

LAURA MELELLI (*)

FENOMENI D'INSTABILITÀ PRESSO L'EREMO DI CERBAIOLO (AREZZO, TOSCANA)

ABSTRACT: MELELLI L., *Conditions of Instability near the Hermitage of Cerbaiolo (Arezzo, Toscana, Italy)*. (IT ISSN 0391-9838, 1998).

The hermitage of Cerbaiolo, founded in 700 AD and currently a Franciscan monastery, is located some 7 km from the village of Pieve S. Stefano (Ar), on the southern edge of a limestone plate (Calpionelle Limestone-Cerbaiolo Unit), which develops along a N-S axis, with a dip of bedding toward NW. The plate is completely surrounded by the clay of the Sillano formation. The marked contrast in competence of the two formations gives rise to mechanisms of instability producing differing effects on the three sides of the perimeter of the hermitage due to mechanical characteristics of the rocky mass. The entire cliff is intensely fractured due to both tectonic and gravitational factors. The clay of the Sillano formation is affected by flows and slumps.

In addition to the crumbling and toppling of small pieces, the larger blocks, separated from the underformed substrate, seem to be moving in lateral spreads of the deep-seated block slide type as inferred by trenches in the high part of the slope and swelling in the lower part.

KEY WORDS: Creep, Deep-seated block slides, Deep-seated Slope Deformations, Cerbaiolo, Tuscany, Italy.

RIASSUNTO: MELELLI L., *Fenomeni d'instabilità presso l'eremo di Cerbaiolo (Arezzo, Toscana)*. (IT ISSN 0391-9838, 1998).

L'eremo di Cerbaiolo, nato intorno al 700 e attualmente appartenente all'Ordine Franciscano, sorge ad una distanza di 7 km ad est dall'abitato di Pieve S. Stefano (AR), sull'estremità meridionale di una placca calcarea (Calcarea a Calpionelle-Serie di Cerbaiolo), orientata NS e immergente verso NW. La placca è completamente circondata dalle argille della formazione di Sillano. Il marcato contrasto di competenza fra le due formazioni induce meccanismi d'instabilità che producono effetti differenti sui tre versanti circostanti l'eremo in funzione delle caratteristiche meccaniche dell'ammasso roccioso. Tutta la rupe si presenta intensamente frantumata sia per motivi tettonici che gravitativi. Le argille della formazione di Sillano sono coinvolte in fenomeni di colamento e movimenti rototrazionali.

Oltre che per crollo e ribaltamento di piccole porzioni, sono presenti lungo il lato meridionale della rupe calcarea a maggiore acclività, blocchi di notevoli dimensioni (altezze nell'ordine dei 3 m e basi da 2 a 6 m²), che nel loro movimento verso valle si sono svincolati dal corpo centrale della rupe spostandosi con un meccanismo tipo spandimento laterale del gene-

re «movimento di versante a blocchi» come stanno a dimostrare la presenza di trincee nella parte alta del pendio e la tipica assenza di superfici di scivolamento definite.

TERMINI CHIAVE: Creep, Movimento di versante in blocchi, Deformazioni Gravitative Profonde di Versante, Cerbaiolo, Toscana.

INTRODUZIONE

Le Dgpv (Deformazioni Gravitative Profonde di Versante) sono fenomeni noti in letteratura internazionale da tempo (Jhan, 1964; Ter-Stephanian, 1966; Zischinsky, 1969 & Nemcock, 1972) e solo più di recente indagati anche in Italia (Dramis, 1984; Sorriso-Valvo, 1988). Le ultime definizioni fanno riferimento ad un «movimento di massa la cui profondità è una frazione rilevante rispetto alle dimensioni del versante e il cui spostamento è piccolo in confronto alla profondità della massa spostata (...) e che sotto determinate condizioni può evolvere in eventi franosi di grandi dimensioni» (Crescenti & alii, 1994) ed «in cui la presenza di un'eventuale superficie di scorrimento continua non è macroscopicamente evidente» (Sorriso-Valvo, 1995).

Nei diversi tentativi di classificazione del fenomeno, le Dgpv sono state suddivise in tre gruppi: 1) Colata in roccia o *sackung*, 2) Scorrimento-scorrimento colata, 3) Espansione laterale o *lateral spreads* (Cavallin & alii, 1990). In particolare le espansioni laterali sono indotte dal contrasto di competenza tra un ammasso roccioso ed un substrato poco competente e si suddividono, in funzione delle caratteristiche morfometriche che le caratterizzano, in: a) Scivolamento multiplo retrogressivo, b) Inarcamento dei versanti e rigonfiamento dei fondovalle (*cambering and valley bulging*), c) Movimento di versante a blocchi (*block type slide movement*), d) Spandimento laterale s.l. (*lateral spreads s.l.*) (Casagli, 1993).

L'Appennino tosco-umbro presenta, per particolari condizioni geologiche, frequenti esempi di tali fenomeni (La Verna, Sasso di Simone e Simoncello e M. Fumaiolo

(*) Dipartimento di Scienze della Terra. Università degli Studi di Perugia, piazza dell'Università 1 - Perugia.

L'autrice desidera ringraziare il Prof. C. Cattuto e la Prof.ssa L. Gregori per il prezioso aiuto fornito durante la stesura di quest'articolo.



FIG. 1 - Visuale dell'eremo di Cerbaiolo da sud.
 FIG. 1 - The southern view of the hermitage of Cerbaiolo.



FIG. 3 - Contatti tra l'eremo e la roccia.
 FIG. 3 - Contacts between the hermitage and the rock.



FIG. 2 - Particolare della base dell'eremo con l'ampia frattura (apertura massima di 4 m) subito a valle dell'edificio.
 FIG. 2 - Detail of the foundation of the hermitage with wide fracture (4 metre at most).

per citarne solo alcuni). Nonostante la potenziale presenza di dissesti gravitativi in relazione al contrasto di competenza le superfici spianate al tetto delle placche lapidee, sono state scelte in passato come sede preferenziale per insediamenti antropici di natura sia civile che religiosa in quanto le pareti a strapiombo della placca rocciosa che circondavano perimetralmente i nuclei abitativi offrivano una naturale difesa contro gli attacchi esterni.

Il presente lavoro si prefigge una prima analisi su base geomorfologica delle condizioni di stabilità della rupe rocciosa sulla quale sorge l'eremo di Cerbaiolo (fig. 1)¹. L'edificio poggia le sue fondamenta su un ripiano di presumibile origine antropica (fig. 2) lungo il versante meridionale di una placca rocciosa dai fianchi decisamente acclivi che si affaccia sulle zone sottostanti che mostrano pendenza più blanda e forma regolare. Inoltre lungo tutto il lato posteriore l'edificio si sviluppa a ridosso della rupe, alla quale in vari punti si appoggia mentre in altri tratti la roccia si sostituisce alle mura divenendo così parte dell'edificio stesso (fig. 3). Di recente il fabbricato ha riportato alcune lesioni generatesi per il contrasto che le mura posteriori dell'eremo offrono a blocchi rocciosi in condizioni d'instabilità essendo separati dall'ammasso lapideo principale da superfici di discontinuità disposte a franapoggio. In uno dei punti dove la roccia si sostituisce alle mura del convento, un blocco di roccia costituisce la volta di una piccola grotta adibita a rimessa nella quale sono state rilevate delle fratture

¹ Nato intorno al '700, concesso all'Ordine Benedettino da Tedaldo, signore di Tifemo, fino al 1126 e abbandonato, viene poi donato a San Francesco e da lui destinato ad una comunità di frati Conventuali fino al 1518 quando passa all'ordine dei Frati Minori Osservanti. Alterne vicende, tra cui la sua parziale distruzione durante la seconda guerra mondiale, lo conducono ai nostri giorni così come lo possiamo osservare oggi. La sua importanza è accresciuta dal fatto che rappresenta il centro francescano dell'ordine Minore e Conventuale più settentrionale della Provincia Umbra.

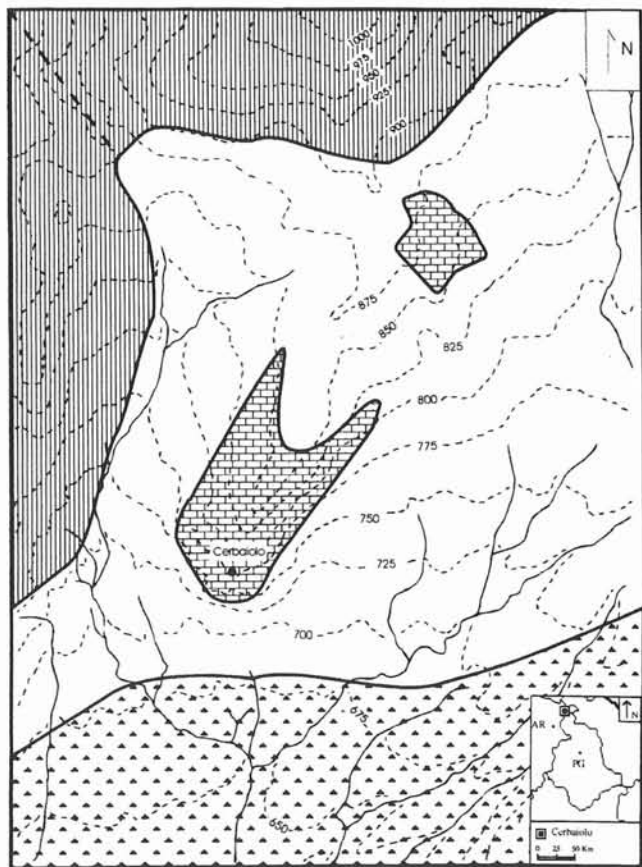


FIG. 4 - Schema geologico e ubicazione dell'area di studio: 1) Detrito; 2) Formazione di M.te Morello; 3) Formazione di Sillano; 4) Serie di Cerbaiolo; 5) Faglia incerta.

FIG. 4 - Location and geological sketch of the study area: 1) Debris; 2) Mt. Morello Formation; 3) Sillano Formation; 4) Cerbaiolo Sequence; 5) Uncertain fault.

re originatesi probabilmente per la compressione indotta dalla parete rocciosa. Tali lesioni, secondo testimonianze orali, andrebbero aumentando nel tempo, particolarmente negli ultimi anni.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Le complesse vicende tettoniche nelle quali è stata coinvolta l'area hanno posto a contatto litotipi a differente comportamento meccanico (fig. 4). Le formazioni interessate sono:

– Complesso ofiolitico (Giurassico): lembi di crosta oceanica del Dominio Liguride interno. Presente sotto forma di olistoliti di dimensioni anche chilometriche o in breccie poligeniche ricementate, franati entro il bacino in fase di sedi-

mentazione nelle fasi iniziali dell'orogenesi (Bortolotti, 1962).

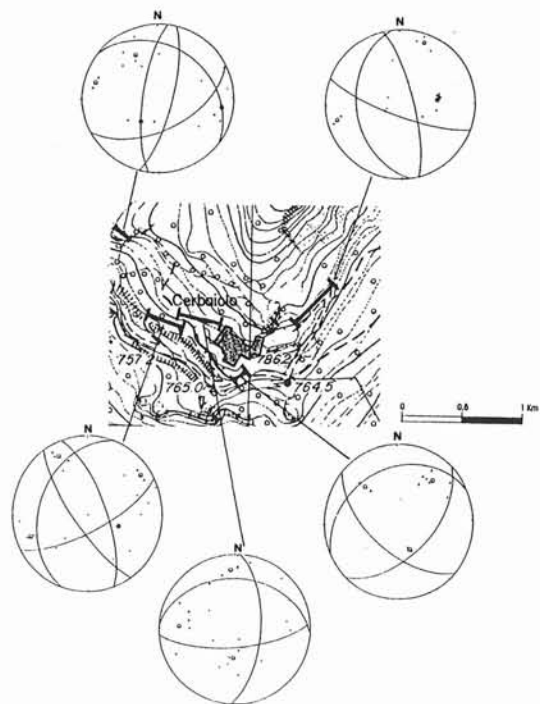
– Formazione di Sillano (Eocene inferiore- Cretaceo superiore): argilliti varicolori a prevalente frazione argillosa con secondarie quantità di arenarie quarzoso-calcaree, calcareniti, finemente stratificate, marne e calcari marnosi grigio chiari intensamente tettonizzati. Lo spessore, non sempre valutabile, è intono al centinaio di metri.

Pochi chilometri ad ovest dell'eremo affiora la Formazione di M.te Morello (Eocene inferiore-medio): flysch prevalentemente calcareo marnoso, di colore bianco giallastro regolarmente stratificato, con occasionali intercalazioni di banchi argillitici. Lo spessore massimo è di circa 800 m. La formazione è sovrapposta tettonicamente a quella di Sillano. In entrambe sono presenti intercalazioni di olistostromi e olistoliti ofiolitici a varie altezze anche sotto forma di breccie. In particolare, l'eremo di Cerbaiolo sorge su una breccia cementata di Calcarea Calpionelle (calcari micritici bianchi a grana finissima a volte con lenti o noduli di selce, originaria copertura sedimentaria della crosta oceanica obdotta e prima porzione a franare all'interno del bacino) conosciuta in letteratura come «Serie di Cerbaiolo» (Brunacci & alii, 1976), che ricopre un'area di circa 0,2 km² con direzione di allungamento prevalente NS. Nella serie si osservano dal basso verso l'alto: una breccia spigolosa non gradata (potenza massima 50 m) con cemento calcareo argilloso rossastro e sporadiche plaghe di calcite ricristallizzata; faniti rosso-verdi finemente fogliettate e breccie basaltiche (potenza massima 40 m) con frequenti intercalazioni con le argille della Formazione di Sillano. In prossimità dell'eremo la serie è rappresentata da breccie calcaree a spigoli vivi organizzate in grosse bancate immergenti verso NW e localmente intercalate a livelli limo-argillosi. I clasti hanno dimensioni da millimetriche a centimetriche, maggiori sul versante occidentale, mentre ad est sono debolmente arrotondati e di dimensioni minori. Sul versante esposto a meridione la serie ha uno spessore variabile tra i 50 e i 100 m e poggia direttamente sulla Formazione di Sillano che circonda completamente la rupe rocciosa su cui sorge l'eremo con una brusca variazione della pendenza.

Condizioni strutturali

Tutta l'area è tettonicamente attiva (Ambrosetti & alii, 1982) con fratture e faglie con direzione appenninica e antiappenninica. Indizi di attività recente sono difficilmente osservabili sulla Formazione di Sillano perché l'intensa tettonizzazione, unitamente all'elevata erodibilità del litotipo, non hanno preservato l'originario assetto. La direzione delle probabili fratture, coincidente con i trend appenninico e antiappenninico, può essere supposta sulla base di direzioni preferenziali seguite dai corsi d'acqua minori (Cattuto & alii, 1988).

Per individuare le principali «famiglie» di discontinuità che pervadono l'ammasso roccioso sono stati raccolti dati lungo cinque stazioni di rilevamento geostrutturale con fronti di diversa lunghezza e differente orientazione: tre lungo la parete meridionale dello sperone roccioso sul quale sorge l'eremo, uno a sud ed uno ad ovest della stessa



(fig. 7). Di ogni singola discontinuità sono state registrate giacitura, apertura, forma, riempimento ed eventuale presenza d'acqua. Per valutare il grado di fratturazione dell'ammasso roccioso sono state anche misurate le spaziature che intercorrono tra le varie discontinuità. Riassumendo i dati raccolti lungo i diversi fronti in un unico stereogramma, sono state individuate quattro principali famiglie di discontinuità che interessano le pareti della rupe rocciosa nelle vicinanze dell'eremo. Per ogni famiglia vengono di seguito riportate immersione ed inclinazione rappresentative di ciascun gruppo:

- 1) $236^{\circ}, 65^{\circ}$: (direzione appenninica) in questa famiglia rientra la maggior parte delle discontinuità registrate negli affioramenti intorno all'eremo, fratture a bassa pervasività, apertura variabile, maggiore verso l'alto, da pochi cm ad un massimo di 150 cm (37 cm in media). In alcuni casi sono presenti fuoriuscite d'acqua a carattere temporaneo. La frequenza delle discontinuità diminuisce procedendo verso est. Il riempimento (prevalentemente calcite) è quantitativamente maggiore a quote minori.
- 2) $342^{\circ}, 27^{\circ}$: famiglia di discontinuità a prevalente direzione antiappenninica. Ben rappresentata, ha apertura variabile (pochi centimetri). Sono fratture molto pervasive e uniformemente distribuite negli affioramenti adiacenti l'eremo.
- 3) $90^{\circ}, 68^{\circ}$: famiglia maggiormente rappresentata ad ovest dell'eremo. L'apertura è variabile ed il riempimento è spesso costituito da limo.
- 4) $160^{\circ}, 68^{\circ}$.

Il grado di fratturazione dell'ammasso roccioso, il tipo di fratture, nonché le loro caratteristiche e l'eventuale presenza d'acqua, sono fondamentali per comprendere quali

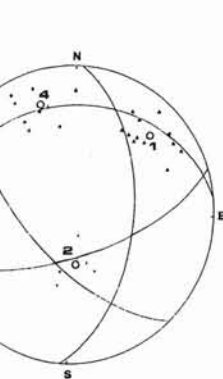


FIG. 5 - Rappresentazione stereografica delle principali discontinuità (reticolo di Schmidt, emisfero inferiore).

FIG. 5 - Schmidt net diagrams (lower hemisphere) indicating the main discontinuities.

STEREOGRAMMA RIASSUNTIVO:
Immersione ed Inclinazione di ciascuna famiglia

Polo 1- Piano P1:	Immersione 236° / Inclinazione 65°
Polo 2- Piano P2:	Immersione 342° / Inclinazione 27°
Polo 3- Piano P3:	Immersione 90° / Inclinazione 54°
Polo 4- Piano P4:	Immersione 160° / Inclinazione 68°

siano le masse dislocate e come i singoli blocchi possano essere disgiunti dal substrato indeformato.

Il versante esposto ad ovest, a causa e dell'elevato grado di fratturazione e delle maggiori dimensioni dei clasti, mostra caratteristiche meccaniche più scadenti. Parte delle pareti rocciose sulle quali poggia l'eremo sono interessate da fratture parallele al pendio che rendono instabili grandi porzioni lapidee con rischi reali legati alla possibilità di scivolamenti e, subordinatamente, di crolli e ribaltamenti.

Quadro dell'instabilità

Il marcato contrasto di «competenza» tra le brecce calcaree ed il substrato deformabile si traduce in forme differenti sui due litotipi, sebbene causate dagli stessi agenti e sotto le medesime condizioni. Di seguito vengono illustrati i principali morfotipi individuati per ciascun litotipo (fig. 6).

La placca lapidea superiore (costituita da banchi localmente separati da orizzonti limo-argillosi) a maggiore coesione e comportamento fragile, immerge in direzione NW con forma prismatica allungata in direzione NS. Il grado di fratturazione dell'ammasso roccioso diminuisce dai bordi della placca verso l'interno. A partire dall'isoipsa degli 825 m e proseguendo verso nord lungo la parte centrale della placca calcarea il grado di fratturazione è minimo e la massa rocciosa si presenta essenzialmente stabile. In questa zona le rocce non presentano fratture beanti, la vegetazione arborea ha attecchito in modo diffuso e le basse pendenze delle zone sommitali permettono la formazione di suoli di modesto spessore.

La zona perimetrale della placca (dove è ubicato l'eremo), al di sotto dell'isoipsa degli 825 m, lungo il contatto

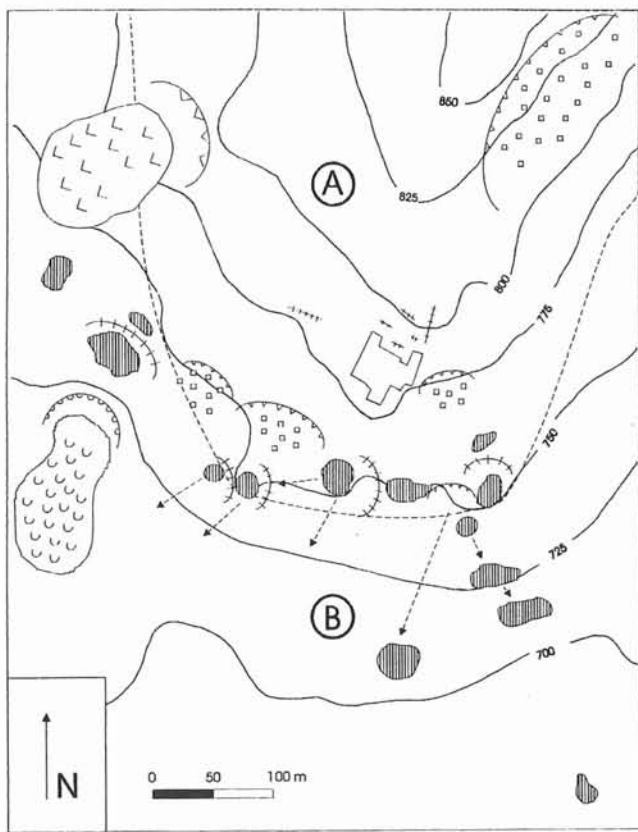


FIG. 6 - Carta geomorfologica con i principali elementi gravitativi presenti nell'area di studio: 1) Scarpata in erosione; 2) Detrito in blocchi; 3) Trincea; 4) Massi appartenenti alla Serie di Cerbaiolo parzialmente o totalmente svincolati dal substrato in posto; 5) Probabili direzioni di spostamento dei massi; 6) Colamento; 7) Scorrimento; 8) Eremo di Cerbaiolo; 9) Area di affioramento della Serie di Cerbaiolo; 10) Area di affioramento della Formazione di Sillano; 11) Limite stratigrafico.

FIG. 6 - Geomorphological map with main gravitational elements in the study area: 1) Erosion scarp; 2) Block debris; 3) Trench; 4) Cerbaiolo Sequence blocks partially or totally released from bedrock; 5) Probable blocks movement directions; 6) Flow; 7) Slump; 8) Hermitage of Cerbaiolo; 9) Cerbaiolo Sequence outcropping area; 10) Sillano Formation; 11) Stratigraphic boundary.

tra calcari e substrato argilloso, è al contrario fittamente fratturata secondo tutti i sistemi precedentemente individuati. In questa fascia sono presenti anche modeste emergenze d'acqua temporanee (regime pluviale) allineate lungo il contatto tra breccie ed argille. Solo una di queste, posta lungo la strada che conduce all'eremo, ha una portata pressoché costante che si aggira sui 20-30 l/min.

Proseguendo a valle dell'eremo verso quote inferiori, affiora la Formazione di Sillano. Qui sono presenti massi

provenienti dalla Serie di Cerbaiolo, svincolati dalla placca calcarea retrostante e immersi parzialmente nelle argille sottostanti. Le dimensioni dei blocchi variano da volumi di 10 m^3 fino a valori di circa $200\text{-}220 \text{ m}^3$.

Il rischio legato a dissesti gravitativi in questa zona è dovuto essenzialmente a possibili mobilitazioni della formazione argillosa in colamenti e scoscendimenti e a crolli e ribaltamenti della porzione rocciosa fratturata posta lungo il bordo della placca calcarea. Osservando la disposizione reciproca dei massi appare probabile che il movimento verso valle sia avvenuto in parte seguendo la linea di massima pendenza del versante ed in parte lateralmente lungo una stessa quota.

I versanti mostrano differenti evoluzioni imputabili all'assetto delle breccie (maggiore acclività in quello a reggipoggio) e al grado di fratturazione. Il pendio a reggipoggio, esposto ad est, presenta un basso grado di fratturazione con una pendenza media del 20%. Il numero delle discontinuità è limitato; questo, unitamente alla minore dimensione degli elementi calcarei, migliora le caratteristiche meccaniche delle rocce affioranti che risultano più compatte e resistenti. L'alta acclività (con massimi di 70°) facilita i fenomeni di degradazione meteorica. Si accumula così, alla base della rupe, un modesto deposito di materiale detritico con clasti di dimensioni intorno al decimetro. A causa del basso grado di fratturazione non si sviluppano fenomeni franosi s.s.

Il versante esposto ad ovest, (assetto a franapoggio) presenta un maggior grado di fratturazione. La minore acclività (pendenza del 7%) consente ai blocchi svincolati spostamenti verso valle per ribaltamento e scivolamento. A tale proposito, nel periodo compreso tra il Dicembre '96 ed il Febbraio '97 (testimonianza orale), si è verificato lo scivolamento rototraslazionale di un blocco di circa 180 m^3 per una distanza complessiva di 10-12 m. Dall'osservazione della nicchia di distacco e dalla posizione attuale del blocco, si deduce come lo stesso fosse in origine parzialmente svincolato dal resto dell'ammasso roccioso da un sistema di fratture con direzione appenninica e antiappenninica.

Le medesime condizioni favorevoli al franamento si ripetono per buona parte degli affioramenti disposti lungo il versante occidentale. L'elevato grado di fratturazione isola piccoli massi i quali, a causa della pendenza non molto elevata, sono liberi di scivolare verso valle con il meccanismo precedentemente illustrato.

Il versante meridionale presenta un'acclività elevata della placca lapidea (simile a quella orientale). Anche il substrato argilloso si mantiene su valori dell'acclività del 20% superiori a quanto la Formazione di Sillano riesce a raggiungere lungo gli altri versanti. Le pendenze sono dovute sia al controllo strutturale delle breccie (traversopoggio) che all'incisione alla base del pendio operata dai fossi, orientati rispettivamente NW-SE quello occidentale e NE-SW quello orientale. Il tracciato del fosso coincide con le discontinuità a direzione appenninica ed antiappenninica. Lungo il bordo meridionale della rupe numerose fenditure che aumentano di ampiezza verso l'alto, spesso non sono occluse da sedimenti, segno forse che la velocità di apertura può essere maggiore di quella di riempimento. L'acclività

vità, l'elevato grado di fratturazione, l'esposizione a meridione, l'erosione fluviale alla base del pendio ed infine la disposizione dei sistemi di fratture, concorrono ad isolare porzioni rocciose di rilevanti dimensioni (3 m di altezza e area di base variabile dai 2 ai 6 m²) che possono muoversi a quote minori. Nella loro discesa verso valle i blocchi possono raggiungere anche distanze di 400 m dalla roccia in posto.

Condizioni analoghe non si verificano ad ovest dell'ere-mo, per le modeste pendenze e neanche ad est per il minor grado di fratturazione del materiale.

In alcuni casi lungo i fronti delle stazioni di rilevamento sul versante meridionale della rupe le immersioni delle discontinuità sono ruotate di circa 15°/20° in direzione SE rispetto alle stesse famiglie misurate a monte a prova di probabili movimenti di basculamento verso l'esterno. Sia lungo il versante meridionale che lungo quello orientale sono presenti cumuli di blocchi a spigoli vivi di dimensioni da centimetriche a decimetriche.

Alcuni autori hanno invocato l'erosione carsica come concausa nella formazione e nello sviluppo delle Dgpv. In particolare la corrosione messa in atto dalle acque di scorrimento superficiale può, in zone di minore resistenza nell'ammasso roccioso, aumentare in ampiezza ed in profondità discontinuità preesistenti (Farabollini & alii, 1995). Nell'area di studio ci sono segni evidenti di attività carsica sulle brecce calcaree. Le rocce (maggiormente quelle del settore orientale con minore percentuale di cemento) presentano *rinnenkarren* e *rillenkarren*. Tuttavia non è ammissibile che l'azione carsica sia l'unica responsabile della genesi delle fratture che interessano la placca lapidea in quanto la sua azione sembra limitata a piccole manifestazioni superficiali. Infatti il cemento che tiene unite le brecce calcaree presenta una buona percentuale argillosa che inibisce la corrosione, inoltre non sono presenti altre forme tipiche che giustifichino un ruolo predominante della morfogenesi carsica.

In tutta la zona che circonda l'ere-mo di Cerbaiolo affiora la Formazione di Sillano dove si riscontrano frequenti dissesti del substrato. Il confronto delle foto aeree relative ai voli 1976 e 1988 ha permesso di rilevare significative variazioni nella morfologia dei versanti. Buona parte del lato meridionale mostra evidenti indizi di movimento della coltre superficiale. Il versante occidentale è interessato da un evento franoso a carattere rototraslazionale e da un fenomeno di colamento. Nel complesso la formazione di Sillano, specialmente laddove è maggiormente sentita l'azione erosiva dei corsi d'acqua, è interessata da frequenti casi di dissesto che localmente coinvolgono anche il materiale roccioso soprastante.

INTERPRETAZIONE DEI MECCANISMI D'INSTABILITÀ

Gli spandimenti laterali sono fenomeni che si originano in prevalenza quando una massa a comportamento fragile è sovrapposta ad un materiale a comportamento plastico. Se le caratteristiche meccaniche dei materiali del substrato

non sono tali da sopportare il peso dei materiali sovrastanti e se questi ultimi sono interessati lungo il bordo da fratture di origine tettonica o gravitazionale, allora è possibile che i blocchi, isolati dal substrato in posto, subiscano dei movimenti verso valle.

Tra i vari tipi di spandimento laterale il «movimento di versante a blocchi» (Nemcock, 1972; Casagli, 1993) è caratterizzato da spostamenti sia laterali che verso valle di blocchi di materiale lapideo che poggiano o sono parzialmente immersi in un substrato con una buona percentuale argillosa. Questo tipo di movimento è caratterizzato inoltre dall'assenza di superfici di scivolamento ben definite e si sviluppa prevalentemente ai bordi delle placche lapidee fratturate. Il movimento si origina per un meccanismo di *creep* gravitazionale (Radbruch-Hall, 1978). È frequente un basculamento interno dei blocchi nel loro spostamento verso valle. Un'altra caratteristica è l'assenza o il limitato sviluppo di rigonfiamenti sul fondo della valle. Normalmente al meccanismo principale si associano fenomeni franosi come colamenti o scivolamenti rotazionali (Casagli, 1993). I tempi evolutivi sono estremamente lenti e la maggior parte dei fenomeni riportati in letteratura sembrano essere inattivi (Nemcock, 1972).

Il rischio, nelle condizioni attuali, rimane legato ai fenomeni franosi superficiali, collegati al meccanismo d'instabilità generale, che interessano sia il substrato che la porzione lapidea superiore (Casagli, 1993). Le caratteristiche della zona intorno all'ere-mo di Cerbaiolo coincidono con quanto sopra esposto per cui è possibile ipotizzare un «movimento di versante a blocchi». Escludendo una zona posta alle quote maggiori (sopra gli 825 m s.l.m. circa) pressoché stabile, sia il bordo della placca calcarea al contatto con la formazione argillosa sottostante che la Formazione di Sillano, sono interessate da dissesti che indicano un'evoluzione dei versanti per «movimento di versanti a blocchi»:

- un'unità lapidea a comportamento fragile sovrapposta ad una formazione a minore competenza e comportamento plastico;
- l'unità lapidea a maggiore competenza intensamente fratturata con diaclasi beanti e a maggiore apertura verso l'alto;
- massi isolati distaccati dall'unità lapidea a comportamento fragile che si muovono verso valle e lateralmente;
- abbondante produzione di blocchi di dimensioni minori;
- un substrato argilloso interessato da colamenti e movimenti rototraslazionali;
- un rigonfiamento alla base del pendio assente;
- una rete idrografica superficiale che opera un'azione di scalzamento alla base dei pendii interessati dal presunto movimento di versante a blocchi.

CONCLUSIONI

L'ere-mo di Cerbaiolo (AR) è interessato con sempre maggiore frequenza da lesioni indotte da meccanismi d'instabilità del substrato roccioso. L'ere-mo infatti, lungo la sua parete settentrionale, si addossa alla roccia fratturata,

BIBLIOGRAFIA

che in alcuni punti si sostituisce alla struttura muraria. Tutta l'area circostante l'edificio, che occupa un ripiano (modellato da una serie di interventi antropici) disposto sul versante meridionale di una placca di brecce calcaree cementate sovrapposta alla Formazione di Sillano (prevalentemente argillosa), è interessata da dissesti di vario tipo e di differente entità. Mentre la placca rocciosa, a comportamento fragile, è pervasa da quattro sistemi di fratture, il substrato argilloso presenta fenomeni di colamento e di scivolamento rototraslazionale.

La disposizione delle fratture, più frequenti lungo i bordi, la loro apertura che aumenta verso l'alto e l'assenza (pressoché totale in alcuni casi) di riempimento, evidenziano uno stato di attività facilitato dalle discontinuità strutturali di origine tettonica e mantenuto dall'azione della gravità. La corrosione carsica, la presenza di circolazione idrica sotterranea che si stabilisce al contatto tra calcari ed argille ed in minima parte la degradazione meteorica diventano fattori coadiuvanti per l'instabilità del versante.

Si individuano così tre aree a differente grado di stabilità: una prima zona a quote maggiori pressoché stabile, una seconda instabile con masse litoidi svincolate dal substrato ma non ancora mobilitate ed un'ultima nella quale sono presenti blocchi di grandi dimensioni, che hanno già subito movimento. Il versante orientale, con assetto delle brecce a reggipoggio ed un minor grado di fratturazione (che impediscono il distacco di grosse masse) presenta soprattutto fenomeni di accumulo di blocchi di piccole dimensioni (centimetriche e decimetriche). Su quello occidentale a franapoggio, la minore acclività e l'alto grado di fratturazione isolano masse di modeste dimensioni che in alcuni casi possono muoversi sul substrato sottostante per rotolamento e scivolamento. Infine lungo il versante meridionale si rileva un «movimento di versante a blocchi» con massi di notevoli dimensioni che si sono mossi lateralmente e verso valle presumibilmente per *creep* gravitazionale sul substrato sottostante ricoprendo anche distanze di 400 m dal fronte della massa in posto.

Si può supporre quindi che le lesioni che interessano l'eremo siano dovute al movimento verso valle delle masse parzialmente disgiunte che costituiscono la parete meridionale della rupe alla quale l'eremo si appoggia e che tali dissesti rientrino in un più ampio movimento di versante a blocchi originato dal contrasto di competenza tra litotipi a diverso comportamento meccanico.

- A.A.V.V. (1990) - *Appennino Tosco-Emiliano*. Guide Geol. Reg., vol. 4, Soc. Geol. It.
- AMBROSETTI P., CARRARO F., DEIANA G. & DRAMIS F. (1982) - *Il sollevamento dell'Italia centrale tra il Pleistocene inferiore ed il Pleistocene medio*. Contrib. concl. realiz. della Carta Neotettonica d'Italia (parte II). Prog. Fin. Geodinamica Sottoprog. Neotettonica. Cnr. Pubbl. n° 513, 219-223.
- BORTOLOTTI V. (1962) - *Sulla giacitura della serie ofiolitifera dei M. Rognosi*. Boll. Soc. Geol. It., 81 (3), 313-322.
- BRUNACCI S., FARAONE D. & GIAQUINTO S. (1976) - *Indagini petrografiche e chimiche su ofioliti della Toscana. 2: Gli affioramenti nei dintorni di Pieve S. Stefano (Arezzo)*. Ofioliti, 1 (2), 163-198.
- CASAGLI N. (1993) - *Meccanismi d'instabilità indotti dal contrasto di competenza in ammassi rocciosi su un substrato deformabile*. Ph. D. thesis Eng. Geology, 1990-1993.
- CATTUTO C., CENCETTI C. & GREGORI L. (1988) - *Lo studio dei corsi d'acqua minori dell'Italia Appenninica come mezzo di indagine sulla tettonica del Plio/Pleistocene*. Boll. Mus. St. Nat. Lunigiana, 6-7: 7-10, (1986-1987).
- CAVALLIN A., CRESCENTI U., DRAMIS F., PRESTININZI A. & SORRISO-VALVO M. (1990) - *Tipologia e diffusione delle deformazioni gravitative profonde di versante in Italia: prime valutazioni*. Mem. Soc. Geol. It., 37 (1987), 241-252.
- CRESCENTI U., DRAMIS F., PRESTININZI A. & SORRISO-VALVO M. (1994) - *Deep seated gravitational slope deformations and large-scale landslides in Italy*. Sp. Vol. Int. Cong. IAEG, Lisboa.
- DRAMIS F. (1984) - *Aspetti geomorfologici e fattori genetici delle Dgpv*. Boll. Soc. Geol. It., 103, 681-687.
- DRAMIS F., FARABOLLINI P., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1995) - *Neotectonics and Large-scale Gravitational Phenomena in the Umbria Marche Apennines. Italy*. Steepland Geom., Chap. 11, 8.
- FARABOLLINI P., FOLCHI VICI D'ARCEVIA., GENTILI B., LUZZI L., PAMBIANCHI G. & VIGLIONE F. (1995) - *La morfogenesi gravitativa nelle formazioni litoidi dell'Appennino centrale*. Mem. Soc. Geol. It., 50, 126-136.
- JHAN A. (1964) - *Slope morphological features resulting from gravitation*. Zeit. Geomorph., Suppl. B. 5, 59-72.
- NEMCOCK A. (1972) - *Gravitational slope deformation in high mountains*. Proc. 24th Int. Geol. Cong., Montreal, Sect. 13, 132-141.
- RADBRUCH-HALL D. (1978) - *Gravitational creep of rock masses on slopes*. In: Voight B. (ed). *Rockslices and Avalanches Natural Phenomena*. Devel. Geotech. Eng., 14, Elsevier, Amsterdam, ch. 17, 607-657.
- SORRISO-VALVO M. (1988) - *Studi sulle Dgpv di versante in Italia*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 877-888.
- SORRISO-VALVO M. (1995) - *Considerazioni sul limite tra Deformazione Gravitativa Profonda di versante e frana*. Mem. Soc. Geol. It., 50, 179-185.
- TER-STEPANIAN G. (1966) - *Type of depth creep of slopes in rock masses*. Probl. Geomech., 3, 49-69.
- ZISCHINSKY U. (1969) - *Über sackungen*. Rock Mech., 1 (1), 30-52.