (2015). Effects of plant roots on soil-water retention and induced suction in vegetated soil. *Engineering Geology*, 193, 183-197.
- Lirer, L., Munno, R., Petrosino, P., & Vinci, A. (1993). Tephrostratigraphy of the AD 79

pyroclastic deposits in perivolcanic areas of Mt. Vesuvio (Italy). *Journal of volcanology and geothermal research*, 58(1-4), 133-149.

- Lu, N. e Likos, W. J. (2004). *Unsaturated Soil Mechanics*. Jhon Wiley & Sons.
- Mancarella, D., Doglioni, A., & Simeone, V. (2012). On capillary barrier effects and debris slide triggering in unsaturated layered covers. *Engineering geology*, 147, 14-27.
- Ng, C. W. W., Garg, A., Leung, A. K., & Hau, B. C. H. (2016). Relationships between leaf and root area indices and soil suction induced during drying–wetting cycles. *Ecological Engineering*, 91, 113-118.
- Ng, C. W. W., Leung, A. K., & Woon, K. X. (2014). Effects of soil density on grass-induced suction distributions in compacted soil subjected to rainfall. *Canadian Geotechnical Journal*, 51(3), 311-321.
- Nicotera M.V., Papa R. (2007) – Comportamento idraulico e meccanico della serie piroclastica di Monteforte Irpino. In *Piattaforme Evolute di telecomunicazioni e di Information Technology per l'Offerta di Servizi al settore Ambiente PETIT-OSA* a cura di C. Nunziata Aracne editrice srl Roma ISBN 978-88-548-1184-3
- Olivares, L., & Picarelli, L. (2003). Shallow flowslides triggered by intense rainfalls on natural slopes covered by loose unsaturated pyroclastic soils. *Géotechnique*, 53(2), 283-287.
- Olivares, L., & Tommasi, P. (2008). The role of suction and its changes on stability of steep slopes in unsaturated granular soils. In *Landslides and Engineered Slopes. From the Past to the Future, Two Volumes+ CD-ROM* (pp. 225-238). CRC Press.
- Pagano, L., Picarelli, L., Rianna, G., & Urciuoli, G. (2010). A simple numerical procedure for timely prediction of precipitation-induced landslides in unsaturated pyroclastic soils. *Landslides*, 7(3), 273-289.
- Pagano, L., Reder, A., & Rianna, G. (2019). Effects of vegetation on hydrological response of silty volcanic covers. *Canadian Geotechnical Journal*, 56(9), 1261-1277.
- Philip, J. R. (1957b). The theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil science*, 84(3), 257-264.
- Philip, J. R., & De Vries, D. A. (1957). Moisture movement in porous materials under temperature gradients. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 38(2), 222-232.

- Picarelli L, Vinale F (2007). AMRA -Messa a punto di modelli geotecnici per la simulazione degli effetti al suolo delle precipitazioni. *Technical Report CMCC*
- Picarelli, L., Evangelista, A., Rolandi, G., Paone, A., Nicotera, M. V., Olivares, L., ... & Rolandi, M. (2006). Mechanical properties of pyroclastic soils in Campania Region. In *Proceedings of the 2nd International Workshop on Characterisation and Engineering Properties of Natural Soils, Singapore* (Vol. 29).
- Picarelli, L., Santo, A., Di Crescenzo, G., & Olivares, L. (2008). Macro-zoning of areas susceptible to flowslide in pyroclastic soils in Campania Region. *Landslides and Engineered Slopes. From the Past to the Future, 2*, 1951-1959.
- Pirone, M., Papa, R., Nicotera, M. V., & Urciuoli, G. (2015). In situ monitoring of the groundwater field in an unsaturated pyroclastic slope for slope stability evaluation. *Landslides*, 12(2), 259-276.
- Rahardjo, H., Satyanaga, A., & Leong, E. C. (2013). Effects of flux boundary conditions on pore-water pressure distribution in slope. *Engineering geology*, 165, 133-142.
- Reder, A., Rianna, G., & Pagano, L. (2018). Physically based approaches incorporating evaporation for early warning predictions of rainfall-induced landslides. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 18(2), 613-631.
- Rianna, G., Pagano, L., & Urciuoli, G. (2014b). Investigation of soil-atmosphere interaction in pyroclastic soils. *Journal of hydrology*, 510, 480-492.
- Rianna, G., Pagano, L., & Urciuoli, G. (2014a). Rainfall patterns triggering shallow flowslides in pyroclastic soils. *Engineering Geology*, 174, 22-35.
- Richards, L. A. (1931). Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*, 1(5), 318-333.
- Ritchie, J. T. (1998). Soil water balance and plant water stress. In *Understanding options for agricultural production* (pp. 41-54). Springer, Dordrecht.
- Rolandi, G., Petrosino, P., & Mc Geehin, J. (1998). The interplinian activity at Somma-Vesuvius in the last 3500 years. *Journal of volcanology and geothermal research*, 82(1-4), 19-52.
- Scanlan, C. A., & Hinz, C. (2010). Insights into the processes and effects of root-induced changes to soil hydraulic properties. In *2010 19th World Congress of Soil Science, Soil Solutions for a Changing World* (pp. 1-6).

- Smethurst, J. A., Clarke, D., & Powrie, W. (2012). Factors controlling the seasonal variation in soil water content and pore water pressures within a lightly vegetated clay slope. *Géotechnique*, 62(5), 429-446.
- Wilson GW (1990). *Evaporation from Bare Soil Surfaces*. Tesi di dottorato, University of Saskatchewan, Saskatoon, Canada.
- Youngs, E. G. (1964). An infiltration method of measuring the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials. *Soil science*, 97(5), 307-311.
- Zanchetta G., Sulpizio R., Santacroce G., Cosimi G., S. Sgrò, Pareschi M.T., Bisson M., Favalli M. (2003) - Volcaniclastic debris flows in the Clanio Valley (Campania, Italy). *Proc. Int. Conf. on Fast Slope Movements – Prediction and Prevention for Risk Mitigation, Napoli*, vol. 1, pp. 537-541.
- Zhan, T. L., & Ng, C. W. (2004). Analytical analysis of rainfall infiltration mechanism in unsaturated soils. *International Journal of Geomechanics*, 4(4), 273-284.

2. Fattori che influenzano la risposta di una coltre piroclastica alle precipitazioni

Le frane in coltri piroclastiche sono causate da eventi persistenti incardinati in periodi particolarmente umidi (Pagano et al, 2010). L'effetto di una finestra meteorologica antecedente di alcuni mesi comporta l'influenza sulla risposta idrologica anche dei flussi evapotraspirativi che, sebbene con bassa intensità, agiscono in modo persistente durante tutti i periodi non caratterizzati da precipitazioni. In §Appendice 1.A (par.3.3) è riportato l'approccio che è possibile seguire per modellare i processi di evaporazione ed evapotraspirazione in mezzi parzialmente saturi. L'approccio fisicamente basato descritto può essere ovviamente riferito anche ad una coltre piroclastica. Esempi applicativi condotti in ipotesi di flusso monodimensionali li ritroviamo in Pagano et al. (2010), Reder et al. (2018), Pagano et al. (2019).

Oltre all'influenza degli aspetti idrologici, la risposta di una coltre dipende anche dai meccanismi che conferiscono rigidità e resistenza al mezzo, alcuni dei quali strettamente correlati ai livelli transitori di suzione che, come già ricordato, possono essere alterati in decremento dalle precipitazioni. Tra i meccanismi resistenti grande importanza rivestono quelli conferiti alla coltre dagli apparati radicali della abbondante vegetazione tipicamente presente (§par. 2.1) e dalla possibilità che la coltre, come già anticipato, possa essere interessata da fenomeni di liquefazione statica (§par. 2.2).

2.1. Contributo meccanico fornito dagli apparati radicali

Dal punto di vista meccanico, gli apparati radicali forniscono ad un terreno un contributo aggiuntivo di resistenza attrittiva (Stokes et al., 2009), particolarmente significativo in relazione alla stabilità di coltri superficiali parzialmente sature (Pollen, 2007; Kim et al., 2017). La quantificazione dell'effetto stabilizzante esercitato dagli apparati radicali è stata oggetto di studio da parte di diversi Autori (Wu, 1976; Pollen & Simon, 2005; Schwarz et al., 2010-2013).

La presenza di apparati radicali genera un meccanismo resistente tipo "rinforzo", che si attiva soprattutto grazie alla coazione meccanica terreno-radice offerta dalla suzione.

Allo stesso tempo, gli apparati radicali possono contribuire alla resistenza agendo anche da “traversi” rispetto alla direzione di un moto orientato monte-valle, chiamando in causa in questo modo la resistenza passiva del terreno, anch’essa relazionabile al livello di suzione presente nella coltre.

Le caratteristiche del contributo di resistenza offerto dagli apparati radicali dipendono da molteplici fattori, tra i quali geometria e orientamento.

Per quanto concerne la geometria, alcuni lavori hanno individuato tre diverse classi per gli apparati radicali, mostrate in fig. 30, attribuendo a ciascuna di esse specifici meccanismi di resistenza (Stokes et al., 2009).

Class of the root system	Real morphology
Heart root system	
Tap root system	
Plate root system	

Figura 30. Diverse tipologie di apparati radicali (Switala, 2016).

Il contributo meccanico fornito dagli apparati radicali risulta altresì funzione della posizione degli stessi rispetto al volume instabile. La figura 31 mostra sinteticamente condizioni tipiche di (a) trazione, (b) taglio e (c) compressione a cui potrebbero essere sottoposti apparati radicali diversamente posizionati.

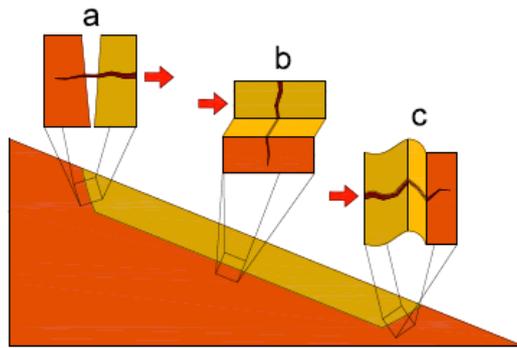


Figura 31. Sollecitazione degli apparati radicali lungo una superficie di scorrimento superficiale (Dias et al., 2017).

2.2. Liquefazione statica

Secondo alcuni Autori, in relazione a talune proprietà del terreno, come ad esempio granulometria e porosità, in condizioni prossime alla saturazione può attivarsi il fenomeno della liquefazione statica (Eckersley, 1990, Spence & Guymer, 1997; Wang & Sassa, 2001).

Olivares & Picarelli (2001) hanno dimostrato, attraverso prove triassiali non drenate eseguite su campioni indisturbati, che i terreni piroclastici campani, caratterizzati da alti valori di porosità, in condizioni prossime alla saturazione risultano suscettibili a tale fenomeno.

L'occorrenza di liquefazione statica si associa tipicamente ad un comportamento fortemente instabile che può risultare decisivo nel favorire, in condizioni non drenate, la propagazione spaziale di fenomeni di collasso attivatisi localmente anche per cause accidentali.

Bibliografia capitolo 2

- Dias, A. S., Pirone, M., & Urciuoli, G. (2017). Review on the methods for evaluation of root reinforcement in shallow landslides. In *Workshop on World Landslide Forum* (pp. 641-648). Springer, Cham.
- Eckersley, D. (1990). Instrumented laboratory flowslides. *Geotechnique*, 40(3), 489-502.
- Kim, J. H., Fourcaud, T., Jourdan, C., Maeght, J. L., Mao, Z., Metayer, J., ... & Stokes, A. (2017). Vegetation as a driver of temporal variations in slope stability: The impact of hydrological processes. *Geophysical research letters*, 44(10), 4897-4907.
- Olivares, L., & Picarelli, L. (2003). Shallow flowslides triggered by intense rainfalls on natural slopes covered by loose unsaturated pyroclastic soils. *Géotechnique*, 53(2), 283-287.
- Pagano, L., Picarelli, L., Rianna, G., & Urciuoli, G. (2010). A simple numerical procedure for timely prediction of precipitation-induced landslides in unsaturated pyroclastic soils. *Landslides*, 7(3), 273-289.
- Pagano, L., Reder, A., & Rianna, G. (2019). Effects of vegetation on hydrological response of silty volcanic covers. *Canadian Geotechnical Journal*, 56(9), 1261-1277.
- Pollen, N. (2007). Temporal and spatial variability in root reinforcement of streambanks: accounting for soil shear strength and moisture. *Catena*, 69(3), 197-205.
- Pollen, N., & Simon, A. (2005). Estimating the mechanical effects of riparian vegetation on stream bank stability using a fiber bundle model. *Water Resources Research*, 41(7).
- Reder, A., Rianna, G., & Pagano, L. (2018). Physically based approaches incorporating evaporation for early warning predictions of rainfall-induced landslides. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 18(2), 613-631.
- Schwarz, M., Cohen, D., & Or, D. (2010). Root-soil mechanical interactions during pullout and failure of root bundles. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 115(F4).
- Schwarz, M., Giadrossich, F., & Cohen, D. (2013). Modeling root reinforcement using a root-failure Weibull survival function. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(11), 4367-4377.
- Spence, K. J., & Guymer, I. (1997). Small-scale laboratory

flowslides. *Geotechnique*, 47(5), 915-932.

- Stokes, A., Atger, C., Bengough, A. G., Fourcaud, T., & Sidle, R. C. (2009). Desirable plant root traits for protecting natural and engineered slopes against landslides. *Plant and soil*, 324(1), 1-30.
- Switala, B. M., & Wu, W. (2013, April). Analysis of slope stabilization by soil bioengineering method. In *EGU General Assembly Conference Abstracts* (pp. EGU2013-7472).
- Wang, G., & Sassa, K. (2001). Factors affecting rainfall-induced flowslides in laboratory flume tests. *Geotechnique*, 51(7), 587-599.
- Wu, H. (1976). Investigation of Landslides on Prince of Wales Island, Alaska, (5).

3. Modelli previsionali

Con l'obiettivo di fronteggiare il rischio da frana meteo-indotta nel corso degli anni si sono affermati sempre più criteri e modelli previsionali finalizzati ad un tempestivo preannuncio dell'evento (*Early Warning Systems*) (Greco & Pagano, 2015). Oltre al requisito di tempestività, un modello previsionale deve soddisfare anche il requisito dell'accuratezza, con l'obiettivo di minimizzare episodi di "mancato" o "falso" allarme.

I modelli previsionali possono distinguersi in:

- modelli empirici;
- modelli fisicamente basati.

3.1. Modelli previsionali empirici

I modelli previsionali empirici individuano relazioni di causa-effetto dallo studio di eventi franosi pregressi. Tipicamente, essi non tengono conto dei principi fisici che regolano l'innescio di tali eventi. L'affidabilità dei modelli empirici dipende essenzialmente dalla quantità, dall'accuratezza e dalla rappresentatività dei dati a disposizione.

Un criterio abbondantemente utilizzato in letteratura consiste nel correlare i valori di intensità I e di durata D delle precipitazioni in corrispondenza dei quali si sono verificati in precedenza eventi franosi, definendo in questo modo delle *soglie I-D*. Caine (1980) ha proposto la prima relazione analitica di soglia pluviometrica disponibile in letteratura.

Guzzetti et al., (2005) hanno consegnato una dettagliata raccolta di modelli di soglie pluviometriche messi a punto in seguito, evidenziando che le relazioni proposte dipendono dal contesto geografico per cui sono state calibrate.

Come esempio, la figura 32 riporta alcune soglie I-D elaborate considerando eventi franosi verificatisi in Campania (Caine, 1980; Calcaterra et al., 2000; Crosta et al., 2001; Guadagno et al., 1991; Guzzetti et al., 2005).

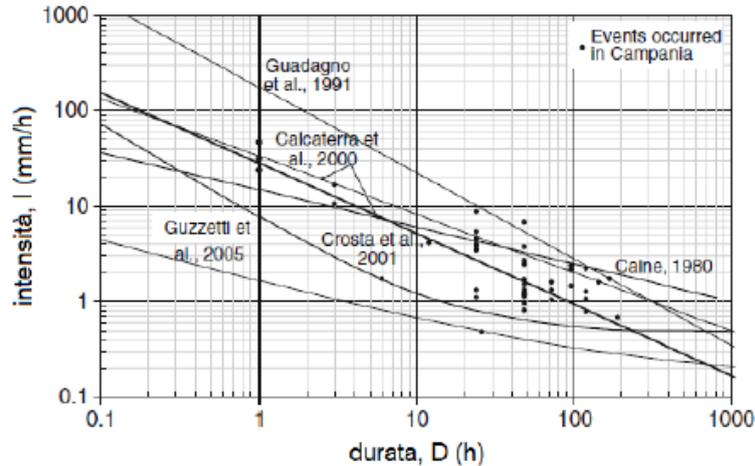


Figura 32. Soglie I-D per la previsione di frane meteo-indotte (Evangelista et al., 2007).

Il principale limite di questo approccio consiste nel trascurare aspetti connessi agli eventi meteorologici precedenti l'instabilità, alla morfologia del pendio, alla resistenza a taglio e alle proprietà idrauliche dei materiali considerati. Se ci si riferisce, ad esempio, al contesto regionale campano, tali approcci probabilmente non riescono a modellare correttamente il fenomeno di innesco, causa la capacità dei terreni piroclastici di mantenere bassi valori di suzione anche per lunghi periodi.

Un approccio empirico che porta in conto l'effetto delle piogge antecedenti, oltre all'evento piovoso scatenante, è costituito dal modello *FLaIR* (*Forecasting of Landslide Induced by Rainfall*) proposto da Sirangelo & Versace (1996, 2002).

3.2. Modelli previsionali fisicamente basati

I modelli previsionali fisicamente basati correlano variabili fisiche causa (forzanti meteorologiche) a variabili fisiche effetto (grandezze associate allo stato idrologico e cinematico della coltre) mediante relazioni matematiche derivate direttamente dai principi fisici di governo del problema. L'efficacia di un modello previsionale fisicamente basato è essenzialmente correlata al grado di semplificazione introdotto nella modellazione matematica del problema.

Generalmente i modelli previsionali fisicamente basati considerano un modello idrologico semplificato per l'analisi del regime delle pressioni neutre e lo schema di

pendio indefinito per la valutazione delle condizioni di stabilità. Tra i diversi modelli documentati in letteratura, si ricordano i modelli *Shalstab* (Montgomery & Dietrich, 1994) e *Trigrs* (Baum et al., 2002).

Il primo è stato messo a punto per la caratterizzazione delle condizioni di sicurezza dei depositi colluviali, significativamente condizionati dalla convergenza topografica dei flussi idrici sub-superficiali. Esso consegna in output il valore di pioggia critica corrispondente ad un valore unitario del fattore di sicurezza di un pendio indefinito.

Il secondo consente di simulare la condizione transitoria dei processi di infiltrazione, utilizzando la linearizzazione dell'equazione di Richards (§Appendice 1.A par. 3.1) consegnata da Iverson (2000).

Una schematizzazione dei modelli descritti è riportata in figura 33.

Sorbino et al. (2006) consegnano un'applicazione di tali modelli previsionali agli eventi di instabilità verificatisi il 5 maggio 1998 nelle città di Sarno, Siano, Quindici e Bracigliano.

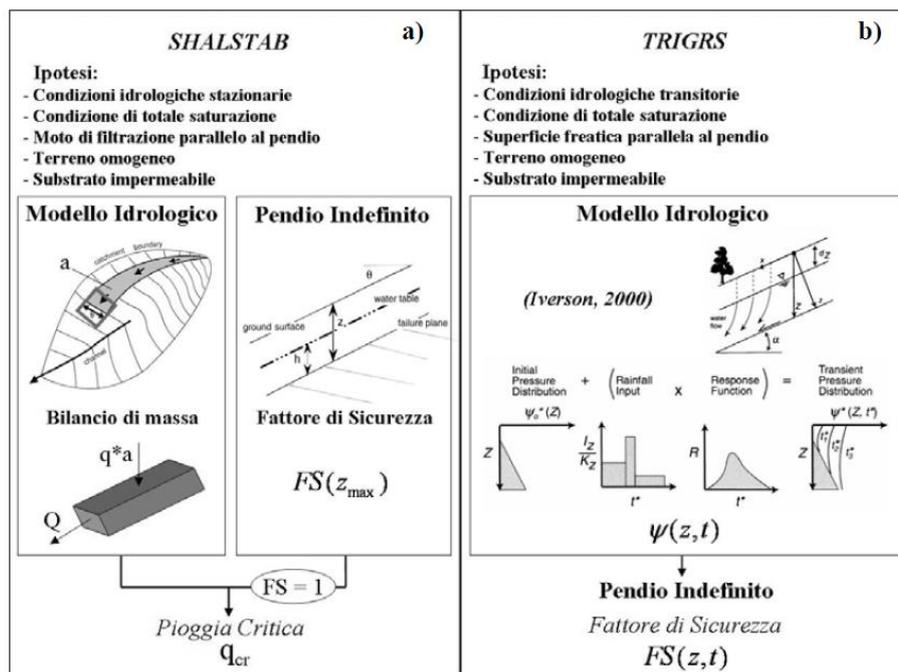


Figura 33. Principali caratteristiche dei modelli fisicamente basati descritti (Sorbino et al., 2006)

Bibliografia capitolo 3

- Baum, R. L., Savage, W. Z., & Godt, J. W. (2002). TRIGRS—a Fortran program for transient rainfall infiltration and grid-based regional slope-stability analysis. *US geological survey open-file report, 424*, 38.
- Caine, N. (1980). The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows. *Geografiska annaler: series A, physical geography, 62*(1-2), 23-27.
- 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 *Landslides in Research, Theory and Practice: Proceedings of the 8th International Symposium on Landslides held in Cardiff on 26–30 June 2000* (pp. 1-209). Thomas Telford Publishing.
- Crosta, G. B., & Frattini, P. (2001). Rainfall thresholds for triggering soil slips and debris flow. In *Proc. of the 2nd EGS Plinius Conference on Mediterranean Storms: Publication CNR GNDCI* (Vol. 2547, pp. 463-487).
- Evangelista, A., Scotto di Santolo, A., & Lombardi, G. (2007). Previsione dell'insacco di fenomeni franosi nelle coltri piroclastiche della città di Napoli. *Proc XIII Convegno Nazionale di Geotecnica*, (p. 227-234). Padova.
- Greco, R., & Pagano, L. (2017). Basic features of the predictive tools of early warning systems for water-related natural hazards: examples for shallow landslides. *Natural Hazards and Earth System Sciences, 17*(12), 2213-2227.
- Guadagno, F. M. (1991). Debris flows in the Campanian volcanoclastic soils (Southern Italy). *Proc Int Conf on Slope Stability* (p. 125-130). Isle of Wight: 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*.
- Iverson, R. M. (2000). Landslide triggering by rain infiltration. *Water resources research, 36*(7), 1897-1910.
- Montgomery, D. R., & Dietrich, W. E. (1994). A physically based model for the topographic control on shallow landsliding. *Water resources research, 30*(4), 1153-1171.

- Sirangelo, B., & Versace, P. (1996). A real time forecasting model for landslides triggered by rainfall. *Meccanica*, 31(1), 73-85.
- Sirangelo, B., Capparella, G., & Versace, P. (2002). Modellazione idrologica dei movimenti franosi innescati dalle piogge. *Conservazione dell'ambiente e rischio idrogeologico*, (p. 281-290). Assisi.
- 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.

4. L'effetto della stratigrafia sulle condizioni idrologiche di una coltre

4.1. Premessa

L'attività descritta nel presente capitolo ha come obiettivo lo studio della risposta idrologica di un sottosuolo di piroclastiti limose in presenza di un materiale di copertura a granulometria più grossolana. In particolare, ci si è riferiti alla condizione di sottosuolo tipica che si presenta a seguito di un incendio boschivo che coinvolge la copertura vegetale di una coltre piroclastica. Il fenomeno, infatti, produce il deposito di uno strato di alcuni centimetri di residui della combustione lignea, anche a seguito della dispersione dei prodotti della combustione ad opera del vento (Mataix-Solera 1999, Pereira et al., 2013a). Tali residui, di dimensioni variabili da alcuni centimetri alla frazione di millimetro, sono tipicamente caratterizzati da una distribuzione granulometrica più grossolana rispetto a quella di una piroclastite limosa. Le proprietà idrauliche e termiche diverse dello strato sovrainposto possono influenzare l'interazione suolo-atmosfera, caratterizzando l'evoluzione del comportamento idrologico della coltre. Lo studio è stato condotto attraverso un esperimento nel quale è stata modificata la configurazione di un modello fisico di lisimetro già operativo da oltre dieci anni presso il Dipartimento di Ingegneria Civile, Edile e Ambientale dell'Università di Napoli "Federico II". Il modello fisico è costituito da uno strato di piroclastite limosa di spessore pari a 75 cm contenuto in un cassone di legno, ubicato in ambiente esterno per generare e studiare l'interazione terreno-atmosfera (Rianna et al., 2014b). Lo strato è strumentato per il monitoraggio delle variabili idrologiche e termiche interne allo spessore. La modifica di configurazione del modello ha riguardato l'aggiunta di uno strato di 5 cm di spessore costituito da residui lignei di combustione. Il comportamento del modello fisico nella nuova configurazione è stato osservato per circa due anni, consentendo di caratterizzare l'alterazione idrologica nelle piroclastiti limose generata dalla copertura realizzata, attraverso il confronto con le osservazioni precedentemente raccolte in assenza di copertura.

4.2. Letteratura sugli effetti generati da incendi boschivi

Nel corso degli ultimi decenni il numero di incendi boschivi nel territorio europeo è significativamente aumentato (Ferreira et al., 2009; Silva et al., 2010). I dati estratti dal database “European Forest Fire Information System” (*EFFIS*), che censisce incendi di foreste ed aree boschive (Figura 34), mostrano chiaramente come l’Italia risulti il Paese più colpito (fig. 34a), con un trend peraltro decisamente in crescita rispetto alla media degli anni precedenti (fig. 34b).

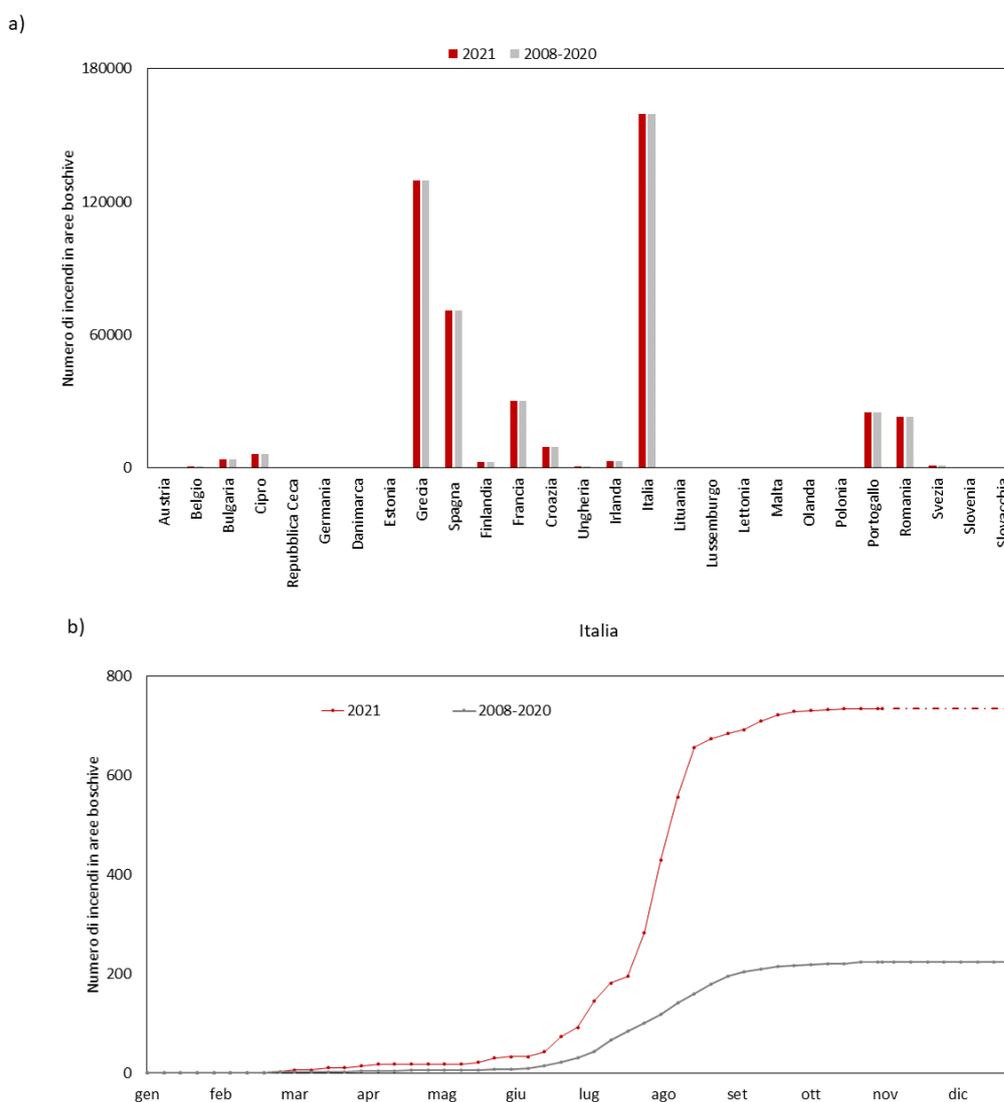


Figura 34. Numero di incendi in Europa ed in Italia: a) registrato in ciascun Paese europeo; b) registrato in Italia nell’anno 2021, confrontato con la media dei precedenti 12 anni (fonte: “European Forest Fire Information System” – EFFIS).

L'accentuazione dei fenomeni ha ovviamente posto all'attenzione delle comunità problematiche di sicurezza, costi sociali ed economici, impatto ambientale. Gli aspetti coinvolti sono numerosissimi e, con essi, molteplici sono le problematiche che devono essere affrontate e in alcuni casi approfondite attraverso l'attività di ricerca. Tra queste rientra senza dubbio la valutazione della stabilità del territorio colpito nelle zone a forti pendenze, dal momento che è ipotizzabile che un incendio, a causa delle alte temperature e dei residui della combustione, alteri la risposta idrologica del sottosuolo (Bodì et al., 2012, Cerdà et al., 2007, Rengers et al., 2020).

La letteratura di settore fornisce scarse informazioni a riguardo. Alcuni Autori hanno evidenziato l'insorgenza di fenomeni erosivi (Letey 2001) associati ad una riduzione della capacità di infiltrazione (De Bano 2000, Ebel & Moody 2016, McGuire et al., 2018), altri hanno registrato un incremento di suscettibilità da frana (Scott 1971, Meyer et al., 2001, Rice & Foggin 1971). Per ciò che concerne il primo aspetto, si è compreso che l'inibizione parziale dell'infiltrazione è spesso correlabile alle alterazioni chimiche indotte nello strato di terreno più superficiale dalle alte temperature, alterazioni che spesso si associano ad una tendenza alla repellenza verso l'acqua (Letey, 2001). Alcuni Autori evidenziano tuttavia come tale tendenza possa annullarsi se le temperature attingono valori molto alti (Letey 2001) o a seguito di un prolungato contatto con l'acqua (Cerdà & Doerr, 2008, Leighton-Boyce et al., 2007). Alterazioni dello stato idrologico sono state riscontrate anche nelle aree limitrofe a quella colpita dall'incendio. Spesso è stata rilevata una riduzione dei processi di infiltrazione, riconducibile alla costituzione di una copertura superficiale da parte degli elementi più minuti della combustione lignea (cenere) (Gabet & Sternberg, 2008).

Per ciò che concerne l'incremento della suscettibilità da frana spesso rilevato negli anni postumi all'incendio, diversi sono i processi che, attivati dalla combustione, possono in linea di principio, peggiorare le condizioni di stabilità di un versante. Sotto il profilo meccanico, l'incendio innesca il progressivo deterioramento, fino alla sparizione, degli apparati radicali della vegetazione combusta, che, come noto, forniscono un apporto stabilizzante (Gehring et al., 2019, Rengers et al., 2020) (§par. 2.1). Tale processo tuttavia è lento, sicché il suo effettivo impatto può risultare in parte o in tutto compensato dalla rigenerazione vegetale che si produce spontaneamente nel periodo

successivo all'incendio, attraverso la sostituzione degli apparati radicali combusti con quelli della nuova vegetazione.

Sotto il profilo idrologico l'incendio interviene su alcuni fattori importanti, modificandoli istantaneamente. Viene improvvisamente meno la quota parte di precipitazione intercettata dal fogliame (fino a 10 mm per evento). Si interrompono i processi traspirativi in grado di attivare flussi in uscita stimati fino al 50% delle precipitazioni totali (Gerrits, 2010), sicché i processi evaporativi si esplicano solo come processi da suolo nudo, con una minor efficacia sulla desaturazione del sottosuolo (Helvey 1980).

Si generano poi alterazioni dello stato idrologico indotte dalla presenza dello strato superficiale di prodotti della combustione lignea. La maggior parte degli studi presenti in letteratura pone l'attenzione solo sulla composizione chimica (Demeyer et al., 2001; Bennett et al., 2004) e mineralogica (Ulery et al., 1993, Quintana et al., 2007) di tali prodotti. Solo di recente alcuni lavori hanno posto l'accento sulla caratterizzazione fisica ed idrologica di tali materiali (Gabet et al., 2011, Balfour & Woods, 2013). Nessuno di questi lavori ha tuttavia indagato l'effettiva alterazione apportata dallo strato superficiale di materiale combusto sull'interazione terreno-atmosfera.

4.3. Modello fisico e caratterizzazione fisico-idrologica dei materiali presenti in esso

Il modello fisico di lisimetro utilizzato consiste (Rianna et al., 2014b) in un cassone in compensato marino contenente un volume di circa 1 m³ di piroclastite limosa (PL). Come già anticipato, esso è stato ubicato esternamente per caratterizzare l'interazione terreno-atmosfera su un arco temporale di diversi anni (fig. 35).

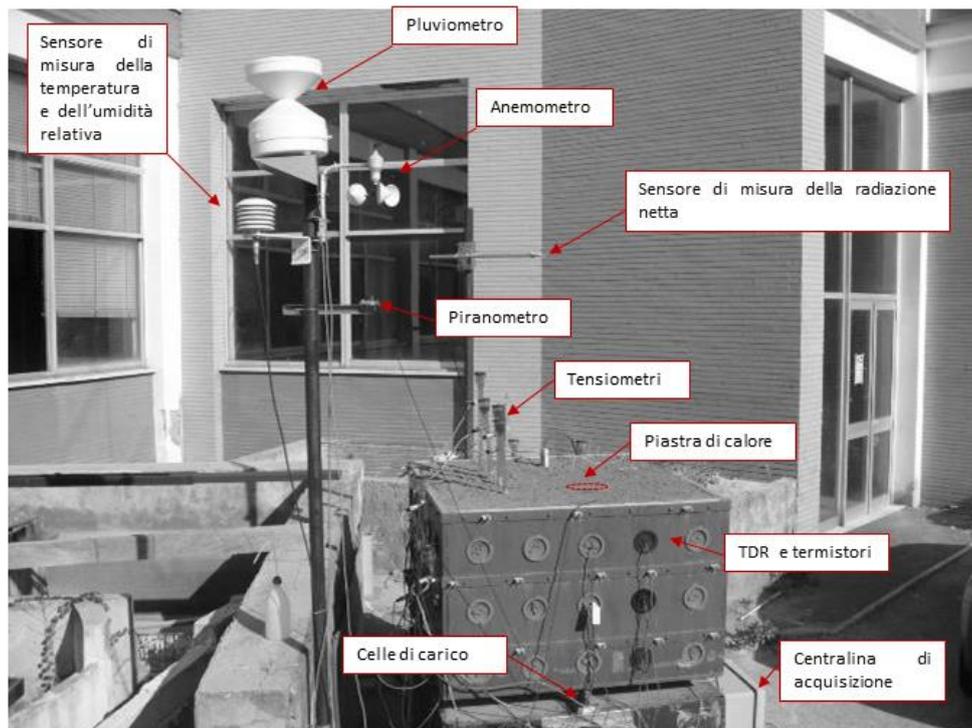


Figura 35. Modello fisico di lisimetro ed indicazione dei sensori installati (Rianna et al., 2014b).

Nel corso dei primi quattro anni idrologici di sperimentazione la superficie dello strato è stata mantenuta priva di vegetazione, al fine di caratterizzare l'interazione terreno-atmosfera in condizioni di suolo nudo (Rianna et al., 2014b). Alla fine del quarto anno la superficie è stata vegetata seminando una graminacea, e nei successivi cinque anni essa è stata mantenuta in condizioni vegetate, al fine di caratterizzare l'interazione terreno-atmosfera sotto l'azione di fenomeni evapotraspirativi (Pagano et al., 2019). Nel mese di febbraio del 2020 la copertura vegetale è stata rimossa ed è stato posto in opera per deposizione aerea uno strato di materiale di combustione lignea (MCL), di spessore di 5 cm, al di sopra dello strato di piroclastite limosa (fig. 36). Il MCL utilizzato deriva dalla combustione non in loco di legno di corbezzolo a temperature superiori a 350°C. Dopo la combustione il materiale è stato prima raffreddato, poi essiccato in forno, infine deposto nel modello fisico. L'esperimento non riproduce pertanto le alte temperature che in un incendio reale si generano in corrispondenza della superficie esterna della piroclastite limosa e rinuncia dunque ad indagare i possibili effetti di repellenza che l'incremento di temperatura potrebbe generare.

Materiale	d₆₀ (mm)	d₁₀ (mm)	γ_s (kN/m³)
PL	0.08	0.004	26.6
MCL	1.00	0.015	24.1

Tabella 2. proprietà fisiche dei materiali utilizzati nella sperimentazione

Il sistema di monitoraggio implementato nel modello fisico consiste sia in acquisizioni di tipo locale realizzate negli strati di PL e MCL, quanto in acquisizioni riferibili all'insieme. Le acquisizioni di tipo locale realizzate nello strato MCL consistono in tensiometri small-tip, una sonda di dissipazione termica ed una sonda di temperatura (fig. 38). Tali strumenti, installati durante l'attività di dottorato, si aggiungono a quelli già installati in precedenza per caratterizzare il comportamento dello strato di PL. Complessivamente le acquisizioni locali gestite ed interpretate nell'ambito del lavoro di ricerca sono consistite in misure:

- di suzione a mezzo di tensiometri in corrispondenza della mezzeria dello strato di MCL e nello strato di PL alle profondità di 15, 30, 50 e 70 cm computate a partire dall'interfaccia PL-MCL;
- di suzione a mezzo di sonde di dissipazione, in corrispondenza della mezzeria dello strato di MCL e nello strato di PL alle profondità di 5, 15, 50 e 70 cm, computate a partire dall'interfaccia PL-MCL;
- di contenuto volumetrico, a mezzo di 4 sonde TDR in corrispondenza dello strato di PL alle profondità di 15, 30, 50 e 70 cm computate a partire dall'interfaccia PL-MCL;
- di temperatura del terreno mediante termistori in corrispondenza della mezzeria dello strato di MCL e nello strato di PL alle profondità di 5, 15, 50 e 70 cm, computate a partire dall'interfaccia PL-MCL

Le grandezze fisiche riferibili all'insieme sono la misura del peso, realizzata mediante tre celle di carico con schema di funzionamento "a mensola", sulle quali poggia la base del cassone che contiene i due strati (Rianna et al., 2012), e le seguenti variabili atmosferiche:

- umidità dell'aria, a mezzo di una sonda di umidità;
- temperatura dell'aria, a mezzo di una sonda di temperatura;
- precipitazioni, a mezzo di un telepluviometro;

- pressione atmosferica, a mezzo di un barometro;
- velocità del vento, a mezzo di un anemometro;
- radiazione solare globale, a mezzo di un piranometro;
- radiazione netta, a mezzo di un radiometro;
- flusso di calore interno, a mezzo di una piastra di calore.

Tutti gli strumenti sopraelencati sono stati acquisiti attraverso due centraline automatizzate. L'intervallo di acquisizione preimpostato è stato di 20 s per le misure delle celle di carico (peso), di 5 min per le misure TDR, tensiometriche e flusso di calore, di 15 min per le restanti variabili.

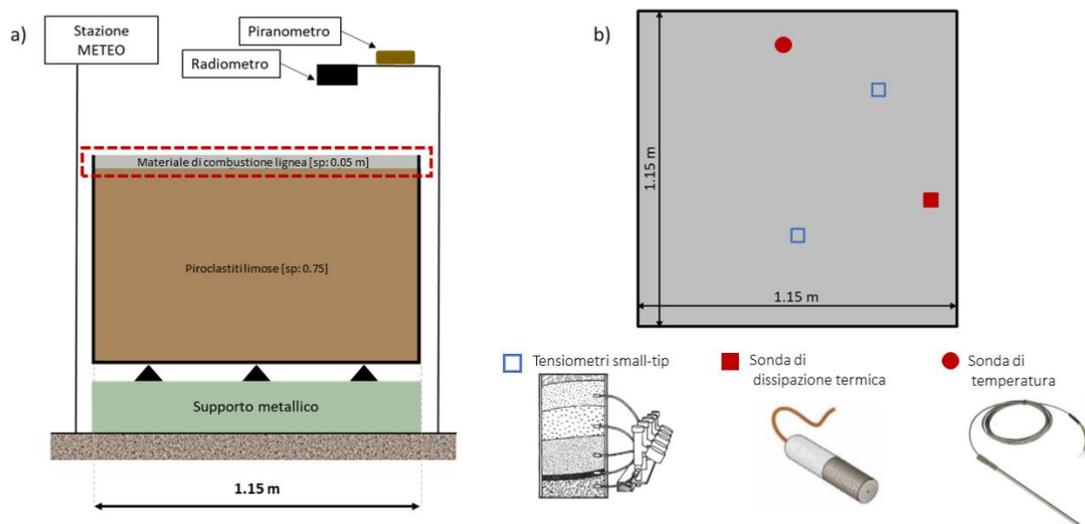


Figura 38. a) Rappresentazione schematica del modello fisico disomogeneo, b) collocazione degli strumenti di monitoraggio collocati nello strato di MCL – vista dall'alto.

4.3.1. Proprietà idrauliche e termiche

La proprietà idrauliche e termiche dei materiali PL e MCL sono state caratterizzate sperimentalmente ricavando la curva di ritenzione idrica, la funzione di permeabilità, la curva di capacità volumetrica del calore e la funzione di conducibilità termica.

Per ciò che concerne il materiale PL, tali funzioni sono state caratterizzate in precedenti lavori attraverso l'interpretazione dei dati forniti dal modello fisico operativo in assenza dello strato MCL (Rianna, 2010, Reder et al, 2018). Le funzioni relative al MCL sono state invece caratterizzate sperimentalmente nell'ambito della presente attività di ricerca.

La caratterizzazione idraulica del MCL è stata condotta su provini di forma cilindrica, aventi diametro 90 mm e altezza 200 mm, ricostituiti attraverso la tecnica della pluviazione aerea.

È stato inizialmente determinato il coefficiente di conducibilità idraulica in condizioni di totale saturazione, a mezzo di prove in permeametro realizzate a carico idraulico costante. In tali prove il provino, connesso a due serbatoi caratterizzati da carico idraulico diverso, è sottoposto a un moto di filtrazione che si stabilizza raggiungendo la condizione stazionaria quando il provino risulta saturo. Sono state eseguite 3 prove, i cui risultati sono sintetizzati nella tabella 3. L'ordine di grandezza del coefficiente di conducibilità idraulica in condizioni di completa saturazione è risultato mediamente di $3E-05 \text{ ms}^{-1}$. Tale valore risulta coerente con i risultati ottenuti da Moody et al., (2009).

# Test	ksat (ms^{-1})
1	3.09E-05
2	3.00E-05
3	3.10E-05

Tabella 3: risultati prove di permeabilità realizzate su campioni ricostituiti di MCL.

Al termine della prova in permeametro il provino di MCL in condizioni sature è stato strumentato con tensiometri tipo small-tip e sottoposto ad un ciclo di evaporazione naturale, misurando nel contempo sia le variazioni di peso, dalle quali è stato possibile ricavare le variazioni di contenuto d'acqua, sia i valori di suzione. In tal modo è stato possibile caratterizzare i punti di equilibrio corrispondenti alla relazione tra suzione e contenuto volumetrico d'acqua (Fredlund & Rahardjo, 1993). La figura 39 riporta in confronto le curve di ritenzione idrica dei materiali PL e MCL. In entrambi i casi i punti sperimentali sono stati interpolati utilizzando la funzione proposta da Mualem Van Genuchten (1980) (§Appendice 1.A par. 1.2). I valori dei parametri della citata funzione sono riportati, per entrambi i materiali, nella tabella 4. Il confronto evidenzia come i valori di ingresso d'aria e di contenuto d'acqua residuo risultino significativamente maggiori nel materiale PL, in coerenza con la distribuzione granulometrica meno grossolana (fig. 37).

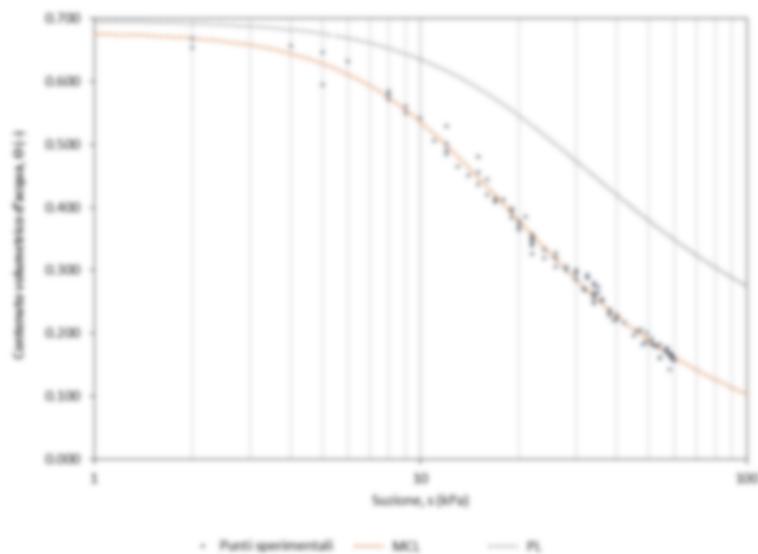


Figura 39. Confronto tra le curve di ritenzione dei due materiali sovrapposti.

Parametri di Van Genuchten	PL	MCL	
θ_{sat}	0.696	0.678	-
θ_{res}	0.100	0.000	-
α	0.049	0.079	kPa ⁻¹
n	1.756	1.901	-
m	0.431	0.474	-

Tabella 4: risultati prove di evaporazione realizzata su campioni ricostituiti di mpl.

La funzione di permeabilità del MCL è stata ottenuta riproducendo a ritroso (§Appendice 4.A) con l'approccio termo-idraulico accoppiato formulato da Wilson (1990) (§Appendice 1.A par. 3.3) le osservazioni acquisite durante il monitoraggio, che saranno descritte nel seguito. Un lavoro simile svolto in precedenza quando il materiale MCL era assente (Reder et al., 2018) aveva consentito di determinare la funzione di permeabilità del materiale PL. In condizioni di completa saturazione il valore di conducibilità idraulica del materiale MCL (Figura 40) risulta di quasi due ordini di grandezza maggiore rispetto a quello del materiale PL. In condizioni di parziale saturazione i gradienti di decrescita delle due conducibilità idrauliche risultano completamente diversi e, in particolare, molto più marcati nel materiale MCL. Ciò comporta che a partire dal valore di suzione pari a 50 kPa il materiale MCL esibisce valori di conducibilità idraulica più bassi.

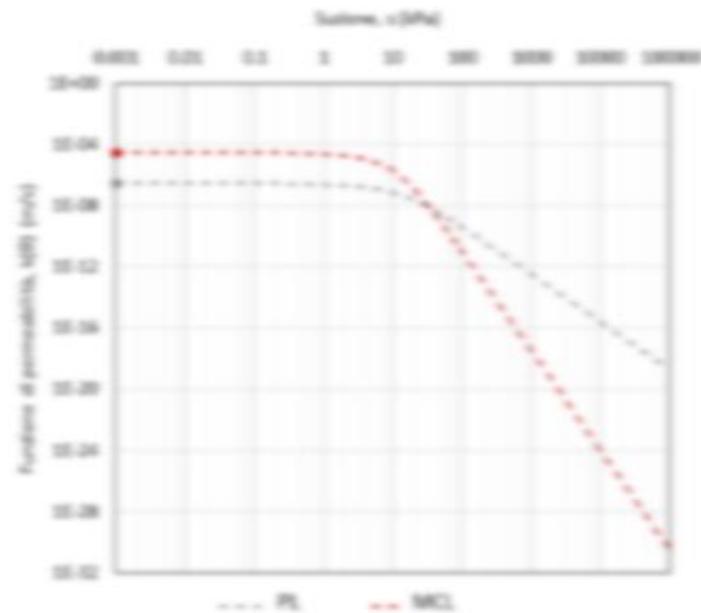


Figura 40. Confronto tra le curve di permeabilità dei due materiali sovrapposti.

Per il materiale MCL sono state caratterizzate sperimentalmente nell'ambito del lavoro di tesi la curva di capacità volumetrica di calore $c_v(\theta)$ e la funzione di conducibilità termica $\lambda(\theta)$.

La capacità volumetrica di calore del materiale MCL è stata ricavata sommando la capacità volumetrica delle componenti solida e liquida, in accordo al modello proposto da de Vries (1963):

$$c_v = \varphi_s c_s \rho_s + \varphi_w c_w \rho_w \quad (38)$$

con:

- φ_s frazione volumetrica della componente solida;
- c_s calore specifico della componente solida;
- ρ_s densità della componente solida;
- φ_w frazione volumetrica della componente liquida;
- c_w calore specifico della componente liquida;
- ρ_w densità della componente liquida.

La relazione (38) implicitamente trascura i contributi di capacità volumetrica associati alla fase gassosa (ritenuta trascurabile) e al materiale organico, poiché il processo di combustione dovrebbe aver eliminato dall'aggregato MCL la presenza di componenti organiche.

La figura 41a mostra la curva della capacità volumetrica di calore. Essa è stata ottenuta considerando per la matrice solida una percentuale volumetrica pari al 20% ed un calore specifico pari a 2.41 MJ/m³K (Waples et al., 2004).

La curva di conducibilità termica (fig. 41b) è stata caratterizzata seguendo una procedura sperimentale basata sulla disponibilità di misure eseguite a mezzo di sonda di dissipazione termica per valori noti di contenuto d'acqua. Shiozawa & Campbell (1990) hanno mostrato come la conducibilità termica di un materiale si correli alla variazione di temperatura ΔT indotta dall'energizzazione della sonda di dissipazione termica, attraverso la relazione (39):

$$\lambda = \frac{q_t}{4\pi\Delta T} \ln(\Delta t) \quad (39)$$

Il flusso di calore q_t viene quantificato immergendo la sonda in un materiale a conduttività nota (acqua) e misurandone la variazione di temperatura indotta in un intervallo di tempo predefinito (29 s). L'unica incognita della relazione (39) risulta dunque la conducibilità termica. Dai dati del monitoraggio è stata ottenuta la funzione riportata in figura 41b.

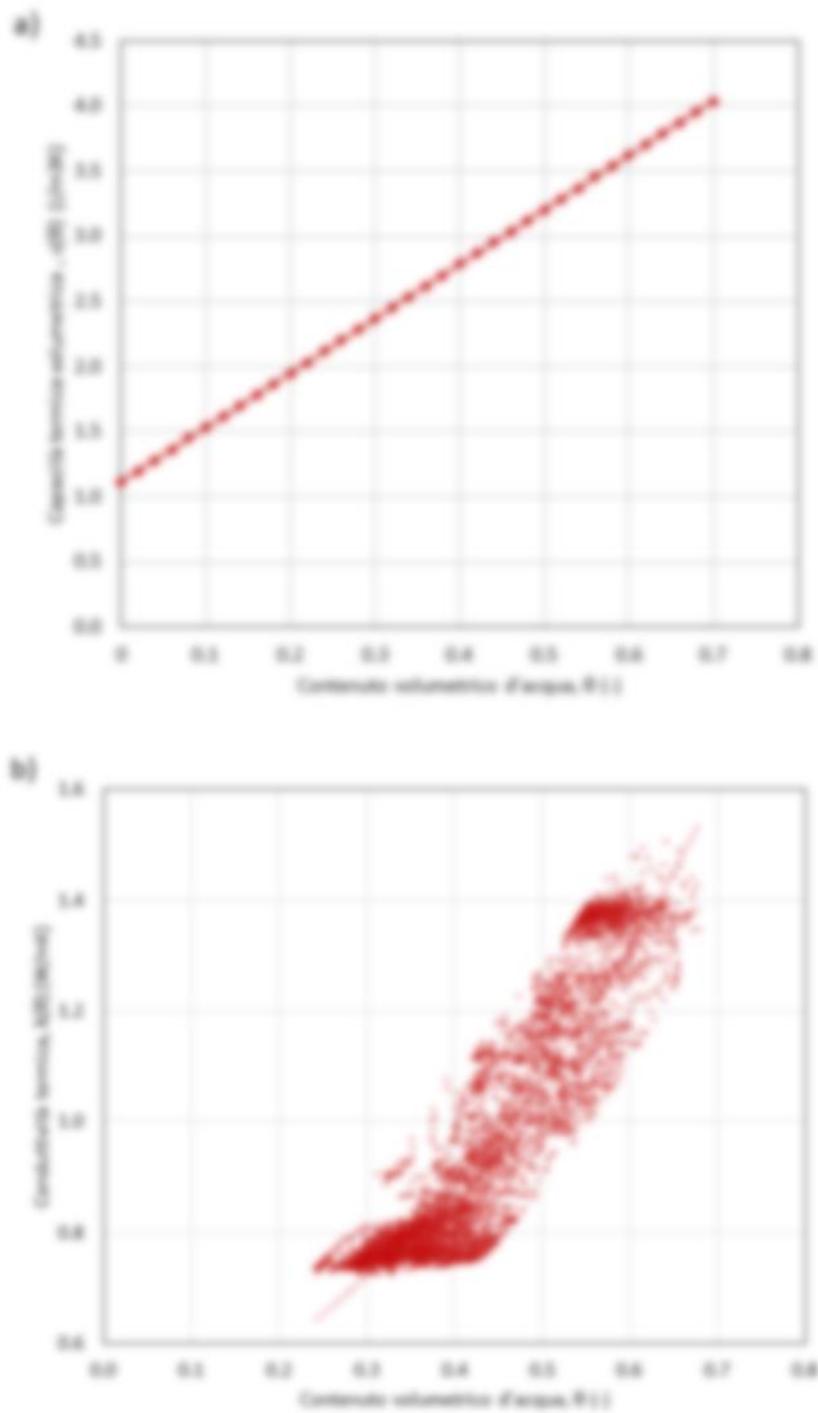


Figura 41. a) Funzione di capacità volumetrica del calore $c(\theta)$ e b) funzione di conduttività termica $\lambda(\theta)$ del MCL.

La figura 42 confronta le due funzioni termiche dei materiali PL e MCL.

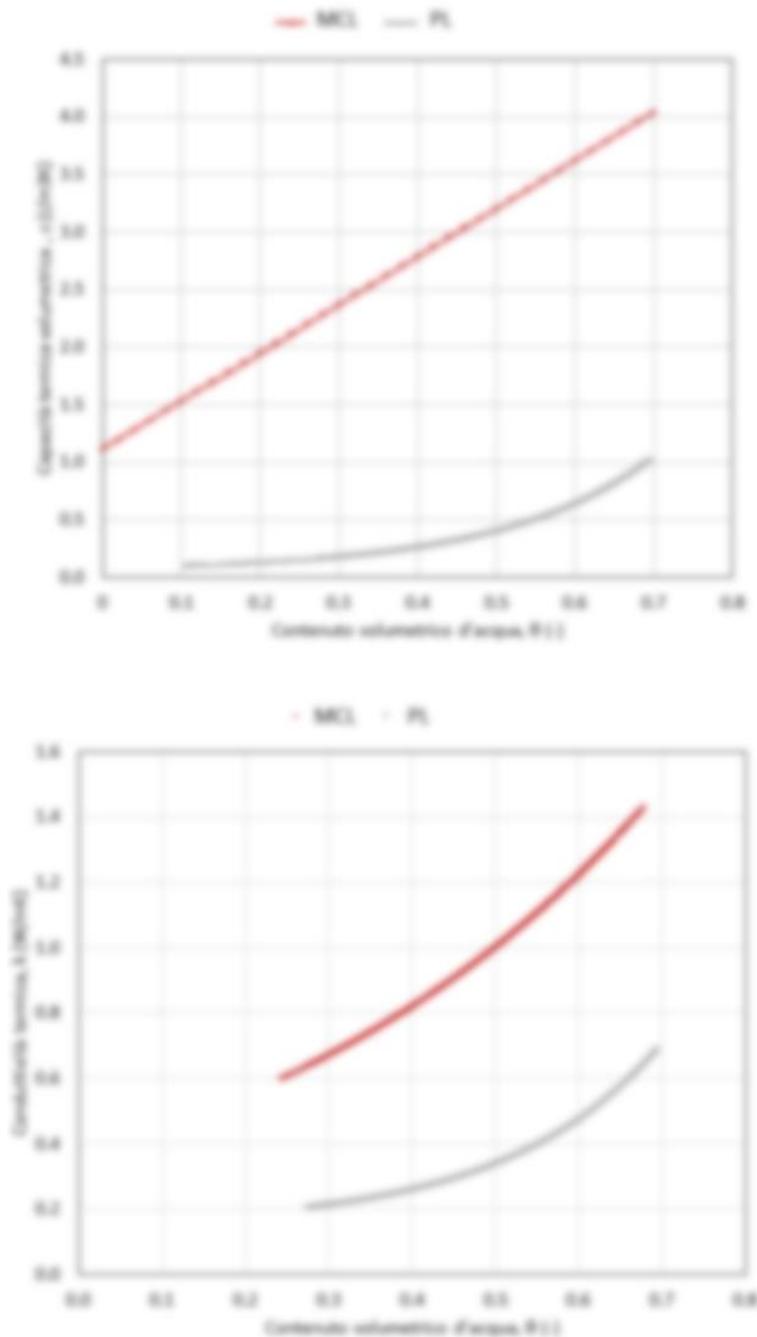


Figura 42. Confronto tra le proprietà termiche dei due materiali sovrapposti.

La conducibilità termica del materiale MCL risulta maggiore rispetto a quella del materiale PL. Tuttavia, la propensione di un generico materiale di trasmettere calore agli strati contigui è bassa se esso possiede elevata capacità volumetrica del calore, ovvero spiccata inclinazione ad immagazzinare calore al suo interno. Il materiale MCL ha

capacità maggiore rispetto al materiale PL. Il comportamento termico dei due materiali può essere efficacemente sintetizzato attraverso le rispettive diffusività termiche $\alpha(\theta)$ (fig. 43). Tale parametro, ricavato dai valori di conducibilità e capacità, indica proprio la maggiore o minore propensione alla trasmissione verso l'esterno di variazioni di temperatura. Esso si definisce, in particolare, come rapporto tra conducibilità termica ($\lambda(\theta)$) ed il prodotto tra capacità termica volumetrica ($c(\theta)$) e densità del materiale (ρ) (Fredlund & Rahardjo, 1993) (eq. (40)). Si può osservare che la diffusività termica del materiale MCL è decisamente inferiore rispetto a quella del materiale PL.

$$\alpha = \frac{\lambda(\theta)}{\rho * c(\theta)} \quad (40)$$

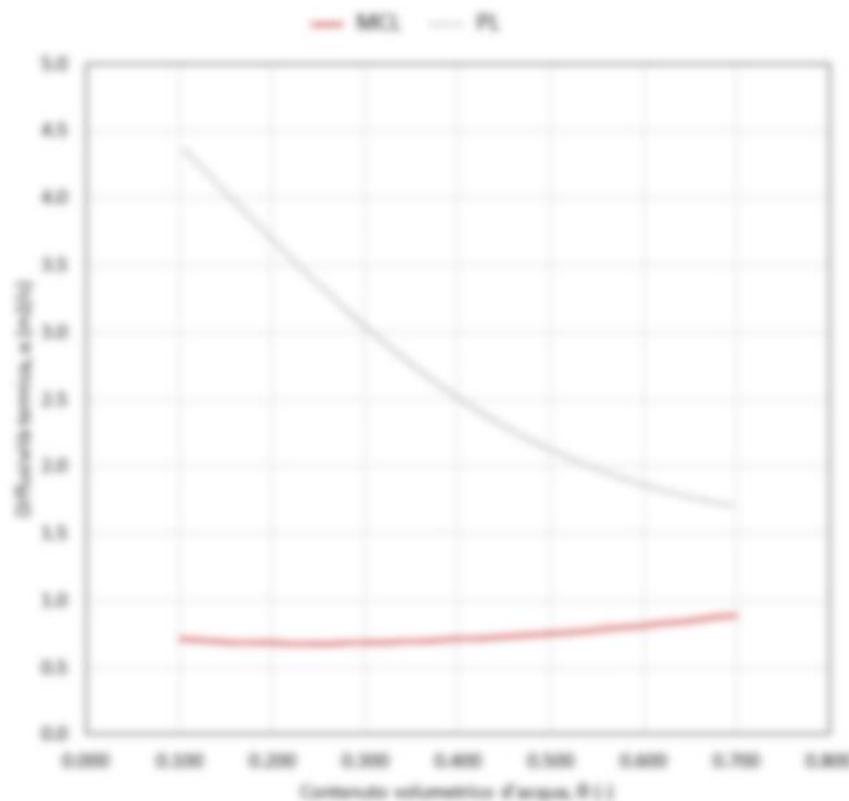


Figura 43. Confronto tra gli andamenti di diffusività termica $\alpha(\theta)$ dei due materiali sovrapposti.

4.4. Evoluzione delle grandezze fisiche monitorate

4.4.1. Risposta idrologica e termica del sistema

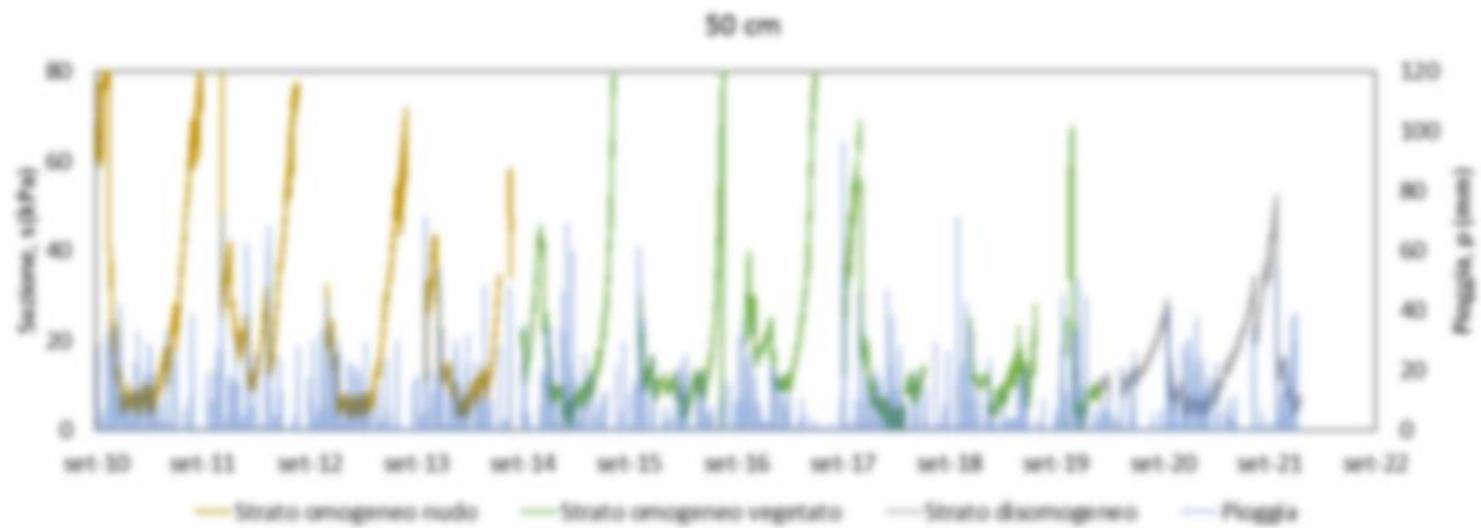
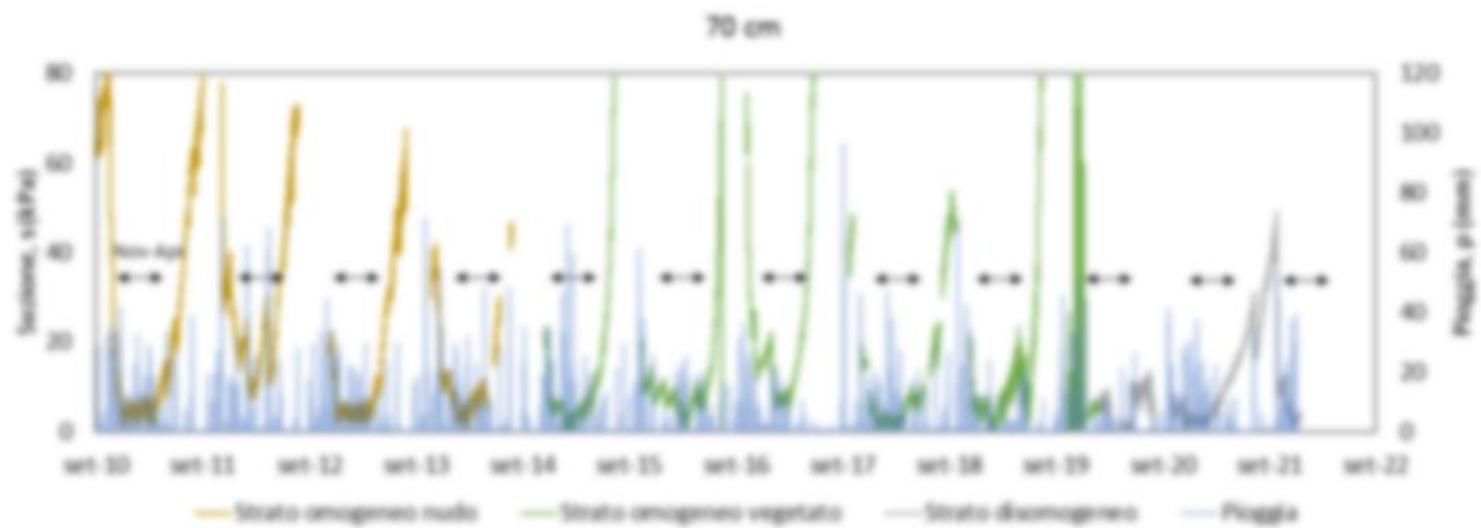
La figura 44 riporta gli andamenti di suzione misurati dai tensiometri installati alle diverse profondità di 15, 30, 50 e 70 cm, considerate a partire dalla posizione dell'interfaccia MCL-PL.

Nel periodo autunnale-invernale, compreso tra novembre ed aprile, i livelli di suzione si riducono a pochi kPa, così come era stato osservato precedentemente sia in condizioni di suolo omogeneo-nudo che in condizioni di suolo omogeneo-vegetato.

Il comportamento osservato in presenza dello strato di MCL si differenzia tuttavia per il protrarsi di tali bassi livelli di suzione per un periodo visibilmente più esteso, indizio di una possibile riduzione dei flussi in uscita generata dalla presenza stessa dello strato di MCL.

Nei periodi maggio-ottobre si può osservare che, in presenza dello strato di MCL, gli incrementi di suzione sono decisamente meno accentuati e rappresentano un ulteriore indizio della inibizione dei flussi in uscita prodotta dalla presenza di MCL. I valori massimi di suzione raggiunti non eccedono i 50-60 kPa, consentendo in questo modo ai tensiometri jet-fill di restare operativi anche nel periodo estivo. Negli anni precedenti, in assenza dello strato di MCL, durante il periodo estivo i livelli di suzione oltrepassavano già nel mese di luglio la soglia di cavitazione dei tensiometri (~80 kPa) con l'interruzione delle misure per il restante periodo estivo.

Gli andamenti di contenuto volumetrico d'acqua (figura 45) confermano quanto già osservato nel commento agli andamenti di suzione. Nei mesi novembre-aprile i flussi in entrata risultano confrontabili con quelli degli anni precedenti, indicando che il MCL non altera i flussi in entrata e la fase di imbibizione del sistema. Nei mesi maggio-ottobre i flussi in uscita risultano molto più limitati, a conferma del fatto che il MCL altera in riduzione il processo di desaturazione. Ciò comporta che i livelli di contenuto d'acqua minimi raggiunti in presenza di strato MCL (40%) sono maggiori rispetto a quelli raggiunti negli anni precedenti in presenza di suolo omogeneo-nudo (35%) e omogeneo-vegetato (25%).



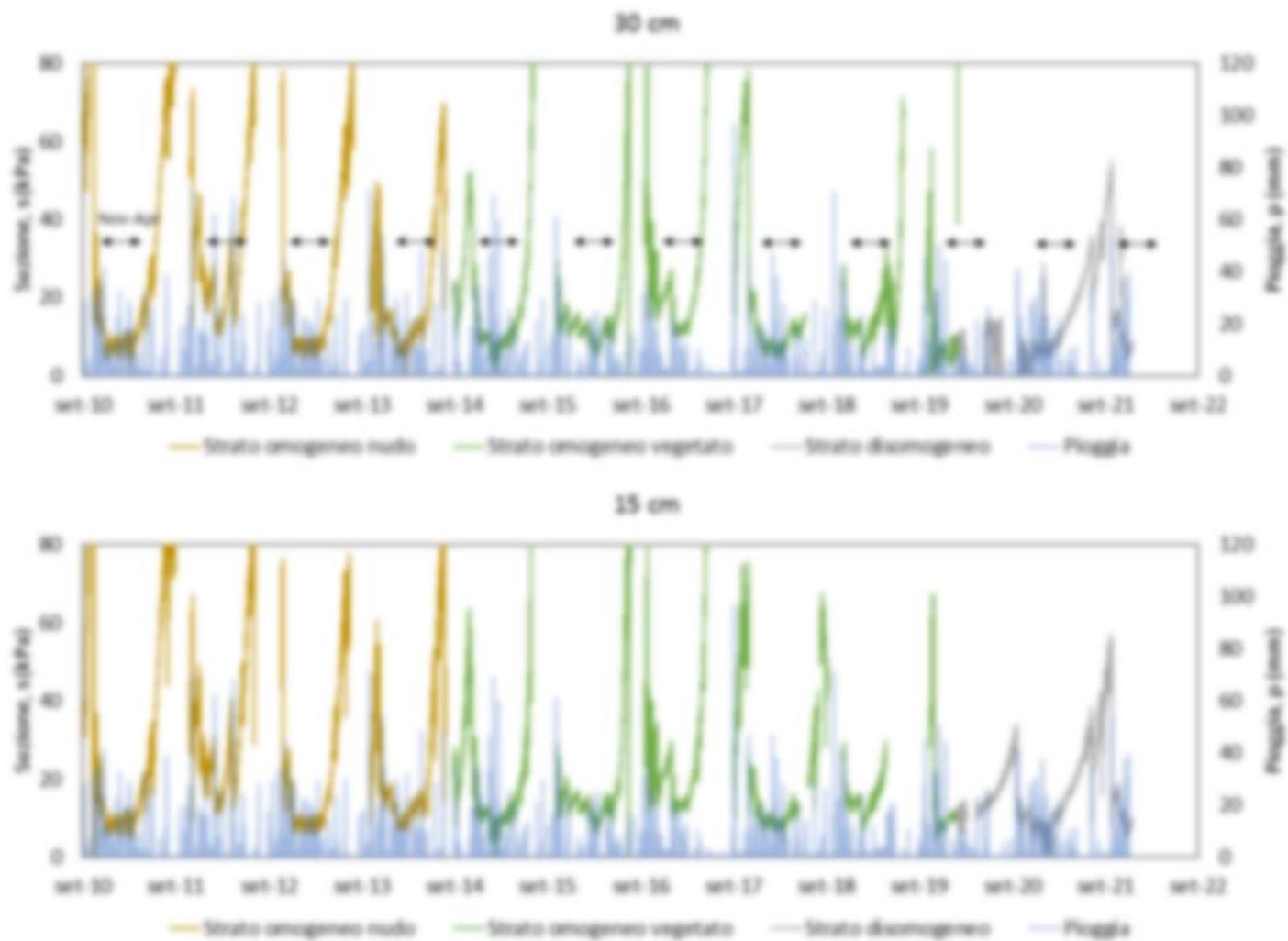
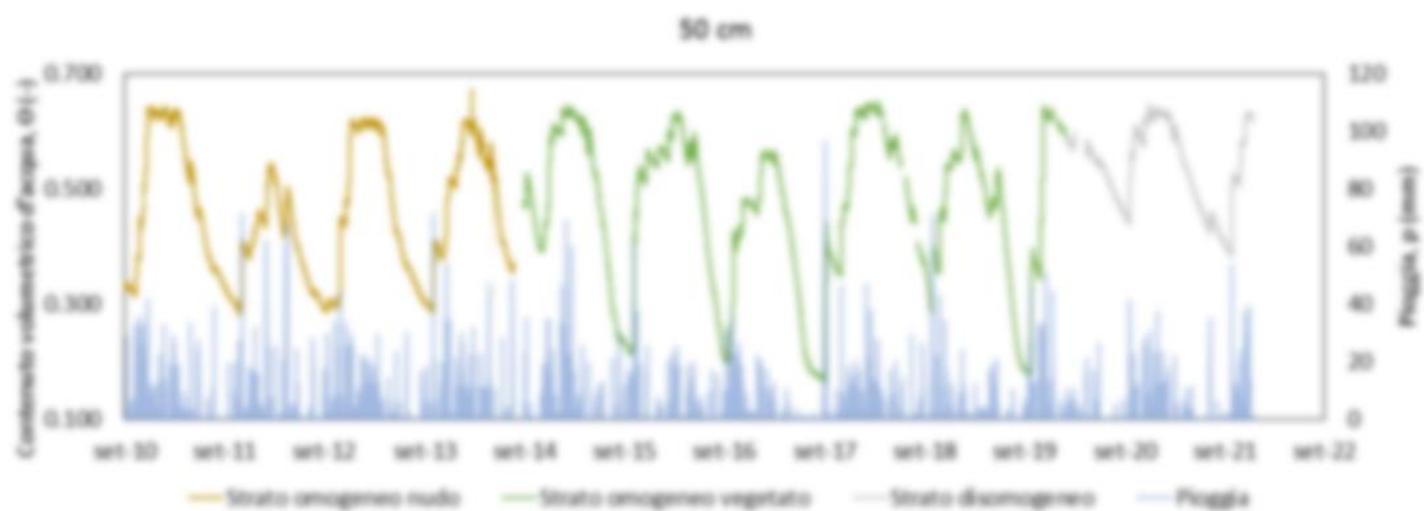
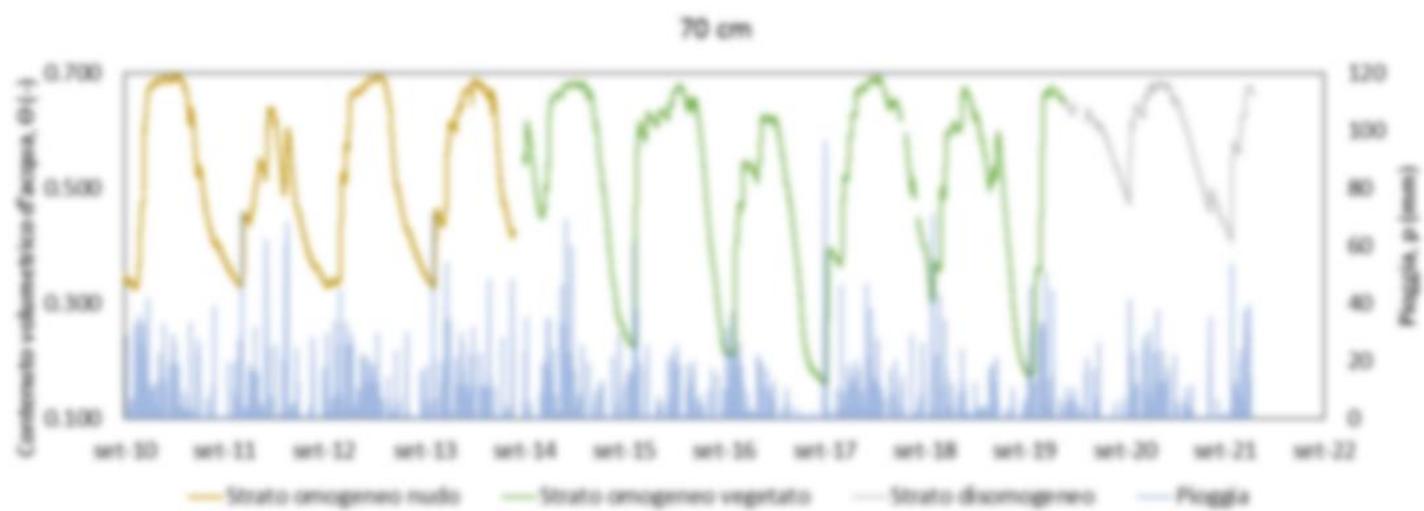


Figura 44. Evoluzione della suzione misurata tramite tensiometri jet-fill a 4 profondità (70, 50, 30 e 15 cm) per l'intero esercizio del modello fisico.



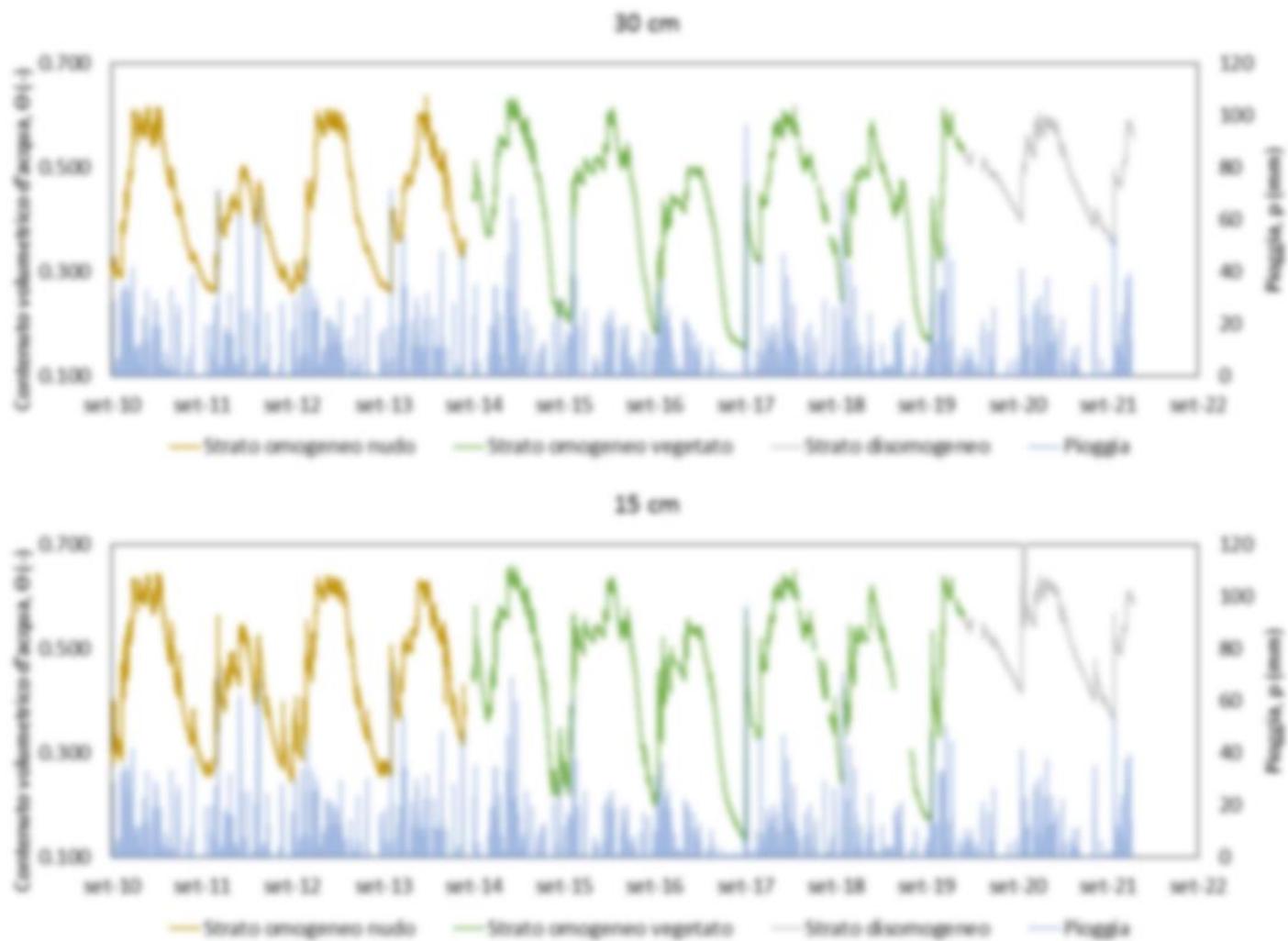


Figura 45. Evoluzione del contenuto volumetrico d'acqua misurata tramite sonde TDR a 4 profondità (70, 50, 30 e 15 cm) per l'intero esercizio del modello fisico.

In figura 46 sono riportate le variazioni di contenuto d'acqua nelle tre condizioni di suolo omogeneo-nudo, omogeneo-vegetato e disomogeneo, ottenute mediando per ogni mese e per ciascun punto di misura i dati disponibili nel periodo maggio-settembre. Si può osservare che i processi di desaturazione risultano significativamente diversi nei tre casi, esaltati nel caso omogeneo-vegetato, inibiti nel caso disomogeneo, intermedi nel caso omogeneo-nudo.

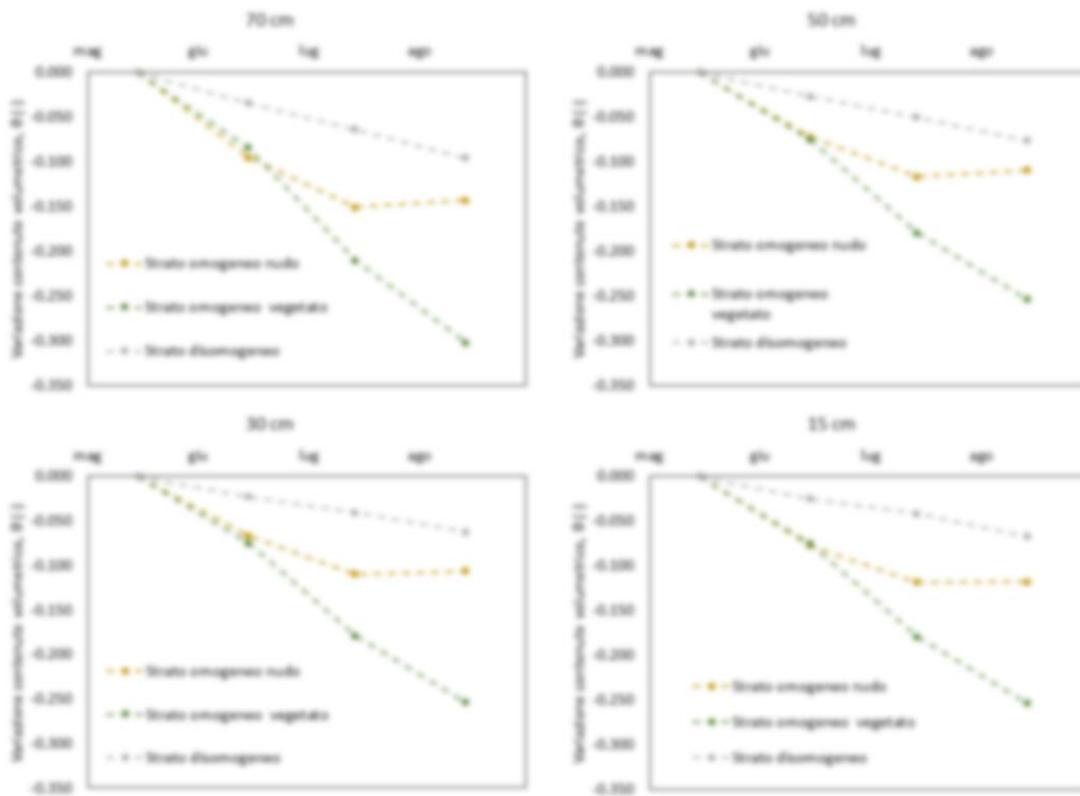


Figura 46. Variazioni del contenuto volumetrico d'acqua invertite di segno registrate nella finestra temporale maggio-agosto, per le quattro profondità indagate e le tre configurazioni studiate.

In figura 47 si riportano le curve di ritenzione ottenute associando misure di suzione e contenuto volumetrico d'acqua alle diverse profondità di misura. Si osserva che le proprietà di ritenzione idrica restano pressoché invariate nei tre casi, confermando il comportamento isteretico dello strato di piroclastiti limose, già osservato in precedenza da altri Autori (Comegna et al., 2016, Rianna et al., 2019).

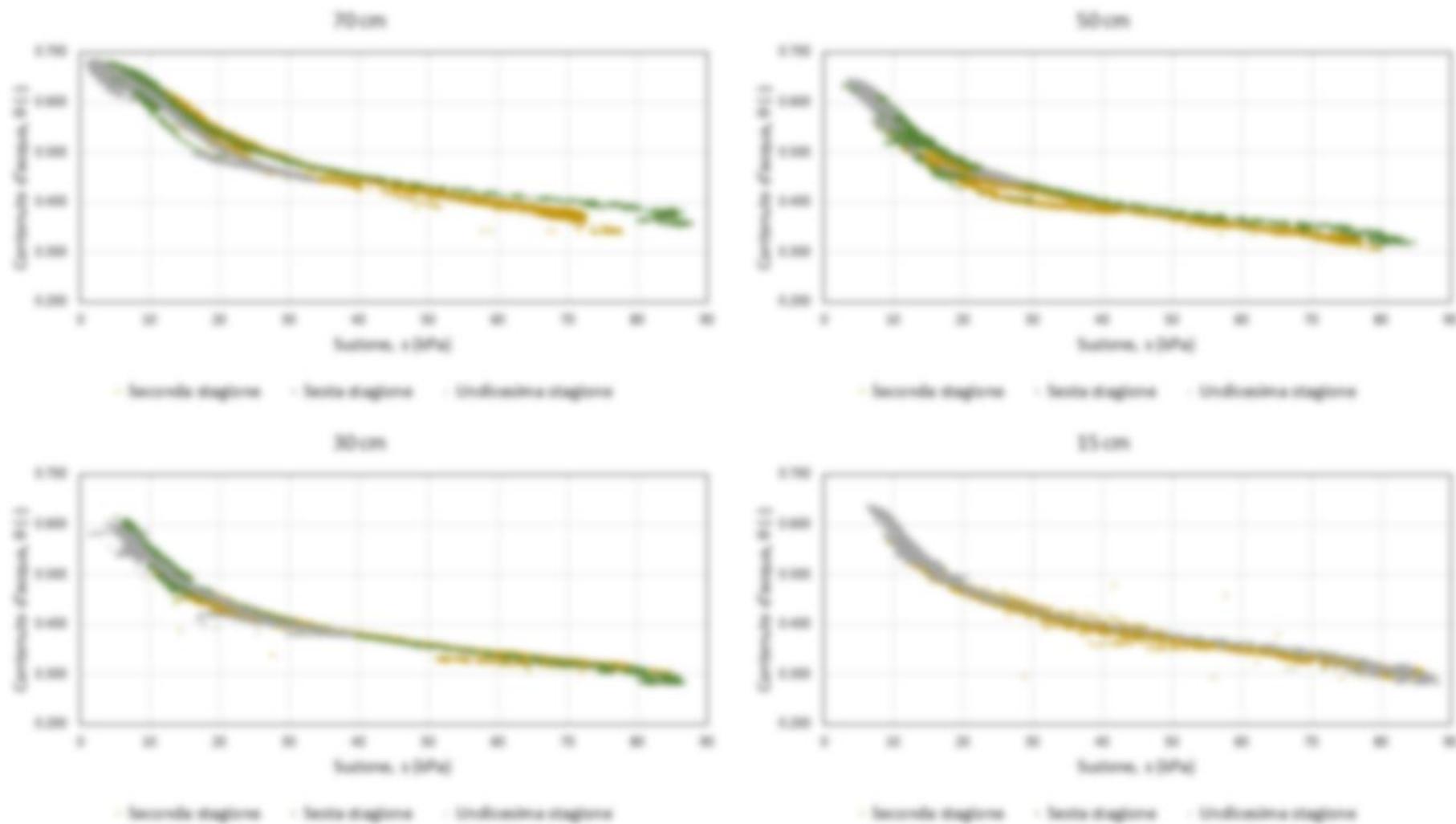


Figura 47. Curve di ritenzione ottenute combinando i dati del monitoraggio, per le quattro profondità indagate e le tre configurazioni studiate.

Le evoluzioni di temperatura misurate alle diverse profondità oscillano in fase con le evoluzioni di temperatura atmosferica (fig. 48).

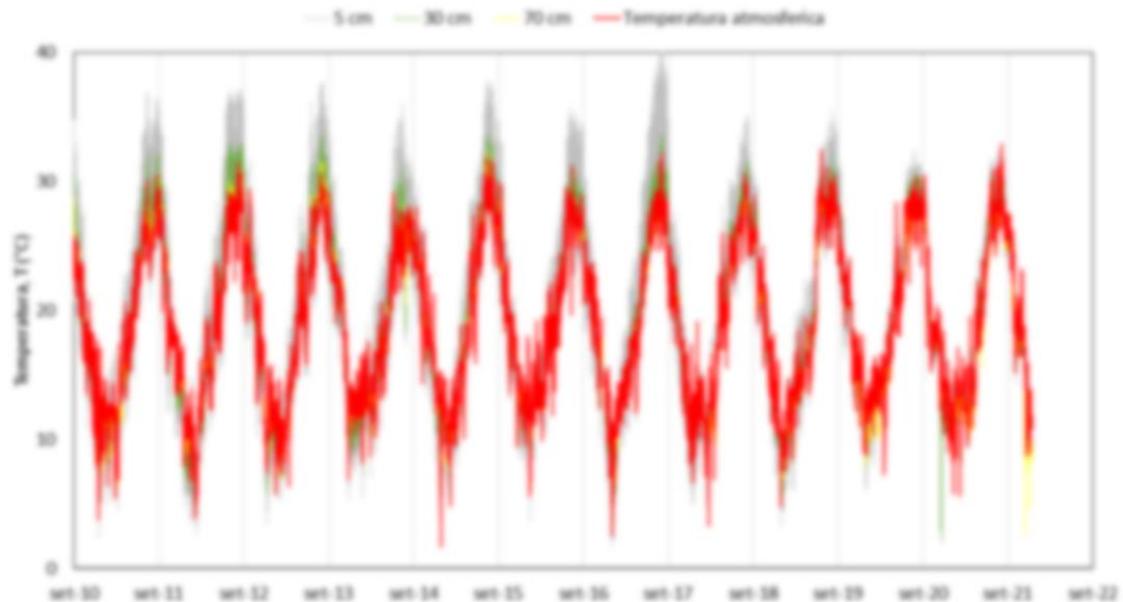


Figura 48. Evoluzioni della temperatura del terreno registrata alle profondità di 70, 30 e 5 cm, confrontate con l'evoluzione di temperatura atmosferica.

In termini di valori medi giornalieri la figura 48 non evidenzia sostanziali differenze di comportamento relazionabili alle tre diverse configurazioni analizzate. Differenze significative nella risposta termica del sistema si evidenziano invece se si analizzano i dati di temperatura ad una risoluzione temporale più spinta. La figura 49 presenta le evoluzioni giornaliere di temperatura misurate alle profondità di 15 e 5 cm a partire dall'interfaccia MCL-PL e con una risoluzione di 15 minuti. Le misure sono state realizzate durante i mesi più caldi dell'anno (giugno, luglio ed agosto), quando cioè si esaltano i fenomeni evaporativi e si evidenziano maggiori differenze nel comportamento idrologico tra le tre diverse configurazioni del sistema. Il confronto è proposto tra la seconda stagione, con la configurazione di suolo omogeneo-nudo, la sesta stagione, con la configurazione di suolo omogeneo-vegetato, e, infine, l'undicesima stagione, con la configurazione di suolo disomogeneo in presenza dello strato MCL. Tali stagioni sono state selezionate in quanto caratterizzate da evoluzioni di temperatura atmosferica ragionevolmente confrontabili. Si può osservare che mentre

alla profondità di 15 cm le oscillazioni di temperatura registrate nei tre casi risultano simili, a 5 cm le oscillazioni risultano molto più contenute per il caso di suolo disomogeneo. Risultano in particolare significativamente smussati i picchi massimi di temperatura, responsabili, nella parte superiore dello strato PL, dell'accelerazione dei processi evaporativi. Si può dunque ragionevolmente affermare che lo strato di MCL costituisca una barriera termica, in grado di attenuare durante il singolo giorno la trasmissione dei picchi di energia che notoriamente esaltano il processo evaporativo.

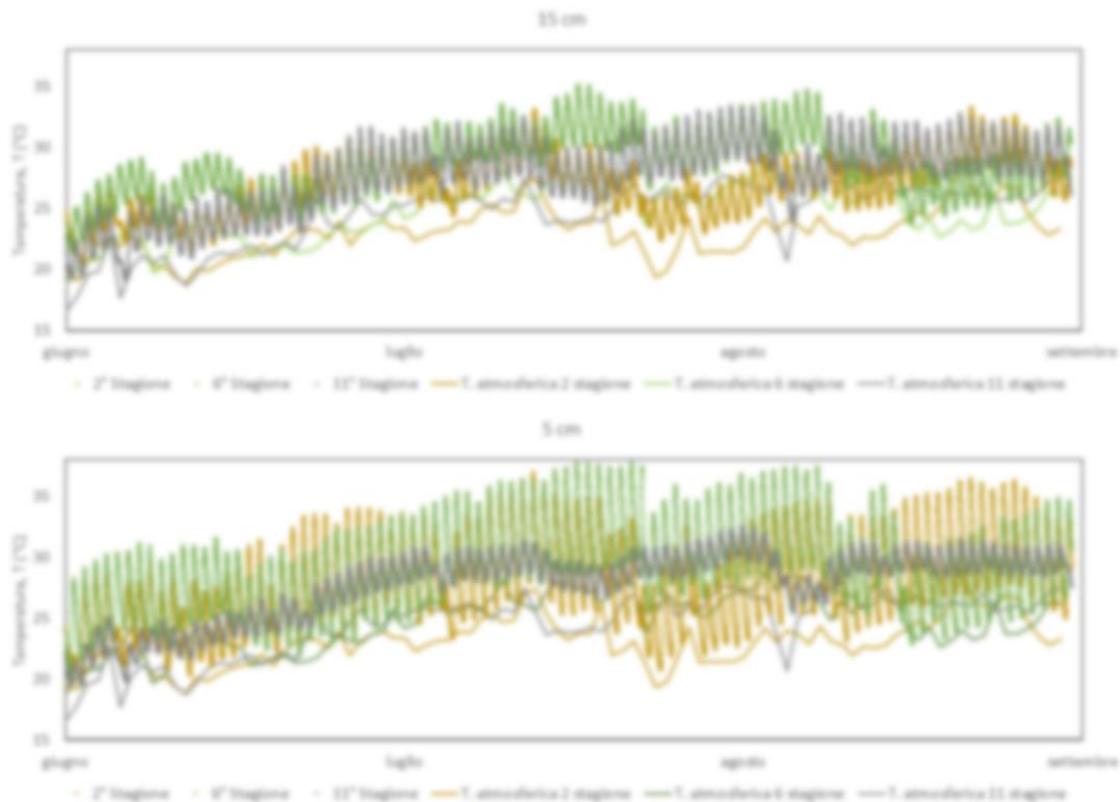


Figura 49. Evoluzioni della temperatura del terreno registrata alle profondità di 15 e 5 cm, confrontate con l'evoluzione di temperatura atmosferica per la finestra temporale compresa tra giugno e settembre.

La figura 50 riporta le misure di small tip e di sonda di dissipazione termica eseguite nella mezzeria dello strato di MCL. Esse consentono di valutare i livelli di suzione che nello strato si attivano durante le diverse fasi dell'anno idrologico. La sonda di dissipazione termica è stata calibrata (§Appendice 4.B) proprio sulle misure small-tip nella finestra temporale evidenziata in figura. Si può notare come durante i periodi umidi o in corrispondenza di eventi meteorici estivi gli andamenti sono quasi sempre tra di loro

coerenti. Durante i periodi di transizione umido secco e durante i periodi secchi le evoluzioni invece spesso divergono, con le misure small-tip che indicano massimi valori di suzione pari a 50 kPa e le misure con sonda di dissipazione che spesso forniscono valori maggiori. La divergenza è riconducibile alla minor prontezza di risposta delle sonde quando si instaura nel MCL e nella pietra della sonda uno stato di desaturazione spinta e i coefficienti di conducibilità idraulica risultano di conseguenza molto bassi. Per lo stesso motivo, peraltro, processi di riequilibrio idraulico molto lunghi tendono ad esaltare il significato locale e la scarsa rappresentatività delle misure, che possono risultare fortemente discontinue nello spazio rendendo diversi i valori registrati in punti che nominalmente, per la loro ubicazione, dovrebbero dar luogo ad evoluzioni analoghe.

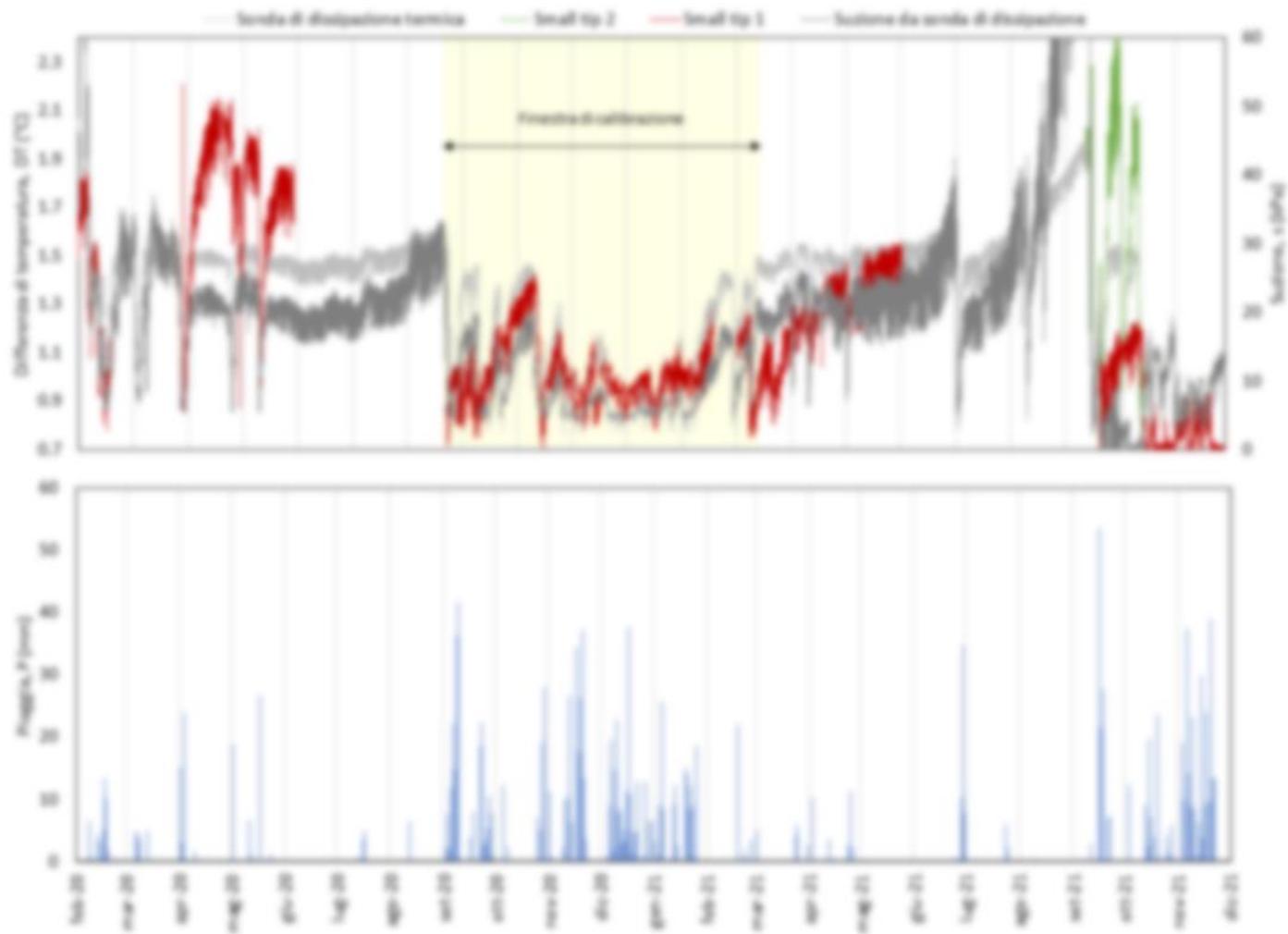


Figura 50. Evoluzioni delle differenze di temperatura registrate dalla sonda di dissipazione termica ed evoluzione della suzione. Si riportano le misure dirette consegnate dai due tensiometri small tip e la misura indiretta ottenuta mediante procedura di calibrazione della sonda di dissipazione termica.

Le misure riportate in Figura 50 indicano complessivamente che i livelli di suzione nel materiale MCL raramente si deprimono al di sotto dei 10 kPa. In condizioni di riequilibrio idraulico tali livelli agiscono anche nel materiale PL in prossimità del contatto MCL-PL. Sulla base delle differenti proprietà di ritenzione idrica (Figura 39) il contenuto d'acqua all'interfaccia nei due materiali risulta diverso. Per valori di suzione pari a 10 kPa nel MCL il contenuto d'acqua è del 10% inferiore rispetto a quello del PL. Per valori di suzione superiori la differenza è notevolmente più accentuata. Poiché tale differenza corrisponde alla disponibilità di minori quantitativi di acqua nello strato di MCL candidabili per il cambio di stato, si può concludere che lo strato MCL funge, in misura significativa anche se parziale, da barriera capillare in uscita per lo strato PL. Tale effetto e quello precedentemente menzionato di barriera termica spiegano la significativa riduzione dei processi evaporativi in presenza dello strato MCL, inibiti dunque da una barriera che si può definire "termoidraulica".

A partire dal luglio 2021 nella mezzera dello strato di MCL è stata posizionata una sonda di temperatura. I risultati, registrati con una risoluzione temporale pari a 10 min, sono riportati in Figura 51 e si riferiscono al periodo luglio-dicembre. Si può osservare, dal confronto con le misure effettuate nello strato PL alla profondità di 5 cm dall'interfaccia MCL-PL, che la più bassa diffusività termica del materiale MCL genera incrementi di temperatura significativi nello strato MCL, incrementi che, tuttavia, non si propagano nel contiguo strato PL.

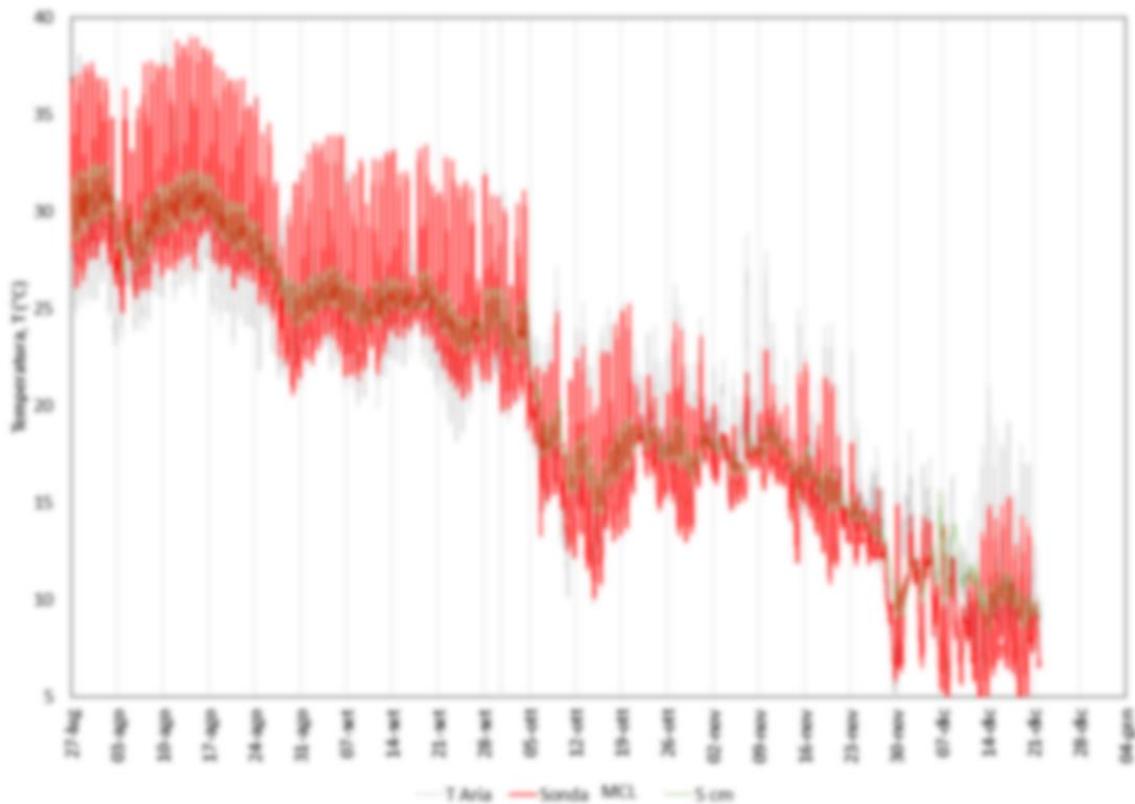


Figura 51. Confronto tra le evoluzioni di temperatura atmosferica e temperatura del suolo registrate dalla sonda inserita nella mezzeria dello strato di MCL, dalla sonda approfondita di 5 cm nello strato di PL.

La figura 52 divide gli andamenti riportati in figura 51 tra quelli registrati nel periodo estivo luglio-settembre (fig. 52a) e quelli registrati nel periodo autunnale ottobre-dicembre (fig. 52b).

La figura 52a mostra che i valori di temperatura registrata all'interno dello strato MCL risultano coerenti con gli andamenti di temperatura atmosferica. I primi risultano significative e in incremento raggiungono picchi che eccedono quelli registrati in atmosfera. Ciò rappresenta una conseguenza dell'elevata capacità termica del MCL (fig. 42) e della sua conseguente tendenza ad immagazzinare calore allorché si verifica una disponibilità elevata di energia proveniente dall'atmosfera. I picchi di temperatura all'interno dello strato MCL risultano invece inferiori a quelli registrati in atmosfera quando la disponibilità energetica si riduce notevolmente (fig. 52b).

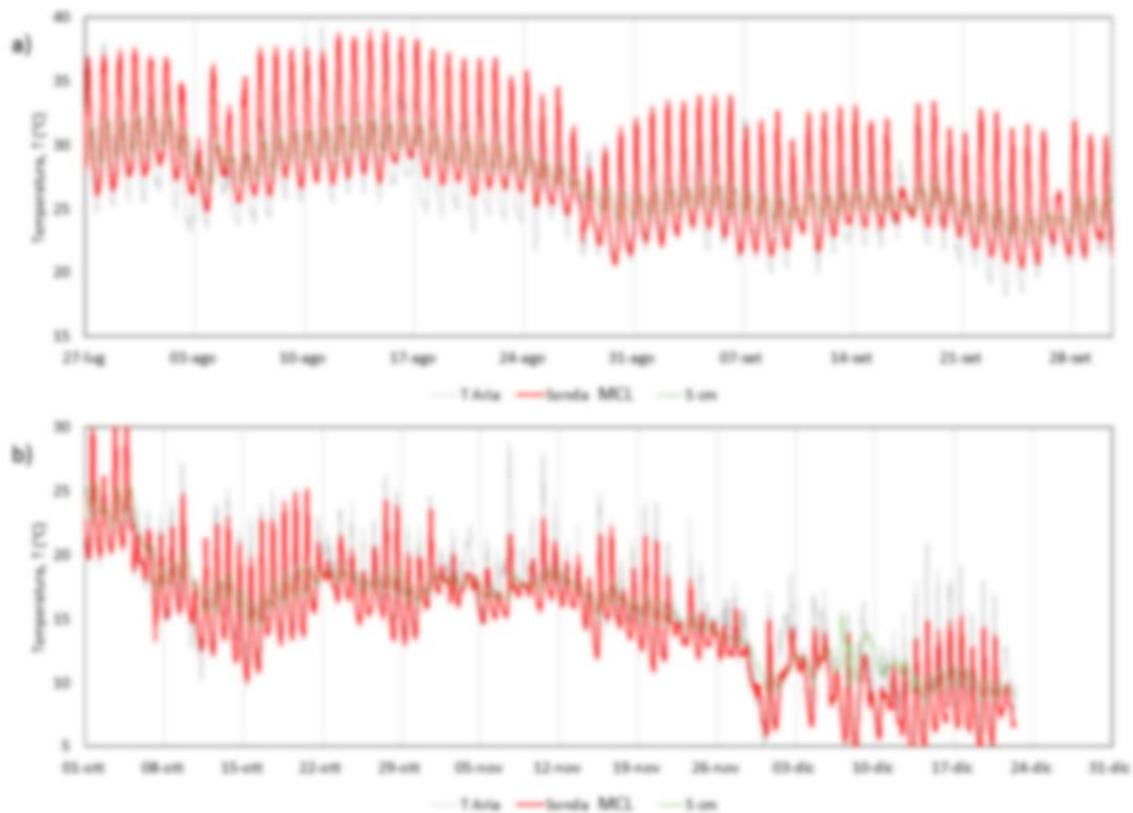
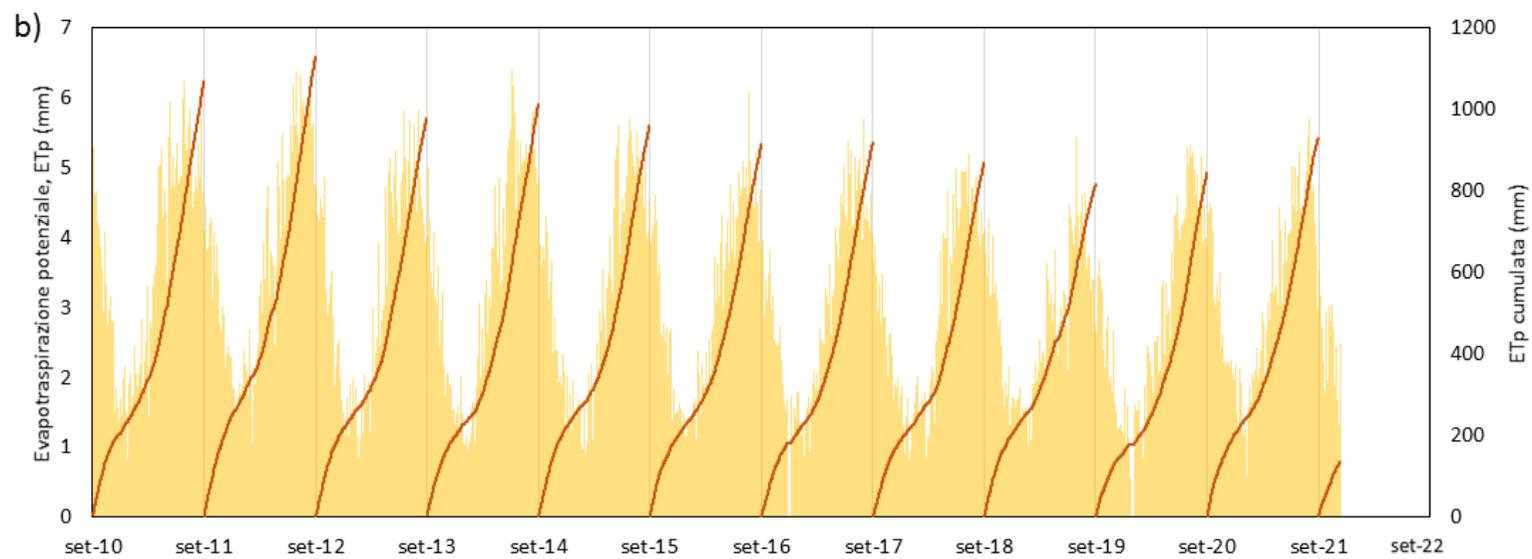
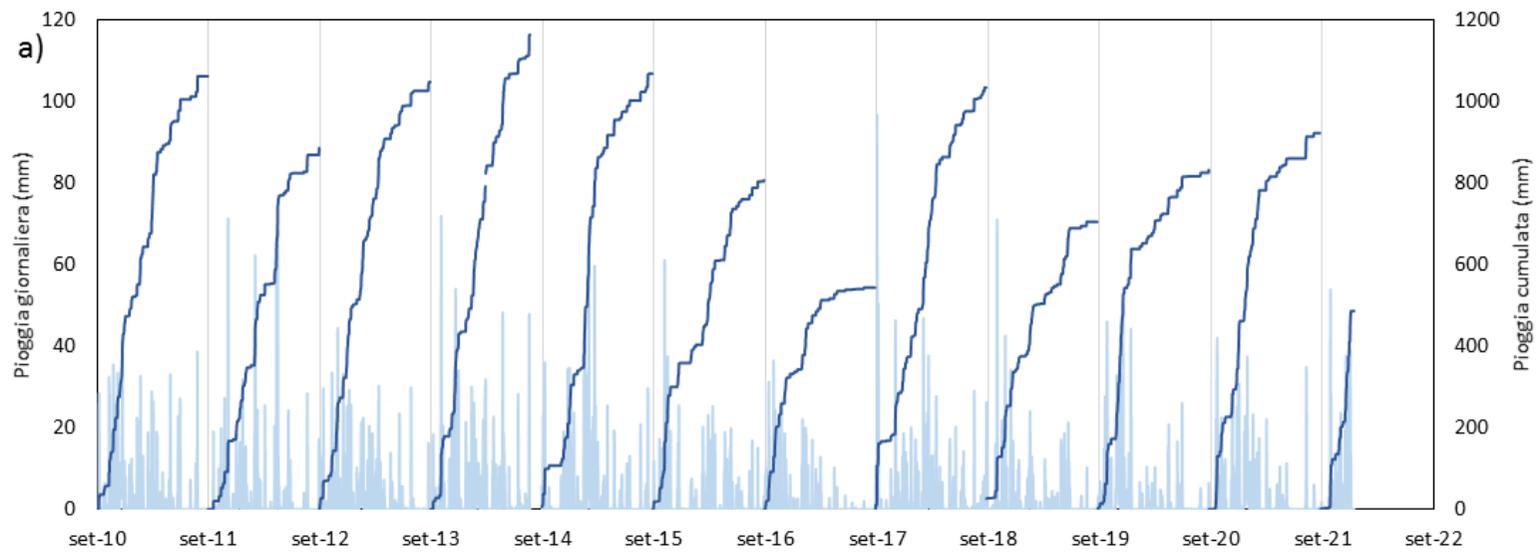
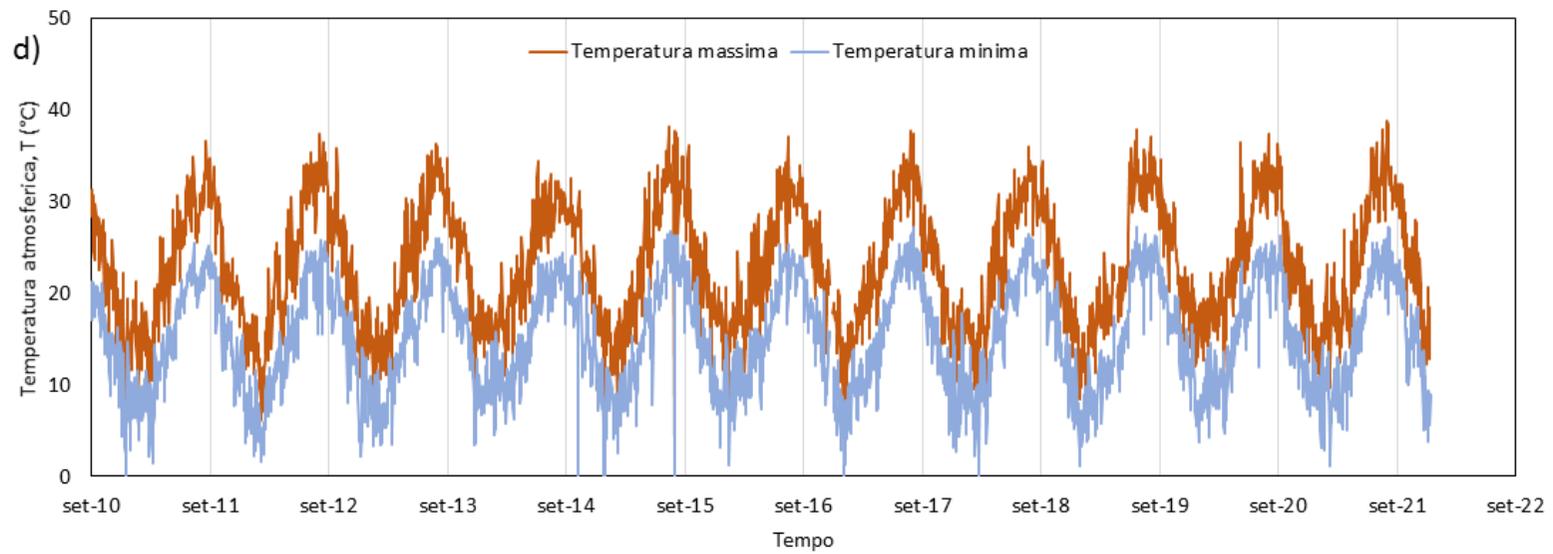
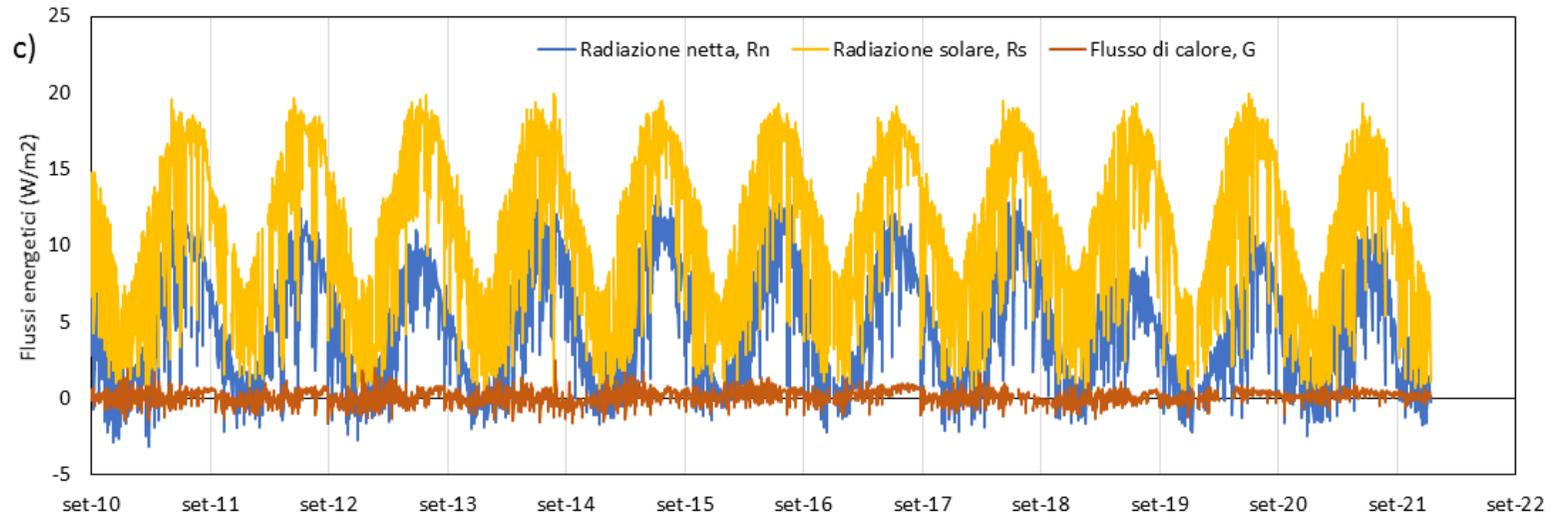


Figura 52. Confronto tra le evoluzioni di temperatura atmosferica e temperatura del suolo registrate dalla sonda inserita nella mezzeria dello strato di MCL, dalla sonda approfondita di 5 cm nello strato di PL: a) durante il periodo estivo, b) durante il periodo autunnale.

4.4.2. Evoluzione delle variabili atmosferiche e dei flussi potenziali

La figura 53 riporta le evoluzioni dei flussi potenziali di evaporazione e precipitazione. In particolare, sono riportate precipitazioni ed evaporazioni potenziali giornaliere, e, per ciascun anno idrologico, precipitazioni ed evaporazioni potenziali cumulate progressivamente a partire dall'inizio dell'anno idrologico stesso. Sono altresì riportati i valori minimi e massimi di umidità relativa, temperatura atmosferica, radiazione solare, netta e flusso di calore.





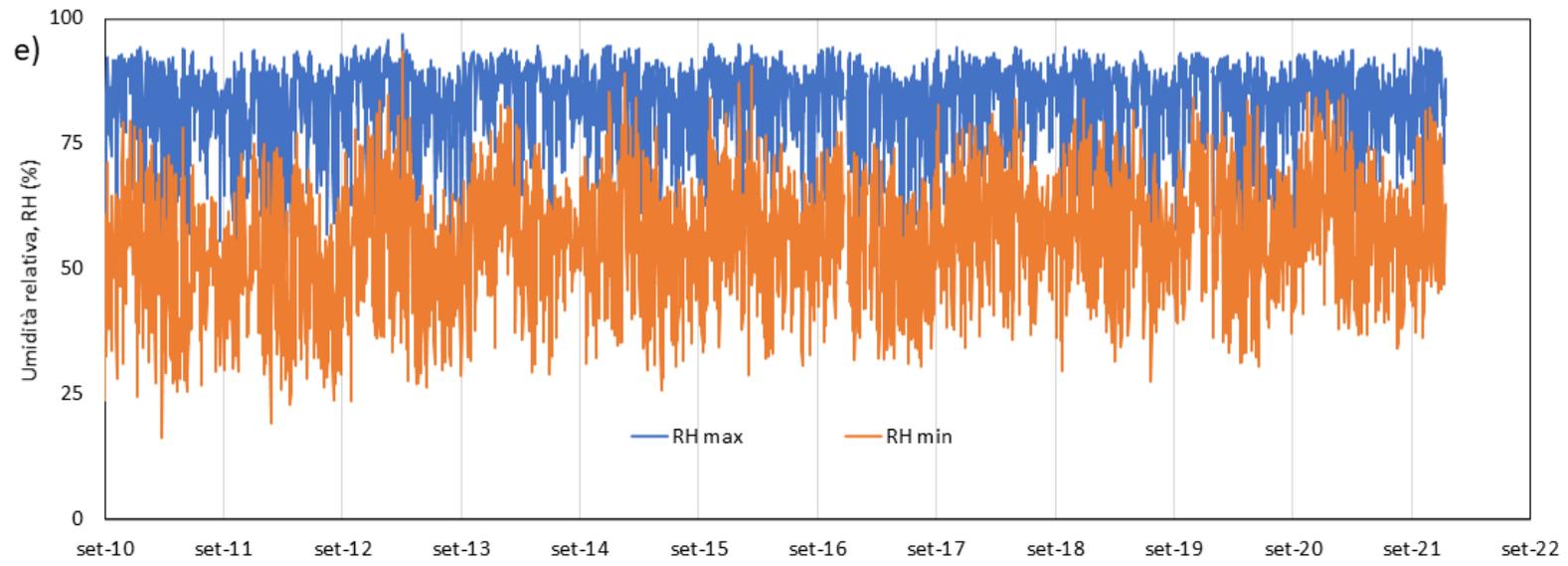


Figura 53. Evoluzione, per ogni anno idrologico: a) delle precipitazioni giornaliere e cumulate; b) dei flussi potenziali in uscita, giornalieri e cumulati; c) dei flussi energetici; d) dei valori minimi e massimi di temperatura; e) dei valori minimi e massimi di umidità relativa.

L'evaporazione potenziale è stata ottenuta come prodotto tra evaporazione di riferimento ed il coefficiente di copertura k_c (§Appendice 1.A par. 3.2), seguendo quanto suggerito dall'approccio proposto nelle linee guida FAO (Allen et al., 1998). Il coefficiente di copertura è stato calcolato dalle misure di evaporazione reale allorché queste, per completa disponibilità di acqua per il cambio di stato, possono ipotizzarsi coincidenti con i valori di evaporazione potenziale. Il coefficiente è risultato pari a 1.2, maggiore dei valori precedentemente calcolati nella condizione di suolo omogeneo-nudo ($k_c=1.15$) e in quella di suolo omogeneo-vegetato ($k_c=1$).

4.4.3. Evoluzione dei flussi reali

La figura 54 riporta l'evoluzione del volume di acqua immagazzinato.

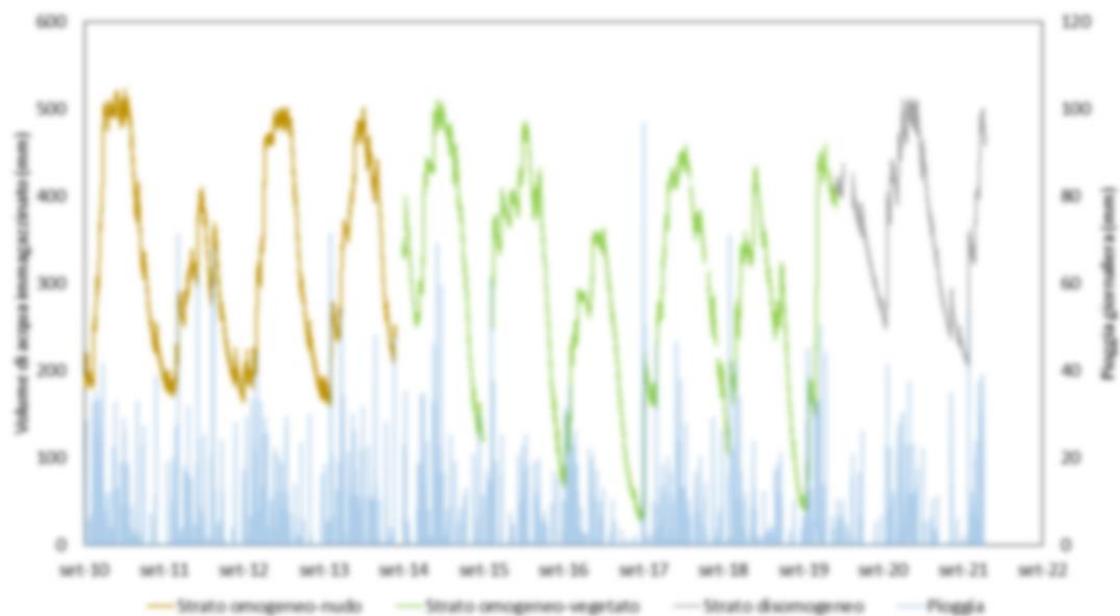


Figura 54. Evoluzione del volume d'acqua immagazzinato dal modello fisico per tutta l'attività di esercizio.

Si tratta di una rappresentazione che mostra chiaramente come il contenuto d'acqua medio delle tre configurazioni resti inalterato durante i periodi "umidi" mentre si incrementa notevolmente in presenza dello strato di MCL durante i periodi secchi. Dunque, la rappresentazione conferma che lo strato di MCL non preclude i flussi in entrata generati dalle precipitazioni ma limita in modo significativo i processi evaporativi. Ciò comporta che i livelli di volume d'acqua immagazzinato ad inizio anno

idrologico siano maggiori rispetto quelli che si avrebbero in assenza di strato MCL. In un ipotetico pendio reale ciò si tradurrebbe in condizioni di sicurezza meno favorevoli all'inizio dell'anno idrologico, in quanto i livelli di suzione risulterebbero più bassi.

4.5. Calcolo dei flussi evaporativi

I flussi di scambio tra suolo e atmosfera sono stati quantificati imponendo all'interfaccia bilanci di massa e bilanci di energia (Hillel, 2004, Oke, 1987).

4.5.1. Bilancio di massa

Le variazioni di peso (ΔS) del modello fisico possono esprimersi come somma algebrica delle precipitazioni totali (P), ruscellamento superficiale (R), evaporazione reale (E), drenaggio (D) al bordo inferiore:

$$\Delta S = P - R - E - D \quad (41)$$

4.5.2. Bilancio di energia

La radiazione netta R_n rappresenta l'energizzazione complessiva del sistema. Essa può allora esprimersi come somma di tutti i contributi nei quali viene spesa, ovvero il flusso di energia in uscita dall'interfaccia verso il basso, G (in genere trascurabile rispetto agli altri contributi energetici), il calore latente di vaporizzazione speso per il cambio di stato dell'acqua, $L_v E$, il calore sensibile, speso per variare la temperatura della superficie del suolo, H :

$$R_n = G + L_v E + H \quad (42)$$

4.5.3. Interpretazione dei dati del monitoraggio su modello fisico

La figura 55 riporta le evoluzioni dei differenti termini energetici osservati durante i diversi anni idrologici per le tre configurazioni del modello fisico, associando a ciascun mese il valore ottenuto mediando tutte le misure giornaliere ricadenti nel mese stesso.

Le evoluzioni ottenute in condizioni di suolo omogeneo-nudo (fig. 55a) sono derivate da Reder et al. (2016) e quelle di suolo omogeneo-vegetato (fig. 55b) da Pagano et al. (2019). Le evoluzioni ottenute per suolo disomogeneo MCL-PL (fig. 55c) sono state ricavate nel presente lavoro. La radiazione netta segue un andamento simile nelle tre configurazioni. Per ciascuna di esse è possibile notare come il termine G sia sempre trascurabile, in accordo con quanto già evidenziato da altri Autori (Oke, 1987; Hillel, 2004; Allen et al., 1998).

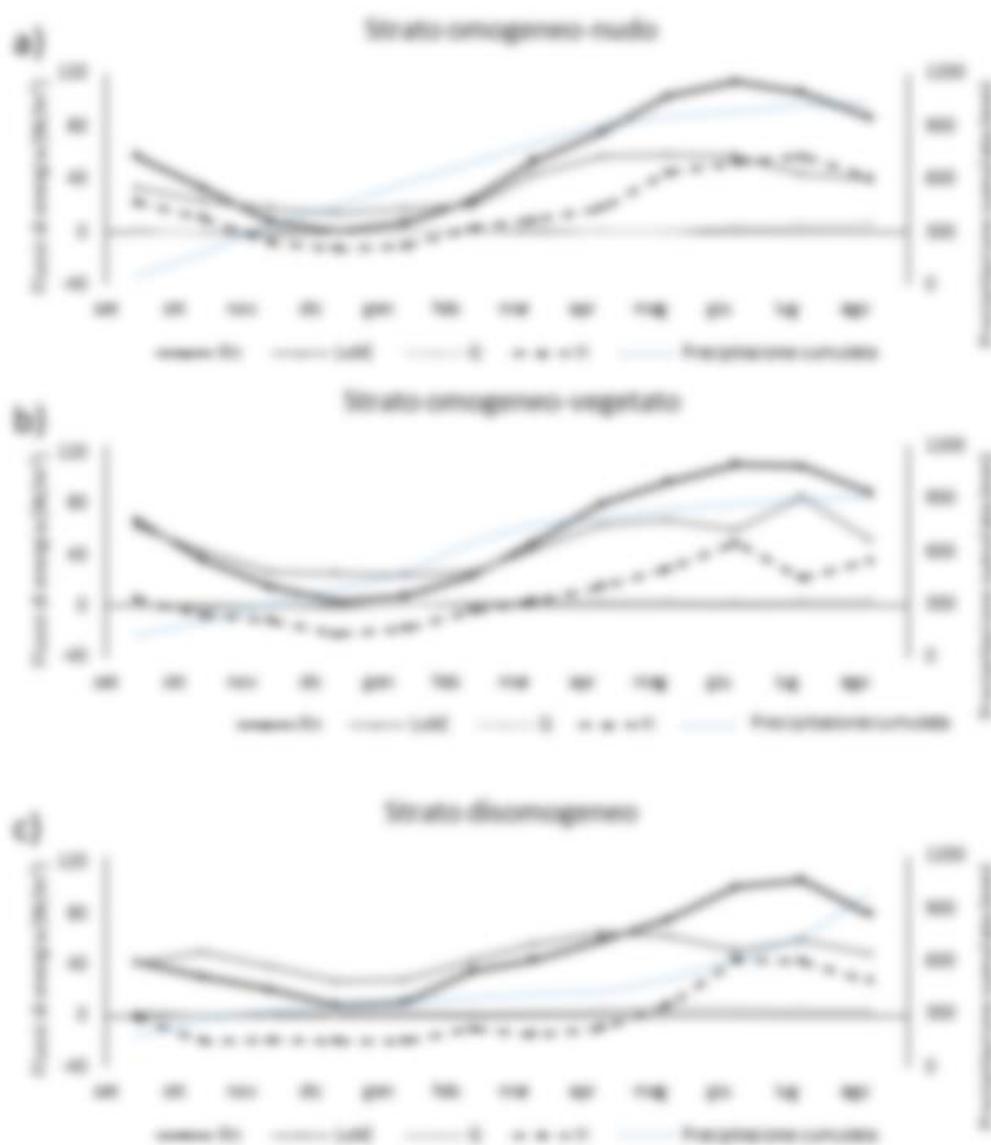


Figura 55. Evoluzione dei diversi termini energetici osservati in condizioni di: a) strato omogeneo-nudo, b) strato omogeneo-vegetato, c) strato disomogeneo.

Gli altri termini energetici in cui la radiazione netta si ripartisce seguono invece andamenti diversi a seconda della configurazione. Per tutti e tre i casi si osserva che nei mesi in cui vi è piena disponibilità di acqua, il calore latente di vaporizzazione assorbe l'intero ammontare di energia netta e il calore sensibile H assume valori nulli o addirittura negativi (in questo caso esso rappresenta un ulteriore contributo energetico speso in evaporazione). Durante i periodi caldi si verifica invece un progressivo scostamento tra energia netta e calore latente di vaporizzazione a causa del progressivo deficit di acqua disponibile per il cambio di stato. Nei tre casi questo scostamento risulta diverso. In particolare, in presenza della stratificazione MCL-PL, lo strato MCL, inibendo i processi evaporativi reali, esalta tale discostamento rispetto agli altri due casi. In precedenza (Pagano et al., 2019) era stato mostrato come il discostamento risultasse minimo in presenza di vegetazione grazie all'attivazione dei processi traspirativi.

Gli andamenti cumulati di evaporazione reale e potenziale per le tre configurazioni (Figura 56) confermano quanto discusso in riferimento all'andamento dei diversi termini energetici. Si nota in particolare come gli andamenti tendano a sovrapporsi nei periodi umidi e a divergere nei periodi secchi, con una divergenza che si esalta maggiormente in presenza dello strato MCL.

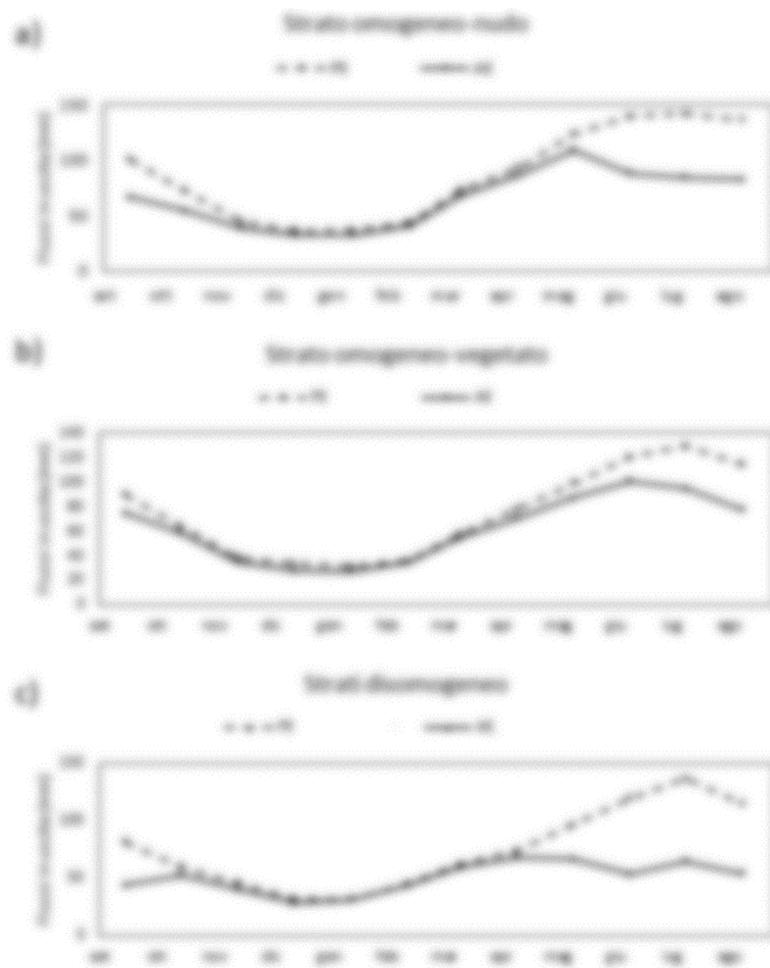


Figura 56. Evoluzione di evaporazione potenziale ed evaporazione reale osservata in condizioni di a) strato omogeneo-nudo, b) strato omogeneo-vegetato, c) strato disomogeneo

4.6. Considerazioni critiche e conclusive

Nel presente capitolo, è stata descritta un'attività sperimentale condotta con l'obiettivo di indagare la risposta idrologica di un sottosuolo di piroclastiti limose reso non omogeneo dalla presenza in copertura di un materiale a granulometria più grossolana. È stato utilizzato un modello fisico di lisimetro (Rianna et al., 2014b), già adoperato per la caratterizzazione dei processi di interazione terreno-atmosfera della sola colture piroclastica limosa (PL), prima in assenza e poi in presenza di vegetazione.

Alle piroclastiti limose, già presenti nel modello fisico, è stato sovrapposto uno spessore di 5 cm di materiale derivante dalla combustione lignea. La configurazione ottenuta risulta simile a quella che si presenta in superficie a seguito di un incendio boschivo, processo che genera il deposito di alcuni centimetri di residui della

combustione, anche a seguito della loro dispersione nelle aree limitrofe ad opera del vento.

Il monitoraggio del modello fisico disomogeneo ha evidenziato, in confronto con le precedenti configurazioni di suolo omogeneo-nudo e suolo omogeneo-vegetato, delle alterazioni nella risposta idrologica dello strato di piroclastiti, associate alla presenza di materiale di combustione lignea (MCL).

La configurazione disomogenea è stata monitorata per circa due anni ed i risultati ottenuti hanno mostrato come la presenza di MCL non modifichi i processi di infiltrazione nello strato di piroclastiti ma alteri notevolmente in riduzione i processi evaporativi.

Tale comportamento è stato osservato attraverso le misure locali di suzione e contenuto volumetrico d'acqua, e attraverso la misura dal significato integrale del volume d'acqua immagazzinato. La quantificazione delle proprietà idrauliche e termiche dello strato MCL, in confronto con le analoghe proprietà dello strato PL e le osservazioni relative al comportamento termico, hanno consentito di comprendere che l'evoluzione del comportamento idrologico del sistema è condizionato dalla barriera termo-idraulica costituita dallo strato MCL. Tale barriera si attiva solo rispetto ai flussi in uscita, impedendo che la fase liquida contenuta nello strato PL pervenga, risalendo per capillarità, al contatto con l'atmosfera, inibendo il cambio di stato al contatto suolo-atmosfera. Allo stesso tempo lo strato MCL non trasmette energia termica allo strato PL, inibendo processi evaporativi interni, al contatto MCL-PL.

In particolare, la presenza dello strato MCL riduce i picchi di temperatura nello strato PL, e ciò si traduce in una riduzione dei flussi evaporativi.

L'effetto di barriera termoidraulica esercitato dallo strato MCL è stato anche oggetto di una seconda esperienza condotta in laboratorio (§Appendice 4.C). In particolare, si sono confrontati i processi evaporativi che si attivano in alcuni recipienti cilindrici riempiti con una piroclastite limosa, alcuni dei quali ricoperti con uno strato MCL. Anche tale esperimento ha confermato l'inibizione dei processi evaporativi generata dallo strato MCL.

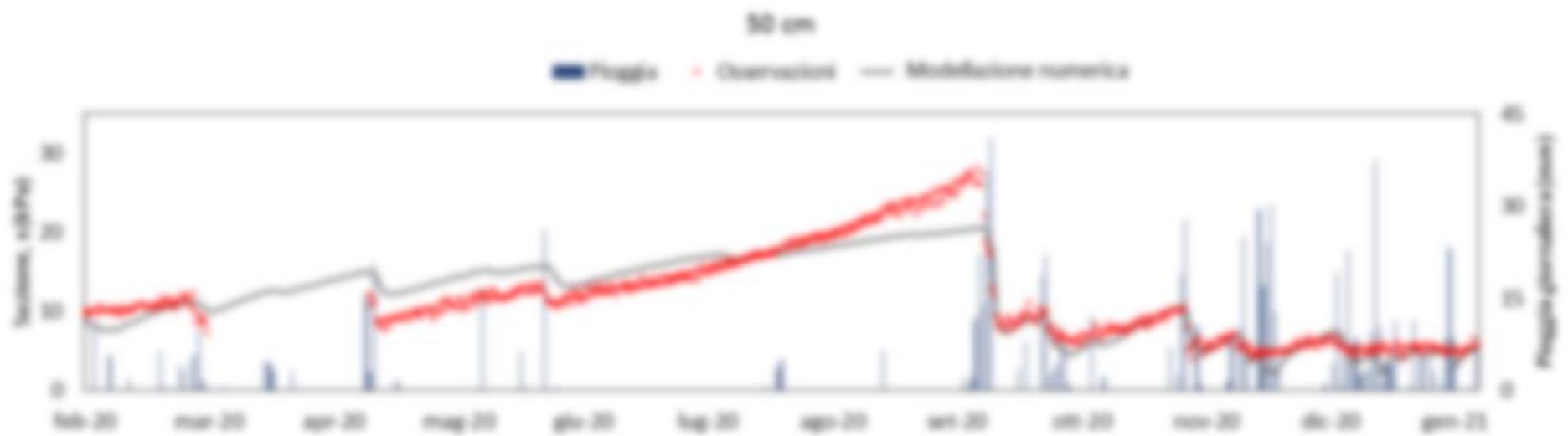
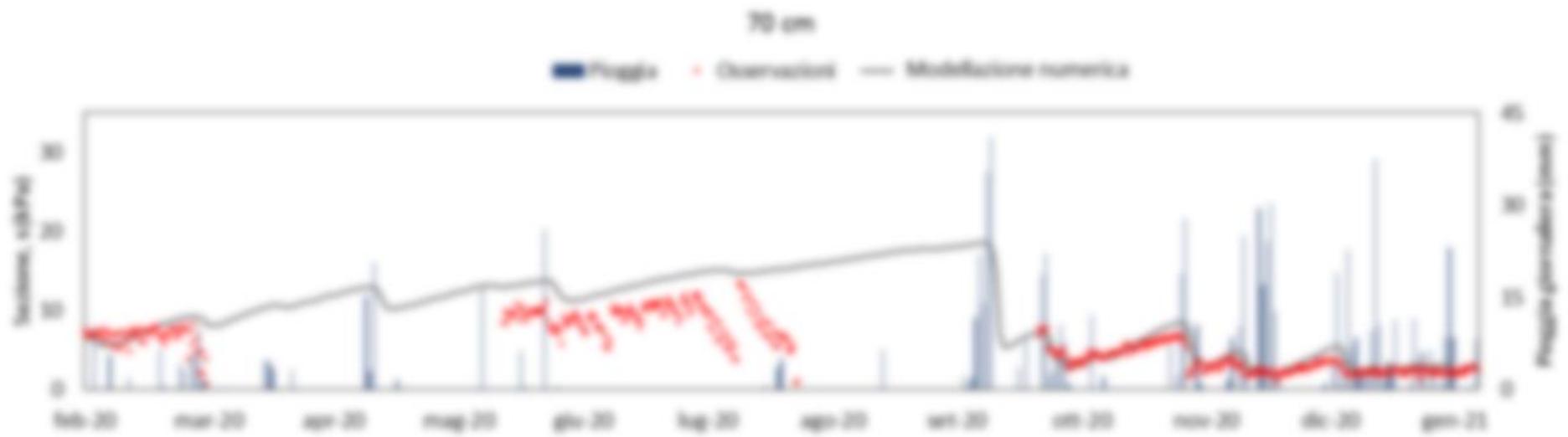
Appendice 4.A – Modellazione numerica del processo di evaporazione

L'analisi della risposta idrologica e termica del mezzo è stata condotta utilizzando il modello di Wilson (Wilson 1990), già descritto in §appendice 1.A, par. 3.3, ed implementato nel codice agli elementi finiti Vadose/W (Geo-slope 2007). Lo scopo è stato quello di calcolare, attraverso l'analisi a ritroso delle osservazioni di suzione, la funzione di conducibilità idraulica del MCL e di validare le altre proprietà idrauliche e termiche del sistema.

La simulazione è stata condotta imponendo al bordo superiore l'evoluzione delle condizioni al contorno corrispondenti ai flussi evaporativi e di precipitazione e al bordo inferiore una superficie di filtrazione.

La finestra temporale utilizzata per l'analisi a ritroso è febbraio 2020-gennaio 2021 e comprende pertanto sia una fase evaporativa primaverile-estiva sia una fase di imbibizione autunnale-invernale.

In figura 57 è riportato il confronto tra valori di suzione calcolati e misurati. Si può osservare che l'accordo è soddisfacente.



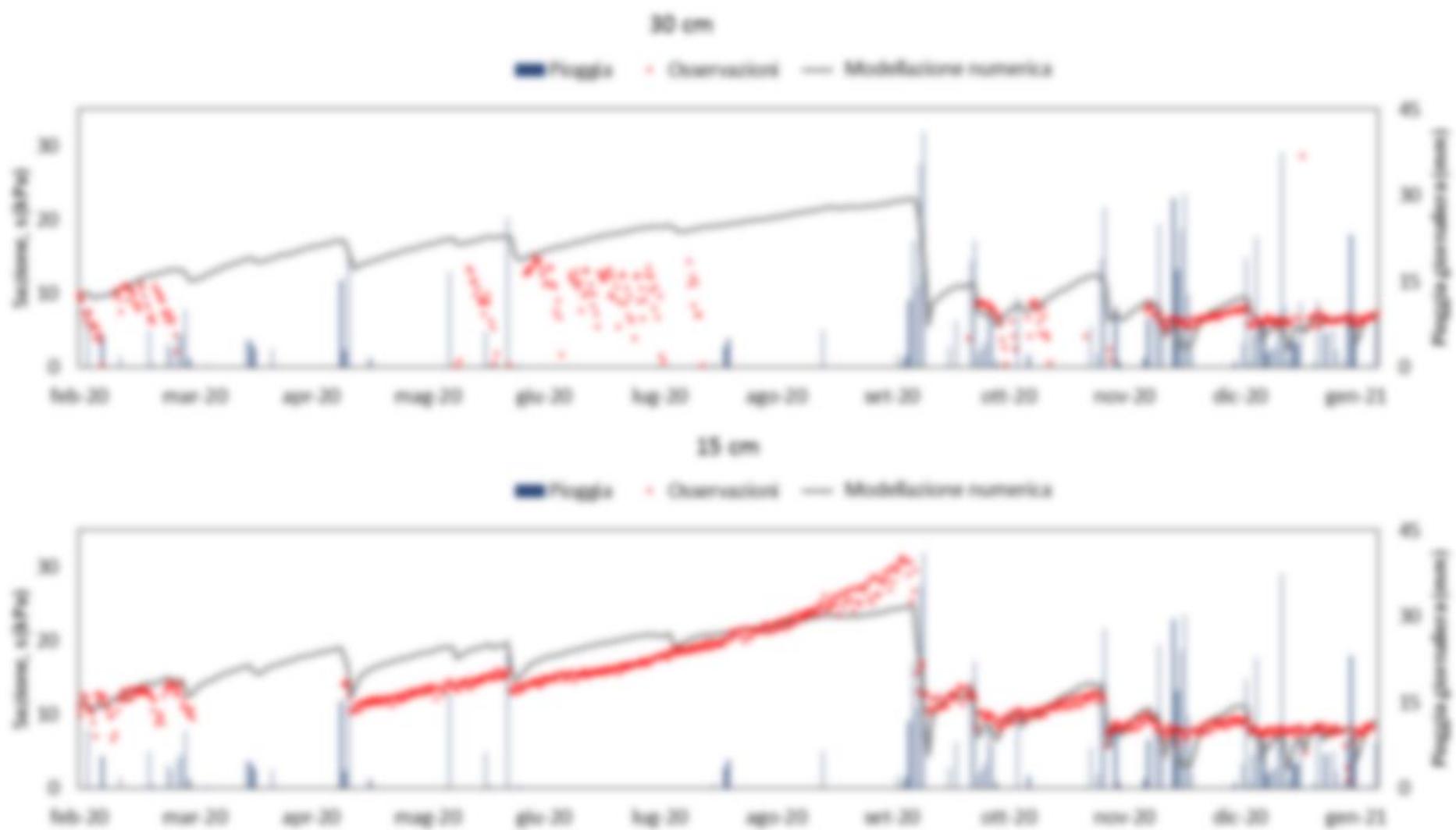


Figura 57. Evoluzione dei livelli di suzione monitorati mediante tensiometri jet-fill e calcolati mediante analisi numeriche.

Appendice 4.B – Calibrazione della sonda di dissipazione termica

La sonda di dissipazione termica è stata calibrata per ricavare indirettamente i valori di suzione. Tipicamente le variazioni di temperatura indotte ΔT , registrate dalla sonda, e la suzione sono correlate da una relazione esponenziale (?):

$$s = \exp(f(\Delta T)) \quad (43)$$

Utilizzando come intervallo di calibrazione i valori di suzione registrati durante il periodo settembre 2020 e febbraio 2021 (fig. 50), nel presente lavoro è stata ottenuta una funzione polinomiale del terzo ordine

$$s = \exp(\alpha \Delta T^3 + \beta \Delta T^2 + \gamma \Delta T + \delta) \quad (44)$$

con:

- $\alpha = 0.32$;
- $\beta = 0.21$;
- $\gamma = 0.38$;
- $\delta = 0.98$.

Appendice 4.C – Sperimentazione su provini di piccole dimensioni

È stata condotta un'altra attività sperimentale finalizzata a studiare i processi evaporativi su provini di piccole dimensioni contenuti in recipienti cilindrici, con l'obiettivo di confermare le considerazioni già svolte.

Sono state ricostituite le tre configurazioni di suolo omogeneo-nudo, omogeneo-vegetato e disomogeneo con un materiale di riferimento diverso: una piroclastite limosa a granulometria più grossolana.

I provini sono stati poi sottoposti alle stesse forzanti atmosferiche, con l'obiettivo di caratterizzare le differenze nella risposta idrologica tra le diverse configurazioni.

La figura 58 confronta le distribuzioni granulometriche delle piroclastiti limose utilizzate rispettivamente nel modello fisico di lisimetro e in questa nuova esperienza. I due materiali si differenziano soprattutto per il contenuto di materiale fine, che al passaggio sabbia-limo è minore di circa il 30% nel nuovo materiale. Tuttavia, le differenze nelle proprietà idrauliche non risultano molto marcate (fig. 59).

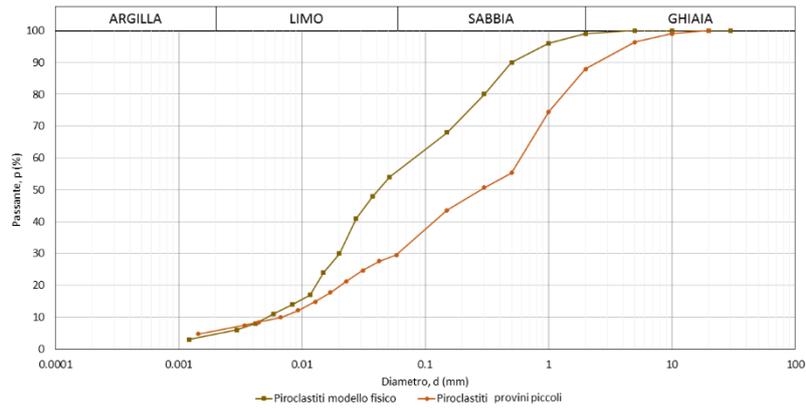


Figura 58. Confronto tra le curve granulometriche dei materiali utilizzati per la sperimentazione su provini di piccole dimensioni e per il modello fisico di lisimetro.

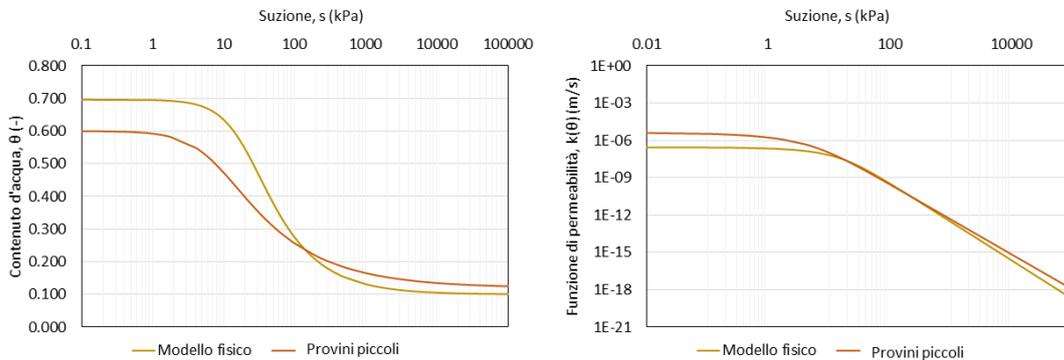


Figura 59. Confronto tra le proprietà idrauliche dei materiali utilizzati per la sperimentazione su provini di piccole dimensioni (porosità pari a 0.62) e per il modello fisico di lisimetro (porosità pari a 0.70).

I provini sono stati confezionati per pluviazione all'interno di recipienti cilindrici. Alla base inferiore forata di questi è stato posizionato un doppio strato di geotessile con l'obiettivo di saturare i campioni per capillarità evitando la perdita di materiale.

Dopo il confezionamento, i campioni sono stati saturati (grado di saturazione, $S_r \geq 0.97$) ed alcuni dei campioni di suolo omogeneo-nudo vegetati con semi di graminacea.

I provini saturi sono stati poi esposti all'atmosfera e sono state monitorate periodicamente le variazioni di peso generate dalla perdita dell'acqua di porosità.

La figura 60 riporta una rappresentazione schematica del set sperimentale messo a punto ed i provini confezionati nel periodo di marzo-aprile 2021. Sono stati realizzati nove campioni, riferiti alle tre configurazioni menzionate. La porosità della piroclastite limosa è prossima al valore di 0.60, mentre la porosità dello strato MCL è prossima al valore di 0.80.



Figura 60.a) Dimensione dei provini cilindrici realizzati; b) Rappresentazione schematica delle configurazioni considerate; c) provini realizzati.

La figura 61 mostra i risultati ottenuti, che sembrano confermare la tendenza già osservata monitorando il modello fisico di lisimetro. Le perdite di peso registrate per ciascun giorno di esposizione sono state rappresentate in termini di contenuto volumetrico d'acqua normalizzato rispetto al valore massimo (θ^*). Ciò che emerge è che la configurazione vegetata evidenzia riduzioni di θ^* più marcate rispetto alle restanti configurazioni, raggiungendo quindi valori più bassi di contenuto d'acqua sin dai primi giorni di esposizione. Le due configurazioni di suolo omogeneo-nudo e suolo disomogeneo mostrano riduzioni di θ^* confrontabili per basse temperature, mentre le riduzioni risultano meno marcate nella configurazione di suolo disomogeneo per temperature massime più elevate.

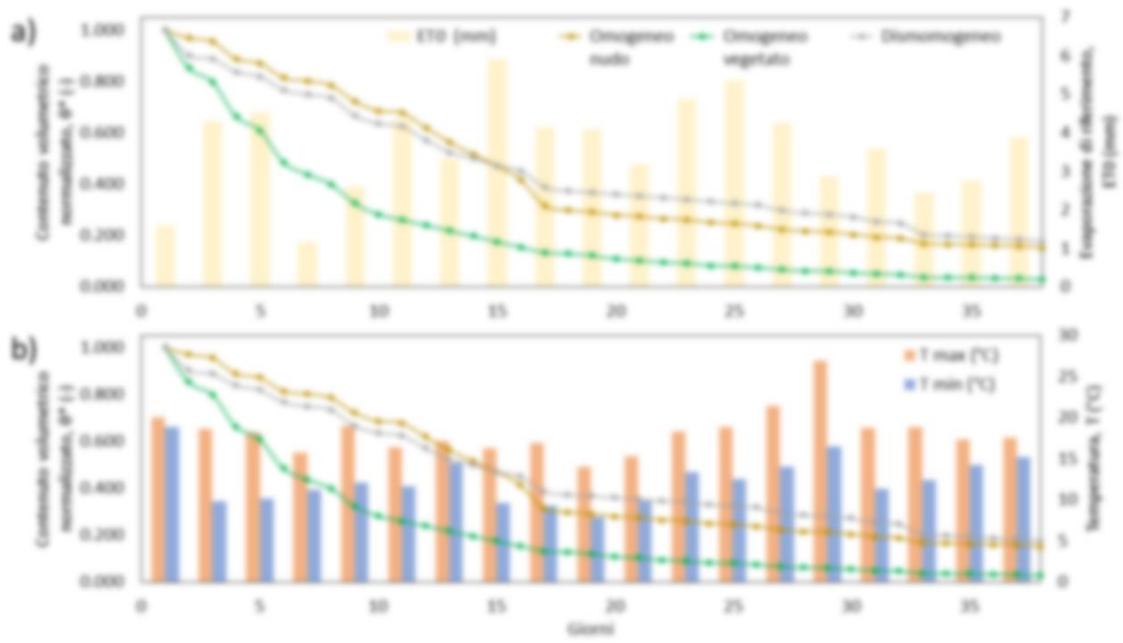


Figura 61. Risultati della sperimentazione in termini di contenuto d'acqua normalizzato.

Bibliografia capitolo 4

- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. *Fao, Rome, 300(9)*, D05109.
- Balfour, V. N., & Woods, S. W. (2013). The hydrological properties and the effects of hydration on vegetative ash from the Northern Rockies, USA. *Catena, 111*, 9-24.
- Bennett, D., Angove, M. J., Wells, J. D., Johnson, B. B., & Baldwin, D. (2004). Characterisation of bushfire residues and their leachates. *SuperSoil, 2004*, 3rd.
- Bodí, M. B., Doerr, S. H., Cerdà, A., & Mataix-Solera, J. (2012). Hydrological effects of a layer of vegetation ash on underlying wettable and water repellent soil. *Geoderma, 191*, 14-23.
- Cerdà, A., & Doerr, S. H. (2008). The effect of ash and needle cover on surface runoff and erosion in the immediate post-fire period. *Catena, 74(3)*, 256-263.
- Comegna, L., Damiano, E., Greco, R., Guida, A., Olivares, L., & Picarelli, L. (2016). Field hydrological monitoring of a sloping shallow pyroclastic deposit. *Canadian Geotechnical Journal, 53(7)*, 1125-1137.
- de Vries DA (1963). Thermal properties of soils. In W. R. Wijk, *Physics of Plant Enviroment* (p. 382). North Holland Pub. Co.
- DeBano LF, Dekker LW. 2000. Water repellency bibliography. *Journal of Hydrology* 231–232: 409–432.
- Demeyer, A., Nkana, J. V., & Verloo, M. G. (2001). Characteristics of wood ash and influence on soil properties and nutrient uptake: an overview. *Bioresource technology, 77(3)*, 287-295.
- Ebel, B. A., Moody, J. A., & Martin, D. A. (2012). Hydrologic conditions controlling runoff generation immediately after wildfire. *Water Resources Research, 48(3)*.
- Ferreira, A. J., Silva, J. S., Coelho, C., Boulet, A. K., & Keizer, J. J. (2009). The Portuguese experience in managing fire effects. In *Fire effects on soils and restoration strategies* (pp. 417-438). CRC Press.

- Fredlund, D. G., & Rahardjo, H. (1993). *Soil mechanics for unsaturated soils*. John Wiley & Sons.
- Gabet, E. J., & Bookter, A. (2011). Physical, chemical and hydrological properties of Ponderosa pine ash. *International Journal of Wildland Fire*, 20(3), 443-452.
- Gabet, E. J., & Sternberg, P. (2008). The effects of vegetative ash on infiltration capacity, sediment transport, and the generation of progressively bulked debris flows. *Geomorphology*, 101(4), 666-673.
- Gehring, E., Conedera, M., Maringer, J., Giadrossich, F., Guastini, E., & Schwarz, M. (2019). Shallow landslide disposition in burnt European beech (*Fagus sylvatica* L.) forests. *Scientific reports*, 9(1), 1-11.
- GEO-SLOPE (2009). *Seepage Modeling with VADOSE/W 2007*. Calgary: GEO-SLOPE International
- Gerrits, A.M.J. (2010). *The role of interception in the hydrological cycle*, tesi di dottorato Delft University of Technology, The Netherlands.
- Helvey, J. D. (1980). Effects of a North Central Washington wildfire on runoff and sediment production 1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 16(4), 627-634.
- Hillel, D. (2003). *Introduction to environmental soil physics*. Elsevier.
- Leighton-Boyce, G., Doerr, S. H., Shakesby, R. A., & Walsh, R. P. D. (2007). Quantifying the impact of soil water repellency on overland flow generation and erosion: a new approach using rainfall simulation and wetting agent on in situ soil. *Hydrological Processes: An International Journal*, 21(17), 2337-2345.
- Letey, J. (2001). Causes and consequences of fire-induced soil water repellency. *Hydrological Processes*, 15(15), 2867-2875.
- Mataix-Solera, J., & Doerr, S. H. (2004). Hydrophobicity and aggregate stability in calcareous topsoils from fire-affected pine forests in southeastern Spain. *Geoderma*, 118(1-2), 77-88.
- McGuire, L. A., Rengers, F. K., Kean, J. W., Staley, D. M., & Mirus, B. B. (2018). Incorporating spatially heterogeneous infiltration capacity into hydrologic models with applications for simulating post-wildfire debris flow initiation. *Hydrological Processes*, 32(9), 1173-1187.

- Meyer, G. A., Pierce, J. L., Wood, S. H., & Jull, A. J. T. (2001). Fire, storms, and erosional events in the Idaho batholith. *Hydrological processes*, 15(15), 3025-3038.
- Moody, J. A., Kinner, D. A., & Úbeda, X. (2009). Linking hydraulic properties of fire-affected soils to infiltration and water repellency. *Journal of Hydrology*, 379(3-4), 291-303.
- Oke, T. R. (2002). *Boundary layer climates*. Routledge.
- Pagano, L., Reder, A., & Rianna, G. (2019). Effects of vegetation on hydrological response of silty volcanic covers. *Canadian Geotechnical Journal*, 56(9), 1261-1277.
- Pereira, P., Cerdà, A., Úbeda, X., Mataix-Solera, J., Arcenegui, V., & Zavala, L. M. (2013a). Modelling the impacts of wildfire on ash thickness in a short-term period. *Land Degradation & Development*, 26(2), 180-192.
- Quintana, J. R., Cala, V., Moreno, A. M., & Parra, J. G. (2007). Effect of heating on mineral components of the soil organic horizon from a Spanish juniper (*Juniperus thurifera* L.) woodland. *Journal of arid environments*, 71(1), 45-56.
- Rianna, G., Comegna, L., Pagano, L., Picarelli, L., & Reder, A. (2019). The role of hydraulic hysteresis on the hydrological response of pyroclastic silty covers. *Water*, 11(3), 628.
- Reder, A., Rianna, G., & Pagano, L. (2016). Some aspects of water and energy budget of a pyroclastic cover. *Environmental Geotechnics*, 6(6), 406-419.
- Reder, A., Rianna, G., & Pagano, L. (2018). Physically based approaches incorporating evaporation for early warning predictions of rainfall-induced landslides. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 18(2), 613-631.
- Rengers, F. K., McGuire, L. A., Oakley, N. S., Kean, J. W., Staley, D. M., & Tang, H. (2020). Landslides after wildfire: Initiation, magnitude, and mobility. *Landslides*, 17(11), 2631-2641.
- 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. In *Unsaturated soils: Research and applications* (pp. 221-227). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Rianna, G., Pagano, L., & Urciuoli, G. (2014b). Investigation of soil-atmosphere interaction in pyroclastic soils. *Journal of hydrology*, 510, 480-492.

- Rice, R. M., & Foggin III, G. T. (1971). Effect high intensity storms on soil slippage on mountainous watersheds in Southern California. *Water Resources Research*, 7(6), 1485-1496.
- Scott, K. M. (1971). Origin and sedimentology of 1969 debris flows near Glendora, California. *US Geological Survey Professional Paper*, 750, 242-247.
- Shiozawa, S., & Campbell, G. S. (1990). Soil thermal conductivity. *Remote Sensing Reviews*, 5(1), 301-310.
- Silva, J. S., Rego, F. C., Fernandes, P., & Rigolot, E. (2010). Towards integrated fire management. Outcomes of the European Project Fire Paradox.
- Ulery, A. L., Graham, R. C., & Amrhein, C. (1993). Wood-ash composition and soil pH following intense burning. *Soil science*, 156(5), 358-364.
- Van Genuchten, M. T. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil science society of America journal*, 44(5), 892-898.
- Waples, D. W., & Waples, J. S. (2004). A review and evaluation of specific heat capacities of rocks, minerals, and subsurface fluids. Part 1: Minerals and nonporous rocks. *Natural resources research*, 13(2), 97-122.
- Wilson GW (1990). *Evaporation from Bare Soil Surfaces*. Tesi di dottorato, University of Sas-katchewan, Saskatoon, Canada.

5. L'effetto dello spessore sulle condizioni idrologiche di una coltre piroclastica

5.1. Premessa

Sinora sono stati pubblicati molti lavori finalizzati alla comprensione dei molteplici fattori che influenzano l'innescò di un fenomeno di frana meteo-indotta.

Un consistente numero di questi si è concentrato sullo studio delle proprietà intrinseche e di stato dei materiali coinvolti (Cascini et al., 2005, Nicotera et al., 2007); altri Autori si sono focalizzati sul comportamento dell'elemento di volume in condizione di totale o parziale saturazione, in termini di resistenza e compressibilità (Bilotta et al., 2005; Picarelli et al., 2006, Papa et al., 2008), collasso per imbibizione (Damiano et al., 2010) suscettibilità alla liquefazione (Olivares, 2001) ed infine conducibilità idraulica e proprietà di ritenzione idrica (Nicotera et al., 2007; Sorbino et al., 2002). Alcuni studi hanno evidenziato le oscillazioni tipiche di suzione e contenuto d'acqua che si verificano in sito nel corso di un anno idrologico, caratterizzando come tali oscillazioni si correlino all'evoluzione delle condizioni atmosferiche e alle condizioni di stabilità della coltre (Pirone et al., 2012).

Uno dei fattori scarsamente indagati è la relazione che sussiste tra spessore della coltre e condizioni di stabilità. Essa non sembra aver ricevuto adeguata attenzione da parte della comunità scientifica e lo scopo del presente lavoro consiste nella quantificazione di tale effetto.

L'attività numerica descritta nel presente capitolo ha come obiettivo proprio quello di indagare quale sia l'effetto dello spessore sull'evoluzione idrologica di una coltre piroclastica ed il ruolo che questo fattore esercita sulle condizioni di stabilità.

Lavori di ispirazione geologica assumono che lo spessore rappresenti un indicatore chiave per valutare la suscettibilità dei pendii rispetto all'innescò di frane meteo-indotte e implicitamente assumono che, a parità di altri fattori, le condizioni di stabilità peggiorino al crescere dello spessore stesso. Ciò in realtà sarebbe vero se,

indipendentemente dallo spessore, l'azione di medesime evoluzioni meteorologiche si traducesse in analoghe distribuzioni di suzione.

In tal caso, infatti la coesione apparente sarebbe costante nella coltre ed indipendente dal valore dello spessore, sicché, facendo riferimento per esempio all'espressione del coefficiente di sicurezza FS alla stabilità globale del pendio indefinito, ad uno spessore maggiore corrisponderebbe un valore di FS minore.

In realtà però in presenza di uno spessore maggiore uno stesso volume di precipitazione si distribuisce all'interno di un volume maggiore di coltre, dando luogo a valori più bassi di contenuto d'acqua e quindi a valori di suzione più elevati, più favorevoli alle condizioni di stabilità.

Per analizzare tale effetto, lo studio riprende un caso studio già analizzato in letteratura, l'evento di frana meteo-indotta verificatasi nel comune di Nocera Inferiore (Salerno) il 4 marzo 2005 (Pagano et al., 2010) (§par. 1.2.2), ed analizza gli effetti di un ipotetico discostamento dello spessore della coltre dal valore reale (2 m). In particolare, lo studio caratterizza la relazione tra l'evento critico, causa dell'innescò, e lo spessore della coltre, portando in conto anche il diverso impatto che su tale relazione possono avere le precipitazioni antecedenti. Il richiamo al caso di studio consente di ricavare la menzionata relazione tra evento critico e spessore in un contesto plausibile per ciò che concerne le proprietà del materiale e l'evoluzione delle condizioni meteorologiche antecedenti.

Dopo una breve descrizione del contesto geomorfologico, climatologico e del comportamento, meccanico e idraulico, dei materiali considerati, si descrive il lavoro di sperimentazione numerica condotto per conseguire gli obiettivi menzionati e si illustrano i risultati ottenuti.

5.2. Contesto geomorfologico

L'area di riferimento per lo studio è ubicata al confine meridionale della città di Nocera Inferiore (Salerno) (fig. 62) dove è presente l'attacco dei Monti Lattari con la piana dell'agro nocerino-sarnese. Tale attacco è costituito da pendii carbonatici fratturati ricoperti da coltri piroclastiche, in larga misura e per la parte superiore riconducibili

all'eruzione pliniana del complesso Somma-Vesuvio del '79 d.C.. Tali coltri sono state spesso interessate da fenomeni di frana meteo-indotta.

Laddove gli angoli di pendenza sono meno accentuati, tali coperture sono costituite, a partire dal bedrock, da un paleosuolo di base, di piroclastiti in sabbia o limose, potente all'incirca un metro, risultante da antiche eruzioni vulcaniche antecedenti a quella del '79 d.C; uno strato di pomici, potente fino a 1m e classificabile come sabbia grossolana e ghiaia; infine, uno strato di piroclastiti limose riconducibile all'eruzione pliniana, potente più di un metro e classificabile come limo sabbioso o sabbia limosa (De vita et al., 2006, 2018). Per la stessa area, una stratigrafia tipo simile è rappresentata da Di Crescenzo & Santo (1999).

Laddove gli angoli di pendenza sono più accentuati, 30°-35° o maggiori, lo strato di pomici tende ad assottigliarsi se non a svanire del tutto. La stratigrafia della copertura risulta allora costituita da due strati che sono sì disomogenei nelle origini geologiche, ma che di fatto rappresentano una stessa unità per ciò che concerne le proprietà geotecniche. L'omogeneità geotecnica della stratigrafia è stata osservata anche nell'area interessata dalla frana di Nocera Inferiore del 2005, soprattutto nella zona apicale, laddove si è verificato l'innescò del fenomeno. (Revellino et al., 2013). La medesima omogeneità geotecnica è stata osservata anche in numerosi altri pendii dei Monti Lattari che, in passato, sono stati interessati da fenomeni di frana. Per citarne alcuni, i pendii della collina di San Pantaleone, interessati dai fenomeni di instabilità del 1961, 1972, e 1997, e il pendio del Monte Pendolo, interessato dal fenomeno del 1971. In tali coperture la componente più fine della piroclastite limosa è tipicamente non plastica a causa della sua origine vulcanica, le porosità osservate in sito sono prossime al 70% e talvolta superiori, con picchi che possono raggiungere valori dell'ordine dell'80%.

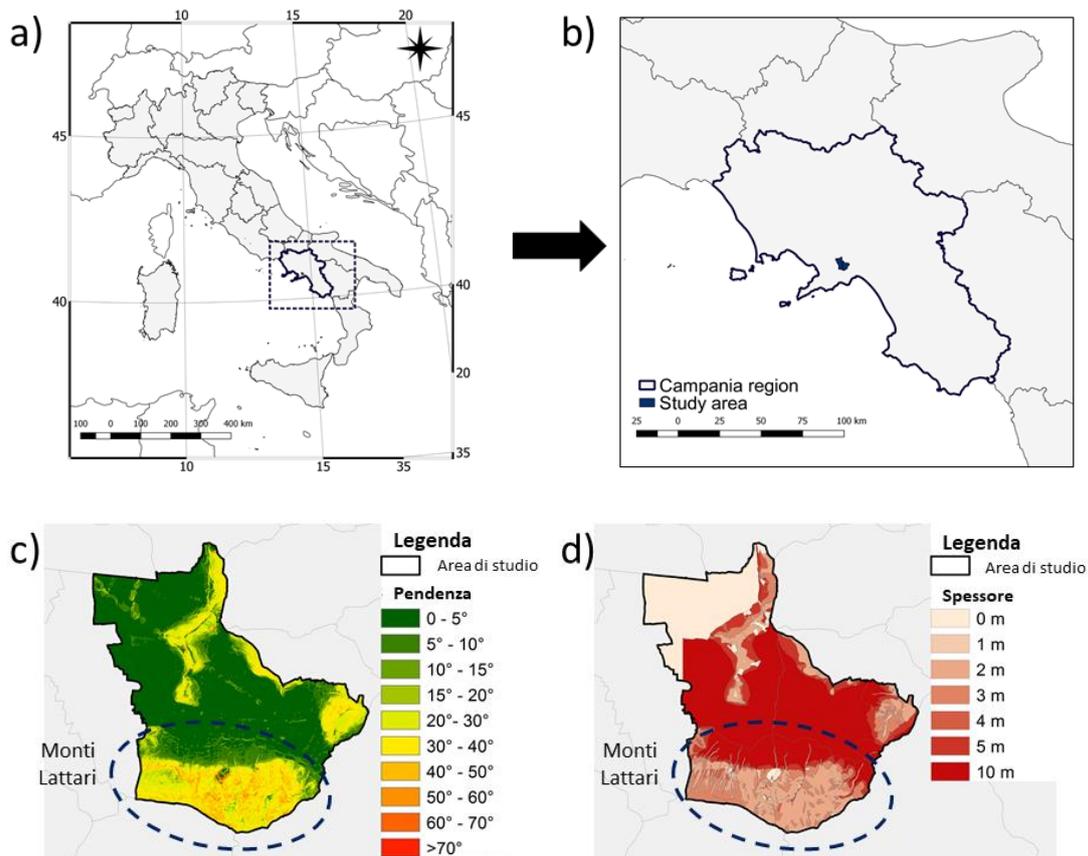


Figura 62. Localizzazione e contesto geomorfologico dell'area di studio a) e b) riferimento nazionale e regionale (regione Campania – comune di Nocera Inferiore); c) mappa delle pendenze; d) mappa degli spessori.

5.3. Contesto climatologico

Con riferimento all'area di studio, il valore medio annuale di precipitazione è stato all'incirca pari a 1140 mm per il periodo 1981-2010, con un valore massimo giornaliero pari a 92 mm. Durante lo stesso intervallo di tempo, la temperatura media è stata di 18°C, con valori medi massimi di circa 22.8°C e minimi di 13.4°C. In accordo con la classificazione climatica fornita da Köppen-Geiger (Kottek et al., 2006), l'area di studio ricade nel gruppo "Csa" caratterizzato da un clima temperato umido con estati secche; i mesi più caldi registrano temperature più alte di 22°C. In ogni anno idrologico possono distinguersi due diversi regimi climatologici: il primo, da ottobre ad aprile, è caratterizzato da valori significativi di precipitazioni cumulate (che ammontano circa al 70% del valore annuale) e basse temperature; il secondo, da maggio a settembre, è caratterizzato da temperature più alte e bassi valori di precipitazioni cumulate.

Gli eventi di instabilità verificatisi in passato, che hanno coinvolto spessori al più pari a due metri, sono stati causati da volumi di precipitazione antecedente a partire dall'inizio dell'anno idrologico superiori ai 500 mm, e da un evento scatenante (o critico) risultato eccezionale soprattutto sotto l'aspetto della persistenza (durata di oltre 15 ore). Rianna et al. (2014a) hanno tentato di fornire un'interpretazione fisica degli andamenti di precipitazione che hanno generato fenomeni di instabilità in questa tipologia di pendii. L'ultima e significativa frana meteo-indotta si è verificata il 4 marzo 2005. Una stazione meteo ubicata in prossimità dell'area interessata dall'evento franoso ha fornito l'evoluzione delle condizioni meteorologiche che ha condotto all'instabilità. Sono disponibili valori orari di precipitazione, umidità relativa e temperatura dell'aria a partire dal 1° gennaio 1998 e fino al 1° novembre 2008. Pagano et al., (2010) hanno realizzato una prima interpretazione numerica del fenomeno, basata sulle evoluzioni di precipitazioni. Reder et al., (2018) e Pagano et al., (2019) hanno rianalizzato il caso considerando approcci differenti, che tengono conto dell'evoluzione dei fenomeni evaporativi ed evapotraspirativi.

Il caso in considerazione risulta abbastanza rappresentativo di molti altri fenomeni di instabilità che hanno interessato i Monti Lattari, in termini di materiale coinvolto, antecedente meteorologico (800 mm a partire dal 1° settembre 2004) e durata dell'evento critico (16 ore). Il cumulo di precipitazione associato all'evento critico è stato pari a 143 mm in 14 ore. L'area in frana è risultata di forma triangolare.

La figura 63 mostra l'evoluzione delle precipitazioni antecedenti e dell'evaporazione di riferimento per le condizioni di suolo nudo. L'evaporazione di riferimento è stata ottenuta interpretando le osservazioni di umidità relativa e temperatura dell'aria, a partire dall'inizio dell'anno idrologico fino all'istante di innesco, applicando l'approccio proposto da Allen et al., (1998) (§Appendice 1.A par.3.2).

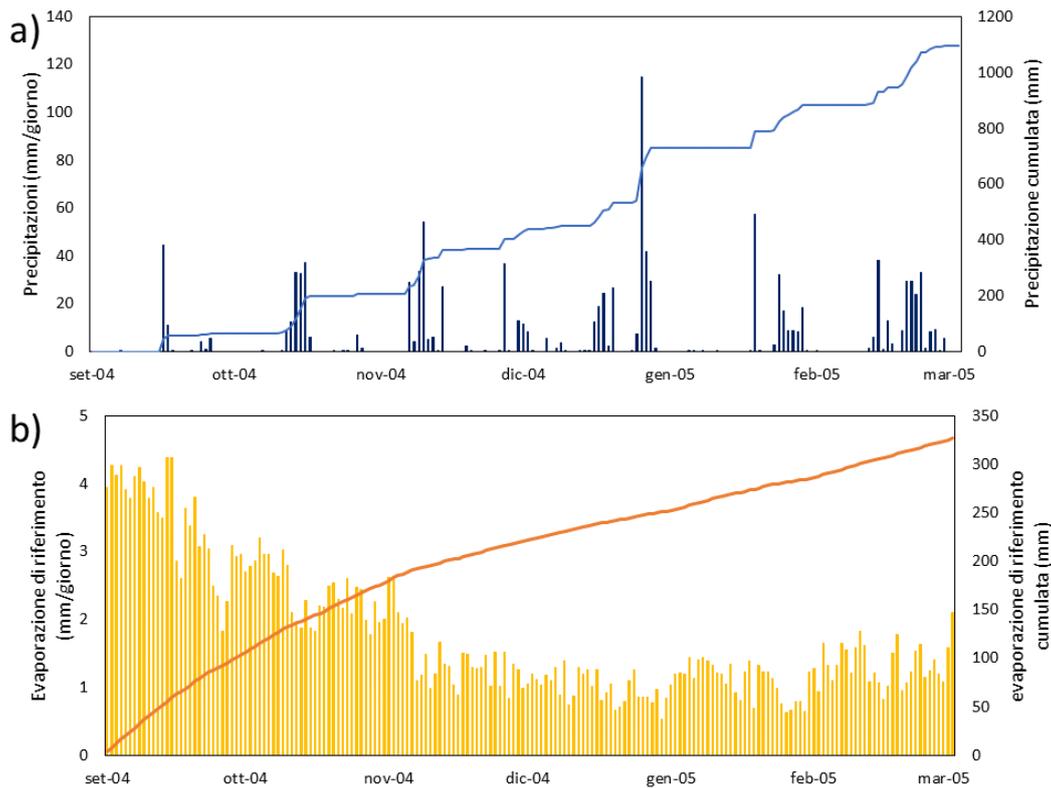


Figura 63. Evoluzione delle condizioni meteorologiche antecedenti registrate nell'area di studio durante l'anno idrologico della frana: a) precipitazioni giornaliere e cumulate; b) evaporazione di riferimento giornaliera e cumulata

5.4. Materiali

Il materiale coinvolto nell'evento franoso avvenuto a Nocera Inferiore è un limo sabbioso non plastico (fig. 64), depositato con una porosità del 70%. In una tale configurazione, esso è stato testato in un modello fisico di lisimetro (Rianna et al., 2014b) (§ cap. 4) con l'obiettivo di indagarne le proprietà idrauliche.

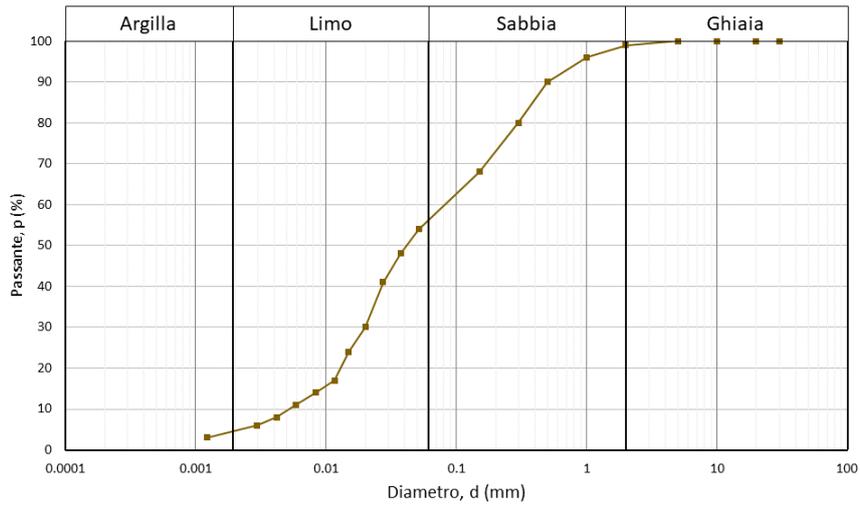


Figura 64. Curva granulometrica del materiale interessato dal fenomeno di instabilità.

La curva di ritenzione idrica e la funzione di permeabilità sono riportate rispettivamente in figura 65 e 66.

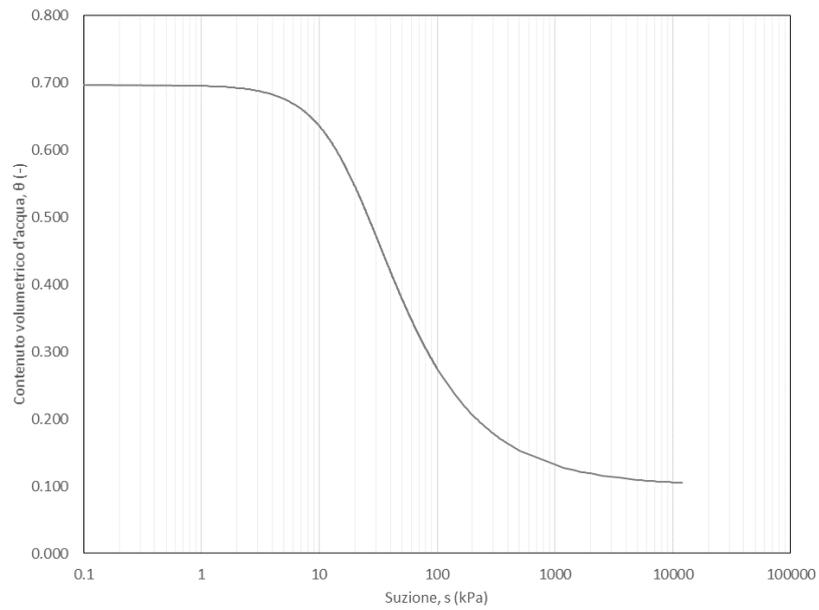


Figura 65. Curva di ritenzione del materiale interessato dal fenomeno di instabilità.

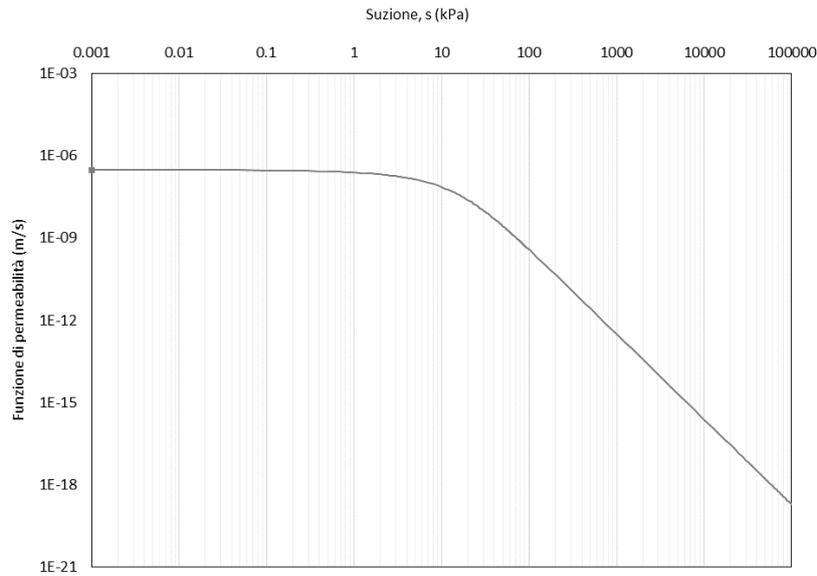


Figura 66. Funzione di permeabilità del materiale interessato dal fenomeno di instabilità.

5.5. Condizioni di stabilità

La caratterizzazione dell'evento critico richiede che siano preliminarmente definite quelle condizioni di stato idrologico che nella coltre determinano la propensione verso lo sviluppo di un fenomeno di frana. La presenza di diversi meccanismi resistenti all'interno della coltre, alcuni dei quali non convenzionali, rende questo compito particolarmente complesso. Un meccanismo deriva dalla presenza di abbondante vegetazione e dalla capillare distribuzione di apparati radicali (§par. 2.1). Tali apparati attraversano la coltre e si attestano nella formazione rocciosa di base, generando un meccanismo resistente di tipo "rinforzo". Esso si attiva grazie e soprattutto all'azione attritiva che si sviluppa all'interfaccia terreno-radice, presente in larga misura per l'azione normale generata dalla suzione e secondariamente per effetto del peso proprio del terreno. Gli apparati radicali possono contribuire alla resistenza agendo anche da "traversi" rispetto alla direzione di un moto orientato monte-valle, chiamando in gioco in questo caso la resistenza passiva del terreno. Anche quest'ultima, tuttavia, è relazionabile al livello di suzione presente nella coltre. Le componenti di stato tensionale totale, essendo modeste, contribuiscono invece in misura poco significativa alla

formazione tanto dello stato di coazione meccanica, quanto della resistenza passiva appena menzionati.

Altro aspetto rilevante è la possibilità che, in condizioni prossime alla saturazione, si verificano fenomeni di liquefazione statica laddove la coltre è caratterizzata da elevate porosità (Olivares L., 2001). L'occorrenza della liquefazione si associa a un comportamento instabile, che può risultare decisivo nel favorire, in condizioni non drenate, la propagazione spaziale di fenomeni di collasso attivatisi localmente anche per cause accidentali. Entrambi gli aspetti menzionati risultano estremamente condizionanti e discostano notevolmente il meccanismo resistente della coltre da quello ipotizzato in un pendio quando si adottano i metodi tradizionali per la valutazione delle condizioni di sicurezza.

L'interpretazione numerica del caso di riferimento (Pagano et al., 2010) indica che l'instabilità si attinge allorché nella coltre la suzione è prossima all'annullamento lungo l'intero spessore.

Tale condizione di instabilità, oltre che risultare da calcoli teorici, è anche coerente con la cinematica rapida osservata, incontrovertibile manifestazione e conseguenza di diffusi fenomeni di liquefazione, attivatisi necessariamente in presenza di uno stato di imbibizione molto spinto, ovunque prossimo alla saturazione. La stessa condizione di instabilità risulta coerente con una cinematica di scorrimento che si verifica in presenza di densi e diffusi apparati radicali. Il cinematismo della coltre risulta infatti possibile solo a patto che, attraverso significative riduzioni di suzione, si disattivino i contributi resistenti offerti dagli apparati radicali.

La tipologia di distribuzione della suzione che l'analisi del caso studio associa al fenomeno di instabilità (annullamento della suzione nell'intera coltre) è stata adottata nell'ambito del presente lavoro quale criterio che identifica le condizioni di instabilità di una coltre.

5.6. Modello numerico e matematico

Con l'obiettivo di convertire una assegnata evoluzione di variabili metereologiche in evoluzioni di suzione all'interno del dominio che schematizza la coltre, è stato utilizzato un modello matematico-numerico semplificato, i cui ingredienti sono:

- assunzione dell'equazione di Richards (1931) (§ Appendice 1.A par. 3.1) per modellare flussi transitori in un dominio rigido e parzialmente saturo;
- assunzione di uno schema di flusso monodimensionale; tale ipotesi risulta realistica sia per coltri omogenee che disomogenee (Pagano et al., 2010; Papa et al., 2009; Damiano et al., 2017);
- condizioni al bordo superiore di flussi in entrata, ricavati dall'interpretazione delle intensità di precipitazione;
- condizioni al bordo superiore di flussi in uscita, ricavati dall'interpretazione delle evoluzioni di temperatura e di umidità relativa dell'aria (calcolo dei flussi evaporativi reali, AE) quando l'intensità di precipitazione è nulla. Per semplicità, in questa sede sono stati trascurati i fenomeni traspirativi, sebbene la presenza di vegetazione sia stata implicitamente considerata nella definizione del criterio identificativo di innesco. I flussi evaporativi reali sono stati computati considerando l'approccio proposto da Allen et al. (1998) (§ Appendice 1.A par. 3.2) ed un coefficiente di copertura k_c pari a 1.15 (Rianna et al., 2014b);
- assunzione della condizione di superficie di filtrazione al bordo inferiore del dominio di calcolo (Reder et al., 2017). Tale condizione modella la barriera capillare rappresentata da un bedrock intensamente fratturato.

Le analisi sono state eseguite attraverso il codice agli elementi finiti Hydrus 1-D (Simunek et al., 2013). Esse sono state raggruppate in diversi set a comune obiettivo.

Il primo set, indicato come set "A", è finalizzato alla caratterizzazione della relazione tra spessore della coltre ed evento critico in assenza di un'evoluzione metereologica antecedente. Nell'analisi si processa direttamente l'evento critico a partire da una assegnata condizione iniziale di suzione (fig. 67a).

Gli step di analisi realizzati sono dunque:

- assunzione di una distribuzione iniziale di suzione (s_{UA0}) in corrispondenza dell'inizio dell'evento critico (4 marzo 2005);
- simulazione dell'evento critico, per il tempo (incognita ricercata) necessario all'attingimento di quella distribuzione di suzione associata alle condizioni di instabilità.

La suzione iniziale s_{UA0} è stata assunta costante all'interno del dominio e pari a 20 kPa, valore medio tipicamente osservato durante la stagione invernale nelle coltri piroclastiche.

L'evento critico è stato assunto di intensità costante, pari a 10 mm/h, valore che eccede la soglia di infiltrazione potenziale del dominio in condizione di totale saturazione (3.6 mm/h) e che, in condizioni di incipiente instabilità, genera un flusso in entrata corrispondente proprio all'infiltrazione potenziale. L'evento critico è così identificabile con la durata necessaria affinché nel dominio la suzione si annulli lungo l'intero spessore.

Una stessa evoluzione meteorologica antecedente ha un impatto diverso a seconda dello spessore della coltre e genera pertanto distribuzioni di suzione che variano al variare dello spessore. Tali distribuzioni diverse di suzione si riflettono in diverse durate dell'evento critico. Per approfondire questo aspetto, è stato eseguito un secondo set di analisi, indicato come set "B", nelle quali l'evento critico, sempre applicato all'intensità costante di 10 mm/h, segue la simulazione dell'evoluzione delle condizioni meteorologiche antecedenti (fig. 67b). Gli step di analisi realizzati sono dunque:

- assunzione di una distribuzione iniziale di suzione (s_{UB0}) in corrispondenza dell'inizio dell'anno idrologico (1° settembre 2004);
- simulazione dell'evoluzione meteorologica antecedente registrata dall'inizio dell'anno idrologico fino al 3 marzo 2005;
- simulazione dell'evento critico fino all'attingimento dell'instabilità.

La distribuzione iniziale di suzione, anche in questo caso costante all'interno del dominio, sintetizza questa volta l'impatto virtuale delle condizioni meteorologiche di anni antecedenti a quello della simulazione. Sono stati adottati due differenti valori di suzione. Il primo, $s_{UB0}=70$ kPa, simula gli effetti di un periodo pregresso secco. Il secondo, $s_{UB0}=20$ kPa, simula gli effetti di un periodo pregresso umido.

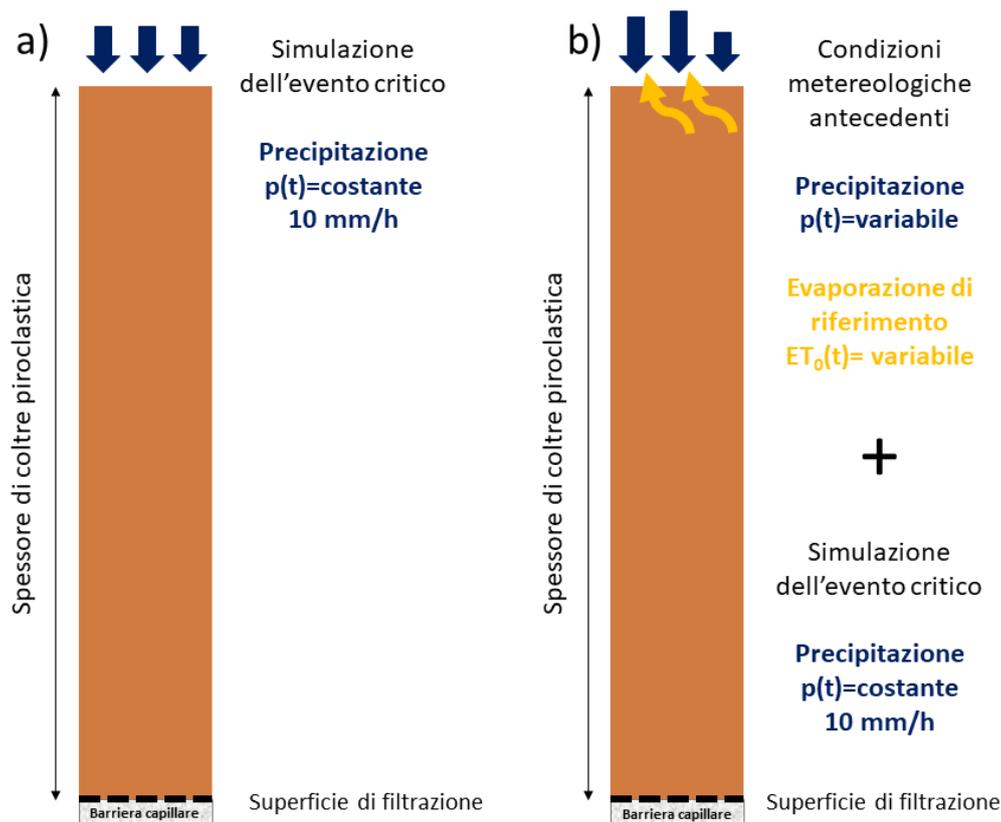


Figura 67. Dominio di calcolo considerato per: a) set di analisi "A" – al bordo superiore è stata applicata una pioggia critica costante e persistente fino al raggiungimento dell'instabilità; al bordo inferiore è stata applicata la condizione di superficie di filtrazione; b) Set di analisi "B" – al bordo superiore è stata applicata l'evoluzione dell'antecedente meteorologico e l'evoluzione di evaporazione di riferimento, a partire dal 1 settembre 2004 fino al 3 marzo 2005; in corrispondenza del 4 marzo 2005 si attiva la pioggia critica costante e persistente fino al raggiungimento dell'instabilità; al bordo inferiore è stata applicata la condizione di superficie di filtrazione.

Sono state analizzate anche condizioni intermedie assumendo $su_{B0}=35$ kPa e $su_{B0}=50$ kPa.

Sono stati infine realizzate ulteriori analisi finalizzate ad indagare gli effetti indotti da:

- una variazione di conducibilità idraulica del materiale (set "C");
- una variazione dell'evoluzione delle condizioni meteorologiche antecedenti (set "D").

La figura 68a mostra l'evoluzione delle condizioni meteorologiche antecedenti utilizzata per i set di analisi "B" e "C"; la figura 68b mostra l'evoluzione dell'antecedente meteorologico utilizzata per il set di analisi "D"; in entrambe le figure è riportato anche l'evento piovoso critico applicato a partire dal 4 marzo 2005.

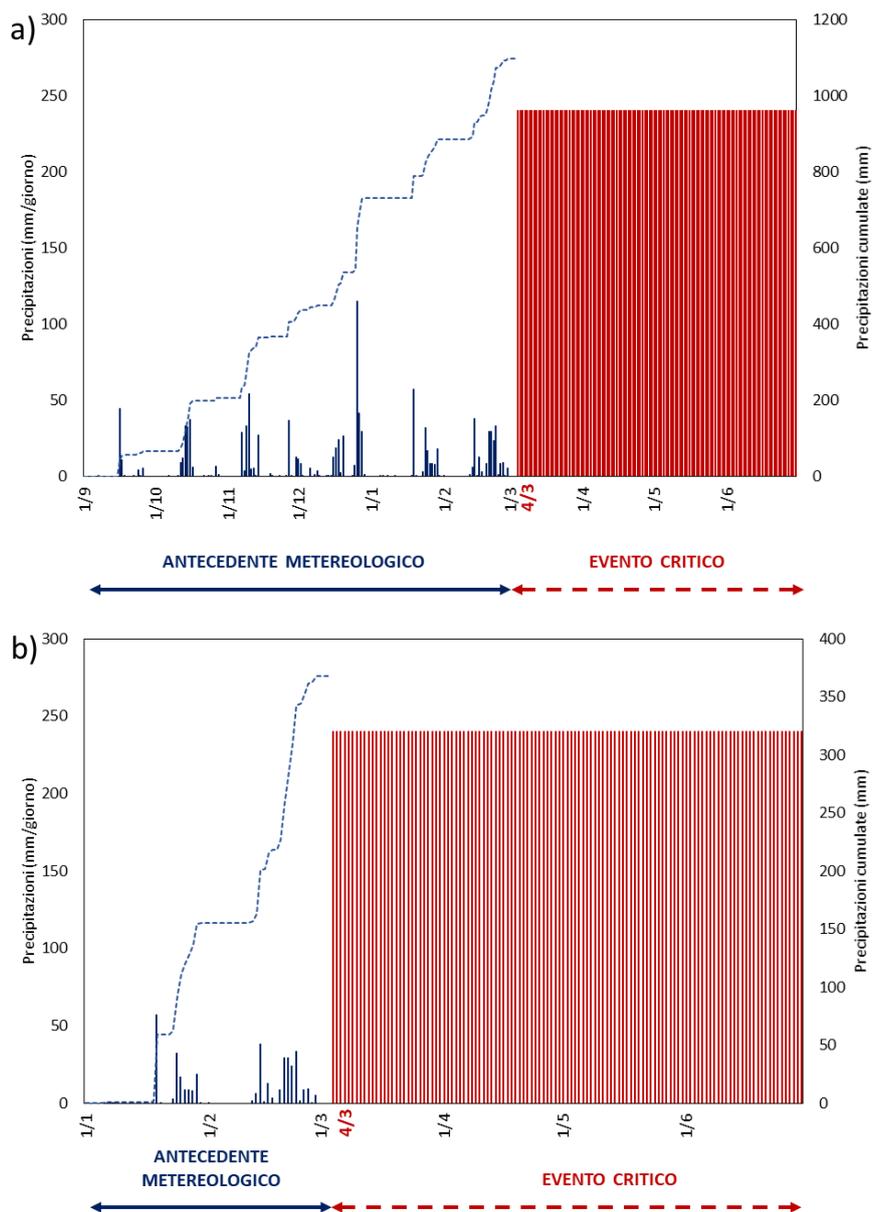


Figura 68. Antecedente meteorologico considerato prima dell'applicazione dell'evento piovoso critico (barre rosse):

a) set di analisi "B" e "C"; b) set di analisi "D".

5.7. Risultati

5.7.1. Set "A"

La figura 69a mostra le evoluzioni di suzione media determinate dall'evento critico per quattro diversi spessori s_i ($s_{0.5}=0.5$ m, $s_{1.5}=1.5$ m, $s_{2.5}=2.5$ m, $s_4=4$ m). Tali evoluzioni hanno origine dallo stesso valore iniziale ($s_{uA0}=20$ kPa) e si riducono progressivamente fino al raggiungimento del valore nullo. Si può osservare come la durata dell'evento critico si incrementi all'aumentare dello spessore, così come espressamente mostrato in figura 69b. La relazione tra spessore e durata dell'evento critico risulta lineare. I valori di durata dell'evento critico sono compresi nell'intervallo 10-80 h, con i limiti dell'intervallo corrispondenti agli spessori di 0.5 m e 4 m.

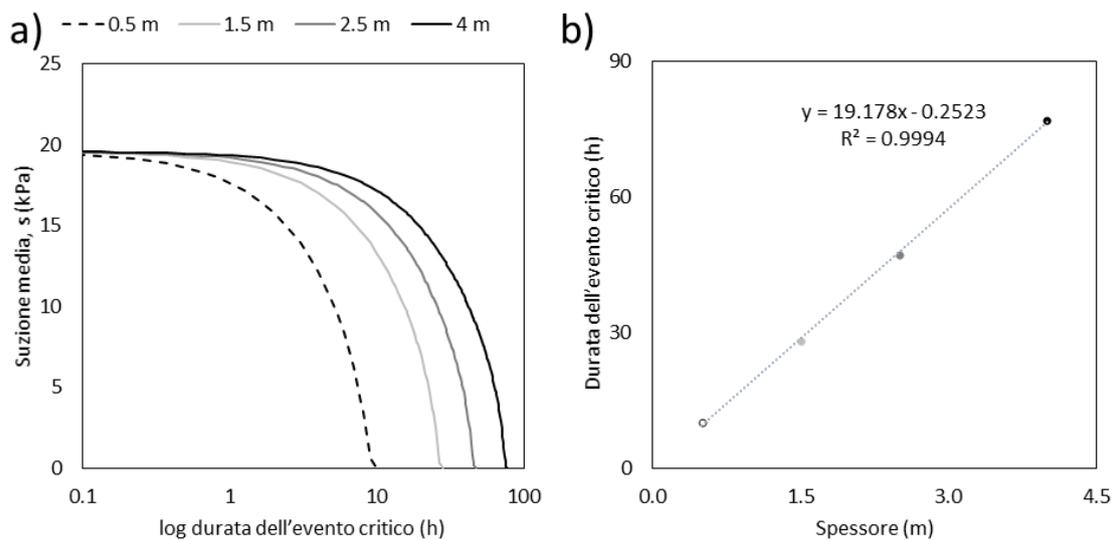
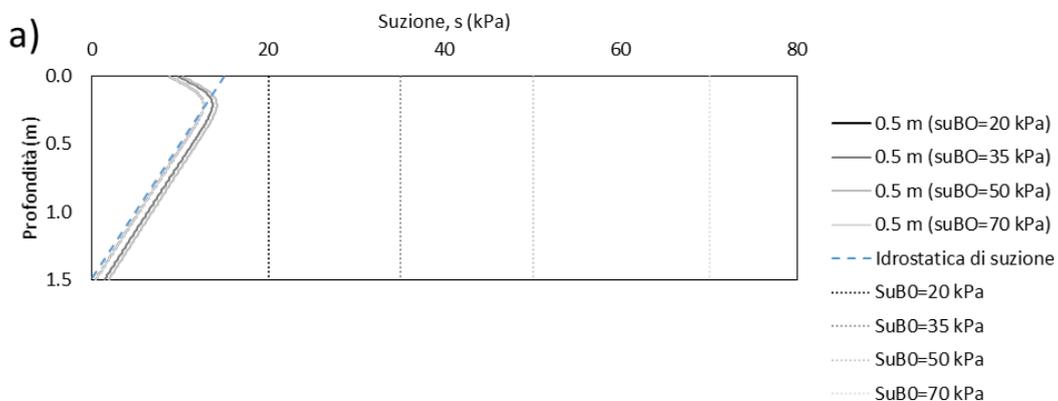


Figura 69. Risultati del set di analisi "A": a) evoluzione dei livelli di suzione per i quattro domini di calcolo; b) durata dell'evento critico in funzione dello spessore.

5.7.2. Set "B"

La figura 70 mostra i profili di suzione risultanti dalla simulazione dell'antecedente meteorologico per due degli spessori analizzati, $s_{1.5}$ (fig. 70a) e s_4 (fig. 70b). In ciascuna delle due rappresentazioni i quattro profili mostrati sono stati ottenuti per quattro diversi valori di suzione assunti in corrispondenza dell'inizio dell'anno idrologico ($su_{B0}=20$ kPa; $su_{B0}=35$ kPa; $su_{B0}=50$ kPa; $su_{B0}=70$ kPa).

I profili di suzione ottenuti analizzando lo spessore di 1.5 m mostrano un andamento lineare e indipendente dalla condizione iniziale applicata, con suzione nulla in corrispondenza della base del dominio e valori di suzione di circa 10 kPa in corrispondenza del bordo superiore del dominio. A causa del ridotto spessore analizzato, i volumi di precipitazione antecedente sono sempre sufficienti, indipendentemente dalla distribuzione di contenuto d'acqua (o suzione) iniziale, ad indurre una distribuzione di suzione idrostatica. Tale distribuzione si genera perché gli ultimi eventi di precipitazione simulati generano distribuzioni di suzione quasi nulla durante i quali si verifica il drenaggio al bordo inferiore. Tali distribuzioni, non essendo di equilibrio idraulico, vengono abbandonate durante il periodo "secco" di tre giorni che segue l'ultimo evento: attraverso ulteriori flussi di drenaggio al bordo inferiore si instaura una distribuzione lineare di equilibrio idrostatico. Tale condizione di riequilibrio è tuttavia rapida solo per valori di suzione inferiori rispetto alla suzione di ingresso d'aria ($su < su^*$) (Pagano et al., 2010), risultando $su^*=10$ kPa.



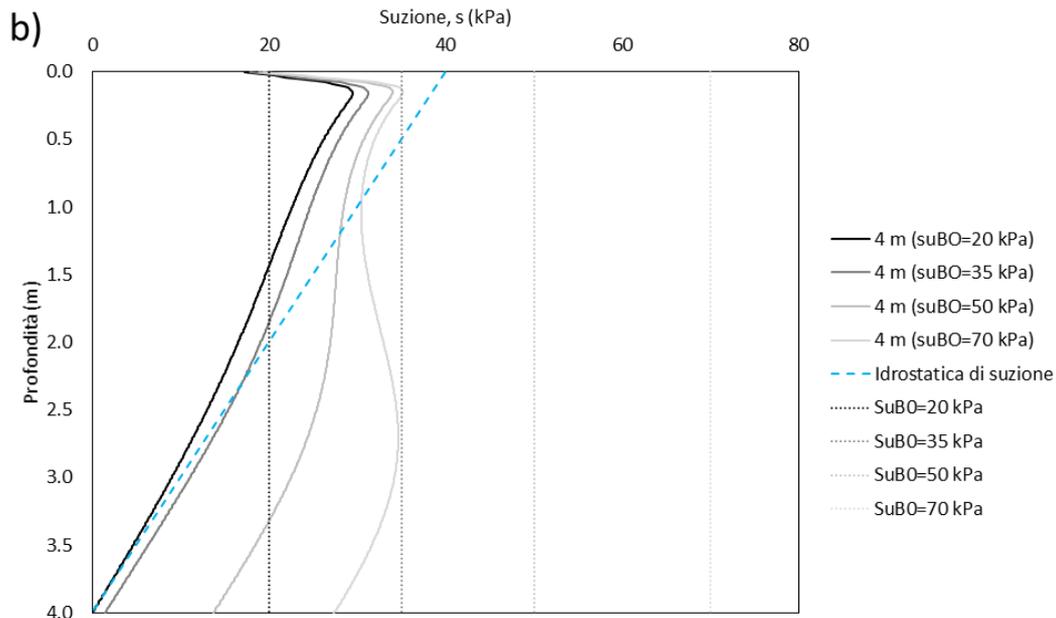


Figura 70. Risultati del set di analisi “B”, distribuzione di suzione risultante da quattro diverse condizioni iniziali: a) spessore pari a 1.5 m; b) spessore pari a 4 m.

I profili di suzione ottenuti analizzando lo spessore di 4 m risultano fortemente influenzati dalla condizione iniziale applicata. Le distribuzioni associate alle condizioni di $su_{B0}=20$ kPa e $su_{B0}=70$ kPa differiscono tra loro ed entrambe si discostano dalla distribuzione idrostatica. Per $su_{B0}=20$ kPa, le analisi forniscono una distribuzione di suzione meno che idrostatica, con valore nullo in corrispondenza del bordo inferiore del dominio; per $su_{B0}=70$ kPa le analisi forniscono una distribuzione di suzione decisamente irregolare, nella quale i valori oscillano intorno al valore di 30 kPa.

Per $su_{B0}=20$ kPa, l'andamento registrato risulta in parte simile a quello indagato per $s_{1.5}$. A causa dello stato iniziale più prossimo alla saturazione, le precipitazioni antecedenti conducono a livelli di suzione molto bassi, inferiori al valore di suzione di ingresso d'aria, su^* . Durante i tre giorni finali, senza precipitazioni, il riequilibrio idraulico tende ad instaurare una distribuzione idrostatica di suzione. Tuttavia, come già spiegato in precedenza, il riequilibrio si completa solo laddove esso si associa a livelli di suzione inferiori a su^* . L'andamento idrostatico lo si riscontra allora solo per $su_i < su^*$. Per valori di suzione in regime idrostatico superiori, il processo di riequilibrio idraulico non si completa, determinando una distribuzione irregolare.

Per $s_{uB0}=70$ kPa la simulazione delle fasi antecedenti genera valori di suzione ben al di sopra di s_u^* . Il dominio resta pertanto caratterizzato da una distribuzione con alti valori di suzione e conseguente bassa conducibilità idraulica (fig. 66). In queste condizioni piccole variazioni di suzione richiedono ingenti variazioni di contenuto d'acqua, che, rallentate dalla bassa conducibilità idraulica, ritardano il riequilibrio idraulico generando una distribuzione di suzione molto irregolare.

La figura 71 riporta le riduzioni temporali di suzione media indotte dall'evento critico. È possibile notare come gli andamenti temporali per i domini di spessore pari o inferiore a 1.5 m non sono influenzati dalla condizione iniziale.

I domini di spessore pari o superiore a 2 m presentano invece evoluzioni palesemente influenzate dalla suzione iniziale assunta. Al termine della fase antecedente, i valori di suzione calcolati per $s_{2.5}$ risultano pari a 13 kPa e 17 kPa, per le condizioni iniziali di rispettivamente $s_{uB0}=20$ kPa e $s_{uB0}=70$ kPa. Per le stesse condizioni iniziali, i valori di suzione calcolati per s_4 risultano pari a 16 kPa e 29 kPa ad evidenziare come il divario generato da condizioni iniziali diverse si amplifichi al crescere dello spessore. La figura 72 mostra la relazione tra spessore s_i e durata dell'evento critico d_i , per i quattro diversi livelli iniziali di suzione processati. È possibile notare che la simulazione della fase antecedente determina una relazione d_i-s_i di tipo quadratico in luogo di quella lineare precedentemente calcolata trascurando tale fase. (fig. 69b). Per il dominio cui è associato lo stesso spessore della coltre piroclastica interessata dal fenomeno di instabilità di Nocera Inferiore 2005 ($s=2$ m) la durata dell'evento critico ottenuta processando le condizioni iniziali $s_{uB0}=20$ kPa e $s_{uB0}=35$ kPa risulta pari a circa 16 ore, in coerenza con la durata effettivamente verificatasi.

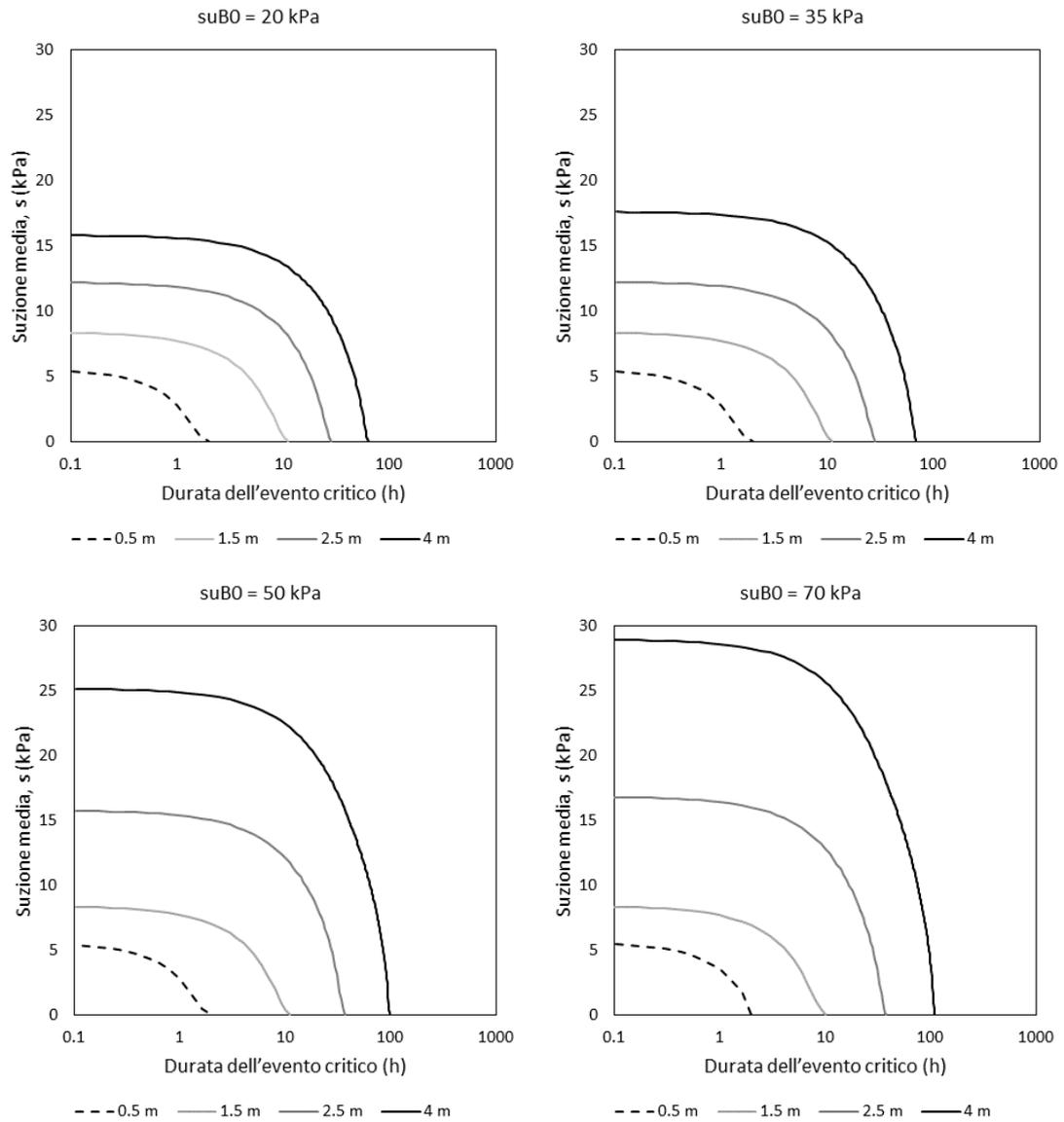


Figura 71. Risultati del set di analisi "B", evoluzioni di suzione per i quattro spessori analizzati e per le quattro condizioni iniziali considerate.

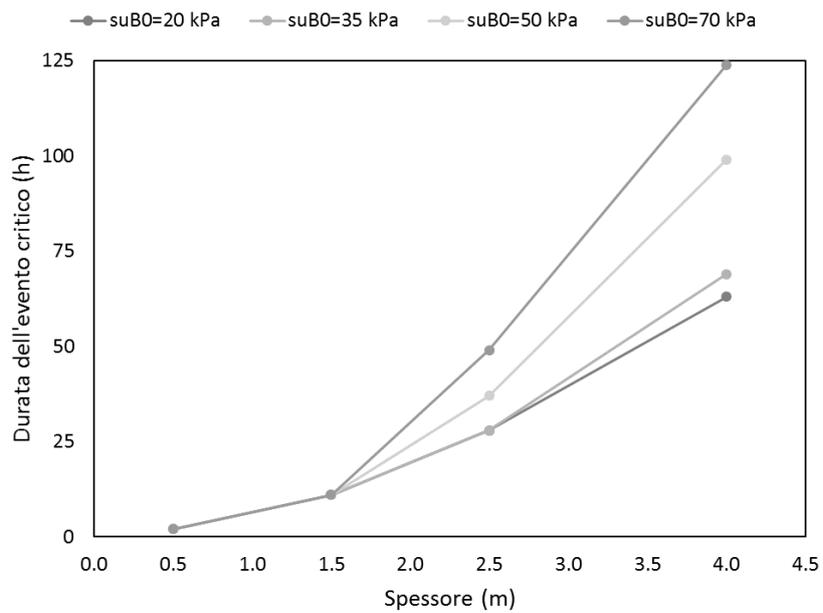


Figura 72. Risultati del set di analisi "B": durata dell'evento critico in funzione dello spessore, per le quattro condizioni iniziali analizzate.

5.7.3. Set "C"

Per indagare la sensibilità dei risultati a modeste variazioni del coefficiente di conducibilità idraulico in condizioni sature il valore di tale coefficiente ($k_{sat}=1 \times 10^{-6} \text{ ms}^{-1}$) è stato parametrizzato, riprocessando il set di analisi "B" per $k_{sat}=0.8 \times 10^{-7} \text{ ms}^{-1}$ e $k_{sat}=1.2 \times 10^{-6} \text{ ms}^{-1}$ solo per la condizione iniziale $su_{B0}=20 \text{ kPa}$

La figura 73 mostra come al variare della conducibilità idraulica nell'intervallo ipotizzato le relazioni tra durata dell'evento critico e spessore non risultino significativamente modificate.

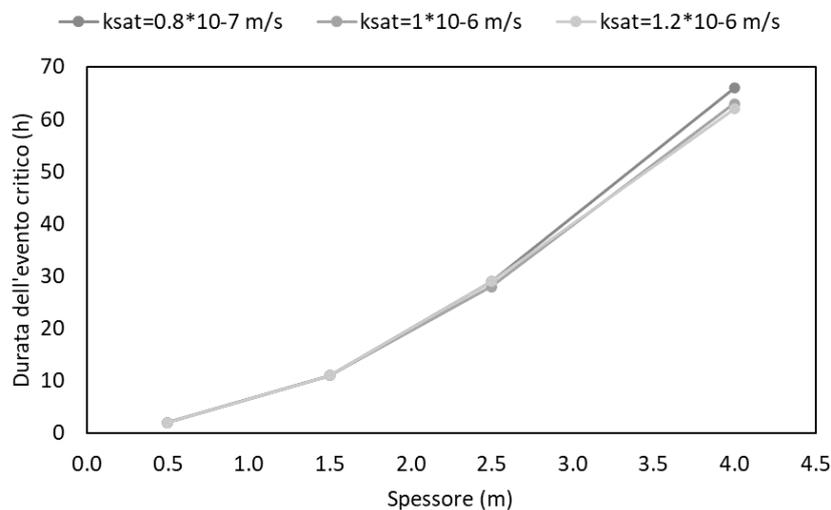


Figura 73. Risultati del set di analisi "C": durata dell'evento critico in funzione dello spessore, per la condizione iniziale $su_{B0}=20 \text{ kPa}$ e per tre diversi valori di permeabilità satura.

5.7.4. Set "D"

Allo scopo di indagare l'effetto dell'ampiezza temporale della fase antecedente analizzata, il set di analisi "B" è stato riprocessato simulando una fase antecedente più breve, che si origina non più dall'inizio dell'anno idrologico ma quattro mesi più tardi, cioè dal 1° gennaio 2005. La fase antecedente risulta in tal modo abbreviata a 62 giorni e il volume cumulato di precipitazioni antecedenti si riduce di 500 mm, passando da 1100 mm a 600 mm, fig. 68. Sono state processate solo le condizioni iniziali $su_{B0}=20 \text{ kPa}$ e $su_{B0}=70 \text{ kPa}$.

Confrontando i risultati ottenuti (figura 74) con quelli precedentemente illustrati (figura 70) è possibile osservare che:

- per la condizione iniziale $s_{u_{B0}} = 20$ kPa (fig. 74a), la fase antecedente abbreviata non altera i livelli di suzione finali, ne consegue che anche la relazione d_i-s_i resta invariata (fig. 75);
- per la condizione iniziale $s_{u_{B0}} = 70$ kPa (fig. 74b), la fase antecedente abbreviata dà luogo a distribuzioni di suzione completamente diverse, con livelli di suzione maggiori, ne consegue che le durate degli eventi critici risultano considerevolmente maggiori (fig. 75).

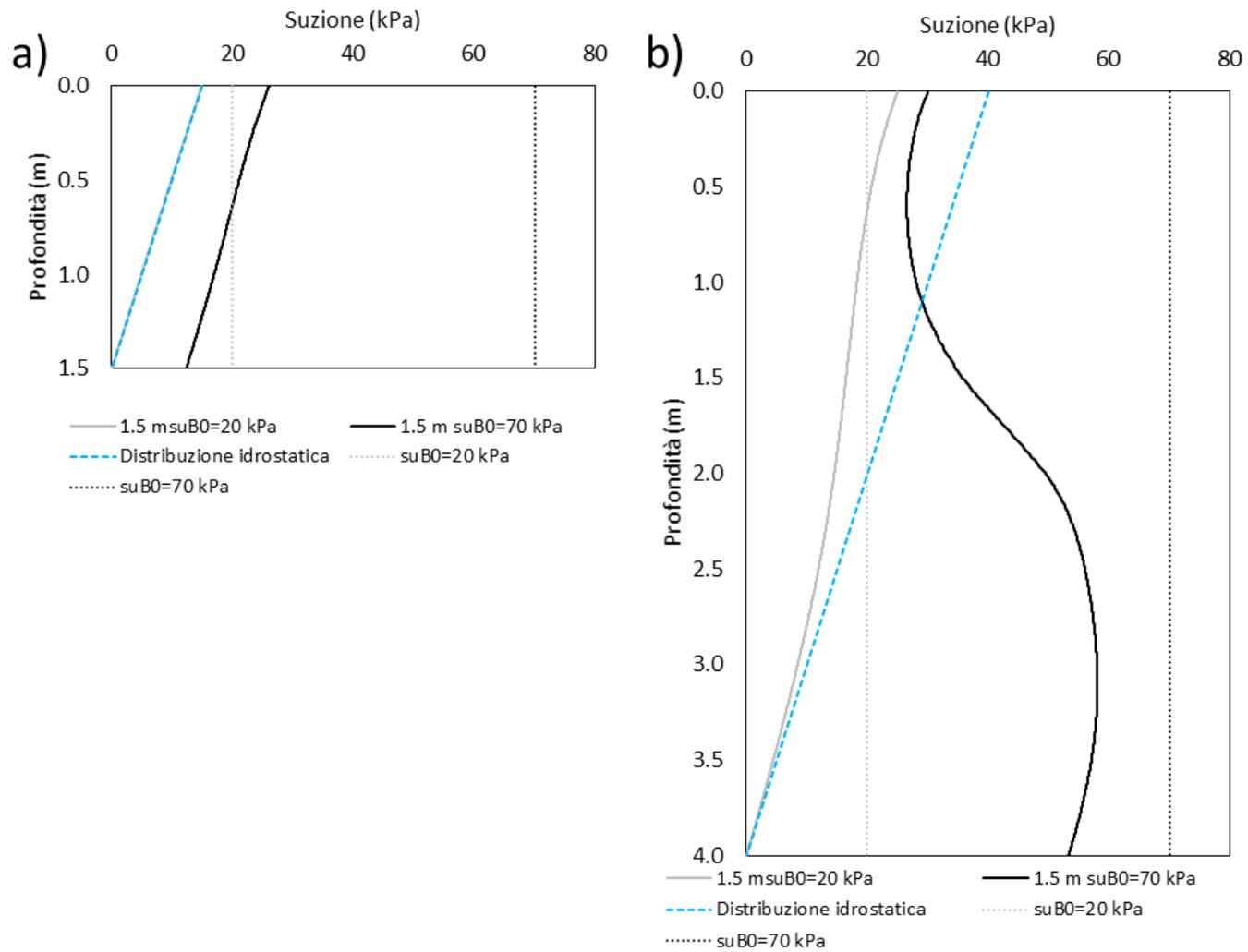


Figura 74. Risultati del set di analisi "D": distribuzione di suzione per le diverse condizioni iniziali, al termine del periodo di antecedente meteorologico attivato il 1° gennaio 2005; a) spessore pari a 1.5 m; b) spessore pari a 4 m.

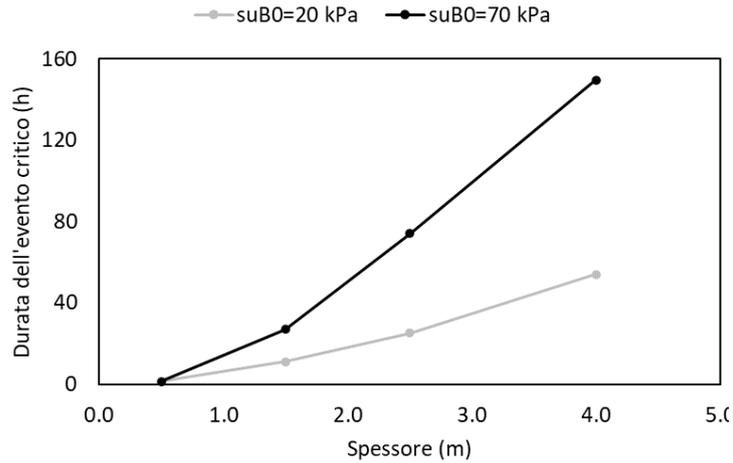


Figura 75. Risultati del set di analisi "D": durata dell'evento critico in funzione dello spessore, per due diverse condizioni iniziali.

5.7.5. Instabilità dei sottodomini

Infine, è stata considerata la possibilità che in ciascun dominio s_i potesse verificarsi un fenomeno di instabilità parziale, con annullamento della suzione in un sottodominio di spessore $s_i^k < s_i$. La durata dell'evento critico associata all'instabilità del sottodominio s_i^k è indicata con $d_i^k < d_i$.

La figura 76 mostra la relazione s_i-d_i precedentemente riportata per $su_{B0}=70 \text{ kPa}$ (fig. 72) integrata dalle relazioni $s_i^k-d_i^k$ relative ai diversi sottodomini associati con ciascun dominio.

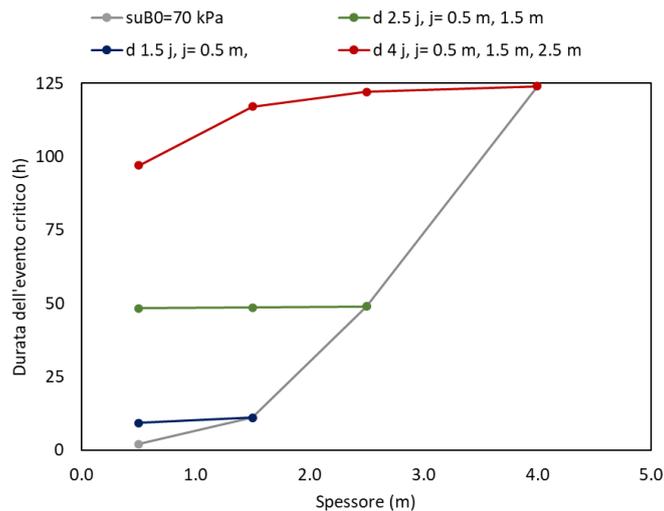


Figura 76. Risultati del set di analisi "B": durata dell'evento critico in funzione dello spessore, per la condizione iniziale $su_{B0}=70 \text{ kPa}$ e durate critiche d_j^k associate ai diversi sottodomini

È possibile osservare come le durate degli eventi critici dei sottodomini non risultino particolarmente inferiori rispetto a quelle del dominio di riferimento. Ad esempio, il dominio di spessore s_4 presenta una durata dell'evento critico di 124 ore, mentre il sottodominio $s_4^{0.5}$ presenta una durata dell'evento critico inferiore solo del 20% (97 ore).

5.8. Considerazioni critiche e conclusive

I risultati mostrati indicano in modo evidente come:

- 1) una coltre di spessore maggiore è in grado di distribuire efficacemente i volumi di precipitazione infiltrata su volumi di terreno maggiori, riducendo i valori di suzione;
- 2) la durata dell'evento critico, definita come quella necessaria ad annullare la distribuzione di suzione nel dominio stesso, si incrementa al crescere dello spessore;
- 3) la relazione tra durata dell'evento critico e spessore del dominio è lineare o quadratica a seconda che si consideri o meno l'effetto della fase antecedente;
- 4) l'effetto esercitato dallo spessore del dominio risulta comunque variare in funzione delle condizioni idrauliche ipotizzate per il bordo inferiore del dominio stesso; infatti, un dominio ed un sottodominio di dimensioni uguali hanno durata dell'evento critico diverse, presentando al bordo inferiore rispettivamente una superficie di filtrazione e mezzo dello stesso tipo (fig. 76);
- 5) per un sottodominio di assegnato spessore la durata dell'evento critico è sostanzialmente condizionata dalla distanza tra la base del sottodominio e la barriera capillare posta alla base del dominio di riferimento, poiché quest'ultima favorisce l'accumulo di acqua;
- 6) la durata dell'evento critico di un sottodominio non risulta significativamente diversa da quella del dominio di riferimento; ciò può spiegarsi analizzando le distribuzioni di suzione e la loro evoluzione temporale (fig. 77): esse tendono verso l'annullamento con progressivi restringimenti a campana, sicché la distribuzione si annulla nel sottodominio in un tempo non significativamente antecedente a quello in cui essa si annulla nell'intero dominio;

7) ad un dominio di spessore maggiore corrisponde una durata dell'evento critico maggiore, periodi di ritorno di esso maggiori e, in sintesi, condizioni maggiormente favorevoli alla stabilità; ad un periodo di ritorno maggiore corrisponde tuttavia anche un evento di magnitudo maggiore.

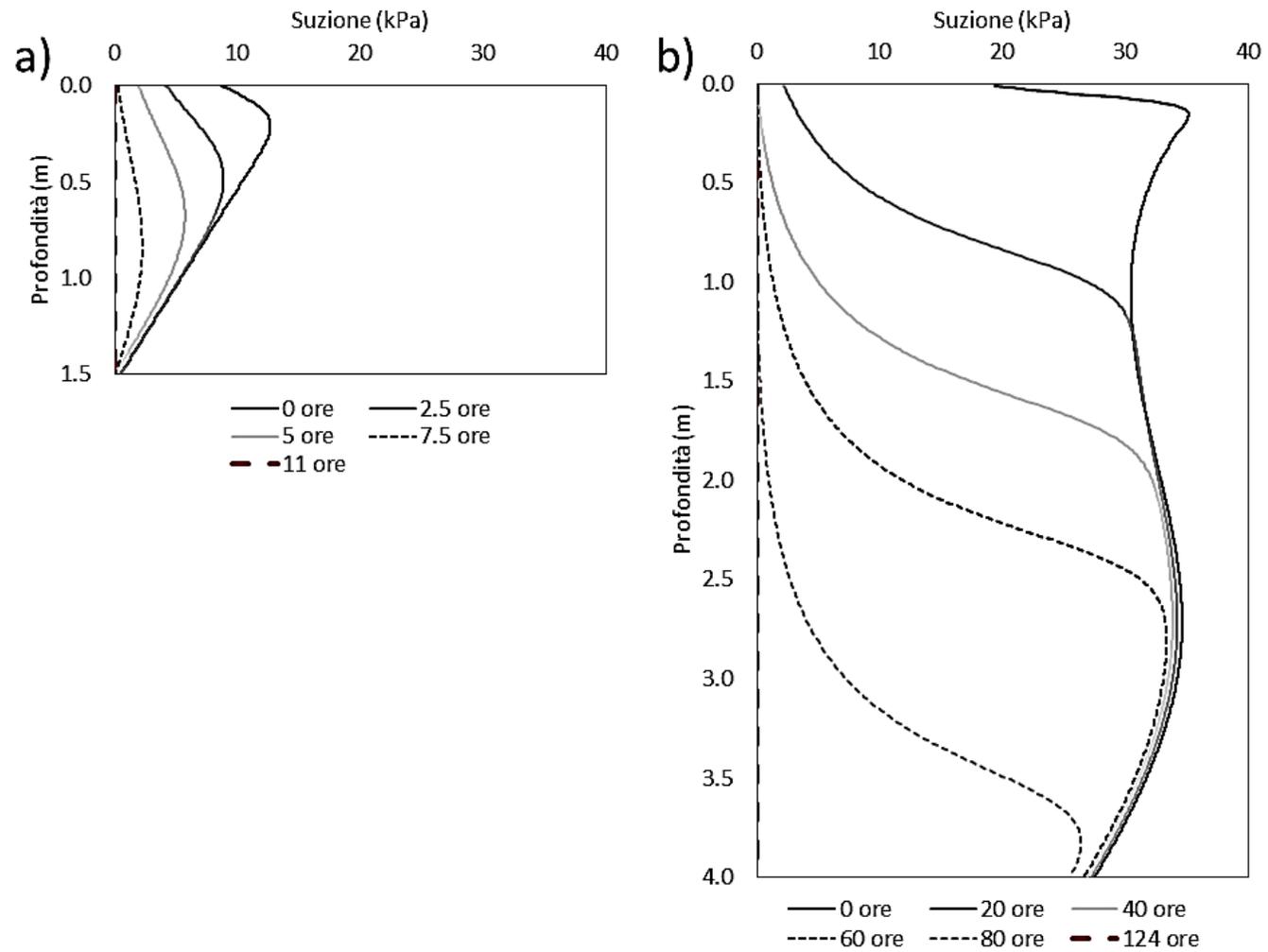


Figura 77. Risultati del set di analisi "B": distribuzioni di suzione associate ad istanti diversi dell'evento critico. La condizione iniziale considerata è $s_{uB0}=70$ kPa e gli spessori considerati sono $s_{1,5}$ e

S₄.

Bibliografia capitolo 5

- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. *Fao, Rome*, 300(9), D05109.
- Bilotta, E., Cascini, L., Foresta, V., & Sorbinow, G. (2005). Geotechnical characterisation of pyroclastic soils involved in huge flowslides. *Geotechnical & Geological Engineering*, 23(4), 365-402.
- Cascini, L., Cuomo, S., & Sorbino, G. (2005). Flow-like mass movements in pyroclastic soils: remarks on the modelling of triggering mechanisms. *Italian Geotechnical Journal*, 4, 11-31.
- Damiano, E., & Olivares, L. (2010). The role of infiltration processes in steep slope stability of pyroclastic granular soils: laboratory and numerical investigation. *Natural hazards*, 52(2), 329-350.
- Damiano, E., Greco, R., Guida, A., Olivares, L., & Picarelli, L. (2017). Investigation on rainwater infiltration into layered shallow covers in pyroclastic soils and its effect on slope stability. *Engineering Geology*, 220, 208-218.
- De Vita, P., Agrello, D., & Ambrosino, F. (2006). Landslide susceptibility assessment in ash-fall pyroclastic deposits surrounding Mount Somma-Vesuvius: Application of geophysical surveys for soil thickness mapping. *Journal of Applied Geophysics*, 59(2), 126-139.
- 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 Quaternaria*, 22, 57-72.
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., & Rubel, F. (2006). World map of the Köppen-Geiger climate classification updated.
- Nicotera, M.V., Papa, R. 2007. Comportamento idraulico e meccanico della serie piroclastica di Monteforte Irpino. In Aracne (ed), *Piattaforme Evolute di Telecomunicazioni e di Information Technology per l'Offerta di Servizi al settore Ambiente PETITOSA*: 272-288.

- 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 25-26 August: su CD-ROM*
- Pagano, L., Picarelli, L., Rianna, G., & Urciuoli, G. (2010). A simple numerical procedure for timely prediction of precipitation-induced landslides in unsaturated pyroclastic soils. *Landslides*, 7(3), 273-289.
- Pagano, L., Reder, A., & Rianna, G. (2019). Effects of vegetation on hydrological response of silty volcanic covers. *Canadian Geotechnical Journal*, 56(9), 1261-1277.
- Papa, R., Evangelista, A., Nicotera, M.V., Urciuoli, G. (2008). Mechanical properties of unsaturated pyroclastic soils affected by fast landslide phenomena. *Proc. 1st European Conference on Unsaturated Soil, Durham, United Kingdom, 2–4 July. Taylor and Francis Group plc, London, UK: 917–923.*
- Papa, R.; Pirone, M.; Nicotera, M.V.; Urciuoli, G. (2009) Meccanismo di innesco di colate di fango in piroclastiti parzialmente sature. In “Rainfall Induced Landslides”, Proceedings of the 1st Italian Workshop on Landslides, Naples, Italy, 8–10 June 2009.
- Picarelli, L., Evangelista, A., Rolandi, G., Paone, A., Nicotera, M. V., Olivares, L., ... & Rolandi, M. (2006). Mechanical properties of pyroclastic soils in Campania Region. In *Proceedings of the 2nd International Workshop on Characterisation and Engineering Properties of Natural Soils, Singapore* (Vol. 29).
- Pirone, M., Damiano, E., Picarelli, L., Olivares, L., & Urciuoli, G. (2012). Groundwater-atmosphere interaction in unsaturated pyroclastic slopes at two sites in Italy. *Rivista Italiana di Geotecnica*, 3(2012), 29-49.
- Reder, A., Pagano, L., Picarelli, L., & Rianna, G. (2017). The role of the lowermost boundary conditions in the hydrological response of shallow sloping covers. *Landslides*, 14(3), 861-873.
- Reder, A., Rianna, G., & Pagano, L. (2018). Physically based approaches incorporating evaporation for early warning predictions of rainfall-induced landslides. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 18(2), 613-631.
- Revellino, P., Guerriero, L., Grelle, G., Hungr, O., Fiorillo, F., Esposito, L., & Guadagno, F. M. (2013). Initiation and propagation of the 2005 debris avalanche at Nocera Inferiore (Southern Italy). *Italian Journal of Geosciences*, 132(3), 366-379.

- Rianna, G., Pagano, L., & Urciuoli, G. (2014b). Investigation of soil–atmosphere interaction in pyroclastic soils. *Journal of hydrology*, 510, 480-492.
- Rianna, G., Pagano, L., & Urciuoli, G. (2014a). Rainfall patterns triggering shallow flowslides in pyroclastic soils. *Engineering Geology*, 174, 22-35.
- Richards, L. A. (1931). Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*, 1(5), 318-333.
- Šimůnek, J., Van Genuchten, M. T., & Šejna, M. (2016). Recent developments and applications of the HYDRUS computer software packages. *Vadose Zone Journal*, 15(7), vzj2016-04.
- Sorbino G., Foresta V. (2002). Unsaturated hydraulic characteristics of pyroclastic soils. In: Juca, de Campos, Marinho Eds. *Unsaturated Soils*. vol. 1, p. 405-410.

6. Reinterpretazione di un caso studio: Sarno 1998

6.1.Premessa

Nel capitolo precedente studi parametrici hanno mostrato come lo spessore della coltre rappresenti un fattore fortemente condizionante l'evoluzione di quelle variabili idrologiche che controllano le condizioni di stabilità. Tali studi, estendendo a spessori diversi l'analisi del comportamento idrologico del dominio (spessore pari a 2m) adottato per interpretare il caso studio di Nocera Inferiore 2005, hanno evidenziato come la finestra temporale antecedente che influenza la risposta idrologica corrente si amplifichi proprio al crescere dello spessore. È stato infatti mostrato come, variando per un assegnato dominio la suzione assunta all'inizio dell'anno idrologico, i livelli di suzione calcolati dopo circa sei mesi si differenziano tanto più quanto maggiore è lo spessore del dominio analizzato. In particolare, per spessori di 4 m una finestra temporale antecedente di 6 mesi è risultata assolutamente inadeguata a rendere ininfluente l'effetto della suzione iniziale adottata. Per tali spessori, dunque, la finestra temporale antecedente significativa può avere un'ampiezza anche di alcuni anni. Tale constatazione costituisce la premessa per un riesame delle condizioni idrologiche che si sono verificate nelle coltri piroclastiche che hanno dato luogo ai tristemente noti fenomeni di Sarno del 1998. Tali fenomeni, infatti, hanno interessato coltri di circa 4 metri di spessore, sicché le distribuzioni di contenuto di acqua e di suzione all'atto dell'innesco è plausibile siano state condizionate dai bilanci idrologici di diversi anni antecedenti, piuttosto che dei pochi mesi dell'anno idrologico in cui i fenomeni sono avvenuti, così come ipotizzato nei lavori interpretativi documentati dalla letteratura.

Il capitolo, dopo una breve sintesi della letteratura sull'argomento, affronta teoricamente la previsione dell'evoluzione delle condizioni idrologiche che si sono verificate nelle coltri di Sarno, attraverso un approccio che modella l'interazione suolo-atmosfera nei dieci anni idrologici che precedono gli eventi.

6.2. Studi di letteratura inerenti agli eventi di Sarno 1998

È stato già ricordato (§ par. 1.1) come la regione Campania ospiti due importanti complessi vulcanici, quello del Somma-Vesuvio e quello dei Campi Flegrei (fig. 78) che, nel corso dei millenni, hanno ricoperto i pendii di vaste aree con materiali piroclastici di diverso spessore e caratterizzati da assortimenti granulometrici differenti. Tra queste aree rientrano i pendii del complesso montuoso del Pizzo d'Alvano ubicato a ridosso delle città di Sarno, Siano, Quindici e Bracigliano (Guadagno & Revellino, 2005, Cascini et al., 2008).

In tale complesso il substrato roccioso è stato ricoperto a più riprese dal materiale piroclastico eruttato dal complesso vulcanico Somma-Vesuvio (Lirer et al., 2001; Cioni et al., 1999), ubicato ad una distanza di circa 18 km.

Il massiccio carbonatico di Pizzo d'Alvano si estende per circa 60 km² e presenta una sequenza di strati calcarei e dolomitici altamente fratturati e carsificati (Civita et al., 1973, Celico e de Riso, 1978, Celico, 1978). Una dettagliata descrizione del substrato è fornita da Cascini et al., 2006, (fig. 79).

La sequenza stratigrafica tipica è costituita da strati di piroclastiti intercalati da uno o più strati di pomice (Cascini, 2006; De Vita et al., 2006a, Picarelli e Vinale, 2007). In figura 80 è rappresentata la distribuzione degli spessori dei depositi piroclastici, che risultano al più pari a 5 metri.

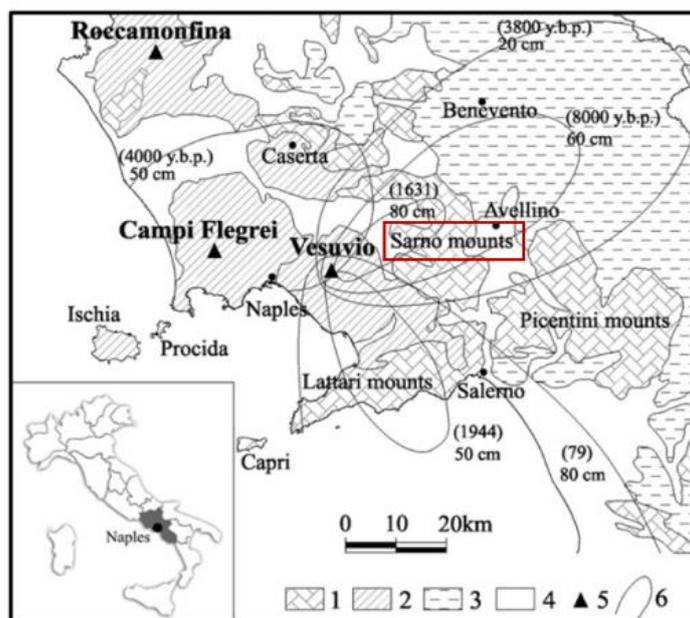


Figura 78. Depositi piroclastici della regione Campania: 1) bedrock carbonatico, 2) depositi di tufo e lava, 3) bedrock flysch, 4) depositi alluvionali, 5) complessi vulcanici, 6) isopache delle coltri piroclastiche prodotte dalle principali eruzioni vulcaniche (la data dell'eruzione è riportata in parentesi). (O.U. 2.38, 1998).

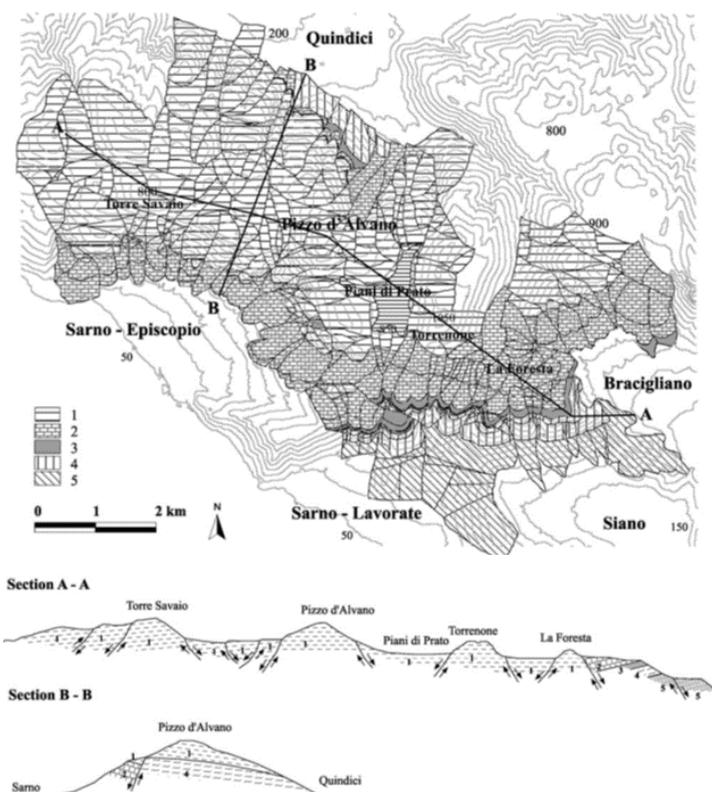


Figura 79. Mappa geologica del substrato: 1) calcareniti e calciruditi (tardo Cretaceo); 2) calcareniti, calciruditi e calcari dolomitizzati (medio e tardo Cretaceo); 3) calcari marnosi (medio Cretaceo); 4) calcari microcristallizzati parzialmente dolomitizzati (medio e basso Cretaceo); 5) calcari dolomitizzati (basso Cretaceo) (Cascini et al., 2006).

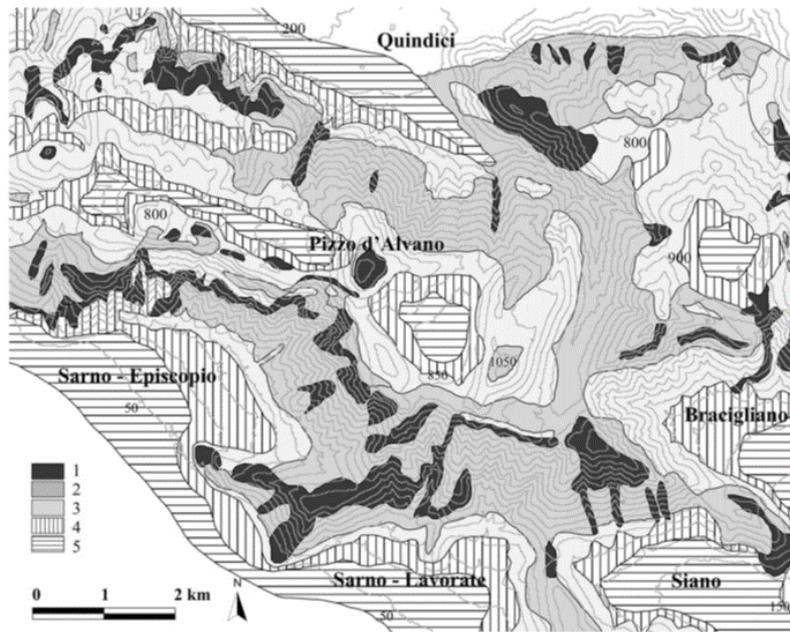


Figura 80. Mappa dello spessore dei depositi piroclastici del complesso di Pizzo d'Alvano (Cascini et al., 2006).

Diversi studi sono stati incentrati sulla caratterizzazione fisica, meccanica e idraulica dei materiali presenti nell'area considerata (Bilotta e Foresta, 2001, Bilotta et al., 2005, Cascini et al., 2008). In figura 81 sono rappresentati i fusi granulometrici associabili alle piroclastiti limose e alle pomici (Bilotta et al., 2005). Si può notare che tali fusi si presentano notevolmente ampi e di conseguenza variabili risultano gli assortimenti granulometrici presenti in sito. Bilotta et al., (2005) distinguono poi le piroclastiti limose in due gruppi, di cui uno (gruppo "A") a granulometria più fine e l'altro, (gruppo "B"), a granulometria più grossolana figura 82.

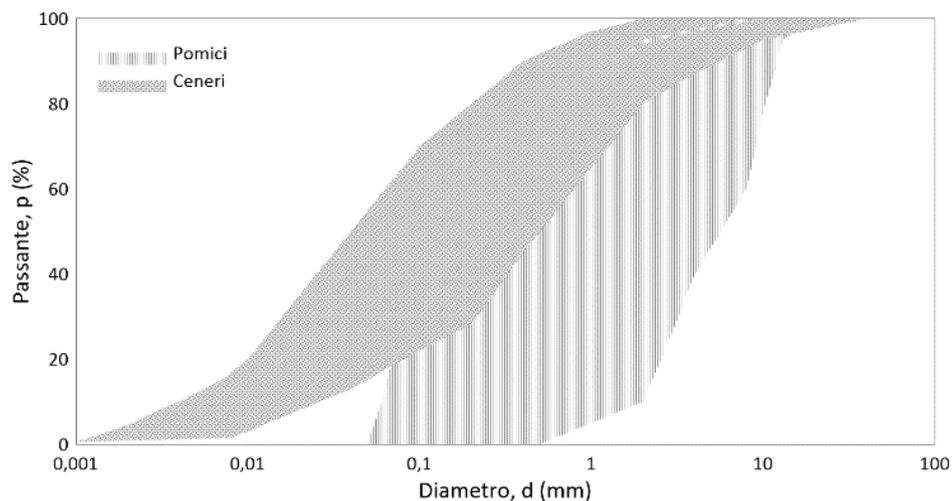


Figura 81. Fusi granulometrici identificativi di piroclastiti limose e pomici (Bilotta et al., 2005).

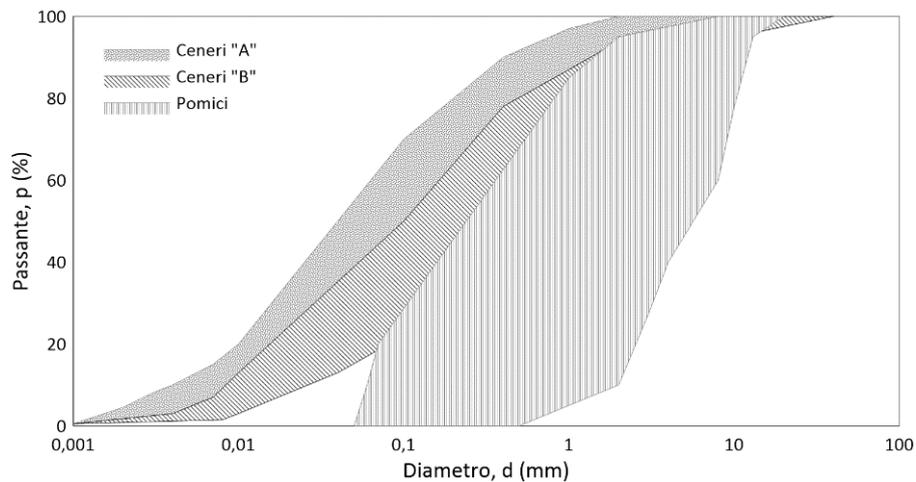


Figura 82. Fusi granulometrici identificativi delle piroclastiti limose della classe "A" e della classe "B" (Bilotta et al., 2005).

Nelle giornate 5 e 6 maggio 1998 i pendii del complesso montuoso del Pizzo d'Alvano furono interessati da numerosi fenomeni di frana, alcuni dei quali si estesero fino ai centri abitati di Sarno, Bracigliano, Quindici e Siano (fig.80) (Del Prete et al., 1998, Crosta & Dal Negro, 2003; Cascini 2004, Guadagno et al., 2005).

In accordo con la classificazione dei fenomeni di frana proposta da Hungr et al. (2001), alcuni eventi innescatesi e propagatisi in pendio aperto sono stati classificati come "debris-avalanches" (Revellino, 2005), altri, incanalatisi, come "debris-flow" (Pareschi et al., 2000; Calcaterra et al., 2000; D'Ambrosio et al., 2003; Zanchetta et al., 2004; Fiorillo e Wilson, 2004; Revellino et al., 2005), altri ancora, propagatisi in pendii poco acclivi a causa dello sviluppo di fenomeni di liquefazione statica (§ par. 2.2), sono stati classificati come "flow-slides" (Cascini et al., 2003, Musso e Olivares, 2004; Picarelli et al., 2004, Bilotta et al., 2005).

Le dinamiche metereologiche che hanno causato l'innescato dell'instabilità e che sarebbero anche alla base dello sviluppo dei fenomeni di liquefazione sono state poco indagate e scarsamente caratterizzate. I pluviometri operativi nelle zone interessate dai fenomeni sono quelli di Sarno (36 m s.l.m.m) e Lauro (192 m s.l.m.m) (fig. 83), entrambi ubicati non in quota. Essi hanno fornito i dati pluviometrici utilizzati in alcuni lavori scientifici nei quali si è cercato di caratterizzare la presunta relazione tra l'evoluzione

delle precipitazioni e le condizioni di stabilità dei pendii (e.g., Cascini et al., 2008; Crosta & Dal Negro, 2003).

Tali lavori, tuttavia, non sono riusciti a definire un chiaro nesso di causalità dei fenomeni avvenuti con le precipitazioni misurate. Data per certa l'origine meteo-indotta di tali fenomeni, la mancanza di un nesso di causalità evidente tra storia di precipitazioni e stato di imbibizione della coltre predisponente all'instabilità si è tradotto, da parte di alcuni autori (Crosta & Dal Negro, 2003) nell'associare i fenomeni di instabilità a discontinuità stratigrafiche o geomorfologiche, da parte di altri (Cascini et al., 2011) nell'affermare la scarsa rappresentatività di misurazioni pluviometriche avvenute non in quota e nell'addurre a causa d'innescò la venuta di acqua dal bed-rock fratturato (Cascini et al., 2011). In quest'ultimo caso viene ipotizzato che le precipitazioni non abbiano direttamente imbibito le coltri per infiltrazione dall'alto ma che abbiano dapprima saturato il bed-rock fratturato generando, con l'acqua in eccedenza, la saturazione della coltre piroclastica dal basso. È da osservarsi tuttavia che questa seconda ipotesi andrebbe supportata dimostrando l'eccezionalità delle precipitazioni in relazione alla loro efficacia nel saturare il bed-rock fratturato.

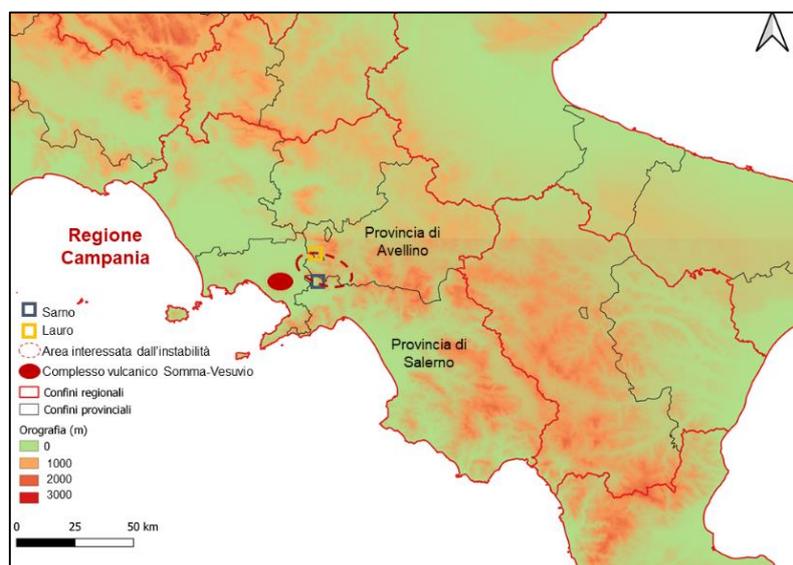


Figura 83. Posizione dei pluviometri di Sarno e Lauro rispetto all'area interessata dall'instabilità del 5 e 6 maggio 1998.

Gli studi svolti fino ad ora hanno analizzato la storia di precipitazioni dell'anno idrologico in cui sono incardinati gli eventi, trascurando peraltro l'effetto dei fenomeni

evapotraspirativi. Una reinterpretazione dei fenomeni, svolta nel tentativo di costruire il nesso di causalità con l'evoluzione meteorologica del sito, può basarsi, per quanto esposto in precedenza, sull'analisi degli effetti di una finestra temporale antecedente ben più ampia, che comprende non solo l'anno idrologico degli eventi ma anche quelli precedenti. Ciò in considerazione del fatto che le coltri coinvolte sono caratterizzate da spessori considerevoli, dunque sensibili alle condizioni meteo verificatesi anche alcuni anni addietro. Analizzare periodi antecedenti molto lunghi comporta anche la necessità di portare in conto i flussi evaporativi. Questi, infatti, sebbene caratterizzati rispetto alle precipitazioni da basse intensità, sono persistenti su periodi molto lunghi, dando così luogo a cumuli in uscita che risultano significativi.

6.3. Interpretazione del fenomeno

6.3.1. Evoluzione delle variabili atmosferiche

In prossimità dei pendii interessati dai fenomeni del '98 sono ubicati due pluviometri (fig. 83), l'uno nell'abitato di Sarno, posto alla quota 36 m s.l.m.m., e l'altro in località Lauro, posto alla quota 192 m s.l.m.m. Trattandosi di due postazioni tra loro abbastanza vicine, ma caratterizzate da una differenza di quota non trascurabile, è possibile dal confronto delle registrazioni caratterizzare l'effetto quota sulle precipitazioni. Tale effetto appare rilevante se si considerano le precipitazioni cumulate mensilmente (fig. 84). In particolare, sembra evidente che i valori registrati alla quota maggiore risultano come sistematicamente scalati verso valori più alti. Tale aspetto però risulta ininfluente rispetto agli obiettivi che ci si è posti nel presente studio. In esso si è infatti cercato di comprendere, trasformando l'evoluzione delle precipitazioni e di altre variabili meteorologiche in variazioni di contenuto d'acqua medio all'interno della coltre, se, in corrispondenza della data degli eventi, si fosse verificata una singolarità idrologica, ovvero un massimo assoluto di contenuto d'acqua. Poiché la presenza o meno di un massimo assoluto è indipendente dal fattore di scala che si applica alle precipitazioni, l'analisi è stata svolta assumendo le precipitazioni registrate al pluviometro di Sarno,

anche in considerazione del fatto che l'altro pluviometro, quello di Lauro, presenta un'indisponibilità di dati nel periodo gennaio 1995-dicembre 1997.

In Figura 85 sono riportate le registrazioni del pluviometro di Sarno, elaborate sia come evoluzioni di precipitazione giornaliera e sia come precipitazioni cumulate nei diversi anni idrologici. In corrispondenza della data del 5 maggio 1998 i valori cumulati su vari intervalli temporali antecedenti gli eventi non risultano eccezionali, se confrontati con i valori di riferimento pubblicati da Pagano et al. (2010). Il cumulo giornaliero è infatti di 50 mm nel giorno dell'evento, di circa 65 mm nella settimana antecedente, di circa 96 mm nei 20 giorni antecedenti e, infine di circa 172 mm nei 2 mesi antecedenti. Anche se si assumono come riferimenti di confronto le registrazioni che lo stesso pluviometro ha fornito negli anni precedenti, si osserva (Figura 85) che i valori cumulati negli anni idrologici '93-94 e '96-'97 sono decisamente superiori a quelli dell'anno idrologico degli eventi.

In corrispondenza delle stazioni pluviometriche di Sarno e Lauro non sono registrate le variabili meteorologiche necessarie a stimare l'evoluzione dei flussi evaporativi. In particolare, la temperatura consente di stimare evaporazione potenziale e reale. Per le misure di temperatura si è fatto allora riferimento alle registrazioni acquisite presso la stazione meteorologica di Nocera Inferiore, ubicata a circa 8 km di distanza dal pluviometro di Sarno (figura 86).

In Figura 87 sono riportate le evoluzioni giornaliere di evaporazione potenziale e precipitazione. L'evaporazione potenziale è stata quantificata in accordo all'approccio proposto da Allen et al., (1998) (§Appendice 1.A par. 3.2), calcolando dapprima il flusso evaporativo di riferimento e trasformando questo in flusso potenziale attraverso l'applicazione di un coefficiente correttivo, che per il caso in esame è stato assunto pari a 1.15 (Rianna et al., 2014b).

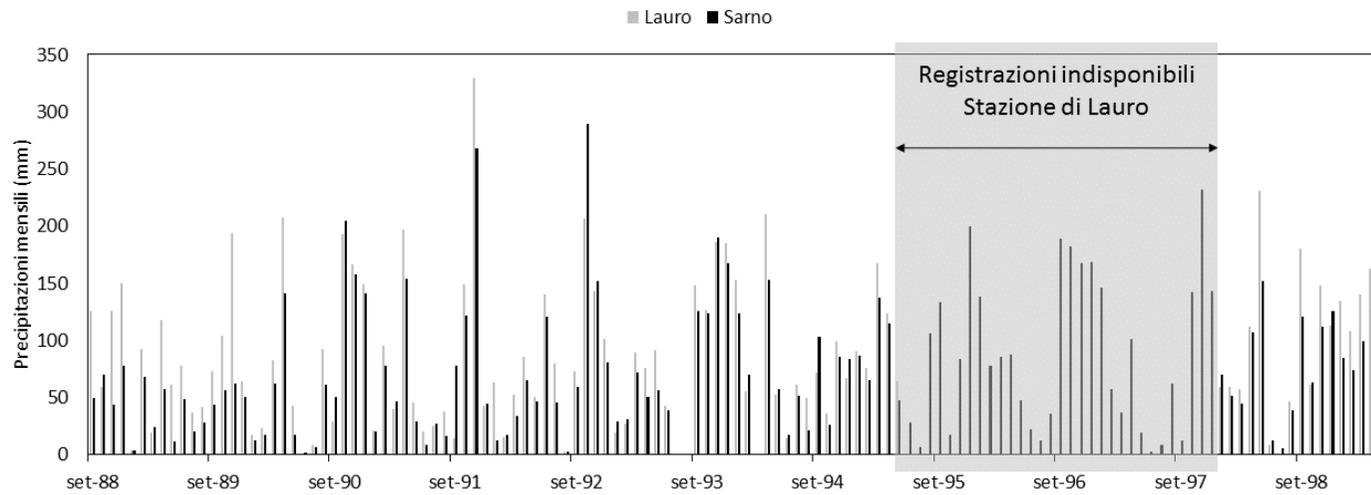


Figura 84. Evoluzione dei valori mensili di precipitazioni misurate dal pluviometro di Sarno e dal pluviometro di Lauro.

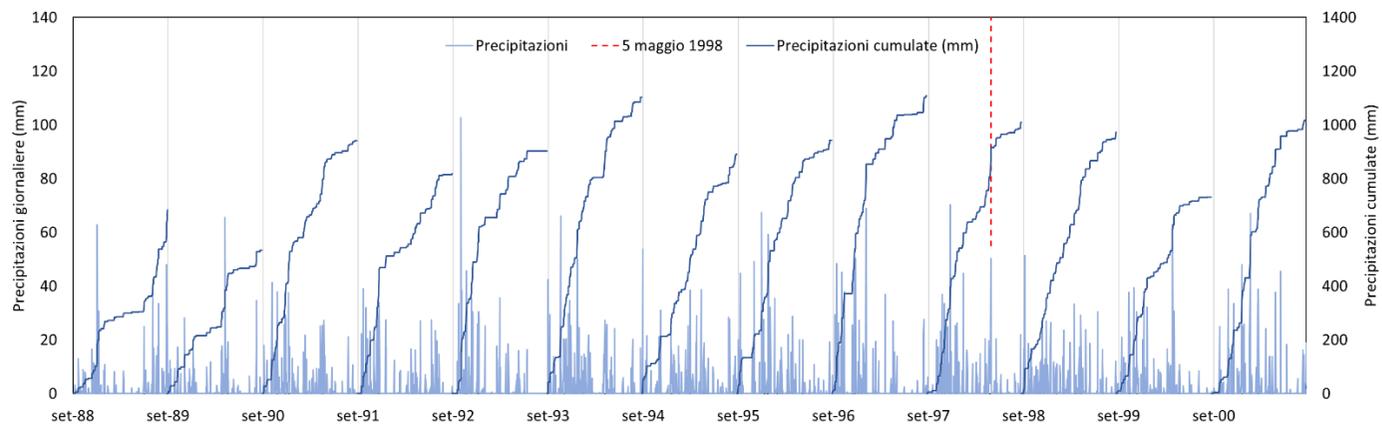


Figura 85. Evoluzione delle precipitazioni giornaliera e valore cumulado per ciascun anno idrologico.

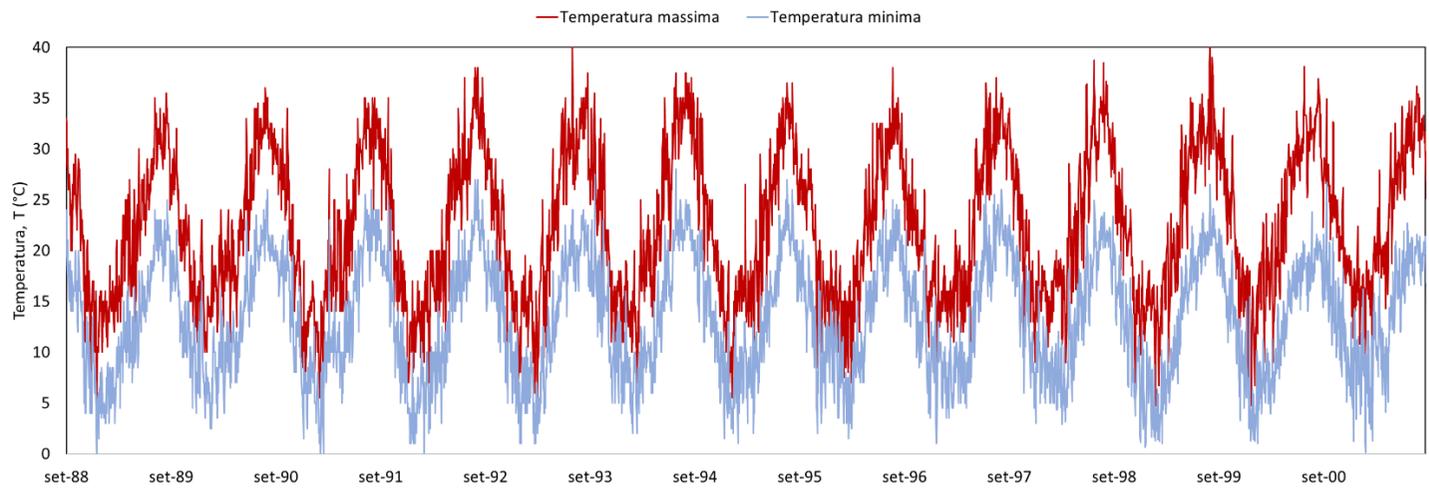


Figura 86. Evoluzione dei valori giornalieri di temperatura massima e minima registrate dalla stazione termometrica di Nocera Inferiore.

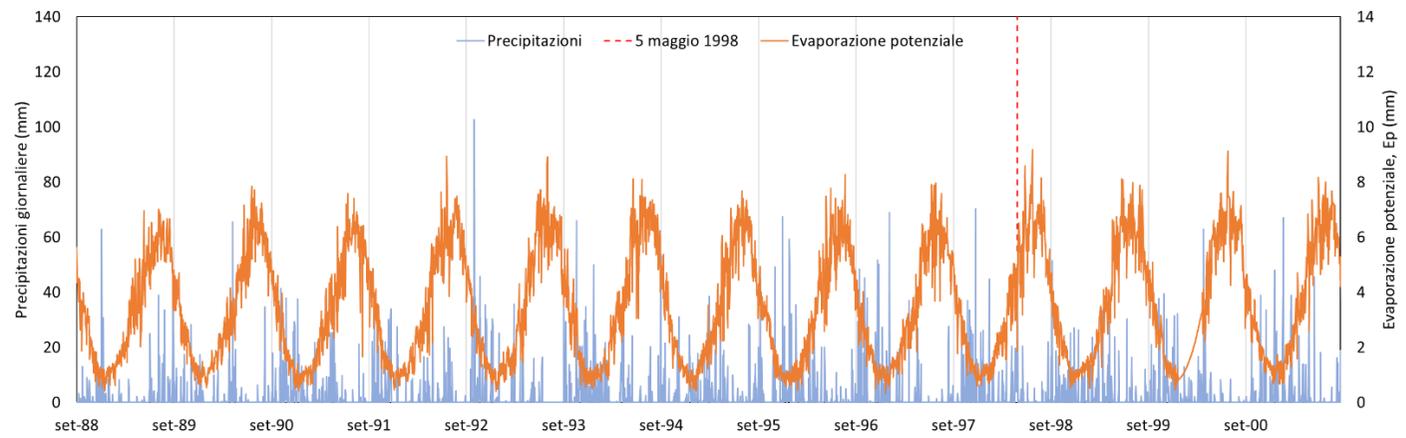


Figura 87. Flussi potenziali in ingresso (precipitazioni giornaliere) ed in uscita (evaporazione potenziale giornaliera).

6.3.2. Schema di calcolo

In figura 88 è riportata la sezione longitudinale di una copertura piroclastica interessata da una frana (Cascini et al. 2008) che presenta i caratteri tipici delle diverse coperture coinvolte a Sarno dai fenomeni del '98. Sono presenti alternanze di strati di piroclastiti limose potenti alcuni metri, intervallati da sottili strati di pomici di alcuni decimetri. Nell'ottica di studiare il comportamento della coltre in condizioni di flusso monodimensionale, tra le possibili stratigrafie di figura 88 è stata scelta quella posta nella zona apicale, ove si presume si sia innescato il fenomeno di colata rapida. La coltre ha uno spessore complessivo di 4.5 m ed è composta da due strati, di due metri ciascuno, di piroclastiti limose, intervallati da uno spessore di 0.5 m di pomici.

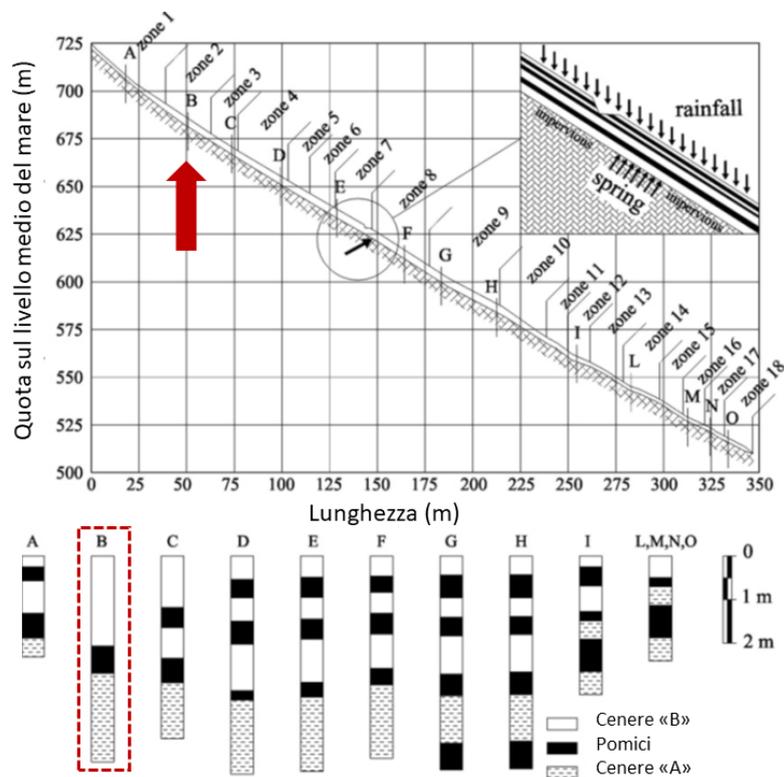


Figura 88. Sezione longitudinale di una copertura piroclastica coinvolta nell'evento del 1998 e ricostruzioni stratigrafiche (Cascini et al., 2011).

I due strati di piroclastiti limose sono stati modellati nell'ulteriore ipotesi semplificativa che essi avessero stesse proprietà idrauliche e che tali proprietà fossero a loro volta mutuabili da quelle del materiale sottoposto a prova nel modello fisico di lisimetro (§

cap. 4). Lo strato di pomici è stato invece considerato corrispondente a quello caratterizzato da Damiano et al., (2015). La liceità delle due corrispondenze è stata parzialmente verificata appurando (fig. 89) che le distribuzioni granulometriche dei due materiali dei quali è stata mutuata la caratterizzazione idraulica fossero contenuti nei fusi granulometrici dei materiali presenti effettivamente in sito (Bilotta et al., 2005).

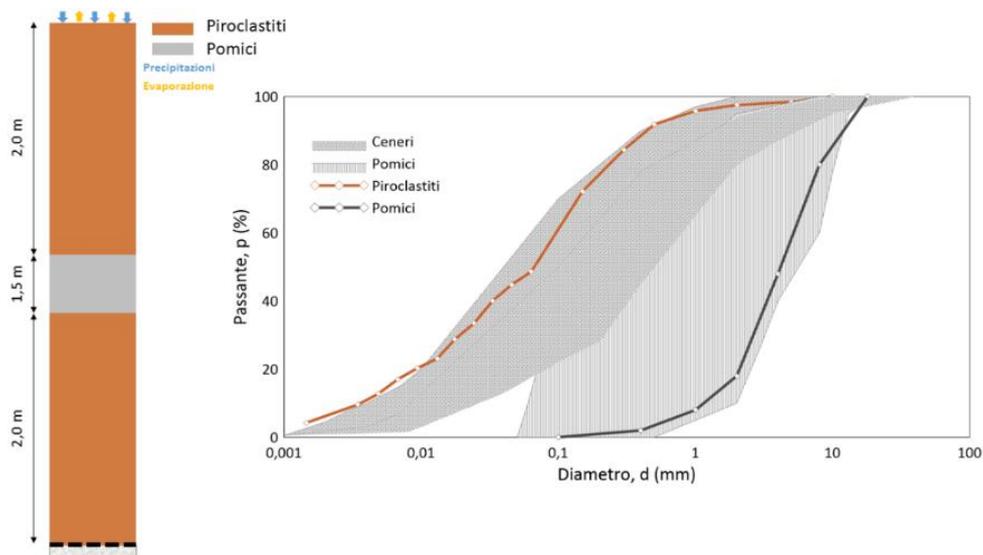


Figura 89. Rappresentazione schematica della geometria considerata e curve granulometriche dei materiali utilizzati

Le proprietà idrauliche assunte per i due materiali sono riportate in figura 90.

Le curve di ritenzione e le funzioni di permeabilità dei due materiali mostrano differenze del tutto coerenti con i diversi assortimenti granulometrici. Le pomici, caratterizzate da una granulometria più grossolana, presentano, rispetto alle piroclastiti, una suzione di ingresso d'aria più bassa ed un contenuto d'acqua residuo minore. In condizioni sature esse hanno coefficiente di conducibilità idraulica ben maggiore, che però decade molto più rapidamente al decrescere del grado di saturazione. Lo strato di pomici allora può fungere da contorno drenante o barriera capillare per il soprastante strato di piroclastite limosa a seconda del livello di parziale saturazione che si verifica in corrispondenza del contatto.

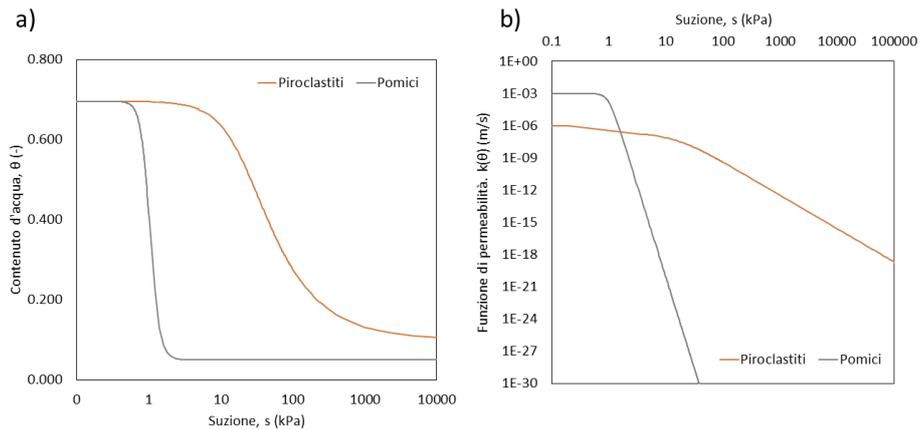


Figura 90. Proprietà idrauliche dei materiali utilizzati: a) curva di ritenzione, b) funzione di permeabilità.

6.3.3. Modellazione numerica

Il dominio di Figura 89 è stato analizzato assoggettato ad un flusso monodimensionale in condizioni di parziale saturazione per effetto dell'evoluzione delle condizioni idrauliche al bordo superiore generate dall'evoluzione delle condizioni meteorologiche rappresentate in figura 87. L'approccio utilizzato è quello proposto da Wilson (1990) (§Appendice 1.A par. 3.3). I parametri idraulici e termici dei due strati di piroclastiti limose sono stati calibrati sulla base dei diagrammi sperimentali riportati al § cap. 4 (Figure 39, 40, 42). Per le pomici è stato assunto un comportamento isoterma e i parametri idraulici sono stati derivati dalla figura 90. Il modello di Wilson è stato risolto numericamente utilizzando il codice ad elementi finiti Vadose/W (Geo-slope 2007). La condizione al bordo inferiore del dominio di calcolo è stata modellata come superficie di filtrazione.

Come condizione iniziale di suzione (1° settembre 1988) è stata assunta una distribuzione costante a 50 kPa.

6.3.4. Risultati

I risultati ottenuti dalle simulazioni numeriche sono riportati in figura 91 e 92, come, rispettivamente, evoluzioni di contenuto volumetrico medio dell'intero dominio ed evoluzioni di suzione a 6 diverse profondità.

Il contenuto volumetrico medio di acqua (figura 91a) nei primi due anni idrologici si mantiene in media invariato con modeste oscillazioni temporali intorno al valore 35%, in incremento durante le stagioni autunnali ed invernali, ed in riduzione durante le stagioni primaverile ed estiva. Nei quattro anni successivi, i picchi di contenuto d'acqua medio tendono progressivamente ad incrementarsi e gli andamenti presentano oscillazioni stagionali sempre più accentuate. Nei due anni successivi i picchi di contenuto d'acqua medio si riducono nuovamente, con oscillazioni stagionali degli andamenti nuovamente più contenute. Infine si verificano due anni particolari, che vedono crescere di nuovo i picchi e questa volta in modo molto accentuato. Il primo picco si verifica in corrispondenza della data 10 gennaio '97, allorché si innescano numerose colate rapide di fango sui versanti settentrionali dei Monti Lattari (Frane di Pozzano, San Pantaleone, Monte Pendolo, Selva della Tomba, S. Egidio Montalbino – Calcaterra et al., 1997), ubicati ad una distanza variabile da 8 a 15 km dai Monti di Sarno, e in zone dove le coltri hanno spessore di circa 2 m. Il secondo picco si verifica, come picco assoluto dell'intero intervallo temporale analizzato, il 5 maggio 1998, in concomitanza con gli eventi di Sarno, quando il contenuto volumetrico raggiunge un valore di massimo mai attinto in precedenza ($\theta=57.3\%$).

Risulta interessante osservare come la singolarità idrologica di Sarno appaia, nell'andamento diagrammato, strettamente correlata agli alti livelli di contenuto d'acqua raggiunti nell'anno precedente. Si può desumere che sia stato sufficiente un anno eccezionale sotto il profilo idrologico per innescare frane in coltri potenti 2 m, e che siano stati invece necessari due anni eccezionali consecutivi per innescare fenomeni di instabilità in coltri di spessore maggiore di 4m.

La figura 92 riporta le evoluzioni di suzione registrate alle profondità di 0.5 m, 1.5 m, 2 m, 2.5 m, 3.5 m e 4.5 m. Si può osservare come nello strato di piroclastiti limose superficiali (fino alla profondità di 2 m) si risenta significativamente delle fluttuazioni meteorologiche.

Alle profondità di 2.5 m, 3.5 m e 4.5 m gli andamenti temporali di suzione risultano inizialmente costanti per poi subire una brusca riduzione in corrispondenza dell'evento del 10 gennaio 1997. I processi di infiltrazione da esso generati rompono la barriera capillare costituita dallo strato di pomice e determinano l'imbibizione dello strato di

piroclastiti limose sottostante. I valori di suzione successivamente si stabilizzano in corrispondenza di livelli più bassi.

In Figura 93 si riportano i profili di suzione calcolati in corrispondenza delle date 10 gennaio '97 e 5 maggio '98. È possibile osservare chiaramente come al 10 gennaio '97 le riduzioni di suzione interessino unicamente lo strato superiore mentre al 5 gennaio '98 esse interessino anche lo strato inferiore. È stata dunque la rottura della barriera capillare costituita dalle pomici nel periodo immediatamente postumo all'evento meteorologico del 10 gennaio '97 e la conseguente imbibizione dello strato sottostante a determinare lo stato idrologico predisponente agli eventi di Sarno dell'anno successivo.

Sebbene i risultati dell'analisi evidenzino chiaramente una singolarità idrologica nel dominio in corrispondenza del 5 maggio 1998, i valori di suzione calcolati a tale data risultano leggermente superiori rispetto a quelli che giustificherebbero l'insacco di un fenomeno di instabilità. L'analisi preliminare delle precipitazioni e l'osservazione che esse si incrementano con la quota spiegano facilmente come alle quote di innesco dei fenomeni volumi di precipitazione scalati in incremento abbiano potuto indurre cadute di suzione decisamente maggiori rispetto a quelle calcolate.

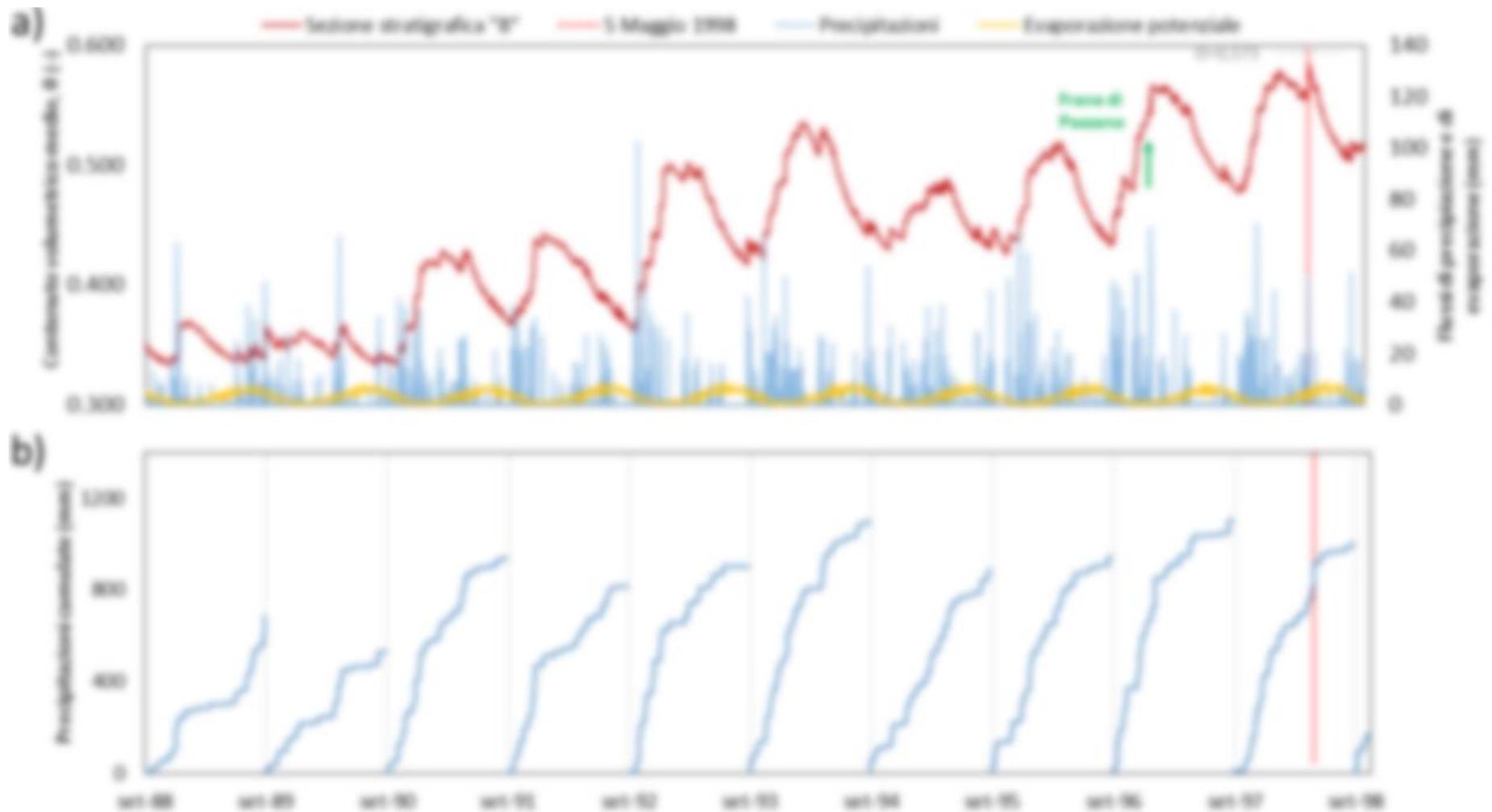


Figura 91. a) Evoluzione del contenuto volumetrico medio per l'intervallo temporale compreso tra il 1° settembre 1988 e il 31 agosto 2001; b) evoluzione di pioggia giornaliera cumulata per ciascun anno idrologico

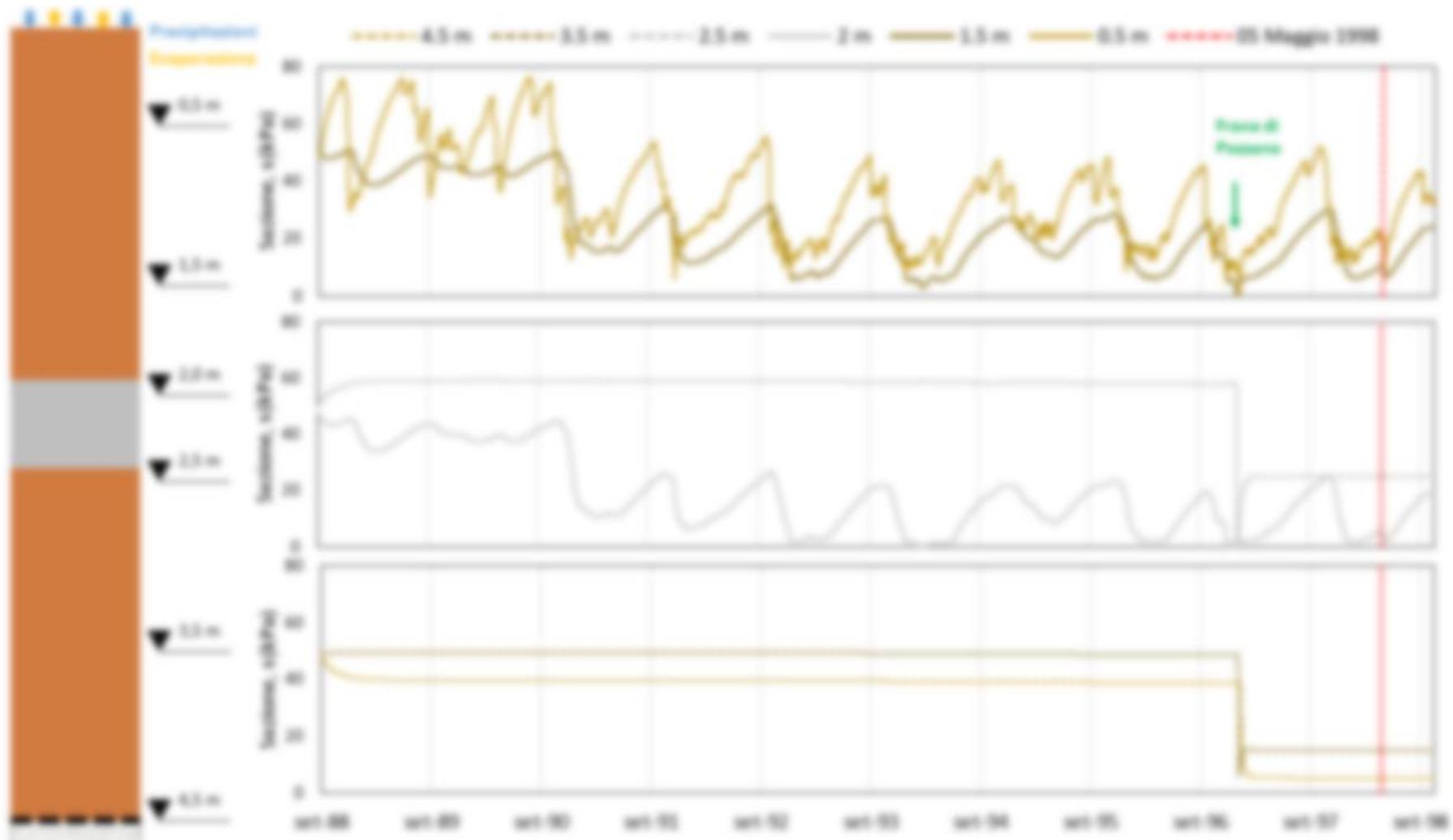


Figura 92. Evoluzione della suzione in corrispondenza di sei profondità, per l'intervallo temporale compreso tra il 1° settembre 1988 e il 31 agosto 2001, ricavato mediante analisi numeriche.

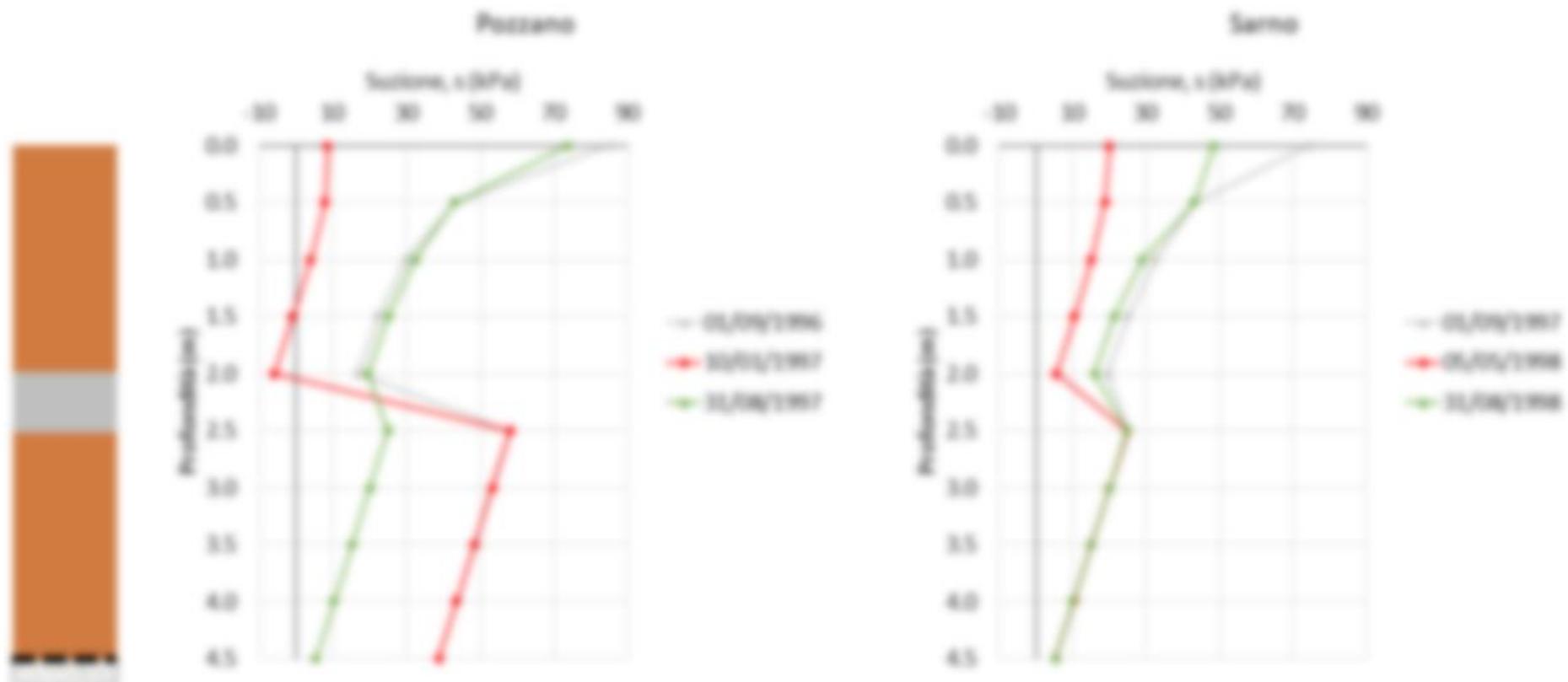


Figura 93. Evoluzione dei livelli di suzione in corrispondenza degli eventi franosi di Pozzano e Sarno.

Bibliografia capitolo 6

- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. *Fao, Rome, 300(9)*, D05109.
- Bilotta, E., Cascini, L., Foresta, V., & Sorbinow, G. (2005). Geotechnical characterisation of pyroclastic soils involved in huge flowslides. *Geotechnical & Geological Engineering, 23(4)*, 365-402.
- Calcaterra D., Parise M., Palma B., Pelella L., (2000). Multiple debrisflows in volcanoclastic materials mantling carbonate slopes. *Proc. 2nd Int. Conf. on Debris-Flow Hazards Mitigation, Taipei, Balkema ed., pp. 99–107.*
- Calcaterra, D., Santo, A., Budetta, P., de Riso, R, Di Crescenzo, G., Franco, I., ... & Palma, B. (1997) Fenomeni franosi connessi all'evento pluviometrico del gennaio 1997 in Penisola Sorrentina-M. ti Lattari: primo contributo*. January, 1997 intense rainfall related landslides in Sorrentine Peninsula-Lattari Mts.: first contribution.
- Cascini, L., Cuomo, S., & Della Sala, M. (2011). Spatial and temporal occurrence of rainfall-induced shallow landslides of flow type: A case of Sarno-Quindici, Italy. *Geomorphology, 126(1-2)*, 148-158.
- Cascini, L., Cuomo, S., & Guida, D. (2008). Typical source areas of May 1998 flow-like mass movements in the Campania region, Southern Italy. *Engineering Geology, 96(3-4)*, 107-125.
- Cascini, L., Guida, D., Sorbino, G., (2006). Il Presidio Territoriale: una esperienza sul campo, G.N.D.C.I.-C.N.R., p. 139
- Cascini, L., Sorbino, G., (2004). The contribution of soil suction measurements to the analysis of flowslide triggering. Invited Lecture, Proc. of the Int. Workshop “Flows 2003 — Occurrence and Mechanisms of Flows in Natural Slopes and Earthfill”. Patron Editore, Sorrento, pp. 77–86.
- Cascini, L., Sorbino, G., Cuomo, S., (2003). Modelling of flowslides triggering in pyroclastic soils. Proc. Int. Conference on “Fast Slope Movements — Prediction and Prevention for Risk Mitigation”, vol. 1. Patron Editore, Napoli, pp. 93–100.

- Celico, P., (1978). Schema idrogeologico dell'Appennino carbonatico centro-meridionale, vol. 14. Memorie e Note Istituto di Geologia Applicata, Naples, pp. 1–97
- Celico, P., de Riso, R., (1978). Il ruolo idrogeologico della Valle Caudina nella idrogeologia del Casertano e del Sarnese (Campania). *Bollettino della Società dei Naturalisti in Napoli* 88, 1–26.
- Cioni, R., Santacroce, R., & Sbrana, A. (1999). Pyroclastic deposits as a guide for reconstructing the multi-stage evolution of the Somma-Vesuvius Caldera. *Bulletin of Volcanology*, 61(4), 207-222.
- Civita, M., De Medici, G.B., de Riso, R., Nicotera, P., Nota d'Elogio, E., (1973). Memoria descrittiva della Carta Idrogeologica della Campania Nord-Occidentale. Proc. 2° Convegno Internazionale sulle Acque Sotterranee I.A.H., Palermo (Italy).
- Crosta, G. B., & Negro, P. D. (2003). Observations and modelling of soil slip-debris flow initiation processes in pyroclastic deposits: the Sarno 1998 event. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3(1/2), 53-69.
- D'Ambrosio, D., Di Gregorio, S., Iovine, G., Lupiano, V., Rongo, R., & Spataro, W. (2003). First simulations of the Sarno debris flows through Cellular Automata Modelling. *Geomorphology*, 54(1-2), 91-117.
- 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: Ro-tonda T, Cecconi M, Silvestri F, Tommasi P, editors. *Proc. Int. Workshop on Volcanic Rocks & Soils Ischia*, Italy: CRC Press, p. 163-166
- De Vita, P., Agrello, D., & Ambrosino, F. (2006). Landslide susceptibility assessment in ash-fall pyroclastic deposits surrounding Mount Somma-Vesuvius: Application of geophysical surveys for soil thickness mapping. *Journal of Applied Geophysics*, 59(2), 126-139.
- Del Prete, M., Guadagno, F. M., & Hawkins, A. B. (1998). Preliminary report on the landslides of 5 May 1998, Campania, southern Italy. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 57(2), 113-129.
- Fiorillo, F., & Wilson, R. C. (2004). Rainfall induced debris flows in pyroclastic deposits, Campania (southern Italy). *Engineering Geology*, 75(3-4), 263-289.

- GEO-SLOPE (2009). *Seepage Modeling with VADOSE/W 2007*. Calgary: GEO-SLOPE International
- Guadagno, F. M., & Revellino, P. (2005). Debris avalanches and debris flows of the Campania Region (southern Italy). In *Debris-flow hazards and related phenomena* (pp. 489-518). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Hungr, O., Leroueil, S., & Picarelli, L. (2014). The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11(2), 167-194.
- Lirer, L., Petrosino, P., Alberico, I., & Postiglione, I. (2001). Long-term volcanic hazard forecasts based on Somma-Vesuvio past eruptive activity. *Bulletin of volcanology*, 63(1), 45-60.
- Musso, A., Olivares, L., 2004. Flowslides in pyroclastic soils: transition from “static liquefaction” to “fluidization”. Proc. of the Int. Workshop “Flows 2003— Occurrence and Mechanisms of Flows in Natural Slopes and Earthfill”. Patron Editore, Sorrento, pp. 117–127.
- O.U. 2.38, (1998). Relazione sull'attività svolta dall'U.O. dell'Università di Salerno dal 21/05/1998 al 5/07/1998. G.N.D.C.I. — Dept. of Civil Eng., University of Salerno.
- Pagano, L., Picarelli, L., Rianna, G., & Urciuoli, G. (2010). A simple numerical procedure for timely prediction of precipitation-induced landslides in unsaturated pyroclastic soils. *Landslides*, 7(3), 273-289.
- Pareschi, M. T., Favalli, M., Giannini, F., Sulpizio, R., Zanchetta, G., & Santacroce, R. (2000). May 5, 1998, debris flows in circum-Vesuvian areas (southern Italy): Insights for hazard assessment. *Geology*, 28(7), 639-642.
- Picarelli L, Vinale F (2007). AMRA -Messa a punto di modelli geotecnici per la simulazione degli effetti al suolo delle precipitazioni. *Technical Report CMCC*
- Picarelli, L., Olivares, L., Andreozzi, L., Damiano, E., Lampitiello, S., (2004). A research on rainfall-induced flowslides in unsaturated soils of pyroclastic origin. In: Lacerda Ehrlich Fontoura Sayao (Ed.), *Landslides: Evaluation and Stabilization*, vol. 1, pp. 1497–1506.
- Revellino, P., Hungr, O., Guadagno, F. M., & Evans, S. G. (2004). Velocity and runout simulation of destructive debris flows and debris avalanches in pyroclastic deposits, Campania region, Italy. *Environmental Geology*, 45(3), 295-311.

- Rianna, G., Pagano, L., & Urciuoli, G. (2014b). Investigation of soil–atmosphere interaction in pyroclastic soils. *Journal of hydrology*, 510, 480-492.
- Wilson GW (1990). *Evaporation from Bare Soil Surfaces*. Tesi di dottorato, University of Sas-katchewan, Saskatoon, Canada.
- Zanchetta, G., Sulpizio, R., Pareschi, M. T., Leoni, F. M., & Santacroce, R. (2004). Characteristics of May 5–6, 1998 volcanoclastic debris flows in the Sarno area (Campania, southern Italy): relationships to structural damage and hazard zonation. *Journal of volcanology and geothermal research*, 133(1-4), 377-393.

7. Sviluppo del tensioinclinometro e prove su modello fisico di pendio

7.1.Premessa

Come già richiamato nell'introduzione, le frane meteo-indotte in coltri costituite da piroclastiti limose si generano a seguito di una successione di eventi innescati dalle precipitazioni (fig. 94). Nell'ottica di migliorare le prestazioni previsionali di un LEWS, si è ipotizzato che potesse risultare efficace basare il modello previsionale, oltre che sulle precipitazioni, anche sul monitoraggio dello stato idrologico e della cinematica pre-rottura della coltre. Il capitolo illustra le esperienze sperimentali condotte simulando eventi di frana meteo-indotti attraverso un modello fisico di pendio, proprio con l'obiettivo di indagare in che misura il contestuale monitoraggio dello stato idrologico e della cinematica pre-rottura della coltre possa contribuire ad una migliore accuratezza della previsione.

Il capitolo descrive altresì uno strumento, il tensioinclinometro, progettato e realizzato nell'ambito del lavoro di tesi per caratterizzare contestualmente lo stato idrologico, attraverso misure di suzione, e la cinematica, attraverso misure di inclinazione di aste infisse nella coltre.

Il capitolo illustra dapprima i dettagli progettuali dello strumento e delle prove preliminari eseguite per verificarne il corretto funzionamento. Successivamente descrive i risultati delle prove condotte su modello fisico di pendio, indagando se e in che misura il preannuncio basato su misure con tensioinclinometro possa risultare più accurato rispetto a quello basato solo sulle sole precipitazioni.

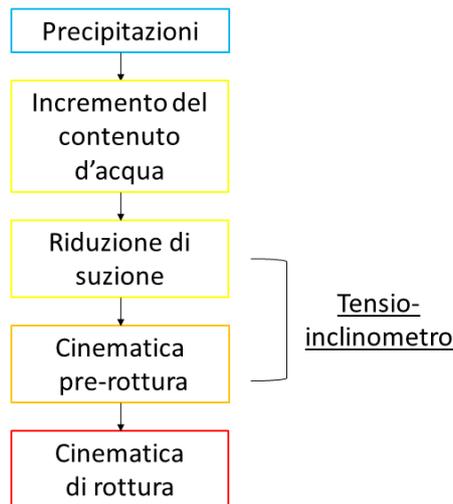


Figura 94. Sequenza di fasi che conducono all'instabilità in coltri piroclastiche.

7.2. Il tensioinclinometro

Il tensioinclinometro è stato progettato modificando un tensiometro commerciale per corredarlo della misura inclinometrica e della componentistica necessaria alla realizzazione di uno strumento stand-alone, ovvero autonomo e privo dei cablaggi tipicamente necessari per implementare acquisizione, archiviazione e trasmissione delle misure, oltre che l'alimentazione energetica. Ciò proprio allo scopo di renderlo uno strumento conforme ad operare nel sistema di monitoraggio asservito a un LEWS. Di seguito si descrivono dapprima le caratteristiche dello strumento commerciale di partenza e, successivamente, le modifiche ad esso apportate.

7.2.1. Descrizione tensiometro commerciale

Per lo sviluppo del tensioinclinometro, è stato utilizzato un tensiometro commerciale che consente di misurare valori di pressione interstiziale compresi tra -85 kPa e +100 kPa. Esso si compone di un'asta cava in materiale plastico disponibile in diverse lunghezze nell'intervallo 15-200 cm. All'estremità inferiore l'asta è dotata di pietra porosa, a tergo della quale è presente una camera di misura. In fase di condizionamento dello strumento è necessario saturare sia la pietra che la camera di misura affinché in sito la pietra, posta a contatto con il terreno, si ponga in equilibrio idraulico con l'acqua

di porosità e trasmetta la pressione alla camera di misura. L'acqua della camera di misura, sottoposta alla stessa pressione dell'acqua di porosità del terreno, è superiormente a contatto con un sensore piezoelettrico che acquisisce la differenza tra pressione della fase liquida e pressione atmosferica. Quest'ultima è riportata al sensore da un tubicino che, attraversando l'asta cava, raggiunge l'estremità superiore del tensiometro ponendosi a contatto con l'atmosfera (fig. 95).



Figura 95. Schema del tensiometro commerciale (UMS GmbH).

Tale tipologia di tensiometro rende speditive le operazioni di manutenzione in sito poiché presenta la possibilità di ricondizionare lo strumento senza richiederne l'estrazione dal terreno. La camera di misura può essere infatti risaturata iniettando dall'estremità superiore dell'asta acqua demineralizzata tramite un tubicino che, attraversando l'asta cava, raggiunge la cavità della pietra porosa. L'aria presente nella camera, spinta dall'introduzione di acqua, viene smaltita attraverso un secondo tubicino che si collega all'atmosfera sempre attraverso l'asta (fig. 96).

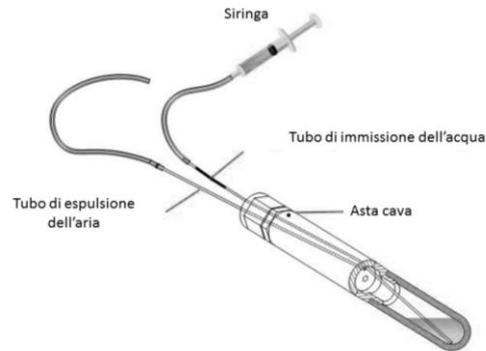


Figura 96: Procedura risaturazione tensiometro (UMS GmbH).

7.2.2. Descrizione scheda elettronica

Nell'ambito dell'attività di ricerca, il tensiometro commerciale sopra descritto è stato trasformato in tensioinclinometro, ovvero uno strumento che, oltre ad acquisire la suzione all'estremità inferiore dell'asta, è in grado di misurare l'inclinazione dell'asta stessa in corrispondenza dell'estremità superiore. Nella trasformazione sono stati introdotti un sensore accelerometrico e l'elettronica necessaria affinché le due grandezze fisiche, suzione ed inclinazione, fossero digitalizzate ed archiviate localmente. È stato inoltre introdotto un dispositivo per la trasmissione a distanza dei dati direttamente acquisiti o precedentemente archiviati. La componente sensoristica accelerometrica, le componenti elettroniche necessarie alle trasformazioni ed il dispositivo di trasmissione sono tutte integrate su di una scheda elettronica. Tale scheda e la batteria di alimentazione sono contenuti all'interno di una scatola metallica di dimensioni ridotte. La scatola si monta attraverso dei morsetti alla parte superiore dell'asta tensiometrica ed ospita sulla superficie laterale la presa per il collegamento al sensore piezoelettrico della misura tensiometrica. Dunque, l'integrazione del tensiometro per la trasformazione in tensioinclinometro consiste nel fissare all'asta l'elemento integrativo e collegare un cavo, operazione che richiede pochi minuti.

La scheda elettronica (fig. 97a) è progettata in due sezioni distinte (fig. 97b).

La prima sezione è dedicata ai dati inclinometrici, la seconda sezione ai dati tensiometrici.

In particolare, la prima sezione contiene:

- il sistema di alimentazione e relativo sistema di gestione (1 e 2);
- il microcontrollore e trasmettitore wireless (3);
- la piattaforma inerziale (4);
- la memoria non volatile (5).

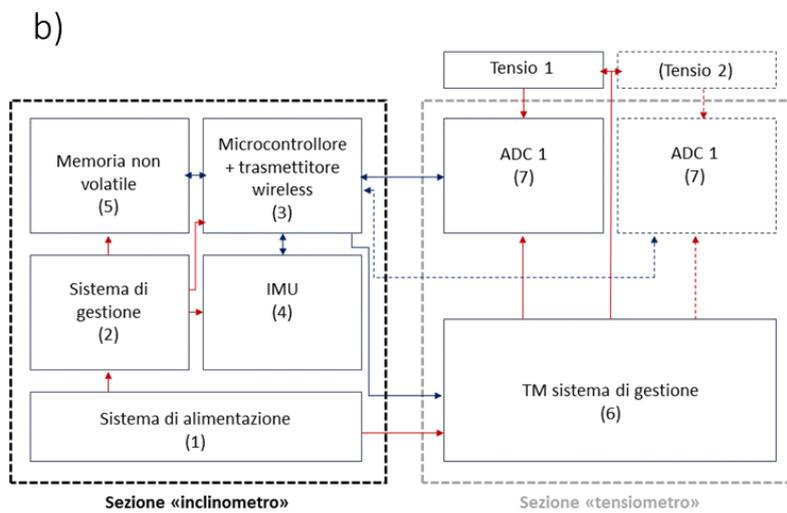
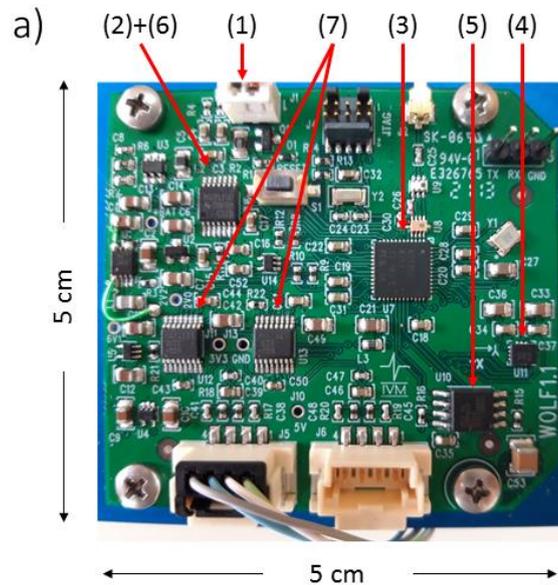


Figura 97. a) scheda elettronica contenente sensori e dispositivi; b) divisione concettuale della scheda elettronica (In blu sono riportati i collegamenti di segnale, in rosso quelli di alimentazione).

L'alimentazione è fornita da una batteria litio-tionil-cloride non ricaricabile (fig. 98), selezionata per ottimizzare lo spazio occupato nella scatola metallica ed assicurare un'alta densità di carica volumetrica.



Figura 98. Sistema di alimentazione scelto.

Il microcontrollore selezionato è connesso a tutti i sensori e ne gestisce l'interazione. Esso integra un trasmettitore wireless, in grado di trasmettere i dati fino ad una distanza di 200 m.

La piattaforma inerziale include, oltre ad un accelerometro triassiale, un giroscopio e un magnetometro. L'accelerometro selezionato è un dispositivo di tipo capacitivo che consente la misura dell'accelerazione di gravità (Yoder et al., 2014). Gli accelerometri capacitivi derivano le componenti di accelerazione nelle tre direzioni dalla variazione di capacità di due condensatori, tra i quali è interposta una massa di prova che subisce uno spostamento (Fraden et al., 2010) (fig. 99).

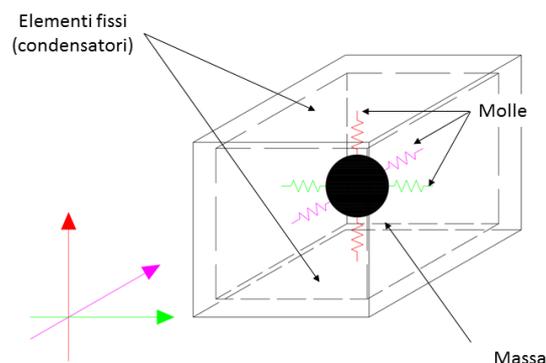


Figura 99. Schema accelerometro capacitivo.

L'accelerometro consegna in output le componenti A_i dell'accelerazione lungo i tre assi attivate durante la rotazione. Esse possono essere rielaborate (eq. 45) in rotazioni rispetto ai tre assi (ρ angolo formato rispetto all'asse x, ϕ angolo formato rispetto all'asse y, θ angolo formato rispetto all'asse z; figura 100).

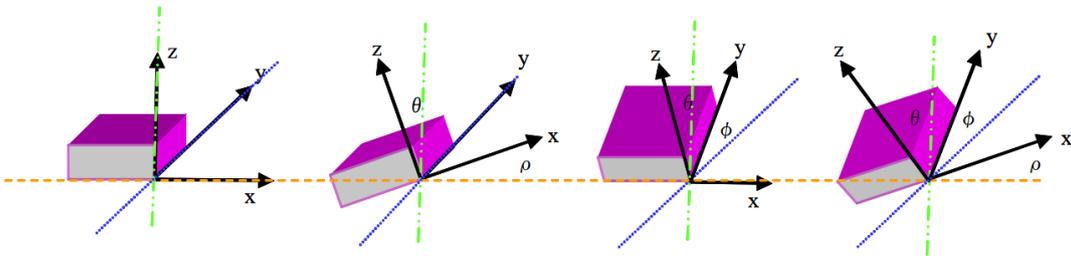


Figura 100. Rappresentazione grafica degli angoli di inclinazione.

$$\begin{aligned} \rho &= \tan^{-1} \frac{A_x}{\sqrt{A_y^2 + A_z^2}} \\ \phi &= \tan^{-1} \frac{A_{xy}}{\sqrt{A_x^2 + A_z^2}} \\ \theta &= \tan^{-1} \frac{\sqrt{A_x^2 + A_y^2}}{A_z} \end{aligned} \tag{45}$$

I dati registrati possono essere direttamente trasmessi a distanza oppure archiviati in una memoria non volatile.

La seconda sezione, interamente deputata all'acquisizione dei dati del tensiometro, include:

- il sistema di gestione dell'alimentazione del tensiometro (6 in fig. 97);
- il convertitore analogico-digitale per l'output del sensore piezoelettrico (7 in fig. 97).

Tale sensore piezoelettrico, utilizzato per la misura della pressione interstiziale, è configurato elettronicamente secondo uno schema noto come "ponte di Wheatstone" (Wheatstone, 1843).

La casa produttrice dello strumento consegna direttamente il coefficiente di proporzionalità tra la tensione in ingresso allo schema di ponte, fornita dal sistema di alimentazione, e la tensione in uscita, proporzionale al valore di pressione interstiziale misurato dallo strumento. Esso è pari a -1 mV/kPa , se la tensione in ingresso allo strumento è pari a 10.6 V .

In fase di progettazione del convertitore, è stata indagata la possibilità di fornire come tensione di ingresso dello strumento un valore più basso rispetto a quello di 10.6 V suggerito dalla casa produttrice, con l'obiettivo di minimizzare il consumo della batteria ed incrementare l'autonomia energetica del tensioinclinometro. Allo scopo, sono state eseguite delle prove per verificare se variando il voltaggio lo strumento fosse sempre in grado di garantire un corretto funzionamento. Le prove sono state eseguite al valore standard (10.6 V) e ai due valori più bassi di 5 V e 6 V , posizionando la pietra porosa del tensiometro in una cella saturata di acqua ed applicando pressioni sia nel range dei valori positivi che in quello dei valori negativi (figura 101).

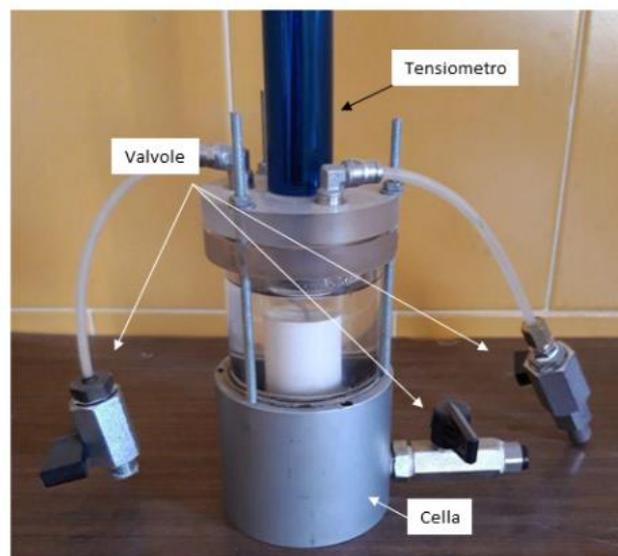


Figura 101. Apparecchiatura utilizzata per la sperimentazione.

La figura 102 confronta le pressioni misurate al tensiometro applicando i diversi valori di voltaggio con i valori di pressione imposti alla cella. Si può osservare che i due diagrammi ottenuti a 5 V e 6 V sono sovrapponibili. Il valore 5 V è stato ovviamente

quello adoperato nel progetto dello strumento, in quanto meno dispendioso sotto il profilo energetico.

Le misure realizzate a 5 V sono state poi ulteriormente validate confrontando i valori misurati con quelli acquisiti utilizzando una centralina automatizzata.

Il confronto (figura 103) mostra anche in questo caso una quasi perfetta sovrapposizione dei punti di misura. Le misure di pressione sono state realizzate sia in incremento sia in riduzione per verificare che non si manifestassero fenomeni di natura isteretica.

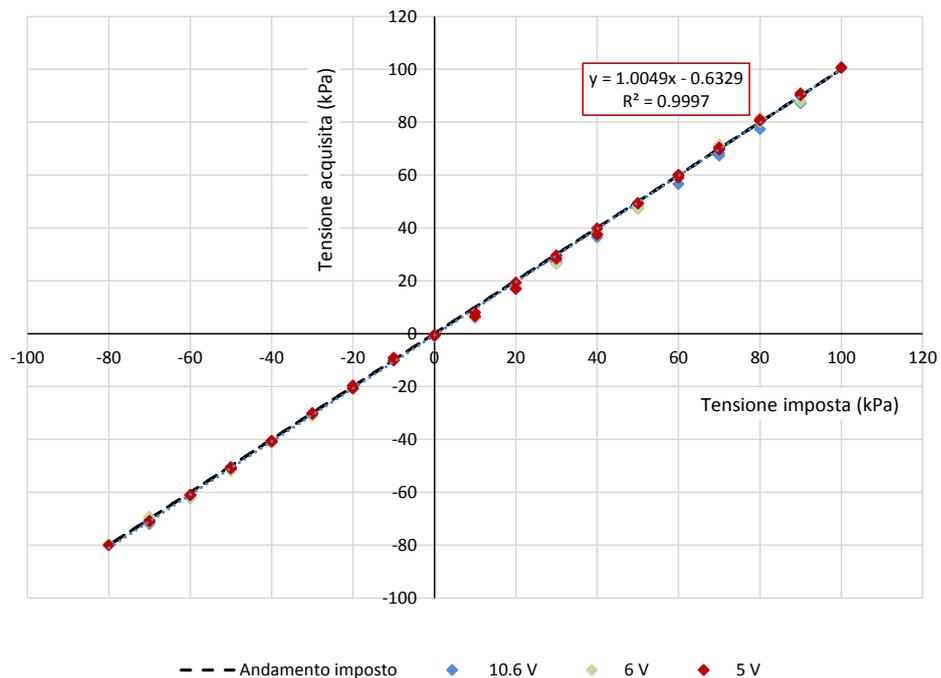


Figura 102. Confronto tra i valori di pressione interstiziale imposti ed acquisiti al variare della tensione di alimentazione.

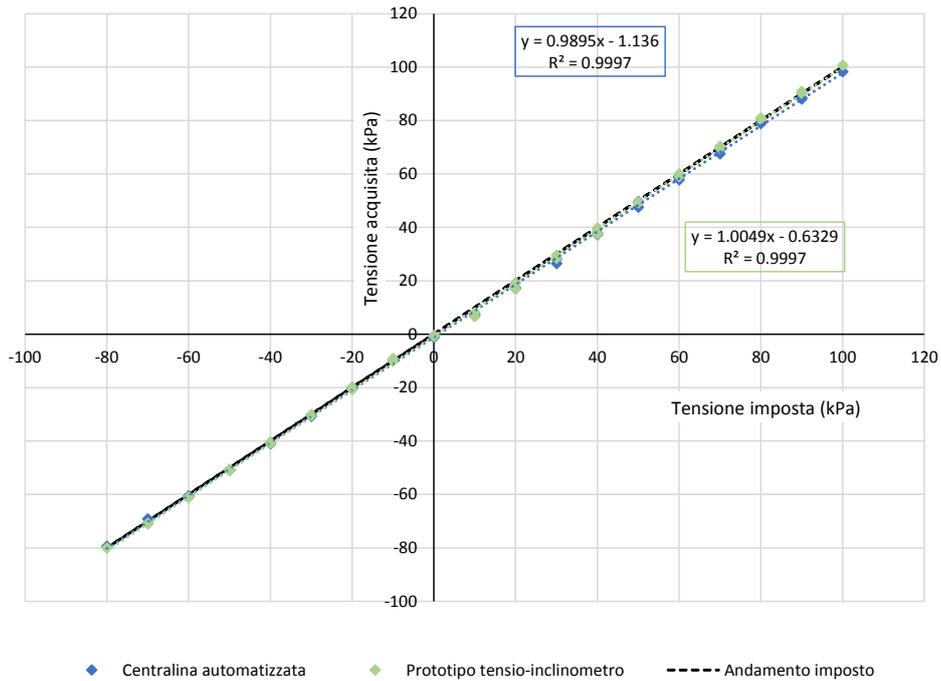


Figura 103. Confronto tra i dati di pressione interstiziale imposti ed acquisiti.

La progettazione del convertitore è stata realizzata avendo cura di assicurare:

- basso consumo in ciascuna fase di attività;
- compatibilità con la restante parte dei dispositivi utilizzati.

Le misure accelerometriche sono state validate imponendo inclinazioni note e verificando che le misure ottenute dagli accelerometri fossero coerenti con esse. Anche in questo caso la validazione ha avuto esito positivo (Figura 104).

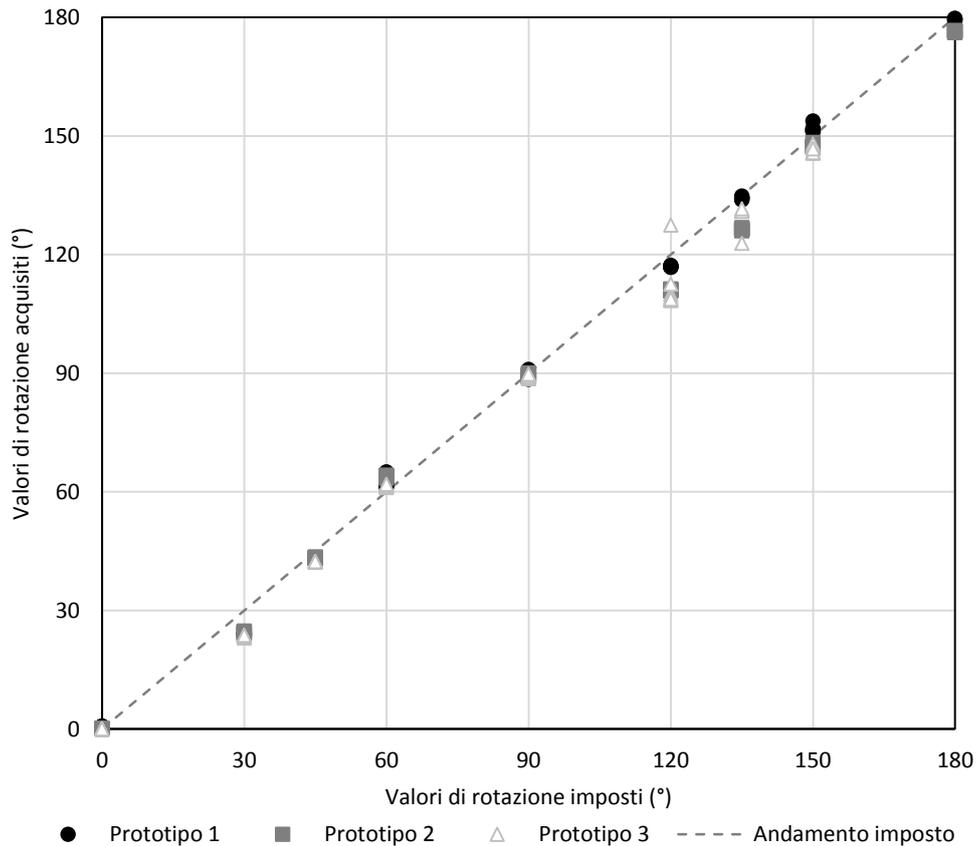


Figura 104. Risultati dei test di verifica delle acquisizioni inclinometriche.

7.2.3. Modalità di funzionamento del tensioinclinometro

La scheda elettronica (fig. 97) è stata progettata prevedendo due diverse modalità di funzionamento:

- la modalità "data-collector" (DC mode);
- la modalità "data-logger" (DL mode).

Il tensioinclinometro ripercorre ciclicamente le stesse fasi (fig. 105) con un periodo stabilito dall'utente. Esso si attiva all'inserimento della batteria, interrompendo la fase di stand-by (fase 1). Successivamente necessita di un tempo di "warm up" di dieci secondi (fase 2) durante il quale la piattaforma inerziale ed il convertitore completano le attività di avviamento e di auto-calibrazione. Alla fine del "warm up" lo strumento è pronto per la misura analogica e la corrispondente digitalizzazione di suzione e accelerazione (fase 3). In relazione alla modalità di funzionamento selezionata, i dati

digitalizzati vengono archiviati in memoria, ed eventualmente trasmessi su richiesta (DL mode), oppure direttamente trasmessi a distanza senza seguire la fase di archiviazione (Dc mode) (fase 4).

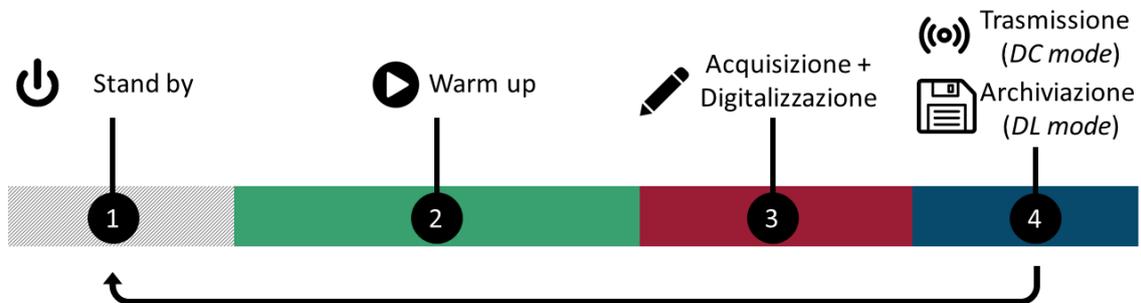


Figura 105. Modalità di funzionamento del tensioinclinometro

La comunicazione tra computer remoto e scheda elettronica avviene a mezzo di una scheda “collettore” ad interfaccia USB connessa al computer remoto (fig.106a-b).

Gli output dello strumento, sia nel caso vengano direttamente trasmessi, sia nel caso vengano archiviati in loco, sono scaricati in un file .csv (fig. 106c). Tale file registra anche informazioni di natura diagnostica, quali la temperatura misurata nella scatola metallica e la percentuale di carica della batteria.

a) 

b) 

c)

ID Scheda e riferimento temporale				Output Piattaforma inerziale								Output tensiometro		Dati diagnostici						
A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q				
Sequence	Source	Mac Ad	Timestamp	Ax (g)		Ay (g)		Az (g)		Gx (deg/Gy)		deg/Gz		Mx (ut)	My (ut)	Mz (ut)	TM1 (kPa)	TM2 (kPa)	Battery level (%)	T (°C)
1	5	2151893100	1626276587	14/07/2021 17:29	0.1906	-0.036	1.0148	-0.3659	0.30488	-0.2744	10.704	12.8799	-21.286	-2.228484533	0	100	25.62890625			
2	6	2151893100	1626278387	14/07/2021 17:59	0.1913	-0.0347	1.0145	-0.3354	0.30488	-0.3049	11.0199	12.9501	-21.286	-2.315221955	0	100	24.84765625			
3	7	2151893100	1626280187	14/07/2021 18:29	0.192	-0.0341	1.0142	-0.3354	0.30488	-0.3049	10.8093	13.0203	-21.439	-2.408631487	0	100	24.33789063			
4	8	2151893100	1626281987	14/07/2021 18:59	0.1921	-0.0333	1.0137	-0.3354	0.27439	-0.3049	10.2127	12.3535	-20.828	-2.502041018	0	100	23.91992188			
5	9	2151893100	1626283787	14/07/2021 19:29	0.1926	-0.0325	1.0139	-0.3354	0.27439	-0.2744	10.1074	12.4237	-20.676	-2.582106331	0	100	23.5546875			
6	10	2151893100	1626285587	14/07/2021 19:59	0.1926	-0.0319	1.0132	-0.3049	0.27439	-0.3049	10.7391	12.8799	-21.439	-2.662171643	0	100	23.22265625			
7	11	2151893100	1626287387	14/07/2021 20:29	0.1929	-0.0314	1.0132	-0.3049	0.27439	-0.3049	10.2478	12.3886	-20.676	-2.742236956	0	100	22.78710938			

Figura 106. a) Computer remoto e collegamento scheda collettore; b) scheda collettore; c) file csv di output delle acquisizioni.

La durata della batteria e il tempo necessario a saturare il dispositivo di archiviazione variano in relazione alla modalità di funzionamento. Ad esempio, se si seleziona la modalità “data logger”, che risulta energeticamente più dispendiosa, ed un intervallo di acquisizione-archiviazione di 10 minuti, il sistema ha autonomia energetica superiore all’anno. Poiché si tratta di un intervallo temporale assolutamente compatibile con gli scopi di un monitoraggio finalizzato all’early-warning, lo strumento ha il pregio di richiedere intervalli di manutenzione molto lunghi, superiori all’anno per ciò che concerne il cambio batteria e di alcuni mesi per ciò che concerne il ricondizionamento della camera di misura.

7.2.4. Progetto meccanico della scatola metallica

La scatola metallica contenente la scheda elettronica e il vano porta-batteria (fig. 107a-c) è in alluminio anodizzato, di dimensioni 8.5x6.5x6 cm, e peso di 240 g. Il vano porta-batteria è indipendente (fig. 107b), per facilitare la sostituzione della batteria senza che per tale operazione sia necessaria l’apertura della scatola stessa contenente la scheda. Sulla superficie laterale della scatola sono ubicate le prese di connessione al tensiometro e all’antenna (fig. 107d e 107e).

L’alluminio anodizzato è stato selezionato poiché garantisce adeguata resistenza meccanica agli urti minimizzando nello stesso tempo le interferenze nella comunicazione wireless tra scheda elettronica e computer remoto.

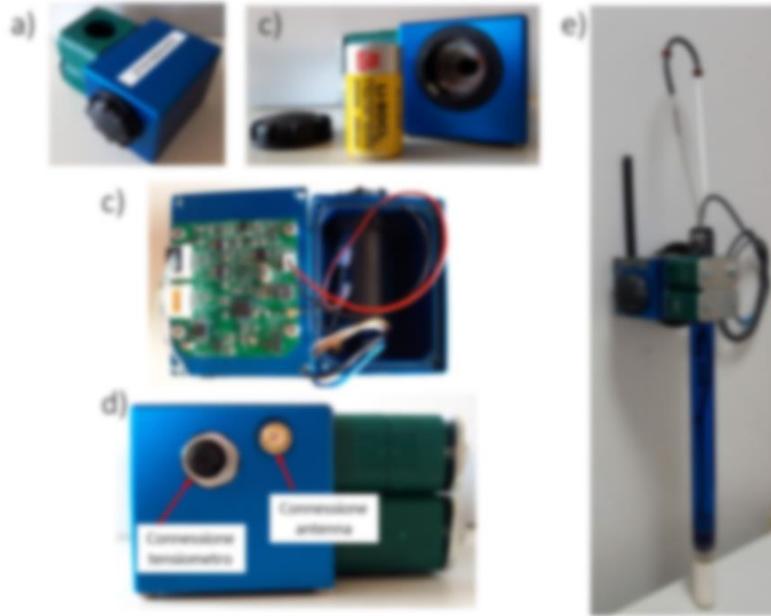


Figura 107. a) scatola metallica e morsetti per il fissaggio dell'asta tensiometrica; b) dettaglio vano porta-batteria e batteria; c) interno scatola metallica; d) connessione antenna e tensiometro; e) tensioinclinometro assemblato.

7.3. Sperimentazione su modello fisico

La sperimentazione su modello fisico di pendio è stata realizzata con l'obiettivo di studiare le fasi evolutive dello stato idrologico e della cinematica pre-rottura di una coltre di piroclastite limosa posta in pendenza (di seguito indicata col termine di "strato") ed imbibita fino a causare il fenomeno di instabilità. Ciò al fine di comprendere se tali evoluzioni siano in grado di preludere efficacemente e con un sufficiente anticipo al fenomeno di instabilità meteo-indotto. Un secondo obiettivo che si è cercato di conseguire è quello di verificare in che misura lo strumento progettato e realizzato, il tensioinclinometro, fosse in grado di sintetizzare efficacemente l'evoluzione dello stato idrologico e della cinematica pre-rottura. Per tale obiettivo, nelle prove eseguite lo strato posto in opera nel modello fisico è stato strumentato principalmente con tensioinclinometri.

In tutte le prove sono stati mantenuti invariati il materiale, la tecnica di deposizione e le modalità di esecuzione della prova.

Il materiale impiegato consiste in una sabbia con limo non plastica di origine vulcanica. Esso presenta assortimento granulometrico intermedio rispetto ai fusi granulometrici

“1” e “2” definiti da Papa (2007) per il sito di Monteforte Irpino (fig. 108) (§par. 1.1.2). L’angolo di attrito misurato a mezzo di prove triassiali consolidate drenate è pari a 34.5° (§Appendice 7.A).

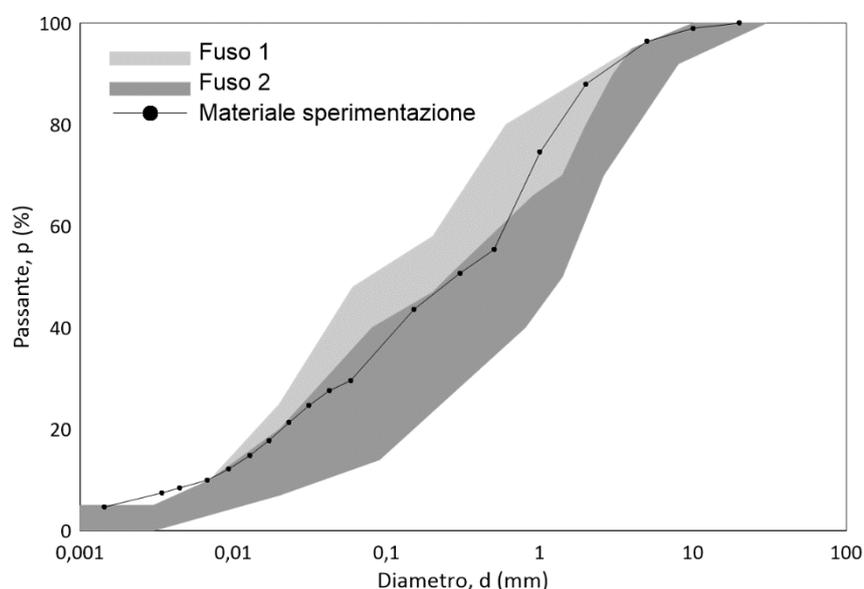


Figura 108. Curva granulometrica del materiale utilizzato per la sperimentazione, confrontata con i fusi granulometrici dei terreni “1” e “2” della serie stratigrafica di Monteforte Irpino (Papa, 2007)

Con l’obiettivo di ricostituire uno strato poco addensato e riprodurre le alte porosità tipicamente riscontrate nelle aree suscettibili a frane meteo-indotte, il materiale è stato dapprima essiccato per esposizione diretta all’atmosfera e successivamente posto in opera per deposizione aerea, cercando di assicurare un’altezza di caduta costante rispetto alla superficie corrente dello strato.

Il campione deposto è stato successivamente vegetato seminando un mix di graminacee al fine di preservare la superficie dello strato dallo sviluppo di fenomeni erosivi per ruscellamento e, allo stesso tempo, conferire il contributo di rigidità, sia volumetrica che a taglio, che in sito deriva dalla presenza di apparati radicali superficiali diffusi, contributo che potrebbe rendere la cinematica pre-rottura meno significativa e, quindi, meno efficace ai fini del preannuncio.

La deposizione è avvenuta all’interno di un cassone inclinabile che costituisce l’elemento centrale del modello, mantenendo il cassone in posizione orizzontale. Lo strato è stato

poi portato alla posizione inclinata programmata e, infine, sottoposto alla prova di imbibizione attraverso l'applicazione di una pioggia artificiale.

Nella sperimentazione sono stati adottati due diversi modelli fisici che differiscono per dimensioni del cassone e, quindi, dello strato assoggettato alla prova.

7.3.1. Modello fisico "1"

Un primo modello fisico di dimensioni ridotte è stato utilizzato nelle prime prove, allo scopo di definire la procedura di prova nelle condizioni più semplici e contenendo i tempi necessari all'esecuzione della prova stessa. Il modello consiste in un cassone con base metallica e pareti in plexiglass di larghezza 0.5 m, lunghezza 1.0 m e spessore 0.18 m. Nel cassone è stato ricostituito per deposizione aerea uno strato di spessore pari a 18 cm.

La pioggia artificiale è stata simulata con due ugelli installati ad un'altezza di circa un metro rispetto alla superficie superiore del modello. Essendo gli ugelli progettati per applicare un flusso nebulizzato avente angolo di apertura pari a 120°, il flusso ricopre l'intera superficie superiore dello strato (fig. 109d).

Con tale modello fisico sono state eseguite diverse prove. Alcune, realizzate in condizione di suolo nudo, sono state caratterizzate da fenomeni erosivi molto significativi che hanno rimosso l'intero materiale prima che si potesse innescare in esso un fenomeno di instabilità. In altre prove si è cercato di prevenire l'erosione da ruscellamento con la posa in opera in superficie di un materiale con granulometria più grossolana. Infine, sono state eseguite alcune prove dopo aver realizzato la vegetazione della superficie dello strato a mezzo della semina di un mix di graminacee. Si è giunti infine alla definizione di una procedura di prova efficace nel riprodurre un fenomeno di instabilità meteo-indotto, che è stata poi mutuata nell'esecuzione delle prove con il modello fisico di pendio di dimensioni maggiori. La prova finale che ha definito tale procedura è di seguito descritta (Figura 109). Lo strato è stato posto in opera e poi vegetato. Gli apparati radicali delle graminacee si sono approfonditi per tutto lo spessore dello strato (fig.109c). La prova è stata eseguita inclinando il modello di 45° rispetto all'orizzontale e applicando al bordo inferiore dello strato un vincolo rigido agente su tutto lo spessore. Esso è stato monitorato con due tensioinclinometri,

installati nella parte sommitale del modello laddove la cinematica pre-rottura dovrebbe risultare maggiormente accentuata grazie ad una maggiore distanza dal vincolo rigido posto a valle dello strato. I due strumenti sono stati installati per infissione a pressione e approfonditi rispettivamente di 10 cm e 18 cm (fig. 109b-d).

La figura 110a mostra le evoluzioni di pressione interstiziale misurate nel corso della prova. Lo strato nei giorni che precedono la prova è stato ripetutamente imbibito e portato ad uno stato prossimo alla saturazione, caratterizzato da valori di pressione interstiziale leggermente negativi. La simulazione della pioggia nel corso della prova induce incrementi nei valori di pressione interstiziale. Le pressioni interstiziali si annullano nel punto di misura più superficiale e divengono leggermente positive nel punto di misura ubicato al fondo dello strato. Entrambi gli strumenti segnalano sin dall'inizio della prova progressivi incrementi di rotazione (fig. 110b). Questi risultano contenuti per i primi 50 minuti ed accelerano visibilmente nei 10 minuti finali che precedono il fenomeno di instabilità, innescatosi dopo circa 60 min.

Dall'evoluzione delle rotazioni è possibile desumere che nel corso della prova si verifica una cinematica pre-rottura abbastanza significativa, tale cioè da essere misurabile con sufficiente accuratezza e risoluzione attraverso le misure inclinometriche fornite dal tensioinclinometro.

In figura 110 c sono riportate le relazioni tra rotazione e suzione registrate dai due strumenti. In entrambi i casi è possibile osservare nel corso della prova un improvviso cambio di pendenza delle curve, che prelude all'innescarsi del fenomeno di instabilità.

La figura 111 riporta la sequenza di fotogrammi che descrive l'evoluzione della prova.

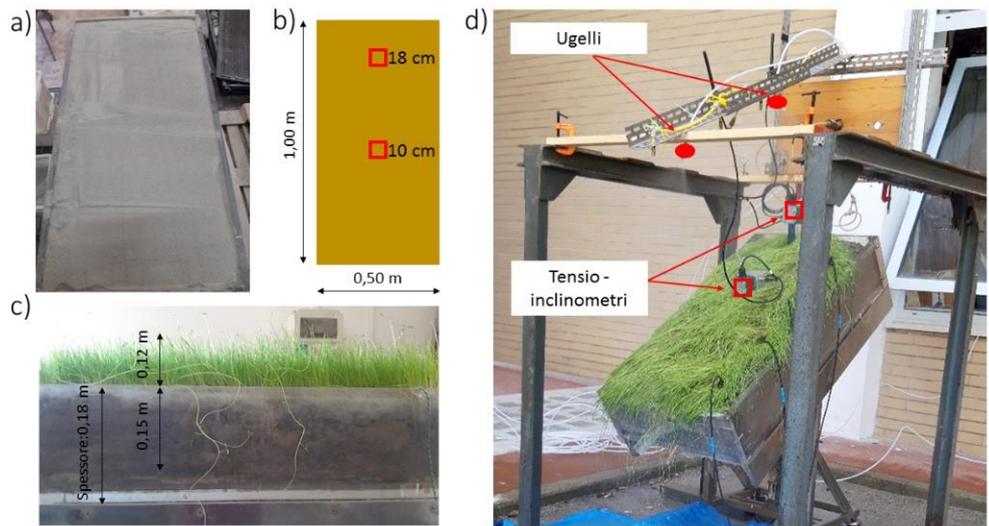
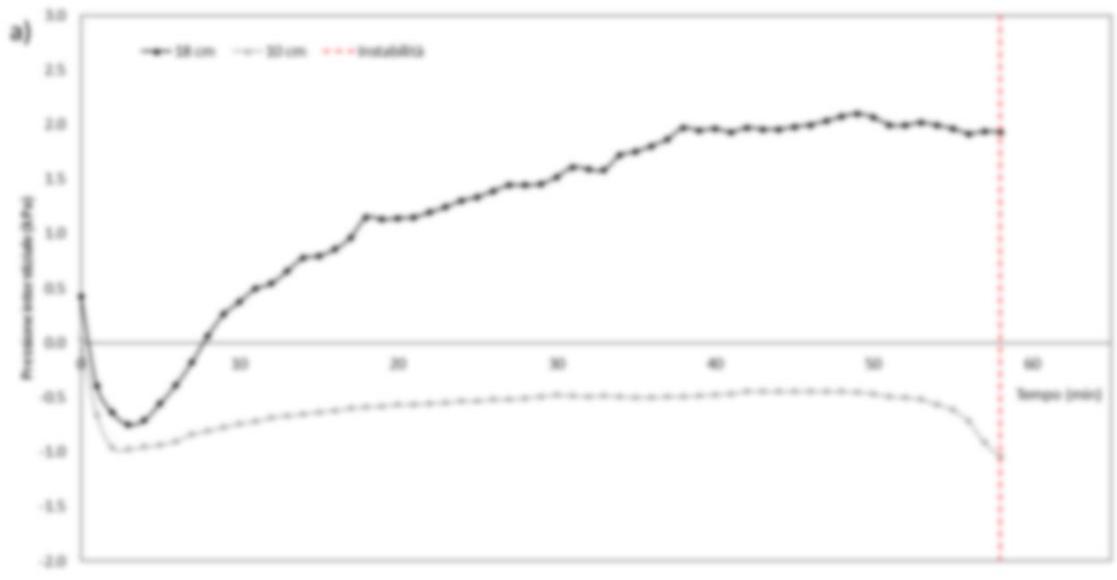


Figura 109. a) Campione ricostituito mediante deposizione aerea; b) schema modello fisico e sistema di monitoraggio; c) vista laterale modello con indicazioni (medie) della lunghezza delle graminacee e dell'approfondimento dell'apparato radicale; d) foto set sperimentale.



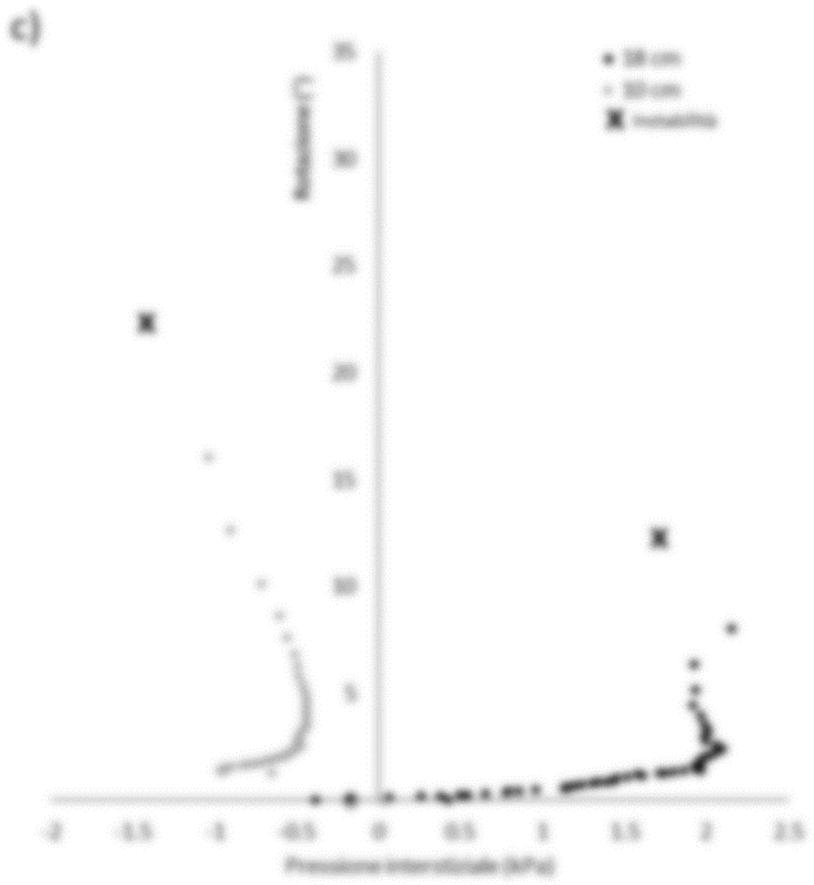
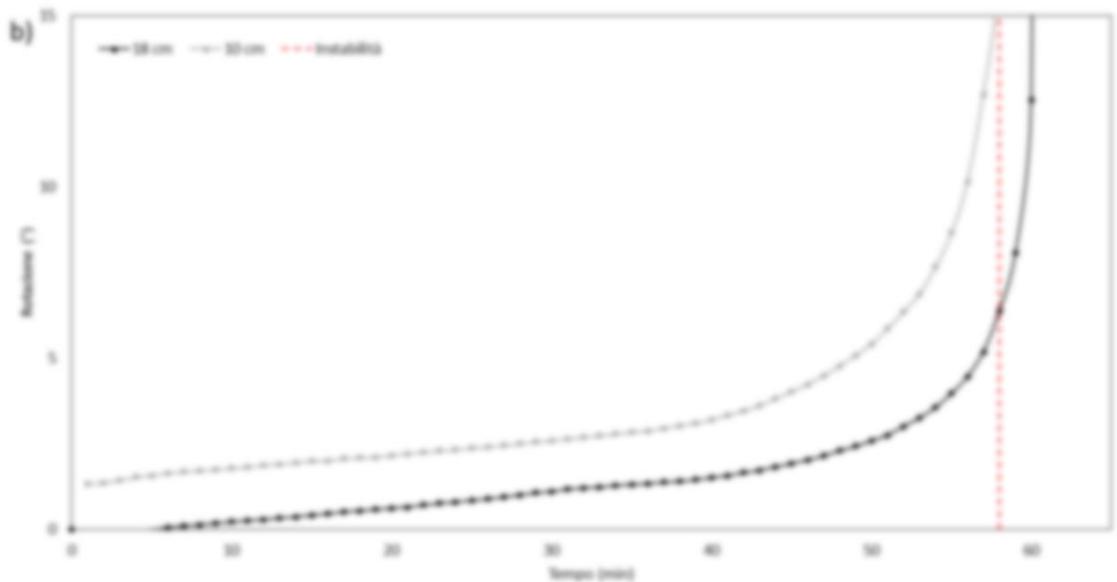


Figura 110. a) andamento dei valori di pressione interstiziale; b) andamento delle rotazioni registrate; c) correlazione pressione interstiziale – rotazione.



Figura 111. Sequenza fotografica di istanti successivi del test.

7.3.2. Modello fisico "2"

La seconda fase della sperimentazione è stata realizzata utilizzando un modello fisico di pendio costituito da un cassone inclinabile di dimensioni ben maggiori: lunghezza pari a 2 m, larghezza pari a 1.5 m ed altezza pari a 0.5 m (fig.112a). Di particolare rilevanza è il rapporto tra larghezza e lunghezza che, pari a 0.75, risulta significativamente maggiore rispetto al valore 0.5 associato al modello fisico "1". Una maggiore larghezza in rapporto alla lunghezza consente infatti di ridurre l'effetto indotto dai bordi laterali fermi sulla

cinematica dello strato, soprattutto nella parte centrale dello strato stesso, rendendo il cinematismo pre-rottura dello strato maggiormente coerente con quello che in sito si dovrebbe manifestare in condizioni di pendio aperto.

Sebbene il cassone consenta di sottoporre a prova strati di spessore fino a 50 cm, nelle due prove eseguite lo spessore adottato è stato contenuto in 35 cm, al fine di non incrementare eccessivamente il rapporto tra spessore e lunghezza. Tale rapporto, infatti, se eccessivamente grande introduce un secondo fattore che, in presenza di bordo di valle fermo, tende ad inibire la cinematica dello strato rispetto a quella che ipoteticamente si dovrebbe manifestare in un pendio aperto. Lo spessore adottato è comunque pari a circa il doppio rispetto a quello adottato nella prova con modello fisico "1" (fig. 112b).

La ricostituzione per deposizione aerea di uno strato ben più grande, caratterizzato complessivamente da un volume di circa 1 m³, ha richiesto l'ausilio di un mezzo meccanico. La deposizione aerea è stata realizzata utilizzando un escavatore provvisto di benna forata, ricoperta con una rete metallica a maglie quadre con lato pari a 1 cm (fig. 112d). La rete ha lo scopo di contenere il materiale in condizioni quasi-statiche, fino al posizionamento della benna al di sopra del cassone, e di permetterne il passaggio a velocità abbastanza controllata quando alla benna, per realizzare la deposizione aerea, vengono imposte micro-oscillazioni rapide. La rete ha anche il compito di trattenere elementi di diametro superiore al centimetro.

Dopo la deposizione, con lo strato in posizione orizzontale, è seguita la fase di semina delle graminacee sulla superficie superiore e numerose fasi di imbibizioni ripetute nell'arco temporale di circa 4 settimane, finalizzate a favorire la crescita della vegetazione e a generare livelli di suzione bassi ed omogenei all'interno dello strato. Il cassone è stato infine inclinato e strumentato pochi giorni prima della prova. Essa è consistita nel simulare un evento di pioggia, ad intensità tale da generare sulla superficie la condizione di lama d'acqua e persistente fino ad osservare il fenomeno di instabilità. La pioggia è stata simulata a mezzo di tre ugelli con cono di apertura 120°, ubicati ad un'altezza di poco superiore al metro rispetto alla superficie superiore dello strato, in una configurazione preliminarmente verificata idonea ad imbibire interamente la superficie dello strato.

7.3.2.1. *Prima prova*

Lo strato è stato monitorato installando a pressione sei tensioinclinometri a tre diverse profondità, 35, 25 e 10 cm. Gli strumenti sono stati ubicati nella zona di monte poiché è in tale zona che l'effetto del bordo inferiore fermo dovrebbe riflettersi in modo meno rilevante sulla cinematica dello strato (fig. 112a). Sono stati misurati anche gli spostamenti superficiali dello strato in corrispondenza di 4 target (fig. 112e), ubicati in posizioni diverse, alle estremità superiori di picchetti infissi a pressione. I target sono stati battuti ripetutamente nel corso della prova a mezzo di una stazione totale motorizzata.

Prima dell'inizio della prova sono stati prelevati tre provini dallo strato, con l'obiettivo di stimarne la porosità. Essa è risultata compresa tra i valori di 61% e 64%.

La figura 113 riporta le evoluzioni temporali di pressione interstiziale misurate dai tensioinclinometri, in tre grafici che raggruppano ciascuno i valori registrati lungo gli allineamenti longitudinali A, B e C (figura 112a).

I valori di suzione di partenza, imposti durante le fasi che precedono la prova, sono tutti molto bassi, contenuti nell'intervallo 3.5-4.5 kPa. Nel corso della prova gli strumenti degli allineamenti A e B hanno rilevato delle interruzioni di lettura riconducibili a malfunzionamenti della fase di download del dato, che hanno richiesto alcuni reset di ripristino del sistema nel corso della prova stessa. Nei due strumenti dell'allineamento C non si sono verificati malfunzionamenti; pertanto, le letture consentono di ricostruire gli andamenti nel corso dell'intera prova. Si può osservare che la suzione si riduce, come atteso, dapprima nel tensiometro più superficiale e poi in quello più profondo. In entrambi si registrano valori di pressione interstiziale positiva prima che venga osservato il fenomeno di instabilità, che si verifica a 70 minuti dall'inizio della prova. È importante osservare che l'instabilità si raggiunge quando i valori di pressione interstiziale si sono quasi stabilizzati, con evoluzioni temporali leggermente crescenti in alcuni casi e costanti in altri.

La figura 114 riporta gli andamenti temporali delle rotazioni misurate dai tensioinclinometri. La dinamica evolutiva di tali andamenti è confrontata con quella degli spostamenti superficiali consegnati dalle misure topografiche. La cinematica pre-

rottura è evidente sia nelle evoluzioni di rotazioni che in quelle di spostamenti. Nelle fasi che precedono la rottura entrambe le evoluzioni, infatti, mostrano cambi di pendenza significativi che preannunciano l'innesco del fenomeno d'instabilità. È possibile anche osservare che rotazioni e spostamenti seguono dinamiche evolutive simili, cosicché le prime possono assumersi da sole a sintesi della cinematica dello strato.

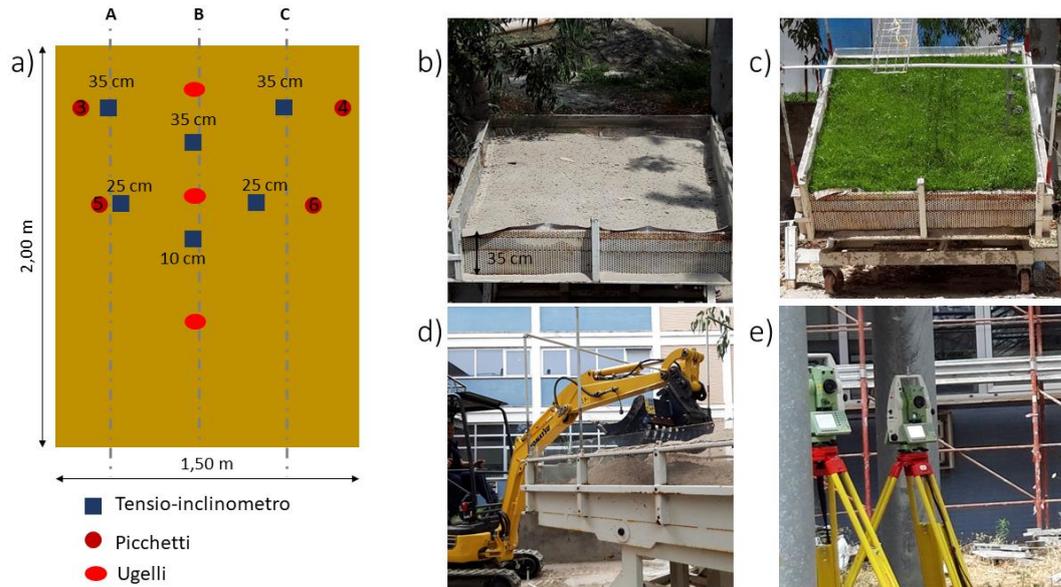
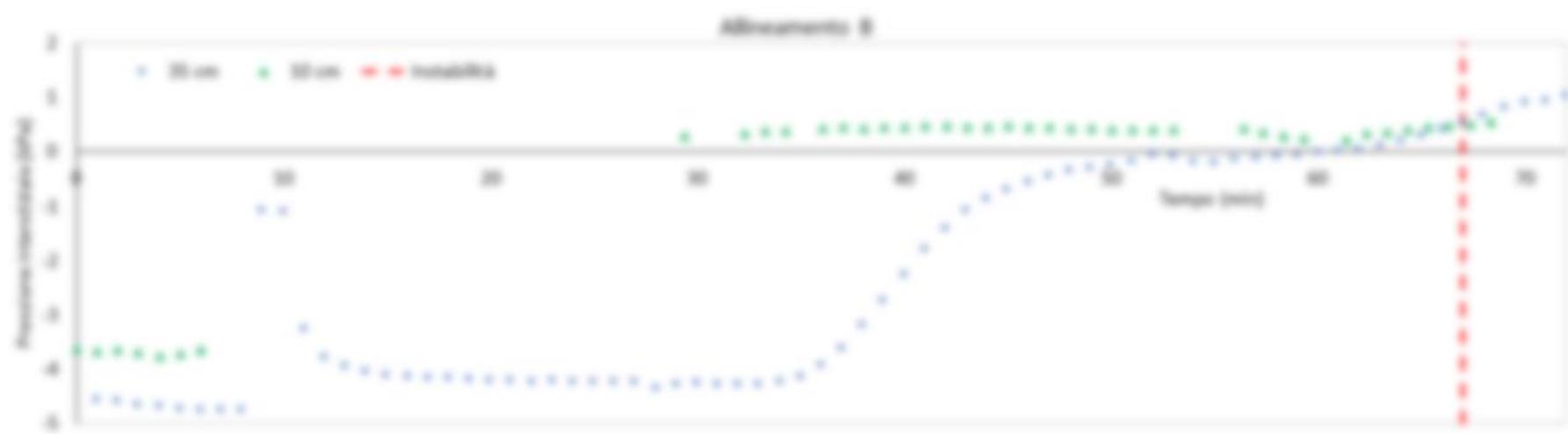
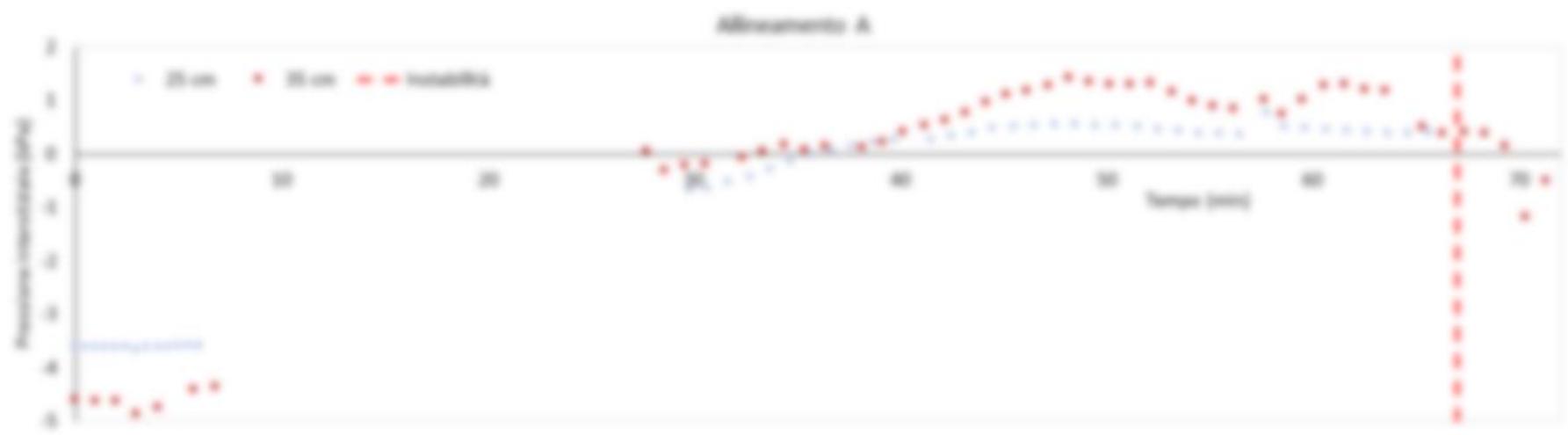


Figura 112. a) Schema modello fisico e sistema di monitoraggio; b) deposizione del campione ultimata; c) campione vegetato; d) fase di deposizione; e) stazione totale.



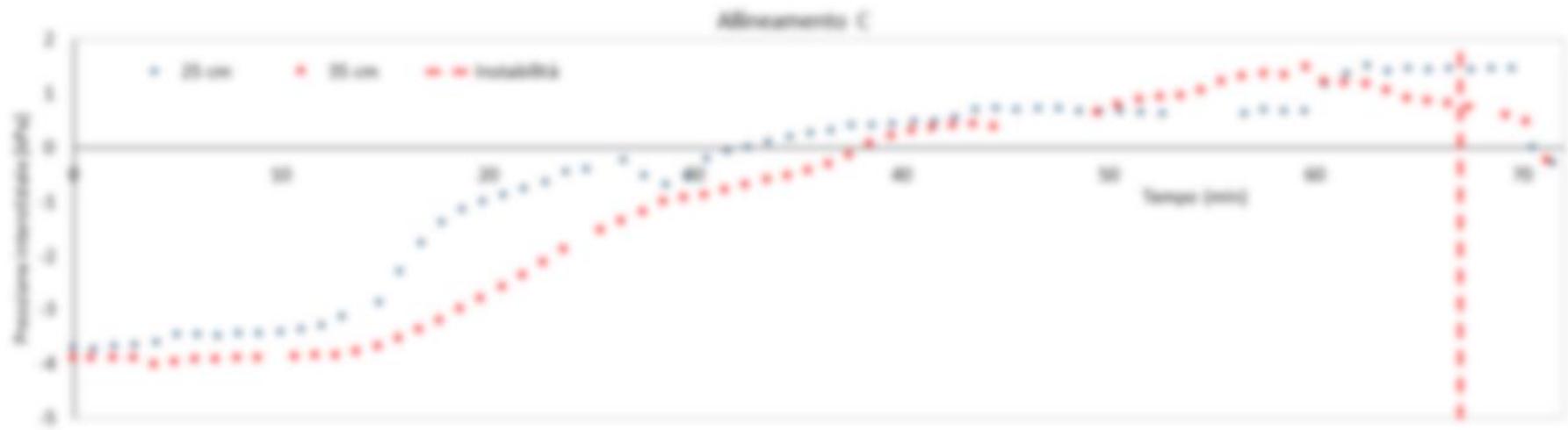
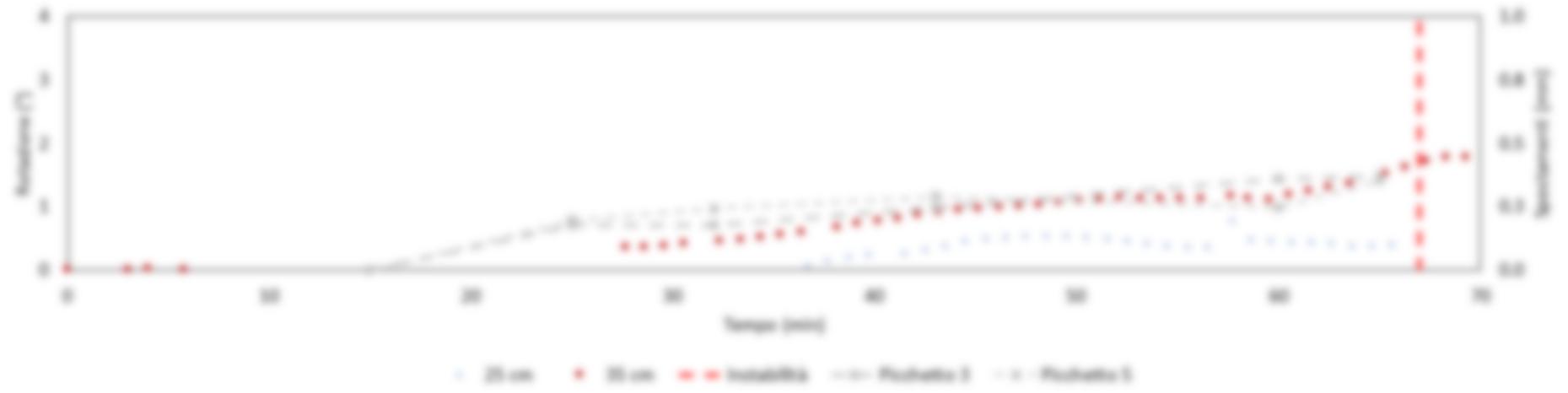
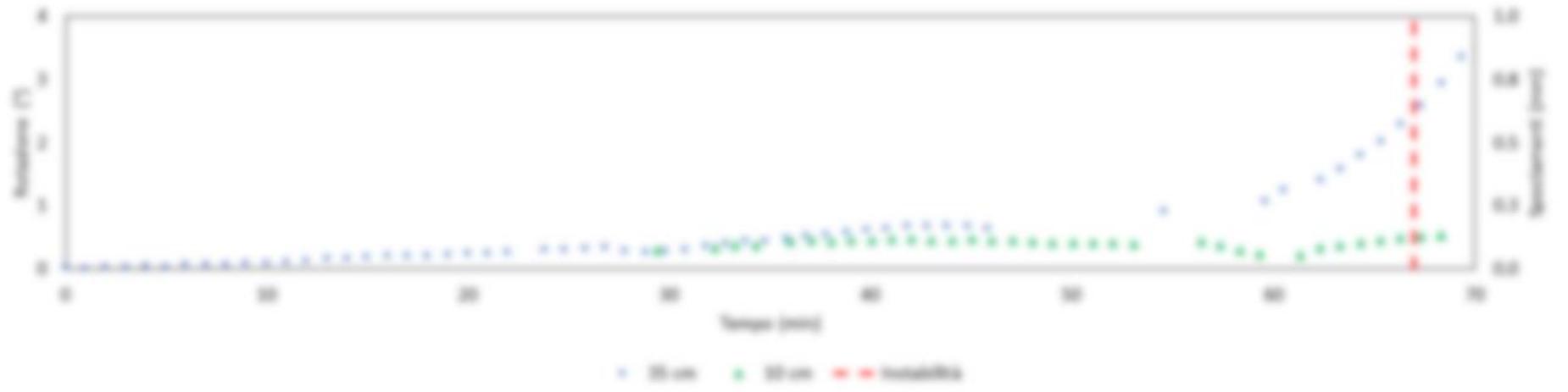


Figura 113. Andamento della pressione interstiziale.

Alimentazione A



Alimentazione B



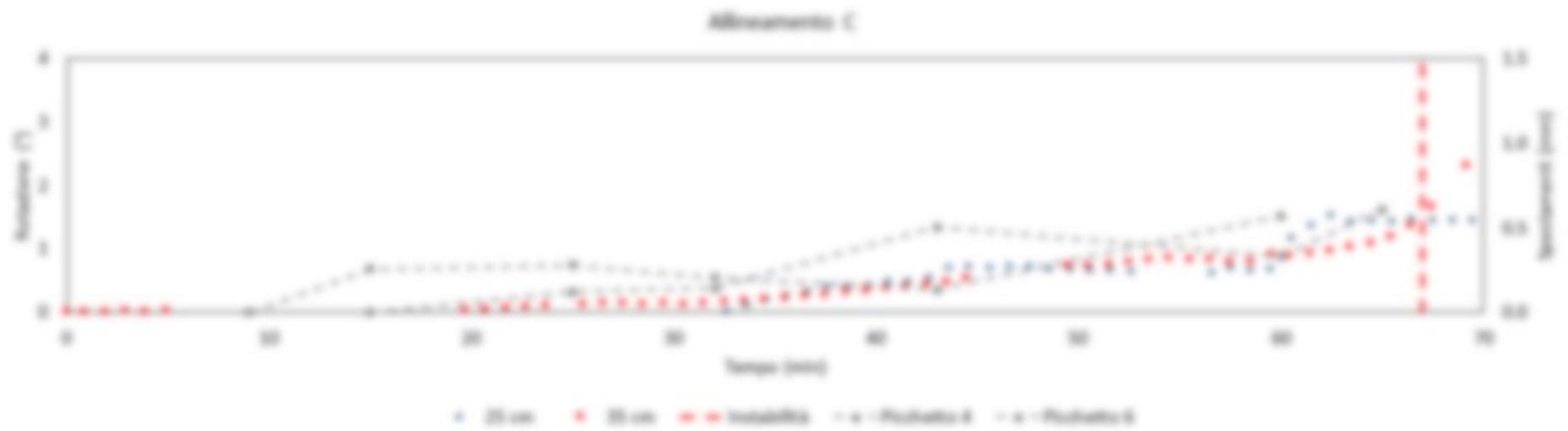


Figura 114. Andamento delle rotazioni registrate per i tensioinclinometri utilizzati e degli spostamenti superficiali dei picchetti ricavati tramite il rilievo topografico.

La figura 115 riporta la relazione sperimentale tra misure di pressione interstiziale e rotazione registrate in corrispondenza di ciascun allineamento. Gli andamenti mostrano come la fase finale della prova sia caratterizzata da variazioni di rotazione significative a pressioni interstiziali costanti o quasi costanti. La fase pre-rottura viene sostanzialmente catturata nella sua dinamica evolutiva solo dalle misure che caratterizzano la cinematica dello strato. Dalle misure con tensioinclinometro si evince anche che gli strumenti installati che più efficacemente descrivono la cinematica pre-rottura sono quelli approfonditi fino al fondo dello strato.

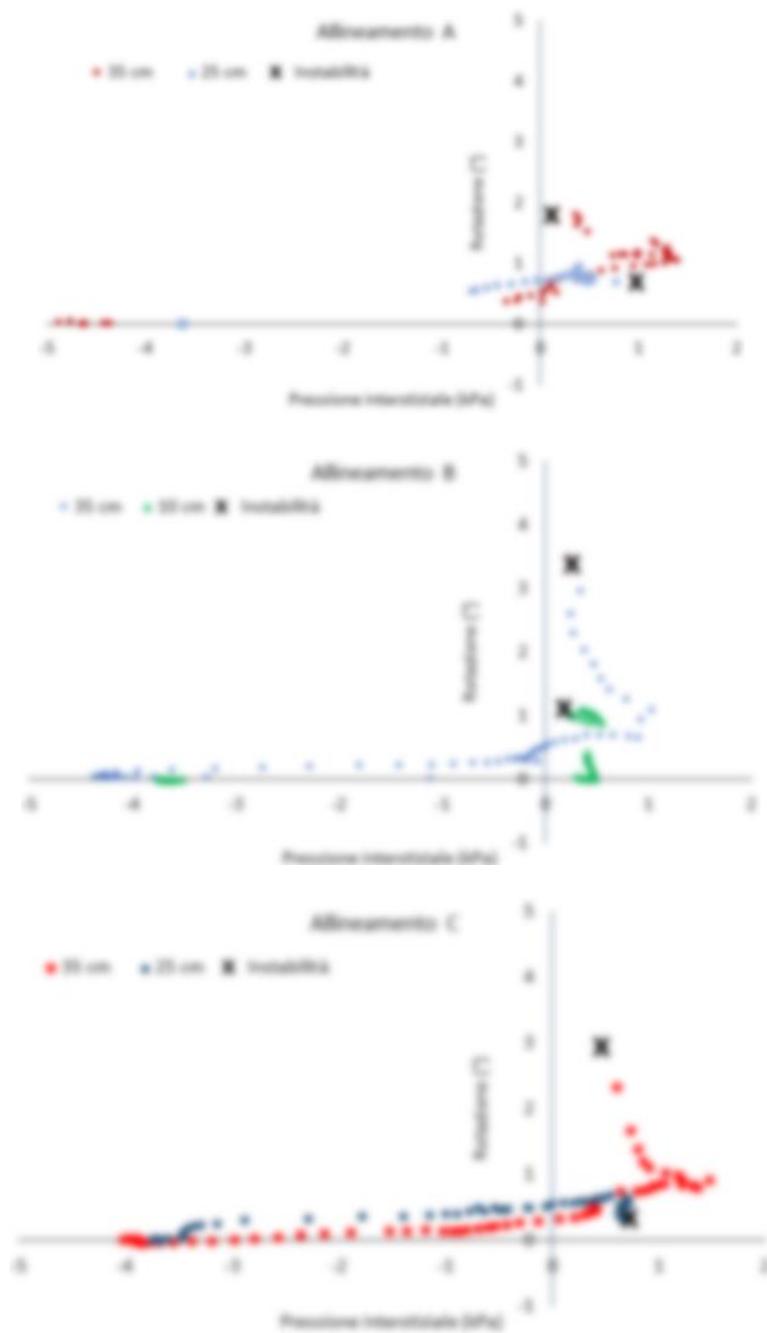


Figura 115. Correlazione pressione interstiziale – rotazione.

La figura 116 ripercorre alcune fasi della prova attraverso una sequenza di fotogrammi significativi.

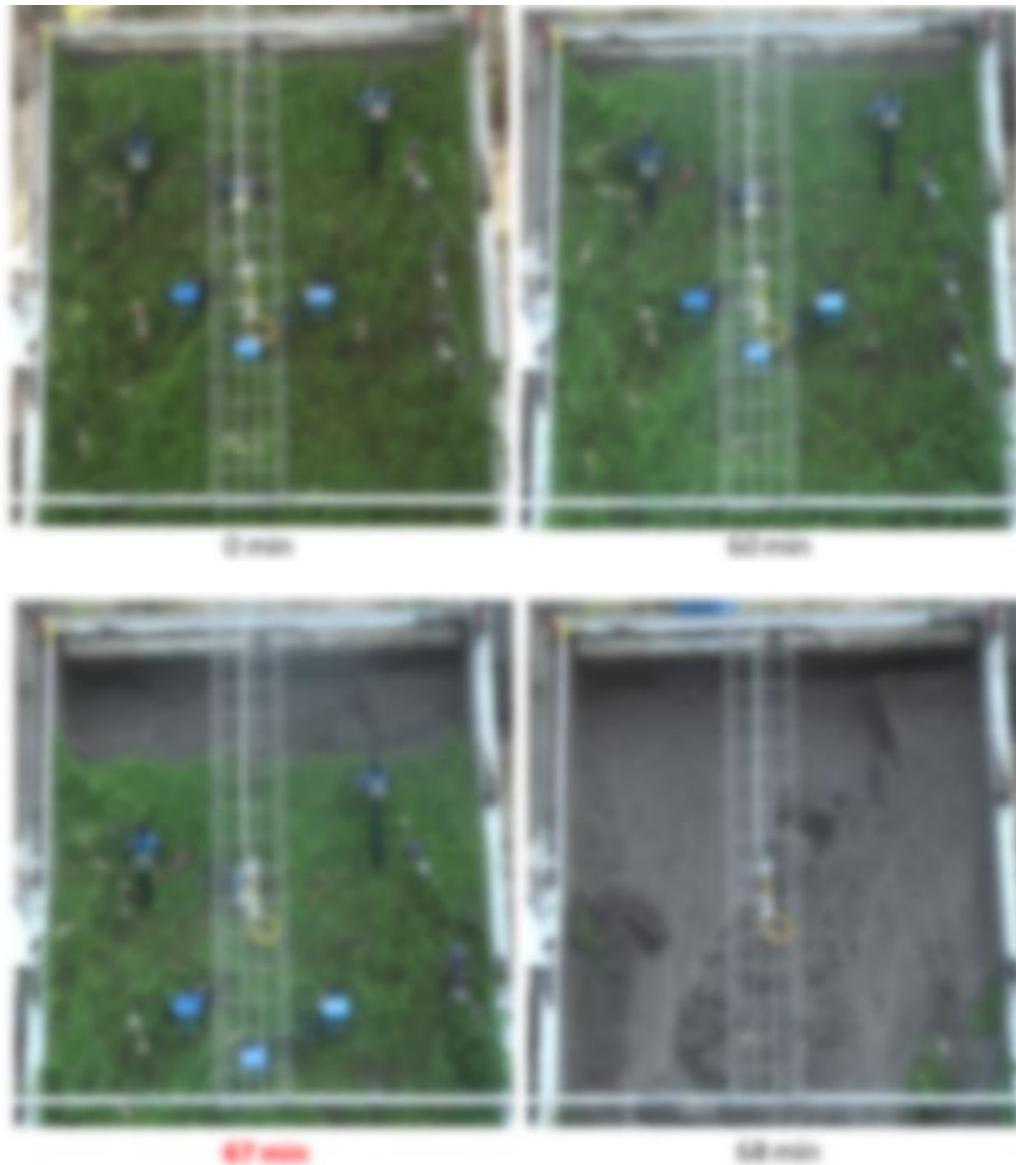


Figura 116. Sequenza fotografica di istanti successivi del test

7.3.2.2. Seconda prova

La seconda prova è stata realizzata ricostituendo uno strato di dimensioni analoghe a quello precedentemente descritto, posto in opera seguendo le stesse modalità. I valori di porosità ricavati risultano confrontabili con quelli della prima prova. Per il secondo test è stata seguita e documentata più rigorosamente l'evoluzione della copertura

vegetale a valle dell'operazione di semina (fig. 117a). Dopo circa tre settimane le graminacee ricoprono in modo uniforme l'intera superficie dello strato

La figura 117b riporta il sistema di monitoraggio implementato prima della prova. Sono stati installati sei tensioinclinometri a tre diverse profondità, 35, 25 e 10 cm. Gli strumenti sono stati posizionati nella parte sommitale in ragione delle considerazioni già svolte per la prima prova. Gli spostamenti superficiali sono stati misurati in corrispondenza di 7 target, dei quali 3 sono stati ubicati sulle scatole di tensioinclinometri e i restanti 4 sulle estremità superiori di picchetti infissi a pressione in diverse zone dello strato. I target sono stati battuti durante il corso della prova tramite una stazione totale motorizzata.

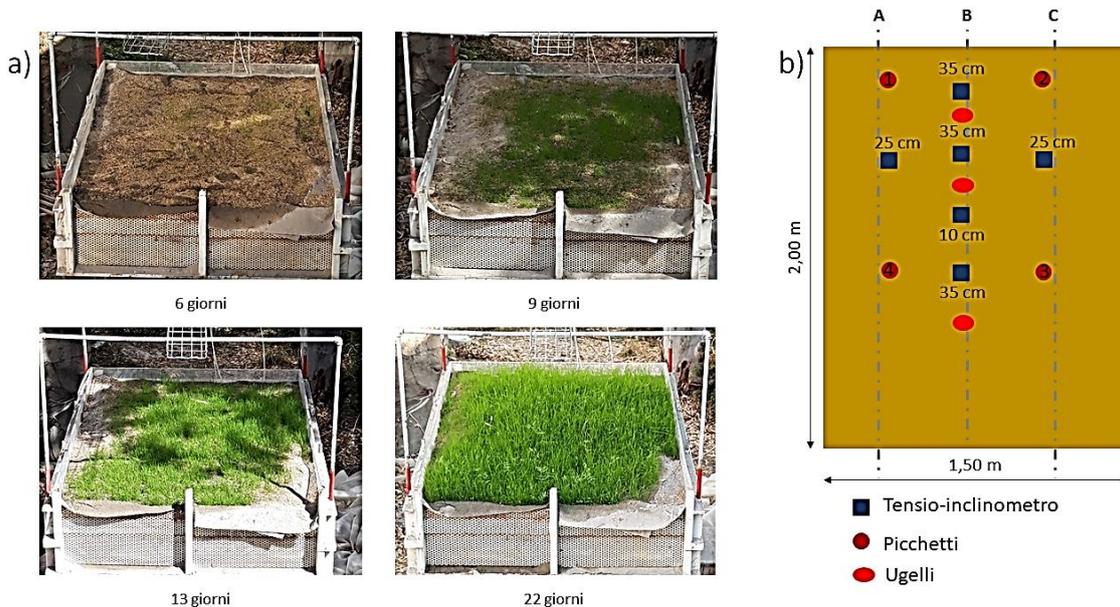


Figura 117. a) Fasi successive di crescita della vegetazione; b) posizionamento ed approfondimento dei sensori utilizzati per il monitoraggio

La figura 118 riporta gli andamenti temporali di pressione interstiziale misurati dai tensioinclinometri, in 3 grafici diversi che raggruppano ciascuno i valori registrati lungo gli allineamenti longitudinali A, B e C (fig. 117b).

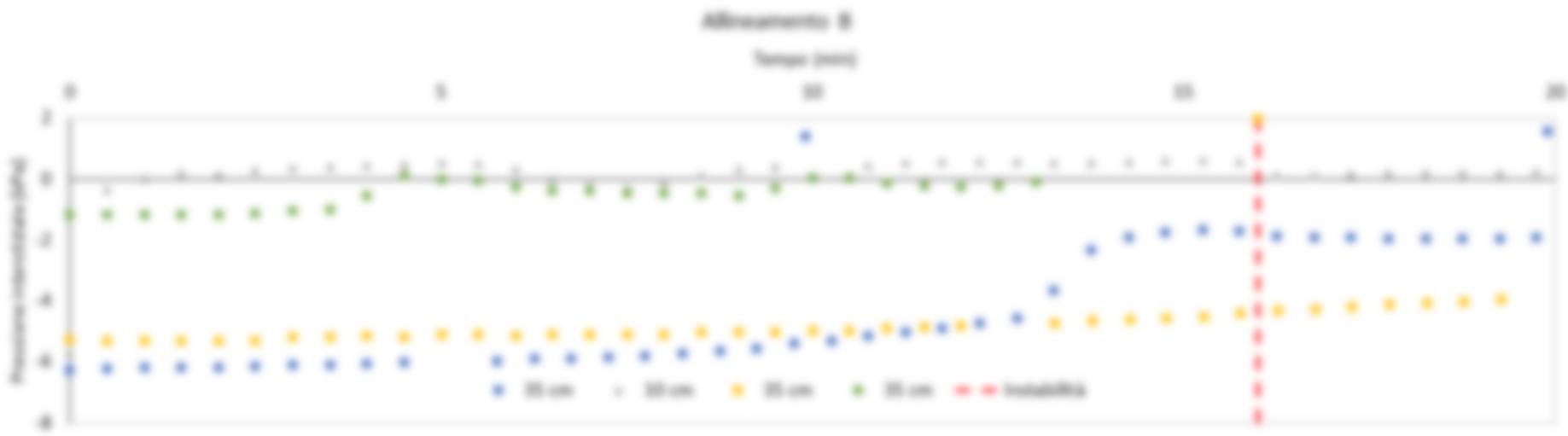
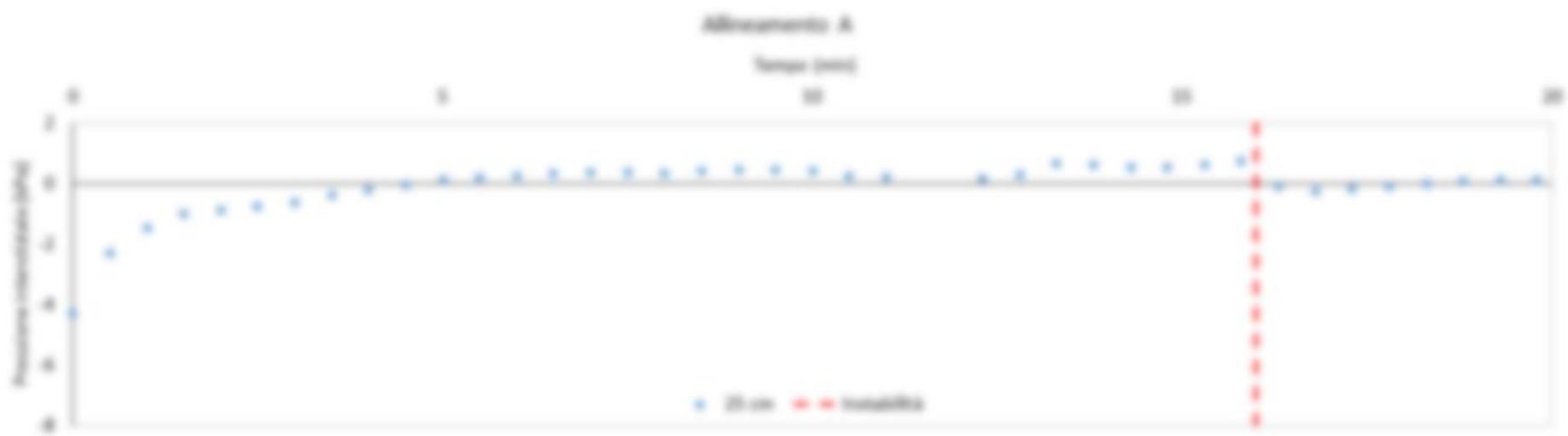
I livelli di pressione interstiziale iniziali, imposti durante le settimane precedenti la prova, sono mediamente pari a 6 kPa. Anche in questa prova alcuni degli strumenti installati hanno purtroppo dato luogo a malfunzionamenti con conseguenti interruzioni delle

misure. Tali interruzioni sono risultate fortunatamente di breve durata ed è stato così possibile ricostruire gli andamenti di pressioni interstiziali e rotazioni in corrispondenza di quasi tutti i tensioinclinometri.

Anche per questa prova si può osservare come la pressione interstiziale si riduca dapprima nei punti di misura più superficiale e, successivamente, in quelli più profondi. Tutti gli strumenti prima che si verifichi l'instabilità, avvenuta dopo soli 18 minuti, registrano valori di pressione interstiziale positivi, ad eccezione dei due strumenti collocati nella parte alta dell'allineamento B.

La figura 119 riporta le evoluzioni temporali delle rotazioni misurate dai tensioinclinometri e degli spostamenti superficiali acquisiti attraverso la stazione totale. Anche per questa seconda prova le dinamiche evolutive di rotazioni e spostamenti, simili tra di loro, manifestano (si veda in particolare le misure relative all'allineamento A) notevoli incrementi di pendenza che preludono alla rottura.

Il secondo test sembrerebbe dunque aver evidenziato in maniera più nitida quanto già osservato per la prima prova.



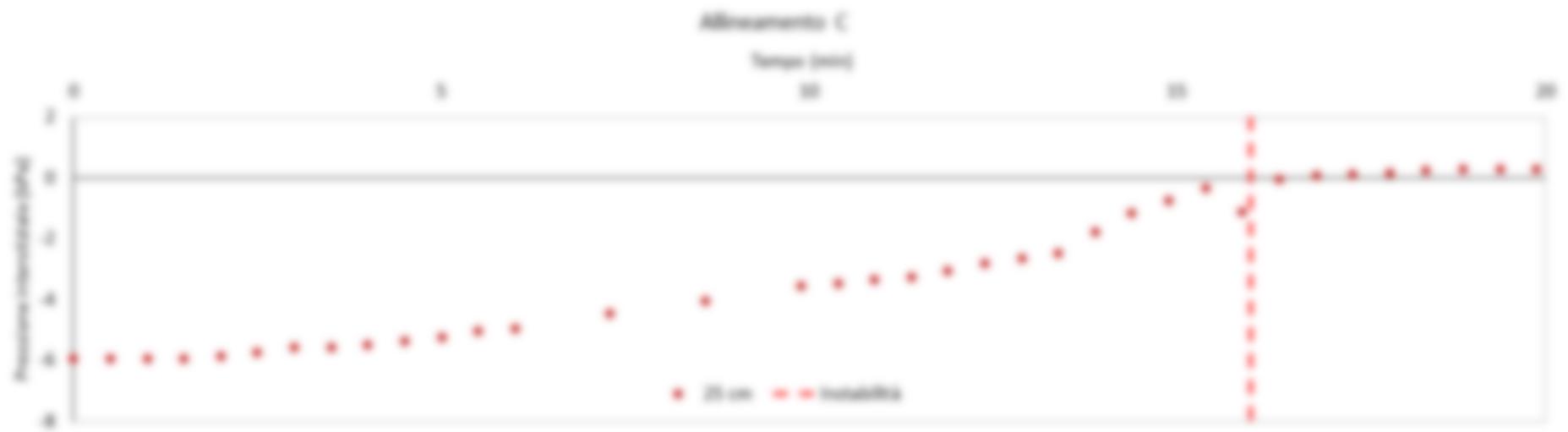
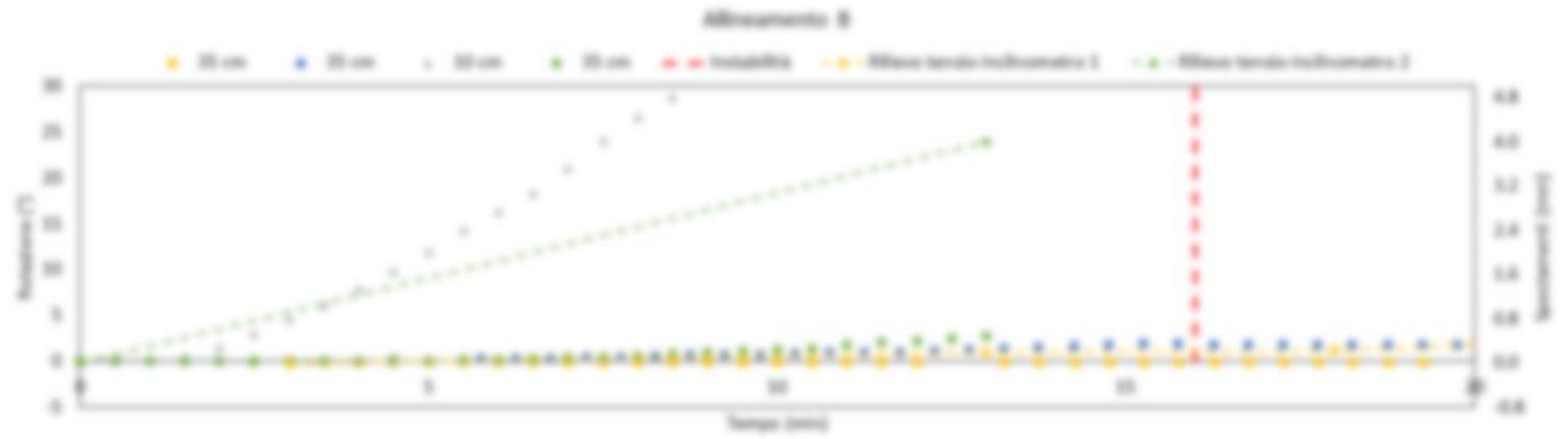
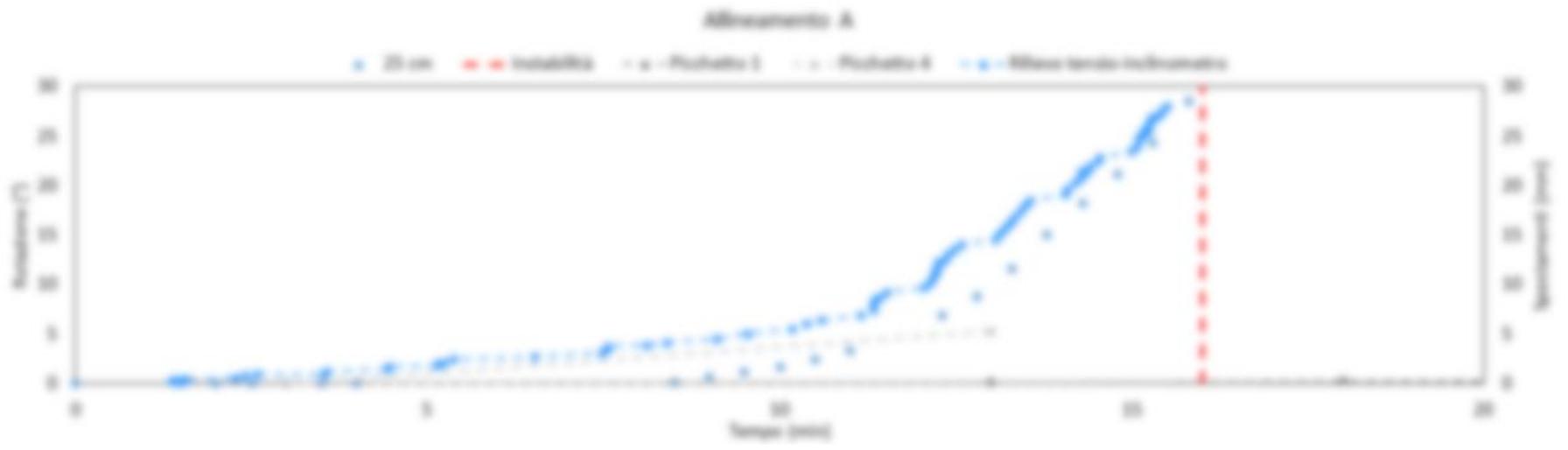


Figura 118. Andamento della pressione interstiziale registrata per i tensioinclinometri utilizzati.



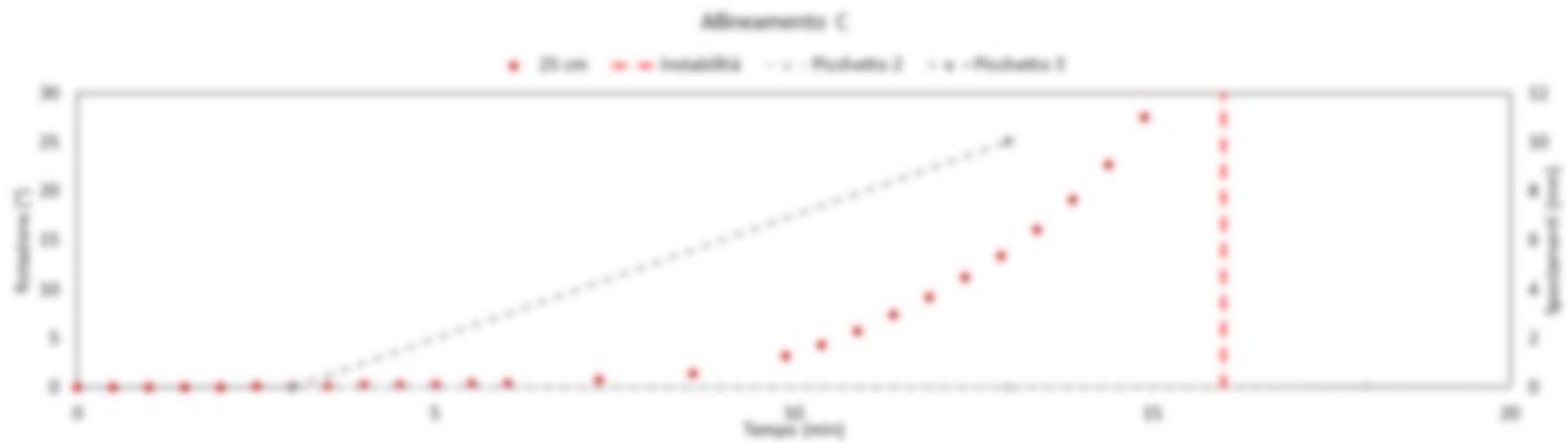


Figura 119. Andamento delle rotazioni registrate per i tensioinclinometri utilizzati (asse verticale principale) e degli spostamenti superficiali dei picchetti ricavati tramite il rilievo topografico (asse verticale secondario).

La figura 120 riporta la relazione sperimentale tra le misure di pressione interstiziale e rotazione, registrate per ciascun allineamento. Gli andamenti risultano coerenti con quelli osservati nella prima prova, con la fase finale caratterizzata da significative variazioni di rotazione a pressione costante o quasi costante.

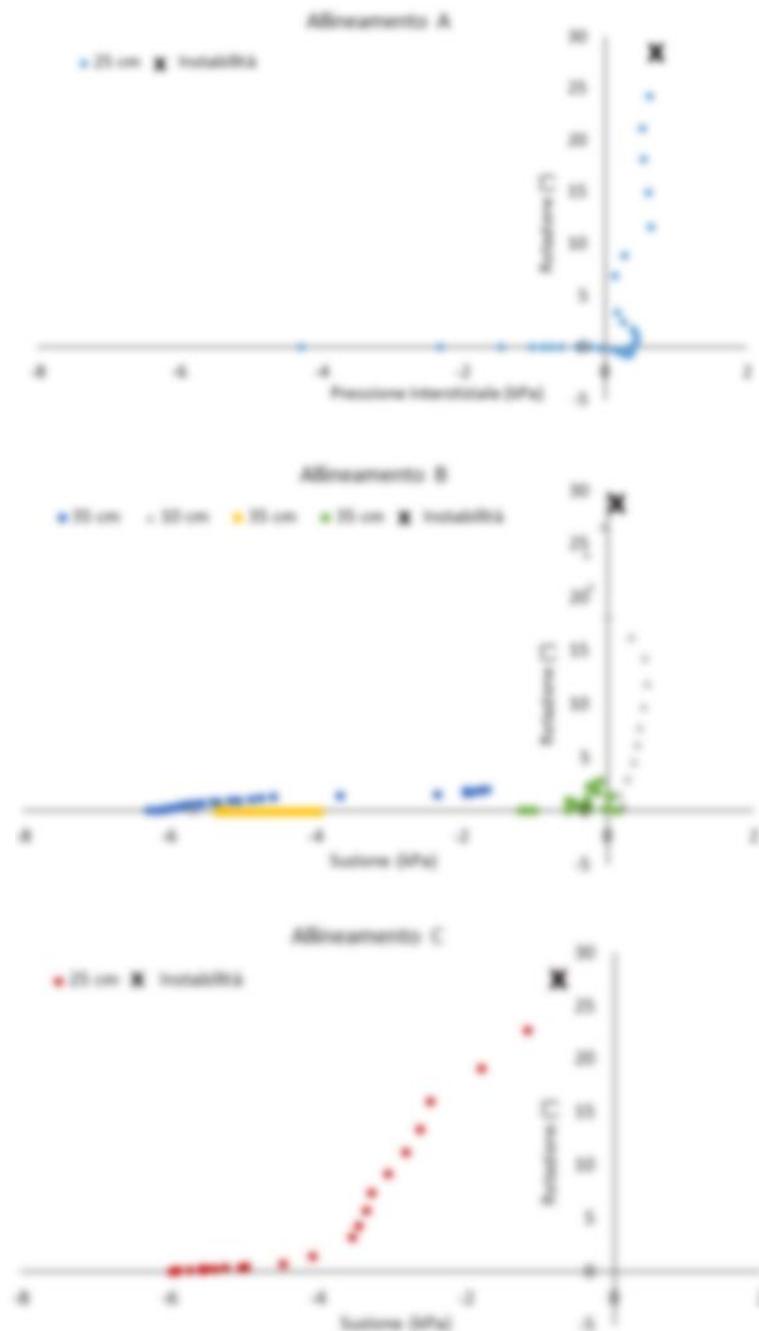
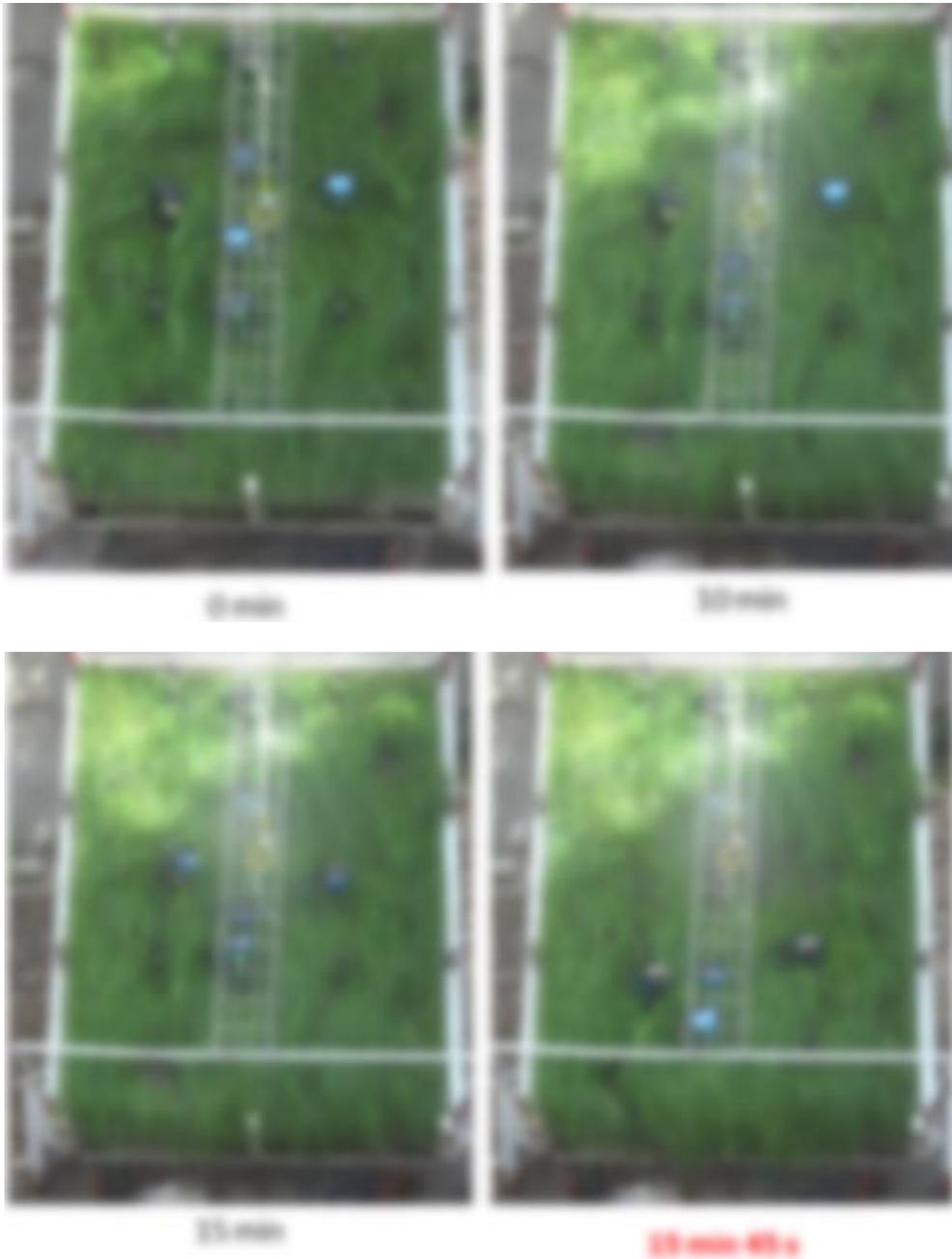


Figura 120. Correlazione pressione interstiziale – rotazione.

In figura 121 si riporta la sequenza di alcuni fotogrammi che descrivono l'evoluzione temporale della prova dall'inizio fino al fenomeno di instabilità. Si può osservare come quest'ultimo abbia interessato la parte centrale dello strato.



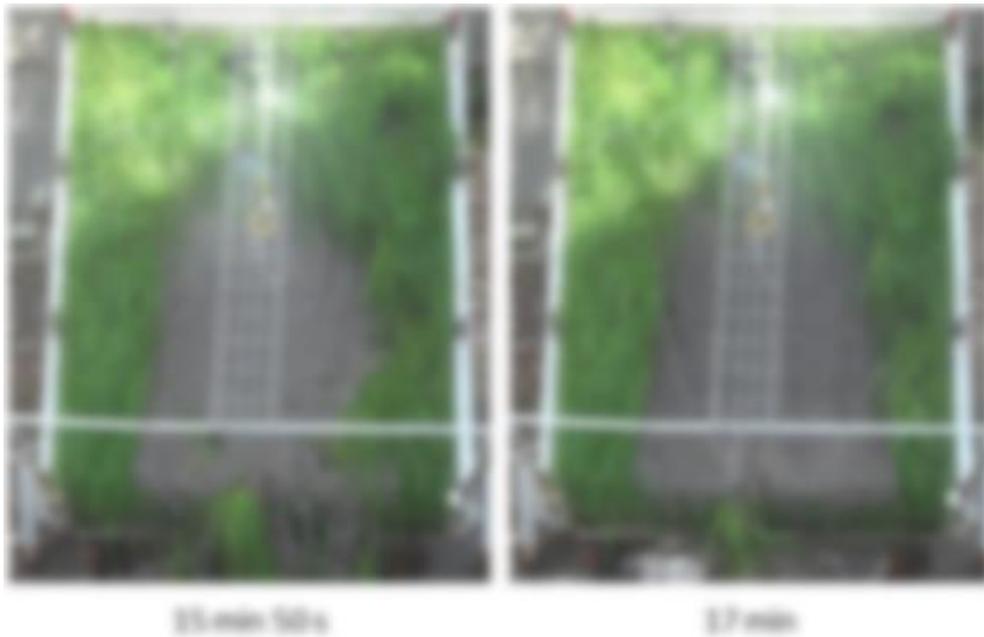


Figura 121. sequenza fotografica di istanti successivi del test.

7.4. Considerazioni critiche e conclusive

Nella prima prova il fenomeno di frana ha coinvolto l'intero spessore (35 cm) (fig. 122a), mentre nella seconda prova il fenomeno ha interessato solo la zona centrale e più superficiale (spessore di circa 25 cm) (fig. 122b). Sebbene i caratteri morfologici delle due frane siano quindi risultati diversi, anche in virtù di un diverso sviluppo degli apparati radicali (fig. 123), in entrambe le prove svolte la fase pre-rottura si è manifestata attraversando una dinamica evolutiva simile, caratterizzata da un progressivo incremento delle rotazioni e una riduzione, progressivamente sempre più attenuata, della suzione. Tale osservazione, ancora da verificare attraverso la conduzione di ulteriori prove, è decisiva rispetto agli scopi del lavoro, in quanto consente di schematizzare in modo unitario il quadro evolutivo che precede la rottura e di stabilire criteri utili al preannuncio.

I risultati delle prove eseguite utilizzando due modelli fisici di diverse dimensioni hanno mostrato, in particolare, come uno strato costituito da piroclastiti limose, anche in presenza degli effetti irrigidenti generati da apparati radicali diffusi, manifesti prima della fase di rottura una cinematica rilevante, che può essere utilizzata allo scopo di prevedere l'imminenza del fenomeno di instabilità. Tale cinematica, derivante

soprattutto dalle deformazioni plastiche indotte da decrementi di suzione, si intensifica progressivamente, divenendo molto evidente quando invece le evoluzioni di pressioni interstiziali tendono a stabilizzarsi su valori nulli o leggermente positivi. Si può in particolare desumere (Figura 124, a-b) che nel corso del processo la dinamica evolutiva è caratterizzata da una prima fase in cui variano soprattutto contenuto d'acqua e pressioni interstiziali, una seconda fase in cui il contenuto d'acqua si stabilizza e variano soprattutto le pressioni interstiziali, accompagnate da leggeri incrementi di rotazioni, una terza fase in cui le pressioni interstiziali variano in misura ridotta e si verifica un'accelerazione negli incrementi di rotazioni. Un sistema di monitoraggio asservito ad un LEWS può dunque seguire la dinamica evolutiva attraverso l'acquisizione di tali variabili, ed è bene osservare che le rotazioni consentono concettualmente di approssimare meglio delle due variabili idrologiche menzionate la previsione dell'istante dell'innesco, favorendo una previsione più accurata proprio in relazione all'occorrenza o meno del fenomeno.

È stato inoltre dimostrato come sussista piena coerenza tra le evoluzioni delle rotazioni e l'evoluzione di spostamenti superficiali nella direzione longitudinale parallela al pendio, sicché le inclinazioni possono senz'altro assurgere a variabili proxy della cinematica. Tale aspetto è di fondamentale importanza perché, come già evidenziato in precedenza nell'introduzione, le misure inclinometriche possono essere realizzate in modalità autonoma, mentre le misure di spostamenti richiedono il collegamento a riferimenti esterni, collegamento di cui è difficile garantire il funzionamento in condizioni meteo avverse.

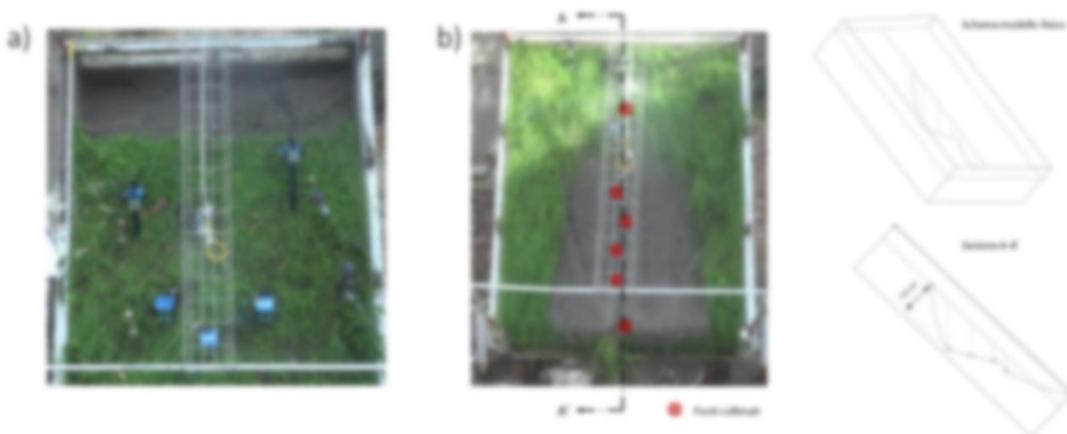


Figura 122. Volumi instabilizzati a) per il primo test; b) per il secondo test.

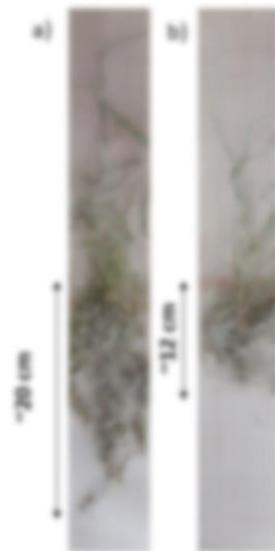


Figura 123. Lunghezza apparati radicali del primo test (a) e del secondo test (b).

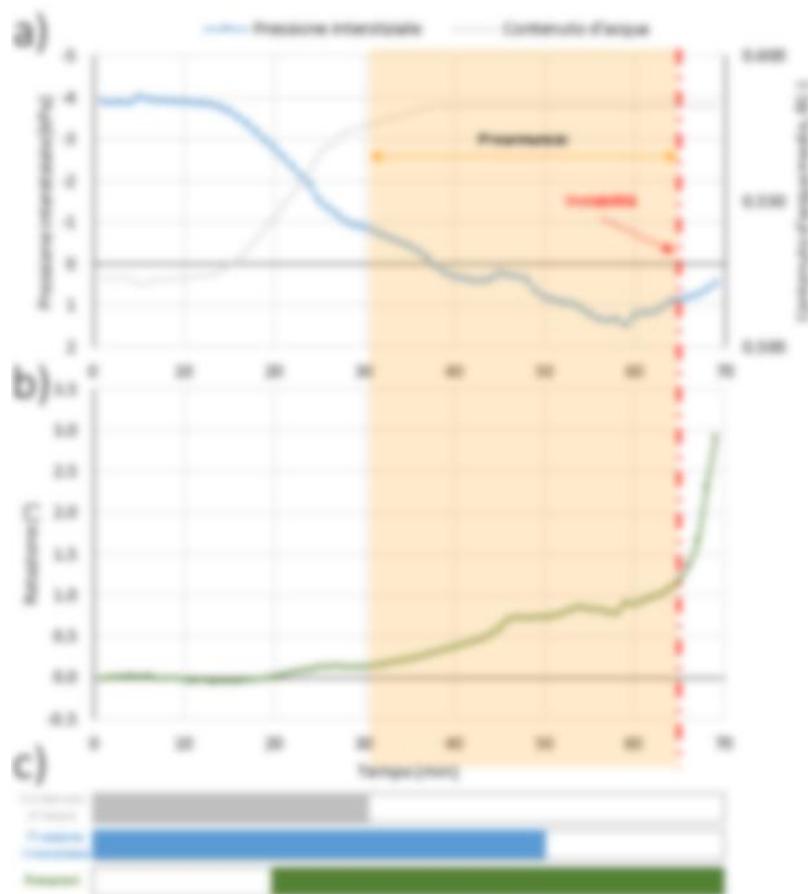


Figura 124. a) b) Risultati del primo test condotto sul modello fisico "2"; c) identificazione dell'intervallo di variabilità di ciascuna delle grandezze fisiche monitorate per tutta la durata del test.

APPENDICE 7.A – Caratterizzazione meccanica

Prove triassiali

Sono state condotte prove triassiali drenate su provini cilindrici ricostituiti di diametro pari a 38 mm ed altezza pari a 76 mm.

Le prove sono state eseguite confinando i diversi provini ricostituiti con tensioni efficaci pari a 50 kPa, 100 kPa e 200 kPa.

La figura 125 mostra i risultati rappresentati: a) nel piano σ - τ , b) nel piano p' - q , c) nel piano s - t . L'angolo di attrito individuato risulta pari a 34.5° confermato da precedenti lavori di ricerca (Papa, 2007).

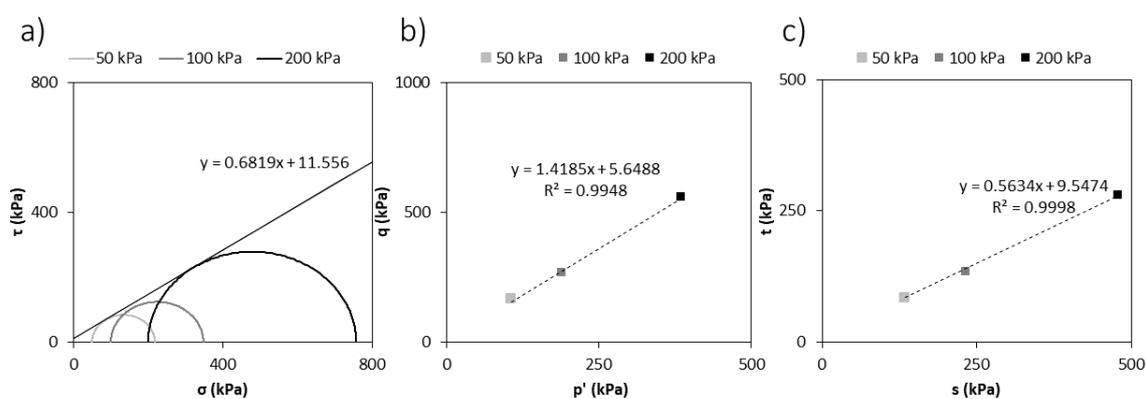


Figura 125. risultati prove triassiali.

La figura 126 mostra l'apparecchiatura utilizzata per eseguire le prove (fig 126a); i provini estratti post-prova (fig 126b); uno dei provini ricostituiti (fig 126c) ed infine una fase intermedia del montaggio (fig 126d).

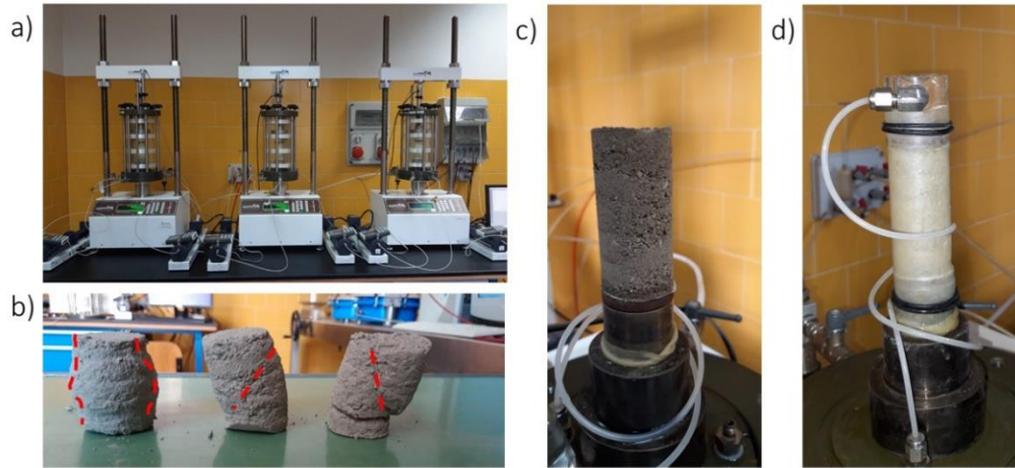


Figura 126. Fasi diverse della prova triassiale.

APPENDICE 7.B – Caratterizzazione idraulica

Il materiale utilizzato per la sperimentazione è stato caratterizzato in termini di proprietà idrauliche. Sono stati determinati il coefficiente di permeabilità satura, la curva di ritenzione e la funzione di permeabilità.

La caratterizzazione ha interessato provini di piccole dimensioni (diametro 72 mm e altezza 60 mm) ricostituiti per pluviazione.

Dati sperimentali

Il primo step della caratterizzazione idraulica è consistito nella determinazione del valore di permeabilità satura dei campioni. Allo scopo sono stati eseguiti dei test in permeametro a carico costante.

Su ciascun provino sono stati eseguiti tre test e i valori di permeabilità satura sono poi stati mediati.

I valori ricavati per tutti i test condotti sono riportati sinteticamente in tabella 5.

Provino	Permeabilità satura			
	Test 1	Test 2	Test 3	Test 4
1	2.51 E-06 m/s	6.21 E-06 m/s	2.80 E-06 m/s	2.43 E-06 m/s
2	2.34 E-06 m/s	5.01 E-06 m/s	3.02 E-06 m/s	3.15 E-06 m/s
3	2.54 E-06 m/s	3.04 E-06 m/s	3.24 E-06 m/s	3.20 E-06 m/s

Tabella 5: risultati prove di permeabilità

Il provino saturo uscente dal permeametro è stato poi collocato nell'apparecchiatura "ku-pf" (fig. 127), per ottenere sperimentalmente la curva dei punti di equilibrio suzione-contenuto volumetrico d'acqua, fino a valori di suzione pari a 80 kPa.

Per più alti valori di suzione, i provini sono stati collocati successivamente nella "Piastra di Richards" (fig. 128) (Richards, 1928), e sottoposti a valori di suzione compresi tra i 100 e i 1000 kPa.



Figura 127. Ku-pf apparatus.



Figura 128. Piastra di Richards.

Modellazione numerica

I dati sperimentali ottenuti sono stati utilizzati per stimare le curve di ritenzione e permeabilità mediante procedura analitica di inversione. Quest'ultima consiste in una procedura matematica finalizzate alla determinazione di grandezze incognite (parametri caratteristici della curva di ritenzione e della funzione di permeabilità) sulla base dell'osservazione di risultati noti da esse prodotte (processi evaporativi). Il modello matematico considerato è rappresentato dall'equazione di Richards (Richards, 1931) (§Appendice 1.A par. 3.1), lo strumento di calcolo utilizzato per le procedure di inversione è il codice agli elementi finiti Hydrus-1D (Simunek et al., 2016); il comportamento idraulico è modellato tenendo conto delle equazioni di Mualem-van Genuchten (Van Genuchten, 1980) (§Appendice 1.A par. 1.1 e 2.2).

Le curve di ritenzione (a) e le funzioni di permeabilità (b) ottenute sono mostrate nella figura 129.

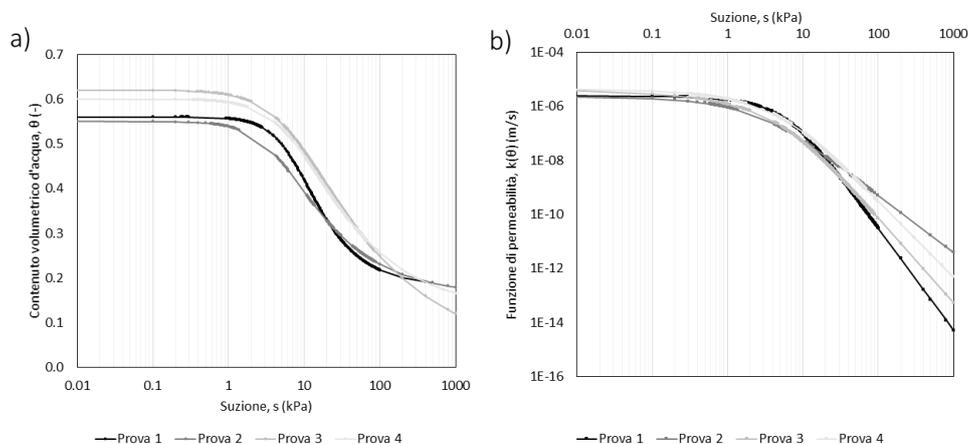


Figura 129. a) Curve di ritenzione, b) funzioni di permeabilità.

Bibliografia capitolo 7

- Fraden, J. (2004). *Handbook of modern sensors: physics, designs, and applications*. Springer Science & Business Media.
- Papa R (2007). *Indagine sperimentale sulla coltre piroclastica di un versante della Campania*. Tesi di dottorato. Università degli Studi di Napoli "Federico II"
- Richards, L. A. (1931). Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*, 1(5), 318-333.
- Richards, L.A., (1928). *The usefulness of capillary potential to soil moisture and plant investigators*, Journal of Agriculture Research, Vol. 37, 719-742.
- Šimůnek, J., Van Genuchten, M. T., & Šejna, M. (2016). Recent developments and applications of the HYDRUS computer software packages. *Vadose Zone Journal*, 15(7), vzj2016-04.
- UMS GmbH http://library.metergroup.com/Manuals/UMS/T4_Manual.pdf
- Van Genuchten, M. T. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil science society of America journal*, 44(5), 892-898.
- Wheatstone, C. (1843, December). An account of several new instruments and processes for determining the constants of a voltaic circuit. In *Abstracts of the Papers Printed in the Philosophical Transactions of the Royal Society of London* (No. 4, pp. 469-471). London: The Royal Society.
- Yoder, N. C., & Adams, D. E. (2014). Commonly used sensors for civil infrastructures and their associated algorithms. In *Sensor Technologies for Civil Infrastructures* (pp. 57-85). Woodhead Publishing.

8. Conclusioni

Il presente lavoro di tesi è stato incentrato sullo studio delle frane meteo-indotte che si innescano in pendii ricoperti da coltri piroclastiche limose, con l'obiettivo di migliorare le potenzialità previsionali di tali fenomeni.

Per lo scopo, si è deciso di interpretare oltre che le misure di precipitazione, anche le misure di variabili fisiche interne alla coltre che conducono al fenomeno di instabilità. In particolare, il presente studio ha indagato se e in che misura il monitoraggio e l'interpretazione di variabili idrologiche e variabili che descrivono la cinematica che precede la rottura fossero efficaci nel preannunciare il fenomeno. Il problema che lo studio ha affrontato è stato, da un lato, (i) indagare se la cinematica pre-rottura fosse effettivamente alterata dal processo di imbibizione e, in caso affermativo, se tale alterazione seguisse un'evoluzione di preludio all'innescamento del fenomeno; dall'altro (ii) comprendere quale fosse la strategia sperimentale più idonea a caratterizzare tale cinematica.

Si è tentato di perseguire gli obiettivi appena menzionati progettando ed eseguendo alcune prove su modello fisico di pendio e simulando attraverso di esse i diversi stadi che si attraversano fino all'innescamento di una frana meteo-indotta.

Al fine di individuare la tecnica di monitoraggio della cinematica più idonea da adottare per gli scopi è stato progettato e realizzato a livello prototipale lo strumento "Tensioinclinometro", che consiste in un'asta in grado di misurare contestualmente la suzione all'estremità inferiore e l'inclinazione all'estremità superiore.

I risultati ottenuti dalle prove su modello fisico hanno mostrato che uno strato costituito da piroclastiti limose ha manifestato prima della fase di rottura una cinematica rilevante, che può essere adoperata per prevedere l'imminenza del fenomeno di instabilità. Tale cinematica si è intensificata progressivamente, divenendo molto evidente quando invece le evoluzioni di pressioni interstiziali si sono stabilizzate su valori nulli o leggermente positivi, risultando dunque molto efficace nel preannunciare il fenomeno. È stato inoltre dimostrato come sussista piena coerenza tra le evoluzioni delle rotazioni del tensioinclinometro e l'evoluzione di spostamenti superficiali nella direzione longitudinale parallela al pendio, sicché le inclinazioni possono senz'altro assurgere a

variabili proxy della cinematica. Tale aspetto risulta di fondamentale importanza, poiché le misure inclinometriche possono essere realizzate in autonomia, senza l'impiego di riferimenti esterni.

L'attività di ricerca ha anche analizzato l'influenza esercitata da alcuni fattori sull'evoluzione idrologica di una coltre piroclastica nel corso di uno o più anni idrologici, indagando in particolare l'effetto dello spessore della coltre e della presenza di uno strato di materiale più grossolano interagente con essa, in una posizione interna o a ricoprimento.

Per quel che concerne lo studio teorico realizzato per indagare l'influenza dello spessore sull'evoluzione idrologica di una coltre piroclastica, i risultati ottenuti hanno mostrato in modo evidente che una coltre di spessore maggiore è in grado di distribuire efficacemente i volumi di precipitazione infiltrata su volumi di terreno maggiori, riducendo i livelli di suzione. Pertanto, la durata dell'evento piovoso critico necessaria ad annullare la distribuzione di suzione nel dominio stesso e a provocarne l'instabilità si incrementa al crescere dello spessore. La relazione tra durata dell'evento critico e spessore del dominio è lineare o quadratica a seconda che si consideri o meno l'effetto della fase antecedente. L'effetto esercitato dallo spessore del dominio risulta inoltre influenzato dalle condizioni idrauliche ipotizzate per il bordo inferiore del dominio.

Per quel che concerne lo studio sperimentale realizzato con l'obiettivo di indagare la risposta idrologica di un sottosuolo di piroclastiti limose reso non omogeneo dalla presenza in copertura di un materiale a granulometria più grossolana, il monitoraggio del modello fisico adoperato ha mostrato, dal confronto con le precedenti configurazioni di suolo omogeneo-nudo e suolo omogeneo-vegetato, delle alterazioni nella risposta idrologica dello strato di piroclastiti, associate alla presenza in copertura di materiale di combustione lignea. Nei due anni di monitoraggio di tale configurazione, i risultati ottenuti hanno mostrato una notevole alterazione in riduzione dei processi evaporativi. Tale comportamento è deducibile dalle misure locali di suzione e contenuto volumetrico d'acqua e dalla misura dal significato integrale del volume d'acqua immagazzinato. In ragione delle proprie caratteristiche idrauliche e termiche, il materiale di combustione lignea costituisce una barriera termo-idraulica.

Per quel che concerne lo studio teorico di reinterpretazione del caso di Sarno realizzato con l'obiettivo di indagare l'effetto di uno strato a granulometria più grossolana in una posizione interna di un dominio potente 4.5 m, i risultati ottenuti hanno mostrato che lo stato idrologico predisponente gli eventi di instabilità si è generato a seguito di due anni eccezionali sotto il profilo idrologico: 1997 e 1998. In particolare, la rottura della barriera capillare costituita dalle pomice, causata dal significativo evento piovoso del '97, responsabile dell'instabilità di coltri potenti 2 m, ha determinato l'imbibizione dello strato piroclastico sottostante, decisiva nel determinare le condizioni predisponenti l'instabilità del 1998.