



**UNIVERSITA' DELLA CALABRIA**

Dipartimento di Biologia, Ecologia e Scienze della Terra

**Dottorato di Ricerca in**

Scienze e Ingegneria dell'Ambiente, delle Costruzioni e dell'Energia

**CICLO**

**XXXI**

**TITOLO TESI**

***RELAZIONE TRA WEATHERING E TETTONICA NEI PROCESSI MORFOEVOLUTIVI DI UNA  
PORZIONE DEL VERSANTE OCCIDENTALE DEL MASSICCIO DELLA SILA, CALABRIA***

**Settore Scientifico Disciplinare GEO/02**

**Coordinatore:**

Ch.mo Prof. Salvatore Critelli

Firma Salvatore Critelli

**Supervisore/Tutor:**

Ch.mo Prof. Salvatore Critelli

Firma Salvatore Critelli

**Co-Tutor:**

Ch.mo Prof. Francesco Muto

Firma Francesco Muto

Ch.mo Dott. Luigi Borrelli

Firma Luigi Borrelli

Ch.mo Dott. Vincenzo Tripodi

Firma Vincenzo Tripodi

**Dottorando:** Dott./ssa Deborah Biondino

Firma Deborah Biondino

# INDICE

## INTRODUZIONE, SCOPI E FINALITÀ DEL LAVORO DI TESI

### CAPITOLO 1

#### LINEAMENTI GEOLOGICO-STRUTTURALI E GEOMORFOLOGICI

<b>1.1. Caratteri geologico-strutturali, climatici ed idrografici dell'Arco Calabro</b>	<b>1</b>
<b>1.2. Caratteri geologico-strutturali e geomorfologici della Calabria settentrionale</b>	<b>7</b>
<b>1.3. Caratteri geologico-strutturali e geomorfologici del Massiccio della Sila</b>	<b>12</b>
1.3.1. Le problematiche relative alla franosità	14
Figure, foto e tabelle (nell'ordine in cui sono richiamate nel testo)	15

### CAPITOLO 2

#### RILEVAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE E GEOMORFOLOGICO DELL' AREA DI STUDIO

<b>2.1 Metodologia di studio</b>	<b>19</b>
<b>2.2 Risultati del rilievo geologico-strutturale</b>	<b>21</b>
2.2.1 Il Basamento cristallino ed i depositi sedimentari	21
2.2.2 Strutture tettoniche alla macro-scala e meso-scala	23
<b>2.3 Risultati del rilievo geomorfologico</b>	<b>26</b>
2.3.1 Inquadramento geomorfologico	26
2.3.2 Conoscenze pregresse sulla franosità dell'area di studio	29
2.3.3 Tipologie di instabilità rilevate	32
2.3.4 Categorie di frane: superficiali, mediamente profonde e profonde	35
2.3.5 Analisi quantitativa dei fenomeni franosi	36
Figure, foto e tabelle (nell'ordine in cui sono richiamate nel testo)	38

### CAPITOLO 3

#### RILIEVO DEL GRADO DI ALTERAZIONE NELL'AREA DI STUDIO

<b>3.1 Conoscenze pregresse e caratterizzazione del weathering</b>	<b>56</b>
<b>3.2 Il profilo di alterazione</b>	<b>60</b>
<b>3.3 Metodologia per il rilievo del grado di alterazione</b>	<b>62</b>
<b>3.4 Analisi dei dati</b>	<b>65</b>
<b>3.5 Profili di alterazione dell'area di studio</b>	<b>68</b>
<b>3.6 La carta del grado di alterazione</b>	<b>70</b>
Figure, foto e tabelle (nell'ordine in cui sono richiamate nel testo)	73

### CAPITOLO 4

#### CARATTERIZZAZIONE MINERO-PETROGRAFICA DEL GRADO DI ALTERAZIONE

<b>4.1 Analisi petrografica</b>	<b>84</b>
4.1.1. Indice del grado di decomposizione (Xd)	85
4.1.2. Indice micropetrografico (Ip)	86
4.1.3. Risultati ottenuti	86
<b>4.2 Analisi mineralogica</b>	<b>90</b>

4.1.1	Diffrazione a raggi X	90
4.1.2	Risultati ottenuti	91
	Figure, foto e tabelle (nell'ordine in cui sono richiamate nel testo)	93
<b>CAPITOLO 5</b>		
<b>CARATTERIZZAZIONE GRANULOMETRICA DEI TERRENI DI ALTERAZIONE</b>		
<b>5.1</b>	<b>Analisi granulometriche</b>	<b>106</b>
<b>5.2</b>	<b>Risultati</b>	<b>108</b>
	Figure, foto e tabelle (nell'ordine in cui sono richiamate nel testo)	110
<b>CAPITOLO 6</b>		
<b>MODELLAZIONE GEOCHIMICA DEI PROCESSI DI ALTERAZIONE</b>		
<b>6.1</b>	<b>Metodologia per la modellazione di interazione acqua-roccia</b>	<b>115</b>
<b>6.2</b>	<b>Risultati ottenuti</b>	<b>117</b>
	Figure, foto e tabelle (nell'ordine in cui sono richiamate nel testo)	118
<b>DISCUSSIONE</b>		<b>123</b>
	Figure, foto e tabelle (nell'ordine in cui sono richiamate nel testo)	134
<b>CONCLUSIONI</b>		<b>145</b>
<b>BIBLIOGRAFIA</b>		<b>147</b>

## INTRODUZIONE, SCOPI E FINALITÀ DEL LAVORO DI TESI

La crescente attenzione rivolta al rischio frana è conseguenza del continuo verificarsi di eventi di varia tipologia e cinematica con notevole diffusione ed entità, indice di una rilevante fragilità in cui versa il territorio nazionale. Una maggiore sensibilità nei confronti di tale problematica ha portato nel tempo ad una logica di previsione e prevenzione, che si concretizza nell'individuazione del rischio e nella realizzazione di interventi atti a monitorare e ridurre l'impatto degli eventi franosi.

La linea preventiva per la mitigazione e la riduzione del rischio ha fatto seguito ad un atteggiamento che, negli anni, ha visto sperperare le diverse risorse messe a disposizione al fine di fronteggiare le emergenze, con risultati non adeguati rispetto al pesante impatto socio-economico derivante dal loro accadimento. Infatti, i fenomeni franosi spesso causano ingenti danni a strutture ed infrastrutture e, in alcuni casi, perdita di vite umane.

Soltanto negli ultimi decenni si è giunti ad una maggiore consapevolezza di utilizzare in maniera ponderata il territorio, estremamente fragile per fattori naturali combinati all'azione dell'uomo.

Per ovviare alla forma di degrado ambientale identificata nel dissesto idrogeologico non si può prescindere da un'accurata acquisizione di conoscenze pregresse in termini di tipologie dei fenomeni, della loro distribuzione spaziale e temporale, e delle diverse cause predisponenti e scatenanti. Dalla presa di contezza della complessità e della pericolosità della problematica in oggetto, nonché dall'esigenza di contenimento dei danni, numerosi studi sono stati incentrati sui processi morfoevolutivi dei versanti e in particolare sulla franosità. Quest'ultima risulta essere il predominante meccanismo di evoluzione morfologica in aree caratterizzate da notevoli spessori di rocce cristalline alterate (Borrelli et al., 2007; Calcaterra & Parise, 2010; Cascini et al., 1992a, 1992b, 1994; Cascini & Gullà, 1993; Critelli, Di Nocera, & LePera, 1991; Gullà et al., 2004).

Per quanto attiene ai dissesti che si verificano nelle rocce alterate e nelle coltri detritiche e/o alteritiche, l'elevata pericolosità è da correlare al loro carattere impulsivo e accidentale che si esplica in complesse ed improvvise modalità di attivazione sui versanti, senza chiari ed evidenti segni premonitori. In aggiunta, gli eventi franosi esauriscono celermente la propria azione lasciando intercorrere tra due eventi successivi un ampio tempo di ritorno. In tale arco temporale gli agenti esogeni operano un modellamento che porta ad obliterare parzialmente o totalmente gli effetti tipici delle frane e i loro caratteri morfologici distintivi, incrementando la pericolosità.

Dunque, laddove i movimenti gravitativi interessano versanti costituiti da rocce cristalline esposte ai processi di alterazione con assetto strutturale complesso, l'applicazione di un iter analitico multidisciplinare finalizzato alla valutazione e comprensione di tali processi risulta un punto cardine nell'analisi dei fenomeni franosi.

L'affermata incidenza che l'alterazione delle rocce ha sulla stabilità dei versanti ha fatto sì che si mettessero in atto molteplici studi a carattere interdisciplinare volti a stimare gli effetti del *weathering*, con particolare riguardo alla caratterizzazione del grado di alterazione delle rocce ed alla conseguente ricaduta sul comportamento geomeccanico e reologico dei materiali.

Tra le innumerevoli aree investigate per la problematica corrente spicca il territorio calabrese, diffusamente pervaso da fenomeni di instabilità in risposta alle modifiche naturali che si manifestano in questa area geologicamente giovane. La fragilità della Calabria deriva dai caratteri geologici, geomorfologici e strutturali che la caratterizzano, e rispecchia la sua storia geologica complessa ed estremamente attiva. Questo rende la Calabria un territorio unico ma presentante i principali fattori di predisposizione ai fenomeni franosi, ponendo continuamente a repentaglio il patrimonio ambientale e tutti gli elementi in esso contenuti.

Le rocce costitutive della maggior parte dei suoi massicci (Sila, Serre, Aspromonte) sono di natura cristallina, marcatamente differenti rispetto alla generale composizione sedimentaria (rocce calcaree e terrigene) dell'Appennino meridionale e della Sicilia. Di fatto, tra i fattori che favoriscono i fenomeni di instabilità spicca la condizione di intensa e profonda alterazione manifestata dagli ammassi rocciosi cristallini calabresi, caratterizzati da una complessa sequenza di stadi a diverso grado di alterazione (Guzzetta, 1974; Ietto, 1975, Ietto & Ietto, 2004; Borrelli et al., 2015, 2016; Scarciglia et al., 2016). Il differente stato in cui si ritrovano i volumi di roccia costitutivi gli ammassi cristallini, in risposta all'azione dei processi di *weathering*, e la loro disposizione spaziale determina la formazione di profondi profili alterativi, marcatamente differenti e variabili in affioramento ed in profondità.

È noto che i processi di *weathering* si sviluppano in funzione di diversi fattori: chimica e mineralogia delle rocce, rilievo, caratteristiche chimiche delle acque interagenti, attività biologica, tempo e clima (Borrelli, 2012; Scarciglia et al., 2015). Quest'ultimi due fattori controllano il grado di sviluppo dei caratteri alterativi e, conseguentemente, la tipologia dei processi dominanti.

In riferimento alla tipologia di materiale roccioso coinvolto, la maggiore suscettibilità dei litotipi cristallini è scaturita dalle differenti condizioni ambientali cui sono sottoposte in superficie, o in prossimità di essa, rispetto a quelle che vigevano nell'ambiente di formazione.

Il loro derivante continuo tentativo di riequilibrarsi alle nuove condizioni ambientali è favorevole allo sviluppo dei processi di disgregazione e degradazione che, nel tempo, indeboliscono l'originaria struttura delle rocce. Il risultato del disfacimento delle rocce, e quindi delle variazioni subite nelle proprie caratteristiche chimico-fisiche, è la formazione di una coltre alteritica più o meno consistente di varia tipologia e spessore (Critelli et al., 1990; Deere & Patton 1971; Ietto, 1975; Fookes, 1978; Hencher et al. 1984, Brand 1985, Critelli et al. 1991, Cascini et al., 1992; Cascini et al. 1994; Calcaterra et al. 1993; Gullà et al. 2004; Calcaterra 2004; Borrelli et al. 2007).

Il notevole decadimento delle proprietà fisico-meccaniche della roccia d'origine, conseguenziale alla degradazione meteorica ed alle trasformazioni mineralogiche e petrografiche che essa opera, predispone i versanti costituiti da rocce cristalline ai processi d'instabilità (Borrelli, 2008; Borrelli et al., 2012; Cascini et al., 1992, 1994).

In aggiunta, la stabilità e la dinamica evolutiva dei versanti risulta fortemente influenzata dai fenomeni di erosione e dall'intensa fratturazione che ha investito intensamente il territorio regionale, e in particolar modo il Massiccio Silano nelle fasi di attività neogenica, dando un notevole contributo allo sviluppo dei processi alterativi ed all'instaurarsi dei fenomeni franosi (Cascini et al., 1992), con controllo sui cinematismi di tali fenomeni.

Lo scopo della tesi è quello di definire i profili di alterazione tipici dell'area di studio, con a corredo una verifica dell'efficacia della cartografia del grado di alterazione, e valutare la connessione degli elementi costitutivi di tali profili con le diverse tipologie/categorie di frane distinte su base geomorfologica, identificandole a livello tipologico e in base agli spessori del materiale coinvolto. La scelta ponderata dell'area è ricaduta nel territorio comunale di San Pietro in Guarano per l'assetto geologico-strutturale di cui si costituisce e la diffusa presenza di frane che la interessano, congiuntamente alla possibilità di disporre di dati di sottosuolo relativi a precedenti indagini. Lo studio, condotto su un'area estesa per circa 7,3 km<sup>2</sup>, è stato avviato sulla base di un'accurata e pregressa ricerca bibliografica, al fine di trarre informazioni sensibili sulla tematica in esame e conseguire al meglio gli obiettivi prefissati.

In linea generale, lo studio è stato articolato in diverse fasi susseguenti che in maniera accurata hanno messo in atto un'indagine sempre più dettagliata. A partire da un'analisi fotointerpretativa multi-temporale ed a diverse scale di osservazione, è stato effettuato un successivo rilevamento geologico-strutturale e geomorfologico, a cui ha fatto seguito un rilievo del grado di alterazione. Questo ha permesso la conseguente definizione del grado di alterazione degli ammassi rocciosi cristallini, apprezzandone la variabilità spaziale e la complessità dei rapporti geometrici costitutivi

dei profili di alterazione in superficie e in profondità. Ad integrazione dei dati ottenuti, al fine di verificare gli effetti del *weathering* a varie scale, sono state condotte analisi di laboratorio petrografiche e mineralogiche sulle rocce cristalline nei diversi stadi di alterazione, così da stabilirne la paragenesi della roccia d'origine e i prodotti secondari alterativi. In merito alla caratterizzazione granulometrica dei materiali intensamente alterati si è fatto riferimento a studi dettagliati svolti da altri autori in precedenza. I dati ottenuti dalle attività di laboratorio sono stati sottoposti ad una modellazione del percorso di reazioni in modalità cinetica, volta a valutare l'evoluzione mineralogica che si mette in atto con il procedere del *weathering*, in riferimento alle fasi primarie disciolte e fasi secondarie precipitate durante l'interazione acqua-roccia. L'insieme dei dati acquisiti tramite lo studio geologico, geomorfologico e rilievi del grado di alterazione in affioramento, integrati con le stratigrafie dei sondaggi a carotaggio continuo, sono stati analizzati e sintetizzati in tre semplici modelli a blocchi, i quali riassumono le relazioni tra categorie di frane identificate, profili di alterazione ed assetto strutturale. Infine, l'elaborazione ed analisi dei dati in ambiente Gis hanno consentito la redazione delle carte geotematiche tra cui la carta del grado di alterazione. Tale particolare cartografia tematica e l'iter metodologico sviluppato nel presente lavoro, in contesti dove affiorano diffusamente rocce cristalline alterate, risultano di estrema utilità sia per la pianificazione del territorio che per indirizzare più efficacemente la ricerca, gli studi e le indagini essenziali per definire ed affrontare le problematiche che spesso interessano gli ammassi rocciosi.

## CAPITOLO 1

### LINEAMENTI GEOLOGICO-STRUTTURALI E GEOMORFOLOGICI

#### 1.1 Caratteri geologico-strutturali, climatici ed idrografici dell'arco calabro

L'Arco Calabro-Peloritano è una zona di raccordo tra la catena appenninica s.s. ad andamento NW-SE e la catena siciliano-maghrebide, orientata E-W (Amodio-Morelli et al, 1976; Bonardi et al.,1982a,b; Tortorici, 1982; Lorenzoni e Zanettin-Lorenzoni, 1983; Messina et al.,1994; Van Dijk et al., 2000; Tansi et al., 2007, 2016). Esso si presenta con forma arcuata, tipica geometria curvata degli orogeni all'interno del bacino Mediterraneo (Faccenna et al., 2004; Gueguen et al., 1998; Rosenbaum & Lister, 2004a), e comprende la Sicilia nord-orientale e la Calabria.

Tale settore è stato da sempre considerato uno dei soggetti geologici più studiati e discussi a causa della sua collocazione nel complicato scenario geodinamico del Mediterraneo centro-occidentale (Alvarez, 1976; Doglioni et al., 1998, 1999; Carminati & Doglioni, 2004; Rosenbaum & Lister, 2004 a,b).

Piccolo esempio della complicata evoluzione geodinamica che caratterizza l'intera area mediterranea è rappresentato dal basamento cristallino alloctono dell'orogene in esame, riconducibile principalmente alla tettonica ercinica e in seguito localmente coinvolto nella tettonica alpina (Fiannacca et al., 2008). Inoltre, la sua discussa appartenenza al blocco europeo (Ogniben,1969; Dewey et al., 1989; Bouillin, 1984; Bouillin et al., 1986; Dietrich, 1987, 1988; Dewey et al., 1989) oppure a quello africano (Amodio Morelli et al., 1976; Haccard et al., 1972; Scandone, 1979; Bonardi et al., 1974,1982a, b; Doglioni et al., 1998) durante il ciclo orogenetico Alpino-Appenninico (esplicatosi essenzialmente con una continua subduzione della litosfera oceanica neotetidea tra il Cretaceo ed il Neogene, e una migrazione verso sud-est), pone la catena al centro di differenti e spesso contrastanti dibattiti ed interpretazioni circa la sua evoluzione paleogeografica e paleotettonica.

In letteratura sono diversi gli studi ed i modelli che trattano l'evoluzione geodinamica dell'edificio cristallino e le interpretazioni sono riconducibili alle seguenti ipotesi:

- 1) le falde cristalline rappresentano frammenti del margine europeo che, insieme alle falde ofiolitiche, si sono strutturate nel Paleogene a formare una catena con vergenza africana, la

quale nel successivo Miocene è sovrascorsa sul margine continentale africano (Ogniben, 1969, 1973; Bouillin, 1984; Bouillin et al., 1986; Dietrich, 1988; Dewey et al., 1989);

- 2) l'Arco Calabro rappresenta un frammento del margine continentale africano che durante il Cretaceo-Paleogene ha subito deformazione e, congiuntamente alle falde di derivazione oceanica, ha dato origine alla catena Eo-alpina con vergenza Europea. Tale catena, durante il Neogene, è sovrascorsa in toto sui domini appenninici (Haccard et al., 1972; Alvarez, 1976; Amodio-Morelli et al., 1976; Scandone, 1979; Bonardi et al., 2001, 2004);
- 3) l'Arco Calabro rappresenta un micro-continente mesomediterraneo in origine frapposto tra i due margini principali, europeo ed africano, e successivamente coinvolto in processi collisionali distinti in due fasi rispettivamente a vergenza europea (fase eo-alpina) ed africana (Alvarez, 1976; Ogniben, 1985; Guerrera et al., 1993; Cello et al., 1982, 1996; Critelli & Le Pera, 1998). La vergenza europea è data da una prima subduzione di litosfera oceanica, di appartenenza tetidea, al di sotto del margine africano (dominio australpino) o di una placca mesomediterranea (calabride) nel Cretaceo superiore-Eocene, a cui segue la formazione dell'orogene eo-alpino Europa-vergente nell'Eocene-Oligocene (Haccard et al., 1972; Amodio-Morelli et al., 1976; Boccaletti et al., 1984; Scandone et al., 1979). Successivamente, nel Paleogene-Miocene inferiore, una seconda subduzione Africa-vergente causa la subduzione del margine africano al di sotto di quello europeo, quindi calabride, e conseguente formazione della catena Appenninico-Maghrebide a vergenza africana (Catalano et al., 2003).

Un'altra ipotesi ampiamente accettata in letteratura, soprattutto in quella più recente, è la correlazione tra l'attuale configurazione geometrica e strutturale dell'Arco Calabro ed il processo di subduzione della placca ionica al di sotto delle unità calabridi e appenninico-maghrebidi (Wortel & Spakman, 1993, 2000; Faccenna et al., 2004).

In ogni modo, gli autori trovano concordanza nel ritenere che la genesi dell'Arco Calabro-Peloritano risale al periodo tra l'Eocene ed il Tortoniano a seguito della collisione continentale tra la placca europea e quella africana (Amodio Morelli et al., 1976), contrassegnando l'evoluzione del Mediterraneo centrale nelle fasi pre-oligoceniche. La storia evolutiva post-oligocenica è caratterizzata da una cinematica complessa che, a partire dal Messiniano, ha causato il distacco dal Blocco Sardo-Corso, la rapida traslazione verso SE e la conseguente apertura del bacino oceanico tirrenico.

La migrazione legata ad un movimento di tipo compressivo verso SE, durante l'Oligocene-Miocene Inferiore, ha determinato il sovrascorrimento delle unità cristalline calabridi costitutive del blocco

(falde di ricoprimento del basamento) che, congiuntamente alle unità tettoniche ofiolitiche, sono sovrascorse al di sopra delle unità sedimentarie dell'avampaese della placca africana e dei suoi promontori (Haccard et al., 1972; Alvarez, 1976; Amodio-Moirelli et al., 1976; Tortorici, 1982; Bonardi et al., 2001). Questi ultimi sono rappresentati dal blocco apulo a Nord (appartenente alla placca Adria) e il blocco ibleo a Sud (appartenente alla placca africana); tra questi due elementi si colloca il bacino ionico, probabilmente formatosi nel corso del Giurassico (Van Dijk et al., 2000).

In altri termini, le unità costitutive dell'Arco Calabro identificano una serie di unità tettoniche che comprendono porzioni di crosta continentale, ovvero basamento cristallino ercinico di età paleozoica e relative coperture meso-cenozoiche (Complesso Calabride, secondo Ogniben, 1969), ed unità ofiolitiche ad affinità alpina (Complesso Liguride, secondo Ogniben, 1969) caratterizzate da variabili gradi di metamorfismo e originatesi dalla deformazione di uno o più originari domini oceanici. Per quanto riguarda le unità sedimentarie, su cui poggiano le falde cristalline, trattasi di terreni appenninici consistenti in piattaforme carbonatiche e bacini interposti derivanti dalla deformazione di crosta oceanica e continentale.

Ripercorrendo in maniera più dettagliata la storia geodinamica dell'Arco Calabro a partire dal Miocene (Fig. 1.1), si assiste ad una fase tettonica prevalentemente di tipo estensionale che ha determinato la disposizione e/o conformazione delle unità stratigrafiche dell'edificio cristallino, nonché l'apertura del bacino tirrenico al retro a partire dal Tortoniano (Mostardini & Merlini, 1986; Dewey et al., 1989; Patacca et al., 1990; Catalano et al., 1993, 2003; Gueguen et al., 1998). Quest'ultima conferisce all'Arco un motivo strutturale marcatamente differente sia dall'Appennino meridionale a nord, che dal blocco siculo-maghrebide a sud.

Successivamente e come conseguenza degli ultimi eventi, si è messa in atto una rotazione antioraria dell'intera catena con accavallamento sui domini orientali, che ha provocato la scissione della Catena appennino-maghrebide-calabra dal blocco sardo corso (Amodio-Morelli et al., 1976). L'Arco Calabro Peloritano viene così traslato verso SE, ripercorrendo l'andamento delle faglie trascorrenti a carattere regionale orientate NW-SE, vale a dire la "linea di Taormina" a sud (Dewey et al., 1989) e la "Linea del Pollino" a nord (Bousquet, 1973).

Dal Tortoniano fino al Pliocene continua la fase di tettonica prevalentemente estensionale, anche se alcuni autori individuano nello stesso arco temporale un ciclo di compressione ed estensione governato da un più generale campo deformativo di tipo strike-slip. Tale evento è correlato alla migrazione dell'orogene verso SE lungo sistemi di faglia a carattere regionale con orientazione NW-SE e WNW-ESE e cinematica, rispettivamente, trascorrente destra e sinistra nel settore

meridionale e settentrionale (Ghisetti & Vezzani, 1981; Monaco & Tansi, 1992; Catalano et al., 1993; Critelli, 1999; Van Dijk et al., 2000; Tansi et al., 2007).

Con la fine del Pliocene inferiore si mette in atto un'ulteriore fase compressiva che genera discordanze nella sedimentazione pliocenica (Patacca & Scandone, 1989) e raccorciamento in direzione NE-SW con componente trascorrente mista a compressiva (transpressiva), prominente nel settore settentrionale della Calabria (Van Dijk & Hokkes, 1991). Nel Pliocene medio alla fase compressiva fa seguito una di tipo estensionale che interessa principalmente il bacino tirrenico (Sartori, 1989), accompagnata da una traslazione dell'Arco verso SE, da componenti di shear lungo le strutture tettoniche ad orientazione NW-SE e da rotazioni dei lineamenti principali e dei blocchi crostali. La traslazione è correlata ad un movimento compressivo che intacca la catena calabra causandone piegamenti ad ampio raggio (Patacca & Scandone, 1989; Ortolani, 1978). Nel Pliocene superiore continua la fase distensiva con direzione EW nel settore settentrionale della Calabria che si protrae fino al tempo odierno, fatta eccezione nel Pleistocene medio a causa della presenza di una compressione ad andamento NE-SW, mentre il margine esterno ionico della catena viene intaccato da una fase compressiva (Patacca & Scandone, 1989; Patacca et al., 1990). A partire dal Pleistocene medio si mettono in atto movimenti estensionali indotti da un generale sollevamento della catena (Cello et al., 1982; Tortorici et al., 1995; Tansi et al., 2007), a causa del probabile riequilibrio isostatico derivante dall'arretramento dello slab ionico (Westaway, 1993; Wortel & Spackman, 1993; De Jonge et al., 1994; Tortorici et al., 1995; Monaco & Tortorici, 2000). L'uplift tettonico è testimoniato lungo la costa tirrenica calabra dallo sviluppo di numerosi terrazzi marini (Westaway, 1993). Nel Pleistocene medio si verifica l'ultima fase compressiva che ha portato il blocco a migrare ulteriormente verso SE (Ghisetti & Vezzani, 1981; Tortorici, 1981; Tansi et al., 2007).

Il periodo Neogene-Quaternario mostra l'individuazione di zone di taglio crostali con variabilità in movimento transtensivo e transpressivo nelle diverse aree, causando la dislocazione della catena dell'Arco Calabro Peloritano e vincolando l'apertura e lo sviluppo dei bacini neogenici peritirrenici, con fuoriuscita tettonica delle unità più profonde della catena (Tansi et al., 2007).

La conformazione attuale dell'Arco Calabro-Peloritano (Fig.1.2) è il risultato della sua storia evolutiva principalmente dal Miocene medio al Pleistocene medio. In tale periodo, la catena orogenetica è stata dissezionata in bacini ed alti strutturali, sia trasversali che longitudinali (Moretti & Guerra, 1997), per via della fase tettonica a cinematica trascorrente sinistra su vasta area (Dewey et al., 1989; Ghisetti & Vezzani, 1981; Muto & Perri, 2002; Tansi et al., 2016; Tripodi, Muto, & Critelli, 2013; Van Dijk et al., 2000).

Le strutture tettoniche a carattere regionale oltre a determinare la frammentazione in blocchi del settore calabro, dei quali identificano i limiti; ne segnano i confini a Nord ed a Sud attraverso la linea del Pollino e la linea di Taormina in Sicilia orientale interpretate, rispettivamente, come sistemi trasformati sinistri e destri. Tuttavia, il sovrascorrimento risulta essere il loro movimento dominante in superficie (Amodio–Morelli et al., 1976; VanDijk e Okkes, 1991).

Nella porzione settentrionale della catena calabra si colloca il semi-graben asimmetrico del Crati, con orientazione parallela ad essa ed età pleistocenica, che disgiunge la Catena Costiera ad Ovest dal Massiccio della Sila ad Est; mentre verso Sud prosegue con un offset di alcuni km nei bacini di Piano Lago e Decollatura, dimensionalmente più ridotti. Ad Est del Massiccio Silano, separato da esso da un sistema di faglie normali ad andamento circa meridiano, si colloca il Bacino Crotonese con la sua ampia estensione dei depositi neogenici. La porzione meridionale, denominata Bacino del Marchesato, si separa da quella settentrionale tramite un elemento strutturale trascorrente, la Faglia di San Nicola, e mostra dei ribassamenti maggiori rispetto ad essa. Tale faglia, ritenuta da Moretti & Guerra 1997 inattiva nella sua parte orientale ma non in quella occidentale, prosegue nell'area marina ionica dividendo l'alto strutturale di Luna dal Bacino di Cirò. Continuando verso Sud si riconoscono gli altri graben del Mesima, di Gioia Tauro e di Messina, anch'essi sede di rilevanti dislocazioni nel Plio-Pleistocene. La porzione tirrenica mostra la presenza dei bacini distensivi di Paola, di Gioia, e di Scilla; mentre la porzione ionica quelli di Cirò e di Spartivento e le strutture positive di Luna e di Stilo. Per quanto riguarda gli elementi trasversali il più noto è la Linea del Pollino, con evidenze di scorrimenti sinistri chilometriche, e rappresenta la linea di demarcazione del confine tra l'Appennino e l'Arco Calabro. Anche se tra il Tortoniano ed il Pleistocene inferiore ha mostrato cinematica trascorrente, attualmente esso è sede di prevalenti movimenti verticali (Ferrelli et al., 1995). La linea di Cetraro-Rossano rappresenta il prolungamento in terraferma della linea di Palinuro, riconosciuta come uno degli elementi cardini del bacino tirrenico (Del Ben et al., 1993). La sua parte emersa mostra movimenti trascorrenti sinistri e nel Pleistocene sembra sostituirsi alla Linea del Pollino, struttura di svincolo tra l'Appennino e l'Arco Calabro. La Faglia di Catanzaro, nota in letteratura nella Stretta di Catanzaro, riveste un ruolo di demarcazione tra la porzione centro-settentrionale e la porzione meridionale, senza manifestazioni di una cinematica ben chiara dalle sole osservazioni geologiche poichè mascherata dalle coltri alluvionali pleistoceniche; tuttavia, prevalgono probabili movimenti trascorrenti successivamente riattivati in normali. In Calabria meridionale si ritrovano, infine, strutture caratterizzate da cinematica trascorrente: la Linea di Nicotera-Gioiosa e la Linea Scilla-Roccella.

Inoltre, nelle aree marine sono da ricordare: la Linea di Palinuro sul lato tirrenico, già menzionata e sede di importanti manifestazioni magmatiche quaternarie, che costituisce il confine tra la crosta continentale campano-lucana e la piana batiale del Marsili (area sorgente dell'espansione oceanica Pleistocenica); la Linea delle Eolie che rappresenta il limite meridionale dell'area oceanica.

Dal punto di vista climatico, la Calabria è classificabile come "Cs: temperato caldo con estate secca" (Cbs, sensu Koppen, 1936), comunemente detto "clima mediterraneo". I marcati contrasti climatici che caratterizzano il clima di questa regione, con fenomeni meteorologici osservati alla meso-scala, sono profondamente influenzati e modificati dalla peculiare struttura fisica del territorio rispetto al generale contesto dell'Italia meridionale.

Tale regione, estesa su una superficie di oltre 15000 km con una lunghezza che si sviluppa per circa 700 km, è contraddistinta da una morfologia molto variabile che la colloca tra le regioni più montuose d'Italia. Infatti, in contrapposizione ai suoi principali massicci (Massiccio del Pollino, della Sila, delle Serre e dell'Aspromonte) vi sono, seppur con limitata estensione, zone pianeggianti e collinari come la Piana di Sibari, le Valli del Crati e del Mesima, la stretta di Catanzaro e tutte le piane costiere. Questo variegato assetto si rispecchia nelle particolari condizioni climatiche: le fasce litoranee e le aree che si affacciano sul mare sono contrassegnate da estati calde e secche, piovosità concentrata in inverni solitamente miti, tipici del clima prettamente "mediterraneo"; le zone più interne o ad una maggiore altitudine si caratterizzano da un clima con inverni più freddi e piovosi ed estati meno calde, definito "montano- mediterraneo".

Per quanto attiene alla piovosità media annua la Calabria registra valori pari a 1176 mm, molto più alti rispetto alla media annua in Italia (970 mm), e concentra quasi il 50% delle piogge nei mesi di novembre, dicembre (185 mm con il 16 % di giorni piovosi) e gennaio. Il mese meno piovoso è luglio (18 mm con il 2% di giorni piovosi) seguito da agosto (Caloiero 1975, Caloiero et al., 1990). I valori di temperatura oscillano tra -1 (Gennaio) e 18°C (Agosto), secondo i dati relativi alla stazione termo-pluviometrica di Camigliatello Silano (1260 m s.l.m.) in riferimento ad un arco temporale che va dal 1959 al 1970 (Scarciglia et al., 2005a). La temperatura massima assoluta è stata registrata a Cosenza con 47°C, mentre la minima assoluta a Trepidò con -21°C. le temperature medie annue dell'intera regione mostrano valori oscillanti tra i 18°,5 di Melito Porto Salvo e gli 8°,7 di Trepidò (bacino del Neto).

Secondo i principali caratteri climatici in Calabria si individuano due principali zone climatiche

la zona “Tirrenica” e quella “Ionica” (Critelli & Gabriele, 1991). Nella zona Tirrenica settentrionale rientra il Massiccio della Sila che, per la sua posizione, riceve piogge variabili da brevi e violente a lunghe e meno intense provenienti da ovest. Il versante occidentale della Sila registra valori di piovosità media annua anche pari a 1600 mm annui, con ripercussioni sui corsi d’acqua poiché la quasi totalità di essi presenta una fortissima variazione in funzione del regime idrometrico. Ad aggiunta di quanto detto, la variabilità delle portate dei corsi d’acqua è funzione anche della presenza di suoli impermeabili che fanno defluire molto rapidamente le acque piovane. Di conseguenza, in tale settore molti corsi d’acqua vengono definiti fiumare (Fairbridge, 1968), vale a dire corsi d’acqua contraddistinti da alte portate nei periodi umidi e siccità nei mesi caldi. I bacini idrografici del versante occidentale silano si presentano con estensione ampia o contenuta, quest’ultimi spesso nelle aree limitrofe a versanti pendenza molto accentuata.

## **1.2 Caratteri geologico-strutturale e geomorfologici della Calabria settentrionale**

La Calabria settentrionale è la porzione dell’Arco Calabro-Peloritano più protesa ad Est, caratterizzata da una geologia che rispecchia la strutturazione e l’evoluzione dell’edificio cristallino. Esso si compone essenzialmente di falde di ricoprimento costituite da rocce granitiche, metamorfiche sia di basso che di alto grado ed ofiolitiche, sovrascorse sui terreni della Catena Appenninica di natura sedimentaria (Fig. 1.3). La suddivisione del territorio calabro-peloritano in settore meridionale e settentrionale, secondo l’ allineamento Capo Vaticano -Valle del Mesima - Soverato (Bonardi et al., 1982 a,b), è stata introdotta da Bonardi et al.,1980 e in seguito ripresa da Tortorici, 1982 e Boccaletti et al.,1984. La linea di suddivisione corrisponde ad un lineamento tettonico ubicato in corrispondenza della stretta di Catanzaro, a cui viene dato un ruolo di svincolo geodinamico tra i due settori crostali (Tortorici, 1982). Quest’ultimi si contraddistinguono per l’assetto tettonico - stratigrafico delle unità costitutive, per i caratteri strutturali e l’evoluzione tettonica che li caratterizzano (Scandone, 1979; Bonardi et al., 1982a,b; Tortorici, 1982).

Le principali caratteristiche che li differenziano, considerando il settore meridionale rispetto a quello settentrionale, sono le seguenti (Tortorici, 1982):

- Mancanza di unità ofiolitiche;
- Mancanza di metamorfismo alpino nelle unità cristalline;
- Mancanza delle unità carbonatiche appenniniche sottostanti alle unità cristalline;

- Età delle principali deformazioni interessanti le unità cristalline compresa tra l'Eocene e l'Aquitano e polarità meridionale delle strutture originate (nel settore settentrionale l'età delle principali deformazioni delle unità cristalline è prevalentemente del Cretaceo superiore e la polarità delle strutture è europea);
- Sedimentazione tra l'Aquitano ed il Langhiano di depositi tardorogeni (nei settori settentrionali avvenivano fenomeni di trasporto verso oriente);
- Mancanza di un chiaro raddoppio della Moho.

Questo settore si compone di una serie di unità tettoniche date dai terreni di crosta oceanica nelle due più profonde (unità ofioliti fere) e le rimanenti unità sono rappresentative di porzioni di crosta continentale (Tortorici, 1982), con piani di accavallamento e relative strutture a polarità europea.

Le falde che costituiscono l'ossatura delle catene montuose, essenzialmente il Massiccio della Sila e la Catena Costiera vengono solitamente racchiuse in tre elementi tettonostratigrafici principali: Complesso Calabride, Complesso Liguride e Complesso delle unità Appenniniche (Ogniben, 1973; Amodio Morelli et al., 1976; Scandone, 1982; Messina et al., 1994; Bonardi et al., 2004).

Il complesso delle falde calabridi, considerato frammento del margine europeo della Neo-Tetide (Ogniben, 1969; Bouillin et al. 1986; Knott, 1987, 1994; Dewey et al., 1989; Critelli, 1993), occupa la posizione geometricamente più elevata ed è costituito da rocce di basamento continentale ercinico di età paleozoica con intrusioni di granitoidi tardo-ercinici, su cui poggiano localmente coperture sedimentarie mesozoico-cenozoiche (Ogniben, 1969; Amodio Morelli et al., 1976; Dubois, 1976; Lorenzoni & Zanettin Lorenzoni, 1983; Messina et al., 1994).

In posizione geometricamente intermedia si colloca il Complesso Liguride costituito da falde ofiolitiche, metasedimentarie e sedimentarie d'età mesozoico-cenozoico (Complesso Liguride, Ogniben, 1969; Knott, 1987; 1988; Bonardi et al., 1988; Monaco et al., 1991; Critelli, 1993) considerate come parte di un cuneo di accrezione oceanico paleogenico. Tale complesso è stato suddiviso da Spadea, 1980 e Beccaluva et al., 1982 in due unità: Unità Ofiolitica Inferiore (Unità di Gimigliano-M.te Reventino, di Malvito e di Bagni (?)) ed Unità Ofiolitica Superiore (Unità di Diamante Terranova e del Frido). Infine, il Complesso delle unità Appenniniche (Ogniben, 1969) occupa la posizione geometricamente più bassa e si costituisce di rocce carbonatiche mesozoiche, aventi derivazione dall'originario margine continentale africano, scollatesi dal loro basamento durante il Cenozoico ed andando ad assumere vergenza orientale. I suddetti complessi racchiudono una serie di unità tettonostratigrafiche, di seguito trattate, con caratteri differenti e distinte aree di affioramento.

L'unità più profonda è rappresentata dall' Unità del Frido che affiora nell'intero settore settentrionale ed in Lucania; essa è costituita da una successione di metapeliti, con intercalazioni di metacalcari e quarziti, cui sono associate ofioliti date prevalentemente da metabasalti, serpentiniti ed occasionalmente da Fe-gabbri con elementi in metabrecce. Questa unità, di età cretacea, è interessata da un metamorfismo alpino di alta pressione e bassa temperatura riscontrabile soprattutto nelle rocce ofiolitiche, ma anche nei metasedimenti associati (Hoffman, 1970; De Roever, 1972).

Tettonicamente sovrastante è l'Unità Ofiolitica che comprende le unità di Malvito, di Gimigliano-Monte Reventino e di Diamante-Terranova; essa è costituita prevalentemente da lave a pillow e breccie di pillow, argilliti silicee, radiolariti e calcari marnosi (Bousquet, 1963; Vezzani, 1968) con intercalazioni di quarziti e microbreccie calcaree a detrito cristallino talora con strutture torbiditiche (Calcari a Calpionella), a metacalcari, semiscisti quarzosi e metareniti (Lanzafame & Zuffa, 1976 ). L'Unità di Malvito affiora nei pressi della Linea di Sanginetto, mentre l'Unità di Gimigliano affiora diffusamente nella Sila piccola e nella Catena Costiera dalla linea Sanginetto fino all'allineamento Nicastro-Gimigliano.

In posizione tettonicamente superiore si colloca l'Unità di Bagni costituita da un basamento paleozoico di basso grado, ovvero filladi e quarziti filladiche, con intercalazioni di micascisti, metareniti e porfiroidi, ed affiorante prevalentemente in Sila Piccola, Catena Costiera, Sila Grande e nei Peloritani. Tale unità di derivazione continentale geometricamente più profonda (Tortorici,1982) è caratterizzata da metamorfismo alpino in facies scisti verdi, e sopporta una copertura mesozoica visibile nei dintorni di Guardia Piemontese (Scandone, 1971; Dietrich, 1976), data da dolomie e da un'alternanza calcari torbiditici e radiolariti.

Tettonicamente più elevata si colloca l'Unità di Castagna (Dubois & Glangeaud,1965) con affioramenti prevalenti in Sila Piccola, lungo la parte settentrionale delle Serre (Paglionico & Piccarreta, 1978) e lungo il bordo orientale della valle del fiume Crati. È costituita da metamorfiti di medio-alto grado, ovvero micascisti a granato, paragneiss biotitici e gneiss occhiadini con frequenti associazioni di masse pegmatitiche e granitoidi tardo-ercinici, probabilmente correlabili alla messa in posto del Batolite della Sila. Il metamorfismo che la caratterizza è prealpino in facies da scisti verdi profonda ad anfibolitica (Colonna & Piccarreta, 1976; Dubois, 1976).

In posizione geometrica superiore all'intero Complesso Calabride si ritrova l'Unità della Sila, definita come un'unica falda alpina costituita da un basamento paleozoico a grado metamorfico variabile dalla facies granulitica alla facies scisti verdi, raggruppante le Unità di Polia-Copanello,

Monte Gariglione e di Stilo, intruso da plutoniti tardo-erciniche e relativa copertura meso-cenozoica rappresentata dall'Unità di Longobucco (Messina et al., 1991).

L' Unità di Polia-Capanello giace al di sopra dell'Unità di Castagna e rappresenta porzioni profonde di crosta continentale che affiorano diffusamente in tutto il settore. E' costituita da gneiss kinzigitici con intercalate masse di anfiboliti e metaperidotiti, interessati da un metamorfismo prealpino in facies granulitica (Paglionico & Piccarreta, 1978).

Le unità pocanzi descritte ricoprono, lungo la parte orientale del Massiccio Silano e con un motivo dato da una serie di piani vergenti verso lo Ionio, l'Unità di Longobucco. Tale unità è costituita da un basamento di filladi con intercalazioni di quarziti e porfiroidi contenenti intrusioni granitiche, su cui riposano trasgressive due sequenze sedimentarie di età meso- cenozoica (Lanzafame & Tortorici, 1976).

Le varie unità cristalline sovrastano tettonicamente le unità carbonatiche, costitutive dei domini più interni della Catena Appenninica (Scandone et al., 1974; Amodio-Morelli et al., 1976), e si ritrovano unicamente lungo il margine occidentale della Valle del Crati -Catena Costiera- affioranti in finestre tettoniche. Tali domini sono rappresentati da tre unità tettoniche: una basale che affiora prevalentemente sul Pollino ed è denominata Unità del Pollino; una intermedia denominata Unità di S. Donato affiorante lungo il bordo nord-occidentale del Massiccio del Pollino e nelle finestre di Cetraro e delle terme di Caronte; una superiore nota come Unità di Verbicaro ed affiorante nelle finestre tettoniche di Guardia Piemontese e Monte Cocuzzo. Complessivamente, queste tre unità sono costituite da successioni calcareo-dolomitiche e si ritrovano sottoposte alle unità cristalline, anche nelle porzioni più esterne dell'Arco (Cello et al., 1982).

Sui terreni cristallini poggia in trasgressione un Complesso Post-Orogeno (Ogniben, 1973) del Miocene Superiore-Olocene (Di Nocera et al., 1974; Muto & Perri, 2002) che affiora nella Catena Costiera mentre in destra della Valle del Crati risulta assente, ad eccezione dell'area di Bisignano. Tale complesso risulta essere il riempimento dei bacini neogenico-quadernari e si compone di una successione tortoniana data da conglomerati miocenici, arenarie e calcari arenacei, argille marnoso-siltose grigie (Lanzafame & Zuffa, 1976); segue una successione messiniana rappresentata da conglomerati, marne calcaree siltose e gessi, argille marnose con intercalazioni di gessareniti e arenarie.

Sui depositi miocenici e terreni cristallini poggia una successione pliocenica data da conglomerati e argille marnose grigio-azzurre, presente solo sul margine orientale della Catena Costiera; sulla quale poggiano i depositi pleistocenici costituiti da sabbie e arenarie, argille marnoso-siltose

azzurre, sabbie e ghiaie, trasgressive sul substrato pre-pliocenico e pliocenico della valle del Fiume Crati ( Vezzani, 1968), sui depositi del Tortoniano e direttamente sul basamento cristallino lungo il bordo silano della Valle del Fiume Crati (Lanzafame & Zuffa, 1976).

Dal punto di vista tettonico, il settore settentrionale della Calabria è suddiviso in una serie di blocchi mostranti differente comportamento (Tortorici, 1980,1981), sia come movimenti verticali che orizzontali. La componente orizzontale è riconducibile al più vasto quadro geodinamico che colloca la Calabria all'interno di un regime compressivo, generante la curvatura dell'intera regione, e darebbe luogo a manifestazioni tensive con apertura di graben trasversali e longitudinali (Ghisetti & Vezzani, 1979).

In tale settore calabro, venti principali sistemi di faglie sono stati distinti da Moretti, 1998 secondo uno studio integrato delle informazioni pregresse in cartografia opportunamente verificate (p.es. Lanzafame e Zuffa, 1976; Tortorici, 1982; Van Dijk, 1991) e riportate nel lavoro “ Il database delle faglie capaci della Calabria: stato attuale delle conoscenze”.

Dal punto di vista morfologico nella Calabria settentrionale si individuano quattro principali unità morfologiche (il Pollino, la Catena Costiera, Valle del Crati ed il Massiccio della Sila), cui si aggiungono le pianure costiere, tirrenica e ionica, che rappresentano solo l'8% del territorio calabrese (Caloiero, 1975).

Il Pollino, massiccio carbonatico, si pone al confine tra Calabria e Lucania e rappresenta il limite più elevato dell'intera regione, con il Monte Dolcedorme (2271 m s.l.m) come cima più alta. La Catena del Pollino si sviluppa con orientazione E-O ed una morfologia molto aspra, caratterizzata da versanti acclivi ed incisioni strette e profonde. A sud del Pollino si sviluppano gli altri tre sistemi morfologici.

La Catena Costiera, detta anche Catena Tirrenica o Paolana, rappresenta un massiccio caratterizzato da vette che sfiorano i 2000m, un asse quasi rettilineo che segue la costa ad una distanza che in alcuni tratti è di soli 7 km, un'estensione di circa 100km in lunghezza e oltre 15km in larghezza. Essa si presenta con versanti acclivi e controllati dalla franosità (Dramis & Sorriso-Valvo, 1983), con terrazzi marini di diversi ordini, con conoidi alluvionali ed con un sollevamento attivo che la contraddistingue come un rilievo giovane.

La Valle del Crati, separante la Catena Costiera dall'Altopiano Silano, è un graben asimmetrico allungato in direzione N-S che in corrispondenza della piana di Sibari ruota fino ad orientarsi NE-SO. Molteplici strutture lo delimitano tettonicamente, alcune delle quali sono ancora attive, e sedimenti di età plio-quadernari riempiono tale depressione (Lanzafame & Zuffa, 1976). La

morfologia, tipicamente collinare, è contraddistinta da un fitto drenaggio dominato dal F. Crati, asse principale, e da numerosi suoi affluenti. Le morfologie tipiche della Valle del Crati sono conoidi sia alluvionali che alluvionali-deltizie, terrazzi marini e continentali.

Infine, il Massiccio della Sila è l'unità morfologica più estesa del settore settentrionale, con un'altitudine media di circa 1300 m s.l.m. e la vetta più alta rappresentata da M. Botte Donato (1929 m s.l.m.). Il Massiccio silano mostra una morfologia piatta con grandi spianate ad alta quota, che nel complesso conferiscono una forma sub-rettangolare estesa in direzione N-S, da poco a nord della Stretta di Catanzaro fino alla Piana di Sibari. La superficie sommitale del Massiccio, in riferimento alla quale si usa la definizione di Altopiano Silano, conserva ancora i caratteri di una vasta spianata continentale evoluta in clima caldo-umido tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene inferiore. Il modellamento attuale è, dunque, il risultato dell'azione dei fattori esogeni che hanno operato nel Quaternario provocando un intenso stato di alterazione nelle rocce affioranti. I versanti, dalle spianate sommitali fino ai 600 m s.l.m. circa, sono acclivi ed ereditati da versanti di faglia e sede di un pattern idrografico angolare con corsi d'acqua generalmente incisi come conseguenza dell'intenso sollevamento della regione, di gran lunga superiore ai 500 m durante il Quaternario. A valle, corrispondente a quote inferiori ai 600 m, affiorano i depositi postorogeni e la morfologia è generalmente dolce. Nella fascia pedemontana, in destra orografica rispetto al F. Crati, vi sono numerose conoidi alluvionali. Questi grandi corpi sedimentari, con forma a ventaglio e pendenze blande, sono localizzati alla foce dei fiumi e dei torrenti affluenti del F. Crati e rappresentano una delle più importanti ed interessanti forme del paesaggio pedemontano (Sorriso- Valvo & Sylvester, 1993).

### **1.3 Caratteri geologico-strutturale e geomorfologici del Massiccio Silano**

Il Massiccio della Sila inizia la sua strutturazione nel Paleogene, in concomitanza del trasporto orogenico verso l'avampaese appenninico, anche se l'individuazione della struttura è avvenuta nel Miocene inferiore. A partire dal Tortoniano esso ha costituito un alto morfostrutturale, in gran parte emerso, le cui dimensioni areali erano simili a quelle attuali (Lanzafame e Tortorici, 1981; Lanzafame e Zuffa, 1976; Tortorici, 1980; Critelli, 1999).

Il Massiccio Silano si caratterizza dal punto di vista stratigrafico dall'unità che Messina et al., 1994 denominano Unità della Sila. Essa rappresenta l'unità più elevata della catena alpina, affiorante nella Calabria centro settentrionale, ed è più estesa di tutto l'Arco. Tale Unità da inizio alla struttura a falde di ricoprimento e si compone di un basamento paleozoico alloctono in cui si riconoscono: un

complesso gneissico di medio ed alto grado (Unità di Monte Gariglione e di Polia –Copanello), affiorante lungo il margine occidentale e settentrionale del massiccio silano; un complesso di medio basso grado (Unità di Mandatoriccio) e un complesso di basso grado (Unità di Bocchigliero) diffusi lungo il margine orientale. Il basamento metamorfico risulta intruso da un complesso plutonico (Batolite della Sila) e sovrastato da copertura sedimentaria mesozoica (Gruppo di Longobucco), che chiude la successione poggiante in discordanza sul basamento cristallino (Fig. 1.4).

Dal punto di vista strutturale, il Massiccio Silano mostra i segni di una tettonica prevalentemente fragile che, a partire dal Tortoniano, ha conformato il substrato pre-pliocenico in una serie di horst e graben disposti secondo orientazione N-S. Il bordo occidentale del Massiccio Silano, nel quale si colloca l'area di studio (Fig. 1.4), è un settore strutturalmente complesso (Tansi et al., 2005a, b) caratterizzato dalla transizione di due sistemi di faglie di rilevanza regionale orientati WNW-ESE e N-S. Il perdurare fino ad oggi dell'attività tettonica lungo il bordo occidentale del Massiccio della Sila, con particolare riferimento alle faglie del sistema N-S che lo strutturano, è testimoniato dagli alti livelli energetici raggiunti dai fenomeni sismici in epoca storica e dalla distribuzione degli epicentri dei terremoti stessi (Tansi et al., 2005 a,b, 2007). Il sollevamento tettonico dell'horst del Massiccio della Sila, stimato pari a 0.8mm/anno relativamente all'ultimo milione di anni (Sorriso-Valvo & Sylvester, 1993; Westaway, 1993), ha prodotto abbassamenti generalizzati dei livelli di base dei corsi d'acqua e, di conseguenza, un'elevata energia di rilievo lungo i versanti, soprattutto lungo il bordo occidentale. La forte energia di rilievo, l'intensa tettonizzazione ed il conseguente stato di fratturazione delle rocce affioranti, rendono questo settore del Massiccio della Sila sede di diffusi fenomeni gravitativi (Cascini et al., 1992a, b; Cascini et al., 1994; Sorriso-Valvo & Tansi 1996; Calcaterra et al., 2004; Gullà et al., 2004; Iovine et al., 2004; Terranova et al., 2004; Borrelli et al., 2007, 2008, 2011, 2012a, b, 2013; Terranova et al., 2007).

### **1.3.1 Le problematiche relative alla franosità del Massiccio Silano**

Il Massiccio della Sila mostra una franosità diffusa che vede negli eventi sismici o pluviali, oltre che nell'azione dell'uomo sul territorio (tagli e sbancamenti), le principali cause di innesco delle frane. Tale problematica si mostra emblematica soprattutto nel suo versante occidentale, ove ricade l'area di studio.

La franosità, giocante un ruolo cardine nei meccanismi morfo-evolutivi dei versanti naturali, si caratterizza di alcuni fattori predisponenti che ne condizionano la sua diffusione e frequenza, vale a

dire: intenso sollevamento tettonico subito dal bordo occidentale silano con conseguente acclività dei versanti; intenso stato di fratturazione delle rocce che compongono la catena a causa della cospicua presenza di strutture tettoniche; condizioni alterative intense e correlato decadimento delle proprietà meccaniche dei litotipi; scalzamento al piede operato dai corsi d'acqua alla base dei versanti e conseguenziale franosità lungo le aste torrentizie.

Studi sui fenomeni di dissesto sul versante occidentale del Massiccio della Sila evidenziano una stretta relazione tra la predisposizione a franare e la litologia (Carrara et al., 1982). Quindi, bisogna fare una distinzione tra i fenomeni franosi che si verificano nei terreni sedimentari o negli ammassi rocciosi cristallini, in termine di distribuzione areale, tipologia e dimensioni. Un'attenta analisi del territorio mostra una incidenza alla franosità maggiore nelle rocce gneissiche rispetto a quella nei litotipi sedimentari, in quanto i corpi franosi sono parzialmente mascherati e si riattivano senza chiari segni premonitori (Carrara & Merenda, 1976; Cascini et al., 1992a-b). In queste rocce, generalmente variamente alterate e degradate, si riconoscono macro e meso-strutture tettoniche che peggiorano le caratteristiche lito-tecniche dei terreni e determinano fasce di cataclasi lungo cui si impostano processi di erosione lineare, a loro volta, condizionanti l'evoluzione morfodinamica su ampia scala.

**Figure, foto e tabelle**

(nell'ordine in cui sono richiamate nel testo)

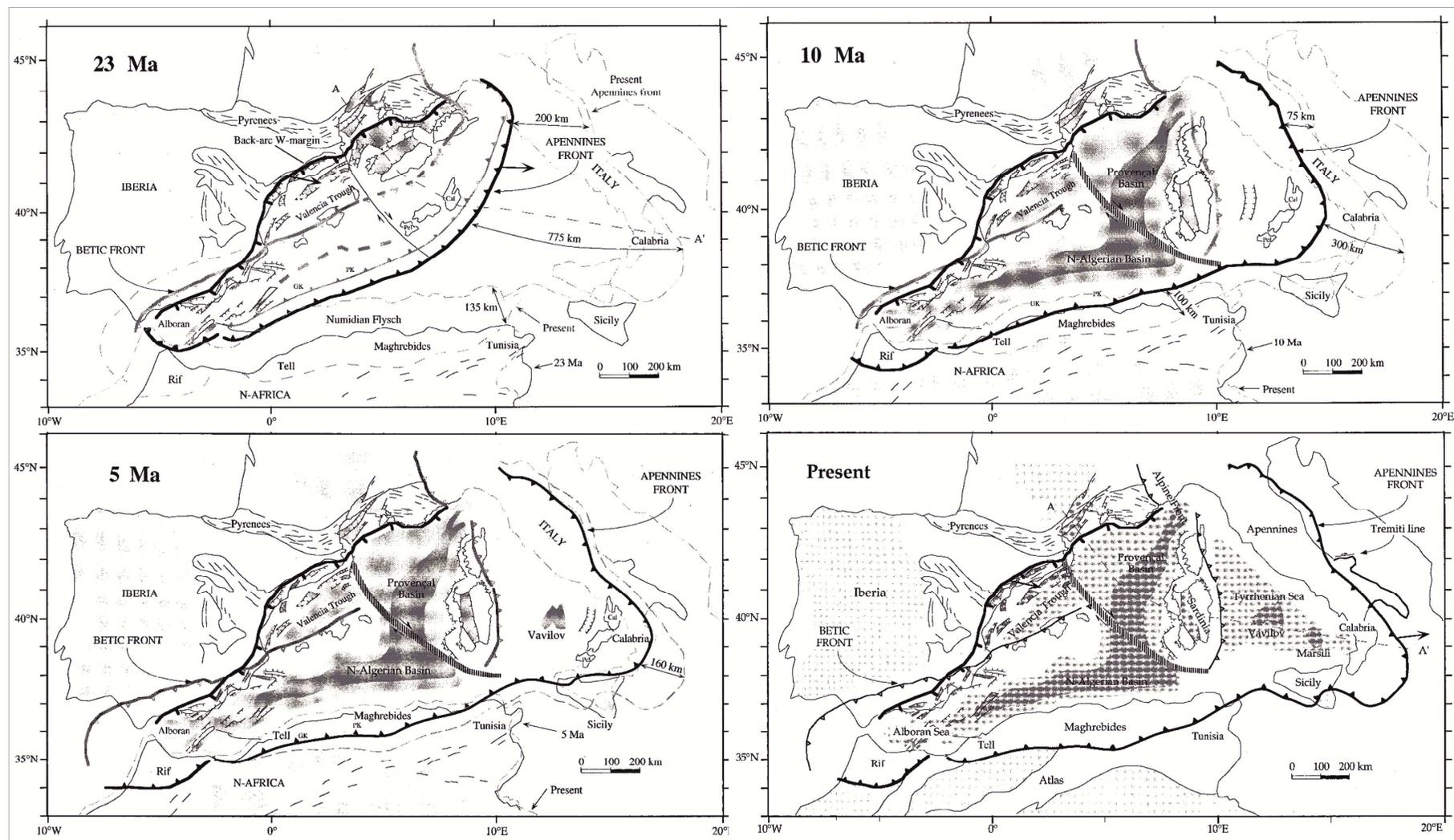


Figura 1.1 – Evoluzione paleotettonica del Mediterraneo centrale di cui fa parte l’Arco Calabro a partire dal Miocene Inferiore fino all’attuale ( Gueguen et al., 1998).

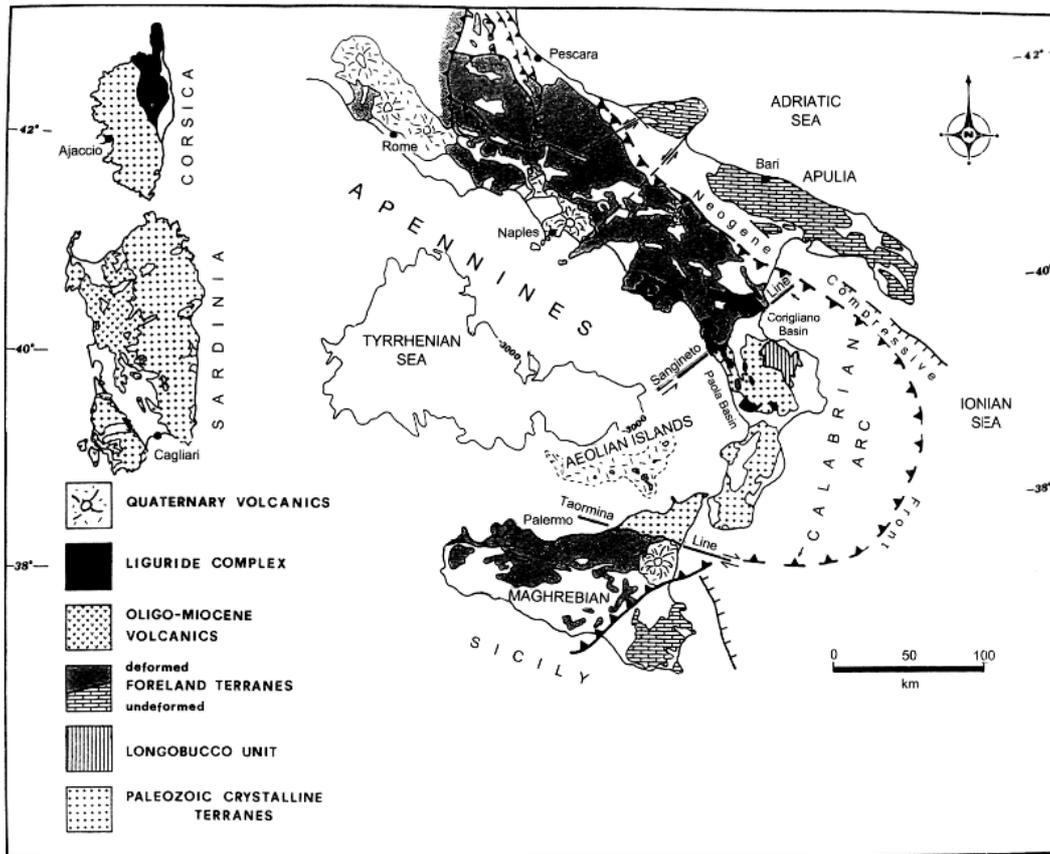


Figura 1.2 – Schema generico dell’Arco Calabro Peloritano (Critelli & Le Pera. 1998)

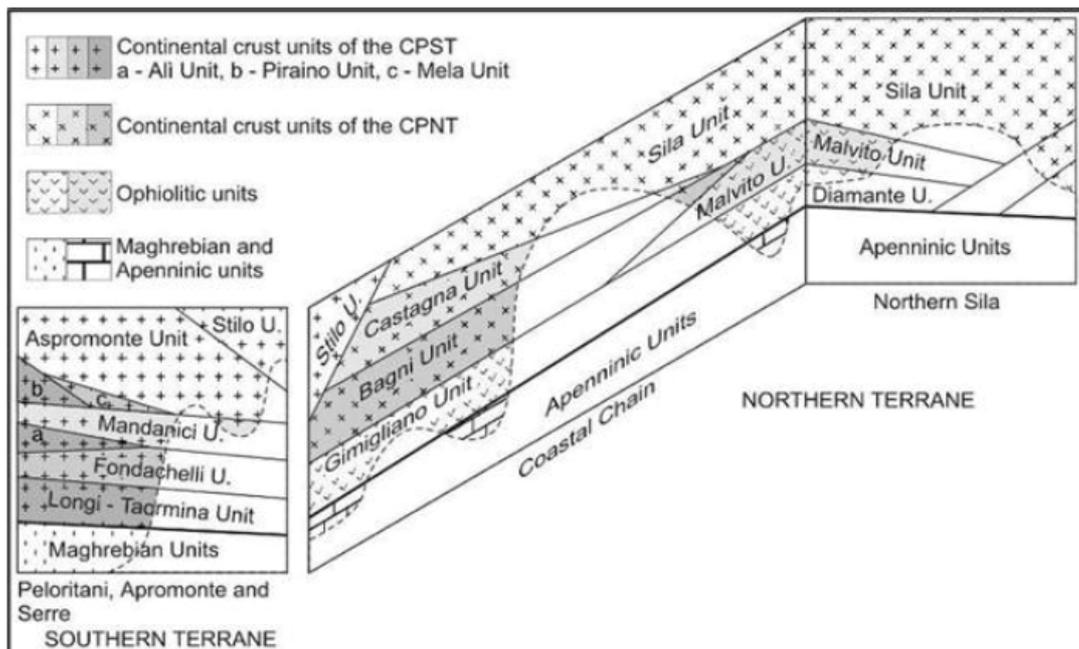


Fig.1.3 – Relazioni geometriche tra le unità dell’Arco Calabro nei due settori che lo costituiscono (Bonardi et al., 2004)

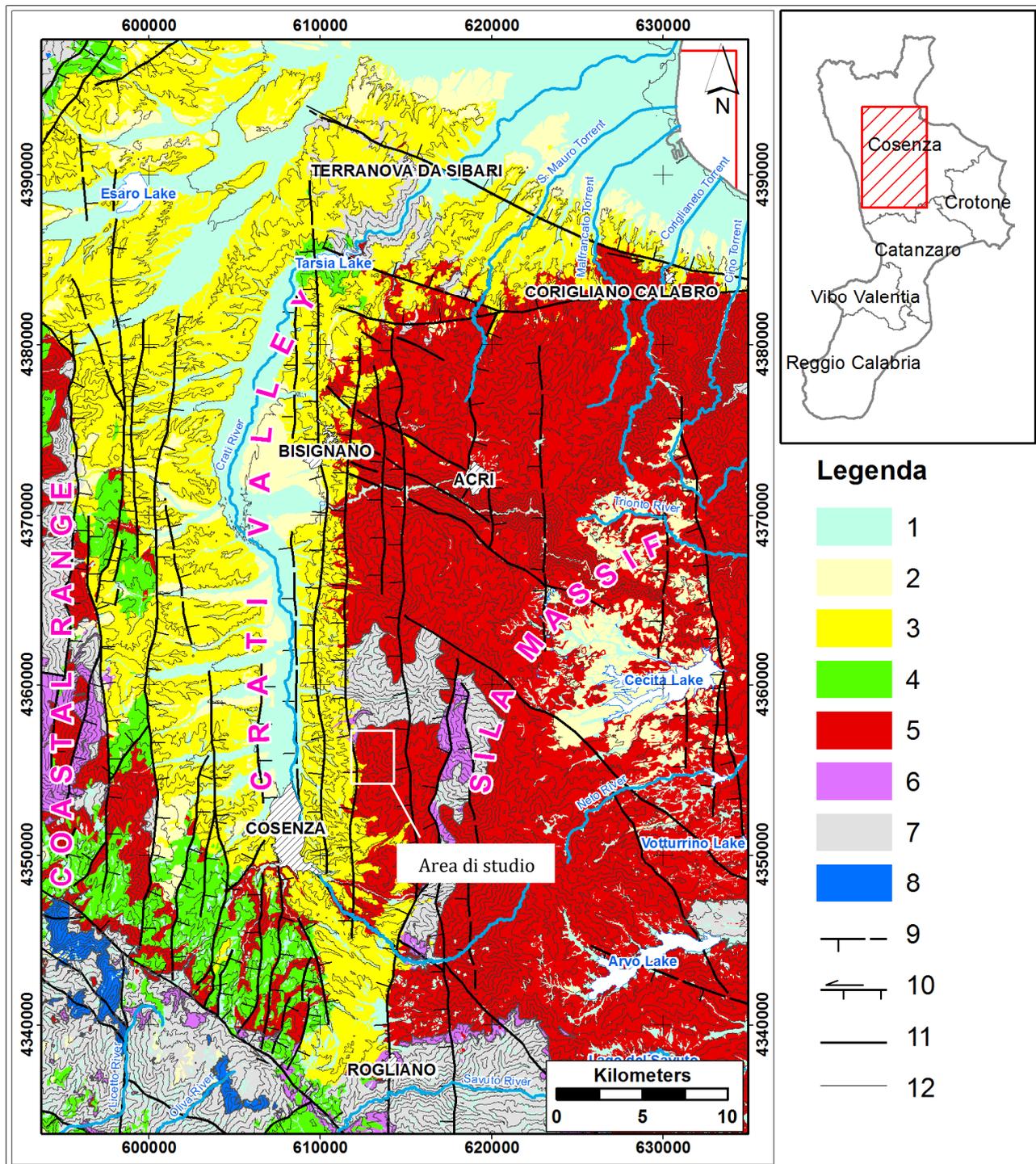


Figura 1.4 – Carta geologico-strutturale del versante occidentale del Massiccio Silano (da Borrelli et al., 2014), Legenda: (1) depositi olocenici; (2) depositi del Pleistocene sup.; (3) depositi del Pliocene- Pleistocene medio; (4) depositi del Miocene medio-sup.; (5) Unità della Sila (Paleozoico); (6) Unità di Castagna (Paleozoico); (7) Unità ofiolitiche (Paleozoico-Mesozoico); (8) Unità di Monte Cocuzzo (Mesozoico); (9) faglia normale; (10) faglia transtensiva sinistra; (11) faglia con cinematica non determinata; (12) contatto tettonico.

## CAPITOLO 2

### RILEVAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE E GEOMORFOLOGICO DELL' AREA DI STUDIO

#### 2.1 Metodologia di studio

L'area di studio si colloca lungo il bordo occidentale del Massiccio Silano, in destra orografica del Fiume Crati (CS), in un contesto geologico-strutturale complesso aggravato da una rilevante presenza di fenomeni di dissesto idrogeologico che intaccano le rocce cristalline variamente alterate. Tale area, rappresentante il più ampio contesto del versante occidentale del Massiccio Silano, si estende nei territori comunali di San Pietro in Guarano e limitatamente di Lappano su una superficie di circa 7,3 km<sup>2</sup> (Fig. 2.1)

Il rilevamento geologico-strutturale e geomorfologico dell'area è stato condotto a scala 1:5.000, avvalendosi degli elementi cartografici 559081 e 559042 della Cartografia Tecnica Regionale (2008). Le diverse fasi in cui è stato articolato, con dettaglio progressivamente crescente, hanno permesso di ottenere i dati e le informazioni necessari a caratterizzare i processi che governano l'area e determinare il principale assetto tettonico. L'approccio metodologico per la caratterizzazione dell'area consta essenzialmente di una prima fase dedicata all'indagine geologico-strutturale ed una seconda fase volta al rilievo geomorfologico dell'area.

Il rilievo geologico-strutturale ottenuto tramite l'interpretazione fotoaerea e successiva verifica di campagna ha mirato ad identificare le evidenze morfologiche correlate alla tettonica, le strutture tettoniche e i diversi tipi di roccia. In particolare, è stata accertata la distribuzione dei diversi tipi di roccia, riconoscendo e caratterizzando gli elementi litologici anche in termini di rapporti stratigrafici cui si trovano, sulla base della cartografia geologica ufficiale della Calabria (in scala 1:25000) usata come riferimento. Il rilievo strutturale, atto a individuare gli elementi legati essenzialmente alla tettonica quaternaria, è stato sviluppato a partire da una fase interpretativa di foto aeree in colore (in scala 1:15000, acquisite nel 2001) che ha portato al riconoscimento delle morfostrutture secondo le evidenze strettamente geologiche e la caratterizzazione di indicatori morfotettonici (scarpate di faglia cumulative; rilievi o picchi isolati; faccette triangolari e trapezoidali; corsi d'acqua ad andamento rettilineo; gradini e selle morfologiche allineati lungo sistemi di crinali adiacenti), legati a direttrici tettoniche di rilevanza regionale (faglie del primo

ordine). L'indagine di campagna, condotta lungo itinerari opportunamente prefissati, ha consentito di verificare alla mesoscala le strutture in precedenza riconosciute, servendosi degli indicatori cinematici per stabilire la sequenza cronologica delle relative strutture, in riferimento anche ai dati di letteratura acquisiti preliminarmente. La caratterizzazione cinematica dei macrolineamenti attraverso l'acquisizione di dati mesostrutturali è avvenuta in diverse stazioni di misura.

L'analisi eseguita con dettaglio progressivamente crescente, dalla macro alla mesoscala, ha permesso di riconoscere gli elementi tettonici principali (la geometria, l'orientamento e, ove possibile, la cronologia delle faglie e delle fratture) e valutare la possibile predisposizione strutturale dei pendii alla frana. Infine, i diversi dati raccolti sono stati acquisiti ed elaborati in ambiente Gis e mediante l'ausilio di DTM (dimensioni celle 5x5) si è giunti alla carta geologico-strutturale dell'area di studio, rappresentante la sintesi del rilievo eseguito.

In una fase preliminare dello studio geomorfologico è stata condotta un'accurata analisi dei dati reperibili in letteratura circa la franosità dell'area ed un'elaborazione in ambiente Gis del Digital Terrain Model, delle carte di altimetria (il dislivello tra le fasce susseguenti è di 100m) e di acclività (intervalli dei valori di pendenza: 0°-10°; 10°-20°; 20°-35°; 35°-50°; >50°). Lo studio è stato realizzato in riferimento a metodi convenzionali (Conforti, et al., 2013; Guzzetti et al., 2012) che prevedono un'osservazione multi-temporale di foto aeree (foto aeree in bianco e nero dell'IGM con scala 1:75000 del 1989 e scala 1:33000 del 1955 e 1990; foto aeree a colore con scala 1:15000 del 2001) ed un rilievo geomorfologico in campagna per validare le informazioni ricavate in precedenza dall'analisi foto interpretativa (Brunsdon, 1993). I fenomeni rilevati sono stati opportunamente cartografati su base topografica in scala 1:5000. Il tipo e lo stato di attività degli stessi sono stati stabiliti seguendo la classifica di Cruden & Varnes (1996), adottando i criteri geomorfologici di riconoscimento in campagna e freschezza dei caratteri topografici identificativi delle morfologie gravitative (Rib & Liang, 1978). Le diverse frane sono state poi classificate in categorie di frane (frana superficiali, mediamente profonde e profonde) in funzione dello spessore massimo coinvolto nel movimento (Antronico et al., 2015; Borrelli & Gullà, 2017; Gullà et al., 2017). Sulla base dei dati raccolti, implementati nel Geographic Information System (GIS) anche con l'ausilio del modello digitale del terreno (DTM, con celle 5x5), è stata generata una carta dei fenomeni gravitativi dell'area di studio.

## 2.2 Risultati del rilievo geologico-strutturale

### 2.2.1 Il Basamento cristallino ed i depositi sedimentari

L'area di studio si caratterizza diffusamente di rocce metamorfiche di alto- grado di età paleozoica, appartenenti all'Unità della Sila (Messina et al.,1994; corrispondente secondo Amodio-Morelli et al.(1976) e Tortorici (1982) all'Unità di Polia- Copanello e secondo Zanettin-Lorenzoni (1980) all'Unità di Monte Gariglione), sovrascorse tettonicamente sulle rocce metamorfiche di medio-grado dell'Unità di Castagna (Messina et al.,1994, corrispondente all' Unità di Bagni secondo Amodio-Morelli et al.(1976)) ed intruse da rocce granitoidi del Batolite della Sila.

L'Unità di Castagna affiora esclusivamente nella porzione Nord-occidentale dell'area di studio (Fig. 2.2) e trattasi di scisti verdi e paragneiss con foliazione milonitica e porfiroclasti di k-feldspato. Tale unità filladico-scistosa mostra colori dal colore grigio-verdastro al bruno nei porfiroidi biotitico-muscovitici e verdastro negli scisti con feldspati euedrali talora ad aspetto occhiadino (Critelli et al.,1991b). A questi litotipi si associano metareniti ad abbondante quarzo, biotite, muscovite, e plagioclasio. Nell'insieme quest'unità si presenta ripiegata e deformata.

Le rocce gneissiche dell'Unità della Sila, affioranti estesamente nell'area investigata, si compongono di gneiss migmatitici (Figg. 2.2 e 2.3 A-B), gneiss biotitici localmente granatiferi (Figg. 2.2 e 2.3 C-D), e gneiss ricchi in biotite (Figg. 2.2 e 2.3 E). La variabilità dei litotipi gneissici è evidenziata anche dagli studi condotti a carattere petrografico da Critelli et al.,1991b. Le suddette rocce presentano aspetto sia massivo che orientato, con grana variabile in funzione del litotipo, e numerosi filoni intrusivi leucosomatici a composizione granitica (apliti e pegmatiti) che diventano rilevanti nel litotipo migmatitico. Quest'ultimi (Fig. 2.3 F), non cartografabili a causa dei loro spessori variabili, attraversano le rocce in modo sia concordante che discordante alla scistosità.

A scala dell'affioramento gli gneiss biotitico-granatiferi (Fig. 2.3 C-D), litotipo più diffuso, si mostrano con una colorazione dal grigio al grigio scuro-violaceo, grana minuta e tessitura prevalente scistosa a tratti massiva. Gli gneiss biotitici affiorano in una zona marginale a nord est dell'abitato di San Pietro in Guarano (Fig. 2.2), con grana e tessitura simili agli gneiss a componente granatifera ma colorazione generalmente più chiara, per la diminuzione di minerali femici, quale il granato (Fig. 2.3 E). La paragenesi prevalente degli gneiss biotitico-granatiferi e biotitici è data da: quarzo, plagioclasio, biotite, k-feldspato e granato (Critelli et al.,1991b).

Meno diffusi risultano gli gneiss migmatitici (Fig. 2.3 A-B), affioranti nella parte centro-settentrionale dell'area e nella porzione meridionale dell'abitato di San Pietro in Guarano, estendendosi fino all'incisione del Torrente Corno (Fig. 2.2). Tali gneiss sono costituiti da litotipi

biotitici massivi a grana medio grossa con frequenti intrusioni pegmatitiche. La colorazione riflette l'alternanza mineralogica delle parti che le compongono, ovvero una parte leucosomatica quarzoso-feldspatica, e una parte melanosomatica a carattere più restitico con minerali ferro-magnesiaci, tra cui si distingue la biotite. Alcuni studi (Critelli et al.,1991) hanno mostrato il passaggio verso l'alto degli gneiss migmatitici a gneiss muscovitici, caratterizzati da minori intrusioni di filoni, da abbondanza di muscovite, con cristalli anche di dimensioni importanti. Si tratta di gneiss quarzoso feldspatici, di colore chiaro, compatti e massivi a grana fine ed omogenei.

Come è noto, l' unità gneissica ha subito una storia metamorfica particolarmente intensa: un metamorfismo ercinico in facies da anfibolitica a granulitica e un metamorfismo alpino di alta pressione e bassa temperatura in facies scisti verdi (Amodio-Morelli et al.,1976). L'evento deformativo alpino, di più basso grado, ha prodotto effetti di retrometamorfismo indebolendo ulteriormente la consistenza della roccia d'origine. Anche l'unità filladico-scistosa presenta lo stesso carattere polimetamorfico, con una retrocessione più o meno spinta. Il contatto tettonico tra le unità gneissica e scistoso-filladica è marcato da una fascia milonitica che interessa prevalentemente gli gneiss, all'interno della quale si osservano una riduzione sensibile della grana della roccia e caratteri di estrema fissilità e foliazione, con notevole variazione delle caratteristiche tessiturali (Critelli et al.,1991b).

Nella porzione occidentale dell'area investigata si ritrovano i depositi clastici (Fig. 2.2): conglomerati (Fig. 2.4 A-B) con ciottoli e massi di natura cristallina da bruni a gialliastri in colore e sabbia medio-fini dal colore giallastro(Fig. 2.4 C-D), poggianti con contatto stratigrafico sulle unità metamorfiche e ribassati a quote inferiori dalla tettonica distensiva quaternaria. La serie sedimentaria terrigena ascrivibile al Pleistocene, affiora lungo tutta la base del versante occidentale della Sila e nella sottostante piana del fiume Crati. I sedimenti sono caratterizzati da due distinti cicli di deposizione: un ciclo inferiore, dato da sedimenti sabbiosi di ambiente fluviale e di piana deltizia che evolvono a sedimenti siltoso-argilloso marini, ed un ciclo superiore costituito da sedimenti ruditici tipicamente di conoide alluvionale, che evolvono a depositi sabbioso-ghiaiosi di piana alluvionale e deltizia (Cascini et al.,1992a).

In affioramento i depositi conglomeratici (Fig. 2.4 A-B) si presentano come ciottoli eterometrici di natura cristallina, immersi in una matrice prevalentemente sabbiosa sui toni del marrone-giallastro, poggianti stratigraficamente sulle sottostanti sabbie, a granulometria media (Fig. 2.4 C-D). I contatti tra le diverse litologie è di carattere tettonico marcato spesso da fasce cataclastiche (Fig.2.3).

I depositi colluviali olocenici si costituiscono di materiale clastico di versante a grana grossa ed immaturo, e si ritrovano con spessore variabile nelle zone di accoglienza morfologica (vallecola a conca o *morphological hollows*, descritte in Dietrich et al.,1987). Il detrito di versante, localmente esposto, risulta caratterizzato da ciottoli mal classati di natura cristallina dispersi in matrice più fine e toni bruno-rossastri.

Lungo il corso d'acqua principale (Torrente Corno) si rinvengono depositi olocenici di tipo alluvionale, costituiti in prevalenza da ghiaia in matrice sabbiosa-limosa.

### 2.2.2 Strutture tettoniche alla macro-scala e meso-scala

L'analisi macro-strutturale ha messo in evidenza le direttrici neotettoniche correlabili a tre sistemi di faglie principali con orientazioni N-S, NW-SE; NE-SW in accordo con Van Dijk et al,2000. Il quadro generale dell'area rispecchia l'attività tettonica dell'intero bordo occidentale del Massiccio Silano, anche in termini di degradazione fisico-chimica delle rocce cristalline favorita dalla stessa.

Le strutture tettoniche di origine compressiva sono esiguamente presenti nell'area di studio e poco evidenti morfologicamente a causa della loro età e della loro giacitura che mostra piani sub-orizzontali, per tal motivo debolmente individuabili alla macroscala anche per l'azione di modellamento morfologico degli agenti esogeni.

Tra gli elementi compressivi è da notare il sovrascorrimento, a carattere regionale, che genera l'accavallamento tettonico dell'Unità gneissica di Polia-Copanello sull'unità filladico-scistosa di Bagni, la quale si presenta intensamente deformata da sistemi di pieghe isoclinali ad asse NNW-SSE (Bonardi et al.,1974).Questo sovrascorrimento, nel suo intorno ben documentato da una forte riduzione di tessitura degli gneiss tipicamente milonitica, si ritrova nella porzione nord-occidentale dell'area, ove si osserva il piano di accavallamento tra le due unità cristallino-metamorfiche, e si sviluppa verso nord per tutta la Calabria settentrionale fino ai confini con la Lucania. Data l'osservazione del piano, è stato ipotizzato che nella restante area esso sia prossimo alla superficie (Critelli et al.,1991b).

Il sistema NE-SW, più antico e scarsamente rappresentato, si costituisce di faglie trascorrenti destre riattivate in normali, con piani sub-verticali immergenti verso NW e inclinazione media di 70-80°. Gli indicatori cinematici mostrano una sovrapposizione che, insieme ad una desunta cronologia, collocano le faglie in una cinematica di trascorrenza destra o obliqua a cui si associano movimenti normali, infatti, gli elementi strutturali presentano scarsa continuità per via della fase distensiva più

recente. Tale sistema si rinviene principalmente nell'area posta a Sud di San Benedetto in Guarano e nei dintorni di Redipiano (Fig. 2.2).

Il sistema NW-SE risulta essere meno antico del precedente, tuttavia non mostra freschezza negli indicatori morfoneotettonici. Esso consta di faglie trascorrenti sinistre riattivate in normali o con la sola componente di movimento normale derivante della tettonica distensiva, le quali esibiscono piani di faglia immergenti verso S-SW con un'inclinazione di 70-80°.

Infine, il sistema di faglie N-S risulta essere quello più recente e maggiormente rappresentato, con una più ragguardevole freschezza degli indicatori morfoneotettonici rispetto agli altri due sistemi. Esso si manifesta come una famiglia di faglie normali disposte a gradinata ribassanti verso W, i cui piani presentano orientazioni prevalenti variabili tra N 0°-30° ed inclinazione media di 70°-80°. Tale sistema è correlato all'ultima fase tettonica distensiva della Calabria, ancora attiva (Spina et al., 2011), ed è responsabile del dislocamento del basamento cristallino rispetto ai sedimenti plio-pleistocenici, nonché del sollevamento dell'horst silano rispetto al graben del Crati iniziato nel Pliocene medio-superiore e protrattasi fino ad oggi (Guerra, 1986). È da notare nell'area di studio un'importante direttrice tettonica distensiva (Trenta - San Pietro in Guarano - Bisignano), di appartenenza a tale sistema, estesa per tutto il margine orientale della Valle del Crati (Tortorici, 1980) che rappresenta l'elemento tettonico più rilevante sia per il significato geologico-regionale che per rigetto ed estensione. Dal punto di vista morfologico le strutture ad orientazione NS determinano, congiuntamente all'erosione lineare, lo sviluppo di incisioni vallive con faccette triangolari e/o trapezoidali; la deviazioni dei corsi d'acqua talvolta fino a salti morfologici o la loro corrispondenza con le strutture ad andamento N-S; le rettilinearità dei versanti, resa discontinua dalla presenza di movimenti in massa.

L'analisi strutturale alla mesoscala ha permesso di riconoscere diversi elementi tettonici, di seguito riportati secondo la sequenza cronologica. I thrust a basso angolo (Fig. 2.5 A) risultano essere le strutture più antiche nell'area investigata e si mostrano con la tipica struttura a duplex (le cui superfici di flat e ramp risultano evidenti), cinematica compressiva pura e con fasce di argillificazione marcanti le zone di massimo shear. Le superfici oblique di ramp relative ai principali thrust obliqui mostrano talvolta la evidenze di movimento (Fig. 2.5 B). La loro giacitura ha una direzione variabile tra N-E e E-NE ed un'immersione verso SE con angolo di inclinazione medio di 20°. Le strutture a duplex pre-mioceniche sono spesso intaccate da faglie appartenenti ai sistemi principali della tettonica neogenica-quadernaria, con orientazione N-S, NW-SE e NE-SW

(Fig. 2.5 C). Tali sistemi constano di faglie i cui piani ad alto angolo esibiscono movimenti di tipo strike-slip, inverso o normale (Matano e Tansi, 1994).

Il sistema NW-SE affiora principalmente nell'area circostante il Fiume Corno (Fig. 2.2) ed è correlabile cinematicamente al sistema strike-slip di faglie che, a partire dal Miocene medio, intaccano l'intero bordo occidentale dell'altopiano silano, oltre che estendersi a carattere regionale (Tansi et al., 2007; Van Dijk et al., 2000). In affioramento le faglie sono state contrassegnate come strutture trascorrenti sinistre (Fig. 2.5 C,D) con pitch variabile tra  $0^\circ$  e  $25^\circ$ , spesso riattivate in normale dalla più recente fase tettonica (Fig. 2.5 E) che ha probabilmente invalidato i segni di trascorrenza. Il cambiamento direzionale delle faglie è responsabile della formazione delle cosiddette strutture a fiore (*flower structures*), tipiche di cinematiso transpressivo, riscontrate durante il rilevamento (Fig. 2.5 F) e di probabile appartenenza al sistema NE-SW, in quanto esso risulta associato ad una fase tettonica compressiva con riattivazione in normale. Tale sistema ad orientazione NE-SW affiora con pochi elementi nel settore meridionale di San Benedetto in Guarano e nella zona di Redipiano, rappresentato da piani di faglia sub-verticali, immergenti a NW con generale sovrapposizione negli indicatori cinematici. Il fattore cronologico suggerisce che movimenti obliqui o di trascorrenza destra si associano a faglie normali dip-slip.

Il sistema di faglie N-S consta di faglie normali disposte a gradinata ribassante verso W, i cui netti piani di movimento sono sub verticali e mostranti indicatori cinematici chiari e ben definiti che evidenziano la recente attività delle strutture, talvolta con differente direzione di movimento e pitch sovrapposti (Fig. 2.5 G). Dunque, le fresche evidenze morfologiche di tale sistema riscontrate alla macroscale hanno trovato corrispondenza alla mesoscale. La cronologia relativa degli indicatori suggerisce che i movimenti trascorrenti destri e transpressivi obliqui sono successivi all'ultimo movimento normale. Le faglie normali intaccano sia il substrato cristallino che i depositi sedimentari (Fig. 2.2 e 2.5 H).

Le strutture principali generalmente sono marcate da rocce altamente deformate (*fault zone*), vale a dire rocce cataclastiche con grana da media a grossa (fault breccia, Fig. 2.5 I,J), cataclasite a grana fine (Fig. 2.5 K,L) e farina di faglia ricca di argilla (clay-rich gouge, Fig. 2.5 M).

Le rocce gneissiche, inoltre, sono intaccate da una fratturazione particolarmente intensa, legata principalmente agli eventi tettonici neogenici a carattere esclusivamente fragile e distensivo, che ha portato alla formazione di elementi poliedrici variabili in dimensione (da cm a diversi metri cubi) favorendo lo sviluppo e l'approfondimento dei processi di weathering e un conseguente decadimento delle proprietà fisico-chimiche delle rocce gneissiche lungo le fault zones. In aggiunta,

le fasi tettoniche fragili e gli intensi sforzi meccanici derivanti hanno sviluppato all'interno dell'ammasso gneissico dei livelli molto fini, a granulometria variabile da limo con argilla a ghiaia sabbiosa. Questi livelli si presentano con l'aspetto di un'argilla grigia estremamente fissile e lucente, intensamente foliata (fault gouge, (Engelder, 1974; Rutter e White, 1979)), e intercalati negli gneiss ancora consistenti. Questi livelli raramente si ritrovano in superficie, mentre frequentemente sono stati rinvenuti a varie profondità nella serie di sondaggi eseguiti su aree in frana nei pressi del paese di San Pietro in Guarano ( per ulteriori dettagli si rimanda al capitolo3).

## **2.3 Risultati del rilievo geomorfologico**

### **2.3.1 Inquadramento geomorfologico**

La morfologia dell'area è fortemente condizionata dalle caratteristiche litologiche, dall'entità dei processi di degradazione meteorica, particolarmente sviluppati nei litotipi cristallini, e dalle strutture tettoniche quaternarie (Matano,1991).

Il paesaggio mostra un andamento molto articolato, degradante verso valle con diversi modellamenti del rilievo dovuti principalmente alla presenza di discontinuità altimetriche e plano-altimetriche di crinale, faccette triangolari e trapezoidali sui versanti e selle morfologiche lungo le creste che originano irregolarità nel profilo dei versanti, a tratti concavo-convesso. Le discontinuità altimetriche si manifestano con una serie di gradini strutturali, anche di molte decine di metri, irregolarmente disposti. Le numerose faglie dirette morfologicamente danno origine a versanti rettilinei, resi discontinui da intensi processi di smantellamento che si realizzano attraverso fenomeni di movimento in massa ed incisione lineare. Inoltre, le suddette faglie delimitano dei rilievi isolati dislocati dalle stesse a varie altezze, conseguenza dell'intensa attività sismo-tettonica (Tortorici,1980, 1981), e mostrano dimensioni variabili a causa dell'azione erosiva dei vari agenti morfogenetici operanti nel Quaternario fino al raggiungimento del modellamento attuale (Fig. 2.6).

I crinali mostrano, generalmente al di sopra dei 700m , una morfologia matura con ampie spianate, valli meno incise e uno sviluppo in pianta prevalentemente rettilineo. Al margine di queste aree sono invece presenti pendii molto acclivi, bruschi salti di pendenza e valli fortemente appiattite che denotano un generale e rapido ringiovanimento per retrogressione dei bacini torrentizi (Cascini et al., 1988). Gli impluvi ripidi sono spesso interessati da movimenti in massa generati da diffusi fenomeni di scalzamento al piede da parte delle acque correnti.

Si riconoscono, inoltre, versanti con profilo concavo-convesso e diffusamente vallecicole a conca di dubbia genesi, riconducibile ad antichi dissesti di difficile individuazione oppure a morfotipi ereditati dal modellamento glaciale (Cascini et al., 1992). Tali aree di accoglienza morfologica, talvolta, sono riempite da terreni colluviali o da materiale detritico di varia natura (paleo vallecicola o conca sepolta) e costituiscono aree particolarmente predisposte al dissesto. Gli impluvi hanno andamento rettilineo, generalmente quasi ortogonale alla valle principale, e si approfondiscono rapidamente come conseguenza di un' attiva erosione fluvio-torrentizia legata al rapido sollevamento della regione.

Morfologicamente si possono, dunque, individuare tre settori nell'area (Fig. 2.7):

- un primo settore che si individua a quote inferiori ai 500m, corrispondente al tratto che va dal paese di San Benedetto verso il fiume Crati, caratterizzato da un ampio settore pedemontano con pendenze basse e crinali piatti, il quale si imposta esclusivamente sui sedimenti pleistocenici (Figg. 2.6 e 2.7). Le diffuse superfici strutturali ad andamento sub orizzontali, seppur in prevalenza impostate sulle superfici di strato dei depositi sabbioso-conglomeratici del Pleistocene inferiore-medio, sono policicliche e la loro origine è legata anche alle condizioni climatiche che si sono avvicinate dal Pleistocene medio all'attuale (Cascini et al. 1992b). L'intensa attività tettonica ha smembrato tali superfici e le ha sollevate in maniera differenziale ed a quote diverse;
- un secondo settore, fungente da zona di transizione o raccordo tra gli altri due, è marcato da un brusco cambio di pendenza intorno ai 450-500m (Fig. 2.7);
- un terzo settore, individuato al di sopra dei 600 m di quota e corrispondente alle aree in cui affiora estesamente l'unità gneissica, è dato da una serie di alti che morfologicamente costituiscono i contrafforti principali del versante occidentale della Sila e da pendii generalmente molto acclivi (Figg. 2.6 e 2.7), spesso ereditati da versanti strutturali e da faglie legate alle fasi neotettoniche con rigetti dell'ordine di alcune centinaia di metri (Lanzafame & Tortorici, 1981).

L'area della media valle del Fiume Crati presenta le caratteristiche tipiche dei bordi delle pianure alluvionali, con una conformazione priva di dislivelli significativi raccordati da modeste scarpate rappresentanti lembi di terrazzi. Il Fiume Crati rappresenta il "collettore fluviale principale" (massimo ordine) in cui confluiscono le aste fluviali di ordine minore con andamento preferenziale E-W, alle quali si correla l'asta principale dell'area di studio (Torrente Corno) con carattere tortuoso associabile all'intensa franosità sui versanti. L'intenso sollevamento della regione, con

tassi di sollevamento dell'ordine di 400-500 m alla fine del Pleistocene inf. (Tortorici, 1980), ha avuto un controllo determinante sull'idrografia sviluppando, in tale settore montano, un pattern angolato con corsi d'acqua generalmente incisi ( Torrente Corno e Torrente Riganello).

Il reticolo idrografico, del tipo dendritico, è caratterizzato dalla presenza di corsi d'acqua a regime torrentizio, tipico delle fiumare Calabresi, con consistenti valori di portata nei periodi autunnali e invernali che facilitano il trasporto solido e fasi di magra nei periodi estivi. La capacità di trasporto di un'asta fluviale è una funzione direttamente proporzionale alla sua portata, definita come il volume d'acqua che attraversa una sezione del fiume nell'unità di tempo, ed alla sua pendenza. L'idrologia superficiale è costituita da impluvi di I° e II° ordine che confluiscono prevalentemente nel Torrente Riganello.

La dinamica fluviale di tali torrenti è oggi piuttosto modesta, e l'attività di trasporto solido si esplica principalmente durante il periodo delle piogge, principalmente per trasporto in sospensione, e secondariamente per trasporto di fondo, in particolare quando l'aumento della portata e del trasporto in sospensione consente di esercitare uno sforzo di taglio tale da superare la resistenza al trascinarsi dei clasti di dimensioni maggiori. L'azione morfogenica principale di tali corsi d'acqua è l'approfondimento dell'alveo (deepening), anche in ragione del notevole tasso di sollevamento regionale di tutto il settore. Generalmente si può affermare che la porzione superficiale, fortemente alterata, è caratterizzata da una medio-alta permeabilità per porosità secondaria, nella quale spesso è riscontrabile una modesta e spesso effimera riserva idrica. Gli orizzonti gneissici intatti o solo parzialmente alterati sono invece caratterizzati da una permeabilità per fratturazione, in genere da bassa a medio-bassa, fortemente controllata dalla presenza di linee di disgiunzione tettoniche e/o di detensionamento. E' evidente che, date le caratteristiche geomorfologiche, buona parte delle acque meteoriche defluiscono per ruscellamento superficiale e una minima parte si infila nel sottosuolo, dando luogo all'approfondimento del manto alterato.

Il reticolo idrografico mette in evidenza un forte controllo strutturale operato dalle faglie e/o fratture, che si manifesta con significativi allineamenti delle aste fluviali e decorso rettilineo nell'area ad affioramento gneissico. In corrispondenza dell'unità sedimentaria, invece, la rete drenante presenta un pattern sub parallelo con impluvi moderatamente incisi.

Per quanto riguarda l'acclività, l'area si caratterizza principalmente da pendenze variabili dai 20° ai 35°(Fig. 2.8) che diventano più blande, con valori inferiori ai 20°, nelle ampie spianate sommitali o alle pendici dei versanti in cui affiorano i sedimenti pleistocenici. L'acclività risulta massima lungo

il corso d'acqua principale (Torrente Corno) dettata dall'azione erosiva che si esplica con scalzamento al piede, e talvolta, in alcune valli strette.

Un altro fattore incisivo sulla morfologia del territorio è rappresentato dall'esposizione (Fig. 2.9). Essa risulta controllata in maniera predominante dall'andamento del reticolo idrografico, soprattutto dall'asta principale identificata nel torrente Corno. L'esposizione, congiuntamente a pendenza e quota, rappresenta un fattore di pedogenesi che condiziona l'alterazione delle rocce e il conseguente sviluppo di suolo. Lo sviluppo e gli spessori di suolo, così come i processi di erosione, hanno un carattere differenziale lungo versante, infatti ogni tratto dello stesso risponde in maniera diversa in funzione della topografia. Si può notare l'incidenza dell'esposizione sulla morfologia e sulle pendenze dei versanti, in particolare i lati dei versanti esposti maggiormente a E sono caratterizzati da pendenze più elevate mentre quelli esposti a W si mostrano più dolci (Fig. 2.7).

### **2.3.2 Conoscenze pregresse sulla franosità dell'area di studio**

L'area investigata rispecchia la diffusa franosità che investe l'intero bordo occidentale del Massiccio della Sila, nonché i caratteri peculiari che la caratterizzano e la rendono fortemente insidiosa. Nell'identificare tali fenomeni di movimenti in massa, infatti, sono state riscontrate elevate difficoltà a causa del loro carattere impulsivo che si realizza nel rapido svilupparsi degli eventi, nonché nel loro repentino esaurirsi in termini di attività e nei lunghi tempi di ritorno tra due successive rimobilizzazioni.

Nel lasso di tempo intercorso tra due eventi, corrispondente al periodo di inattività, si mettono in atto alcuni processi di modellamento che minano le evidenze morfologiche da frana e l'originaria conformazione del corpo frana subisce una serie di modellamenti che cancellano totalmente o parzialmente i caratteri morfologici identificativi. Dunque, per avere un quadro d'insieme dei fenomeni verificatisi in passato e che possono riattivarsi in futuro, risulta di notevole importanza far riferimento ai dati di letteratura.

A tal proposito risulta necessario iniziare lo studio della franosità dell'area ripercorrendo la sua storia attraverso gli studi ed i dati pregressi disponibili, così da documentare una variabilità spaziotemporale dei fenomeni gravitativi. Diversi lavori esaminati ( Cascini et al., 1988, 1991, 1992a,b, 1994; Casini & Gullà, 1993; Matano & Tansi, 1994; Petrucci et al., 1996; Petrucci & Versace, 2005, 2007 e Petrucci et al., 2009) hanno investigato la franosità con approccio interdisciplinare ed hanno messo in atto un reperimento dei dati storici attingendo dal patrimonio inesauribile dell'Archivio del Genio Civile e dell'Archivio di Stato di Cosenza (Petrucci & Versace, 2005, 2007 e Petrucci et

al., 2009). Tali archivi rappresentano una fonte di immagazzinamento per lo sviluppo di ricerche ed indagini atti a far luce sulle azioni intraprese per fronteggiare alle gravi condizioni di dissesto idrogeologico che intaccano, più in generale, l'intero territorio calabrese. I suddetti dati fanno riferimento ad un intervallo temporale che va dagli inizi del '900 e sono elencati nella Tabella 2.1, a cui si aggiungono in minor dettaglio i fenomeni verificatisi nell'Ottocento (Petrucci et al., 1996).

Dall'analisi di studi passati (Cascini & Versace, 1988; Cascini et al., 1991; 1992; Critelli et al. 1990, 1991; Matano & Tansi, 1994) i fenomeni franosi diffusi nell'area di interesse possono essere distinti in due tipologie di movimenti prevalenti: movimenti delle coperture detritiche e movimenti di instabilità nella roccia degradata, lungo discontinuità preesistenti (Fig.2.10). Il primo tipo ha sede essenzialmente entro la copertura colluviale e/o residuale e in genere innescati da eventi pluviometrici estremi e stagionali (Campbell, 1975; Govi, 1979; Govi et al., 1984; Cascini & Versace, 1988) con prevalente sviluppo come scorrimenti traslativi. Gli scorrimenti di detriti, talvolta, hanno un carattere estremamente superficiale evolvente in colata lungo versanti con inclinazioni tra i 20-25°. I movimenti delle coperture detritiche si realizzano con maggior frequenza nell'ambito di vallecole a conca e conche sepolte, dando luogo a caratteristici profili longitudinali concavo-convessi. È da notare come le concavità morfologiche, notevolmente presenti nell'area di studio e colmate da terreni colluviali e detritici, siano da considerare elementi morfologici con elevata predisposizione allo sviluppo di fenomeni franosi. Il secondo tipo di movimento ha sede negli gneiss alterati e fortemente fessurati, e si mettono in posto lungo versanti più acclivi caratterizzati da pendenze non inferiori ai 30°. Il loro sviluppo più ricorrente in termine di movimento è lo scorrimento rotazionale. Nei cinematismi delle frane che interessano rocce meno alterate un ruolo fondamentale è giocato dalle discontinuità tettoniche presenti nell'ammasso roccioso. I movimenti in roccia individuano una serie di gradini ribassati verso valle e varici in roccia degradata, in cui generalmente si rinviene un cumulo di frana ampio, talora rimodellato e stabilizzato o addirittura in progressivo smantellamento. La direzione di movimento, generalmente, si esplica lungo la linea di massima pendenza del versante, ma si riconosce una diretta influenza delle condizioni strutturali sull'evoluzione e/o sugli elementi morfologici del movimento franoso.

Tra i diversi fenomeni gravitativi in massa afferenti all'area di studio si riportano in dettaglio i dati relativi alle frane di Via San Francesco e di Altavilla.

La frana di Via San Francesco ampiamente studiata in letteratura (Cascini 1986, Cascini et al., 1992, 1995; Cascini & Gullà 1993) si presenta come una serie di scorrimenti retrogressivi che coinvolgono i terreni colluviali-residuali - saprolitici (corrispondenti alle classi di alterazione VI e

V nella classifica adottata come riferimento, si veda il capitolo successivo) e varie coltri detritiche per uno spessore di 20-25m, i quali poggiano su un substrato meno alterato con morfologia a gradini ribassante verso valle su cui si imposta una paleo vallecchia a conca. Le cause determinanti il dissesto sono una combinazione degli incrementi delle pressioni neutre legati ad innalzamento dei livelli piezometrici della falda sotterranea, e l'azione di scalzamento al piede operata dal Torrente Riganello. Tali cause nel corso dell'ultimo secolo hanno portato a due riattivazioni, l'ultima delle quali è stata consequenziale alle intense precipitazioni che si sono prolungate nel tempo (gennaio del 1981) ed ha compromesso gli edifici presenti nell'area fino alla successiva evacuazione. L'intermittenza del fenomeno è stata stimata con tempi di ritorno superiori a 50 anni, secondo studi idrologici (Cascini & Versace, 1988), con un modellamento verificatosi nel periodo di quiescenza che ha obliterato gli indizi morfologici della frana, a causa anche dei piccoli spostamenti che la caratterizzano (solo alcuni decimetri).

La frana di Altavilla rappresenta, invece, un caso di interferenza tra l'urbanizzazione e l'ambiente fisico a causa di un antico dissesto che nel tempo si è ampliato fino a coinvolgere una parte del centro storico ritenuto stabile. Il progressivo ampliamento deriva dal sollevamento tettonico che insieme ad una fase di incisione del Torrente Corno ha fatto sì che la frana, presente alla base del versante, si espandesse verso la parte alta del versante fino ad intaccare l'abitato di Altavilla. L'approfondimento del Torrente ha causato lo sviluppo di fenomeni di scalzamento al piede del versante, con il conseguente scivolamento di porzioni di materiale roccioso poco alterato. La suddetta attività erosiva del Torrente, che è perdurata nel tempo, alla fine degli anni '30 ha permesso ai dissesti di continuare la propria espansione fino alla porzione sommitale della collina, con ultima rimobilizzazione intorno al 1970.

In aggiunta ai dati storici tratti da pubblicazioni, si è attinto al catalogo delle frane cartografate nel Piano Stralcio di Bacino per l'Assetto Idrogeologico (PAI) con aggiornamento dati a febbraio del 2011. Lo Stralcio della carta PAI dell'area investigata (Fig. 2.11) mostra la presenza di una pericolosità variabile da media a molto alta. In particolare, l'area totale interessata da fenomeni del PAI risulta essere circa il 12% ed è ripartita nelle diverse categorie di pericolosità media, alta e molto alta rispettivamente con valori circa del 66%, 21% e 13% (Fig. 2.11 A).

### 2.3.3 Tipologie di instabilità rilevate

L'elevata franosità riconosciuta lungo i versanti dell'area di studio racchiude fenomeni franosi differenti per tipologia, estensione, età e stato di attività.

I fenomeni franosi per definizione sono movimenti di masse (*mass movements*) di materiale per prevalente azione della gravità, che presentano un carattere non selettivo e si verificano, generalmente, con una distanza di trasporto ridotta (zona di erosione e di deposito a breve distanza). Il trasporto in massa (*mass transport*), invece, identifica i movimenti di masse di materiale che avvengono prevalentemente in seguito all'azione delle acque correnti superficiali con carattere selettivo (condizionato dalla granulometria) e trasporto per distanze anche rilevanti. Il movimento in massa che può interessare la roccia, il detrito o il terreno lungo un versante (Varnes, 1978; Cruden & Varnes, 1996) è caratterizzato da una superficie o zona di rottura, macroscopicamente individuabile, che separa la massa mobilizzata da quella in posto. Diversi elementi morfologici si identificano in una frana e permettono di classificarla e definirne geometria e dimensioni (IAEG Commission on landslides, 1990). Dall'alto verso il basso una frana si compone di alcuni elementi principali (scarpatata principale ed eventuali secondarie, fianchi, superficie di rottura, piede ed unghia, a cui si aggiungono altri elementi distintivi mostrati in Figura. 2.12) che delimitano il corpo frana, con le rispettive zone di svuotamento ed accumulo posti rispettivamente al di sopra della superficie di rottura e oltre la superficie topografica originaria. In aggiunta agli elementi distintivi, un corpo franoso può essere inquadrato dal punto di vista morfometrico, così da studiare in maniera quantitativa i fenomeni gravitativi mediante misurazioni dimensionali (larghezza, lunghezza e profondità della massa spostata; larghezza, lunghezza e profondità della superficie di rottura; lunghezza totale; e altri come mostra la Figura 2.13), tali da permetterne un eventuale confronto.

Per quanto riguarda la classificazione dei movimenti franosi rilevati si è adottata come riferimento quella proposta da Varnes (1978) and Cruden and Varnes (1996) che tiene conto del tipo di materiale coinvolto e del tipo di movimento che il materiale subisce (Fig. 2.14).

In riferimento ai materiali sono racchiusi in tre categorie principali: roccia (rock), detrito (debris) e terra (soil); mentre i tipi di movimento sono divisi in cinque categorie: crollo (fall), ribaltamento (topple), scorrimento (slide), colamento (flow) e spandimento (spread).

I crolli consistono nel distacco improvviso di grosse masse di roccia disposte su versanti molto acclivi; il movimento iniziale ha come componente principale la caduta libera del materiale finché

non raggiunge il versante, a cui seguono dopo l'impatto, rimbalzi e/o rotolamenti. Il distacco può avvenire per rottura di taglio o di trazione della roccia, oppure impostarsi in superfici di discontinuità preesistenti.

I ribaltamenti si caratterizzano di movimenti rotazionali secondo un centro di rotazione posto al di sotto del baricentro della massa spostata. Generalmente, il tipo di deposito che genera è molto simile a quello dei crolli.

Gli scorrimenti sono distinti in rotazionali e traslativi in base alle caratteristiche geometriche della superficie di scorrimento lungo cui avviene il movimento, il quale può essere contemporaneo in tutti i punti lungo il piano di rottura che separa la massa in posto da quella mobilitata. Nello scorrimento traslativo il movimento avviene per deformazioni di taglio lungo una o più superfici o entro uno spessore limitato di materiale, generalmente su delle superfici di discontinuità preesistenti. Lo scorrimento rotazionale è dato da un movimento verso la base del versante che avviene lungo superfici curve, concave verso l'alto, e quasi verticali nella zona di distacco, e si verifica per deformazioni di taglio lungo una o più superfici o entro uno spessore limitato di materiale.

Il colamento o colata, si caratterizza di un movimento distribuito in maniera continua all'interno della massa spostata, mostrante un comportamento viscoso. Le superfici di taglio, se presenti, sono multiple e spesso temporanee. La distribuzione delle velocità nella massa spostata è analoga a quella all'interno di un fluido viscoso, di fatto la presenza di acqua risulta essere una condizione necessaria per il movimento dei materiali coesivi.

Gli spandimenti laterali si compongono di estensione e lieve subsidenza di un livello coesivo o di un ammasso roccioso in seguito alla deformazione e allo spostamento di un livello meno competente sottostante. La superficie di rottura non è una superficie di intensa deformazione di taglio, bensì risulta di difficile identificazione. Il movimento si esplica principalmente in orizzontale, con articolazione in blocchi.

Dalla combinazione del materiale e del movimento, rispettando l'ordine, si ha il nome di ogni tipologia di fenomeno ( per esempio rock-slide, scorrimento in roccia). Un ulteriore categoria di frane si individua dalla combinazione di due o più movimenti, le frane complesse (complex) che si attivano con un movimento principale evolvente successivamente in un altro tipo secondario e si caratterizza di elementi appartenenti ad entrambi i movimenti semplici.

Il riconoscimento dei fenomeni franosi nell'area di studio è stato effettuato a partire dall'analisi foto interpretativa a diverse scale e tempi (fotogrammi in bianco e nero in scala 1:75000 del 1989 e

1:33000 del 1955 e 1990; fotogrammi a colori in scala 1:15000 del 2001), seguita da un rilievo geomorfologico multitemporale di campagna (eseguito nell'arco temporale triennale del presente lavoro). I risultati delle analisi e dei rilevamenti sono riportati nella Carta dei fenomeni franosi dell'area di San Pietro in Guarano (Fig.2.15).

Da un'analisi generale di tale carta si nota che i fenomeni di dissesto riconosciuti nell'area sono rappresentati da tre tipologie di frane: fenomeni franosi di tipo scorrimento, frane complesse e zone affette da processi di soil creep. Gli scorrimenti diffusi su tutto il territorio in esame, con maggiore presenza nelle aree limitrofe al centro abitato di San Pietro in Guarano e lungo il reticolo idrografico, intaccano sia il materiale roccioso che i detriti, con una prevalenza di quest'ultimi. Le frane per scorrimento in detrito (Fig. 2.16 A-D) si presentano dimensionalmente meno estese degli scorrimenti in roccia (Fig. 2.16 E), le quali per contro coinvolgono grandi volumi di materiale roccioso. Per quanto riguarda gli scorrimenti in roccia, il loro sviluppo è guidato e condizionato dall'assetto tettonico che congiuntamente alle condizioni alterative in profondità porta alla formazione di zone altamente deformate e argillificate lungo le discontinuità tettoniche, soprattutto lungo i piani di thrust a sviluppo orizzontale che esercitano un controllo sui fenomeni di instabilità e fungono da svincolo per il movimento delle stesse. Inoltre, l'influenza delle faglie è testimoniata anche dall'identificazione lungo i fianchi delle frane di roccia deformata e frantumata tettonicamente (Fig. 2.16 F-G).

La componente del movimento degli scorrimenti in roccia è prevalentemente di tipo traslativo ed i fenomeni franosi interessano principalmente il versante posto ad Est dell'abitato di San Pietro in Guarano, e limitatamente lungo il versante posto a Nord di San Benedetto in Guarano. Le frane per scorrimento in detrito (prevalentemente a cinematica roto-traslazionale) si presentano distribuiti in maniera più omogenea nell'intera area di studio, analogamente alle frane di tipo scorrimento-colata (Fig. 2.16 B) che si ritrovano disseminate sui versanti dell'intera area investigata.

Tali fenomenologie complesse si impostano lungo i pendii, maggiormente presso le aste torrentizie operanti uno scalzamento al piede dei versanti e conseguenti disequilibri, nonché nelle zone di accoglienza morfologica a conca dove si ritrovano depositi colluviali, porzioni di terreni saprolitici o rocce altamente alterate; infatti, solo localmente le suddette frane intaccano le rocce tenere.

Le frane sono state ulteriormente distinte in base allo stato di attività (Fig. 2.15) identificato sulla freschezza degli elementi morfologici (quali scarpata, zona di deposito o accumulo) e congiuntamente sulla presenza o assenza di vegetazione, di danni alle strutture o infrastrutture come pure sulla variazione dell'andamento della rete di drenaggio. In riferimento allo stato di attività, si è

visto che la prevalenza dei fenomeni rilevati si ritrova in una condizione di quiescenza, e solo una piccola parte ha mostrato segni identificativi di attività.

#### 2.3.4 Categorie di frane: superficiali, mediamente profonde e profonde

I fenomeni di instabilità che interessano diffusamente l'area investigata differiscono tra loro, oltre che per lo stato di attività e il movimento che manifestano, per gli spessori di materiale coinvolto. Gli spessori sono stati valutati in base alle caratteristiche morfometriche di superficie e distinte in tre categorie: frane superficiali (spessore indicativo inferiore ai 3 metri), frane mediamente profonde (spessore indicativo inferiore ai 35 metri) e frane profonde (spessore indicativo maggiore di 35 metri). I risultati del raggruppamento in categorie di frane sono esposti nella Carta dei fenomeni franosi (Fig. 2.15).

Le frane superficiali si sviluppano su tutta l'area con meccanismi evolutivi generalmente rapidi e coinvolgono le porzioni più superficiali della copertura, con fenomeni franosi tipo logicamente appartenenti agli scorrimento in roccia ed alle frane complesse (Fig. 2.16 A,B). Esse si verificano con impulsività e lunghi intervalli di quiescenza, e si mostrano come miscele di materiale detritico a granulometria variabile, poco coesivo e con una percentuale variabile di acqua che scorrono lungo i versanti o nelle concavità morfologiche. L'accumulo del materiale si verifica al termine del canale di trasporto. Caratteristiche morfologiche di queste frane sono le piccole scarpate principali dalla forma semicircolare, l'allungamento dei corpi di frana anche fino a 200 m, le evidenti zone di accumulo e la zona marginale inferiore con forma tipica a U.

Le frane mediamente profonde (Fig. 2.16 C,D), maggiormente presenti nell'area, racchiudono fenomeni franosi afferenti a tutte le tipologie rilevate (frane per scorrimento in roccia e/o detrito, complesse e zone franose). Esse, oltre a coinvolgere le porzioni più superficiali, si estendono più in profondità con spessori dell'ordine dei 30 m, intaccando volumi di roccia variamente alterata. Tali fenomeni franosi presentano generalmente una scarpata principale con la forma caratteristica ad anfiteatro, una topografia lievemente *hummocky* (data da disposizione caotica a blocchi) e creste nel margine inferiore dovute ad accumulo di materiale che spesso causano la devianza dei corsi d'acqua.

Infine, le frane profonde (Fig. 2.16 E), manifeste solo in tre fenomeni di instabilità, intaccano spessori di roccia indicativamente oltre i 35 metri identificati come le coperture, il materiale roccioso più alterato ma anche quello che preserva maggiormente i caratteri della roccia fresca.

Questa categoria di frana si sviluppa in profondità lungo zone di debolezze, ove le superfici di scorrimento si impostano o corrispondono alle discontinuità dell'ammasso roccioso, e per tale motivo condizionate dall'assetto tettonico. Spesso le strutture tettoniche delimitano i fianchi delle fenomenologie franose (Fig. 2.16 F,G) che, dunque, coincidono con le *fault zones*. In particolare, giocano un ruolo di rilevanza gli spessori di roccia adiacenti ai piani di faglia, definiti *fault cores*, i quali subiscono il maggiore stress e conseguentemente espongono la roccia ad una degradazione tale da ridurla come consistenza a terreno, con granulometria variabile. Nell'area rilevata le frane profonde sono rappresentate da frane per scorrimento, con probabile movimento traslativo e superfici di rottura planari. Questa categoria di frane può essere maggiormente identificata dall'analisi foto interpretativa poiché mostrante i propri effetti sulla morfologia, ovvero scarpate principali dalla forma semicircolare, contropendenze, terrazzi di frana, profili di pendenza irregolari, cambiamenti nella rete di drenaggio e rigonfiamento dell'unghia di frana. Alcuni elementi di frana fotointerpretati sono stati rilevati nel rilievo di campagna, come le rocce deformate lungo i fianchi del corpo di frana coincidenti con le principali *fault zone*.

### 2.3.5 Analisi quantitativa dei fenomeni franosi

Dall'analisi quantitativa dei fenomeni di movimento in massa, eseguita in ambiente GIS, si nota che su circa 7,3 km<sup>2</sup> di area rilevata il 20% (corrispondente a 1.5 km<sup>2</sup>) è interessato da 174 fenomeni di dissesto, con una densità media di circa 24 frane/km<sup>2</sup> ed una variabilità dimensionale da 136 m<sup>2</sup> a 273.868 m<sup>2</sup>. La carta geotematica (Fig.2.15) mostra la presenza nell'area di studio di frane diverse per tipologia, età e stato di attività, nonché parametri morfometrici.

In particolare, il 78,9 % dell'area totale in dissesto è interessato da fenomeni di scorrimento, distinti movimento di scorrimento in detrito per il 43,8% e scorrimento in roccia 35,1%, che corrispondono in termini di quantità rispettivamente a 117 e 8 frane, per un totale di 125 scorrimenti(Fig. 2.17 A).

Le frane complesse, identificate in 47 fenomeni sono presenti nel 17,2% dell'area totale in dissesto; mentre le 2 zone affette da reptazione interessano il 3,9% dell'intera area in frana(Fig. 2.17 A).

Per quanto riguarda lo stato di attività dei fenomeni solo le tipologie di frane complesse e frane per scorrimento in detrito hanno mostrato di attività; in dettaglio sono 17 scorrimenti in detriti e 4 fenomeni complessi, che corrispondono rispettivamente al 3,8% e 0,4% dell'area totale in frana (Fig. 2.17 B). La restante parte, data da 8 scorrimenti in roccia, 100 scorrimenti in detriti, 43

fenomeni complessi e 2 aree in reptazione, corrispondente rispettivamente al 35,1%, 40%, 16,8% e 3,9% dell'area totale in dissesto, risulta in uno stato di quiescenza (Fig. 2.17 B).

Sulla base degli spessori del materiale coinvolto le frane sono state raggruppate in frane superficiali, mediamente profonde e profonde con valori rispettivamente di inferiore ai 3 metri, inferiore ai 30 metri e maggiore di 30 metri.

Le frane superficiali si presentano con 72 fenomeni ed intaccano un'area di circa 0,22 km<sup>2</sup>; le ampiezze variano da 5 a 40m e le lunghezze sono funzione della loro evoluzione, ovvero una volta che la frana si è innescata, può arrestare la sua attività o evolvere in colata dando origine alle fenomenologie complesse. Tale categoria interessa il 15,3% dell'intera area in frana (Fig. 2.17 C).

Le frane mediamente profonde intaccano il 56,7% dell'area instabile, manifestati in 99 fenomeni franosi distribuiti su un'area di circa 0,85 km<sup>2</sup>, principalmente nelle morfologie di tipo hollows e coinvolgendo le rocce più degradate, tipo terreno. Le caratteristiche geometriche di queste variano in spessore da 50 a 150m e in lunghezza da 60 a 370m (Fig. 2.17 C).

Le frane profonde, tipologia meno diffusa, si manifestano complessivamente su un'area di circa 0,42 km<sup>2</sup> rispetto all'area totale in frana, corrispondente al 28%, e coinvolgono sia le rocce maggiormente degradate che il materiale roccioso più fresco. Queste frane esibiscono spessori e lunghezze variabili, rispettivamente, da 200 a 400m e da 400 a 800m.

Al fine di evidenziare la distribuzione dei movimenti in massa nelle varie litologie affioranti nell'area è stata messa a punto una sovrapposizione in ambiente GIS della Carta dei fenomeni franosi sulla Carta geologica. Dalla distribuzione areale delle frane, senza distinzione di stato di attività e tipologia, rispetto all'area totale interessata da fenomeni franosi risulta (Fig. 2.17 D) che la litologia maggiormente interessata è rappresentata dagli gneiss per il 91,8%, seguita da depositi sedimentari conglomeratici al 6% e poi dai depositi sedimentari sabbiosi 1,4% e dagli scisti 0,8%.

**Figure, foto e tabelle**

(nell'ordine in cui sono richiamate nel testo)

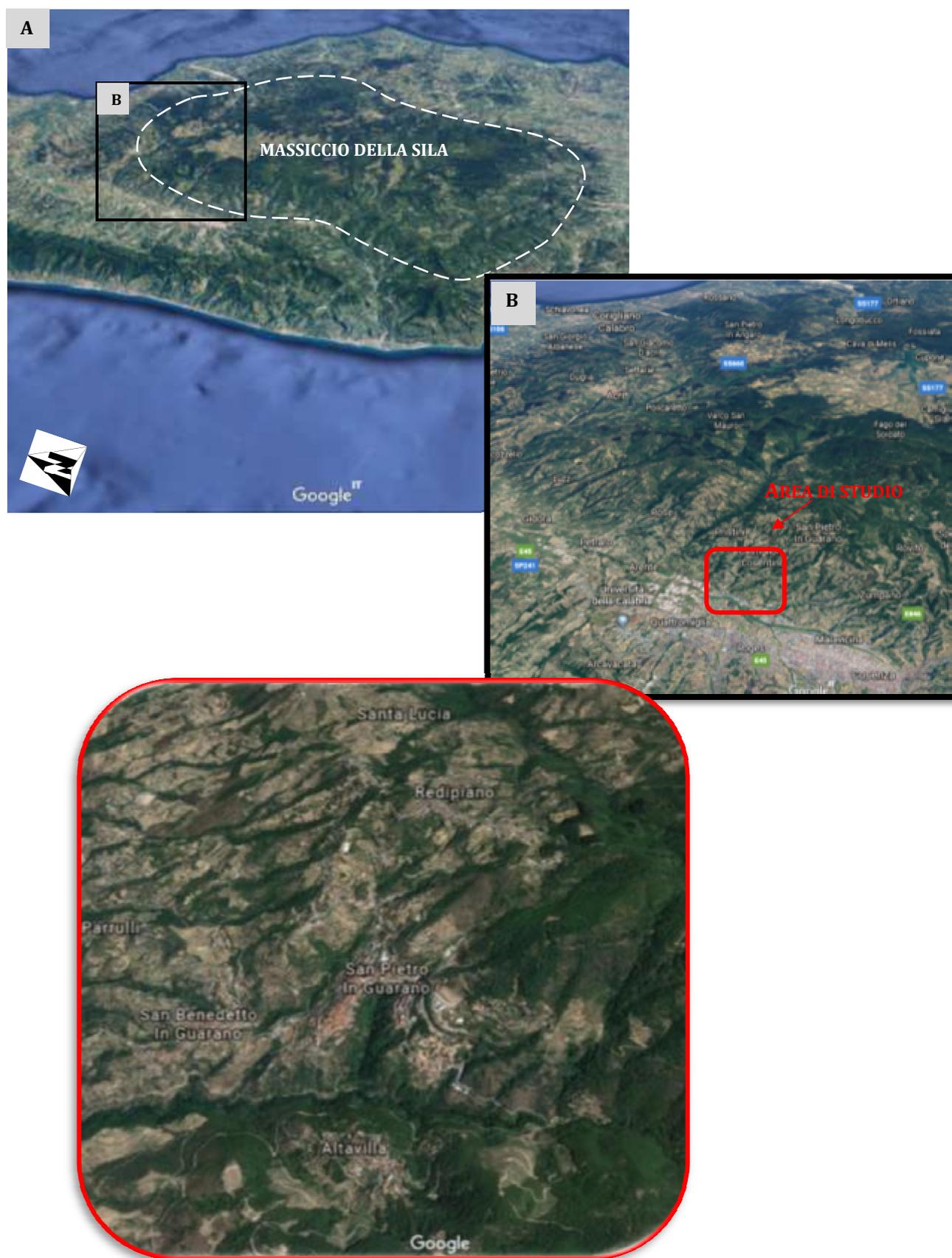


Figura 2.1 – Vista del Massiccio Silano (A) da satellite Landsat- Google Earth, con ingrandimento del settore (B) ove si colloca l'area di studio (evidenziata dal contorno in rosso).

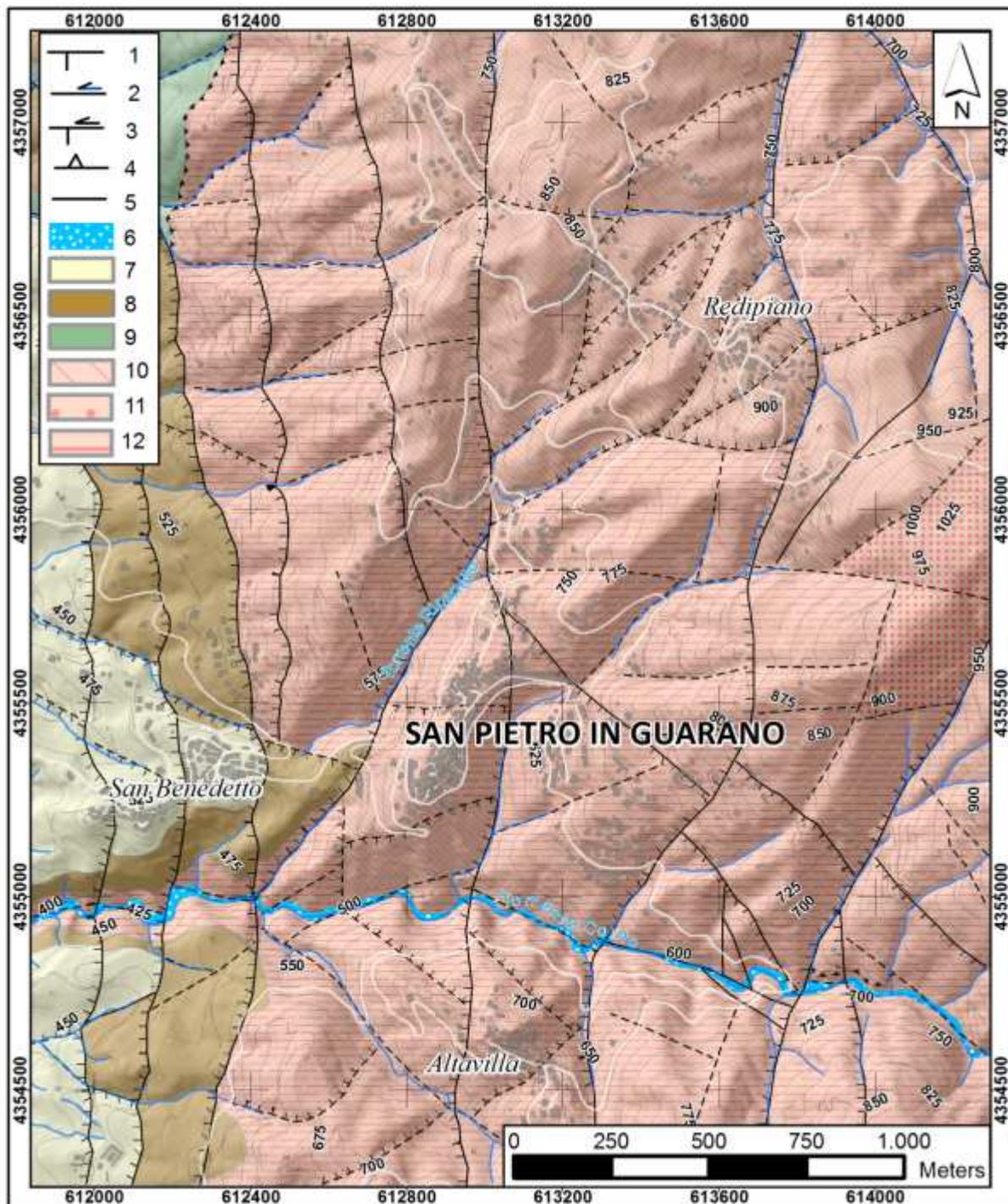


Figura 2.2 – Carta geologico-strutturale dell’area di studio in trasparenza sul DTM (5x5celle). Legenda: 1) faglia normale; 2) faglia trascorrente sinistra; 3) faglia trascorrente sinistra riattivata in normale; 4) thrust; 5) faglia con cinematica non determinata; 6) depositi alluvionali; 7) depositi sedimentari sabbiosi (Pleistocene); 8) depositi sedimentari conglomeratici (Pleistocene); 9) rocce filladico-scistose (Paleozoico) appartenente all’Unità di Castagna; Unità della Sila: 10) gneiss migmatitici (Paleozoico); 11) gneiss biotitici (Paleozoico); 12) gneiss biotitici localmente granatiferi (Paleozoico).



Figura 2.3 – Litologie affioranti nell'area di studio: (A) gneiss migmatitici; (B) dettaglio di struttura migmatitica; (C) gneiss biotitici localmente granatiferi ( D ) dettaglio degli gneiss a biotite e granato; (E) gneiss biotitici; (F) esempi di filoni leucosomatici che intrudono le rocce gneissiche.

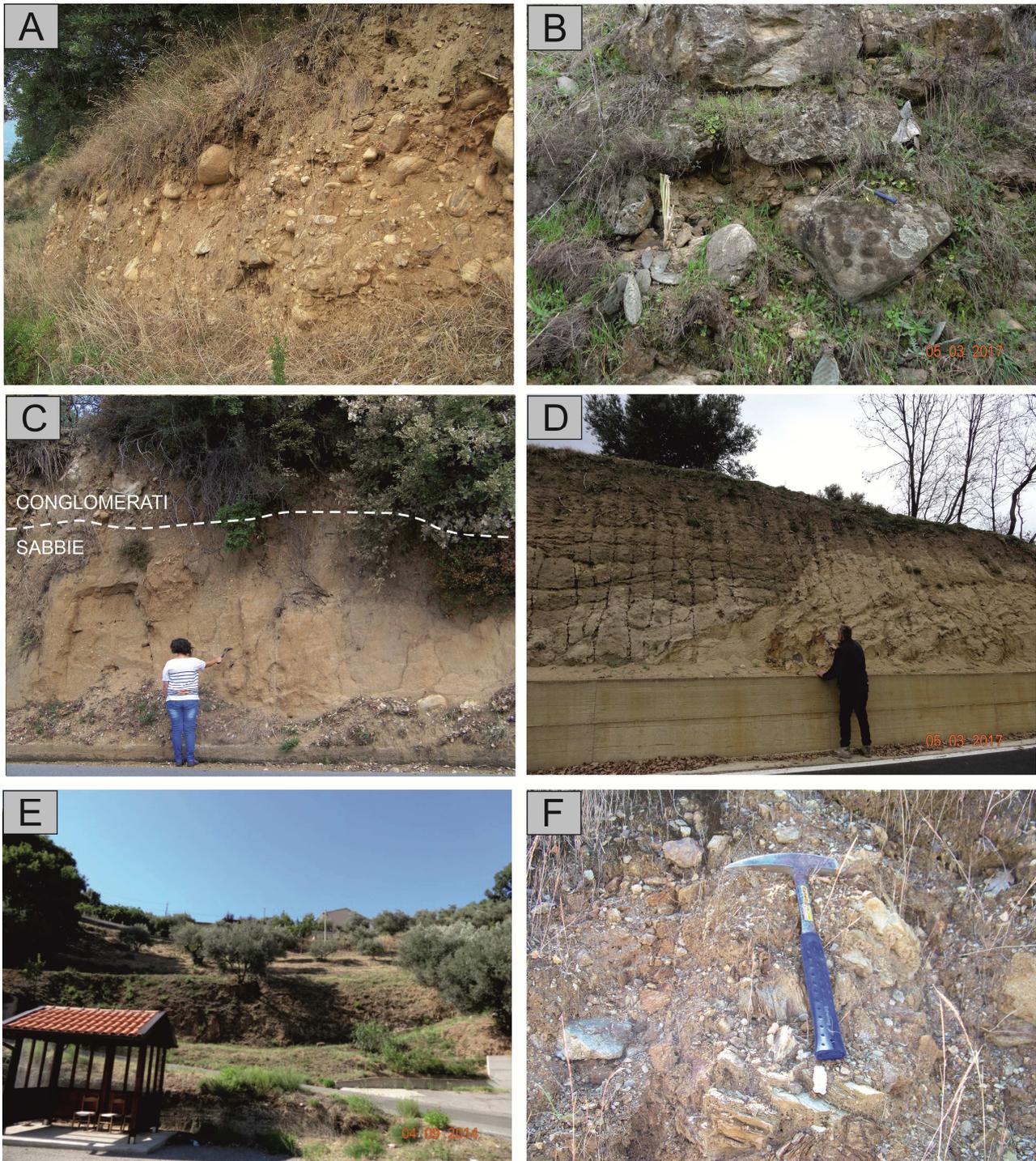


Figura 2.4 – Litotipi affioranti nell’area di studio: (A) e (B) depositi conglomeratici (Pleistocene); (C) contatto stratigrafico-deposizionale tra sabbie-arenarie e conglomerati;(D) depositi sabbiosi (Pleistocene); (E) depositi colluviali (Olocene) ; (F) dettaglio di detrito di versante

## FAGLIE

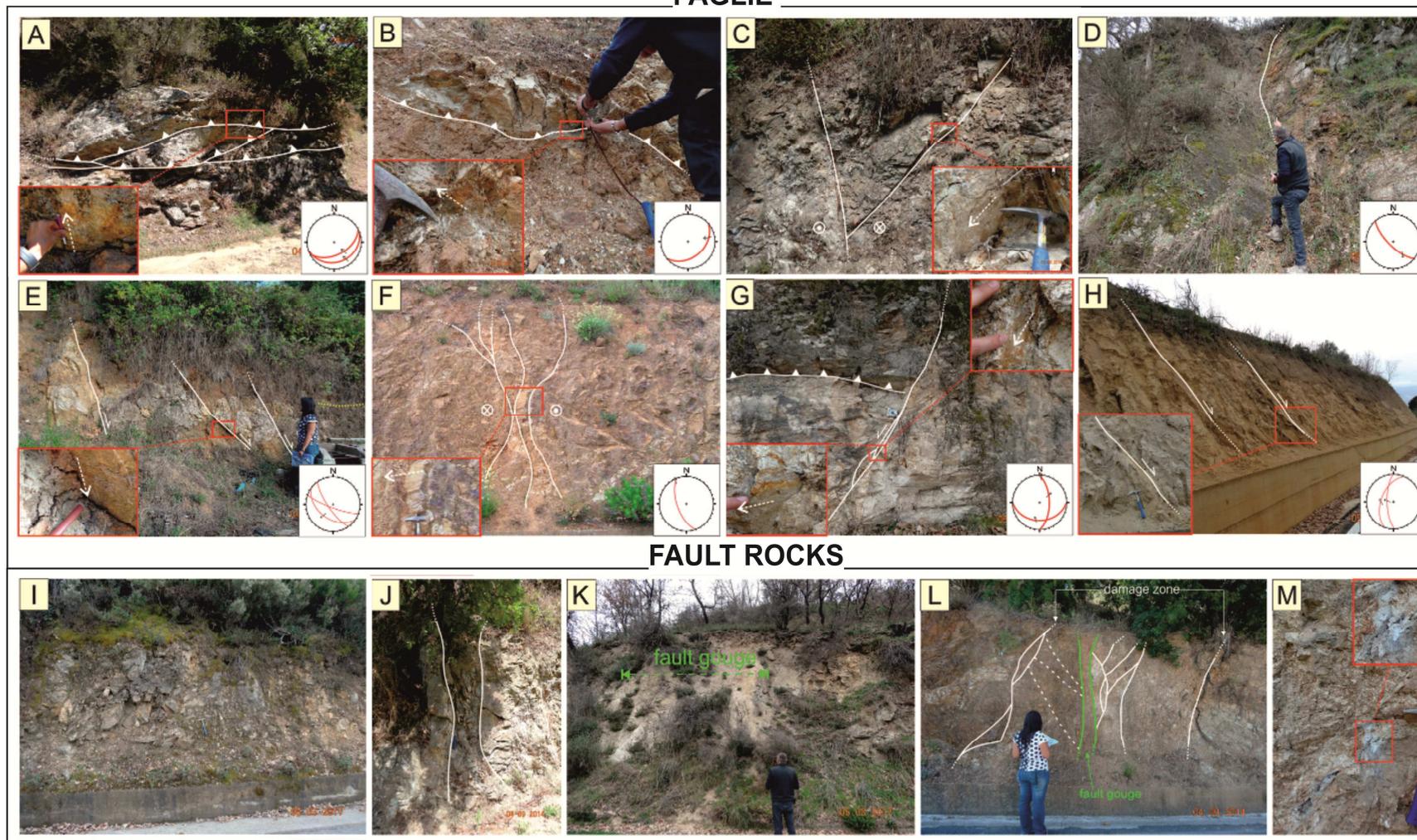


Figura 2.5 - Esempi di faglie rilevate alla meso-scala: (A) thrust ad basso angolo formante tipica struttura a duplex; (B) rampa di thrust obliqua; (C)e (D) faglie NW-SE con cinematica di trascorrenza sinistra; (E) faglie NW-SE di tipo normali; (F) faglie N-S trascorrente destre; (G) piano di faglia N-S( con segni riattivazione normale e trascorrente sinistra); (H) faglie dip-slip nei sedimenti pleistocenici; (I) e (J) breccia di afaglia; (K) e (L) fault gouge in una damage zone; (M) clay-rich fault gouge lungo un piano di faglia.

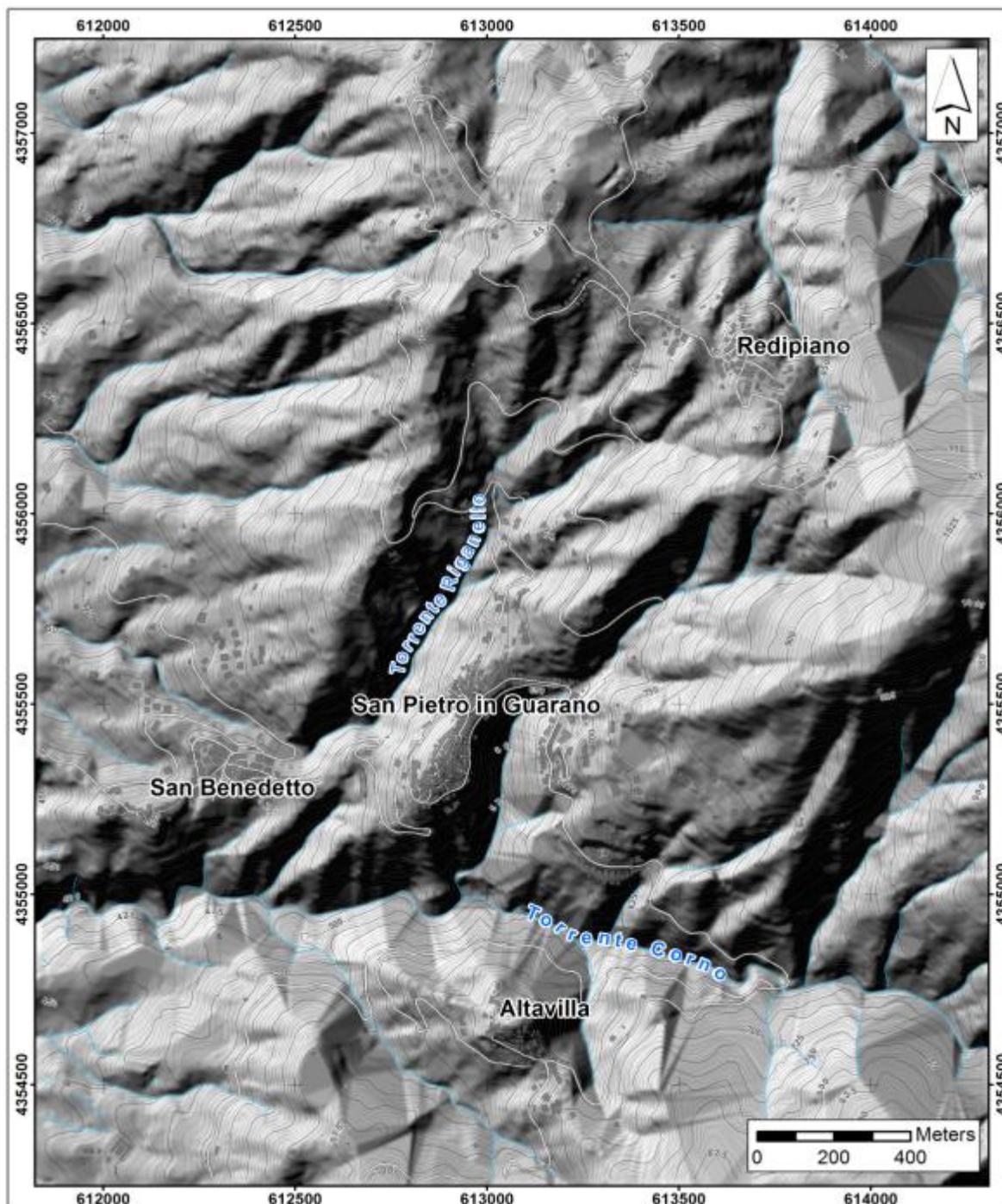


Figura 2.6 – Modello digitale del terreno(DTM) elaborato con dimensione cella 5x5.

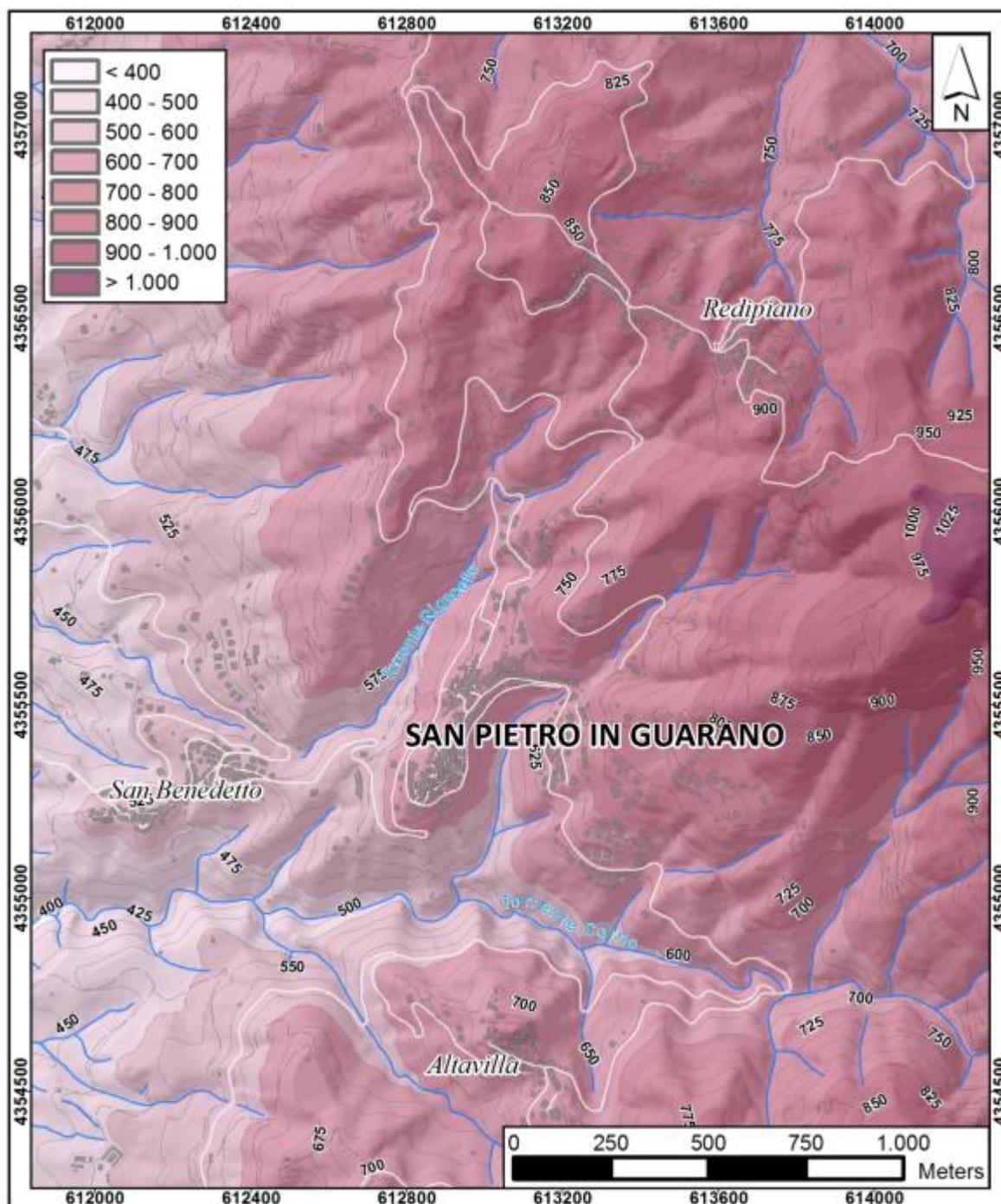


Figura 2.7 – Carta delle fasce altimetriche, espresse in metri.

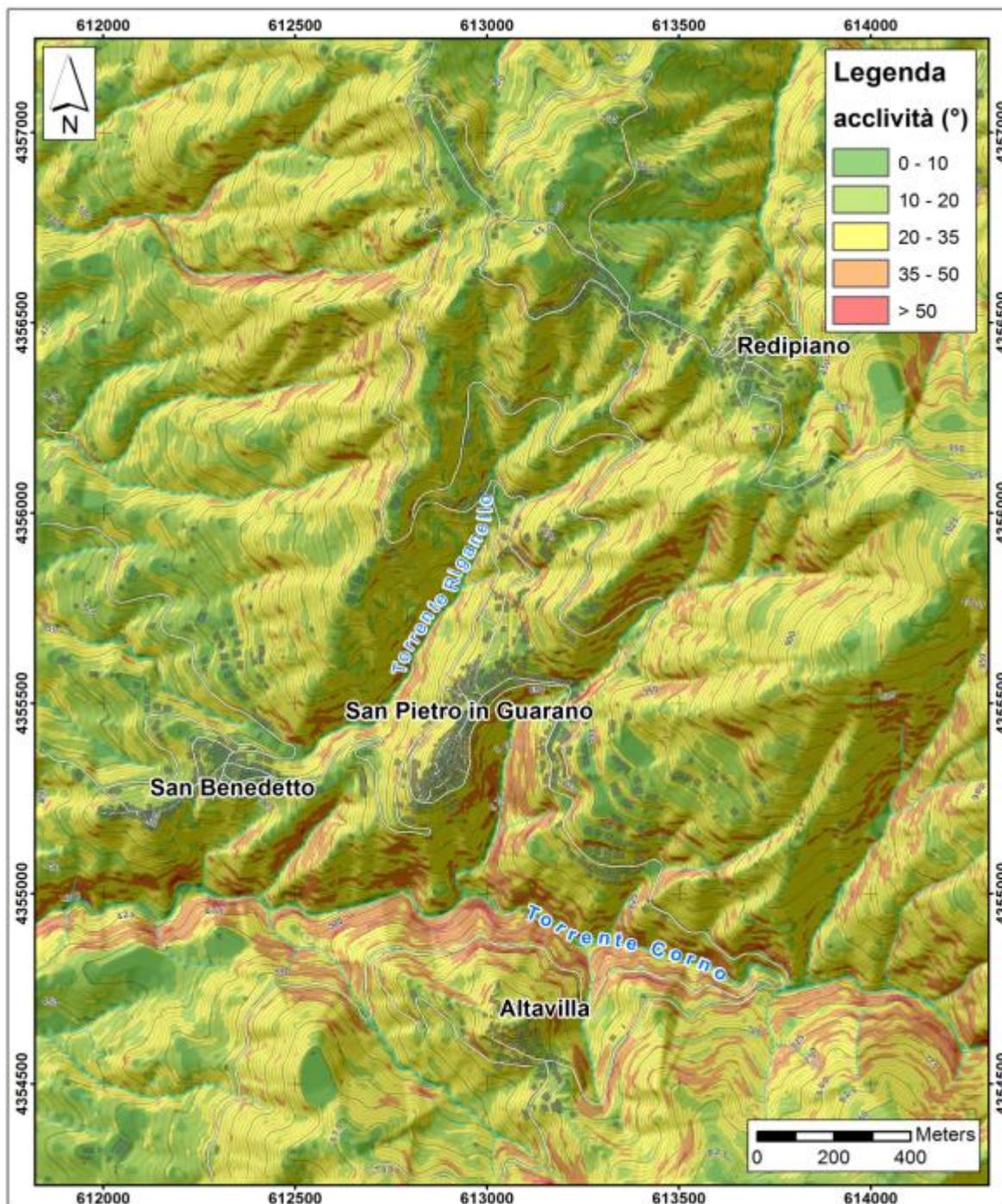


Figura 2.8 – Carta delle pendenze, espresse in gradi.

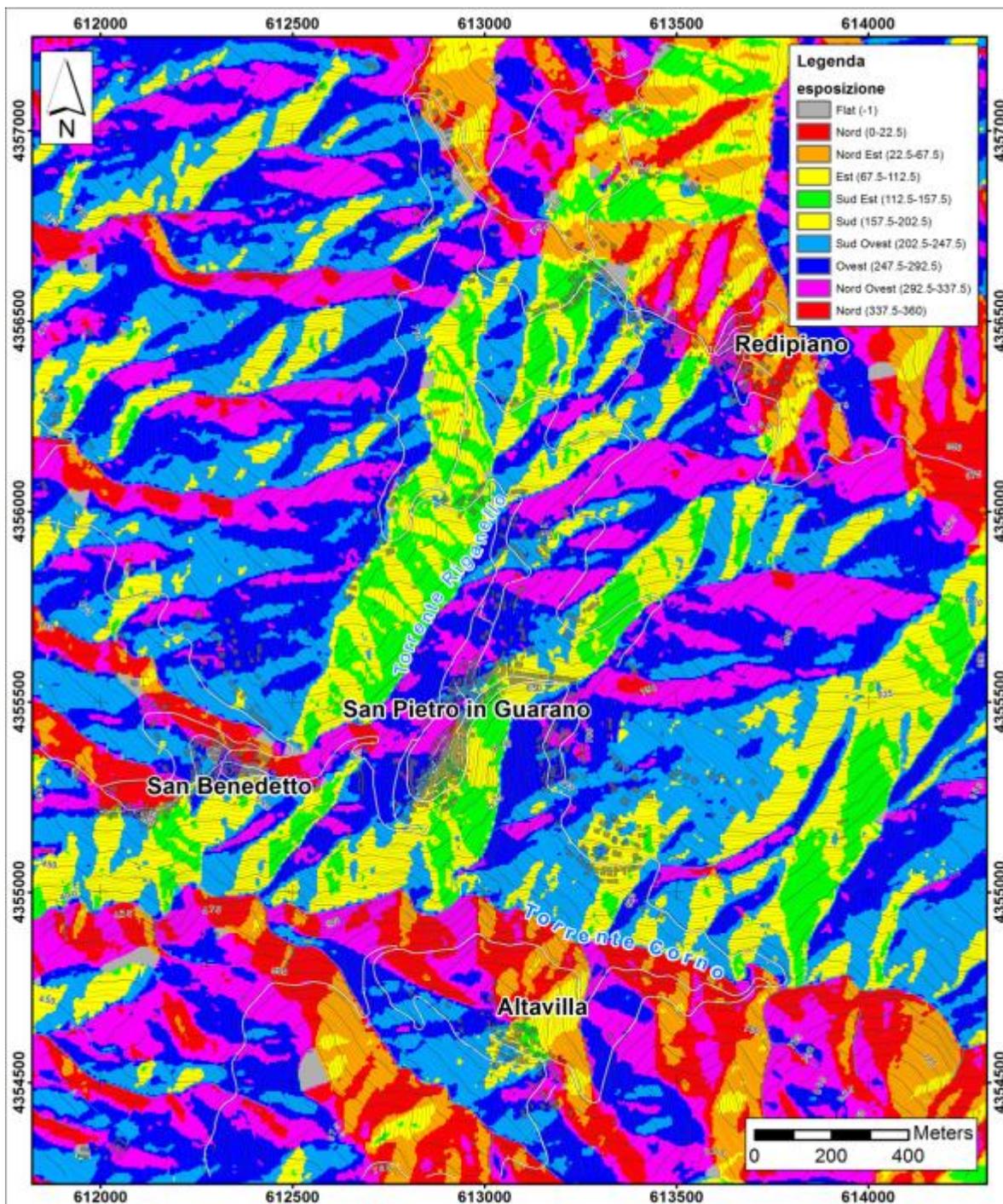


Figura 2.9 - Carta dell'esposizione dei versanti.

Data	Comune	Danni
13-16 dicembre 1906	Lappano	allagamenti per piogge intense provocano fenomeni erosivi con lievi danni alle campagne e alle strade che “hanno sofferto leggeri danni sempre per l’escavazione di profondi solchi...”
30 agosto 1929	Lappano	danni alla rete viaria “ che dalla frazione Altavilla mena alla Sila. Quest’ultima è ridotta da non potere essere transitata neanche da pedoni”
inverno 1929/1930	Lappano	una frana nell’abitato rende pericolanti alcune case con “ ordinanza di sgombrò delle persone che vi abitano per ragione di pubblica incolumità, occorrendo procedere subito alla chiusura delle dette vie ed alla demolizione e puntellatura dei muri fortemente lesionati...”
inverno 1930/31	San Pietro in Guarano	frane danneggiano la rete viaria: “ erosione del piano stradale per 150 m, con conseguente impraticabilità della via convicinale denominata Cicco di Ciopa, a valle della frazione S. Benedetto”. Crollo di due travi del ponte sul torrente Cucchiario presso la confluenza con il torrente Corno.
novembre (?) 1933	San Pietro in Guarano	strade comunali, interne e della frazione San Benedetto danneggiate dalle alluvioni dell’autunno 1933; danni alle opere idrauliche nel torrente Fiume con asportazione di un numero di sei briglie
3 febbraio 1954	San Pietro in Guarano	Interruzione della provinciale 115 nei pressi di S.Pietro in Guarano ed in località Soiolla nei pressi della frazione Altavilla. Minacciata anche la ferrovia Calabro-Lucana.
12 febbraio 1954	S. Pietro in Guarano	violento nubifragio che ha interessato le province della Calabria, ha provocato danni alla strada provinciale Lappano- S. Pietro in Guarano.
marzo (?) 1959	Lappano	frana che interessa l’abitato di Lappano dal lato NO ed E (contrada Colle) con danneggiamento di case, 15 case, di cui 5 sono state dichiarate inabitabili; l’edificio comunale, il cui piano terra è adibito a scuole, presenta lievi lesioni; evidenze di movimento della frana verificatesi nel 1935 che interessa la SP 115
24 novembre 1959	?	
20 febbraio 1960	San Pietro in Guarano	crolla un muro di sostegno nella frazione San Benedetto “..che ha abbattuto parzialmente 3 case sottostanti, mentre altre 5 sono state fatte sgombrare dal Sindaco. Il transito non è interrotto...”
1968	San Pietro in Guarano	
1976	San Pietro in Guarano	
1981	San Pietro in Guarano	Frana di via San Francesco

Tabella 2.1- Elenco dei fenomeni franosi verificatisi nell’area di studio ricavato da dati storici.

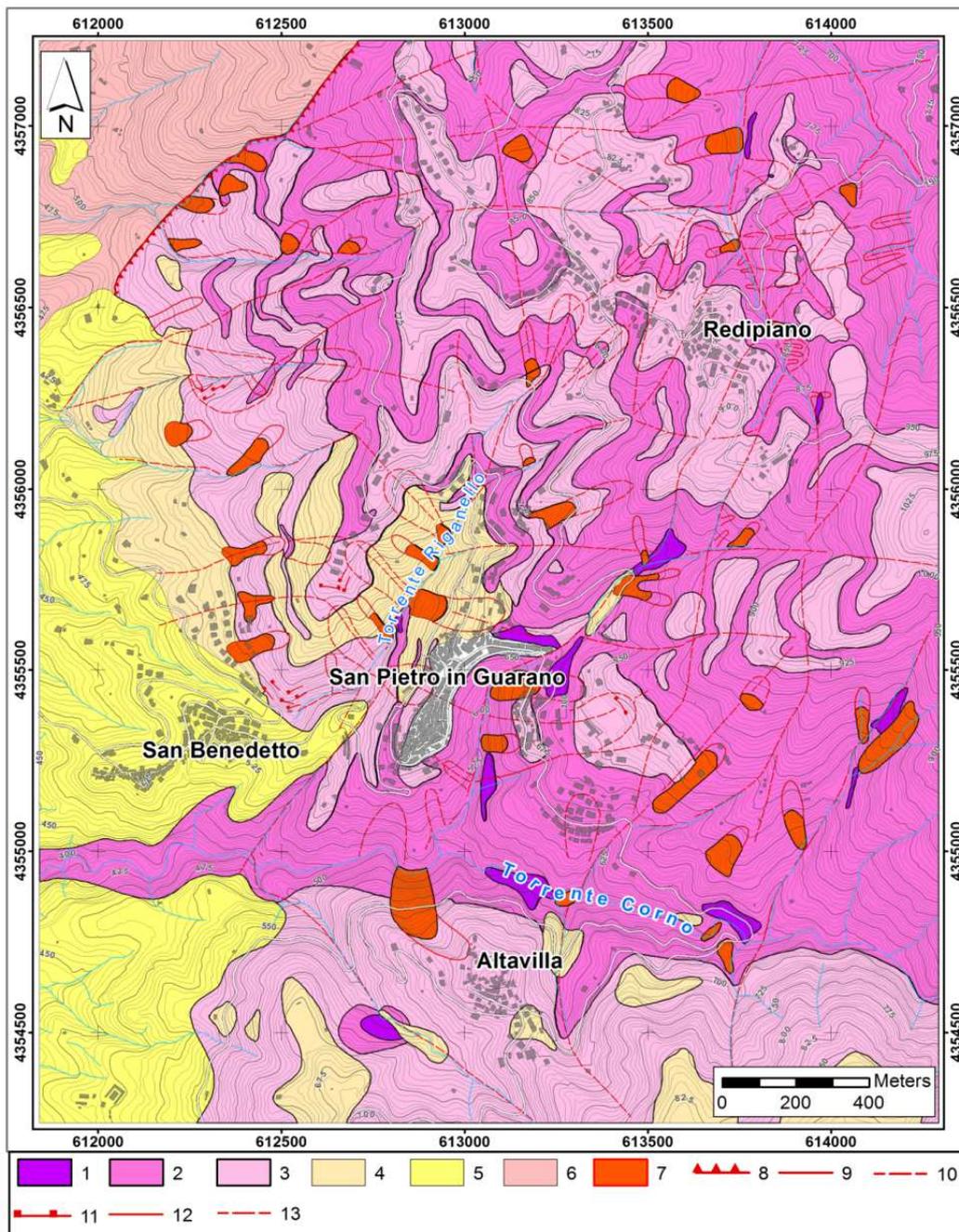


Figura 2.10 - Carta del grado di alterazione (Cascini et al.,1992): 1) classe III; 2) classe IV; 3) classe V; 4) classe VI; 5) unità sedimentaria; 6) unità scistoso-filladica; 7) detrito di frana; 8) sovrascorrimento; 9) faglia; 10) faglia incerta; 11) scarpata di frana in roccia; 12) nicchia di frana attiva; 13) nicchia di frana inattiva.

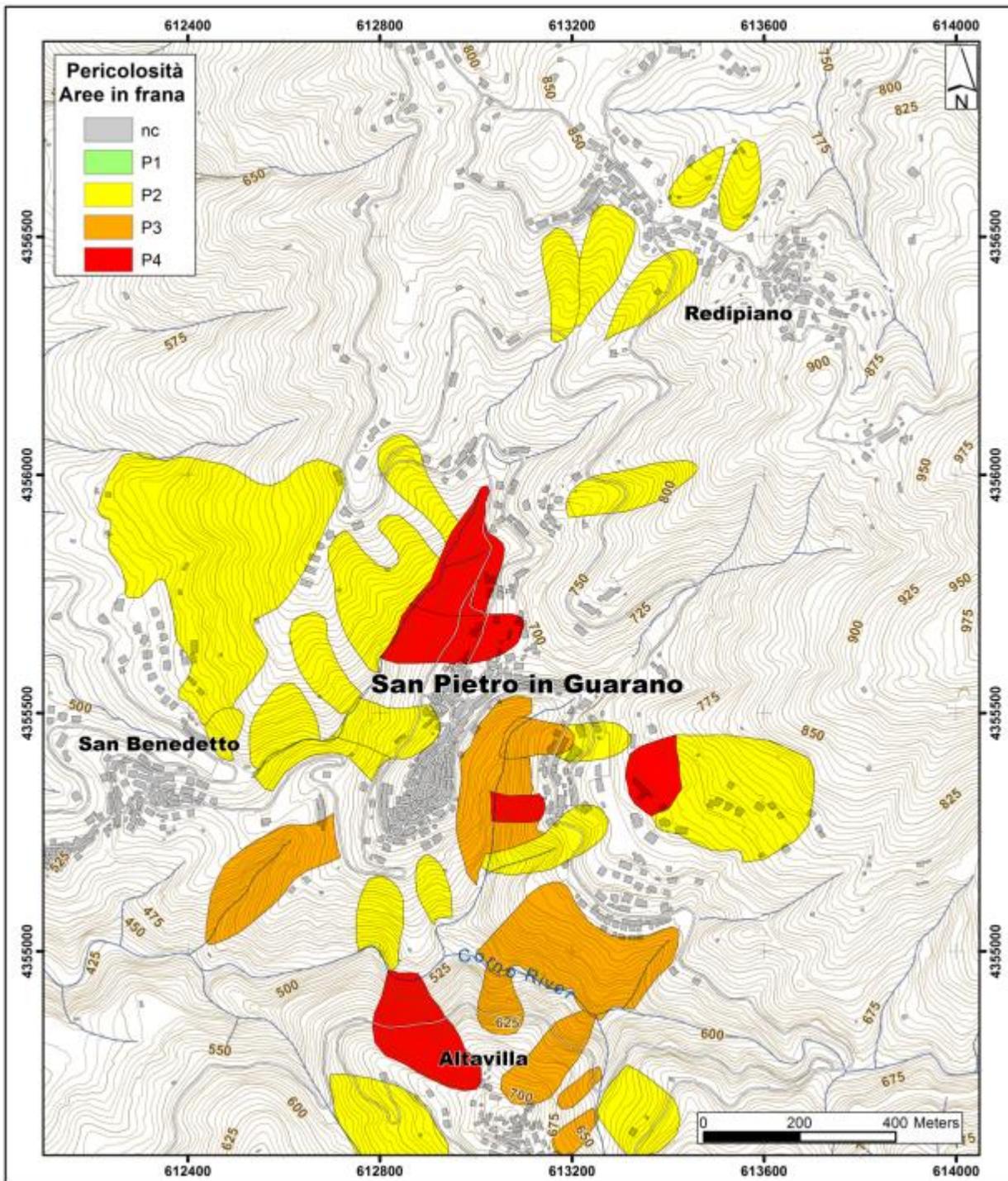


Figura 2.11 - Stralcio della carta del Piano Stralcio di Bacino per l'Assetto Idrogeologico (PAI) con dati aggiornati al 2011 (Legenda: P1: pericolosità bassa; P2: pericolosità media; P3: pericolosità alta; P4: pericolosità molto alta)

- 1) coronamento
- 2) scarpata principale
- 3) punto sommitale
- 4) testata
- 5) scarpata
- 6) corpo principale
- 7) piede
- 8) punto inferiore
- 9) unghia
- 10) superficie di rottura
- 11) unghia della superficie di rottura
- 12) superficie di separazione
- 13) materiale spostato (o franato)
- 14) zona di distacco (o di abbassamento)
- 15) zona di accumulo
- 16) distacco
- 17) massa distaccata (o abbassata)
- 18) accumulo
- 19) fianco
- 20) superficie originaria del versante

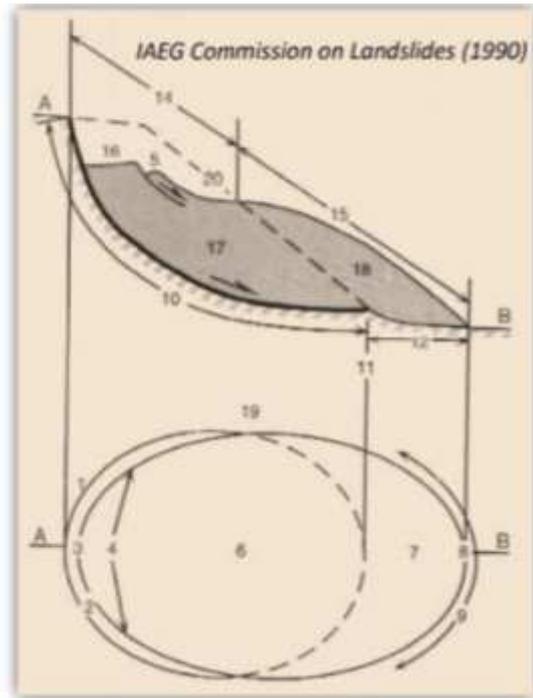


Figura 2.12 – Terminologia per la fisionomia di una frana (IAEG Commission on landslides, 1990)

1. larghezza della massa spostata  $W_d$
2. larghezza della superficie di rottura  $W_r$
3. lunghezza totale  $L$
4. lunghezza della massa spostata  $L_d$
5. lunghezza della superficie di rottura  $L_r$
6. profondità della massa spostata  $D_d$
7. profondità della superficie di rottura  $D_r$
8. lunghezza della linea di mezzeria  $L_d$
9. dislivello  $H$

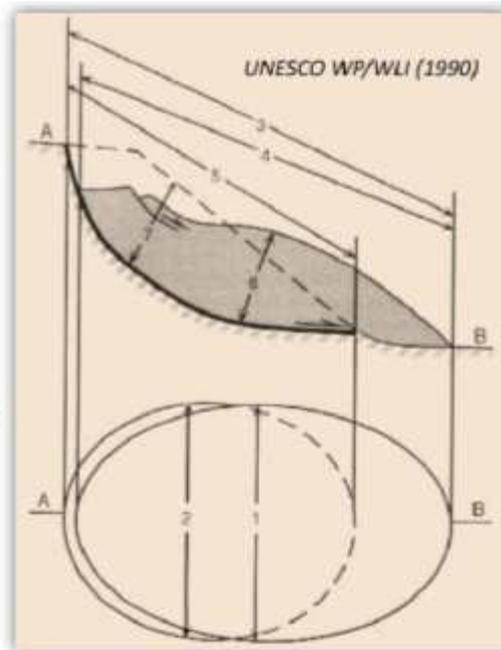


Figura 2.13 - Terminologia per la morfometria di una frana (UNESCO WP/WLI, 1990)

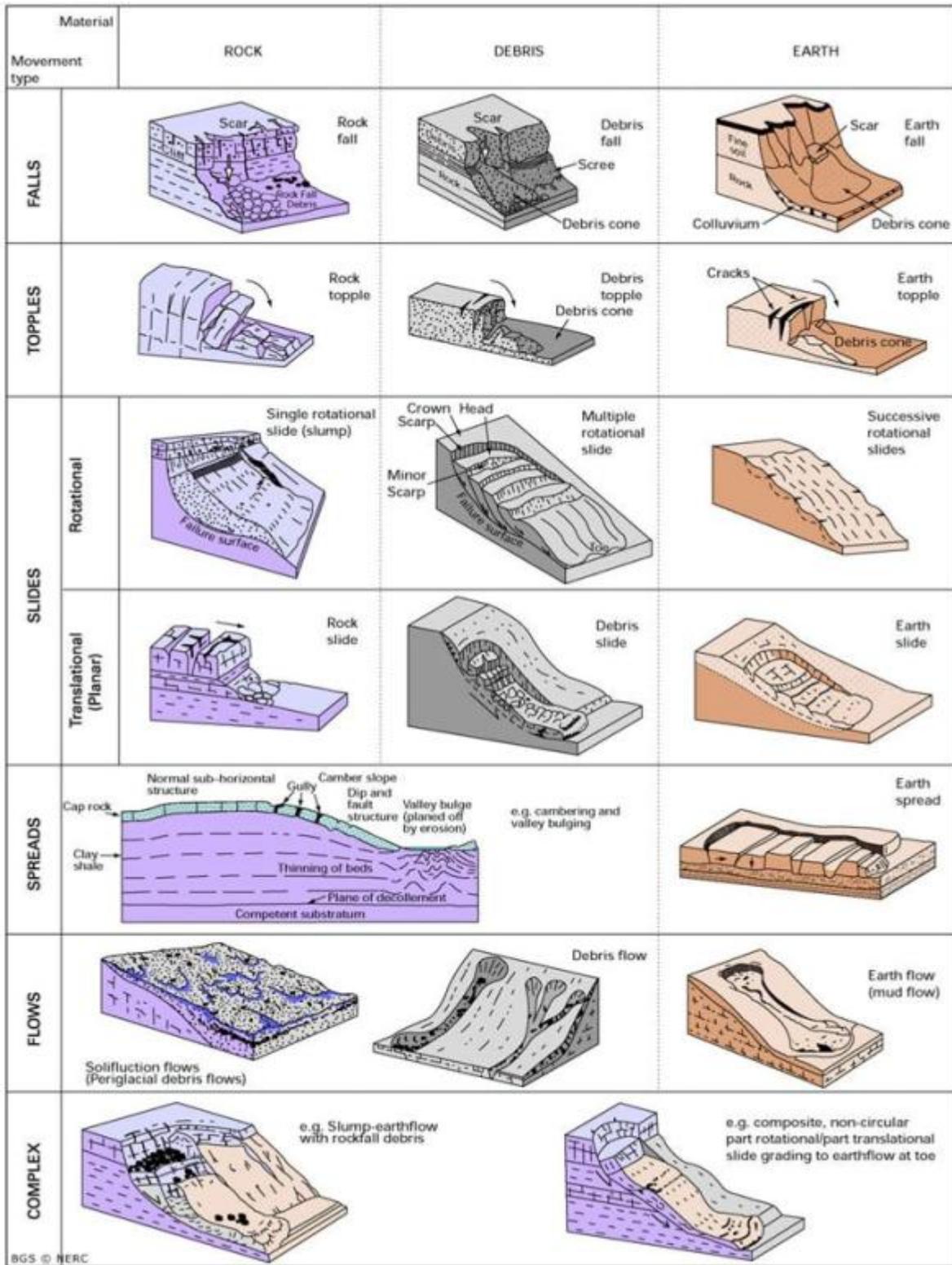


Figura 2.14 - Classifica delle frane proposta da Varnes (1978) and Cruden and Varnes (1996) basata sul tipo di movimento e sul materiale coinvolto nei fenomeni franosi

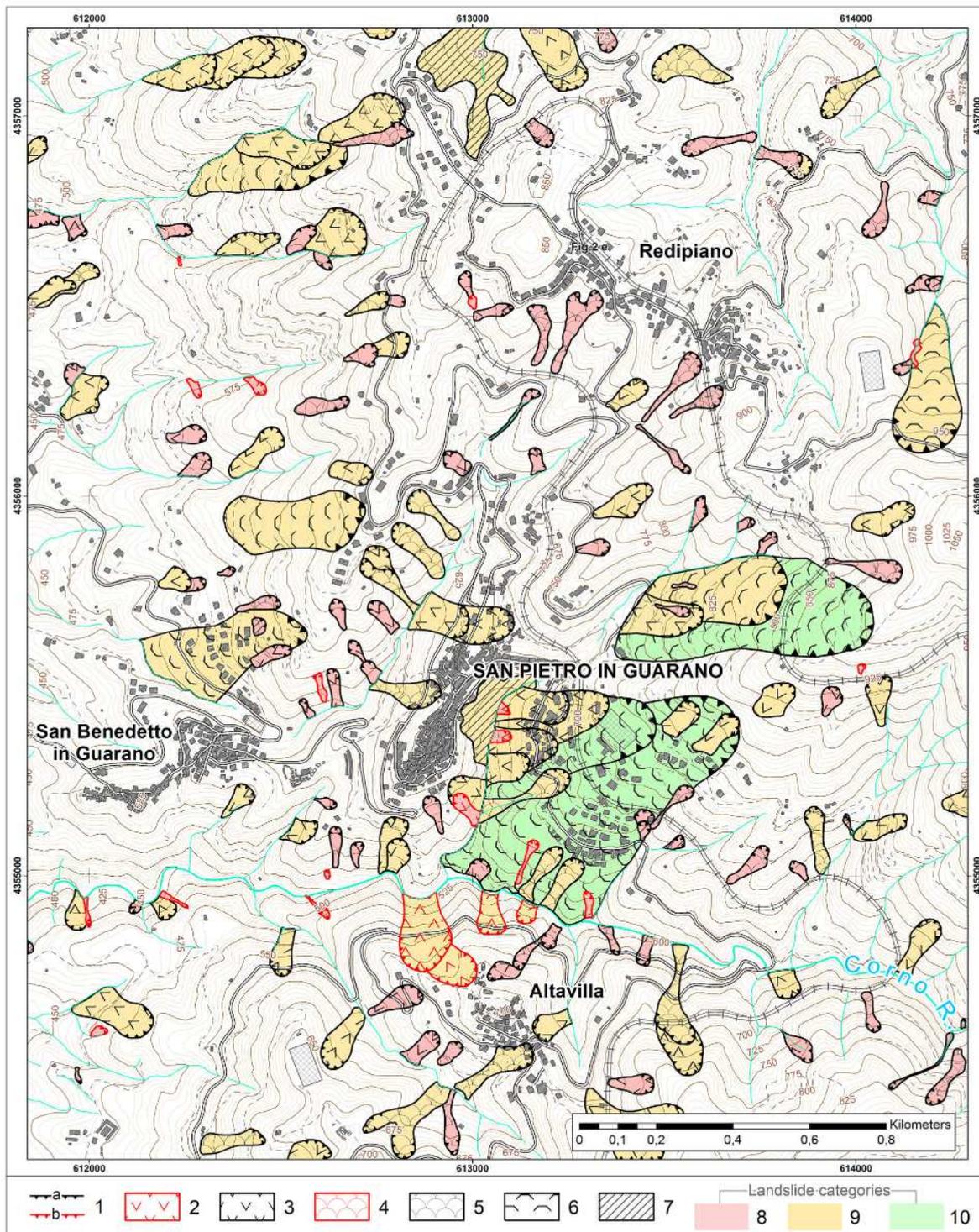


Figura. 2.15 – Carta dei fenomeni franosi. Legenda: 1) scarpata di faglia quiescente (a) ed attiva (b); 2) frana per scorrimento in detriti, attiva; 3) frana per scorrimento in detriti, quiescente; 4) frana complessa attiva; 5) frana complessa quiescente; 6) frana per scorrimento in roccia, quiescente; 7) zone affette da processi di soil creep; 8) frana superficiale 9) frana mediamente profonda; 10) frana profonda.

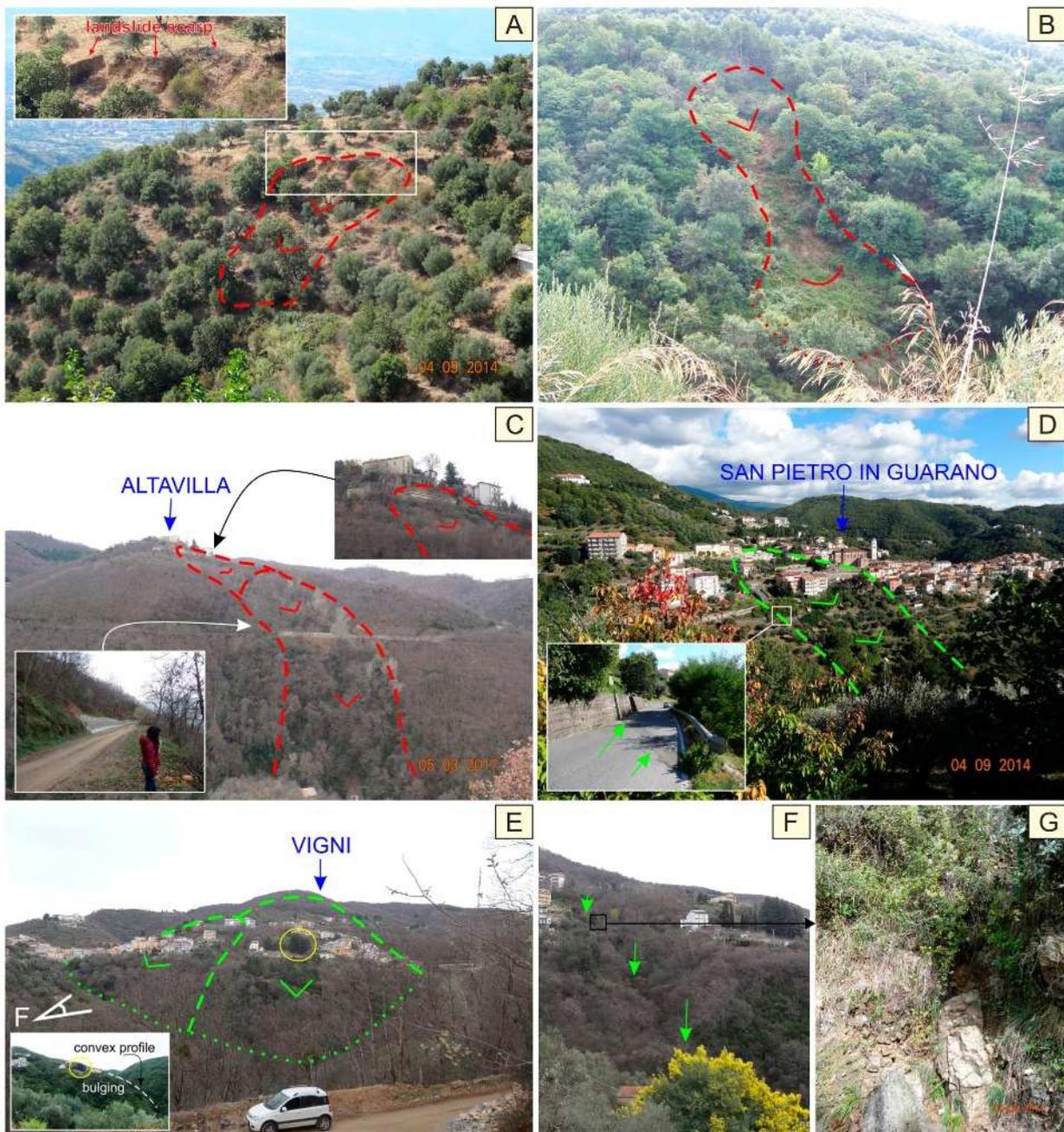


Figura. 2.16 – Tipologie di frane rilevate nell’area di studio: A-C-D) frana per scorrimento in detrito; B) frana complessa; E) frana per scorrimento in roccia; F ) dettaglio del lato della frana coincidente con una fault zone, G, del sistema di faglie NE-SW. In riferimento allo stato di attività A, B,C sono frane attive, mentre E,F frane quiescenti. In riferimento alle categorie di frane: A, B frane superficiali; C,D frane mediamente profonde; E frana profonda.

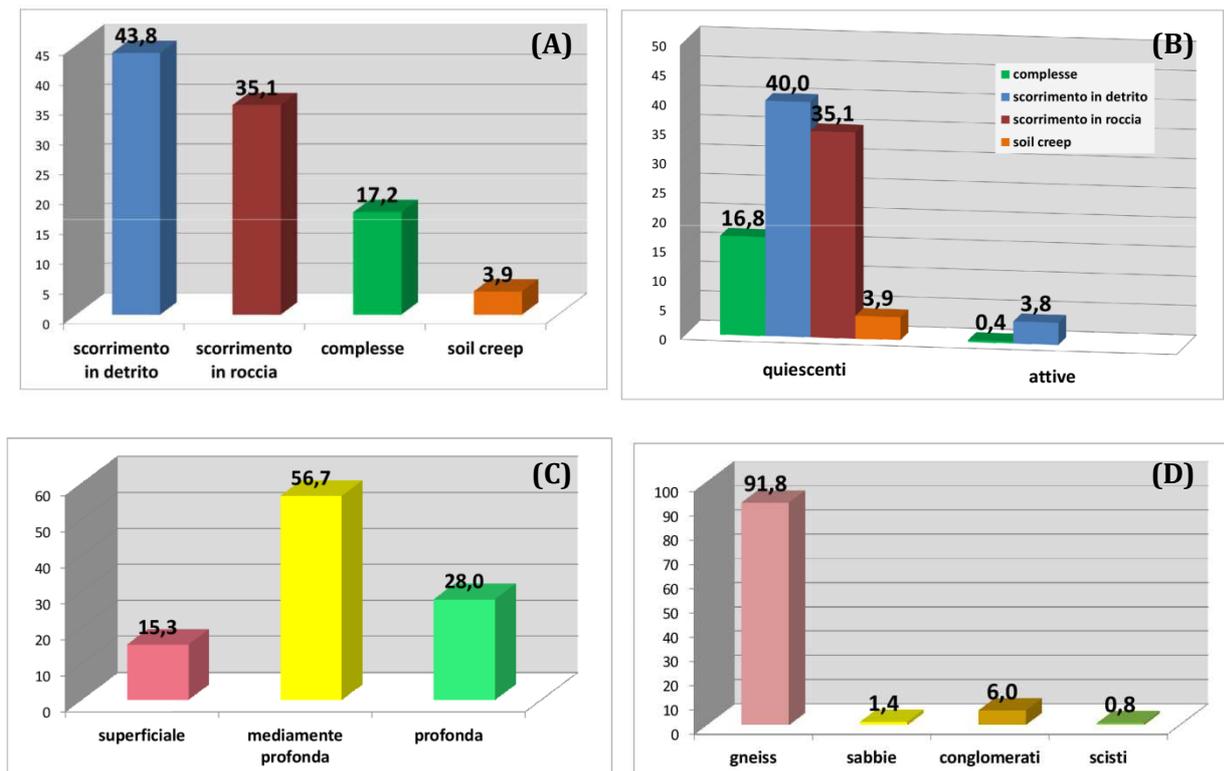


Figura. 2.17 – Analisi quantitativa delle frane rilevate nell'area di studio(ove possibile sono stati rispettati i colori riportati nelle carte geotematiche). A: Frequenza areale delle tipologie di fenomeni franosi rispetto all'area totale in frana;B: Stato di attività/quiescenza (%) delle diverse tipologie di frana; C:frequenza areale delle categorie di frane identificate in base agli spessori del materiale coinvolto; D: distribuzione areale delle frane nelle litologie affioranti nell'area di studio.

## CAPITOLO 3

### RILIEVO DEL GRADO DI ALTERAZIONE NELL'AREA DI STUDIO

#### 3.1. Conoscenze pregresse e caratterizzazione del weathering

Il termine *weathering* (degradazione meteorica) racchiude l'insieme dei processi di disintegrazione ed alterazione delle rocce che si mettono in atto come risposta alle mutate condizioni ambientali cui sono sottoposte rispetto a quelle che vigevano nel loro ambiente di formazione, principalmente in riferimento a temperatura e pressione (Reiche, 1950).

Le rocce affioranti sulla superficie terrestre o poste in prossimità di essa, per cause naturali o antropiche, continuamente tentano un riequilibrio alle nuove condizioni attraverso l'interazione diretta o indiretta con l'idrosfera, l'atmosfera, in minor misura la biosfera, che si esplica con variazioni mineralogiche e frammentazione delle rocce e dei suoli. La differenza sostanziale tra questi processi e quelli di erosione consiste nel fatto che i prodotti della degradazione (soluti, minerali stabili a T/P superficiali e detrito) si originano e restano in situ (regolite), andando spesso a combinarsi con materiali organici ed a generare dei suoli la cui composizione dipende in gran parte da quella della roccia madre; mentre l'erosione è dovuta a movimenti e disintegrazione di rocce per effetto dell'azione e del contatto con acqua, vento e forza di gravità (presa in carico e successivi trasporto e deposizione).

Il *weathering*, difatti, può anche essere definito come il processo iniziale della genesi di depositi sedimentari e suoli. Diversi studi condotti sulla genesi dei sedimenti clastici e del suolo associano la degradazione chimico-fisica alle modifiche strutturali e composizionali dei detriti durante la transizione da roccia a grus a suolo a condizione fluviale, in un ambiente ben controllato (Basu, 1985; Velbel, 1985; Grantham & Velbel, 1988; Cullers et al, 1988; Nesbitt & Young, 1989; Johnsson, 1993; Le Pera & Sorriso - Valvo, 2000b; Le Pera et al., 2001a,b; Critelli & Le Pera, 2002; Girty et al., 2003). I processi alterativi ed i fattori che più li condizionano ( tessitura e composizione mineralogica della roccia, tettonica e clima, congiuntamente a topografia e trasporto) riflettono gli aspetti prevalenti della zona di drenaggio di un sedimento prima che esso subisca deposizione finale e seppellimento (Basu, 1985; Johnsson, 1993; Le Pera et al., 2001a,b; Arribas & Tortosa, 2003; Critelli et al., 2003), e svolgendo spesso un ruolo rilevante nel regolare i

tassi di erosione e nella produzione di sedimenti (Le Pera & Sorriso-Valvo, 2000a ; Riebe et al., 2000, 2001; Le Pera et al., 2001a; Critelli & Le Pera, 2002; Scarciglia et al., 2005a) in base al rilievo (Basu, 1985) e all'intensità dei processi di alterazione. La variabilità tipologica delle rocce si riflette nella differente reazione ad alterazione chimica e intensità dei processi alterativi (Palomares & Arribas , 1993), con conseguente ripercussione nella variazione del paesaggio e nello sviluppo dei profili di alterazione (Ollier, 1971; Carson & Kirkby, 1972; Dixon & Young, 1981; Dejou et al., 1982; Pye, 1986; Twidale, 1990; Le Pera & Sorriso-Valvo, 2000b).

Le diverse trasformazioni operate dalla degradazione meteorica si verificano in tempi abbastanza lunghi e sono raggruppabili essenzialmente in processi tipo fisico, chimico, e subordinatamente biologico. In particolare, i processi fisici (fratturazione, decompressione, idroclastismo o desquamazione, esfoliazione, crioclastismo, aloclastismo, termoclastismo) causano una frammentazione o disgregazione meccanica della roccia attraverso la formazione, e successiva amplificazione, di reticoli, fratture, microfratture, più o meno diffusi e pervasivi, senza intaccare la composizione chimica (Fig.3.1a). I processi di tipo chimico (idrolisi, idratazione, soluzione, ossidazione, riduzione, lisciviazione, corrosione), invece, danneggiano e alterano intensamente la roccia originaria attraverso modificazioni in termini di struttura e tessitura, paragenesi mineralogica. Tale derivante disequilibrio mineralogico si riflette nella consequenziale comparsa di prodotti di alterazione (Fig.3.1 b): minerali di neoformazione, sostituzione delle fasi primarie, presenti anche come relitti, e riempimento dei vuoti (Borrelli et al., 2011). La prevalenza del processo chimico o fisico, che operano congiuntamente e con uno sviluppo dalle zone più esterne verso quelle più interne, si riflette nella morfologia dei prodotti: la disgregazione meccanica porta ad evidenza morfologiche variamente spigolose; l'attacco chimico inizialmente smussa spigoli e vertici, rappresentanti una maggiore superficie esposta rispetto al volume ricoperto favorendo l'instaurarsi dei processi di degradazione, e con il protrarsi delle trasformazioni crea di norma materiale detritico facilmente asportabile dalle acque di scorrimento superficiale, con conseguente genesi di forme sempre più arrotondate, volte a ridurre la superficie esposta.

In aggiunta ai processi chimici e fisici, la degradazione biologica si manifesta attraverso l'azione, diretta e indiretta, degli organismi viventi (piante e animali) che possono intensificare l'attacco chimico tramite i prodotti di decomposizione della sostanza organica vegetali (humus), un esempio è la produzione di CO<sub>2</sub> che può favorire una maggiore acidità delle acque circolanti, oppure possono, in relazione alle loro funzioni vitali, produrre sostanze acide organiche direttamente a

contatto con la roccia, favorendo così sia un'accelerazione dell'intensità dei processi chimico-fisici sia creare maggiore superficie specifica alterabile, come nel caso dei licheni.

Tre sono i principali fattori che incidono sulla natura e intensità del weathering (Fookes et al., 1971):

- ✓ condizioni ambientali che controllano i processi alterativi (clima, topografia, tipo di roccia madre, durata dei processi, condizioni idrologiche e biologiche)
- ✓ proprietà del materiale costituente la roccia (composizione mineralogica e caratteristiche fisico-meccaniche)
- ✓ caratteristiche dell'ammasso roccioso (schema complessivo delle discontinuità: tipo, natura, geometria, riempimento, ecc).

Infatti, è noto che le caratteristiche del materiale roccia e le condizioni di fratturazione dell'ammasso roccioso determinano la sequenza con cui si ritrovano in profondità i volumi di roccia variamente alterati, definita profilo di alterazione.

È d'obbligo soffermarsi a dare un'adeguata analisi, di seguito riportata, ai parametri che in maggior misura influenzano i processi di alterazione, ovvero il clima inteso come precipitazioni e temperatura, la natura del parent material e le discontinuità dell'ammasso roccioso.

Per quanto riguardano le condizioni ambientali, e in particolar modo quelle climatiche, la temperatura e la piovosità sono i due parametri che maggiormente influiscono sui caratteri del *weathering*. La piovosità incide fortemente sull'intensità del *weathering*, poiché condiziona la completezza delle reazioni di trasformazione dei prodotti negli ambienti esogeni, e quindi ha un notevole effetto sul tipo di suolo che si forma a spese dei minerali primari instabili. La temperatura condiziona la velocità delle reazioni, con possibilità di accelerarle, e l'evaporazione che influisce indirettamente sull'asporto delle fasi solubili, quindi la lisciviazione. L'elevata lisciviazione che caratterizza la Calabria rispetto ad altre aree geografiche esprime, insieme all'erosione, la capacità dell'acqua di percolare all'interno del suolo trascinando i minerali solubili dagli orizzonti esterni alle zone interne della roccia, in funzione dell'apporto delle precipitazioni (Le Pera & Sorriso-Valvo, 2000b).

Le differenti zone climatiche influenzano le caratteristiche dei processi alterativi e dei prodotti (Critelli et al., 1991b):

- nelle zone tropicali umide caratterizzate da abbondanti precipitazioni, a carattere prevalentemente stagionale, e da lunghi periodi con alte temperature, si sviluppano intensi processi di decomposizione chimica che producono notevoli spessori di terreno residuale,

che verso il basso, attraverso una sottile fascia di transizione, passano alla roccia fresca o poco alterata;

- nelle zone aride, caratterizzate da precipitazioni inferiori ai 150mm annui, prevalgono i processi di degradazione fisica, in prevalenza termoclastismo e abrasione eolica, con produzione di materiale detritico grossolano, loess e suoli evaporitici;
- nelle zone periglaciali prevalgono i processi di tipo fisico-meccanico (crioclastismo), anche se non sono assenti deboli processi di alterazione chimica;
- nelle zone temperate agiscono i processi di *weathering* sia chimico che fisico, anche se con debole intensità, cosicché si assiste alla produzione di suoli caratterizzati, generalmente da spessori inferiori al metro. I profili di alterazione profondi che si trovano in tali zone climatiche sono per lo più il risultato di antiche differenti condizioni climatiche più umide.

La disgregazione e la decomposizione delle rocce sono il risultato degli effetti prodotti dalle condizioni climatiche attuali e passate, in particolar modo nelle regioni temperate dove nel passato geologico recente si sono avute variazioni nelle condizioni ambientali a causa dell'alternarsi delle fasi glaciali e interglaciali (Saunders & Fookes, 1970).

La natura della roccia madre, altro parametro ambientale, condiziona lo sviluppo e l'eventuale intensificarsi dell'alterazione in funzione della sua tessitura, struttura e mineralogia. Le rocce cristalline sono maggiormente predisposte ai processi alterativi e differiscono in risposta a causa della variabilità di struttura, tessitura e paragenesi che li caratterizzano. Dunque, risulta necessario soffermarsi sui meccanismi di alterazione nelle rocce cristallino-metamorfiche, poiché oggetto del presente studio.

Le rocce cristallino-metamorfiche mostrano una fisionomia anisotropa, variabile in funzione del grado metamorfico che le caratterizza, come conseguenza degli incrementi termobarici cui è sottoposta una roccia in ambiente di formazione. Le anisotropie, dette genericamente foliazioni, sono indice di pressione orientata e si manifestano con superfici interne sia di tipo meccanico (clivaggio) derivanti dalla sola rotazione di minerali preesistenti che chimico-meccanica (scistosità) a cui si associa anche una crescita dei nuovi minerali secondo precise direzioni. La derivante struttura planare, che coinvolge essenzialmente minerali fillosilicatici, da origine a piani di debolezza, piani di clivaggio o scistosità, lungo i quali si verifica l'eventuale rottura e/o alterazione. Le rocce metamorfiche presentano una struttura a bande anche a livello tessiturale e mineralogico, più o meno evidente in funzione delle condizioni di pressione orientata e della presenza di minerali competitivi, con derivante attacco preferenziale dei processi alterativi. Detto *layering*

composizionale (anisotropia modale e /o chimica), dovuto alla cristallizzazione metamorfica (cristalloblastesi) senza variazione della composizione totale, genera una differenziazione spaziale dei minerali in livelli/bande costituiti da fasi più o meno stabili in ambiente esogeno secondo un ordine che rispecchia la serie di stabilità dei minerali di *Goldich*. Quanto detto si riflette sulla complessità dei profili di alterazione in litotipi metamorfici che raramente rispecchiano lo sviluppo canonico del *weathering*, tipicamente associabile alle rocce cristalline granitoidi.

Infine, le rocce sottoposte a meccanismi deformativi di tipo fragile e/o duttile reagiscono piegandosi e/o fratturandosi dando origine a microstrutture caratteristiche, tra cui superfici di discontinuità secondarie che vanno ad aggiungersi a quelle primarie costitutive di un ammasso roccioso. Il modo in cui una roccia sottoposta a stress si deforma è funzione di numerosi parametri esterni (condizioni di temperatura e pressione alle quali avviene la deformazione, l'intensità e il tempo di applicazione dello stress, presenza e natura dei fluidi, ecc) e interni (composizione mineralogica e struttura della roccia, dimensione dei granuli, porosità, permeabilità, ecc). Tra i diversi meccanismi deformativi, la cataclasi influisce in particolar modo nei processi del *weathering*, in quanto implica prevalentemente una deformazione della roccia per fratturazione e una riduzione della grana. Essa può essere localizzata ed interessare fasce ristrette, come lungo le faglie o in zone di taglio, con spessore della roccia deformata molto inferiore alle dimensioni delle stesse, oppure se lo strain è distribuito in un'ampia fascia può operare in deformazioni non localizzate, generando una deformazione per flusso cataclastico. La persistenza e distribuzione spaziale delle discontinuità primarie (superfici di stratificazione, di scistosità, contatti litologici, layering composizionale) o tettoniche secondarie (essenzialmente fratture e faglie) della roccia condizionano lo sviluppo e l'intensità dei processi alterativi in quanto espongono maggiore superficie e, allo stesso tempo, fungono da vie preferenziali per l'instaurarsi del *weathering*.

### **3.2. Il profilo di alterazione**

Il *weathering* si sviluppa con il procedere delle trasformazioni chimiche e fisiche che si mettono in atto a danno delle rocce e, dunque, può essere definito in termini di variazioni delle proprietà composizionali e meccaniche originarie della roccia madre non alterata. Il rilevamento e la caratterizzazione del grado di alterazione delle rocce risulta fondamentale nella pianificazione territoriale, essendo uno dei fattori di controllo nei processi di dinamica evolutiva dei versanti e nei meccanismi di stabilità dei pendii.

Il rilevamento del *weathering* mira ad apprezzare le variazioni subite dai prodotti di alterazione e la sequenza di rapporti con cui si ritrovano in profondità i volumi di roccia alterata, ovvero i passaggi sia verticali che laterali che esibiscono le diverse classi di alterazione.

Il passaggio tra la roccia “fresca” e l’alterite può essere ben definito e netto oppure irregolare e/o graduale come avviene, rispettivamente, nelle rocce cristalline granitiche e metamorfiche (Fig. 3.2). La sequenza dei diversi stadi di alterazione parte dalla “superficie basale di alterazione”, (Ruxton & Berry, 1957) detto anche “fronte di alterazione” (Mabbutt, 1961), che segna il limite inferiore della degradazione della roccia al di sotto della quale si ritrova la roccia fresca. L’intera successione si sviluppa fino alla superficie topografica e ne costituisce, per definizione, il profilo di alterazione. Tale profilo viene definito semplice o complesso: nel primo caso si assiste ad un progressivo incremento del grado di alterazione dalla zona basale verso la superficie; nel secondo caso si manifestano irregolarità fuori la successione canonica di alterazione (Baynes et al., 1978). La natura del litotipo incide nella tipologia di profilo sviluppatosi (Fig. 3.2), di fatti la diversificazione nelle rocce cristalline mostra una generale tendenza delle rocce granitoidi a generare profili semplici, a causa delle caratteristiche pressochè omogenee e del loro circa regolare sistema di fatturazione. Per contro, le rocce metamorfiche sviluppano profili di tipo complesso (Baynes et al., 1978) vuoi per il sistema di discontinuità articolato (fratture, scistosità e fissilità) e vuoi per la disomogeneità litologica. La variabilità litologica si riflette anche nel risultato finale del processo di *weathering*, materiale simile al suolo, caratterizzato granulometricamente da sabbia - ghiaia per le rocce granitoidi e da limo - argilla e sabbia - limo per le rocce gneissiche (Borrelli et al 2013).

Il prodotto d’alterazione che conserva le originarie caratteristiche tessiturali della roccia di origine ma che assume la consistenza di un terreno è detto saprolite. L’insieme dei prodotti di alterazione in posto (saprolite e terreno residuale) e trasportato (colluvium) individuano il regolite, ovvero quello strato detritico residuale e trasportato ricoprente il bedrock e che, normalmente, forma la superficie del territorio (Ollier, 1988).

Per quanto riguarda il territorio calabrese, i profili di alterazione in aree caratterizzate da rocce plutoniche e metamorfiche sono tipologicamente complessi (Baynes et al., 1978), condizionati dagli eventi tettonici e climatici succedutisi nell’area che hanno originato nel tempo il suo assetto morfologico. Le coltri alteritiche prodottesi col procedere del *weathering* esibiscono spessori dell’ordine di 40 m (Guzzetta, 1974; Ietto, 1975; Cascini et al., 1992; Ietto & Ietto, 2004) e risultano confinate alle aree sommitali dei rilievi ed, in particolar modo, a quelle superfici relitte a morfologia senile non ancora coinvolte dalle fasi recenti di ringiovanimento del ciclo erosivo (Ietto, 1975). I

profili di alterazione delle rocce cristalline del Massiccio Silano sono stati e sono ad oggi oggetto di diversi lavori (per esempio Le Pera et al., 2000a,b, 2001; Scarciglia et al., 2005a,b, 2007, 2008, 2012, 2016; Calcaterra & Parise 2010; Gullà et al., 2012; Perri et al., 2012a,b, 2014; Borrelli et al., 2014, 2015, 2016), così come il territorio di San Pietro in Guarano (per esempio Critelli et al., 1991; Cascini et al., 1991, 1992a,b; Casini & Gullà, 1993) che ricade lungo il suo bordo occidentale, e rappresenta l'area in esame nel presente progetto di ricerca.

### 3.3. Metodologia per il rilievo del grado di alterazione

Le rocce cristalline del territorio calabrese, affioranti su circa il 38% dell'intera superficie regionale, si ritrovano spesso affette da profondi processi di alterazione e con caratteristiche marcatamente differenti e variabili in affioramento ed in profondità. Tale elevata variabilità si rispecchia anche in uno stesso ammasso roccioso, nel quale possono distinguersi in riferimento alle resistenze meccaniche, porzioni di roccia a comportamento litoide ed altre come roccia sciolta. Riferimenti alla caratterizzazione fisico-meccanica degli ammassi rocciosi, non contenuti nelle carte geologiche e geo-litologiche di uso corrente, risultano essere implicitamente compresi nella cartografia del grado di alterazione e nella definizione dei profili di alterazione. Negli anni diversi studi hanno trattato e proposto metodologie per il rilevamento del grado di alterazione delle rocce cristalline in affioramento, sia per l'utilità che le carte del grado di alterazione possono fornire alle attività di pianificazione del territorio ed alla programmazione generale di rilievi e di indagini in dettaglio, nonché per la peculiarità e rilevanza delle rocce cristalline alterate in diversi ambiti, quali possono essere i meccanismi morfoevolutivi di instabilità dei versanti e dei fenomeni franosi, manifestazioni tipiche del rischio idrogeologico.

Nella letteratura tecnico-scientifica sono presenti numerosi schemi inerenti la classifica e il rilievo del grado di alterazione (Dearman, 1974; Irfan & Dearman, 1978; I.A.E.G Commission, 1981; Gamon, 1983; Geotechnical Control Office, 1984, 1988; Cascini et al., 1992; Gullà & Matano, 1994; Borrelli et al., 2012, 2014, 2015). I diversi autori hanno affrontato il *weathering* a scale differenti e con diversi approcci: alcuni si sono soffermati sulle cause e le conseguenze di questo processo; altri, invece, hanno elaborato un metodo per rendere molto più fruibili i dati.

La procedura metodologica per il rilievo del grado di alterazione, comprendente l'insieme delle operazioni e dei criteri di riferimento atti a individuare nell'ambito di un fronte roccioso zone a comportamento fisico-chimico complessivamente omogeneo, adottata come riferimento nel presente lavoro è quella proposta da Borrelli, Coniglio et al., 2015 e Borrelli, Critelli et al., 2015.

Tale iter metodologico si sviluppa essenzialmente in cinque fasi e attraverso l'uso di diversi criteri mira a distinguere le seguenti sei classi di alterazione: classe VI (terreni residuali e/o colluviali), classe V (roccia completamente alterata), classe IV (roccia altamente alterata), classe III (roccia moderatamente alterata), classe II (roccia debolmente alterata) e classe I (roccia fresca).

La prima fase si compone di uno studio fotointerpretativo (in questo caso foto aeree con scala 1:15.000) realizzato attraverso l'analisi dell'acclività e della morfologia dei versanti, nonché delle caratteristiche della copertura vegetale, volto a distinguere e cartografare le rocce cristalline in due macro-classi del *weathering*: macroclasse A, aree interessate dalla presenza di suolo per l'azione dei processi di alterazione in situ o suolo trasportato ( terreno residuale, saprolitico, colluviale); macroclasse B, aree interessate da affioramenti di rocce cristalline (con tipico comportamento meccanico di roccia tenera e lapidea). Da tale prima fase, i cui dati sono stati inseriti in ambiente Gis ed opportunamente elaborati, è stata redatta la carta preliminare del grado del *weathering*.

La seconda fase è stata condotta tramite un rilievo di campagna degli affioramenti lungo il reticolo idrografico e/o la strada e, più in generale, delle sezioni esposte seguendo una procedura codificata (GCO,1988; Cascini et al., 1992, 1994; GSE-GWPR, 1995, Gullà &Matano, 1994) per distinguerne le sopra menzionate classi di alterazione (Tab. 3.1). Tale rilievo (eseguito su base cartografica in scala 1:5.000) ha portato ad un'attenta analisi dei terreni in affioramento secondo alcuni caratteri geologici distintivi ed i principali caratteri delle diverse classi alterative. A tale fine sono stati usati i seguenti criteri visivi e qualitativi: riconoscimento di minerali di alterazione, rapporto suolo/roccia, presenza dell'originaria struttura e tessitura, presenza di discontinuità strutturali, grado di decolorazione, risposta del materiale roccioso ai tests condotti con il martello geologico (per esempio, suono emesso dalla roccia se colpito con il martello, effetto prodotto dal colpire la roccia con la punta e la testa del martello, rottura di porzioni di roccia con il martello) e tentativi di rottura con le mani dei frammenti rocciosi lunghi circa 15cm.

La terza fase è volta al recupero di dati circa gli spessori e le caratteristiche geometriche dei differenti orizzonti del *weathering*. Questo è stato permesso grazie a dettagliati analisi e rilievi dei profili di alterazione eseguiti su 115 fronti rocciosi, naturali o di derivazione antropica, in riferimento alla metodologia proposta da Gullà & Matano,1994. L'iter metodologico considera l'uso di criteri sia qualitativi (per esempio colore della roccia e processi di decolorazione rispetto alla roccia madre, rottura di frammenti rocciosi con le mani e con il martello geologico) e sia semi-quantitativi ( per esempio tests con il martello di Schmidt). Quindi, ad una prima e preliminare individuazione e delimitazione di zone in base al grado di alterazione prevalente del materiale

roccioso nell'ambito di un fronte, secondo i criteri visivi e qualitativi, segue una verifica in punti di verifica o controllo adeguatamente scelti nelle zone individuate. Tali zone, con progressiva numerazione, sono riportate in una scheda di raccolta dati (Tab. 3.2) insieme alle relative informazioni che le identificano sulla base dei tests semi-quantitativi.

Il valore numerico del test semi-quantitativo del martello di Schmidt, che permette di ottenere una stima "locale" della resistenza a compressione dell'ammasso roccioso ed in particolare delle pareti delle discontinuità, si ottiene dal calcolo del valore medio di dieci misure, scartando dalle stesse il valore più alto e quello più basso. Il suddetto dato si pone a confronto con i valori di riferimento per le diverse classi di alterazioni (Tab. 3.3), in modo da confermare o modificare i limiti delle aree a delimitazione preliminare, ed arrivare così a caratterizzare le stesse con il grado di alterazione che le competono e, conseguentemente, ottenere il profilo definitivo di alterazione caratteristico del fronte in esame. È da precisare, per quanto riguarda i fronti rocciosi, che gli stessi sono a ragion veduta ubicati su carta topografica e inquadrati contestualmente alla geologia ed alla geomorfologia dell'area, al fine di dedurre la locale influenza di tali fattori sullo sviluppo del profilo di alterazione. Ad integrazione dei dati di superficie ottenuti dal rilievo dei fronti, la cui ubicazione è mostrata in Figura 3.3, e al fine di investigare le caratteristiche dei profili di alterazione in profondità è stata condotta un'analisi di 30 sondaggi, variabili in profondità da 10.5 a circa 70 metri, eseguiti nell'area di studio durante diverse precedenti indagini geotecniche (Cascini et al., 1992a, 1992b, 2006). Di tali sondaggi, adeguatamente ubicati in ambiente Gis ( Fig. 3.3), sono state lette e reinterpretate le stratigrafie cercando di dare una chiave di lettura omogenea, successivamente elaborate in termini di alterazione in riferimento ai caratteri distintivi delle diverse classi di alterazione della metodologia utilizzata (Gullà & Matano, 1994). Sono stati vagliati il colore della roccia, la decolorazione rispetto alla roccia madre, la granulometria per le classi di alterazione più spinta (classe V e VI) che mostrano consistenza come terreno e terreni s.s., lo stato di fratturazione per le rocce lapidee, interessate o meno da ossidazione. Per la mancata presenza di informazioni utili a differenziare la derivazione colluviale e/o residuale dei terreni, non è stata possibile una distinzione. La quarta fase si sviluppa allo scopo di caratterizzare alla micro-scala le diverse classi di alterazione individuate e riconosciute precedentemente, attraverso analisi di laboratorio petrografiche condotte sulle sezioni sottili dei campioni rappresentativi. Il grado di alterazione nelle sezioni, riportato nel successivo capitolo 4, è determinato tramite opportuni indici petrografici, per esempio Irfan & Dearman, 1978 che suggeriscono la determinazione microscopica del grado di *weathering* in rapporto alla presenza di minerali alterati e non alterati, microfrazioni e vuoti.

Infine, nell'ultime e quinta fase, tutte le informazioni e i dati recuperati nelle precedenti fasi sono trasferite in ambiente GIS ed ivi elaborate, arrivando così alla redazione della carta del grado di alterazione in riferimento alla procedura suggerita da Borrelli, Coniglio et al., 2015 e Borrelli, Critelli et al., 2015.

### 3.4. Analisi dei dati

La determinazione dello stato di alterazione delle rocce gneissiche affioranti nell'area di San Pietro in Guarano è stata condotta in diversi livelli di indagine.

Da una prima analisi in riferimento alla Carta preliminare del grado di alterazione (Fig. 3.3), ottenuta in ambiente Gis come restituzione dell'analisi foto interpretativa, si denota una prevalenza della macroclasse A (terreno residuale, saprolitico, colluviale) nella porzione a Nord ed ad Est dell'abitato di San Pietro in Guarano, maggiormente nelle aree sommitali dei versanti caratterizzate da pendenze inferiori ai 25°, mentre nella restante parte ove si ha un incremento di acclività con valori compresi tra i 25° e 70° si imposta la macroclasse B, ovvero gli affioramenti di rocce tenere e lapidee.

Le successive fasi di rilievo di campagna, prima areale poi di dettaglio, hanno permesso di esaminare il grado di alterazione dell'area di studio mettendo in evidenza l'elevato stato alterativo delle rocce cristalline, dettato dalla diffusione prevalente delle classi di alterazione a grado maggiore. Per quanto riguarda le classi di *weathering* l'identificazione ha visto il riconoscimento di quattro delle sei classi proposte nella procedura metodologica adottata come riferimento: classe VI (terreni residuali e/o colluviali), classe V (roccia completamente alterata), classe IV (roccia altamente alterata), classe III (roccia moderatamente alterata); le classi II (roccia debolmente alterata) e I (roccia fresca) risultano assenti in affioramento.

Le rocce gneissiche moderatamente alterate (Fig. 3.4 A, B) si presentano con colori grigio-verdastro, a tratti tendenti al violaceo, con passaggio lungo le discontinuità al marrone-rossastro per l'instaurarsi del processo di ossidazione; la decolorazione è pressoché completa ad eccezione dei nuclei di roccia individuati dai vari sistemi di discontinuità presenti nell'ammasso roccioso, dove si rinvencono tracce della colorazione originaria. La struttura e la tessitura della roccia di origine sono preservate e qualitativamente sono associabili a rocce lapidee. Le rocce gneissiche altamente alterate (Fig. 3.4 C, D), qualitativamente identificate come rocce tenere, sono completamente decolorate, presentanti colori variabili sui toni del marrone grigiastro e marrone rossastro. La degradazione meccanica risulta molto spinta, data da un elevato stato di fratturazione e

lungo tali superfici di discontinuità si impostano i processi di ossidazione, ben visibili. Le originarie caratteristiche tessiturali e strutturali delle rocce sono preservate. Le rocce gneissiche completamente alterate o “saprolite” (Fig. 3.4 E) mostrano una decolorazione completa e ed assumono colori sui toni del marrone da giallastro a rossastro. La disgregazione è così intensa da assumere consistenza tipica di un terreno, con frazioni granulometriche prevalenti date da ghiaia e sabbia, al cui interno però si rinvengono tracce della struttura originaria della roccia ed eventuali discontinuità relitte. I terreni residuali ed i depositi detritico-colluviali (Fig. 3.4 F, G, H), sono identificati come rocce sciolte a granulometria variabile con prevalenza di sabbia e ghiaia, con componente limosa. Tali terreni, la cui prevalenza è del tipo colluviale, si presentano con colori del marrone giallastro-rossastro. Il prodotto ultimo del *weathering* in posto, definito terreno residuale, non mostra segni della tessitura originaria della roccia, presenta una granulometria prevalentemente sabbiosa-limosa e si rinviene generalmente sulla sommità dei rilievi. Il materiale colluviale, localizzato in prevalenza nelle concavità morfologiche e lungo i versanti, si può caratterizzare della presenza di ciottoli a spigoli vivi appartenenti a frammenti di roccia da moderatamente ad altamente alterata e talvolta strutture laminari, successivi al dilavamento superficiale che li ha investiti; questi conferiscono una struttura generalmente disorganizzata al cui interno si può rinvenire la presenza subordinata di frammenti organici. In questa classe sono stati annessi i materiali detritico-colluviale e detriti di frana, anch’essi presentanti una struttura disorganizzata, costituiti da una matrice grossomodo ghiaiosa-sabbiosa inglobante ciottoli di roccia appartenenti a classi di alterazione meno intensa e in secondo piano frammenti organici. Questi si localizzano generalmente nelle porzioni medio-basse dei versanti. Infine, sono stati riconosciuti nelle masse rocciose gneissiche, molteplici filoni di natura aplitica-pegmatitica, disseminati nell’intera area e non cartografati poiché mostranti limitata estensione. Tali intrusioni mostrano orientazione variabile, colorazione biancastra e stato di alterazione modesta associabile ad una classe moderatamente alterata, ma con stato di fratturazione intenso tale da ridurli localmente da roccia originariamente lapidea a roccia sciolta o terreno.

In una prima fase di rilievo areale sono stati scelti i fronti rocciosi più adatti alle successive osservazioni e verifiche puntuali del grado di alterazione, tramite test qualitativi e semiquantitativi, i quali hanno permesso di trarre le prime indicazioni generali sui profili di alterazione tipici dell’area in esame. I fronti, con lunghezze e altezze variabili, sono stati ubicati su base cartografica in scala 1:5.000 (Fig. 3.3) e scelti secondo la migliore rappresentatività, per tale motivo non distribuiti regolarmente sull’intera area. La procedura del rilievo da fronte si basa su una serie di analisi ed informazioni desumibili da una prima descrizione dei caratteri generali (ubicazione, morfologia,

elementi strutturali) con successiva delimitazione preliminare delle zone in base al materiale prevalente, secondo i criteri visivi e qualitativi riportati in Tabella 3.2. Ogni zona individuata, è stata poi verificata con ulteriori tests volti a confermare e/o ridefinire il grado di alterazione assegnato, arrivando così a definirne quello definitivo.

I caratteri distintivi delle varie classi di alterazioni costituenti i fronti, la cui identificazione è stata ottenuta tramite i test effettuati con il martello da geologo (effetto punta e testa del martello da geologo, suono emesso) e il martello di Schmidt, congiuntamente alle osservazioni visive ed alla rottura con le mani ed immersione in acqua, sono dettagliatamente riportati nella Tabella 3.4.

È da precisare che l'intervallo dei valori di rimbalzo ottenuti con le misure del martello di Schmidt è riportato nella tabella pocanzi menzionata per tutte le classi affioranti nell'area, ad eccezione della classe VI poiché essa non fornisce tali valori di rimbalzo.

L'analisi dei dati di sottosuolo, tratti dalle stratigrafie dei sondaggi opportunamente convertite in termini alterativi, ha messo in evidenza la presenza di una classe di alterazione aggiuntiva rispetto a quelle affioranti in superficie, la Classe II, roccia debolmente alterata. I sondaggi, ubicati come mostra la Figura 3.3, interessano l'area di Via San Francesco, Vigni e con una sola indagine Altavilla. Le informazioni sintetiche derivabili ai fini della classifica del grado di alterazione sono le seguenti:

- classe II (roccia debolmente alterata): presente esclusivamente nelle stratigrafie di via San Francesco, mostra spessori variabili dal metro a circa 40m, colorazione d'origine della roccia madre sui toni del grigio e si mostra interessata da fratture.
- classe III (roccia moderatamente alterata): mostra spessori da inferiori al metro fino a circa 18m, essa risulta con colorazione grigiastra del litotipo d'origine ed in prossimità delle diffuse fratture è pervasa da ossidazione. Spesso i tratti intercalati nelle zone a diverso grado di alterazione derivano dai numerosi filoni leucosomatici che interessano l'area di studio, questi mostrano caratteri appena descritti ma con colorazione biancastra.
- classe IV (roccia altamente alterata): presente in tratti da inferiore al metro fino a circa 16m, risulta caratterizzata da una decolorazione della roccia madre, con colorazione variabile dal marrone al nocciola rossastri, data da ossidazione pervasiva. La roccia mostra una fratturazione intensa.
- classe V (roccia completamente alterata): si mostra con una decolorazione totale, con colorazione sui toni del marrone rossastro, degradata tale da assumere aspetto di un sabbione ma preservante parte dell'originaria struttura della roccia. Gli spessori variabili arrivano fino

ad un massimo di 15 metri. A livello granulometrico è caratterizzato da ghiaia sabbiosa a limo argilloso sabbioso.

- classe VI (terreno residuale e colluviale): si mostra da assente fino a spessori di 40 metri, con maggiore rilevanza nei sondaggi di via San Francesco. Tale tratto si presenta sia come copertura nel tratto apicale della stratigrafia sia come spessori che si mettono in posto nelle rocce meno alterate per la loro natura cataclastica, per cui spesso argillificate. Granulometricamente è rappresentata da limo con sabbia argillosa a ghiaia con sabbia limosa, spesso inglobante frammenti gneissici polimetrici. La colorazione è variabile sui toni del marrone chiaro, a tratti tendente al rossastro.

### 3.5. Profili di alterazione dell'area di studio

Il profilo di alterazione nelle rocce gneissiche ed il suo sviluppo in profondità si mostra notevolmente influenzato dagli eventi deformativi che si sono verificati nel tempo. Gli eventi distensivi hanno infatti causato uno stato di fratturazione intenso che ha maggiormente esposto gli ammassi rocciosi cristallini ai processi di *weathering*, condizionati ulteriormente lungo tali vie preferenziali che hanno permesso l'infiltrazione in profondità delle acque meteoriche. I movimenti relativi tra le porzioni di roccia dovuti alla presenza di faglie di diversa cinematica ha fatto sì che si mettessero a contatto parti marcatamente differenti dei profili di alterazione ereditati, poiché relativi a condizioni differenti da quelle attuali, generando una maggiore complessità ed articolazione del substrato roccioso sede degli attuali processi alterativi.

Il rilievo di dettaglio condotto a scala del fronte, ha consentito di trarre informazioni circa lo sviluppo verticale del profilo in superficie, tenendo conto delle collocazioni e dell'inquadramento geomorfologico dei singoli fronti. Il profilo di alterazione risulta essere variabile da sito a sito ( Figura 3.5), con effetti del *weathering* intensi ed articolati, marcatamente irregolari in termini di continuità laterali e verticali. Le relazioni geometriche, ovvero i passaggi tra le diverse classi di alterazioni, sono variabili e possono essere gradualmente e transazionali se si verifica una sequenza regolare o canonica, oppure netti sia per la presenza di discontinuità strutturali (giunti, faglie) che generalmente interrompono la continuità laterale, sia per la struttura della roccia di origine presentante eterogeneità compositiva. I profili di alterazione, dunque risultano complessi (sensu Baynes ) e particolarmente intensi, dato che affiorano diffusamente le classi IV, V e VI. È da precisare che l'esame dei fronti, nell'ambito dei terreni di classe VI, ha evidenziato la prevalenza

dei depositi colluviali rispetto ai terreni residuali a causa dell'intensa attività di modellamento dei versanti presenti nell'area.

I fronti rappresentativi, alcuni dei quali sono riportati in Figura 3.5, si mostrano con complessità, caratteristiche e grado di alterazione differente anche in funzione della porzione di versante in cui ricadono.

Lungo le porzioni medio basse dei versanti (Figura 3.5 B, C, F), con fascia altimetrica tra 400m e 600m e generalmente in corrispondenza delle incisioni del reticolo idrografico, i fronti sono caratterizzati principalmente da rocce moderatamente alterate (classe III) che passano gradualmente e limitatamente a rocce altamente alterate (classe IV), talvolta come isolati e limitati volumi, sporadicamente anche di rocce completamente alterata (classe V). La prevalenza della rocce meno alterate è dovuta all'erosione ed all'azione di approfondimento operate dai corsi d'acqua.

A quote superiori ai 600m gli effetti del *weathering* sono più intensi con lembi occasionali a limitata continuità laterale o verticale caratterizzati da un minor grado di alterazione. In particolare, lungo le porzioni medio alte dei versanti (Figura 3.5 D, E, G), i fronti sono principalmente caratterizzati da relazioni geometriche complesse tra le affioranti classi III, IV e V; mentre i fronti localizzati nelle porzioni alte dei rilievi (Figura 3.5 A), mostrano una prevalenza delle rocce completamente alterate (classe V), con variabili volumi di classe IV, e coperture sottili di terreno residuale o colluviale (classe VI).

La complessità dei profili di alterazione affioranti è marcata dalla presenza di strutture tettoniche, che fungono da via preferenziale allo sviluppo dei processi alterativi e/o dislocazione di varie porzioni a grado di alterazione differente, a cui si aggiungono i molteplici filoni aplitici e pegmatitici, generalmente moderatamente alterati.

L'analisi delle stratigrafie dei sondaggi (Figura 3.6), conferma la complessità del profilo di alterazione in profondità, evidenziando le articolate e complesse relazioni geometriche tra le diverse classi di alterazioni. In particolare, la variabilità verticale in tali stratigrafie denota una parziale o completa inversione della sequenza normale e canonica dello sviluppo del *weathering* generante i profili. I sondaggi localizzati nelle aree di San Pietro in Guarano ed Altavilla sono caratterizzati in prevalenza da una graduale transizione verticale, che va dalla roccia debolmente alterata (classe II) al terreno residuale e colluviale (classe VI). Per contro, nella località di Vigni i dati del sottosuolo hanno messo in evidenza una transizione verticale caotica, che riguarda l'alternarsi delle classi di alterazione VI, V, IV e III fino ad una profondità di 60m a partire dal piano campagna. Queste differenze in termini di profilo di alterazione nelle tre aree esaminate grazie alla disponibilità di

dati, sono fortemente correlate al loro locale assetto tettonico ed ai relativi movimenti causati dalle faglie.

Infine, dal profilo tipico del *weathering* dell'area di San Pietro in Guarano (Figura 3.7), ricostruito sulla base dei dati di sottosuolo e di superficie precedentemente esposti, emerge il carattere irregolare e complesso dato dalla sovrapposizione geometrica e non canonica di diversi livelli alterativi ed una limitata continuità laterale. Tutto ciò è conseguenza delle caratteristiche intrinseche delle litologie affioranti, peculiarmente la struttura, delle discontinuità strutturali presenti, nonché delle molteplici intrusioni leucosomatiche. L'influenza della tettonica nella complessità dei profili, oltre a marcare le sequenze di alterazione irregolari attraverso le dislocazioni che si sono messe in atto, si manifesta con fasce più o meno spesse di roccia attigua alle superfici di discontinuità strutturale (*fault zones*) variamente orientate, costituite da rocce cataclastiche con granulometria variabile (breccia e *fault gouge*) di faglia derivanti dall'azione dello stress tettonico.

### 3.6. La carta del grado di alterazione

La carta del grado di alterazione (Fig. 3.8) fornisce un quadro generale degli effetti, dell'intensità e della distribuzione spaziale delle diverse classi di alterazioni presenti nell'area oggetto di studio. Le caratteristiche qualitative e i dati quantitativi delle classi di alterazione sono sintetizzate e riportate nella Tabella 3.4.

Per quanto riguarda la distribuzione spaziale del grado di alterazione in affioramento, i terreni residuali e/o colluviali identificati come classe VI interessano il 31,2% dell'area in esame. La classe V costituita da rocce completamente alterate che esibiscono valori di rimbalzo misurati con il martello di Schmidt variabili tra 0 e 17, in media 8, interessa circa il 29% dell'area totale ove affiorano le rocce cristalline. Le rocce altamente alterate della Classe IV con valori di rimbalzo tra 10 e 28, in media 20, si ritrovano nel 37,5% dell'area, mentre le rocce moderatamente alterate della Classe III con valori di rimbalzo tra 24 e 41, in media 33, affiorano nel restante 2,3% della superficie totale caratterizzata da affioramenti di rocce gneissiche (Fig. 3.8 A). Le rocce debolmente alterate e le rocce fresche, rispettivamente classe II e classe I sono assenti in superficie, ma in profondità è stata rinvenuta la classe II nei sondaggi della zona di Via San Francesco.

In particolare, la classe VI è ampiamente diffusa nell'area sotto forma di lembi di varia estensione (spessori variabili dall'ordine del metro alle decine di metri) lungo i versanti dai crinali fino al fondo valle, soprattutto nelle spianate e nelle depressioni morfologiche che fungono da raccordo per l'accumulo di materiale detritico-colluviale. Quest'ultimo può essere mobilizzato per azione della

gravità e/o per l'azione di trasporto ad opera delle acque dilavanti e degli innumerevoli corsi d'acqua presenti sul territorio. I detriti di versante sono distribuiti lungo il versante e al fondo valle, rappresentati da depositi disorganizzati di sabbia e ghiaia che inglobano frammenti decimetrici di roccia da moderatamente ad altamente alterata. I terreni colluviali si ritrovano in prevalenza nelle morfologie *hollows*, costituiti da depositi caotici granulometricamente rappresentati da sabbia e limo che includono frammenti centimetrici di roccia da moderatamente ad altamente alterata, e in secondo luogo frammenti organici. I terreni residuali, con spessori al massimo di 2m, affiorano esclusivamente nelle aree sommitali dei rilievi (per esempio nella località Redipiano) e mostrano frazioni granulometriche sabbiose e limose. I risultati del rilevamento, come precedentemente detto, riportano la prevalenza dei depositi detritico-colluviali sui terreni residuali.

La classe V è principalmente distribuita sulle alture dei rilievi, nelle aree morfologicamente piatte o con pendenze dolci disposte a diverse quote, sotto forma di lembi e strisce ritrovate, così come alla base dei principali rilievi strutturali. L'ammasso roccioso completamente alterato, mostrante un comportamento come terreno, può contenere localmente limitati ed isolati volumi di roccia a minor o maggior grado di alterazione, rispettivamente classe IV e VI.

La classe delle rocce altamente alterate, caratterizzate da una consistenza ridotta rispetto al litotipo di origine, affiora estesamente lungo i versanti, soprattutto nelle medie porzioni, e si compone di oltre il 70% di classe IV con volumi isolati oppure a limitata continuità laterale di roccia da moderatamente a completamente alterata.

La classe III affiora come strisce di limitata estensione maggiormente sui bordi del generale asse vallivo corrispondente con le aste principali del reticolo idrografico, portati a giorno dalla rapida azione erosiva e dall'approfondimento operato dai corsi d'acqua. L'ammasso roccioso moderatamente alterato, con resistenza inferiore della roccia fresca, talvolta include volumi di roccia da altamente a debolmente alterata.

In linea generale si può, dunque, affermare che la roccia moderatamente alterata affiorante nelle incisioni torrentizie evolve verso l'alto prima a roccia altamente alterata e poi completamente alterata, rispecchiando una sequenza normale dei profili di alterazione a scala del versante, resa complessa dai volumi isolati caratterizzati da grado di alterazione discordante. La distribuzione delle varie classi di alterazione risulta articolata ed influenzata dalla morfologia dell'area in relazione al fattore topografico che fortemente condiziona la formazione e preservazione/rimozione della copertura regolitica. I terreni saprolitici si rinvengono in maniera isolata, generalmente su morfologie subpianeggianti, e spesso sepolti da detriti colluviali generando profili semplici e poco

differenziati, che grossomodo dominano il paesaggio silano e soprattutto i pendii più acclivi. Evidenze geomorfologiche di una grave erosione superficiale, soprattutto lungo i ripidi pendii ed i principali corsi d'acqua dove i prodotti di alterazione sono rapidamente rimossi, possono portare a giorno rocce meno alterate.

**Figure, foto e tabelle**  
(nell'ordine in cui sono richiamate nel testo)

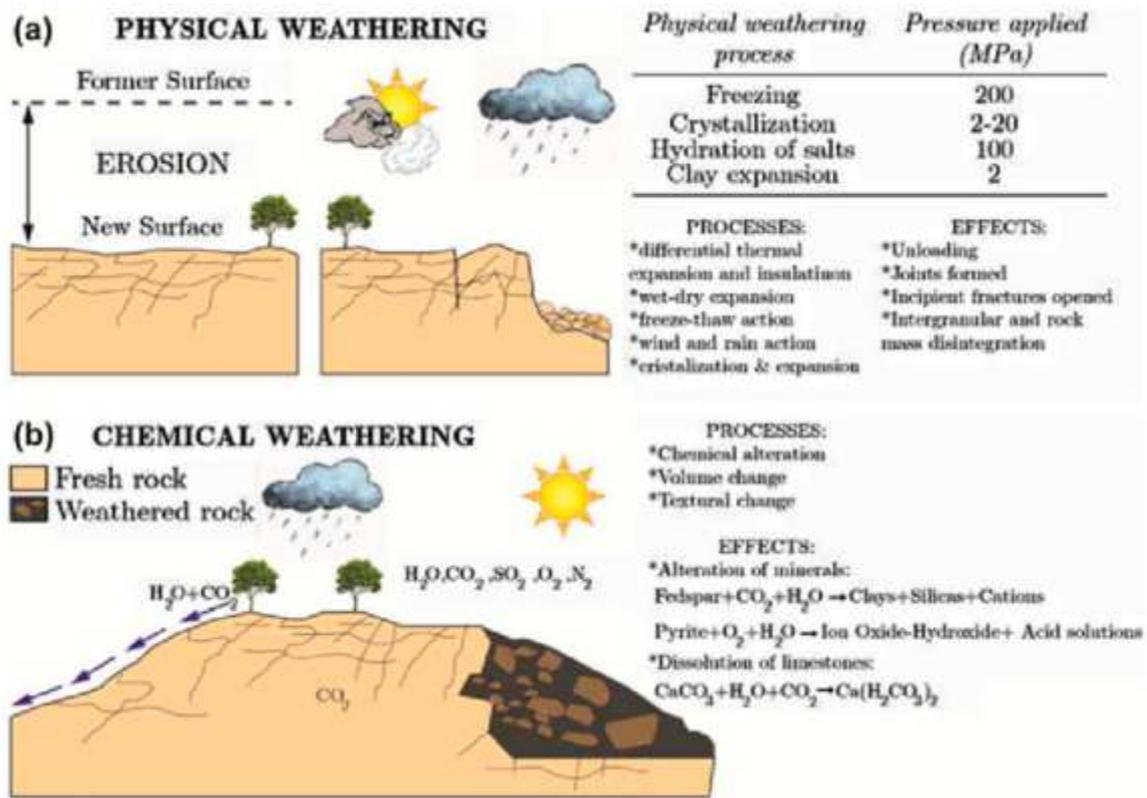


Figura 3.1 – Esempio di sviluppo dei processi fisici e chimici del *weathering* (Ciantia & Castellanza, 2016).

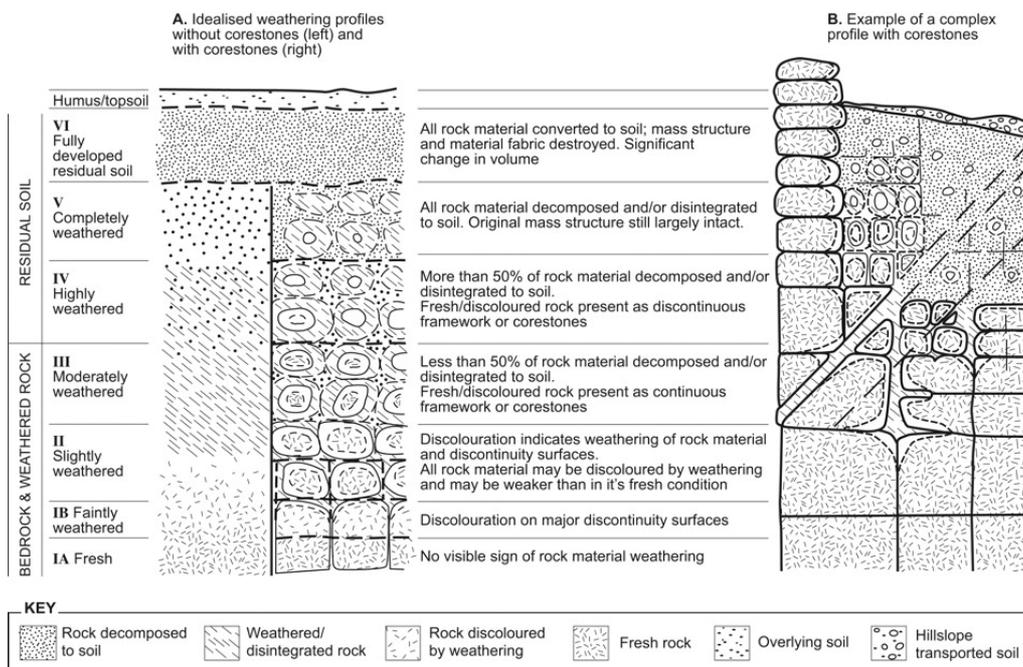


Figura 3.2 – Profili di alterazione semplice (A) e complesso (B) e correlazione con la classificazione del grado di alterazione delle rocce (Heam, 2011, modificato da Fookes 1997).

CLASSE	DESCRIZIONE	CARATTERI DISTINTIVI TIPICI
VI	TERRENO RESIDUALE E COLLUVIALE	Terreno prodotto dall'alterazione in posto, in cui è completamente distrutta l'originaria tessitura della roccia, e terreno interessato da processi colluviali; colore marrone da bruno a giallastro, granulometria da sabbia con ghiaia limosa a limo con sabbia argilloso; martello di Schmidt: 0.
V	ROCCIA COMPLETAMENTE ALTERATA O "SAPROLITE"	Roccia completamente disgregata, avente la consistenza di un terreno, ma che presenta discontinuità allo stato relitto ed ancora preservata la tessitura originaria; colore marrone da rossastro a grigiastro; si disgrega rapidamente se immersa in acqua, la punta del martello da geologo si indenta in profondità ed il coltello ne incide facilmente la superficie; pezzi di roccia si sgretolano con le mani; granulometria da ghiaia debolmente sabbiosa a sabbia con ghiaia; martello di Schmidt: 0-17.
IV	ROCCIA ALTAMENTE ALTERATA	Roccia completamente decolorata ed intensamente alterata; colore marrone da grigiastro a rossastro; frammenti di grosse dimensioni possono essere rotti con le mani ma non gretolati; si disgrega solo in piccola parte se immersa in acqua; la punta del martello da geologo si indenta in superficie; martello di Schmidt: 10-30.
III	ROCCIA MODERATAMENTE ALTERATA	Roccia completamente decolorata, tranne che in alcuni punti lontani dalle fratture, ed alterata, ma ancora dotata di discreta resistenza; colore grigio-verdastro, tendente a marrone-rossastro presso le discontinuità; frammenti di grosse dimensioni non si rompono con le mani e non si disgregano in acqua; la punta del coltello riga la superficie; martello di Schmidt: 21-43.
II	ROCCIA DEBOLMENTE ALTERATA	Roccia decolorata solo lungo le discontinuità; la resistenza è prossima a quella delle rocce non alterate; colore grigio-verdastro e , lungo le fratture, marrone; martello di Schmidt: 39-52.
I	ROCCIA FRESCA	Roccia nella quale non sono visibili segni di alterazione o decolorazione; martello di Schmidt > 50.

Tabella 3.1 – Criteri di riferimento utilizzati per il rilievo del grado di alterazione (Gullà & Matano, 1994).



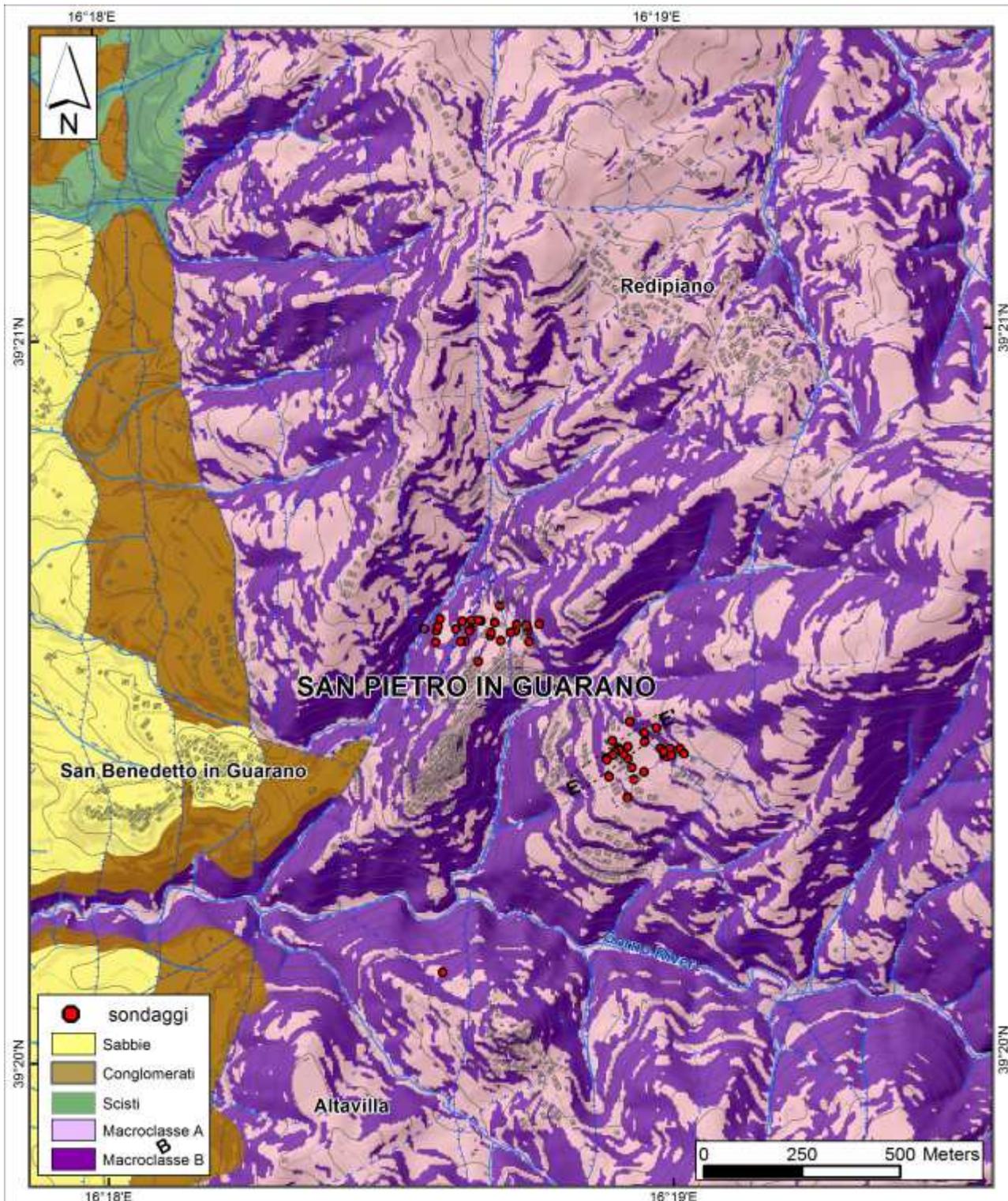


Figura 3.3 – Carta preliminare del grado di alterazione in riferimento alle macroclassi di alterazione secondo Borrelli et al., 2015b, mostrante l'ubicazione dei fronti naturali o antropici e dei sondaggi oggetto di analisi nel definire i profili di alterazione.

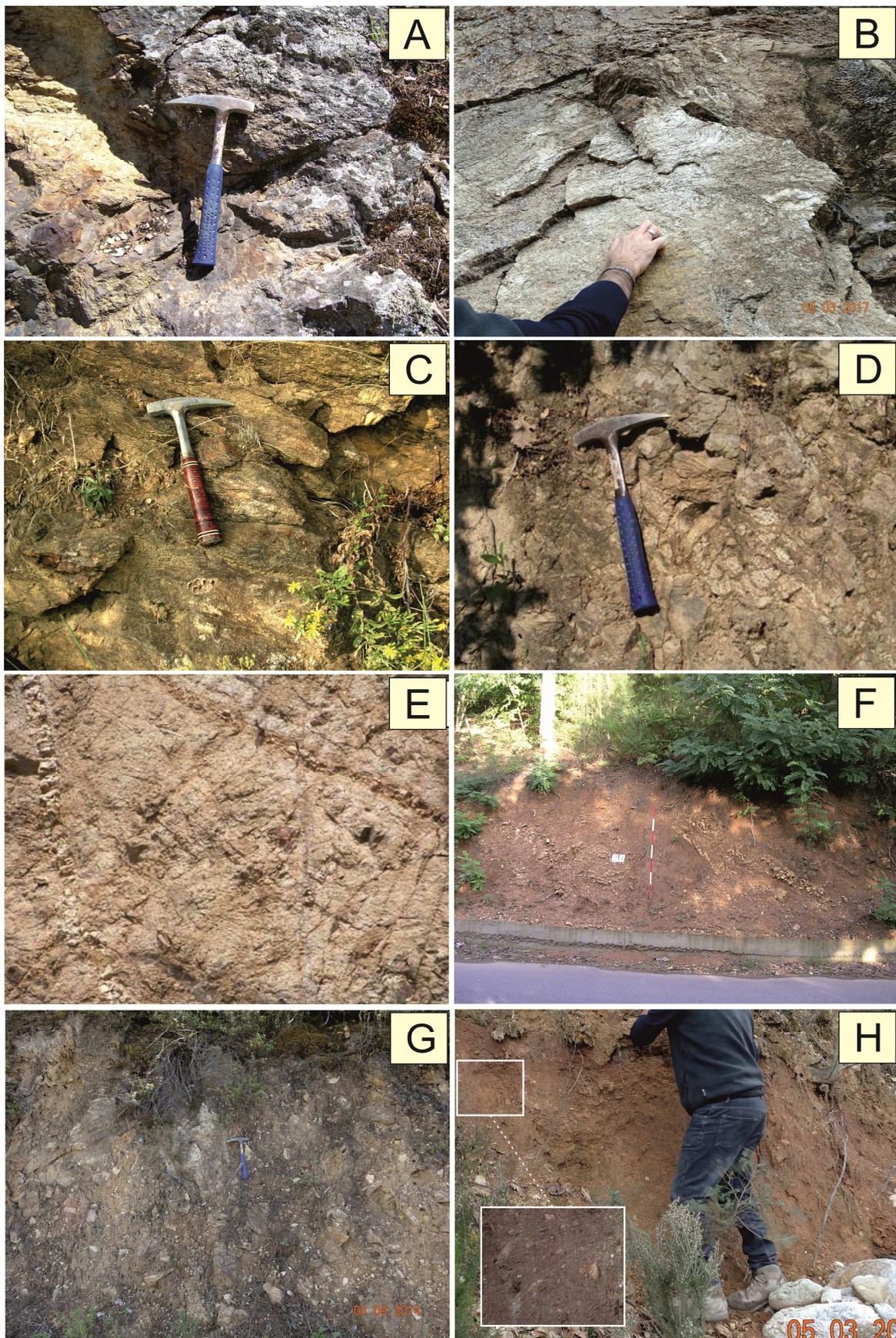


Figura 3.4 - Esempi delle diverse classi di alterazione rilevate: (A), (B) rocce moderatamente alterate, Classe III; (C), (D) rocce altamente alterate, Classe IV; (E) rocce completamente alterate, Classe V; (F) terreni residuali, (G) detrito di versante e (H) terreno colluviale, Classe VI.

CLASSE DI ALTERAZIONE	AMMASSO ROCCIOSO	CARATTERI DISTINTIVI TIPICI
<b>VI TERRENO RESIDUALE E COLLUVIALE</b>	L'ammasso è prevalentemente costituito da terreni residuali, colluviali e depositi detritici (oltre il 70% dell'affioramento); volumi limitati ed isolati di roccia moderatamente e/o altamente e/o completamente alterata possono essere riconosciuti ed individuati nell'ammasso roccioso.	Il materiale roccioso presenta le seguenti caratteristiche: decolorazione completa; tessitura e microstruttura della roccia fresca assenti; consistenza di un terreno; frammenti di grosse dimensioni si rompono facilmente con le mani e si sgretolano in granelli fra le dita. I volumi costituiti da terreni residuali, sono generalmente localizzati sulla sommità dei rilievi, caratterizzati da una granulometria in prevalenza delle frazioni sabbiose-limose. I volumi costituiti da terreni colluviali, localizzati in prevalenza nelle concavità morfologiche e lungo i versanti, hanno una struttura disorganizzata con matrice a granulometria prevalente sabbiosa e limosa, inglobante frammenti di roccia da moderatamente ad altamente alterata, e subordinatamente frammenti organici. I volumi di terreni detritico-colluviale, localizzati generalmente nelle porzioni medio-basse dei versanti, hanno una struttura disorganizzata con le frazioni granulometriche prevalenti di sabbia e ghiaia, che inglobano frammenti di dimensioni decimetriche di roccia da moderatamente ad altamente alterata, e subordinatamente frammenti organici.
<b>V ROCCIA COMPLETAMENTE ALTERATA</b>	L'ammasso roccioso è prevalentemente completamente alterato, terreno saprolitico (oltre il 70% dell'affioramento); volumi limitati ed isolati dell'ammasso roccioso possono essere costituiti da roccia altamente alterata o terreno residuale	Il materiale roccioso presenta le seguenti caratteristiche: decolorazione completa; tessitura e microstruttura della roccia fresca visibili in forma relitta; consistenza di un terreno; frammenti di grosse dimensioni si rompono con le mani e perdono la loro forma originaria se immersi in acqua; la punta del martello da geologo si indenta profondamente nella roccia; la roccia si incide facilmente con la punta di un coltello; le frazioni granulometriche prevalenti sono ghiaia e sabbia. I valori di resistenza del martello di Schmidt variano tra 0-17, in media 8.
<b>IV ROCCIA ALTAMENTE ALTERATA</b>	L'ammasso roccioso è prevalentemente costituito da roccia altamente alterata (oltre il 70% dell'affioramento) volumi limitati ed isolati dell'ammasso roccioso possono essere costituiti da roccia completamente e/o moderatamente alterata	Il materiale roccioso presenta le seguenti caratteristiche: decolorazione completa; tessitura e microstruttura della roccia fresca sono ancora ben preservate; resistenza ridotta rispetto a quella della roccia fresca (roccia tenera); emette un suono sordo quando è colpita con la testa del martello da geologo; frammenti di grosse dimensioni si rompono facilmente se colpiti con la testa del martello da geologo; frammenti di grosse dimensioni non perdono la loro forma originaria se immersi in acqua; la punta del martello da geologo si indenta superficialmente nella roccia; la roccia si riga con la punta di un coltello. I valori di resistenza del martello di Schmidt variano tra 10-28, in media 20.
<b>III ROCCIA MODERATAMENTE ALTERATA</b>	L'ammasso roccioso è prevalentemente costituito da roccia moderatamente alterata (oltre il 70% dell'affioramento); volumi isolati e limitati dell'ammasso roccioso possono essere costituiti da roccia altamente e/o debolmente alterata.	Il materiale roccioso presenta le seguenti caratteristiche: decolorazione pervasiva, con possibile presenza di zone limitate mostranti il colore della roccia fresca; tessitura e microstruttura della roccia fresca ben preservate; resistenza ancora confrontabile con quella della roccia fresca e lapidea; emette un suono intermedio quando è colpita con la testa del martello da geologo; frammenti di grosse dimensioni si rompono con difficoltà se colpiti con la testa del martello da geologo; si scalfisce quando è colpita con la punta del martello da geologo. I valori di resistenza del martello di Schmidt variano tra 24-41, in media 33.

Tabella 3.4 – Caratterizzazione delle classi del *weathering* affioranti nell'area di studio sulla base di osservazioni geologiche e tests eseguiti durante la fase di rilievo di campagna.



Figura 3.5 – Esempi di profili di alterazione nell’area di studio: (B), (C), (F) profilo tipico nelle porzioni medio basse dei versanti, caratterizzato dalla classe III, con intercalazioni di classe IV, sovrastate da terreno colluviale e depositi detritici (classe VI); (D), (E), (G) profilo di alterazione tipico affiorante lungo le porzioni medio-alte dei versanti, caratterizzato da relazioni geometriche articolate tra le classi III, IV e V (d = filoni aplitici e pegmatitici; fz = zona di faglia); (A) tipico profilo di alterazione che affiorano lungo le porzioni alte dei versanti, caratterizzato principalmente da classe V, con volumi variabili di classe IV (d = filoni aplitici e pegmatitici; fz = zona di faglia).

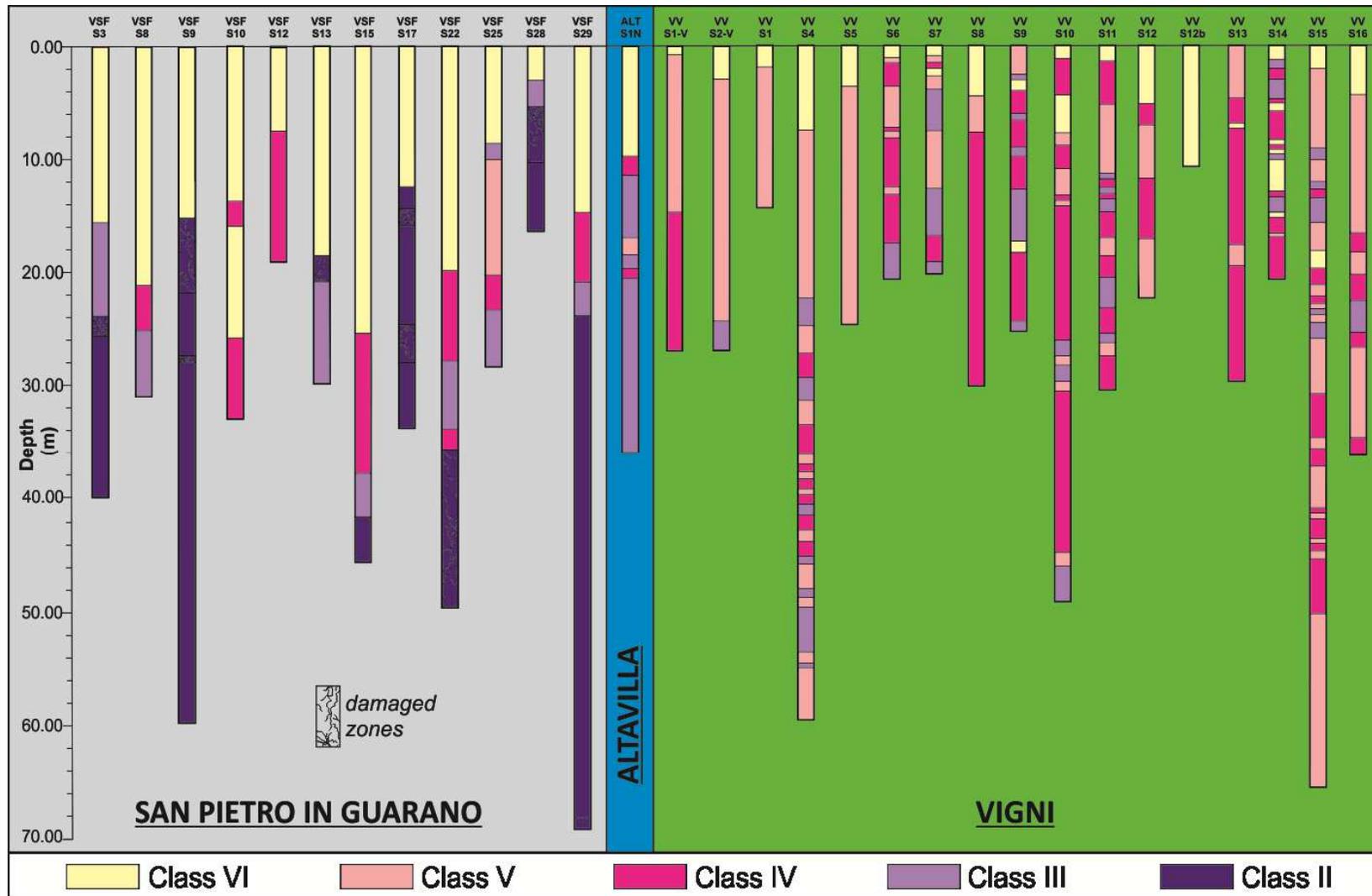


Figura 3.6 – Stratigrafie, reinterpretate in termine di alterazione secondo i caratteri distintivi di ogni classe, relative a precedenti indagini geotecniche eseguite nelle località di San Pietro in Guarano, Altavilla e Vigni in tempi diversi (Cascini et al., 1992a, 1992b, 2006)

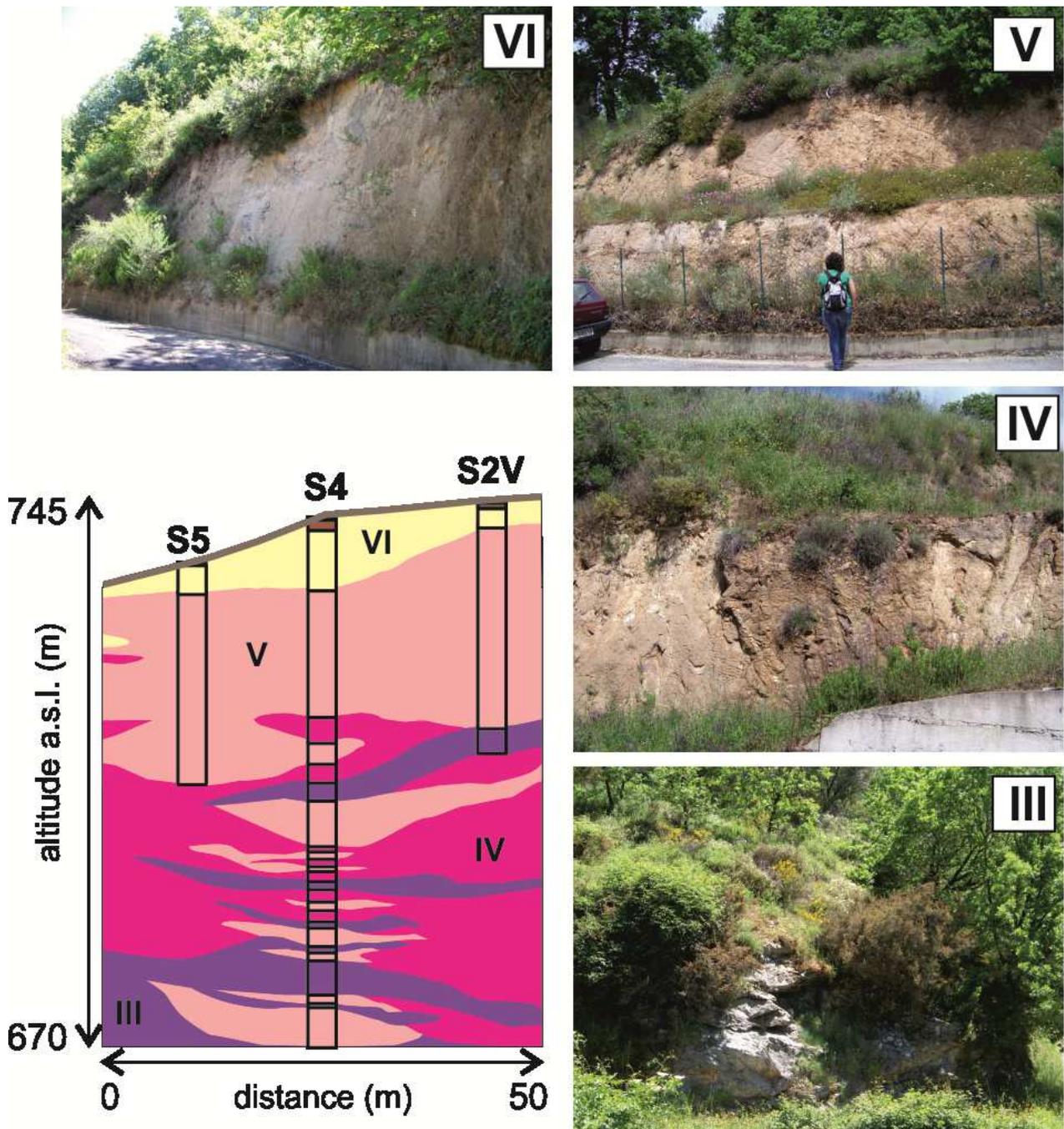


Figura 3.7 – Profilo tipico dell’area di studio ricostruito sulla base dei dati di superficie con annessi e proiettati secondo ubicazione i dati di sottosuolo

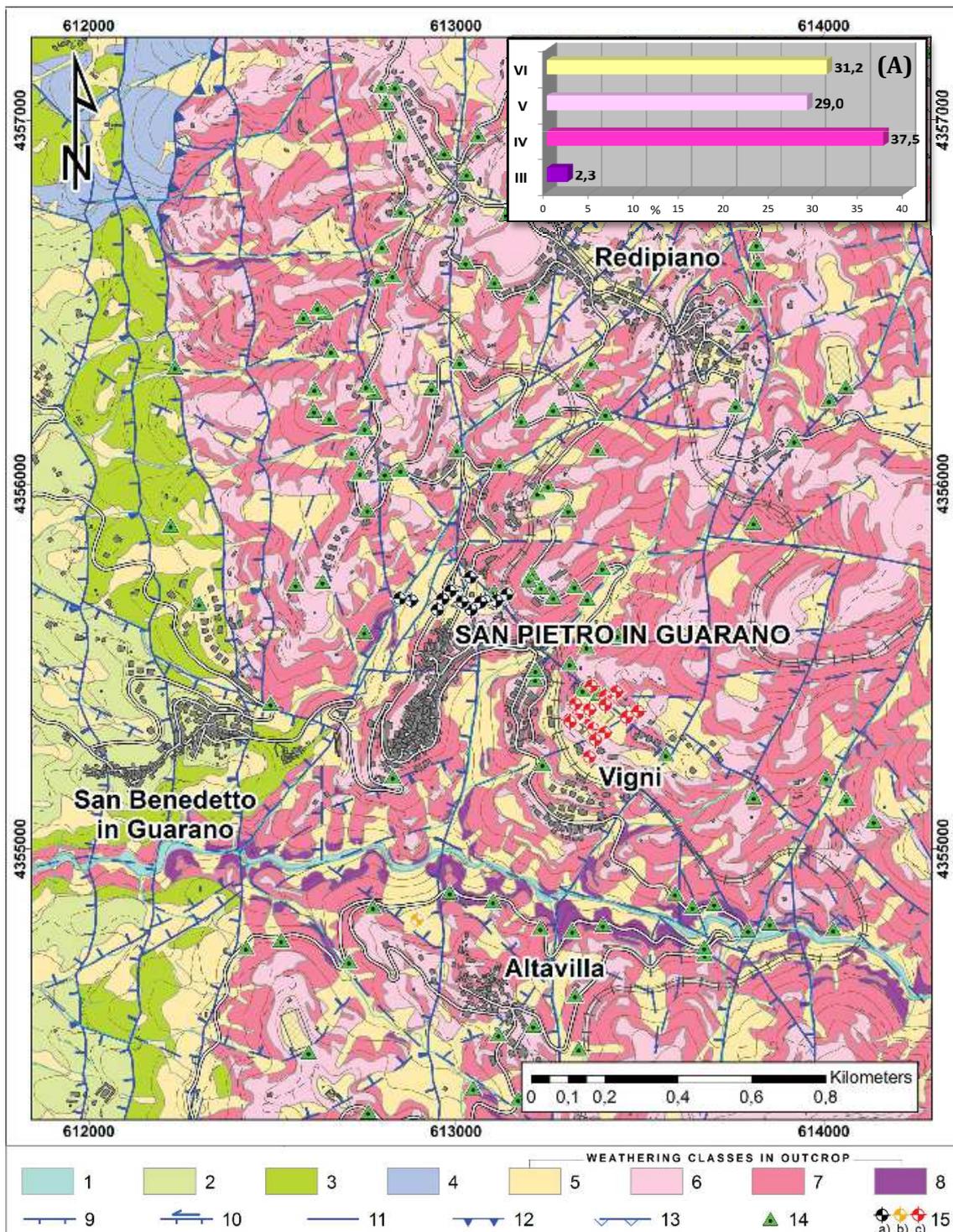


Figura 3.8 – Carta del grado di alterazione dell'area di studio. Legenda: 1) depositi alluvionali (Pleistocene); 2) depositi sabbioso-arenacei (Pleistocene); 3) depositi conglomeratici (Pleistocene); 4) scisti quarzosi (Paleozoico- Unità di Castagna); 5-8) rocce gneissiche a biotite e granato: 5) classe VI; 6) classe V; 7) classe IV; 8) classe III; 9) faglia diretta; 11) faglia trascorrente riattivata in normale; 12) sovrascorrimento; 13) thrust; 14) profili di alterazione studiati; 15) sondaggi nelle aree di (a) San Pietro in Guarano, (b) Altavilla, (c) Vigni. (A): distribuzione spaziale delle diverse classi di alterazione rispetto all'area totale delle rocce cristalline

## CAPITOLO 4

### CARATTERIZZAZIONE MINERO-PETROGRAFICA DEL GRADO DI ALTERAZIONE

#### 4.1. Analisi petrografica

La caratterizzazione minero-petrografica del grado di alterazione si inserisce nel più ampio quadro della multidisciplinarietà degli studi volti ad analizzare l'alterazione delle rocce cristalline, anche dal punto di vista applicativo, in relazione all'incidenza che le condizioni di *weathering* e le derivanti proprietà petrografiche nei diversi stadi alterativi hanno su quelle fisico-meccaniche influenzanti il comportamento geomeccanico e reologico dei materiali, con ripercussione sulla suscettibilità e predisposizione ai fenomeni di instabilità (Critelli et al., 1991a,b,c; Cascini et al., 1992, 1994; Matano & Di Nocera, 1999; Le Pera et al., 2001a,b; Scarciglia et al., 2005, 2016; Borrelli et al. 2011; 2012; 2015; 2016). Per tale motivo, ad integrazioni delle indagini condotte nei rilievi di campagna, è stato scelto di eseguire analisi di laboratorio (analisi petrografiche al microscopio ottico, analisi mineralogiche, ed analisi geochimiche) atte a verificare alla microscala gli effetti dei processi alterativi nei materiali rocciosi, in termini di prodotti del *weathering*, ed a trarre le informazioni utili sulle trasformazioni chimico-fisiche della roccia che si mettono in atto nei diversi stati di alterazione. È stato osservato che un forte controllo sull'innescò dell'alterazione e sulle sue modalità di sviluppo, che portano alla progressiva disgregazione granulare, è esercitato da caratteri osservabili alla microscala sui minerali primari, come discontinuità strutturali e fratture, piani di geminazione o di sfaldatura, smescolamenti pertitici e altre differenze composizionali (Scarciglia, 2008).

La caratterizzazione petrografica è stata mirata a identificare le proprietà delle rocce aventi maggiore influenza su quelle fisiche, ovvero:

- 1) composizione mineralogica, sia come fasi mineralogiche primarie sia come prodotti di alterazione (Le Pera et al., 2001; Barrese et al., 2006; Scarciglia et al. 2016);
- 2) tessitura, vale a dire granulometria, tipi di contatto tra i granuli, microfratture e vuoti (Le Pera et al., 2001; Barrese et al., 2006; Scarciglia et al. 2016);
- 3) struttura (Critelli et al., 1991).

Per poter analizzare in dettaglio i caratteri principali delle rocce variamente alterate (struttura, tessitura e mineralogia della roccia) è stato condotto uno studio al microscopio ottico su sezioni

sottili ottenute dai campioni relativi alle indagini di sottosuolo. I campioni sottoposti al suddetto studio sono stati selezionati e prelevati da diversi sondaggi ed a varie profondità al fine di ricreare uno sviluppo normale e canonico del *weathering* nelle classi di alterazione individuate, dalla roccia debolmente alterata della classe II ai terreni residuali e colluviali della classe VI (Fig. 4.1), per le aree di Vigni e Via San Francesco poiché mostranti maggiore densità di sondaggi.

La valutazione dei processi di *weathering* è stata condotta attraverso una serie di analisi mineralogiche, partendo dalle linee guida già tracciate da precedenti studi (Lumb, 1962; Irfan & Dearman, 1978; Lee & De Freitas, 1989). La metodologia utilizzata è stata fondata principalmente sull'interpretazione ed interazione dei dati ottenuti da analisi su sezioni sottili al microscopio petrografico per una valutazione qualitativa del grado di alterazione secondo i criteri di riconoscimento di Lee & De Freitas, 1989 mostrati in Tabella 4.1, e su analisi diffrattometriche, nonché sulla determinazione degli indici ritenuti più idonei per quantificare le situazioni riscontrate nel corso della ricerca. Per l'indice micropetrografico (Ip), secondo il metodo proposto da Irfan e Dearman (1978) e l'indice di decomposizione (Xd), secondo il metodo proposto da Lumb (1962), che consentono di avere una stima quantitativa del grado di alterazione, si è fatto riferimento a studi passati condotti su campioni della medesima area (Critelli et al., 1991). Infine si è verificata l'eventuale corrispondenza tra le osservazioni desunte nelle fasi di rilevamento e le analisi petrografiche di laboratorio.

#### 4.1.1 Indice micropetrografico (Ip)

La valutazione micropetrografica proposta da Irfan & Dearman (1978) utilizzata per finalità geologico-applicative su rocce granitoidi a vario grado di alterazione, mira a fornire una stima quantitativa volumetrica dei costituenti alterati della roccia caratterizzandola in relazione al grado di alterazione in ogni suo stadio, e si articola in:

1. una descrizione semiquantitativa di ogni campione;
2. una descrizione petrografica sia macroscopica (colore, decomposizione, disintegrazione), che microscopica in sezioni sottili (composizione mineralogica, stato di alterazione, tessitura, tipo di contatti tra granuli, microfratture e vuoti);
3. un'analisi modale petrografica mediante la tecnica di conteggio per punti al microscopio ottico;
4. un'analisi delle microfratture per mezzo di una tecnica di colorazione che le rende evidenti al microscopio.

Dall'analisi modale in sezione sottile, essi calcolano un indice micropetrografico (Ip) come:

$$I_p = \frac{\% \text{ costituenti inalterati}}{\% \text{ costituenti alterati}}$$

dove i costituenti inalterati sono minerali primari quali quarzo, plagioclasio, k- feldspato, biotite, muscovite, sillimanite e minerali accessori, mentre i costituenti alterati sono rappresentati da minerali secondari quali sericite, gibbsite, caolinite, clorite, ossidi di ferro insieme a microfratture e vuoti risultati principalmente dall'azione dell'alterazione.

Irfan & Dearman (1978) riconoscono 5 stadi e 3 sottostadi di alterazione, per le rocce granitoidi, dall'analisi petrografica quantitativa in sezione sottile, come mostrato in Tabella 4.2.

#### 4.1.2 Indice del grado di decomposizione (Xd)

L'indice di decomposizione Xd di Lumb (1962) è definito dalla relazione:

$$Xd = \frac{(Nq - Nq0)}{(1 - Nq0)}$$

Dove Nq ed Nq0 sono i rapporti fra quarzo e quarzo più feldspati rispettivamente nella roccia alterata e nella roccia di origine. Dunque, a valori elevati di Xd corrisponde un'alterazione spinta, mentre a valori bassi un'alterazione lieve.

#### 4.1.3 Risultati

L'intenso stato di alterazione delle rocce gneissiche in affioramento ed in profondità, desumibile dalle precedenti fasi di studio, è stato confermato dalle osservazioni petrografiche condotte e testimoniato anche da passati studi petrografici (Critelli et al., 1991) che hanno evidenziato un'alta presenza di minerali di alterazione.

I campioni sottoposti ad analisi sono relativi al litotipo cristallino che diffusamente interessa l'area in esame, identificato come "sbg, gneiss biotitici localmente granatiferi" nella letteratura corrente. La sua paragenesi è data da quarzo, plagioclasio, biotite e granato come costituenti maggiori; il k-feldspato e sillimanite come costituenti minori; ossidi opachi, apatite, zircone e tormalina come minerali accessori. Essi si presentano molto alterati e fratturati con una notevole presenza di prodotti di alterazione che cresce all'aumentare del grado di alterazione, rappresentati principalmente da minerali argillosi, ossidi, cloriti, sericite, vuoti e fratture. La tessitura della roccia si mostra prevalentemente scistosa orientata, tipica impronta del metamorfismo talvolta sottolineata dalla disposizione della biotite, da granoblastica a granolepidoblastica nei campioni più freschi, granulare in quelli più alterati; mentre la struttura è cristalloblastica, con cristalli di dimensione generalmente medio-fine.

Il quarzo mostra una bimodalità dimensionale, sia con cristalli ben sviluppati e a grana grossa (Fig. 4.2 A1), sia con cristalli a grana minuta a formare fasce policristalline (Fig. 4.2 A2), spesso deformato, stirato e ricristallizzato (Fig. 4.2 A3). L'estinzione varia da ondulata a nastriforme, dovuta a deformazione dei cristalli per effetto della pressione, con bassi colori di interferenza.

Il plagioclasio si presenta più o meno deformato e alterato (Fig. 4.2 B1, B2, B3), dalla cui alterazione derivano prodotti quali minerali argollosi e sericite, e negli stadi più alterati addirittura completamente sericitizzato rendendo difficoltosa l'identificazione. Si presentano nella per la maggior parte privi di geminazione e con aspetto terroso o torbido, incolore, privo di rilievo e con colori di interferenza bassi sul grigio.

La biotite si presenta prevalentemente con abito lamellare (Fig. 4.2, C1, C2, C3, C4), con dimensioni dei cristalli variabili anche sottoforma di fasce policristalline, e bordi generalmente frastagliati (Fig. 4.2 C2), talvolta si riconoscono le superfici kink (Fig. 4.2 C1). Nella maggior parte dei casi si mostra alterata e trasformata in clorite (Fig. 4.2 C4) e/o ossidi di ferro (Fig. 4.2 E1, E2) accresciutisi lungo piani di sfaldatura, raramente sede di nucleazione della sillimanite. Il colore variabile dal bruno scuro al verdastro, con colori di interferenza deboli in sezione basale e forte in quelle prismatiche.

Il Granato, con aspetto tipicamente rotondeggiante (Fig. 4.2 D1, D2), nelle rocce meno alterate si rinviene con dimensioni modeste mentre nelle forme più alterate si mostra come cristalli di grosse dimensioni, a volte a carattere pecilotopico, con inclusioni di quarzo, biotite, zircone, opachi. Tale minerale è caratterizzato da rilievo alto e tipiche fratture irregolari che nelle fasi più alterate sono pervase da ossidi, fino ad interessare l'intero granulo (Fig. 4.2 D2). Il K-feldspato risulta essere poco presente e spesso alterato, argillificato, per cui difficilmente riconoscibile. Laddove è stato rinvenuto si mostra come minuti cristalli con colori di interferenza grigi. Non è stata riconosciuta geminazione poiché mascherata da alterazione. La Sillimanite si rinviene come aghetti, principalmente formata a spese della biotite, con colori di interferenza alti. Tra i minerali accessori si distinguono: la clorite, dal caratteristico colore verdastro, che si mostra principalmente come minerale di alterazione con colori d'interferenza anomali sul blu, talvolta come minerale primario (Fig. 4.2 E3); l'epidoto, caratterizzato dal tipico aspetto ad aggregati granulari e/o collonari, incolore e con caratteristici colori di interferenza vivaci che variano all'interno dei singoli cristalli; gli ossidi opachi, facilmente individuabili poiché si presentano completamente scuri all'osservazione, sia a nicol paralleli che incrociati; l'apatite, con cristalli allungati, spesso inclusa nei minerali principali, risulta incolore e con colori di interferenza bassi

sui toni del grigio; la tormalina, incolore, con cristalli generalmente allungati e colori di interferenza medi, forte pleocroismo nelle sezioni prismatiche; lo zirconio, con cristalli incolori, facilmente riconoscibile per le piccole dimensioni, i colori di interferenza molto alti e l'alto rilievo.

I filoni pegmatitici presentano struttura cristallina, poco o per nulla deformata, con paragenesi data da quarzo, plagioclasti, k-feldspato, muscovite e subordinatamente granato e tormalina, mentre i minerali accessori sono dati da epidoto e zirconio. Tali campioni risultano poco o per nulla alterati, l'unica reazione d'alterazione interessa il plagioclasto che si presentano con incipiente trasformazione in sericite (Critelli et al., 1991).

Per quanto riguardano le osservazioni qualitative in termini di alterazione, si può notare che la classe delle rocce debolmente alterate (classe II) si presenta priva di fratture o con microfratture chiuse, intragranulari, tipiche della struttura della roccia, con assenza di ossidi lungo le stesse (Figg. 4.3 e 4.4). I contatti tra i vari minerali restano ancora chiusi. I plagioclasti iniziano ad avere un aspetto lievemente torbido indice di una parziale alterazione, la biotite risulta debolmente deformata e localmente inizia il suo disfacimento.

Le rocce moderatamente alterate (classe III) si presentano interessate da una moderata presenza di fratture, alcune delle quali aperte lungo cui si denota un'incipiente presenza di ossidi di ferro. I plagioclasti si presentano moderatamente alterati, così come le biotiti ed il quarzo mostra sporadicamente microfratture (Figg. 4.3 e 4.4). La struttura della roccia è completamente preservata. La classe degli gneiss altamente alterati (classe IV) mostra segni dell'originaria struttura della roccia, anche se notevolmente fratturata con fratture intergranulari e in minor parte intragranulari che tendono ad aprirsi, riempite successivamente per lo più da ossidi di ferro; in aggiunta si iniziano a identificare una cospicua presenza di sericite e minerali argillosi, formati a danno dei plagioclasti altamente decomposti. Anche le biotiti sono altamente decomposte e danno origine a minerali secondari, quali clorite e ossidi di ferro. Il quarzo, moderatamente, aggrava il suo stato di fratturazione (Figg. 4.3 e 4.4). Il passaggio al successivo stadio di alterazione, campione IV-V (Fig. 4.3), è marcato da un'intensificazione dei caratteri alterativi appena descritti, con incremento di fratture intragranulari, pervase da ossidi, plagioclasti e biotiti quasi completamente alterati. Il quarzo inizia a presentare una fratturazione più o meno diffusa. I campioni saprolitici (classe V) presentano un microfabric granulare con prevalenza dei prodotti di alterazione su quelli della paragenesi mineralogica principale (Figg. 4.3 e 4.4). Talvolta i campioni saprolitici si presentano costituiti da frammenti di minerali più stabili localmente dispersi in una matrice

argillosa o costituita da ossidi di ferro. Si mostrano con fratturazione, intergranulare e intragranulare, intensa ed aperta, allo stesso modo sono i contatti tra i granuli. Gli spazi generati dalle fratture possono essere riempiti da ossidi o rimanere vuoti per via del dilavamento dell'acqua che penetra lungo le fratture. Tutti i plagioclasti e le biotiti sono completamente decomposti, con derivanti prodotti alteritici ben presenti, e le dimensioni del quarzo iniziano a ridursi. Il campione da completamente alterato a terreno (classe V-VI) mostra caratteri d'alterazione più spinti dati dalla riduzione delle dimensioni dei granuli stabili, dalla rilevata presenza di una matrice che si mette in posto tra i granuli e dai minerali secondari di alterazione diffusamente presenti (Fig. 4.4). Gli gneiss di classe VI (terreno residuale) si presentano privi di tessitura originaria, per cui l'esistenza di microfratture e di limiti fra granuli sono difficilmente riconoscibili. Si ha la completa alterazione del plagioclasio e della biotite; il quarzo riduce notevolmente le dimensioni. I granuli si ritrovano dispersi nella matrice data da ossidi di ferro e minerali argillosi (Fig. 4.4). L'analisi petrografica ha messo in evidenza l'influenza del *weathering* sulle caratteristiche composizionali, tessiturali e della struttura delle rocce, ed hanno permesso di verificare la corrispondenza tra le osservazioni fatte in campagna e le analisi petrografiche. Le principali variazioni mineralogiche riguardano la biotite e i plagioclasti con prodotti di alterazione dati da clorite, ossidi di ferro e minerali argillosi, che sostituiscono il tessuto della roccia d'origine. I contatti tra i granuli nei freschi sono chiusi e le fratture piccole e intergranulari; mentre in quelli più alterati le fratture investono i granuli, e sono accompagnate da riempimento di minerali argillosi e ossidi, oppure vuote per dilavamento.

Nello studio preso in riferimento i campioni di terreno residuale e saprolitico sono stati disgregati meccanicamente, analizzando la frazione trattenuta al setaccio di 0,125mm.; Nq è stato calcolato mediante separazione manuale dei granuli di feldspato e quarzo al microscopio stereoscopico mentre Nq0 è risultato dell'analisi modale in sezione sottile. I valori dell'indice di decomposizione (Xd) oscilla tra i valori di 0,04 e 0,73 (Tab. 4.4), con una media di 0,45, mostrandoci come la decomposizione non sia del tutto completa, identificata da valori pari a 1. Secondo Baynes & Dearman, (1978) quando il valore di Xd è inferiore a 0,5 i campioni mostrano una tessitura data da aggregati granulari includenti minerali decomposti isolati (microfabric a struttura granulare); al contrario se i valori superano lo 0,5 nella roccia prevalgono i prodotti derivanti dalla decomposizione che includono i minerali stabili e originari come relitti (microfabric a matrice argillosa). Dunque nei campioni in esame il microfabric è di entrambe le tipologie, essendo i valori maggiori e minori di 0,5. Per quanto riguarda l'indice micro petrografico (Ip) lo studio in

riferimento ha mostrato i valori riportati in Tabella 4.3, variabili da 0,85 a 7,77, con valore medio di 2,69 riferibile allo stadio di alterazione 4 caratterizzato da completa alterazione dei plagioclasti in sericite e gibbsite mentre inizia una debole alterazione del k- feldspato; biotite risulta variamente alterata e la struttura della roccia molto fratturata e completamente pervasa da ossidi di ferro.; valori di  $I_p$  tra 2 e 4.

## 4.2. Analisi mineralogica

### 4.2.1 Diffrattometria a raggi X

Le rocce cristalline sottoposte ai processi del *weathering* subiscono una serie di trasformazioni chimiche e mineralogiche con l'aumentare del grado di alterazione, con conseguente variazioni delle fasi primarie meno stabili e formazione di minerali secondari, come minerali argillosi e ossidi ed idrossidi di ferro.

La diffrazione a raggi X è una delle tecniche più veloci e sicure in grado di fornire un'analisi mineralogica qualitativa e determinativa del materiale in esame. A seconda della natura del campione sotto esame si divide in diffrazione su cristallo singolo (SC-XRD, single crystal X-ray diffraction) e diffrazione di polveri (XRPD, X-ray powder diffraction), quest'ultima utilizzata nel presente studio che ha permesso di quantificare le varie componenti del campione e di ricavarne anche informazioni sulla struttura cristallina e sulla dimensione dei cristalli.

Il diffrattogramma rappresenta la registrazione grafica sequenziale degli effetti di diffrazione prodotti dal campione nel tempo avvenuta secondo la legge di *Bragg*, espressi direttamente in angoli di  $2\theta$  cresciuti. Ogni deviazione dalla posizione zero corrisponde ad un effetto di diffrazione la cui intensità è più o meno proporzionale all'altezza del picco tracciato. La serie di picchi ottenuti mostra il massimo in corrispondenza dell'angolo  $2\theta$  dove è avvenuta la diffrazione; al diminuire degli angoli di diffrazione aumentano le distanze reticolari del cristallo in accordo con la legge di Bragg. Tramite il  $2\theta$  di ogni riflessione maggiore o lo *spacing* (distanza tra piani reticolari,  $d$ ), misurato e comparato con lo stesso di uno standard si ottiene l'identificazione delle singole specie minerali. I diffrattogrammi di ogni campione si compongono dei picchi di intensità rappresentativi delle diverse fasi minerali, le cui abbondanze relative sono state ricavate misurando l'area dei picchi su polvere disorientata usando il software WINFIT (Krumm, 1996). Per quanto riguarda i picchi, è stato considerato il riflesso più forte di ogni minerale ad esclusione del quarzo per il quale la linea a  $4.26 \text{ \AA}$  è stata utilizzata al posto del picco a  $3.34 \text{ \AA}$ , a causa della sua sovrapposizione con quella dei minerali a  $10 \text{ \AA}$  e con la serie di strati misti I/S. La quantità di fillosilicati è stata stimata misurando

l'area del picco a 4.5 Å. La percentuale di fillosilicati nel volume di roccia è stata suddivisa sul profilo di diffrazione della polvere disorientata, secondo le seguenti aree di picchi: 10-15 Å (strati misti illite-smectite, clorite-smectite, clorite-vermiculite), 10 Å (illite + miche) e 7 Å (caolinite + clorite) (Perri, 2008). La quantità di queste ultime fasi è stata stimata considerando rispettivamente l'altezza del picco a 3.58 Å e 3.53 Å. Le quantità di granato, sillimanite e ferridrite sono state valutate, rispettivamente, a 2.6 Å, 2.70 Å e 2.45 Å; mentre quelle dei feldspati a 3.19 Å (plagioclasti) e 3.24 Å (k-feldspato). I diffrattogrammi relativi ai singoli campioni sono mostrati nelle figure da 4.5 a 4.10. Successivamente le aree adeguatamente calcolate sono state inserite in un foglio di calcolo reimpostato volto a determinare quantitativamente la mineralogia totale, ovvero la percentuale in peso delle diverse fasi minerali presenti.

#### 4.2.2 Risultati

I campioni gneissici tal quali, precedentemente polverizzati e sottoposti ad analisi diffrattometrica ai raggi X, mostrano una variabilità mineralogica al procedere dell'alterazione. In particolare, passando dalla classe II alla classe V per le rocce gneissiche di San Pietro in Guarano e dalla classe II alla classe VI per l'area di Vigni, si osserva che i minerali maggiormente esposti all'attacco e progressivo aumento del *weathering* e mostranti una decrescenza quantitativa sono principalmente i plagioclasti e le biotiti. Tali minerali si alterano a favore principalmente dei minerali definiti strati misti e della clorite. Per quanto riguarda i picchi identificativi di clorite, quarzo, k-feldspato, sillimanite, granato, ferridrite e del picco unico per illite e miche, si denota dai diffrattogrammi una generale costanza nei diversi stati di alterazione dovuta principalmente alla sovrapposizione negli stessi picchi di alcuni minerali neoformati rispetto a quello di minerali primari alterati. Un esempio è la clorite che, come si può notare anche dalle sezioni sottili osservate, si ritrova sia come costituente primario e sia come prodotto alterativo con il fenomeno di cloritizzazione della biotite (biotite cloritizzata). Lo stesso discorso vale per il picco a 10 Å nel quale ricadono le miche e le illiti, e quindi da un lato si ha decremento per disfacimento della biotite e dall'altro lato si ha incremento per la precipitazione delle illiti, come fasi secondarie da alterazione principalmente dei plagioclasti.

Dalla Tabella 4.5, riportante la mineralogia totale quantitativa espressa come percentuale in peso delle diverse fasi minerali presenti, si può notare, a conferma di quanto osservato nelle sezioni petrografiche che al procedere dell'alterazione: il quarzo riduce le proprie dimensioni ma resta presente su valori del circa 20%; il k-feldspato presente come costituente minore diminuisce

lievemente dal 4 fino al 2%; gli strati misti aumentano notevolmente passando da costituenti presenti in tracce arrivano a valori del 9%; la clorite oscilla tra il 7 e il 15% a causa della sua duplice appartenenza; il granato, la ferridrite e la sillimanite restano grossomodo costanti con valori medi della percentuale in peso rispettivamente di 6%, 3% e 5%; le illiti e le miche mostrano valori variabili dal 24% al 32% anch'essi per la doppia identificazione nello stesso picco del prodotto di alterazione e del minerale primario.

**Figure, foto e tabelle**

(nell'ordine in cui sono richiamate nel testo)

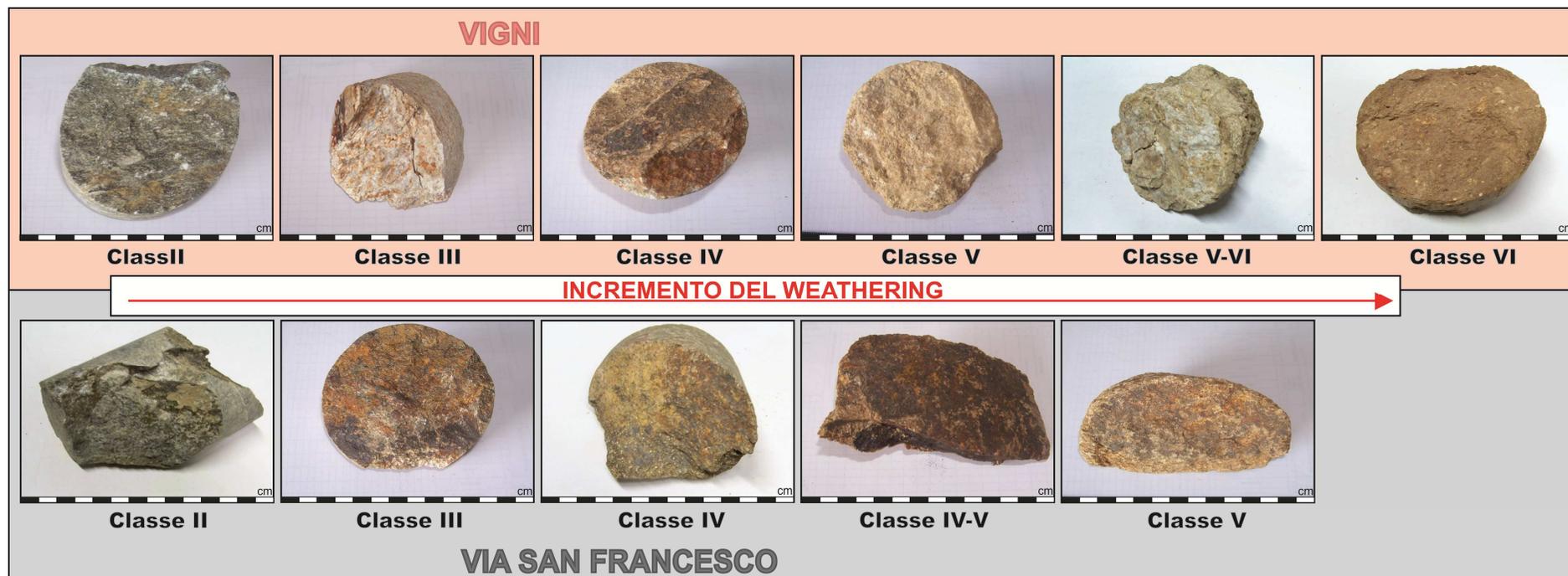


Figura 4.1 – Campioni sottoposti ad analisi minero-petrografiche, prelevati da sondaggi nelle aree si Via San Francesco e Vigni.

Grado	Termine	Tipo di materiale	Grado di decomposizione chimica	Grado di disintegrazione fisica
I	Fresca	Roccia	Tutti i costituenti mineralogici sono inalterati	Non si ha microfratturazione
II	Debolmente alterata	Roccia	Alcuni plagioclasti e le biotiti sono debolmente decomposti	Debolmente microfratturata. Microfratture chiuse
III	Moderatamente alterata	Roccia	Molti dei plagioclasti e alcuni dei k-feldspati sono moderatamente decomposti. Le biotiti sono moderatamente decomposte	Moderatamente microfratturata. Alcune microfratture aperte
IV	Altamente alterata	Roccia/Suolo	Tutti i plagioclasti e alcuni k-feldspati e le biotiti sono altamente decomposti	Altamente microfratturata. Le microfratture tendono ad aprirsi
V	Completamente alterata	Suolo	Tutti i plagioclasti e molti k-feldspati e le biotiti sono completamente decomposti	Tutte le microfratture ed i limiti fra granuli tendono ad aprirsi
VI	Suolo residuale	Suolo	Tutti i feldspati e le biotiti sono completamente decomposti. La tessitura originaria è assente	L'esistenza di microfratture e di limiti fra granuli sono difficili da distinguere per l'assenza dell'originaria tessitura

Tabella 4.1- Classificazione del grado di alterazione per i graniti, a vari stadi di decomposizione chimica e disintegrazione fisica (Lee & De Freitas, 1989).

STADIO DI ALTERAZIONE	CARATTERISTICHE DELLE ROCCE AI VARI STADI DI ALTERAZIONE
STADIO 1	non si ha penetrazione di ossidi di ferro lungo le fratture le quali sono molto piccole, intragranulari e tipiche della struttura della roccia. I plagioclasti sono debolmente sericizzati e l'Ip è maggiore di 12
STADIO 2	vi si riconoscono tre diversi sottostadi a seconda della decolorazione, del tipo e della quantità di microfratture. Essi sono: 2a) la roccia è pervasa da ossidi di ferro solo lungo i piani di frattura; 2b) si ha la penetrazione degli ossidi di ferro lungo i piani di frattura e lungo le microfratture. Debole alterazione dei plagioclasti e colorazione occasionale lungo i contatti tra granuli; 2c) gli ossidi di ferro pervadono le microfratture e parzialmente i plagioclasti. Si verifica la microfratturazione intragranulare di feldspati quarzo. L'Ip varia da 6 a 12
STADIO 3	completa decolorazione della roccia a causa di una marcata ossidazione. Parziale alterazione dei plagioclasti in sericite e gibbsite mentre il k-feldspato è inalterato. La struttura della roccia è molto fratturata e i limiti tra i granuli riempiti da ossidi di ferro. L'Ip varia da 4 a 6
STADIO 4	completa alterazione dei plagioclasti in sericite e gibbsite mentre inizia una debole alterazione del k-feldspato. Anche la biotite risulta variamente alterata e la struttura della roccia molto fratturata e completamente pervasa da ossidi di ferro. L'Ip varia da 2 a 4
STADIO 5	si ha la completa alterazione del plagioclasto mentre il k-feldspato è parzialmente alterato. Le miche risultano alterate ed il quarzo dimensionalmente ridotto. La struttura è intensamente fratturata da micro e macrofratture. L'Ip è inferiore a 2

Tabella 4.2 - Stadi di alterazione riconosciuti da Irfan e Dearman (1978) e relativi caratteri distintivi

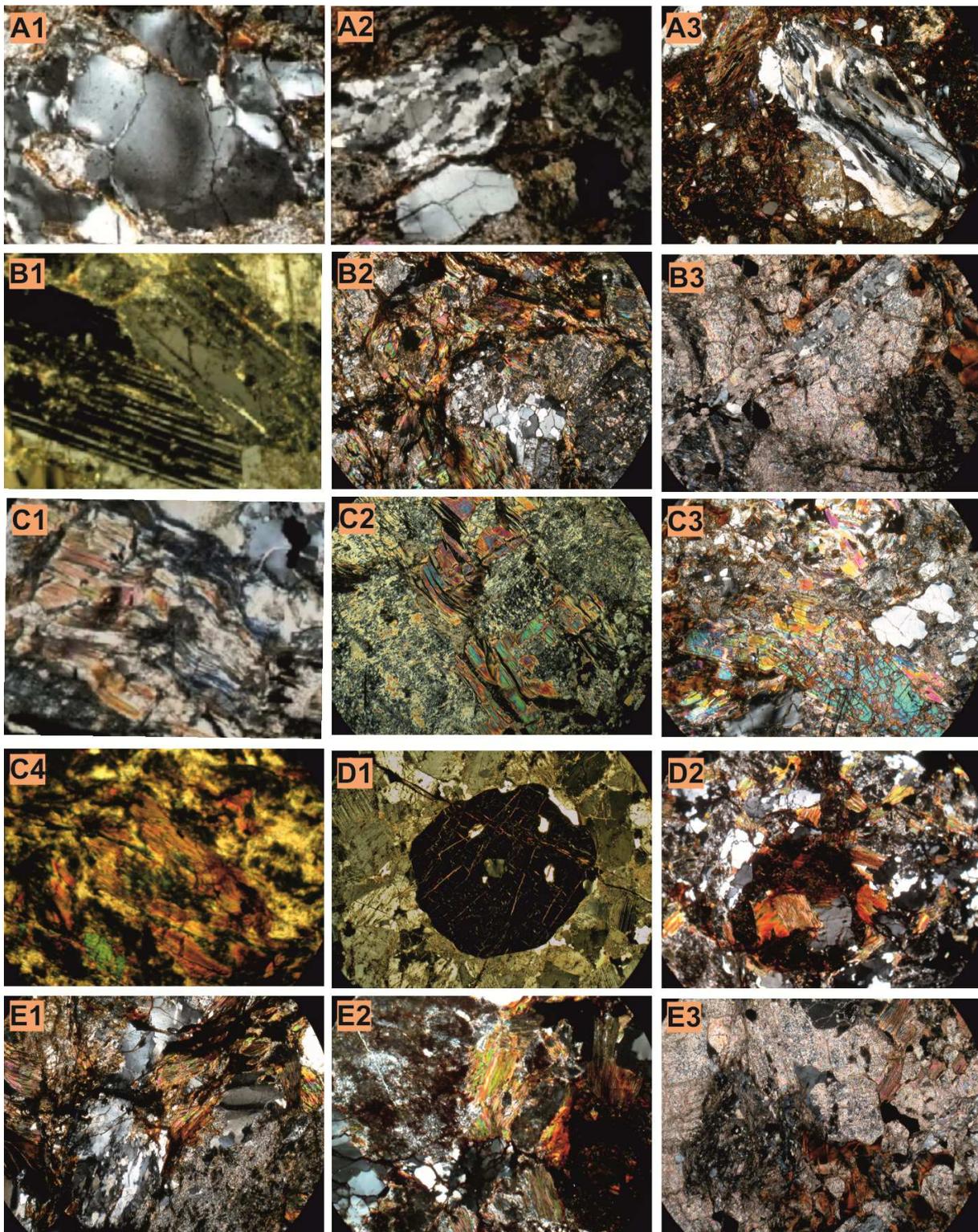


Figura 4.2 – Aspetto di alcuni minerali costituenti la paragenesi mineralogica delle rocce in esame: cristalli di quarzo di dimensioni modeste con fratture intra ed inter-cristalline (A1); cristalli di quarzo a grana minuta a formare fasce policristalline (A2); quarzo deformato, stirato e ricristallizzato (A3); alterazione del plagioclasio lungo i piani di geminazione (B1); plagioclasio con inizio di alterazione sull'intera superficie del minerale; plagioclasio con alterazione pervasiva (B3); cristalli di biotite deformati con superfici di tipo kink (C1); disfacimento della biotite iniziale (C2) o più avanzato (C3); biotite cloritizzata (C4); granato con tipica forma tondeggiante da meno alterato (D1) a più alterato con diffusione di ossidi opachi (D2); prodotti di alterazione: ossidi (E1), (E2), sericite e clorite (E3).

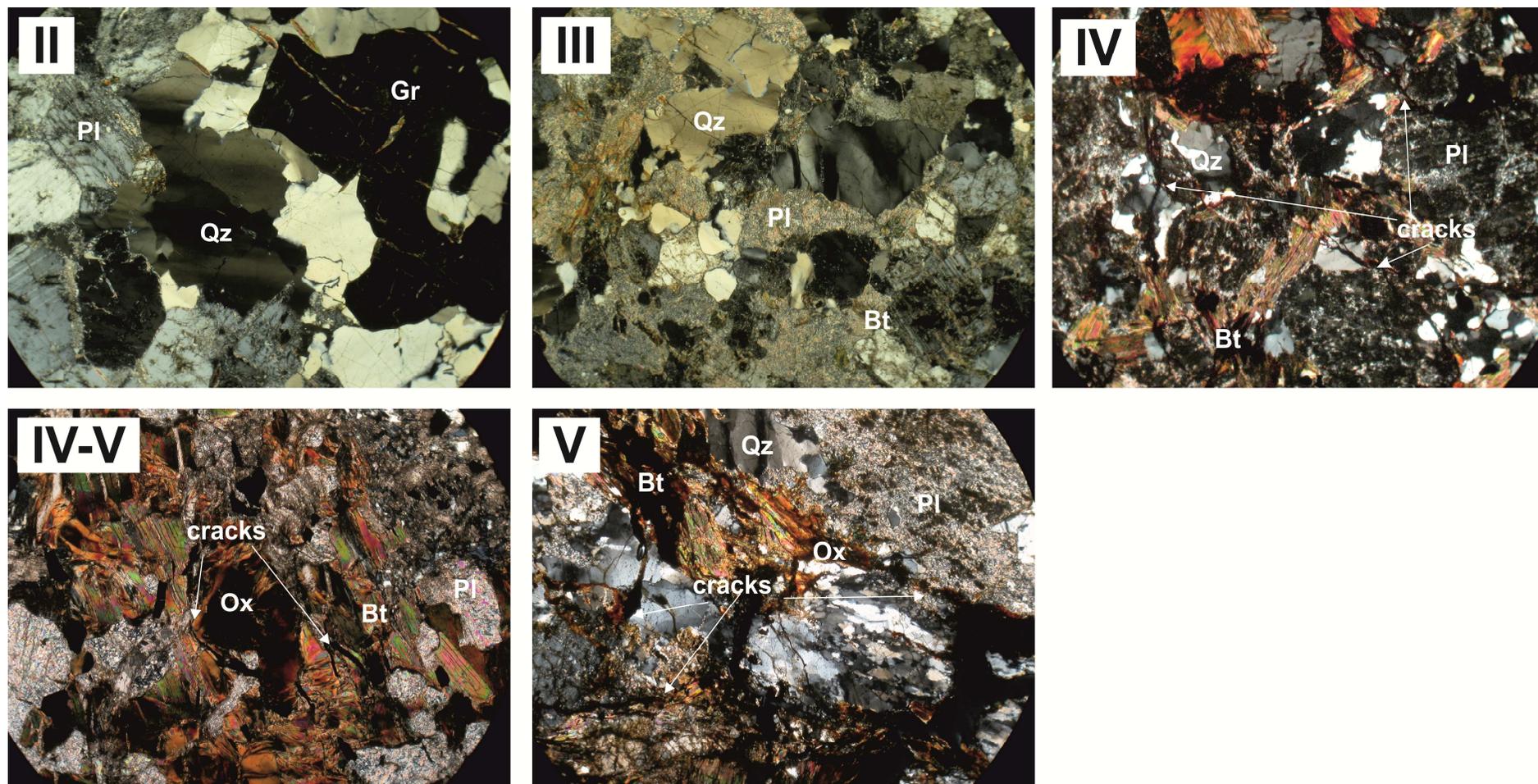


Figura 4.3 – Sezioni dell'area di Via San Francesco nei diversi stati di alterazione, dalla roccia debolmente alterata al saprolite. (nicols incrociati ed ingrandimento del 5x). Qz, quarzo; Bt, biotite; Pl, plagioclasio; Ox, ossidi.

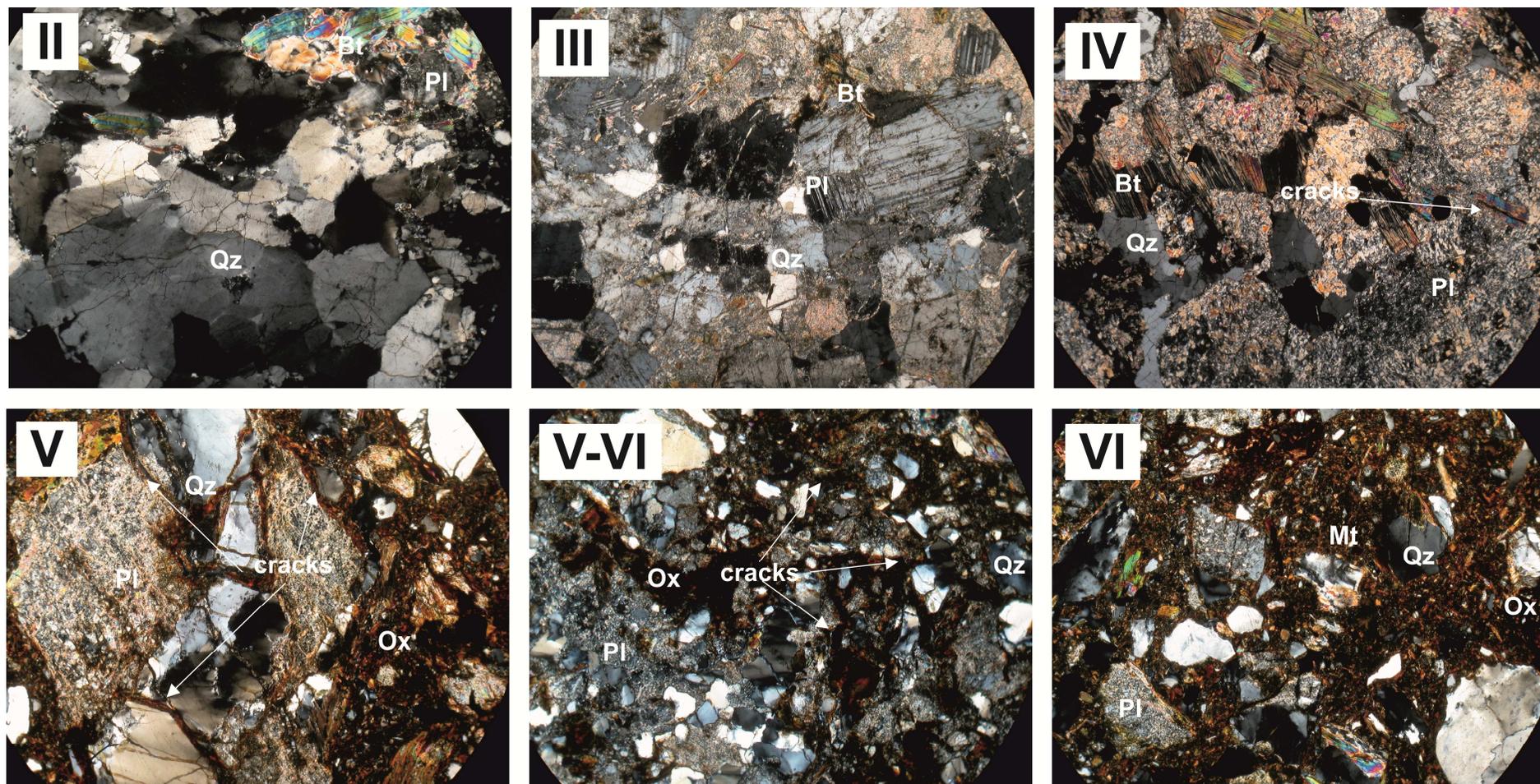


Figura 4.4 – Sezioni dell'area di Vgne nei diversi stati di alterazione, dalla roccia debolmente alterata al terreno residuale/colluviale. (nicols incrociati ed ingrandimento del 5x). Qz, quarzo; Bt, biotite; Pl, plagioclasio; Ox, ossidi; Mt, matrice.

Campione	% minerali freschi	% minerali alterati	vuoti e microfratture	Ip
1	57,4	42,6	-	1,34
2	55,8	37,3	6,9	1,26
S4	46,1	53,9	-	0,85
S6	53,2	46,8	-	1,13
10	79,0	21,0	-	3,76
12b	88,6	11,4	-	7,77

Tabella 4.3- Calcolo dell'indice petrografico (Ip) di campioni relativi all'area di San Pietro in Guarano (Critelli et al., 1991)

Campione	Granulometria	Nq	NqO	Xd
S27 C5	120	0,60	0,44	0,29
S27 C5	120	0,63	0,44	0,32
S27 C5	120	0,62	0,44	0,32
S27 C5	120	0,48	0,44	0,07
S27 C5	120	0,60	0,44	0,28
S8 C7	120	0,71	0,44	0,48
S8 C18	120	0,81	0,44	0,66
S8 C16	120	0,85	0,44	0,73
S8 C17	120	0,84	0,44	0,71
S8 C5	120	0,70	0,44	0,46
S8 C2	120	0,72	0,44	0,50
1	120	0,60	0,30	0,43
2	120	0,61	0,30	0,44
3	120	0,61	0,30	0,44
4	120	0,70	0,30	0,57
5	120	0,69	0,30	0,55
6	120	0,66	0,30	0,51
S4 C4	120	0,63	0,30	0,47
S4 C4	120	0,58	0,30	0,40
S4 C4	120	0,73	0,30	0,61
S4 C2	120	0,72	0,30	0,60
S4 C2	120	0,71	0,30	0,58
S4 C2	120	0,67	0,30	0,52
S4 C2	120	0,64	0,30	0,48
S4 C2	120	0,75	0,30	0,64
S2 C3	120	0,33	0,30	0,04
S2 C3	120	0,37	0,30	0,10
S2 C3	120	0,51	0,30	0,30
S4 C2	120	0,72	0,30	0,60
S4 C4	120	0,65	0,30	0,50
S4 C6	120	0,78	0,30	0,68
S27 C3	120	0,36	0,30	0,08
S27 C3	120	0,80	0,30	0,71
S27 C3	120	0,60	0,30	0,42

Tabella 4.4 – Calcolo dell'indice di decomposizione (Xd) di campioni relativi all'area di San Pietro in Guarano (Critelli et al., 1991)

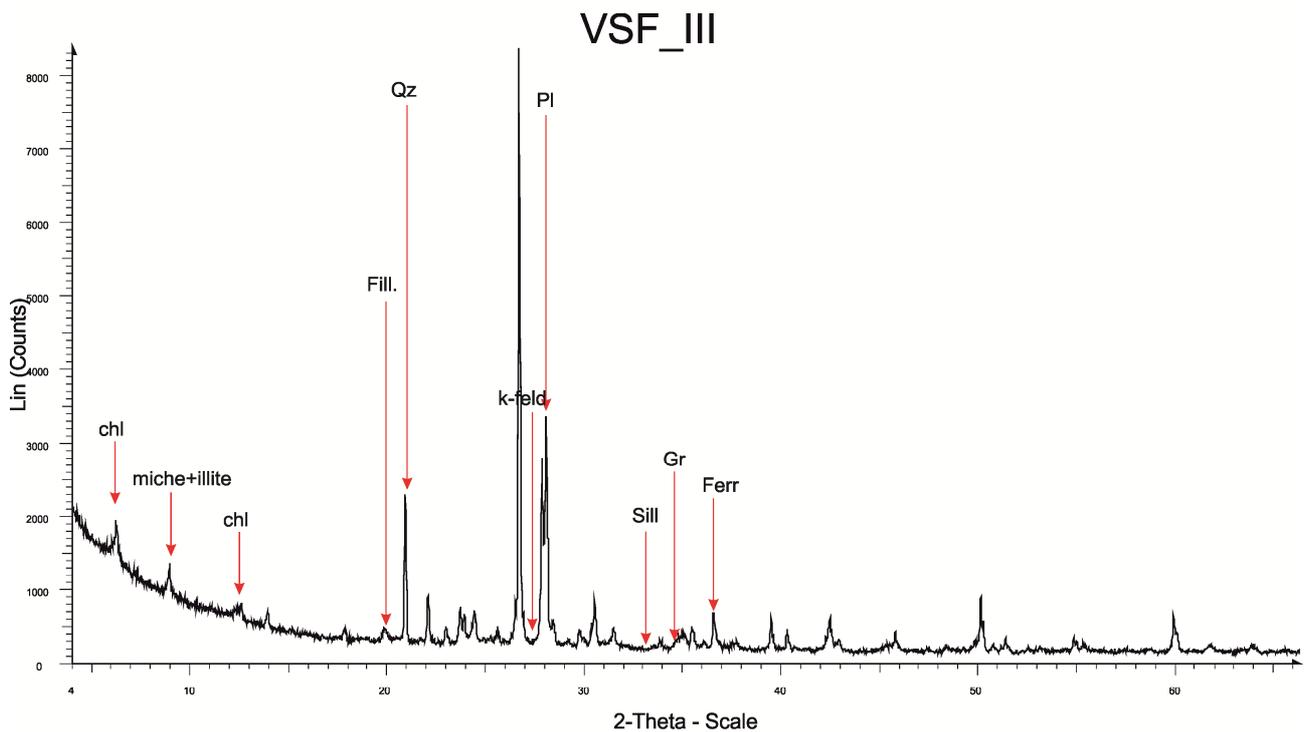
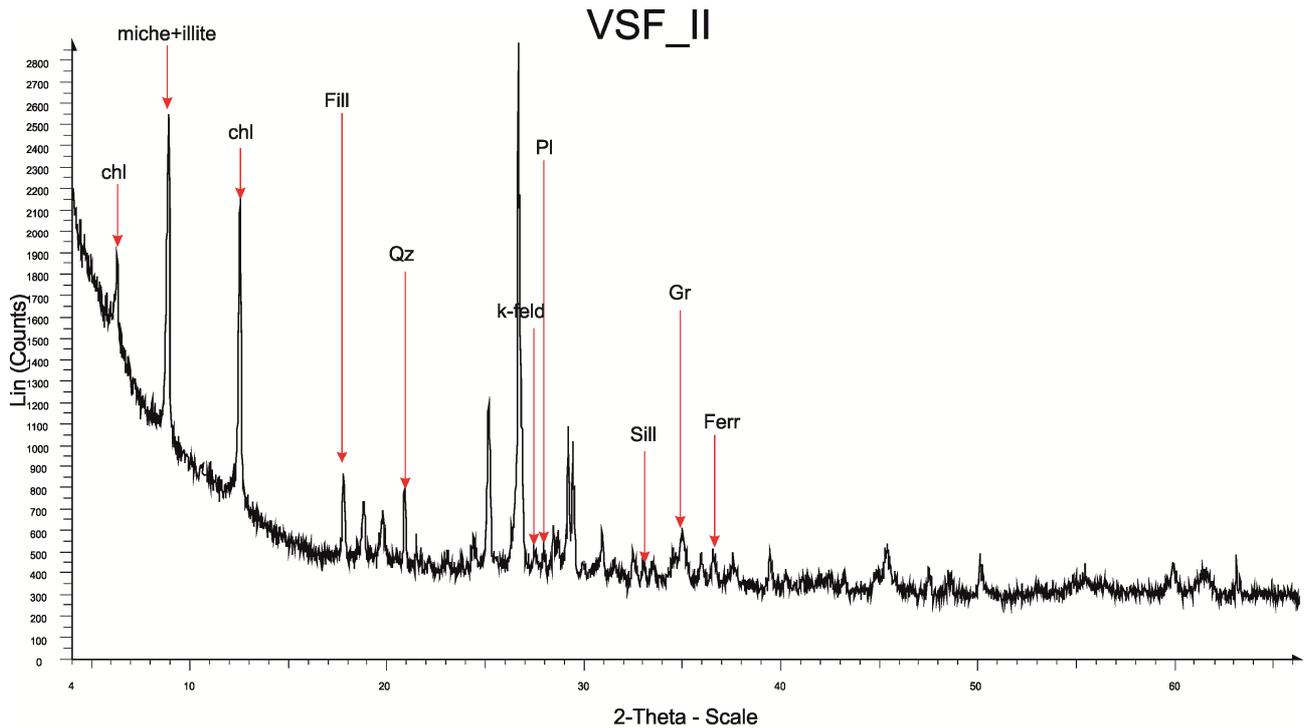


Figura 4.5 – Diffrattogrammi dei campioni di classe II e III di alterazione appartenente alla campagna di indagine di Via San Francesco, con fasi minerali individuate.

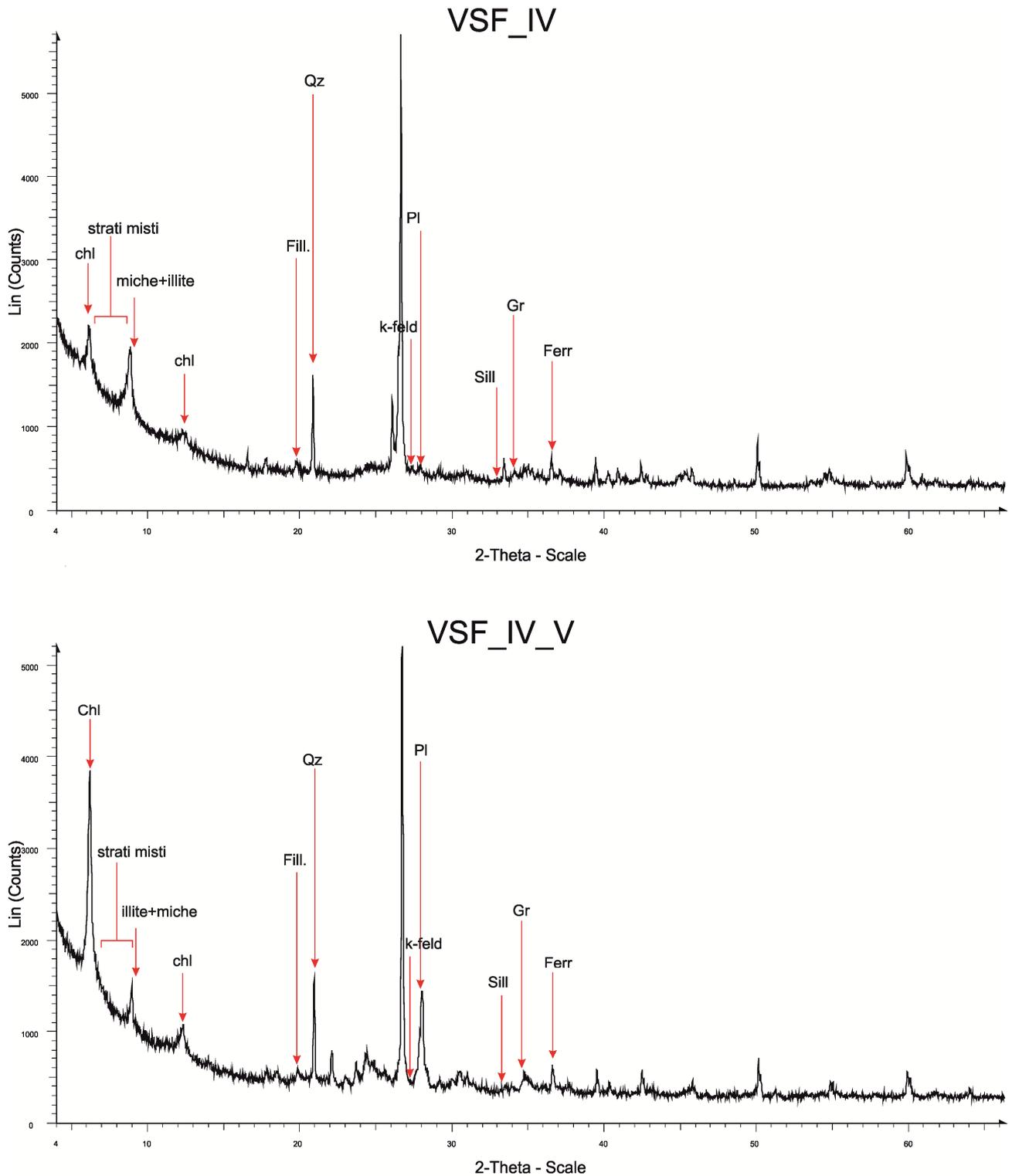


Figura 4.6 – Diffratogrammi dei campioni di classe IV e IV-V di alterazione appartenente alla campagna di indagine di Via San Francesco, con fasi minerali individuate.

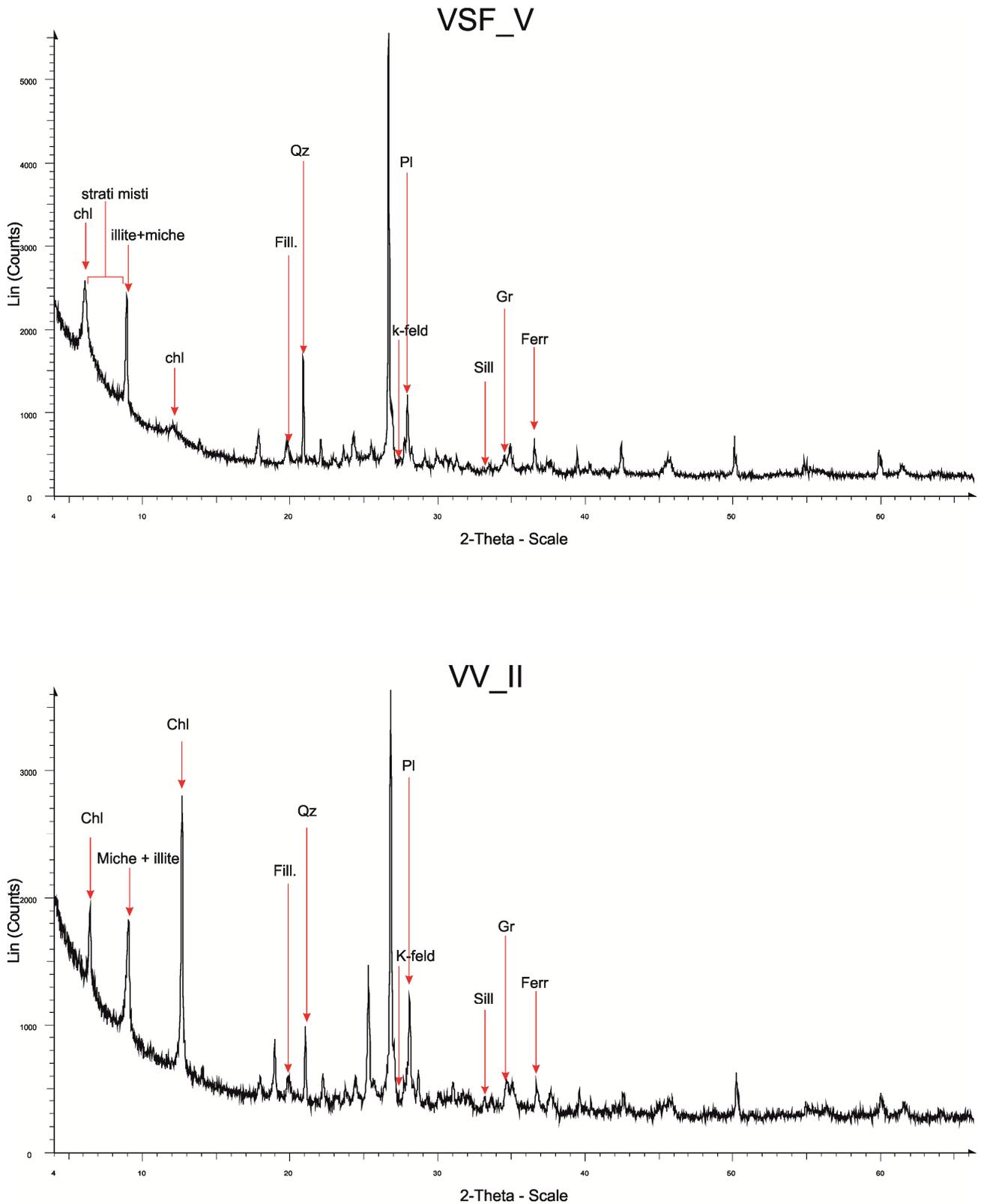


Figura 4.7 – Diffattogrammi del campione di classe V di alterazione appartenente alla campagna di indagine di Via San Francesco, e del campione di classe II di alterazione appartenente alla campagna di indagine di Vigni, con fasi minerali individuate.

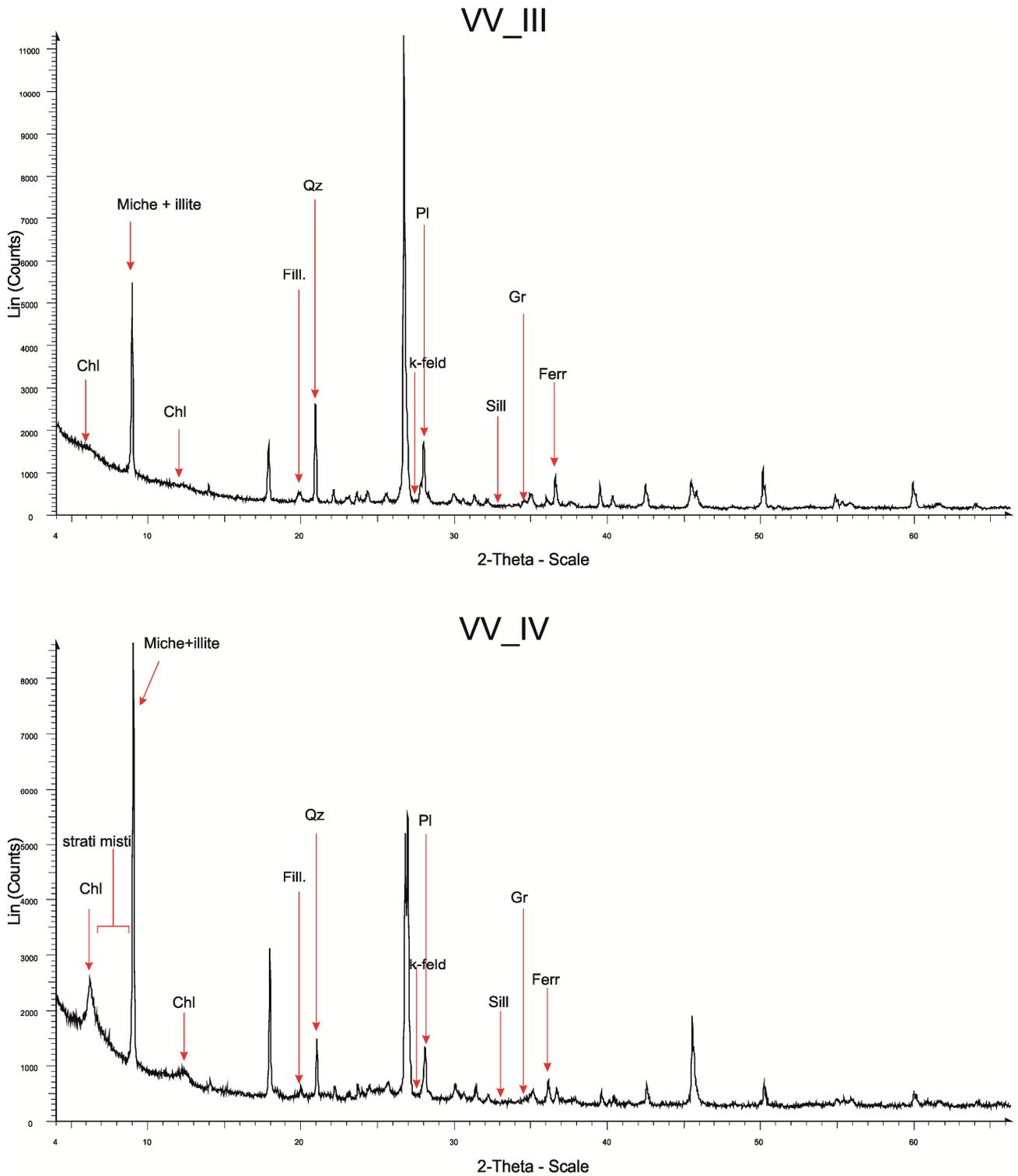


Figura 4.8 – Diffratogrammi dei campioni di classe III e IV V di alterazione appartenente alla campagna di indagine di Vigni, con fasi minerali individuate.

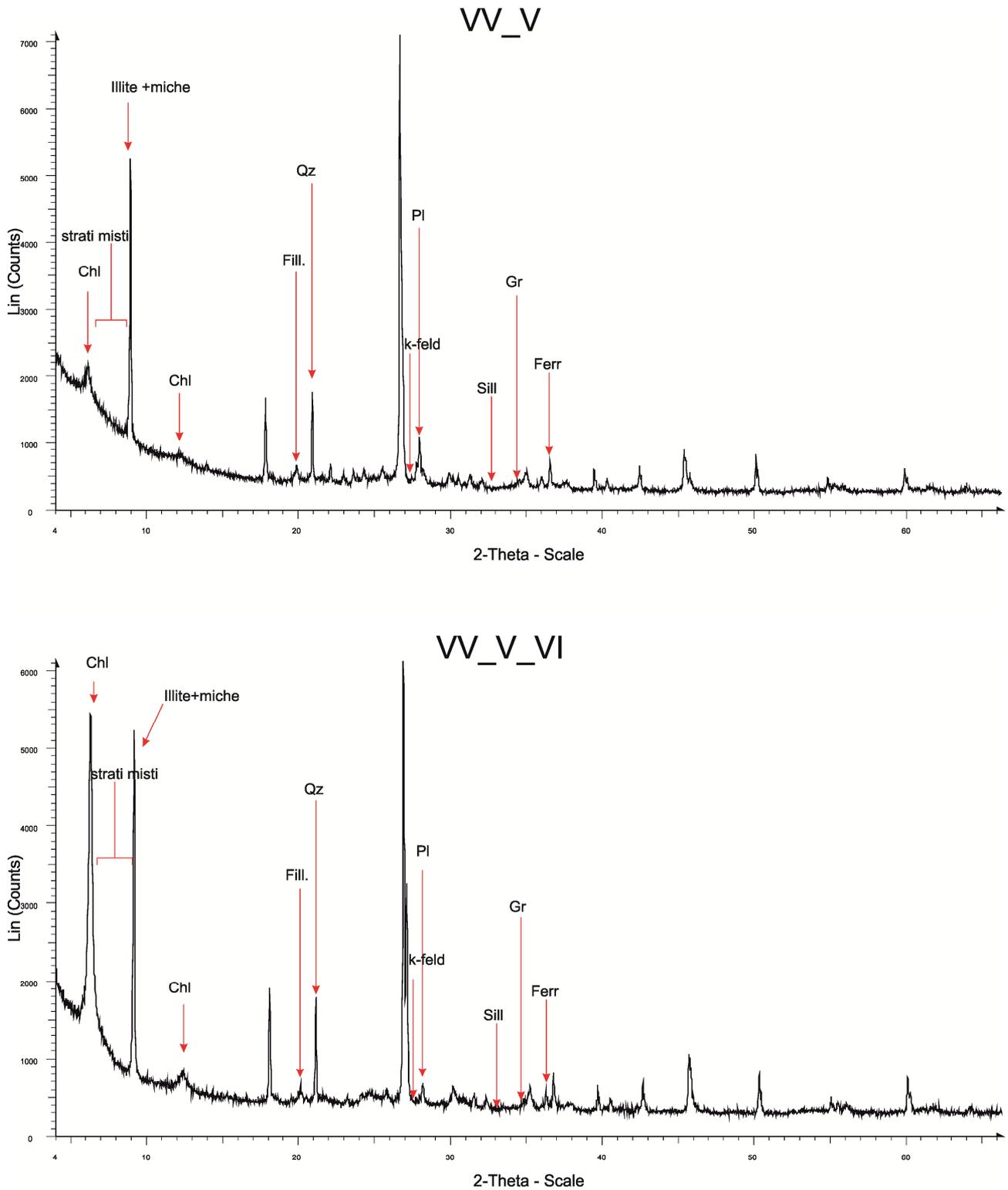


Figura 4.9 – Diffratogrammi dei campioni di classe V e V-VI di alterazione appartenente alla campagna di indagine di Vigni, con fasi minerali individuate.

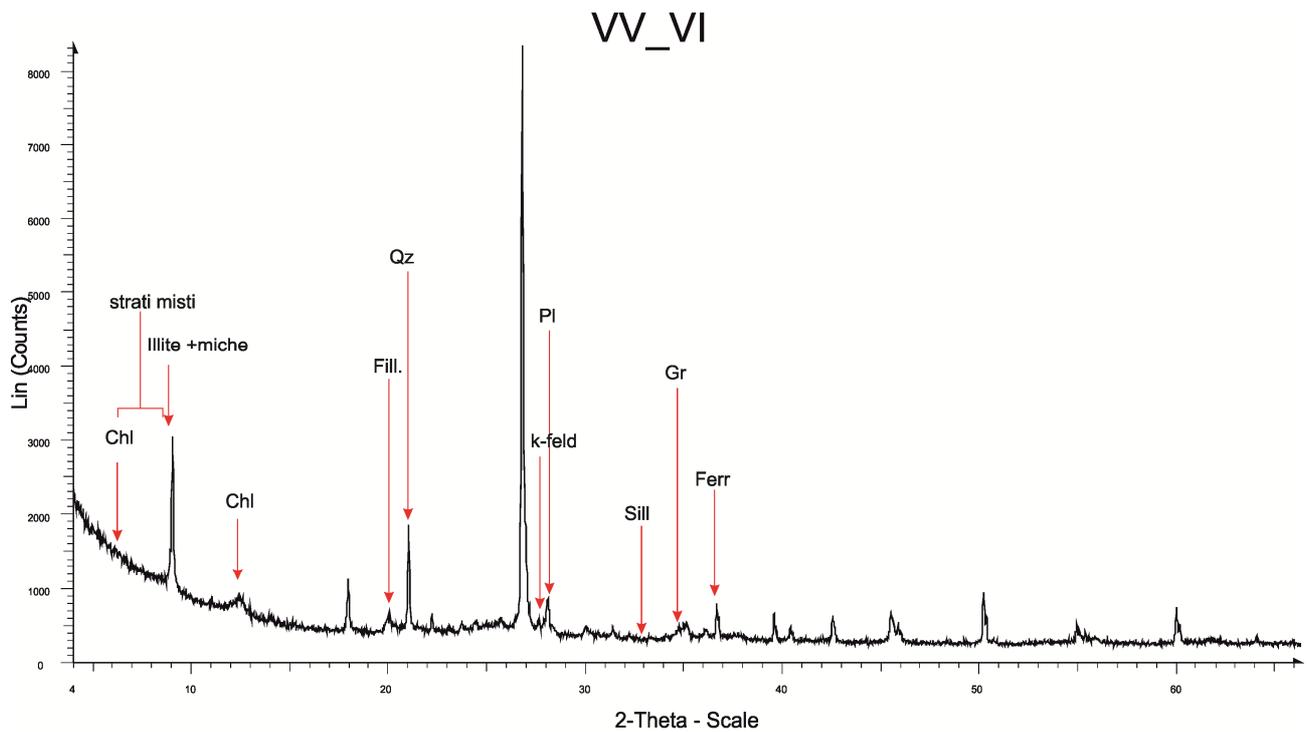


Figura 4.10 – Diffratogrammi del campione di classe VI di alterazione appartenente alla campagna di indagini di Vigni, con fasi minerali individuate.

Sample	Strati misti (I/S,C/S,C/V)	llite e mich	Chl	Qtz	K-feld	Pl	Sill	Gran	Ferr
VSF_II	tr	26	13	20	4	23	5	7	2
VSF_III	1	25	12	22	3	22	5	7	3
VSF_IV	8	30	11	23	2	14	4	6	2
VSF_IV/V	8	29	9	21	3	16	5	6	3
VSF_V	9	32	10	22	3	12	4	5	3
VV_II	tr	24	15	20	3	24	5	7	2
VV_III	1	30	7	22	3	22	6	6	3
VV_IV	5	32	9	20	2	18	5	7	2
VV_V	6	29	11	22	2	17	4	6	3
VV_V/VI	8	31	14	22	2	11	5	5	2
VV_VI	5	32	9	26	3	12	4	6	3

Tabella 4.5- Mineralogia totale quantitativa dei campioni sottoposti ad analisi diffrattometrica, espressa come percentuale in peso delle diverse fasi minerali presenti

## CAPITOLO 5

### CARATTERIZZAZIONE GRANULOMETRICA DEI TERRENI ALTERAZIONE

#### 2.1 Analisi granulometriche

I processi di alterazione chimico-fisica che interessano le rocce cristalline in affioramento ed in profondità producono rilevanti trasformazioni delle originarie caratteristiche fisiche con conseguente riduzione della resistenza al taglio. I terreni prodotti da *weathering* nelle rocce cristalline si ritrovano in differenti contesti climatici, anche se la prevalenza nelle aree caratterizzate da climi tropicali (Brand & Phillipson, 1985) è affermata da molteplici studi che hanno permesso di arrivare ad un soddisfacente livello di conoscenza (Brand & Phillipson, 1985; Gidigas, 1985; Sowers, 1985; Vaughan, 1988) tale da indurre sperimentazioni ed analisi in altre zone climatiche. L'identificazione in laboratorio dei materiali in esame assume un rilievo notevole sia per la ricostruzione degli sviluppo verticali del *weathering* sia per la classificazione dei campioni da sottoporre ad eventuali prove meccaniche. In riferimento all'identificazione un'ulteriore informazione può essere ricavata dagli indici petrografici inerenti alla determinazione del grado alterativo (Lumb, 1962; Irfan & Dearman, 1978).

La sperimentazione geotecnica condotta in laboratorio, in riferimento alla sola analisi granulometrica, pone come obiettivo la caratterizzazione e la classificazione dimensionale delle particelle costituenti i campioni di terreno prelevati. L'esame granulometrico, come è noto da dati di letteratura (Castro, 1974; Mitchell & Sitar, 1982; Brand & Phillipson, 1985; Gidigas, 1985; Sandroni, 1985 e altri ancora), può essere influenzato dalle tecniche di pretrattamento e di prova, quali la durata e l'accuratezza del pestellamento, la scelta della tipologia di setacciatura per via secca o umida, le dimensioni della maglia del setaccio usato per la selezione del materiale da sottoporre a sedimentazione, l'essiccazione condotta all'aria o in stufa, il tempo di agitazione di materiale da sottoporre a sedimentazione, e così via.

Studiare la granulometria del sedimento significa definire le dimensioni delle particelle che lo compongono e classificarle. L'obiettivo dell'analisi granulometrica è pertanto quello di raggruppare, in diverse classi di grandezza, le particelle costituenti il terreno, e di determinare

successivamente le percentuali in peso di ciascuna classe, riferendole al peso secco del campione iniziale, e rappresentando i dati ottenuti sotto forma di curve dove, ad ogni diametro del setaccio considerato viene indicato la percentuale in peso della frazione più fine (percentuale di passante) e della frazione più grossolana (percentuale di trattenuto). Allo scopo di visualizzare facilmente la distribuzione del materiale e tenendo conto dell'ampiezza delle dimensioni considerate ( da 100 mm a circa 0.5 micron), i diametri delle stesse sono rappresentati in scala logaritmica. L'introduzione del parametro  $\phi = -\log_2 d(\text{mm})$  allo scopo di semplificare la lettura e il trattamento dei diagrammi granulometrici, è stato introdotto da Krumbein nel 1932, in aggiunta al sistema di classificazione ampiamente usato in sedimentologia che è quello proposto da Udden nel 1898 e poi modificato da Wentworth nel 1922 (Fig.5.1), il quale identifica quattro classi dimensionali principali (Ghiaia  $> 2\text{mm}$ ; Sabbia  $2\text{mm} < x < 63 \mu\text{m}$ ; Limo  $63 \mu\text{m} < x < 4 \mu\text{m}$ ; Argilla  $< 4 \mu\text{m}$ ).

La procedura più semplice per eseguire un'analisi granulometrica prevede la vagliatura o setacciatura per mezzo di una serie di setacci, di apertura via via decrescente, che vengono sovrapposti e fatti vibrare, in modo da separare i granuli in frazioni di dimensioni pressoché uguali, ciascuna trattenuta al corrispondente setaccio. I setacci consigliati dalle norme ASTM vanno da un massimo di 75 mm d'apertura delle maglie ad un minimo di 0.075 mm. La distribuzione dei granuli di dimensioni inferiori a 0.075 mm (cioè le particelle di limo e argilla) viene effettuata con metodi indiretti, basati sui tempi di sedimentazione delle particelle in acqua distillata, quali il metodo del densimetro.

Gli studi a cui si è fatto riferimento nel presente lavoro (Cascini & Gullà, 1993; Gullà & Antronico, 1994-1999a, b) mirano a caratterizzare i prodotti di alterazione, ovvero terreni residuali e colluviali della classe VI ed i terreni saprolitici della classe V, nonché i terreni coinvolti nei movimenti franosi e derivanti da deformazione fragile nelle consequenziali zone di faglia (fault zone) che si intercalano alle rocce a consistenza lapidea. Per quanto riguarda la sperimentazione effettuata da Cascini & Gulla, 1993 è stata condotta al fine di confrontare l'andamento delle curve granulometriche e verificare l'eventuale condizionamento relativo alla tipologia di setacciatura, al tempo di agitazione del materiale da sottoporre a sedimentazione ed al tipo di essiccamento.

## 5.2 Risultati

I risultati dei passati studi condotti nella medesima area di studio, hanno messo in evidenza la composizione dimensionale delle particelle, valutando anche la possibile influenza e condizionamento delle modalità di preparazione dei campioni da sottoposti ad analisi, nonché la tipologia di sperimentazione scelta, per via secca o via umida.

Dai risultati ottenuti al fine di confrontare le curve granulometriche secondo la tipologia di sperimentazione adottata, ovvero per via secca con pestellamento molto accurato e per via umida, si evince che tale fattore non presenta un effetto rilevante (Fig. 5.2 A) per i terreni prodotti dall'azione del *weathering* (classe V e VI), e per i terreni prelevati da zone cataclastiche (Fig. 5.2 B). Scarsamente influente si sono dimostrati anche il tempo di essiccamento ed il tempo di agitazione utilizzato nella fase di preparazione del campione da sottoporre a sedimentazione. Dunque per l'area di studio l'approccio metodologico standard è largamente utilizzabile. È da precisare che non è stata fatta una distinzione delle classi alterative poiché i campioni sono stati prelevati da sondaggi a carotaggio continuo e i caratteri distintivi, quali tessitura e struttura relitte, sono stati obliterati dal disturbo dell'esecuzione di perforazione.

I fusi granulometrici dei campioni di terreni cataclastici relativi alla zona di Via San Francesco (Fig. 5.3 C) mostra una variabilità dimensionale più accentuata rispetto ai terreni residuali/colluviali e saprolitici prelevati dalle aree di Via San Francesco, di Via Vigni e di Ceci (Fig. 5.3 D). In aggiunta, dal confronto tra le analisi effettuate sui provini di terreni sottoposti successivamente a prove meccaniche e sui campioni globali, si evince la loro correlabilità con le granulometrie delle classi V e VI e pertanto, classificabili come tali, anche se la dimensione standard che caratterizza i provini influenza notevolmente la sperimentazione granulometrica (Fig. 5.3 B). A tale motivo è anche dovuta la differenziazione tra il fuso identificativo dei provini e dei campioni globali prelevati da fasce cataclastiche, congiuntamente al numero minore di prove eseguite sugli stessi (Fig. 5.3 A).

Le informazioni desunte dalla caratterizzazione dei terreni condotta da Gullà e & Antronico (1994-99 a, b) nelle aree franose di Altavilla e di Via San Francesco, sono riportate nelle Figure 5.4, 5.5 e 5.6. I fusi granulometrici presi in esame derivano da analisi granulometriche condotte su terreni ascrivibili alle classi da VI a V, prelevati da materiale franoso, da cataclasiti e da affioramenti nell'area di studio.

Come si può notare in figura 5.4, i due fenomeni franosi mostrano una sostanziale coincidenza dei caratteri granulometrici, in particolare si può affermare che la coltre detritica della frana di Altavilla si caratterizza con una lieve variazione a favore della frazione più grossolana. I terreni prelevati da

cataclasi nell'area di Via San Francesco (Fig. 5.5) mostrano una granulometria variabile, in accordo con i dati derivanti dall'aree franose, ma con maggiore sviluppo dell'andamento del fuso verso le granulometrie più fini. Infine, il confronto tra i fusi granulometrici ottenuti da analisi relative ai campioni colluviali, residuali e saprolitici di terreni affioranti nell'area di studio e da analisi dei terreni campionati nella frana di Via San Francesco (Fig. 5.6), mostra un buon livello di sovrapposizione dei trends granulometrici, caratterizzati entrambi da una notevole variabilità passante da limo con sabbia e argilla a ghiaia sabbiosa.

Dal punto di vista puramente alterativo, i dati appena discussi non permettono di discriminare le frazioni granulometriche di pertinenza delle due classi del *weathering*. Questo è consentito dalle singole curve granulometriche dei terreni classificati come residuali o saprolitici in riferimento alla frazione più grossolana data da sabbia e ghiaia o a quella più fine data da limo e argilla, nonché alla forma delle curve (Cascini et al.,1992). Sulla base di quanto rilevato dai menzionati autori, al progredire del grado di alterazione, si assiste ad una riduzione della percentuale di particelle più grossolane a favore di quelle più fini, unitamente ad una variazione della forma della curva che evidenzia quanto appena detto (Fig. 5.7)

**Figure, foto e tabelle**

(nell'ordine in cui sono richiamate nel testo)

Scala $\phi$	Intervallo dimensionale (metrico)	Classi granulometriche (Wentworth)
< -8	> 256 mm	Blocchi
da -6 a -8	64-256 mm	Ciottoli
da -5 a -6	32-64 mm	Ghiaia molto grossa
da -4 a -5	16-32 mm	Ghiaia grossa
da -3 a -4	8-16 mm	Ghiaia media
da -2 a -3	4-8 mm	Ghiaia fine
da -1 a -2	2-4 mm	Ghiaia molto fine
da 0 a -1	1-2 mm	Sabbia molto grossa
da 1 a 0	0,500-1 mm	Sabbia grossa
da 2 a 1	0,250-0,500 mm	Sabbia media
da 3 a 2	0,125-0,250 mm	Sabbia fine
da 4 a 3	0,063-0,125 mm	Sabbia molto fine
da 8 a 4	0,004-0,063 mm	Limo
> 8	< 0,004 mm	Argilla
> 10	< 0,001 mm	Colloide

Figura 5.1 – Classificazione granulometrica (Wentworth, 1922)

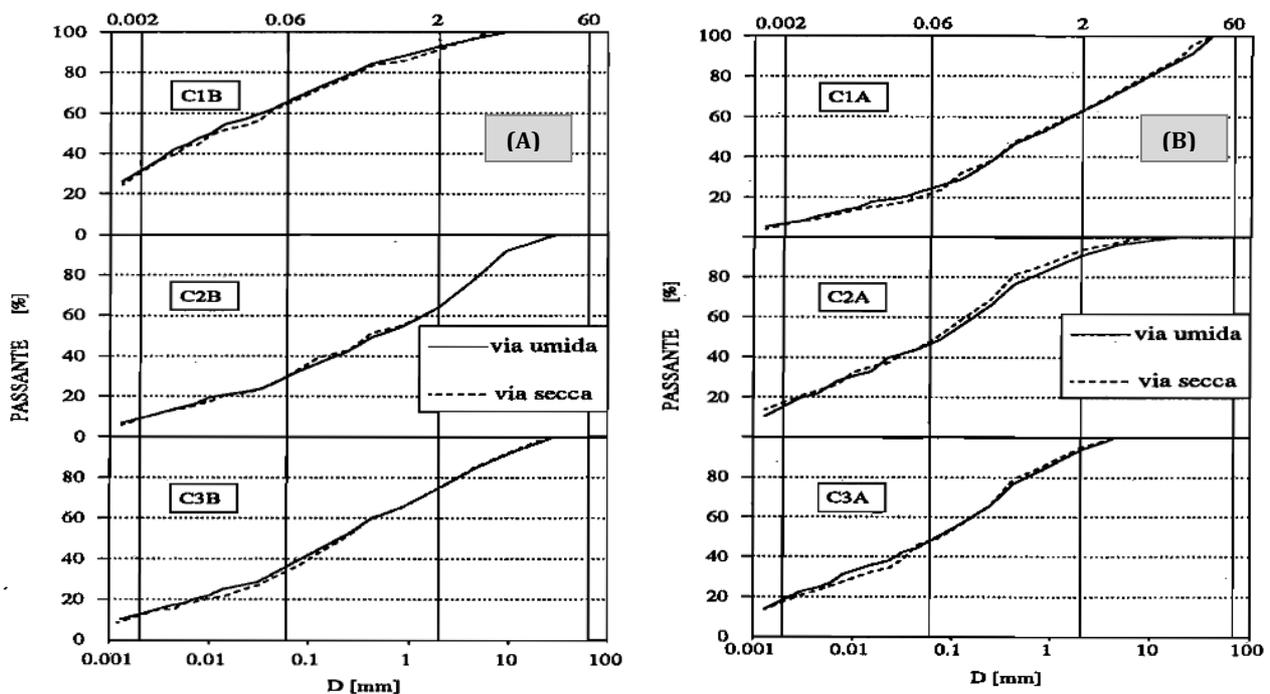


Figura 5.2 Confronto tra le curve granulometriche ottenute per le classi alternative V e VI (A) e per i terreni cataclastici (B), con procedure standard per via secca e via umida (Cascini &amp; Gullà, 1993)

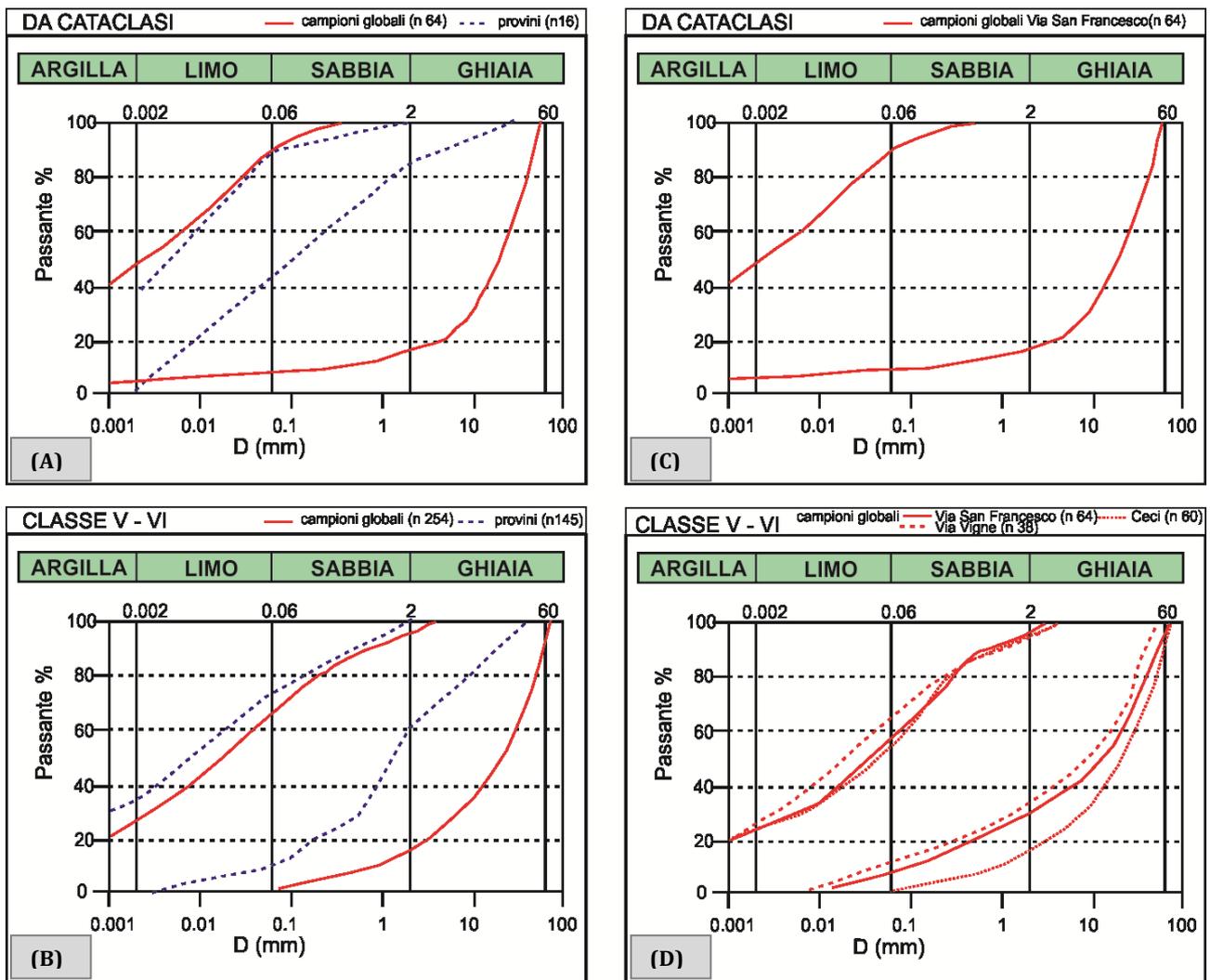


Figura 5.3 – Confronto fra fusi granulometrici relativi a campioni globali ed a provini: (A) terreni da cataclasi, (B) classi di alterazione VI e V; Confronto fra fusi granulometrici relativi campioni globali di terreni da cataclasi in via San Francesco (C) ed di classe VI e V in via San Francesco, via Vigne e località Ceci (D) (modificato da Cascini e Gullà,1993).

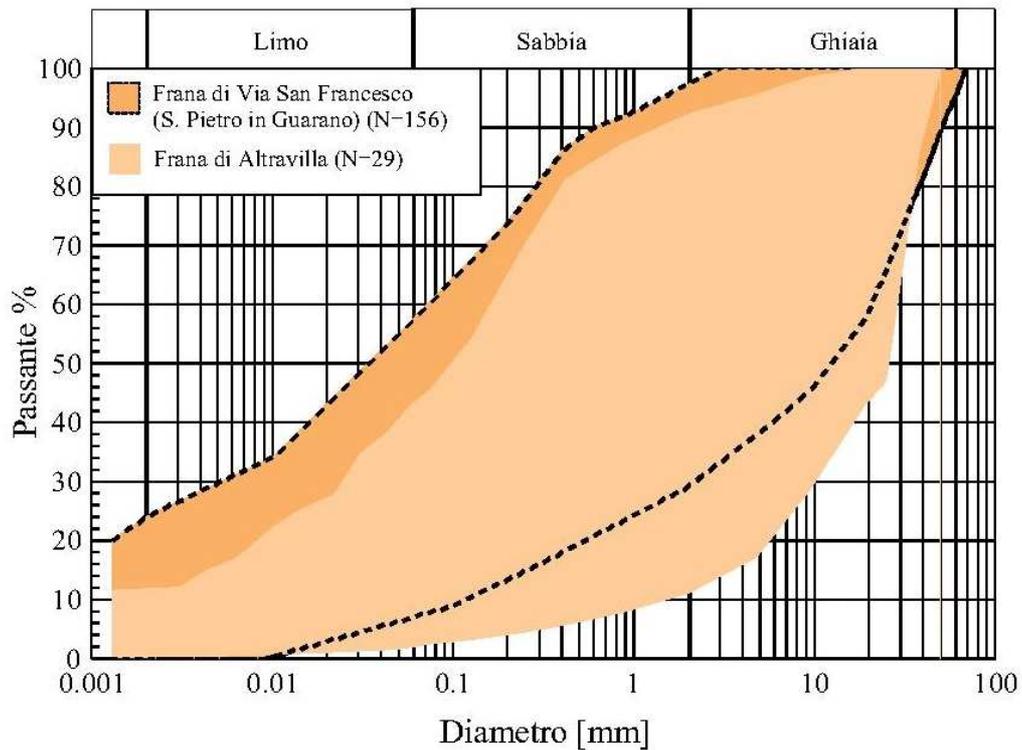


Figura 5.4 – Confronto fra i fusi granulometrici dei campioni globali e dei provini prelevati nella frana di Altavilla e nella frana di Via San Francesco (Gullà & Antronico, 1994-1999).

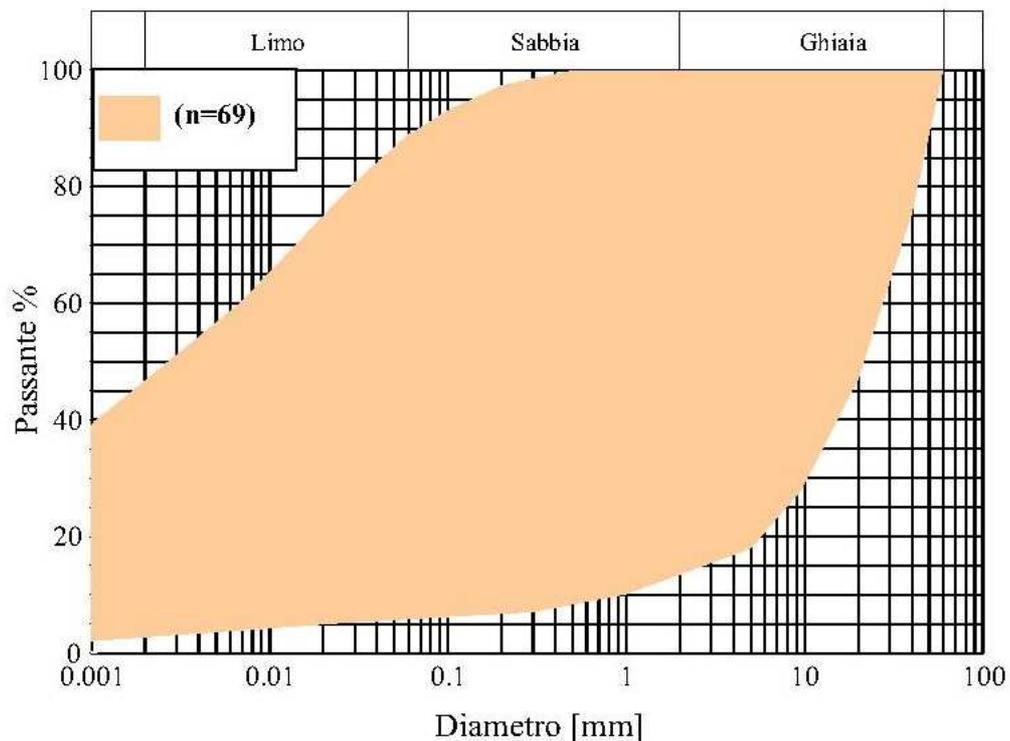


Figura 5.5 – Fuso granulometrico ottenuto dall'analisi di campioni globali di terreni da cataclasi prelevati nella frana di Via San Francesco (Gullà & Antronico, 1994-1999).

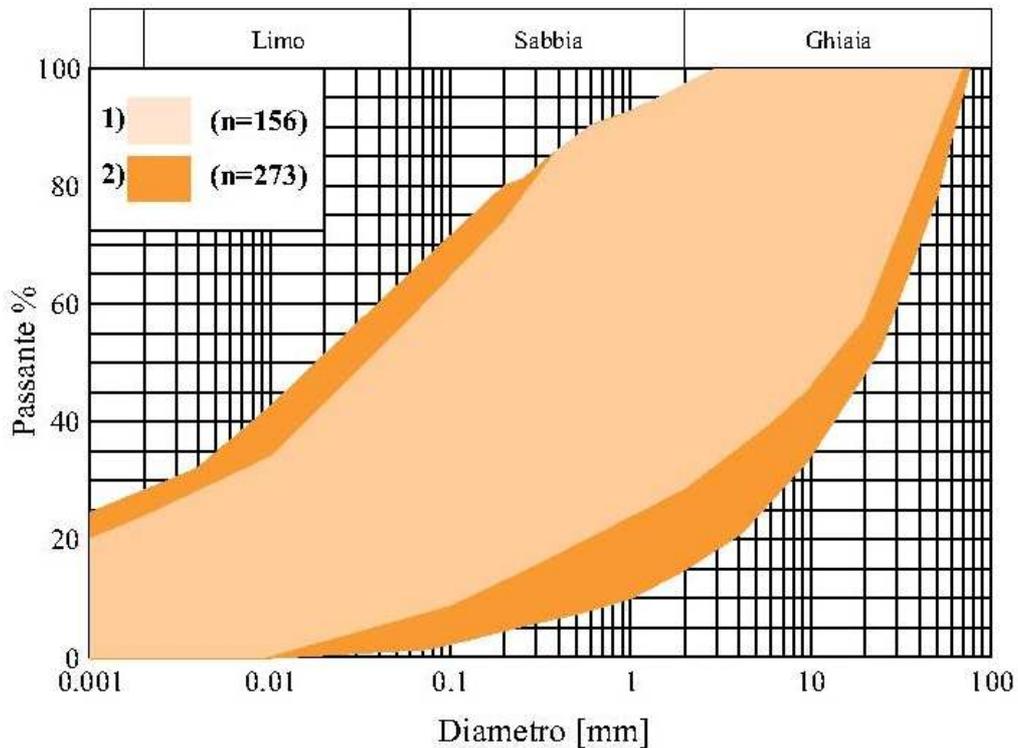


Figura 5.6 – Confronto tra i fusi granulometrici ottenuti dall'analisi di campioni globali di terreno delle classi da VI a V. 1) campioni prelevati nella frana di Via San Francesco; 2) campioni prelevati nell'area di studio (Gullà & Antronico, 1994-1999).

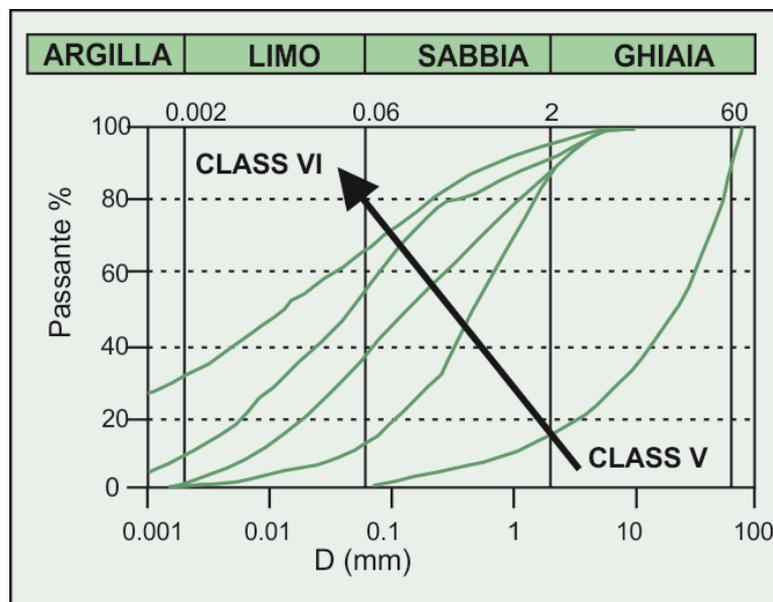


Figura 5.7 - Esempio di riduzione della frazione più grossolana (ghiaia e sabbia) e di variazione della forma delle curve granulometriche al progredire del grado di alterazione (modificato da Cascini e Gullà, 1993)

## CAPITOLO 6

### MODELLAZIONE GEOCHIMICA DEI PROCESSI DI ALTERAZIONE

#### 6.1 Metodologia per la modellazione di interazione acqua-roccia

La modellazione geochimica intesa come percorso di reazione dell'alterazione di alcuni minerali deve la sua introduzione ad Helgeson (1968), ed in seguito ha avuto diverse applicazioni e conseguente sviluppo di diversi programmi.

Secondo una logica predittiva, tale modellazione permette di ricostruire i processi del *weathering* in riferimento a specifiche condizioni al contorno necessarie all'esecuzione della stessa e grazie ai dati ottenuti da precedenti ed adeguate analisi di laboratorio mira ad evidenziare le principali reazioni ed i trasferimenti di massa che si verificano durante l'alterazione delle rocce.

In particolare, essa consente di valutare lo sviluppo e l'evoluzione dell'alterazione meteorica delle rocce in esame, arrivando a calcolare quantitativamente le fasi secondarie precipitate e la composizione chimica della soluzione acquosa nel corso della dissoluzione progressiva di una o più fasi minerali costituenti una determinata roccia (Palandri et al., 2004; Marini, 2007).

Sulla base di lavori simili svolti in altre aree (Perri et al., 2014; Apollaro et al., 2009, 2011) e seguendo la stessa procedura metodologica è stata sviluppata la modellazione geochimica per l'area in esame. In particolare, la dissoluzione progressiva degli gneiss a contatto con l'acqua meteorica locale è stata simulata in modalità cinetica sotto condizioni di sistema chiuso e facendo riferimento ad un definito set di fasi solide secondarie, in seguito riportate, utilizzando il codice di calcolo EQ3/6 versione 8.0 (Wolery, 1979, 1992; Wolery e Daveler, 1992; Wolery and Jarek, 2003).

Le interazioni sono state interpretate secondo le leggi cinetiche basate sulla teoria degli strati di transizione, TST (Wolery & Jarek, 2003) e le simulazioni sono state effettuate in specifiche condizioni al contorno, ovvero valori di temperatura di 15.6° C, pH a 6,58 e vincolate dalla pressione parziale di CO a  $10^{-2}$ .

I reagenti solidi considerati per la modellizzazione dell'alterazione chimica delle rocce gneissiche sono plagioclasio, biotite, clorite, quarzo, k-feldspato, granato e silliminite e CO gassoso. Il quarzo è stato escluso dalle simulazioni poiché le acque si presentano soprassature rispetto ad esso. Le

percentuali con cui le fasi primarie solide sono presenti all'interno della roccia sono state determinate in riferimento alle analisi diffrattometriche, e sono mostrate in Tabella 6.1. I parametri cinetici relativi ai reagenti solidi di interesse sono stati stimati utilizzando le risultati di diversi esperimenti di dissoluzione in laboratorio (Palandri et al., 2004).

Le superfici di reazione dei minerali primari rappresentano una variabile difficile da stimare, di fatti la superficie di reazione totale è incerta e produce un ampio errore nel tempo, anche se non influente sui risultati della modellazione di processo di reazione. Le superfici iniziali (cm) per le fasi primarie sono state calcolate adottando un semplice modello geometrico che tiene conto delle caratteristiche di forma e dimensione dei granuli minerali e della porosità intergranulare efficace (Marini, 2007). Le particelle solide sono state assunte con geometria sferica, con valore medio del diametro dei grani pari a 0.5mm ed una porosità intergranulare efficace pari a 0.3. Si ottiene così un volume totale pari a 2333 cm<sup>3</sup> ed una superficie totale pari a 140000cm<sup>2</sup>. Tali valori sono stati distribuiti nelle diverse fasi presenti in funzione delle percentuali in peso, pesi molecolari e volumi molari. L'applicazione della semplificazione al modello geometrico dei grani minerali è complicata dalla deviazione degli stessi dalla forma ideale. Questa deviazione viene considerata nel parametro di rugosità, definito come il rapporto tra l'area superficiale reale e la corrispondente area geometrica superficiale di una ipotetica superficie liscia che comprende la superficie reale (Helgeson, 1968a,b, 1969). Inoltre tale modello considera le superfici di interazione come omogeneamente attive per i processi di dissoluzione, mentre diversi studi hanno mostrato la variabilità di distribuzione di tali siti all'interno dei minerali. Le difformità possono essere dovute sia alla presenza di strutture di dissoluzione preferenziale (etch pits) e sia ai pori superficiali che possono mostrarsi come microambienti a trasporto limitato per la dissoluzione (Jeschke & Dreybrodt, 2002). I processi di rivestimento dei granuli da parte della sostanza organica o dei precipitati riducono le superfici di contatto minerale-soluzione; tuttavia, se questi rivestimenti sono relativamente permeabili e /o attivi (ad es. argilla, ossidi), possono favorire il prolungarsi nel tempo dell'interazione granulo-soluzione circolante, favorendo così l'alterazione. Utilizzare l'approccio del modello geometrico risulta una semplificazione per i diversi fattori coinvolti anche se parte di questi si elidono a vicenda.

Nelle simulazioni geochimiche la precipitazione di una certa fase solida secondaria avviene ogni qualvolta che la soluzione acquosa raggiunge le condizioni di saturazione rispetto a tale fase. Per evitare la formazioni di fasi secondarie indesiderate, di genesi improbabile rispetto alle condizioni in cui ci si trova, viene consentita la precipitazione solo di alcuni minerali, opportunamente

selezionati sulla base di una conoscenza generale dell'alterazione. Nel caso in esame è stata consentita la precipitazione delle seguenti fasi secondarie:

- una miscela solida di idrossidi costituita da ferridrite,  $\text{Fe}(\text{OH})$ ,  $\text{Mn}(\text{OH})_2$ ,  $3$  e  $\text{Mn}(\text{OH})_2$ ;
- una miscela solida di saponiti formata dalle componenti a Ca, Mg, Na e K;
- una miscela solida di smectiti comprendente le montmorilloniti a Ca, Mg, Na e K e le beidelliti a Ca, Mg, Na e K;
- una miscela solida di vermiculiti, che include i componenti K-Al, Na-Al, Ca-Al, Ca-Fe, Ca-Mg-Al, Mg-Mg-Al, K-Mg-Fe, Na-Mg-Fe e Ca-Mg-Fe;
- una miscela solida di illiti, che comprende pirofillite e celadonite a Fe e Fe-Al;
- una miscela solida di carbonati ortorombici costituita da aragonite, witherite, stronzianite e cerussite;
- una miscela solida di carbonati trigonali comprendente calcite, magnesite, siderite, smithsonite, sferocobaltite e rodocrosite.

La composizione chimica della soluzione acquosa iniziale adottata è quella che simula la composizione di un'acqua di pioggia locale, come mostra la Tabella 6.3.

## 6.2 Risultati ottenuti

Le fasi primarie distrutte nel modello di dissoluzione degli gneiss nel corso dell'alterazione meteorica del campione di gneiss a  $16.6^\circ\text{C}$  e pressione parziale di  $\text{CO}_2$  di  $10^{-2}$  bar sono mostrate in figura 6.1. Si può osservare che nel corso della simulazione si assiste ad una dissoluzione preferenziale del plagioclasio, seguito da biotite, k-feldspato e clorite (con andamento quasi del tutto coincidente) e subordinatamente granato e sillimanite. In riferimento a queste ultime due fasi si nota un minor peso nelle dissoluzioni sia per le velocità di dissoluzione limitatamente basse e sia per la loro presenza in quantità relativamente modeste, che determinano bassi valori di velocità di reazione e delle moli distrutte. Le fasi solide generate dall'interazione acqua-roccia sono mostrate in figura 6.2. Nella fase iniziale il primo minerale a precipitare è l'illite, seguito poi in ordine di formazione da vermiculite, ferrihydrite, calcite e saponite. Tra i minerali secondari, la fase che precipita all'inizio della simulazione è l'illite, seguita da vermiculite, queste sono le due fasi persistenti. La ferridrite che compare nelle fasi iniziali di alterazione subisce durante il percorso una variazione. Infine con il procedere del weathering precipitano la calcite e saponite, che insieme a vermiculite e illite risultano essere fasi dominanti nelle condizioni maggiormente alterative.

**Figure, foto e tabelle**

(nell'ordine in cui sono richiamate nel testo)

Campione	(vol%)	Area superficiale(cm <sup>2</sup> )	Volume molare (cm <sup>3</sup> /moli)	Massa (mol)	MP(g/mol)	peso%
Minerale						
K-feldspato	3,00	4,20000E+03	95,52573	7,32787E-01	246,149	2,723
Biotite	27,00	3,78000E+04	151,8036	4,15010E+00	460,788	28,872
Plagioclasio	23,00	3,22000E+04	100,250	5,35328E+00	268,774	21,724
Sillimanite	5,00	7,00000E+03	49,90	2,33801E+00	161,96	5,717
Clorite	13,00	1,82000E+04	210,896	1,43831E+00	650,423	14,124
Granato	7,00	9,80000E+03	140,33	1,16392E+00	412,384	7,247
Quarzo	21,00	2,94000E+04	22,688	2,15973E+01	60,084	19,592

Tabella 6.1 – Percentuali in peso delle fasi minerali del campione e moli iniziali e superficie iniziali utilizzate nella modellazione.

Minerali	logK+, H		N+ , H	log K+, w		log K+, OH mol m- 2s-1	n OH	EH_acidic (kcal/mol)	EH_neutral (kcal/mol)	EH_basic (kcal/mol)
	mol	m-2s-1		mol	m- 2s-1					
Clorite	-9,79	0,49		-13	-16,79		-0,43	21,03250478	21,03250478	21,03250478
K-feld	-10,06	0,5		-12,41	-21,2		-0,823	12,35659656	9,082217973	22,49043977
Plagioclasio	-8,88	0,541		-11,47				12,78680688	13,71892925	
Biotite	-9,84	0,525		-12,55				5,258126195	5,258126195	
Granato		0,7						15,7744	17,2084	
Sillimanite		0,1268						12,8824	12,8824	

Tabella 6.2 – Parametri delle leggi cinetiche utilizzate per descrivere la dissoluzione delle fasi primarie.

pH	6,58		
Temp	15,6		
Elementi	mg/l	Elementi	mg/l
Ca	7,80E+00	Co	2,00E-05
Mg	5,40E+00	Cu	1,10E-03
Na	1,00E+01	ZN	4,90E-03
K	1,20E+00	As	<0,0002
F	3,10E-01	Rb	2,00E-04
Cl	6,94E+00	Sr	3,20E-02
NO3	0,00E+00	Mo	<0,0001
SO4	6,50E+00	Cd	<0,00005
SiO2	2,10E+01	Sb	<0,0001
B	7,70E-03	Ba	7,50E-03
Al	1,90E-02	Pb	9,00E-04
Mn	7,70E-04	U	1,00E-04
Fe	4,00E-02	Li	7,00E-03
Ni	<0,0004		

Tabella 6.3 – Composizione chimica della soluzione acquosa iniziale adottata nella modellazione geochimica

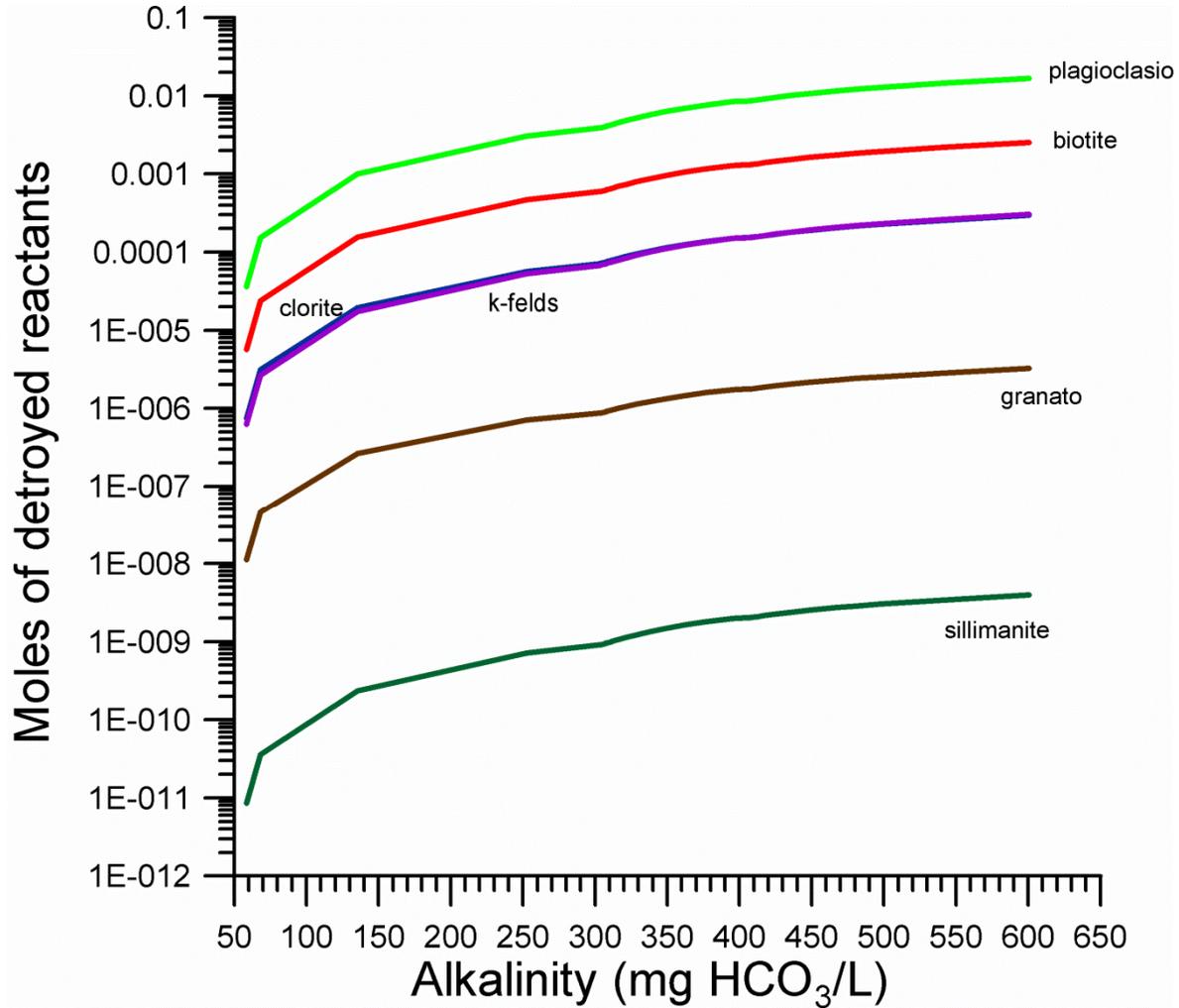


Figura 6.1 Moli di fasi solide primarie distrutte nel corso dell'alterazione meteorica del campione gneissico.

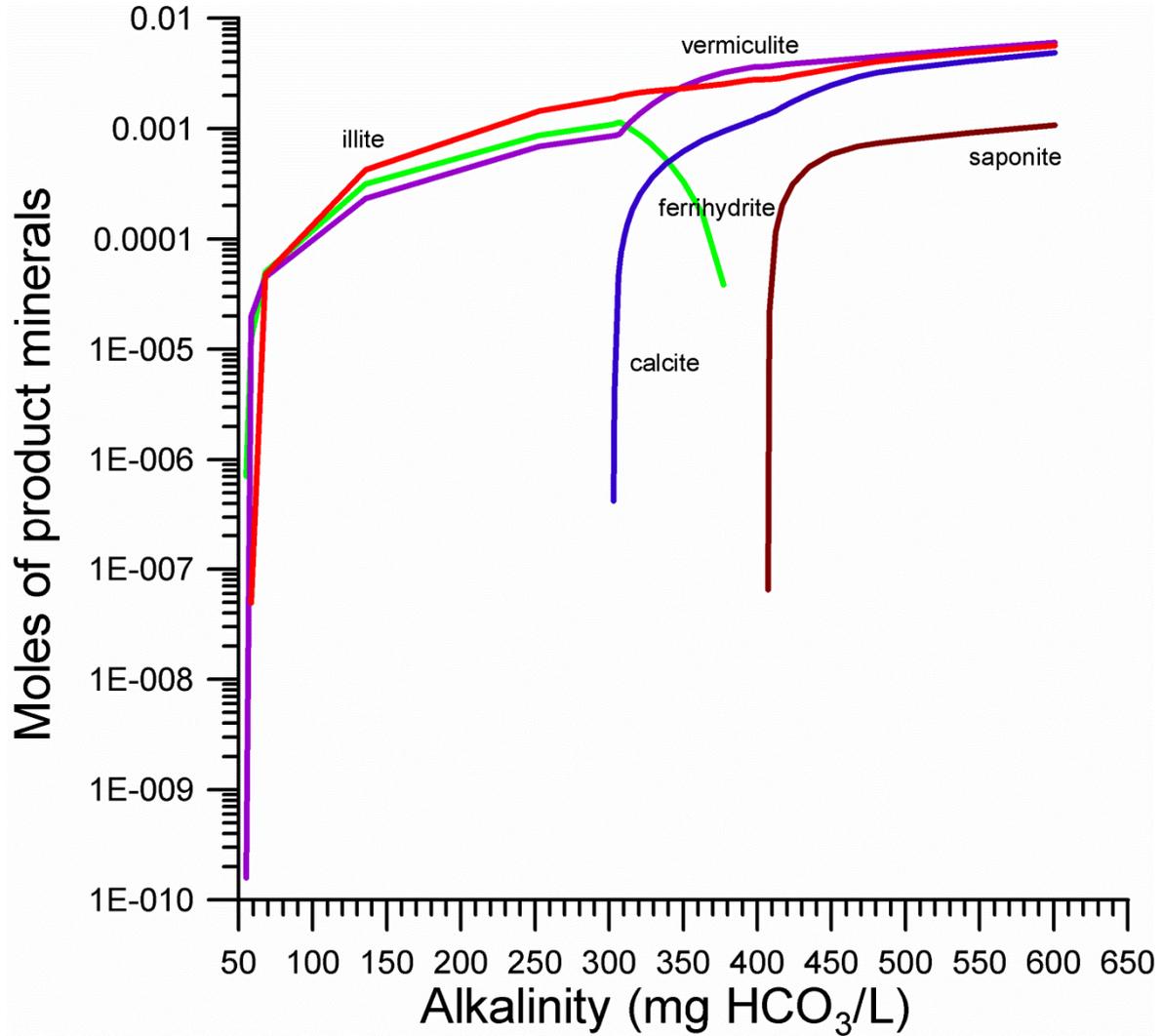


Figura 6.2 - Moli di fasi solide secondarie precipitate nel modello di dissoluzione del campione gneissico.

## DISCUSSIONE

I diversi cambiamenti chimici e minero-petrografici che si mettono in atto al procedere dei processi di alterazione (disintegrazione fisica ed alterazione chimica e mineralogica) a danno delle masse e dei materiali rocciosi, determinano un decadimento delle proprietà fisico-meccaniche con la conseguente formazione di una coltre alteritica di spessore variabile (Apollaro et al., 2007a, b, 2012, 2013a,b, 2015, 2016; Bloise et al., 2009; Borrelli et al., 2007, 2011, 2012a,b, 2014,2015,2016; Critelli et al., 2015; Perri et al., 2012a,b, 2013, 2014; Perri e Ohta, 2014; Vespasiano et al., 2014, 2015 e molti altri ancora). Lo sviluppo e l'intensità del *weathering*, infatti, rappresentano uno dei principali fattori di controllo dei meccanismi morfoevolutivi e, pertanto, influenzano notevolmente la stabilità dei versanti in aree caratterizzate da rocce cristalline. Le modalità con cui si mettono in atto i fenomeni di stabilità e le loro caratteristiche sono inoltre condizionate da fattori morfologici, quali topografia, rilievo ed idrogeologia, e dall'assetto strutturale del territorio.

Per poter relazionare i processi di degradazione fisico-chimica nelle rocce cristalline con i fenomeni di instabilità e la conseguente evoluzione geomorfologica, con riguardo agli aspetti geologici e strutturali, si è ritenuto opportuno condurre lo studio multidisciplinare precedentemente esposto su un'area del bordo occidentale del Massiccio Silano (San Pietro in Guarano).

Il territorio in oggetto si caratterizza di rocce cristalline gneissiche paleozoiche influenzate da importanti processi chimici e fisici dovuti al complesso assetto geologico-strutturale del Massiccio della Sila (Van Dijk et al., 2000; Spina et al., 2011; Tansi et al., 2016), nonché dalle condizioni climatiche del passato (Guzzetta, 1974; Le Pera e Sorriso-Valvo, 2000; Scarciglia et al., 2005, 2016). In particolare, lo sviluppo dei profili di alterazione è avvenuto tra il tardo Miocene e il Pleistocene (ad esempio Guzzetta, 1974). Le temperate condizioni climatiche attuali e quelle glaciali del Pleistocene (Le Pera e Sorriso-Valvo, 2000), combinate al sollevamento tettonico del Massiccio della Sila, hanno indotto processi erosivi che parzialmente hanno rimosso il mantello profondamente alterato esposto (Guzzetta, 1974; Matano e Di Nocera, 1999 ; Olivetti et al., 2012; Borrelli et al., 2014).

Le indagini ed i rilevamenti sul campo (condotti a scala areale e di dettaglio su oltre 100 fronti secondo l'iter metodologico proposto da Borrelli, Coniglio et al., 2015 e Borrelli, Critelli et

al.,2015, ove gli stadi alterativi richiamano la classificazione proposta Gullà & Matano, 1994) evidenziano come le rocce gneissiche affioranti nella zona siano fortemente alterate (Fig.1) e caratterizzate da una marcata irregolarità in termini di distribuzione spaziale delle classi di *weathering*, anche per la presenza di numerosi filoni aplitici e pegmatitici di dimensioni ed orientazioni variabili. Quattro delle sei classi di alterazione previste dalla classifica (Gullà &Matano, 1994): classe VI (terreni residuali e/o colluviali), classe V (roccia completamente alterata), classe IV (roccia altamente alterata), classe III (roccia moderatamente alterata); le classi I e II (roccia fresca e debolmente alterata) non sono stata rilevate. La distribuzione delle classi è condizionata alla morfologia dell'area: i terreni residuali e colluviali interessano principalmente le aree di accoglienza morfologica e le porzioni sommitali fronti alle più alte quote dell'area, i terreni saprolitici si ritrovano disseminati nelle ampie spianate a pendenze dolci che corrispondono in termini di altitudine alle porzioni medio alte dei versanti, le rocce meno alterate affiorano lungo le porzioni basse dei versanti caratterizzate da pendenze più acclivi e lungo il reticolo idrografico.

La distribuzione spaziale dei diversi volumi di roccia variamente alterata e lo sviluppo dei processi alterativi sono fortemente controllati dalla tettonica, sia a scala areale che di dettaglio. Di fatti, l'area si caratterizza di un'elevata complessità strutturale correlata alla propria storia geodinamica a partire dalla strutturazione fino alla conformazione attuale dell'horst silano. Le molteplici strutture tettoniche (sovrascorrimento a carattere regionale; tre sistemi di faglie principali, orientati in direzione N-S, NW-SE, NE-SW, con cinematismi rispettivamente distensivo, trascorrente sinistro e destro riattivati in normale durante la fase di tettonica quaternaria; thrust a basso angolo, con direzione N-E e E-NE e cinematica compressiva pura) hanno portato ad uno stato di fratturazione e fagliazione rilevante, con conseguente creazione di più superfici disponibili per l'insediamento e lo sviluppo di processi chimici. La tettonica, come mostrano i dati relativi allo stato di alterazione delle rocce cristalline congiuntamente alle ricostruzione dei profili di alterazione tipici, presenta anche un ruolo significativo e duplice nel *weathering*: da un lato favorisce il progredire dello stesso come via preferenziale per lo sviluppo dei processi e relativo trasferimento in profondità attraverso fasce caratterizzate da una più intensa alterazione e/o degradazione (*fault gouge, fault breccia, damage zone*) rispetto al protolito di origine che le ingloba; dall'altro lato attua dislocazioni delle porzioni di roccia mettendo a netto contatto zone a grado di alterazione differente, incrementando la poca continuità spaziale dei singoli volumi alterativi. Inoltre, le discontinuità strutturali favoriscono una maggiore circolazione di fluidi all'interno del'ammasso roccioso, che si ripercuote sull'innesco o accrescimento della degradazione chimica e conseguentemente sulla stabilità dei versanti.

Sebbene ci sia la presenza di un reticolato di discontinuità nell'ammasso roccioso riconosciuto a varie scale (Matano & Tansi, 1994), i processi fisici sembrano essere meno incisive dei quelli chimici. Questi due processi hanno dato origine a masse rocciose alterate di almeno 70 m di spessore tra il Miocene superiore e Pleistocene (Borrelli et al., 2014), generando un profilo di alterazione intenso e articolato, ricostruito e valutato mediante sia osservazioni sul campo di fronti rocciosi naturali e antropici e sia dati del sottosuolo. Durante questo periodo diversi fattori hanno agito e contribuito allo sviluppo delle masse rocciose sottoposte al *weathering*, anche se parzialmente rimosse dai processi erosivi che sono stati messi in atto a causa delle condizioni climatiche (diverse tra l'attuale e il Pleistocene, rispettivamente temperato e glaciale) accoppiate alla fase di uplift tettonico del Massiccio della Sila. Il materiale alteritico, presentante diverso grado di alterazione e varia disposizione spaziale, è predisposto alla messa in posto di fenomenologie franose di vario spessore in riferimento ai volumi di materiale coinvolto (superficiali, mediamente profonde e profonde), a causa della regressione nelle proprie caratteristiche fisico-meccaniche. Diffusamente, infatti, l'area di studio è affetta dai movimenti gravitativi di massa identificati secondo indagini e rilievi di campagna a cui si aggiungono le informazioni tratte da letteratura (Matano & Tansi, 1994). L'ingente numero di frane verificatesi mostrano un prevalente stato di quiescenza, e dal punto di vista tipologico identificate come frane per scorrimento in roccia e in detriti, frane per scorrimento evolventi in colata (frane complesse) e zone affette da processi di soil creep. Le prevalenti frane sono quelle per scorrimento sia in roccia che in detrito, le quali hanno intaccato il materiale roccioso per spessori variabili rientranti nella categoria di frane mediamente profonde (Fig.1). Il condizionamento tettonico che si mette in atto nei meccanismi di instabilità è testimoniato maggiormente dalle frane profonde, per le quali è stata riscontrata la giustapposizione dei fianchi del corpo frana con le discontinuità strutturali.

Dall'analisi comparativa della carta redatta nel presente studio rispetto alla carta relativa allo studio condotto da Cascini et al., 1992 nella medesima area, si denota una maggiore complessità nella distribuzione areale del *weathering* marcata da una più diffusa presenza dei materiali afferenti alla classe VI (31,2% rispetto al 10,2% di Cascini et al., 1992) che si ripercuote su una diminuzione delle rocce altamente (da 47,7% a 37,6%) e completamente alterate (da 41,2% a 29,0%). Le rocce meno alterate (classe III) si ritrovano in ambo le carte lungo il reticolo idrografico con un incremento nello studio odierno, da 0,9% a 2,3%, a causa di una probabile azione erosiva dei corsi d'acqua che ha messo a giorno ulteriori volumi. Ad essa è dovuto un progredire dei fenomeni franosi sia in

termini di diffusione che di estensione, nonché di approfondimento in riferimento anche alla differenziazione strutturale.

La variabilità spaziale del *weathering*, oltre che a scala del versante, è stata anche apprezzata a scala del fronte per mezzo di ricostruzioni dei profili di alterazione in superficie e in profondità con approccio multidisciplinare.

È stato possibile avere prontezza della ripartizione geometrica complessa ed articolata delle rocce gneissiche con diverso grado di alterazione, data da numerose intercalazioni di classi di *weathering* differenti, spesso inglobate o poste a contatto con variabili volumi alterativi (Figg. 3.5, 3.6, 3.7). Questo restituisce ai profili una limitata estensione laterale e/o verticale, maggiormente aggravata dal ruolo tettonico e dalla presenza delle numerose intrusioni leucosomatiche generalmente moderatamente alterate, che conferisce loro un mancato sviluppo canonico. In aggiunta a quanto detto, la tettonica complica la regolarità dei profili anche a causa dei volumi di roccia nell'intorno dei piani di faglia (*fault core*) spesso marcati da livelli grigiastri a granulometria preminente sabbiosa per l'estrema fratturazione tipica delle zone cataclastiche. Le fasce di roccia altamente deformata (*fault zone*), a granulometria da medio-grossa (*fault breccia*) a fine (*fault gouge* e *clay-rich gouge*) si ritrovano a corredo delle superfici di movimento, a partire dalle stesse fino al protolito fresco e privo di fratture che per definizione identificano *fault core* e *damage zone*.

Le sezioni geologiche di alterazione ricostruite dai soli dati di superficie (Fig. 3, A-A'; B-B'; C-C') mettono in risalto sia una locale variazione nella continuità laterale dei volumi alterativi, più volte correlata alle dislocazioni causate dall'azione delle strutture tettoniche, e sia un generale sviluppo canonico lungo la verticale con occasionali interruzioni di differente grado alterativo. Per contro, le dettagliate sezioni geologiche di alterazione ricostruite da dati di superficie e di profondità, sulla base delle informazioni riportate nelle stratigrafie dei sondaggi e opportunamente proiettate sulle sezioni, mettono in risalto una maggiore articolazione dei rapporti geometrici con cui si ritrovano i livelli a diverso grado di alterazione ed una spiccata diversificazione tra le due aree. Nella sezione D-D' relativa all'area di San Pietro in Guarano (Fig. 3), nell'intorno di via San Francesco, gli spessori si mostrano più freschi e consistenti ma con salti alterativi eterogenei per la presenza sia di strutture tettoniche e associate fasce di fratturazione e sia per gli identificati filoni intrusivi. Inoltre, risulta rilevante anche la collocazione morfologica corrispondente ad un impluvio lungo cui scorre ed agisce erosivamente un ramo del reticolo idrografico (Torrente Raganello), ed allo stesso tempo coincidente con la nota frana di via San Francesco evidenziata dalle superfici di scorrimento. La sezione E-E' relativa all'area di Vigni (Fig. 3) corrisponde morfologicamente ad una porzione

medio-alta di versante caratterizzata da pendenze più blande rispetto all'altra area ed anch'essa è interessata da un movimento di instabilità evidenziato dalla superficie di scorrimento. Si può notare in tale sezione una svariata sovrapposizione di ridotti volumi di roccia intensamente alterata che conferiscono una disposizione spaziale complessa, data da un limitato sviluppo verticale e laterale che si aggrava per la presenza di faglie e relative fasce di deformazione. Analisi mineralogiche e petrografiche hanno supportato questo studio attraverso la caratterizzazione delle rocce nei diversi stadi del *weathering*, mostrando i principali cambiamenti subiti dalle rocce gneissiche alterate a livello di caratteristiche composizionali, tessiturali e strutturali.

I principali minerali osservati nei campioni altamente alterati (classe IV) completamente alterati (classe V) e roccia / terreno residuale (classe V-VI) sono principalmente plagioclasio e biotite come mostrato dalle sezioni sottili e dall'analisi XRD. Frequentemente, la biotite viene alterata mostrando esfoliazione e incisioni, confini esterni (a volte con minerali argillosi di neoformazione ed ossidi di Fe) e può separarsi lungo i piani di clivaggio. I campioni più alterati mostrano clorite neoformata che va a sostituire la biotite lungo i suoi bordi e lamelle, così come gli altri minerali argillosi neoformati (per esempio illite e fasi mineralogiche a strati misti) in relazione all'alterazione dei feldspati. L'alterazione di questi minerali influenza la disintegrazione della roccia, predisponendo queste rocce alterate a generare sabbia (ad esempio, il Sand Generation Index di Palamares e Arribas, 1993). Questo processo è particolarmente evidente per le rocce più alterate (classi IV e V-VI), caratterizzate da marcate e pervasive microfratture intergranulari e / o intragranulari. Di fatti, al generale avanzamento dei processi alterativi corrisponde un infittimento delle fratture, le quali a partire da poche ed intragranulari diventano intergranulari chiuse, poi aperte e incrementate in numero. Anche i contatti tra i minerali che sono chiusi nelle rocce meno alterate man mano tendono ad aprirsi negli stadi più evoluti. Gli spazi che si vengono a formare possono essere sede della precipitazione dei prodotti neoformati di alterazione ( minerali argillosi e ossidi di ferro) o rimanere vuoti a causa del dilavamento dell'acqua percolanti.

Le fratture colpiscono con fenomeni di corrosione anche i grani di quarzo che di solito formano lo scheletro del saprolite in una matrice argillosa, con i feldspati detritici e le miche, tipici di una microfabbric granulare (ad esempio, Le Pera et al., 2001; Borrelli et al . 2014). Tale condizione è frequente anche nel risultato finale dei processi di alterazione (classe VI), costituito da un materiale simile al suolo a granulometria tra sabbia siltosa e ghiaia sabbiosa (Cascini e Gullà, 1993; Biondino al., 2018), che si caratterizza di abbondanti minerali di alterazione, microfratture e limiti fra i granuli dei minerali relitti difficilmente riconoscibili, assenza di tessitura originaria.

La prevalenza dei prodotti secondari su quelli primari nelle rocce ad alterazione più spinta (classe V e VI) è confermato anche dai dati dell'indice di decomposizione ( $X_d$ ) che, nonostante il valore medio di 0,45 sia identificativo di una decomposizione incompleta, i campioni sono rappresentativi di un'alterazione intensa con una tessitura variabile data da aggregati granulari includenti minerali decomposti isolati (microfabric a struttura granulare) o da prevalenza dei prodotti alterativi includenti minerali stabili e originari come relitti (microfabric a matrice argillosa).

Il doppio microfabric (granulare e clay-matrix) per le rocce gneissiche studiate riflette un complesso sviluppo del profilo di alterazione, come si può vedere dall'indice  $X_d > 0,5$ , accoppiato a vari fenomeni di eluviazione. In aggiunta, la conferma dell'elevato grado di alterazione delle rocce in esame deriva anche dall'indice micro petrografico ( $I_p$ ) mostrante valore medio riferibile allo stadio di alterazione 4, ovvero ad una totale alterazione dei plagioclasti in sericite e gibbsite e ad una biotite variamente alterata e la struttura della roccia molto fratturata e completamente pervasa da ossidi di ferro. A conferma di quanto appena detto l'analisi dei diffrattogrammi analizzati, secondo l'avanzare dell'alterazione, ha mostrato una predominanza dei prodotti secondari che traggono origine dal progressivo decremento dei plagioclasti e delle biotiti, ovvero minerali a strati misti, clorite, ossidi di ferro ed illiti. Un'ulteriore conferma è scaturita dalla modellazione dei processi di interazione acqua-roccia, la quale mostra una dissoluzione che interessa innanzitutto i plagioclasti, cui fanno seguito biotite, biotite k-feldspato e clorite e infine granato e sillimanite; conseguentemente i prodotti secondari di alterazione sono essenzialmente minerali argillosi e ossidi di ferro. L'inattesa presenza della calcite nei prodotti precipitati potrebbe correlarsi alla composizione iniziale dell'acqua interagente con la roccia fresca.

Il decadimento delle rocce gneissiche in esame al procedere del *weathering* trova riscontro nell'elaborazione ed analisi dei dati relativi all'alterazione ed alle instabilità, opportunamente incrociati in ambiente Gis, che mostra un maggiore coinvolgimento nelle diverse tipologie di fenomeni franosi delle rocce appartenenti alla classe VI. In particolare, la frequenza areale dei fenomeni di instabilità nelle classi di alterazione rispetto al totale dell'area instabile è la seguente: le frane per scorrimento predominano in abbondanza (43,8% in detrito e 35,1% in roccia) con valori del materiale coinvolto pari a 38,8 % nella classe VI, 13,7% nella classe V, 25,5% nella classe IV e 1% nella classe III; le frane complesse intaccano le classi VI, V, IV e III rispettivamente per il 11,4%, 1,4%, 4,1% e 0,2%; i processi di reptazione coinvolgono il 2,8% della classe VI, mentre le altre classi si presentano con valori inferiori all'1% (Fig. 4 C). In riferimento alle frequenze areali delle singole tipologie di frana, valutando anche lo stato di attività, rispetto all'area totale delle

classi coinvolte dalle stesse si denota: i processi di soil creep si instaurano principalmente (71%) nella classe VI, cui seguono la classe V e IV, mentre risultano assenti nella classe III. Le frane per scorrimento nella classe dei terreni residuali e colluviali sono essenzialmente in stato di quiescenza (solo il 6,7% è stato toccato dalle frane che hanno mostrato segni di attività) e a favore degli scorrimenti in detrito (60,4%) rispetto agli scorrimenti in roccia (33%); i terreni saprolitici così come le rocce altamente alterate sono coinvolti da frane quiescenti del tipo scorrimento in roccia (rispettivamente per 60,9% e 50,8) e secondariamente da movimento in detrito (rispettivamente per il 38,5% e il 46,7%), l'attività risulta pressoché nulla; per contro la classe delle rocce moderatamente alterate è affetta dalle fenomenologie attive (26,7%) di scorrimento in detrito e la restante parte di quiescenza è pressoché ugualmente distribuita nelle frane per scorrimento in detrito ed in roccia. Infine le frane complesse nelle quattro classi di alterazione rilevate è interessata da frane non attive con valori maggiori del 96%, solo le rocce moderatamente alterate presentano il 27,6% di materiale mobilitato dalle frane ritenute attive.

Le fenomenologie franose rappresentano uno dei meccanismi morfoevolutivi, a tal proposito sono stati esaminati i diversi schemi evolutivi presenti in letteratura per l'area in esame. La Figura 5 riporta lo schema delle vallecole a conca proposto da Cascini et al., 1991, coerente con quanto tratto dal presente studio, che individua quattro stadi principali nella variazione morfologica subita da un versante con l'avvenimento di frane superficiali e mediamente profonde. Il verificarsi del fenomeno franoso in roccia genera una concavità lungo il versante, successivamente colmata da materiale detritico, ovvero detrito di frana, depositi colluviali o torrentizi. Tale conca viene dunque sepolta e mascherata ma rimane sede del percolamento delle acque in superficie ed in profondità, ove il deflusso idrico sotterraneo se concentrato può portare ad una nuova mobilitazione dell'accumulo formatosi in precedenza. Laddove si mette in posto il neo-scivolamento si assiste ad un ulteriore svuotamento del corpo concavo, che tipologicamente viene identificato come frana per scorrimento. A scala di versante, i meccanismi precedentemente esposti trovano riscontro nel probabile schema evolutivo proposto da Cascini et al., 1994 (Fig. 6) che si sviluppa a partire dalle condizioni ambientali ipotizzate nello stadio interglaciale (Wurm II-Wurm III) e vede le porzioni alte dei versanti interessate da intensi processi di alterazione della roccia, sviluppatasi a partire dal Miocene superiore, che generano potenti orizzonti di terreno residuale e saprolitico, non completamente asportati mentre nei fondovalle si attuava un'erosione di tipo lineare. Successivamente le condizioni ambientali dello stadio freddo mettono in atto una prevalenza di fenomeni di degradazione fisica nelle parti alte dei versanti mentre nei fondovalle di accumulano cospicue coltri detritiche. Il

verificarsi dell'optimum climatico, una maggiore circolazione idrica sull'intero territorio ha comportato una reincisione e l'asportazione dei depositi. Dove i corsi d'acqua erano maggiormente consistenti si è verificata la completa erosione con conseguente ulteriore approfondimento dell'alveo fluviale; lungo le aste a minor portata invece, si è verificata una parziale erosione. In aggiunta, il generale sollevamento quaternario ha causato nell'ammasso roccioso una serie di discontinuità tettoniche e fratture e la fase incisiva dei corsi d'acqua ha causato fenomeni di scalzamento al piede del versante con conseguente genesi di concavità lungo il pendio, allungate nella direzione di massima pendenza. Laddove alla base del versante vi è la presenza di corso d'acqua con maggiore energia e dunque, maggiore carattere erosivo, si assiste alla messa a giorno di gneiss poco degradati e allo scivolamento di prismi di roccia lungo preesistenti superfici di fratturazione. Questo ha permesso la migrazione dei fenomeni franosi verso le porzioni alte dei versanti, fino a coinvolgere il regolite dell'orizzonte superiore, dove si individuano fenomeni di instabilità con varia orientazione. I diversi condizionamenti principalmente a livello di alterazione, strutture tettoniche, carattere erosivo dei corsi d'acqua ha portato all'irregolarità morfologica dei versanti, con cui si presentano allo stato attuale. Un ulteriore riferimento alla letteratura (Critelli et al., 1991) è d'obbligo nel modello evolutivo dei fenomeni franosi, ovvero nella modellazione della frana nota di Altavilla che vede l'innescò dell'instabilità per le condizioni strutturali generanti gradini in roccia disposti lungo il versante a diverse quote e ribassanti verso valle, dove il Torrente Corno esplica la sua azione erosiva. L'incisione lineare assieme all'effetto dei processi di alterazione mette in atto una retrogressione della concavità valliva che coinvolge nella maggior parte rocce moderatamente e altamente alterate, andando a generare superfici di possibile movimento. Lungo il versante l'approfondimento del *weathering* con il conseguente peggioramento delle proprietà delle rocce predispone ai meccanismi franosi, a cui si aggiungono i variati equilibri dell'ammasso roccioso per quanto avviene nelle porzioni medio-basse del versante. Il verificarsi delle frane tipologicamente assimilabili a frane per scorrimento e colate causa l'accumulo di materiale mobilitato, corrispondente alle rocce più degradate del regolite (classe VI e V, limitatamente IV). In conseguenza dei processi menzionati, nelle anse fluviali che risentono maggiormente dello scalzamento al piede, la valle si mostra con conformazione morfologica lievemente asimmetrica. Con il passare del tempo: l'accumulo di detriti genera cono coalescenti del materiale franato; i corpi di frane ampliano le proprie dimensioni per retrogressione con possibile duplice movimento; i ripiani morfologici dovuti ai gradini in roccia di diversi ordini o i lembi di superficie terrazzate oltre ad una possibile influenza tettonica possono divenire correlabili a richiami gravitativi ereditati.

La modellazione tridimensionale dei fenomeni di instabilità rilevati (Fig. 8) vede una corrispondenza in termini evolutivi con i modelli presenti in letteratura e anzi discussi, e mostra le relazioni tra ogni categoria di frana ed i profili di alterazione. Per quanto riguarda le frane superficiali (Fig. 8, a) con spessori di materiale coinvolto inferiore ai 3m, principalmente messe in atto sottoforma di scorrimenti transazionali, il block-model mostra un marcato coinvolgimento della classe di alterazione di terreni residuali e colluviali, generalmente scaturiti da eventi piovosi estremi (Gullà, 2014; Gullà et al., 2012; Terranova, Antronico, & Gullà, 2007). Le frane mediamente profonde (Fig. 8, b) esibiscono movimenti prevalenti di scorrimento roto-translazionale e interessano maggiormente la classe VI. L'estensione della superficie di movimento largamente coincide con il contatto tra l'orizzonte superiore di regolite (classe VI e V) e il bedrock alterato (classe IV e III), e il loro innesco o riattivazione è correlabile generalmente alle piogge cumulative (Cascini & Versace, 1988; Gullà et al., 2009). L'alta presenza di suoli a granulometria fine in corrispondenza della superficie di scorrimento è probabilmente causata dalle fasi di riattivazione delle frane (Cascini et al., 2006). Le frane profonde (Fig. 8, c), caratterizzate da spessori superiori ai 35m, si individuano principalmente come movimenti di scorrimento in roccia e gli spessori di rocce variamente alterate ( Classe VI, V, IV, III) affette da tali frane sono considerevoli. Le superfici di movimento generalmente si impostano nei livelli di rocce da altamente a moderatamente alterata, guidate dalle discontinuità strutturali relative ai thrust a basso angolo, nonché ai piani di foliazione, e di solito la rimobilitazione può essere raggiunta quando si verificano precipitazioni intense e prolungate e eventi di scioglimento delle nevi. (Gullà, 2014). In tale categoria di frana, il controllo tettonico gioca un ruolo importante nello sviluppo ed evoluzione nel tempo e nello spazio.

Dopo aver valutato le relazioni esistenti tra la degradazione meteorica ed i processi morfo-evolutivi e il loro condizionamento tettonico nell'area di San Pietro in Guarano, si è posto l'accento sulla valutazione delle stesse in riferimento ai dati di letteratura relativi ad un'altra area collocata lungo il bordo occidentale del Massiccio Silano (Fig. 9), posta più a nord dell'area oggetto del presente lavoro di ricerca. L'area comparata è quella ricadente per la maggior parte nel Comune di Acri, fulcro di numerosi studi (per esempio Borrelli et al., 2011, 2012, 2014, 2015; Borrelli & Gullà, 2017) condotti in termini di *weathering*, assetto strutturale e processi morfo-evolutivi dei versanti. Partendo dal confronto dei valori di resistenza meccanica forniti dai test effettuati con il martello di Schmidt tra le due aree (Fig. 10) si è visto che per le rocce gneissiche di San Pietro in Guarano i valori variano: da 0 a 16 nella classe V, da 11 a 28 per la classe IV e da 24 a 41 per la

classe III nel presente studio; da 0 a 16 nella classe V, da 11 a 28 per la classe IV e da 26 a 42 per la classe III nello studio di Cascini et al., 1992; da 1 a 13 nella classe V, da 13 a 22 per la classe IV e da 32 a 33 per la classe III nello studio di Gullà & Matano, 1994. Nell'area di Acri i valori di resistenza meccanica variano: da 1 a 18 nella classe V, da 10 a 28 per la classe IV e da 23 a 42 per la classe III nello studio di Borrelli et al., 2007; da 0 a 18 nella classe V, da 9 a 30 per la classe IV e da 21 a 43 per la classe III nello studio di Borrelli et al., 2011. Sulla base dei dati riportati e considerando complessivamente gli intervalli di variazione delle classi di alterazione delle rocce cristalline metamorfiche, si nota che i passaggi tra le classi sono gradualmente per entrambe le aree come testimoniato dalla parziale sovrapposizione degli intervalli di variazione, per cui vi è confrontabilità in termini di risposta alla valutazione di resistenza meccanica.

Dall'analisi comparativa dei tipici profili di alterazione si denota una diversificazione tra le due aree: rocce intensamente alterate (prevalentemente Classe VI e V) caratterizzano il profilo di San Pietro in Guarano (Fig. 11A) interrotte in continuità da lembi isolati di rocce moderatamente alterate e solo a profondità maggiori di 40m si iniziano a ritrovare livelli di classe II, mentre la roccia fresca è assente fino a profondità di 70m, valore identificativo del profilo alterativo. Nel profilo dell'area di Acri fino a una profondità di circa 50m (Fig. 11B), ove è esibita la roccia fresca, si ritrovano livelli di rocce debolmente e moderatamente alterate in predominanza mentre le classi di alterazioni più spinte sono limitate ai primi metri e con spessori ridotti.

Dal punto di vista geologico-strutturale le due aree mostrano similmente un assetto complesso dato dalla presenza di strutture tettoniche di origine compressiva, dovute alla strutturazione del Massiccio della Sila, successivamente dislocate da faglie trascorrenti e normali connesse alla fase di tettonica quaternaria (Figg. 1 e 12). Il sollevamento tettonico, legato all'ultima fase quaternaria prevalentemente distensiva, ha prodotto abbassamenti generalizzati dei livelli di base del reticolo idrografico e un aumento dell'energia di rilievo lungo i versanti, che congiuntamente all'intensa fratturazione degli ammassi rocciosi cristallini e alla natura litologica degli stessi rende le due aree sedi di fenomeni gravitativi vari in tipologia e cinematica (Figg. 1 e 13). La variabilità delle frane vede una differenziazione tra l'area di San Pietro in Guarano e l'area di Acri, così come variabili sono i gradi di alterazione e la morfologia che le caratterizzano. Le rocce cristalline nel territorio acrese si impostano su una morfologia data da versanti più acclivi e si assiste un maggiore approfondimento del reticolo idrografico rispetto all'area di San Pietro in Guarano che, per contro, mostra una morfologia più dolce. Questo si riflette nella presenza in superficie di rocce meno alterate e nel minore spessore del regolite mentre gli affioramenti esaminati nel presente lavoro si

mostrano in prevalenza con gradi di alterazione intensi e spessore del mantello detritico superficiale molto più corposo (Fig. 12).

Conseguentemente nell'area di Acri si sviluppano in prevalenza fenomeni di instabilità profondi (Figg.13 e 14) anche a causa dell'interazione delle strutture tettoniche sub-orizzontali e sub-verticali che diventano possibili condizioni per il verificarsi di frane profonde e deformazioni gravitative profonde di versante ( Borrelli et al., 2011) e le rocce coinvolte non sono caratterizzate da grado di alterazione spinto; mentre nel quadro di riferimento delineato nella tesi per il territorio esaminato i fenomeni gravitativi prevalentemente sono superficiali e mediamente profondi, con materiale coinvolto appartenente alle classi di alterazione a maggiore grado se presente.

In definitiva si può affermare che i diversi aspetti del weathering e dell'assetto geologico-strutturale nonché geomorfologico sono connessi tra di loro, e si riflettono sulle proprietà fisico-meccaniche dei terreni, concorrendo ad influenzare lo sviluppo dei fenomeni franosi, la loro tipologia e cinematica.

**Figure, foto e tabelle**  
(nell'ordine in cui sono richiamate nel testo)

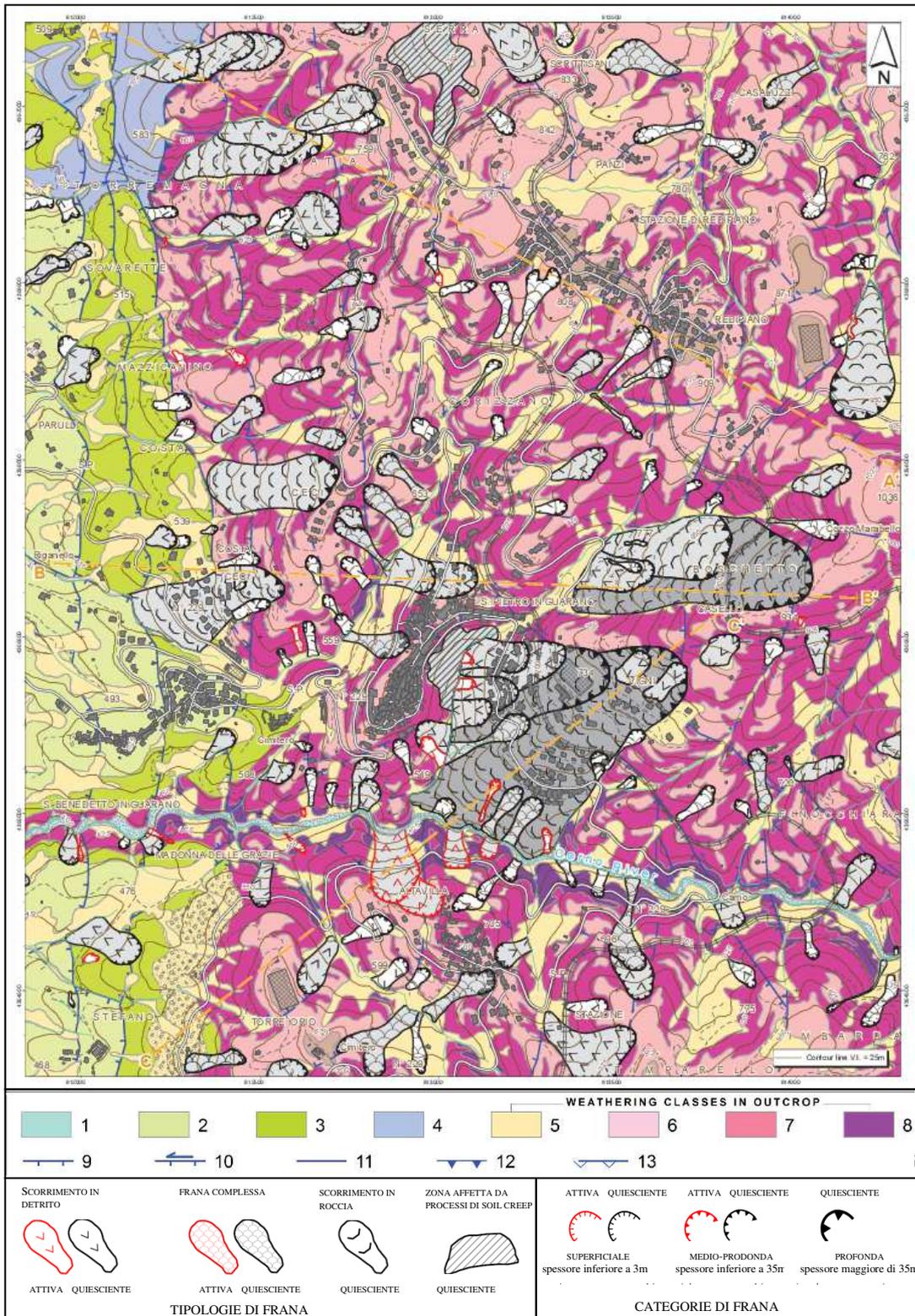


Figura 1 – Carta del grado di alterazione dell’area di studio con sovrapposta la carta dei fenomeni franosi. Legenda: 1) depositi alluvionali (Pleistocene); 2) depositi sabbioso-arenacei (Pleistocene); 3) depositi conglomeratici (Pleistocene); 4) scisti quarzosi (Paleozoico- Unità di Castagna); 5-8) rocce gneissiche a biotite e granato: 5) classe VI; 6) classe V; 7) classe IV; 8) classe III; 9) faglia diretta; 11) faglia trascorrente riattivata in normale; 12) sovrascorrimento; 13) thrust.

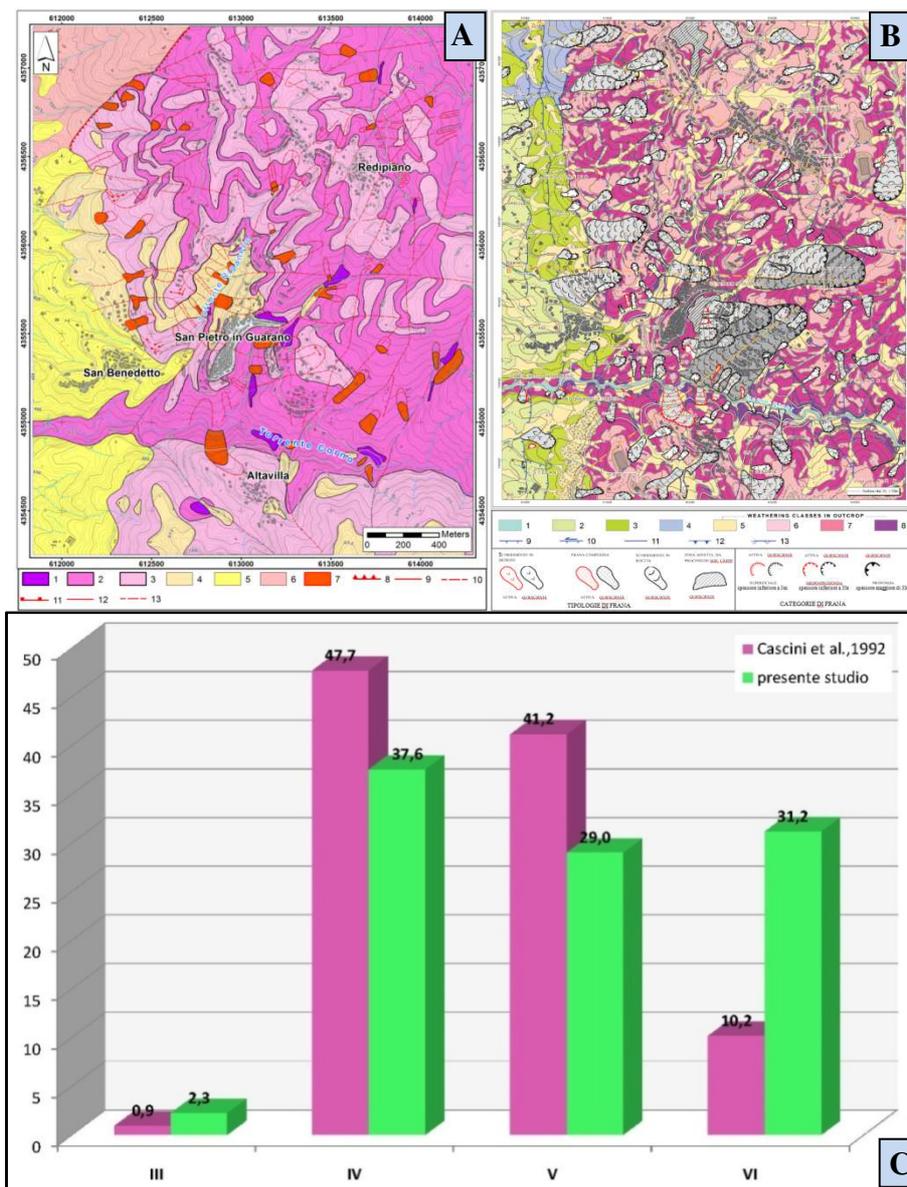


Figura 2 – Carte del grado di alterazione relative al lavoro di Cascini et al.,1992 (A) ed al presente lavoro (B) e confronto tra la frequenza areale delle classi di alterazione negli stessi (C). Legenda (A): 1) classe III; 2) classe IV; 3) classe V; 4) classe VI; 5) unità sedimentaria; 6) unità scistoso-filladica; 7) detrito di frana; 8) sovrascorrimento; 9) faglia; 10) faglia incerta; 11) scarpata di frana in roccia; 12) nicchia di frana attiva; 13) nicchia di frana inattiva. Legenda (B): 1) depositi alluvionali (Pleistocene); 2) depositi sabbioso-arenacei (Pleistocene); 3) depositi conglomeratici (Pleistocene); 4) scisti quarzosi (Paleozoico- Unità di Castagna); 5-8) rocce gneissiche a biotite e granato; 5) classe VI; 6) classe V; 7) classe IV; 8) classe III; 9) faglia diretta; 11) faglia trascorrente riattivata in normale; 12) sovrascorrimento; 13) thrust.

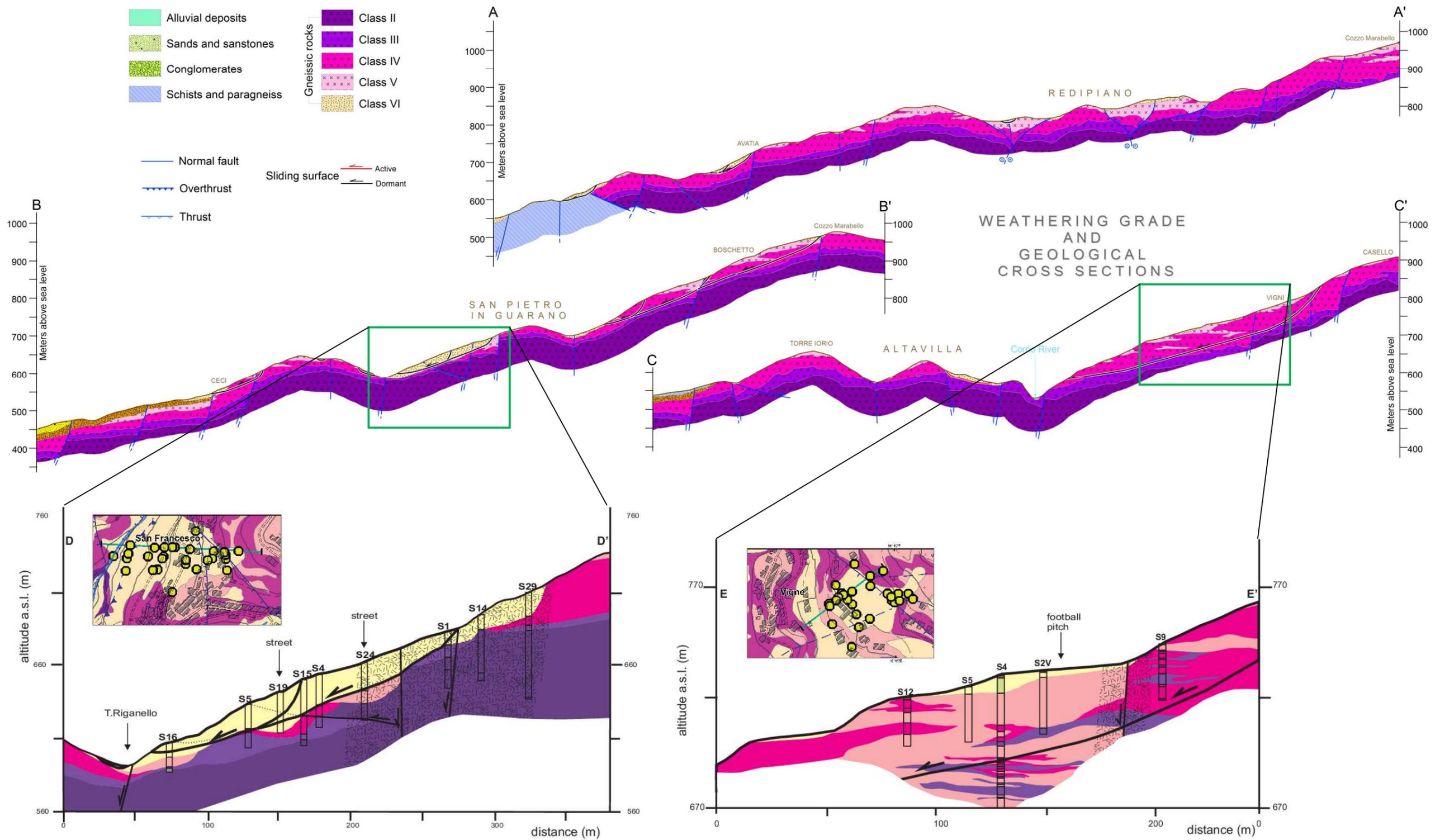


Figura 3 – Sezioni geologiche relative ai soli dati di superficie ottenuti nelle fasi di rilievo del grado di alterazione (A-A'; B-B'; C-C') la cui traccia è riportata in Figura 1; sezioni geologiche di dettaglio (D-D', E-E') ottenute integrando i dati di superficie con i dati relativi alle stratigrafie dei sondaggi, opportunamente proiettati sulle stesse.

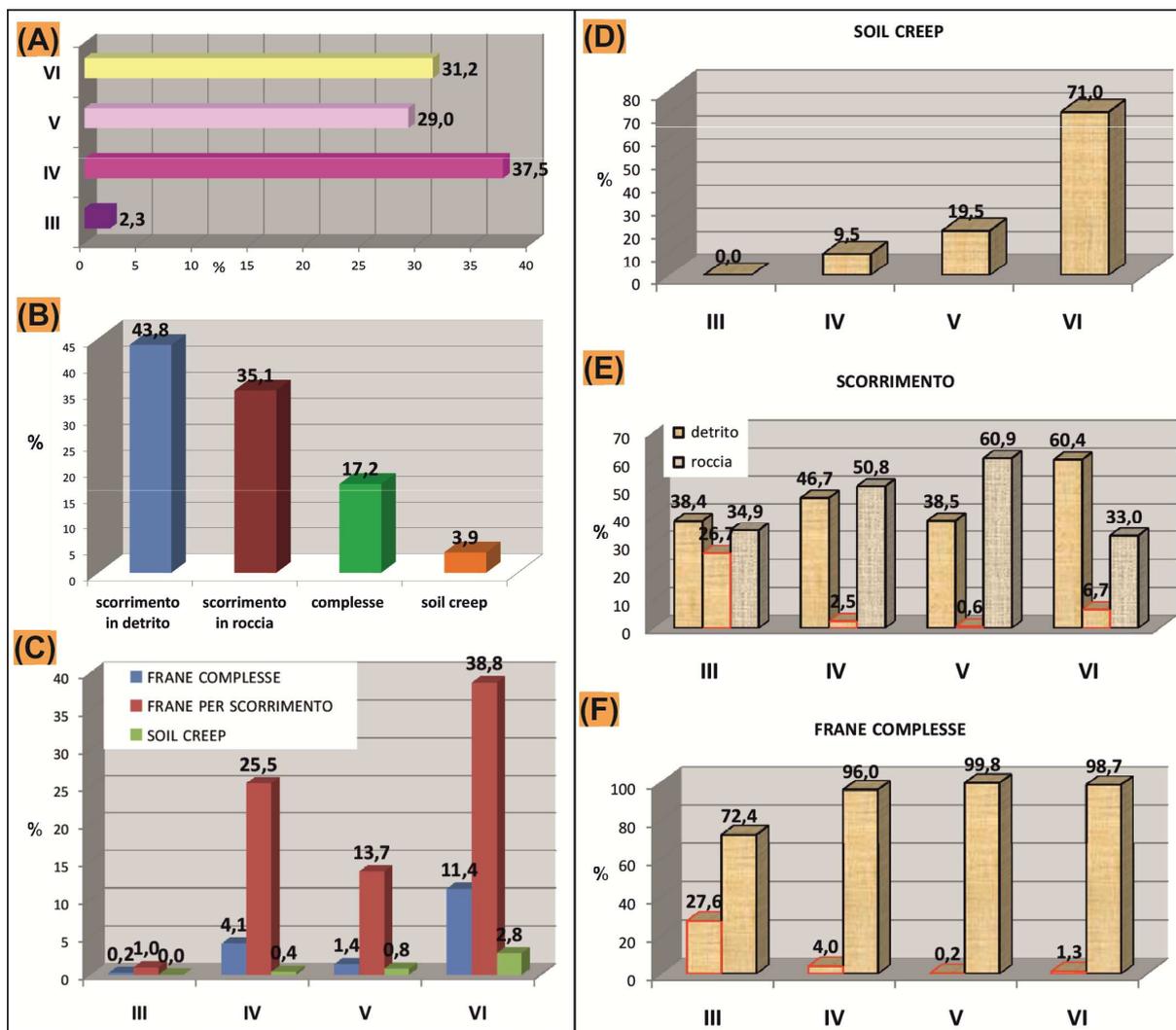


Figura 4 – Frequenza areale delle classi di alterazione rispetto al totale dell'area di affioramento delle rocce gneissiche(A); Frequenza areale delle tipologie di frane rispetto all'area totale instabile(B); Frequenza areale dei fenomeni di instabilità nelle classi di alterazione rispetto al totale dell'area instabile(C); frequenza areale delle tipologie di frana ((D)zone affette da processi di soil creep, (E) frane per scorrimento, (F)frane complesse ) riferita al totale dell'area in frana che coinvolgono in affioramento le classi di alterazione. Il contorno degli istogrammi nei grafici D, E, F rappresenta lo stato di attività: rosso corrisponde ad attivo, nero a quiescente.

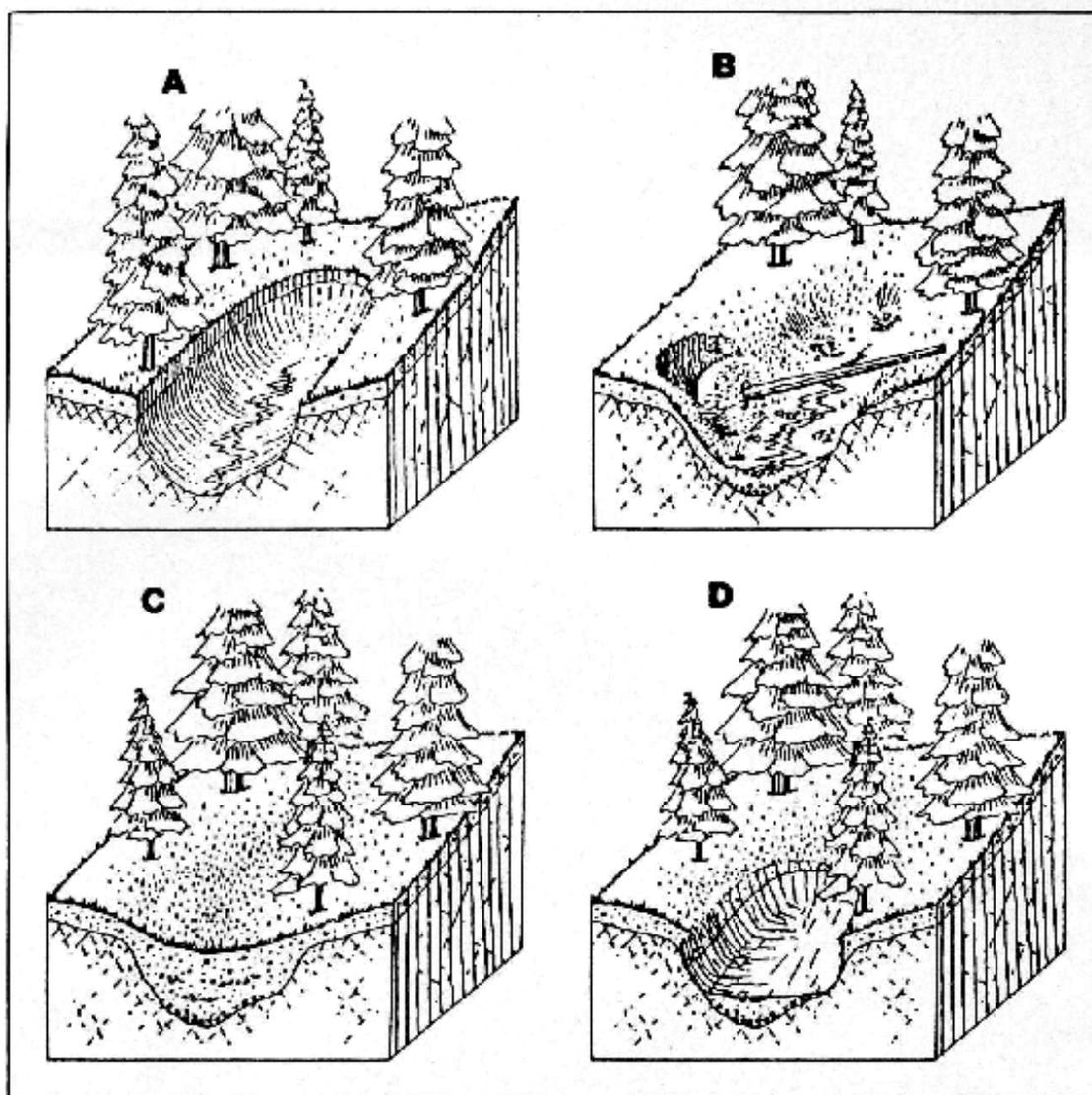


Figura 5– Modello evolutivo delle vallecole a conca in roccia: A) frana in roccia produce una concavità lungo il versante; B) la concavità viene successivamente riempita da materiale detritico (detrito di frana, colluvioni o depositi torrentizi); C) la conca sepolta è sede di deflusso idrico sotterraneo concentrato ed è possibile uno scivolamento del materiale accumulatosi; D) svuotamento della vallecola a seguito di un nuovo fenomeno franoso tipologicamente afferente a frana per scorrimento ( da Cascini et al., 1991)

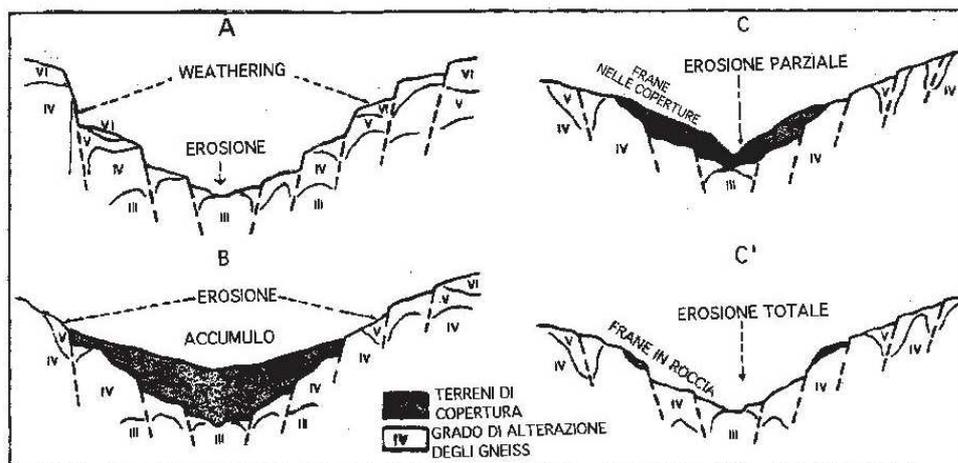


Figura 6 - Probabile schema evolutivo dei versanti e per le valli presenti nell'area di studio: A, stadio di sviluppo dei profili di alterazione sui versanti e di incisione lungo i talweg; B, stadio di degradazione fisica delle rocce gneissiche, erosione lungo il versante e riempimento dei fondovalle; C, evacuazione parziale delle coltri detritiche per erosione e per fenomeni di instabilità, principio di reincisione dei fondovalle; C' erosione totale dei materiali nei fondovalle, fenomeni di frana in roccia lungo il versante (da Cascini et al., 1994).

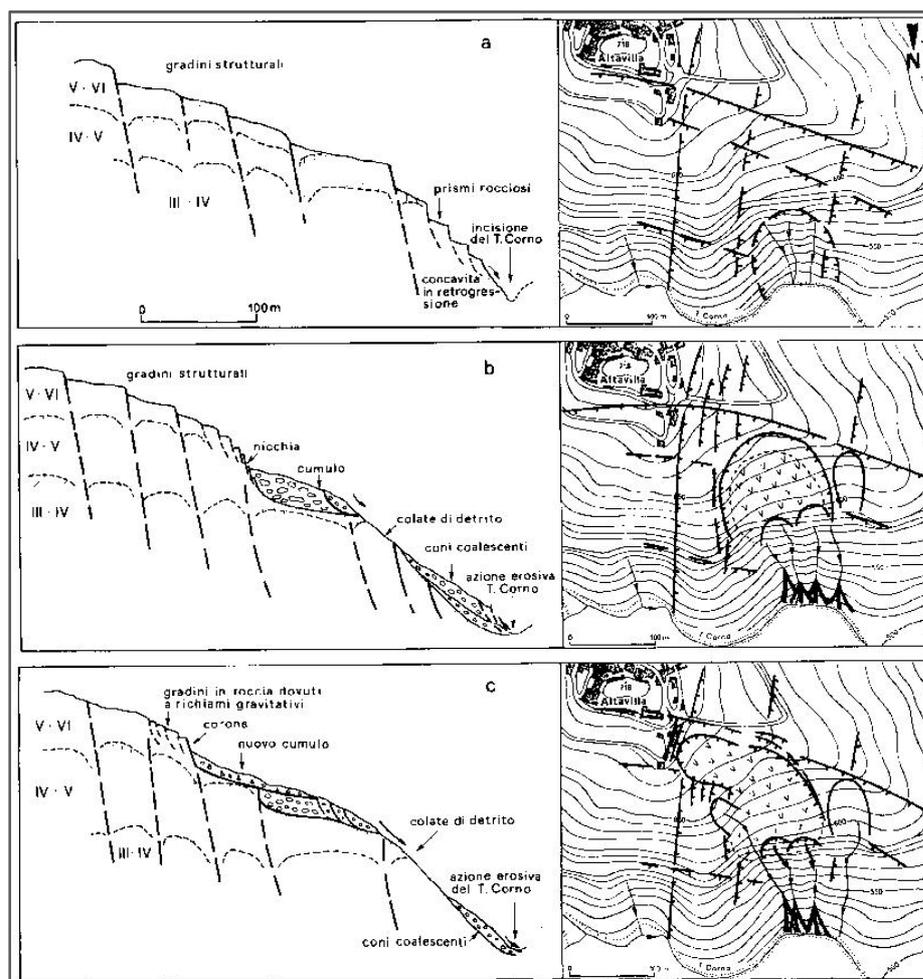


Figura 7 - Schema evolutivo della frana di Altavilla: a) fase iniziale del dissesto, in classi di alterazione III e IV; b) sviluppo di scorrimenti in classi IV e V; c) scorrimento retrogressivi in classi V e VI (da Critelli et al., 1991).

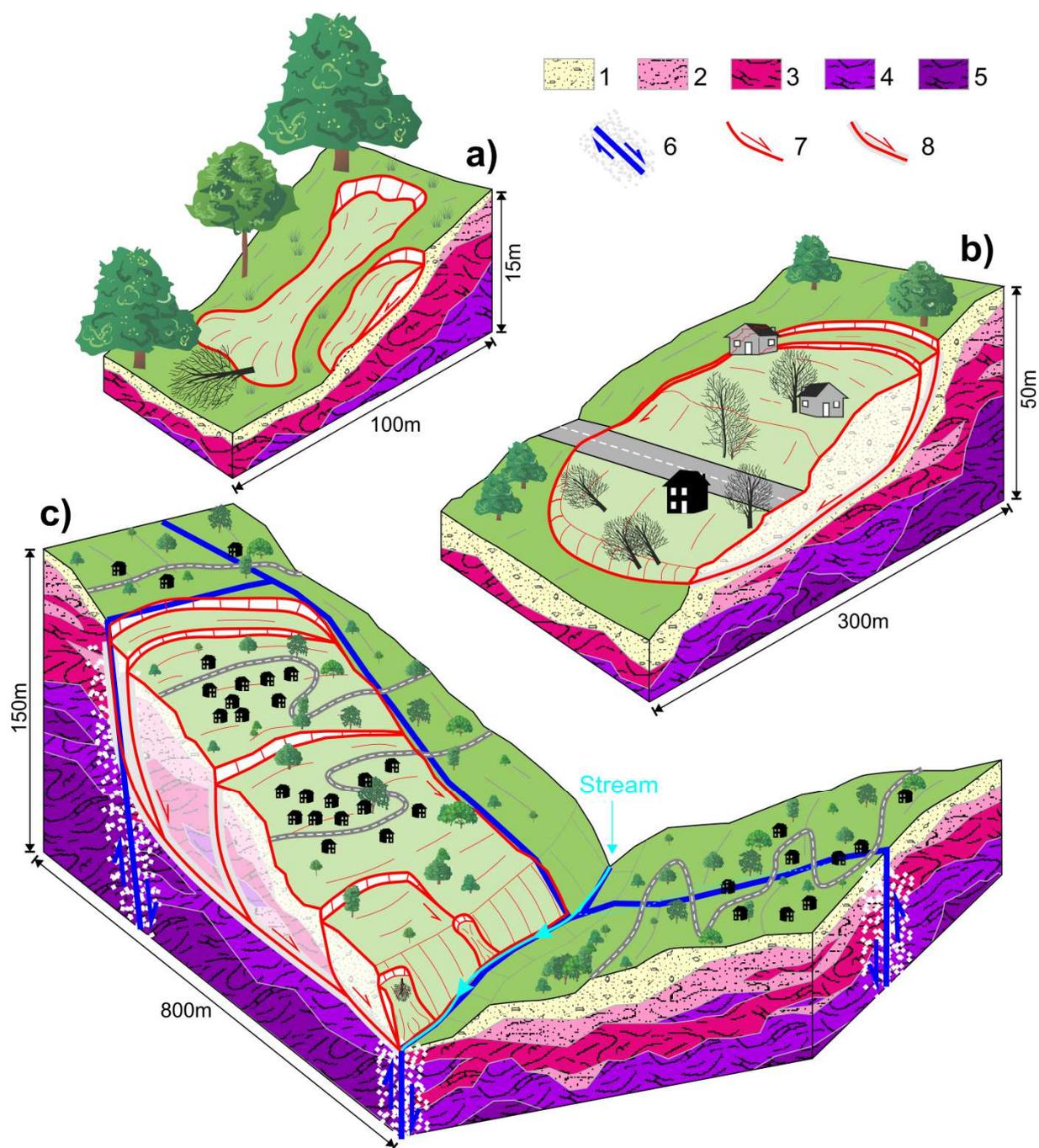


Figura 8- Modellazione tridimensionale mostrante le relazioni tra le categorie di frana rilevate nell'area di studio ed i profili di alterazione: a) frana superficiale; b) frana mediamente profonda; c) frana profonda. Legenda: (1) depositi colluviali e detrito di versante (classe VI); (2) roccia completamente alterata (classe V); (3) roccia altamente alterata (classe IV); (4) roccia moderatamente alterata (classe III); (5) roccia debolmente alterata (classe II); (6) piani di faglia con relative fault zone; (7) superficie di movimento; (8) superficie di movimento caratterizzata da materiale a grana fine prodotto dalla riattivazione di fenomeni franosi.

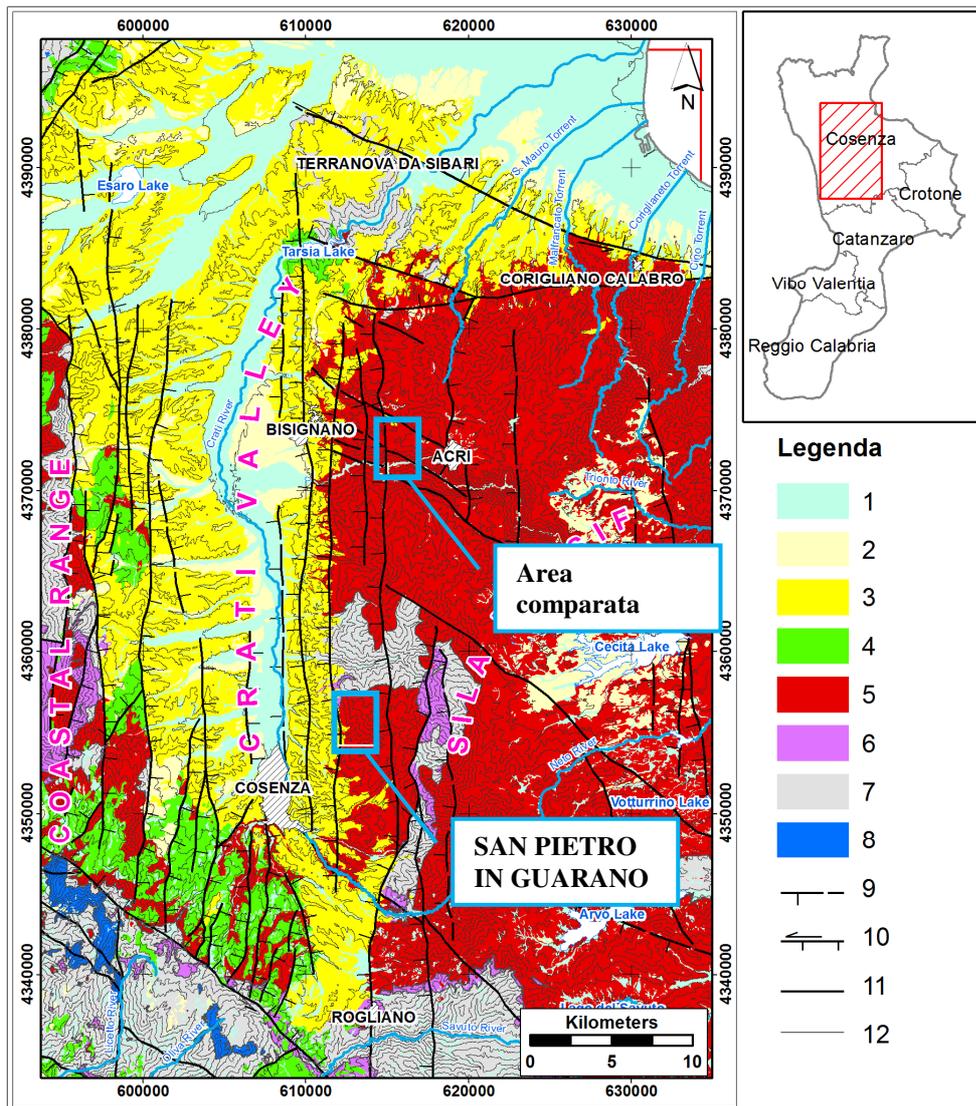


Figura 9 – Carta geologico-strutturale del versante occidentale del Massiccio Silano, lungo cui ricadono l’ area di San Pietro in Guarano, oggetto del presente studio, e l’area di Acri, utilizzata per confronto nelle relazioni intercorse tra tettonica, *weathering* e franosità. Legenda: (1) depositi olocenici; (2) depositi del Pleistocene sup.; (3) depositi del Pliocene- Pleistocene medio; (4) depositi del Miocene medio-sup.; (5) Unità della Sila (Paleozoico); (6) Unità di Castagna (Paleozoico); (7) Unità ofiolitiche (Paleozoico-Mesozoico); (8) Unità di Monte Cocuzzo (Mesozoico); (9) faglia normale; (10) faglia transtensiva sinistra; (11) faglia con cinematica non determinata; (12) contatto tettonico.

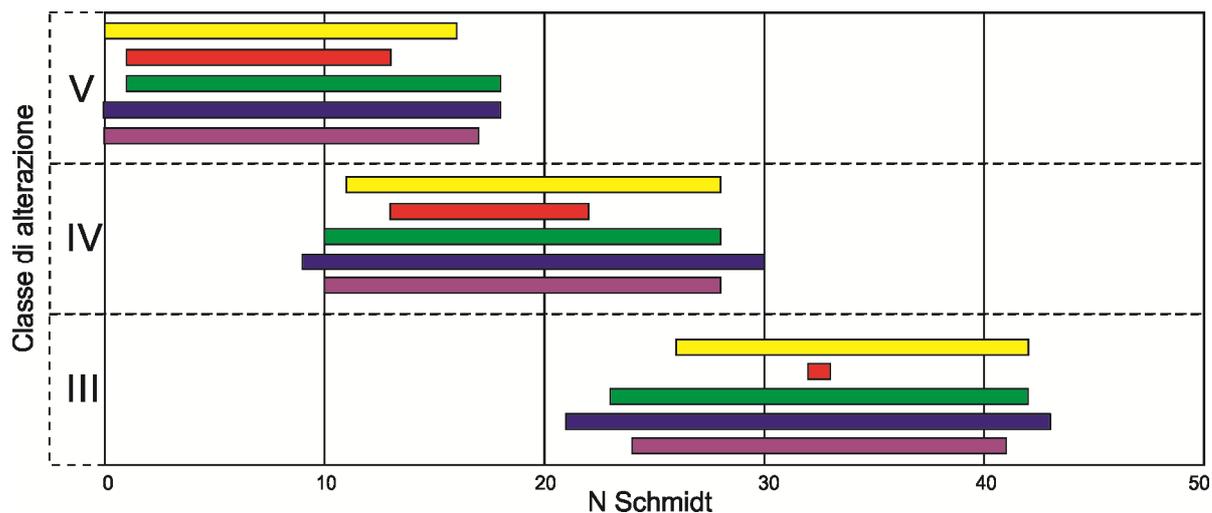


Figura 10 - Confronto degli intervalli dei valori di rimbalzo del martello di Schmidt ottenuti nel presente studio (giallo) e quelli relativi a dati di letteratura per litologie gneissiche dell'area di San Pietro in Guarano (in rosso Cascini et al., 1992; in verde Gullà & Matano, 1994) e di altre aree: Acri (in blu, Borrelli et al., 2007), Bacino del fiume Mucone (in viola, Borrelli et al. 2011).

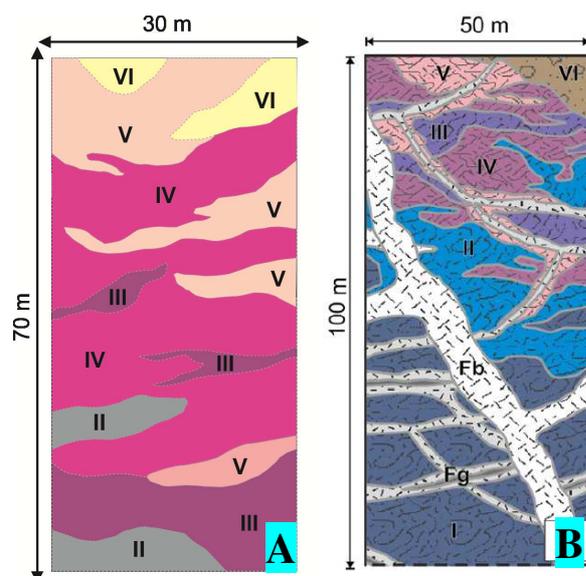


Figura 11 – Profilo di alterazione tipico dell'area di studio (A) posto a confronto con un profilo tipico dell'area di Acri (B, da Borrelli et al., 2014).

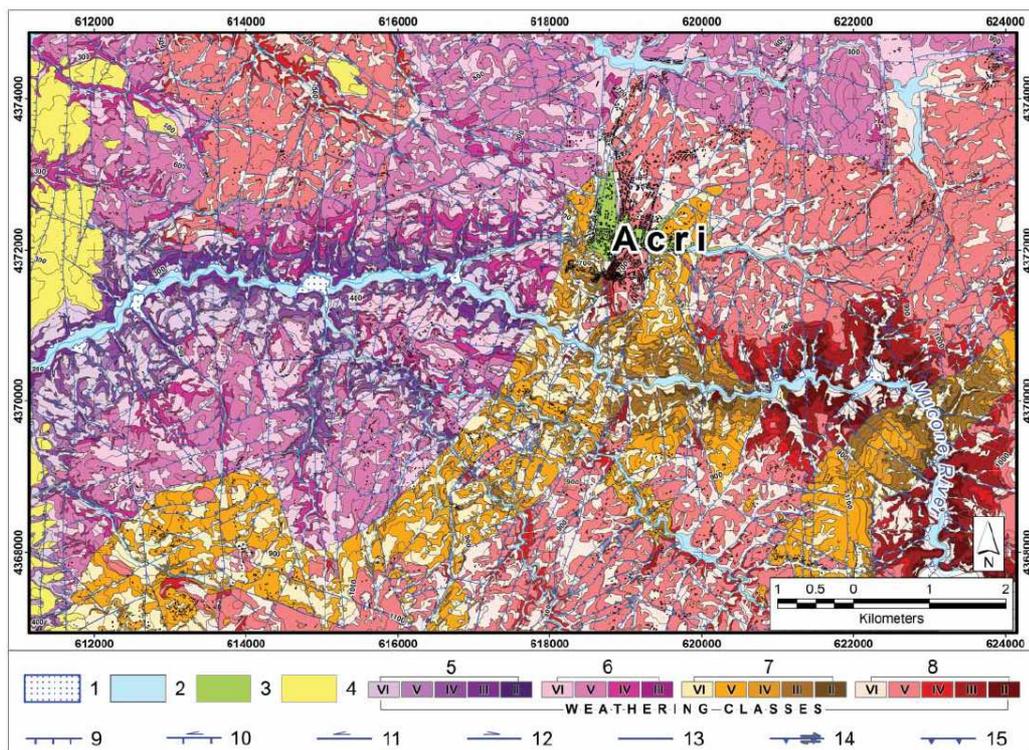


Figura 12- Carta del grado di alterazione della porzione centro-occidentale del bacino del Fiume Mucone, in cui ricade l'area di Acri (da Borrelli et al., 2011). Legenda: 1) conoidi alluvionali e detritiche; 2) depositi alluvionali; 3) conglomerati fluviali; 4) conglomerati supportati da matrice; 5) classi di alterazione di gneiss a biotite-granato e sillimanite; (6) classi di alterazione di gneiss migmatitici a biotite-sillimanite; 7) classi di alterazione di gneiss migmatitici a biotite-muscovite; 8) classi di alterazione di rocce granitoidi; 9) faglia normale; 10) faglia trascorrente sinistra riattivata in normale; 11) faglia trascorrente sinistra; (12) faglia trascorrente destra; (13) faglia con cinematica non determinata; (14) thrust transpressivo ad alto angolo riattivato in faglia normale; 15) thrust a basso angolo.

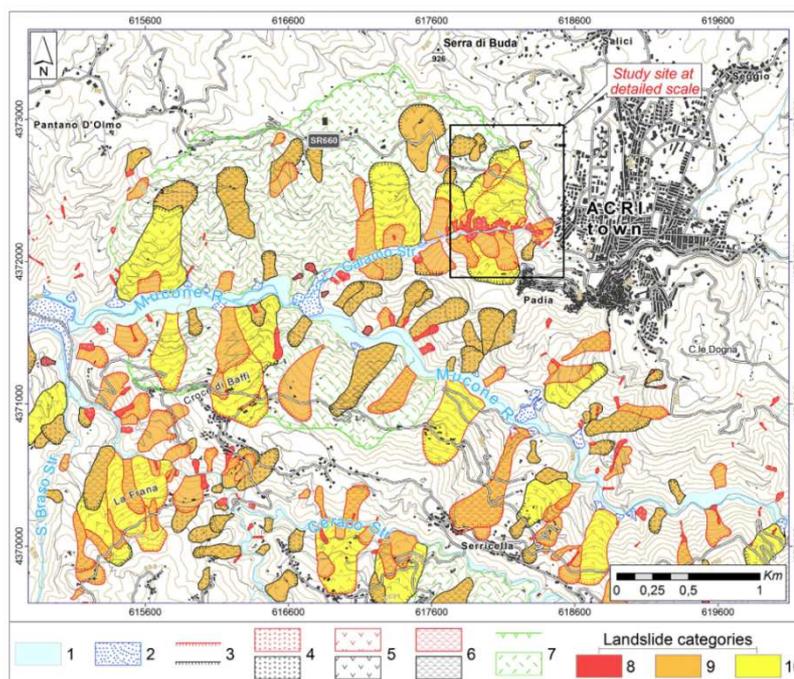


Figura 11- Carta dei movimenti in massa dell' area di Acri (da Borrelli & Gullà, 2017).Legenda: 1)depositi alluvionali; 2)conoidi detritiche e alluvionali; 3) scarpata di frana (attiva e quiescente); 4) scorrimento in detrito (attivo e quiescente); 5)scorrimento in roccia(attivo e quiescente); 6) frana complessa (attiva e quiescente); 7)sackung; 8) superficiali; 9) mediamente profonde 10)profonde

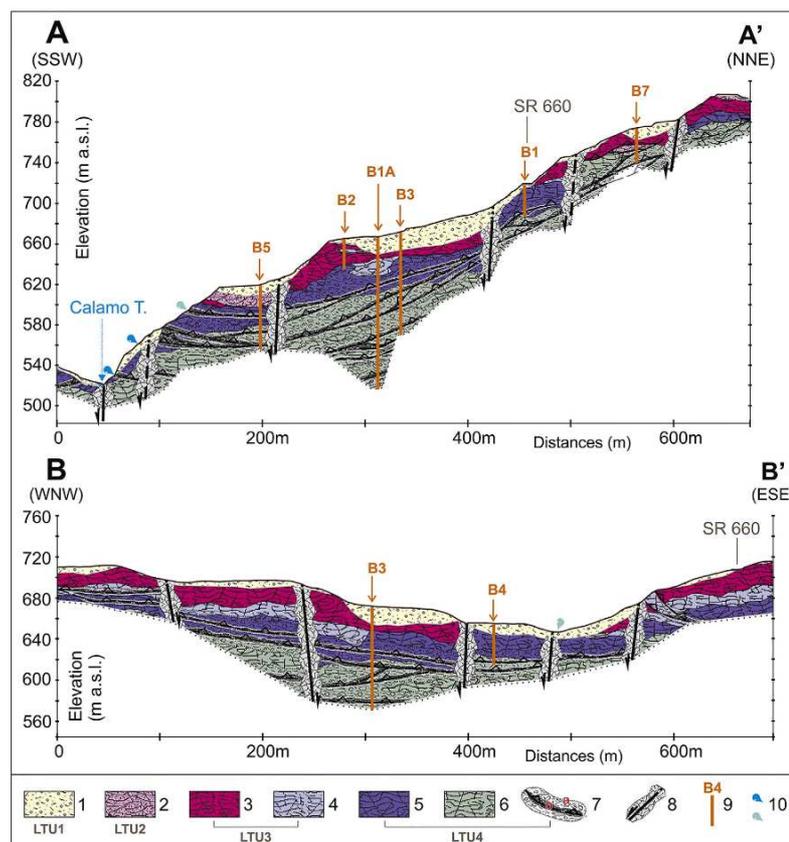


Figura 13 – Sezioni geologiche dell'area di Aciri ricostruite secondo i dati di superficie e di profondità, mostranti l'andamento del *weathering* e possibile condizionamento tettonico nello sviluppo dei fenomeni di instabilità. Legenda: 1) classe VI, 2) classe V, 3) classe IV, 4) classe III, 5) classe II, 6) classe I, 7) thrust e relativa fault zones, 8) faglie e relativa fault zones, 9) sondaggi 10) fuoriuscita di acqua (da Borrelli & Gullà, 2017).

## CONCLUSIONI

Il presente lavoro si inserisce nell' ampio quadro generale di uno dei processi geomorfici che, insieme agli altri, concorre alla dinamica evolutiva dei versanti ed al modellamento del paesaggio, ovvero la franosità. Negli ultimi decenni, anche sotto l'impulso di esperienze internazionali, i movimenti di versante sono stati una tematica molto affrontata per via della sua incidenza sulla vita dei cittadini, in termini di impatto socio-economico e di ripercussioni e rischio per le persone, le strutture ed infrastrutture, nonché per l'ambiente. Molteplici aree del territorio nazionale sono state e sono soggette ad eventi manifestatisi come movimenti gravitativi incontrollati di porzioni di terreno e/o roccia. Sulla scorta della frequenza e diffusione di tale rilevante problematica, è scaturita una dettagliata attività conoscitiva e valutativa secondo un approccio analitico multidisciplinare. Numerose ricerche hanno avuto come oggetto di studio il verificarsi dei fenomeni franosi in aree ad assetto geologico-strutturale complesso, soprattutto se con sede negli ammassi rocciosi cristallini intensamente alterati. L'indebolimento delle rocce derivante dall'azione dei processi di weathering da luogo alla formazione di spessori di roccia più o meno alterati che, congiuntamente alle condizioni di fatturazione, determinano profondi profili di alterazione. Questi ultimi si mostrano come una sequenza verticale di volumi di materiale roccioso a diverso grado di alterazione dalla superficie fino al substrato roccioso inalterato. Pertanto, soprattutto nelle regioni in cui le rocce cristalline sono diffuse, gli agenti atmosferici causano tramite una degradazione fisica e un'alterazione chimica-mineralogica un generale decadimento delle proprietà fisico-meccaniche con conseguente accelerazione dei processi morfodinamici sulla superficie del terreno e una generale predisposizione ai meccanismi di instabilità.

Alla luce di quanto detto è sorta l'esigenza di definire l'influenza del weathering sulla stabilità dei versanti e le possibili relazioni tra essi, con riguardo ad un eventuale condizionamento tettonico, in un'area del territorio calabrese. Quest'ultimo, ubicato in un settore del bordo occidentale del Massiccio Silano corrispondente a livello amministrativo al territorio comunale di San Pietro in Guarano e limitatamente di Lappano per Altavilla, risulta particolarmente adatto alle esigenze di studio, essendo in esso riscontrabile ampiamente lo scenario appena descritto.

Il principale scopo di questo lavoro è stato la definizione delle relazioni esistenti tra gli effetti del *weathering* e la tettonica nei processi morfoevolutivi, dando particolare attenzione alla

caratterizzazione al grado di alterazione delle rocce cristalline, alle tipologie nonché categorie dei fenomeni di instabilità ed al condizionamento tettonico caratterizzante l'area affetta da tali fenomenologie. Al fine di raggiungere gli obiettivi prefissati e di validare il metodo d'indagine multidisciplinare messo in atto, articolato in diverse fasi susseguenti, si è tenuto conto degli aspetti geologici, strutturali e geomorfologici dell'area in esame a diverse scale di dettaglio, dalla macro alla micro-scala.

I principali risultati ottenuti nell'ambito dell'alterazione sono stati: la redazione della carta del grado di alterazione e relativa distribuzione areale, la ricostruzione dei profili di alterazione in superficie ed in profondità, la caratterizzazione minero-petrografica e geotecnica delle classi del *weathering*, la modellazione predittiva di interazione acqua-roccia come sviluppo dei processi alterativi. In riferimento alle fragilità del territorio i risultati maggiormente rilevanti constano della carta delle instabilità, della classificazione tipologica e successiva categorizzazione dei fenomeni franosi in termini di spessore del corpo frana, la modellazione tridimensionale delle frane riconosciute in riferimento agli spessori alterativi coinvolti, congiuntamente all'assetto strutturale cui sono soggette.

Quanto precedentemente esposto ha fatto emergere l'utilità e la praticità della metodologia applicata, la quale ha consentito di attribuire alle rocce cristalline nei vari profili analizzati un grado di alterazione identificativo che si ripercuote, congiuntamente all'influenza della presenza di discontinuità tettoniche, sull'innescò e successivo ampliamento di fenomeni franosi. Il *weathering*, come emerge dagli ultimi studi e dal presente lavoro che lo hanno posto in esame come tematica, rappresenta un fattore di predisposizione allo sviluppo dei fenomeni gravitativi di massa in virtù del decadimento delle proprietà reologiche dei materiali rocciosi che ne conseguono. L'analisi strutturale ha permesso di individuare essenzialmente tre principali sistemi di faglie normali e trascorrenti, a cui si associano poche discontinuità a cinematisò compressivo, che hanno portato ad un fitto reticolato di strutture nell'ammasso roccioso cristallino. L'influenza tettonica, oltre a condizionare lo stato di fratturazione molto intenso, ha influenzato notevolmente lo sviluppo dei processi alterativi e quindi, il profilo tipico di alterazione. I processi di degradazione chimico-fisica hanno innescato la predisposizione alle instabilità mettendo a repentaglio la stabilità del territorio sotto forma di diverse tipologie di frane, variabili a seconda del grado di alterazione prevalente caratterizzanti il materiale coinvolto nei dissesti e dalle condizioni strutturali al contorno. L'analisi morfostrutturale ha evidenziato il controllo strutturale in prevalenza nelle fenomenologie franose maggiormente profonde, anche se non mancano casi in cui gli elementi morfologici delle frane siano condizionati dai sistemi di faglie identificate nell'ammasso roccioso più superficiale.

Definire il quadro macro e meso-strutturale, congiuntamente al rilievo di dettaglio del grado di alterazione di ammassi rocciosi gneissici, costituisce una tappa fondamentale nella definizione delle problematiche connesse alla franosità dei versanti costituiti da rocce cristalline. L'evoluzione dei processi di disfacimento sui minerali rappresenta, infatti, un ulteriore elemento che consente di valutare i rapporti tra il *weathering* e la franosità.

In conclusione, si può affermare che i risultati conseguiti rappresentano un incoraggiante stimolo a proseguire nella ricerca delle relazioni causali che legano i processi di *weathering* ai movimenti di versante, con l'auspicio di poter estendere le indagini ad altri siti delle pendici occidentali della Sila. Di concerto si può affermare che l'approccio metodologico utilizzato nei contesti ove affiorano rocce cristalline alterate può fornire elementi conoscitivi di estrema utilità, sia nella pianificazione territoriale sia nella soluzione di specifiche problematiche geologico-applicative ed ingegneristiche.