

Engineering
Hydro
Environmental

Geology

Giornale di Geologia Applicata

Rivista dell'AIGA, Associazione Italiana di Geologia Applicata e Ambientale

Volume 11 - Anno 2009



Direttore

Cesare Roda, Università di Udine

Comitato Editoriale

Il Consiglio Direttivo dell'AIGA

Cesare Roda, Presidente (Udine)
Pietro Celico (Napoli)
Corrado Cencetti (Perugia)
Claudio Cherubini (Bari Politecnico)
Gianfranco Ciancetti (Pavia)
Pietro De Paola (Roma)
Mario Del Prete (Potenza)
Leonardo Disperati (Siena)
Walter Dragoni (Perugia)
Francesco Dramis (Roma Tre)
Francesco Guadagno (Benevento)

Grazia Martelli (Udine)
Maurizio Polemio (Bari)
Alberto Prestininzi (Roma Sapienza)
Gabriele Scarascia Mugnozza (Roma Sapienza)
Nicola Sciarra (Chieti)
Patrizio Signanini (Chieti)
Vincenzo Simeone (Bari)
Michele Spizzico (Bari Politecnico)
Paolo Tacconi (Perugia)
Mario Valletta (Viterbo)

Segretaria di redazione

Grazia Martelli, Università di Udine

Obiettivi di Engineering – Hydro – Environmental – Geology (EHE Geology)

EHE Geology, già Giornale di Geologia Applicata, ha lo scopo di pubblicare ricerche originali, descrizione di casi, rassegne sullo stato dell'arte nel campo della Geologia applicata, intesa nel senso più ampio del termine. Sono inclusi in questa espressione gli studi geologici che hanno rilevanza per l'Ingegneria civile, per la gestione del territorio, per lo sfruttamento delle risorse e per lo sviluppo della sicurezza ambientale. Sono considerati per la pubblicazione anche studi metodologici e rassegne sullo stato dell'arte su specifici problemi. L'obiettivo è quello di contribuire allo sviluppo della Geologia come professione.

© 2009 AIGA. Tutti i diritti sono riservati all'AIGA. Sono autorizzate fotocopie per uso individuale; è autorizzata la riproduzione di parti del volume per uso didattico o scientifico, purché sia citata la fonte. Per ogni altro uso è necessaria l'autorizzazione dell'AIGA.

EHE Geology è un periodico dell'AIGA, Associazione Italiana di Geologia Applicata e Ambientale, registrato presso il Tribunale di Udine in data 27.03.2006 al numero 10/2006.

Indirizzo della redazione: Prof. Grazia Martelli, Dipartimento di Georisorse e Territorio, Via Cotonificio, 114, 33100 Udine. e-mail: giornale@geoitalia.org.

I singoli Autori sono responsabili delle opinioni espresse negli articoli. L'AIGA e gli Autori non si assumono nessuna responsabilità per eventuali danni a persone o cose derivanti dalla utilizzazione di idee, osservazioni o metodi riportati negli articoli del Giornale di Geologia Applicata.

In copertina: Il Cavo Napoleonico, si veda articolo a pagina 31 a) Ubicazione dell'area studio; b) dettaglio del Cavo Napoleonico: 1, direzione di flusso delle piene del Reno; 2, direzione di flusso dell'acqua derivata dal Fiume Po e indirizzata al CER; 3, traccia del percorso originale del Cavo progettato dalla commissione tecnica di Napoleone; 4, 5, 6, le opere idrauliche principali per la regimazione del flusso del Cavo; c) fotografia dell'Opera Po; d) fotografia dell'Opera Reno.

The Napoleonic Canal, see paper on page 31. a) Location of the study area; b) the Napoleonic Canal: 1, flow direction of Reno River floods; 2, flow direction of water diverted from Po to CER; 3, original project course of Bonaparte commission; 4, 5, 6, Canal main hydraulic works; c) photo of Opera Po; d) photo of Opera Reno.

Engineering
Hydro
Environmental

Geology

Giornale di Geologia Applicata

Volume 11 – Anno 2009

- 3 **Previsione del tempo di occorrenza di una frana**
FEDERICO A., ELIA G., FIDELIBUS C.
- 15 **L'area ad elevata franosità di Corniglio (Parma): evidenze di deformazioni gravitative profonde e studio degli spostamenti superficiali nel periodo 1976 – 2008**
DISPERATI L., GUASTALDI E., CIULLI A., RINDINELLA A., VIRDIS S. G. P.
- 31 **Il Cavo Napoleonico: una sfida per la sicurezza idraulica del basso Bacino del Fiume Reno (Emilia-Romagna, Italia)**
BIAVATI G., MAZZINI E., MORI G., GHIROTTI M., TODINI E., SIMONI G.
- 45 **Caratterizzazione geologico-ambientale e monitoraggio idrogeologico di alcune sorgenti carsiche dell'Alta Val Graveglia (Appennino ligure)**
FACCINI F., PERASSO L.
- 63 **Studio della ripetibilità della procedura di analisi granulometrica delle terre**
PROSPERINI N., CAMBI C., VINTI G., VENNARI C., ABATANTUONO I.
- 73 **Dinamica delle frane in ambiente glaciale: considerazioni preliminari sulla fisica dell'attrito roccia-ghiaccio e su un caso di studio**
DE BLASIO F. V.
- 83 **Suscettibilità da gully erosion nel bacino del T. Turbolo (Calabria settentrionale): approccio multidisciplinare**
CONFORTI M., AUCELLI P. P. C., ROBUSTELLI G., SCARCIGLIA F.
- 93 **La gestione degli scarti lapidei: cosa sta cambiando alla luce della recente normativa (D. Lgs. 117/2008 e L. 13/2009)**
DINO G. A., FORNARO M.
- 107 **Indici**

Previsione del tempo di occorrenza di una frana

Antonio Federico, Gaetano Elia, Corrado Fidelibus

Politecnico di Bari – II Facoltà di Ingegneria – Dipartimento di Ingegneria dell’Ambiente e per lo Sviluppo Sostenibile (DIASS) federico@poliba.it, g.elia@poliba.it, corrado.fidelibus@gmail.com

Prediction of time to slope failure

ABSTRACT: In the framework of landslide risk mitigation, forecasting the time of occurrence (t_f) of a first time landslide is a goal of paramount social, economic and scientific significance. The task is far from being simple, since it would be practically impossible to account for the great number of controlling variables and factors, which are variously intercorrelated and not all clearly defined. Therefore, a pure “phenomenological” approach based on the observation and interpretation of the monitored data is generally employed in t_f prediction, as it allows to neglect part of the uncertainties involved in the problem. Such an empirical approach infers t_f mainly from the ground surface displacements using regression techniques based on empirical functions. The paper gives an overlook of the predictive methods derived from this approach, which generally provide an easy and quite reliable t_f prediction, although they should be applied with caution and their results interpreted with judgement.

Key terms: Landslide, Creep, Time to failure, Prediction
Termini chiave: Frane, Creep, Tempo di rottura, Previsione

Riassunto

Oltre a causare perdita di vite umane e ferite all’ambiente fisico, le frane, vulnerando strutture, insediamenti e continuità di servizi essenziali, determinano ingenti danni economici.

Nell’ottica della mitigazione del rischio ad esse associato, la previsione del tempo di occorrenza (t_f) di una frana di prima generazione è un obiettivo di straordinaria valenza sociale, anzitutto perché essa consente, almeno in linea di principio, di evitare la perdita di vite umane, di ridurre i danni economici, di porre in essere misure di prevenzione e di controllo e di poter pianificare l’eventuale emergenza operativa.

Il compito è ben lungi dall’essere semplice, dal momento che sarebbe praticamente impossibile introdurre nella modellazione del fenomeno la moltitudine di variabili e fattori variamente intercorrelati e non tutti chiaramente definiti che lo controllano.

L’approccio al problema richiede la comprensione del comportamento reologico dei geomateriali coinvolti nel potenziale movimento franoso, sintetizzato da una curva di *creep* che correla gli spostamenti di pendio al tempo. Tuttavia, l’applicabilità di tale approccio è discutibile, dato che la fisica alla base del fenomeno di *creep* non è ancora completamente chiara (Hutchinson, 2001). Inoltre, l’interpretazione con un modello reologico di un problema a scala reale, che tenga conto della eterogeneità della massa di terreno o di roccia, risulta controversa, se si considera, tra l’altro, che, nella maggior parte dei casi, i parametri meccanici del materiale e le condizioni al con-

torno non sono facilmente definibili. È, inoltre, problematico prevedere l’occorrenza dei fattori esterni quali, ad esempio, le piogge, che possono innescare l’instabilità di un versante.

Per evitare parte di tali incertezze, comunemente si preferisce adottare un approccio fenomenologico basato sull’osservazione ed interpretazione di dati di monitoraggio. Esso consiste nella definizione del tempo di occorrenza di una frana attraverso una funzione empirica – ottenuta attraverso tecniche di regressione – che descrive l’evoluzione nel tempo di spostamenti, deformazioni o attività micro-sismica del pendio. I metodi di analisi che ne derivano mostrano, generalmente, buona capacità predittiva, a condizione che i dati di input siano di qualità ed i più rappresentativi della tendenza cinematica del pendio. Essi vanno tuttavia applicati con cautela ed i loro risultati interpretati con giudizio.

1. Introduzione

L’esigenza di disporre di metodi di previsione del tempo di collasso di un pendio è da quasi 50 anni vitale argomento di ricerca, specialmente in Giappone, dove, peraltro, venne effettuata la prima¹ predizione di un franamento. Il riferimento è alla frana che si verificò il 14 dicem-

¹ Come riporta Eberhardt (2008), un tentativo di previsione di franamento era già stato effettuato da Heim (1932), basandosi sui gradienti di spostamento superficiale, relativamente al pendio in roccia che incombeva sulla città di Linthal nelle Alpi Svizzere. La previsione non ebbe a verificarsi. La sua inaccuratezza fu dovuta, secondo Heim, a “mancanza di esperienza”.

bre 1960 lungo la linea ferroviaria Ooigawa (“...forecasting was successful and railroad traffic was interrupted at 10:30 on December 13, the day before the collapse”), che fu prevista da Saito (1965) sulla base del confronto tra le misure degli spostamenti del pendio e le curve di *creep* a rottura determinate in laboratorio.

Negli anni successivi molto rilievo venne riservato alla predizione di franamento, spettacolare e ben documentata, effettuata nella miniera di rame a cielo aperto di Chuquicamata in Cile, 5 settimane prima dell’evento (Kennedy *et al.*, 1969; Kennedy & Niermeyer, 1970, apud Hoek & Bray, 1977; Voight & Kennedy, 1979). La data del franamento – 18 febbraio 1969 – fu prevista con esattezza attraverso una grossolana estrapolazione dei soli dati di spostamento. E’ da osservare che nel caso specifico l’accuratezza della previsione fu piuttosto casuale, poiché l’extrapolazione dagli stessi dati avrebbe potuto dare esito a differenti previsioni in un ambito temporale di circa due mesi. Tuttavia ciò è di scarsa rilevanza, giacché anche una predizione con un errore di qualche settimana è ben accettabile, in quanto mette comunque in allerta e consente di programmare l’emergenza.

Come mostrano gli esempi di Ooigawa e di Chuquicamata, i dati monitorati di spostamento di un versante possono essere utilmente analizzati per la predizione del tempo di occorrenza di una frana di prima generazione. Nelle fasi precedenti l’evento, infatti, il materiale del versante è in condizioni di *creep* terziario, e si sviluppano pertanto incrementi pronunciati e crescenti nel tempo degli spostamenti (Figura 1).

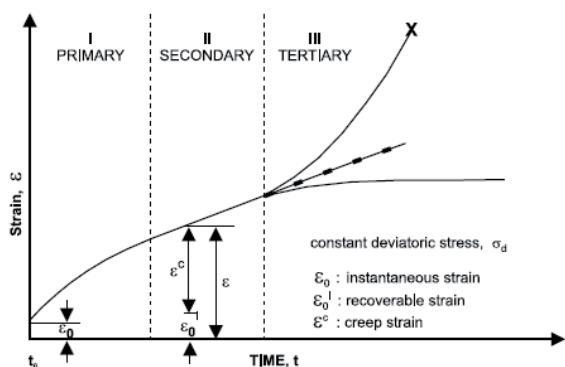


Figura 1. Comportamento idealizzato di *creep* ricavato da prove di laboratorio (da Crosta & Agliardi, 2003).

Figure 1. Idealized creep behaviour as observed in laboratory tests (after Crosta & Agliardi, 2003).

Se il versante è adeguatamente monitorato, dalla lettura dei gradienti di spostamento o di deformazione o di attività micro-sismica (emissione acustica) si può determinare il tempo (t_f) del suo collasso utilizzando specifiche formulazioni semi-empiriche i cui coefficienti sono ottenuti dal *fitting* dei dati. Tali funzioni derivano di solito, ma non esclusivamente, dallo studio della risposta meccanica di tipo visco-elasto-plastico su modelli di pen-

dio o provini di terreno in laboratorio. Si tratta di un approccio empirico di facile ed immediata applicazione, indicato anche come fenomenologico, per sottolineare che esso è basato esclusivamente sul monitoraggio dell’evoluzione con il tempo degli spostamenti o di altre grandezze correlate al grado di deformazione del pendio. E distinguerlo dall’approccio basato sull’utilizzo di specifiche leggi costitutive di tipo visco-elasto-plastico implementate in codici di calcolo numerici.

Di seguito si delineano tali metodi fenomenologici, rinviando a Federico *et al.* (2008) per una più ampia disamina dei medesimi e si dà breve descrizione di alcune tecniche avanzate di monitoraggio.

2. Metodi di previsione del tempo di occorrenza di una frana

Con riferimento al solo approccio fenomenologico, i metodi di stima di t_f possono essere suddivisi in due categorie distinte:

1. *fisicamente consistenti*, in cui la funzione utilizzata per la regressione si ispira al comportamento reologico dei materiali coinvolti nel meccanismo di frana;

2. *di semplice regressione*, in cui la medesima funzione non è correlata né esplicitamente né indirettamente alla fisica del fenomeno.

All’interno della prima categoria, è possibile operare un’ulteriore distinzione tra i) i metodi che si riferiscono al solo *creep* terziario, e ii) quelli che analizzano l’intero fenomeno di *creep* per previsioni a medio e lungo termine.

Nel seguito, t indica il tempo, η lo spostamento ed ε la deformazione. I termini a , b , α e β indicano parametri empirici derivati dall’interpolazione dei dati di monitoraggio, da specializzare per ogni metodo di previsione.

2.1 Metodi fisicamente consistenti

La prima formulazione per la regressione è stata proposta da Saito & Uezawa (1961) e Saito (1965), sulla base dei risultati di prove triassiali a controllo di carico in termini di gradiente di deformazione nella fase di *creep* secondario. Saito (1969) ha successivamente esteso la formulazione al *creep* terziario, fornendo la relazione empirica:

$$\dot{\varepsilon} (t_f - t) = a \quad (1)$$

che mostra la proporzionalità inversa tra il tempo rimanente per il verificarsi del collasso e la velocità corrente di deformazione. Utilizzando tale indicazione, Saito (1979) ha previsto con largo anticipo la frana di Takabayama del gennaio 1970. Differenziando l’equazione (1), si ottiene una relazione lineare tra il logaritmo dell’accelerazione ed il logaritmo del tempo di rottura t_f .

La Figura 2, ottenuta da Picarelli *et al.* (2000) utilizzando dati di letteratura, conferma la buona qualità di stima offerta dall’equazione (1). Equazioni sostanzialmente non dissimili dalla (1) sono state ottenute da Yamaguchi (1978) e da Hayashi *et al.* (1988 a, b)

Analizzando i risultati di prove su modelli in scala di

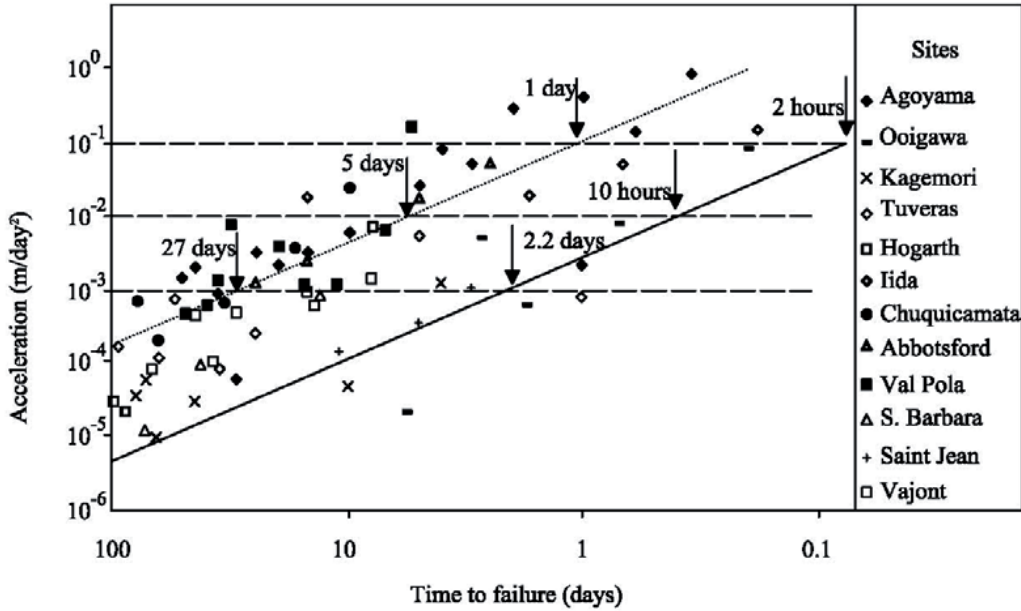


Figura 2. Relazione tra accelerazione e tempo di rottura per un numero di casi ben documentati (da Picarelli *et al.*, 2000).
 Figure 2. Relationship between slope acceleration and time to failure from a number of well documented cases (after Picarelli *et al.*, 2000).

pendii portati a rottura sotto un carico monotonamente crescente, Fukuzono (1985) ha mostrato che, per fenomeni di rottura rapida, il logaritmo dell'accelerazione $\dot{\eta}$ è proporzionale al logaritmo della velocità di spostamento superficiale $\dot{\eta}$ del pendio, ovvero:

$$\dot{\eta} = \alpha \dot{\eta}^\alpha \quad (2)$$

da cui, integrando, si ha:

$$\frac{1}{\dot{\eta}} = \left[a(\alpha - 1)(t_f - t) \right]^{\frac{1}{\alpha - 1}} \quad (3)$$

Per $\alpha = 2$, l'equazione (3) coincide, se espressa in termini di deformazione ε , con quella proposta da Saito (1969). In Figura 3 sono mostrati gli andamenti $\dot{\eta}^{-1}(t)$ per diversi valori di α . Fukuzono ha proposto una semplice procedura grafica per la stima di t_f usando l'equazione (3), anche nel caso in cui la relazione $\dot{\eta}^{-1}(t)$ sia non-lineare.

I valori dei parametri a e α contenuti nell'equazione (2) possono essere calcolati con un'analisi di regressione lineare attraverso il metodo dei minimi quadrati, partendo dalla forma lineare della stessa equazione (2):

$$\log \dot{\eta} = \alpha \log \dot{\eta} + b \quad (4)$$

dove $b = \log a$. L'accuratezza dei risultati è fortemente influenzata dalla frequenza e dalla regolarità delle operazioni di monitoraggio del pendio. Crosta & Agliardi (2003) hanno usato un metodo di regressione non-lineare per il calcolo dei suddetti parametri al fine di definire un valore di velocità di allerta per la frana in roccia di Ruisson in Valfurva, nelle Alpi Retiche.

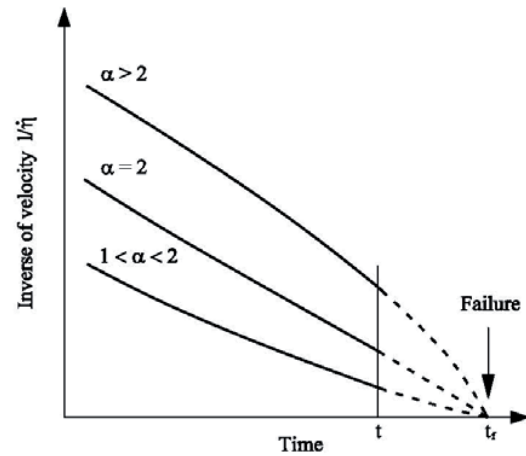


Figura 3. Andamento dell'inverso della velocità con il tempo immediatamente prima della rottura (da Fukuzono, 1985).
 Figure 3. Inverse of the velocity of surface displacement versus time just before the failure (after Fukuzono, 1985).

L'equazione (2) è stata manipolata ed interpretata da Voight (1988a, 1988b e 1989) come una legge fisica fondamentale che governa varie tipologie di fenomeni di rottura dei materiali in condizioni di carico e temperatura costanti. Nel caso di rottura in roccia per *creep* accelerato, la variabile η rappresenta una grandezza deformativa caratteristica del materiale, ossia la deformazione, la rotazione, lo spostamento finito di un punto del pendio oppure l'energia di rilascio tensionale dovuta ad una azione sismica o micro-sismica. Inoltre, tracciando un'analogia

tra il meccanismo di rottura di un pendio ed i processi di eruzione vulcanica, la variabile η può anche essere interpretata in termini di grandezze geodetiche, sismiche o geochimiche convenzionali, in guisa da rendere l'equazione (2) utile per la predizione di eruzioni vulcaniche (Voight, 1988a e 1990; Cornelius & Voight, 1995).

La formulazione di Fukuzono, implementata da Voight, è universalmente nota come “*inverse-velocity method*”. Che, come mostrato in Figura 3, è basato sulla considerazione che, quando la velocità di spostamento diviene alta, il suo inverso tende a zero. Perciò, l'intersezione della curva $1/\eta$ con l'asse delle ascisse rappresenta il tempo di massima velocità, ovvero di collasso del pendio.

Un ben noto esempio di applicazione di tale metodo, purtroppo *post-factum*, è rappresentato dalla frana del Vajont (Figura 4). Ad ogni modo, il metodo è stato applicato con successo ad una serie di casi di collasso di pendii naturali ed artificiali. In relazione a questi ultimi, spicca l'esempio, riportato da Hungr & Kent (1995), di previsione – sulla base di un monitoraggio con semplici estensimetri a filo – del franamento di un cumulo di detriti di miniera di carbone, con un volume di materiale coinvolto dell'ordine di $3 \times 10^6 \text{ m}^3$.

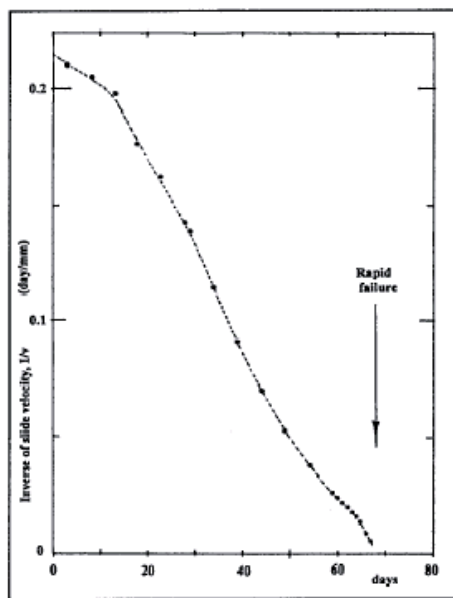


Figura 4. Andamento dell'inverso della velocità con il tempo per la frana del Vajont dell'ottobre 1963 (da Hutchinson, 2001).
 Figure 4. Inverse of the velocity of surface displacement versus time for the Vajont landslide of October 1963 (after Hutchinson, 2001).

Più recentemente, Rose & Hungr (2007) hanno documentato previsioni di grandi franamenti di scarpate minerarie in roccia.

Le diverse equazioni per la predizione di t_f possono essere ricondotte ad una unica formulazione generale:

$$(t_f - t)^{c_1} \dot{\eta}^{c_2} = c_3 \eta^{c_4} \quad (5)$$

dove η indica indifferentemente spostamento o deformazione. La Tabella 1 mostra i valori che assumono i parametri c_i nelle singole equazioni.

Tabella 1. Valori dei parametri dell'equazione (5).
 Table 1. Parameter values of equation (5).

Autore	c_1	c_2	c_3	c_4
Saito (1969)	1	1	>0	0
Yamaguchi (1978)	1	>0	>0	0
Hayashi <i>et al.</i> (1988b)	1	>0	>0	>0
Fukuzono (1985), Voight (1988a)	-1÷0	1	>0	0

2.2 Metodi di semplice regressione

Altre formulazioni per la stima di t_f , precedentemente indicate come di semplice regressione, sono basate solo su differenti funzioni di regressione.

Li *et al.* (1996) hanno utilizzato la funzione inversa di Verhulst per la descrizione dell'andamento dello spostamento con il tempo.

Miao & Ai (1988) hanno applicato, per terreni puramente coesivi, la teoria delle catastrofi (Post & Stewart, 1978), ottenendo un'equazione simile a quella di Saito.

Chen & Wang (1988) hanno assimilato le frane a *Grey Systems* ed applicato la relativa teoria per la previsione di t_f .

Particolare rilievo assume, invece, l'utilizzo delle Reti Neurali Artificiali (ANN, *Artificial Neural Network*) per la previsione dei movimenti di un pendio che, in linea di principio, può tradursi nella previsione del tempo di collasso del pendio medesimo. Mayoraz *et al.* (1996) e Mayoraz & Vulliet (2002) hanno ottenuto previsioni ragionevoli nel breve periodo (fino a qualche giorno) di variazione di velocità di corpo di frana usando un gran numero di misure di spostamento e piovosità e differenti configurazioni di Reti Neurali. La Figura 5 mostra i risultati di una previsione a tre giorni delle pressioni interstiziali e delle velocità della frana di Sallèdes in Francia. Incidentalmente, la stessa procedura numerica è stata adottata da Sakellariou & Ferentinou (2005) per prevedere il fattore di sicurezza di numerosi pendii reali in roccia ed in terreni sciolti, caratterizzati da meccanismi di rottura circolari ed a cuneo. I risultati di questo approccio sembrano incoraggianti, benché sia considerevole la capacità computazionale richiesta e sia necessaria l'acquisizione automatica di una grande mole di dati di monitoraggio per la sua corretta applicazione.

3. Tecniche alternative per la misura del grado di deformazione

I metodi di previsione finora descritti sono basati esclusivamente sulla misura diretta degli spostamenti e/o delle deformazioni del pendio.

All'uopo, rilievi automatizzati di grande precisione

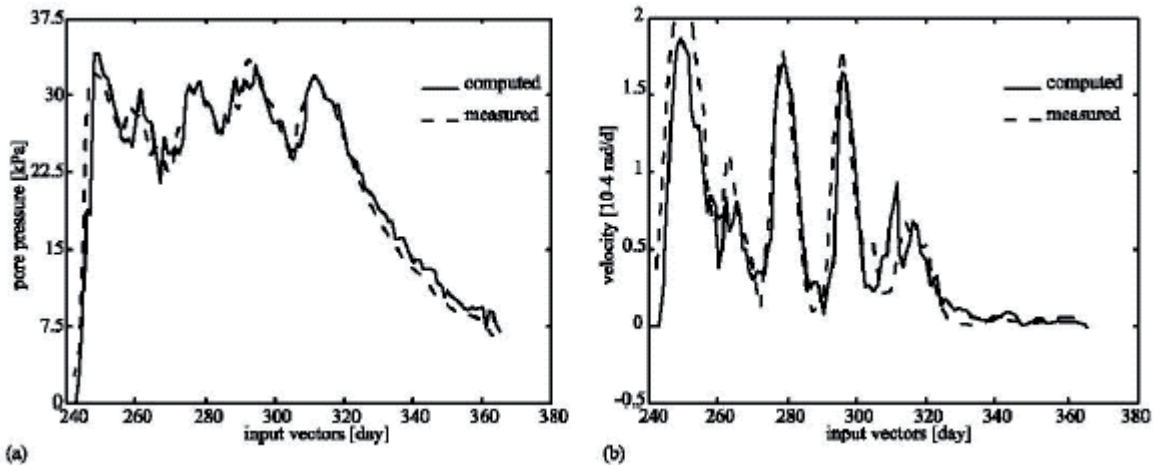


Figura 5. Previsione a 3 giorni delle pressioni interstiziali e della velocità della frana di Sallèdes (da Mayoraz & Vulliet, 2002).
 Figure 5. Sallèdes 3-day prediction of pore pressures and velocity (after Mayoraz & Vulliet, 2002).

sono da tempo resi possibili dall'uso di stazioni totali robotizzate e dalla strumentazione GPS. Potenzialità applicative notevoli hanno palesato, negli ultimi anni, l'interferometria radar nelle sue diverse varianti, la scansione laser 3D, le tecniche di rilevamento iper-spetttrali o ad altissima risoluzione e la fotogrammetria digitale.

Informazioni sul tempo t_f di occorrenza di una frana possono essere dedotte anche dalla misura di altre quantità legate al grado di deformazione della massa instabile o potenzialmente instabile, quali la frequenza di emissioni acustiche (AE, *Acoustic Emission*) e la Riflettometria nel Dominio del Tempo (TDR, *Time Domain Reflectometry*).

La frequenza di emissioni acustiche è stata considerata già dalla fine degli anni '60 come un precoce indicatore del collasso di versanti (Cadman & Goodman, 1967; Kennedy, 1972; McCauley, 1975). In Figura 6 si riporta un esempio di confronto tra dati estensometrici e di conteggio di emissioni acustiche durante un esperimento di franamento di pendio (Fujiwara *et al.*, 1999). La stretta somiglianza tra i due diagrammi – entrambi in forma di curva di *creep* – indica l'affidabilità della tecnica AE. La Figura 7 mostra un esempio di previsione del tempo di rottura a partire dal reciproco del valore di conteggio di emissioni acustiche (Shiotani & Ohtsu, 1999).

Difficoltà intrinseche (bassi livelli di emissione in terreni a grana fine e forte attenuazione in terreni a grana grossa) hanno limitato l'applicabilità della tecnica. Queste difficoltà sono fortemente ridotte dall'uso di guide d'onda attive che trasmettono con bassa attenuazione le emissioni del terreno, cortocircuitandole verso un sensore esterno (Kousteni, 2002; Dixon *et al.*, 2003a). Ulteriori perfezionamenti della tecnica consentono la quantificazione della velocità di spostamento, la determinazione – praticamente in tempo reale – delle sue variazioni e la localizzazione di una superficie di scorrimento in via di sviluppo o esistente e riattivata (Dixon *et al.*, 2003b; Spriggs, 2005; Dixon & Spriggs, 2007).

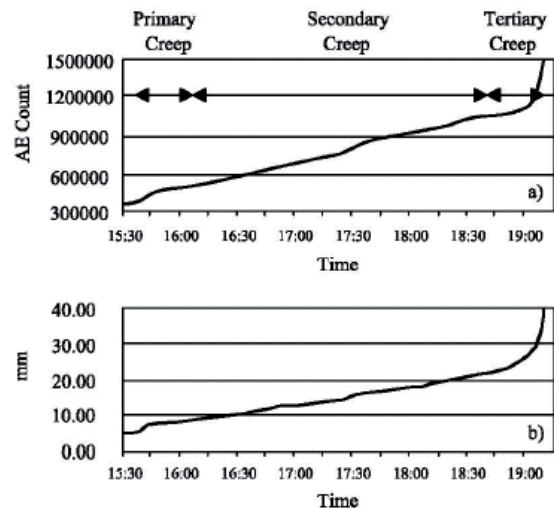


Figura 6. Confronto tra i dati estensometrici ed il conteggio di emissioni acustiche (da Fujiwara *et al.*, 1999).
 Figure 6. Comparison between the extensometer results and the accumulated count of AE (after Fujiwara *et al.*, 1999).

Originariamente sviluppata per localizzare rotture e malfunzionamenti nei cavi di trasmissione di energia e di dati, la tecnica TDR è stata successivamente estesa alla localizzazione e monitoraggio delle deformazioni di pendio (Kane & Beck, 1994; Mikkelsen, 1996; O'Connor & Dowding, 1999; Dowding *et al.*, 2003).

La tecnica si basa sul rilievo dell'impedenza ad un segnale elettrico pulsante lungo un cavo coassiale. Le variazioni di impedenza – evidenziate da "picchi" nelle letture – sono correlate a variazioni nella geometria del cavo dovute a schiacciamenti, allungamenti, distorsioni, piegamenti o taglio in conseguenza di deformazioni dell'ammasso di terreno o di roccia. La posizione dei picchi lungo i cavi consente di individuare con facilità ed in tempo reale piani di scorrimento (anche multipli) o zone

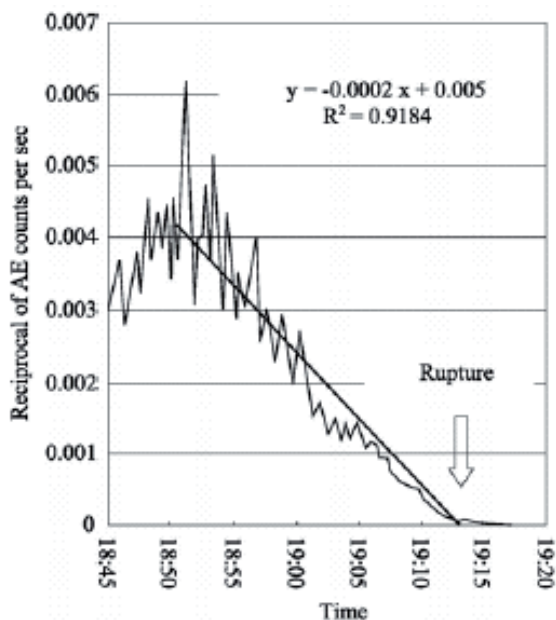


Figura 7. Previsione del tempo di rottura a partire dal reciproco del conteggio di emissioni acustiche (da Shiotani & Ohtsu, 1999).

Figure 7. Collapse time prediction by reciprocal of AE counts (after Shiotani & Ohtsu, 1999).

di taglio, mentre la variazione della loro ampiezza nel tempo dà indicazione qualitativa della velocità di deformazione. L'installazione in orizzontale dei cavi rende questa tecnica utile anche per la detezione di fessure di trazione.

I cavi TDR hanno un'efficienza temporale più lunga rispetto agli inclinometri – di cui costituiscono valida alternativa od integrazione (Figura 8) – e la loro funzionalità non è mai compromessa. Essi, tuttavia, non forniscono indicazione dell'entità del movimento né della sua direzione. Un grosso vantaggio della tecnica TDR, come pure dell'emissione acustica AE, è la possibilità di acquisizione automatica dei dati in tempo reale, anche in modalità remota. Le applicazioni geotecniche della tecnica TDR sono in continua evoluzione ed il loro uso è crescente per il monitoraggio non solo di pendii, ma anche di fenomeni di subsidenza da miniera (O'Connor, 2007) e dell'interazione terreno-struttura.

L'uso di sensori in fibra ottica sembra tradursi in affinamenti della tecnica TDR e dischiudere nuove possibilità di sistemi di monitoraggio avanzati (Kato & Kohashi, 2006).

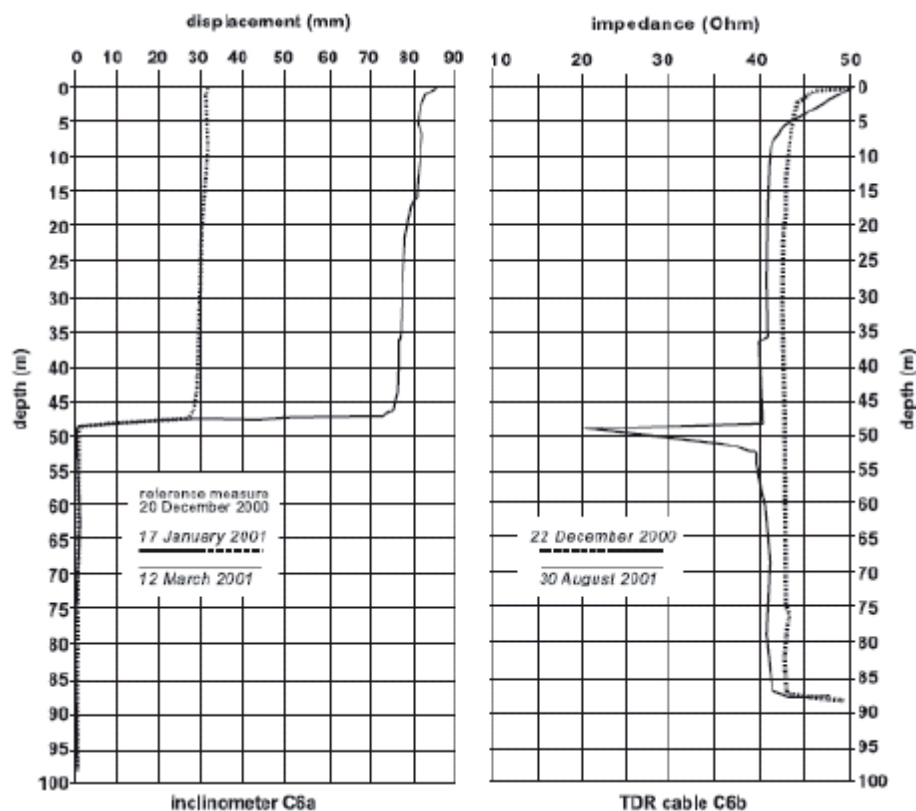


Figura 8. Confronto tra la misura inclinometrica e quella eseguita con il TDR (da Corsini *et al.*, 2005).

Figure 8. Comparison between measurements from inclinometer and TDR (after Corsini *et al.*, 2005).

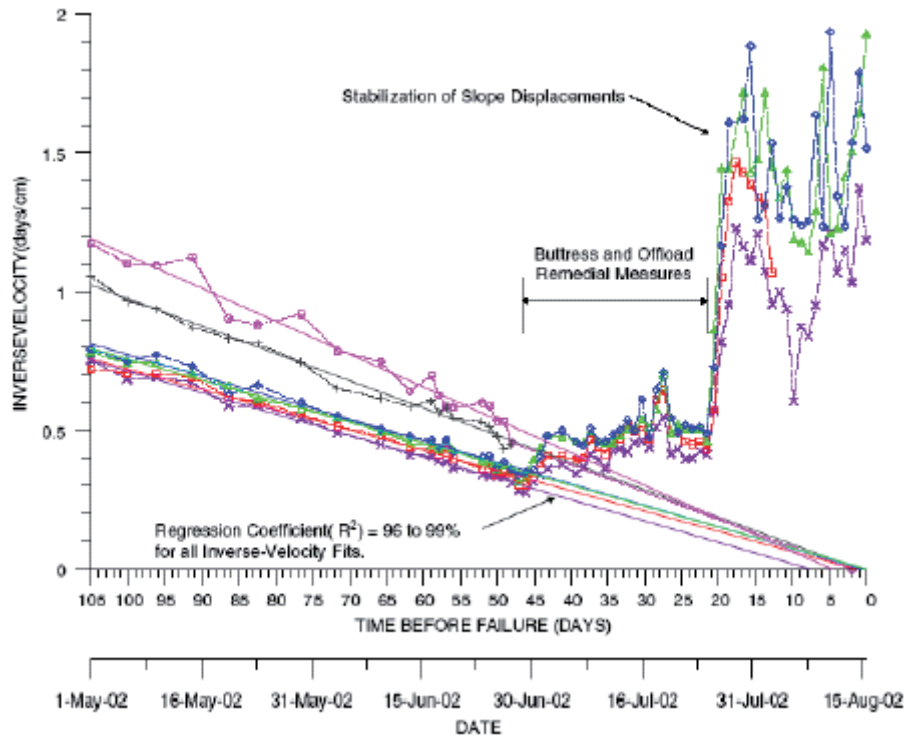


Figura 9. Andamento dell'inverso della velocità con il tempo nel caso scarpata nord-est della miniera a cielo aperto di Betze-Post (da Rose & Hungr, 2007).

Figure 9. Inverse of the velocity of surface displacement versus time for the north-east wall of the Betze-Post open pit (after Rose & Hungr, 2007).

4. Un esempio di applicazione dei metodi predittivi

La previsione del tempo di collasso di un pendio, nei casi in cui è possibile, oltre ad eliminare la perdita di vite umane e ridurre i danni economici, consente di pianificare l'emergenza, porre in essere misure di prevenzione o di controllo e programmare l'eventuale emergenza operativa.

Rose & Hungr (2007) hanno suggerito utili regole generali per l'uso dell'*inverse-velocity method* ed hanno fornito un esempio della sua applicazione per pianificare ed implementare interventi di mitigazione, usando valori di soglia delle velocità di spostamento basati sui tempi di collasso previsti. L'esempio è relativo alla instabilità di una massa di $3 \div 10 \times 10^6 \text{ m}^3$ di materiale sul fronte nord-est della miniera a cielo aperto di Betze-Post (Nevada), che aveva esibito accelerazione dei movimenti superficiali nel periodo inizio maggio-fine giugno 2002. La Figura 9 mostra il diagramma dell'inverso della velocità in funzione del tempo per sei caposaldi installati nella parte alta del pendio: l'extrapolazione dei dati indicava un possibile collasso nella prima metà del mese di agosto 2002.

Sulla base di questa osservazione, fu deciso di dar luogo a contromisure di stabilizzazione, consistenti nell'asportazione di materiale in cresta e nel caricamento al piede del versante. A tal fine, fu scelta una soglia di

velocità di spostamento $\dot{\eta}$ pari a 2.5 cm/d (ovvero $1/\dot{\eta} = 0.4 \text{ d/cm}$), tale da consentire la realizzazione degli interventi di stabilizzazione in un mese e, quindi, poter disporre di una riserva di tempo di due settimane prima della data prevista per il collasso. Come mostra la figura, dopo solo tre giorni dall'inizio dei lavori di stabilizzazione si manifestò una significativa variazione di tendenza ovvero una fase di decelerazione. I lavori di stabilizzazione proseguirono per circa tre settimane, sin quando le velocità di spostamento del pendio si stabilizzarono a livelli accettabili. Il tutto senza causare significative interruzioni nelle operazioni di coltivazione della miniera.

5. Possibilità di previsione in assenza di serie storiche di rilievi

Per l'uso degli approcci predittivi sommariamente descritti è indispensabile disporre di rilievi sul pendio, di lungo periodo, di grandezze cinematiche o deformative.

E' talora necessario giudicare se un pendio instabile e sul quale non si abbiano a disposizione siffatti rilievi, possa evolvere oppure no verso il collasso.

La letteratura riporta molti casi di franamento con documentata evoluzione temporale degli spostamenti e per i quali è, di conseguenza, immediato ricavare i valori ultimi – ovvero a rottura – di velocità $\dot{\eta}_f$ ed accelerazione

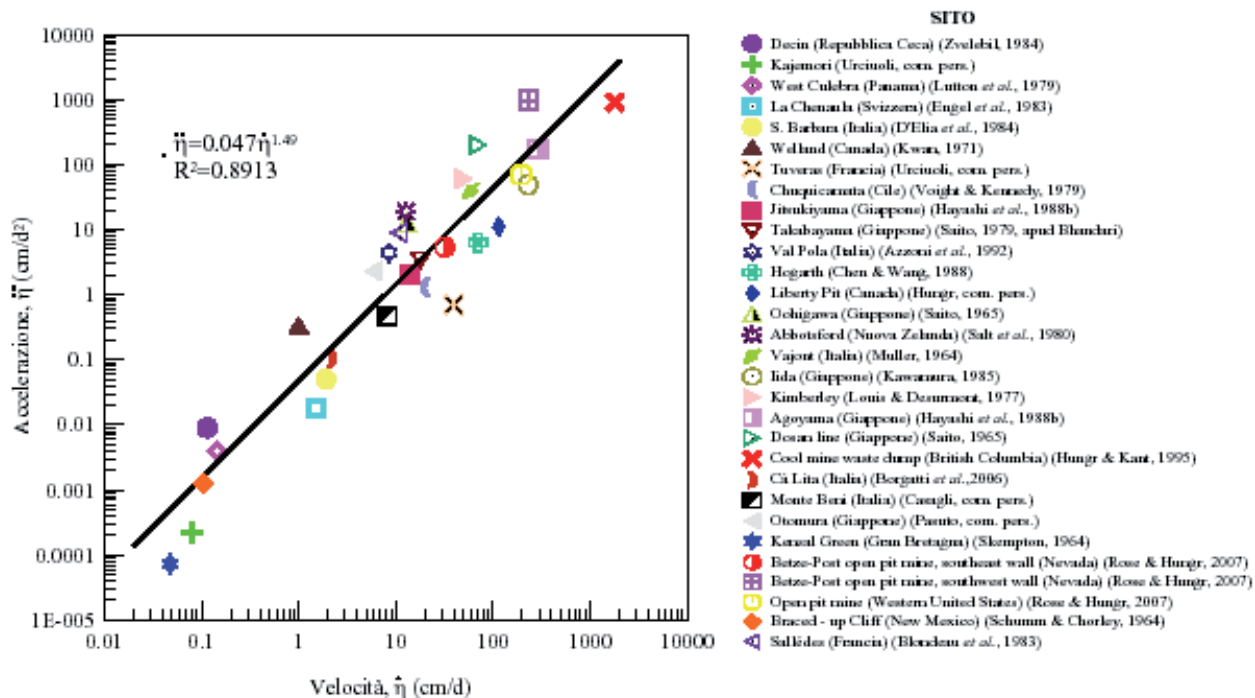


Figura 10. Valori di velocità $\dot{\eta}$ ed accelerazione $\ddot{\eta}$ prima del franamento.

Figure 10. Values of $\dot{\eta}$ and $\ddot{\eta}$ before failure.

$\ddot{\eta}_f$. Nel piano log-log i relativi punti sono dispersi lungo una retta (come mostrato in Figura 10). La funzione di regressione ottenuta ha equazione:

$$\ddot{\eta}_f = 0,047\dot{\eta}_f^{1,49}$$

strutturalmente simile all'equazione (2) di Fukuzono.

Il diagramma può avere utilità pratica nei casi in cui non si disponga di una serie storica di rilievi. Esso, infatti, fornisce indicazione di probabile imminente collasso se il punto rappresentativo della corrente situazione cinematica di un pendio – ottenibile con sole tre misure di spostamento, tra di loro temporalmente distanziate – si situa in prossimità della retta.

6. Conclusioni

La nota riporta una rassegna dei metodi, basati sul monitoraggio degli spostamenti di un pendio o sulla misura indiretta del suo grado di deformazione, che consentono di predire con una qualche affidabilità il tempo di occorrenza del collasso del pendio medesimo.

Tali metodi sono largamente empirici e la loro applicazione non richiede l'analisi dettagliata dei fattori che concorrono alla evoluzione delle deformazioni fino al collasso. Per tale motivo, il loro uso può condurre a previsioni grandemente inaccurate, in specie se le fluttuazioni dei parametri in gioco sono di breve periodo rispetto alla durata del *creep*. Questo fatto è dimostrato dal caso della frana del Vajont, laddove, come messo in evidenza

da Hutchinson (2001), due importanti fasi di accelerazione degli spostamenti (autunno 1960 e fine del 1962) non evolsero a rottura (Figura 11); e dai casi delle frane di La Clapière² in Francia (Rat, 1988) e Baishuihe in Cina (Yin, 2008): l'applicazione dei metodi citati a questi casi sarebbe risultata in una errata previsione di disastro.

Ad ogni modo, la relativa uniformità delle formulazioni proposte in letteratura ed il successo ottenuto in molti casi nella stima di t_f indicano che tali elaborazioni empiriche sono sostanzialmente corrette e che, sia pure con la necessaria cautela, i metodi predittivi che ne derivano – peraltro di facile applicazione – risultano in generale sufficientemente affidabili, almeno per le previsioni di breve termine, ovvero per quelle nell'ambito della fase di *creep* terziario. Ciò perché l'influenza dei fattori che causano incertezza, e quindi errore di predizione, cresce con la distanza temporale rispetto all'eventuale collasso.

² Speculazioni teoriche (Helmstetter *et al.*, 2003), basate su una legge di attrito funzione della velocità, sembrano dar conto del singolare comportamento cinematico della frana di La Clapière (in cui, ad una lunga fase di incrementi di velocità di spostamento culminata in circa 80 mm/d nel 1987, seguì inaspettatamente una inversione di tendenza, con un lento ritorno alla più rassicurante velocità di 20 mm/d nel 1988 e di alcuni millimetri al giorno all'attualità) e del diverso catastrofico esito della frana del Vajont del 9 ottobre 1963. Sull'argomento sono di rilievo anche le interpretazioni teoriche di Kilburn & Petley (2003) e le considerazioni di Rose & Hungar (2007). Infine, in relazione alla tendenza alla stabilizzazione della frana di La Clapière, essa può, più semplicemente, essere effetto degli stessi spostamenti, come messo in evidenza da Nieuwenhuis (2002).

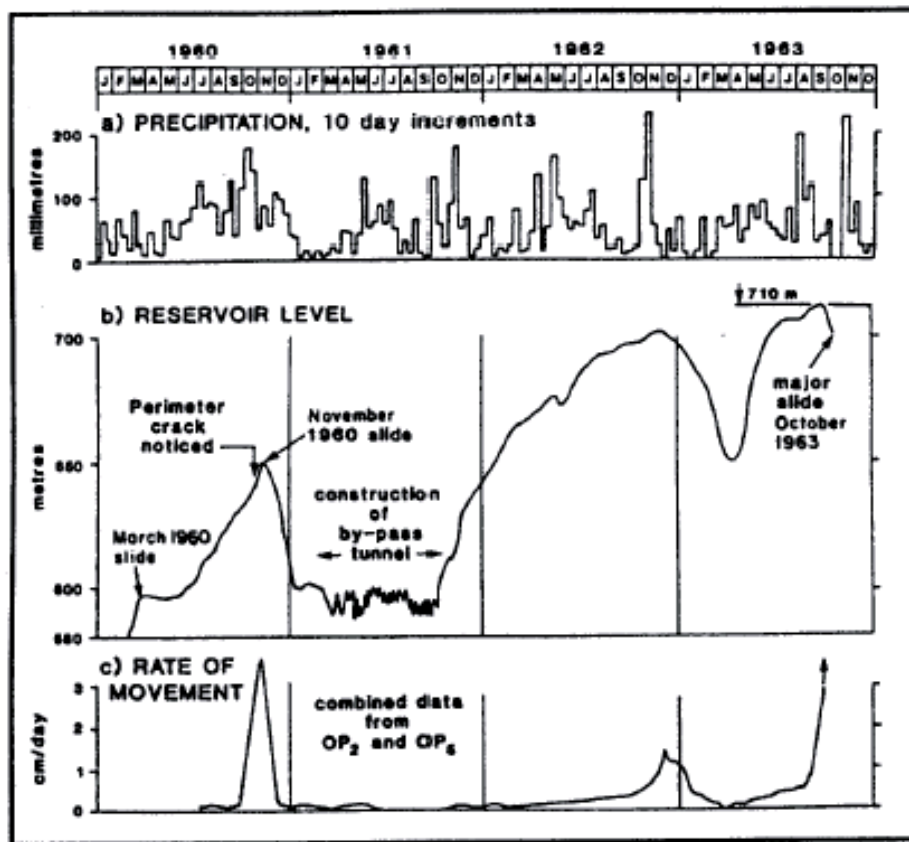


Figura 11. Frana del Vajont dell'ottobre 1963: confronto tra le velocità del corpo di frana rilevate attraverso i caposaldi 2 e 5 nel periodo da metà 1960 – ottobre 1963, i livelli di invaso e le altezze di pioggia (da Hendron & Patton, 1985).

Figure 11. The Vajont slide of October 1963: comparison among slide velocities at survey points 2 and 5 from mid-1960 to October 1963, reservoir levels and precipitation (after Hendron & Patton, 1985).

Inoltre, poiché tali metodi considerano solo i dati monitorati di spostamento o di grandezze indicative del grado di deformazione, è evidente che la qualità della stima del tempo di franamento t_f dipende anche dalla precisione e frequenza delle osservazioni e da una efficace scelta dei punti di monitoraggio.

Ringraziamenti

Il lavoro è stato finanziato dalla Fondazione Cassa di Risparmio di Puglia (Progetto Integrato sulla Difesa Ambientale) e dalla Agenzia Regionale per la Tecnologia e l'Innovazione della Regione Puglia (Progetto Strategico PS-119).

Riferimenti bibliografici

- Azzoni, A., Chiesa, S., Frassini, A., Govi, M., 1992. The Val Pola landslide. *Engineering Geology* 33, 59-70.
- Bhandari, R.K., 1988. Special Lecture: Some practical lessons in the investigation and field monitoring of landslides. Paper presented at the 5th International Symposium on Landslides, Lausanne, 1435-1457.
- Blondeau, F., Morin, P., Pouget, P., 1983. Comportement d'un remblai construit jusqu'à la rupture sur un versant naturel. Site expérimental de Sallèles (Puy-de-Dôme). *Laboratoire Central des Ponts et Chaussées, Rapport de Recherche LPC 126*, 46 p.
- Borgatti, L., Corsini, A., Barbieri, M., Sartini, G., Truffelli, G., Caputo, G., Puglisi, C., 2006. Large reactivated landslides in weak rock masses: a case study from the Northern Apennines (Italy). *Landslides* 3 (2), 115-124.
- Cadman, J.D., Goodman, R.E., 1967. Landslide noise. *Science* 158 (3805), 1182-1184.
- Casagli, N., 2007. Comunicazione personale.
- Chen, M.O., Wang, L.S., 1988. A prediction method by grey system for slope deformation and failure. Paper presented at the 5th International Symposium on Landslides, Lausanne, 577-582.
- Cornelius, R.R., Voight, B., 1995. Graphical and PC-software analysis of volcano eruption precursors according to the materials Failure Forecast Method (FFM). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 64, 295-320.
- Corsini, A., Pasuto, A., Soldati, M., Zannoni, A., 2005. Field monitoring of the Corvara landslide (Dolomites, Italy) and its relevance for hazard assessment. *Geomorphology* 66, 149-165.
- Crosta, G.B., Agliardi, F., 2003. Failure forecast for large rock slide by surface displacement measurements. *Canadian Geotechnical Journal* 40 (1), 176-191.
- D'Elia, B., Distefano, D., Federico, G., Oliva, S., 1984. Full-scale cut study of a high cut in a structurally complex formation. Paper presented at 4th Int. Symp. on Landslides, Toronto

- 2, 57-62.
- Dixon, N., Hill, R., Kavanagh, J., 2003a. Acoustic emission monitoring of slope instability: development of an active waveguide system. *Geotechnical Engineering* 156 (2), 83-95.
- Dixon, N., Spriggs, M., Hill, R., Kousteni, A., 2003b. Acoustic emission techniques for locating shear forming within slopes. Paper presented at the International Conference on Fast Slope Movements Prediction and Prevention for Risk Mitigation, Naples, 163-168.
- Dixon, N., Spriggs, M., 2007. Quantification of slope displacement rates using acoustic emission monitoring. *Canadian Geotechnical Journal* 44 (8), 966-976.
- Dowding, C.H., Dussud, M.L., Kane, W.F., O'Connor, K.M., 2003. Monitoring the formation in rock and soil with TDR sensor cables. Part 1 and Part 2. *Geotechnical News* 21 (2), 51-59.
- Eberhardt, E., 2008. Twenty-ninth Canadian Geotechnical Colloquium: The role of advanced numerical methods and geotechnical field measurements in understanding complex deep-seated rock slope failure mechanisms. *Canadian Geotechnical Journal* 45 (4), 484-510.
- Engel, T., Noverraz, F., Oboni, F., 1983. Glissement de La Chenaula. *Ingénieurs et Architectes Suisses* 22, 11 p.
- Federico, A., Popescu, M., Elia, G., Fidelibus, C., Germano, V., Internò, G., 2008. Prediction of time to slope failure – A possibility or a challenge?. *Environmental Geology* (accepted for publication).
- Fujiwara, T., Ishibashi, A., Monma, K., 1999. Application of acoustic emission method to Shirasu slope monitoring. Paper presented at the International Symposium on Slope Stability Engineering, Matsuyama, 147-150.
- Fukuzono, T., 1985. A new method for predicting the failure time of a slope. Paper presented at the 4th International Conference and Field Workshop on Landslides, Tokyo, 145-150.
- Hayashi, S., Komamura, F., Park, B., 1988a. On the forecast of time to failure of slope II - Time process of slope failure. *Journal of Japan Landslide Society* 24 (4), 11-18 (in Japanese).
- Hayashi, S., Komamura, F., Park, B., Yamamori, T., 1988b. On the forecast of time to failure of slope - Approximate forecast in the early period of the tertiary creep. *Journal of Japan Landslide Society* 25 (3), 11-16.
- Heim, A., 1932. *Bergsturz und Menschenleben*. Fretz and Wasmuth Verlag, Zurich.
- Hendron, A.J. Jr., Patton, F.D., 1985. The Vaiont slide, a geotechnical analysis based on new geological observations of the failure surface. U.S. Army Corps of Engineers, Technical Report GL-85-5, 1.
- Hoek, E., Bray, J., 1977. *Rock slope engineering*. London: The Institution of Mining and Metallurgy.
- Hungr, O., Kent, A., 1995. Coal mine waste dump failures in British Columbia, Canada. *Landslide News* 9, 26-28.
- Hutchinson, J.N., 2001. Landslide risk - To know, to foresee, to prevent. *Journal of Technical and Environmental Geology* 3, 3-22.
- Kane, W.F., Beck, T.J., 1994. Development of time domain reflectometry system to monitor landslide activity. Paper presented at the 45th Highway Geology Symposium, Portland, 163-173.
- Kato, S., Kohashi, H., 2006. Study on the monitoring system of slope failure using optical fiber sensors. Paper presented at Geocongress 2006, ASCE, Atlanta, 6 p.
- Kawamura, K., 1985. Methodology for landslide prediction. Paper presented at the 11th International Conference S.M.F.E., San Francisco, 1155-1158.
- Kennedy, B.A., 1972. Methods of monitoring open pit slopes. Paper presented at the 13th Symposium on Rock Mechanics, Urbana, 537-572.
- Kennedy BA, Niermeyer KE, Fahm BA (1969) A major slope failure at the Chuquicamata Mine, Chile. *Mining Engineering, A.I.M.E.* 12: 60.
- Kennedy, B.A., Niermeyer, K.E., 1970. Slope monitoring system used in the prediction of a major slope failure at the Chuquicamata Mine, Chile. Paper presented at the Symposium on Planning Open Pit Mines, Johannesburg, 215-225.
- Kousteni, A., 2002. Investigation of acoustic emission wave guide systems for detecting slope instability. Ph.D. Thesis, Nottingham Trent University, UK.
- Kwan, D., 1971. Observations of the failure of a vertical cut at Welland, Ontario. *Canadian Geotechnical Journal* 9 (2), 283-298.
- Li, T., Chen, M., Wang, L., Zhou, Y., 1996. Time prediction of landslides using Verhulst inverse-function model. Paper presented at the 7th International Symposium on Landslides, Trondheim, 1289-1293.
- Louis, C., Desurmont, M., 1977. L'auscultation des mouvements du sol ou du sous-sol. Interprétation des mesures. *Revue Française de Géotechnique* 2, 115-123.
- Lutton, R.J., Banks, D.C., Strohm Jr., W.E., 1979. Slides in Gaillard Cut, Panama Canal Zone. In: *Rockslides and Avalanches* (Voight, B. ed.), Elsevier, 151-223.
- Mayoraz, F., Cornu, T., Vulliet, L., 1996. Using neural networks to predict slope movements. Paper presented at the 7th International Symposium on Landslides, Trondheim, 295-300.
- Mayoraz, F., Vulliet, L., 2002. Neural networks for slope movement prediction. *The International Journal of Geomechanics* 2 (2), 153-173.
- McCauley, M.L., 1975. Monitoring slope stability with acoustic emission. Paper presented at the 1st Conference "Acoustic emission/microseismic activity in geological structures and materials", Pennsylvania State Univ., USA, 257-269.
- Miao, T.D., Ai, N.S., 1988. Landslide analysis and prediction by catastrophe theory. Paper presented at the 5th International Symposium on Landslides, Lausanne, 731-733.
- Mikkelsen, P.E., 1996. Field instrumentation. In: *Landslides investigation and mitigation* (Turner, A.K., Schuster, R.L. eds.), Transportation Research Board, Washington.
- Muller, L., 1964. The rockslide in the Vajont valley. *Felsmech. Ingenieurgeol.* 2, 148-212.
- Nieuwenhuis, J.D., 2002. Displacement observations of large landslides and their interpretation. In: *Learned and applied – Soil mechanics out of Delft* (Barends FBJ, Steijger PMPC eds.), Balkema.
- O'Connor, K.M., 2007. Geotechnical alarm system based on TDR technology. Paper presented at 7th Int. Symp. on Field Measurements in Geomechanics, ASCE, Boston, 12 p.
- O'Connor, K.M., Dowding, C.H., 1999. *GeoMeasurements by Pulsing TDR Cables and Probes*. CRC Press.
- Pasuto, A., 2007. Comunicazione personale.
- Picarelli, L., Urciuoli, G., Russo, C., 2000. Mechanics of slope deformation and failure in stiff clays and clay shales as a consequence of pore pressure fluctuation. Paper presented at the 8th International Symposium on Landslides, Cardiff, 34 pp.
- Post, T., Stewart, I.N., 1978. *Catastrophe theory and its application*. London: Pitman.
- Rat, M., 1988. Problèmes posés par la prévision de la rupture des mouvements de terrain. La Clapière, France. Paper presented at the 5th International Symposium on Landslides, Lausanne, 1503-1504.
- Rose, N.D., Hungr, O., 2007. Forecasting potential rock slope failure in open pit mines using the inverse-velocity method. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences* 44, 308-320.
- Saito, M., 1965. Forecasting the time of occurrence of a slope failure. Paper presented at the 6th International Conference S.M.F.E., Montreal, 537-541.
- Saito, M., 1969. Forecasting time of slope failure by tertiary creep. Paper presented at the 7th International Conference S.M.F.E., Mexico, 677-683.
- Saito, M., 1979. Evidential study on forecasting occurrence of slope failure. *Trans. of the Dept. of Geomech. - Armenian Academy of Sciences, Yerevan*.
- Saito, M., Uezawa, H., 1961. Failure of soil due to creep. Paper presented at the 5th International Conference S.M.F.E., Paris, 315-318.
- Sakellariou, M.G., Ferentinou, M.D., 2005. A study of slope stability prediction using neural networks. *Geotechnical and Geological Engineering* 23, 419-445.
- Salt, G.A., Hancox, G.T., Northey, R.D., 1980. East Abbotsford landslide: limit equilibrium analysis of the east Abbotsford landslide and assessment of the possible causes of the slide. N.Z. Geological Survey Report EG 341, DSIR

- Lower Hutt. Submission S 34 to the Abbotsford Landslide Commission of Inquiry.
- Schumm, S.A., Chorley, R.J., 1964. The fall of Threatening Rock. *American Journal of Science* 292, 1041-1054.
- Shiotani, T., Ohtsu, M., 1999. Prediction of slope failure based on AE activity. In: *Acoustic Emission: Standards and Technology Update* (Vakaviolos, S.J. ed.), ASTM-STP 1353, 156-162.
- Skempton, A.W., 1964. Long-term stability of clay slopes. *Géotechnique* 16 (2), 77-101.
- Spriggs, M., 2005. Quantification of acoustic emission from soils for predicting landslide failure. Ph.D. Thesis. Department of Civil and Building Engineering, Loughborough University, UK.
- Urciuoli, G., 2004. Comunicazione personale. Elsevier, 595-632.
- Voight, B., 1988a. A method for prediction of volcanic eruptions. *Nature* 332, 125-130.
- Voight, B., 1988b. Materials science law applies to time forecasts of slope failure. Paper presented at the 5th International Symposium on Landslides, Lausanne, 1471-1472.
- Voight, B., 1989. Materials science law applies to time forecasts of slope failure. *Landslide News* 3, 8-11.
- Voight, B., 1990. The 1985 Nevado del Ruiz volcano catastrophe: anatomy and retrospection. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 42, 151-188.
- Voight, B., Kennedy, B.A., 1979. Slope failure of 1967-1969, Chuquicamata Mine, Chile. In: *Rockslides and Avalanches* (Voight, B. ed.), Elsevier, 595-632.
- Williams, A.A.B., Jennings, J.E., 1977. The in-situ shear behaviour of fissured soils. Paper presented at 9th Int. Conf. S.M.F.E., Tokyo 2, 169-176.
- Yamaguchi, S., 1978. Some notices of countermeasure for landslide and slope failure. *Landslides Prevention and Slope Stability*, Sogo Doboku Laboratory, 2, 14-24 (in Japanese).
- Yin, K.L., 2008. Comunicazione personale.
- Zavodni, Z.M., Broadbent, C.D., 1980. Slope failure kinematics. *Can. Inst. Mining, Metal Petroleum (CIM) Bull.* 73 (16), 69-74.
- Zvelebil, J., 1984. Time prediction of a rockfall from a sandstone rock slope. Paper presented at 4th Int. Symp. on Landslides, Toronto 3, 93-95.

L'area ad elevata franosità di Corniglio (Parma): evidenze di deformazioni gravitative profonde e studio degli spostamenti superficiali nel periodo 1976 – 2008

Leonardo Disperati, Enrico Guastaldi, Alice Ciulli, Andrea Rindinella,
Salvatore Gonario Pasquale Viridis

Centro di GeoTecnologie dell'Università degli Studi di Siena, San Giovanni Valdarno (AR)
disperati@unisi.it, guastaldi@unisi.it, ciulli2@unisi.it, rindinella@unisi.it, viridis@unisi.it

The high landsliding susceptibility area of Corniglio (Parma, Italy): evidences of deep-seated slope gravitational deformation and ground displacement measurements from 1976 – 2008.

ABSTRACT: We present the results of the study and the ground displacement measurements of the Corniglio landslide located close to Corniglio (PR). Geomorphologic survey and photogeologic interpretation of multitemporal aerial photographs and a Quickbird satellite imagery (from 1976 to 2005) were carried out in order to analyse both the geologic features of the landslide and the state of activity. Metric use of multitemporal remote sensing imagery allowed us to measure and then to interpolate ground displacement of homologous targets, so achieving multitemporal maps of displacements. We obtained a model where the occurrence of rigid behaviour lithotypes (Mt. Caio flysch and “Arenarie del Bratica” formations) overlying plastic low-shear strength lithotypes (“Melange di Lago” and “Argille e Calcari” formations) represents a critical setting for the stability of the area. East-west trending lineaments characterising the fragile structural framework of the study area are also involved into landsliding processes. So we suggest the Corniglio landslide is part of a larger Deep-Seated Slope Gravitational Deformation, involving the hills among the Bratica and Parma rivers and the same Corniglio landslide.

Key terms: DSGSD, Monitoring, Photogrammetry, Geostatistics, Multi-temporal Analysis, Spatial Analysis, GIS
Termini chiave: DGPV, Monitoraggio, Fotogrammetria, Geostatistica, Analisi multitemporale, Analisi Spaziale, GIS

Riassunto

La frana di Corniglio (Parma, Italia) è uno dei più estesi fenomeni franosi dell'Appennino settentrionale.

In questo lavoro vengono descritti i risultati di uno studio geologico-tecnico e geomorfologico dell'area ad elevata franosità circostante Corniglio e dell'elaborazione di immagini telerilevate, attraverso tecniche fotogrammetriche e geostatistiche, per la stima degli spostamenti superficiali che hanno interessato la frana di Corniglio successivamente alle riattivazioni del novembre-dicembre 1994.

Rilevamenti geomorfologici e interpretazione di foto aeree relative alle epoche 1976, 1988, 1994, 1996, 1998 e 2005, un'immagine Quickbird del 2003 ed ortofoto del 2005 hanno permesso di valutare lo stato di attività della frana di Corniglio dal 1976 al 2008. Inoltre, un rilievo GPS ha consentito di localizzare l'attuale posizione dell'orlo di scarpata principale della frana. Le mappe dei vettori spostamento ottenuti da punti di controllo a terra individuati nelle immagini telerilevate multitemporali indicano la presenza di significativi spostamenti superficiali legati alle riattivazioni avvenute nei periodi Dicembre

1994 – Luglio 1996, Ottobre – Novembre 1996 e Ottobre 1998 – 2003.

L'entità dello spostamento totale verificatosi nel periodo 1976 – 2003 raggiunge in alcuni settori del corpo di frana valori superiori a 50 – 70 m. Dopo il 2003, un periodo di relativa stabilità caratterizza l'area del corpo di frana principale.

Tuttavia, il rilevamento geomorfologico e la fotointerpretazione estesi fin lungo la valle del Torrente Bratica mettono in evidenza che la sovrapposizione tettonica di litotipi a comportamento rigido (come quelli appartenenti alle formazioni “Flysch di M. Caio” e “Arenarie di Ponte Bratica”) su litotipi meno competenti e a bassa resistenza al taglio (come quelli appartenenti alle formazioni “Melange di Lago” e “Argille e Calcari”) rappresenta una configurazione critica per la stabilità dell'area. Inoltre, lineamenti tettonici fragili est-ovest sono riattivati dai movimenti di versante. Tali evidenze suggeriscono che la frana di Corniglio faccia parte di una più estesa Deformazione Gravitativa Profonda di Versante (DGPV) che include i rilievi fra il Torrente Bratica, il corpo principale della frana di Corniglio e il Torrente Parma.

Introduzione

La frana di Corniglio (FRC; Figura 1), nota da cronache antiche (IX, XVI secolo, 1612, 1740), è stata oggetto di studi sistematici dai primi anni del XX secolo (Almagià, 1907; Martelli, 1916). Gli effetti distruttivi connessi alle più recenti riattivazioni degli anni '90 (Canuti *et alii*, 1996; Gentili *et alii*, 2002; Larini *et alii*, 2001) hanno indotto a studiarne a fondo le caratteristiche con l'obiettivo di mitigarne gli effetti e quindi le condizioni di rischio.

A partire dal novembre-dicembre 1994 e a più riprese, nei mesi successivi, i versanti ad ovest del centro abitato di Corniglio (Figura 2) hanno subito deformazioni gravitattive che in superficie hanno raggiunto l'ordine delle decine di metri. Gli effetti su tutte le infrastrutture e le installazioni umane sono stati devastanti e l'area è stata evacuata, con pesanti ripercussioni socio-economiche sulla comunità locale.

Sono stati quindi effettuati nell'area studi diretti (sondaggi) e indiretti (indagini sismiche) e a più riprese installati sistemi di monitoraggio in foro (inclinometrici, TDR, ecc.) (Canuti *et alii*, 1996).

A partire dagli anni '80, inoltre, la Regione Emilia-Romagna (RER) ed il Servizio Geologico Nazionale hanno realizzato in tutto l'Appennino Emiliano una nuova cartografia geologica a scale comprese tra 1:10.000 e 1:50.000 (Carta Geologica RER, sezioni: 217140, 217130, 217100 e 217190; CARG Foglio 217: Neviano degli Arduini, di Cerrina Feroni *et alii*, 2002a), contribuendo a collocare la FRC in un quadro di riferimento geologico più vincolato ed attendibile.

Per quanto riguarda le cause del movimento franoso, tra quelle indirette o predisponenti, alcuni Autori hanno considerato il peggioramento delle proprietà meccaniche dei depositi superficiali (fino a spessori significativi) e delle rocce del substrato dovuto ai fenomeni glaciali che avrebbero interessato l'alta Val Parma nel Quaternario (Federici & Tellini, 1983; Tellini & Vernia, 1996).

Secondo le risultanze di studi di dettaglio sull'evoluzione dello stato di attività della FRC (Clerici & Perego, 2000; Gentili *et alii*, 2002; Larini *et alii*, 2001; Lollino *et alii*, 2001; Tonni *et alii*, 2001), le riattivazioni della seconda metà degli anni '90 possono invece essere messe in relazione con l'attività sismica (in particolare con eventi sismici del dicembre 1995, gennaio 1996 ed ottobre 1996) e le intense precipitazioni (come quelle del settembre - novembre 1994). Inoltre, alcuni Autori (Canuti *et alii*, 1996; Lollino *et alii*, 2001) hanno descritto nell'area circostante la FRC fenomeni deformativi classificabili come movimenti gravitattivi profondi.

In questo lavoro vengono descritti i risultati di uno studio geologico-tecnico e geomorfologico dell'area ad elevata franosità compresa tra Corniglio (Parma), il Torrente Parma ed il Torrente Bratica, e che include al suo interno la FRC s.s. (Figura 2). Vengono inoltre presentati i risultati dell'elaborazione di immagini telerilevate attra-

verso tecniche fotogrammetriche e geostatistiche, per la stima degli spostamenti superficiali che hanno interessato la FRC successivamente alle riattivazioni del novembre-dicembre 1994.

Questi risultati consentono di consolidare l'ipotesi che l'area di studio corrisponda ad un vasto sistema di deformazioni gravitattive profonde di versante nel quale è compresa la FRC s.s.

Si parla di "Deformazioni Gravitattive Profonde di Versante" (DGPV) dalla prima metà del secolo scorso. Risalgono infatti al 1940 i primi studi su questo tipo di fenomeno (Stini, 1941). L'argomento ha interessato la comunità scientifica nei decenni successivi con casi di studio riguardanti una grande varietà di situazioni geologiche, geomorfologiche e strutturali (Bovis, 1982; Chigira, 1992; Crosta, 1996; Mahr & Nemcok, 1977; Nemcok, 1972; Radbruch-Hall, 1978; Savage & Varnes, 1987; Zischinsky, 1966; Zischinsky, 1969). Sono descritte DGPV in diverse regioni del territorio italiano (Agnesi *et alii*, 1995; Aringoli *et alii*, 1986; Buccolini & Gentili, 1995; Chinaglia & Fornero, 1995; D'Amato Avanzi *et alii*, 1995; Dramis *et alii*, 1987; Dramis *et alii*, 1985; Farabolini *et alii*, 1995).

Alcuni Autori distinguono tra DGPV e frana (Sorriso-Valvo, 1995). L'entità dello spostamento della DGPV è piccola rispetto alle dimensioni areali del fenomeno e la dimensione della massa in deformazione è paragonabile a quella del versante coinvolto (Agliardi *et alii*, 2001).

Il termine DGPV può essere riferito a deformazioni lente 0,4-5 mm/a (Varnes *et alii*, 1990) che si manifestano in rilievi ad elevata energia. Sono inoltre generalmente presenti, in associazione alle DGPV, strutture morfologiche come sdoppiamenti di cresta, trincee, contropendenze, scarpate e gradini, fratture e fessure, frane minori all'interno della massa deformata e collassi nella porzione al piede del pendio (Agliardi *et alii*, 2001). Nel tratto superiore del pendio deformato possono svilupparsi trincee generalmente orientate secondo la direzione del versante. Le trincee principali, la cui lunghezza può superare il chilometro, possono provocare vistose contropendenze e talora depressioni chiuse. Le trincee minori caratterizzano soprattutto le zone più elevate dei rilievi, dando origine a caratteristici sdoppiamenti di cresta. Nelle porzioni medio-basse delle aree deformate, invece, possono svilupparsi rigonfiamenti, blande rotazioni di blocchi, superfici e zone di taglio compressive e frane (Crescenti *et alii*, 1987).

Le DGPV possono coinvolgere una grande varietà di litotipi e sono particolarmente comuni nelle valli glaciali (Agliardi *et alii*, 2008) e in corrispondenza di strutture tettoniche attive (Ambrosini & Crosta, 2006; McCaIpin, 1999; Mortara & Sorzana, 1987).

L'evoluzione delle DGPV si realizza generalmente per successive riattivazioni: ad una deformazione continua lenta possono sovrapporsi fenomeni di accelerazione, spesso indotti da terremoti o da eventi meteorici estremi

(Savage & Varnes, 1987).

Importanti fattori predisponenti delle DGPV sono rappresentati da: a) assetto litostratigrafico del substrato roccioso, in particolare quando si verifica la sovrapposizione di corpi rocciosi a comportamento rigido su livelli a comportamento duttile o quando livelli pelitici si intercalano a corpi rocciosi competenti; b) sovrascorrimenti, faglie e fasce di intensa fratturazione; c) intensa attività sismica; d) glacio-decompressione, in aree modellate da morfogenesi glaciale non più in atto; e) oscillazioni pleistoceniche del livello del mare, nelle coste alte (Dramis, 1984; Gentili, 2004).

In letteratura vengono proposti differenti approcci per lo studio dell'evoluzione geomorfologia e il controllo degli spostamenti di superficie associati a movimenti gravitativi in senso lato (Coe *et alii*, 2003; D'Agata & Zanutta, 2007). Negli ultimi decenni valutazioni qualitative e quantitative dei cambiamenti della superficie del suolo sono state ottenute principalmente mediante applicazioni di fotogrammetria digitale. Più recentemente è stata introdotta la misura degli spostamenti mediante sistemi di posizionamento satellitare (*Global Positioning System* – GPS).

Le tecniche di fotogrammetria digitale permettono di produrre un Modello Digitale del Terreno (MDT) di elevata risoluzione spaziale per ogni copertura fotografica disponibile nel tempo (Baldi *et alii*, 2005; Dewitte & Demoulin, 2005; Van Westen & Getahun, 2003; Zanutta *et alii*, 2006). L'utilizzo di archivi storici di coperture fotogrammetriche costituisce, quindi, un punto fondamentale nell'analisi spaziale multitemporale dei movimenti franosi (Bovis, 1982; Casson *et alii*, 2005; Chadwick *et alii*, 2005; D'Agata & Zanutta, 2007; Walstra *et alii*, 2004).

Alcuni Autori utilizzano le coperture fotografiche aeree di archivio per la produzione di carte dei vettori di spostamento di superficie ottenuti confrontando la posizione nel tempo di punti omologhi riconoscibili nei modelli stereoscopici (Brückl *et alii*, 2006; Guastaldi *et alii*, 2007).

Altri Autori suggeriscono l'uso del GPS come uno strumento valido per il controllo, anche continuo, degli spostamenti di superficie (Coe *et alii*, 2003; Gili *et alii*, 2000; Malet *et alii*, 2002; Rizzo, 2002).

Area di studio

I fenomeni franosi oggetto di studio sono localizzati nell'alta Val Parma presso Corniglio (PR), nell'Appennino Settentrionale (Figura 1). L'area principale della frana, descritta in letteratura soprattutto dopo le riattivazioni degli anni '90 (FRC s.s.), è situata a ovest di Corniglio (700 m s.l.m.) e si estende tra il Monte Aguzzo a sud (1150 m s.l.m.), il T. Parma a nord (550 m s.l.m.) ed il T. Bratica a est per una lunghezza complessiva di 3000 m ed una larghezza massima di 1100 m. Il pendio interessato dal movimento franoso immerge verso nord con una pendenza variabile tra 23°, in prossimità della

corona, e 8° al piede (Canuti *et alii*, 1996; Tonni *et alii*, 2001).



Figura 1 – La frana di Corniglio (FRC); foto scattata il 21 marzo 2007.

Figure 1 – The Corniglio landslide, 21 March 2007.

Nell'area di studio la catena appenninica è caratterizzata dalla sovrapposizione di più unità tettoniche interessate da deformazioni polifasiche (Cerrina Feroni *et alii*, 2002b): due, strutturalmente profonde, pertinenti il Dominio Toscano (Unità Cervarola e Unità della Falda Toscana) e le altre, sovrastanti le prime, appartenenti al Dominio Ligure (Unità Liguri senso lato e Unità Caio) e al Dominio Subligure (Unità Aveto-Petrignacola, Unità Bratica e Unità Canetolo). In particolare, nell'area di studio, affiorano le unità pertinenti ai domini Ligure e Subligure (Figura 2).

In sinistra idrografica del T. Parma, l'Unità Bratica è costituita da una porzione di sequenza rovescia che comprende: la formazione delle Arenarie di Scabiazza (SCB, Coniaciano - Santoniano), la cui parte sommitale è caratterizzata da una litofacies pelitica policroma (Cerrina Feroni *et alii*, 1991), la formazione delle Marne di Rio Terre Rosse (RTR, Campaniano), marne grigie a base arenitica grossolana e argille nerastre o rosse (Cerrina Feroni *et alii*, 2002b), la formazione di Canalgrande (CGN, Daniano - Thanetiano), torbiditi rappresentate da areniti litiche a grana fine, siltiti marnose verdastre e peliti nerastre (Cerrina Feroni *et alii*, 1991) e la Formazione dei Calcari di Groppo del Vescovo (CGV, Ypresiano - Luteziano), calcari grigio chiari e bianchi, talora marnosi, in strati torbiditici spessi, molto spessi e banchi, frequentemente a base arenitica, alternati a sottili livelli pelitici grigi (Barbieri & Zanzucchi, 1963).

Alla sequenza rovescia si sovrappone, in giacitura dritta, tramite un contatto tettonico a basso angolo, la porzione superiore della stessa sequenza, composta dalla Formazione del Melange di Lago (MLA, Campaniano superiore – Eocene medio), un deposito caotico costituito da argilliti nerastre inglobanti elementi spesso boudinati

di calcari biancastri e grigi e marne grigio chiare (Vescovi & Barbieri, 1997) e dalla Formazione delle Arenarie di Ponte Bratica (ARB, Oligocene inferiore – superiore), torbiditi arenacee e micacee fini e molto fini grigie e grigio-verdastre (Barbieri & Zanzucchi, 1963).

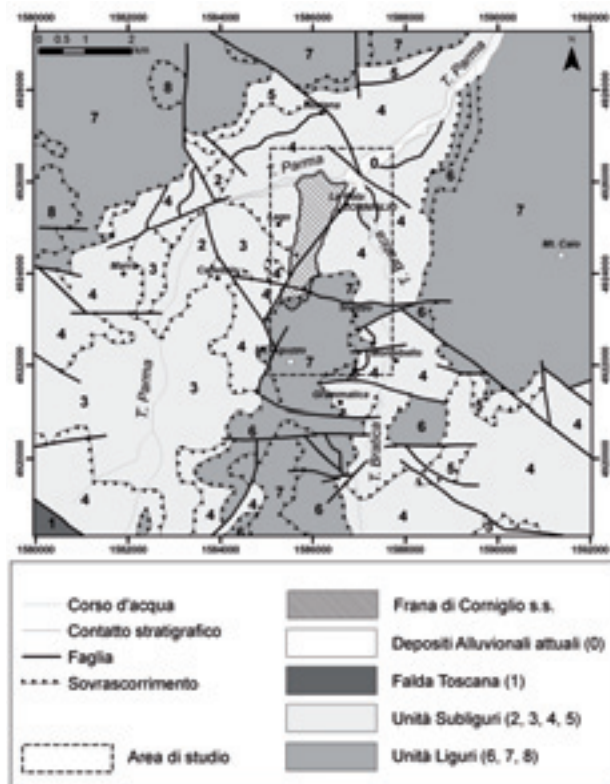


Figura 2 – Schema tettonico dell'area della FRC (modificato da Cerrina Feroni *et alii*, 2002): 0) Depositi alluvionali attuali e recenti; 1) Unità Falda Toscana; Unità Subliguri: 2) Unità Marra; 3) Unità Canetolo; 4) Unità Bratica; 5) Unità Aveto-Petrignacola; Unità Liguri: 6) Unità Groppo Sovrano; 7) Unità Caio; 8) Unità di Roccamurata. Sistema di coordinate Gauss-Boaga fuso ovest.

Figure 2 – Tectonic sketch of the area of the Corniglio landslide (modified from Cerrina Feroni *et alii*, 2002): 0) Recent alluvial deposits; 1) Falda Toscana Unit; Subligurian Units: 2) Marra Unit; 3) Canetolo Unit; 4) Bratica Unit; 5) Aveto-Petrignacola Unit; Ligurian Units: 6) Groppo Sovrano Unit; 7) Caio Unit; 8) Roccamurata Unit. Gauss-Boaga coordinate system zone west.

In destra idrografica del T. Parma e lungo la parte terminale della valle del T. Bratica, le formazioni più antiche dell'unità Bratica si ritrovano in giacitura dritta. ARB affiora estesamente lungo la dorsale Corniglio - M. Aguzzo a sud e i versanti di Vestana a nord, mentre le formazioni MLA e quelle più antiche dell'Unità Bratica affiorano quasi principalmente in corrispondenza dei fondovalle (quote inferiori a circa 620 m s.l.m.). Solo a ovest della FRC, verso Lago – Canetolo, le formazioni MLA e le Argille e Calcari di Canetolo (ACC), argille grigio scure o nere, a patina d'alterazione ocreacea, cui si intercala-

no banchi e strati torbiditici di calcilutiti, calcari marnosi, calcareniti e subordinatamente di areniti litiche (Cerrina Feroni *et alii*, 2002b), raggiungono quote significativamente maggiori (oltre 750 m s.l.m.). Alla sommità della dorsale Corniglio – M. Aguzzo, la formazione del Flysch di Monte Caio (CAO, Campaniano sup. - Maastrichtiano), un'alternanza abbastanza regolare di marne grigio-azzurrognole e calcari marnosi grigio scuri, in strati spessi e molto spessi, a base arenitica fine laminata, intercalati da sottili livelli di argille nerastre e di arenarie fini micacee (Ghelardoni, 1961), si sovrappone tettonicamente alle ARB attorno a quota 1.050 m s.l.m. A est di M. Aguzzo lo stesso contatto tettonico si trova a quote inferiori (circa 950 m s.l.m.) e porta CAO a sovrapporsi su altre formazioni del Dominio Ligure (LIG, tardo Cretaceo - Eocene). Le formazioni del LIG comprendono le Arenarie di Groppo Sovrano e il Melange di Rio Rodichiasso appartenenti all'Unità tettonica di Groppo Sovrano (Cretaceo – Eocene) e le Argilliti del Passo della Sisa (Cretaceo sup.). LIG, quando è a contatto con CAO, è principalmente costituito da argilliti attraversate da clivaggio penetrativo, inglobanti inclusi calcarenitici e calcilutitici. LIG si accavalla a sua volta sulle Arenarie di Petrignacola (APE, Oligocene inferiore), arenarie grossolane e conglomeratiche vulcanoclastiche a prevalenti elementi andesitici e metamorfici. Inoltre affioramenti di CAO si ritrovano anche sui versanti tra M. Aguzzo e Sivizzo, a quote sensibilmente inferiori (circa 800 m s.l.m.).

La geomorfologia dell'area di Corniglio mostra aspetti caratteristici dell'Appennino con versanti ripidi alternati a valli strette e profonde. L'Alta Val Parma costituisce una zona chiave per l'interpretazione del glacialismo quaternario nell'Appennino Settentrionale che ha avuto una notevole influenza sul modellamento dei bacini montani (Federici & Tellini, 1983). Secondo Tellini *et alii* (1996) lo sviluppo di movimenti gravitativi precede probabilmente l'ultima glaciazione del Würm, quando i versanti della Val Parma furono interessati da importanti fenomeni di instabilità, favoriti da condizioni climatiche di tipo periglaciale. Secondo gli stessi Autori, nell'alta valle, a pochi chilometri da Corniglio, sono infatti individuabili evidenze del sistema glaciale (grandi valli e circhi glaciali) che ha modellato la morfologia dell'area appenninica nel Pleistocene superiore. Tale sistema glaciale avrebbe indotto il peggioramento delle proprietà meccaniche dei depositi superficiali, costituendo una delle principali cause indirette dei successivi movimenti gravitativi (Tellini & Vernia, 1996).

La FRC viene generalmente classificata come intermittente, a cinematica lenta, con tempo di riattivazione di circa un secolo negli ultimi 400 anni (Canuti *et alii*, 1996). L'evoluzione complessa vede, in particolare, una "frana retrogressiva" nella parte alta, una "frana in avanzamento" nella parte bassa ed una "frana in allargamento" su entrambi i fianchi.

Le prime rappresentazioni cartografiche della FRC

sono quelle pubblicate da Almagià (1907) e da Martelli (1916), mentre ricostruzioni delle riattivazioni più recenti del corpo di frana (1994, 1996) sono state effettuate da Larini *et alii* (2001).

Secondo Tonni *et alii* (2001), indagini sismiche e geoelettriche hanno consentito di ipotizzare una zona di scorrimento ad una profondità compresa tra 30 m, in corrispondenza del piede, e 120 m al centro dello sviluppo longitudinale della frana, in corrispondenza della strada provinciale per Bosco (Ferretti, 2001).

L'entità degli spostamenti superficiali all'interno del corpo di frana, in prossimità della frazione Linari (a ovest di Corniglio), è stata stimata da Gentili *et alii* (2002) per il periodo dicembre 1994 – luglio 1996 attraverso tecniche fotogrammetriche. I vettori spostamento ottenuti sono dell'ordine dei 17-20 m. La stessa area della FRC è stata studiata da Clerici & Perego (2000) per l'intervallo temporale 16 gennaio 1996 – 13 dicembre 1997, con particolare attenzione verso la posizione delle costruzioni, della strada provinciale per Bosco e del T. Parma. Gli spostamenti ottenuti sono dell'ordine dei 25 m, per quanto riguarda le costruzioni e la strada. Il T. Parma mostra uno spostamento verso nord di 13 m rispetto al 1996, per effetto dell'erosione fluviale.

Anche le condizioni a contorno della FRC sono state oggetto di studio da parte di vari Autori che hanno suggerito la presenza di un movimento gravitativo profondo nella porzione orientale della FRC (Canuti *et alii*, 1996), nonché di una vasta area interessata da deformazioni gravitative nell'area a monte di Corniglio (Lollino *et alii*, 2001). Secondo gli stessi Autori, l'evoluzione di questo settore si riflette direttamente sull'assetto della dorsale su cui sorge l'abitato.

Dal quadro esposto risulta che gli studi eseguiti sulla FRC successivamente alle riattivazioni degli anni '90 hanno permesso di ottenerne un modello fisico di buon dettaglio. L'individuazione di spostamenti superficiali di entità decametrica – metrica e la notevole profondità dei fenomeni franosi suggeriscono che le tecniche fotogrammetriche ed il GPS possano essere adatti per approfondire la conoscenza di questa importante frana (Ciulli *et alii*, 2007).

Metodologia

L'area della FRC è stata studiata integrando fotointerpretazione geologica e geomorfologica, rilevamenti di campagna, elaborazioni metriche di foto aeree e di immagini satellitari.

Le coperture di foto aeree e le immagini satellitari utilizzate in questo lavoro (Tabella 1), si riferiscono ad un arco temporale di circa 30 anni. Alle date di acquisizione vengono fatte corrispondere le epoche di riferimento E_i (con $i=1$ per l'epoca più antica: 1976; $i=9$ per quella più recente: 2005). Inoltre, la Tabella 1 mette in relazione cronologica le epoche E_1 - E_9 e gli eventi di riattivazione

più significativi della FRC successivi al 1976.

Tabella 1 - Tabella riassuntiva degli eventi di riattivazione della FRC verificatisi durante le epoche E_i corrispondenti ai dati disponibili.

Table 1 – Summary of epochs of available data and main reactivations of the Corniglio landslide occurred during the period under study.

Epoca	Data	Tipologia	Scala nominale
E1	1976	Foto aeree a colori	1/13.000
		CTR RER	1/5.000
E2	20/07/1988	Foto aeree BN	1/75.000
E3	19/08/1994	Foto aeree BN	1/75.000
	Nov. 1994	RIATTIVAZIONE	
E4	04/07/1996	Foto aeree BN	1/21.000
	Gen. – Ott. 1996	RIATTIVAZIONE	
E5	04/11/1996	Foto aeree BN	1/16.000
	Nov. 1996	RIATTIVAZIONE	
E6	21/11/1996	Foto aeree BN	1/16.000
E7	10/07/1998	Foto aeree BN	1/40.000
	Ott. 1999 – Nov. 2000	RIATTIVAZIONE	
E8	2003	Quickbird PAN	
E9	2005	Ortofoto a colori	1/10.000

Il quadro conoscitivo geologico e geomorfologico dell'area di studio si basa sui recenti contributi di Cerrina Feroni *et alii* (2002b), Chelli & Tellini (2002), Vescovi & Barbieri (1997). Tuttavia, l'interpretazione delle coperture aeree del 1996 e 1998 ha consentito di approfondire questo quadro, evidenziando come i processi e le forme gravitativi nell'area della FRC siano strettamente condizionati dalle strutture tettoniche fragili e dai rapporti tettono-stratigrafici tra le unità Liguri e Subliguri (Disperati *et alii*, 2007).

La fotointerpretazione è stata affiancata da rilevamenti di campagna svolti nel luglio - settembre 2006, nel marzo - agosto 2007 e nel luglio 2008. In quest'ultimo periodo, per identificare l'attuale posizione dell'orlo di scarpata principale della FRC, è stato effettuato un rilievo GPS in modalità RTK. Si è quindi ottenuta una carta geologico-geomorfologica in scala 1:5.000, i cui contenuti saranno discussi più avanti.

La fotointerpretazione ha suggerito che, in accordo con quanto descritto da Gentili *et alii* (2002), il corpo principale della FRC possa aver subito spostamenti superficiali di ordine decametrico. Per questo motivo si è ritenuto utile indagare l'entità di tale fenomeno a scala di tutta la FRC e per tutto il periodo successivo al 1976. È stata sviluppata una procedura di estrazione di dati metrici dalle foto aeree, al fine di quantificare modulo e direzione dei vettori di spostamento superficiale.

Tenendo conto dei dati fotografici disponibili (Tabella 1), sono stati individuati quattro intervalli temporali in cui la FRC si è riattivata: dal 1994 al 4 luglio 1996 (E_3 - E_4), dal 4 luglio al 4 novembre 1996 (E_4 - E_5), dal 4 novembre al 21 novembre 1996 (E_5 - E_6), ed infine dal 1998 al 2003 (E_7 - E_8). L'andamento nel tempo degli spostamenti superficiali del corpo di frana è stato rappresentato mediante mappe di spostamento per tali intervalli.

Le fasi di lavoro per la realizzazione delle mappe di

spostamento possono essere sintetizzate in:

1. Orientamento ed ortorettifica delle foto aeree;
2. Stima di precisione ed accuratezza delle ortofoto;
3. Individuazione di *target* osservabili su ortofoto relative ad epoche successive;
4. Calcolo di modulo e direzione planimetrici dei vettori spostamento dei *target* nel tempo (tra le diverse epoche);
5. Modellazione geostatistica dei vettori spostamento e costruzione delle mappe corrispondenti;
6. Valutazione della componente verticale dei vettori spostamento.

Dalla fase 1 sono state ottenute ortoimmagini registrate con la base topografica di riferimento (Epoca E1 – Tabella 1). L'orientamento interno ed esterno dei fotogrammi ha preceduto la costruzione dei blocchi stereoscopici dai quali sono state estratte le ortofoto (Kraus, 1993).

Per stimare precisione ed accuratezza delle ortofoto (fase 2) è stata verificata la qualità delle seguenti procedure:

- Co-registrazione spaziale nelle regioni di sovrapposizione tra fotogrammi della stessa epoca, effettuando così una stima di precisione;
- Registrazione spaziale dei fotogrammi di tutte le epoche ad un sistema di riferimento comune (CTR RER 1:5.000), effettuando così una stima di accuratezza.

Ammettendo un errore di graficismo di 0,2 mm (Palla, 1971) per il dato di riferimento, si può prevedere che precisione ed accuratezza delle immagini ortocorrette tendano al valore limite di circa 1 m.

Nella fase 3 sono stati individuati *target* riconoscibili nelle ortofoto relative a diverse epoche, in modo da poterne stimare lo spostamento (variazione delle coordinate planimetriche) nel tempo. Sono stati individuati 252 *target* ed ottenute le loro coordinate terreno nelle diverse epoche prese in considerazione.

Sono stati considerati espressione significativa di spostamento quei vettori con modulo più grande dei valori di precisione e accuratezza ottenuti nella fase 2. Come soglia di movimento minimo individuabile è stato scelto il valore ottenuto dalla stima di precisione ed accuratezza delle ortofoto (per determinare una valutazione del grado di incertezza dei dati per ogni serie temporale interpretata), cioè circa 1 m. Si noti che, in un'analisi bi-temporale e nelle condizioni più sfavorevoli, la soglia dello spostamento superficiale minimo significativo dovrebbe essere maggiore di 2 m. Tuttavia tale soglia è stata fissata a 1 m poiché si è potuto verificare un significativo grado di coerenza, nell'azimut, tra i vettori spostamento aventi modulo compreso tra 1 e 2 m, e quelli con modulo maggiore di 2 m.

Nella fase 4 sono stati costruiti i vettori spostamento (modulo ed azimut degli spostamenti rispetto al nord) a partire dalle coordinate multitemporali assunte dai *target* omologhi. Una loro sintesi statistica parametrica è riportata in Tabella 2.

Nella fase 5 si è proceduto alla valutazione della componente verticale dei vettori spostamento, sulla base delle quote stimate nei modelli stereoscopici, di *target* ben identificabili nel corpo di frana nelle diverse epoche prese in considerazione. Per le variazioni di elevazione è stata considerata una soglia di incertezza pari a ± 2 m. Questa soglia è stata ottenuta, scelto un *set* di *target* di quota nota dalla base topografica CTR RER, come media degli scarti tra tale quota e quella stimata nei modelli stereoscopici.

Sono state infine calcolate distribuzioni continue (mappe) degli spostamenti superficiali, attraverso l'analisi geostatistica dei dati puntuali ottenuti dall'interpretazione metrica delle foto aeree. Alcune distribuzioni delle variabili in esame non sono troppo distanti dalla distribuzione gaussiana (Figura 3). Comunque, per gli scopi di questo lavoro è sufficiente assumere tali distribuzioni come quasi-gaussiane. Tali variabili, inoltre, sono state considerate come variabili regionalizzate, ovvero variabili casuali per le quali ogni valore campionato in una porzione *i*-esima dello spazio è fortemente influenzato dai valori e dalle posizioni spaziali dei circostanti campioni (Matheron, 1971). Diventa fondamentale, quindi, lo studio dei rapporti spaziali fra i campioni e, più in particolare, della variabilità spaziale. Tale studio, basato sull'analisi del semivariogramma sperimentale, è volto alla ricerca di una possibile distanza di autocorrelazione entro la quale i dati relativi a modulo e direzione dei vettori spostamento possano considerarsi simili tanto più sono vicini (Tobler, 1960) e tanto più diversi quanto la distanza di separazione da ogni coppia di campioni aumenta.

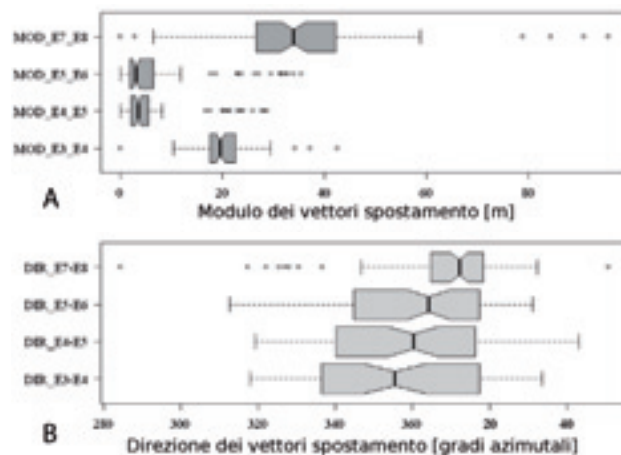


Figura 3 – A) *Box plot* delle variabili “modulo dei vettori spostamento”; B) *Box plot* delle variabili “direzione dei vettori spostamento”.

Figure 3 – A) *Box plot* of the variables “module of displacement vectors”; B) *Box plot* of the variables “azimuth of displacement vectors”.

Tale condizione di aumento di variabilità con la distanza fino alla distanza di autocorrelazione e della eventuale anisotropia spaziale (geometrica e/o zonale) è alla

base delle interpolazioni stocastiche (Chiles & Delfiner, 1999; Goovaerts, 1997; Journel & Huijbregts, 1978).

Tabella 2 - Principali parametri statistici descrittivi dei vettori spostamento per tutti i periodi considerati.

Table 2 – Statistical descriptive parameters of the displacement vectors cumulated for the periods under study.

periodo	variabile	n° target	media	max	min	deviazione standard	coefficiente variazione
E3-E4	modulo	67	20 m	42,5 m	0 m	5,9 m	0,3
	azimut	66	356°	-	-	21,8°	0,1
E4-E5	modulo	85	6,5 m	29 m	0 m	7,6 m	1,2
	azimut	80	359°	-	-	21,2°	0,1
E5-E6	modulo	104	6 m	35,5 m	0 m	9,0 m	1,4
	azimut	84	360°	-	-	20,6°	0,1
E7-E8	modulo	100	34 m	95,6 m	0 m	15,0 m	0,4
	azimut	98	8°	-	-	17,4°	0,1

Una volta quantificata la variabilità spaziale sperimentale, è stata stimata tale varianza per ogni localizzazione dello spazio non campionato tramite funzioni continue, o modelli del variogramma, costruite con i parametri mostrati in Tabella 3, ovvero quelli che meglio hanno risposto alla procedura di validazione incrociata (Goovaerts, 1997).

I risultati, elencati in Tabella 4, sono considerati statisticamente attendibili se, una volta standardizzati, descrivono una distribuzione gaussiana standard (e, quindi, se la media degli scarti standardizzati è uguale a zero e la loro deviazione standard è uguale a uno).

Soltanto in due casi (Modulo periodo E4-E5 e Modulo periodo E7-E8) la varianza dell'errore standardizzato è

un po' più elevata rispetto a quella di riferimento e questo è imputabile alla particolare erraticità della varianza spaziale del variogramma sperimentale.

Infine sono stati interpolati i valori di modulo e azimut dei vettori spostamento per tutta l'area della FRC, attraverso l'interpolatore probabilistico lineare *ordinary kriging* (Chiles & Delfiner, 1999; Goovaerts, 1997; Journel & Huijbregts, 1978), ottenendo, per ogni periodo considerato, la mappa delle stime (ad esempio, Figura 4a) e la corrispondente mappa delle deviazioni standard, ovvero la mappa degli errori delle stime stesse (ad esempio, Figura 4b).

Risultati e discussione

Le mappe di spostamento consentono di analizzare azimut e modulo dei vettori spostamento e, quindi, le velocità dei fenomeni di spostamento superficiale legate all'attività dei processi gravitativi di versante.

È possibile notare una similitudine tra il campo degli spostamenti del periodo E4-E5 (Figura 4), quelli ottenuti da Gentili *et alii* (2002) e quelli del periodo E5-E6, per i quali la maggior parte dei dati è contenuta tra 5 m e 10 m di spostamento. Spostamenti maggiori si registrano nel periodo E7-E8, in cui il 50% dei dati è compreso tra 25 m e 45 m.

Nel periodo E8-E9 non si registrano spostamenti superficiali più grandi dell'accuratezza del processo di registrazione spaziale delle immagini utilizzate per il confronto (Tabella 1), quindi più grandi di ca. 1 m.

Tuttavia, il confronto tra le immagini delle epoche E8 ed E9 ed i rilievi GPS eseguiti nell'area di coronamento nel luglio 2008 mette in evidenza fenomeni di arretramento

Tabella 3 – Parametri dei modelli scelti per interpolare i variogrammi sperimentali delle variabili in esame.

Table 3 – Parameters of the models chosen to interpolate the experimental variograms of the variables.

Periodo	Variabili	Modello di variabilità	Numero struttura	Tipo della struttura di variabilità	Direzione di massima continuità			Direzione di minima continuità (massima variabilità)		
					Azimut D1	Range a1	Partial sill	Azimut D2	Range a2	Partial sill
E3-E4	Modulo	anisotropo	S1	sferica	N170°	365m	20 m ²	N80°	160m	20 m ²
			S2	esponenziale	N170°	N/A	N/A	N80°	300m	20 m ²
	Azimut	anisotropo	S1	nugget			92,4 ^o 2			92,4 ^o 2
			S2	gaussiana	N15°	850m	385 ^o 2	N105°	450m	385 ^o 2
E4-E5	Modulo	anisotropo	S1	nugget			16 m ²			16 m ²
			S2	sferica	N40°	455m	44,3m ²	N130°	170m	44,3m ²
	Azimut	anisotropo	S1	nugget			170 ^o 2			170 ^o 2
			S2	gaussiana	N30°	550m	120 ^o 2	N120°	370m	120 ^o 2
			S3	gaussiana	N30°	N/A	N/A	N120°	700m	450 ^o 2
			S1	sferica	N130°	300m	13m ²	N220°	300m	13m ²
E5-E6	Modulo	anisotropo	S2	sferica	N130°	N/A	N/A	N220°	500m	50m ²
			S1	nugget			20 ^o 2			20 ^o 2
	Azimut	anisotropo	S2	sferica	N45°	250m	200 ^o 2	N135°	140m	200 ^o 2
			S3	sferica	N45°	N/A	N/A	N135°	600m	220 ^o 2
E7-E8	Modulo	anisotropo	S1	sferica	N140°	450m	150m ²	N230°	420m	150m ²
			S2	sferica	N140°	N/A	N/A	N230°	450m	160m ²
	Azimut	anisotropo	S1	sferica	N30°	135,4m	117 ^o 2	N120°	128,29m	117 ^o 2
			S2	sferica	N30	N/A	N/A	N120	408,8m	206,1 ^o 2

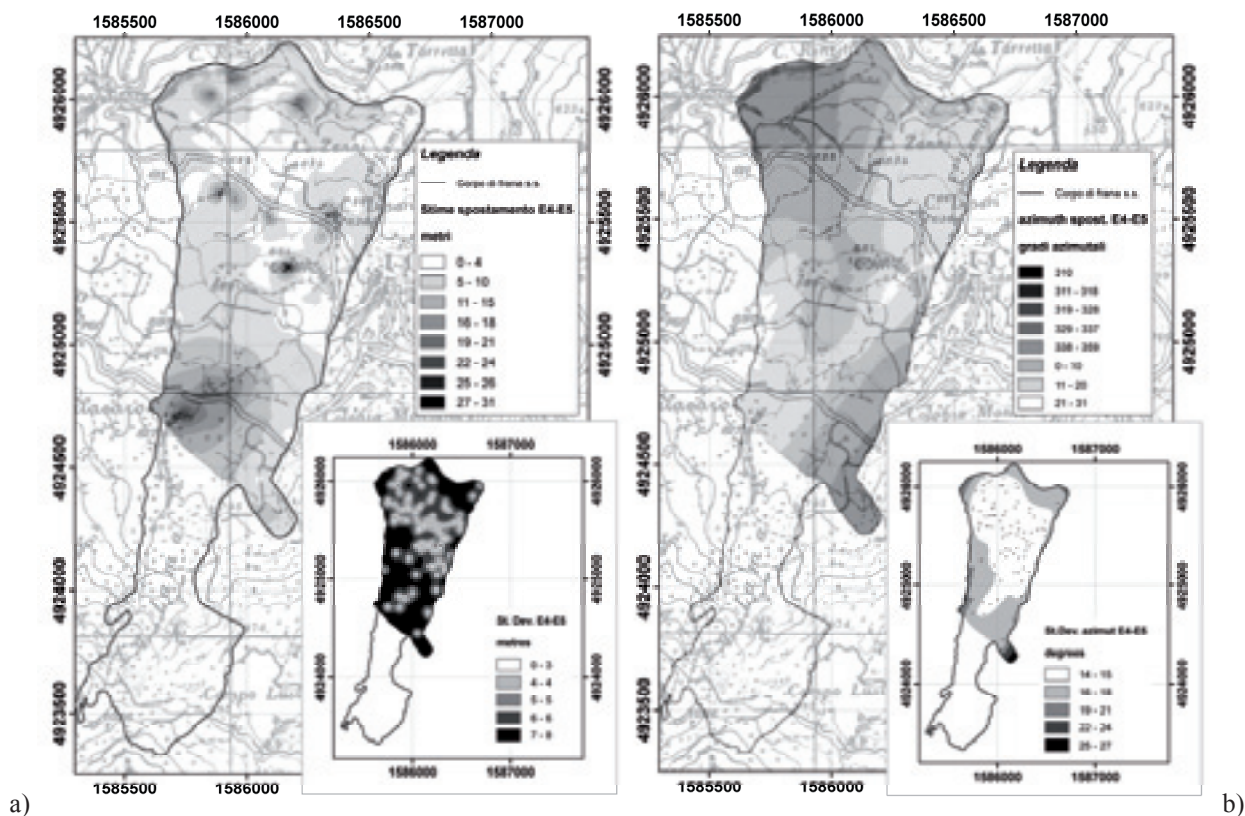


Figura 4 – Mappa dei vettori spostamento orizzontali relativa al periodo E4 - E5: a) stima del modulo ed errore della stima; b) stima dell'azimut ed errore della stima. Sistema di coordinate Gauss-Boaga fuso ovest.

Figure 4 – Map of horizontal displacement vectors of the E4 - E5 period: a) module estimation and estimation error; b) azimuth estimation and estimation error. Gauss-Boaga coordinate system zone west.

fino a ca. 10 m (Figura 5), indicazione di processi di frantumamento attivi quanto meno nella parte sommitale della FRC. In Figura 6 sono rappresentate la mappa degli spostamenti orizzontali cumulativi relativi al periodo E1-E9 (1976-2005) e la corrispondente mappa degli errori della stima.

Tabella 4 - Risultati della procedura di validazione incrociata per i modelli dei variogrammi prescelti.

Table 4 – Results of cross validation for the models of the variograms.

Periodo	Variabile	Errore Standardizzato Medio	Dev. standard dell'errore standardizzato
E3-E4	Modulo	0,035	1,571
	Azimut	0,015	1,219
E4-E5	Modulo	0,041	3,511
	Azimut	-0,025	1,099
E5-E6	Modulo	-0,005	1,017
	Azimut	-0,005	1,528
E7-E8	Modulo	0,088	2,604
	Azimut	-0,022	1,648

Le misure degli spostamenti verticali nei periodi E3-E4, E4-E5 e E5-E7 sono riportate in Figura 7. Abbassamenti e innalzamenti della superficie topografica si distribuiscono planimetricamente secondo andamenti irre-

golari, suggerendo elevata variabilità spaziale della deformazione nel corpo di frana.

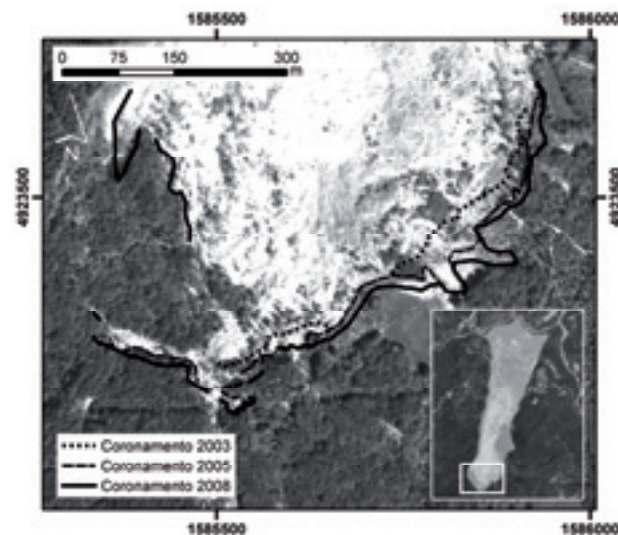


Figura 5 – Arretramento della scarpata principale. Sistema di coordinate Gauss-Boaga fuso ovest.

Figure 5 – The main scarp retrogression. Gauss-Boaga coordinate system zone west.

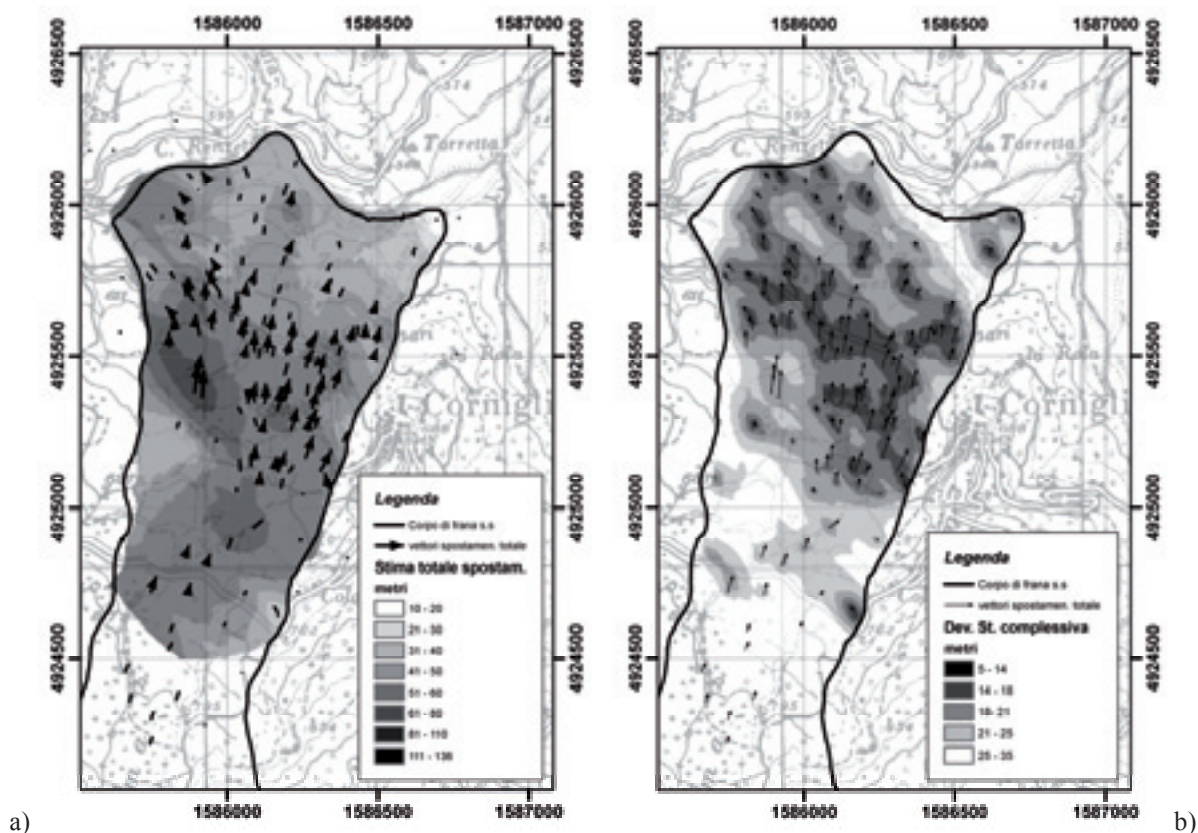


Figura 6 – Stima del modulo dei vettori spostamento totale (1976 – 2005): a) stima; b) errore della stima. Sistema di coordinate Gauss-Boaga fuso ovest.

Figure 6 – Estimation of the module of total displacement vectors (1976 – 2005): a) estimation; b) estimation error. Gauss-Boaga coordinate system zone west.

L'analisi degli spostamenti svolta in questo lavoro fornisce, quindi, un quadro interessante e inedito dell'evoluzione dei movimenti di superficie della FRC, dal 1976 al 2008.

Le grandi dimensioni della FRC e l'entità degli spostamenti che ne interessano il corpo di accumulo suggeriscono che questa possa appartenere a un sistema di fenomeni di instabilità gravitativa più ampio e articolato dove l'assetto geologico d'insieme assume il ruolo di importante fattore di controllo.

In effetti, sia la scheda SCAI-CNR (Canuti *et alii*, 1996), che Lollino *et alii* (2001) descrivono la presenza di movimenti gravitativi profondi al di fuori della FRC s.s. e, nel Foglio 217 Neviano degli Arduini (Cerrina Ferroni *et alii*, 2002b) e, nella carta geomorfologica di Chelli & Tellini (2002), porzioni significative di Unità Liguri e Subliguri vengono considerate rispettivamente come "scivolamenti in blocco" e "versanti traslati in massa".

La stabilità dell'area, caratterizzata da formazioni appartenenti ai Domini Liguri e Subliguri, può essere resa critica dalla presenza di litotipi a comportamento rigido (CAO e ARB) sovrapposti a litotipi a comportamento plastico (MLA, ACC, SCB). In effetti, la fotointerpretazione ed i rilevamenti di campagna hanno consentito di

riconoscere, in tutta l'area compresa tra il T. Parma, il T. Bratica e il M. Aguzzo (Figura 2), fenomeni franosi (tra i quali è inclusa anche la FRC s.s.) evidenziati da trincee, espressione superficiale di due sistemi di discontinuità di origine gravitativa coevi e geneticamente connessi (Figura 8 e Figura 9).

Il sistema N-S interessa tutta la dorsale di Corniglio – M. Aguzzo e, seguendo la morfologia dei versanti sui quali si sviluppa, destabilizza porzioni di Flysch di M. Caio (CAOf) e di Arenarie di Ponte Pratica (ARBf) verso la FRC a ovest e verso il T. Bratica ad est.

Anche se probabilmente gli spostamenti legati a questi fenomeni franosi sono di entità e velocità limitata (vedi, ad esempio, le risultanze delle indagini inclinometriche descritte da Larini *et alii*, 2001; Lollino *et alii*, 2001), l'evidenza fotogeologica di tali fenomeni è marcata, dal momento che ad essi sono regolarmente associati rotture di creste, contropendenze, doline, trincee e gradini morfologici.

Il sistema E-W si sviluppa immediatamente a nord di M. Aguzzo e coinvolge tutta l'area di studio fino ai rilievi costituiti da ARBf in corrispondenza della confluenza T. Parma – T. Bratica. Anche questo sistema, che determina spostamenti verso il T. Parma, è evidente dal punto di vi-

sta fotogeologico, determinando lo sviluppo di contropendenze anche all'interno dell'abitato di Corniglio. Particolarmente evidente e continuo è un lineamento, da sub-verticale a fortemente immergente verso nord, che si sviluppa tra la zona di corona della FRC s.s. a ovest e la valle del T. Bratica lungo il Rio delle Piane a est (lineamento di Campo Lusini). Dalla carta geologica in scala 1:10.000 della RER (sezioni: 217090, 217100, 217130 e 217140), tale lineamento viene interpretato come una faglia diretta che ribassa verso nord CAO. CAO affiora, infatti, a quote variabili tra circa 1.050 m e 900 m a sud del lineamento (in corrispondenza dei rilievi del M. Aguzzo e della zona di corona della FRC s.s.), mentre affiora a nord del lineamento, al tetto di ARB, a quote intorno agli 800 m. Inol-

tre la zona sommitale della FRC s.s. è attraversata da una trincea di prim'ordine che si sviluppa in corrispondenza del lineamento di Campo Lusini.

In Cerrina Feroni *et alii* (2002b) non viene riportata la stessa faglia, ma altre faglie E-W nella stessa zona, tutte caratterizzate da rigetti apparenti normali verso nord. Inoltre, un'ampia area di affioramenti di CAO e ARB viene cartografata con la notazione "scivolamenti in blocco". In Chelli & Tellini (2002) questo lineamento viene cartografato come faglia sepolta che non attraversa la FRC e, verso est, non si estende in destra idrografica del T. Bratica.

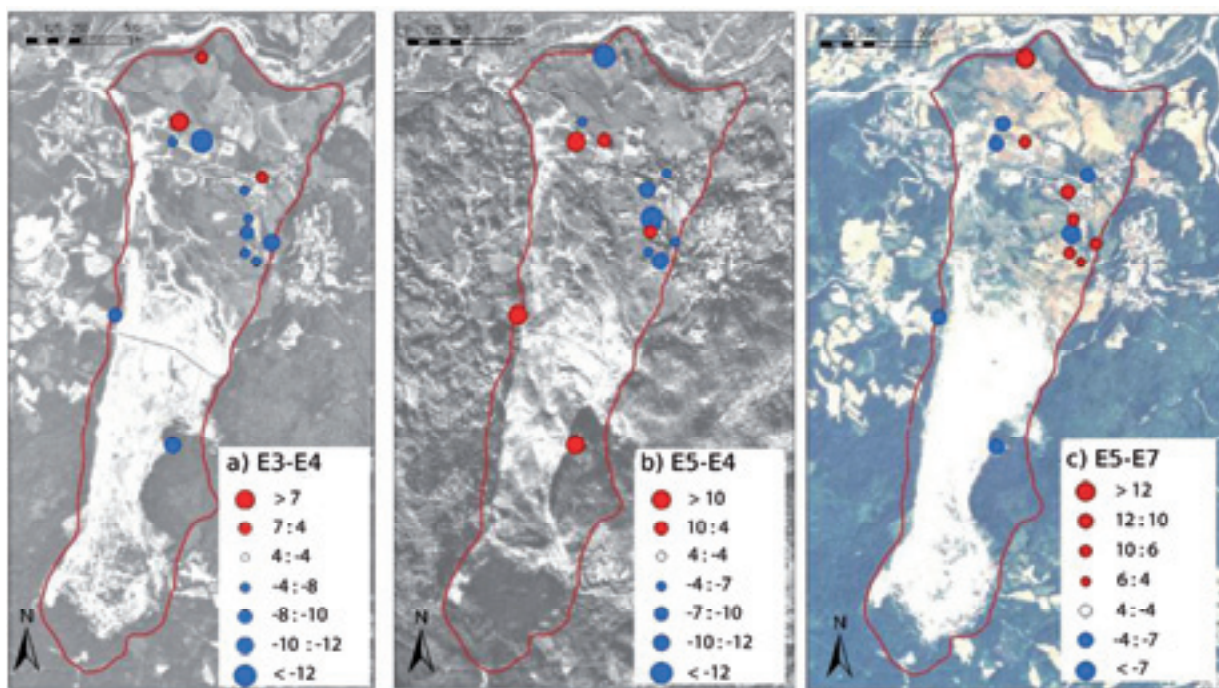
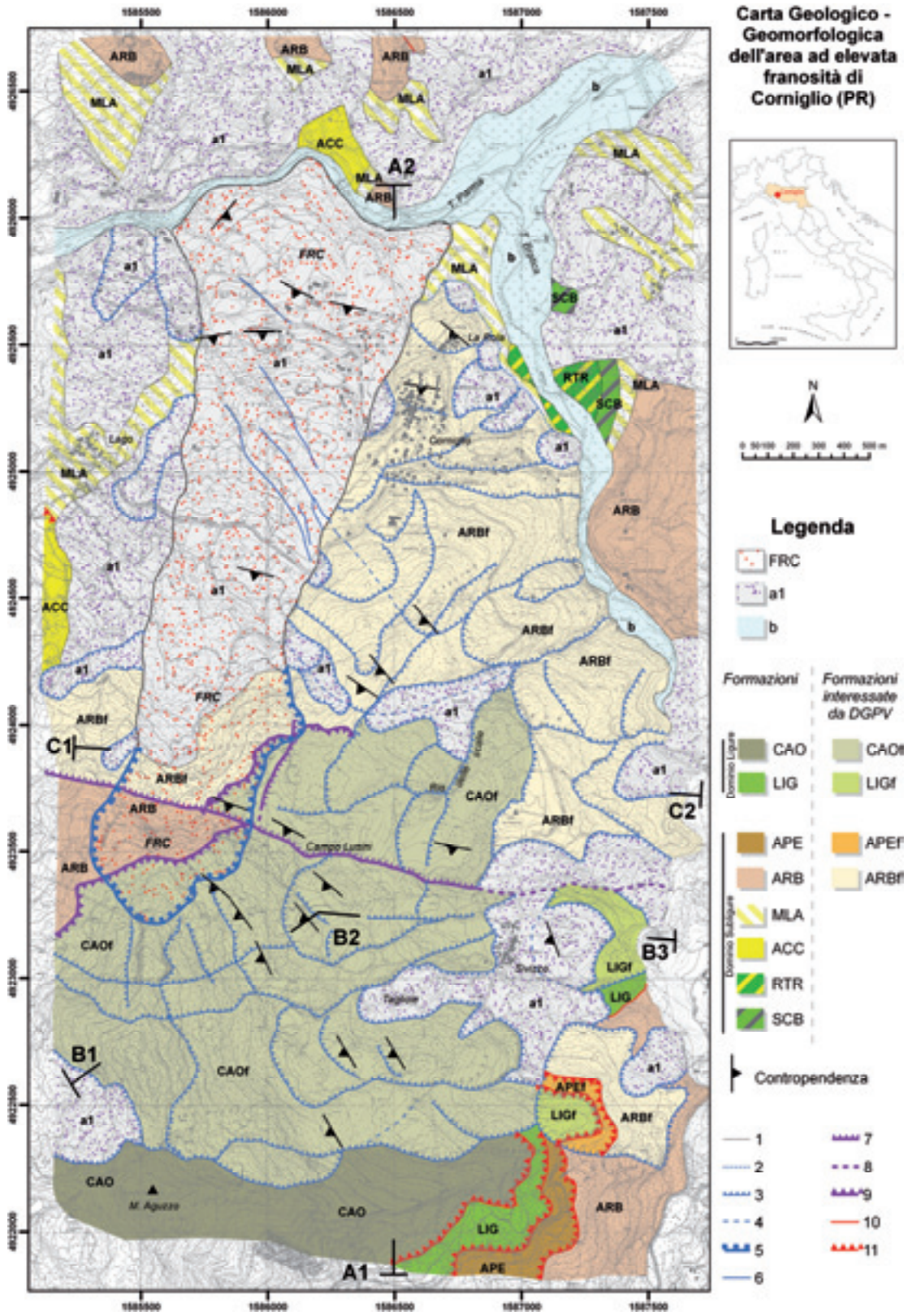


Figura 7 – Mappe degli spostamenti verticali in metri; a) E3-E4; b) E5-E4; c) E5-E7.

Figure 7 – Maps of the vertical component of displacement vectors in meters; a) E3-E4; b) E5-E4; c) E5-E7.

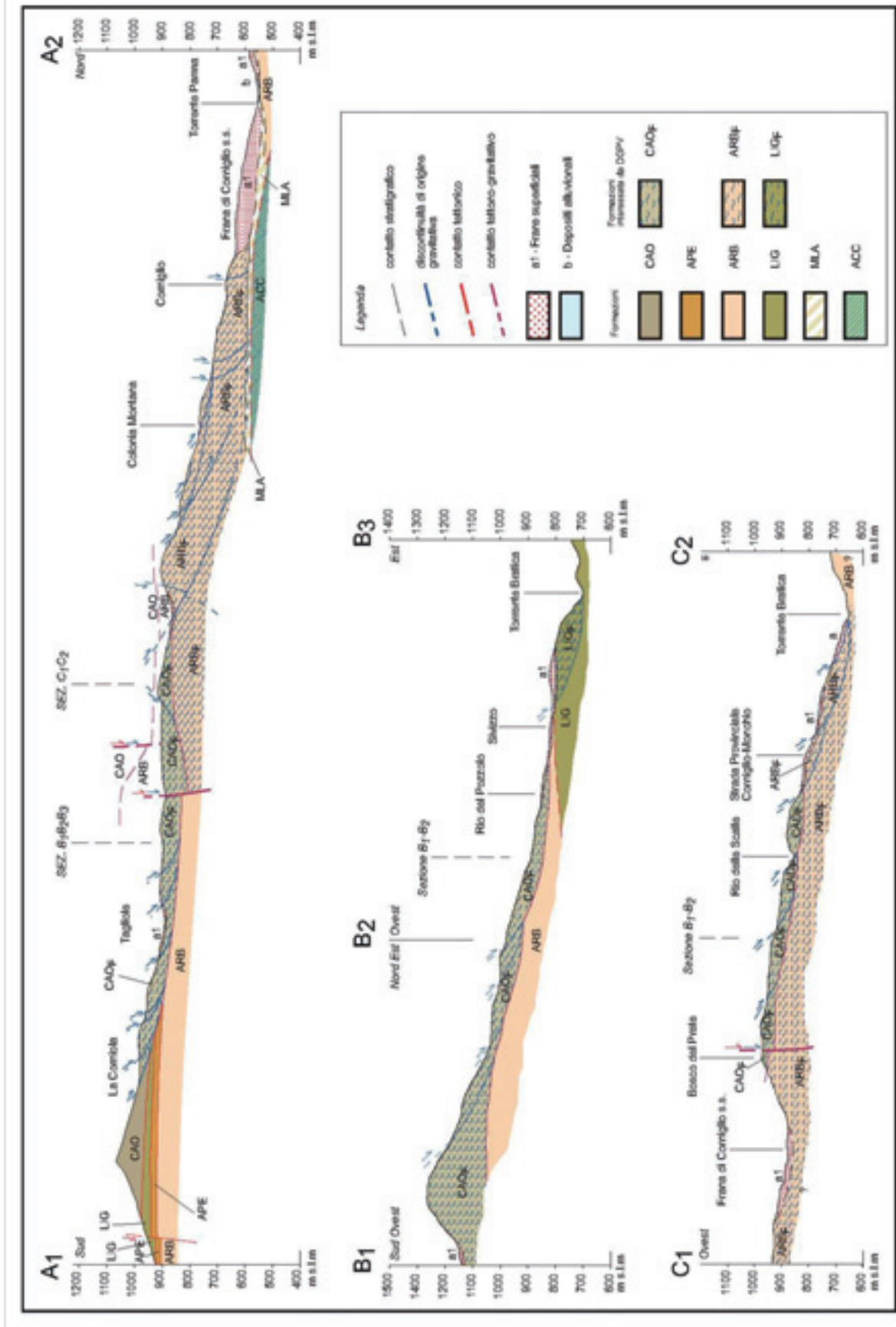
Figura 8 – Carta geologico-geomorfologica dell'area ad elevata franosità di Corniglio (PR, Italia). FRC = frana di Corniglio s.s.; a1 = corpi di frana superficiali; b = depositi alluvionali attuali e recenti; elementi lineari: 1) contatto stratigrafico; 2) contatto stratigrafico interessato da movimenti gravitativi; 3) discontinuità di origine gravitativa; 4) discontinuità di origine gravitativa, ipotizzata; 5) orlo di scarpata di frana in evoluzione; 6) trincea; 7) faglia diretta riattivata da movimenti gravitativi; 8) faglia diretta riattivata da movimenti gravitativi, ipotizzata; 9) sovrascorrimento riattivato da movimenti gravitativi; 10) faglia; 11) sovrascorrimento. Per le sigle delle formazioni vedere il capitolo "Area di studio". Sistema di coordinate Gauss-Boaga fuso ovest.

Figure 8 – Geological-geomorphological map of the area of the Corniglio landslide (PR, Italy). FRC = Corniglio Landslide s.s.; a1 = shallow landslide; b = recent alluvial deposits; linear features 1) stratigraphic boundary; 2) stratigraphic boundary involved within gravitational processes; 3) gravitational boundary; 4) gravitational boundary, inferred; 5) retrogressive landslide scarp; 6) trench; 7) normal fault reactivated by gravitational processes; 8) normal fault reactivated by gravitational processes, inferred; 9) thrust reactivated by gravitational processes; 10) fault; 11) thrust. See the chapter "Area di studio" for formation's abbreviations. Gauss-Boaga coordinate system zone west.



Nella pagina seguente:

Figura 9 – Sezioni geologiche.
Figure 9 – Geological sections.



Il rilevamento geologico e la fotointerpretazione svolti nell'ambito di questo lavoro, invece, hanno messo in evidenza che il lineamento di Campo Lusini si estende al di fuori dell'area di studio, raggiungendo verso ovest l'abitato di Canetolo (Figura 2).

Nella zona di coronamento della FRC s.s., la continuità degli affioramenti consente di osservare che il lineamento rigetta con una componente normale di circa 20 m il sovrascorrimento di CAO su ARB. Inoltre, al tetto del lineamento, si sviluppano diffuse contropendenze (Figura 8), per cui l'insieme di questi dati suggerisce che si tratti di una faglia diretta, successivamente riattivata da movimenti gravitativi durante lo sviluppo delle deformazioni gravitative profonde. Anche l'ampia fascia E-W morfologicamente depressa, compresa tra Tagliole, Rio delle Scalie, la sommità della FRC e Sivizzo, attraversata da trincee, gradini e contropendenze, rafforza l'idea che quest'area sia interessata da deformazioni gravitative profonde di versante impostate su più antiche strutture tettoniche.

Tra M. Aguzzo e Tagliole, CAO si destabilizza in corrispondenza di discontinuità di origine gravitativa che si sviluppano entro le argilliti LIG sovrastanti APE e ARB (Figura 8). Analogamente, più a nord, ARB si destabilizza, alla base, in corrispondenza del contatto con le argilliti di MLA. LIG e MLA costituiscono quindi un orizzonte a bassa resistenza al taglio sul quale vanno a convergere le discontinuità E-W di origine gravitativa, come si può osservare dalla sezione A1-A2 in Figura 9. Questa geometria è evidente in corrispondenza dei rilievi ad est di Corniglio costituiti da ARBf, attraversati in tutto il loro spessore da profonde discontinuità gravitative immergenti verso nord che raggiungono MLA o il fondovalle del T. Bratica.

Sul prolungamento di alcune di tali strutture verso la FRC s.s., nel corpo di accumulo, si osservano profonde trincee orientate NW-SE. Questa geometria supporta ulteriormente l'idea dell'importanza e dello sviluppo profondo delle discontinuità gravitative. In effetti, le mappe di Figura 6 indicano che i valori di spostamento superficiale individuati nel corpo di accumulo sono controllati o correlati con tali trincee, assumendo asimmetria NW-SE. Si può concludere che le discontinuità gravitative a sud di La Rola-Corniglio interessano anche il substrato della FRC s.s., condizionando il cinematismo del corpo di accumulo sovrastante.

In questo schema la FRC s.s., sebbene abbia dimensioni chilometriche, rappresenta una forma gravitativa di ordine inferiore, rispetto alla DGPV che la include e che mobilita, in un'area di ca. 9 km², porzioni franate di CAO e ARB (CAOf e ARBf), che possono raggiungere lo spessore di oltre 150 m (Figure 8 e 9).

Queste osservazioni portano alla formulazione di alcune ipotesi sulle possibili cause di innesco e sull'evoluzione dei movimenti gravitativi nell'area di studio. Per quanto riguarda i fattori predisponenti per

l'innesco della FRC s.s., i movimenti gravitativi profondi a nord di M. Aguzzo possono aver determinato il decadimento delle proprietà meccaniche di CAO e ARB. In particolare CAO, che risulta ribassato soprattutto dalle discontinuità gravitative E-W descritte in precedenza, può rappresentare, in condizioni meteorologiche sfavorevoli (periodi di intense precipitazioni, fasi di disgelo, ecc.), una via preferenziale di accumulo e circolazione idrica verso la valle su cui si imposta la FRC s.s. ad ovest, e verso il T. Bratica ad est. Questa condizione, assieme alla presenza della faglia E-W di Campo Lusini, che attraversa la zona di distacco sommitale della FRC s.s., può considerarsi particolarmente favorevole per lo sviluppo della frana stessa.

Inoltre, l'abitato di Corniglio è interessato dai movimenti della DGPV e da franamenti locali che possono svilupparsi e riattivarsi in relazione con i fenomeni di scalzamento laterale provocati dall'attività della FRC s.s.. Come visibile in Figura 8, Corniglio è attraversato da gradini della DGPV, in particolare nella parte meridionale dell'abitato, dove nel 1996 un'abitazione è stata evacuata e demolita per il verificarsi di profonde lesioni strutturali.

Conclusioni

La FRC s.s. appartiene ad una più grande deformazione gravitativa profonda di versante che interessa le formazioni CAO e ARB, attraversandole in tutto il loro spessore, fino a raggiungere un orizzonte litologico costituito dalle formazioni LIG (Arenarie di Groppo Sovrano, Melange di Rio Rodichiasso e Argilliti del Passo della Sisa) e MLA (Melange di Lago) (Figura 8 e Figura 9).

La DGPV si manifesta, oltre che con i catastrofici fenomeni legati alle successive riattivazioni della FRC s.s., attraverso lo sviluppo di trincee, contropendenze, gradini e discontinuità che ribassano le formazioni competenti CAO e ARB verso il T. Parma, coinvolgendo con movimenti gravitativi l'abitato di Corniglio.

La trincea di prim'ordine della zona sommitale della DGPV (Figura 8 e sez. A1-A2 di Figura 9) si sviluppa in corrispondenza della faglia diretta E-W di Campo Lusini che rigetta il contatto tettonico CAO-ARB e che attraversa la zona di coronamento della FRC s.s..

Le discontinuità profonde che strutturano la DGPV costituiscono il mezzo preferenziale per l'infiltrazione e la circolazione idrica sotterranea, soprattutto nelle aree di affioramento dei litotipi calcarei CAO, favorendo i fenomeni di instabilità alla sommità della FRC s.s..

Per quanto riguarda gli spostamenti superficiali avvenuti in corrispondenza della FRC tra il 1976 e il 2005, lo studio fotogrammetrico ha consentito di riconoscere spostamenti orizzontali diffusi dell'ordine dei 20 – 30 m con punte di oltre 100 m nel settore NW del corpo di accumulo. Gli spostamenti si orientano secondo un *pattern* preferenziale SE – NW, in accordo con la presenza, in superficie, di evidenti lineamenti e trincee che si dispongono sul

prolungamento delle discontinuità gravitative E-W della DGPV. Ciò suggerisce un controllo “profondo” sulla FRC s.s. da parte della DGPV.

In questo modello interpretativo della DGPV dell'area ad elevata franosità di Corniglio, la FRC s.s. sembra destinata ad arretrare ulteriormente, almeno fin quando non avrà coinvolto le residue porzioni di CAO in direzione di M. Aguzzo.

Ringraziamenti

Lavoro finanziato con fondi PRIN 2005 unità di ricerca

Bibliografia

- Agliardi, F., Crosta, G. & Zanchi, A., 2001. *Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics*. Engineering Geology, 59 (1-2): 83-102.
- Agliardi, F., Crosta, G.B., Zanchi, A. & Ravazzi, C., 2008. *Onset and timing of deep-seated gravitational slope deformations in the eastern Alps, Italy*. Geomorphology: 1-17.
- Agnesi, V., Di Maggio, C. & Macaluso, T., 1995. *Deformazioni gravitative profonde e superficiali nella penisola di Capo S.Vito (Sicilia occidentale)*. Memorie della Società Geologica Italiana, 50: 11-21.
- Almagià, R., 1907. *Studi geografici sulle frane in Italia*. Memorie della Società Geologica Italiana, 13 (1): 1-342.
- Ambrosini, C. & Crosta, G.B., 2006. *Large sackung along major tectonic features in the Central Italian Alps*. Engineering Geology, 83: 183-200.
- Aringoli, D., Gentili, B. & Panbianchi, G., 1986. *The role of recent tectonics in controlling the deep-seated gravitational deformation of Mount Frascare (central Apennines)*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 19: 281-286.
- Baldi, P., Fabris, M., Marsella, A. & Monticelli, R., 2005. *Monitoring the morphological evolution of the Sciara del Fuoco during the 2002-2003 Stromboli eruption using multi-temporal photogrammetry*. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, 59 (4): 199-211.
- Barbieri, F. & Zanzucchi, G., 1963. *La stratigrafia della Valle di Roccaferara (Appennino Parmense)*. Atti Soc. It. Sc. Nat, 102: 155 - 210.
- Bovis, M.J., 1982. *Uphill facing (antislope) scarps in the Coast Mountains, southwest British Columbia*. Geol. Soc. Am. Bull., 93: 804-812.
- Brückl, E., Brunner, F.K. & Kraus, K., 2006. *Kinematics of a deep-seated landslide derived from photogrammetric, GPS and geophysical data*. Engineering Geology, 88: 149-159.
- Buccolini, M. & Gentili, B., 1995. *Deformazioni gravitative profonde e frane di "La Queglia" (Appennino-Centrale Abruzzo)*. Memorie della Società Geologica Italiana, 50: 59-66.
- Canuti, P., Lamberti, P., Todini, E., Pellegrini, M., Marchi, G., Genevois, R. & Larini, G., 1996. *La grande frana di Corniglio (Appennino Parmense)*, Pubblicazione n. 1526 Programma Speciale SCAI (Studio Centri Abitanti Instabili), Previsione e prevenzione di eventi franosi a grande rischio, Gruppo Nazionale per la Difesa delle Catastrofi Idrogeologiche, Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR), Modena.
- Casson, B., Delacourt, C. & Allemand, P., 2005. *Contribution of multi-temporal remote sensing images to characterize landslide slip surface - Application to the La Clapière landslide (France)*. Natural Hazards and Earth System Sciences, 5: 425-437.
- Cerrina Feroni, A., Martelli, L., Martinelli, P., Ottria, G. & Catanzariti, R., 2002a. *Note illustrative. Carta geologico-strutturale dell'appennino emiliano-romagnolo. Scala 1:250000*.
- Cerrina Feroni, A., Martinelli, P. & Perilli, N.M.L., 1991. *Stratigrafia e struttura dell'Unità di Canetolo in Val Cedra (Appennino parmense)*. Mem. Descr. Carta Geol. D'It., 46: 301-312.
- Cerrina Feroni, A., Ottria, G., Vescovi, P., Catanzariti, R., De Nardo, M.T. & Tellini, C., 2002b. *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo a scala 1:50.000. Foglio 217 Neviano degli Arduini*. S.EL.CA., Firenze.
- Chadwick, J., Dorsch, S., Glenn, N., Thackray, G. & Shilling, K., 2005. *Application of multi-temporal high-resolution imagery and GPS in a study of the motion of a canyon rim landslide*. ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing, 59: 212- 221.
- Chelli, A. & Tellini, C., 2002. *Geomorphological features of the Bratica Valley (Northern Apennines, Italy)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 25: 45-60.
- Chigira, M., 1992. *Long-term gravitational deformation of rock by mass rock creep*. Engineering Geology, 32 (3): 157-184.
- Chiles, J.P. & Delfiner, P., 1999. *Geostatistics: modeling spacial uncertainty* Ed. Wiley, New York, Chichester.
- Chinaglia, N. & Fornero, E., 1995. *Ipotesi sulla possibile evoluzione cinematica di un movimento profondo di versante: l'esempio del M. Soran (Trentino Meridionale)*. Memorie della Società Geologica Italiana, 50: 101-108.
- Ciulli, A., Guastaldi, E., Rindinella, A. & Viridis, S.G.P., 2007. *Approccio multidisciplinare per lo studio ed il monitoraggio dei fenomeni franosi: il caso della frana di Corniglio (PR)*. Giornale di Geologia Applicata, 6A: 125-126.
- Clerici, A. & Perego, S., 2000. *Simulation of the Parma river blockage by the Corniglio landslide (Northern Italy)*. Geomorphology, 33 (1-2): 1-23.
- Coe, J.A., Ellis, W.L., Godt, J.W., Savage, W.Z., Savage, J.E., Michael, J.A., Kibler, J.D., Powers, P.S., Lidke, D.J. & Debray, S., 2003. *Seasonal movement of the Slumgullion landslide determined from Global Positioning System surveys and field instrumentation, July 1998-March 2002*. Engineering Geology, 68: 67-101.
- Crescenti, U., Dramis, F., Gentili, B. & Panbianchi, G., 1987. *Deformazioni gravitative profonde di versante e grandi frane a sud di monte Porrara (Appennino centrale, Abruzzo)*. Memorie della Società Geologica Italiana, 39: 477-486.
- Crosta, G., 1996. *Landslide, spreading, deep seated gravitational deformation: analysis, example, problems and proposals*. Geol. Fis. Dinam. Quat., 19 (2): 297-313.
- D'Agata, C. & Zanutta, A., 2007. *Reconstruction by indirect source of the recent changes of a debris covered glacier (Brenva, Mont Blanc Massif, Italy): methods, results and validation*. Global and Planetary Change, 56: 57-68.
- D'Amato Avanzi, G., Mazzanti, G. & Puccinelli, A., 1995. *Fenomeni di deformazione gravitativa profonda nell'area a nord-ovest di Bagnone (Massa Carrara)*. Memorie della Società Geologica Italiana, 50: 109-121.
- Dewitte, O. & Demoulin, A., 2005. *Morphometry and kinematics of landslides inferred from precise DTMs in West Belgium*. Natural Hazards and Earth System Sciences, 5: 259-265.
- Disperati, L., Guastaldi, E., Rindinella, A., Vir-

- dis, S.G.P., Ciulli, A. & Naldini, D., 2007. *The Corniglio landslide area (Parma, Italy): evidences for a deep seated gravitational slope deformation*, FIST Federazione Italiana Scienze della Terra, Rimini, pp. 214.
- Dramis, F., 1984. *Aspetti geomorfologici e fattori genetici delle deformazioni gravitative profonde*. Bollettino della Società Geologica Italiana, 103: 681-687.
- Dramis, F., Gentili, B. & Pambianchi, G., 1987. *Deformazioni gravitative profonde nell'area di Monte Gorzano (Monti della Laga, Appennino centrale)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, 106 (2): 265-271.
- Dramis, F., Maifredi, P. & Sorriso-Valvo, M., 1985. *Deformazioni gravitative profonde di versante. Aspetti geomorfologici e loro diffusione in Italia*. Geol. Appl. Idrogeol., 20: 377-390.
- Farabollini, P., Folchi Vici D'Arcevia, C., Gentili, B., Luzi, L., Pambianchi, G. & Viglione, F., 1995. *La morfogenesi gravitativa nelle formazioni litoidi dell'appennino centrale*. Memorie della Società Geologica Italiana, 50: 123-136.
- Federici, P.R. & Tellini, C., 1983. *La geomorfologia dell'Alta Val Parma (Appennino Setentrionale)*. Riv. Geogr. Italiana, 3-4: 393-428.
- Ferretti, L., 2001. *Tecnologie innovative per l'analisi ed il monitoraggio delle aree a rischio idrogeologico*. Acta Naturalia de "L'Ateneo Parmense", 37 (1/2): 39-80.
- Gentili, B., 2004. *Deformazioni gravitative profonde. In: Italia - Atlante dei Tipi Geografici*. Istituto Geografico Militare: 120-123.
- Gentili, G., Giusti, E. & Pizzaferrì, G., 2002. *Photogrammetric Techniques for the Investigation of the Corniglio Landslide*. In: R.J. Allison (Editor), Applied Geomorphology: Theory and Practice. John Wiley & Sons, Ltd, pp. 39-48.
- Ghelardoni, R., 1961. *Serie stratigrafica di M. Caio*. Bollettino della Società Geologica Italiana, 80.
- Gili, J.A., Corominas, J. & Rius, J., 2000. *Using Global Positioning System techniques in landslide monitoring*. Engineering Geology, 55: 167-192.
- Goovaerts, P., 1997. *Geostatistics for Natural Resources Evaluation*. Oxford University Press, New York, 483 pp.
- Guastaldi, E., Disperati, L., Rindinella, A., Viridis, S.G.P. & Ciulli, A., 2007. *Metric use of aerial photographs, quickbird imagery, and GPS for ground displacement monitoring of the corniglio landslide (Parma, italy)*, FIST Federazione Italiana Scienze della Terra, Rimini,, pp. 222.
- Journel, A.G. & Huijbregts, C.J., 1978. *Mining Geostatistics* Ed. Academic Press Inc., London.
- Kraus, K., 1993. *Photogrammetry. Fundamentals and Standard Processes*, Vol. 1. Dümmler Verlag, Bonn.
- Larini, G., Malaguti, C., Pellegrini, M. & Tellini, C., 2001. *La Lama di Corniglio (Appennino Parmense), riattivata negli anni 1994-1999*. Quaderni di geologia applicata, 8 (2): 54-114.
- Lollino, G., Brunamonte, F., Larini, G. & Malaguti, C., 2001. *La sperimentazione del Sistema Inclinometrico Automatizzato nel monitoraggio in continuo della frana di Corniglio (Parma) e ricerca di correlazioni significative fra le precipitazioni e la riattivazione del novembre 1994*. Quaderni di geologia applicata, 8 (2): 159-187.
- Mahr, T. & Nemcok, A., 1977. *Deep-seated creep deformations in the crystalline cores of the Tatry Mts*. IAEG Bull., 16: 104-106.
- Malet, J.P., Maquaire, O. & Calais, E., 2002. *The use of Global Positioning System techniques for the continuous monitoring of landslides: application to the Super-Sauze earthflow (Alpes-de-Haute-Provence, France)*. Geomorphology, 43: 33-54.
- Martelli, A., 1916. *La frana di Corniglio. Contributi di geologia applicata alle sistemazioni idraulico-forestali*. Annali del Regio Istituto Superiore Forestale Nazionale Firenze, I: 3-12.
- Matheron, G., 1971. *The theory of regionalized variables and its applications*. Ecole Supérieure des Mines de Paris, Fontainebleau, France.
- McCalpin, J.P., 1999. *Criteria for determining the seismic significance of sackungen and other scarp-like landforms in mountainous regions. Techniques for identifying Faults and Determining their Origins*. U.S. Nuclear Regulatory Commission, Washington: 2.55-2.59.
- Mortara, G. & Sorzana, P.F., 1987. *Fenomeni di deformazione gravitativa profonda nell'Arco Alpino Occidentale Italiano. Considerazioni lito-strutturali e morfologiche*. Bollettino della Società Geologica Italiana, 106: 303-314.
- Nemcok, A., 1972. *Gravitational slope deformation in the high mountains*. Proceedings of the 24th International geology Congress. Sect. 13, Montreal, pp. 132-141.
- Palla, B., 1971. *Appunti al corso di topografia e cartografia*. 17 ed., Editrice Universitaria Felici, Pisa.
- Radbruch-Hall, D., 1978. *Gravitational creep of rock masses on slope*. In: Voight, B. (Ed.) *Rockslices and avalanches natural phenomena. Developments in Geotechnical Engineering, vol.14*. Elsevier, Amsterdam: 608-657 (Chp.17).
- Rizzo, V., 2002. *GPS monitoring and new data on slope movements in the Maratea Valley (Potenza, Basilicata)*. Physics and Chemistry of the Earth, 36: 1535-1544.
- Savage, W.Z. & Varnes, D.J., 1987. *Mechanics of gravitational spreading of steep-sides ridges (sackung)*. IAEG Bull., 35: 31-36.
- Sorriso-Valvo, M., 1995. *Considerazioni sul limite di deformazione gravitativa profonda e frana*. Memorie della Società Geologica Italiana, 50: 179-185.
- Stini, J., 1941. *Unsere Taler Wachsen*. Geol. Bauwes, 13: 71-79.
- Tellini, C. & Vernia, L., 1996. *La frana di Corniglio: una catastrofe naturale ricorrente*. L'Orsaro, 4 (26-1): 4-19.
- Tobler, W., 1960. *A Computer Movie Simulating Urban Growth in the Detroit Region*. Economic Geography, 46 (2): 234-240.
- Tonni, L., Gottardi, G. & Marchi, G., 2001. *Analisi di stabilità e modellazione numerica dei movimenti di versante nell'area di Corniglio (Appennino Parmense)*. Quaderni di geologia applicata, 8 (2): 133-158.
- Van Westen, C.J. & Getahun, F.L., 2003. *The evolution of the Tessina landslide using aerial photographs and digital elevation models*. Geomorphology, 54: 77-89.
- Varnes, D.J., Radbruch-Hall, D., Varnes, K.L., Smith, W.K. & Savage, W.Z., 1990. *Measurement of ridge-spreading movements (sackungen) at Bald Eagle Mountain, Lake County, Colorado, 1975-1989*. U.S. Geological Survey Open-File Report, 13: 90-543.
- Vescovi, P. & Barbieri, G., 1997. *Carta geologica dell'alta Val Bratica*. Eliofototecnica Barbieri, Parma.
- Walstra, J., Chandler, J.H., Dixon, N. & Dijkstra, T.A., 2004. *Time for change - Quantifying landslide evolution using historical aerial photographs and modern photogrammetric methods*. In: R.S.a.S.I.S. International Archives of Photogrammetry (Editor), XXth ISPRS Congress, Commission IV, Istanbul, Turkey, 12-13 July, pp. pp. 475-480.
- Zanutta, A., Baldi, P., Bitelli, G., Cardinali, M. & Carrara, A., 2006. *Qualitative and quantitative photogrammetric techniques for multi-temporal landslide analysis*. Annals of Geophysics, 49: 1121-1134.
- Zischinsky, U., 1966. *Movement of unstable valley sides*. Gesellschaft der Geologic und Bergbaustudenten, 17: 128-168.
- Zischinsky, U., 1969. *Über Sackungen*. Rock Mech., (1): 30-52.

Il Cavo Napoleonico: una sfida per la sicurezza idraulica del basso Bacino del Fiume Reno (Emilia-Romagna, Italia)

Giulia Biavati¹, Enrico Mazzini², Guido Mori¹, Monica Ghirotti¹, Ezio Todini¹,
Giuseppe Simoni²

¹Alma Mater Università di Bologna, Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali.

²Regione Emilia-Romagna, Servizio Tecnico Bacino Reno.

giulia.biavati@unibo.it, emazzini@regione.emilia-romagna.it, guido.mori@unibo.it, monica.ghirotti@unibo.it, ezio.todini@unibo.it, gsimoni@regione.emilia-romagna.it

The Napoleonic Canal: a challenge for the lower Reno River Basin (Emilia-Romagna, Italy)

ABSTRACT: The "Cavo Napoleonico" (Reno River Basin, Italy) represents one of the most important hydraulic structures in the low Po plain. The "Cavo Napoleonico" was designed by the technical commission set up by Bonaparte in 1808, as a means to divert the Reno River flood waves into the Po. Unfortunately, today after 200 years, the diversion canal is not yet fully operational. This is mainly due to heavy seepage problems related to the presence of high permeability materials at the bottom, which were already detected during the original tests. This paper describes the long history of the canal, the additional hydraulic works implemented from the first unsuccessful hydraulic tests, the hydrogeologic monitoring and the geognostic tests (drillings and geophysical investigations with GPR surveys) subsequently carried out. The hydrogeological and geotechnical models, set up using the available observations supplemented by laboratory data, are here described. Embankments seepage/stability analyses have been finally performed in order to estimate reliability water level up to the original maximum design.

Key terms: Embankments, Hydraulic safety, Hydrogeological monitoring, Numerical model

Termini chiave: Sicurezza idraulica, Argini, Monitoraggio idrogeologico, Modellazione numerica

Riassunto

Il Cavo Napoleonico rappresenta una delle più importanti costruzioni idrauliche realizzate nella Pianura Padana. Esso esplica la duplice funzione di scolmatore delle piene del Fiume Reno e di bacino di irrigazione per le attività agricole di pianura. Per problemi di eccessiva permeabilità del fondo, dovuti principalmente al fatto che lungo il suo tracciato vengono attraversati antichi paleoalvei del Fiume Po, il Cavo non può essere utilizzato al meglio delle capacità di progetto. Il presente lavoro illustra la sua lunga storia, i problemi tecnici incontrati sin dai primi collaudi dell'opera, i lavori di parziale messa in sicurezza, il monitoraggio idrogeologico, i rilievi geognostici eseguiti, in particolare i rilievi eseguiti con il Georadar (GPR-Ground Penetrating Radar), nonché le future prospettive di utilizzo nell'ambito della gestione idraulica del Bacino del Reno. In particolare, i dati del monitoraggio piezometrico relativi all'intervallo temporale 1966-2006, hanno permesso di analizzare l'interazione tra i livelli idrometrici del canale con i livelli piezometrici dell'area circostante, individuando i tratti di canale a maggiore rischio idraulico, e di calibrare i modelli numerici di filtrazione e stabilità arginale. Le verifiche dei moti di filtrazione evidenziano che la stabilità dei rilevati è ga-

rantita anche con portate maggiori di quella attuale di utilizzo senza, tuttavia, poter raggiungere in sicurezza quella di progetto. Infine, rispetto ai massimi livelli idrometrici verificati, la stabilità dei rilevati è garantita anche ipotizzando condizioni di svaso rapido del canale.

Storia del Cavo Napoleonico

L'evoluzione morfologica del territorio oggetto di studio (Figura 1a) è stata condizionata per lungo tempo dalle migrazioni laterali dei principali corsi d'acqua della bassa Pianura Padana, legate da un lato al progressivo spostamento verso Nord dei successivi apparati deltizi del Po e dall'altra all'incerto corso dei torrenti appenninici che, dal Reno verso oriente, non hanno mai mantenuto un alveo stabile (Roversi, 1990; Bondesan, 2001; Castiglioni *et alii*, 1999). Questi ultimi, infatti, hanno continuato per lungo tempo a sfociare direttamente in aree palustri.

Dal Medioevo in poi l'opera di bonifica dell'uomo ha congelato permanentemente gli assi di drenaggio della pianura, permettendo lo sviluppo e l'ampliamento degli insediamenti antropici in zone comunque soggette a rischio idraulico (Brath, 2003). Ne sono una prova le numerose alluvioni che hanno colpito i territori e gli abitati circostanti. Il Cavo Napoleonico rappresenta la soluzione

tecnica che ha permesso di garantire la sicurezza idraulica del territorio compreso tra i distretti di Ferrara e Bologna, in quanto dimensionato in origine per laminare le più consistenti piene del Reno (Supino, 1965). La costruzione del canale ebbe inizio nel 1808 su progetto di una commissione tecnica nominata da Napoleone Bonaparte, ma i lavori furono interrotti tre anni più tardi e prima del completamento dell'opera, quando l'ordine instaurato da Napoleone venne meno (Leoni, 1994). Dopo una serie di catastrofiche rotte del Reno, avvenute nel 1949 e nel

1951, si avviò una lunga fase di riprogettazione del Cavo, anche a seguito della necessità di collegarlo al Canale Emiliano-Romagnolo (CER), realizzato a scopi irrigui per la media pianura tra Bologna e Rimini. I lavori ripresero quindi nel 1951 e si conclusero nel 1965. Rispetto al progetto napoleonico, che prevedeva il collegamento del Reno al Po attraverso il Panaro, il nuovo tracciato del Cavo fu spostato più ad Est collegandosi direttamente al Fiume Po (Figura 1b).

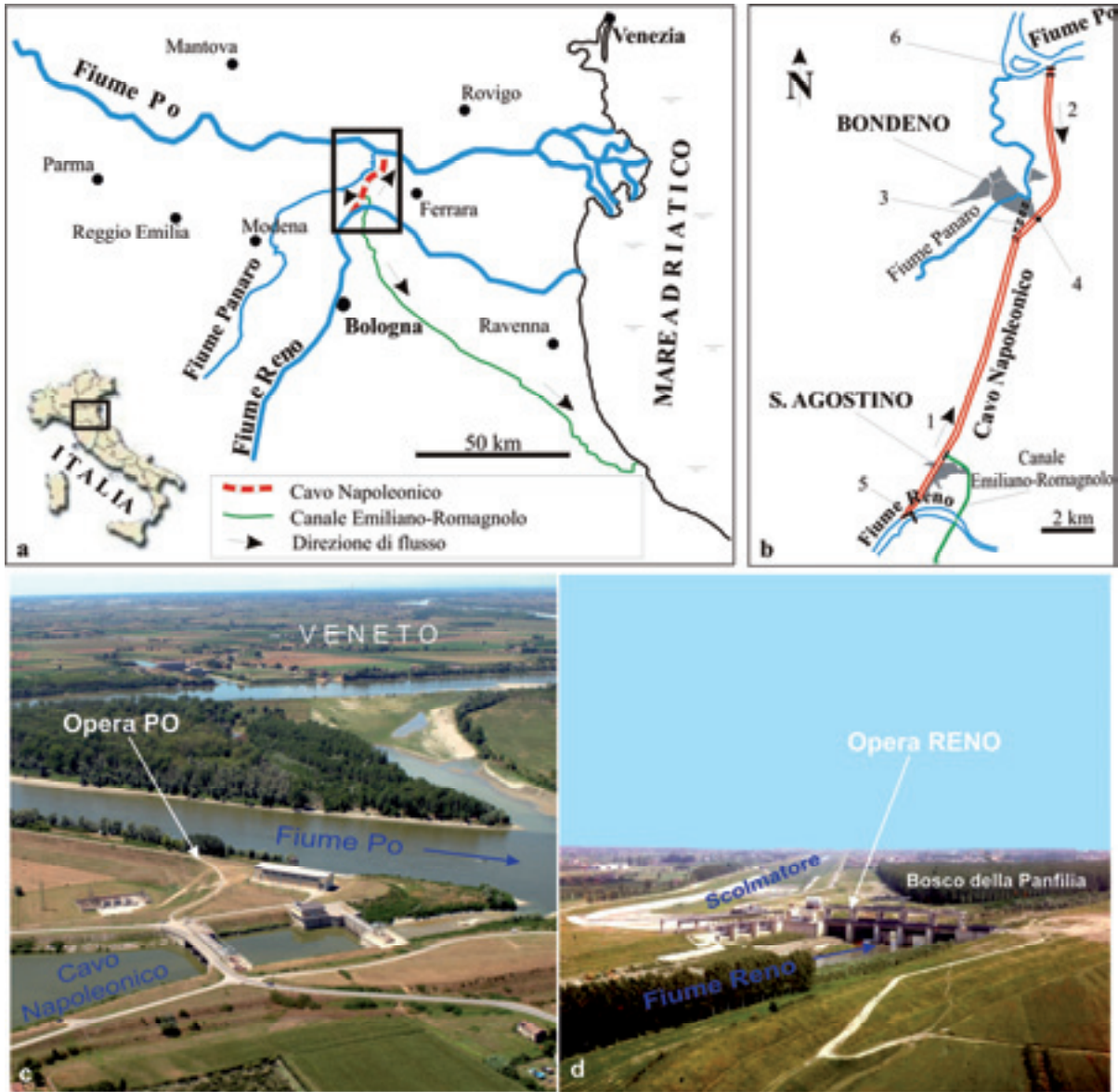


Figura 1. a) Ubicazione dell'area studio; b) dettaglio del Cavo Napoleonico: 1, direzione di flusso delle piene del Reno; 2, direzione di flusso dell'acqua derivata dal Fiume Po e indirizzata al CER; 3, traccia del percorso originale del Cavo progettato dalla commissione tecnica di Napoleone; 4, 5, 6, le opere idrauliche principali per la regimazione del flusso del Cavo; c) fotografia dell'Opera Po; d) fotografia dell'Opera Reno.

Figure 1. a) Location of the study area; b) the Napoleonic Canal: 1, flow direction of Reno River floods; 2, flow direction of water diverted from Po to CER; 3, original project course of Bonaparte commission; 4, 5, 6, Canal main hydraulic works; c) photo of Opera Po; d) photo of Opera Reno.

Tale scelta ha, in questo modo, fatto sì che il Cavo fosse impostato su un substrato estremamente permeabile per lunghi tratti e, contestualmente, ha richiesto, affinché fossero raggiunti i livelli idraulici necessari per gli scopi irrigui, che i suoi argini venissero ulteriormente innalzati. Il primo collaudo del Cavo avvenne nel 1966, ma fu interrotto a causa di preoccupanti perdite di acqua dal fondo (Supino, 1965; Leoni, 1994). La soluzione tecnica a tali gravi problemi ed ai timori generati dalla quasi contemporanea alluvione del 1966 fu la realizzazione di una parziale impermeabilizzazione del fondo con lastre in cemento armato, attuata tra Dicembre 1966 e Maggio 1973. Tuttavia, l'opera ingegneristica di rivestimento non ha portato al raggiungimento di adeguati livelli di sicurezza idraulica in quanto i problemi di filtrazione dal fondo hanno continuato a manifestarsi anche dopo la sua realizzazione.

Attualmente, il Cavo Napoleonico (lungo 18 km, largo circa 180 m, con una capacità massima di $1.8 \cdot 10^7 \text{ m}^3$, corrispondente a una massima altezza di invaso di 14.5 m s.l.m.) possiede la doppia funzione di scolmatore delle piene del Fiume Reno (con flusso da Sud a Nord) e, con flusso invertito, di alimentazione del CER. Nel primo utilizzo, il Cavo devia le acque del Fiume Reno nel Fiume Po se quest'ultimo non è a sua volta in piena, oppure le trattiene nel proprio alveo per un tempo limitato. Quando il Cavo funge da alimentatore del CER, genera un sistema

di irrigazione per l'alta pianura, convogliando l'acqua del Po sino alla riviera Romagnola, per una lunghezza complessiva del sistema di circa 148 km (Consorzio C.E.R., 1990). Per assolvere tale doppia funzione, il fondo del Cavo Napoleonico ha pendenza nulla per quasi tutta la sua lunghezza. Il collegamento tra il Cavo ed i due fiumi che esso unisce è regolato da due opere idrauliche di regimazione del flusso, denominate Opera Po e Opera Reno (Figure 1c, 1d). Per i problemi di eccessiva permeabilità del fondo, che saranno ampiamente descritti nei paragrafi successivi, il canale attualmente non può essere utilizzato al meglio delle capacità di progetto: il volume immesso è limitato a non più di 1/3 del volume massimo invasabile ed è quindi utilizzato per l'irrigazione solo in un periodo ben limitato dell'anno (da aprile a settembre). In conclusione, sebbene la modifica del tracciato rispetto all'originale napoleonico abbia sicuramente portato ad una maggiore efficienza idraulica dell'opera, lo stesso non si può affermare per quanto riguarda la sicurezza idraulica del territorio a causa delle peculiari condizioni geologico-tecniche del substrato in cui l'opera è stata realizzata, anche successivamente ai lavori di impermeabilizzazione realizzati.

La lunga cronologia del Cavo Napoleonico, messa in relazione con le più importanti vicende storiche italiane degli ultimi secoli, viene riassunta in Figura 2.

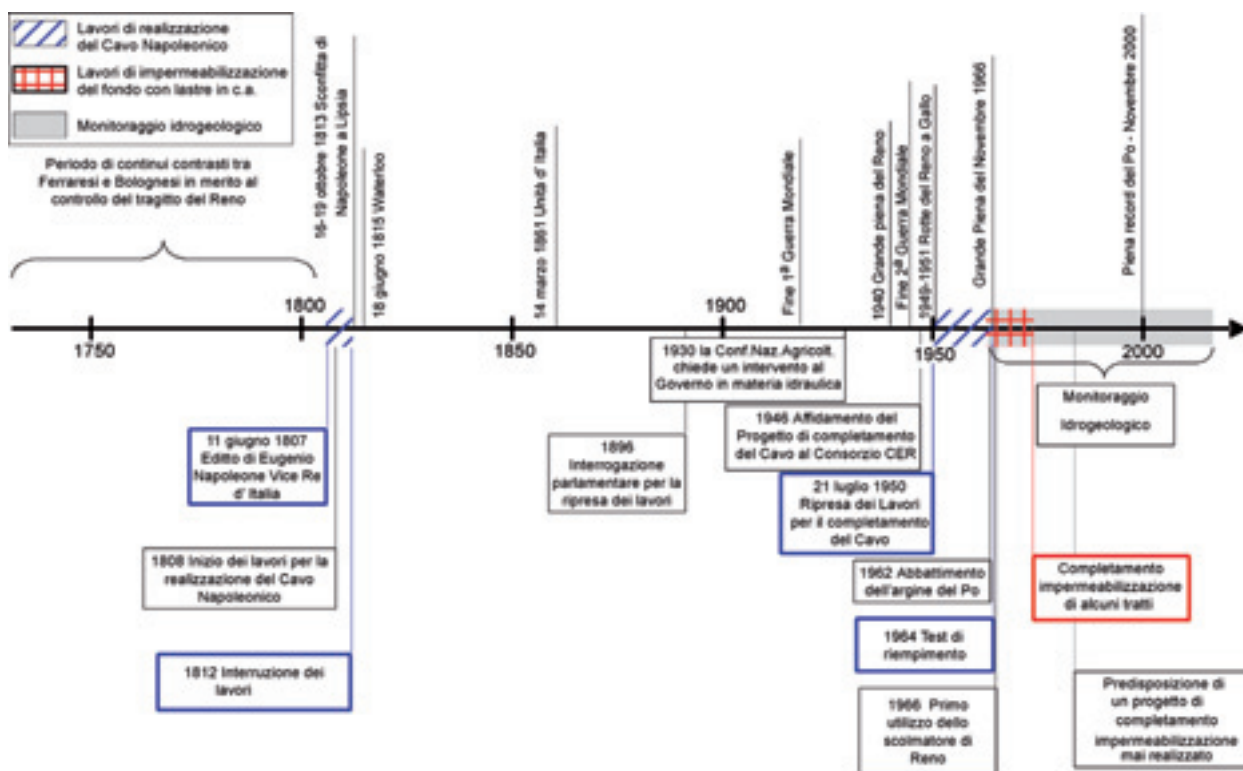


Figura 2. Cronologia dei lavori di realizzazione, modifica e monitoraggio del Cavo Napoleonico in rapporto ai principali eventi storici italiani.

Figure 2. Chronology of construction, changes and monitoring works of the Napoleonic Canal related to the main Italian historical events.

Assetto geologico e geomorfologico dell'area

Dal punto di vista tettonico, l'area, appartenente strutturalmente alla catena appenninica, è soggetta a compressione in direzione N-S che ha prodotto durante il Neogene accavallamenti con vergenza NE o NNE, attualmente sepolti sotto una coltre plio-pleistocenica (Montone & Mariucci, 1999). Il sollevamento tettonico di quest'area rispetto alle zone circostanti sembra compensare almeno in parte gli elevati livelli di subsidenza misurati nell'alta pianura del Bacino del Reno (60-70 mm/anno), che risultano così limitati a non più di 10 mm/anno (Carminati & Martinelli, 2002). Esso è inoltre considerato responsabile in gran parte della migrazione verso Nord degli assi di drenaggio della Pianura Padana (Bondesan, 2001). Al di sopra della coltre plio-pleistocenica si ritrovano depositi alluvionali, dello spessore di 100-350 m, costituiti da un'alternanza di sedimenti fini e finissimi pleistocenico-olocenici, depositati dai principali corsi d'acqua che, dalla fine dell'ingressione marina pliocenica, hanno interessato questo settore della pianura. Tale conformazione è conseguenza della successione delle grandi glaciazioni dell'ultimo milione di anni e delle oscillazioni climatiche, sia pur più ridotte, degli ultimi 10.000 anni che hanno certamente influenzato l'evoluzione geomorfologica del territorio (Bondesan *et alii*, 1974; Bondesan, 2001).

Nell'area di studio sono evidenti le tracce di numerosi paleoalvei e dossi fluviali. Tra questi, è di particolare importanza il paleotracciato del Fiume Po presente a Est di Bondeno (Figura 3).

Esso rappresenta il corso principale del Po attivo sino al XII Secolo (Ferri & Giovannini, 1997; Bondesan, 2001): purtroppo, esso interseca il tracciato del Cavo in più settori nella sua porzione più settentrionale. Le frecce in Figura 3 indicano i tratti non impermeabilizzati del Cavo in cui il letto del canale è a diretto contatto con i materiali permeabili del paleoalveo; essi, tuttavia, occorre rimarcarlo, non sarebbero stati intersecati, se fosse stato mantenuto il tracciato originale napoleonico (3 in Figura 1).

La Figura 4 mostra una sezione geologica longitudinale al tracciato del Cavo Napoleonico. Tale sezione è stata ricostruita recuperando gran parte delle indagini geognostiche eseguite sul tracciato dal 1949 a oggi (Regione Emilia-Romagna, Servizio Tecnico Bacino Reno, relazioni tecniche inedite). Essa è tracciata in corrispondenza del tracciato del Cavo (sez. A-A' in Figura 3) e semplificata al

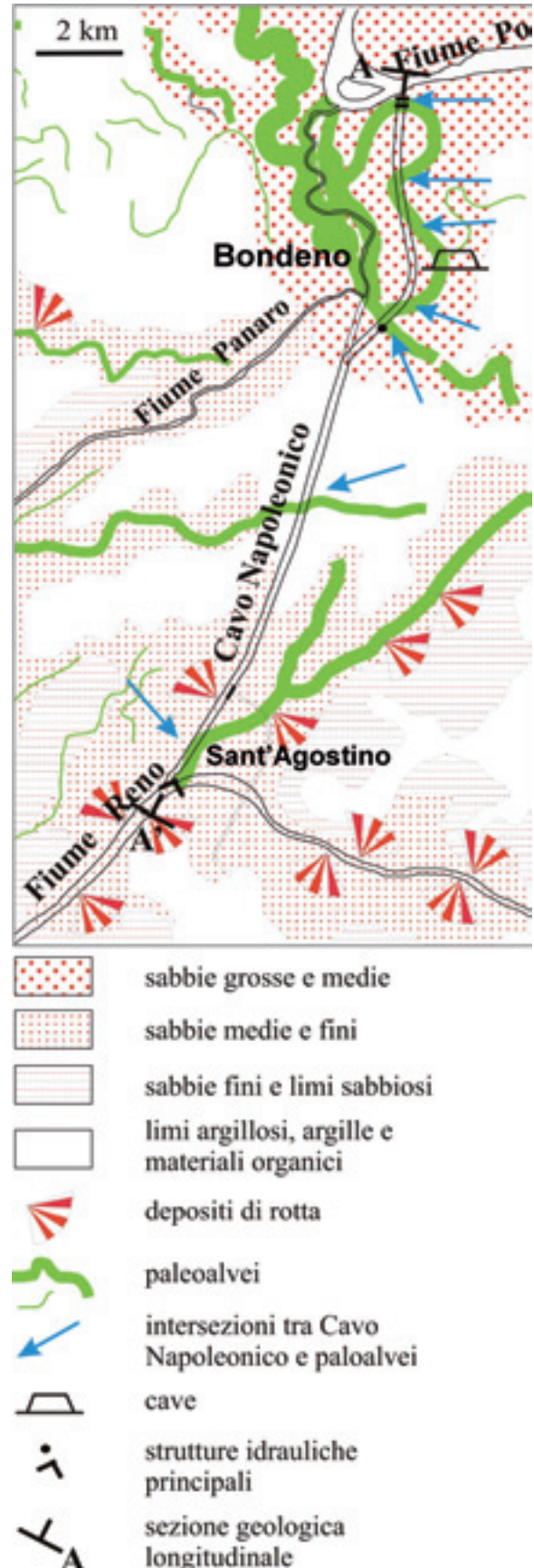


Figura 3. Schema geomorfologico e litologico dell'area (Regione Emilia-Romagna, 1990, modificata). Le frecce blu evidenziano i segmenti del Cavo Napoleonico dove l'alveo del canale interseca i paleoalvei del Po.

Figure 3. Geomorphological and lithological sketch of the area (Regione Emilia-Romagna, 1990, modified). Blue arrows indicate intersections between Napoleon Canal bed and Po paleochannels.

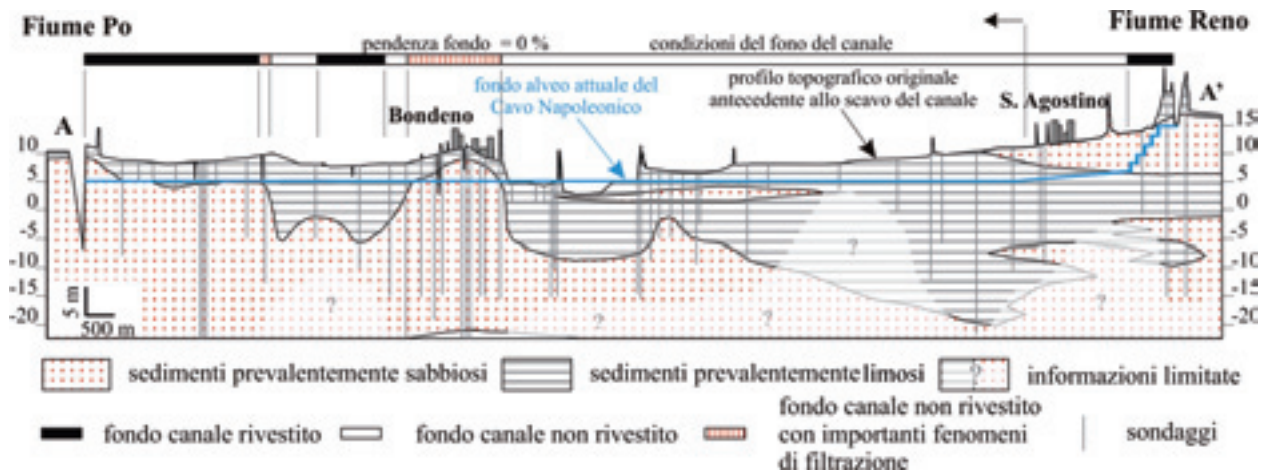


Figura 4. Sezione geolitologica longitudinale semplificata lungo l'asse mediano del Cavo Napoleonico (da Mazzini *et alii*, 1996 modificata).

Figure 4. Simplified longitudinal geo-lithological section along the median axis of the Napoleonic Canal (from Mazzini *et alii*, 1996, modified).

fine di evidenziare le relazioni tra topografia e geologia: in essa si può chiaramente individuare la presenza di uno spesso litosoma di sabbie pleistoceniche il cui letto raggiunge anche i 40 m di profondità e la cui origine sedimentaria è da attribuire ad una tipologia fluviale di alta energia del Fiume Po, collegabile ad una fase climatica glaciale. Al tetto delle sabbie würmiane si posizionano alternanze di sedimenti argilloso-limosi e sabbiosi olocenici per uno spessore complessivo variabile tra i 7 e i 12 m, messi in posto da un corso prevalentemente a meandri, paragonabile all'attuale (Bondesan *et alii*, 1974).

Assetto e monitoraggio idrogeologico

Lo schema geologico riportato in Figura 4 illustra anche i rapporti esistenti tra i depositi pleistocenici e olocenici che costituiscono l'acquifero multifalda regionale (Severi *et alii*, 2002), direttamente a contatto con i principali corsi d'acqua, ed il Cavo Napoleonico. In particolare, il Cavo interseca una serie di paleoalvei del Fiume Po, collegati idraulicamente al Po stesso mediante un meccanismo di alimentazione sia laterale (acquifero freatico) che sotterraneo (acquifero in pressione). Non è da escludere che tale alimentazione sia stata incrementata dagli approfondimenti dell'alveo del Po nei sedimenti würmiani, a causa dell'instabilità morfologica che il fiume padano ha manifestato soprattutto dagli anni '50 in poi (Surian & Rinaldi, 2003). Il modello idrogeologico dell'area in esame è stato affrontato da Colombani *et alii* (2007) nell'ambito della valutazione delle potenzialità dello sfruttamento idropotabile dell'acquifero, la cui conducibilità idraulica media viene stimata tra $4.1 \cdot 10^{-4}$ e $8.2 \cdot 10^{-4}$ m/sec e la trasmissività è compresa tra $1.6 \cdot 10^{-2}$ ed $4.1 \cdot 10^{-2}$ m²/sec. Sui livelli più superficiali degli stessi depositi, il Servizio Tecnico Bacino Reno ha stimato, mediante l'esecuzione di prove in foro di sondaggio, valori di permeabilità media di 2.2

10^{-5} m/sec (Regione Emilia-Romagna, Servizio Tecnico Bacino Reno, relazioni tecniche inedite).

Le intersezioni del Cavo con i paleoalvei del Po (Figure 3 e 5) causarono problemi di filtrazione e perdita sin dal primo collaudo dell'opera ed è in quella occasione che furono predisposti i primi rilievi piezometrici. Dai risultati di tali rilievi e dalle evidenti emersioni di acqua a piano campagna, fu progettato lungo i tratti critici un intervento di impermeabilizzazione del fondo con lastre in cemento armato, attuato tra Dicembre 1966 e Maggio 1973. Tuttavia, l'opera di rivestimento non risolse completamente il problema: l'esaurimento delle disponibilità economiche da una parte e, presumibilmente, un'errata interpretazione della tenuta idraulica dell'opera dall'altra, rappresentano i motivi per i quali il rivestimento non fu realizzato su quei tratti di canale impostati su sedimenti sabbiosi (sezioni 5 e 6 di Figura 5a).

La scarsa tenuta idraulica fornita dal Cavo sin dal primo collaudo rese quindi indispensabile l'avvio di una campagna di monitoraggio dei livelli di falda in rapporto ai carichi idraulici imposti dai due corsi d'acqua (Po e Cavo Napoleonico): essa è stata condotta con differenti modalità dal 1965 sino ad oggi. Un'impegnativa ricerca di archivio ha consentito di recuperare buona parte dei dati misurati (Regione Emilia-Romagna, Servizio Tecnico Bacino Reno, relazioni tecniche inedite). I piezometri sono stati installati più volte nel corso degli ultimi 40 anni, ma la loro distribuzione è stata mantenuta fissa nei pressi di alcune sezioni trasversali al corso d'acqua artificiale, ritenute le più significative. In Figura 5b viene illustrata l'ubicazione dei piezometri lungo il tratto critico del Cavo Napoleonico compreso tra l'abitato di Bondeno e l'Opera Po. A causa delle sostituzioni e di Bondeno e l'Opera Po. A causa delle sostituzioni e rilocalizzazioni subite dai piezometri nel corso degli anni, la serie dei dati presenta molte discontinuità.

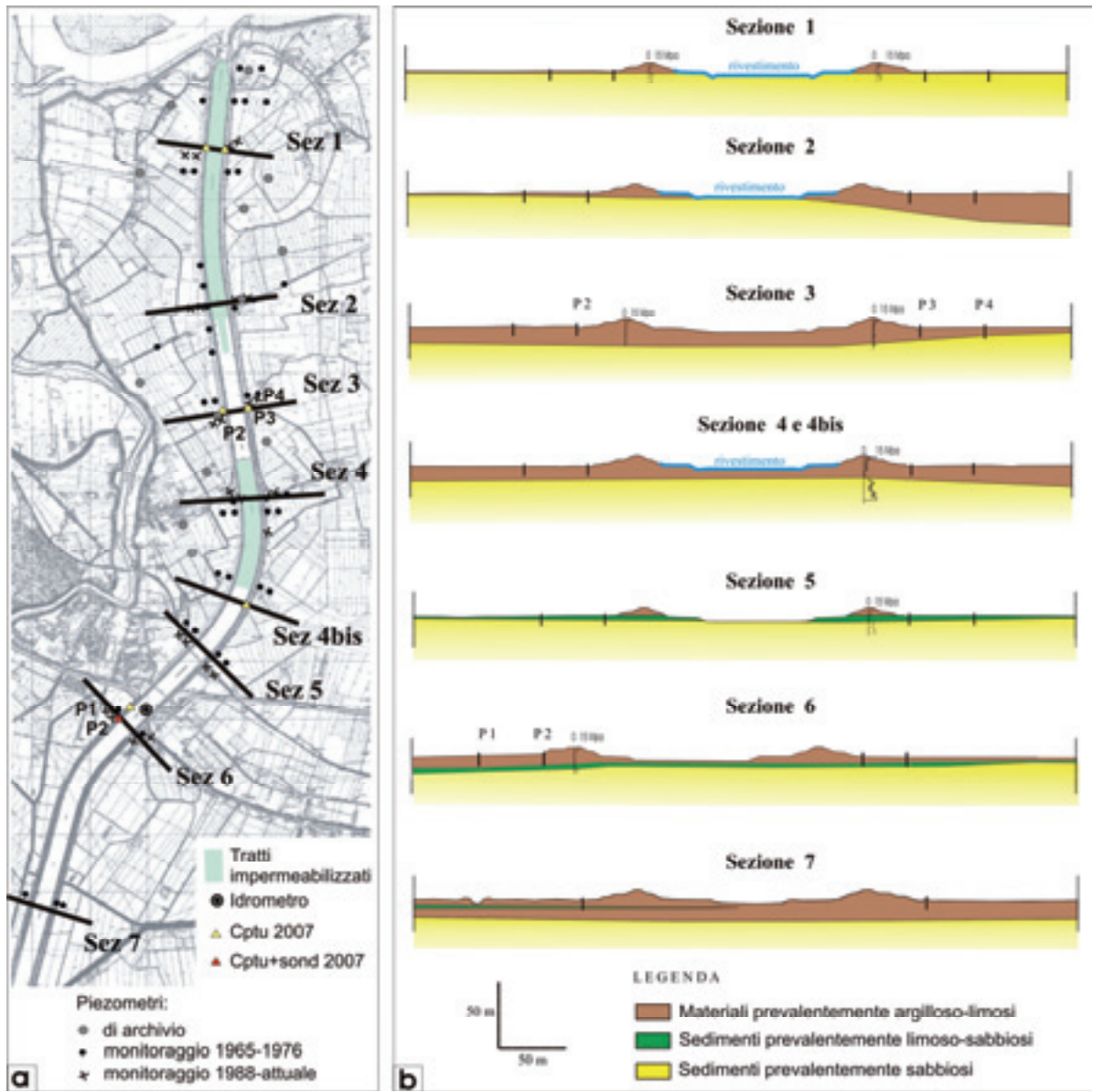


Figura 5. a) Area di studio con indicati i punti di monitoraggio (storici di archivio e attuali in continuo); b) Sezioni di studio e di monitoraggio piezometrico.

Figure 5. a) Location of the monitoring points (historical and actual piezometers); b) Study and piezometric monitoring sections.

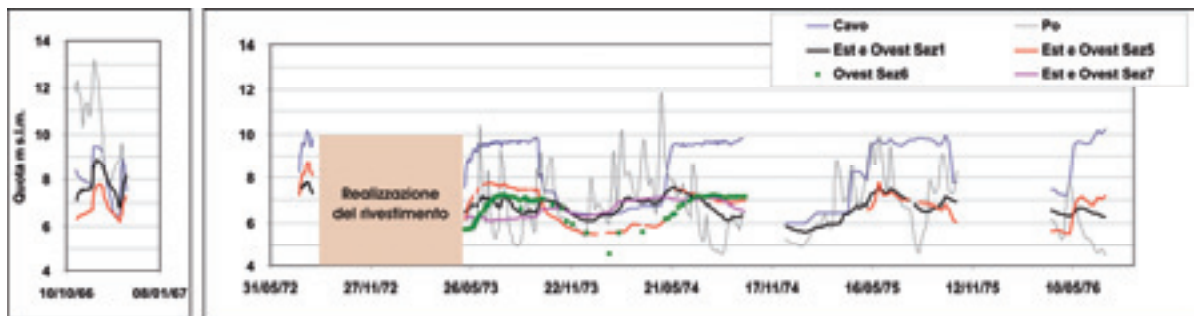


Figura 6. Monitoraggio idrogeologico del Cavo Napoleonico nel periodo 1966-1967 e successivamente nel periodo 1972-1976, relativo ad alcuni piezometri appartenenti alle sezioni 1, 5, 6 e 7 di Figura 5.

Figure 6. Hydrogeological monitoring of the Napoleonic Canal for 1966-1967 and 1972-1976 periods: piezometers are related to sections 1, 5, 6 and 7 of Figure 5.

A titolo esplicativo, in Figura 6 sono confrontate le fluttuazioni piezometriche di 4 sezioni (1, 5, 6 e 7 di Figura 5), utilizzando da 1 a 4 piezometri per ogni sezione. Tali sezioni illustrano l'effetto congiunto dei due corsi d'acqua principali (Po e Cavo) sulla filtrazione da e per la falda più superficiale.

In particolare, si evidenzia come la realizzazione del rivestimento del fondo induca un drastico abbassamento dei carichi piezometrici. In corrispondenza di tali sezioni, infatti, i piezometri passano da un primo periodo (anni '60) in cui riflettevano esattamente lo stesso comportamento dei livelli di innalzamento del Cavo, ad una fase, che perdura sino ad oggi, in cui mostrano, con effetto quasi immediato, lo stesso trend idrometrico del Fiume Po (sezione 1, Figura 6). La sezione 7, sebbene non rivestita, mostra un andamento poco influenzato dai corsi d'acqua, essendo caratterizzata da un fondo canale prevalentemente argilloso. Per tale motivo il suo monitoraggio è stato abbandonato nel 1974.

Le sezioni 5 e 6 denotano un'influenza composita dei carichi idraulici del Po e, soprattutto, del Cavo. Per comprendere meglio il comportamento delle sezioni di monitoraggio sono stati selezionati alcuni piezometri, i cui andamenti vengono proposti in un arco temporale annuale (2005-2006) nel diagramma di Figura 7.

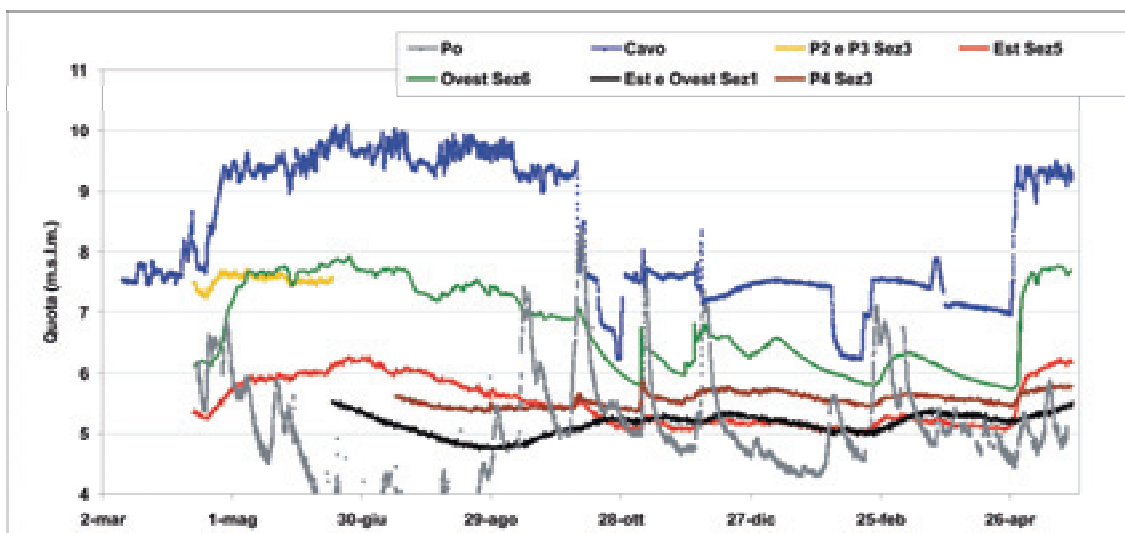


Figura 7. Monitoraggio idrogeologico del Cavo Napoleonico nel periodo 2005-2006 di alcuni piezometri appartenenti alle sezioni 1, 3, 5 e 6 di Figura 5.

Figure 7. Hydrogeological monitoring of the Napoleonic Canal for the 2005-2006 period: piezometers related to sections 1, 3, 5 and 6 of Fig. 5.

La risposta dei piezometri posizionati in prossimità dei segmenti non impermeabilizzati del Cavo (Sez. 5, Sez. 6) è quasi immediata. I piezometri posti nei segmenti impermeabilizzati del Cavo (Sez. 1, Sez. 3) mostrano invece un andamento non collegabile, se non in misura molto ridotta, alle fluttuazioni del canale. I dati idrochimici e pluviometrici a disposizione confermano le tendenze del flusso idrico da e per il fondo non impermeabi-

lizzato del Cavo Napoleonico (Colombani *et alii*, 2007).

Modello geologico-tenico delle arginature

Lo schema litotecnico delle arginature "tipo" del F. Reno (Mazzini & Simoni, 2004; Mazzini *et alii*, 2006) individua tre unità distinte: *A* – Arginature artificiali (materiali autoctoni o alloctoni); *B* – Terreni di appoggio dell'arginatura (sedimenti di ambiente fluviale); *C* – Terreni impermeabili di fondo (ambiente palustre e/o di area interfluviale).

Il Cavo Napoleonico, essendo completamente artificiale, differisce a tratti da tale modello. Percorrendo il Cavo da Sud verso Nord, la sequenza stratigrafica "tipo" si ritrova nel tratto iniziale nei pressi di Sant'Agostino in quanto il Cavo ricalca il tracciato medioevale del Reno; tra Sant'Agostino e Bondeno scompare quasi del tutto l'unità *B* intermedia e il Cavo è realizzato in scavo e riporto su terreni a prevalente componente argilloso-limoso. A partire da Bondeno verso nord, l'unità *C* è del tutto assente ed è possibile distinguere le unità arginali in:

A_{new}, corrispondente agli ultimi rialzi artificiali degli anni '60 (sabbia limosa);

A_{old}, corrispondente agli argini di età napoleonica (limo argilloso);

B₂, corrispondente ai sedimenti di piana inondabile da prossimali a distali (limo e/o alternanze di limi e sabbie);

B₃, corrispondente alle sabbie dell'antico paleoalveo.

La suddivisione dell'unità *A* in due sottunità (*A_{new}* e *A_{old}*) è basata sui dati delle recenti indagini geognostiche. In particolare, le CPTU del 2007 hanno evidenziato una composizione più sabbiosa della porzione sommitale dell'argine (che si estende sino a 2-3 m di profondità)

corrispondente ai rialzi eseguiti nel 1965.

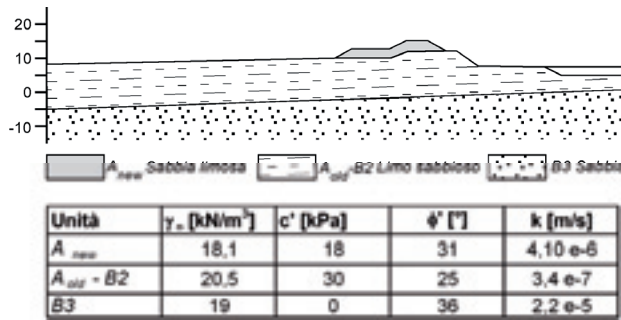


Figura 8. Dettaglio del modello geotecnico del Cavo Napoleonico in corrispondenza della sezione 6.

Figure 8. Detail of geotechnical model of the Napoleonic Canal referred to section 6.

riscono tra loro solo per un diverso grado di compattazione; è per tale motivo che il modello geologico-tecnico di Figura 8 le accorpa in una sola unità.

Rilevamento con georadar

Allo scopo di implementare e di dare continuità spaziale alla già notevole quantità di dati geognostici a disposizione per lo studio (Regione Emilia-Romagna, Servizio Tecnico Bacino Reno, relazioni tecniche inedite), circa 3 km di argini del Cavo Napoleonico sono stati indagati mediante l'utilizzo del *Ground Penetrating Radar* (GPR) (Biavati *et alii*, 2008).

Rispetto alle tecniche tradizionali di prospezione geofisica, il GPR garantisce un'elevata risoluzione spaziale del dato, con una velocità di acquisizione nettamente su-

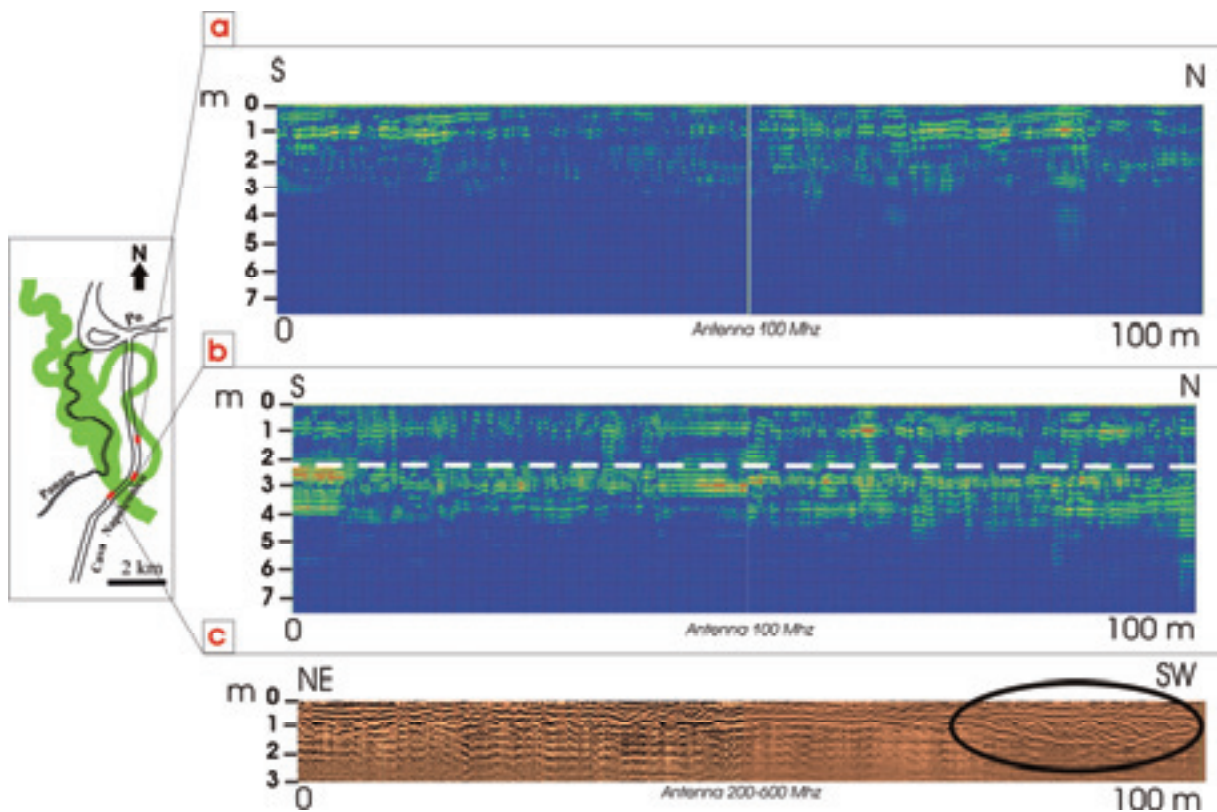


Figura 9. Profili georadar: a) radargramma assiale all'argine, in corrispondenza della sez. 3 di Figura 5; b) radargramma assiale all'argine, in corrispondenza della sez. 4bis di Figura 5; c) anomalia corrispondente ad una discontinuità litologica ed interpretata come un riempimento arginale con materiale di riporto.

Figure 9. GPR profiles carried out along the Napoleonic Canal: a) GPR trace just next to sez.3 of Figure 5; b) GPR trace just next to section 4bis of Figure 5; c) detection of a repaired area.

Per quanto riguarda le caratteristiche di permeabilità dei materiali costituenti gli argini, queste sono state indagate mediante l'esecuzione di 3 prove Guelph (Reynolds & Elrick, 1985), 8 prove Bath e 5 prove Lefranc rispettivamente per le unità A_{new} , A_{old} , $B3$ e $B2$. Dai risultati di tali prove, suffragate anche dai dati di laboratorio geotecnico, si è riconosciuto come l'unità A_{old} e l'unità $B2$ diffe-

riore ai metodi geoelettrici e sismici; tuttavia, la sua profondità di penetrazione è fortemente limitata quando si indagano materiali con granulometria estremamente fine.

Il GPR è uno strumento basato sull'interpretazione delle riflessioni che si producono nel sottosuolo a seguito dell'immissione di un treno di onde elettromagnetiche

(EM), a frequenze che possono assumere valori tra 50 MHz e 1 GHz. In base ai differenti tempi di riflessione del segnale EM all'interfaccia tra materiali dalle diverse caratteristiche dielettriche, è possibile risalire alla profondità di tali contatti e discontinuità. Diffusosi per la sua capacità di localizzare cavità ed oggetti sepolti come tubature e condotte (Lester & Bernold, 2007), oppure per l'ispezione di tunnel e miniere (Cardarelli *et alii*, 2003), esso ha trovato utilizzo anche in ambito geologico (si veda ad esempio Otto & Sass, 2005, Jol & Bristow, 2003). Soltanto in tempi recenti, in seguito a disastrosi eventi alluvionali, le applicazioni del GPR sono state rivolte allo studio dei rilevati arginali (Morris, 2005; Niederleithinger *et alii*, 2007).

L'utilizzo del GPR lungo gli argini del Cavo Napoleonico ha permesso di individuare anomalie presenti all'interno del rilevato (dovute ad esempio a porzioni di argine ricostruito, rialzi arginali, discontinuità stratigrafiche, presenza di corpi sepolti/condotture) e, nel caso specifico, di definire con accuratezza le intersezioni del tracciato del canale con quello del paleoalveo sepolto. Il rilievo principale, di circa 2 km, è stato eseguito su manto stradale a base argine, mentre altri profili, per un totale di circa 1 km, sono stati svolti in corrispondenza di testa e gradoni laterali. In Figura 9 sono riportati parte dei profili realizzati sul corpo arginale.

In particolare, i radargrammi riportati in Figure 9a e 9b, si riferiscono a tratti arginali per i quali i dati da CPTU (sez. 3 e 4bis in Figura 5) indicano il tetto delle sabbie rispettivamente a 10 m e 2 m di profondità dalla testa argine. Il rilievo GPR, eseguito con antenna 100 MHz lungo la porzione arginale compresa tra le due CPTU, ha evidenziato l'andamento del tetto delle sabbie: sono ben riconoscibili, infatti, al di sotto dell'asfalto, due differenti risposte del terreno al segnale EM prodotto. La prima parte del rilievo (Figura 9a) non mostra riflessioni evidenti entro i limiti di penetrazione del segnale (4-5 m); l'ultimo tratto del rilievo (Figura 9b), mostra intorno a 2.5 m di profondità una discontinuità evidente, interpretata come corrispondente al passaggio tra le unità B2 (limi sabbiosi) e B3 (sabbie del paleoalveo).

Infine, sempre lungo un tratto del Cavo Napoleonico, il rilievo GPR ha portato all'identificazione di un'interessante anomalia (ampia circa 20 m e profonda 1.5 m), corrispondente ad una discontinuità litologica ed interpretata come un riempimento arginale con materiale di riporto (Figura 9c). Misure in sito hanno confer-

mato la presenza di materiali più grossolani in corrispondenza di tale riempimento, caratterizzati da valori di permeabilità di 2 ordini di grandezza superiori rispetto alle zone ad

esso adiacenti.

Sebbene nel Cavo Napoleonico la presenza di litologie fini e di un livello di falda prossimo a p.c. abbiano influenzato fortemente la penetrazione del segnale, limitata a 1.5-2 m per l'antenna 200-600 MHz e 4-5 m per l'antenna 100 MHz, il GPR si è rivelato una tecnica idonea per lo svolgimento di indagini in cui si necessiti di informazioni superficiali molto dettagliate ed in tempi brevi (Mori, 2009).

Verifiche idrauliche e geotecniche

Con le informazioni raccolte dall'analisi storica, dal monitoraggio piezometrico e dalle indagini geognostiche è stato realizzato un modello numerico delle arginature del Cavo Napoleonico, finalizzato alla verifica della tenuta idraulica e della stabilità degli argini del canale nell'ipotesi di innalzamento del livello idrometrico da quello attuale di utilizzo di 9 m s.l.m. al massimo di progetto di 14,5 m. Per le analisi è stato utilizzato il codice di calcolo agli elementi finiti Seep/w (Krahn, 2004a) che, risolvendo l'equazione di Richards (1931), permette di studiare i processi di filtrazione in ipotesi di stato transitorio. Le sezioni scelte per l'analisi sono tutte situate dall'abitato di Bondeno verso Nord (sezioni 1, 3, 4bis e 6 di Figura 5) per le quali si hanno a disposizione anche dati dalle più recenti indagini geognostiche. Le sezioni sono state discretizzate in regioni corrispondenti alle unità del modello geologico-tecnico riportato in Figura 8, con elementi quadrangolari di 2 m di lato. La curva caratteristica e la funzione di permeabilità delle unità (Figura 10) sono state stimate in base principalmente alle caratteristiche granulometriche dei terreni, comparandole con curve simili proposte in letteratura (Krahn, 2004 a).

Le curve sono state adattate ai valori di porosità e permeabilità a saturazione medi misurati rispettivamente in laboratorio e in situ (Tabella 1).

Come condizioni al contorno laterali al canale si è considerata la presenza di una falda a una profondità dal p.c. tale da rispettare i livelli misurati nei piezometri; in corrispondenza del piano campagna viene consentita la fuoriuscita di acqua (*seepage boundary*) nel caso di condizioni di filtrazione dal canale verso l'esterno dell'argine, e nella porzione compresa tra gli argini il carico idraulico corrisponde all'acqua all'interno del canale. Per quanto riguarda le condizioni iniziali, si è considerato

Tabella 1. Principali parametri geotecnici delle unità litologiche di riferimento.
Table 1. Main geotechnical properties of the lithological units.

Unità	n [%] porosità	γ_d [kN/m ³] peso unità volume	W _n [%] Contenuto in acqua	k _{min} [m/s] Permeabilità minima	k _{max} [m/s] Permeabilità massima	S [%] sabbia	L [%] limo	A [%] argilla
A_{new}	41	1.61	12.53	2.80E-06	7.41E-04	60.0	29.0	11.0
A_{old}	37	1.65	24.09	1.44E-07	7.10E-07	4.0	56.0	40.0
B2	48	1.38	31.90	1.30E-07	6.90E-07	2.5	64.5	33.0
B3	47	1.44	36.18	8.20E-06	1.50E-05	91.0	7.5	1.5

un livello del canale corrispondente a quello minimo di utilizzo (7.5 m s.l.m.).

La calibrazione dei modelli è stata eseguita per la sezione 6 sulla base della risposta piezometrica di due piezometri all'abbassamento del livello del canale (Figura 11). I dati idrometrici si riferiscono all'idrometro indicato

fianchi esterni arginali ancor prima del raggiungimento del livello massimo, in un tempo variabile da sezione a sezione. E' stata, quindi, modificata la curva idrometrica impostando un livello massimo diverso per ogni sezione (Figura 12) tale da garantire condizioni di sicurezza per un certo tempo.

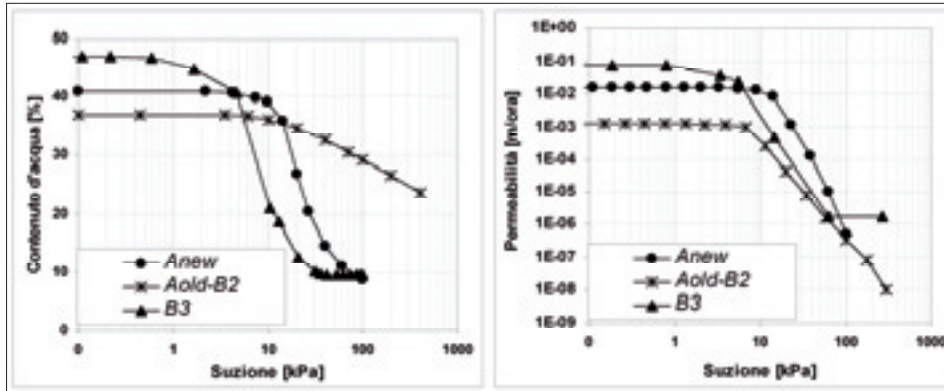


Figura 10. Curve caratteristiche (a) e funzioni di permeabilità (b) dei materiali utilizzate per le modellazioni numeriche.

Figure 10. Soil water characteristic curves (a) and hydraulic conductivity functions (b) for materials used in the numerical modelling analyses.

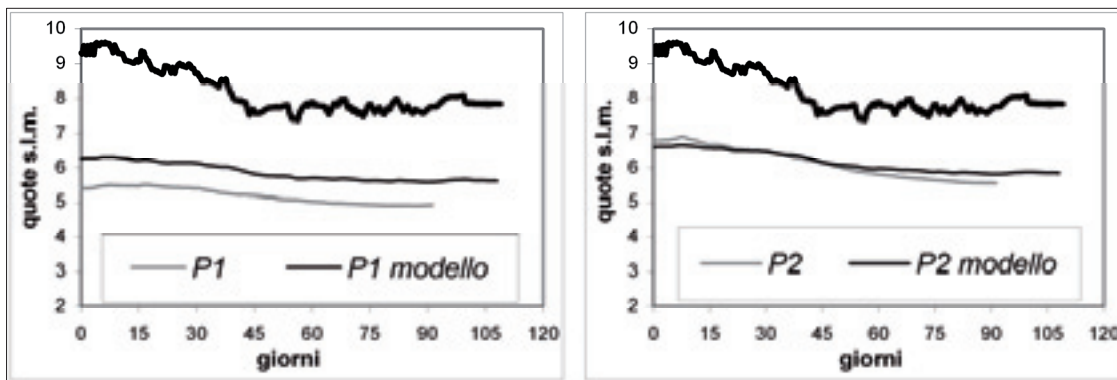


Figura 11. Calibrazione dei modelli di filtrazione (P1 modello e P2 modello) effettuata sulla base della risposta dei piezometri (P1 e P2 in Figura 5) alla variazione controllata del livello del canale (linea spessa)

Figure 11. Seepage calibration (P1 modello and P2 modello) on the basis of piezometric response (P1 e P2 in Figura 5) respect to the controlled water level change in the canal (thick line).

in Figura 5a.

Avendo il canale pendenza pari a zero, si può assumere che il livello registrato sia uguale lungo tutto il tratto studiato. I dati piezometrici (sensori di monitoraggio in continuo) indicano la risposta della falda all'abbassamento controllato di circa 2 m del livello del canale, avvenuto tra settembre 2007 gennaio 2008, eseguito da parte dell'ente gestore del canale. La risposta all'abbassamento di 2 m è di circa 1.5 m in P2 e di 0.5 m in P1.

Il modello, calibrato su tali dati, riproduce adeguatamente l'abbassamento del livello idrometrico (P2 modello in Figura 11).

Le analisi in stato transitorio sono state eseguite imponendo un aumento del livello idrometrico costante e graduale da 7.5 a 14.5 m s.l.m. in 30 giorni. In tali condizioni si verifica impaludamento su uno o su entrambi i

Dai risultati (Figura 13) si osserva come in corrispondenza della sezione 3 sarebbe possibile portare il livello idrometrico a 14 m s.l.m. in sicurezza per 4 giorni. Rispetto alla sezione 4bis, invece, il livello non può essere rialzato più di 11.75 m s.l.m., in quanto dopo poco più di 3 giorni si verifica impaludamento a partire dal fianco orientale. La sezione 6 presenta una situazione intermedia tra quelle analizzate, in quanto permette di innalzare in sicurezza il livello a 12.5 m. La sezione 1 è in corrispondenza del fondo impermeabilizzato del canale. Al fine di verificare la capacità di tenuta dell'impermeabilizzazione, si è ipotizzata l'esistenza di perdite nel rivestimento stesso: con il livello del canale a 11.75 m s.l.m. dopo 6 giorni si verificherebbero fuoriuscite d'acqua a lato campagna.

Le analisi mostrano nel complesso che un innalzamento del livello del canale a 11.75 m s.l.m. comporterebbe impaludamenti su tutte le sezioni con conseguenti

danni alle attività agricole svolte sui terreni limitrofi al Cavo.

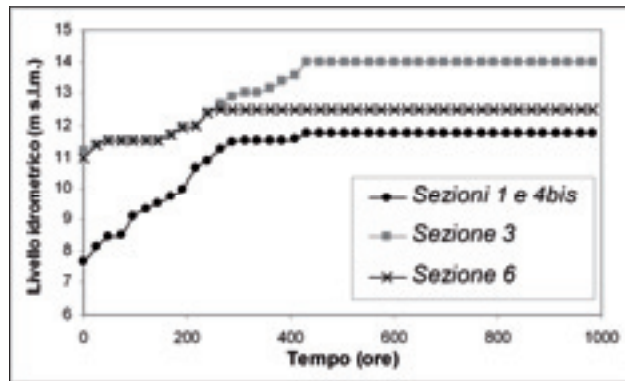


Figura 12. Curve idrometriche utilizzate nei modelli di filtrazione.

Figure 12. Hydrographs used for the seepage analyses.

Le analisi di stabilità all'equilibrio limite (Slope/w, Krahn, 2004b), sono state effettuate sia nelle condizioni idrauliche precedentemente descritte, sia in condizioni di svaso rapido, ipotizzando un abbassamento da 11.75 m a 7 m s.l.m. in 9 ore. In entrambi casi, nelle verifiche sono state considerate condizioni di sforzi efficaci (Pilot *et alii*, 1982) e condizioni pseudostatiche, applicando un sisma con accelerazione orizzontale massima (a_0) pari a 0.15 g. I risultati indicano che in nessuna delle sezioni di studio vengono raggiunte condizioni di instabilità dei rilevati arginali: il fattore di sicurezza minimo ottenuto è pari a 1.3 in corrispondenza del lato interno dell'argine orientale della sezione 4bis e nell'ipotesi di svaso rapido (Figura 14).

Considerazioni conclusive

Il Cavo Napoleonico, costruito per far fronte a più problematiche nel quadro del delicato equilibrio del sistema idrico del Bacino del Fiume Reno, richiede un costante monitoraggio dei suoi argini al fine di garantire la funzionalità dell'opera nel contesto idrogeologico esistente.

Il lavoro illustra le caratteristiche geomorfologiche dell'area in relazione al tracciato del Cavo, esamina ed elabora i dati di archivio disponibili relativi al monitoraggio piezometrico per un quarantennio, descrive i risultati di alcune nuove indagini geognostiche condotte con la metodologia Georadar ed infine presenta l'analisi dei moti di filtrazione e di stabilità degli argini in previsione di una futura funzionalità dell'opera in condizioni di mas-

sima capacità di invaso.

Ogni tematica sviluppata ha portato ad un aggiornamento delle conoscenze; i risultati del lavoro evidenziano come:

- l'interferenza tra l'alveo del Cavo Napoleonico ed un paleoalveo del Po, intersecato più volte nel tratto tra Bondeno e la confluenza con il Fiume Po, sia fundamentalmente la causa dei problemi di filtrazione che affliggono il canale sin dal suo primo utilizzo. Ad essa sono quindi riconducibili i complessi rapporti tra gli acquiferi: la loro corretta definizione in termini spaziali e temporali riveste un ruolo fondamentale nell'ambito della gestione e della sicurezza del territorio;

- il monitoraggio piezometrico evidenzia, attraverso l'analisi dei dati relativi ad un quarantennio, una costanza di comportamento tra piezometri di differenti campagne e consenta, inoltre, di verificare l'efficacia degli interventi di impermeabilizzazione del Cavo realizzati. In particolare, si è osservato come i tratti del Cavo Napoleonico im-

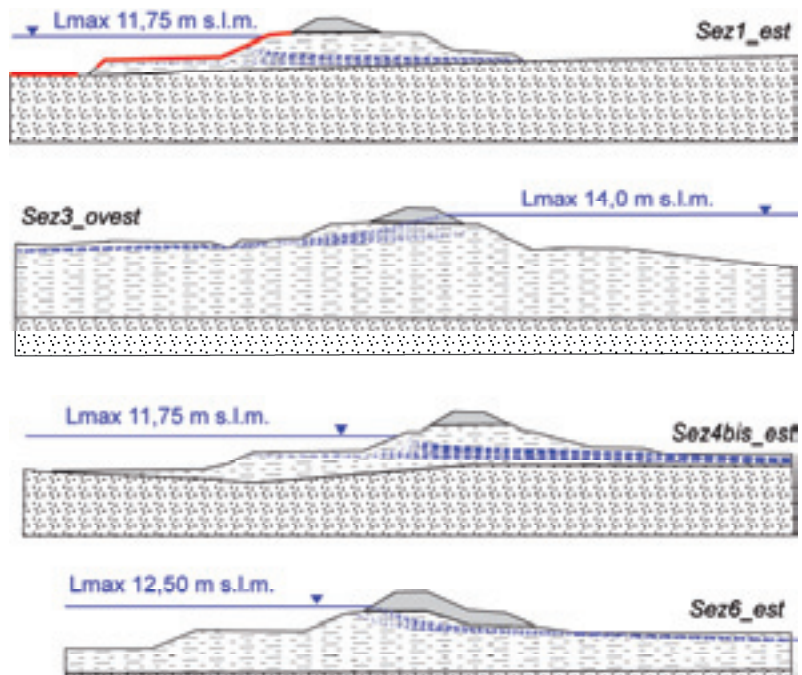


Figura 13. Variazione della superficie piezometrica in funzione dell'innalzamento del livello dell'acqua all'interno del canale fino al massimo invaso (Lmax) per le quattro sezioni di studio (dettaglio del lato della sezione più a rischio).

Figure 13. Piezometric line variation respect to the water canal rising up to the maximum level (Lmax) for the 4 study sections (detail of the most hazardous side).

permeabilizzati mediante rivestimento del fondo e delle golene con lastre di calcestruzzo siano ancora in grado di garantire un sufficiente isolamento della falda dall'influsso delle variazioni dei carichi idraulici del canale, mentre i tratti non rivestiti, ma in comunicazione con il paleoalveo del Po (sezioni 3, 5 e 6, e secondariamente sezione 4) reagiscono al riempimento dello scolmatore in modo complesso. Nelle fasi di riempimento del

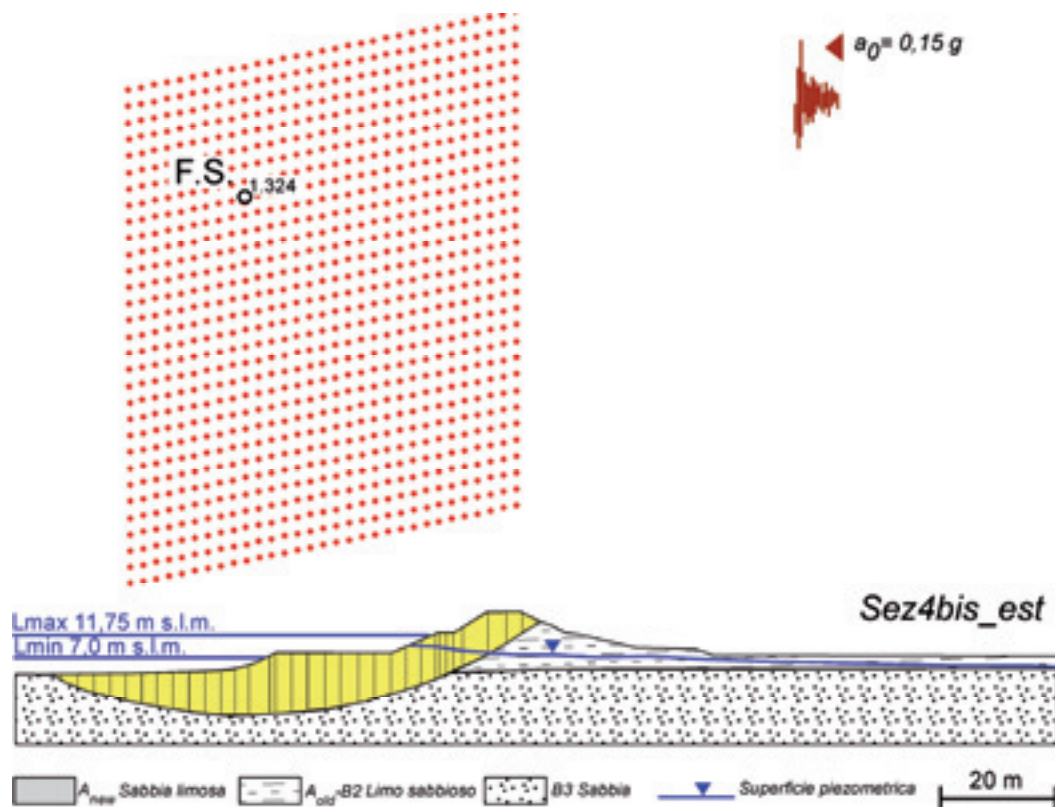


Figura 14. Analisi di stabilità pseudostatica nell'ipotesi di svasso rapido del Cavo Napoleonico: risultato relativo alla sezione 4bis_est.

Figure 14. Pseudo-static stability analysis carried out for rapid drawdown condition: result of Section 4bis_est.

canale sono state notate influenze dirette sulla falda, mentre nel periodo invernale, quando il Cavo è vuoto, è il sistema idrografico principale, in particolare il livello del Fiume Po, a determinare le fluttuazioni della falda;

- i rilievi GPR, eseguiti ad integrazione di altre tipologie di indagine, sia dirette che indirette disponibili per l'area, siano in grado di individuare anomalie nella struttura arginale, difficilmente riconoscibili con altre metodologie. Nonostante la profondità di indagine di tale strumento sia limitata, a causa della presenza di terreni fini a circa 2.5 m dal p.c., esso è risultato utile per affrontare due problematiche differenti: l'identificazione di anomalie riconducibili a differente granulometria dei materiali all'interno dei rilevati e la ricostruzione della stratigrafia della base arginale. L'identificazione di anomalie strutturali all'interno del corpo arginale o del substrato rappresentano luoghi di debolezza dell'argine stesso e fattori predisponenti all'innescio di fenomeni di sifonamento o rottura arginale. La metodologia Georadar (applicata estensivamente ad oltre 15 km di rilevati arginali del Fiume Reno) si è rivelata in grado di indagare alcune caratteristiche delle strutture arginali, tuttavia il suo impiego fornisce risultati precisi ed immediati solo nel caso di indagini di dettaglio a debole profondità (Biavati *et alii*, 2008).

Infine, nella previsione di un innalzamento del livello

di invaso dall'attuale massimo di utilizzo di 10 m s.l.m. al massimo di progetto pari a 14.5 m s.l.m., i modelli di filtrazione hanno evidenziato che, per evitare impaludamenti a lato campagna, la massima quota di invaso non dovrebbe superare gli 11,75 m s.l.m.. Sebbene, dunque, non possa essere migliorata di molto la capacità di invaso, l'aumento stimato di portata irrigua gioverebbe nei periodi di crisi idrica; la funzione di scollo delle piene del Fiume Reno non sarebbe compromessa in quanto necessaria in altri periodi dell'anno. In tali condizioni, la stabilità dei rilevati risulta garantita anche in condizione di sollecitazione sismica ed ipotizzando condizioni realistiche di svasso rapido rispetto alla massima portata in uscita del canale.

L'approccio interdisciplinare utilizzato ha permesso un aggiornamento del modello geologico-tecnico del Cavo Napoleonico ed ha fornito indicazioni importanti ai fini della sicurezza territoriale, utilizzabile sia ai fini di una corretta manutenzione e gestione dell'opera idraulica esistente, sia in prospettiva della realizzazione di nuovi bacini per la laminazione delle piene. Una lacunosa conoscenza del contesto geologico, geomorfologico e idrogeologico nel quale l'opera si inserisce, infatti, rischia di introdurre ulteriori problematiche sull'attuale fragile sistema idrico di pianura.

Bibliografia

- Biavati G., Ghirotti M., Mazzini E., Mori G., Todini E., 2008. The use of GPR for the detection of non-homogeneities in the Reno River embankments (North-Eastern Italy). In: J. Locat, D. Perret, D. Turmel, D. Demers et S. Leroueil (Eds.). Proceedings of the 4th Canadian Conference on Geohazards: From Causes to Management. Presse de l'Université Laval, Québec, 133-140.
- Bondesan M., Dal Cin R., Mantovani M.G., 1974. Depositi fluviali würmiani in un pozzo terebrato presso Ferrara. *Annali dell'Università Di Ferrara*, sez. IX 5 (8), 147-173.
- Bondesan M., 2001. L'evoluzione idrografica e ambientale della pianura ferrarese negli ultimi 3000 anni. *Storia di Ferrara*, Vol. 1, Territorio e Preistoria, Corbo Ed., 228-263.
- Brath A., 2003. Sviluppo antropico e variazioni climatiche. In: Erminio M. Ferrucci (Ed), *Atti Primo Forum nazionale Rischio idraulico e assetto della rete idrografica nella pianificazione di bacino: questioni, metodi, esperienze a confronto*, Rimini, Maggioli Ed., *Collana Ambiente e Territorio* 100, 207-228.
- Cardarelli E., Marrone C., Orlando L., 2003. Evaluation of tunnel stability using integrated geophysical methods. *Journal of Applied Geophysics* 52, 93-102.
- Carminati E., Martinelli G., 2002. Subsidence rates in the Po Plain, northern Italy: the relative impact of natural and anthropogenic causation. *Engineering Geology* 66, 241-255.
- Castiglioni G.B., Biancotti A., Bondesan M., Cortemiglia G.C., Elmi C., Geotec V., Gasperi G., Marchetti G., Orombelli G., Pellegrini G.B., Tellini C., 1999. Geomorphologic map of the Po Plain, Italy, scale of 1:250.000. *Earth Surface Processes and Landforms* 24, 1115-1120.
- Consorzio Canale Emiliano-Romagnolo, 1990. *Un fiume chiamato CER*, Alfa Tape Ed., Bologna, 55 pp.
- Ferri R., Giovannini A., 1997. *Salvatonica nel Polesine della Diamantina: note sulla geomorfologia e geologia di un territorio dell'alto ferrarese*, Anacleto Pomposiana 22, 115-133.
- Colombani N., Gargini A., Mastrocicco M., Messina A., 2007. L'acquifero di Settepolesini di Bondeno: una risorsa idrica potenzialmente alternativa per l'attingimento idropotabile della provincia di Ferrara. In: *Atti del Convegno Risorsa Idriche sotterranee della provincia di Ferrara*, a cura della Regione Emilia-Romagna, 63-80.
- Jol H.M., Bristow C.S., 2003. *Ground Penetrating Radar in sediments*. Geological Society Special Publication No. 211, London.
- Krahn J., 2004 (a). *Seepage modelling with Seep/W*. GeoSlope International Ltd., Calgary, Alberta, Canada, 398 pp.
- Krahn J., 2004 (b). *Stability modelling with Slope/W*. GeoSlope International Ltd., Calgary, Alberta, Canada, 396 pp.
- Leoni G., 1994. *Idrografia e bonifica del bacino del Reno: notizie storiche*. Consorzio della Bonifica Renana. Grafiche A&B, Bologna, 126 pp.
- Lester J., Bernold L.E., 2007. Innovative process to characterize buried utilities using GPR, *Automation in Construction* 16, 546-555.
- Mazzini E., Simoni G., 2004. *Aspetti geotecnici ed idraulici degli argini fluviali nella pianura del Bacino del Reno*. In: *Atti del XXII Congresso Nazionale di Geotecnica*, 22-24 Settembre 2004, Palermo, 555-562.
- Mazzini E., Luciani P., and Simoni G., 2006. The "Cavo Napoleonico" Channel: from the past to the present hydraulic risk reduction programs. In: Culshaw, M. et alii (eds.): *IAEG 2006 'Engineering geology for tomorrow's cities'*, Nottingham, United Kingdom, 6-10 September 2006. Geological Society of London, Paper Number 99.
- Montone P., Mariucci M.T., 1999. Active stress along the NE external margin of the Apennines: the Ferrara arc, Northern Italy. *Geodynamics* 28, 251-265.
- Mori G., 2009. *The use of Ground Penetrating Radar and alternative geophysical techniques for assessing embankments and dykes safety*. Tesi di Dottorato in Modellistica Fisica per la Protezione dell'Ambiente, Università di Bologna, XXI Ciclo.
- Morris M., 2005. *Investigation of Extreme Flood Processes and Uncertainty*, Project IMPACT, Final Technical Report, 72 pp. Project website: www.impact-project.net
- Niederleithinger E., Weller A., Lewis R., Stötzner U., Fehner Th., Lorenz B., Nießen J., 2007. Evaluation of Geophysical methods for River Embankment Investigation. In: *Proceedings of EFRM*, Dresden, 6-7 February 2007. Project website: <http://www.deistrukt.bam.de/>
- Otto J.C., Sass O., 2005. Comparing Geophysical Methods for Talus Slope Investigation in the Turtmann Valley (Swiss Alps). *Geomorphology* 76, 257-272.
- Pilot G., Trak B., La Rochelle P., 1982. Effective stress analysis of the stability of embankments on soft soils. *Canadian Geotechnical Journal* 19, 433-450.
- Regione Emilia-Romagna Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, 1999. *Carta Geologica di Pianura Emiliano-Romagnola*, scala 1: 250.000. S.E.L.C.A., Firenze.
- Regione Emilia-Romagna Servizio Tecnico Bacino Reno. *Documentazione tecnica archiviata presso l'Archivio Regionale di San Giorgio di Piano (BO)*. (Relazioni tecniche inedite).
- Reynolds W.D., Elrick D.E., 1985. In situ measurement of field-saturated hydraulic conductivity, sorptivity, and the "a" parameter using the Guelph Permeameter. *Soil Science* 140, 292-296.
- Richards L.A., 1931. *Capillary Conduction of Liquids through porous medium*. *Physics* 1, 318-333.
- Roversi R., 1990. *Il rapporto fra terre ed acque nell'ultimo secolo*. In: *Il parco del delta del Po, L'ambiente come risorsa*, Spazio Libri Editori, Ferrara, 1990.
- Severi P., Laruccia N., Frassinetti G., 2002. Cartografia della vulnerabilità degli acquiferi: contributi della geologia e dei suoli. In: *Atti del Terzo seminario di cartografia geologica*, Bologna febbraio 2002, 36-43.
- Supino G., 1965. *Le reti idrauliche: bonifiche, fognature, fiumi e torrenti* Patron Ed., Bologna, 806 pp.
- Surian N., Rinaldi M., 2003. Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy. *Geomorphology* 50 (4), 307-326.

Caratterizzazione geologico-ambientale e monitoraggio idrogeologico di alcune sorgenti carsiche dell'Alta Val Graveglia (Appennino ligure)

Francesco Faccini¹, Luigi Perasso²

¹Università degli Studi di Genova, DISAM, Sezione di Scienze Geografico-Ambientali, faccini@unige.it

²Geologo, Associazione Speleologica Genovese "San Giorgio", gigi.per@libero.it

Hydrogeological and environmental geology researches of some karstic spring in Upper Graveglia Valley (Ligurian Apennine)

ABSTRACT: Graveglia Valley (Ligurian Apennine) is well known for its universally recognized geological features and mineral resources. The valley is characterized by karstic phenomena too, the protection of which is foreseen in Regional Law n° 14/1990. Besides several karstic landforms developed in the Calpionelle limestone, a great amount of karstic springs are reported; some of these was object of scientific study since XIX century. In this work three important karstic springs has been selected: Madonna Cave Spring, Böregu and Molinello. A hydrogeological and geoenvironmental monitoring was conducted on these springs in the 2007-2008 period, with on-site measurements and chemical tests. The study show that only the Cave-spring may be considerate a karstic resurgence; its catchment agrees with the limestone rock masses subtended by the cave entry. The correlation between rainfalls and flows suggest a quick downflow in the rock masses, while the condensation phenomena represents the water supply in spring and summer. The results are considered a satisfactory starting point for the knowledge of the Ligurian Apennine karstic springs; nevertheless, more study and research are required.

Key Terms: Spring, Hydrogeological monitoring, Environmental geology, Graveglia Valley, Ligurian Apennines
Termini chiave: Sorgente, Monitoraggio idrogeologico, Geologia ambientale, Val Graveglia, Appennino ligure

Riassunto

La Val Graveglia, situata nell'Appennino ligure a meno 5 km dalla costa, è caratterizzata, oltre che da aspetti geologici e minerali universalmente riconosciuti, da fenomeni carsici, la cui tutela e valorizzazione sono previste nella Legge Regionale n° 14/1990.

Le rocce soggette a modellamento carsico appartengono ai Calcari a Calpionelle, ascrivibili alla copertura sedimentaria della sequenza ofiolitica di fondale oceanico, affioranti in Val Graveglia in serie rovesciata.

Oltre a diverse forme epigee ed ipogee, in Val Graveglia sono presenti diverse sorgenti significative, alcune già oggetto di studi scientifici dalla fine del XIX secolo ed oggi sfruttate dagli acquedotti locali.

Tenuto conto dell'accessibilità, della portata e dell'interesse dimostrato dagli Enti locali, sono state selezionate tre sorgenti sulle quali è stato avviato un monitoraggio idrogeologico-ambientale, con misure sperimentali in sito ed analisi di laboratorio.

I risultati dimostrano che soltanto la sorgente Tana della Madonna può essere considerata di tipo carsico, con un bacino di alimentazione grossolanamente coincidente con l'ammasso roccioso carbonatico sotteso dalla cavità. La correlazione tra portate e precipitazioni suggerisce deflussi rapidi nel massiccio ed un reticolo ipogeo a dreno

dominante. Il contributo legato ai fenomeni di condensazione è importante nelle stagioni primaverile ed estiva e garantisce la ricarica del complesso carbonatico anche in periodi siccitosi.

Le sorgenti di Molinello e Böregu, per l'assenza di un reticolo ipogeo accessibile e per la complessità geologica del bacino di alimentazione, spesso caratterizzata da formazioni rocciose eterogenee implicate in fenomeni tettonico-gravitativi, sembrano essere anch'esse sorgenti carsiche, ma con significative miscele, in diversa proporzione, con acque di altra origine.

I risultati ottenuti si ritengono una soddisfacente base di partenza per la conoscenza delle sorgenti esaminate, necessitando tuttavia di ulteriori studi e ricerche.

1. Premessa

La Val Graveglia, situata nel settore orientale della Provincia di Genova, comprende l'area carsica GE 36, una delle 39 zone della Liguria individuate con la Legge Regionale n° 14/1990 "Tutela e valorizzazione del patrimonio speleologico" (Figura 1).

In questo lavoro sono presentati i risultati delle ricerche condotte nel periodo 2007-2008 su tre sorgenti ritenute carsiche dalla letteratura scientifica: la grotta sorgente (S1) Tana della Madonna (identificata nel catasto

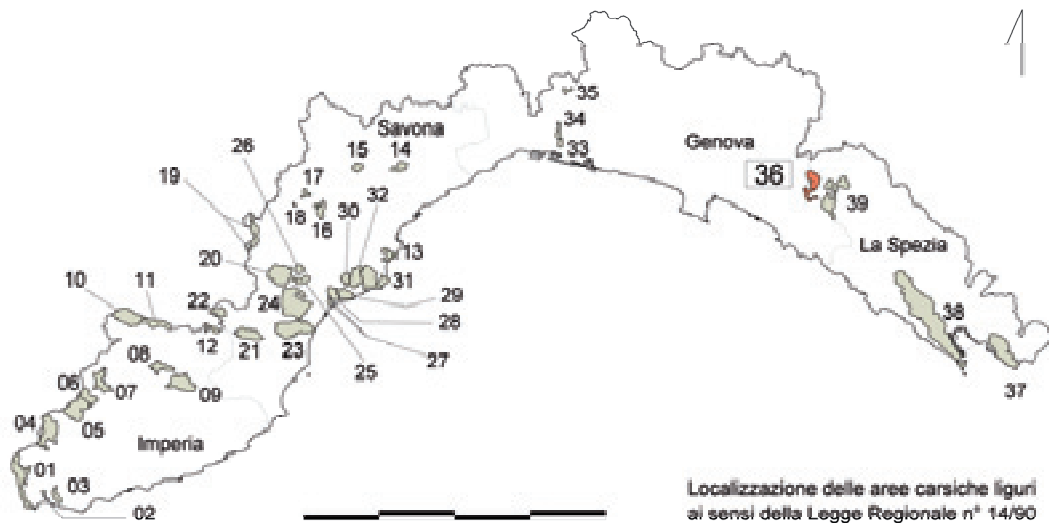


Figura 1 - Le aree carsiche della Liguria: 1 - Monte Grammondo, 2 - Magliocca, 3 - Roverino, 4 - Barbaira, 5 - Toraggio, 6 - Pietravecchia, 7 - Alta Valle Argentina, 8 - Prearba, 9 - Guardiabella, 10 - Piancavallo, 11 - Monte dei Cancelli, 12 - Pennavaira, 13 - Bergeggi, 14 - Stella Corona, 15 - Adelasia, 16 - Pallare, 17 - Bric Tana, 18 - Valle dei Tre Re, 19 - Giovetti, 20 - Bardineto, 21 - Montenero, 22 - Ravinazzo, 23 - Monte Acuto/Picaro, 24 - Monte Carmo di Loano, 25 - Bric Tampa, 26 - Magliolo, 27 - Rocca delle Fene, 28 - Monte Grosso, 29 - Borgio/Caprazoppa, 30 - Carpanea/Rocca di Perti, 31 - Manie/Capo Noli, 32 - S. Bernardino/Orco, 33 - Monte Gazzo, 34 - Alta Val Chiaravagna, 35 - Isoverde, 36 - Alta Val Graveglia, 37 - Montemarcello, 38 - Lama della Spezia, 39 - Monte Verruga.

Figure 1 - The ligurian karstic areas.

speleologico ligure con il codice Li 931), nell'alto bacino del T. Reppia, a 751 m s.l.m., legata ad un'origine tettonico-carsica e che drena una parte del complesso carbonatico di M. Chiappozzo-M. Coppello; la sorgente (S2) Böregu, in località Botasi, a 478 m s.l.m., la cui origine sembra anch'essa parzialmente legata alle deformazioni gravitative profonde che caratterizzano l'Alta Val Graveglia; la sorgente (S3) Molinello, in località Nascio, a 280 m s.l.m., nei pressi della omonima miniera dismessa di manganese, che in tempi passati utilizzava circa il 20% delle sue acque e che rappresenta, in base alle attuali conoscenze, la più importante sorgente del bacino del T. Entella.

Lo studio di queste sorgenti presenta diversi motivi d'interesse, non solo perché oggetto di sfruttamento da parte dell'acquedotto del Comune di Ne (settore orientale della Provincia di Genova), ma anche perché possono fornire un contributo significativo circa la tipologia del reticolo ipogeo e quindi le modalità di circolazione delle acque sotterranee nei massicci carbonatici dell'Appennino ligure (Faccini *et alii*, 2005). Altri motivi d'interesse sono legati alla possibilità di:

- delimitare il bacino di alimentazione e quindi fornire un bilancio idrologico di massima,
- valutare la qualità e la quantità della risorsa acqua,
- definire le azioni di protezione e tutela dei punti d'acqua negli strumenti di pianificazione del territorio.

Le sorgenti selezionate sono ubicate nella Formazione dei Calcari a Calpionelle, costituita da strati di calcari,

con contenuto in carbonati anche superiore all'80%, intercalati a sottili livelli argillitici, che spesso determinano comparti idrogeologici indipendenti (Cobianchi & Villa, 1992; Campi *et alii*, 2004).

2. Profilo geologico e idrogeologico della Val Graveglia

L'assetto geologico e la successione stratigrafica della Val Graveglia sono ormai conosciuti in quanto rappresentano la tipica sequenza ofiolitica di fondo oceanico, con relative coperture sedimentarie, che ha subito un debole metamorfismo e giace in sequenza rovesciata (Società Geologica Italiana, 1994).

Le unità presenti nella vallata, riconducibili al Dominio Ligure, sono rappresentate principalmente dall'Unità Bracco-Val Graveglia e, nel tratto terminale del bacino idrografico e nel settore nord-occidentale della vallata, dall'Unità del M. Gottero (Figura 3). La prima rappresenta la porzione basale della successione, con le ofioliti, che spesso compaiono al nucleo di grandi pieghe coricate, sormontate dalla loro copertura sedimentaria; la seconda è invece costituita da successioni sedimentarie scollate, in genere in corrispondenza delle Argille a Palombini, e comprendono anche termini più recenti che non compaiono nell'Unità Bracco-Val Graveglia (Abbate *et alii*, 1980).

Le direttrici tettoniche principali, sulle quali risulta chiaramente impostato il reticolo idrografico del T. Graveglia e dei suoi tributari, sono rappresentate da due

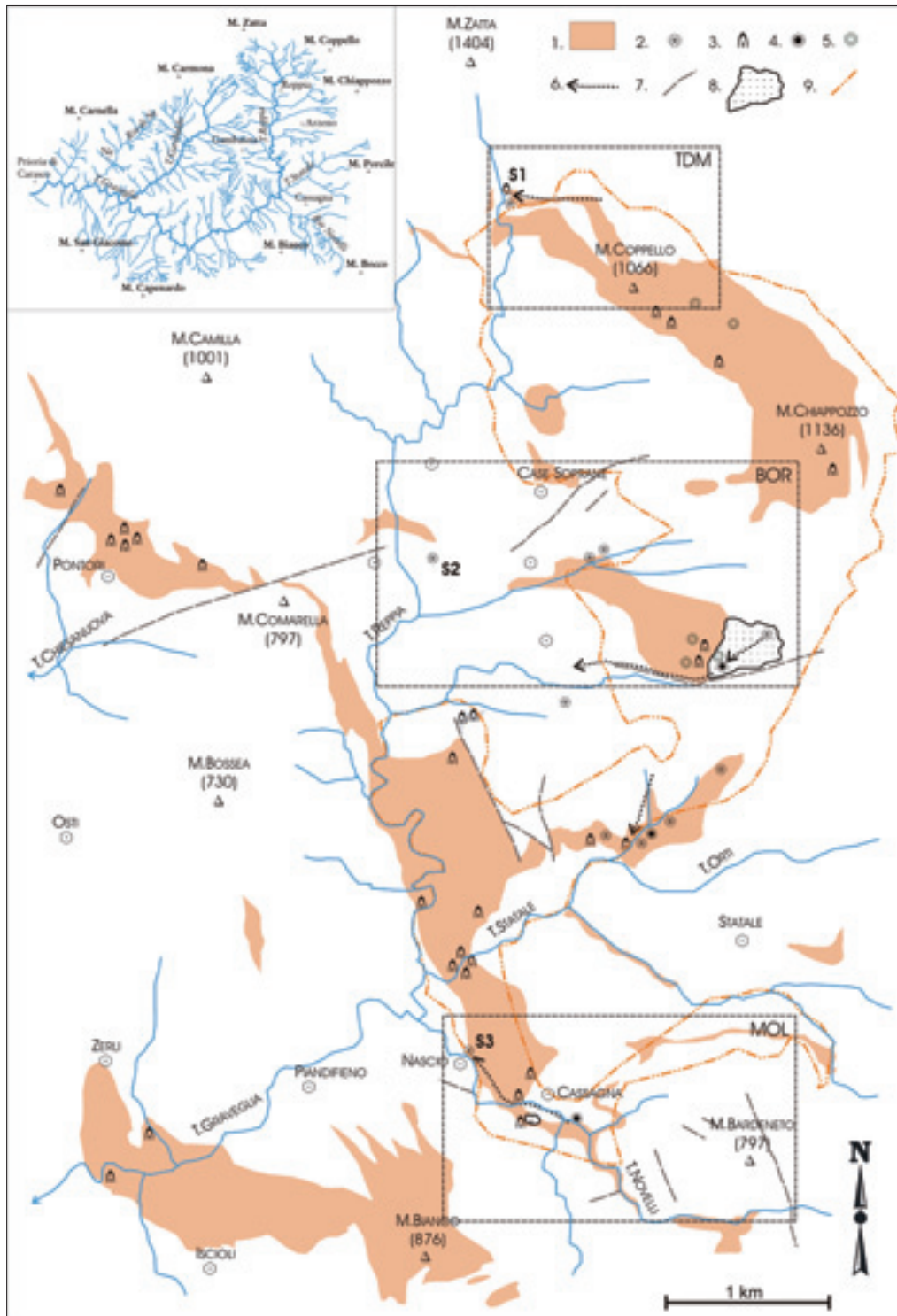


Figura 2 - Schema carsico dell'Alta Val Graveglia: 1. complesso carbonatico; 2. sorgente perenne; 3. grotta; 4. inghiottitoio attivo; 5. c.s., inattivo; 6. direzione di flusso, anche presunta; 7. contatto tettonico; 8. depressione tettonico-carsica; 9. Area GE 36. I rettangoli tratteggiati indicano le aree di sorgente monitorata: TDM) Tana della Madonna (S1); BOR) Böregu (S2); MOL) Molinello (S3). Nel riquadro in alto a sinistra è riportato lo schema del bacino idrografico del T. Graveglia (Comune di Ne).

Figure 2 - Sketch map of karstic phenomena in Upper Graveglia Valley: 1. limestone rock mass; 2. perennial spring; 3. cave; 4. active swallow hole; 5. inactive swallow hole; 6. certain or assumed water flow underground direction; 7. tectonic line; 8. tectonic-karstic hollow; 9. n. 36 karstic area. The dashed rectangles indicate the monitoring springs. The panel shows the catchment basin of the Graveglia Stream (Ne Municipality).

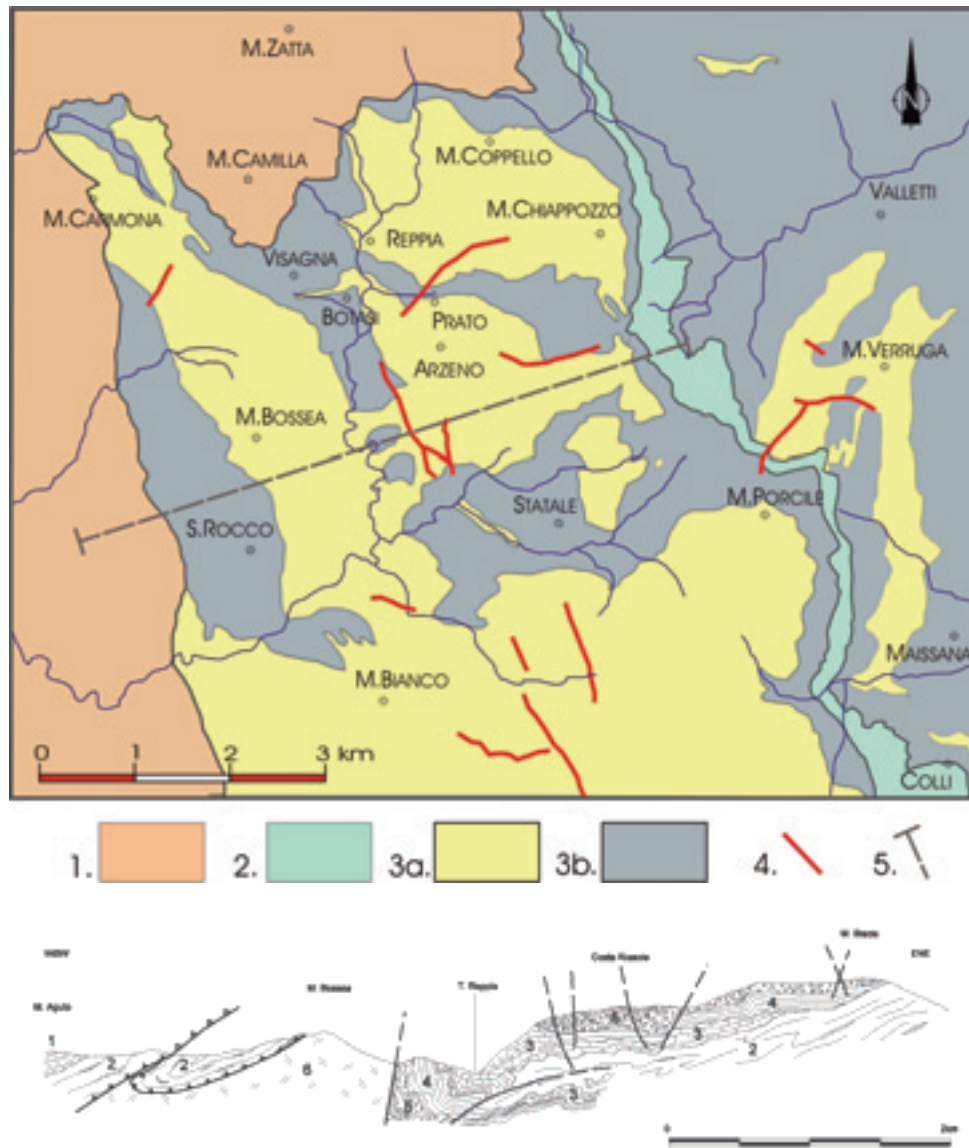


Figura 3 - Schema geologico-tettonico dell'Alta Val Graveglia e sezione geologica interpretativa (modificata da Abbate et al, 1980).
 Legenda dello schema geologico-tettonico (sopra): 1. Unità di M. Gottero (Argilliti di Giaiette, Arenarie del M. Gottero, Scisti della Val Lavagna, Argille a Palombini); 2. Unità Colli-Tavarone (Scisti della Val Lavagna, Argille a Palombini); 3. Unità Bracco-Val Graveglia: a) Calcari a Calpionelle, Diaspri, Basalti, Gabbri, Serpentiniti; b) Scisti della Val Lavagna, Argille a Palombini; 4. Faglie; 5. traccia di sezione geologica.
 Legenda della sezione geologica interpretativa (sotto): 1) arenarie; 2) argilliti; 3) calcari; 4) diaspri; 5) basalti a pillows e breccie basaltiche; 6) serpentiniti.

Figure 3 - Geological-structural map of Upper Graveglia Valley and interpretative geological section (modified from Abbate et al., 1980).

Legend of the geological-structural map (above): 1. Mt. Gottero Unit (shales, sandstones, slates, shales with limestone interlayers); 2. Colli-Tavarone Unit (shales, slates, shales with limestone interlayers); 3. Bracco-Val Graveglia Unit: a) limestones, cherts, basalts, gabbros, serpentinites; b) shales and shales with limestones interlayers; 4. faults; 5. geological trace section.
 Legend of the interpretative geological section (below): 1) sandstones; 2) shales; 3) limestones; 4) cherts; 5) pillow and breccia basalts; 6) serpentinites.

sistemi grossolanamente ortogonali fra loro: uno orientato tra N-S e NO-SE ed un altro orientato NE-SO. Il suddetto quadro tettonico influisce anche sugli aspetti geomorfologici della vallata, determinando ripidi versanti (ponte di

Lagoscuro, pendici di M. Zatta), estesi accumuli detritico-franosì (Arzeno, Campo di Ne), che si raccordano fra loro con angoli elevati, e deformazioni gravitative profonde, quali quelle rinvenute ad Arzeno, Reppia, Pontori,

Statale e Tolceto (Faccini *et alii*, 2000; Brandolini *et alii*, 2007, 2008).

In Val Graveglia si possono pertanto distinguere un complesso di base ofiolitico ed una serie sedimentaria di copertura, caratterizzati da un'estrema variabilità di spessore e di composizione, anche in località vicine tra loro:

a) *Complesso ofiolitico di base*; è costituito da: Serpentiniti e Lherzoliti (presso il M. Bossea e presso la cava ubicata lungo la strada comunale che dal ponte di Lagoscuro conduce a Zerli), Serpentiniti da strutture cumulitiche (presso l'abitato di Reppia), Gabbri (lungo la strada provinciale nel tratto tra Frisolino e il ponte di Lagoscuro), Filoni basaltici (presso Reppia e lungo le pendici occidentali del M. Bocco), Pillows basaltici (presso ponte di Lagoscuro e cava Molana), Basalti massicci (presso M. Bardeneto e M. Comarella ed ancora al Ponte di Lagoscuro);

b) *Coperture sedimentarie*; sono costituite da: Scisti silicei (lungo la strada comunale Iscioli-Montedomenico), Oficalciti (presso la località Iscioli), Diaspri di M. Alpe (presso l'area mineraria di Gambatesa e di Cassagna), Calcari a Calpionelle (di specifico interesse per la loro "carsificabilità", con significativi affioramenti lungo il crinale di M. Chiappozzo e sul M. Bianco), Argille con calcari palombini (lungo la strada provinciale nei pressi di Frisolino), Argilloscisti della Val Lavagna, incluse le Ardesie (lungo la strada Frisolino-Zerli, nella bassa valle di Chiesanuova, presso il Ponte di Gaggia), Arenarie di M. Gottero e Scisti zonati (lungo le pendici meridionali di M. Zatta), Argilliti di Gaiette (lungo il versante meridionale di M. Carnella).

3. Sorgenti carsiche della Val Graveglia

Le sorgenti dell'Alta Val Graveglia sono note da tempo: già alla fine del XIX secolo furono oggetto di studi e ricerche mirate alla valutazione delle risorse idriche dell'entroterra genovese, sfruttabili da parte dei centri rivieraschi proiettati verso l'espansione urbanistica; nel caso di Molinello furono avanzate differenti ipotesi circa la permeabilità degli ammassi rocciosi e le modalità di circolazione delle acque sotterranee all'interno delle rocce affioranti in zona (Raddi, 1897, 1898, 1901; Solari, 1899; Perrone, 1912).

Alcune sorgenti prese in esame sono state oggetto di indagini sperimentali anche in tempi più recenti, nell'ambito di una ricerca condotta alla fine degli anni '60 sull'idrogeologia carsica del genovesato (Maifredi & Giammarino, 1968; Maifredi & Pastorino, 1970, 1974).

3.1. Grotta-Sorgente Tana della Madonna

La sorgente Tana della Madonna è stata oggetto di recenti studi che hanno accertato la funzione di collettore sotterraneo della cavità naturale di una parte del massiccio carbonatico del M. Coppello e del M. Chiappozzo (Benedettini *et alii*, 2002).

Risalendo la sponda sinistra dell'alto corso del T.

Reppia, un centinaio di metri dopo l'intersezione del torrente con la strada che da Casoni del Chiappozzo scende verso Botasi, si osserva l'ingresso della grotta di Tana della Madonna (Figura 4a). Un tubo di captazione dell'acqua guida fino all'ingresso della sorgente, che si apre ai piedi di una scarpata calcarea, intensamente fratturata (Figura 4b). L'acqua è in parte raccolta con una rudimentale opera di presa e utilizzata a scopo irriguo, mentre la parte restante defluisce nel sottostante torrente. Il percorso interno della grotta dopo una ventina di metri è interrotto da una strettoia allagata. Un breve ramo ascendente termina a pochi metri dalla superficie, come evidenziato dalle radici nelle discontinuità della roccia.

La portata determinata su base mensile mostra valori sempre significativi: nella stagione di magra è risultata dell'ordine di 2 l/s. Nel periodo di monitoraggio le acque non hanno manifestato fenomeni di torbidità o presenza di materiale in sospensione.

Il bacino di alimentazione della sorgente si imposta su affioramenti carbonatici, interposti tra potenti scaglie di basalti a pillows e di brecce ofiolitiche, anch'esse molto fratturate, che si estendono con direzione SE-NO lungo il versante sinistro del T. Reppia, fino a giungere alla sommità del M. Coppello, poco più a N del quale un potente lembo di argilliti rappresenta uno sbarramento impermeabile alla circolazione sotterranea.

Lungo lo spartiacque di separazione con l'Alta Val di Vara, fra i monti Coppello e Chiappozzo, si sviluppa un ampio crinale caratterizzato da alcuni avvallamenti doliniformi che contribuiscono all'infiltrazione diretta nella formazione calcarea, che presenta un'orientazione degli strati verso NO, in direzione della sorgente.

3.2. Sorgente Böregu

Osservazioni storiche antecedenti alla realizzazione dell'attuale opera di captazione descrivono una importante fuoriuscita di acque di sorgente dai massi localizzati sulla sponda sinistra del rio Soprano, il corso d'acqua che da Prato scende verso Botasi per immettersi nel T. Reppia.

La portata in regime di magra è stimata in letteratura scientifica fra un minimo di 5 l/s ed un massimo di 15 l/s, anche in considerazione di alcuni significativi contributi nell'alveo del torrente; in condizioni di piena la portata aumenta notevolmente, risultando prossima a 100 l/s (Maifredi & Pastorino, 1970, 1974).

L'area di potenziale alimentazione della sorgente si estende verso NE fino alle pendici del M. Chiappozzo, mentre verso SE raggiunge il contrafforte calcareo interessato da fenomeni carsici superficiali; infatti si osservano alcune piccole doline e l'imbocco di due cavità di modesto sviluppo, posizionate lungo il settore occidentale dell'ampia depressione di Pian d'Oneto.

L'estensione del potenziale bacino di assorbimento è di poco superiore a 2 km² (Figura 5a). In quest'area sorgono due nuclei insediativi: Prato di Reppia, in sponda sinistra del rio Berego, e Case Soprane, posizionato in

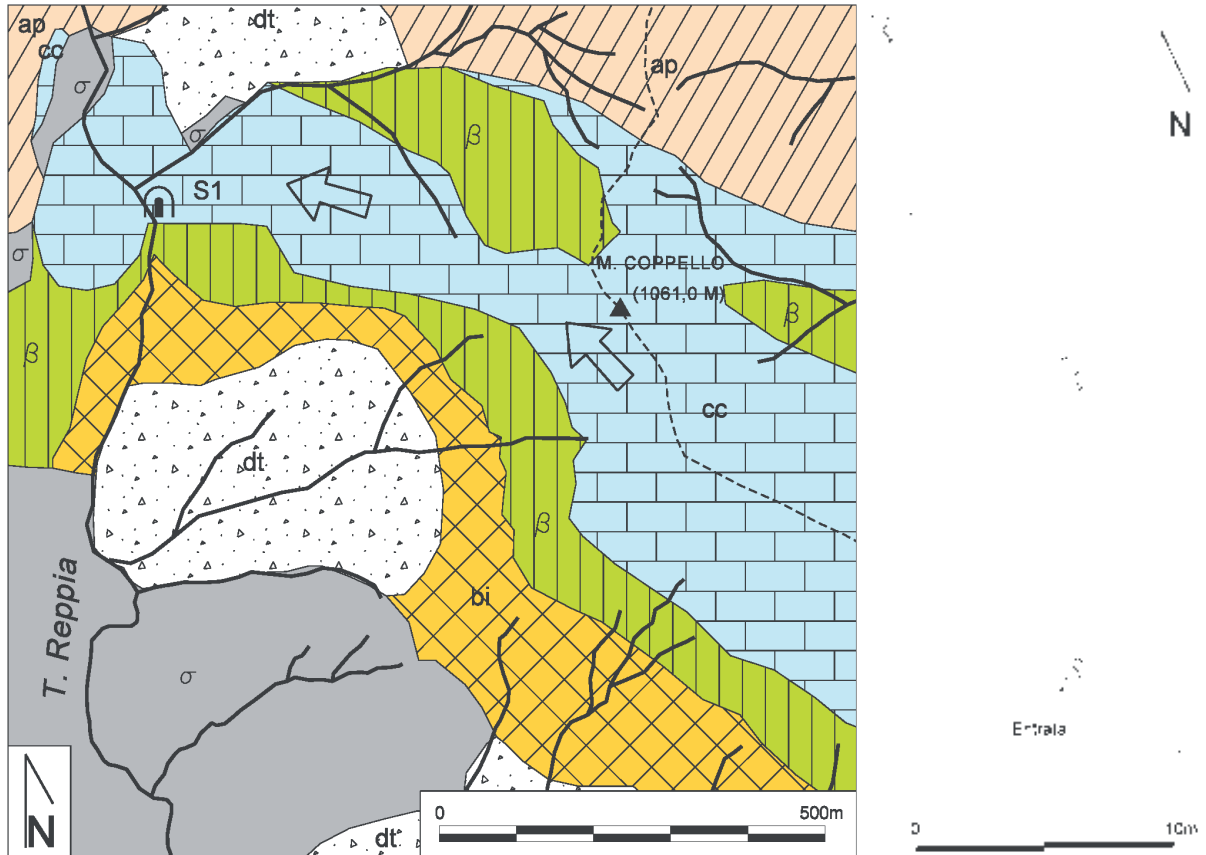


Figura 4a - Schema geologico semplificato dell'area di Tana della Madonna (da Brandolini et al., 2007): dt) coperture detritiche; σ) serpentiniti; bi) breccie ofiolitiche; β) basalti a pillows; cc) Calcari a Calpionelle; ap) Argille a palombini. Le frecce indicano l'ipotizzata direzione di flusso ipogeo delle acque; S1 evidenzia l'ubicazione della sorgente e l'entrata della grotta; con la linea tratteggiata è marcato un tratto dello spartiacque Graveglia-Vara. A destra, rilievo della grotta.

Figure 4a - Geological sketch map of the Tana della Madonna area (from Brandolini et al., 2007): dt) debris covers; σ) serpentinites; bi) ophiolitic breccias; β) pillow basalts; cc) limestones; ap) shales with limestone interlayers. The arrows show the underground water direction; S1 highlights the spring location and the cave entry; the dashed line means a part of the Graveglia-Vara watershed. On the right, the cave plan.



Figura 4b - Ingresso della grotta Tana della Madonna con il massimo livello dell'acqua osservato durante il periodo di monitoraggio (novembre '07).

Figure 4b - Entry of the Tana della Madonna Cave, with the maximum water table level observed in the monitoring period (November 2007)

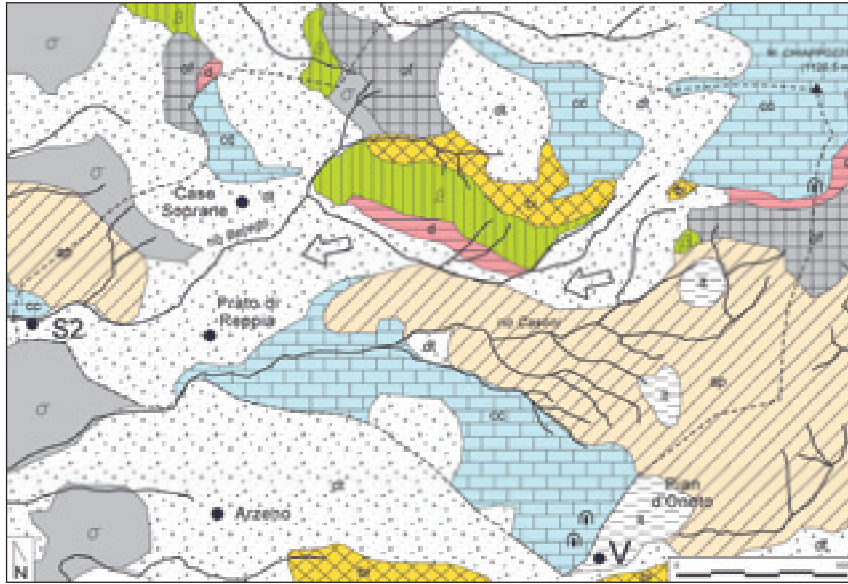


Figura 5a - Schema geologico dell'area di Böregu: dt) coperture detritiche; lt) depositi lacustri-palustri all'interno di depressioni tettonico-carsiche; σ) serpentiniti; of) serpentiniti brecciate; bi) breccie ofiolitiche; β) basalti a pillows; cc) calcari a calpionella; ap) argille a palombini; S2) sorgente di Böregu; V) inghiottitoio di Piani d'Oneto. Le frecce indicano il deflusso presunto, la linea tratteggiata il potenziale bacino di alimentazione.

Figure 5a - Geological sketch map of the Böregu area: dt) debris covers; lt) swampy deposits in the tectonic-karstic hollows; σ) serpentinites; of) serpentinites breccia; bi) ophiolitic breccia; β) pillow basalts; cc) limestones; ap) shales with limestone interlayers; S2) Böregu spring; V) Piani di Oneto swallow hole. The arrows show the underground water direction, the dashed line means the potential catchment basin.

sponda destra, entrambi realizzati in tempi storici sul vasto accumulo detritico che dalle pendici di M. Chiappozzo raggiunge con diversa forma il fondovalle del T. Reppia.

I calcari affioranti in tutto il versante sotteso dalla sorgente Böregu presentano indizi di fenomenologie carsiche, impostate su un diffuso sistema di fratturazione, anche profonda; in prossimità della sorgente le bancate carbonatiche trovano un naturale sbarramento impermeabile costituito verso N da un contrafforte di basalti a pillows a contatto con argilliti, mentre a O e S affiorano le serpentiniti.

Due ampi corpi di frana, fra gli abitati di Prato di Reppia e di Case Soprane a N e Prato di Reppia e Arzeno a S, ricoprono la parte centrale del versante impedendo l'osservazione di eventuali affioramenti rocciosi.

La sorgente Böregu è captata dall'acquedotto comunale di Ne (Figura 5b); sopra l'originaria scaturigine è stata realizzata una struttura comprendente due vasche di raccolta e decantazione delle acque verso un serbatoio di trattamento posto a valle. La struttura rende inaccessibile l'osservazione diretta del punto di emergenza idrica ed impossibile qualunque tipo di determinazione in merito alla portata (se non di tipo qualitativo), di torbidità o sull'eventuale presenza di materiale in sospensione. Sulla base dei dati forniti dalla Società per l'Acqua Potabile la portata dell'acquedotto varia tra 0,25 e 0,5 l/s, per un totale medio complessivo di oltre 10.000 m³/anno.



Figura 5b - La notevole portata della sorgente Böregu determina la fuoriuscita dell'acqua dalla vasca di raccolta (aprile 2008).
Figure 5b - The Böregu's spring great flow causes the water overflow from the tank (April 2008).

3.3. Sorgente Molinello

La sorgente emerge lungo il contatto fra diaspri e calcari, a 280 m s.l.m., sulla sponda destra del rio Novelli, circa 500 m a monte della sua confluenza col T. Reppia, in un tratto di alveo inciso nei diaspri (Figura 6a).

L'elevata portata della sorgente, il cui valore è stato stimato tra 40 e 250 l/s, con una portata estiva ordinaria intorno a 60 l/s, può essere correlata all'estesa zona di potenziale assorbimento costituita dalla lama di calcari affioranti lungo il versante destro della vallata ed interessati da una fitta rete di litoclasti più o meno carsificate, a cui si

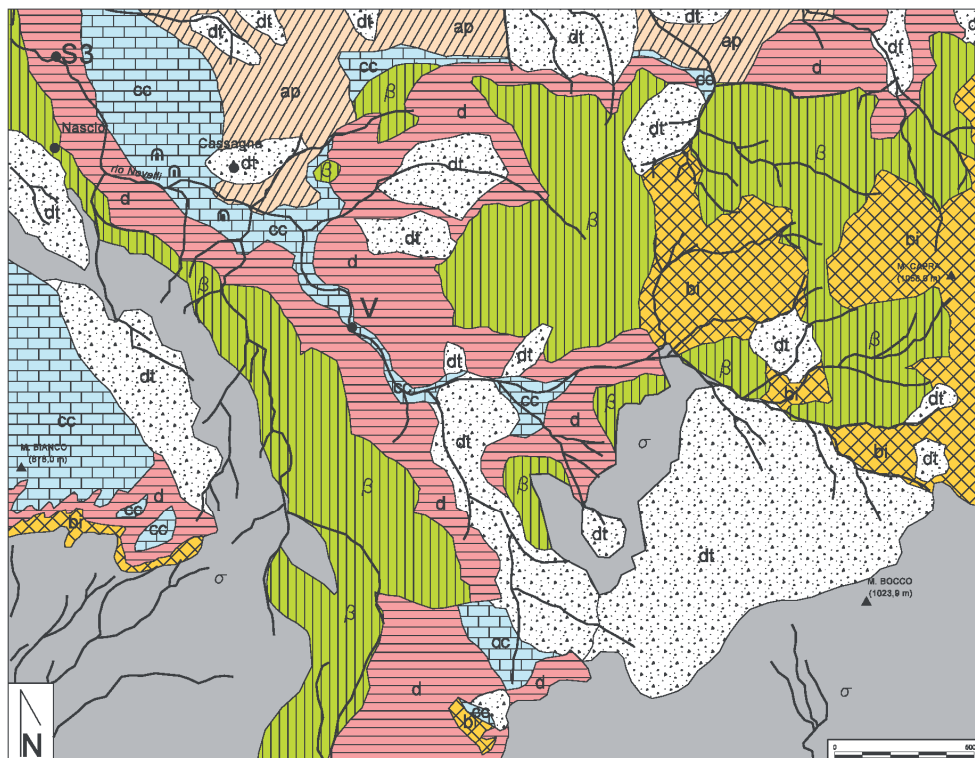


Figura 6a - Schema geologico dell'area di Molinello: dt) coperture detritiche; σ) serpentiniti; bi) breccie ofiolitiche; β) basalti a pillo-
lows; cc) Calcari a calpionelle; ap) Argille a palombini; S3) sorgente di Molinello; V) inghiottitoio nel rio Novelli.

Figure 6a - Geological sketch map of the Molinello area: dt) debris covers; σ) serpentinites; bi) ophiolitic breccia; β) pillow ba-
sals; cc) limestones; ap) shales with limestone interlayers; S3) Molinello spring; V) rio Novelli swallow hole.



Figura 6b - La portata della sorgente in regime di piena, con l'acqua che fuoriesce dai fori di troppo pieno della vasca di raccolta (aprile '08).

Figure 6b - The water flow of the spring in flood regime (April 2008)

aggiungono in minor misura gli apporti provenienti dai settori in cui affiorano in condizioni di intensa fratturazione i diaspri, i basalti a pillows e le serpentiniti, presenti lungo la sponda sinistra e in testata di valle.

Alla fine degli anni '60 una campagna di colorazione nelle acque del rio Novelli (Maifredi & Pastorino, 1970) ha confermato quanto ipotizzato già in occasione delle prime osservazioni scientifiche condotte alla fine del XIX secolo: un contributo significativo all'alimentazione della sorgente, oltre che dalle rocce carbonatiche, proviene anche da un inghiottitoio posto nell'alveo del rio stesso, situato circa 1700 m più a monte, in corrispondenza di q. 437 m s.l.m., con tempi di permanenza nel serbatoio roccioso calcareo compresi fra 24 e 36 ore ed un apporto stimato di acqua pari a 9/10 della portata complessiva della sorgente stessa, in occasione di piene anche di modesta entità.

Sui ripidi versanti compresi fra la sorgente e l'inghiottitoio sorgono due borghi rurali, sempre nel bacino del rio Novelli: Cassagna in sponda destra e Nascio in quella sinistra, anche se quest'ultimo è parzialmente sviluppato oltre lo spartiacque.

In corrispondenza degli affioramenti di diaspro, sui versanti e nel fondovalle, si individuano ancora le entrate di alcune delle miniere inattive di manganese appartenenti al sito estrattivo di Molinello, facente parte del distretto

minerario di Gambatesa (Faccini *et alii*, 2000).

Anche la sorgente Molinello è sfruttata dall'acquedotto comunale di Ne, mediante un'opera di captazione che impedisce sia l'accesso allo stretto cunicolo artificiale, realizzato in tempi passati nei diaspri, sia alla sorgente, posta alla base della galleria ad un paio di metri sopra il rio Novelli (Figura 6b, Figura 6c).



Figura 6c - La portata della sorgente in regime estivo (settembre '08).

Figure 6c - The water flow of the spring in summer (September 2008)

Sulla base dei dati forniti dalla Società per l'Acqua Potabile, la portata dell'acquedotto varia tra 6 e 12 l/s, per un totale medio di oltre 300.000 m³/anno.

Nel casotto di captazione della sorgente una vasca ospita un sistema che regola attraverso un galleggiante il riempimento del serbatoio posto a valle, in frazione Piandifieno. L'impossibilità tecnica d'interrompere il sistema di adduzione al serbatoio in caduta, unitamente alla forma della vasca ai cui lati sono stati realizzati sfioratori di troppo pieno, hanno impedito la valutazione della portata.

L'acqua della sorgente presenta un debole intorbidimento in occasione di osservazioni effettuate in periodi di intense e prolungate precipitazioni, riconducibile presumibilmente all'apporto proveniente dal rio Novelli. Le analisi chimiche condotte sui campioni, come evidenziato nel seguito, non hanno riscontrato tenori elevati di metalli

disciolti, come il manganese; questa osservazione escluderebbe, pertanto, il prevalente apporto di acque provenienti dal versante in diaspri, come ipotizzato negli studi di inizio '900 (Perrone *et alii*, 1912).

4. Studi effettuati

I primi studi condotti sulle sorgenti della Val Graveglia sono stati sviluppati con l'obiettivo di delimitare i possibili bacini di alimentazione degli acquiferi e di effettuare osservazioni sulle variazioni delle portate stagionali (Raddi, 1897, 1898, 1901; Solari, 1899; Perrone, 1912); alla fine degli anni '60, oltre a individuare con maggior precisione le zone di assorbimento e il percorso sotterraneo di alcune delle principali sorgenti, si sono fornite anche analisi preliminari sul chimismo delle acque (Maifredi & Giammarino, 1968; Maifredi & Pastorino, 1970, 1974).

In tempi recenti, a seguito dello sviluppo delle conoscenze in campo geochimico, è stato possibile affinare le tecniche sull'interpretazione delle analisi sulle acque, il cui studio può permettere di delimitare con soddisfacente dettaglio l'ampiezza del bacino di ricarica di un acquifero ipogeo dal contenuto in elementi disciolti in un campione d'acqua (Celico, 1988; Ottonello, 1991; Preziosi & Piccini, 2000).

Su queste premesse è stato programmato un monitoraggio delle acque, con analisi in sito e in laboratorio; con cadenza mensile si sono effettuate misure alle sorgenti della temperatura, del pH e della conducibilità mediante l'impiego di una sonda portatile. Ogni parametro è stato ripetutamente misurato, mediando i valori ottenuti, al fine di limitare l'incidenza di eventuali errori legati alla stabilizzazione dei sensori della sonda.

In corrispondenza della sorgente di Tana della Madonna è stata effettuata periodicamente anche una valutazione della portata nella cavità; la misura è stata presa in corrispondenza di un tratto di canale inciso nel calcare, di lunghezza e sezione note (Figura 4c), mediante osservazioni dirette sulla velocità e sull'altezza delle acque circolanti (Collignon, 1992).

Come accennato in precedenza, la stessa operazione non è stata effettuata nelle sorgenti di Molinello e Böregu per la presenza delle vasche di raccolta e di adduzione ai serbatoi.

Con cadenza stagionale sono stati inoltre prelevati campioni di acqua di sorgente sottoposti ad analisi di laboratorio, per la determinazione dei cationi calcio, magnesio, sodio, potassio, manganese e degli anioni cloro, solfati, bicarbonati, nitrati e carica batterica.

Dai valori della conducibilità è stato ricavato, attraverso la relazione di Richard-Nguyen Van Cu, il residuo fisso espresso in mg/l (Rodier, 1975).

I valori della concentrazione ionica, espressa in meq/l, sono stati riportati su grafici binari, ternari e quadrati, allo

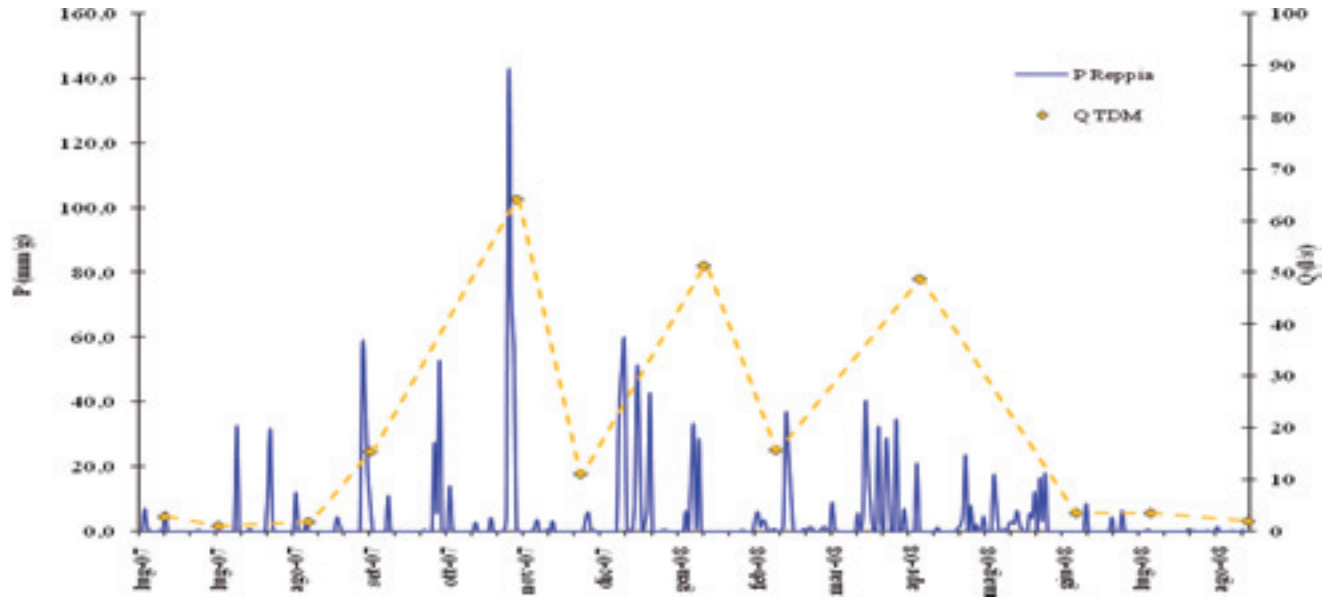


Figura 7 - Grafico comparativo tra le precipitazioni registrate presso la stazione di Reppia (P) e la portata misurata presso la sorgente di Tana della Madonna (Q TDM).

Figure 7 - Comparative graphic between rainfall recorded in Reppia station (P) and water flow measured in the Tana della Madonna Cave spring (Q TDM).

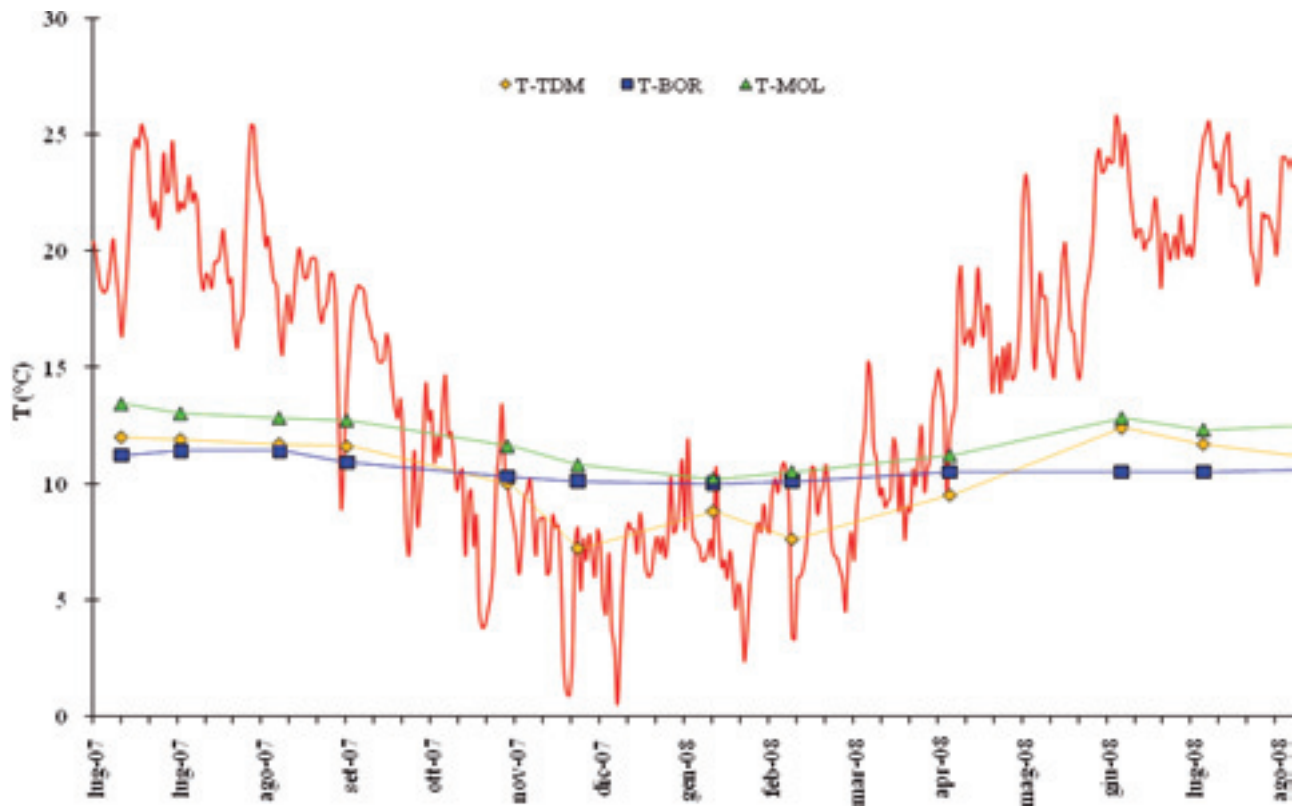


Figura 8 - Grafico comparativo tra temperature dell'aria registrate presso la stazione di Reppia (Tm) e quelle presso le sorgenti di Tana della Madonna (T TDM), Böregu (T BOR) e Molinello (T MOL).

Figure 8 - Comparative graphic between air temperature recorded in Reppia station (Tm) and temperature of Tana della Madonna Cave spring (T TDM), Böregu (T BOR) and Molinello (T MOL) springs.

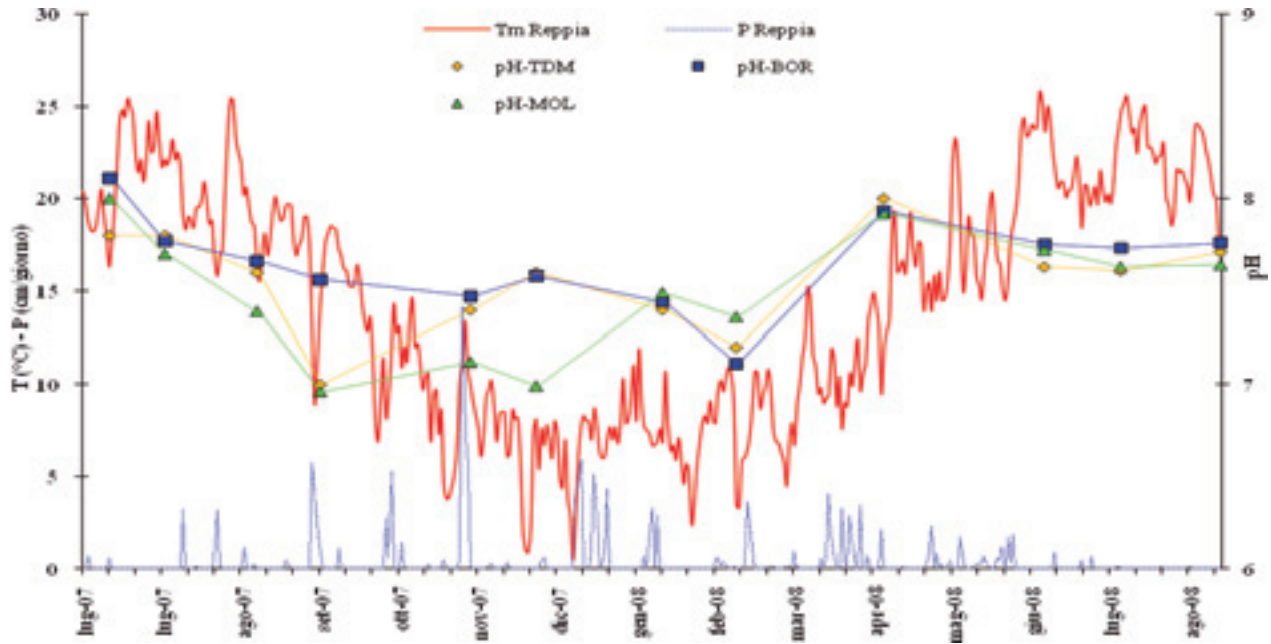


Figura 9 - Grafico comparativo tra le precipitazioni (P Reppia) e le temperature (Tm Reppia) registrate presso la stazione di Reppia e i valori di pH misurati presso le sorgenti di Tana della Madonna (pH TDM), Böregu (pH BOR) e Molinello (pH MOL).
 Figure 9 - Comparative graphic between rainfall (P Reppia) and temperature (Tm Reppia) registered in Reppia station and pH values measured in the Tana della Madonna Cave (pH TDM), Böregu (pH BOR) and Molinello (pH MOL) springs.

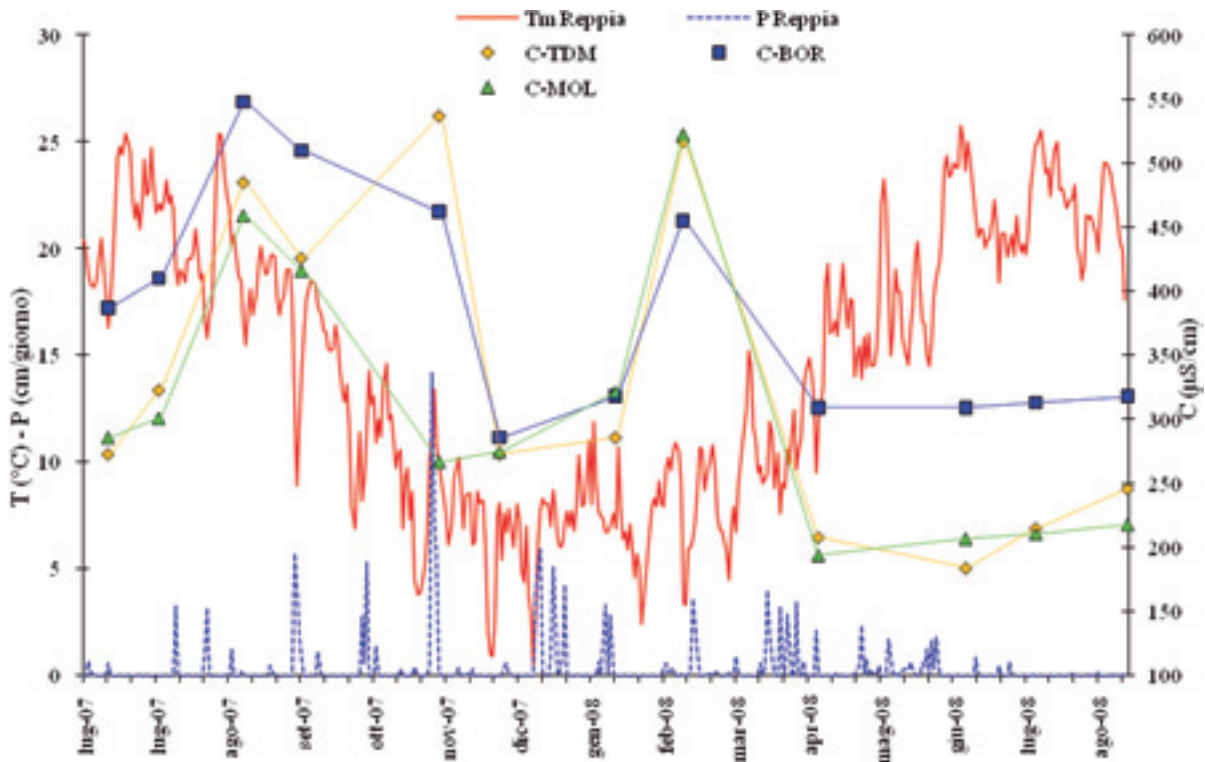


Figura 10 - Grafico comparativo tra le precipitazioni (P Reppia) e le temperature (Tm Reppia) registrate presso la stazione di Reppia e i valori di conducibilità registrati presso le sorgenti di Tana della Madonna (C TDM), Böregu (C BOR) e Molinello (C MOL) springs.

scopo di classificare dal punto di vista idrogeochimico le acque delle sorgenti e osservarne l'andamento nel tempo.

Contestualmente sono stati acquisiti i valori degli andamenti giornalieri di temperatura e pluviometria registrati presso la stazione meteorologica ARPAL di Reppia (546 m s.l.m.), la cui centralina è situata poco a N dell'abitato di Botasi, in posizione favorevole per le sorgenti selezionate.

5. Risultati

Il regime termo-pluviometrico nel periodo compreso fra luglio 2007 e giugno 2008 è caratterizzato da una temperatura media annua di 13,2°C ed un'altezza di pioggia di 1511 mm. Le temperature presentano un massimo medio estivo di 21,4 °C (luglio 2007) e un minimo medio invernale di 6,7 °C (dicembre 2007), mentre le precipitazioni mostrano valori significativi in tutto il periodo, con un massimo di 295 mm (gennaio 2008) ed un minimo di 15 mm (luglio 2007). I picchi di pioggia superiori a 50 mm/g sono frequenti.

La portata determinata alla sorgente Tana della Madonna presenta in periodi di magra valori intorno a 2-3 l/s, mentre i massimi sono compresi fra 50 e 64 l/s (Figura 7). Nelle altre sorgenti la portata è stata stimata qualitativamente, osservando i flussi in corrispondenza dei sistemi di troppo pieno, in alcuni casi al limite della possibilità di smaltimento.

L'andamento della temperatura dell'acqua delle sorgenti, funzione delle condizioni termiche stagionali esterne, presenta lievi differenze (Figura 8): Böregu mostra una temperatura media quasi costante nell'arco dell'anno, pari a 10,6°C, mentre Molinello, e in maniera più evidente Tana della Madonna, presentano oscillazioni apprezzabili, comprese tra 7,2 e 13,4°C.

Il pH mostra valori compresi tra 7,0 ed 8,1: nel primo periodo di monitoraggio, Molinello ha presentato pH leggermente più acido, mentre nel seguito tutti i valori sono risultati confrontabili (Figura 9).

La conducibilità mostra per Böregu valori complessivamente superiori rispetto alle altre due sorgenti (Figura 10).

Il residuo fisso presenta valori compresi tra 142 (Tana della Madonna) e 392 mg/l (Böregu).

I valori di concentrazione ionica sono stati riportati sui diagrammi di Piper e Langguth (Figura 11): nel diagramma cationico si nota per Molinello una significativa concentrazione di ione Mg^{2+} , mentre in quello anionico si osserva una concentrazione generale in corrispondenza dello ione bicarbonato HCO_3^{-} .

Una variante ai precedenti sistemi di classificazione è costituita dal diagramma quadrato di Langelier Ludwig (Langelier & Ludwig, 1942; Ottonello, 1991), in cui gli stessi ioni sono raggruppati in modo differente (Figura 12).

L'area di variazione delle concentrazioni ioniche mi-

surate è visualizzato nel diagramma semi-logaritmico di Schoeller-Berkaloff (Figura 13): lo ione Ca^{++} risulta elevato a Böregu; lo ione Mg^{++} , mostra valori superiori a Molinello e meno significativi presso la Tana della Madonna; lo ione Na^+ presenta maggiore concentrazione a Molinello e Böregu; lo ione K^+ presenta valori superiori a Böregu; gli ioni Cl^- , SO_4^{--} , NO_3^- risultano superiori a Böregu e minimi presso la Tana della Madonna.

La durezza totale, definita come somma della concentrazione degli ioni Ca^{++} e Mg^{++} , presenta complessivamente oscillazioni ridotte nel caso delle acque di Molinello e Böregu, sempre più dure rispetto a quelle di Tana della Madonna.

La presenza di coliformi totali, escherichia coli ed enterococchi, quali indicatori di eventuali contaminazioni fecali di origine umana e/o animale (Busignani *et alii*, 2002), è risultata sempre modesta.

6. Discussione

La temperatura media annua dell'aria nel periodo di osservazione appare sostanzialmente coincidente con quella del cinquantennio di riferimento 1950-2000, pari a 13,3 °C. Il confronto tra l'andamento medio storico e quello dell'anno di misure sperimentali mostra scarti poco rilevanti (Figura 14); il regime è tipicamente mediterraneo, con estate calda e temperature tra 19,6 e 21,4°C ed inverno relativamente mite, con temperature influenzate dalla quota, tra 6,7 e 7,3°C.

Il confronto tra precipitazioni medie annue e periodo di riferimento mostra alcune variazioni significative: il totale medio annuo è di 1644 mm, mentre nell'anno di monitoraggio l'altezza di pioggia ha raggiunto 1520 mm.

In genere, le piogge sono distribuite in tutto l'arco annuale, con maggiore frequenza nei mesi autunnali (ottobre 221 mm) ed invernali (gennaio 211 mm) e minimi in quelli estivi (luglio 46 mm). Il periodo di monitoraggio è stato caratterizzato da altezza di pioggia superiore alla media nei mesi di novembre (282 mm), gennaio (295) ed aprile (222 mm), mentre valori inferiori si sono registrati a luglio (15 mm), ottobre (112 mm) e dicembre (19 mm). La quota di scaturigine influisce sui valori termometrici rilevati nelle acque delle sorgenti: infatti la sorgente Molinello, a 280 m, presenta una temperatura media annuale di 12°C, con valori mensili fra 10,2°C e 13,4°C, mentre la sorgente Tana della Madonna, a 751 m, registra una temperatura media annuale di 10,5°C, con termini mensili invernali minimi di 7,2°C e massimi estivi di 12,4°C. La temperatura di Böregu presenta un andamento quasi costante nell'arco dell'anno, con media di 10,6°C ed oscillazioni mensili tra 10°C e 11,4°C.

La minore sensibilità alle variazioni della temperatura esterna delle acque di Molinello e in maggior misura di Böregu è riconducibile alla superiore estensione dei bacini di potenziale alimentazione di queste sorgenti rispetto a quello di Tana della Madonna e ad una probabile

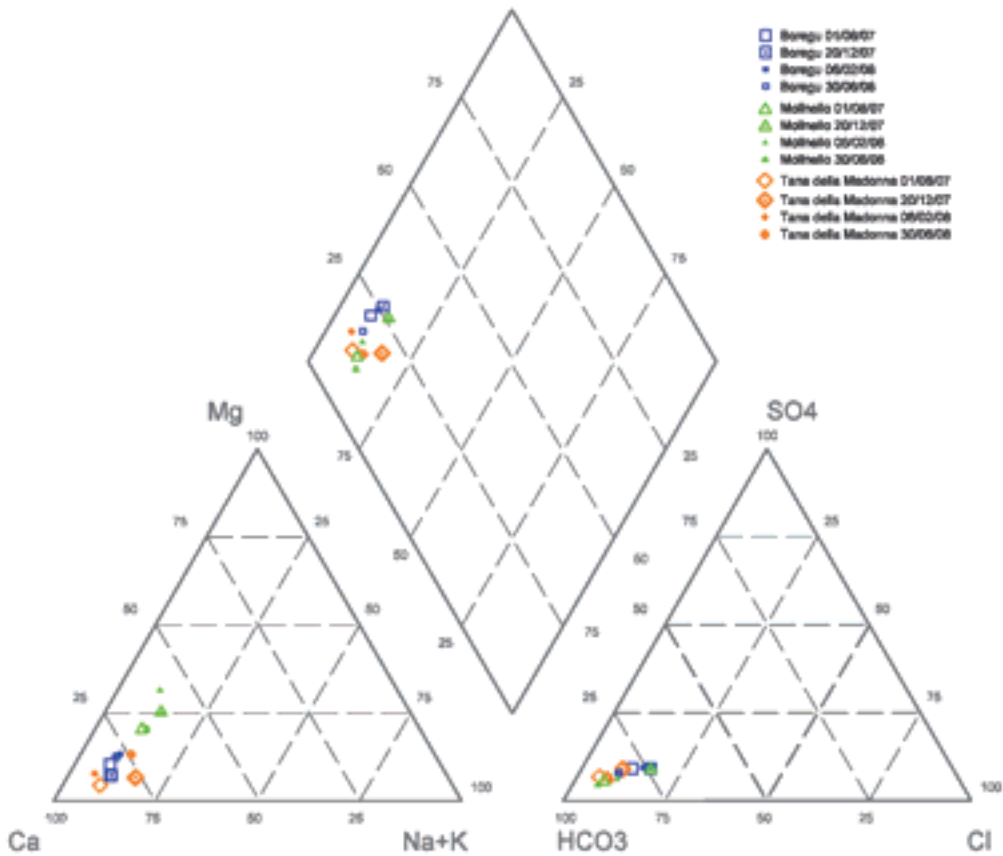


Figura 11 - Diagrammi di Piper e Langguth.
Figure 11 - Piper and Langguth diagrams.

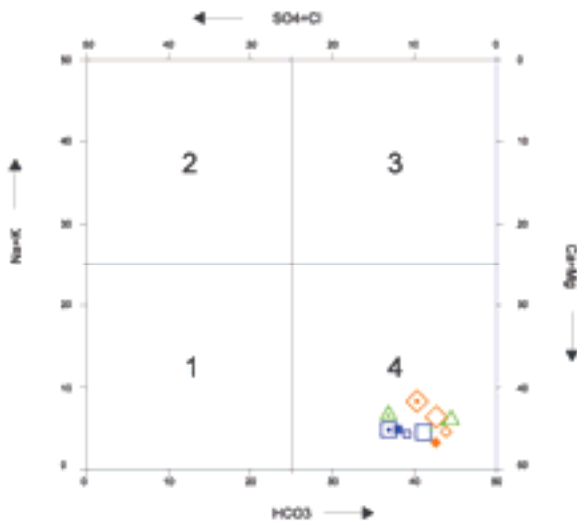


Figura 12 - Diagramma quadrato di Langelier –Ludwig (legenda come Figura 11).
Figure 12 - Langelier –Ludwig diagram (for legend see Figure 11).

circolazione più lenta e profonda delle loro acque di alimentazione, che comporta tempi di stazionamento delle

acque più elevati ed un conseguente livellamento delle temperature.

Alcune considerazioni quantitative possono essere condotte solo per la sorgente Tana della Madonna, dove la relazione portata-precipitazione è evidente: tenendo presente anche la variazione termica dell’acqua e le marcate diminuzioni nella mineralizzazione in occasione di eventi piovosi particolarmente intensi, è possibile ipotizzare un vicino collegamento con l’esterno e quindi un reticolo ipogeo con modesto sviluppo spaziale, di tipo a dreno dominante (Vigna & Calandri, 2001).

Pur in assenza di un monitoraggio in continuo e tenendo presente l’approssimazione legata alla distanza ed alla differenza di quota tra zona di ricarica e stazione termo-pluviometrica di monitoraggio, è possibile affermare che un ruolo non trascurabile nell’alimentazione del massiccio è fornito dai fenomeni di condensazione, che rappresentano l’unico contributo d’infiltrazione efficace nel periodo tardo primaverile-estivo, stante i valori di deflusso ottenuti col bilancio idrogeologico (Figura 15).

Una stima del modello afflussi-deflussi per le sorgenti di Böregu e Molinello e del conseguente bacino di alimentazione può essere definita utilizzando sempre i dati di precipitazione e temperatura registrati presso la stazione di Reppia, durante il periodo di monitoraggio: con ri-

ferimento ai bacini presunti indicati nelle Figure 5 e 6, rispettivamente di 2,25 e 5,76 km², sviluppando il bilancio idrogeologico con il metodo di Thorntwaite, risulterebbero deflussi tra 5 e 150 l/s per la sorgente Böregu e tra 6 e 400 l/s per la sorgente Molinello. Questi valori, nonostante la semplificazione legata al profilo pluvio-

termometrico locale ed alla impossibilità di misura del deflusso, a meno di non interrompere la rete dell'acquedotto, si ritengono coerenti con quanto osservato in sito e riportato in letteratura scientifica (Maifredi & Pastorino, 1970, 1974).

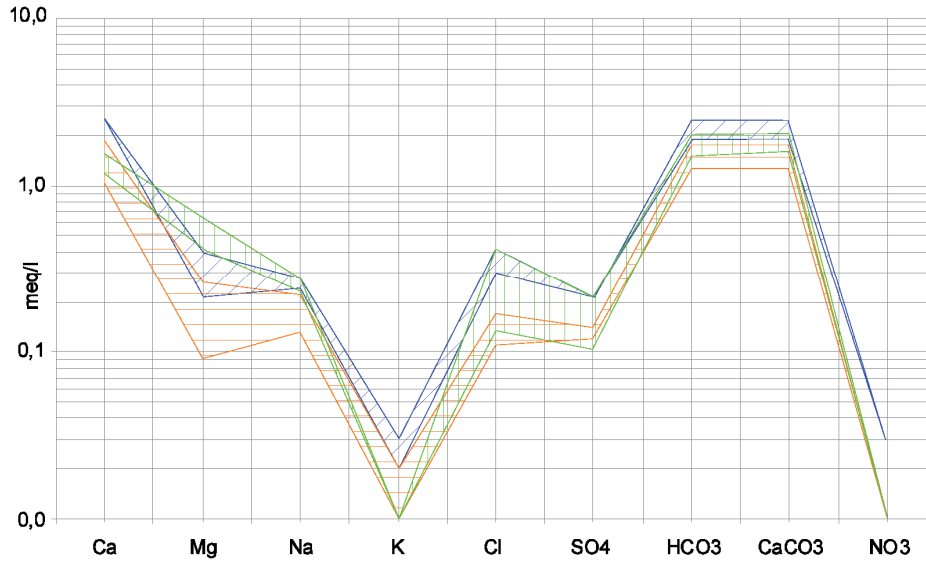


Figura 13 - Diagramma di Schoeller-Berkaloff illustrativo del campo di variazione dei caratteri chimici delle sorgenti Tana della Madonna (arancione), Böregu (blu) e Molinello (verde).

Figure 13 - Schoeller-Berkaloff diagram for the illustration of the geochemical features of the Tana della Madonna Cave (orange), Böregu (blue) and Molinello (green) springs.

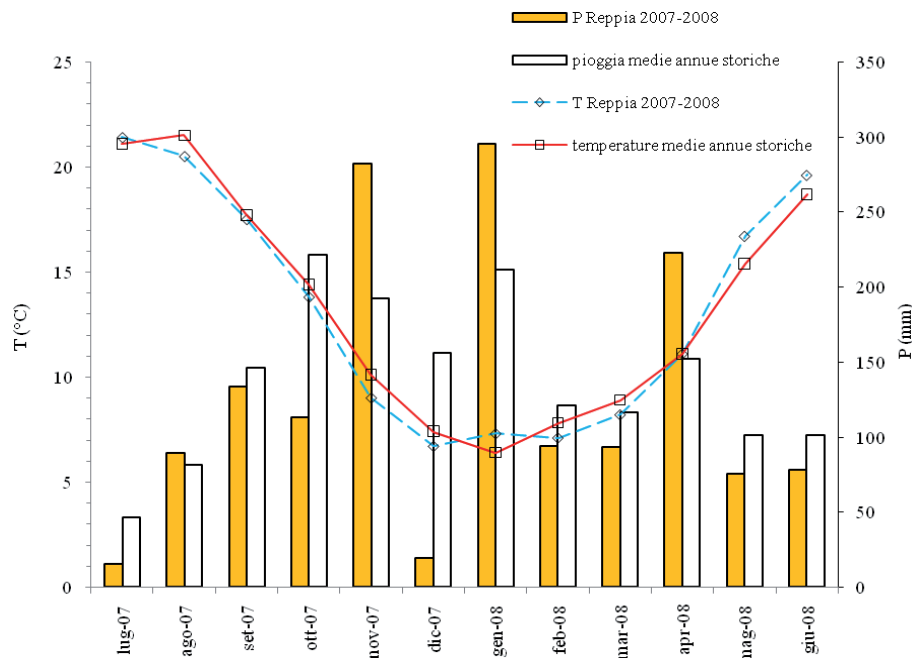


Figura 14 - Grafico comparativo tra le temperature e le precipitazioni registrate presso la stazione di Reppia nel periodo di monitoraggio 2007-2008 (T. Reppia) e i valori nel cinquantennio di riferimento 1950-2000.

Figure 14 - Comparative graphic between temperatures and rainfalls registered in Reppia station in the 2007-2008 monitoring period (T. Reppia) and the mean value in the half century 1950-2000.

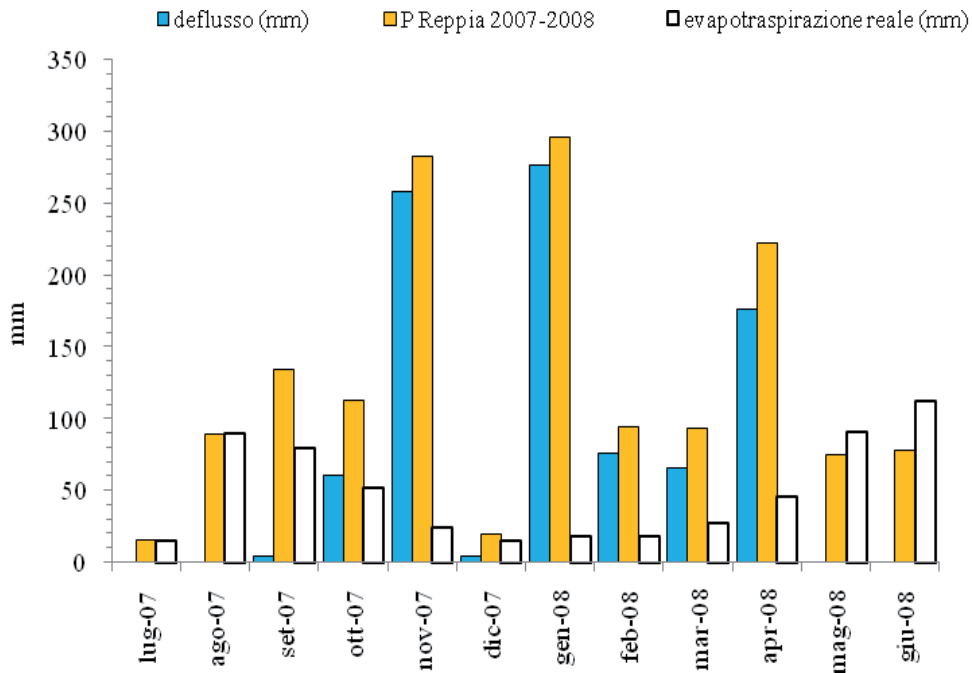


Figura 15 - Grafico comparativo tra i deflussi, le precipitazioni (P Reppia) registrate presso la stazione di Reppia nel periodo di monitoraggio 2007-2008 e l'evapotraspirazione reale.

Figure 15 - Comparative graphic between water flows, rainfall (P Reppia) registered in the Reppia station in the 2007-2008 monitoring period and real evapotranspiration.

Il pH mostra un andamento temporale in analogia con le oscillazioni di temperatura esterna e precipitazioni registrate nella stazione di Reppia: durante i periodi autunnale-invernale e di inizio primavera, caratterizzati da marcata piovosità, si osserva infatti un aumento dei valori, soprattutto a seguito di eventi intensi e prolungati. Nel periodo tardo-primaverile ed estivo la diminuzione delle precipitazioni determina una progressiva riduzione dei valori del pH dell'acqua; questo aspetto potrebbe essere correlabile ad una circolazione subordinata proveniente dai complessi arenaceo-argillitici al contorno, alimentati dai fenomeni di condensazione favoriti dai contrafforti montuosi allo spartiacque dell'areale.

Nel caso della conducibilità, i valori hanno manifestato variazioni concordi con quelle della temperatura esterna: innalzamenti termici ne inducono infatti un suo aumento.

Nei confronti delle precipitazioni si osserva un aumento della conducibilità al verificarsi di eventi pluviometrici significativi, anche se le letture sono discontinue e non facilmente confrontabili con i dati giornalieri di pioggia.

In base al pH, la qualità delle acque è complessivamente oscillante fra *neutro* e *debolmente basico*, trattandosi pertanto di acque "minerali naturali"; la conducibilità ed il residuo fisso classificano le acque come "oligo-minerali"; i valori della durezza totale pongono le acque

nella categoria delle "leggere o dolci" (< 15°F); in base al contenuto di ioni Cl⁻, le stesse sono classificabili come "dolci" (contenuto Cl⁻ < 100 mg/l); dall'osservazione simultanea dei punti rappresentativi delle acque ubicati nei diagrammi di Piper e Langguth si deduce che le stesse sono complessivamente *bicarbonato-calciche*; la concentrazione di Mg⁺⁺ a Molinello permette di definire le sue acque come *bicarbonato-calciche* lievemente tendenti a *magnesiache*; infine, si osserva, nel diagramma di Langelier-Ludwig, che le acque ricadono nella categoria delle *bicarbonato-alcalino-terrose*. La presenza di microrganismi è risultata sempre modesta, entro i limiti per lo sfruttamento delle acque a scopi idropotabili, anche se il loro utilizzo necessita di un trattamento fisico-chimico e di una disinfezione, peraltro già in atto per le sorgenti di Molinello e Böregu.

La concentrazione ionica di alcuni elementi può essere correlata con le differenti litologie affioranti nelle aree di alimentazione: lo ione Ca⁺⁺ in percentuale superiore a Böregu può ricondursi ad una maggiore presenza di rocce carbonatiche, sia in posto sia come costituente di alcuni blocchi presenti in ammassi detritici lungo i versanti della vallata; lo ione Mg⁺⁺ in tenore superiore a Molinello può essere giustificato dalle ofioliti nel bacino di alimentazione; lo ione Na⁺ in percentuale leggermente superiore a Molinello ed in minor misura a Böregu e Tana della Madonna potrebbe essere prodotto da una circolazione di

acque ipogee in contatto con i diaspri, affioranti in sponda sinistra del rio Novelli, nel settore compreso fra l'inghiottitoio e la sorgente; tenori molto contenuti, ma comunque evidenti, in alcune acque, sono stati descritti in bibliografia come legati all'aerosol marino, ma l'assenza di analisi chimiche sulle piogge impedisce di confermare o smentire suddetta ipotesi; gli ioni K^+ e SO_4^{2-} presenti con valori superiori a Böregu potrebbero ricondursi ad una circolazione delle acque negli ammassi rocciosi argillitici affioranti in testata di valle, unitamente ad una permanenza in ambienti sub-superficiali più lunghi nel caso del potassio; lo ione Cl^- risulta superiore a Böregu, indicando, come per lo ione K^+ , una possibile circolazione delle acque in un reticolo sub-superficiale di durata superiore rispetto alle altre sorgenti; lo ione NO_3^- risulta superiore a Böregu e potrebbe essere ricondotto ad una forma di dilavamento superficiale dei terreni trattati con fertilizzanti.

7. Conclusioni

Allo stato attuale delle conoscenze, solo la grotta-sorgente Tana della Madonna può definirsi una sorgente di tipo carsico, con reticolo a dreno dominante. Il bilancio idrogeologico, pur condotto con le approssimazioni legate alla distanza ed alla differenza di quota tra stazione termo-pluviometrica e area di studio, nonché alla discontinuità dei dati di portata stimata, dimostra che il contributo idrico medio all'interno della cavità proviene dalle acque d'infiltrazione nel massiccio carbonatico soprastante, localizzato tra i monti Coppello e Chiappozzo (Figura 16). Fenomeni di miscelazione delle acque con rocce di diversa origine, sia ofiolitiche sia silico-clastiche, sono da ritenersi poco significativi, mentre il meccanismo delle precipitazioni occulte alimenta quasi esclusivamente il bacino nel periodo estivo, con altezze dell'ordine di 20 mm/mese.

Le scaturigini di Molinello e Böregu, per l'assenza di un reticolo ipogeo accessibile, per la complessità geologica sottesa dal loro bacino di alimentazione, caratterizzato da formazioni rocciose anche di tipo non carbonatico, con proprietà fisico-meccaniche ed idrogeologiche molto complesse, e per la dinamica geomorfologica che impedisce, di fatto, l'accesso in profondità, sono anch'esse classificabili come sorgenti, ma con più significative miscele, in proporzioni diverse, con acque di altro tipo.

Pur avendo caratteristiche differenti, le sorgenti Molinello e Böregu presentano aspetti comuni sotto il profilo della vulnerabilità e della complessa definizione dell'area di ricarica. Infatti, dall'analisi cartografica, di terreno e della documentazione bibliografica, anche storica, sono state riscontrate nei vari bacini di alimentazione forme di convogliamento delle acque d'infiltrazione (inghiottitoi e ammassi rocciosi molto fratturati) che comportano deflussi rapidi, anche se in ambienti a basso impatto antropico; la presenza, anche se in quantità ridotte, di elementi

ionici estranei per acque classificate come carsiche messi in evidenza col ciclo di analisi chimiche stagionali, dimostra che la circolazione sotterranea avviene anche con un contributo proveniente da ammassi rocciosi adiacenti a quelli carbonatici, spesso considerati erroneamente poco o per nulla permeabili. La risposta alle variazioni climatiche esterne naturali o antropiche dei parametri fisico-chimici dimostra la velocità di circolazione in sottterraneo e quindi la rapidità con cui potenziali fonti di inquinamento potrebbero entrare in contatto con la rete di distribuzione.

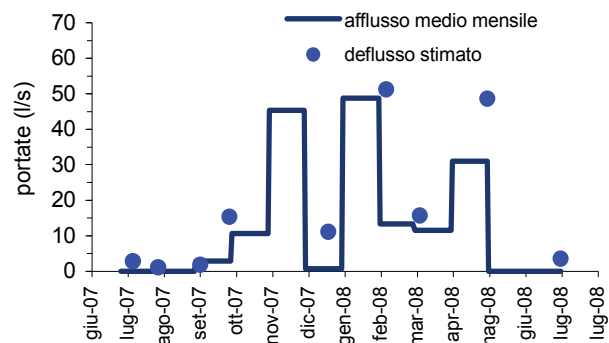


Figura 16 – Grafico comparativo fra gli afflussi medi mensili e il deflusso stimato presso la sorgente di Tana della Madonna.

Figure 16 - Comparative graphic between monthly water fluxes, rainfall and the estimated water flow in the Tana della Madonna Cave.

Le sorgenti studiate mostrano portate decisamente più elevate in rapporto a quanto mediamente captato dall'acquedotto. I bacini di alimentazione individuati per le sorgenti, pur con le approssimazioni descritte in precedenza, in particolare per la grotta di Tana della Madonna, possono essere utilizzati come primo supporto negli strumenti di pianificazione territoriale ai fini della protezione e tutela dei punti d'acqua.

Le informazioni raccolte attraverso le misure sperimentali, in sito ed in laboratorio, forniscono una importante base di partenza per la conoscenza delle sorgenti esaminate, che necessitano tuttavia di ulteriori studi e ricerche; i dati acquisiti non sono ritenuti del tutto sufficienti per dimostrare alcuni comportamenti fisico-chimici condizionati, oltre che dalle caratteristiche geomorfologiche ed idrogeologiche, superficiali e sotterranee, del territorio al contorno, anche dalle variazioni climatiche dell'ambiente esterno, che le registrazioni presso la stazione di Reppia hanno evidenziato con scala temporale molto ravvicinata.

Si ritiene in tal senso indispensabile, per la corretta determinazione delle principali variazioni dei parametri fisico-chimici delle acque in funzione delle caratteristiche termo-pluviometriche e per una più affidabile ricostruzione dell'area di alimentazione, finalizzata anche alla redazione di una specifica cartografia della vulnerabilità, la predisposizione di stazioni di monitoraggio sperimentali.

tale in continuo, in modo tale da rilevare, su base delle 12 o delle 24 ore, la portata, le caratteristiche termopluviometriche locali ed i principali parametri chimico-fisici delle acque.

Ringraziamenti

Si desidera ringraziare il Dott. F. Poggi, Responsabile per l'attuazione della L. R. 14/90 della Regione Liguria e il Dott. C. Cavallo, Co-Responsabile Regionale del Catasto delle Grotte e delle Aree Carsiche della Liguria, che hanno reso possibile questa prima ricerca sulle sorgenti della

Val Graveglia.

Un ringraziamento alla Dott.ssa V. Bonati e al Dott. L. Rusca di ARPA Liguria, per aver fornito i dati termopluviometrici della stazione di Reppia, al personale tecnico della Società per l'Acqua Potabile S.p.A. di Sestri Levante (GE), in particolare al geom. S. Sciutto ed al sig. M. Pessagno, per la collaborazione e l'aiuto fornito, agli amici dell'Associazione Speleologica Genovese S. Giorgio, per l'assistenza costante sul terreno.

Bibliografia

- Abbate E., Bortolotti V., Galbiati B., Principi G., 1980. Carta geologica delle ofioliti del Bargonasco e dell'alta val Graveglia. L.A.C., Firenze.
- Benedettini A., Bonaria V., Faccini F., Robbiano A., 2002. Osservazioni e ricerche idrogeologiche presso il complesso carbonatico di M. Coppello-M. Chiappozzo. Grotta sorgente della Madonna (Li 931 GE) – Alta Val Graveglia, Comune di Ne, Provincia di Genova (Liguria Orientale). Atti 2° Convegno su ambiente e sviluppo sostenibile “Le acque sotterranee – risorsa preziosa, poco conosciuta, a rischio”, Rossiglione (GE).
- Brandolini P., Canepa G., Faccini F., Robbiano A., Terranova R., 2007. Geomorphological and geo-environmental features of the Graveglia Valley (Ligurian Apennines, Italy). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 30, 99-116.
- Brandolini P., Faccini F., Renzi L., Robbiano A., Terranova R., Vercellotti D., 2008. Geodiversità della Val Graveglia (Appennino Ligure). Proposte per la valorizzazione turistica e la realizzazione di un geoparco. *Bollettino della Società Geografica Italiana*, Roma, Serie XIII, vol. I (2008), 913-927.
- Busignani E., Bucca M., Anselmo A., Veronesi Y., Formichetti P., Mancini L., 2002. Rassegna su *Escherichia coli* ed enterococchi come indicatori della qualità delle acque. *Biol. Amb.*, 16 (n. 1).
- Campi G., Cimmino F., Faccini F., Robbiano A., 2004. Il Calcare a Calpionelle, una tipica georisorsa ligure. *Quarry and Construction*, n. 8, 95-99.
- Celico P., 1988. *Prospezioni idrogeologiche*. Liguori Editore.
- Cobianchi M., Villa G., 1992. *Biostratigrafia del Calcare a Calpionella e delle Argille a Palombini nella sezione di Statale (val Graveglia, Appennino ligure)*. *Atti Ticinesi di Scienze della Terra*, vol. 35, 199-211.
- Collignon B., 1992. *Il manuale di Speleologia*, Zanichelli, Bologna.
- Decandia M., Elter P., 1972. Carta geologica della zona del Bracco nel settore fra Levante e M. Zatta. L.A.C., Firenze.
- Faccini F., Brandolini P., Robbiano A., Terranova R., 2005. Valorizzazione turistica e salvaguardia ambientale dei siti di interesse carsico nella Val Graveglia (Appennino Ligure). In: R.Terranova, P.Brandolini e M.Firpo (eds.), “La valorizzazione turistica dello spazio fisico come via alla salvaguardia ambientale”, Pàtron, Bologna, 160-188.
- Faccini F., Marescotti P., Robbiano A., 2000. La Val Graveglia, un tesoro geologico nell'Appennino ligure. A cura dell'Ente Parco dell'Aveto, Fassicomo Ed., Genova, p. 112.
- Langelier W.F., Ludwig H.F., 1942. Graphical methods for indicating the mineral character of natural water. *Amer. Geophys. Union. Trans.*, n°25.
- Maifredi P., Giammarino S., 1968. Osservazioni idrogeologiche sulle risorgenti del Rivo Orti nell'alta Val Graveglia (Provincia di Genova). *Atti Istituto di Geologia Università di Genova*, 6 (1), 3-20.
- Maifredi P., Pastorino M.V., 1970. Nuove ricerche della sorgente Molinello (alta val Graveglia, Provincia di Genova). *Atti Istituto di Geologia dell'Università di Genova*, 7 (2).
- Maifredi P., Pastorino M.V., 1974. Indagine sulle possibilità di utilizzazione delle sorgenti carsiche della Provincia di Genova. *Atti del XI Congresso Naz. di Speleologia*, Genova 1972, Memoria XI - vol. I - “Rassegna Speleologica Italiana”, Como.
- Ottonello G., 1991. *Principi di geochimica*, Zanichelli, Bologna.
- Perrone E., 1912. Carta idrografica d'Italia: corsi d'acqua del litorale toscano a nord del Serchio e della Riviera Ligure. *Memorie Illustrative Carta Idrogr. It.*, n° 36, Roma.
- Preziosi E., Piccini L., 2000. Idrogeologia carsica: le indagini speleologiche come strumento di prospezione e ricerca. *Periodico “Geologia dell'Ambiente” della S.I.G.E.A.*, n. 3/2000, 89-96.
- Raddi A., 1897. *L'acqua potabile per la città di Chiavari, studi e proposte*. Tipolitografia successore Argiroffo, Chiavari.
- Raddi A., 1898. *Le sorgenti di Nascio nell'Appennino Ligure*. Studi di idrologia sotterranea e di idrologia. *Giorn. Scientif. Palermo*, IV, 12.
- Raddi A., 1901. *Studi idrologici e idrografici sulla natura delle sorgenti e risultati di studi sperimentali sulle Sorgenti di Nascio in Liguria*, Firenze.
- Rodier J., 1975. *L'analyse de l'eau*. Dunod, Paris.
- Società Geologica Italiana, 1994. *Appennino ligure-emiliano. Guide geologiche regionali*. BE-MA Ed., Milano, 382 pp.
- Solari E., 1899. *Le sorgenti di Nascio*, Chiavari.
- Vigna B., Calandri G., 2001. *Gli acquiferi carsici. Quaderni didattici della Società Speleologica Italiana - Regione Liguria*, Delegazione Speleologica Italiana, n°12.

Studio della ripetibilità della procedura di analisi granulometrica delle terre

Nicoletta Prosperini, Costanza Cambi, Giuseppe Vinti, Carmela Vennari,
Isabella Abatantuono

Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Perugia
nicoletta.prosperini@unipg.it; coscambi@unipg.it

Repeatability of grain size analyses of soils

ABSTRACT: This paper presents a study on the repeatability of grain size analysis of soils, determined by means of sieve and hydrometer tests. In order to evaluate the average error and the variability of the main statistical parameters, six specimens of every selected soil have been analysed. The hydrometer analysis has been executed both on bulk specimens and on the fraction finer than 0.075 mm. Results have shown that, as for the sieve analysis, the worst controlled stage is the sampling, consisting in many mixings and cone-and-quarter subdivisions alternated with each other. This manual procedure can lead to a selection of poorly representative samples, prejudicing the soil classification and, therefore, its proper use for engineering purposes. As for the hydrometer analysis, the main problem seems to be the possibility of testing the bulk sample or the fraction finer than 0.075 mm. The operator can choose between these two possibilities on the basis of his personal analysis. This choice introduces a bias error the magnitude of which can vary by changing operator. Therefore it seems that the laboratory standards would better establish that the hydrometer test has to be executed only on the fraction finer than 0.075 mm.

Key terms: Particle size distribution, Sieve analysis, Hydrometer analysis

Termini chiave: Distribuzione granulometrica, Setacciatura, Sedimentazione

Riassunto

Questo lavoro presenta i risultati di uno studio sulla ripetibilità dell'analisi granulometrica delle terre, eseguita per setacciatura e per sedimentazione. Al fine di determinare il valore dell'errore medio e la variabilità dei principali parametri statistici, per ciascuna analisi sono state eseguite una serie di sei ripetizioni. Nel caso dell'analisi per sedimentazione le prove sono state eseguite sia su campione integro che sulla frazione passante al setaccio di apertura 0.075 mm. I risultati hanno mostrato che, per quanto riguarda l'analisi per setacciatura, la fase a minore controllo è quella del campionamento, consistente in fasi successive di quartatura e rimescolamento. La procedura classica di campionamento per quarti di cono può portare alla selezione di campioni non rappresentativi; ciò può compromettere la classificazione del materiale ed il suo conseguente utilizzo nelle applicazioni geotecniche. Per quanto riguarda l'analisi per sedimentazione, il problema principale sembra essere legato alla scelta, demandata all'operatore sulla base della propria analisi visiva, di eseguire la prova su campione integro o su passante al setaccio di apertura 0.075 mm. Tale scelta introduce un fattore di incertezza nei risultati della prova, comportando l'introduzione di un errore sistematico di entità variabile da operatore ad operatore. Di conseguenza sembrerebbe più opportuno che le normative imponessero di eseguire

l'analisi per sedimentazione solo sulla frazione passante al setaccio 0.075 mm.

Introduzione

L'analisi granulometrica di una terra è lo studio della percentuale in peso delle particelle che la costituiscono, suddivise in classi di differente diametro. Lo studio della distribuzione granulometrica di una terra ha un ampio utilizzo nella pratica geotecnica. Come noto infatti l'analisi granulometrica è l'elemento fondamentale di tutti i più diffusi sistemi di classificazione (USCS, AASHTO, USDA, USBR). La granulometria di un terreno, inoltre, ne condiziona l'utilizzo nella progettazione e realizzazione di varie opere (rilevati stradali e ferroviari, dighe in terra, argini, dreni, discariche, etc.) (Desio, 1985; Cestelli Guidi, 1987; Terzaghi & Peck, 1987; Colombo & Colleselli, 1996) ed è utile per la determinazione delle soglie di suscettibilità alla liquefazione dei terreni in presenza di shock sismico (vedi ad esempio Riga, 2007 e relativi riferimenti bibliografici). La curva granulometrica dà inoltre indicazione riguardo all'ambiente e ai processi di sedimentazione e alla dinamica costiera e fluviale (Leeder, 1982; Pettijohn *et alii*, 1987; Bosellini *et alii*, 1989; Cencetti *et alii*, 2003).

Sebbene esistano diversi metodi per la determinazione della distribuzione granulometrica dei sedimenti (vedi

Summa, 2000; Syvitski, 2007, e relativi riferimenti bibliografici), nella pratica geotecnica questa viene determinata utilizzando due metodi diversi: la frazione di terreno i cui granuli hanno diametro superiore a 0.075 mm viene analizzata mediante setacciatura, la frazione i cui granuli hanno diametro inferiore a 0.075 mm viene invece analizzata per sedimentazione. Le due procedure devono essere eseguite secondo gli standard descritti nelle normative di riferimento; le più note in campo internazionale sono per la setacciatura la AASHTO T 27, la ASTM D 421-85, D22-17 e D 422-63 e la BS 1377 e per la sedimentazione la ASTM D 422-63 e la BS 1377. In Italia la procedura di analisi granulometrica per setacciatura è codificata dalla norma UNI EN 933-1 (ex CNR UNI 23-71). Un altro importante riferimento nazionale sono le Raccomandazioni AGI (1994) che, per la setacciatura, richiamano la UNI EN 933-1 e per la sedimentazione le norme ASTM D 422-63.

In questo lavoro per l'analisi per setacciatura si è fatto riferimento alla norma CNR UNI 2234 e per la sedimentazione alle ASTM D 2217 e D 422-63. La scelta delle normative di riferimento è stata guidata dalla considerazione che, a partire dal 1/1/2008, le normative nazionali vigenti sono state sostituite dalla UNI CEN ISO-TS 17892-4, che definisce le procedure sia per la setacciatura che per la sedimentazione. Nella nuova normativa, per quanto riguarda la setacciatura la serie dei setacci della UNI EN 933-1 viene ampliata inserendo due setacci, rispettivamente all'estremo superiore ed inferiore della serie. L'apparecchiatura e la procedura indicata per l'analisi per sedimentazione è compatibile con la norma ASTM D 422-63, utilizzata in questo lavoro.

Nonostante le numerose ed importanti applicazioni che l'analisi granulometrica ha in campo geotecnico e geoingegneristico e nonostante le procedure di analisi abbiano un elevato livello di standardizzazione, ad oggi non esistono studi riguardanti l'accuratezza e la precisione dei metodi. Il problema della valutazione dell'accuratezza è legato al confronto tra i risultati delle analisi effettuate ed un valore di riferimento ottenuto da uno standard; nello specifico delle prove e delle analisi geotecniche questo standard di riferimento non esiste e non è quindi possibile effettuare studi di accuratezza, a meno di costruire degli standard di riferimento interni al laboratorio.

Per quanto riguarda la stima della precisione, in questo lavoro è stata analizzata la ripetibilità dei due metodi di analisi granulometrica, intendendo per ripetibilità l'esecuzione dello stesso tipo di analisi per un certo numero di volte, sullo stesso materiale, con le medesime procedure, dal medesimo operatore e nelle stesse condizioni ambientali. I dati ottenuti sono stati sottoposti ad analisi statistica, al fine di determinare l'incertezza associata al risultato delle procedure indagate. Il presente articolo si inquadra in un programma di ricerca volto a conferire maggiore rigore alle prove geotecniche classificative, che si traduce in una maggiore affidabilità dei dati che

vengono utilizzati per le più diverse applicazioni, tra le quali quelle sopra citate riguardanti l'analisi della distribuzione granulometrica.

Materiali e metodi

Le terre utilizzate in questo lavoro sono state classificate secondo i sistemi di classificazione USCS – Carta di Casagrande (2000) e AASHTO (2004) mediante il programma MAXLAB2 (Dragoni *et alii*, 2005]. Ciò ha richiesto, oltre alle analisi granulometriche, la determinazione della gravità specifica, eseguita secondo la CEN ISO/TS 17892/3, e dei limiti liquido e plastico, determinati secondo la ASTM D 4318-00.

Analisi per setacciatura

L'analisi granulometrica per setacciatura è stata eseguita su un misto granulare ricostituito (di seguito denominato M), di pezzatura variabile, costituito in prevalenza dalle classi dei ciottoli e della sabbia, con diametro massimo di 60 mm. Secondo la normativa UNI EN 933-1 un materiale di questo tipo richiede, per l'analisi granulometrica per setacciatura, il campionamento di almeno 15 kg di materiale. In questo lavoro il campionamento è stato eseguito su 120 kg di materiale, da cui sono stati estratti 6 campioni da circa 20 kg, su ciascuno dei quali è stata eseguita la quartatura: questo dovrebbe garantire una maggior rappresentatività del campione. La Tabella 1 riporta le dimensioni delle maglie della serie di setacci utilizzati per la prova.

Tabella 1 – Apertura della maglia della serie dei setacci utilizzati.

Table 1 – Opening size of the stack of sieves used for the tests.

Aperture size (mm)
100
71
40
25
10
5
2
0.4
0.18
0.075

Analisi per sedimentazione

L'analisi per sedimentazione è stata eseguita su due terreni naturali appartenenti a facies plio-pleistoceniche del territorio umbro, ricadenti nelle classi granulometriche dalla sabbia all'argilla.

I due terreni sono stati scelti in base all'osservazione che il primo (da qui in poi denominato A) risultava più argilloso del secondo (da qui in poi denominato B). Sono stati lavorati 300 g del terreno A da cui sono stati campionati sei provini del peso di circa 50 g ciascuno; del terreno B tal quale sono stati preparati 6 campioni del peso di circa 60 g ciascuno. Tutti i provini sono stati analizzati

direttamente per sedimentazione secondo la ASTM D 422-63; sul deposito del cilindro di sedimentazione è stata successivamente eseguita la setacciatura.

È opportuno ricordare che le procedure normalizzate demandano alla sola osservazione visiva la scelta di effettuare direttamente la sedimentazione su campione integro o di separare preliminarmente il materiale passante al setaccio di apertura 0.075 mm; la distribuzione granulometrica di quest'ultimo viene determinata per sedimentazione mentre il trattenuto viene analizzato per setacciatura.

Alla luce di questo fatto il terreno B, che risultava più sabbioso, è stato analizzato una seconda volta separando il trattenuto dal passante al setaccio di apertura 0.075 mm e campionando da quest'ultimo sei provini da 60 g ciascuno.

In sintesi l'analisi granulometrica di ciascuna terra è stata ripetuta per 6 volte; nel caso del campione B è stata verificata anche la differenza tra le due possibili procedure di analisi previste dalla normativa, effettuando in totale, per questo terreno, due gruppi di analisi di 6 ripetizioni ciascuno.

I quattro set di dati ottenuti dalle analisi sono stati sottoposti ad uno studio secondo i criteri della statistica classica, al fine di stimare gli errori caratteristici e la precisione dei due metodi di analisi investigati, nel rispetto delle normative esistenti in campo geotecnico (ASTM E177-06b; UNI ISO 5725-1/2). Le analisi statistiche sono state eseguite su quei parametri, derivanti dall'analisi granulometrica, necessari per fini classificativi e geoingegneristici. In particolare sono stati studiati: coefficiente di uniformità (C_U), coefficiente di curvatura (C_C), grado di uniformità (G_U) e frazione percentuale di materiale appartenente a ciascuna classe granulometrica. Al fine di determinare la variabilità della frazione percentuale di materiale di diametro inferiore ai vari passaggi classe, per le varie ripetizioni, si è ricorso ad un artificio: ove non presente il setaccio di apertura corrispondente al diametro di passaggio, si è fatto riferimento, nel caso della setacciatura, ai setacci immediatamente precedente e successivo al diametro di interesse, calcolando il passante al diametro di passaggio classe come la media pesata dei passanti ai setacci circostanti; nel caso della sedimentazione si è proceduto allo stesso modo, facendo però riferimento alle letture immediatamente precedente e successiva al diametro nominale di passaggio limo-argilla. Di fatto questa procedura ha consentito di creare una sorta di "setaccio aggiunto" per la setacciatura e di "lettura aggiunta" per la sedimentazione.

Risultati

A valle di ciascuna ripetizione delle analisi il materiale trattato è stato classificato secondo la AASHTO (2004) e la USCS Carta di Casagrande (2000). Le 6 ripetizioni di ciascuna prova hanno consentito inoltre di calcolare, per ciascuna delle grandezze sopra elencate, il valore dei seguenti parametri:

$$\text{media: } \sum_{i=1}^n x_i$$

$$\text{scarto quadratico: } |x_i - \bar{x}|$$

$$\text{deviazione standard: } s = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n - 1}}$$

$$\text{coefficiente di variazione: } \frac{s}{\bar{x}}$$

$$\text{varianza: } s^2$$

$$\text{errore medio assoluto: } \sum_{i=1}^n \frac{|x_i - \bar{x}|}{n - 1}$$

$$\text{errore temibile (o tolleranza): } 3s$$

Analisi per setacciatura

I risultati delle sei analisi per setacciatura, in termini di classificazione e di analisi statistica, sono riportati rispettivamente nelle Tabelle 2, 3 e 4.

Tabella 2 – Classificazione dei campioni M analizzati.
Table 2 – Classifications of M specimens.

Sample	USCS	AASHTO
M1	GC	A2-6
M2	GC	A2-6
M3	GC	A2-6
M4	GP	N.C.
M5	GC	A2-6
M6	GC	A2-6

Essendo la percentuale di frazione fine inferiore al 15% per 5 campioni su 6, non è stato possibile calcolare i valori dei coefficienti di uniformità e di curvatura e del grado di uniformità.

La Figura 1 riporta l'insieme della sei curve granulometriche del materiale M, con associate le barre di incertezza in corrispondenza dei diametri di passaggio classe ciottoli-ghiaia e ghiaia-sabbia.

Analisi per sedimentazione

L'analisi per sedimentazione ha riguardato, in totale, 18 provini di cui 6 derivanti dalla campionatura del terreno A, 6 derivanti dalla campionatura del terreno B integro e 6 derivanti dalla campionatura del passante al setaccio di apertura 0.075 mm del terreno B.

Relativamente al campione A, essendo la percentuale di frazione fine superiore al 15%, non è stato possibile calcolare i valori dei coefficienti di uniformità e di curvatura e del grado di uniformità.

Le Tabelle 5, 6 e 7 riportano la classificazione e le analisi statistiche eseguite sui dati derivanti dalle prove eseguite sul terreno A.

Tabella 3 – Analisi statistica relativa ai diametri di passaggio classe del campione M.

Table 3 – Statistical analysis on the boundaries between particle size categories for M soil.

Sample	Percentage passing 71 mm	Percentage passing 40 mm	Mean of added sieve percentage passing 60 mm
M1	100	92.045	98.55
M2	100	92.019	98.23
M3	100	96.948	99.85
M4	100	91.353	97.91
M5	100	97.003	99.85
M6	100	92.302	98.55
		Mean	98.823
			Percentage passing 2 mm
M1	-	-	30.511
M2	-	-	34.077
M3	-	-	31.248
M4	-	-	24.463
M5	-	-	38.194
M6	-	-	29.058
		Mean	31.259
			Percentage passing 0.075 mm
M1	-	-	15.108
M2	-	-	17.374
M3	-	-	15.955
M4	-	-	7.719
M5	-	-	19.074
M6	-	-	15.336
		Mean	15.094

Tabella 4 – Analisi statistica relativa alle diverse classi granulometriche individuate nel campione di terreno M.

Table 4 – Statistical analysis on the grain size categories of M soil.

Sample	Particle size range (%)	Simple deviation	Square deviation	Statistical parameters	
	Cobbles				
M1	1.45	0.273	0.075		
M2	1.77	0.593	0.352	Standard Deviation	0.830
M3	0.15	1.027	1.054	Coefficient of variation	0.705
M4	2.09	0.913	0.834	Variance	0.689
M5	0.15	1.027	1.054	Average deviation	0.779
M6	1.45	0.273	0.075	Tolerance	2.490
Mean	1.177				
	Gravel				
M1	68.039	0.474	0.225		
M2	64.153	3.412	11.641	Standard Deviation	4.151
M3	68.602	1.037	1.076	Coefficient of variation	0.061
M4	73.447	5.882	34.600	Variance	17.234
M5	61.656	5.909	34.914	Average deviation	3.771
M6	69.492	1.927	3.714	Tolerance	12.454
Mean	67.565				
	Sand				
M1	15.403	0.761	0.579		
M2	16.703	0.539	0.290	Standard Deviation	1.826
M3	15.293	0.871	0.759	Coefficient of variation	0.113
M4	16.744	0.580	0.336	Variance	3.333
M5	19.12	2.956	8.737	Average deviation	1.630
M6	13.722	2.442	5.964	Tolerance	5.477
Mean	16.164				
	Silt + Clay				
M1	15.108	0.014	0.000187		
M2	17.374	2.280	5.197	Standard Deviation	3.905
M3	15.955	0.861	0.741	Coefficient of variation	0.259
M4	7.719	7.375	54.396	Variance	15.246
M5	19.074	3.980	15.838	Average deviation	2.950
M6	15.336	0.242	0.058	Tolerance	11.714
Mean	15.094				

Tabella 5 – Classificazione dei provini del campione A.

Table 5 – Classifications of A soil.

Sample	USCS	AASHTO
A1	CH	A7-6
A2	CH	A7-6
A3	CH	A7-6
A4	CH	A7-6
A5	CH	A7-6
A6	CH	A7-6

Tabella 6 – Analisi statistica relativa ai diametri di passaggio classe del campione di terreno A.

Table 6 – Statistical analysis on the boundaries between particle size categories for A soil.

Sample	Percentage passing reading > 0.002 mm	Percentage passing reading < 0.002 mm	Mean of added reading % passing 0.002 mm
A1	46,79	33,21	40,00
A2	46,58	32,38	39,48
A3	45,32	30,88	38,10
A4	45,87	28,45	37,16
A5	45,24	31,9	38,57
A6	44,72	31,21	37,97
		Mean	38,55
		Maximum	40,00
		Minimum	37,16
		Error bar	-1.39 / +1.45
	Percentage passing reading > 0.06 mm	Percentage passing reading < 0.06 mm	Mean of "added reading" % passing 0.06 mm
A1	99,32	98,66	98,99
A2	99,25	97,88	98,57
A3	99,26	96,26	97,76
A4	99,14	98,53	98,84
A5	99,28	96,1	97,69
A6	99,69	94,18	96,94
		Mean	98,13
		Maximum	98,99
		Minimum	96,94
		Error bar	-1.19 / +0.86

Tabella 7 – Analisi statistica relativa alle diverse classi granulometriche individuate nel campione A.

Table 7 – Statistical analysis on the grain size categories of A specimens.

Sample	Particle size range (%)	Simple deviation	Square deviation	Statistical parameters	
	Sand				
A1	0,80	0,587	0,344		
A2	1,12	0,267	0,071	Standard Deviation	0,4253
A3	1,76	0,373	0,139	Coefficient of variation	0,3067
A4	1,12	0,267	0,071	Variance	0,1809
A5	1,76	0,373	0,139	Average deviation	0,4480
A6	1,76	0,373	0,139	Tolerance	1,2760
Mean	1,3867				
	Silt				
A1	58,06	0,918	0,8433		
A2	58,38	0,598	0,3580	Standard Deviation	0,8029
A3	59,04	0,062	0,0038	Coefficient of variation	0,0136
A4	60,32	1,342	1,8001	Variance	0,6446
A5	58,71	0,268	0,0720	Average deviation	0,714
A6	59,36	0,382	0,1457	Tolerance	2,4086
Mean	58,9783				
	Clay				
A1	41,14	1,505	2,265		
A2	40,5	0,865	0,748	Standard Deviation	0,9939
A3	39,2	0,435	0,189	Coefficient of variation	0,0251
A4	38,56	1,075	1,156	Variance	0,9878
A5	39,53	0,105	0,011	Average deviation	0,9480
A6	38,88	0,755	0,570	Tolerance	2,9817
Mean	39,6350				

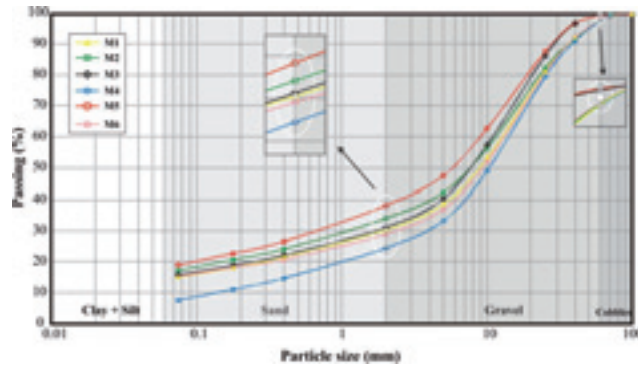


Figura 1 – Curve granulometriche (analisi per setacciatura) relative ai campioni M; gli ingrandimenti evidenziano la barra di errore relativa al passaggio tra classi contigue.

Figure 1 – Grain size distribution curves (sieve analysis) for M samples; the error bars on the boundaries between particle size categories are zoomed in for a better view.

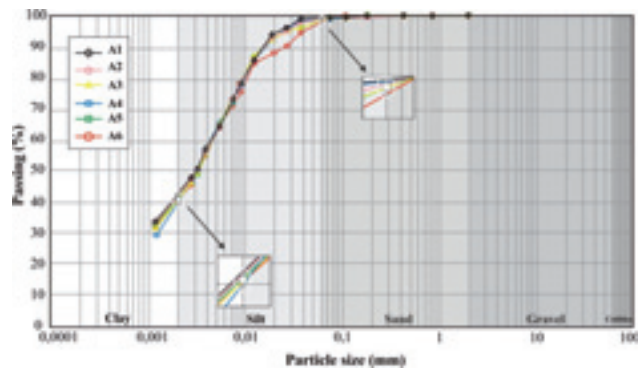


Figura 2 – Curve granulometriche (analisi per sedimentazione su campione integro) relative ai campioni A; gli ingrandimenti evidenziano la barra di errore relativa al passaggio tra classi contigue.

Figure 2 – Grain size distribution curves (hydrometer analysis on bulk specimens) for A soil; the error bars on the boundaries between particle size categories are zoomed in for a better view.

La Figura 2 riporta le 6 curve granulometriche relative al terreno A, con associate le barre di errore sui diametri di passaggio classe sabbia-limo e limo-argilla.

La Tabella 8 mostra la classificazione rispettivamente del terreno B integro e della frazione di terreno B passante al setaccio di apertura 0.075 mm.

Le Tabelle 9, 10, 11 e 12 mostrano le analisi statistiche del terreno B integro e della frazione di terreno B passante al setaccio di apertura 0.075 mm.

La Figura 3a riporta le 6 curve granulometriche relative al terreno B integro, con associate le barre di errore sui diametri di passaggio classe sabbia-limo e limo-argilla.

La Figura 3b riporta le 6 curve granulometriche relative al terreno B “passante”, con associate le barre di errore sui diametri di passaggio classe sabbia-limo e limo-argilla.

Tabella 8 – Classificazione dei provini del campione di terreno B integro e della frazione passante al setaccio di apertura 0.075 mm.

Table 8 – Classifications of B soil from the bulk specimens and from fractions finer than 0.075 mm.

Sample	USCS		AASHTO	
	Bulk	Fraction passing 0.075 mm	Bulk	Fraction passing 0.075 mm
B1	CL	SC	A6	A6
B2	CL	SC	A6	A6
B3	CL	SC	A6	A6
B4	CL	SC	A6	A6
B5	CL	SC	A6	A6
B6	CL	SC	A6	A6

Tabella 9 – Analisi statistica relativa ai diametri di passaggio classe del campione di terreno B integro (“i”).

Table 9 – Statistical analysis on the boundaries between particle size categories for bulk B soil (“i”).

Sample	Percentage passing reading > 0.002 mm	Percentage passing reading < 0.002 mm	Mean of “added reading” percentage passing 0.002 mm
B1i	11.70	6.46	9.08
B2i	11.38	6.54	8.96
B3i	13.94	8.14	11.04
B4i	14.09	8.28	11.19
B5i	13.30	8.05	10.68
B6i	13.86	8.33	11.10
		Mean	10.34
		Maximum	11.19
		Minimum	8.96
		Error bar	-1.38 / +0.85
	Percentage passing reading > 0.06 mm	Percentage passing reading < 0.06 mm	Mean of “added reading” percentage passing 0.06 mm
B1i	43.85	35.72	39.79
B2i	45.69	33.37	39.53
B3i	44.94	35.71	40.33
B4i	46.54	37.43	41.99
B5i	44.28	35.64	39.96
B6i	45.05	35.95	40.50
		Mean	40.35
		Maximum	41.99
		Minimum	39.53
		Error bar	-0.82 / +1.64

Tabella 10 – Analisi statistica relativa ai diametri di passaggio classe della frazione di campione di terreno B passante al setaccio di apertura 0.075 mm (“p”).

Table 10 – Statistical analysis on the boundaries between particle size categories for the B finer than 0.075 mm (“p”).

Sample	Percentage passing reading > 0.002 mm	Percentage passing reading < 0.002 mm	Mean of “added reading” percentage passing 0.002 mm
B1p	12.26	8.27	10.265
B2p	12.64	8.61	10.625
B3p	12.67	8.63	10.650
B4p	12.91	8.40	10.655
B5p	13.44	8.48	10.960
B6p	14.03	9.16	11.595
		Mean	10.792
		Maximum	11.595
		Minimum	10.265
		Error bar	-0.53 / +0.80
	Percentage passing reading > 0.06 mm	Percentage passing reading < 0.06 mm	Mean of “added reading” percentage passing 0.06 mm
B1p	43.40	33.58	38.490
B2p	43.40	33.87	38.635
B3p	43.40	35.10	39.250
B4p	43.40	34.48	38.940
B5p	43.40	35.10	39.250
B6p	43.40	34.71	39.055
		Mean	38.937
		Maximum	39.25
		Minimum	38.49
		Error bar	-0.45 / +0.31

Tabella 11 – Analisi statistica relativa alle diverse classi granulometriche individuate nel campione di terreno B integro e della frazione passante al setaccio di apertura 0.075 mm.

Table 11 – Statistical analysis on the grain size categories of B soil for both bulk specimens and fractions finer than 0.075 mm.

Sample	Particle size range (%)		Simple deviation		Square deviation		Statistical parameters		
	Sand		Bulk	Fraction passing 0.075 mm	Bulk	Fraction passing 0.075 mm		Bulk	Fraction passing 0.075 mm
B1	56,60	60,80							
B2	54,67	60,80	0,642	0,380	0,412	0,144	Standard Deviation	0,9122	0,3194
B3	55,31	60,15	0,002	0,270	0,000	0,073	Coefficient of variation	0,0165	0,0053
B4	54,02	60,47	1,292	0,050	1,668	0,003	Variance	0,8321	0,1020
B5	55,96	60,15	0,648	0,270	0,420	0,073	Average deviation	0,7747	0,3240
B6	55,31	60,15	0,002	0,270	0,000	0,073	Tolerance	2,7365	0,9581
Mean	55,312	60,420							
	Silt								
B1	34,52	28,70	0,048	0,060	0,0023	0,004			
B2	36,77	28,38	2,202	0,380	4,8473	0,144	Standard Deviation	1,1795	0,3764
B3	33,87	29,35	0,698	0,590	0,4877	0,348	Coefficient of variation	0,0341	0,0131
B4	34,84	28,71	0,272	0,050	0,0738	0,003	Variance	1,3913	0,1417
B5	33,54	29,03	1,028	0,270	1,0575	0,073	Average deviation	0,9893	0,3440
B6	33,87	28,39	0,698	0,370	0,4877	0,137	Tolerance	3,5385	1,1292
Mean	34,568	28,760							
	Clay								
B1	8,88	10,50	1,240	0,320	1,538	0,102			
B2	8,56	10,82	1,560	0,000	2,434	0,000	Standard Deviation	1,1078	0,3505
B3	10,82	10,50	0,700	0,320	0,490	0,102	Coefficient of variation	0,1095	0,0324
B4	11,14	10,82	1,020	0,000	1,040	0,000	Variance	1,2272	0,1229
B5	10,50	10,82	0,380	0,000	0,144	0,000	Average deviation	1,1200	0,2560
B6	10,82	11,46	0,700	0,640	0,490	0,410	Tolerance	3,3234	1,0516
Mean	10,120	10,820							

Tabella 12 – Analisi statistica relativa ai coefficienti di uniformità e di curvatura e del grado di uniformità del campione di terreno B integro e della frazione passante al setaccio di apertura 0.075 mm.

Table 12 – Statistical analysis on the uniformity and curvature coefficients, and on the uniformity degree of B soil for both bulk specimens and fractions finer than 0.075 mm.

Sample	Particle size curve coefficient		Simple deviation		Square deviation		Statistical parameters		
	Cc		Bulk	Fraction passing 0.075 mm	Bulk	Fraction passing 0.075 mm		Bulk	Fraction passing 0.075 mm
B1	5,3440	5,3294							
B2	6,5251	4,7567	0,6795	0,1634	0,4617	0,0267	Standard Deviation	0,566	0,4470
B3	6,1671	4,7567	0,3215	0,1634	0,1034	0,0267	Coefficient of variation	0,097	0,0973
B4	5,5041	4,2346	0,3415	0,3587	0,1166	0,1287	Variance	0,320	0,1998
B5	6,3384	4,1248	0,4928	0,4685	0,2429	0,2195	Average deviation	0,598	0,4251
B6	5,1948	4,3578	0,6508	0,2355	0,4235	0,0555	Tolerance	1,697	1,3409
Mean	5,846	4,5933							
	Cu								
B1	38,111	56,9368	8,5823	4,7696	73,6562	22,7486			
B2	36,929	60,4085	9,7645	1,2979	95,3458	1,6844	Standard Deviation	7,584	4,3162
B3	49,348	60,4085	2,6542	1,2979	7,0447	1,6844	Coefficient of variation	0,162	0,0699
B4	52,390	60,4085	5,6965	1,2979	32,4499	1,6844	Variance	57,522	18,6296
B5	47,874	62,3082	1,1802	0,6018	1,3928	0,3622	Average deviation	7,339	3,4652
B6	55,509	69,7676	8,8160	8,0612	77,7216	64,9838	Tolerance	22,753	12,9486
Mean	46,693	61,7064							
	Gu								
B1	33,925	40,3256	2,9830	2,8988	8,89817	8,4030			
B2	30,220	40,3391	6,6883	2,8853	44,7336	8,3249	Standard Deviation	4,899	3,3042
B3	40,392	42,73757	3,4838	0,4868	12,1367	0,2370	Coefficient of variation	0,133	0,0764
B4	42,739	42,73757	5,8307	0,4868	33,9969	0,2370	Variance	24,001	10,9180
B5	33,910	43,9056	2,9977	0,6812	8,98597	0,4640	Average deviation	5,068	2,7031
B6	40,262	49,3009	3,3545	6,0765	11,2527	36,9240	Tolerance	14,697	9,9127
Mean	36,908	43,2244							

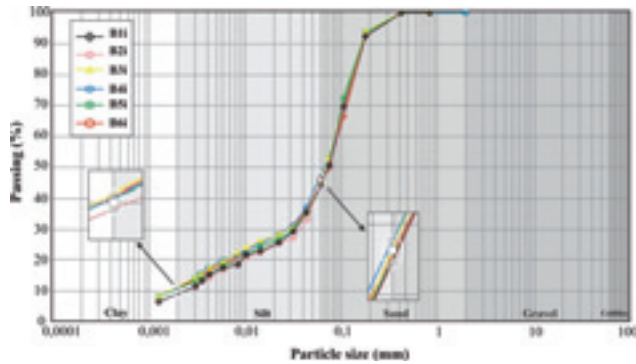


Figura 3a – Curve granulometriche (analisi per sedimentazione su materiale integro) relative ai campioni B; gli ingrandimenti evidenziano la barra di errore relativa al passaggio tra classi contigue.

Figure 3a – Grain size distribution curves (hydrometer analysis on bulk specimens) for B soil; the error bars on the boundaries between particle size categories are zoomed in for a better view.

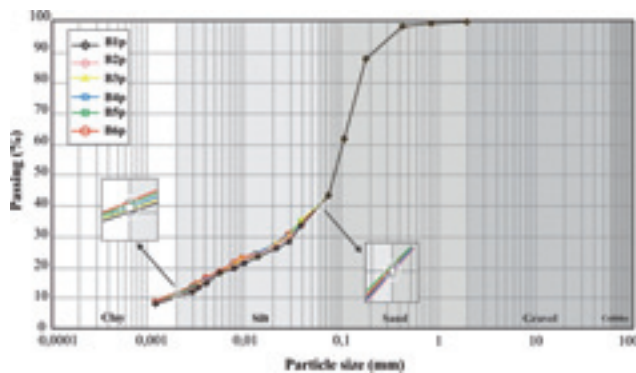


Figura 3b – Curve granulometriche (analisi per sedimentazione su frazione passante al setaccio di apertura 0.075 mm) relative al campione B; gli ingrandimenti evidenziano la barra di errore relativa al passaggio tra classi contigue.

Figure 3b – Grain size distribution curves (hydrometer analysis on fraction finer than 0.075 mm) for B specimens; the error bars on the boundaries between particle size categories are zoomed in for a better view.

Discussione

Analisi per setacciatura

Come mostrato dalle Tabelle 2, 3 e 4 i risultati dell'analisi statistica eseguita sui sei campioni sottoposti a setacciatura evidenziano che i valori ottenuti da ogni analisi ricadono tutti all'interno dell'intervallo definito dalla somma algebrica della media dei valori e dell'errore temibile o tolleranza:

$$(\bar{x} - 3s < x_i < \bar{x} + 3s)$$

Ciò indica che tutte le fasi di ogni singola ripetizione sono state eseguite correttamente e che non si sono verificati errori grossolani attribuibili all'operatore. Per quanto riguarda gli errori sistematici (o di bias) questi sono stati minimizzati operando un attento controllo

dell'apparecchiatura utilizzata all'inizio di ciascuna ripetizione; si è inoltre cercato di mantenere più costanti possibile le condizioni ambientali di prova. L'assenza di errori sistematici è confermata dalla mancanza di particolari andamenti e/o di differenze numeriche dello stesso ordine di grandezza caratterizzanti determinate letture. I soli errori presenti sono quindi, presumibilmente, di tipo casuale; questi possono essere controllati sia aumentando il numero delle ripetizioni che verificando in maniera più rigorosa le condizioni di prova.

L'andamento delle curve (Figura 1) mostra che lo scostamento tra esse aumenta al diminuire della taglia granulometrica, mantenendosi pressoché costante al di sotto del passaggio classe ghiaia-sabbia.

L'incremento dello scostamento al diminuire del diametro delle particelle può essere spiegato come un effetto di trasmissione dell'errore attraverso letture cumulate successive.

La curva che più si discosta dalle altre, influenzando significativamente i valori medi e la dispersione, è quella relativa al campione M4, il che si riflette anche sulla diversità della classificazione USCS e sulla impossibilità di classificazione secondo i criteri AASHTO (Tabella 2). Ciò acquista una particolare importanza in considerazione del fatto che la classificazione AASHTO degli altri 5 campioni indica che il materiale analizzato sarebbe idoneo per la realizzazione di sottofondazioni stradali, il che non risulta appunto dall'analisi di M4.

L'ipotesi più semplice che possa spiegare la diversità tra il campione M4 e gli altri potrebbe essere che le operazioni di rimescolamento e quartatura del cumulo di partenza (120 kg di materiale) non hanno prodotto la selezione di campioni che fossero tutti ugualmente rappresentativi. A verifica di questa ipotesi sono stati analizzati i valori dei trattenuti percentuali non cumulati ai singoli setacci di ciascun campione (Figura 4). La figura evidenzia che esiste una notevole variabilità tra i trattenuti percentuali dei 6 campioni sulle classi a granulometria maggiore; inoltre si nota che la percentuale di trattenuto per il campione M4 è sempre maggiore di quella di tutti gli altri fino al setaccio di apertura 5 mm. Il fatto che la variabilità dei trattenuti percentuali sia maggiore per le classi ad elevati diametri non sorprende in quanto il peso del trattenuto per queste classi è fortemente variabile in funzione di differenze anche piccole nel numero di elementi e, in misura minore, della loro litologia. Emerge quindi che la fase dell'analisi granulometrica per setacciatura che maggiormente conduce a variabilità dei risultati è quella di rimescolamento e quartatura; l'efficacia di questa procedura è fortemente condizionata dalla quantità di materiale che è necessario trattare in funzione del diametro massimo degli elementi che costituiscono il terreno. Nel caso specifico la quartatura è stata effettuata secondo il metodo dei "quarti di cono", essendo le dimensioni dei granuli costituenti il materiale maggiori dell'ampiezza della scanalatura della riffle box in dotazione (50 mm). Dato

l'elevato quantitativo di materiale l'operazione di rimescolamento e quartatura è stata eseguita per tre volte, allo scopo di isolare i 6 campioni da 20 kg ciascuno; tuttavia gli utensili utilizzati e la manualità dell'operazione non possono dare garanzie sulla uniformità dei campioni prelevati. In particolare, se si considerano i passanti percentuali cumulati solo fino a 5 mm, per il campione M4 risulta che la quantità di materiale di dimensione superiore a questo diametro è percentualmente la più alta; questo influenza l'andamento dell'intera curva granulometrica. In sintesi la marcata diversità del campione M4 ha da un lato compromesso la ripetibilità della prova e dall'altro ha consentito di mettere in luce qual è la fase a minore controllo dell'intera procedura.

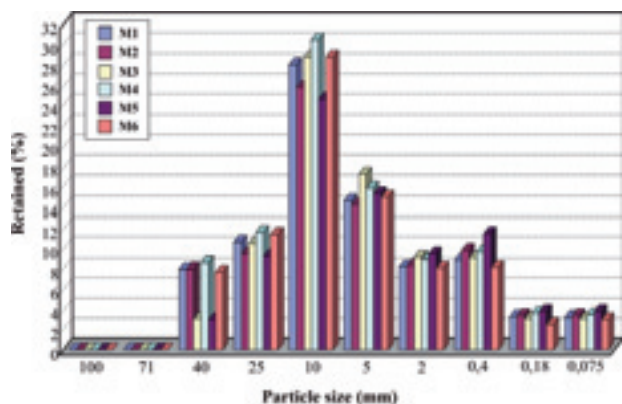


Figura 4 – Istogramma dei trattenuti percentuali non cumulati ai singoli setacci di ciascun campione M.

Figure – Histogram of non-cumulative weight percentage of soil retained in every sieve, for each M specimen.

Analisi per sedimentazione

Come già detto, le normative internazionali prevedono che l'analisi granulometrica per sedimentazione possa essere preceduta da una setacciatura volta a separare il solo materiale passante al setaccio di apertura 0.075 mm o seguita dalla setacciatura del deposito del campione integro sedimentato a fine prova al fondo del cilindro. Ciò comporta che lo studio statistico dell'analisi per sedimentazione debba riguardare sia l'analisi in senso stretto che la setacciatura ad essa complementare. In sostanza gli errori possono essere rispettivamente trasferiti (o propagati) dalla sedimentazione alla setacciatura e cumularsi, oppure essere la somma degli errori di ciascun metodo. Nel caso del materiale A, per l'analisi del quale la setacciatura ha seguito la sedimentazione, l'analisi statistica mostra che i valori ottenuti ricadono all'interno dell'intervallo definito dalla somma algebrica del valore medio e della tolleranza, il che indica l'assenza di errori grossolani (Tabella 7). I possibili errori sistematici vengono minimizzati apportando le diverse correzioni previste dalla normativa e controllando le condizioni ambientali e dell'operatore. A conferma di ciò l'andamento generale

delle 6 curve di distribuzione granulometrica (Figura 2) non evidenzia variazioni costanti, caratteristiche della presenza di errori sistematici, almeno per quanto riguarda il tratto di curva relativo alla sola sedimentazione (diametri inferiori a 0.060 mm). Al contrario, nel tratto relativo alla setacciatura della porzione di deposito trattenuta al setaccio di apertura 0.075 mm si evidenzia un forte scostamento dall'andamento medio del provino A6. L'ipotesi più probabile è che questo scostamento sia dovuto a problemi di campionamento del provino A6. Per quanto riguarda il campione B le analisi sono state eseguite sia sul campione integro (con la setacciatura che ha seguito la sedimentazione), che sulla frazione passante al setaccio 0.075 mm separata mediante il lavaggio eseguito precedentemente all'analisi per sedimentazione. Le Tabelle 9, 10 e 11 mostrano che gli scostamenti dal valore medio e il valore degli errori sono maggiori per i campioni integri, sia per quanto riguarda i diametri di passaggio classe che la frazione percentuale appartenente a ciascuna classe. Analoga considerazione vale per i parametri granulometrici caratteristici del materiale (Cc, Cu, Gu). In particolare dall'osservazione dell'andamento dei tratti di pertinenza della sedimentazione nelle Figure 3a e 3b si evidenzia la maggiore uniformità dei 6 provini campionati dalla frazione passante. La maggiore variabilità delle curve relative al campione integro è imputabile al maggior numero di letture imposto da una distribuzione granulometrica che comprende materiale sabbioso (letture a 15'' – 30'' – 45''); l'errore commesso nell'eseguire letture ravvicinate ad inizio prova, in condizioni di non perfetta stabilità dell'idrometro, si propaga a quelle relative ai diametri inferiori. È importante sottolineare che il fatto che questo tipo di errore venga commesso o meno è strettamente dipendente dalla scelta preliminare, fatta dall'operatore sulla base della sola osservazione visiva del campione, di eseguire l'analisi per sedimentazione sul campione integro o sulla frazione passante. Nel caso la scelta ricada sull'analisi del campione integro si introduce, in presenza di una non trascurabile frazione sabbiosa, un errore sistematico, variabile da operatore ad operatore.

Conclusioni

Lo studio effettuato ha messo in evidenza che, per quanto riguarda l'analisi per setacciatura, la fase a minore controllo, e quindi più suscettibile di errori, è quella del campionamento, consistente in fasi successive di quartatura e rimescolamento. Questa fase è particolarmente delicata in presenza di materiale grossolano (prevalenza di ghiaia e ciottoli), per il quale si impone il campionamento di elevate quantità. La procedura classica di campionamento per quarti di cono può portare alla selezione di campioni notevolmente diversi dalla composizione media del terreno analizzato, come dimostrato dai risultati delle analisi sul campione M4. Ciò può compromettere la stessa classificazione del materiale ed il suo conseguente utilizzo

nelle applicazioni geotecniche.

Il campionamento ha costituito un problema anche nell'analisi per sedimentazione, come dimostrato dal marcato scostamento rispetto all'andamento medio del campione A6. Tuttavia il problema principale dell'analisi per sedimentazione sembra essere quello legato alla scelta di eseguire la prova su campione integro o su passante al setaccio di apertura 0.075 mm. Tale scelta è demandata all'operatore, sulla base della sua personale analisi visiva. Questo introduce un fattore di incertezza nei risultati della prova, comportando l'introduzione di un errore sistematico di entità variabile da operatore ad operatore. Si ritiene invece che i risultati di una prova di importanza

basilare in geotecnica dovrebbero essere il più possibile indipendenti dall'operatore che la esegue. Di conseguenza sembrerebbe più opportuno che le normative imponessero che l'analisi per sedimentazione venga eseguita solo sulla frazione di materiale passante al setaccio 0.075 mm; ciò avrebbe, peraltro, l'ulteriore vantaggio di eliminare letture iniziali all'idrometro molto ravvicinate, fonte di errori aggiuntivi.

Ringraziamenti

Si ringrazia il Dr E. Cherubini per la disponibilità, la competenza e la collaborazione durante l'esecuzione dell'analisi granulometrica per setacciatura.

Bibliografia

- American Association of State Highway Transportation Officials M145-91, 2004. Standard Specification for Classification of Soils and Soil-Aggregate Mixtures for Highway Construction Purposes.
- American Association of State Highway Transportation Officials T-27, 1999. Sieve analyses of fine and coarse aggregates.
- American Society for Testing Materials International D421-85, 1998. Practice for dry preparation of soil samples for particle-size analysis and determination of soil constant. 04.08, 8-9.
- American Society for Testing Materials International D422-63, 1998. Designation: Standard test method for particle-size analysis of soils. 04.08, 10-17.
- American Society for Testing Materials International D2217-85, 1998. Wet preparation of soil samples for particle-size analysis and determination of soil constants. 04.08, 222-224.
- American Society for Testing Materials International D 2487, 2000. Standard practice for classification of soils for engineering purposes (Unified Soil Classification System). 04.08, pp. 246-257.
- American Society for Testing Materials International D 4318, 2000. Designation: Standard test methods for liquid limit, plastic limit, and plasticity index of soils. 04.08, pp. 561-572.
- American Society for Testing Materials International E 177-b, 2006. Standard practice for use of the terms precision and bias in ASTM test methods. pp. 12.
- Associazione Geotecnica Italiana, 1994. Raccomandazioni sulle prove geotecniche di laboratorio. Servizi Grafici Editoriali, Padova, pp. 56.
- Bosellini A., Mutti E., Ricci Lucchi F., 1989. Scienze della Terra. Rocce e successioni sedimentarie. UTET (Ed.), pp. 396.
- British Standards Institution BS 1377, 1990. Methods of test for soils for civil engineering purposes. Classification tests. 2.
- British Standards Institution BS 1377, 1990. British standard methods of test for soils for engineering purposes. Classification tests: determination of Atterberg limits. 2.
- Cencetti C., Fredduzzi A., Marchesini I., Tacconi P., 2003. Esperienze di rilevamento e determinazione dei caratteri granulometrici di alvei ghiaiosi. Atti del Congresso Nazionale AIGA, 181-198.
- Cestelli Guidi C., 1987. Geotecnica e tecnica delle fondazioni. Vol. I e II, Hoepli, pp. 1007.
- Colombo P., Colleselli F., 1996. Elementi di geotecnica. Seconda Edizione, Zanichelli, pp. 500.
- Desio A., 1985. Geologia applicata all'ingegneria. Terza Ediz., Hoepli, pp. 863.
- Dragoni W., Melillo M., Vinti G., 2005. MAXLAB, a semi-expert procedure for classifying soils and for creating relational databases. Geitalia 2005, Epitome, 1, 271.
- European Committee for Standardization CEN ISO/TS 17892/3, 2004. Geotechnical investigation and testing – Laboratory testing of soil – Part 3: Determination of particle density – pycnometer method.
- European Committee for Standardization, 2004. Geotechnical investigation and testing – Laboratory testing of soil – Part 4: Determination of particle size distribution.
- European Committee for Standardization CEN ISO/TS 17892/4, 2004. Geotechnical investigation and testing – Laboratory testing of soil – Part 12: Determination of Atterberg limits.
- Ente Nazionale Italiano di Unificazione UNI EN 933-1, 1999. Prove per determinare le caratteristiche geometriche degli aggregati - Determinazione della distribuzione granulometrica - Analisi granulometrica per stacciatura.
- Ente Nazionale Italiano di Unificazione UNI ISO 5725/1, 2004. Accuratezza (esattezza e precisione) dei risultati e dei metodi di misurazione – Parte 1: principi generali e definizioni.
- Ente Nazionale Italiano di Unificazione UNI ISO 5725/2, 2004. Accuratezza (esattezza e precisione) dei risultati e dei metodi di misurazione – Parte 2: metodo base per determinare la ripetibilità e la riproducibilità di un metodo di misurazione normalizzato.
- Ente Nazionale Italiano di Unificazione UNI CEN ISO/TS 17892/4, 2005. Indagini e prove geotecniche – Prove di laboratorio sui terreni – Parte 4: Determinazione della distribuzione granulometrica.
- Leeder M.R., 1982. Sedimentology. Process and Product. George Allen & Unwin (Publ.) Ltd, London, pp. 344.
- Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R., 1987. Sand and Sandstone. Second Edition, Springer (Ed.), pp. 553.
- Riga G., 2007. La liquefazione dei terreni. Dario Flaccovio (Ed.), Palermo, pp. 184.
- Summa V., 2006. Analisi granulometrica dei sedimenti. In: Incontri Scientifici, vol. II, Fiore S. (Ed.), Istituto di Ricerca sulle Argille, 19-29.
- Terzaghi K., Peck R.B., 1987. Geotecnica. UTET, pp. 643.
- United States Bureau of Reclamation, 1974. Earth Manual. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., pp. 810.
- United States Department of agriculture – Natural resources Conservation Service – Soil Survey Staff, 1999. Soil taxonomy – A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. Agriculture Handbook n. 436, pp. 870.
- Syvitski J.P.M., 2007. Principles, methods and application of particle size analysis. Cambridge University Press, pp. 384.

Dinamica delle frane in ambiente glaciale: considerazioni preliminari sulla fisica dell'attrito roccia-ghiaccio e su un caso di studio

Fabio V. De Blasio

NHAZCA S.r.l. - spin-off Sapienza Università di Roma

Dynamics of landslides in glacial environment: preliminary considerations on the physics of friction between rock and ice and on one case study.

ABSTRACT: Landslides falling onto glaciers or icy surfaces may reach longer run-out than those of equivalent volume travelling on bare rock. It has been speculated that landslides on glaciers may travel lubricated by melting water, but the physical mechanisms are still unclear. The physics of friction at the interface between the landslide and the icy surface is preliminarily investigated. The case of one ancient landslide in the Telemark region in southern Norway is also considered as an example of landslide that probably slid on a frozen ground or a glacier.

Key terms: Landslides on glacier, Glaciers, Friction, Norway

Termini chiave: Frane su ghiacciaio, Ghiacciaio, Attrito, Norvegia

Riassunto¹

Le frane che cadono su un ghiacciaio come un lago gelato possono acquisire maggiore mobilità rispetto a quelle di volume comparabile che si muovono su roccia. Raggiungono così distanze e velocità elevate e aumentano di pericolosità. I processi fisici di attrito al contatto tra la frana e il ghiacciaio sono tuttora poco noti e vengono qui investigati in maniera preliminare. Si prende in considerazione anche la dinamica di una frana antica; l'analisi conferma l'ipotesi secondo cui la frana è probabilmente slittata su una superficie ghiacciata.

Introduzione

Fra i numerosi casi documentati di frane cadute su un ghiacciaio, gli esempi più classici restano le frane del Nevados Huascarán in Perù e di Sherman in Alaska.

L'evento di Huascarán fu una delle maggiori catastrofi naturali in tempi recenti. Un ammasso di forse 10-50 milioni di metri cubi crollò a causa di un terremoto su un ghiacciaio delle montagne peruviane. Acquistando ulteriore massa lungo il cammino, la frana raggiunse velocità enormi (forse anche 1000 Km/h secondo Plafker e Eriksen, 1978), causando la morte di 18.000 persone (Plafker e Eriksen, 1978; Erismann e Abele, 2001).

La frana di Sherman, che non produsse vittime, fu dinamicamente più omogenea in quanto si mosse interamente sulla superficie di un ghiacciaio. Il materiale roc-

cioso, crollato da Shattered Peak a causa di un forte terremoto, si disintegrò rapidamente sviluppando forme lobate o digitate, quasi a simulare il moto di un fluido viscoso su una superficie piana (Shreve, 1966; McSaveney, 1978).

Altri esempi di frane su ghiacciaio sono i casi neozelandesi descritti da McSaveney (2002), quelli di Mount Rainier (Fahnestock, 1978) o dell'Himalaya (Hewitt, 2009), mentre per le Alpi ricordiamo la frana del ghiacciaio di Brenva del 18 Gennaio 1997 (Barla et al., 2000) e le frane nelle Alpi valdostane (Bottino et al., 2002). Fra i molti casi storici o preistorici di frane su ghiacciaio sono famose le frane pleistoceniche che hanno dato origine alle Marocche (Castiglioni, 1986).

È possibile che la frequenza delle frane su ghiacciaio aumenti nel prossimo futuro a causa del riscaldamento globale. Anche se il riscaldamento globale diminuisce la superficie complessiva occupata dai ghiacciai nelle Alpi, esso ha anche una conseguenza importante sulla stabilità dei versanti. Infatti il sostegno operato dal ghiaccio sui depositi rocciosi diminuisce, favorendo l'instabilità (si veda ad es. Bottino et al., 2002; Cola 2005). Le frane su ghiacciaio possono propagarsi sulla superficie dei ghiacciai per notevole distanza e a volte raggiungere il lato opposto. Il problema ha quindi anche un aspetto pratico di prevenzione a un concreto rischio geomorfologico. Inoltre l'effetto di protezione operato dal materiale di frana porta a un inspessimento del ghiacciaio e a possibili *surge* glaciali (Hewitt, 2009).

Nonostante i numerosi esempi e l'indubbio interesse teorico e pratico, il comportamento fisico di una frana che

¹ Lavoro svolto quando l'autore era al Department of Geosciences, University of Oslo, Norvegia, e all'International Centre for Geohazards, Oslo, Norvegia.

Tabella 1. Selezione di alcuni casi di frane su ghiacciaio. La quantità H/L è il rapporto tra la l'altezza di caduta verticale e lo spostamento orizzontale della massa rocciosa. Chiamato anche coefficiente di attrito apparente, questo rapporto dà la mobilità della frana: più piccolo è il rapporto, meno resistenza è incontrata dal materiale roccioso. Alcuni eventi possono essere catastrofici, come le molteplici valanghe di roccia (in parte su ghiacciaio e in parte su roccia) del Nevados Huascarán in Perù, la più devastante delle quali causò 18.000 morti nel 1970. Secondo Plafker e Erikssen (1978) la frana del 1970 raggiunse velocità enormi in eccesso rispetto al valore in caduta libera (1.000 km/ora), anche se Erismann e Abele (2001) contestano che velocità così elevate abbiano avuto luogo.

Table 1. Selected landslides falling onto glaciers. The quantity H/L is the ratio between the fall height and the horizontal displacement of the rocky mass. Also called the apparent friction coefficient, this ratio gives the mobility of the landslide: the smaller the ratio, the lower is the resistance encountered by the rock. Some events may be catastrophic, like the swarm of rock avalanches (partly on rock and partly on glacier) of the Nevados Huascarán in Peru, the most devastating of which claimed 18.000 lives in 1970. According to Plafker and Erikssen (1978) the 1970 landslide reached huge velocities in excess to the free fall values (1.000 km/hour), even if Erismann and Abele (2001) cast doubt on the validity of these estimates.

Nome	Anno	Volume (Milioni di metri cubi)	Località	H/L misurato; in parentesi tonda (...): valore previsto da Scheidegger (1972) in base al volume stimato	Autore
Sherman	1964	10	Alaska, U.S.A.	0.11 (0.332)	Shreve (1966); McSaveney (1978)
Pandemonium crèk	1959	5 (solo in parte su ghiacciaio)	Canada	0.23 (0.371)	Evans et al. (1989)
Nevados Huascarán	1970	50 (solo in parte su ghiacciaio)	Perù	0.24 (0.256)	Plafker et al. (1978)
Mount Rainier	1963	11	Washington, U.S.A.	0.27 (0.326)	Fahnestock (1978)
Mount Còk	1991	12	Nuova Zelanda	0.40 (0.322)	McSaveney (2002)
Brenva	1997	2	Monte Bianco	0.42 (0.429)	Barla et al. (2000)
Triolet	1717	18	Val D'Aosta	0.26 (0.302)	Bottino et al. (2002)
Urdbø	?	5	Telemark (Norvegia)	0.275 (0.371)	-

si muove sulla superficie di un ghiacciaio è poco noto. Mentre per alcune frane la differenza del terreno sembra essere poco rilevante, altre sembrano muoversi con maggiore facilità su una superficie glaciale rispetto a un fondo roccioso (Evans e Clague, 1988). La Tabella 1 riporta una piccola selezione di casi di frana su ghiacciaio.

Il rapporto H/L tra l'altezza di caduta H e la lunghezza percorsa dalla frana L , denominato *Fahrböschung*, è un indice della mobilità della frana. Un semplice calcolo dimostra che per un materiale che segue la legge di attrito di Coulomb con coefficiente di attrito μ si deve avere $\mu = H/L$ purché lo spostamento orizzontale e verticale siano misurati per il centro di massa (Scheidegger, 1973). Questa relazione lega una caratteristica fisica delle superfici a contatto alla geometria della frana. È noto però che il rapporto H/L diminuisce con il volume della frana (Scheidegger, 1973; Middleton e Wilcock, 1994); per tale motivo, H/L viene anche chiamato coefficiente di attrito apparente, mentre l'angolo la cui tangente dà il coefficiente di attrito apparente angolo di attrito apparente. Il motivo della diminuzione del coefficiente di attrito apparente col volume della frana è tuttora poco noto (si veda ad esempio De Blasio, 2009 per una discussione recente). Ne risulta comunque una maggiore mobilità delle frane di grande volume rispetto a quelle piccole.

Uno strato roccioso in moto ad alta velocità su un ghiacciaio produce molto calore di attrito che potrebbe sciogliere una certa quantità di acqua. È facile immaginare che l'attrito tra la base della frana e la superficie del ghiacciaio debba differire notevolmente dal puro attrito di

Coulomb, di solito assunto per descrivere la resistenza tra due superfici rocciose. Alcuni autori hanno studiato numericamente il movimento di una valanga di roccia su ghiacciaio, di solito aggiustando il coefficiente di attrito in modo da ritrovare la distanza osservata. Ad esempio, McSaveney (1996) ha introdotto una caduta esponenziale del coefficiente di attrito in funzione della distanza tra due valori limite. Questi modelli non sono però basati su una teoria di base dell'interazione roccia-ghiaccio. Assai più limitate sono state le indagini sulla fisica dell'attrito tra una frana in movimento e la superficie di un ghiacciaio, necessarie per una descrizione più completa del fenomeno.

McSaveney (1978) paragona il materiale roccioso della frana di Sherman ad un liquido viscoso. La viscosità deve essere stata così elevata ($\mu = 10^6$ - 10^7 Pa s) da costringere il fluido a muoversi rigidamente. Tuttavia questo valore di viscosità ci fornisce un attrito di taglio $\mu U/D$ (dove D è lo spessore del materiale franato e U la velocità) dell'ordine di 10 MPa, molto maggiore dell'attrito tra materiali rocciosi (dell'ordine di 0.1-0.2 MPa per uno spessore di 10 metri). Per produrre delle forme digitate la viscosità doveva essere molto più bassa in un sottile strato alla base della frana, dove lo sfregamento della roccia sul ghiaccio ha prodotto molto calore di attrito.

Per la più grossa delle quattro frane di Sherman la velocità massima fu di 67 m/s e il coefficiente di attrito 0.11, piuttosto basso per una frana di questo volume ($\approx 10^7$ m³); questo conferma la presenza di un effetto di lubrificazione. Shreve (1966) ha suggerito un tappeto di

aria compressa alla base della frana, idea adottata anche per spiegare la mobilità di altre frane. Tuttavia anche ammesso l'instaurarsi di un tappeto d'aria, questa percorrerebbe rapidamente attraverso il materiale roccioso (si veda ad esempio De Blasio, 2010). Erismann e Abele (2001) notano giustamente che la frana deve aver sciolto moltissima acqua glaciale; questa può aver fornito la necessaria lubrificazione senza necessità di invocare un ipotetico tappeto d'aria.

In questo lavoro vengono fatte alcune considerazioni sull'attrito tra roccia e ghiaccio per spiegare l'elevata mobilità delle frane su ghiacciaio. Viene anche considerato il deposito ben conservato di una frana antica. Data la distanza raggiunta dalla frana, per questo evento è stato suggerito un movimento su un ghiacciaio oggi estinto. Più che una descrizione dettagliata, il caso di studio ci permette di introdurre delle idee di base sul comportamento reologico-frizionario del materiale di frana su una superficie glaciale, sull'origine della lubrificazione e di suggerire alcune semplici stime preliminari sulla dinamica di questi fenomeni.

Caso di studio

Breve descrizione

La frana esaminata qui, denominata Urdbø, si trova nella regione del Telemark, comune di Vinje, circa 200 chilometri a ovest di Oslo in Norvegia (59° 47' N, 7° 42' W).

L'area coinvolta ha un'estensione di circa un chilometro e mezzo per seicento metri di ampiezza e abbraccia un'area di più di mezzo chilometro quadrato; il volume stimato di gneiss nel corpo di frana è di cinque milioni di metri cubi. La frana è una meta per escursionisti e naturalisti (Furseth, 2006) ma studi sistematici sulle sue caratteristiche devono ancora essere intrapresi. Per questa frana, Isachsen (1928) ha suggerito il moto su un ghiacciaio. Scopo di questo paragrafo è un esame dell'ipotesi di scioglimento su ghiacciaio in base soprattutto a considerazioni fisiche.

La Figura 1 mostra una carta schematica della regione. La frana interrompe il lago glaciale di Totak in due tronconi posti a 703 e 687 m slm. Dopo la frana, l'acqua si è fatta strada tra il materiale franato unendo i due tronconi con un breve tratto di fiume. La superficie erosa parte a circa quota 1050 m slm e scende fino a circa quota 800 mslm, dove cominciano i depositi. La frana quindi si allarga raggiungendo la massima ampiezza (circa 700 m) tra la strada e il tratto attuale del fiume. Infine nella parte distale la frana ha raggiunto il lato opposto della valle, muovendosi per un breve tratto in contropendenza (*run-up*). Attorno al corpo principale abbondano numerosi massi isolati probabilmente messi in posto dalla frana.

Le Figure 2 e 3 mostrano alcune immagini del sito: l'intera frana vista dai depositi distali (2A), la parte mediana dei depositi (2B) e l'aspetto dei grossi blocchi superficiali spesso rotti e un poco separati (2C), la parte

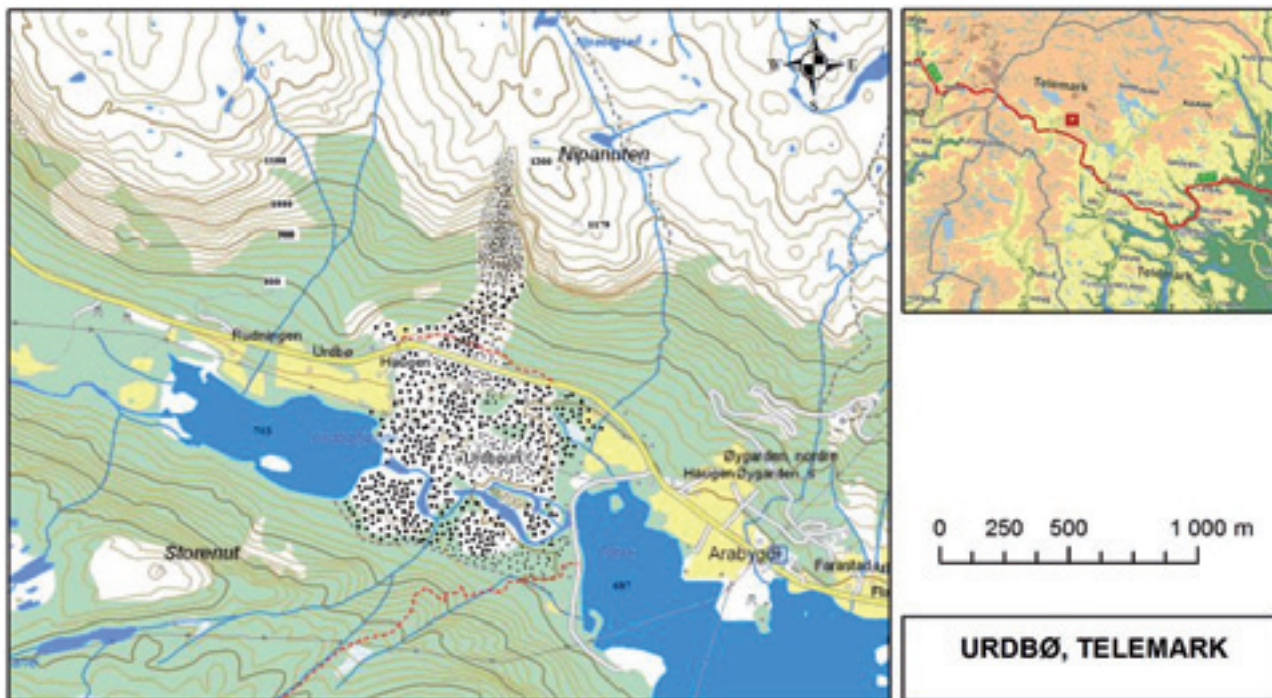


Figura 1. Carta topografica schematica della regione esaminata. La frana occupa la zona puntinata. I puntini più piccoli indicano dimensioni massime dei blocchi di meno di 1 m, i puntini intermedi tra 1 e 3 m e i puntini grossi le zone con blocchi più grossi di 3 m.
 Figure 1. Topographic map of the examined region. The slide is indicated with a dotted area. The smallest dots indicate maximum block size of less than 1 m, the intermediate dots something between 1 and 3 m, and the largest dots blocks more than 3 m across.

prossimale con la nicchia di distacco (3A), i grossi blocchi caratteristici della parte superficiale della frana (3B) e la parte distale con ben visibile il *run-up* (3C).

Allo scopo di valutare l'angolo di attrito efficace, si possono definire le seguenti grandezze geometriche (Figura 4):

- La coppia di punti $C_I - D_I$ definisce il *run-out* mas-

simo e l'altezza di caduta massima: il *run-out* stimato è di circa $R=1650$ m (se valutato come distanza fra l'altezza massima della cicatrice alla posizione del fronte dell'attuale deposito) e quindi $R_{MAX} = 1650$, $H_{MAX} = 4400$ da cui segue un angolo di attrito apparente: $\tan^{-1}(H_{MAX} / R_{MAX}) = 14.9^\circ$.



Figura 2. Il conoide detritico di Urdbø in Norvegia è il risultato di una frana probabilmente scivolata su di una superficie glaciale. A) Visione d'insieme della frana dalla parte distale. B) Parte media con enormi blocchi. C) Un blocco mostra separazione relativa delle parti (*jigsaw effect*). Una penna nel centro fornisce un riferimento.

Figure 2. Urdbø in Norway is the remain of a prehistoric landslide that probably slid on a glacier. A) View toward the detachment niche seen from the distal part. B) View of the middle part with huge blocks. C) A block exhibits a "jigsaw effect" (pen in the middle of the photo provides a scale).



Figura 3. A: Poichè la frana ha lasciato una cicatrice ampia, la parete visibile in figura è probabilmente instabile e soggetta a crolli. Parte dei blocchi nella parte prossimale possono quindi essere caduti molto dopo la frana principale. B: I blocchi possono raggiungere parecchi metri di diametro, segno che la disintegrazione è stata limitata. C: la parte distale della frana con ben visibile l'effetto di *run-up* sulla sponda opposta della valle.

Figure 3. A: . Because the landslide has created a high escarpment, the headwall visible in the photograph is presumably unstable and prone to rock fall. Part of the blocks in the proximal part may have fallen after the main failure took place. B: Huge blocks may reach up to several m in height, which indicates a limited disintegration process. C: The distal part of the landslide exhibits an evident run-up effect on the opposite side of the valley.

- Lo spostamento orizzontale e verticale del centro di massa è fisicamente più significativo ma più difficile da stimare. Una stima per il *run-out* del centro di massa è $R_{CM} = 1000$ m e per l'altezza di caduta $H_{CM} = 300$, $\tan^{-1}(H_{MAX} / R_{MAX}) = 16.7^\circ$.
 - Un'altra possibile misura dell'angolo di attrito è la variazione del fronte della frana, misurata tra la base della cicatrice e il fronte dell'attuale deposito: $R=1000-1200$ metri. L'altezza di caduta è di circa 250-300 metri. Tale misura è anche in questo caso molto lontana dalla stima basata sul centro di massa e non verrà in seguito usata.
- In breve, l'angolo di attrito efficace cade tra gli estremi $\phi = 14.9^\circ - 16.7^\circ$.

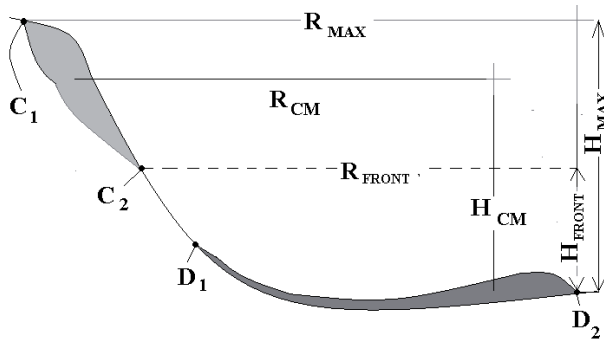


Figura 4. Elementi geometrici di base per il calcolo dell'attrito equivalente della frana.
 Figure 4. Geometrical elements for the calculation of the effective friction.

Frane di volume paragonabile (5×10^6 m³) hanno un coefficiente medio di attrito apparente di circa 0.37 (secondo l'interpolazione di Scheidegger, 1973), corrispondenti ad un angolo di 20.3 gradi. Anche con un volume stimato doppio, si arriverebbe ad un angolo stimato di 18.36 gradi, ancora superiore a quello misurato per questa frana, sia pure di poco. Il valore basso dell'angolo di attrito per la frana di Urbø potrebbe indicare la presenza di qualche tipo di lubrificazione (Isachsen, 1928), come sarà discusso nel prossimo paragrafo. È interessante notare che i massi più grossi occupano circa la parte finale e soprattutto mediana della frana e sembrano a tratti formare dei cordoni trasversali alla direzione del moto. La Figura 1 mostra anche in maniera molto schematica la distribuzione della dimensione massima dei blocchi.

Secondo Isachsen (1928) il ghiacciaio non poteva essere attivo dopo il crollo della frana, altrimenti la forma del deposito sarebbe stata modificata dal movimento del ghiacciaio successivo alla frana, come del resto dimostrato dalla dislocazione dalle marocche alpine (Castiglioni, 1986). Tuttavia la frana di Sherman è ancora ben conservata da più di quaranta anni, nonostante il ghiacciaio sia ancora attivo. Forse, come supposto da Isachsen (1928), il ghiacciaio era in fase di ritiro. Come alternativa, la conca valliva odierna dove giace lo specchio lacustre di Totak poteva ospitare un lago gelato fino a grande pro-

fondità piuttosto che un ghiacciaio. La differenza tra una frana su ghiacciaio e su di un lago gelato può essere rilevante per il geologo del Quaternario, ma assai meno per gli scopi del presente lavoro, dove quello che interessa è la presenza di uno strato ghiacciato di qualsiasi tipo esso sia.

Si noti infine il moto inizialmente confinato della frana seguito dalla notevole apertura laterale a valle. Probabilmente il *run-out* sarebbe stato maggiore senza l'impedimento topografico del fianco vallivo opposto (Nicoletti e Sorriso-Valvo, 1991).

Semplice modello dinamico

Una prima stima preliminare necessaria per le considerazioni che seguono è la massa di acqua di scioglimento prodotta dal movimento della frana. Questa si ottiene uguagliando l'energia totale a disposizione MgH (dove M è la massa totale della frana, H l'altezza di caduta e g l'accelerazione di gravità) all'energia necessaria alla fusione $\lambda m + c\Delta T$, dove $\lambda = 3.3 \times 10^5$ JKg⁻¹ è il calore latente di fusione, $c = 2.06 \times 10^2$ JKg⁻¹, °K⁻¹ è il calore specifico del ghiaccio e ΔT è la temperatura iniziale (sotto lo zero) del ghiaccio.

Lo spessore di acqua equivalente prodotto dall'attrito della frana è quindi

$$\delta_A \approx \frac{\rho}{\rho_A} \frac{g}{\lambda + c \Delta T} H D \quad (1)$$

usando $\rho / \rho_A = 2.5$; $\Delta T = 10$ °C si trova:

$$\delta_A(m) \approx 7.4 \times 10^{-5} H(m) D(m) \quad (2)$$

e per $H = 200$ m; $D = 15$ m lo spessore equivalente ammonta a circa 20 cm di acqua (si noti che $\lambda \gg c\Delta T$ nel denominatore della (2)). Per spiegare il basso valore del coefficiente di attrito per una frana in moto su un ghiacciaio, si possono invocare tre diversi tipi di processi.

1) Una prima indicazione deriva dai risultati di esperimenti in cui un corpo solido scivola su una superficie di ghiaccio. Gli esperimenti di solito simulano basse pressioni sulla superficie ghiacciata (Persson, 2000), mentre le informazioni sperimentali sono scarse per quanto riguarda le pressioni qui d'interesse (10 m di roccia esercitano una pressione dell'ordine di 0.2 Mpa). Studi recenti hanno mostrato che il coefficiente di attrito all'interfaccia tra un solido liscio ed una superficie ghiacciata dipende molto dalla velocità di spostamento delle due superfici. Questo perché l'attrito genera calore che si diffonde in parte nel ghiaccio e in parte nel solido. Ad esempio, Persson (2000) cita gli esperimenti di Bowden (1953) con alluminio sul ghiaccio a $T = -10$ °C in cui il coefficiente di attrito cade da 0.38 (limite statico) a 0.34 ad una velocità di 3 cm/s e a 0.04 ad una velocità di 5 m/s. Simile comportamento si ha ad esempio per granito su ghiaccio (Persson, 2000). La caduta del coefficiente di attrito con la velocità U può essere spiegata usando l'equazione di diffusione del calore nel ghiaccio. Quando la temperatura

raggiunge lo zero, la fusione del ghiaccio crea uno strato lubrificante d'acqua; su queste basi, Penner (2000) trova che il coefficiente di attrito della superficie lubrificata dallo strato d'acqua si comporta come $\mu_{lub} \propto U^{-1/2}$. Si noti infine che l'effetto della pressione degli strati rocciosi sul punto di fusione del ghiaccio è irrilevante. Infatti, a meno che il ghiaccio non sia vicinissimo alla temperatura zero, sono necessarie enormi pressioni dell'ordine di decine fino a centinaia di Mpa per raggiungere il punto di fusione. Anche il piccolo strato d'acqua che permette la lubrificazione dei pattini da ghiaccio è dovuto a fusione per attrito e non al raggiungimento del liquidus per aumento di pressione, come spesso si crede (Colbeck, 1995).

2) Gli esempi di laboratorio visti al punto 1 riguardano però superfici lisce a contatto con il ghiaccio. Una frana è composta da grossi blocchi irregolari e certamente si allontana da questo semplice modello sperimentale. Viene qui suggerito che un contributo determinante all'attrito di una frana in movimento proviene dalle irregolarità della superficie rocciosa alla base della frana. Infatti il materiale roccioso genera dei solchi nel ghiaccio; la forza di attrito risulta dunque dall'energia spesa per creare questi solchi. Questa componente della attrito (*plowing*) è ben nota nel caso di metalli a contatto in cui uno è molto più duro dell'altro, ed ha la forma (Rabinowicz, 1995):

$$\mu_{plowing} = \frac{\tan \vartheta}{\pi} \quad (3)$$

dove ϑ è l'angolo medio delle irregolarità alla superficie rocciosa. Ad esempio, per carta vetrata $\tan \vartheta \approx 0.2$ (Rabinowicz, 1995), mentre valori più bassi si possono aspettare per il caso di una roccia. Il coefficiente di attrito totale diviene pertanto $\mu_{TOT} = \mu_{lub} + \mu_{plowing} \approx \mu_{plowing} < 0.07$. Valori così piccoli spiegano, con le dovute cautele, i bassi coefficienti di attrito mostrati in tabella 1 e giustificano il valore di $\tan(\phi)$ nell'equazione 2. È chiaro tuttavia che la legge di attrito tra la roccia e il ghiaccio deve essere molto più complessa, come evidente dal fatto che anche per frane che cadono su ghiacciaio i coefficienti di attrito sembrano tendere a una diminuzione col volume della frana (Tabella 1). Qui si suggerisce che l'effetto dei solchi è probabilmente dominante nel determinare il coefficiente di attrito, ma non è l'unico.

3) Effetti importanti potrebbero derivare dall'acqua di scioglimento calcolata con l'equazione (2). Infatti l'interfaccia tra il ghiaccio e il materiale di frana potrebbe avere una reologia complessa a causa della presenza di materiale disintegrato misto ad acqua. Studi recenti mostrano che il materiale roccioso alla base di una frana si disintegra piuttosto rapidamente in particelle anche molto fini, dando una matrice a bassa permeabilità (Crosta, 2006, 2007). È quindi possibile che alla base della frane su ghiacciaio più grosse (come quella di Sherman) sia presente una componente fine derivante dalla disintegrazione della frana mista all'acqua di fusione. La presenza di uno strato basale di questo materiale, probabilmente di

proprietà non-newtoniane, potrebbe alterare il modello di attrito Coulombiano, aggiungendo una componente viscosa nelle equazioni del moto della frana. Qui si è assunto che il contributo sia poco rilevante per frane piccole come quella di Urdbø.

Simulazione del moto

Allo scopo di stimare le velocità raggiunte dalla frana di Urdbø, è interessante simulare il movimento della frana con un semplice modello a blocco in cui una porzione del materiale viene paragonato a un blocco rigido che si muove sulla superficie topografica.

L'accelerazione del blocco è data (si veda ad es. De Blasio, 2010) dalla equazione 4:

$$\frac{dU}{dt} = g(\sin \beta(x) - \mu(x) \cos \beta(x)) - \frac{1}{2} \frac{\rho_{aria}}{\rho} \left[\frac{C_F}{L} + \frac{C_S}{H} + 2 \frac{C_S}{W} \right] U^2$$

dove $\beta(x)$ è l'angolo della pendente in funzione della posizione x del centro di massa del blocco, C_F , C_S sono i coefficienti di attrito rispettivamente di forma e di *skin friction*, ρ_{aria} è la densità di aria, U è la velocità, H , W e L sono l'altezza, la larghezza e la lunghezza della frana. Il rapporto η tra la forza di attrito con l'aria e la forza peso è molto piccolo, $\eta \ll 0.1$, e quindi il secondo termine della (4) rappresenta una piccola correzione. La Figura 5 mostra i risultati dei calcoli per la frana di Urdbø usando diversi valori per il coefficiente di attrito. Come si vede (Figura 5 A), i risultati migliori sono riprodotti da coefficienti di attrito tra 0.25 e 0.3, corrispondenti ad angoli di attrito tra 14 e 17 gradi. Per questi valori la velocità massima raggiunta è dell'ordine dei 50 m/s o anche superiore. Alcuni blocchi scagliati con queste velocità dalla superficie della frana avrebbero potuto raggiungere distanze balistiche di circa 250 metri, il che può spiegare la presenza di blocchi attorno la frana principale.

Nella Figura 5B il coefficiente di attrito lungo i fianchi ha valori più elevati: 0.4, 0.425, 0.45, 0.475 e 0.5, più vicini a quelli tipici delle rocce. Il coefficiente viene abbassato a un valore di 0.1 lungo il tratto inferiore a partire da una distanza di 1000 m, dove si presume fosse presente il ghiacciaio. In questo caso il valore massimo della velocità diventa più piccolo. Le simulazioni precedenti hanno la limitazione di considerare il centro di massa in pratica ridotto a un punto. L'angolo di pendenza e il coefficiente di attrito acqua-ghiaccio sono infatti determinati dalla sola posizione del centro di massa.

L'angolo di pendenza e il coefficiente di attrito acqua-ghiaccio sono infatti determinati dalla sola posizione del centro di massa. In realtà, le diverse parti di un blocco di una lunghezza finita (qui assunta di 500 m) assumono valori diversi dell'angolo di pendenza e del coefficiente di attrito. Nella simulazione mostrata in Figura 5C, la forza totale agente sul blocco è calcolata come una media delle forze agenti su ogni singolo elemento del blocco. Come si vede bene dal caso in cui il coefficiente di attrito su roccia è uguale a 0.4, la frana scivola letteralmente sul ghiac-

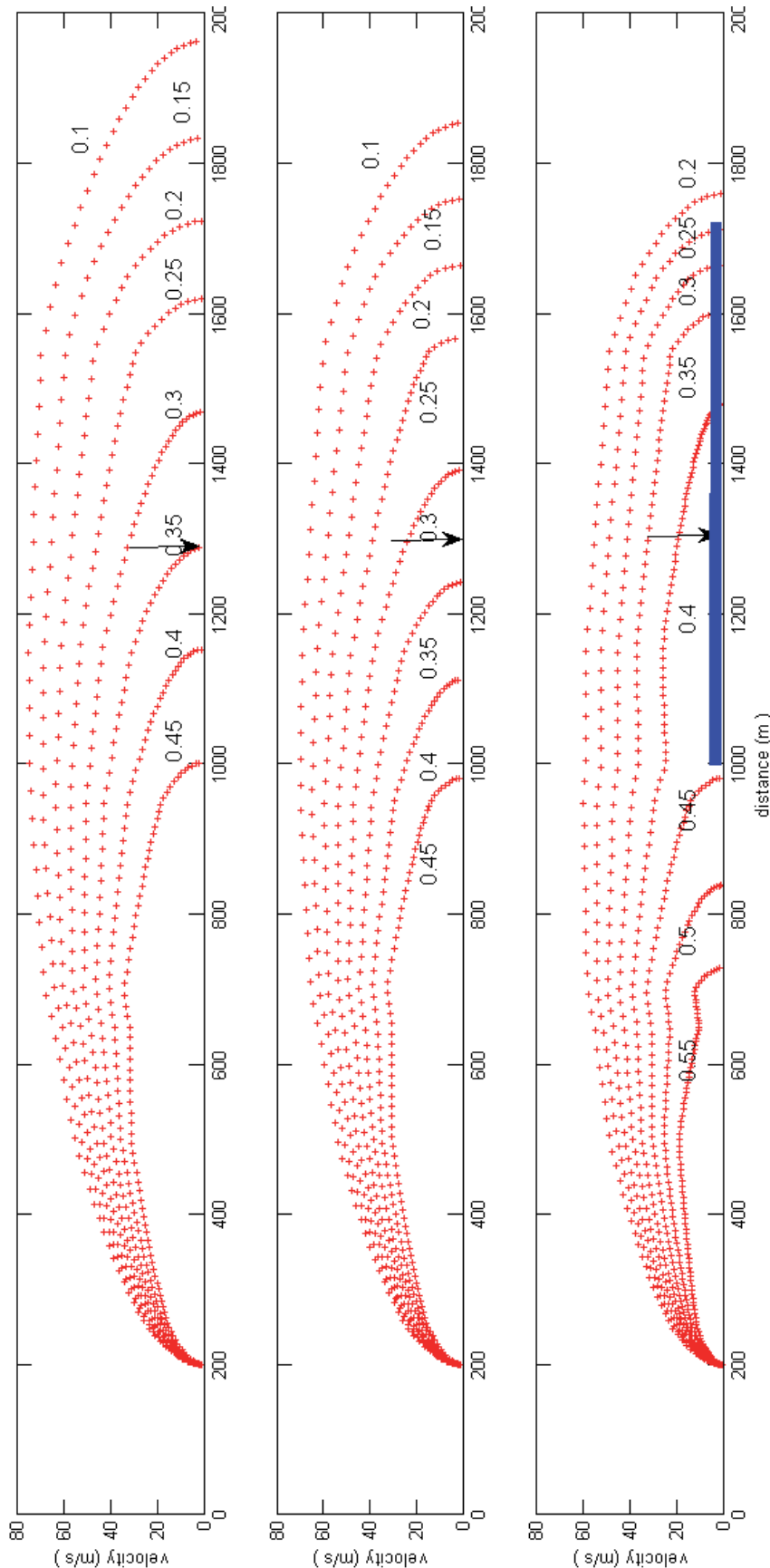


Figura 5. Calcolo della velocità in funzione della posizione per la frana di Urdbø. I diversi grafici puntinati corrispondono ai diversi coefficienti di attrito (indicati nella figura). A: coefficienti di attrito costanti. Considerando la posizione attuale del centro di massa (indicato dalla freccia) e del fronte (a distanza di 1550-1600 m), i valori che riproducono meglio l'evento sono $0.25 < \mu < 0.3$ (quarto e quinto grafico), cui corrispondono velocità massime di più di 50 m/s. B: il coefficiente di attrito a distanze inferiori a 1000 m assume i seguenti valori (dall'alto in basso): 0.4, 0.425, 0.45, 0.475, 0.5. Per distanze superiori a 1000 m, il coefficiente di attrito viene abbassato a 0.1. C: la frana viene modellata come un blocco di lunghezza finita di 500 m e la forza di resistenza è calcolata con una media su tutti gli elementi del blocco.

Figure 5. Calculation of the velocity as a function of the slide position. The different dotted plots correspond to the various friction coefficients indicated in the figure. A: constant friction coefficients. Considering the present position of the centre of mass (arrow) and of the front (located at a distance 1550-1600 m), the range for the friction coefficient that gives the best result is $0.25 < \mu < 0.3$ (fourth and fifth plot), corresponding to peak velocities of over 50 m/s. B: The friction coefficient at distance less than 1000 m acquires the following values (from the top): 0.4, 0.425, 0.45, 0.475, 0.5. For greater distances, the friction coefficient is lowered to 0.1. C: the landslide is modeled as a block of finite length 500 m and the resistance is calculated as an average between all the elements of the block.

ciaio, mantenendo una velocità circa costante. Il coefficiente di attrito su roccia che dà la migliore posizione del centro di massa è circa 0.42. La velocità massima in corrispondenza di questo caso rimane un rispettabile 40 m/s.

È interessante osservare dalle Figure 2 e 3 che, nonostante le velocità elevate calcolate dal presente modello, i blocchi enormi (>5 m) non sono rari. L'assenza di disintegrazione più pronunciata (come ad esempio osservata in frane non glaciali, Crosta et al., 2006, 2007) è forse dovuta all'effetto del suolo soffice di ghiaccio e neve, come anche osservato in frane recenti cadute su ghiacciaio (Shreve, 1966).

Conclusioni

Vi sono numerosi casi documentati di frane su ghiacciaio. Considerato il rischio che questi eventi ad alta mobilità possono comportare, è sorprendente che ancora non siano disponibili modelli fisico-matematici per l'interazione

roccia-ghiaccio al di sotto di una frana in movimento. In analogia con la frizione tra superfici metalliche in cui un metallo è molto più tenero dell'altro (Rabinowicz, 1995), questo lavoro ha introdotto il concetto di attrito dovuto alla formazione di solchi nel ghiaccio. I risultati mostrano sintonia tra le predizioni teoriche (date dall'equazione 3) e il coefficiente di attrito osservato. Le velocità trovate sono molto elevate, confermando il rischio geomorfologico costituito da frane mobili su ghiacciai.

È chiaro però che le semplici stime suggerite in questo lavoro devono essere considerate preliminari; una teoria completa dell'interazione tra una frana in movimento e una superficie ghiacciata è ancora tutta da sviluppare. Le frane antiche cadute su ghiacciaio sono meno studiate, data l'assenza di minaccia diretta. Tuttavia, se ben conservate, possono rivelare interessanti informazioni sulla dinamica. Viene auspicato uno studio più sistematico delle frane su ghiacciaio, sia recenti che antiche.

Bibliografia

- Barla G., Dutto F., & Mortara G., 2000. Brenva Glacier Rock Avalanche of 18 January 1997 on the Mount Blanc Range, North-west Italy. *Landslide News* 13: 2-5.
- Bottino G., Chiarle M., Joly A. & Mortara G., 2002. Modelling rock avalanches and their relation to permafrost degradation in glacial environments. *Permafrost Periglac. Process.* 13: 283-288.
- Bowden F.P., 1953. *Proc. Roy. Soc. (London)* A 217, 462.
- Castiglioni G.B., 1986. *Geomorfologia*. UTET, Torino.
- Cola G., 2005. La grande frana della cresta sud-est della punta Thurwieser (Thurwieser-Spitze) 3658 m. *Terra Glacialis* 8: 1-29.
- Colbeck S.C., 1995. Pressure melting and ice skating. *American Journal of Physics* 65: 488-492.
- Crosta G.B., Frattini P., Fusi N., & Sosio R., 2006. Granulometria, segregazione e frammentazione negli accumuli di valanghe di roccia. *Giornale di Geologia Applicata* 4: 31-40, doi: 10.1474/GGA.2006-04.0-04.0132
- Crosta G.B., Frattini P., & Fusi N., 2007. Fragmentation in the Val Pola rock avalanche, Italian Alps. *JGR* 112, 10.1029/2005JF000455.
- De Blasio F.V., 2010. Breve introduzione alla dinamica delle frane. Liguori, Napoli (di prossima pubblicazione).
- Erismann T. & Abele G., 2001. *Dynamics of rockslides and rockfalls*. Springer Verlag, Berlin.
- Evans S.G. & Clague J.J., 1988. Catastrophic rock avalanches in glacial environments. In: *Proceedings, 5th International Symposium on Landslides*, Balkema, Rotterdam, pp. 1153-1158.
- Evans S.G., Clague J.J., Woodsworth G.J. & Hungr O., 1989. The Pandemonium Creek Rock Avalanche, British Columbia. *Canadian Geotechnical Journal* 26: 427-446.
- Fahnestock R.K., 1978. Little Tahoma Peak rockfall and avalanches, Mount Rainier, Washington, U.S.A. In: *Rockslides and avalanches*, I. Barry Voight (curatore). Elsevier, Amsterdam.
- Furseth A., 2006. *Skredulykker i Norge*. Tun Forlag, Oslo, 208 pp.
- Hewitt K., 2009. Rock avalanches that travel onto glaciers and related developments, Karakoram Himalaya, Inner Asia. *Geomorphology* 103: 66-79.
- Isachsen F., 1928. Urdebøskredet i Rauland. *Norsk geografisk tidsskrift*, 2: 361-363.
- McSaveney M., 1978. Sherman glacier rock avalanche, Alaska, U.S.A. In: *Rockslides and avalanches*, I. Barry Voight (curatore). Elsevier, Amsterdam.
- McSaveney M., 2002. Recent rockfalls and rock avalanches in Mount Cook National Park, New Zealand. In: *Catastrophic Landslides: Effects, Occurrence, and Mechanisms*. S.G. Evans e J.V. DeGraff, curatori. The Geological Society of America, Boulder.
- Nicoletti P.G. & Sorriso-Valvo M., 1991. Geomorphic controls of the shape and mobility of rock avalanches. *Geol. Soc. Am. Bull.* 103: 1365-1373.
- Middleton G.V. & Wilcock P.R., 1994. *Mechanics in the Earth and Environmental Sciences*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Persson B.N.J. 2000. *Sliding friction. Physical principles and applications*. Springer Verlag, Berlin.
- Plafker G., & Ericksen G.E., 1978. Nevados Huascarán Avalanches, Peru. In: *Rockslides and avalanches*, I. Barry Voight (curatore). Elsevier, Amsterdam.
- Rabinowicz E., 1995. *Friction and wear of materials*. Wiley-Interscience, New York.
- Scheidegger A.E., 1973. On the prediction of the release and velocity of catastrophic rockfalls. *Rock Mechanics* 5: 231-236.
- Shreve R.L., 1966. Sherman landslide, Alaska. *Science* 154: 1639-1643.

Suscettibilità da *gully erosion* nel bacino del T. Turbolo (Calabria settentrionale): approccio multidisciplinare

Massimo Conforti¹, Pietro P.C. Aucelli¹, Gaetano Robustelli¹, Fabio Scarciglia¹

¹Dipartimento di Scienze della Terra, Università della Calabria Arcavacata di Rende (CS)

²Dipartimento DiSAM, Università degli Studi di Napoli "Parthenope"
massimo.conforti@unical.it; pietro.aucelli@uniparthenope.it

Susceptibility to gully erosion in the Turbolo catchment (Northern Calabria): multidisciplinary approach.

ABSTRACT: This work summarizes the results of a geomorphological and pedological approach to gully erosion susceptibility mapping in the Turbolo Stream catchment (Northern Calabria). Gully erosion inventory map of the area has been obtained by detailed field survey and air-photo interpretation. In order to estimate and validate gully erosion susceptibility, the gullies mapped were divided in two groups. One group (training set) was used to prepare a susceptibility map, using a bivariate statistical analysis in GIS environment and the second group (validation set) to validate the susceptibility map, using random partitions method. Lithology, land use, soil erodibility factor, slope, aspect, slope curvature, stream power index, topographic wetness index and length-slope factor were assumed as predisposing factors. The validation results showed satisfactory agreement between the susceptibility map and the existing data on gullies locations; therefore, over 80% of the gullies of the validation set is correctly classified falling in high and very high susceptibility areas.

Key terms: Gully erosion susceptibility, GIS, bivariate statistical analysis, Calabria

Termini chiave: Suscettibilità da gully erosion, GIS, Statistica bivariata, Calabria

Riassunto

In questo lavoro vengono presentati i risultati di uno studio integrato di tipo geomorfologico e pedologico, finalizzato alla valutazione della suscettibilità ai processi di *gully erosion* nel bacino idrografico del torrente Turbolo, rappresentativo, per caratteri geologici e geomorfologici, della Calabria settentrionale. Per la valutazione della suscettibilità da *gully erosion* è stato utilizzato un metodo di statistica bivariata (*Information Value*), implementato in ambiente GIS. L'applicazione del metodo necessita della selezione di un certo numero di fattori predisponenti di varia natura (geologica, geomorfologica, climatica ecc.), che si presume siano in qualche modo legati alla generazione dei processi erosivi che si stanno considerando.

I fattori predisponenti utilizzati sono litologia, uso del suolo, coefficiente di erodibilità dei suoli e una serie di fattori topografici: pendenza, esposizione dei versanti, curvatura planare, *stream power index* (SPI), *topographic wetness index* (TWI) e *length-slope factor* (LS). L'intersezione, in ambiente GIS, tra i processi di *gully erosion* e ciascun fattore predisponente ha permesso di calcolare la densità areale dei processi di erosione concentrata nelle varie classi dei fattori causali considerati.

Dai valori di densità sono stati calcolati i pesi (W) per ciascuna classe di ciascun fattore predisponente. Procedure di *overlay* delle carte tematiche riclassificate in base ai pesi hanno consentito di elaborare la carta della suscetti-

bilità, suddivisa in cinque classi (molto bassa, bassa, moderata, alta e molto alta).

I risultati ottenuti mostrano che il 41% dell'area del bacino del Turbolo ricade nelle classi con suscettibilità alta e molto alta. L'elevata capacità predittiva del metodo è dettata dal fatto che più dell'80% dei solchi di erosione ricade nelle aree con elevata suscettibilità. Infine, la carta di suscettibilità da *gully erosion*, elaborata utilizzando una metodologia facilmente applicabile ed aggiornabile e basata su dati direttamente rilevati in campo, rappresenta un utile strumento per una pianificazione territoriale finalizzata alla conservazione e alla tutela del paesaggio.

1. Introduzione

La *gully erosion* è uno dei processi erosivi che contribuisce maggiormente al modellamento della superficie terrestre (Billi & Dramis, 2003). Lo sviluppo di tali processi provoca la perdita di grandi volumi di suolo e si può considerare una delle principali cause di degrado ambientale nel bacino del Mediterraneo (Vandekerckhove *et alii*, 2000; Vanwalleghem *et alii*, 2005). Ricerche condotte in queste aree, da Poesen *et alii* (1998), hanno portato a stimare volumi di sedimenti erosi variabili tra 3.4 e 9.7 m³/ha/anno, che rappresentano dal 44 al 88% della perdita di suolo nei terreni agricoli. Ampi settori del territorio della regione Calabria sono vulnerabili allo sviluppo di questi processi erosivi a causa sia delle caratteristiche ge-

ologiche, pedologiche, morfologiche e climatiche del territorio che, molto spesso, da un uso irrazionale del suolo. Da uno studio svolto da Conforti (2008) nel bacino idrografico del torrente Turbolo (Calabria settentrionale), altamente rappresentativo di diverse aree del territorio calabrese per caratteri geo-ambientali e per un'elevata suscettibilità all'erosione, è stato osservato che ampie porzioni del territorio sono interessate da processi erosivi che si manifestano sotto forma di erosione incanalata e diffusa. In particolare, i fenomeni di erosione incanalata provocano la perdita consistente di suolo (su alcuni versanti superiore alle 20 t/ha/anno). Diventa, pertanto, fondamentale definire validi modelli per valutare la propensione del territorio allo sviluppo di tali processi.

Gli obiettivi del seguente studio sono stati quelli di effettuare: a) la caratterizzazione dei processi di *gully erosion* nel bacino del torrente Turbolo; b) la caratterizzazione dei principali fattori geo-ambientali che concorrono al controllo dei suddetti fenomeni erosivi; c) la valutazione della suscettibilità da *gully erosion* nell'area studiata.

La ricerca è stata svolta attraverso uno studio integrato di tipo geomorfologico e pedologico, cui è seguita una fase di interpretazione statistica dei dati. In particolare nella prima fase del lavoro sono stati effettuati una fotointerpretazione e un rilevamento di campagna che hanno portato alla individuazione ed alla cartografazione dei processi di *gully erosion*. Successivamente è stata effettuata una analisi dettagliata delle principali caratteristiche litologiche, integrando la carta geologica della Calabria a scala 1:25000 con il rilevamento di superficie, durante il quale sono stati caratterizzati i depositi di copertura (depositi colluviali, di frana, alluvionali ecc.), particolarmente soggetti ai processi di erosione. All'interno del bacino, inoltre, sono stati prelevati 175 campioni superficiali di suolo (*topsoil*), distribuiti in modo da rappresentare il più possibile la variabilità spaziale dei pedotipi affioranti, in relazione ad alcuni tra i principali fattori pedogenetici (substrato geologico, forma del rilievo, copertura vegetale ed uso del suolo) e, quindi, del loro stato di preservazione o degrado. Tali campioni sono stati sottoposti ad analisi di laboratorio per stimare la granulometria ed il contenuto di sostanza organica. Questi dati hanno permesso, mediante l'applicazione della formula di Wischmeier & Smith (1971), di valutare il coefficiente di erodibilità dei *topsoil*. La cartografazione relativa all'uso del suolo è stata effettuata integrando l'interpretazione di ortofoto a colori con un successivo controllo in campo. Al fine di ricostruire le caratteristiche topografiche del bacino, utilizzando un software GIS (ESRI ArcView GIS 3.2), è stato prodotto un modello digitale del terreno (DTM) con celle di 10 metri di lato. Il DTM è stato realizzato a partire dalla georeferenziazione e successiva digitalizzazione delle curve di livello e dei punti quotati della carta topografica a scala 1:10000. Il DTM ha permesso di ricavare in maniera automatica diversi aspetti morfometrici (pendenza, esposizione, curvature ecc.) dell'area di studio.

In una seconda fase, tutti i dati raccolti sono stati riportati in un geodatabase relazionale ed è stata valutata la suscettibilità da *gully erosion* mediante l'applicazione di un metodo di statistica bivariata, ampiamente utilizzato per la valutazione della suscettibilità da frana (Yin & Yan, 1988; Van Westen, 1993, 1997; Rautela *et alii*, 2000; Zézere, 2002; Yalcin, 2008; Magliulo *et alii*, 2008), implementato in ambiente GIS.

2. Caratterizzazione dell'area di studio

Il bacino idrografico del T. Turbolo è ubicato nella porzione centro-settentrionale della Calabria, compreso tra 39°32' 23'' N e 39°29' 49'' N di latitudine, 3°45' 49'' E e 3°38' 13'' E di longitudine (Figura 1). Il torrente ha origine nel versante orientale della Catena Costiera ad oltre 1000 m di quota e con una direzione da ovest verso est confluisce nel Fiume Crati, a circa 75 m s.l.m., dopo un percorso di oltre 13 km. Esso si sviluppa su una superficie di circa 30 km², presenta una forma allungata e la sua conformazione risulta asimmetrica e rappresenta un bacino di 5° ordine con una densità di drenaggio pari a 5,16 km⁻¹, valore indicativo di una rete idrografica piuttosto fitta e di un'area fortemente dissecata (Conforti, 2008). Il pattern è dentritico per i sottobacini montani e a traliccio per quelli collinari. L'analisi dei dati climatici definisce, per l'area in esame, una precipitazione media annua pari a circa 1200 mm, distribuiti su 105 giorni piovosi, ed una temperatura media annua di circa 16°C; le precipitazioni si concentrano nel periodo Ottobre-Marzo con un deficit della piovosità nei mesi più caldi caratterizzati dai valori massimi di temperatura.

Dal punto di vista geologico il bacino ricade a ridosso di una importante direttrice tettonica regionale di direzione circa N-S che delimita i depositi neogenici di riempimento del *graben* del Crati (Colella *et alii*, 1987) dalle rocce cristallino-metamorfiche paleozoico-cretaciche che costituiscono l'*horst* della Catena Costiera (Tortorici *et alii*, 1995). Nella porzione occidentale del bacino affiorano gneiss biotitici-granitiferi sovrascorsi sulle rocce filladiche grigio scure associate a metareniti e scisti anfibolitici (Antronico & Terranova, 1999). Nella zona a ridosso dell'allineamento tettonico si rinvengono localmente argille gessose messiniane (Lanzafame & Zuffa, 1976), oltre ad essere fortemente caratterizzata da diffusi detriti di versante. Nella porzione centrale del bacino affiorano prevalentemente argille siltose grigio-azzurre del Pliocene superiore e, subordinatamente, sabbie e arenarie del Pleistocene inferiore. Nella porzione orientale affiorano i depositi trasgressivi attribuiti al Calabriano (Lanzafame & Zuffa, 1976), rappresentati da sabbie con intercalazioni di conglomerati ricchi di matrice sabbiosa. Il fondovalle, nella porzione terminale del bacino, è costituito da depositi alluvionali attuali e recenti e, sovente, da depositi colluviali.

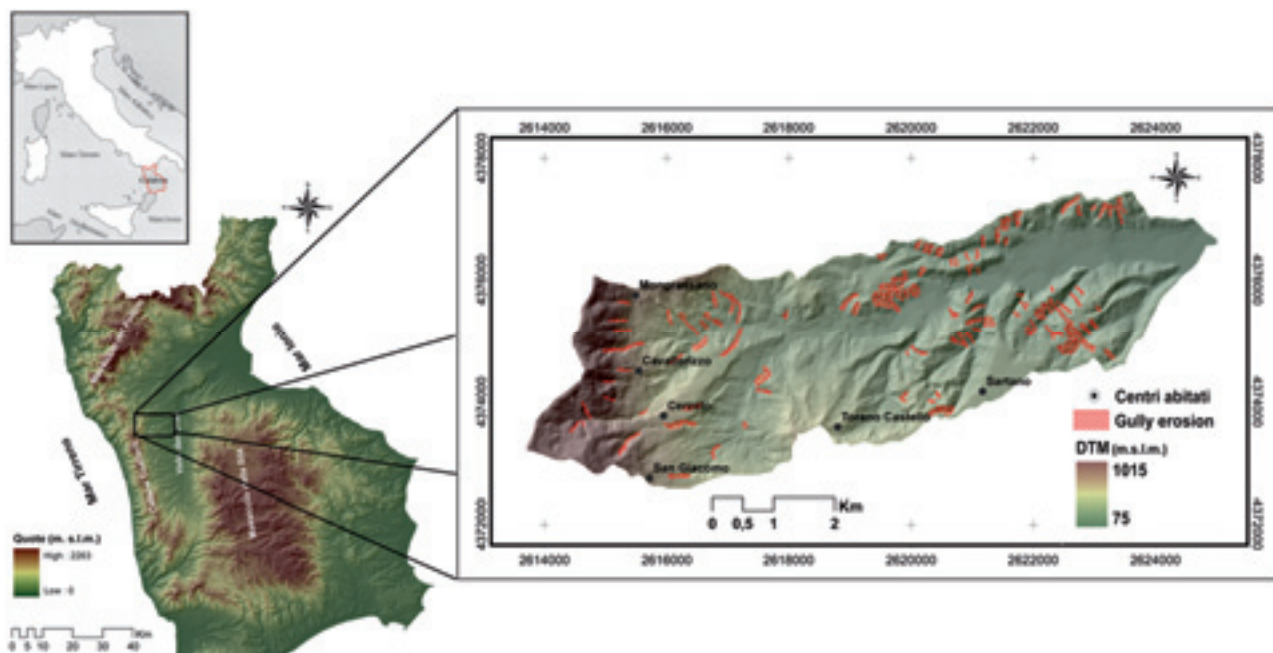


Figura 1 – Localizzazione dell’area di studio e DTM del bacino con la sovrapposizione dei processi di *gully erosion* cartografati.
 Figure 1 – Study area location map and gully erosion locations with DTM of the basin.

Per quanto concerne le coperture pedo-regolitiche, il bacino è caratterizzato da un’elevata variabilità pedologica: si va da suoli estremamente evoluti (Alfisuoli) fino a suoli pedogeneticamente poco maturi e scarsamente differenziati (Inceptisuoli ed Entisuoli), con profili spesso contraddistinti da troncature erosive. Inoltre, sui versanti argillosi, si sono sviluppati suoli con caratteristiche vertiche, caratterizzati da un forte dinamismo strutturale che si manifesta con la formazione di crepacciature (per contrazione da disseccamento) nella stagione secca che si richiudono, per effetto dell’imbibizione (e conseguente espansione delle argille), nella successiva stagione umida.

Dal punto di vista morfologico, il bacino nel settore occidentale, laddove affiorano le rocce metamorfiche più o meno litoidi, è caratterizzato da versanti con pendenze elevate (mediamente maggiori ai 30°) e da una forte energia del rilievo causata dal sollevamento della Catena Costiera e dalla conseguente dissezione (Tortorici *et alii*, 1995). In particolare, questi versanti presentano un profilo rettilineo-convesso e sono incisi da valli strette e in approfondimento (Sorriso-Valvo *et alii*, 1996). Nel settore centro-occidentale del bacino, dove affiorano litologie argillose, poco competenti e più soggette all’instabilità geomorfologica, la morfologia è caratterizzata da frequenti pianori e forme con pendenze blande. I profili dei versanti, in genere, si presentano molto articolati con forme concavo-convesse (Sorriso-Valvo *et alii*, 1996). Le vallecole, generalmente, si presentano a fondo piatto o concavo con approfondimento scarso o nullo e spesso lungo i versanti si verificano movimenti in massa. Nel settore orientale dell’area di studio, il paesaggio morfologico è caratterizzato dalla presenza di superfici terrazzate,

profondamente incise e smantellate da una fitta rete idrografica e da una intensa attività erosiva causata soprattutto da un forte sollevamento tettonico che ha interessato l’area (Carobene *et alii*, 1989). Attualmente delle antiche superfici terrazzate si sono conservati pochi lembi, ridotti per lo più a tratti subpianeggianti, collocati principalmente lungo gli spartiacque che presentano numerose discontinuità plano-altimetriche. Nelle parti più depresse delle valli principali si osservano delle superfici terrazzate recenti di origine fluviale e/o colluviale.

Le tipologie dei fenomeni erosivi in atto, nell’area studiata, sono legate principalmente al ruscellamento idrico superficiale (areale o incanalato) e a movimenti in massa che inducono una rapida evoluzione dei versanti e dei fondovalle (Conforti, 2008). L’erosione idrica areale agisce particolarmente nelle zone prive di vegetazione e in quelle adibite a colture, dove la presenza di solchi di aratura paralleli alle linee di massima pendenza favorisce spesso la formazione di rivoli che tendono ad evolvere in solchi di erosione concentrata (*gullies*). Movimenti in massa si innescano principalmente sui versanti argillosi e, sovente, sui versanti a pendenze elevate composti da rocce cristalline (principalmente gneiss e scisti filladici) intensamente fratturate e alterate.

2.1. Caratterizzazione dei processi di *gully erosion*

L’analisi geomorfologica ha portato a definire che il 5% dell’area del bacino è interessata da forme di erosione concentrata del tipo solchi e/o fossi (*gully erosion*). Queste forme di erosione, riportate in un elaborato cartografico tematico (Figura 1), mostrano incisioni spesso con profondità che supera i 4 m e non possono essere elimina-

te dalle normali lavorazioni agricole diventando, pertanto, forme permanenti. Nella parte medio-bassa del bacino, dove affiorano sabbie e conglomerati, interi versanti sono caratterizzati da questi processi, con lo sviluppo di un insieme di valleciole spesso ramificate e separate da piccole creste. Fenomeni di questo tipo si riattivano in occasione di precipitazioni meteoriche intense e, frequentemente, oltre all'approfondimento verticale, sono caratterizzati da crolli che si innescano sui versanti e/o alla testata dei *gullies* (Conforti, 2008). L'erosione a solchi, una volta innescata, procede con una progressiva e rapida evoluzione regressiva, spesso causata da un repentino abbassamento del livello di base locale, che può essere provocato da azioni antropiche, quali uno sbancamento di un versante, l'apertura di una cava ecc. In molte aree del bacino lo sviluppo dei *gullies* è favorito da pratiche agricole che lasciano il suolo con scarsa o nulla copertura vegetale nei periodi dell'anno (Ottobre-Marzo) in cui si concentrano la maggior parte delle precipitazioni meteoriche.

Nell'ambito delle morfologie legate ai processi di *gully erosion* rientrano anche quelle calanchive, che interessano diversi versanti argillosi del settore centro-occidentale del bacino. Il rilevamento geomorfologico all'interno delle aree calanchive ha messo in evidenza che lungo gli impluvi principali, che presentano quasi tutti creste smussate (Pulice *et alii*, 2009), i processi morfogenetici in atto sono legati prevalentemente a piccoli movimenti in massa e subordinatamente all'erosione concentrata delle acque correnti superficiali. Nei canali secondari, invece, prevalgono i processi di dissezione verticale legati al rapido approfondimento delle acque incanalate, che danno luogo a creste più strette ed affilate.

2.2. Caratterizzazione dei fattori predisponenti

Per la stima della suscettibilità da *gully erosion* è stato necessario selezionare un certo numero di fattori predisponenti di varia natura (geologica, geomorfologica, climatica ecc.), che si presume siano in qualche modo legate alla generazione dei processi erosivi che si stanno analizzando. I fattori predisponenti utilizzati sono litologia, uso del suolo, coefficiente di erodibilità dei suoli e una serie di fattori topografici: pendenza, esposizione dei versanti, curvatura planare, *stream power index* (SPI), *topographic wetness index* (TWI) e *length-slope factor* (LS), definito anche come indice della capacità di trasporto (Moore *et alii*, 1991). Tutti i parametri morfometrici sono stati ricavati dal DTM, utilizzando le funzioni di gestione offerte dalle estensioni *3D analyst*, *Spatial analyst* e *Sinmap* del software GIS Arcview 3.2.

Litologia

Per quanto riguarda la litologia sono stati distinti 11 litotipi riportati in una apposita cartografia (Figura 2a). La carta litologica mira ad individuare settori litologicamente omogenei rispetto ai processi erosionali; in tal senso le litologie con analoghe caratteristiche meccaniche e di erodibilità sono state accorpate pur avendo età differenti.

Tabella 1 – Distribuzione dei pesi (W) per ogni classe dei fattori predisponenti considerati.

Table 1 – Weighting values (W) distribution for each class of the selected predisposing factor.

Litologia	NpixNi	Npix Si	Dens Class	W
Depositi alluvionali	21293	197	0.009	.131
Depositi colluviali	15291	130	0.009	.139
Depositi di conoidi alluvionali	20586	707	0.034	0.00
Depositi di falda detritica	8891	109	0.012	.103
Depositi di frana	17444	81	0.005	.200
Conglomerati	24151	925	0.038	0.11
Sabbie	109829	5713	0.052	0.42
Argille	40312	1566	0.039	0.13
Gneiss	12157	37	0.003	.242
Metacalcari e metapeliti	12347	324	0.026	.027
Filladi e metabasiti	9273	484	0.052	0.42
Uso del suolo				
Bosco	47281	1995	0.042	0.21
Bosco ceduo e/o rado	34442	1595	0.046	0.31
Copertura erbacea arbustiva	36396	2807	0.077	0.81
Prato e pascolo	28912	752	0.026	.028
Uliveto	62395	734	0.012	.106
Frutteto e/o vigneto	3658	41	0.011	.112
Seminativo	65054	925	0.014	.088
Area in abbandono	7323	1441	0.20	1.75
Alveo fluviale e aree esondabili	2100	5	0.003	.262
Insediamnto urbano	6860	0	0.000	.270
Pendenze				
0 . 5°	45489	275	0.006	.174
5 . 10°	42930	520	0.012	.104
10 . 15°	57880	1043	0.018	.064
15 . 20°	56521	1703	0.030	.013
20 . 30°	71902	4568	0.064	0.62
> 30°	25059	2164	0.086	0.92
Esposizione				
P	27301	821	0.030	.013
N	38148	986	0.026	.028
N.E	38596	1161	0.030	.013
E	47861	1216	0.025	.030
S.E	52931	1785	0.034	.002
S	29893	1411	0.047	0.32
S.O	11944	1124	0.094	1.01
O	13435	880	0.066	0.65
N.O	30257	876	0.029	.017
SPI				
0 . 0.6	188207	4047	0.022	.047
0.6 . 1.2	87477	4731	0.054	0.46
1.2 . 1.8	16394	1217	0.074	0.77
1.8 . 2.4	2935	228	0.078	0.82
2.4 - 3	432	34	0.079	0.83
3 . 3.6	55	6	0.109	1.16
TWI				
0 . 0.2	78497	2014	0.026	.029
0.2 - 1	75372	1616	0.021	.047
1 - 2	10804	312	0.029	.017
2 - 3	126864	6321	0.050	0.37
LS				
0 . 0.2	134380	2998	0.022	.043
0.2 . 3	153986	6826	0.044	0.26
3 - 5	1995	235	0.118	1.24
5 - 10	907	143	0.158	1.53
> 10	303	70	0.230	1.90
Curvatura Planare				
Concavo	26837	3824	0.142	1.43
Convesso	80580	2342	0.029	.016
Piana	190499	4097	0.022	.047
Fattore di erodibilità (K)				
< 0.02	27308	482	0.018	.066
0.02 . 0.03	54556	2260	0.041	0.19
0.03 . 0.04	157510	4695	0.030	.013
> 0.04	52167	2826	0.054	0.46
Area totale del bacino	Σ NpixNi=299780	Σ NpixSi=10272	DensMap=0.034	

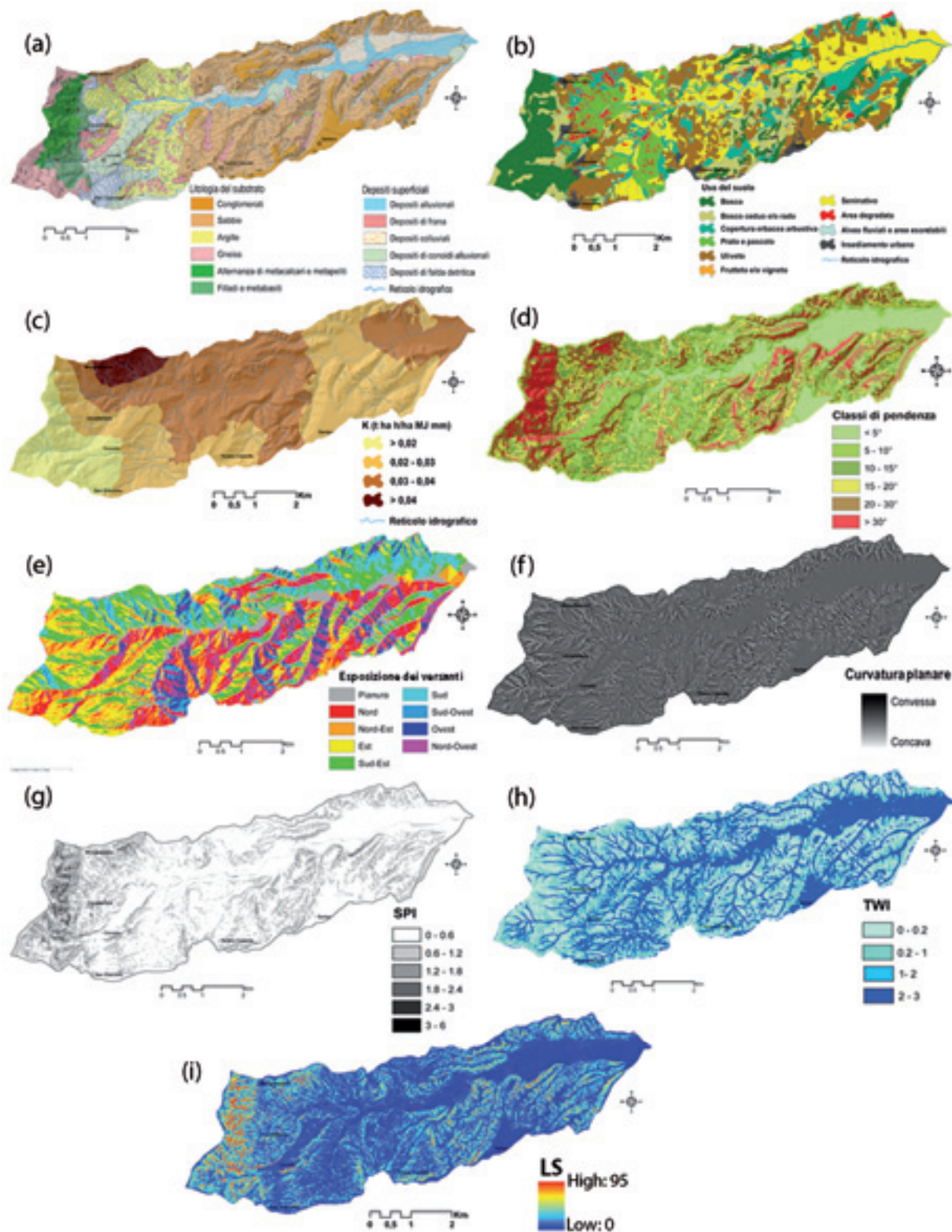


Figura 2 – Carte dei fattori predisponenti: a) litologia; b) uso del suolo, c) coefficiente di erodibilità dei suoli; d) pendenza dei versanti; e) esposizione dei versanti; f) curvature planare dei versanti; g) SPI (stream power index); h) TWI (topographic wetness index); i) LS (length.slope factor).

Figure 2 – Predisposing factor maps: a) lithology; b) land use; c) soil erodibility factor; d) slope; e) aspect; f) plain slope curvature; g) SPI; h) TWI; i) LS.

Uso del suolo

Il tipo di uso del suolo ha una notevole influenza sulla stabilità geomorfologica di un versante; in generale, la presenza di una folta copertura arborea su un versante attenua l'azione erosiva delle acque dilavanti. Un terreno denudato e/o con scarsa vegetazione, invece, è più suscettibile all'innescio di processi erosivi. Nel bacino studiato, sono state riconosciute 10 classi di uso del suolo (Figura 2b). In particolare, più del 55% dell'area presenta una vocazione agricola e pastorale, nella quale si concentrano la gran parte dei processi di *gully erosion* cartografati.

Coefficiente di erodibilità dei suoli (K)

La stima del coefficiente di erodibilità (K), che sintetizza la suscettibilità del suolo ad essere eroso con riferimento ad un evento meteorico caratterizzato da erosività unitaria, può essere diversamente stimato a partire dai dati analitici in funzione delle informazioni disponibili (Pelacani *et alii*, 2006). Al fine di utilizzare tutte le informazioni a nostra disposizione, è stata utilizzata la funzione proposta da Wischmeier & Smith (1971), che prende in considerazione le differenti frazioni granulometriche, il contenuto di sostanza organica (nel caso specifico, ricavato dalle analisi chimico-fisiche di laboratorio dei 175 campioni di topsoil) ed i dati qualitativi relativi a struttura di aggregazione e permeabilità dei suoli secondo la seguente formula:

$$K = 2.1 \times 10^{-4} \times (12.OM) M^{1.14} + 3.25(S.2) + 2.5(P.3)/7.59 \times 100$$

espressa in $t.ha.h.ha^{-1}.MJ^{-1}.mm^{-1}$, in cui OM è il contenuto di sostanza organica; M è un parametro legato alla tessitura ed è pari a: %sabbia fine + %limo \times (100 - %argilla); S e P sono dei codici legati, rispettivamente, alla struttura ed alla permeabilità del suolo. Per la stima di questi ultimi è stata utilizzata la metodologia messa a punto da Giordano *et alii* (2005), basata sulle informazioni tessiturali e sulle caratteristiche medie di permeabilità individuate da Carsel & Parrish (1988). I valori di K relativi ad ogni *topsoil* sono stati introdotti nel sistema GIS e spazializzati a tutta l'area di studio (Figura 2c), mediante la tecnica di interpolazione *kriging*.

Pendenza

L'acclività è un fattore di primaria importanza nella dinamica dei processi che regolano l'evoluzione dei versanti; infatti essa condiziona il deflusso superficiale, la densità di drenaggio, l'erosione del suolo ecc. (Dramis & Gentili, 1977). Per questa ragione la pendenza dei versanti gioca un ruolo determinante nella preparazione della carta della suscettibilità di un processo erosivo in un dato territorio, nel caso specifico da *gully erosion*. In questo studio l'acclività dei versanti, estrapolata dal DTM, è stata suddivisa in sei classi (Figura 2d).

Esposizione dei versanti

L'esposizione dei versanti è considerata un fattore mor-

fometrico molto importante per il controllo dei processi di erosione, poiché influenza il microclima attraverso l'angolo e la durata dell'incidenza dei raggi solari sulla superficie del suolo. L'esposizione dei versanti può favorire l'alterazione delle rocce e la formazione di coperture pedo-regolitiche, determinandone eventuali importanti variazioni nelle proprietà chimiche e/o meccaniche e reologiche, e, pertanto, predisporre i versanti stessi a fenomeni di denudazione. Nel seguente studio i dati relativi all'esposizione dei versanti sono stati estrapolati dal DTM ed i relativi valori sono stati suddivisi in 9 classi (Figura 2e), 8 delle quali secondo i punti cardinali ed una relativa alle superfici subpianeggianti. La distribuzione di questo parametro è risultata abbastanza omogenea, con una leggera prevalenza dei versanti rivolti ad est e sud-est.

Curvatura planare

La curvatura planare dei versanti, ricavata dal DTM, è data dalla derivata seconda della curva generata dall'intersezione della superficie topografica con il piano verticale tangente alle curve di livello; essa esprime la curvatura convessa o concava dei versanti con valori rispettivamente positivi e negativi. Per valori intorno allo zero la curvatura del versante è stata considerata piana (Wilson & Gallant, 2000). Questo parametro è importante per determinare la divergenza o la convergenza del flusso idrico (Figura 2f).

Stream power index (SPI)

Il fattore SPI indica il potere erosivo del flusso idrico in ogni cella del *grid*; esso è stato definito utilizzando l'espressione proposta da Moore *et alii* (1991):

$$SPI = A_s \times \tan \sigma$$

dove A_s (area specifica contribuente) è pari all'area della porzione di versante drenata e σ rappresenta la pendenza espressa in gradi. Il parametro SPI, in generale, è risultato fortemente correlato con le linee di impluvio, dove raggiunge i valori più elevati (Figura 2g).

Topographic wetness index (TWI)

Il parametro TWI indica la capacità di infiltrazione delle acque ruscellanti di un'area in base alle differenti condizioni topografiche (Moore *et alii*, 1991); esso è definito dalla seguente espressione:

$$TWI = \ln(A_s / \tan \sigma)$$

dove A_s (area specifica contribuente) è pari all'area della porzione di versante drenata e σ rappresenta la pendenza espressa in gradi (Figura 2h).

I due parametri appena descritti sono stati calcolati dal DTM utilizzando l'algoritmo di direzione di deflusso di tipo "D8" in Arcview 3.2 (O'Callaghan & Mark, 1984).

Length-slope factor (LS)

Il fattore LS è un termine relativo alle caratteristiche topografiche dell'area esaminata che tiene conto della lun-

ghezza (L) e della pendenza del versante (S). La lunghezza del versante è la distanza orizzontale media dal punto di origine del deflusso al punto in cui la pendenza diminuisce in modo tale da consentire l'inizio dell'attività deposizionale o il punto in cui le acque vengono canalizzate (Foster & Wischmeier, 1974; Wischmeier & Smith, 1978; Renard *et alii*, 1997). Elevati valori del fattore LS comportano una maggiore capacità erosiva del deflusso idrico superficiale lungo un versante. Pertanto il fattore LS può essere considerato un indice della capacità di trasporto di sedimento da parte delle acque di scorrimento superficiale. Per il bacino del T. Turbolo, il fattore LS (Figura 2i) è stato realizzato utilizzando il DTM ed è analogo al parametro utilizzato nell'equazione della RUSLE (Revised Universal Soil Loss Equation, Renard *et alii*, 1997): esso è stato calcolato applicando la relazione sviluppata da Moore & Wilson (1992):

$$LS=(As/22.13)^{0.4} \cdot 1.4 \cdot (\sin\sigma/0.0896)^{1.3}$$

dove As (area specifica contribuente) è pari all'area della porzione di versante drenata e σ rappresenta la pendenza. Questi due parametri sono stati calcolati utilizzando l'algoritmo di direzione di deflusso di tipo "D8" in Arcview 3.2 (O'Callaghan & Mark, 1984).

Per maggiori dettagli sul significato morfodinamico dei parametri topografici sopra descritti si rimanda al lavoro di Wilson & Gallant (2000).

3. Valutazione della suscettibilità da gully erosion

Per la stima della suscettibilità dei processi di *gully erosion*, come in precedenza accennato, è stato utilizzato un metodo di statistica bivariata denominato *Information Value* (Yin & Yan, 1988; Van Westen, 1993), implementato in ambiente GIS. Questo rientra nella categoria dei metodi di analisi probabilistica condizionale (Carrara *et alii*, 1995). Nel caso specifico, seguendo le indicazioni di Van Westen (1993), il metodo *Information Value* ha permesso di determinare il "peso" per ogni classe dei fattori predisponenti scelti (esempio: litologia, pendenze, uso del suolo ecc.), espresso dal logaritmo naturale della densità di *gullies* nella classe in esame diviso la densità di tutti i *gullies* dell'intera area di studio. Quindi:

$$W=\ln [\text{DensClas}/\text{Densmap}] = \ln [(N_{\text{pixSi}}/N_{\text{pixNi}})/(\sum N_{\text{pixSi}}/\sum N_{\text{pixNi}})] \quad (1)$$

dove W è il peso di ciascuna classe di fattori predisponenti; DensClas è la densità di *gullies* entro la classe di parametri in esame, mentre Densmap rappresenta la densità di *gullies* nell'intera area studiata. N_{pixSi} è il numero di *pixels* interessati da *gullies* entro la classe in esame, mentre N_{pixNi} è il numero totale di *pixels* nella classe in esame; $\sum N_{\text{pixSi}}$ è il numero totale di *pixels* interessati da *gullies*; $\sum N_{\text{pixNi}}$ è il numero totale di *pixels* dell'area studiata.

Per validare la carta della suscettibilità, i *gullies* cartografati sono stati preventivamente suddivisi in due

gruppi quantitativamente analoghi ed omogeneamente distribuiti. Un gruppo (*training set*) è stato utilizzato per costruire il modello di stima della suscettibilità, mentre l'altro (*validation set*) è stato impiegato per valutare la capacità previsionale del modello, verificando la percentuale di *gullies* del *validation set* che ricadono nelle diverse classi di suscettibilità.

I fattori predisponenti scelti per l'analisi di suscettibilità, organizzati ciascuno in una carta tematica a sé stante e suddivisi in classi (Tabella 1), sono stati relazionati mediante un'operazione di sovrapposizione in ambiente GIS, in modo da poter stimare la densità areale dei *gullies* del *training set* nelle rispettive classi dei fattori predisponenti. Successivamente, applicando la formula (1), è stato possibile calcolare il "peso" (W) di ogni classe per ciascun fattore predisponente. Il logaritmo naturale impone che siano assegnati valori negativi dove la densità di *gullies* è bassa e valori positivi dove la densità è alta. Attraverso procedure di *overlay*, in ambiente GIS, delle carte tematiche riclassificate in base ai pesi si è ottenuta la carta di suscettibilità (Figura 3). Il campo di variabilità dei pesi (W) è stato suddiviso in cinque classi a cui corrisponde un diverso livello di suscettibilità (molto bassa, bassa, moderata, alta e molto alta). Al fine di rendere più oggettiva possibile l'individuazione dei valori soglia delle classi, è stato utilizzato un algoritmo di calcolo computerizzato, cioè l'algoritmo di Jenks (Jenks, 1967).

Dall'analisi dei dati ottenuti, emerge che più del 40% dell'area sottesa dal bacino del T. Turbolo presenta un'elevata propensione allo sviluppo di processi di *gully erosion*. Pertanto, le aree più suscettibili sono risultate quelle che presentano alti valori dei parametri SPI, LS e i versanti con curvatura concava. Inoltre le aree con suscettibilità alta e molto alta sono spesso caratterizzate da vegetazione rada o assente.

L'attendibilità dell'analisi di suscettibilità è stata effettuata tramite la realizzazione e l'analisi di due curve: *prediction-rate* e *success-rate* (Chung & Fabbri, 2003; Remondo *et alii*, 2003; Conoscenti *et alii*, 2008). La curva *prediction-rate* è costruita riportando sull'asse delle ascisse di un grafico binario l'area cumulata delle classi di suscettibilità, espressa in percentuale, a partire da quelle con i valori più elevati, mentre sull'asse delle ordinate la percentuale cumulata dei *gullies* del *validation set* (non utilizzati nell'analisi) che ricadono nelle rispettive classi di suscettibilità (Figura 4). La forma della curva *prediction-rate* esprime il tipo di correlazione fra le classi di suscettibilità (derivate con i *gullies* del *training set*) e la distribuzione spaziale dei *gullies* del *validation set*. Una tendenza diagonale della curva implica una predizione totalmente casuale (Conoscenti *et alii*, 2008). Pertanto, più la curva si allontana dalla diagonale e più è ripida nella parte iniziale tanto maggiore sarà la capacità predittiva del modello (Chung & Fabbri, 2003; Remondo *et alii*, 2003). La curva *success-rate* è ottenuta seguendo la stessa procedura, con la differenza che sull'asse delle ordina-

te si riportano i processi erosivi del *training set*. Questa curva definisce la capacità del metodo utilizzato nel classificare correttamente i *gullies* utilizzati per stimare la suscettibilità e ci permette di valutare la bontà (*goodness of fit*) del modello predittivo (Chung & Fabbri, 2003).

Nel nostro caso, la curva *success-rate* (Figura 4) si

presenta generalmente ripida nella parte iniziale, dopodiché decresce in maniera abbastanza monotona. La curva *prediction-rate* mostra una forma molto simile alla *success-rate*, indicando che il metodo utilizzato si può ritenere affidabile (Conoscenti *et alii*, 2008).

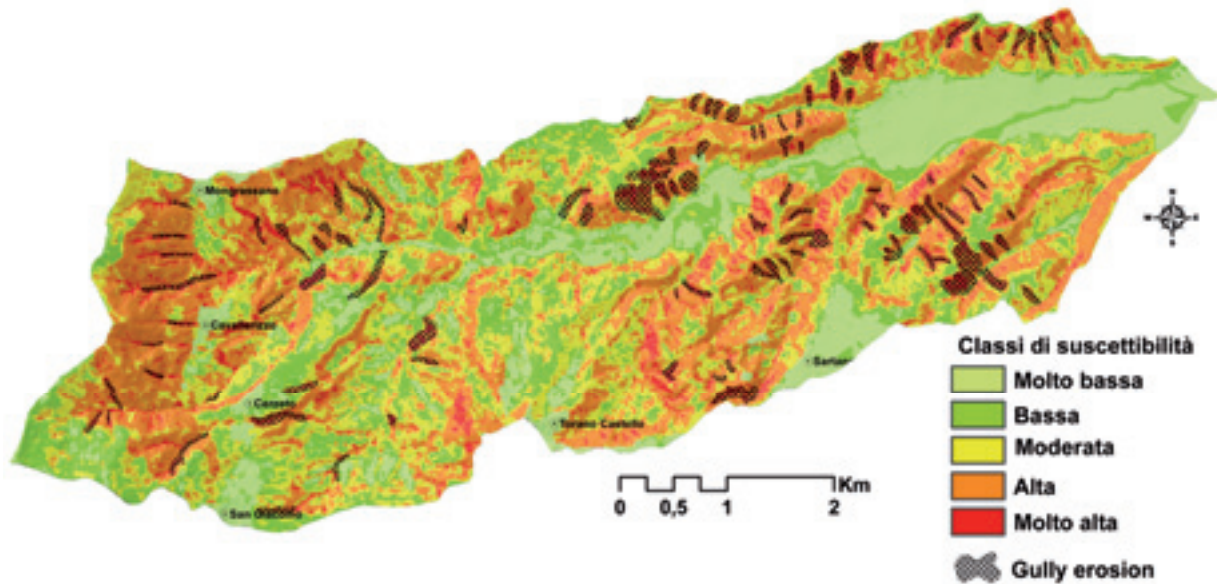


Figura 3 – Carta della suscettibilità da *gully erosion* del bacino del T. Turbolo.

Figure 3 – *Gully erosion susceptibility map in the Turbolo catchment.*

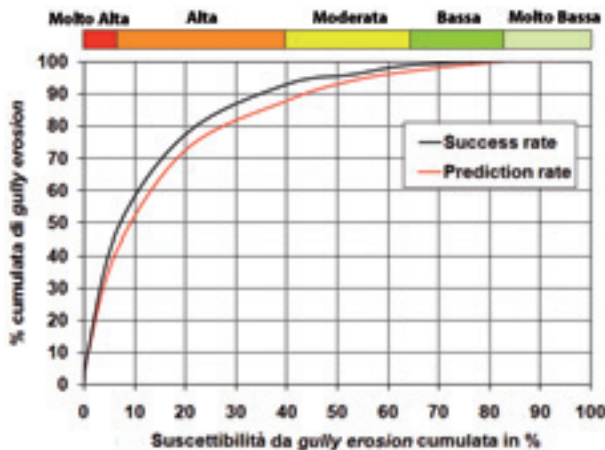


Figura 4 – Curva *prediction rate* e curva *success rate* dell'area di studio.

Figure 4 – *Prediction rate and success rate curves for the study area.*

Infine, la validazione del metodo conferma una effettiva (non casuale) correlazione fra la carta della suscettibilità predetta e la distribuzione spaziale dei processi erosivi del *validation set*. L'elevata capacità predittiva è, pertanto, giustificata dal fatto che più dell'80% dei processi erosivi del *validation set* ricade nelle classi di suscettibilità alta e molto alta (Figura 3).

4. Conclusioni

Lo studio integrato di dati geologici, geomorfologici e pedologici ha validamente contribuito alla caratterizzazione dei processi di *gully erosion* nonché alla loro cartografazione in relazione alla distribuzione spaziale nel bacino del T. Turbolo (Calabria settentrionale).

I processi di *gullies* sono controllati da diversi fattori, quali le caratteristiche litologiche, pedologiche e morfometriche del bacino; inoltre, a queste caratteristiche si associa, in modo talvolta molto marcato, l'uso del suolo.

I processi di *gully erosion* interessano in maniera preponderante il settore centro-orientale del bacino, laddove affiorano, in larga misura, litologie argillose e sabbiose spesso con intercalazioni conglomeratiche; lo sviluppo di tali processi, in questo settore, è favorito da un utilizzo del suolo prettamente di tipo agricolo.

La procedura di analisi statistica bivariata adottata per effettuare la valutazione della suscettibilità nel bacino del T. Turbolo si è dimostrata efficace per individuare le aree con elevata propensione all'erosione da *gully erosion* nelle diverse condizioni geo.ambientali. La carta della suscettibilità ha fornito, in generale, quali sono i trend evolutivi e le aree maggiormente suscettibili allo sviluppo di *gully erosion*. L'analisi condotta ha messo in evidenza come l'andamento spaziale dei fattori predisponenti selezionati risulti effettivamente ben correlato con la distri-

buzione dei processi erosivi. Elevata suscettibilità si osserva, in prevalenza, nelle aree con vegetazione rada e/o assente e con alte pendenze dei versanti. Inoltre l'erosione idrica concentrata sembra essere controllata maggiormente dal fattore SPI (*stream power index*) e dal fattore LS (*length-slope factor*). Inoltre un'elevata suscettibilità si riscontra nelle porzioni di versante caratterizzati da litologie argillose e da una forte concavità.

I risultati raggiunti, opportunamente validati, confermano che sia il metodo di statistica bivariata, implementato in ambiente GIS, che i fattori predisponenti scelti per l'analisi di suscettibilità riescono a valutare in modo sod-

disfacente la propensione da *gully erosion* nell'area di studio. Infatti più dell'80% dei *gullies* del *validation set* sono stati classificati correttamente. Pertanto, la carta della suscettibilità prodotta utilizzando una metodologia facilmente applicabile ed aggiornabile si configura come utile strumento per una pianificazione territoriale finalizzata alla conservazione e alla tutela del paesaggio dai fenomeni di erosione. Infine, questa metodologia può essere facilmente esportata ed utilizzata in altre aree per stimare la suscettibilità sia da *gully erosion* (come nel caso di studio) che da altri processi di erosione (movimenti in massa, *sheet erosion* ecc.).

Bibliografia

- Antronico L., Terranova O., 1999. Indagine sull'erosione e sulla capacità d'infiltrazione mediante piogge simulate. GEAM giugno-settembre 1999, n° 2-3, 135-141.
- ARSSA (Agenzia Regionale per lo Sviluppo e per i Servizi in Agricoltura), 2003. I suoli della Calabria. Carta dei suoli in scala 1:250000 della Regione Calabria. Monografia divulgativa. Programma Interregionale Agricoltura-Qualità — Misura 5, ARSSA, Servizio Agropedologia. Rubbettino, 387 pp.
- Billi P., Dramis F., 2003. Geomorphological investigation on gully erosion in the Rift Valley and the northern highlands of Ethiopia. Catena 50, 353-368.
- Carobene L., Mengani M.E., Oliverio M., 1989. Superfici terrazzate pleistoceniche nella media valle del fiume Crati (Calabria). Il Quaternario 2, 15-39.
- Carrara A., Cardinali M., Guzzetti F., Reichenbach P., 1995. GIS technology in mapping landslide hazard. In: Carrara A., Guzzetti F. (eds) Geographical information systems in assessing natural hazards. Kluwer, Dordrecht, 135-175.
- Carsel R.F., Parrish R.S., 1988. Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. Water Resources Research 24, 755-769.
- Chung C.F., Fabbri A.G., 2003. Validation of spatial prediction models for landslide hazard mapping. Natural Hazards 30, 451-472.
- Colella A., De Boer P. L., Nio S. D., 1987. Sedimentology of a marine intermontane Pleistocene Gilbert-type fan-delta complex in the Crati Basin, Calabria, southern Italy. Sedimentology 34, 721-736.
- Conforti M., 2008. Studio geomorfopedologico dei processi erosivi nel bacino del T. Turbolo (Calabria settentrionale) con il contributo della spettrometria della riflettanza. PhD Thesis, Università della Calabria, pp. 310.
- Conoscenti C., Di Maggio C., Rotigliano E., 2008. Soil erosion susceptibility assessment and validation using a geostatistical multivariate approach: a test in Southern Sicily. Natural Hazard 46, 287-305.
- Dramis F., Gentili B., 1977. Contributo allo studio delle acclività dei versanti nell'Appennino Umbro-Marchigiano. Studi Geologici Camerti 3, 153-164.
- Foster G.R., Wischmeier W., 1974. Evaluating irregular slopes for soil loss prediction. Transactions of the American Society of Agricultural Engineers 17, 305-309.
- Giordano G., Ferro V., Bagarello V., Di Stefano C., Iovino M., Minacapilli M., 2005. La carta dell'erosione potenziale del territorio siciliano. Atti del convegno AIIA "L'ingegneria agraria per lo sviluppo sostenibile dell'area Mediterranea" Catania, 27-30 giugno, Memoria 1001.
- Jenks G.F., 1967. The data model concept in statistical mapping. International Yearbook of cartography 7, 186-190.
- Lanzafame G., Zuffa G., 1976. Geologia e petrografia del foglio Bisignano (Bacino del Crati, Calabria). Geologica Romana 15, 223-270, con carta geologica 1:50.000.
- Magliulo P., Di Lisio A., Russo F., Zelano A., 2008. Geomorphology and landslide susceptibility assessment using GIS and bivariate statistics: a case study in southern Italy. Natural Hazards 47, 411-435.
- Moore I.D., Grayson R.B., Ladson A.R., 1991. Digital terrain modelling: a review of hydrological, geomorphological, and biological applications. Hydrological Processes 5, 3-30.
- Moore I.D., Wilson J.P., 1992. Length-slope factors for the Revised Universal Soil Loss Equation: simplified method for estimation. Journal of Soil and Water Conservation 47, 423-428.
- O'Callaghan J.F., Mark D.M., 1984. The extraction of drainage network from digital elevation data. Computer Vision, graphics and Image Processing 28, 328-344.
- Pelacani S., Lombardi L., Maerker M., Rodolfo G., 2006. Caratterizzazione dei processi geomorfici di versante nel bacino del T. Orme (Toscana Centrale) sulla base delle unità di risposta erosiva - ERU. Atti del convegno conclusivo del progetto: Erosione idrica in ambiente mediterraneo: Valutazione diretta e indiretta in aree sperimentali e bacini idrografici, 195-209.
- Pulice I., Scarciglia F., Leonardi L., Robustelli G., Conforti M., Cuscino M., Lupiano V., Critelli S., 2009. Studio multidisciplinare di forme e processi denudazionali nell'area di Vrica (Calabria orientale). Bollettino della Società Geografica Italiana (in stampa).
- Remondo J., González Díez A., Diazde Teran J.R., Cendrero A., Fabbri A., Chung C.F., 2003. Validation of Landslide Susceptibility Maps; Examples and Applications from a Case Study in Northern Spain. Natural Hazards 30, 437-449.
- Renard K.G., Foster G.R., Weesies G.A., McCool D.K., Yoder D.C., 1997. Predicting Soil Erosion by Water: A Guide to Conservation Planning with the Revised Soil Loss Equation (RUSLE). U.S. Dept. of Agriculture. Agric. Handbook No. 703, pp. 404.
- Sorriso-Valvo M., Tansi C., 1996. Relazioni tra frane, forme del rilievo e strutture tettoniche nella media Valle del Fiume Crati (Calabria). Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria 19, 107-117.
- Tortorici L., Monaco C., Tansi C., Cocina O., 1995. Recent and active tectonics in the Calabrian Arc (south. Italy). Tectonophysics 243, 37-55.
- Van Westen C.J., 1993. Application of geographic information systems to landslide hazard zonation. ITC publ. no. 15, Int. Ins. for Aerospace and Earth Res. Surv., Enschede, The Netherlands, 245 pp.
- Vandekerckhove L., Poesen J., Oostwoudwijdenes D.J., Gyssels G., Beuselinck L., De Luna, E., 2000. Characteristics and controlling factors of bank gullies in two semi-arid Mediterranean environments. Geomorphology 33, 37-58.
- Vanwalleghem T., Poesen J., Nachtergaele J., Verstraeten G., 2005. Characteristics, controlling factors and importance of deep gullies under cropland on loess-derived soils. Geomorphology 69, 76-91.
- Wilson J.P., Gallant, J.C., 2000. Terrain analysis principles and applications. Wiley, Toronto Canada, pp. 479.
- Wischmeier W.H., Smith, D.D., 1971. Predicting rainfall erosion loss: a guide to conservation planning. U.S. Department Agric. Washington D.C. Handbook No. 537, pp. 58.
- Rautela P., Lakhera R.C., 2000. Landslide risk analysis between Giri and Ton Rivers in Hima-

laya (India). *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 2, 153–160.

Yin K.J., Yan T.Z., 1988. Statistical prediction model for slope instability of metamorphosed rocks. *Proceedings of the 5th international symposium on landslides*, Lausanne, Switzerland 2, 1269–1272.

Zezeze J.L., Reis E., Garcia R., Oliveira S., Rodrigues M.L., Vieira G., Ferreira A.B., 2004. Integration of spatial and temporal data for the definition of different landslide hazard scenarios in the area north of Lisbon (Portugal). *Natural Haz. Earth Syst. Science* 4, 133–146.

Van Westen C.J., 1997. Statistical landslide hazard analysis. ILWIS 2.1 for Windows appli-

cation guide. ITC publication, Enschede, The Netherlands, pp 73.84.

Yalcin A., 2008. GIS-based landslide susceptibility mapping using analytical hierarchy process and bivariate statistics in Ardesen (Turkey): comparison of results and confirmations. *Catena* 2, 1-12.

La gestione degli scarti lapidei: cosa sta cambiando alla luce della recente normativa (D. Lgs. 117/2008 e L. 13/2009)

Giovanna Antonella Dino, Mauro Fornaro

DST, Università degli Studi di Torino, giovanna.dino@unito.it

Quarry wastes management: the changes due to the recent regulations (D. Lgs. 117/2008 e L. 13/2009)

ABSTRACT: Re-uses of quarrying activity by-products/wastes represent a need and a chance to matching a correct management of natural resources and of the territory. For a rational “wastes” management, it is a priority to think about a systematic reuse of the rock wastes as by-products. One of the aims of the present work is to give some indications to find the best methods for the recovery and re-use, as secondary raw material, of the quarry wastes (fine and coarse materials). The amounts and properties of the waste materials, the geographical distribution, as well as their possible uses in different surroundings, are assessed in order to choose the best available techniques for its efficient employment. The authors would like to show some Italian samples concerning the valorisation of dimensional stones “wastes” (by-products, if used in other applications): Luserna Stone (gneiss from Barge and Luserna-Bagnolo Quarry Basin – NW Italy); serizzi, beole (gneisses) and granites from Verbano Cusio Ossola Basin (NW Italy); porphyry from Trentino (NE Italy).

Key terms: Mining by-products valorisation, Quarry wastes, Recycled aggregates production, Secondary raw material
Termini chiave: Valorizzazione integrale mineraria, Scarti di estrazione lapidea, Produzione di aggregati riciclati, Materie prime associate

Riassunto

Il riutilizzo degli sfridi connessi con l'attività di cava rappresenta una necessità ed un'occasione per garantire la corretta gestione sia delle risorse naturali che del territorio. Per una gestione razionale degli scarti è fondamentale pensare al loro riutilizzo sistematico come coprodotto/sottoprodotto. Uno degli obiettivi del presente lavoro è quello di fornire alcune indicazioni al fine di trovare il miglior metodo per recuperare e riutilizzare, come materie prime seconde, tali materiali di scarto (fini o grossolani).

Al fine di scegliere la migliori tecniche e tecnologie di trattamento per un'effettiva ed efficace valorizzazione della “risorsa scarto, vanno considerati i quantitativi e le proprietà dei materiali di sfrido, la collocazione geografica del luogo di produzione e di potenziale utilizzo, i possibili riutilizzi in differenti contesti, etc...

Gli autori vogliono qui presentare alcuni esempi relativi la valorizzazione degli scarti di cava di pietre ornamentali: Pietra di Luserna, serizzi, beole e graniti provenienti dal bacino estrattivo del Verbano Cusio Ossola e porfidi del Trentino (Italia Nord Orientale).

Inquadramento normativo

Sulle problematiche, anche legislative, connesse alla gestione degli scarti minerari (da cava e/o da miniera) si è

discusso a lungo negli ultimi vent'anni, senza però già avere od arrivare a disporre di una normativa specifica di riferimento cui far capo. L'introduzione del D. Lgs. 117/2008 sembrerebbe aver finalmente posto i paletti per una corretta ed univoca gestione di questi materiali di scarto; in realtà non si ha a disposizione un testo normativo del tutto chiaro e soprattutto “collegato” per i diversi comparti produttivi. Il citato documento sui rifiuti estrattivi, infatti, se inizialmente sembrava poter agevolare la soluzione di tanti degli specifici problemi “minerari”, ha tuttavia subito evidenziato contrastanti possibilità interpretative. Da un lato si può oggi rischiare di incorrere in interpretazioni rigide, secondo le quali, ad es., si deve prevedere di gestire come “rifiuti” anche sottoprodotti per il solo fatto che permangono in azienda per un periodo superiore a quello consentito ai depositi temporanei; mentre dall'altro si può anche andare incontro ad interpretazioni “d'ufficio” più flessibili, per le quali, invece, si consente di valutare, di volta in volta, se uno scarto deve essere gestito come rifiuto o se, al contrario, può essere considerato quale co-prodotto o sottoprodotto (Bozzola et al., 2008).

Alla “confusione” generata dall'entrata in vigore del D. Lgs. 117/2008, è andato ad aggiungersi il disorientamento causato dall'inattesa entrata in vigore della L. 13 (del 27 febbraio 2009), recante “Misure straordinarie in materia di risorse idriche e di protezione dell'ambiente” (testo coordinato del Decreto Legge 30 dicembre 2008, n.

208).

Nello specifico, si evidenzia quanto riportato all'art. 8-ter (Modifiche all'art. 186 del D. Lgs. 152/2006 in materia di terre e rocce da scavo e di residui di lavorazione), comma 7-ter, il quale testualmente dice: *“Ai fini dell'applicazione del presente articolo, i residui provenienti dall'estrazione di marmi e pietre sono equiparati alla disciplina dettata per le terre e rocce da scavo. Sono altresì equiparati i residui dell'attività di lavorazione di pietre e marmi derivanti da attività nelle quali non vengono usati agenti o reagenti non naturali. Tali residui, quando siano sottoposti a un'operazione di recupero ambientale, devono soddisfare i requisiti tecnici per gli scopi specifici e rispettare i valori limite, per eventuali sostanze inquinanti presenti, previsti nell'Allegato 5 alla parte IV del presente decreto, tenendo conto di tutti i possibili effetti negativi sull'ambiente derivanti dall'utilizzo della sostanza o dell'oggetto”*.

Sulla base di questa recente (e tecnicamente discutibile) modifica al D. Lgs. 152/2006, la gestione degli sfridi (scaglie) estrattivi potrà risultare persino più problematica (andando a scoraggiare potenziali interventi mirati di trattamento e recupero, “banditi” infatti dall'art.186 citato, pena essere considerato tale prodotto un rifiuto), uscendo improvvidamente dalla normativa mineraria ben più pertinente (D. Lgs. 117/2008). Per le TRS, ad es., si richiedono analisi specifiche (all. 5 titolo V), potenzialmente inutili per materiali naturali già diversamente commercializzati (es. blocchi), ma ulteriormente gravose per le aziende estrattive.

Nel D. Lgs 117/2008 è d'altra parte previsto (art. 5 comma 2, lett. b) un piano di gestione di rifiuti che getti le basi per *“... incentivare il recupero dei rifiuti di estrazione attraverso il riciclaggio, il riutilizzo o la bonifica dei rifiuti di estrazione interessati, se queste operazioni non comportano rischi per l'ambiente, conformemente alle norme ambientali vigenti e, ove pertinenti, alle prescrizioni del presente decreto”*.

Il comma in questione non contempla allora particolari prove o test per il riutilizzo degli sfridi, richiedendo solo ed esclusivamente che il loro utilizzo sia correttamente previsto nel piano di coltivazione o di gestione, cercando almeno di garantire un reale incentivo alla valorizzazione integrale della risorsa estratta. Gli sfridi, secondo il D. Lgs. 117/2008, vengono sì considerati “rifiuti”, ma pur sempre da gestire nell'ambito produttivo della stessa attività mineraria, alla stregua peraltro di quanto si è fatto fino ad oggi; unica effettiva novità potrebbe essere la eventuale compilazione di registri interni di “carico e scarico”, al fine di garantire una tracciabilità del materiale.

Con l'introduzione della L. 13/2009 gli scarti di cava potrebbero uscire dal regime (sostanzialmente poco appetibile) di “rifiuti” (D. Lgs. 117/2008), ma la loro gestione potrebbe, di fatto, risultare ancora più complessa, quando non anche, per certi reflui fangosi, persino rischiosa (Fornaro, 2009).

Infatti il poter applicare l'art. 186 del D. Lgs 152/2006 e s.m.i. vincola la c.d. “scaglia” a dover sottostare a tutte le prescrizioni che l'art. 186 prevede per tali materiali, ovvero:

a. possono essere utilizzati per reinterri, riempimenti, rimodellazioni e rilevati, anche in siti non degradati o per miglioramenti ambientali, ma solo a patto che:

- si garantisca la tracciabilità del materiale;
- sia anche qua previsto, già in fase autorizzativa, il quantitativo di materiale prodotto e la sua collocazione;
- non si abbiano trasformazioni/trattamenti che modifichino il carattere chimico, fisico o merceologico della sostanza;

- sia garantito un elevato livello di tutela ambientale e sia accertato che non provengano da siti contaminati o sottoposti ad interventi di bonifica ai sensi del titolo V della parte Quarta del D. Lgs. 152/2006;

- le loro caratteristiche chimiche e chimico-fisiche siano tali che il loro impiego nel sito prescelto non determini rischi per la salute e la qualità delle matrici ambientali interessate ed avvenga nel rispetto delle norme di tutela delle acque superficiali, sotterranee, della flora, della fauna, degli habitat e delle aree naturali protette.

b. possono essere impiegati in processi industriali, al posto di materiali di cava, di cui all'art. 183, comma 1) lett. p) (sottoprodotti), qualora siano generati da un processo non direttamente destinato alla loro produzione. Nel caso vengano definiti come sottoprodotti, si dovrà predefinire, già in fase progettuale, dove tale materiale sarà utilizzato, assicurarne l'impiego integrale e garantirne quindi la tracciabilità.

Agli scarti di cava, nel caso di un loro non qualificato impiego diretto all'interno della stessa attività estrattiva di cava (secondo il D. Lgs. 117/2008), si potrebbe quindi anche pensare di applicare l'art. 186, una volta che il materiale varchi il confine della cava.

Tuttavia, nel caso specifico delle scaglie, valorizzabili quali aggregati (e quindi potenzialmente impiegabili in processi industriali già “standardizzati”), si suggerisce di inserire tali materiali tra i prodotti in uscita dalla cava, già a partire dalla fase progettuale/autorizzativa. In questo modo tale materiale, potenzialmente idoneo per la produzione di aggregati, verrebbe ad essere effettivamente valorizzato: da un lato, ottimizzando così il risultato estrattivo della cava e, dall'altro, fornendo sul mercato “materia prima” integrativa, quando non alternativa, alla produzione delle cave di pietrisco. Ciò potrebbe favorire – alla scala della pianificazione di settore – una riduzione degli impatti ambientali derivanti dall'apertura di nuove cave di prestito (risparmio/razionalizzazione di impiego di materie prime, salvaguardia degli spazi, etc...) ed, in ultima analisi, un potenziale risparmio economico (riducendo costi autorizzativi, di apertura ed avviamento di nuove attività estrattive, etc...).

La scaglia di cava, per essere opportunamente valorizzabile quale “materia prima” per la produzione di ag-

gregato (in uscita dalla cava come “semilavorato”), andrebbe quindi definita, in fase autorizzativa, quale “prodotto associato” (riprendendo, sostanzialmente, il concetto di minerale associato). Il far autorizzare tali “materie prime” quali “prodotti associati” significherebbe poter garantire una gestione “amministrativa” meno onerosa (nessun formulario, modulo di trasporto etc.) di quella relativa ai rifiuti e sottoprodotti; tuttavia per essere definibili quali prodotti, si deve assicurare la qualità tecnico-applicativa dei suddetti materiali ed un loro preciso valore di mercato (attestabile da fatture, bolle d’accompagnamento etc.). La gestione di questi materiali come prodotti (semilavorati) consentirebbe inoltre, di fatto, la tracciabilità degli stessi, condizione indispensabile, unitamente al rispetto di norme caratteristiche tecniche, per la certificazione degli aggregati (obbligatoria già dal 2007).

Questo tipo di approccio, pur garantendo una concreta valorizzazione della maggior parte del materiale escavato¹, risulta al momento di non facile applicazione. Infatti spesso gli impianti di trattamento preferiscono prendere “materia prima a costo zero”, magari di caratteristiche merceologiche più scadenti rispetto alle scaglie di cava, piuttosto che pagare per della materia prima selezionata e di qualità².

Venendo meno la possibilità di gestire tali materiali – si auspica solo più per il breve termine – quale “prodotto associato” di cava, rimane la possibilità di gestirlo (fuori dalla cava) quale “sottoprodotto”³ (applicando l’art. 186

del D. Lgs. 152/2006 e s.m.i.). In questo caso sarà “necessario” garantire la tracciabilità del materiale in quanto, già a monte, si dovrà prevedere – mediante un piano di gestione autorizzato, oggetto di assenso contestuale all’autorizzazione di cava – dove tali “terre e rocce” dovranno essere trattate e valorizzate (nel caso della produzione di aggregati in impianti già esistenti) oppure dove verranno utilizzate, senza preliminari trasformazioni, per reinterri, riempimenti, rilevati e rimodellazioni. Questo tipo di gestione risulta essere, sicuramente, più onerosa (anche solo per questioni legate alla necessità di analisi chimiche sui materiali in uscita⁴); tuttavia sembra essere quella che incontra, al momento, i favori di Regione e Province Piemontesi.

In prospettiva sembra però poter prender piede la gestione di tali materiali quali prodotti associati, andando a sposare i principi fondamentali di razionalizzazione e valorizzazione dei materiali estratti, tuttora previsti dalla legge mineraria nazionale (R.D. 1443/27).

Procedura analoga potrebbe essere applicata anche alle scaglie di lavorazione (cocciamme e croste), valutando se esse vadano gestite come sottoprodotti (L. 13/2009) o come prodotti semilavorati (es: per la produzione di aggregati – principalmente cocciamme -, per *opus incertum* – potenzialmente croste – etc.). Anche in questo caso si deve però dimostrare che questi “prodotti” hanno un mercato che li può recepire; di conseguenza accordi di “comodo” tra ditte verrebbero, giustamente, esclusi.

Nel caso si voglia comunque applicare l’art. 186, allora si deve prevedere che il materiale esca già come sottoprodotto (senza trasformazioni ma con un intrinseco valore di mercato di riferimento) e venga venduto ad un impianto che lo tratta per ottenere prodotti commerciali, mantenendo però sempre la certezza della “tracciabilità” del materiale.

Se questa condizione venisse a cadere, lo sfrido si troverebbe infatti ad essere qualificato come rifiuto e, conseguentemente, l’impianto che lo accoglie e tratta dovrà essere specificamente autorizzato per il trattamento e recupero di rifiuti.

Mentre le prime due categorie testé citate (scaglie di

In questo caso vengono eliminate dalle condizioni e caratteristiche richieste, per cui definire un sottoprodotto, sia l’utilizzo **integrale** del materiale che il **valore economico di mercato**. Nel primo caso si potrebbe quindi provvedere a selezionare opportunamente a monte il materiale al fine di mandare in impianto solo ciò che può effettivamente essere valorizzato. Mentre il secondo punto potrebbe dare qualche problema “applicativo”, poiché il fatto di non dover avere proprio un valore di mercato potrebbe portare ad un’eccessiva “faciloneria” nella gestione/trasporto/recupero del medesimo.

⁴ Da valutare, in ogni caso, se verranno eseguite analisi periodiche – es. una volta all’anno, come per i test di cessione sui residui dei laboratori – o se invece si preveda di far eseguire analisi sui diversi lotti di produzione e/o fornitura etc. In questo caso dovrà essere la Provincia di riferimento (quando non la Regione stessa, qualora intenda uniformare almeno a livello regionale la normativa tecnica di settore), a definire quali tipi di analisi richiedere ai produttori e ogni quanto tempo far eseguire tali analisi.

¹In cava si dovrà provvedere a selezionare opportunamente i diversi prodotti, suddividendo: prodotti principali per blocchi da telaio, blocchi da fresa, massi da scogliera, scaglia e materiale di copertura cappellaccio; il quale ultimo, invece, andrà gestito come rifiuto (secondo il D. Lgs. 117/2008) che rappresenta, entro i confini di cava, materiale di rimodellamento e recupero ambientale.

² Ciò accade poiché, nonostante la certificazione del prodotto sia ormai obbligatoria, spesso non vengono eseguiti controlli (sia a monte che a valle della produzione), andando, indirettamente, a favorire quelle attività che ancora poco si curano di rispettare condizioni necessarie per l’ottenimento della certificazione, quali l’origine del materiale, la tracciabilità del prodotto, la garanzia di idonee caratteristiche lito-applicative, etc....

³ La definizione di sottoprodotto dovrebbe essere aggiornata nei prossimi mesi al fine di poter essere adeguata alla recente **direttiva comunitaria (2008/98/CE)**, la quale prevede che “una sostanza od oggetto derivante da un processo di produzione, il cui scopo primario non è la produzione di tale articolo, può non essere considerato rifiuto ai sensi dell’art. 183, comma 1 lettera a), bensì sottoprodotto soltanto se sono soddisfatte le seguenti condizioni:

a) è certo che la sostanza o l’oggetto sarà ulteriormente utilizzata/o;

b) la sostanza o l’oggetto può essere utilizzata/o direttamente senza alcun ulteriore trattamento diverso dalla normale pratica industriale;

c) la sostanza o l’oggetto è prodotta/o come parte integrante di un processo di produzione;

d) l’ulteriore utilizzo è legale, ossia la sostanza o l’oggetto soddisfa, per l’utilizzo specifico, tutti i requisiti pertinenti riguardanti i prodotti e la protezione della salute e dell’ambiente e non porterà a impatti complessivi negativi sull’ambiente o la salute umana.”

cava e cocciame di stabilimento) possono essere eventualmente annoverate nelle categorie “prodotti”, lo stesso atteggiamento, in linea di principio, non può essere adottato anche per i fini di segagione.

Per poter eventualmente ipotizzare di impiegare tali materiali per i recuperi ambientali (riempimenti) anche in siti non degradati, si potrebbe (col “favor della legge”) nuovamente applicare la L. 13/2009: per essa anche gli sfridi di lavorazione (cfr. quanto detto in precedenza) verrebbero assimilati a TRS, potendo quindi seguire, eventualmente, quanto disposto dagli artt. 183 e 186 (sotto-prodotti). Nel caso in esame, tuttavia, l’applicazione di tale intervenuto articolo normativo appare in palese contrasto sia con quanto indicato dalla CE (che definisce senz’altro i fanghi quali *rifiuti*, cod. CER 010413, richiamato anche nell’art. 184⁵ del D. Lgs. 152/2006), sia con l’origine del materiale, che tutto può essere tranne che una *terra e roccia da scavo*; si tratta infatti di un prodotto di lavorazione industriale della pietra, non sempre privo di eventuali sostanze spurie.

Si tratterebbe infatti non di sfridi lapidei non contaminati (solo roccia, come nel caso delle scaglie di cava e del cocciame e delle croste – qualora non si abbia a che fare con blocchi trattati con stucchi e resine etc.), ma di “farina di roccia” contaminata da elementi esterni (calce, metalli pesanti – sia nel caso del taglio a telaio che di quello a diamante - con eventuale presenza di idrocarburi etc.). Pertanto, a meno di inviare tali materiali a processi produttivi, già esistenti ed attivi, che richiedano fango t.q. in ingresso (senza preve modifiche), ci si dovrà attenere alla normativa sui rifiuti richiamata nel D. Lgs. 152/2006 e s.m.i.

L’applicare perciò quanto presente nel DM 5 febbraio 1998, in merito alle procedure semplificate per recuperare i fanghi di segagione (R5 o R10), sembrerebbe ancora la strada più opportuna (nonostante, anche in questo caso, si ravvisino forti limiti normativi). Tuttavia pensare di rientrare nell’art. 186 e di poter soddisfare tutti i requisiti ivi richiesti appare cosa problematica. Bisogna infatti garantire che il materiale sia considerato un (improbabile) sottoprodotto, permanendo peraltro le stesse condizioni già viste in precedenza (tracciabilità, previsione in fase autorizzativa, etc...).

La possibilità di gestire i fanghi secondo l’art. 186,

⁵ ART. 184 (classificazione) - 1. Ai fini dell’attuazione della parte quarta del presente decreto i rifiuti sono classificati, secondo l’origine, in rifiuti urbani e rifiuti speciali e, secondo le caratteristiche di pericolosità, in rifiuti pericolosi e rifiuti non pericolosi.4. Con decreto del Ministro dell’ambiente e della tutela del territorio di concerto con il Ministro delle attività produttive si provvede ad istituire l’elenco dei rifiuti, conformemente all’articolo 1, comma 1, lettera a), della direttiva 75/442/CE ed all’articolo 1, paragrafo 4, della direttiva 91/689/CE, di cui alla Decisione della Commissione 2000/532/CE del 3 maggio 2000. Sino all’emanazione del predetto decreto continuano ad applicarsi le disposizioni di cui alla direttiva del Ministro dell’ambiente e della tutela del territorio del 9 aprile 2002, pubblicata nel Supplemento ordinario alla Gazzetta Ufficiale n. 108 del 10 maggio 2002 e riportata nell’Allegato D alla parte quarta del presente decreto.

qualora venga accettata la sua connotazione di “sottoprodotto”, aprirebbe però la strada (non senza rischio) al recupero dei fanghi tali e quali (!) per interventi di miglioramento ambientale anche in siti non degradati⁶, quali, ad esempio, le aree di cava da sottoporre a recupero ambientale.

A tutt’oggi sussiste quindi una certa “confusione normativa”: su quale legge applicare di volta in volta (il D. Lgs. 117/2008 o la L. 13/2009?) e su come applicarla (si prevede di poter disporre a breve di linee guida ministeriali/regionali/provinciali, per spiegare come applicare le suddette normative?). Sembrerebbe infatti che la modifica al Testo Unico (L. 13/2009) vada ad interferire con la normativa specifica inerente la gestione degli sfridi/rifiuti dell’attività estrattiva (D. Lgs. 117/2008) che risulterebbe quindi, nei casi dei lapidei ornamentali, già “superata” nonostante sia appena entrata in vigore!

L’intenzione degli Autori è perciò quella di prendere in esame alcuni esempi pertinenti, relativi ad applicazioni industriali sul recupero di scarti minerari, evidenziando come aziende “virtuose” nel settore del recupero e riciclo, che hanno prodotto in passato e che tuttora producono Materie Prime Seconde (MPS) dagli scarti, potrebbero trovarsi in seria difficoltà qualora la normativa specifica per i rifiuti dell’attività estrattiva (D. Lgs. 117/2008) venisse applicata in modo troppo miope, o peggio ancora ci fosse contraddizione nel decidere se applicare il D. Lgs. 117/2008 o la L. 13/2009.

Una discutibile gestione, la cui burocratica rigidità venga portata all’estremo, scoraggerebbe difatti un pur auspicato recupero sistematico degli sfridi, comportando danni sia per l’ambiente e la sicurezza (verrebbe maggiormente compromesso il territorio, lasciando in posto le discariche o realizzandone di nuove) che per la “società” intera (se un pur valido prodotto non può rimanere sul mercato, diverse persone, direttamente operanti nell’azienda stessa o nel suo indotto, potrebbero perdere opportunità di lavoro).

Un’eccessiva “demonizzazione” nella gestione degli sfridi minerari andrebbe peraltro inequivocabilmente contro tutti gli obiettivi a cui mira la stessa Comunità Europea: *recupero di risorsa, risparmio energetico ed occupazione*.

Riflessioni su potenziali questioni aperte

Sulla base di quanto presente nelle normative in oggetto, si può quindi andare incontro a potenziali problemi interpretativi, di seguito brevemente introdotti. Innanzitutto,

⁶ Tali interventi devono garantire, nella loro realizzazione finale, una delle seguenti condizioni:

- a) un miglioramento della qualità della copertura arborea o della funzionalità per attività agro-silvo-pastorali;
- b) un miglioramento delle condizioni idrologiche rispetto alla tenuta dei versanti e alla raccolta e regimentazione delle acque piovane;
- c) un miglioramento della percezione paesaggistica.

(D. Lgs. 152/06, art. 186 comma 7 bis)

come ci si dovrebbe comportare con lo scarto che permane in cava, utile anche per realizzare piste, rimodellare i fronti, etc...? E come ci si dovrebbe comportare con quel materiale che viene sistemato in altre zone di cava non direttamente connesse con il cantiere in atto?

Che fare poi dello “scotico”? Potrebbe essere inteso quale sottoprodotto per recupero ambientale? Si dovrebbe, ad esempio, prevedere già in fase di progettazione quanto materiale di scotico si produrrà in fase di escavazione e dove verrà sistemato provvisoriamente, introducendo la gestione di tale materiale mediante registri interni di “movimentazione e stoccaggio materiale”. Importante è poi prevedere la possibilità di poter gestire tali materiali all’interno di cave appartenenti allo stesso bacino estrattivo, purché le cave coinvolte documentino nei propri progetti (autorizzati) dove il materiale viene portato o da dove viene preso (es. una cava ha necessità di materiale per recupero ambientale, riempimento e scotico, ed una vicina invece ha esubero di sfrido e scotico; in questo caso, si organizzano i rispettivi progetti e piani di gestione in modo integrato, in modo tale da garantire comunque la tracciabilità del materiale che passa da una cava all’altra)⁷.

Come comportarsi – a livello di gestione ed autorizzazioni – con quel materiale di sfrido impiegabile, con opportune selezioni, quale materiale per opere civili (riempimenti, opere di drenaggio etc.)?

Come approcciarsi a quelle “discariche”, talvolta storiche, valorizzate quali giacimenti per MPS, ma soprattutto come gestire i sottoprodotti in stallo, che trovano applicazione in mercati di nicchia, ad andamento non sempre costante? Nel caso essi permangano più di tanto (1 anno?) in azienda dovrebbero essere considerati e gestiti come rifiuti, inducendo il gestore a sbarazzarsene?

In questi casi il non riutilizzare materiale di scarto, gettato nei “ravaneti”, può anche comportare la creazione, di fatto, di un deposito di tipo A (D. Lgs. 117/2008); non tanto per la pericolosità del materiale in sé, bensì solo per la costituzione di un suo ammasso incoerente in condizioni potenzialmente instabili.

Come gestire poi i fini di trattamento e lavaggio ed i fanghi di segazione (D. Lgs. 152/2006 e s.m.i., e L. 13/2009)?

Che fine fa la ricerca di soluzioni alternative, ambientalmente e, spesso, anche economicamente, più virtuose del mero conferimento in discarica? Potrebbero sorgere realtà produttive mirate, di trattamento e valorizzazione, o il cavatore, scoraggiato dalla troppa burocrazia e senza interesse specifico, deciderà di optare subito per lo smaltimento in discarica?

Il semplice fatto che ci si debba ancora porre interrogativi simili, fa intuire quanto il D. Lgs. 117/2008 sia quanto meno di non facile e ritardata applicazione; esso

infatti è stato concepito per gestire problemi urgenti legati ai rifiuti delle attività minerarie, estendendo poi inevitabilmente il suo campo di applicazione a tutte le attività estrattive s.l. A complicare le cose, come già evidenziato, si addita l’entrata in vigore proprio della L. 13/2009, che potrebbe mescolare ulteriormente le carte in tavola.

Potenziali riutilizzi degli scarti grossolani

Al momento si annoverano testati riutilizzi sistematici di una quota parte degli scarti, prodotti durante l’attività estrattiva; alcuni dei materiali, una volta considerati quali indesiderati, sono anzi attualmente considerati quali coprodotti (o sottoprodotti) della coltivazione (es. informi di grosse dimensioni, utilizzati per blocchi da scogliera o per qualche lavorazione con tagliablocchi o cubettatrici). A queste tipologie, ben note, vanno ad aggiungersi i potenziali campi di applicazione degli sfridi (opportuna-mente trattati) che però andranno esaminati di volta in volta, quali ad esempio:

- gli sfridi, di impiego tal quale, per riempimenti, rilevati etc., sia in cava sia fuori dall’area stessa di cava. In questo caso andrà indicato, già in fase di autorizzazione, dove essi verranno utilizzati (es. recuperi ambientali di aree di cava o impieghi per Grandi Opere Pubbliche);
- gli scarti grossolani, trattati in impianto, per produrre aggregati di vario genere;
- la produzione di concentrati minerali, a seguito di specifica “preparazione” mineraria, da sfridi di lapidei ornamentali (es. graniti dei Laghi e marmi Apuani).

Partendo dagli impieghi diretti in cava, si può vedere come gli sfridi di coltivazione trovino soprattutto applicazione per rimodellare, stabilizzare ed addolcire le scarpate; oppure sul fondo scavo, per ritombare vuoti o correggere depressioni, per impedire ristagni d’acqua e favorire il trattenimento del terreno ed una rivegetazione del suolo. Si evidenzia in particolare la cura con la quale, nel passato, si ricostituivano i pendii nei ravaneti con la tecnica dei muri a secco (Figura 2), come avviene nei caratteristici terrazzamenti agricoli. Tali opere andrebbero in qualche modo persino salvaguardate dal punto di vista paesaggistico: dovrebbero essere considerate alla stregua di opere antropiche (es. fasce) da gestire quali “beni culturali” per la collettività.

Agli impieghi diretti in cava vanno ad aggiungersi quelli noti per la produzione di aggregati per cls, ballast ferroviario, conglomerati bituminosi etc. (es. Porfidi del Trentino) e quelli quale materiale per rilevati, riempimenti etc. per opere pubbliche (es. Cantieri dell’Alta Capacità TO-MI, tratto Biandrate-Novara o Cantieri per opere connesse ai Giochi Olimpici Invernali di Torino 2006, zona di Pinerolo, Val Chisone e Val Germanasca, Figure 3 e 4; cfr. Dino et al., 2005).

Non si nasconde comunque che, benché gli sfridi grossolani possano essere opportunamente valorizzati (sono noti i possibili campi di applicazione), essi potrebbero rischiare di divenire rifiuti, qualora dall’impianto di

⁷ Questo aspetto ribadisce ulteriormente il vantaggio di operare in modo “consortile”, soprattutto nei bacini estrattivi per lapidei.



Figura 1: Depositi temporanei di scaglie presso una cava presente nel comprensorio apuano.
Figure 1: Temporary quarry dumps in the Carrara marble basin.



Figura 2: Opere di sistemazione delle piste di accesso alle cave, sfruttando le scaglie presenti nei ravaneti.
Figure 2: Using the quarry wastes it is possible to realise service tracks for the exploited area.



Figura 3: Impianto semimobile per la frantumazione e selezione di sfridi di cava (Val d'Ossola).

Figure 3: Crushing and sieving plant for quarry wastes valorisation, in Ossola Valley quarry basin.



Figura 4: Frantoio mobile presso una cava di Pietra di Luserna.

Figure 4: Mobile jaw crusher in a Luserna Stone quarry.

trattamento (ad es. consortile) escano prodotti non integralmente recepiti dal mercato, che permangano così in stabilimento per un periodo superiore a quello indicato per legge o qualora non si indichi opportunamente, già in fase di progetto, il luogo di utilizzo, per un loro impiego per riempimenti/rilevati etc. Il *non impiego integrale* della risorsa estratta rappresenterebbe, di conseguenza, uno spreco di potenziali risorse.

Per ciò che concerne poi il recupero per la produzione di concentrati minerali, si deve distinguere la tipologia di recupero e di applicazione industriale in base al tipo di roccia di partenza (rocce silicatiche o carbonatiche) (Mancini, 1999).

Per ciò che concerne la valorizzazione di *rocce silicatiche*, in Italia – con eccezione delle quarziti per sabbie silicee – non esistono grandi giacimenti minerali di quar-

zo, miche, feldspato, caolino o argilla di buona qualità; esistono però buoni esempi di trattamento minerario per tali qualificate materie prime (da discariche di graniti) altrimenti non utilizzabili.



Figura 5: Discarica di cava di granito bianco di Montorfano (in secondo piano) e cumulo di prodotto in uscita dall'impianto di trattamento della Minerali Industriali (in primo piano).

Figure 5: Montorfano white granite quarry dumps (at the back) and a pile of product coming from Minerali Industriali treatment plant (close-up).

L'ECOMIN di Verbania (Ecologia Mineraria – Gruppo Minerali Maffei Spa, ora Minerali Industriali) è nata agli inizi degli anni '90 (Bozzola et al., 1995) per produrre feldspato sodico e potassico, da impiegare nell'industria ceramica (Figure 5 e 6). Tale concentrato minerale (MPS) deriva dal recupero e dal trattamento dei cosiddetti "scarti" dalle cave storiche di granito bianco e rosa, poste all'estremo nord del Lago Maggiore.

Lo sfrido, coltivato e trasportato dalle cave allo stabilimento, viene trattato mediante frantumazione, macinazione, classificazione granulometrica, essiccazione, deferrizzazione etc., al fine di ottenere, in uscita, il prodotto principale (denominato F60P) da impiegare nell'industria ceramica per la produzione di gres porcellanato.

Gli scarti magnetici (ricchi di mica-biotite), in uscita dalle diverse fasi di trattamento, insieme agli altri sottoprodotti, trovano comunque collocazione nel mercato delle sabbature, dei premiscelati per edilizia, delle guaine bituminose, dei calcestruzzi.

Questo tipo di trattamento rappresenta, in pratica, come dovrebbe essere un ciclo virtuoso di valorizzazione degli scarti per produrre materia prima: nel caso specifico, tutti i materiali prodotti vengono collocati sul mercato, concorrendo in maniera determinante alla sostenibilità tecnico-economica dell'intera attività.

Tuttavia, qualora i c.d. "sottoprodotti" dovessero permanere in azienda per un periodo superiore a quello consentito dalla legge (anche a causa delle oscillazioni di mercato), una parte, quando non addirittura la totalità dei "sottoprodotti", verrebbe ad essere considerata quale "rifiuto", da gestire secondo quanto indicato nel D. Lgs. 152/2006 e s.m.i., con conseguente danno economico per l'azienda e soprattutto spreco di risorse per la collettività.

Per ciò che concerne invece il recupero per concentrati minerali da *rocce carbonatiche* (costituite principalmente da carbonato di calcio puro), si evidenzia come tali materiali, opportunamente comminuti, vagliati e selezionati, possano essere impiegati quali filler nell'industria per la produzione di carta, plastica, pittura e rivestimenti, adesivi e sigillanti, gomma etc. Già in fase di coltivazione occorre quindi fare molta attenzione nel formare le discariche; infatti queste ultime, se potenzialmente instabili, con rischio cioè di dissesti e di "incidenti ambientali", vengono considerate depositi di tipo A (secondo D. Lgs 117/2008), con conseguente gestione assai più onerosa.

Nel caso quindi dei ravaneti apuani, ad es., il problema nell'applicazione del D. Lgs. 117/2008 non sta tanto nel rischio di dover considerare i cospicui materiali di discarica (da inviare all'impianto di trattamento e valorizzazione) quali rifiuti, quanto piuttosto quello di gestire

correttamente le discariche, onde evitare che debbano essere ricomprese nella categoria A.

Tabella 1: Composizione chimica dei prodotti in uscita dalla Minerali Industriali di Verbania.

Table 1: Chemical analysis of the products outlet of Minerali Industriali treatment plant (Verbania)

Tenori (%)	F60P	SNG	SNS	SF
SiO ₂	78,3	63,8	70,2	71,8
Al ₂ O ₃	12,3	17,0	12,0	15,5
Fe ₂ O ₃	0,13	6,5	6,0	2,00
TiO ₂	0,02	0,9	0,8	0,2
CaO	0,7	1,6	1,4	1,3
MgO	0,1	0,7	0,8	0,2
K ₂ O	4,9	5,0	5,0	4,7
Na ₂ O	3,2	3,0	2,4	3,5
P.F. (1100°C)	0,3	1,4	1,3	0,9
Umidità max	2	-	-	0,5

Appare peraltro fondamentale – come sempre – il recupero sistematico delle scaglie, anche per preservare gli spazi di servizio e non obliterare parti di giacimento, pur essendo inevitabile mantenere in posto i ravaneti sui quali sono ricavate le piste.

Potenziali riutilizzi delle croste e del cocciame

Croste e cocciame, in uscita dalle segherie di lapidei ornamentali, hanno trovato sino ad oggi impiego "diretto" e principale quali:



Figura 6: Stabilimento Minerali Industriali (VB) visto di rimpetto dall'area di discarica di cava (ora miniera).
Figure 6: View of Minerali Industriali treatment plant (view from mining area).

Tabella 2: possibili campi d'impiego per le scaglie dei marmi apuani
 Table 2: possible reuses of treated marble wastes

Campo d'impiego	Categoria	Classe granulometrica
Asfalti, cementi, etc...	Grossolano	22-40 µm
Stucchi, gomma, sigillanti	Medio	10-22 µm
Carta, vernici, plastica, gomma	Fine	3-11 µm
Carta, vernici, plastica	Ultrafine	0.5-2 µm



Figura 7: Cumulo di scaglia comminuita da inviare all'impianto di trattamento industriale (soprattutto per carbonati).
 Figure 7: Stock pile of crushed marble wastes to send to the treatment plant.

Figura 8: Pittoreschi ravaneti nel bacino marmifero apuano sui quali sono ricavate le piste di accesso in cava.
 Figure 8: Carrara marble quarry dumps: the tracks to the quarry pits are built on the dumped material.



- *opus incertum* per rivestimenti e pavimentazioni esterne (soprattutto croste);
- materiale da frantumare ed impiegare in impianti per la produzione di aggregati (principalmente cocciame).

In entrambi i casi, però, condizione necessaria affinché potessero essere utilizzati in questi settori era che non dovevano essere "inquinati" da resine, stucchi etc. utilizzati in fase di lavorazione.

Nel caso invece ci si fosse trovati ad avere a che fare con tali "inquinanti antropici", il materiale doveva essere gestito quale rifiuto.

Con l'applicazione "più rigida" della definizione di rifiuto, tutto ciò che esce da un impianto e non ha una collocazione propria sul mercato va considerato rifiuto e, di conseguenza, gestito come tale. Per poter ovviare a tale "onerosa" gestione (solo nel caso di materiali non inquinati) si potrebbe pensare di inserire tra i "prodotti semilavorati" in uscita dallo stabilimento sia le croste (indicando il loro utilizzo specifico per *opus incertum*) che il cocciame (a patto però di avere già in stabilimento un piccolo frantoio che riduca di pezzatura il materiale per

inviarlo, come semilavorato, ad un successivo impianto di trattamento per aggregati. Si garantirebbe così a monte anche la tracciabilità dei materiali, condizione necessaria per la certificazione dei prodotti).

In questo secondo caso il materiale frantumato e reso quindi "omogeneo" come forma (andandosi a comminuire frammenti di lastre, pezzi di listelli, etc...), potrebbe essere gestito, eventualmente, quale "terra e roccia da scavo", andando ad applicare la L. 13/2009. In tal caso il cocciame, opportunamente comminuito e reso effettivamente "utilizzabile", potrebbe essere impiegato anche per riempimenti, rilevati, etc... (e non solo inviato ad impianti di trattamento per aggregati). Ciò renderebbe più snella la procedura di "utilizzo integrale" della risorsa trattata in stabilimento, a patto, ovviamente, di garantire, a monte, che tali materiali siano "non inquinati", secondo quanto richiesto dall'art. 186 del D. Lgs. 152/2006 e s.m.i.

Problemi legati alla gestione dei fini

In questo caso, come anticipato, bisogna distinguere tra

fini di trattamento e lavaggio, che sono gestiti in base al D. Lgs. 117/2008, ed i fanghi di segazione, i quali sono stati sinora gestiti in base al D. Lgs. 152/2006 e s.m.i., in quanto considerati rifiuti (CER code 010413)⁸.

Al momento si è previsto, in taluni casi, di utilizzare i *fanghi di lavaggio*, purché palabili (solitamente filtro-pressati per raggiungere un'umidità inferiore al 25%, ma anche ulteriormente essiccabili), nel settore produttivo dei laterizi (Figura 9). In alternativa, possono essere impiegati con successo nel recupero ambientale di cave e miniere, cosa che frequentemente avviene per il recupero spondale di laghi residui delle coltivazioni di sabbia e ghiaia sottofalda (Figura 10).

I *fanghi di segazione* potranno invece:

- essere avviati a smaltimento in discarica, viaggiando con gli opportuni formulari dei rifiuti;
- essere avviati ad impianti di trattamento e recupero rifiuti, per essere trasformati in Materie Prime Seconde (MPS) da immettere sul mercato. In questo caso si dovrà procedere in impianti autorizzati per il trattamento dei rifiuti (nel caso in esame con cod. CER 010413).

La strada del recupero quale MPS, a seguito di opportuno trattamento, sembrerebbe quella più percorribile; a patto di procedere in accordo con la Provincia di competenza, al fine di avviare, eventualmente, impianti di trasformazione, di fatto non "standard" (impianti che andrebbero realizzati ad hoc a seguito di sperimentazioni mirate).

Nel caso, ad esempio, della produzione di terricci ricostituiti per recuperi ambientali (Figure 11-14. Dino et al., 2006), partendo da fanghi miscelati con *compost*, cippato verde, terreno naturale ed opportuni attivatori, si dovrebbe, infatti, procedere con impianti da autorizzare per un recupero "non standard" né "normato" dei fanghi: tra le possibilità di recupero indicate dalla Normativa Europea, infatti, non è contemplata quella di un recupero per "terricci ricostituiti". Tuttavia al fine di poter indicare quali MPS "certificabili" i prodotti in uscita dal trattamento, si potrebbe pensare di applicare la recente Legge 217/2006, inerente proprio i fertilizzanti e, nel caso in esame, i "substrati rivegetabili" (anche di origine "non naturale").

Diverso invece sarebbe il caso di un recupero di tali fanghi in cemeniera (R5) o quale riempimento (per *recuperi ambientali di siti degradati*, R10). In questi casi infatti si applicherebbe il regime di recupero normato, garantendo quindi autorizzazioni in regime semplificato, per il recupero sistematico di tali rifiuti.

Va sottolineato che, trattandosi di procedure in R10, per ciò che concerne i recuperi ambientali, essi, a rigore, non potrebbero essere realizzati nelle aree di cava, essendo queste autorizzate ed autorizzabili solo qualora venga-

no mantenute (anche dopo la coltivazione) in condizioni "non degradate". Il ricomprendere, eventualmente, nella gestione di "terre e rocce da scavo" (art. 186 del D. Lgs. 152/06 e s.m.i) anche i fanghi, darebbe a quest'ultimi la possibilità di essere impiegati per riempimenti (recuperi ambientali) anche in siti non degradati, quali, ad es., (e fino a prova contraria) le cave. Si andrebbe così a bypassare la legge specifica, andando a utilizzare, di fatto, dei rifiuti in aree non degradate, le quali potrebbero diventare degradate proprio a seguito del conferimento di materiali non idonei (fanghi = rifiuti)!



Figura 9: Fornace per la produzione di laterizi.
Figure 9: Brick-kiln.

Qualora, però, venisse applicata la L. 13/2009, potrebbe verificarsi, oggettivamente, la possibilità che risulti più facile impiegare i fanghi quali riempimento in cava, piuttosto che cercare altre soluzioni, ambientalmente più sostenibili ma sicuramente più onerose dal punto di vista economico. Tuttavia gestire tali materiali quali TRS risulterebbe, probabilmente, rischioso, se non controproducente: nell'immediato, infatti, si avrebbe un risparmio economico dovuto al non-trattamento ed al non-smaltimento in discariche autorizzate, ma alla lunga non si escludono problemi legati alle possibili sanzioni europee, dovute alla non corretta gestione di tali materiali (che sono a tutti gli effetti rifiuti), nonché alla conseguente necessità di dover poi bonificare aree di cava, adibite alla deponia definitiva di tali materiali e considerabili quindi "discariche non autorizzate".

Conclusioni

Il rifiuto può rappresentare una risorsa in divenire e deve perciò essere considerato una "materia prima" del futuro. Non si può infatti pensare di continuare ad estrarre materie prime minerali da giacimenti vergini, andando passivamente a smaltire in onerosa discarica (o in accumuli di comodo per opere di c.d. "recupero ambientale") tutti gli sfridi derivanti dalla coltivazione.

⁸ Per ciò che concerne i fini di segazione, si è tuttavia ravvisato un ulteriore problema, legato all'entrata in vigore della citata L.13/2009, che li vede "connotati" quali terre e rocce da scavo, con inevitabili problemi interpretativi, già esposti.



Figura 10: Impiego dei fini per recuperi ambientali di sponde in cava di aggregati sotto falda.
Figure 10: Use of sludge, coming from aggregate treatment, in a quarry rehabilitation.



Figura 11: Cumulo di fanghi filtro pressati.
Figure 11: Filter-pressed sludge stock pile.



Figura 12: Cumulo di “terriccio ricostituito” in uscita da impianto di compostaggio (ACEA Pinerolese) (Dino et al., 2006).
Figure 12: “Artificial loam” stock pile (ACEA Pinerolese) (Dino et al., 2006).



Figura 13: Spandimento dei prodotti (terriccio ricostituito) ottenuti dal trattamento di bioremediation dei fanghi filtro-pressati provenienti dal bacino estrattivo della pietra di Luserna (Dino et al., 2006).
Figure 13: Spreading, on a quarry wastes slope, of products coming from the bioremediation treatment of filter-pressed sludge – Luserna Stone quarry basin (Dino et al., 2006).

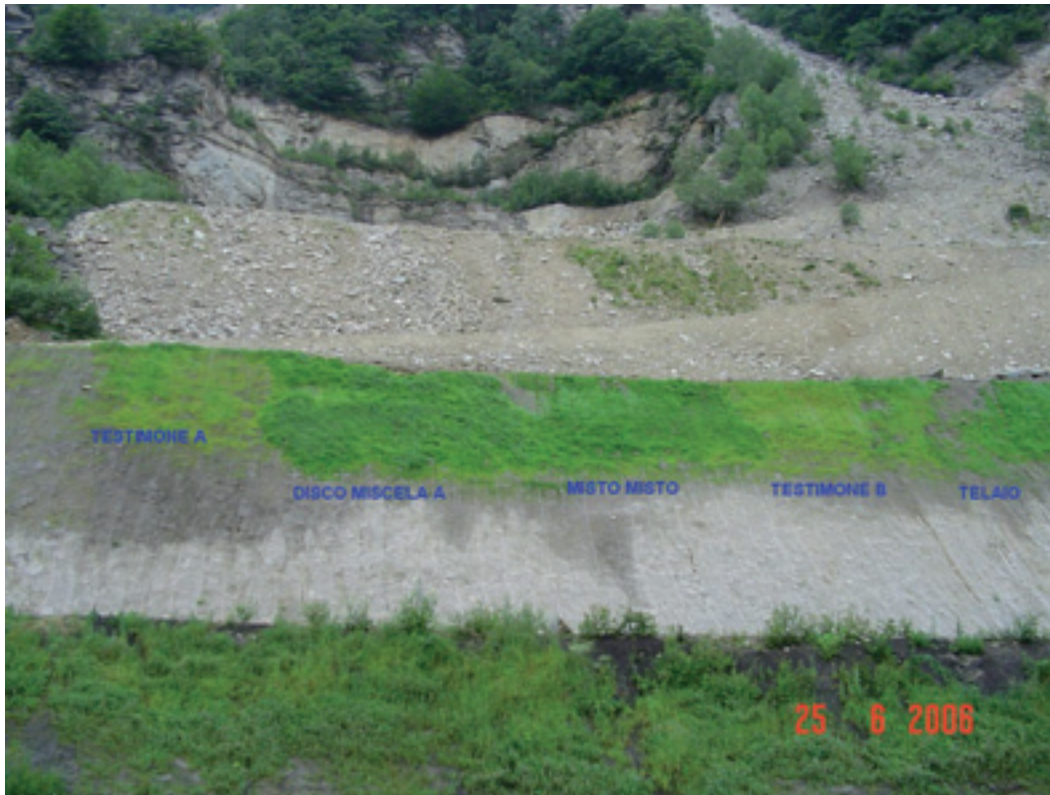


Figura 14: Fascia di recupero ambientale ottenuto impiegando “terriccio ricostituito” (Dino et al., 2006).
Figure 14: Quarry rehabilitation using “artificial loam” produced in ACEA Pinerolese (Dino et al., 2006).

Si deve piuttosto intervenire attivamente per favorire (tecnicamente, tecnologicamente, economicamente, legislativamente ed amministrativamente) il recupero sistematico degli sfridi e la loro valorizzazione quali prodotti, MPS ed eventualmente sottoprodotti (sia all’interno della stessa attività estrattiva – riempimenti, piste di servizio, effettivi recuperi ambientali etc. - che all’esterno – mediante il loro recupero per aggregati, concentrati minerali etc.).

La necessità è in sostanza quella di ridurre all’origine lo sfruttamento delle risorse ed intensificarne il recupero, in una logica che si inserisce perfettamente nella sempre più consolidata Life Cycle Analysis (LCA) di tutti i materiali; tutto ciò passa inderogabilmente attraverso un impegno in prima persona dell’imprenditore che deve però essere condivisa e supportata dall’apparato pubblico-amministrativo (enti pubblici, enti di ricerca etc.).

L’entrata in vigore della legge sui rifiuti dell’attività estrattiva RAE (cave e miniere) n. 117/2008 (Attuazione della direttiva 2006/21/CE, relativa alla gestione dei rifiuti delle industrie e che modifica la direttiva 2004/35/CE) e della L. 13/2009 (che di fatto va ad implementare quanto indicato nel D. Lgs. 152/2006 e s.m.i., art. 186 sulla gestione delle terre e rocce da scavo – TRS) ci induce quindi ad alcune considerazioni su possibili “interferenze” fra le due normative, per poter finalmente arrivare ad applicare in maniera congruente e senza difformità inter-

pretative (nelle diverse Province italiane) i dettami giuridici che intervengono nella complicata gestione amministrativa in tema TRS/RAE, secondo l’una o l’altra normativa. Tutto dovrebbe mirare a valorizzare “merceologicamente” ciò che, in prima battuta, viene ad essere considerato scarto, evitando di scoraggiare, anche a causa di una eccessiva ed astrusa burocrazia, le aziende che mirano al recupero parziale, quando non totale, delle diverse frazioni in uscita dalla cava/miniera o dall’impianto di trattamento/lavorazione (risorse potenzialmente utili e, se opportunamente trattate, anche economicamente sfruttabili).

Una corretta gestione degli sterili, impiegabili per recuperi ambientali, reinterri etc. all’interno e/o all’esterno dell’attività estrattiva, porterebbe ad evitare un incontrollato “turismo” degli scarti – costoso, talvolta rischioso, spesso inutile e sempre controproducente –, incentivando invece una razionale programmazione – attraverso i piani di gestione degli scarti stessi – delle messe a deposito definitive, utili a migliorare l’ambiente e soprattutto a consolidare il territorio sul quale l’uomo interviene per suo uso, sempre responsabile e solo con ciò “sostenibile”.

Si dovrebbe poi forse dare un po’ più di rilievo, soprattutto nel caso dei rifiuti connessi con la lavorazione (cocciami, croste e fanghi), all’art. 178 del D. Lgs 152/2006, laddove esso autorizza “accordi, contratti di programma o protocolli d’intesa, anche sperimentali, di

soggetti pubblici e privati”, al fine di gestire nel modo migliore possibile gli sfridi prodotti, seguendo comunque la “gerarchia” su come comportarsi con i rifiuti-non rifiuti imposta dalla Comunità Europea. Dovrà essere dato ampio spazio, anche all’interno di questi contratti di programma, accordi, etc..., al ciclo di vita dei prodotti (da valutare caso per caso, mirando alla salvaguardia ambientale ed al recupero, laddove possibile, delle risorse), in modo tale da poter dare un contributo “propositivo” alla definizione di “non rifiuto” (eventualmente *sottoprodotto*).

Tali accordi/protocolli d’intesa etc. devono portare a testare il percorso di vita dello sfrido in esame (fango, scarto s.l.): dalla sua “produzione” alle normali pratiche industriali, che porterebbero alla sua/loro valorizzazione, fino a giungere a definirlo come sottoprodotto (o, eventualmente, MPS nel caso dei fanghi).

Si dovrebbe poter collaborare e cooperare con le amministrazioni pubbliche e le autorità per mirare al “bene comune” del settore e dell’ambiente, proponendo cicli vita che tengano conto di risparmi di materie prime (mediante il riutilizzo/riciclo dei c.d. “rifiuti”), nel rispetto dell’ambiente, con un contenimento dei costi economici dovuti allo smaltimento di rifiuti “potenzialmente” reimpiegabili.

Le Pubbliche Amministrazioni, dal canto loro, potrebbero mettersi d’accordo circa una linea comune da seguire (Linee Guida condivise ed univoche, almeno a livello regionale, stilate interpellando pubbliche amministrazioni, imprese, progettisti, enti di ricerca, etc...), in modo tale da poter dare certezze all’operatore sulle procedure da seguire per poter recuperare o, laddove proprio ciò non fosse possibile, procedere allo smaltimento dei “rifiuti” in oggetto.

Riferimenti bibliografici

Bozzola G., Garrone L., Ramon L., Savoca D. (1995) – Un esempio concreto di riutilizzo di prodotti di scarto: da granito da scarica a materia prima per ceramica e vetreria. GEAM, 4, 17-19.

Bozzola G., Dino G.A., Fornaro M., Lorenzi A., Mestriner T., Sandrin D. (2008) – I residui dell’attività estrattiva: scarti da deposito o neominiera da valorizzare? Convegno Nazionale ANIM “I RIFIUTI DI CAVE E MINIERE: decreto Legislativo 117/08; Problemi Tecnici e Amministrativi. Roma, 19 dicembre 2008 (pubblicato su CD contenente gli atti del convegno).

Dino G.A., Fornaro M., Fornaro E., Assone S., Mainero D., Corio E. (2006) – Quarry rehabilitation: first results of an experimental project about residual sludge bioremediation treatment,

in order to obtain loam. Convegno MPES. Torino 20-22 settembre 2006. pp. 292-297. ISBN 88-901342-4-0.

Dino G. A., Fornaro M., Lovera E., Vigliero L. (2005) – Piedmont experience for the re-use of dimension stone quarrying by-products, civil works wastes in the large public works. GEO-LINE 2005. Lyon, 23-25 may 2005.

Fornaro M. (2009) – Una “mela avvelenata” per il settore dei lapidei. Notiziario ANIM in. Quarry & Construction., Anno XLVII, n. 555 (marzo 2009), pag. 92.

Mancini R. (1999) – Minerali per l’industria del vetro e delle ceramiche. Rivista A&RT. Materia e prodotto per l’edilizia in Piemonte. Atti e rassegna tecnica della società degli ingegneri e degli architetti in Torino, Anno 132, giugno 1999, pp. 35-41

Si deve poi poter garantire la corretta gestione, a monte, di questi “sfridi” (di cava e stabilimento), realizzando, ad esempio, un *data base*, almeno a livello locale, contenente i riferimenti dei produttori (nome azienda, località, volumi disponibili e tipologia di materiale prodotto) e dei potenziali recettori (es. cave vicine che devono eseguire il recupero ambientale, impianti anche autorizzati al trattamento di aggregati etc.).

Il nostro appello va perciò alle Amministrazioni, alle Associazioni di categoria, alle Imprese ed ai loro Progettisti e Tecnici, affinché, anche grazie ad un confronto costruttivo (vantaggioso per tutti i soggetti coinvolti), sappiano prevedere tempestivamente e pianificare con lungimiranza, in modo tale che la gestione degli scarti possa davvero costituire un’opportunità e non invece, anche per negligenza, un problema incombente, da affrontare poi – come spesso si è verificato – in emergenza.

Ringraziamenti

Gli autori desiderano ringraziare l’Ing. C. Giannoni (Provincia del VCO), il Dott. M. Marian (Centro Servizi Lapidario VCO) ed il Dott. M. Cerutti (Confartigianato Novara-VCO) per i proficui confronti in merito alla tematica in oggetto. Ringraziano inoltre personalmente l’Ing. G. Bozzola, il Dott. A. Lorenzi, l’Ing. D. Sandrin ed il Dott. T. Mestriner (Gruppo Minerali Maffei spa) per la sempre squisita disponibilità e collaborazione aziendale nell’approfondire problemi tecnici inerenti il trattamento (delle discariche di cava) ed il recupero di minerali per l’industria. Un cordiale ringraziamento, infine, all’Ing. D. Savoca (Regione Lombardia), all’Ing. E. Fornaro (Soc. Envirorem – Lugano) ed all’Avv. M. Sertorio (Università di Torino) per i preziosi suggerimenti.

Riferimenti normativi

Decreto Legislativo 3 aprile 2006, n. 152 “Norme in materia ambientale”, pubblicato su G.U. n. 88 del 14 aprile 2006.

Decreto Legislativo 30 maggio 2008, n. 117 “Attuazione della direttiva 2006/21/CE relativa alla gestione dei rifiuti delle industrie estrattive e che modifica la direttiva 2004/35/CE”, pubblicato nella Gazzetta Ufficiale n. 157 del 7 luglio 2008.

Legge 27 febbraio 2009, n. 13 “Conversione in legge, con modificazioni, del decreto-legge 30 dicembre 2008, n. 208, recante misure straordinarie in materia di risorse idriche e di protezione dell’ambiente”, pubblicata nella Gazzetta Ufficiale n. 49 del 28 febbraio 2009.

Indici

Indice degli autori

Abatantuono Isabella 63
Aucelli Pietro P. C. 83

Biavati Giulia 31

Cambi Costanza 63
Ciulli Alice 15
Conforti Massimo 83

De Blasio Fabio V. 73
Dino Giovanna Antonella 93
Disperati Leonardo 15

Elia Gaetano 3

Faccini Francesco 45
Federico Antonio 3
Fidelibus Corrado 3
Fornaro Mauro 93

Ghirotti Monica 31
Guastaldi Enrico 15

Mazzini Enrico 31
Mori Guido 61

Perasso Luigi 45
Prosperini Nicoletta 63

Rindinella Andrea 15
Robustelli Gaetano 83

Scarciglia Fabio 83
Simoni Giuseppe 31

Todini Ezio 31

Vennari Carmela 63
Vinti Giuseppe 63
Virdis Salvatore Gonario Pasquale 15

Indice dei termini chiave

Analisi multitemporale 15
Analisi spaziale 15
Appennino ligure 45
Argini 31
Attrito 73

Calabria 83
Creep 3

DGPV 15
Distribuzione granulometrica 63

Fotogrammetria 15
Frane 3
Frane su ghiacciaio 73

Geologia ambientale 45
Geostatistica 15
Ghiacciaio 73
GIS 15, 83

Materie prime associate 93
Modellazione numerica 31
Monitoraggio 15
Monitoraggio idrogeologico 31, 45

Norvegia 73

Previsione 3
Produzione di aggregati riciclati 93

Scarti di estrazione lapidea 93
Sedimentazione 63
Setacciatura 63
Sicurezza idraulica 31
Sorgente 45
Statistica bivariata 83
Suscettibilità da gully erosion 83

Tempodirottura 3

Val Graveglia 45
Valorizzazione integrale mineraria 93

Key terms index

Acerra 155

Bivariate statistical analysis 83

Calabria 83
Creep 3

DSGSD 15

Embankments hydraulic safety 31
Environmental geology 45
Friction 73

Geostatistics 15
GIS 15, 83
Glaciers 73

Graveglia Valley 45
Gully erosion susceptibility 83

Hydrogeological monitoring 31, 45
Hydrometer analysis 63

Landslide 3
Landslides on glacier 73
Ligurian Apennines 45

Mining by products valorisation 93
Monitoring 15
Multi-temporal Analysis 15

Norway 73
Numerical model 31

Particle size distribution 63
Photogrammetry 15
Prediction 3

Quarry wastes 93

Recycled aggregates production 93

Secondary raw material 93
Sieve analysis 63
Spatial Analysis 15
Spring 45

Time to failure 3



Dallo statuto dell'AIGA, Associazione Italiana di Geologia Applicata e Ambientale

Art. 2

L'A.I.G.A. è un'associazione scientifica senza fini di lucro.

L'Associazione ha per scopo:

- a. promozione, svolgimento, coordinamento e diffusione di studi e ricerche di base ed applicate su tematiche di Geologia Applicata (dal rilevamento geologico-tecnico alla geologia tecnica, dalla idrogeologia alla geofisica applicata, dalla pianificazione e gestione delle georisorse, compresa quella idrica, alla protezione dell'ambiente e del territorio, dallo studio dei rischi geologici, agli interventi per la loro mitigazione, ecc.);
- b. promozione e presentazione, ad istituzioni ed enti pubblici e privati di studi e proposte di provvedimenti relativamente a problemi generali e locali riguardanti la Geologia Applicata e Ambientale;
- c. promozione di iniziative atte a favorire la creazione in Italia di Centri di Studio e di Ricerca in ramo geologico applicativo;
- d. collegamento e corrispondenza con associazioni ed istituzioni scientifiche sia nazionali, sia internazionali che raccolgono ricercatori e studiosi nei settori di interesse della Geologia Applicata e Ambientale;
- e. informazione in merito a progetti, programmi di ricerca, studi, risultati di lavori, calendari di manifestazioni (congressi, seminari, corsi di perfezionamento, ecc.) nazionali ed internazionali, riguardanti la Geologia Applicata e Ambientale;
- f. promozione di scambi culturali e collaborazioni, anche attraverso rapporti di confederazione, con istituzioni, associazioni scientifiche e tecniche, anche di settori diversi, con il fine di garantire la presenza della specifica cultura geologico-applicativa nei problemi relativi allo studio e gestione del territorio e dell'ambiente;
- g. collegamento con le università, gli Istituti Scientifici per il perfezionamento, la specializzazione e l'aggiornamento e per favorire l'orientamento delle attività formative accademiche verso le moderne esigenze della società nei riguardi della Geologia Applicata e Ambientale;
- h. promozione di iniziative nel campo delle norme, raccomandazioni, linee guida, allo scopo di renderle più efficaci dal punto di vista geologico-applicato e ambientale ed aderenti alle moderne esigenze, anche con riferimento alle normative straniere.

Per favorire lo svolgimento degli scopi elencati, l'A.I.G.A.: ·

- promuove ed organizza congressi, convegni ed altri incontri scientifici, sia a carattere nazionale, sia a carattere internazionale; ·
- costituisce direttamente, o partecipa, a commissioni di studio su problemi generali e locali; ·
- fornisce, a richiesta, la propria consulenza a Ministeri, Enti, Comitati e Commissioni anche a carattere interdisciplinare;
- promuove la pubblicazione e la diffusione di risultati delle ricerche a carattere geologico applicativo e ambientale.

<http://aiga.geoitalia.org>



<http://aiga.geoitalia.org>

Richiesta di associazione

Dati personali (tutti i dati sono obbligatori)

Cognome: Nome:

Luogo di nascita: Data di nascita:

Indirizzo email:

Indirizzo postale:

Via/Piazza: N. civico:

CAP: Comune: Provincia:

Ente di appartenenza (eventuale):

Iscrizione in qualità di socio:

Ordinario Junior Sostenitore

Allegare il curriculum vitae (se per via elettronica in formato pdf, rtf, doc, odt, txt, max 3 mega)

Legge 675/96 e successive modificazioni (D. Lgs 196 del 30 giugno 2003 - Tutela della Privacy)

Premesso che AIGA-Associazione Italiana Geologia Applicata e Ambientale acquisisce i dati dei soci esclusivamente per gli scopi inerenti alla propria attività, si informa che, ai sensi dell'articolo 10 della legge 675/96 "Tutela delle persone e di altri soggetti rispetto al trattamento dei dati personali" e successive modificazioni (D. Lgs 196 del 30 giugno 2003), i dati vengono raccolti per le finalità strettamente correlate all'instaurazione e prosecuzione del rapporto associativo e precisamente: gestione del rapporto associativo fra l'associato e AIGA; indagini statistiche; invio di:

- 1) informazioni relative ad iniziative culturali, congressuali, promozionali, scientifiche promosse da AIGA;
- 2) prodotti editoriali di AIGA;
- 3) informazioni inerenti attività di interesse per gli associati da parte di Enti pubblici e privati.

I dati verranno trattati con le seguenti modalità: registrazione ed elaborazione su supporto cartaceo e magnetico; informazione tramite sistema telematico; organizzazione degli archivi in forma automatizzata e non automatizzata. Titolare del trattamento ad ogni effetto di legge è il Segretario dell'AIGA - Associazione Italiana Geologia Applicata e Ambientale. I dati richiesti all'associato sono strettamente funzionali all'instaurazione e prosecuzione del rapporto con AIGA. Per questo motivo il trattamento dei dati che l'associato fornisce per il perseguimento da parte di AIGA delle finalità sopra esposte, non necessita del consenso dell'associato stesso, in quanto un suo eventuale rifiuto avrebbe come conseguenza l'impossibilità di instaurare o proseguire il rapporto.

Riguardo invece alla comunicazione dei dati a terzi (altre Associazioni Scientifiche italiane o straniere aventi finalità analoghe, e/o Aziende del settore, Ordini e Collegi professionali) si richiede il consenso scritto dell'associato, fermo restando che, secondo quanto disposto dall'art.13 della Legge n. 675/96 sulla Tutela dei Dati Personali, l'associato in qualsiasi momento ha diritto di consultare, far modificare o cancellare i propri dati o semplicemente opporsi al loro utilizzo scrivendo a: Segreteria AIGA c/o Prof. Corrado Cencetti - Dipartimento di Ingegneria Civile e Ambientale, via Duranti 93 - 06125 Perugia.

In particolare, considerato che l'AIGA fa parte di "Geoitalia, Federazione Italiana di Scienze della Terra - Onlus" (Geoitalia FIST - Onlus), il presente consenso al trattamento dei dati personali s'intende esteso anche alla predetta associazione Geoitalia FIST-Onlus.

Firma per accettazione

.....

Altre informazioni utili: Telefono fisso: Telefono cellulare:

Firma

.....

La domanda di iscrizione all'AIGA può essere inoltrata per via elettronica (metodo consigliato) a partire dal sito dell'AIGA <http://aiga.geoitalia.org>, oppure inviando copia del modulo e del curriculum al segretario Prof. Corrado Cencetti, Dipartimento di Ingegneria Civile e Ambientale, via Duranti 93 - 06125 Perugia.

Note per gli autori

Lingua. Le lingue della rivista sono l'Italiano e l'Inglese, ma sono benvenuti anche lavori nelle altre lingue più diffuse della Unione Europea (Francese, Spagnolo, Tedesco). Tutti gli articoli devono essere preceduti da un riassunto in Inglese (Abstract), a sua volta preceduto dal titolo dell'articolo tradotto in Inglese. Le didascalie delle Figure e delle Tabelle, nella lingua originale dell'articolo, devono avere anche la traduzione in Inglese. Dopo l'Abstract in Inglese, ogni articolo in lingua diversa dall'Inglese inizierà con un riassunto nella lingua dell'articolo.

Invio del manoscritto. Ogni manoscritto proposto per la stampa dovrà essere inviato al seguente indirizzo di posta elettronica: giornale@geoitalia.org. I manoscritti saranno revisionati da almeno due revisori. Gli autori sono invitati a segnalare i nomi di studiosi che potrebbero revisionare il manoscritto, senza che questo costituisca un impegno per la rivista. La politica della rivista per la revisione dei manoscritti prevede che il nome dei revisori non sia segreto, salvo il caso di specifica richiesta da parte dei revisori stessi. L'invio di un manoscritto alla rivista significa che lo stesso rappresenta un'opera di ingegno originale degli autori, che il manoscritto non è stato pubblicato in precedenza e che non è stato inviato contemporaneamente ad altre riviste.

Preparazione del manoscritto. Il manoscritto deve essere preparato con un word processor, con interlinea doppia, in una sola colonna e con ampi margini. L'Abstract in Inglese non deve superare le 150 parole, deve essere formato da un unico paragrafo, non deve contenere citazioni bibliografiche e neppure riferimenti al testo. L'Abstract deve essere considerato come un testo autosufficiente, che può essere diffuso anche separatamente dall'articolo. Il riassunto nella lingua originale dell'articolo può essere più lungo, senza tuttavia superare le 500 parole.

Gli autori sono invitati ad utilizzare la terminologia della IUGS e le unità di misura S.I.

La prima pagina dovrà contenere il titolo dell'articolo il nome (per esteso) ed il cognome degli autori, il nome dell'Istituzione di appartenenza e l'indirizzo e-mail di ogni autore, l'Abstract in Inglese. Dovrà essere inoltre indicato a quale degli autori deve essere inviata la corrispondenza relativa all'articolo (autore corrispondente) e, per quest'ultimo dovrà essere indicato anche l'indirizzo postale e il numero del Fax. Dalla seconda pagina in poi troverà posto il riassunto nella lingua dell'articolo ed il testo dell'articolo. Non utilizzare per il titolo del lavoro il carattere tutto maiuscolo.

Le didascalie delle Figure e delle Tabelle e la Bibliografia dovranno trovare posto in pagine separate da quelle del testo.

Citazioni bibliografiche. Nel testo, le citazioni bibliografiche possono avere due forme: (a) tra parentesi rotonda il cognome (o i cognomi) dell'autore, seguito da una virgola e dall'anno di pubblicazione dell'articolo, (b) il cognome dell'autore (o degli autori) seguito dall'anno di pubblicazione tra parentesi rotonda. Non utilizzare per le citazioni nel testo il maiuscolo o il carattere tutto maiuscolo. L'espressione *et alii* è preferita a quella *et al.* Tutte le citazioni nel testo devono trovare corrispondenza nella Bibliografia e viceversa.

Tabelle. Le Tabelle devono essere compilate in fogli separati e devono essere numerate secondo la loro successione nel testo. Le Tabelle potranno essere accompagnate da una didascalia esplicativa del contenuto. Nel testo si dovranno trovare riferimenti a tutte le Tabelle, nella forma: Tabella 1, Tabella 2 ecc.

Figure. Tutte le Figure devono essere numerate secondo la loro posizione nel testo, nel quale si devono trovare riferimenti a tutte le Figure, nella forma: Figura 1, Figura 2 ecc.

Le scritte presenti nei disegni devono avere dimensioni adeguate, e comunque devono essere leggibili anche dopo l'eventuale riduzione della dimensione del disegno. Nel preparare i disegni sarà necessario tenere conto del formato della pagina di stampa.

Le fotografie devono essere di buona qualità, in modo da essere leggibili anche nella stampa.

Gli autori che rivogliono indietro gli originali delle Figure devono comunicarlo al momento dell'invio del lavoro o, al più tardi, quando restituiscono le bozze.

Bibliografia. I riferimenti bibliografici devono essere riportati in ordine alfabetico, utilizzando il carattere normale, cioè senza maiuscolo, tutto maiuscolo, corsivo o grassetto. La forma deve essere la seguente: "Cognome, N., 2005. Titolo dell'articolo per esteso. Nome della rivista 24 (2), 234-251". Gli ultimi numeri rappresentano: il numero del volume, (il numero del fascicolo, se è necessario), le pagine iniziale e finale dell'articolo.

Testo finale per la stampa. Completato il processo di revisione, gli autori dovranno redigere il testo finale per la stampa in forma elettronica e con le seguenti modalità. Il manoscritto dovrà essere suddiviso in differenti files, contenenti rispettivamente: (a) Titolo, Autori, Titolo in Inglese ed Abstract; (b) Riassunto e Testo; (c) Didascalie delle Figure e delle Tabelle; (d) Bibliografia; (e) Tabelle; (f) Figure (eventualmente). Ogni file deve avere un nome che permetta di riconoscere facilmente il contenuto del file.

Il testo deve essere in una sola colonna, con interlinea singola, non giustificato a destra, senza spaziatura alla fine dei paragrafi e con il minimo di formattazione automatica.

Bozze. Sarà predisposta una sola serie di bozze, che saranno inviate all'autore corrispondente per essere controllate prima della stampa. E' necessario che gli autori non facciano sulle bozze correzioni che consistono in una modifica del testo accettato per la stampa.

Estratti. Di ogni articolo saranno predisposti 25 estratti gratuiti. Ulteriori copie degli estratti devono essere ordinate, a pagamento, in occasione della restituzione delle bozze.

Contributo per la stampa. L'Aiga richiede agli autori un contributo per la stampa pari a 18 Euro per ogni facciata del lavoro.

- 3** **Previsione del tempo di occorrenza di una frana**
FEDERICO A., ELIA G., FIDELIBUS C.
- 15** **L'area ad elevata franosità di Corniglio (Parma): evidenze di deformazioni gravitative profonde e studio degli spostamenti superficiali nel periodo 1976 – 2008**
DISPERATI L., GUASTALDI E., CIULLI A., RINDINELLA A., VIRDIS S. G. P.
- 31** **Il Cavo Napoleonico: una sfida per la sicurezza idraulica del basso Bacino del Fiume Reno (Emilia-Romagna, Italia)**
BIAVATI G., MAZZINI E., MORI G., GHIROTTI M., TODINI E., SIMONI G.
- 45** **Graveglia (Appennino ligure)**
FACCINI F., PERASSO L.
- 63** **Studio della ripetibilità della procedura di analisi granulometrica delle terre**
PROSPERINI N., CAMBI C., VINTI G., VENNARI C., ABATANTUONO I.
- 73** **Dinamica delle frane in ambiente glaciale: considerazioni preliminari sulla fisica dell'attrito roccia-ghiaccio e su un caso di studio**
DE BLASIO F. V.
- 83** **Suscettibilità da gully erosion nel bacino del T. Turbolo (Calabria settentrionale): approccio multi-disciplinare**
CONFORTI M., AUCELLI P. P. C., ROBUSTELLI G., SCARCIGLIA F.
- 93** **La gestione degli scarti lapidei: cosa sta cambiando alla luce della recente normativa (D. Lgs. 117/2008 e L. 13/2009)**
DINO G. A., FORNARO M.
- 107** **Indici**