



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA
Corso di laurea in
Riassetto del Territorio e Tutela del Paesaggio

Analisi geo-idrologica del bacino del Rudavoi e
delle condizioni di innesco delle colate
detritiche

Relatore:

Dr. Gregoretti Carlo

Correlatore

Dr. Degetto Massimo

Laureando:

Romanel Luca

Matricola n.

614175

ANNO ACCADEMICO 2011 - 2012

Alla mia famiglia

RIASSUNTO

Il presente lavoro ha analizzato il piccolo bacino alpino del torrente Rudavoi che si estende nell'estrema parte settentrionale della Regione Veneto, in provincia di Belluno, più precisamente a circa 10 km dal comune di Cortina d'Ampezzo in direzione nord-est verso l'abitato di Misurina.

L'obiettivo della tesi è stato quello di determinare, attraverso l'utilizzo di un modello numerico implementato nel software GIS AdB-ToolBox, le portate liquide e solide che transitano lungo l'alveo principale del torrente Rudavoi, ed individuare le aree del reticolo idrografico dove possono avere origine gli eventi di colate detritiche che, nel corso degli eventi, hanno mobilitato elevatissimi quantitativi di sedimento. Dopo aver eseguito, presso archivi comunali di Cortina d'Ampezzo, un'analisi storica degli eventi di debris flow occorsi nel bacino dal 1920 ad oggi, sono stati analizzati due storici eventi che hanno provocato ingenti danni alla SR48: l'evento del 4-5 settembre 1997 e del 22 agosto 2009.

Sono, quindi, state redatte le carte digitali vettoriali e raster dell'uso del suolo, dei dissesti attivi, della permeabilità dei suoli: tutti dati necessari al modello idrologico utilizzato. L'analisi idrologica è stata condotta con un modello cinematico e distribuito di tipo afflussi-deflussi basato sul metodo SCS-CN (Soil Conservation Service con l'uso del numero di curva distribuito). I tools connessi al modello idrologico hanno consentito di ottenere dal DTM (modello digitale del terreno), da volo LiDAR con risoluzione di cella pari a 1m, mappe come la direzione dei deflussi, l'area drenata, le mappe delle velocità di deflusso superficiale di versante e lungo il reticolo idrografico ed altre mappe accessorie.

Con l'idrogramma liquido ottenuto dal modello idrologico è stato, quindi, possibile applicare un modello di innesco e di calcolo dell'idrogramma solido-liquido qualora si verificano le condizioni per l'innesco di una colata detritica.

L'analisi dell'evento del 2009 ha consentito di determinare se la colata si è generata a partire dalle vaste superfici in erosione su versante o se la maggior parte del sedimento coinvolto era già presente in alveo. Dalle simulazioni si è ricavato che il debris flow ha potuto generarsi solo in alcuni punti lungo il canale principale del Rudavoi ed è emerso che i due affluenti in destra idrografica, che scorrono sulle estese superfici in erosione, hanno contribuito solamente con un

apporto liquido, la cui portata è risultata insufficiente a mobilitare i sedimenti presenti nel loro alveo. Eseguendo ulteriori simulazioni è stato possibile determinare che la colata detritica dell'Agosto 2009 non sarebbe potuta innescarsi nemmeno a partire dal ghiaione Graa de Cirijeres, tra Cristallo e Popena, ma solo nel tratto compreso tra il ghiaione e le zone calanchive.

Il software di simulazione (Triggering Model), oltre ad essere utilizzato per il calcolo dei volumi di colata e per l'idrogramma solido-liquido, permette, quindi, di identificare con una certa precisione le aree suscettibili alla generazione di eventi di colata.

Analizzando l'evento del 1997 si è notato che il contributo fondamentale alla formazione della colata detritica è giunto dalle canalizzazioni calanchive presenti sulle ampie aree in dissesto in destra idrografica.

Nel 1997 non era presente, nell'area del bacino del Rudavoi, un sistema di monitoraggio delle precipitazioni e le uniche stazioni di misura presenti, della rete ARPAV, si trovavano a notevole distanza. Dall'analisi delle piogge rilevate e dall'applicazione del modello idrologico si è dimostrato che i dati di precipitazione rilevati da queste stazioni sono risultati insufficienti a generare una qualsiasi colata detritica. Si può, dunque, affermare che l'evento di colata del 1997 è stato innescato da fenomeni temporaleschi brevi ed estremamente localizzati. Utilizzare i dati di pioggia forniti da una rete di monitoraggio con inter-distanze molto elevate, come quella dell'ARPAV, non risulta, quindi, idonea alla modellazione di fenomeni di colata detritica. Non avendo dati di precipitazione validi per determinare un idrogramma liquido sufficiente ad innescare una colata, è stato cambiato modello idrologico con uno a doppio sistema di invasi lineari disposti in parallelo (applicazione nello studio post evento condotto da D'Alpaos) dal quale è stato ricavato l'idrogramma di portata liquida sufficiente all'innescio di una colata detritica.

Per realizzare la simulazione dell'evento è stato calcolato il volume totale di sedimento depositatosi durante l'evento del 1997 nel canale e nelle aree a valle del ponte della SR48. Questa operazione è stata possibile utilizzando foto storiche e ortofoto digitalizzate e geo-riferite e sezioni trasversali dell'alveo eseguite in momenti pre e post evento. Il modello numerico d'innescio delle colate ha confermato i volumi della colata mobilitata durante l'evento del 1997.

SUMMARY

The present work analyzed the small alpine catchment of the Rudavoi river that extends in the far northern region of Veneto in the province of Belluno, more precisely, about 10 km from the town of Cortina d'Ampezzo in the north-east towards the Misurina.

The aim of the thesis was to determine, through the use of a numerical model implemented in GIS software AdB-ToolBox, liquid and solid flow rates passing along the main river bed of the stream Rudavoi, and identify areas of the drainage network which may originate from the debris flow events that, in the course of events, have mobilized extremely high amounts of sediment.

After analyzing, at the municipal archives of Cortina d'Ampezzo, a historical research of the debris flow events that occurred in the catchment since 1920, were analyzed two historical events that have caused severe damage to the SR48: the event of 4 - 5 September 1997 and 22 August 2009.

They are, therefore, been drawn vector and raster digital maps of land use, the active landslides, soil permeability: all data required for hydrological model used. The hydrological analysis was conducted with a kinematic model and type of distributed rainfall-runoff based on the method SCS-CN (Soil Conservation Service with the use of the number of curve distributed). The tools, related to the hydrological model, made it possible to obtain from the DTM (digital terrain model) from a flight LiDAR resolution cell equal to 1m, maps such as the direction of runoff, the upslope area, the maps of the velocity runoff of slope and along the drainage network and other ancillary maps.

With the hydrograph liquid obtained from the hydrological model was, therefore, possible to apply a model of ignition and calculation hydrograph solid-liquid will occur if the conditions for the triggering of a debris flow.

The analysis of the event in 2009 made it possible to determine if the debris flow is generated from large areas to erosion of the slope or if most of the sediment was already involved in the riverbed. From the simulations it is obtained that the debris flow could be generated only at certain points along the main channel of Rudavoi and showed that the two tributaries in the right watershed, flowing over large areas to erosion, have only contributed with a fluid intake, the scope of which was

insufficient to mobilize the sediment in their bed. Performing additional simulations could be determined that the debris flow of August 2009 could not have triggered even from scree in Graa de Cirijeres, between Cristallo and Popena, but only the section between the gravel and eroded areas. The simulation software (Triggering Model), besides being used for the calculation of the volumes of casting and the hydrograph solid-liquid, thus makes it possible to identify with some precision the areas susceptible to the generation of events casting.

Analyzing the event in 1997 it was noted that the major contribution to the formation of the debris flow came from funnels gullies present on large areas of instability in the right watershed.

In 1997, was not present in the catchment Rudavoi, a system of monitoring and rainfall gauging stations present unique, network ARPAV, were at a considerable distance. An analysis of rainfall and detected by the application of the hydrological model has shown that precipitation data collected from these stations were insufficient to generate any debris flow. It can therefore say that the casting of the 1997 event was triggered by short storms and extremely localized. Use the rainfall data provided by a monitoring network with international long distance transmission systems, such as ARPAV, is not, therefore, appropriate to the modeling of debris flow phenomena. Having no valid precipitation data to determine a hydrograph liquid enough to trigger a debris flow, has been changed hydrological model with a dual system consisting of parallel linear reservoirs (post-event application to the study conducted by D'Alpaos) from which was derived hydrograph of the liquid flow rate sufficient for trigger of a debris flow.

To make the simulation event was calculated by the total volume of sediment deposited during the event in 1997 in the channel and in areas downstream from the bridge of the SR48. This has been possible using historical photos and orthophotos scanned and geo-reported and cross sections running at pre and post event. The numerical model of initiation of debris flows has confirmed the casting of volumes mobilized during the 1997 event.

INDICE

1. INQUADRAMENTO TERRITORIALE.....	1
2. USO DEL SUOLO	9
3. GEO - LITOLOGIA	15
3.1 Rocce del substrato	15
3.2 Terreni di copertura	22
3.3 Descrizione dei fenomeni di dissesto	24
3.4 Parametri geotecnici	37
4. GEOMORFOLOGIA	53
4.1 Geomorfologia del bacino	53
4.2 Geomorfologia del canale	63
4.3 Aspetti idrologici	86
5. ANALISI STORICA DEGLI EVENTI ACCORSI	93
5.1 Il sistema di allerta	100
6. DATI PLUVIOMETRICI	103
6.1 Pluviometri e stazioni pluviometriche	103
6.2 Anali dei dati del pluviometro di Col da Varda	107
7. IL GIS ED IL MODELLO IDROLOGICO	125
7.1 Gruppi idrologici e CN	127
7.2 Terrain Pro	132
7.3 Geo Pro	135
7.4 Idrogramma	147
7.5 Estrazione dei sottobacini	150
7.6 Modellazione	152
8. DESCRIZIONE DEL MODELLO DI INNESCO	159
8.1 Modellazione	165
9. CONCLUSIONI	169
BIBLIOGRAFIA	

1. INQUADRAMENTO TERRITORIALE

Il bacino idrografico del Torrente Rudavoi, affluente del torrente Ansiei, si estende sull'estrema parte settentrionale della Regione Veneto, in provincia di Belluno, più precisamente nella parte nord orientale del territorio comunale di Cortina d'Ampezzo.

Il torrente Rudavoi si trova, approssimativamente, a circa 10 km dal comune di Cortina d'Ampezzo in direzione nord-est verso l'abitato di Misurina, lungo la Strada Regionale SR 48 "delle Dolomiti" (Fig. 1.1). Questa strada, attraversando il Bellunese, collega i territori dell'Alto Adige e del Trentino all'Austria e, consente un'importante fruizione turistica del territorio. In quest'area tra i massicci e le vette più importanti troviamo il Monte Cristallo e il Popena, il Pomagagnon, le Tofane, il Sorapiss, le Marmarole e i Cadini di Misurina.

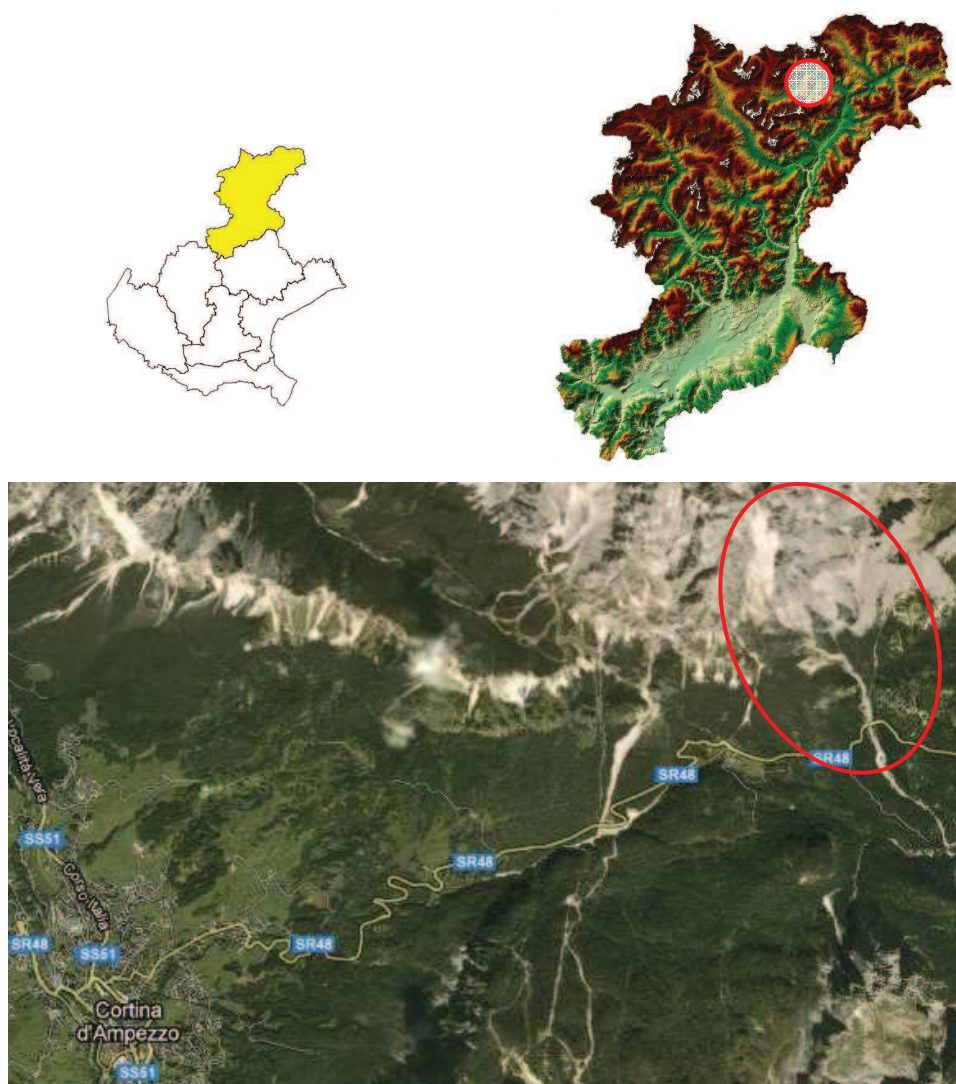


Fig. 1.1 - Inquadramento territoriale del bacino del torrente Rudavoi.

Il bacino del Rudavoi, oggetto di questo studio, è delimitato a nord dal Monte Cristallo (3222 m s.l.m.) e dal Piz Popena (3152 m s.l.m.), a ovest da Col da Varda, a sud dal Gruppo del Sorapiss e ad est dal Corno d'Angolo, propaggine orientale del Popena. Questo bacino idrografico è solcato dall'omonimo torrente Rudavoi il quale, nasce sotto la Forcella del Cristallo (2818 m) posta tra il monte Cristallo e il Piz Popena e termina in località Somerida (circa 1235 m) confluendo nel torrente Ansiei che, a sua volta, è uno dei principali affluenti del Fiume Piave. In figura 1.2 è possibile apprezzare l'area del bacino del Rudavoi con una rappresentazione 3D, sviluppata con il software ADB ToolBox sovrapponendo il file DTM (Digital Terrain Model, 2010) con l'ortofoto (2008). Dall'immagine si può osservare sulla sinistra il Monte Cristallo e, sulla destra, il Piz Popena: tra questi due massicci e la forcella del Cristallo si trova il grande ghiaione chiamato "Graa de Cirijeres" da cui ha origine il torrente Rudavoi. L'asta torrentizia scende per una valle profondamente incisa tra i detriti e prosegue fino al ponte sulla Strada Regionale n°48 "delle Dolomiti". Ai piedi dei grandi massicci rocciosi sono ben visibili gli accumuli di detriti (ghiaioni) generati dai vari processi disaggregativi naturali: tutto questo sedimento, facilmente asportabile dagli eventi di pioggia, subisce processi di trasporto solido particolarmente intensi.

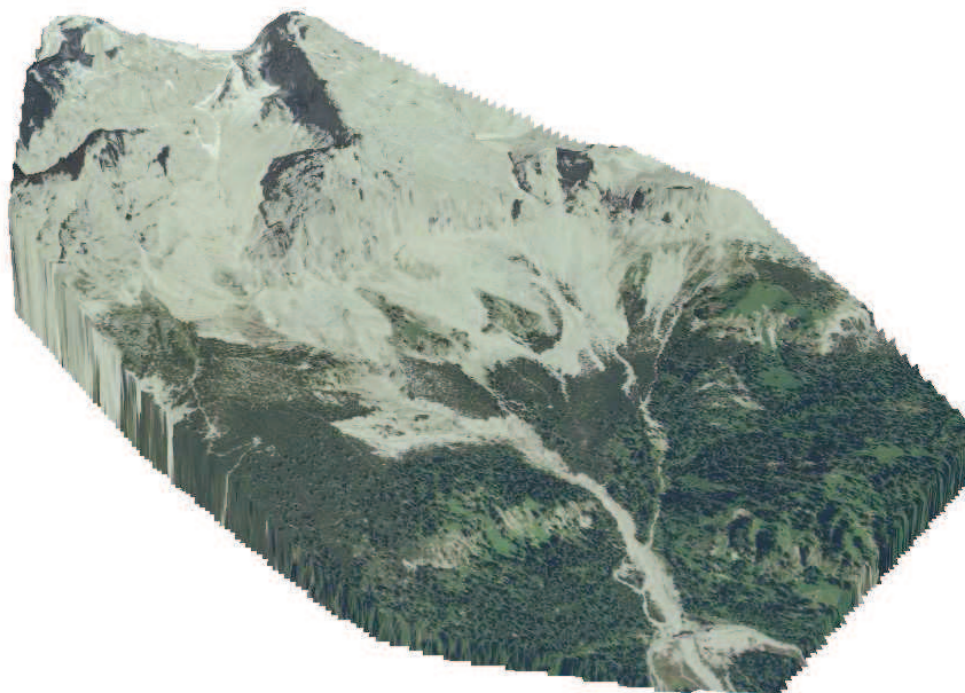


Fig. 1.2 - Rappresentazione 3D dell'area oggetto di studio.

Il ponte della SR 48 sul torrente Rudavoi è stato più volte al centro della cronaca locale in quanto, più volte distrutto negli ultimi 150 anni. In particolare, nell'evento del 4 settembre 1997, il ponte fu completamente distrutto da un evento di colata detritica (Fig. 1.3) e qui perse la vita il maresciallo dei carabinieri Riccardo Bonn, impegnato nella perlustrazione nelle zone colpite dalle violente precipitazioni.



Fig.1.3 – Ponte sul Rudavoi distrutto in seguito all'evento del 4 settembre 1997 (foto: Fenti V., 1997).

A seguito di questo evento, nel 1997 fu costruito un ponte bailey provvisorio (Fig. 1.4a) e un sistema di allerta in attesa che fosse inaugurato nell'ottobre del 2011 il nuovo ponte (Fig. 1.4b) che, con una luce molto più ampia, dovrebbe garantire il transito dei mezzi sulla SR 48 anche in presenza di eventi particolarmente gravosi.



Fig. 1.4 – a) il ponte bailey provvisorio (2010); b) il nuovo ponte della SR 48 sul Rudavoi (2012).

L'area del Rudavoi rientra nei territori sottoposti a tutela e gestione del Parco Naturale delle Dolomiti d'Ampezzo. Questo, istituito nel marzo del 1990, si estende su un'area di 11.200 ettari a nord del centro abitato di Cortina d'Ampezzo fino al confine con l'Alto Adige e verso est, nel cuore delle Dolomiti orientali.

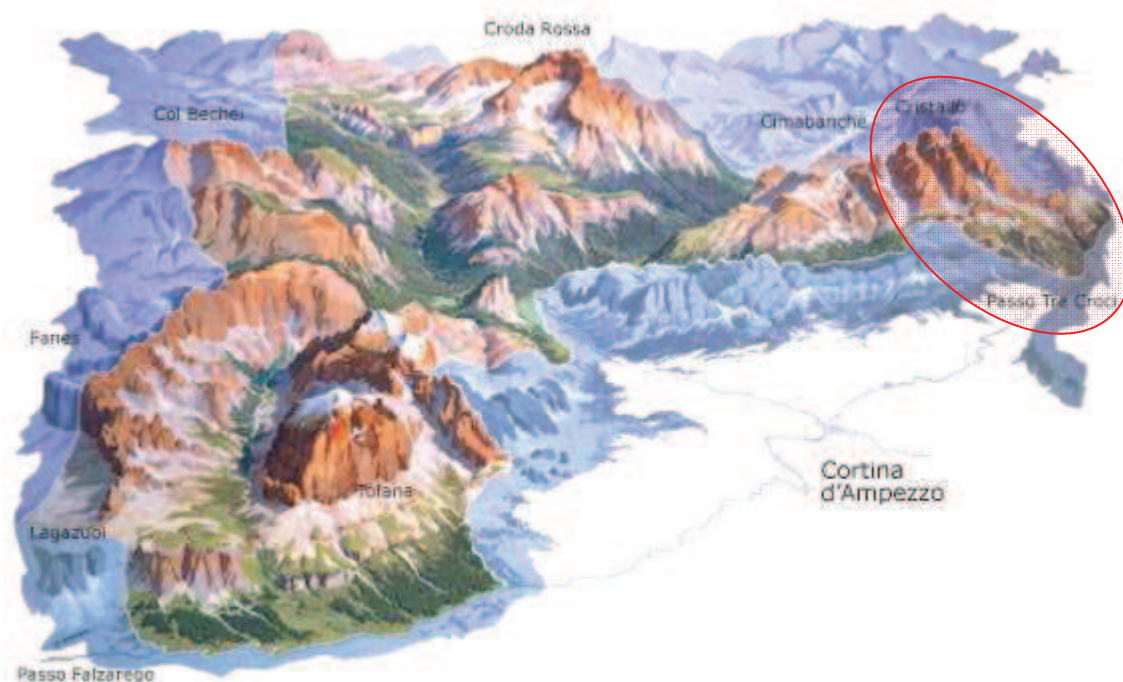


Fig. 1.5 - Panoramica dell'area di competenza del Parco Naturale delle Dolomiti Ampezzane; in rosso è evidenziata il bacino in questione.

Il Parco insiste sull'antica e indivisa proprietà delle Regole d'Ampezzo: il territorio (Fig. 1.5), a meno della strada SR48, non risulta urbanizzato e sono assenti anche le strutture tecnologiche a supporto del turismo quali, le piste per lo sci alpino ed gli impianti di risalita. Più ad ovest, fuori dal territorio del Parco, si trovano gli impianti di risalita e le piste da sci del monte Cristallo. L'area in cui si trova il bacino del Rudavoi presenta zone destinate all'attività silvo-pastorale (pascoli) ed aree destinate a riserva naturale ove ogni attività antropica risulta esclusa: in questo modo viene lasciato spazio alla vegetazione spontanea formata da boschi di conifere, da mughete e dai macereti. In alto, oltre il limite della vegetazione, abbondano i ghiaioni e le strutture rocciose meglio descritte ed analizzate nei capitoli successivi.

L'oggetto del presente studio è quello di verificare le portate liquide e i volumi delle colate detritiche che potrebbero transitare sotto il nuovo ponte della SR48 sul torrente Rudavoi, ove viene posta la sezione di chiusura del bacino idrografico (Fig. 1.6) ed individuare le aree potenziali che generano eventi di colate detritiche. Anche la parte del bacino a valle del ponte sulla SR48 non presenta strutture antropiche ed è racchiusa in una stretta vallata tra il Col Cuco e Sora Colaz fino allo sbocco nel torrente Ansiei.



Fig. 1.6 - Ortofoto 2008 del bacino del Torrente Rudavoi con evidenziati lo spartiacque e la sezione di chiusura presso il nuovo ponte sulla SR 48 "delle Dolomiti".

Il clima che contraddistingue l'area oggetto di studio è di tipo alpino, caratterizzato da estati fresche e brevi ed inverni lunghi e rigidi con abbondanti nevicate; per il resto dell'anno il clima è piuttosto umido e piovoso.

Le precipitazioni annue si aggirano attorno a valori compresi tra 900 e 1500 mm con un valore medio annuo di 1100 mm. I valori massimi si registrano nei mesi estivi di giugno, luglio ed agosto con precipitazioni mensili variabili tra 115 e 130 mm, mentre quelli minimi vengono registrati nei mesi di gennaio e febbraio con valori di precipitazione mensili tra i 40 mm e 50mm e soprattutto di carattere solido (neve). Non sono rare le grandinate, soprattutto estive.

Considerando le temperature, le minime vengono registrate tra la fine di dicembre e i primi di gennaio con picchi attorno ai -15°C mentre le massime vengono registrate tra luglio ed agosto con picchi attorno ai $+25^{\circ}\text{C}$. Le stagioni intermedie, invece, sono generalmente piuttosto umide, piovose, fredde e molto ventilate.

In figura 1.7 viene riportato un diagramma delle temperature e precipitazioni medie mensili ottenute dalla stazione pluviometrica posizionata sul Col da Varda dall'Università di Padova nell'ambito del progetto AlpineSpace PARAMount.

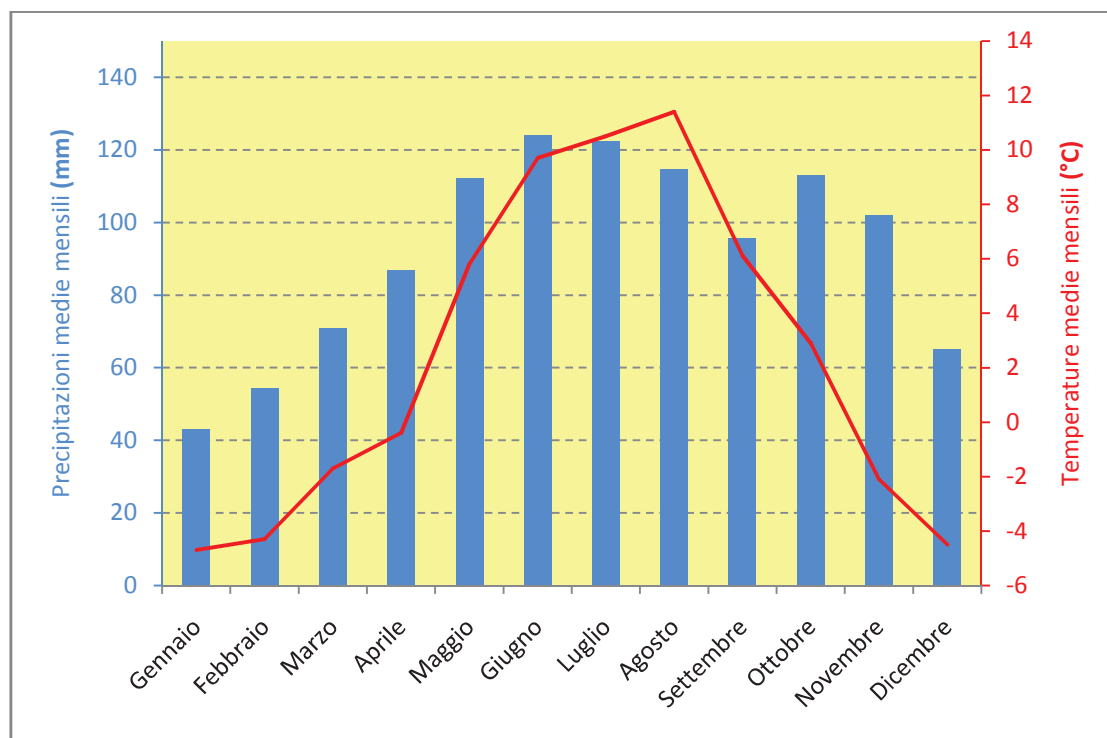


Fig. 1.7 - Diagramma termopluviometrico medio-mensile per la stazione di Col de Varda (2150 m s.l.m.).

Quest'area è caratterizzata da forti escursioni termiche giornaliere, con valori che possono raggiungere i 20-25°C, che si traducono in una notevole dinamicità nell'espansione e contrazione delle rocce soggette, così, ad alterazioni disgregative piuttosto marcate quali crioclastismo e termoclastismo.

L'entità di queste azioni disgregative dipende essenzialmente da due componenti: acqua e temperatura. L'acqua, che percola tra le fessure del corpo roccioso, combinata ai ripetuti cicli gelo-disgelo, provoca il fenomeno del crioclastismo e frantuma via via nel tempo i corpi rocciosi producendo frequenti cadute di detriti e ammassi rocciosi di varia dimensione. I detriti, così prodotti, formano abbondanti depositi carichi di sedimento sciolto, facilmente erodibile e trasportabile dalle acque superficiali. Nella foto di Fig. 1.8 sono ben visibili questi accumuli di falde detritiche ai piedi del Piz Popena e, sulla sinistra, il canale principale del Rudavoi che sale verso il Cristallo lungo il ghiaione del Graa de Cirijeres.

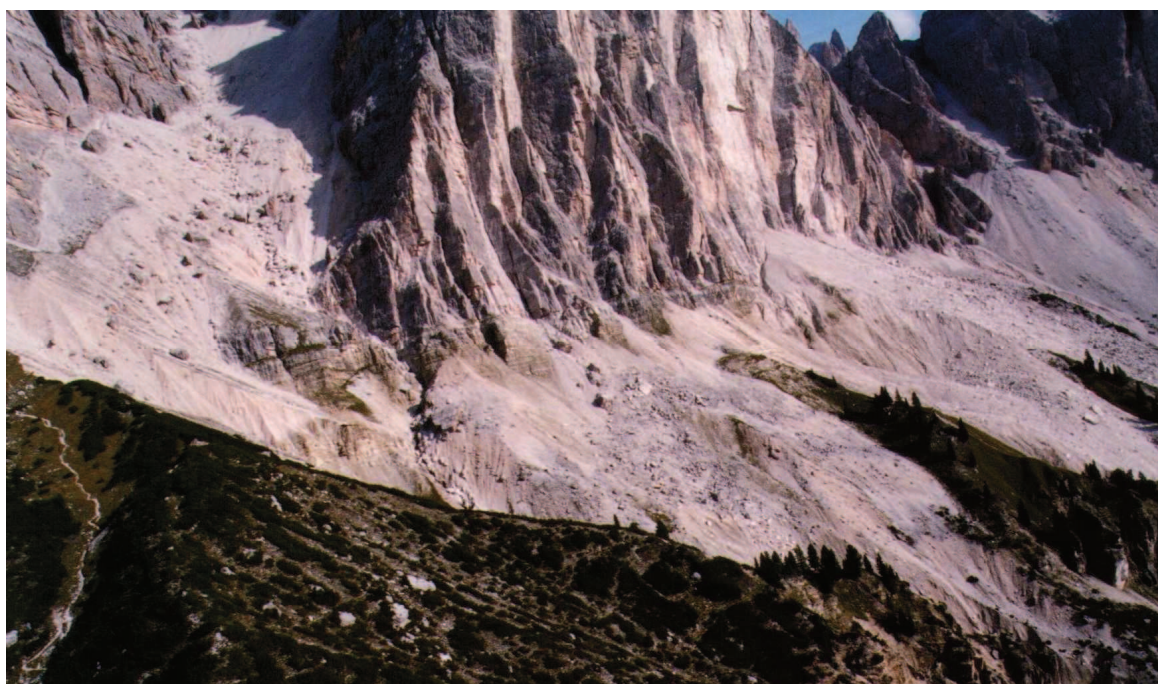


Fig. 1.8 - Particolare degli accumuli detritici (ghiaioni) alla base del Piz Popena (foto: Fenti V., 1997).

Eventi meteorici di notevole intensità, frequenti in questa zona nei mesi estivi, possono mobilitare i detriti accumulati presenti ai piedi dei versanti e verso valle portando all'innescio di eventi quali le colate detritiche (*debris flow*) fonti di pericolo per infrastrutture e le vite umane (Panizza, 2007).

2. USO DEL SUOLO

Il bacino del Rudavoi ha il classico aspetto degli alti bacini dolomitici, il cui territorio risulta coperto essenzialmente da 2 tipologie prevalenti: rocce nude e ghiaioni.

Le rocce, che coprono per più del 30 % il bacino, si estendono nelle zone di testata, a partire da quota 2100 m s.l.m. e si riferiscono alle pendici rocciose del Monte Cristallo e del Piz Popena; i ghiaioni, invece, coprono circa il 42% del bacino e sono facilmente riconoscibili poiché si tratta di estesi depositi detritici ai piedi dei grandi massicci rocciosi precedentemente citati.

Tutta la parte inferiore del bacino, fatta eccezione del canale principale del Rudavoi è ricoperta dalla vegetazione e sono numerose le specie vegetali presenti. Dalla mappa di figura 2.1 è possibile vedere che fino a circa 1900 m s.l.m. predominano essenzialmente boschi di conifere (Fig. 2.2, 2.4) formati da *Picea abies* e *Larix decidua* assieme a qualche sporadica presenza di *Pinus cembra* alternati ad arbusti con prevalenza di pino mugo (brughiere e cespuglietti).

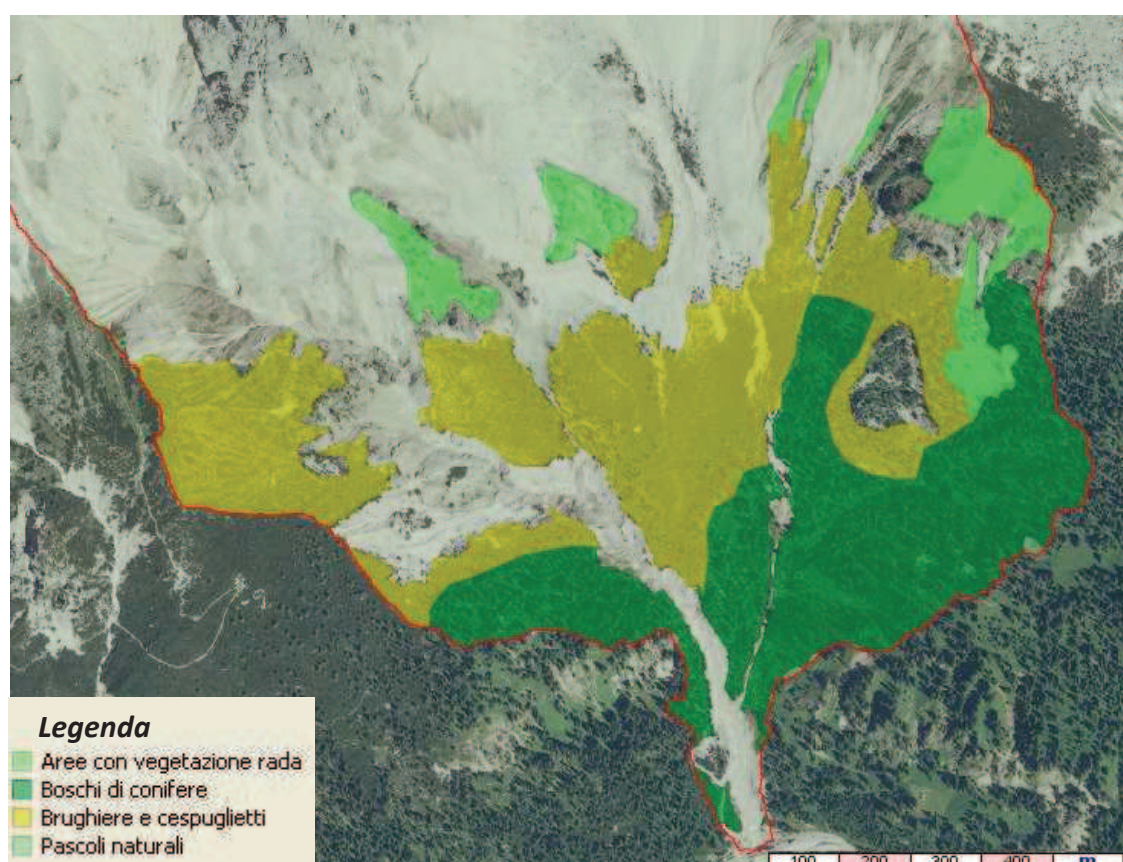


Fig. 2.1 – Cartografia della distribuzione vegetazionale nel bacino del Rudavoi.

Le aree di pascolo, per il bacino idrografico del Rudavoi chiuso al ponte sulla SR48, sono poche e piccole. Al di sopra dei 2000 m s.l.m. la vegetazione si dirada fortemente ed è essenzialmente di tipo pioniero formata da uno strato erbaceo ed uno arbustivo a portamento basso con prevalenza di mughì (Fig. 2.3, 2.5).



Fig. 2.2 – Vegetazione nella parte bassa del bacino del Rudavoi.



Fig. 2.3 – Vegetazione nella parte media del bacino del Rudavoi.



Fig. 2.4 – Vegetazione nella parte medio-bassa del bacino del Rudavoi (foto: Fenti V., 1997).

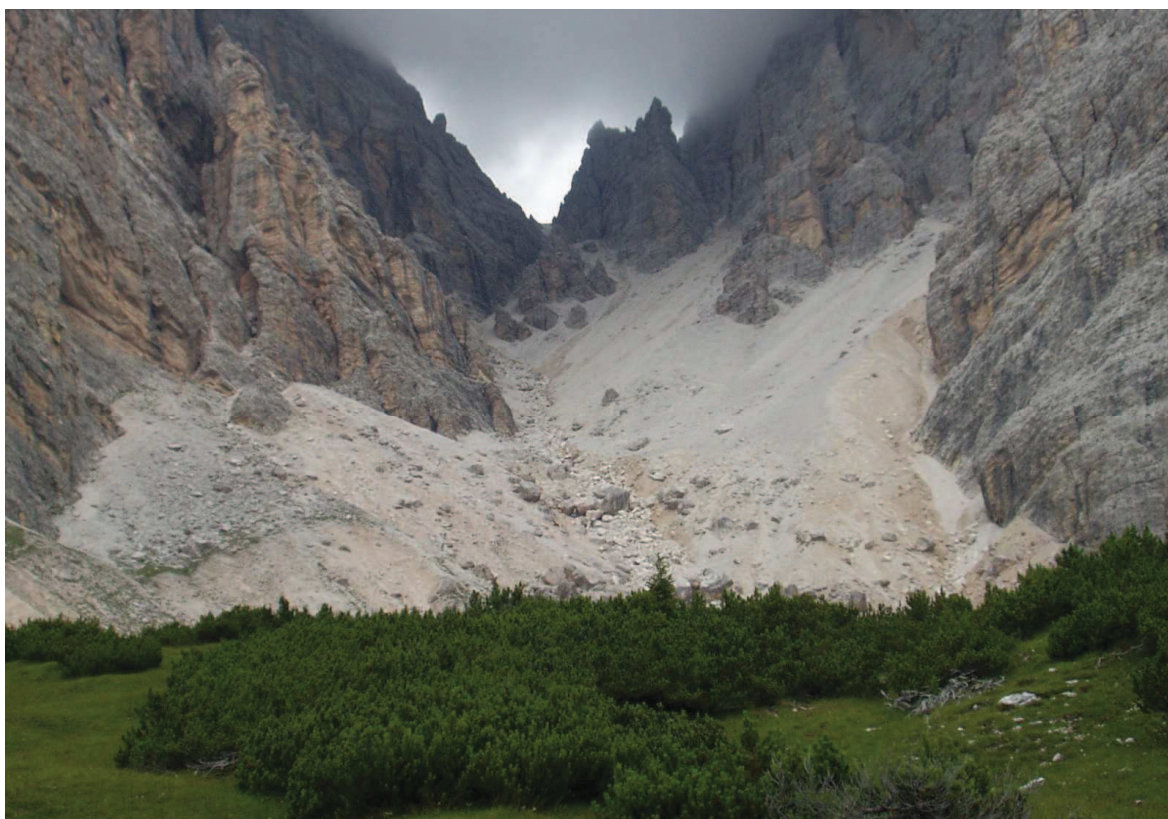


Fig. 2.5 – Vegetazione nella parte medio-alta del bacino e panoramica sul ghiaione Graa de Cirijeres.

L'analisi della vegetazione presente nel bacino del torrente Rudavoi è stata eseguita con il software GIS AdB-ToolBox: è stata redatta ex novo la carta di uso del suolo poiché necessitava un adeguato grado di dettaglio non riscontrabile nelle cartografie disponibili. Per la delimitazione delle aree omogenee di uso del suolo è stata utilizzata l'ortofoto Voto Italia del 2008, successivamente integrata con verifiche di campo eseguite nel 2011 e nel 2012 (Fig. 2.4).

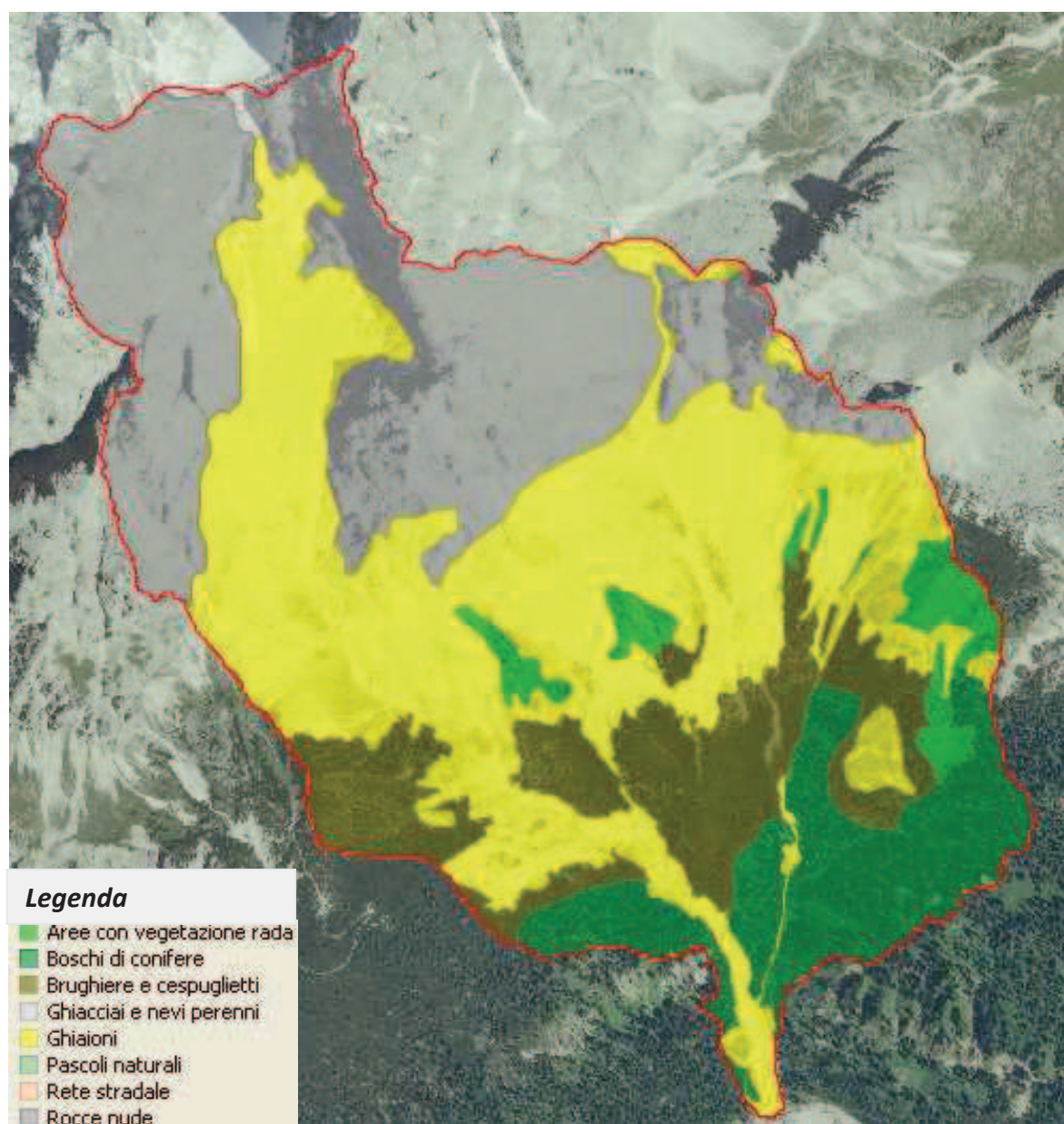


Fig. 2.4 - Carta d'uso del suolo del bacino del torrente Rudavoi da ortofoto 2008 e con verifiche di campo eseguite nel 2011 e nel 2012.

Con riferimento alla cartografia di uso del suolo (Fig. 2.4 si è realizzato il grafico a “torta” (Fig. 2.5) e la tabella 2.1 in cui sono riportate in modo dettagliato le distribuzioni delle diverse tipologie di uso del suolo.

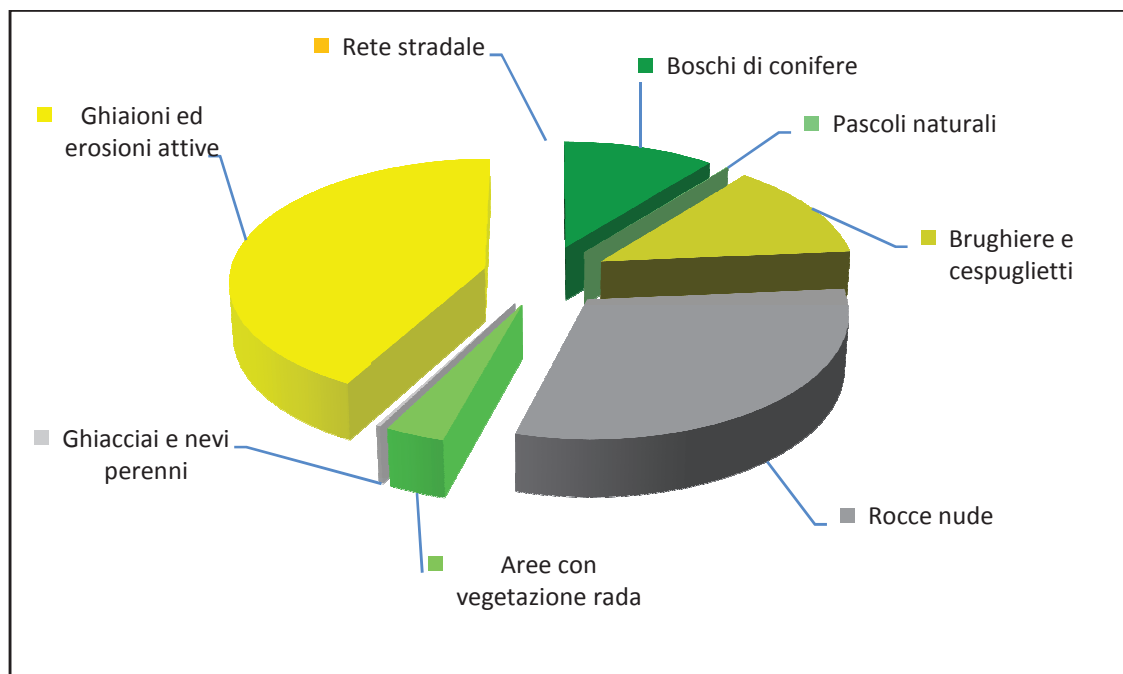


Fig. 2.5 – Grafico con i valori percentuali secondo le classi di uso del suolo del bacino del Rudavoi.

Tabella 2.1 - Suddivisione del bacino nelle diverse categorie d'uso del suolo

Codice	Categoria uso suolo	km ²	%
122	Rete stradale	0.000002	0.0001
312	Boschi di conifere	0.20	10.70
321	Pascoli naturali	0.001	0.06
322	Brughiere e cespuglietti	0.24	12.87
332	Rocce nude	0.56	30.65
333	Aree con vegetazione rada	0.06	3.35
335	Ghiacciai e nevi perenni	0.005	0.27
340	Ghiaioni ed erosioni attive	0.77	42.11
		1.84	100.00

Come risulta dalla tabella 2.1, ad ogni tipologia di uso del suolo è stato assegnato un codice numerico e una descrizione secondo quanto stabilito dal progetto Corine Land Cover varato dal Consiglio delle Comunità Europee nel 1985. Questo progetto prevede la realizzazione di una cartografia della copertura del suolo con

una legenda di 44 voci al fine di fornire informazioni sulla copertura del suolo omogenee con la banca dati europea (INSPIRE). Queste informazioni devono essere quanto più possibile:

- omogenee;
- esattamente compatibili e comparabili per tutti i paesi interessati;
- suscettibili di aggiornamento periodico;
- di costo sostenibile.

Dalla cartografia di figura 2.4 è possibile osservare come la “vegetazione rada” e le “brughiere e cespuglietti” fondamentalmente composti da pino mugo, formi una sorta di “filtro” tra i grandi ghiaioni che si sviluppano ai piedi dei massicci rocciosi del Cristallo e del Popena, ed il profondo ed inciso canale del Rudavoi. È molto probabile che, la presenza di questa vegetazione eviti o limiti, in qualche modo, un apporto significativo di sedimento dai grandi ghiaioni di sinistra idrografica.

La parte del bacino, invece, coperta dai boschi risulta marginale alla generazione dei deflussi che mobilitano i grandi quantitativi di sedimenti: questi boschi, proprio per la loro collocazione e struttura topografica del terreno contribuiscono ad alimentare con il deflusso superficiale e sotto-superficiale solo la parte terminale del torrente Rudavoi. Si tratta, quindi, di aree poco significative per le dinamiche idrologiche, idrauliche e geotecniche che si verificano nel bacino stesso.

Nella parte inferiore del bacino, proprio in corrispondenza con la sezione di chiusura e laddove il bacino si restringe al solo alveo del Rudavoi, si trova la strada regionale SR 48 “delle Dolomiti” ed il ponte sul torrente Rudavoi. Anche quest’area non è abitata e non presenta costruzioni antropiche a meno del ponte e delle sistemazioni idraulico-forestali (briglie e muri di sponda) presenti a monte del ponte stesso.

3. GEOLITOLOGIA

L'area studiata fa parte di una struttura complessa il cui elemento principale è noto nella letteratura geologica come *Linea del Passo di S. Antonio*. Si tratta di un sovrascorrimento da nord verso sud che porta rocce più vecchie sopra a rocce più giovani lungo una superficie inclinata che, con continuità va dalla Val Badia, ad ovest, alla Valle dell'Ansiei, ad est.

Risalendo lungo il Rudavoi da Valbona al Passo del Cristallo si possono osservare direttamente o attraverso ricostruzioni strutturali tre scorrimenti tettonici che si ripetono ovvero Dolomia Principale, Formazione di Raibl e Dolomia Cassiana che saranno descritte in seguito.

Tali elementi tettonici presentano direzione est-ovest (sono cioè trasversali alla valle) e sono complicati da faglie dirette nord-sud che hanno un'importanza notevole in quanto frazionano l'ammasso roccioso delle pareti del Monte Cristallo e del Piz Popena creando le condizioni ideali per:

- la formazione dei canali che costituiscono vie preferenziali di accumulo e smaltimento delle acque meteoriche alla testata del bacino del Rudavoi;
- il crollo di ingenti volumi rocciosi che vengono inglobati nei depositi detritici, i quali possono venire isolati dall'erosione lungo l'alveo ed eventualmente trasportati a valle dalle colate detritiche.

Si analizzano ora nel dettaglio i caratteri principali delle rocce e dei terreni affioranti suddividendoli in 2 categorie ben distinte: Rocce del substrato e Terreni di copertura.

3.1 ROCCE DEL SUBSTRATO

- **Dolomia Principale** (*Dachsteinkalk und Dolomit* di HAUER, 1853; *Hauptdolomit* di GÜMBEL, 1857): costituisce un esteso e potente piastrone presente su gran parte del territorio Sudalpino, caratterizzato da una grande omogeneità laterale di facies



Fig. 3.1 - Dolomia Principale sul roccioso versante est del monte Cristallo (2011).

(prevalentemente peritidali), con spessore che può oscillare dai poco più di 200 m del Gruppo del Sella, passando agli 800 m del Gruppo delle Tofane e arrivando anche a circa 2000 m per le dolomie del bellunese. Tale formazione rocciosa (Fig. 3.1), rappresentata nella carta geologica con una retinatura di colore giallo (Fig. 3.2), forma le pareti del Monte Cristallo e del Piz Popena. Si tratta di dolomie stromatolitiche cicliche di colore grigio la cui stratificazione varia da decimetrica a metrica. Le pareti rocciose sono affette da periodici crolli di massi isolati o di grandi masse in blocco. Una caratteristica tipica della Dolomia Principale è la sua ciclicità, visibile osservando le pareti costituite da strati regolari. Osservando da vicino ogni singolo strato si può notare come esso sia a sua volta composto da due parti: una fittamente laminata e corrispondente a tappeti di alghe fossilizzate, l'altra più massiccia e formata da fango calcareo trasformato in roccia con inglobati i modelli interni dei bivalvi, i megalodonti. Il ripetersi di questi cicli per circa una decina di milioni di anni, ha permesso l'accumularsi di un migliaio di metri di depositi che oggi formano le pareti delle cime attorno a Cortina d'Ampezzo e dunque presenti nell'area oggetto di studio.



Fig. 3.2 - Ortofoto 2008 con rappresentazione dello spartiacque del bacino del Rudavio e localizzazione della Dolomia Principale superficiale o affiorante.

- **Gruppo di Raibl** (Carnico superiore): essa affiora lungo l'alveo del Rudavoi in due fasce ben distinguibili (Fig. 3.3): la prima tra i 1850 m ed i 2000 m s.l.m. e la seconda tra i 2100 m e i 2300 m s.l.m.. Queste fasce sono riportate in blu nella carta geologica (Fig. 3.4 e 3.6). Si tratta di argilliti varicolori, marne grigio azzurre, intercalati a livelli calcarei e dolomitici molto sottili, in strati centimetrici,



Fig. 3.3 – Stacco roccioso con affioramento della roccia del gruppo di Raibl (2011).

fortemente pieghettati (Fig. 3.5). Nella porzione stratigraficamente più alta, si possono osservare dolomie finissime e compatte, in strati decimetrici intercalate a livelli millimetrici di marne e argilliti grigio nerastre (Fig. 3.6 e 3.7). Nella parte, invece, altimetricamente più bassa e lungo l'alveo si riscontra una notevole tettonizzazione della roccia che non permette il riconoscimento di tutte le litologie (Fig. 3.8).



Fig. 3.4 - Ortofoto 2008 con localizzazione della formazione del Gruppo di Raibl affiorante o sub-superficiale (sotto sottile strato detritico).



Figura 3.5 - Affioramenti rocciosi del Gruppo di Raibl (foto: Fenti V., 1997).



Figura 3.6 - Affioramenti rocciosi del Gruppo di Raibl.



Figura 3.7 – Compatto strato di argilliti del Gruppo di Raibl.



Figura 3.8 – Affioramenti rocciosi del Gruppo di Raibl a quota 1850 m s.l.m.

- **Dolomia Cassiana** (*Cassianer Dolomit*, MOJSISOVICS, 1879): originata durante il periodo “Carnico” da continui accumuli di fango calcareo e depositi di vario tipo tra cui alghe, singoli coralli, conchiglie (lamellibranchi, gasteropodi, cefalopodi, brachiopodi), ricci (echinidi) e anemoni di mare (crinoidi). Questi depositi, che successivamente hanno dato origine a rocce "tenere" quali marne e calcari marnosi, sono noti oggi col nome di Formazione di San Cassiano, che comprende la Dolomia Cassiana. Rappresentata in colore arancio nella carta geologica (Fig. 3.9 e 3.10), questa formazione si estende su due aree ben distinguibili del bacino; la prima tra i 1720 m e i 1850 m s.l.m. e la seconda tra i 2000 m e i 2100 m s.l.m.. Si tratta di calcilutiti scure in strati centimetrico-decimetrici intercalate a marne grigio scure anch'esse sottilmente stratificate. Nell'affioramento a q. 1850 m circa, la porzione superiore al limite con la Formazione del Raibl è costituita da calcilutiti scure che si presentano fortemente tettonizzate mentre, per quanto riguarda l'affioramento attorno a quota 1720 m s.l.m., visto l'elevato volume di sedimenti depositatosi al di sopra, non è possibile determinare con chiarezza le litologie presenti.



Fig. 3.9 - Ortofoto 2008 con localizzazione della Dolomia Cassiana affiorante o sub-superficiale.

Di seguito si riporta la carta geologica comprensiva di tutte le formazioni rocciose descritte singolarmente finora (Fig. 3.10). Si nota che, oltre alla Dolomia Principale, al Gruppo di Riabl e alla Dolomia Cassiana, è presente una nuova formazione definita nel suo insieme come “depositi eluviali, colluviali, detritici e di frana”. Questi depositi di sedimenti saranno descritti in dettaglio nel successivo paragrafo dedicato ai “terreni di copertura”.

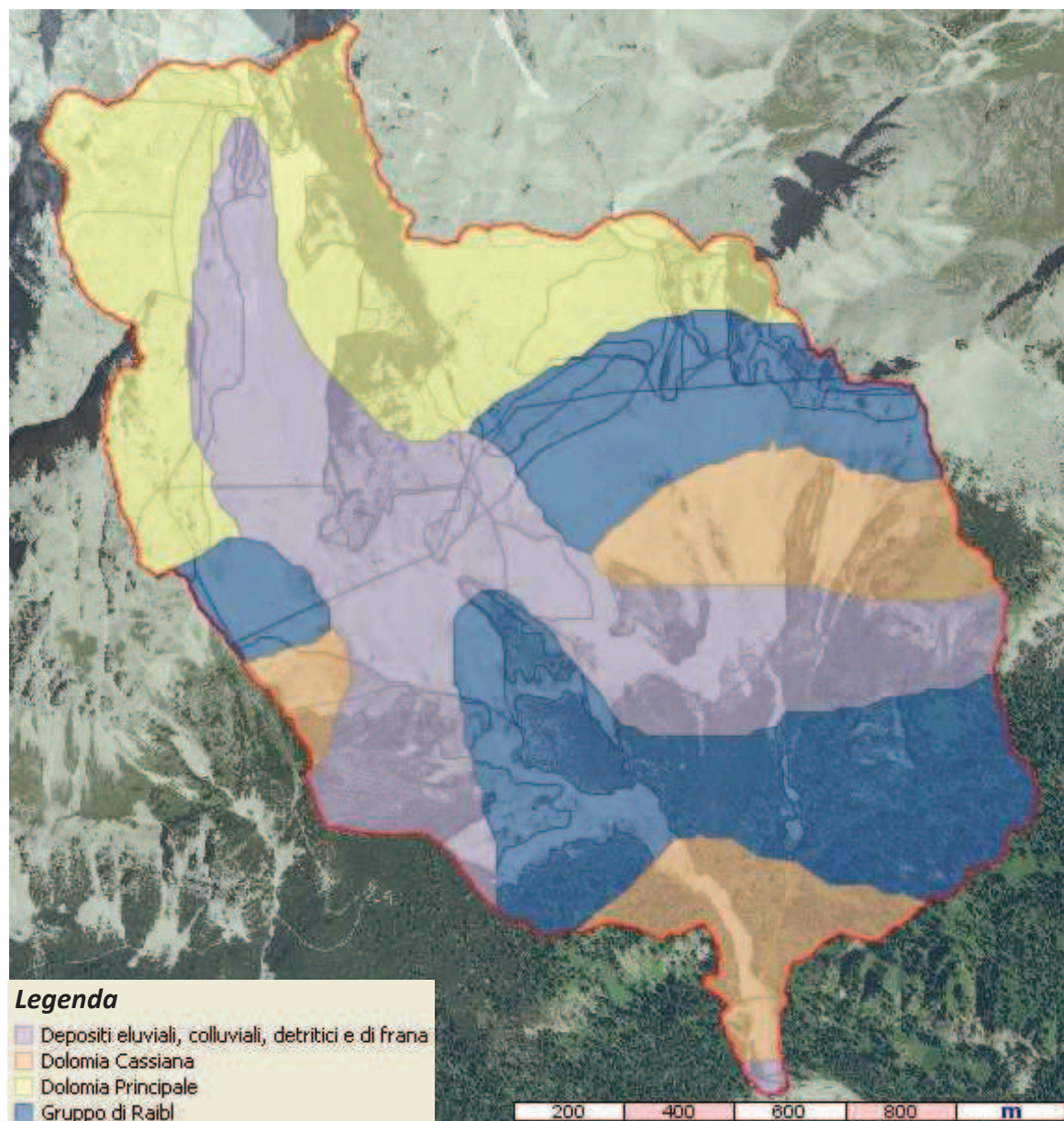


Fig. 3.10 - Carta geo-litologica del bacino del torrente Rudavoi (fonte: carta geologica ufficiale fornita dal Dipartimento di Geologia e Georisorse della Regione Veneto, 2011).

3.2 TERRENI DI COPERTURA

Sono rappresentati dai depositi di sedimenti di origine eluviale, colluviale, detritici e di frana. Questi depositi di sedimenti si possono suddividere nelle seguenti tipologie che risultano utili al presente studio:

- **Copertura sciolta nuda:** costituita da detritici dolomitici grossolani, materiali sciolti formati da blocchi, ciottoli, ghiaia e sabbia con una discreta percentuale di matrice fine limoso-argillosa; si depositano per gravità ai piedi delle pareti rocciose del Monte Cristallo e Piz Popena in seguito all'azione di disfacimento operata dai cicli di gelo-disgelo (Fig. 3.11).

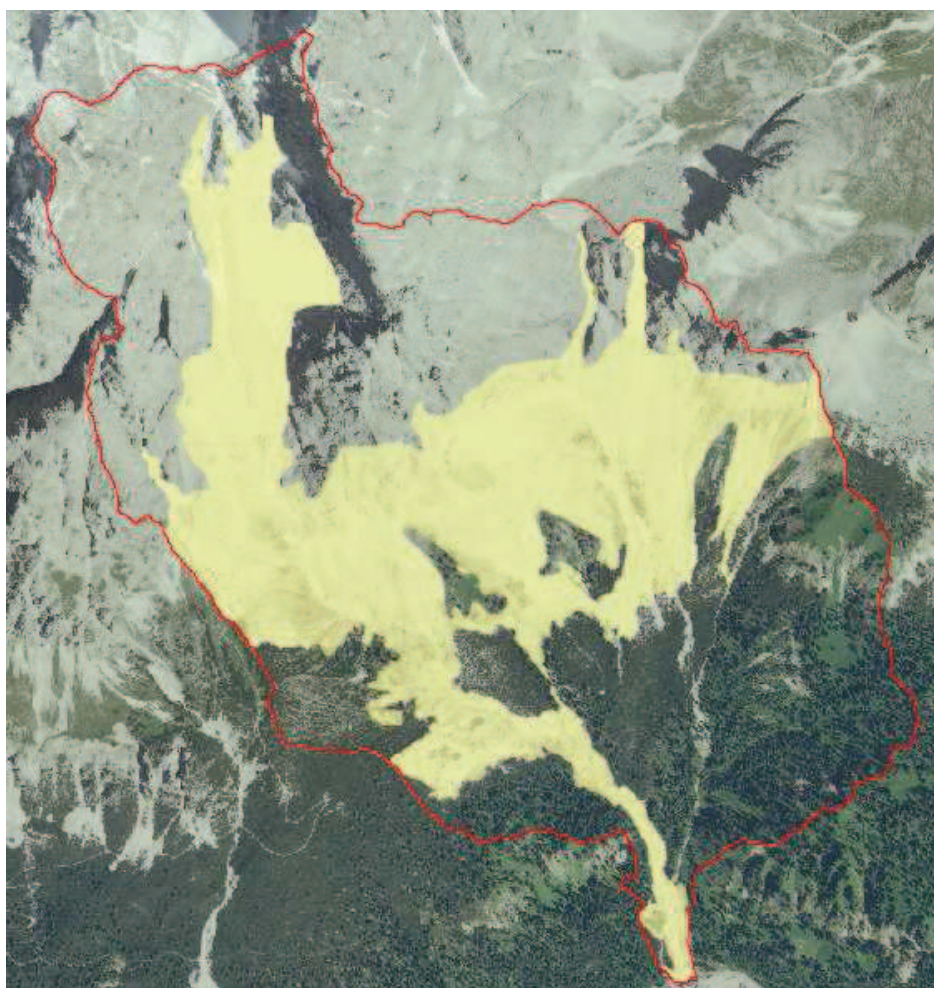


Fig. 3.11 - Ortofoto 2008 con localizzazione dei detriti sciolti su aree prive di vegetazione.

Data la notevole fratturazione dell'ammasso roccioso dolomitico del Piz Popena tra la matrice fine dei depositi detritici si osserva anche la presenza di massi “ciclopici” di notevoli dimensioni, anche dell'ordine di un centinaio di m³. L'assenza

di copertura vegetale indica una periodica attivazione dei processi di erosione o trasporto di questi materiali.

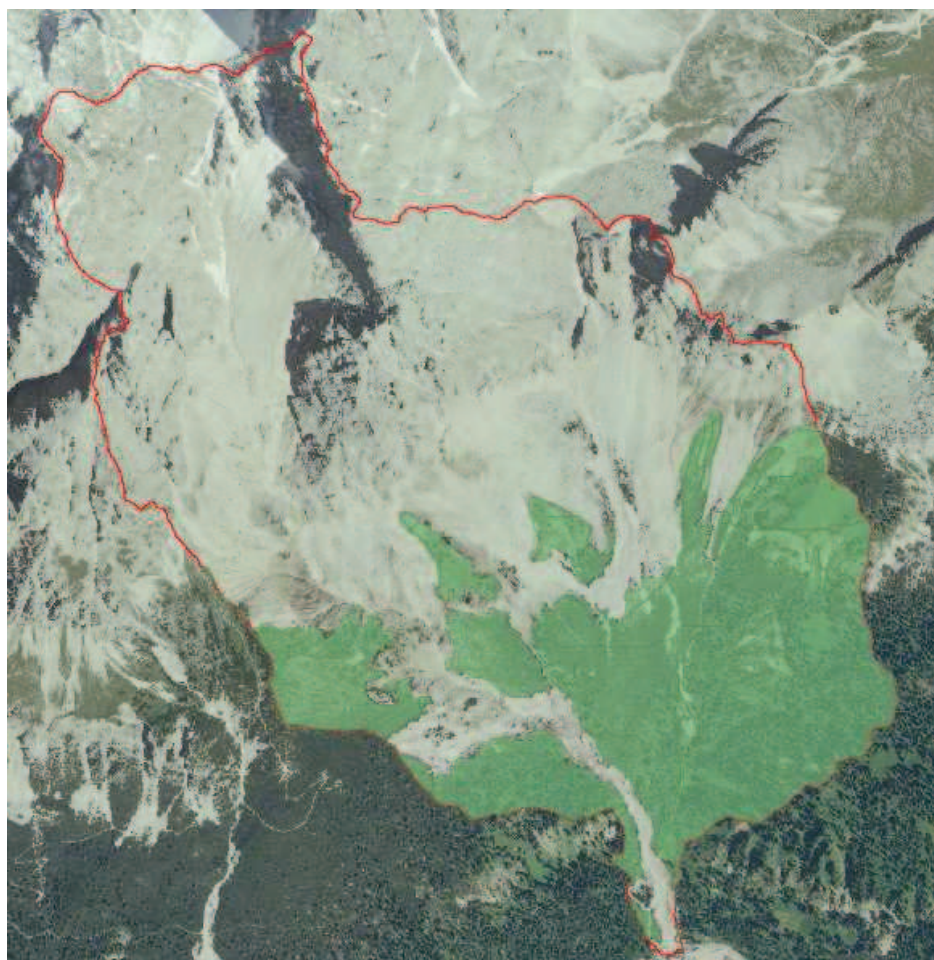


Fig. 3.12 - Ortofoto 2008 con localizzazione dei detriti sciolti sotto copertura vegetale.

- **Copertura sciolta vegetata:** costituita da materiali detritici di varia pezzatura (blocchi, ciottoli, ghiaia) con una matrice costituita essenzialmente da sabbia e limi e frazioni non trascurabili di argilla. Diversamente dalla precedente tipologia, questi depositi detritici non risultano più attivi ai fenomeni erosivi e di movimento da moltissimo tempo e pertanto presentano uno strato superficiale di suolo organico e una copertura vegetale da erbacea ad arbustiva ed arborea (Fig. 3.12). Anche in questo caso, osservando le emergenze rocciose tra la vegetazione soprattutto in destra idrografica, si scorgono grandi massi tra la matrice fine.

3.3 DESCRIZIONE DEI FENOMENI DI DISSESTO

Nel bacino del Rudavoi sono numerosi i fenomeni di dissesto idrogeologico che si possono riconoscere ed individuare. Prima, però, di passare a trattare nello specifico i dissesti presenti, si ritiene utile, riportare la definizione del termine “dissesto idrogeologico” ovvero: *“insieme di quei processi che vanno dalle erosioni contenute e lente, alle forme più consistenti della degradazione superficiale e sottosuperficiale dei versanti, fino alle forme imponenti e gravi delle frane”* (De Marchi, 1974).

Tra i fenomeni di dissesto idrogeologico presenti nel bacino del Rudavoi si riconoscono l'*erosione superficiale*, l'*erosione canalizzata* e l'*erosione calanchiva*. Una panoramica dei fenomeni erosivi si può avere nella foto di figura 1.8 dove si riconoscono vaste aree instabili e solchi erosivi generati dai deflussi superficiali.

- **Erosione superficiale o laminare**

Le acque meteoriche superficiali, che scorrono in modo diffuso sul versante sotto forma di una fitta rete anastomizzata di filetti d'acqua, producono un'erosione areale con energia variabile a seconda dell'acclività del pendio sul quale scorre, degli attriti del terreno e della presenza di ostacoli lungo il percorso (Fig. 3.13). Questa tipologia di erosione provoca un progressivo spostamento del materiale sedimentario, a causa dell'impatto della pioggia battente, e culmina nella sua asportazione dall'area di origine, dove si accumulano nuove particelle provenienti dai processi disaggregativi.

Questo tipo di dissesto è individuabile in più zone del bacino (Fig. 3.14 e 3.15): si può riconoscere un'ampia area soggetta all'erosione laminare in corrispondenza del ghiaione Graa de Cirijeres, in particolare nelle aree sotto le pareti del Monte Cristallo e del Piz Popena. Altre zone soggette ad erosione superficiale si possono trovare nella parte orientale del bacino, al disotto del Corno d'Angolo del Piz Popena, e nelle adiacenze dei canali di deflusso secondari. Un'area di un certo interesse, oggetto di questo fenomeno erosivo, è quella posta a monte della zona in erosione calanchiva (circa a quota 1900 m s.l.m.) e che risulta coperta da una vegetazione rada ad arbusteto (mugheta): negli spazi vuoti tra le singole piante il

terreno risulta nudo e consente una più rapida infiltrazione che, successivamente, alimenta l'instabilità calanchiva sottostante.



Fig. 3.13 - Erosione di tipo superficiale laminare ai piedi del Monte Cristallo.

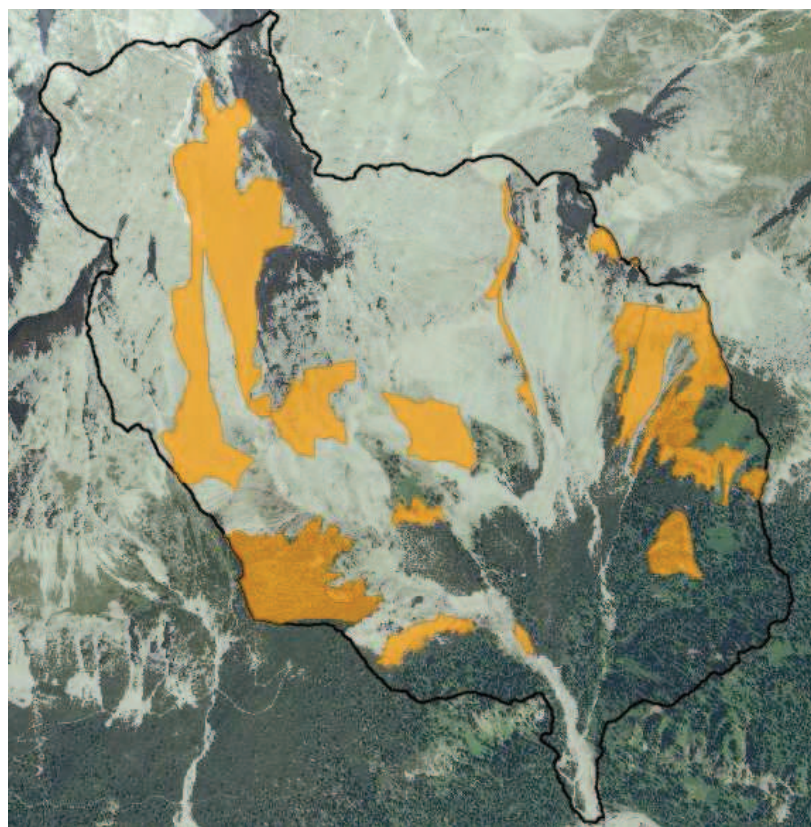


Fig.3.14 - Ortofoto 2008 con localizzazione delle aree soggette ad erosione superficiale.

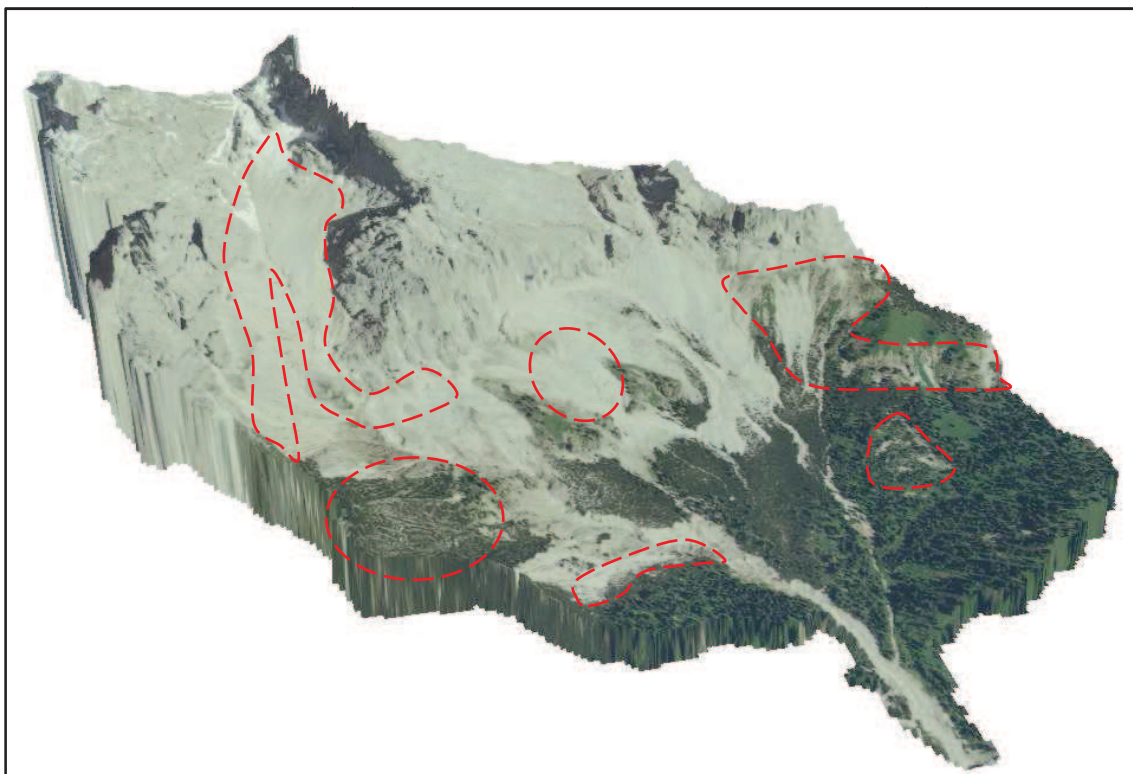


Fig. 3.15 - Visualizzazione 3D del bacino con in evidenza le zone soggette ad erosione superficiale.

- **Erosione calanchiva**

Il progressivo riunirsi dei filetti fluidi di scorrimento superficiale a seguito delle linee di impluvio generate dalla topografia, genera l'approfondirsi della canalizzazione che risulta particolarmente facilitata dalla tipologia dei sedimenti. Si generano così dei solchi che si approfondiscono rapidamente determinando un continuo arretramento delle testate delle incisioni (Fig. 3.16, 3.17 e 3.21). Questo fenomeno, definito "erosione calanchiva" si manifesta sui terreni dove la presenza dell'argilla in quantità non trascurabili gioca un ruolo fondamentale: cementata quando asciutta, facilita le prime fasi del deflusso superficiale aumentandone la velocità di scorrimento (Fig. 3.20). Successivamente, quando imbibita d'acqua, diventa rammollita a tal punto da collassare come fango.

Nel bacino del Rudavoi questo tipo di erosione è localizzato unicamente nella parte occidentale (destra idrografica – Fig. 3.18) e in posizione intermedia, cioè tra il ghiaione di Graa de Cirijeres e il tratto più stabilizzato del Rudavoi a monte del ponte sulla SR48. Questo tipo di erosione ricade proprio laddove la struttura

geologica risulta dominata dalle rocce del Gruppo di Raibl ovvero dove affiorano rocce argillitiche alternate da rocce marnose e gessifere (Fig. 3.19).



Fig. 3.16 - Erosione calanchiva in destra idrografica lungo il torrente Rudavoi.



Fig. 3.17 - Erosione calanchiva lungo l'alveo principale.

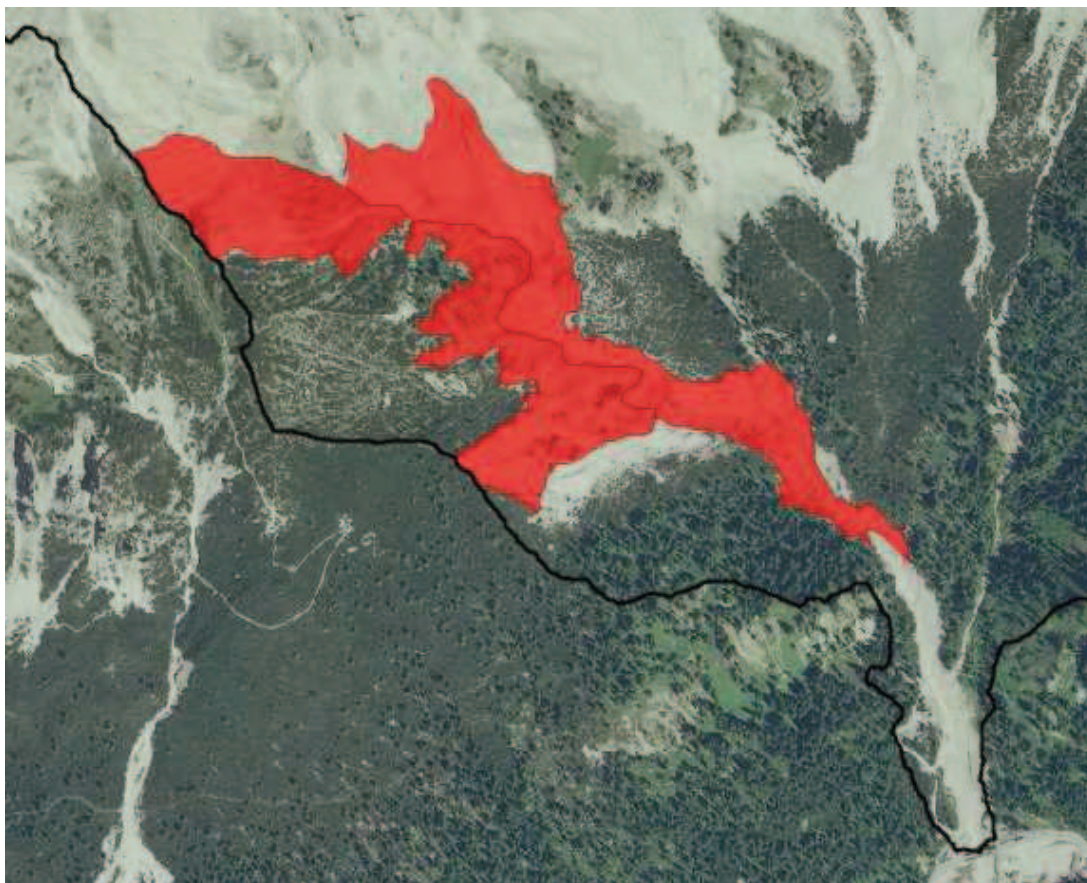


Fig. 3.18 – Ortofoto 2008 con le aree soggette ad erosione calanchiva.



Fig. 3.19 - Panoramica dell'erosione calanchiva presente nel bacino (foto: Fenti V., 1997).



Figura 3.20 – Erosione calanchiva in destra idrografica; si notano i Rill dove l'acqua di scorrimento superficiale inizia a canalizzarsi per poi defluire nel canale principale.



Figura 3.21 – Ulteriore foto della zona in erosione scattata da monte, al disotto del Cristallo.

- **Erosione canalizzata**

Questo tipo di erosione si differenzia da quelle precedenti in quanto si verifica lungo i tratti dei vari canali dove si concentra il deflusso idrico superficiale. Si tratta di erosioni del fondo dell'alveo o dei depositi formatisi all'interno dell'alveo oppure di erosioni di sponda. In questo bacino si tratta per lo più di canali di natura effimera, soggetti a cambiamenti e spostamenti del deflusso principale delle acque all'interno dell'alveo che generalmente risulta ampio. Questo tipo di erosione provoca una continua variazione della morfologia del canale che, nella dinamica di spostamento dell'alveo attivo provoca un continuo approfondimento (Fig. 3.22).

Nel bacino sono evidenti numerosi canali soggetti a questo tipo di erosione e sono individuati nella cartografia di figura 3.23 e 3.24: risulta evidente come sulla sinistra idrografica del canale principale del Rudavoi, risalendo fino alle pareti rocciose del Piz Popena, siano presenti canali con questa tipologia di dinamica erosiva. Escludendo la parte alta del Rudavoi, questi canali non sembrano dare un apporto significativo alle colate detritiche in quanto il loro alveo viene, in un certo senso "ristretto e chiuso" tra la vegetazione pioniera e la muggheta che funge da filtro così come già accennato nel capitolo 2.

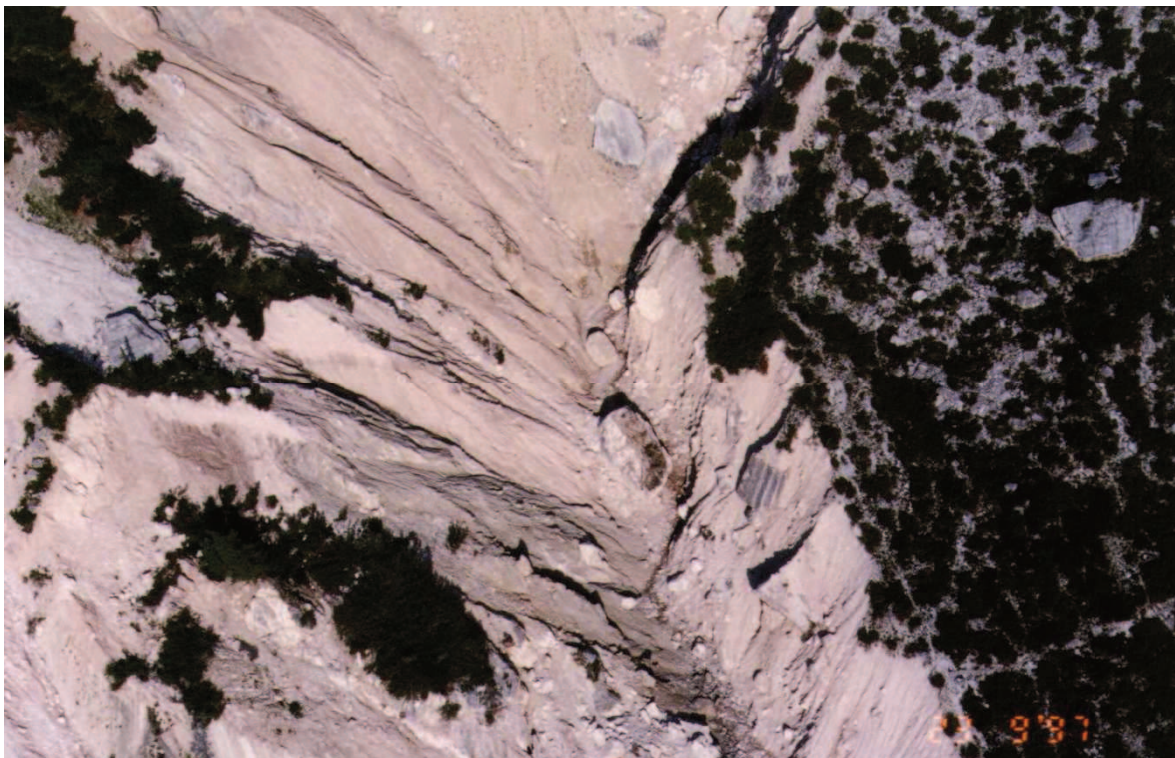


Fig. 3.22 – Erosione canalizzata nel bacino del Rudavoi (foto: Fenti V., 1997).



Fig. 3.23 – Ortofoto 2008 con le aree soggette ad erosione canalizzata.

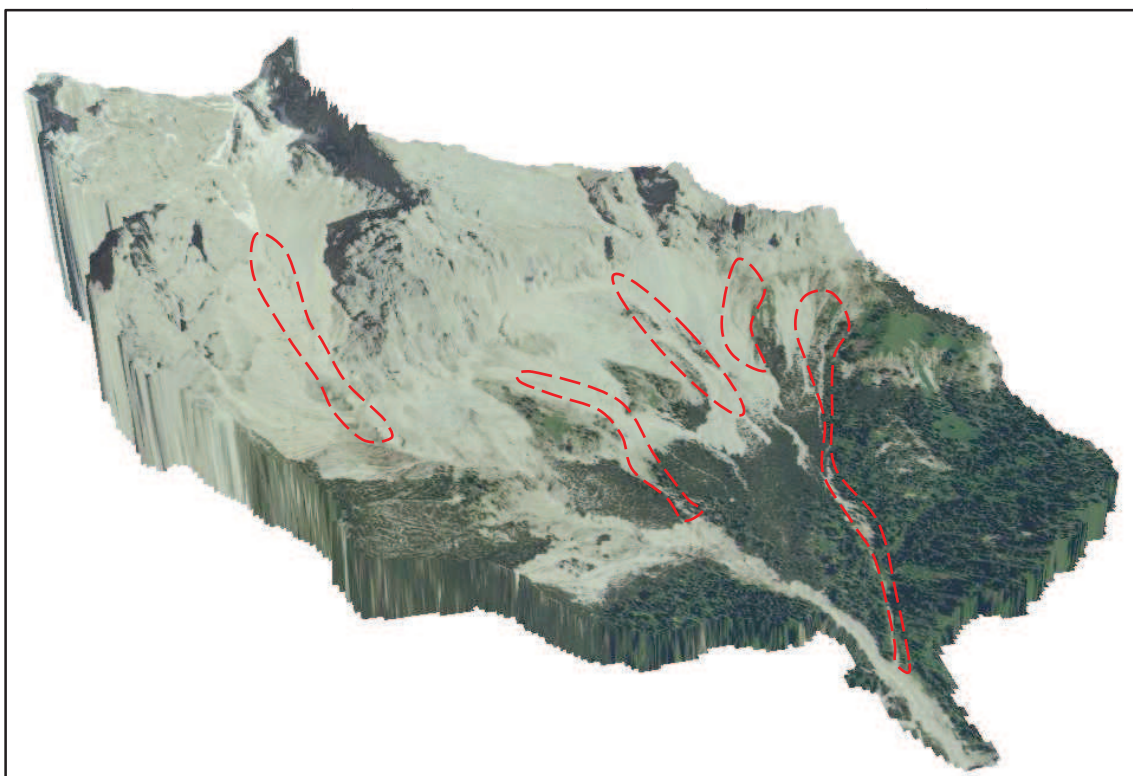


Fig. 3.24 - Visualizzazione 3D del bacino con, in evidenza, i canali soggetti ad erosione canalizzata.

- **Le colate detritiche**

Le colate detritiche (*debris flows*) sono eventi naturali di confine tra una frana asciutta ed un evento di piena: sono costituite da un miscuglio d'acqua e materiale detritico che si propaga verso valle lungo pendii o canali ad elevata pendenza per azione della forza di gravità.

Il loro innesco può essere originato dalla mobilitazione per scivolamento di materiale incoerente su versanti montuosi, oppure dalla mobilitazione di accumuli detritici posti sul fondo di torrenti e canali naturali. Il verificarsi di tali fenomeni è legato prevalentemente ad eventi di precipitazione brevi ed intensi, che danno luogo alla formazione di un elevato deflusso superficiale atto ad una mobilitazione parziale o totale del materiale detritico accumulato sul fondo degli alvei torrentizi. Tali depositi sono generati da precedenti cedimenti spondali per erosione dell'alveo stesso o dall'apporto di materiale franato dai versanti soprastanti. Una colata ha luogo quando i deflussi superficiali riescono a mobilitare il cumulo detritico presente sul fondo del canale, una volta saturato. La formazione di deflusso superficiale è correlata alla maggiore o minore permeabilità del bacino in esame, quindi all'uso del suolo ed alle caratteristiche geologiche e morfologiche dello stesso.

Le colate detritiche rientrano, come tipologia di evento, nel trasporto solido di massa nel quale il movimento dei detriti è originato dalla componente parallela alla direzione della forza di gravità e dalla forza idrodinamica della corrente, ed è sostenuto dallo scambio di quantità di moto tra gli elementi della fase solida; nel trasporto solido ordinario invece, il movimento dei detriti è dovuto alla forza idrodinamica della corrente e sostenuto prevalentemente da essa.

Una colata detritica si distingue dalle altre forme di trasporto solido innescate da deflusso superficiale, e dagli eventi franosi, per il ruolo svolto dall'acqua, la quale forma con il materiale detritico una miscela incoerente il cui comportamento è legato prevalentemente alle caratteristiche granulometriche del materiale detritico ed alla pendenza di fondo del canale.

La granulometria della frazione solida influenza in gran parte il comportamento di una colata detritica: granulometrie con una forte presenza di sedimenti a grana fine (sabbia, limo, argilla) favoriscono un comportamento di tipo macro-viscoso, mentre una granulometria uniforme consente ai sedimenti di urtarsi più facilmente

tra loro, favorendo un comportamento granulo-inerziale. Altra caratteristica delle colate detritiche è la velocità con cui si propagano verso valle che può raggiungere valori compresi tra 0.5 m/s e 20 m/s.

Una colata detritica si presenta generalmente con un fronte costituito dal materiale più grossolano, seguito dal corpo e dalla coda costituiti da materiale solido presente in dimensione e concentrazione decrescenti all'aumentare della distanza dal fronte (Fig. 3.25).

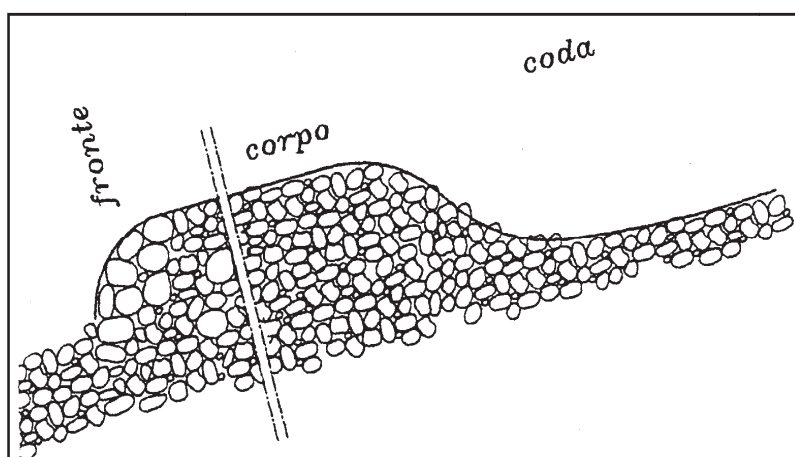


Figura 3.25 - Schema della sezione longitudinale di una colata detritica.

Le densità delle colate variano tra 1400 kg/m^3 ai 2530 kg/m^3 , che corrispondono a concentrazioni volumetriche rispettivamente del 25% e del 70-80%.

I debris flow presentano una morfologia assai distinta: la lunghezza é generalmente maggiore della larghezza; i rapporti lunghezza/larghezza frequentemente riportati in letteratura si aggirano attorno a 10:1 ma possono arrivare anche a 50:1 e più (Van Steijn, 1988).

Tre sono gli elementi distinguibili nella morfologia di un canale da colata:

- la zona sorgente o area di innesco,
- il tratto di trasporto/scavo,
- il tratto di deposizione.

Nella foto che segue (Fig. 3.26) si distinguono nettamente queste tre zone nel canale principale del Rudavoi.

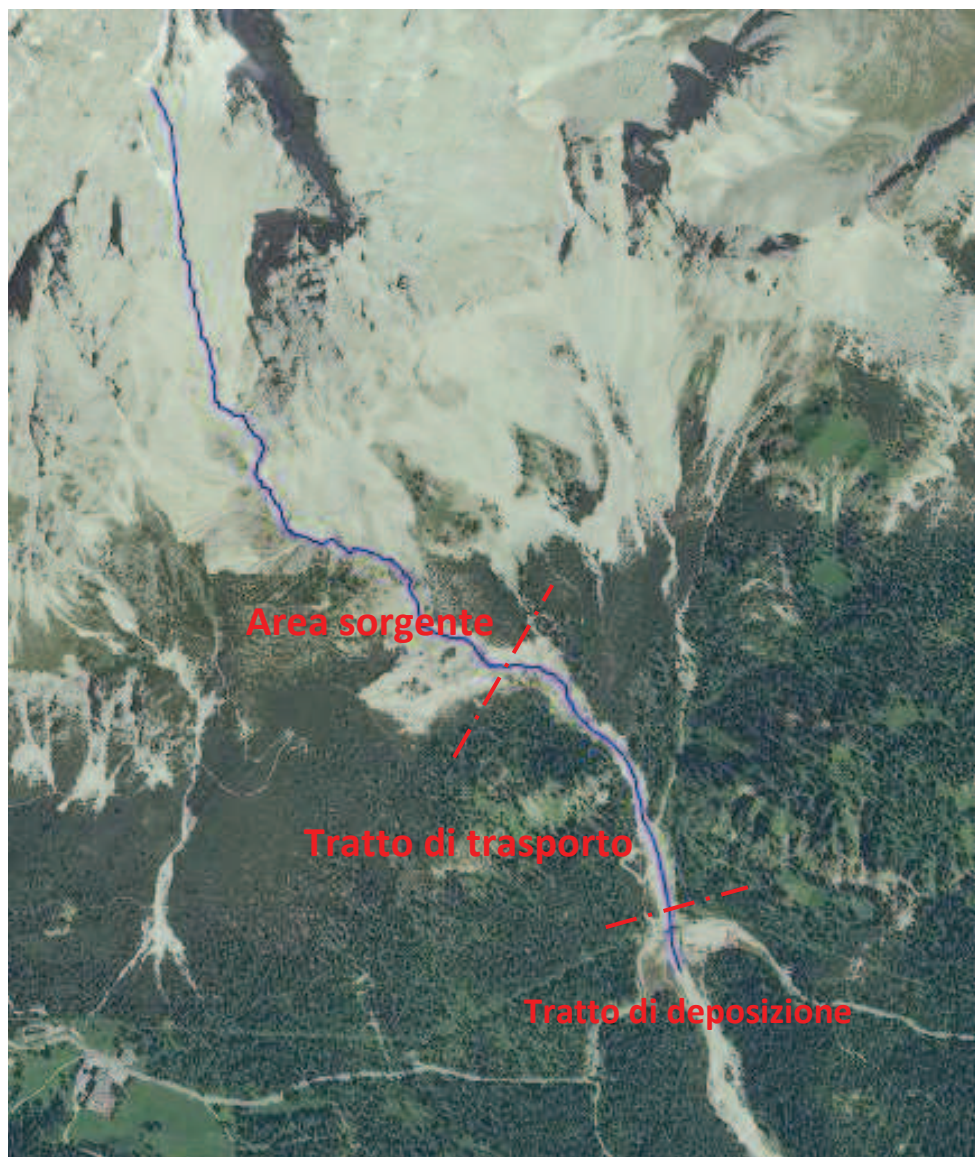


Fig. 3.26– Divisione dei tre tratti nel canale del Rudavoi.

Le **zone sorgenti** più frequenti sono rappresentate da concavità topografiche o depressioni nella parte alta dei bacini imbriferi montani, caratterizzati da una geometria che favorisce l'accumulo di detriti e la convergenza del flusso sotterraneo e/o superficiale, necessari a mobilitarli. Nella zona sorgente, la rimozione del sedimento domina sulla deposizione; si tratta generalmente di una zona molto pendente, poco o per niente vegetata, con un sufficiente accumulo di detriti in superficie. Quest'area si estende da quota 1820 m s.l.m. fino alla testata del bacino e comprende sia i depositi detritici all'interno del canalone che sale alla forcella tra il Monte Cristallo e il Piz Popena, sia le ampie falde detritiche

accumulate ai piedi del Popena che vanno ad alimentare i canali secondari affluenti del Rudavoi (Fig.3.27).

Scendendo verso valle si ha la **zona di trasporto**: qui il canale del Rudavoi è tale per cui i flussi hanno raggiunto una velocità tale da trasportare a valle gli accumuli detritici che incontrano. Le “code” di questi eventi di trasporto solido particolarmente intensi possono rilasciare nell’alveo nuovi depositi di sedimenti che saranno portati a valle da eventi successivi. Il flusso segue normalmente linee di massima pendenza e le sezioni trasversali assumono una tipica forma a “V” (Fig. 3.28).

Dove la pendenza inizia a diminuire, la zona di trasporto cambia gradualmente in una **zona di deposizione**. Nella parte alta, la zona di deposito spesso risulta difficilmente distinguibile dalla zona di trasporto. Gli argini laterali spesso sono formati da depositi detritici che presentano un’elevata acclività e, spesso, mostrano una disposizione granulometrica inversa, con i diametri più grossolani in cima agli argini e diametri piccoli in basso. Questo tratto, a valle di quota 1700 m s.l.m., comprende il ponte sul torrente Rudavoi e il successivo lungo bacino di sedimentazione caratterizzato da basse pendenze. Proprio per la conformazione di questo bacino lungo e stretto spesso si verifica un “rigurgito” di sedimentazione verso monte che può interessare anche il ponte sulla SR48.

Le condizioni predisponenti la formazione di colate detritiche possono essere così riassunte:

1. presenza di rocce e terreni argilloso-gessosi e tufaceo-marnose, facilmente erodibili e generalmente saturi, ricoperti da una potente coltre di detriti e depositi di fondo;
2. presenza di sovrascorrimenti tettonici che hanno comportato la formazione di due ampi strati di rocce argillitico-gessose ed intensa tettonizzazione con decremento della resistenza geomeccanica;
3. presenza di rocce dolomitiche intensamente fratturate, disarticolate, soggette a crolli perché poggianti su un piede costituito da rocce argillose e gessose raibliane;
4. morfologia particolarmente aspra con forti pendenze che facilitano l’erosione accelerata in rivi e calanchi e la mobilitazione di franamenti in massa.



Figura 3.27 – Grandi massi instabili nella zona sorgente.



Figura 3.28 – Alveo del Rudavoi, profondamente inciso che scende verso valle.

3.4 PARAMETRI GEOTECNICI

La caratterizzazione del materiale del letto di un torrente richiede la conoscenza della distribuzione granulometrica dei sedimenti costituenti l'alveo stesso. Essa è indispensabile per determinare la scabrezza del torrente e altri parametri idraulici come ad esempio la capacità di trasporto solido di fondo.

Lungo il canale principale del Rudavoi nel 2007 sono state eseguite quattro analisi granulometriche (Fig. 3.29) denominate, ognuna, con un numero progressivo a partire dalla sommità del canale fino alle adiacenze del ponte della SR48.

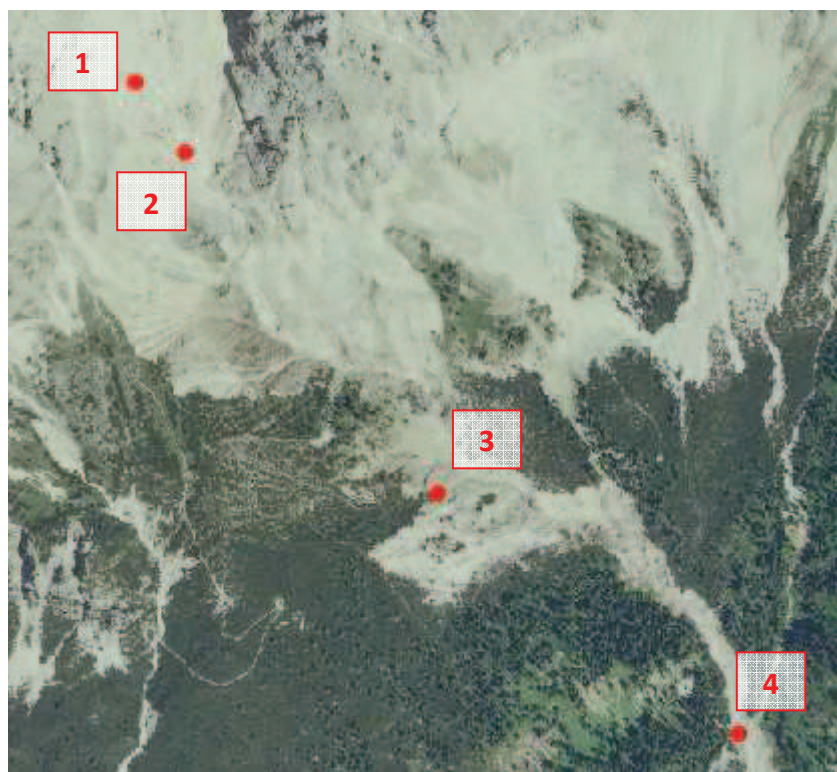


Fig. 3.29 - Ortofoto 2008 con individuati i punti dei rilievi granulometrici.

Per l'analisi è stato utilizzato il metodo numerale superficiale in linea, il quale misurando i tre diametri caratteristici di ogni grano. La scelta di questa metodologia si è basata sul grado di assortimento delle granulometrie sui profili verticali: infatti, non essendoci un vero e proprio corazzamento superficiale, è possibile ricondurre queste granulometrie superficiali alle condizioni medie del sedimento presente nell'area e che viene trasportato dalle colate detritiche.

- **Rilievo granulometrico 1**

Il rilievo granulometrico 1 è stato eseguito nel 2007 nella zona di testata del bacino a quota 2374 m s.l.m. in corrispondenza delle falde detritiche accumulate ai piedi del Monte Cristallo (Fig. 3.30). Per ognuno dei 50 grani campionati sono state elaborate le curve granulometriche (Tab. 3.1 e 3.2).

Tab. 3.1 - Composizione granulometrica indicativa del rilievo 1.

Composizione granulometrica indicativa:	- Blocchi e massi ciclopici $\approx$ 30%
	- Ghiaia $\approx$ 60%
	- Sabbia e limi $\approx$ 10%
	- Argille assenti

Tab. 3.2 - Rilievo granulometrico 1 (numero campione e relativo diametro).

n	D (mm)	n	D (mm)	n	D (mm)	n	D (mm)	n	D (mm)
1	20.1	13	50.2	25	44.0	37	97.4	49	62.6
2	29.8	14	64.9	26	39.0	38	63.4	50	48.3
3	13.7	15	36.2	27	37.7	39	87.5		
4	26.0	16	44.1	28	130.2	40	90.4		
5	23.5	17	99.0	29	68.6	41	49.6		
6	29.6	18	28.9	30	53.5	42	60.8		
7	38.3	19	58.2	31	55.3	43	60.4		
8	26.7	20	29.4	32	48.6	44	55.4		
9	30.8	21	99.6	33	73.4	45	87.1		
10	41.5	22	38.7	34	84.5	46	43.0		
11	46.0	23	34.6	35	199.9	47	41.7		
12	43.9	24	54.2	36	60.0	48	57.7		



Fig. 3.30 - Area rilievo granulometrico n.1 sul ghiaione Graa de Cirijeres del Cristallo.

In tabella 3.3 sono riportati i risultati ottenuti dall'elaborazione dei dati di tabella 3.2 (campionamento 1) e le relative distribuzioni di frequenza (Fig. 3.31 e 3.32) con i diametri caratteristici principali.

Tab. 3.3 – Dati elaborati e diametri caratteristici del rilievo granulometrico 1.

ϕ	Diametro maglia (mm)	Numerosità n	% di classe	% cumulata	D_{xx} (mm)	
-4.0	16.0	1	2	2	D_{10}	25.8
-4.5	22.6	1	2	4	D_{16}	29.3
-5.0	32.0	8	16	20	D_{30}	37.0
-5.5	45.3	12	24	44	D_{40}	42.7
-6.0	64.0	16	32	76	D_{50}	48.3
-6.5	90.5	7	14	90	D_{60}	53.8
-7.0	128.0	3	6	96	D_{65}	56.8
-7.5	181.0	1	2	98	D_{84}	78.0
-8.0	256.0	1	2	100	D_{90}	104.0

D_m	56.6
-------	------

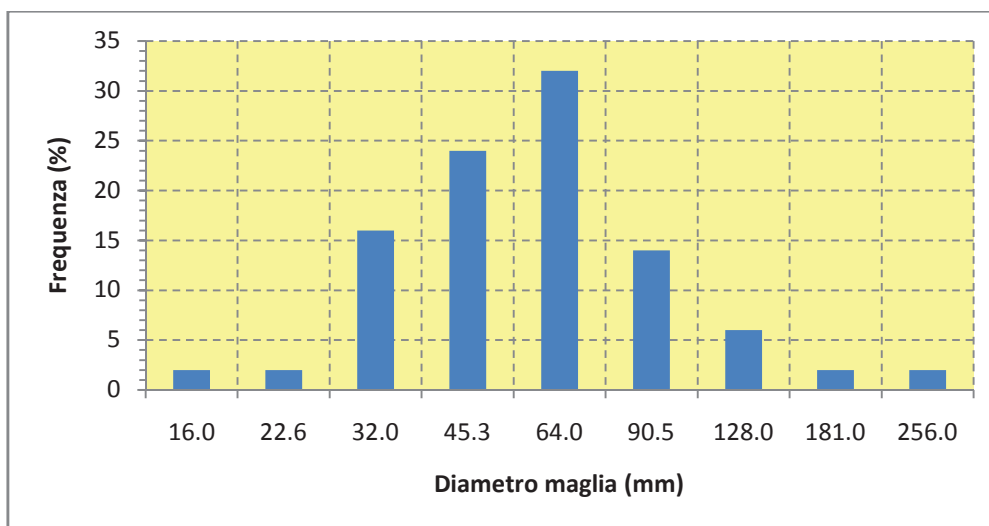


Fig. 3.31 – Frequenze relative alle classi diametriche presenti nel rilievo 1.

Il diametro medio (D_m) calcolato è pari a 56.6 mm e, secondo quanto stabilito dalla classificazione dell'American Geophysical Union (AGU), il terreno oggetto di analisi è classificato come "Ghiaia medio grossa".

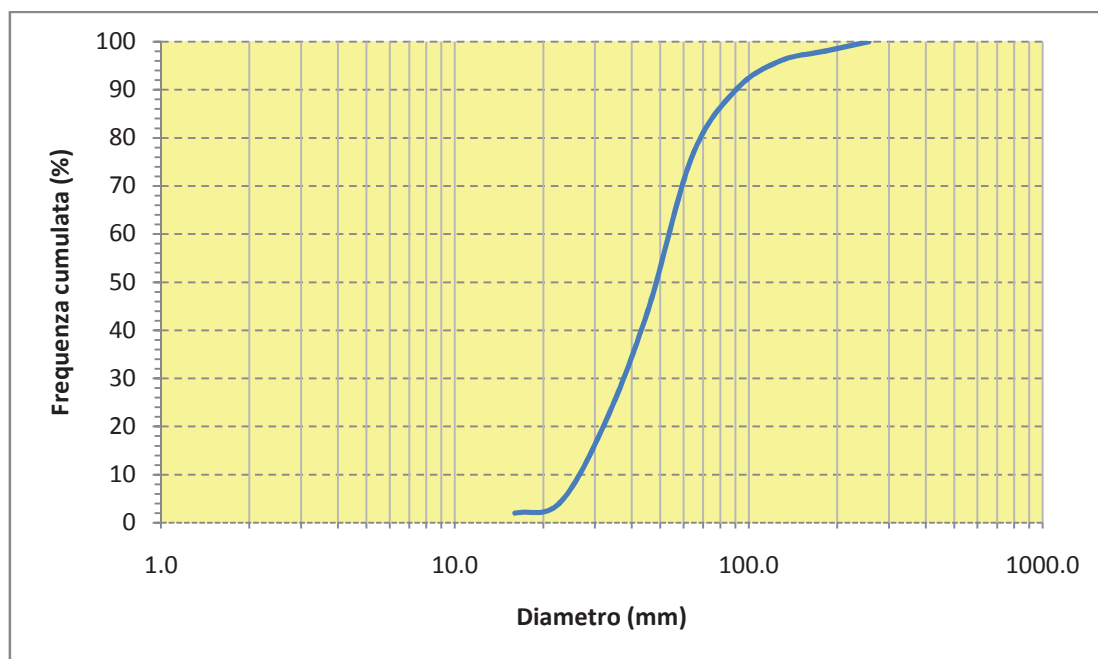


Fig. 3.32 – Frequenza cumulata relativa ai diametri del rilievo 1.

Dai valori dei diametri caratteristici (Tab. 3.3), dai grafici sulle frequenze relative e cumulate diametriche (Fig. 3.31 e 3.32) e dai valori dei coefficienti e indici granulometrici (Tab 3.4) si può desumere che il sedimento è poco classato o assortito, con una prevalenza netta per le ghiaie e delle limitate code (coefficiente di asimmetria) sugli assortimenti grossolani e su quelli fini (sabbie).

Tab. 3.4 – Coefficienti e indici dell'assortimento granulometrico per il rilievo 1.

Coefficiente di uniformità U	2.10	Distribuzione poco ampia
Indice di gradazione G	1.63	
Deviazione standard geometrica σ_g	1.63	Sedimento non uniforme
Deviazione standard σ	24.0	Assortimento poco classato
Coefficiente di asimmetria s (<i>skewness</i>)	0.41	Coda di materiale fino
Coefficiente di appuntimento o Kurtosis	0.61	
Coefficiente di cernita	24.3	Sedimento non classato
Coefficiente di curvatura	0.99	

- **Rilievo granulometrico 2**

Il rilievo granulometrico 2 è stato eseguito anch'esso nel 2007 nella zona di testata del bacino, ad una quota 2274 m s.l.m. (Fig. 3.33). A differenza del primo rilievo questo è stato eseguito all'interno del canale principale del Rudavoi al fine di valutare la differente composizione granulometrica tra i ghiaioni superiori il canale nell'area sorgente di sedimento (Tab. 3.5 e 3.6).

Tab. 3.5 - Composizione granulometrica indicativa del rilievo 2.

Composizione granulometrica indicativa:	- Blocchi e massi ciclopici $\approx 30\%$
	- Ghiaia $\approx 30\%$
	- Sabbia e limi $\approx 30\%$
	- Argille $\approx 10\%$



Fig. 3.33 - Tratto oggetto del rilievo granulometrico superficiale n.2.

Tab. 3.6 - Rilievo granulometrico 2 (numero campione e relativo diametro).

n	D (mm)	n	D (mm)	n	D (mm)	n	D (mm)
1	29.8	13	22.4	25	33.2	37	125.2
2	22.0	14	15.5	26	30.1	38	66.7
3	43.5	15	51.6	27	29.6	39	66.7
4	27.8	16	47.3	28	46.5	40	88.2
5	24.5	17	35.8	29	49.2	41	122.4
6	33.1	18	29.6	30	52.2	42	75.4
7	63.9	19	50.7	31	55.3	43	140.4
8	20.6	20	36.9	32	35.8	44	137.0
9	19.7	21	23.4	33	43.6	45	67.7
10	33.9	22	47.8	34	32.8	46	48.2
11	14.9	23	35.6	35	46.6		
12	36.4	24	64.0	36	71.2		

Tab. 3.7 – Dati elaborati e diametri caratteristici del rilievo granulometrico 2.

ϕ	Diametro maglia (mm)	Numerosità n	% di classe	% cumulata		D_{xx} (mm)
-4.0	16.0	2	4.35	4.35	D_{10}	20.1
-4.5	22.6	4	8.70	13.04	D_{16}	24.2
-5.0	32.0	7	15.22	28.26	D_{30}	32.8
-5.5	45.3	11	23.91	52.17	D_{40}	37.9
-6.0	64.0	12	26.09	78.26	D_{50}	43.8
-6.5	90.5	6	13.04	91.30	D_{60}	50.2
-7.0	128.0	2	4.35	95.65	D_{65}	53.6
-7.5	181.0	2	4.35	100	D_{84}	74.5
					D_{90}	87.4
					D_m	51.5

Rispetto al primo rilievo si nota un aumento percentuale della frequenza degli elementi di diametro inferiore e una diminuzione del diametro medio dei clasti (Tab. 3.7) che, da 56.6 mm del rilievo di monte, arriva a 51.5 mm. Questo è dovuto alla presenza di una percentuale di sedimento fine (argille, limi e sabbie) più consistente. I grafici ottenuti dalle elaborazioni sono presentati nelle figure 3.34 e 3.35. In tabella 3.8 si riportano i coefficienti e gli indici dell'assortimento granulometrico del rilievo 2.

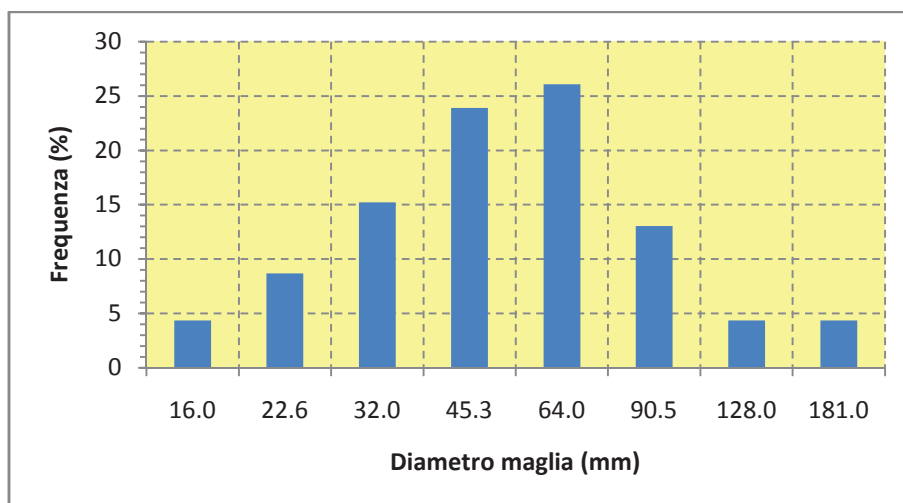


Fig. 3.34 - Frequenze relative alle classi diametriche presenti nel rilievo 2.

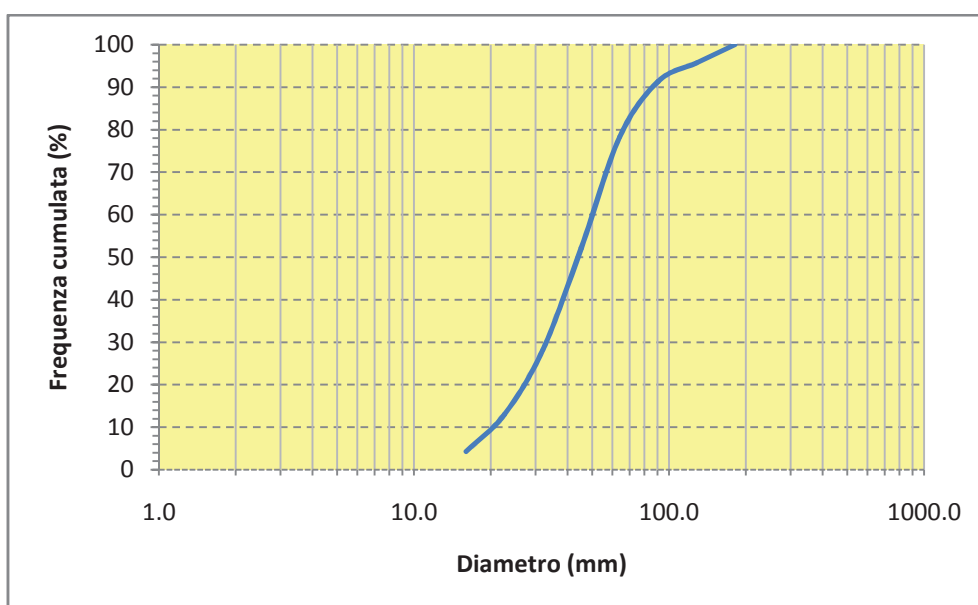


Fig. 3.35 - Frequenza cumulata relativa ai diametri del rilievo 2.

Tab. 3.8 - Coefficienti e indici dell'assortimento granulometrico per il rilievo 2.

Coefficiente di uniformità U	2.50	Distribuzione poco ampia
Indice di gradazione G	1.75	
Deviazione standard geometrica σ_g	1.75	Sedimento non uniforme
Deviazione standard σ	22.8	Assortimento poco classato
Coefficiente di asimmetria s (skewness)	0.34	Coda di materiale fine
Coefficiente di appuntimento o Kurtosis	0.34	
Coefficiente di cernita	25.1	Sedimento non classato
Coefficiente di curvatura	1.07	

- **Rilievo granulometrico 3**

Il rilievo granulometrico 3 è stato eseguito nel 2007 in corrispondenza dell'area soggetta ad erosione calanchiva in destra idrografica circa 700 m a valle del prelievo 2 (Fig. 3.36). In quest'area, a quota 1950 m s.l.m., si nota un aumento della percentuale di materiale fine e in particolare delle argille (Tab. 3.9). In questo caso la granulometria risulta non classata e assortita come si può osservare dai grafici (Fig. 3.37 e 3.38) e dai coefficienti granulometrici (Tab. 3.12).

Tab. 3.1 - Composizione granulometrica indicativa del rilievo 3.

Composizione granulometrica indicativa:	- Blocchi e massi ciclopici $\approx 20\%$
	- Ghiaia $\approx 40\%$
	- Sabbia e limi $\approx 25 - 30\%$
	- Argille $\approx 10 - 15\%$



Fig. 3.36 - Area in destra idrografica dove è stato eseguito il rilievo n.3 (foto: Gregoretto C., 2007).

Tab. 3.10 - Rilievo granulometrico 3 (numero campione e relativo diametro).

n	D (mm)	n	D (mm)	n	D (mm)	n	D (mm)
1	29.8	13	22.4	25	33.2	37	125.2
2	22.0	14	15.5	26	30.1	38	66.7
3	43.5	15	51.6	27	29.6	39	66.7
4	27.8	16	47.3	28	46.5	40	88.2
5	24.5	17	35.8	29	49.2	41	122.4
6	33.1	18	29.6	30	52.2	42	75.4
7	63.9	19	50.7	31	55.3	43	140.4
8	20.6	20	36.9	32	35.8	44	137.0
9	19.7	21	23.4	33	43.6	45	67.7
10	33.9	22	47.8	34	32.8	46	48.2
11	14.9	23	35.6	35	46.6		
12	36.4	24	64.0	36	71.2		

In tabella 3.11 sono riportate le elaborazioni dei dati di tabella 3.10 e le relative distribuzioni di frequenza sono rappresentate nei grafici di figura 3.37 e 3.38.

Tab. 3.11 - Dati elaborati e diametri caratteristici del rilievo granulometrico 3.

ϕ	Diametro maglia (mm)	Numerosità n	% di classe	% cumulata
-4.5	22.6	1	2.33	2.33
-5.0	32.0	7	16.28	18.60
-5.5	45.3	13	30.23	48.84
-6.0	64.0	13	30.23	79.07
-6.5	90.5	9	20.93	100.00

	D_{xx} (mm)
D_{10}	26.7
D_{16}	30.3
D_{30}	36.5
D_{40}	40.9
D_{50}	45.9
D_{60}	51.4
D_{65}	54.5
D_{84}	69.4
D_{90}	76.7

D_m	49.3
-------	------

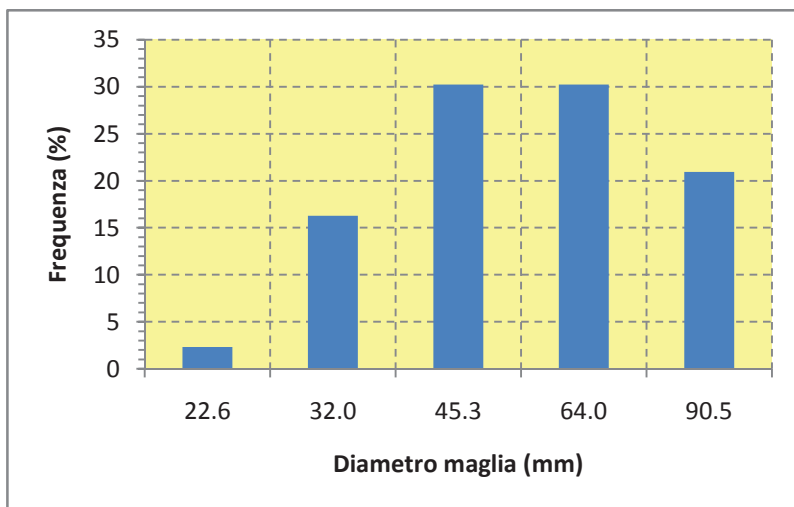


Fig. 3.37 - Frequenze relative alle classi diametriche presenti nel rilievo 3.

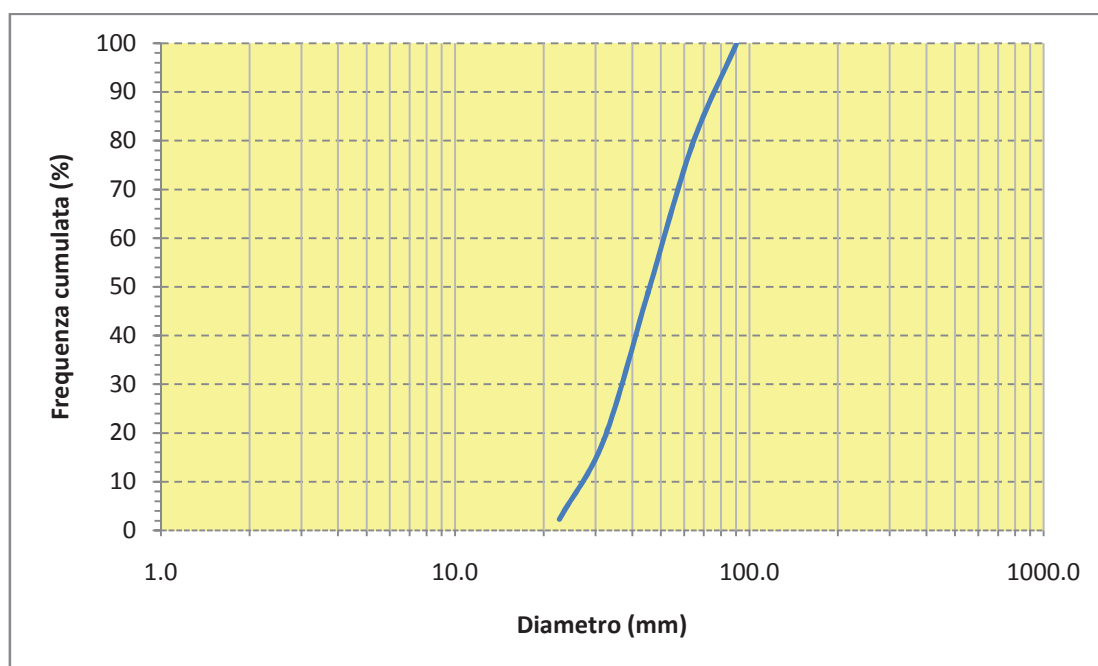


Fig. 3.38 - Frequenza cumulata relativa ai diametri del rilievo 3.

Come si può osservare confrontando la tabella 3.12 con la tabella 3.8 e 3.4, in questo caso si assiste a una riduzione della variabilità granulometrica come risulta dal coefficiente di uniformità; il valore del coefficiente di asimmetria si riduce molto come pure il coefficiente di Kurtosis segno che lungo il tratto di trasporto le granulometrie presenti sono per lo più legate al sedimento di sponda che ai depositi provenienti da monte. In altre parole si può dire che tutto il sedimento proveniente da monte transita in questo tratto senza lasciarne traccia.

Tab. 3.12 - Coefficienti e indici dell'assortimento granulometrico per il rilievo 3.

Coefficiente di uniformità U	1.90	Distribuzione poco ampia
Indice di gradazione G	1.51	
Deviazione standard geometrica σ_g	1.51	Sedimento non uniforme
Deviazione standard σ	17.40	Assortimento non classato
Coefficiente di asimmetria s (<i>skewness</i>)	0.29	Coda di materiale fine
Coefficiente di appuntimento o Kurtosis	0.28	
Coefficiente di cernita	19.60	Sedimento non classato
Coefficiente di curvatura	0.97	

- **Rilievo granulometrico 4**

L'ultimo rilievo granulometrico è stato eseguito nel 2007 circa 200 m a monte del ponte della SR48, a quota 1744 m s.l.m., in prossimità della confluenza con l'affluente di sinistra idrografica (Fig. 3.39). Le misure, eseguite in alveo, hanno evidenziato come in quest'area, spesso interessata da depositi, si ritrovino granulometrie molto elevate molto simili a quelle del rilievo numero 1 effettuate sui ghiaioni del Cristallo (Tab. 3.13).

Tab. 3.13 - Composizione granulometrica prelievo 4.

Composizione granulometrica indicativa:	- Blocchi e ciottoli $\approx$ 30 - 40%
	- Ghiaia $\approx$ 40 - 50%
	- Sabbia e limi $\approx$ 10 - 20%
	- Argille assenti



Fig. 3.39 – Tratto d'alveo dove è stato eseguito il rilievo 4.

Le elaborazione dei dati di tabella 3.14 sono presentate in tabella 3.15 e nei successivi grafici (Fig. 3.40 e 3.41). Diversamente da tutti gli altri rilievi la distribuzione delle frequenze relative alle singole classi diametriche (Fig. 3.40) presenta la mancanza di pezzature intermedie ai diametri tra 128 e 256 mm anche se i diametri maggiormente rappresentati rimangono pressoché sempre gli stessi.

Tab. 3.14 - Rilievo granulometrico 4 (numero campione e relativo diametro).

n	D (mm)	n	D (mm)	n	D (mm)	n	D (mm)
1	37.0	13	36.7	25	42.0	37	94.9
2	39.5	14	85.7	26	31.8	38	87.5
3	55.3	15	58.1	27	24.7	39	92.2
4	30.4	16	40.6	28	34.5	40	75.2
5	26.3	17	34.6	29	25.7	41	66.2
6	46.0	18	78.4	30	32.3	42	61.7
7	42.2	19	34.5	31	47.3	43	51.2
8	43.7	20	31.6	32	39.0	44	188.5
9	23.0	21	105.1	33	105.0		
10	30.5	22	78.7	34	57.3		
11	33.5	23	30.6	35	63.5		
12	36.1	24	29.3	36	81.8		

Tab. 3.15 - Dati elaborati e diametri caratteristici del rilievo granulometrico 4.

ϕ	Diametro maglia (mm)	Numerosità n	% di classe	% cumulata
-5.0	32.0	10	22.73	22.73
-5.5	45.3	14	31.82	54.55
-6.0	64.0	8	18.18	72.73
-6.5	90.5	7	15.91	88.64
-7.0	128.0	4	9.09	97.73
-7.5	181.0	0	0.00	97.73
-8.0	256.0	1	2.27	100.00

	D_{xx} (mm)
D_{10}	26.4
D_{16}	28.9
D_{30}	34.6
D_{40}	38.6
D_{50}	43.1
D_{60}	50.3
D_{65}	55.3
D_{84}	81.9
D_{90}	95.5

D_m	55.6
-------	------

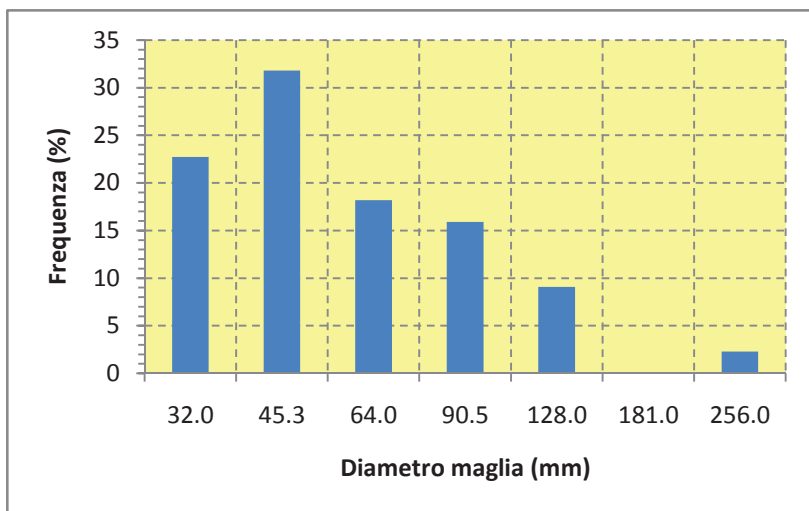


Fig. 3.40 - Frequenze relative alle classi diametriche presenti nel rilievo 4.

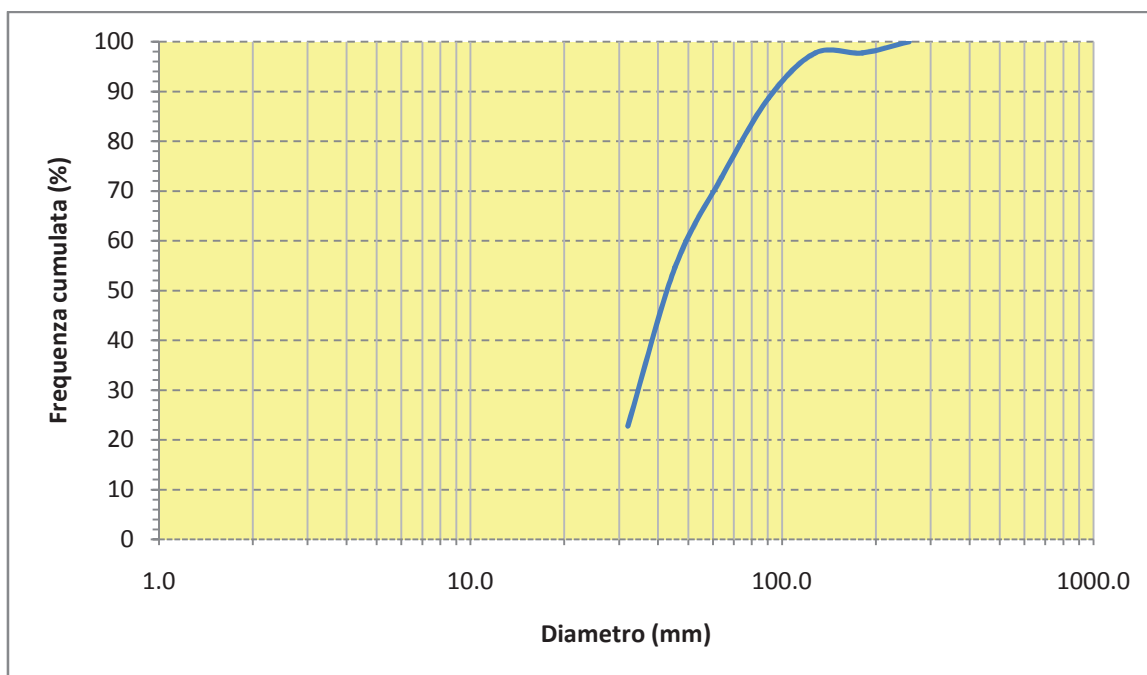


Fig. 3.41 - Frequenza cumulata relativa ai diametri del rilievo 4.

Anche in questo caso il sedimento risulta poco classato con una prevalenza netta delle ghiaie; il sedimento fine è meno rappresentato e alcuni assortimenti sono addirittura assenti. Nella seguente tabella 3.16 vengono riportati i coefficienti e indici dell'assortimento granulometrico

Tab. 3.16 - Coefficienti e indici dell'assortimento granulometrico per il rilievo 4.

Coefficiente di uniformità U	1.90	Distribuzione poco ampia
Indice di gradazione G	1.70	
Deviazione standard geometrica σ_g	1.68	Sedimento non uniforme
Deviazione standard σ	23.7	Assortimento poco classato
Coefficiente di asimmetria s (<i>skewness</i>)	0.57	Coda di materiale fine
Coefficiente di appuntimento o Kurtosis	0.30	
Coefficiente di cernita	26.50	Sedimento non classato
Coefficiente di curvatura	0.91	

Nella seguente tabella 3.17 e nel grafico di figura 3.40 vengono comparati alcuni parametri dell'assortimento granulometrico e le curve di frequenza cumulata relative ai diametri dei quattro rilievi granulometrici effettuati.

Tab. 3.17 - Coefficienti e indici dell'assortimento granulometrico per i quattro rilievi.

	Rilievo 1	Rilievo 2	Rilievo 3	Rilievo 4
Coefficiente di uniformità U	2.10	2.50	1.90	1.90
Deviazione standard σ	24.0	22.8	17.4	23.7
Coefficiente di asimmetria s	0.41	0.34	0.29	0.57
Coefficiente di Kurtosis	0.61	0.34	0.28	0.30
D_{16} (mm)	29.3	24.2	30.3	28.9
D_{50} (mm)	48.3	43.8	45.9	43.1
D_{84} (mm)	78.0	74.5	69.4	81.9
D_m (mm)	56.6	51.5	49.3	55.6

Come si osserva (Tab. 3.17) i rilievi granulometrici 1 e 4, eseguiti sul ghiaione del Cristallo e poco a monte della SR48, sono fortemente correlati segno che il sedimento del ghiaione giunge fino alla zona di deposito. I dati dei rilievi 2 e 3 mostrano, oltre ad un sensibile apporto di materiale fine proveniente dalle zone calanchive, un effetto by-pass del sedimento trasportato dagli eventi di colata detritica: ciò è il segno chiaro che queste colate non depositano lungo il tratto di trasporto. Nella figura 3.42 si riporta il confronto tra le curve di frequenza cumulata per i quattro rilievi.

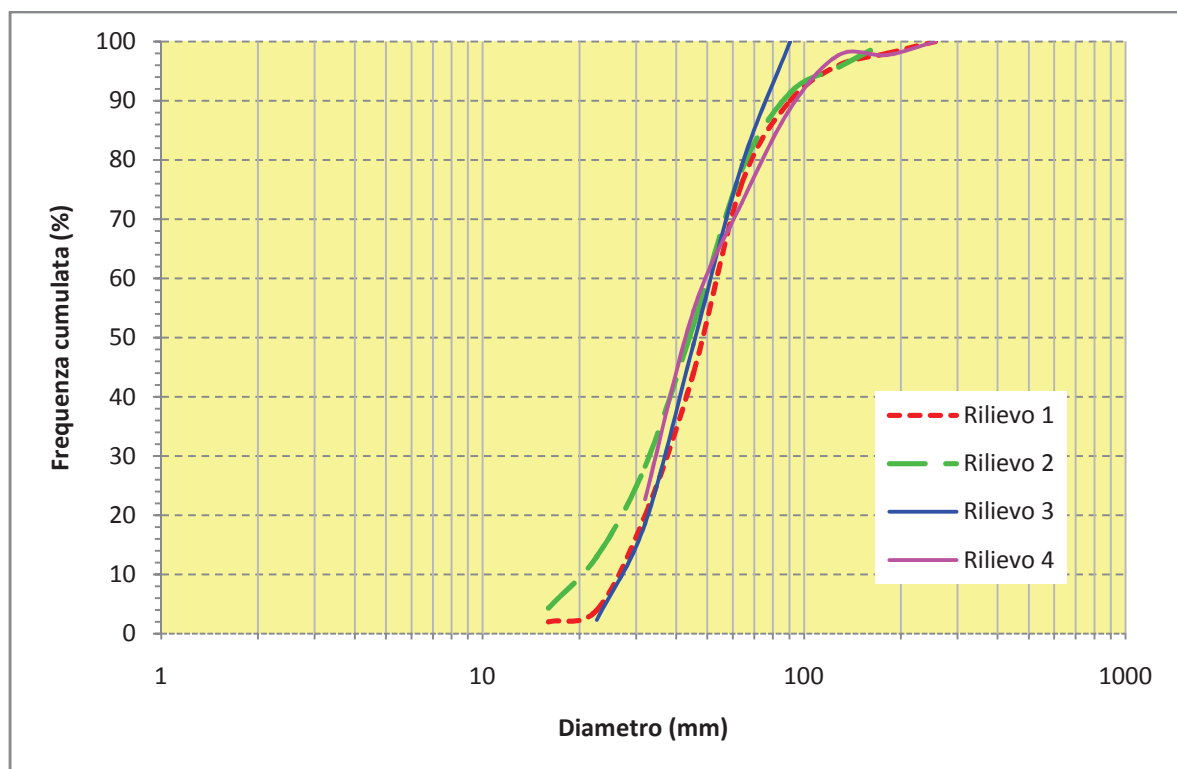


Fig. 3.42 – Frequenza cumulata relativa ai diametri dei sedimenti per i quattro rilievi effettuati.

Per quanto riguarda le caratteristiche tecniche sommarie della rocce si riporta la seguente tabella 3.18.

Tab. 3.18 – Caratteristiche tecniche sommarie delle rocce presenti sul bacino del Rudavoi.

	Rocce dolomitiche	Rocce argillose, marnose e gessifere
Grado di suddivisione	Medio, per fessurazione e fatturazione tettonica	Elevatissimo
Volume roccioso unitario (m ³)	0.1 – 0.5	0.001
Peso di volume (t/m ³)	2.7	2.6
Permeabilità	Elevata per fessurazione	Impermeabile
Alterabilità	Scarsa	Elevata
Solubilità	Elevata	Elevata nei gessi
Porosità	Scarsa	Scarsa
Erodibilità	Scarsa	Molto elevata
Resistenza geomeccanica	Elevata	Scadente
Resistenza a compressione	Elevata 800-1200 kg/cm ²	Inferiore a 50-100 kg/cm ²
Stabilità	Sfavorevole	Scadente
Propensione al dissesto	Sensibile	Molto elevata
Spessore	800-900 m	100 m

In riferimento allo studio eseguito per l'evento 4-5 settembre 1997 (D'Alpaos et. al., 1997) la colata di detrito per mobilitare il masso di 80 m³ e di circa 200 t, che ha causato l'asportazione e la traslazione per fluitazione dell'impalcato del ponte per 350 m a valle, ha raggiunto velocità verosimili di circa 4.5 - 5.5 m/s e la densità di circa 1.9-2.0 t/m³. Pertanto la concentrazione solida della miscela doveva essere di circa 60-80 %.

4. GEOMORFOLOGIA

4.1 GEOMORFOLOGIA DEL BACINO

Strumenti Gis

Per la descrizione del bacino idrografico del Rudavoi nelle sue caratteristiche morfometriche peculiari ci si è avvalsi della tecnologia informatica fornita dai GIS (Geographical Information System) ovvero, secondo una delle numerose definizioni riscontrate in letteratura *"un GIS è una potente serie di strumenti per acquisire, memorizzare, estrarre a piacimento, trasformare e visualizzare dati spaziali dal mondo reale"* (Burrough, 1986) oppure, secondo Cortelessa (1995), *"... un modello del mondo reale per prevenire e prevedere una serie di fenomeni legati al territorio e poter esplorare tutto l'insieme dei possibili scenari ad essi legati ottenendo una visione delle conseguenze"*.

L'acquisizione dei dati territoriali e la loro successiva elaborazione è stata eseguita con il software Adb ToolBox nella versione 1.7. I dati della superficie del terreno (punti x, y, z) georeferenziati, acquisiti dal volo LiDAR 2010 per conto delle Regole d'Ampezzo, hanno permesso di costruire il TIN (*Triangular Irregular Network*) mediante la costruzione di una rete di triangoli irregolari secondo la regola di Delunay per definire la superficie del terreno, il DTM (modello digitale del terreno) detto anche DEM (modello delle elevazioni). Tuttavia, attualmente con i GIS non è possibile effettuare operazioni in overlay a strutture con strutture a maglie triangolari irregolari. Pertanto, si è reso necessario convertire la superficie a TIN con una a maglie o celle quadrate (grid – raster) con quota e dimensione costante per ogni cella (dimensione: 1 x 1 metro). Il DEM, a maglie quadrate (Fig. 4.1), è stato utilizzato come base di riferimento per convertire tutte le altre mappe vettoriali, in modo da avere tutte le celle snappate sugli stessi vertici ed essere esattamente sovrapponibili.

Il raster del DEM è stato utilizzato anche per effettuare le elaborazioni per identificare alcuni parametri morfometrici del bacino: la carta delle pendenze e delle esposizioni, la distribuzione dell'area in funzione della quota e la curva ipsometrica. Inoltre, dall'interrogazione delle mappe del DEM e del reticolo idrografico, sono stati identificati anche i parametri morfometrici del collettore

principale. Nei successivi paragrafi, i parametri morfometrici verranno trattati suddividendoli in base alle loro proprietà geometriche: parametri lineari e areali.

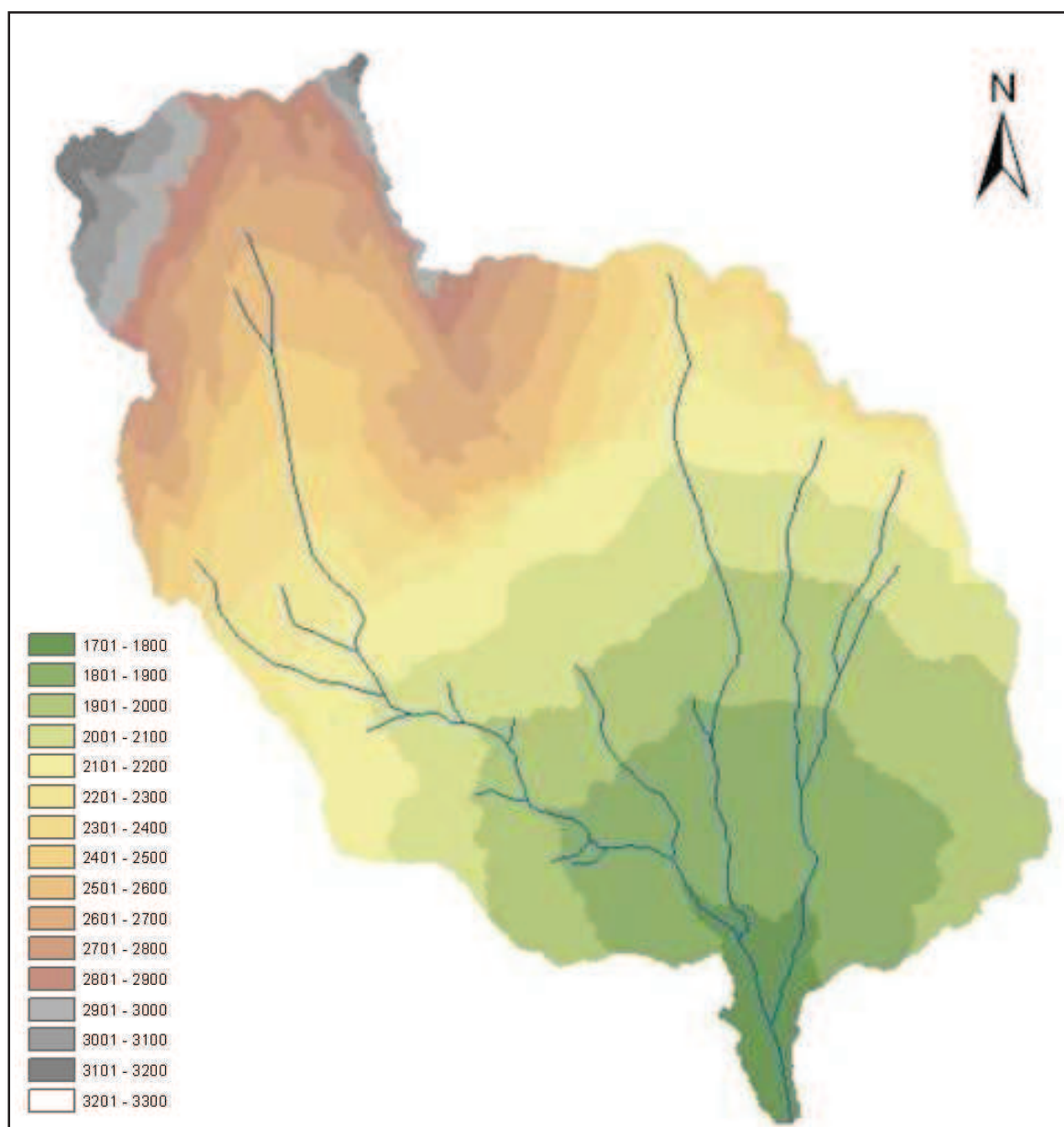


Fig. 4.1 – DEM o DTM del bacino del Rudavoi (in blu il reticolo idrografico).

Parametri morfometrici

Il bacino del torrente Rudavoi, come già descritto al capitolo 1, si estende nell'estrema parte settentrionale della Regione Veneto, in provincia di Belluno, più precisamente nella parte nord orientale del territorio comunale di Cortina d'Ampezzo.

La sezione di chiusura, a quota 1700 m s.l.m., è posta subito a monte del nuovo ponte della SR 48 “delle Dolomiti” transitante sopra il torrente Rudavoi e rappresenta anche la quota minima (h_{min}); la quota massima (h_{max}) pari a 3220 m s.l.m., è riferita alla sommità del Monte Cristallo.

• PROPRIETÀ LINEARI

Le proprietà lineari sono quelle che attengono al drenaggio e quindi ai caratteri della rete fluviale (lunghezza, numero di rami, ecc.) (Ferro, 2002).

Lo studio delle proprietà lineari permette di identificare all'interno del bacino, i parametri e le informazioni sulla lunghezza e sull'ordinamento dei vari rami della rete idrografica.

La lunghezza complessiva del reticolo idrografico risulta pari a circa 7442 m. Considerazioni di carattere morfometrico si ottengono scomponendo i segmenti che formano i rami della rete scolante e ordinandoli secondo criteri gerarchici. Il sistema utilizzato è quello di Horton – Strahler, dalla cui applicazione è emerso che l'ordine del bacino è pari a 3, mentre il numero di segmenti del reticolo idrografico di ordine inferiore a 3 sono 19 e sono nella seguente tabella 4.1.

Tabella 4.1 - Classificazione Horton-Strahler e rapporto di biforcazione del torrente Rudavoi.

Ordine u	N_u	L_u (km)	R_b
1	16	4.40	
2	3	2.60	5.33
3	1	0.44	3.00
Somma km =		7.44	
R_b medio =			4.17

in cui:

N_u = numero di tronchi fluviali di ordine u ;

L_u = lunghezza dei tronchi fluviali di ordine u ;

R_b = rapporto tra il numero di tronchi di ordine u (N_u) e il numero di tronchi di ordine precedente (N_{u-1}).

Solitamente, secondo quanto definito da Ferro (2002), i valori del rapporto di biforcazione sono compresi tra 3 e 5; nel caso del bacino del Rudavoi è 4,17.

Per il collettore principale del torrente Rudavoi vengono calcolati, inoltre, altri due parametri principali: la lunghezza e la pendenza.

Il collettore principale del torrente Rudavoi dalla sorgente fino alla sezione di chiusura ha una lunghezza (L) di circa 2191 m.

La pendenza è ottenuta eseguendo il rapporto tra il dislivello dei punti estremi del corso d'acqua e la sua lunghezza e, per l'asta principale del torrente Rudavoi, è pari a 41.7%.

Altri parametri relativi alle proprietà lineari sono riportati in tabella 4.2.

Tabella 4.2 - Proprietà lineari del bacino del Rudavoi.

Parametri	Dimensioni	udm
Densità di drenaggio (D_r)	4.056	km^{-1}
Coefficiente di torrenzialità (D_t , secondo Puglisi)	8.719	km^{-2}

in cui:

$$D_r = \text{Densità di drenaggio} = \frac{\sum L_u}{A}$$

$$D_t = \text{Indice di torrenzialità} = \frac{\sum N_1}{A}$$

In figura 4.2 si riporta l'intero profilo longitudinale del collettore principale del Rudavoi ottenuto utilizzando il DTM con celle quadrate 1 x 1 m derivato dai punti quotati del volo LiDAR 2010. Nel successivo cap. 4.2 sarà analizzato dettagliatamente il collettore principale e il relativo profilo.

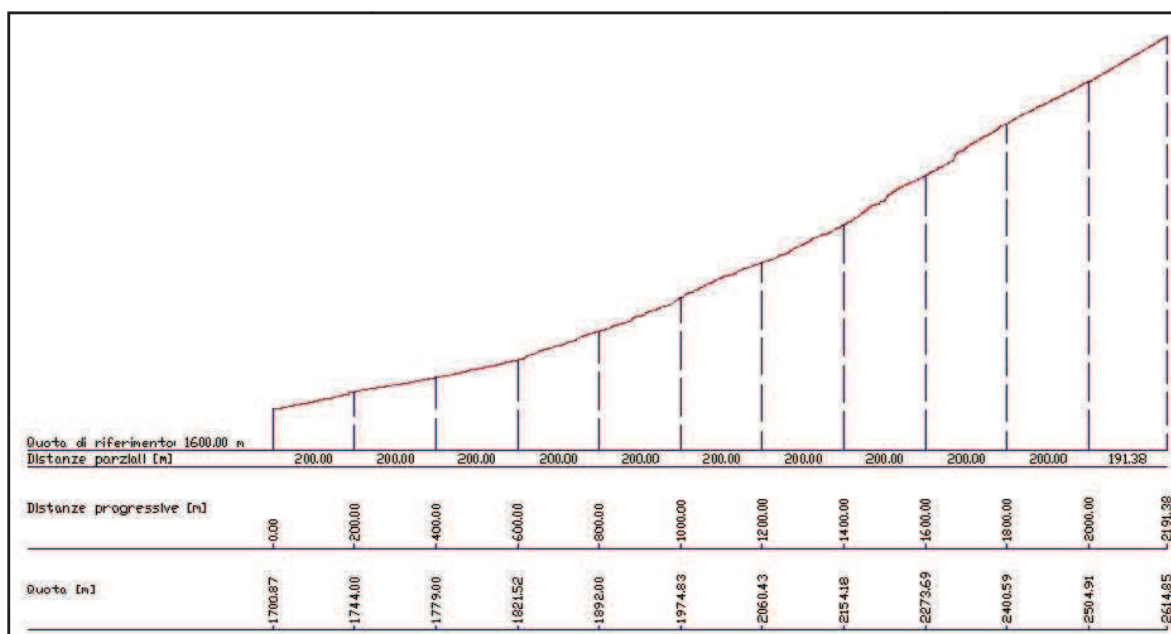


Fig. 4.2 - Profilo longitudinale del collettore principale del Rudavoi sulla base del DTM con celle quadrate 1x1m ricavato dal volo LiDAR 2010.

• PROPRIETA' AREALI

La forma planimetrica del bacino condiziona alcuni fenomeni idrologici che in esso si verificano come, per esempio, i tempi di trasferimento delle gocce di pioggia cadute sul bacino (Ferro, 2002).

Lo studio delle proprietà areali consiste nella misura planimetrica delle superfici topografiche e della lunghezza del perimetro al fine di calcolare specifici indici di forma, riportati in tabella 4.3.

La superficie planimetrica (A) del bacino è di circa 1.84 km^2 , mentre il perimetro (P) è pari a circa 8.97 km : questi dati con quelli di tabella 4.1 e 4.2 consentono di calcolare alcuni indici e fattori di forma (Tab. 4.3).

Tabella 4.3 - Proprietà areali del bacino del Rudavoi.

Proprietà areali	Dimensioni
Indice di compattezza di Horton F_1	0.38
Indice di compattezza del bacino F_2 secondo Gravellius	1.85
Fattore di forma F_3	1.44

in cui:

$$F_1 = \frac{A}{L^2} \qquad F_2 = \frac{0.28 \times P}{\sqrt{A}} \qquad F_3 = \frac{0.89 \times L}{\sqrt{A}}$$

La risposta idrologica del bacino è direttamente connessa alla forma dello stesso: prendendo in considerazione l'indice di compattezza del bacino secondo Gravelius (F_2) e il coefficiente di compattezza di Horton (F_1), secondo la classificazione di Versace (2007), il bacino presenta una forma rettangolare – bislunga con risposte idrologiche rapide dai versanti e piuttosto lunga sull'asta principale.

Si riporta in tabella 4.4 un quadro riassuntivo dei principali parametri morfometrici del bacino e del collettore del Rudavoi.

Tabella 4.4 - Quadro riassuntivo dei parametri morfometrici del bacino del Rudavoi.

BACINO DEL TORRENTE RUDAVOI	
Superficie planimetrica A (km ²)	1.84
Perimetro P (km)	8.97
Quota massima h _{max} (m s.l.m.)	3220.0
Quota della sezione di chiusura h _o (m s.l.m.)	1700.6
Quota media h _m (m s.l.m.)	2230.5
Rilevo del bacino: h _{max} - h _o (m)	1519.4
Esposizione media (°)	161
Lunghezza del reticolo idrografico L _r (m)	7442.3
Lunghezza del collettore principale L (m)	2191.4
Pendenza media del collettore principale (%)	41.7
Pendenza media del bacino i _m (%)	73.4
Pendenza media del bacino i _m (°)	126.3
Coefficiente di forma di Gravelius F ₂	1.85
Indice di compattezza F ₁	0.38
Densità di drenaggio D _r (km ⁻¹)	4.06
N° segmenti di ordine 1 (N ₁)	16
Ordine del bacino secondo Strahler	3
Indice di torrenzialità (D _t)	8.72
Rapporto di biforcazione medio	4.17

L'istogramma delle superfici in funzione delle quote (Fig. 4.3) fornisce un inquadramento della distribuzione delle aree appartenenti alle varie fasce altimetriche. Dal grafico si osserva che le quote comprese tra i 1800 e i 2200 metri rappresentano la maggioranza della superficie del bacino.

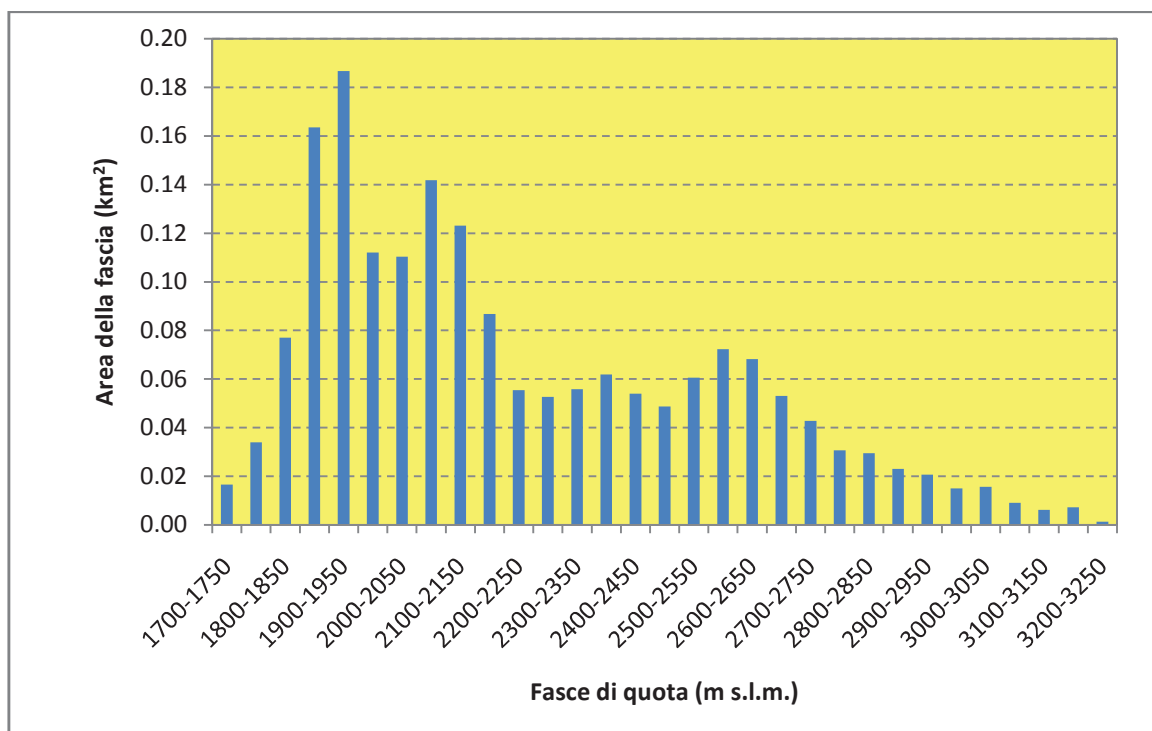


Fig. 4.3 - Distribuzione areale per fasce di quota del bacino del Rudavoi chiuso al ponte sulla SR48.

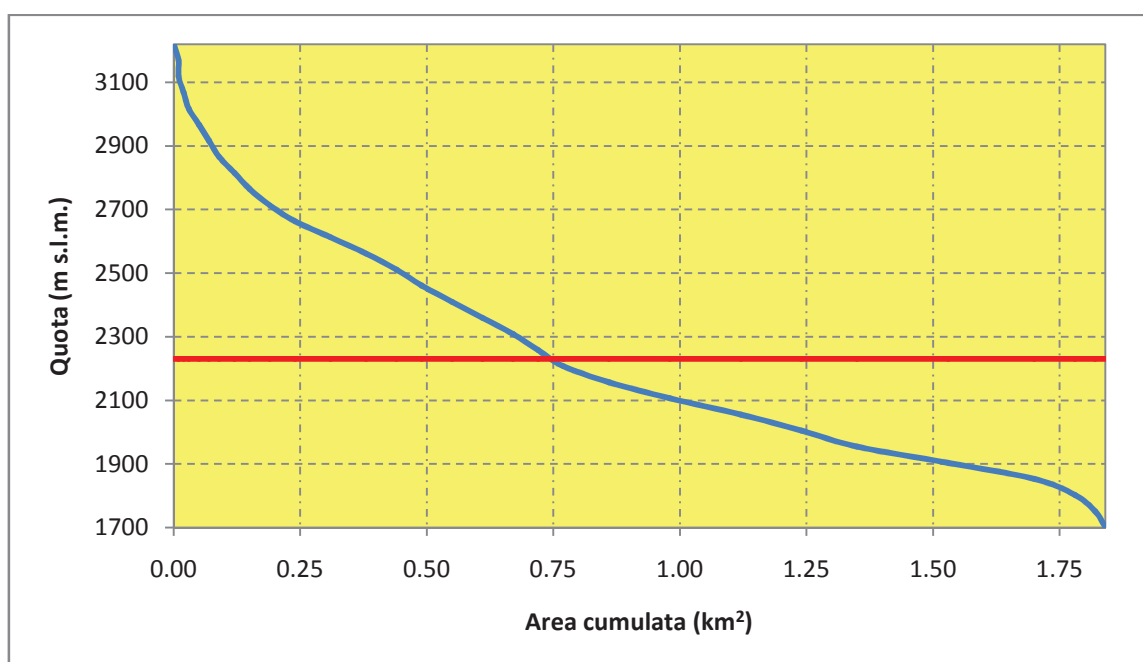


Figura 4.4 - Curva ipsometrica del bacino del Rudavoi.

L'andamento altimetrico del bacino viene descritto tramite la curva ipsometrica (Fig. 4.4) che esprime l'area drenante a monte di una determinata quota. Il bacino presenta pendenze piuttosto sostenute lungo tutti i versanti e l'andamento della curva ipsometrica evidenzia come esso sia ancora in una fase evolutiva giovanile, ovvero ancora in fase erosiva molto aggressiva.

Al fine di valutare lo stato evolutivo del bacino, viene costruita la curva ipsometrica adimensionale (Fig. 4.5). In questo caso vengono "adimensionalizzati" i valori in ascissa ed in ordinata: la quota h_i , viene rapportata al suo valore massimo mentre la frazione di area compresa tra due quote viene rapportata alla superficie totale del bacino. Anche in questo caso viene confermata la fase giovanile di evoluzione del bacino idrografico del Rudavoi.

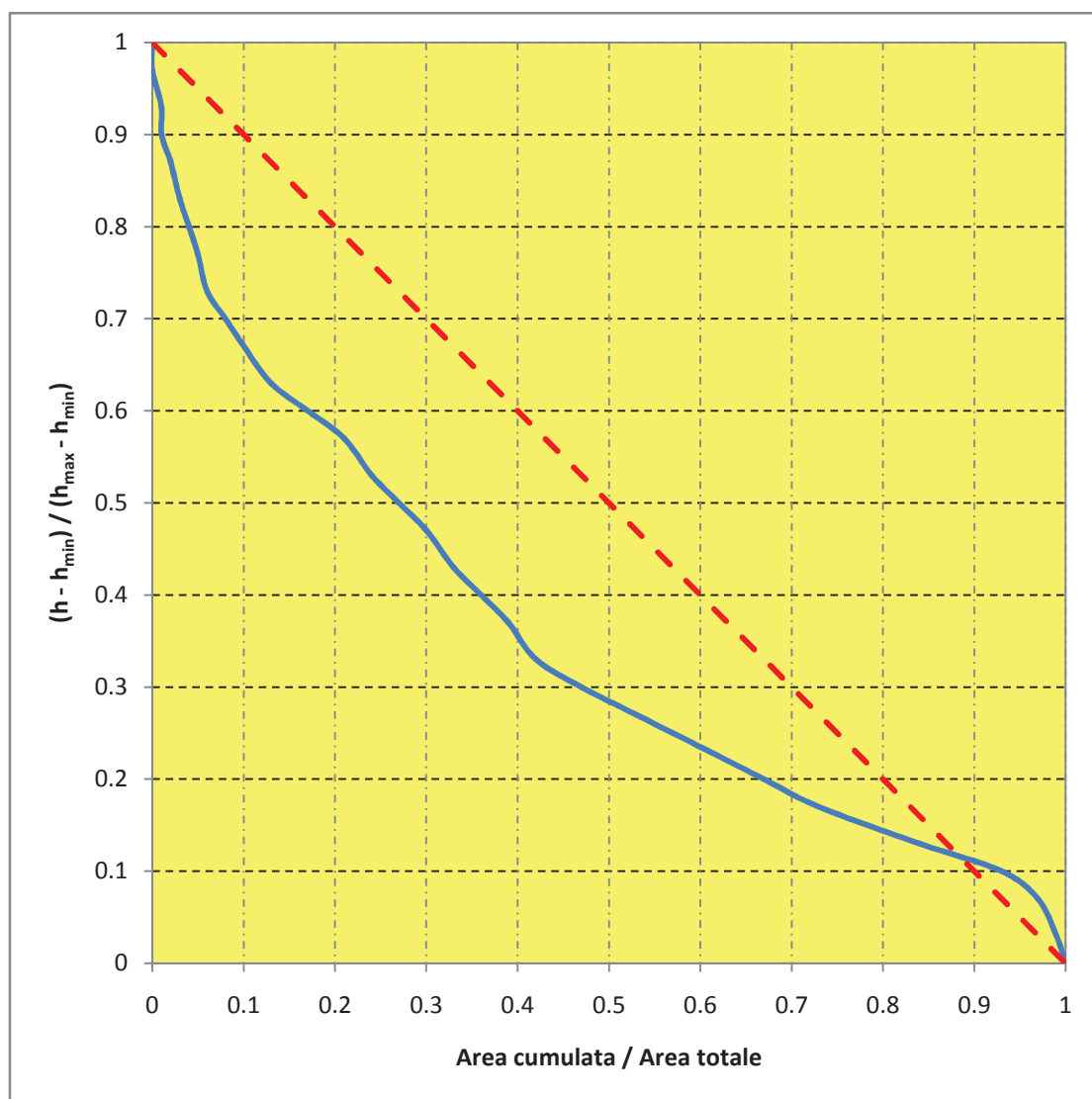


Figura 4.5 - Curva ipsometrica adimensionale del bacino del Rudavoi.

La pendenza dei versanti di un bacino riveste un ruolo fondamentale nella formazione dei deflussi: quest'ultimi risultano più accelerati nelle aree caratterizzate da alti valori di acclività. Sempre dal DEM è stato possibile ricavare il file raster delle pendenze (Fig. 4.6) con uno specifico tool presente nel GIS AdB-ToolBox.

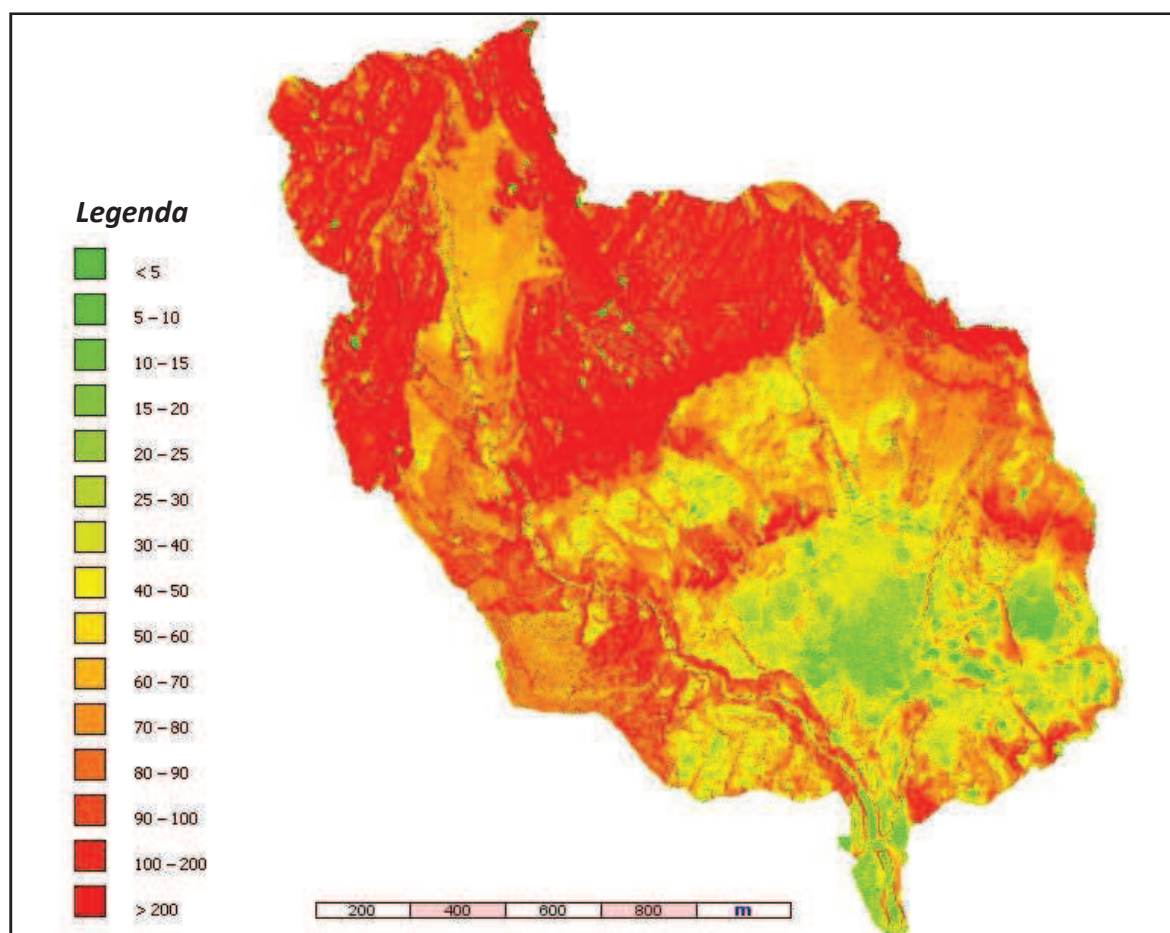


Figura 4.6 - Mappa raster delle pendenze del bacino del Rudavoi.

Le zone caratterizzate da pendenze maggiori (Fig. 4.6) sono localizzate nella parte nord del bacino per la presenza delle pareti rocciose del Monte Cristallo e del Piz Popena. Nella zona centrale, sui ghiaioni che scendono a sud dal Piz Popena, e nell'area di chiusura del bacino le pendenze si riducono sensibilmente. Come già evidenziato nel capitolo 2 della vegetazione e nel capitolo 3 della geolitologia, dalla carta delle pendenze (Fig. 4.6) si può osservare e desumere che, molto probabilmente, l'apporto di sedimenti da parte dei collettori che scendono dal Piz Popena può essere bloccato sia dalla vegetazione, sia dalla drastica riduzione della pendenza. Infatti, proprio la bassa acclività presente sui

ghiaioni del Piz Popena provoca la sedimentazione a monte delle ripide sponde del Rudavoi.

Dal DEM, inoltre è stato prodotto il file raster dell'esposizione (Fig. 4.7): si nota che la maggior parte del bacino è esposta a sud-est. L'uniformità delle esposizioni consente di desumere che i percorsi idrici superficiali siano piuttosto diretti e che, pertanto, le risposte idrologiche agli eventi pluviometrici brevi ed intensi siano alquanto rapide e dotate di molta energia.

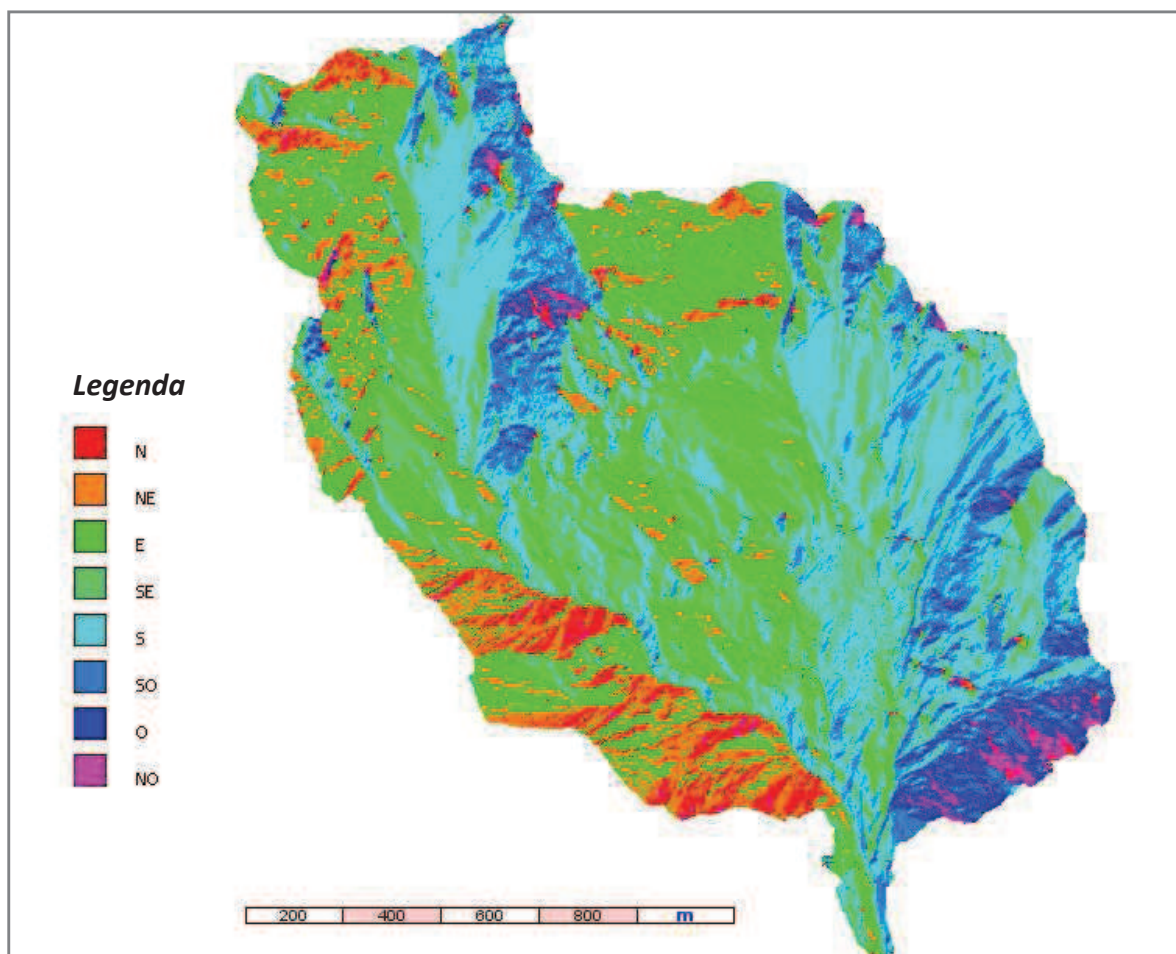


Figura 4.7 - Mappa raster dell'esposizione del bacino del Rudavoi.

4.2 GEOMORFOLOGIA DEL CANALE PRINCIPALE

La successione stratigrafica e l'assetto strutturale sopra descritti condizionano in modo peculiare l'evoluzione del paesaggio di quest'area, dando origine ad alcune caratteristiche morfologiche fondamentali.

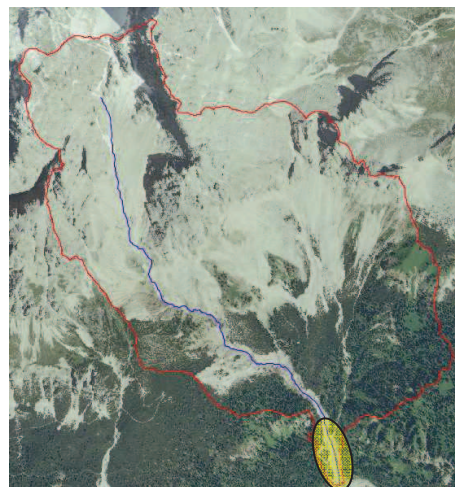
Analizzando la porzione di territorio a monte della strada statale, gli elementi morfologici direttamente connessi alla successione stratigrafica ed alla struttura sono:

- i canali che segmentano l'ammasso roccioso della dolomia delle due cime del Cristallo e del Popena; sono vie preferenziali di raccolta e smaltimento delle acque meteoriche e fonte inesauribile di materiale detritico che, per crollo, si deposita al piede delle pareti stesse;
- le due soglie rocciose di Dolomia Cassiana che si rilevano a quota 1800 m s.l.m. e a quota 2000 m s.l.m. che condizionano fortemente l'andamento dell'alveo del torrente;
- l'alternanza tra materiali facilmente erodibili (con alta presenza di argille) e materiali più resistenti all'erosione quali le Dolomie; ne consegue un territorio caratterizzato da pareti rocciose verticali a cui seguono zone meno acclivi dove il detrito può accumularsi;

Si è, quindi, proceduto all'analisi in dettaglio dell'asta del torrente Rudavoi, partendo dal ponte della strada statale SR48 e risalendo verso monte: il canale principale è stato suddiviso in 6 tratti che presentano caratteri omogenei per struttura geo-litologica, geomorfologica e per i fenomeni in atto. Sono stati rilevati alcuni elementi morfologici ritenuti tali da condizionare i fenomeni di colata o tali da costituire elementi significativi per la dinamica dei fenomeni di dissesto.

• PRIMO SETTORE: TRA IL PONTE E LA BRIGLIA

Questo tratto d'alveo del Rudavoi ha una lunghezza di circa 180 m, si sviluppa tra 1700 m s.l.m. (quota minima del bacino) e 1740 m s.l.m. ed è caratterizzato da una pendenza media del 16%. L'alveo è incassato in un'area caratterizzata da detriti ghiaiosi e grossolani (ciottoli e pietrame) con matrice sabbioso-limosa con tracce di argilla. Sono frequenti i fenomeni erosivi di sponda e i depositi di ghiaie sul fondo dell'alveo (Fig. 4.9 e 4.10).



Composizione granulometrica indicativa:

- Ghiaia $\approx 40\div 50\%$
- Ciottoli e blocchi $\approx 30\div 40\%$
- Sabbia poco limosa $\approx 10\div 20\%$

Nella foto di figura 4.8 si possono vedere le sistemazioni del canale con la serie di briglie e i muri di sponda poco a monte del ponte della SR48. Oltre le briglie, risalendo il Rudavoi si trova un breve allargamento dell'alveo dovuto alla confluenza di sinistra idrografica (Fig. 4.9). In questo tratto si notano frequenti accumuli di sedimento (Fig. 4.10).



Fig. 4.8 - Tratto d'alveo sistemato con briglie a monte del ponte sulla SR 48.



Fig. 4.9 – Tratto a monte delle briglie e presso la confluenza in sponda sinistra.



Fig. 4.10 – Depositi spondali lungo il Rudavoi: particolare delle granulometrie presenti.

Nel profilo dell'alveo (Fig. 4.11) risulta evidente il salto dovuto alla presenza di una grande briglia che chiude il tratto sistemato. Nella Fig. 4.12 si riporta una sezione media caratteristica del canale presa tra il ponte e l'area sistemata con le briglie.

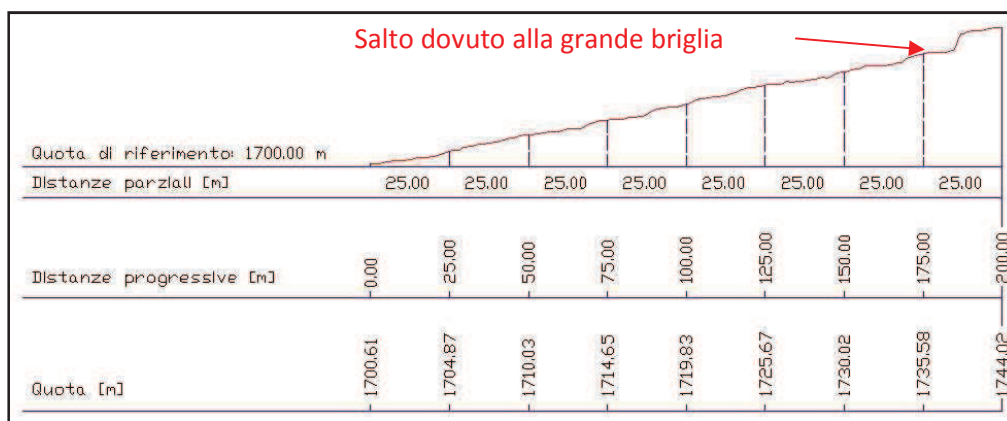


Fig. 4.11 - Profilo longitudinale dell'alveo del Rudavoi nel primo settore (da LiDAR 2010).

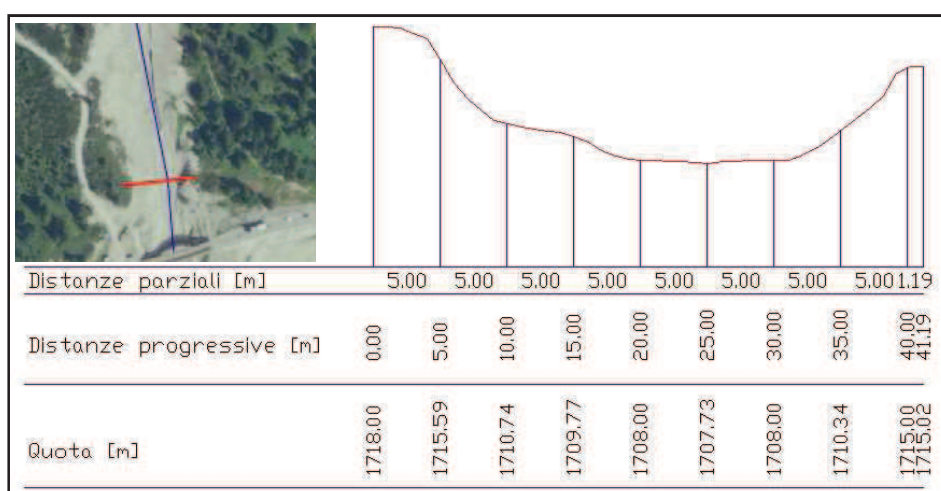
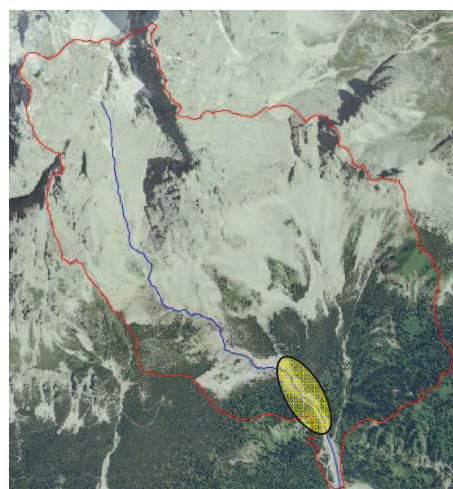


Fig. 4.12 - Sezione rappresentativa del primo tratto (destra idrografica a sx nella sezione).

• SECONDO SETTORE: TRA LA BRIGLIA E QUOTA 1850 m

Questo tratto d'alveo del Rudavoi ha una lunghezza di circa 450 m e si sviluppa tra 1740 m s.l.m. (quota della briglia) e 1850 m s.l.m.. E' caratterizzato da una pendenza media del 30%. Per circa 100 m a monte della grande briglia sono frequenti i depositi di detriti ghiaiosi in alveo con la presenza anche di massi ciclopici. Risalendo verso monte, l'alveo è caratterizzato da un fondo in erosione e non si riscontrano forme di deposito. A monte di quota 1810 m s.l.m. l'alveo presenta sponde molto ripide ($i \approx 40^\circ$) ed alte circa 8÷15 m, con una sezione trasversale a V.



- Composizione granulometrica indicativa:
- Ghiaia $\approx 45\div 50\%$
 - Ciottoli e blocchi $\approx 25\div 30\%$
 - Sabbia limosa $\approx 25\div 30\%$

Nella Figure 4.13, 4.14 e 4.15 si notano le sponde molto alte e acclivi del canale Rudavoi e la presenza dei massi ciclopici fluitati in seguito a passati eventi di colate detritiche. La sezione tipica è quella a V con fondo largo dai 2 ai 5 m circa.



Fig. 4.13 - Massi ciclopici fluitati in alveo attorno a quota 1810 m s.l.m..



Fig. 4.14 – Tratto del Rudavoi a monte della confluenza in sponda sinistra.



Fig. 4.15 - Alveo del Rudavoi profondamente inciso: alveo largo circa 3-5 m, sponde alte circa 15 m ed erosione superficiale spondale di tipo calanchiforme (foto: Fenti V., 1997).

Per quanto riguarda il profilo longitudinale (Fig. 4.16) ottenuto da volo LiDAR 2010, si nota una pendenza costante lungo tutto il tratto analizzato fatta eccezione di singoli punti dove, a causa dei grandi massi ciclopici, si creano dei “salti di fondo”.

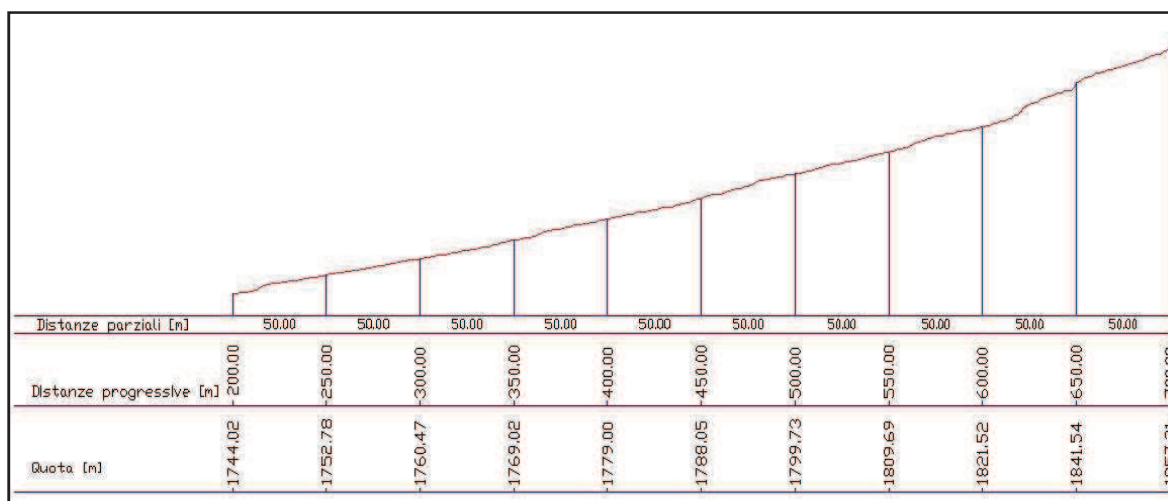


Fig. 4.16 - Profilo longitudinale del Rudavoi nel secondo settore (da LiDAR 2010).

Vengono riportate di seguito due sezioni rappresentative del secondo tratto del canale: la prima (Fig. 4.17) mostra l'elevata pendenza delle sponde che salgono sia in destra che in sinistra idrografica con valori prossimi ai 40÷45°; la seconda (Fig. 4.18) evidenzia un allargamento dell'alveo e una riduzione della pendenza spondale a causa dell'inizio della zona in erosione in sinistra idrografica.

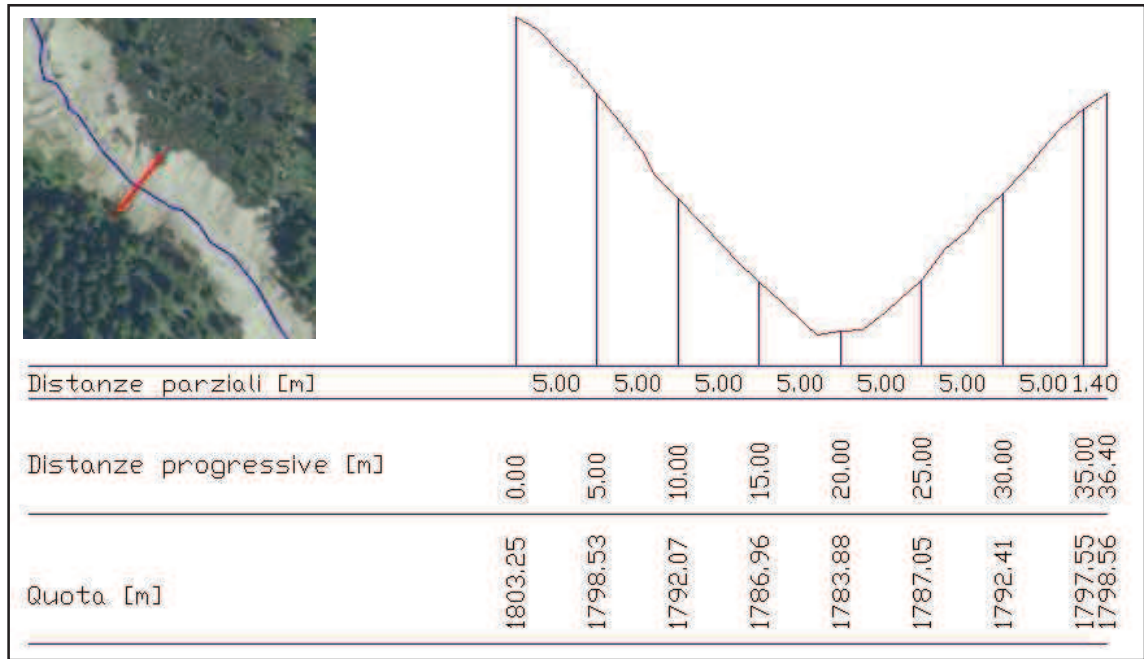


Fig. 4.17 - Sezione di valle del secondo tratto (destra idrografica a sx nella sezione).

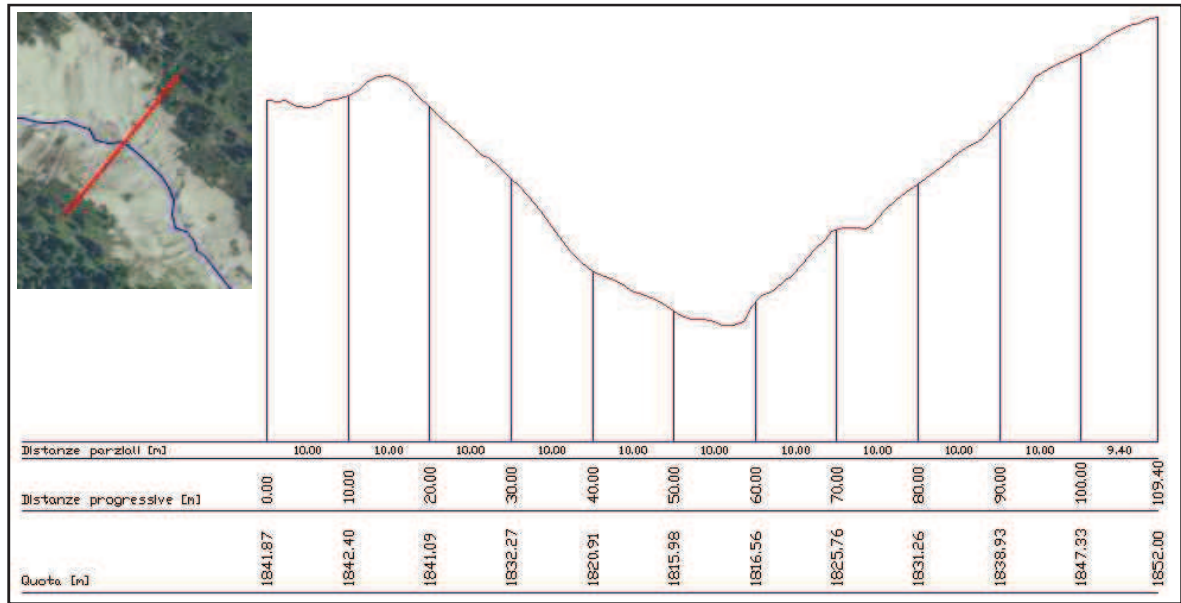
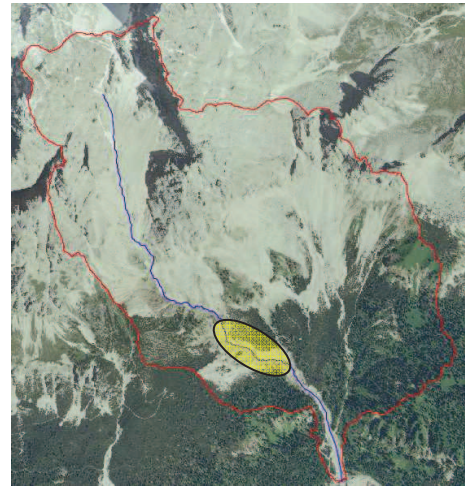


Fig. 4.18 - Sezione di monte del secondo tratto (destra idrografica a sx nella sezione).

- **TERZO SETTORE: TRA QUOTA 1850 e 1950 m**

Questo tratto d'alveo è lungo circa 300 m, si sviluppa tra quota 1850 m s.l.m. e quota 1950 m s.l.m. ed è caratterizzato da una pendenza media del 40%. Il tratto in questione è contraddistinto da un'elevata presenza di detriti sulle sponde e di grandi massi instabili nell'alveo (Fig. 4.19) che poggiano su strati di argilliti (riconoscibili dal colore scuro). Le scarpate laterali sono molto ripide ($i \approx 45-60^\circ$) alte circa dai 10 ai 30 m. In destra idrografica, a quota 1900 m s.l.m., è presente una vasta superficie soggetta ad erosione con presenza di grossi massi instabili (Fig. 4.20) trattenuti da una matrice fine ove l'argilla non è più trascurabile.



Composizione granulometrica indicativa:

- Ghiaia $\approx 40\%$
- Massi, blocchi e ciottoli $\approx 20\%$
- Sabbia e limo $\approx 30\%$
- Argille $\approx 10\%$



Fig. 4.19 - Alveo del Rudavoi a quota di circa 1900 m s.l.m.; si notano i grandi massi instabili e l'ampia area in dissesto.



Fig. 4.20 - Panoramica della zona franosa in destra idrografica (foto: Fenti V., 1997).

In figura 4.21 si può vedere come l'alveo del Rudavoi, scorrendo al disopra della struttura geolitologica del Gruppo di Raibl, sia fortemente incassato nei detriti instabili prevalentemente composti da argilliti e siltiti.



Fig. 4.21 - Alveo del Rudavoi a quota di circa 1850 m s.l.m..

Nel profilo longitudinale (Fig. 4.22) si nota una pendenza piuttosto uniforme che viene interrotta da salti di fondo generati dai grandi massi in alveo: queste discontinuità verticali raggiungono altezze fino a circa 10 m.

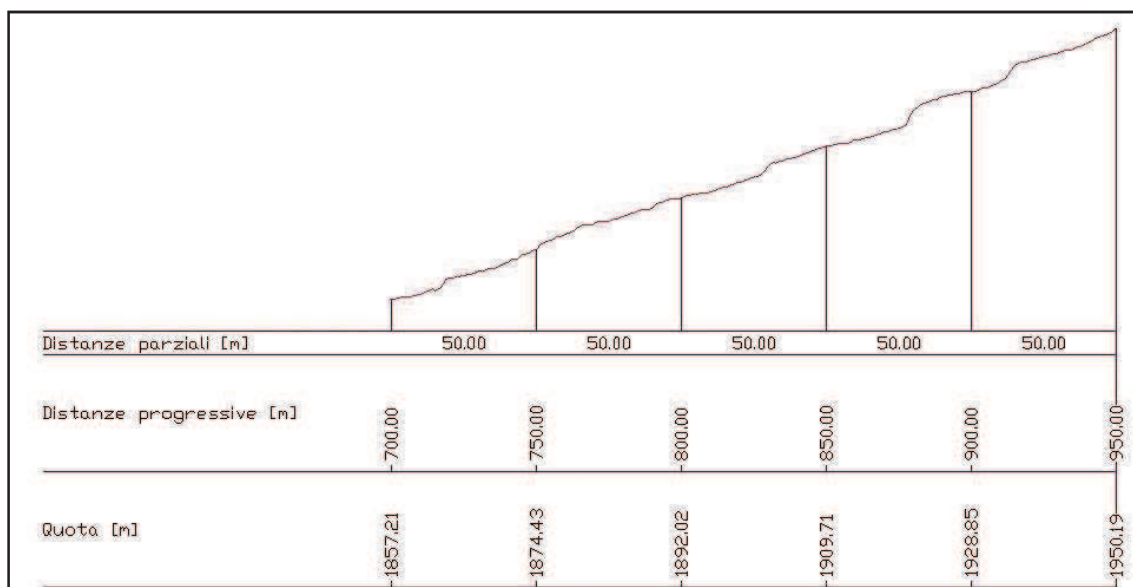


Fig. 4.22 - Profilo longitudinale del Rudavoi nel terzo settore (da LiDAR 2010).

Le sezioni trasversali di figura 4.23 e 4.24 evidenziano il comportamento dell'alveo a due quote differenti: nella prima sezione, riferita a quota 1884 m, il canale principale è largo; nella seconda sezione, riferita a quota 1948 m s.l.m., il canale è più inciso e le sponde salgono più ripide rispetto alla precedente sezione.

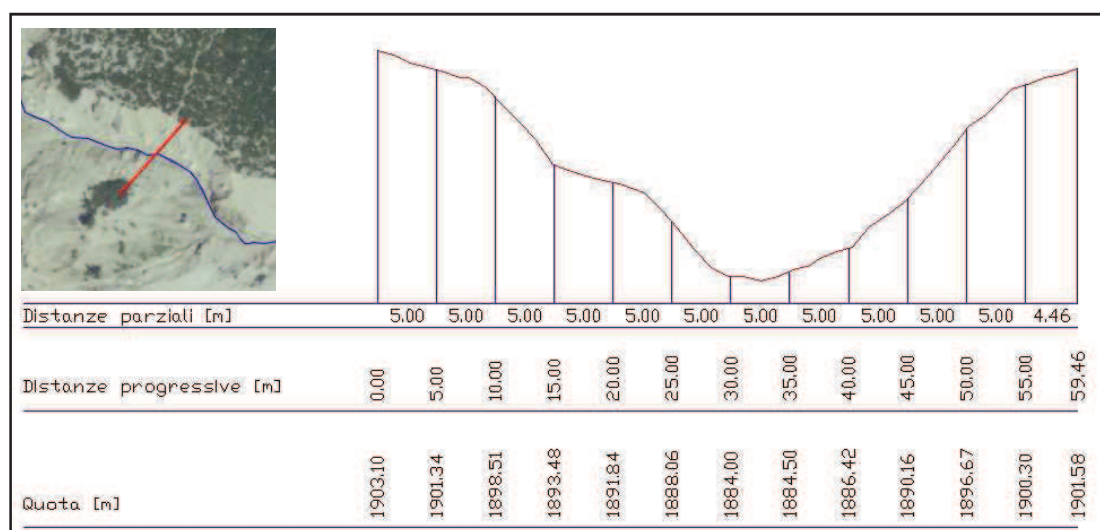


Fig. 4.23 - Sezione a quota 1884 m s.l.m. nel terzo tratto (destra idrografica a sx nella sezione).

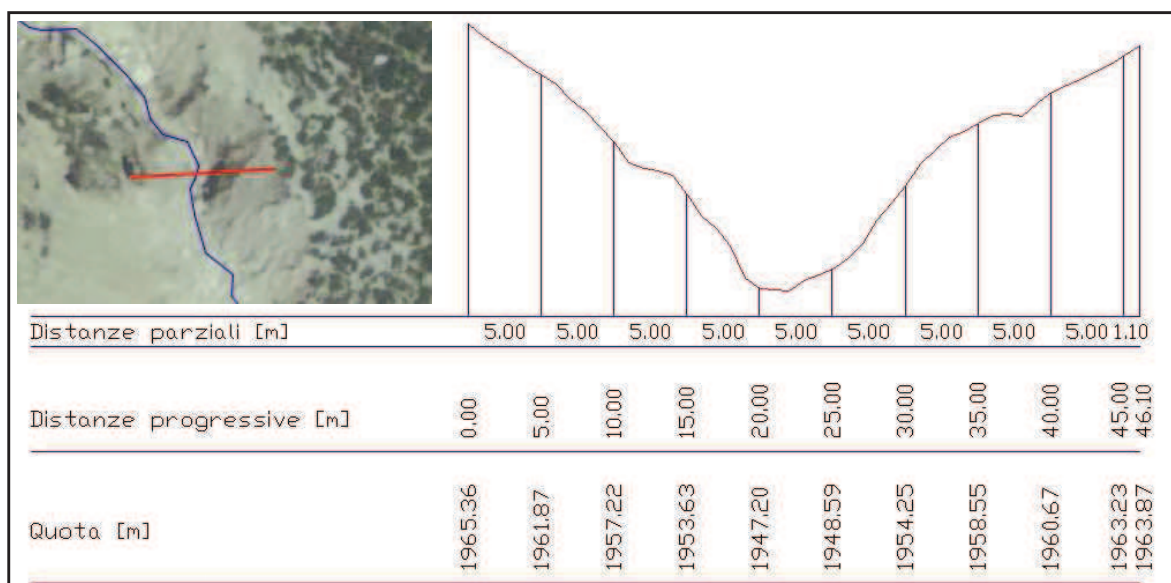


Fig. 4.24 - Sezione a quota 1948 m s.l.m. nel terzo tratto (destra idrografica a sx nella sezione).

Nella figura 4.25 si riporta il profilo, preso a quota alveo di circa 1900 m s.l.m., in corrispondenza di una vasta superficie, in destra idrografica, soggetta ad erosione (Fig. 4.20 e 4.26): qui i rapidi deflussi superficiali, non incontrando più la resistenza della vegetazione, riescono ad erodere facilmente il deposito detritico sciolto formato in prevalenza da sabbie e ghiaie.

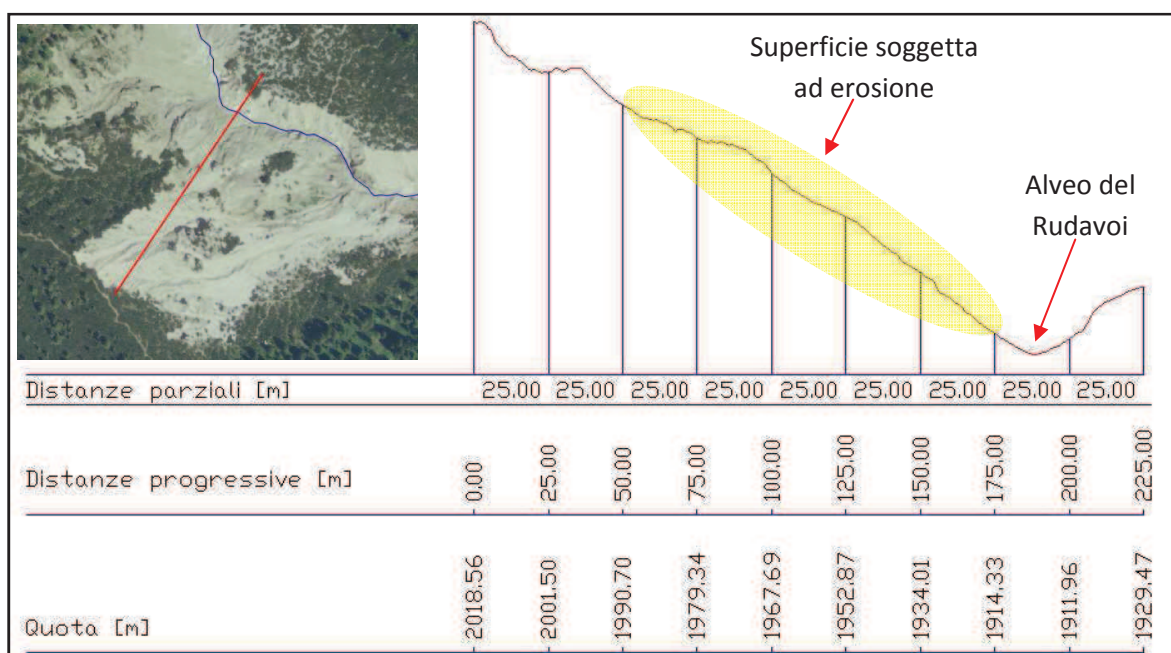


Fig. 4.25 - Profilo della grande area soggetta ad erosione in sponda destra (da LiDAR 2010).

Data l'importanza di quest'area nella produzione di sedimento (Fig. 4.25 e 4.26) è stato realizzato un altro profilo (Fig. 4.27) lungo il principale canale di erosione e due sezioni trasversali (Fig. 4.28 e 4.29) in modo da avere una visione più completa dell'area, della topografia e del fenomeno.



Fig. 4.26 - Particolare dell'area in erosione in sponda destra.

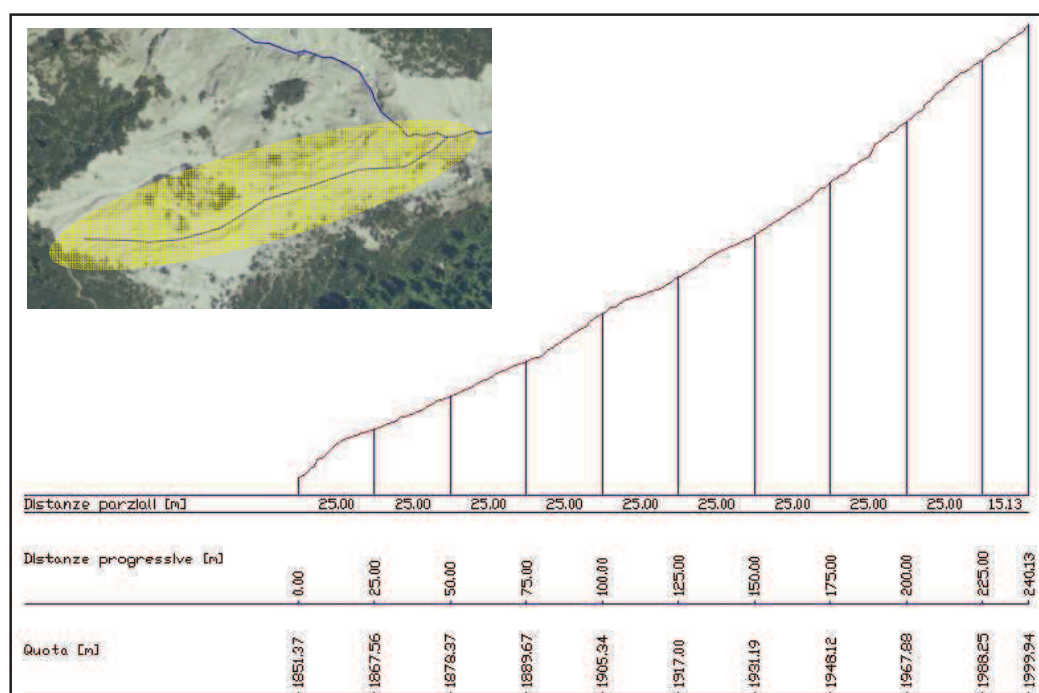


Fig. 4.27 - Profilo del canale di deflusso principale presente nell'area in erosione in sponda destra.

La sezione trasversale del versante in figura 4.28 si riferisce alla sola area in erosione (Fig. 4.26 e 4.27) mentre, la sezione di figura 4.29 coglie l'andamento trasversale del versante anche nelle più piccole aree in erosione a monte.

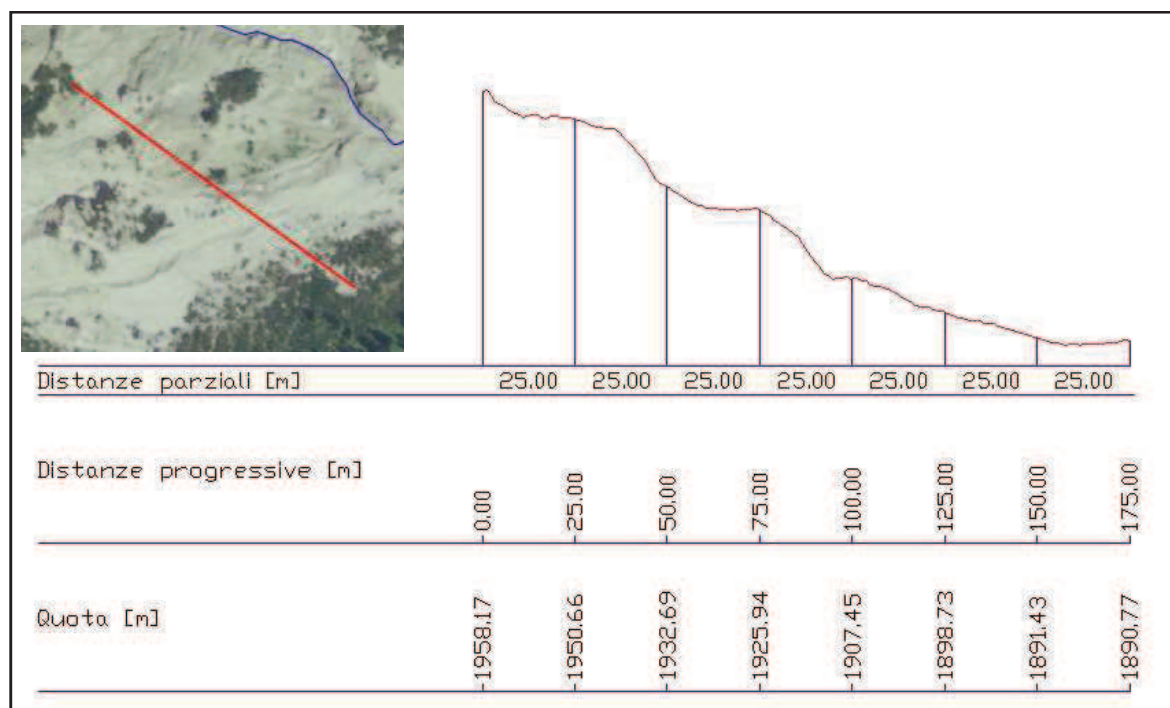


Fig. 4.28 - Sezione della sola grande area in erosione in sponda destra.

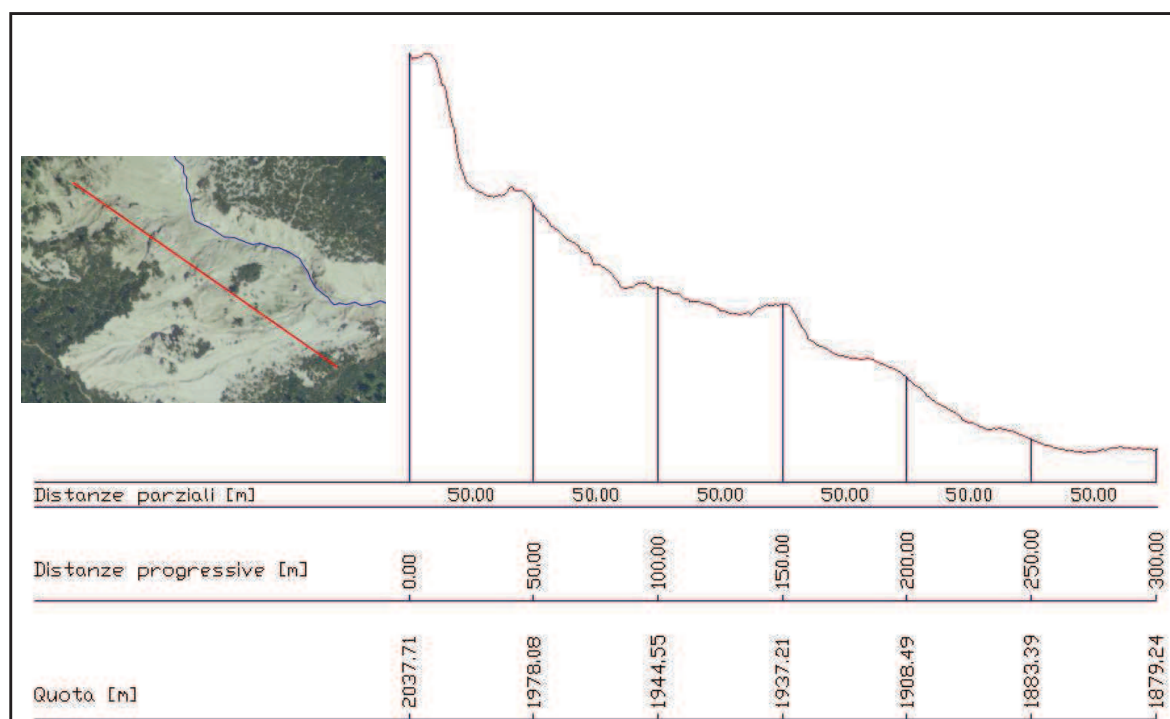
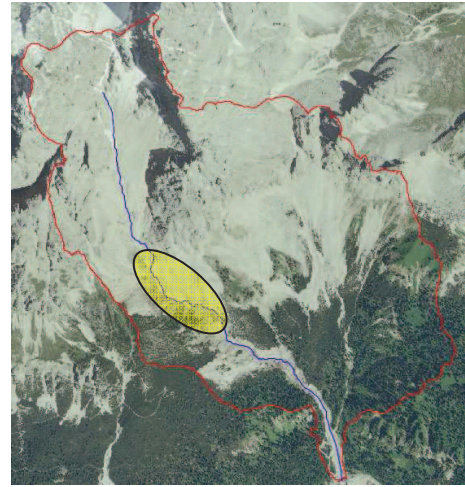


Fig. 4.29 - Sezione dell'area in erosione in sponda destra allargata, verso monte, anche alle aree in erosione con estensione minore.

- **QUARTO SETTORE: TRA QUOTA 1950 m e 2200 m**

Questo tratto, lungo circa 550 m, si sviluppa tra quota 1950 m s.l.m. e quota 2200 m s.l.m. ed è caratterizzato da pendenze medio-elevate con valori prossimi al 65% (in alcuni tratti si raggiungono pendenze anche del 100% e oltre). L'alveo è incassato all'interno di una profonda incisione e le sponde, molto instabili, sono ripidissime ($i \approx 45^\circ \div 60^\circ$). Queste sponde sono soggette ad erosione di tipo calanchiforme e



sono costituite da detriti ghiaiosi con massi instabili di notevoli dimensioni (Fig. 4.30, 4.31, 4.32 e 4.35). Dalle documentazioni analizzate risulta che in quest'area si verifica il crollo ed il rotolamento di detriti anche nei periodi asciutti.

- Composizione granulometrica indicativa:
- Ghiaia $\approx 30\%$
 - Massi, blocchi e ciottoli $\approx 30\%$
 - Sabbia e limo $\approx 30\%$
 - Argilla $\approx 10\%$



Fig. 4.30 - Erosione calanchiforme in destra idrografica a quota 2100 m s.l.m..



Fig. 4.31 - Erosione in destra idrografica: detriti ghiaiosi e massi instabili (foto: Gregoretti C., 2007).

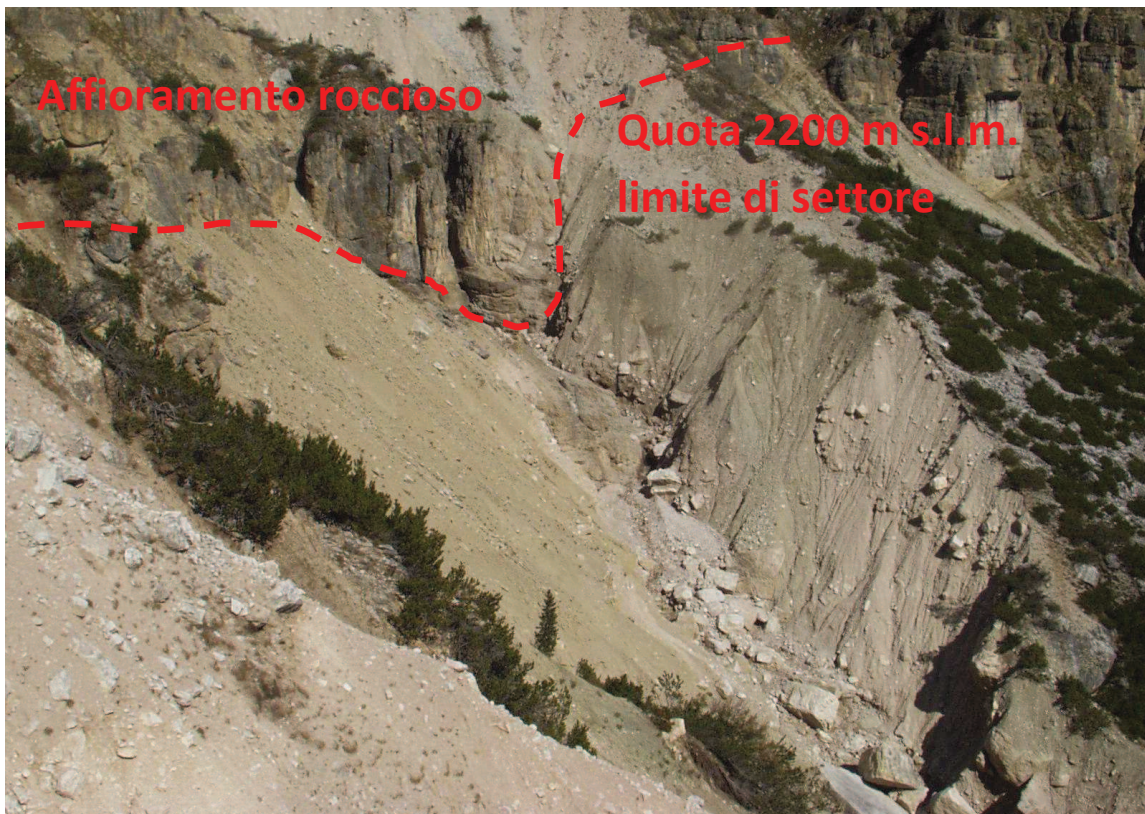


Fig. 4.32 - Zona alta del quarto settore: erosioni e dissesti spondali.

Le erosioni calanchiformi e le erosioni superficiali di tipo “rill” così come i collassamenti di sponda in questo tratto d’alveo sono ben visibili sia in sponda destra che sinistra (Fig. 4.33).

La maggior quantità di sedimento, in ogni caso, risulta provenire dalla grande area dissestata in sponda destra che raccoglie i deflussi superficiali e sotto-superficiali provenienti dalla zona di Col da Varda.

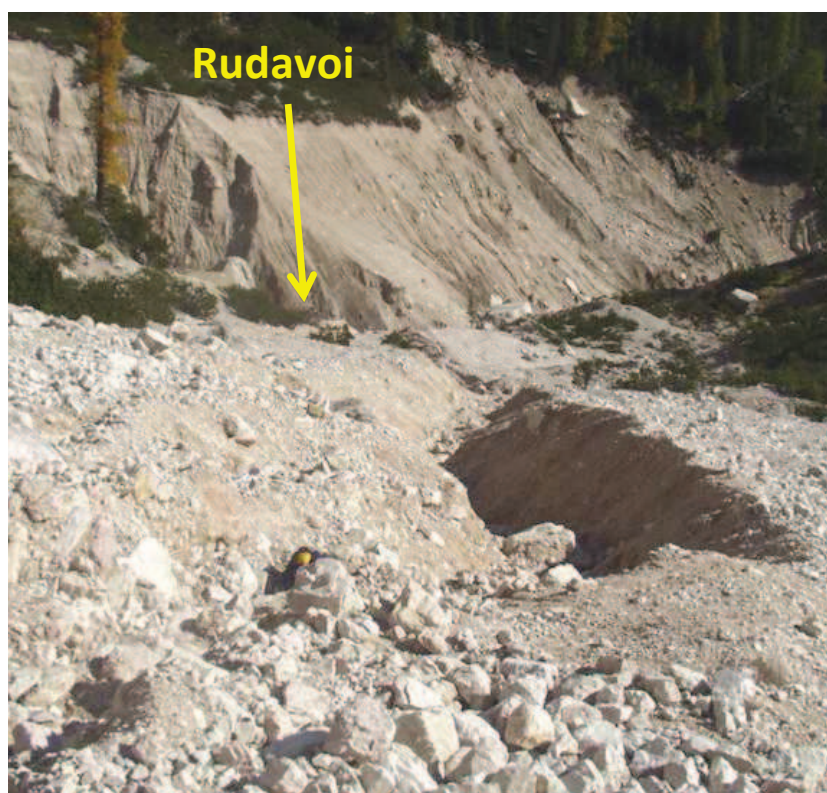


Fig. 4.33 – Area in dissesto a quota di circa 2000 m s.l.m..

In figura 4.34 il profilo longitudinale del Rudavoi nel settore considerato.

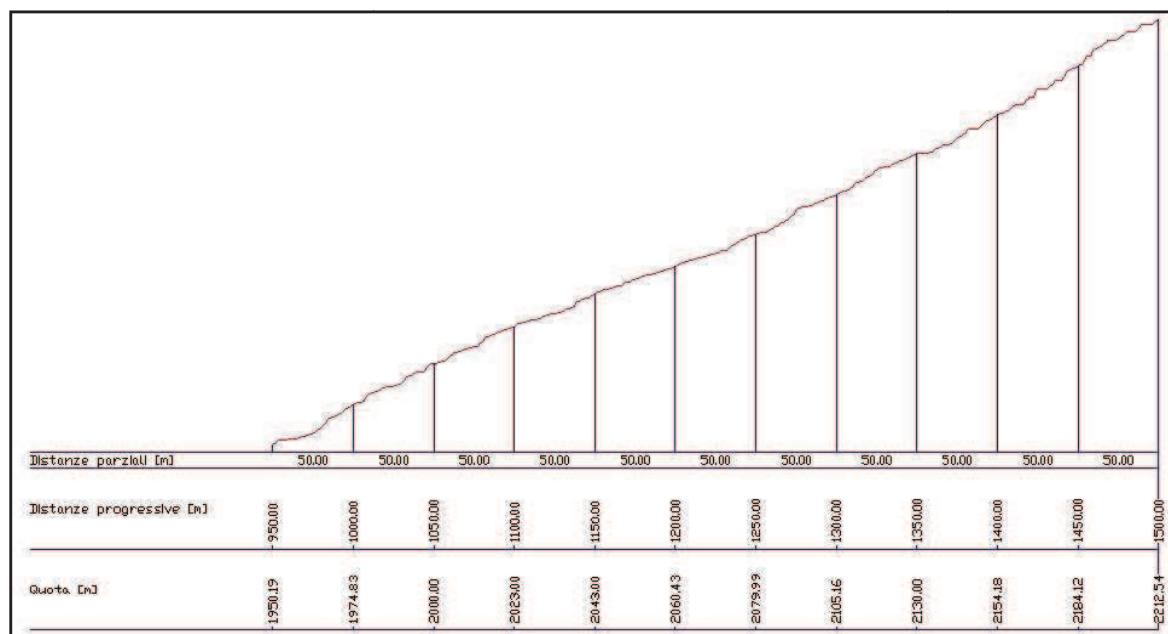


Fig. 4.34 - Profilo longitudinale del Rudavoi nel quarto settore (dati LiDAR 2010).



Fig. 4.35 – Zona alta del quarto settore in prossimità degli affioramenti rocciosi (foto: Fenti V.,1997).

Si riportano due sezioni rappresentative del tratto in esame (Fig. 4.36 e 4.37): si può notare come, man mano che si sale di quota, aumenti l'acclività delle sponde e la sezione trasversale del canale sottoposto a dissesti si riduca sensibilmente passando dai circa 60÷65 m ai 35÷40m.

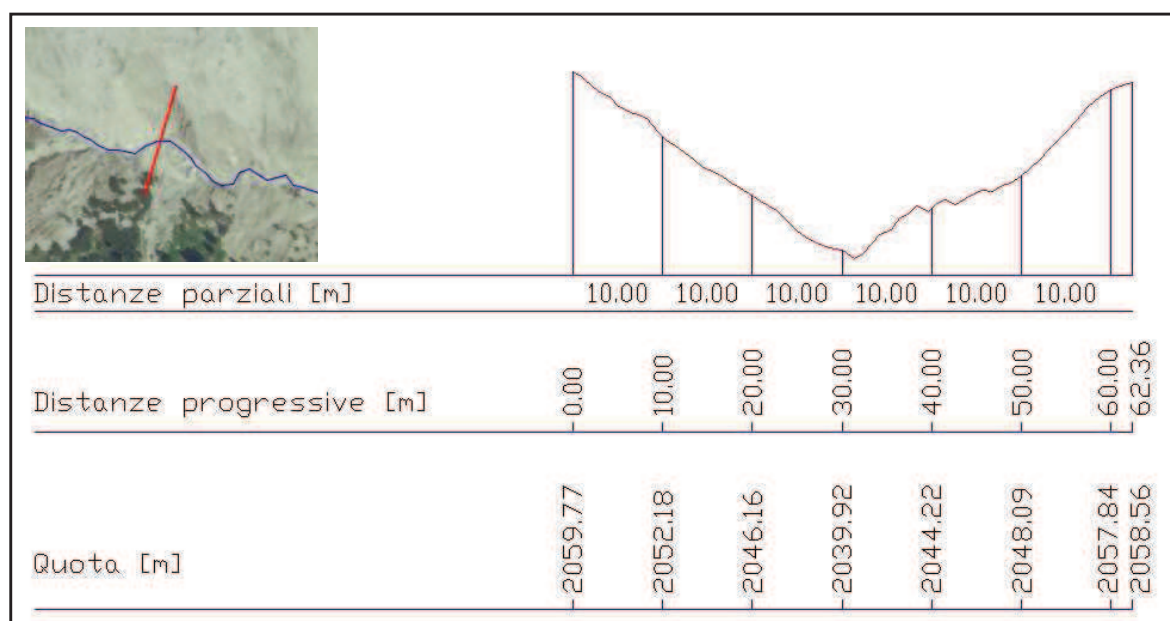


Fig. 4.36 - Sezione a quota 2040 m s.l.m. del tratto quarto settore dell'alveo del Rudavoi (destra idrografica a sx nella sezione).

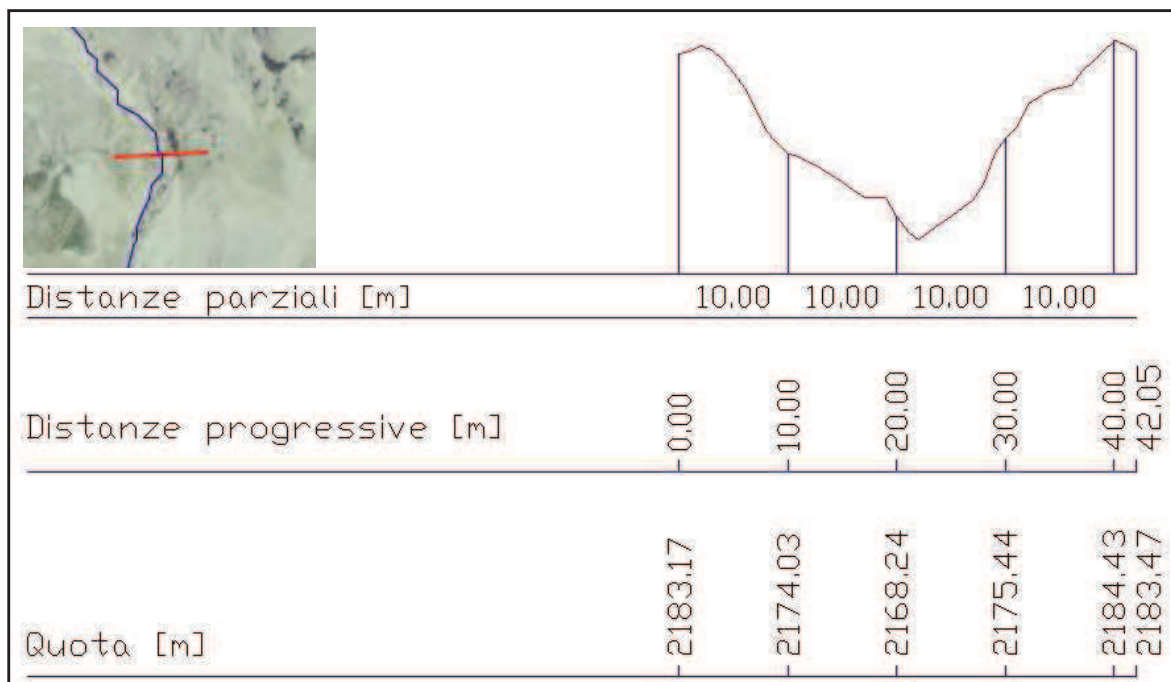
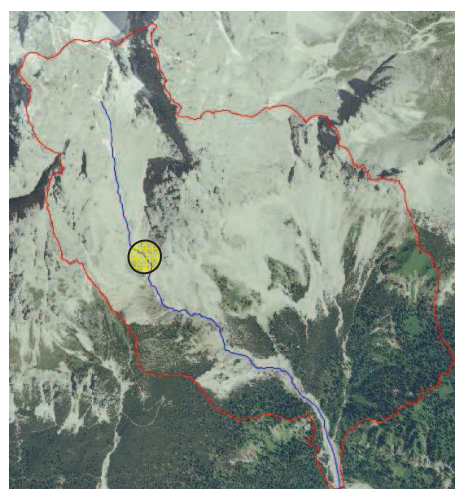


Fig. 4.37 - Sezione a quota 2165 m s.l.m. del tratto quarto settore dell'alveo del Rudavoi (destra idrografica a sx nella sezione).

• QUINTO SETTORE: TRA QUOTA 2200 E 2400 m

Questo tratto, lungo circa 300 m, si sviluppa nelle zone sommitali del bacino tra quota 2200 m s.l.m. e quota 2400 m s.l.m. ed è caratterizzato da pendenze molto elevate, con valori prossimi al 75%. In questa zona si verifica il passaggio tra la struttura geologica del Gruppo di Raibl e la Dolomia Principale (Fig. 4.38 e 4.39). Questo passaggio risulta evidente nei numerosi salti su roccia affiorante che



raggiungono anche i 20 m (Fig. 4.40). Questi salti si creano in quanto la Dolomia Principale, blocco compatto e con tempi di erosione lunghi poggia sopra la roccia appartenente al Gruppo di Raibl che, essendo di natura argillitica, tende a sgretolarsi facilmente e i detriti prodotti vengono asportati facilmente durante gli eventi di pioggia. In questo tratto l'alveo, il cui fondo scorre su un ampio letto di detriti ghiaiosi, è leggermente incassato tra piccole paretine formate dagli affioramenti rocciosi; laddove si formano depositi spondali le pendenze sono molto elevate e prossime alla verticale ($i \approx 70\div 80^\circ$).



Fig. 4.38 – Discontinuità rocciosa: passaggio tra Gruppo di Raibl e la Dolomia a q. 2300 m s.l.m.

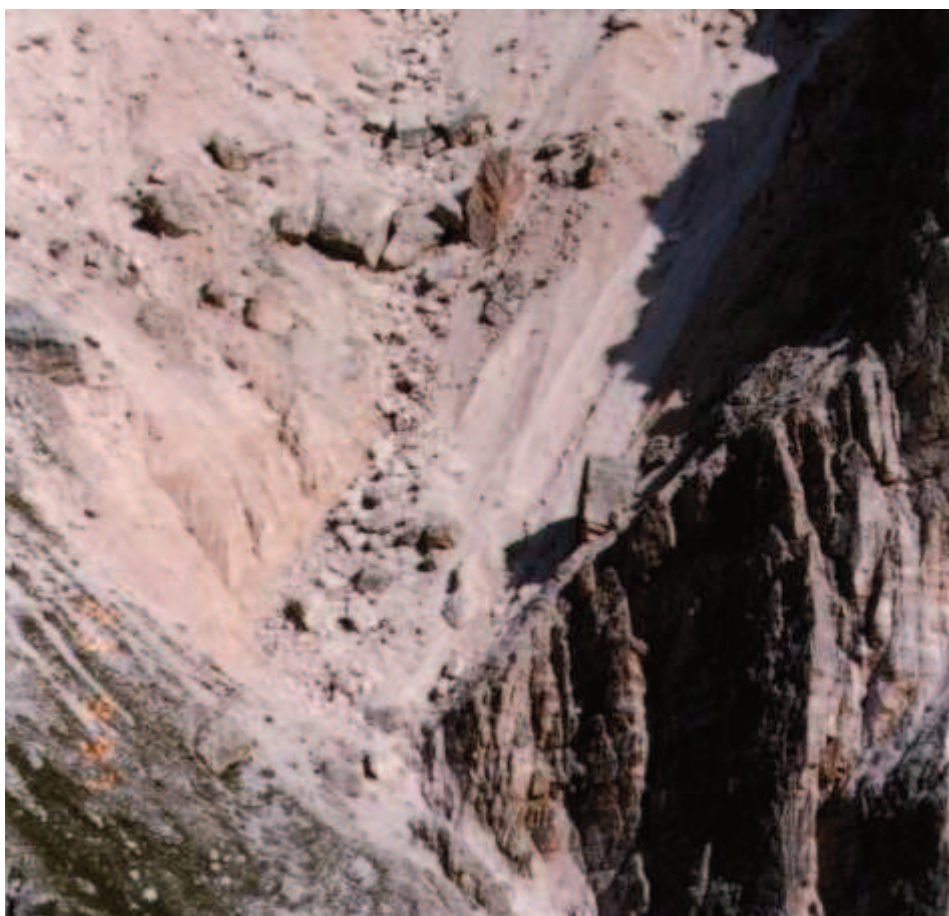


Fig. 4.39 – Alveo del Rudavoi nella zona di affioramento roccioso (foto: Fenti V., 1997).

Nel profilo di figura 4.40 viene evidenziato il tratto in cui vi è il passaggio tra il Gruppo di Raibl e la Dolomia Principale a quota 2300 m: si nota un vero e proprio scivolo lungo una quarantina di metri con a monte un salto di circa 20 m.

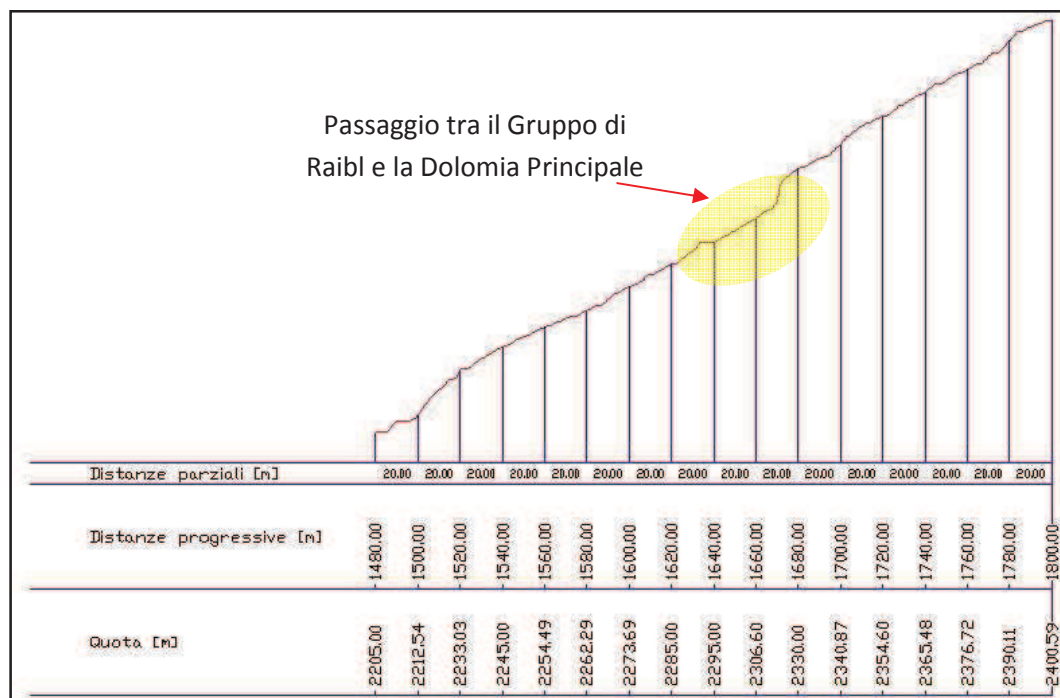


Fig. 4.40 - Profilo del Rudavoi nel quinto settore con evidenziato la zona di affioramenti rocciosi dove avviene il passaggio tra Gruppo di Raibl e Dolomia (dati LiDAR 2010).

Osservando una sezione trasversale rappresentativa del canale principale (Fig. 4.41) non si notano discontinuità formate dalle paretine rocciose poiché sono generalmente ricoperte da accumuli di sedimenti facilmente asportabili. Qui la morfologia del canale subisce un profondo mutamento passando dalla forma a V, molto incassata dei settori precedenti, ad una forma più aperta e meno confinata.

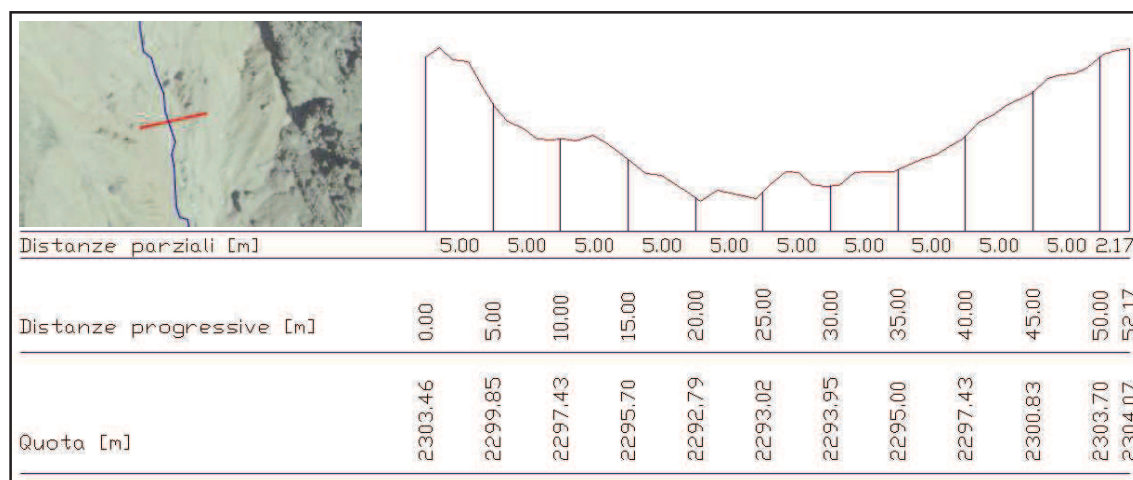


Fig. 4.41 - Sezione rappresentativa del quinto tratto (destra idrografica a sx nella sezione).

- **SESTO SETTORE: TRA QUOTA 2400 m E LA TESTATA**

Quest'ultimo tratto si sviluppa tra quota 2400 m s.l.m. e la quota massima del collettore ovvero 2615 m s.l.m.. L'alveo scorre nel fondo della valle detritica, Graa de Cirijeres, tra i due versanti del Monte Cristallo e del Piz Popena (vedi Fig. 4.40 e 4.41). I detriti ghiaiosi di questo immenso ghiaione sono piuttosto eterogenei: dalle sabbie fino ai massi di medie dimensioni. Le falde del ghiaione presentano pendenze medie del 60% e con qualche area che giunge fino al 100%. L'area risulta solcata, oltre che dal collettore principale del Rudavoi che sale verso la forcella del Cristallo, da numerosi piccoli canali (Fig. 4.41) che presentano i segni del transito di deflussi idrici di notevole intensità in grado di generare un trasporto solido piuttosto intenso. Questi canali generalmente hanno il loro apice allo sbocco di profonde gole rocciose in grado di catturare e convogliare cospicui volumi idrici.

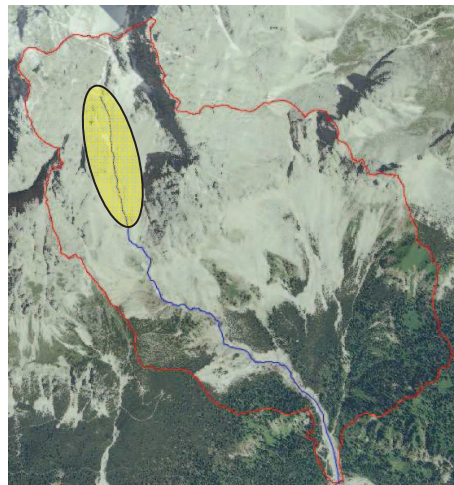


Fig. 4.40 – Visione d'insieme del ghiaione sommitale Graa de Cirijeres tra Cristallo e Popena.



Fig. 4.41 – Dettaglio del ghiaione sommitale Graa de Cirijeres e di alcuni canali che si formano in uscita da profonde gole rocciose presenti sulla parete orientale del Cristallo.

Il profilo longitudinale dell'ultimo tratto del Rudavoi (Fig. 4.42) risulta uniforme.

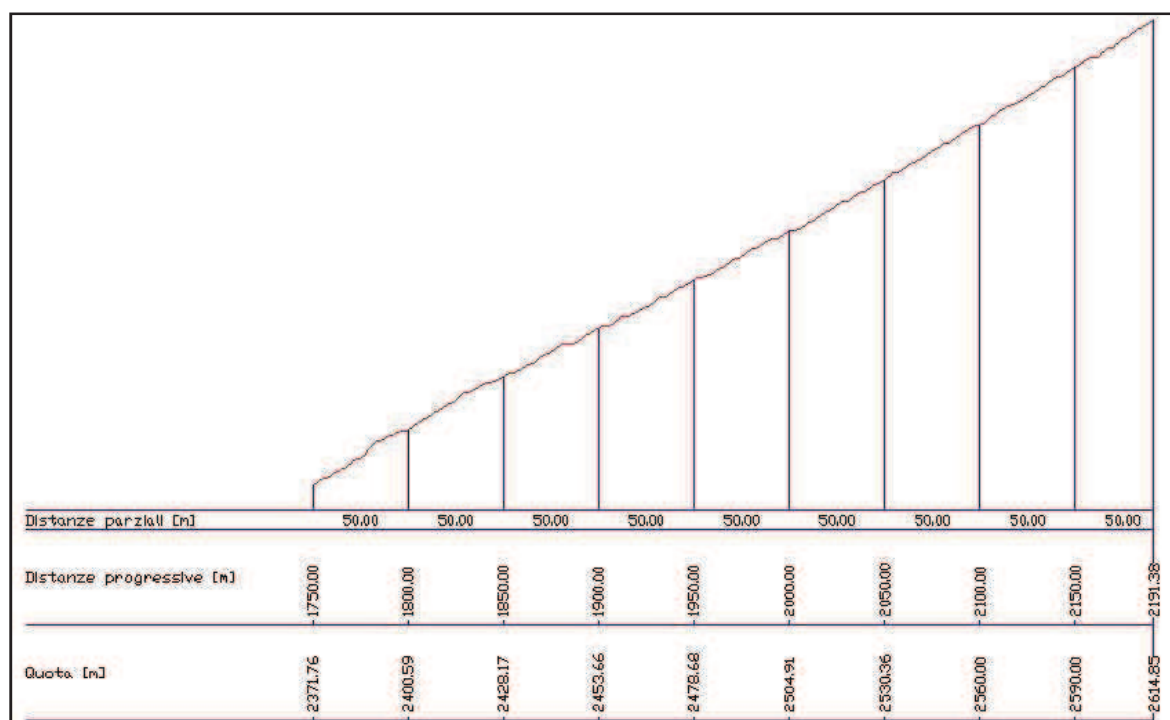


Fig. 4.42 - Profilo longitudinale del sesto tratto del Rudavoi (dati LiDar 2010).

Si riportano di seguito (Fig. 4.43 e 4.44) due sezioni rappresentative dell'ultimo tratto del canale del Rudavoi.

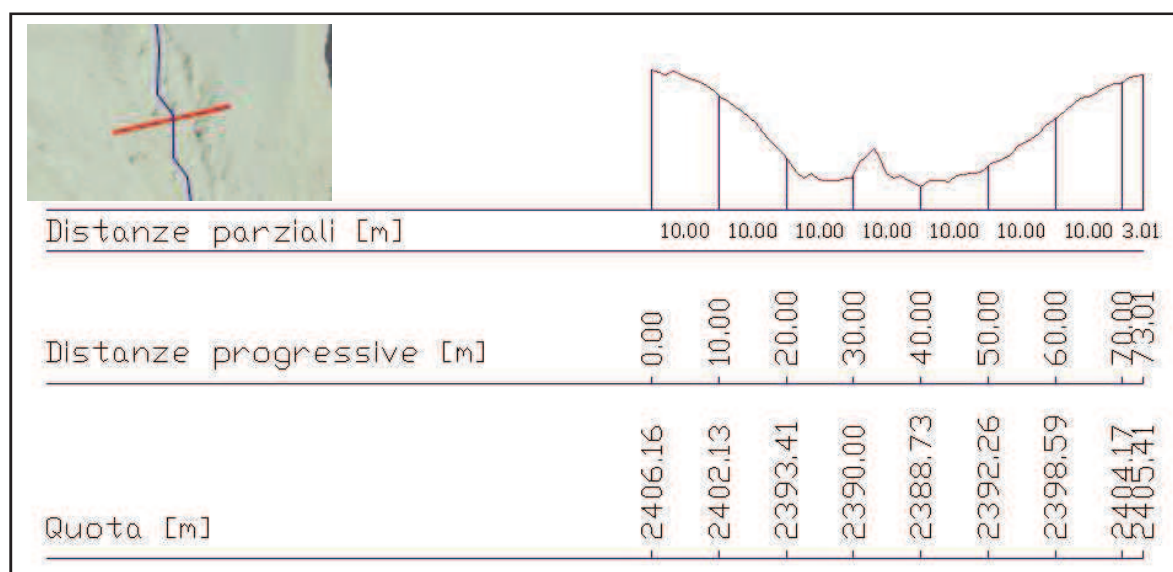


Fig. 4.43 - Sezione rappresentativa dell'alveo del Rudavoi nell'ultimo settore a quota di circa 2390 m s.l.m. (destra idrografica a sx nella sezione).

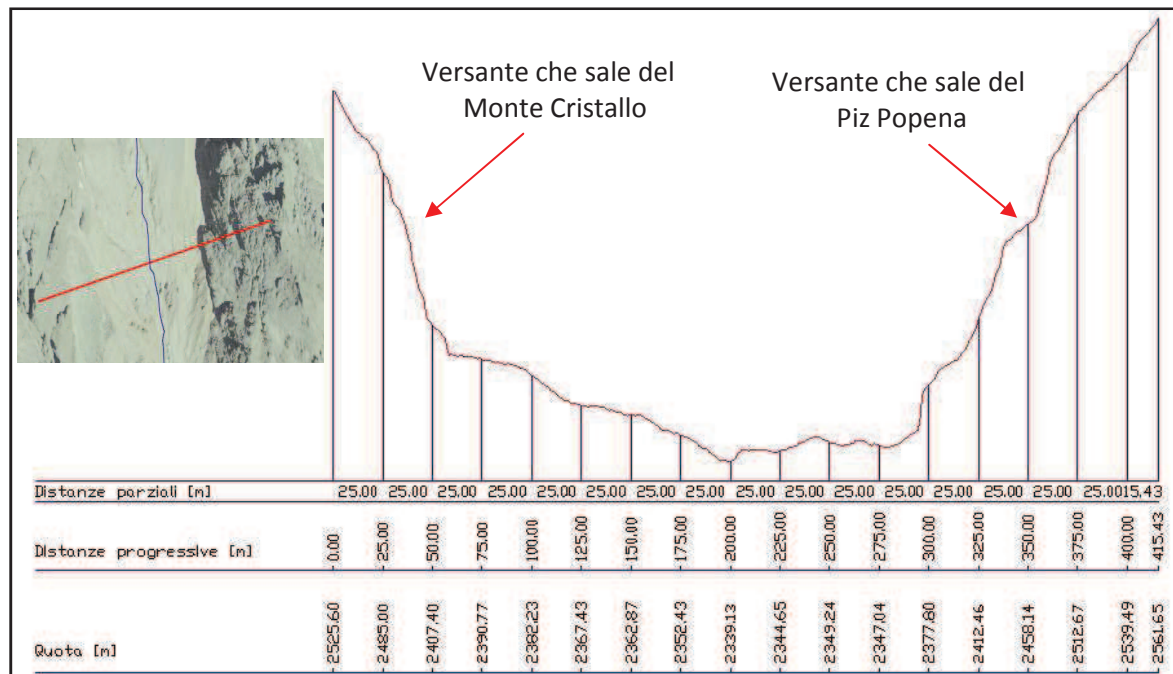


Fig. 4.44 - Sezione trasversale del ghiaione sommitale con versanti del Cristallo e Popena (destra idrografica a sx nella sezione).

4.3 ASPETTI IDROLOGICI

Il reticolo idrografico principale che scorre nel bacino del torrente Rudavoi è molto strutturato (Fig. 4.45) e si estende per una lunghezza complessiva di 8297 m. La maggior parte del reticolo si sviluppa in direzione NO-SE e riguarda la parte occidentale del bacino: notevole è lo sviluppo dell'alveo del torrente Rudavoi e dei collettori che provengono dalle pareti orientali del Cristallo e dall'area di Col da Varda. Questi collettori, in destra idrografica al Rudavoi, sono in grado di generare un deflusso superficiale con brevi tempi di risposta poiché poggiano su argilliti raibliane e gessi posti a poca profondità.

I collettori provenienti dalla parte orientale del bacino, ovvero dal Piz Popena, scorrono su depositi detritici molto più permeabili di quelli presenti nell'area di Col da Varda e nel ghiaione di Graa de Cirijeres: qui il deflusso sotto-superficiale risulta il fenomeno di maggior importanza. Solo in presenza di eventi in grado di saturare completamente il materasso detritico si osservano deflussi superficiali.

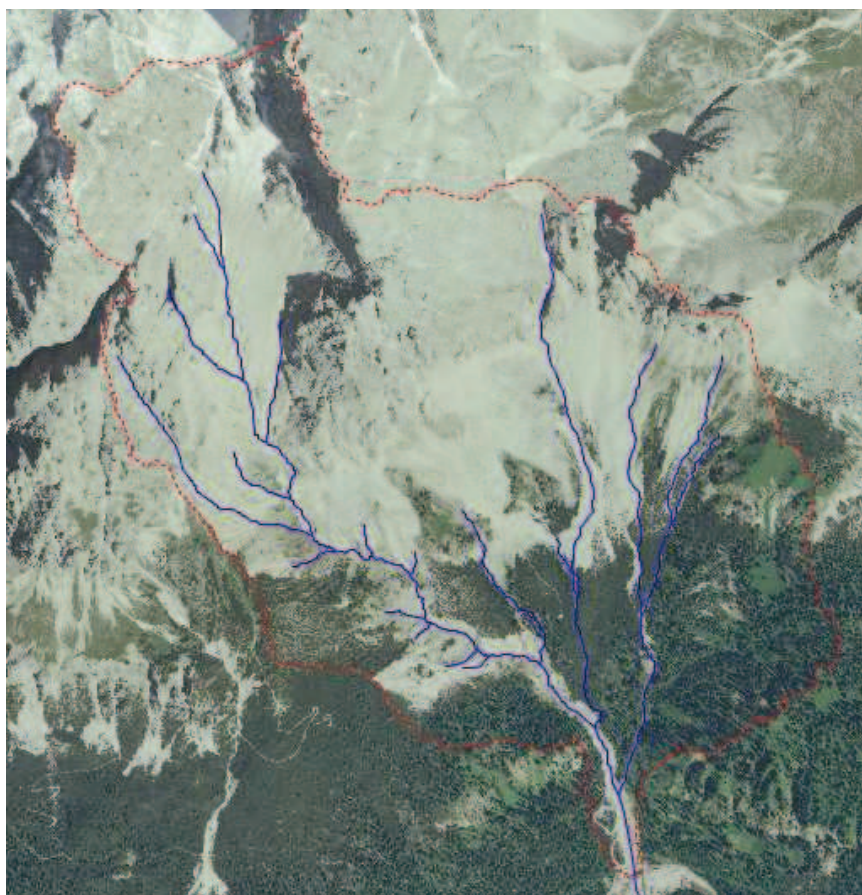


Fig. 4.45 – Ortofoto 2008 con rappresentazione dello spartiacque e del reticolo idrografico.

A conferma di quanto detto, si osservano lungo l'alveo alcune sorgenti in sinistra idrografica provenienti dal deflusso sotto-superficiale che intercetta la discontinuità morfologica del collettore principale del Rudavoi (Fig. 4.46 e 4.47).



Fig. 4.46 – Sorgenti che sgorgano dalle sponde dell'alveo principale del Rudavoi.



Fig. 4.47 - Sorgenti che sgorgano dalle sponde dell'alveo principale del Rudavoi.

Allo stato attuale, uno studio idro-geologico di dettaglio e approfondito sul bacino del Rudavoi non è mai stato condotto ma meriterebbe una particolare attenzione visto i volumi, probabilmente elevati, del deflusso sotto-superficiale.

Sulla base delle caratteristiche geo-litologiche (cap. 3), della carta geo-litologica (Fig. 3.8), delle considerazioni fatte sui terreni di copertura e sui dissesti (par. 3.2 e 3.3) e della carta pedologica (Fig. 4.48) e delle analisi effettuate dall'ARPAV sulla permeabilità dei suoli in Veneto (ARPAV, 2011) è stata ricavata la permeabilità dei suoli e delle litologie affioranti mediante le tabelle 4.5, 4.6, 4.7.

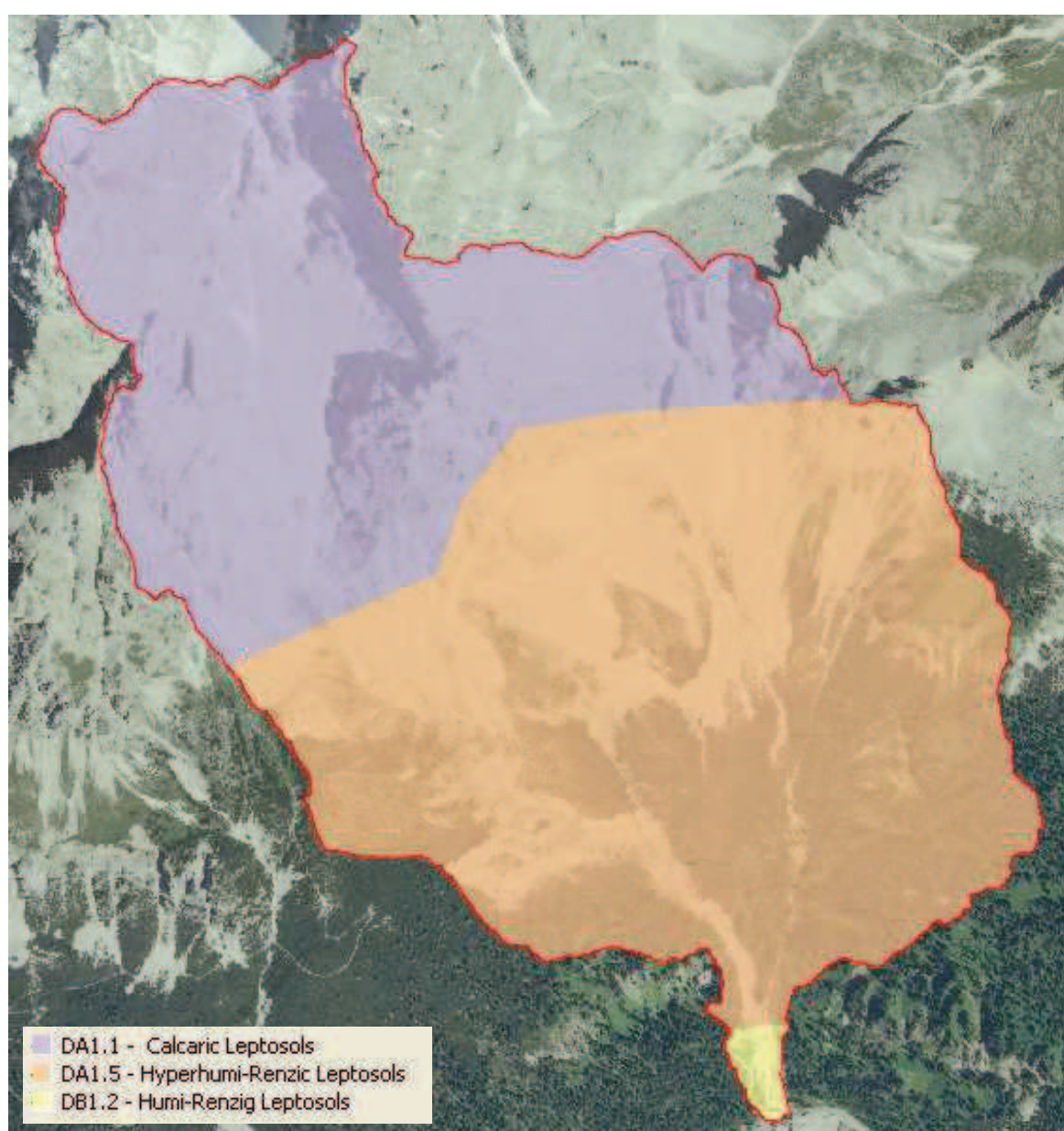


Fig. 4.48 – Carta pedologica del bacino del Rudavoi ufficiale della Regione Veneto (ARPAV, 2011).

Tab. 4.5 - Tabella per l'identificazione del gruppo idrologico in funzione dell'infiltrazione e permeabilità.

Gruppo idrologico	Tasso di infiltrazione in condizioni sature	Tasso di infiltrazione (cm/h)	Tasso iniziale di infiltrazione potenziale (mm/h)	Tasso asintotico di infiltrazione potenziale (mm/h)	Permeabilità (cm ²)
A	Molto elevato	0.762 - 1.143	250	25.4	$10^{-7} - 10^{-2}$
B	Moderato	0.381 - 0.762	200	12.7	$10^{-9} - 10^{-7}$
C	Basso	0.127 - 0.381	125	6.3	$10^{-11} - 10^{-9}$
D	Molto basso	0.000 - 0.127	76	2.5	$10^{-14} - 10^{-11}$

Tab. 4.6 – Identificazione del gruppo idrologico in funzione della conducibilità idrica e profondità.

Gruppo idrologico	Tasso di conducibilità idrica	Conducibilità idrica in condizioni di saturazione	Deflusso potenziale	Drenaggio	Profondità del suolo
A	Alto	Profondità suolo > 1.0 m : $4 \cdot 10^{-5}$	Basso e molto basso	Buono e eccessivo	Suoli profondi
B	Moderato	Profondità suolo < 0.5 m : $1 \cdot 10^{-5} - 4 \cdot 10^{-5}$ Profondità suolo > 0.5 m : $4 \cdot 10^{-7} - 1 \cdot 10^{-5}$	Moderatamente basso	Moderato	Suoli a moderata profondità
C	Basso	Profondità suolo < 0.5 m : $1 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-5}$ Profondità suolo > 0.5 m : $4 \cdot 10^{-7} - 1 \cdot 10^{-6}$	Moderatamente alto	Cattivo	Suoli superficiali o suoli profondi con uno strato impermeabile
D	Molto basso	Profondità suolo < 1.0 m : $< 1 \cdot 10^{-6}$ Profondità suolo > 1.0 m : $< 4 \cdot 10^{-7}$	Alto e molto alto	Molto cattivo	Suoli superficiali o suoli profondi con uno strato impermeabile superficiale

Tab. 4.7 – Identificazione del gruppo idrologico in funzione della tessitura.

Gruppo idrologico	Tessitura 1	Tessitura 2	Indicazioni geo-litologiche
A	Ghiaie e sabbie (>90%) Limo e argilla (<10%) Tessitura: medio-grossolana con scheletro	Suoli ghiaiosi, sabbiosi-ghiaiosi e sabbiosi. Possono ricadere in questa categoria: limo argilloso, sabbia argillosa, terra grassa con buona struttura o con scheletro >35%	Rocce altamente fratturate, detriti e ciottoli su pendenze moderate, tifi inconsistenti, sabbia, gesso, cenere, calcare non compatto, rocce frammentate più o meno cementate.
B	Ghiaie e sabbie (50-90%) Limo e argilla (10-20%) Tessitura: medio-grossolana	Suoli sabbiosi e argillosi. Possono ricadere in questa categoria: terre grasse limo argilloso, limo, suoli sabbiosi e argillosi con buona struttura o con scheletro >35%	Rocce piuttosto frammentate, depositi glaciali su pendenze ridotte, conglomerati, sabbie cementate e brecce.
C	Sabbie (<50%) Limo (>10%) Argilla e colloidali (20-40%) Tessitura: medio-fina	Terre grasse, suoli limosi e argillosi, sabbiosi e argillosi, argillosi con basso contenuto organico. Possono inoltre rientrare: suoli sabbiosi e argillosi, limosi e argillosi argille con buona struttura o con scheletro >35%	Rocce fratturate, rocce sedimentarie compatte, marne, arenaria, pomice, detriti e ciottoli su forti pendenze, calcare dolomitico compatto.
D	Sabbie (<50%) Limo (<10%) Argilla strutturata e omogenea (>40%) Tessitura: fina	Suoli argillosi e limoso argillosi. Sono suoli argilloso rigonfiabili. Ricadono in questa categoria tutti i suoli con strato superficiale impermeabile (profondità <0.5m) o quelli con elevato e permanente strato d'acqua (prof. <0.6m). Affioramenti rocciosi, ghiaione con relativo strato su strato impermeabile sottile a forte pendenza	Rocce leggermente fratturate, rocce ignee, scisti, rocce metamorfiche, micascisti, quarziti, scisti e filladi.

Le tabelle (4.5, 4.6 e 4.7 - Degetto e Gregoretti, 2011, in PARAMount European Project), consentono di ricodificare le informazioni geo-litologiche e pedologiche nei quattro gruppi idrologici (A, B, C, D – Fig. 4.49), a permeabilità decrescente, secondo la metodologia SCS (Soil Conservation Service) presente nel modello idrologico utilizzato nel presente studio (cap. 7).

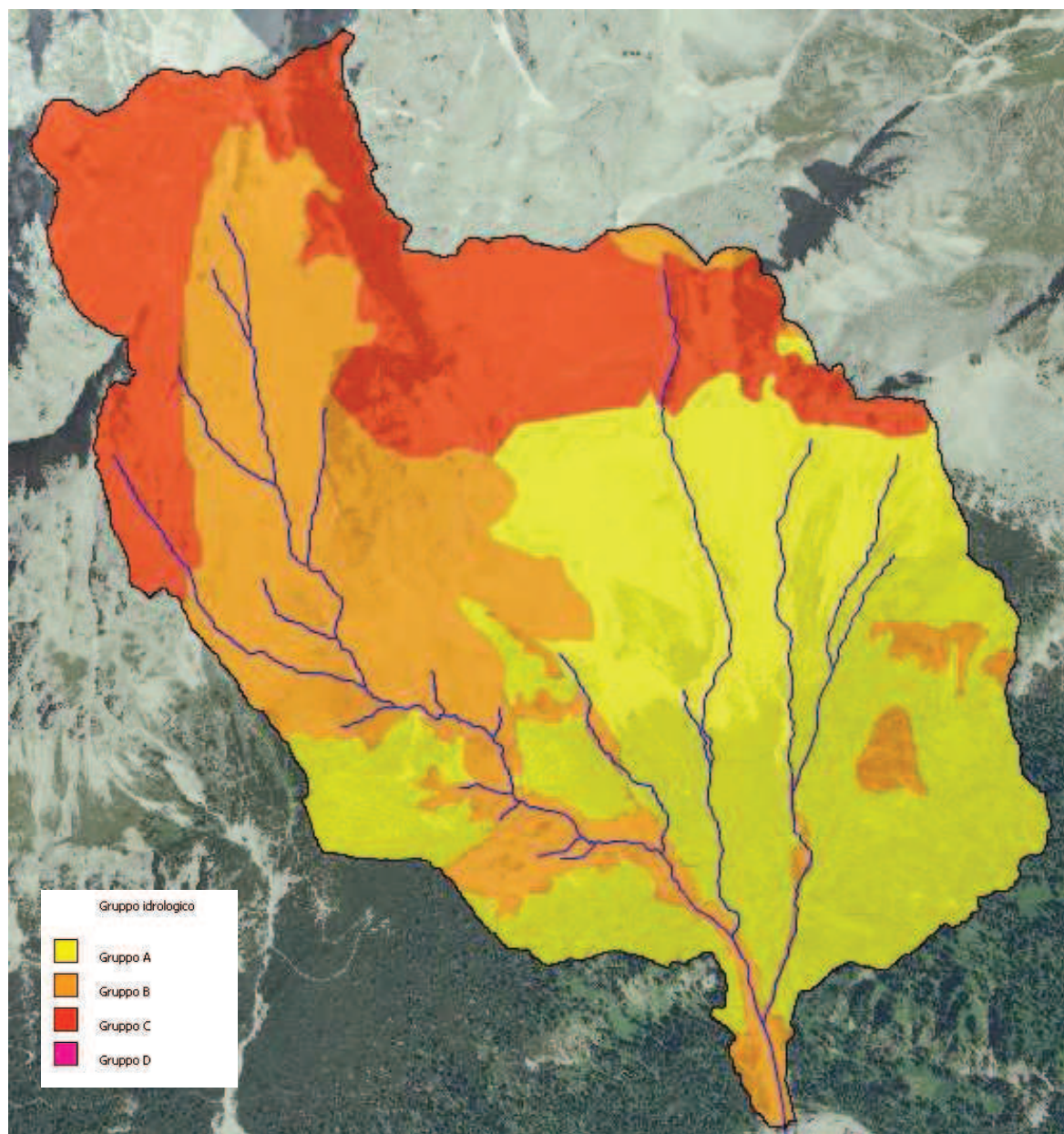


Fig. 4.49 – Carta dei gruppi idrologici (A, B, C, D) del bacino del Rudavoi secondo la metodologia SCS.

Come si osserva in figura 4.49, la parte alta del bacino, comprendente i versanti rocciosi del Cristallo e del Popena, è caratterizzata da un basso grado di permeabilità (C – colore rosso) essendo queste rocce molto compatte.

L'area del ghiaione del Graa de Cirijeres e l'area dell'alveo del Rudavoi con parte delle zone dissestate a calanchi presentano una permeabilità moderata dovuta dalla combinazione di elementi grossolani (ghiaie, ciottoli e massi) e fini (sabbie, limi e argille).

La rimanente superficie del bacino, i ghiaioni sotto il Piz Popena e l'area denominata "in Po Ra Boa" e "in Po Ra Graes" (sinistra idrografica del Rudavoi), presenta una permeabilità elevata che conferma quanto osservato (cap. 2) in quest'area rispetto ai deflussi superficiali e al trasporto solido.

Nelle zone di formazione delle colate detritiche (Fig. 4.50) risultano importanti gli alvei effimeri che scorrono sulle aree in erosione calanchiva in destra idrografica.

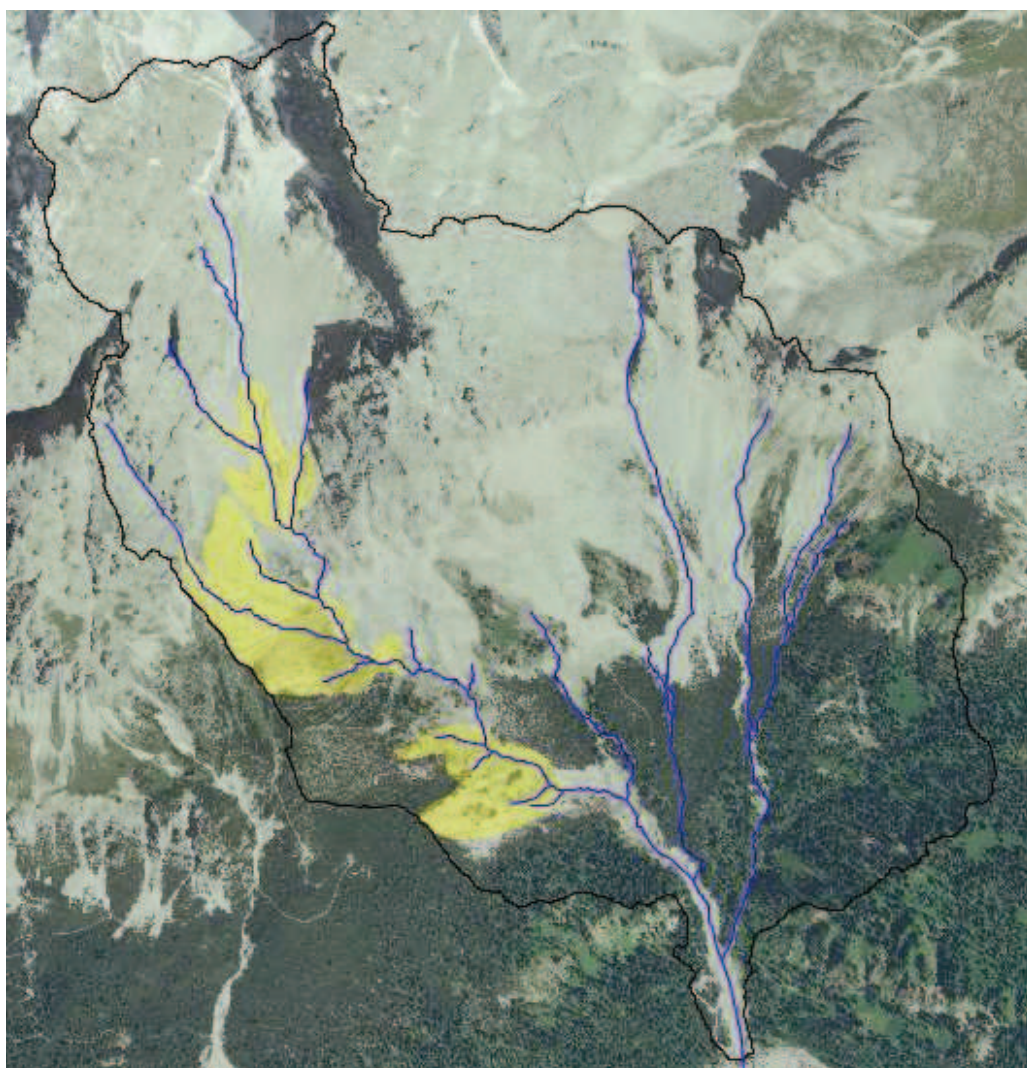


Fig. 4.50 – Aree di formazione/innesco delle colate detritiche.

Di particolare interesse sono i canali che scendono dai canaloni rocciosi ad est e ovest dello spallone (quota 2754.9 m) che si stacca verso sud-est dal Cristallo: questi due canali, sulla base della geometria della sezione trasversale, dei segni lasciati dalla corrente e dal tipo di detriti presenti sul letto, non solo sono responsabili del trasporto di grandi quantitativi di sedimenti ma, sono anche canali dove si sono innescate colate detritiche. Quindi, oltre alle colate che si formano direttamente sul canale principale del Rudavoi dobbiamo considerare anche quelle che potrebbero giungere dai collettori secondari.

Il deflusso idrico nel canale principale del Rudavoi è sempre presente nella parte medio-bassa del bacino (a valle delle grandi aree in erosione calanchiva) mentre, nella rimanente parte del bacino il deflusso superficiale risulta effimero. È da osservare che, a causa delle sostenute pendenze presenti lungo il collettore del Rudavoi, anche in periodo di magra il deflusso superficiale nella parte medio-bassa risulta sempre molto impetuoso e l'acqua presenta sempre un'elevata capacità di trasporto solido (Fig. 4.51).



Fig. 4.51 – Alveo del Rudavoi che scende verso il ponte.

5. ANALISI STORICA DEGLI EVENTI ACCORSI

Per inquadrare anche da un punto di vista storico il fenomeno che interessa l'area del Rudavoi è stata effettuata una ricerca presso gli archivi comunali di Cortina d'Ampezzo e Auronzo di Cadore e presso l'archivio delle Regole d'Ampezzo, reperendo documenti dagli anni '20 ad oggi.

Sono stati trovati numerosi eventi di colate detritiche responsabili della continua distruzione o in alcuni casi ostruzione del ponte e della strada SR 48 "delle Dolomiti"; in ordine cronologico abbiamo:

- **11 novembre 1924:** evento di colata detritica con distruzione dell'esistente ponte in legno e chiusura della SR 48 per diversi giorni al fine di rimuovere i detriti e ricostruire un ponte provvisorio per vetture da 40 quintali (fonte: Colleselli e Siorpaes, 1997);
- **10 aprile 1925:** colata detritica asporta il ponte provvisorio con successiva chiusura della strada per ricostruzione del ponte (fonte: Colleselli e Siorpaes, 1997);
- **27 maggio 1925:** attorno alle 18.30 colata detritica distrugge il ponte provvisorio; telegramma ore 18,30 del Sindaco al Genio Civile "urge fermare materiale e ricostruire ponte" (fonte: Colleselli e Siorpaes, 1997);
- **24 luglio 1925:** nella notte colata detritica distrugge il ponte provvisorio; telegramma alle ore 8,30 del Sindaco al Genio Civile (fonte: Marchi, Pasuto, 1999);
- **21 luglio 1926:** attorno alle 12,30 una colata detritica con massi di dimensioni di 100 m³ distrugge il ponte in legno e metallo; telegramma del Sindaco al Genio Civile (fonte: Marchi, Pasuto, 1999);
- **5 novembre 1966:** colata detritica distrugge il ponte in calcestruzzo con successiva chiusura della SR 48 per diversi giorni (fonte: Marchi, Pasuto, 1999);

- **4 agosto 1992:** colata detritica di volume ammontante circa a 5000 m³ ostruisce quasi totalmente la luce del ponte e si espande sopra l'impalcato sui lati della strada per circa 5 - 6 metri e con spessore di almeno 1 metro (Fig. 5.1) (fonte: Colleselli e Siorpaes, 1997);



Fig. 5.1 - Ostruzione del ponte sul Rudavoi in seguito all'evento dell'agosto 1992 (Foto: R. Francese).

- **4 settembre 1997:** nella notte, durante un intenso evento di pioggia di 3 ore si crea una colata detritica di volume pari a 56.000 m³ che distrugge il ponte sul Rudavoi, facendo fluitare l'impalcato a valle per circa 300 m e provocando la morte di una persona (fonte: Moscariello, Marchi, Maraga, Mortara (2002) - Vigili del Fuoco di Belluno - Simoni Berti, 2005). Nelle foto sottostanti, scattate qualche giorno dopo quest'evento, sono evidenti i danni e l'entità della colata detritica responsabile della tragedia (Fig. 5.2÷5.6)



Fig. 5.2 - Vista del ponte distrutto sul Rudavoi dopo evento del settembre 1997 (Foto: V. Fenti).

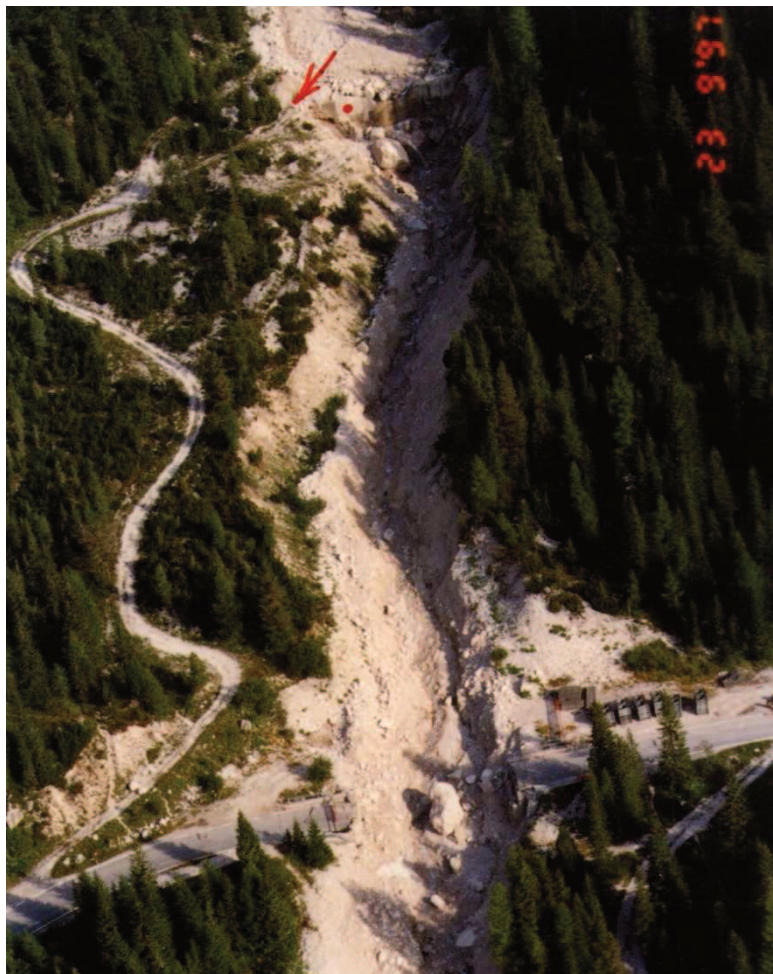


Fig. 5.3 - Panoramica dell'alveo con il grosso masso presso il ponte distrutto. In alto, con il puntino rosso la briglia pericolante.



Fig. 5.2 - Panoramica da nord del bacino del Rudavoi e il ponte distrutto (punto rosso).



Fig. 5.3 - Colata detritica nel bosco di "In Po R Boa" arrestata dalla presenza del bosco.



Fig. 5.4 - Visione dell'impalcato del ponte della SR48 fluitato a valle dal debris flow.

- **estate del 1998:** numerose colate provocano l'ostruzione della luce del ponte sul Rudavoi e la conseguente chiusura della strada per consentirne la pulizia di blocchi di detrito di grandi dimensioni (fonte: Lamberti et al., 1999 - Simoni e Berti, 2005);
- **23 giugno 2002:** grandi quantità di detriti intasano il canale al di sotto del ponte sul Rudavoi (fonte: Vigili del Fuoco di Belluno);
- **19 luglio 2005:** fenomeni franosi nei pressi del canale principale all'altezza del ponte sul Rudavoi (fonte: comune Cortina d'Ampezzo);
- **30 luglio 2008:** evento di colata detritica che ha riempito il canale di deflusso recentemente svuotato (fonte: Da Pozzo);
- **22 agosto 2009:** tra le 14:00 e le 15:00 colata detritica con formazione di accumuli detritici (fonte: Veneto Strade);
- **8 settembre 2009:** accumuli detritici a monte del ponte (fonte: Veneto Strade).

Essendo questo un elenco di “eventi catastrofici”, ovvero che hanno provocato danni, sono stati analizzati anche gli eventi avvenuti nel limitrofo bacino del Rio Gere poiché, le piogge intense che hanno generato questi eventi, probabilmente hanno avuto delle conseguenze anche sul bacino del Rudavoi. Si può presumere che questi eventi meteorologici abbiano determinato il verificarsi di fenomeni di intenso trasporto solido o la generazione di piccole colate detritiche immature che, pur non avendo provocato conseguenze importanti sul ponte della SR48, hanno tuttavia ricaricato di sedimento l'alveo del Rudavoi stesso.

Il bacino del Rio Gere si trova, lungo la SR48, a circa 2 km ad ovest del bacino del Rudavoi, scendendo dal Passo Tre Croci in direzione di Cortina d'Ampezzo. Nella parte alta i due bacini sono attigui e le caratteristiche geo-litologiche sono identiche (Fig. 5.7).

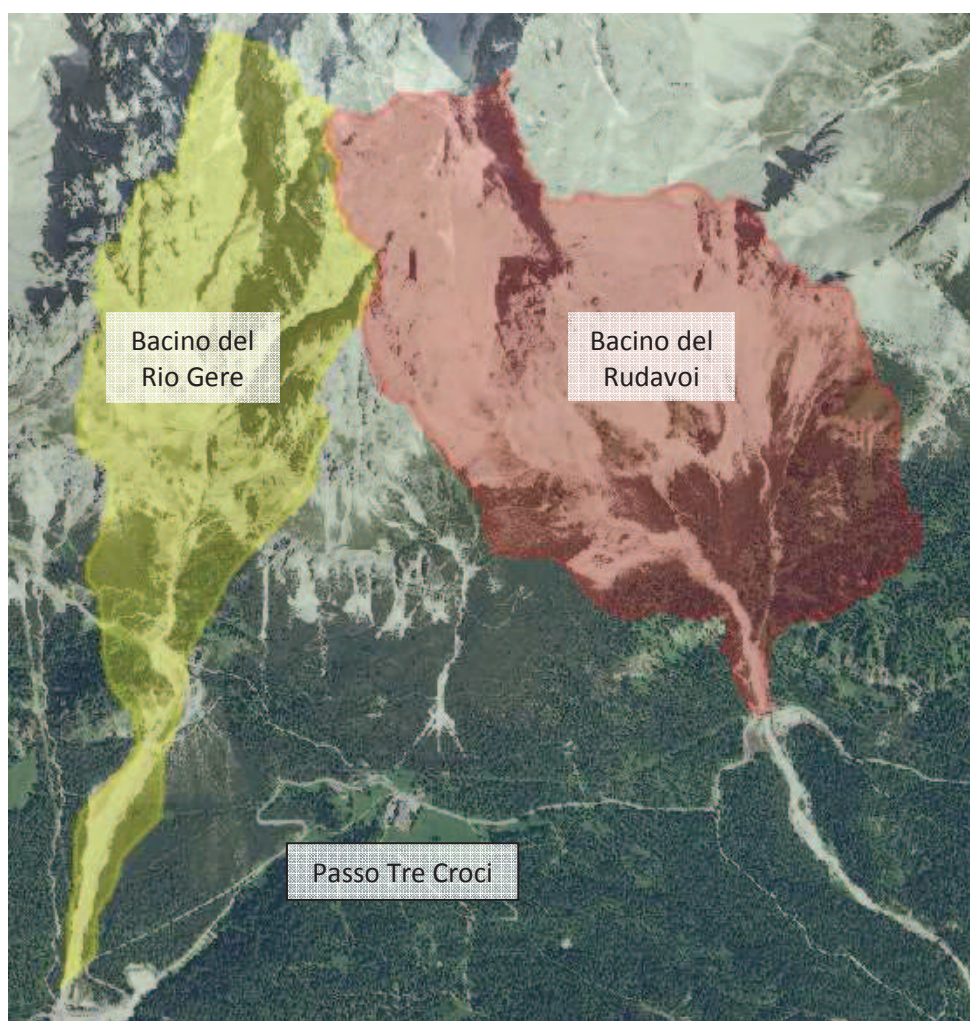


Fig. 5.5 - Individuazione del bacino del Rio Gere e del Rudavoi su ortofoto 2008.

Si riportano in ordine cronologico gli eventi accaduti sul Rio Gere dal 1998 ad oggi:

- **31 luglio 1998:** nel pomeriggio una colata detritica con volume approssimativo di 1500 m³ provoca l'ostruzione della strada e la conseguente chiusura della stessa per diverse ore (fonte: Lamberti et al., 1999 - Simoni e Berti, 2005);
- **20 settembre 1999:** attorno alle 22.30 si forma una colata iperconcentrata che non provoca danni alla rete stradale; da documentazione dei Vigili del Fuoco: "Situazione di pericolo dato dal passaggio di una colata iperconcentrata che non è esondata" (fonte: Vigili del Fuoco di Belluno);
- **21 luglio 2003:** colata detritica di modeste dimensioni transita completamente sotto al ponte non provocando danni alla SR 48 "delle Dolomiti" (fonte: Simoni e Berti, 2005);
- **30 luglio 2008:** attorno alle 20.00 una colata detritica provoca l'ostruzione della strada e la chiusura della stessa per diverse ore (fonte: Gestore rifugio - impianti piste da scii);
- **22 agosto 2009:** nel pomeriggio (secondo i gestori dell'albergo Rio Gere è avvenuta verso le 14:30, secondo i gestori della funivia tra le 14:00 e le 15:00) una colata detritica provoca l'ostruzione e la distruzione del parapetto del ponte sulla SR 48 con interruzione viabilità (fonte: Veneto Strade) (link video youtube: <http://www.youtube.com/watch?v=nLqkEyxVjBk>);
- **18 settembre 2009:** verso le 9.30 si crea una colata detritica che non provoca danni ed interruzione alla rete stradale grazie al tempestivo intervento degli addetti al rifugio con escavatore; comunicazione della Polizia Municipale: "pattuglia riferisce che l'acqua lambisce il ponte mentre il detrito occupa circa il 70% del canale - tramite pala dei gestori si impedisce il blocco della strada" (fonte: Polizia Municipale di Cortina d'Ampezzo);
- **7 maggio 2010:** a seguito di un lungo periodo piovoso si crea una colata iperconcentrata che transita completamente sotto al ponte non provocando danni alla SR 48 (fonte: Veneto Strade).

5.1 SISTEMA DI ALLARME

Lungo l'alveo del torrente Rudavoi è stato installato nel 1997 un sistema d'allarme (Fig. 5.8) allo scopo di attivare dei segnali ottici ed acustici per bloccare il traffico veicolare sul ponte della SR48. Il sistema si attiva in presenza di fenomeni franosi fluidi, come ad esempio gli eventi di colata detritica, o nel caso di movimenti di blocchi di grandi dimensioni trasportati dalla corrente idrica.



Fig. 5.8 – Localizzazione di sensori a strappo lungo l'alveo del torrente Rudavoi.

Il sistema d'allarme, gestito dal comune di Cortina d'Ampezzo, è costituito dai seguenti componenti:

- 3 sensori di spostamento (cavi a strappo) predisposti lungo l'alveo del Rudavoi e posizionati nei punti indicati in figura 5.8;
- una centralina di acquisizione dati e controllo generale del sistema;
- 2 avvisatori d'allarme ottici (semafori) e acustici (sirene) lungo la SR 48.

I sensori sono installati in tre punti ben precisi nell'alveo del Rudavoi: il primo in corrispondenza della briglia a quota 1736 m s.l.m., il secondo in corrispondenza di un grande masso ciclopico a quota 1790 m s.l.m. e, il terzo, in corrispondenza dell'area soggetta ad erosione in destra idrografica a quota 1800 m s.l.m.. Questi sensori (Fig. 5.9 e 5.10) sono costituiti da interruttori "a strappo" collegati, attraverso funi metalliche trasversali all'alveo, sia ai massi che a punti fissi (alle briglie). La tensione e lo strappo di una fune provoca l'apertura del circuito elettrico che attiva un segnale di allarme recepito dalla centralina.

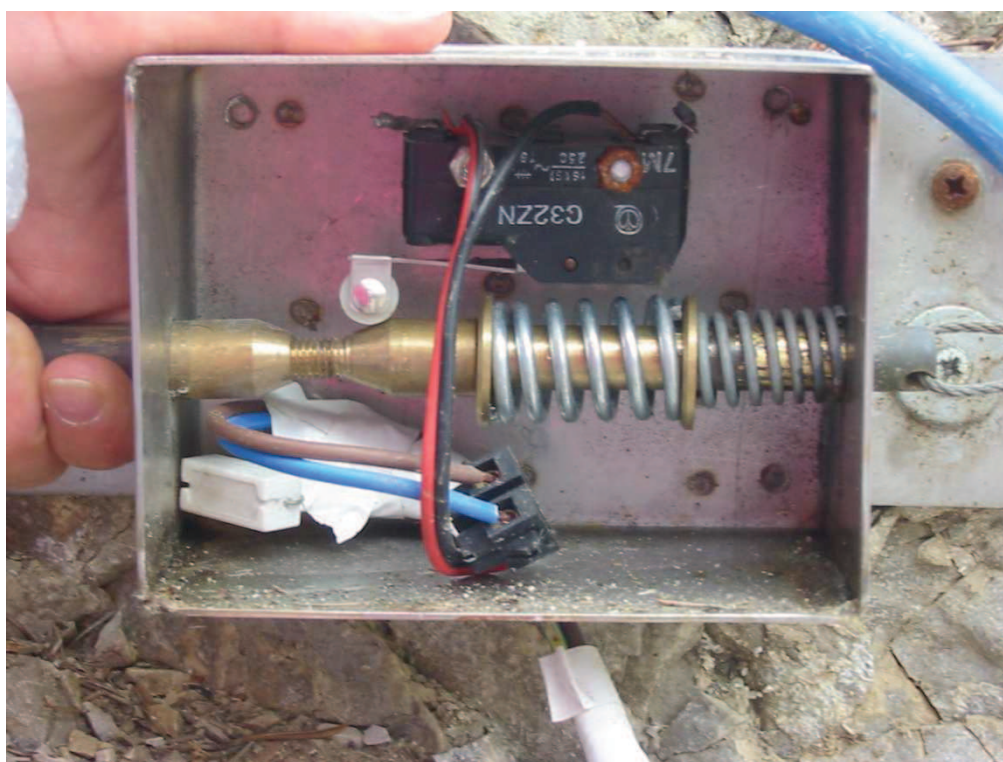
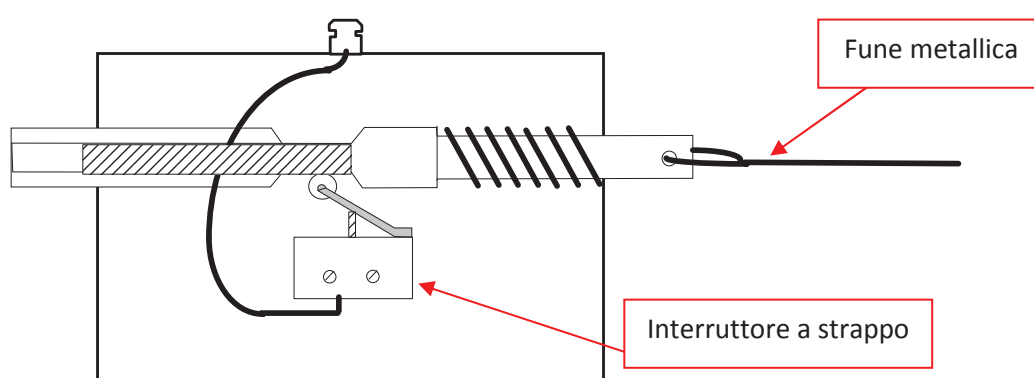


Fig. 5.9 - Schema e particolare dei sensore a strappo installati.



Fig. 5.10 - Sensore installato sulla ali della briglia; si nota la fune metallica sopra la gaveta.

L'allarme viene attivato quando uno o più sensori di spostamento (cavi a strappo) subiscono un movimento superiore alla soglia prefissata: questo può avvenire sia quando i sensori registrano uno spostamento dovuto ad una frana, sia nel caso in cui vengano deformati o tranciati a seguito dell'impatto di un volume roccioso o dal passaggio di un animale o da un atto vandalico. All'attivazione dell'allarme i semafori, in prossimità del ponte, diventano rossi e si attiva una potente sirena (Fig. 5.11). Nell'ottobre 2011, con l'inaugurazione del nuovo ponte, il sistema di allarme è stato disattivato e dismesso.



Fig. 5.11 - Lanterna semaforica e sirena acustica posizionate in corrispondenza del ponte della SR48.

6. DATI PLUVIOMETRICI

6.1 PLUVIOMETRI E STAZIONI PLUVIOMETRICHE

L'acquisizione dei dati di precipitazione è stata resa possibile grazie all'analisi sia dei dati forniti dalle stazioni meteorologiche fisse della rete ARPAV (colore giallo e verde in figura 6.1), sia dai dati provenienti dalla rete di pluviometri installati dal Dipartimento TeSAF dell'Università di Padova (colore rosso in figura 6.1).



Fig. 6.1 - Localizzazione dei pluviometri TeSAF e delle stazioni meteo dell'ARPAV.

Le stazioni meteorologiche dell'ARPAV sono costituite da un'insieme di strumenti che permettono di monitorare le condizioni fisiche dell'atmosfera in un dato luogo, per un tempo indefinito, relativamente ai parametri meteorologici e climatici fondamentali. Queste sono composte essenzialmente da un termometro per la misura della temperatura, da un barometro per la misura della pressione dell'aria, da un igrometro per misurare l'umidità atmosferica, da un anemometro e una banderuola per misurare velocità e direzione del vento ed, infine, da un pluviometro per misurare la quantità di pioggia caduta. Le stazioni ARPAV più

vicine all'area del bacino idrografico del Rudavoi, sono quelle di Misurina, del Monte Faloria e di Cortina d'Ampezzo (Tab. 6.1 e Fig. 6.2).

Tab. 6.1 - Dati delle stazioni meteorologiche ARPAV

Stazione	Operativa dall'anno	Quota (m s.l.m.)	Coordinate Gauss – Boaga	
			X	Y
Cortina - Loc. Gilardon	1992	1275	1739833	5158457
Faloria	1984	2240	1743531	5157576
Misurina	1992	1736	1749057	5163251



Fig. 6.2 – Stazioni meteo ARPAV.

I pluviometri utilizzati dal Dipartimento TeSAF sono del tipo a vaschetta basculante composti da un cilindro in plastica che termina con imbuto sul fondo sopra la bascula (Fig. 6.3). Ogni volta che la bascula svuota l'acqua tocca un sensore sotto di essa generando un impulso elettrico memorizzato da un datalogger. La quantità d'acqua che genera



Fig. 6.3 - Particolare della bascula.

la “basculata” è di volume noto e viene memorizzata assieme al dato temporale. La somma degli impulsi memorizzati fornisce la precipitazione totale degli eventi piovosi ed il dato temporale permette la costruzione delle relative curve di altezza ed intensità di precipitazione. I pluviometri sono installati su un’asta d’alluminio alta 1.5 m fissata nel terreno e mantenuta in bolla da tre tiranti (Fig. 6.4).



Fig. 6.4 - Pluviometro installato in località Col da Varda (foto: Gregoretti C., 2010).

I misuratori pluviometrici utilizzati sono della ditta Delta Ohm, modello HD 2013: si tratta di pluviometri a vaschetta basculante, con area di 400 cm², adatti a temperature da + 1 °C a + 60 °C, e con risoluzione della basculata da 0.1 a 0.5 mm di altezza di precipitazione. Attualmente i pluviometri installati hanno una risoluzione di 0.5 mm per meglio misurare le precipitazioni intense: tra una basculata e l'altra si perde una parte di precipitazione che per intensità elevate potrebbe non essere trascurabile.

Ogni pluviometro è dotato di visualizzatore datalogger di pioggia con display LCD, batteria al litio da 3.6 V, capace di leggere e memorizzare 128000 impulsi da basculata. La visualizzazione ed elaborazione dei dati su computer è possibile grazie al software in dotazione Deltalog 6.

I pluviometri installati dal Dip. TeSAF nelle aree adiacenti al bacino del torrente Rudavoi sono individuati e localizzati geograficamente nella seguente tabella 6.2 e figura 6.5.

Tab. 6.2 - Dati dei pluviometri TeSAF.

Pluviometro	Operativo dall'anno	Quota (m s.l.m.)	Coordinate Gauss – Boaga	
			X	Y
Forcella del Pomagagnon	2010	2126	1740097.83	5163136.92
Fiames - Canale Dimai	2010	1707	1740143.93	5162405.26
Ghiaione del Pomagagnon	2009	1692	1740810.33	5161956.32
Col da Varda - Cristallo	2009	2239	1745522.72	5161913.45

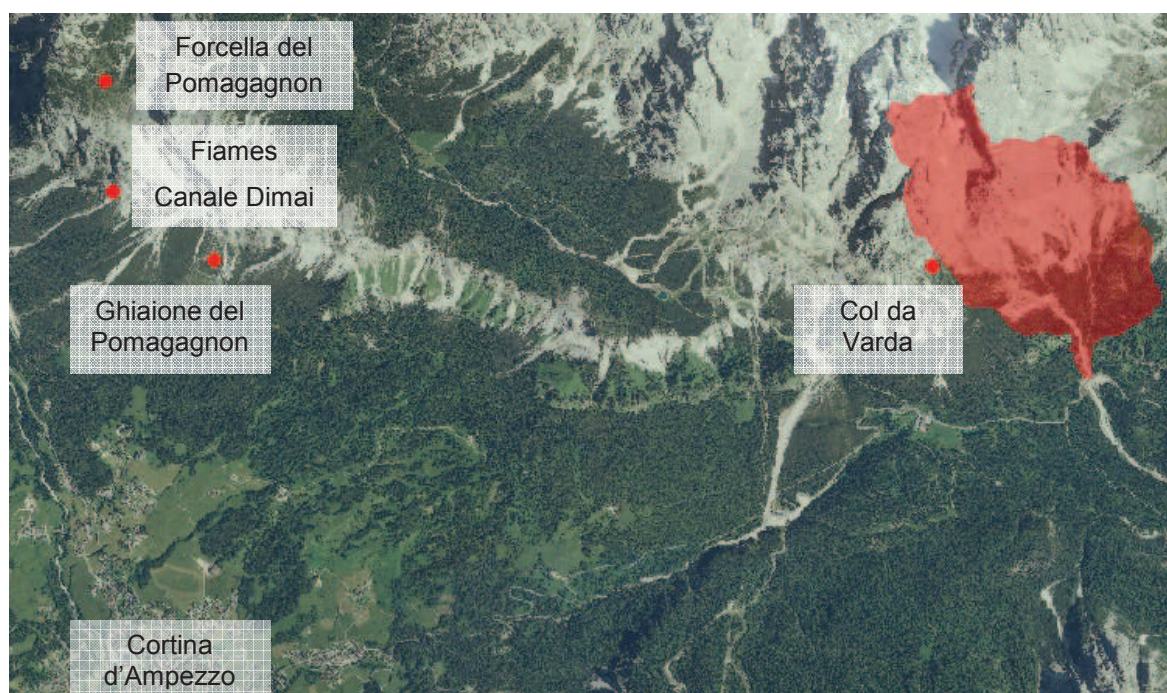


Fig. 6.5 - Ortofoto con individuati i pluviometri TeSAF.

La quantità di precipitazione che affluisce in un fissato intervallo di tempo su una data area deve essere valutata, a partire dalle misure puntuali effettuate dalle stazioni di misura ricadenti nell'area o ad essa limitrofe. (Ferro, 2002)

Per la calibrazione del modello idrologico saranno utilizzati i dati del pluviometro di Col da Varda; gli studi di modellistica di eventi passati, invece, dovranno considerare le serie storiche di dati delle stazioni di Misurina (la stazione più vicina) e del Monte Faloria che è in “linea” altimetrica con il bacino del Rudavoi.

6.2 ANALISI DEI DATI DEL PLUVIOMETRO DI COL DA VARDA

Dall'analisi dei valori di precipitazione registrati dal pluviometro installato sul Col da Varda è stato possibile individuare gli eventi di precipitazioni che hanno dato origine a colate detritiche od a fenomeni di trasporto solido intenso (Tab. da 6.3 a 6.12 e Fig. da 6.6 a 6.15).

Tab. 6.3 – Analisi della precipitazione relativa al primo evento (22/08/2009).

	Data e ora	Pioggia registrata					
Evento 1	22/08/2009 Ore 14.05	mm/5'	mm/10'	mm/15'	mm/30'	mm/h	mm tot
	14.05	0.982	7.365	14.73	18.167	32.12	18.167
		6.383					
		7.365	9.82	3.437			
		2.455					
		0.491	0.982				
		0.491					
	14.35	0	0	0	0		

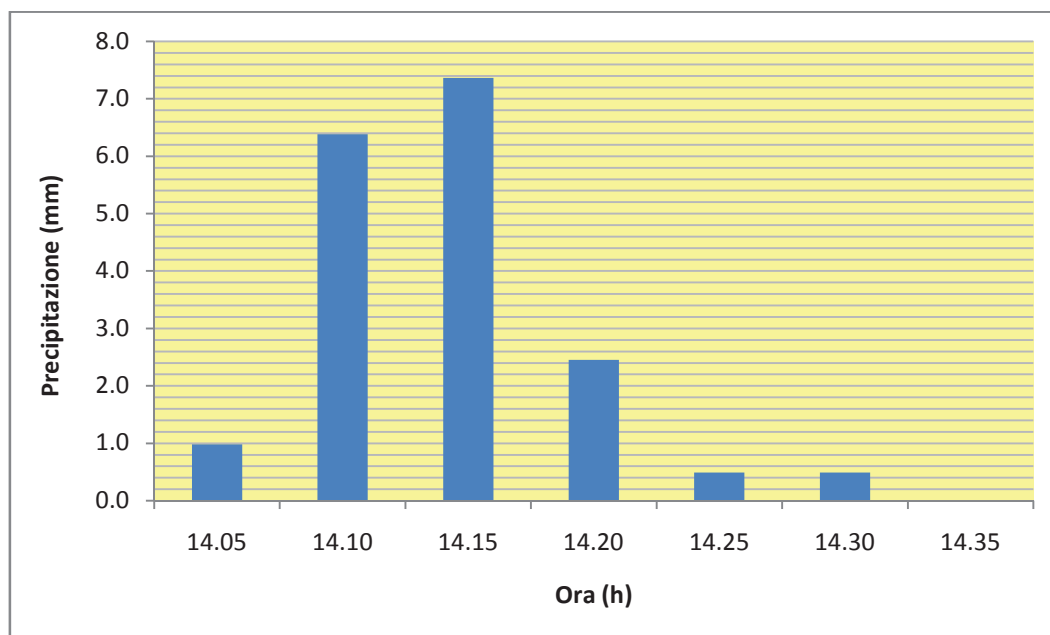


Fig. 6.6 – Ietogramma del primo evento (22/08/2009).

Tab. 6.4 - Analisi della precipitazione relativa al secondo evento (14/09/2009).

	Data e ora	Pioggia registrata												
Evento 2	14/09/2009 Ore 21.25	mm/5'	mm/10'	mm/15'	mm/30'	mm/h	mm tot							
	21.25	0.491	0.491	0.491	0.982	3.437	21.604							
	0													
	0	0												
	0													
	0.491	0.491	0.491											
	0													
	0.491	0.982	1.473	2.455										
	0.491													
	0.491	0.982												
	0.491													
	0.491	0.491	0.982											
	0													
	0.491	0.982	1.473	2.455	5.401									
	0.491													
	0	0.491												
	0.491													
	0.491	0.982	0.982											
	0.491													
	0	0.491	1.473	2.946										
	0.491													
	0.982	1.473												
	0.491													
	0.491	0.982	1.473											
	0.491													
	0.491	0.982	1.473	2.946	5.401									
	0.491													
	0	0.982	1.473											
	0.491													
	0.491	0.982	1.473											
	0.491													
	0	0.982	1.473	2.455										
	0.491													
	0.491	0.982	0.982											
	0.491													
	0	0.491												
	0.491													
	0.491	0.982	1.473	2.455	4.419									
	0.491													
	0	0.982	1.964											
	0.491													
	0	0.491												
	0.491													
	0	0.491						0.982						
	0.491													
	0	0.491	0.491	1.473	2.946									
	0.491													
	0	0.491	0.491											
	0.491													
	0	0.491	0.982											
	0.491													
	0	0.491	0.491	1.473										
	0.491													
	0	0.491	0.982											
0.491														
0	0.491	0.982												
0.491														
02.20	0.491	0.491	0.982											

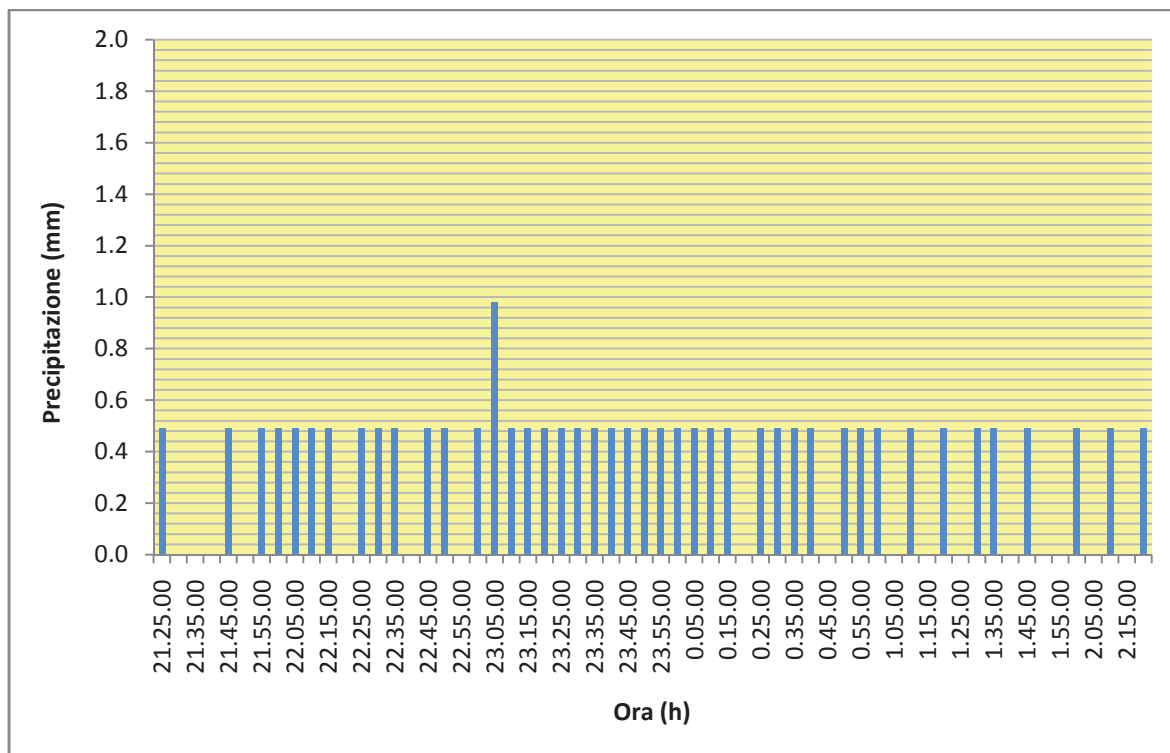


Fig. 6.7 – letogramma del secondo evento (14/09/2009).

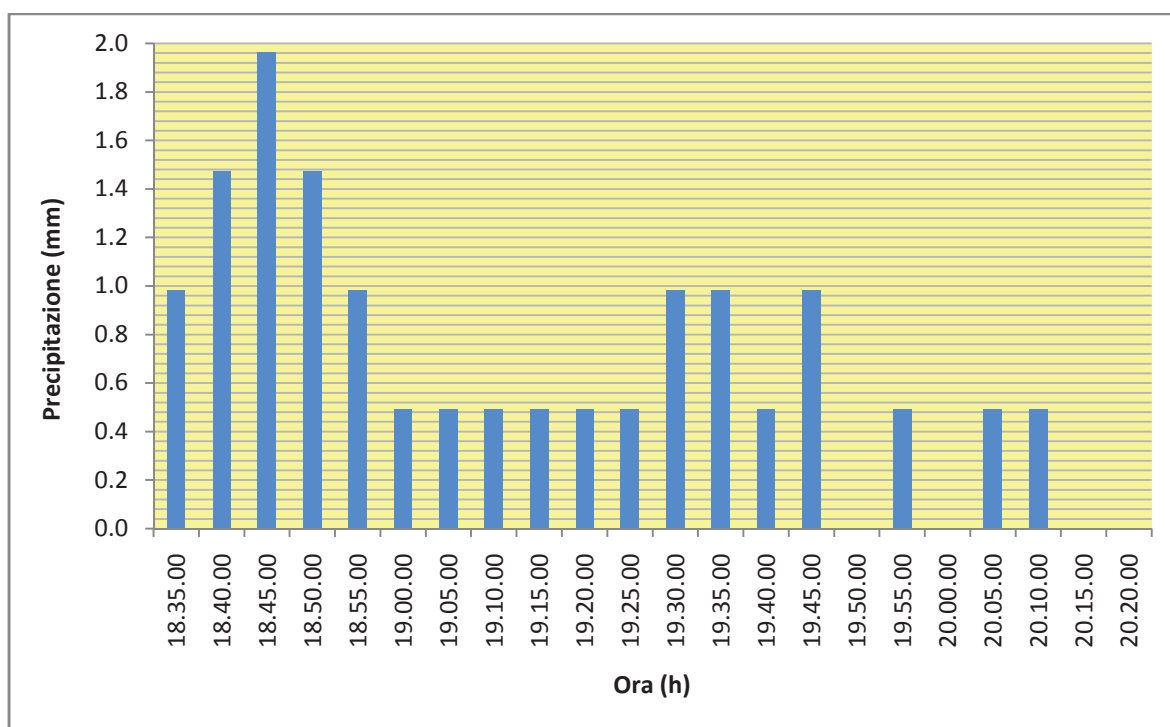


Fig. 6.8 – letogramma del terzo evento (10/10/2009).

Tab. 6.5 - Analisi della precipitazione relativa al terzo evento (10/10/2009).

	Data e ora	Pioggia registrata											
Evento 3	10/10/2009 Ore 18.35	mm/5'	mm/10'	mm/15'	mm/30'	mm/h	mm tot						
	18.35	0.982	2.455	4.419	7.365	14.730							
		1.473											
		1.964	3.437										
		1.473											
		0.982	1.473	2.946									
		0.491											
		0.491	0.982	1.473	3.437	6.383							
		0.491											
		0.491	0.982										
		0.491											
		0.982	1.473	1.964									
		0.982											
		0.491	1.473	2.455	2.946								
		0.982											
		0.000	0.982										
		0.491											
		0.000	0.491	0.491									
		0.491											
		0.491	0.982										
		0.491											
		0.000	0.982	0.982	0.982	0.982							
		0.000											
	20.20	0.000	0.000										

Tab. 6.6 - Analisi della precipitazione relativa al quarto evento (05/08/2010).

	Data e ora	Pioggia registrata						
Evento 4	05/08/2010 Ore 12.40	mm/5'	mm/10'	mm/15'	mm/30'	mm/h	mm tot	
	12.40	0.491	0.491	0.491	0.982	2.455	13.257	
		0.000						
		0.000	0.491	0.491				0.982
		0.491						
		0.000	0.000	0.491	1.473			
		0.000						
		0.491	0.491	0.982		1.473		
		0.000						
		0.491	0.491	0.491	1.473			
		0.000						
		0.491	0.491	0.982		1.473		
		0.000						
		0.000	0.491	0.491	1.473			
		0.491						
		0.000	0.491	0.982		1.473		
		0.491						
		0.000	0.491	0.491	1.473			
		0.491						
		0.000	0.491	0.982		1.473		
		0.000						
		0.491	0.491	0.491	0.982			
		0.000						
		0.491	0.000	0.491		0.982		
		0.000						
		0.491	0.491	0.491	1.964			
		0.000						
		0.491	0.491	0.982		1.964		
		0.000						
		0.491	0.982	0.982	1.964			
		0.491						
		0.000	0.000	0.491		1.473		
		0.000						
		0.491	0.491	0.982	1.473			
		0.000						
		0.491	0.982	0.982		0.982		
		0.491						
		0.000	0.491	0.491	0.982			
		0.491						
		0.000	0.000	0.491		0.982		
		0.000						
		0.491	0.491	0.491	0.982			
		0.000						
		0.491	0.491	0.982		1.473		
		0.000						
		0.491	0.491	0.491	1.473			
		0.000						
		0.491	0.982	0.491		0.491		
		0.000						
		0.491	0.000	0.491	0.491			
		0.000						
		0.491	0.491	0.000		0.000		
		0.000						
		0.491	0.000	0.000	0.000			
		0.000						
		0.491	0.000	0.000		0.000		
		0.000						
		0.491	0.000	0.000	0.000			
		0.000						
		0.491	0.000	0.000		0.000		
		0.000						
0.491	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.491	0.000	0.000		0.000				
0.000								
0.491	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.491	0.000	0.000		0.000				
0.000								
0.491	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.491	0.000	0.000		0.000				
0.000								
0.491	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.491	0.000	0.000		0.000				
0.000								
0.491	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.491	0.000	0.000		0.000				
0.000								
0.491	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.491	0.000	0.000		0.000				
0.000								
0.491	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.491	0.000	0.000		0.000				
0.000								
0.491	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.491	0.000	0.000		0.000				
0.000								
0.491	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.491	0.000	0.000		0.000				
0.000								
0.491	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.491	0.000	0.000		0.000				
0.000								
0.491	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.491	0.000	0.000		0.000				
0.000								
0.491	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.491	0.000	0.000		0.000				
0.000								
0.491	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.491	0.000	0.000		0.000				
0.000								
0.491	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.491	0.000	0.000		0.000				
0.000								
0.491	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.491	0.000	0.000		0.000				
0.000								
0.491	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.491	0.000	0.000		0.000				
0.000								
0.491	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.491	0.000	0.000		0.000				
0.000								
0.491	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.491	0.000	0.000		0.000				
0.000								
0.491	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.491	0.000	0.000		0.000				
0.000								
0.491	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.491	0.000	0.000		0.000				
0.000								
0.491	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.491	0.000	0.000		0.000				
0.000								
0.491	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.491	0.000	0.000		0.000				
0.000								
0.491	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.491	0.000	0.000		0.000				
0.000								
0.491	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.491	0.000	0.000		0.000				
0.000								
0.491	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.491	0.000	0.000		0.000				
0.000								
0.491	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.491	0.000	0.000		0.000				
0.000								
0.491	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.491	0.000	0.000		0.000				
0.000								
0.491	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.491	0.000	0.000		0.000				
0.000								
0.491	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.491	0.000	0.000		0.000				
0.000								
0.491	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.491	0.000	0.000		0.000				
0.000								
0.491	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.491	0.000	0.000		0.000				
0.000								
0.491	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.491	0.000	0.000		0.000				
0.000								
0.491	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.491	0.000	0.000		0.000				
0.000								
0.491	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.491	0.000	0.000						

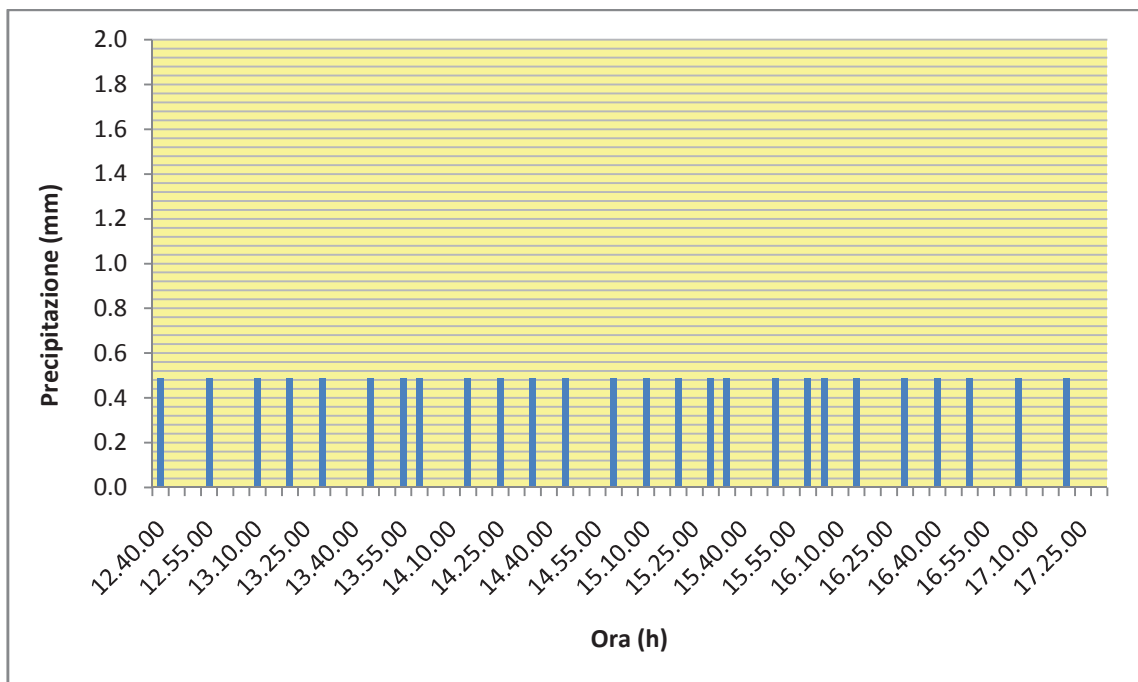


Fig. 6.9 – Ietogramma del quarto evento (05/08/2010).

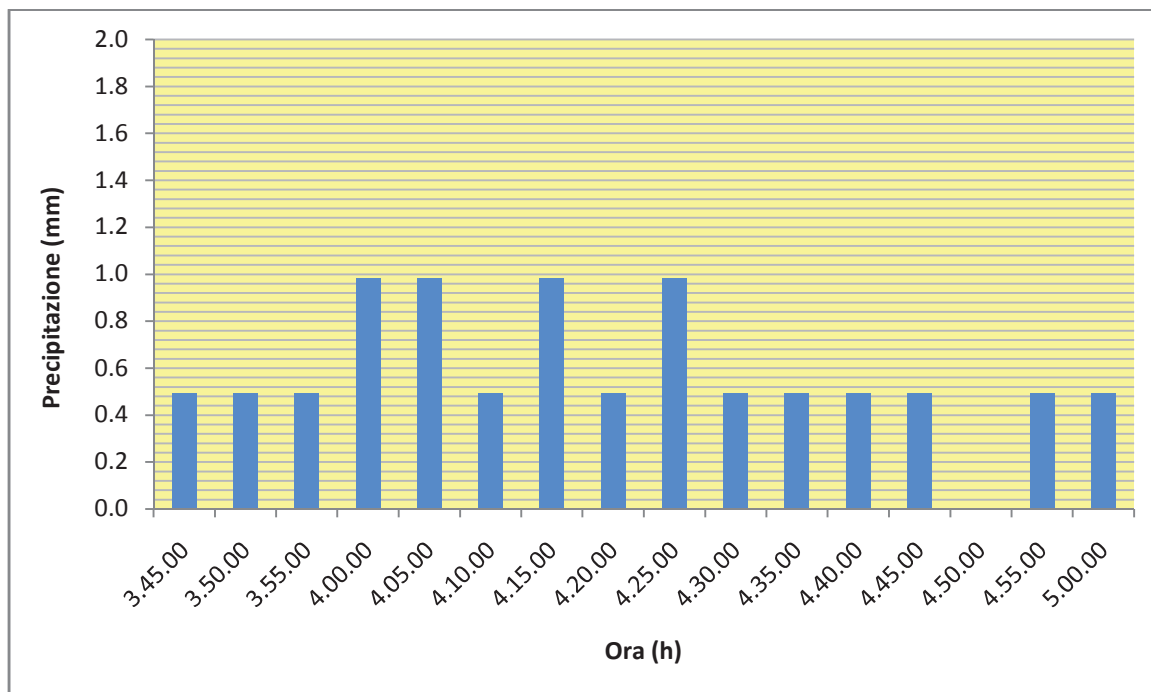


Fig. 6.10 – Ietogramma del quinto evento (13/08/2010).

Tab. 6.7 - Analisi della precipitazione relativa al quinto evento (13/08/2010).

	Data e ora	Pioggia registrata					
Evento 5	13/08/2010 Ore 03.45	mm/5'	mm/10'	mm/15'	mm/30'	mm/h	mm tot
	03.45	0.491					
		0.491	0.982	1.473			
		0.491			3.437		
		0.982	1.473				
		0.982		1.964			
		0.491	1.473			7.856	
		0.982					
		0.491	1.473	2.455			
		0.982			4.419		
		0.491	1.473				
		0.491		1.964			
		0.491	0.982				
		0.000	0.491	1.473			
		0.491			2.455	2.455	
	05.00	0.491	0.982	0.982			10.311

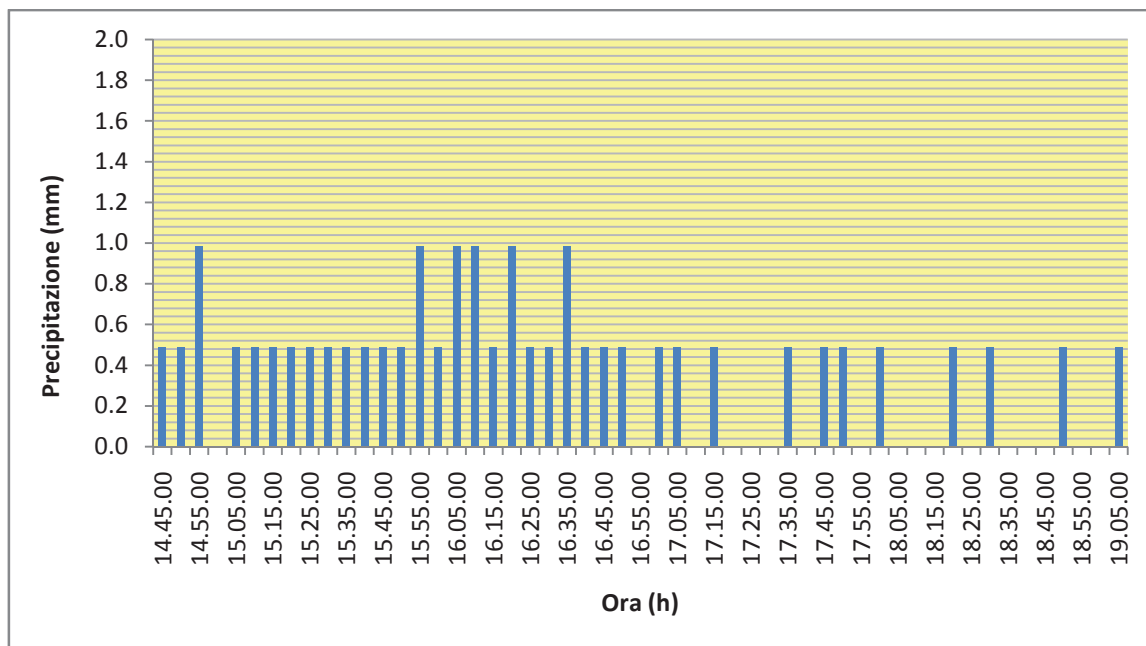


Fig. 6.11 – Ietogramma del sesto evento (07/06/2011).

Tab. 6.8 - Analisi della precipitazione relativa al sesto evento (07/06/2011).

	Data e ora	Pioggia registrata								
Evento 6	07/06/2011 Ore 14.45	mm/5'	mm/10'	mm/15'	mm/30'	mm/h	mm tot			
	14.45	0.491	0.982	1.964	2.946	5.892	20.622			
		0.491								
		0.982	0.982	0.982						
		0.000								
		0.491	0.982	0.982	2.946					
		0.491								
		0.491	0.982	1.473						
		0.491								
		0.491	0.982	1.473						
		0.491								
		0.491	0.982	1.964	4.419	8.347				
		0.491								
		0.982	1.473	2.455						
		0.982								
		0.982	1.964	1.964						
		0.491								
		0.982	1.473	1.964	3.928					
		0.982								
		0.491	0.982	1.964						
		0.491								
		0.982	1.473	0.982	1.964					
		0.491								
		0.491	0.982	0.982	1.964	2.946				
		0.491								
		0.000	0.491	0.982						
		0.491								
		0.491	0.491	0.982						
		0.000								
		0.000	0.491	0.491	0.982					
		0.000								
		0.000	0.000	0.491						
		0.000								
		0.491	0.491	0.491						
		0.000								
		0.491	0.982	0.982	1.473	2.455				
		0.491								
		0.000	0.491	0.491						
		0.491								
		0.000	0.000	0.491						
		0.000								
		0.000	0.491	0.491	0.982					
		0.491								
		0.000	0.000	0.491						
		0.000								
	0.000	0.491	0.491	0.982	0.982					
	0.491									
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491								
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491	0.982	0.982						
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491								
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491	0.982		0.982					
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491								
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491	0.982	0.982						
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491								
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491	0.982		0.982					
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491								
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491	0.982	0.982						
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491								
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491	0.982		0.982					
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491								
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491	0.982	0.982						
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491								
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491	0.982		0.982					
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491								
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491	0.982	0.982						
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491								
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491	0.982		0.982					
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491								
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491	0.982	0.982						
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491								
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491	0.982		0.982					
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491								
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491	0.982	0.982						
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491								
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491	0.982		0.982					
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491								
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491	0.982	0.982						
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491								
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491	0.982		0.982					
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491								
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491	0.982	0.982						
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491								
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491	0.982		0.982					
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491								
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491	0.982	0.982						
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491								
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491	0.982		0.982					
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491								
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491	0.982	0.982						
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491								
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491	0.982		0.982					
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491								
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491	0.982	0.982						
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491								
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491	0.982		0.982					
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491								
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491	0.982	0.982						
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491								
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491	0.982		0.982					
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491								
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491	0.982	0.982						
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491								
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491	0.982		0.982					
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491								
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491	0.982	0.982						
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491								
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491	0.982		0.982					
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491								
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491	0.982	0.982						
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491								
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491	0.982		0.982					
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491								
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491	0.982	0.982						
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491								
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491	0.982		0.982					
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491								
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491	0.982	0.982						
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491								
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491	0.982		0.982					
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491								
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491	0.982	0.982						
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491								
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491	0.982		0.982					
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491								
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491	0.982	0.982						
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491								
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491	0.982		0.982					
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491								
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491	0.982	0.982						
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491								
0.491										
0.000	0.000	0.491								
0.000										
0.000	0.491	0.491	0.982		0.982					
0.491										
0.0										

Tab. 6.9 - Analisi della precipitazione relativa al settimo evento (18/06/2011).

	Data e ora	Pioggia registrata						
Evento 7	18/06/2011 Ore 16.40	mm/5'	mm/10'	mm/15'	mm/30'	mm/h	mm tot	
	16.40	0.491	0.491	0.491	0.982	3.437	31.424	
		0.000						
		0.000	0.491	0.491				0.982
		0.491						
		0.000	0.000	0.491	2.455			
		0.000						
		0.491	0.491	0.982		1.473		
		0.000						
		0.491	0.982	1.473	0.491			
		0.491						
		0.491	0.982	0.491		1.473		
		0.491						
		0.000	0.491	0.000	0.000			
		0.491						
		0.000	0.000	0.000		1.473		
		0.000						
		0.000	0.491	0.982	0.982			
		0.491						
		0.491	0.982	0.982		2.455		
		0.491						
		0.000	0.000	0.000	0.982			
		0.000						
		0.000	0.491	0.982		1.473		
		0.491						
		0.491	0.982	0.491	1.473			
		0.491						
		0.000	0.000	0.000		0.982		
		0.000						
		0.000	0.000	0.000	5.892			
		0.000						
		0.491	0.491	0.982		4.419		
		0.491						
		0.982	1.473	1.473	10.802			
		1.473						
		1.964	3.437	4.419		4.910		
		2.455						
		0.982	3.437	3.928	4.910			
		0.491						
		0.000	0.491	0.982		4.910		
		0.491						
		0.491	0.982	0.982	4.910			
		0.491						
		0.491	1.473	2.455		4.910		
		0.982						
		0.982	1.473	1.964	4.910			
		0.491						
		0.982	1.473	1.964		4.910		
		0.491						
		0.000	0.491	0.491	0.491			
		0.491						
		0.000	0.000	0.000		0.491		
		0.000						
		0.000	0.000	0.000	0.491			
		0.000						

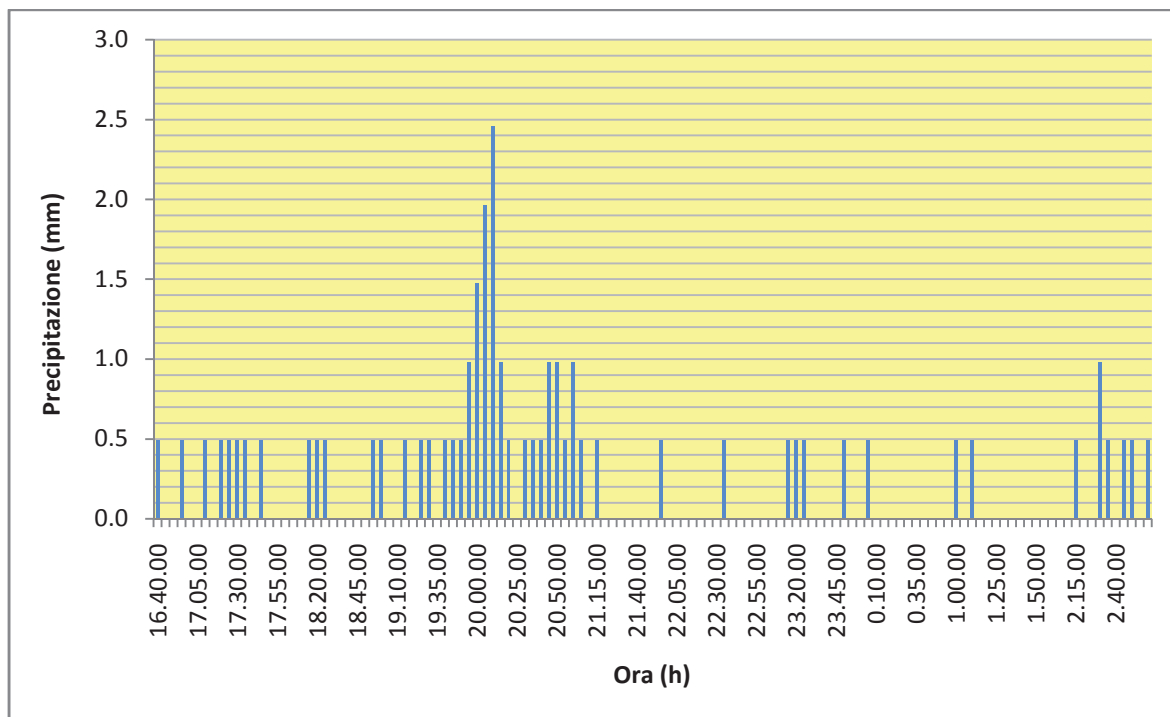


Fig. 6.12 – Ietogramma del settimo evento (18/06/2011).

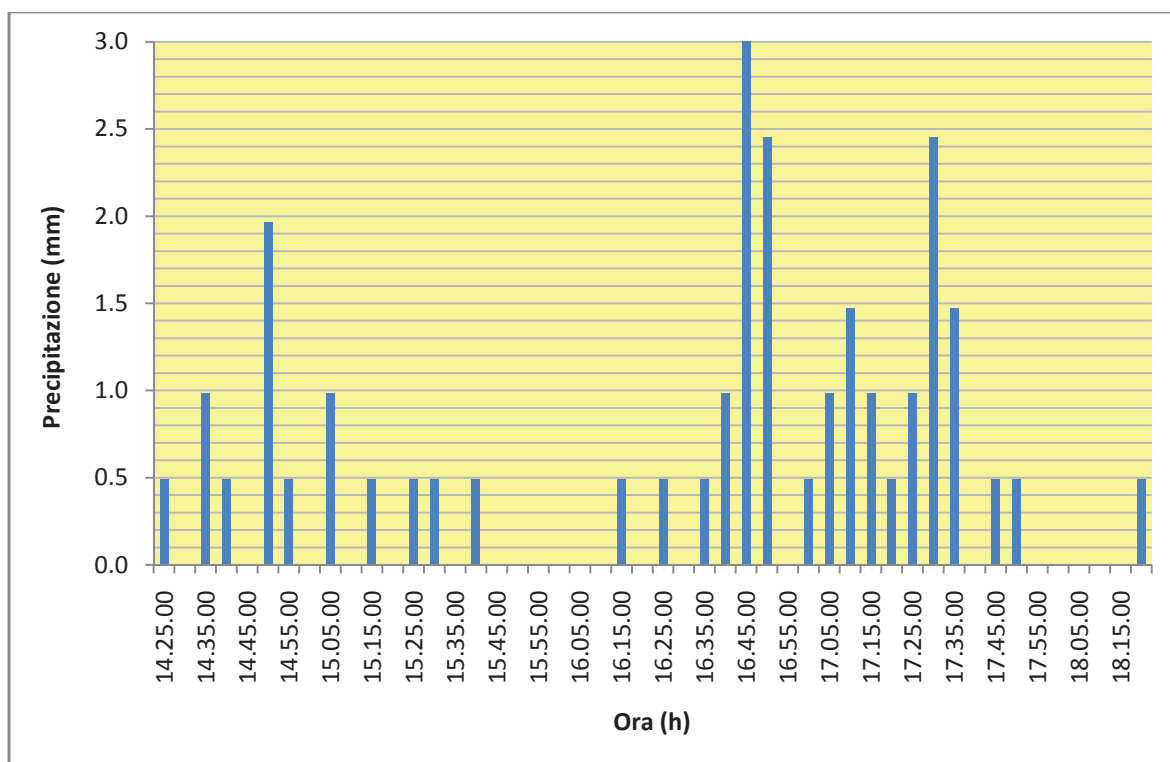


Fig. 6.13 – Ietogramma dell'ottavo evento (04/09/2011).

Tab. 6.10 - Analisi della precipitazione relativa all'ottavo evento (04/09/2011).

	Data e ora	Pioggia registrata								
Evento 8	04/09/2011 Ore 14.25	mm/5'	mm/10'	mm/15'	mm/30'	mm/h	mm tot			
	14.25	0.491	0.491	1.473	3.928	5.892	26.514			
		0.000								
		0.982	1.473							
		0.491								
		0.000	1.964	2.455						
		1.964								
		0.491	0.491	1.473	1.964					
		0.000								
		0.982	0.982							
		0.000								
		0.491	0.491	0.491						
		0.000								
		0.491	0.982	0.982	1.473	1.964				
		0.491								
		0.000	0.491							
		0.491								
		0.000	0.000	0.491						
		0.000								
		0.000	0.000	0.000	0.491					
		0.000								
		0.000	0.000	0.491						
		0.000								
		0.491	0.491	0.982	7.856	12.275				
		0.000								
		0.491	1.473							
		0.982								
		3.437	5.892	6.874						
		2.455								
		0.000	0.491	1.473	4.419					
		0.491								
		0.982	2.455							
		1.473								
		0.982	1.473	2.946						
		0.491								
		0.982	3.437	4.910	5.892	6.383				
		2.455								
		1.473	1.473							
		0.000								
		0.491	0.982	0.982						
		0.491								
		0.000	0.000	0.000	0.491					
		0.000								
		0.000	0.000							
		0.000								
		0.000	0.491	0.491						
		0.491								
	18.20	0.491	0.491	0.491						

Tab. 6.11 - Analisi della precipitazione relativa al nono evento.

Data e ora		Pioggia registrata					
Evento 9	18/09/2011 Ore 20.15	mm/5'	mm/10'	mm/15'	mm/30'	mm/h	mm tot
	20.15	0.491	0.982	0.982	1.473	1.964	40.118
		0.491					
		0.000	0.000				
		0.000					
		0.491	0.491	0.491			
		0.000					
		0.000	0.000	0.000	0.491		
		0.000					
		0.000	0.000	0.491			
		0.491					
		0.000	0.491	0.491			
		0.000					
		0.491	0.491	0.491	1.473		
		0.000					
		0.491	0.491	0.982			
		0.000					
		0.000	0.491	0.491		1.473	
		0.491					
		0.000	0.491	0.982			
		0.491					
		0.000	0.982	1.473	2.455		
		0.491					
		0.000	0.982	0.982			
		0.491					
		0.000	0.982	1.473		2.455	
		0.491					
		0.000	0.491	0.982			
		0.491					
		0.491	0.982	1.473	4.910		
		0.491					
		0.000	0.982	0.982			
		0.000					
		0.491	0.982	1.473		2.946	
		0.491					
		0.000	0.982	0.982			
		0.491					
		0.982	1.473	1.964	6.874		
		0.491					
		0.982	1.964	2.946		3.928	
		0.982					
		0.982	0.982	0.982			
		0.000					
		0.982	0.982	0.982			
		0.000					
		0.000	0.491	0.982	1.473		
		0.491					
		0.491	0.491	0.491			
		0.000					
		0.000	0.491	0.491			
		0.491					
0.000	0.000	0.000	0.491				
0.000							
0.000	0.000	0.491					
0.000							
0.000	0.491	0.491					
0.491							

	Data e ora	Pioggia registrata								
Evento 9		mm/5'	mm/10'	mm/15'	mm/30'	mm/h	mm tot			
		0.000	0.000	0.000	0.000	0.491	40.118			
		0.000								
		0.000	0.000	0.000						
		0.000								
		0.000	0.000	0.000						
		0.000								
		0.000	0.000	0.000	0.491					
		0.000								
		0.000	0.000	0.000						
		0.000								
		0.000	0.491	0.491						
		0.491								
		0.491	0.491	0.982	1.964	3.437				
		0.000								
		0.491	0.982	0.982						
		0.491								
		0.000	0.491	0.982						
		0.491								
		0.000	0.491	0.982	1.473					
		0.491								
		0.000	0.491	0.491						
		0.491								
		0.000	0.491	0.982	0.982					
		0.491								
		0.000	0.000	0.000		1.964				
		0.000								
		0.000	0.000	0.000	0.982					
		0.000								
		0.000	0.000	0.982						
		0.491								
		0.491	0.982	0.982						
		0.000								
		0.491	0.491	0.982	2.455					
		0.000								
		0.491	0.982	1.473	3.928					
		0.491								
		0.000	0.491	0.982		1.473				
		0.491								
		0.000	0.000	0.491						
		0.000								

		Pioggia registrata											
Evento 9		mm/5'	mm/10'	mm/15'	mm/30'	mm/h	mm tot						
		0.000	0.491	0.982	2.455	4.419	40.118						
		0.491											
		0.491	0.491	1.473									
		0.000											
		0.982	1.473	1.473									
		0.491											
		0.000	0.491	0.491	1.964								
		0.491											
		0.000	0.491	1.473									
		0.491											
		0.491	0.982	1.473									
		0.491											
		0.491	0.491	1.473	2.455	4.910							
		0.000											
		0.982	0.982	0.982									
		0.000											
		0.491	0.982	0.982									
		0.491											
		0.000	0.491	0.982	2.455								
		0.491											
		0.491	0.982	1.473									
		0.491											
		0.491	0.982	1.473									
		0.491											
		0.491	1.473	1.964	3.928	6.874							
		0.982											
		0.491	0.982	1.964									
		0.491											
		0.982	1.473	1.964	2.946								
		0.491											
		0.491	0.982	1.473									
		0.491											
		0.982	1.473	1.473				2.946					
		0.000											
		0.491	0.491	1.473									
		0.491											
		0.491	0.491	0.982	1.473	1.473							
		0.000											
		0.491	0.982	0.491									
	09.40	0.491											

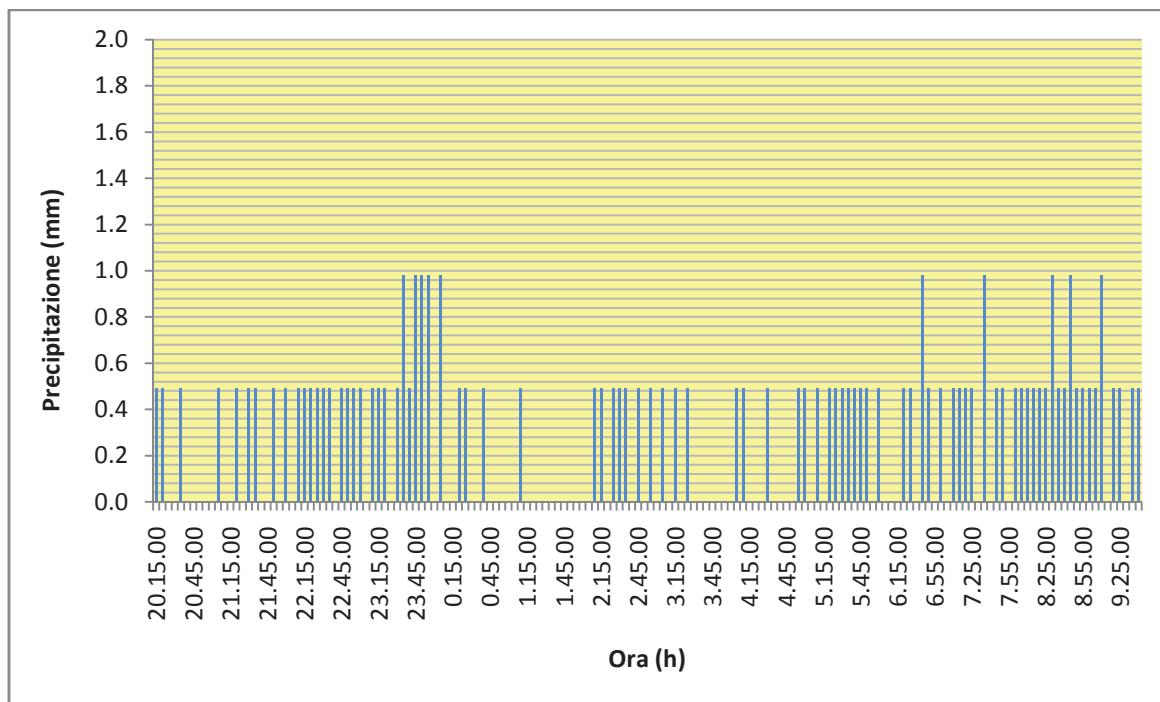


Fig. 6.14 – Ietogramma del nono evento (18/09/2011).

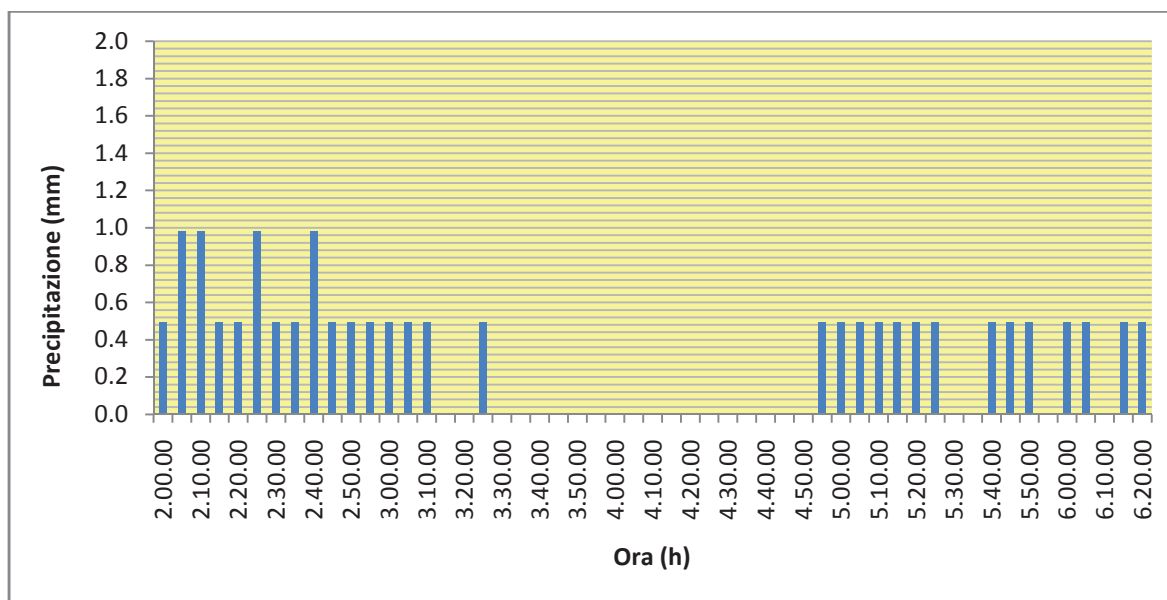


Fig. 6.15 – Ietogramma del decimo evento (07/10/2011).

Tab. 6.12 - Analisi della precipitazione relativa al decimo evento (07/10/2011).

	Data e ora	Pioggia registrata						
Evento 10	07/10/2011 Ore 02.00	mm/5'	mm/10'	mm/15'	mm/30'	mm/h	mm tot	
	02.00	0.491	1.473	2.455	4.419	7.856	16.964	
		0.982						
		0.982	1.473	1.964				3.437
		0.491						
		0.491	1.473	1.964	1.473			
		0.982						
		0.491	0.982	1.964	1.964			
		0.491						
		0.982	1.473	1.964	1.964			
		0.491						
		0.491	0.982	1.473	1.964			
		0.491						
		0.000	0.491	0.491	0.000			
		0.000						
		0.491	0.491	0.000	0.000			
		0.000						
		0.000	0.000	0.000	0.000			
		0.000						
		0.000	0.000	0.000	0.000			
		0.000						
		0.000	0.000	0.000	0.000			
		0.000						
		0.000	0.000	0.000	0.000			
		0.000						
		0.000	0.000	0.000	0.000			
		0.000						
		0.000	0.000	0.000	0.000			
		0.000						
		0.000	0.000	0.000	0.000			
		0.000						
		0.000	0.000	0.000	0.000			
		0.000						
		0.000	0.000	0.000	0.000			
		0.000						
		0.000	0.000	0.000	0.000			
		0.000						
		0.000	0.000	0.000	0.000			
		0.000						
		0.000	0.000	0.000	0.000			
		0.000						
		0.000	0.000	0.000	0.000			
		0.000						
		0.000	0.000	0.000	0.000			
		0.000						
		0.000	0.000	0.000	0.000			
		0.000						
		0.000	0.000	0.000	0.000			
		0.000						
		0.000	0.000	0.000	0.000			
		0.000						
		0.000	0.000	0.000	0.000			
		0.000						
		0.000	0.000	0.000	0.000			
		0.000						
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000	0.000					
0.000								
0.000	0.000	0.000						

Al fine di determinare la saturazione iniziale del terreno pre-evento si procede al calcolo della condizione di saturazione iniziale AMC (Antecedent Moisture Condition) secondo le indicazioni della metodologia SCS (Soil conservation Service, 1972); questa, secondo quanto stabilito dalla tabella 6.13 può essere normale (AMC II), secca (AMC I) oppure umida (AMC III) ed è in funzione dell'altezza di precipitazione caduta nei cinque giorni precedenti l'evento considerato.

Tab. 6.13 – Valori di AMC (Chow et al., 1988; Hawkins et al.,2009).

	Altezza di precipitazione dei 5 giorni precedenti l'evento	
	Riposo vegetativo	Crescita vegetativa
AMC = 1 (secca)	$h < 12.7 \text{ mm}$	$h < 35.6 \text{ mm}$
AMC = 2 (normale)	$12.7 < h < 27.9 \text{ mm}$	$35.6 < h < 53.3 \text{ mm}$
AMC = 3 (umida)	$h > 27.9 \text{ mm}$	$h > 53.3 \text{ mm}$

Si riporta in tabella 6.14 l'altezza di precipitazione caduta nei 5 e 3 giorni precedenti gli eventi presi in considerazione e la relativa condizione AMC in fase di crescita vegetativa.

Tab. 6.14 – Precipitazione caduta 3 e 5 giorni prima dell'evento considerato e relativo AMC.

Evento	Data	Precipitazione caduta (mm)		AMC
		nei 3 gg. prima	nei 5 gg. prima	
1	22/08/2009	5.9	7.9	1
2	14/09/2009	5.4	5.4	1
3	10/10/2009	2.0	2.0	1
4	05/08/2010	2.0	2.0	1
5	13/08/2010	11.8	37.3	2
6	07/06/2011	25.0	27.5	1 (2)
7	18/06/2011	9.8	24.1	1
8	04/09/2011	3.4	4.5	1
9	18/09/2011	13.3	13.8	1
10	07/10/2011	0.0	0.0	1

7. IL GIS E IL MODELLO IDROLOGICO

Un **Sistema Informativo Geografico (GIS)** si può definire come una tecnologia hardware e software (rispettivamente parte fisica e operativa) che permette di gestire, elaborare e integrare informazioni georeferenziate ovvero con posizione geografica nota. L'informazione geografica è l'informazione relativa ad oggetti che hanno una precisa collocazione nello spazio e che pertanto sono caratterizzati dalle loro proprietà geometriche (quali posizione, dimensione e forma) e tipologiche (ossia le mute relazioni spaziali tra oggetti geometrici quali la connessione, l'adiacenza e l'inclusione). Lo scopo principale dei Sistemi Informativi Geografici è quello di elaborare dati territoriali a fini gestionali e pianificatori, fornendo la possibilità di: creare mappe, integrare informazioni da sorgenti diverse, visualizzare scenari attuali e previsionali, elaborare soluzioni efficaci, identificare relazioni di causa – effetto prima non chiaramente “visibili”.

I modelli di dati impiegati da un GIS sono di due tipologie:

1. modello dati vettoriale;
2. modello dati raster.

Nel **modello dati vettoriale** ciascuna entità territoriale di interesse viene rappresentata mediante punti, linee, poligoni. La georeferenziazione delle varie entità fisiche avviene associando a ciascun elemento base la corrispondente posizione geografica. Un punto è memorizzato come coppia di coordinate (x;y) di noto sistema di riferimento; una linea, essendo costituita da un'insieme di punti, è memorizzata come serie ordinata di coordinate; i poligoni, infine, vengono codificati con una serie di coordinate relative ai segmenti di linea che racchiudono un poligono.

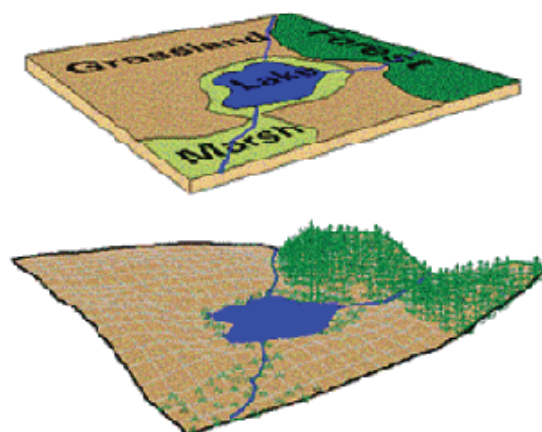


Fig. 7.1 – Schematizzazione del modello vettoriale.

Nel **modello dati raster** l'area geografica analizzata viene invece rappresentata mediante una griglia regolare suddivisa in tante piccole celle (dette pixel) di uguale dimensione. Ad ogni cella è associato un valore univoco il quale codifica in forma alfanumerica un attributo associato alla porzione di area definita dalla cella stessa; in questo modo zone del territorio aventi le stesse caratteristiche, relativamente all'attributo considerato, corrispondono a celle di ugual valore.

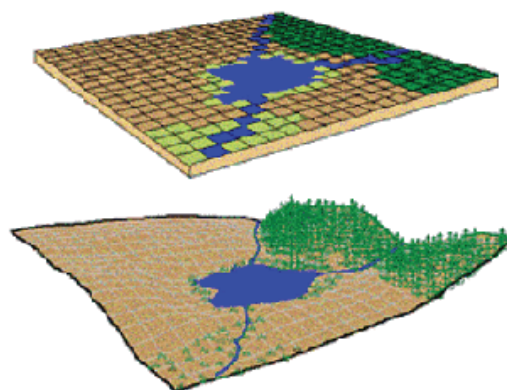


Fig. 7.2 - Schematizzazione del modello raster.

Nel presente lavoro è stato utilizzato il software GIS AdB-ToolBox sviluppato dal Ministero dell'Ambiente e fornito alla versione 1.7. Recentemente, nell'ambito del progetto europeo Paramount (Gregoretti e Degetto, 2012), sono stati sviluppati due tools specifici per l'analisi idrologica in ambiente montano e l'innescò delle colate detritiche (Fig. 7.3):

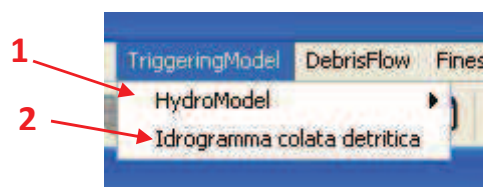


Fig. 7.3 – Blocco schermata presente in AdB ToolBox relativa agli strumenti in questione.

1. Il modello idrologico ("HydroModel") contiene le seguenti sub-routine che consentono di operare per fasi sequenziali (Fig. 7.4):
 - a. "curve number" per la creazione della mappa del "numero di curva" mediante riclassificazione della mappa ottenuta dalla sovrapposizione dell'uso del suolo con i gruppi idrologici;
 - b. sub-menù "Terrain-Pro": fase di pre-processing in cui effettuare il depittaggio del DEM e l'estrazione dello spartiacque sotteso da una determinata sezione di chiusura del bacino;

- c. sub- menù “Geo-Pro”: fase di pre-processing in cui estrarre l’area drenata, le direzioni di deflusso e le mappe dei tempi di deflusso superficiale lungo il versante e il reticolo idrografico;
- d. calcolo, con il criterio “afflussi-deflussi” dell’idrogramma liquido basato sul metodo SCS-CN.

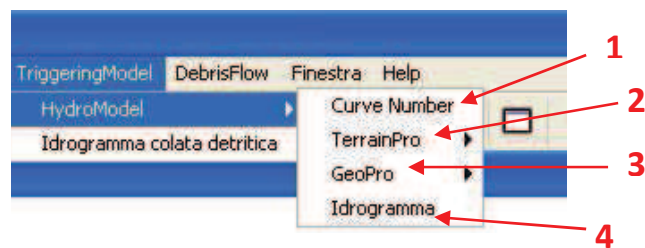


Fig. 7.4 – Blocco della schermata relativa alle quattro fasi del tool “HydroModel”.

- 2. modello di innesco e idrogramma solido-liquido della colata detritica (“Triggering Model”).

7.1 GRUPPI IDROLOGICI E CN

Menu: TriggeringModel / HydroModel / Curve Number

La carta dei gruppi idrologici risulta propedeutica ai fini della creazione della carta del Curve Number. Per i gruppi idrologici si distinguono le seguenti quattro classi:

Gruppo A: suoli a bassa capacità di deflusso superficiale con elevata propensione all’infiltrazione anche se completamente saturi (es: sabbie e ghiaie profonde ben drenate) con notevole conducibilità idrica;

Gruppo B: suoli con moderata infiltrazione se saturi, discretamente drenati e profondi con tessitura medio-grossolana e conducibilità idrica media;

Gruppo C: suoli a tessitura medio-fine con bassa infiltrazione se saturi caratterizzati dalla presenza di uno strato che inibisce la percolazione verticale e con conducibilità idrica bassa;

Gruppo D: suoli a elevata capacità di deflusso superficiale, poco profondi e ricchi di argilla con conducibilità idrica molto bassa.

I gruppi idrologici sono basati sulle caratteristiche dello strato superficiale del terreno e dipendono dalla dimensione dei grani, dalla dimensione dei pori, dalla tensione o suzione superficiale, dalla tessitura e struttura del suolo, dalla conducibilità idraulica, dalle caratteristiche legate all'umidità del suolo, all'infiltrazione e alla trasmissività e, infine, anche dalla pendenza dei suoli (Tab. 4.5, 4.6, 4.7). Per costruire la mappa dei gruppi idrologici è necessario effettuare una sovrapposizione delle seguenti mappe: geolitologia (Fig. 3.8), pedologia (Fig. 4.48), delle rocce affioranti e dei ghiaioni (Fig. 3.9 e 3.10), e aggiungere al database tutte le informazioni disponibili riferite alle caratteristiche geotecniche del terreno superficiale (Fig. 7.5).

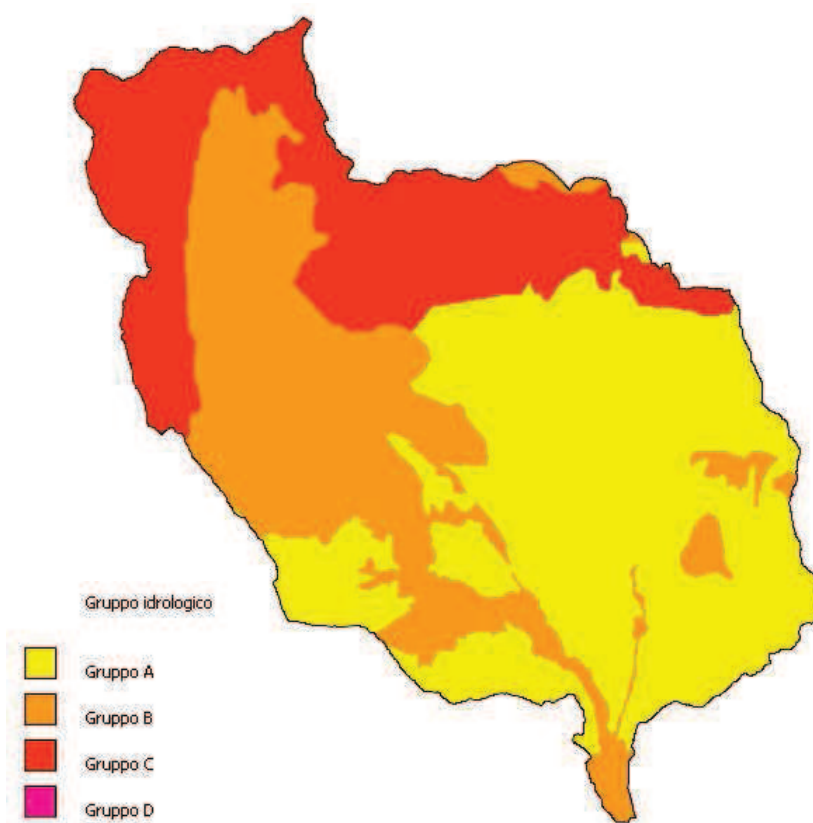


Fig. 7.5 – Raster dei gruppi idrologici del bacino del Rudavoi.

Il parametro idrologico del Curve Number (CN) esprime in modo sintetico l'attitudine di una determinata porzione di territorio a produrre deflusso superficiale. Il valore del CN risulta essere compreso tra 0 e 100: vale 0 nel caso di superfici ad elevata permeabilità e conducibilità idrica anche se saturi e, vale 100 nel caso di superfici a permeabilità e conducibilità idrica nulla. Nella realtà il valore oscilla tra 20 e 99.

Il valore del CN è calcolato attraverso la riclassificazione ottenuta dalla sovrapposizione (overlay) della mappa raster "gruppi idrologici" con il raster "Land Cover".

Per ciascuna cella di versante viene estrapolata, dal relativo input pluviometrico totale, la frazione in grado di alimentare il deflusso superficiale ovvero, il valore di precipitazione efficace Pe . Il modello numerico utilizzato risulta idoneo agli ambienti particolarmente acclivi dove il criterio "afflussi-deflussi" risulta applicabile; la metodologia su cui si basa è quella dell'SCS-CN (Soil Conservation Service, basato sul numero di curve) sviluppato dal Ministero dell'Agricoltura americano nel 1972 e rivisto più volte fino all'ultimo aggiornamento del 2009.

La schematizzazione dell'input pluviometrico è illustrato e spiegato in figura 7.6 e nella tabella 7.1.

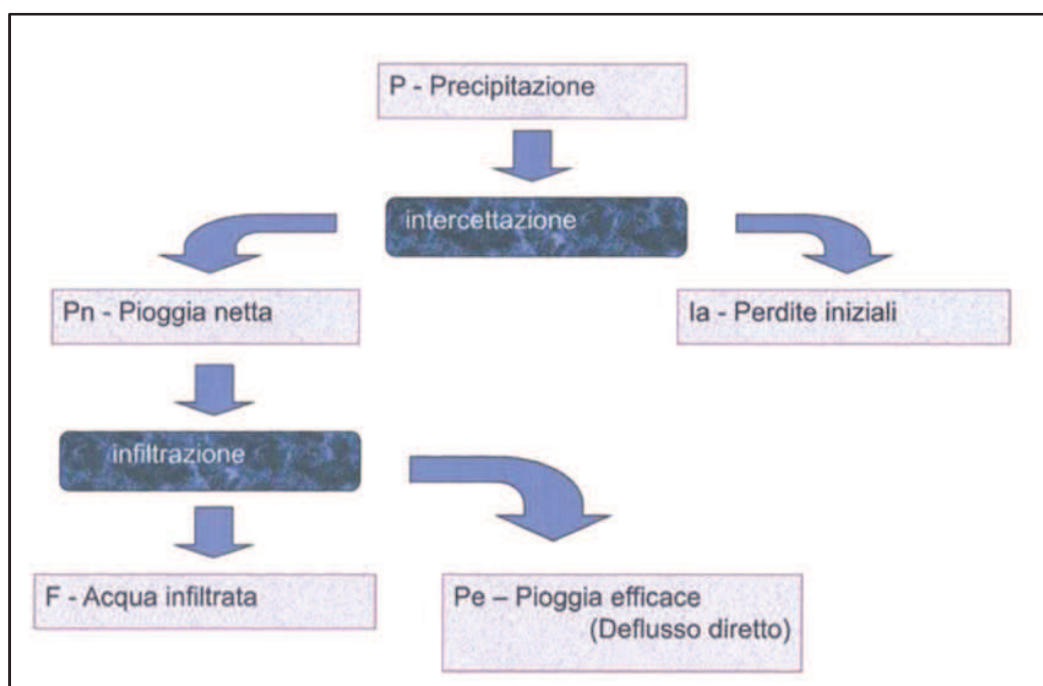


Fig. 7.6 - Schema del metodo SCS.

Tab. 7.1 – Tabella esplicativa dei parametri utilizzati nel metodo SCS.

P		Precipitazione totale
I_a		Perdite iniziali: frazione di precipitazione intercettata dai vegetali, che bagna il terreno e riempie le cavità superficiali, ecc.
P_n	P_n = P-I_a	Pioggia netta: frazione di precipitazione che giunge al suolo
F	F = P_n-P_e	Volume specifico infiltrato: frazione di pioggia netta che si infiltra nel suolo
P_e	P_e = P_n-F	Pioggia efficace o volume specifico di deflusso diretto: frazione di pioggia netta che produce il deflusso diretto

Il modello del SCS assume quindi che ogni superficie territoriale sia caratterizzata da un volume specifico di saturazione S , il quale viene stimato sulla base delle caratteristiche del suolo e del soprassuolo. Il valore di S oscilla tra 0 e ∞ (valori puramente teorici): tende a 0 nel caso di superfici a permeabilità e conducibilità idrica estremamente bassa e, tende a ∞ nel caso di superfici ad elevata permeabilità e conducibilità idrica anche se sature. Il volume specifico infiltrato F , in condizioni sature, potrà essere al massimo pari al volume specifico di saturazione S ; anche il volume specifico di deflusso diretto P_e potrà essere al massimo pari alla precipitazione netta P_n .

Per determinare la precipitazione efficace, il metodo SCS ipotizza che i rapporti tra le due grandezze reali e le due potenziali siano sempre uguali tra di loro secondo la seguente equazione:

$$\frac{F}{S} = \frac{P_e}{P_n} \quad (7.1)$$

Considerando le eguaglianze definite nella tabella 7.2 si ottiene la seguente equazione generale del metodo SCS:

$$P_e = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S} \quad (7.2)$$

Le perdite iniziali I_a vengono di norma assunte pari ad una frazione di S e nel HydoModel sono poste pari a $I_a=0.1S$.

La stima del valore del volume specifico di saturazione S avviene tramite la seguente relazione dipendente dal valore del numero di curve (CN):

$$S = 25.4 \left(\frac{1000}{CN} - 10 \right) \quad (7.3)$$

I valori di CN implementati nel HydroModel, si riferiscono ad una condizione di saturazione iniziale AMC (Antecedent Moisture Condition) normale (AMC-II). Questo valore potrà essere automaticamente convertito ad una condizione di saturazione iniziale secca (AMC-I) oppure umida (AMC-III) in funzione dell'altezza di precipitazione caduta nei cinque giorni precedenti l'evento preso in considerazione. Aumentando le condizioni di saturazione del suolo aumentano in proporzione il valore del CN e, di conseguenza, l'attitudine della superficie ad alimentare il deflusso superficiale. In figura 7.7 si riporta la mappa del CN per il bacino del Rudavoi.

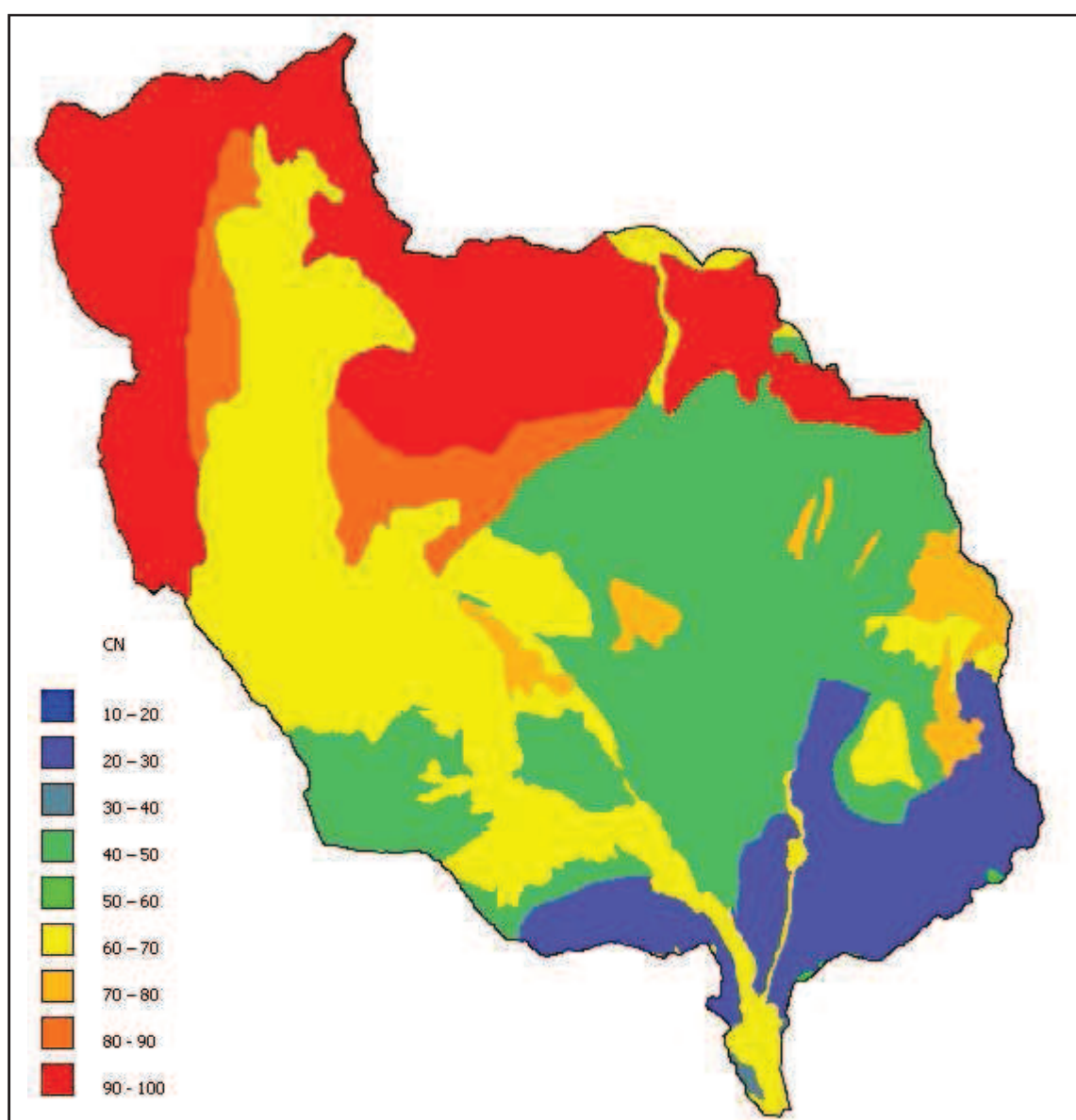


Fig. 7.7 – Carta del Curve Number del bacino del Rudavoi.

7.2 TERRAIN PRO

Rimozione delle depressioni (DEM Depit)

Menu: TriggeringModel / HydroModel / TerrainPro / DEM Depit

Questo processo iniziale è di notevole importanza in quanto permette di eliminare dal DEM, ottenuto dall'interpolazione dei punti quotati x y z, le zone depresse chiamate *pits*. Queste aree possono consistere in una singola cella o in un aggregato di più celle adiacenti e, dal punto di vista idrologico, avendo una quota altimetrica inferiore rispetto a quella dei pixel adiacenti, isolano dalla sezione di chiusura determinate porzioni di bacino.

Con questa operazione si garantisce a tutta l'area drenata del bacino di poter contribuire alla formazione del deflusso transitante alla sezione di chiusura.

La figura 7.8 mette in evidenza l'elevato numero di celle *pits* che sono state corrette grazie all'utilizzo della funzione DEM Depit.

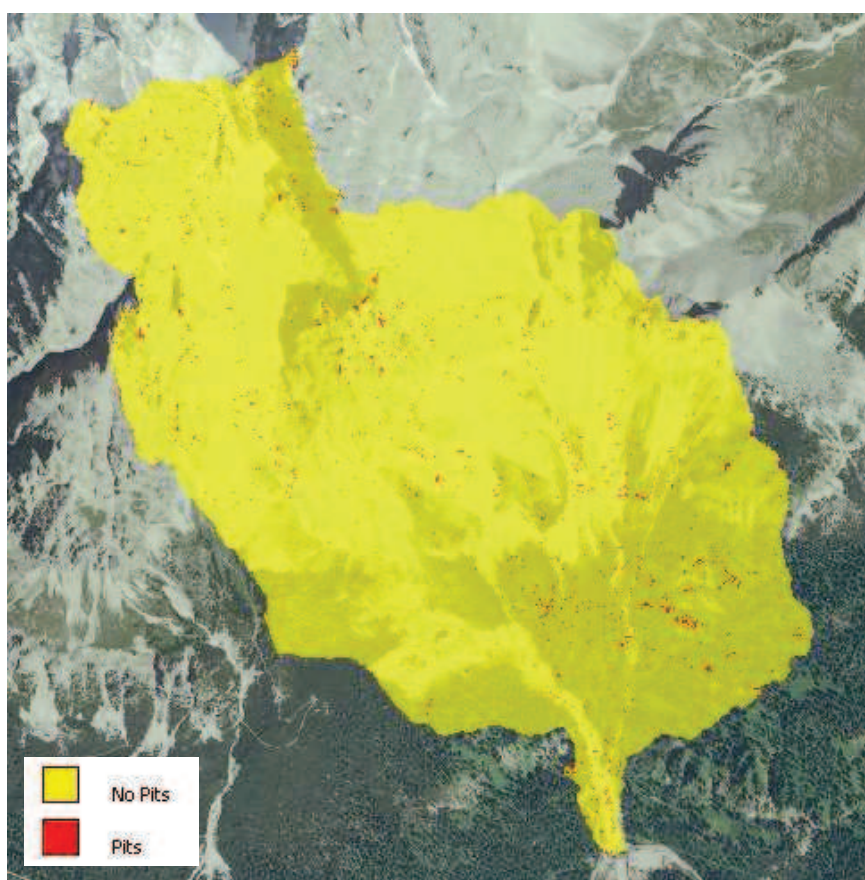


Fig. 7.8 – Mappa delle celle PITS del bacino del Rudavoi.

Il filtraggio del DEM è eseguito scegliendo tra due possibili algoritmi di depittaggio:

- algoritmo di scavo;
- algoritmo di riempimento.

Il primo algoritmo opera individuando, tra le otto celle presenti al contorno della cella *pit*, quella con la quota altimetrica minore. Successivamente, innalza la quota altimetrica del pixel depresso fino ad un valore leggermente inferiore (<0.001 m) alla quota minima rilevata al contorno. Quindi, considerando una finestra di 500×500 pixel (dimensioni da default che possono essere modificate dall'utente), l'algoritmo procede col ricercare la cella *sol/ver* posta ad una quota minore e verso la quale la pendenza è massima. Identificato il *sol/ver*, la metodologia prosegue con l'abbassare il valore di quota altimetrica delle celle comprese tra la *pit* e il *sol/ver* creando, attraverso lo scavo di questo canale fittizio, una via del deflusso superficiale verso la sezione di chiusura.

Il secondo algoritmo, opera in modo totalmente opposto in quanto: esso identifica tra le otto celle presenti al contorno della cella *pit* quella con la quota altimetrica minore. Successivamente incrementa l'attributo altimetrico della zona depressa fino ad una quantità superiore (>0.001 m) rispetto al valore minimo rilevato al contorno. L'algoritmo di riempimento risulta, quindi, adattabile ai contesti territoriali caratterizzati da un deflusso di tipo dispersivo tipico delle aree di conoide.

Nel filtraggio del DEM alcune zone depresse potrebbero non essere eliminate o a causa del fatto che la loro quota altimetrica è addirittura inferiore rispetto al valore di quota della sezione di chiusura o al fatto che non è stato possibile identificare un *pixel solver* ad una distanza realistica dalla *pit*. In questi casi è possibile ricorrere all'utilizzo di tecniche manuali basate sulla modifica del valore di quota altimetrica della *pit* o delle celle adiacenti.

Area drenata (Upslope Area 1)

Menu: TriggeringModel / HydroModel / TerrainPro / Upslope area 1

Questa funzione, mediante l'utilizzo del modello unidirezionale di flusso D8, descritto nel paragrafo 7.3, permette l'identificazione della superficie drenata relativa all'intera area oggetto di studio.

La mappa raster ottenuta da questa elaborazione assegna ad ogni elemento un attributo alfanumerico corrispondente al numero di pixel costitutivi l'area drenata a monte dalla cella considerata. Il conteggio è automatico e avviene sommando progressivamente, lungo le direzioni di flusso, il numero di pixel compresi tra la cella originaria e la cella considerata. Dunque, le celle sorgenti, non drenando a monte nessun pixel, avranno un valore pari a 1 mentre la cella contenente la sezione di chiusura, drenando a monte l'intera area, avrà un valore pari al numero totale di pixel.

Spartiacque (Watershed)

Menu: TriggeringModel / HydroModel / TerrainPro / Spartiacque

Questa funzione permette l'individuazione dello spartiacque relativo alla specifica sezione di chiusura considerata. Nella mappa dello spartiacque le celle interne al bacino presentano valore pari a 1 mentre, quelle esterne presentano valore "no data". Questa mappa raster consente di poter ritagliare le mappe raster di altri tematismi, come quelle del DTM, dell'uso del suolo e del CN, in modo da elaborare solo quelle celle realmente appartenenti al bacino oggetto di studio.

7.3 GEO PRO

Area drenata 2 (Upslope area 2)

Menu: *TriggeringModel / HydroModel / GeoPro / Upslope area 2*

Utilizzando il DEM depittato e ritagliato sullo spartiacque, questa funzione determina per ciascuna cella:

- a) le direzioni di deflusso;
- b) l'area contribuyente o area drenata;
- c) la lunghezza dei percorsi di deflusso fino alla sezione di chiusura.

a) L'individuazione delle direzioni di flusso per ciascun pixel viene eseguita mediante il ricorso ad uno dei quattro modelli proposti ed implementati in AdB-ToolBox:

D8 Classic: questo modello di flusso unidirezionale, basato sul criterio univoco della massima pendenza, rappresenta l'algoritmo tradizionalmente impiegato per il calcolo delle direzioni di flusso di O'Challagan e Mark.

La tecnica prevede il computo della pendenza tra la cella considerata e gli otto pixel adiacenti (Fig. 7.9 a), attraverso il rapporto tra la differenza di quota Δz e la distanza che separa i centri delle celle Δx (distanza pari alle dimensioni delle celle se la direzione di calcolo è cardinale, oppure pari al prodotto tra le dimensioni delle celle e la $\sqrt{2}$, se la direzione di calcolo è diagonale) (Fig. 7.9 b). La direzione di flusso è identificata nella direzione alla quale è associata la massima pendenza sulle possibili 8 direzioni separate a 45°. L'applicazione del modello descritto al caso oggetto di studio ha portato al risultato illustrato in figura 7.10.

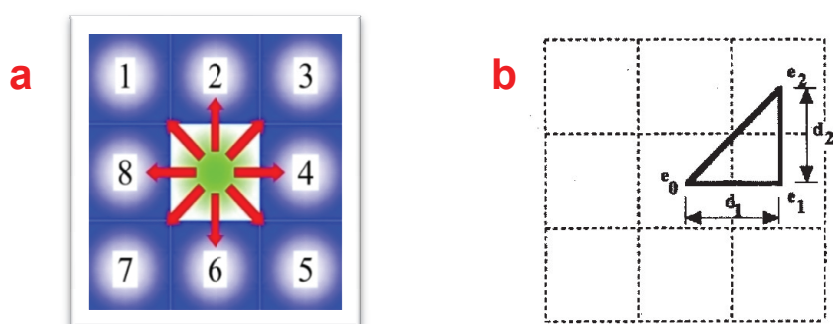


Fig. 7.9 - Schema direzioni di deflusso modello D8 Classic.

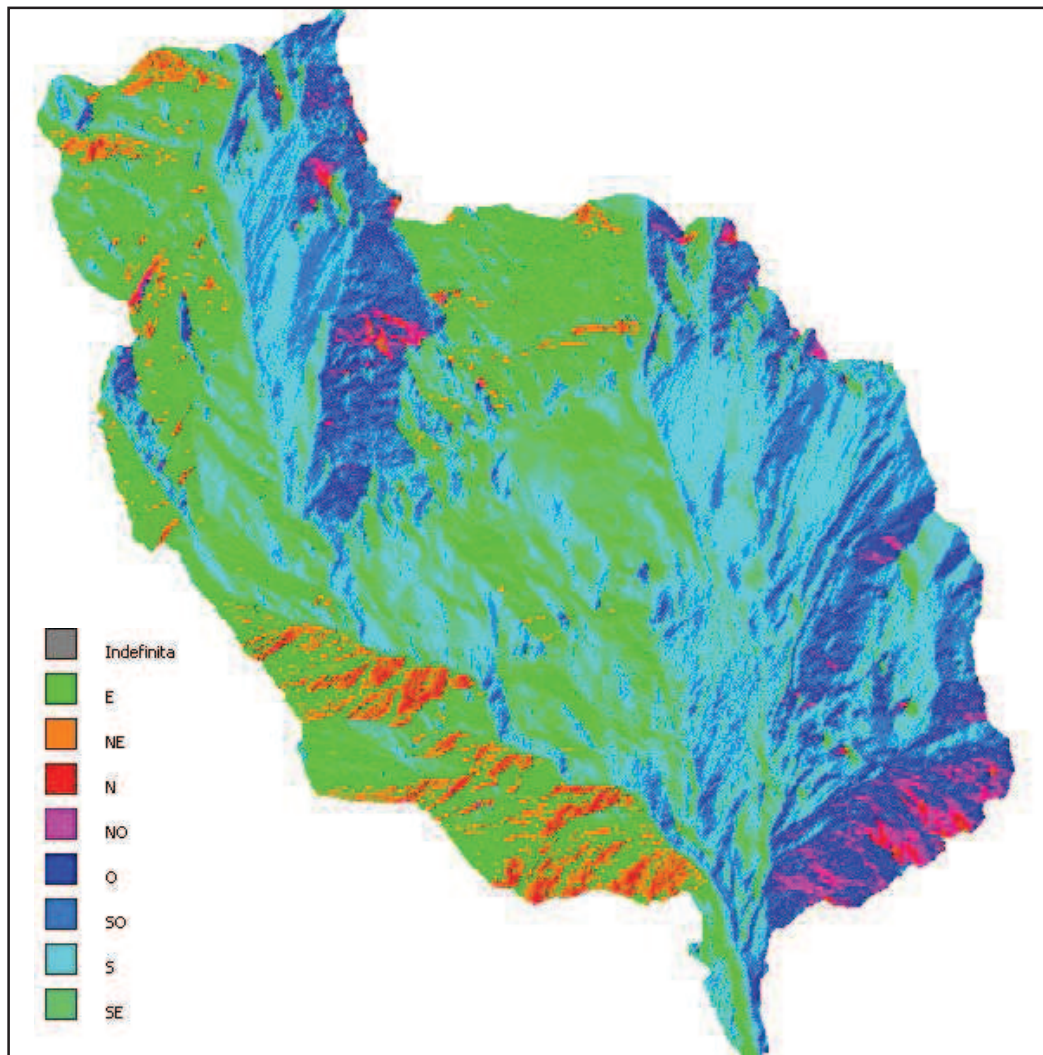


Fig. 7.10 - Direzioni di flusso riferite al bacino del Rudavoi calcolate mediante l'algoritmo D8 Classic.

D8 FACETS: è un metodo modificato del D8 Classic. L'azimuth di deflusso viene calcolato con le stesse modalità del "D infinito" ma forzato ad assumere un valore multiplo o uguale a 45°.

MULTIPLE FLOW: questo è un modello di flusso multi-direzionale. Per ciascuna cella l'algoritmo non identifica un solo azimuth ma tante direzioni di flusso quante sono le celle, tra le otto poste al contorno del pixel considerato, aventi un valore di quota altimetrica minore. Il flusso viene parzializzando in funzione del gradiente topografico: tanto maggiore è la pendenza associata a quell'azimuth, tanto più rilevante sarà la quantità di flusso che fluirà secondo quella specifica direzione.



Nelle figure 7.12 e 7.13 è rappresentata l'area drenata del bacino del Rudavoi ottenuta mediante l'applicazione degli algoritmi D8 e Multiple Flow.

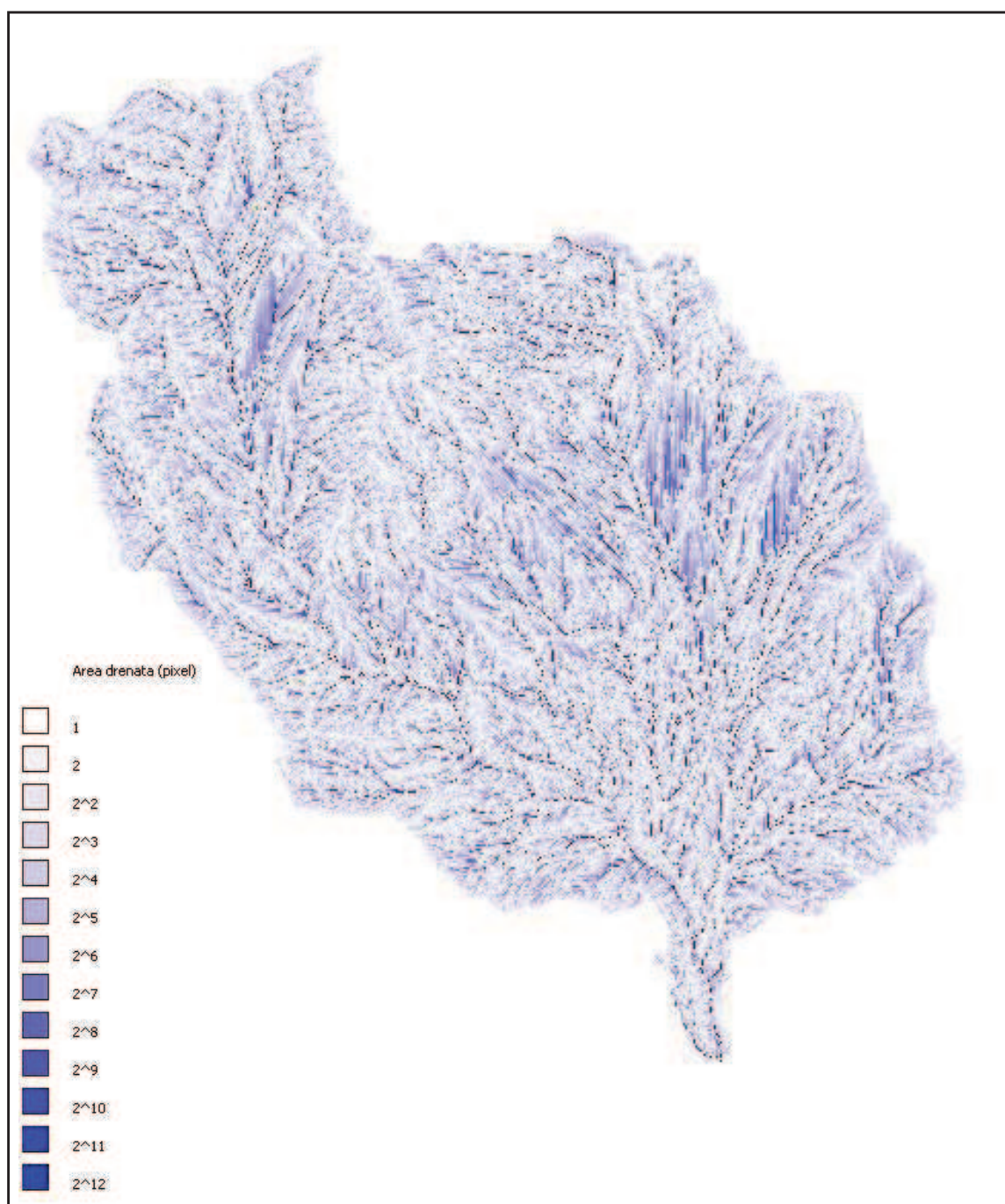


Fig. 7.12 – Area drenata del bacino del Rudavoi calcolata con il metodo D8.

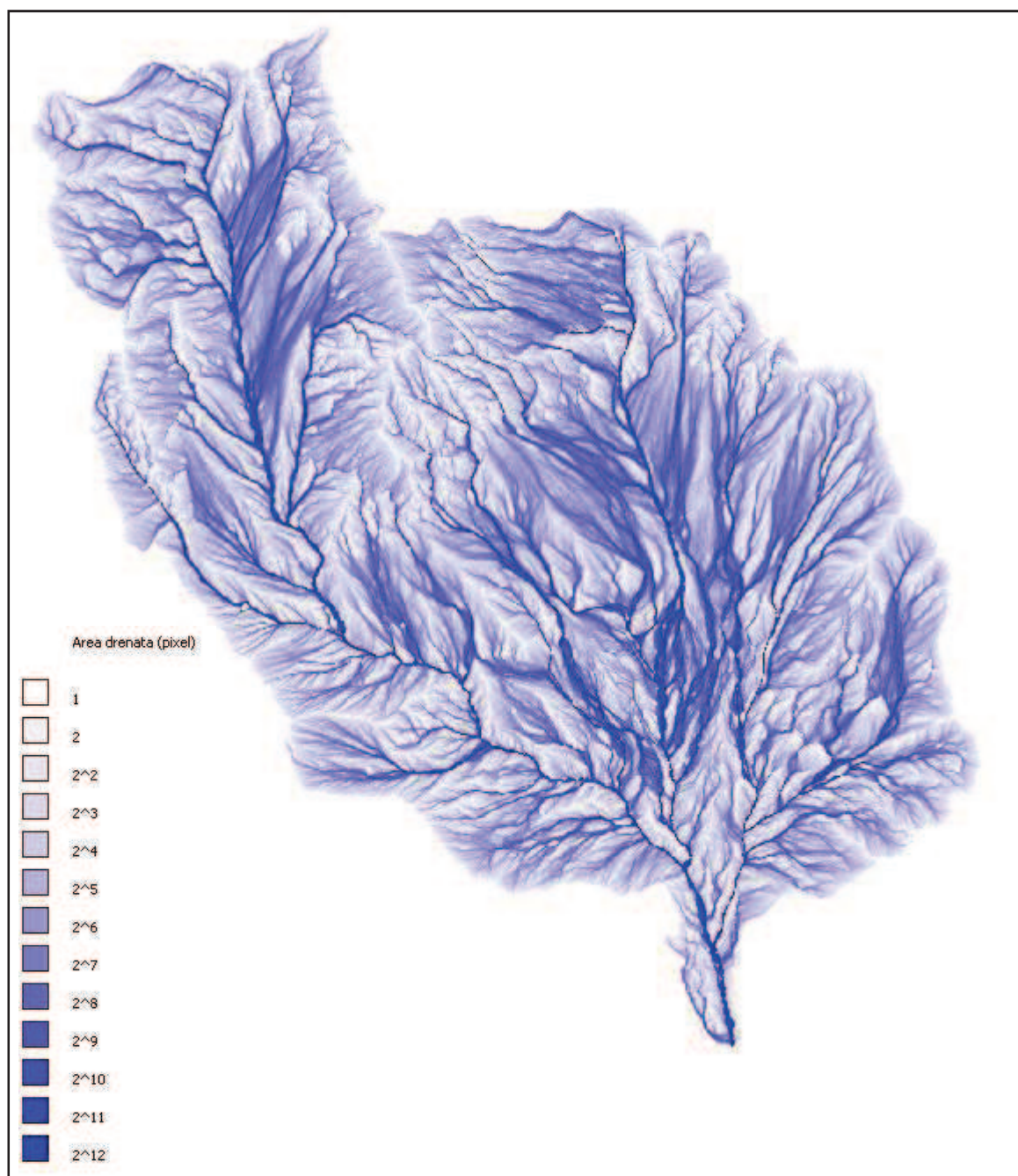


Fig. 7.13 - Area drenata del bacino del Rudavoi calcolata con il metodo Multiple Flow.

Risultano evidenti le differenze dei metodi applicati: la mappa ottenuta con il Multiple Flow, pur sembrando visivamente più chiara, presenta una maggiore dispersione dei flussi. L'unidirezionalità dei deflussi comporta, invece una difficile lettura dei percorsi idrologici.

c) L'individuazione delle distanze di deflusso avviene collegando i centri delle celle adiacenti lungo le direzioni di deflusso (cardinali o diagonali) determinate attraverso l'applicazione di uno dei quattro modelli sopra descritti e assumendo, come unità di lunghezza le dimensioni del pixel. Nei modelli di flusso unidirezionali all'azimuth cardinale corrisponde una distanza di flusso pari all'unità; all'azimuth diagonale corrisponde, invece, una distanza di flusso pari a $\sqrt{2}$. Per i modelli multi-direzionali la lunghezza del percorso di flusso è calcolata come media pesata sulle lunghezze di tutti i possibili percorsi.

Nel file raster "Flow Distance" a ciascun pixel viene assegnato un attributo numerico coincidente con la lunghezza del percorso di flusso dalla sorgente fino all'elemento topografico considerato. L'applicazione del modello D8 al caso oggetto di studio ha portato al risultato illustrato in figura 7.14.

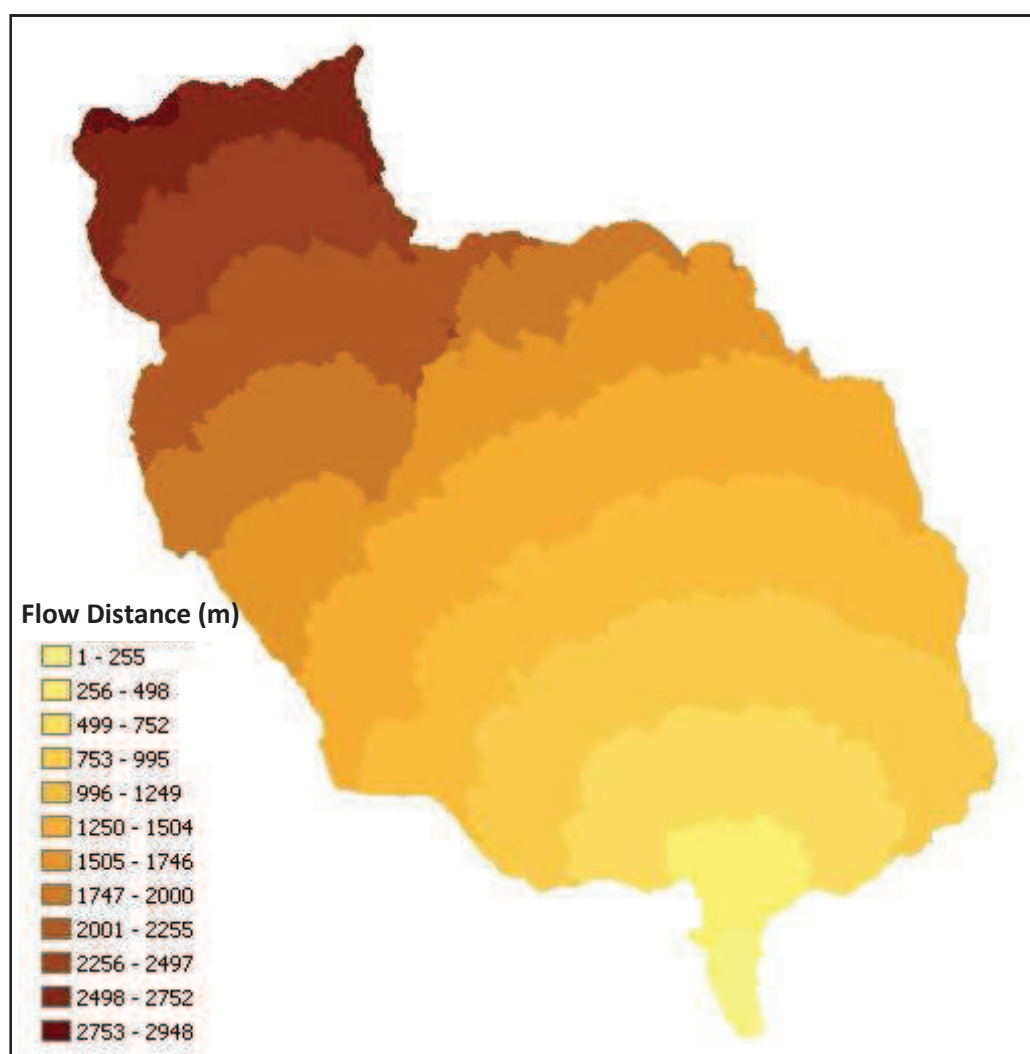


Fig. 7.14 – Flow Distance calcolata con algoritmo D8 per le celle analizzate del bacino del Rudavoi.

Routing

Menu: TriggeringModel / HydroModel / GeoPro / Routing

Questa funzione, determinando i tempi di propagazione del deflusso sul versante e sul reticolo idrografico, è fondamentale poiché la precipitazione efficace " P_e " necessita di un certo lasso temporale per transitare attraverso la sezione di chiusura.

Questo concetto si collega al "tempo di corrivazione" definito come l'arco temporale indispensabile a far sì che la particella d'acqua meteorica, caduta nel punto idrograficamente più lontano, raggiunga la sezione di chiusura. Se la durata dell'evento meteorico risulta uguale al tempo di corrivazione del bacino, allora la portata critica di progetto ($Q_{critica}$) si raggiunge quando l'intera area drenata contribuisce alla formazione della portata transitante per la sezione di chiusura.

In realtà, spesso, gli eventi meteorici sono più brevi del tempo di corrivazione e, pertanto, la portata critica si raggiungerà quando l'area contribuyente è generalmente un valore compreso tra il 70 e il 90 % di tutto il bacino.

La routine "routing time" richiede in input i file raster delle direzioni di deflusso e dell'area drenata. Per ciascun pixel, basandosi sulle pendenze calcolate rispetto alle otto celle presenti al contorno, il percorso di deflusso è individuato nella direzione alla quale è associato il gradiente topografico massimo.

Il programma discrimina tra la velocità di versante e la velocità di deflusso lungo il reticolo. Per definire le velocità su versante la routine richiede la mappa raster di uso del suolo ed associa ad ogni tipo di copertura o di uso un determinato valore di velocità per lo scorrimento superficiale diffuso. Per le velocità lungo il reticolo, il programma richiede l'input di un valore medio considerato lungo tutte le aste. L'applicazione del modello idrologico consentirà di definire in modo più corretto il valore della velocità su reticolo dopo il primo tentativo di simulazione. Con questo valore ottenuto dalla simulazione, si dovrebbe ricalcolare le mappe dei tempi di percorrenza mettendolo in input alla routine routing time.

Il software restituisce in output la mappa raster relativa ai tempi di percorrenza su reticolo e su versante (Routing network raster map e Routing slope raster map). Inoltre produce anche la mappa della velocità di propagazione (Flow velocity raster map) (Fig. 7.17, 7.18 e 7.19).

In tabella 7.2 sono riportati i valori di velocità di propagazione in funzione dell' uso e della copertura del suolo impiegati per il bacino del Rudavoi.

Tab. 7.2 - Valori di velocità di propagazione in funzione dell' uso e della copertura del suolo impiegati per il bacino del Rudavoi (Gregoretto e Degetto, 2012).

Codice uso del suolo	Descrizione uso del suolo	Velocità di propagazione (m/s)
122	Strade e ferrovie	0.30
312	Bosco conifere	0.05
321	Pascoli	0.15
322	Arbusti e cespugli	0.10
332	Rocce e rupi	0.30
333	Aree con vegetazione sparsa	0.10
335	Ghiacciai e nevi perenni	0.10
340	Ghiaioni ed erosioni attive	0.10

In figura 7.15 è mostrato in modo schematico il processo di propagazione del deflusso.

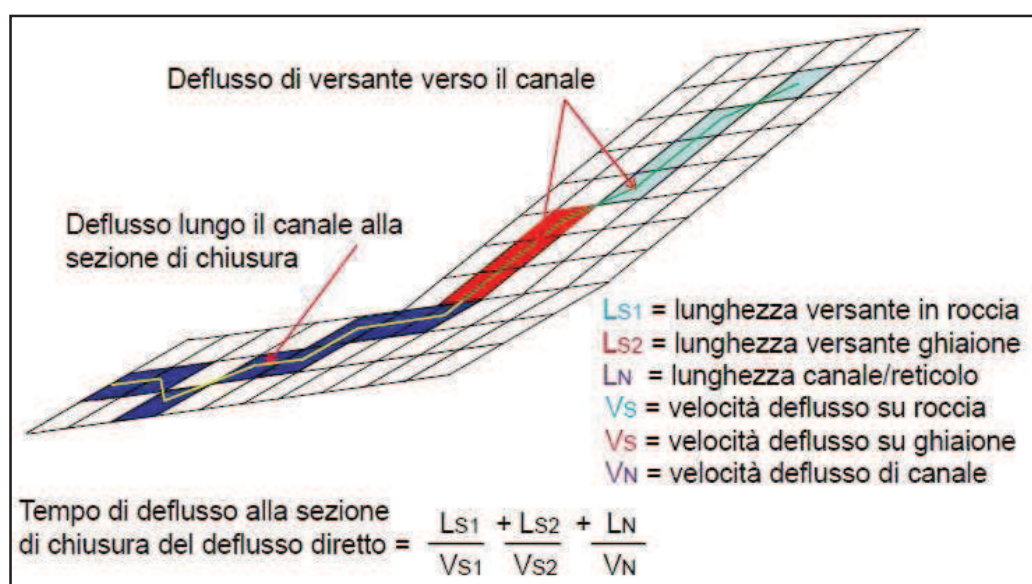


Fig. 7.15 – Schematizzazione grafica del processo Routing.

La routine richiede come parametro di input l'area di soglia che determina il passaggio dal deflusso di versante al deflusso su reticolo. Questo valore può essere determinato con varie metodologie: per il Rudavoi è stato utilizzato il metodo empirico del confronto tra il reticolo sintetico estratto e il reticolo definito

da foto-interpretazione. La foto-interpretazione si è basata sull'ortofoto volo Italia 2008 e la verifica di campo. Per il Rudavoi la soglia è stata posta a 3000 m², valore per cui il reticolo sintetico è in grado di descrivere completamente il reticolo ottenuto da foto-interpretazione.

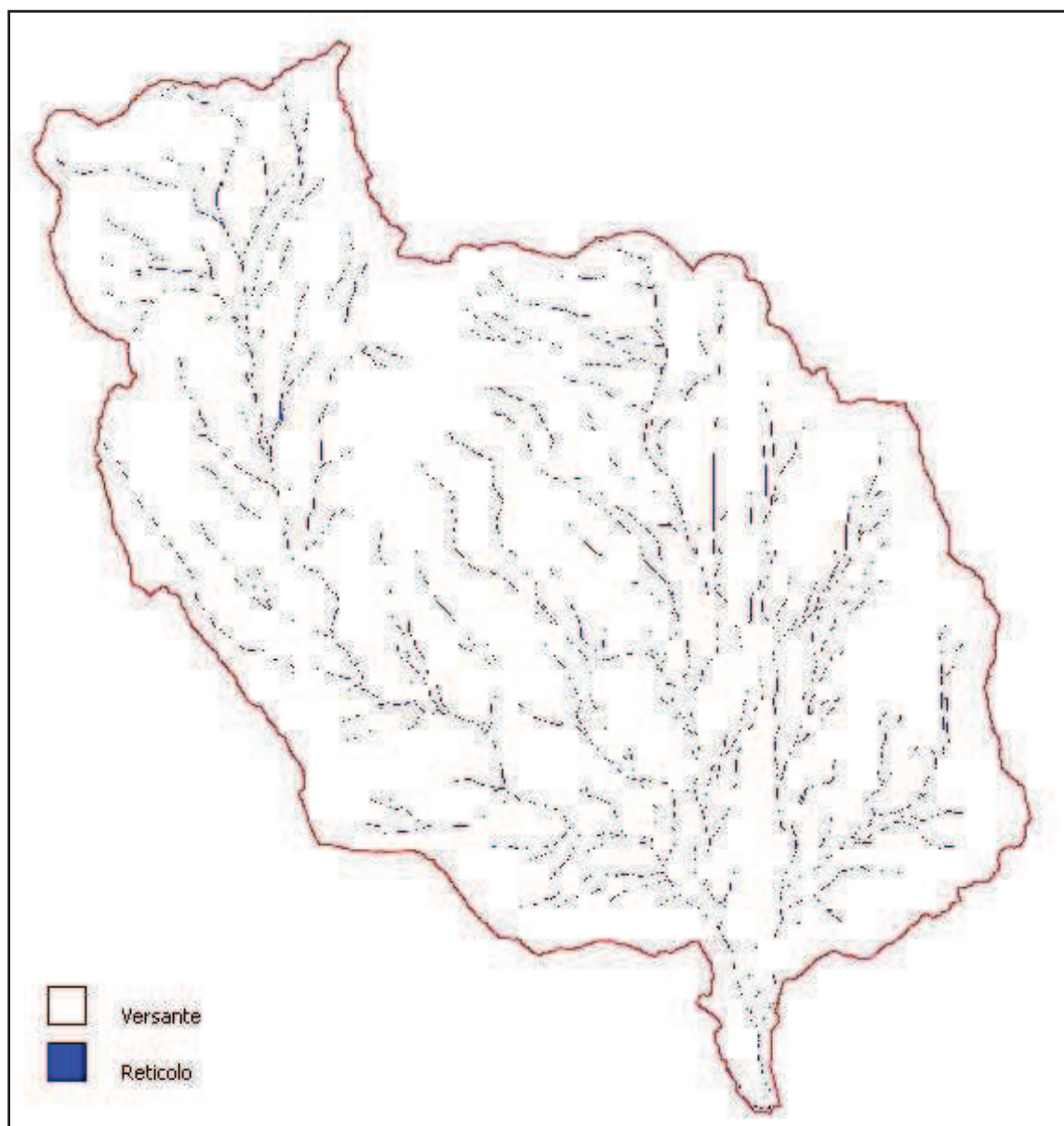


Fig. 7.16 – Visualizzazione del reticolo sintetico del Rudavoi.

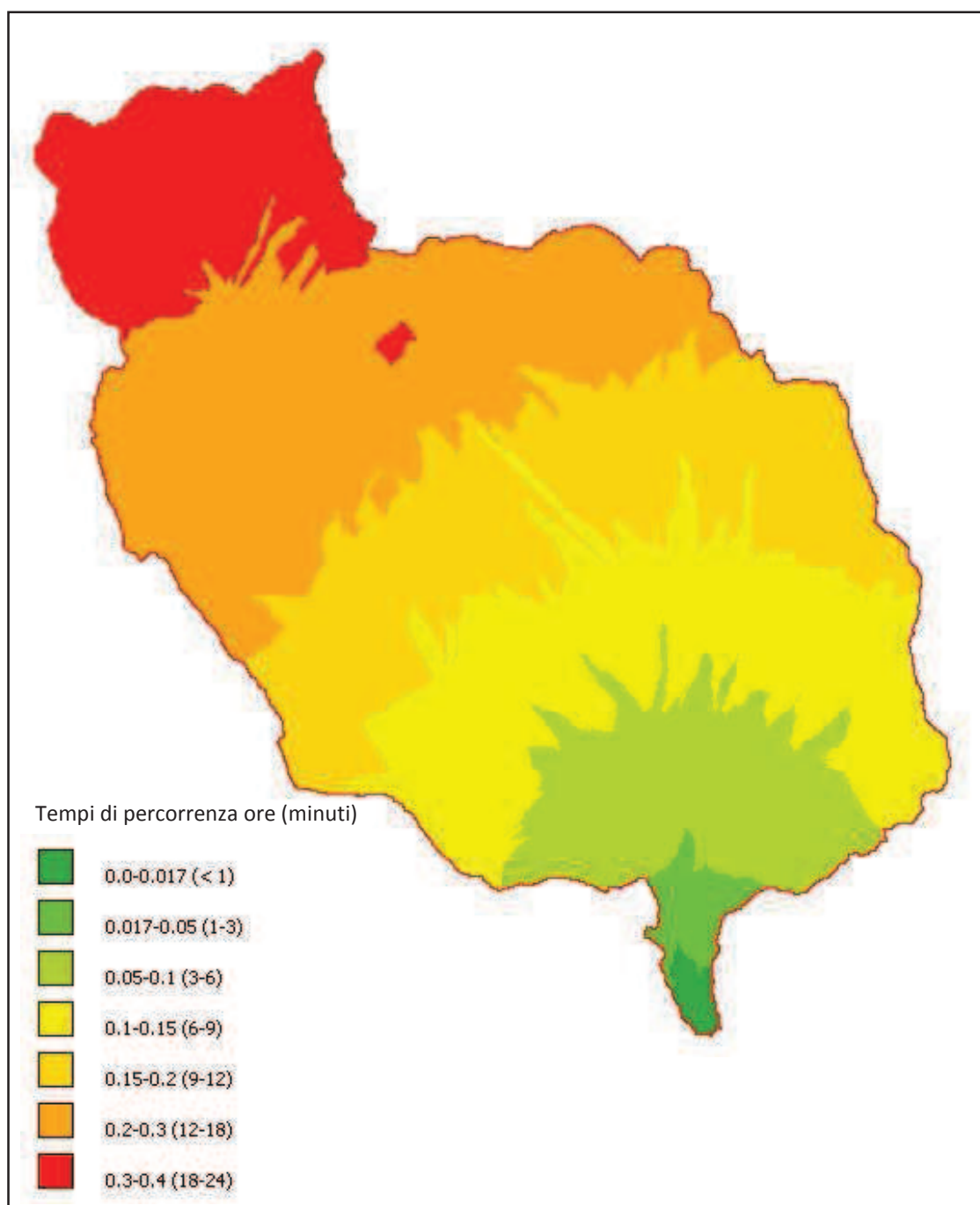


Fig. 7.17 – Visualizzazione dei tempi di percorrenza su reticolo (Routing network raster map).

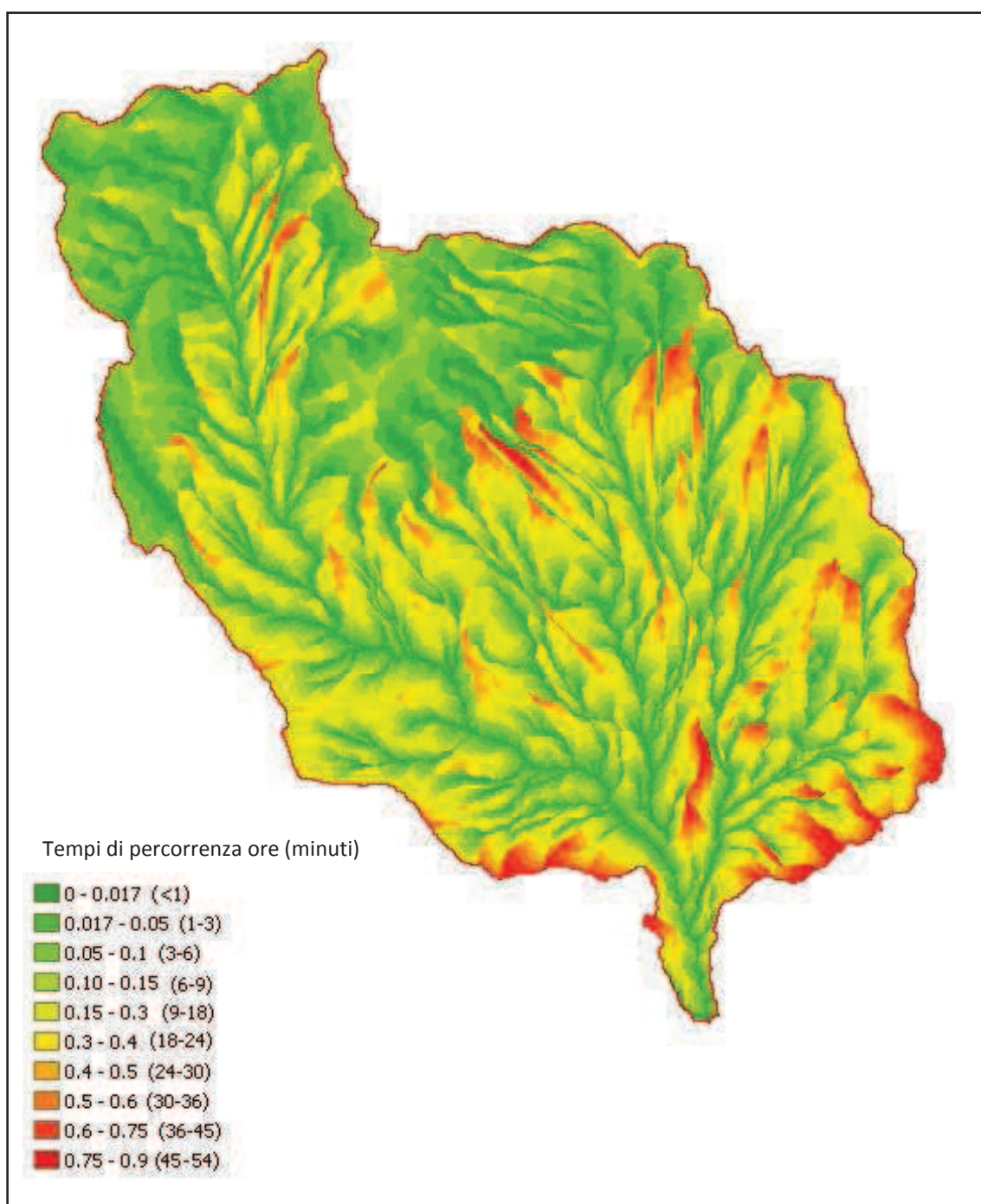


Fig. 7.18 – Visualizzazione dei tempi di percorrenza su versante (Routing slope raster map).

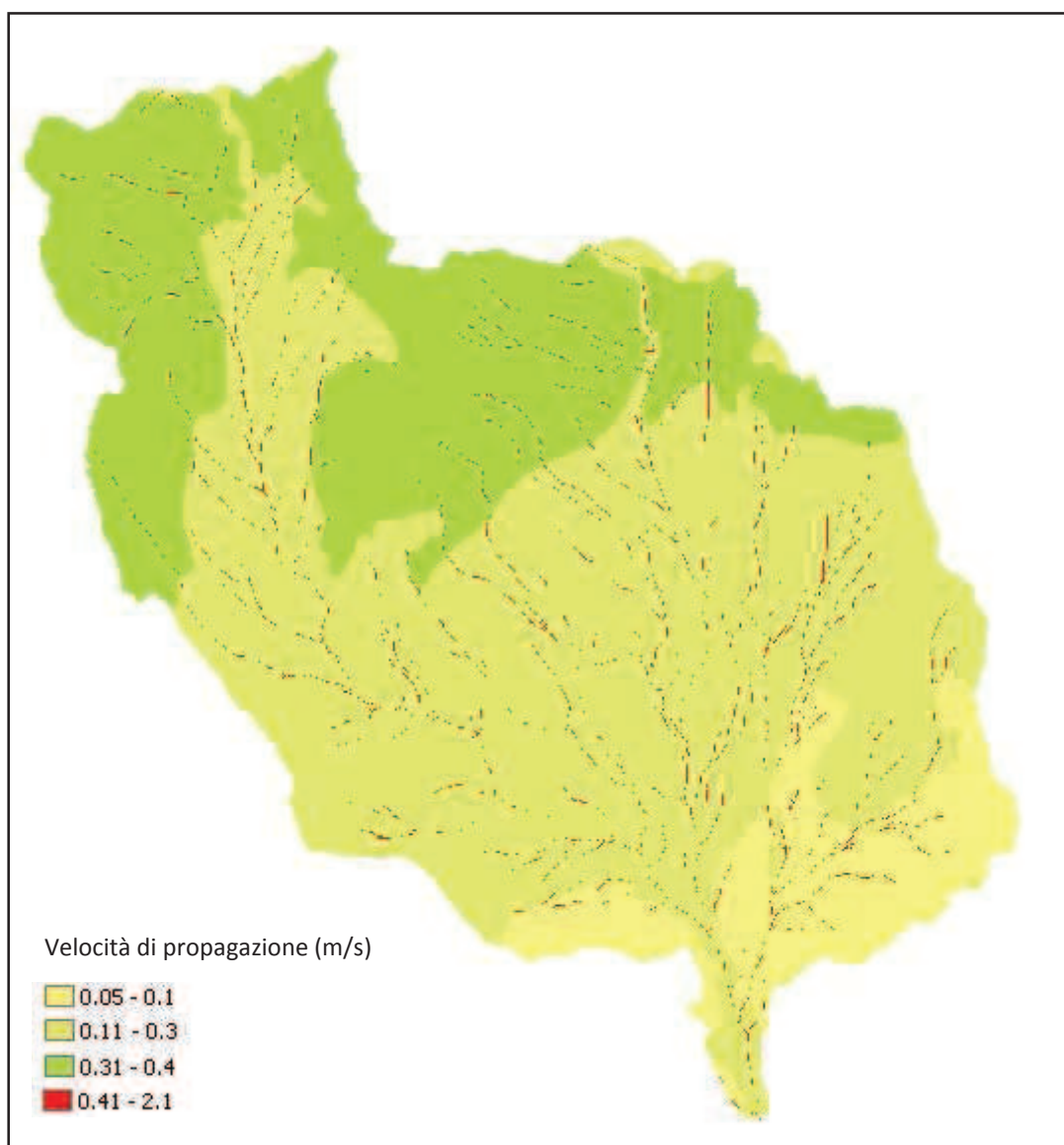


Fig. 7.19 - Visualizzazione delle velocità di propagazione (Flow velocity raster map).

7.4 IDROGRAMMA

Menu: *TriggeringModel / HydroModel / Idrogramma*

La simulazione dell'idrogramma liquido è stata eseguita mediante il modello "K.R.E.R.M." (Kinematic Routing Excess Rainfall Model) ovvero un modello di propagazione cinematica distribuita della precipitazione efficace secondo la metodologia del CN-SCS (Soil Conservation Service, 2009).

La precipitazione efficace viene propagata dal versante verso il reticolo idrografico e, da qui, alla sezione di chiusura. I valori della velocità di propagazione su versante e su reticolo sono già definiti in input attraverso le mappe prodotte con il routing time (Routing network raster map e Routing slope raster map, Fig. 7.17 e 7.18).

Le m celle dello spartiacque, che contribuisce al deflusso alla sezione di chiusura nell'istante temporale $n\Delta t$ sono quelle per le quali il tempo di propagazione è:

$$m_k \Delta t + \sum_{j=1}^{N_{soil}} \frac{L_{Sji}}{V_{SJ}} + \frac{L_{Ni}}{V_N} = n \cdot \Delta t \quad (1 \leq m_k \leq n) \quad (7.4)$$

dove m_k è un generico istante di tempo precedente ($m_k < n$); N_{soil} è il numero di differenti coperture di uso suolo; L_{Sji} è la lunghezza del percorso di deflusso del pixel i lungo la copertura di uso del suolo j ; V_{SJ} è la velocità del flusso corrispondente alle coperture di uso del suolo j ; L_{Ni} è la lunghezza del percorso di deflusso del pixel i lungo il reticolo; V_N è la velocità di flusso lungo il reticolo.

La portata totale (Q) transitante attraverso la sezione di chiusura al passo temporale considerato $n\Delta t$ sarà quindi

$$Q(n \cdot \Delta t) = \sum_{i=1}^M P_i(m_k \Delta t) \quad (1 \leq m_k \leq n) \quad (7.5)$$

dove P_i è la precipitazione efficace relativa al pixel i al tempo $m_k \Delta t$.

Posta la velocità di propagazione sulla rete di drenaggio equivalente al valore medio di velocità massima alla sezione di chiusura, quest'ultima viene ricalcolata attraverso la legge di moto uniforme di Gauckler-Strickler con procedimento iterativo, partendo da un primo valore di tentativo pari al valore di input.

Questo valore medio ricalcolato di velocità massima alla sezione di chiusura viene confrontato con la velocità su reticolo stabilita inizialmente dall'utente: se la differenza risulta maggiore del limite percentuale di tolleranza, i tempi di propagazione su reticolo idrografico vengono ricalcolati e si ripete automaticamente il calcolo fin tanto che questa differenza risulta minore della tolleranza. Si ottiene così una velocità di reticolo alla sezione di chiusura che è dipendente non solo dalla geometria del canale ma anche dalla lunghezza e dalle velocità di propagazione del deflusso superficiale su versante e su reticolo e, dunque, correlata all'intensità dell'evento meteorico.

Il deflusso è simulato utilizzando un passo temporale interno pari al rapporto tra le dimensioni del pixel e il massimo valore di velocità su versante. Questa assunzione deriva dalla condizione "CFD" Computational Fluid Dynamics e ammette che il deflusso si propaghi da cella a cella più rapidamente della massima velocità su versante.

Infine per quanto riguarda la precipitazione infiltrata (frazione che non contribuisce ad alimentare il deflusso diretto) è da sottolineare come questa sia fatta propagare verso la sezione di chiusura in forma di deflusso sottosuperficiale computato utilizzando il "linear storage model".

Nel dettaglio i passaggi per calcolare l'idrogramma liquido sono (Fig. 7.20):

1. inserire i file raster precedentemente elaborati dei tempi di percorrenza, sia su versante che su reticolo (Routing network raster map e Routing slope raster map) e la mappa del CN;
2. caricare il file di precipitazione dell'evento considerato. Questo file, con estensione .pre, presenta la serie temporale dei valori pluviometrici dell'evento registrato;
3. settare i parametri avanzati (AP) relativi allo istogramma e all'idrogramma (Fig. 7.21 a);
4. settare parametri relativi alle caratteristiche della sezione di chiusura da una nuova finestra tramite il comando OC (Fig. 7.21 b).

Fig. 7.20 – Blocco schermata della maschera Idrogramma

Fig. 7.21 – Schermata dei parametri avanzati (a) e dei parametri della sezione di chiusura (b)

7.5 ESTRAZIONE DEI SOTTOBACINI

Il modello idrologico è stato applicato ai sottobacini nei quali si verificano i fenomeni di innesco delle colate detritiche. Nella tabella 7.3 si riportano le caratteristiche dei punti delle sezioni di chiusura (triggering points) e la carta raffigurante i sei sottobacini estratti (Fig. 7.22).

Tab. 7.3 – Caratteristiche del punto di chiusura dei sottobacini individuati.

ID	Codice	Sottobacino	Quota (m s.l.m.)
1	sb1	Canalone versante est spallone sud-est Cristallo a quota 2754.9	2345
2	sb2	Canale Rudavoi ghiaione Graa de Cirijeres sopra rampa	2239
3	sb3	Canale Rudavoi ghiaione Graa de Cirijeres sotto rampa	2081
4	sb4	Canalone versante ovest spallone sud-est Cristallo a quota 2754.9	2084
5	sb5	Canale Rudavoi a metà area in dissesto	2026
6	sb6	Canale Rudavoi valle delle aree in dissesto	1850

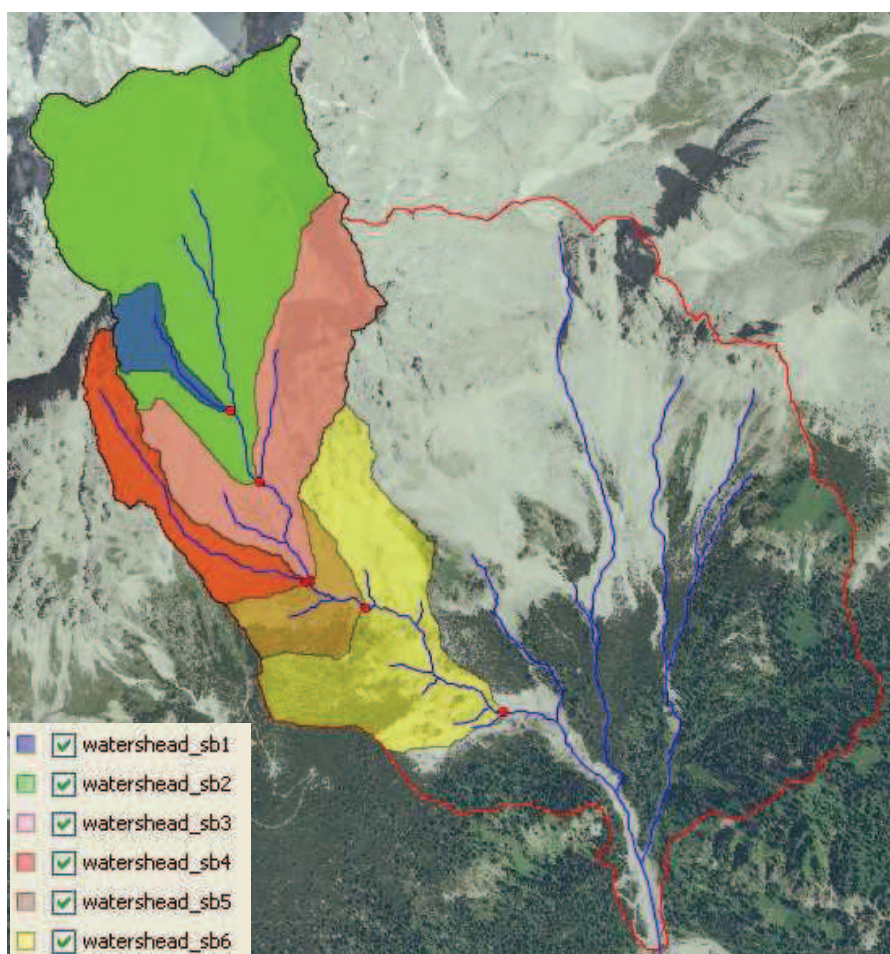


Fig. 7.22 – Sottobacini individuati all'interno del bacino idrografico del Rudavoi.

In figura 7.23 sono evidenziate le sezioni di chiusura dei sottobacini e le aree dove possono innescarsi fenomeni di colate detritiche. Tali aree sono state determinate ricercando in campo i segni tipici lasciati dal passaggio di eventuali colate detritiche. In figura sono segnati inoltre, con pallini di colore rosso, i punti corrispondenti alle sezioni di chiusura dei sei sottobacini individuati e descritti alla tabella 7.3.

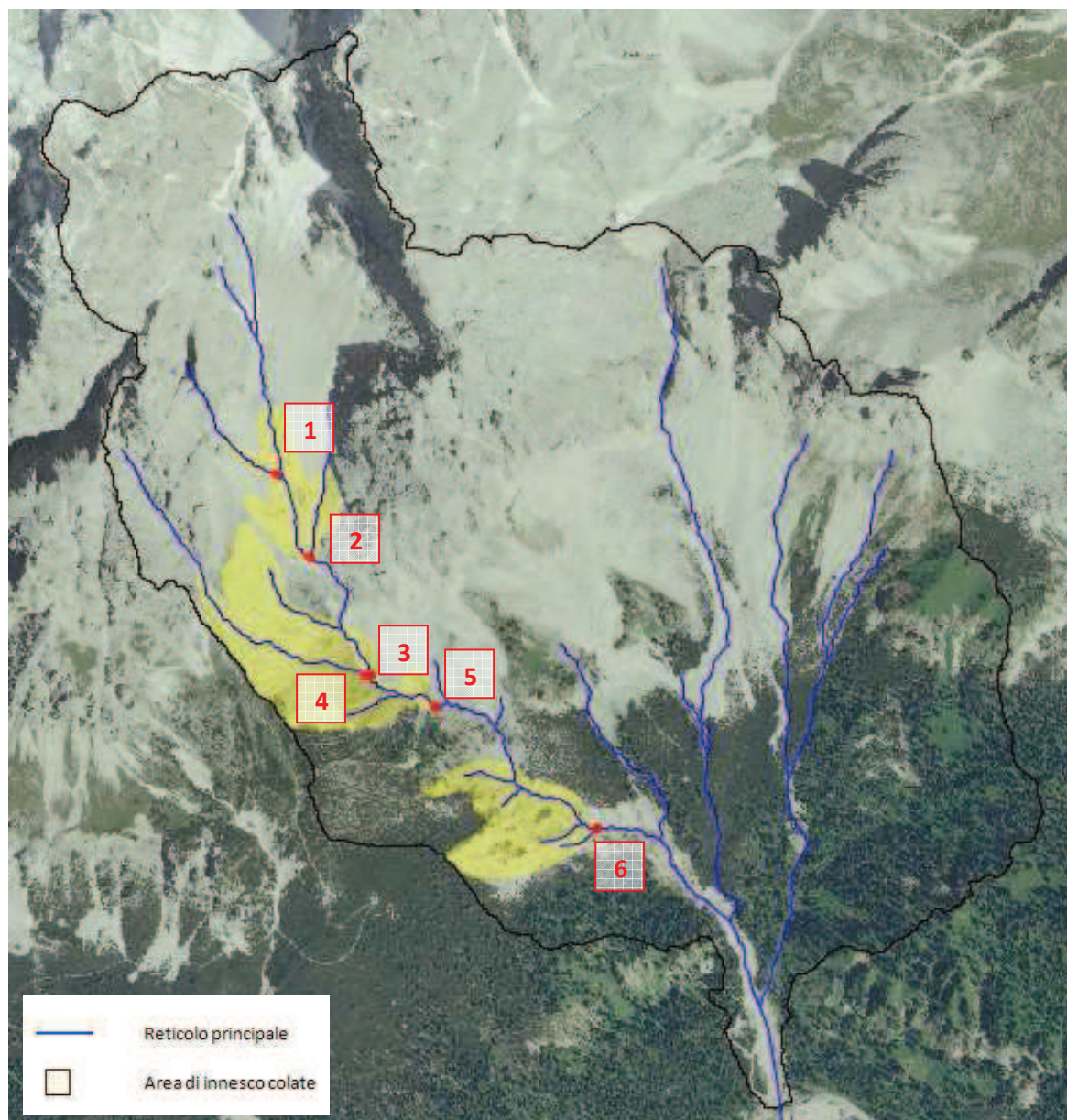


Fig. 7.23 – Aree potenziali di innesco delle colate detritiche e punti delle sezioni di chiusura.

7.6 MODELLAZIONE

Per la modellazione dell'idrogramma liquido di deflusso, transitante alle sei sezioni di chiusura (Tab. 7.3, Fig. 7.22 e 7.23), è stato preso in considerazione l'evento del 22 agosto 2009. Nella tabella 7.4 si riportano i parametri che sono rimasti fissi per tutte le simulazioni e tutti i sottobacini.

Tab. 7.4 - Parametri impiegati per la simulazione dell'idrogramma liquido.

PARAMETRI	STRUMENTI E FORMULE	VALORI
AVANZAMENTO PICCO		5 min.
STEP INPUT PRECIPITAZIONE		5 min.
STEP OUTPUT DATA		5 min.
COSTANTE DI ESAURIMENTO		6.0 s ⁻¹
FRPM-TC		0.85
PERDITE INIZIALI (Ia)	Ia = 0.1 S	
TOLLERANZA		0.04

La successiva tabella 7.5 riporta i parametri utilizzati nella modellazione idrologica per i sei sottobacini, relativi all'evento del 22 agosto 2009. Successivamente si riportano gli idrogrammi liquidi prodotti dal modello numerico relativamente ai sottobacini analizzati (Fig. 7.24, 7.25, 7.26, 7.27, 7.28, 7.29).

Tab. 7.5 – Parametri relativi all'evento del 22 agosto 2009 impiegati per il calcolo dell'idrogramma liquido.

EVENTO DEL 22 agosto 2009											
Sottobacino	Quota sez. chiusura (m s.l.m.)	AMC	Q ₀ (m ³ /s)	Vel. reticolo (m/s)	Vel. max. versante (m/s)	Pendenza canale (°)	Larg. canale (m)	Scarpa		Scabrezza (m ^{1/3} /s)	CN apparente
								dx	sx		
1	2345	1	0	0.77	0.3	34.9	1.4	0.55	0.89	9.0	77
2	2239	1	0	1.308	0.3	25.6	2.9	0.49	0.86	9.0	75
3	2081	1	0	1.314	0.3	29.3	3.5	2.58	0.40	9.0	75
4	2084	1	0	0.73	0.3	28.0	2.8	1.63	1.64	9.0	74
5	2026	1	0	1.18	0.3	19.3	4.4	0.91	0.75	9.0	74
6	1850	1	0	1.24	0.3	16.2	3.5	1.32	0.77	9.0	72

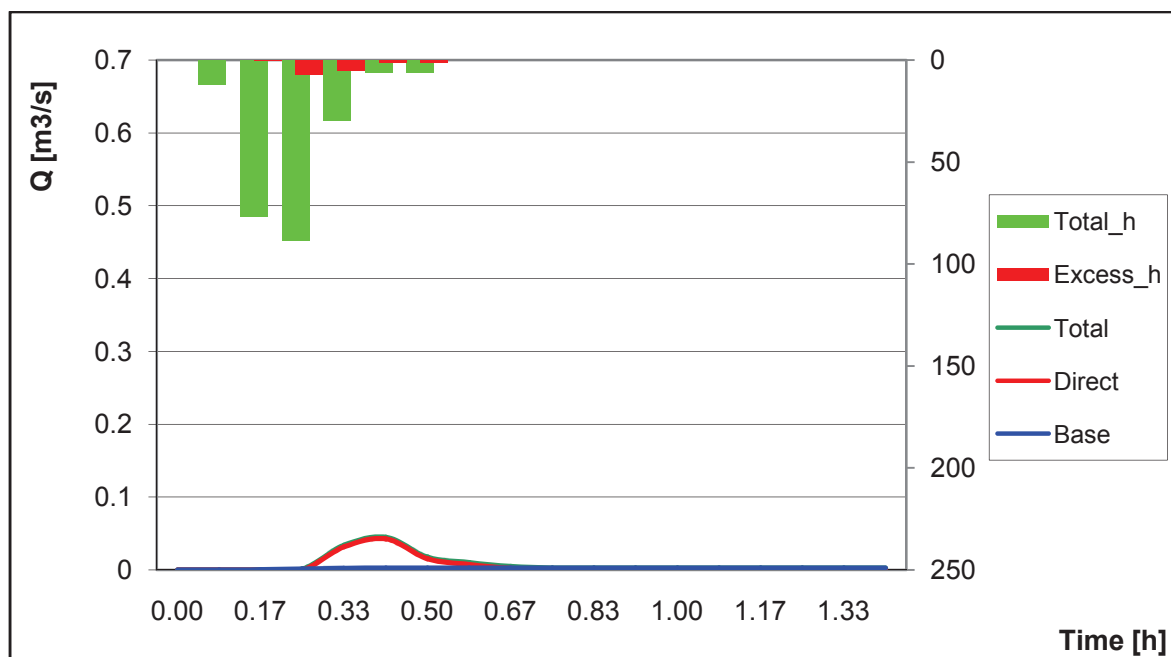


Fig. 7.24 – Idrogramma liquido simulato per il sottobacino 1.

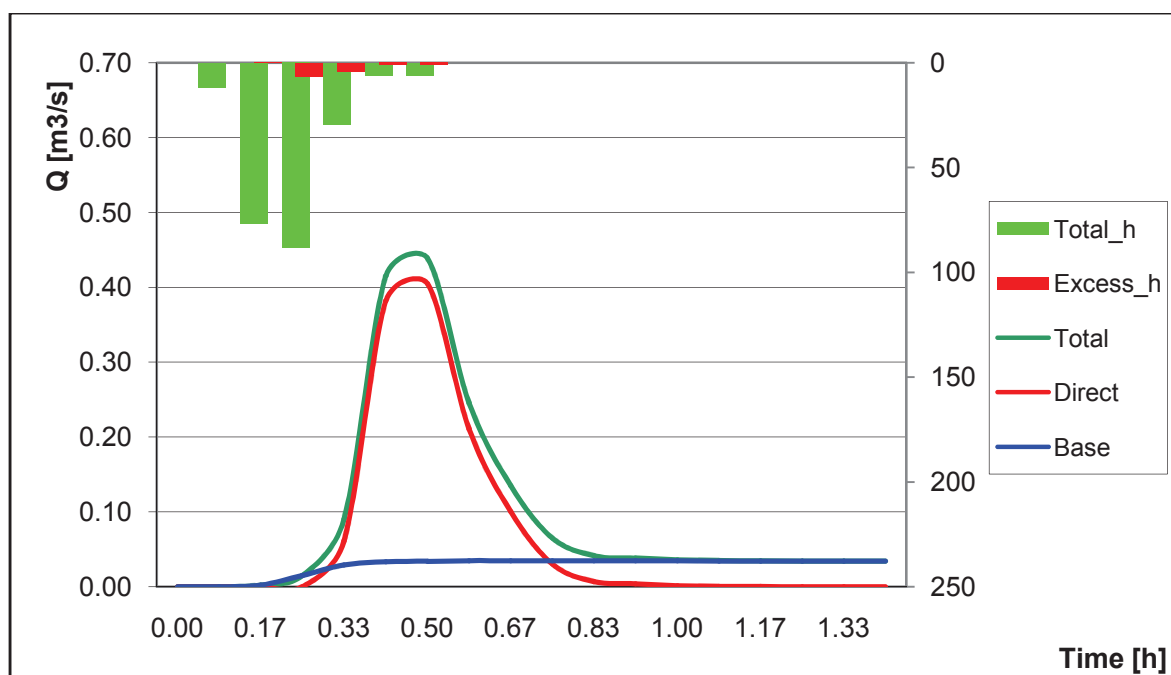


Fig. 7.25 - Idrogramma liquido simulato per il sottobacino 2.

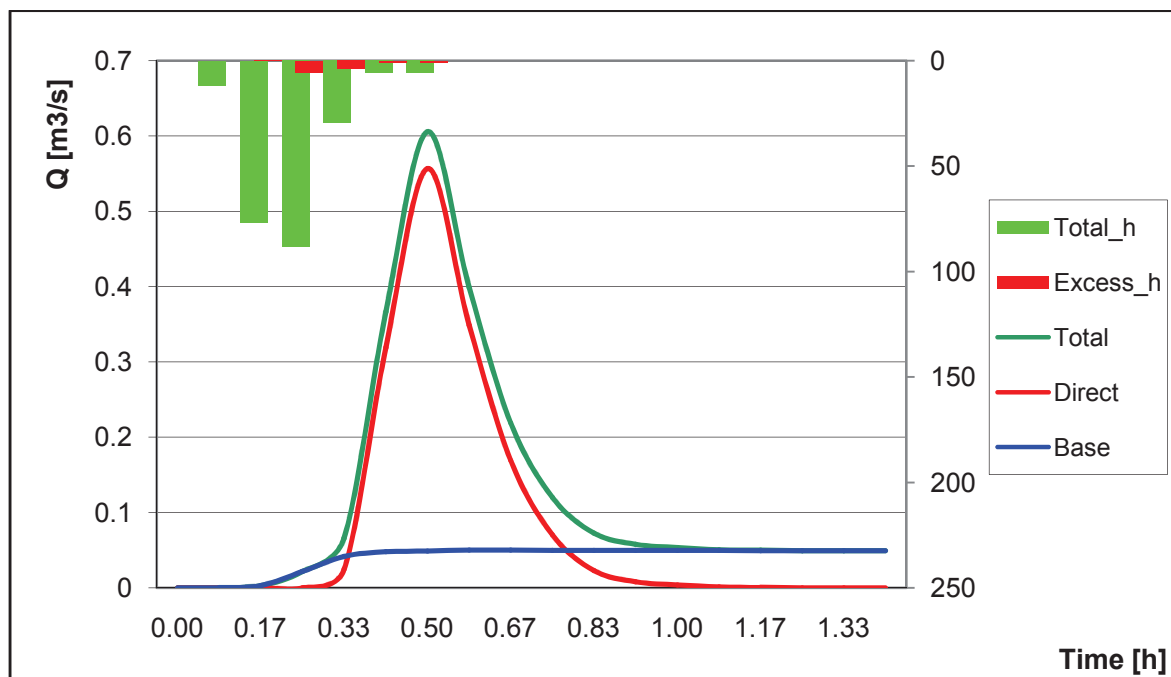


Fig. 7.26 - Idrogramma liquido simulato per il sottobacino 3.

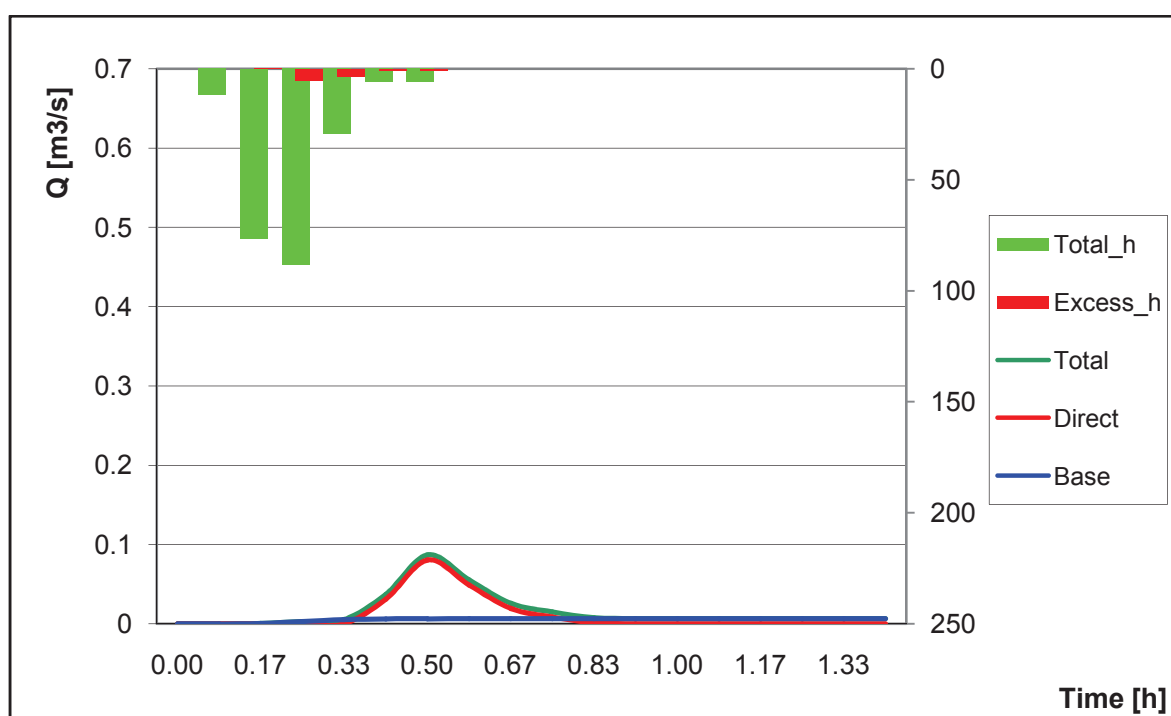


Fig. 7.27 - Idrogramma liquido simulato per il sottobacino 4.

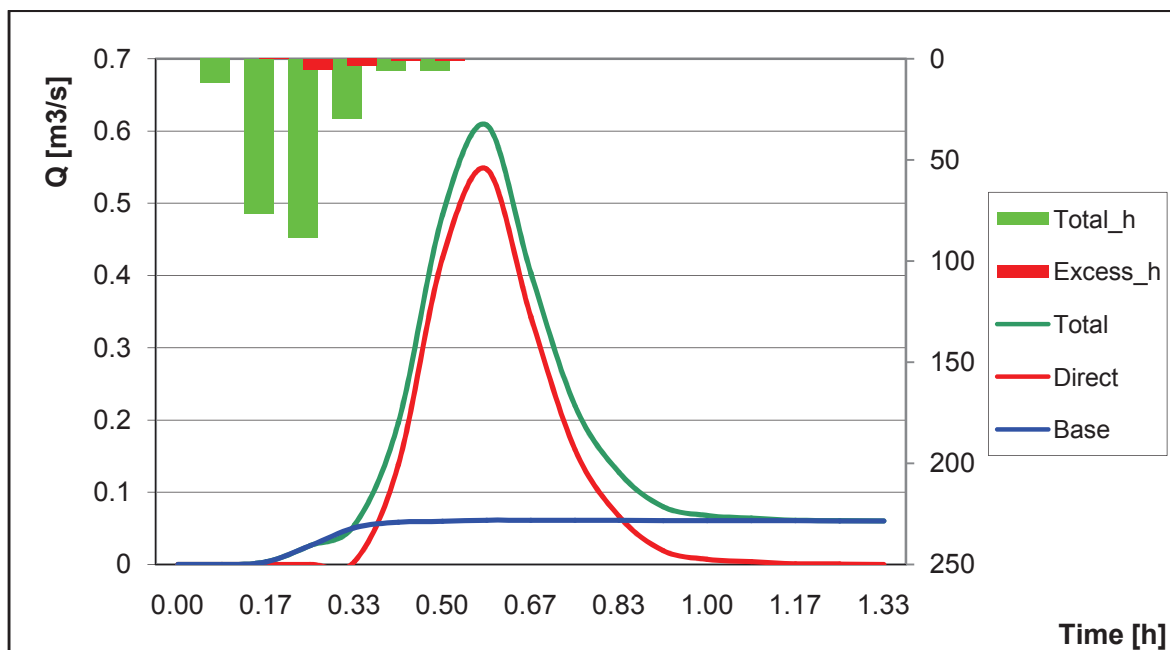


Fig. 7.28 - Idrogramma liquido simulato per il sottobacino 5.

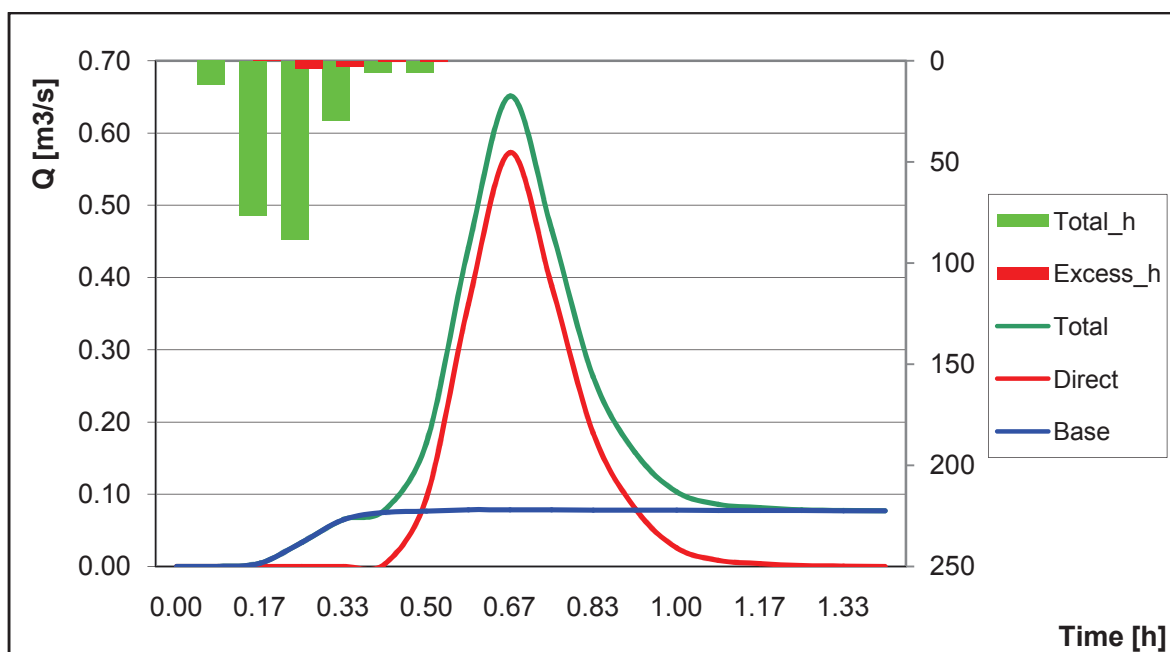


Fig. 7.29 - Idrogramma liquido simulato per il sottobacino 6.

È stato, infine, analizzato l'evento di colata detritica del 4 settembre 1997 (cap. 5.1) che ha provocato la distruzione del ponte sulla SR48 e il completo inghiaimento dell'area di deposito (Fig. 3.22) a valle del ponte distrutto.

Basandosi sulla documentazione della perizia tecnica condotta subito dopo l'evento (D'Alpaos et al., 1997 – fotografie, rilievi di campo, dati, planimetrie, sezioni), utilizzando l'ortofoto volo Italia 2000 e con una verifica sul campo (purtroppo ormai a molti anni di distanza), si è cercato di ricostruire topograficamente l'alveo del Rudavoi, per un tratto di circa 600 m, pre e post evento. Con queste due mappe topografiche masterizzate come DTM, per differenza si è ottenuto un volume approssimativo del deposito detritico relativo alla colata del 1997 che è pari a circa 56000 m³. Il dato risulta coerente con le stime approssimative oculari eseguite da D'Alpaos e Fenti nel settembre 1997 a pochi giorni dall'evento.

Causa l'assenza di un pluviometro in prossimità del bacino del Rudavoi, per ricostruire il pluviogramma ci si è basati sulle stazioni ARPAV di Podestagno, Cortina, Faloria e Misurina. Come sottolineato nella relazione tecnica post evento (D'Alpaos et al., 1997) le piogge misurate da queste stazioni non riescono a dar ragione dell'evento occorso che, probabilmente, è stato provocato da una cella temporalesca molto localizzata. Applicando il modello idrologico "SCS-CN" si ottiene un idrogramma delle portate liquide con un picco di piena di poco superiore ai 3 m³/s che non risultano in grado di mobilitare i 56000 m³ di sedimento stimato. Si è, pertanto, deciso di utilizzare il modello a doppio sistema di invasi lineari disposti in parallelo applicato nello studio post evento (D'Alpaos et al., 1997) dai quali sono stati ricavati diversi idrogrammi di portata per condizioni di coefficiente di deflusso variabili tra il 30 e il 60%.

Considerando la quota e la vicinanza del bacino del Rudavoi alla stazione del monte Faloria, si è optato per l'idrogramma ottenuto dai dati pluviometrici di questa stazione (Fig. 7.30) dove la portata liquida al picco di piena arriva a circa 11 m³/s. Naturalmente il margine di incertezza di questo idrogramma dipende molto dal dato pluviometrico utilizzato in input al modello numerico.

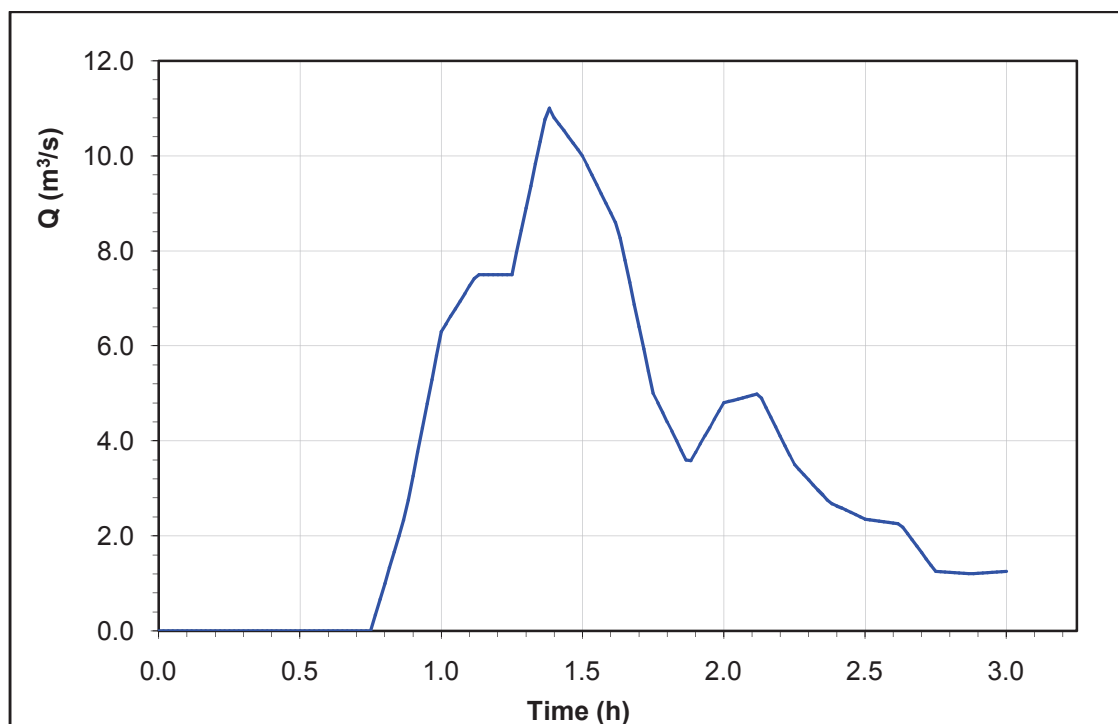


Fig. 7.30 – Idrogramma di portata calcolato alla sezione di chiusura del bacino del Rudavoi con i dati pluviometrici della stazione del monte Faloria (D'Alpaos, 1997, grafico in Fig. 4.5b).

8. DESCRIZIONE DEL MODELLO D'INNESCO (TRIGGERING MODEL)

Il modello d'innescò implementato in AdB-ToolBox consente la determinazione dell'idrogramma solido-liquido, ammesso che si formi, della colata detritica corrispondente al deflusso superficiale determinato con l'idrogramma liquido.

Il modello è attivabile attraverso la funzione:

Menu: TriggeringModel / Idrogramma colata detritica

Il modello d'innescò è basato sulla capacità del deflusso liquido, discendente dalle pareti rocciose, di mobilitare il sedimento depositato alla testata degli alvei che incidono il conoide alla base dei versanti. A riguardo, numerosi studi recenti evidenziano come vi sia una stretta relazione tra l'innescò dei fenomeni di debris flow e la capacità erosiva dell'acqua defluente sopra la falda detritica (Tognacca et al., 2000; Gregoretti e Dalla Fontana, 2008).

Il Triggering model è costituito da tre parti (Gregoretti, 2011):

1. modello idrologico per la simulazione dei deflussi superficiali;
2. il modello per la determinazione dell'innescò della colata detritica;
3. il modello per la simulazione dell'idrogramma solido-liquido del debris flow.

L'idrogramma liquido viene simulato con il modello idrologico proposto nel K.R.E.R.M. (descritto nel cap. 7) o, considerando una forma triangolare, può essere determinato fornendo direttamente i valori critici quali: valore al picco di portata liquida, il corrispondente istante di tempo e la durata complessiva dell'idrogramma.

Il metodo per la determinazione dell'innescò della colata detritica deriva da quello proposto da Gregoretti e Dalla Fontana (2008) finalizzato alla determinazione del deflusso liquido critico che innesci fenomeni di flusso detritico. In particolare, il metodo proposto si basa sul confronto tra il valore di portata al picco simulato con quello di portata critica (valore soglia discriminante per il verificarsi o meno dell'evento) il quale viene calcolato attraverso l'applicazione di una tra le due formule empiriche o assegnando un valore soggettivo da parte dell'utente.

Analiticamente, secondo l'equazione 8.1, l'evento di debris flow è innescato quando:

$$Q_S > Q_{CRITICA} \quad (Q_{CRITICA} = q_{CRITICA} \cdot B) \quad (8.1)$$

essendo B la larghezza al fondo dell'alveo nella sezione idraulica d'innescio.

L'evento di colata detritica si verifica quando il valore del picco di deflusso simulato Q_s è maggiore del valore di portata unitaria critica, calcolata mediante una delle due formule empiriche sottostanti (Eq. 8.2 e 8.3) le quali sono implementate nel tool di AdB-ToolBox.

$$1. \quad q_{CRITICA} = 4d_M \cdot tg \vartheta^{-1.17} \quad (\text{Tognacca et al., 2000}) \quad (8.2)$$

$$2. \quad q_{CRITICA} = 0.78d_M \cdot tg \vartheta^{-1.27} \quad (\text{Gregoretti e Dalla Fontana, 2008}) \quad (8.3)$$

dove $q_{CRITICA}$ è la portata unitaria critica, d_m è la dimensione granulometrica media del sedimento, ϑ è l'angolo d'inclinazione del fondo alveo.

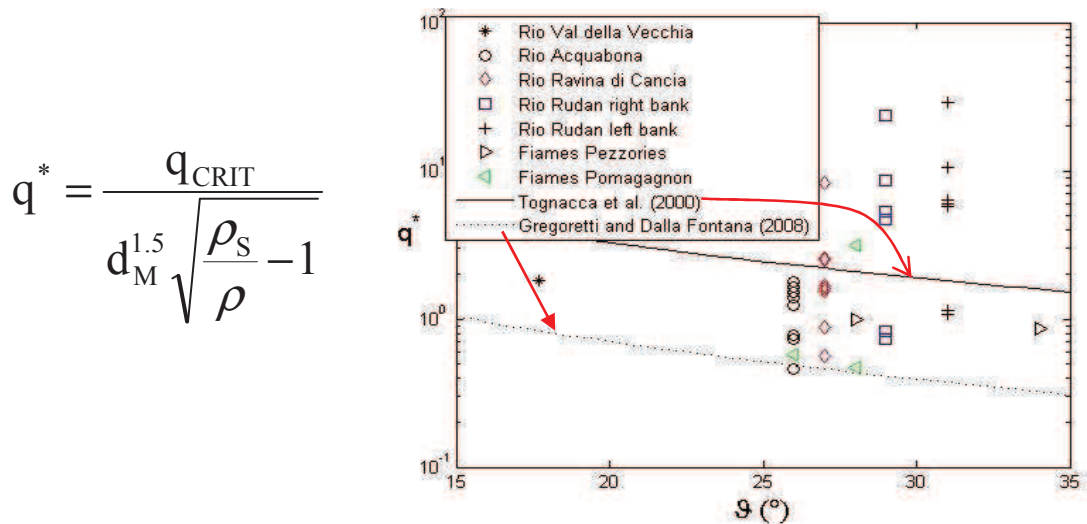


Fig. 8.1 - Confronto delle portate critiche adimensionalizzate, in funzione dell'inclinazione del fondo dell'alveo, calcolate con le due relazioni empiriche per trenta eventi di colata detritica nella valle del Boite (Gregoretti e Dalla Fontana, 2008).

Dal grafico in figura 8.1 è possibile osservare come la formula proposta da Tognacca et al. (2000) dia valori di un ordine di grandezza maggiori rispetto a quelli ottenuti dall'applicazione della formula proposta da Gregoretti e Dalla

Fontana (2008). Ne risulta che la formula di Tognacca non riesce a considerare eventi di intensità minore che hanno però dato origine a colata detritica.

Il deflusso liquido si identificherà quindi in tutto il water runoff che si ha per $t > t_{CRIT}$ (essendo t_{CRIT} l'istante di tempo in cui viene raggiunta la portata critica e $Q_R > Q_{CRITICA}$). Graficamente la porzione di idrogramma liquido contribuente alla colata si identifica nell'area tratteggiata evidenziata in figura 8.2:

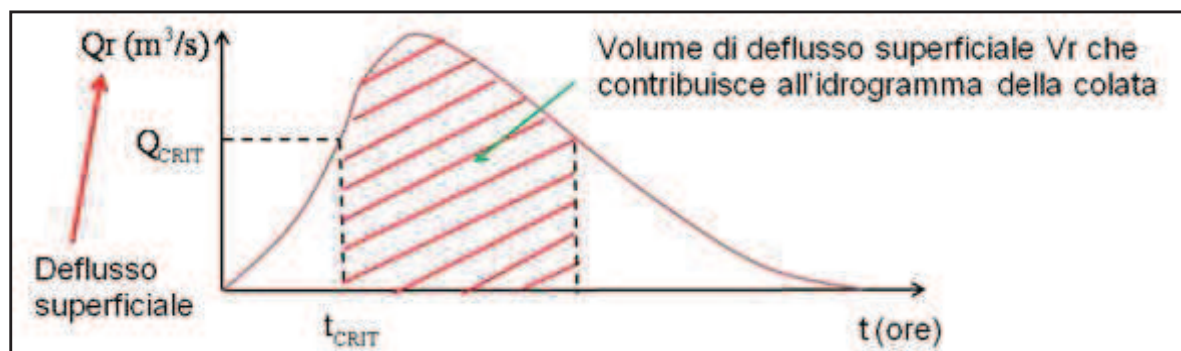


Fig. 8.2 - Porzione di idrogramma liquido contribuente alla della colata detritica (Gregoretti, 2011).

L'idrogramma solido-liquido della colata detritica può essere di due tipologie:

Prima tipologia (QR1): originato in fase d'innescio dell'evento e comunque prima della sua propagazione verso valle; in questo caso l'andamento dell'idrogramma del debris flow (linea blu in Fig. 8.3) sarà lo stesso dell'idrogramma liquido (solo con un inizio ritardato, corrispondente all'istante di tempo $t = t_{CRIT}$);

Seconda tipologia (QR2): risultante dopo la fase di propagazione in alveo e comunque prima della diffusione e del deposito sul conoide e/o l'impatto con strutture civili; in questo caso la forma dell'idrogramma solido-liquido del debris flow sarà totalmente differente da quella dell'idrogramma liquido. Questo è dovuto al fatto che durante la fase di propagazione della colata, il sedimento di maggiori dimensioni generalmente tende a concentrarsi nel fronte di avanzamento incrementando la viscosità del flusso e di conseguenza diminuendo la velocità di propagazione.

Il tutto influenza l'andamento dell'idrogramma della colata detritica, il quale assume una forma triangolare con un ramo ascendente molto ripido (linea rossa in Fig. 8.3).

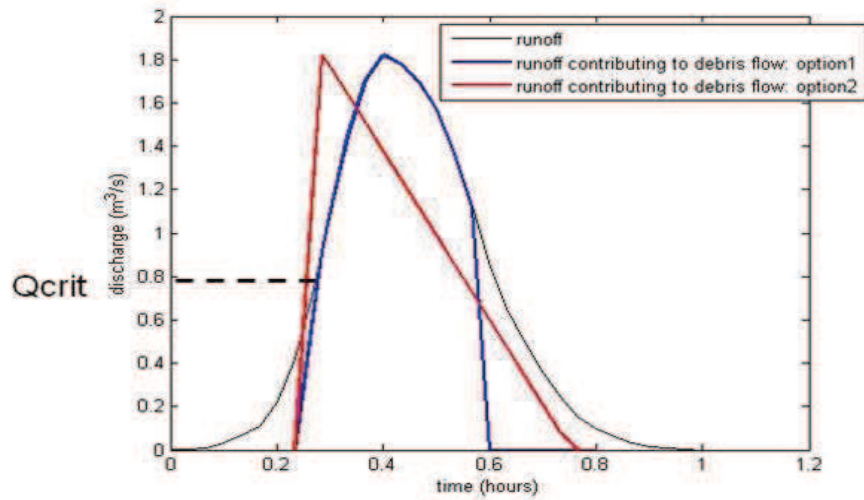


Fig. 8.3 - I due possibili andamenti dell'idrogramma di colata.

Dopo aver assegnato all'idrogramma della colata la stessa forma dell'idrogramma di deflusso liquido contribuente, la portata solida totale della colata viene calcolata mediante il prodotto tra la portata liquida e il quoziente del rapporto tra il volume totale della colata detritica e il volume di flusso liquido contribuente.

L'equazione implementata nel modello numerico è la seguente:

$$Q_t = \frac{V_s + V_w + V_r}{V_r} \cdot Q_r \quad (8.4)$$

dove Q_t = portata del debris flow; V_r = volume di deflusso superficiale contribuente alla colata detritica; V_s = volume solido totale mobilitato durante l'evento di debris flow; V_w = volume di acqua interstiziale presente tra le particelle solide mobilitate durante l'evento; Q_r = portata liquida. Il computo avviene mediante la formula:

$$V_w = (1 - v^*) \cdot S \cdot V_s / v^* \quad (8.5)$$

dove v^* è la concentrazione volumetrica dei sedimenti asciutti; S identifica il grado di saturazione del deposito di sedimenti.

Il valore del volume solido totale V_s , mobilitato durante l'evento, può essere ottenuto attraverso misure dirette in campo o con particolari relazioni empiriche; l'importante è che il valore di V_s utilizzato sia coerente con il tipo di idrogramma di colata: se l'idrogramma è quello originato in fase d'innescio dell'evento (**tipologia**

1) il valore corretto del volume totale di sedimento mobilizzato dovrebbe derivare da stime relative alle aree sorgenti di sedimento nella zona di innesco (triggering zone). Nel caso in cui, l'idrogramma da colata considerato fosse quello risultante dopo la fase di propagazione in alveo dell'evento (**tipologia 2**), il valore corretto di V_s dovrebbe derivare da stime relative a tutte le aree sorgenti di materiale solido dislocate lungo tutti i percorsi di propagazione interessati.

La concentrazione volumetrica della fase solida della colata detritica (v_D) deve essere minore della concentrazione volumetrica dei sedimenti a riposo (v^*) ed è calcolata attraverso la seguente relazione:

$$v_D = \frac{V_s}{V_s + V_w + V_r} \quad (8.6)$$

da cui si ricava:

$$V_s = v_D \cdot \frac{V_r + V_w}{1 - v_D} \quad (8.7)$$

e infine, ricombinando la 8.7 con la 8.5 si ottiene:

$$V_s = \frac{v_D}{1 - v_D - \frac{v_D}{v^*} S + v_D S} \cdot V_r \quad (8.8)$$

Si calcola V_r , inserendo nell'equazione 8.6 il secondo membro dell'equazione 8.5:

$$V_r = \frac{1 - (1 - S) v_D - v_D / v^* S}{v_D} V_s \quad (8.9)$$

Inserendo poi le equazioni 8.5 e 8.9 nell'equazione 8.4 si ottiene:

$$Q_t = \frac{V_s + \frac{1 - (1 - S) v_D - v_D / v^* S}{v_D} V_s + (1 - v^*) S V_s / v^*}{\frac{1 - (1 - S) v_D + v_D / v^* S}{v_D} V_s} Q_r \quad (8.10)$$

Semplificando i termini e risolvendo l'equazione si ottiene:

$$Q_t = \frac{1}{1 - (1 + S) v_D - v_D / v^* S} \cdot Q_r \quad (8.11)$$

Nel caso in cui $S=1$ (deposito di sedimenti saturo), l'equazione diventa:

$$Q_t = \frac{1}{1 - v_D / v_*} Q_r \quad (8.12)$$

Questa equazione è equivalente a quella proposta da Takahashi (1978; 1991 e 2007) per letti saturi. La sottostante figura 8.4 mostra un confronto tra le due equazioni 8.11 e 8.12 e i dati sperimentali di Lanzoni e Tubino (1993).

Utilizzando un approccio empirico si ottengono le equazioni 8.13 e 8.14:

$$Q_t = 0.73 \frac{1}{1 - v_D / v_*} Q_r \quad (8.13)$$

$$Q_t = \frac{(1 - v_D / 2)}{1 - v_D / v_*} Q_r \quad (8.14)$$

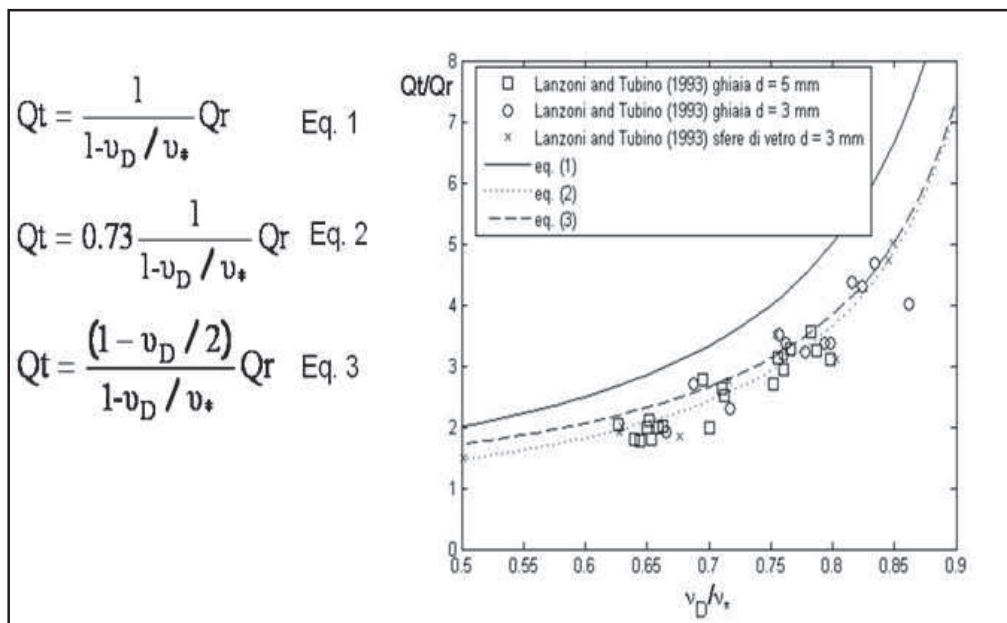


Fig. 8.4 - Confronto tra le equazioni (8.12), (8.13), (8.14) e i dati sperimentali di Lanzoni e Tubino.

8.1 MODELLAZIONE

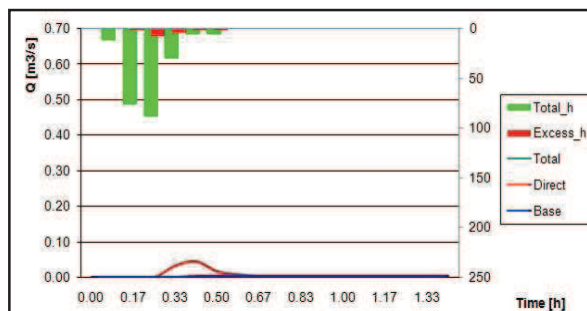
Relativamente ai sei sottobacini, individuati e descritti al capitolo 7.5, la modellazione dell'idrogramma solido-liquido della colata è stata eseguita utilizzando i parametri riportati in tabella 8.1 e 8.2.

Tab. 8.1 – Parametri utilizzati per i sottobacini individuati nel bacino del Rudavoi relativi all'evento pluviometrico del 22 agosto 2009.

Canale	1	2	3	4	5	6
Quota sezione di chiusura (m s.l.m.)	2345	2239	2081	2084	2026	1850
Granulometria	striscia 1	striscia 2	striscia 2	striscia 1	striscia 2	striscia 2
Diametro medio dei sedimenti (m)	0.057	0.052	0.052	0.057	0.052	0.052
Pendenza triggering area (%)	70.0	48.0	56.0	55.0	34.5	29.0
Portata di filtrazione (m ² /s)	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
Larghezza della sezione di chiusura (m)	1.4	2.9	3.5	2.8	4.4	3.5
Concentrazione volumetrica sedimento secco	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70
Grado di saturazione del sedimento (%)	100	100	100	100	100	100
Coefficiente di riduzione	0.73	0.73	0.73	0.73	0.73	0.73
Concentrazione volumetrica sedimento	0.630	0.570	0.630	0.600	0.445	0.364
Debris flow occurrence QR1	NO	NO	NO	NO	NO	NO
Debris flow occurrence QR2	NO	SI	SI	NO	SI	SI

Tab. 8.2 – Risultati ottenuti per sottobacini individuati relativi all'evento pluviometrico del 22 agosto 2009.

Sottobacino	$Q_{L\text{ picco}}$ m ³ /s	$Q_{S\text{ picco}}$ m ³ /s	Volume solido m ³	Vol. debris flow m ³	Conc. massima dei sedimenti	Conc. media dei sedimenti
1	0.045	-	-	-	-	-
2	0.439	1.59	554.8	1062.9	0.570	0.522
3	0.606	2.93	1061.7	1872.0	0.603	0.567
4	0.087	-	-	-	-	-
5	0.608	1.10	226.8	646.7	0.445	0.351
6	0.651	0.87	131.1	546.9	0.364	0.240



NO COLATA

Fig. 8.5 – Idrogramma liquido e di colata simulati per il sottobacino 1.

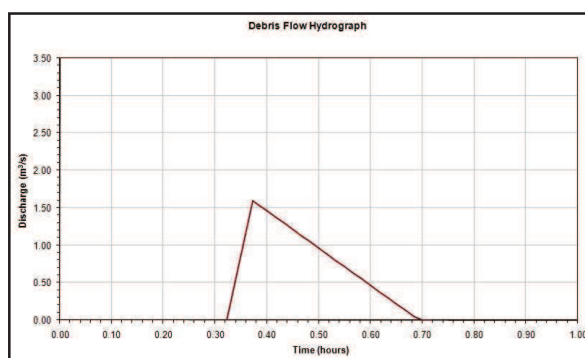
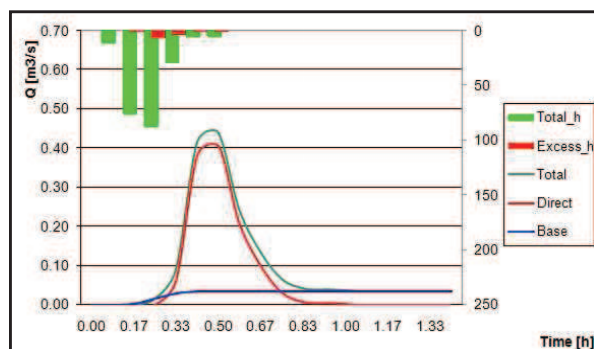


Fig. 8.6 - Idrogramma liquido e di colata simulati per il sottobacino 2.

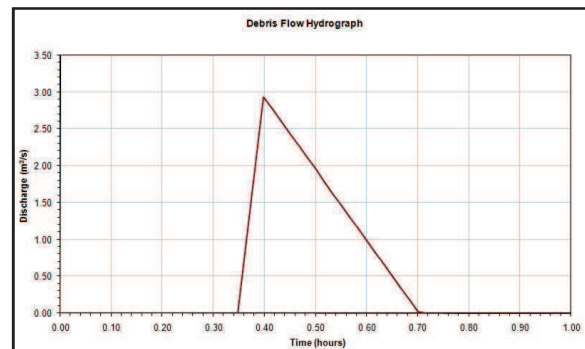
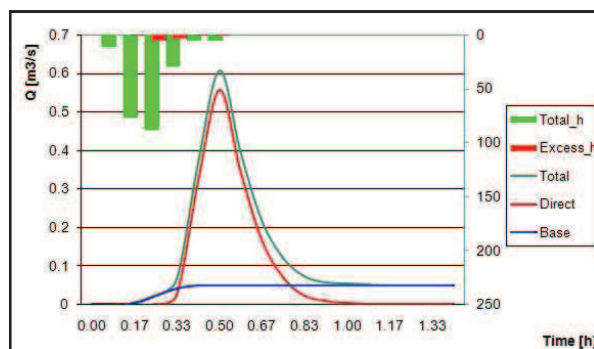
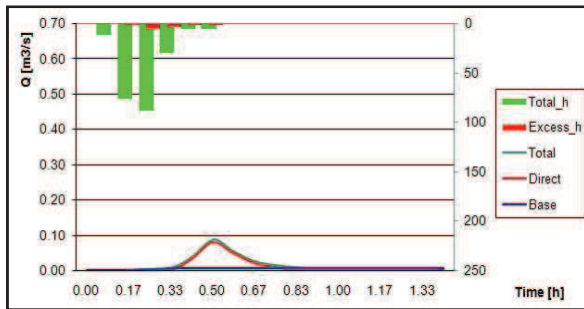


Fig. 8.7 - Idrogramma liquido e di colata simulati per il sottobacino 3.



NO COLATA

Fig. 8.8 - Idrogramma liquido e di colata simulati per il sottobacino 4.

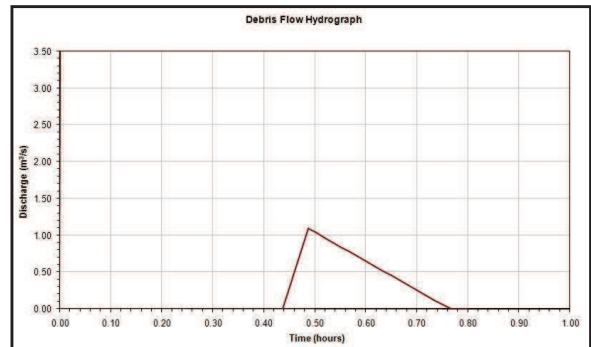
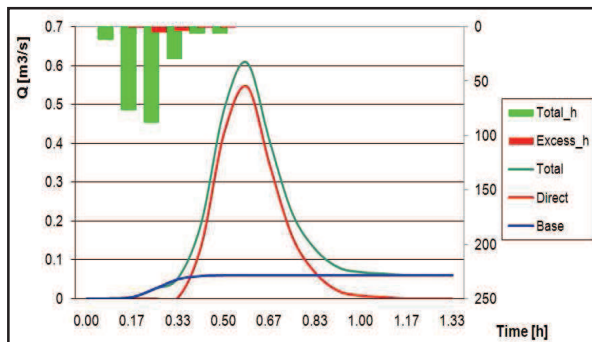


Fig. 8.9 - Idrogramma liquido e di colata simulati per il sottobacino 5.

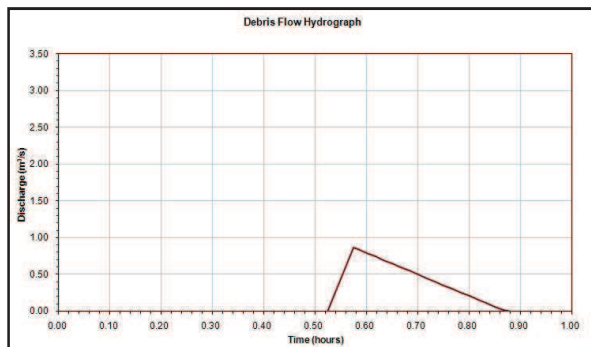
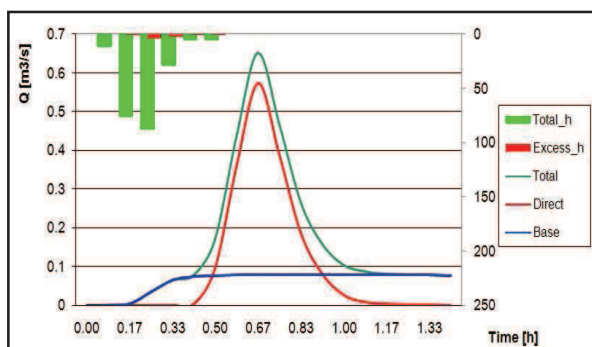


Fig. 8.10 - Idrogramma liquido e di colata simulati per il sottobacino 6.

Per l'idrogramma di colata detritica relativo all'intero bacino del Rudavoi, simulato considerando l'evento occorso il 4 settembre 1997 e descritto al capitolo 7.6, sono stati utilizzati i parametri riportati in tabella 8.3. I risultati ottenuti dalla simulazione sono riportati in tabella 8.4 e l'idrogramma della rispettiva colata detritica generatasi è riportato in figura 8.11.

Tab. 8.3 – Parametri utilizzati per la simulazione dell'idrogramma di colata detritica relativi all'evento del 4 settembre 1997

Bacino del Rudavoi	
Diametro medio dei sedimenti (m)	0.057
Pendenza triggering area (%)	20.1
Portata di filtrazione (m ² /s)	0.05
Larghezza della sezione di chiusura (m)	7.00
Concentrazione volumetrica sedimento secco	0.70
Grado di saturazione del sedimento (%)	100
Coefficiente di riduzione	0.73
Volume sedimento (m ³)	56000

Tab. 8.4 - Risultati ottenuti per il bacino del Rudavoi relativi all'evento pluviometrico del 4 settembre 1997.

Bacino	Q_L picco m ³ /s	Q_S picco m ³ /s	Volume solido m ³	Vol debris flow m ³	Conc.massima dei sedimenti	Conc. media dei sedimenti
Rudavoi	11.0	27.0	39200	94469	0.492	0.415

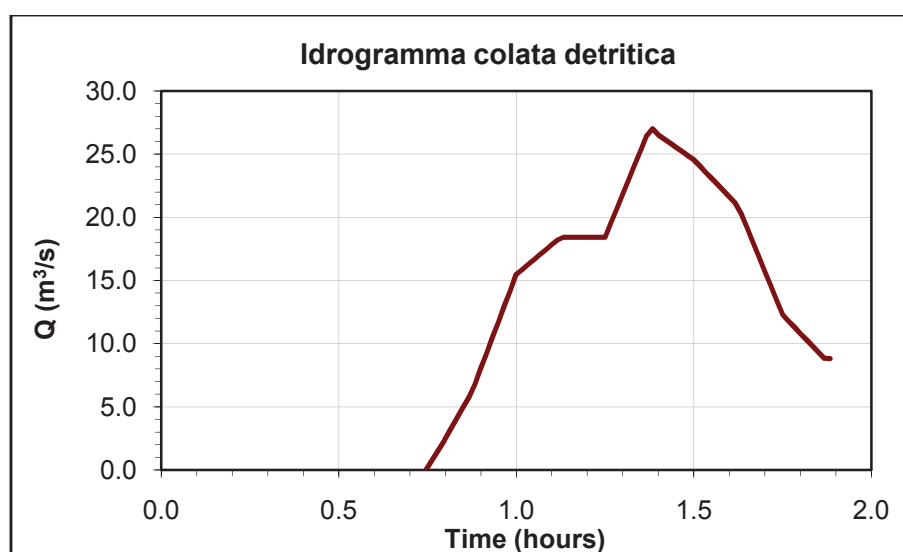


Fig. 8.11 – Idrogramma di colata simulato per l'intero bacino del Rudavoi.

9. CONCLUSIONI

Con la presente tesi è stato eseguito uno studio dettagliato del piccolo bacino alpino del Rudavoi allo scopo di determinare, attraverso l'utilizzo di un modello numerico implementato nel software GIS AdB-ToolBox, le portate liquide e solide che transitano lungo l'alveo principale del torrente Rudavoi, ed individuare le aree del reticolo idrografico in cui si possono originare fenomeni di colate detritiche.

Dall'analisi storica, eseguita presso archivi comunali di Cortina d'Ampezzo, per gli eventi di debris flow occorsi nel bacino dal 1920 ad oggi, è emerso che si manifestano con un elevata frequenza e coinvolgono elevate quantità di sedimento, che negli anni hanno danneggiato ripetutamente il ponte della SR48. Dallo studio delle caratteristiche geo-litologiche si è notato che il solido massiccio roccioso della Dolomia Principale, poggiando su uno spesso strato di argilliti appartenente al Gruppo di Raibl, è soggetto ad una continua disgregazione, i cui detriti si depositano nelle potenziali aree di innesco delle colate detritiche alla base delle pareti del Cristallo e del Popena.

Dai rilievi di campo è stato subito evidente di come la vegetazione, che si sviluppa al disotto dei grandi ghiaioni del Popena, formi una sorta di "filtro" tra questi ed il canale del Rudavoi, limitando un apporto significativo di sedimento dai grandi ghiaioni di sinistra idrografica; pertanto, per l'individuazione delle potenziali aree sorgenti di sedimento sono state unicamente considerate ed analizzate le superfici in destra idrografica del Rudavoi.

L'analisi dell'evento del 2009 ha consentito di determinare se la colata si è generata a partire dalle vaste superfici in erosione su versante o se la maggior parte del sedimento coinvolto era già presente in alveo. Dall'analisi dell'evento si è ricavato che il debris flow ha potuto generarsi solo in alcuni punti lungo il canale principale del Rudavoi ed è emerso che i due affluenti in destra idrografica, che scorrono sulle estese superfici in erosione, hanno contribuito solamente con un apporto liquido, dal momento che la loro portata è risultata insufficiente a mobilitare i sedimenti presenti nel loro alveo. Eseguendo ulteriori simulazioni è stato possibile determinare che la colata detritica dell'Agosto 2009 non sarebbe potuta innescarsi nemmeno a partire dal ghiaione Graa de Cirijeres, tra Cristallo e Popena, ma solo nel tratto compreso tra il ghiaione e le zone calanchive. Inoltre,

per questo tratto di alveo principale è stato possibile identificare, utilizzando il “Triggering Model”, le sezioni da cui potrebbe essere partita la colata detritica del 2009. Non è escluso che queste sezioni siano, ormai, critiche per il Rudavoi e che proprio queste possano regolare l’innescò di nuove colate per il futuro.

Il software di simulazione (Triggering Model), oltre ad essere utilizzato per il calcolo dei volumi di colata e per l’idrogramma solido-liquido, permette, quindi, di identificare con una certa precisione le aree suscettibili alla generazione di eventi di colata. Questa precisione dipende molto dalla dimensione delle celle del DEM (modello digitale del terreno) in quanto, la discretizzazione in celle raster della topografia e morfologia del terreno, condiziona molto le sezioni di deflusso.

Analizzando l’evento del 1997 si è notato che il contributo fondamentale alla formazione delle colate è giunto dalle canalizzazioni calanchive presenti sulle ampie aree in dissesto in destra idrografica.

Nel 1997 non era presente, nell’area del bacino del Rudavoi, un sistema di monitoraggio delle precipitazioni e le uniche stazioni di misura presenti si trovavano a notevole distanza. Dall’analisi delle piogge rilevate e dall’applicazione del modello idrologico si è dimostrato che le piogge rilevate da queste stazioni sono risultate insufficienti a generare una qualsiasi colata detritica. Si può, dunque, affermare che l’evento di colata del 1997 è stato innescato da fenomeni temporaleschi brevi ed estremamente localizzati: il comportamento idrologico del bacino idrografico, in risposta ad un evento temporalesco, può essere completamente differente a seconda che la precipitazione avvenga nella parte alta o bassa del bacino stesso. Utilizzare i dati di pioggia forniti da una rete di monitoraggio con inter-distanze molto elevate, come quella dell’ARPAV, non risulta, quindi, idonea alla modellazione di fenomeni di colata detritica. Non avendo dati di precipitazione validi per determinare un idrogramma liquido sufficiente ad innescare una colata, è stato cambiato modello idrologico con uno a doppio sistema di invasi lineari disposti in parallelo (applicazione nello studio post evento condotto da D’Alpaos) dal quale è stato ricavato l’idrogramma di portata liquida sufficiente all’innescò di una colata detritica.

Per realizzare la simulazione dell’evento è stato calcolato il volume totale di sedimento depositatosi durante l’evento del 1997 nel canale e nelle aree a valle del ponte della SR48. L’esecuzione di questo calcolo, a distanza di 15 anni

dall'evento, è stata condotta utilizzando foto storiche e ortofoto digitalizzate e georiferite e sezioni trasversali dell'alveo eseguite in momenti pre e post evento. Il modello numerico d'innesco delle colate ha confermato i volumi della colata mobilitata durante l'evento del 1997.

BIBLIOGRAFIA

- Allen J.R.L. (1970) The avalanching of granular solids on dune and similar slope. *Journal of Geology*, 78, 326-351
- Bacchini M. & Zannoni A. (2003) Relations between rainfall and triggering of debris-flow: case study of Cancia (Dolomites, Northeastern Italy). *Natural Hazard and Earth System Sciences* 3: 71-79.
- Benini G. (1990) - Sistemazioni idraulico - forestali. Editrice UTET, Torino.
- Beven K. (2012) Rainfall-Runoff modeling. 2nd revised edition. Ed. Wiley-blackwell, 488 pp.
- Bianco G., Franzi L. (2000) Estimation of debris-flow volumes from storm events. In G.F. Wieczorek & N.D. Naeser (eds), *Debris-Flow Hazards Mitigation; Proceedings of the 2nd International DFHM Conference*, Taipei, Taiwan, August 16-18, 2000: 441-448.
- Borga M. (2011) – Materiale didattico e appunti delle lezioni. Università degli Studi di Padova.
- Brochot S., Marchi L., Lang M. (2002) L'estimation des volumes des laves torrentielles: method disponibles et application au torrent du Poucet (Savoie). (In French) *Bull. Eng. Geol. Env.*, 61: 389-402.
- Caine N. (1980) The rainfall intensity – duration control of shallow landslides and debris flows. *Geografiska Annaler* 62A (1-2): 23-27.
- Cannon S.H. & Ellen S. (1985) Rainfall conditions for Abundant debris avalanches. *California geology*: 267-272
- Cao S. and Knight D.W. (1997) Entropy-based design approach of threshold alluvial channels. *Journal of Hydraulic Engineering (ASCE)*, 35(4), 505-524.
- Coe J.A., Cannon S.H., & Santi P.M. (2008a) – Introduction to the special issue on debris flows initiated by runoff, erosion, and sediment entrainment in western North America basins. *Geomorphology*, 96, 247-249.
- Coe J.A., Kinner D.A., & Godt J.W. (2008b) – Initiation conditions for debris flows generated by runoff at Chalk Cliffs, central Colorado. *Geomorphology*, 96, 270-297.

- Ceriani M., Lauzi S. & Padovan N. (1994) Rainfall thresholds triggering debris flows in the alpine area of Lombardia Region central alps. Italy. In: Man and Mountain 94 First International Conference for the protection and development of the mountain environment, Ponte di Legno, Italy, June 20-24, 1994:123-139.
- Deganutti A. & Marchi L. (2000) Rainfall and debris-flow occurrence in the Moscardo basin (Italian Alps). In G.F. Wieczorek & N.D. Naeser (eds), Debris-Flow Hazards Mitigation; Proceedings of the 2nd International DFHM Conference, Taipei, Taiwan, August 16-18, 2000: 67-72.
- Degetto M., Crucil G., Pimazzoni A., Masetto C., Gregoretti C. (2011) An estimate of the sediments volume entrainable by debris flow along Strobel and south Pezories channels at Fiammes (Dolomites, Italy). Proceedings of the 5th International Conference: Debris Flows Hazards Mitigation, Padua, Italy, June 14-17: 845-853.
- D'Alpaos L., Tommasini G, Fenti V. (1997) – Perizia tecnica, incarico C.T.U. del 23/09/1997.
- Egashira S., Miyamoto K., and Itoh T. (1997) Constitutive equations of debris flow and their applicability. Proceedings of the 1st International DFHM Conference, San Francisco, Taiwan, August 7-9, 1997: 340-349.
- Ferro V. (2006) - La sistemazione dei bacini idrografici (848 p.). Seconda edizione. McGraw – Hill.
- Gartner J.E., Cannon S.H., Santi P.M., Dewolfe V.G. (2008) Empirical models to predict the volumes of debris flows generated by recently burned basins in the western U.S.. Geomorphology, 96: 339-354.
- Genevois R., Tecca P.R., Berti M. & Simoni A. (2000) Pore pressure distribution in the initiation area of a granular debris flow. Proceedings of the 8th International Symposium on landslides, Cardiff, UK, June 26-30, 2000: 615-620.
- Glinski P., Kowalski D. (2005) Theoretical considerations on some elements of soil water erosion. Journal of Water and Land Development, 9, 85-97.

- Godt J.A. & Coe J.A. (2007) Alpine debris flows triggered by a 28 July 1999 thunderstorm in the central Front Range, Colorado. *Geomorphology* 84, 80-97.
- Gregoretti C. (2000) The initiation of debris flow at high slopes: experimental results. *Journal of Hydraulic Research*, 38(2), 83-88.
- Gregoretti C. & Dalla Fontana G. (2007) Rainfall threshold for the initiation of debris flows by channel-bed failure in the Dolomites. *Proceedings of the 4th International Conference: Debris Flows Hazards Mitigation*, Chengdu, China, September 10-13 :11-21.
- Gregoretti C. & Dalla Fontana G. (2008) The triggering of debris flow due to a channel-bed failure in some alpine headwater basins of the Dolomites: analyses of critical runoff. *Hydrological Process*, 22, 2248-2263.
- Gregoretti C. & Dalla Fontana G. (2007) Rainfall threshold for the initiation of debris flows by channel-bed failure in the Dolomites. *Proceedings of the 4th International Conference: Debris Flows Hazards Mitigation*, Chengdu, China, September 10-13 :11-21.
- Gregoretti C. & Dalla Fontana G. (2008) The triggering of debris flow due to a channel-bed failure in some alpine headwater basins of the Dolomites: analyses of critical runoff. *Hydrological Process*, 22, 2248-2263.
- Gregoretti C. & Degetto M. (2012) - Debris Flow Modelling Tool – Reference Manual. PARAMount Project (improved Accessibility: Reliability and security of Alpine transport infrastructure related to mountainous hazards in a changing climate).
- Gregoretti C. & Degetto M. (2012) - Debris Flow Modelling Tool – User Manual. PARAMount Project (improved Accessibility: Reliability and security of Alpine transport infrastructure related to mountainous hazards in a changing climate).
- Gregoretti C. (2010) - Materiale didattico e appunti delle lezioni. Università degli Studi di Padova.
- Griffith P.G., Webb R.H., Melis T.S. (1997) Initiation of debris flows in tributaries of the Colorado River in Grand Canyon, Arizona. In: C.L. Chen,

Editor, Debris-flow Hazards Mitigation, American Society of Civil Engineers, New York, 12–20.

- Griffith P.G., Webb R.H. & Melis T.S. (2004) Frequency and initiation of debris flows in Grand Canyon, Arizona. *Journal of Geophysical Research* 109.
- Hungr O., Morgan G.C., Kellerhals R. (1984) Quantitative analysis of debris torrent hazards for design of remedial measures. *Canadian Geotechnical Journal*, 21: 663-677.
- Innes J.L. (1983) Debris flows. *Progress in physical geography* 7: 469-501.
- Kean J.W., Staley D.M., Cannon S.H. (2011) In situ measurements of post-fire debris flows in southern California: comparisons of the timing and magnitude of 24 debris-flows events with rainfall and soil moisture conditions. *Journal of Geophysical Research*, 116, doi: 10.1029/2011JF002005
- Hawkins R.H., Ward T.J., Woodward D.E., Van Mullem J.A. (2009) Curve Number Hydrology: state of the practice. Eds. By American Society of Civil engineers (ASCE).
- Lanzoni S. and Tubino M. (1993) Rheology of debris flows: experimental observations and modeling problems. *Excerpta*, 7, 201-236
- Lenzi M.A. (2011) – Materiale didattico e appunti delle lezioni. Università degli Studi di Padova.
- Lien H. and Tsai F. (2003) Sediment concentration of debris flow. *Journal of Hydraulic Engineering (ASCE)*, 129(12), 995-1000.
- Marchi L., D'Agostino v. (2004) Estimation of debris-flow magnitude in the Eastern Italian Alps. *Earth Surface and Landformrs*, 29: 207-220.
- Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare – Direzione Generale per la Difesa del Suolo (2011). Utilizzo del software AdB – Toolbox (63 p).
- Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare – Direzione Generale per la Difesa del Suolo (2011). Manuale d'uso del software applicativo AdB – Toolbox. Estensione ANALISI GEOMORFOLOGICHE.

- Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare – Direzione Generale per la Difesa del Suolo (2011). Manuale d'uso del software applicativo AdB – Toolbox. Estensione ANALISI IDROLOGICHE.
- Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare – Direzione Generale per la Difesa del Suolo (2011). Manuale d'uso del software applicativo AdB – Toolbox. Estensione ANALISI E VERIFICHE IDRAULICHE.
- Mishra S.K., Singh V.P. (2003) Soil Conservation Service Curve Number (SCS-CN) Methodology. Water Science and Technology Library, vol. 42, Eds. Kluwer Academic Publishers.
- NRCS (2009) National Engineering Handbook, Part 630 Hydrology.
- Ou G. and Mizuyama T. (1994) Predicting the average sediment concentration of debris flows. Journal of Japanese Erosion Control Engineering Society 47(4), 9-13 (in Japanese)
- Panizza M. (2007) - Geomorfologia, nuova edizione (346 p.). Pitagora Editrice Bologna.
- Rickenmann D., Koschni A. (2010) Sediment loads due to fluvial transport and debris flows during the 2005 flood events in Switzerland. Hydrological Processes, 24: 993-1007.
- Sferlazza E. (2011) - Guida all'uso dei dati Geografici con AdB – Toolbox (70 p).
- Soil Survey Division Staff (1993) Soil survey Manual. Soil Conservation Service. U.S. Department of Agriculture (NRCS) Handbook n. 18.
- Spreafico M., Lehmann C.H., Naef O. (1999) Recommandations concernant l'estimation de la charge sédimentaire dans les torrents (in French). Groupe de travail pour l'hydrologie opérationnelle (GHO), Berne, communication n. 4a, 48 pp plus annexes.
- Takahashi T. (1978) Mechanical characteristics of debris flow Journal of Hydraulic Engineering, 104, 8, 1153-1169.
- Takahashi T. (2007) Debris Flows: Mechanics, Prediction and Countermeasures. Taylor and Francis/Balkema, Leiden.

- Tecca P.R. & Genevois R. (2009) Field observations of the June 30, 2001 debris flow at Acquabona (Dolomites, Italy). Landslide.
- Theiner D. (2008) Rainfall-runoff modeling in small and medium-sized Alpine catchments. VDM Verlag Dr. Muller and C. Editor, 216 pp.
- Tognacca C., Bezzola G.R. & Minor H.E. (2000) Threshold criterion for debris-flow initiation due to channel-bed failure. In: Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment Wieczorek & Naeser Eds., Balkema, 89-97.
- Wachtler W. (2002) - Dolomiti. Atolli e lagune.
- Zanuttigh B., & Lamberti A. (2007) Instability and surge development in debris flows. Review of Geophysics, 45, doi:10.1029/2005RG000175