

UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI MILANO
Facoltà di Scienze Agrarie e Alimentari
Dipartimento di Scienze Agrarie e Ambientali
Corso di Laurea Magistrale in Scienze Agroambientali



IL RUOLO DEL CEDUO DI CASTAGNO
SULLA STABILITA' DEI VERSANTI:
UN CASO DI STUDIO IN VALSESIA - PIEMONTE

Relatore: Professor Gian Battista BISCHETTI

Correlatore: Dott. Ing. Alessio CISLAGHI

Tesi di Laurea di:
Roberta DENICOLA
Matr. n. 874814

Anno Accademico 2016 – 2017

INDICE

1.	INTRODUZIONE.....	3
1.1.	L'EFFETTO DELLA VEGETAZIONE SULLA STABILITA' DEI VERSANTI.....	7
1.1.1.	I MECCANISMI IDROLOGICI.....	7
1.1.2.	I MECCANISMI MECCANICI.....	8
2.	MATERIALI E METODI	14
2.1.	UN MODELLO PER LA QUANTIFICAZIONE DELLA DENSITA' RADICALE: IL ROOT DISTRIBUTION MODEL (RDM).....	14
2.2.	MODELLI PER LA QUANTIFICAZIONE DEL RINFORZO RADICALE.....	16
2.2.1.	MODELLO DI WU E WALDRON (W&W MODEL)	18
2.2.2.	IL FIBER BUNDLE MODEL	20
2.2.3.	ROOT BUNDLE MODEL (RBM)	23
2.3.	MODELLI PER LA VALUTAZIONE DELLA STABILITA' DI UN PENDIO.....	25
2.3.1.	IL MODELLO DEL PENDIO INDEFINITO	25
2.3.2.	MODELLO DI STABILITA' MULTIDIMENSIONALE.....	27
2.4.	MODELLO 3D PER L'ANALISI DEL RISCHIO FRANA (PRIMULA).....	32
2.4.1.	TOPOGRAFIA.....	33
2.4.2.	PROPRIETA' GEOTECNICHE	33
2.4.3.	CONDIZIONI IDROLOGICHE.....	33
2.4.4.	RINFORZO RADICALE.....	34
2.5.	RACCOLTA DEI DATI	37
2.5.1.	CARATTERISTICHE DEL SISTEMA RADICALE	37
2.5.2.	RILIEVI FORESTALI: IL CAVALLETTAMENTO	41
3.	CASO DI STUDIO.....	44
3.1.	IL PARCO NATURALE REGIONALE DEL MONTE FENERA.....	44
3.1.1.	INQUADRAMENTO TERRITORIALE.....	44
3.1.2.	INQUADRAMENTO CLIMATICO.....	45
3.1.3.	INQUADRAMENTO GEOLOGICO	46
3.1.4.	INQUADRAMENTO FORESTALE.....	47
3.2.	AREA DI STUDIO.....	49
3.2.1.	INQUADRAMENTO TERRITORIALE.....	49
3.2.2.	INQUADRAMENTO GEOLOGICO - PEDOLOGICO.....	49
3.2.3.	INQUADRAMENTO FORESTALE.....	51
4.	RISULTATI E DISCUSSIONE	55
4.1.	DISTRIBUZIONE DELLE RADICI.....	55

4.2.	PROFONDITA' DELLE RADICI	59
4.3.	CALIBRAZIONE ROOT DISTRIBUTION MODEL	61
4.4.	PROPRIETA' MECCANICHE DELLE RADICI.....	63
4.5.	CALIBRAZIONE RBMw.....	64
4.6.	RISULTATI AREE DI SAGGIO.....	67
4.7.	RISULTATI APPLICAZIONE PRIMULA.....	69
4.7.1.	DIMENSIONI TIPICHE DELLE FRANE.....	69
4.7.2.	MAPPA DI SUSCETTIBILITA'	70
5.	CONCLUSIONI.....	72
6.	BIBLIOGRAFIA	74
ALLEGATI		

1. INTRODUZIONE

Le frane possono essere definite come "movimenti verso il basso e verso l'esterno di materiale costituente pendii composto di roccia e suolo naturali, riporti artificiali, o da combinazioni di essi" (Varnes, 1978).

Sono processi geomorfologici naturali e tra i differenti tipi di movimenti di versante (Figura 1) (Cruden e Varnes, 1996), le frane superficiali sono i fenomeni più comuni e dannosi. Rappresentano il principale processo di modellazione morfologica (Anagnostopoulos et al., 2015), sono quindi responsabili della forma del paesaggio (Sidle et al., 2016).

TIPO DI MOVIMENTO		TIPO DI MATERIALE		
		<i>terra (earth)</i>	<i>detrito (debris)</i>	<i>roccia (rock)</i>
crolli (falls)		crollo di terra	crollo di detrito	crollo di roccia
ribaltamenti (topples)		ribaltamenti di terra	ribaltamenti di detrito	ribaltamenti di roccia
scivolamenti (slides)	rotazionali	scivolamenti rotazionali di terra	scivolamenti rotazionali di detrito	scivolamenti rotazionali di roccia
	traslativi	scivolamenti traslazionali di terra	scivolamenti traslazionali di detrito	scivolamenti traslazionali di roccia
espandimenti laterali (lateral spreads)		espandimenti laterali di terra	espandimenti laterali di detrito	espandimenti laterali di roccia
colamenti o flussi (flows)		colata di terra	colata di detrito	flusso in roccia
frane complesse (complex)		combinazione di due o più tipi di movimento		

Figura 1. Classificazione di Varnes (1978) (da Bischetti, 2010).

Il numero di eventi catastrofici causati dalle frane è incrementato nei recenti anni in tutto il mondo, particolarmente in Europa, dove la Commissione Europea (2012) considera il rischio idrogeologico come la maggior minaccia per le popolazioni, le proprietà e le infrastrutture. Proteggersi da questi fenomeni è prioritario per tutte quelle popolazioni che vivono sulle Alpi (Motta e Haudemand, 2000).

L'Italia è il Paese con il più alto numero di frane in Europa (Sidle e Ochiai, 2006), e dove il 70% dei comuni è considerato a rischio idrogeologico (Legambiente, 2006). In tale contesto, il ruolo che le foreste di protezione hanno sulla stabilità dei versanti assume particolare rilevanza, rappresentando, infatti, uno strumento cardine per la prevenzione dai fenomeni di dissesto idrogeologico.

Esse agiscono in modo diverso a seconda del pericolo naturale considerato assicurando protezione dalla caduta di valanghe e di massi, concorrendo a controllare le lave torrentizie e a stabilizzare gli scivolamenti superficiali, contribuendo alla riduzione dell'erosione. (Regione autonoma Valle d'Aosta, Regione Piemonte, 2006).

La quantificazione degli effetti della vegetazione contro i diversi tipi di pericoli naturali è tuttavia ancora difficile, sebbene rappresenti un passaggio necessario per l'adozione di una strategia integrata nella lotta al dissesto idrogeologico, in cui le foreste possano giocare un ruolo accanto alle tradizionali opere ingegneristiche.

I primi riferimenti alle foreste di protezione risalgono alla letteratura greca, ebraica e romana (Hamilton et al., 1992). Una stampa cinese risalente al 16° secolo, mostra un progetto di recupero di un bosco per perseguire obiettivi di "conservazione fluviale" (Hamilton et al., 1992). In Giappone gestori del territorio hanno usato le foreste di protezione per più di 100 anni per salvaguardare le ferrovie dal rischio idrogeologico (Sakai et al., 2006), allo stesso modo a Taiwan sono state progettate per più di un secolo per la regolazione del ciclo dell'acqua e per la conservazione del suolo. (Cheng et al., 2002).

Nelle regioni alpine europee, dove le comunità montane coesistono con il rischio idrogeologico, le regole per la gestione delle foreste di protezione sono state stabilite fin dal Medioevo. In Valle d'Aosta sono stati trovati dei documenti datati prima del 13° secolo che riconoscono la funzione della foresta nel prevenire danni derivanti da eventi estremi e che limitano l'esbosco di legna (Motta e Haudemand, 2000). Regolamenti che cautelano le attività di taglio, sono state riscontrate in documenti della Repubblica di Venezia già a partire dal 13° e 14° secolo (Bischetti et al., 2009). Queste regole sono state poi trasformate in leggi nel 19° secolo da alcuni paesi alpini. Nel 1850, a seguito di una grande serie di inondazioni, lo Stato francese ha promulgato la prima legge, nel 1860, riguardante il recupero montano e la riforestazione, mentre in Svizzera una legge sulle foreste di protezione è stata emanata nel 1872 (Zwerman e Richard, 1959). In Austria i disastri causati da grandi inondazioni che si verificarono nel territorio austro-ungarico nel 1882, portarono a iniziative volte al controllo dei sedimenti e alla conservazione di foreste tramite un'impresa nazionale che iniziò nel 1884.

A tal proposito è importante chiarire che non tutte le foreste possono essere definite foreste di protezione; Brang et al., (2006) ne identificano due differenti tipologie a seconda che la loro funzione sia ad azione:

- indiretta: svolta da tutti i popolamenti forestali, provvede a un generale livello di protezione, migliorando la stabilità dei versanti, le condizioni idriche e riducendo

l'erosione. Tale tipo di foresta, nelle aree acclivi, garantisce anche una mitigazione dei rischi naturali non a scala locale, ma a scala di bacino.

- diretta: se ha una funzione primaria di protezione nei confronti degli insediamenti e/o infrastrutture contro l'impatto dei rischi naturali ovvero valanghe, crolli, franamenti superficiali, alluvioni, etc,...

Per secoli, la sola misura di conservazione in questo tipo di foreste era quella di proibire la raccolta del legno (Motta e Haudemand, 2000); di fatto, non intervenendo, si lasciava che la foresta proseguisse il ciclo naturale. Questa non gestione però, non garantiva e non garantisce una funzione protettiva efficiente e continuativamente efficace (Motta e Haudemand, 2000), infatti quando una foresta diventa senescente (sovra-matura) a causa della mancanza di disturbi, malattie ed effetto leva del vento diventano più comuni, creano dei *gap* caratterizzati da una riduzione di struttura (Schonenberg et al., 2005) e di rinforzo radicale (Sakals e Sidle, 2004). Tale situazione può incrementare il rischio di valanghe, crolli e frane (Sakals et al., 2006).

Una gestione corretta e sostenibile delle foreste di protezione ha l'obiettivo di influenzare direttamente le dinamiche forestali in modo tale da ottenere un effetto protettivo ottimale migliorando le caratteristiche di:

- resistenza: saranno meno suscettibili alla perdita della loro funzione protettiva a seguito di eventi idrogeomorfologici o altri disturbi (Sakal et al., 2006);
- resilienza: recupereranno la loro funzione protettiva più rapidamente dopo un evento di disturbo (Sakal et al., 2006).

Il livello ottimale di gestione deve essere valutato considerando le attuali condizioni e quelle potenziali future della foresta di protezione, il livello desiderato di protezione e le problematiche socio-economiche. Motta e Haudemand, (2000) suggerirono che un accettabile grado di stabilità dovrebbe essere orientato a garantire le funzioni richieste per una foresta di protezione per i seguenti 20-50 anni.

Nei popolamenti di latifoglie, il governo a fustaia è generalmente da preferire per la stabilità e la perpetuità dei boschi di montagna. Tuttavia, in certi ambiti territoriali, il mantenimento o il recupero della ceduzione può garantire una maggiore stabilità (ad esempio in zone franose con acclività accentuata) e, se adeguatamente praticata, una gestione economicamente ed ecologicamente sostenibile. (Regione Autonoma Valle d'Aosta, Regione Piemonte, 2006).

In quest'ottica la comunità scientifica si è spesso interessata ad approfondire il ruolo della gestione a ceduo dei boschi prealpini sulla stabilità dei versanti. Per esempio, recentemente Vergani et al., (2017) hanno osservato come l'elevata densità del

popolamento a ceduo, la sua rapida crescita e le caratteristiche del sistema radicale nel suolo, possono essere considerate come un pregio in termini di funzione protettiva.

A tal proposito può essere citato il caso del castagno (*Castanea sativa* Mill.). Si tratta di una specie dotata di fortissima capacità pollonifera caulinare, mentre è assente quella radicale. I forti accrescimenti giovanili e la facilità della rinnovazione agamica hanno portato nei secoli a privilegiare la forma di governo a ceduo (I.P.L.A., 1996). Gli interventi selvicolturali che originano tale formazione sono riconducibili alla ceduazione, ovvero il taglio della parte epigea.

A seguito di questa operazione, nel castagneto si innescano processi di competizione che interessano sia i polloni di una stessa ceppaia che le diverse ceppaie: su di esse il numero elevato di polloni che nascono durante il primo anno è elevato e tende poi a stabilizzarsi in base alle dimensioni della ceppaia stessa; tra di esse invece, quelle di maggiori dimensioni, emettono un numero più elevato di polloni con accrescimento più rapido. Con il passare del tempo aumenta la copertura del suolo e inizia così la competizione per la luce che porta a far sì che le ceppaie dominanti prevalgano su quelle dominate (Del Favero, 2002).

Di notevole interesse forestale, è stata per decenni una delle coltivazioni più diffuse dall'uomo sia per i prodotti legnosi retraibili (paleria, legna da opera, legna da ardere, etc,...) che per i frutti. Questi un tempo erano largamente impiegati sia nell'alimentazione umana che in quella animale.

A partire dagli anni '70, a causa dello spostamento degli interessi economici e sociali, la pratica della ceduazione è stata abbandonata e tali formazioni forestali sono diventate sovra-mature e molto dense (Bassanelli et al., 2013). Le conseguenze di questo fenomeno si traducono in una maggiore sensibilità dei boschi ai disturbi naturali, in una maggiore instabilità strutturale (che spesso si verifica tramite ribaltamento delle ceppaie e schianti) e quindi un aumento del rischio idrogeologico (Bischetti et al., 2013).

1.1. L'EFFETTO DELLA VEGETAZIONE SULLA STABILITA' DEI VERSANTI

Numerosi studi scientifici hanno riconosciuto che la vegetazione ha effetti rilevanti sulla stabilità dei versanti attraverso processi idrologici e meccanici. (Bischetti et al., 2009; Gray e Sotir, 1996; Sidle e Bogard, 2016). Facendo una piccola digressione su queste due tipologie di processi, possiamo notare che ognuno di essi presenta aspetti sia negativi che positivi, come mostrato in Tabella 1.

Tabella 1. Effetti della vegetazione sui versanti.

	EFFETTI IDROLOGICI	EFFETTI MECCANICI
POSITIVI	Intercettazione fogliare Suzione ed Evapotraspirazione	Rinforzo da parte delle radici Ancoraggio Effetto "palo"
POSITIVI/NEGATIVI	Infiltrazione	Sovraccarico
NEGATIVI	Permeabilità Rugosità	Effetto leva del vento Fessurazioni

1.1.1. I MECCANISMI IDROLOGICI

I principali effetti idrologici positivi sono l'intercettazione fogliare e la suzione - evapotraspirazione. Nel primo caso, in presenza di una precipitazione, questa non giunge interamente al suolo. Parte di essa viene bloccata grazie alla presenza della copertura vegetale, un'altra parte, invece giunge al suolo scorrendo lungo il fusto (*stemflow*) ma con un'energia cinetica molto piccola. Questo produce un lieve effetto erosivo da impatto e un ridotto compattamento del suolo.

L'umidità che invece si trova già nel suolo, viene estratta dalle radici per mezzo della

suzione radicale. L'acqua viene poi persa in atmosfera, sotto forma di vapore acqueo, attraverso la traspirazione. Questi processi fanno sì che il potenziale di pressione non aumenti (Gray e Sotir, 1996) e quindi rimanga piuttosto negativo. Si deve però precisare che nelle regioni temperate, dove le tempeste responsabili dell'innesco delle frane superficiali si verificano nella stagione autunno-invernale, il suolo è tipicamente vicino alla capacità di campo, di conseguenza la traspirazione è minima (Sidle et al., 2016).

L'effetto idrologico che ha implicazioni sia positive che negative è l'infiltrazione, mentre quelli del tutto negativi sono la permeabilità e la rugosità.

Le foreste, hanno un elevato tasso di infiltrazione rispetto ai suoli non vegetati. Questo accade perché le porosità create dal decadimento delle radici o dalle tane degli animali, provocano l'allontanamento del flusso sotto-superficiale verso strati più profondi e con maggiore velocità (Vergani, 2013). Quindi, se da una parte non ci sarà erosione superficiale, dall'altra il contenuto di acqua nel suolo aumenterà. D'altro canto è vero che la vegetazione aumenta la rugosità del suolo con una conseguente diminuzione della velocità di scorrimento dell'acqua portando così ad un incremento della capacità di infiltrazione (Gray e Sotir, 1996).

1.1.2. I MECCANISMI MECCANICI

I meccanismi meccanici positivi sono il rinforzo meccanico del terreno da parte delle radici, l'ancoraggio e l'effetto "palo".

È risaputo che il suolo è resistente alla compressione, ma debole alla trazione; discorso inverso vale per le radici le quali sono deboli alla compressione e forti alla tensione. Tuttavia quando il suolo e le radici sono combinati a formare una matrice suolo-radice, essa sarà più resistente degli elementi presi singolarmente. In un materiale di questo tipo le radici più piccole forniscono un grande contributo al rinforzo del terreno aumentando la sua resistenza al taglio (Vergani, 2013). Infatti esse si fanno carico di parte degli sforzi di taglio presenti nel suolo e, successivamente, consentono una benefica ridistribuzione degli sforzi, prevenendo in questo modo l'innesco di rotture di tipo progressivo (Docker, 2003). Questo meccanismo può essere espresso attraverso la teoria del rinforzo delle terre sviluppata già alla fine degli anni '60 da Vidal (1969, cit. Docker, 2003). Egli ha mostrato che quando ad un elemento di terreno non confinato è applicato uno sforzo verticale, esso si deforma lateralmente. Se all'elemento vengono aggiunti dei rinforzi sotto forma di fibre orizzontali allora il movimento laterale, indotto

dalla tensione verticale, genera delle forze d'attrito tra il suolo e gli elementi di rinforzo. In questo modo, all'interno delle fibre, si sviluppano delle forze di resistenza a trazione che si traducono in sforzi di confinamento laterale del terreno. (Long et al., 1972, cit. Docker, 2003).

Un altro ruolo che le radici hanno è quello di legare gli strati superficiali deboli a quelli più profondi e stabili oltrepassando il piano di scivolamento. Talora possono insinuarsi nelle fratture delle rocce e così comportarsi come dei veri e propri tiranti. Le radici possono in questo caso sfilarsi o rompersi e il prevalere di uno dei due fenomeni dipende dalla tipologia del substrato (terre, rocce, etc,...) o dalla lunghezza e dalle caratteristiche morfologiche e meccaniche delle radici (Riestenberg, 1994 cit. Docker 2003; Gray e Sotir, 1996; Bischetti, 2003). In Figura 2 possiamo vedere quattro tipi di versante radicato in modo diverso. Secondo Tsukamoto e Kusakabe, (1984) il maggior contributo meccanico si ha quando lo strato più stabile presenta fratture e quindi discontinuità che possono essere occupate dalle radici (Fig. 2b). Un sostanziale rinforzo si ha se esiste uno strato di transizione attraversato dalle radici, il quale ha una densità e una resistenza al taglio che aumenta con la profondità (Fig. 2c). Livelli minori di stabilità, invece, si hanno nel caso in cui il suolo è così compatto che non può essere attraversato dalle radici (Fig. 2a) o se, seppur radicato intensamente, lo strato di suolo stabile si trova a una profondità così elevata che non può essere raggiunto dall'apparato radicale (Fig. 2d).

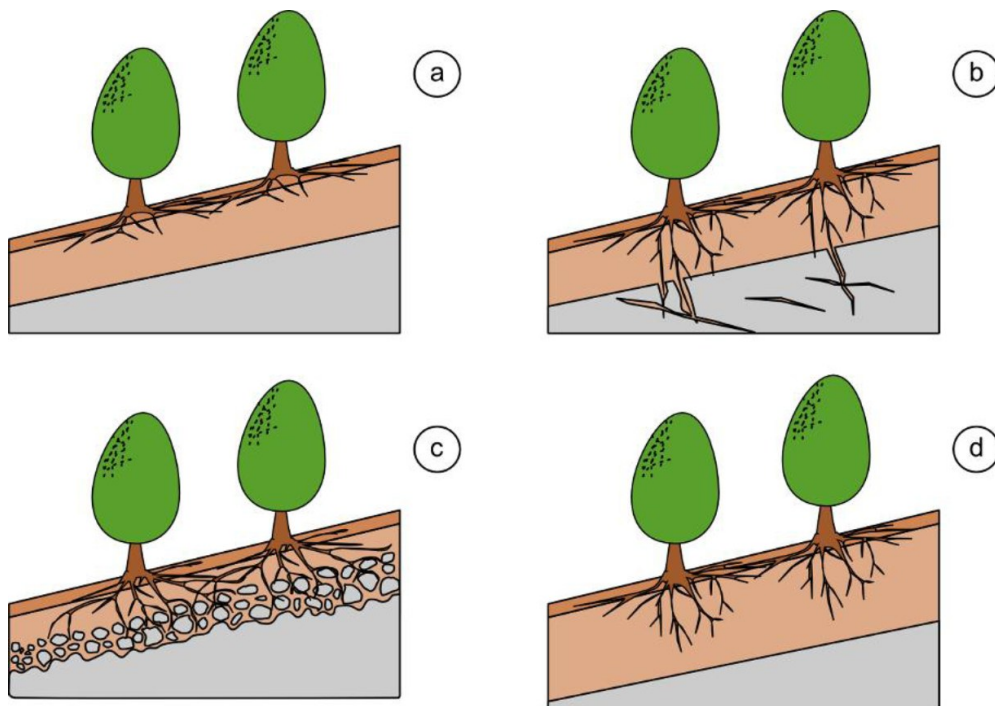


Figura 2. Tipi di ancoraggio (adattato da Tsukamoto and Kusuba, 1984, in Bischetti et al., 2010).

Infine, gli alberi possono essere assimilati a dei pilastri. Questi sono in grado di sostenere la parte sovrastante tramite "l'effetto contrafforte" (Gray e Leiser, 1982). In contemporanea si verifica il cosiddetto "effetto arco" che rinforza il terreno tra gli stessi pilastri attraverso una redistribuzione delle tensioni (Figura 3). L'intensità di questo fenomeno è influenzata dalla spaziatura tra gli alberi, dal loro diametro, dalla profondità degli strati del suolo e dalle proprietà di resistenza al taglio (Docker, 2003).

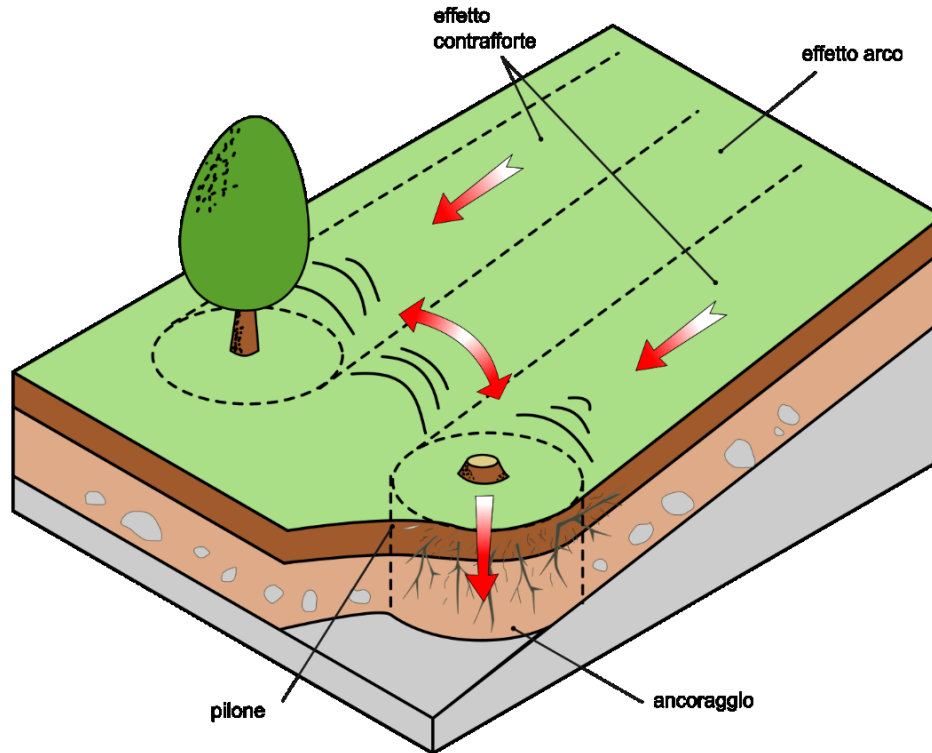


Figura 3. Effetto arco e contrafforte (Bischetti et al., 2010).

L'effetto meccanico che presenta ripercussioni sia positive che negative è il sovraccarico, mentre quelli esclusivamente negativi sono l'effetto leva del vento e le fessurazioni.

Per il primo meccanismo, l'azione positiva o negativa dipende da diverse caratteristiche quali la posizione sul versante, la geometria e l'angolo di attrito interno del suolo (Styczen e Morgan, 1995; cit. Docker, 2003). Per gli altri, la vegetazione esposta al vento, trasmette notevoli tensioni al pendio (Gray e Sotir, 1996). Questi stress partono dalla chioma, attraversano il tronco e si scaricano alla zolla radicale. Nei casi più estremi, essi possono portare allo sradicamento dell'albero e alla conseguente formazione di punti preferenziali per l'innesco di successivi dissesti (Epis, 2010). Infine, le radici, durante la loro crescita, possono creare fessurazioni e fratture che comportano la riduzione della struttura del suolo e quindi della sua resistenza (Bischetti, 2003), con conseguente aumento della probabilità di innesco di frane.

L'entità di tutti questi meccanismi (Figura 4) dipende dallo sviluppo del sistema radicale che è funzione delle caratteristiche genetiche delle specie e ambientali della stazione quali tessitura struttura, areazione, umidità, temperatura e competizione con altre

piante (Bischetti et al., 2009).

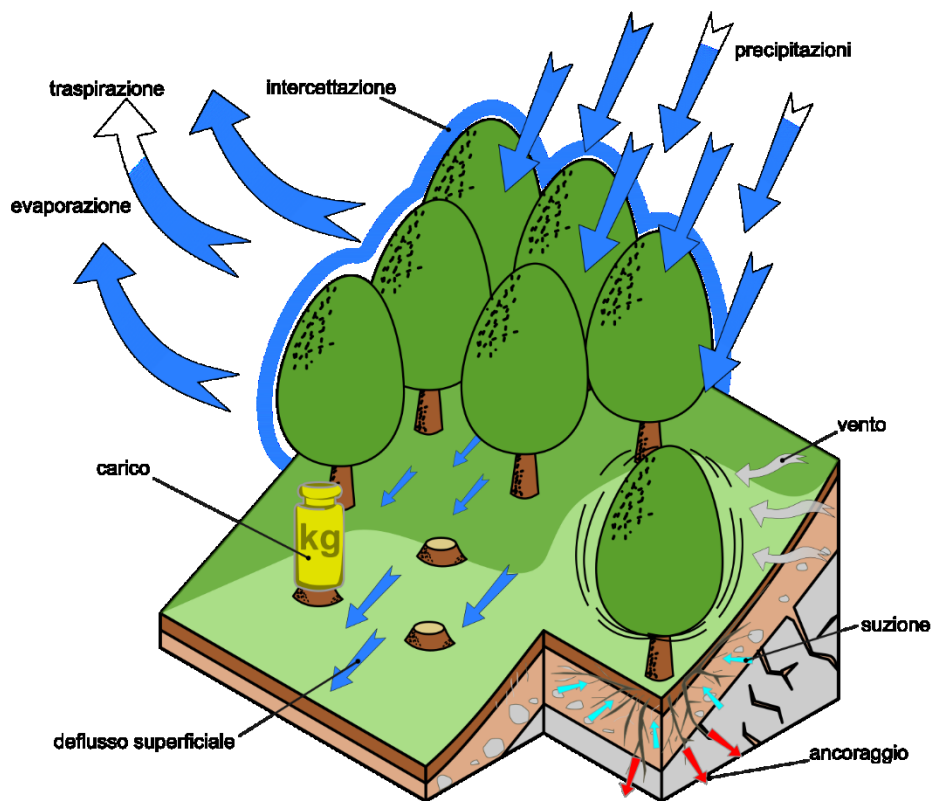


Figura 4. Effetti della vegetazione sui versanti (Bischetti et al., 2010).

Nonostante la letteratura scientifica sottolinei che la vegetazione contribuisce sia con effetti positivi che negativi alla stabilità dei versanti, evidenze empiriche mostrano che gli effetti sono prevalentemente positivi e che le foreste naturali provvedono al più grande livello di protezione comparato con altre forme di uso del suolo (Forbes e Brodhead, 2011).

Limitando la nostra attenzione alle caratteristiche meccaniche, è noto che il meccanismo che maggiormente influisce sulla stabilità dei versanti è il rinforzo radicale. Esso dipende dalla distribuzione delle piante, dalla densità delle radici e dalla loro resistenza alla trazione (Bischetti et al., 2005). Tali fattori possiedono una forte variabilità sia spaziale dovuta alle caratteristiche ambientali e del popolamento forestale, sia temporale dovuta a disturbi naturali e antropici che condizionano l'evolversi dell'ecosistema forestale (Vergani et al., 2016).

Dalla fine degli anni '60, numerose ricerche hanno investigato i meccanismi con cui gli apparati radicali contribuiscono alle forze di resistenza del terreno, portando ad una

nuova comprensione del fenomeno e producendo una grande mole di dati di tipo quantitativo. Su tali basi sono poi stati sviluppati metodi per il calcolo della stabilità dei versanti in presenza di vegetazione forestale e ci si sta avviando ad un loro utilizzo in un'ottica di gestione selvicolturale e di progettazione di interventi (Bischetti, 2016).

Nella prima parte di questo elaborato saranno presentati e descritti i modelli per la quantificazione del rinforzo radicale, dagli alberi fino a quelli di più recente concezione, e per la valutazione della stabilità dei pendii. Successivamente sarà presentato il nuovo approccio sviluppato da Cislighi et al., (2017) per la stima della stabilità dei versanti con presenza di vegetazione. Questa metodologia combina un modello probabilistico tridimensionale di stabilità con un metodo per valutare la variabilità del rinforzo radicale in termini di distribuzione di probabilità, tenendo in considerazione le caratteristiche proprie del popolamento. Data l'elevata variabilità ed incertezza nei parametri utilizzati, adotta la simulazione Monte Carlo. Il risultato finale sarà una mappa che descrive la probabilità del rischio di franamenti.

Obiettivi di questo studio sono quelli di analizzare dal punto di vista tridimensionale, la distribuzione della densità del sistema radicale e la coesione aggiuntiva fornita dal ceduo di castagno in due differenti condizioni: uno in stato di abbandono (Figura 17) e l'altro gestito (Figura 18). Successivamente si intende applicare il suddetto modello matematico a una porzione di territorio piemontese coperta da boschi di castagno. Questo consentirà di pianificare le migliori strategie di gestione forestale.

2. MATERIALI E METODI

2.1. UN MODELLO PER LA QUANTIFICAZIONE DELLA DENSITA'

RADICALE: IL ROOT DISTRIBUTION MODEL (RDM)

La distribuzione delle radici (Figura 5), come già sottolineato, è di fondamentale importanza allo scopo di quantificare la coesione aggiuntiva.

Le radici possono essere classificate, sulla base del loro diametro, in fini e grosse (Santantonio, 1990; Tobin et al., 2007). Le prime, più piccole di 1 – 2 mm, rappresentano meno del 5% della biomassa totale dell'albero, ma provvedono a più del 90% dell'approvvigionamento dell'acqua e dei nutrienti. Le seconde, più grandi di 2 mm, costituiscono il 15 – 25% della biomassa totale e vengono divise in quattro classi: fittoni, radici laterali, radici basali e *sinker*. (Schwarz et al., 2010a).

RDM fornisce la densità radicale per classi di diametro a una specifica distanza dal fusto basandosi sulla dimensione del tronco stesso.

La densità delle radici fini (FRs) è descritta in funzione della distanza dalla ceppaia (d) e dalla sommatoria dei diametri dei polloni della medesima ceppaia. Per stimare ciò, si usano le seguenti equazioni (Equazioni 1 e 2):

$$FRs = \theta \frac{\left(\sum_{i=1}^n \phi_i \right)^2 \frac{\pi}{4} \left(\alpha + (1-\alpha) \frac{d}{m \sum_{i=1}^n \phi_i} \right)}{2\pi m \sum_{i=1}^n \phi_i} \quad d < m \sum_{i=1}^n \phi_i \quad \text{Equazione 1}$$

$$FRs = \theta \frac{\left(\sum_{i=1}^n \phi_i \right)^2 \frac{\pi}{4}}{2\pi d} \quad d \geq m \sum_{i=1}^n \phi_i \quad \text{Equazione 2}$$

Dove θ è il *pipe theory coefficient*, n è il numero dei polloni, ϕ_i è il diametro dell' i -esimo pollone, α ed m sono parametri empirici e d è la distanza dalla ceppaia.

La densità delle radici più grandi di 1.5 mm è valutata come funzione del diametro delle radici stesse attraverso la seguente equazione (Equazione 3):

$$CRs = \frac{FRs}{1 - \exp\left[-\exp\left(\frac{\phi_0 - a}{b}\right)\right]} \cdot 1 - \exp\left[-\exp\left(\frac{\phi_i - a}{b}\right)\right] \quad \text{Equazione 3}$$

dove ϕ_0 è pari a 1 mm, ϕ_i è il diametro della i-esima radice, a e b sono parametri empirici.

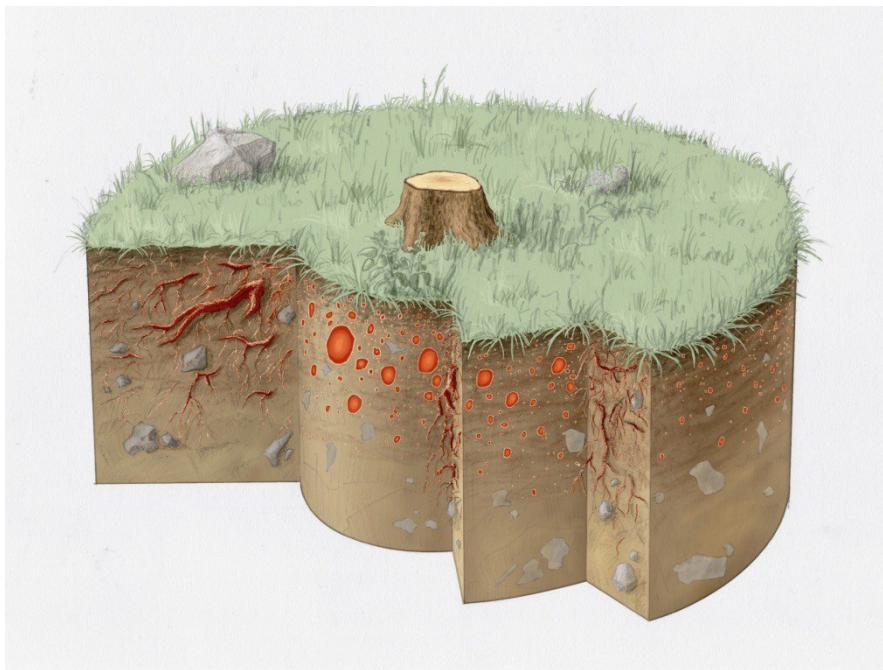


Figura 5. Distribuzione radicale laterale a tre differenti distanze dal fusto. (Schwarz et al., 2010a).

2.2. MODELLI PER LA QUANTIFICAZIONE DEL RINFORZO RADICALE

Il *criterio di rottura dei Mohr-Coulomb* è il punto di partenza per lo studio dei suoli radicati. Secondo questa teoria, la resistenza al taglio (τ) del terreno può essere espressa secondo la seguente relazione di tipo lineare (Equazione 4):

$$\tau = c' + \sigma' \tan \phi' \quad \text{Equazione 4}$$

Dove c' è la coesione del suolo, σ' è la tensione efficace normale agente sulla superficie di taglio e ϕ' è l'angolo di attrito del suolo.

Tale relazione vale per i terreni senza vegetazione. In quelli dove invece è presente una copertura vegetale, è noto che l'effetto più importante e che contribuisce maggiormente alla stabilità dei versanti è certamente la coesione radicale (*root reinforcement*) dovuta alla distribuzione, alla densità delle radici e dalla loro resistenza alla trazione (Bischetti et al., 2005). Per includere la presenza dell'apparato radicale delle piante, è necessario introdurre nell'equazione 4 il termine relativo alla coesione aggiuntiva (Cr), (Equazione 5):

$$\tau = c' + Cr + \sigma' \tan \phi' \quad \text{Equazione 5}$$

Gli studi compiuti con riferimento alle terre rinforzate dimostrano come il rinforzo presente nei terreni radicati sia opportunamente riconducibile ad un aumento della coesione apparente del suolo, che varia in proporzione alla concentrazione delle radici (Docker, 2003).

In Figura 6 possiamo vedere il diverso comportamento di un suolo non radicato a fronte di uno radicato che seguono rispettivamente le Equazioni 4 e 5 precedentemente esposte.

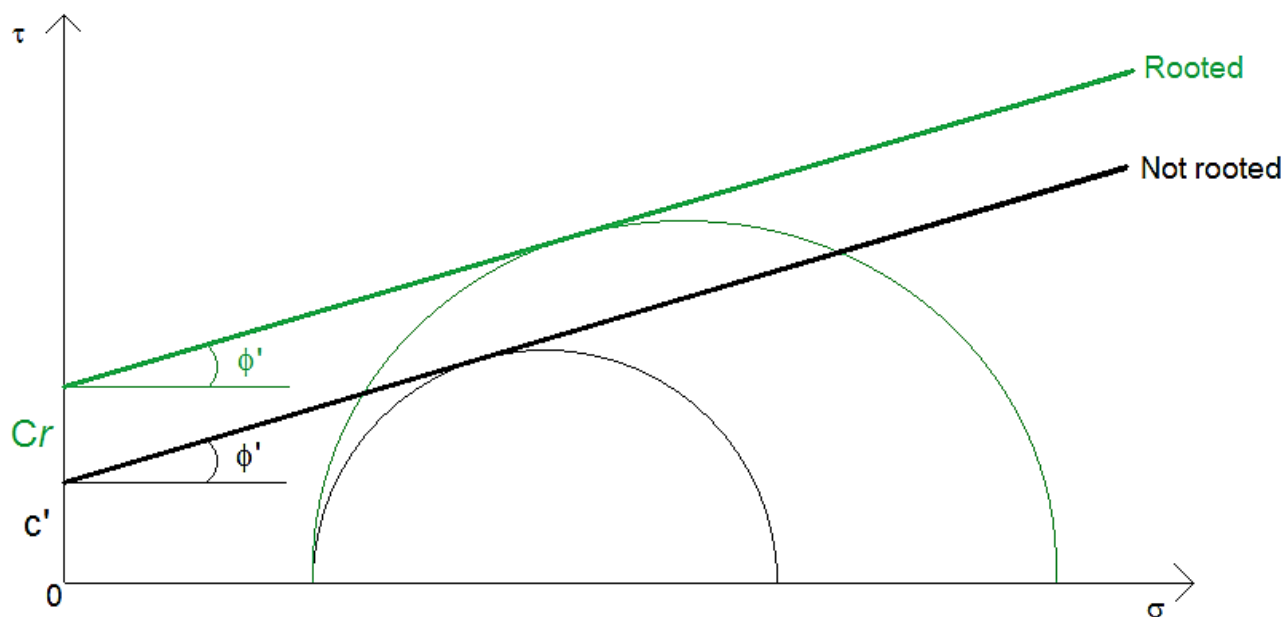


Figura 6. Cerchi di Mohr-Coulomb per suoli con e senza rinforzi.

La quantificazione del Cr è un passo fondamentale per la valutazione della stabilità dei versanti. Esso può essere stimato applicando alcuni modelli matematici.

I primi tentativi di dare una quantificazione all'effetto stabilizzante delle piante risalgono agli anni tra la fine degli anni '60 e l'inizio degli anni '70, quando alcuni ricercatori hanno svolto, in ambito forestale, studi di campo e di laboratorio e prodotto i primi schemi interpretativi del fenomeno (per esempio O'Loughlin, 1974; Burroughs e Thomas, 1977). La maggior parte di questi lavori hanno relazionato il rinforzo osservato o calcolato, alla biomassa radicale non consentendo la generalizzazione dei risultati. Gli studi relativi a queste tematiche sono poi ripresi negli anni '90 (Watson e O'Loughlin, 1990; Hammond et al., 1992; Wu e Sidle, 1995). Tuttavia, negli ultimi 15 anni, nuovi modelli sono stati elaborati per rappresentare in modo più dettagliato l'effettivo processo fisico.

2.2.1. MODELLO DI WU E WALDRON (W&W MODEL)

I primi modelli sviluppati per la quantificazione del rinforzo radicale in termini di coesione aggiuntiva sono stati proposti in maniera parallela da Wu (1976) e da Waldron (1977). I due autori assunsero che le radici fossero cilindriche ed elastiche, che si estendessero perpendicolarmente alla superficie di taglio e che fossero ben ancorate, di conseguenza non fuoriuscissero se sottoposte a tensione. Quando la zona radicata è sollecitata al taglio, l'attrito che si genera determina una piena mobilitazione della resistenza a trazione delle singole radici (Pollen et al., 2005), che contribuisce alla coesione radicale. Questa forza, l'attrito, può essere scomposta in una componente tangenziale, che oppone resistenza al taglio, e una normale che la incrementa (Figura 7).

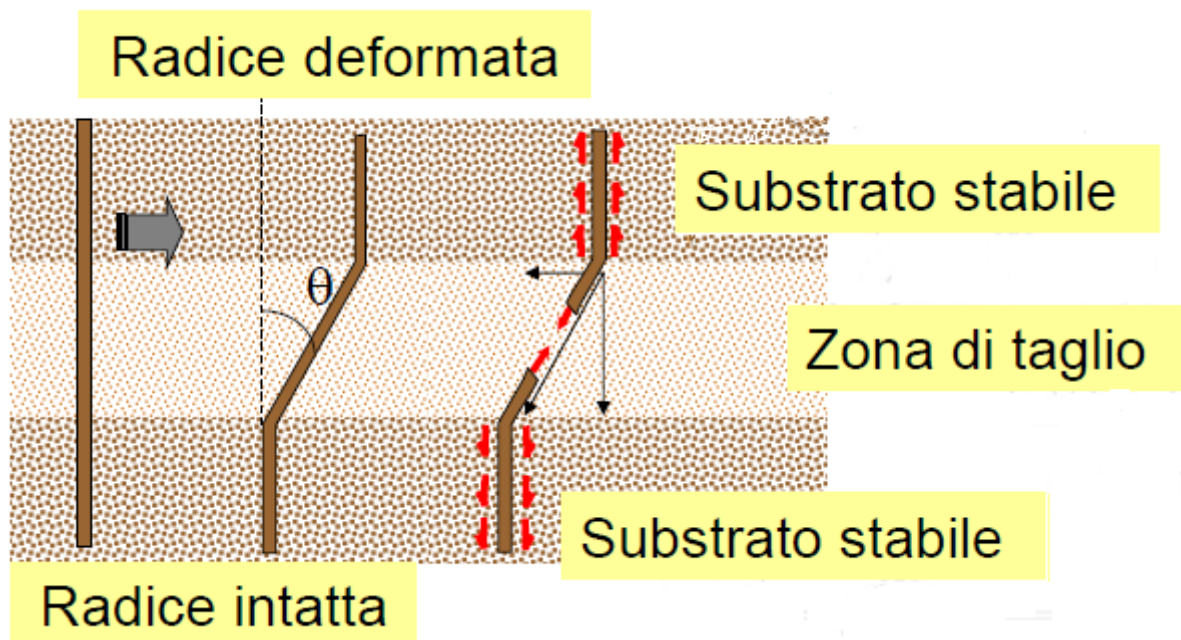


Figura 7. Modello perpendicolare di rinforzo radicale. (da Bischetti, 2016).

Lo schema che ne deriva è una modifica progressiva dell'equazione di Mohr-Coulomb. Procedendo per gradi, il rinforzo radicale in termini di coesione radicale (C_r) può essere scritto secondo l'Equazione 6:

$$C_r = t_r (\cos \theta \tan \phi + \sin \theta) \quad \text{Equazione 6}$$

dove ϕ è l'angolo di resistenza al taglio, θ è l'angolo di distorsione della radice dovuto al taglio e t_r è la resistenza alla trazione media mobilitata per unità di area del suolo

calcolata attraverso l'Equazione 7:

$$t_r = T_r \frac{A_r}{A} \quad \text{Equazione 7}$$

dove T_r è la resistenza media delle radici e (A_r/A) è la RAR (Root Area Ratio) ovvero la sezione trasversale di terreno (A) attraversata effettivamente dalle radici (A_r).

Alcuni studi (e.g. Wu et al., 1979) hanno dimostrato che per valori di $40^\circ < \theta < 90^\circ$ e $25^\circ < \varphi < 40^\circ$, che rappresentano i valori affidabili nella maggior parte dei casi, il termine all'interno della parentesi assume valori compresi tra 1 e 1,3 (Bischetti et al., 2009). L'Equazione 6 può essere semplificata come segue (Equazione 8):

$$C_r = k' t_r \quad \text{Equazione 8}$$

dove k' tiene conto della scomposizione della resistenza a trazione delle radici sulla base dell'angolo di inclinazione assunto rispetto la superficie di scivolamento, t_r dipende dal diametro e si calcola con l'Equazione 9 (Gray e Sotir, 1996; Bischetti et al., 2009):

$$T_r = a d^{-b} \quad \text{Equazione 9}$$

dove a e b sono parametri specie-dipendenti.

Per tenere conto della variabilità del diametro delle radici, l'Equazione 8 si riscrive come segue (Equazione 10):

$$C_r = k' \sum_{i=1}^N (T_r \cdot a_r)_i \quad \text{Equazione 10}$$

dove i è la classe di diametro considerata, N è il numero di classi considerate e a_r è la RAR.

La principale problematica legata a questa modellizzazione è l'ipotesi di contemporanea rottura di tutte le radici che attraversano la superficie di scorrimento. Tale ipotesi è

molto limitante in quanto, in realtà ci si aspetta che questo avvenga in momenti diversi perché dipende dalla dimensione delle radici, direzione di crescita e tortuosità (Bischetti et al., 2009).

Per tenere conto della rottura non simultanea delle radici, Bischetti et al., (2009) hanno aggiunto all'Equazione 10 un ulteriore fattore di riduzione, k'' in questo modo:

$$C_r = k'k'' \sum_{i=1}^N (T_r \cdot a_r)_i \quad \text{Equazione 11}$$

Numerosi studi (Bischetti et al., 2009; Pollen e Simon, 2005) hanno dimostrato che il modello sovrastima il rinforzo radicale. Questo si riflette sul valore che deve assumere il fattore k'' sul quale hanno indagato Pollen e Simon (2005) introducendo l'uso di un altro modello chiamato *Fiber Bundle Model (FBM)*.

2.2.2. IL FIBER BUNDLE MODEL

Pollen e Simon (2005) affrontarono il problema della rottura non simultanea delle radici adottando il *Fiber Bundle Model*. Introdotto per la prima volta da Daniels (1945), fu usato per studiare le proprietà di materiali compositi e adattato poi al comportamento delle radici, per simularne rotture successive secondo la loro individuale resistenza a trazione.

Il modello considera un fascio di fibre parallele, caratterizzate da una loro resistenza, il quale è sollecitato da un carico. Gli elementi collassano quando il peso applicato eccede il valore soglia, dato dalla massima resistenza a trazione che la singola radice può sopportare. Come conseguenza, il carico sostenuto dalle fibre rotte, è trasferito a quelle intatte le quali possono incorrere in ulteriori rotture. Il processo si ripete iterativamente nello stesso modo fino a quando o le radici intatte sono in grado di resistere al carico applicato oppure nel momento in cui l'intero materiale collassa (Bischetti et al., 2009). Uno dei problemi di questo approccio è il criterio adottato per la redistribuzione del carico a seguito di una rottura. Essa può avvenire attraverso due vie: *Global Load Sharing* (GLS) se il carico dalle fibre rotte viene distribuito in modo equo a tutte quelle intatte (Hidalgo et al., 2002) oppure *Local Load Sharing* (LLS) se il carico è distribuito localmente e interessa solo le fibre intatte vicine agli elementi che si rompono (Hidalgo et al., 2002; Bischetti et al., 2009).

La distribuzione del carico varia in funzione del diametro delle radici. Le ipotesi fatte,

possono essere di tre tipi:

- il carico si distribuisce indipendentemente dal diametro, così ogni radice è soggetta a una forza equivalente al totale della forza divisa per il numero di radici considerate (Daniels, 1945);
- il carico si distribuisce come funzione del diametro delle radici, così ogni radice sarà soggetta a una forza proporzionale al rapporto tra il suo diametro e la somma dei diametri (Pollen e Simon, 2005);
- ogni radice è soggetta alla stessa tensione, applicando una forza uguale al totale della forza moltiplicata per il rapporto tra l'area della sezione trasversale e l'area della sezione dell'intero fascio (Vergani, 2013).

Un secondo punto critico è la dipendenza dal tempo della resistenza delle fibre. Possono essere assunte statiche se le caratteristiche non cambiano con il trascorrere del tempo, dinamiche se il comportamento delle fibre e il loro indebolimento varia nel tempo e sulla base dello stress applicato. (Gomez et al., 1998).

La scarsa conoscenza degli effettivi meccanismi di rinforzo radicale dei terreni spesso portano, inevitabilmente, a delle semplificazioni che conducono alla scelta di modelli GLS di tipo statico (Bischetti et al., 2009).

Inoltre diversi autori hanno dimostrato che questo modello, fornisce una più accurata stima del rinforzo radicale rispetto il W&W model (Pollen e Simon, 2005; Bischetti et al., 2009) e può essere usato per l'individuazione della riduzione del fattore k'' .

In caso di piccole frane superficiali in suoli forestali, la massa in movimento può eccedere sia la resistenza di quelle radici che attraversano la superficie di taglio basale sia quelle che intersecano il piano verticale del distacco (Roering et al., 2003). In questi casi la coesione radicale totale può essere definita come somma della coesione basale alla profondità Z e della coesione laterale (Bischetti et al., 2009).

Il *Fiber Bundle Model* possiede alcune limitazioni: per esempio, non tiene conto dell'effetto combinato delle caratteristiche meccaniche e della geometria delle radici e considera che, prima o poi, tutte le radici si rompano. D'altro canto, test di laboratorio mostrano che il collasso può verificarsi attraverso vari meccanismi (Waldron e Dakessian, 1981; Coppin e Richards, 1990; Pollen e Simon, 2005): fuoriuscita dal suolo (*pull out*), rottura e allungamento (Figura 8).

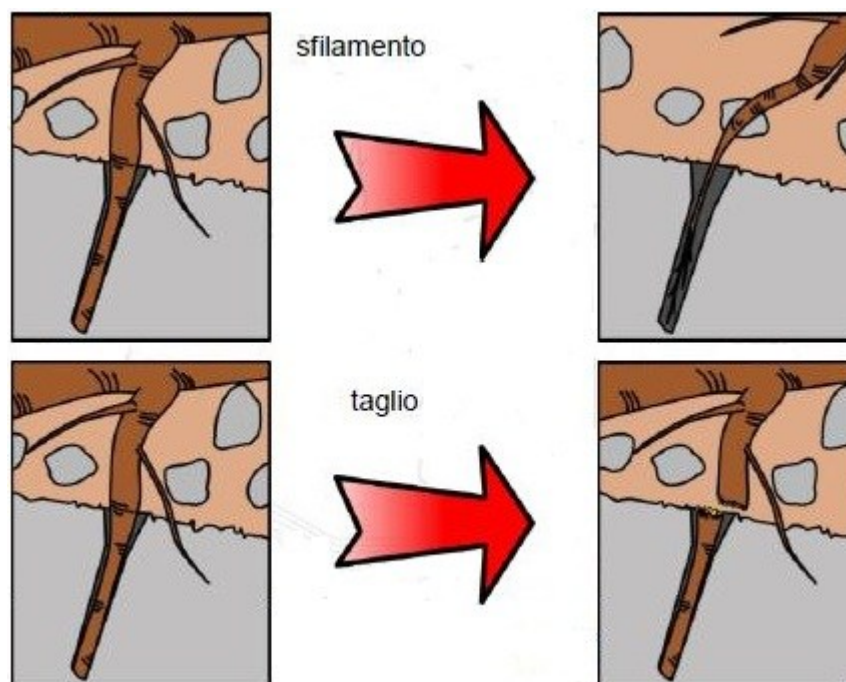


Figura 8. Meccanismo di sfilamento e rottura delle radici (da Bischetti, 2016).

2.2.3. ROOT BUNDLE MODEL (RBM)

Per ovviare alle limitazioni del modello precedente, Schwarz et al., (2010a) proposero un'estensione del *Fiber Bundle Model* chiamata *Root Bundle Model* (RBM) per modellare in primo luogo la coesione radicale laterale. Tale approccio considera che il fascio di fibre sia sollecitato in termini di deformazione/spostamento e non in termini di carico progressivo. Tuttavia Schwarz et al., (2013) migliorarono RBM implementando una *survival function*, conosciuta anche come funzione di distribuzione cumulata, per includere la variabilità delle proprietà meccaniche; viene chiamato RBMw. In questo modo è in grado di fornire un valore di rinforzo radicale laterale come rapporto tra la forza di tensione massima e 1 m² di sezione di suolo verticale.

RBMw è implementato in *R code* e può essere liberamente scaricato (www.ecorisq.org/openFTP/Schwarz.zip).

I parametri in input di questo modello sono la forza massima di tensione F_{max} (in N), il modulo di Young E (in MPa), e la lunghezza delle radici L (in mm), come funzione del diametro radicale ϕ_i attraverso le equazioni sottostanti (Equazioni 12, 13 e 14):

$$F_{max}(\phi_i) = F_0 \left(\frac{\phi_i}{\phi_0} \right)^\zeta \quad \text{Equazione 12}$$

$$E(\phi_i) = E_0 \left(\frac{\phi_i}{\phi_0} \right)^\beta \quad \text{Equazione 13}$$

$$L(\phi_i) = L_0 \left(\frac{\phi_i}{\phi_0} \right)^\alpha \quad \text{Equazione 14}$$

Dove F_0 , E_0 e L_0 sono coefficienti moltiplicativi, ζ , β e α sono coefficienti esponenziali e ϕ_0 è il diametro di riferimento posto pari a 1 mm. Le equazioni 12 e 13 sono stimate attraverso test di tensione, mentre l'equazione 14 è valutata direttamente da misure in campo.

Il rinforzo radicale di un fascio di radici F_{tot} è ottenuto sommando la forza F di ogni radice moltiplicata per la *Weibull survival function* S , come segue (Equazione 15):

$$F_{tot}(\Delta x) = \sum_{i=1}^N F(\phi_i, \Delta x) S(\Delta x^*) \quad \text{Equazione 15}$$

Dove F include i parametri in input, lo spostamento Δx (in mm) e il diametro delle radici ϕ_i (Equazione 16), mentre S è una funzione che normalizza lo spostamento Δx^* (Equazione 17), il rapporto tra lo spostamento misurato in ogni singolo test di trazione e il corrispondente valore di spostamento ottenuto usando valori appropriati di forza di tensione.

$$F(\phi_i, \Delta x) = \frac{\pi E_0}{4L_0} \phi_i^{2+\beta-\alpha} \quad F(\phi_i, \Delta x) < F_{\max}(\phi_i) \quad \text{Equazione 16}$$

$$S(\Delta x^*) = \exp \left[- \left(\frac{\Delta x^*}{\lambda} \right)^\omega \right] \quad \text{Equazione 17}$$

Dove λ è la scala del parametro di Weibull e ω è la forma del parametro di Weibull (adimensionale).

L'applicazione del RBMw richiede la calibrazione di otto differenti parametri, sei dei quali ($F_0, E_0, L_0, \zeta, \alpha, \beta$) sono ottenuti da appropriati test di laboratorio e da misure in campo usando il metodo di regressione non lineare ai minimi quadrati, gli altri due (λ e ω) sono calibrati secondo la procedura descritta in dettaglio in Schwarz et al., (2013).

2.3. MODELLI PER LA VALUTAZIONE DELLA STABILITA' DI UN PENDIO

Per analizzare e prevedere le frane superficiali, alcuni ricercatori hanno sviluppato modelli che possono essere divisi in due categorie (Luo et al., 2015): approcci empirici e modelli fisicamente basati.

La prima classe consiste in tecniche statistiche che cercano relazioni funzionali tra fattori, caratterizzanti il sito dove sono state osservate instabilità e il passato-presente dei movimenti di versante ottenuti analizzando la mappa dell'inventario delle frane. Tra questi metodi ricordiamo l'analisi bivariata o multivariata (Baeza e Corominas, 2001), reti neurali artificiali (Ermini et al., 2005) e molti altri. Questa tipologia di modelli manca di una relazione specifica tra le proprietà della vegetazione e rischio idrogeologico, rendendoli inadatti a chi si occupa di gestione forestale (Cislaghi et al., 2017).

La seconda categoria include tutti gli approcci che si basano sulla combinazione, all'interno di una struttura concettuale, di modelli idrologici topograficamente guidati e sull'analisi della stabilità dei pendii per la previsione di aree a rischio (Okimura e Ichikawa, 1985).

2.3.1. IL MODELLO DEL PENDIO INDEFINITO

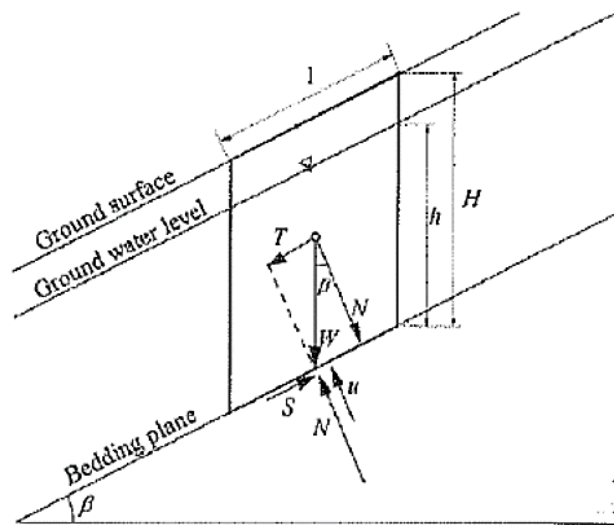
Il modello di stabilità comunemente adottato è quello del pendio indefinito che si basa sul principio dell'equilibrio limite con cui si considera che una massa di suolo sia sul punto di collassare e che la resistenza al taglio del suolo sia pienamente sviluppata lungo una potenziale superficie di scivolamento. Questo approccio restituisce un indice chiamato Fattore di Sicurezza (FS) dato dal rapporto tra forza resistenti ($F_{resistenti}$) e forze destabilizzanti ($F_{destabilizzanti}$) (Equazione 18).

$$FS = \frac{F_{resistenti}}{F_{destabilizzanti}} \quad \text{Equazione 18}$$

Se le forze resistenti sono maggiori di quelle destabilizzanti, il valore assunto dal fattore di sicurezza sarà maggiore di 1, il che sta a significare che sarà meno probabile che il pendio sia soggetto a instabilità; viceversa se le forze resistenti sono minori di quelle destabilizzanti, sarà più probabile che il versante sia soggetto a instabilità. È bene precisare che un fattore di sicurezza pari a 1 non indica necessariamente che il collasso sarà imminente perché è fortemente influenzato da numerosi fattori dettati in generale

Tale modello si basa su diverse ipotesi semplificatrici (Hammond et al., 1992):

- Con riferimento alla Figura 9 consideriamo una superficie di scivolamento parallela al pendio con un'inclinazione di β . Per valutare facilmente le forze agenti sul blocco, la lunghezza l è assunta pari all'unità.



Tutte le forze agenti sono bilanciate sia orizzontalmente che verticalmente.

La pressione dell'acqua agente sui lati è anch'essa bilanciata, e quella agente sul fondo della porzione di suolo considerata è definita u quando la profondità del contenuto idrico è h . La combinazione dei carichi W , dà luogo a una componente tangenziale T e una normale N . La forza di resistenza S lungo la superficie di scivolamento, data dalla resistenza al taglio del suolo, può essere calcolata mediante la legge di Coulomb (Equazione 4) che per una colonna di suolo di lunghezza pari all'unità è espressa in termini di forza come (Equazione 19):

$$S = c + (W \cos \beta - u) \tan \phi \quad \text{Equazione 19}$$

dove c è la coesione del suolo, ϕ è l'angolo di attrito interno, per infiltrazioni parallele alla superficie di scivolamento, e W è il peso agente sulla porzione di suolo definita come (Equazione 20):

$$W = [\gamma_t (H - h) + \gamma_{sat} \cdot h] \cos \beta \quad \text{Equazione 20}$$

dove γ_t è il peso dell'unità di terreno umido sopra la falda e γ_{sat} è il peso di suolo saturo.

La forza che provoca il collasso del pendio è (Equazione 21):

$$T = W \sin \beta \quad \text{Equazione 21}$$

Il fattore di sicurezza è calcolato come (Equazione 22):

$$FS = \frac{c}{W \sin \beta} + \frac{\tan \phi}{\tan \beta} - \frac{u \tan \phi}{W \sin \beta} \quad \text{Equazione 22}$$

Tuttavia, sotto le ipotesi del pendio indefinito, è difficile includere adeguatamente gli effetti della presenza di vegetazione e del sistema radicale (Cislaghi et al., 2017). Per esempio, durante i movimenti superficiali, un effetto predominante è esercitato dalle radici che attraversano la superficie di taglio laterale (Schwarz et al., 2010a), mentre quelle che interessano la superficie basale influiscono in modo scarso (Schmidt et al., 2010). Questo contrasta con le semplificazioni del pendio indefinito che sono basate sull'assenza di interazioni tra gli strati (Duncan et al., 2014).

2.3.2. MODELLO DI STABILITA' MULTIDIMENSIONALE

Per ovviare a questi problemi, può essere utile fare riferimento a modelli tridimensionali ed in particolare all'approccio semplificato introdotto da Burroughs (1985), ripreso recentemente da Milledge et al., (2014) e applicato da Bellugi et al., (2015a,2015b). Grazie ai loro studi, il modello sviluppato, MD-STAB, è più completo e ben si presta all'applicazione ai bacini forestali. Questo modello mantiene un'impostazione

concettuale molto semplice inglobando molte delle ipotesi semplificative dei metodi dell'equilibrio limite.

È basato sull'equilibrio orizzontale e verticale delle forze, mentre ignora il momento perché il meccanismo delle frane superficiali è principalmente traslazionale.

Il movimento di versante (Figura 10) viene rappresentato, insieme a tutte le forze e al loro verso, attraverso tre segmenti tridimensionali connessi: un cuneo attivo che rappresenta l'elemento di monte ("upslope"), un blocco centrale sul quale è calcolato il bilancio delle forze, e un cuneo passivo che consiste nell'elemento di valle ("downslope").

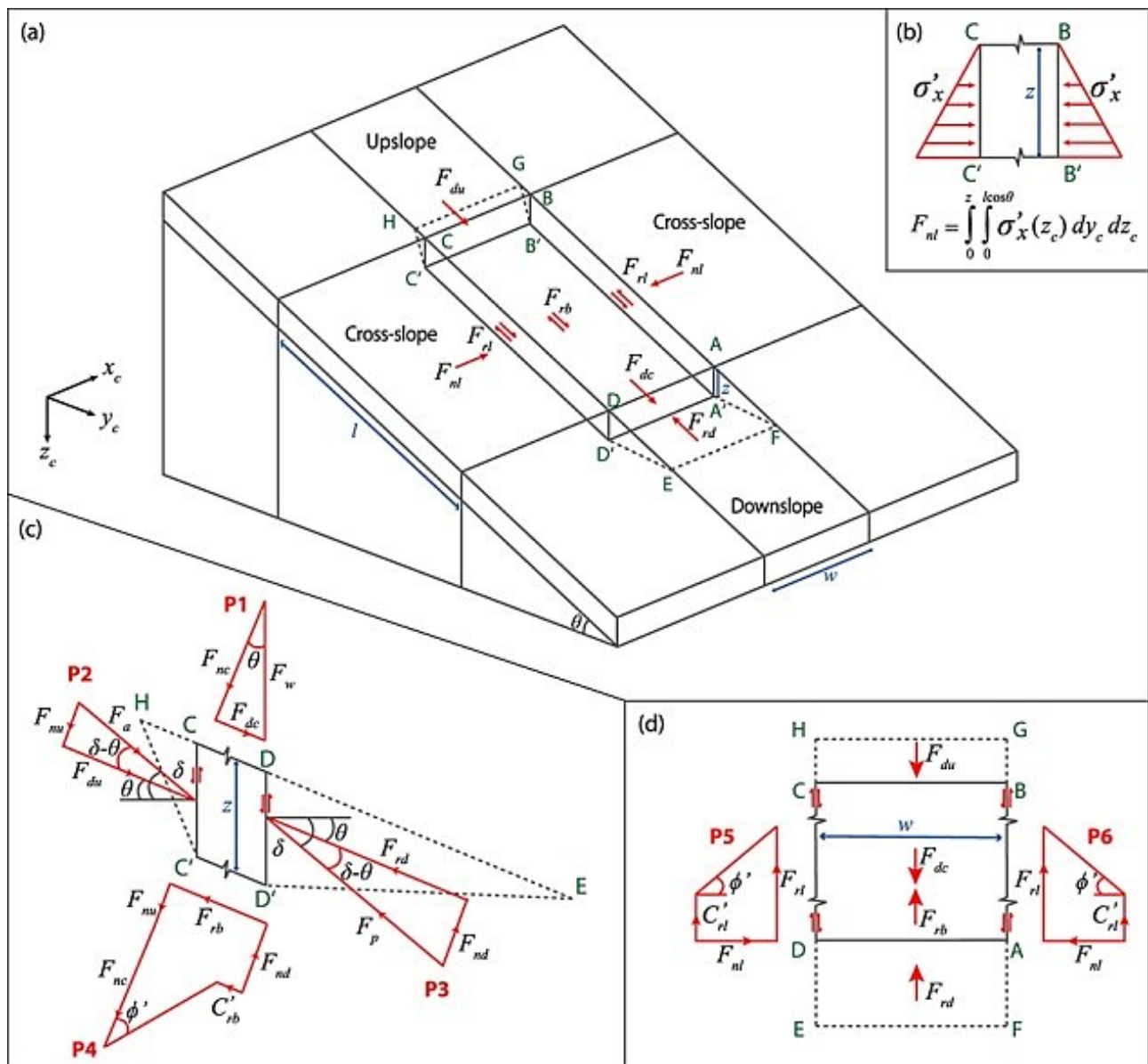


Figura 10. Rappresentazione frana attraverso MD-STAB (Milledge et al., 2014).

Il blocco centrale è ipotizzato come una massa rigida in condizioni di imminente collasso, quando sottoposta a uno sforzo di taglio eccessivo lungo un piano parallelo alla superficie del terreno a una prescritta profondità. Tipicamente questo piano corrisponde all'interfaccia suolo-strato stabile, il quale è spesso il luogo dove si incontrano materiali con resistenze diverse. Tale metodologia assume che il collasso avviene sotto condizioni asciutte e che il contenuto idrico sia stazionario e parallelo alla superficie del suolo. L'intero blocco è semplicemente suddiviso in zona satura e insatura e in quest'ultima sono ignorati i processi di infiltrazione, suzione e risalita capillare. Inoltre permette di tenere conto della presenza delle e del loro effetto positivo sulla stabilità del versante (Bathurst et al., 2010).

Le forze destabilizzanti includono la componente di valle del blocco centrale (F_{dc}) più quella dell'elemento di monte (F_{du}), assumendo condizioni di spinta attiva del terreno. Le forze resistenti, agenti lungo tutto il contorno del blocco centrale, includono la spinta passiva del terreno dovuta all'elemento di valle (F_{rd}), resistenza lungo la base della massa centrale (F_{rb}) e la resistenza al taglio dei due lati paralleli del blocco centrale (F_{rl}). La coesione non è direttamente aggiunta al contorno verticale superiore ed inferiore della massa del blocco centrale, ma la resistenza dovuta ad essa è incorporata nei cunei passivi ed attivi che influiscono sulla una corrispondente spinta del terreno che essi stessi impongono al loro contorno adiacente al blocco centrale.

Il FS per ogni blocco è calcolato come rapporto tra le forze resistenti e quelle destabilizzanti secondo l'Equazione 23:

$$FS = \frac{F_{rb} + 2F_{rl} + F_{rd} - F_{du}}{F_{dc}} \quad \text{Equazione 23}$$

Dove ogni termine può essere calcolato a sua volta con le seguenti formule:

- la resistenza lungo la base della massa centrale (F_{rb}) è il prodotto della forza normale alla superficie di rottura e della tangente dell'angolo di attrito del suolo, considerando la coesione radicale basale trascurabile (Equazione 24):

$$F_{rb} = \left[(\gamma_s - \gamma_w m) \cos^2 \theta l - \frac{1}{2} (K_p - K_a) z (\gamma_s - \gamma_w m^2) \sin(\delta - \theta) \right] z w \tan \phi' \quad \text{Equazione 24}$$

- la resistenza al taglio dei due lati paralleli del blocco centrale (F_{rl}) può essere stimata secondo la seguente equazione (Equazione 25):

$$F_{rl} = \frac{1}{2} K_0 (\gamma_s - \gamma_w m^2) l z^2 \cos \theta \tan \phi' + C'_{rl} l z \cos \theta \quad \text{Equazione 25}$$

- la spinta passiva del terreno dovuta all'elemento di valle (F_{rd}), è definita come segue (Equazione 26):

$$F_{rd} = \frac{1}{2} K_p z^2 (\gamma_s - \gamma_w m^2) w \cos(\delta - \theta) \quad \text{Equazione 26}$$

- la componente di valle del blocco centrale (F_{dc}) che corrisponde alla forza destabilizzante che agisce sulla superficie frontale del blocco, è stimata nel seguente modo (Equazione 27):

$$F_{dc} = \gamma_s z w l \sin \theta \cos \theta \quad \text{Equazione 27}$$

- la componente di monte del blocco centrale (F_{du}) rappresenta la forza destabilizzante netta che ha effetti negativi sulla stabilità del blocco e si calcola con la sottostante equazione (Equazione 28):

$$F_{du} = \frac{1}{2} K_a z^2 (\gamma_s - \gamma_w m^2) w \cos(\delta - \theta) \quad \text{Equazione 28}$$

I parametri dell'MD-STAB sono gli stessi che vengono implementati nel metodo del pendio indefinito (Milledge et al., 2014):

- la geometria del blocco: includendo larghezza (w) lunghezza (l) e pendenza del versante (θ);

- le proprietà del suolo: tra cui unità di peso del suolo (γ_s), angolo di attrito interno effettivo (ϕ'), profondità di collasso (z) e percentuale di saturazione (m) che consiste nel rapporto tra l'altezza di profondità della falda (h) e la profondità della superficie di collasso;
- il rinforzo radicale in termini di coesione radicale addizionale (C'_{rb} e C'_{rl}).

2.4. MODELLO 3D PER L'ANALISI DEL RISCHIO FRANA (PRIMULA)

L'approccio usato per lo studio in esame è stato recentemente sviluppato da Cislighi et al., (2017) e chiamato PRIMULA (*PRobabilistIc Multidimensional shallow Landslide Analysis*). Si tratta di un modello probabilistico tridimensionale (Figura 11) nato per prevedere fenomeni di instabilità lungo i versanti a scala regionale. Concepito per ovviare le limitazioni della teoria del pendio indefinito, prende come riferimento il modello multidimensionale di stabilità MD-STAB (Milledge et al., 2014) descritto nel capitolo precedente. Data la grande variabilità sia spaziale che temporale dei parametri in input, PRIMULA include la cosiddetta Simulazione Monte Carlo (MCS). Per ogni parametro in input, si calcola una distribuzione di probabilità, si generano campioni di valori indipendenti e casuali. La procedura viene ripetuta almeno 1000 volte (Hammond et al., 1992) per ogni cella del reticolo in modo da testare tutte le combinazioni dei parametri in input. Tali valori vengono inseriti nell'equazione 23 e producono a loro volta un campione di valori di FS. In questo modo è possibile calcolare la probabilità di collasso $Pr[FS < 1]$, pari alla percentuale di $FS < 1$ all'interno del campione.

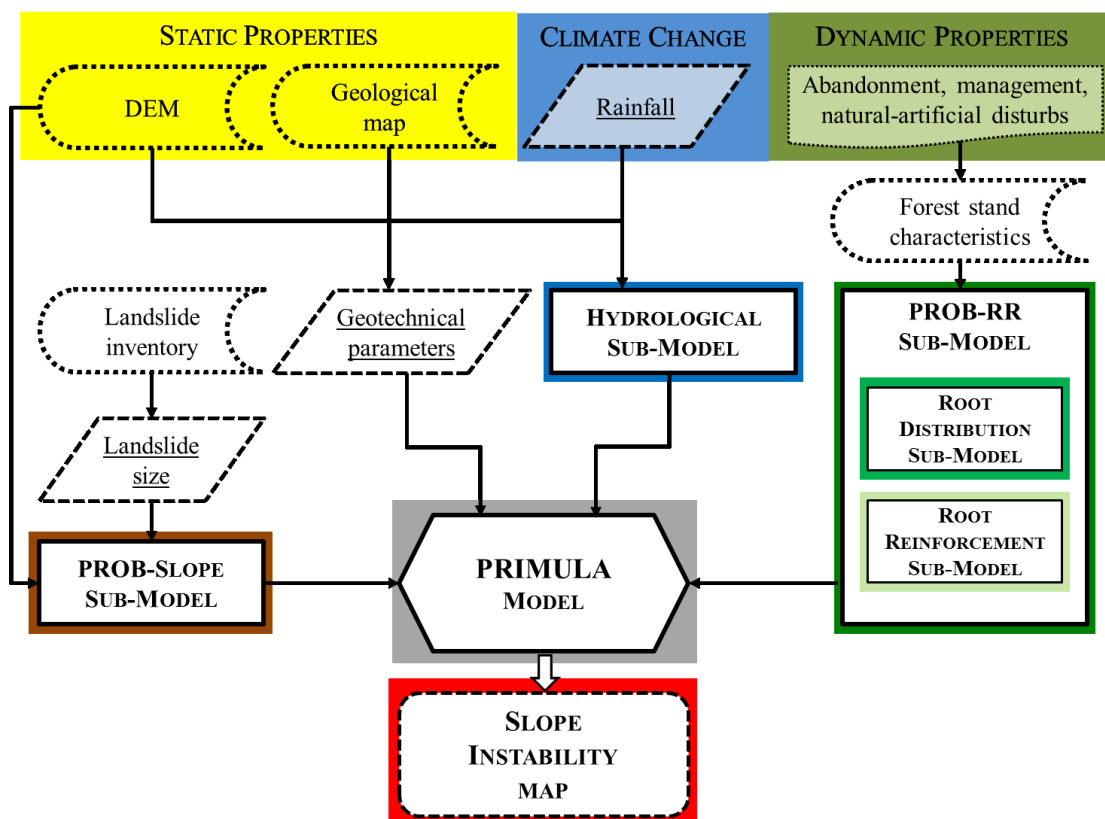


Figura 11. Flowchart modello PRIMULA: dati in input, sub-modelli e dati in output (Cislighi et al., 2017).

Di seguito vengono descritti i parametri in input necessari all'uso del modello.

2.4.1. TOPOGRAFIA

In termini generali la superficie di collasso può essere considerata come una massa di suolo rigida di forma rettangolare (Burroughs, 1985; Dietrich et al., 2007) oppure come un insieme di celle formanti un reticolo (Bellugi et al., 2015a). In entrambi i casi però la dimensione potenziale della frana deve essere definita. Cislaghi et al., (2017) hanno considerato il blocco di suolo come un parallelepipedo di larghezza (w) e lunghezza (l). Questi due parametri sono estratti casualmente da una distribuzione di probabilità ottenuta analizzando l'inventario delle frane. Una volta fatto ciò, è necessario risalire al valore dell'inclinazione del pendio (θ) stimata a partire dal modello digitale del terreno per ogni cella del raster in ingresso.

2.4.2. PROPRIETA' GEOTECNICHE

I parametri geotecnici presi in considerazione sono l'angolo di attrito interno del suolo (ϕ'), unità di peso del suolo (γ_s), profondità di collasso (z) e conducibilità idraulica satura (K_s). Sono tutti spazialmente eterogenei, affetti da errori di misura e soggetti a variabilità qualitativa delle analisi geotecniche sulle quali la loro stima si basa (van Westen et al., 2006). Alcuni autori (Askin et al., 2012; Davidovic et al., 2010) usano metodi geostatistici che tuttavia richiedono un gran numero di osservazioni in campo. In letteratura, la probabilità di distribuzione di questi parametri, è stata considerata come normale (Melchiorre e Frattini, 2012), uniforme (Hammond et al., 1992) o empirica, ottenuta da misure dirette (Park et al., 2013). Per quanto riguarda la profondità di collasso, essa è di difficile individuazione per via delle poche informazioni reperibili (Ho et al., 2012). Essa viene assunta all'interfaccia tra suolo e strato stabile e si considera come una variabile distribuita secondo una normale (Haneberg, 2004) oppure una triangolare (Hammond et al., 1992).

2.4.3. CONDIZIONI IDROLOGICHE

Un modello idrologico è fondamentale per la stima della relativa umidità del suolo o della sua percentuale di saturazione (m). Il più comune modello idrologico adottato per la stabilità dei versanti è quello dello "steady-state" descritto in molte applicazioni e TOPMODEL (Beven e Freer, 2001). Questo approccio assume che il flusso di acqua vada

verso strati a minor conducibilità, che sia costante con la profondità e che segua la topografia dell'area di studio. TOPMODEL è basato sulla legge di Darcy (Equazione 29) e sul raggiungimento del massimo flusso laterale quando il suolo è saturo (Equazione 30).

$$R \frac{a}{b} = K_s h_w \cos \theta \sin \theta \quad \text{Equazione 29}$$

dove R ricarica (m/h), a l'area di contribuzione (m^2), b condizioni al contorno inferiore in ogni a , K_s conducibilità idraulica satura, h_w è il livello della falda (m) e θ è l'inclinazione del terreno.

$$T \sin \theta = K_s \cdot z \cdot \cos \theta \sin \theta \quad \text{Equazione 30}$$

dove T è la trasmissività (m^2/h)

Unendo le due equazioni si ottiene il livello dell'acqua corrispondente a m (Equazione 31):

$$m = \frac{h_w}{z} = \min\left(\frac{R}{T} \frac{a}{b \sin \theta}, 1\right) \quad \text{Equazione 31}$$

Viene incluso un comportamento stocastico del parametro considerando la ricarica dello stato-stazionario uniformemente distribuita tra un valore minimo e un massimo delle precipitazioni annuali registrate durante gli ultimi 10 anni (Cislaghi et al., 2017).

2.4.4. RINFORZO RADICALE

Il rinforzo radicale rappresenta il contributo alla resistenza al taglio di un versante, esercitato dall'attraversamento delle radici della superficie basale e laterale di una massa di suolo. Esso dipende fortemente dalla distribuzione spaziale del sistema radicale in termini di numero di radici, diametro (Burroughs e Thomas, 1977) e dallo stato ultimo di tensione prima della rottura raggiunto dalla radice. La determinazione della distribuzione spaziale del rinforzo radicale come funzione delle caratteristiche della foresta rimane un argomento poco conosciuto. Per affrontare ciò, il metodo messo a

punto è il seguente e viene riassunto in Figura 12:

1. iniziando dalle caratteristiche reali del popolamento (densità, DBH, minima distanza tra gli alberi) viene creato un set casuale di configurazioni attraverso la simulazione Monte Carlo per ogni cella. La procedura genera casualmente la localizzazione degli alberi (coppie di coordinate) secondo la minima distanza tra gli alberi ottenuta da sopralluoghi o dalla letteratura. In questo modo viene riprodotta la variabilità spaziale del popolamento;
2. per analizzare meglio la variabilità del rinforzo radicale a scala locale, la risoluzione di ogni cella dovrebbe essere ridotta a una griglia fine di 0,1 m.
3. viene adottato il *Root Distribution Model* (RDM) per valutare la distribuzione spaziale del diametro delle radici usando la configurazione di foresta generata precedentemente. RDM è stato originariamente sviluppato da Schwarz et al., (2010a) ed è basato sulla stretta relazione esistente tra DBH e zona radicata nell'intorno dell'albero (Roering et al., 2003). Per applicare RDM, è necessario calibrare alcuni parametri. In accordo con Schwarz et al., (2012) le misure vengono prese scavando tre profili di suolo a tre distanze dal fusto. Si procede poi con la conta del numero di radici per classi di diametro usando un elaboratore di immagini (Bischetti et al., 2009). Per valutare la differenza tra dati osservati e simulati, si devono perciò stimare due indici: l'errore percentuale medio (MPE) e l'errore quadratico medio (RMSE) rispettivamente attraverso le Equazioni 32 e 33:

$$MPE = \frac{100\%}{n} \sum_{i=1}^n \frac{y_i - x_i}{x_i} \quad \text{Equazione 32}$$

$$RMSE = \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{(x_i - y_i)^2}{n}} \quad \text{Equazione 33}$$

dove n è il numero di osservazioni, x_i è la densità radicale osservata e y_i è la densità radicale simulata. La minimizzazione di entrambi gli indici si ottiene attraverso l'applicazione di un algoritmo implementato nel software MATLAB/Simulink.

4. Una volta ottenuta la distribuzione del diametro delle radici, il modello di rinforzo radicale, che combina la densità delle radici di differente diametro all'interno delle

caratteristiche meccaniche delle radici stesse, può essere avviato. In questo caso è stato adottato il *Root Bundle Model Weibull* modificato da Schwarz et al., (2013). Questo modello, oltre alla densità delle radici e al loro diametro, richiede la curva forza-diametro che può essere ottenuta in laboratorio o da prove in campo (Bischetti et al., 2009). Il risultato è una mappa di rinforzo radicale e una probabilità di distribuzione empirica per ogni cella.

5. In accordo con l'Equazione 23, vengono considerate la coesione laterale e basale anche se quest'ultima è generalmente trascurabile (Schmidt et al., 2001).

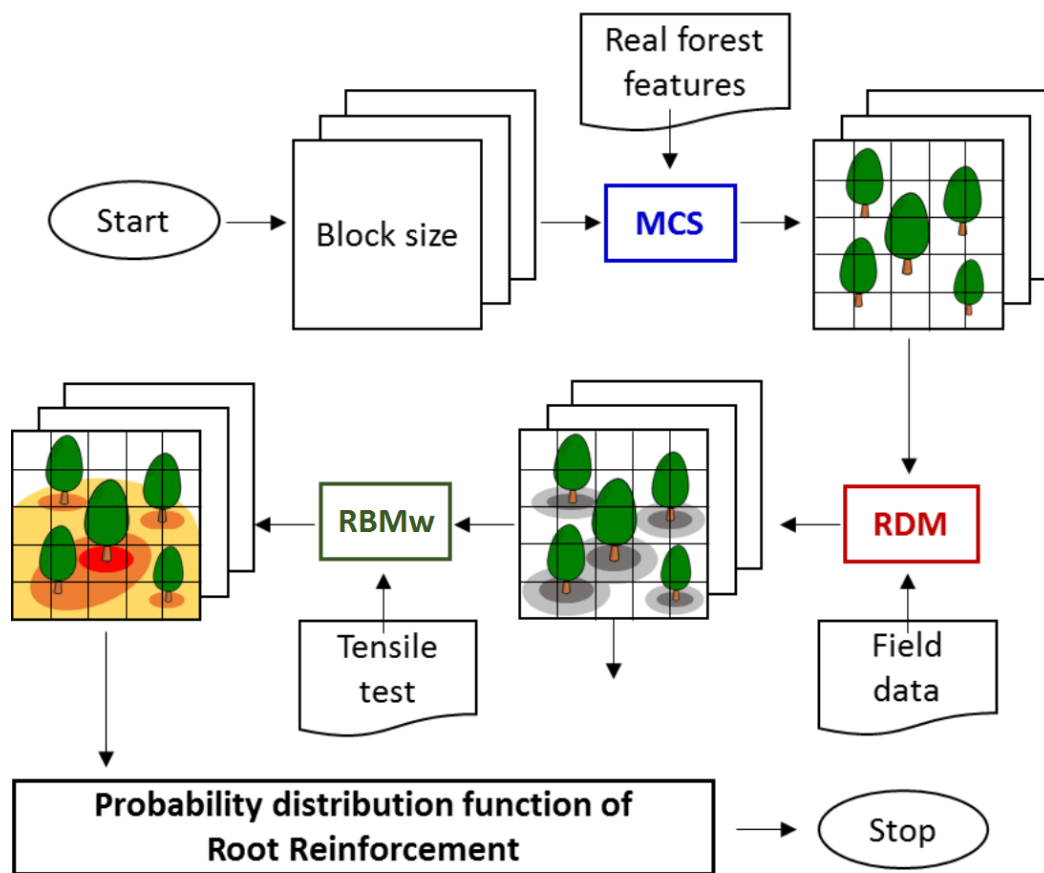


Figura 12. Schema per la valutazione del rinforzo radicale (tratto da Bischetti, Idronomia Montana, 2016 e successivamente modificato).

2.5. RACCOLTA DEI DATI

La raccolta dei dati è necessaria per la calibrazione dei modelli descritti nei paragrafi precedenti. Risultato di tale procedimento è un set di parametri che minimizza la differenza tra valori osservati e calcolati. La raccolta è stata effettuata durante rilievi di campo nella primavera 2017.

2.5.1. CARATTERISTICHE DEL SISTEMA RADICALE

Per l'osservazione delle caratteristiche del sistema radicale e per i campionamenti delle radici stesse, si è deciso di procedere con lo scavo di trincee sia nella zona a ceduo invecchiato che in quella a ceduo gestito. Questo metodo consiste nello scavare uno o più profili di suolo per rilevare la posizione e il diametro delle radici che intersecano il profilo della trincea. Nel nostro caso, sono state scavate tre trincee a 1.5, 2.5, 3.5 m dalla ceppaia di dimensioni pari a 0.50 m di larghezza e 1 m di profondità (Figura 13). Al fine di non danneggiare le radici e a causa della difficoltà relative all'accesso ai siti di studio data la loro accentuata pendenza, si è deciso di scavare le trincee manualmente.



Figura 13. Apertura delle trincee (Foto: Roberta Denicola).

Per ognuna delle trincee scavate, si sono contate le radici presenti alle differenti profondità con l'aiuto di una griglia dalle dimensioni di 0.50 m di larghezza e 1 m di profondità e con maglie di 0.10 x 0.10 m (Figura 14). In contemporanea, con l'aiuto di un calibro digitale, si è provveduto a rilevare i diametri delle stesse suddividendoli in classi di diametro prestabilite: radici fini: 0.5-1.5 mm; radici piccole: 1.5-2.5 mm; radici medie: 2.5-5.5 mm; radici grandi: >5.5 mm.



Figura 14. Griglia per la conta delle radici (Foto: Roberta Denicola).

Tale operazione serve per poter calibrare il modello di distribuzione radicale RDM.

Successivamente 30 radici sono state raccolte dalle trincee per essere sottoposte a test di trazione in laboratorio per definirne le loro proprietà meccaniche. Le radici sono state conservate in un contenitore ermetico insieme a una soluzione di alcol al 15 % come suggerito in letteratura (Meyer e Gottsche, 1971; Bischetti et al., 2003). Le prove a trazione sono state eseguite sulle radici raccolte le cui dimensioni in diametro variano da 0,71 a 4,45 mm. Il dispositivo usato (Figura 15a) consiste in un apparato di deformazione controllato da un motore elettrico. Le radici sono fissate ad uno specifico sistema di bloccaggio (Figura 15b) che evita danneggiamenti alla radice stessa e la forza di trazione, esercitata da un insieme di ingranaggi che si muove con una velocità di 10 mm/min, viene registrata da una cella di carico (full scale= 500 N, accuratezza= 0,5 N) connessa ad un sistema di acquisizione di dati. Solo i campioni che si rompono vicino al loro centro sono stati presi in considerazione in quanto altri punti di rottura potrebbero indicare collassi dovuti a danni strutturali della radice e non alla tensione applicata. La forza di tensione alla rottura (Pa) è stata calcolata dividendo il carico al picco (N) per la sezione della radice (m^2), stimata come media di tre diametri misurati prima del test.

Tali test si sono resi necessari per la calibrazione del modello RBMw.

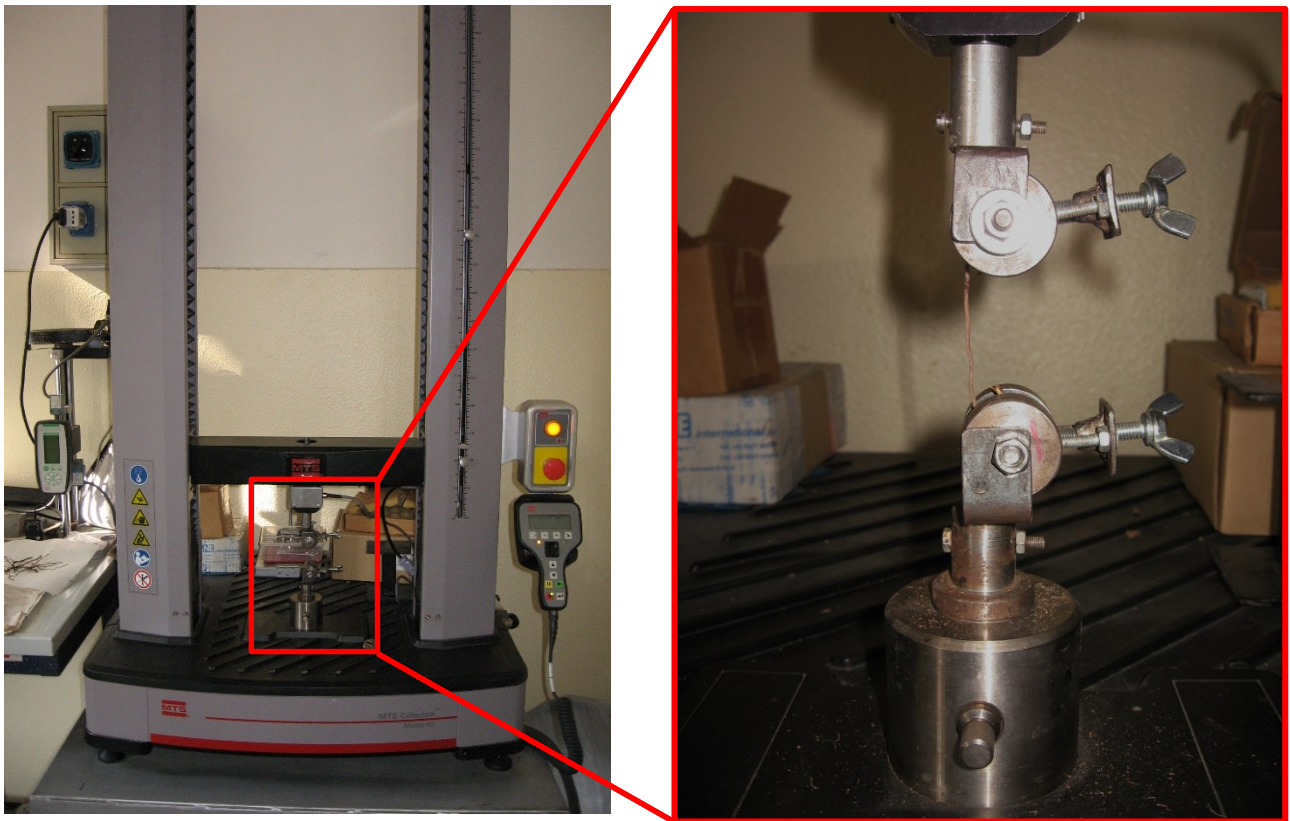


Figura 15a e 15b. Dispositivo usato per i test di trazione (Foto: Roberta Denicola).

Successivamente, abbiamo verificato che le caratteristiche meccaniche fossero le stesse per entrambi i campionamenti. A tale scopo, si è applicata una metodologia statistica chiamata analisi della covarianza, ANCOVA, un metodo statistico basato sulla combinazione dell'analisi di regressione dell'analisi della varianza. Le ipotesi necessarie all'applicazione di tale metodologia statistica sono:

1. indipendenza delle osservazioni;
2. intervallo: tutte le variabili devono essere contenute nel medesimo intervallo;
3. distribuzione normale delle variabili analizzate: ciò si verifica applicando il test di Shapiro-Wilk;
4. omogeneità delle varianze: verificare che i gruppi abbiano la stessa varianza. È verificata attraverso il test di Levene;
5. dissociazione: la covariata e il fattore variabile sono indipendenti l'uno dall'altro. Si effettua l'analisi della varianza (ANOVA) con il fattore variabile come variabile indipendente e la covariata potenziale come variabile dipendente. Se il risultato dell'ANOVA non è significativo, non c'è dipendenza tra la variabile indipendente e la covariata;

6. omogeneità delle pendenze di regressione: la variabile dipendente e ogni covariata hanno la stessa pendenza.

2.5.2. RILIEVI FORESTALI: IL CAVALLETTAMENTO

Il cavallettamento rappresenta l'operazione che consente di esaminare diversi parametri che caratterizzano un soprassuolo forestale. Dal punto di vista operativo, si tratta di rilevare il diametro a 1.30 m (riferito alla parte di monte se si opera in pendio) di ogni pianta facente parte del popolamento o della frazione di popolamento presa in esame (la Marca, 2004). Per questa fase lo strumento usato è il cavalletto dendrometrico (Figura 16).



Figura 16. Cavalletto dendrometrico (Fonte: elmeg.org).

Nel nostro caso si è deciso di procedere attraverso la definizione di aree di saggio scelte con criteri soggettivi che hanno lo scopo di quantificare e mettere in risalto specifiche caratteristiche del popolamento. La forma del campionamento è circolare, scelta legata alla facilità nella delimitazione, con raggio di 15 m che consente di coprire una superficie di 706.5 m², adatta per i boschi cedui. Tre sono stati i rilevamenti nel ceduo invecchiato (Figura 17) e due in quello gestito (Figura 18).



Figura 17. Ceduo invecchiato scelto per i rilievi forestali (Foto: Roberta Denicola).



Figura 18. Ceduo gestito scelto per i rilievi forestali (Foto: Roberta Denicola).

Una volta delimitata l'area e stabilita la soglia di cavallettamento, 5 cm e 10 cm rispettivamente per il bosco ceduo gestito e invecchiato, si è proceduto a registrare in un apposito quaderno di campagna (Allegati 1, 2, 3, 4, 5): caratteristiche principali del sito, numero di ceppaie, numero dei polloni/ceppaia, diametro dei polloni (cm), diametro della ceppaia (m) e posizione delle ceppaie nell'area di saggio.

3. CASO DI STUDIO

La metodologia descritta precedentemente è stata applicata a una porzione di territorio coperta da boschi di castagno governati a ceduo. La zona rientra nell'area protetta del Parco Naturale Regionale del Monte Fenera, area che prende nome dall'omonimo monte (899 m).

3.1. IL PARCO NATURALE REGIONALE DEL MONTE FENERA

3.1.1. INQUADRAMENTO TERRITORIALE

Il Parco Naturale del Monte Fenera (Figura 19), istituito nel 1987, presenta una superficie complessiva di circa 3.300 ha ed è ubicato tra le province di Novara e Vercelli. La zona settentrionale, inclusa nell'Unione Montana Valsesia, fa parte della provincia di Vercelli, e comprende i comuni di Borgosesia (ha 195) e Valduggia (ha 1530); il settore centro-meridionale si estende nei territori di Grignasco (ha 625), Prato Sesia (ha 392), Cavallirio (ha 136) e Boca (ha 424), in provincia di Novara.

I limiti del Parco, partendo da nord, sono dati dal corso del Torrente Strona; ad est della galleria della Bertagnina, che segna l'estremo limite settentrionale. Il confine non segue limiti naturali, e talora nemmeno colturali, essendo individuato dapprima dal confine amministrativo tra le province di Vercelli e di Novara, in particolare tra il territorio comunale di Valduggia compreso interamente nel Parco e quelli di Pogno, Soriso, Gargallo e Maggiora, poi da quello tra Boca e Maggiora. A sud il confine è interno ai comuni di Boca e Cavallirio e si poggia su strade comunali, anche sterrate, a monte dei centri urbani medesimi. Il limite del Parco prosegue nei territori di Prato Sesia e Grignasco, dove è generalmente tracciato sulla base del particellare catastale, in modo da escludere le aree agricole ed i nuclei abitati frazionali di una certa consistenza.

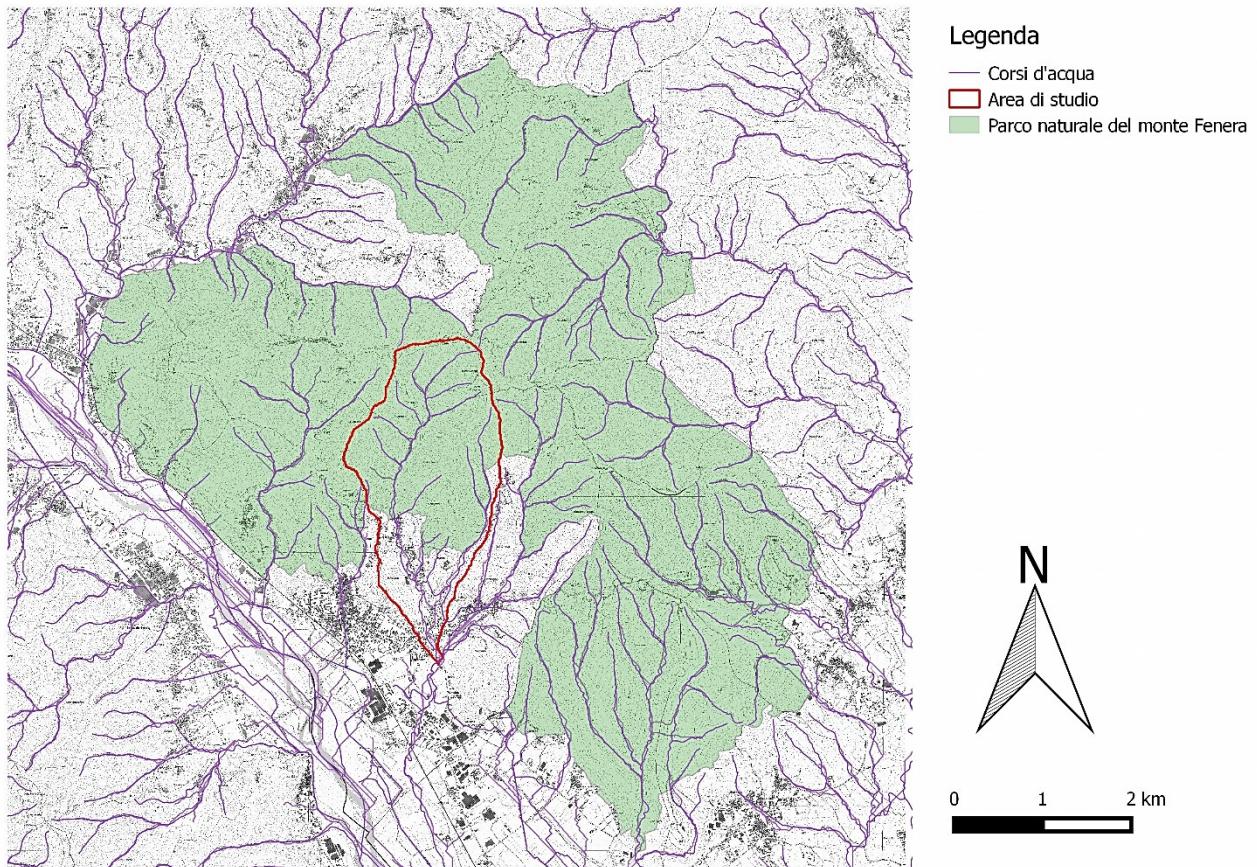


Figura 19. Inquadramento territoriale del Parco e dell'area di studio.

3.1.2. INQUADRAMENTO CLIMATICO

Il clima, congiuntamente alla morfologia ed alla pedologia, rappresenta una variabile di fondamentale importanza che influenza la distribuzione della vegetazione forestale.

Nell'area oggetto di studio il clima è caldo e temperato. L'area è caratterizzata da una piovosità abbastanza elevata durante tutto l'anno. Secondo Köppen e Geiger, (1936) il clima è stato classificato come *Cfb*– Clima temperato umido in tutte le stagioni, dove con la lettera:

- *C* vengono indicati *Climi temperati delle medie latitudini*: il mese più freddo ha una temperatura media inferiore a 18 °C ma superiore a -3 °C; almeno un mese ha una temperatura media superiore a 10 °C. Pertanto i climi C hanno sia una stagione estiva sia una invernale;
- *f* si indica un regime di piovosità *Umido*: le precipitazioni risultano essere abbondanti in tutti i mesi, manca una stagione asciutta;
- *b* indica la presenza di un'estate calda: il mese più caldo è inferiore a 22 °C.

Il clima temperato dunque, è caratterizzato da inverni miti, estate fresche e

precipitazioni frequenti in tutto l'arco dell'anno.

Nel corso degli anni la zona è sempre stata soggetta ad eventi alluvionali anche di notevole intensità che nell'ultimo decennio si stanno ripetendo frequentemente. Nelle aree pianeggianti la temperatura media mensile supera i 10° C da maggio fino ed ottobre, mentre nelle zone montane tale periodo si accorcia progressivamente fino ad annullarsi al di sopra dei 2000 metri di quota. Il mese più freddo, a tutte le quote, è gennaio, quando il fenomeno di inversione termica è particolarmente evidente.

3.1.3. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il Monte Fenera costituisce l'unico grande complesso di rocce sedimentarie della Valsesia. La base del rilievo è formata da scisti gneissici di probabile età pre-cambriana, sulla quale poggia una formazione di porfidi quarziferi rosso-bruno del Paleozoico; segue la serie di rocce calcareo-dolomitiche molto carsificate del Trias (Era Mesozoica), che si estende per uno spessore di circa 300 metri in tutta la zona mediana del monte e che si evidenzia per le chiare tinte della parete Ovest.

Sopra le dolomie si succedono fino alla vetta formazioni del Giurassico (Lias inferiore e medio) con resti di furoidi e di ammoniti.

La struttura del monte è interessata da due fratture principali (faglie) dovute ai movimenti di dislocazione di età "alpina": una in direzione ENE-WSW (linea della Cremosina), l'altra, ortogonale alla prima, ciruisce il fianco orientale del monte stesso. La linea della Cremosina ha provocato l'abbassamento della zolla meridionale, mentre la seconda faglia ha delimitato il massiccio del Fenera separandolo dai rilievi delle Alpi meridionali orientali della bassa Valsesia.

Oltre alle due faglie di cui si è fatto cenno, i banchi calcareo-dolomitici sono interessati da numerose altre fratture e fessurazioni di origine tettonica dovute alla scarsa plasticità della roccia; in esse l'azione dell'acqua è stata molto attiva, sia chimicamente, sia meccanicamente, instaurando una complicata circolazione in diverse cavità della dolomia.

3.1.4. INQUADRAMENTO FORESTALE

Agli inizi del '900, i querceti e le faggete che ricoprivano originariamente l'intera area protetta formando frequentemente boschi misti, nel corso dei secoli sono stati profondamente modificati dall'opera dell'uomo. Nei versanti meglio esposti e meno acclivi i boschi sono stati in parte eliminati per fare spazio all'agricoltura e al pascolo; altrove i soprassuoli tuttora forestali, caratterizzati quasi esclusivamente dai castagneti, presentano comunque caratteristiche di composizione, governo e struttura di tipo colturale.

La gestione forestale ha provocato il passaggio dall'alto fusto al ceduo coetaneo trattato a raso con turni brevi, raramente ed irregolarmente matricinato. Parallelamente è stata impoverita la composizione floristica del bosco, anche nella componente erbacea ed arbustiva. Ciò è in relazione al trattamento applicato che determina l'alternanza di scoperture improvvise del suolo dopo i tagli con l'ombra densa del ceduo maturo, privilegiando le specie eliofile a rapida crescita.

Negli ultimi decenni però, il contesto socio-economico è radicalmente mutato, ed i boschi sono in un quasi totale stato di degrado. Con l'abbandono delle attività agricole a partire dagli anni '70, a causa dello spostamento degli interessi economici, molte di queste formazioni sono state lasciate alla libera evoluzione con un conseguente invecchiamento. Le conseguenze di questo fenomeno si traducono in una maggiore sensibilità dei boschi ai disturbi naturali, in una maggiore instabilità strutturale e quindi un aumento del rischio idrogeologico. Per altro l'elevata quantità di necromassa combustibile a terra, dovuta essenzialmente a fenomeni di competizione, provoca un elevato rischio d'incendio che in caso di passaggio causa un'ulteriore indebolimento degli apparati radicali.

L'invecchiamento del ceduo di castagno (Figura 20), può produrre inattesi inconvenienti. Il fattore comune sta nella circostanza che nelle ceppaie aumenta il peso dei polloni mentre l'apparato radicale rimane superficiale e poco ancorante, ma quel che è peggio è che l'insieme delle chiome è asimmetrico verso valle. Da qui la possibilità di rovesciamenti che avvengono soprattutto in occasione della formazione di depositi di ghiaccio. Tali rovesciamenti sono idrogeologicamente rischiosi quando i polloni caduti vanno a intasare corsi d'acqua e particolarmente pericolosi quando tutta la ceppaia cade su di una strada (Bernetti et al., 2012). In assenza di interventi le tendenze evolutive manifestate da questi soprassuoli vanno generalmente verso la ricostituzione del bosco misto potenziale. Tali accadimenti, del tutto accettabili in un contesto naturale, diventano fonte di rischio nelle condizioni di forte urbanizzazione che caratterizzano

questi territori.

Ad oggi, all'interno dell'area protetta, il castagno costituisce globalmente circa i due terzi del patrimonio forestale per numero di piante e provvigione.

La produzione è molto variabile a seconda della fertilità; nei cedui invecchiati la provvigione varia tra 116 e 423 m³ ad ettaro, una media di 180 m³ nei cedui puri. Noto l'incidenza della necromassa. L'area basimetrica è compresa tra i 13 ed i 40 m², in media 30, l'altezza media del piano dominante, spesso unico strato presente, varia tra i 15 ed i 25 m.

Il numero di piante per ettaro oltre i 7,5 cm di diametro è di poco superiore a 1100, con modesti scostamenti dal dato medio. I polloni morti ancora in piedi sopra la medesima soglia sono 250-350, ulteriore segno di invecchiamento dei soprassuoli; infatti una consistente parte della massa intercalare non prelevata va ad aumentare la necromassa accelerando la selezione. La decomposizione è assai lenta, in quanto il legno è ricco di tannini, tende ad essiccare non essendo a contatto col suolo ed è privo di cavità e carie tipiche dei vecchi alberi; si incrementa così la biomassa facilmente infiammabile e quindi la gravità di eventuali incendi.



Figura 20. Ceduo in stato di abbandono (Foto: Roberta Denicola).

3.2. AREA DI STUDIO

3.2.1. INQUADRAMENTO TERRITORIALE

L'area di studio (Figura 21) è situata nella zona meridionale del Parco. Esposta interamente a sud, presenta un'estensione di circa 8 km² ed è caratterizzata da forti pendenze che arrivano fino a 38°. La parte settentrionale è delimitata dalla pista tagliafuoco che da Maretti porta alla Colma. Il confine prosegue poi verso sud-ovest seguendo la linea di cresta di Punta Ceresola per poi piegare in direzione sud-est fino a Grignasco. Risalendo verso nord-est si arriva al Monte Lovagone (857 m) e se si prosegue in direzione nord si arriva alla pista tagliafuoco sopracitata.

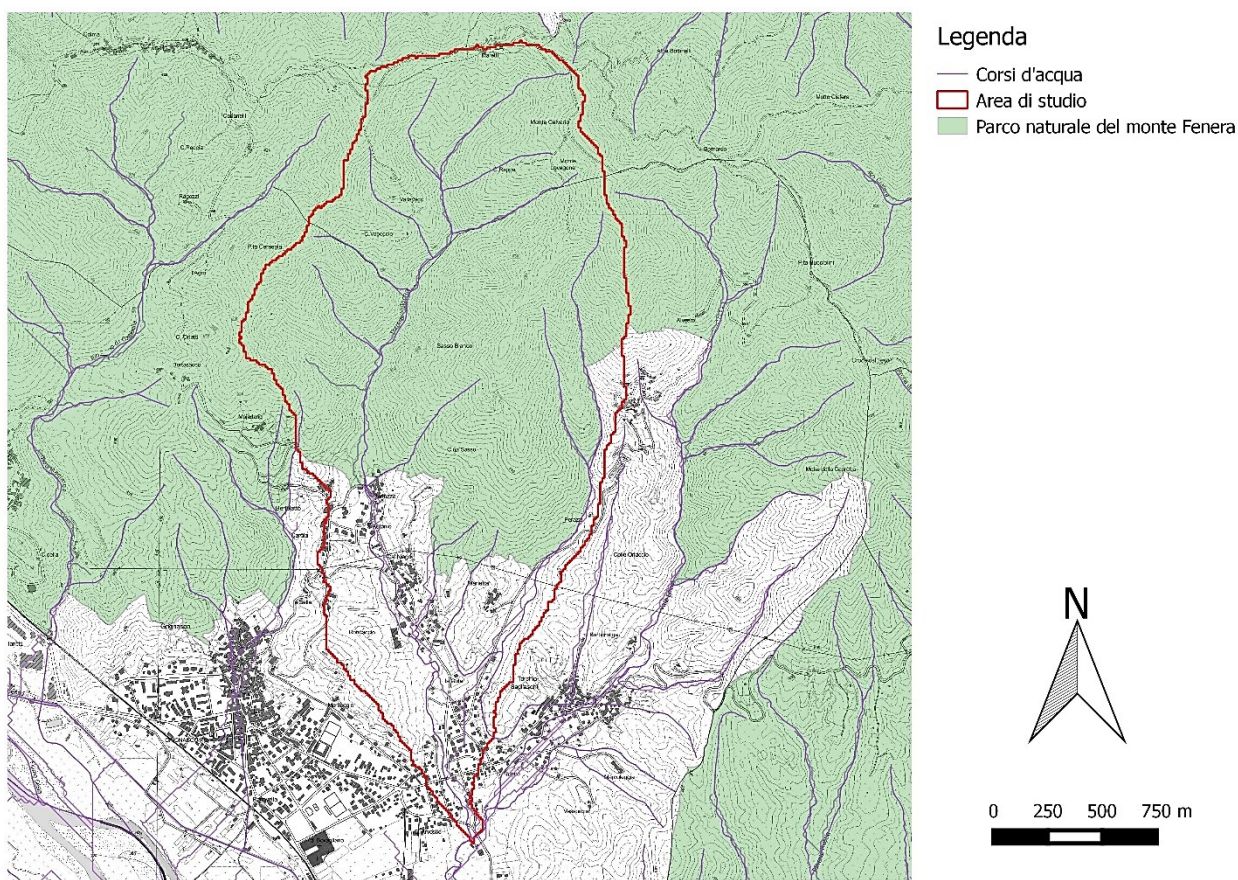


Figura 21. Area di studio.

3.2.2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO - PEDOLOGICO

La caratterizzazione pedologica della zona al fine di conoscerne lo stato evolutivo e le potenzialità, riveste una notevole importanza operativa come supporto alle scelte ai fini della pianificazione agro-silvo-pastorale.

Nell'area interessata dai nostri studi si riscontra la presenza di suoli a matrice porfidica.

In alcuni tratti la profondità del suolo è piuttosto limitata a causa delle marcate pendenze e ciò porta all'affioramento della roccia, viceversa accade laddove i pendii si fanno meno scoscesi. Da un punto di vista generale, il complesso delle formazioni a rocce eruttive acide del Permiano, comunemente indicate come porfidi, ha una vasta estensione all'interno del Parco. I suoli che originano da questo substrato presentano due distinte tipologie: in un primo caso, certamente più comune, si tratta di suoli superficiali o molto superficiali, pietrosi in superficie e ricchi di scheletro; in altre situazioni troviamo invece suoli di discreta profondità, senza pietrosità superficiale. In entrambi i casi si tratta comunque di suoli poco strutturati (Entisuoli) e privi di orizzonti diagnostici. Entrando nello specifico, la sequenza tipo degli orizzonti è (O) - A - (AC) - C. L'orizzonte organico O, che si sviluppa solo quando la lettiera non viene rimossa per erosione superficiale, è costituito da tessuti vegetali ad uno stadio di degradazione variabile. L'orizzonte A, di spessore variabile da 0,10 a 0,40 m, presenta colorazione bruno scura, in cui non sono rare sfumature litocromiche giallastre o addirittura violacee (5 YR 2,5/2), tessitura franco limosa o più grossolana fino alla sabbiosa, struttura generalmente poliedrica e molto debole (raramente granulare), scheletro ghiaioso anche superiore al 15%. L'orizzonte AC compare solo nei profili aventi maggiore profondità, ha colorazione spesso litocromica da bruna a bruno giallastra, fino a rosso molto cupo; la tessitura non si differenzia da quella dell'orizzonte A sovrastante, la struttura è poliedrica con grado di aggregazione variabile dal quasi massivo all'evidente, lo scheletro è sempre rilevante (in alcuni profili supera il 50%) e in genere pietroso. L'orizzonte C presenta la stessa gamma di colorazioni dell'AC, tessitura franco sabbiosa o sabbiosa, struttura tendente al massivo o all'incoerente e scheletro rilevante. Può presentare caratteri intermedi rispetto alla roccia in posto (CR), oppure può non essersi sviluppato. In Tabella 2 vengono riassunti i parametri geotecnici caratteristici dell'area di studio.

Tabella 2. Parametri geotecnici.

PARAMETRI GEOTECNICI	SIMBOLO	U.M.	VALORE		
			MIN	MAX	MEDIO
Peso dell'unità di volume di suolo	γ_s	kN/m ³	14	15	-
Angolo di attrito	ϕ	°	28	29	-
Coesione del suolo	c'	kN/m ²	0	0	-
Profondità del suolo	z	m	0,4	1,3	0,85

3.2.3. INQUADRAMENTO FORESTALE

Ai fini della pianificazione e gestione forestale di un territorio, deve essere redatto il cosiddetto Piano di Assestamento Forestale (PAF). Obbligatorio per i beni pubblici, ai sensi del R.D.L. 3267/1923 e delle leggi forestali di tutte le Regione e Province Autonome, è un documento con il quale vengono definiti gli obiettivi e gli orientamenti di gestione nel lungo e nel medio periodo, e le operazioni dettagliate per realizzare tali scopi con riferimento al periodo di validità, generalmente di 10 – 20 anni (Corona et al., 2011). Unità fondamentale del Piano è la particella forestale cioè quella porzione di territorio omogenea riguardo a composizione dendrologica e caratteri strutturali dei soprassuoli, sistema selvicolturale applicabile, funzione preminente e ricadente in un unico Comune (Corona et al., 2011).

Con riferimento al PAF del Parco Naturale Regionale del Monte Fenera, le particelle che ricadono nella nostra area di studio sono le seguenti (Figura 22):

- *Particella 30* (Tabella 3). Cedui a prevalenza di castagno (*Castanea sativa* Mill.), generalmente invecchiati, con sporadici ciliegi (*Prunus avium* L.) e nocciolo (*Corylus avellana* L.) nello strato sottoposto. Nelle stazioni rupicole la composizione diventa mista con sorbo montano (*Sorbus aria* L.), betulla (*Betula pendula* L.) ed orniello (*Fraxinus ornus* L.), mentre il castagno diviene marginalizzato e morente. La provvigione legnosa attuale, ed anche quella potenziale a medio termine, ad eccezione dell'alto versante, sono decisamente inferiori alla media. In corrispondenza degli alvei si sviluppa una modesta fascia mesoigrofila a latifoglie miste.

Tabella 3. Parametri dendrometrici per la particella forestale n° 30.

PARAMETRI DENDROMETRICI	U.M.	Particella 30
Densità	#/ha	972
Area basimetrica	m ² /ha	20,19
Diametro	cm	16,3
Altezza dominante	m	20

- *Particella 31* (Tabella 4). L'alto versante un tempo adibito all'agricoltura ed al castagneto da frutto su ciglioni è in gran parte invaso dal bosco, con castagno per lo più ceduo e sporadici relitti d'alto fusto, insieme a ciliegio, frassino (*Fraxinus excelsior* L.) e ontano nero (*Alnus glutinosa* L.), che altrove occupa le zone più fresche; sono pur frequenti la robinia (*Robinia pseudoacacia* L.), il

nocciolo ed anche il salicome (*Salix caprea* L.) negli ex coltivi; sporadiche roveri (*Quercus petraea* L.) con rinnovazione, un tempo relegate ai margini dei ciglioni, dimostrano una discreta capacità di sviluppo e indicano la vegetazione potenziale. Scendendo di quota verso la cresta occidentale compare il ceduo di castagno quasi puro, anche qui con soggetti d'alto fusto da frutto o come riserve.

Tabella 4. Parametri dendrometrici per la particella forestale n° 31.

PARAMETRI DENDROMETRICI	U.M.	Particella 31
Densità	#/ha	621
Area basimetrica	m ² /ha	16,75
Diametro	cm	18,5
Altezza dominante	m	20

- Particella 35 (Tabella 5). L'alto versante del torrente Nespolo è costituito da boschi cedui di castagno con riserve e ceppaie di querce; la composizione diventa marcatamente mista su detriti o suoli più superficiali, con presenza di orniello, sorbo montano e betulla. A valle del collegamento Moja d'Arrigo-Bertasacco prevalgono i boschi misti irregolari di reinvasione, soprattutto di robinia, con betulla, orniello e roverella (*Quercus pubescens* L.) nelle zone più aride, altrove con pioppo tremolo (*Populus tremula* L.), ciliegio, acero di monte (*Acer pseudoplatanus* L.), rovere e castagno, oltre ad arbusti vari e rovo selvatico (*Rubus ulmifolius* Schott); tali soprassuoli sono sporadicamente ceduati, con modeste produzioni. Nelle esposizioni più fresche dei versanti e negli impluvi compare la fascia meso-igrofila a composizione mista di robinia, frassino, ontano nero, con qualche farnia ed acero di monte, sambuco (*Sambucus nigra* L.) e rovi.

Tabella 5. Parametri dendrometrici per la particella forestale n° 35.

PARAMETRI DENDROMETRICI	U.M.	Particella 35
Densità	#/ha	371
Area basimetrica	m ² /ha	5,99
Diametro	cm	14,3
Altezza dominante	m	20

- Particella 36 (Tabella 6). Vasto complesso boscato dove i castagneti cedui sono mediamente invecchiati ed a modesto sviluppo e provvigione; sui displuvi principali e sul versante del Nespolo i cedui semi-rupicoli sono infiltrati da rovere

e qualche cerro (*Quercus cerris* L.), orniello, sorbo montano e betulla, sia come riserve che allo stato ceduo ed anche come avventizie. Sporadici relitti di castagneto da frutto con grossi esemplari risultano gravemente compromessi e spesso senza avvenire. Le aree un tempo coltivate sono state invase dalla robinia ovunque vi fossero limitrofi impianti della medesima, mentre in aree più interne abbandonate in precedenza i soprassuoli di neoformazione sono costituiti anche da castagno, querce, orniello e ciliegio.

Tabella 6. Parametri dendrometrici per la particella forestale n° 36

PARAMETRI DENDROMETRICI	U.M.	Particella 36
Densità	#/ha	552
Area basimetrica	m ² /ha	12,62
Diametro	cm	17,1
Altezza dominante	m	20

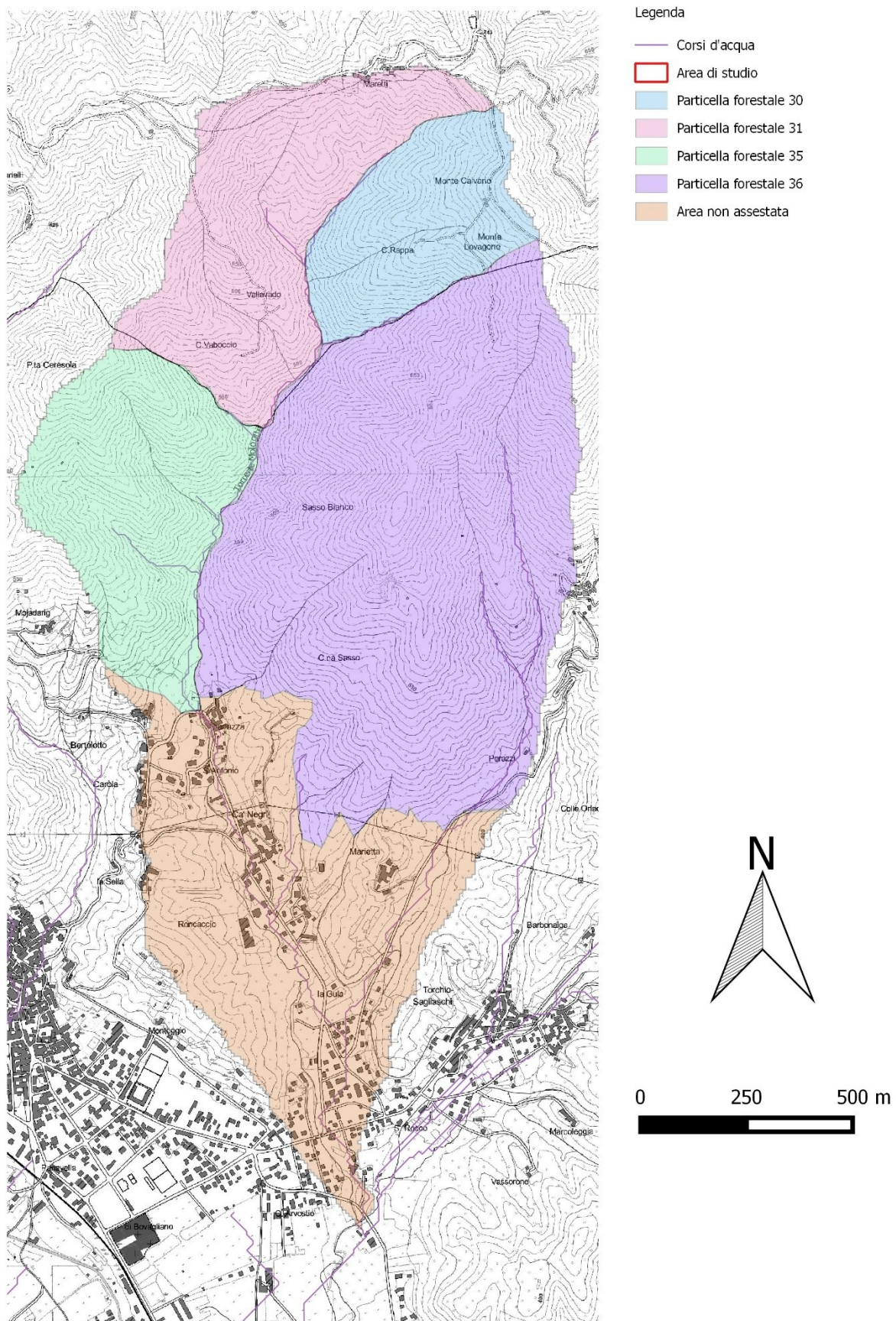


Figura 22. Suddivisione area di studio in particelle forestali.

4. RISULTATI E DISCUSSIONE

4.1. DISTRIBUZIONE DELLE RADICI

Dall'elaborazione dei dati si è osservato che, per quanto riguarda il ceduo gestito: (Tabelle 7, 8 e 9) il numero di radici totali (n°/m^2) è pari a 136 a 1.5 m, 94 a 2.5 m e 60 a 3.5 m di distanza dal fusto. La numerosità delle radici è stata classificate in differenti classi di diametro: alla distanza di 1.5 m abbiamo il 50% $\pm$ 5% di radici fini, 38% $\pm$ 5% di radici piccole, 9% $\pm$ 1% di radici medie, 3% $\pm$ 1% di radici grandi. Alla distanza di 2.5 m il 64% $\pm$ 8% sono radici fini, 17% $\pm$ 3% sono piccole, 15% $\pm$ 3% sono medie e il 4% $\pm$ 1% sono grandi. Infine alla distanza di 3.5 m si riscontrano il 47% $\pm$ 6% di radici fini, 37% $\pm$ 6% di piccole, 13% $\pm$ 3% di medie e il 3% $\pm$ 1% di grandi. Il diametro minimo riscontrato per ogni trincea è di 0.5 mm, mentre quello massimo 20.68 mm. In particolare si rileva un diametro di 8.09 mm a 1.5 m, 20.68 mm a 2.5 m e 17.46 mm a 3.5 m dal fusto.

Tabella 7. Risultati ceduo giovane a 1.5 m di distanza dalla ceppaia.

Gestito(d=1.5m)	Classi di diametro (mm)				
	fini	piccole	medie	grandi	
Profondità(cm)	0.5-1.5	1.5-2.5	2.5-5.5	>5.5	
0-10	12	12	2	2	
10-20	14	6	2	2	
20-30	12	8	0	0	
30-40	16	20	2	0	
40-50	6	6	6	0	
50-60	8	0	0	0	
60-70	0	0	0	0	
70-80	0	0	0	0	
80-90	0	0	0	0	
90-100	0	0	0	0	
100-110	0	0	0	0	
Totale	68	52	12	4	136
	50%	38%	9%	3%	
Deviaz. Standard	6,48	6,59	1,87	0,81	
	5%	5%	1%	1%	

Tabella 8. Risultati ceduo giovane a 2.5 m di distanza dalla ceppaia.

Gestito(d=2.5m)	Classi di diametro (mm)				
	fini	piccole	medie	grandi	
Profondità(cm)	0.5-1.5	1.5-2.5	2.5-5.5	>5.5	
0-10	0	0	0	0	
10-20	0	0	0	0	
20-30	0	0	0	0	
30-40	0	0	0	0	
40-50	0	0	0	0	
50-60	2	0	0	0	
60-70	2	0	0	0	
70-80	6	2	0	0	
80-90	18	2	6	0	
90-100	6	6	0	0	
100-110	20	6	6	4	
110-120	6	0	2	0	
Totale	60	16	14	4	94
	64%	17%	15%	4%	
Deviaz. Standard	7,16	2,38	2,41	1,21	
	8%	3%	3%	1%	

Tabella 9. Risultati ceduo giovane a 3.5 m di distanza dalla ceppaia.

Gestito(d=3.5m)	Classi di diametro (mm)				
	fini	piccole	medie	grandi	
Profondità(cm)	0.5-1.5	1.5-2.5	2.5-5.5	>5.5	
0-10	0	0	0	0	
10-20	0	0	0	0	
20-30	0	0	0	0	
30-40	0	0	0	0	
40-50	0	0	0	0	
50-60	0	0	0	0	
60-70	4	0	2	0	
70-80	2	0	0	0	
80-90	0	2	4	2	
90-100	6	6	2	0	
100-110	6	12	0	0	
110-120	10	2	0	0	
Totale	28	22	8	2	60
	47%	37%	13%	3%	
Deviaz. Standard	3,47	3,79	1,35	0,60	
	6%	6%	2%	1%	

Analizzando il ceduo invecchiato: (Tabelle 10, 11 e 12) il numero di radici totali (n°/m^2) è pari a 160 a 1.5 m, 144 a 2.5 m e 128 a 3.5 m di distanza dal fusto. La numerosità delle radici è stata classificate in differenti classi di diametro: alla distanza di 1.5 m abbiamo il 44% $\pm$ 4% di radici fini, 21% $\pm$ 2% di radici piccole, 31% $\pm$ 3% di radici medie, 4% $\pm$ 1% di radici grandi. Alla distanza di 2.5 m il 33% $\pm$ 2% sono radici fini, 35% $\pm$ 3% sono piccole, 26% $\pm$ 2% sono medie e il 6% $\pm$ 1% sono larghe. Infine alla distanza di 3.5 m si riscontrano il 44% 3% di radici fini, 36% 3% di piccole, 17% $\pm$ 1% di medie e il 3% $\pm$ 1% di larghe. Il diametro minimo riscontrato per ogni trincea è di 0.5 mm, mentre quello massimo è di 25.47 mm. In particolare si rileva un diametro di 25.47 mm a 1.5 m, 23.11 mm a 2.5 m e 4.63 mm a 3.5 m dal fusto.

Tabella 10. Risultati ceduo invecchiato a 1.5 m di distanza dalla ceppaia.

Invecchiato (d=1.5m)	Classi di diametro (mm)				
	fini	piccole	medie	grandi	
Profondità(cm)	0.5-1.5	1.5-2.5	2.5-5.5	>5.5	
0-10	12	0	8	0	
10-20	22	6	10	0	
20-30	12	4	8	0	
30-40	8	6	2	0	
40-50	0	0	10	0	
50-60	6	4	4	0	
60-70	8	12	6	6	
70-80	2	2	2	0	
80-90	0	0	0	0	
90-100	0	0	0	0	
100-110	0	0	0	0	
Totale	70	34	50	6	160
	44%	21%	31%	4%	
Deviaz. Standard	7,03	3,83	4,01	1,81	
	4%	2%	3%	1%	

Tabella 11. Risultati ceduo invecchiato a 2.5 m di distanza dalla ceppaia.

Invecchiato (d=2.5m)	Classi di diametro (mm)				
	fini	piccole	medie	grandi	
Profondità(cm)	0.5-1.5	1.5-2.5	2.5-5.5	>5.5	
0-10	0	0	0	0	
10-20	0	0	0	0	
20-30	0	0	0	0	
30-40	4	0	0	0	
40-50	8	8	6	2	
50-60	4	6	4	0	
60-70	6	4	6	4	
70-80	6	2	0	0	
80-90	8	10	4	0	
90-100	8	8	6	0	
100-110	4	4	4	0	
110-120	0	8	8	2	
Totale	48	50	38	8	144
	33%	35%	26%	6%	
Deviaz. Standard	3,20	3,70	2,98	1,35	
	2%	3%	2%	1%	

Tabella 12. Risultati ceduo invecchiato a 3.5 m di distanza dalla ceppaia.

Invecchiato (d=3.5m)	Classi di diametro (mm)				
	fini	piccole	medie	grandi	
Profondità(cm)	0.5-1.5	1.5-2.5	2.5-5.5	>5.5	
0-10	0	0	0	0	
10-20	0	0	0	0	
20-30	0	0	0	0	
30-40	4	0	2	0	
40-50	6	4	4	2	
50-60	2	2	2	0	
60-70	8	8	0	0	
70-80	6	8	6	0	
80-90	10	4	2	0	
90-100	4	10	2	0	
100-110	14	4	2	2	
110-120	2	6	2	0	
Totale	56	46	22	4	128
	44%	36%	17%	3%	
Deviaz. Standard	4,32	3,52	1,79	0,81	
	3%	3%	1%	1%	

Dal confronto tra le due situazioni si nota che in entrambi i casi vi è una diminuzione del numero di radici via via che ci si allontana dal fusto, in accordo con la letteratura (Schwarz et al., 2010; Schwarz et al., 2012; Bassanelli et al., 2013). Ciò che varia e che merita una piccola riflessione è la distribuzione in classi di diametro. Sia nel ceduo gestito che in quello invecchiato, la percentuale maggiore è quella riferita alle radici fini. Nel ceduo invecchiato si è osservata una maggior presenza di radici piccole rispetto all'altro caso.

4.2. PROFONDITA' DELLE RADICI

Analizzando i risultati relativi alla profondità alla quale si spingono le radici, si può notare che la situazione differisce fortemente nei due casi studiati. Per quanto riguarda il ceduo gestito (Figura 23), la massima profondità raggiunta dalle radici è di 0.60 m, piuttosto superficiale, per tutte e tre le distanze considerate. Si vede inoltre come le radici con diametro compreso tra i 5 e i 10 mm siano presenti solo negli strati di suolo più superficiali.

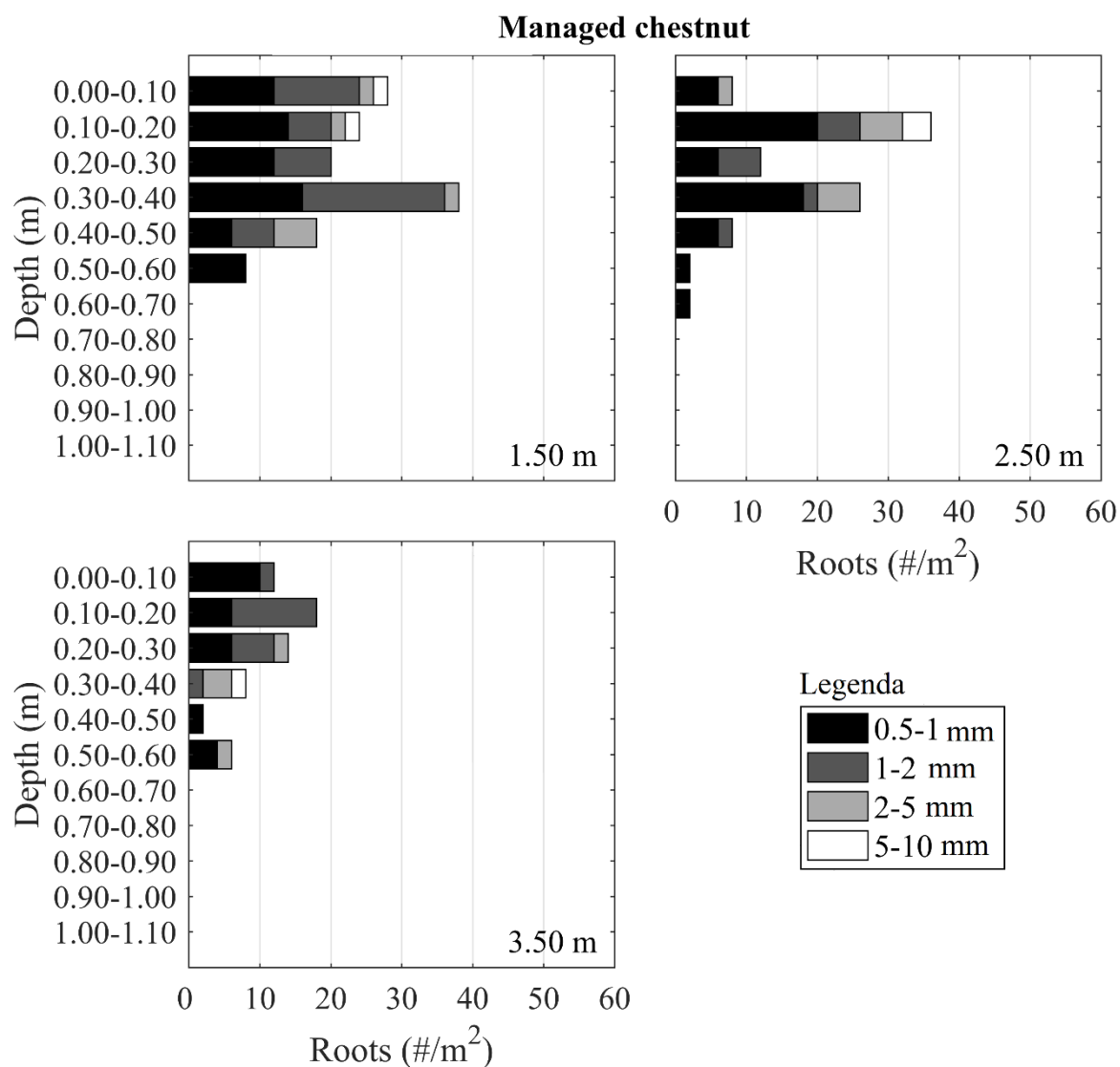


Figura 23. Profondità raggiunta dalle radici per il ceduo gestito.

Nel ceduo invecchiato (Figura 24), invece, la massima profondità raggiunta dalle radici è di 0.90 m. Si vede inoltre come le radici con diametro compreso tra i 5 e i 10 mm siano presenti in strati di suolo più profondi.

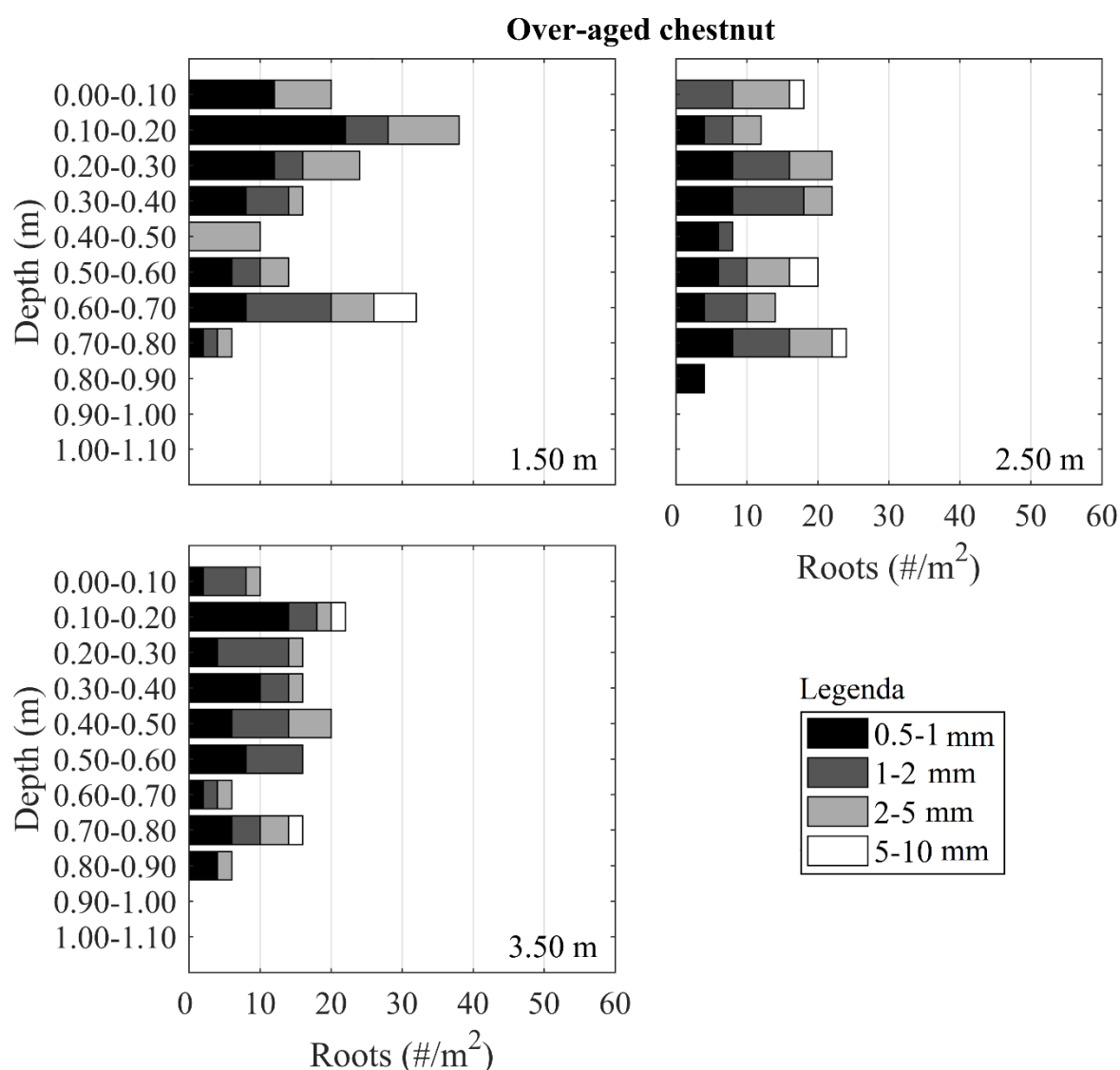


Figura 24. Profondità raggiunta dalle radici per il ceduo invecchiato.

In generale possiamo concordare con lo studio svolto da Bassanelli et al., (2013), affermando che: all'aumentare della profondità e della distanza dalla ceppaia, il numero di radici diminuisce in entrambi i casi e che quelle del ceduo invecchiato riescono a spingersi più in basso.

4.3. CALIBRAZIONE ROOT DISTRIBUTION MODEL

L'obiettivo di questa operazione è quello di calibrare i parametri del modello RDM presenti nelle equazioni 1, 2, 3, in modo tale da minimizzare le differenze tra osservazioni e simulazioni ottenute dal modello. In Tabella 13 sono riportati i valori dei parametri calibrati.

Tabella 13. Parametri usati nel modello RDM.

PARAMETRO	VALORE
g	13.294
α	0,50
m	3,99
a	0,6818
b	0,8730

Osservando i grafici sottostanti vediamo come, in generale, la simulazione effettuata dal modello rispecchi in modo ottimale la realtà osservata sia nel caso del ceduo gestito che nel ceduo invecchiato (Figura 25). In particolare, per radici di dimensioni che vanno da 4 a 14 mm, la corrispondenza è ottima e quindi ben descrive l'andamento della decrescita della densità per classi di diametro sempre maggiori. Sebbene i risultati sono molto soddisfacenti, alcune discrepanze sono osservabili sulle densità delle radici con diametro da 2 a 3 mm. In generale, il modello tende ad una leggera sovrastima del numero complessivo delle radici. Ciò è probabilmente dovuto al fatto che tali radici sono influenzate molto dalla stagionalità. Schwarz et al., (2012) hanno osservato come il numero di radici fini osservate in inverno (quando si verificano i franamenti superficiali) sia minore rispetto il periodo estivo quando è stata effettuata la calibrazione. Ciononostante, ulteriori studi saranno necessari per capire meglio quali fattori contribuiscono alla sovrastima della densità delle radici fini.

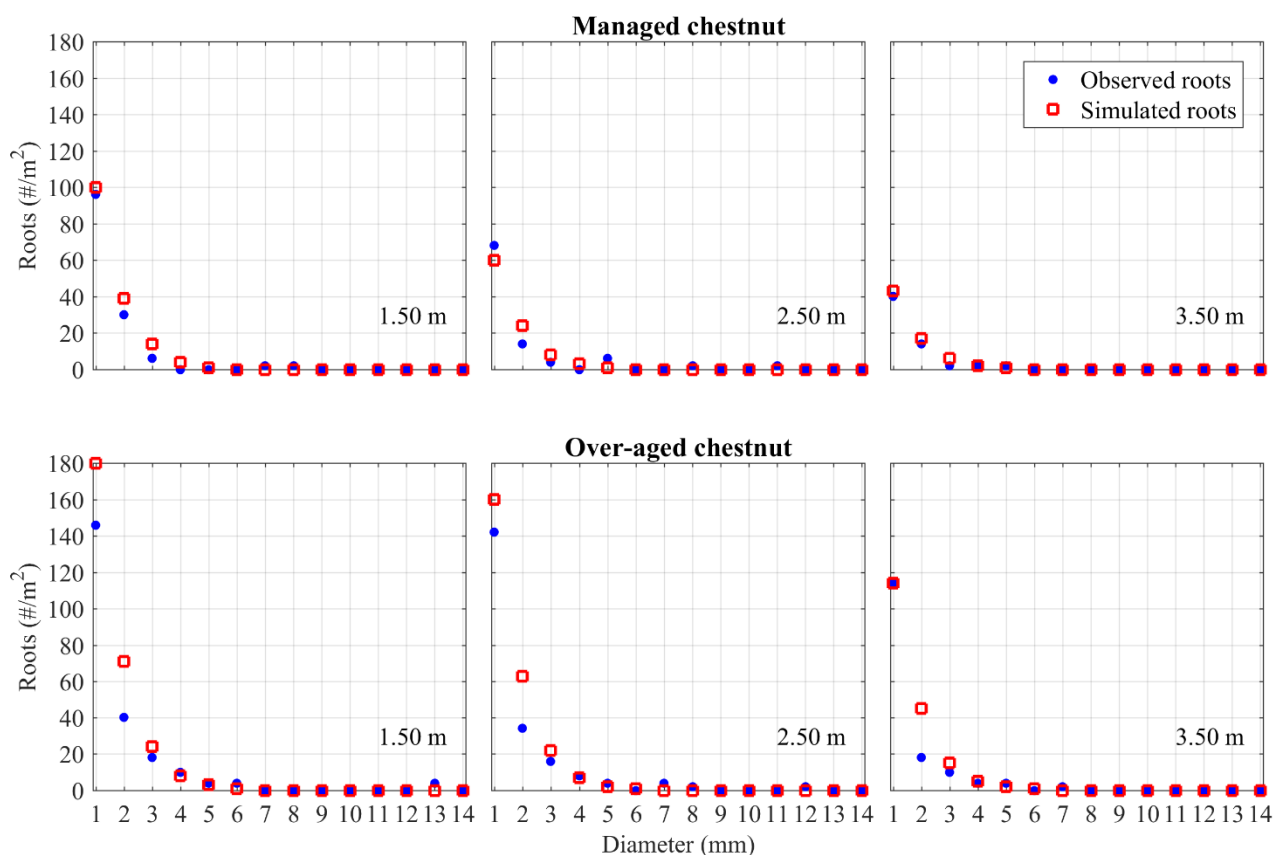


Figura 25. Risultati modellazione RDM.

4.4. PROPRIETA' MECCANICHE DELLE RADICI

Una volta raccolti i campioni di radici sia dal ceduo gestito (ID 1) che da quello invecchiato (ID2), sono stati sottoposti a prove di trazione in laboratorio. Al fine di escludere che l'età del popolamento avesse una qualche influenza sulle proprietà meccaniche, si è proceduto con la verifica delle ipotesi per l'analisi della covarianza, ANCOVA. Sono stati analizzati sia i dati relativi alla curva diametro-trazione a rottura (Tabella 14) che alla curva diametro-modulo di Young (Tabella 15). In tutti i casi si è fissato il livello di significatività α pari a 0.01. Questa decisione è stata presa in quanto, i fattori che incidono sulle caratteristiche meccaniche delle radici sono numerosi (ad esempio stagionalità, contenuto di acqua nella radice, contenuto di lignina, percentuale di alcol nella soluzione di conservazione del campione). Per questa ragione la variabilità è molto elevata come noto sia dalle Tabelle 14 e 15 che in letteratura (Bischetti et al., 2005; Bischetti et al., 2009).

Alla fine di questi test si può affermare che i due campioni sono statisticamente simili, perciò è stato possibile determinare due curve forza-diametro e modulo di Young-diametro relative ad entrambi i campionamenti.

Tabella 14. Verifica delle ipotesi per la forza.

ID	Shapiro-Wilk		Levene	ANOVA	ANCOVA	
	w	p-value			Pendenza	Intercetta
1	0.93874	0.04208	L _{1.72} =0.669 p-value 0.4161	A _{1.72} =2.50 p-value 0.1181	P _{1.70} =0.7320 p-value 0.3952	I _{1.71} =6.2072 p-value 0.01506
2	0.96417	0.2731				

Tabella 15. Verifica delle ipotesi per il modulo di Young.

ID	Shapiro-Wilk		Levene	ANOVA	ANCOVA	
	w	p-value			Pendenza	Intercetta
1	0.98415	0.8655	L _{1.72} =0.533 p-value 0.4677	A _{1.72} =2.50 p-value 0.1181	P _{1.70} =0.5532 p-value 0.4595	I _{1.71} =0.706 p-value 0.4036
2	0.96896	0.3807				

4.5. CALIBRAZIONE RBMw

Al fine di calibrare il modello RBMw, è stata condotta un'analisi approfondita dei 4 parametri relativi alle equazioni 12, 13 e 14 e i risultati sono stati riportati nelle figure 26 e 27. In generale non vi sono sostanziali differenze tra i due casi studiati. La relazione che lega la forza al diametro è la seguente (Equazione 34):

$$F_{\max} = 12.27\phi^{1.50} \quad \text{Equazione 34}$$

mentre quella che lega il modulo di Young con il diametro è la seguente (Equazione 35):

$$E_{\max} = 196.87\phi^{-1.10} \quad \text{Equazione 35}$$

In Figura 27a viene descritto l'andamento della lunghezza in funzione del diametro, la quale, ottenuta da misure in campo, aumenta con l'aumentare del secondo. Si nota

però come per il ceduo invecchiato, la lunghezza delle radici sia maggiore, rispetto quelle del ceduo gestito. La relazione con la quale si esplica tale comportamento è la seguente (Equazione 36):

$$L_{\max} = 128.52\phi^{0.85} \quad \text{Equazione 36}$$

Per finire, in Figura 27b si può apprezzare l'andamento della *survival function* usata per normalizzare lo spostamento. La relazione (Equazione 37) che la descrive è la seguente:

$$S(\Delta x^*) = \exp \left[- \left(\frac{\Delta x^*}{1.07} \right)^{4.84} \right] \quad \text{Equazione 37}$$

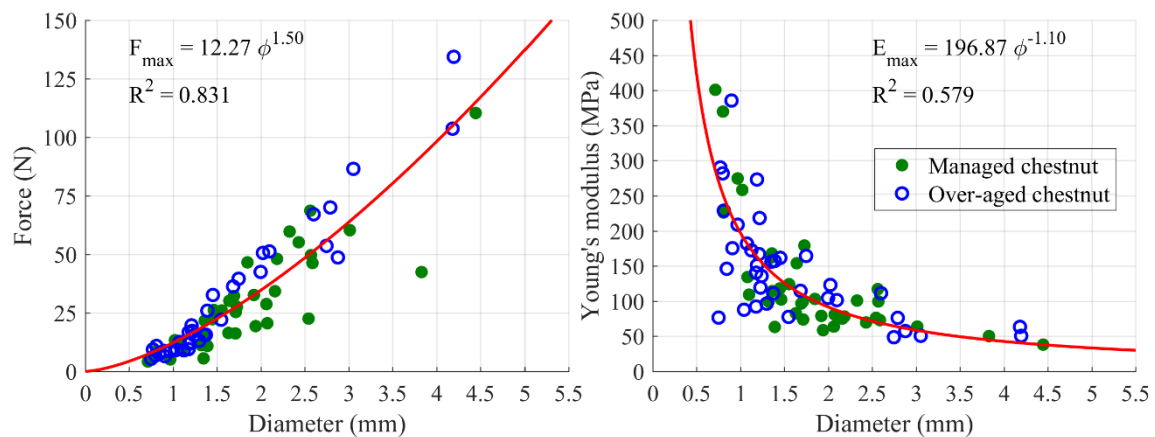


Figura 26a, 26b. Andamento di forza ed elasticità.

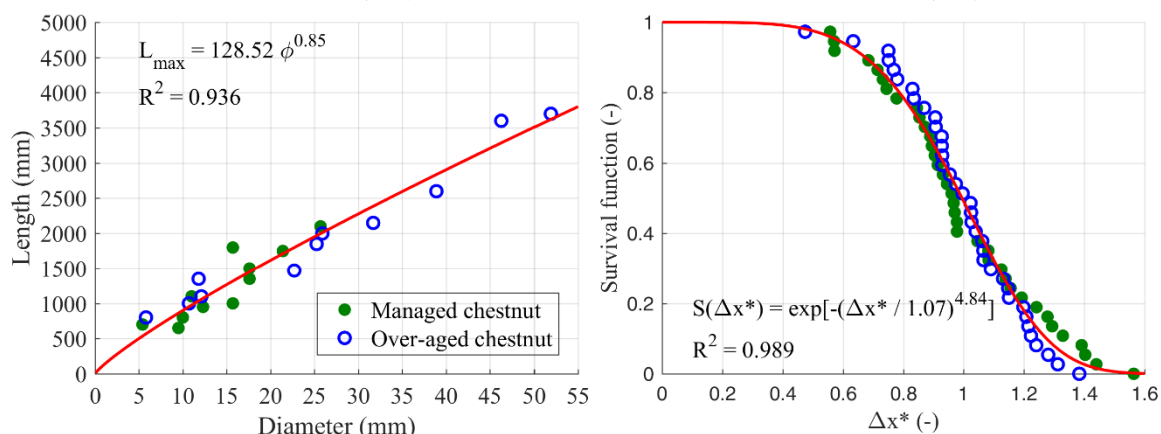


Figura 27a, 27b. Andamento della lunghezza e della survival function.

Una volta calibrati RDM e RBMw, è stato calcolato il valore della coesione aggiuntiva, la quale indica una stima dell'entità del rinforzo radicale, per ogni distanza dal fusto (Figura 28). Per quanto riguarda il ceduo gestito, a una distanza di 1.50 m si ha un rinforzo pari a 4498 N, a 2.50 m corrisponde una forza di circa 3000 N e a 3.50 m si hanno 1928 N. Analizzando invece il ceduo invecchiato, a una distanza di 1.50 m si ha un rinforzo pari a 8107 N, a 2.50 m corrisponde una forza di circa 7000 N e a 3.50 m si hanno 5142 N. Se si confrontano le due situazioni vediamo che, come per la densità radicale, il rinforzo radicale sia decrescente per entrambi all'aumentare della distanza.

Il picco del rinforzo avviene a 1 cm e non si osserva alcun rinforzo dopo uno spostamento di 2 cm, come verificato anche da Giadrossich et al., (2016).

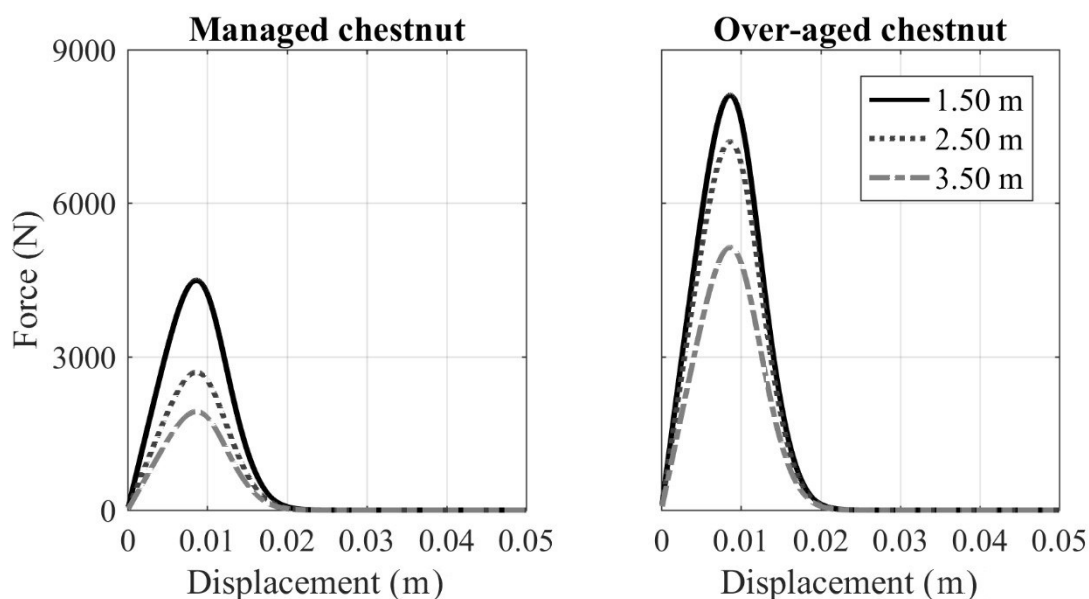


Figura 28. Rinforzo radicale valutato con l'unione dei modelli RDM ed RBMw.

4.6. RISULTATI AREE DI SAGGIO

Al fine di rendere più leggibili e utilizzabili i dati raccolti attraverso i rilievi forestali, è stato necessario elaborarli per ottenere un unico documento nel quale si riassumono diverse informazioni: la mappatura delle ceppaie all'interno dell'area di saggio, la distribuzione di frequenza del diametro dei polloni, la consistenza in specie e le caratteristiche più rilevanti del sito come età del popolamento, coordinate geografiche e pendenza (Allegati 1, 2, 3, 4 e 5).

Analizzando i dati, è stato possibile fare alcune considerazioni in merito a: distribuzione di frequenza, consistenza in specie e mappatura delle ceppaie. Nel primo caso, come ci si aspettava, si nota come il ceduo invecchiato abbia un poligono di frequenza bimodale, il che indica una struttura irregolare del bosco (Allegato 1); mentre il ceduo gestito ha un andamento tendente all'iperbole, tipica dei boschi disetanei a struttura regolare (Allegato 5).

Se si analizza la consistenza in specie, vediamo come nel ceduo invecchiato (Allegato 1), a differenza di quello gestito (Allegato 4) si insedino un numero maggiore specie diverse dal castagno tra cui il frassino e il rovere. Questo fa pensare che, continuando a non intervenire mediante la selvicoltura, si instaureranno dinamiche evolutive che porteranno alla costituzione di altre categorie forestali a seconda delle caratteristiche stazionali in cui si trovano.

Dalla mappatura delle ceppaie all'interno delle aree di saggio, invece, è notevolmente visibile il fenomeno del ribaltamento delle ceppaie, specialmente nel ceduo invecchiato (Allegato 1, 2 e 3). Come illustrato da Pividori et al., (2008) il crollo delle ceppaie non è un evento unico, ma è un fenomeno progressivo e diluito nel tempo che può dare origine a importanti buche all'interno del soprassuolo (Figura 29), causandone destabilizzazione. Il fenomeno dei ribaltamenti può pertanto essere ritenuto un possibile indicatore sintetico del raggiungimento di condizioni favorevoli all'innescio di forme di dissesto.



Figura 29. Ceppaia ribaltata (Foto: Roberta Denicola).

4.7. RISULTATI APPLICAZIONE PRIMULA

4.7.1. DIMENSIONI TIPICHE DELLE FRANE

Attraverso la consultazione dell'inventario delle frane, è stato possibile risalire facilmente alle dimensioni tipiche delle frane avvenute nell'area di studio. Esse serviranno come input al sub-modello Prob-Slope contenuto in PRIMULA. I dati raccolti ed elaborati su circa 37 smottamenti individuati, sono riferiti all'area (m²), larghezza (m) e lunghezza (m) e sono riassunti in Tabella 16. Riferendoci alla Figura 30a osserviamo che la superficie varia da 374,66 a 120.107,51 m². Analizzando la larghezza (Figura 30b) affermiamo che i valori vanno da 5,14 a 120,20 m. Infine, la lunghezza tipica riscontrata (Figura 30c) ha un intervallo che va da 15,72 a 200,51 m.

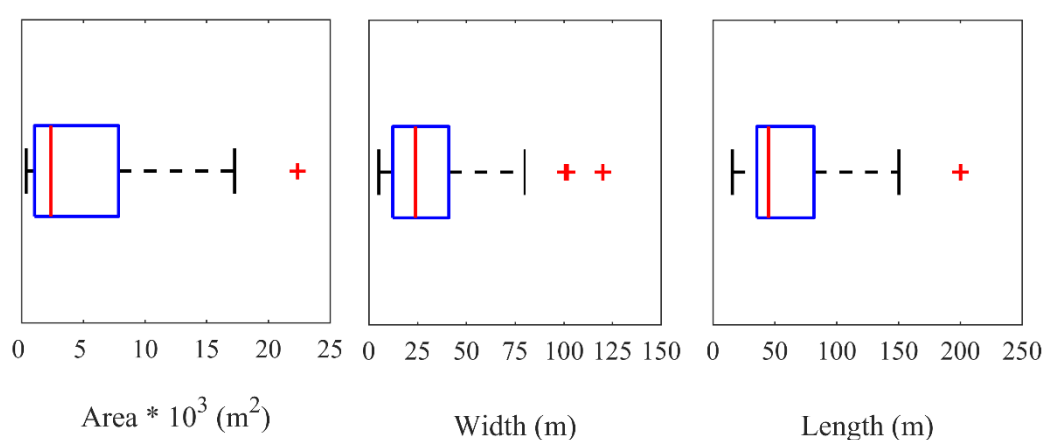


Figura 30a, 30b, 30c. Valori di area, larghezza e lunghezza delle frane tipicamente presenti nell'area di studio.

Tabella 16. Dimensioni tipiche delle frane.

	U.d.M.	Minimo	25° percentile	Mediana	75° percentile	Massimo
Area	m ²	374,66	1.055,27	2.374,22	7.852,77	120.107,51
Larghezza	m	5,14	12,30	23,93	41,01	120,20
Lunghezza	m	15,72	35,50	45,04	81,70	200,51

4.7.2. MAPPA DI SUSCETTIBILITA'

Una volta raccolti tutti i dati relativi ai parametri di input, abbiamo applicato il modello PRIMULA (par. 2.4), ottenendo una mappa di suscettibilità al rischio frana (Figura 31). Nello specifico viene rappresentata la probabilità che il fattore di sicurezza sia minore di 1 ($\text{Pr}[FS < 1]$).

Le aree verdi rappresentano le zone in cui la probabilità che si possa verificare un movimento franoso è molto bassa, viceversa quelle in rosso dove è alta la probabilità che si verifichi, o si sia verificata un'instabilità.

In generale si può affermare che la porzione di territorio studiata non è particolarmente soggetta a movimenti di massa come ci si aspettava sia dai rilievi condotti in campo che dall'inventario delle frane. Il modello simula in modo particolarmente preciso i pochi smottamenti censiti.

Si nota inoltre come le aree più vulnerabili al rischio di frana siano gli impluvi e le aree dove le pendenze vanno dai 25-30° fino a raggiungere i circa 40°. Qui la probabilità che si possa verificare uno smottamento va dal 50 al 75%.

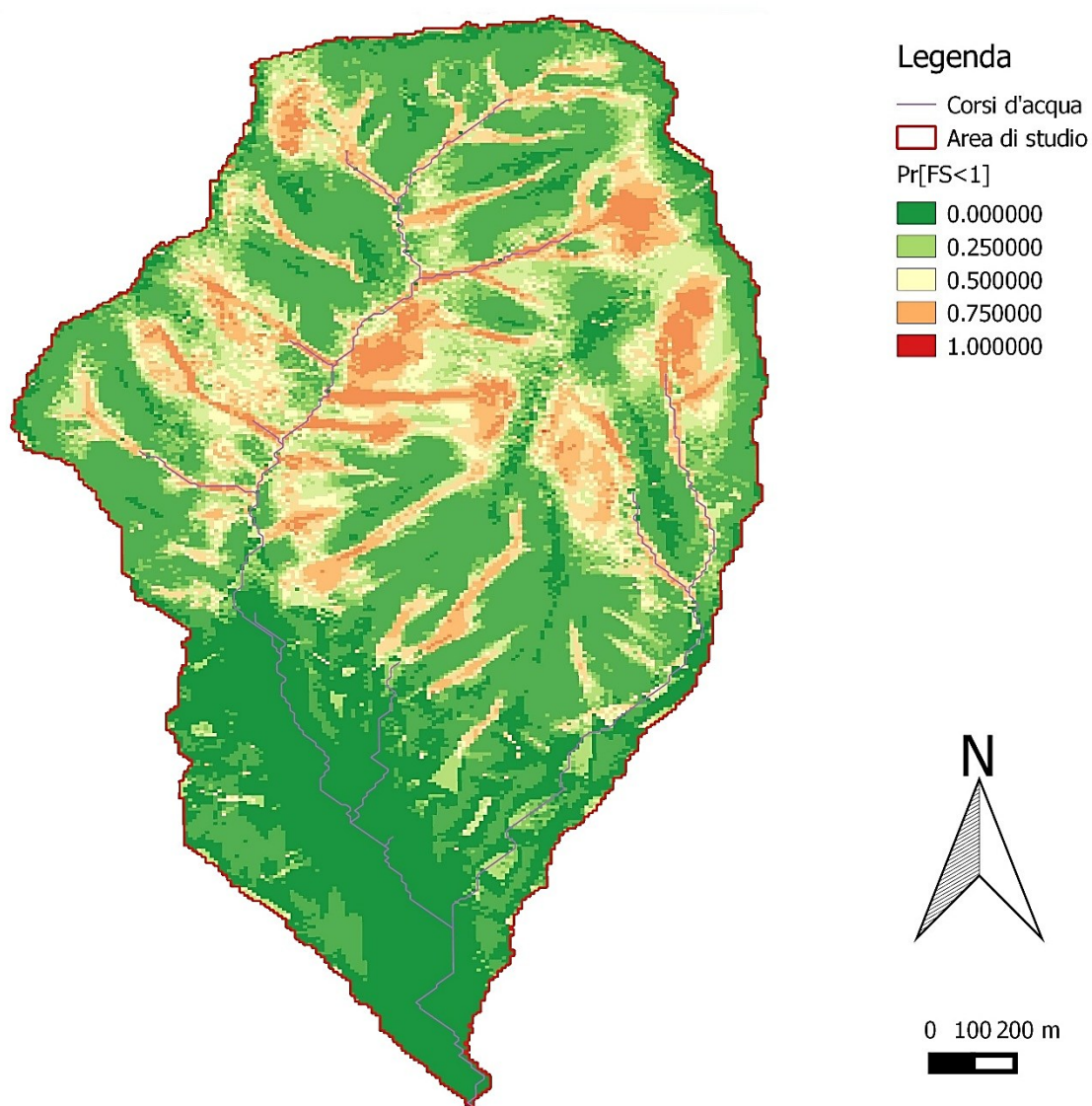


Figura 31. Mappa di suscettibilità al rischio frana.

5. CONCLUSIONI

Lo studio si concentra sulle conseguenze che l'abbandono della gestione a ceduo dei boschi castagno ha sulla stabilità dei versanti. Alcune conseguenze ormai note da anni sono: una maggiore sensibilità dei boschi ai disturbi naturali, una maggiore instabilità strutturale dovuta allo squilibrio tra parte epigea ed ipogea e quindi un aumento del rischio idrogeologico.

Allo scopo di quantificare questi effetti è necessario indagarne non solo le caratteristiche topografiche e geotecniche dei terreni, ma anche le caratteristiche connesse al rinforzo dato dall'apparato radicale. Per questo sono state raccolte informazioni sulla conformazione forestale reale (densità, diametro a petto d'uomo e minima distanza tra gli alberi), su come sono distribuite le radici nel suolo e sulle loro proprietà meccaniche arrivando così alla definizione di un valore di coesione aggiuntiva, termine che indica una stima del rinforzo radicale fornito. Inoltre, si è deciso di operare in due siti differenti: uno nel quale il ceduo è stato abbandonato, lasciando invecchiare le ceppaie e l'altro dove il ceduo è gestito. Su queste zone si è applicata una procedura che combina l'utilizzo di più modelli matematici i quali sono stati calibrati, e successivamente validati, attraverso la raccolta di dati in campo. Fra gli strumenti usati si possono citare: il *Root Distribution Model*, modello per la simulazione della distribuzione delle radici nell'intorno della ceppaia, il *Root Bundle Model Weibull*, modello per la quantificazione della coesione aggiuntiva apportata dalle radici delle piante e il *PROBABILISTIC MULTIdimensional shallow Landslide Analysis* in grado di valutare la suscettibilità del rischio frana attraverso la mappatura del territorio.

Allo scopo di raccogliere i dati necessari, per ogni sito, sono stati effettuati più rilievi forestali e sono state scavate, tre trincee a 1.5, 2.5, 3.5 m dalla ceppaia di dimensioni pari a 0.50 m di larghezza e 1 m di profondità. Dopodiché sono state contate le radici presenti e con l'aiuto di un calibro digitale, si è provveduto a rilevare i diametri delle stesse.

I risultati indicano che l'età delle piante non influisce sulle proprietà meccaniche delle radici. Infatti, da analisi statistiche svolte sui dati provenienti dalle prove di trazione svolte in laboratorio sulle radici campionate in entrambi i siti, si conclude che i due campioni possono essere considerati statisticamente uguali. La distribuzione delle radici e, di conseguenza, quella del rinforzo radicale, è estremamente variabile nei due siti. Il numero di radici è maggiore nel ceduo invecchiato, in particolare si riscontra una

differenza del 49% in più rispetto il ceduo gestito. In entrambi i casi però, vi è una netta prevalenza delle radici fini. Differenze significative vi sono analizzando la massima profondità raggiunta dalle radici che per il ceduo invecchiato è pari a 0.90 m, mentre per quello gestito è di 0.60 m. Anche se si può concludere che il sistema radicale del ceduo invecchiato provvede a un maggior contributo alla stabilità rispetto quello gestito, si dovrebbe verificare che si tratta di un comportamento a scala generale. Infatti i polloni sovra-maturi, sono soggetti a problemi di instabilità e ribaltamento che determina una crescita di aree a coesione aggiuntiva nulla.

Da un punto di vista della suscettibilità al rischio frana, la simulazione dello stato di fatto rispecchia in modo soddisfacente la realtà osservata. Il modello rileva posizione e dimensione degli smottamenti in modo molto preciso. Evidenzia inoltre le aree soggette a maggior rischio frana e le individua negli impluvi e nelle aree dove la pendenza è particolarmente accentuata. È plausibile che in queste zone, come dimostrato da Conedera et al., (2009) sia maggiormente accentuato il fenomeno del ribaltamento delle ceppaie, dove a parità di età i popolamenti mostrano una maggiore biomassa aerea.

Attraverso l'applicazione di tale approccio, semplice e veloce, è possibile ipotizzare una serie di possibili scenari utili a tutte quelle figure professionali che si occupano di pianificazione e gestione della risorsa forestale senza tralasciare aspetti importanti, quale è ad esempio l'entità del rischio idrogeologico. In tali zone, dove è possibile che le caratteristiche stazionali non siano adatte per l'attuazione dei tagli per l'avviamento ad alto fusto, il mantenimento della ceduazione appare la forma di governo più idonea (Conedera et al., 2009).

Tra le migliorie che potrebbero essere apportate attraverso ricerche future, vi è sicuramente:

- l'inclusione del rinforzo radicale sotto compressione;
- la verifica delle capacità del modello in differenti condizioni (geografiche, forestali, geologiche, ecc.);
- l'inserimento della presenza di discontinuità stradali, lavori di ingegneria naturalistica, tagli selvicolturali, ecc.

6. BIBLIOGRAFIA

Anagnostopoulous, G.G. Fatichi, S., Burlando, P., (2015). An advanced process-based distributed model for the investigation of rainfall-induced landslides: The effect of process representation and boundary conditions. *Water Resour. Res.* 51, 7501-7523. doi:10.1002/2015WR016909.

Askin, T., Kizilkaya, R., Yilmaz, R., Olekhov, V., Mudrykh, N., Samofalova, I., (2012). Soil exchangeable cations: A geostatistical study from Russia. *EURASIAN J. SOIL Sci.* 1, 34-39.

Baeza, C., Corominas, J., (2001). Assessment of shallow landslide susceptibility by means Of multivariate statistical techniques. *Earth Surf. Process. Landf.* 26, 1251-1263. doi:10.1002/esp.263.

Bassanelli, C., Bischetti, G.B., Chiaradia, E.A., Rossi, L., Vergani, C., (2013). The contribution of chestnut coppice forest on slope stability in abandoned territory: a case of study. *Journal of Agricultural Engineering*; vol XLIV (s2):e13.

Bathurst, J.C., Bovolo, C.I., Cisneros, F., (2010). Modelling the effect of forest cover on shallow landslides at the river basin scale. *Ecol. Eng.* 36, 317-327. doi:10.1016/j.ecoleng.2009.05.001.

Bellugi, D., Milledge, D.G., Dietrich, W.E., McKean, J.A., Perron, J.T., Sudderth, E.B., Kazian, B., (2015a). A spectral clustering search algorithm for predicting shallow landslide size and location: A shallow landslide search algorithm. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 120, 300-324. doi:10.1002/2014JF003137.

Bellugi, D., Milledge, D.G., Dietrich, W.E., Perron, J.T., McKean, J., (2015b). Predicting shallow landslide size and location across a natural landscape: Application of a spectral clustering search algorithm. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 120, 2552-2585. doi:10.1002/2015JF003520.

Bernetti, G., Del Favero, R., Pividori, M., (2012). *Selvicoltura produttiva. Manuale pratico.* Edagricole.

Beven, K., Freer, J., (2001). A dynamic TOPMODEL. *Hydrol. Process.* 15, 1993-2011. 706 doi:10.1002/hyp.252.

Bischetti, G.B. (2016). Il ruolo della foresta nelle sistemazioni idraulico-forestali: attualità e prospettive. *Idronomia montana.* EdiBios.

Bischetti, G.B., (2003). Il ruolo della vegetazione nella stabilità dei versanti. *Quaderni della scuola d'Ingegneria Naturalistica.* Consorzio Parco Monte Barro. Lecco. (in Italian).

Bischetti, G.B., (2016-2017). Appunti delle lezioni di Ingegneria Naturalistica.

Bischetti, G.B., Bonfanti, F, Greppi, M (2003). Misura della resistenza alla trazione delle radici: apparato sperimentale e metodologia d'analisi. Quaderni di Idronomia Montana 241(1) (in Italian).

Bischetti, G.B., Chiaradia, E.A., Bassanelli, C., Nicoloso, A., Pividori, M. (2013). Dissesto idrogeologico e copertura forestale: il ruolo dei cedui di castagno abbandonati. Quaderni della ricerca n° 152 – giugno 2013. Regione Lombardia.

Bischetti, G.B., Chiaradia, E.A., Morlotti, E., Stropeni, M., Spelta, E., Vergani, C., (2010). Progetto SISIFO. Rapporto finale, Università degli Studi di Milano.

Bischetti, G.B., Chiaradia, E.A., Cislighi, A., (2016). Un approccio probabilistico alla valutazione della stabilità dei versanti forestali. Idronomia montana. EdiBios.

Bischetti, G.B., Chiaradia, E.A., Epis, T., Morlotti, E., (2009). Root cohesion of forest species in the Italian Alps. Plant Soil DOI 10.1007/s11104-009-9941-0.

Bischetti, G.B., Chiaradia, E.A., Simonato, T., Speziali, B., Vitali, B., Vullo, P., Zocco, A., (2005). Root strength and root area ratio of forest species in Lombardy (Northern Italy). Plant Soil 278, 11–22. doi:10.1007/s11104-005-0605-4.

Brang, P., Schonenberger, W., Frehner, M., (2006). Management of protection forests in European Alps: an overview. For. Snow Landsc. Res. 80, 1: 23–44.

Burroughs, E.R., (1985). Landslide hazard rating for portions of the Oregon Coast Range, in: Proceedings of the Symposium on Effects of Forest Land Use on Erosion and Slope Stability (May 7-11, 1984). University of Hawaii, Honolulu, pp. 265–274.

Burroughs, E.R., Thomas, B.R., (1977). Declining root strength in Douglas-fir after felling as a factor in slope stability. USDA For. Serv. Intermt. For. Range Exp. Stn. Research Paper INT-190.

Cheng, J.D., Lin, L.L., Lu, H.S., (2002). Influences of forests on water flows from headwater watersheds in Taiwan. For Ecol Manag 165, 1/3: 11-28.2002).

Cislighi, A., Chiaradia, E.A., Bischetti, G.B., (2017). Including root reinforcement variability in a probabilistic 3-D stability model. Earth Surface Processes and Landform.

Conedera, M., Fonti, P., Nicoloso, A., Meloni, F., Pividori, M., (2009). Ribaltamento delle ceppaie di castagno. Individuazione delle zone a rischio e proposte selvicolturali. Sherwood 15, 5: 15-18.

Coppin, N.J., Richards, I.G., (1990). Use of Vegetation in Civil Engineering. Butterworths, London, UK.

Corona, P., Barbati, A., Ferrari, B., Potoghesi, L., (2011). Pianificazione ecologica dei sistemi forestali. Compagnia delle Foreste, Arezzo, pp. 206.

Cruden, D. M., Varnes, D., (1996). Landslide types and processes, in: Landslide Investigation and Mitigation, Ed. AK Turner and RL Schuster. Transportation Research Board, Special Report. National Academy Press, Washington, D. C., pp. 36-75.

Daniels, H.E., (1945). The statistical theory of the strength of bundles of threads. Proc R Soc Lond A Math Phys Sci 183:405 doi:10.1098/rspa.1945.0011.

Davidovic, N., Prolovic, V., Stojic, D., (2010). Modeling of soil parameters spatial uncertainty by geostatistics. Facta Univ. - Ser. Archit. Civ. Eng. 8, 111-118. doi:10.2298/FUACE1001111D.

Del Favero, R., (2002). I boschi delle regioni alpine italiane. Tipologia, funzionamento, selvicoltura. Cleup.

Dietrich, W.E., McKean, J., Bellugi, D., Perron, T., (2007). The prediction of shallow landslide location and size using a multidimensional landslide analysis in a digital terrain model, in: Proceedings of the Fourth International Conference on Debrisflow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment (DFHM-4). Chengdu, China. pp. 10-13.

Docker, B.B., (2003). Biotechnical engineering on alluvial riverbanks of southeastern Australia: A quantified model of the earth-reinforcing properties of some native riparian trees. A PhD thesis of the School of Geosciences of University of Sydney.

Duncan, J.M., Wright, S.G., Brandon, T.L., (2014). Soil strength and slope stability. John Wiley & Sons.

Epis, T., (2010). Valutazione del rinforzo radicale del suolo operato dalle radici delle principali specie forestali della Lombardia. PhD tesi della Scuola di Dottorato di Ricerca in Innovazione Tecnologica per le Scienze Agro-Alimentari e Ambientali, Università degli Studi di Milano.

Ermini, L., Catani, F., Casagli, N., (2005). Artificial Neural Networks applied to landslide susceptibility assessment. Geomorphology 66, 327-343. doi:10.1016/j.geomorph.2004.09.025.

European Commission, (2012). Report from the Commission to the European Parliament, the Council, the European Economic and Social Committee and the Committee of the Regions: The implementation of the Soil Thematic Strategy and ongoing activities.

Forbes, K., Broadhead, J., (2011). Forest and Landslides. The role of trees and forests in the prevention of landslides and rehabilitation of landslide-affected areas in Asia. FAO; RAP Publication 19/2011.

Giadrossich, F., Cohen, D., Schwarz, M., Seddaiu, G., Contran, N., Lubino, M., Valdés-Rodríguez, O.A., Niedda, M., (2016). Modeling bio-engineering traits of *Jatropha curcas* L. Ecological Engineering.

Gomez, J. B., Y. Moreno, and A. F. Pacheco (1998). Probabilistic approach to time-dependent loadtransfer models of fracture, Phys. Rev. E, 58(2), 1528– 1532.

Gray, D.H., Laiser, A.J., (1982). Biotechnical slope protection and erosion control. Van Nostrand Reinhold, New York. USA.

Gray, D.H., Sotir, R.B., (1996). Biotechnical and Soil Bioengineering Slope Stabilization: A Practical Guide for Erosion Control. John Wiley & Sons, New York, 378 pp.

Hamilton et al., (1992). The protective role of mountain forests. GeoJournal, 27.1, 13-22.

Hammond, C., Hall, D., Miller, S., Swetik, P., (1992). Level I Stability Analysis (LISA) Documentation for Version 2.0 (General Technical Report No. INT-285). USDA Forest Service Intermountain Research Station.

Haneberg, W.C., (2004). A rational probabilistic method for spatially distributed landslide hazard assessment. Environ. Eng. Geosci. 10, 27–43.

Hidalgo, R. C., F. Kun, and H. J. Herrmann (2002). Bursts in a fiber bundle model with continuous damage, Phys. Rev. E, 64, 066122, doi:10.1103/PhysRevE.64.066122.

Ho, J.-Y., Lee, K.T., Chang, T.-C., Wang, Z.-Y., Liao, Y.-H., (2012). Influences of spatial distribution of soil thickness on shallow landslide prediction. Eng. Geol. 124, 38–46. doi:10.1016/j.enggeo.2011.09.013.

I.P.L.A. (1996). Cedui castanili del Piemonte. - Regione Piemonte, Torino, 40 pp.

Koppen, W., Geiger, G. und R. (1936). Das Geographische System der Klimate. Berlin Verlag von Gebruder Borntraeger. W 35 Koester Ufer 17.

la Marca, O., (2004). Elementi di dendrometria. Patron editore.

Legambiente, (2006). La difesa del suolo in Italia. Uso del suolo e rinaturalizzazione. Una politica per fermare il dissesto idrogeologico.

Long, N.T., Guegan Y., Legeay G., (1972). Étude de la terre armée a l'appareil triaxial. Rapp. De Recherche. No. 17, LCPC.

Luo, Y., He, S., Chen, F., Li, X., He, J., (2015). A physical model considered the effect of overland water flow on rainfall-induced shallow landslides. *Geoenvironmental Disasters* 2, 1–11. doi:10.1186/s40677-015-0017-6.

Melchiorre, C., Frattini, P., (2012). Modelling probability of rainfall-induced shallow landslides in a changing climate, Otta, Central Norway. *Clim. Change* 113, 413–436. doi:10.1007/s10584-011- 325-0.

Meyer, F.H., Göttsche, D., (1971). Distribution of root tips and tender roots of beech. In: Ellenberg H (ed) *Ecological studies. Analysis and synthesis*, vol. 2. Springer-Verlag, Berlin, pp 47–52.

Milledge, D.G., Bellugi, D., McKean, J.A., Densmore, A.L., Dietrich, W.E., (2014). A multidimensional stability model for predicting shallow landslide size and shape across landscapes: predicting landslide size and shape. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 119, 2481– 2504. doi:10.1002/2014JF003135.

Motta, R., Haudemand, J.C., (2000). Protective Forest and Silvicultural Stability: An Example of Planning in the Aosta Valley. *Mountain Research and Development*. Vol. 20, n 2, 180-187.

O'Loughlin, C., (1974). The effect of timber removal on the stability of forest soils, *J. Hydrol. (NZ)*, 13, 121-134.

Okimura, T., Ichikawa, R., (1985). A prediction method for surface failures by movements of infiltrated water in a surface soil layer. *Nat. Disaster Sci.* 7, 41–51.

Ozier-Lafontaine, H., Lecompte, F., Sillon, J.F., (1999). Fractal analysis of the root architecture of *Gliricidia sepium* for the spatial prediction of root branching, size and mass: model development and evaluation in agroforestry. *Plant and Soil* 209: 167–180.

Parco Naturale Regionale del Monte Fenara: Piano di Assestamento Forestale 1993-2007.

Park, D.W., Nikhil, N.V., Lee, S.R., (2013). Landslide and debris flow susceptibility zonation using TRIGRS for the 2011 Seoul landslide event. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 13, 2833– 2849. doi:10.5194/nhess-13-2833-2013.

Pividori, M., Meloni, F., Nicoloso, A., Pozzi, E., Arienti, R., Conedera, M., (2008). Ribaltamento delle ceppaie di castagno. Due casi di studio in cedui invecchiati. *Sherwood* 14, 149: 17-21.

Pollen, N, Simon, A., (2005). Estimating the mechanical effects of riparian vegetation on streambank stability using a fiber bundle model. *Water Resour Res* 41: W07025.

Regione Autonoma Valle d'Aosta, Regione Piemonte, (2006). *SELVICOLTURA NELLE FORESTE DI PROTEZIONE Esperienze e indirizzi gestionali in Piemonte e Valle d'Aosta*. Compagnia delle Foreste, Arezzo, pp.224.

Riestenberg, M.M., (1994). Anchoring of thin colluvium by roots of sugar maple and white ash on hillslopes in Cincinnati. *U.S. Geological Survey Bulletin* 2059-E.

Roering, J.J., Schmidt, K.M., Stock, J.D., (2003). Shallow landsliding, root reinforcement, and the spatial distribution of trees in the Oregon Coast Range. *Can Geotech J* 40:237–253.

Sakals, M.E., Innes, J.L., Wilford, D.J., Sidle, R.C., Grant, G.E., (2006). The role of forests in reducing hydrogeomorphic hazards. *For. Snow Landsc. Res* 80, 1:11-22.

Sakals ME, Sidle RC (2004) A spatial and temporal model for root strength. *Can J For Res* 34:950-958.

Santantonio D. 1990. Modeling growth and production of tree roots. In *Process Modeling of Forest Growth response to Environmental stress*. Dixon: Portland; 124–135.

Schmidt, K.M., Roering, J.J., Stock, J.D., Dietrich, W.E., Montgomery, D.R., Schaub, T., (2001). The variability of root cohesion as an influence on shallow landslide susceptibility in the Oregon Coast Range. *Can. Geotech. J.* 38, 995–1024. doi:10.1139/cgj-38-5-995.

Schonenberger, W., Noack, A., Thee, P., (2005). Effect of timber removal from windthrow slopes on the risk of snow avalanches and rockfall. *Forest Ecology Management*, 210:197-208.

Schwarz, M., Giadrossich, F., Cohen, D., (2013). Modeling root reinforcement using a root-failure Wiebull survival function. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 4367–4377.

Schwarz, M., Lehmann, P., Or, D., (2010). Quantifying lateral root reinforcement in steep slopes – from a bundle of roots to tree stands. *Earth Surf Proces Landf* 35:354-367.

Schwarz, M., Cohen, D., Or, D., (2012a). Spatial characterization of root reinforcement at stand scale: Theory and case study. *Geomorphology* 171–172, 190–200. doi:10.1016/j.geomorph.2012.05.020.

Schwarz, M., Cohen, D., Or, D., (2010). Root-soil mechanical interactions during pullout and failure of root bundles. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* (2003–2012) 115, 19. doi:10.1029/2009JF001603.

Sidle, R.C., Ochiai, H., (2006). Landslides: processes, prediction, and land use. *Water resources monograph*, 18.

Sidle, R.C., Bogaard, T.A., (2016). Dynamic earth system and ecological controls of rainfall-initiated landslide. *Earth-Sci. Rev.* 159, 275–291. doi:10.1016/j.earscirev.2016.05.013.

Styczen, M.E., Morgan, R.P.C., (1995). Engineering properties of vegetation. In: *Slope Stabilization and Erosion Control: A Bioengineering Approach*. Eds: R.P.C. Morgan and R.J. Rickson. E & FN Spon, London. pp: 5-58.

Tobin, B., Cermak, J., Chiatante, D., Danjon, F., Di Orio, A., Dupuy, L., Eshel, A., Jourdan, C., Kalliokoski, T., Laiho, R., Nadezhdina, N., Nicoll, B., Pages, L., Silva, J., Spanos, I., (2007). Towards developmental modelling of tree root systems. *Plant Biosystems* 141: 481–501.

Tsukamoto, Y., Kusakabe, O., (1984). Vegetation influences on debris slide occurrence on steep slopes in Japan. In: *Proceedings of a Symposium on the effects of forest land use on erosion and slope stability*, Environment & Policy Institute, Honolulu, Hawaii.

van Westen, C.J., van Asch, T.W.J., Soeters, R., (2006). Landslide hazard and risk zonation—why is it still so difficult? *Bull. Eng. Geol. Environ.* 65, 167–184. doi:10.1007/s10064-005-0023-0.

Varnes, D. J. (1978). Slope movement types and processes. In: *Special Report 176: landslide: Analysis and Control* (Eds: Schuster, R.L. & Krizek, R.J.). Transportation and Road Research Board, National Academy of Scienze, Washington D.C., 11 – 33.

Vergani C., (2013). SPATIAL AND TEMPORAL DYNAMICS OF ROOT REINFORCEMENT IN ALPINE FORESTS. A PhD Thesis Scuola di dottorato di Ricerca Innovazione Tecnologica per le Scienze Agro-Alimentari e Ambientali, Università degli Studi di Milano.

Vergani, C., Giadrossich, F., Buckley, P., Conedera, M., Pividori, M., Salbitano, F., Rauch, H.S., Lovreglio, R., Schwarz, M., (2017). Root reinforcement dynamics of European coppice woodlands and their effect on shallow landslides: a review. *Earth-Science Reviews*.

Vergani, C., Schwarz, M., Soldati, M., Corda, A., Giadrossich, F., Chiaradia, E.A., Morando, P., Bassanelli C., (2016) Root reinforcement dynamics in subalpine spruce forest following timber harvest: a case of study in Canton Schwyz, Switzerland. *Catena* 143 (2016) 275-288

Vidal, H., (1969). The principle of reinforced earth. Highway Research Record No. 282. pp. 1-16.

Waldron, L.J., (1977). The shear resistance of root-permeated homogeneous and stratified soil. *Soil Sci Soc Am J* 41:843–849.

Waldron, L.J., Dakessian, S., (1981). Soil reinforcement by roots: calculation of increased soil shear resistance from root properties. *Soil Sci* 132:427-435.

Watson, A.J., e O'Loughlin, C.L., (1990). Structural roots morphology and biomass of three age classes of *Pinus radiata*, N.Z. *J. Forestry Sci.*,20, 97-110.

Wu, T.H., (1976). Investigation on landslides on Prince of Wales Island. Alaska Geotech Rpt No 5 Dpt Civ Eng Ohio State Univ Columbus, USA .

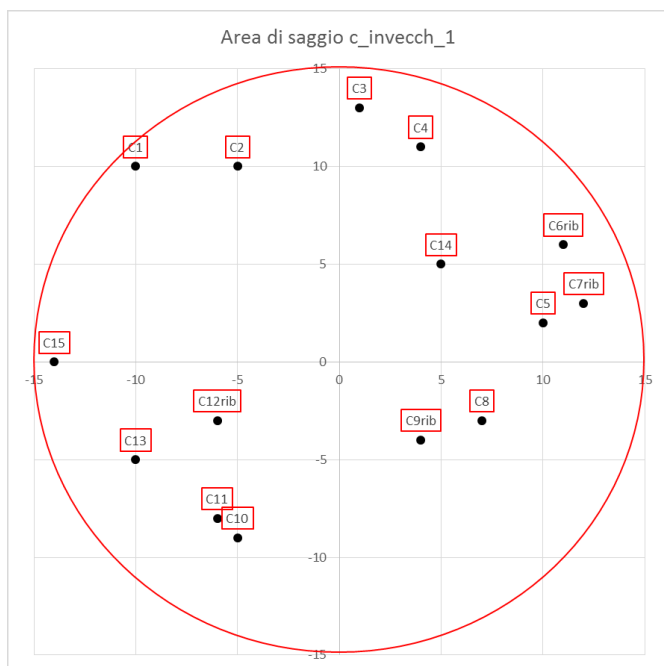
Wu, T.H., Sidle, R.C., (1995). A distributed slope stability model for steep forested basins. *Water Res. Res.*, 31, 2097-2110.

Wu, T.H., McKinnel, W.P., Swanston, D.N., (1979). Strength of tree roots and landslides on Prince of Wales Island. Alaska. *Canad Geotech J* 16:19–33.

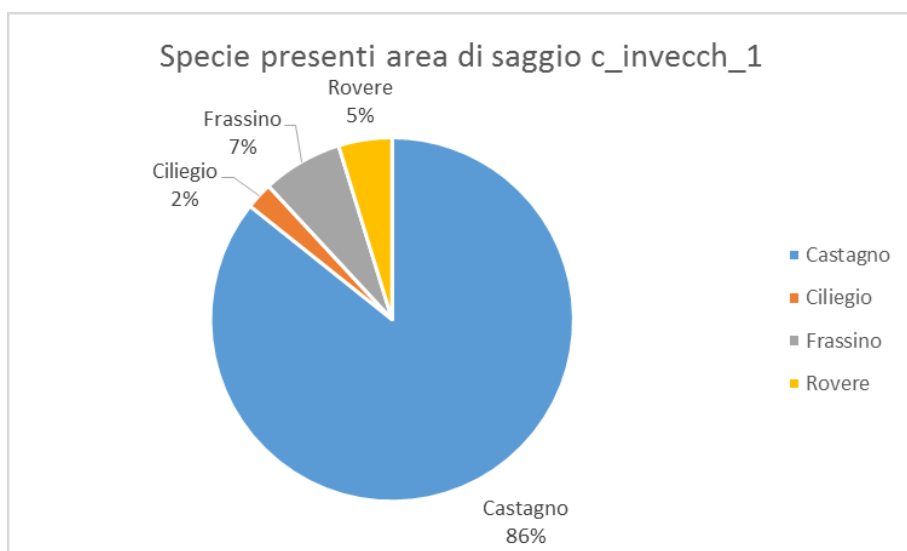
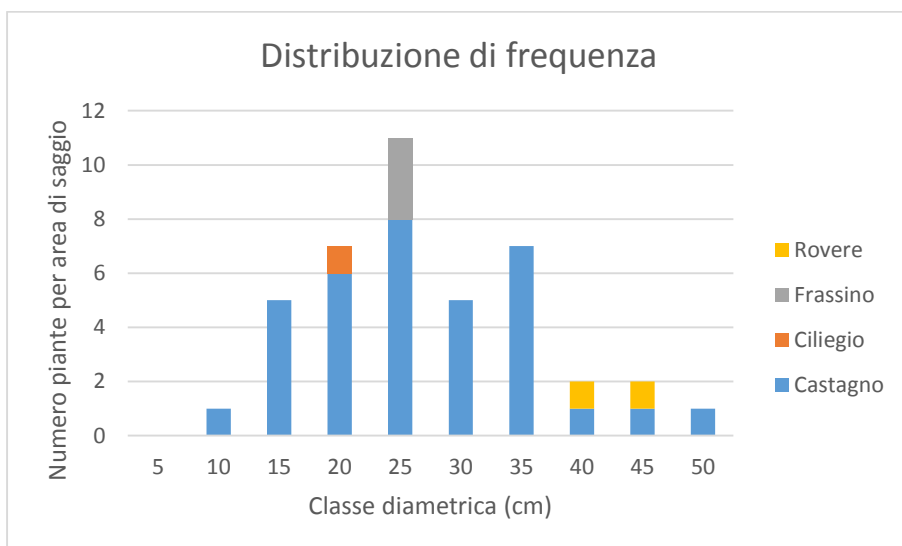
Zwerman, P.J., Richard, F., (1959). Protective forestry in Switzerland. *Soil and Water Conservation* 14, 220-223.

ALLEGATO 1. CEDUO INVECCHIATO: AREA DI SAGGIO 1

OPERATORE	Roberta Denicola	PENDENZA	30°
DATA	31/03/2017	ETA'	45-50 anni
LATITUDINE	45,7114	SPECIE DOMINANTE	<i>Castanea sativa</i> Mill.
LONGITUDINE	8,35455	NUM POLL/CEPPAIA (media)	2,8
ALTITUDINE	730 m s.l.m.	RAGGIO AREA DI SAGGIO	15 m
CEPPAIA (n°)	POLLONI/CEPPAIA (n°)	DIAMETRO POLLONE (cm)	DIAMETRO CEPPAIA (m)
1	1	19	0,8
	2	10	
	3	15	
2	1	21	1
	2	24	
	3	28	
3	1	34	0,5
	2	33	
4 (frassino)	1	25	1,3
	2	25	
	3	25	
5 (ciliegio)	1	21	0,4
6 (ribalt)	1	19	0,3
7 (ribalt)	1	17	1,5
	2	43	
	3	35	
	4	30	
8	1	49	2
	2	37	
	3	40	
9 (ribalt)	1	19	1,5
	2	15	
	3	14	
	4	14	
	5	18	
	6	20	
10	1	28	1,8
	2	35	
	3	27	
	4	25	
	5	25	
	6	23	
11	1	34	1
	2	34	
12 (ribalt)	1	25	1,5
	2	25	
	3	25	
	4	30	
	5	28	
13 (rovere)	1	40	0,6
14	1	45	0,7
15 (rovere)	1	44	0,65

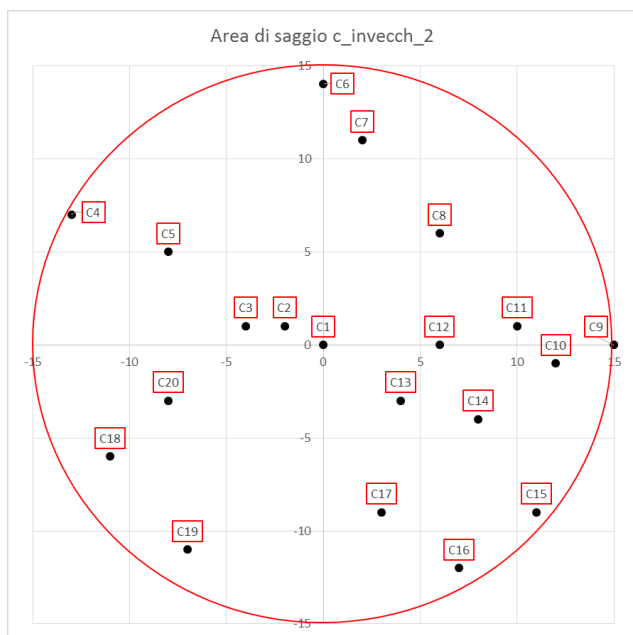


n° ceppaie	15
n° polloni	42
n° ribaltamenti	4
diametro medio (cm)	27,2

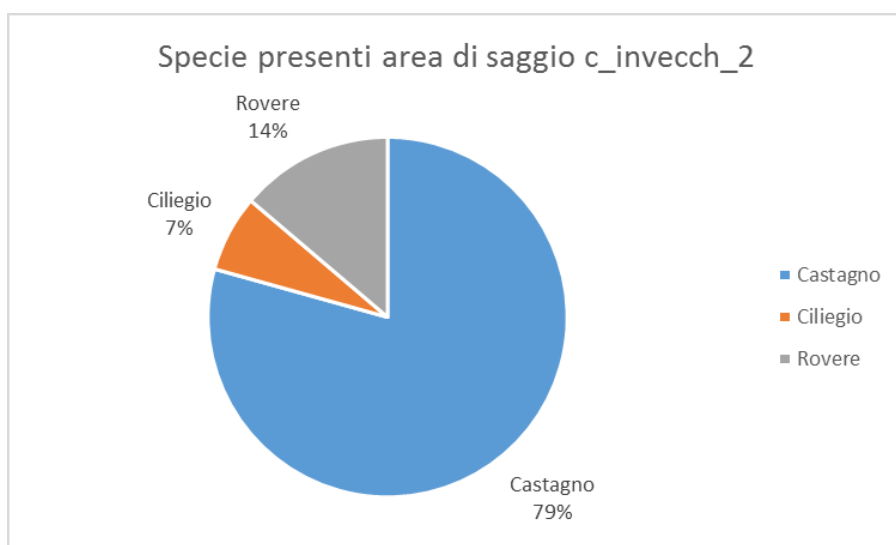
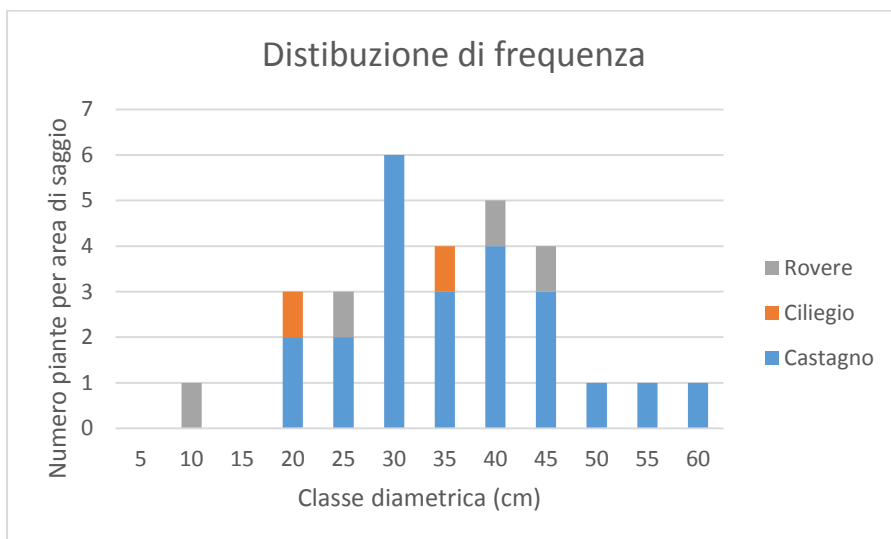


ALLEGATO 2. CEDUO INVECCHIATO: AREA DI SAGGIO 2

OPERATORE	Roberta Denicola	PENDENZA	25°
DATA	31/03/2017	ETA'	45-50 anni
LATITUDINE	45,71173	SPECIE DOMINANTE	<i>Castanea sativa</i> Mill.
LONGITUDINE	8,35434	NUM POLL/CEPPAIA (media)	1,45
ALTITUDINE	730 m s.l.m.	RAGGIO AREA DI SAGGIO	15 m
CEPPAIA (n°)	POLLONI/CEPPAIA (n°)	DIAMETRO POLLONE (cm)	DIAMETRO CEPPAIA (m)
1	1	31	1,2
	2	36	
2	1	46	1,5
	2	55	
	3	60	
3	1	49	0,6
4	1	45	1
	2	41	
	3	41	
5	1	21	0,35
6	1	30	0,4
7	1	19	0,3
8	1	23	0,3
9 (rovere)	1	43	0,5
10	1	31	1,2
	2	28	
11	1	29	1
	2	26	
12 (ciliegio)	1	35	1
	2	22	
13 (rovere)	1	29	0,4
14 (rovere)	1	12	0,2
15 (rovere)	1	42	0,6
16	1	32	0,5
17	1	39	1,3
	2	39	
18	1	45	0,7
19	1	35	0,6
20	1	34	0,5



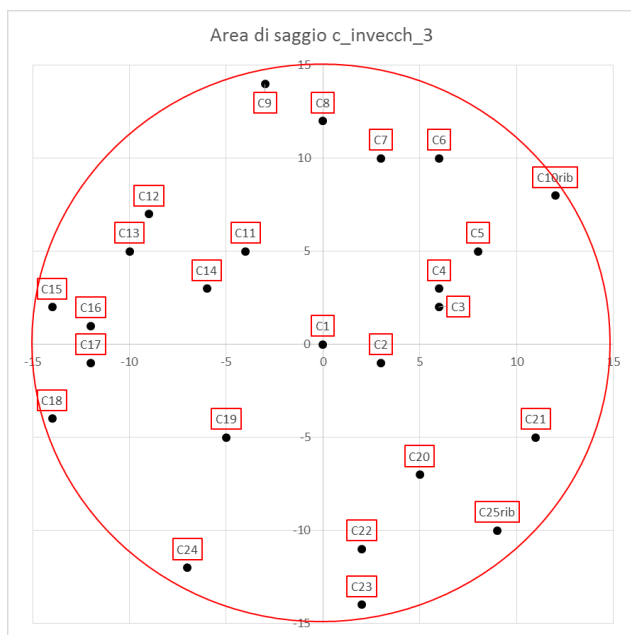
n° ceppaie	20
n° polloni	29
n° ribaltamenti	0
diametro medio (cm)	35,10



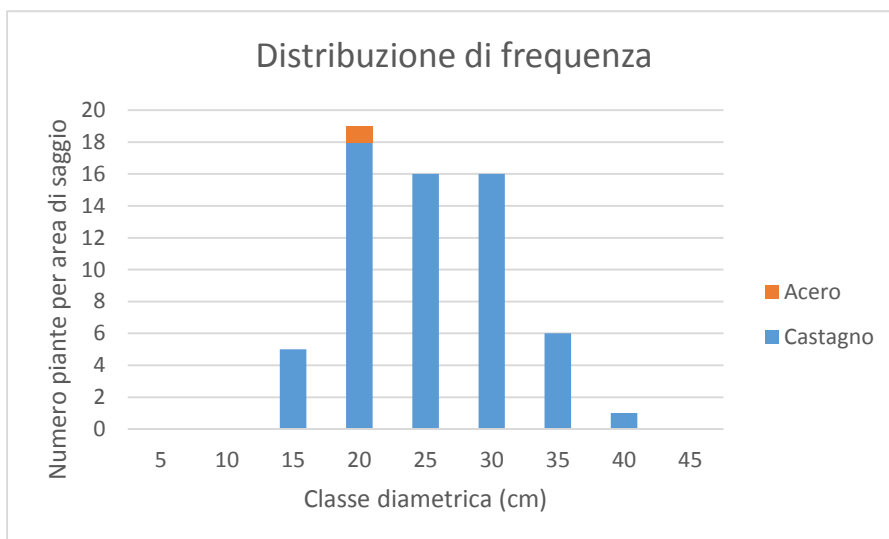
ALLEGATO 3. CEDUO INVECCHIATO: AREA DI SAGGIO 3

OPERATORE	Roberta Denicola	PENDENZA	25°
DATA	31/03/2017	ETA'	45-50 anni
LATITUDINE	45,71155	SPECIE DOMINANTE	<i>Castanea sativa</i> Mill.
LONGITUDINE	8,35517	NUM POLL/CEPPAIA (media)	2,52
ALTITUDINE	730 m s.l.m.	RAGGIO AREA DI SAGGIO	15 m
CEPPAIA (n°)	POLLONI/CEPPAIA (n°)	DIAMETRO POLLONE (cm)	DIAMETRO CEPPAIA (m)
1	1	28	1,2
	2	32	
2	1	23	1,3
	2	26	
	3	34	
3	1	32	0,4
4	1	22	0,6
	2	22	
5	1	16	0,9
	2	16	
	3	30	
	4	32	
6	1	24	1
	2	16	
	3	18	
	4	20	
7	1	42	0,9
	2	20	
	3	20	
8	1	25	1,1
	2	22	
	3	22	
9	1	28	1
	2	26	
	3	20	
10 (ribalt)	1	35	1,2
	2	30	
11	1	32	0,7
	2	24	
12	1	34	0,9
	2	34	
13	1	22	1
	2	22	
	3	22	
14	1	29	1,1
	2	25	
	3	27	
15	1	18	1,3
	2	26	
	3	34	
	4	31	

CEPPAIA (n°)	POLLONI/CEPPAIA (n°)	DIAMETRO POLLONE (cm)	DIAMETRO CEPPAIA (m)
16	1	18	0,4
17 (acero)	1	22	0,3
18	1	27	2
	2	26	
	3	25	
	4	20	
	5	25	
	6	32	
19	1	32	0,45
20	1	16	0,6
	2	16	
21	1	29	0,7
	2	22	
22	1	31	0,6
	2	18	
23	1	25	1
	2	34	
24	1	30	1,1
	2	31	
25 (ribalt)	1	21	0,9
	2	25	
	3	23	



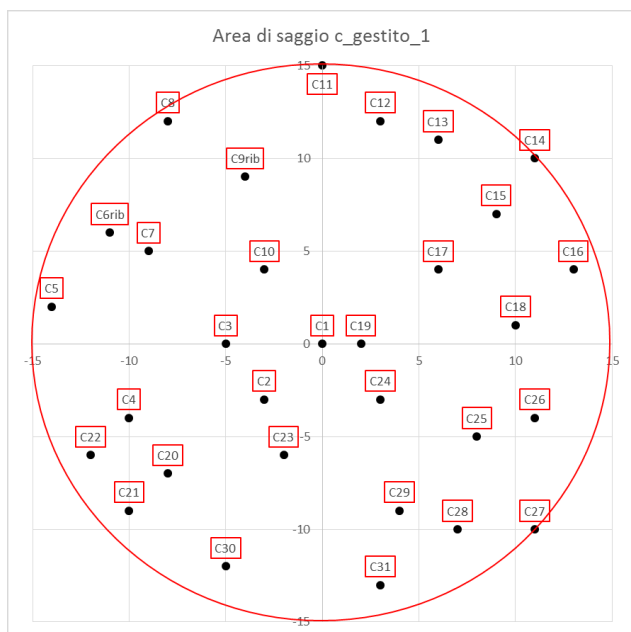
n° ceppaie	25
n° polloni	63
n° ribaltamenti	2
diametro medio (cm)	25,5



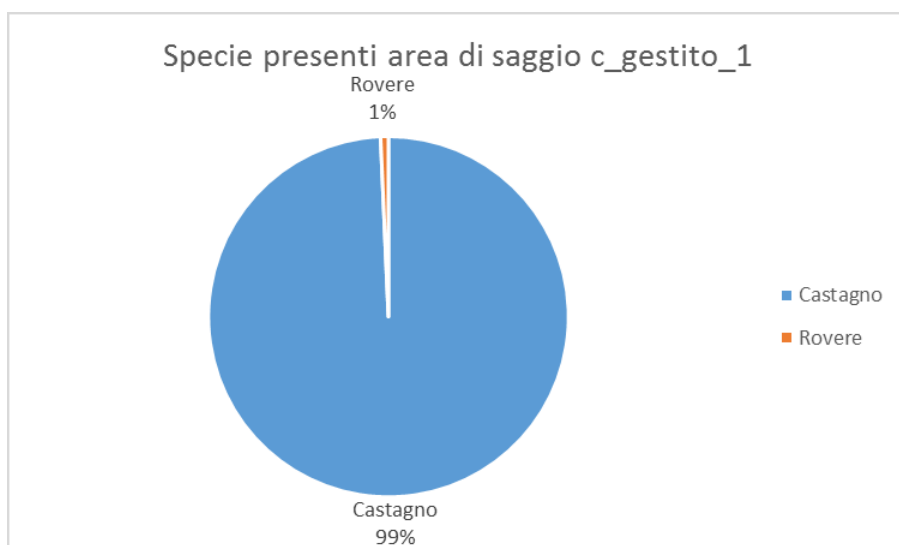
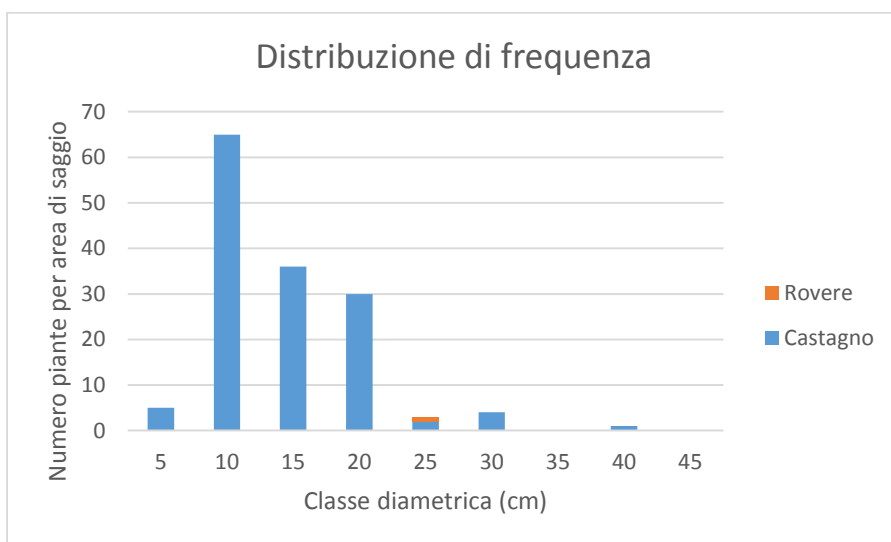
ALLEGATO 4. CEDUO GESTITO: AREA DI SAGGIO 1

OPERATORE	Roberta Denicola	PENDENZA	30°
DATA	31/03/2017	ETA'	10 anni
LATITUDINE	45,71042	SPECIE DOMINANTE	<i>Castanea sativa</i> Mill.
LONGITUDINE	8,34372	NUM POLL/CEPPAIA (media)	4,6
ALTITUDINE	760 m s.l.m.	RAGGIO AREA DI SAGGIO	15 m
CEPPAIA (n°)	POLLONI/CEPPAIA (n°)	DIAMETRO POLLONE (cm)	DIAMETRO CEPPAIA (m)
1	1	10	0,5
	2	7	
2	1	14	0,8
	2	16	
	3	18	
	4	10	
3	1	12	0,4
	2	15	
4	1	15	2
	2	18	
	3	14	
	4	17	
	5	15	
	6	12	
	7	16	
	8	22	
	9	10	
	10	14	
	11	18	
	12	12	
5	1	20	2
	2	18	
	3	16	
	4	20	
	5	16	
	6	14	
	7	18	
	8	16	
	9	15	
	10	18	
6 (ribalt)	1	9	0,5
	2	5	
	3	4	
7	1	20	1,5
	2	10	
8	1	17	1,8
	2	16	
	3	14	
	4	12	
	5	14	
	6	16	
	7	17	
9 (ribalt)	1	18	1,2
	2	12	
	3	12	
	4	14	
	5	7	
10	1	32	0,8
	2	24	
11	1	14	1,9
	2	21	
	3	12	
	4	22	
	5	22	
	6	12	
	7	18	
	8	10	
12	1	30	2
	2	28	
	3	28	
13	1	10	1,5
	2	10	
	3	10	

CEPPAIA (n°)	POLLONI/CEPPAIA (n°)	DIAMETRO POLLONE (cm)	DIAMETRO CEPPAIA (m)
14	1	13	2
	2	16	
	3	14	
	4	10	
	5	14	
	6	12	
	7	10	
	8	10	
15	1	18	0,5
	2	10	
	3	14	
16 (rovere)	1	26	
17	1	25	0,7
	2	20	
	3	10	
	4	10	
18	1	19	0,6
	2	20	
	3	22	
19	1	12	1,2
	2	18	
	3	12	
	4	12	
	5	18	
20	1	12	1,9
	2	12	
	3	14	
	4	16	
	5	8	
	6	20	
	7	10	
21	1	10	0,5
	2	10	
	3	10	
22	1	38	0,8
	2	10	
	3	12	
23	1	16	0,35
24	1	20	1,9
	2	14	
	3	16	
	4	18	
	5	12	
	6	10	
25	1	18	0,7
	2	16	
	3	16	
26	1	12	1,3
	2	20	
	3	22	
	4	22	
	5	22	
27	1	11	0,6
	2	10	
	3	12	
28	1	8	2
	2	8	
	3	12	
	4	8	
	5	8	
	6	13	
	7	10	
	8	10	
	9	8	
29	1	10	1,5
	2	8	
	3	6	
	4	10	
	5	8	
30	1	8	2,2
	2	12	
	3	8	
	4	8	
	5	14	
	6	12	
	7	12	
	8	10	
31	1	10	1
	2	8	
	3	12	
	4	12	



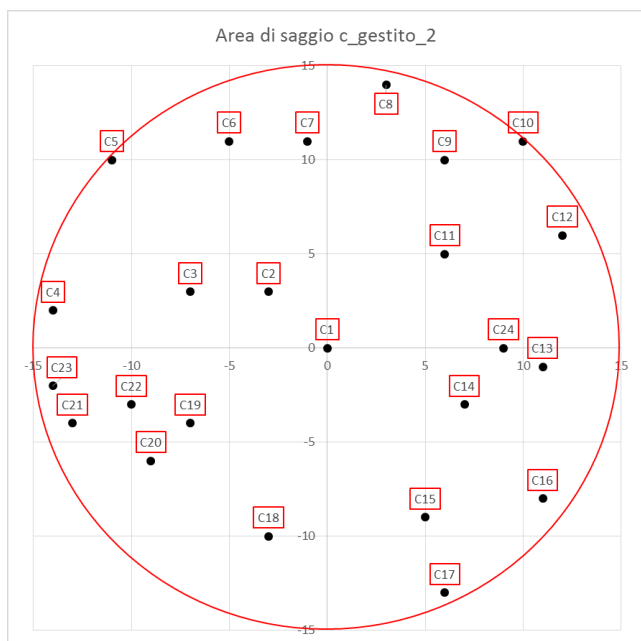
n° ceppaie	31
n° polloni	144
n° ribaltamenti	2
diametro medio (cm)	14,3



ALLEGATO 5. CEDUO GESTITO: AREA DI SAGGIO 2

OPERATORE	Roberta Denicola	PENDENZA	30°
DATA	31/03/2017	ETA'	10 anni
LATITUDINE	45,7102	SPECIE DOMINANTE	<i>Castanea sativa</i> Mill.
LONGITUDINE	8,34397	NUM POLL/CEPPAIA (media)	4,4
ALTITUDINE	760 m s.l.m.	RAGGIO AREA DI SAGGIO	15 m
CEPPAIA (n°)	POLLONI/CEPPAIA (n°)	DIAMETRO POLLONE (cm)	DIAMETRO CEPPAIA (m)
1	1	33	0,6
2	1	16	0,5
	2	10	
	3	8	
3	1	18	0,7
	2	20	
	3	22	
4	1	12	1,2
	2	18	
	3	12	
	4	12	
	5	18	
5	1	18	0,5
	2	8	
	3	14	
6 (rovere)	1	26	0,3
7	1	20	1,4
	2	18	
	3	14	
	4	12	
	5	10	
	6	12	
8	1	11	1,1
	2	18	
	3	10	
	4	14	
	5	13	
	6	15	
	7	10	
	8	12	
9	1	10	1,3
	2	14	
	3	12	
	4	14	
	5	8	
	6	13	
	7	13	
	8	15	
	9	10	
10	1	22	1,4
	2	8	
	3	10	
	4	10	
	5	10	
	6	14	
11	1	32	0,7

CEPPAIA (n°)	POLLONI/CEPPAIA (n°)	DIAMETRO POLLONE (cm)	DIAMETRO CEPPAIA (m)
12	1	30	0,5
13	1	14	1
	2	10	
	3	12	
	4	8	
	5	8	
	6	10	
	7	16	
14	1	8	0,4
	2	8	
	3	8	
15	1	7	0,8
	2	9	
	3	10	
	4	10	
	5	10	
16	1	13	1,2
	2	8	
	3	10	
	4	8	
	5	10	
17	1	14	1,5
	2	11	
	3	9	
	4	12	
	5	12	
	6	10	
	7	10	
18	1	24	0,5
19	1	10	0,7
	2	10	
	3	10	
	4	10	
	5	8	
20	1	12	2
	2	12	
	3	10	
	4	8	
	5	14	
	6	14	
	7	12	
	8	12	
	9	14	
	10	10	
21	1	10	0,7
	2	8	
	3	12	
	4	8	
22	1	8	0,4
	2	10	
23	1	24	1,2
	2	22	
	3	20	
	4	12	
	5	22	
24	1	20	1
	2	26	
	3	10	
	4	10	



n° ceppaie	24
n° polloni	105
n° ribaltamenti	0
diametro medio (cm)	13,2

