

AUTORITA' DI BACINO DELLA CAMPANIA NORD OCCIDENTALE

*Attuazione del disposto di cui all'art. 1, comma 1, della Legge 267/98
Così come modificato ed integrato dall'art. 9, comma 2, del D.L. 132/99,
convertito con modifica dalla Legge 226/99*

APPROFONDIMENTI DI CUI ALL'ART. 3 DELLA CONVENZIONE

AREA CAMPIONE: LOC. MONTE BARBARO (COMUNE DI POZZUOLI)

1) PREMESSA

Il territorio collino-montano dell'Autorità di Bacino della Campania N-W è caratterizzato da tre contesti geologici ben differenziati: quello nord vesuviano (M.te Somma), quello flegreo (continentale ed insulare) e quello delle grandi dorsali appenniniche (M.ti del Vallo di Lauro; M.ti di Avella-Baiano; M.ti di S.Felice a Canello-Arpaia e del casertano p.p.).

La cartografia in scala 1:25.000 prevista dalla convenzione ha evidenziato in estrema sintesi:

- a) la diffusione di situazioni di rischio elevato soprattutto per fenomeni di tipo idraulico (apporti detritico-alluvionali) in porzioni di territori pedemontani dei comuni nord vesuviani (da Massa di Somma ad Ottaviano);
- b) la forte concentrazione di aree a rischio per frane di elevata intensità e/o fenomeni di trasporto solido/alluvionamento nelle isole flegree (vaste porzioni dell'entroterra e della fascia costiera dei comuni ischitani e dell'isola di Procida) e nell'area continentale flegrea (in questo caso vedi porzioni di territorio dei comuni di M.te di Procida, di Baia, di Pozzuoli e di Napoli);
- c) la concentrazione di aree a rischio per frane di elevata intensità in corrispondenza dei rilievi carbonatici appenninici incumbenti su molti comuni pedemontani.

Le conclusioni cui si è pervenuti risentono evidentemente dei limiti imposti dalla scala della cartografia di base adottata, ma anche del diverso livello di informazioni sugli eventi pregressi e della indisponibilità di basi topografiche aggiornate per quanto attiene all' "urbanizzato" (sono state utilizzate basi topografiche della Regione Campania datate 1990)

Gli approfondimenti eseguiti su aree campione (come da convenzione) costituiscono un esempio di modalità operative rese possibili dalla adozione di basi topografiche a scala medio-grande (1:4.000 – 1:5.000).

L'iter metodologico seguito è stato di volta in volta integrato in relazione alle peculiarità offerte

dai territori considerati; e in effetti si è fatto ricorso anche ad elaborati cartografici aggiuntivi (dunque non previsti in convenzione).

La scelta delle aree campione ha evidentemente obbedito innanzitutto alla necessità di rappresentare i tre contesti geologici prima indicati. All'interno di questi si è proceduto alla individuazione di settori rappresentativi di determinate tipologie di fenomeni (e quindi di scenari di rischio) e dei quali fossero disponibili supporti topografici sufficientemente aggiornati.

Nella Relazione illustrativa si è dato altresì conto della eventuale influenza della circolazione idrica (“di fondo” e subsuperficiale).

- L'area di M.te Barbaro (comune di Pozzuoli) è stata ritenuta rappresentativa di meccanismi di frana tipici di rocce litoidi fratturate (tufi) molto diffuse nell'area flegrea e per di più soggette ad intensa attività estrattiva (e dunque con frequenza di alti fronti di cava in precarie condizioni di stabilità).

La base topografica utilizzata in scala 1:4.000 (Comune di Pozzuoli) è datata 1995.

Gli elaborati cartografici allestiti sono:

- a) Carta Geolitologica;
- b) Carta degli Elementi Geomorfologici Significativi;
- c) Carta Inventario dei Fenomeni Franosi;
- d) Carta degli Indici di Instabilità su Base Geomeccanica;
- e) Carta degli Scenari di Suscettibilità;
- f) Carta preliminare degli Scenari di Rischio su base Geomorfologica (propedeutica a valutazioni di dettaglio da affidare a: indagini geognostiche, controlli puntuali degli interventi già eseguiti, verifica della reale situazione dell'antropico).

La Carta Geolitologica è stata redatta seguendo un approccio diverso da quello adottato nei siti ricadenti nelle aree del “carbonatico”. In particolare, non si è proceduto – come del resto nelle operazioni in scala 1:25.000 – alla definizione degli spessori delle coltri piroclastiche perché nel contesto flegreo l'innescò e l'evoluzione delle colate rapide nelle “coperture” sono meno condizionati dal relativo substrato tufaceo (vedi la particolare morfologia del tetto tufaceo e talora la profondità rilevante dello stesso).

Per tutti gli altri aspetti del rilevamento geologico è da sottolineare l'importanza del riconoscimento delle unità litostratigrafiche connesse alle varie fasi eruttive che, nel contesto flegreo (e delle aree vulcaniche in generale), richiede competenze specifiche.

La Carta-Inventario dei Fenomeni Franosi è incentrata soprattutto sulla rappresentazione dei settori soggetti a fenomeni di distacco dei blocchi e sull'ubicazione preliminare del limite al di sopra del quale è ancora riconoscibile la presenza di blocchi franati.

La carta al punto d) costituisce un contributo aggiuntivo esemplificativo di modalità operative proprie

della geologia strutturale e che possono considerarsi propedeutiche ad approcci successivi di tipo ingegneristico (verifiche di stabilità puntuali; scelte di tipologie di intervento). In essa sono state segnalate, per ciascun sito scelto come stazione di misura, le classi di instabilità in base ad un procedimento attento alla bibliografia scientifica.

La carta al punto e), non prevista esplicitamente in convenzione, è stata proposta in quanto ritenuta un utile supporto per valutazioni sugli scenari di rischio (la distribuzione dell' "urbanizzato" sulle basi topografiche adottate non è rapportata ai giorni nostri).

Nella carta al punto f) i singoli "beni" ad alto rischio devono considerarsi come segnalazioni di situazioni areali da verificare puntualmente (come da titolo dell'elaborato).

L'approccio metodologico relativo allo studio dei meccanismi di frana in rocce litoidi fratturate, applicato all'area campione di Monte Barbaro (comune di Pozzuoli), può essere esteso ad analoghi contesti geomorfologici diffusi nell'area flegrea sia continentale che insulare. Con riferimento a queste ultime zone, particolare rilievo rivestono in tal senso le problematiche di instabilità connesse sia alle fasce costiere delle isole di Procida e di Ischia che quelle relative principalmente ai versanti strutturali in Tufo Verde dell'entroterra ischitano che delimitano il rilievo di Monte Epomeo.

Come evidenziato dagli studi per la realizzazione della cartografia tematica in scala 1:25.000 prevista dalla convenzione, la struttura di Monte Epomeo è caratterizzata da versanti tufacei subverticali con pareti aggettanti che si affacciano sui territori comunali di Forio (ad ovest), di Casamicciola e Lacco Ameno (a nord) frequentemente coinvolti da fenomeni di invasione di massi tufacei con volumetrie anche di migliaia di metri cubi, generalmente in connessione ad eventi sismici e/o meteorici (come documentato storicamente).

Anche nel caso della fascia costiera risulta valido un approccio metodologico di carattere geologico-strutturale poiché frequenti sono i fenomeni di frana in roccia che interessano la quasi totalità delle falesie che si impostano in depositi tufacei (da stratificati a massivi), lavici e nelle facies addensate dei depositi detritici da debris flow, questi ultimi affioranti prevalentemente lungo la costa meridionale dell'isola (litorale dei Maronti; comuni di Barano e Serrara Fontana). Tali eventi di instabilità, che con differente intensità interessano tutti i comuni dell'isola, sono principalmente associati a mareggiate e la loro azione morfoevolutiva sul paesaggio costiero induce condizioni di rischio qualora siano presenti infrastrutture ed urbanizzato, come ad esempio rilevabile in corrispondenza della strada di accesso alla loc. S. Angelo da P.te Grado (comune di Serrara Fontana) ed in loc. Carta Romana (comune di Ischia).

2) ASSETTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO

2.1 - La caldera dei Campi Flegrei

La caldera dei Campi Flegrei è localizzata nella parte centro-occidentale graben della Piana Campana, allungato in direzione NE-SW. Questo ampio graben è smembrato in una serie di strutture tipo horst e graben da faglie dirette e verticali ad andamento prevalentemente NW-SE e NE-SW, e subordinatamente N-S (Barberi et al., 1991; Carrara et al., 1973, 1974; Cinque et al., 1997; Di Girolamo et al., 1984; Finetti e Morelli, 1974; Rittmann, 1950; Rosi e Sbrana, 1987; Rosi et al., 1983; 1996).

Nei lavori recenti di Orsi et al. (1996; 1999) e Di Vito et al. (1999) è stata ricostruita la storia vulcanica e deformativa della caldera dei Campi Flegrei, mentre in quelli di Pappalardo et al. (1999), D'Antonio et al. (1999) e Wohletz et al. (1999) sono stati definiti sia l'evoluzione, che lo stato attuale del sistema magmatico di alimentazione. Gli autori hanno dimostrato che la caldera è una struttura complessa, risultante da due collassi principali e da un fenomeno di risorgenza ancora attivo all'interno della caldera più recente (Fig. 2.1.1). I due collassi sono legati alle eruzioni dell'Ignimbrite Campana (Di Girolamo, 1970; Barberi et al., 1978; Civetta et al., 1997; 37 ka; Deino et al., 1992; 1994; Lirer et al., 1991) e del Tufo Giallo Napoletano (Lirer e Munno, 1975; Orsi et al., 1992; 1995; Wohletz et al., 1995; Scarpati et al., 1993; 12 ka; Alessio et al., 1971). Ampi settori dei margini strutturali di entrambe le caldere sono stati prodotti dalla riattivazione di faglie regionali preesistenti. La caldera dell'Ignimbrite Campana comprende la città di Napoli, la parte occidentale della baia di Napoli e la baia di Pozzuoli (Orsi et al., 1996). La caldera del Tufo Giallo Napoletano, collassata nel settore sudoccidentale della caldera dell'Ignimbrite Campana, comprende parte dei Campi Flegrei e della baia di Pozzuoli. Questa caldera è stata sede di diffusa attività vulcanica e risorgenza di blocchi. Il vulcanismo si è concentrato in tre epoche datate tra 12 e 9.5 ka, tra 8.6 e 8.2 ka e tra 4.8 e 3.8 ka (Di Vito et al., 1999) (Fig. 2.1.2). Durante la I epoca (12 ÷ 9.5 ka) si sono verificate 34 eruzioni in circa 2.5 ka (Fig. 2.1.2), tutte di tipo esplosivo, variabili da magmatiche a freatomagmatiche. La maggior parte dei centri eruttivi era localizzata lungo il margine strutturale della caldera del Tufo Giallo Napoletano (Fig. 2.1.1). I prodotti dell'attività di questa epoca sono depositi piroclastici da caduta e da flusso piroclastico. L'eruzione a più alta magnitudo è quella delle Pomici Principali (10.3 ka; Fig. 2.1.2). Durante la II epoca (8.6 ÷ 8.2 ka) si sono verificate 6 eruzioni in circa 0.4 ka, tutte di tipo esplosivo a bassa magnitudo, da freatomagmatiche a magmatiche, ed i loro centri erano localizzati lungo i settori settentrionale ed occidentale del margine strutturale della caldera del Tufo Giallo Napoletano (Fig. 2.1.1). Esse hanno prodotto depositi piroclastici da caduta e da flusso. L'eruzione a più alta magnitudo è l'eruzione di Fondi di Baia (8.6 ka; Fig. 2.1.2).

Nell'ultima epoca (4.8 ÷ 3.8 ka) si sono verificate 20 eruzioni, delle quali solo quattro di tipo effusivo, le restanti sono state di tipo esplosivo, da magmatiche a freatomagmatiche (Fig.

2.1.2). I centri erano localizzati prevalentemente nella parte nord-orientale della caldera del TGN, solo due eruzioni avvennero nella sua parte occidentale, nella stessa area in cui, dopo un periodo di quiescenza di circa 3 ka, è avvenuta l'ultima eruzione che ha prodotto il Monte Nuovo, nel 1538 d.C. In quest'ultima epoca le eruzioni esplosive hanno prodotto depositi piroclastici da caduta e da flusso. L'eruzione a più alta magnitudo è quella di Agnano-Monte Spina alla quale si accompagnò il collasso vulcano-tettonico della piana di Agnano (4.1 ka; de Vita et al., 1999).

La risorgenza è iniziata circa 10.000 anni fa e ha raggiunto il suo apice circa 5.000 anni fa, immediatamente prima dell'inizio della terza epoca. Il fondo della caldera del Tufo Giallo Napoletano è stato chiaramente interessato da deformazioni fragili. Il suo settore nordorientale è attraversato da faglie ad andamento NW-SE e NE-SW (Di Vito et al., 1999). Dati sismici hanno evidenziato che anche il settore sommerso sud-sudoccidentale è attraversato da faglie dirette (Colantoni et al., 1972; Pescatore et al., 1984). Inoltre gli allineamenti di fumarole attive evidenziano molto bene i sistemi di faglie riconosciuti con le indagini sismiche. La parte maggiormente sollevata del fondo della caldera è il blocco della Starza (Cinque et al., 1985), costituito da un terrazzo marino composto da due sequenze di sedimenti marini, entrambe ricoperte da depositi continentali (Orsi et al., 1996). Il blocco, allungato in direzione NW-SE, è localizzato nella parte centrale della caldera. Esso è limitato verso sud-ovest da una falesia fossile, ad andamento NW-SE, sviluppata su una scarpata di faglia, e verso nord-ovest e sud-est da faglie ad andamento NE-SW, che hanno ribassato rispettivamente i blocchi nord-occidentale e sud-orientale. I centri eruttivi attivi durante la prima e la seconda epoca erano localizzati lungo la maggior parte del margine strutturale della caldera del Tufo Giallo Napoletano, mentre quelli della terza epoca erano localizzati prevalentemente nel settore nord-orientale del fondo calderico (Di Vito et al., 1999). Nella parte meridionale della caldera, anche se attraversata da faglie, non si è verificato vulcanismo. Orsi et al. (1996) hanno dimostrato che negli ultimi 12.000 anni le aree esterne alla caldera dei Campi Flegrei sono rimaste stabili (Fig. 2.1.1), mentre quelle ad occidente della valle del Sebeto, quella tra la costa di Posillipo e la piana di Agnano e quella tra Averno e Capo Miseno, tutte interne alla caldera sono state interessate da una generale subsidenza. Gli autori hanno suggerito che la risorgenza è avvenuta con un meccanismo di taglio semplice (Orsi et al., 1992) che, attraverso una deformazione a lungo termine, ha separato il fondo della caldera in blocchi. Essi hanno anche suggerito che la deformazione a lungo termine risulta dalla sommatoria di diversi eventi deformativi a breve termine.

2.2 - Geologia dell'area in studio

L'area in studio è ubicata nella parte centro-occidentale della caldera del Tufo Giallo Napoletano (Fig. 2.2.1). Essa si estende tra la piana di Toiano, ad ovest, La Starza, a sud, e la piana di S. Vito, ad est. Queste piane delimitano la parte meridionale del più grosso edificio vulcanico ancora ben esposto nella caldera del Tufo Giallo Napoletano, il cono di tufo del Gauro. Lo studio, in particolare, ha riguardato i versanti tufacei occidentali, meridionali ed orientali del M. Barbaro, toponimo che indica il settore meridionale del Gauro, ed il versante sudoccidentale di M. S. Angelo, toponimo che ne indica il settore settentrionale.

L'età di questo edificio vulcanico è compresa tra quella del Tufo Giallo Napoletano (12.000 anni) e quella di un deposito a tetto, di 10.720 anni, correlato da Di Vito et al. (1999) con la facies distale dei depositi di Archiaverno (Fig 2.1.2).

Il risultati dello studio particolareggiato di quest'area sono sintetizzati nella Carta Geolitologica, in quella degli Elementi Geomorfologici Significativi (Allegate) e nelle sezioni geologiche (Figg. 2.2.2, 2.2.3 e 2.2.4).

Il cono del Gauro è formato da depositi piroclastici di colore giallastro intensamente litificati per processi di zeolitizzazione (Tufo giallo del Gauro). Questi depositi sono ceneri da fini a grossolane, e contengono pomici e frammenti litici di dimensioni variabili da pochi millimetri ad alcuni decimetri. Essi sono generalmente costituiti da sequenze di strati di spessore molto variabile. Le pomici sono sia disperse che concentrate in lenti e, localmente, in livelli. Esse variano sia in colore che in grado di vescicolazione. Quelle ben vescicolate sono di colore grigio chiaro, mentre quelle poco vescicolate, sono di colore grigio scuro. I frammenti litici, percentualmente inferiori alle pomici, sono sia lave fresche ed alterate, che tufi. Livelli ricchi di lapilli accrezionari ricorrono a varie altezze stratigrafiche. La giacitura di questi depositi, generalmente a franapoggio, varia in differenti settori al variare dell'orientazione dei versanti del cono del Gauro, da N 140°, alla sua estremità occidentale, a N 40°, lungo i suoi versanti orientali. Solamente lungo versanti adiacenti Porta Campiglione gli strati sono a reggipoggio. Gli angoli di immersione variano tra 10-15° nelle parti basse dei versanti a 20-35° in quelle medio alte. Alla scala di scarpate sia naturali che antropiche sono state rinvenute evidenze di variazioni di giacitura di sequenze di strati indotte da eventi deformativi ed erosione sindeposizionale.

Il Tufo giallo del Gauro è generalmente intensamente deformato da faglie e fratture ad andamento ed estensione molto variabili. Le faglie e fratture più estese e ricorrenti sono verticali o debolmente inclinate ed hanno direzioni azimuthali comprese tra N120-170 e N 60-75. Quelle a basso sviluppo hanno orientazione più variabile, e spesso andamento ortogonale alla stratificazione. I fronti di molte cave sono intersecati anche da fratture con direzioni generalmente concordanti con i versanti, immersione verso valle ed inclinazione variabile tra 30° e 60°.

Questo complesso quadro fessurativo è stato verosimilmente prodotto sia dai vari eventi deformativi che hanno interessato il cono del Gauro, sia dai processi di litificazione (zeolitizzazione) del tufo, che hanno comportato variazioni di volume dei depositi, e sia dall'attività di escavazione che localmente ha determinato rilascio del materiale per mancanza di confinamento.

Lungo i versanti occidentale e meridionale la sequenza tufacea è coperta da una breccia di versante (**dt** in carta geolitologica) di spessore variabile da alcuni decimetri fino a 5 m. La breccia è composta da blocchi di tufo del Gauro di forma generalmente poco arrotondata o spigolosa. I blocchi, di dimensioni generalmente inferiore al metro, localmente possono raggiungere diametro di 2-3 metri. Essi sono spesso inglobati in matrice sabbioso-ghiaiosa, di colore da grigio a giallastro, derivante prevalentemente dal disfacimento del tufo. La breccia ha una posizione stratigrafica non ben definibile in quanto difficilmente distinguibile da depositi di frane ad essa sovrastanti. In affioramenti molto discreti essa è ricoperta dal paleosuolo A (definito da Di Vito et al, 1999), formatosi durante il periodo di quiescenza tra la prima e la seconda epoca di attività. Ciò potrebbe far ipotizzare una sua deposizione durante la prima epoca di attività della caldera del Tufo Giallo Napoletano (12-9.500 anni BP). La sua genesi potrebbe essere relazionata all'intensa dinamica deformativa che ha interessato il cono del Gauro subito dopo la sua formazione. Al piede dei versanti la breccia è notevolmente arricchita in matrice (**br₁** in carta geolitologica) e spesso è ricoperta da depositi derivanti da attività antropica, prevalentemente escavazione e terrazzamento per agricoltura. Questo deposito degrada nelle aree subpianeggianti in depositi colluviali (**br₂** in carta geolitologica). Lo spessore di entrambi i depositi, così come il loro limite di valle, verso La Starza e verso le piane di S. Vito e Toiano non sono precisabili, mancando sia dati di perforazioni, che esposizioni adeguate.

Le aree a valle dei versanti meridionali ed occidentali del Monte Barbaro sono caratterizzate dalla sequenza de La Starza (**st** in carta geolitologica). Tale sequenza è costituita da depositi sabbiosi e limosi fossiliferi marini e di transizione, intercalati e coperti da depositi piroclastici di alcune eruzioni flegree. Dati di perforazioni indicano che la parte prevalente della successione de La Starza copre il Tufo Giallo del Gauro, sia in loc. Luciano-Fascione che nell'area di Toiano. Questa successione è generalmente chiusa a tetto dai depositi dell'eruzione di Astroni (3.800 anni BP), mentre nella piana di Toiano è sormontata dai depositi dell'eruzione del Monte Nuovo (1538 d.C.).

Nelle aree a valle dei versanti orientali si rileva, invece una successione di depositi piroclastici (**ps** in carta geolitologica) depositati in ambiente continentale, intercalati a paleosuoli. La transizione tra questi depositi e quelli de La Starza non è precisamente definibile per la mancanza di esposizioni e di dati di perforazioni lungo la direttrice di via Campana. La successione è chiusa a tetto dai depositi dell'eruzione di Astroni (3.800 anni BP).

2.3 - Geomorfologia dell'area in studio

I versanti esterni del cono del Gauro, degradanti verso La Starza e le piane di S. Vito e Toiano, sono caratterizzati da acclività elevata e forme generalmente irregolari e discontinue. Lungo questi versanti si rinvengono, a varie quote, lembi di scarpate con pendenze medie superiori al 100%. I versanti interni del cono del Gauro, generalmente regolari, sono caratterizzati da una tipica forma endoreica. Essi sono significativamente deformati solo nel settore orientale, in prossimità di Porta Campiglione, ed in quello occidentale. Di seguito i versanti in studio vengono suddivisi in aree con caratteristiche omogenee.

Area occidentale. Essa comprende il versante sud-occidentale del Monte Sant'Angelo e quello occidentale del Monte Barbaro che circondano a nord ed a est la Piana di Toiano. La loro orientazione varia gradualmente da ESE-WNW, caratteristica del versante meridionale di Monte Sant'Angelo, a N-S, prevalente in quello ad occidente del Monte Barbaro. Dal loro raccordo ne deriva una morfologia ad andamento endoreico, concava verso la piana. La sommità dei versanti è caratterizzata da diffusa presenza di piccole scarpate subverticali in cui affiora il tufo, interessate da evoluzione per frane da crollo. Le scarpate più alte sono presenti in corrispondenza della Chiesa di San Michele, dove raggiungono complessivamente un'altezza di 50 m. Al di sotto di queste aree di scarpata il versante si regolarizza su una pendenza di circa 40-45°. Questa porzione del versante è sia area di transito che di accumulo di blocchi. Localmente sono presenti parti terrazzate, lembi di superfici spianate e blocchi isolati. La parte bassa del versante è costituita da un'estesa fascia di accumulo di blocchi e di materiale colluviale, quasi completamente terrazzata ed utilizzata a fini agricoli. Quest'area passa alla zona di piana attraverso un limite presunto, individuato su base morfologica, oltre il quale non sono stati osservati in superficie blocchi di tufo. Nella parte meridionale del versante sono state individuate due piccole aree di impluvio. Quest'area termina a meridione con una scarpata di faglia ad andamento ENE, trasversale al versante.

Area meridionale. Essa comprende il versante meridionale del Monte Barbaro che, dal punto di vista geomorfologico, è suddivisibile in tre settori: quello occidentale ad orientazione NW-SE, quello centrale, ad orientazione WNW-ESE, e quello orientale, ad orientazione SW-NE. Nella parte medio-bassa di tutto il versante vi sono numerose cave di tufo, attualmente inattive. I fronti di queste cave sono spesso molto articolati e si sviluppano lungo direzioni ortogonali tra loro. Il settore occidentale è limitato da due faglie a direzione NE-SW, evidenziate da due scarpate subparallele. Lungo i fronti della cava di Parco Verde sono state rilevate anche numerose faglie a direzione NW-SE, alcune delle quali rialzano il blocco sudoccidentale. In questo settore il versante è caratterizzato, nella sua parte sommitale, dalla presenza di piccoli lembi di scarpate subverticali in tufo, mentre nella rimanente parte ha una pendenza media di circa 30°, con locali lembi di superfici spianate. La parte nord-occidentale è diffusamente terrazzata per scopi agricoli. La parte bassa di questo settore di versante è raccordata con la piana di Toiano attraverso una fascia a bassa pendenza di accumulo di breccie di

versante e depositi colluviali. Il settore centrale è compreso tra la scarpata di faglia più orientale del settore occidentale e la loc. Fascione. Il versante, debolmente convesso, è limitato nella parte alta da piccole scarpate subverticali in tufo. Immediatamente a valle di tali scarpate, esso diventa relativamente regolare con pendenza media di circa 35°, ed è interrotto solo da piccole scarpate subverticali e blocchi isolati. Verso valle esso è quasi sempre limitato da fronti subverticali di cave inattive. Questo settore di versante è attraversato da faglie ad andamento NW-SE e subordinatamente NE-SW. A valle dei fronti di cava citati, il versante assume una pendenza significativamente inferiore e degrada in un'ampia fascia di raccordo con la piana de La Starza determinata dall'accumulo progressivo delle breccie di versante e di materiali colluviali. Il settore orientale, compreso tra la loc. Fascione e via Campana, ha una forma approssimativamente convessa ed è caratterizzato da pendenza media di circa 30°. Fra quota 300 e 200 m s.l.m. circa, esso è caratterizzato da numerose piccole scarpate subverticali in tufo, generate da faglie ad andamento E-W, lembi di superfici spianate e blocchi isolati. Nella sua parte mediana, è attraversato da una faglia ad andamento NNW-SSE, la cui traccia morfologica prosegue anche lungo il versante interno del Gauro. A quote più basse di circa 200 m s.l.m. quasi tutto il settore è interessato da fronti di cave attualmente inattive. Quasi tutto il settore di versante descritto è terrazzato ed attraversato da piccoli viottoli. A valle dei fronti di cava citati, il versante diventa meno acclive e degrada in un'ampia fascia di raccordo con la piana de La Starza, sede dei maggiori accumuli di breccie di versante e di depositi colluviali. Nelle aree prossime al versante sono presenti quasi esclusivamente le breccie di versante, a valle della rottura di pendenza inferiore, ad una quota di circa 80 m, prevalgono i depositi colluviali. Tutta questa fascia è intensamente urbanizzata.

Area orientale. Essa comprende il versante orientale del Monte Barbaro, ad orientazione SSE-NNW. Questo è di forma debolmente concava nella parte più meridionale e rettilineo nella restante parte. Nelle sue parti più alte è interessato da piccole scarpate subverticali in tufo di origine strutturale. A valle di queste scarpate esso diventa abbastanza regolare, con pendenza progressivamente variabile da sud a nord da 33 a 45°. Tutto il versante, attraversato da alcune strade sterrate, è terrazzato e coltivato. solamente nel settore più meridionale vi sono due aree di impluvio. Lungo questo versante vi sono solo due cave. La prima è stata realizzata nella parte medio bassa del versante, mentre la seconda è l'accesso di Porta Campiglione. Nell'area di quest'ultima cava sono state rilevate sia frane da scorrimento-colata che frane da crollo e blocchi isolati al piede del versante. Al di sotto di circa 85 m di quota, una fascia di accumulo preferenziale di detrito e depositi colluviali raccorda il versante alla piana di San Vito. Tutta questa fascia è coltivata ed urbanizzata.

3) L'INVENTARIO DEI FENOMENI FRANOSI

3.1 - Tipologie e rappresentazione cartografica

Lo studio delle evidenze geomorfologiche, dedotte sia da rilievi diretti che da analisi aerofotogrammetriche, ha permesso di riconoscere le più significative tipologie di dissesto che influenzano l'evoluzione dei versanti dell'area in studio (Calcaterra e Guarino, 1999a; 1999b).

In particolare, gli studi su menzionati hanno permesso di cartografare i principali costoni tufacei affioranti lungo i versanti di Monte Barbaro, che rappresentano le zone di distacco di fenomeni di instabilità tipo crollo *s.l.*, i cui riscontri sono costituiti dai blocchi tufacei di volumetrie variabili fino a qualche metro cubo, rilevabili lungo le pendici sottostanti e fino ai bordi della piana che delimita i versanti stessi. Tali costoni, che in molti casi costituiscono fronti di cava inattivi, mediamente si presentano con orientazioni E-W, NW-SE e NE-SW e spesso sono controllati strutturalmente da lineamenti tettonici. Essi sono caratterizzati da pareti subverticali, con altezze variabili da pochi metri fino a circa 40 metri, a luoghi articolate ed interessate da una fratturazione con orientazione variabile e generalmente molto persistente. Le osservazioni morfostrutturali delle pareti hanno evidenziato frequenti superfici di distacco recenti, presenza di fratture beanti associate prevalentemente all'azione divaricatrice di radici arboree e ad effetti di decompressione dell'ammasso, masse isolate in precarie condizioni di equilibrio, cavità di vario genere (sia di origine antropica che per distacco di blocchi), zone aggettanti e rientranze cuneiformi all'intersezione di fratture, superfici di strato a vista e fratture subverticali parallele al fronte.

Alla base di queste pareti subverticali si sviluppa un versante, con pendenze variabili da 30° a 40°, che si raccorda con l'antistante piana. Esso risulta coperto da una folta vegetazione prevalentemente arbustiva e subordinatamente con alberi radi ed è costituito da blocchi di tufo che, immersi a luoghi in una matrice sabbiosa derivante dall'alterazione del tufo stesso, formano dei cumuli debolmente cementati e stabilizzati naturalmente. Tuttavia, laddove la realizzazione di tagli antropici (antiche cave di tufo e/o escavazioni recenti) hanno alterato il naturale equilibrio morfologico del versante, gli accumuli detritici sono presenti in precarie condizioni di stabilità in corrispondenza dei cigli dei fronti di scavo, potendo originare fenomeni di crollo secondari (*sensu* Hutchinson, 1988 e Cruden & Varnes, 1996) per effetto sia di processi di dilavamento della matrice che di distacchi del sottostante zoccolo tufaceo. Sono, ancora, da segnalare diffusi e profondi sbancamenti operati, per opere di urbanizzazione, al piede di tali cumuli con effetti destabilizzanti sulla coltre detritica presente al piede del versante qualora non siano presenti adeguate opere di sostegno; è da sottolineare, inoltre, che le costruzioni realizzate a seguito di tali sbancamenti ricadono in aree suscettibili a naturali fenomeni di accumulo di blocchi (sulla base di quanto definibile dai caratteri geomorfologici rilevati che hanno permesso di cartografare il limite inferiore del versante al di sopra del quale sono ancora riconoscibili in affioramento blocchi di tufo).

Oltre ai fenomeni di crollo *s.l.* caratteristici di tutta l'area studiata, si segnala che lungo il versante orientale che affaccia su Via Campiglione le condizioni litologiche e morfologiche risultano predisponenti all'instaurarsi di fenomeni di scorrimento - colata che coinvolgono le modeste coperture piroclastiche che mantellano questa parte di versante. Come avviene di frequente nel caso dei depositi piroclastici, si tratta di eventi caratterizzati da una rapida cicatrizzazione del versante, come testimoniato anche in alcuni casi nell'area in esame ove non sono più riconoscibili le evidenze geomorfologiche di pregressi fenomeni franosi (Beneduce et al., 1988; de Riso et al. 1999).

4) ANALISI GEOSTRUTTURALE DI FRONTI IN ROCCIA IN STAZIONI DI MISURA

I rilievi geomorfologici dell'area in esame hanno permesso di scegliere alcuni fronti tufacei per effettuare un'analisi geomeccanica finalizzata ad una valutazione semiquantitativa delle loro condizioni di instabilità con una caratterizzazione e zonazione geomeccanica dei versanti indagati. Il criterio adottato per effettuare la valutazione quantitativa della propensione al dissesto, una volta realizzati i rilievi strutturali in situ, si basa su un metodo proposto da Romana (1985; 1991) che prende in considerazione le caratteristiche di resistenza degli ammassi, l'assetto geometrico delle discontinuità in relazione all'orientazione del pendio e, nel caso dei fronti di scavo, anche gli aspetti antropici connessi all'utilizzo delle diverse tecniche di sagomatura delle pareti cavate. In conclusione, ad ogni pendio studiato è attribuito un indice a cui corrisponde un giudizio sulle condizioni di stabilità e sulle possibili tipologie di rottura, considerando un comportamento dei giunti puramente attritivo ed in assenza di acqua (vd. Budetta et al., 1988; 1991a; 1991b; 1994).

Tale approccio costituisce un accettabile compromesso tra le esigenze di rigore metodologico ed operativo proprie della Meccanica delle Rocce e la necessità di fornire un giudizio preliminare sulla pericolosità di aree estese. Esso, non volendosi sostituire a metodi di analisi più rigorosi (I.S.R.M., 1978; Goodman, 1980; Hoek & Bray, 1981), può tuttavia essere considerato propedeutico per successivi approfondimenti specifici su aree singolari. Il metodo, inoltre, non fornisce indicazioni sulla potenzialità espansiva delle masse crollate per le quali, invece, occorrono analisi delle traiettorie di caduta supportate da considerazioni di tipo probabilistico.

4.1 - Metodo di classificazione degli ammassi lapidei

La classificazione proposta da Romana (1985; 1991) tiene conto dei seguenti fattori:

- proprietà intrinseche di resistenza dell'ammasso;
- orientazione del pendio in rapporto a quella dei sistemi di fratturazione predominanti;
- confronto tra gli angoli di inclinazione delle famiglie di discontinuità e gli angoli di resistenza al taglio disponibile lungo le potenziali superfici di rottura;
- metodo di abbattimento utilizzato, nel caso dei fronti di scavo.

Per caratterizzare i versanti, Romana propone l'indice SMR (*slope mass rating*) che permette di far attribuire il versante stesso ad una specifica classe di stabilità caratterizzata da determinate tipologie di rottura, secondo quanto riportato in tabella 4.1.1.

TAB. 4.1.1 - CLASSIFICAZIONE DI ROMANA DEI VERSANTI IN ROCCIA

Classe	V	IV	III	II	I
SMR	0 ÷ 20	21 ÷ 40	41 ÷ 60	61 ÷ 80	81 ÷ 100
Stabilità	Fortemente instabile	Instabile	Parzialmente stabile	Stabile	Completamente stabile
Rotture	Grandi rotture planari e scorrimenti rotazionali	Planari lungo molti giunti e/o grandi cunei	Planari lungo alcuni giunti e/o molti cunei	Alcune rotture di blocchi isolati	Nessuna

Lo *slope mass rating* è stato definito dallo stesso Autore in base alla seguente formula

$$\text{SMR} = \text{RMR} + (\text{F1} \cdot \text{F2} \cdot \text{F3}) + \text{F4} \quad (1)$$

in cui:

- **RMR** rappresenta l'indice *rock mass rating* della classificazione degli ammassi di Bieniawski (1976; 1989);
- **F1** è un indice fattoriale che riflette il parallelismo tra la direzione delle discontinuità (α_j) e quella media del versante (α_s). Il suo valore (Tab. 4.1.2), calcolabile con la formula $\text{F1} = (1 - \sin A)^2$, dove A è l'angolo tra le direzioni del fronte e della discontinuità, varia tra 1,00 (nel caso di parallelismo significativo di instabilità) e 0,15 (nel caso di angoli superiori a 30° significativi di stabilità);
- **F2** è un indice fattoriale che, in particolar modo nel caso di frane per scorrimento planare, valuta l'influenza esercitata dall'angolo di inclinazione delle discontinuità. Essendo β_j l'inclinazione del giunto, il valore dell'indice (cfr. Tab. 4.1.2) può essere calcolato con la formula $\text{F2} = \text{tg}^2 \beta_j$ e varia tra 1,00 (per inclinazioni superiori a 45° indicative di condizioni di instabilità) e 0,15 (per inclinazioni inferiori a 20° significative di stabilità). Nel caso di fenomeni di ribaltamento il fattore F2 assume valore 1,00 per qualsiasi angolo di inclinazione della discontinuità;
- **F3** è un indice fattoriale che valuta la relazione esistente tra l'inclinazione delle discontinuità (β_j) e quella del pendio (β_s). In particolare, nel caso di scorrimenti planari si considera la loro differenza ($\beta_j - \beta_s$) e l'indice assume valori (cfr. Tab. 4.1.2) che oscillano tra 0 (stabile) e -60 (instabile), nel caso dei ribaltamenti la loro somma ($\beta_j + \beta_s$) e valori variabili tra 0 (stabile) e -25 (instabile);
- **F4** è un indice fattoriale che, nel caso dei fronti di scavo, tiene conto del metodo di abbattimento della roccia ed i suoi valori numerici sono stati definiti empiricamente.

TAB. 4.1.2 - SCHEMA PER IL CALCOLO DEGLI INDICI FATTORIALI DI ROMANA

Tipologia	Molto Favorevole	Favorevole	Indifferente	Sfavorevole	Molto Sfavorevole
P ($\alpha_j - \alpha_s$)	$> 30^\circ$	$30^\circ \div 20^\circ$	$20^\circ \div 10^\circ$	$10^\circ \div 5^\circ$	$< 5^\circ$
T [$(\alpha_j - \alpha_s) - 180^\circ$]	-	-	-	-	-
(P & T) F1	0,15	0,40	0,70	0,85	1,00
P (β_j)	$< 20^\circ$	$20^\circ \div 30^\circ$	$30^\circ \div 35^\circ$	$35^\circ \div 45^\circ$	$> 45^\circ$
P F2	0,15	0,40	0,70	0,85	1,00
T F2	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
P ($\beta_j - \beta_s$)	$> 10^\circ$	$10^\circ \div 0^\circ$	0°	$0^\circ \div -10^\circ$	$< -10^\circ$
T ($\beta_j + \beta_s$)	$< 110^\circ$	$110^\circ \div 120^\circ$	$> 120^\circ$	-	-
(P & T) F3	0	- 6	- 25	- 50	- 60

α_j = dir. discontinuità; α_s = dir. fronte; β_j = inc. discontinuità; β_s = inc. fronte;
P = plane (*sliding s.l.*); T = toppling

Se gli indici fattoriali F1, F2 ed F3 si determinano dai dati dei rilievi strutturali effettuati in situ, il valore dell'indice RMR di Bieniawski è di più difficile determinazione poichè implica l'acquisizione, non sempre facile, di parametri come l'indice RQD (*rock quality designation*) e quelli relativi alle condizioni di circolazione idrica nell'ammasso. D'altra parte, è ben noto che il metodo di Bieniawski fu inizialmente proposto per valutare le condizioni di stabilità degli ammassi interessati dallo scavo di gallerie e, solo successivamente, fu esteso a tutti i pendii seppur con molte incertezze. Per ovviare a tali inconvenienti, si può introdurre il "criterio di rottura" di Hoek & Brown (1980; 1997) e di Hoek et alii (1992) con il quale gli Autori propongono l'indice GSI (*geological strenght index*) che fornisce una stima della riduzione della resistenza in funzione delle possibili e differenti condizioni geostutturali della roccia e delle superfici di discontinuità che interessano l'ammasso. In base ai valori che può assumere l'indice GSI, Hoek & Brown propongono una classificazione degli ammassi rocciosi secondo 20 classi di qualità, come indicato in tabella 4.1.3.

Hoek (1995) propone una relazione empirica (Fig. 4.1.1) tra l'indice RMR di Bieniawski e l'indice GSI. Per valori di RMR > 25 (limitazione dovuta al fatto che per ammassi molto scadenti il valore di RMR perde di significato), il GSI può essere calcolato utilizzando la versione 1989 della classificazione di Bieniawski, dove RMR_{g9} è calcolato avendo posto pari a 15 il *rating* valido per un ammasso completamente asciutto e pari a 0 il *rating* che tiene conto della correzione per l'orientazione delle fratture (condizione "molto favorevole")

$$\text{GSI} = \text{RMR}_{g9} - 5 \quad (2)$$

Pertanto, valutando direttamente in situ le caratteristiche di qualità del versante indagato ed attribuendo un valore di GSI secondo lo schema grafico di Tab. 4.1.3, è possibile definire il valore dell'indice RMR di Bieniawski. Questo valore viene successivamente utilizzato per la determinazione finale dell'indice SMR di Romana effettuando la somma algebrica con gli indici fattoriali secondo quanto riportato nella formula (1).

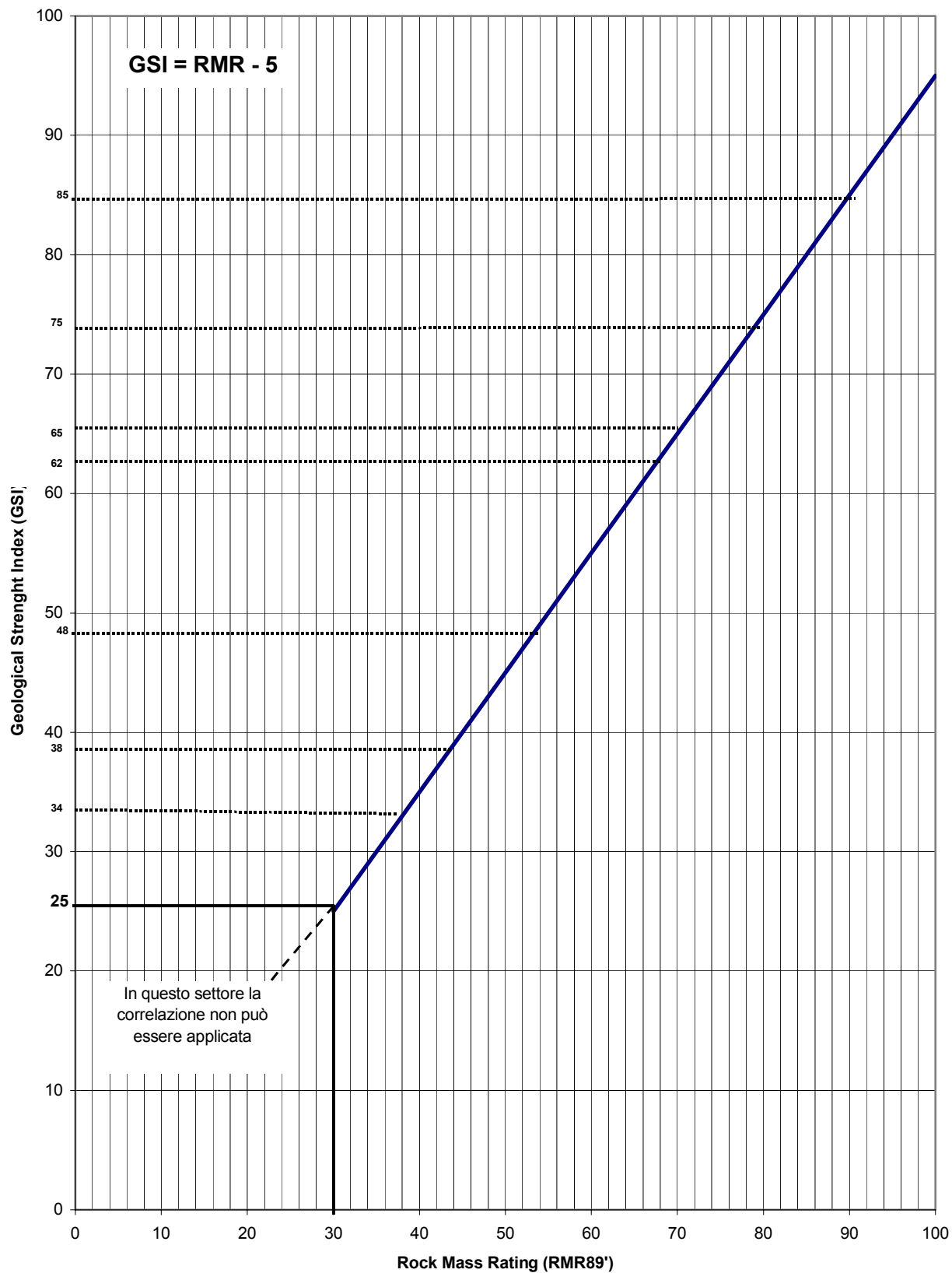


FIGURA 4.1.1

TAB. 4.1.3 - SCHEMA PER LA DEFINIZIONE DELL'INDICE GSI DI HOEK & BROWN

Classificazione degli ammassi in base alla descrizione della loro struttura (nelle righe) ed alle condizioni delle superfici di discontinuità (nelle colonne), con individuazione del valore dell'indice GSI (Geological Strength Index) secondo Hoek & Brown	MOLTO BUONE: superfici di discontinuità inalterate e molto scabre	BUONE: superfici di discontinuità debolmente alterate, ossidate e scabre	MEDIOCRE: superfici di discontinuità moderatamente alterate e lisce	SCADENTI: superfici di discontinuità molto alterate, levigate, rivestite da materiale resistente o con riempimento sabbioso	MOLTO SCADENTI: superfici di discontinuità molto alterate, levigate, con rivestimento o riempimento argilloso
A BLOCCHI: ammasso indisturbato formato da blocchi cubici molto ben collegati ed individuati da tre sistemi di discontinuità ortogonali	B / VG 85	B / G 75	B / F 62	B / P 48	B / VP 34
CON NUMEROSI BLOCCHI: ammasso parzialmente disturbato formato da blocchi poliedrici collegati ed individuati da quattro o più sistemi di discontinuità	VB / VG 75	VB / G 65	VB / F 48	VB / P 38	VB / VP 25
A BLOCCHI / DISTURBATO: ammasso con pieghe e/o tettonizzato formato da blocchi angolari individuati da numerosi sistemi di discontinuità	BD / VG 60	BD / G 50	BD / F 40	BD / P 30	BD / VP (20)
CATACLASTICO: ammasso fortemente fratturato formato da frammenti angolari ed arrotondati scarsamente collegati	D / VG 50	D / G 40	D / F 30	D / P (20)	D / VP (10)

N.B.: per le classi ricadenti nel settore campito, la correlazione tra GSI ed RMR non è applicabile.

4.2 - I siti campione

La scelta dei costoni tufacei di Monte Barbaro, su cui realizzare l'analisi statistica della distribuzione spaziale delle discontinuità meccaniche e, di conseguenza, applicare il metodo di classificazione dei versanti secondo Romana, è stata principalmente dettata dalle loro dimensioni. Più in particolare, sono stati ritenuti significativi fronti con altezze mediamente uguali o superiori ai 10 metri. La gran parte delle pareti indagate si distribuisce lungo il versante meridionale, sebbene siano stati studiati altri siti sia sul lato orientale, in località Porta Campiglione, che lungo il versante occidentale sotto S. Angelo, sulla piana di Toiano. Complessivamente sono state rilevate 613 discontinuità distribuite lungo 23 fronti e per ognuna di esse sono state eseguite, secondo i criteri proposti dalle norme I.S.R.M. (1978), misure relative alla direzione di immersione (*dip direction*), all'inclinazione, alla persistenza (Tab. 4.2.1), all'apertura (Tab. 4.2.2) ed al riempimento. Inoltre, ai fini della individuazione del valore di GSI e, quindi, di RMR, per ogni singolo sito è stata effettuata un'analisi morfostrutturale della parete. Il valore di SMR - secondo la formula (1) -, per ogni sito, è scaturito dall'analisi morfostrutturale della parete (definizione di GSI e quindi di RMR) e

dall'elaborazione statistica dei dati relativi alle discontinuità (valori di F1, F2, F3). Nei vari casi analizzati (fronti di cava molto antichi) si è posto $F4 = 0$.

PERSISTENZA				
< 1 m molto bassa	1 - 3 m bassa	3 - 10 m media	10 - 20 m alta	> 20 m molto alta

Tab. 4.2.1 - Classi di persistenza dei giunti secondo le norme I.S.R.M. (1978).

APERTURA							
$< 0,1$ mm molto serrato	0,1-0,25 mm serrato	0,25-0,5 mm parz. serrato	0,5- 2,5 mm aperto	2,5- 10 mm ampio	1 - 10 cm molto ampio	10 - 100 cm estr. ampio	> 1 m cavernoso

Tab. 4.2.2 - Classi di apertura dei giunti secondo le norme I.S.R.M. (1978).

Nel dettaglio si sottolinea che i dati geostrukturali rilevati in campagna sono stati elaborati al computer con programmi di calcolo che, mediante analisi *cluster*, hanno permesso di definire le principali famiglie di discontinuità che caratterizzano l'ammasso. Queste ultime, insieme con il versante, la stratificazione ed eventuali faglie non considerate nell'elaborazione statistica dei giunti, sono state restituite mediante ciclografiche usando la proiezione equiangolare di Wulff.

Prima di procedere al calcolo dello *slope mass rating* (SMR), è stata effettuata un'analisi di stabilità preliminare applicando il test di Markland (1972; Hoek & Bray, 1981) e si sono individuate, per ogni singola superficie considerata e riprodotta nella proiezione stereografica di Wulff, le tipologie franose più probabili (*sliding e/o toppling*). Si sono, così, potuti escludere, nel calcolo dell' SMR, i fattori relativi alle tipologie che con minor probabilità si possono verificare lungo la superficie esaminata. In particolare, gli elementi strutturali utilizzati per il test di Markland sono i vettori "immersione" delle superfici individuate (significativi per fenomeni tipo *plane sliding*), i vettori "normale" (significativi per fenomeni tipo *toppling*) e le linee di intersezione tra le superfici stesse (significative per fenomeni tipo *wedge sliding*).

Il valore dello *slope mass rating*, come sopra definito, ha permesso di attribuire ogni singolo fronte ad una specifica classe di stabilità e, quindi, di effettuare la zonazione dell'ammasso tufaceo in base alla diversa propensione a dare fenomeni di instabilità di versante tipo crollo *s.l.* (cfr. Tab. 4.1.1).

In Allegato 1 è riportato un esempio delle schede utilizzate per il rilievo strutturale e per i calcoli dell'SMR di Romana.

Si passa, ora, ad esaminare in dettaglio le singole stazioni di misura.

>> Il SITO n. 1 è caratterizzato da una parete tufacea subverticale (Foto 1), di altezza e larghezza medie pari a 30 metri ed orientata N 70°, che insiste su Via Campiglione, da cui è separata da un piccolo terrazzo antropico largo circa 8 metri, e su un edificio privato, posto al di là della strada. L'analisi morfostrutturale del versante ha evidenziato la presenza di diversi cunei formati dall'incrocio di discontinuità (Foto 2) con, a luoghi, radici aeree ed ha permesso di attribuire un valore di GSI pari a 65, con conseguente valore di RMR uguale a 70. In figura 4.2.1 sono proiettati i poli delle discontinuità rilevate, mentre nello stereogramma di figura 4.2.2 sono mostrate le ciclografiche delle principali famiglie di giunti dedotte dall'analisi *cluster*. Viceversa, in tabella 4.2.3 sono riportati, oltre alle caratteristiche di persistenza e di apertura (secondo le definizioni I.S.R.M.) delle principali famiglie riconosciute, anche i risultati dell'analisi preliminare di stabilità (secondo il test di Markland) e la classe di stabilità in cui il fronte ricade (secondo la classificazione di Romana).

Tip	Imm/Inc	Persistenza	Apertura	Plane	Toppling	SMR	Classe
V	N70°/90°						III <i>Versante parzialmente stabile con rotture planari lungo alcuni giunti e/o molti cunei.</i>
F1	N170°/80	alta	molto ampia	NO	SI	56	
F2	°	alta	molto ampia	SI	NO		
F3	N100°/60	alta	molto ampia	SI	NO		
	°						
	N100°/90						

Tab. 4.2.3 -

>> Il SITO n. 2 (Foto 3) insiste su Via Campiglione (posta ad una distanza di circa 10 metri dal fronte) ma, a differenza del precedente, presenta alla base del versante un cumulo, con pendenze medie di 35°, caratterizzato dalla presenza di una folta vegetazione ad alberi d'alto fusto e da suolo costituito da piroclastiti alterate (Foto 4). Al piede della parete di tufo rilevata sono presenti massi con volumetrie medie inferiori al metro cubo. L'analisi morfostrutturale del versante, alto 10 metri e largo circa 30m, individua un valore di GSI pari a 65 e conseguente RMR uguale a 70. I poli dei giunti misurati sono proiettati in figura 4.2.3, mentre le caratteristiche geomeccaniche delle famiglie individuate sono riportate in tabella 4.2.4; il riempimento, dove presente, è costituito da materiale sabbioso di alterazione del tufo. Le principali famiglie di giunti individuate dall'analisi *cluster* sono rappresentate in figura 4.2.4.

Tip	Imm/Inc	Persistenza	Apertura	Plane	Toppling	SMR	Classe
-----	---------	-------------	----------	-------	----------	-----	--------

V	N360°/90						IV <i>Versante instabile con rotture planari lungo molti giunti e/o grandi cunei.</i>
St	°	molto alta		NO	NO	35	
F1	N270°/30	alta	molto ampia	NO	SI		
F2	°	alta	molto ampia	NO	SI		
F3	N100°/80	alta	molto ampia	SI	NO		
	° N98°/54° N13°/80°						

Tab. 4.2.4 –

>> Il SITO n. 3 è rappresentato dal fronte che insiste su Via Campiglione, sul lato opposto a quello del sito n° 2. Il versante, sub verticale ed esposto a sud, alto circa 20 metri e largo 40m, ad un'analisi morfostrutturale si presenta intensamente fratturato (GSI = 40; RMR = 45). I poli delle discontinuità misurate, che isolano alcuni cunei, sono proiettati nel diagramma di figura 4.2.5 mentre i parametri geomeccanici delle principali famiglie di giunti, derivate dall'analisi *cluster* (Fig. 4.2.6), sono riassunti in tabella 4.2.5.

Tip	Imm/Inc	Persistenza	Apertura	Plane	Toppling	SMR	Classe
V	N180°/90						IV <i>Versante instabile con rotture planari lungo molti giunti e/o grandi cunei</i>
F1	°	alta	molto ampia	SI	NO	36	
F2	N96°/71°	alta	molto ampia	SI	NO		
F3	N190°/89	alta	molto ampia	NO	SI		
	° N75°/84°						

Tab. 4.2.5 -

>> Il SITO n° 4 è ubicato lungo il versante meridionale di Monte Barbaro, in località Fascione. In base alla diversa orientazione dei fronti studiati, tutti impostati in un tufo giallo litoide alla base e stratificato verso l'alto con diverso grado di zeolitizzazione, sono state distinte tre *sub-zone*; nel complesso, però, la parete presenta al suo top un detrito di versante grossolano con matrice più o meno fine e debolmente cementato, di spessore variabile ma non superiore ai 2 metri.

> Il fronte della *sub zona 4.1* è orientato N 260°/90°, largo 32 metri ed alto mediamente 16m. Si tratta di un fronte di cava inattivo e presenta alla base (quota 144m, circa) un cumulo, con un'inclinazione di 40° ed un dislivello di 40 metri, coperto da vegetazione a cespugli ed erba alta e costituito prevalentemente da massi di precedenti franamenti. L'analisi morfostrutturale effettuata in situ ha fatto assegnare al fronte in esame un valore di GSI pari a 65 (RMR = 70), mentre l'analisi *cluster* ha permesso di riconoscere, su tutti i giunti rilevati (Fig. 4.2.7), una sola Famiglia principale, che con il versante e la stratificazione, è riprodotta mediante ciclografiche nel diagramma di Wulff di

figura 4.2.8. I parametri geomeccanici delle famiglie di giunti e la classe di stabilità in cui ricade il versante sono riassunti in tabella 4.2.6.

Tip	Imm/Inc	Persistenza	Apertura	Plane	Toppling	SMR	Classe
V	N260°/90	molto alta	molto ampia	SI	SI	61	II <i>Versante stabile con alcune rotture di blocchi isolati</i>
St	°						
F1	N170°/15						
	°						
	N169°/65						
	°						

Tab. 4.2.6 -

> Il pendio prosegue verso ovest con orientazione N 170°/90° ad individuare la *sub zona 4.2*; la sua larghezza è di circa 80 metri per un'altezza di circa 20m. Anche in questo caso, al piede della

parete indagata sono presenti blocchi tufacei, con volumetrie non superiori al metro cubo, di precedenti franamenti che formano un cumulo, inclinato all'incirca di 40° e con un dislivello di 40m, ricoperto da vegetazione a cespugli. Si rinvencono anche blocchi isolati, mediamente delle stesse dimensioni, attribuibili ad eventi di distacco più recenti.

La parete, tuttavia, può essere suddivisa, in senso verticale, in due settori sulla base delle differenti caratteristiche morfostrutturali rilevabili dall'analisi di campagna. Infatti, come osservabile anche dalle Foto 5a,b, la porzione inferiore si presenta meno fratturata tanto da farle attribuire un valore di GSI uguale a 75 (RMR = 80); viceversa, al settore superiore più fratturato e con la presenza, a luoghi, di piccoli cespugli e radici aeree, è stato assegnato un valore del *geological strenght index* di 65 con relativo RMR pari a 70. L'analisi statistica della distribuzione delle discontinuità misurate, i cui poli sono rappresentati in figura 4.2.9 ed i cui parametri geomeccanici sono riassunti in tabella 4.2.7, ha individuato tre principali Famiglie di giunti. Nella proiezione stereografica di figura 4.2.10 è stata plottata anche la ciclografica rappresentante un giunto ad altissima persistenza. Quest'ultimo, infatti, seppur non individuato dall'analisi *cluster*, riveste un significativo ruolo morfostrutturale poichè rappresenta la superficie che pone a contatto i due settori sovrapposti in cui è stato suddiviso il versante della sub zona 4.2 (cfr. Foto 5a,b).

Tip	Imm/Inc	Persistenza	Apertura	Plane	Toppling	SMR	Classe
-----	---------	-------------	----------	-------	----------	-----	--------

V	N170°/90						IV <i>Versante instabile con rotture planari lungo molti giunti e/o grandi cunei</i>
St	◦	molto alta		SI	NO	28/38	
F	N170°/15	molto alta	estrem.ampia	SI	NO		
F1	◦	alta	molto ampia	SI	NO		
F2	N160°/65	alta	molto ampia	SI	NO		
F3	◦	alta	molto ampia	SI	NO		
	N182°/66						
	◦						
	N226°/81						
	◦						
	N88°/82°						

Tab. 4.2.7 -

Come si può osservare dall'analisi della tabella 4.2.7, entrambi i settori della sub zona 4.2 ricadono nella classe IV della classificazione di Romana. Tale risultato è la conseguenza della forte influenza esercitata dalla distribuzione geometrica delle fratture rispetto all'orientazione del fronte che può essere messa in evidenza soltanto dall'analisi statistica delle discontinuità che interessano il pendio.

Inoltre, si fa presente che le pareti delle sub zone 4.1 e 4.2, ed in particolare in quest'ultimo caso, insistono su delle case sparse poste ad una distanza dalla base del fronte di circa 40 metri. Tali costruzioni sono poste a ridosso del cumulo di detrito e blocchi e sono state realizzate per asportazione parziale dello stesso. E', inoltre, in fase di esecuzione una barriera paramassi, posta a

protezione delle stesse case ed ubicata al piede del cumulo, costituita da travi di acciaio ad “H” con cavi di collegamento e reti.

> La *sub zona 4.3* è rappresentata dalla parete che, a partire dalla sub zona 4.1, si sviluppa verso est in corrispondenza del sottostante ristorante “Castello dei Barbari”. Anche in questo caso il fronte (Foto 6), che presenta un’altezza media di 10m ed una larghezza di 16m, mostra alla sua base un cumulo costituito da blocchi di tufo immersi in una matrice sabbiosa e ricoperto da vegetazione arbustiva. Lo stesso fronte, a luoghi, risulta ricoperto da piccoli cespugli con radici aeree. Dall’analisi morfostrutturale, che ha evidenziato la presenza di pareti aggettanti, si è potuto attribuire un valore dell’indice GSI pari a 40 (RMR = 45). I poli delle discontinuità rilevate sono proiettati nel diagramma di figura 4.2.11, mentre le ciclografiche delle due principali Famiglie di giunti, individuate dall’analisi *cluster*, sono mostrate in figura 4.2.12. In tabella 4.2.8, infine, sono riassunte le caratteristiche geomeccaniche delle Famiglie riconosciute ed i risultati della classificazione secondo il metodo di Romana.

Tip	Imm/Inc	Persistenza	Apertura	Plane	Toppling	SMR	Classe
-----	---------	-------------	----------	-------	----------	-----	--------

V	N140°/90						
St	°	molto alta		SI	NO	37	IV
F1	N180°/25	alta	molto ampia	SI	NO		
F2	°	alta	molto ampia	SI	NO		
	N207°/82						<i>Versante instabile con rotture planari lungo molti giunti e/o grandi cunei</i>
	°						
	N59°/87°						

Tab. 4.2.8 -

Si segnala, come è anche osservabile dalla foto 6, che ad est della parete indagata il versante si presenta fortemente fratturato tanto da costituire quasi un ammasso detritico su cui non è applicabile l'analisi statistica quantitativa della distribuzione delle discontinuità ai fini di una classificazione geomeccanica del fronte.

>> Il SITO n° 5 è ubicato lungo il versante meridionale di Monte Barbaro in località Fascione e, come per il caso precedente, è stato distinto in due *sub-zone* per la loro diversa orientazione (Foto 7). Nel complesso, si tratta di fronti di cava inattivi al cui piede si rilevano blocchi di tufo immersi in una matrice sabbiosa che costituiscono un cumulo con 30° di inclinazione e 60m di dislivello e ricoperto da una folta vegetazione a cespugli ed arbusti. Localmente, al top dell'ammasso tufaceo, è presente un orizzonte di detrito grossolano con matrice fine e debolmente cementato dello spessore di 0.5 metri, mentre alla base delle pareti si osservano blocchi isolati con volumetrie medie di 2 metri cubi (soprattutto in corrispondenza di un'ampia cavità - cfr. Foto 7 - che mostra diverse pareti aggettanti e

blocchi isolati dall'incrocio di più discontinuità). In generale, i giunti rilevati fanno registrare valori della persistenza ricadenti nelle classi da "alta" a "molto alta" e valori dell'apertura che rientrano nelle classi da "ampia" a "molto ampia". Il versante insiste sulla tangenziale, posta ad una distanza massima di 110 metri; tuttavia, l'intera zona a valle è protetta da barriere paramassi in cemento e da reti metalliche, oltre ad una galleria paramassi con rete e tiranti costruita a protezione di una corsia della stessa tangenziale.

> Nella *sub zona 5.1* il fronte ha un'orientazione N 170°/90°, è alto 30 metri e largo ~ 88m. L'analisi morfostrutturale ha evidenziato la presenza di fratture beanti, pareti aggettanti, masse isolate ed, a luoghi, radici aeree ed ha fatto attribuire al fronte un valore dell'indice di Hoek pari a 65, con conseguente valore dell'indice RMR uguale a 70. L'analisi *cluster* delle discontinuità rilevate, i cui poli sono proiettati nello stereogramma di figura 4.2.13, ha individuato ben cinque principali Famiglie proiettate in figura 4.2.14. In tabella 4.2.9, oltre ai parametri geomeccanici relativi alle principali famiglie di giunti individuate, sono riportate anche le tipologie di dissesto più probabili nonché la classe di stabilità in cui ricade il versante secondo la metodologia in uso.

Tip	Imm/Inc	Persistenza	Apertura	Plane	Toppling	SMR	Classe
V	N170°/90						IV <i>Versante instabile con rotture planari lungo molti giunti e/o grandi cunei</i>
St	N160°/15	molto alta		SI	NO	28	
F1	°	alta	ampia	NO	SI		
F2	N53°/90°	molto alta	molto ampia	SI	NO		
F3	N158°/77	molto alta	molto ampia	SI	NO		
F4	°	molto alta	ampia	SI	NO		
F5	N202°/83	molto alta	ampia	SI	NO		
	° N127°/75 ° N136°/22 °						

Tab. 4.2.9 -

> Nella *sub zona 5.2*, la parete indagata ha un'orientazione N 110°/90°, un'altezza media di 30 metri ed una larghezza di 70m. Dall'analisi morfostrutturale è stato assegnato al fronte un indice GSI di valore 62 con relativo RMR pari a 67. L'analisi statistica delle discontinuità rilevate, i cui poli sono proiettati in figura 4.2.15, ha permesso di individuare due principali Famiglie, proiettate con la stratificazione ed il versante sul diagramma di figura 4.2.16, i cui parametri geomeccanici sono riassunti in tabella 4.2.10.

Tip	Imm/Inc	Persistenza	Apertura	Plane	Toppling	SMR	Classe
V	N110°/90						III <i>Versante parzialmente stabile con rotture planari lungo alcuni giunti e/o molti cunei</i>
St	°	molto alta		SI	NO	57	
F1	N190°/23	alta	molto ampia	NO	SI		
F2	°	alta	molto ampia	SI	NO		
	N255°/87 °						
	N192°/70 °						

Tab. 4.2.10 -

>> Il SITO n° 6 corrisponde ad un fronte di cava inattivo ubicato a nord di Via Vicinale Campiglione, sul versante sud orientale di Monte Barbaro. La parete, che si imposta nel tufo giallo del Gauro, è orientata N 130°/90°, ha un'altezza media di 15 metri ed una larghezza di 60 m. Al top del versante sono presenti blocchi di tufo già mobilizzati, con volumetrie di 1 - 2 metri cubi, costituenti un ammasso detritico privo di matrice, con spessore di ~ 2 metri, mentre al piede blocchi isolati, con volumetrie anche superiori ai 2 metri cubi, si rilevano sui terrazzamenti coltivati ad agrumeti presenti

alla base del fronte (Foto 8). L'analisi morfostrutturale ha evidenziato la presenza di masse isolate, pareti aggettanti, cunei isolati dall'incrocio di discontinuità, fratture beanti e radici aeree; il valore di GSI che ne consegue è pari a 60 con relativo RMR uguale a 65. In figura 4.2.17 è mostrato il diagramma con la proiezione dei poli dei giunti misurati; l'analisi *cluster* ha permesso di individuare tre principali Famiglie di discontinuità, i cui parametri geomeccanici sono riassunti in tabella 4.2.11, proiettate mediante ciclografiche sullo stereogramma di figura 4.2.18 insieme con il versante e con la stratificazione orientata.

Tip	Imm/Inc	Persistenza	Apertura	Plane	Toppling	SMR	Classe
V	N130°/90	molto alta	molto ampia	SI	NO	56	III <i>Versante parzialmente stabile con rotture planari lungo alcuni giunti e/o molti cunei</i>
St	°						
F1	N130°/20						
F2	°	alta	molto ampia	SI	NO		
F3	N83°/68°	alta	molto ampia	NO	SI		
	N50°/73°						
	N20°/40°						

Tab. 4.2.11 -

>> Il SITO n° 7, ubicato nel settore sud occidentale del versante di Monte Barbaro in località Villa Lieta, è costituito da tre *sub-zone* corrispondenti ad altrettante pareti tufacee con differenti orientazioni, tutte impostate in ammassi di tufo giallo stratificato del Gauro. Si tratta di fronti di cava inattivi che presentano al piede cumuli detritici (costituiti da blocchi di tufo) con pendenze di 45° e dislivelli di 40m, coperti da folta vegetazione arbustiva e con blocchi isolati con volumetrie di 2 metri cubi. In corrispondenza della sub zona 7.1 il cumulo è stato in parte sbancato e si presenta con una spianata sommitale.

A valle di tutto il versante è ubicato un parco edilizio il cui accesso è costituito da un ponte sulla tangenziale.

> Nella *sub zona 7.1*, il versante (Foto 9a,b), alto in media 40 metri e largo ~ 80m, ha orientazione N 160°/90° e ad un'analisi morfostrutturale di situ si presenta con pareti aggettanti, masse isolate, cunei isolati dall'incrocio di discontinuità. Dalla stessa analisi deriva un GSI di 65 e relativo RMR pari a 70. L'analisi della distribuzione delle discontinuità, i cui poli sono proiettati nel diagramma di figura 4.2.19, evidenzia, già dalle osservazioni di campagna, la presenza di numerose

superfici con due distinte orientazioni le cui intersezioni favoriscono la formazioni di masse cuneiformi, favorendo fenomeni di dissesto tipo scivolamento *s.l.* (*plane sliding, wedge sliding*: Tab. 4.2.12). Tali geometrie, osservabili anche dalle foto 9a,b, sono confermate dall'elaborazione statistica che ha evidenziato complessivamente sei principali Famiglie di discontinuità, proiettate sullo stereogramma di figura 4.2.20 assieme alla stratificazione.

Tip	Imm/Inc	Persistenza	Apertura	Plane	Toppling	SMR	Classe
V	N160°/90						IV <i>Versante instabile con rotture planari lungo molti giunti e/o grandi cunei</i>
St	°	molto alta		NO	SI	35	
F1	N260°/36	alta	molto ampia	SI	NO		
F2	°	alta	molto ampia	SI	NO		
F3	N212°/87	alta	molto ampia	SI	NO		
F4	°	media	molto ampia	SI	NO		
F5	N117°/45	alta	molto ampia	SI	NO		
F6	°	alta	molto ampia	SI	NO		
	N174°/80						
	°						
	N76°/57						
	N102°/69						
	°						
	N85°/15°						

Tab. 4.2.12 -

> La *sub zona* 7.2 corrisponde al versante orientato N 130°/90°, alto 30 metri e largo 88m (Foto 10). Anche in questo caso, l'analisi morfostrutturale evidenzia diverse masse isolate, prevalentemente tendenti a fenomeni di *plane sliding* (Tab. 4.2.13), oltre a pareti aggettanti, fratture beanti e radici aeree. Il valore del *geological strenght index* è pari a 65, quello dell'indice RMR è 70. In figura 4.2.21 è mostrata la proiezione dei poli delle discontinuità misurate, mentre l'analisi *cluster* ha permesso di individuare una Famiglia principale tra tutti i giunti proiettata nel diagramma di figura 4.2.22, insieme con la stratificazione e le tre Faglie rilevate e non inserite nell'analisi statistica delle discontinuità.

Tip	Imm/Inc	Persistenza	Apertura	Plane	Toppling	SMR	Classe
-----	---------	-------------	----------	-------	----------	-----	--------

V	N130°/90						
St	◦	molto alta		NO	SI	10	V
F1	N250°/25	molto alta	molto ampia	SI	NO		<i>Versante fortemente instabile con grandi rotture planari</i>
Fa1	◦	molto alta	molto ampia	SI	NO		
Fa2	N134°/60	molto alta	molto ampia	NO	SI		
Fa3	◦	molto alta	molto ampia	SI	NO		
	N150°/40						
	◦						
	N250°/90						
	◦						
	N210°/80						
	◦						

Tab. 4.2.13 -

> La *sub zona 7.3*, infine, è rappresentata da una parete orientata N 210°/90°, alta 30 metri e larga circa 100m (cfr. Foto 10). Dall'analisi morfostrutturale si evince una condizione generale del versante meno scadente dei fronti precedentemente illustrati (valore del GSI pari a 75 e conseguente

RMR uguale ad 80). L'analisi *cluster* effettuata sulle discontinuità rilevate, i cui poli sono proiettati nel diagramma di figura 4.2.23, ha permesso di individuare due principali Famiglie di giunti, proiettate in figura 4.2.24, per le quali l'analisi di stabilità preliminare ha escluso fenomeni tipo *toppling* (Tab. 4.2.14).

Tip	Imm/Inc	Persistenza	Apertura	Plane	Toppling	SMR	Classe
V	N210°/90					71	II <i>Versante stabile con alcune rottture di blocchi planari</i>
F1	°	alta	ampia	SI	NO		
F2	N142°/50	alta	ampia	SI	NO		
	° N178°/75 °						

Tab. 4.2.14 -

>> Il SITO n° 8 è costituito da un versante di altezza media pari a 15 metri e largo 50m (Foto 11) ed al cui piede è presente un cumulo costituito da blocchi di tufo immersi in una matrice sabbiosa, inclinato di 35° e con un dislivello pari a 25 metri, coperto da una vegetazione a cespugli radi. Il versante insiste sulla sottostante tangenziale e sulle case della Gescal, poste al di là della tangenziale stessa.

L'analisi morfostrutturale di situ, che evidenzia la presenza di masse isolate e pareti aggettanti, fratture beanti e superfici di strato a vista, ha fornito un GSI di 50 ed un conseguente RMR pari a 55. I poli delle discontinuità misurate sono proiettati nel diagramma di figura 4.2.25, mentre le tre principali Famiglie di giunti individuate dall'analisi *cluster* sono proiettate, insieme con il versante e la stratificazione, nello stereogramma di figura 4.2.26. In tabella 4.2.15 sono illustrate le tipologie di dissesto più probabili e sono riassunti i parametri geomeccanici delle famiglie individuate, oltre alla classe di stabilità in cui ricade il fronte in esame.

Tip	Imm/Inc	Persistenza	Apertura	Plane	Toppling	SMR	Classe
V	N260°/90	molto alta		SI	NO	45	III <i>Versante parzialmente stabile con rotture planari lungo alcuni giunti e/o molti cunei</i>
St	°						
F1	N280°/25	alta	ampia	SI	NO		
F2	°	alta	ampia	SI	NO		
F3	N195°/44	alta	ampia	NO	SI		
	°						
	N191°/89						
	°						
	N105°/87						
	°						

Tab. 4.2.15 -

>> Il SITO n° 9, ubicato lungo il versante meridionale di Monte Barbaro che insiste su Via Luciano, è costituito da tre *sub-zone* corrispondenti ad altrettanti fronti di cava inattivi che si impostano in tufo giallo del Gauro da massivo a poco stratificato. Le pareti sono caratterizzate dalla presenza, al loro piede, di cumuli a blocchi tufacei e matrice fine, con pendenze di 30° ed un dislivel-

lo di 40m nel caso delle zone 9.2 e 9.3, coperti da vegetazione a cespugli radi, ma anche con terrazzamenti coltivati. Sono ancora rilevabili massi isolati con volumetrie di circa 2 metri cubi. Al top dell'ammasso di tufo è presente una breccia di versante in matrice debolmente cementata con blocchi da decimetrici a metrici e con spessore variabile da pochi decimetri a 4 - 5 metri.

> Le *sub zone 9.1 e 9.2* si mostrano simili sia all'analisi morfostrutturale che a quella statistica della distribuzione delle discontinuità, i cui poli sono proiettati nei diagrammi, rispettivamente, delle figure 4.2.27 e 4.2.29. Ad entrambi i fronti, orientati N 230°/90°, con altezze di 24m e larghezze di 40m (caratterizzati da masse isolate, cunei all'intersezione di fratture, superfici di strato a vista e zone aggettanti) è stato attribuito un valore del GSI pari a 65 (RMR = 70). L'analisi *cluster* ha permesso di individuare per entrambe le pareti indagate due principali Famiglie di discontinuità (Figg. 4.2.28, 4.2.30), i cui parametri geomeccanici sono riassunti in tabella 4.2.16.

Tip	Imm/Inc	Persistenza	Apertura	Plane	Toppling	SMR	Classe
V	N230°/90	molto alta	ampia	SI	NO	20	V <i>Versante fortemente instabile con grandi rotture planari</i>
St	°						
F1	N170°/20						
F2	°						
	N225°/73						
	°						
	N186°/21						
	°						

Tab. 4.2.16 -

> La *sub zona 9.3* corrisponde ad un fronte orientato N 150°/90°, alto 24 metri e largo all'incirca 60m, per il quale l'analisi morfostrutturale ha fatto attribuire un valore del GSI pari 50 (RMR = 55), evidenziando la presenza di fratture beanti, superfici aggettanti, cunei all'intersezione di fratture. Le discontinuità misurate, i cui poli sono proiettati in figura 4.2.31, hanno permesso di individuare dall'analisi statistica tre principali Famiglie di giunti proiettate sul diagramma di figura 4.2.32 insieme con la stratificazione e con la Faglia rilevata e non inserita nell'analisi *cluster*. I risultati del metodo di Romana, insieme con i parametri geomeccanici delle Famiglie individuate, sono riassunti in tabella 4.2.17.

Tip	Imm/Inc	Persistenza	Apertura	Plane	Toppling	SMR	Classe
V	N150°/90	molto alta	molto ampia	SI	NO	46	III <i>Versante parzialmente stabile con rotture planari lungo alcuni giunti e/o molti cunei</i>
St	°						
F1	N210°/20						
F2	°						
F3	N214°/68	bassa	molto ampia	NO	SI		
Fa	°	molto alta	molto ampia	SI	NO		
	N248°/82						
	°						
	N187°/56						
	N230°/75						
	°						

Tab. 4.2.17 -

>> Il SITO n° 10 è ubicato lungo il versante meridionale di Monte Barbaro a nord di Via Luciano ed è distinto in due *sub zone* corrispondenti ad altrettanti fronti che si impostano in tufo giallo litoide. Nel caso di entrambe le sub zone indagate, i versanti costituiscono fronti di cava inattivi ed al loro piede sono presenti cumuli inclinati 30° e con dislivelli di circa 40m, costituiti da blocchi tufacei con

volumetrie di 3 - 4 metri cubi. Essi risultano coperti da vegetazione con alberi ad alto fusto, cespugli radi e sono interessati da terrazzamenti antropici coltivati. A luoghi si rinvencono blocchi isolati con volumetrie di 3 - 4 metri cubi.

> Il fronte corrispondente alla *sub zona 10.1* è alto 20 metri e largo 40m ed è orientato N 130°/90°. L'analisi morfostrutturale ha evidenziato la presenza di fratture beanti, radici aeree, cunei all'intersezione di fratture, pareti aggettanti e cavità di vario genere ed ha fatto attribuire al fronte un GSI di 50 con conseguente valore dell'indice RMR pari a 55. I poli delle discontinuità sono proiettati nel diagramma di figura 4.2.33; l'analisi *cluster* ha permesso di individuare quattro principali Famiglie di giunti proiettate nello stereogramma di figura 4.2.34 (insieme con la stratificazione e con le tre Faglie rilevate ma non inserite nell'elaborazione statistica delle discontinuità) ed i cui parametri geomeccanici sono riassunti in tabella 4.2.

Tip	Imm/Inc	Persistenza	Apertura	Plane	Toppling	SMR	Classe
V	N130°/90						
St	◦	molto alta		SI	NO	47	III
F1	N210°/15	media	molto ampia	NO	SI		<i>Versante parzialmente stabile con rotture planari lungo alcuni giunti e/o molti cunei</i>
F2	◦	media	molto ampia	SI	NO		
F3	N247°/69	alta	molto ampia	SI	NO		
F4	◦	bassa	molto ampia	SI	NO		
Fa1	N217°/43	alta	molto ampia	NO	SI		
Fa2	◦	media	molto ampia	NO	SI		
Fa3	N114°/90	molto alta	molto ampia	NO	SI		
	◦						
	N83°/47°						
	N230°/30						
	◦						
	N260°/70						
	◦						
	N230°/80						
	◦						

Tab. 4.2.18 -

> Nel caso della *sub zona 10.2*, la parete tufacea indagata ha un'altezza di 24 metri ed una larghezza di 120m, con orientazione N 200°/90°. Dall'analisi morfostrutturale è stato possibile attribuire un valore del *geological strenght index* pari a 65 con relativo valore di RMR uguale a 70. Inoltre, la stessa analisi morfostrutturale ha fatto rilevare la presenza di fratture beanti, cunei all'intersezione di fratture e pareti aggettanti. I poli delle discontinuità rilevate sono proiettati nel

diagramma di figura 4.2.35, mentre i parametri geomeccanici delle tre principali Famiglie di giunti, dedotte dall'analisi *cluster* (Fig. 4.2.36), sono mostrati in tabella 4.2.19 insieme con le più probabili tipologie di dissesto e con la classe di stabilità in cui ricade il versante.

Tip	Imm/Inc	Persistenza	Apertura	Plane	Toppling	SMR	Classe
V	N200°/90						IV <i>Versante instabile con rotture planari lungo molti giunti e/o grandi cunei</i>
St	°	molto alta		SI	NO	32	
F1	N260°/20	media	molto ampia	SI	NO		
F2	°	alta	molto ampia	SI	NO		
F3	N146°/82	media	molto ampia	SI	NO		
Fa1	°	molto alta	estrem.ampia	SI	NO		
Fa2	N214°/77	molto alta	molto ampia	SI	NO		
	°						
	N126°/85						
	°						
	N120°/90						
	°						
	N230°/80						
	°						

Tab. 4.2.19 -

>> Il SITO n° 11 è suddiviso in due *sub zone* per la diversa orientazione dei due fronti corrispondenti, ubicati in prossimità del Ristorante “Castello dei Barbari”, che sorge alle falde del settore sud orientale di Monte Barbaro, e che si impostano in tufo giallo litoide da stratificato a massivo. Entrambi i versanti rappresentano fronti di cava inattivi ed al loro piede il cumulo detritico presente alla base di tutti i versanti di Monte Barbaro risulta parzialmente asportato e spianato per la costruzione del ristorante che sorge ad ovest delle pareti. Al loro top è presente un ammasso detritico ben saldato, dello spessore variabile fino a 4 metri, costituito da blocchi di dimensioni fino a decimetriche.

> Il fronte corrispondente alla *sub zona 11.1* (Foto 12), alto 15 metri e largo 40m, è orientato N 150°/90° ed è caratterizzato dalla presenza di piccole pareti aggettanti, cavità di vario genere, vegetazione e radici aeree, fratture beanti. L'analisi morfostrutturale ha evidenziato buone condizioni geomeccaniche tanto da far attribuire al fronte un GSI pari ad 85 con conseguente valore dell'indice RMR uguale a 90. I poli delle discontinuità misurate sono proiettati nel diagramma di figura 4.2.37, mentre le due principali Famiglie di discontinuità individuate dall'analisi *cluster* sono proiettate nello stereogramma di figura 4.2.38. Le più probabili tipologie di dissesto con la classe di stabilità secondo Romana sono riassunti in tabella 4.2.20.

Tip	Imm/Inc	Persistenza	Apertura	Plane	Toppling	SMR	Classe
V	N150°/90	molto alta	molto ampia	SI	NO	44	III <i>Versante parzialmente stabile con rotture planari lungo alcuni giunti e/o molti cunei</i>
St	°						
F1	N130°/20	alta	molto ampia	NO	SI		
F2	°	alta	molto ampia	SI	NO		
	N54°/84°						
	N150°/41						
	°						

Tab. 4.2.20 -

> La parete tufacea corrispondente alla *sub zona 11.2* (Foto 13), orientata N 220°/90°, ha un'altezza di 15 metri ed una larghezza di 24m. L'analisi morfostrutturale ha evidenziato caratteristiche geomeccaniche meno buone rispetto a quelle della sub zona 11.1 e l'indice GSI assegnato a questa parete è pari a 75 con RMR uguale a 80. La stessa analisi morfostrutturale ha evidenziato anche la presenza di fratture beanti, pareti aggettanti e cavità di vario genere. Le discontinuità rilevate, i cui poli sono proiettati nel diagramma di figura 4.2.39, hanno permesso di individuare; in base all'elaborazione statistica, due principali Famiglie di giunti proiettati nello stereogramma di figura 4.2.40 ed i cui parametri geomeccanici sono riassunti in tabella 4.2.21.

Tip	Imm/Inc	Persistenza	Apertura	Plane	Toppling	SMR	Classe
V	N220°/90	molto alta	molto ampia	NO	NO	71	II <i>Versante stabile con alcune rotture di blocchi isolati</i>
St	°						
F1	N130°/20						
F2	°						
	N167°/60						
	°						
	N140°/50						
	°						

Tab. 4.2.21 -

Come per la sub zona 4.2, anche in questo caso l'analisi statistica della distribuzione spaziale delle discontinuità riveste un ruolo di fondamentale importanza ai fini della valutazione delle condizioni di stabilità di un versante, che la sola analisi morfostrutturale di campagna non sempre riesce ad evidenziare. Infatti, l'orientazione relativa della distribuzione spaziale delle discontinuità rispetto ai fronti influenza maggiormente la mobilitazione di masse, attraverso fenomeni di *sliding*, in

corrispondenza della sub zona 11.1 piuttosto che nel caso della sub zona 11.2 dove le stesse masse sono più difficilmente messe in libertà cinematica.

>> Il SITO n° 12 è ubicato lungo il versante di S. Angelo, sulla piana di Toiano ed è distinto in due sub zone corrispondenti ad altrettanti fronti che si impostano in tufo giallo litoide. Nel caso di entrambe le sub zone indagate, al piede dei versanti sono presenti cumuli detritici, costituiti da blocchi tufacei con volumetrie di 2 - 3 metri cubi, con inclinazione di 35° ed un dislivello di circa 220m, coperti da vegetazione arbustiva e con cespugli ed alberi radi. Lungo il pendio, fino a valle, sono rilevabili blocchi isolati con volumetrie medie di 3 metri cubi.

> Il fronte corrispondente alla *sub zona 12.1* è alto 20 metri e largo 100m ed ha orientazione N 215°/90°. L'analisi morfostrutturale ha evidenziato la presenza di fratture beanti, radici aeree, cunei all'intersezione di fratture, pareti aggettanti e cavità di vario genere ed ha fatto attribuire al fronte un GSI di 57 con indice RMR pari a 62. Le discontinuità misurate, i cui poli sono proiettati nel diagramma di figura 4.2.41 ed hanno permesso di individuare dall'analisi *cluster* una sola principale Famiglia di giunti proiettata nello stereogramma di figura 4.2.42 insieme con la stratificazione e con le due Faglie rilevate ma non inserite nell'elaborazione statistica delle discontinuità. In tabella 4.2.22 sono riassunte le caratteristiche geomeccaniche e di stabilità del versante studiato.

Tip	Imm/Inc	Persistenza	Apertura	Plane	Toppling	SMR	Classe
V	N215°/90						III <i>Versante parzialmente stabile con rotture planari lungo alcuni giunti e/o molti cunei</i>
St	°	molto alta		SI	NO	58	
F1	N150°/30	alta	molto ampia	SI	NO		
Fa1	°	molto alta	estrem.ampia	NO	SI		
Fa2	N177°/90	molto alta	molto ampia	SI	NO		
	°						
	N350°/85						
	°						
	N190°/90						
	°						

Tab. 4.2.22 -

> Nel caso della *sub zona 12.2*, la parete tufacea indagata ha un'altezza di 20 metri ed una larghezza di 220m, con orientazione N 170°/90°. Dall'analisi morfostrutturale è scaturito un valore del *geological strenght index* pari a 45 con relativo valore di RMR uguale a 50. Inoltre, la stessa analisi morfostrutturale ha fatto rilevare la presenza di fratture beanti, cunei all'intersezione di fratture e pareti aggettanti. I poli delle discontinuità rilevate sono proiettati nel diagramma di figura 4.2.43,

mentre i parametri geomeccanici delle tre principali Famiglie di giunti, proiettate in figura 4.2.44, sono riassunti in tabella 4.2.23.

Tip	Imm/Inc	Persistenza	Apertura	Plane	Toppling	SMR	Classe
V	N170°/90						
St1	°	molto alta		NO	SI	38	IV <i>Versante instabile con rotture planari lungo molti giunti e/o grandi cunei</i>
St2	N10°/15°	molto alta		NO	SI		
F1	N270°/20	molto alta	molto ampia	NO	SI		
F2	°	alta	molto ampia	SI	NO		
F3	N8°/89°	bassa	molto ampia	NO	SI		
Fa	N150°/88	molto alta	molto ampia	SI	NO		
	°						
	N277°/60						
	°						
	N190°/90						
	°						

Tab. 4.2.23 -

>> Il SITO n° 13 è ubicato lungo la cresta del versante di S. Angelo, su Toiano, ed al piede del fronte sono presenti cumuli detritici a blocchi di tufo, aventi volumetrie medie di 1 - 2 metri cubi, inclinati 35° e con dislivelli di circa 170m. Essi risultano coperti da vegetazione arbustiva e cespugli radi, con numerosi blocchi isolati di volumetrie medie pari a 2 metri cubi.

Il fronte indagato, orientato N $140^\circ/90^\circ$, ha un'altezza di 18 metri ed una larghezza di 90m. L'analisi morfostrutturale, che ha fatto attribuire al fronte un GSI di 45 (RMR = 50), ha evidenziato la presenza di fratture beanti, radici aeree, cunei all'intersezione di fratture, pareti aggettanti, masse isolate, numerose fratture subverticali parallele al versante e cavità di vario genere. I poli delle discontinuità misurate sono proiettati nel diagramma di figura 4.2.45, mentre le quattro principali Famiglie di giunti individuate dall'analisi *cluster* sono proiettate nello stereogramma di figura 4.2.46 insieme con la stratificazione. In tabella 4.2.24 sono riassunte le caratteristiche geomeccaniche e di stabilità del fronte indagato.

Tip	Imm/Inc	Persistenza	Apertura	Plane	Toppling	SMR	Classe
V	N140°/90						V <i>Versante fortemente instabile con grandi rotture planari</i>
St	°	molto alta		NO	SI	15	
F1	N280°/30	molto alta	molto ampia	SI	NO		
F2	°	media	ampia	NO	SI		
F3	N151°/87	media	ampia	SI	NO		
F4	°	alta	ampia	SI	NO		
	N285°/88						
	°						
	N53°/87°						
	°						
	N176°/87						
	°						

Tab. 4.2.24 -

In sintesi, la fratturazione che interessa i fronti indagati è caratterizzata da “alta” persistenza e da valori di apertura che ricadono nelle classi da “ampia” ad “estremamente ampia”, con riempimento, quando presente, generalmente sabbioso, o detritico in corrispondenza di lineamenti tettonici. Applicando il metodo di classificazione di Romana, i versanti studiati ricadono nelle classi da “*stabile*” a “*fortemente instabile*”, indicando con tale classificazione rispettivamente la minore o maggiore probabilità che si verifichino fenomeni franosi tipo crollo *s.l.*

Occorre rilevare che il principale limite della metodologia applicata è rappresentato dalla componente fortemente soggettiva nel calcolo dell’indice *slope mass rating* (SMR) di Romana relativamente alla attribuzione del valore del *geological strenght index* (GSI) di Hoek in base all’analisi morfostrutturale di situ. D’altro canto, tale soggettività (come confermato anche dal presente lavoro - cfr. sub zona 4.2 e sito 11) è attenuata proprio dallo studio dell’analisi statistica della distribuzione spaziale delle discontinuità rilevate che mette in evidenza i rapporti geometrici tra l’orientazione del versante e quelle dei giunti in termini di parallelismo tra le direzioni del pendio e delle discontinuità, di inclinazione delle discontinuità rispetto alle resistenze al taglio disponibili e dei rapporti tra l’inclinazione delle discontinuità e quella del versante. L’analisi geomeccanica effettuata, inoltre, ha consentito di definire i diversi meccanismi di innesco delle instabilità che possono interessare i versanti, quali ribaltamenti (*toppling*), scivolamenti planari (*plane sliding*) e scivolamenti di blocchi tetraedrici (*wedge sliding*).

In conclusione, tale metodo semiquantitativo permette, comunque, di effettuare una zonazione preliminare delle condizioni di instabilità di versanti in roccia, propedeutica ad operazioni di verifiche di stabilità puntuali consistenti sia nella valutazione delle potenziali volumetrie isolabili dalla fratturazione (I.S.R.M., 1978; Goodman, 1980; Hoek & Bray, 1981)

che nello studio delle traiettorie di caduta dei massi, lungo profili topografici di dettaglio, e delle loro relative potenzialità espansive.

Tali informazioni risultano di fondamentale importanza nella scelta prioritaria dei siti e delle più idonee tipologie di intervento per la stabilizzazione dei versanti e la messa in sicurezza delle infrastrutture antropiche esposte a rischio.

5) SCHEMA DI CIRCOLAZIONE IDRICA SOTTERRANEA

Sul versante meridionale del Monte Barbaro oggetto di studio, così come su quello a N, non è presente alcuna sorgente; analoga è la situazione alla base dei versanti.

E' pertanto evidente che le acque di infiltrazione meteorica concorrono ad alimentare una falda di base il cui tetto si localizza ben al di sotto del piano topografico.

I dati piezometrici acquisiti nella piana immediatamente a sud indicano la presenza di una falda freatica livellata intorno ai 10 metri s.l.m., quindi dai 30 ai 40 metri più in basso rispetto alle quote topografiche lette nell'area al piede del rilievo. Questi livelli di falda ben si inseriscono nel contesto

piezometrico (Celico et al., 1991) dell'area flegrea che evidenzia, a piccola scala, la presenza di un corpo idrico poco rilevato rispetto al livello del mare e che in quest'ultimo ha il suo recapito finale.

Da tutto quanto sopra emerge che il ruolo della circolazione idrica sotterranea sulla stabilità del versante è quello strettamente connesso ai fenomeni di infiltrazione che si insinuano nella singola discontinuità dell'ammasso tufaceo in concomitanza di eventi meteorici intensi.

6) SCENARI DI SUSCETTIBILITÀ

I dati di carattere geolitologico, geomorfologico e relativi alle tipologie di instabilità ricostruiti per l'area in esame, descritti nella presente relazione e riportati negli elaborati cartografici allegati al presente studio, hanno permesso di redigere una carta della suscettibilità a fenomeni di dissesto idrogeologico dei versanti di Monte Barbaro, che risulta così suddiviso in aree con diverse caratteristiche di suscettibilità.

In particolare, è stata individuata un'area suscettibile a fenomeni di distacco - trasferimento di blocchi di tufo corrispondente a tutta la parte medio - alta del versante di Monte Barbaro, caratterizzata sia dalla presenza delle pareti di tufo, da cui si generano gli eventi di crollo, che da versanti con pendenze superiori ai 35° lungo cui si verificano principalmente fenomeni di trasferimento dei blocchi. Ciò nonostante, all'interno di queste stesse aree è possibile rinvenire massi isolati accumulati, laddove le caratteristiche morfologiche e vegetazionali del pendio lo consentono.

A quote inferiori rispetto a questa prima fascia, è stata individuata una seconda area suscettibile a fenomeni di trasferimento - accumulo di blocchi, corrispondente alla fascia di detrito di falda che borda le pendici di Monte Barbaro e lungo la quale si concentrano prevalentemente fenomeni di accumulo dei massi staccatisi dai fronti sovrastanti, come dimostrano i numerosi blocchi tufacei isolati rilevabili.

Nel solo settore orientale dell'area in studio sono presenti versanti suscettibili a fenomeni di distacco - trasferimento di blocchi ed a fenomeni di scorrimento - colata che interessano le esigue coperture piroclastiche che mantellano i pendii. Questi ultimi eventi, a causa dei ridotti spessori coinvolti e della rapidità di rivegetazione, anche ad opera dell'uomo, hanno una elevata capacità di ricatizzazione con scomparsa delle evidenze morfologiche anche solo dopo qualche anno. Inoltre, in questo stesso settore, l'area pedemontana ricade in una fascia suscettibile a fenomeni di accumulo di blocchi tufacei ed a fenomeni di invasione da eventi di scorrimento - colata.

La fascia pedemontana che si sviluppa principalmente lungo i versanti meridionali di Monte Barbaro è da ritenere potenzialmente suscettibile a fenomeni di accumulo di blocchi di tufo. Tuttavia, a causa della mancanza di blocchi in affioramento e dell'elevato grado di antropizzazione, quest'area necessita di ulteriori studi di dettaglio sulle caratteristiche geologiche del sottosuolo per avere

maggiori informazioni circa la probabilità che sia coinvolta da eventi di accumulo di massi tufacei franati dai fronti sovrastanti.

Lungo il versante occidentale di Monte Barbaro, esposto verso la piana di Toiano, e nel settore sud orientale, sono presenti due aree in cui non sono state riconosciute evidenze morfologiche di pregressi fenomeni di dissesto, sebbene siano rilevabili elementi geologici e geomorfologici da ritenere predisponenti all'instaurarsi di fenomeni di instabilità di versante. In particolare, e per entrambe le aree, tali elementi sono rappresentati principalmente da fronti tufacei, seppur di altezze inferiori ai 10 metri (che possono costituire zone di distacco per fenomeni di crollo *s.l.*), e da detrito a blocchi tufacei grossolani che, anche in funzione delle pendenze superiori ai 35°, potrebbe essere soggetto a fenomeni di crolli secondari e/o scorrimenti in roccia.

Nelle aree pianeggianti che si distribuiscono all'intorno della struttura di Monte Barbaro non sono stati riconosciuti elementi morfologici significativi di franosità pregressa né alcun carattere geologico e morfologico che possa essere considerato predisponente a fenomeni naturali di instabilità. Si ritiene, d'altra parte, che tali aree non possono risentire, neppure marginalmente, degli effetti associati a fenomeni di dissesto che interessano le zone limitrofe riconosciute come maggiormente instabili.

7) SCENARI DI RISCHIO

Incrociando le informazioni derivanti dalla definizione delle aree a diverse caratteristiche di suscettibilità con la distribuzione dell'urbanizzato e delle infrastrutture (per la quale si è tenuto conto non solo della base topografica aggiornata al 1995, ma anche del rilievo aerofotogrammetrico "Parma" datato 8 marzo 1997 e svolto per il Gruppo Nazionale di Vulcanologia del CNR), è stato possibile redigere una carta preliminare degli scenari di rischio su base geomorfologica (propedeutica a valutazioni di dettaglio da affidare a indagini geognostiche, controlli puntuali degli interventi già eseguiti e verifica della reale situazione dell'antropizzato).

7.1 - I diversi scenari di rischio

Le quattro aree classificate ad alta attenzione riflettono le caratteristiche di instabilità e la distribuzione spaziale delle aree definite suscettibili a dissesto.

La parte medio - alta del versante di Monte Barbaro individua un'area di alta attenzione per fenomeni di distacco e di trasferimento di blocchi di tufo che franano dai fronti tufacei sub verticali ed i cui effetti, rappresentati da massi isolati, si risentono lungo i pendii sottostanti che, pertanto, sono classificati come aree di alta attenzione per fenomeni di trasferimento e di accumulo di blocchi tufacei.

In corrispondenza del versante orientale di Monte Barbaro, le caratteristiche geologiche, morfologiche e delle instabilità pregresse hanno permesso di definire un'area di alta attenzione per fenomeni di distacco - trasferimento di blocchi di tufo e per fenomeni di scorrimento - colata, che fanno classificare le relative aree pedemontane come ad alta attenzione per fenomeni di accumulo di blocchi e per fenomeni di invasione da eventi di scorrimento - colata.

Tutte le zone urbanizzate e/o con presenza di infrastrutture ricadenti nelle aree ad alta attenzione appena descritte presentano un'esposizione a rischio in funzione delle tipologie di dissesto che caratterizzano l'area in cui ricadono. In particolare, anche gli agglomerati di case che presentano opere di difesa da fenomeni di instabilità tipo crollo *s.l.* sono stati preliminarmente classificati a rischio in mancanza di una reale valutazione dell'efficacia delle specifiche opere di protezione. Nel caso della Tangenziale, invece, il tratto sottostante la località Fascione si ritiene sia ben difeso dalla galleria paramassi, sul cui tetto è presente una barriera costituita da rete metallica ancorata con travi ad "H" e tirantata, oltre che da una serie di barriere paramassi in cemento ubicate lungo le pendici immediatamente sovrastanti. Viceversa, il tratto posto a nord della Gescal, ricadente in un'area naturalmente suscettibile a fenomeni di trasferimento ed accumulo di blocchi di tufo, è considerato a rischio per la presenza di fronti non ancora stabilizzati.

In generale, le aree classificate di alta attenzione e le relative zone a rischio richiedono specifiche indagini per la individuazione puntuale delle condizioni di rischio, in particolare rivolte alla valutazione delle volumetrie dei blocchi isolati ed alla definizione delle loro traiettorie. Tali conoscenze risultano propedeutiche alla fase di progettazione di idonee opere finalizzate alla riduzione e/o eliminazione totale del rischio da frane tipo crollo *s.l.*, sia in termini di interventi di stabilizzazione dei fronti instabili che di opere di protezione per infrastrutture ed edificato.

Infine, sono state individuate aree in cui, l'assenza di morfologie significative di franosità progressa e la contemporanea presenza di elementi geologici e geomorfologici predisponenti al dissesto (rappresentati da scarpate tufacee con altezze inferiori ai 10 metri, coltri detritiche a blocchi tufacei grossolani e pendenze medie superiori a 35°), rendono necessaria l'esecuzione di specifiche indagini di maggior dettaglio per una migliore comprensione, soprattutto in corrispondenza delle infrastrutture e degli insediamenti antropici, del grado e del tipo di rischio a cui tali aree possono essere esposte. Pertanto, mentre nelle zone di versante le indagini devono essere finalizzate alla

valutazione delle concrete potenzialità di innesco di fenomeni di instabilità (tipo crollo *s.l.* e/o tipo scorrimento in roccia), nel caso delle relative aree pedemontane scopo delle indagini deve essere, soprattutto, la definizione degli assetti geologici di sottosuolo che potrebbero aiutare a comprendere la passata evoluzione dei versanti retrostanti e, quindi, a prevedere le eventuali fenomenologie di dissesto (invasione ed accumulo di blocchi franati) a cui le aree in esame potrebbero essere soggette.

8) AZIONI DA INTRAPRENDERE NELL'AREA

8.1 – Generalità

Le zone individuate nella presente relazione sono caratterizzate da scenari di franosità che richiedono la messa in opera di azioni finalizzate alla mitigazione del rischio, come indicato nel capitolo 3 della Relazione Generale (R.G.). D'altro canto, come già chiarito nel paragrafo 2.3 della R.G., si ritiene che la mitigazione del rischio debba essere parte di un processo dinamico e di continuo approfondimento, che si basa sulla progressiva conoscenza del territorio e dei suoi problemi, e si sviluppa attraverso la messa in opera di azioni mirate, calibrate sulle conoscenze via via acquisite.

Coerentemente con questa filosofia, è opportuno che in tutte le aree ritenute a rischio vengano innanzitutto eseguiti sopralluoghi finalizzati alla verifica puntuale delle condizioni di rischio mediante il controllo dei dati acquisiti con la presente convenzione e rilievi più dettagliati ed approfonditi di quanto non sia stato possibile eseguire nei tempi limitati della convenzione stessa. In particolare, i rilievi già indicati nel paragrafo 3.2 della R.G. consentiranno di meglio precisare le informazioni già disponibili.

In questa fase, tali verifiche potranno eventualmente consentire una declassificazione dei livelli di rischio individuati in precedenza, ovvero limitare le aree giudicate suscettibili a franare. Inoltre, come già precisato nel paragrafo 3.2 della R.G., potranno essere stabilite delle scale di priorità tra le varie zone.

Laddove si evidenzino o si confermi l'esistenza di condizioni di rischio incombente, verranno messe in opera le azioni immediate per la mitigazione del rischio già indicate nel paragrafo 3.3 della R.G. e, se necessario (quando cioè, anche dopo tali azioni, risulti la permanenza di un rischio residuo), saranno istituiti i presidi territoriali (paragrafo 3.4 della R.G.).

Manutenzione (paragrafo 3.5 della R.G.), indagini (paragrafo 3.6 della R.G.), monitoraggio strumentale (paragrafo 3.7 della R.G.) ed interventi (paragrafo 3.8 della R.G.), saranno tutte le ulteriori attività, elencate in ordine di impegno crescente, che, sulla base degli ulteriori dati via via raccolti, consentiranno all'Autorità di raggiungere l'obiettivo di un reale controllo del territorio. Come si è già avuto modo di precisare, anche tenuto conto della considerevole estensione delle zone classificate a rischio, si ritiene che la manutenzione continua del territorio e delle opere sia l'azione

necessaria e fondamentale per la mitigazione del rischio tramite la quale ridurre gli oneri e, a volte, le incertezze, che comunque permangono anche a seguito di interventi di consolidamento.

Nel seguito si forniscono delle indicazioni di massima sulle possibili azioni da intraprendere in ciascuna delle aree di approfondimento individuate nella presente relazione. Come precisato, tali indicazioni sono naturalmente suscettibili di modifiche in base a tutti i citati approfondimenti che l’Autorità di Bacino dovrà effettuare al termine della presente fase di studio.

L’analisi della cartografia tematica di base ed il confronto con quella di sintesi della suscettibilità e del rischio suggeriscono, per l’area campione di Monte Barbaro, alcune considerazioni circa la necessità di svolgere indagini geognostiche e geotecniche di approfondimento in aree di specifico interesse, soprattutto in corrispondenza di infrastrutture ed edificato. I risultati di tali considerazioni sono esplicitati nella “Carta dei settori da sottoporre ad indagini geognostiche e geotecniche” riprodotte in Allegato 2.

Innanzitutto, si individuano due settori di versante per i quali si ritengono necessari studi puntuali di dettaglio finalizzati a definire quantitativamente alcuni parametri geologici e geotecnici utili alla progettazione di adeguate misure di salvaguardia nei confronti di differenti tipologie di dissesto. In particolare, mentre in entrambi i casi (per la presenza di fronti rocciosi che possono costituire aree di distacco di fenomeni franosi tipo crollo *s.l.*) si ritiene necessario effettuare una valutazione puntuale delle volumetrie delle masse poste in libertà cinematica e delle loro traiettorie e potenzialità espansive (lungo profili a grande scala), nel caso specifico del versante orientale si ritiene necessario anche uno studio di dettaglio degli spessori e delle caratteristiche stratigrafiche e geotecniche della esigua copertura piroclastica che (come evidenziato dalla “Carta Inventario dei Fenomeni Franosi”) è coinvolta in eventi di scorrimento – colata.

Nell’ambito di entrambi questi settori di versante riconosciuti sono state individuate delle aree di interesse prioritario laddove il versante insiste su infrastrutture (Tangenziale) e su insediamenti antropici. In tale contesto si inserisce anche la segnalazione di preesistenti interventi a protezione di infrastrutture che necessitano di una valutazione puntuale della loro efficacia in funzione del fatto che alcune sono ancora in allestimento mentre altre appaiono chiaramente insufficienti.

Un ulteriore settore riconosciuto ove concentrare campagne di indagini geognostiche è quello rappresentato dalla fascia pedemontana, prevalentemente subpianeggiante, che borda il versante di Monte Barbaro. In queste aree, l’assenza di evidenze in affioramento di accumuli di blocchi tufacei franati dai retrostanti fronti instabili fa ritenere necessario l’accertamento puntuale, mediante indagini geognostiche, della stratigrafia e della struttura dei prodotti di accumulo rilevati.

In conclusione, è opportuno osservare che gli elaborati cartografici costituiscono un riferimento necessario ma non esaustivo ai fini della programmazione delle indagini. L’effettiva estensione e quantificazione di queste non può che scaturire da un progetto esecutivo che dovrà essere redatto tenendo conto della disponibilità economica e delle finalità che con queste indagini si intendono

perseguire.

8.2 – Programmi di interventi (strutturali e non strutturali) per la mitigazione del rischio

L'area è caratterizzata da pareti di tufo giallo del Gauro, da stratificato a massivo, talora con un elevato grado di fratturazione (vd. Cap. 4), e da pendici acclivi costituite da detrito e da depositi piroclastici sciolti. Lungo le pendici e, soprattutto, alla base di queste sono presenti infrastrutture ed abitazioni.

I fenomeni attesi sono da riferire, in via primaria, alla caduta di elementi litoidi di tufo relativamente ai quali si ritiene che si possano individuare, per la mitigazione del rischio, delle attività immediatamente eseguibili che comprenderanno:

1. pulizia dei fronti;
2. il disgaggio di elementi tufacei pericolanti, là dove possibile.

Il disgaggio delle porzioni instabili di parete risolve parzialmente il problema nel senso che esso serve solo ad eliminare situazioni di pericolo incombente.

Qualora sopralluoghi puntuali di ulteriore dettaglio confermassero la necessità di prevedere la realizzazione di opere di maggior impegno, si dovranno eseguire per il loro dimensionamento indagini finalizzate a:

- definire la geometria delle aree (costoni e fasce pedemontane) attraverso rilievi topografici, fotogrammetrici terrestri ed aerei;
- definire la dimensione dei blocchi attraverso rilievi delle strutture della formazione tufacea;
- definire i coefficienti di restituzione dell'energia di impatto dei blocchi (da quanto risulta agli scriventi non si dispone di risultati di sperimentazione relativi a materiali tufacei) attraverso analisi di traiettorie o rimbalzo di blocchi.

Gli interventi possibili sono:

- disgaggio degli elementi instabili;
- bloccaggio in parete dei massi instabili attraverso tecniche diverse a seconda delle dimensioni degli elementi;
- costruzione di protezioni passive delle opere.

Gli interventi di tipo passivo necessitano, per il loro dimensionamento, di accurati studi che consentano la definizione delle traiettorie e, sulla base delle dimensioni degli elementi instabili, delle energie cinetiche di impatto. Pertanto, sulla base di tali informazioni è possibile definire e quindi procedere al dimensionamento.

Le opere di protezione passiva sono rappresentate da:

- gallerie paramassi;
- barriere costituite da reti;
- barriere costituite da rilevati e valli.

Gli interventi in parete sono costituiti da:

- reti metalliche fissate con chiodi ed eventualmente funi di acciaio;
- chiodi, micropali, tiranti, ecc.;
- muri di sostegno, fondazioni, speroni, ecc.

Nel caso in questione sembra possibile operare secondo due direttrici:

1. interventi di tipo passivo - reti paramassi - a monte delle abitazioni e, più in generale, in corrispondenza di opere di limitata estensione;
2. interventi in parete nelle aree dove insistono più insediamenti abitativi e/o infrastrutture.

La Tangenziale di Napoli ha approntato delle protezioni alla propria sede stradale consistenti in una galleria artificiale ed in argini; la filosofia scelta è, quindi, quella di interventi di tipo passivo.

Per quanto attiene ai criteri di scelta delle tipologie di indagine nelle aree di versante in cui è presente la copertura piroclastica nonché nelle aree pedemontane (ove si ritiene necessario l'accertamento puntuale della stratigrafia e della struttura dei depositi di accumulo), è da sottolineare che:

- il ricorso a scavi (pozzetti, trincee) appare quanto mai necessario (ed in certi casi l'unico che potrà essere consentito dalla situazione logistica) soprattutto per l'analisi puntuale degli aspetti strutturali/tessiturali/giaciturali/composizionali dei vari orizzonti di cui si compongono le coltri piroclastiche sciolte (in vista soprattutto dell'interpretazione dei meccanismi deposizionali: primari, secondari). Ciò vale sia per le aree di versante che per quelle di accumulo pedemontano (materiali fluitati ?; detrito di frana ?; blocchi lapidei franati e sepolti ?);
- le perforazioni hanno finalità analoghe a quelle indicate per le trincee, ma evidentemente "trasferite" a profondità non raggiungibili mediante scavi. Ciò comporta tecniche esecutive mirate al fine di ottenere campionature tali da consentire una descrizione puntuale dei materiali;
- le prove con penetrometro leggero sono un utile complemento alle indagini geognostiche per la rilevazione in più punti dello spessore delle coltri piroclastiche in appoggio ai versanti (ove potrà risultare spesso difficile trasportare una sonda);
- le prospezioni geofisiche (in particolare i S.E.V.) lungo stendimenti a maglia concorrono, assieme alle prove penetrometriche di cui sopra ed ai risultati degli scavi, a determinare – in continuo – lo spessore e le caratteristiche del piroclastico nelle aree di versante, ma anche nelle aree di accumulo pedemontano;
- i profili topografici a grande scala su aree di versante e/o lungo aste torrentizie costituiscono uno strumento di lavoro essenziale per approfondimenti di tipo geotecnico.

I RESPONSABILI SCIENTIFICI

Prof. Geol. Roberto de Riso

Prof. Ing. Giovanni Fenelli

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- Alessio, M., Bella F., Improta S., Belluomini G., Cortesi C., Turi B., 1971. *University of Rome Carbon - 14 Dates IX*. Radiocarbon, 13 (2): 395-411.
- Barberi, F., Cassano, E., La Torre, P., Sbrana, A., 1991. *Structural evolution of Campi Flegrei caldera in light of volcanological and geophysical data*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 48:33-49
- Barberi, F., Innocenti, F., Lirer, L., Munno, R., Pescatore, T., Santacroce, R., 1978. *The Campanian Ignimbrite: a major prehistoric eruption in the Neapolitan area (Italy)*. Bull. Volcanol., 41 (1): 1-22.
- Beneduce, P., D'Elia, G., Guida, M., 1988. *Morfodinamica dei versanti dell'area flegrea (Campania): erosione in massa ed erosione lineare*. Mem. Soc. Geol. It., 41: 949-961.
- Bieniawski, Z.T., 1976 *Rock mass classification in rock engineering*. Exploration for rock engineering, Balkema. 1: 97 - 106.
- Bieniawski, Z.T., 1989 *Engineering rock mass classification*. Wiley & son

- Budetta, P., de Riso, R., 1988. *Studio delle condizioni di stabilità di alcuni versanti in roccia nell'Appennino campano*. Mem. Soc. Geol. It., 41:917-927.
- Budetta, P., Calcaterra, D., 1991a. *Caratteristiche di resistenza al taglio di discontinuità in ammassi carbonatici della Penisola Sorrentina (Campania)*. Atti I Conv. Naz. Giovani Ricercatori Geol. Appl., Gargnano (BS), 22-23 ottobre 1991. In "Ricerca scientifica ed educazione permanente", Suppl. 93:167-176.
- Budetta, P., Santo, A., 1994. *Morphostructural evolution and related kinematics of rockfalls in Campania (Southern Italy): a case study*. Engineering Geology, 36 (3/4): 197-210.
- Budetta, P., Calcaterra, D., Ducci, D., 1991b. *Caratterizzazione geomeccanica di ammassi rocciosi carbonatici tra Castellammare di Stabia e Vico Equense (Penisola Sorrentina – Campania)*. Geologia Tecnica, 3/91:13-22.
- Calcaterra, D., Guarino, P.M., 1999a. *Fenomeni franosi recenti nell'area urbana napoletana: il settore centro orientale*. Atti Conv. C.N.R. – Regione Emilia Romagna "Geologia delle grandi Aree Urbane", Bologna 4-5 novembre 1997: 257-261.
- Calcaterra, D., Guarino, P.M., 1999b. *Dinamica morfologica e fenomeni franosi recenti nell'area collinare napoletana (settore occidentale)*. IX Congr. Naz. Dei Geologi, Roma, 17-20 aprile 1997. Geologia Tecnica ed Ambientale, 2/99: 11-17.
- Carrara, E., Iacobucci, F., Pinna, E., Rapolla, A., 1974. *Interpretation of gravity and magnetic anomalies near Naples, Italy, using computer techniques*. Bull. Volcanol., 38 (2): 458-467.
- Carrara, E., Rapolla, A., 1973. *Caratteristiche geoelettriche delle vulcaniti Flegree recenti*. Riv. It. Geof., 1/2: 13-16.
- Celico P., De Vita P., Nikzad F., Stanzione D., Vallario A. (1991) – *Schema idrogeologico ed idrogeochimico dei Campi Flegrei (NA)*. I Convegno nazionale dei Giovani Ricercatori in Geologia Applicata.
- Cinque, A., Rolandi, G., Zamparelli, V., 1985. *L'estensione dei depositi marini olocenici nei Campi Flegrei in relazione alla vulcano-tettonica*. Boll. Soc. Geol. It., 104 (2):327-348.
- Cinque, A., Aucelli, P.P.C., Brancaccio, L., Mele, R., Milia, A., Robustelli, G., Romano, P., Russo, F., Russo, M., Santangelo, N., Sgambati, D., 1997. *Volcanism, tectonics and recent geomorphological change in the bay of Napoli*. Geogr. Fis. Din. Quat. Suppl. III: 123-141.
- Civetta, L., Orsi, G., Pappalardo, L., Fisher, R. V., Heiken, G., Ort, M., 1997. *Geochemical zoning, mingling, eruptive dynamics and depositional processes - The Campanian Ignimbrite, Campi Flegrei caldera, Italy*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 75: 183-219.
- Colantoni, P., Del Monte, M., Fabbri, A., Galligani, P., Selli, R., Tomadi, L., 1972: *Ricerche geologiche nel golfo di Pozzuoli*. in Versino L. (eds) "Relazione sui rilievi effettuati nell'area flegrea nel 1970-71". Quad. de "La Ricerca Scientifica", C.N.R., 83:26-76.
- D'Antonio, M., Civetta, L., Orsi, G., Pappalardo, L., Piochi, M., Carandente, A., de Vita, S., Di Vito, M.A., Isaia, R., Southon J., 1999. *The present state of the magmatic system of the Campi Flegrei caldera based on the reconstruction of its behaviour in the past 12 ka*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 91 (2-4), 247-268.
- de Riso, R., Budetta, P., Calcaterra, D., Santo, A., 1999. *Le colate rapide in terreni piroclastici del territorio campano*. Atti Conv. su "Previsione e Prevenzione di movimenti franosi rapidi", Trento 17-19 giugno 1999: 133-150. GEAM-Ass. Georisorse e Ambiente, Torino.
- de Vita, S., Orsi, G., Civetta, L., Carandente, A., D'Antonio, M., Deino, A., Di Cesare, T., Di Vito, M., Fisher, R. V., Isaia, R., Marotta, E., Ort, M., Pappalardo, L., Piochi, M., Southon, J., 1999. *The Agnano-Monte Spina eruption (4.1 ka) in the resurgent, nested Campi Flegrei caldera (Italy)*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 91: 269-301.
- Deino, A., Curtis, G., Rosi, M., 1992. *$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Campanian Ignimbrite, Campanian Region, Italy*. Int. Geol. Congress, Kyoto, Japan, 24 Aug.-3 Sept., Abstr. Vol., 3: 633.
- Deino, A., Southon, J., Terrasi, F., Campajola, L., Orsi, G., 1994. *^{14}C e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Campanian Ignimbrite, Phlegrean Fields, Italy*. ICOG, Berkeley, CA (abstract).
- Di Girolamo, P., 1970. *Differenziazione gravitativa e curve isochemiche nella "Ignimbrite Campana" (Tufo Grigio Campano auct.)*. Rend. Soc. It. Mineral. Petrol., 26: 1-45.
- Di Girolamo, P., Ghiara, M.R., Lirer, L., Munno, R., Rolandi, G., Stanzione, D., 1984. *Vulcanologia e petrologia dei Campi Flegrei*. Boll. Soc. Geol. It., 103: 349-413.

- Di Vito, M. A., Isaia, R., Orsi, G., Southon, J., D'Antonio, M., de Vita, S., Pappalardo, L., Piochi, M., 1999. *Volcanism and deformation since 12,000 years at the Campi Flegrei caldera (Italy)*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 91: 221-246.
- Finetti, I., Morelli, C., 1974. *Esplorazione sismica a riflessione dei Golfi di Napoli e Pozzuoli*. Boll. Geof. Teor. Appl., 16 (62/63): 175-222.
- Goodman, R.E., 1980 *Introduction to rock mechanics*. Wiley, New York: pp. 562.
- Hoek, E., 1995 *Strenght of rock and rock masses*. Int. Soc. for Rock Mech. News Journal, 2 (2): 4 - 16
- Hoek, E., Bray J.W., 1981 *Rock slope engineering*. Ed. Inst. of Mining and Metallurgy. 3rd Edition. pp. 358
- Hoek, E., Brown E.T., 1980 *Empirical strenght criterion for rock masses*. J. Geotech. Eng. Div., ASCE 106: 1013 - 1035
- Hoek, E., Brown, E.T., 1997 *Practical estimates of rock mass*. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 34: 1165 - 1186
- Hoek, E., Wood D., Shah S., 1992 *A modified Hoek - Brown criterion for jointed rock masses*. Proc. Int. Symp. Rock Mech. "Eurock '92". Brit. Geol. Soc.: 209 - 214
- I.S.R.M., Commission on standardization of laboratory and field tests, 1978 *Suggested methods for the quantitative description of discontinuities in rock masses*. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Geomech. Abs., 15: 319 - 368
- Lirer, L., Munno, R., 1975. *Il Tufo Giallo Napoletano (Campi Flegrei)*. Per. di Mineral., 44:103-118.
- Lirer, L., Rolandi, G., Rubin, M., 1991. *14C age of the origin of the Campanian Ignimbrite*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 48 (1-2): 223-227.
- Markland, J.T., 1972 *A useful tecnique for estimating the stability of rock slopes when the rigid wedge sliding type of failure is expected*. Imperial College Rock Mechanics Res. Report, 19: 1 - 10
- Orsi, G., Civetta, L., D'Antonio, M., Di Girolamo, P., Piochi, M., 1995. *Step-filling and development of a three-layers magma chamber: the Neapolitan Yellow Tuff case history*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 67: 291-312.
- Orsi, G., Civetta, L., Del Gaudio, C., de Vita, S., Di Vito, M. A., Isaia, R., Petrazzuoli, S., Ricciardi, G., Ricco, C., 1999. *Short-term ground deformations and seismicity in the resurgent Campi Flegrei caldera (Italy): an exemple of active block-resurgence in a densely populated area*. J. Volc. Geotherm. Res, 91: 415-451.
- Orsi, G., D'Antonio, M., de Vita, S., Gallo, G., 1992. *The Neapolitan Yellow Tuff, a large-magnitude trachytic phreatoplinian eruption: eruptive dynamics, magma withdrawal and caldera collapse*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 53: 275-287.
- Orsi, G., de Vita, S., Di Vito, M., 1996. *The restless, resurgent Campi Flegrei nested caldera (Italy): constraints on its evolution and configuration*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 74: 179-214.
- Orsi, G., Gallo, G., Zanchi, A., 1991. *Simple-shearing block resurgence in caldera depressions. A model from Pantelleria and Ischia*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 47: 1-11.
- Pappalardo, L., Civetta, L., D'Antonio, M., Deino, A., Di Vito, M., Orsi, G., Carandente, A., de Vita, S., Isaia, R., Piochi, M., 1999. *Chemical and Sr-isotopical evolution of the Phlegraeen magmatic system before the Campanian Ignimbrite and the Neapolitan Yellow Tuff eruptions*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 91: 141-166.
- Pescatore, T., Diplomatico, G., Senatore, M.R., Tramutoli, M., Mirabile, L., 1984. *Contributi allo studio del golfo di Pozzuoli: aspetti stratigrafici e strutturali*. Mem. Soc. Geol. It., 27:133-149.
- Rittmann, A., 1950. *Sintesi geologica dei Campi Flegrei*. Boll. Soc. Geol. It., 69:117-177.
- Romana, M., 1985 *New adjustment ratings for application of Bieniawski classification to slopes*. Proc. Int. Symp. on "The role of rock mechanics", Zacatecas: 49 - 53
- Romana, M., 1991 *SMR classification*. Proc. 7th Int. Cong. on Rock Mechanics: 955 - 960.
- Rosi, M., Sbrana, A., (eds) 1987. *Phlegrean Fields*. Quad. de "La Ricerca Scientifica" C.N.R., 114 (8): 251 pp.
- Rosi, M., Sbrana, A., Principe, C., 1983. *The Phlegrean Fields: structural evolution, volcanic history and eruptive mechanisms*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 17:273-288.

- Rosi, M., Vezzoli, L., Aleotti, P., De Censi, M., 1996. *Interaction between caldera collapse and eruptive dynamics during the Campanian Ignimbrite eruption, Phlegrean Fields, Italy.* Bull. Volcanol., 57:541-554.
- Scarpati, C., Cole, P., Perrotta, A., 1993. *The Neapolitan Yellow Tuff - A large volume multiphase eruption from Campi Flegrei, Southern Italy.* Bull. Volcanol., 55: 343-356.
- Wohletz, K., Civetta, L., Orsi, G., 1999. *Thermal evolution of the Phlegraean magmatic system.* J. Volcanol. Geotherm. Res., 91: 381-414
- Wohletz, K., Orsi, G., de Vita, S., 1995. *Eruptive mechanisms of the Neapolitan Yellow Tuff interpreted from stratigraphic, chemical and granulometric data.* J. Volcanol. Geotherm. Res., 67: 263-290.