

### 3. DESCRIZIONE AREA DI STUDIO

#### 3.1. Inquadramento geologico dell'Arco Calabro

L'arco calabro rappresenta la porzione più interna nella complessa struttura della catena Appenninico-Magrebide che è parte della sutura tra la placca euroasiatica e quella Africana (Amodio Morelli et al., 1976; Bonardi et al., 1982). L'avvicinamento tra le due masse continentali, a partire dal Cretaceo, ha determinato la formazione di una serie di catene montuose che si estendono per migliaia di chilometri lungo il margine tra le due masse continentali. Nella zona del Mediterraneo centrale la sutura è rappresentata dai rilievi dei Balcani, dalle Alpi e, appunto, dalla catena Appenninico-Magrebide. Quest'ultima è formata da una serie di accavallamenti tettonici che derivano dalla progressiva deformazione di differenti domini Meso-Cenozoici (Fig. 3.1)

L'Arco Calabro è appunto la catena più interna, ed è costituita da terreni di basamento del margine europeo deformati a seguito della subduzione e progressiva chiusura della Tetide al di sotto del margine europeo (Heymes et al., 2010) a partire dall'Eocene. L'Arco Calabro comprende quasi tutta la Calabria (massicci della Sila, Serre e Aspromonte) e l'estremità Nord-orientale della Sicilia (Monti Peloritani).

I terreni di basamento che costituiscono l'ossatura della catena Calabro-Peloritana sono, come detto, di pertinenza europea e la loro origine è ascrivibile all'evento orogenico Ercinico avvenuto durante il tardo Paleozoico (De Gregorio et al., 2003), sebbene siano state riconosciute anche tracce di eventi metamorfici e magmatici ancora precedenti (Festa et al., 2004). Porzioni dello stesso basamento si trovano oggi in Sardegna, Corsica, Spagna e Nord Africa.

A causa della sua posizione interna rispetto alla subduzione, questo settore è stato il primo ad essere coinvolto dalla deformazione, originando una serie di scaglie tettoniche che si sono impilate, accavallandosi sul dominio più esterno della catena Appenninico-Magrebide (Fig. 3.1b).

Secondo un'altra interpretazione queste falde cristalline deriverebbero dal margine continentale Africano che si sarebbe deformato insieme alle unità Tetidee e sarebbe stato coinvolto nella costruzione di una catena Eo-Alpina durante il Cretaceo-Paleogene. Questa catena sarebbe poi sovrascorsa con vergenza Africana sul dominio Appenninico durante il Neogene (Giunta & Nigro, 1999; Festa et al., 2004).

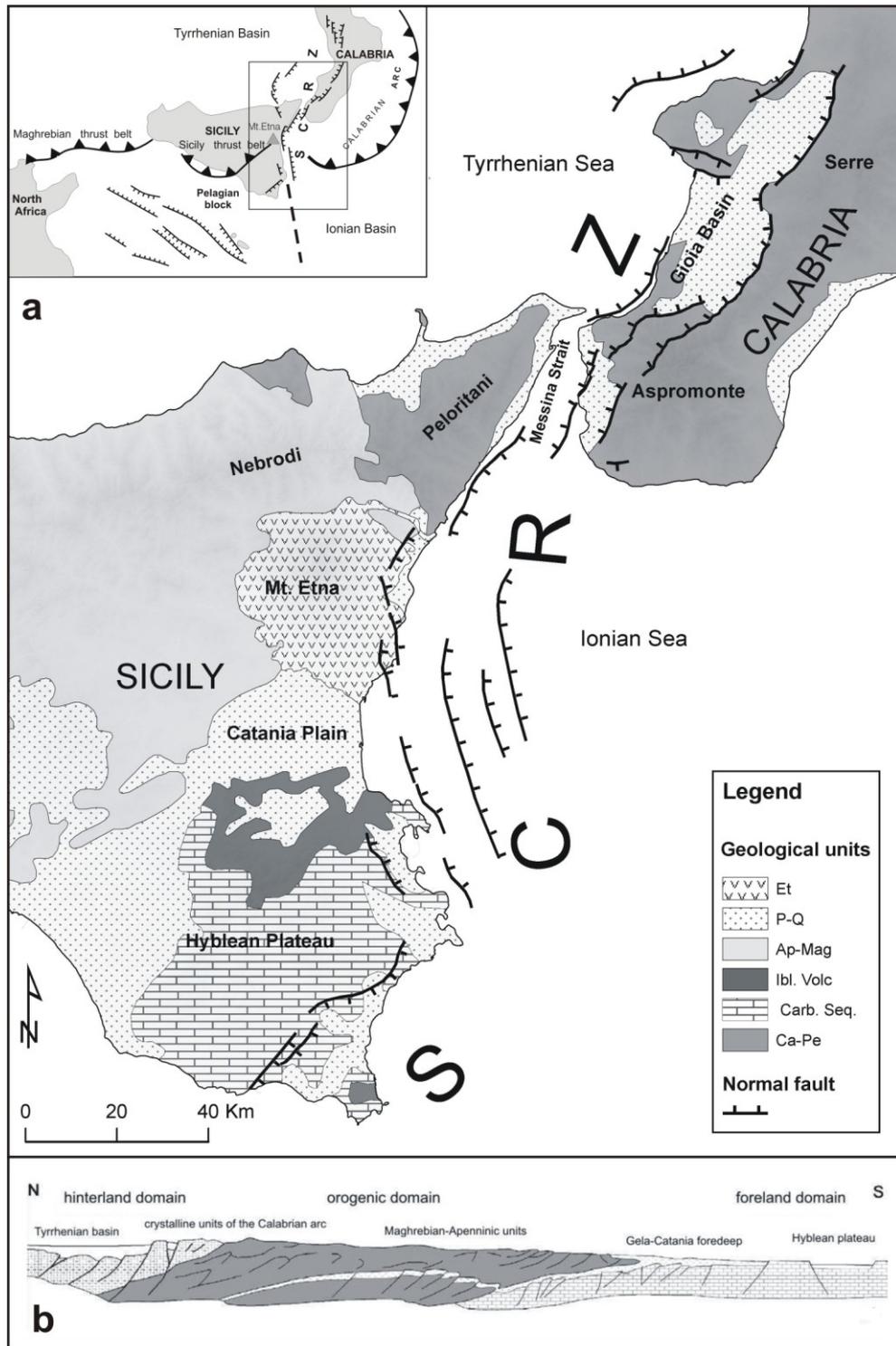


Fig. 3.1. a) Schema geologico della Sicilia orientale e della Calabria meridionale. Et: prodotti vulcanici dell'Etna; P-Q: depositi Plio-Pleistocenici; Ap-Mag: unità indifferenziate appartenenti alla catena Appenninico-Maghebbide; Ibl. Volc: prodotti vulcanici del Pliocene e Cretaceo del Plateau ibleo; Ca-Pe: Unità metamorfiche calabro-peloritane. b) Profilo schematico dei domini strutturali in Sicilia orientale; modificato da Cifelli et al., 2004.

Il processo di subduzione e di formazione della catena è stato accompagnato dalla progressiva apertura del bacino Ligure-Provenzale a partire dall'Oligocene Inferiore (Faccenna et al. 2001a e 2001b) e poi del bacino Tirrenico, a partire dal Langhiano (Carminati et al., 1998) e dalla contemporanea migrazione verso Sud-Est di questa porzione della catena (Boccaletti et al., 1984; Malinverno & Ryan 1986; Dewey et al., 1989; Boccaletti et al., 1990). La velocità di arretramento della zona di subduzione appenninica ha avuto massima intensità (6-8 cm/anno Goes et al., 2004; Faccenna et al., 2001a) nel Tortoniano – Pliocene Medio (Carminati et al., 1998) mentre si ritiene che attualmente l'arco calabro sia interessato solo lievemente da questo processo (Negredo et al., 1999; Panza et al., 2007; Shellart et al., 2007; D'Agostino et al., 2008) o che si sia arrestato del tutto (Goes et al., 2004; Serpelloni et al., 2005). La migrazione della catena è stata massima proprio nel settore calabro (800 km), generando una traspressione destra (Gueguen et al., 1998) la cui espressione tettonica è tra i lineamenti più caratterizzanti l'intera area Calabro-Peloritana.

### **3.2. Tettonica recente e attuale**

Il Mediterraneo centrale è attualmente dominato dalla convergenza in direzione NNW-SSE tra la placca euroasiatica e quella africana (Serpelloni et al., 2007; Caporali et al., 2009), ma è possibile distinguere diversi sub-domini poiché l'interazione tra le due placche coinvolge blocchi crostali minori e indipendenti tra loro. In particolare, si riconoscono zone di subduzione attiva, di collisione continentale, di margine trascorrente e anche margini di estensione (Cavazza and Wezel, 2003; McClusky et al., 2003; D'Agostino et al., 2004; Billi et al., 2007; Mauffret, 2007; Serpelloni et al., 2007) (Fig. 3.2). Più in dettaglio, sono due i processi che dominano il settore dell'Arco Calabro: il sollevamento tettonico regionale e un sistema di rift continentale (Fig. 3.3).

A partire dal Pleistocene Medio (Tortorici et al., 1995; Westaway, 1993, Montenat et al., 1991) l'intero Arco Calabro è stato interessato da un intenso sollevamento tettonico con tassi anche superiori a 1 mm/anno (Firth et al. 1996; Stewart et al., 1997; Rust & Kershaw, 2000; Catalano & De Guidi, 2003; Catalano et al., 2003, Antonioli et al., 2006; Bianca et al., 2011). Il sollevamento non è costante nello spazio: infatti dalle zone di catena dove raggiunge i valori massimi, decresce

gradualmente verso l'avanfossa e l'avanpaese (Bianca et al., 1999; Monaco et al., 2004).

Sono diverse le spiegazioni proposte per giustificare questo processo. Alcuni autori mettono in relazione il sollevamento quaternario con la rottura e il distacco dello slab Ionico in subduzione. In particolare il meccanismo invocato è quello della compensazione isostatica agevolata dal flusso di materiale astenosferico al di sotto della crosta (Wortel & Spackman 2000; Monaco et al., 1996; Faccenna et al., 2011). Secondo un'altra interpretazione, la causa è da ricondursi all'interazione tra l'arretramento verso SE dello slab Ionico in subduzione e la convergenza tra Africa e Europa in direzione Nord-Sud (Negredo et al., 1999).

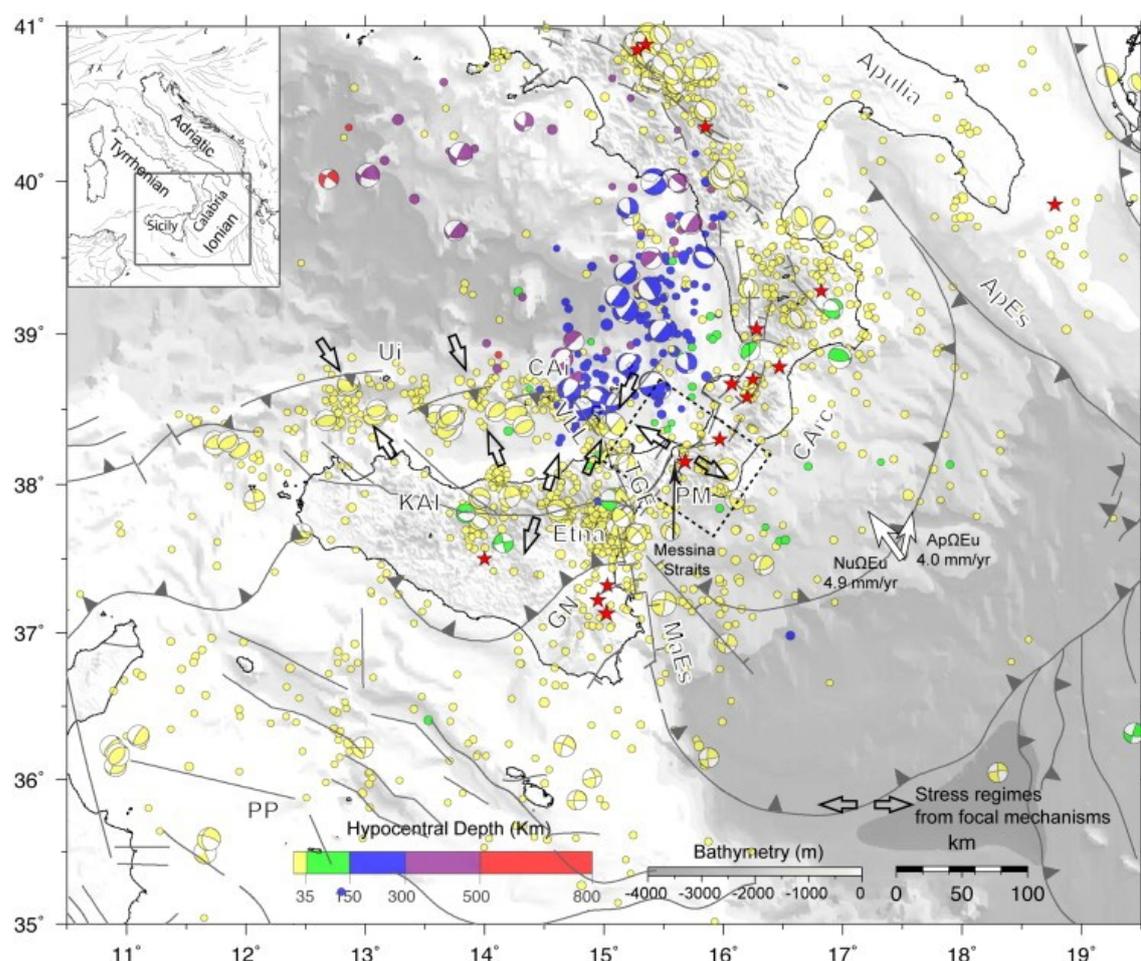


Fig. 3.2. Mappa geodinamica dell'Arco Calabro. In grigio i principali lineamenti tettonici; i meccanismi focali dei terremoti strumentali sono distinti per classi di profondità; le stelle rosse indicano gli epicentri di terremoti strumentali con  $M \geq 6.5$ ; le frecce indicano i regimi di sforzo. Ui: Ustica, CAI: Isole Eolie, VLL: allineamento Vulcano–Lipari; TGF: sistema Tindari–Giardini; KAI: sistema Kumeta–Alcantara; PM: area Peloritani–Messina; CArc: Arco Calabro; MaEs: scarpata di Malta; PP: Plateau Pelagiano, ApEs: scarpata Apulia; GN: falda di Gela. Modificata da Serpelloni et al., 2010.

Al fenomeno di uplift che, con tasso decrescente, interessa tutta la Sicilia Orientale fino all'avampaese, si accompagna l'attività di un sistema di faglie normali che borda per 370 km tutta la costa ionica della Sicilia e parte della Calabria tirrenica. Questa fascia è composta da numerosi segmenti di faglie normali lunghi da 10 a 30 km e conosciuto come Rift Siculo-Calabro (Siculo-Calabrian Rift Zone) (Tortorici et al., 1995; Monaco & Tortorici, 2000; Monaco et al., 1997; Catalano et al., 2008).

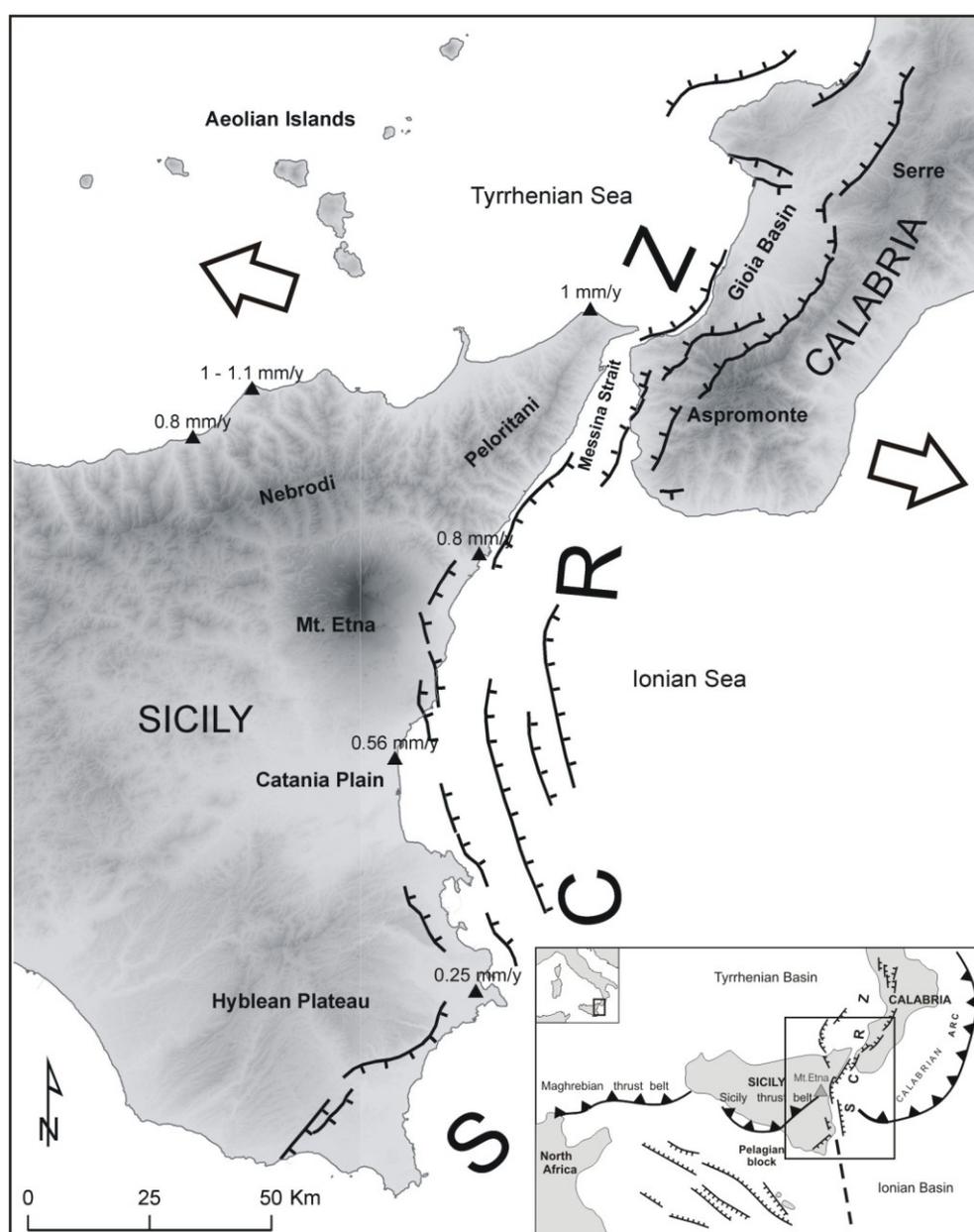


Fig. 3.3. Mappa tettonica della Sicilia orientale e della Calabria meridionale. Le linee in nero rappresentano i principali segmenti di faglia del sistema SCRZ (trattini sul lato ribassato). I triangoli indicano il valore del tasso di sollevamento tardo quaternario (valori da: Bonfiglio and Violanti, 1983; Catalano and Cinque, 1995; Catalano and Di Stefano, 1997; Bianca et al., 1999; Catalano and De Guidi, 2003; Giunta et al., 2012). Le frecce indicano la direzione principale di estensione del sistema SCRZ.

Nella complessa architettura geodinamica del Mediterraneo la contemporanea presenza di questa zona di rifting continentale attivo e dell'uplift regionale può essere spiegata in diversi modi. Secondo alcuni autori sarebbe una risposta alla subduzione passiva dello slab ionico a seguito del distacco dello slab stesso oppure al suo rollback nel caso il processo di subduzione fosse ancora attivo (Wortel and Spakman, 2000; Monaco et al., 1996; Schellart, 2010; Faccenna et al., 2011). Un'ipotesi alternativa è nella rotazione antioraria della placca Adriatica, che provocherebbe in tal modo, nel suo margine orientale un campo di stress distensivo con orientazione compatibile con quella osservata (D'Agostino & Selvaggi, 2004; D'Agostino et al., 2008). Infine, Goes et al. (2004) riconoscono nello slab-pull ellenico la causa dello spostamento verso Est del dominio Ionico-Calabro.

In particolare l'attività del SCRZ ha avuto inizio in Calabria centrale circa 700 ka (Tortorici et al., 1995); il settore Ibleo in Sicilia Sud-Orientale si è attivato 450 ka (Bianca et al., 1999), mentre in Calabria meridionale e Sicilia Nord-Orientale l'attivazione è più recente: 250 ka e 125 ka rispettivamente (Monaco et al., 2002; Catalano et al., 2003). Analisi strutturali sui vari segmenti di faglia che compongono il SCRZ e misure geodetiche hanno permesso di determinare la principale direzione di estensione di tutto il sistema ( $\sim N115^\circ E$ ) (Monaco et al., 1997; Monaco and Tortorici, 2000; Catalano et al., 2008). Lungo questa direzione il SCRZ accomoda un'estensione di  $3.6 \pm 0.6$  mm/anno (D'Agostino & Selvaggi, 2004).

I rigetti dei vari segmenti di faglia sono stati stimati attraverso le deformazioni indotte sulle morfologie recenti (Bianca et al., 1999, Catalano & De Guidi, 2003; Catalano et al., 2003, De Guidi et al., 2003) e variano da 0.7 a 3.1 mm/anno. A queste strutture sono associati forti terremoti storici con magnitudo anche maggiore di 7.0 e che spesso hanno causato fagliazione cosismica in superficie, tsunami e grosse frane (Bianca et al., 1999, Jacques et al., 2001, Catalano et al., 2008; Polonia et al., 2012).

Anche nei settori dove non è stata registrata attività storica, o le strutture tettoniche non sono visibili a terra, sono stati riconosciuti eventi sismici recenti analizzando l'entità e la distribuzione della deformazione. Per esempio, in questo modo è stato possibile riconoscere l'attività olocenica di un segmento di faglia nell'immediato off-shore Ionico in Sicilia Nord-Orientale: la faglia di Taormina. L'attività di questa struttura è contrassegnata da almeno tre eventi sismici  $M \sim 7$  negli ultimi 5000 anni (De Guidi et al., 2003; Spampinato et al., 2012).

### 3.2.1. Analisi mesostrutturale

Come visto, non vi sono evidenze a terra del Rift Siculo-Calabro lungo la Sicilia Nord-orientale, in quanto la faglia di Taormina giace nell'immediato off-shore ionico (Fig. 3.3). Proprio per la mancanza di chiare evidenze strutturali a terra, alcuni autori hanno messo in dubbio l'esistenza della faglia di Taormina (Argnani et al., 2006) nonostante le numerose evidenze di tipo morfologico riscontrate a terra (Catalano & De Guidi, 2003; De Guidi et al., 2003).

In questo settore, nell'ambito del presente lavoro di tesi, è stata condotta una serie di analisi mesostrutturali volta ad accertare la presenza di deformazione fragile compatibile con il SCRZ. La compatibilità deve essere innanzitutto verificata temporalmente: per tale motivo i rilievi sono stati eseguiti esclusivamente su terreni quaternari. L'analisi mesostrutturale ha preso in considerazione esclusivamente le discontinuità meccaniche a scala di affioramento che non mostravano alcuna evidenza di un movimento di taglio, originatesi quindi per un meccanismo puramente tensile. Lo studio di queste strutture non è mai stato affrontato in questo settore, pertanto esse possono fornire nuove ed utili informazioni per caratterizzare la tettonica recente in Sicilia nord-orientale. Questo tipo di strutture fragili è conosciuto in letteratura come "extension joint" ed è molto comune in tutti gli ambienti tettonici (Engleder, 1987; Caputo, 2005; 2010). Un "set" di joint è definito da un numero statisticamente significativo di fratture estensionali parallele tra loro o disperse, con uno scarto di  $\pm 10^\circ$ , intorno un'orientazione media (Hancock et al., 1987); un "sistema ortogonale" è definito da due set distinti disposti con un angolo di  $90^\circ \pm 10^\circ$ . Un sistema "grid-lock" è un particolare sistema ortogonale nel quale le relazioni e le intersezioni tra i singoli joint documentano che i due set sono geologicamente coevi. Questo particolare tipo di organizzazione è stato descritto in diverse aree (Hancock et al., 1987; Caputo, 1991; 1995; 2010; Bai et al., 2002; Mandl, 2005).

Un set di joint, e in particolar modo un sistema grid-lock, permettono di poter ricostruire l'orientazione del campo di sforzi tettonico al momento della formazione delle strutture. L'inversione del tensore di stress richiede due assunzioni: i) nel caso di un sistema grid-lock entrambi i set sono il risultato di un unico stesso campo tensile stabile; ii) tutte le discontinuità sono puramente estensionali. Entrambe le assunzioni sono state verificate direttamente sul terreno controllando le relazioni spaziali tra i joint e che il vettore spostamento fosse orientato perpendicolarmente alle pareti della discontinuità.

In accordo con Caputo (1995) lo sviluppo di un sistema grid lock è dovuto ad episodi alternati e ripetuti di scambio tra i due assi di stress principali (swap) paralleli allo stress remoto minimo ( $\sigma_3$ ) e intermedio ( $\sigma_2$ ) quando questi sono entrambi tensili e simili in valore assoluto. Un campo di stress tettonico agisce solitamente su aree estese e grossi volumi, il processo di swap ha invece luogo su sub-volumi di roccia relativamente piccoli (Caputo, 1995).

In dettaglio il processo inizia con la propagazione di una frattura estensionale, conseguenza dell'applicazione del campo tensile remoto, il cui piano è perpendicolare alla direzione di  $\sigma_3$  (joint di primo ordine). Nell'istante dell'apertura e della propagazione di questa frattura, lo stress tensile è immediatamente rilasciato nel suo intorno e, ortogonalmente, il (precedente)  $\sigma_2$  può diventare il nuovo  $\sigma_3$  locale, risultando quindi orientato parallelamente al piano della frattura. Se la resistenza alla trazione della roccia è nuovamente raggiunta, si formerà una nuova frattura tensile, ortogonale alla prima (joint di secondo ordine) (Fig. 3.4).

Questo processo si verifica in un volume di roccia comparabile con le dimensioni della prima frattura, mentre a distanza il campo di stress rimane non perturbato e agisce in maniera continua nello spazio, orientato secondo la sua direzione principale. Secondo questo modello, il massimo stress efficace ( $\sigma_1$ ) è orientato parallelamente all'intersezione tra i due set di joint, e in aree non-orogeniche è comunemente verticale o sub-verticale. Gli altri due assi principali giacciono quindi su un piano sub-orizzontale; si assume come direzione di stress minimo ( $\sigma_3$ ) la direzione media del set di joint statisticamente più significativo (fratture più numerose o più persistenti) e di conseguenza l'asse di stress intermedio ( $\sigma_2$ ) è perpendicolare al set meno sviluppato.

Le rocce poco cementate, ed in particolare quelle con un contenuto rilevante della frazione sabbiosa o argillosa, difficilmente registrano la deformazione di tipo fragile. Pertanto, sono stati presi in considerazione i sedimenti calcarenitici e tutti i depositi cementati, evitando i sedimenti argillosi o clastici fango-sostenuti nei quali la deformazione è generalmente distribuita o si accomoda attraverso il movimento relativo dei singoli elementi. Inoltre, nella selezione dei siti, si è tenuto conto della possibilità di poter osservare i rapporti spaziali tra i joint, scegliendo tagli stradali curvilinei, scarpate, cave e spianate di abrasione marina.

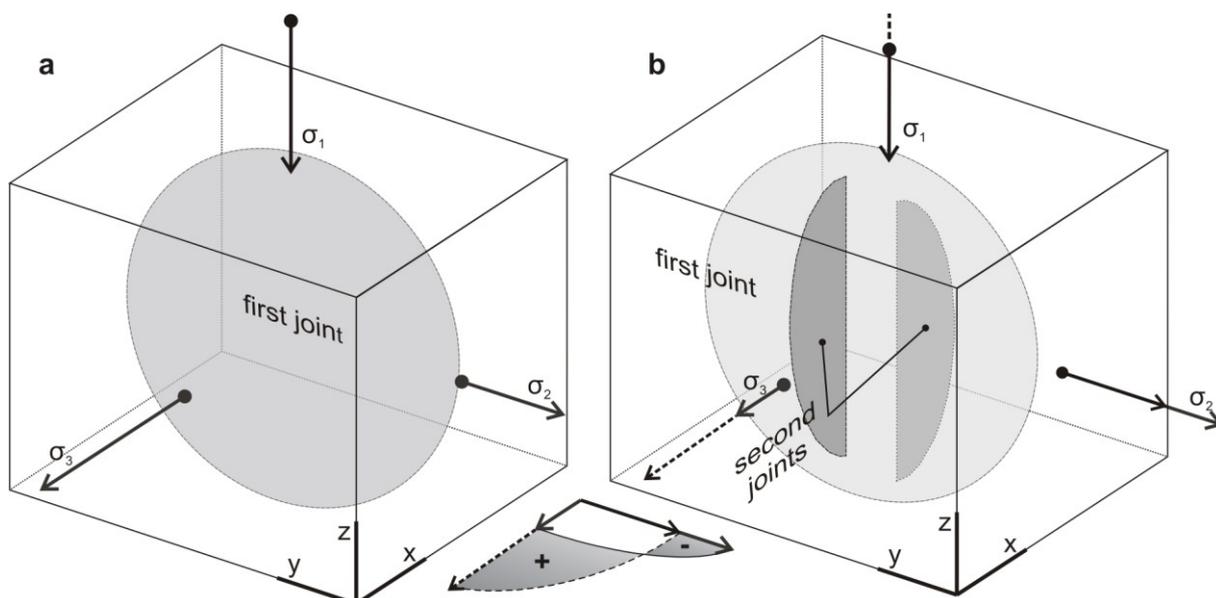


Fig. 3.4. Meccanismo dello *stress swap* e formazione di un sistema di joint ortogonali in un capo tensile biassiale (Caputo, 1995). a) Un primo joint si sviluppa ortogonalmente alla direzione del  $\sigma_3$  remoto. Le frecce dirette all'interno e all'esterno indicano rispettivamente uno sforzo positivo e uno sforzo negativo. b) La caduta dello sforzo nell'intorno della frattura è positiva lungo la direzione  $x$  e negativa nelle altre due direzioni; il tensore degli sforzi può quindi ri-orientarsi localmente con il  $\sigma_3$  parallelo alla direzione  $y$  (cioè perpendicolare al precedente). Se per la persistenza degli sforzi remoti si raggiungono nuovamente le condizioni di resistenza, una seconda frattura estensionale si può sviluppare ortogonalmente al primo. La ripetizione ciclica, a varie scale, di questo processo produce un sistema grid-lock. È mostrata in rosso la variazione dello sforzo sul piano orizzontale, sia positiva che negativa.

Nell'area in esame le stazioni di misura sono tre: Serra S. Biagio, Monte Vecchio, La Montagna e per ognuno di essi sono presentate le proiezioni stereografiche dei joint misurati e gli assi di stress calcolati (Fig. 3.5). Nel caso di sistemi grid-lock il tensore degli sforzi è stato risolto mediante una tecnica di inversione *ad hoc* (Caputo & Caputo, 1989).

I risultati indicano concordanza tra l'estensione ricavata dall'analisi mesostrutturale e la direzione di estensione principale del SCRZ. Anche l'età della deformazione è compatibile con l'attivazione del sistema del rift. È quindi possibile affermare che anche questo settore è stato interessato dalla dinamica di estensione regionale. Numerose altre stazioni in Sicilia orientale e Calabria meridionale (non presentate) supportano la bontà e l'efficacia di questo approccio mesostrutturale per la determinazione dell'orientazione dell'estensione regionale.

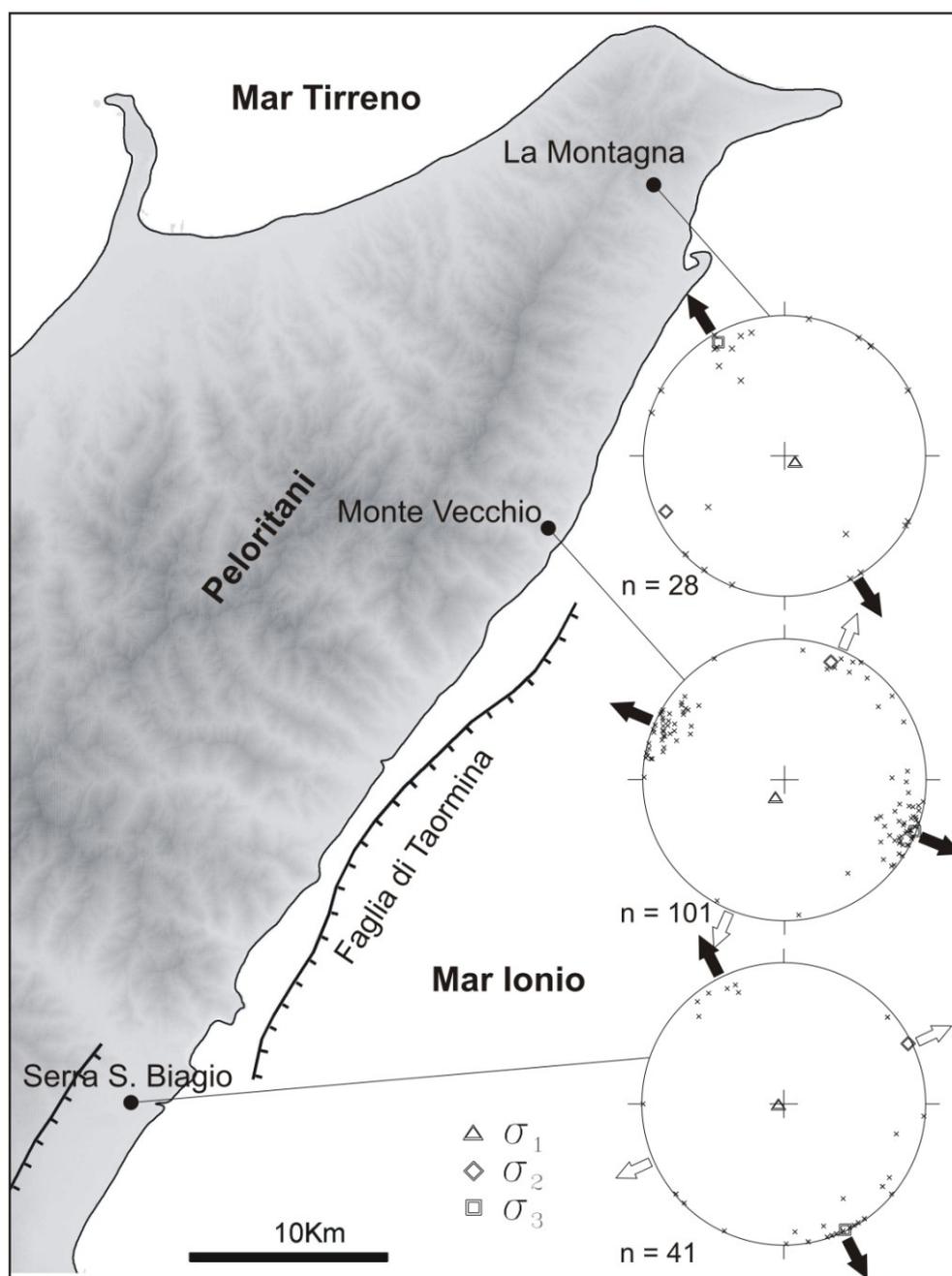


Fig. 3.5. proiezioni stereografiche dei joint rilevati e orientazione del campo tensore degli sforzi.

Infine, variazioni locali nell'orientazione del campo di stress sono messe in relazione con la presenza di grosse strutture di taglio. (Bell, 1996; Yale, 2003). Nella stazione di Serra S. Biagio l'asse di tensione principale è orientato NW-SE, risultando ruotato rispetto all'estensione regionale WNW-ESE., In geometrie di overlap tra faglie normali è stata sia osservata, che modellizzata, una rotazione oraria del campo degli sforzi. L'orientazione NW-SE dell'estensione nel sito Serra S. Biagio può quindi essere proprio il risultato di una configurazione geometrica di overlap tra la faglia di

Piedimonte e la faglia di Taormina. Pertanto le analisi supportano l'esistenza della faglia di Taormina, probabilmente localizzata entro un chilometro dalla costa.

### 3.3. Geologia dei Monti Peloritani

L'assetto geologico-strutturale dei Monti Peloritani, e in generale di tutto l'Arco Calabro, è quello di un sistema a falde sovrapposte (Cirrincione et al., 2012) successivamente dislocato da faglie normali che disegnano un sistema a blocchi (Fig. 3.6).

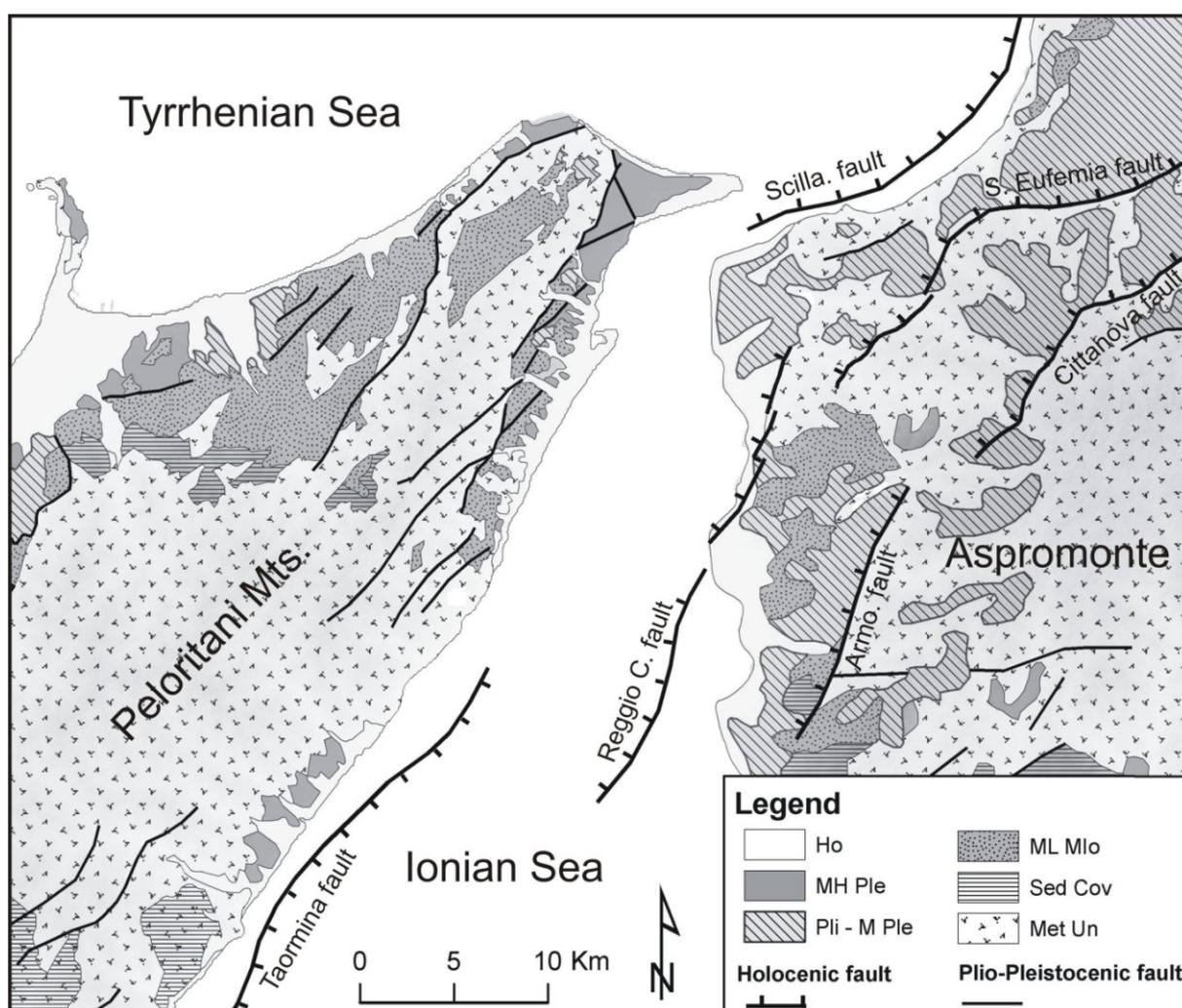


Fig. 3.6. Schema geologico dei Monti Peloritani e del bordo occidentale dell'Aspromonte. Ho: depositi olocenici; MH-Ple: depositi del Pleistocene medio-superiore; Pli-M Ple: depositi del Pliocene e del Pleistocene inferiore-medio; ML Mio: depositi del Miocene medio-superiore; Sed. Cov: coperture sedimentarie meso-cenozoiche delle Unità metamorfiche calabro-peloritane; Met Un: Unità metamorfiche dei Peloritani e dell'Aspromonte.

Le falde sud-vergenti del basamento si sovrappongono a formare una pila in cui il metamorfismo è invertito: l'unità tettonicamente più alta è anche quella con

caratteristiche metamorfiche di più alto grado (Fig. 3.7). Questa è sovrapposta sulle unità di medio grado che a loro volta poggiano sui terreni con metamorfismo di medio-basso grado o le unità epimetamorfiche.

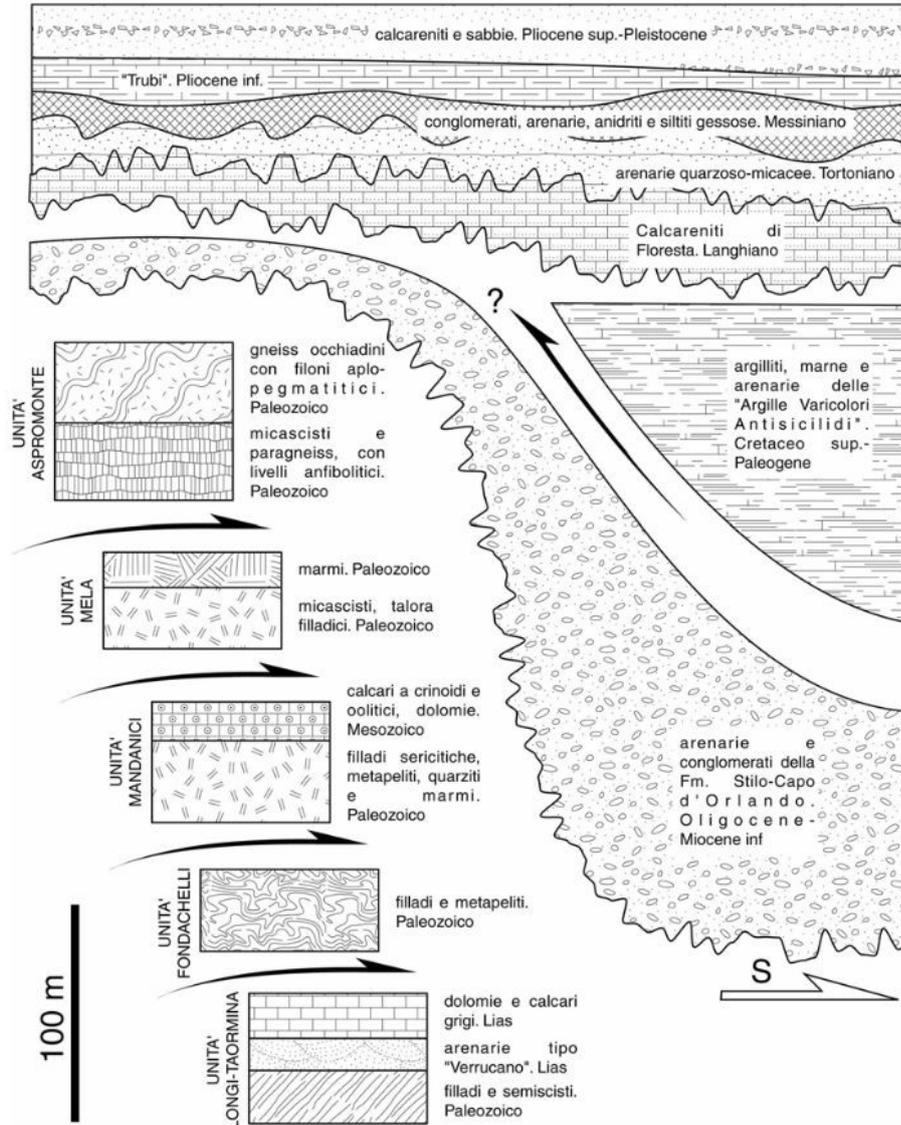


Fig. 3.7. Schema dei rapporti stratigrafici tra le unità dei Monti Peloritani.

Ai terreni del basamento si sovrappongono coperture Meso-Cenozoiche di origine pelagica (Ogniben, 1973), anch'esse coinvolte nella deformazione alpina. Questa configurazione si inizia a comporre a partire dal tardo Oligocene ed è anche segnata dai depositi terrigeni flyschoidi che suturano i contatti tra le varie unità tettoniche rimanendone talora coinvolti (Giunta & Nigro, 1999). Durante la fase finale della tettonica compressiva viene messa in posto, in retrovergenza e al tetto della successione, l'Unità delle Argille Antisicilidi (Amodio-Morelli et al., 1976).

Sono stati individuati processi di estensione sin-orogena e post-orogena della catena in diversi settori dell'Arco Calabro meridionale (Ghisetti, 1992; Grande et al., 2009; Somma et al., 2005; Monaco et al., 1996; Di Stefano & Longhitano, 2009) che hanno dato origine a bacini di età Miocenica e Plio-Pleistocenica (Fig. 3.7). I sedimenti che costituivano il riempimento di questi bacini affiorano principalmente nella zona dello Stretto di Messina e nel basso versante tirrenico della Sicilia nord-orientale.

Una descrizione più dettagliata delle unità litostratigrafiche, e dei loro rapporti è presentata nel paragrafo 4.2.

### **3.4. Geomorfologia dei Monti Peloritani**

La catena dei Monti Peloritani si estende seguendo un allineamento circa NE-SO dall'estremità Nord-occidentale della Sicilia, fino quasi a raggiungere il vulcano Etna per raccordarsi con i Monti Nebrodi verso Ovest. I rilievi più elevati raggiungono i 1100-1200 metri di quota anche a distanze minori di 5 km dalla costa. Di conseguenza tutti i versanti hanno pendenze molto accentuate che spesso si sporgono su ampi fondovalle o piane alluvionali.

I corsi d'acqua hanno regime torrentizio e i più importanti sfociano nel versante Tirrenico. Il versante Ionico è perlopiù caratterizzato da corsi d'acqua a un regime stagionale le cui valli sono relativamente corte e con elevata pendenza. Il nome locale di questi corsi d'acqua è *fiumara* (Sabato & Tropeano, 2004); il loro regime è essenzialmente caratterizzato da grosse piene improvvise che interrompono lunghi periodi di inattività. Anche l'assetto morfo-strutturale ne influenza il regime del flusso ed in particolare il sollevamento tettonico è uno dei fattori che incide maggiormente intervenendo sul gradiente idraulico (Sabato & Tropeano, 2004).

Al generale assetto geomorfologico di un'area contribuiscono numerosi fattori ognuno di essi con una rilevanza diversa. È evidente come l'assetto geologico e le caratteristiche litologiche, insieme all'attività tettonica, abbiano un ruolo predominante, ma fattori normalmente subordinati, come il clima e l'azione antropica, possono incidere fortemente a scala locale.

#### **3.4.1. Caratteristiche generali**

Nel paesaggio dei Monti Peloritani si riflette soprattutto l'intensa dinamica quaternaria. I movimenti verticali del livello di base, dovuti all'interazione tra la

deformazione tettonica verticale e le variazioni eustatiche, hanno controllato l'evoluzione delle forme del rilievo. Il risultato è molto evidente nei versanti costieri che mostrano il risultato di sequenze di ringiovanimento policicliche.

Elemento caratterizzante la morfologia dei Monti Peloritani è infatti la presenza di più ordini di antiche morfologie sospese. Si tratta di spianate, vallecole a conca e in generale morfologie collegate a un rilievo a bassa energia, delimitate da orli di erosione fluviale. Approssimandosi alla costa, queste superfici si raccordano ai resti di diversi terrazzi marini pleistocenici la cui genesi è, come detto, legata all'interazione tra le variazioni eustatiche quaternarie e il sollevamento cui l'area è stata soggetta nello stesso periodo. Una di queste superfici a bassa energia ha una notevole continuità spaziale e si rinviene a circa 500m di altitudine su molti rilievi dei Peloritani e anche in Calabria Meridionale. I terrazzi marini si ritrovano spesso come gradinate che arrivano a contare fino a cinque ordini sovrapposti, appoggiate sui rilievi immediatamente prospicienti la costa. È stato possibile datare indirettamente queste superfici terrazzate mettendole in relazione con i massimi interglaciali della curva delle variazioni tardo-quaternarie del livello marino (Catalano et al., 2003; Catalano & De Guidi, 2003).

Altro aspetto rilevante è rappresentato da un sistema di drenaggio di tipo conseguente che è sviluppato sia sul versante Tirrenico che su quello Ionico. Il primo è segnato principalmente da un paesaggio a bassa energia fluviale: le valli sono caratterizzate da un profilo longitudinale regolare e separano larghe superfici allungate in direzione Nord-Sud inclinate verso la costa tirrenica. Nel settore ionico il paesaggio mostra in maniera più chiara il risultato dell'evoluzione policiclica: valli profondamente incise separano ripide creste sulle quali si possono ritrovare lembi di superfici marine terrazzate (APAT, 2008 and 2009). Il profilo longitudinale mostra diversi knickpoints stabili dovuti ai diversi stadi di stabilità relativa del livello di base (Goswami et al., 2012). Il knickpoint più recente è invece attivo e migra costantemente verso monte. Inoltre anche i ripidi versanti delle valli sono soggetti a fenomeni di erosione regressiva.

Le morfologie appena descritte testimoniano quindi una recente e rapida evoluzione del rilievo controllata dalla variazione ciclica del livello di base, che ha comportato, in ultima fase, una forte re-incisione da parte dei corsi d'acqua, con approfondimento repentino delle valli ed erosione retrograda. Questo insieme di processi si riflette sullo stato di non-equilibrio dei versanti che tendono quindi ad

evolversi verso una condizione di maggiore stabilità. Pertanto, tutta l'area dei Monti Peloritani risulta in una condizione di dissesto diffuso, con un'erosione particolarmente intensa lungo i versanti e conseguenti processi di deposizione di grosse quantità di materiali detritici nelle aree di minore pendenza. A favorire questi fenomeni si somma la notevole propensione dei litotipi cristallini ai fenomeni di degradazione e alterazione e l'elevata erodibilità dei depositi sedimentari.

#### 3.4.2. Tipologie di dissesto

Considerato il generale processo di ringiovanimento del rilievo nel settore peloritano, sono numerose e varie le tipologie di dissesto che insistono sul territorio. Le frane di dimensioni maggiori sono spesso legate a meccanismi di innesco complessi, riconducibili a processi di scalzamento al piede di intere porzioni di versante, spesso a causa dell'erosione dei corsi d'acqua. Lo stato di attività di questi dissesti può essere variabile. Talvolta sono del tutto stabilizzati, o non mostrano tassi di movimento significativi per lunghi periodi per poi accelerare improvvisamente.

Crolli interessano i pendii rocciosi ripidi o i margini di scarpate morfologiche, e sono spesso favoriti dallo stato di fatturazione che determina l'isolamento di singoli blocchi di roccia.

Diffuse sono soprattutto le frane superficiali. Si tratta di scivolamenti o colate che coinvolgono le coltri di materiale sciolto che ricoprono la maggior parte dei versanti, solo raramente interessando il substrato in posto. L'evoluzione di questi fenomeni è praticamente istantanea e l'innesco può avvenire attraverso diversi meccanismi comunque riconducibili alle condizioni idrauliche del materiale coinvolto. Molto spesso un gran numero di questi fenomeni superficiali avviene simultaneamente in risposta a eventi meteorici particolarmente intensi. E' stato questo il caso dei dissesti avvenuti a Giampileri nel 2007 e nel 2009 e Saponara nel 2011 (Fig. 3.8).

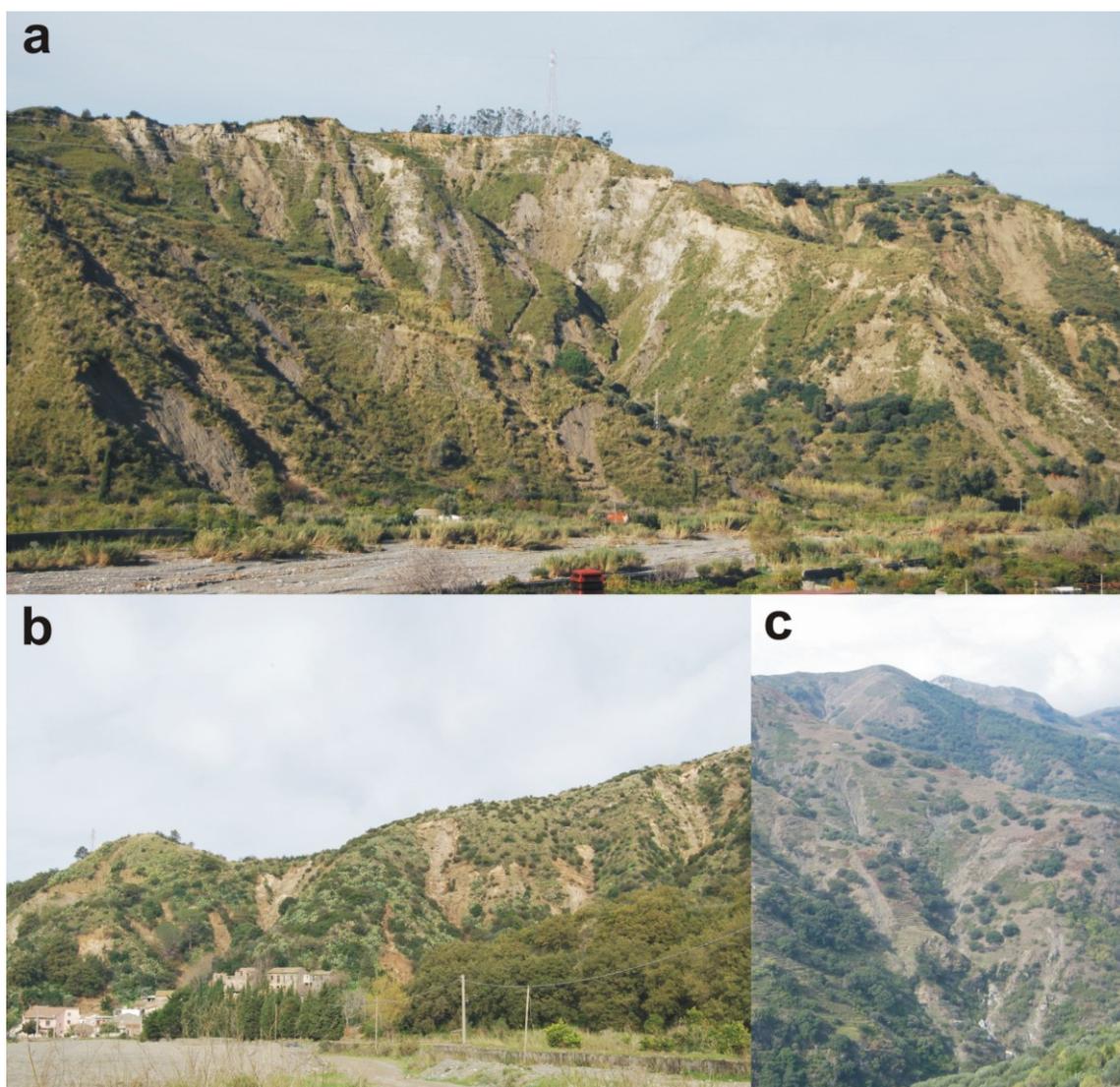


Fig. 3.8. Dissesti superficiali diffusi; a, b: versanti Ovest ed Est del Torrente Saponara; c: versante Sud del Torrente Giampilieri.

### 3.5. Processi di alterazione

Per loro natura le rocce cristalline sono le più soggette ai fenomeni di alterazione. Questa predisposizione deriva dall'estrema diversità tra le condizioni fisiche cui la roccia era sottoposta al momento della sua formazione in profondità nella crosta e le condizioni superficiali di affioramento. Infatti all'interno della crosta, nell'ambiente di sviluppo dei processi metamorfici, la temperatura può raggiungere le diverse centinaia di °C e la pressione può anche superare 10 Kbar (1GPa). I minerali costituenti la roccia vengono quindi a trovarsi in una condizione metastabile, di non-equilibrio termo-dinamico conseguente all'esumazione.

I fenomeni che portano all'alterazione di una roccia possono essere suddivisi in processi di disintegrazione fisica e in processi di decomposizione chimica, anche se essi non agiscono mai in maniera indipendente gli uni dagli altri, quanto piuttosto agiscono simultaneamente favorendosi reciprocamente. I fenomeni di degradazione fisica intervengono sulla roccia suddividendola in porzioni di dimensioni progressivamente minori; essi agiscono a varia scala nell'ammasso roccioso e sono favoriti o innescati da altri processi. Tra questi la formazione di discontinuità meccaniche legate al campo di stress tettonico (faglie joint, fratture di taglio), all'esumazione e all'alleggerimento del carico litostatico, discontinuità congenite della roccia (filiazioni, scistosità), discontinuità indotte dallo stress termico o dalla pressione di fluidi, azione delle radici, o anche microfratture tra alcune specie minerali (La Pera & Sorriso-Valvo, 2000). Generalmente i fenomeni di disintegrazione fisica agiscono nelle fasi iniziali del processo di alterazione, favorendo il successivo attacco chimico.

Term	Description	Class
Sound rock (SR)	No visible sign of matrix weathering; some rock discoloration may be present along main discontinuities.	I
Slightly weathered rock (SW)	Discoloration of rock indicates beginning of rock matrix weathering and along discontinuities surfaces. All rock matrices can be discolored by weathering and can be slightly softer externally than in sound condition.	II
Moderately weathered rock (MW)	Lower than half of rock matrix is decomposed or disintegrated to soil condition. Sound or discolored rock is present forming discontinuities zones or as corestones.	III
Highly weathered rock (HW)	More than half of rock matrix is decomposed or disintegrated to soil condition. Sound or discolored rock is present forming discontinuities zones or as corestones.	IV
Completely weathered rock (CW)	All rock matrices are decomposed or disintegrated to soil condition. Original structure of rock mass is commonly preserved.	V
Residual soil (RS)	All rocks are transformed into soil. Geological structure of rock mass is destroyed. There is a great volume variation, but no soil significant soil transport is present.	VI

Tabella 3.1. Raccomandazioni dell'ISRM per la classificazione e la descrizione degli ammassi rocciosi e riferimenti per le classi d'alterazione



Nell'area in studio, le straordinarie condizioni di osservazione che si sono determinate conseguentemente ai dissesti dell'Ottobre 2009, hanno permesso lo studio del profilo di alterazione in numerose sezioni.

Caratterizzare l'alterazione è molto complesso data l'estrema varietà degli effetti sui vari litotipi. Esistono però delle descrizioni standardizzate che permettono la classificazione del grado di alterazione e quindi il confronto tra litotipi o aree diverse. Tra i vari schemi classificativi quello maggiormente in uso è proposto dall'International Society on Rock Mechanics (ISRM). Esso fornisce la descrizione di sei tipologie di roccia sulla quale l'alterazione ha agito in maniera crescente (Tabella 3.1). I gradi di alterazione descritti sono: roccia intatta (classe I); roccia leggermente alterata (classe II); roccia mediamente alterata (classe III); roccia molto alterata (classe IV); roccia totalmente alterata (classe V); suolo residuale e colluviale (classe VI). Le osservazioni sul terreno si sono avvalse di una scheda (Tabella 3.2) per il riconoscimento di alcune caratteristiche facilmente rilevabili sulla sezione (colorazione, effetti alla manipolazione, suono prodotto dal martello) che aiutano a stabilire la classe di alterazione. I profili, e il relativo schema di alterazione, sono mostrati nelle Fig. 3.10, 3.11, 3.12, 3.13, 3.14, 3.15.

Per ogni sezione analizzata si è distinto tra coperture (suolo o colluvium) e roccia in posto variamente alterata sulla base della struttura, dei rapporti geometrici, dell'omogeneità delle caratteristiche di alterazione e della genesi dei vari orizzonti. Lo schema dei profili di alterazione (Fig. 3.9) è generalmente caratterizzato da un grado di alterazione crescente dal basso (roccia in posto inalterata) verso l'alto (roccia completamente alterata in superficie). Variazioni più o meno marcate a questo schema sono spesso riconducibili alla presenza di discontinuità meccaniche.



Fig. 3.9. Tipologie caratteristiche della morfologia di ammassi rocciosi metamorfici degradati. Modificato da Marques et al., 2010.

Lo spessore di roccia soggetta ad alterazione è molto elevato; infatti nonostante gli spessori esaminati (5-6 metri) non è mai stato possibile osservare l'orizzonte di roccia intatta. I passaggi tra due diverse gradi di alterazione sono quasi sempre netti e ben riconoscibili, anche se talvolta la variazione tra due classi di alterazione contigue può essere graduale.

Variazioni a questo schema generale sono riconducibili alla presenza di discontinuità meccaniche in cui si concentrano i fenomeni di alterazione.

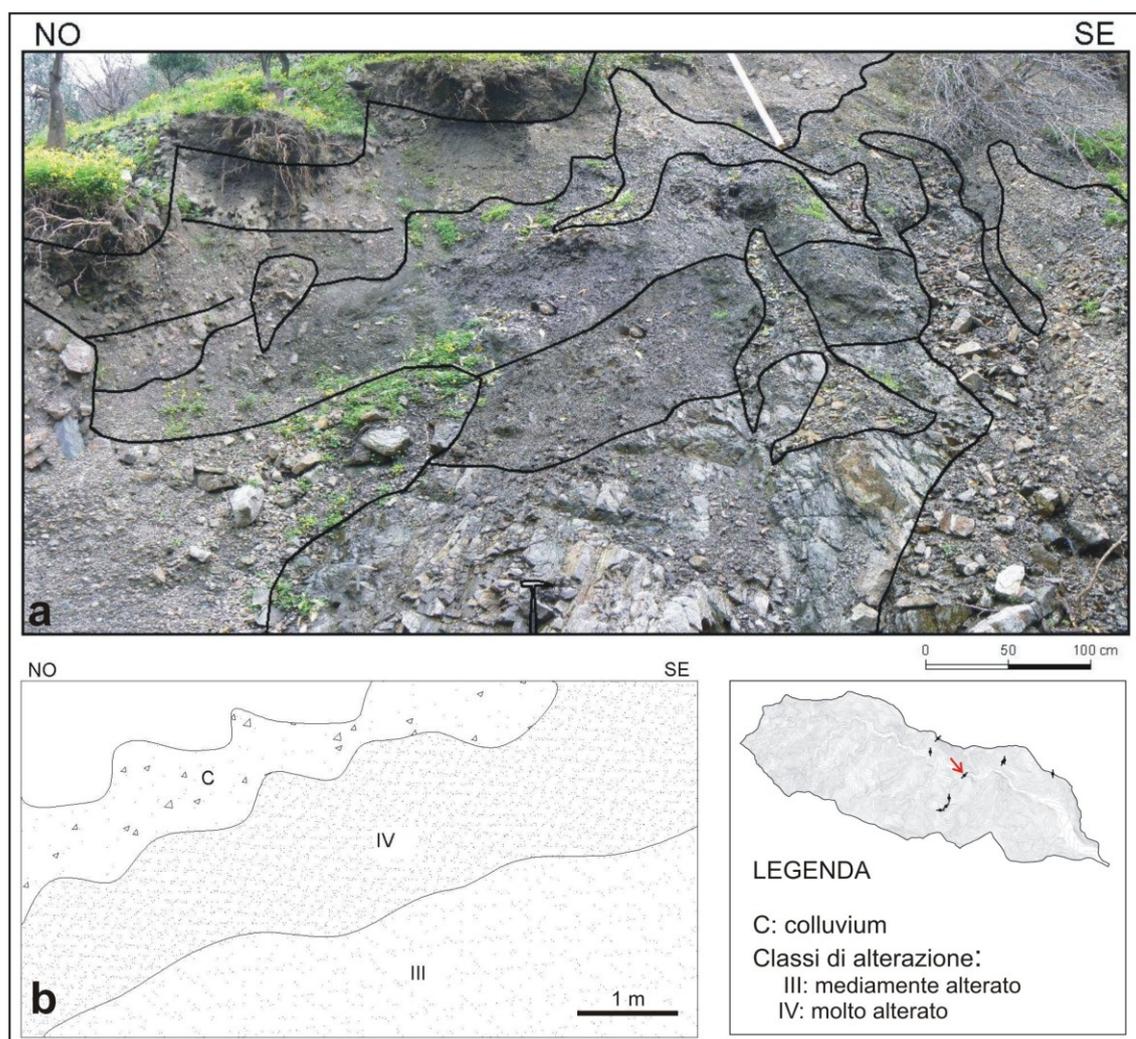


Fig. 3.10. Studio del profilo di alterazione su sezione (a) e schema dell'alterazione (b) secondo la Tabella 3.1. L'ubicazione della sezione è indicata dalla freccia rossa.

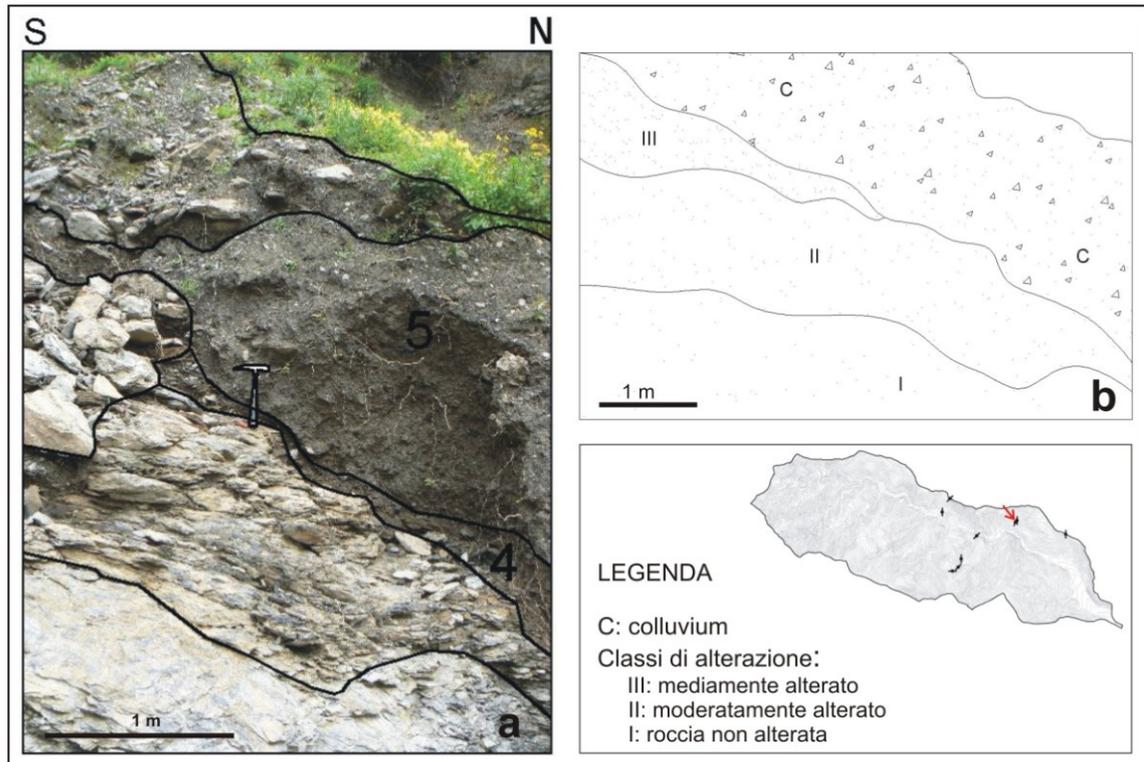


Fig. 3.11. Studio del profilo di alterazione su sezione (a) e schema dell'alterazione (b) secondo la Tabella 3.1. L'ubicazione della sezione è indicata dalla freccia rossa.

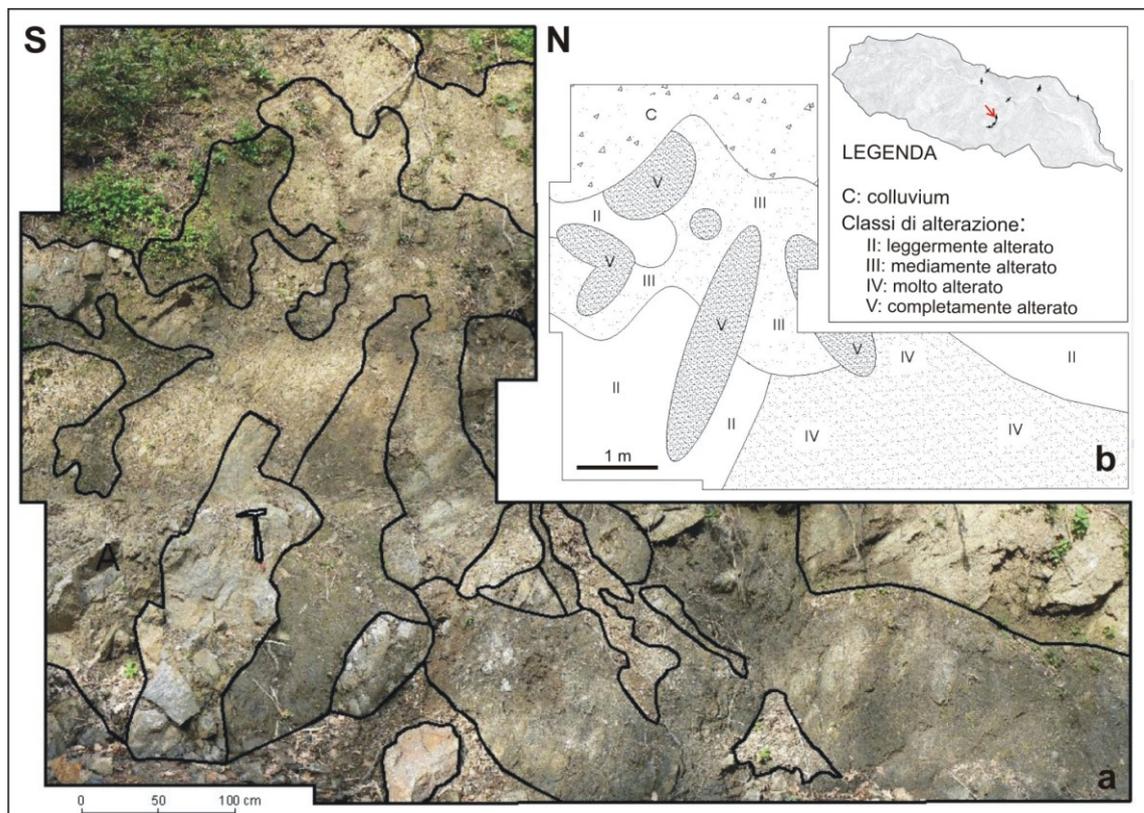


Fig. 3.12. Studio del profilo di alterazione su sezione (a) e schema dell'alterazione (b) secondo la Tabella 3.1. L'ubicazione della sezione è indicata dalla freccia rossa.

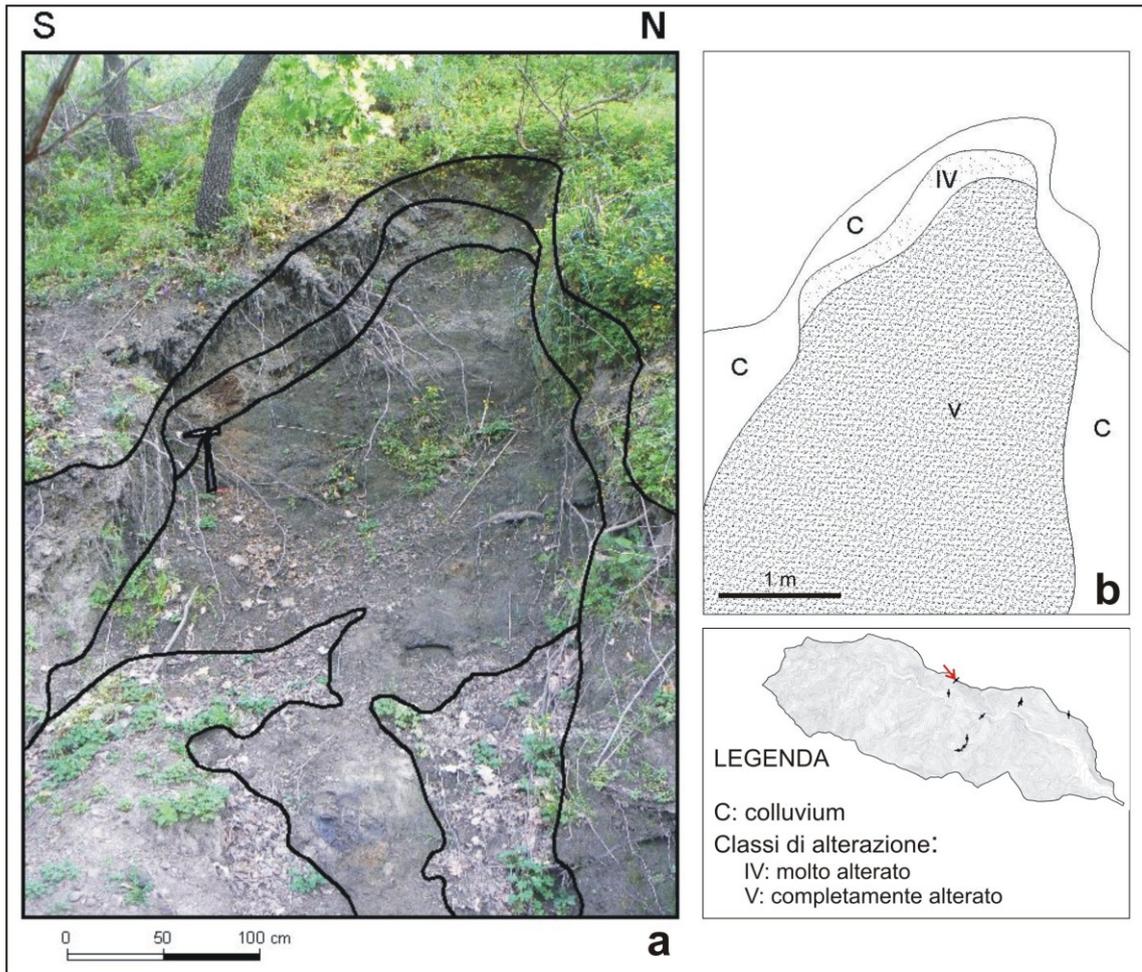


Fig. 3.13. Studio del profilo di alterazione su sezione (a) e schema dell'alterazione (b) secondo la Tabella 3.1. L'ubicazione della sezione è indicata dalla freccia rossa.

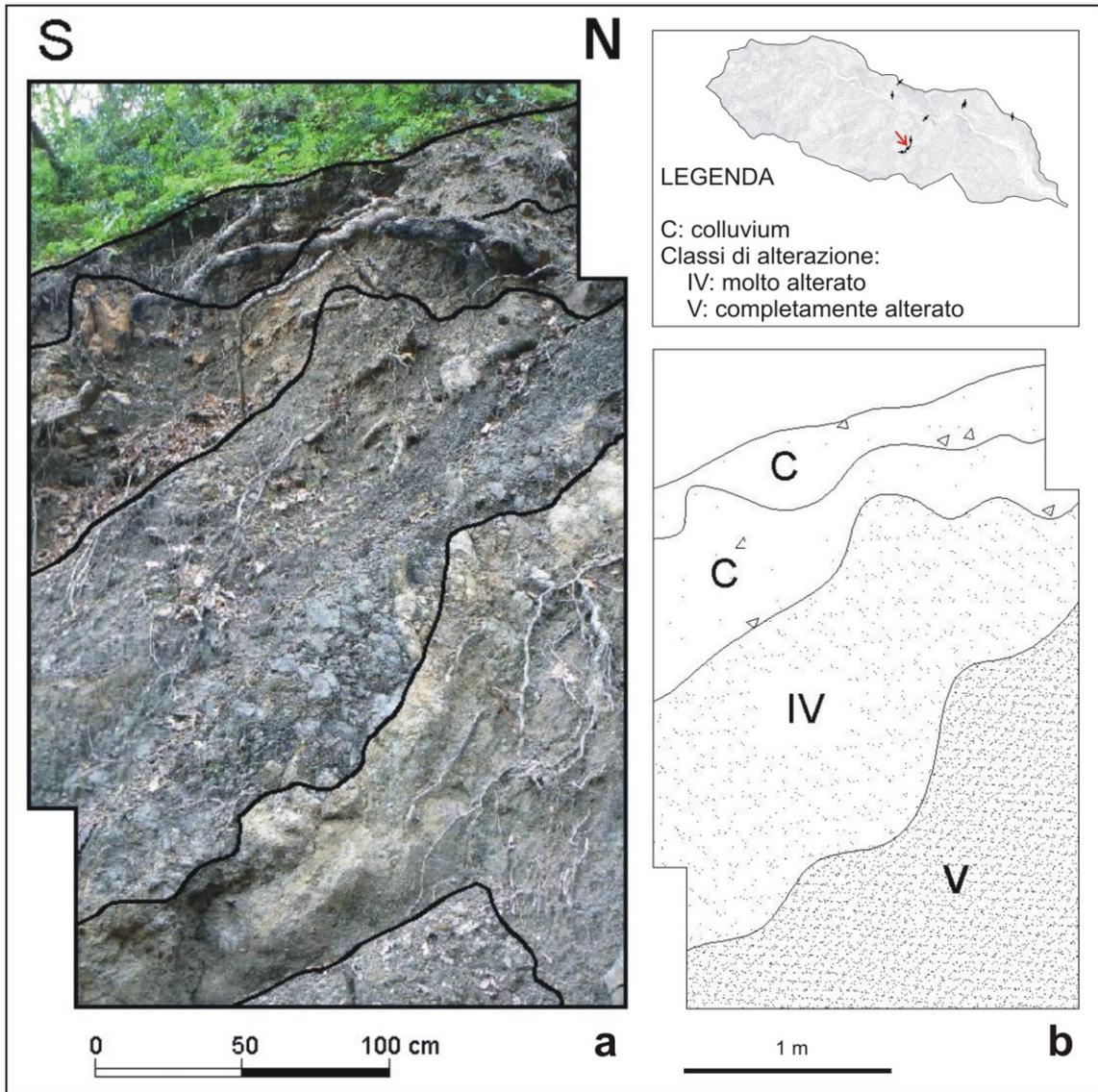


Fig. 3.14. Studio del profilo di alterazione su sezione (a) e schema dell'alterazione (b) secondo la Tabella 3.1. L'ubicazione della sezione è indicata dalla freccia rossa.

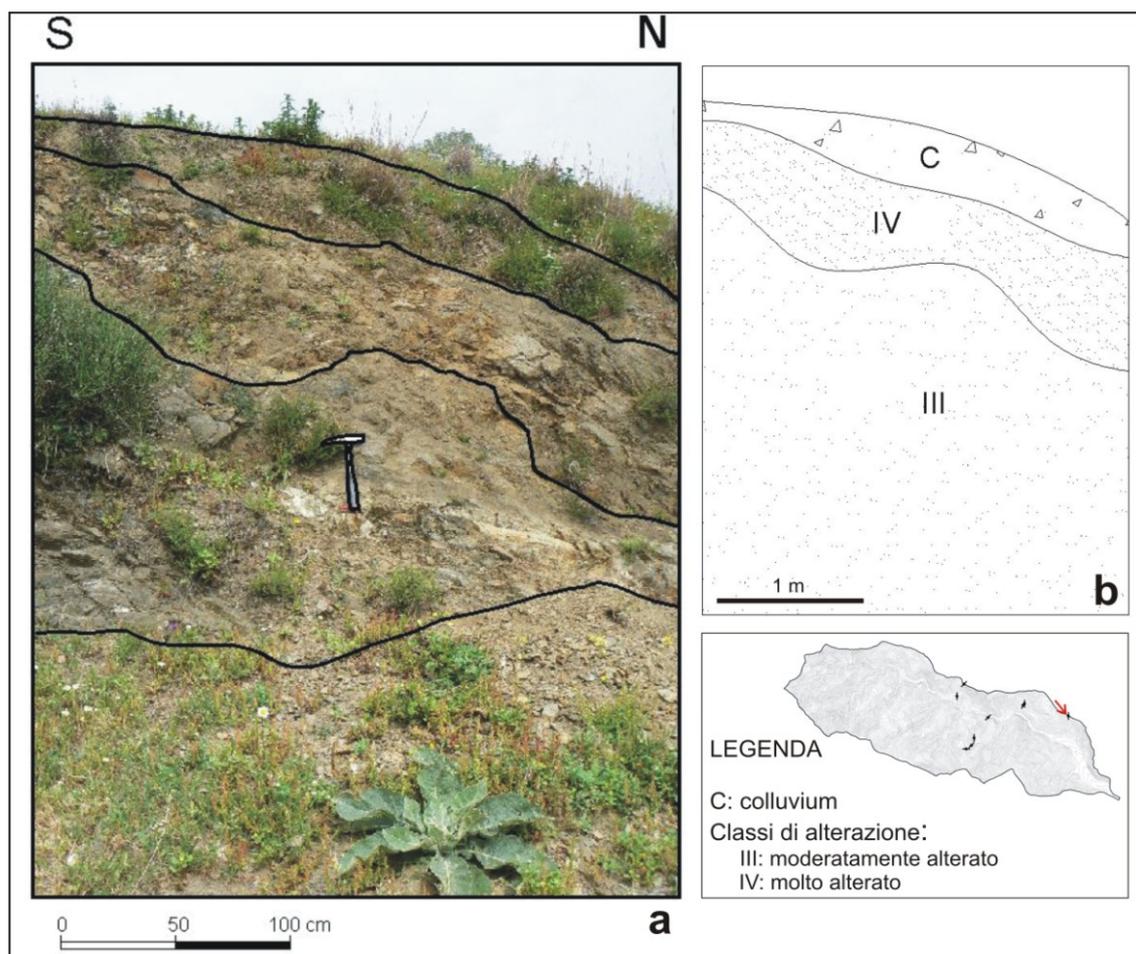


Fig. 3.15. Studio del profilo di alterazione su sezione (a) e schema dell'alterazione (b) secondo la Tabella 3.1. L'ubicazione della sezione è indicata dalla freccia rossa.

### 3.5.1 Colluvium

Sul settore orientale dei Peloritani la quasi totalità dei versanti è ricoperti da uno strato di materiale sciolto, eterogeneo e spesso alterato chiamato *colluvium*. In accordo con la definizione di Lacerda (2007), con il termine *colluvium* si definisce un materiale sciolto che ha subito un trasporto, sia esso lento e breve o istantaneo e di massa. Come mostrano i profili di alterazione, esso poggia sulla roccia in posto a grado di alterazione variabile, lo spessore medio è di circa 1 metro (vedi 4.4), ma in alcune zone lo spessore può anche raggiungere i 3 metri (Fig. 3.16).

La distribuzione e lo spessore della coltre colluviale dipendono da diversi fattori e in letteratura esistono alcuni tentativi di modellarne lo spessore (Heimsath et al., 1999; Salciarini et al., 2006; Schulz et al., 2008). Il gradiente topografico è il principale, e talvolta esclusivo, fattore di controllo sulla distribuzione: nei versanti più ripidi ( $> \sim 45^\circ$ ) il colluvium è del tutto assente, mentre sui versanti con pendenze

intermedie (15-40°) è caratterizzato da spessori circa costanti. Inoltre, nelle zone di cresta le coltri sono assenti o molto ridotte, mentre al piede dei versanti tendono ad accumularsi spessori maggiori.

La quasi totalità dei dissesti mobilizzati il 1° Ottobre 2009 si è innescata all'interno della coltre colluviale. Per tale ragione una parte dello studio si è concentrata sulla mappatura del materiale e sulla sua caratterizzazione.



Fig. 3.16. Versanti ricoperti da una coltre di materiale sciolto, grossolano e alterato (colluvium) con spessore di circa 1 m.

Nei bacini idrografici di interesse al presente studio, la distribuzione del colluvium è stata mappata con l'ausilio di foto aeree e satellitari e costituisce uno dei fattori geomorfologici considerati nella valutazione della suscettibilità da frana. Diversamente, le osservazioni sullo spessore sono possibili esclusivamente tramite

l'osservazione diretta su una sezione (vedi 3.5.1). Indagini indirette non sarebbero in grado di risolvere il contatto tra la coltre e il substrato generalmente molto alterato. Per questa ragione si dispone di un numero limitato di misure e non è stato possibile modellare in maniera attendibile la variazione dello spessore sui versanti (Fig. 3.17).

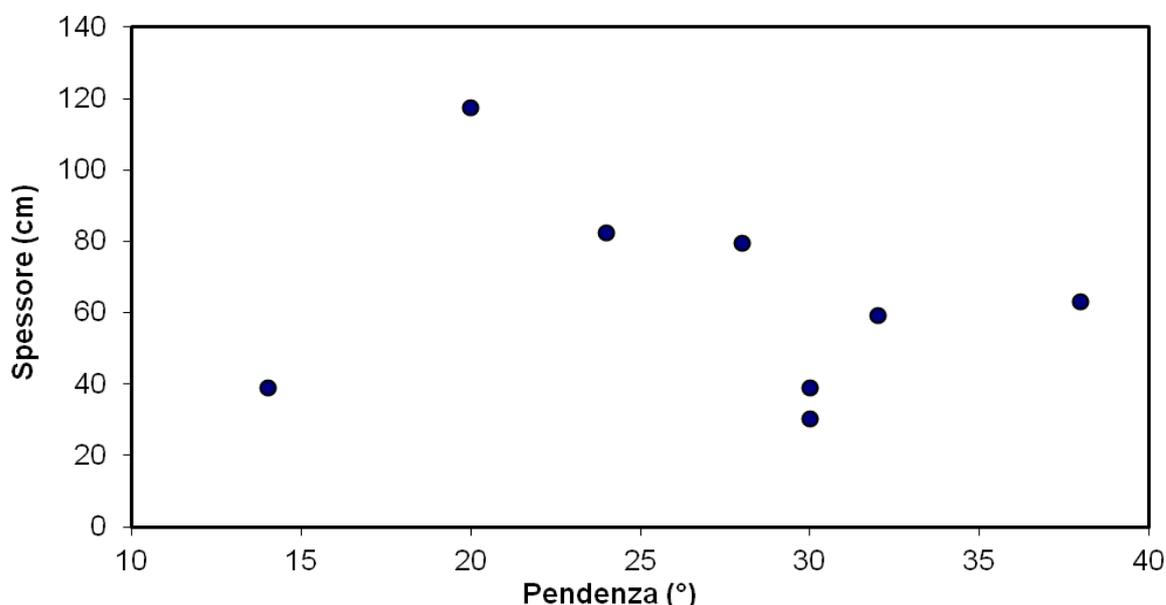


Fig. 3.17. Spessore della coltre di materiale colluviale in funzione della pendenza del versante.

Sono stati effettuati numerosi campionamenti, sia in superficie che a profondità variabile, del materiale colluviale sul quale sono poi state condotte vari tipi di analisi di laboratorio. I risultati, insieme a quelli di altri campionamenti commissionati dalla Protezione Civile Regionale, evidenziano caratteristiche molto omogenee dei parametri fisici e tecnici (Fig. 3.18e Tabella 3.3). Il colluvium è costituito da frammenti di roccia spigolosi o sub-arrotondati, variamente alterati, sostenuti da una matrice sabbiosa e limosa. Dal punto di vista granulometrico è netta la preponderanza della frazione grossolana (ghiaia maggiore del 50%), mentre il contenuto argilloso, quando presente, è scarso. Il peso di volume è compreso tra 1,6 e 1,9 t/m<sup>3</sup>, quello saturo ( $\gamma_s$ ) tra 2,6 e 2,8 t/m<sup>3</sup>. L'angolo di attrito è spesso superiore a 35°, consentendo al materiale di risultare stabile, in condizioni normali, sui ripidi versanti che caratterizzano il territorio dei Monti Peloritani. La coesione è molto bassa (pochi KPa) al limite nulla.

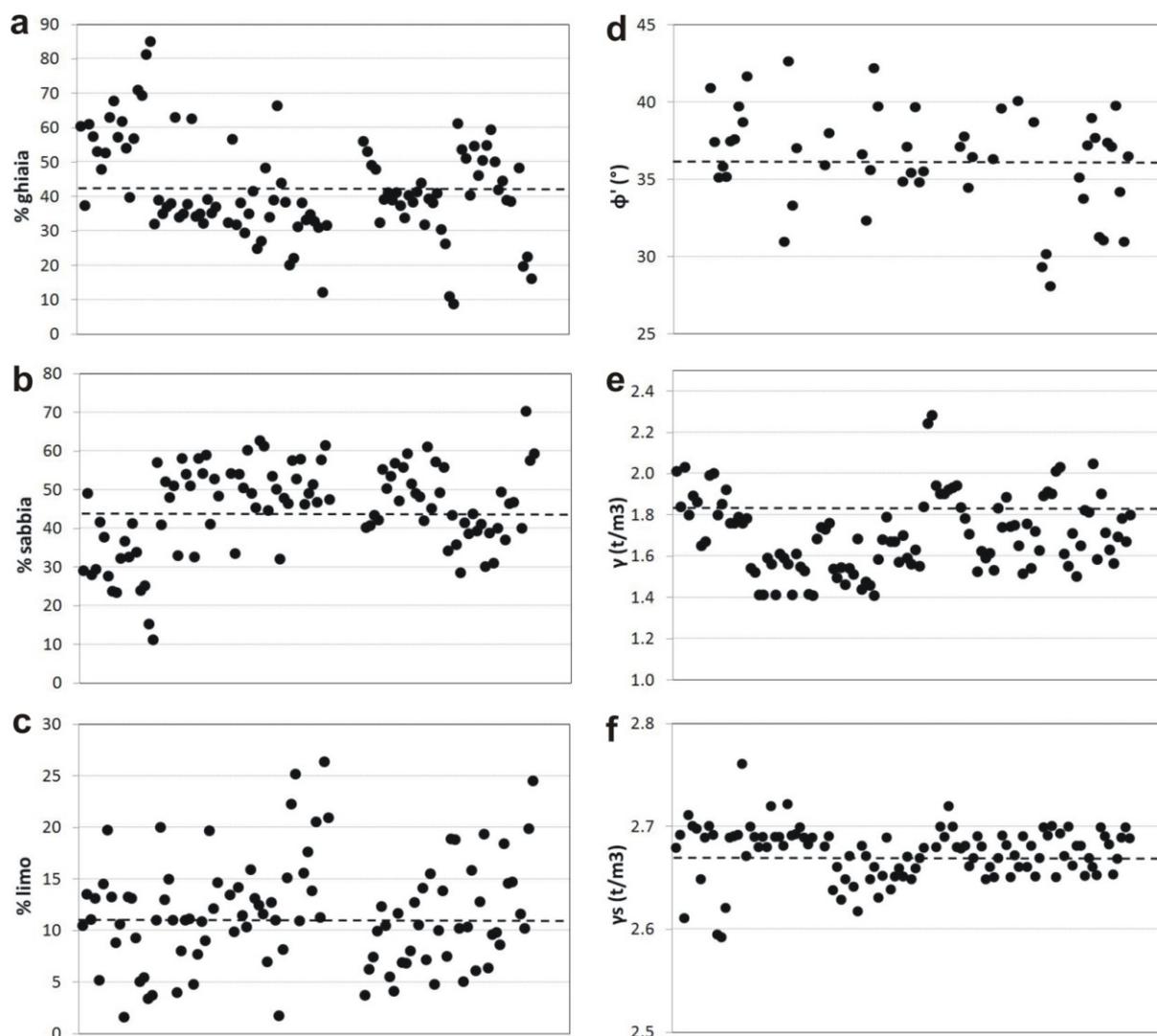


Fig. 3.18. Risultati delle analisi sui campioni prelevati dalla coltre colluviale. a: frazione percentuale di ghiaia; b: frazione percentuale di sabbia; c: frazione percentuale di limo; d: angolo di attrito; e: densità del materiale allo stato naturale; f: densità del materiale saturo. Le linee tratteggiate si riferiscono ai valori medi.

Caratteristiche del *colluvium* (valori medi):

Spessore:	90 - 120 cm
Densità :	1,7 t/m <sup>3</sup>
Angolo di attrito $\phi$ :	36°
Ghiaia:	43%
Sabbia:	45%
Silt:	11%

Tab. 3.3. Tabella riassuntiva della composizione granulometrica e dei parametri fisici medi della coltre colluviale.

### 3.6. Dissesti

Il primo Ottobre 2009 più di mille frane superficiali hanno sconvolto parte del settore orientale dei Monti Peloritani a seguito di un eccezionale evento meteorico (Fig. 3.19). Le instabilità hanno colpito principalmente la fascia costiera e in particolare 14 piccoli bacini direttamente prospicienti il Mar Ionio (Fig. 3.20). I dissesti hanno causato 35 vittime, e una devastazione quasi totale per patrimonio pubblico e l'economia di numerosi paesi del messinese (Giampileri, Molino, Altolia, Guidomandri, Scaletta Marina) (Del Ventisette et al., 2012).

L'evento meteorico scatenante ha avuto forte intensità, ma sul verificarsi dei dissesti hanno influito anche le precipitazioni delle settimane precedenti. Queste ultime (~400 mm in 14 giorni) hanno contribuito a saturare e appesantire il terreno prima dei 223 mm in 7 ore di giorno 1 Ottobre, con un picco di 10,6 mm in 5 minuti nelle ore serali (Maugeri & Motta, 2010).

Tutti i dissesti hanno avuto luogo all'interno della coltre colluviale attraverso vari meccanismi d'innescio. Tra i più frequenti il distacco e la caduta di blocchi da scarpate naturali, pareti rocciose o antichi muri di sostegno sulla coltre colluviale satura. Altro meccanismo che causa il collasso del colluvium è la fluidificazione istantanea del materiale saturo a causa di correnti d'acqua superficiali o sub superficiali o dell'emergenza temporanea di acqua in pressione al contatto tra bedrock e coltre superficiale, dove possono esistere forti contrasti delle proprietà idrauliche (Agnesi et al., 2009).

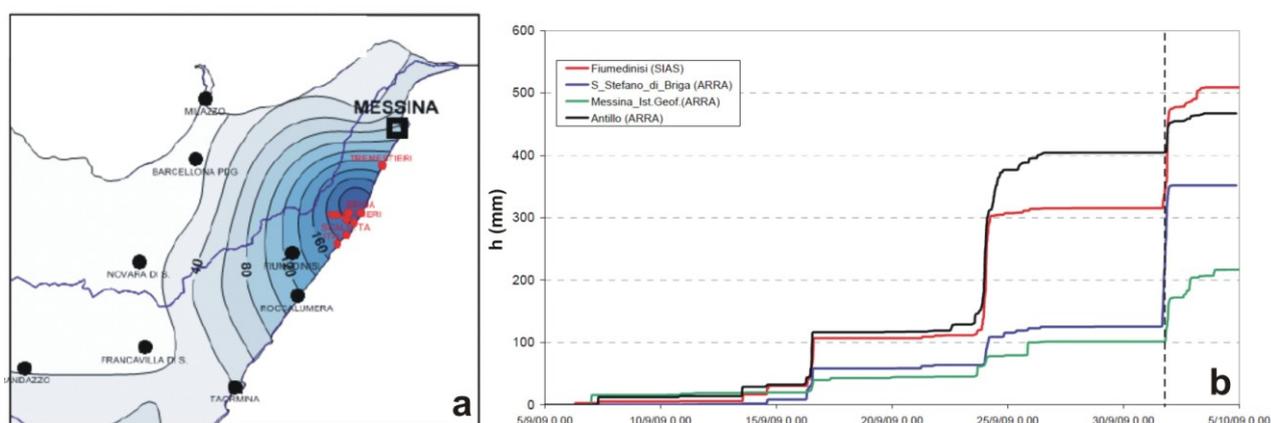


Fig.3.19. a: mappa della pioggia giornaliera di giorno 1 Ottobre 2009; b: registrazione per le settimane precedenti l'evento in quattro diverse stazioni del versante orientale dei Peloritani. Dati SIAS e ARRA elaborati dal Dipartimento Regionale Protezione Civile.

I dissesti si sviluppano principalmente verso il basso, sebbene siano stati osservati allargamenti laterali o brevi evoluzioni retrograde. Il materiale mobilizzato tende a canalizzarsi e prosegue seguendo le linee di drenaggio esistenti, talvolta portando alla luce canali sepolti. Durante il percorso il flusso può erodere alla base o lungo gli argini del suo canale, prendendo in carico ulteriore materiale e aumentando il suo volume totale fino all'arresto completo dove il materiale mobilizzato formerà una zona di accumulo. L'arresto avviene solitamente al piede del versante dove spesso sono insediati i nuclei urbani che sono stati proprio spazzati e ricoperti dal materiale in transito o in accumulo.

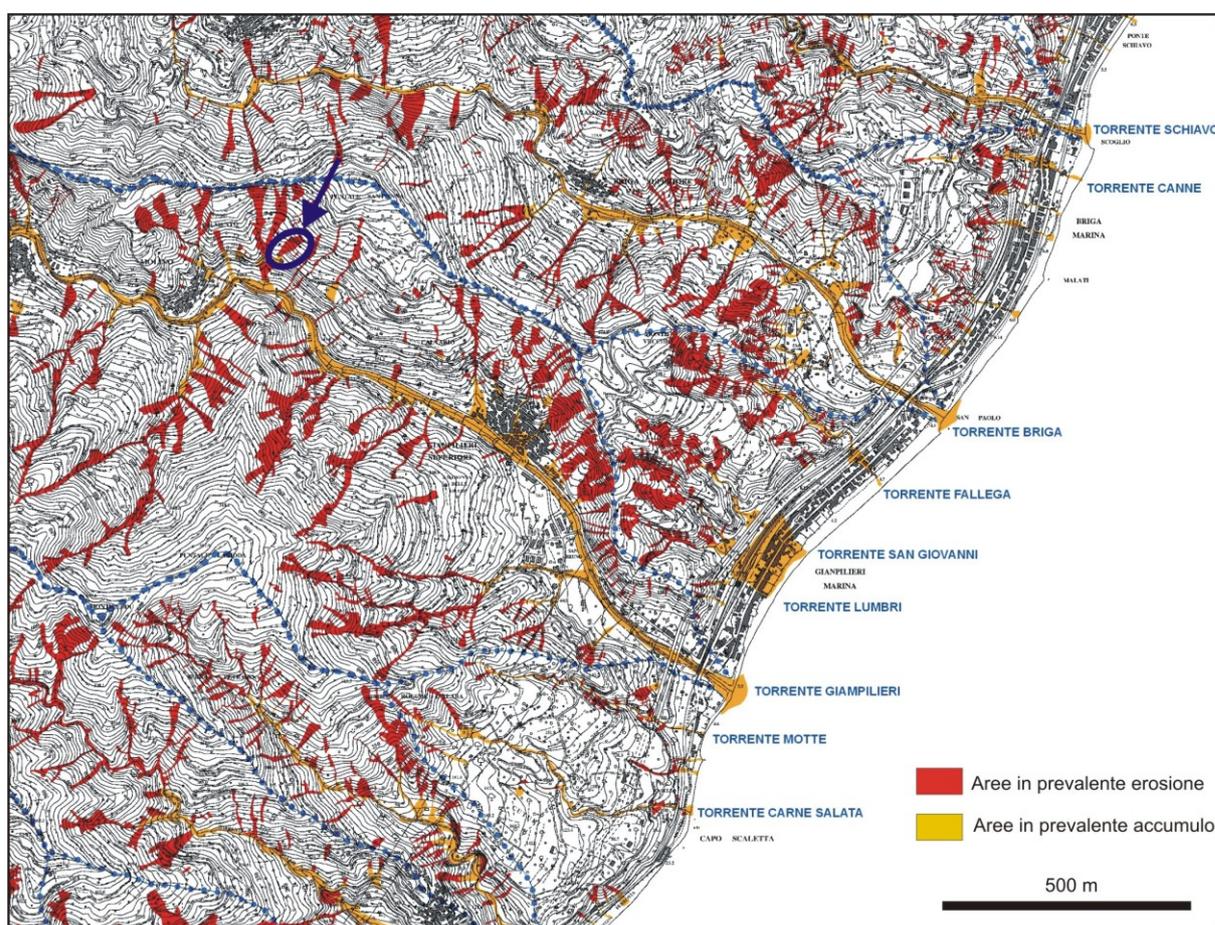


Fig. 3.20. Mappa dei dissesti di un settore interessato dall'evento di giorno 1 Ottobre 2009. La freccia indica il dissesto descritto nel paragrafo 3.7.1.

### 3.7.1. Caratterizzazione di una colata detritica

I rilievi di campagna condotti nei giorni successivi al 1° Ottobre 2009 hanno mostrato che tutti i dissesti mobilitati hanno gli stessi caratteri generali. Benché siano descritte varie morfologie dell'area di distacco e dei canali, si tratta di un'unica tipologia di dissesti superficiali (Agnesi et al., 2009). L'innescò di tali processi avviene

tramite un meccanismo di rottura per taglio all'interno del materiale saturo, che si è poi propagato con le caratteristiche di un fluido viscoso, con elevate deformazioni interne.

Sono di seguito descritti i caratteri di una colata individuata come rappresentativa per tipo di materiale e dimensioni volumetriche. Il dissesto si è verificato nel bacino del Torrente Giampillieri, su un ripido versante ( $\sim 35^\circ$ ) alle spalle della scuola elementare della frazione di Molino (ME) (Fig. 3.20 e Fig. 3.21).

Il distacco principale è avvenuto a quota 300 m s.l.m. in un tratto di versante rettilineo; a quote di poco inferiori sono avvenuti dei distacchi minori, ai lati di quello principale. Data la forma concava del versante il materiale mobilizzato è stato convogliato in una stretta porzione dello stesso, dove è ben riconoscibile, alle immediate spalle della scuola, un canale di natura erosiva. Il materiale è ancora presente in alcuni tratti del canale, o sulle sue sponde; la dimensione massima degli elementi è dell'ordine di alcuni decimetri e la quasi totalità è costituita da frammenti grossolani, spigolosi, dell'ordine del centimetro. I blocchi di dimensioni maggiori sono stati probabilmente asportati dal transito del flusso ad elevata energia dalla base del canale.

Esistono delle discrepanze nelle definizioni di alcune tipologie di colate (vedi definizione al paragrafo 2.1.3) a causa della difficoltà a classificare il materiale coinvolto (Tabella.3.5); in particolare esiste un'ambiguità nel definire i movimenti di detrito (debris) e di terra (earth). Secondo le classificazioni di Varnes, (1978) e Cruden & Varnes, (1996) il detrito contiene una porzione significativa di materiale grossolano (20-80% di particelle maggiori di 2 mm) e nella terra l'80% o più delle particelle è più piccolo di 2mm. Hungr et al., (2001), la cui classificazione è più appropriata per le colate, propongono di sostituire la granulometria come criterio classificativo con concetti genetici e morfologici (e.g. materiale classato/non classato; coesivo/non coesivo; etc.).

Sia la colata in esame che tutti gli altri dissesti, data la natura comune del materiale mobilizzato (vedi paragrafo 3.5.1.), e la presenza di un canale o di un percorso confinato, sono classificabili come "debris flow" di Hungr et al. (2001) (Del Ventisette et al., 2012).

Table 3. *Material involved in landslides of the flow type.*

Origin	Character	Condition <sup>1</sup>	Name
SORTED (marine, lacustrine, fluvial, eolian, volcanic, anthropogenic)	Non-cohesive (Plastic Limit < 5%)	Dry or Saturated	- Gravel - Sand - Silt
	Cohesive (Plastic Limit > 5%)	- Plastic ( $I_L < 0.5$ ) - Liquid ( $I_L > 0.5$ )	- Clay - Sensitive Clay
UNSORTED (residual, colluvial, glacial, volcanic, anthropogenic)	Non-cohesive (Plastic Limit < 5%)	Dry or Saturated	- Debris <sup>2</sup>
	Cohesive (Plastic Limit < 5%)	- Plastic ( $I_L < 0.5$ ) - Liquid ( $I_L > 0.5$ )	- Earth - Mud
PEAT	Organic	Saturated	- Peat
ROCK	Fragmented	Dry or Saturated	- Rock

Tabella 3.5. Tabella classificativa dei dissesti tipo “flow” (colata) secondo il materiale coinvolto (Hungri et al. 2001).

Il materiale trasportato dalle colate, procedendo verso la base dei versanti, si raccoglie in un’unica massa fino a raggiungere gli ampi fondovalle delle incisioni principali. A questo punto della loro evoluzione la fase liquida può essere nettamente preponderante rispetto a quella solida: queste colate prendono il nome di “mud flow o earth flow” (Hungri et al., 2001).

Per il debris flow considerato si è stimato il volume di materiale coinvolto ricostruendo la morfologia dettagliata dell’intera area di distacco, della parte superiore del canale e del versante originario combinando le osservazioni sul terreno con le misurazioni su 13 sezioni trasversali al versante.

Le tracce lasciate dalla colata sul terreno sono state rinvenute ben conservate (Fig. 3.21); in particolare sono stati misurati con precisione i limiti laterali nell’area di distacco e le altezze raggiunte dal flusso, ben visibili sui fianchi del canale e sui manufatti interessati (muri di sostegno, parete della scuola).

Successivamente, interpolando le sezioni (Fig. 3.22), si è calcolato il volume di materiale tra due sezioni successive (Fig. 3.23) e quindi stimato l’intero materiale coinvolto nella singola colata. Il volume totale mobilizzato è di circa 2500 m<sup>3</sup> (1700 m<sup>3</sup> quello del distacco principale), la superficie di 2500 m<sup>2</sup> con spessore medio del materiale asportato di circa 1 m. Falconi et al. (2011) e Del Ventisette et al. (2012) hanno stimato i volumi di altre colate mobilizzate giorno 1 Ottobre, essi sono sempre compresi tra 10<sup>3</sup> e 10<sup>4</sup> m<sup>3</sup>.

Inoltre, conoscendo la densità del materiale, è possibile stimare la velocità e la portata della colata attraverso diverse formulazioni empiriche (Rickenmann, 1999; Hungri et al., 2008). Per la colata in studio queste sono state calcolate su tutte le

sezioni parziali (Tabella 3.6), così da evidenziarne il progressivo incremento. L'accelerazione massima è compresa nei primi 20 m di percorrenza; la velocità di impatto sul fabbricato della scuola (sezione 11), ad una distanza di quasi 100 m, è superiore ai 5 m/s (Fig. 3.23). Anche la portata aumenta progressivamente: è stato stimato il valore massimo di 25 m<sup>3</sup>/s.

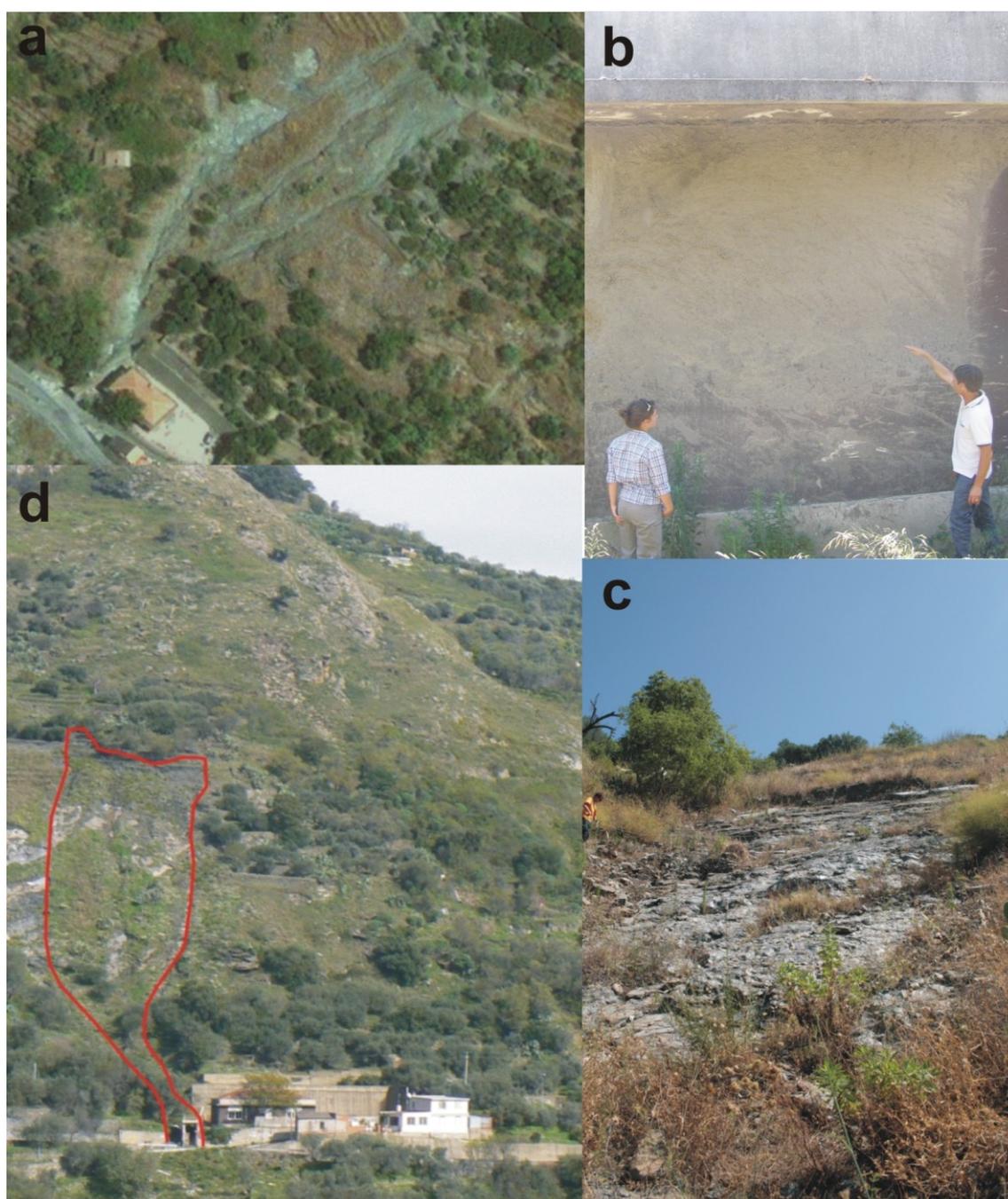
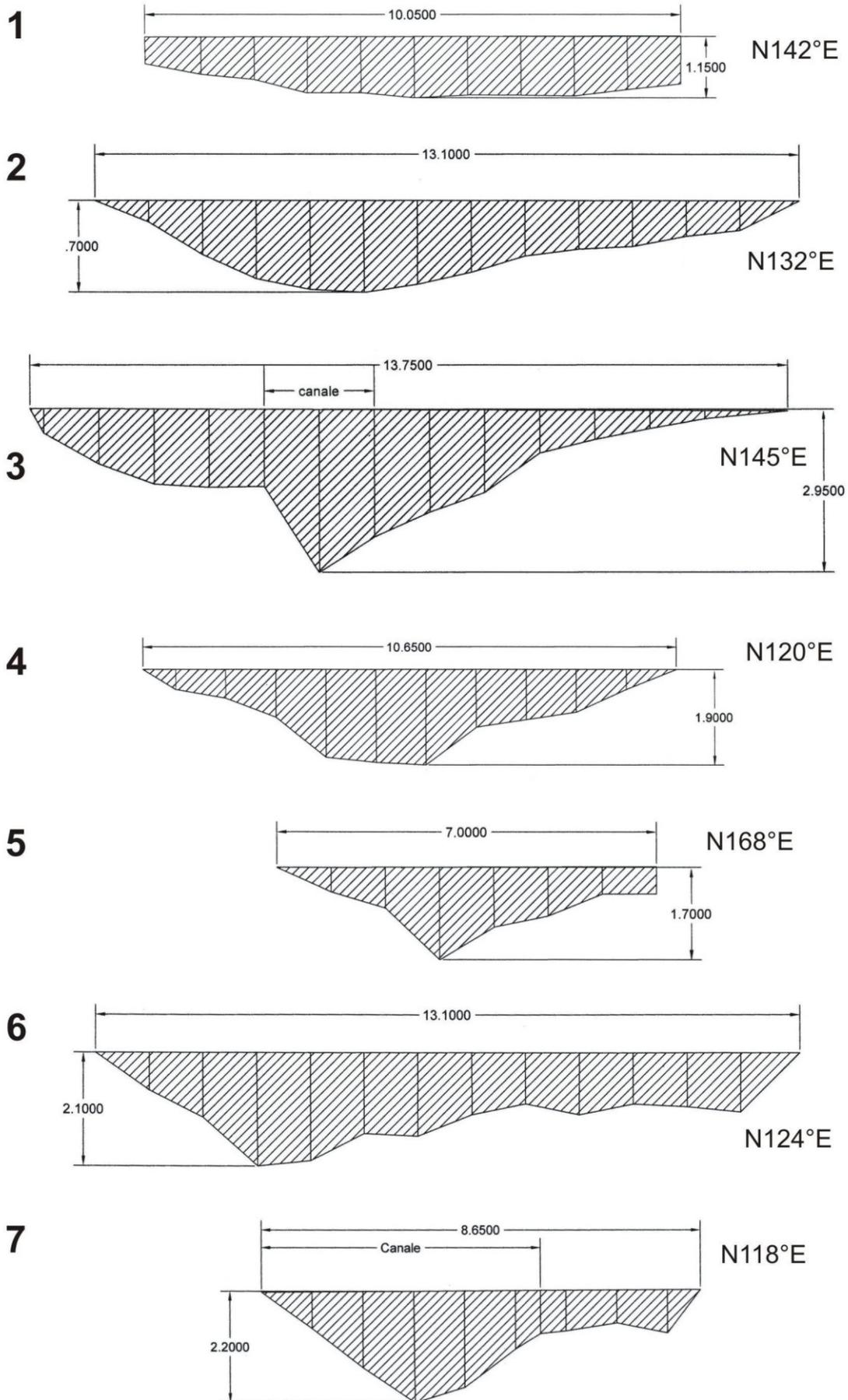


Fig. 3.21. a: veduta aerea del dissesto analizzato (immagine Google Earth); b: tracce lasciate dal *debris flow* sul muro esterno della scuola di Molino; c: veduta frontale; d: particolare della'area della zona di distacco.



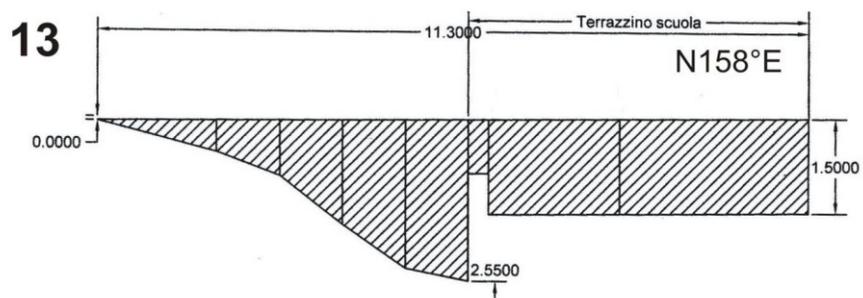
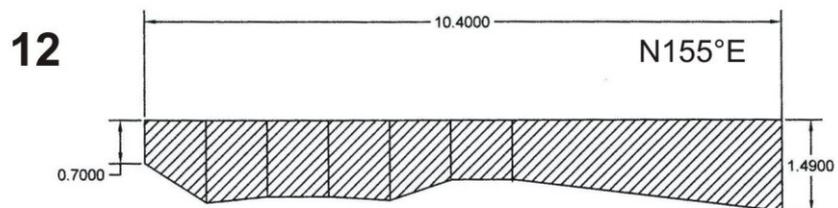
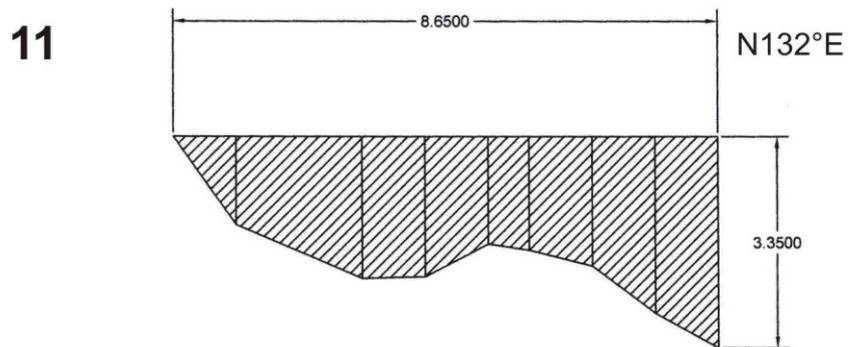
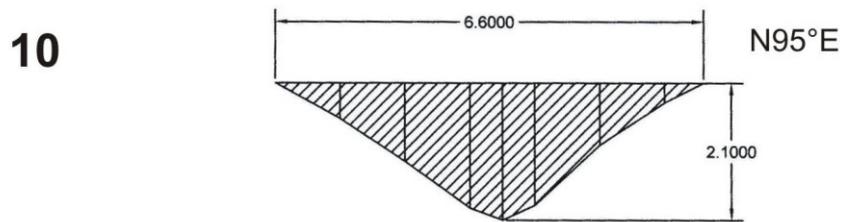
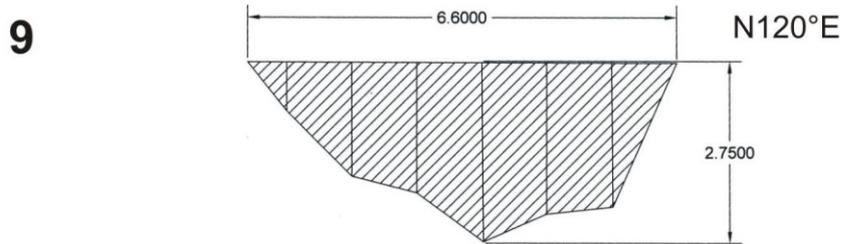
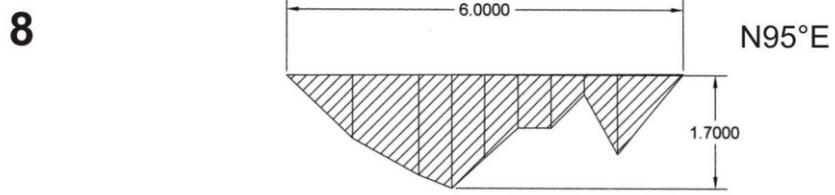


Fig. 3.22. Rappresentazione, da monte verso valle, delle sezioni rilevate trasversalmente al *debris flow* analizzato; è indicata l'orientazione di ognuna di esse.

Sezioni	Distanza (m)	Volume (m <sup>3</sup> )	Portata (m <sup>3</sup> /s)	Velocità (m/s)
1	0.0	0.0	0.0	0.00
2	12.6	102.2	5.0	3.03
3	31.4	290.9	11.3	3.97
4	40.6	379.1	13.9	4.25
5	48.0	425.2	15.1	4.38
6	55.2	486.6	16.8	4.53
7	66.0	603.7	19.9	4.79
8	75.9	667.8	21.6	4.92
9	81.6	771.5	22.7	5.00
10	88.1	761.4	23.9	5.09
11	96.7	839.6	25.8	5.21

Tabella 3.6. Valori progressivi di volume, portata e velocità dalla sezione 1 alla sezione 11.

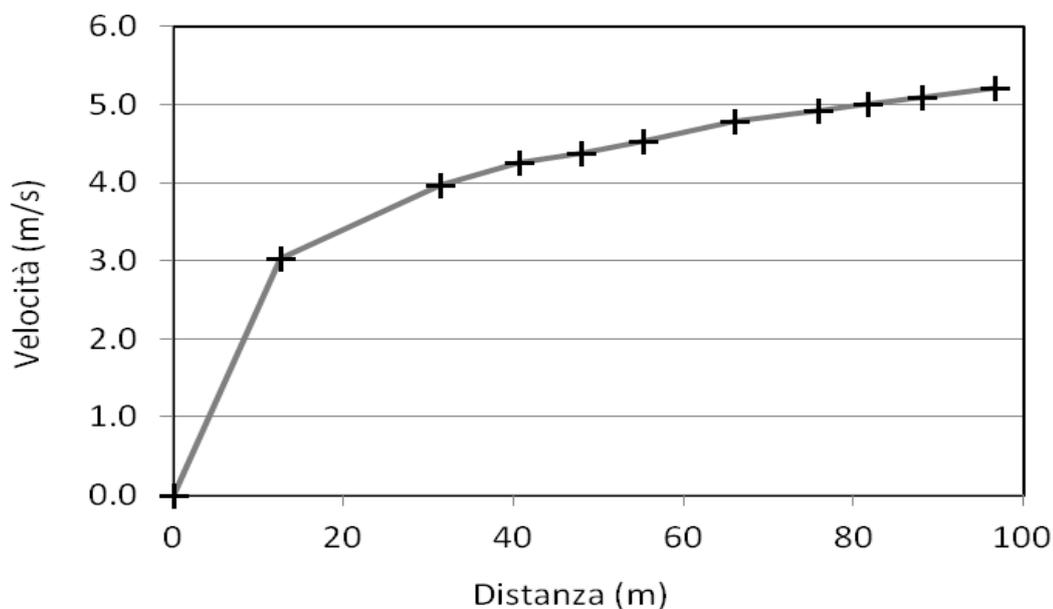


Fig. 3.23. Incremento progressivo della velocità in funzione della distanza dal punto di distacco.

### 3.7. Analisi morfometrica

Le analisi geomorfologiche quantitative sono uno strumento che consente di studiare le forme del rilievo, in particolare i bacini idrografici e le modificazioni a cui sono soggetti. In particolare, tra queste modificazioni, l'analisi quantitativa permette di valutare quelle dovute alla tettonica attiva. Inoltre, l'impiego di metodi quantitativi consente di esprimere gli aspetti del rilievo sotto forma di parametri numerici, col vantaggio di poter "quantificare" l'intensità dei processi e di poter effettuare confronti che non siano basati su semplici considerazioni qualitative.

La base per questo tipo di studi consiste nel definire una gerarchia del retico di drenaggio. Strahler (1958) definisce i segmenti di I ordine quelli che non hanno affluenti; dalla confluenza di due segmenti di ordine uguale si genera un segmento di ordine successivo, fino ad individuare il collettore principale del bacino, che costituirà il segmento con ordine massimo. Questa suddivisione gerarchica permette di calcolare una serie di parametri utili a caratterizzare l'unità idrografica.

Definito lo schema gerarchico è possibile calcolare alcuni parametri, tra questi il "rapporto di biforcazione" ( $R_b$ ), il "numero di anomalia gerarchica" ( $G_a$ ), la "densità di anomalia gerarchica" ( $g_a$ ) e l'"indice di anomalia gerarchica" ( $\Delta_a$ ).

Il primo ( $R_b$ ) indica la media dei rapporti tra il numero dei segmenti fluviali di un dato ordine e quello dei segmenti di ordine immediatamente superiore; se  $R_b$  è uguale a 2, il reticolo risulta molto ben organizzato. Quanto più  $R_b$  è elevato tanto più il reticolo è disorganizzato. Informazioni maggiormente significative si ricavano dai valori degli altri parametri ( $G_a$ ,  $g_a$  e  $\Delta_a$ ). Infatti, prendono in considerazione non solo il numero di aste per ogni ordine, ma anche delle aste definite "gerarchicamente anomale". Queste sono quelle che confluiscono direttamente in un segmento di ordine immediatamente superiore. Il valore di  $G_a$  è uguale al numero di segmenti di I ordine che sarebbe necessario aggiungere al reticolo di drenaggio per eliminare tutte le anomalie presenti. Il valore  $g_a$  è uguale al rapporto di  $G_a$  con l'area di pertinenza della rete idrografica; mentre  $\Delta_a$  è uguale al rapporto tra  $G_a$  e il numero di segmenti di I ordine presenti nel reticolo. (Avena et al., 1967).

I parametri gerarchici forniscono indicazioni sul grado di evoluzione dei reticoli idrografici, esistono altri parametri in grado di fornire informazioni altrettanto importanti. Tra questi la densità di drenaggio ( $D_d$ ), uguale alla lunghezza totale dei segmenti fluviali per unità di area, e il fattore di asimmetria ( $A_F$ ) che considera

l'estensione superficiale relativa delle porzioni di bacino delimitate dal collettore principale.

Altri indici ancora si calcolano considerando l'altimetria del bacino idrografico e il profilo longitudinale delle aste principali. L'andamento altimetrico di un bacino può essere descritto dalla curva ipsografica, che si ottiene riportando per ogni intervallo di quota la superficie complessiva delle porzioni di bacino poste a quote superiori. La forma della curva fornisce indicazioni circa il grado di evoluzione del bacino (Strahler, 1952). Una curva convessa verso l'alto indica uno stadio giovanile, mentre una curva concava verso l'alto indica uno stadio di maturità. Esprimendo le aree per ogni intervallo di quota come frazione percentuale dell'area totale (area relativa), e le quote come frazione percentuale del dislivello complessivo (altezza relativa) si ottiene una curva normalizzata (Fig. 3.24). Questa permette di calcolare l'integrale ipsometrico (area sottesa alla curva ipsometrica) il cui valore, analogamente alla forma della curva, fornisce indicazioni sullo stadio evolutivo del bacino idrografico.

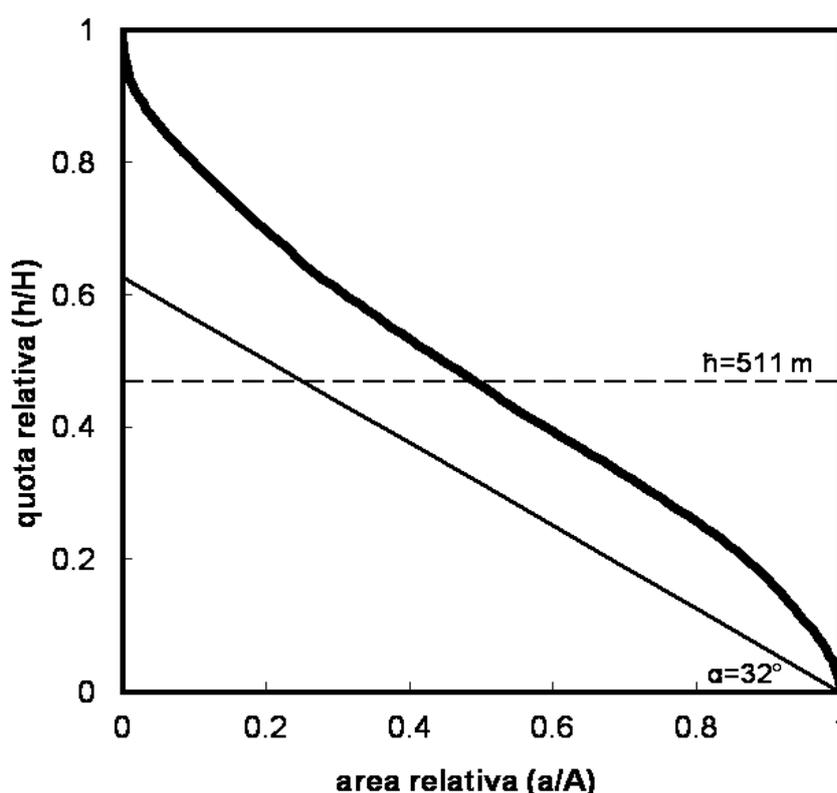


Fig.3.24. Curva ipsometrica normalizzata per il bacino del Torrente Giampilieri. Sono ripostate anche la quota media e la pendenza media per lo stesso bacino.

Anche il profilo longitudinale fornisce indicazioni sullo stadio evolutivo, poiché variazioni di pendenza possono suggerire l'esistenza di processi attivi. Il "Stream

Length Gradient Index” (SL), si calcola per segmenti di particolare interesse ed è funzione del gradiente topografico per unità di lunghezza, e della posizione rispetto al punto più elevato di tutto il corso d’acqua (Hack, 1973). In letteratura le anomalie di SL sono messe in relazione con processi di deformazione attiva (Troiani & Della Seta, 2008; Font et al., 2010; Singh & Awasthi, 2010).

Tutti i parametri e gli indici precedentemente descritti sono stati elaborati per il bacino del torrente Giampilieri (Tabella 3.4), bacino sul quale è stato elaborato il modello di suscettibilità presentato nel capitolo seguente. L’analisi morfometrica ha messo in luce una scarsa organizzazione del sistema idrografico, probabilmente riconducibile ai processi di tettonica recente che indirettamente controllano i processi di evoluzione del reticolo stesso. L’andamento della curva ipsometrica e elevata pendenza media sono indizi dell’impostazione relativamente recente del bacino.

Indice			
Rapporto di biforcazione	Rb	4.5	
Rapporto di biforcazione diretta	Rdb	3.1	
Indice di biforcazione	R	1.4	
Numero di anomalia gerarchica	Ga	64	
Densità di anomalia gerarchica	ga	6.6	
Indice di anomalia gerarchica	$\Delta a$	0.8	
Densità di drenaggio	Dd	4.10	km/km <sup>2</sup>
Fattore di asimmetria	FA	76%	
Pendenza media		32.1	°
Altitudine media		510.8	m
Integrale ipsometrico	HI	47%	

Tabella 3.4. Tabella riassuntiva dei parametri morfometrici e delle caratteristiche topografiche del bacino di Giampilieri.

Un’anomalia del valore di SL sul Torrente Giampilieri, ha suggerito di estendere la stessa analisi su altri corsi d’acqua principali nello stesso settore (Fig. 3.25), verificando che anch’essi mostrano una o più anomalie nei valori di SL (Fig. 3.26). I punti di tali anomalie sembrano allinearsi in direzione NE-SW, suggerendo la

presenza di strutture tettonica attive (Goswami et al., 2012). Tuttavia l'esistenza di strutture oloceniche on-shore non è provata, pertanto i gradienti anomali dei corsi d'acqua sono interpretabili come gradini di erosione attiva che confermano l'impostazione recente dei reticoli di drenaggio.

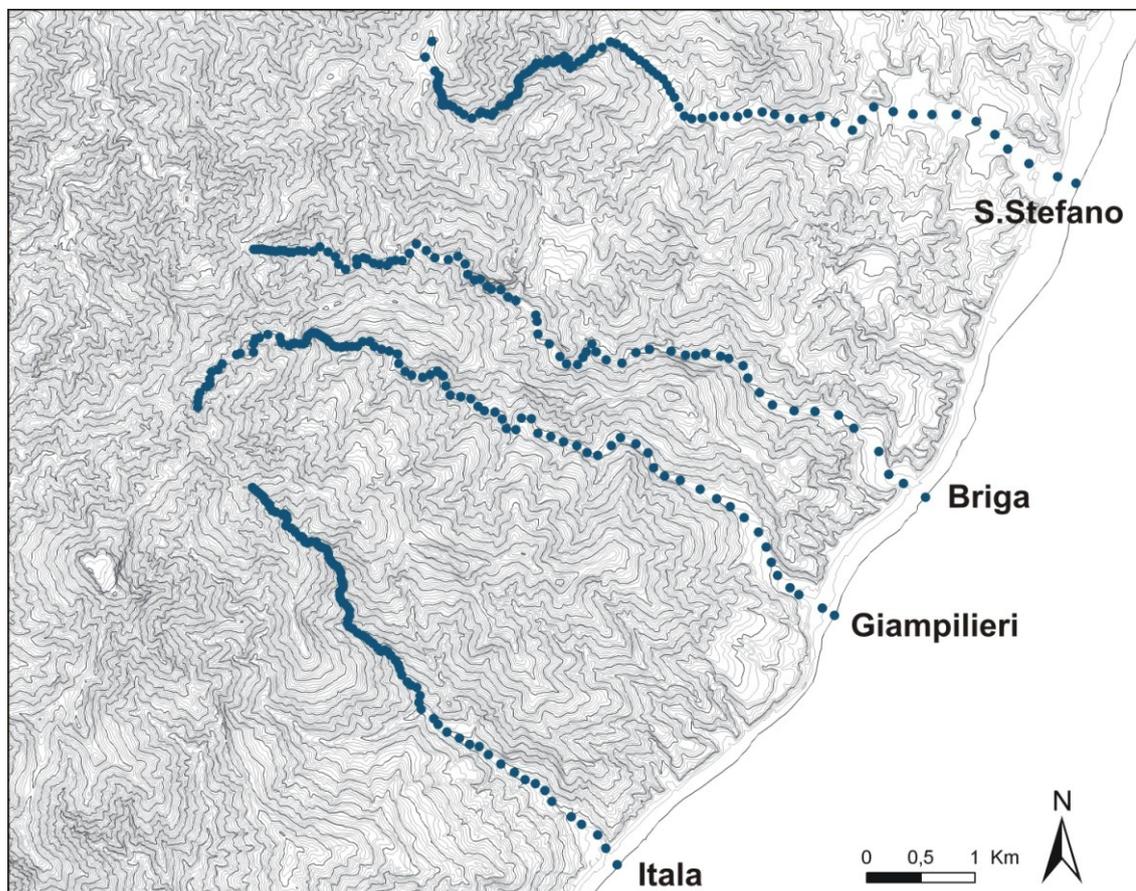


Fig. 3.25. Mappa dei quattro corsi d'acqua principali lungo

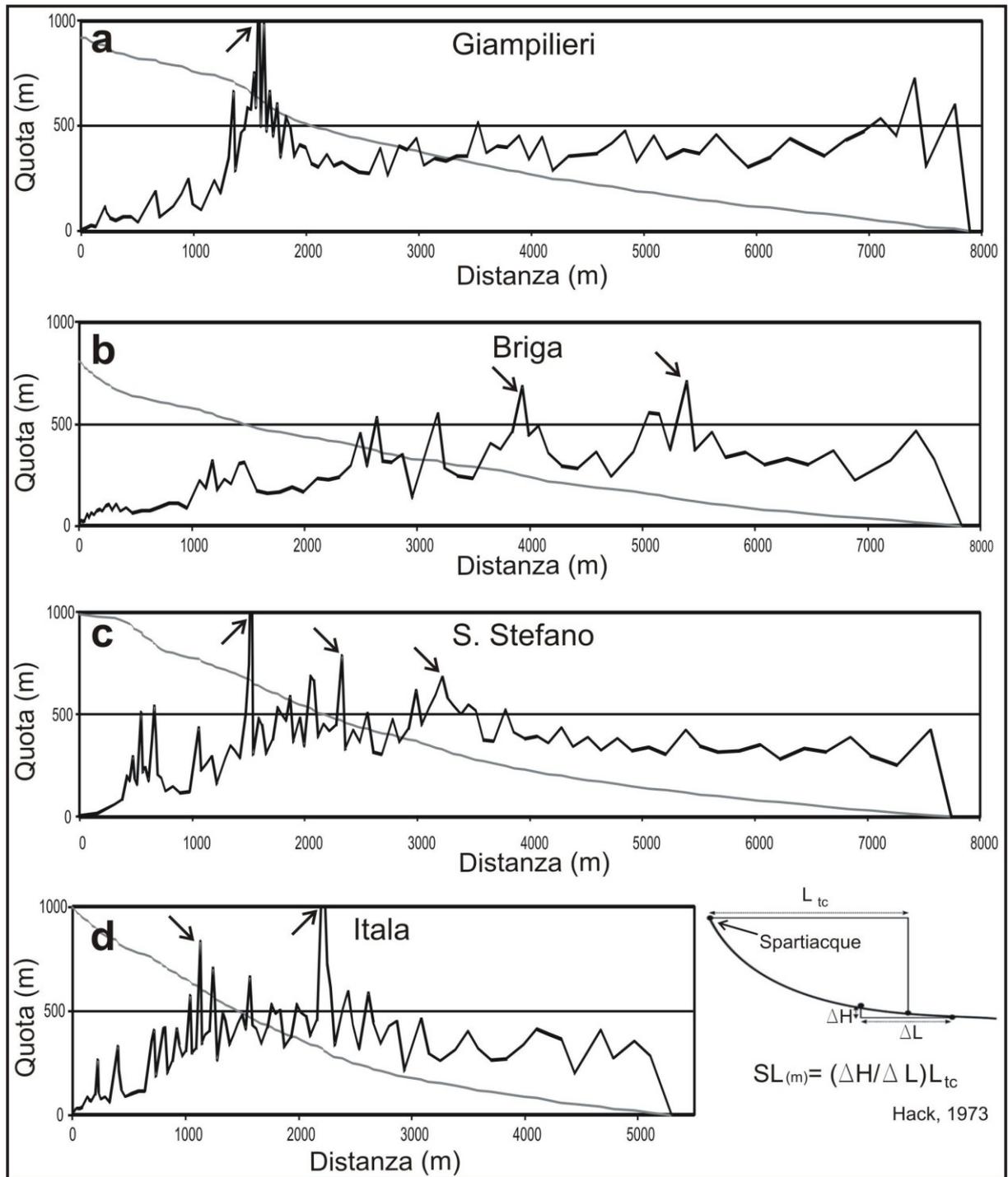


Fig. 3.26. Indice SL (linea nera) associato ai profili longitudinali dei corsi d'acqua (linea grigia); le frecce indicano i picchi anomali dell'indice SL.