

LA FRANA DI “ROSONE” Valle Orco



Parte orientale della frana di Rosone con la zona delle condotte forzate, il vecchio abitato in basso a destra e, oltre, gli impianti di valle dell'A.E.M.

INTRODUZIONE

L'intero versante meridionale della dorsale tra i torrenti Orco e Piantonetto, in provincia di Torino (fig. 1), è interessato da un lento processo di *deformazione gravitativa profonda*, che si sviluppa su una superficie di circa 5,5 kmq per profondità superiori a 100 m. Il fenomeno coinvolge il versante per un dislivello di oltre 1300 m, da 700 m nel fondovalle fino a 2000 m sulla cresta spartiacque. Nell'ambito di questa deformazione si è sviluppato un movimento franoso di grosse proporzioni storicamente riconosciuto come frana di Rosone. Alla confluenza dei due corsi d'acqua sono ubicati il nuovo abitato di Rosone (dopo l'avvenuto trasferimento del 1956) e la centrale idroelettrica dell'Azienda Energetica Metropolitana di Torino (potenza installata di 99 MWh), alimentata dalle acque provenienti dallo sbarramento di Ceresole Reale e convogliate per 17 km in galleria attraversando per intero la deformazione gravitativa sino alle vasche di carico di Perebella, dove, con un salto di 813 m, precipitano in condotte forzate verso la centrale stessa.

I. DATI STORICI

1.1. Fonti dei dati

- Archivio Comunale di Locana
- Archivio di Stato di Torino
- Archivio CNR-IRPI di Torino
- Archivio A.E.M. di Torino
- Giornali locali.

1.2. Cronologia

Inizio secolo XVIII (1705-1706): da una relazione di sopralluogo («Atti di Visita») si può stabilire che il fenomeno si manifestò allora in modo analogo a quanto avvenne durante la fase parossistica dell'autunno del 1953, con gravi lesioni a molti edifici e distruzione dei terreni coltivati.

Inizio secolo XX (1916): Rosone inserito tra gli abitati da consolidare ai sensi della Legge n. 445 del 1908.

1933-1934: gli abitanti di Rosone vengono trasferiti per circa 7 mesi.

Inizio anni '40: uno scivolamento a quota 1300 m, che coinvolge vaste porzioni di terreno, produce il rotolamento a valle di grossi massi che minacciano Rosone, Grumel e la parte orientale di Bertodasco.

1953: dopo notizie di riattivazioni nel 1948 e nel 1951, nell'autunno-inverno del 1953 si verifica, in seguito ad abbondanti precipitazioni, il collasso di una parte del versante interessato dalla fra-

na. I movimenti nella zona di Bertodasco lesionano o addirittura distruggono alcune case; dalle pareti sovrastanti Rosone si generano processi di colamento di detrito e di rotolamento di massi: evacuazione dei 250 abitanti e del bestiame.

Dal 1953 al 1957: progressivo rallentamento dei movimenti (sulla base dei controlli effettuati dall'A.E.M. sui propri impianti).

1956: il D.P.R. n. 772 sancisce la definitiva evacuazione delle tre frazioni: Rosone, Grumel e Bertodasco.

Dal 1957 ai primi anni '60: accelerazioni nei movimenti, con fenomenologie simili a quelle del 1953 anche se in forma meno grave.

Autunno 1963, primavera 1964 e 1969, 1988: successive riattivazioni.

Movimenti significativi permangono nella parte alta della frana, come indicato da misurazioni topografiche effettuate sui blocchi di ancoraggio della condotta forzata.

1.3. Sintesi

La frana di Rosone ha avuto, stando a quanto risulta storicamente, due importanti fasi parossistiche, all'inizio del secolo XVIII e nell'autunno-inverno del 1953.

In tali occasioni i movimenti profondi hanno coinvolto tutto il versante in frana, con sviluppo in superficie di fenomenologie quali fessurazioni, movimenti differenziali di zolle, colate di detrito, ribaltamento, crollo e rotolamento di massi.

Nell'arco di questo secolo il fenomeno ha mantenuto un lento movimento di fondo, a prescindere dalla fase parossistica del 1953. Le fasi di maggiori attività sono testimoniate da manifestazioni superficiali più localizzate (fig. 2).

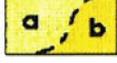
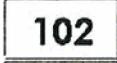
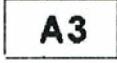
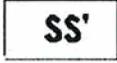
2. DOCUMENTI TECNICI DISPONIBILI

2.1. Documentazione fotografica

- Volo Ferretti (1979), scala 1:13.500, infrarosso, Compagnia Generale Riprese Aeree, Parma;
- Volo "Valle dell'Orco" (1973), scala 1:20.000, colore, Alifoto, Torino.
- Volo G.A.I. (1954), scala 1:50.000, bianco e nero, I.G.M./A.M.S.;
- Volo Ferretti (1976/80), Compagnia Generale Riprese Aeree Parma, scala 1:13500, colore;
- Volo Provincia di Torino (1963/64);
- Volo Provincia di Torino (1975);
- Volo ALIFOTO 1982;
- Volo IGM F41, 1988.
- Volo «Centrale di Rosone» (1982), I.R.T.A.

Carta degli elementi morfostrutturali

LEGENDA

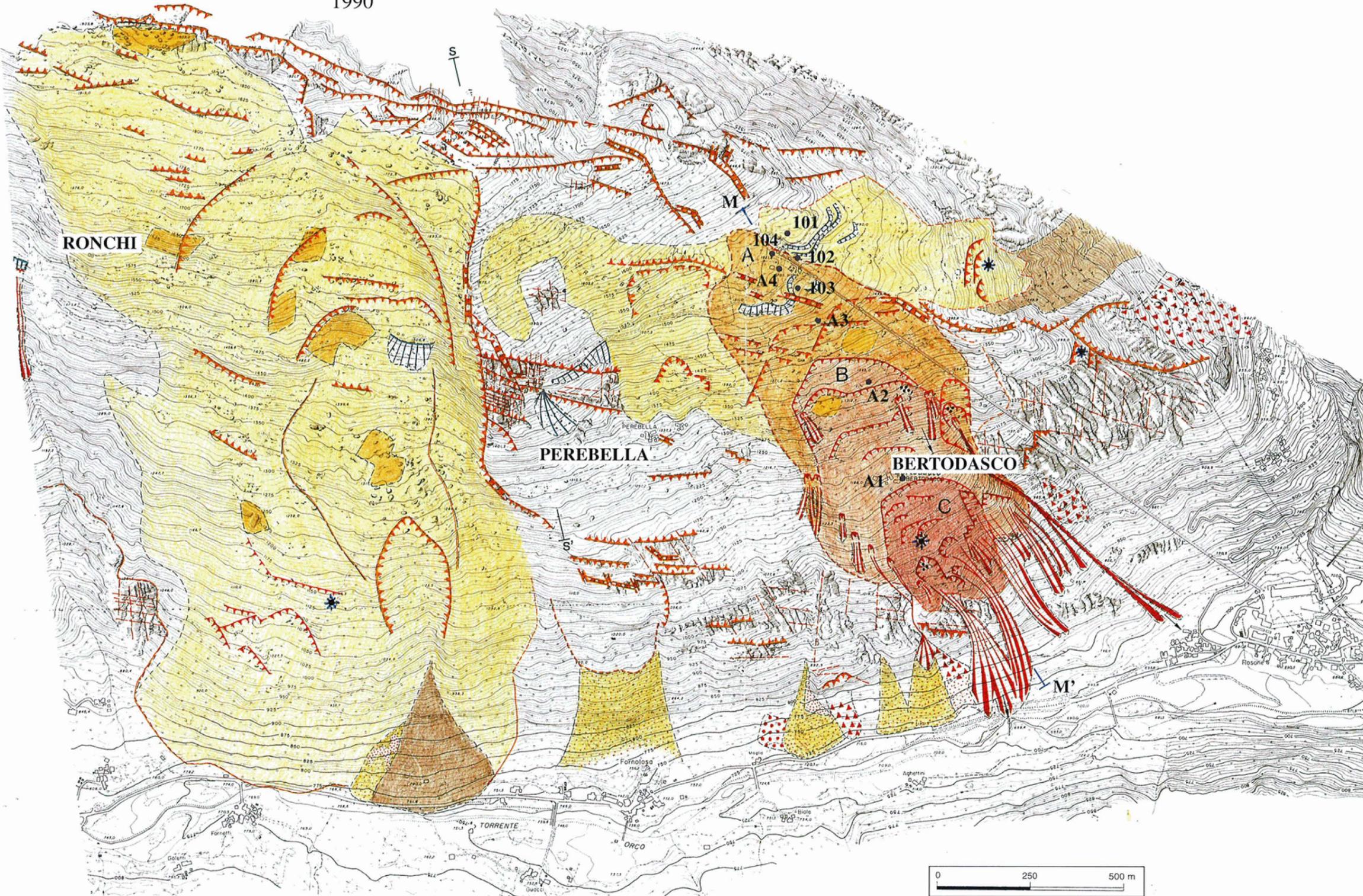
	Limite, ove identificabile, dei principali corpi interessati da movimento di massa.		Crollo di roccia in massa.
	Traccia delle principali superfici di rottura per movimento di massa (i trattini indicano la parte abbassata).		Zona di origine e traiettoria di caduta di massi isolati.
	Traccia delle principali superfici di rottura per movimento di massa attivate durante l'evento dell'autunno 1953.		Grande massa instabile.
	Area caratterizzata da movimento gravitativo tipologicamente non identificabile.		Trench e frattura beante.
	Area caratterizzata da movimento gravitativo con scivolamento a prevalente componente planare.		Principali sistemi di frattura.
	Area caratterizzata da movimento gravitativo con scivolamento a prevalente componente rotazionale.		Zona di accumulo di materiale di smarino della galleria - serbatoio A.E.M.
	Accumulo di antica frana.		
	Copertura detritica per disaggregazione del substrato roccioso (a), settore ove è ancora visibile l'originaria struttura rocciosa (b)		Ubicazione dei sondaggi.
			
	Colate di detrito verificatesi durante l'evento dell'autunno 1953 (da aerofoto del 1954)		Sezione (cfr. figura 14)
	Falde e coni di detrito, vegetati e non, talora a grossi blocchi alla base delle principali pareti rocciose.		Sezione (cfr. figura 15)

DEFORMAZIONE GRAVITATIVA PROFONDA DI ROSONE

Valle Orco

(F. Forlati - M. Ramasco - G. Susella)

1990



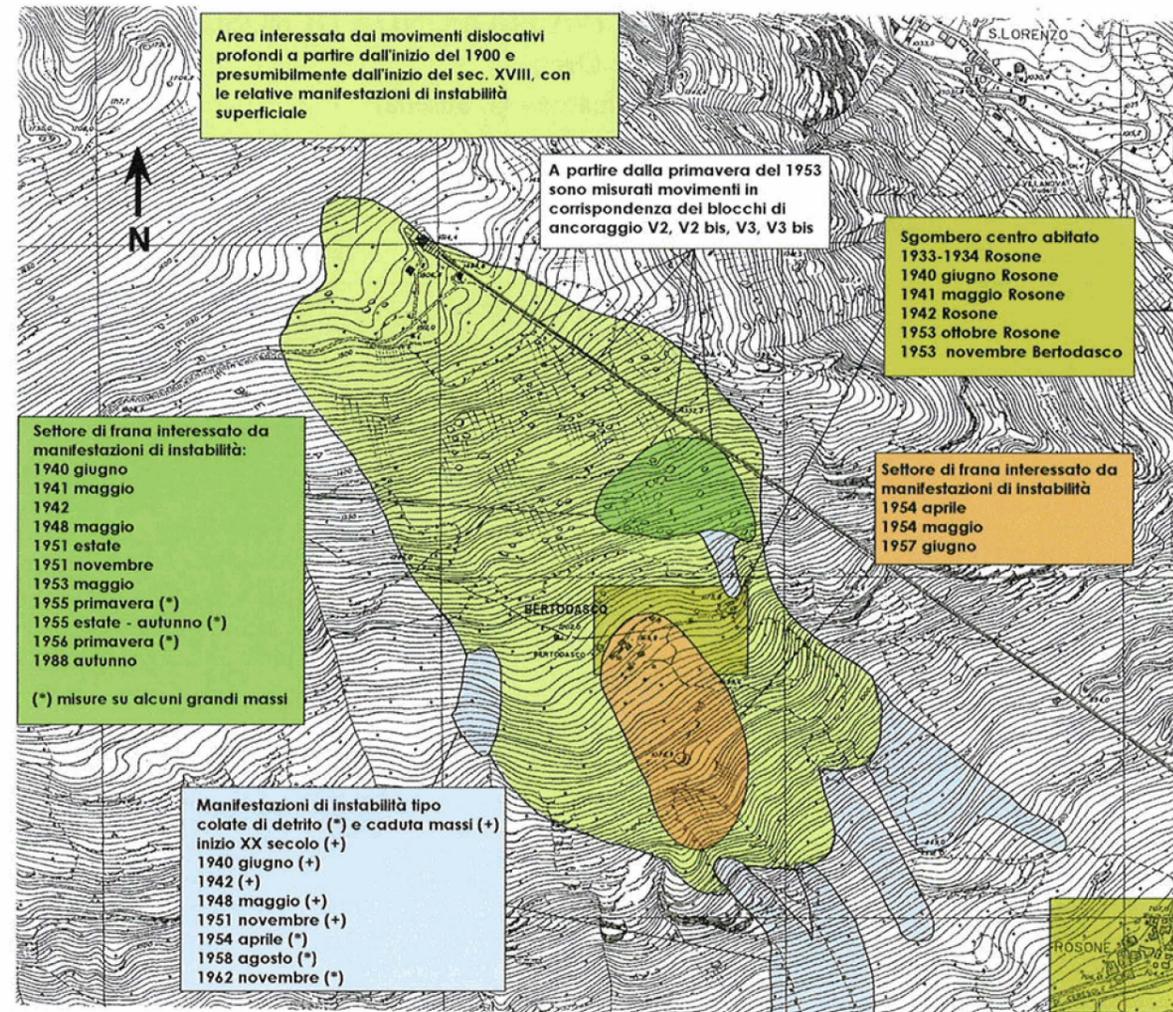


Fig. 2. Sintesi delle informazioni storiche inerenti i movimenti avvenuti nel settore di versante di Bertodasco.

Esiste, a corredo delle informazioni geomorfologiche, una completa documentazione fotografica realizzata dal Settore Geologico della Regione Piemonte a partire dal 1987. Risulta evidenziato il fenomeno franoso sia nel suo complesso (con foto panoramiche da terra e dal cielo) sia per punti di particolare importanza tutti collegati a precisi siti della Carta degli Elementi Morfostrutturali (es. sistemi di frattura, doppie creste sullo spartiacque, abitati ed infrastrutture danneggiate, colate detritiche sul fondovalle...)

2.2. Carte topografiche

- I.G.M. - F. 41 Gran Paradiso (scala 1:100.000);
- I.G.M. - F. 41 II NE - Fornolosa (scala 1:25.000);
- I.G.C. - 3 - Parco Nazionale del Gran Paradiso (scala 1: 50.000, carta turistica);

- Carta Tecnica della Provincia di Torino: elementi 113131-113144 (scala 1:5.000);
- Carta Tecnica Regionale: elemento 113130 (scala 1:10.000);
- Carta Topografica di Dettaglio della Frana di Rosone (scala 1:2.000) anno 1953.

2.3. Carte tematiche

- REGIO UFFICIO GEOLOGICO - Carta Geologica delle Alpi Occidentali alla scala 1:400.000, Roma, 1908.
- E.N.E.L. - Carta degli Elementi Neotettonici del Territorio Italiano, 1981;
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - Carta Geologica alla scala 1:100.000, Foglio 41 - Gran Paradiso;
- CNR - Progetto Finalizzato Geodinamica - Structural Model of Italy, scala 1:500.000;

- CNR - Progetto Finalizzato Geodinamica - Gravity Map of Italy, scala 1:500.000;
- REGIONE PIEMONTE, Banca Dati Geologica - Carta Tematica delle Frane alla scala 1:100.000, F. 41 - Gran Paradiso;
- REGIONE PIEMONTE, Banca Dati Geologica - Carta delle Frane alla scala 1:250.000;
- REGIONE PIEMONTE, Banca Dati Geologica - Carta Litologica alla scala 1:100.000, Foglio 41 - Gran Paradiso;
- REGIONE PIEMONTE, Banca Dati Geologica - Carta Litologica alla scala 1:250.000;
- REGIONE PIEMONTE, Banca Dati Geologica - Carta Assetto Morfostrutturale alla scala 1:5.000 della Deformazione Gravitativa Profonda di Rosone.

2.4. Pubblicazioni

Ogni pubblicazione è stata archiviata nel Sistema Informativo Geologico del Settore Geologico della Regione Piemonte sotto forma di scheda riepilogativa (fig. 3).

- FORLATI F., RAMASCO M., SUSELLA G., BARLA G., MARINO P. & MORTARA G. (1991), *La deformazione gravitativa profonda di Rosone. Un approccio conoscitivo per la definizione di una metodologia di studio*. Studi Trentini di Scienze Naturali, Acta Geologica, vol. 68, 71-108;
- RAMASCO M., STOPPA T. & SUSELLA G. (1989), *La deformazione gravitativa profonda di Rosone in Valle dell'Orco*. Boll. Soc. Geol. It. 108, 401-408;
- LUINO F., RAMASCO M. & SUSELLA G. (1994), *Atlante dei centri abitati instabili piemontesi*, Regione Piemonte - C.N.R. I.R.P.I.

2.5. Documenti tecnici non pubblicati

- PERETTI L. (1953), *Relazione geologica sulla frana presso Rosone (Valle Orco)*, Amministrazione della Provincia di Torino, Documentazione inedita in archivio della Struttura Studi e Ricerche - Banca Dati Geologica, Regione Piemonte;
- DAL PIAZ G.V., DAL PRA (1983), *La frana di Rosone in Valle Orco. Caratteri del movimento franoso e possibilità di intervento*. A.E.M., Torino, Documentazione inedita in archivio della Struttura Studi e Ricerche - Banca Dati Geologica, Regione Piemonte;
- ERCOLI A. (1984), *Studio fotogeologico della frana di Rosone ed aree limitrofe*. GEOMAP, Rapporto interno (A.E.M.);
- COMMISSIONE TECNICA CONSULTIVA REGIONALE EVENTI NATURALI (1990), *La frana di Rosone*, Rapporto interno;
- STUDIO GEOTECNICO ITALIANO (1984), *Rilievo geologico-strutturale di dettaglio. Prove di laboratorio e descrizione dei sondaggi*, Milano, Rapporto interno (A);

- COMMISSIONE TECNICA CONSULTIVA REGIONALE EVENTI NATURALI (1990), *La frana di Rosone*, Rapporto interno.

2.6. Rapporti interni

Esistono rapporti interni e verbali di seduta relativi della Commissione Tecnica Regionale per lo Studio della Frana di Rosone istituita con DGR n. 9/23422 del 15-3-1993.

Inoltre sono disponibili tutti i rapporti intermedi redatti nell'ambito di questo Progetto Interreg.

2.7. Vulnerabilità

- *Frana di Rosone*. Scenari di pericolosità geologica. Alcune considerazioni preliminari. Regione Piemonte, Struttura Studi e Ricerche - Banca Dati Geologica, Rapporto interno.

3. CONTESTO GEOLOGICO

3.1. Contesto geologico regionale

Aspetto litologico

Il massiccio del Gran Paradiso è costituito da una unità di crosta continentale del Dominio Pennidico delle Alpi occidentali, affiorante nel settore centrale delle Alpi Graie, in corrispondenza di una grande culminazione assiale. Esso è stato sovrascorso da diversi elementi strutturali, appartenenti alla Zona Piemontese dei calcescisti con metafoliti ed al sistema Austro-Alpino della Falda Dent-Blanche

Dal punto di vista paleogeografico, il massiccio viene classicamente collocato in corrispondenza del margine paleo-europeo della Tetide; secondo teorie più recenti risulta attribuito al paleo-margine della placca adriatica (Polino et. al., 1990).

Il massiccio del Gran Paradiso è costituito da un basamento cristallino composito e da una copertura permo-liassica, localmente preservata alla periferia. Sono stati riconosciuti i seguenti complessi litostratigrafici, che si sovrappongono dall'alto verso il basso secondo il seguente ordine (Compagnoni et al., 1974) (fig. 4):

- *Complesso degli Gneiss Minuti*, costituito da un basamento cristallino polimetamorfico intruso da granitoidi tardo-paleozoici, trasformati durante l'orogenesi alpina in ortogneiss (Complesso degli Gneiss Occhiadini);

- *Complesso monometamorfico del Money*, costituito da una sequenza metasedimentaria di probabile età tardo-paleozoica, che comprende metaconglomerati, metareniti, metapeliti e scisti grafici;

- *Ortogneiss dell'Erfauflet*, costituiti da ortoderivati di composizione leucogranitica.

REGIONE PIEMONTE			
SETTORE PREVENZIONE DEL RISCHIO GEOLOGICO, METEOROLOGICO E SISMICO			
Sistema Informativo Geologico-Documentazione			
Stampa del 05-06-1996			
Sede: Torino			
INFORMAZIONI A CARATTERE GENERALE			
Codice scheda:	00436	Tipo documentazione:	07 Pubblicazione
Collocazione archivio arce:	PU-TO/0005	Argomenti:	01 Geologia 02 Geomorfologia 03 Geotecnica
TITOLO: LA DEFORMAZIONE GRAVITATIVA PROFONDA DI ROSONE. UN APPROCCIO CONOSCITIVO PER LA DEFINIZIONE DI UNA METODOLOGIA DI STUDIO			
Autore: Forlati F., Ramasco M., Susella G., Barda G., Manno P., Mortara G.			
Fonte: <i>Estutti Studi Trentini di Scienze Naturali</i> , Vol. 68 (1991), Acta Geologica, pagg. 71-108, Trento 1993, 28 ff. (di cui 9 foto)			
Abstract: Il fenomeno franoso di Rosone è rappresentativo, nel panorama regionale piemontese, per la complessità tipologica, l'evoluzione potenziale, l'interferenza con residenze ed attività umane. Il comitato "Eventi Naturali" della Regione Piemonte, nel convincimento di dover approfondire le conoscenze sulle deformazioni gravitative profonde, ha avviato lo studio del fenomeno attraverso apposito gruppo di lavoro. I risultati ottenuti sinora sono riassunti nella presente monografia. L'insieme dei dati raccolti ed il quadro conoscitivo emerso dall'analisi degli studi precedenti e dalle indagini svolte hanno consentito di individuare tre settori di versante contraddistinti da fasi di sviluppo diverse. In particolare, per il settore orientale, che risulta essere quello più attivo in epoca recente, sono state individuate condizioni critiche di stabilità, da porre in connessione con il regime pluviometrico stagionale. Il rilevamento geostrutturale in superficie, gli studi di dettaglio e le deformazione sperimentali in laboratorio hanno consentito di approfondire le conoscenze di tipo "quantitativo", in modo da poter stimare, anche in prima approssimazione, le condizioni di equilibrio del versante, con riferimento alla scala "globale" (deformazione gravitativa profonda) e "locale" (processi di instabilità interessanti il pendio a monte di Rosone).			
Parole chiave: Deformazione gravitativa profonda, Crolli, Valanga di roccia, Protezione Civile, Alpi Occidentali, Piemonte.			
Indice: Abstract, introduzione, inquadramento geografico-geologico, quadro conoscitivo, indagini e studi recenti, considerazioni preliminari sulle condizioni di stabilità del versante, riassunto, bibliografia.			
ALLEGATI			
01 Processi lungo i versanti			
03 Geologia-strutturale, stratigrafia, geotecnologia			
04 Geomorfologia			
09 Topografico			
12 Documentazione fotografica			
14 Controlli e misure			
LOCALIZZAZIONE GEOGRAFICA AMMINISTRATIVA			
Coordinata X minima:	372995	Coordinata X massima:	376495
Coordinata Y minima:	5032003	Coordinata Y massima:	5034203
Area coperta in ettari:	770		
Comune coinvolto			
Codice ISTAT	1134	Toponimo	LOCANA
Bacino coinvolto			
Codice Bacino	0904	Toponimo	2*INT. ORCO
	0905	Toponimo	PIANTONETTO TORENTE
Toponimi coinvolte			
Toponimo	125000	Toponimo	4121 FORNOLOSA
Tipo informazione: 02 Ubicazione def. con NEWGEO			
CARATTERISTICHE TECNICHE			
Attività:	01 Processi di instabilità dei versanti	Tipologie:	06 Deformazioni gravitative profonde
Autore:	Raffone	Data:	26-11-1993

Fig. 3. Esempio di scheda riassuntiva di pubblicazione presente nel Sistema Informativo Geologico della Regione Piemonte, archivio Documentazione.

Un netto contatto tettonico separa il complesso degli Gneiss Minuti dal complesso monometamorfico del Money e quest'ultimo dai sottostanti ortogneiss dell'Erfaultet.

La Valle dell'Orco si sviluppa nel settore centrale del massiccio e risulta incisa unicamente entro il Complesso degli Gneiss Occhiadini.

Geodinamica interna

Per quanto riguarda l'evoluzione strutturale del massiccio, sono state riconosciute almeno quattro fasi di deformazione alpina, che fanno seguito ad una fase deformativa pre-alpina riconosciuta unicamente entro gli gneiss minuti.

La prima fase di età alpina (D1) risulta rappresentata unicamente da rare tessiture relitte; la seconda fase (D2) è traspositiva e definisce la scistosità regionale, la quale risulta disporsi in modo sub-parallelo alle superfici litologiche. In tutto il massiccio si riscontra una lineazione minerale disposta secondo un direzione all'incirca EW (Vearncombe, 1986), cioè parallelamente agli assi di piega, come verificato presso il margine settentrionale del massiccio (Borghi et al., 1994).

La terza fase plicativa (D3) genera pieghe a scala variabile le quali deformano gli elementi strutturali associati alla D2. Le pieghe a piccola scala generate dalla D3 sono generalmente le parassite di pieghe a scala maggiore. Le pieghe D3 costituiscono anticlinali e sinclinali molto aperte (lunghezze ed ampiezze dell'ordine di vari chilometri); nel settore settentrionale del massiccio, sono da chiuse a isoclinali in corrispondenza della Valle dell'Orco, con orientazione variabile.

La quarta fase deformativa si esplica sotto forma di sovrascorrimenti di entità limitata, riscontrati unicamente presso il margine settentrionale e quello occidentale del massiccio; una quinta fase sarebbe responsabile della formazione di una locale scistosità di crenulazione, non correlabile con alcuna struttura a grande scala (Vearncombe, 1985).

Neotettonica e sismologia. La frana di Rosone risulta soggetta ad un condizionamento strutturale, dovuto alla disposizione a franapoggio della scistosità principale degli gneiss, avente immersione di 155° ed inclinazione di 35° circa, ed alla presenza di due sistemi di giunti pervasivi ortogonali tra di loro, disposti secondo una direzione rispettivamente NS ed EW.

Alle orientazioni dei sistemi di frattura principali si possono altresì ricondurre le orientazioni delle incisioni operate dall'acqua incanalata e delle creste spartiacque. È possibile che la dinamica di alcuni di tali sistemi sia riconducibile ad una tettonica recente, di età pliocenico-quadernaria (neotettonica).

Gli studi sulla sismicità storica e su quella stru-

mentale nell'ultimo decennio hanno messo in evidenza l'esistenza nelle Alpi occidentali di alcuni *distretti sismici*, caratterizzati dalla contiguità spaziale dei terremoti e da analogie nello stile sismico, che possono essere correlati a grandi strutture geologiche sepolte.

Arco sismico brianzonese: concerne un raggruppamento di eventi localizzati lungo il margine esterno della catena metamorfica, in corrispondenza del fronte pennidico.

Arco sismico piemontese: concerne un raggruppamento di eventi situato lungo la fascia pedemontana (distretti di Cuneo, Pinerolo, Ivrea, Biella), in corrispondenza del Lineamento Periadratico e del suo prolungamento meridionale sepolto.

Tale distribuzione delle aree sismiche sembra connessa alle discontinuità crostali che limitano la parte assiale della catena (caratterizzata da una sismicità relativamente bassa) verso la Zona Elvetico-Delfinese ad Est e verso il Dominio Sudalpino ad Ovest (Polino in Dal Piaz et al., 1992).

Geodinamica esterna

Storia glaciale. L'attuale conformazione morfologica delle valli alpine è il risultato dell'interferenza fra processi di modellamento di origine fluviale e glaciale.

Le valli principali delle Alpi Occidentali si erano impostate già prima del Pliocene, come dimostrato dalla presenza di depositi sedimentari di età plio-villafranchiana (di ambiente rispettivamente marino e fluviale), in lembi isolati a diverse altezze lungo i versanti.

Come risposta ad una mobilità tettonica non uniforme, il modellamento erosionale risulta caratterizzato da alternanze di periodi di attività e di stasi. Durante questi ultimi si verifica la formazione di temporanei fondovalle, che si presentano attualmente come cambi di pendenza lungo il versante (terrazzi fluviali), tanto più antichi e rimodellati quanto maggiore è la loro altezza rispetto al fondovalle attuale.

Durante il Pleistocene medio e superiore si manifesta nella catena alpina il fenomeno glaciale, per la cui origine furono determinanti l'aumento delle precipitazioni ed una loro uniforme distribuzione nel corso dell'anno; l'abbassamento della temperatura fu modesto e limitato ad una diminuzione del valore medio estivo.

Analogamente al fiume, il ghiacciaio ha approfondito progressivamente il proprio letto come risposta al sollevamento dell'edificio alpino, con formazione dei terrazzi glaciali. I diversi meccanismi erosionali innescati dal ghiaccio e dall'attività fluviale sono attestati tuttavia dalla diversa morfologia delle valli da essi prodotte.

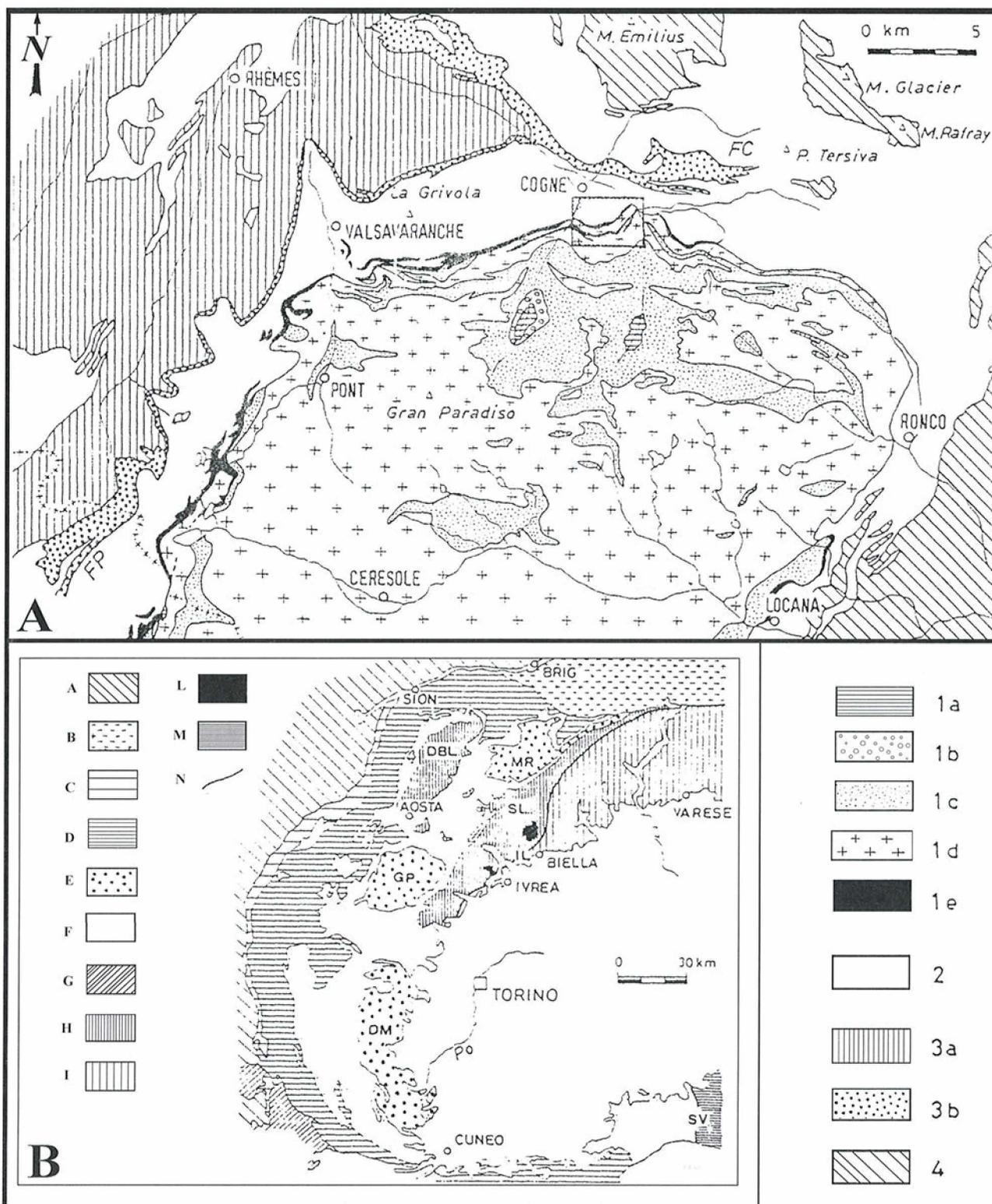


Fig. 4. A) Schema geologico del Massiccio del Gran Paradiso e delle unità limitrofe (da Compagnoni et al., 1974).
 Legenda: 1) Massiccio del Gran Paradiso: 1a) Ortoderivati granitici dell'Erfaultet; 1b) Complesso monometamorfo del Monev; 1c) Complesso dei parascisti ("gneiss minuti" p.p. auct.); 1d) Complesso degli ortogneiss; 1e) Copertura mesozoica; 2) Zona piemontese; 3) Falda del Gran S. Bernardo: 3a) Massiccio della Valsavaranche; 3b) Faisceau di Cogne (FC) e Faisceau di Prariond (FP); 4) Austroalpino: Zona Sesia-Lanzo e Klippe dell'Emilius, Glacier-Rafraay e Tour Ponton.
 B) Schema strutturale delle Alpi Occidentali (da Arnaud et al., 1980).
 Legenda: A) Flysch ad Helmintoidi; B) Provenzale - Delfinese - Elvetico e Ultradelfinese - Ultraelvetico, C) Vallese, D) Subbrianzone e Brianzone, E) Prepiemontese e Piemontese s.l., F) Basamento pretriassico europeo, G) Ofoliti, H) Austro - Sudalpino: basamento e copertura.

I fenomeni di movimento di massa che interessano i versanti delle valli alpine presentano un'età posteriore a quella dell'ultima pulsazione glaciale nel tratto di valle considerato (età ottenuta con metodi di datazione diretta come l'analisi del C14 in tronchi subfossili o con metodi indiretti). Le frane sarebbero perciò tutte oloceniche, essendo il loro innesco verosimilmente permesso, unitamente ad altre concause, dallo scarico di tensione connesso alla scomparsa dello riempimento glaciale nell'incisione (Carraro in Dal Piaz et al., 1992).

All'opera di F. Sacco (1925) si deve l'unica monografia esistente sul glacialismo della Valle dell'Orco. A proposito del tratto di valle compreso fra Locana e Rosone afferma: «...la Valle dell'Orco sempre piuttosto aspra, poco espansa, poté solo qua e là ricevere resti morenici, essenzialmente massi sparsi, su qualche ripiano o lembi morenici locali o del ghiacciaio orcano, non sempre ben distinguibili da detriti di falda o da massi franati in epoca non tanto antica; sonvi anche qua e là tracce di antichi piani o terrazzi glaciali; ma sono invece quasi ovunque tipiche, mirabili, le levigature con relativi arrotondamenti...».

La carta glaciologica, da egli redatta in scala 1:100.000, segnala la presenza di depositi glaciali sparsi immediatamente ad est dell'abitato di Perebella e quattro cordoni morenici longitudinali compresi fra l'abitato di Mesonette e quello di Perebella, associati a detrito sparso.

Sulla base dello studio dei depositi glaciali presenti allo sbocco della Valle dell'Orco si riconoscono tre episodi di massima espansione del ghiacciaio riferiti rispettivamente alla parte media del Pleistocene medio (la più estesa), e alle parti superiore e terminale del Pleistocene superiore.

L'analisi dei rapporti fra morfologia di origine glaciale e quella fluviale sovrainpressa permette di ipotizzare che il tratto di spartiacque Orco-Piantonetto, corrispondente alla zona in frana, rappresentasse il punto di confluenza di più bacini glaciali e quindi come tale fosse sottoposto a maggiori sollecitazioni.

Alterazione. L'influenza del clima sembra avere un'importanza rilevante in quanto un'elevata percentuale di frane si ubica su versanti orientati secondo i quadranti da NW a S, con un massimo

per i pendii rivolti verso occidente. I versanti più ricorrentemente coinvolti da deformazioni gravitativo profonde sono proprio quelli dove, per effetto della maggiore insolazione, si alternano più frequenti cicli di gelo-disgelo e di fusione della neve, processi che favoriscono la percolazione profonda dell'acqua e la progressiva destabilizzazione del substrato (Mortara & Sorzana, 1987).

Azione antropica. Gli impianti di derivazione dall'invaso di Ceresole Reale alla condotta forzata di Rosone hanno subito lesioni dovute alla deformazione gravitativa del versante, tali da richiedere una continua opera di manutenzione.

Gli abitanti di Rosone hanno, nel tempo, ripetutamente segnalato possibili relazioni tra l'esistenza degli impianti A.E.M. e l'evoluzione dei movimenti franosi, i quali sarebbero influenzati, secondo l'opinione comune, dalle infiltrazioni di acqua dalla galleria di derivazione e dalle vasche di carico. In ogni caso tali infiltrazioni non possono ragionevolmente essere addotte come causa della grande frana di Rosone, in atto da tempi remoti.

L'esistenza degli impianti entro un versante affetto da problemi di stabilità va piuttosto opportunamente valutato in rapporto agli scenari di evoluzione del fenomeno franoso.

Il coinvolgimento degli impianti di monte della centrale elettrica di Rosone (galleria serbatoio e condotte forzate) in un'ipotesi di sensibile accelerazione dei movimenti potrebbe provocare la fuoriuscita di un'ingente quantità di acqua sul versante aggravando così gli effetti dell'instabilizzazione globale. Inoltre lo scarico accidentale o non programmato di volumi idrici dalle finestre della galleria di derivazione, può provocare locali instabilità superficiali.

Ad esempio, nell'aprile 1994, lo scarico di acqua per 1.5 ore ha prodotto la mobilitazione di circa 7.000 mq di materiale, che si è depositato presso l'abitato di Valsoani, sbarrando l'alveo del torrente Piantonetto.

L'Azienda Energetica Metropolitana ha predisposto controlli di portata lungo l'intero percorso delle condotte, per poter attivare tempestivamente misure di salvaguardia, quali valvole di sicurezza eccetera.

Storia glaciale: scala cronologica

OLOCENE		0.01 Ma: innesco fenomeni franosi
PLEISTOCENE	superiore medio inferiore	0.13 Ma: glaciazione 0.73 Ma: glaciazione 1.65 Ma: erosione fluviale dei depositi sedimentari plio-villafranchiani
PLIOCENE		valli alpine occupate dal mare

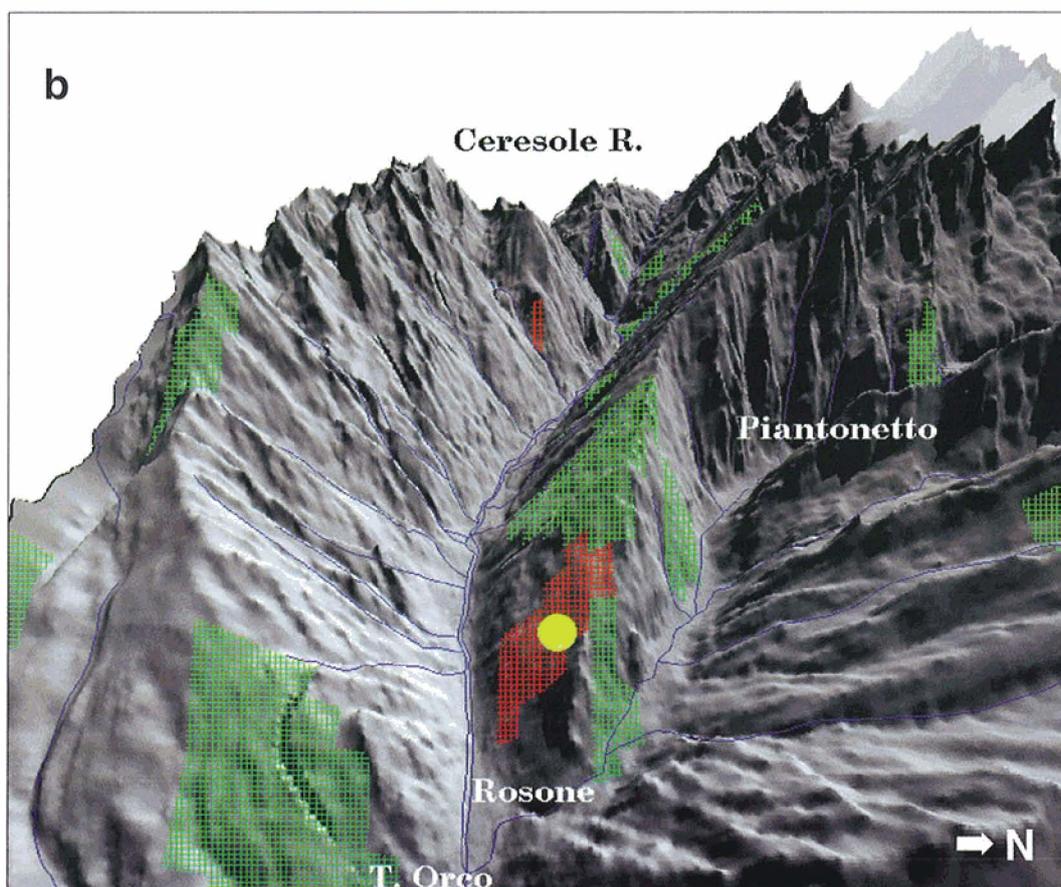
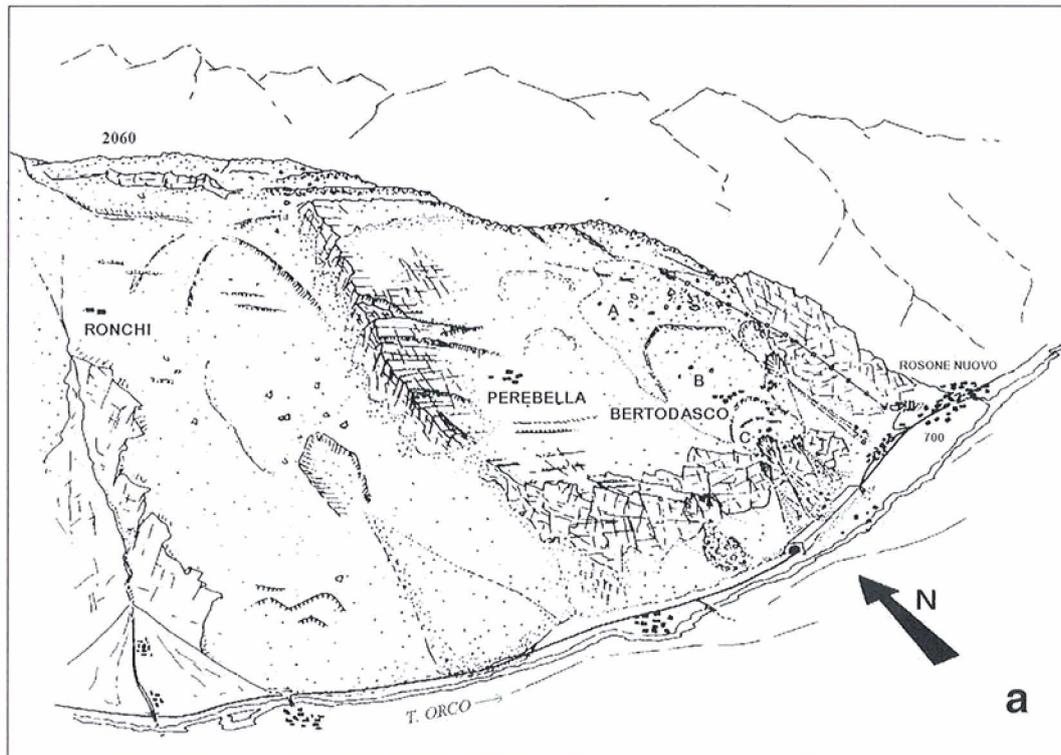


Fig. 5. Modelli schematici del versante interessato dal processo di deformazione gravitativa profonda: a) ricostruzione schematica manuale, b) rappresentazione tridimensionale derivata da modello digitale del terreno (in rosso sono indicati i settori con evidenti indizi di attività di frana).

3.2. Descrizione della zona in frana

(Cfr. Carta allegata nel testo)

Aspetto morfostrutturale

Le evidenze morfostrutturali identificate per l'intero versante esaminato hanno consentito di individuare tre settori contigui tra loro, corrispondenti ad altrettanti stadi evolutivi, distinguibili in carta con i toponimi relativi ai tre nuclei abitati di Ronchi, Perebella e Bertodasco (fig. 5). La specificità e singolarità del sito risiede nel trovare concentrata in un ambito ristretto una variabilità di risposte della dorsale alle sollecitazioni subite, tale da consentire un'analisi simultanea e comparata degli stadi evolutivi preliminari, intermedi e finali peculiari di una deformazione gravitativa profonda di versante.

Analizzando il versante da occidente verso oriente si riconosce prima il **settore Ronchi**, caratterizzato da una fase di evoluzione del processo deformativo molto avanzata che ha determinato lo smantellamento dell'originaria compagine rocciosa. Il profilo del versante mostra una vistosa depressione nella parte superiore seguita da una accentuata prominenza, verso l'asse della valle, nel settore inferiore. Movimenti di entità non elevata, ma tali da provocare numerose lesioni nel rivestimento della galleria-serbatoio dell'Azienda Energetica Metropolitana, sono stati registrati già a partire dall'entrata in funzione degli impianti idroelettrici, nel 1929. In nessun luogo del settore Ronchi sono più riconoscibili morfologie riconducibili al modellamento glaciale; per tutto il versante è invece evidente e molto caratteristica la presenza di numerose e grandi ondulazioni, nonché di una potente coltre di detrito a grossi blocchi, con elementi di pezzatura estremamente variabile, molti dei quali raggiungono le dimensioni di centinaia, talora migliaia, di metri cubi. Testimonianze relitte dell'originaria compagine rocciosa sono ancora visibili, soprattutto nelle parti alte, ma solo in settori localizzati e senza alcuna continuità. Nella parte inferiore del versante prossima al fondo valle, si sono verificate in passato (1953) alcune frane che si possono considerare stabilizzate.

Il **settore centrale**, nel quale è ubicata la frazione di **Perebella**, è riconducibile ad una fase iniziale di sviluppo del fenomeno deformativo. Esso è ben distinto dal settore Ronchi da una discontinuità, avente direzione N-S, a sviluppo lineare di alcune centinaia di metri, lungo la quale si è imposta una scarpata di separazione tra le due aree, determinando dislivelli anche di 50÷90 m. Inoltre è contraddistinto dalla presenza di significativi sdoppiamenti multipli delle creste nella parte sommitale, presenti anche nel settore Ronchi (fig. 6), oltre che da numerose contro pendenze rettilinee e da un'intensa fratturazione che interessa tutto il bordo occidentale del settore. Gli estesi affiora-

menti del substrato roccioso si presentano fratturati nelle parti media e bassa.

Il **settore orientale (Bertodasco)** è quello maggiormente conosciuto dal punto di vista storico, essendo abitato e sede degli impianti dell'A.E.M.; in esso si riconoscono elementi che permettono di collocare il fenomeno in una fase di sviluppo intermedia tra le due precedentemente descritte.

A metà versante vi è lo sviluppo di un fenomeno di scivolamento che coinvolge un'area molto estesa del settore in esame. La presenza di questo scivolamento è da mettere in stretta relazione con la direzione di immersione della scistosità principale che, in questa area, ha la stessa inclinazione e direzione della massima pendenza del versante.

I netti piani di scistosità intersecano l'ammasso roccioso a diverse profondità; essendo questo liberato lateralmente ed a tergo da due sistemi di frattura sub-verticali ed ortogonali, la stessa scistosità sembra assumere, oltre che un ruolo predisponente per l'instaurarsi del processo deformativo, anche un'importante funzione di innesco dei processi di scivolamento e di controllo del loro sviluppo cinematico. L'area entro la quale si sarebbero già in parte sviluppate evidenti superfici di



Fig. 6. Sdoppiamento della cresta spartiacque per deformazione gravitativa profonda del versante, nel settore di Perebella.

rottura è stata delimitata attraverso il riconoscimento di elementi morfo-strutturali distintivi.

Ricorrendo alla medesima metodologia, integrata da rilievi sul terreno, da dati strumentali e sulla base della ricostruzione storica degli eventi principali, è stato possibile suddividere l'area in tre zone, da monte a valle, rispettivamente A, B e C, corrispondenti a differenti tipologie e dinamiche di movimento.

1) La zona C, con un'estensione in pianta di circa 90.000 m², ha subito a partire dagli anni '30 i maggiori movimenti, che risultano distribuiti lungo numerose e complesse superfici di scivolamento, a probabile geometria circolare. Nella zona superiore si sono avuti lenti ma continui movimenti dislocativi, che hanno portato alla progressiva distruzione di parte dell'abitato di Bertodasco. Si sono potute stimare dislocazioni plano-altimetriche delle scarpate principali che vanno da alcuni metri alla decina di metri. L'insieme di questi movimenti ha determinato, nelle parti frontali delle porzioni dislocate, numerosi colamenti di grandi quantità di detrito e rotolamento di massi, anche di



Fig. 7. Porzione frontale-inferiore della zona C del settore di Bertodasco. Al centro dell'immagine è evidente il contatto tra substrato roccioso e la sovrastante massa detritica in movimento. Alcune centinaia di metri più in basso è posta la strada di fondovalle difesa, in questo punto, da una galleria paramassi.

notevole volume (4000 m³), che hanno talora raggiunto il fondovalle (fig. 7).

2) La zona B (180.000 m²) è circoscritta da una serie di scarpate perimetrali abbastanza ben definite che si erano già aperte chiaramente perlomeno durante l'evento del 1953. La geometria delle scarpate, piuttosto definita e rettilinea, lascia presupporre che i movimenti dislocativi si siano sviluppati prevalentemente lungo superfici piane (scistosità), condizionati dai due principali sistemi di fratturazione.

Si può stimare che l'entità degli abbassamenti, durante l'aggravamento del 1953, lungo le principali scarpate di frana sia dell'ordine di 3-4 m.

L'insieme di questi movimenti ha determinato, per processi di richiamo a monte, oltre che il ribaltamento e rotolamento di alcuni grossi massi, anche una serie di lesioni alle condotte forzate ed ai relativi blocchi di ancoraggio, nonché al piano inclinato.

3) La zona A è caratterizzata da elementi morfologici meno definiti. Per essa, interessata da movimenti minori nella parte superiore e più accentuati movimenti di richiamo nel settore inferiore, non è possibile definire né tipologia né entità dei movimenti. È stata considerata come zona di transizione tra aree in cui sono manifesti esclusivamente processi deformativi ed aree in cui si sono già sviluppate superfici di rottura.

Il profilo longitudinale del versante (fig. 12) è caratterizzato da ondulazione a grande scala e mostra forme di rigonfiamento, senza però raggiungere l'espressione tipica del settore di Ronchi. Molti caratteri morfo-strutturali ben visibili nel settore di Perebella, qui cominciano ad essere nascosti dallo scompaginamento dell'ammasso roccioso, a causa del più avanzato stadio di evoluzione del fenomeno. Pur tuttavia gli stessi blocchi mantengono localmente una posizione allineata secondo i principali sistemi di discontinuità.

Caratteristiche cinematiche

Nell'evoluzione dell'intero versante (Ronchi, Perebella, Bertodasco) sembra aver giocato un ruolo predominante la «*bastionata*» rocciosa presente alla base del pendio. È probabile che questa svolga una funzione di struttura di contenimento, infatti:

– il settore **Ronchi**, dove essa è mancante, probabilmente per avvenuto cedimento, risulta sede di un antico fenomeno franoso molto evoluto e di vaste dimensioni;

– il settore **Bertodasco**, dove la *bastionata* rocciosa è presente ma disarticolata in più punti e smantellata localmente, è soggetto tuttora a movimenti franosi interessanti l'intero pendio;

– il settore **Perebella**, che separa i precedenti, riconducibile ad una fase iniziale di sviluppo, evi-



Fig. 8. Vista aerea della parte media del settore di Perebella con, in evidenza, i due principali sistemi di fratturazione presenti nell'area e diretti circa N-S ed E-W. Su quest'ultimo, diretto verso l'osservatore, si manifestano i movimenti deformativi più evidenti con creazione di scarpate in contropendenza.

denza una generale integrità della compagine rocciosa posta alla base del pendio.

Focalizzando l'attenzione al settore di Bertodasco interessato da movimenti significativi negli ultimi 50 anni, ma documentati anche all'inizio del XVIII secolo, si può affermare che esso è sede di processi di instabilità palesi e ben riconosciuti da tempo.

L'analisi della tipologia cinematica dei movimenti e l'esame delle ricorrenti notizie storiche hanno consentito di individuare il settore di Bertodasco come quello più suscettibile di evoluzione catastrofica.

I movimenti riconosciuti possono essere definiti come l'evoluzione di un lento e continuo movimento deformativo, in conseguenza del quale si sono determinati fenomeni di accelerazione dei movimenti, con sviluppo di superfici di rottura continue, anche profonde.

Esiste infine un aspetto tutt'altro che trascurabile riguardante lo sviluppo di processi di ribaltamento, crollo e rotolamento a valle di singoli massi localizzati e spesso anche di volumi rocciosi di grandi dimensioni. Il vasto e complesso fenomeno gravitativo, che si manifesta con tipologie e dinamiche di movimento molto differenziate su

tutto il versante meridionale della dorsale spartiacque Orco-Piantonetto e in parte su quello settentrionale sovrastante la frazione di Villanova, determina, anche in relazione alla morfologia del pendio, condizioni favorevoli allo sviluppo di questi processi lungo buona parte della fascia medio-bassa del versante. Il settore di versante in cui si sviluppano più frequentemente i processi di ribaltamento, crollo e rotolamento a valle di volumi rocciosi di notevoli dimensioni è quello di Bertodasco. L'innescò di questi processi, come accennato in precedenza, è direttamente connesso ai movimenti di lento scivolamento gravitativo ed alle sue fasi di accelerazione. Singoli volumi rocciosi tendono a ribaltarsi e, quando sono situati sull'orlo di tratti di versante a pendenza elevata, si innesca il processo di rotolamento a valle. È quanto succede a monte dell'abitato, dove in passato grandi massi sono rotolati fino a ridosso delle case, ma soprattutto lateralmente ed a valle di questo, raggiungendo le sottostanti frazioni di Grumel e Rosone.

Il ribaltamento e crollo di massi, accompagnati dal collasso di consistenti porzioni di versante trasformatesi in colate di detrito e fango, si sono verificati sull'orlo superiore delle pareti sottostan-

ti Bertodasco, coinvolgendo gravemente la strada statale di fondovalle.

L'altro settore interessato da processi di ribaltamento, crollo e rotolamento è quello del versante rivolto a settentrione, sopra Villanova.

Frane per crollo, anche se con minore frequenza, hanno interessato le pareti rocciose sovrastanti il tratto di versante che si estende dalla galleria paramassi, lungo la strada statale di fondovalle, fino a Fornolosa. Questa fascia di pareti rocciose è tagliata in modo piuttosto intenso dai numerosi sistemi di frattura riconosciuti. Molte di queste fratture, di aspetto palesemente fresco, tagliano e dislocano strutture da modellamento glaciale, avvalorando l'ipotesi del coinvolgimento di questo settore nel processo deformativo profondo del versante. Le cause del distacco, oltre a quelle citate, potrebbero essere generalmente attribuibili a fenomeni di variazioni climatiche (gelo-disgelo e piogge intense) ed ad eventuali sollecitazioni dinamiche conseguenti a scosse sismiche, peraltro già verificate in passato.

La carta dell'assetto morfostrutturale allegata contiene dati relativi all'evoluzione gravitativa del versante, ricavati dal confronto di foto aeree eseguite in periodi diversi.

Litologia

In base a dati disponibili, il versante in cui si sviluppa la frana di Rosone risulta costituito da gneiss ortoderivati più o meno intensamente laminati e da subordinati micascisti cloritici (o almeno ritenuti tali all'osservazione mesoscopica). In questo settore si riscontra una scistosità pervasiva con immersione verso S-SE, ritenuta generata da un piegamento isoclinalo, in posizione di piano assiale. Non sono disponibili sezioni sottili.

Da sottolineare il rinvenimento, in altri settori del massiccio, di *micascisti argentei* a quarzo-clorite-cloritoide-talco-fengite, sotto forma di corpi lentiformi intercalati concordemente entro gli ortogneiss (Dal Piaz & Lombardo, 1986).

Dati strutturali

Il quadro geologico-strutturale dell'area è relativamente semplice: affiorano generalmente gneiss granitoidi e gneiss occhiadini, a grossi idioblasti. Localmente si presentano facies a scistosità più marcata, messe in evidenza da un aumento di muscovite e biotite; talora affiorano livelli di micascisti, più raramente cloritoscisti. La scistosità principale risente della giacitura periclinale del massiccio che, in quest'area, ha un'immersione media sui 155° , con inclinazione di 35° . L'insieme di queste bancate è successivamente tagliato da due sistemi principali di fratturazione, ortogonali fra loro e subverticali, con direzione circa E-W e N-S (fig. 8).

4. CLIMATOLOGIA ED IDROGEOLOGIA

4.1. Climatologia

In un lavoro di F. Capello (1963) si trovano le elaborazioni dei dati nivo-pluviometrici relativi agli anni compresi fra il 1921 ed il 1950 nelle valli di Lanzo ed in valle dell'Orco.

Dall'osservazione della carta delle isoiete, si ottiene che per tale periodo le precipitazioni piovose medie annuali sono state all'incirca di 1200 mm nel settore intermedio della valle dell'Orco (stazioni di Noasca e Fornolosa: rispettivamente 1240 e 1235 mm).

Le precipitazioni aumentano spostandosi verso valle e diminuiscono verso monte e verso nord. Un massimo di piovosità (1500 mm di pioggia) si situa in corrispondenza della Valchiusella ed un minimo (1100 mm) in corrispondenza della stazione di Ceresole (alta valle dell'Orco). La piovosità è minima nei mesi di dicembre, gennaio, febbraio e marzo. Il Capello, sulla base dei valori delle temperature, ottiene tabelle in cui è riportato, per ogni mese dell'anno del periodo indagato (1951-52 / 1961-62), il numero di giorni con gelo discontinuo, ovvero i giorni in cui le coppie di temperature massime e minime diurne si alternano rispettivamente al di sopra ed al di sotto dello zero, essendo i fenomeni crioclastici dipendenti da questa oscillazione positiva e negativa.

Oltre i 1000 metri di altitudine sono almeno 5 (da novembre a marzo) i mesi in cui le temperature oscillano sopra e sotto lo zero, ed in cui si verifica perciò l'azione di crioclastesi.

Per quanto riguarda la durata della permanenza della neve al suolo, nel periodo compreso fra il 1929 ed il 1948 si è riscontrata una durata media di 18 pentadi (90 giorni) a Rosone (714 m di quota); nella fascia altimetrica compresa fra i 1000 ed i 1250 m (Bertodasco: 1175) essa varia dalle 10 alle 20 pentadi (50-100 giorni), mentre nella fascia compresa fra i 1250 ed i 1500 m (Perebella: 1339 m) essa varia fra le 20 e le 25 pentadi (100-125 giorni).

Bisogna comunque tenere presente che tale durata varia anche in funzione dell'esposizione del versante e che i valori riportati da Capello sono ottenuti effettuando una media di valori ricavati da 21 stazioni nivometriche disperse fra la Val di Susa e la Val Chiusella.

Per quanto riguarda la dinamica del torrente Orco nell'ambito vallivo e più in particolare in corrispondenza di Rosone, non risulta possibile evidenziare delle tendenze particolari che possano in qualche modo influenzare il cinematismo della frana.

4.2. Condizioni di alimentazione

Pluviometria

Bacino di alimentazione. Il bacino dell'alta Valle dell'Orco sotteso a Rosone risulta caratterizzato da una superficie planimetrica di circa 145 km², in parte glacializzato.

La superficie dell'area instabile, interessata dalla deformazione gravitativa profonda, è di circa 5,5 kmq, e occupa l'intero versante dal fondovalle alla cresta.

Punti di misura. I dati provengono dalla Banca Dati Pluviometrica della Regione Piemonte. Per la caratterizzazione del regime pluviometrico del tratto vallivo in corrispondenza della deformazione gravitativa profonda di Rosone, si è fatto riferimento ai dati raccolti presso la stazione pluviometrica di Rosone (quota 715 m), per il periodo 1938-80. Dal 1990 è in funzione la stazione pluviometrica e termometrica di Bertodasco (quota 1120 m).

Valori. I grafici rappresentativi dei dati raccolti e delle elaborazioni statistiche effettuate sono presentati nelle figure 9a, 9b. I dati forniti non consentono di differenziare le precipitazioni piovose da quelle nevose.

Regime. La piovosità media annuale è stata calcolata su di un periodo di 42 anni, compreso fra il 1938 ed il 1980. Il valore ottenuto (circa 1200 mm) è riferibile al centro abitato di Rosone posto a circa 700 m di quota alla base del versante in frana. Sulla base del confronto di cartine delle isoiete ottenute sia con valori medi annuali (Capello, 1963) sia riferiti a singoli episodi (Anselmo et al., 1971) la distribuzione della piovosità presenta un massimo posto nell'intorno del settore medio della valle principale.

Grazie al confronto fra medie mensili delle precipitazioni e numero medio dei giorni di pioggia, ottenuto nel medesimo periodo 1938-80 (fig. 9b) è stato possibile caratterizzare il regime pluviometrico ed il suo variare al passaggio delle diverse stagioni. Poiché i dati forniti associano i valori di acqua da neve fusa ai valori di acqua piovana verrà cautelativamente considerato come sicuramente piovoso il periodo compreso fra maggio ed ottobre.

Maggio: presenta il maggiore valore mensile di piovosità (160 mm) ed il maggior numero medio di giorni piovosi (12); i massimi valori cumulati di precipitazione vengono raggiunti in tre o quattro giorni di precipitazione (sino a circa 195 mm).

Giugno: progressiva diminuzione della piovosità e del numero di giorni piovosi.

Luglio: è il periodo più secco dell'anno.

Agosto: progressivo aumento di entrambi i valori.

Settembre: progressivo aumento della piovosità

accompagnata da una diminuzione del numero medio di giorni piovosi: si osserva cioè una tendenza alla formazione di intensi rovesci di durata relativamente limitata.

Ottobre: la media mensile delle precipitazioni è analoga a quella di maggio (155-160 mm), mentre il numero medio dei giorni piovosi rimane relativamente contenuto, confrontabile con quello dei mesi estivi (7-8 giorni). Si accentua pertanto la tendenza alla formazione di precipitazioni piovose intense.

Da tali considerazioni risulta possibile ricavare una caratterizzazione stagionale della piovosità, non essendo ovviamente separati da limiti netti i valori ottenuti mese per mese.

Nivometria

Bacino di alimentazione. Il settore di Bertodasco si sviluppa altimetricamente entro una quota compresa fra i 1000 ed i 1400 m; l'esposizione a Sud del versante e la quota massima raggiunta dalla frana non dovrebbero permettere condizioni di innevamento molto superiori rispetto a quelle del fondovalle, né un perdurare della neve al suolo di molto superiore: ciò risulta comprovato del resto dalle temperature relativamente elevate registrate dalla stazione termometrica di Bertodasco.

Punti di misura. I dati sono stati rilevati presso la stazione di Rosone, posta a 715 m di quota, per un periodo compreso fra il 1965 ed il 1979 (Archivio dei Dati Nivometrici della Regione Piemonte).

Valori. Il valore massimo di innevamento registrato a Rosone è di circa 1 m (febbraio 1974), quello minimo di circa 10 cm (inverno 1966), mentre in media si raggiungono 35 cm circa.

Nel 30 % dei casi considerati, lo spessore della neve al suolo si annulla durante il mese di aprile; lo spessore massimo registrato in tale periodo risulta di 12 cm (aprile '76). Nel 50% dei casi considerati ciò avviene durante il mese di marzo: lo spessore massimo della neve al suolo registrato a Rosone in tale periodo è di circa 75 cm (marzo 1974). Nei restanti casi la neve al suolo scompare almeno un mese prima della fine dell'inverno.

Il versante sovrastante il settore Ronchi sfiora i 2000 m di quota. Come rappresentativi della quantità e della persistenza della neve in tale punto si possono considerare i dati forniti dalla stazione nivometrica posta a 1900 m di quota presso il lago Teleccio. A tale quota la neve risulta ancora presente in maggio nell'80% dei casi considerati (1965-1979), con spessori anche considerevoli (161 cm di media nel maggio 78).

In concomitanza con il verificarsi delle piogge primaverili si verifica un intenso e veloce processo di fusione del manto nevoso; il corpo di frana

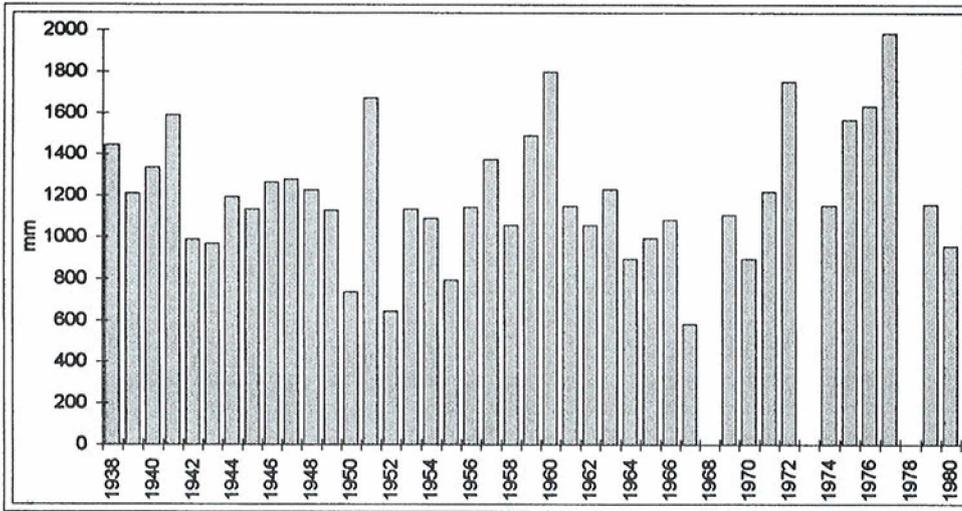


Fig. 9a. Istogramma delle precipitazioni annuali presso Rosone (1938-1980).

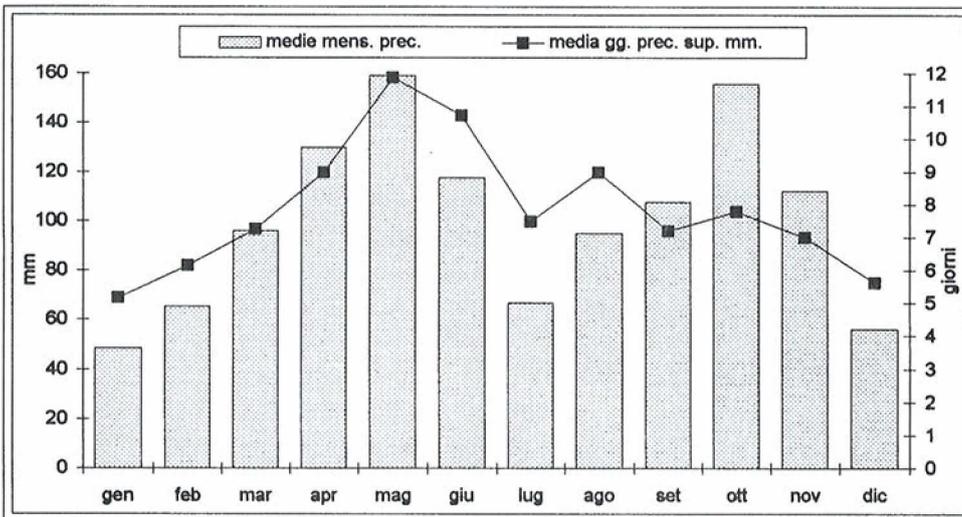


Fig. 9b. Rapporto tra medie mensili dei giorni piovosi e medie mensili delle precipitazioni nel periodo 1938-1980 (la neve è espressa come acqua equivalente).

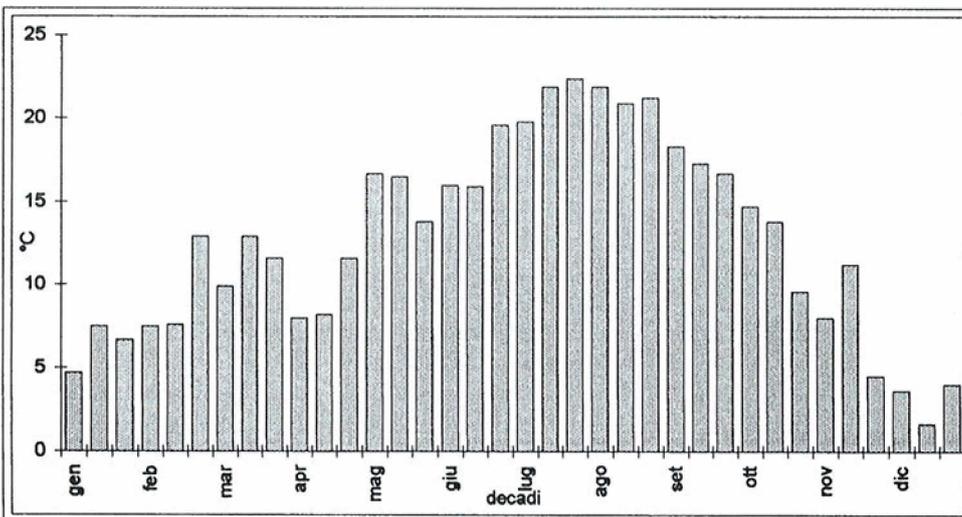


Fig. 9c. Temperature decadiche medie a Bertodasco (1120 m s.l.m.).

raccoglie perciò in questo periodo un elevato quantitativo di acqua.

Portate dei corsi d'acqua

Non è stato possibile ottenere precise misurazioni in relazione alla portata del torrente Orco in corrispondenza di Rosone. Tuttavia sulla base di uno studio condotto dal Settore per la Prevenzione del Rischio Geologico Meteorologico e Sismico della Regione Piemonte, in relazione alla possibilità di formazione di un lago di sbarramento per opera dell'accumulo di frana, è stata supposta una portata di 15 m³/s, che risulta essersi verificata e mantenuta più volte nel mese di giugno durante il periodo considerato (1956-1972). Tale valore, apparentemente contenuto, risulta in effetti decurtato della frazione intercettata dalla diga di Ceresole, posta 15 km più a monte.

Tuttavia in corrispondenza di uno scenario di totale crisi della rete idrografica si può ipotizzare che dallo scaricatore di fondo e dagli sfioratori della diga potrebbero essere rilasciati ingenti volumi idrici nell'alveo del torrente Orco.

A titolo di esempio pare opportuno sottolineare che il 25 e il 26 settembre 1947 transitarono a valle della diga 275 m³/s e per i 25 giorni successivi la portata del torrente Orco si mantenne pari a 115 m³/s.

Temperature

Nonostante l'esiguità dei dati disponibili (Annale Meteorologico, 1990), l'analisi delle temperature medie decadiche presso la stazione meteorologica di Bertodasco permette di evidenziare, almeno per quanto riguarda il limitato periodo preso in considerazione, come già a partire dalla terza decade di febbraio si registrino temperature medie comprese fra i 10 ed i 15°C, che, tenuto conto anche della favorevole esposizione del versante, determinano la predisposizione ad uno scioglimento precoce del manto nevoso (fig. 9c).

4.3. Condizioni d'infiltrazione

Altezza, pendenza, esposizione. Il dislivello del versante interessato da movimento gravitativo profondo (dal settore Ronchi al settore Bertodasco) è di 1400 m: da quota 760 m a quota 1900 m circa.

Dal punto di vista altimetrico, il settore Bertodasco può essere così schematizzato:

- Zona A: da quota 1560 m a quota 1400 m circa;
- Zona B: da quota 1400 m a quota 1160 m circa;
- Zona C: da quota 1160 m a quota 900 m circa.

L'esposizione dell'intero versante è rivolta verso S-SEst.

Non sono disponibili carte della pendenza, la pendenza media del settore orientale (Bertodasco) è circa 27°.

Copertura vegetale. La zona «C» e la zona «B» sino a circa quota 1250 sono occupate dal bosco; per il resto del corpo di frana la vegetazione è arbustiva o assente.

Permeabilità del sottosuolo

Come indicato nel paragrafo 3.2., la divisione in zone geomorfologicamente omogenee implica un diverso comportamento di infiltrazione dell'acqua. Anche da questo punto di vista, si possono riconoscere le tre zone a permeabilità diversa:

Ronchi: areale caratterizzato da superficie detritica a grossi blocchi. Ciò significa, da un punto di vista idraulico, che la permeabilità totale è essenzialmente di tipo secondario.

Perebella: in questo settore il fenomeno gravitativo profondo si trova ad uno stadio iniziale. Nella parte alta si trova inoltre un campo detritico di copertura che porta ad una maggiore infiltrazione dell'acqua.

Bertodasco: in questo settore lo stadio evolutivo del fenomeno è intermedio e l'assetto strutturale è variabile. Dal punto di vista della permeabilità, le tre zone mostrano un *disordine* della struttura via via crescente verso il piede, con conseguente aumento della permeabilità secondaria. Di contro procedendo verso valle la permeabilità primaria diminuisce.

Reticolo idrografico

Sulla superficie del corpo di frana è assente una rete di deflusso superficiale; a lato del margine orientale si ritrovano invece alcune incisioni.

4.4. Sorgenti

Presso Bertodasco (settore B) e presso Perebella sono presenti due sorgenti perenni. Al piede del corpo di frana ed in corrispondenza del margine sinistro sono presenti alcune sorgenti temporanee.

4.5. Ipotesi sulla circolazione sotterranea

Acquiferi

Al momento non si possono fare delle ipotesi realistiche sulla presenza e disposizione degli acquiferi.

Circolazione preferenziale

Non sono disponibili prove sulla circolazione sotterranea eseguite con traccianti. Un'ipotesi comunque sulla circolazione si può fare notando che le sorgenti sono allineate secondo due direzioni preferenziali: lungo il margine inferiore della zona B del settore Bertodasco e lungo il margi-

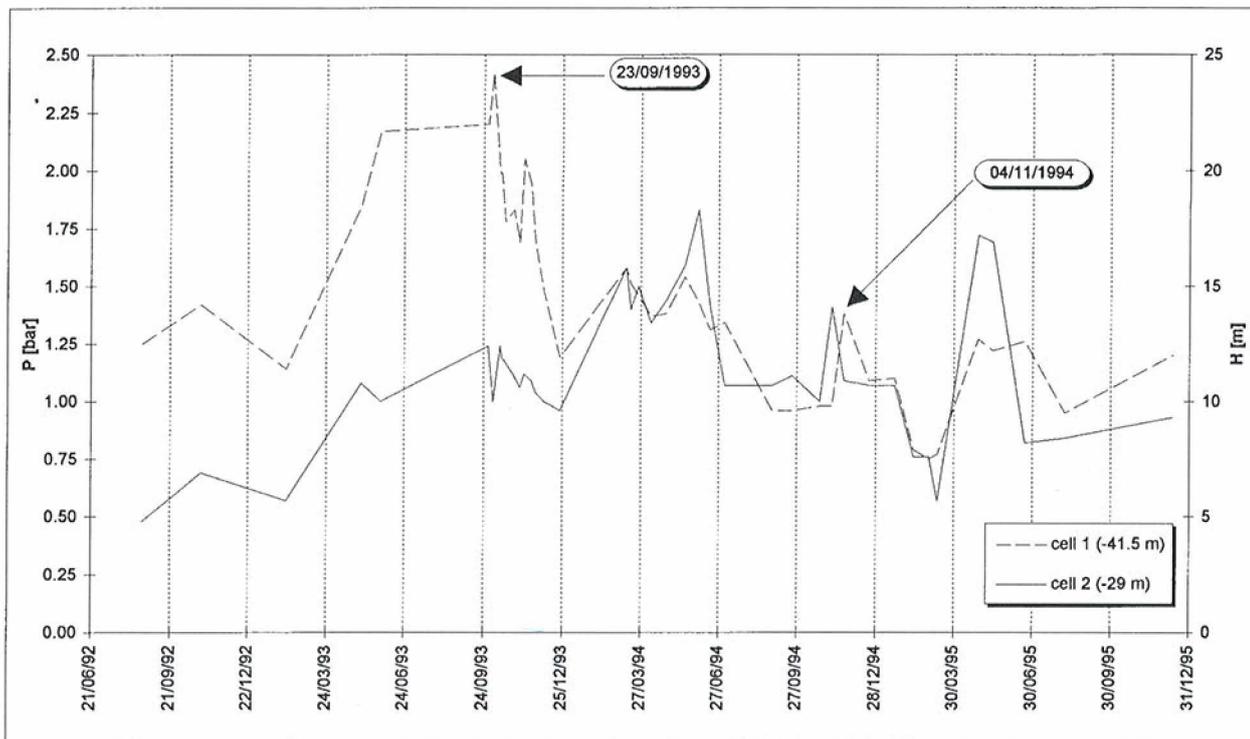


Fig. 10. Andamento della pressione piezometrica misurata a Bertodasco. I due picchi di intensità corrispondono ai due eventi alluvionali del Settembre 1993 e del Novembre 1994.

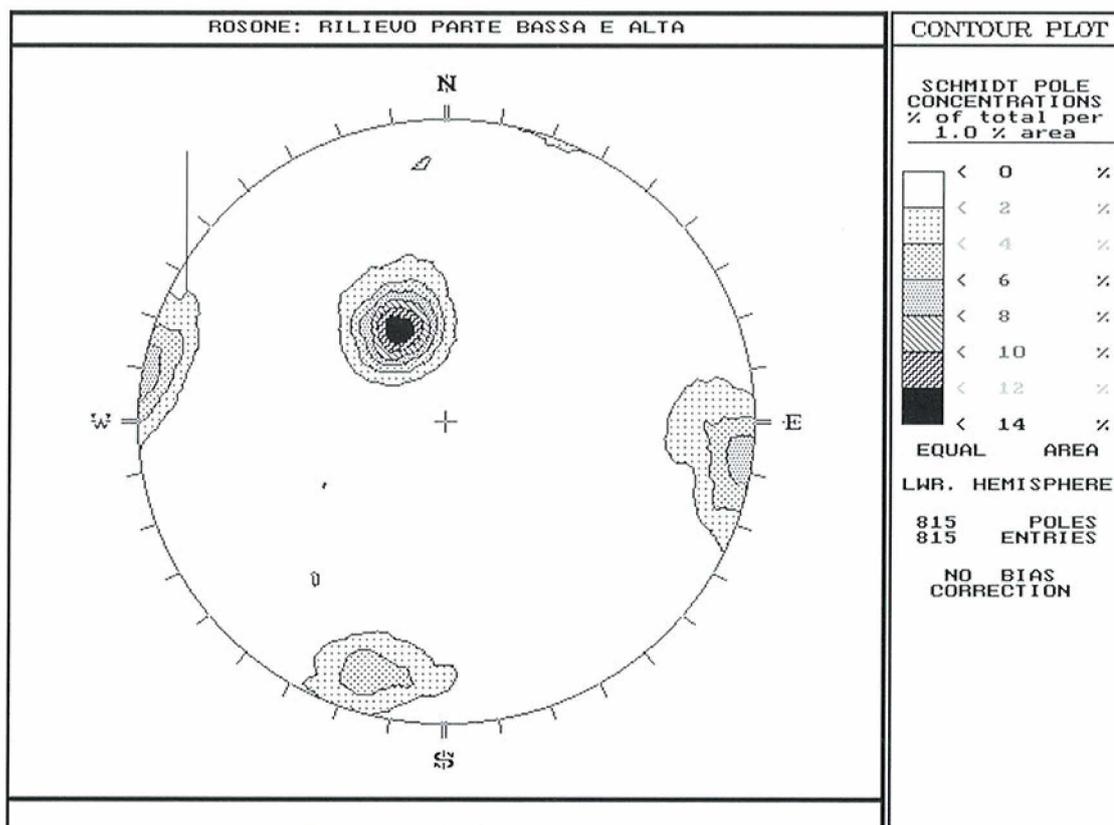


Fig. 11. Rappresentazione stereografica dei poli delle principali discontinuità.

ne inferiore della zona C sempre del settore Bertodasco. Ciò fa pensare ad una circolazione preferenziale dell'acqua in corrispondenza della superficie di scivolamento.

Misure piezometriche

Sono stati realizzati due fori a distruzione di nucleo nel 1991, attrezzati con piezometri. L'individuazione della superficie piezometrica è stata possibile grazie all'interpretazione dei risultati dei sondaggi.

Nel foro A1 bis sono installate 2 celle piezometriche: la cella 1 alla profondità di -41,50 m, la cella 2 a -29 m. Dall'analisi dei dati (fig. 10) si possono trarre alcune considerazioni:

- l'andamento delle pressioni piezometriche induce a pensare che ci siano due acquiferi, poiché le due celle dello stesso foro poste a profondità diverse hanno valore simile di pressione;

- i picchi di intensità evidenziati nel diagramma corrispondono a due eventi alluvionali verificatisi nel settembre 1993 e nel novembre 1994. I picchi locali si registrano nella tarda primavera, in corrispondenza dello scioglimento delle nevi e quando i giorni piovosi sono più frequenti.

- la cella 1, più profonda, mostra che l'ammasso ha un tempo di scarico decisamente inferiore rispetto alla superficie; probabilmente ciò è dovuto alla permeabilità secondaria.

- è possibile che la cella 2, essendo posta nell'intorno della superficie di scivolamento, risenta in maniera determinante dei movimenti, i quali provocano una ridistribuzione delle pressioni dell'acqua.

Nel foro A2 bis è installata una sola cella piezometrica a fondo foro (-46,50 m). In tutte le misure eseguite risultano valori di pressione pari a 0 bar.

Valutazione dei costi

La tabella seguente vuole dare semplicemente un ordine di grandezza sul costo di installazione e manutenzione della rete di piezometri all'epoca della installazione (1990). I costi sono espressi in Lire Italiane.

Esecuzione foro	200.000/m
Piezometri	600.000 cad.
Centralina	1.500.000 cad.
Cavo	3.500/m

Note. I piezometri hanno subito un innalzamento nel periodo immediatamente successivo a quello dell'evento alluvionale: la loro risposta è stata quasi immediata poiché il 5/10/93 l'aumento di pressione dell'acqua è stata di 0,22 bar, mentre il tempo necessario al ritorno ai valori di partenza è stato decisamente più lungo. Inoltre le altezze piezometriche dalla lettura del marzo 1994 al successivo aprile non sembrano abbiano avuto l'apporto della fusione delle nevi. Infatti come si può notare dalla tabella seguente in 12 giorni la neve nella zona del piezometro è passata da 60 cm a zero, senza un corrispondente aumento dell'altezza dell'acqua.

<i>data</i>	<i>neve zona piezom.</i>	<i>neve zona Perebella</i>	<i>pressione cella 1</i>	<i>pressione cella 2</i>
10-3-94	60 cm	130 cm	1.58 bar	1.58 bar
15-3-94	10 cm	80 cm	1.51 bar	1.40 bar
22-3-94	0 cm	30 cm	1.46 bar	1.50 bar
08-4-94			1.37 bar	1.34 bar

5. TECNICHE DI RICONOSCIMENTO MESSE IN OPERA E CARATTERIZZAZIONE GEOMECCANICA

5.1. Caratterizzazione geomeccanica

Dal 1985 ad oggi è stata eseguita una sistematica campagna conoscitiva dell'ammasso roccioso interessato dai movimenti.

Le metodologie impiegate sono state:

1. Rilievo in superficie;
2. Descrizione del materiale proveniente dai sondaggi;
3. Prove di laboratorio.

All'interno di esse, si è cercato, per quanto possibile, di descrivere indipendentemente l'uno dall'altro ciò che riguarda:

- discontinuità;
- roccia intesa come materiale;
- ammasso roccioso.

A completamento della caratterizzazione si sono inoltre eseguiti:

- rilievo televisivo in foro;
- misure di spostamento superficiale.

I sistemi di discontinuità principali sono tre, le giaciture dei quali sono le seguenti (fig. 11):

SS	Imm: 154°	Incl: 34°
S1	Imm: 203° Imm: 15°	Incl: 86.3° Incl: 68.0°
S2	Imm: 100° Imm: 277°	Incl: 85.0° Incl: 79.6°

Di seguito si riporta una tabella riassuntiva relativa alle principali caratteristiche delle discontinuità e della roccia intatta:

	Valore
peso unità di volume γ [$\alpha\text{N}/\text{m}^3$]	26.5
resistenza a compr. mon. Co [MPa]	110
angolo di attrito di base ϕ_b [°]	34
JRC	11
JCS [MPa]	75

5.2. Misure di spostamento superficiali

Dal novembre del 1953 si è iniziata una campagna di misure periodiche, atte a verificare l'e-

voluzione degli spostamenti dell'asse della condotta forzata. Mediante la collimazione di vertici topografici posti sui blocchi di ancoraggio della condotta forzata si riescono ad individuare eventuali spostamenti in direzione perpendicolare all'asse della condotta. A causa della non eccessiva precisione del metodo, dall'ottobre del 1980 il sistema di controllo degli spostamenti superficiali mediante allineamento è stato sostituito da triangolazione topografica. La rete di triangolazione, comprende i seguenti vertici dei blocchi di ancoraggio, come da planimetria di figura 13: V0, V1, V2, V2 bis, V3, V3 bis, V4.

Allineamento

Da un diagramma dell'Azienda Elettrica Metropolitana del 1959 (fig. 12a), nel quale sono riportati i movimenti perpendicolari alle condotte forzate dal 1953 al 1971, si vede che il vertice V2 bis dal novembre al dicembre 1953, periodo durante il quale sono avvenuti significativi movimenti, presenta una velocità di circa 25 mm/mese. La velocità diminuisce dal dicembre 1953 al giugno 1955, mantenendosi mediamente sui 10 mm/mese. In seguito per più di due anni la velocità è decisamente bassa (1.7 mm/mese) fino all'agosto 1957 quando si ha un brusco aumento della pendenza (7.5 mm/mese) fino al febbraio 1958, data in corrispondenza della quale ritorna ad essere molto blanda. Da ricordare che in occasione dei movimenti del 1957, la frazione di Bertodasco è stata evacuata e la condotta in corrispondenza del vertice V2 bis ha risentito di tali movimenti anche se sicuramente in maniera minore che nel 1953. Dopo tale periodo e fino all'agosto 1971 la pendenza ritorna ad avere valori bassissimi. Anche il vertice V2 ha risentito di tali movimenti, essendosi mosso di 7 cm in 5 mesi ed attestandosi immediatamente dopo a velocità decisamente modeste. Gli altri vertici non mostrano dei grandi cambiamenti di velocità degli spostamenti.

Le operazioni di allineamento topografico sono continuate in modo saltuario e non affidabile fino al 1980, anno in cui si è cominciato ad eseguire triangolazioni topografiche, che danno una precisione decisamente superiore. Tuttavia si è pensato di riportare le misure di allineamento in corrispondenza degli eventi storici più significativi per la vita della frana, cioè il periodo che va dal 1953 al 1960.

	ΔS [mm]	ΔT [mesi]	V_{media} [mm/mese]	V_{media} [mm/mese]	Periodo misure
V2	110	80	1.4	0.11	11/53 - 6/60
V2 bis	345	80	4.3	0.36	11/53 - 6/60
V3	170	80	2.1	0.18	11/53 - 6/60
V3 bis	70	80	0.9	0.1	11/53 - 6/60

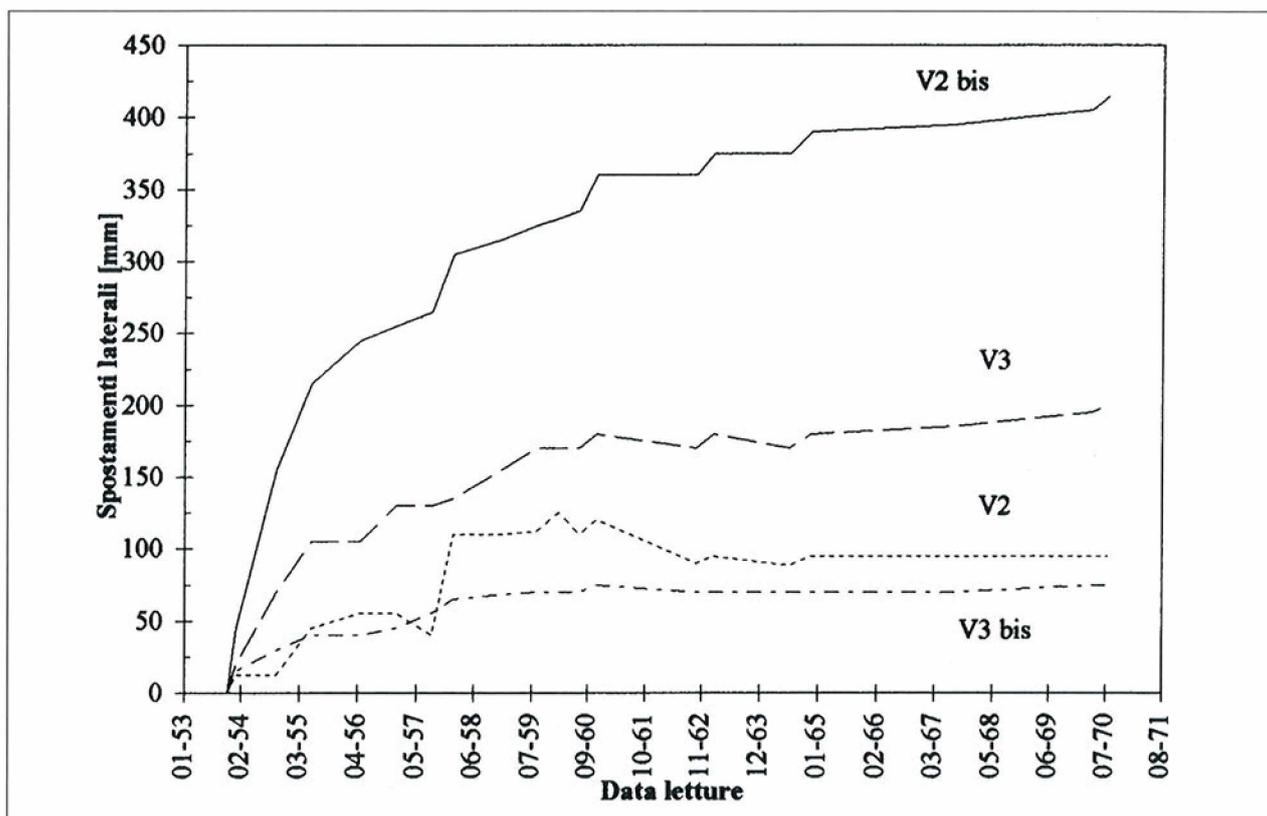


Fig. 12a. Spostamenti laterali dei blocchi di ancoraggio ottenuti mediante allineamento (1953-1971).

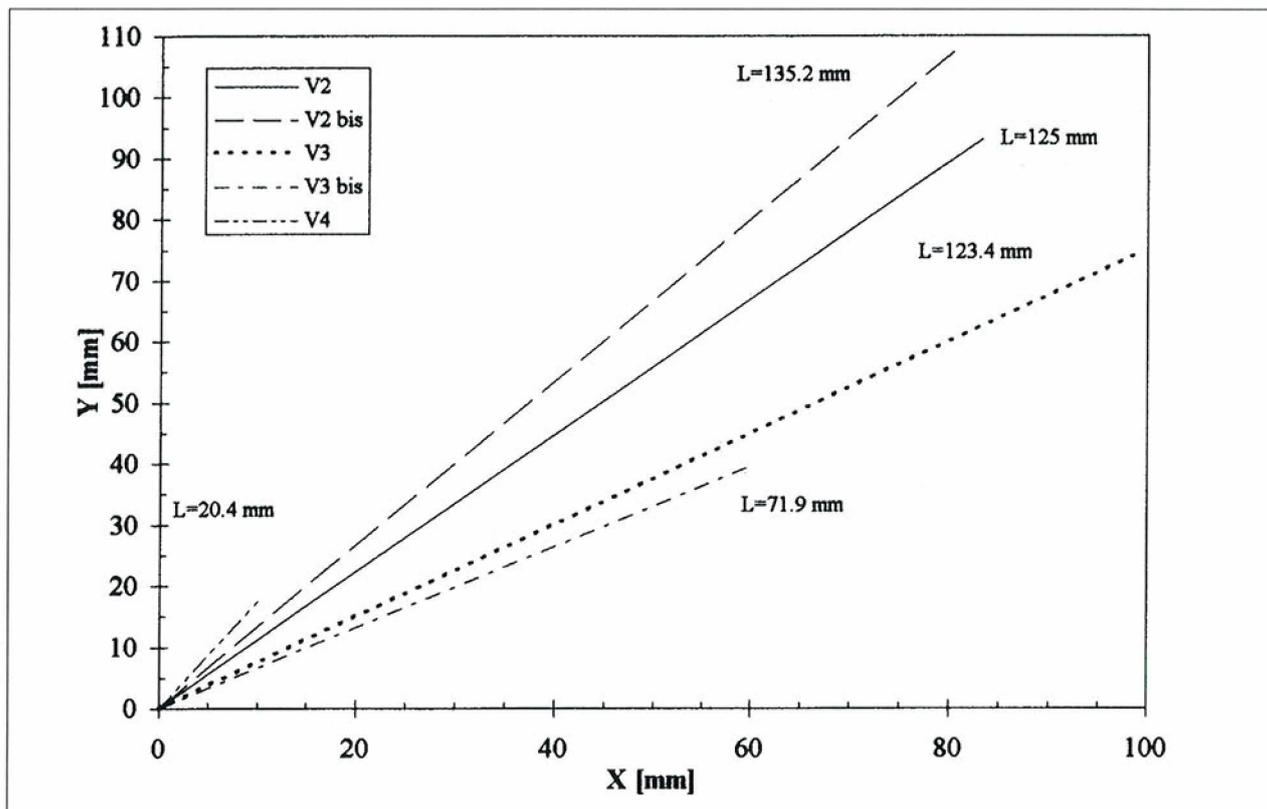


Fig. 12b. Risultanti vettori spostamento applicati nei blocchi di ancoraggio, ottenuti mediante triangolazione.

Triangolazione

- Dall'esame della figura 12b, si può notare:
- L'entità del vettore spostamento applicato sul vertice del blocco di ancoraggio è superiore a quella rilevata con gli inclinometri;
 - Il blocco V2 bis, controllato anche altimetricamente, si è abbassato di circa 8 cm;
 - Il periodo di osservazione va dal 18/5/81 al 16/10/93.

	Spostamento [mm]	Direzione rispetto al Nord [°]	Vmedia [mm/anno]
V2	125	277	10.4
V2 bis	135	272	11.3
V3	123	288	10.3
V3 bis	72	292	5.9
V4	20	265	1.7

6. MONITORAGGIO

6.1. Misure inclinometriche

Metodologia e strumentazione

Sono state realizzate due reti di fori attrezzati con tubi inclinometrici a 4 guide direzionali che permettono la lettura di inclinazione con sonda inclinometrica mobile ad intervalli di 0.50 m. Nella figura 13 è riportata l'ubicazione dei sondaggi attrezzati con sonde inclinometriche, rappresentati dalla serie 101-104 e A1-A4, messe in opere rispettivamente nel 1984 e nel 1991.

La lettura viene eseguita ad intervalli di qualche mese, non essendoci l'acquisizione automatica in continuo dei dati. I dati, provenienti dall'Azienda Energetica Metropolitana (A.E.M.), sono stati rielaborati verificandone la coerenza interna e l'attendibilità.

Presentazione dei risultati

In figura 14 è riportata per ogni foro la risultante dei movimenti inclinometrici, su un piano *profondità vs spostamento*.

Si è inoltre valutato, per ogni foro, la variazione della posizione di massimo spostamento con la profondità nel tempo e la variazione dell'azimut del foro dalla profondità del punto di spostamento massimo fino alla bocca foro.

Valutazione dei costi

La tabella seguente vuole dare semplicemente un ordine di grandezza del costo di installazione e manutenzione della rete di inclinometri. I costi sono espressi in Lire Italiane.

Installazione tubo inclinometrico	100.000/m
Lecture ed interpretazione	32.000.000/anno

Note

I risultati ottenuti dalle misure inclinometriche presentano una buona affidabilità, poiché si sono eseguiti confronti puntuali con quanto ricavato dalle perforazioni di sondaggio e dal rilievo televisivo in foro.

Nella tabella di pagina seguente sono riportate tutte le informazioni relative agli inclinometri e ai fori. Nella colonna degli spostamenti in superficie, per i fori 101, 102, 103 e 104 è riportato, a titolo di confronto, anche lo spostamento avvenuto da quando sono operativi gli inclinometri nei fori A1, A2, A3 e A4 (11/12/91).

Nelle deformate dei singoli inclinometri, il flesso più pronunciato indica la profondità alla quale avviene il movimento principale. In tutti gli inclinometri installati il flesso è facilmente individuabile.

Analizzando la descrizione dei sondaggi alle profondità indicate dalle superfici di scivolamento evidenziate dagli inclinometri, si nota che in corrispondenza dei flessi esiste sempre un livello di materiale sciolto argillo sabbioso dotato di scendenti caratteristiche meccaniche. L'individuazione di tali livelli ha consentito di scegliere la profondità alla quale spingere lo scavo dei fori piezometrici e la collocazione delle celle piezometriche.

7. STATO ATTUALE DELLA MODELLAZIONE

7.1. Tratti generali del fenomeno di instabilità

Le considerazioni di tipo morfostrutturale presentate nelle sezioni precedenti consentono di fare alcune riflessioni che portano alla proposizione di modelli di tipo geometrico, cinematico, idraulico, geomeccanico.

7.2. Modello geometrico

Nota l'estensione planimetrica delle zone A, B e C, è stato possibile stimare i volumi di roccia potenzialmente instabili per mezzo della valutazione della posizione della superficie di instabilità; le misure inclinometriche indicano, in corrispondenza del flesso nella curva degli spostamenti, per le tre zone una profondità di:

- Zona A: da 30 m a 72 m
- Zona B: 46 m
- Zona C: 39 m

La posizione del flesso coincide con il passaggio da una zona di roccia più sciolta ad una più competente, come indicato nei risultati relativi al recupero di carotaggio nei sondaggi ed interessa uno strato (variabile da pochi centimetri a decine di centimetri) di materiale sciolto a debole com-

	Tipo di perforazione	Profondità [m]	Data inizio misure	Profondità superficie di taglio [m]	Max. (*) spostamento in superficie [mm]	Azimet medio [gradi]
A1	carotaggio continuo	102.20	12-12-91	38.98	121.8	292
A2	carotaggio continuo	120.00	12-12-91	45.72	77.2	277
A3	carotaggio continuo	100.00	12-12-91	71.31	chiuso	
A4	carotaggio continuo	120.00	12-12-91	30.00 47.54	38.7	293
101	rotazione	31.25	06-12-84	3.05	chiuso	
102	rotazione	39.20	06-12-84 (12-12-91)	22.55	74.5 (36.2)	297
103	rotazione	81.00	06-12-84 (12-12-91)	52.42	94.5 (47.1)	291
104	rotazione	30.40	06-12-84 (12-12-91)	20.12	72.8 (31.2)	302

(*) All'agosto 1997.

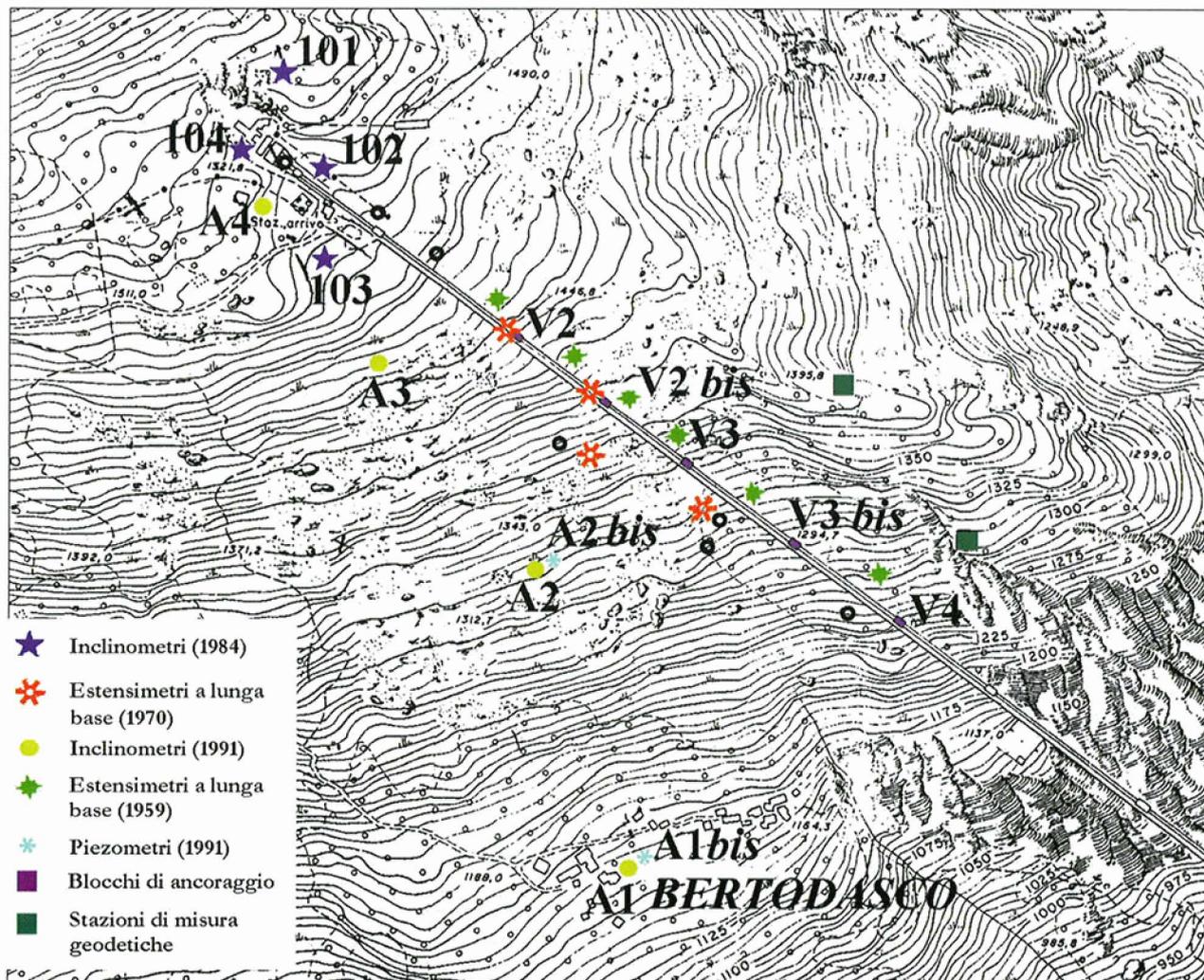


Fig. 13. Ubicazione planimetrica dei sondaggi e dei blocchi di ancoraggio.

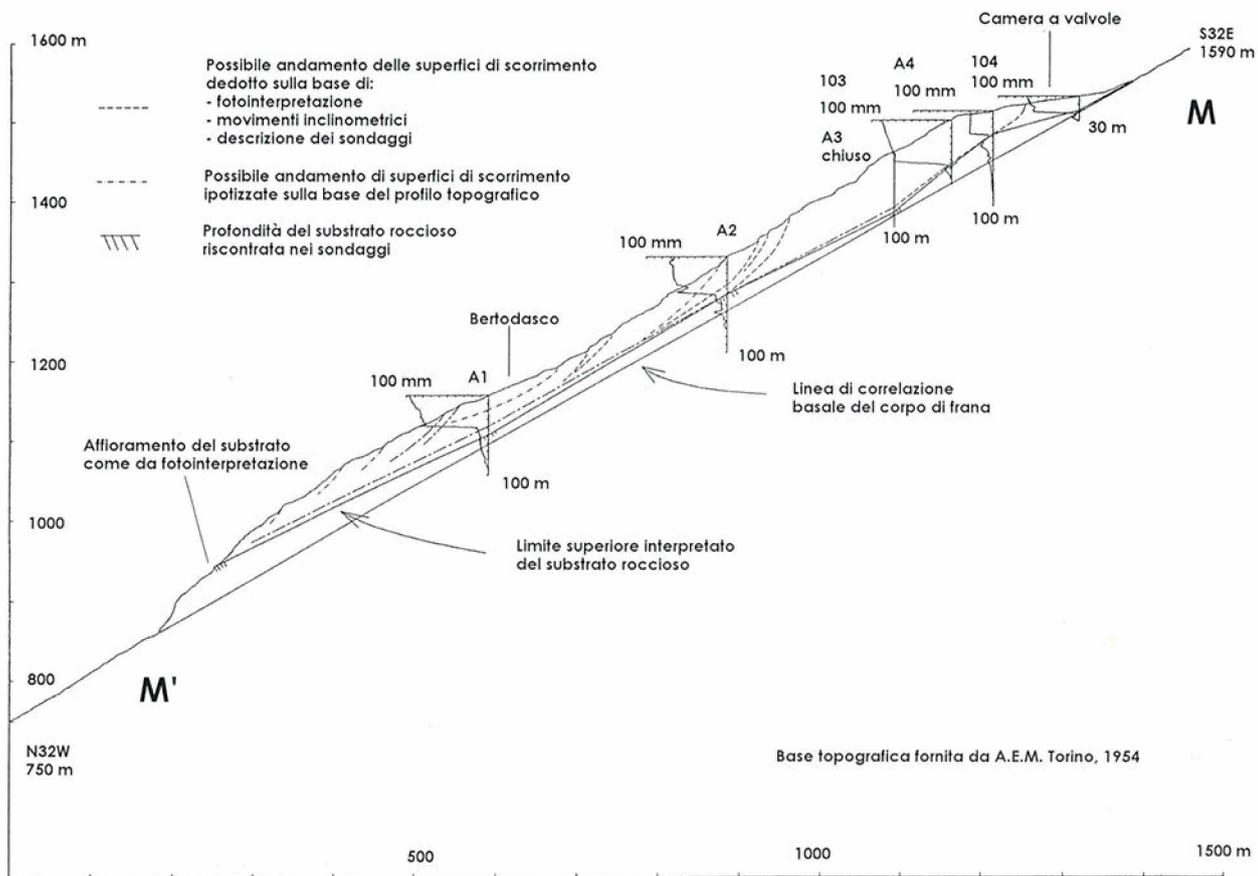


Fig. 14. Profilo longitudinale e deformato di alcuni sondaggi attrezzati con sonda inclinometrica.

ponente coesiva, come evidenziato dalle stratigrafie ottenute nei sondaggi con recupero di materiale.

Il modello geometrico così costruito consente di fare alcune valutazioni sui diversi volumi interessati dal movimento franoso:

$$V_A = (9.3 \div 12.1) \cdot 10^6 \text{ m}^3$$

$$V_B = (8.2 \div 14.5) \cdot 10^6 \text{ m}^3$$

$$V_C = (4.5 \div 8.5) \cdot 10^6 \text{ m}^3$$

$$V_{\text{tot}} = (22 \div 35.1) \cdot 10^6 \text{ m}^3$$

7.3. Modello cinematico

Sulla base dei dati morfologici e delle misure di spostamento superficiali e profonde, appare ragionevole considerare un fenomeno di scivolamento di tipo traslatorio nella zona B e di tipo rotazionale nella zona C, lungo le superfici ipotizzate nel paragrafo precedente.

Nella tabella seguente sono indicati gli incrementi di spostamento subiti dagli inclinometri dal 20/7/93 al 26/11/93, periodo nel quale è compreso l'evento alluvionale del settembre 1993, e la velocità di spostamento in questi 4 mesi rispetto a quella calcolata su tutto il periodo di osservazione (68 mesi).

	$\Delta S_{4 \text{ mesi}}$ [mm]	$V_{4 \text{ mesi}}$ [mm/anno]	V_{tot} [mm/anno]
A1	13.7	41.5	21.4
A2	3.7	11.2	13.5
A3	13.2	40.0	
A4	3.8	11.5	6.8
101	8.5	25.7	
102	1.8	5.4	6.3
103	x	x	8.3
104	1.1	3.3	5.5

La velocità totale per i fori 101, 102 e 104 è stata calcolata sullo stesso periodo di tempo dei fori della serie A, cioè 68 mesi.

Il foro 103, nel periodo esaminato non ha manifestato spostamenti positivi, ma negativi, portandosi su livelli di spostamento superficiali inferiori a quelli rilevati nel luglio 1993.

Sono state considerate invece globalmente le misure di spostamento eseguite e divise per zone di appartenenza. Alla zona A appartengono gli inclinometri 101, 102, 103, 104, A3, A4. Alla zona

B appartiene il solo inclinometro A2, mentre nella zona C vi è solo l'inclinometro A1.

Occorre inoltre osservare che le misure si riferiscono ad un periodo di quattro anni, effettuate ad intervalli irregolari (circa due volte all'anno).

Nella tabella a pie' di pagina sono riportate l'entità media e massima delle velocità per ogni intervallo. La velocità massima è stata calcolata nel periodo che va dalla fine di luglio 1993 alla fine di novembre 1993, periodo in corrispondenza del quale si è verificato l'evento alluvionale.

I fori 101 ed A3, ormai inutilizzabili, non sono stati considerati.

Dall'osservazione di tali dati è possibile concludere quanto segue:

1. La parte inferiore si muove sempre di più delle altre, con variazioni trascurabili della direzione di spostamento molto prossima a quella di massima pendenza del pendio;

2. La parte centrale mostra una variazione nel tempo degli spostamenti sfasata rispetto a quella della parte inferiore (ad esempio alla crescita degli spostamenti nella parte inferiore può corrispondere una diminuzione nell'altra). La direzione dei movimenti si discosta anche di più 40° rispetto alla parte inferiore;

3. Nella parte superiore si nota una certa variabilità delle intensità e delle direzioni delle velocità da inclinometro ad inclinometro (l'esistenza di tale variabilità non può essere peraltro verificata per le zone inferiori); i valori comunque sono sostanzialmente coerenti con quelli registrati nelle zone inferiori;

4. Sulla base dei punti precedenti non è possibile pensare al moto rigido di un solido comprendente le tre zone. Anche all'interno delle singole zone sembrano esistere aree che si muovono indipendentemente;

5. Non si nota comunque una tendenza all'aumento delle velocità o delle accelerazioni in nessun punto di misura: le accelerazioni dovute a eventi alluvionali provocano dei locali aumenti di velocità di spostamento ma ciò non conduce al collasso della struttura.

Altro elemento da rilevare sul fatto che la giacitura delle discontinuità condiziona la direzione di movimento, è che componendo con la regola del parallelogramma le tracce delle discontinuità, si nota che la risultante non si discosta di molto dalle direzioni ottenute dalle misure in profondità.

7.4. Modello idraulico

Anche per la definizione di questo schema, lo studio morfostrutturale, assieme ai dati piezometrici, fornisce alcune indicazioni. L'infiltrazione dell'acqua in profondità avviene, all'interno del settore in frana, con modalità diverse a seconda della zona considerata.

La porzione superiore (zona A), costituita da cospicuo campo detritico a grossi blocchi e da un substrato contenente un sistema di discontinuità S2 ampiamente beante e dotato di continuità, ha in sé condizioni per offrire efficace veicolazione delle acque di precipitazione verso il basso.

Tale situazione non consente, per notevole profondità, la creazione di una falda vera e propria ma semplicemente il transito, entro il campo di fratture, delle acque di infiltrazione.

Nelle porzioni inferiori, B e C soprattutto, la presenza di una coltre di alterazione più consistente e continua consente invece la presenza di due acquiferi posti a profondità diverse.

7.5. Modello geomeccanico

Il volume roccioso definito nel paragrafo 7.2. è soggetto a spostamenti continui, con variazioni dipendenti da grandi precipitazioni e dallo scioglimento delle nevi.

Da un'analisi preliminare dei dati, appare come i movimenti siano legati più agli apporti meteorici prolungati che a picchi di intensa piovosità. L'acquisizione dei dati piezometrici, assieme a quelli inclinometrici e climatologici, renderà possibile uno studio quantitativo più approfondito della relazione esistente tra gli spostamenti, le velocità delle pressioni idrauliche e delle altezze dell'acqua e le precipitazioni.

Condizioni al contorno:

1. Allo stato attuale delle conoscenze, la mancanza di un preciso modello idraulico del pendio non permette alcuna ipotesi sulla distribuzione delle pressioni idrauliche. Il confronto tra la velocità degli spostamenti e la piovosità è difficile a causa degli intervalli di lettura degli spostamenti troppo grandi (anche dieci mesi). Le letture eseguite pochi giorni dopo l'evento alluvionale del settembre 1993 indicano, tuttavia, un chiaro aumento delle velocità in tutti i punti di misura. Tale comportamento è proporzionalmente più marcato nelle zone

	ΔS [mm]	ΔT [mesi]	V [mm/anno]	V max [mm/anno]	ΔT [mesi]	[°] α_{Nord}
zona A	38.3	68	6.7	9.7	4	291
zona B	77.2	68	13.5		4	272
zona C	121.8	68	21.4	41.5	4	294

superiori. Non è possibile invece alcuna correlazione con le misure piezometriche in relazione all'esiguo numero di dati disponibili

2. È in corso una ricerca avente lo scopo di stimare le tensioni presenti nell'ammasso roccioso e quelle precedenti la formazione del pendio (arretramento del ghiacciaio, incisione della valle).

Caratteristiche geomeccaniche:

L'ammasso roccioso è stato caratterizzato in modo approfondito, sia con riferimento al materiale roccioso che alle discontinuità, per mezzo di prove di laboratorio su campioni ottenuti dai sondaggi e di determinazioni sperimentali in situ. Ciò ha condotto alla valutazione dell'angolo di attrito su grande scala della scistosità compreso tra 30° e 35° ed ad un valore medio stimato di resistenza a compressione monoassiale di 80-130 MPa per il materiale roccioso.

I valori stimati di angolo di attrito per il materiale sciolto campionato in corrispondenza della presunta superficie di scivolamento sono variabili tra 25° e 35°.

Valutazione del grado di stabilità del versante:

1) Al fine di una prima valutazione della stabilità del pendio, è stato preso in esame il profilo S-S' (fig. 15) mediante un metodo basato sui principi dell'Equilibrio Limite proposto da Scavia et al. (1990), che permette di valutare le forze di interazione tra i vari conci in cui le discontinuità trasversali suddividono il pendio, ed il grado di mobilitazione locale.

Dalle analisi effettuate, si possono trarre le seguenti considerazioni:

- impiegando come parametri di ingresso i valori di resistenza al taglio medi, ricavati dalla caratterizzazione delle discontinuità di interesse, il pendio risulta in condizioni prossime all'equilibrio limite, anche considerando valori trascurabili di eventuali pressioni idrauliche;

- l'influenza di ipotetiche sollecitazioni di tipo dinamico, determinate da accelerazioni sismiche indotte da eventi tellurici (già verificatisi peraltro in zone limitrofe con magnitudo pari a 4.3), potrebbe avere un ruolo non trascurabile nei riguardi della stabilità del pendio;

- esiste una buona corrispondenza tra il quadro conoscitivo desunto direttamente da osservazioni sul terreno (o ricavate dalla foto interpreta-

zione) e quanto risulta dalle analisi eseguite. In particolare emerge una buona relazione tra il tipo di cinematismo messo in luce dal modello e quanto rilevato in situ; inoltre si ottengono valori elevati del *grado locale di mobilitazione* per settori del pendio che morfologicamente appaiono maggiormente caratterizzati da indizi riconducibili ad instabilità del versante;

- le analisi effettuate sembrano confermare il ruolo predominante svolto dalla parte inferiore del versante, che funge da *struttura chiave di contenimento* della massa superiore. Tale deduzione è confermata ad esempio dal fatto che il settore Ronchi, dove tale parte ha raggiunto condizioni di collasso, è sede di un fenomeno di instabilità molto evoluto di vaste dimensioni.

2) Le ipotesi semplificative che stanno alla base dei Metodi dell'Equilibrio Limite non permettono di studiare alcuni aspetti fondamentali del fenomeno di instabilità in atto a Rosone, in particolare:

- a) la definizione degli elementi morfologici caratteristici dei fenomeni gravitativi profondi presenti sul pendio;

- b) l'interpretazione degli spostamenti misurati, ai fini di un'ipotesi di previsione del comportamento del fenomeno deformativo.

È di primaria importanza chiarire da un punto di vista meccanico in quale rapporto i fenomeni di instabilità delle zone A, B e C si trovino rispetto alla deformazione gravitativa profonda dell'intero versante.

A tal fine sono state ottenute alcune indicazioni relative all'influenza dei parametri geometrici e della genesi del pendio sull'insorgenza delle deformazioni in generale mediante un'indagine condotta su circa 150 casi di dissesto classificati come deformazioni gravitative profonde nelle Alpi Piemontesi. L'indagine ha permesso di individuare, per i litotipi prevalenti (calcescisti e gneiss), campi di variabilità caratteristici dei dislivelli e delle configurazioni geometriche della zona instabile, della giacitura della scistosità e della direzione di avanzamento del ghiacciaio, che ben si accordano con quelli relativi a Rosone.

Nella tabella seguente sono sintetizzati i risultati ottenuti (configurazione del pendio 1: nessun cambio significativo di pendenza tra il ciglio della frana e la valle sottostante, 2: cambio di pendenza e concavità verso l'alto, 3: cambio di pendenza e concavità verso il basso).

Litotipo	Altezza (moda) [m]	Scistosità	Configurazione	Pendenza
Calcescisti	800 - 1000	franapoggio (80%)	1, 2, 3	15° - 20°
Gneiss minuti	400 - 600	franapoggio (80%)	1, 2	20° - 25°
Gneiss occhiad.	400 - 600	franapoggio (65%)	1, 3, 2	25° - 30°

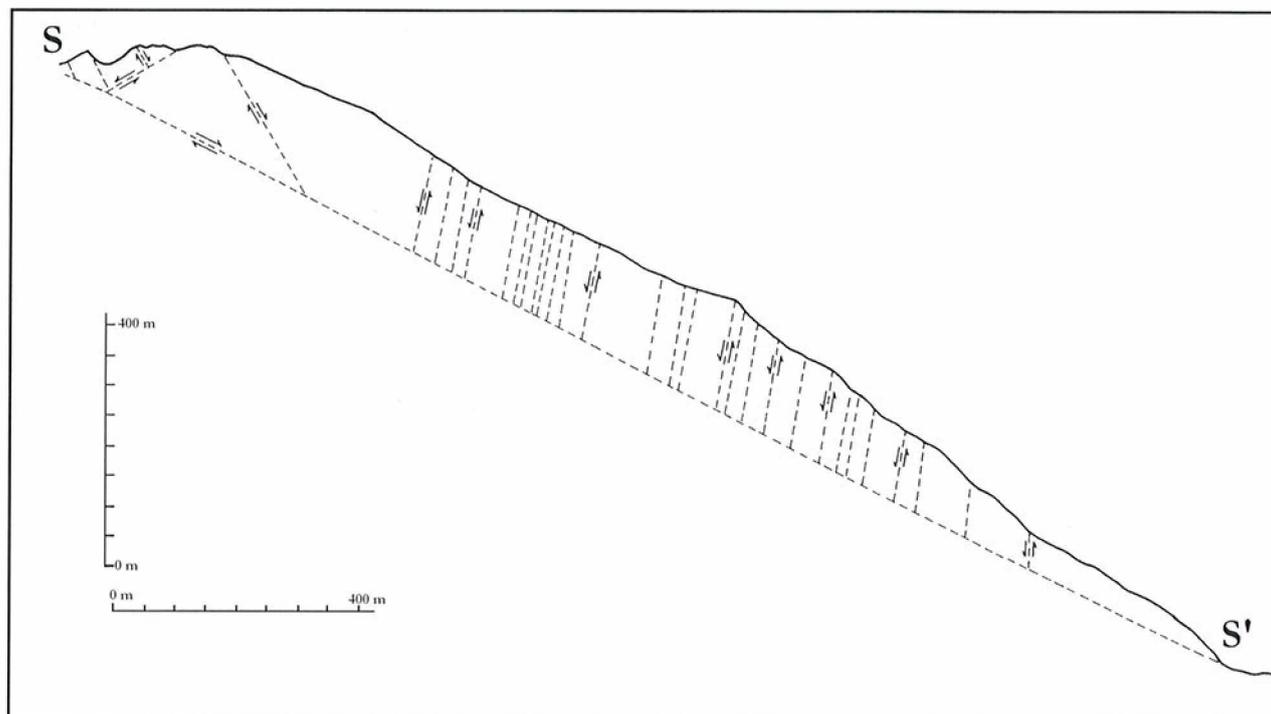


Fig. 15. Profilo S-S' impiegato per lo studio del grado di mobilitazione locale.

L'attenzione è stata quindi focalizzata sugli effetti tensionali generati dalla presenza e dal successivo ritiro dei due ghiacciai che occupavano la valle oggetto di studio e la vallata attigua. Il ritiro del ghiacciaio è riprodotto per fasi successive, in modo da simulare una graduale rimozione della sollecitazione indotta nel pendio dal ghiacciaio. Contestualmente ed in maniera analoga si procede a riprodurre la progressiva erosione del fondovalle. Le simulazioni vengono effettuate mediante il codice numerico alle differenze finite *FLAC*.

La simulazione delle azioni indotte dalla presenza dei due ghiacciai costituisce un problema complesso perché è necessario tenere conto dell'interazione del ghiaccio e della roccia lungo la superficie di separazione. Uno studio preliminare ha evidenziato la non significativa influenza della modalità di simulazione di tale fenomeno nel presente caso. Tutte le analisi successive sono state quindi condotte seguendo la procedura meno onerosa dal punto di vista della complessità del modello, applicando un sistema di forze equivalenti all'azione del ghiacciaio e rimuovendole progressivamente.

È stata in seguito eseguita un'analisi parametrica sull'influenza delle caratteristiche di resistenza e dei sistemi di giunti sulla stabilità dell'ammasso roccioso.

I risultati delle analisi effettuate tenendo conto della presenza simultanea del sistema di giunti verticali e della scistosità permettono di eviden-

ziare la formazione di tre zone caratterizzate da gradi diversi di plasticizzazione.

In particolare, nella parte superiore ed inferiore del pendio si osservano zone plasticizzate, mentre nella zona centrale il materiale roccioso presenta un limitato rapporto di mobilitazione.

Questo assetto rispecchia qualitativamente la condizione attuale del pendio e costituisce un elemento di conferma dell'ipotesi che l'azione del ghiacciaio sia causa importante del fenomeno gravitativo.

La necessità di riprodurre i fenomeni deformativi e l'evoluzione del movimento franoso nel tempo, richiede la realizzazione di un modello più complesso che permetta di introdurre la superficie di scivolamento, ipotizzata sulla base delle misure inclinometriche e dei risultati dei sondaggi.

In particolare (Odasso, 1996) la superficie di scivolamento viene modellato da un sottile strato di materiale a comportamento viscoelastico. Per il materiale sovrastante, si fa invece riferimento ad una legge di comportamento elastico-idealmente plastico, con possibilità di introduzione di giunti ubiquitari verticali.

A tale materiale vengono attribuiti parametri di deformabilità e resistenza ridotti, al fine di rappresentare il comportamento dell'ammasso attuale, che risulta danneggiato dall'azione (ormai esaurita) del ghiaccio. In tal senso si assume che gli spostamenti misurati e quelli che potranno avvenire in futuro siano dovuti all'azione del solo peso sul materiale danneggiato.

Una prima serie di analisi è stata condotta al fine di valutare gli spostamenti avvenuti negli ultimi 10 anni. Il confronto con i risultati delle misurazioni metriche mostra un'accrescimento dell'andamento degli:

- a) spostamenti lungo le verticali corrispondenti ai fori attrezzati con gli inclinometri;
- b) spostamenti nel tempo che risultano lineari;
- c) velocità che risultano crescenti procedendo verso il piede del pendio.

A tale riguardo occorre osservare come, seppure in presenza di un legame costitutivo viscoelastico, il modello globale del pendio possa cogliere un eventuale fenomeno di collasso in seguito alla propagazione nel tempo delle zone plasticizzate od al raggiungimento di una configurazione geometrica instabile.

Con una seconda serie di analisi si è privilegiato il comportamento del pendio nell'arco di 50 anni, a partire dalla situazione attuale. I risultati della simulazione mostrano un'ampliamento delle zone plasticizzate, la cui entità non è tuttavia tale da evidenziare il collasso del pendio.

Occorre tuttavia osservare come, oltre agli usuali limiti di previsione dei modelli numerici, esista un ulteriore elemento di incertezza nei risultati ottenuti legato al modello costitutivo semplificato utilizzato; è quindi previsto l'utilizzo di un metodo di calcolo agli Elementi Finiti che permetta di adottare una legge elasto-plastico-viscosa per il materiale costituente il pendio.

8. EVOLUZIONE DEL RISCHIO

In attesa del completamento del quadro geomeccanico ed idraulico, si possono formulare le seguenti considerazioni preliminari:

- Il versante di Rosone è in movimento con spostamenti diversificati dalla zona alta alla zona bassa;

- Le caratteristiche fragili dell'ammasso roccioso e la libertà al piede non possono fare escludere che i contenuti spostamenti avuti fino ad ora evolvano in una rottura catastrofica. Vista l'incompletezza del modello geomeccanico, non è possibile fornire un valore di soglia per gli spostamenti oltre la quale ci sia da aspettarsi un'evoluzione catastrofica.

In tal senso, solo l'aumento dell'attività di caduta massi o dei fenomeni locali della zona C soprattutto nei periodi di maggiore infiltrazione delle acque (primavera-autunno), possono essere considerati elementi di allarme.

I possibili fenomeni di instabilità possono essere così suddivisi:

- a) caduta di blocchi isolati;
- b) instabilizzazione della zona C, delle zone B e C simultaneamente o in tempi diversi e delle zone

A, B e C, anch'esse simultaneamente o in tempi diversi;

- c) coinvolgimento del versante di Perebella a seguito di b).

Per quanto riguarda l'ipotesi a), è in previsione lo studio della caduta massi mediante metodi di analisi cinematici e dinamici. Sulla base dell'interpretazione delle foto aeree e dell'osservazione in situ, è possibile comunque affermare che i solidi rocciosi isolati coinvolgibili hanno forma prismatica e volume massimo pari ad alcune migliaia di metri cubi e si distaccano a partire approssimativamente dalla zona di cambiamento di pendenza del versante tra le quote 1000 m e 1200 m circa. I volumi rocciosi hanno lambito l'abitato di Rosone est, raggiungendo il torrente Orco ed hanno volume massimo di alcune centinaia di metri cubi.

Per quanto riguarda l'ipotesi b), si è fatto riferimento ai due metodi semi empirici di Scheidegger (1973) e Li Thianchi (1985), i quali permettono di valutare i limiti di elongazione di un movimento franoso a partire a posteriori di valanghe di detrito verificatesi in passato. L'analisi si basa su semplici criteri energetici e mette in relazione i volumi di materiale instabilizzatosi con l'elongazione. Trattandosi di interpretazione di dati empirici, è necessario definire un valore minimo e massimo di elongazione, a diversi livelli di affidabilità. Nella figura 16 è riportata l'area interessata ed i limiti massimi e minimi ottenuti con i due metodi per volumi di roccia corrispondenti alle diverse ipotesi di instabilizzazione del versante.

9. VULNERABILITÀ

Con riferimento alle ipotesi di evoluzione del rischio formulate nel paragrafo precedente, si cercherà qui di dare una stima della vulnerabilità associata al rischio.

Caduta di blocchi isolati:

Considerando la massima distanza alla quale in passato sono arrivati i massi, si può affermare che tutta la zona di fondovalle fino al torrente Orco può essere interessata da caduta massi, con potenziale coinvolgimento degli abitati di Rosone Vecchio, Fornolosa e della strada statale 460 per Ceresole.

Instabilizzazione della zona C, delle zone B e C e delle zone A, B e C:

Considerando le tre ipotesi di instabilizzazione, con i due metodi utilizzati si individua in termini di elongazione una fascia compresa tra l'abitato di Rosone Vecchio e il centro abitato di Locana, con limiti di confidenza inferiore e superiore pari al 99.7%.

Considerando invece i valori minimi di elongazione, al 95% di confidenza inferiore, si ottie-

IPOTESI C		IPOTESI B + C		IPOTESI A + B + C	
Ls	Li	Ls	Li	Ls	Li
Sino a lambire Rosone Vecchio	Nell'intorno di Cusalma	Sino ad interferire con Rosone Nuovo	Sino a lambire Locana	Sino a lambire e/o interferire con Perebecche	Sino ad interferire con Locana



Fig. 16. Limiti di elongazione del movimento franoso secondo i metodi empirici di Scheidegger (1973) e Li Thianchi (1985).

ne che la zona interessata dal movimento del versante dovrebbe estendersi per lo meno da Rosone Vecchio a Rosone Nuovo compreso.

Comunque a favore di sicurezza bisogna prevedere l'eventualità che il materiale franato si espanda anche a monte del punto di impatto, tenendo conto che:

– il tratto vallivo a monte di tale punto ha pendenza non elevata;

– una delle ipotetiche direzioni di caduta della massa instabile forma con l'asse della valle un angolo prossimo a $75^\circ \div 80^\circ$.

Più complessa e difficilmente quantificabile è invece la valutazione dell'area di influenza a monte del punto di discesa. Considerati i volumi di roccia coinvolgibili, la presenza di un accumulo sul fondovalle costituirebbe, quantomeno, un ostacolo al deflusso del torrente Orco e, più probabilmente, sbarrerebbe la valle. Tale eventualità comporterebbe la formazione di un lago e la conseguente progressiva sommersione delle aree del fondovalle situate a monte dello sbarramento.

La presenza di un lago rappresenterebbe un pericolo anche per le zone a valle in caso di tracimazione o peggio, di cedimento dello sbarramento. Da non sottovalutare sarebbe anche l'effetto ondata, qualora ulteriori masse rocciose dovessero precipitare nel bacino lacustre.

In funzione dell'altezza che potrebbe raggiungere l'accumulo sul fondovalle, a seconda che si verifichi il collasso della porzione C o C + B o C+B+A, si sono ipotizzati volumi d'acqua invasabili ed i tempi necessari per il riempimento del lago, con una portata del torrente Orco supposta pari a 15 m³/s. Nell'ipotesi di collasso di tutte e tre le zone, il bacino si estenderebbe per circa 2.8 km a monte dell'abitato di Rosone. La portata supposta del torrente Orco è superiore di tre volte la portata media giornaliera valutata a Rosone dall'Azienda Elettrica Municipale nel periodo 1956-1972.

Modesti apporti all'ipotetico lago di sbarramento potrebbero consentire la predisposizione di mirati interventi di protezione civile in tempi operativamente ragionevoli. Tuttavia non si può escludere che il collasso della frana possa verificarsi in un momento di totale crisi dell'intera rete idrografica e quindi con la possibilità che il bacino idroelettrico di Ceresole, posto 15 km più a monte e di capacità pari ad oltre 34 milioni di metri cubi, risulti già colmo, senza possibilità di ulteriore immagazzinamento. In simili frangenti, per altro già verificatisi nel settembre 1947, nel giugno 1957 e nell'ottobre 1977, dallo scaricatore di fondo e dagli sfioratori della diga potrebbero essere rilasciati ingenti volumi d'acqua nell'alveo del torrente Orco.

Qualora si realizzasse lo scenario sopra descritto, sono facilmente immaginabili le conseguenze per l'area al contorno della zona interessata dal-

l'ipotetica frana, in termini di durata di riempimento del lago di sbarramento oltre che di sicurezza per la popolazione.

POSTFAZIONE

Il presente lavoro si basa sulle misure strumentali, rilievi, osservazioni e studi aggiornati al 1995.

Secondo le ultime misure pervenute, lo spostamento totale dell'inclinometro A1 è attualmente di poco superiore ai 10 cm.

Da allora l'attività di monitoraggio e di studio è continuata attraverso più forme rappresentate da alcune Tesi di Laurea discusse presso la Facoltà di Ingegneria del Politecnico di Milano, inerenti la modellazione numerica visco-plastica della deformazione.

Inoltre è stato perfezionato un cospicuo finanziamento per la realizzazione di un sistema integrato di monitoraggio del settore Bertodasco al fine di misurare in continuo le grandezze significative e valutare in maniera tempestiva eventuali anomalie di comportamento dell'ammasso.

BIBLIOGRAFIA

ANSELMO V., GOVI M., LEPORATI P., TROPEANO D. (1971), *L'evento alluvionale del 12/14 Giugno 1957: i danni nei bacini del Piemonte e della Valle d'Aosta*. Carta presentata al XXI Congresso Geografico Italiano per il tema "Le calamità naturali nelle Alpi".

BORGHI A., COMPAGNONI R. & SANDRONE R. (1994), *Evoluzione termo tettonica alpina del settore settentrionale del massiccio del Gran Paradiso*. Atti Tic. Sc. Terra, non pubblicato.

CAPELLO C.F. (1963), *Le morfologie crionivali (periglaciali) delle Alpi Graie meridionali italiane*. Ist. Geogr. Alpina, vol. 3 (Studi sulle morfologie crionivali, n. 1), 126 pp.

CARRARO F. (1993), *Revisione del Quaternario allo sbocco della Valle dell'Orco*, in: MARCO CIMA, *Belmonte alle radici della Storia, ricerca su una comunità preistorica nelle Alpi Occidentali*, Orco Anthropologica, vol. 5.

CASOLI R. & RATTALINO E. (1993), *Frana di Rosone (Valle dell'Orco): carta degli affioramenti alla scala 1:5000 e appunti di rilevamento*. Settore Geologico Regione Piemonte, non pubblicato.

COMPAGNONI R., ELTER G. & LOMBARDO B. (1974), *Eterogeneità stratigrafica del complesso degli gneiss minuti nel massiccio del Gran Paradiso*. Mem. Soc. Geol. It., 13 (1), 227-239.

DAL PIAZ G.V. & LOMBARDO B. (1986), *Early Alpine eclogite metamorphism in the Penninic Monte Rosa-Gran Paradiso basement nappes of the northwestern Alps*. Geol. Soc. Am., 164, 249-265.

DAL PIAZ G.V. (coordinatore): *Guide Geologiche Regionali* (1992), *Le Alpi dal Monte Bianco al Lago Maggiore*. Soc. Geol. It., n.3, vol. 1.

- FORLATI F., RAMASCO M., SUSELLA G., BARLA G., MARINO P., MORTARA G., 1991, *La deformazione gravitativa profonda di Rosone. Un approccio conoscitivo per la definizione di una metodologia di studio*. Studi Trentini di Scienze Naturali, Acta Geologica, vol. 68, 71-108.
- HOEK E., BROWN E.T., 1980, *Empirical strenght criterion for rock masses*. J. of Geot. Eng., ASCE. vol. 106, N. GT9.
- LI THIANCHI, 1983, *A mathematical model for predicting the extent of a major rockfall*. Zeitsch. Geomorph., 27, 473-482.
- LUINO F., RAMASCO M. & SUSELLA G.F. (1994), *Atlante dei centri abitati instabili piemontesi*, Regione Piemonte - C.N.R. I.R.P.I.
- MAHR T., 1977, *Deep-reaching gravitational deformation of high mountain slopes*. Bull. Ass. Int. Eng. Geol., Krefeld, 16, 121-127.
- MILLER R.P., 1965, *Engineering classification and index properties for intact rock*. Ph. D. Thesis, Univ. of Illinois.
- MORRA S. (1996), *Analisi della stabilità di un grande movimento franoso sito in località Rosone*. Tesi di laurea, Università degli Studi di Genova, Facoltà di Ingegneria. Inedito.
- MORTARA G. & SORZANA P.F. (1987), *Fenomeni di deformazione gravitativa profonda nell'arco alpino occidentale italiano. Considerazioni lito-strutturali e morfologiche*. Boll. Soc. Geol. It., 106, 303-314.
- ODASSO A. (1996), *Studio dei fenomeni deformativi lenti di un grande pendio in roccia*. Tesi di laurea, Università degli Studi di Genova, Facoltà di Ingegneria. Inedito.
- PENNACCHIONI G. (1988), *Studio Geologico del tratto meridionale della dorsale tra Valnontey e Valleile (Cogne, Valle d'Aosta)*. Mem. Sc. Geol., 15, 333-354.
- POLINO R., DAL PIAZ G.V., GOSSO G. (1990), *Tectonic erosion at the Adria margin and accretionary processes for the Cretaceous orogeny of the Alps*. Mém. Soc. Géol. France, N.S., 1990, n. 156, 345-367. Mém. Soc. Géol. Suisse, 1990, n. 1, 345-367. Vol. spec. Soc. Geol. Italiana, (1), 345-367.
- RAMASCO M., STOPPA T. & SUSELLA G. (1989), *La deformazione gravitativa profonda di Rosone, in Valle dell'Orco*. Boll. Soc. Geol. It. 108, 401-408.
- REGIONE PIEMONTE (1982), *Archivio dei dati nivometrici della Regione Piemonte*. Ass. Reg. Viab. Trasp., ISNEV.
- ROMANA M., 1988, *Practice of SMR classification for slope appraisal*. Proc. Fifth Int. Symp. on Landslides, Lausanne, 1988, vol. 2, 1227-1231.
- SACCO F. (1925), *Il glacialismo nelle valli dell'Orco e della Soana*, Boll. Com. Glac. It., 6, 32.
- SCAVIA C., BARLA G., BERNAUDO V., 1990, *Probabilistic stability analysis of block toppling failure in rock slopes*. Int. Journal of Rock Mech. and Min. Sci., Vol. 27, n. 6, 465-479.
- SCHEIDEGGER A. (1973), *On the prediction of the reach and velocity of catastrophic landslides*. Rock Mechanics, 5, 231-236.
- VEARNCOMBE J.R. (1985), *The structure of the Gran Paradiso basement massif and its envelope, Western Alps*. Eclog. Geol. Helv., 78(1), 49-72.