



**UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI UDINE**  
**DIPARTIMENTO DI CHIMICA FISICA E AMBIENTE**  
**CORSO DI DOTTORATO DI RICERCA IN**  
**INGEGNERIA CIVILE AMBIENTALE ARCHITETTURA**  
**Ciclo XXV**

*TESI DI DOTTORATO DI RICERCA*

***STUDIO GEOMECCANICO DELLA FRANA DEL VAJONT:  
INFLUENZA DEL SERBATOIO E MECCANISMO DI ROTTURA***

**DOTTORANDO**

*Ing. ELIA RIGO*

**RELATORE**

*Prof. PAOLO PARONUZZI*

---

**Anno Accademico 2013/2014**



## Sommario

Gli effetti sulla stabilità del versante settentrionale del M. Toc ad opera delle tre procedure di invaso e svaso cui è stato soggetto il serbatoio artificiale del Vajont sono stati indagati nel dettaglio mediante due approcci di analisi: una modellazione combinata di filtrazione e stabilità, una modellazione sforzi-deformazioni.

Dalla modellazione combinata di filtrazione e stabilità condotta è emerso come il fattore principalmente responsabile dell'instabilità del versante fosse costituito dalla falda freatica originatasi all'interno dello stesso in ragione della nascita dell'invaso artificiale. La formazione di tale falda era favorita dall'elevata permeabilità della zona di taglio presente alla base della paleofrana del Vajont che, tramite una analisi a posteriori, è stata valutata in  $k = 5 \cdot 10^{-4}$  m/s. Per mezzo di una analisi all'equilibrio limite, si è anche determinato un intervallo di valori relativo all'angolo di attrito mediamente attribuibile alla zona di taglio ( $\phi = 17.5-27.5^\circ$ ). La diminuzione del fattore di sicurezza (*FOS*) dovuto alla falda generata dall'invaso ha raggiunto valori del 12% rispetto alla condizione iniziale di pendio asciutto. Le precipitazioni, invece, erano in grado di assumere un ruolo decisivo nella destabilizzazione del versante solamente a partire da condizioni già molto prossime alla rottura: la diminuzione del fattore di sicurezza attribuibile alle piogge raggiungeva il 3-4% considerando il caso più gravoso.

In presenza di laghi, le sponde ad essi adiacenti possono essere soggette ad eventi franosi, sia in conseguenza di operazioni di invaso, sia a causa di procedure di svaso. Nel caso del Vajont, in virtù della elevata permeabilità della zona di taglio, gli incrementi di quota del lago provocavano una diminuzione del fattore di sicurezza del versante settentrionale del M. Toc e, viceversa, le riduzioni di quota dell'invaso provocavano aumenti di *FOS*. Una analisi parametrica ha permesso di mostrare come versanti a bassa permeabilità reagiscano in modo opposto alle variazioni di quota degli invasi: aumento di *FOS* durante gli incrementi di quota del serbatoio e riduzione di *FOS* durante le operazioni di svaso. Un altro parametro importante in merito alle variazioni di quota degli invasi è costituito dalla velocità con cui esse avvengono. A tale proposito, procedure di svaso rapide in presenza di versanti dotati di bassa permeabilità possono risultare particolarmente pericolose.

La modellazione sforzi-deformazioni alle differenze finite ha consentito di simulare il progressivo spostamento del versante durante tutti e tre i cicli di invaso e svaso. I risultati ottenuti, spostamenti di 45-60 cm e 110-140 cm, rispettivamente, in corrispondenza dei massimi del primo e del secondo invaso, sono perfettamente coerenti con le misure eseguite all'epoca. Lo stesso si può dire di quelli ottenuti in corrispondenza del massimo del terzo invaso (spostamenti fino a 225 cm) e quelli cumulati al 9 ottobre 1963 (spostamenti fino a 295 cm).

Un altro fenomeno di natura meccanica deve essere preso in considerazione per spiegare il collasso finale del 9 ottobre 1963, avvenuto nel corso della terza procedura di svaso. Trattasi della rottura progressiva di un vincolo geometrico-meccanico all'estremità nord-orientale del corpo di frana. La modellazione sforzi-deformazioni condotta ha permesso di simulare la perdita di resistenza avutasi in seguito alla rottura progressiva, attribuendo ai materiali della zona di taglio un comportamento di tipo *strain-softening*. Tramite una analisi a posteriori, si è stimato un abbattimento dell'angolo di attrito della zona di taglio correlato alla rottura progressiva pari a  $\Delta\phi = 1-1.5^\circ$ .

## Indice

Sommario.....	pag. I
Indice.....	pag. III
Elenco dei simboli.....	pag. V
1. Introduzione.....	pag. 1
2. Inquadramento geografico e geologico della valle del Vajont.....	pag. 5
2.1 Inquadramento storico-geografico.....	pag. 5
2.2 Inquadramento geologico.....	pag. 8
3. Studi precedenti sulla frana del Vajont.....	pag. 13
3.1 Principali studi geologici precedenti.....	pag. 13
3.2 Principali studi idrogeologici precedenti.....	pag. 18
3.3 Aspetti controversi della frana del Vajont.....	pag. 23
4. Modello geologico-tecnico.....	pag. 31
4.1 La zona di taglio.....	pag. 34
4.2 La paleofrana del M. Toc.....	pag. 40
4.3 Propagazione multifase della paleofrana e successive riattivazioni.....	pag. 47
4.4 Innovazioni e aspetti controversi risolti.....	pag. 52
5. Modello idrogeologico.....	pag. 55
5.1 Cicli di invaso-svaso.....	pag. 55
5.2 Misure piezometriche.....	pag. 57
5.3 Misure pluviometriche.....	pag. 59
5.4 Idrogeologia del M. Toc.....	pag. 60

6. Analisi di filtrazione e stabilità.....	pag. 67
6.1 Metodo numerico agli elementi finiti.....	pag. 71
6.2 Analisi numerica della filtrazione (SEEP/W).....	pag. 74
6.3 Analisi di stabilità all'equilibrio limite (SLOPE/W).....	pag. 76
6.4 Analisi combinata di filtrazione e stabilità.....	pag. 79
6.4.1 Assunzioni alla base della modellazione.....	pag. 80
6.4.2 Permeabilità della zona di taglio.....	pag. 85
6.4.3 Effetti delle procedure idrauliche sul fattore di sicurezza.....	pag. 87
6.4.4 Effetti della permeabilità e delle velocità di invaso-svaso.....	pag. 94
6.5 Influenza delle precipitazioni sulla stabilità del M. Toc.....	pag. 100
7. Analisi sforzi-deformazioni.....	pag. 109
7.1 Metodo numerico alle differenze finite (FLAC).....	pag. 110
7.2 Modelli costitutivi in FLAC.....	pag. 112
7.2.1 Modello di Mohr-Coulomb in FLAC.....	pag. 112
7.2.2 Modello <i>strain-hardening/softening</i> in FLAC.....	pag. 114
7.3 Analisi sforzi-deformazioni del M. Toc.....	pag. 115
7.3.1 Assunzioni alla base della modellazione.....	pag. 116
7.3.2 Curva di <i>strain-softening</i> della zona di taglio.....	pag. 120
7.3.3 Risultati dell'analisi sforzi-deformazioni.....	pag. 122
8. Conclusioni.....	pag. 135
Bibliografia.....	pag. 143

## Elenco dei simboli

### Simboli romani

$a$	parametro adimensionale per l'ammasso roccioso;
$c$	coesione;
$D$	danno dell'ammasso roccioso dovuto ad esplosivi;
$E$	modulo elastico;
$E_i$	forza interconcoio orizzontale;
$\dot{e}_{ij}$	componente del tensore delle velocità di deformazione;
$E_L$	forza interconcoio orizzontale sinistra;
$e^{ps}$	parametro di <i>hardening/softening</i> a taglio;
$e^{pt}$	parametro di <i>hardening/softening</i> a trazione;
$E_R$	forza interconcoio orizzontale destra;
$E_{rm}$	modulo elastico medio dell'ammasso roccioso;
$f$	braccio della forza normale alla base del concoio;
$f^s$	funzione relativa all'inviluppo a rottura per taglio;
$f^t$	funzione relativa all'inviluppo a rottura per trazione;
$f(x)$	funzione relativa alle forze interconcoio;
$FOS$	fattore di sicurezza;
$g_i$	$i$ -esima componente dell'accelerazione di gravità;
$g^s$	potenziale di taglio;
$GSI$	<i>Geological Strength Index</i> ;
$g^t$	potenziale di trazione;
$h$	carico piezometrico;
$H_0$	livello iniziale;
$H_f$	livello finale;
$H_P$	livello all'interno del piezometro;
$H_R$	livello del serbatoio;
$i$	gradiente idraulico;
$j$	indice;
$k$	permeabilità;
$K_0$	coefficiente di spinta a riposo;
$k_x$	permeabilità lungo la direzione $x$ ;
$k_y$	permeabilità lungo la direzione $y$ ;
$l$	lunghezza del concoio alla base;
$M$	numero dei nodi;
$m$	indice;
$M()$	funzionale;

$m_b$	parametro adimensionale per l'ammasso roccioso;
$m_i$	parametro adimensionale per la roccia intatta;
$m_w$	pendenza della curva del contenuto volumetrico d'acqua;
$N$	forza normale alla base del concio;
$n$	grado del polinomio;
$n_c$	numero dei conci;
$N_\chi$	parametro dipendente da $\chi$ ;
$N_\phi$	parametro dipendente da $\phi$ ;
$Q$	flusso al bordo;
$R$	braccio della forza di resistenza al taglio mobilitata alla base del concio;
$s$	parametro adimensionale per l'ammasso roccioso;
$S_m$	forza di resistenza al taglio mobilitata alla base del concio;
$t$	tempo;
$u$	pressione neutra;
$u_a$	pressione dell'aria;
$v$	velocità;
$v_{d1}$	velocità del primo svaso;
$v_{d2}$	velocità del secondo svaso;
$v_{d3}$	velocità del terzo svaso;
$v_{f1}$	velocità del primo invaso;
$v_{f2a}$	velocità della prima parte del secondo invaso;
$v_{f2b}$	velocità della seconda parte del secondo invaso;
$v_{f3a}$	velocità della prima parte del terzo invaso;
$v_{f3b}$	velocità della seconda parte del terzo invaso;
$v_i$	$i$ -esima componente della velocità;
$W$	peso del concio;
$WC$	contenuto volumetrico d'acqua;
$x$	coordinata cartesiana;
$X_i$	forza interconco verticale;
$x_i$	$i$ -esima coordinata cartesiana;
$X_L$	forza interconco verticale sinistra;
$X_R$	forza interconco verticale destra;
$X_W$	braccio della forza peso del concio;
$y$	coordinata cartesiana;
$Y_L$	braccio della forza interconco orizzontale sinistra;
$Y_R$	braccio della forza interconco orizzontale destra;
$z$	coordinata cartesiana.



**Simboli greci**

$\vec{\alpha}$	vettore dei coefficienti del polinomio;
$\alpha_i$	$i$ -esimo coefficiente del polinomio;
$\beta$	inclinazione alla base del concio;
$\chi$	angolo di dilatanza;
$\Delta e^{ps}$	incremento del parametro di <i>hardening/softening</i> a taglio;
$\Delta e_i^{ps}$	$i$ -esimo incremento di deformazione plastica principale;
$\Delta e_m^{ps}$	incremento medio di deformazione plastica;
$\Delta\phi$	differenza tra angoli di attrito;
$\Delta_{FOS}$	differenza tra fattori di sicurezza;
$\Delta H$	differenza di livello;
$\Delta t$	intervallo temporale;
$\varepsilon_p$	deformazione plastica di taglio;
$\varepsilon_{pp}$	deformazione plastica di taglio di picco;
$\varepsilon_{pr}$	deformazione plastica di taglio residua;
$\phi$	angolo di attrito;
$\phi_m$	angolo di attrito medio;
$\phi_p$	angolo di attrito di picco;
$\phi_r$	angolo di attrito residuo;
$\gamma$	peso di volume;
$\gamma_w$	peso di volume dell'acqua;
$\vec{\eta}$	vettore delle coordinate spaziali;
$[\underline{\eta}]$	matrice relativa alle coordinate spaziali dei nodi;
$\vec{\eta}_i$	vettore delle coordinate spaziali relative all' $i$ -esimo nodo;
$\kappa$	parametro relativo alla storia tensio-deformativa;
$\lambda$	parametro moltiplicativo adimensionale;
$\nu$	coefficiente di Poisson;
$\rho$	densità;
$\sigma$	sforzo totale;
$\sigma_c$	resistenza a compressione dell'ammasso roccioso;
$\sigma_{ci}$	resistenza a compressione della roccia intatta;
$\sigma_i$	$i$ -esimo sforzo principale;
$\sigma_{ij}$	componente del tensore degli sforzi;
$\sigma^t$	resistenza a trazione;
$\zeta$	variabile di campo;
$\vec{\zeta}^{(e)}$	vettore delle variabili di campo relative ai nodi dell'elemento $e$ ;

- $\zeta(x)$       variabile di campo in funzione della coordinata  $x$ ;  
 $\zeta(x, y)$     variabile di campo in funzione delle coordinate  $x$  e  $y$ ;  
 $\zeta(x, y, z)$  variabile di campo in funzione delle coordinate  $x$ ,  $y$  e  $z$ .

## 1. Introduzione

“Sono le 22:39. Un lampo accecante, un pauroso boato. Il Toc frana nel lago sollevando una paurosa ondata d'acqua. Questa si alza terribile centinaia di metri sopra la diga, tracima, piomba di schianto sull'abitato di Longarone, spazzandolo via dalla faccia della terra. A monte della diga un'altra ondata impazzisce violenta da un lato all'altro della valle, risucchiando dentro il lago i villaggi di San Martino e Spesse: La storia del *grande Vajont*, durata vent'anni, si conclude in tre minuti di apocalisse...”

Queste le parole con le quali Tina Merlin (1997) descrive la catastrofica frana che ha coinvolto la valle del Vajont il 9 ottobre 1963 (Figura 1.1). Un evento che ha segnato profondamente la storia, sia dal punto di vista umano, sia dal punto di vista tecnico-scientifico. La comunità scientifica internazionale è stata interessata al Vajont fin dalle fasi di progettazione dell'impianto idroelettrico. La catastrofe del 1963 ha spinto ad occuparsene i più autorevoli studiosi dell'epoca, precursori di nuove teorie in merito alle cause del franamento. Raramente una frana è stata oggetto di tanti studi sotto i più svariati punti di vista così come è stato per la frana del Vajont, in virtù delle sue dimensioni, della tragicità e dell'eccezionalità del fenomeno, nonché dei suoi aspetti prettamente tecnici correlati all'influenza delle opere ingegneristiche nel contesto naturale in cui vengono realizzate.

L'interesse suscitato nella comunità scientifica internazionale trova riscontro nell'enorme mole di pubblicazioni di vario genere che si sono susseguite negli anni (Superchi et al., 2010), a partire dal periodo immediatamente successivo alla catastrofe, fino ad arrivare ai giorni nostri. I numerosi studi sulla frana del Vajont si distinguono in: lavori a carattere geologico e geotecnico (Giudici e Semenza, 1960; Kiersch, 1964; Müller, 1964, 1968, Selli e Trevisan, 1964; Nonveiller, 1965, 1967a; Semenza, 1965; Kenney, 1967, 1992; Hendron e Patton, 1985; Tika e Hutchinson, 1999, Semenza e Ghirotti, 2000; Genevois e Ghirotti, 2005; Ghirotti, 2006, Ferri et al., 2011a,b), lavori relativi al meccanismo di rottura del 1963 (Nonveiller, 1967b; Müller, 1968; Petley e Petley, 2006; Alonso e Pinyol, 2010) o alla previsione della rottura (Fukuzono, 1990; Hutchinson, 2001; Kilburn e Petley, 2003), lavori legati agli aspetti dinamici della frana (Voight e Faust, 1982, 1992; Nonveiller, 1987, 1992; Sitar et al., 2005; Pinyol e Alonso, 2010). La pubblicazione di una così grande quantità di contributi scientifici potrebbe far pensare al raggiungimento di una completa comprensione del fenomeno idraulico-meccanico verificatosi

nella valle del Vajont. In realtà, se si analizzano con attenzione i lavori pubblicati è possibile individuare interpretazioni sovente diverse e/o contrastanti. Talune questioni di carattere geologico, geomeccanico, idrogeologico, ecc. rimangono quindi irrisolte. In particolare, non è mai stato analizzato e documentato in modo esaustivo il ruolo realmente assunto dal serbatoio artificiale, dalle sue variazioni di quota (tre cicli di invaso e svaso) e, precisamente, il loro effetto sulla stabilità della sponda meridionale del lago (il versante settentrionale del M. Toc). In particolare, non è mai stata condotta alcuna analisi capace di tenere in considerazione le fasi transitorie dei cicli di invaso e svaso.

Il presente elaborato focalizza la propria analisi sul protagonista della storia del Vajont, il serbatoio artificiale, con l'obiettivo di fornire una valutazione quantitativa dei suoi effetti in merito alla stabilità della sponda meridionale del lago. È stata, quindi, condotta una analisi combinata di filtrazione e stabilità relativa al versante settentrionale del M. Toc. Nello specifico, si è fatto riferimento al modello geologico-tecnico proposto da Paronuzzi e Bolla (2012). Sulla base di tale interpretazione, si è realizzato il modello idrogeologico del versante che ha costituito il punto di partenza per la costruzione delle sezioni geomeccaniche. Solo al termine di questo processo si è dato inizio all'attività di modellazione. Si è simulato il moto di filtrazione all'interno del versante settentrionale del M. Toc, causato dagli incrementi e dai decrementi di quota che hanno caratterizzato il lago artificiale ad opera dei tecnici responsabili dell'impianto. Le diverse configurazioni idrogeologiche ottenute sono state, poi, utilizzate per la valutazione della variazione del fattore di sicurezza relativo al versante, a partire dalla realizzazione del lago fino al collasso finale del 9 ottobre 1963. La modellazione combinata di filtrazione e stabilità è stata accompagnata da una analisi stazionaria orientata alla quantificazione degli effetti sulla stabilità del versante delle precipitazioni che hanno coinvolto la valle nel periodo di interesse.

In una fase successiva, si è preso in esame il comportamento tensio-deformativo del versante, tramite una modellazione sforzi-deformazioni alle differenze finite, simulando i progressivi movimenti del versante settentrionale del M. Toc nel corso dei cicli di invaso e svaso. In questo modo, è stato possibile indagare il meccanismo di rottura che ha caratterizzato la tristemente nota frana del Vajont.

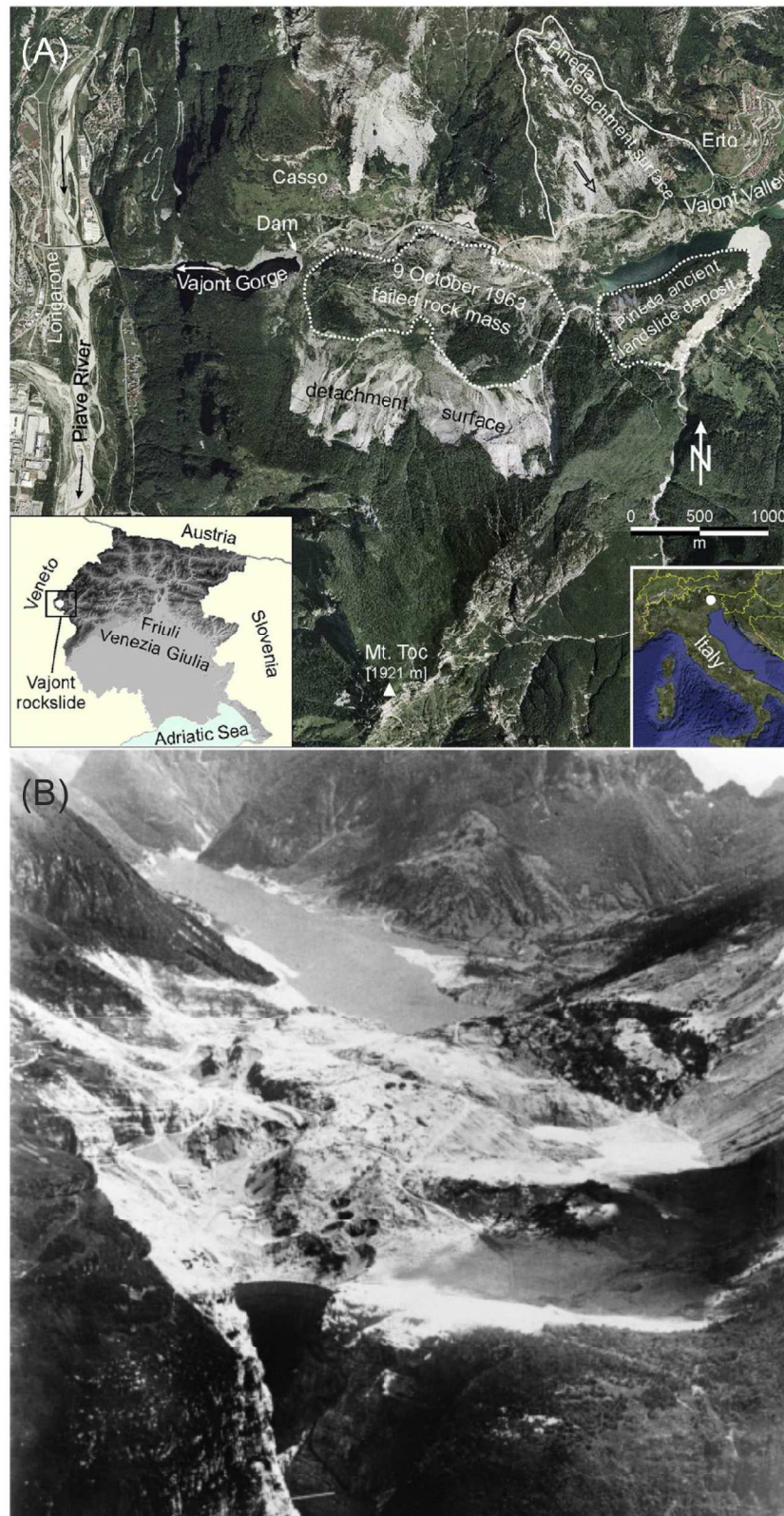


Figura 1.1. A) Ortofoto (datata 6 agosto 1998) relativa al tratto terminale della valle del Vajont. Si individuano l'enorme nicchia di distacco, il corpo di frana, la diga e la confluenza del torrente Vajont nel fiume Piave in corrispondenza dell'abitato di Longarone (Paronuzzi e Bolla, 2012). B) Configurazione della valle del Vajont nel maggio 1964 dopo la catastrofica frana del 9 ottobre 1963 (Masè et al., 2004).



## 2. Inquadramento geografico e geologico della valle del Vajont

### 2.1 Inquadramento storico-geografico

La valle del Vajont prende il nome dall'omonimo torrente che sorge nel versante settentrionale del Col Nudo per poi confluire nel fiume Piave all'altezza del comune di Longarone (BL), dopo un percorso lungo circa 13 km. Il bacino del torrente Vajont è delimitato a nord dai monti Borgà e Duranno, ad est dalla sella di passo S. Osvaldo, a sud dalle pendici del Col Nudo, mentre al limite occidentale la vallata si restringe assumendo la conformazione di una forra (forra del Vajont) prima di raggiungere il bacino del Piave. L'intero bacino si sviluppa quasi per la sua interezza nel territorio comunale di Erto-Casso, appartenente all'attuale provincia di Pordenone (al tempo del disastro alla provincia di Udine), con l'eccezione dell'estremità occidentale in corrispondenza della confluenza nel Piave (in Figura 2.1 si riporta lo schema del bacino idrografico realizzato da Soccac, 2010). La valle del Vajont, in virtù della sua conformazione morfologica, rappresentava una posizione ideale per la realizzazione di un bacino idroelettrico artificiale, vista anche la crescente richiesta energetica dovuta allo sviluppo industriale della vicina località di Longarone (BL) negli anni del dopoguerra.

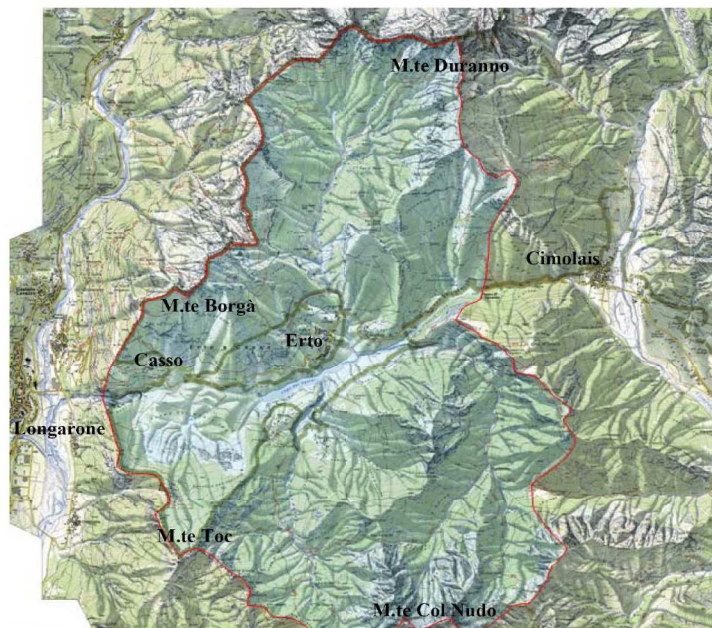


Figura 2.1. Bacino idrografico del Vajont individuato sulla Carta topografica (Mappa 021) edita da Tabacco (2007) in scala 1:25000 (Soccac, 2010).

La prima ipotesi di progetto relativa alla diga del Vajont, datata 1926, prevedeva la realizzazione del manufatto in corrispondenza del ponte di Casso con relativa centrale a Dogna. Solamente nel 1928, in seguito ad una relazione geologica stilata dal Prof. Giorgio Dal Piaz, la sezione del ponte di Colombè è stata preferita quale localizzazione dell'opera. Nel periodo seguente lo stesso Prof. Dal Piaz è stato autore di diversi studi a carattere geologico i cui risultati escludevano fenomeni franosi rilevanti che coinvolgessero le sponde di un futuro invaso eventualmente realizzato. Nel '40 il bacino artificiale del Vajont è stato idealmente inserito all'interno di un disegno più ampio basato sulla nascita di un unico impianto integrato, costituito da una serie di serbatoi localizzati nelle valli del Piave, del Boite, del Maè, del Gallina e dello stesso Vajont. Tali serbatoi sarebbero stati collegati tramite delle gallerie di derivazione e avrebbero fatto capo ad una unica centrale a Soverzene (Figura 2.2).

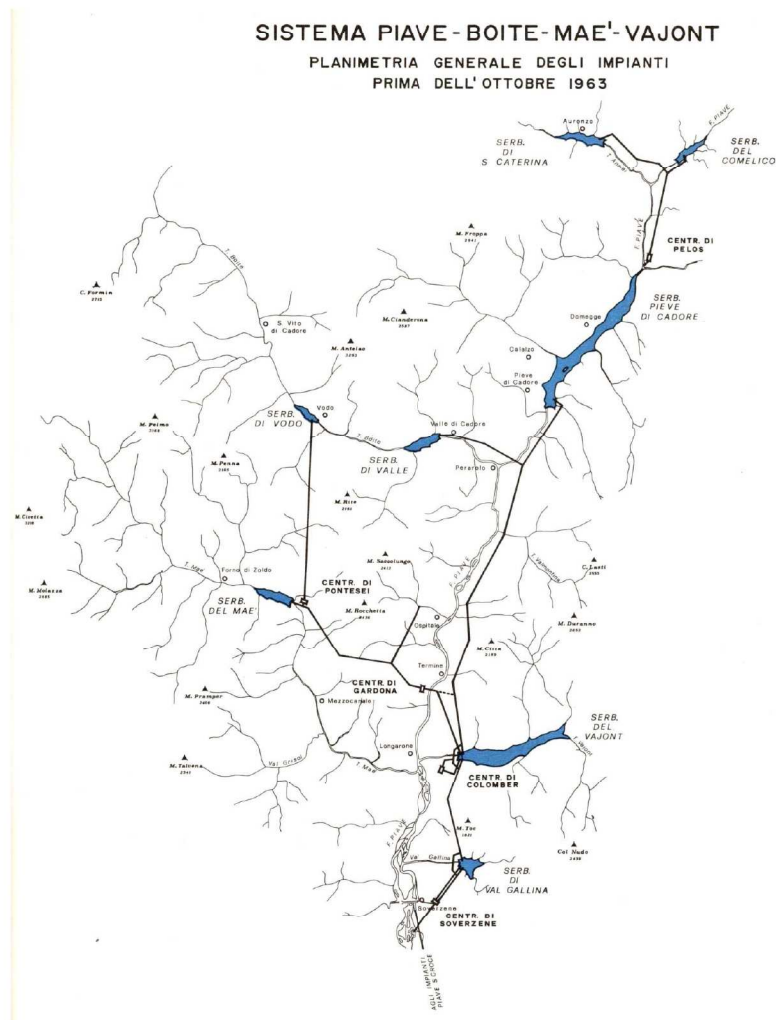


Figura 2.2. Schema della rete idraulica integrata prevista dall'Ing. Carlo Semenza (ENEL, 1984).



Inizialmente la quota prevista per il coronamento della diga era pari a 667 mslm. Solo nel 1957 è stata presentata la richiesta di costruzione del manufatto con un innalzamento della quota di coronamento a 725.5 mslm: l'autore del progetto era l'Ing. Carlo Semenza e la relazione geologica ad esso correlata era stilata dal Prof. Dal Piaz. La diga del Vajont è stata costruita, secondo questo ultimo progetto, in corrispondenza del Ponte di Colombè a partire dalla fine degli anni '50. I lavori sono stati eseguiti per conto della SADE (Società Adriatica di Elettricità) dalle imprese Torno, avente sede a Milano, e Consonda-Icos, avente sede a Belluno. Nel settembre del 1960 sono stati terminati i lavori di costruzione, quando la prima fase della procedura di collaudo era già iniziata. La realizzazione di un'opera così imponente costituiva un evento di notevole importanza sotto molteplici punti di vista. Si trattava della diga ad arco più alta al mondo, una diga a doppia curvatura con una altezza complessiva di 261.6 m realizzata con 353,000 m<sup>3</sup> di calcestruzzo. La capacità complessiva dell'invaso artificiale al massimo livello idrico era pari a 168,715,000 m<sup>3</sup>, volume utile per l'80.9 % alla produzione di energia elettrica.

Il primo evento franoso di entità rilevante che ha coinvolto il versante nord del M. Toc si è verificato il 4 novembre del 1960 quando un volume di 700,000 m<sup>3</sup> è scivolato dentro al lago che si trovava ad una quota di 645 mslm. Tale evento ha destato preoccupazione anche tra i responsabili del progetto catalizzando la nascita di ulteriori studi sulla stabilità, in aggiunta a quelli già coordinati dal Prof. Leopold Müller, condotti dal geol. Edoardo Semenza e dal Prof. Caloi, in seguito alla frana di Pontesei del 1959. Fra le analisi aggiuntive si ricorda la realizzazione del modello idraulico in scala 1:200 cui si è fatto riferimento fino al catastrofico collasso finale. Il timore di un eventuale cedimento del versante nord del M. Toc ha, inoltre, indotto i responsabili del progetto alla costruzione di una galleria di sorpasso sulla sponda settentrionale della valle finalizzato a garantire il funzionamento dell'impianto in tale circostanza, opera che in data odierna consente la regolazione idraulica del lago residuo di Erto. Dopo il termine dei lavori di costruzione della galleria, i due principali protagonisti del progetto del Vajont, l'Ing. Carlo Semenza e il Prof. Giorgio Dal Piaz, sono deceduti ed i nuovi responsabili dell'opera si sono convinti della possibilità di tenere sotto controllo gli spostamenti del versante nord del M. Toc tramite opportuni interventi sul livello idrico del bacino. Nello specifico, in seguito alla comparazione tra le velocità di spostamento del versante e le variazioni del livello del lago, si evinceva che, nel caso di repentini incrementi nelle velocità di spostamento, tempestive riduzioni di quota dell'invaso miglioravano le condizioni di stabilità

della sponda meridionale del bacino. Nel marzo 1963, mentre procedeva il collaudo della diga, grazie alla nazionalizzazione, la gestione dell'impianto idroelettrico è passata dalla SADE all'ENEL. In seguito, la terza ed ultima fase di invaso ha portato il livello a 710 mslm in data 26 settembre 1963. La velocità di spostamento del versante nord del M. Toc era aumentata in misura tale da indurre i responsabili a dare inizio al terzo ciclo di svaso. Tale operazione idraulica non ha, però, fornito i risultati sperati: il versante si muoveva sempre con maggiore velocità fino a che, alle 22:39 del 9 ottobre 1963, si è innescata la catastrofica frana tristemente nota. L'enorme frana di circa 270,000,000 m<sup>3</sup>, scivolando nel lago artificiale, ha generato un'onda capace di distruggere alcune frazioni di Erto, di scavalcare la diga e radere al suolo Longarone assieme ad altri abitati disposti sulle rive del Piave, causando più di duemila vittime.

## **2.2 Inquadramento geologico**

Quella del Vajont è una valle di origine glaciale würmiana, formata dall'erosione torrentizia verificatasi in seguito al ritiro del ghiacciaio alla fine del Pleistocene. In virtù di tale azione erosiva, vi affiorano formazioni rocciose di età compresa tra il Triassico superiore e L'Eocene medio. La valle del Vajont, dal punto di vista geologico, si trovava in un ambiente di deposizione intermedio, tra il Bacino di Belluno e la Piattaforma Friulana (Figura 2.3), anche se durante la maggior parte del suddetto intervallo temporale, a partire dal Liassico inferiore, l'area in questione era compresa nel dominio bacinale bellunese. L'appartenenza ad una zona transazionale ha favorito l'instaurarsi di flussi canalizzati e la nascita di brusche variazioni di spessore delle unità litologiche.

In definitiva, le formazioni rocciose affioranti nella valle del Vajont, riportate rispettivamente dalla più antica alla più recente, sono:

- ✓ formazione della Dolomia Principale, appartenente al Triassico superiore e dotata di uno spessore di circa 1000 m;
- ✓ formazione di Soverzene, appartenente al Liassico inferiore e medio, dotata di uno spessore di circa 600 m;
- ✓ formazione di Igne, appartenente al Liassico superiore e dotata di uno spessore variabile tra 0 e 150 m circa;

- ✓ formazione del Calcere del Vajont, appartenente al Dogger e dotata di uno spessore di circa 350 m;
- ✓ formazione di Fonzaso, appartenente al Calloviano-Kimmeridgiano e dotata di uno spessore variabile tra 50 e 80 m circa;
- ✓ formazione del Rosso Ammonitico, appartenente al Kimmeridgiano-Titoniano e dotata di uno spessore variabile tra 1 e 10 m circa;
- ✓ formazione del Biancone, appartenente al Cretacico e dotata di uno spessore di circa 140 m;
- ✓ formazione della Scaglia Rossa, appartenente al Cretacico superiore-Paleocene inferiore e dotata di uno spessore di circa 300 m;
- ✓ formazione delle Marne di Erto, appartenente al Paleocene e dotata di uno spessore variabile tra 100 e 150 m circa;
- ✓ formazione del Flysch, appartenente all'Eocene e dotata di uno spessore di almeno 200 m.

Nella porzione più occidentale, in destra orografica della valle del Vajont, la successione stratigrafica descritta è disposta secondo una monoclinale avente immersione N10°-15°E. Tutti i termini della suddetta stratigrafia sono quindi riscontrabili, dal più recente al più antico, procedendo da est verso ovest.

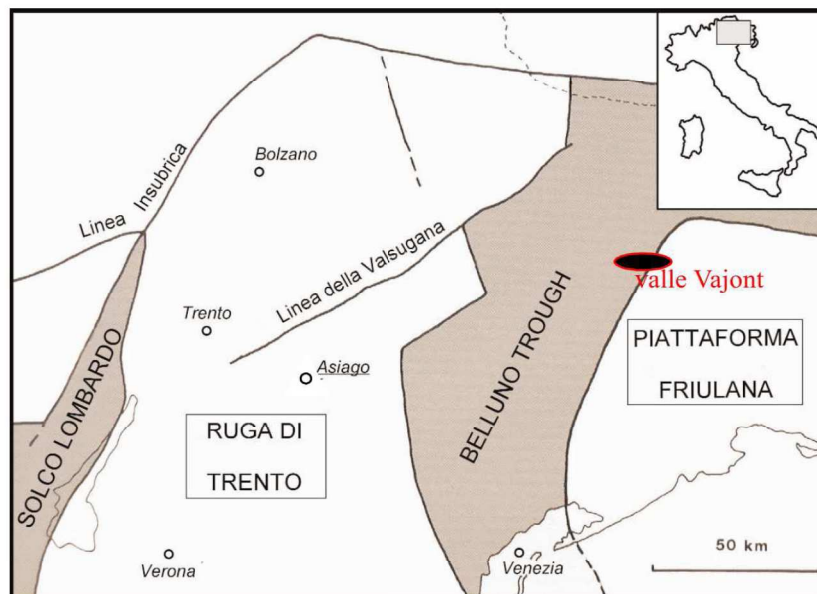


Figura 2.3. Inquadramento geografico e paleogeografico della valle del Vajont (APAT-CNR, 2002).

Nello specifico, in corrispondenza del versante settentrionale del M. Toc, interessato dal grande scivolamento del 9 ottobre 1963, affiorano solo alcune delle formazioni rocciose precedentemente elencate: quella del Calcarea del Vajont, quella di Fonzaso, quella del Rosso Ammonitico Veronese e quella del Biancone.

La formazione del Calcarea del Vajont affiora nella bassa valle del Vajont, in corrispondenza della forra scavata dall'omonimo torrente ed a monte della nicchia di distacco. Si tratta di calcareniti oolitiche, talora pisolitiche, grigie o grigio nocciola, a stratificazione indistinta o in grossi banchi a spessore variabile (1-4 m), talvolta gradate, con brecce ad elementi micritici in matrice oolitica, talora con una grossolana gradazione verticale. Nella parte superiore degli strati sono presenti *ripples*, laminazioni parallele ed incrociate. Fenomeni di dissoluzione e locale dolomitizzazione interessano l'unità nella sua parte superiore. Per quanto riguarda la microfacies si individuano oospariti con occasionali oomicriti e micriti fossilifere; ooliti mal classate e fenomeni di micritizzazione e silicizzazione. Il limite con la formazione sovrastante (formazione di Fonzaso) è netto, con risalto morfologico; localmente graduale, per alternanza. Tale limite è fissato in coincidenza con la sostituzione delle sabbie oolitiche con sedimenti fini in corrispondenza dei primi livelli di selce. La formazione del Calcarea del Vajont (spessore 370 m), cronologicamente appartenente al Giurassico medio, ha avuto origine in un ambiente deposizionale costituito dalla base di una scarpata interessata da risedimentazione oolitica con formazione di depositi torbiditici.

La formazione di Fonzaso è una unità litostratigrafica di età giurassica formatasi all'interno del bacino di Belluno, costituita da calcari a grana fine (micriti) fortemente selciferi (con selci brune o rossastre) a pellets in strati centimetrici-decimetrici, separati da interstrati argillosi di origine vulcanica nella parte superiore. Livelli calcarenitici fini e calcareniti-calciruditi bioclastiche-intraclastiche, in strati metrici, sono altresì presenti nella porzione superiore della formazione. Localmente si evidenziano facies di marne e calcari selciferi, con strati piano-paralleli di 5-10 cm, la parte silicizzata prevale su quella calcarea o la sostituisce nella parte medio alta dell'unità. La microfacies è caratterizzata da Radiolari e da Lamellibranchi pelagici a guscio sottile. Il limite con la formazione sovrastante (formazione del Rosso Ammonitico) è poco netto, generalmente individuabile con il passaggio a calcari nodulari. La genesi della successione calcarea bacinale selciferi ha avuto inizio nel Calloviano (Dogger superiore, Giurassico Medio) ed è terminata nel Kimmeridgiano (Malm, Giurassico superiore) (Cobianchi e Picotti, 2003).

L'ambiente deposizionale della formazione è di tipo transizionale tra piattaforma e bacino, il suo spessore varia da 80 m, nella parte occidentale, a 50 m, nella parte orientale.

La formazione del Rosso Ammonitico Veronese può essere suddivisa in tre membri: inferiore, intermedio e superiore. Nell'area in questione affiora il membro superiore, costituito da micriti nodulari ad ammoniti grigie e rossastre tendenzialmente massicce ma localmente anche più sottilmente stratificate. Radiolari e spigole di spugna con locale presenza di selci in noduli o liste continue caratterizzano la microfacies. Rispetto alla classica facies affiorante nell'area veneta, nella valle del Vajont il membro superiore del Rosso Ammonitico Veronese si discosta per il colore prevalentemente grigio, per il suo essere più marnoso e dotato di una stratificazione ancora più sottile e regolare spesso evidenziata da interstrati argillosi. Il limite con la formazione sovrastante (formazione del Biancone) è di tipo transizionale e consiste in una progressiva perdita di nodularità del Rosso Ammonitico nel passaggio ai calcari micritici a stratificazione regolare. La formazione del Rosso Ammonitico, appartenente al Kimmeridgiano-Titoniano inferiore, ha avuto origine in un ambiente deposizionale costituito da un altofondo pelagico spazzato da correnti che hanno reso molto rallentata e discontinua la sedimentazione e hanno creato le condizioni per lo sviluppo della struttura nodulare (ripetuta bioturbazione, cementazione precoce selettiva, rimaneggiamento dei sedimenti). Lo spessore del Rosso Ammonitico è difficilmente valutabile visto il complicato posizionamento dei limiti superiore ed inferiore, tuttavia è possibile stimarlo all'interno di un range (1-10 m).

La formazione del Biancone presenta una complessa alternanza di calcari microcristallini e di calcareniti e calciruditi bioclastiche-intraclastiche provenienti dalla piattaforma friulana. Strati centimetrici-decimetrici di micriti, micriti marnose e marne, grigie, rosse o verdastre contenenti selce dello stesso colore in noduli o letti costituiscono la componente fine. Le micriti hanno talora facies di Rosso Ammonitico. Sono presenti sottili interstrati marnosi-argillosi ricchi di sostanze organiche. La stratificazione è generalmente regolare, ma tra le strutture sono presenti numerose discordanze e scivolamenti intraformazionali, indicatori della presenza di una scarpata al raccordo tra la piattaforma e il bacino lungo la quale ha avuto luogo il processo di deposizione della formazione del Biancone. La componente più grossolana può essere ulteriormente suddivisa in calcareniti bioclastiche, in conglomerati e breccie talora associate a lacune stratigrafiche. Le calcareniti bioclastiche contengono materiali coevi ai sedimenti pelagici in cui sono intercalate e rappresentano periodici eventi di risedimentazione che scaricavano l'eccedenza di materiale prodotto dalla piattaforma nelle aree depresse circostanti. Le breccie ed i

conglomerati sono dotati di grande continuità laterale. Il limite con la formazione sovrastante (formazione della Scaglia Rossa) è localizzato alla prima importante comparsa di calcare marnoso rossastro in strati sottili con impoverimento di selce. Dal punto di vista cronologico, la formazione del Biancone appartiene al periodo compreso tra il Titoniano inferiore (Giurassico superiore/Cretacico inferiore) e il Campaniano (Cretacico superiore). Lo spessore della formazione in esame è di 140 m circa e il suo ambiente deposizionale è di tipo transizionale tra l'altoforno pelagico e il bacino ad elevata subsidenza.

### **3. Studi precedenti sulla frana del Vajont**

#### **3.1 Principali studi geologici precedenti**

I primi studi a carattere geologico relativi alla valle del Vajont sono stati eseguiti nei primi decenni del secolo scorso ad opera di Boyer (1913) e di Dal Piaz (1928). Nello specifico il Prof. Dal Piaz si è occupato delle prime ricerche relative alla realizzazione della diga e del conseguente bacino artificiale. Gli esiti di queste prime analisi descrivevano un contesto geologico nell'insieme favorevole: in particolare il professore riteneva che le condizioni strutturali della conca del Vajont, pur potendo trarre in inganno, non risultassero peggiori di quelle della maggioranza dei bacini montani della regione (Dal Piaz, 1928). L'effettiva costruzione della diga e la tristemente nota frana del 9 ottobre 1963 sono state precedute da altri studi di interesse di seguito riportati.

Giudici e Semenza hanno eseguito il primo rilievo geologico di dettaglio dell'area in esame, tra il 1959 e il 1960, su incarico della SADE. I risultati da loro ottenuti assumono tuttora un ruolo fondamentale nella comprensione della situazione geologica dell'area. Con particolare attenzione al versante settentrionale del M. Toc nelle condizioni antecedenti alla frana del 9 ottobre 1963, sono stati messi in evidenza alcuni aspetti interessanti (Giudici e Semenza, 1960):

- ✓ la presenza di due ripiani (il Pian della Pozza e, più a nord, il Pian del Toc), di avvallamenti e di contropendenze;
- ✓ la presenza di una fascia cataclastica alla base delle pareti settentrionali del Pian del Toc dalla quale talvolta si osservavano sorgenti idriche temporanee. Le suddette pareti erano compatte, apparentemente indisturbate;
- ✓ la fratturazione anche intensa osservata negli affioramenti rocciosi in corrispondenza del versante settentrionale del M. Toc e del Pian del Toc accompagnata da ripiegamenti in alcuni punti e dalla presenza di qualche faglia. Inoltre, la giacitura degli strati risultava notevolmente diversa da quella misurata nel Calcere del Vajont affiorante più in basso, la quale coincideva con quella rilevata nel resto della valle;
- ✓ la presenza in destra orografica di due masse, fra cui il “colle isolato”, riconducibili alla successione stratigrafica del lato opposto della valle;
- ✓ il riconoscimento di un alveo epigenetico del torrente Vajont;

- ✓ la presenza un ammasso roccioso appartenente al Cretacico inferiore sovrapposto ad un livello appartenente al Cretacico superiore all'estremità orientale del Pian del Toc.

In sintesi, gli studi condotti da Giudici e Semenza (1960) mostravano l'esistenza di una massa rocciosa staccatasi e propagatasi verso nord-est, anche se le sue dimensioni e l'entità del suo spostamento restavano ignote. In ogni caso, i due autori ritenevano possibile una riattivazione della suddetta paleofrana in seguito alla nascita dell'invaso nel caso in cui la superficie di appoggio della massa rocciosa fosse stata inclinata, anche debolmente, verso il lago.

Successivamente, la SADE ha voluto verificare i risultati ottenuti da Giudici e Semenza (1960) in merito ai rischi di instabilità del versante settentrionale del M. Toc. Sono state, quindi, commissionate talune prove geosismiche, alcuni sondaggi e la misura di eventuali spostamenti del pendio. I sondaggi indicavano la presenza di materiale molto fratturato. Per quanto riguarda l'indagine geosismica sono state eseguite due prospezioni ad un anno di distanza l'una dall'altra: la prima indicava roccia di grande solidità, mentre la seconda, in netto contrasto con la precedente, indicava proprietà meccaniche molto scarse dell'ammasso roccioso. Il rilievo geologico di dettaglio di Semenza non era terminato e nei mesi seguenti si estendeva anche alla porzione di versante a monte del Pian del Toc. Si è messo così in evidenza che l'eventuale piano basale di movimento sarebbe emerso molto più a monte di quanto atteso mostrando le reali proporzioni della massa coinvolta. I limiti della massa instabile sono stati poi evidenziati dall'aprirsi della grande fessura perimetrale avvenuta in data imprecisata, probabilmente all'inizio del mese di novembre del 1960. Tale apertura presentava una lunghezza di circa 2 km ed una forma ad M, indicando il limite meridionale della paleofrana, nonché le parti più alte dei suoi bordi orientale ed occidentale. Nel frattempo le misure di spostamento commissionate dalla SADE hanno individuato il movimento, seppur lento, di tutto il versante nord del M. Toc appartenente alla superficie della paleofrana. La presenza di una frana in atto era ormai accertata e anche l'Ing. Müller, originariamente chiamato (nel 1959) in qualità di esperto per seguire i problemi geomeccanici relativi alle zone di imposta della diga, si è dedicato allo studio delle condizioni di stabilità del pendio in esame. Il 3 febbraio del 1961 è stato presentato il 15° rapporto dell'Ing. Müller, dedicato alla frana del Vajont. L'autore individuava due masse franose separate dal torrente Massalezza: la porzione ad est era una frana in blocco con una superficie di scivolamento ben definita, mentre la porzione ad ovest, in particolare nella parte bassa del versante, era caratterizzata da un movimento di creep con presenza di rotazioni e ribaltamenti di singoli blocchi isolati da fessure sub-parallele al versante (Müller, 1961). Ulteriori studi capaci di



arricchire la conoscenza del contesto geologico delineato sono stati condotti solamente dopo la catastrofica frana del 9 ottobre 1963.

Carloni e Mazzanti (1964) hanno ricostruito la colonna litostratigrafica relativa alla destra orografica del torrente Vajont, mentre Rossi e Semenza (1965) hanno ricostruito la corrispondente successione litostratigrafica relativa al lato opposto della valle (Figura 3.1).

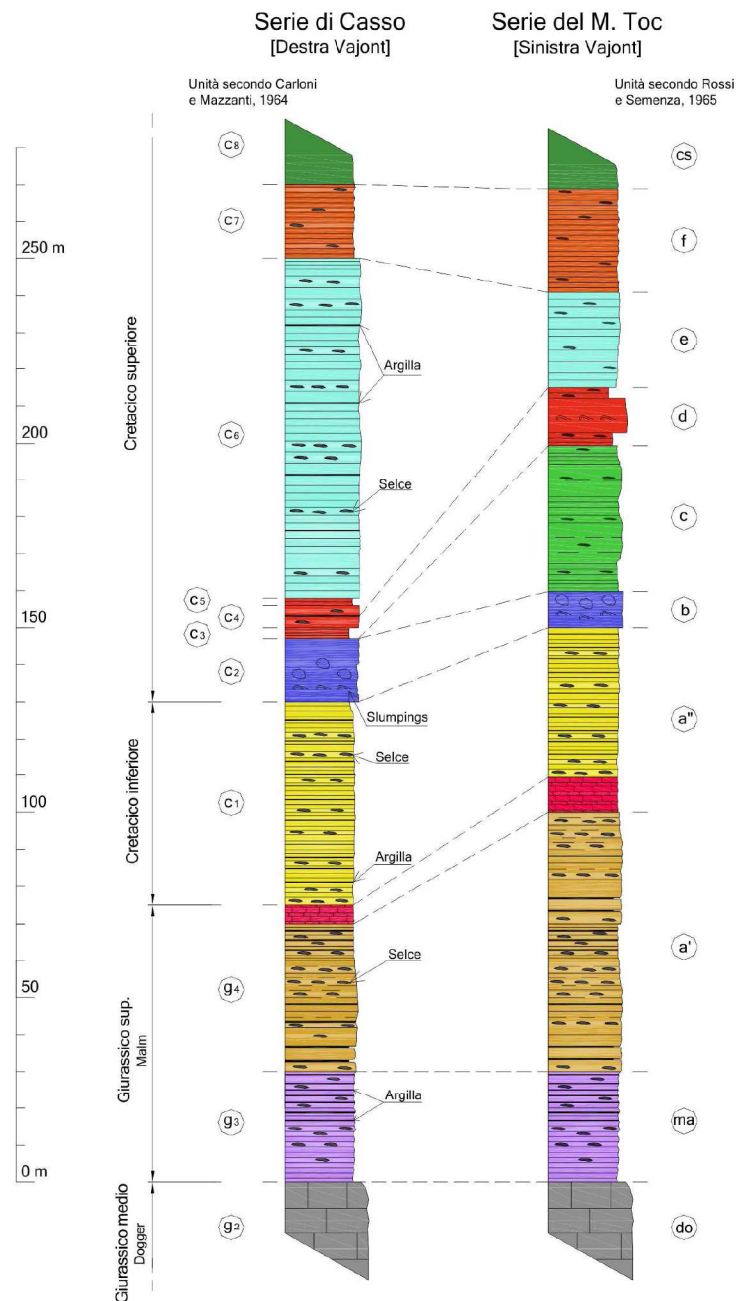


Figura 3.1. Serie di Casso secondo Carloni e Mazzanti (1964) a sinistra, serie del M. Toc secondo Rossi e Semenza (1965) a destra. Colonne litostratigrafiche rielaborate da Bolla (2010). L'appartenenza delle varie unità alle diverse formazioni è riportata nella Tabella 3.1.

Entrambi gli studi suddividono le formazioni geologiche in varie unità che oggi possono essere riferite principalmente alle Formazioni del Calcere del Vajont, di Fonzaso e del Biancone (Tabella 3.1). Le unità  $g_3$ , individuata da Carloni e Mazzanti (1964), e  $ma$ , individuata da Rossi e Semenza (1965), sono associabili alla formazione di Fonzaso, sede della superficie di scivolamento basale della frana del 9 ottobre 1963. Si notano anche alcune discordanze tra le due successioni litostratigrafiche. Nello specifico la potenza dell'unità  $c_6$ , pari a 95 m, differisce notevolmente da quella della corrispondente unità  $e$ , pari a 30 m. Inoltre, nella serie di Casso sembra scomparire l'unità  $c$  della serie del M. Toc (Figura 3.1).

Rossi e Semenza (1965) hanno pubblicato anche due carte geologiche relative, rispettivamente, alla situazione geologica del versante settentrionale del M. Toc prima e dopo il 9 ottobre 1963 (Figure 3.2 e 3.3). A tale riguardo è necessario precisare che la carta geologica relativa alla condizione pre-frana è stata realizzata immaginando di far ripercorrere al corpo di frana il tragitto da esso compiuto durante il catastrofico scivolamento nel verso opposto, ragion per cui potrebbe presentare diverse approssimazioni.

Martinis (1978) ha pubblicato i risultati di uno studio eseguito su incarico del tribunale di Belluno allo scopo di comprendere più a fondo il meccanismo di rottura della frana. A tal fine è stata ricostruita una nuova successione litostratigrafia della valle, sono state eseguite delle perforazioni e sono state messe in atto delle indagini geofisiche. I risultati dei sondaggi possono essere così sintetizzati:

- ✓ la parte superiore del corpo di frana presentava un grado di fratturazione tendenzialmente debole, mentre la sua parte basale si presentava estremamente fratturata, tanto che la roccia appariva spesso sbriciolata in minuti frammenti a spigoli vivi di dimensioni variabili;
- ✓ era possibile individuare in modo relativamente semplice la superficie di scivolamento, in quanto vi era un netto passaggio da roccia estremamente fratturata a roccia dotata di un debole grado di fratturazione e di condizioni normali di giacitura.

Le indagini geofisiche hanno individuato un substrato con caratteristiche medie buone e un corpo di frana con caratteristiche più scarse, confermando nella sostanza gli elementi emersi dai sondaggi.

Hendron e Patton (1985) sono stati i primi ad affrontare in modo esauriente la frana del Vajont. In particolare, oltre ad avere confermato l'esistenza di una paleofrana, i due studiosi hanno condotto una intensa attività di rilevamento sulla nicchia di distacco documentando la presenza

di sottili livelli argillosi (raramente eccedenti lo spessore di 10 cm). Tra le argille, erano presenti anche montmorilloniti con angoli di attrito eccezionalmente bassi (8-10°). Tre sezioni geologiche della frana del Vajont, riferite alle situazioni precedente e successiva al 9 ottobre 1963, sono state realizzate da Rossi e Semenza (1985) per il fondamentale lavoro di Hendron e Patton (1985), con ulteriori revisioni e correzioni (Rossi e Semenza 1992). Le sezioni geologiche relative alla condizione pre-collasso pubblicate da Rossi e Semenza (1992) sono riportate nelle Figure 3.4 e 3.5.

Tabella 3.1. Rapporti stratigrafici della serie di Casso (Carloni e Mazzanti, 1964) e della serie del M. Toc (Rossi e Semenza, 1965) (modificata da Bolla, 2010).

Formazione geologica	Carloni e Mazzanti	Rossi e Semenza
	(1964)	(1965)
Unità litologica		
Scaglia Rossa	c <sub>8</sub>	cs
	c <sub>7</sub>	f
	c <sub>6</sub>	e
	c <sub>3</sub> +c <sub>4</sub> +c <sub>5</sub>	d
Biancone	?	c
	c <sub>2</sub>	b
	c <sub>1</sub>	a''
Rosso Ammonitico	tetto g <sub>4</sub>	tetto a'
Fonzaso	g <sub>4</sub>	a'
	g <sub>3</sub>	ma
Calcere del Vajont	g <sub>2</sub>	do

Semenza (2001) ha pubblicato la sua interpretazione più avanzata del contesto geologico relativo alla frana (9 ottobre 1963) ed alla paleofrana del Vajont (Figura 3.6). Questa ultima viene descritta dall'autore come una grande massa affiorante in sinistra orografica rispetto al torrente Vajont staccatasi dal versante e scivolata in direzione nord-nord-est in corrispondenza di un livello sottostante, fratturandosi e andando ad ostruire il percorso del suddetto torrente. Anche il colle isolato assieme ad altre porzioni in destra orografica prima della costruzione della diga faceva parte della paleofrana (Semenza, 2001).

Dopo aver ripercorso i principali lavori di interesse, si possono individuare i litotipi interessati dalla frana del 1963: con riferimento alla successione litostratigrafica realizzata da Rossi e Semenza (1965), si tratta di quelli compresi fra il Calcere del Vajont (do) e la scaglia rossa (cs) per uno spessore totale dell'ordine dei 250 m. Spessore suddiviso da Semenza (2001) in un livello superiore rigido composto da banchi calcarei compatti che comprendeva le unità dalla b

alla f (circa 100 m di spessore), un livello sottostante costituito dalle unità a' e a'' e dal rosso ammonitico (circa 120 m di spessore), da un livello basale di calcari selciferi con intercalazioni argillose costituito dall'unità ma (circa 30 m di spessore).

Dal punto di vista geostrutturale, in base ai primi studi di Boyer (1913), la valle del Vajont risulterebbe essere impostata lungo l'asse di una sinclinale asimmetrica, denominata “Sinclinale di Erto”, immergente verso est. Secondo il successivo studio di Carloni e Mazzanti (1964), il fianco meridionale della sinclinale costituirebbe il versante settentrionale del M. Toc, sul quale è avvenuto lo scivolamento del 1963. La superficie di scivolamento e quindi la stratificazione immergono all'incirca verso nord. L'inclinazione degli strati da una decina di gradi sul fondovalle aumenta fino a 50° circa, risalendo il versante. Il piano di scivolamento assumerebbe, pertanto, una configurazione a sedia. La valle del Vajont è interessata dalla presenza di alcune faglie (Riva et al., 1990) fra cui la linea del Col Tramontin, che per un tratto coincide con il margine orientale della massa scivolata, e la linea del Col delle Erghene, che passa a monte della nicchia di distacco della frana del 1963 e la segue pressoché parallelamente, costituendo in alcuni tratti lo svincolo di monte della massa franata (Figura 3.7).

### **3.2 Principali studi idrogeologici precedenti**

Il contesto idrogeologico della valle del Vajont, e nello specifico del versante settentrionale del M. Toc, non è stato in precedenza descritto in modo chiaro ed esaustivo. In particolare, alcuni aspetti sono stati interpretati in modo diverso dai vari autori (Müller, 1964; Selli e Trevisan, 1964; Müller, 1968; Hendron e Patton, 1985; Kenney, 1992).

La sponda meridionale del lago del Vajont, per buona parte del periodo di collaudo della diga, è stata soggetta ad una intensa attività di monitoraggio che ha previsto l'installazione di quattro piezometri (P1, P2, P3 e P4), uno dei quali (P4) non è mai entrato in funzione, e di diversi capisaldi in corrispondenza della massa instabile. Relativamente al periodo di monitoraggio, risultavano così noti i livelli di falda all'interno del versante, gli spostamenti e le velocità. Si conoscevano, inoltre, l'andamento dei dati pluviometrici relativi all'area in esame ed i livelli del lago (Figura 3.8). I risultati del monitoraggio costituiscono un punto di partenza fondamentale per gli studi condotti dai diversi autori.

I primi studiosi ad occuparsi dell'idrogeologia della sponda meridionale della valle del Vajont sono stati Selli e Trevisan (1964), i quali hanno riconosciuto la nascita di una falda freatica all'interno del versante alimentata dal lago artificiale, in virtù della presenza di materiali ad alta permeabilità, nonché alcuni incrementi di livello della falda dovuti alle precipitazioni: “Questa falda inoltre risentiva fortemente e rapidamente delle precipitazioni... i livelli idrici della falda seguivano pressoché esattamente le variazioni di livello del serbatoio sia nell'invaso sia nello svaso... Tutto ciò, ed il rapido abbassamento della falda durante gli svassi, dimostrava l'elevata (anche se non uniforme) permeabilità del versante.” (Selli e Trevisan, 1964, p. 125).

Müller (1964) sosteneva che fino all'inizio del 1962 “the ground water level in the sliding mass would probably be affected by the lake level, but that it would always inclined towards the lake.” (Müller, 1964, p. 183). In seguito, ulteriori osservazioni “clearly indicate that the permeability of the creeping mass must have changed substantially at many locations during the sliding process.” (Müller, 1964, p. 184). L'autore, infatti, supportava l'idea di una conducibilità idraulica in aumento, in seguito alla fratturazione progressiva della massa in frana. A tale proposito, l'ingegnere austriaco (Müller, 1968) è stato il primo a fare una stima della conducibilità idraulica della sponda meridionale della valle del Vajont, con riferimento alla seconda fase di svaso ed alla terza fase di invaso. La stima di permeabilità, che ha fornito un risultato pari a  $k = 1.2 \cdot 10^{-4}$  m/s, era basata sul confronto fra i livelli del lago ed i livelli piezometrici (Figura 3.9) in corrispondenza del piezometro P1 (nel testo originale si fa erroneamente riferimento al piezometro P2). In particolare, tale valore di conducibilità idraulica era riferito al periodo gennaio-maggio 1963. Müller (1968) ha riportato i risultati di diverse analisi di stabilità a posteriori eseguite da lui stesso e da altri autori secondo diverse ipotesi idrogeologiche, caratterizzate da diversi livelli dell'invaso (600 m, 650 m e 700 m) e da diversi andamenti della falda all'interno del versante (falda orizzontale o inclinata): si osservano angoli di attrito in condizioni di equilibrio limite variabili tra  $17.5^\circ$  e  $28.5^\circ$ . Dal momento in cui l'autore interpretava lo scivolamento del 9 ottobre 1963 come una frana di prima rottura e non riteneva che gli interstrati argillosi avessero assunto un ruolo importante nella perdita di stabilità del versante, gli angoli di attrito ottenuti venivano da lui attribuiti al materiale roccioso. Per giustificare i risultati ottenuti dalle analisi di stabilità, Müller (1968) sosteneva l'esistenza di una falda artesianica alla base del corpo di frana tale da ridurre la resistenza al taglio disponibile, coerentemente con i bassi angoli di attrito richiesti per garantire l'equilibrio del pendio nelle configurazioni idrogeologiche analizzate.

Un contributo significativo è stato fornito da Hendron e Patton (1985), i quali hanno analizzato le condizioni di stabilità del versante settentrionale del M. Toc in funzione del livello dell'invaso e delle altezze delle precipitazioni cumulate. Nello specifico, i due autori, valutando le condizioni di stabilità del versante in termini di velocità di spostamento e/o di altri eventi indicatori quali l'apertura della fessura perimetrale ed il collasso finale, hanno costruito un involucro a rottura individuando le combinazioni del livello del lago con le precipitazioni cumulate corrispondenti alle peggiori condizioni di stabilità (Figura 3.10). In questo modo, oltre al ruolo assunto dall'invaso, è stato messo in luce anche l'effetto delle precipitazioni: Hendron e Patton (1985) affermavano che precipitazioni sufficientemente intense e prolungate, stimate in 700 mm / 30 giorni, avrebbero potuto causare il franamento del 9 ottobre 1963, anche in assenza del lago. Hendron e Patton (1985) interpretavano i dati piezometrici del piezometro P2 come indicatori della presenza di una falda artesianica alla base del corpo di frana, alimentata dalle precipitazioni infiltratesi all'interno del versante a monte della massa in scivolamento, attraverso talune cavità di origine carsica. L'acquifero artesianico sarebbe stato confinato dagli strati argillosi a bassa permeabilità.

L'ultimo studio di carattere idrogeologico degno di nota è quello condotto da Kenney (1992), il quale ha mostrato in modo chiaro gli effetti sulla stabilità del versante dovuti alle variazioni di livello dell'invaso. L'autore interpretava la frana del Vajont come la riattivazione di una paleofrana costituita da materiali dotati di elevata permeabilità. Partendo da tali considerazioni, Kenney (1992) ha evidenziato gli effetti sulla stabilità del versante dovuti alle variazioni del livello dell'invaso: il suo lavoro mostrava, infatti, come il fattore di sicurezza del versante diminuisse in seguito alle operazioni di invaso eseguite durante il periodo di collaudo della diga.

CARTA GEOLOGICA DEL VERSANTE SETTENTRIONALE DEL M. TOC E ZONE LIMITROFE  
PRIMA DEL FENOMENO DI SCIVOLAMENTO DEL 9 OTTOBRE 1963

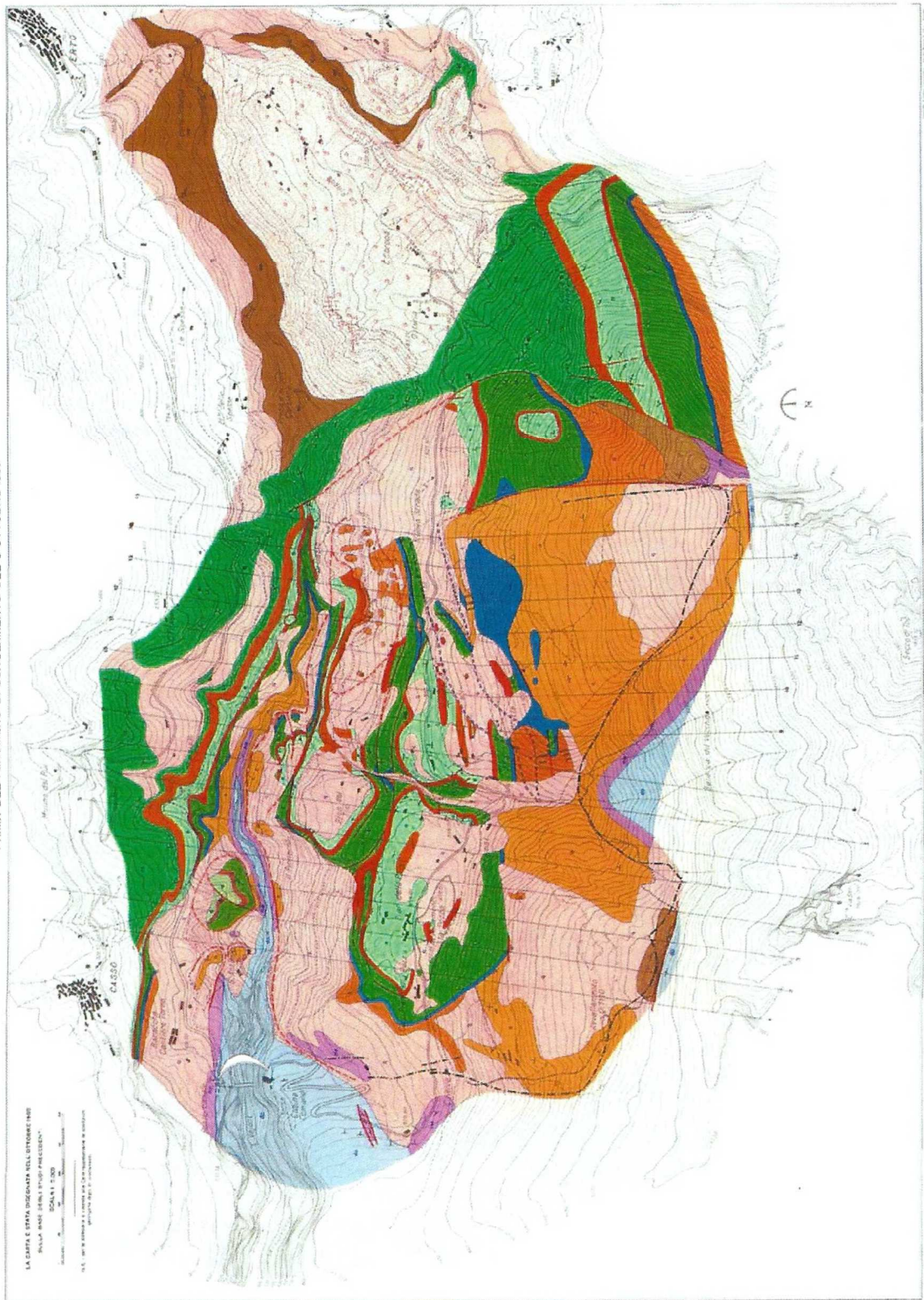


Figura 3.2. Carta geologica del versante settentrionale del M. Toc prima del fenomeno di scivolamento del 9 ottobre 1963 (Rossi e Semenza, 1965).

CARTA GEOLOGICA DEL VERSANTE SETTENTRIONALE DEL M. TOC E ZONE LIMITROFE  
DOPO IL FENOMENO DI SCIVOLAMENTO DEL 9 OTTOBRE 1963

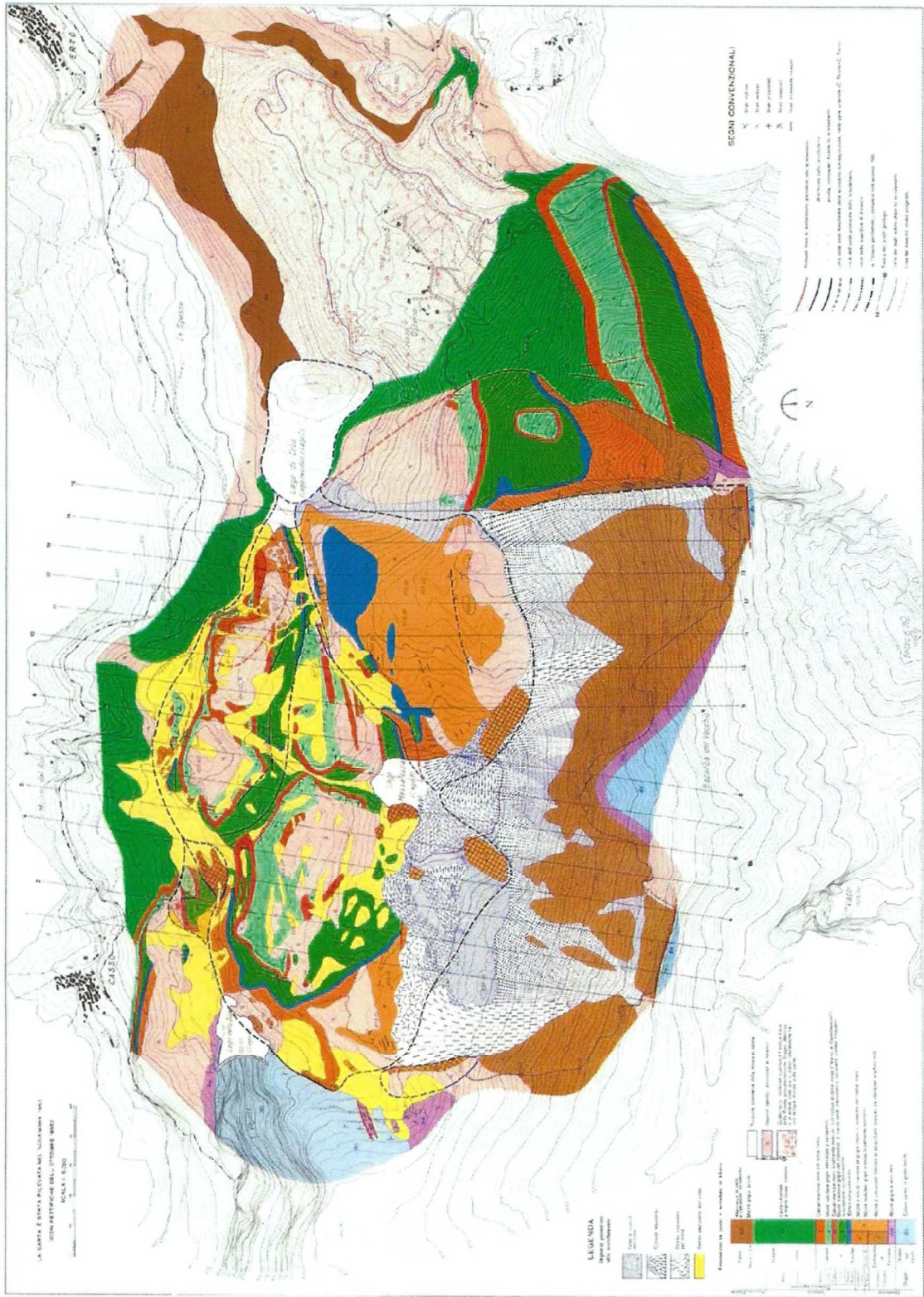


Figura 3.3. Carta geologica del versante settentrionale del M. Toc dopo il fenomeno di scivolamento del 9 ottobre 1963 (Rossi e Semenza, 1965).



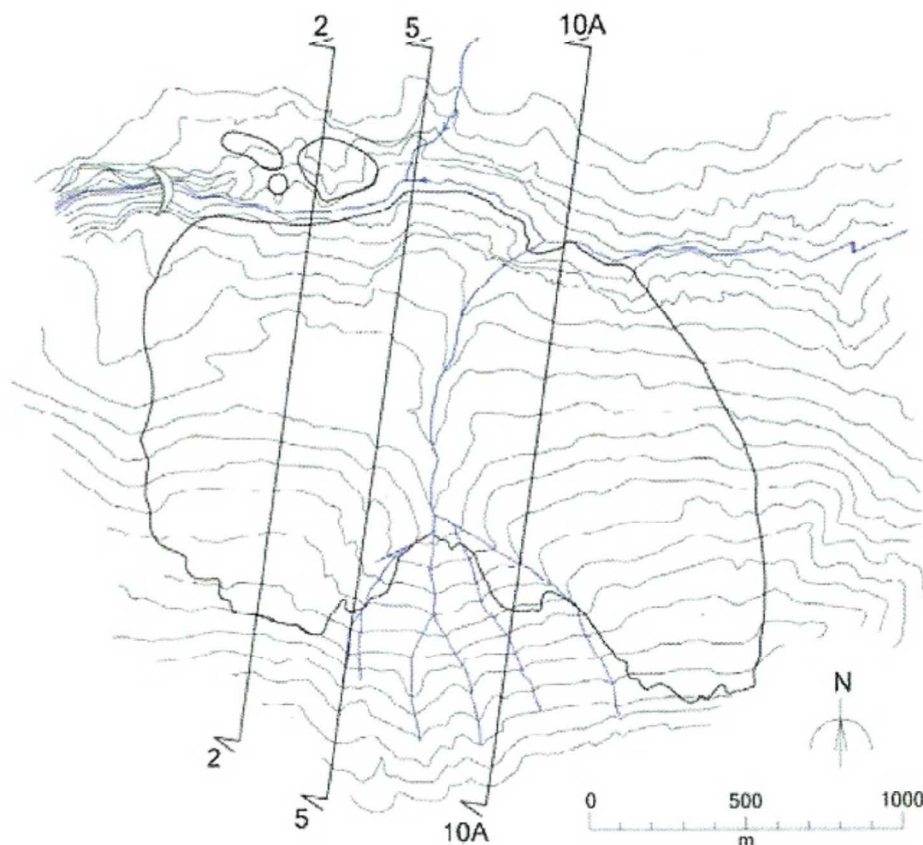


Figura 3.4. Pianta schematica del versante settentrionale del M. Toc prima del 9 ottobre 1963 con la localizzazione delle sezioni geologiche disegnate da Rossi e Semenza (1992).

### 3.3 Aspetti controversi della frana del Vajont

Diversi aspetti a carattere geologico, idrogeologico ed ingegneristico sono stati interpretati in modi diversi e/o intensamente dibattuti dai diversi autori che si sono occupati della grande frana del Vajont. Le questioni di maggior interesse sono di seguito riportate (Paronuzzi e Bolla, 2012):

- ✓ la presenza di sottili strati di argilla alla base del corpo di frana è stata molto dibattuta, in particolare è stata confutata da Müller (1968), il quale sosteneva l'impossibilità per i materiali argillosi di manifestarsi all'interno di un ammasso roccioso calcareo datato Giurassico medio. In realtà, diversi campioni di argilla sono stati raccolti sulla nicchia di distacco subito dopo la frana del 1963 e sottoposti a specifiche analisi di laboratorio che hanno messo in evidenza elevata plasticità e bassa resistenza al taglio. La questione è stata definitivamente risolta da Hendron e Patton (1985), i quali hanno condotto una indagine di dettaglio sulla nicchia di distacco della frana, campionato alcuni strati

argillosi, sia intercalati fra gli strati di calcare (substrato), sia all'interno di sedimenti sciolti. Gli interstrati argillosi caratterizzano la formazione di Fonzaso, appartenente al giurassico medio-inferiore, costituita da calcare selcifero e marnoso, coinvolta nella rottura basale. Ad oggi, la presenza di strati argillosi ad alta plasticità è universalmente riconosciuta e considerata un fattore determinante nell'innescare della frana del 9 ottobre 1963. Studi relativi alla microstruttura, alla mineralogia ed alle proprietà meccaniche di tali argille sono stati condotti recentemente allo scopo di determinare i coefficienti di attrito dinamici che hanno governato la frana (Tika e Hutchinson, 1999; Ferri et. al., 2011a,b);

- ✓ alla superficie di rottura basale della frana del Vajont è stata generalmente associata una forma bilineare a sedia, costituita da una parte superiore ad elevata inclinazione e da una parte inferiore sub-orizzontale, tanto che la maggior parte delle sezioni geologiche e geotecniche proposte dai vari autori rispecchiano tale configurazione geometrica. Il terzo superiore della superficie di scivolamento era ed è tuttora visibile, mentre i restanti due terzi sono stati ricostruiti sulla base dei risultati delle perforazioni realizzate in corrispondenza del corpo di frana dopo la catastrofica frana. La forma a sedia della superficie di scivolamento, molto rara, è stata associata alla presenza di una sinclinale lungo la valle del Vajont;
- ✓ fenomeni propri del carsismo sono stati presi in considerazione in molti studi a carattere geologico-idrogeologico fin dai primi anni dopo la catastrofica frana del 1963 (Kiersch, 1964) e sono, quindi, spesso presenti nell'ambito dei modelli idrogeologici relativi all'area in esame (Semenza e Dal Cin, 1967; Hendron e Patton, 1985). In realtà, una campagna di osservazioni in sito, in corrispondenza della nicchia di distacco ed in prossimità della diga, ha messo in luce una scarsa presenza di forme carsiche, tale da consentire una rivalutazione del ruolo fino ad ora attribuito al carsismo;

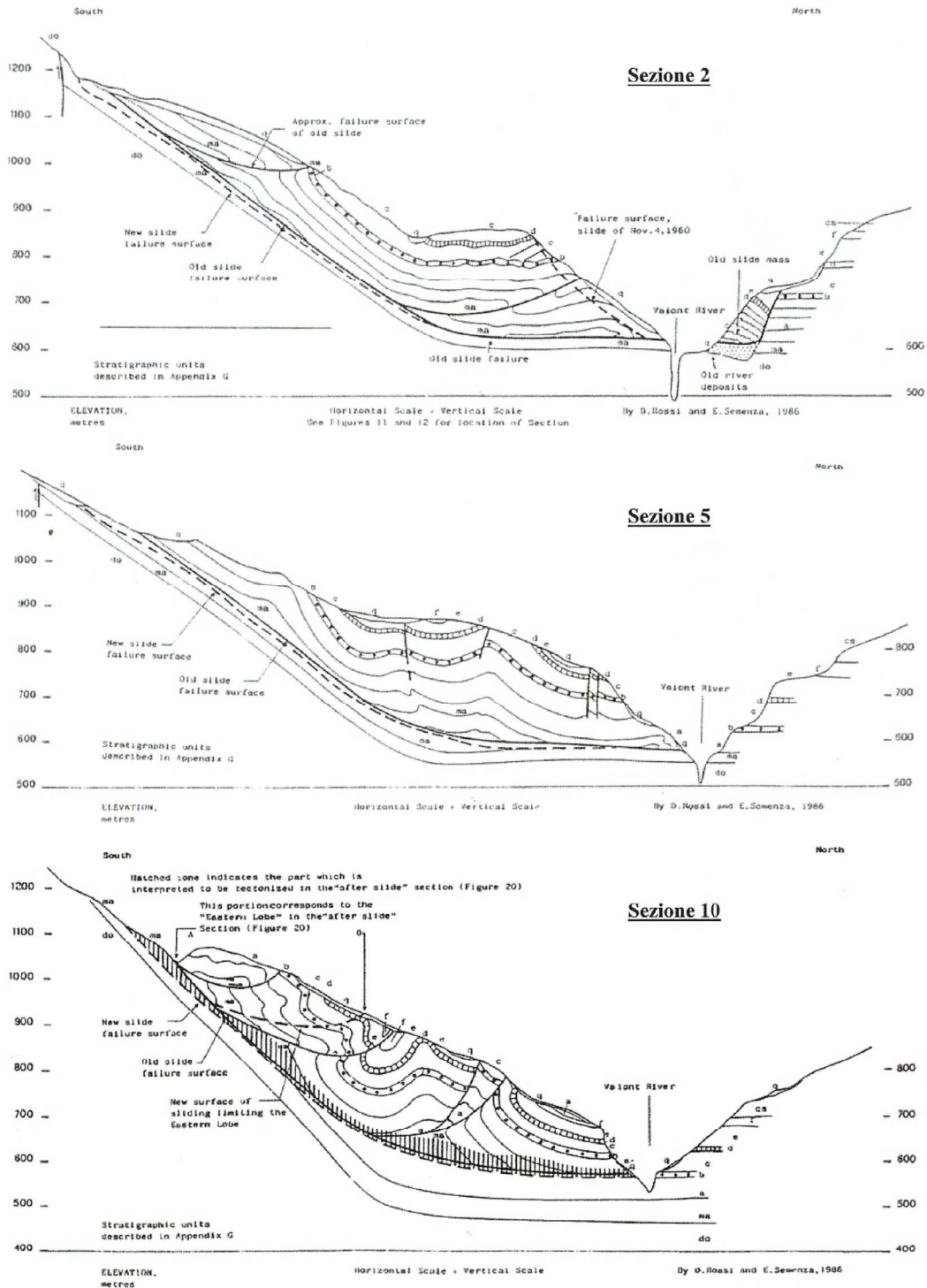


Figura 3.5. Sezioni geologiche della frana del Vajont prima del 9 ottobre 1963 disegnate da Rossi e Semenza (1992). L'arca a tratteggio verticale della sezione 10, coincidente con la superficie basale di scivolamento, rappresenta per gli autori una zona dell'ammasso roccioso che verrà tettonizzata in seguito alla frana del 1963.

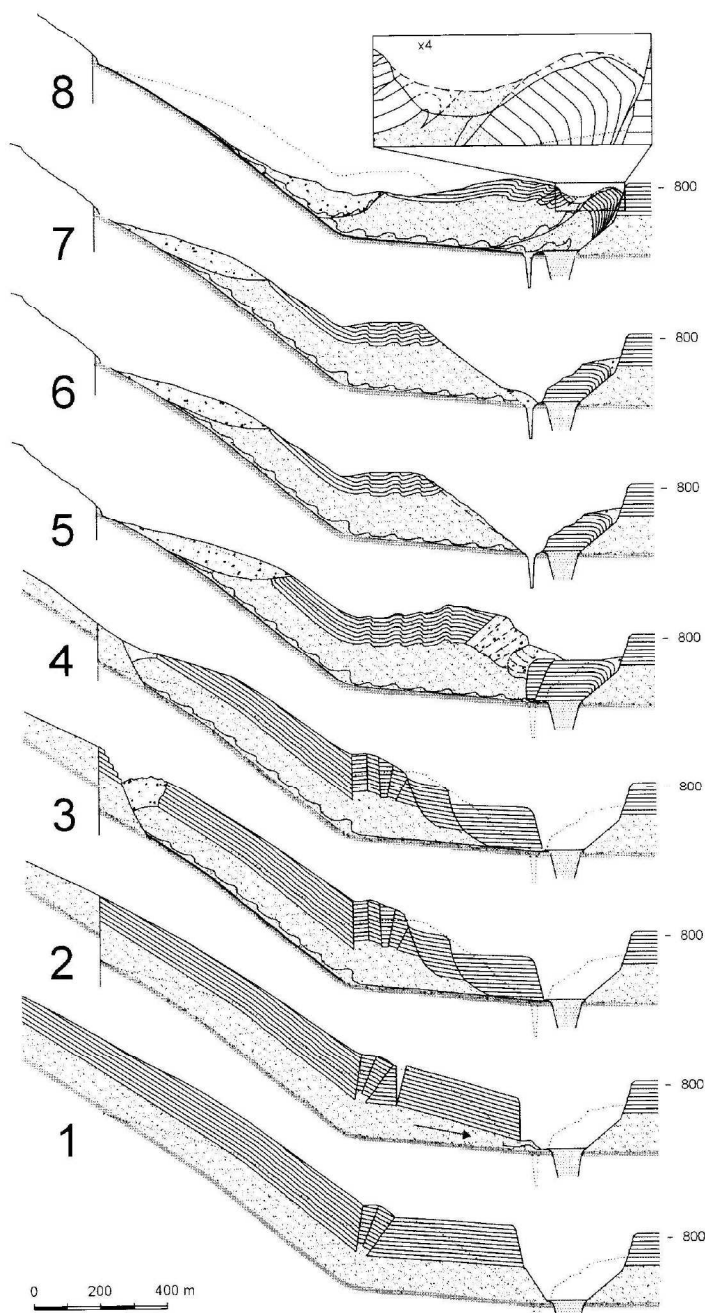


Figura 3.6. Ricostruzione dell'evoluzione temporale della paleofrana. I profili vanno dal Colle Isolato (a destra) fino al margine meridionale della paleofrana (a sinistra); in ognuno di essi la parte bianca inferiore corrisponde al Calcare del Vajont, la sottile fascia grigia al "Fonzaso con argille", la parte puntinata che gli sta sopra agli "strati sottili Fonzaso-Socchèr" e la parte rigata ai "Banchi di Socchèr". Il profilo 1 si riferisce alla situazione precedente ai primi movimenti, l'alveo del torrente è già riempito. Dopo i movimenti che hanno interessato la parte frontale (profilo 2), quelli di scollamento progressivo accompagnato da fenomeni di ripiegamento (profilo 3) e la successiva erosione della parte più a monte (profilo 4), si è assistito al grande e complesso fenomeno della paleofrana avvenuto al termine del processo di scollamento (profilo 5). Lo scivolamento è accompagnato da ripiegamenti e fratturazione notevoli. A seguito degli intensi fenomeni erosivi durati migliaia di anni la morfologia della valle è stata riconfigurata: a destra della nuova forra, strettissima, c'è il Colle Isolato che copre le ghiaie del vecchio alveo (profilo 6). Il profilo 7 mostra la situazione successiva al franamento del 4 novembre 1960: l'accumulo è sul fondovalle. Infine sul profilo 8 è riportato il franamento del 9 ottobre 1963: il Colle Isolato è stato ruotato e spinto verso l'alto; parte della massa franata (nel riquadro) è stata asportata dall'ondata di ritorno (Semenza, 2001).

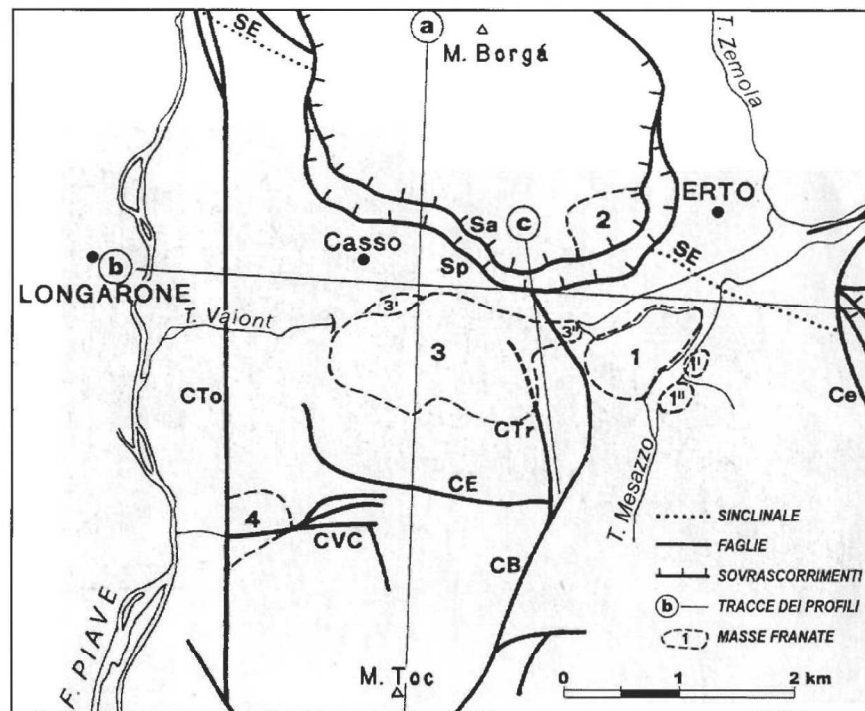


Figura 3.7. Carta tettonica della medio-bassa valle del Vajont (Riva et al., 1990). Sigle delle strutture tettoniche: SE = sinclinale di Erto; Sa = sovrascorrimento del monte Borgá; Sp = sovrascorrimento delle Spesse (subparallelo alla linea precedente); Cto = faglia del Col delle Tosatte; CB = faglia della Croda Bianca; CTr = faglia del Col Tramontin; CE = faglia del Col delle Erghene; CVC = fascio di linee Costa Vasei-Calta.

- ✓ la presenza di una falda all'interno del versante settentrionale del M. Toc rappresenta uno dei temi maggiormente dibattuti, con particolare attenzione al suo comportamento in relazione ad eventi piovosi sufficientemente intensi o prolungati da influenzarne il livello ed alle variazioni di quota dell'invaso artificiale. Come si è visto, Selli e Trevisan (1964) hanno enfatizzato l'alta permeabilità del versante e, poco tempo dopo, Müller (1968) ha calcolato a posteriori la sua conducibilità media ( $k = 1.2 \cdot 10^{-4}$  m/s, con riferimento ai primi mesi del 1963). Hendron e Patton (1985) hanno ipotizzato la presenza di una falda artesianica all'interno del substrato al di sotto del corpo di frana, alimentato dalle precipitazioni attraverso il sistema carsico attribuito al versante. In realtà, non vi erano e non vi sono tuttora evidenze di attività carsica tali da giustificare tale modello idrogeologico;

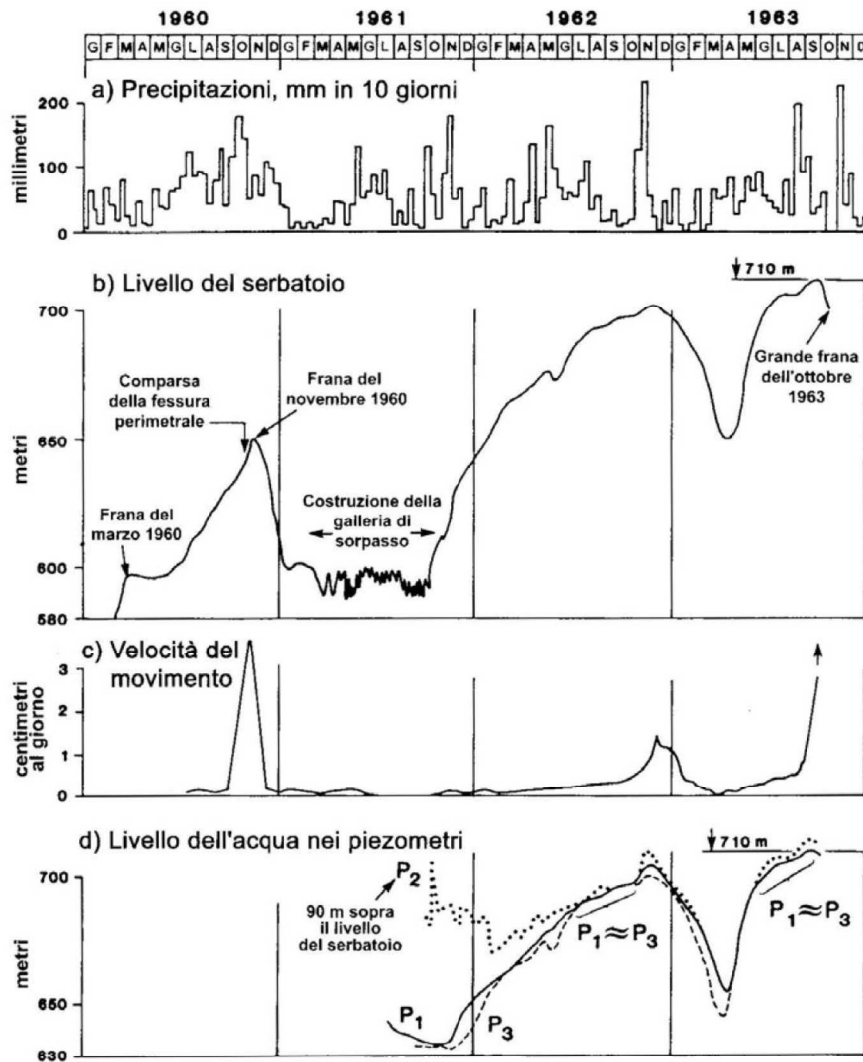


Figura 3.8. Risultati della attività di monitoraggio condotta dal 1960 al 1963, secondo i dati sintetizzati da Müller (1964).

- ✓ diversi autori hanno fatto riferimento al fenomeno della rottura progressiva per poter spiegare i cambiamenti nel comportamento del versante dal punto di vista meccanico ed il collasso finale (Müller, 1964; Kenney, 1967; Nonveiller, 1967a; Chowdhury, 1978; Voight, 1988; Kilburn e Petley, 2003). A tal proposito, Müller (1968) ha sollevato la questione dell'incompatibilità tra tale meccanismo e l'ipotesi dell'esistenza di una paleofrana; l'autore faceva notare che l'esistenza di una superficie di rottura predefinita contrastava con il graduale sviluppo di una superficie di scivolamento in seguito al processo di rottura progressiva;

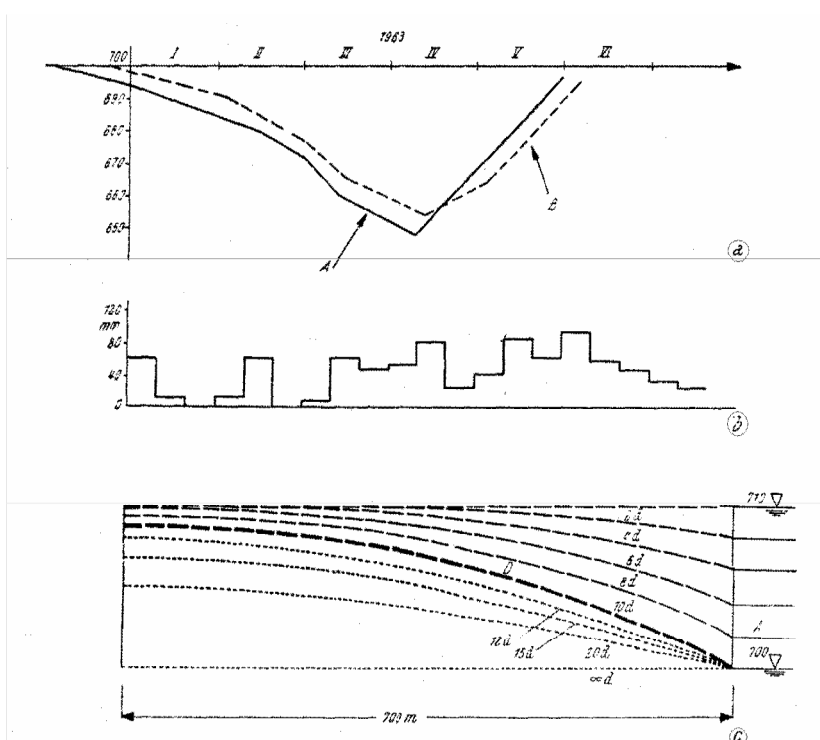


Figura 3.9. Elaborazioni di Müller (1968) sui dati registrati nei primi mesi del 1963: a) livello del serbatoio (linea continua) e livello nel piezometro P1 (linea tratteggiata). b) Altezze di pioggia misurate nel pluviometro posto presso la diga. c) Andamento della superficie piezometrica all'interno del versante durante il terzo svaso, interrotto il 9 ottobre 1963.

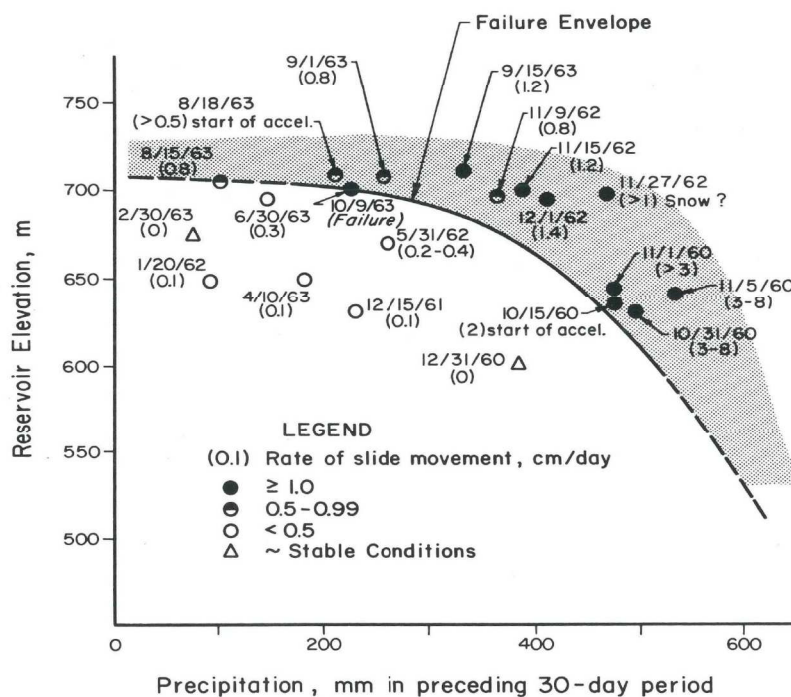


Figura 3.10. Stabilità del versante settentrionale del M. Toc in funzione dei livelli dell'invaso e delle precipitazioni relative ai 30 giorni precedenti (Hendron e Patton, 1985).

- ✓ il versante ha mostrato comportamenti significativamente diversi nel corso del periodo di collaudo della diga. Si alternavano evidenze della perdita di stabilità del versante (fenomeni franosi al fronte, incrementi delle velocità di spostamento verso valle, ecc.) con recuperi di stabilità (caratterizzati da significative riduzioni delle velocità di spostamento verso valle). Nello specifico, alle fasi di invaso corrispondevano peggioramenti nelle condizioni di stabilità, mentre alle prime due fasi di svaso corrispondevano miglioramenti nelle condizioni di stabilità. La terza, ed ultima, operazione di svaso (26 settembre-9 ottobre 1963) non è stata, invece, accompagnata da un incremento della stabilità; al contrario le velocità di spostamento hanno subito un ulteriore incremento fino al collasso finale. Questo cambiamento radicale nel comportamento del versante è stato generalmente attribuito al fenomeno della rottura progressiva (Müller, 1964, 1968). L'accelerazione del versante che ha preceduto il collasso è stata oggetto di studio allo scopo di comprendere il meccanismo di rottura e di individuare strumenti di previsione del collasso finale (Voight, 1988; Kilburn e Petley, 2003; Helmstetter et. al., 2004; Veveakis et. al., 2007);
- ✓ il collasso finale del 9 ottobre 1963 è stato caratterizzato da un movimento del corpo di frana come un blocco unitario. Tale comportamento, anche se è stato osservato in altri casi (Davies et al., 2006; Poschinger et al., 2006; Hancox, 2008), implica l'occorrenza di un comportamento meccanico insolito;
- ✓ l'aspetto più sorprendente del collasso finale consiste certamente nella sua elevata velocità (15-30 m/s), generalmente attribuita a processi termici avvenuti lungo la superficie di scivolamento (Voight e Faust, 1982; Nonveiller, 1992; Pinyol e Alonso, 2010). L'analisi del moto del corpo di frana nel corso dello scivolamento del 9 ottobre 1963 è stata eseguita considerando una superficie di rottura costituita da un materiale argilloso omogeneo, mentre vi sono chiare evidenze in sito che mostrano una superficie di scivolamento basale a gradoni con il coinvolgimento di diversi materiali (calcari, calcari marnosi, interstrati argillosi, pietrischi, ecc.).



## **4. Modello geologico-tecnico**

Il modello geologico-tecnico di riferimento per il lavoro svolto, e analizzato dettagliatamente in questo capitolo, è quello proposto da Paronuzzi e Bolla (2012, 2013), frutto della revisione critica dei numerosi lavori pubblicati in precedenza, della analisi dettagliata della documentazione fotografica raccolta da Edoardo Semenza durante la sua attività in sito (principalmente dal 1957 al 1965) pubblicata in formato digitale nel 2004 da Masè et al., dell'implementazione di due modelli digitali (DTM) riferiti, rispettivamente, alle condizioni pre-frana e post-frana, nonché di una intensa attività di rilevamento in sito sulla nicchia di distacco e sul corpo di frana condotta prevalentemente tra il 2006 e il 2010.

L'esame attento dell'archivio fotografico di Semenza ha permesso agli autori una revisione critica di alcuni affioramenti significativi, attualmente scomparsi o drasticamente modificati dalla frana del 9 ottobre 1963. In molti casi si tratta di aspetti geologici e affioramenti già messi in evidenza da altri autori (Giudici e Semenza, 1960; Semenza, 1965, 2001), tuttavia le loro descrizioni riflettono necessariamente l'interpretazione geologica di quel periodo storico. Tale documentazione ha fornito diverse indicazioni relative alla litostratigrafia pre-frana della sponda meridionale della valle, consentendo di stimare lo spessore dei vari strati e di individuare le principali unità rocciose così come differenziate da Rossi e Semenza (1965). Particolare attenzione è stata dedicata all'analisi della superficie di rottura basale e delle rocce milonitiche messe in evidenza nelle foto.

La topografia del versante settentrionale del M. Toc è stata descritta tramite due modelli digitali (DTM): un primo relativo alle condizioni pre-frana costruito a partire dalla carta geologica (scala 1:5000) realizzata da Rossi e Semenza (1965) attraverso la digitalizzazione delle curve di livello, un secondo DTM relativo alla topografia attuale costruito sulla base della cartografia tecnica regionale acquisita nel settembre 2000. Il primo DTM (Figura 4.1), grazie al grado di dettaglio fornito da Rossi e Semenza (1965), nettamente superiore se confrontato con quello delle mappe topografiche utilizzate all'epoca, consente di rappresentare in modo adeguato le principali caratteristiche morfologiche del versante: il modello digitale è definito da un punto ogni 170 m<sup>2</sup> circa. Ovviamente, gli attuali DTM si basano su campionamenti decisamente più fitti; vista però l'assenza di fonti più dettagliate, quella realizzata da Paronuzzi e Bolla (2012) è la migliore base

topografica del versante settentrionale del M. Toc relativa alle condizioni pre-frana attualmente a disposizione. Il secondo DTM (Figura 4.2), relativo alla morfologia attuale del versante, è definito da un punto ogni 10 m<sup>2</sup> circa grazie all'elevato grado di dettaglio del campionamento condotto per la realizzazione della cartografia numerica alla base del modello digitale: l'acquisizione dei dati è stata condotta con la precisione richiesta per una scala 1:2000, anche se la pubblicazione è avvenuta ad una scala 1:5000. I due DTM sono stati utilizzati anche per l'estrazione di alcuni profili topografici di interesse, necessari per la realizzazione delle relative sezioni geologiche aggiornate. Per la caratterizzazione geografica e geomorfologica della valle, è stata utilizzata anche una ortofoto datata 6 agosto 1998.

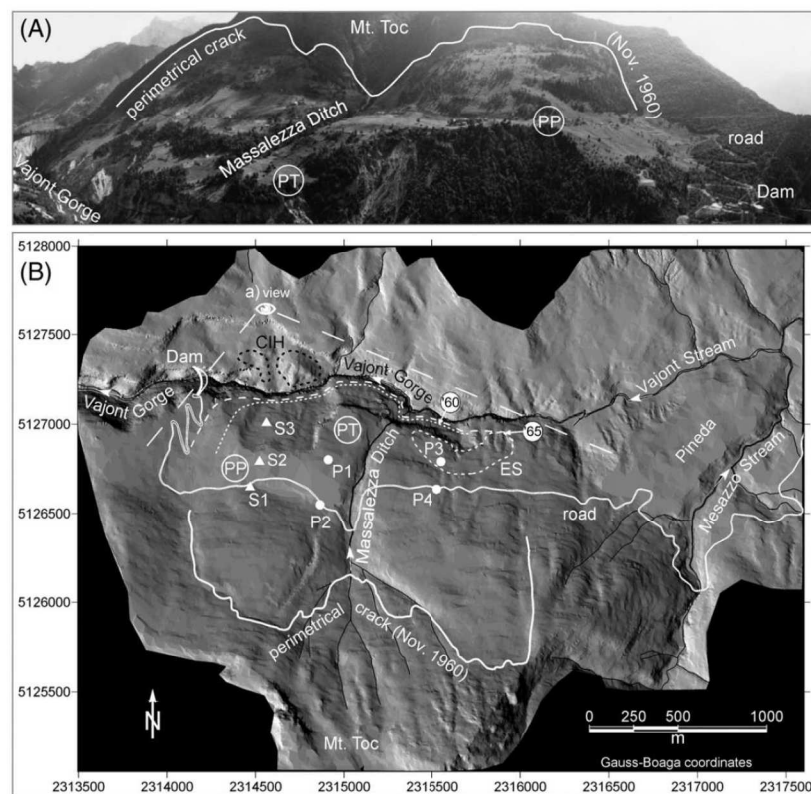


Figura 4.1. A) Vista frontale del versante settentrionale del M. Toc in condizioni pre-frana (foto modificata da Masè et al., 2004, in Paronuzzi e Bolla, 2012). B) Modello digitale del terreno (DTM) relativo al versante settentrionale del M. Toc in condizioni pre-frana (Paronuzzi e Bolla, 2012). PP: Pian della Pozza; PT: Pian del Toc; ES: espansione orientale (Semenza, 2001); CIH: Colle Isolato; P1, P2, P3, P4: piezometri; S1, S2, S3: sondaggi.

Il rilievo di campagna condotto sulla nicchia di distacco e sul corpo di frana ha permesso di individuare e fotografare alcuni affioramenti di particolare interesse, di raccogliere campioni rocciosi e di materiale sciolto, in seguito sottoposti alle opportune prove di laboratorio per la loro caratterizzazione petrografica e geotecnica. Gli affioramenti del substrato sono stati caratterizzati

tramite la misura delle giaciture, sia della stratificazione, sia dei giunti. Ulteriori misure sclerometriche sono state eseguite sui giunti di strato e sulla roccia intatta, mentre alcuni campioni di roccia sono stati sottoposti al point load test. Inoltre, si sono fatte importanti osservazioni sulla struttura interna degli ammassi rocciosi e sono stati acquisiti significativi dati di carattere strutturale sugli strati di roccia deformata. Infine, sono state identificate e misurate diverse strie sulla superficie di scivolamento basale ed in corrispondenza della parete laterale all'estremità orientale della nicchia di distacco. Il complesso delle informazioni ottenute è stato raccolto in un database specifico che rappresenta la base del modello geologico-tecnico.

Dal punto di vista litostratigrafico, la ricostruzione di Paronuzzi e Bolla (2012), relativa sia al lato meridionale (serie del M. Toc) che al lato settentrionale (serie di Casso) della valle del Vajont, è basata sul lavoro di Rossi e Semenza (1965). Combinando i risultati degli studi precedenti con la documentazione fotografica di Semenza (Masè et al., 2004) e quella prodotta da loro stessi durante l'intensa campagna di rilevamento in sito, si sono ricostruite le serie riportate in Figura 4.3: alla base del corpo di frana si osserva una potente zona di taglio (spessore medio di 40-50 m) individuata per la prima volta da Paronuzzi e Bolla (2012) e assente nella serie di Casso (Figura 4.3).

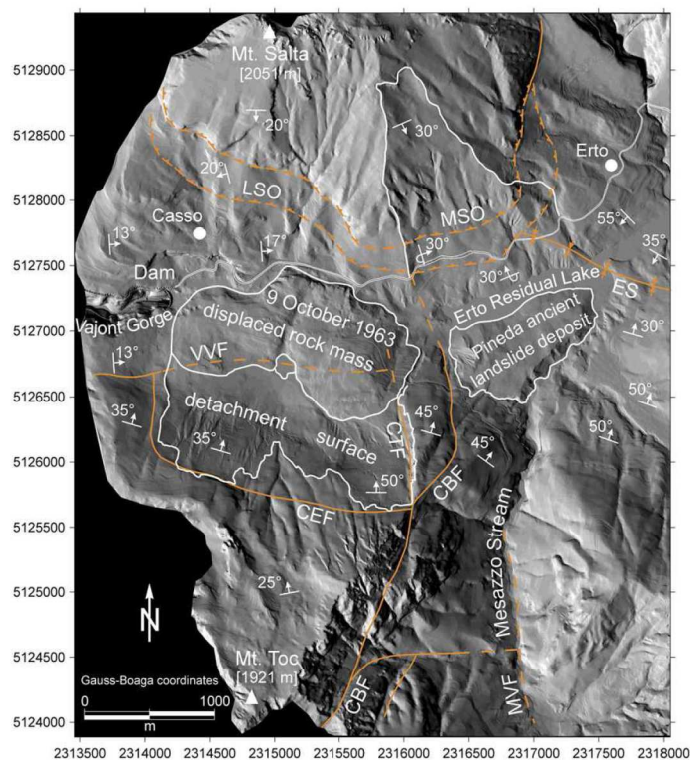


Figura 4.2. Modello digitale del terreno (DTM) relativo al versante settentrionale del M. Toc in condizioni post-frana (Paronuzzi e Bolla, 2012). CBF: faglia della Croda Bianca; CEF: faglia del Col delle Erghene; VVF: faglia della Valle del Vajont; MVF: faglia della Valle del Mesazzo; LSO: sovrascorrimento de La Spesse; MSO: sovrascorrimento del M. Salta; ES: sinclinale di Erto.

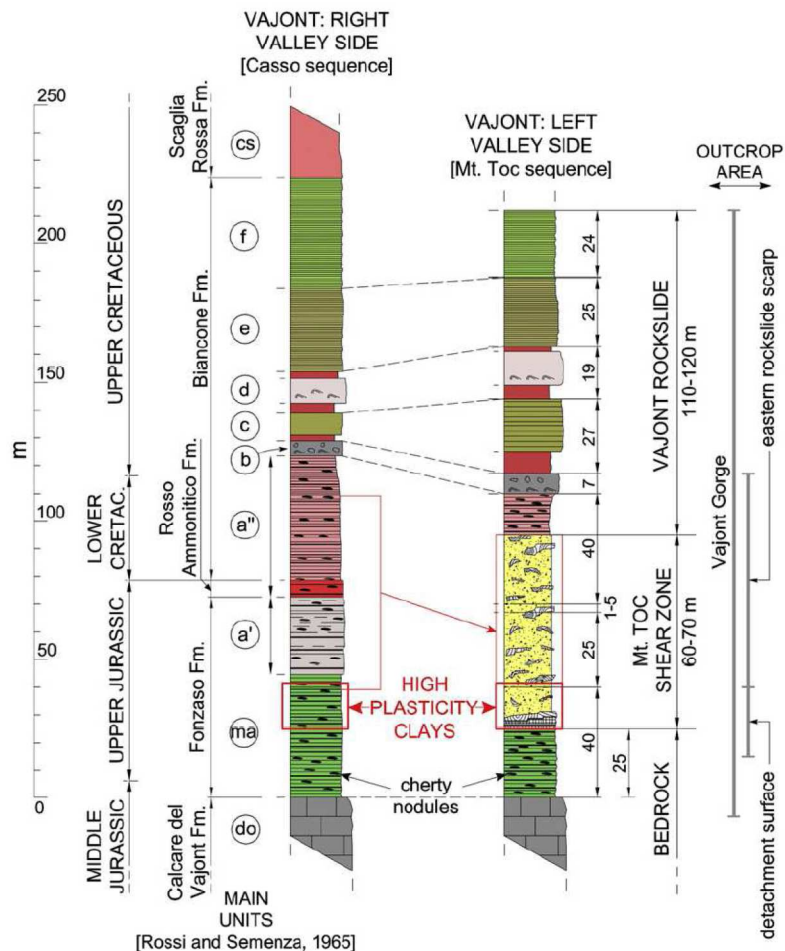


Figura 4.3. Colonne litostratigrafiche aggiornate dei due lati della valle del Vajont. La novità più rilevante consiste nella presenza di una potente zona di taglio (unità rappresentata in giallo) nella serie del M. Toc (Paronuzzi e Bolla, 2012).

#### 4.1 La zona di taglio

La scoperta della zona di taglio alla base del corpo di frana costituisce una rivoluzione nell'interpretazione geologica della frana del Vajont (Paronuzzi e Bolla, 2012), precedentemente interpretata come uno scivolamento di una enorme massa in roccia lungo una superficie calcarea e/o argillosa. Solamente alcuni studi geologici avevano preso in esame due distinte superfici di rottura (Rossi e Semenza, 1985), una relativa alla paleofrana e una relativa alla sua riattivazione, oltre ad ipotizzare la presenza di alcune rocce tettonizzate in seguito allo scivolamento del 9 ottobre 1963. Roccia estremamente fratturata è stata individuata da Semenza nel corso della sua campagna di rilevamento già prima della frana lungo la sponda occidentale del Massalezza, come documentato da diverse fotografie dello stesso autore (Masè et al., 2004): viene messo in

evidenza uno spessore di 30-35 m di materiale detritico eterometrico al di sopra di un substrato calcareo praticamente indeformato (Figura 4.4). Diversi blocchi rocciosi (dimensione 1-10 m circa e talvolta più grandi) sono inclusi in una matrice ghiaiosa costituita da frammenti calcarei. Il passaggio dal substrato alla zona di taglio basale è brusco. Si sottolinea che, nonostante tale affioramento fosse visibile da prima della frana del 9 ottobre 1963, Paronuzzi e Bolla (2012) sono stati i primi ad interpretarlo quale prova della presenza di una zona di taglio alla base della grande massa in scivolamento. In precedenza, infatti, le rocce cataclastiche sono state attribuite alla presenza di superfici di faglia, secondo l'interpretazione di Semenza (1965, 2001).

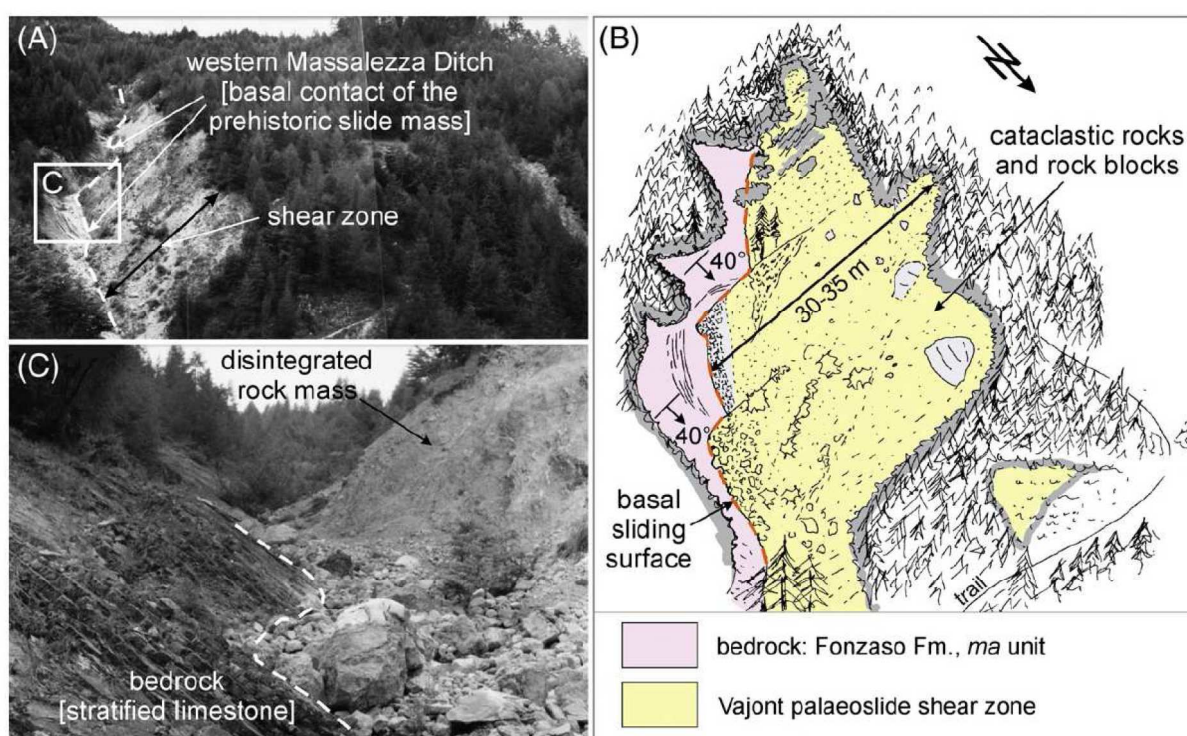


Figura 4.4. A) Affioramento di roccia fratturata e detrito della zona di taglio in corrispondenza della sponda occidentale del Massalezza (foto modificata da Masè et al., 2004, in Paronuzzi e Bolla, 2012). B) Schema del contatto tra la parte superiore dell'unità *ma* e la zona di taglio basale (Paronuzzi e Bolla, 2012). C) Dettaglio fotografico del contatto tra la parte superiore dell'unità *ma* e la zona di taglio basale (foto modificata da Masè et al., 2004, in Paronuzzi e Bolla, 2012).

Pietrisco e ghiaia calcarei, assieme a blocchi rocciosi appartenenti all'unità *a''* della formazione del Biancone, sono stati individuati anche nel rilievo del Colle Isolato lungo la sponda destra del torrente Vajont: nella configurazione pre-frana si poteva osservare uno spessore di circa 5-10 m di materiale sciolto (ghiaia, sabbia, ciottoli) al di sotto di un ammasso roccioso molto deformato e fratturato dallo spessore di circa 80-100 m. Si tratta di uno degli affioramenti chiave nella ricostruzione del modello geologico della valle ed è stato interpretato da Semenza come una

prova del passato franamento di un'enorme massa rocciosa dal lato meridionale della valle, a riempire il paleoalveo del Vajont e ricoprire i sedimenti precedentemente depositati dal torrente. Secondo tale interpretazione, il materiale sciolto alla base del materiale franato dal versante meridionale veniva attribuito essenzialmente a processi di natura alluvionale, escludendo completamente qualsiasi possibile relazione con processi di disintegrazione della roccia tramite meccanismi di rottura per taglio.

Ulteriori rocce cataclastiche e pietrischi sono stati individuati durante le indagini geologiche nell'area instabile, nella parte superiore del versante e sulle pareti rocciose al limite meridionale della valle del Vajont. Inoltre, del materiale sciolto si trovava alla base del fronte settentrionale della paleofrana. In virtù della loro posizione, tali affioramenti sono stati interpretati da Semenza come detrito di versante (Rossi e Semenza, 1965) avente origine da piccoli fenomeni di crollo. Lo spessore massimo delle cataclasiti era di circa 70-80 m, spessore che si riduceva nel settore orientale del corpo di frana fino a raggiungere valori di 20-30 m. Tali spessori sono stati associati da Paronuzzi e Bolla (2012) alla zona di taglio; si noti, però, che il massimo spessore riportato (70-80 m) non rifletteva l'originale spessore della zona di taglio, ma era dovuto al riempimento del paleoalveo ad opera della paleofrana. Inoltre, la potenza della zona di taglio aumentava da 20-30 m a 60-70 m circa procedendo da monte verso valle, per uno spessore medio di 40-50 m.

Oltre a quelle citate, vi erano altre evidenze che mostravano la presenza di pietrisco associato a blocchi rocciosi al di sotto della paleofrana del M. Toc, fra le quali si ricorda per particolare chiarezza un affioramento visibile all'estremità orientale del Pian del Toc (Figura 4.5).

Il netto passaggio da un ammasso roccioso fratturato ad una sottostante unità costituita principalmente da materiale sciolto con presenza di qualche blocco calcareo era nitidamente visibile. Il contatto tra le due unità era caratterizzato da un andamento a gradoni con l'alternanza di tratti a bassa pendenza ( $25-35^\circ$ ) e tratti sub-verticali ( $80-90^\circ$ ) (Figura 4.5). Una situazione molto simile si presentava all'estremità occidentale del Pian del Toc: anche in questo caso un blocco rigido di roccia fratturata giaceva sopra affioramenti isolati di pietrisco, non era però visibile il contatto tra il blocco roccioso e le cataclasiti (Figura 4.6).

Cataclasiti e pietrischi sono stati identificati anche al di sopra dell'avvallamento detritico in corrispondenza della porzione orientale del Pian del Toc (Figura 4.7). Tale affioramento, interpretato da Semenza (2001) come una espansione orientale della paleofrana, mostrava la sovrapposizione di materiale sciolto e di un ammasso roccioso fratturato nei confronti della paleofrana stessa.

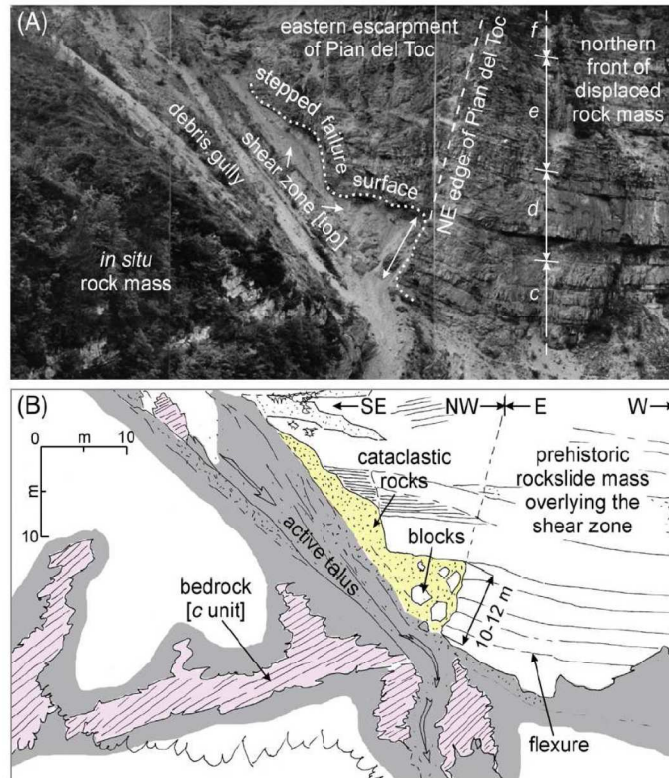


Figura 4.5. A) Estremità nord-orientale del Pian del Toc prima del 9 ottobre 1963. (foto modificata da Masè et al., 2004, in Paronuzzi e Bolla, 2012). B) Schema del blocco roccioso del Pian del Toc sopra la zona di taglio (Paronuzzi e Bolla, 2012).

Oltre alle evidenze di campagna mostrate fino a qui, visibili già prima del 9 ottobre 1963, oggi vi sono altri affioramenti sulla nicchia di distacco che testimoniano la presenza di una zona di taglio alla base della paleofrana: sono stati identificati dei residui di zona di taglio con uno spessore massimo stimabile in 10-12 m (Figura 4.8). Si tratta di materiale detritico che non può essere confuso con una copertura superficiale: il pietrisco calcareo è, infatti, associato a blocchi di dimensione metrica e/o decametrica costituiti da ammassi rocciosi piegati e fratturati che conservano la stratificazione; blocchi che generalmente appaiono avvolti dal pietrisco (Figure 4.8 e 4.9). I blocchi calcarei piegati e stratificati si presentano distaccati dal substrato sottostante e possono essere considerati come scaglie rocciose piallate in seguito al movimento dell'ammasso roccioso soprastante. Gli ammassi ed i blocchi rocciosi stratificati mostrano spesso alti gradi di fratturazione sia da trazione che da taglio.

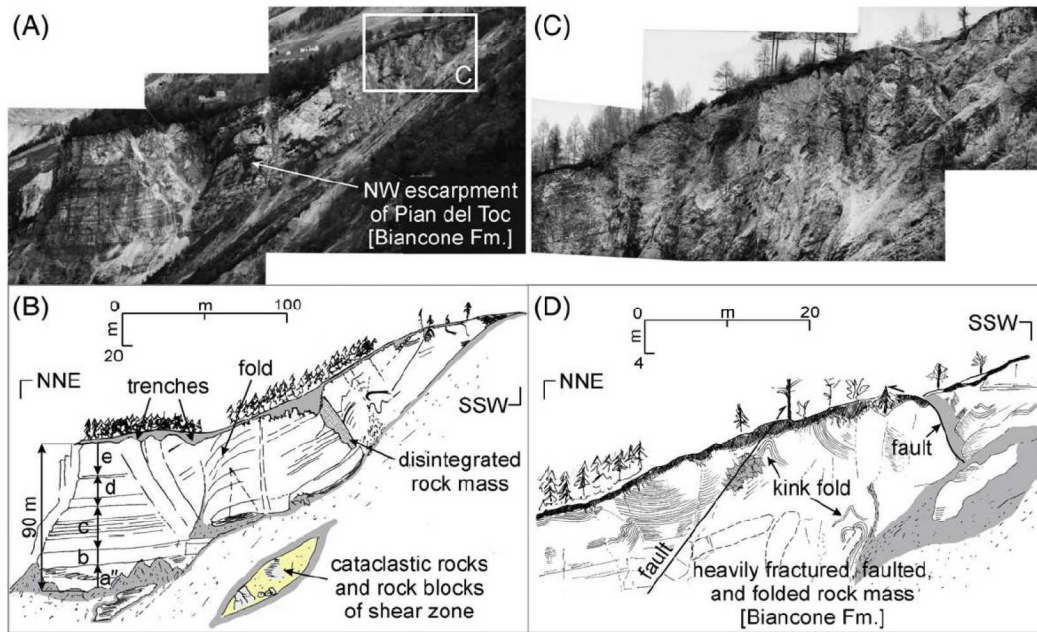


Figura 4.6. A) Scarpata occidentale del Pian del Toc prima del 9 ottobre 1963 (foto modificata da Masè et al., 2004, in Paronuzzi e Bolla, 2012). B) Schema della scarpata occidentale del Pian del Toc prima del 9 ottobre 1963 (Paronuzzi e Bolla, 2012). C) Dettaglio fotografico della parte superiore della scarpata occidentale del Pian del Toc prima del 9 ottobre 1963 (Masè et al., 2004). D) Schema del dettaglio fotografico riportato nella Figura 4.6C (Paronuzzi e Bolla, 2012).

Le evidenze descritte indicano che la formazione della zona di taglio è avvenuta in seguito alla deformazione delle serie calcaree più duttili, in quanto più sottilmente stratificate (2-10 cm) e caratterizzate dalla presenza di interstrati a bassa resistenza (per lo più di argilla montmorillonitica), ed alla rottura fragile degli strati calcarei localmente più rigidi, in quanto più potenti (20-40 cm).

Il materiale maggiormente caratteristico della zona di taglio è il pietrisco supportato da una matrice sabbiosa, anche se vi sono evidenze che mostrano una tipica struttura a vuoti (Figura 4.9B). Fra i frammenti rocciosi, si riconoscono principalmente calcari, calcari selciferi, selci, ma si possono vedere anche calcari marnosi, marne grigie, breccie calcaree. Ad eccezione delle breccie, le litologie citate appartengono alla parte superiore della formazione di Fonzaso. Le breccie riconosciute sulla nicchia di distacco si sono formate in passato, in seguito alla cementazione dei pietrischi calcarei della zona di taglio.

Laddove si è conservata la stratificazione, sono chiaramente visibili sottili lenti argillose giallastre, grigie e verdi. Gli interstrati argillosi si trovano in corrispondenza della superficie di rottura del 9 ottobre 1963 (Figura 4.10), all'interno degli ammassi rocciosi dislocati oppure intercalati nel pietrisco (Figura 4.11). La maggior parte delle lenti argillose si presentano in



modo discontinuo sotto forma di strati molto sottili (0.1-5 cm) in alternanza con strati di calcare selcifero.

La zona di taglio può essere suddivisa in tre parti: una parte basale, una mediana e una superiore; tutte e tre dotate di uno spessore medio di circa 15 m. I residui sulla nicchia di distacco appartengono alla zona di taglio basale, la quale può essere suddivisa a sua volta in tre parti, dal basso verso l'alto: B1, strato detritico basale (spessore 0-1 m) con presenza di lenti di argilla ad alta plasticità (Figura 4.10); B2, spessore (1-5 m) di pietrisco calcareo con presenza di blocchi e lenti argillose (Figura 4.8); B3, parte superiore dei residui sulla nicchia di distacco (spessore 5-15 m).

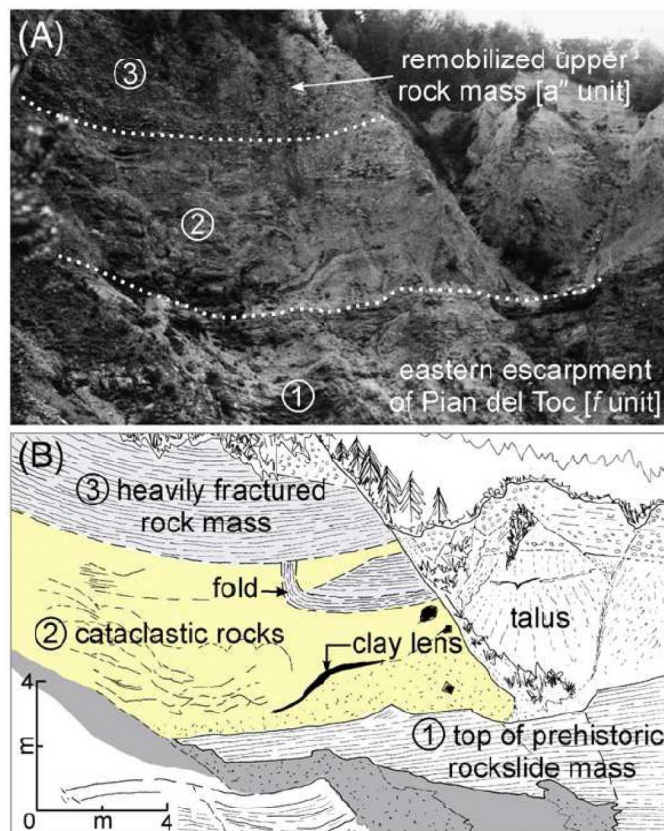


Figura 4.7. A) Ammasso roccioso rimobilizzato interpretato da Semenza (2001) come un'espansione orientale della paleofrana (foto precedente al 9 ottobre 1963 tratta da Masè et al., 2004, e modificata in Paronuzzi e Bolla, 2012). B) Schema dell'ammasso roccioso (unità 3 e 2) scivolato sopra un blocco roccioso (unità 1 = Pian del Toc) precedentemente franato (Paronuzzi e Bolla, 2012).

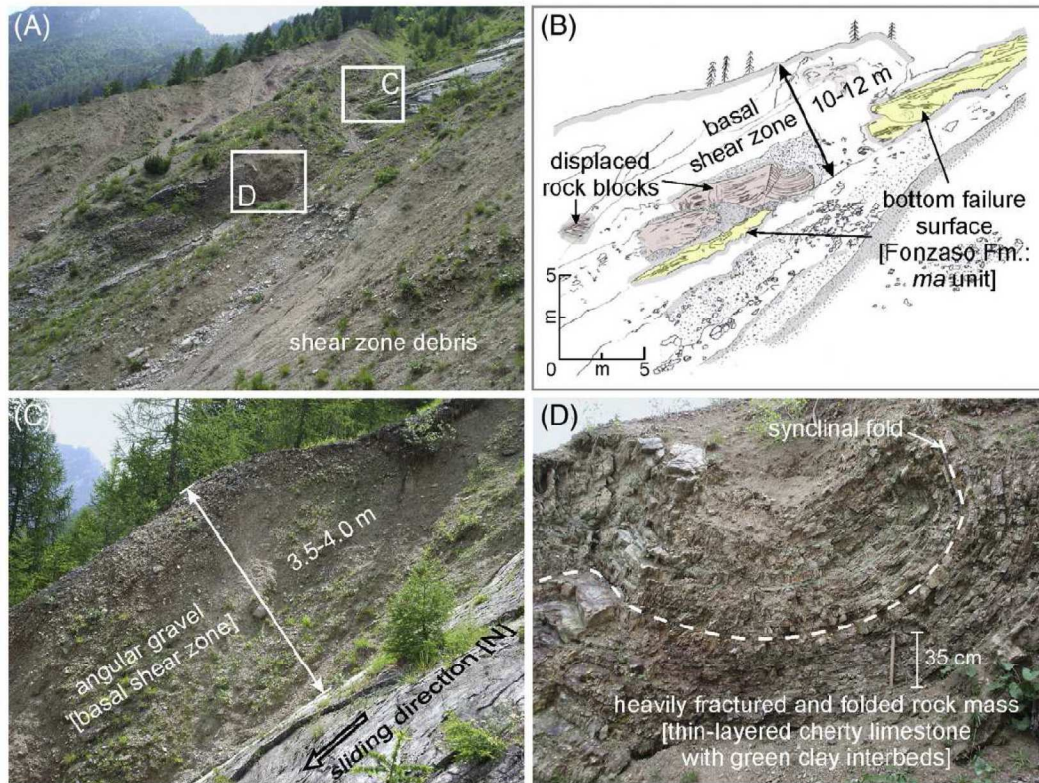


Figura 4.8. A) Residui della zona di taglio sulla superficie di scivolamento (Paronuzzi e Bolla, 2012). B) Schema relativo alla foto di Figura 4.8A (Paronuzzi e Bolla, 2012). C) Dettaglio del pietrisco appartenente alla zona di taglio (Paronuzzi e Bolla, 2012). D) Ammasso roccioso piegato (Paronuzzi e Bolla, 2012).

Paronuzzi e Bolla (2012) hanno riportato la distribuzione granulometrica dei materiali sciolti appartenenti alla zona di taglio basale (Figura 4.12), identificando tre gruppi principali: 1) argille limose (45-65 % di argilla); 2) limi argillosi (15-30 % di argilla); 3) ghiaie sabbiose. Si ricorda che il lavoro di Paronuzzi e Bolla (2012) è stato il primo a considerare all'interno del modello geologico della frana del Vajont un “mélange” di pietrisco con presenza di blocchi rocciosi e lenti di argilla ad elevata plasticità, che per alcuni aspetti ricorda i cosiddetti “block-in-matrix rocks” o “bimrocks” (Medley, 1994; Riedmüller et al., 2001).

## 4.2 La paleofrana del M. Toc

Lo studio di Paronuzzi e Bolla (2012) ha confermato la validità dell'interpretazione secondo la quale la frana del 9 ottobre 1963 è stata una riattivazione di una frana in roccia mobilitatasi in passato lungo la sponda meridionale della valle del Vajont: la paleofrana del M. Toc. La configurazione geometrica del versante ha favorito l'innesco della paleofrana: infatti, la

stratificazione dell'ammasso roccioso aveva una giacitura di N355°E/44° nella porzione orientale del versante e di N015°E/34° nella parte occidentale. Tali superfici costituivano i piani basali di un enorme cuneo in roccia: lunghezza di circa 2 km, larghezza di circa 1 km e spessore medio di circa 150 m, per un volume complessivo di circa  $300 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ .

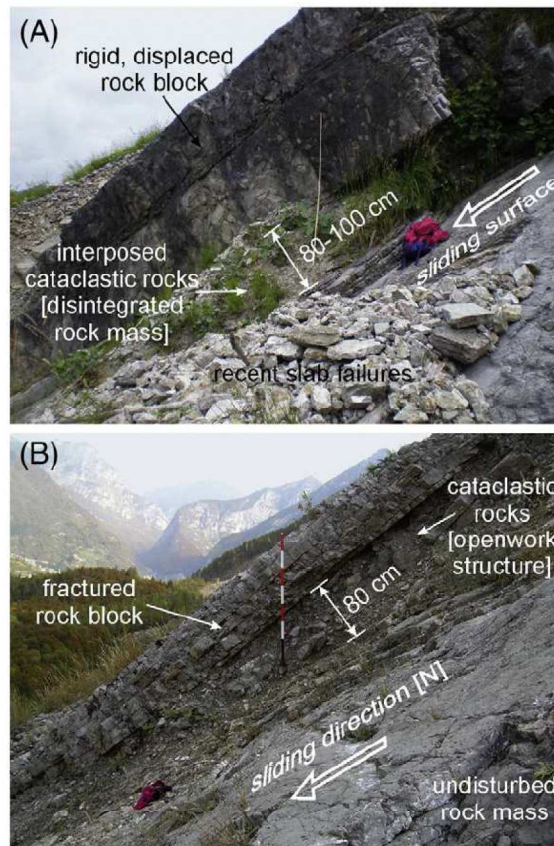


Figura 4.9. Residui della zona di taglio sulla nicchia di distacco del 9 ottobre 1963. Blocchi rocciosi stratificati sopra un letto di pietrisco: uno spessore cataclastico separa i blocchi dal substrato.

La paleofrana del M. Toc è stata preceduta da un processo deformativo concentratosi in uno spessore di circa 40-50 m, tra la parte superiore dell'unità *ma* e la parte inferiore dell'unità *a''*, appartenente alla formazione del Biancone. In una prima fase, l'ammasso roccioso sottilmente stratificato coinvolto nel processo deformativo si è piegato e fratturato in seguito ad un comportamento prevalentemente duttile, originando la maggior parte delle pieghe che avrebbero poi caratterizzato la zona di taglio, dove si osservano frequentemente flessure, pieghe chevron, pieghe a freccia, pieghe a scatola. Il comportamento duttile era favorito dalla presenza di sottili strati argillosi e/o marnosi (1-5 cm), alternati con livelli di calcari selciferi e marnosi sottilmente stratificati. La geometria della maggior parte delle pieghe evidenzia uno spostamento del versante verso nord, coerentemente con il vincolo cui era soggetto il cuneo lungo il suo lato orientale in

corrispondenza della faglia del Col Tramontin, che costringeva la massa rocciosa, in una prima fase, a spostarsi lungo la direzione nord-sud. Le pieghe sono associate ad una notevole fratturazione dei livelli calcarei più fragili.

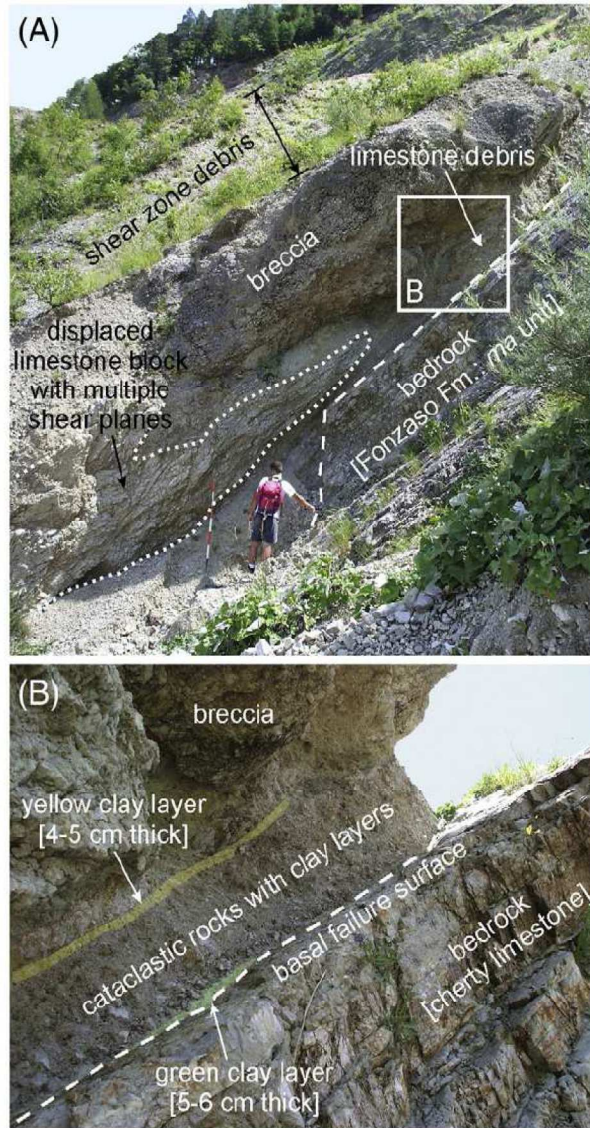


Figura 4.10. A) Affioramento della zona di taglio nella porzione orientale della nicchia di distacco che mette in evidenza la presenza di diversi materiali quali detrito calcareo, lenti argillose, blocchi calcarei e breccie (Paronuzzi e Bolla, 2012). B) Lenti di argilla montmorillonitica in corrispondenza della superficie di rottura basale (Paronuzzi e Bolla, 2012).

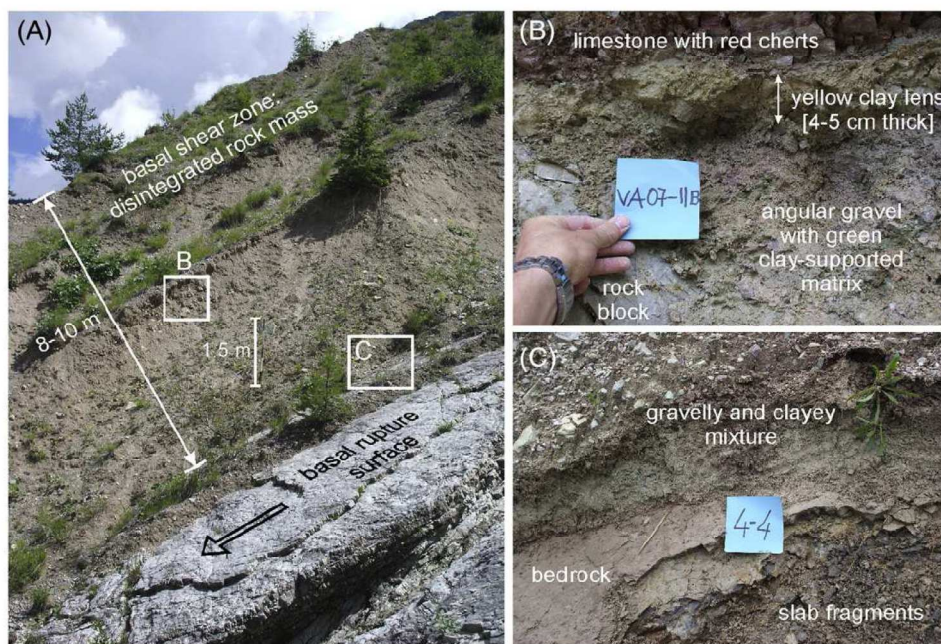


Figura 4.11. A) Contatto basale tra la zona di taglio e il substrato (Paronuzzi e Bolla, 2012). B-C) Materiali presenti nella zona di taglio (Paronuzzi e Bolla, 2012).

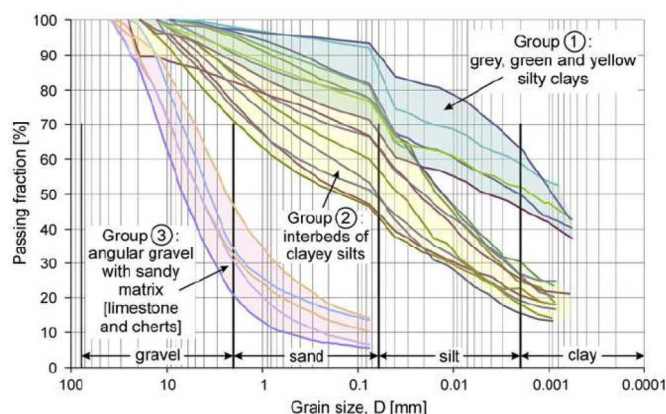


Figura 4.12. Distribuzione granulometrica dei materiali sciolti che costituiscono la zona di taglio basale (Paronuzzi e Bolla, 2012).

La deformazione progressiva del versante, sfociata poi nell'innescò della paleofrana, ha avuto una durata che può essere stimata in circa 5000-10000 anni, considerando il tempo necessario all'azione erosiva del torrente Vajont per svincolare il cuneo al fronte. Ad una prima fase in cui prevaleva un comportamento di tipo duttile, è seguita una fase di fratturazione fragile a taglio e/o trazione (Figura 4.13). Il collasso finale della paleofrana del M. Toc era strettamente associato alla formazione della zona di taglio al di sopra del substrato: la propagazione verso valle ha determinato lo sviluppo di superfici di taglio multiple all'interno degli ammassi rocciosi

fratturati, la rottura delle pieghe precedentemente formatesi e la loro mobilitazione all'interno della zona di taglio stessa. La propagazione della paleofrana può essere distinta in una fase iniziale in cui, in virtù del vincolo all'estremità orientale costituito dalla faglia del Col Tramontin, prevaleva uno scivolamento lungo l'asse nord-sud e in una fase finale caratterizzata da una significativa rotazione verso nord-est.

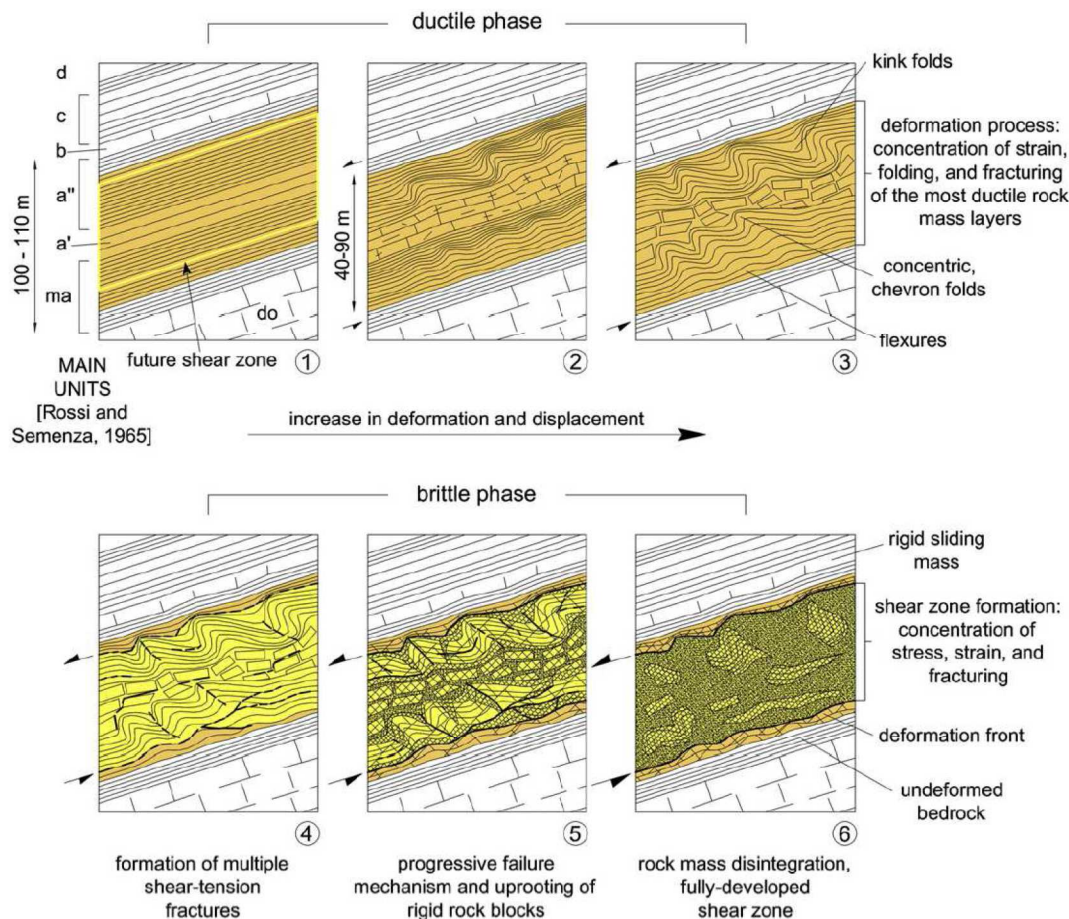


Figura 4.13. Principali stadi della formazione della zona di taglio. Inizialmente è prevalso un comportamento duttile, mentre nella fase finale era dominante un comportamento di tipo fragile (Paronuzzi e Bolla, 2012).

La paleofrana del M. Toc ha riempito il paleoalveo del Vajont per una lunghezza di circa 2 km, impattando contro la parete rocciosa opposta che costituiva la sponda settentrionale della valle. Tale dinamica è stata all'origine della forma a sedia tipica della frana del 9 ottobre 1963: la porzione suborizzontale della superficie di rottura corrispondeva alla parte frontale della paleofrana che giaceva al di sopra del paleoalveo, mentre la schiena corrispondeva alla superficie di rottura originaria della paleofrana stessa. La maggiore particolarità della paleofrana,

ripresentatasi poi nel 1963, consisteva nella propagazione verso valle di una massa rocciosa compatta con uno spessore medio di circa 100-130 m al di sopra di una zona di taglio (spessore di 40-50 m). Il paleoalveo è stato, quindi, riempito dal materiale della zona di taglio che ha raggiunto uno spessore massimo di 70-80 m nel settore occidentale del Pian del Toc.

Un altro aspetto di interesse relativo alla paleofrana, evidenziato dai due autori, consisteva nella forma a gradoni della superficie di scivolamento, messa in luce da diversi affioramenti sulla nicchia di distacco: nello specifico la nicchia di distacco sale di quota da ovest verso est e da nord verso sud tramite una serie di piccole scarpate. Per questa ragione, la serie litologica coinvolta dalla rottura nella porzione orientale era più giovane (unità *b*, *c* e *d*) di quella coinvolta nelle parti occidentale e centrale (unità *ma*, *a'*, e *a''*). Una struttura a gradoni di questo tipo è stata già riscontrata in altre frane in roccia quali le frane canadesi di Hope (Brideau et al., 2009) e di Palliser (Sturzenegger e Stead, 2012).

Il blocco rigido superiore, costituito dalle unità litologiche comprese tra la porzione superiore dell'unità *a''* e l'unità *f*, era suddiviso in tre blocchi rocciosi principali l'uno al di sopra dell'altro; procedendo da valle verso monte: il Pian del Toc, il Pian della Pozza e il lobo del Massalezza diviso nelle sue parti occidentale ed orientale. Il Pian del Toc e il Pian della Pozza, prima del 9 ottobre 1963, si presentavano come due terrazzamenti pseudo-orizzontali, costituendo una peculiarità geomorfologica indicatrice della zona di accumulo della paleofrana del M. Toc.

Le stratificazioni calcaree del Pian del Toc erano dotate di giaciture variabili: al fronte occidentale del blocco immergevano verso est-nord-est con una inclinazione di 15-22°, mentre, procedendo verso la parte orientale, si aveva una progressiva riduzione dell'inclinazione passando a stratificazioni sub-orizzontali o immergenti verso ovest (Figura 4.5). Questi dati confermano lo scivolamento in blocco del Pian del Toc all'interno del paleoalveo con una significativa rotazione verso nord-est. In corrispondenza dell'estremità orientale, il Pian del Toc si era fermato sovrapponendosi parzialmente alla sponda opposta della valle, creando quello che in seguito avrebbe costituito un vincolo meccanico nella riattivazione della paleofrana. L'ammasso roccioso è scivolato all'interno della valle in modo compatto, grazie alla presenza alla base della zona di taglio, ed è stato soggetto ad una abbondante fratturazione di taglio e/o trazione. Tale dinamica di propagazione è stata anche favorita da un livello conglomeratico (unità *b*) dotato di elevato spessore (2-10 m) alla base della serie rocciosa mobilitata.

Un residuo della parte frontale della paleofrana era rappresentato dal rilievo del Castelletto, costituito da un ammasso roccioso molto fratturato direttamente a contatto con il Pian del Toc,

con l'inclusione di diversi blocchi a colonna abbassati e inclinati verso valle. Il blocco del Castelletto, scivolando verso nord, ha impattato contro la sponda settentrionale della valle risalendo parzialmente su di essa, come mostravano le giaciture della sua stratificazione immergendo verso sud-sud-ovest, nella direzione opposta alla propagazione della paleofrana.

Sia il blocco del Castelletto che quello del Pian del Toc erano attraversati da fratture sub-parallele multiple aventi direzione compresa tra N80-100°E e N120-140°E, si trattava di giunti ad alta inclinazione (70-90°) immergenti verso nord o nord-est dotati di elevata persistenza. Le fratture pseudo-verticali hanno assunto un ruolo fondamentale nelle frane antecedenti al 9 ottobre 1963, innescatesi al fronte della paleofrana, e nel progressivo ribaltamento che ha caratterizzato il rilievo del Castelletto. Un contributo importante alla formazione di tali giunti è stata data dalla forza dell'impatto con la sponda settentrionale della valle, come dimostrato dal grado di fratturazione notevolmente minore visibile negli altri blocchi (Pian della Pozza e lobo del Massalezza). I fenomeni di scivolamento e ribaltamento che hanno coinvolto l'ammasso roccioso fratturato sono stati resi possibili dall'azione erosiva del torrente Vajont che, dopo la paleofrana, ha progressivamente scavato il suo "nuovo" alveo. Il rilievo del Castelletto è stato particolarmente coinvolto da tali fenomeni, anche se tutto il fronte del versante mostrava il medesimo comportamento (Müller, 1964).

Il blocco del Pian della Pozza è risalito al di sopra del Pian del Toc, generando diverse piccole pieghe nella zona di contatto tra i due blocchi, così come confermato dalla giacitura della sua stratificazione immergente verso sud; aspetto geometrico quest'ultimo già messo in evidenza da Rossi e Semenza (1965). La sovrapposizione del Pian del Toc e del Pian della Pozza ha provocato l'aumento dello spessore dell'unità rocciosa superiore in seguito alla ripetizione delle relative serie litostratigrafiche: le sequenze dei due blocchi erano, infatti, molto simili tra loro e includevano le unità comprese tra la parte superiore della *a'* e la *f*.

Il lobo del Massalezza era costituito dalle sole unità *a'* e *a''*, intensamente deformate e fratturate, probabilmente in virtù di una zona di debolezza localizzata in corrispondenza delle marne verdi-rossastre alla base dell'unità *a''*. Infatti, la maggior parte delle deformazioni e delle fratture si trovavano nella parte superiore dell'unità *ma*, caratterizzata da sottili strati argillosi ad alta plasticità, e nella porzione inferiore dell'unità *a''*, in cui prevalevano marne sottilmente stratificate (spessore di 1-5 cm). Il lobo del Massalezza si è sovrapposto al Pian della Pozza in seguito alla propagazione della paleofrana del M. Toc. La pianta e le sezioni geologiche proposte dai due autori sono riportate nelle Figure 4.14 e 4.15.



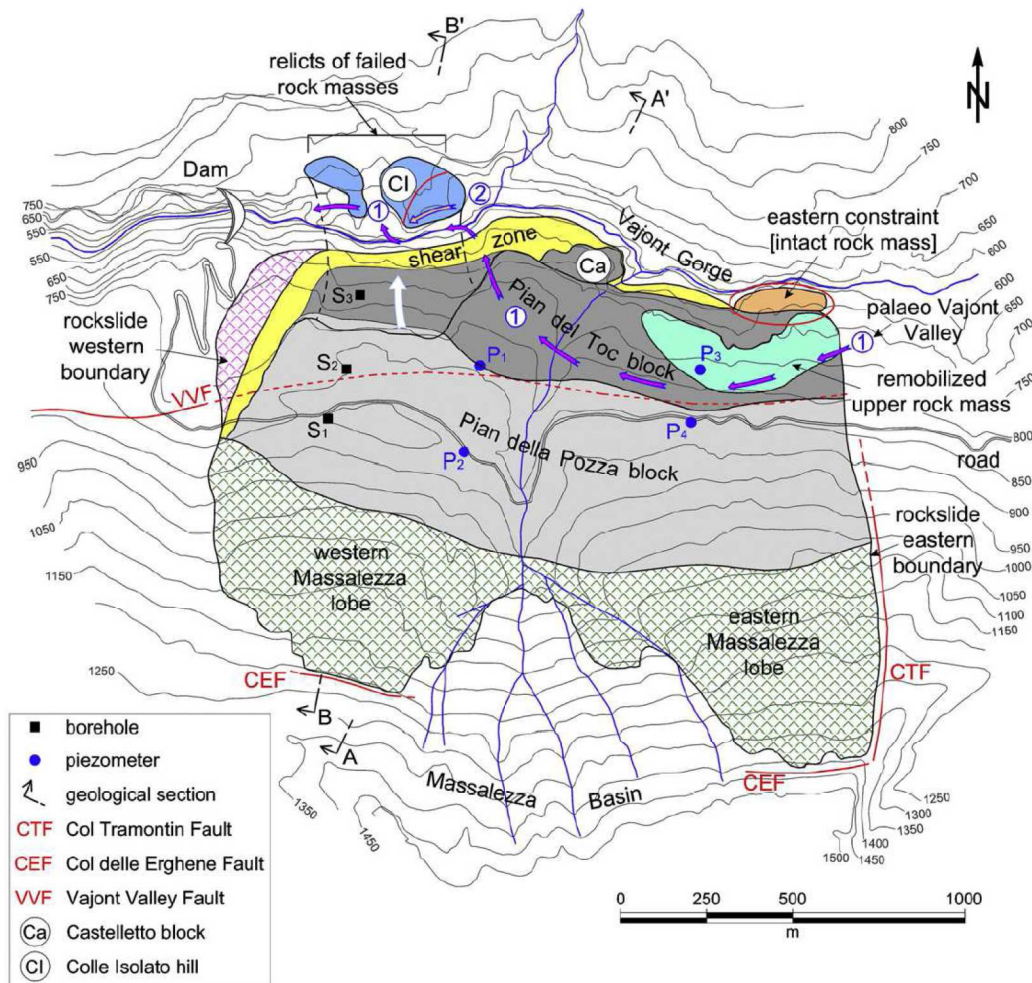


Figura 4.14. Pianta schematica del versante settentrionale del M. Toc nella configurazione precedente alla frana del 9 ottobre 1963. Viene messa in evidenza la struttura a blocchi della paleofrana: si distinguono il rilievo del Castelletto, il Pian del Toc, il Pian della Pozza e il lobo del Massalezza (Paronuzzi e Bolla, 2012).

### 4.3 Propagazione multifase della paleofrana e successive riattivazioni

Nel complesso, la paleofrana del M. Toc era caratterizzata da tre blocchi uno sopra l'altro, ad indicare una tipica frana avvenuta secondo più fasi cronologicamente ben distinte. Il primo stadio ha generato i blocchi del Castelletto e del Pian del Toc, i quali sono scivolati assieme all'interno della valle fino ad impattare con la sponda opposta e a sovrapporsi parzialmente, in corrispondenza dell'estremità orientale. I blocchi sono scivolati sulla zona di taglio riempiendo la valle e ostruendo il corso del torrente Vajont, ruotando significativamente verso nord-nord-est.

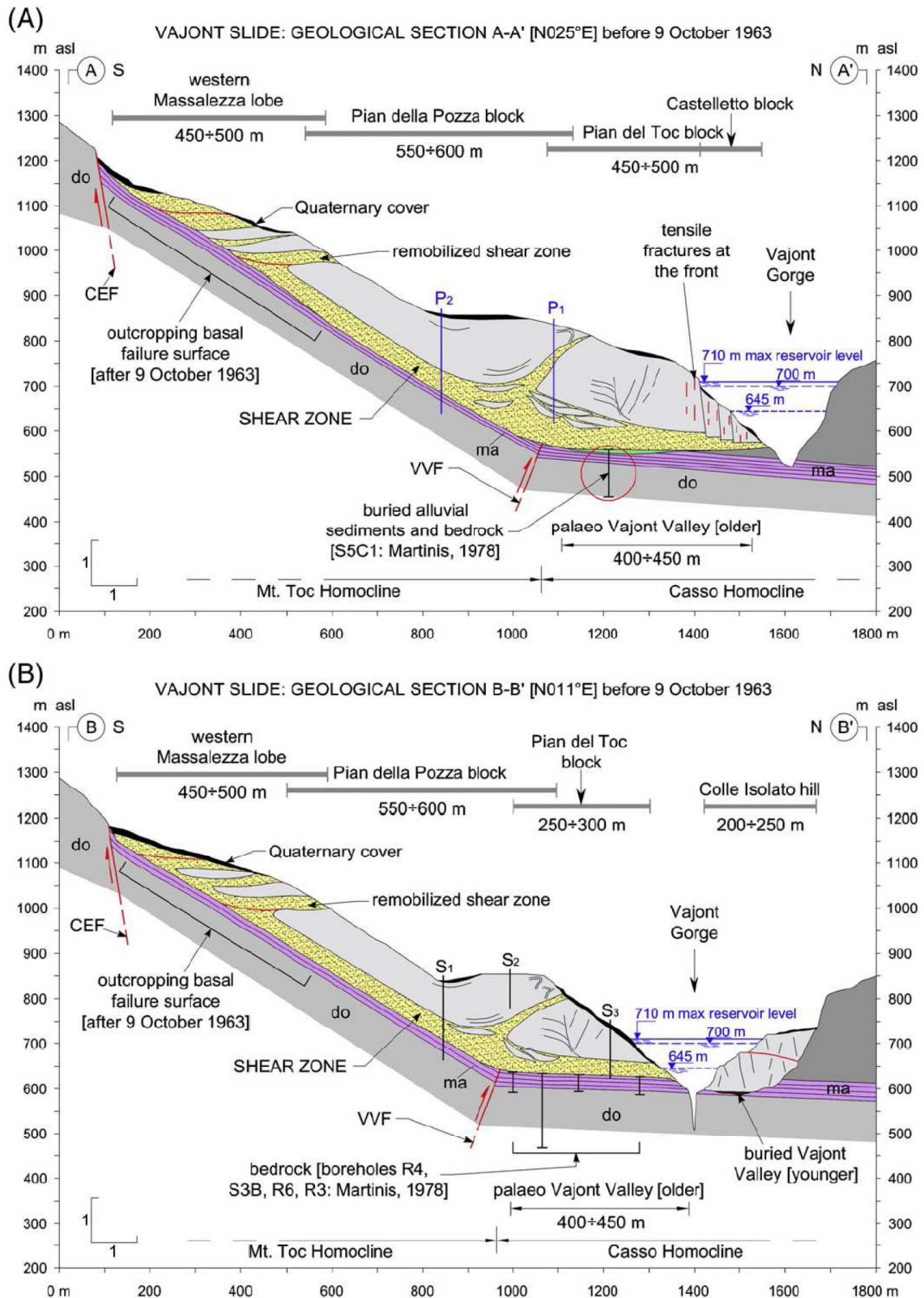


Figura 4.15. Sezione geologica del versante settentrionale del M. Toc nella configurazione precedente alla frana del 9 ottobre 1963: A) sezione del Castelletto; B) sezione del Colle Isolato (vedi Figura 4.14) (Paronuzzi e Bolla, 2012).

Il secondo stadio della paleofrana ha avuto luogo immediatamente dopo la prima rottura. Il blocco del Pian della Pozza è scivolato prevalentemente verso nord, con una lieve rotazione verso nord-nord-est, fermandosi in corrispondenza della parte posteriore del Pian del Toc e risalendo parzialmente su di esso, riproducendo la struttura tipica di un sovrascorrimento. La sovrapposizione dei due blocchi è stata possibile grazie alle proprietà meccaniche delle cataclasiti e delle argille della zona di taglio. I blocchi del Castelletto, del Pian del Toc e del Pian della Pozza, nel loro insieme, costituivano la gran parte del volume mobilitato nella paleofrana del M. Toc.

In seguito ai due scivolamenti, uno spessore di circa 30-40 m della zona di taglio è emerso per una lunghezza di circa 450-500 m nella parte alta del versante, a partire dalla faglia del Col delle Erghene che costituiva lo svincolo meridionale della frana. Il materiale emerso, essendo dotato di scarse proprietà geotecniche, è stato coinvolto in una serie di eventi franosi che hanno creato diversi depositi sulla parte posteriore del versante, nonché al di sopra del Pian della Pozza. Probabilmente, tali frane hanno avuto luogo subito dopo lo scivolamento del Pian della Pozza, anche se alcune riattivazioni potrebbero essersi innescate molto tempo dopo. Al termine di questi processi si era formato uno spessore di circa 100-110 m di materiale sciolto sulla parte superiore del versante (Figura 4.15), rendendo più difficoltosa l'individuazione del limite meridionale del corpo di frana (Giudici e Semenza, 1960). Tuttavia, la presenza di talune scarpate in roccia mostravano i bordi orientale e meridionale della paleofrana.

Un volume significativo costituito da roccia molto fratturata, appartenente all'unità *a''*, è scivolato sulla porzione orientale del Pian del Toc, anche grazie alla notevole pendenza della stratificazione in corrispondenza della parte est del versante (40-50°). Si è così formata una copertura avente uno spessore di circa 25-30 m (Figura 4.7), costituita essenzialmente da calcare marnoso rosso e selcifero, caratterizzata da un'intensa fratturazione, pieghe e lenti di materiale fine. In precedenza, l'affioramento in questione era stato interpretato in modo molto diverso da Semenza (2001), il quale riteneva si trattasse di un'espansione laterale della paleofrana.

Il meccanismo di propagazione retrogressivo e multifase fino ad ora esposto è stato poi confermato dalla frana del 9 ottobre 1963; infatti, in tale circostanza, due masse franose identificate come lobi occidentale ed orientale si sono mobilitate a partire dalla parte superiore del versante verso sud un certo intervallo di tempo dopo lo scivolamento del corpo di frana principale (composto dal rilievo del Castelletto, dal Pian del Toc e dal Pian della Pozza) al di sopra della zona di taglio. La massa franata nella prima fase è stata completamente dilavata

dall'onda indotta dalla frana stessa, mentre i due lobi, scivolati in un secondo momento, hanno mantenuto la vegetazione originale (Figura 4.16).

L'innescò di più fasi di rottura è frequente nelle frane in roccia, tuttavia la peculiarità della frana del Vajont consiste nella compresenza di una rottura multifase e di una propagazione in blocco della massa instabile. Si tratta di un meccanismo anomalo nel suo complesso, reso possibile dalla formazione di una potente zona di taglio alla base.

La mobilitazione della paleofrana del M. Toc ha modificato drasticamente la configurazione della valle: il paleoalveo del Vajont è stato completamente riempito per una lunghezza di circa 2 km ed il corso del torrente è stato sbarrato. Nelle fasi successive, un'erosione torrentizia avente una durata stimabile in 1000-5000 anni ha dato origine ad una "nuova" valle in corrispondenza del contatto tra il fronte della paleofrana e la sponda settentrionale del paleoalveo.

Un altro affioramento chiave nella comprensione della frana del Vajont è rappresentato dal cosiddetto Colle Isolato, si trattava di un ammasso roccioso intensamente fratturato dallo spessore di circa 80-100 m posizionato al di sopra di un deposito alluvionale, all'interno del "nuovo" alveo scavato dal torrente dopo la paleofrana (Figura 4.14). L'identificazione del Colle Isolato è stato il punto di partenza nel riconoscimento della paleofrana del Vajont (Semenza, 2001), in quanto, nell'interpretazione dell'autore, il Colle Isolato rappresentava l'evidenza geologica della mobilitazione in blocco della massa instabile che aveva sbarrato il corso del torrente. Secondo tale spiegazione, l'ammasso roccioso in esame rappresentava una parte residuale della paleofrana (Semenza, 2001), mentre il lavoro di Paronuzzi e Bolla (2012) fornisce una interpretazione diversa. Questi ultimi descrivono il Colle Isolato come una massa rocciosa staccatasi dalla sponda meridionale dell'alveo scavato dal torrente dopo l'avvento della paleofrana, all'origine di un nuovo sbarramento del Vajont, nonché della conseguente variazione del corso del torrente in corrispondenza del Ponte del Colomber e del progressivo abbassamento di quota della valle.

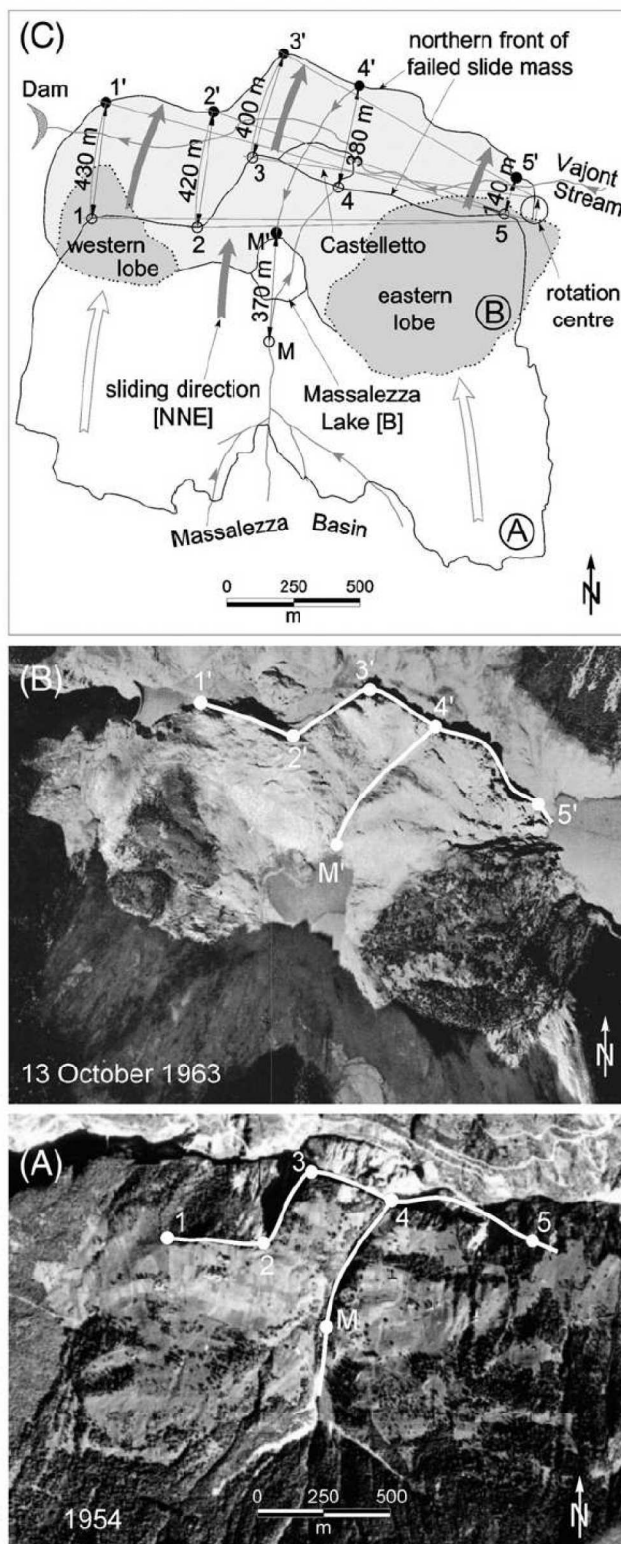


Figura 4.16. Evidenze che mostrano il movimento rototraslatorio del corpo di frana (9 ottobre 1963), tramite il confronto delle configurazioni pre-frana e post-frana (A e B: foto di Selli e Trevisan, 1964, modificate in Paronuzzi e Bolla, 2012). La rototraslazione della massa è schematizzata nella figura 4.16C (Paronuzzi e Bolla, 2012).

#### **4.4 Innovazioni e aspetti controversi risolti**

Paronuzzi e Bolla (2012) hanno descritto la paleofrana del Vajont nei suoi principali aspetti geometrici, geologici e geomeccanici: la principale innovazione introdotta dai due autori consiste nel riconoscimento di una potente zona di taglio alla base del corpo di frana. I due autori hanno riconosciuto una propagazione retrogressiva multifase (Figura 4.17) della massa instabile avvenuta 5000-15000 anni fa, distinguendo l'iniziale scivolamento del rilievo del Castelletto e del Pian del Toc all'interno del paleoalveo, la seconda fase caratterizzata dallo scivolamento del Pian della Pozza parzialmente sovrapposti al Pian del Toc e il conseguente svincolo di uno spessore significativo della zona di taglio nella porzione superiore del versante soggetto a successive riattivazioni. Al termine di questa complessa dinamica franosa la morfologia della valle risultava completamente cambiata, essendo caratterizzata dalla nota struttura a sedia che in seguito sarebbe stata osservata da diversi studiosi.

Il riconoscimento della zona di taglio ha riflessi di primo rilievo dal punto di vista geotecnico e idrogeologico. Infatti, tutti i primi modelli geotecnici e le relative analisi di stabilità a posteriori della frana del 9 ottobre 1963 si riferivano essenzialmente, ad una prima rottura (Müller, 1964, 1968; Selli e Trevisan, 1964; Broili, 1967), trascurando l'effetto del collasso precedente. Inoltre, la superficie di scivolamento considerata era del tipo roccia-roccia o roccia-argilla-roccia, senza alcun riferimento alla presenza di pietrisco. Paronuzzi e Bolla (2012), invece, hanno messo in evidenza come, grazie all'estensione della superficie di scivolamento e al notevole spessore della zona di taglio, diversi materiali sono stati coinvolti nel processo di rottura: materiale sciolto della zona di taglio (pietrischi, argille e argille limose) e, localmente, roccia intatta costituita da calcari selciferi e marnosi. Tali risultati assumono un ruolo importante nell'interpretazione degli angoli di attrito ottenuti dalle analisi di stabilità a posteriori, compresi tra 17° e 28° (Müller, 1968): si tratta di valori non associabili ad alcun materiale direttamente coinvolto nella rottura basale, bensì di valori medi che, se associati a tutto lo sviluppo della superficie di scivolamento, corrispondono a condizioni di equilibrio limite (fattore di sicurezza = 1.00) nelle configurazioni idrogeologiche di riferimento. In questo modo, si spiega la notevole differenza tra gli angoli di attrito ottenuti dalle varie analisi di stabilità condotte e quelli ottenuti dai differenti test di laboratorio su alcuni campioni di argilla (6-16°, Hendron e Patton, 1985). La presenza della zona di taglio consente anche di spiegare l'elevata permeabilità mostrata dal versante nel periodo di collaudo della diga (Paronuzzi e Bolla, 2012; Paronuzzi et al, 2013a,b).

Un'altra caratteristica della frana, che nel 1963 è stata considerata da molti imprevedibile, consiste nello scivolamento in blocco dell'ammasso roccioso instabile, infatti, molto spesso le frane in roccia finiscono per disaggregarsi durante la propagazione verso valle. La presenza di una potente zona di taglio ha consentito ai blocchi rigidi soprastanti di scivolare mantenendo la loro struttura originaria.

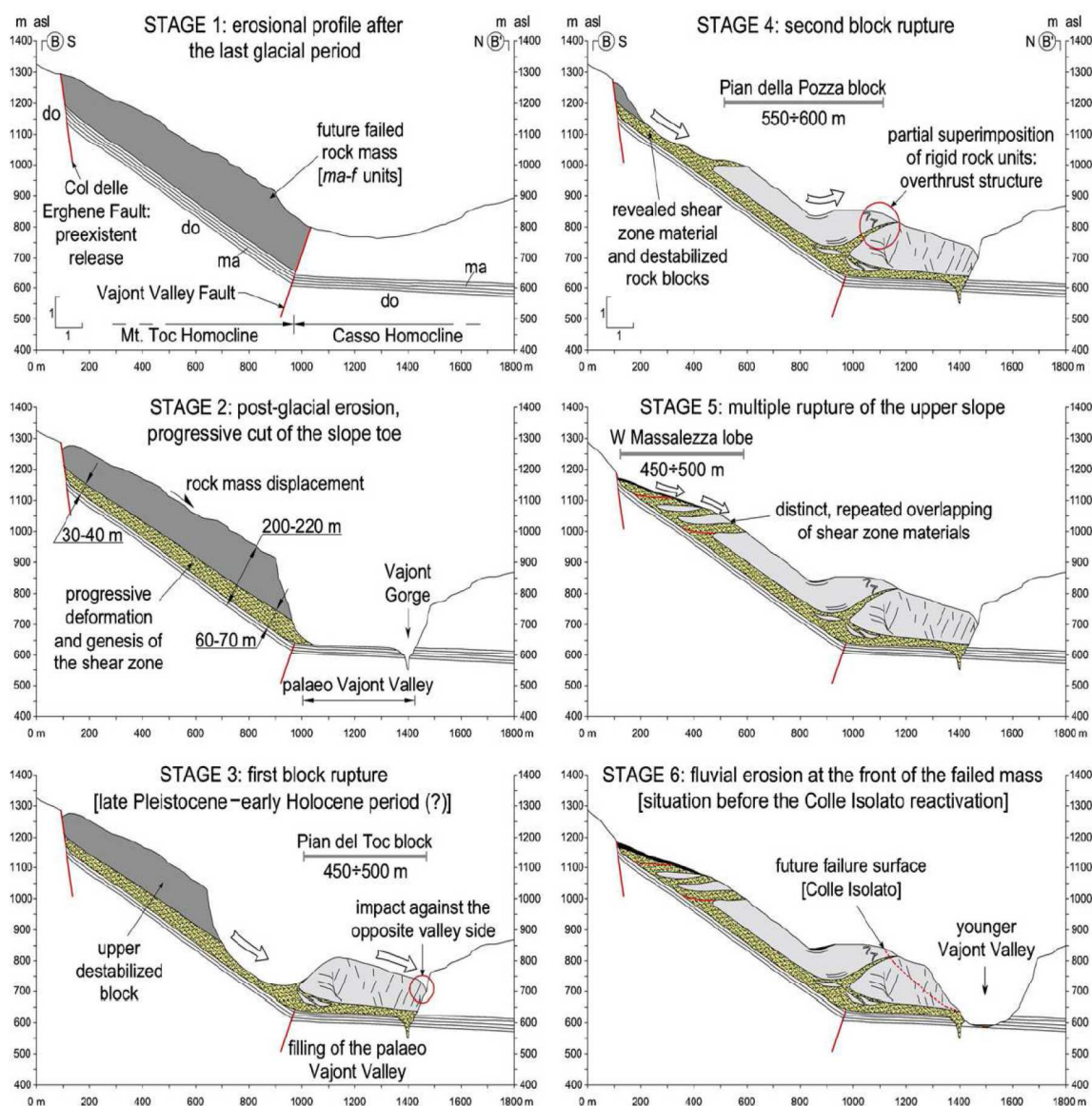


Figura 4.17. Diverse fasi della propagazione retrogressiva multifase della paleofrana del M. Toc, fino alla genesi della “nuova” valle del Vajont (Paronuzzi e Bolla, 2012).





## 5. Modello idrogeologico

Per lo sviluppo di una modellazione delle condizioni idrogeologiche del versante, è necessario uno studio approfondito relativo alle acque sotterranee all'interno della massa di frana, soprattutto in un caso particolare come quello del Vajont: un contesto montano caratterizzato da precipitazioni (piovose e nevose) variabili, talvolta molto intense, nonché dalla presenza di un invaso artificiale ai piedi del versante.

I dati forniti dall'attività di monitoraggi condotta durante il periodo di collaudo della diga sono alla base del modello idrogeologico realizzato ed esposto dettagliatamente nel presente capitolo. Assumono particolare rilevanza, in questa fase, i dati relativi alle quote del serbatoio, ai livelli di falda all'interno del versante settentrionale del M. Toc, nonché i dati pluviometrici. Di seguito, prima di descrivere l'idrogeologia della sponda meridionale del lago del Vajont nella sua configurazione precedente al 9 ottobre 1963, i dati di partenza sono analizzati dettagliatamente. Il modello idrogeologico qui esposto è riportato anche nel lavoro di Paronuzzi et al. (2013a,b).

### 5.1 Cicli di invaso-svaso

La procedura di collaudo della diga, che consisteva in tre cicli di invaso e svaso (Figura 5.1), ha avuto inizio il 2 febbraio 1960 (Paolini e Vacis, 1997). Nel mese di marzo è stata raggiunta una quota di 595 m e si sono verificati solamente piccoli eventi franosi, sia ad est che ad ovest del Massalezza. In un momento imprecisato tra la fine di ottobre e l'inizio di novembre 1960, dopo un periodo di lunghe ed intense precipitazioni (Figura 5.2), si è formata una apertura con uno sviluppo di circa 2 km nel versante settentrionale del M. Toc. L'apertura ricalcava approssimativamente il perimetro di quello che si sarebbe rivelato il corpo di frana del 9 ottobre 1963. Il primo evento franoso di rilievo si è verificato il 4 novembre 1960: un volume di 700,000 m<sup>3</sup> si è staccato dalla sponda sinistra della valle immediatamente a monte della diga, quando il lago si trovava ad una quota di 645 m. In realtà, nonostante la preoccupazione sollevata in tale circostanza, la procedura di invaso non è stata interrotta ed il lago ha raggiunto una quota di 652 m (Selli e Trevisan, 1964) (Figura 5.1). Solamente il 17 novembre 1960, la prima operazione di

svaso ha avuto inizio portando il lago ad una quota di 600 m in data 31 dicembre 1960 (Paolini e Vacis, 1997). Al termine dello svaso, il collaudo della diga è stato interrotto per consentire la realizzazione di una galleria di sorpasso sulla sponda destra della valle, che sarebbe stata necessaria per consentire la continuità idraulica dell'impianto nel caso in cui una frana, scivolata dal versante settentrionale del M. Toc, avesse sbarrato la valle del Vajont a monte della diga, interrompendone la continuità idraulica. Il lago artificiale è stato, quindi, mantenuto ad una quota compresa tra 585 m e 600 m per diversi mesi, fino all'ottobre del 1961. Al termine dei lavori, si è proceduto alla seconda fase di invaso che ha portato il lago ad un livello pari a 700 m in tredici mesi, fino a che, il 2 dicembre 1962, è iniziata la seconda fase di svaso, sollecitata da un significativo incremento della velocità di spostamento dei capisaldi (Figura 5.1). Nell'aprile del 1963, è terminata la riduzione di quota del lago che ha raggiunto un livello di 650 m ed è iniziata la terza ed ultima fase di invaso. Il 26 settembre il lago aveva una quota di 710 m, il massimo livello mai raggiunto, e la velocità del versante settentrionale del M. Toc è aumentata in modo preoccupante: alcuni capisaldi hanno raggiunto una velocità di 3.5 cm/giorno in corrispondenza della porzione nord-occidentale del corpo di frana. La terza ed ultima fase di svaso è, quindi, iniziata, ma la velocità di spostamento del versante aumentava, raggiungendo i 20 cm/giorno, sfociando nel catastrofico scivolamento tristemente noto alle 22:39 (GMT+1) del 9 ottobre 1963, con l'invaso ad una quota di 700.42 m.

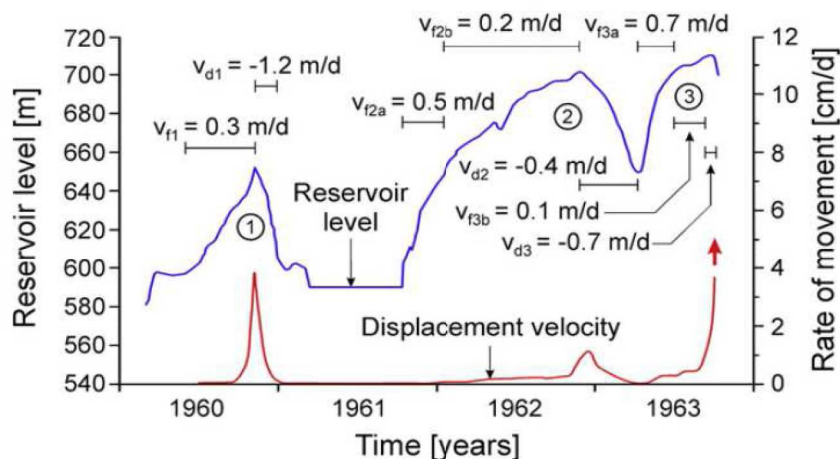


Figura 5.1. Cicli di invaso e di svaso (in blu) e velocità del caposaldo n° 3 (dati modificati da Selli e Trevisan, 1964, in rosso). Sono riportate le velocità medie delle procedure di invaso e di svaso (Paronuzzi et al., 2013a).

Il collaudo è stato caratterizzato da procedure di invaso piuttosto lente, con ulteriori rallentamenti quando veniva superata la massima quota precedentemente raggiunta, e fasi di svaso più veloci (Figura 5.1). Il primo invaso è avvenuto con una velocità media di 0.3 m/giorno,

mentre il successivo svaso ad una velocità media di 1.2 m/giorno. Il secondo invaso può essere suddiviso in due parti: inizialmente, fino ad un livello di circa 650 m, è stato caratterizzato da una velocità media di 0.5 m/giorno, per poi proseguire con una velocità media di 0.2 m/giorno. Allo stesso modo, il terzo invaso è avvenuto ad una velocità media di 0.7 m/giorno fino alla quota di 700 m, per poi rallentare procedendo ad una velocità media di 0.1 m/giorno. Per quanto riguarda gli svassi, il secondo è stato condotto ad una velocità media di 0.4 m/giorno, mentre il terzo è avvenuto ad una velocità media di 0.7 m/giorno, essendo però caratterizzato da una accelerazione nell'ultima settimana durante la quale il livello scendeva di 1 m/giorno (Hendron e Patton, 1985).

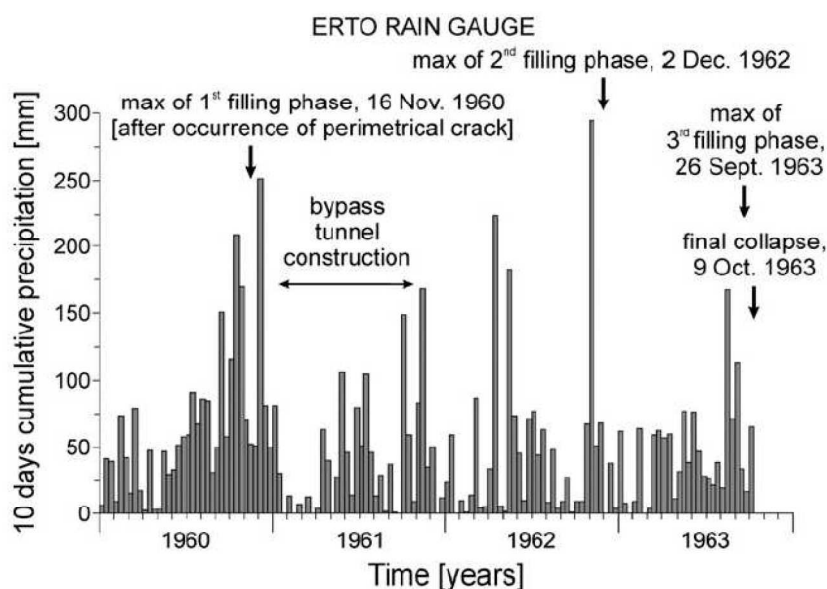


Figura 5.2. Precipitazioni cumulate relative a 10 giorni registrate dal pluviometro di Erto nel periodo 1960-1963. I massimi livelli raggiunti nei tre cicli di invaso e di svaso sono stati preceduti da precipitazioni intense (Paronuzzi et al., 2013a).

## 5.2 Misure piezometriche

Nell'estate del 1961 sono stati installati quattro piezometri (P1, P2, P3 e P4) in corrispondenza del versante settentrionale del M. Toc (Figura 4.14), raggiungendo al fondo rispettivamente le quote di 618 m, 640 m, 625 m, 671 m; il piezometro P4, però, non ha mai fornito alcuna misura. I piezometri erano costituiti da semplici tubi di rivestimento, finestrati verso il fondo, nei quali veniva introdotto uno scandaglio per misurare il livello dell'acqua nel tubo stesso. Si tratta di una

strumentazione piuttosto rudimentale, facilmente soggetta ad intasamenti. Inoltre, vi sono state difficoltà nelle perforazioni e nella posa in opera dei piezometri, nonché un recupero minimo dei materiali. A causa di tali limiti, le misure piezometriche (Figura 5.3) vanno considerate con spirito critico, ma ciò nonostante rappresentano delle informazioni fondamentali nella ricostruzione del contesto idrogeologico relativo al versante.

Osservando il rapporto tra i livelli dell'invaso e i livelli di falda in corrispondenza dei piezometri P1 e P3, entrambi posizionati nella parte bassa del versante, si evidenzia la loro corrispondenza pressoché totale durante la maggior parte del periodo analizzato (novembre 1961-ottobre 1963) (Figura 5.3).

Il piezometro P2, posizionato nella parte superiore del versante, ha, invece, mostrato comportamenti diversi: fino al luglio del 1962 la falda risultava indipendente dall'invaso presentando livelli più alti di quelli del lago con differenze variabili tra 10 e 100 m, oscillando attorno ad una quota di 685-690 m. Quando l'invaso superava la quota di 685-690 m, durante la gran parte del periodo successivo alla realizzazione della galleria di sorpasso, il piezometro P2 manteneva una buona corrispondenza con il livello del lago, così come facevano gli altri piezometri funzionanti (P1 e P3).

All'inizio del mese di febbraio del 1963, nel corso della seconda fase di svasso, il lago ha raggiunto una quota di 690 m mentre il piezometro P2 misurava il medesimo livello. Nei mesi seguenti, fino al mese di aprile dello stesso anno, il piezometro P2 non mostrava la presenza di alcuna falda; si trattava di un periodo caratterizzato da scarse precipitazioni e livelli del lago inferiori a 690 m (Figure 5.2 e 5.3). Tra l'inizio del mese di aprile e la metà di maggio del 1963, non è stata condotta alcuna misura in nessuno dei tre piezometri funzionanti (Figura 5.3).

Nella metà di maggio, riprendevano le misure nel piezometro P2 quando il livello di falda era di 690 m, pari alla quota dell'invaso. Da tale momento in poi le letture del piezometro P2 hanno seguito pressoché esattamente il lago, ad eccezione di quanto avvenuto subito dopo le precipitazioni di agosto e settembre 1963, quando la falda superava l'invaso di 4-7 m (Figura 5.3).

Dopo aver analizzato con attenzione i diagrammi riportati (Figura 5.3), si può affermare che materiali ad alta permeabilità fossero presenti in corrispondenza del versante settentrionale del M. Toc, in modo da consentire la nascita di una falda freatica nella sponda meridionale della valle del Vajont, direttamente alimentata dall'invaso artificiale.

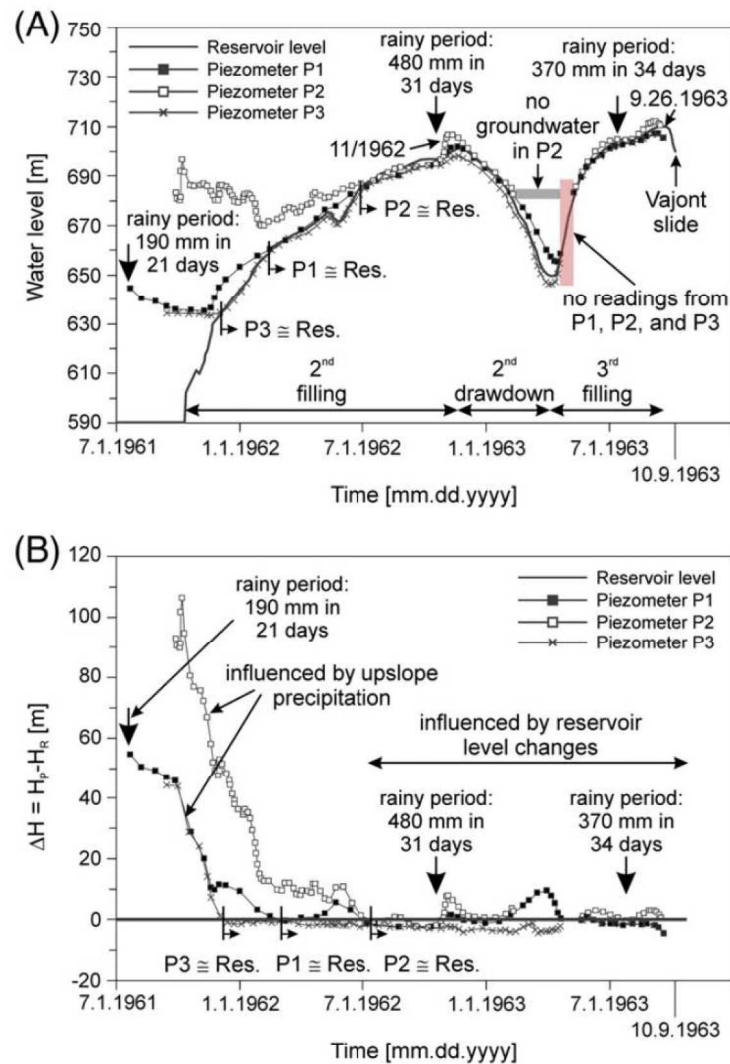


Figura 5.3. A) Diagramma comparativo dei livelli dell'invaso con i livelli di falda, a partire dal mese di luglio del 1961 fino al 9 ottobre 1963 (Paronuzzi et al., 2013a). B) Differenze tra i livelli piezometrici e i livelli del lago, dal mese di luglio del 1961 al 9 ottobre 1963 (Paronuzzi et al., 2013a).

### 5.3 Misure pluviometriche

L'influenza delle precipitazioni sulla stabilità del versante settentrionale del M. Toc è stata ed è tuttora argomento del dibattito scientifico relativo alla frana del Vajont. A tale proposito, i dati pluviometrici di cui si dispone, raccolti in corrispondenza del pluviometro di Erto, se rapportati agli spostamenti del versante, alle misure piezometriche ed alle quote del lago, forniscono informazioni di notevole interesse.

Innanzitutto, si rileva che i tre periodi nei quali la frana si è mossa con maggiore velocità (ottobre-novembre 1960, novembre-dicembre 1962 e settembre-ottobre 1963) sono stati preceduti da elevate precipitazioni (Figura 5.2). Si tratta dei periodi relativi ai massimi dei tre cicli di invaso e svasso; in particolare, la comparsa della fessura perimetrale (fine ottobre-inizio novembre 1960), coincidente con un periodo di innalzamento del livello del lago (primo invaso), è stata preceduta dalle massime precipitazioni registrate nel corso dell'intero anno (500 mm in 31 giorni). Prima del massimo del secondo e del terzo invaso si sono verificate precipitazioni, rispettivamente, di 480 mm in 31 giorni e di 370 mm in 34 giorni.

Infine, si osservano livelli di falda superiori a quelli del lago subito dopo il verificarsi di precipitazioni particolarmente intense: ad esempio nei periodi precedentemente citati di novembre-dicembre 1962 e di settembre-ottobre 1963 (Figura 5.3). Si ricorda che non si dispone dei dati piezometrici relativi ai mesi di ottobre e di novembre del 1960 in concomitanza con il massimo del primo invaso, in ragione del fatto che i piezometri non erano ancora stati installati.

#### **5.4 Idrogeologia del M. Toc**

Il presente lavoro propone una ricostruzione idrogeologica del versante settentrionale del M. Toc fondata sui risultati di una intensa attività di rilievo in sito condotta tra il 2006 e il 2012 e sulla revisione critica della letteratura disponibile sull'argomento. Elemento chiave di tale modello è la presenza della zona di taglio introdotta da Paronuzzi e Bolla (2012) (Figura 5.4), la quale consente di reinterpretare i processi fisici che hanno determinato gli effetti sulla stabilità del versante dovuti alla presenza del lago, alle sue variazioni di livello, nonché alle precipitazioni cui è stata soggetta la valle.

La zona di taglio, frutto della deformazione, fratturazione e disintegrazione dell'ammasso roccioso in tempi passati (Paronuzzi e Bolla, 2012), era costituita da una moltitudine di materiali diversi (Figura 5.5): pietrisco, blocchi rocciosi sradicati ed argille ad alta plasticità. Il grande scivolamento del 1963 è avvenuto sulla zona di taglio stessa, lungo una superficie di dimensioni notevoli (circa 2 km<sup>2</sup>), coinvolgendo diversi materiali nella rottura: un ruolo importante è stato assunto dalle lenti di argilla montmorillonitica, ma la superficie di scivolamento passava anche al contatto basale tra la zona di taglio e il substrato, nonché attraverso le cataclasiti della zona di taglio stessa.

Il pietrisco della zona di taglio, caratterizzato da una struttura a vuoti, permette di giustificare l'elevata permeabilità del versante evidenziata dalle misure piezometriche in relazione alle quote dell'invaso. Inoltre, la documentazione fotografica raccolta ha messo in luce un altro aspetto di fondamentale importanza: il brusco contrasto di permeabilità al passaggio tra zona di taglio (alta conducibilità idraulica) e substrato (conducibilità idraulica molto bassa). La superficie di scivolamento basale costituiva, infatti, una soglia di permeabilità inclinata secondo la giacitura della stratificazione, mediamente di 40° (Figura 5.6).



Figura 5.4. Resti della zona di taglio basale sulla parte occidentale della nicchia di distacco (Paronuzzi et al., 2013a).

Una configurazione di questo tipo consentiva la formazione di una falda freatica all'interno del versante settentrionale del M. Toc, alimentata da due fattori (Figura 5.7): 1) dall'invaso in seguito ad un processo di filtrazione in corrispondenza della sponda meridionale della valle dove emergeva la zona di taglio; 2) dalle precipitazioni grazie all'infiltrazione delle acque meteoriche a partire dalla porzione di monte della paleofrana, attraverso i materiali della zona di taglio. Vi era anche un processo di infiltrazione attraverso il corpo di frana rigido caratterizzato da porosità minime, in quanto governato dalla permeabilità per fratturazione dell'ammasso roccioso. Le pressioni neutre in corrispondenza della superficie di rottura erano, quindi, dovute ai due contributi sopracitati. L'acqua dell'invaso, superata la quota minima di affioramento della zona di taglio al piede del versante (560 m circa), entrava nella zona di taglio stessa originando una importante falda freatica all'interno della massa instabile. La superficie piezometrica, nella parte bassa del versante, era pressoché orizzontale e caratterizzata circa dalla stessa quota del lago, come mostrato dalle misure dei piezometri P1 e P3. Allo stesso tempo, nel caso di precipitazioni

sufficientemente intense e/o prolungate, le acque meteoriche incrementavano il livello della falda al di sopra della soglia di permeabilità costituita dal tetto del substrato, in particolare nella parte alta del corpo di frana. Tutto ciò provocava l'insorgere di significative pressioni neutre che riducevano la componente attritiva della resistenza al taglio dei materiali coinvolti. Tale ricostruzione idrogeologica trova conferma nei flussi d'acqua tuttora visibili in corrispondenza dei residui della zona di taglio sulla nicchia di distacco, in accordo con le precedenti ipotesi formulate da Selli e Trevisan (1964).

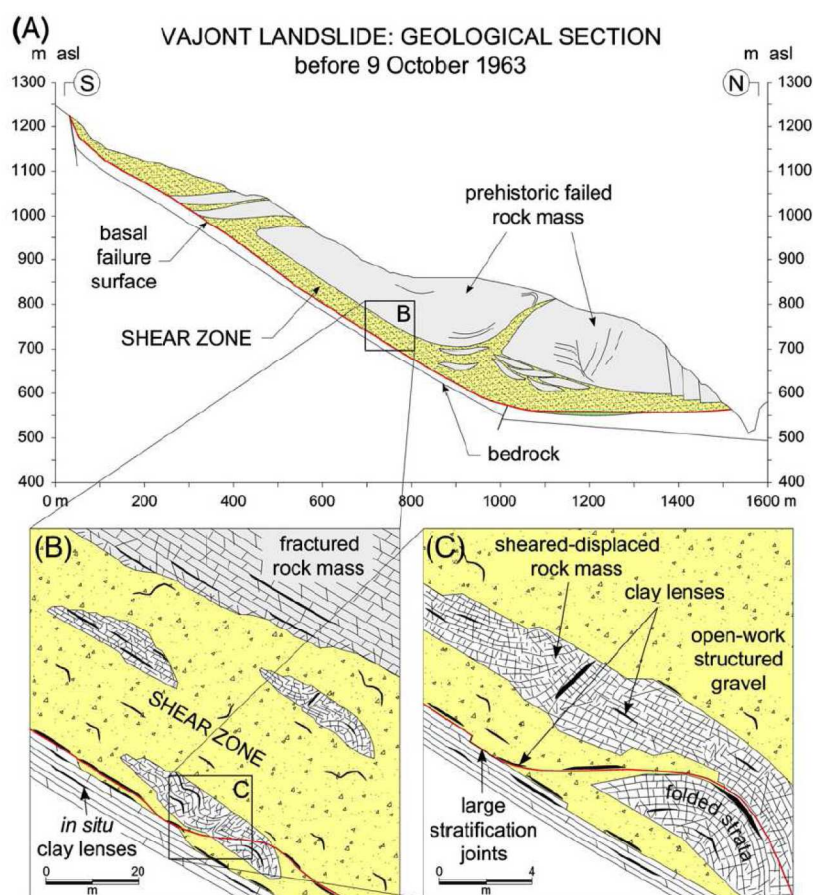


Figura 5.5. A) Sezione geologica del versante settentrionale del M. Toc prima del 9 ottobre 1963. Viene messa in evidenza la presenza di una potente zona di taglio alla base del corpo di frana (Paronuzzi et al., 2013a). B-C) Dettagli della zona di taglio che mostrano i diversi materiali coinvolti nella rottura (Paronuzzi et al., 2013a).

Il paleoalveo del torrente Vajont, sepolto dalla paleofrana, assumeva un preciso ruolo idraulico. Prima della realizzazione dell'invaso esso rappresentava un elemento drenante capace di allontanare le acque meteoriche infiltratesi nella zona di taglio. Le acque venivano scaricate verso valle in corrispondenza della confluenza con l'alveo epigenetico scavato dal torrente, impedendo che il livello di falda aumentasse significativamente. A causa della realizzazione



dell'invaso ed alla conseguente sommersione del paleoalveo, però, è andata persa la sua funzione drenante.

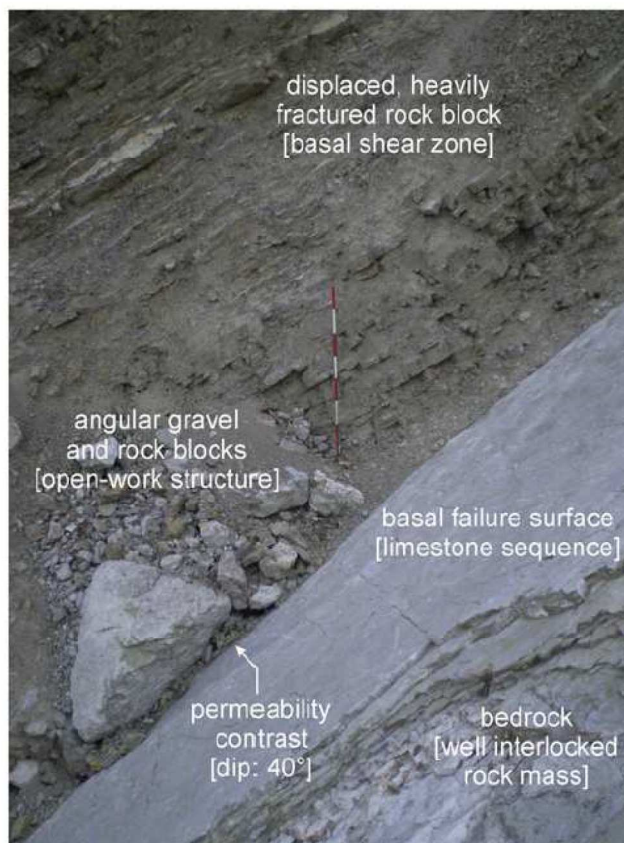


Figura 5.6. Dettaglio del contatto basale tra zona di taglio e substrato. Si evince chiaramente il netto contrasto di conducibilità idraulica tra le due unità e, quindi, la presenza di una netta soglia di permeabilità (Paronuzzi et al., 2013a).

Il modello idrogeologico di riferimento consente di giustificare il comportamento del piezometro P2 (Figura 5.3), senza scomodare l'esistenza, peraltro priva di alcun riscontro tangibile, di una falda artesianica all'interno del M. Toc. Dalle sezioni idrogeologiche (Figure 5.7 e 5.8) si vede come il piezometro P2 intersecasse la superficie di contatto tra zona di taglio e substrato ad una quota di circa 690 m. Questo spiega come nel periodo tra l'ottobre del 1961 e il mese di luglio del 1962, trovandosi l'invaso ad un livello inferiore a tale quota, la falda in P2 fosse dovuta solo al contributo delle acque meteoriche. Durante questo periodo, infatti, P2 misurava livelli piezometrici che periodicamente salivano o scendevano, in base all'intensità ed alla durata delle precipitazioni: quando la quota piezometrica risultava superiore a 690 m veniva misurato il livello della falda freatica, mentre quote inferiori a tale valore corrispondevano al livello dell'acqua stagnante nella parte più profonda del foro.

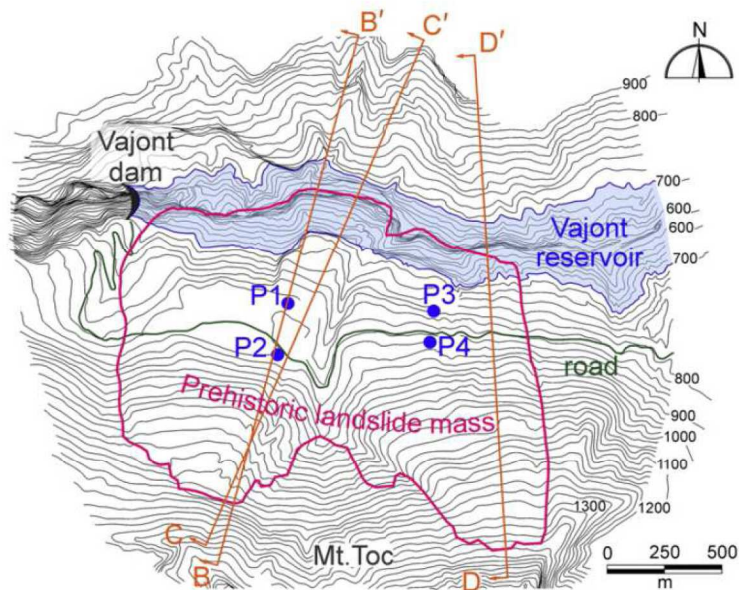


Figura 5.7. Pianta schematica della paleofrana del M. Toc nella configurazione precedente al 9 ottobre 1963. Sono localizzate le sezioni B-B', C-C', e D-D', nonché i piezometri P1, P2, P3 e P4.

Nei periodi in cui il lago superava la quota di 690 m circa, le letture del piezometro P2 erano direttamente influenzate dall'invaso; infatti, nel periodo successivo al mese di aprile del 1963 quando il lago era a quote superiori a 690 m, i livelli piezometrici in P2 seguivano con buona approssimazione l'invaso. Nell'intervallo temporale compreso tra i mesi di febbraio e di maggio del 1963, invece, quando il lago era a quote inferiori a 690 m, in P2 non veniva rilevata alcuna falda (Figura 5.3). Più nel dettaglio si può notare che, nel periodo successivo al mese di aprile del 1963, il lago si trovava a quote superiori a 690 m alimentando direttamente la falda in corrispondenza di P2 dove, in virtù dell'occorrenza di precipitazioni sufficientemente prolungate e/o intense, il livello di falda superava la quota del lago anche di 7 m (Figura 5.3). Si tratta di un valore enormemente inferiore alle differenze di quota dell'invaso, che raggiungevano anche valori superiori ai 100 m: si può, quindi, già facilmente intuire come gli effetti sulla stabilità del versante dovuti alla realizzazione del lago artificiale fossero notevolmente più significativi rispetto a quelli causati dalle precipitazioni.

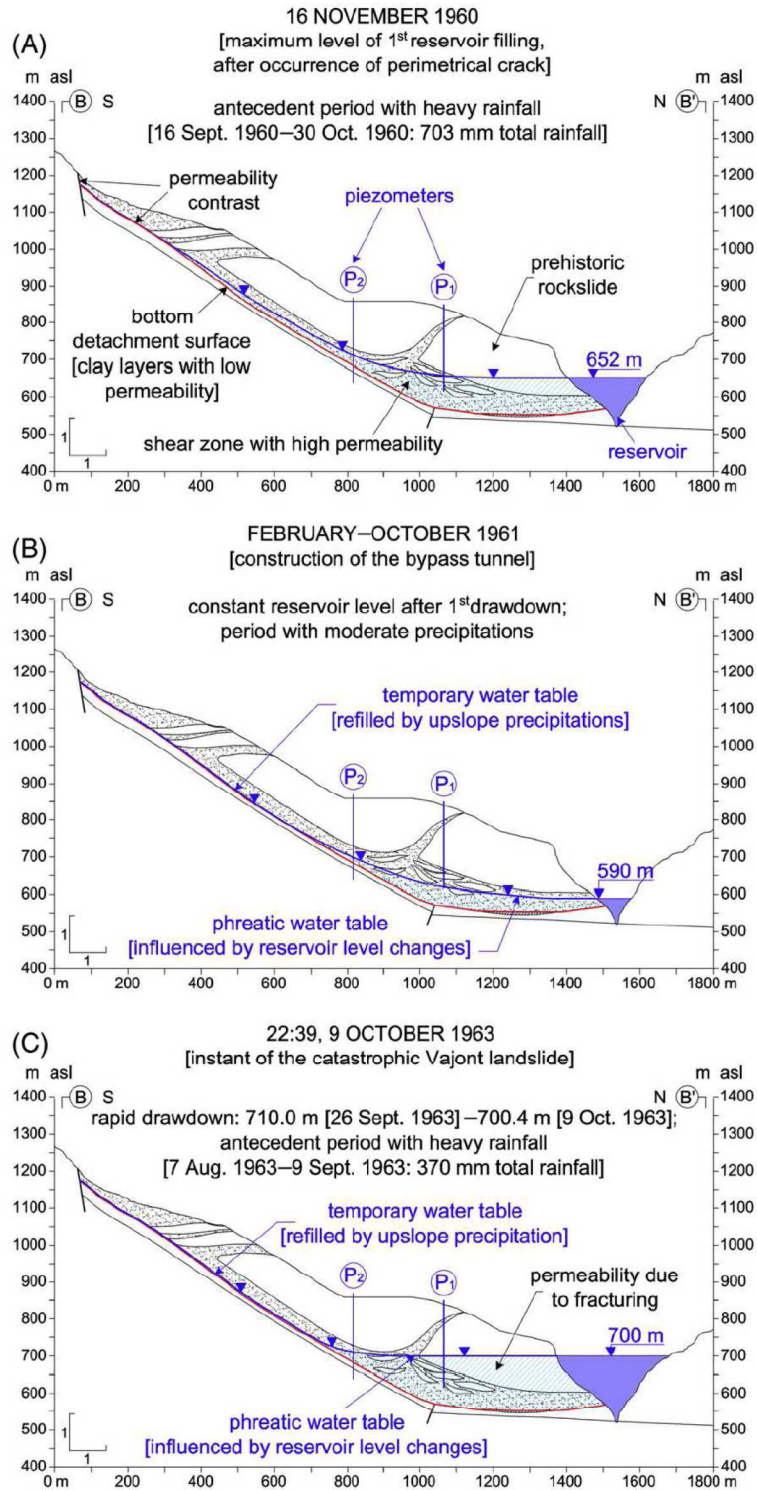


Figura 5.8. Sezioni idrogeologiche della paleofrana del M. Toc prima del 9 ottobre 1963, riferite a tre precisi momenti del periodo di collaudo: massimo del primo invaso (A), costruzione della galleria di sorpasso (B), collasso finale (C) (Paronuzzi et al., 2013a).



## **6. Analisi di filtrazione e stabilità**

Nell'ambiente montano, la realizzazione delle dighe porta alla nascita di laghi artificiali, i quali possono inficiare la stabilità delle sponde. L'effetto è duplice: 1) si innesca un processo di filtrazione, governato dalle differenze di carico idraulico e dalla permeabilità dei materiali costituenti i versanti adiacenti all'invaso, che porta ad un aumento delle pressioni neutre all'interno dei versanti stessi ed alla conseguente riduzione dell'aliquota attrittiva delle resistenze al taglio; 2) il lago fornisce una spinta stabilizzante alla base delle sponde. Le medesime forze agiscono anche in presenza di un lago naturale, formatosi per esempio in seguito ad un evento franoso capace di sbarrare il corso di un fiume (Costa e Schuster, 1988). Gli invasi artificiali sono soggetti ad operazioni di invaso e svaso che determinano variazioni cicliche delle pressioni neutre, delle spinte stabilizzanti e, di conseguenza, delle condizioni di stabilità delle sponde. A lungo termine, l'influenza della nascita di un invaso consiste in un peggioramento delle condizioni di stabilità delle sponde, anche se tale effetto può essere in parte contrastato dalla nascita delle spinte stabilizzanti di cui sopra. Considerando invece le fasi transitorie, l'effetto di un lago può variare in funzione della velocità con cui cambia il suo livello e della permeabilità dei materiali coinvolti nel processo di filtrazione: le condizioni di stabilità delle sponde possono, temporaneamente, sia migliorare, sia peggiorare. L'esecuzione di accurate analisi di stabilità consente di capire se la riduzione della resistenza al taglio dei materiali, nella sua componente attrittiva, prevale sull'effetto della spinta stabilizzante o, viceversa, se quest'ultima prevale sull'azione delle pressioni neutre (Paronuzzi et al., 2013a).

Diverse frane sono state innescate da operazioni di invaso e svaso (Schuster, 1979; Kenney, 1992; Schuster e Wieczorek, 2002; Zhu et al., 2011). Nello specifico, gli effetti delle variazioni di quota degli invasi sulla stabilità dei versanti sono condizionati da diversi fattori (Paronuzzi et al., 2013a): proprietà dei materiali coinvolti (permeabilità in condizioni sature ed insature), geometria dei versanti, distribuzione iniziale delle pressioni neutre, velocità delle operazioni idrauliche, livelli iniziale e finale del lago. L'importanza delle variazioni di quota degli invasi era già stata messa in evidenza da Jones et al. (1961), il quale ha preso in esame le frane avvenute in prossimità della diga del Gran Coulee dal 1941 al 1953, mostrando come circa la metà di queste fosse dovuta ad operazioni di invaso e circa un terzo ad operazioni di svaso. La riduzione

repentina del livello degli invasi costituisce uno fra i peggiori scenari possibili per la stabilità dei versanti adiacenti costituiti da materiali a bassa permeabilità. A tale proposito, Morgenstern (1963) ha realizzato alcuni grafici per la valutazione della riduzione dei fattori di sicurezza in seguito a procedure di svasso rapide, mostrando come le condizioni di stabilità possano peggiorare, in modo significativo, qualora la dissipazione delle pressioni neutre sia fortemente ostacolata o totalmente impedita. Altre indicazioni ed abachi per l'analisi di stabilità e la progettazione di versanti e/o argini fluviali, soggetti a procedure di svasso più o meno veloci, sono stati forniti da Desai (1977). L'autore ha combinato un approccio numerico agli elementi finiti, adottato per la determinazione delle superfici piezometriche nel tempo, con il metodo svedese modificato (Jeng, 1974), utilizzato per il calcolo del fattore di sicurezza (*FOS: Factor of Safety*) durante e dopo le procedure di svasso. Nakamura (1990) ha analizzato la casistica delle frane avvenute nel territorio giapponese, distinguendo quelle verificatesi durante operazioni di svasso improvviso (60% circa) da quelle verificatesi durante operazioni di invaso (40% circa). Assieme alla presenza dell'invaso ed alle relative manovre idrauliche (invasi e svassi), le precipitazioni erano annoverate tra le principali cause di instabilità.

Kenney (1992) ha cercato di spiegare il meccanismo secondo il quale la stabilità dei versanti viene influenzata dalle variazioni del livello dei laghi. L'autore ha distinto due casistiche: 1) versanti dotati di permeabilità basse; 2) versanti ad alta permeabilità. Nel primo caso, all'aumento di quota degli invasi corrisponde un aumento del fattore di sicurezza. Nel secondo caso, invece, all'aumento di quota degli invasi corrisponde una riduzione del fattore di sicurezza, fino al raggiungimento della quota critica cui è associato il minimo teorico di *FOS*. Superata tale quota, le condizioni di stabilità del versante iniziano a migliorare (Kenney, 1992). Il livello critico teorico, preso in esame anche da altri autori (Lane e Griffiths, 1997; Bromhead et al., 1999; Michalowski, 2009), coincide con la quota dell'invaso cui corrisponde il minimo fattore di sicurezza raggiunto durante una fase progressiva di invaso. Per i versanti reali, però, il fattore di sicurezza minimo possibile è  $FOS = 1$  (condizione di equilibrio limite) ed una sua ulteriore riduzione porterebbe al collasso. Per questa ragione, in molti casi il versante, durante una procedura di invaso, si trova nelle condizioni di rottura prima di raggiungere il minimo teorico del fattore di sicurezza (Paronuzzi et al., 2013a).

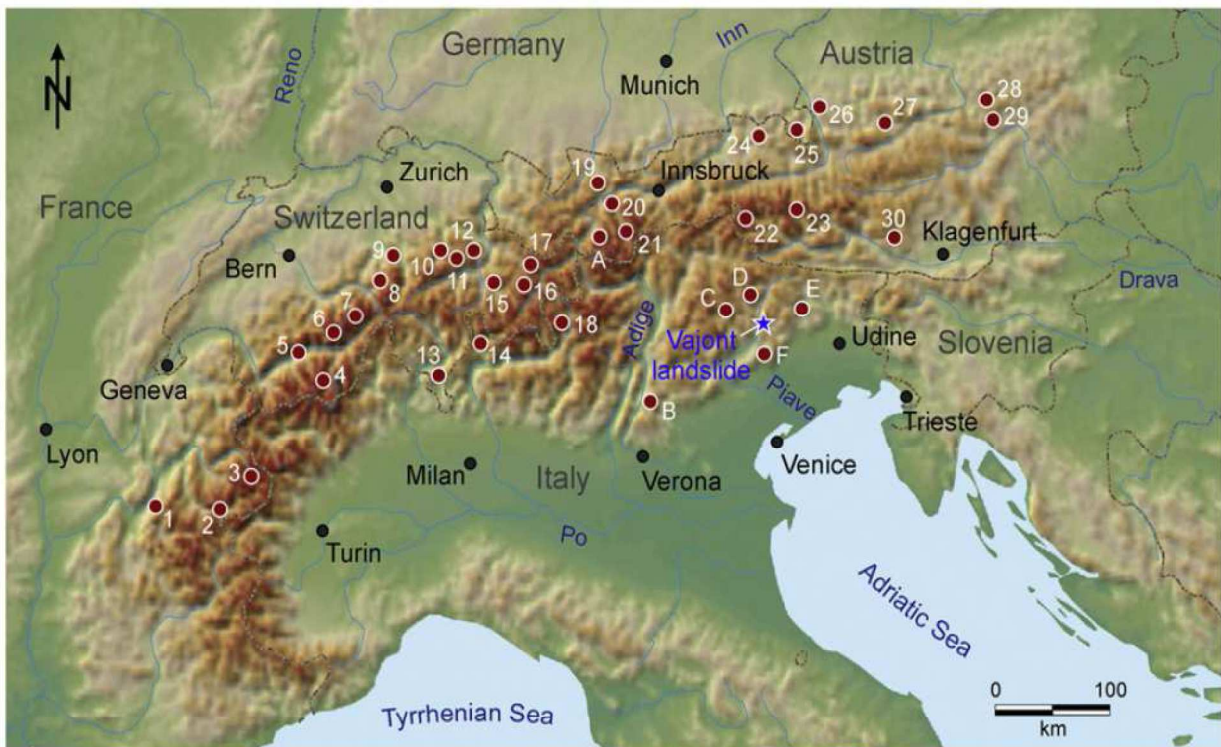
Lane e Griffiths (2000) hanno esplorato l'utilizzo del calcolo numerico agli elementi finiti allo scopo di realizzare degli abachi spendibili nelle analisi di stabilità dei versanti soggetti ad operazioni di svasso. La versatilità del metodo ha consentito agli autori di analizzare tre differenti

situazioni: 1) svasso rapido; 2) svasso lento; 3) svasso rapido a partire da condizioni di sommergenza parziale. Liao et al. (2005) hanno correlato la stabilità dei versanti alla loro conducibilità idraulica ed alle velocità di svasso. Attraverso il calcolo numerico, gli autori hanno mostrato come, durante le fasi di svasso, permeabilità basse dei versanti e/o elevate velocità di svasso rendano peggiori le condizioni di stabilità. Zhan et al. (2006) hanno confermato l'importanza delle variazioni di quota degli invasi, riconoscendo i ruoli assunti dalle pressioni neutre all'interno dei versanti e dalle spinte stabilizzanti fornite dagli invasi. Zangerl et al. (2010) hanno condotto un'indagine sull'influenza delle fluttuazioni del livello dell'invaso in corrispondenza di una massa in frana in prossimità della diga di Gepatsch nelle Alpi Austriache. Gli autori hanno individuato delle velocità di deformazione del versante variabili a seconda delle stagioni, in relazione ai livelli del lago ed alle operazioni di svasso condotte: sono stati osservati dei picchi nelle accelerazioni in corrispondenza dei livelli minimi dell'invaso.

Numerose frane hanno caratterizzato l'arco alpino (Figura 6.1), alcune delle quali associate alla realizzazione di invasi artificiali ed alle loro variazioni di livello. La frana del Vajont, esaminata nel dettaglio in questa sede, rappresenta una pietra miliare nello studio degli effetti dei laghi artificiali sulla stabilità dei versanti. Come si è visto in precedenza, tale frana è stata oggetto di numerosi studi correlati a diversi aspetti che la riguardano (Superchi et al., 2010), ma, nonostante i numerosi studi citati, il ruolo realmente assunto dal lago del Vajont durante il periodo di collaudo della diga (1960-1963) e, precisamente, il suo effetto sulla stabilità del versante settentrionale del M. Toc non è mai stato analizzato e documentato in modo esaustivo. A tale scopo, sono state condotte solamente alcune analisi di stabilità semplificate ad opera di diversi autori (Müller, 1968; Hendron e Patton, 1985; Kenney, 1992). Si trattava, però, di analisi che non tenevano in considerazione le fasi transitorie dei cicli di invaso-svasso ed i conseguenti fenomeni di filtrazione, riferendosi unicamente a configurazioni idrogeologiche stazionarie.

Nel presente lavoro viene riportata un'analisi combinata della filtrazione e della stabilità relative al versante settentrionale del M. Toc, capace di mostrare le conseguenze dell'invaso e delle sue variazioni di livello, a partire dall'inizio del 1960 fino al 9 ottobre 1963. L'andamento delle pressioni neutre all'interno del versante è stato ottenuto tramite una modellazione numerica agli elementi finiti ed utilizzato nel calcolo del fattore di sicurezza durante l'intero periodo, effettuato tramite un calcolo all'equilibrio limite. Si è fatto uso dei software commerciali SEEP/W e SLOPE/W (Geo-Slope International Ltd., 2007): il primo per la modellazione dei processi di filtrazione, il secondo per il calcolo dei relativi fattori di sicurezza. Inoltre, la modellazione è

stata completata tramite un'analisi di stabilità all'equilibrio limite relativa ad alcune configurazioni idrogeologiche di interesse, allo scopo di valutare anche l'effetto delle precipitazioni sui valori del fattore di sicurezza. Si tratta di una modellazione condotta unicamente tramite il software SLOPE/W (Geo-Slope International Ltd., 2007). I risultati di tale studio sono riportati anche nel lavoro di Paronuzzi et al. (2013a).



Major rockslides in the Alps:

- |                        |              |                     |                |                    |                    |
|------------------------|--------------|---------------------|----------------|--------------------|--------------------|
| 1. Mont Granier        | 7. Eiger     | 13. Buzza di Biasca | 19. Fernpass   | 25. Berchtesgaden  | A. Hochmais        |
| 2. Col de la Madeleine | 8. Engelberg | 14. Piuro           | 20. Tschirgant | 26. Mönchsberg     | B. Lavini di Marco |
| 3. Lac Lauvitel        | 9. Goldau    | 15. Domat/Ems       | 21. Köfels     | 27. Almtal         | C. Alleghe         |
| 4. Randa               | 10. Elm      | 16. Totalp (Davos)  | 22. Umbaltal   | 28. Wildalpen      | D. Antelao         |
| 5. Sierre              | 11. Flims    | 17. Monbiel         | 23. Hocharn    | 29. Meßnerin       | E. Borta           |
| 6. Kandersteg          | 12. Fidaz    | 18. Val Pola        | 24. Lofer      | 30. Villacher Alpe | F. Fadalto         |

Figura 6.1. Grandi frane avvenute nell'arco alpino (mappa modificata da Oberlechner e Eder, 2010, in Paronuzzi et al., 2013a). Rispetto alla mappa originale (Oberlechner e Eder, 2010), Paronuzzi et al. (2013a) hanno aggiunto le frane indicate con le lettere A-F.



## 6.1 Metodo numerico agli elementi finiti

In letteratura esistono diverse metodologie rivolte alla soluzione approssimata di problemi differenziali alle derivate parziali: il metodo agli elementi finiti, il metodo alle differenze finite e il metodo ai volumi finiti. Il primo, noto anche con l'acronimo FEM (Finite Element Method), rappresenta la tecnica numerica maggiormente diffusa; essa risulta adatta alla risoluzione di problemi caratterizzati da domini di forma complessa, da soluzioni irregolari, anche nel caso in cui sia richiesta una accuratezza disomogenea all'interno della geometria di studio. Il metodo agli elementi finiti prevede la suddivisione del dominio in una serie di sottodomini (elementi finiti) interconnessi in corrispondenza di determinati punti (nodi), solitamente localizzati ai bordi dei singoli sottodomini. L'insieme degli elementi finiti e dei nodi costituisce la mesh (maglia). La formulazione del problema prevede una o più variabili, note le quali, è possibile determinare tutte le altre grandezze di interesse. Ad esempio in un problema di analisi strutturale la variabile di campo tipicamente scelta è quella degli spostamenti a partire dai quali vengono determinati le deformazioni e gli sforzi. L'andamento della variabile di campo all'interno degli elementi finiti viene descritta attraverso delle funzioni di interpolazione definite a partire dai valori assunti da tali variabili in corrispondenza dei nodi. Le equazioni di equilibrio riferite all'intero dominio, tipicamente scritte in forma matriciale, presentano i valori nodali della variabile di campo quali incognite. Risolvendo il sistema algebrico così ottenuto, quindi, si ricavano prima i valori della variabile di campo in corrispondenza dei nodi e, poi, tramite le funzioni di interpolazione, il suo andamento all'interno degli elementi finiti. In sintesi, la soluzione di un problema differenziale tramite la tecnica degli elementi finiti prevede una serie di passaggi:

- ✓ suddivisione del dominio in elementi finiti;
- ✓ scelta delle funzioni interpolanti relative all'andamento della variabile di campo all'interno degli elementi finiti;
- ✓ derivazione delle equazioni risolutive relative ai singoli elementi finiti;
- ✓ assemblaggio delle equazioni ricavate per i singoli elementi finiti in modo da ottenere il sistema risolutivo globale;
- ✓ risoluzione del sistema così ottenuto;
- ✓ determinazione dell'andamento della variabile di campo all'interno del dominio di studio.

La suddivisione del dominio di studio in un certo numero di sottodomini è la prima fase prevista nell'applicazione del metodo agli elementi finiti. Si deve prestare attenzione alla forma, alla

dimensione, al numero degli elementi utilizzati, al fine di modellare la geometria del problema nel modo più coerente possibile con quella reale, senza sfociare in una eccessiva pesantezza di calcolo.

L'approccio ad ogni problematica richiede una valutazione attenta nella scelta degli elementi più adatti per la discretizzazione del dominio di studio. La selezione della tipologia degli elementi è dettata, per lo più, dalla forma del dominio di studio e dal numero di variabili spaziali indipendenti necessarie alla descrizione del sistema. Quando la geometria del problema, le proprietà dei materiali e gli altri parametri (per esempio sforzi, spostamenti, ecc.) possono essere espressi in funzione di una sola coordinata spaziale, si utilizzano elementi monodimensionali (1D), dotati di una sezione costante o variabile lungo la loro lunghezza. Quando la configurazione e le altre grandezze di interesse possono essere descritte in funzione di due coordinate spaziali indipendenti, si utilizzano elementi bidimensionali (2D), i quali possono assumere diverse forme quali quella triangolare, quella rettangolare, ecc. Quando la geometria, le proprietà dei materiali e gli altri parametri relativi al dominio di studio possono essere espressi in funzione di tre coordinate spaziali, si utilizzano elementi tridimensionali (3D), i quali possono a loro volta assumere diverse forme. È quindi possibile modellare domini caratterizzati dalle più svariate forme geometriche. Esiste, inoltre, la possibilità di costruire degli elementi finiti capaci di rappresentare geometrie che presentino dei bordi curvi. A tale scopo, si procede con l'aggiunta di nodi in corrispondenza dei lati degli elementi stessi; si parla di elementi di ordine superiore per distinguerli dai più classici elementi lineari (Rao, 1989).

La dimensione degli elementi finiti è un altro aspetto rilevante nella modellazione numerica. Dimensioni ridotte conducono a soluzioni maggiormente accurate, ma allo stesso tempo comportano tempi di calcolo maggiori. A tale proposito, in alcune circostanze si utilizzano maglie caratterizzate da elementi di diverse dimensioni per porzioni differenti del dominio: in generale è opportuno rendere più fine la mesh nelle zone dove sono attesi gradienti elevati della variabile di campo. Un altro parametro rilevante è il rapporto di forma degli elementi, definito nel caso bidimensionale come il rapporto tra la loro dimensione massima e la loro dimensione minima. È opportuno che il rapporto di forma degli elementi non si discosti molto dall'unità (Clough, 1969). Il numero degli elementi è direttamente legato alla loro dimensione e all'accuratezza desiderata. Sebbene ad un maggior numero di elementi corrisponda una migliore accuratezza, raggiunto un certo valore, ulteriori incrementi non conducono a vantaggi significativi (Rao, 1989).

La filosofia di fondo del metodo agli elementi finiti consiste nella soluzione approssimata di un problema tramite la suddivisione del dominio in sottodomini (elementi finiti) e il calcolo della soluzione associata ai singoli elementi finiti attraverso semplici funzioni interpolanti. La scelta di queste funzioni rappresenta un passaggio chiave nel processo risolutivo ed è orientata, tipicamente, verso funzioni polinomiali in virtù di alcune loro peculiarità:

- ✓ sono facilmente implementabili, differenziabili ed integrabili;
- ✓ l'accuratezza della soluzione può essere migliorata aumentando il loro grado.

La funzione polinomiale di grado  $n$ , relativa alla variabile di campo ( $\zeta$ ) può essere espressa in generale tramite le seguenti formule:

$$\zeta(x) = \alpha_1 + \alpha_2 x + \alpha_3 x^2 \dots + \alpha_{n+1} x^n ; \quad (6.1)$$

$$\zeta(x, y) = \alpha_1 + \alpha_2 x + \alpha_3 y + \alpha_4 x^2 + \alpha_5 y^2 + \alpha_6 xy + \dots + \alpha_m y^n ; \quad (6.2)$$

$$\zeta(x, y, z) = \alpha_1 + \alpha_2 x + \alpha_3 y + \alpha_4 z + \alpha_5 x^2 + \alpha_6 y^2 + \alpha_7 z^2 + \alpha_8 xy + \alpha_9 yz + \alpha_{10} xz + \dots + \alpha_m z^n ; \quad (6.3)$$

valide, rispettivamente, per problemi 1D, 2D e 3D.  $x$ ,  $y$  e  $z$  sono le coordinate spaziali, mentre  $\alpha_i$  sono i coefficienti polinomiali. Le tre formule (6.1), (6.2) e (6.3) possono essere scritte nella seguente forma:

$$\zeta = \vec{\eta}^T \vec{\alpha} ; \quad (6.4)$$

dove

$\zeta = \zeta(x)$ ,  $\vec{\eta}^T = \{1 \ x \ x^2 \ \dots \ x^n\}$  e  $\vec{\alpha}^T = \{\alpha_1 \ \alpha_2 \ \dots \ \alpha_{n+1}\}$  nei problemi 1D;

$\zeta = \zeta(x, y)$ ,  $\vec{\eta}^T = \{1 \ x \ y \ x^2 \ y^2 \ xy \ \dots \ y^n\}$  e  $\vec{\alpha}^T = \{\alpha_1 \ \alpha_2 \ \dots \ \alpha_m\}$  con  $m = \sum_{j=1}^{n+1} j$  nei problemi 2D;

$\zeta = \zeta(x, y, z)$ ,  $\vec{\eta}^T = \{1 \ x \ y \ z \ x^2 \ y^2 \ z^2 \ xy \ yz \ xz \ \dots \ z^n\}$  e  $\vec{\alpha}^T = \{\alpha_1 \ \alpha_2 \ \dots \ \alpha_m\}$  con  $m = \sum_{j=1}^{n+1} j(n+2-j)$

nei problemi 3D. Nella maggior parte dei casi pratici, il grado del polinomio è pari a  $n = 1, 2$  o  $3$ . Le funzioni di interpolazione possono essere scritte sulla base dei loro valori nodali, i quali rappresentano le incognite del sistema globale. Si consideri un generico elemento finito ( $e$ ) con  $M$  nodi e si esprima il valore della variabile di campo in corrispondenza di tali nodi:

$$\vec{\zeta}^{(e)} = \begin{bmatrix} \vec{\eta}_1^T \\ \vec{\eta}_2^T \\ \dots \\ \vec{\eta}_M^T \end{bmatrix} \vec{\alpha} = [\underline{\eta}] \vec{\alpha} ; \quad (6.5)$$

dove  $\bar{\zeta}^{(e)}$  è il vettore della variabile di campo ai nodi dell'elemento  $e$ , i pedici si riferiscono al numero dei nodi. Dall'equazione (6.5) si ottiene:

$$\bar{\alpha} = [\underline{\eta}]^{-1} \bar{\zeta}^{(e)}; \quad (6.6)$$

e, quindi, considerando le (6.1), (6.2) e (6.3):

$$\zeta = \bar{\eta}^T \bar{\alpha} = \bar{\eta}^T [\underline{\eta}]^{-1} \bar{\zeta}^{(e)}. \quad (6.7)$$

L'equazione (6.7) esprime i valori della variabile di campo ( $\zeta$ ) all'intero dell'elemento ( $e$ ) in funzione dei valori nodali di  $\zeta$ . In questo modo, dopo aver calcolato i valori nodali della variabile di campo è possibile ricostruire l'andamento della soluzione su tutto il dominio (Rao, 1989).

Le equazioni risolutive secondo il metodo agli elementi finiti possono essere ricavate tramite diverse metodologie: l'approccio diretto, l'approccio variazionale e l'approccio dei residui pesati. Il primo approccio consiste nella determinazione dei termini delle matrici e dei vettori coinvolti a partire dalla conoscenza fisica del problema; non risulta, però, applicabile a tutti i problemi ingegneristici. Il secondo approccio si basa sull'interpretazione dell'analisi numerica come un metodo approssimato per la soluzione di problemi di tipo variazionale. Si tratta di un metodo largamente utilizzato, in virtù della possibilità di esprimere in forma variazionale la gran parte dei problemi ingegneristici. Tuttavia, questo non è sempre fattibile e, di conseguenza, l'approccio variazionale non è applicabile in tutte le analisi numeriche. Nell'ambito del terzo approccio, i termini delle matrici e dei vettori vengono ricavati a partire dalle equazioni differenziali che governano il fenomeno fisico in esame. Si tratta della procedura più generale, applicabile sostanzialmente a tutti i problemi ingegneristici. L'approccio dei residui pesati permette l'utilizzo del metodo di Galerkin e del metodo dei minimi quadrati (Rao, 1989).

## **6.2 Analisi numerica della filtrazione (SEEP/W)**

Il software SEEP/W (Geo-Slope International Ltd., 2007) consente di eseguire la modellazione dei processi di filtrazione all'interno di mezzi porosi tramite il metodo numerico agli elementi finiti. Il principio fisico su cui si basa tale software è la legge di Darcy:

$$v = ki; \quad (6.8)$$

dove

$v$  è la velocità darciana [m/s];

$k$  è la permeabilità del mezzo [m/s];

$i$  è il gradiente idraulico.

In origine la (6.8) è stata ricavata per condizioni sature, ma la sua applicazione viene estesa anche alle condizioni non sature (Richards, 1931; Childs e Collins-George, 1950). La sola differenza che si trova nell'utilizzo della legge di Darcy in condizioni di non saturazione consiste nella variabilità della conducibilità idraulica. Si noti che la velocità darciana esprime un valore medio nella sezione di calcolo e quindi risulta essere minore della reale velocità assunta dal fluido, in relazione alla porosità del mezzo.

Il software SEEP/W (Geo-Slope International Ltd., 2007) risolve l'equazione di continuità 2D:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( k_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( k_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + Q = \frac{\partial WC}{\partial t}; \quad (6.9)$$

dove

$k_x$  e  $k_y$  sono le permeabilità, rispettivamente, lungo le direzioni  $x$  e  $y$ ;

$h$  è il carico piezometrico;

$Q$  è il flusso al bordo;

$WC$  è il contenuto volumetrico d'acqua;

$t$  è il tempo.

In condizioni stazionarie, la (6.9) diventa:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( k_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( k_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + Q = 0. \quad (6.10)$$

Le variazioni del contenuto volumetrico d'acqua dipendono dai cambiamenti dello stato di sforzo e delle proprietà dei materiali coinvolti. Lo stato di sforzo all'interno del dominio è definito da due variabili (Fredlung e Morgenstern, 1976, 1977):  $(\sigma - u_a)$  e  $(u_a - u)$ ; dove  $\sigma$  è lo sforzo totale,  $u_a$  è la pressione dell'aria nei pori e  $u$  è la pressione neutra. Alla base della formulazione matematica di SEEP/W (Geo-Slope International Ltd., 2007) c'è l'ipotesi di costanza, durante le fasi transitorie, dello sforzo totale e delle pressione dell'aria nei pori ( $u_a =$  pressione atmosferica). In virtù di queste assunzioni, le variazioni del contenuto volumetrico d'acqua dipendono solo dai cambiamenti della pressione neutra:

$$\partial WC = m_w \partial u; \quad (6.11)$$

dove

$m_w$  è la pendenza della curva del contenuto volumetrico d'acqua.

A partire dalla definizione di carico piezometrico, si può scrivere:

$$u = \gamma_w (h - y); \quad (6.12)$$

dove

$\gamma_w$  è il peso di volume dell'acqua;

e  $y$  è la quota. Dal momento in cui quest'ultima è costante, si ha:

$$\partial WC = m_w \gamma_w \partial (h - y) = m_w \gamma_w \partial (h). \quad (6.13)$$

Alla luce delle assunzioni fatte, l'equazione di continuità 2D diventa:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( k_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( k_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + Q = m_w \gamma_w \frac{\partial h}{\partial t}. \quad (6.14)$$

L'equazione risolutiva utilizzata dal software SEEP/W è ricavata dall'equazione (6.14) tramite l'approccio dei residui pesati, secondo il metodo di Galerkin.

### **6.3 Analisi di stabilità all'equilibrio limite (SLOPE/W)**

In questa sede, le analisi di stabilità sono state condotte tramite il software SLOPE/W (Geo-Slope International Ltd., 2007), il quale è basato sulle formulazioni ed ipotesi caratteristiche del metodo dell'equilibrio limite. In relazione alle modalità di collasso, si assume che i materiali interessati dalla rottura abbiano un legame costitutivo di tipo rigido-perfettamente plastico: la deformazione è nulla fino alla condizione di rottura, raggiunta la quale la resistenza si mantiene costante indipendentemente dall'intensità degli spostamenti accumulati. Il versante è assimilato ad un corpo rigido ed in esso è possibile discretizzare la massa suddividendola in conci (o strisce) verticali (Figura 6.2), individuare la superficie di rottura, assumere una distribuzione di tensioni costanti lungo tale superficie, calcolare il fattore di sicurezza mediante le equazioni di equilibrio alle forze e/o ai momenti. Si possono prendere in esame superfici di rottura di qualsiasi forma. Nello specifico, gli equilibri alle forze verticali dei singoli conci e gli equilibri globali relativi alle forze orizzontali ed ai momenti nel caso bidimensionale possono essere espressi, rispettivamente, come segue (Figura 6.2):

$$-W + (X_L - X_R) + N \cos(\beta) + S_m \sin(\beta) = 0; \quad (6.15)$$

$$-\sum_{i=1}^{n_c} [N \sin(\beta)] + \sum_{i=1}^{n_c} [S_m \cos(\beta)] = 0; \quad (6.16)$$

$$\sum_{i=1}^{n_c} (WX_W) - \sum_{i=1}^{n_c} (S_m R) - \sum_{i=1}^{n_c} (Nf) = 0; \quad (6.17)$$

dove

$n_c$  è il numero dei conci;

le  $X_L$  e le  $X_R$  sono le forze interconco verticali;

le  $N$  sono le forze normali alla base dei conci;

le  $\beta$  sono le inclinazioni alla base dei conci;

le  $S_m = \frac{cl + (N - ul)\tan(\varphi)}{FOS}$  sono le forze di resistenza al taglio mobilitate alla base dei conci;

le  $l$  sono le lunghezze dei conci alla base;

le  $u$  sono le pressioni neutre agenti alla base dei conci;

$FOS$  è il fattore di sicurezza relativo al versante;

le  $c$  sono le coesioni alla base dei conci;

le  $\varphi$  sono gli angoli di attrito alla base dei conci;

le  $W$  sono i pesi dei conci;

le  $X_W$ , le  $R$  e le  $f$  sono le braccia relative alle forze agenti sui conci (Figura 6.2).

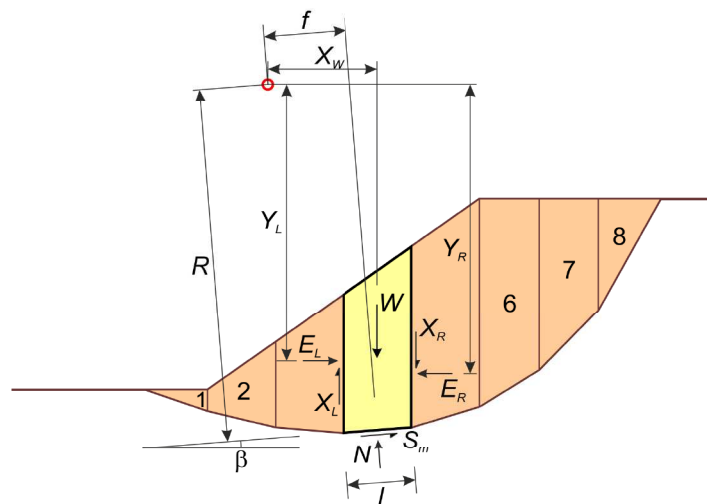


Figura 6.2. Suddivisione della massa instabile in conci (o strisce) verticali. Sono riportate le forze agenti sui conci.

Per quanto riguarda l'equilibrio globale della massa instabile, si distinguono i metodi non rigorosi da quelli rigorosi: i primi determinano il fattore di sicurezza tramite l'equilibrio alle forze o all'equilibrio ai momenti, mentre i secondi richiedono che entrambi questi equilibri vengano soddisfatti (Tabella 6.1). Vi sono, inoltre, varie formulazioni proposte dai diversi autori,

basate su ipotesi differenti riguardo alle forze normali e tangenziali scambiatesi dai concii (Tabella 6.2). Uno dei metodi maggiormente diffusi, utilizzato anche nel presente lavoro, è quello di Morgenstern e Price (1965).

Tabella 6.1. Equazioni di equilibrio utilizzate nei vari metodi. Si distingue tra metodi rigorosi (in rosa) e non rigorosi (in giallo).

<b>Metodo</b>	<b>Anno</b>	<b>Eq. alle forze</b>	<b>Eq. ai momenti</b>
Fellenius	1936	No	Si
Janbu semplificato	1954	Si	No
Bishop semplificato	1955	No	Si
Lowe e Karafiath	1960	Si	No
Morgenstern e Price	1965	Si	Si
Spencer	1967	Si	Si

Tabella 6.2. Formulazioni proposte dai vari autori in merito alle forze scambiatesi dai concii.

<b>Metodo</b>	<b>Anno</b>	<b>Assunzioni sulle forze interconcio</b>
Fellenius	1936	Le forze interconcio sono trascurate
Janbu semplificato	1954	Le forze interconcio verticali sono trascurate
Bishop semplificato	1955	Le forze interconcio verticali sono trascurate
Lowe e Karafiath	1960	La direzione delle forze interconcio è data dalla media delle direzioni della base del concio e della superficie del pendio in corrispondenza del concio stesso
Morgenstern e Price	1965	La direzione delle forze interconcio, da sinistra a destra lungo il corpo di frana, viene determinata tramite una funzione arbitraria $f(x)$ : $X_i = E_i \lambda f(x)$ , dove $\lambda$ è un parametro adimensionale, $E_i$ e $X_i$ sono, rispettivamente, le forze interconcio orizzontali e verticali.
Spencer	1967	Le forze interconcio mantengono una direzione costante lungo tutta la “massa instabile”



#### 6.4 Analisi combinata di filtrazione e stabilità

L'influenza sulla stabilità del versante settentrionale del M. Toc delle operazioni idrauliche condotte durante il periodo di collaudo della diga del Vajont (tre cicli di invaso e svaso) è stata esaminata tramite una analisi combinata di filtrazione e stabilità. Si è utilizzato un approccio di tipo statico, in quanto durante il periodo analizzato il versante era soggetto a deformazioni contenute in campo elasto-plastico. Prima del collasso finale del 9 ottobre 1963, il versante settentrionale del M. Toc mostrava spostamenti compresi tra 50 e 500 cm (Figura 6.3) e, quindi, deformazioni in campo statico pari al 0.5-5‰ circa, considerando la notevole dimensione del corpo di frana (lunghezza di circa 1400-1600 m).

Il processo di filtrazione che ha coinvolto la sponda meridionale del lago è stato simulato tramite una modellazione numerica bidimensionale agli elementi finiti, in modo tale da ricostruire l'andamento delle pressioni neutre e le loro variazioni all'interno del versante. L'analisi riguarda tutto il periodo compreso tra l'inizio del 1960 ed il 9 ottobre 1963. I risultati ottenuti sono stati utilizzati quali dati di input nelle analisi di stabilità condotte per tutti gli anni di collaudo della diga, secondo il metodo dell'equilibrio limite. In questo modo, è stato possibile valutare l'andamento del fattore di sicurezza nel periodo di interesse, evidenziando gli effetti dovuti alle procedure di invaso e svaso. Inoltre, si sono condotte talune analisi parametriche capaci di investigare il ruolo di alcuni fattori chiave, quali la permeabilità del versante e le velocità di invaso e svaso.

Le analisi di stabilità all'equilibrio limite, in virtù delle ipotesi che stanno alla base del metodo stesso (Paragrafo 6.3), non tengono conto degli spostamenti e delle deformazioni precedenti al collasso. Nonostante ciò, la modellazione svolta è da considerarsi appropriata per una prima analisi. L'approccio all'equilibrio limite è stato, altresì, già adottato in molti lavori precedenti e, quindi, il suo utilizzo ha consentito il confronto diretto dei risultati ottenuti nel presente lavoro con quelli già riportati dagli altri autori. La superficie di scivolamento è stata assunta a priori sulla base dei modelli geologico-tecnico e idrogeologico di riferimento.

L'evoluzione della falda all'interno del versante è stata ricostruita con il software SEEP/W (Geo-slope International Ltd., 2007), mentre le analisi di stabilità sono state eseguite tramite SLOPE/W (Geo-slope International Ltd., 2007) secondo il metodo di Morgenstern e Price (1965). Nell'analisi combinata di filtrazione e stabilità, è stato messo in conto il solo effetto dell'invaso, mentre è stato completamente trascurato il ruolo assunto dalle precipitazioni.

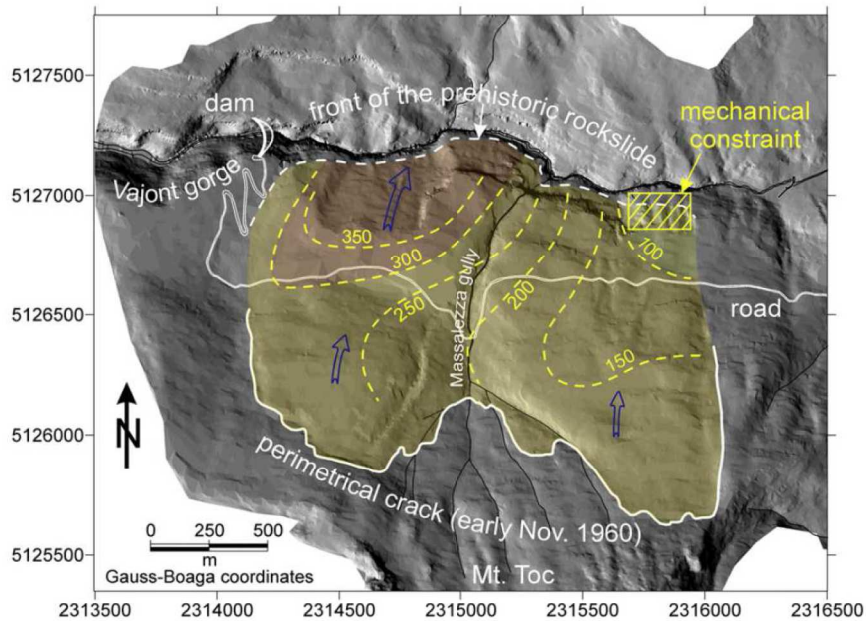


Figura 6.3. Spostamenti cumulati [cm] del versante settentrionale del M. Toc prima della frana del 1963 (dati da Selli e Trevisan, 1964, relativi al periodo maggio 1960-7 ottobre 1963; curve modificate in Paronuzzi et al., 2013a).

#### 6.4.1 Assunzioni alla base della modellazione

La principale differenza tra le analisi di stabilità condotte in precedenza dagli altri autori e quelle eseguite nel presente studio consiste nel modello geologico-idrogeologico adottato. In questa sede, si è tenuto conto del materiale cataclastico, con presenza di lenti argillose e blocchi rocciosi sradicati, recentemente identificato alla base della paleofrana (Paronuzzi e Bolla, 2012). Le sezioni di calcolo utilizzate per l'analisi combinata di filtrazione e stabilità (B-B', C-C' e D-D'), riferite alla configurazione del versante precedente al 9 ottobre 1963, presentano tre unità idrogeologiche-geomeccaniche principali (Figure 5.7 e 6.4): 1) l'ammasso roccioso rigido soprastante, costituito da una sequenza calcarea fratturata; 2) la zona di taglio, costituita da materiali eterogenei con presenza di pietrisco e lenti di argilla ad alta plasticità; 3) il substrato sottostante.

La zona di taglio è stata modellata come una unità costituita da un unico materiale omogeneo e isotropo, dotata delle proprietà geotecniche, geomeccaniche ed idrogeologiche mediamente attribuibili all'unità. Ognuna delle tre unità è stata suddivisa in sottounità (elementi finiti) tramite una mesh costituita da elementi quadrilateri e triangolari: la loro dimensione nell'ammasso roccioso rigido soprastante è pari a circa 20 m, mentre nel substrato di circa 40 m. Per quanto riguarda la zona di taglio, si è optato per una mesh più fitta (elementi di circa 10 m) allo scopo di

cogliere in modo adeguato il processo di filtrazione all'interno di tale unità (Figura 6.4).

Le condizioni iniziali assegnate ai tre domini di studio per la modellazione del processo di filtrazione consistono nella presenza di una falda orizzontale avente un livello pari alla quota del lago all'inizio della modellazione (580 m). Il valore minimo inizialmente imposto alle pressioni neutre negative è pari a -5 m (circa -50 kPa, Figura 6.5), in considerazione delle proprietà geologiche dei materiali costituenti la zona di taglio. Le variazioni di quota dell'invaso sono state simulate tramite una condizione al contorno di carico idraulico al piede del versante: si tratta di una condizione al contorno variabile nel tempo in relazione ai tre cicli di invaso-svaso cui è stato soggetto il lago. Non sono state assegnate altre condizioni al contorno di carico. Nella modellazione combinata di filtrazione e stabilità, quindi, l'unica fonte idrica è costituita dall'invaso, essendo trascurato il contributo fornito dalle precipitazioni. La discretizzazione temporale del periodo di interesse è stata piuttosto fitta, ogni intervallo di calcolo risulta pari a 10000 s (circa 2 ore e 45 minuti), in modo da determinare un andamento delle pressioni neutre conforme con quello realmente creatosi, evitando la nascita di gradienti idraulici eccessivi ed irrealistici. Tuttavia, per evitare una esagerata pesantezza computazionale, non è stato possibile procedere al calcolo del fattore di sicurezza per ognuna delle configurazioni idrogeologiche determinate: l'analisi di stabilità è stata condotta solamente ogni 100 intervalli di calcolo.

Il peso di volume assegnato all'ammasso roccioso soprastante ed al substrato è pari a  $\gamma = 26$  kN/m<sup>3</sup>, mentre per la zona di taglio è stato adottato un peso di volume di  $\gamma = 20$  kN/m<sup>3</sup>, coerentemente con la granulometria dei materiali che la costituiscono (Paronuzzi e Bolla, 2012). Dal punto di vista idrogeologico, all'ammasso roccioso soprastante ed al substrato sono state assegnate, rispettivamente, delle permeabilità in condizioni sature pari a  $10^{-6}$  m/s e  $10^{-9}$  m/s. Le curve di conducibilità idraulica e del contenuto d'acqua, in funzione delle pressioni neutre, sono riportate in Figura 6.6. Le curve di permeabilità sono state costruite tramite il metodo di Van Genuchten (1980). Il substrato è costituito da calcari sottilmente stratificati con presenza di interstrati argillosi. Trattasi di un ammasso roccioso debolmente fratturato e, comunque, caratterizzato dalla presenza di poche fratture chiuse. L'ammasso roccioso soprastante presenta un grado di fratturazione superiore a quello del substrato, ma inferiore rispetto a quello della zona di taglio, essendo quest'ultima principalmente costituita da pietrischi formati dalla frantumazione dell'ammasso roccioso originario. I valori di conducibilità idraulica e del contenuto volumetrico d'acqua governano i processi di filtrazione all'interno del versante. Essendo la zona di taglio dotata di una permeabilità elevata, il ruolo assunto da tale unità risulta

determinante nella nascita della falda freatica individuata all'interno del versante settentrionale del M. Toc in seguito alle misure piezometriche. L'ammasso roccioso soprastante ed il substrato, invece, essendo caratterizzati da permeabilità notevolmente più basse in virtù del loro grado di fratturazione precedentemente descritto, assumono un ruolo marginale nella simulazione dei processi di filtrazione indotti dalle variazioni di livello del lago.

Nelle analisi di stabilità, la superficie di rottura è stata posizionata alla base della zona di taglio, al contatto tra quest'ultima ed il substrato. Tale scelta trova conferma nelle osservazioni fatte nel terzo superiore della nicchia di distacco, in corrispondenza dei piani di stratificazione del substrato immergenti verso valle. La parte rimanente della superficie di rottura è stata, invece, ricostruita sulla base dei dati geologici disponibili, derivanti dai sondaggi condotti dopo la frana del 1963 (Broili, 1967; Martinis, 1978), nonché della struttura della paleofrana del M. Toc secondo l'interpretazione di Paronuzzi e Bolla (2012). In questo modo, si è ricostruito la superficie di rottura per tutte e tre le sezioni esaminate (Figura 6.4). Si tratta di superfici di scivolamento singole, non circolari, caratterizzate dalla classica forma a sedia, tipicamente associata alla frana del Vajont: si individua una parte superiore ad alta inclinazione (schiena della sedia) ed una parte inferiore sub-orizzontale.

Nelle analisi di stabilità, si è fatto riferimento al criterio di rottura di Mohr-Coulomb e la condizione di equilibrio limite ( $FOS = 1$ ) è stata associata alla configurazione idrogeologica del 9 ottobre 1963 (ore 22:39, GMT + 1), quando si è innescata la catastrofica frana tristemente nota con il lago ad una quota di 700.42 m. In accordo con questo approccio, la formazione della fessura perimetrale avvenuta nel novembre del 1960 rappresenta una condizione molto vicina a quella di rottura globale, la quale è stata, però, raggiunta solo tre anni dopo. Gli angoli di attrito sono stati determinati tramite un calcolo a posteriori, in modo tale da ottenere un fattore di sicurezza unitario nella condizione di equilibrio limite assunta. Nelle sezioni di calcolo, le superfici di scivolamento passano per tutto il loro sviluppo all'interno della zona di taglio, unità costituita da un materiale puramente attritivo ( $c = 0$  kPa) ai fini dell'analisi di stabilità.

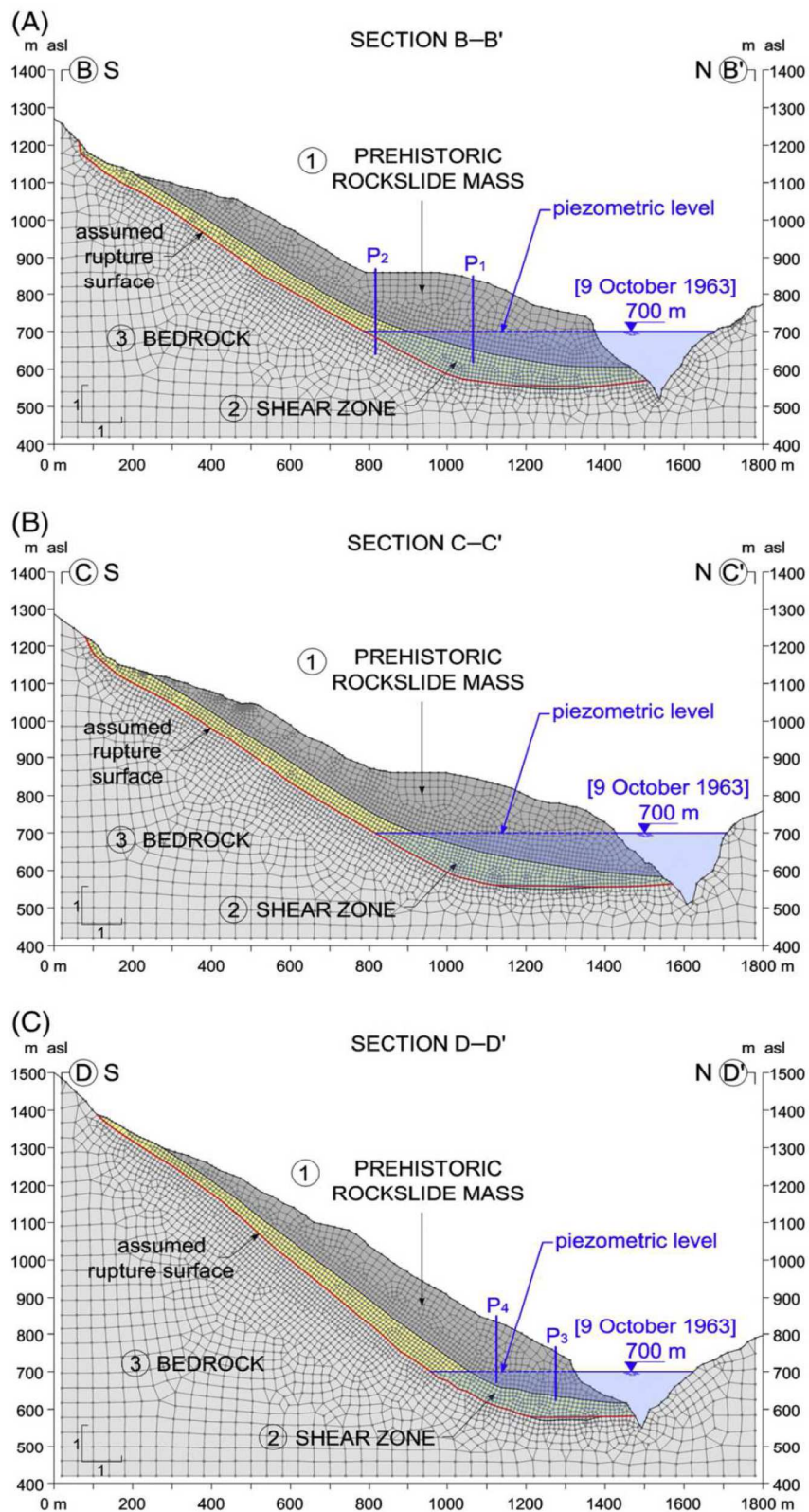


Figura 6.4. Sezioni idrogeologiche-geomeccaniche adottate nella modellazione numerica dei processi di filtrazione, nonché nelle analisi di stabilità. La localizzazione delle sezioni è riportata in Figura 5.7 (Paronuzzi et al., 2013a).

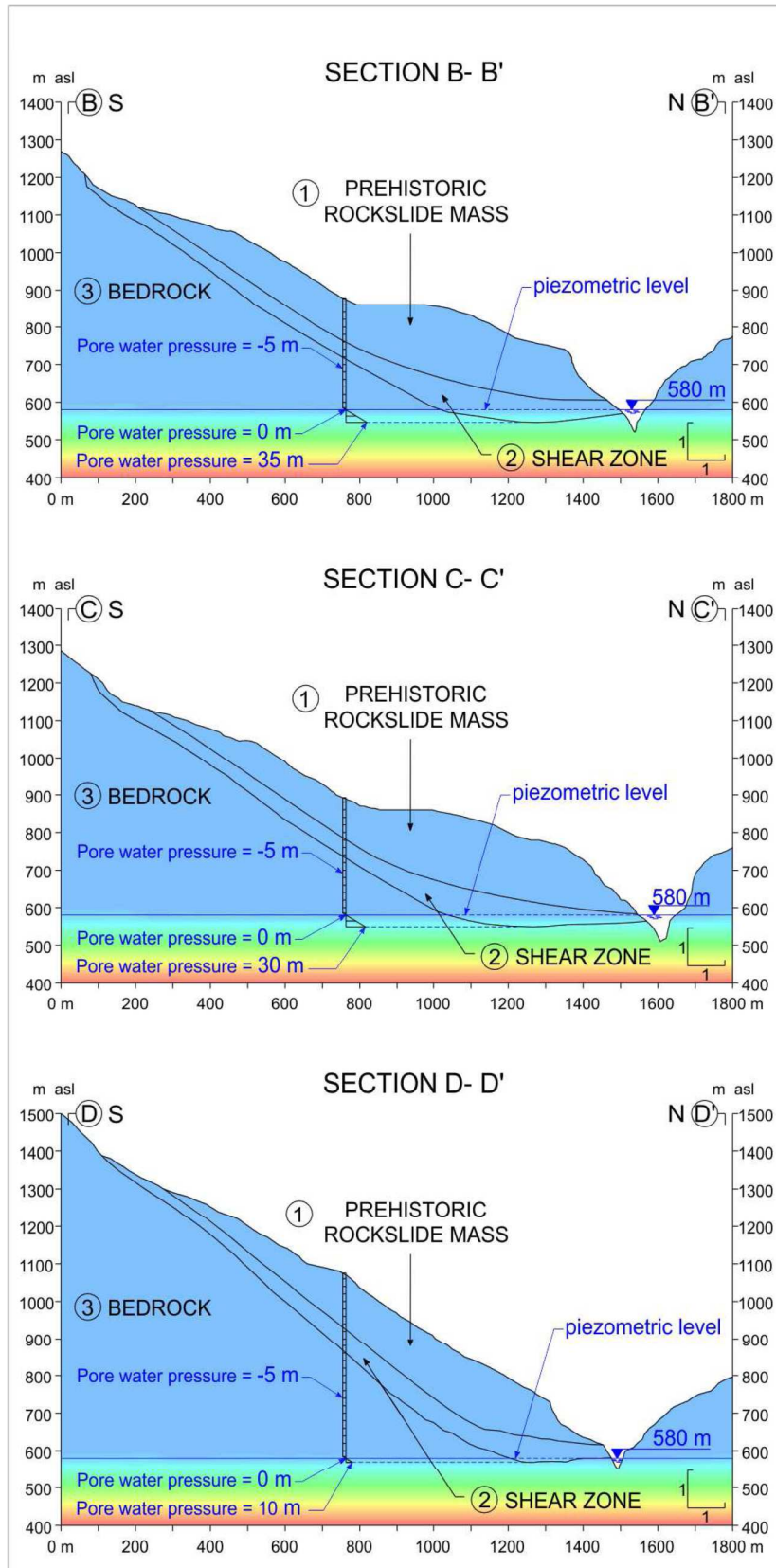


Figura 6.5. Distribuzione iniziale delle pressioni neutre relativa alla modellazione numerica dei processi di filtrazione avvenuti durante il periodo di collaudo della diga. Le pressioni neutre di interesse per l'analisi condotta sono quelle agenti al di sopra del contatto tra il substrato basale e la zona di taglio.

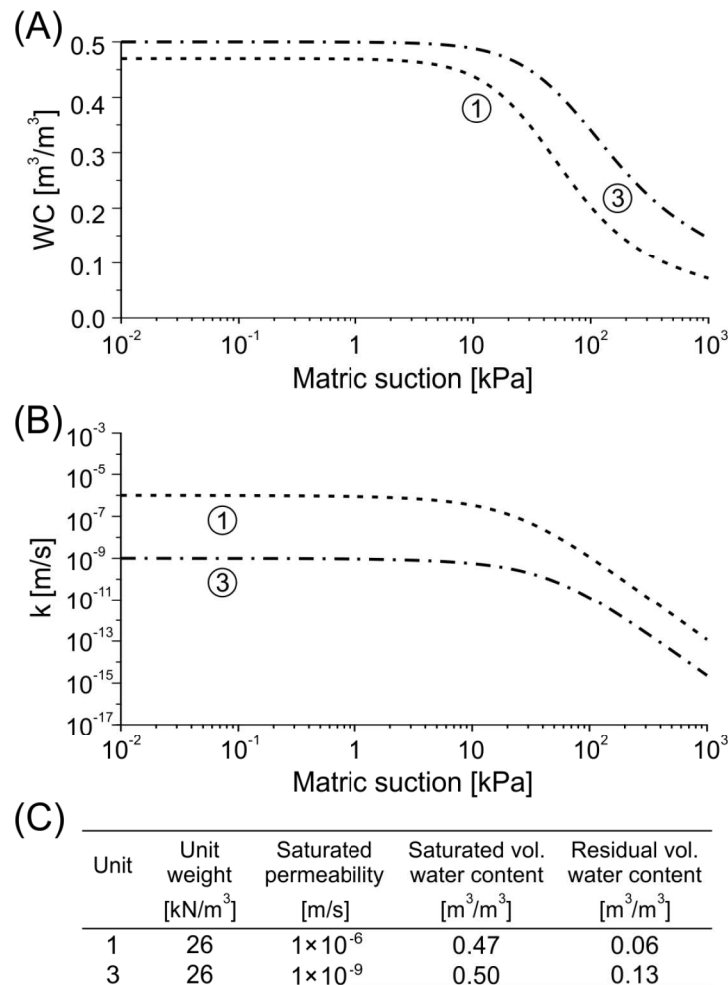


Figura 6.6. Curve del contenuto volumetrico d'acqua (A) e della permeabilità (B) relative all'ammasso roccioso soprastante ed al substrato. C) Principali parametri relativi alle due unità.

#### 6.4.2 Permeabilità della zona di taglio

I processi di filtrazione sono governati dalle differenze di carico idraulico e dalle proprietà idrogeologiche dei materiali coinvolti, quindi, per poter essere modellati, richiedono la conoscenza delle permeabilità e dei contenuti d'acqua di tutte le unità presenti nelle sezioni di calcolo. Per quanto riguarda le proprietà idrogeologiche dell'ammasso roccioso soprastante e del substrato, si sono assunte le curve di permeabilità e di contenuto volumetrico d'acqua riportate in Figura 6.6. Le proprietà idrogeologiche della zona di taglio, invece, devono essere stimate. A tale scopo, si è proceduto ad un calcolo a posteriori, tramite SEEP/W (Geo-Slope International Ltd., 2007), della conducibilità idraulica in condizioni sature della zona di taglio sfruttando i dati piezometrici disponibili. Le curve di permeabilità e del contenuto volumetrico d'acqua sono state costruite coerentemente con il valore della conducibilità idraulica in condizioni sature ottenuto

dall'analisi a posteriori. Dal punto di vista numerico, la zona di taglio è stata modellata come una unità unica, costituita da un solo materiale dotato di caratteristiche costanti sia dal punto di vista spaziale che temporale; l'analisi a posteriori ha, quindi, fornito le proprietà mediamente attribuibili all'unità stessa. L'importanza di questo aspetto è amplificata dalla notevole eterogeneità dei materiali che costituiscono la zona di taglio (Figura 5.5): dal punto di vista idrogeologico il ruolo delle lenti di argilla, in virtù della poca persistenza, del limitato spessore (0.5-5 cm nella maggior parte dei casi) e della giacitura sub-parallela alla superficie di scivolamento, risulta trascurabile. Di conseguenza, già prima di procedere al calcolo, risulta evidente come la conducibilità idraulica media da attribuire all'unità in esame sia molto simile a quella del pietrisco calcareo, capace di conferire al versante quell'elevata permeabilità resa subito evidente dalle misure piezometriche.

Allo scopo di determinare la permeabilità media della zona di taglio in condizioni sature, i processi di filtrazione indotti dalle variazioni di livello dell'invaso sono stati simulati assumendo, di volta in volta, valori diversi della conducibilità idraulica cercata, nonché funzioni di permeabilità e di contenuto d'acqua coerenti con la conducibilità idraulica assunta (Figura 6.7). La modellazione è stata condotta sulla sezione B-B', passante in prossimità dei piezometri P1 e P2 (Figure 5.7 e 6.4), ed i livelli di falda ottenuti dall'analisi numerica in corrispondenza di P1 sono stati comparati con le misure dello stesso piezometro. Nello specifico, il confronto è stato eseguito con riferimento al periodo compreso tra i mesi di gennaio e maggio 1963 (Figura 6.8A) tramite il calcolo delle deviazioni standard relative alle quote piezometriche calcolate in corrispondenza di P1, per le diverse permeabilità associate alla zona di taglio, rispetto ai livelli di falda effettivamente misurati nel piezometro (Figura 6.8B).

In virtù dei risultati della modellazione, è possibile stimare la permeabilità media in condizioni sature della zona di taglio nel valore di  $k = 5 \cdot 10^{-4}$  m/s. Si tratta di un valore tipico dei materiali ghiaiosi-sabbiosi e risulta essere simile alla conducibilità idraulica calcolata da Müller (1968), il quale ha analizzato la filtrazione instauratasi all'interno del versante settentrionale del M. Toc senza l'ausilio di alcuna tecnica di calcolo numerico, ottenendo un valore pari a  $k = 1.2 \cdot 10^{-4}$  m/s. I risultati di questa modellazione preliminare evidenziano un significativo moto di filtrazione (Figura 6.9), in grado di modificare le pressioni neutre all'interno del versante, determinando una falda capace di inficiare le sue condizioni di stabilità.



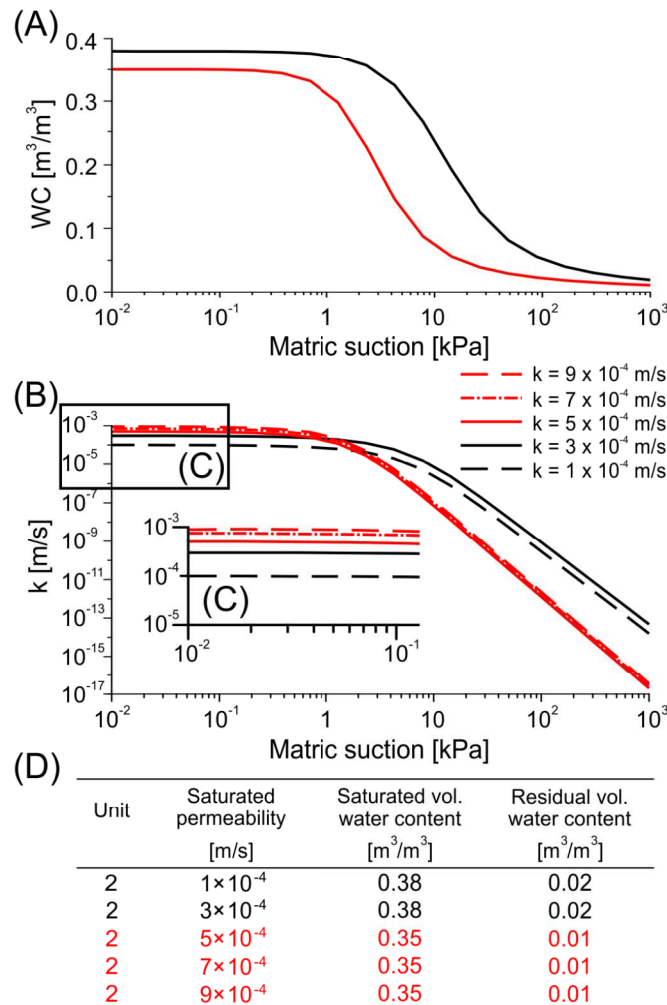


Figura 6.7. Curve del contenuto volumetrico d'acqua (A) e della permeabilità (B, C) relative alla zona di taglio nell'ambito del calcolo a posteriori della sua conducibilità idraulica. D) Principali parametri relativi a tale unità. Vi è corrispondenza cromatica tra le curve del contenuto d'acqua, di permeabilità ed i dati in tabella.

### 6.4.3 Effetti delle procedure idrauliche sul fattore di sicurezza

Dopo aver calcolato a posteriori la conducibilità idraulica della zona di taglio, si è proceduto alla modellazione dei processi di filtrazione avvenuti all'interno del versante settentrionale del M. Toc nel corso del periodo di collaudo della diga, assegnando alla zona di taglio le curve di permeabilità e di contenuto volumetrico d'acqua precedentemente determinate (Paragrafo 6.4.2): le funzioni relative alle proprietà idrauliche assegnate alle tre unità idrogeologiche-geomeccaniche sono riportate in Figura 6.10. In questo modo, l'andamento delle pressioni neutre all'interno della sponda meridionale della valle del Vajont è stato ricostruito per tutto il periodo in esame ed utilizzato quale dato di input nelle analisi di stabilità condotte per la valutazione degli effetti dei cicli di invaso-svaso sul fattore di sicurezza del versante.

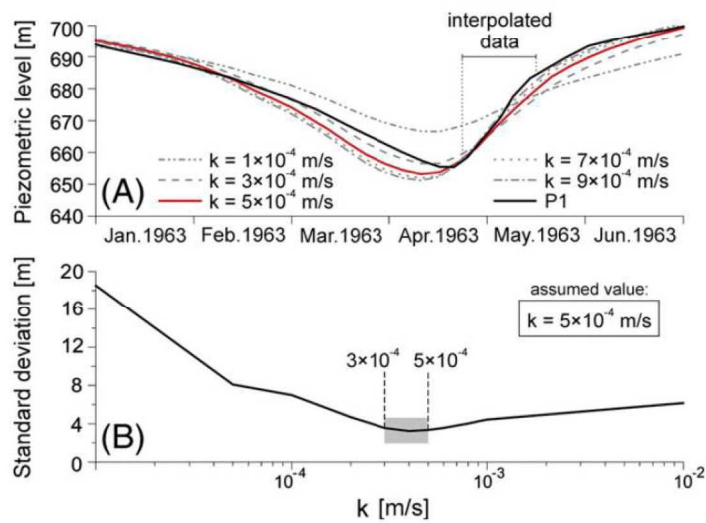


Figura 6.8. A) Confronto tra le quote piezometriche misurate dal piezometro P1 ed i corrispondenti livelli calcolati tramite la modellazione numerica per diverse permeabilità della zona di taglio (Paronuzzi et al., 2013a). B) Deviazione standard relativa alle quote piezometriche calcolate in corrispondenza di P1 rispetto ai livelli di falda effettivamente misurati nel piezometro in funzione della permeabilità della zona di taglio (Paronuzzi et al., 2013a).

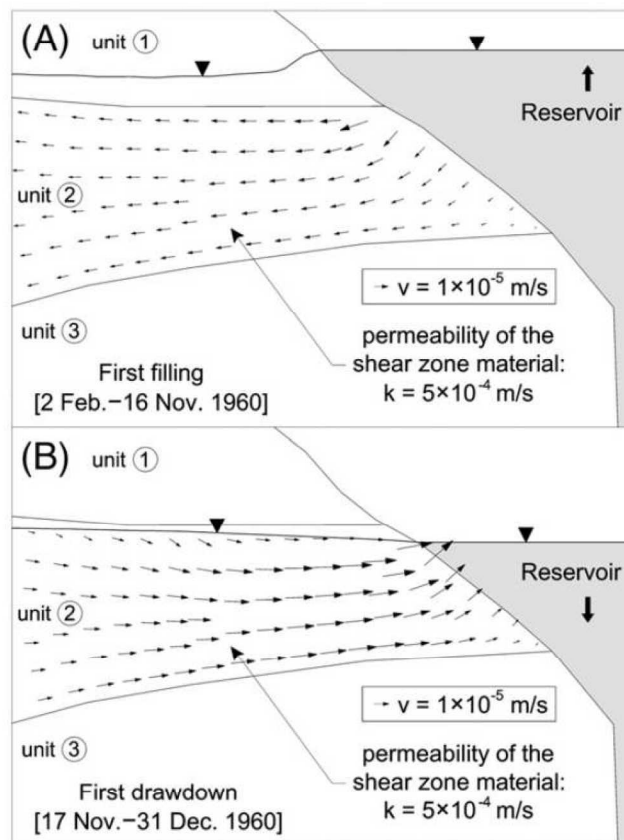


Figura 6.9. Velocità di filtrazione determinata tramite la modellazione numerica nel corso del primo invaso (A) e del primo svaso (B) condotti sul lago del Vajont. Le elevate velocità di filtrazione dipendono dall'elevata permeabilità della zona di taglio ( $k = 5 \cdot 10^{-4}$  m/s) (Paronuzzi et al., 2013a).

I valori dell'angolo di attrito attribuibili alla zona di taglio, con riferimento alla configurazione del 9 ottobre 1963 quale condizione di equilibrio limite (Paragrafo 6.4.1), alla luce dei risultati ottenuti per le tre sezioni esaminate (Figura 6.4), si collocano all'interno di un intervallo compreso tra  $17.5^\circ$  e  $27.0^\circ$  (Figura 6.11).

Si sono ottenuti diversi angoli di attrito per le tre sezioni (per la sezione B-B' si è ottenuto un angolo di attrito di  $\phi = 20.5^\circ$ , per la sezione C-C' di  $\phi = 17.5^\circ$ , per la sezione D-D' di  $\phi = 27.0^\circ$ ), in ragione delle diverse geometrie che le caratterizzano. In corrispondenza della sezione D-D', è richiesto un angolo di attrito significativamente più alto degli altri valori ottenuti, in virtù delle forti pendenze della superficie di scivolamento nella sua parte superiore (schiena della struttura a sedia). Il risultato dell'analisi, quindi, ha messo in luce l'importanza assunta dalla geometria tridimensionale del corpo di frana. Gli angoli di attrito riportati si riferiscono ad una resistenza al taglio residua; notevoli spostamenti hanno, infatti, caratterizzato il versante, sia quelli correlati alla paleofrana (Capitolo 4), sia quelli verificatisi nei quattro anni precedenti allo scivolamento del 1963.

Angoli di attrito simili a quelli determinati in questa sede sono stati ottenuti da altri autori (Nonveiller, 1965; Mencl, 1966; Kenney, 1967; Müller, 1968) tramite delle analisi a posteriori basate su diverse ipotesi relative alla distribuzione delle pressioni neutre ed al livello del lago. Tali angoli di attrito rappresentano dei valori medi relativi all'intera superficie di scivolamento assunta nel calcolo. Essendo la superficie di rottura caratterizzata dalla presenza di più materiali, gli angoli di attrito ottenuti sono significativamente diversi da quelli dei singoli materiali effettivamente coinvolti nella rottura quali roccia intatta, giunti di roccia, pietrisco, argilla. La loro resistenza al taglio è molto variabile come può essere evidenziato prendendo in esame gli angoli di attrito attribuiti in letteratura ai singoli materiali coinvolti nella rottura (Figura 6.11). I valori caratteristici relativi agli angoli di attrito delle ghiaie, delle ghiaie sabbiose, determinati tramite delle prove penetrometriche, sono variabili all'interno del range  $\phi = 38-46^\circ$  (Schmertmann, 1978), in funzione della densità relativa e della distribuzione granulometrica. Più di recente, Sharma et al. (2011) hanno condotto taluni test di taglio triassiali su materiali rocciosi, costituiti prevalentemente da pietrischi e ghiaie angolose originati da processi di frantumazione tramite esplosivo. Gli angoli di attrito di tali materiali, molto simili ai calcarei frantumati costituenti la zona di taglio del M. Toc, sono compresi tra  $\phi = 41-45^\circ$  (Figura 6.11). Si riportano anche gli angoli di attrito di base relativi ai giunti calcarei non rugosi e non alterati ( $\phi = 27-37^\circ$ ) ottenuti tramite dei test di resistenza al taglio residua (Coulson, 1972), a scopo comparativo

(Figura 6.11).

Non si dispone di dati relativi alla distribuzione stratigrafica in corrispondenza della superficie di scivolamento nella sua parte sub-orizzontale. Di conseguenza, gli angoli di attrito calcolati non possono che essere interpretati come valori mediamente attribuibili alla zona di taglio lungo tutto il suo sviluppo (1400-1600 m di lunghezza lungo l'asse nord-sud), assunti costanti nello spazio e nel tempo. Gli angoli di attrito calcolati ( $\phi = 17.5-27^\circ$ ) risultano, infatti, significativamente diversi rispetto a quelli ottenuti da opportune prove di laboratorio su campioni di argilla prelevati in sito ( $\phi = 6-16^\circ$ , come riportato da Hendron e Patton, 1985; Figura 6.11).

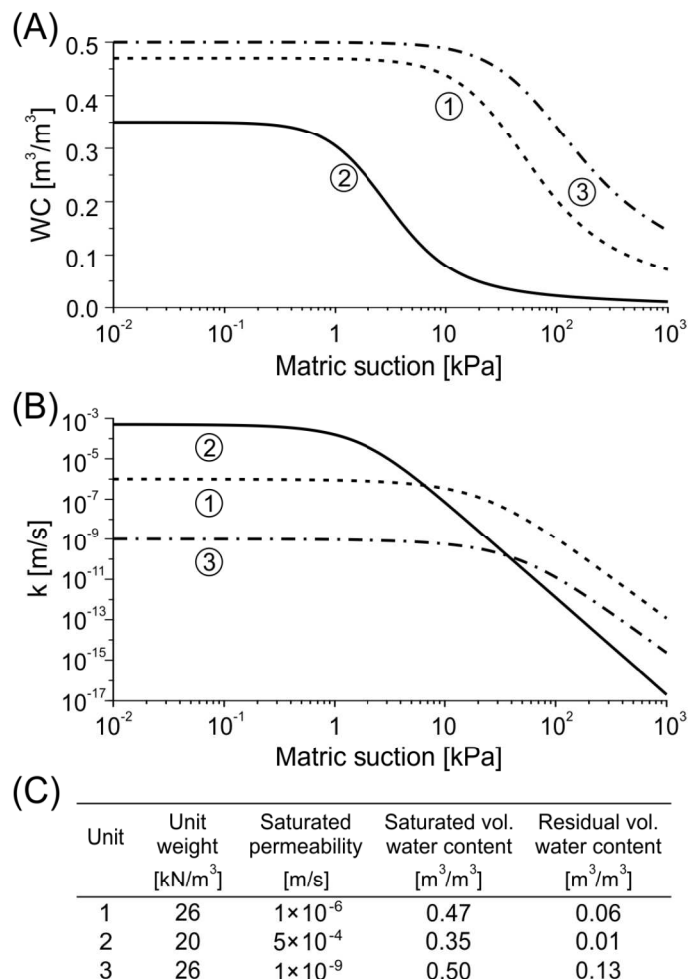


Figura 6.10. Curve del contenuto volumetrico d'acqua (A) e della permeabilità (B) relative all'ammasso roccioso soprastante, alla zona di taglio ed al substrato (Paronuzzi et al., 2013a). Sono riportati i principali parametri relativi alle tre unità (C) (Paronuzzi et al., 2013a).

I risultati dell'analisi combinata di filtrazione e stabilità condotta sulle tre sezioni B-B', C-C' e D-D' hanno consentito di ricostruire l'andamento delle condizioni di stabilità del versante settentrionale del M. Toc durante l'intero periodo di collaudo della diga. Il fattore di sicurezza del versante aumentava o diminuiva in seguito alle procedure idrauliche ed alle loro ripercussioni sulle pressioni neutre all'interno della sponda meridionale della valle. L'andamento di *FOS* nel periodo esaminato era molto simile per tutte e tre le sezioni analizzate. Il fattore di sicurezza risultava compreso all'interno dell'intervallo  $FOS = 1.00-1.12$  (Figura 6.12), mettendo in evidenza condizioni di stabilità precarie fin dall'inizio. Tuttavia, l'obiettivo del lavoro è, soprattutto, quello di individuare le variazioni del fattore di sicurezza nel periodo 1960-1963, in modo da comprendere i reali effetti dei cambiamenti di quota dell'invaso sulla stabilità del versante.

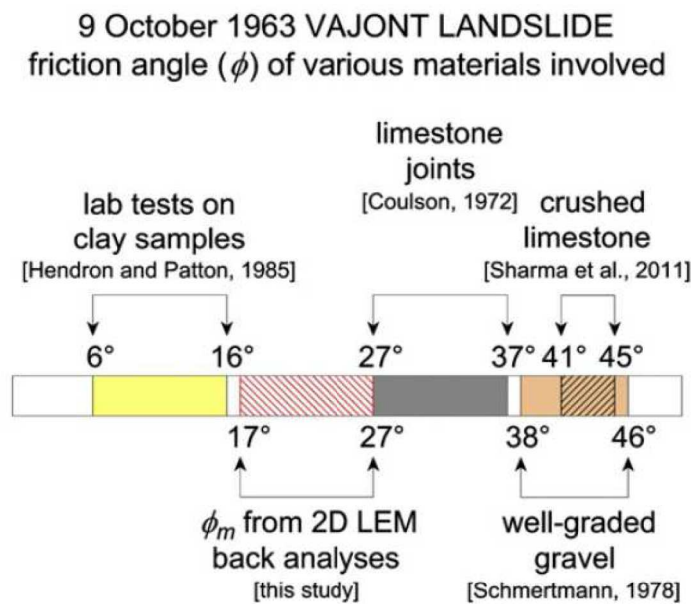


Figura 6.11. Angoli di attrito dei materiali coinvolti nella grande frana del Vajont avvenuta il 9 ottobre 1963 (Paronuzzi et al., 2013a).

I risultati relativi a tutte e tre le sezioni evidenziano come incrementi del livello del lago portassero peggioramenti delle condizioni di stabilità e, viceversa, riduzioni di quota dell'invaso determinassero aumenti del fattore di sicurezza (Figura 6.12). Tale comportamento del versante conferma le conclusioni tratte da Kenney (1992): la presenza di materiali dotati di elevate permeabilità all'interno del versante permetteva l'instaurarsi di moti di filtrazione caratterizzati

da velocità significative (Figura 6.9), capaci di ridurre o aumentare le pressioni neutre, rispettivamente, durante le fasi di svasso o di invaso. La resistenza al taglio dei materiali coinvolti veniva, quindi, condizionata dalle operazioni idrauliche condotte sull'invaso: gli aumenti di livello riducevano la sua componente attrittiva, mentre le operazioni di svasso la incrementavano.

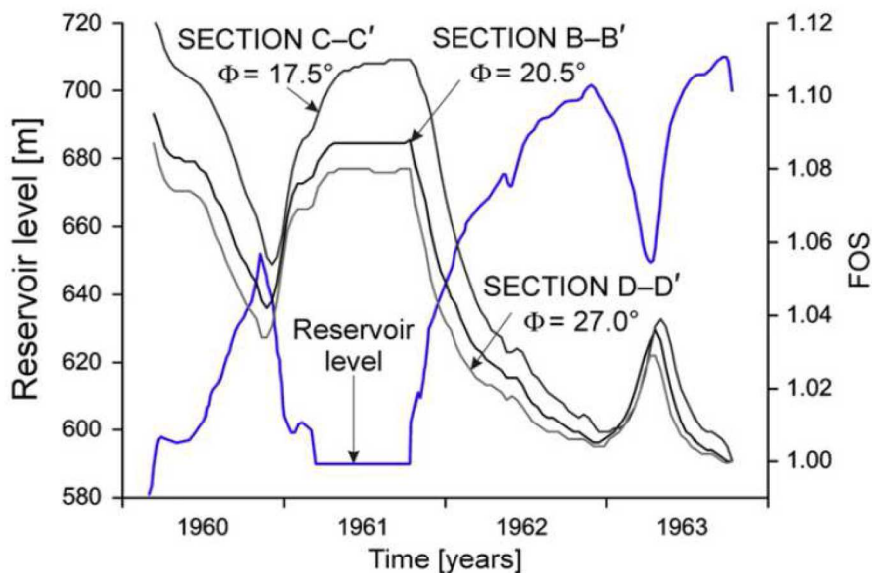


Figura 6.12. Andamenti del fattore di sicurezza durante le operazioni di invaso e di svasso (1960-1963) relativi alle sezioni B-B', C-C' e D-D' del versante settentrionale del M. Toc. La permeabilità in condizioni sature assegnata alla zona di taglio è pari a  $5 \cdot 10^{-4}$  m/s. (Paronuzzi et al., 2013a).

Le tre curve del fattore di sicurezza (Figura 6.12) permettono di stimare il valore medio di *FOS* nella metà di novembre del 1960, in corrispondenza con il massimo del primo invaso, dopo la formazione della fessura perimetrale, in un valore di  $FOS \approx 1.04$ . Di conseguenza, si configura una discrepanza tra i risultati della modellazione e l'evidente condizione di stabilità molto precaria messa in luce dalla fessura perimetrale stessa. Tale incongruenza è giustificabile prendendo in considerazione l'effetto delle precipitazioni sull'alimentazione della falda all'interno del versante, trascurato nella simulazione in esame. La condizione prossima al collasso evidenziatasi corrisponde ad un fattore di sicurezza pressoché unitario e, quindi, suggerisce una riduzione di *FOS* del 3-4% circa ad opera delle precipitazioni cumulate precedenti (500 mm / 31 giorni). In ogni qual modo, un fattore di sicurezza pari a  $FOS = 1.04$  è da considerarsi “non conforme alle esigenze di sicurezza” in una qualsivoglia attività di progettazione che coinvolga un versante soggetto ad importanti fluttuazioni dell'invaso ad esso adiacente.

Gli andamenti del fattore di sicurezza forniti dalla modellazione combinata di filtrazione e stabilità risultano coerenti con l'effettivo comportamento del versante settentrionale del M. Toc

nel corso dei primi due cicli di invaso-svaso e del terzo ciclo di invaso: le maggiori velocità di spostamento misurate in corrispondenza dei capisaldi ( $v = 1.0-3.5$  cm/giorno) evidenziano i periodi maggiormente critici dal punto di vista della stabilità in coincidenza con i picchi negativi del fattore di sicurezza (Figura 6.12). Il minimo valore di  $FOS$  è stato raggiunto in concomitanza con il massimo livello dell'invaso (710 m) e, nel seguito, durante la terza fase di svaso,  $FOS$  è rimasto essenzialmente costante, mostrando variazioni sulla sola terza cifra decimale. La modellazione combinata di filtrazione e stabilità non coglie, quindi, una sensibile riduzione del fattore di sicurezza nel corso dell'ultima fase di svaso (dal 26 settembre al 9 ottobre 1963), ragione per cui non è in grado di riprodurre e spiegare il collasso finale del versante.

Tutti i risultati mostrano come l'analisi bidimensionale condotta sia adeguata alla descrizione di quanto accaduto nel corso dei primi due cicli di invaso-svaso e del terzo invaso (dai primi mesi del 1960 al 26 settembre 1963) in merito alle condizioni di stabilità del versante settentrionale del M. Toc, mentre la modellazione della fase conclusiva, immediatamente precedente al collasso finale, rimane irrisolta e richiede un diverso approccio. L'incremento degli spostamenti del versante durante l'ultima fase di svaso rappresentava un comportamento completamente diverso da quello che aveva caratterizzato la sponda meridionale della valle fino a quel momento ed era, quindi, del tutto inaspettato. I tecnici ne sono stati disorientati e hanno deciso di aumentare la velocità dell'operazione idraulica in atto: il terzo svaso è stato accelerato durante gli ultimi giorni fino a raggiungere una velocità di 1 m/s. I tecnici, infatti, si aspettavano un recupero di stabilità in seguito allo svaso, così come era avvenuto nei due casi precedenti, quando, appena iniziati il primo ed il secondo svaso, le velocità di spostamento avevano mostrato una rapida riduzione. Si sottolinea, invece, come la modellazione combinata di filtrazione e stabilità restituisca un fattore di sicurezza sostanzialmente invariato, anche se prossimo all'unità, durante tutto il periodo in cui è stato condotto il terzo svaso, fino al 9 ottobre 1963 (Figura 6.12). La sola variazione di quota nelle ultime fasi di vita del lago non ha, quindi, determinato significative variazioni della condizione di stabilità della massa in scivolamento.

Un altro fenomeno di natura meccanica deve essere preso in considerazione per spiegare il collasso finale del 9 ottobre 1963. Trattasi della rottura progressiva del vincolo geometrico-geomeccanico localizzato all'estremità nord-orientale della paleofrana (Figura 6.3).

#### *6.4.4 Effetti della permeabilità e delle velocità di invaso-svaso*

La conducibilità idraulica dei materiali costituenti le sponde, direttamente in contatto con gli invasi, assume un ruolo rilevante nella determinazione dell'influenza sulla stabilità delle sponde stesse delle operazioni idrauliche di invaso e svaso. Per valutare tali effetti nel caso specifico del Vajont, si è condotta una serie di modellazioni combinate di filtrazione e stabilità assegnando, di volta in volta, permeabilità diverse alla zona di taglio. In particolare, si è fatto riferimento alla sezione B-B', passante in prossimità dei piezometri P1 e P2 (Figura 6.4). L'analisi combinata di filtrazione e stabilità è stata eseguita per cinque diverse permeabilità in condizioni sature ( $k$ ), allo scopo di investigare il comportamento di materiali ad elevata ( $k = 10^{-3}$  e  $10^{-4}$  m/s) ed a più bassa conducibilità idraulica ( $k = 10^{-5}$ ,  $10^{-6}$  e  $10^{-7}$  m/s). Si sono utilizzati gli stessi criteri di modellazione precedentemente esposti (Paragrafo 6.4.1). Le curve di permeabilità e di contenuto volumetrico d'acqua assegnate alla zona di taglio nelle diverse simulazioni numeriche, correlate ai diversi valori della conducibilità idraulica in condizioni sature, sono riportate in Figura 6.13.

La conducibilità idraulica delle sponde influenza fortemente il processo di filtrazione all'interno delle stesse nella sua fase transitoria e, di conseguenza, anche la loro stabilità. In presenza di materiali dotati di elevata permeabilità (curve rosse nelle Figure 6.14 e 6.15) si instaurano moti di filtrazione che incrementano rapidamente le pressioni neutre in seguito ad innalzamenti del livello dell'invaso (Figure 6.14A e 6.14C). Durante le fasi di svaso, si verificano fenomeni di filtrazione altrettanto veloci, tali da dissipare rapidamente le pressioni neutre (Figura 6.14B). In virtù del comportamento descritto, il livello piezometrico all'intero del versante risulta pressoché allineato alla quota dell'invaso, come mostrano chiaramente i risultati della modellazione, in particolare nel caso in cui si è assegnato alla zona di taglio una permeabilità in condizioni sature pari a  $k = 10^{-3}$  (Figura 6.14). L'effetto delle pressioni neutre sulla componente attritiva della resistenza al taglio dei materiali coinvolti prevale sull'influenza della spinta idrostatica fornita dal lago al piede del versante. Infatti, l'andamento del fattore di sicurezza nel tempo, se confrontato con l'andamento della quota del lago del Vajont, mostra un trend pressoché opposto: ad incrementi del livello dell'invaso corrispondono decrementi di  $FOS$  e viceversa (curve rosse nella Figura 6.15). Il comportamento reale del versante settentrionale del M. Toc, essendo la permeabilità in condizioni sature della zona di taglio pari a circa  $k = 5 \cdot 10^{-4}$  m/s (Paragrafo 6.4.2), può essere collocato in una posizione intermedia tra quelli ottenuti per conducibilità idrauliche di  $k = 10^{-3}$  m/s e di  $k = 10^{-4}$  m/s (curve rosse nella Figura 6.15).

La situazione cambia drasticamente nel caso in cui si consideri la presenza di materiali



caratterizzati da permeabilità basse o molto basse (curve nere nelle Figure 6.14 e 6.15). Assumendo valori di conducibilità idraulica ridotti ( $k \leq 10^{-6}$  m/s), il processo di filtrazione che si innesca in seguito ai processi di invaso non risulta sufficientemente veloce da portare i livelli piezometrici all'interno del versante alle quote raggiunte dal lago (Figura 6.14A e 6.14C). Il riequilibrio del carico idraulico imposto dal lago in seguito ai suoi incrementi di livello richiederebbe periodi notevolmente maggiori rispetto agli intervalli di tempo caratteristici delle reali manovre di invaso. Di conseguenza, nel corso delle fasi transitorie, l'effetto stabilizzante della spinta fornita dal lago domina sulla riduzione della componente attritiva della resistenza al taglio dei materiali ad opera delle pressioni neutre, determinando un incremento del fattore di sicurezza (Figura 6.15). Il comportamento opposto si verifica durante le procedure di svaso: la riduzione della spinta stabilizzante al piede del versante, in seguito alla diminuzione della quota del lago, sfocia in un peggioramento delle condizioni di stabilità (curve nere nella Figura 6.15).

Un valore di permeabilità pari a  $k = 10^{-5}$  m/s sembra separare i due diversi comportamenti illustrati. Infatti, l'evoluzione della superficie di falda e la relativa curva del fattore di sicurezza (curve grigie nelle Figure 6.14 e 6.15) denotano un comportamento intermedio tra quelli tipici dei materiali ad alta ed a bassa conducibilità idraulica. In questo caso, durante la prima fase di invaso-svaso il comportamento del versante concorda con quello osservato nel caso dei materiali dotati di basse permeabilità: il fattore di sicurezza presenta un debole incremento durante l'invaso e decresce durante lo svaso. Al contrario, nel corso della seconda fase di invaso, il fattore di sicurezza del versante, inizialmente, aumenta fino al raggiungimento della quota di circa 660 m da parte del lago, per poi ridursi, anche se il livello dell'invaso continua ad aumentare fino alla quota di 700 m (Figura 6.15). Si evince, quindi, una condizione limite nel bilanciamento tra la spinta stabilizzante fornita dall'invaso e l'azione delle pressioni neutre sulla resistenza al taglio. Fino al raggiungimento dei 660 m di quota, la prima azione prevale sulla seconda, mentre, nella fase terminale dell'invaso (da 660 m a 700 m di quota), la seconda azione inizia a prevalere sulla prima. In seguito, durante la seconda procedura di svaso, si evidenzia una riduzione del fattore di sicurezza più pronunciata (Figura 6.15) e, nel periodo successivo, il comportamento del versante si mostra in linea con quello caratteristico dei versanti dotati di basse permeabilità.

I risultati esposti mostrano l'influenza decisiva della permeabilità dei versanti nel raggiungimento delle condizioni di stabilità critiche. Oltretutto, la presenza di materiali molto permeabili facilita la penetrazione dell'acqua in profondità all'interno dei versanti, coinvolgendo volumi considerevoli ed innescando, in taluni casi, frane di grandi dimensioni, così come dimostra il

caso del Vajont.

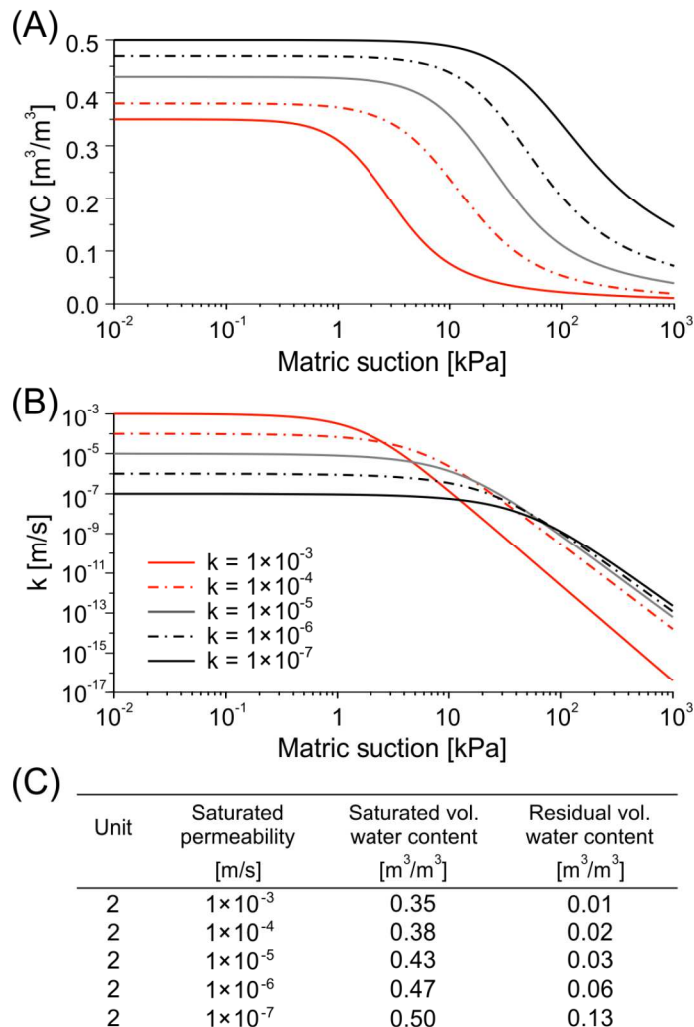


Figura 6.13. Curve del contenuto volumetrico d'acqua (A), della permeabilità (B) e principali parametri (C) adottati per la zona di taglio nell'analisi parametrica relativa alla conducibilità idraulica di tale unità (Paronuzzi et al., 2013a).

Un altro parametro che influenza la stabilità dei versanti, nello specifico durante le fasi transitorie dovute alle variazioni del livello dei laghi, è la velocità delle operazioni idrauliche di invaso e svaso. Si tratta di un parametro che può essere soggetto a variazioni, in generale secondo le disposizioni dei tecnici delegati alla gestione degli impianti. Per quanto riguarda il lago del Vajont, come già visto in precedenza, le velocità di invaso e svaso si collocavano nell'intervallo 0.1-1.2 m/giorno (Figura 5.1): i valori più bassi erano caratteristici degli invasi (0.1-0.7 m/giorno), mentre i valori più alti erano caratteristici degli svassi (0.4-1.2 m/giorno). Allo scopo di esaminare l'influenza delle velocità di invaso e svaso, si sono condotte alcune

simulazioni numeriche sulla sezione B-B' facendo riferimento a diverse velocità, sia per le procedure di invaso, sia per le procedure di svaso. In particolare, la modellazione è riferita al primo ciclo di invaso-svaso del lago del Vajont che ha, dapprima, portato il livello da 595 a 652 m e, poi, dopo la comparsa della fessura perimetrale, da 652 a 600 m. Nella fase finale delle simulazioni, sia di quelle riferite all'incremento di livello, sia di quelle riferite alla riduzione di livello, la quota del lago è stata mantenuta costante. Tuttavia, si sono verificate ulteriori variazioni del fattore di sicurezza, in seguito a dei cambiamenti sul livello di falda all'interno del versante settentrionale del M. Toc, fino al raggiungimento di condizioni stazionarie. Tutto ciò è dovuto al fatto che il disequilibrio creato dalle variazioni di quota dell'invaso, una volta raggiunto il livello finale, necessita di un certo periodo di tempo per essere riassorbito. In particolare, il tempo necessario per il riequilibrio dipende da due fattori: 1) la permeabilità del versante; 2) le velocità di invaso e svaso.

Gli effetti delle diverse velocità di invaso e svaso sono stati investigati prendendo in esame tre casistiche: le velocità realmente utilizzate nel primo ciclo di invaso-svaso del lago del Vajont, la metà e il doppio di tali velocità. Per valutare anche l'influenza della permeabilità dei materiali, si è condotto la modellazione per due diverse conducibilità idrauliche della zona di taglio: il valore ottenuto dalla analisi a posteriori ( $k = 5 \cdot 10^{-4}$  m/s, Paragrafo 6.4.2) e un ipotetico valore più basso ( $k = 10^{-5}$  m/s).

Le condizioni iniziali consistono in due distribuzioni idrostatiche delle pressioni neutre all'interno del versante (sezione B-B') corrispondenti a livelli di falda pari a 595 m e 652 m, rispettivamente, per i modelli relativi all'invaso ed allo svaso (Figura 6.16). Gli andamenti del fattore di sicurezza ottenuti per le diverse permeabilità presentano significative differenze. Si consideri, dapprima, il caso in cui il versante presenti materiali ad alta conducibilità idraulica (permeabilità della zona di taglio pari a  $k = 5 \cdot 10^{-4}$  m/s), come nel caso reale del Vajont: le curve di *FOS* mostrano un andamento curvilineo regolare, decrescente durante l'invaso e crescente durante lo svaso. La sola differenza tra i risultati associati alle tre diverse velocità di manovra consiste nel tempo richiesto per raggiungere il valore finale di *FOS*: velocità di manovra maggiori producono variazioni più rapide del fattore di sicurezza, conducendo più celermente al peggioramento o al miglioramento delle condizioni di stabilità rispetto a quanto fatto da velocità di manovra più basse (Figura 6.17). Al termine delle procedure idrauliche, se la quota del lago viene mantenuta costante per un periodo di tempo sufficiente, vengono raggiunte le medesime condizioni stazionarie in tutti i casi investigati: le tre curve di *FOS*, sia nel caso delle operazioni

di invaso, sia nel caso delle operazioni di svasso, convergono verso lo stesso valore (Figura 6.17).

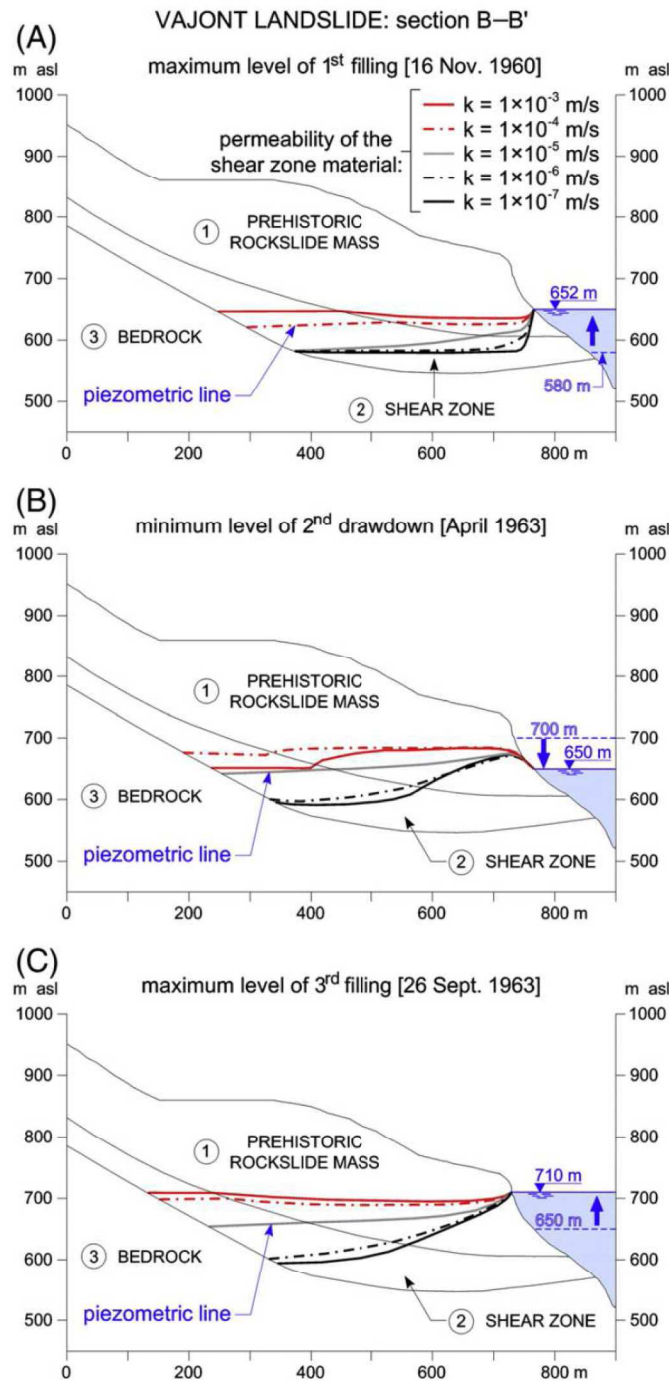


Figura 6.14. Livelli di falda all'interno del versante settentrionale del M. Toc ottenuti da simulazioni numeriche condotte adottando cinque diverse curve del contenuto volumetrico d'acqua e della permeabilità per la zona di taglio (Figura 6.13). Si riportano i livelli piezometrici in corrispondenza del massimo del primo invaso (A), del minimo del secondo svasso (B) e del massimo del terzo invaso (C) (Paronuzzi et al., 2013a).

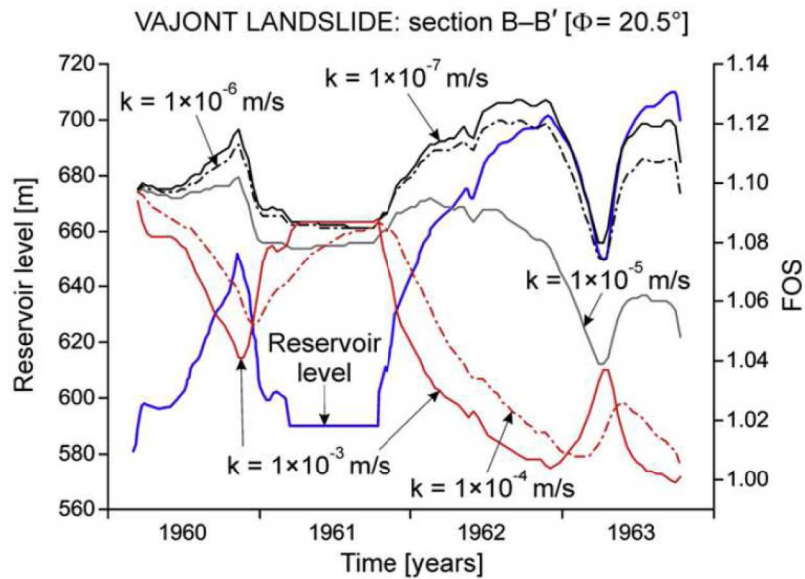


Figura 6.15. Andamenti del fattore di sicurezza nel tempo, durante il periodo di collaudo della diga (1960-1963). Si considerano cinque diverse permeabilità della zona di taglio (Paronuzzi et al., 2013a).

Considerando, invece, il caso relativo a conducibilità idrauliche più basse (permeabilità della zona di taglio pari a  $k = 10^{-5}$  m/s), si evidenziano dei picchi marcati (positivi e negativi) nelle curve del fattore di sicurezza (Figure 6.18), relativi alle fasi transitorie dei processi di filtrazione. Si differenziano, quindi, significativamente i risultati ottenuti nel caso in esame da quelli derivanti dall'assegnazione alla zona di taglio della sua permeabilità "effettiva" ( $k = 5 \cdot 10^{-4}$  m/s), i quali non presentano alcun picco negli andamenti di *FOS* (Figura 6.17). In particolare, nel caso della riduzione di quota del lago, si vede come la presenza di materiali a bassa permeabilità porti ad una iniziale riduzione di *FOS*, fino ad un minimo, e ad un successivo recupero di stabilità. La velocità di svaso risulta decisiva nella determinazione del valore minimo di *FOS*: riduzioni di quota più veloci conducono a picchi negativi del fattore di sicurezza più bassi, i quali vengono raggiunti più rapidamente (Figura 6.18). Tale risultato assume una importanza strategica, in quanto fornisce indicazioni chiave in merito alle operazioni di svaso: per evitare pericolosi decrementi del fattore di sicurezza, potenzialmente capaci di innescare fenomeni franosi nel caso di condizioni di stabilità di partenza precarie, è opportuno condurre gli svassi adottando velocità contenute.

L'analisi dei risultati ottenuti mette in luce il ruolo determinante assunto dalla permeabilità dei versanti e dalle velocità adottate nelle operazioni idrauliche di invaso-svaso, spiegando come i fenomeni franosi in corrispondenza delle sponde possano avere luogo, sia nel corso delle fasi di

invaso, sia durante le fasi di svaso; confermando quanto già sostenuto da diversi autori (Jones et al., 1961; Nakamura, 1990). Infatti, la stabilità dei versanti è fortemente controllata dalle pressioni neutre instauratesi in seguito ai processi di filtrazione innescati dalle variazioni di quota dell'invaso, nonché dalla spinta stabilizzante fornita dal lago stesso. Le condizioni maggiormente critiche, dal punto di vista della stabilità, si verificano in concomitanza con le procedure di svaso rapide condotte in presenza di versanti a bassa permeabilità. I risultati visti dimostrano chiaramente che, in assenza di informazioni dettagliate in merito alla conducibilità idraulica delle sponde, l'utilizzo di velocità ridotte nelle procedure di svaso risulta una misura precauzionale opportuna.

### **6.5 Influenza delle precipitazioni sulla stabilità del M. Toc**

Allo scopo di quantificare l'effetto delle precipitazioni sulla stabilità del versante settentrionale del M. Toc durante il periodo di collaudo della diga del Vajont, sono state condotte delle analisi di stabilità semplificate, riferite a taluni scenari di interesse. Tali analisi di stabilità non prendono in esame il processo di filtrazione instauratosi all'interno del versante in seguito alle operazioni idrauliche di invaso e svaso, bensì si limitano a riprodurre alcune specifiche configurazioni idrogeologiche (Figure 6.19 e 6.20). Nonostante le manchevolezze implicite dell'approccio modellistico, è possibile ricavarne informazioni molto utili nella stima del rapporto tra l'influenza sulla stabilità delle precipitazioni e quella delle variazioni di quota del lago. Le analisi di stabilità sono state condotte, tramite il metodo dell'equilibrio limite, sulle medesime sezioni utilizzate in precedenza (B-B', C-C' e D-D', Figura 6.4).

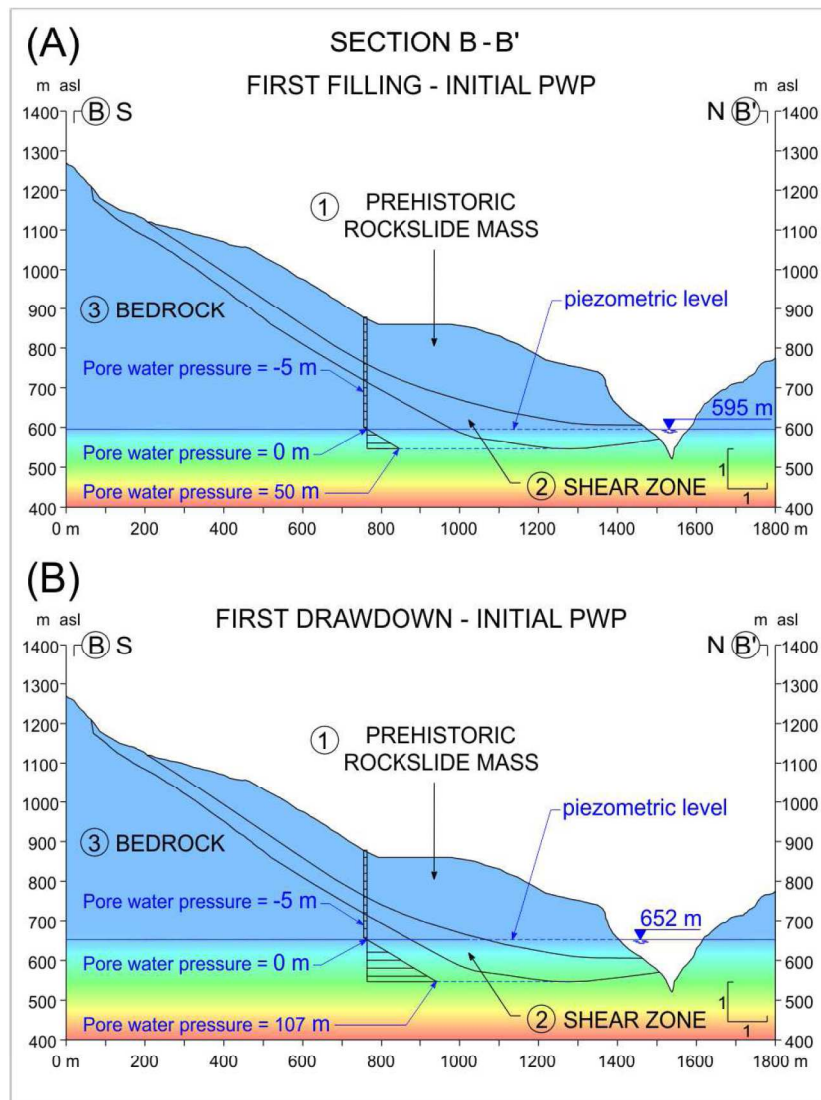


Figura 6.16. Distribuzioni iniziali delle pressioni neutre associate alle analisi del primo invaso (A) e del primo svaso (B) nella modellazione parametrica relativa alle velocità di manovra ed alla permeabilità della zona di taglio.

Le superfici di rottura e le condizioni di equilibrio limite assunte (configurazione idrogeologica relativa al 9 ottobre 1963) sono le medesime utilizzate nella modellazione combinata di filtrazione e stabilità. Considerando la differenza dell'approccio modellistico, gli angoli di attrito relativi alla zona di taglio nelle tre sezioni sono stati nuovamente determinati tramite una analisi a posteriori. Anche in questa fase, si è fatto riferimento ad un materiale omogeneo isotropo puramente attritivo ( $c = 0$  kPa), ottenendo degli angoli di attrito mediamente attribuibili alla zona di taglio compresi nell'intervallo  $\phi = 17.5-27.5^\circ$  (Tabella 6.3). Si tratta di valori molto simili a quelli ottenuti in precedenza tramite la modellazione combinata di filtrazione e stabilità. Sono state esaminate sette specifiche configurazioni idrogeologiche del versante settentrionale del M.

Toc, caratterizzate da diverse quote dell'invaso e da diversi andamenti del livello piezometrico all'interno del versante stesso. La falda freatica è stata, di volta in volta, ricostruita considerando, oltre all'influenza dei processi di filtrazione attraverso i materiali del versante, gli effetti dovuti alle precipitazioni cumulate precedenti alla data di riferimento (Figure 6.19 e 6.20). Gli scenari analizzati (Tabella 6.3) corrispondono, per lo più, a precise fasi del periodo di collaudo della diga (1960-1963):

- 1) versante asciutto, condizione teorica relativa al versante settentrionale del M. Toc caratterizzata dalle assenze contestuali del lago e della falda freatica;
- 2) configurazione idrogeologica teorica, caratterizzata dalla presenza di una falda freatica alimentata da precipitazioni cumulate precedenti pari a 500 mm / 15 giorni, nonché dall'assenza dell'invaso;
- 3) massimo del primo invaso (16 novembre 1960), caratterizzato da un livello del lago di 652 m e da precipitazioni cumulate precedenti pari a 500 mm / 31 giorni;
- 4) costruzione della galleria di sorpasso (febbraio-ottobre 1961). Si è scelto come data di riferimento il 25 luglio del 1961 e, quindi, precipitazioni cumulate precedenti pari a 190 mm / 21 giorni. Il livello del lago è stato assunto pari a 595 m;
- 5) massimo del secondo invaso (2 dicembre 1962), caratterizzato da un livello del lago di 700 m e da precipitazioni cumulate precedenti pari a 480 mm / 31 giorni;
- 6) massimo del terzo invaso (26 settembre 1963), caratterizzato da una quota dell'invaso di 710 m e da precipitazioni cumulate precedenti pari a 370 mm / 34 giorni;
- 7) istante del collasso (22:39, GMT + 1, del 9 ottobre 1963), caratterizzato da un livello del lago di 700 m e da precipitazioni cumulate precedenti pari a 116 mm / 19 giorni.

I livelli piezometrici all'interno del versante sono stati ricostruiti, per i casi 4, 5, 6, 7 (Tabella 6.3), in accordo con le quote dell'invaso raggiunte nei relativi periodi e con le misure piezometriche disponibili. I livelli di falda riferiti ai casi 2 e 3, per i quali non sono disponibili dati piezometrici diretti, sono stati ricostruiti per confronto. Infatti, sono state incrociate le altezze di pioggia fornite dal pluviometro di Erto con i livelli di falda ed i livelli dell'invaso effettivamente monitorati nel periodo compreso tra il luglio del 1961 e l'ottobre del 1963. Nello specifico, osservando dettagliatamente le misure piezometriche fornite dal piezometro P2 e rapportandole ai livelli del lago ed alle precipitazioni cumulate, si è osservato gli effetti delle piogge sul livello di falda. A causa della configurazione idrogeologica del versante, il medesimo evento pluviometrico poteva provocare, rispettivamente, incrementi del livello piezometrico più



o meno significativi in seguito alla maggiore o minore quota raggiunta all'interno del versante dall'acqua del serbatoio. I fattori di sicurezza calcolati per le tre sezioni nelle sette configurazioni idrogeologiche sono riassunti in Tabella 6.3.

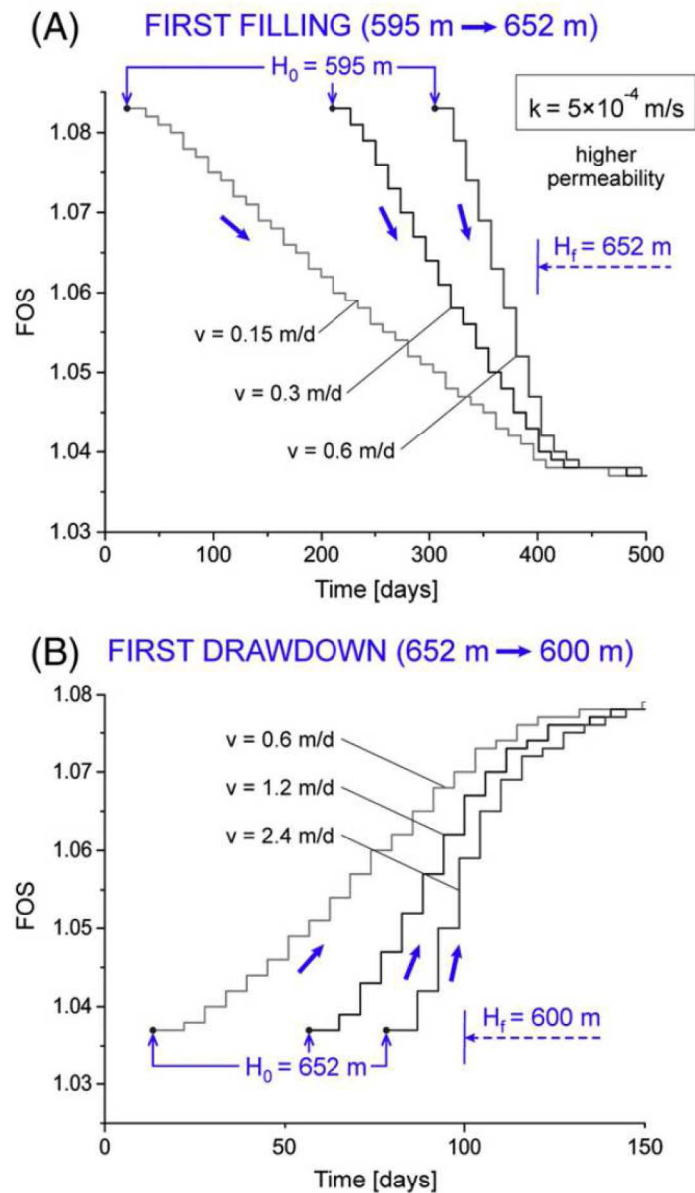


Figura 6.17. Variazioni del fattore di sicurezza durante la prima fase di invaso (A) e di svaso (B) relative alla sezione B-B'. Sono state assunte diverse velocità di manovra. Alla zona di taglio è stata associata una permeabilità in condizioni sature di  $k = 5 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$  (Paronuzzi et al., 2013a).

I risultati relativi alle diverse sezioni, sono molto simili tra loro. Innanzitutto, si nota come nei periodi in cui il versante presentava dei picchi di velocità (massimi dei tre invasi e momento del collasso finale), corrispondenti ai casi 3, 5, 6, 7, le condizioni di stabilità fossero molto prossime alla rottura ( $FOS \approx 1.00$ ). I fattori di sicurezza iniziali, in condizioni di pendio asciutto (caso 1), risultano compresi nell'intervallo  $FOS = 1.12-1.16$ ; valori che, se confrontati con quelli ottenuti per il caso 2 ( $1.09 \leq FOS \leq 1.14$ ), permettono di stimare l'abbattimento di  $FOS$ , dovuto a precipitazioni particolarmente intense, nel 3% circa. Osservando i risultati di queste analisi, si vede quindi confermato il ruolo secondario delle precipitazioni in merito alla riduzione del fattore di sicurezza del versante, così come emerso dalla modellazione combinata di filtrazione e stabilità (Paragrafo 6.4). Di conseguenza, è possibile affermare che la sola azione destabilizzante delle precipitazioni, senza la realizzazione dell'invaso, non sarebbe stata sufficiente per portare il versante settentrionale del M. Toc alle condizioni di collasso. Questo contraddice l'ipotesi di Hendron e Patton (1985), i quali attribuivano un ruolo chiave alle precipitazioni, che avrebbero potuto, invece, risultare decisive solamente a partire da condizioni già molto vicine a quelle di rottura.

In corrispondenza del massimo del primo invaso, nel novembre del 1960, si sono ottenute condizioni di stabilità molto prossime alla rottura ( $FOS \approx 1.00$ ), coerentemente con la formazione della fessura perimetrale che ha messo in luce il limite superiore della futura frana. Tuttavia, tale condizione critica non coincide con il collasso dell'intera massa in scivolamento, come dimostrato negli anni seguenti. Infatti, lo spostamento cui è stato soggetto il versante nel tardo ottobre del 1960 non ha determinato il cedimento definitivo dello stesso versante, probabilmente in seguito ad un re-incastro del blocco roccioso, reso possibile dai vincoli geometrici e da alcuni ponti di roccia localizzati (Figura 6.3). Di conseguenza, l'intera massa in esame ha raggiunto una nuova condizione di equilibrio, seppur vicino alla rottura, e la seguente riduzione del livello del lago ha consentito un recupero di stabilità.

In conclusione, si può affermare che la realizzazione dell'invaso del Vajont rappresentava il principale fattore di instabilità del versante settentrionale del M. Toc, nonché la causa principale della catastrofica frana del 9 ottobre 1963. Come dimostrato dalla modellazione condotta in questa sede, le condizioni di stabilità, già precarie prima della costruzione della diga, peggioravano significativamente in seguito agli aumenti di livello dell'invaso. La frana del 9 ottobre 1963 si sarebbe potuta evitare mantenendo il lago a quote considerevolmente più basse rispetto a quella raggiunta (710 m). Tuttavia, da un punto di vista prettamente ingegneristico, il

valore del fattore di sicurezza del versante settentrionale del M. Toc relativo alle condizioni asciutte (caso 1 in Tabella 6.3) non consentirebbe la progettazione di alcun invaso. Oltretutto, la comparsa della fessura perimetrale, nell'autunno del 1960, se fosse stata interpretata correttamente dai tecnici, sarebbe stata vista come un segnale fortemente allarmante ed avrebbe potuto suggerire l'abbandono del progetto, probabilmente la contromisura più adeguata.

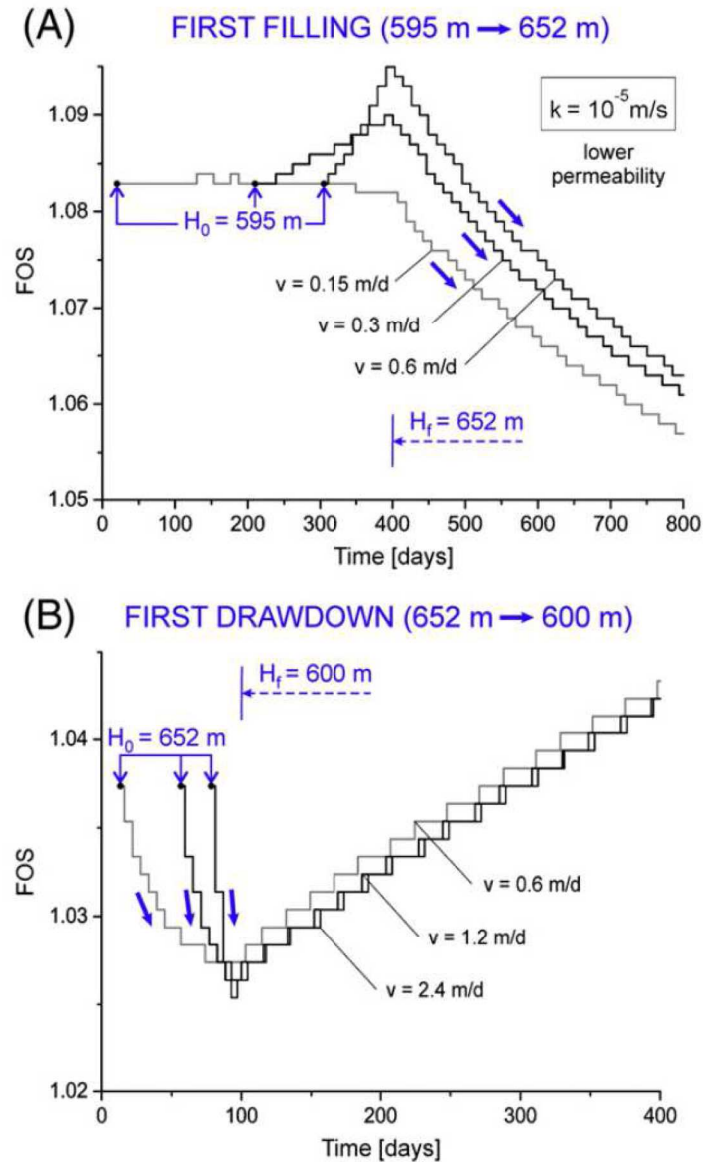


Figura 6.18. Variazioni del fattore di sicurezza durante la prima fase di invaso (A) e di svaso (B) relative alla sezione B-B'. Sono state assunte diverse velocità di manovra. Alla zona di taglio è stata associata una permeabilità in condizioni sature di  $k = 10^{-5}$  m/s (Paronuzzi et al., 2013a).

Tabella 6.3. Fattori di sicurezza calcolati con riferimento alle sezioni B-B', C-C' e D-D' per sette configurazioni idrogeologiche relative al versante settentrionale del M. Toc (tabella modificata da Paronuzzi et al., 2013a).

Caso	Data	Livello dell'invaso	Precipitazioni cumulate	FOS		
			[mm / giorni]	Sez. B-B' [ $\phi = 20.5^\circ$ ]	Sez. C-C' [ $\phi = 17.5^\circ$ ]	Sez. D-D' [ $\phi = 27.5^\circ$ ]
1	-	assente	assenti	1.12	1.16	1.13
2	-	assente	500 / 15	1.09	1.14	1.10
3	16 nov. 1960	652 m	500 / 31	1.00	1.01	1.01
4	25 lug. 1961	595 m	190 / 21	1.04	1.06	1.06
5	2 dic. 1962	700 m	480 / 31	1.00	1.00	1.00
6	26 sett. 1963	710 m	370 / 34	1.00	1.00	1.00
7	9 ott. 1963	700 m	116 / 19	1.00	1.00	1.00

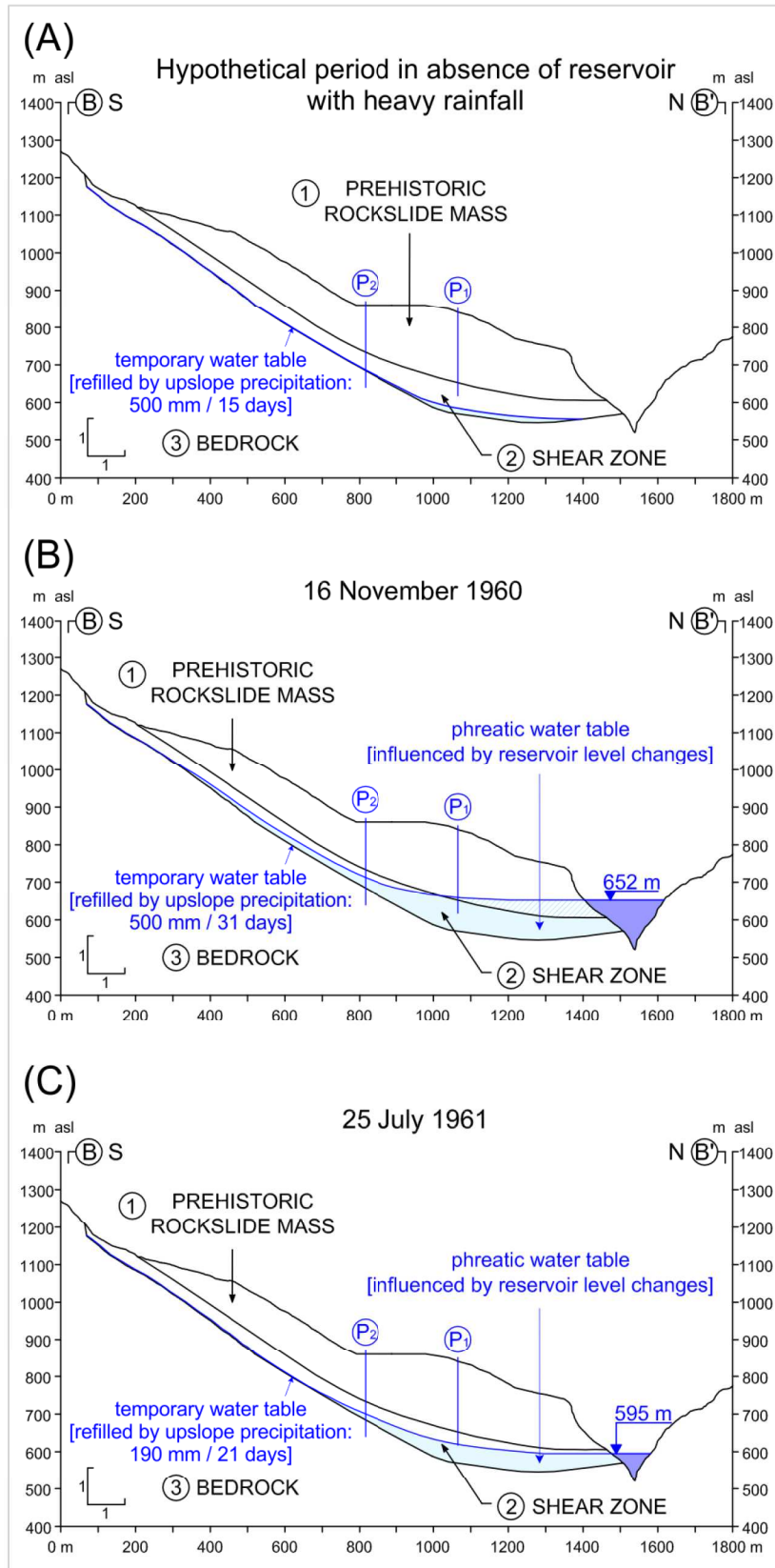


Figura 6.19. Livelli di falda per la sezione B-B' relativi ad un ipotetico periodo caratterizzato dall'assenza del lago e da piogge intense (Figura 6.19A, caso 2 in Tabella 6.3), al massimo del primo invaso (Figura 6.19B, caso 3 in Tabella 6.3) ed alla costruzione della galleria di sorpasso (Figura 6.19C, caso 4 in Tabella 6.3).

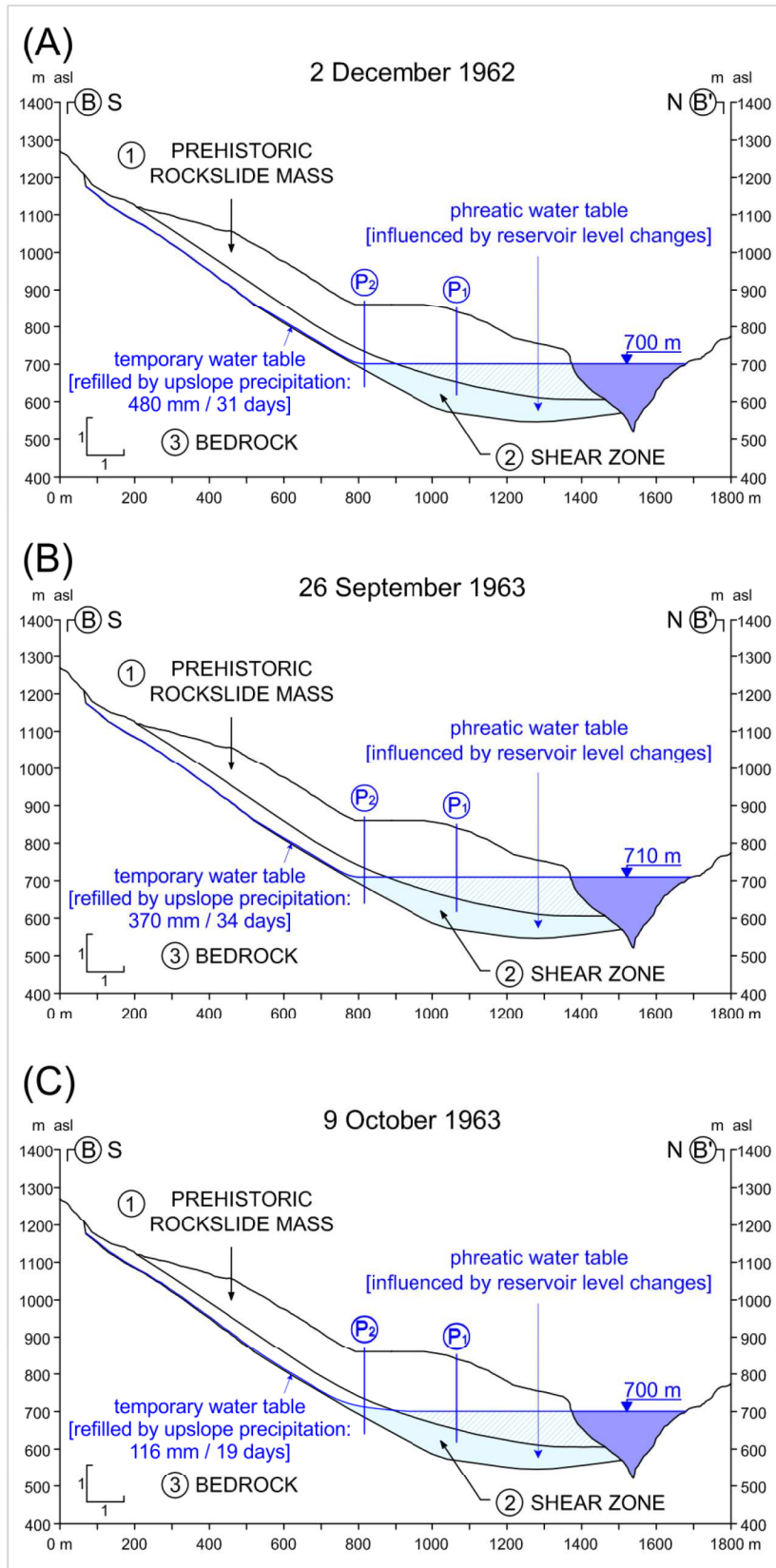


Figura 6.20. Livelli di falda per la sezione B-B' relativi al massimo del secondo invaso (Figura 6.19A, caso 5 in Tabella 6.3), al massimo del terzo invaso (Figura 6.19B, caso 6 in Tabella 6.3), al momento del collasso finale (Figura 6.19C, caso 7 in Tabella 6.3).

## 7. Analisi sforzi-deformazioni

Le condizioni di stabilità del versante settentrionale del M. Toc durante il periodo di collaudo della diga sono state analizzate tramite una analisi numerica dei processi di filtrazione ed una conseguente valutazione del fattore di sicurezza tramite il metodo all'equilibrio limite. Come si è visto (Capitolo 6), tale modellazione ha indicato, nella sostanza, peggioramenti e miglioramenti delle condizioni di stabilità del versante, rispettivamente, durante gli invasi e gli svassi. La modellazione di filtrazione e stabilità non ha permesso, quindi, di spiegare il repentino aggravio della stabilità verificatosi durante la terza ed ultima fase di svaso, nel periodo 26 settembre-9 ottobre 1963. È, quindi, necessario prendere in esame un altro fenomeno di natura meccanica per comprendere il collasso finale del corpo di frana.

Tale fenomeno consiste nella rottura progressiva del vincolo nord-orientale (Figura 6.3). Infatti, il collasso finale ha richiesto la rottura di tutti i vincoli che ancora sostenevano il corpo di frana, in modo tale che venissero a mancare tutte le restrizioni (meccaniche e/o geometriche) e la superficie di scivolamento si enucleasse nella sua totalità. Il fenomeno della rottura progressiva ha, quindi, determinato una perdita graduale della resistenza al taglio nel tempo, fino al catastrofico evento del 9 ottobre 1963. Per modellare la perdita di resistenza al taglio dovuta alla rottura progressiva, si è attribuito ai materiali dalla zona di taglio, coinvolti nella rottura basale, un modello costitutivo di tipo *strain-softening* (comportamento di tipo rammollente) (Paronuzzi et al., 2013c).

La modellazione sforzi-deformazioni è stata condotta tramite il software FLAC (Itasca Consulting Group Inc., 2008), considerando il dominio di studio costituito da unità continue omogenee ed isotrope. Tale scelta è stata presa in virtù di due fattori: lo scivolamento in blocco dell'ammasso roccioso soprastante verificatosi il 9 ottobre 1963 e la presenza di una unità fortemente eterogenea, la zona di taglio (Paragrafo 4.1), modellabile attribuendo ad essa le sue proprietà medie. Per tali ragioni e per la necessità di assegnare un modello costitutivo di tipo *strain-softening* alla zona di taglio, si è utilizzato il codice di calcolo sopracitato.

## **7.1 Metodo numerico alle differenze finite (FLAC)**

Il metodo alle differenze finite è una delle più antiche e diffuse tecniche numeriche per la soluzione di problemi differenziali, fornite le opportune condizioni iniziali ed al contorno (Desai e Christian, 1977). Tale metodo ha lo scopo di tradurre un sistema di equazioni differenziali in un sistema di equazioni algebriche. In pratica, ogni derivata appartenente all'insieme delle equazioni che governano il fenomeno in esame viene sostituita tramite una espressione algebrica, scritta in funzione delle variabili di campo in corrispondenza di punti discreti nello spazio.

FLAC (Itasca Consulting Group Inc., 2008) è un codice di calcolo numerico bidimensionale alle differenze finite (FDM) con schema esplicito basato sulla formulazione lagrangiana dell'equilibrio, in grado di simulare il comportamento meccanico di strutture in roccia, in terra ed in altri materiali. Nonostante l'obiettivo sia la soluzione di un problema statico o quasi-statico, le equazioni utilizzate nel processo di calcolo sono quelle della dinamica. Lo schema risolutivo del software si basa sul principio di propagazione e dissipazione dell'energia cinetica all'interno di un corpo deformabile in movimento. FLAC integra direttamente questo fenomeno, in quanto prende in considerazione i termini inerziali.

La sequenza generale di calcolo è riportata in Figura 7.1. Tale procedura inizia con la determinazione delle velocità e degli spostamenti aggiornati a partire dalle tensioni e dalle forze agenti, tramite le equazioni del moto. In seguito, vengono calcolate le tensioni aggiornate tramite i legami costitutivi caratteristici dei materiali coinvolti, dopo aver determinato gli incrementi delle deformazioni. In ogni fase di calcolo (Figura 7.1), le variabili vengono aggiornate a partire da valori noti che restano fissi durante la fase stessa. Tale ipotesi richiede la scelta di un passo temporale ( $\Delta t$ ) sufficientemente piccolo da evitare la propagazione di un eventuale disequilibrio generatosi all'interno di una zona alle zone vicine durante il medesimo intervallo temporale.

La procedura di risoluzione esplicita non è incondizionatamente stabile, ragione per cui è necessario stabilire un intervallo temporale di calcolo limite da non superare: la velocità della “onda di calcolo” deve essere sempre superiore a quella relativa alla “onda fisica”.



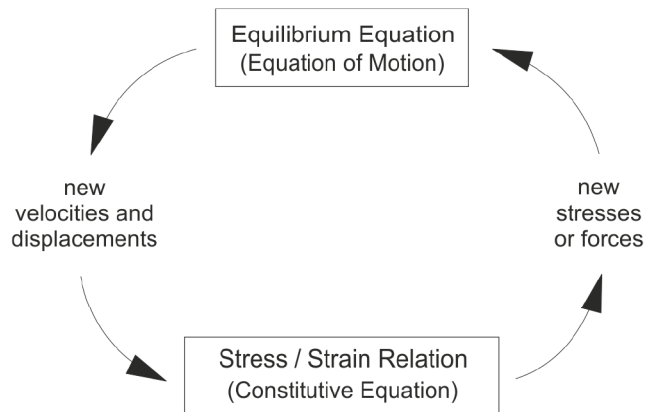


Figura 7.1. Ciclo di calcolo di FLAC (Itasca Consulting Group Inc., 2008) relativo all'intervallo  $\Delta t$ .

Il procedimento risolutivo descritto fa riferimento all'equazione del moto relativa ad un corpo solido continuo:

$$\rho \frac{\partial v_i}{\partial t} = \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + \rho g_i; \quad (7.1)$$

dove

$\rho$  è la densità;

$x_i$  è la  $i$ -esima coordinata spaziale;

$v_i$  è  $i$ -esima componente della velocità;

$g_i$  è la  $i$ -esima componente dell'accelerazione di gravità;

$\sigma_{ij}$  è il generico componente del tensore degli sforzi;

$t$  è il tempo;

è implicita la sommatoria per gli indici ripetuti.

L'equazione del moto viene sottoposta ad una azione di smorzamento al fine di risolvere problemi a carattere statico. Altre relazioni di importanza cruciale nella soluzione del problema di equilibrio sono i legami costitutivi:

$$\sigma_{ij} = M(\sigma_{ij}, \dot{\epsilon}_{ij}, \kappa); \quad (7.2)$$

dove

$M( )$  rappresenta la forma funzionale della legge costitutiva;

$\dot{\epsilon}_{ij} = \frac{1}{2} \left[ \frac{\partial v_i}{\partial x_j} + \frac{\partial v_j}{\partial x_i} \right]$  è la generica componente del tensore delle velocità di deformazione;

$\kappa$  è un parametro riferito alla storia tensio-deformativa del sistema.

L'approccio utilizzato in FLAC si basa sul lavoro di Wilkins (1964), discostandosi dal metodo classico alle differenze finite. Di conseguenza, il software consente di gestire le più svariate geometrie di studio ed eventuali variazioni spaziali delle proprietà meccaniche. La discretizzazione del dominio avviene tramite zone quadrilatere, ognuna delle quali a sua volta suddivisa in due coppie sovrapposte di elementi triangolari ( $a-b$  e  $c-d$ ) a deformazione costante (Figura 7.2). Le forze agenti sui singoli nodi vengono determinate mediando i risultati relativi alle due paia di triangoli, garantendo soluzioni simmetriche per carichi simmetrici. Il software si avvale della tecnica di discretizzazione mista, peculiarità che, assieme allo schema di calcolo lagrangiano esplicito, assicura la modellazione accurata della rottura e del flusso plastico.

Le condizioni al contorno possono riguardare sia le tensioni che gli spostamenti. Nello specifico, possono essere fornite sotto forma di tensioni distribuite, di forze concentrate o di velocità di spostamento. Le condizioni iniziali possono essere espresse sotto forma di forze di volume e di campi tensionali.

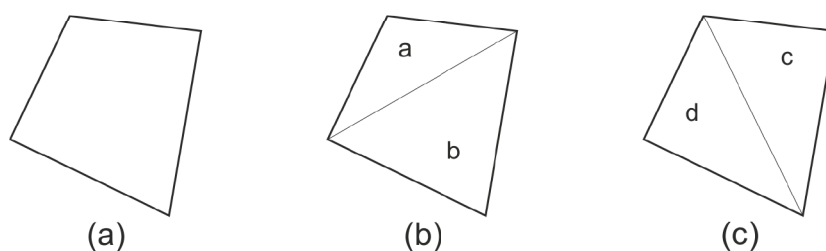


Figura 7.2. Suddivisione di una zona quadrilatera (a) tramite due coppie sovrapposte di sotto-zone triangolari:  $a-b$  (b) e  $c-d$  (c) (modificata da Itasca Consulting Group Inc., 2008).

## 7.2 Modelli costitutivi in FLAC

Il codice di calcolo permette di implementare diversi legami costitutivi distinti in modelli elastici e plastici. In questa sede, si fa riferimento ai modelli di Mohr-Coulomb e di tipo *strain-hardening/softening*.

### 7.2.1 Modello di Mohr-Coulomb in FLAC

Il modello costitutivo di Mohr-Coulomb, all'interno del software, viene implementato a partire dall'omonimo criterio di rottura al taglio con l'introduzione di una tensione critica di trazione. La

legge di flusso plastico relativa all'azione degli sforzi di trazione è associata, mentre quella relativa all'azione degli sforzi di taglio è non associata.

Il criterio di rottura può essere rappresentato nel piano degli sforzi principali  $\sigma_1$ - $\sigma_3$  (Figura 7.3): l'involuppo a rottura può essere individuato tramite due espressioni riferite a due tratti distinti dello stesso (nelle seguenti equazioni ed in Figura 7.3, gli sforzi di trazione sono assunti positivi, viceversa, quelli di compressione negativi):

$$f^s = \sigma_1 - \sigma_3 N_\phi + 2c\sqrt{N_\phi} ; \quad (7.3)$$

$$f^t = \sigma^t - \sigma_3 ; \quad (7.4)$$

dove

la curva  $f^s = 0$  (Figura 7.3) rappresenta l'involuppo a rottura sotto l'azione degli sforzi di taglio;

la curva  $f^t = 0$  (Figura 7.3) rappresenta l'involuppo a rottura sotto l'azione degli sforzi di trazione;

$\sigma_1$  e  $\sigma_3$  (con  $\sigma_1 < \sigma_3$ ) sono gli sforzi principali;

$\sigma^t$  è la resistenza a trazione;

$c$  è la coesione;

$\phi$  è l'angolo di attrito;

$$N_\phi = \frac{1 + \text{sen}(\phi)}{1 - \text{sen}(\phi)} .$$

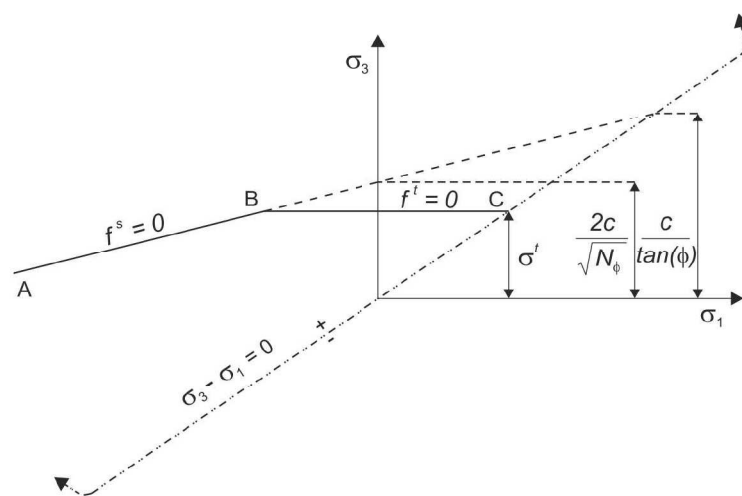


Figura 7.3. Criterio di rottura di Mohr-Coulomb in FLAC (Itasca Consulting Group Inc., 2008).

La rottura può avvenire in seguito all'azione di sforzi di taglio o di sforzi di trazione eccedenti le rispettive resistenze caratteristiche. Nel primo caso, si fa uso della legge di flusso derivata dal potenziale di taglio, mentre, nel secondo caso, della legge di flusso derivata dal potenziale di trazione. Il potenziale di taglio ( $g^s$ ) ed il potenziale di trazione presentano le seguenti formulazioni:

$$g^s = \sigma_1 - \sigma_3 N_\chi ; \quad (7.5)$$

$$g^t = -\sigma_3 ; \quad (7.6)$$

dove

$\chi$  è l'angolo di dilatanza;

$$N_\chi = \frac{1 + \sin(\chi)}{1 - \sin(\chi)}.$$

### 7.2.2 Modello strain-hardening/softening in FLAC

Il modello costitutivo di tipo *strain-hardening/softening* in FLAC è basato sul modello di Mohr-Coulomb (Paragrafo 7.2.1). La differenza nei confronti di quest'ultimo consiste nella possibile variazione dei parametri geomeccanici che caratterizzano il criterio di rottura (angolo di attrito, angolo di dilatanza, coesione e resistenza a trazione) in funzione delle deformazioni plastiche calcolate. L'aumento o la riduzione dei parametri geomeccanici viene determinata per mezzo di specifiche funzioni (Figura 7.4). In particolare, le variazioni dell'angolo di attrito, dell'angolo di dilatanza e della coesione dipendono dalle deformazioni plastiche di taglio, mentre le variazioni della resistenza a trazione sono funzione delle deformazioni plastiche di trazione. Le deformazioni plastiche di taglio sono misurate dal parametro di *hardening/softening* ( $e^{ps}$ ), che nella sua forma incrementale può essere definito come segue (Vermeer e de Borst, 1984):

$$\Delta e^{ps} = \left\{ \frac{1}{2} (\Delta e_1^{ps} - \Delta e_m^{ps})^2 + \frac{1}{2} (\Delta e_m^{ps})^2 + \frac{1}{2} (\Delta e_3^{ps} - \Delta e_m^{ps})^2 \right\}^{1/2}; \quad (7.7)$$

dove

$\Delta e^{ps}$  è l'incremento del parametro di *hardening/softening*;

$\Delta e_i^{ps}$  è l' $i$ -esimo incremento di deformazione plastica principale di taglio;

$$\Delta e_m^{ps} = \frac{1}{3} (\Delta e_1^{ps} + \Delta e_3^{ps}).$$

Nel proseguo del capitolo le deformazioni plastiche di taglio associate alle curve di *strain-softening* sono riferite al parametro  $e^{ps}$ .

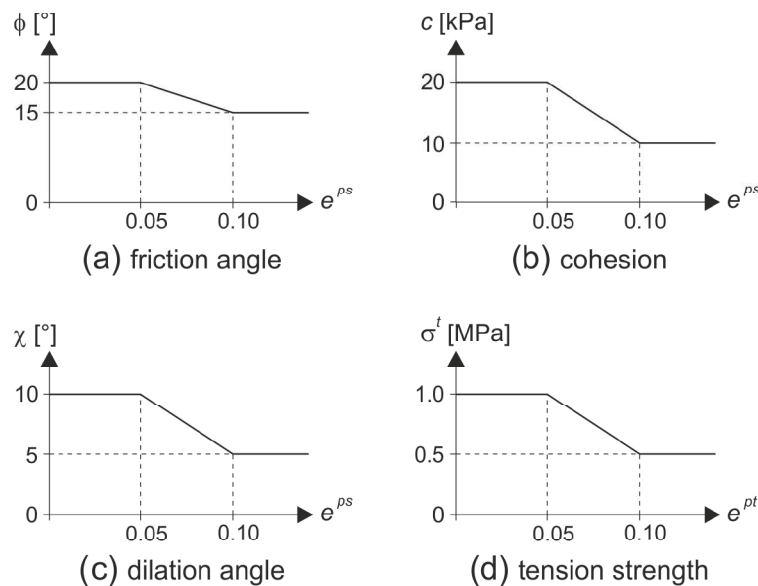


Figura 7.4. Esempi di curve di *strain-softening* relative all'angolo di attrito (a), alla coesione (b), all'angolo di dilatanza (c) ed alla resistenza a trazione (d) (modificata da Itasca Consulting Group Inc., 2008).  $e^{ps}$  e  $e^{pt}$  sono, rispettivamente, i parametri di *hardening/softening* a taglio ed a trazione.

### 7.3 Analisi sforzi-deformazioni del M. Toc

L'influenza dei tre cicli di invaso e svaso sullo stato tensio-deformativo del versante settentrionale del M. Toc è stata esaminata tramite una modellazione numerica sforzi-deformazioni 2D. Analogamente a quanto fatto nella modellazione combinata di filtrazione e stabilità, si è utilizzato un approccio di tipo statico, in virtù delle considerazioni già espresse in precedenza (Paragrafo 6.4). I modelli geologico-tecnico ed idrogeologico di riferimento (Capitoli 4 e 5) sono quelli proposti da Paronuzzi e Bolla (2012) e da Paronuzzi et al. (2013a).

In questa sede, il processo di filtrazione che ha coinvolto la sponda meridionale del lago non è stato direttamente simulato, in quanto avrebbe richiesto uno sforzo computazionale eccessivo. L'andamento delle pressioni neutre agenti e la spinta stabilizzante fornita dall'invaso sono stati modellati tramite una sequenza di distribuzioni idrostatiche tale da ripercorrere i tre cicli di invaso e svaso. Un approccio di questo genere è possibile grazie alla elevata permeabilità della zona di taglio (Paragrafo 6.4.2), in virtù della quale i ritardi nella propagazione delle pressioni neutre all'interno del versante e, nello specifico, in corrispondenza della stessa zona di taglio,

risultano poco influenti, sia nelle analisi di stabilità, sia nelle analisi sforzi-deformazioni. Ossia, la falda all'interno del versante può assumersi sempre allineata al livello esterno del serbatoio.

I campi di pressione neutra all'interno del versante sono stati utilizzati quali dati di input nelle analisi sforzi-deformazioni eseguite in sequenza, una per ogni configurazione idraulica di riferimento, in modo tale da indagare il comportamento tensio-deformativo del versante per tutto il periodo di collaudo della diga. È stato, quindi, possibile valutare gli effetti delle procedure idrauliche sulla distribuzione delle deformazioni e degli spostamenti del versante settentrionale del M. Toc.

La modellazione numerica ha permesso di simulare il progressivo sviluppo della superficie di scivolamento all'interno della zona di taglio, fino all'innescio della catastrofica frana del 9 ottobre 1963, delineandone l'andamento anche nella sua porzione ignota, in quanto coperta dal corpo di frana.

Nella modellazione sforzi-deformazioni è stato messo in conto il solo effetto dell'invaso, mentre è stata trascurata l'influenza delle precipitazioni, fattore di minore rilevanza rispetto al lago artificiale (Paragrafi 6.4 e 6.5).

### *7.3.1 Assunzioni alla base della modellazione*

La geometria di riferimento per l'analisi sforzi-deformazioni è rappresentata dalle sezioni B-B' e C-C' riportate nelle Figure 7.5 e 7.6 (corrispondenti alle omonime sezioni di Figura 6.4), relative alla configurazione del versante precedente al 9 ottobre 1963. Si è scelto di analizzare tali sezioni allo scopo di indagare il comportamento medio del versante in termini di spostamento e deformazione. Le sezioni B-B' e C-C' sono localizzate, infatti, nella porzione centro-occidentale del corpo di frana, dove si trovava la maggior parte dei capisaldi topografici, i quali hanno registrato maggiori movimenti in corrispondenza del fronte e minori nella parte superiore del versante.

Le due sezioni considerano le medesime unità geomeccaniche utilizzate nelle modellazioni precedenti: 1) l'ammasso roccioso rigido soprastante; 2) la zona di taglio; 3) il substrato sottostante. Quest'ultimo, al contrario delle due unità geomeccaniche sovrastanti, non è mai stato coinvolto da processi di instabilità. Anche alla luce di alcune esigenze computazionali (contenimento dei tempi di calcolo) si è deciso di utilizzare una maglia più rada per il substrato, rispetto a quella utilizzata per la zona di taglio e l'ammasso roccioso soprastante. Nello specifico, le zone tramite le quali è stato discretizzato il dominio presentano una dimensione di circa 5-20

m all'interno dell'ammasso roccioso soprastante (unità 1 in Figura 7.6) e nella zona di taglio (unità 2 in Figura 7.6), mentre nel substrato (unità 3 in Figura 7.6) raggiungono anche dimensioni di circa 100 m.

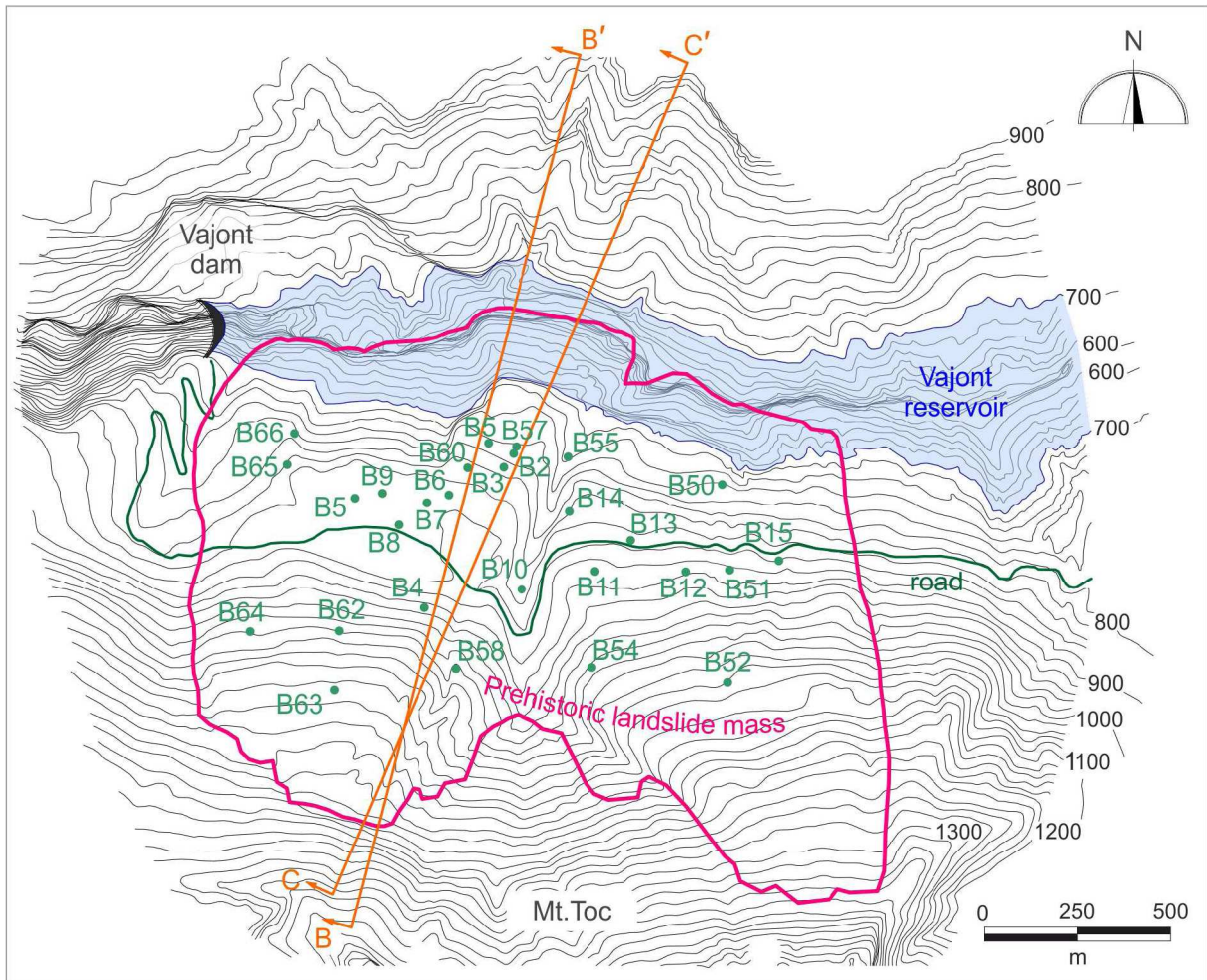


Figura 7.5. Pianta schematica della paleofrana del M. Toc nella configurazione precedente al 9 ottobre 1963. Sono localizzate le sezioni B-B' e C-C', nonché i capisaldi relativi alle misure dello spostamento del versante (in verde).

Le condizioni iniziali assegnate riguardano le due configurazioni, idraulica e meccanica, del versante settentrionale del M. Toc nei primi giorni del Febbraio 1960. Tali condizioni esprimono la configurazione asciutta del versante sottoposto al solo carico litostatico: si è assunto un coefficiente di spinta a riposo pari a  $K_0 = 0.5$ . Gli spostamenti del versante sono stati assunti nulli all'istante d'inizio della procedura di collaudo della diga, in modo tale da modellare il solo effetto delle operazioni di invaso e svasso sullo stato tensio-deformativo della sponda meridionale del lago. In seguito, il versante è stato perturbato tramite l'assegnazione di campi di pressione neutra via via diversi e tali da condurre, progressivamente, alle quote di:

- 1) 652 m (massimo del primo invaso);
- 2) 590 m (quota del lago durante la costruzione della galleria di sorpasso);
- 3) 700 m (massimo del secondo invaso);
- 4) circa 650 m (minimo del secondo invaso);
- 5) 710 m (massimo del terzo invaso, nonché massimo livello raggiunto dal lago del Vajont in data 26 settembre 1963);
- 6) 700 m (quota del lago nelle condizioni di collasso del 9 ottobre 1963).

La falda freatica all'interno del versante era confinata dalla soglia di permeabilità presente al contatto tra il substrato ed il corpo di frana soprastante, all'interno del quale l'acqua si muoveva seguendo le variazioni di quota del lago. Tale contesto idrogeologico è stato riprodotto modellando il substrato come una unità dotata di permeabilità nulla costantemente in condizioni asciutte, mentre la zona di taglio e l'ammasso roccioso soprastante presentano una linea piezometrica orizzontale avente una quota pari a quella del lago (Figura 7.7). Si vuole investigare il comportamento del versante anche nelle fasi intermedie rispetto ai punti di riferimento temporale forniti dai massimi e dai minimi delle relative fasi di invaso e svasso. Pertanto, ognuna delle distribuzioni idrostatiche presenta delle variazioni nei livelli piezometrici e dell'invaso, rispetto alla condizione precedente, variabili tra un minimo di 5 m e un massimo di 10 m. Ad ogni variazione di quota, sia del lago, sia del livello piezometrico, si sono valutati gli effetti dell'operazione idraulica in esame conducendo una simulazione numerica a partire dalla condizione tensio-deformativa ottenuta in seguito alla perturbazione precedente, aggiornando la distribuzione delle pressioni neutre.

Le condizioni al contorno consistono nell'impedimento degli spostamenti orizzontali alle estremità sinistra (meridionale) e destra (settentrionale) delle sezioni e degli spostamenti sia orizzontali che verticali alla base. Inoltre, essendo la presenza dell'invaso all'origine di una azione stabilizzante sulla sponda meridionale della valle, ad ogni configurazione idrogeologica è associata la corrispondente azione meccanica esercitata dal lago al piede del versante, caratterizzata da una distribuzione idrostatica delle pressioni.

La modellazione sforzi-deformazioni richiede una attenta scelta dei parametri geomeccanici caratteristici delle diverse unità presenti nelle sezioni di calcolo. A tale proposito, si è fatto riferimento alla stima di tali parametri relativi alle formazioni rocciose affioranti nel medio corso della valle del Vajont ed, in particolare, a quelle interessate dal franamento eseguita da Bolla (2010) e calcolata secondo il criterio di Hoek e Brown (Hoek e Brown, 1977; Hoek et al., 2002;



Hoek, 2006). I valori delle resistenze a compressione della roccia intatta, delle costanti per la roccia intatta (scelte in base ai litotipi) e dei *Geological Strength Indexes* (associati al grado di fratturazione degli ammassi rocciosi ed alle caratteristiche delle discontinuità) sono stati valutati in base ad una analisi qualitativa e descrittiva degli ammassi rocciosi; si è preferito individuare degli intervalli di valori ammissibili anziché fare riferimento a valori singoli. Il parametro D (Danno), associato al grado di disturbo degli ammassi rocciosi dovuto all'utilizzo di esplosivi, è stato assunto nullo. I valori dei parametri di partenza (resistenza della roccia intatta, costante per la roccia intatta, *Geological strength Index*, Danno) ed i risultati della caratterizzazione geomeccanica degli ammassi rocciosi sono riportati nelle Tabelle 7.1 e 7.2. I parametri chiave nella modellazione del comportamento tensio-deformativo del versante settentrionale del M. Toc, correlati alla rigidezza ed alla resistenza al taglio, sono stati scelti a partire dalle stime di cui sopra, coerentemente con i litotipi e le condizioni strutturali degli ammassi rocciosi costituenti le diverse unità. Per quanto riguarda i moduli di elasticità ( $E$ ), i coefficienti di Poisson ( $\nu$ ) ed i pesi di volume ( $\gamma$ ), si sono assegnati alle tre unità i seguenti valori: 1)  $E = 4$  GPa,  $\nu = 0.3$  e  $\gamma = 26$  kN/m<sup>3</sup> per l'ammasso roccioso soprastante (unità 1 in Figura 7.6); 2)  $E = 400$  MPa,  $\nu = 0.3$  e  $\gamma = 20$  kN/m<sup>3</sup> per la zona di taglio (unità 2 in Figura 7.6); 3)  $E = 10$  GPa,  $\nu = 0.3$  e  $\gamma = 26$  kN/m<sup>3</sup> per il substrato sottostante (unità 3 in Figura 7.6). L'ordine di grandezza dei moduli elastici è stato individuato tramite il criterio di Hoek e Brown nelle formulazioni del 2002 e del 2006, mentre i pesi di volume sono stati assegnati distinguendo gli ammassi rocciosi delle unità 1 e 3 (Figura 7.6) dalla zona di taglio (unità 2 in Figura 7.6), costituita prevalentemente da pietrischi. Il coefficiente di Poisson è stato scelto sulla base dei valori solitamente attribuiti alle rocce calcaree (Desio, 1973). Per quanto concerne la resistenza al taglio, nell'ambito della modellazione numerica in FLAC, si è fatto riferimento al criterio di Mohr-Coulomb assegnando ad ognuna delle tre unità i valori dell'angolo di attrito, della coesione, dell'angolo di dilatanza e della resistenza a trazione. All'ammasso roccioso soprastante ed al substrato si sono assegnati, rispettivamente, angoli di attrito pari a  $\phi = 35^\circ$  e  $\phi = 40^\circ$ , coesioni pari a  $c = 1$  MPa, angoli di dilatanza pari a  $\chi = 0^\circ$ , resistenze a trazione pari a  $\sigma^t = 2.5$  MPa (Tabella 7.3). Alla zona di taglio si sono assegnati una coesione pari a  $c = 0$  MPa, un angolo di dilatanza pari a  $\chi = 0^\circ$  ed una resistenza a trazione pari a  $\sigma^t = 0$  MPa.

Essendo la zona di taglio dotata di coesione nulla, l'unico parametro geomeccanico ad essere abbattuto in seguito al comportamento di tipo *strain-softening* è il suo angolo di attrito. In seguito all'incremento delle deformazioni plastiche si ha il progressivo passaggio da un angolo di

attrito di picco ad un angolo di attrito residuo. Il modello costitutivo di tipo *strain-softening* è stato attribuito alla zona di taglio per tutto il periodo di collaudo della diga.

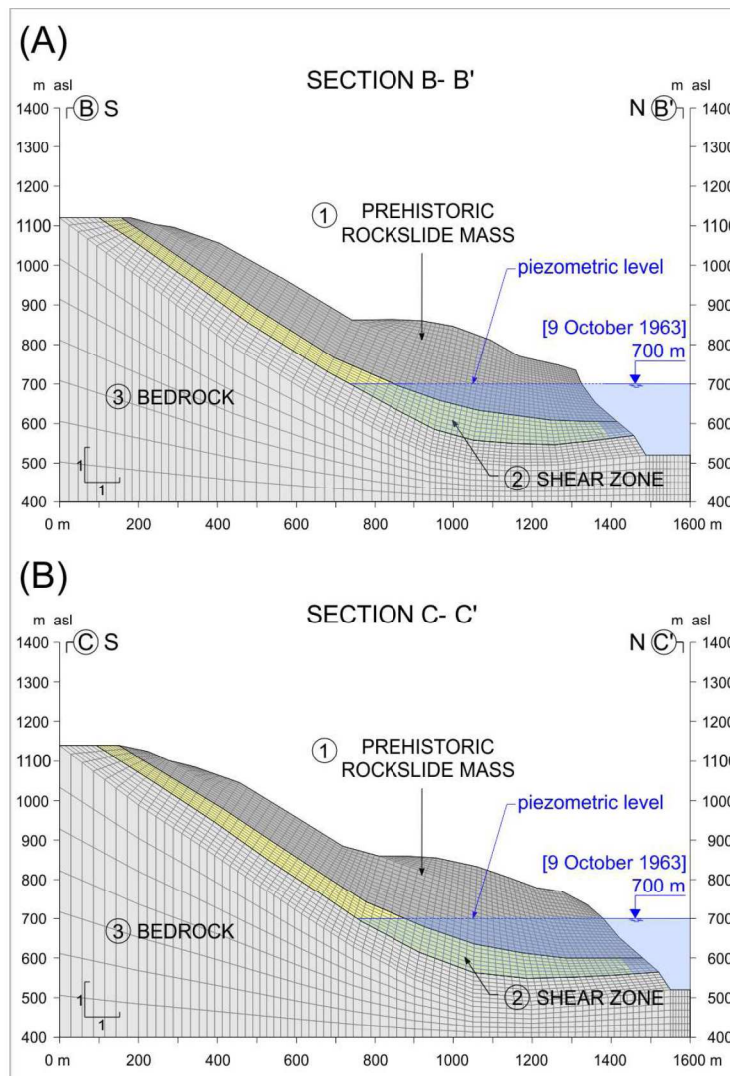


Figura 7.6. Sezioni di calcolo adottate nella modellazione numerica dei processi tensio-deformativi: sezione B-B' (A) e sezione C-C' (B). La localizzazione delle sezioni è riportata in Figura 7.5.

### 7.3.2 Curva di strain-softening della zona di taglio

Gli spostamenti del versante settentrionale del M. Toc sono stati monitorati durante il periodo di collaudo della diga. Numerosi capisaldi di misura erano distribuiti su tutta la superficie topografica del versante instabile (Figura 7.5). Sono stati in particolare misurati gli spostamenti orizzontali sia del settore orientale, sia di quello occidentale, nonché gli spostamenti verticali in corrispondenza della strada realizzata lungo la sponda meridionale dell'invaso. L'analisi delle misure relative ad alcuni capisaldi consente di individuare significativi incrementi nelle velocità

di spostamento in corrispondenza dei picchi relativi alle procedure di invaso e del terzo svasso. Si individuano anche periodi di sostanziale stabilità, nel corso delle prime due procedure di svasso e durante la costruzione della galleria di sorpasso (Figura 7.8). Le curve riportate in Figura 7.8, ed in particolare quelle riferite ai capisaldi localizzati in prossimità delle sezioni di calcolo (Figura 7.5), sono state utilizzate come dati di riferimento per l'analisi sforzi-deformazioni condotta in questa sede. Nello specifico è stata condotta una analisi a posteriori atta a quantificare la riduzione della resistenza al taglio in corrispondenza della superficie di scivolamento (comportamento di tipo *strain-softening*).

La curva di *strain-softening* utilizzata presenta un andamento qualitativamente analogo a quello precedentemente portato ad esempio in Figura 7.4a. Prima dell'inizio del processo deformativo, l'angolo di attrito risulta pari a  $\phi_p$ , dove il pedice  $p$  si riferisce al valore di picco, e rimane costante per deformazioni plastiche di taglio non superiori a  $\varepsilon_{pp}$  (massima deformazione per la quale non si hanno abbattimenti di resistenza). Superata tale soglia, all'aumentare della deformazione plastica, l'angolo di attrito si riduce progressivamente fino ad un valore minimo  $\phi_r$ , dove il pedice  $r$  si riferisce al valore residuo, raggiunto in corrispondenza della deformazione  $\varepsilon_{pr}$  (deformazione superata la quale la resistenza al taglio è governata da  $\phi_r$ ). La curva di *strain-softening* della zona di taglio è rappresentata, nel suo complesso, da una spezzata, costituita da due tratti orizzontali e da un tratto ad inclinazione negativa. I due tratti orizzontali mostrano la costanza dell'angolo di attrito per deformazioni plastiche di taglio inferiori a  $\varepsilon_{pp}$  ( $\phi = \phi_p$ ) e superiori a  $\varepsilon_{pr}$  ( $\phi = \phi_r$ ), mentre il tratto inclinato descrive l'abbattimento dall'angolo di attrito secondo un andamento lineare. La curva di *strain-softening* è, quindi, definita da quattro parametri: due angoli di attrito ( $\phi_p$  e  $\phi_r$ ) e due deformazioni plastiche di taglio ( $\varepsilon_{pp}$  e  $\varepsilon_{pr}$ ). Tali parametri sono stati determinati per la zona di taglio della frana del Vajont tramite una analisi a posteriori, focalizzata sulla necessità di riprodurre fedelmente gli spostamenti orizzontali della sponda sinistra della valle, così come sono emersi dal monitoraggio della stessa nel periodo (1960-1963). Dal momento in cui la perdita di resistenza dei materiali della zona di taglio è stata introdotta allo scopo di spiegare il comportamento del versante nel corso dell'ultima procedura di svasso ed in particolare il collasso finale, l'analisi a posteriori rivolta alla determinazione dei quattro parametri caratteristici della curva di *strain-softening* è stata principalmente focalizzata sugli spostamenti relativi al periodo 26 settembre-9 ottobre 1963.

Ripercorrendo i tratti salienti della storia dei mesi di settembre e ottobre 1963 si osserva come con il lago ad una quota di 710 m il corpo di frana non fosse ancora scivolato all'interno del lago.

Da quel momento in poi, però, sono stati evidenti gli effetti della rottura progressiva fino al collasso del 9 ottobre (condizione di equilibrio limite). L'angolo di attrito di picco ( $\phi_p$ ) pertanto è stato scelto in modo tale da ottenere condizioni di equilibrio (*strength reduction factor* = 1 o di poco superiore) in corrispondenza della configurazione idrogeologica più gravosa (lago a quota 710 m) tramite la tecnica numerica della *strength reduction analysis* (partendo da una condizione di stabilità e riducendo la resistenza al taglio dei materiali fino al collasso del versante). Tale scelta è stata, inoltre, determinata dalla necessità di riprodurre l'intera storia deformativa del versante (inizio 1960-9 ottobre 1963). Dal 26 settembre in poi l'angolo di attrito della zona di taglio ha subito significativi decrementi governati dalla curva di *strain softening*. I restanti tre parametri ( $\phi_r$ ,  $\varepsilon_{pp}$  e  $\varepsilon_{pr}$ ) definiscono il momento di inizio e l'entità dell'abbattimento dell'angolo di attrito all'aumentare delle deformazioni plastiche in corrispondenza della superficie di scivolamento. Nello specifico, la deformazione  $\varepsilon_{pp}$  individua l'inizio della perdita di resistenza del materiale, mentre l'angolo  $\phi_r$  e la deformazione  $\varepsilon_{pr}$  ne descrivono l'entità e la gradualità. Una volta determinato l'angolo di attrito di picco, gli altri tre parametri sono stati determinati tramite una serie di simulazioni successive fino ad ottenere spostamenti confrontabili con quelli emersi dal monitoraggio del versante. Gli angoli di attrito di picco ottenuti per le due sezioni B-B' e C-C' sono, rispettivamente, pari a  $21.7^\circ$  e  $21.0^\circ$ . La riduzione dell'angolo di attrito in corrispondenza della superficie di scivolamento, nel passaggio dalla resistenza di picco a quella residua, avutosi in seguito all'accumulo di deformazioni plastiche di taglio risulta dell'ordine di  $\Delta\phi = 1-1.5^\circ$ . Le deformazioni caratteristiche delle curve di *strain-softening* risultano molto simili per le due sezioni di calcolo, pari a circa  $\varepsilon_{pp} \approx 0.12$  e  $\varepsilon_{pr} \approx 0.18$  (Figura 7.9).

### *7.3.3 Risultati dell'analisi sforzi-deformazioni*

La modellazione numerica eseguita, basata sui dati forniti dall'attività di monitoraggio, ha permesso di ottenere informazioni utili in merito al comportamento del versante, sia per quanto riguarda gli spostamenti in corrispondenza della superficie topografica, sia per quanto concerne le deformazioni profonde e l'enucleazione della superficie di scivolamento relativa al collasso del 9 ottobre 1963.

Gli spostamenti calcolati in corrispondenza della superficie topografica del versante mostrano un andamento mediamente coerente con i movimenti misurati nel corso del periodo di collaudo della diga. Gli spostamenti calcolati risultano compresi tra i valori minimi (caposaldo n° 58, B58) ed i valori massimi (caposaldo n° 3, B3) misurati in prossimità delle sezioni di calcolo per

quasi tutto il periodo 1960-1963. Questo risulta evidente dal confronto degli spostamenti orizzontali ottenuti tramite la modellazione in taluni nodi di controllo con le misure relative ai capisaldi localizzati in prossimità delle sezioni, nelle vicinanze dei nodi stessi (Figure 7.10 e 7.11). Poiché le due sezioni di calcolo sono localizzate nella medesima porzione della frana (Figura 7.5), è possibile fare riferimento agli stessi capisaldi per effettuare il confronto degli spostamenti calcolati con quelli misurati.

Tabella 7.1. Stima dei parametri geomeccanici degli ammassi rocciosi coinvolti nella frana del Vajont tramite il criterio di Hoek e Brown. Tale criterio è stato soggetto ad una evoluzione nel tempo (Hoek e Brown, 1977; Hoek et al., 2002; Hoek, 2006) (modificata da Bolla, 2010).

AMMASSO ROCCIOSO	Resistenza a compressione della roccia intatta [1997]		Costante per roccia intatta [2006]		Geological Strength Index [2006]		Danno [2006] <i>D</i>	Costanti per l'ammasso roccioso [2006]					
	$\sigma_{ci,min}$ [MPa]	$\sigma_{ci,max}$ [MPa]	$m_{i,min}$	$m_{i,max}$	$GSI_{min}$	$GSI_{max}$		$m_{b,min}$	$m_{b,max}$	$s_{min}$ $10^{-3}$	$s_{max}$ $10^{-3}$	$a_{min}$ $10^{-1}$	$a_{max}$ $10^{-1}$
f	20	50	7	11	30	45	0	0.575	1.543	0	2	5.22	5.08
e	20	50	7	11	30	45	0	0.575	1.543	0	2	5.22	5.08
d''	60	100	7	11	45	55	0	0.982	2.205	2	7	5.08	5.04
d'	5	10	5	9	30	40	0	0.410	1.056	0	1	5.22	5.11
c	20	50	7	11	30	50	0	0.575	1.844	0	4	5.22	5.06
b	60	100	7	11	45	55	0	0.982	2.205	2	7	5.08	5.04
a''	5	10	5	9	30	40	0	0.410	1.056	0	1	5.22	5.11
a'	40	80	7	11	30	45	0	0.575	1.543	0	2	5.22	5.08
ma	5	10	7	11	30	40	0	0.575	1.291	0	1	5.22	5.11
<b>Calcare del Vajont</b>	70	130	8	12	55	75	0	1.604	4.914	7	2	5.04	5.01
<b>Biancone- media [a''-f]</b>	20	50	6	10	30	50	0	0.493	1.677	0	4	5.22	5.06
<b>Zona di taglio</b>	5	10	7	11	10	20	0	0.281	0.623	0	0	5.85	5.44

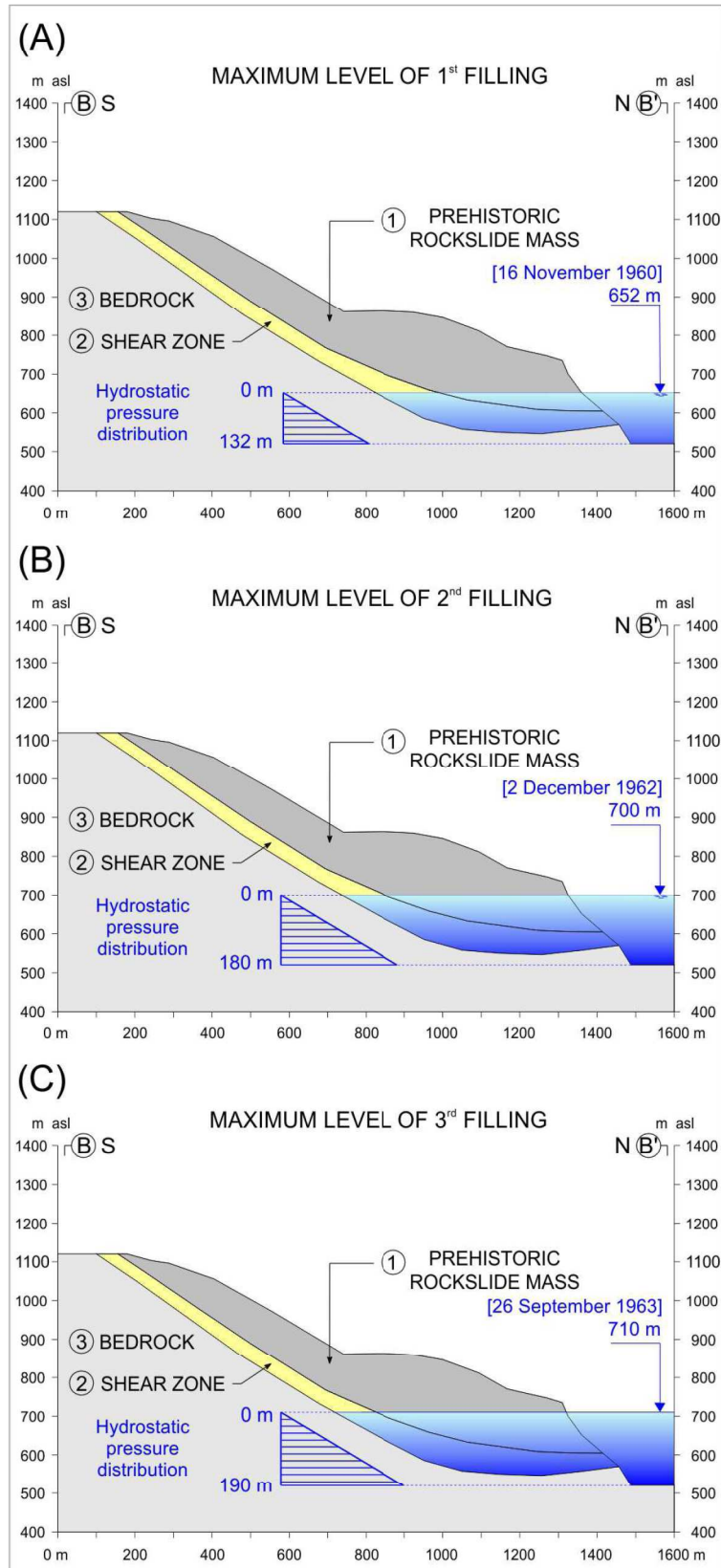


Figura 7.7. Distribuzione delle pressioni neutre in alcune specifiche configurazioni idrogeologiche del versante settentrionale del M. Toc: massimo del primo invaso (A), massimo del secondo invaso (B) e massimo del terzo invaso (C).

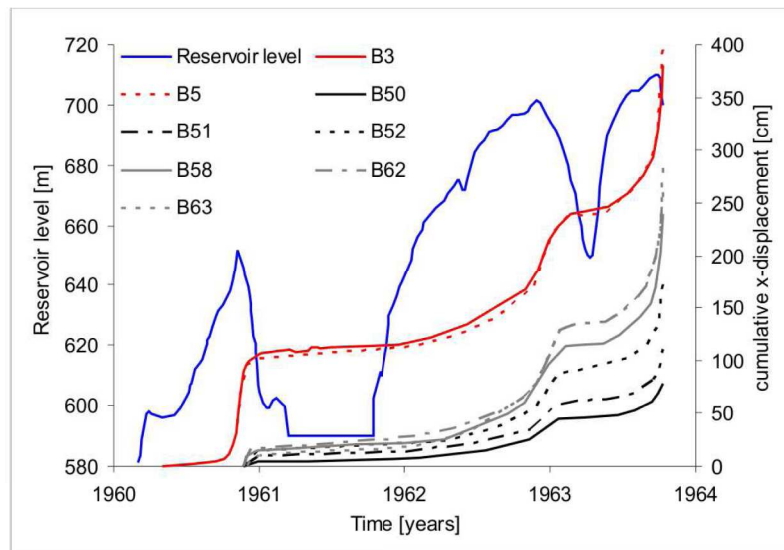


Figura 7.8. Spostamenti orizzontali in corrispondenza di alcuni capisaldi (Figura 7.5) variamente localizzati sulla superficie topografica del versante settentrionale del M. Toc (dati modificati da Selli e Trevisan, 1964).

Tabella 7.2. Stima delle resistenze a compressione e trazione, del modulo di elasticità degli ammassi rocciosi coinvolti nella frana del Vajont tramite il criterio di Hoek e Brown. Tale criterio è stato soggetto ad una evoluzione nel tempo (Hoek e Brown, 1977; Hoek et al., 2002; Hoek, 2006) (modificata da Bolla, 2010).

AMMASSO ROCCIOSO	Resistenza a compressione dell'ammasso roccioso [2006]		Resistenza a trazione dell'ammasso roccioso [2006]		Modulo elastico medio dell'ammasso roccioso [2002, 2006]	
	$\sigma_{c,min}$ [MPa]	$\sigma_{c,max}$ [MPa]	$\sigma'_{min}$ [MPa]	$\sigma'_{max}$ [MPa]	$E_{rm,2002}$ [MPa]	$E_{rm,2006}$ [MPa]
f	0.344	2.241	0.015	0.072	1414	6138
e	0.344	2.241	0.015	0.072	1414	6138
d''	2.690	8.044	0.136	0.306	5809	13965
d'	0.086	0.331	0.005	0.012	707	3986
c	0.344	3.011	0.015	0.105	1414	9341
b	2.690	8.044	0.136	0.306	5809	13965
a''	0.086	0.331	0.005	0.012	707	3986
a'	0.688	3.586	0.029	0.115	2000	6138
ma	0.086	0.331	0.004	0.010	707	3986
<b>Calccare del Vajont</b>	<b>5.613</b>	<b>32.334</b>	<b>0.294</b>	<b>1.645</b>	<b>11157</b>	<b>50000</b>
<b>Biancone- media [a''-f]</b>	<b>0.334</b>	<b>3.011</b>	<b>0.017</b>	<b>0.115</b>	<b>1414</b>	<b>9341</b>
<b>Zona di taglio</b>	<b>0.014</b>	<b>0.080</b>	<b>0.001</b>	<b>0.002</b>	<b>224</b>	<b>669</b>

Tabella 7.3. Parametri geomeccanici di input della modellazione del comportamento tensio-deformativo del versante settentrionale del M. Toc, relativi alle tre unità presenti nelle sezioni di calcolo (B-B', C-C').

AMMASSO ROCCIOSO	$E$ [MPa]	$\nu$	$\gamma$ [kN/m <sup>3</sup> ]	$\phi$ [°]	$\chi$ [°]	$c$ [MPa]	$\sigma'$ [MPa]
1) Ammasso roccioso soprastante	4000	0.3	26	35	0	1	2.5
2) Zona di taglio	400	0.3	20	<i>Strain softening curve</i>	0	0	0
3) Substrato sottostante	10000	0.3	26	40	0	1	2.5

L'analisi numerica ha confermato come le operazioni idrauliche eseguite sul lago del Vajont abbiano favorito i movimenti del versante soprattutto durante le fasi di invaso e caratterizzate dall'incremento delle pressioni neutre all'interno del versante. Mentre si realizzava l'arresto pressoché totale dei movimenti durante le prime due fasi di svaso per effetto della conseguente riduzione delle pressioni neutre all'interno del versante (Figura 7.10 e 7.11). In corrispondenza del massimo del primo invaso (16 novembre 1960), si sono calcolati spostamenti superficiali orizzontali di 45-60 cm. Trattasi di valori compresi tra gli spostamenti effettivamente misurati dai capisaldi B58 e B3 (Figure 7.10 e 7.11). Il giorno 2 dicembre 1962, con il lago ad una quota di 700 m in seguito alla seconda operazione di invaso, sono stati calcolati spostamenti di 110-140 cm, mentre i valori misurati dai capisaldi erano di circa 80 cm in B58 e di circa 200 cm B3. L'andamento degli spostamenti orizzontali ottenuto dal modello di calcolo durante il terzo invaso ed il terzo svaso, presenta il medesimo andamento dei valori misurati in corrispondenza dei capisaldi di riferimento e si mantiene, con ottima approssimazione, all'interno dell'intervallo di valori individuato dagli stessi capisaldi. In corrispondenza del massimo del terzo invaso, sono stati calcolati spostamenti superiori ai 2 metri (si sono raggiunti 210 cm al fronte della sezione B-B' e 225 cm al fronte della sezione C-C'), per poi crescere ulteriormente fino a superare i 2.5 metri (si sono raggiunti 295 cm al fronte della sezione B-B' e 260 cm al fronte della sezione C-C') nelle condizioni immediatamente precedenti il collasso finale. Si evidenzia, quindi, un significativo incremento degli spostamenti orizzontali nel periodo tra il 26 settembre ed il 9 ottobre 1963, quantificabile mediamente in 60 cm e confrontabile con gli spostamenti reali.



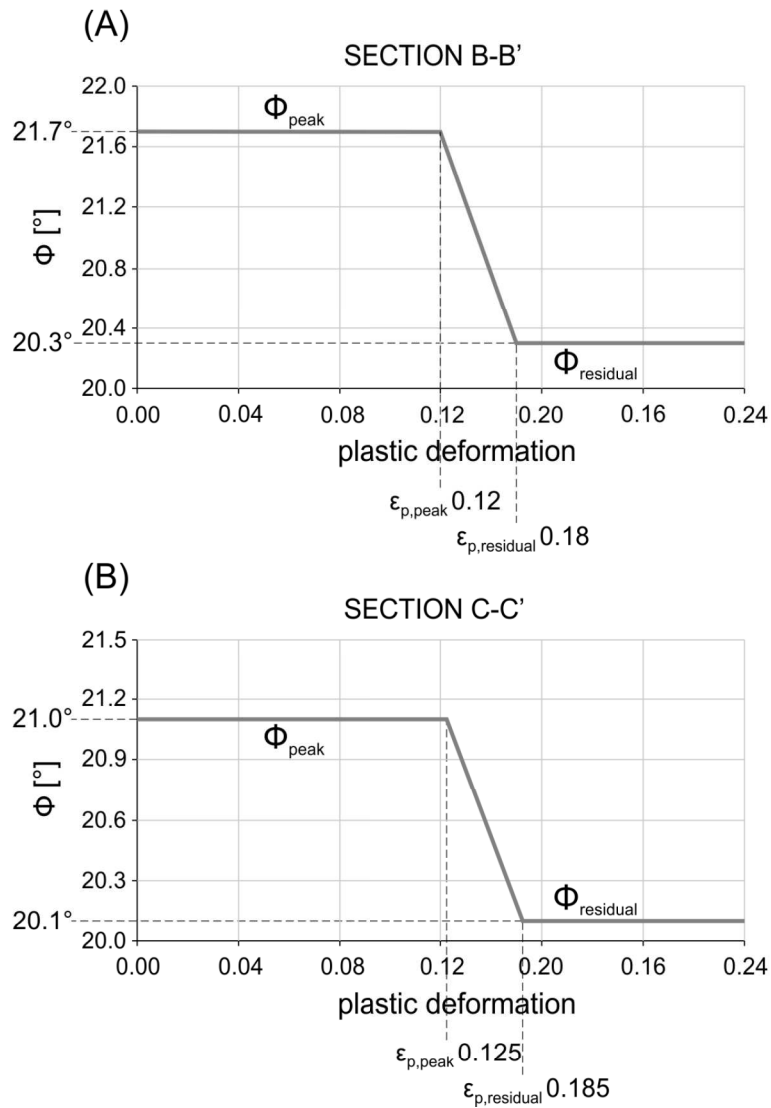


Figura 7.9. Curve di *strain-softening* relative all'angolo di attrito della zona di taglio per la sezione B-B' (A) e la sezione C-C' (B).

Se si osservano gli spostamenti misurati in corrispondenza dei diversi capisaldi prossimi alle sezioni di calcolo (porzione centro-occidentale del corpo di frana) si possono notare dei valori anche significativamente diversi tra di loro: gli spostamenti massimi si misuravano al fronte della frana, mentre nella parte superiore del versante i movimenti erano sensibilmente più contenuti. Il modello numerico, invece, pur confermando movimenti più marcati nella porzione frontale della frana, ha fornito differenze minori tra gli spostamenti caratteristici dei punti di riferimento sulla superficie topografica, rispetto a quelle evidenziate dai corrispondenti capisaldi (Figure 7.10 e 7.11). Questo è spiegato dallo scivolamento rigido in blocco dell'ammasso rigido soprastante (unità 1 in Figura 7.6) al di sopra della zona di taglio (Figure 7.12 e 7.13). Comunque, il

comportamento medio del versante in termini di spostamenti orizzontali è stato colto in modo molto soddisfacente (Figure 7.10 e 7.11), rendendo quindi accettabili le semplificazioni adottate per la modellazione del versante.

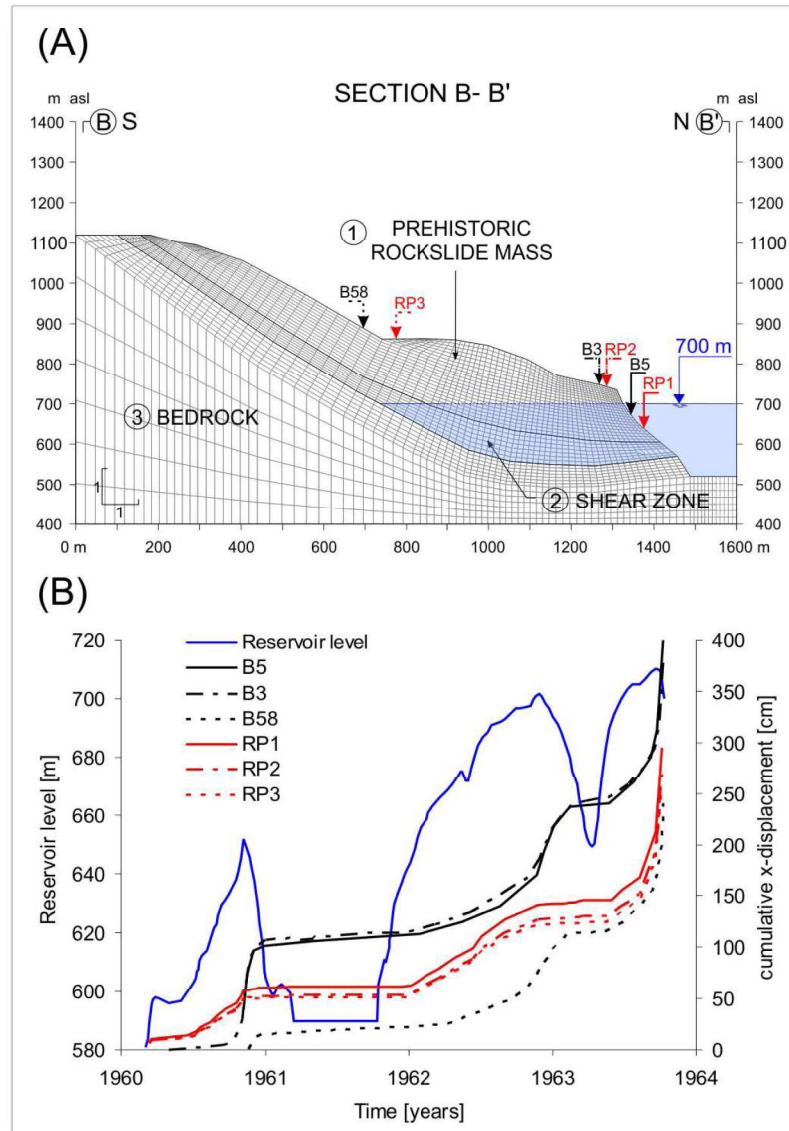


Figura 7.10. A) Localizzazione dei capisaldi (B = *Benchmark*) e dei punti di riferimento scelti (RP = *Reference Point*) in corrispondenza della sezione B-B'. B) Confronto tra gli spostamenti misurati in corrispondenza dei capisaldi (dati modificati da Selli e Trevisan, 1964) e gli spostamenti calcolati in corrispondenza dei punti di riferimento scelti sulla sezione B-B'.

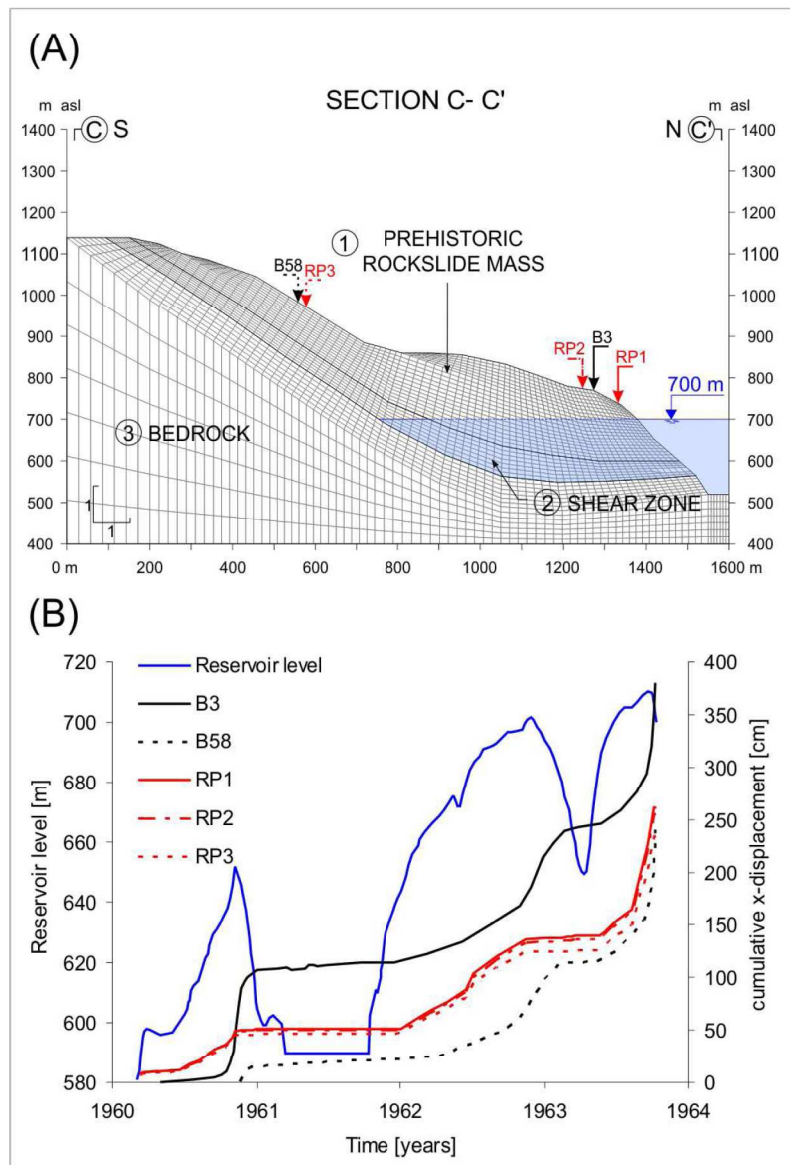


Figura 7.11. A) Localizzazione dei capisaldi (B = Benchmark) e dei punti di riferimento scelti (RP = Reference Point) in corrispondenza della sezione C-C'. B) Confronto tra gli spostamenti misurati in corrispondenza dei capisaldi (dati modificati da Selli e Trevisan, 1964) e gli spostamenti calcolati in corrispondenza dei punti di riferimento scelti sulla sezione C-C'.

Le velocità di spostamento possono essere interpretate come indicatrici delle condizioni di instabilità del versante. Infatti, già negli anni del collaudo della diga, le operazioni di svasso venivano eseguite quando i movimenti del versante apparivano eccessivamente rapidi. Le velocità emerse dai risultati del modello mostrano una buona coerenza con i dati del monitoraggio, pur non mostrando le repentine accelerazioni avutesi in corrispondenza dei massimi del primo e del secondo invaso. L'incremento delle velocità di spostamento avvenuto nel periodo 26 settembre-9 ottobre 1963 è stato riprodotto dal modello in modo del tutto coerente

con i dati misurati sui capisaldi (Figure 7.10 e 7.11). La riduzione dell'angolo di attrito nella zona di taglio, in seguito all'incremento delle deformazioni plastiche, ha consentito al modello di simulare l'effettivo aumento degli spostamenti del versante durante le due settimane precedenti il collasso finale.

Oltre agli spostamenti superficiali, un altro aspetto di interesse riguarda gli spostamenti profondi del versante. A tale proposito, sono stati calcolati gli spostamenti orizzontali lungo tre profili verticali caratteristici localizzati al fronte, nella parte mediana e nella parte superiore del versante (Figure 7.12 e 7.13). L'ammasso roccioso soprastante è caratterizzato da spostamenti orizzontali pressoché costanti, procedendo dalla superficie topografica verso l'interno del versante. Variazioni significative si evidenziano, invece, all'interno della zona di taglio dove gli spostamenti si riducono man mano che si procede verso il substrato sottostante, raggiunto il quale si osservano valori pressoché nulli. L'andamento degli spostamenti profondi del versante settentrionale del M. Toc si è mantenuto costante nel tempo durante il periodo di collaudo della diga, con la sola variazione relativa all'entità degli spostamenti stessi. Tale risultato è coerente con il cinematismo dell'ammasso roccioso soprastante che tendeva a scivolare in blocco sulla zona di taglio sottostante.

La modellazione numerica ha consentito di analizzare la progressiva formazione della superficie di rottura all'interno della zona di taglio. In questo modo è stato possibile ricostruire la sua genesi anche in corrispondenza della parte inferiore rimasta sepolta dall'enorme massa scivolata il 9 ottobre 1963. La superficie di rottura basale si è sviluppata a causa degli sforzi di taglio agenti e può essere individuata agevolmente rappresentando le velocità di deformazione di taglio in corrispondenza delle sezioni di calcolo (Figura 7.14). Nel momento in cui il lago si apprestava a raggiungere il suo massimo livello, in data 26 settembre 1963, aveva inizio l'inarrestabile fenomeno della rottura progressiva sfociato, dopo circa due settimane, nel catastrofico evento franoso del 9 ottobre 1963. I risultati ottenuti dall'analisi numerica mostrano come la superficie di scivolamento finale sia il frutto della formazione e del successivo sviluppo di due distinte bande di taglio, una nella porzione frontale ed una nella parte superiore del versante settentrionale del M. Toc (Figura 7.14). La prima banda di taglio ha coinvolto lo spessore più alto della zona di taglio, mentre la seconda si è sviluppata in corrispondenza della porzione basale della stessa zona di taglio. La modellazione bidimensionale mostra anche che il collasso si è verificato nel momento in cui le due bande di taglio si sono congiunte, circa a metà tra il fronte del corpo di frana e la sua parte retrostante. Le due bande di taglio rappresentano le zone a

maggior deformazione di taglio e sono quindi sede del passaggio dall'angolo di attrito di picco all'angolo di attrito residuo (Figura 7.9). I risultati ottenuti sono coerenti con quanto è attualmente visibile sulla nicchia di distacco. Tale evidenza, infatti, mostra come nella parte superiore del versante la superficie di rottura si sia enucleata in corrispondenza del contatto tra la zona di taglio ed il substrato sottostante, analogamente ai risultati della modellazione numerica. Per quanto riguarda la parte frontale della frana, i risultati dell'analisi costituiscono un primo tentativo di ricostruzione dei processi deformativi e di rottura che non può avere confronti diretti. L'analisi sforzi-deformazioni ha evidenziato il ruolo chiave assunto dalla zona di taglio nel comportamento idraulico-meccanico del versante settentrionale del M. Toc, durante i tre cicli di invaso e svaso, fino al collasso del 9 ottobre 1963. Gli spostamenti cumulati dal versante prima dello scivolamento (3-3.5 m) rappresentano una deformazione globale pari a circa 0.2%, considerando una lunghezza media del corpo di frana di 1500 m. I risultati del modello permettono di comprendere che spostamenti di tale entità potevano avvenire solo in presenza di una unità inferiore caratterizzata da una deformabilità elevata e corrispondente alla zona di taglio presente al di sotto del blocco rigido soprastante.

In conclusione, la modellazione numerica descritta, pur rappresentando una analisi sforzi-deformazioni preliminare, ha dimostrato come, ipotizzando un comportamento *strain-softening* per i materiali costituenti la zona di taglio, risulti possibile spiegare uno degli aspetti maggiormente controversi della grande frana del Vajont: il collasso finale durante il terzo svaso. Infatti con questo approccio è stato possibile simulare il fenomeno della rottura progressiva, riproducendo il comportamento reale della sponda meridionale dell'invaso durante la terza ed ultima procedura di svaso.

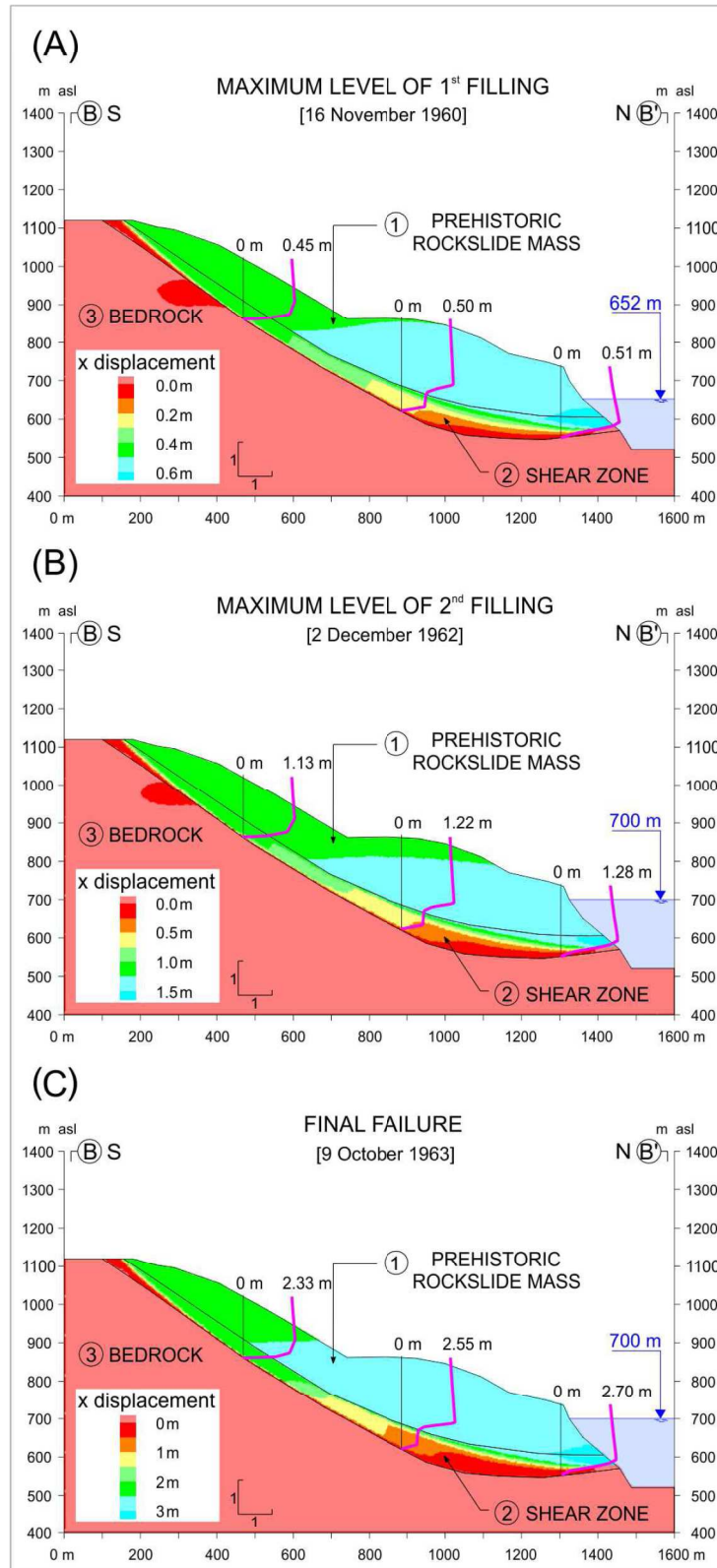


Figura 7.12. Spostamenti orizzontali relativi al versante settentrionale del M. Toc in corrispondenza della sezione B-B' per alcuni momenti chiave del periodo di collaudo della diga del Vajont: massimo del primo invaso (A), massimo del secondo invaso (B) e collasso del 9 ottobre 1963 (C).

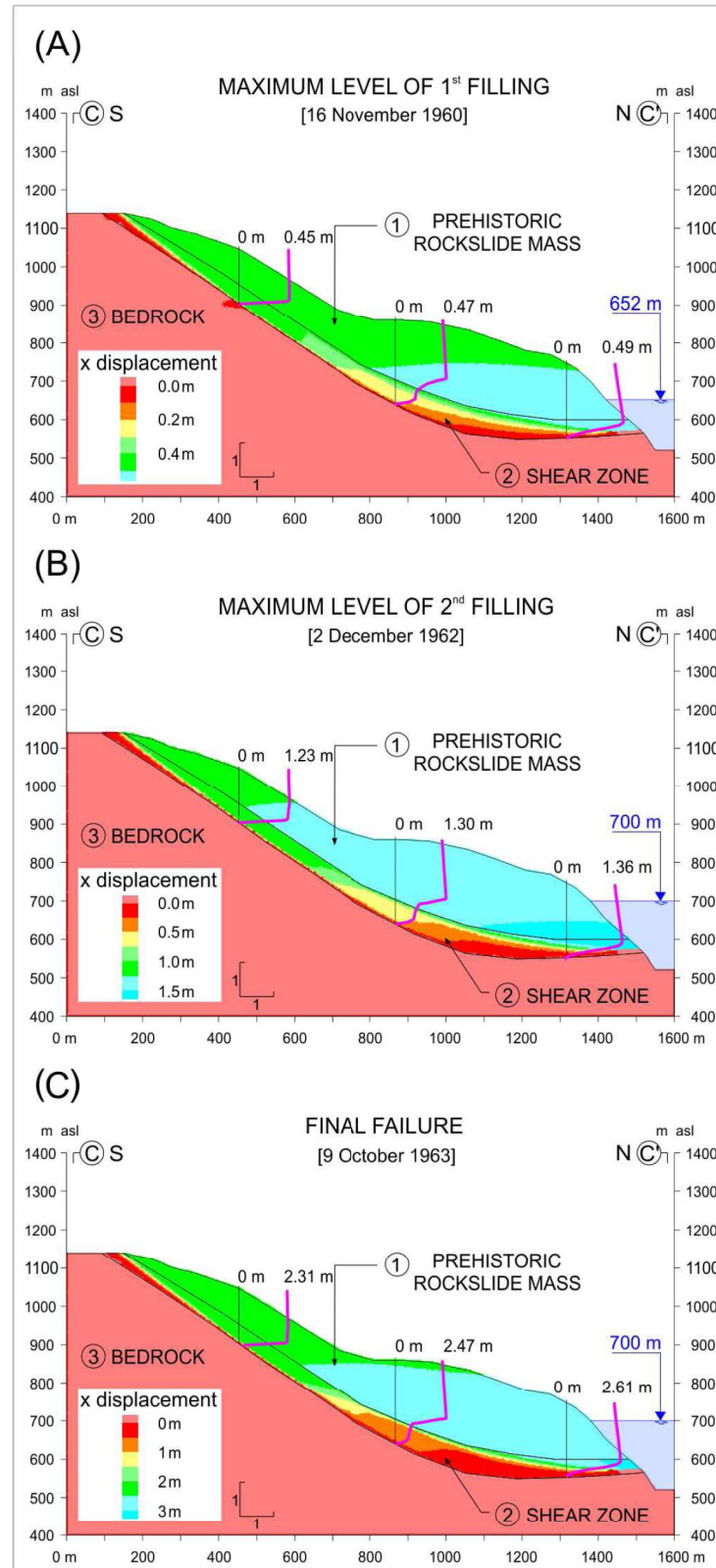


Figura 7.13. Spostamenti orizzontali relativi al versante settentrionale del M. Toc in corrispondenza della sezione C-C' per alcuni momenti chiave del periodo di collaudo della diga del Vajont: massimo del primo invaso (A), massimo del secondo invaso (B) e collasso del 9 ottobre 1963 (C).

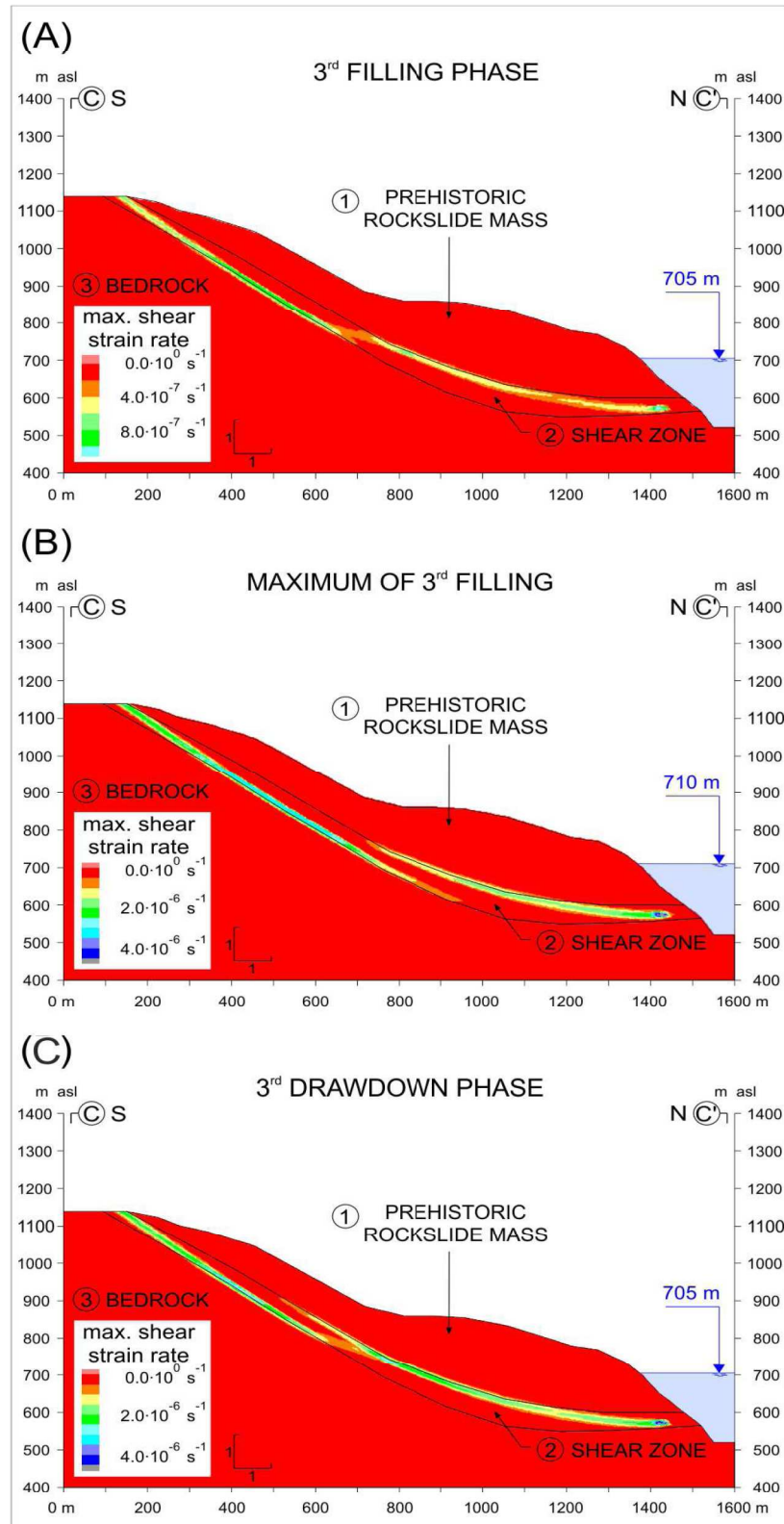


Figura 7.14. Velocità delle deformazioni di taglio per la sezione C-C' durante la terza fase di invaso (A), in corrispondenza del massimo del terzo invaso in data 26 settembre 1963 (B) e durante la terza fase di svasso (C).



## 8. Conclusioni

Sulla base dei dati acquisiti con le varie campagne di rilevamento condotte negli ultimi anni (2006-2010), dalle misure piezometriche e dai risultati ottenuti dalle modellazioni, è stato possibile formulare una nuova interpretazione del contesto idrogeologico relativo al versante settentrionale del M. Toc, nella sua configurazione precedente la grande frana del 9 ottobre 1963. È stato fatto un importante passo in avanti nella comprensione dell'influenza sulla stabilità della sponda meridionale del lago delle operazioni idrauliche condotte dai responsabili dell'impianto idroelettrico del Vajont nel corso del periodo di collaudo della diga (tre cicli di invaso e svaso dall'inizio del 1960 al 9 ottobre 1963).

Il versante settentrionale del M. Toc era caratterizzato dalla presenza di una falda freatica temporanea localizzata alla base della zona di taglio, una unità dotata di una struttura a vuoti e caratterizzata da diffuso pietrisco calcareo. La falda era sostenuta inferiormente da un netto contrasto di permeabilità in corrispondenza del contatto basale tra la paleofrana del Vajont ed il substrato sottostante caratterizzato da una permeabilità molto bassa, essendo costituito da una stratificazione sottile di calcare selcifero ed argilla montmorillonitica. L'acquifero veniva periodicamente alimentato dalle precipitazioni, intense o prolungate, che coinvolgevano il versante stesso.

L'analisi dettagliata delle misure piezometriche, combinata con la revisione del modello geologico del versante settentrionale del M. Toc, ha confermato la presenza di questa falda freatica temporanea. Inoltre, si è dimostrato come non sia necessario considerare la presenza di una falda artesianica all'interno del versante, così come sostenuto da alcuni autori (Kiersch, 1964; Mencl, 1966; Müller, 1968; Hendron e Patton, 1985), per giustificare i livelli di falda misurati in corrispondenza del piezometro P2, in particolare dall'estate del 1961 ai primi mesi del 1962. L'interpretazione proposta in questa sede si basa sul riconoscimento del forte contrasto di permeabilità alla base della zona di taglio e trova conferma nelle sezioni geologiche realizzate, nonché nella periodica insorgenza di flussi d'acqua in corrispondenza della nicchia di distacco, aventi origine dai residui detritici della zona di taglio.

Il contesto idrogeologico naturale relativo al versante settentrionale del M. Toc è stato profondamente modificato dalla costruzione della diga e dalla conseguente realizzazione

dell'invaso artificiale, in seguito sottoposto alle operazioni idrauliche di invaso e svaso necessarie al collaudo dell'impianto. La sponda meridionale del lago del Vajont è stata sede di un intenso processo di filtrazione innescato dalla presenza del lago e dalle sue variazioni di quota, agevolato dalla elevata permeabilità della zona di taglio ( $k = 5 \cdot 10^{-4}$  m/s). Tale processo ha determinato la nascita di una falda pressoché orizzontale all'interno del versante. La falda così creata interagiva con la falda temporanea alimentata dalle precipitazioni che coinvolgevano il versante. Le pressioni neutre agenti all'interno della sponda meridionale del lago risultavano così influenzate, sia dall'invaso, sia dalle precipitazioni. Entrambi questi fattori avevano, quindi, effetti sulla stabilità del versante settentrionale del M. Toc, così come già sostenuto da Hendron e Patton (1985).

L'analisi combinata di filtrazione e di stabilità, accompagnata da ulteriori analisi stazionarie, ha mostrato il ruolo predominante dell'invaso e delle sue variazioni di quota nell'azione destabilizzante sul versante settentrionale del M. Toc. La prima evidenza dell'instabilità globale del versante si è manifestata con la formazione della fessura perimetrale agli inizi del novembre 1960. La prima procedura di invaso, che ha portato il lago ad una quota di 652 m, era nella sua fase finale e le precipitazioni cumulate precedenti risultavano particolarmente significative: sono caduti circa 500 mm di pioggia nel mese di ottobre e circa 700 mm di pioggia nel periodo 16 settembre-30 ottobre. In tale circostanza, nonostante i notevoli eventi meteorici, i risultati delle modellazioni hanno evidenziato una riduzione del fattore di sicurezza ( $FOS$ ) del versante causata dall'invaso quantificabile in  $\Delta_{FOS} \approx 0.09-0.12$ , nettamente superiore a quella dovuta alle sole precipitazioni ( $\Delta_{FOS} \approx 0.02-0.04$ ). Analogamente, il collasso finale del 9 ottobre 1963 può essere attribuito principalmente all'azione destabilizzante avutasi in seguito all'incremento del livello del lago fino alla massima quota di 710 m, mentre le precipitazioni cumulate precedenti hanno assunto solamente un ruolo secondario.

La conclusione appena espressa è parzialmente in contrasto con quanto scritto da Hendron e Patton (1985), i quali sostenevano che la frana del Vajont si sarebbe potuta innescare anche in assenza del lago, per il solo effetto destabilizzante delle precipitazioni. Le analisi condotte nell'ambito del presente studio hanno mostrato come le condizioni di stabilità del versante settentrionale del M. Toc fossero precarie anche prima della realizzazione dell'invaso artificiale ( $FOS \approx 1.14$ ), ma sufficienti ad evitare la rottura qualora il versante fosse stato sottoposto alla sola azione delle piogge. A tale proposito, si sottolinea che le precipitazioni, verificatesi durante il periodo 1960-1963, hanno incluso anche eventi meteorici tra i più gravosi del secolo per

quanto riguarda la valle del Vajont: nel 1960, ad esempio, si sono avute precipitazioni per un totale di 2322.6 mm. Appare, dunque, ragionevole considerare le precipitazioni del 1960, ed in particolare quelle autunnali, come rappresentative dei peggiori scenari indotti dalle piogge sulla stabilità del versante settentrionale del M. Toc.

La procedura di collaudo della diga è consistita in tre cicli di invaso e svaso, iniziati nei primi mesi del 1960 e terminati il 9 ottobre 1963. La prima fase di invaso è stata condotta con una velocità di 0.3 m/giorno ed è stata seguita da una operazione di svaso caratterizzata da una velocità di 1.2 m/giorno, decisa dopo l'insorgenza di un grave fenomeno di instabilità sul versante settentrionale del M. Toc: la formazione della fessura perimetrale. L'approccio utilizzato in questa prima fase, fondato sull'adozione di velocità diverse per le procedure di invaso e svaso, è stato mantenuto per tutto il periodo di collaudo della diga. Il primo ciclo di invaso e svaso, però, è stato condotto in assenza di una adeguata conoscenza del contesto idrogeologico, nonché di dati relativi alle quote piezometriche in corrispondenza delle sponde del lago. Le misure piezometriche, risultate di fondamentale importanza nella ricostruzione del modello idrogeologico del versante settentrionale del M. Toc, sono state acquisite solo in un secondo momento e, precisamente, a partire dall'estate del 1961 in seguito all'installazione di quattro piezometri (P1, P2, P3 e P4). Tuttavia, anche disponendo dei livelli di falda relativi al versante, l'approccio descritto in precedenza è rimasto sostanzialmente invariato, con la sola riduzione della velocità di invaso quando veniva superata la massima quota del serbatoio precedentemente raggiunta.

Durante la costruzione della diga e le successive procedure di invaso-svaso non è stata condotta alcuna analisi di stabilità, né è stata tentata una ricostruzione del contesto idrogeologico della sponda meridionale dell'invaso, neanche dopo la formazione della fessura perimetrale avvenuta nell'autunno del 1960. Si tratta, probabilmente, della carenza più rilevante dal punto di vista tecnico nello studio del fenomeno franoso relativo al versante settentrionale del M. Toc, come già sottolineato da Nonveiller (1967a). Infatti, sebbene la maggior parte dei metodi impiegati nell'analisi della stabilità dei versanti sia stata introdotta dopo la catastrofica frana del Vajont, le prime formulazioni del metodo dei conci erano già disponibili (Fellenius, 1936; Janbu, 1954; Bishop, 1955; Petterson, 1955). A conferma di quanto affermato, negli anni immediatamente successivi al 1963, sono state condotte numerose analisi di stabilità utilizzando i metodi delle strisce adattati ai casi di superfici di rottura non circolari (Nonveiller, 1965; Mencl, 1966; Kenney, 1967; Müller, 1968). Peraltro, i valori dell'angolo di attrito ottenuti con tali analisi a

posteriori risultano molto simili a quelli calcolati nel presente lavoro tramite l'analisi combinata di filtrazione e stabilità. La mancanza di analisi di stabilità relative al versante settentrionale del M. Toc realizzate prima dello scivolamento del 9 ottobre 1963, seppur caratterizzate da un approccio di tipo puramente stazionario, risulta, quindi, degna di nota. L'assenza di un tale tipo di analisi ha, infatti, reso impossibile ogni tipo di previsione in merito all'influenza delle operazioni di invaso e svaso sulla stabilità della sponda meridionale del lago.

Anche l'influenza delle velocità adottate nelle procedure di invaso e svaso non è stata indagata dai tecnici responsabili dell'impianto, i quali, non disponendo di alcuna analisi quantitativa in merito, hanno assunto le loro decisioni solamente sulla base di giudizi soggettivi. La modellazione combinata di filtrazione e stabilità ha mostrato come la scelta di aumentare la velocità della terza ed ultima fase di svaso, adottando un valore di 1 m/giorno al fine di raggiungere quanto prima la quota considerata di sicurezza (700 m), non fosse adeguata dal punto di vista tecnico. Si è trattato di una decisione errata, criticata poco dopo la catastrofe anche da Nonveiller (1967a).

La modellazione combinata di filtrazione e stabilità ha permesso di simulare adeguatamente il comportamento del versante durante le tre procedure di invaso e le prime due procedure di svaso. Tale modellazione non è stata, però, in grado di spiegare il peggioramento delle condizioni di stabilità avvenuto dal 26 settembre al 9 ottobre 1963, durante la terza fase di svaso. Per questa ragione, è necessario prendere in esame un altro fenomeno di natura meccanica.

Il collasso finale dell'enorme massa instabile è avvenuto in seguito alla rottura progressiva del vincolo geometrico-meccanico nord-orientale della frana. Nel periodo 26 settembre-9 ottobre 1963, in seguito a tale fenomeno, si è verificata una graduale perdita di resistenza che ha portato il versante in una condizione di equilibrio sempre più precaria, evidenziata dal continuo ed inesorabile incremento delle velocità di spostamento, fino al collasso.

L'analisi sforzi-deformazioni ha permesso di simulare in modo coerente i progressivi spostamenti del versante settentrionale del M. Toc per tutto il periodo di collaudo della diga: gli incrementi degli spostamenti misurati corrispondono agli incrementi degli spostamenti calcolati. Inoltre, l'utilizzo di un modello costitutivo di tipo *strain-softening* assegnato alla zona di taglio, ha consentito di modellare in modo molto soddisfacente la perdita di resistenza dovuta alla rottura progressiva avvenuta nelle due settimane precedenti il collasso. La riduzione della resistenza al taglio, nel passaggio dalle condizioni di picco alle condizioni residue, può essere stimata in  $\Delta\phi = 1-1.5^\circ$ .

Nonostante il fattore d'innesco del collasso sia stata la rottura progressiva dei vincoli geometrici e/o meccanici ancora presenti, il principale fattore destabilizzante, capace di diminuire significativamente la stabilità del versante fino a comprometterla irrimediabilmente, è stata la falda venutasi a formare al suo interno. Tale falda freatica si è formata in seguito alla realizzazione del lago artificiale del Vajont, tramite il processo di filtrazione favorito dall'elevata permeabilità dei materiali della zona di taglio. La catastrofica frana si sarebbe potuta evitare mantenendo il lago ad una quota considerevolmente più bassa rispetto al massimo livello idrico raggiunto (710 m). Nell'autunno del 1960, anche in seguito al contributo destabilizzante delle precipitazioni, si era verificata una prima rottura globale del versante, indizio dell'elevata instabilità della sponda meridionale del lago. Purtroppo, tale segnale è stato trascurato e/o sottovalutato dai tecnici responsabili dell'impianto.

Dal punto di vista geologico, il fattore chiave della situazione di generale instabilità consisteva nella presenza di una spessa zona di taglio, contenente pietrischi ad elevata permeabilità ( $k = 5 \cdot 10^{-4}$  m/s), nonché lenti di argilla montmorillonitica ad alta plasticità e con resistenza al taglio molto bassa ( $\phi = 6-16^\circ$ ). Si trattava di una configurazione geologica molto sfavorevole, in quanto associava basse proprietà meccaniche ed alte permeabilità, in grado di consentire la rapida formazione di una falda freatica in seguito agli incrementi di livello del lago.

La modellazione sforzi-deformazioni ha dimostrato il ruolo determinante assunto dalla zona di taglio nel comportamento idro-meccanico del versante, dalla realizzazione dell'invaso al collasso finale. I risultati del modello evidenziano come solo in presenza di una unità caratterizzata da una elevata deformabilità, quale era la zona di taglio, potessero accumularsi spostamenti dell'entità di quelli misurati in corrispondenza della superficie topografica del versante (3-3.5 m prima del collasso).

L'attività di ricerca presentata in questa sede mostra notevoli possibilità di approfondimento. Ad esempio, una modellazione idraulico-meccanica accoppiata bidimensionale può consentire di valutare gli effetti delle fasi transitorie dei processi di filtrazione sul comportamento tensio-deformativo del versante, con particolare attenzione alle settimane immediatamente precedenti al collasso.

Considerando la geometria tridimensionale del versante settentrionale del M. Toc, si osserva che il limite orientale del corpo di frana rappresentato della faglia del Col Tramontin, in virtù della geometria della superficie basale di scivolamento, costituiva un vincolo al cinematismo di rottura. In corrispondenza di tale vincolo, la massa instabile era, pertanto, soggetta all'azione di

un ulteriore contributo di resistenza a taglio. Questo elemento, associato alla presenza del vincolo nord-orientale, può essere indagato mediante una modellazione tridimensionale capace di simulare gli effetti dei tre cicli di invaso e svasso sul comportamento tensio-deformativo del versante. Sarebbe così possibile considerare contemporaneamente: 1) i contributi resistenti forniti dall'attrito dei materiali della zona di taglio; 2) l'attrito in corrispondenza del limite orientale della frana e 3) il vincolo nord-orientale. Oltre alle componenti di resistenza attritive sarebbe, quindi, necessario includere nell'analisi il fenomeno della rottura della roccia intatta, in relazione al vincolo nord-orientale.

Uno degli aspetti che rappresenta un grande quesito nel mondo tecnico-scientifico, in merito alla frana del Vajont, è il brusco passaggio da velocità di alcuni centimetri al giorno a velocità di 15-30 m/s in concomitanza del collasso del 9 ottobre 1963 (Ciabatti, 1964; Müller, 1964; Selli e Trevisan, 1964; Nonveiller, 1978; Hendron e Patton, 1985; Semenza e Ghirotti, 2000; Kilburn e Petley, 2003; Alonso e Pinyol, 2010). Tale fenomeno può essere associato a due diversi comportamenti del versante: uno di tipo duttile caratteristico del periodo precedente all'evento parossistico ed uno di tipo fragile correlato al collasso finale del 9 ottobre 1963, avutosi alla completa enucleazione della superficie di scivolamento. Il presente elaborato vuole indagare il comportamento pre-collasso del versante e di conseguenza la sua fase duttile.

Un altro aspetto di notevole interesse riguarda la paleofrana del Vajont e, nello specifico, l'analisi dettagliata dei processi che hanno portato alla formazione della zona di taglio. A tale proposito, sarebbe interessante esaminare il comportamento di un ammasso roccioso multistrato, caratterizzato da strati calcarei (spessori di 1-10 cm) alternati con interstrati argillosi (spessori di 0.1-2 cm). In tale contesto, la resistenza al taglio mobilitata risulta fortemente influenzata dallo spessore e dalla continuità degli interstrati argillosi, nonché dai contatti locali roccia-roccia dovuti alle ondulazioni dei giunti o alla presenza di ponti di roccia. Si possono avere concentrazioni di sforzo tali da causare la rottura della roccia intatta e una successiva redistribuzione degli sforzi tale da innescare la rottura progressiva. Questi fenomeni meccanici includono scivolamenti lungo i giunti di roccia, re-incastri, rotture di ponti di roccia, e comportamenti di tipo *strain-softening* associati ai materiali argillosi (Barla e Paronuzzi, 2013). Uno studio di questo tipo è oggi possibile grazie alla disponibilità di codici di calcolo in grado di modellare gli ammassi rocciosi come materiali continui, discontinui e continui-discontinui. L'interesse per questo tipo di analisi, peraltro, non si esaurisce nell'ambito della frana del Vajont, bensì si estende a tutti i contesti geologici simili.

La frana del Vajont rappresenta un grande insegnamento per tutti gli ingegneri e geologi che si occupano di stabilità dei versanti. Vista la sua grande complessità e la compresenza di fenomeni di diversa natura al suo interno, se analizzata con attenzione, permette di comprendere quali e quanti fattori possano contemporaneamente contribuire alla stabilità o meno dei versanti. La frana del Vajont mostra, quindi, come la conoscenza del dominio di studio nelle sue varie articolazioni sia determinante nella formulazione di corrette previsioni tecnico-scientifiche. Lo studio di un qualsiasi fenomeno franoso richiede una prima fase di acquisizione dei dati in sito, nonché le successive elaborazioni ed interpretazioni degli stessi. Solo dopo aver maturato una adeguata conoscenza dei contesti geologico, idrogeologico, geomeccanico del problema ed aver sviluppato i rispettivi modelli concettuali, è possibile dare inizio alla fase di modellazione numerica. Un lavoro di questo tipo richiede uno sforzo notevole ma consente, come si è visto, di ottenere dei risultati coerenti con la realtà fisica esaminata, in quanto basati su una conoscenza profonda e diretta del problema.





## **Bibliografia**

Alonso, E.E., Pinyol, N.M., 2010. Criteria for rapid sliding: I. A review of Vaiont case. *Engineering Geology* 114, 198-210.

Barla, G., Paronuzzi, P., 2013. The 1963 Vajont Landslide: 50th Anniversary. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 46 (6), 1267-1270.

Bolla, A., 2010. Studio geologico–tecnico e modellazione geomeccanica della frana del Vajont. Tesi di laurea, Università degli Studi di Udine. Inedita.

Bishop, A.W., 1955. The use of slip circle in the stability analysis of earth slopes. *Geotechnique* 5 (1), 7-17.

Boyer, R.A., 1913. Etude géologique des environs de Longarone (Alpes Vénitiennes). *Bulletin de la Societe Geologique de France* 13, 451-485.

Brideau, M.-A., Yan, M., Stead, D., 2009. The role of tectonic damage and brittle rock fracture in the development of large rock slope failures. *Geomorphology* 103, 30-49.

Broili, L., 1967. New knowledges on the geomorphology of the Vaiont slide slip surfaces. *Rock Mechanics and Engineering Geology* 5, 38-88.

Bromhead, E.N., Harris, A.J., Watson, P.D.J., 1999. Influence of pore water pressures in partly submerged slopes on the critical pool level. In: Jiang, J.C., Yagi, N., Yamagami, T. (Eds.), *Proceedings of the International Symposium on Slope Stability Engineering*, 8-11 November 1999, IS-Shikoku, Matsuyama, Japan. Taylor and Francis, UK, pp. 411-416.

Carloni, G.C., Mazzanti, R., 1964. Rilevamento geologico della frana del Vaiont. *Giornale di Geologia* 32, 105-138.

Childs, E.C., Collis-George, N., 1950. The permeability of porous materials. In: *Proceedings of the Royal Society of London, Series A*, 201, pp. 392-405.

Chowdhury, R., 1978. Analysis of the Vajont Slide — new approach. *Rock Mechanics* 11, 29-38.

Ciabatti, M., 1964. La dinamica della frana del Vaiont. *Giornale di Geologia* 32, 139-160.

Clough, R.W., 1969. Comparison of Three Dimensional Finite Element. In: Rowan, W.H., Hackett, R.M. (Eds.), *Proceedings of the Symposium on Application of Finite Element Methods in Civil Engineering*, 13-14 September 1969, Nashville, TN. ASCE, pp. 1-26.

Cobianchi, M., Picotti, V., 2003. The Vaiont Gorge section: The Toarcian to Bajocian Igne Formation and the Unconformable base of the Vaiont Limestone. In: Santantonio, M. (Ed.), General Field Trip Guidebook. 6th International Symposium on the Jurassic System, 12-22 September 2002, Palermo, Italia, pp. 310-312.

Costa, J.E., Schuster, R.L., 1988. The formation and failure of natural dams. Geological Society of America Bulletin 100 (7), 1054-1068.

Coulson, J.H., 1972. Shear strength of flat surfaces in rock. In: Cording, E.J. (Ed.), Proceedings 13th Symposium on Rock Mechanics, Urbana, IL. American Society of Civil Engineers, NY, pp. 77-105.

Dal Piaz, G., 1928. Relazione di massima su due sezioni della valle del Vajont prese in considerazione per progetti di sbarramenti idraulico. Relazione inedita per la S.A.D.E.

Davies, T.R., McSaveney, M.J., Beetham, R.D., 2006. Rapid block glides: slide-surface fragmentation in New Zealand's Waikaremoana landslide. Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology 39 (2), 115-129.

Desai, C.S., 1977. Drawdown analysis of slopes by numerical method. Journal of the Geotechnical Engineering Division 103 (7), 667-676.

Desai, C.S., Christian, J.T., 1977. Numerical Methods in Geomechanics. McGraw-Hill, New York.

Desio, A., 1973. Geologia applicata all'ingegneria. Mezzi e metodi d'esplorazione del sottosuolo. Idrogeologia e geomorfologia applicate. Geologia delle costruzioni - geologia mineraria. Hoepli Editore, Milano, Italia, 1204 pp.

ENEL, 1984. Impianto idroelettrico Piave-Boite-Maè-Vajont. Note sullo schema di funzionamento. Centro progettazione e costruzione idraulica ed elettrica, Venezia, Italia. Inedito.

Fellenius, W., 1936. Calculation of the stability of earth dams. Proceedings of the Second International Congress on Large Dams. ICLD, Washington, DC, pp. 445-459.

Ferri, F., Di Toro, G., Hirose, T., Han, R., Noda, H., Shimamoto, T., Quaresimin, M., de Rossi, N., 2011a. Low- to high-velocity frictional properties of the clay-rich gouges from the slipping zone of the 1963 Vaiont slide, northern Italy. Journal of Geophysical Research 116, B09208. <http://dx.doi.org/10.1029/2011JB008338>.

Ferri, F., Di Toro, G., Hirose, T., Han, R., Noda, H., Shimamoto, T., Quaresimin, M., de Rossi, N., 2011b. Correction to "Low- to high-velocity frictional properties of the clay-rich gouges from the slipping zone of the 1963 Vaiont slide, northern Italy". Journal of Geophysical Research 116, B11298. <http://dx.doi.org/10.1029/2011JB008927>.

Itasca Consulting Group Inc., 2008. FLAC (Fast Lagrangian Analysis of Continua). User's guide. Minneapolis, MN.

- Fredlund, D.G., Morgenstern, N.R., 1976. Constitutive relations for volume change in unsaturated soils. *Canadian Geotechnical Journal* 13 (3), 261-276.
- Fredlund, D.G., Morgenstern, N.R., 1977. Stress State Variables for Unsaturated Soils. *Journal of the Geotechnical Engineering Division* 103 (5), 447-466.
- Fukuzono, T., 1990. Recent studies on time prediction of slope failure. *Landslide News* 4, 9-12.
- Genevois, R., Ghirotti, M., 2005. The 1963 Vaiont landslide. *Giornale di Geologia Applicata* 1, 41-53.
- Geo-Slope International Ltd., 2007. Seepage and stability modeling with SEEP/W and SLOPE/W. Users Manuals. Calgary, Alberta, Canada.
- Ghirotti, M., 2006. Edoardo Semenza: the importance of geological and geomorphological factors for the identification of the ancient Vaiont landslide. In: Evans, S.G., Scarascia Mugnozza, G., Strom, A., Hermanns, R.L. (Eds.), *Landslides from Massive Rock Slope Failure*. Springer, Dordrecht, Netherlands, pp. 395-406.
- Giudici, F., Semenza, E., 1960. Studio geologico sul serbatoio del Vajont. Relazione inedita per la S.A.D.E., Venezia, Italia. Parte A: testo, 21 pp. Parte B: 68 foto con didascalia, 42 pp.
- Hancox, G.T., 2008. The 1979 Abbotsford Landslide, Dunedin, New Zealand: a retrospective look at its nature and causes. *Landslides* 5 (2), 177-188.
- Helmstetter, A., Sornette, D., Grasso, J.-R., Andersen, J.V., Gluzman, S., Pisarenko, V., 2004. Slider block friction model for landslides: application to Vaiont and La Clapière landslides. *Journal of Geophysical Research* 109, B02409. <http://dx.doi.org/10.1029/2002JB002160>.
- Hendron, A.J., Patton, F.D., 1985. The Vaiont slide, a geotechnical analysis based on new geologic observations of the failure surface. Technical Report GL-85-5. Department of the Army, U.S. Army Corps of Engineers, Washington, DC.
- Hoek, E., 2006. Practical Rock Engineering. [http://www.rocscience.com/educational/hoeks\\_corner2006](http://www.rocscience.com/educational/hoeks_corner2006).
- Hoek, E., Brown, E.T., 1997. Practical estimates of rock mass strength. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 34 (8), 1165-1186.
- Hoek, E., Carranza-Torres, C., Corkum, B., 2002. Hoek-Brown failure criterion – 2002 Edition. In: Hammah, R., Bawden, W., Curran, J., Telesnicki, M. (Eds.), *Mining Innovation and Technology. Proceedings of the 5th North American Rock Mechanics Society and 17th Tunnel Association of Canada Conference*, 10 July 2002, Toronto, Canada, 1, pp. 267-273.
- Hutchinson, J., 2001. Landslide risk – to know, to foresee, to prevent. *Geologia Tecnica & Ambientale* 9, 3-24.

Janbu, N., 1954. Stability analysis of slopes with dimensionless parameters. Harvard Soil Mechanics Series 46, 1-81.

Jeng, Y.S., 1974. Slope Stability Analysis. Department of the Army, Waterways Experiment Station, U.S. Army Corps of Engineers, Vicksburg, MS.

Jones, F.O., Embody, D.R., Peterson, W.L., 1961. Landslides along the Columbia River Valley, Northeastern Washington. U.S. Geological Survey Professional Paper, 367. Government Printing Office, Washington, DC, U.S. 98 pp.

Kenney, T.C., 1967. Stability of the Vajont valley slope, discussion on the paper by L. Müller (1964): The rock slide in the Vajont valley. *Rock Mechanics and Engineering Geology* 5, 10-16.

Kenney, T.C., 1992. Slope stability in artificial reservoirs: influence of reservoir level, selected cases, and possible solutions. In: Semenza, E., Melidoro, G. (Eds.), *Proceedings of the Meeting on the 1963 Vaiont Landslide*, 17-19 September 1986, Ferrara, Consiglio and Vaiont. Grafica Ferrarese, Ferrara, Italia, pp. 67-85.

Kiersch, G.A., 1964. Vaiont reservoir disaster. *Civil Engineering* 34, 32-39.

Kilburn, C.R.J., Petley, D.N., 2003. Forecasting giant, catastrophic slope collapse: lessons from Vajont, northern Italy. *Geomorphology* 54, 21-32.

Lane, P.A., Griffiths, D.V., 1997. Finite element slope stability analysis — why are engineers still drawing circles? In: Pande, G.N., Pietruszczak, S. (Eds.), *Proceedings of the 6th International Symposium on Numerical Models in Geomechanics*, Montreal. Balkema, Rotterdam, Netherlands, pp. 589-593.

Lane, P.A., Griffiths, D.V., 2000. Assessment of stability of slopes under drawdown conditions. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering ASCE* 126 (5), 443-450.

Liao, H., Ying, J., Gao, S., Sheng, Q., 2005. Numerical analysis on slope stability under variations of reservoir water level. In: Sassa, K., Fukuoka, H., Wang, F., Wang, G. (Eds.), *Landslides, Risk Analysis and Sustainable Disaster Management*. Springer, Berlin, pp. 305-311.

Lowe, J., Karafiath, L., 1960. Stability of earth dams upon drawdown. *Proceedings of the 1st Pan-American Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, Mexico City, Mexico, 2, pp. 537-552.

Martinis, B., 1978. Contributo alla stratigrafia dei dintorni di Erto-Casso (Pordenone) ed alla conoscenza delle caratteristiche strutturali e meccaniche della frana del Vajont. *Memorie di Scienze Geologiche Università di Padova* 32, 1-33.

Masè, G., Semenza, M., Semenza, P., Semenza, P., Turrini, M.C., 2004. *Le foto della frana del Vajont*, Edizioni k-flash, Ferrara, Italia. 3 mappe e CD-ROM, 650 MB.

Medley, E.W., 1994. The engineering characterization of melanges and similar block-in-matrix rocks (bimrocks). Ph.D. Dissertation, University of California at Berkeley, 387 pp.

- Mencl, V., 1966. Mechanics of landslides with noncircular slip surfaces with special reference to Vaiont slide. *Géotechnique* 16 (4), 329-337.
- Merlin, T., 1997. Sulla pelle viva. Come si costruisce una catastrofe. Il caso del Vajont. Cierre Edizioni, Verona, Italia, 183 pp. (prima edizione 1983).
- Michalowski, R.L., 2009. Critical pool level and stability of slopes in granular soils. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering ASCE* 135 (3), 444-448.
- Morgenstern, N.R., 1963. Stability charts for earth slopes during rapid drawdown. *Geotechnique* 13 (2), 121-131.
- Morgenstern, N.R., Price, V.E., 1965. The analysis of the stability of general slip surfaces. *Geotechnique* 15, 79-93.
- Müller, L., 1961. Talsperre Vajont. 15. Baugeologischer Bericht: Die Felsgleitung im Bereich Toc. Rapporto inedito per la S.A.D.E.
- Müller, L., 1964. The rock slide in the Vajont valley. *Rock Mechanics and Engineering Geology* 2, 148-212.
- Müller, L., 1968. New considerations on the Vaiont slide. *Rock Mechanics and Engineering Geology* 6, 1-91.
- Nakamura, K., 1990. On reservoir landslide. *Bulletin on Soil and Water Conservation* 10 (1), 53-64 (In Chinese).
- Nonveiller, E., 1965. The stability analysis of slopes with a slip surface of general shape. *Proceedings of the 6th Int. Conf. on Soil Mechanics Found. Eng., Montreal, 2. University of Toronto Press, Canada (Div 6)*.
- Nonveiller, E., 1967a. Shear strength of bedded and jointed rock as determined from the Zalesina and Vajont slides. *Proceedings of Geotechnical Conference, Oslo, Norway, 1. Norwegian Geotechnical Institute, pp. 289-294*.
- Nonveiller, E., 1967b. Discussion of paper by V. Mencl on mechanics of landslides with noncircular surfaces with special reference to Vaiont slide. *Geotechnique* 17 (2), 170-171.
- Nonveiller, E., 1978. *Dynamische Betrachtung von Bergrutschungen*. In: Angew, Z. (Ed.), *Rutschungstagung der GGW der DDR, 24-26 October 1978, Leipzig. Geol. 25 (11), pp. 544-549*.
- Nonveiller, E., 1987. The Vajont reservoir slope failure. *Engineering Geology* 24 (1-4), 493-512.
- Nonveiller, E., 1992. Vaiont slide – influence of frictional heat on slip velocity. In: Semenza, E., Melidoro, G. (Eds.), *Proceedings of the Meeting on the 1963 Vaiont Landslide, 17-19 September 1986, Ferrara, Cansiglio and Vaiont. Grafica Ferrarese, Ferrara, Italia, pp. 187-197*.

Oberlechner, M., Eder, S., 2010. Bergstürze in den Alpen und globale Ereignisse. <http://www.mascht.com/bergstuerze/map.html>.

Oden, J.T., 1972. Finite Elements of Nonlinear Continua. McGraw-Hill, New York, 432 pp.

Paolini, M., Vacis, G., 1997. Il racconto del Vajont. Garzanti, Milano, 142 pp.

Paronuzzi, P., Bolla, A., 2012. The prehistoric Vajont rockslide: an updated geological model. *Geomorphology* 169-170, 165-191.

Paronuzzi, P., Bolla, A., 2013. A new interpretation of the geotechnical context of the Vajont rockslide. In: Margottini, C., Canuti, P., Sassa, K. (Eds.), *Landslide Science and Practice: Risk Assessment, Management and Mitigation. Proceedings of the Second World Landslide Forum, 3-9 October 2011, Roma, Italia*. Springer, Berlin, Germany, pp. 123-132.

Paronuzzi, P., Rigo, E., Bolla, A., 2013a. Influence of filling–drawdown cycles of the Vajont reservoir on Mt. Toc slope stability. *Geomorphology* 191, 75-93.

Paronuzzi, P., Rigo, E., Bolla, A., 2013b. A coupled seepage–stability model to analyze the Vajont reservoir influence. In: Margottini, C., Canuti, P., Sassa, K. (Eds.), *Landslide Science and Practice: Risk Assessment, Management and Mitigation. Proceedings of the Second World Landslide Forum, 3-9 October 2011, Roma, Italia*. Springer, Berlin, Germany, pp. 97-106.

Paronuzzi, P., Rigo, E., Bolla, A., 2013c. A two-dimensional numerical model to analyze the strain-softening behavior of the Vajont landslide before the 1963 collapse. In: Calcaterra, D., Fabbrocino, S. (Eds.), *Atti del IX Convegno Nazionale dei Giovani Ricercatori di Geologia Applicata, 14-15 Febbraio 2013, Napoli, Italia*. *Rendiconti Online Soc. Geol. It.* 24, pp. 228-231.

Petley, D.N., Petley, D.J., 2006. On initiation of large rockslides: perspectives from a new analysis of the Vaiont movement record. In: Evans, S.G., Scarascia Mugnozza, G., Strom, A., Hermanns, R.L. (Eds.), *Landslides from Massive Rock Slope Failure*. Springer, Dordrecht, Netherlands, pp. 77-84.

Pinyol, N.M., Alonso, E.E., 2010. Criteria for rapid sliding: II. Thermo-hydro-mechanical and scale effects in Vaiont case. *Engineering Geology* 114, 211-227.

Poschinger, A.v., Wassmer, P., Maisch, M., 2006. The Flims rock slide; history of interpretation and new insights. In: Evans, S.G., Scarascia Mugnozza, G., Strom, A., Hermanns, R.L. (Eds.), *Landslides from Massive Rock Slope Failure*. Springer, Dordrecht, Netherlands, pp. 329-356.

Rao, S.S., 1989. The finite element method in engineering. Pergamon Press, Oxford, Great Britain, 643 pp. (first edition 1981).

Riedmüller, G., Brosch, F.J., Klima, K., Medley, E.W., 2001. Engineering geological characterization of brittle fault rocks and classification of fault rocks Feldsbau. *Journal of Engineering Geology, Geomechanics and Tunnelling* 19 (4), 13-19.

- Richards, L.A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics* 1, 318-333.
- Riva, M., Besio, M., Masetti, D., Roccati, F., Sapigni, M., Semenza, E., 1990. Geologia delle valli Vaiont e Gallina (Dolomiti Orientali). *Annali dell'Università di Ferrara, Nuova Serie, Sezione: Scienze della Terra* 2 (4), 55-76.
- Rossi, D., Semenza, E., 1965. Carte geologiche del versante settentrionale del M. Toc e zone limitrofe, prima e dopo il fenomeno di scivolamento del 9 Ottobre 1963. Scala 1:5000. Ist. Geol. Univ. Ferrara, Italia.
- Rossi, D., Semenza, E., 1985. Sezioni geologiche 2, 5, 10A della frana del Vajont prima e dopo il 9 ottobre 1963. In: Hendron, A.J., Patton, F.D. (Eds.), *The Vaiont Slide, a Geotechnical Analysis Based on New Geologic Observations of the Failure Surface*. Technical Report GL-85-5. Department of the Army, U.S. Army Corps of Engineers, Washington, DC.
- Rossi, D., Semenza, E., 1992. Sezioni geologiche 2, 5, 10A della frana del Vajont prima e dopo il 9 ottobre 1963. In: Semenza, E., Melidoro, G. (Eds.), *Proceedings of the meeting on the 1963 Vaiont landslide, 17-19 September 1986, Ferrara, Consiglio and Vaiont*. Grafica Ferrarese, Ferrara, Italia, pp. 204-209.
- Schmertmann, J.H., 1978. Guidelines for cone penetration test. Performance and Design. U.S. Department of Transportation, Federal Highway Administration, TS-78-209, Washington DC.
- Schuster, R.L., 1979. Reservoir-induced landslides. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology* 20, 8-15.
- Schuster, R.L., Wiczeorek, G.F., 2002. Landslides triggers and types. In: Rybář, J., Stemberk, J., Wagner, P. (Eds.), *Landslides*. Swets and Zeitlinger, Lisse, Netherlands, pp. 59-78.
- Selli, R., Trevisan, L., 1964. Caratteri e interpretazione della Frana del Vaiont. *Giornale di Geologia* 32, 7-104.
- Semenza, E., 1965. Sintesi degli studi geologici sulla frana del Vajont dal 1959 al 1964. *Memorie del Museo Tridentino di Scienze Naturali* 16, 1-52.
- Semenza, E., 2001. La storia del Vaiont raccontata dal geologo che ha scoperto la frana. Tecomproject Editore Multimediale, Ferrara, Italia, 138 pp.
- Semenza, E., Dal Cin, R., 1967. Sezione geologica della Valle del Piave. In: Leonardi, P., Semenza, E., Bosellini, A., Segantini, V. (Eds.), *Le Dolomiti: Geologia dei Monti tra Isarco e Piave*. Manfrini, Rovereto, Italia.
- Semenza, E., Ghirotti, M., 2000. History of the 1963 Vaiont slide: the importance of geological factors. *Bulletin of Engineering Geological & Environment* 59, 87-97.
- Sharma, P., Mahure, N.V., Ratnam, M., 2011. Influence of different stress conditions on behavior of rockfill materials. *Geotechnical and Geological Engineering* 29 (6), 1035-1048.

Sitar, N.M., MacLaughlin, M.M., Doolin, D.M., 2005. Influence of kinematics on landslide mobility and failure mobility. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering ASCE* 131 (6), 716-728.

Soccal, M., 2010. Influenza degli invasi sulla stabilità dei versanti: il caso del Vajont. Tesi di laurea, Università degli Studi di Udine. Inedita.

Spencer, E., 1967. A method of analysis of the stability of embankments assuming parallel interslice forces. *Geotechnique* 17, 11-26.

Sturzenegger, M., Stead, D., 2012. The Palliser Rockslide, Canadian Rocky Mountains: characterization and modeling of a stepped failure surface. *Geomorphology* 138, 145-161.

Superchi, L., Floris, M., Ghirotti, M., Genevois, R., Jaboyedoff, M., Stead, D., 2010. Technical note: implementation of a geodatabase of published and unpublished data on the catastrophic Vaiont landslide. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 10, 865-873.

Tika, Th.E., Hutchinson, J.N., 1999. Ring shear tests on soil from the Vaiont slide slip surface. *Geotechnique* 49 (1), 59-74.

van Genuchten, M.Th., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal* 44, 892-898.

Veveakis, E., Vardoulakis, I., Di Toro, G., 2007. Thermoporoelasticity of creeping landslides: the 1963 Vaiont slide, northern Italy. *Journal of Geophysical Research* 112, F03026. <http://dx.doi.org/10.1029/2006JF000702>.

Vermeer, P.A., de Borst, R., 1984. Non-associated plasticity for soils, concrete and rock. *Heron*, 29 (3), 1-64.

Voight, B., 1988. A method for prediction of volcanic eruptions. *Nature* 332, 125-130.

Voight, B., Faust, C., 1982. Frictional heat and strength loss in some rapid landslides. *Geotechnique* 32 (1), 43-54.

Voight, B., Faust, C., 1992. Frictional heat and strength loss in some rapid landslides: error correction and affirmation of mechanism for the Vaiont landslide. *Geotechnique* 42 (4), 641-643.

Wilkins, M.L., 1964. *Fundamental Methods in Hydrodynamics*. In: Adler, B., Fernback, S., Rotenberg, M. (Eds.), *Methods in Computational Physics*. Academic Press, New York, 3, pp. 211-263.

Zangerl, C., Eberhardt, E., Perzlsmaier, S., 2010. Kinematic behaviour and velocity characteristics of a complex deep-seated crystalline rockslide system in relation to its interaction with a dam reservoir. *Engineering Geology* 112, 53-67.



Zhan, T.L.T., Zhang, W.J., Chen, Y.M., 2006. Influence of reservoir level change on slope stability of a silty soil bank. In: Miller, G.A., Zapata, C.E., Houston, S.L., Fredlund, D.G. (Eds.), Proceedings of The Fourth International Conference on Unsaturated Soils, 2-6 April 2006. Geotechnical Special Publications ASCE, Carefree, AZ, pp. 463-472.

Zhu, D., Yan, E., Hu, G., Lin, Y., 2011. Revival deformation mechanism of Hefeng Landslide in the Three Gorges Reservoir based on FLAC3D software. Procedia Engineering 15, 2847-2851.



## **Ringraziamenti**

Alla fine di questo percorso, desidero ringraziare il Prof. Paolo Paronuzzi per la sua guida tecnico-scientifica e per aver creato un ambiente di lavoro armonioso, basato sulla sinergia verso gli obiettivi comuni. Un ringraziamento speciale va all'amico e collega Ing. Alberto Bolla per il sostegno e la preziosa collaborazione.