

**Provincia Autonoma
di Trento**

Comune di Ala

**STUDIO DI COMPATIBILITA' IDROGEOLOGICA VARIANTE AL PIANO
LOTTIZZAZIONE PL8 – COLERI – PIANO ATTUATIVO AREA PP.FF.
416/1, 416/2, 414/1, 415/1 413/3 E P.ED. 231 C.C. SERRAVALLE –
LOC. COLERI - S. MARGHERITA DI ALA (TN)**

PROPONENTI: TOMASONI LUCA, ANGELO, GIORGIO, ALBERTO,
THOMAS e CRISTIANO

IL TECNICO

dott. Silvio Grisotto



ALA, ottobre 2023

INDICE DEI CAPITOLI

1. INTRODUZIONE E PREMESSA METODOLOGICA	3
2. IL BACINO DEL RIO VAL DELLE MAIERE: INQUADRAMENTO GENERALE GEOLITOLOGICO, VEGETAZIONALE ED IDROMETEOROLOGICO	4
3 – CARATTERISTICHE GRANULOMETRICHE E GEOTECNICHE DEI MATERIALI E LORO POSSIBILE INFLUENZA SULLA REOLOGIA DEI FENOMENI.....	15
4 - INQUADRAMENTO ED ANALISI GEOMORFOLOGICA DELLE AREE SORGENTI DI SEDIMENTO: STIMA DEI VOLUMI DISPONIBILI	16
5 - FENOMENI ATTESI	26
6 – LA SIMULAZIONE IDROLOGICA E SEDIMENTOLOGICA: IDROGRAMMA E “DEBRISGRAMMA” DI PROGETTO	28
7 - LA SIMULAZIONE PROPAGATORIA BIDIMENSIONALE CON IL CODICE FLO-2D.....	33
8 – COMPATIBILITA’ DELL’INTERVENTO E POSSIBILI MISURE DI PROTEZIONE E MITIGAZIONE	44

1. INTRODUZIONE E PREMESSA METODOLOGICA

Il presente studio idrologico, sedimentologico ed idraulico si pone a completamento della **VARIANTE** al progetto di LOTTIZZAZIONE PL8 – COLERI – PIANO ATTUATIVO AREA PP.FF. 416/1, 416/2, 415/1, 414/1, 413/3 E P.ED. 231 C.C. SERRAVALLE – LOC. S. MARGHERITA DI ALA (TN), per i cui particolari tecnici si rimanda alle tavole progettuali a firma dello Studio A22 di Rovereto (TN). Lo studio viene richiesto dal Servizio Bacini montani in sede di Conferenza dei Servizi (verbale n. 7/2023 del 11 luglio 2023) e riprende in tutto le analisi e considerazioni eseguite nello studio già depositato del marzo 2021 a firma dello scrivente per lo stesso PL8.

L'analisi di pericolosità dell'area conoidale detritico-alluvionale su cui dovranno sorgere gli edifici in progetto risulta infatti condizione necessaria e non trascurabile per la valutazione dell'intervento stesso rispetto alla normativa collegata alla nuova Carta delle pericolosità ed in particolare dell'Art. 18 delle Norme di attuazione del PUP. Allo stato attuale, infatti, l'area di intervento ricade in una zona a pericolosità e penalità **POTENZIALE (HP-Pp)** normate proprio dall'Art. 18.

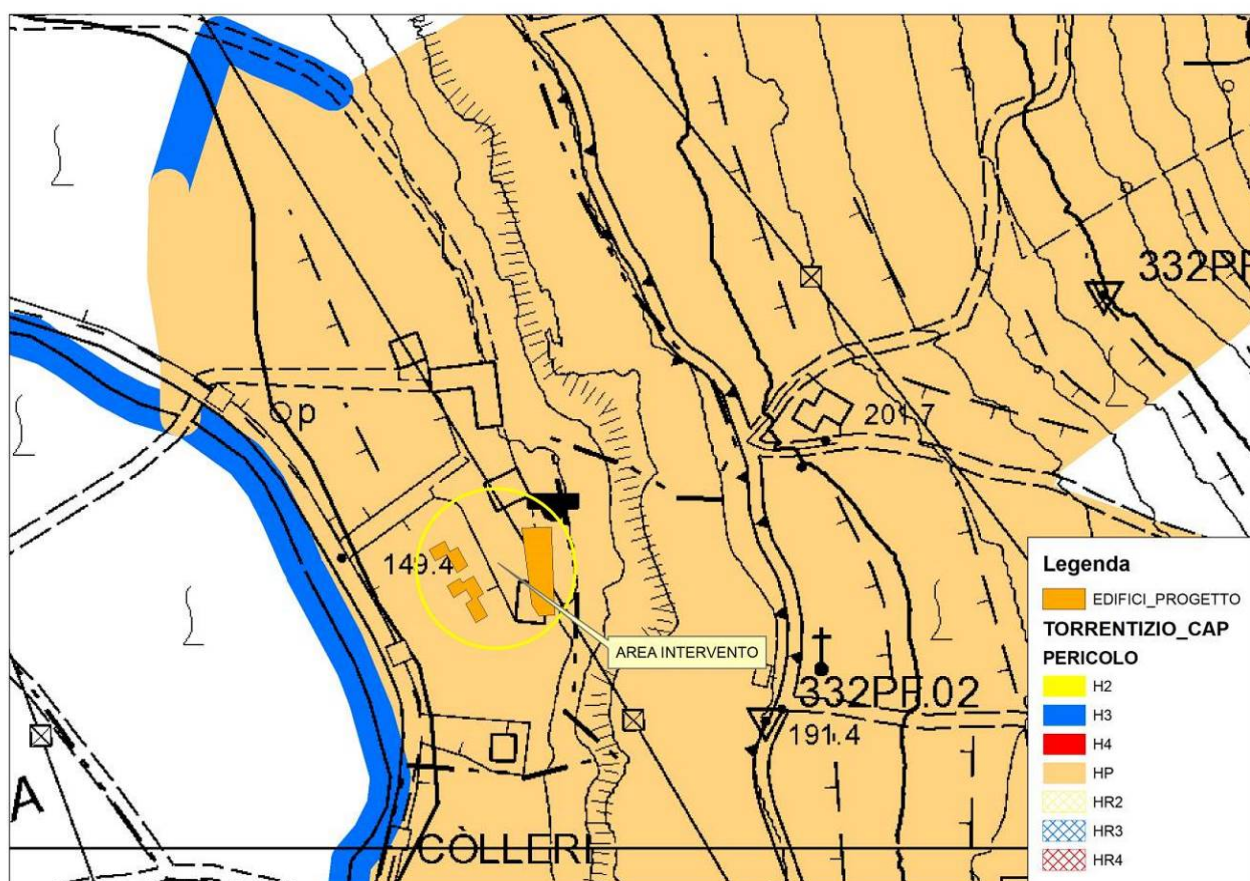


Fig. 1.1 – Estratto della Carta di pericolosità idrogeologica (fenomeni torrentizi) per l'area oggetto di intervento

L'analisi idraulica è stata eseguita attraverso l'applicazione del codice numerico bidimensionale *FLO-2d®* mediante la simulazione dei fenomeni di colata detritica potenzialmente attesi lungo il tratto terminale del rio Val delle Maie, ed in particolare quelli a bassa e bassissima probabilità di accadimento (elevato

tempo di ritorno). Nella fattispecie, viste le caratteristiche dell'intervento certamente di elevato valore e potenziale presenza di persone nelle 24 ore, si è scelto, di utilizzare quale portata di riferimento per la compatibilità del progetto quella con **TR 30 e 200 anni**, allo scopo di disporre dei due estremi di probabilità richiesti dalla normativa.

L'input idrologico e sedimentologico ai modelli idraulici è stato valutato mediante l'applicazione del modello idrologico distribuito ad evento *HYDROGRID*, sviluppato presso il Dipartimento TESAF dell'Università degli Studi di Padova (Cazorzi et al., 2002) ed attualmente integrato nel pacchetto *AdbToolbox 1.8*, per il quale è stata compiuta, nell'ambito territoriale della Provincia di Trento, una procedura di taratura e validazione dei parametri cinematici ed idrologici in esso utilizzati (Cazorzi e Dalla Fontana, 1996, 2002, 2003). Tale modello è uno degli attuali standard numerici in uso presso il Servizio Bacini montani della Provincia di Trento. Per la valutazione della portata solida e del sedimentogramma associato all'idrogramma liquido si è utilizzata la metodologia volumetrica nell'ipotesi di capacità di trasporto del tratto proposta nelle linee guida per la stima del sedimentogramma di progetto attualmente in uso presso il Servizio Bacini montani (D'Agostino, 2004, 2007). Le caratteristiche geometriche del tratto d'alveo da analizzare, da utilizzarsi per la modellazione 2D, derivano dal rilievo LIDAR 0.5x 0.5 m della PAT.

2. IL BACINO DEL RIO VAL DELLE MAIERE: INQUADRAMENTO GENERALE GEOLITOLOGICO, VEGETAZIONALE ED IDROMETEOROLOGICO

Per poter eseguire la verifica di compatibilità di cui si è accennato nel capitolo precedente è necessario un inquadramento generale del bacino sotto gli aspetti che più influenzano la sua risposta idrologica e la sua capacità di produrre sedimento, allo scopo di disporre degli scenari idrologici e sedimentologici da utilizzare ad input delle modellazioni propagatorie su conoide.

Il bacino del rio Val delle Maiere, collettore non iscritto all'elenco delle acque pubbliche e non identificato da alcuna particella demaniale del ramo acque della Provincia di Trento, è posizionato nella parte meridionale della Provincia Autonoma di Trento, proprio al confine con la vicina Provincia di Verona (Regione Veneto). Dal punto di vista amministrativo quasi l'intero bacino e l'area di intervento ricadono all'interno del Comune di Ala (TN). Il bacino si sviluppa sul versante in sinistra idrografica della Valle dell'Adige, di cui il rio è un affluente solo fittizio, non essendovi un reale collegamento idraulico con l'Adige stesso, con direzione prevalente NE-SW, nella fascia di versante compresa tra il Serravalle e Santa Margherita di Ala nella parte bassa e delimitato alla testata dalla grande fascia franosa del Monte Zugna.

Il bacino così delimitato è caratterizzato da una superficie abbastanza ridotta (0.38 km² 2D e 0.52 km² 3D) per una pendenza media dei versanti molto elevata (88.1%) ed una esposizione prevalente SW. Dal punto di vista morfologico e morfometrico il bacino si presenta caratterizzato dalla presenza di una evidente fascia rocciosa che sovrasta il fondovalle dell'Adige e che delimita verso NW un più ampio terrazzo a pendenza più dolce rappresentato dalla grande zona franosa olocenica del Monte Zugna, che ha originato anche i famosi "Lavini" di Marco.

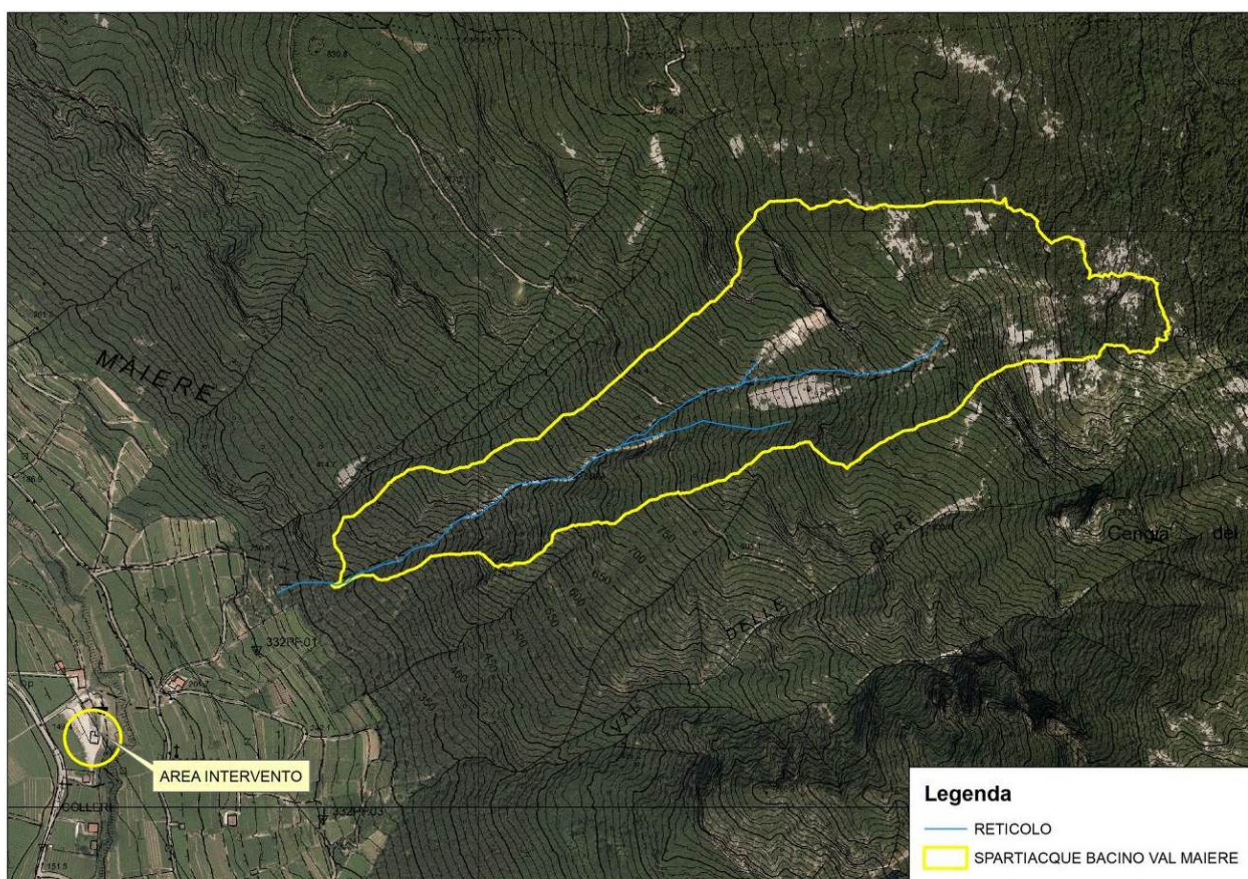


Fig. 2.1 – Inquadramento del bacino del rio Val Maier si CTP e ortofoto

Il versante roccioso calcareo più pendente di testata si presenta solcato da numerose fessure e vallette, alcune delle quali quasi certamente impostate lungo linee di disturbo tettonico, e presenta alla base conoidi detritici più o meno evidenti derivanti dall'accumulo di detriti grossolani, massi e ghiaie derivanti sia dalla disaggregazione fisico-meccanica delle rocce calcaree (prevalentemente Dolomia principale) che compongono il versante che dall'azione torrentizia di alcuni collettori effimeri che lo solcano.

Partendo da un DTM 2x2 m dell'area, derivante dall'interpolazione del più preciso DTM LIDAR, si è estratto lo spartiacque morfologico del bacino e se ne sono estrapolate le principali caratteristiche morfometriche ed idrografiche, di seguito riportate.

	Valore	U.M.
Superficie totale del bacino	0.38-0.52	km ²
Quota minima	327	m s.l.m.
Quota media	972	m s.l.m.
Quota massima	1447	m s.l.m.
Pendenza media	88.1 – 41.4	% - °
Pendenza massima	87.2	°
Esposizione prevalente	SW	-
Lunghezza asta principale	1.29	km

Pendenza media dell'asta principale	66.5 – 33.6	%
Lunghezza complessiva reticolo	1.65	km
Densità di drenaggio complessiva	4.34	km/km2
N° di Melton bacino	1.81	-
Pendenza media del conoide	30.9-17.2	%-°

Tab. 2.1 - Principali dati morfometrici ed idrografici del bacino indagato (i dati sono riferiti al bacino chiuso all'apice del conoide).

Secondo l'analisi morfometrica eseguita osservando la curva ipsometrica adimensionale di seguito riportata ritiene che il bacino si trovi potenzialmente ancora in uno stadio piuttosto giovanile, almeno apparente, in quanto le curve ipsometriche con valore dell'integrale >0.6 (convesse) rappresentano uno stadio di disequilibrio (bacino giovane). Sulla base di tale analisi, quindi, sembrano da attendersi evoluzioni morfologiche potenzialmente anche importanti del bacino a seguito dei processi erosivi e di disaggregazione fisico-meccanica delle rocce.

C'è da dire che tale interpretazione può essere confermata anche dal fatto che ci troviamo in una zona tettonicamente attiva. Secondo *Ohmori* (1993) nelle regioni tettonicamente attive i processi erosivi sono concomitanti a quelli di sollevamento e quindi la dissezione dei paesaggi preesistenti è relativamente indipendente dallo stadio del ciclo geomorfico.

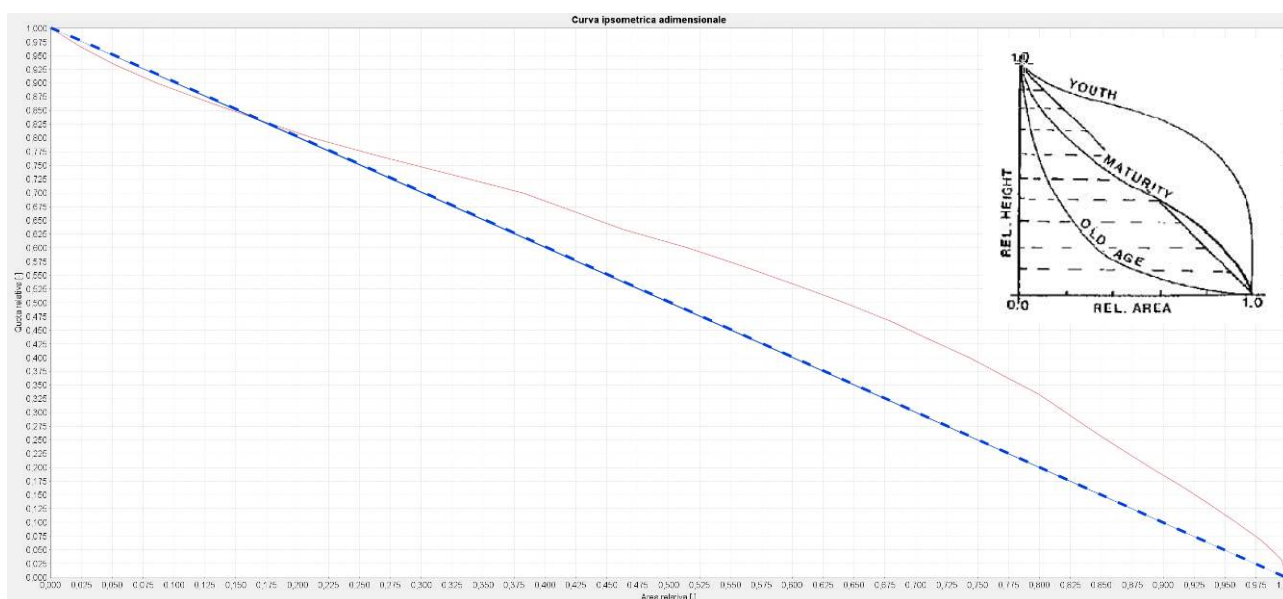


Fig. 2.2 – Curva ipsometrica adimensionale del bacino

Il conoide, di piccole dimensioni, presenta una morfologia ancora abbastanza visibile e parzialmente fuso con quello più grande della vicina Val delle Giere, presenta una pendenza ancora piuttosto sostenuta, vicina ai 17-18° anche se appare molto influenzato dall'attività antropica, soprattutto nella parte medio-bassa ove prevalgono i terrazzamenti (e le bonifiche) a scopo agricolo (vitigni). In questa parte, quindi, non sono evidenti in superficie le classiche morfologie di deposito legate all'attività torrentizia massiva, anche se l'osservazione di alcuni scavi nell'area evidenziano chiaramente quale sia la genesi dei depositi. Molto più

evidenti appaiono invece le forme nella parte apicale, poco o per nulla disturbata dall'azione antropica, ove si rinvencono le classiche morfologie derivanti dalla deposizione di fenomeni di colata detritica più o meno antichi e di diversa magnitudo, con lobi frontali e laterali di deposizione.



Fig. 2.3-2.4- Parte medio-bassa del conoide: l'attività antropica di tipo agricolo ha modificato la morfologia dei terreni con gradi opere di bonifica e livellamento; sono ancora ben visibili, comunque, i materiali che compongono anche questa parte del conoide stesso.



Fig. 2.5-2.7- Parte alta del conoide: l'attività antropica di tipo agricolo viene a sparire e risultano evidenti i testimoni muti dell'antica e più recente attività torrentizia di tipo prevalentemente massivo

La pendenza media del conoide generato dal corso d'acqua si presenta piuttosto elevata e vicina ai 17° (30.9). Incrociando tale valore con quello del numero di Melton ($Me = \text{Dislivello bacino} / \text{Area bacino}^{0.5}$) del bacino (vedi Tab. 01), si può prevedere in via preliminare quale sia la forma di trasporto più probabile che ha generato il conoide stesso.

Nel caso in esame (fig. 2.8) il bacino presenta una pendenza media del conoide tipica dei conoidi generati certamente da debris flow, anche se una tale pendenza soprattutto nella parte alta evidenzia un'origine mista tra fenomeni torrentizi e crolli dalle pareti rocciose. Da questo un'ulteriore conferma oggettiva della sua genesi.

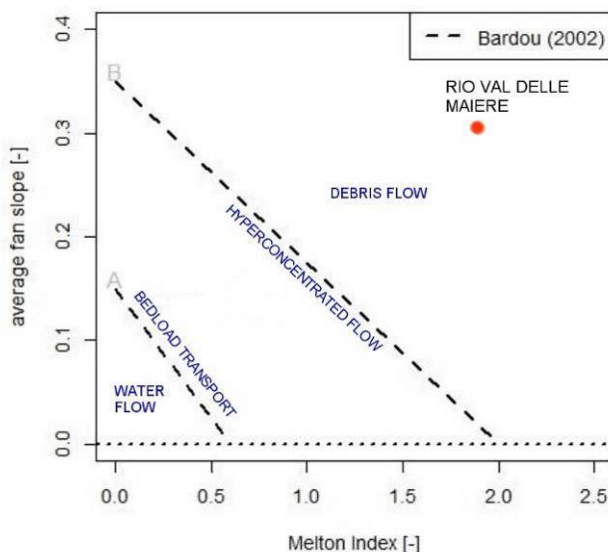


Fig. 2.8 – Previsione della forma di trasporto sulla base della pendenza (S) del conoide e del numero di Melton del bacino (Me).

Dal punto di vista **geolitologico, geomorfologico e strutturale**, l'area è caratterizzata principalmente dalla presenza di affioramenti rocciosi ascrivibili alla successione triassico-giurassica (Dolomia Principale, Calcarei Grigi, Calcarei Oolitici, Rosso Ammonitico) del Trentino Meridionale, che costituiscono imponenti pareti sub-verticali visibili dal fondovalle. Molto estesi, in particolare nella parte medio-bassa del versante, ove le pendenze ne consentono l'accumulo, sono anche i depositi quaternari rappresentati fondamentalmente da detrito di versante principalmente calcareo-dolomitico dalla granulometria piuttosto grossolana e dalla bassa presenza di matrice fine sabbioso-limosa (lavorabilità del materiale fine umido molto bassa). Non sono presenti depositi morenici grossolani relitti dell'attività glaciale.

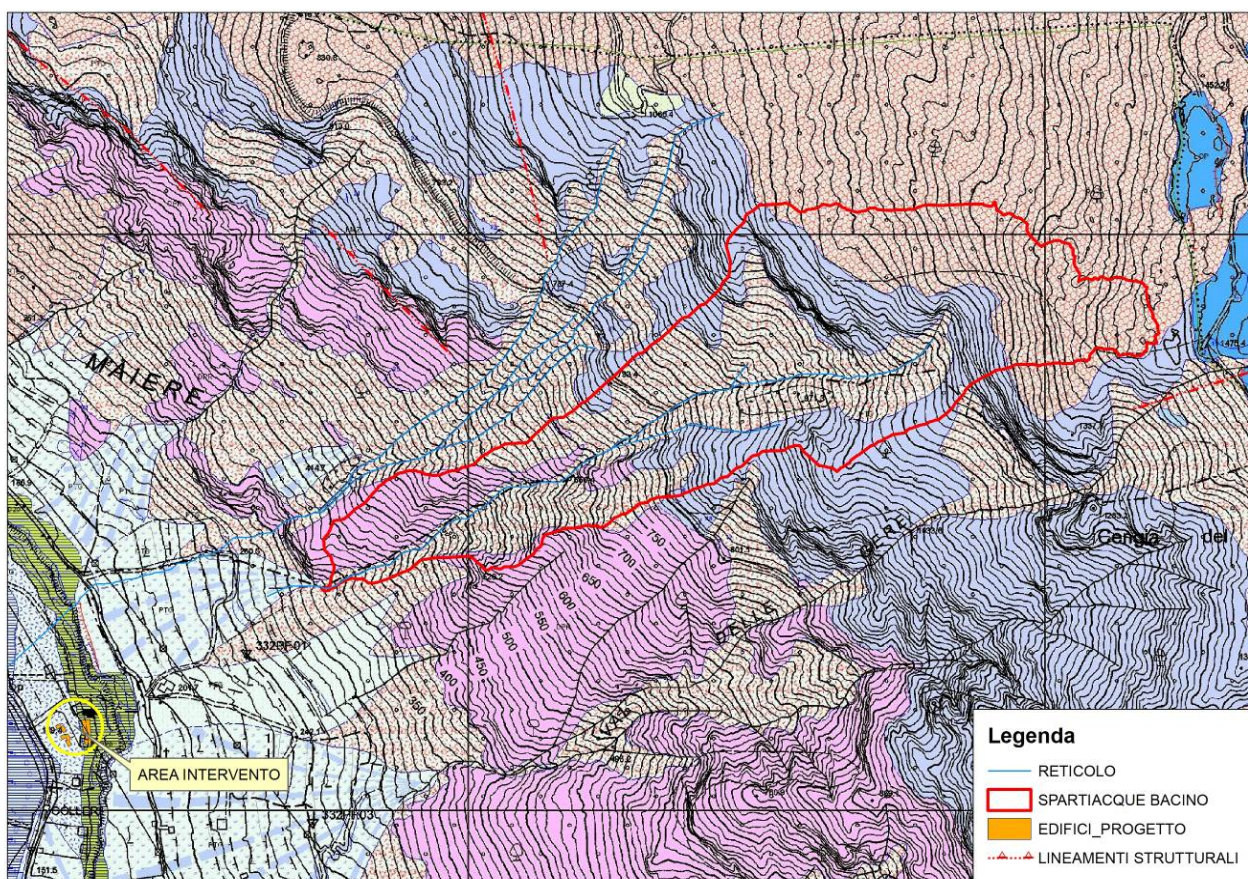


Fig. 2.9 – Carta geolitologica provinciale (progetto CARG)

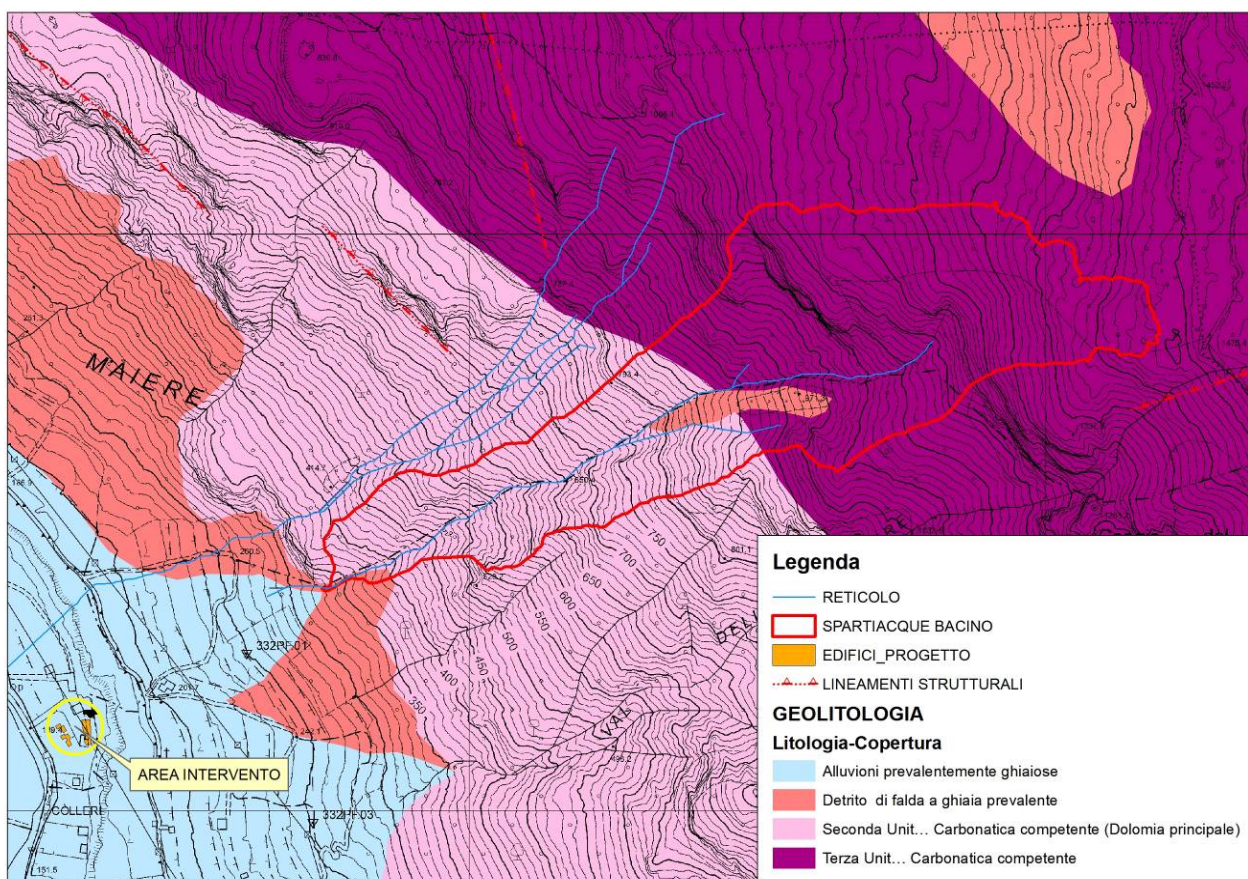


Fig. 2.10 – Carta geolitologica e dei lineamenti strutturali (Fonte Servizio Bacini montani)

Dal punto di vista idrologico e sedimentologico si tratta di formazioni e coperture caratterizzate nel complesso da una permeabilità che va da valori molto elevati ove prevalgono le coperture detritiche di versante fino a valori medio-bassi ove prevale invece la roccia affiorante calcareo-dolomitica. L'erosibilità dei substrati si presenta invece elevatissima per le coperture detritiche e bassissima per gli affioramenti.

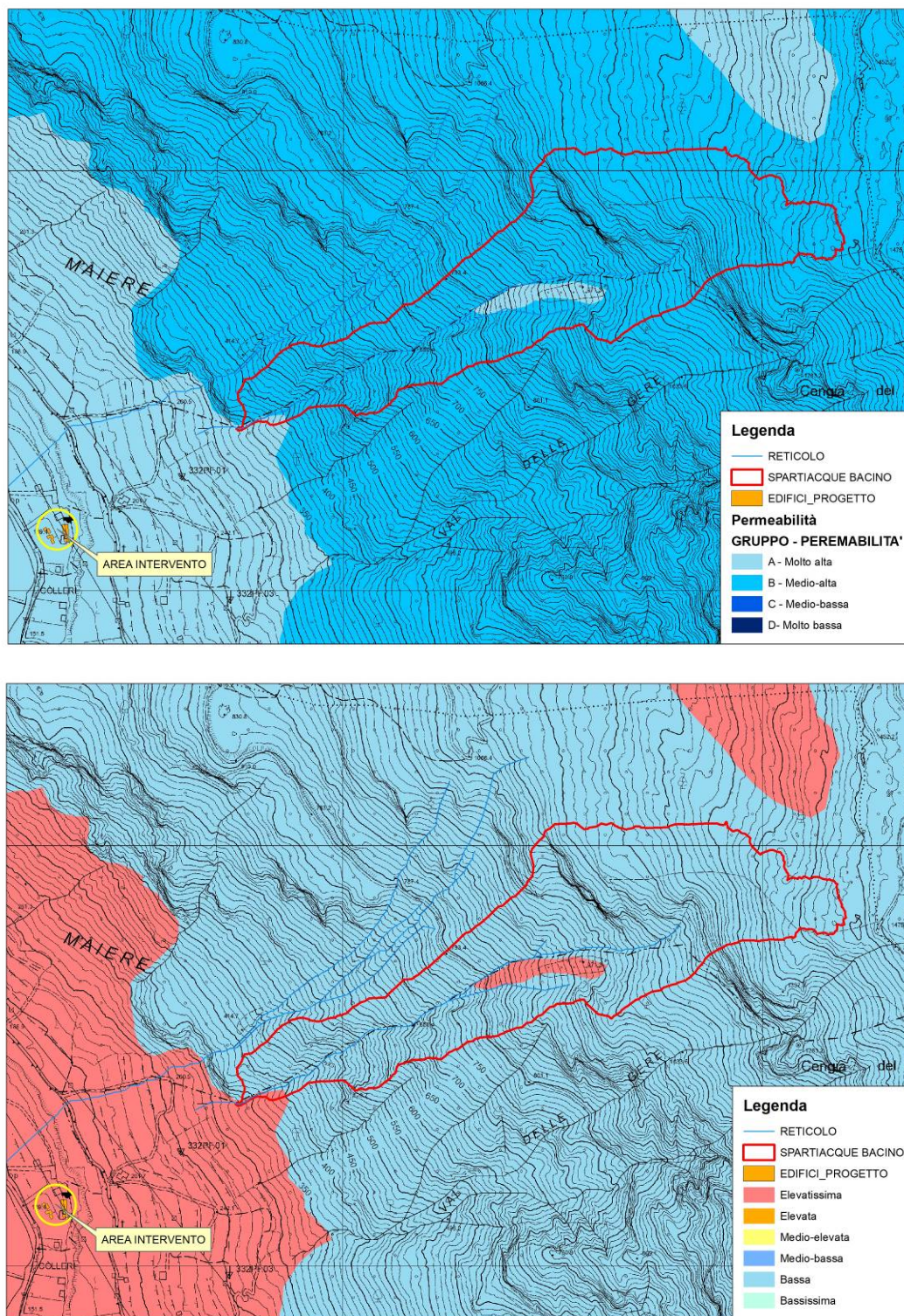


Fig. 2.11-2.12- Carta dei gruppi idrologici (permeabilità) e dell'erosibilità dei substrati (Fonte Servizio Bacini montani)

Si tratta, nel complesso, di un bacino dalle caratteristiche idrogeologiche che favoriscono l'infiltrazione e l'immagazzinamento di buone quantità di acqua grazie alle strutture carsiche piuttosto sviluppate (condotti, grotte, inghiottitoi, doline, ecc.). Tale comportamento, però può rappresentare anche un fattore di amplificazione della risposta idrologica in occasione di eventi pluviometrici che attivino lo scarico di tali serbatoi, con meccanismi di tipo "troppo pieno". Anche l'assetto tettonico dell'area influenza fortemente sia il comportamento idrologico del bacino (circolazione per fessurazione) quanto quello sedimentologico (crolli di roccia, disaggregazione meccanica degli ammassi, ecc.).

Un'interessante indicazione sui possibili fenomeni da attendersi nel bacino in studio ci viene fornita dall'analisi della distribuzione delle pendenze $> 45^\circ$ all'interno del bacino: come si può osservare dalla fig. 2.5, diverse fasce del bacino presentano pendenze oltre i 45° e quindi, ragionevolmente caratterizzate da roccia affiorante o sub-affiorante e nelle quali non vi è possibilità di accumulo importante di materiale sciolto mobilizzabile visto l'angolo d'attrito medio che caratterizza i detriti sciolti presenti nel bacino valutabile nell'ordine dei $37-38^\circ$. E' evidente un andamento del versante a balze, con zone quasi verticali intervallate da zone a pendenza più ridotta (seppur sempre piuttosto elevata) ove si concentra la presenza delle falde detritiche ad elevata erodibilità.

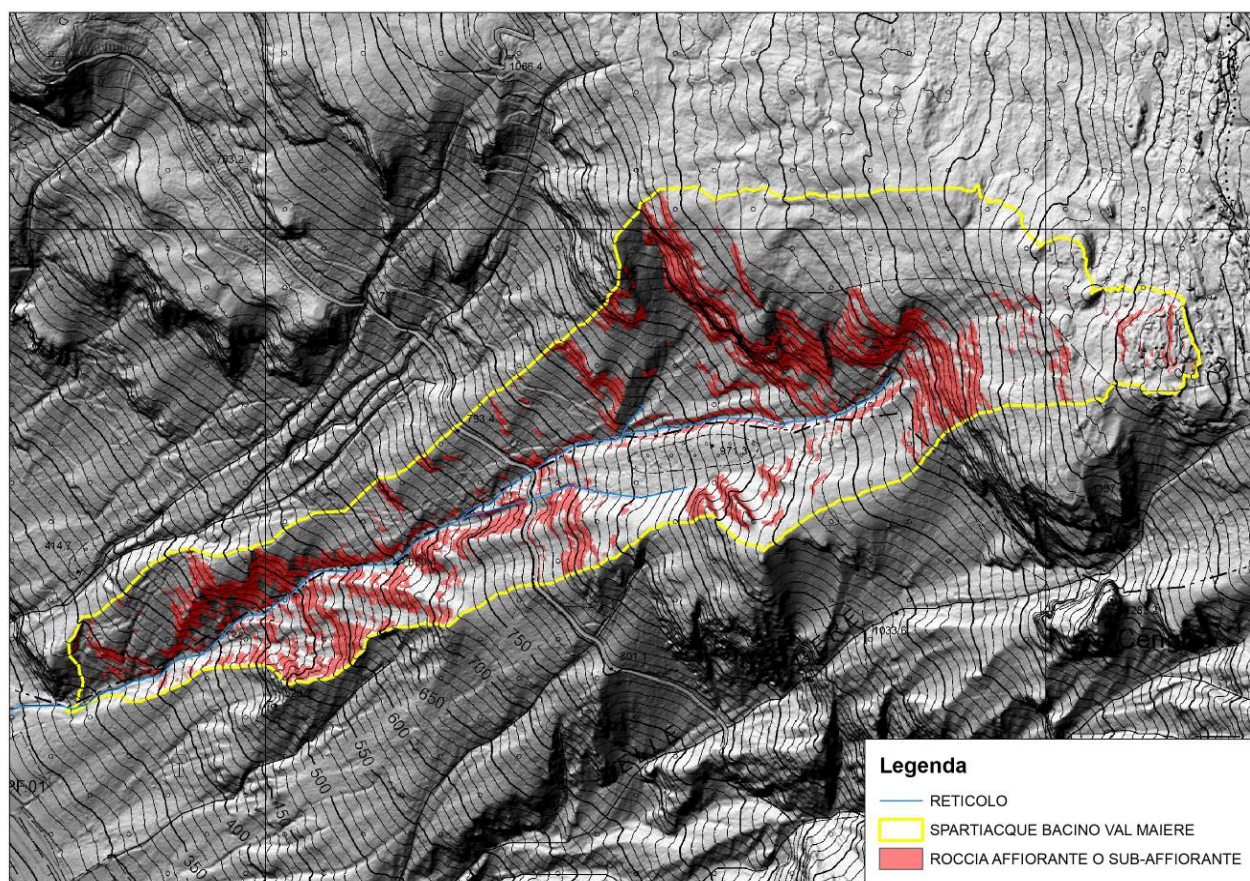


Fig. 2.13 – Roccia affiorante o sub-affiorante nel bacino in studio

L'uso del suolo del bacino (fig. 2.14) si presenta abbastanza semplice in quanto l'intera fascia rocciosa verticale e subverticale di testata si presenta coperta in maniera piuttosto rada da vegetazione prevalentemente arbustiva e, solo localmente, arborea. Solo nella parte medio-bassa del versante, la

copertura forestale è presente in maniera più sostenuta e con indice di copertura più elevato. Si tratta in particolare di bosco di latifoglie, prevalentemente a ceduo e solo in parte a fustaia, costituito prevalentemente orno-ostrieti primitivo nella parte più alta e pendente, ostrio-querceti nella parte mediana e pinete di pino nero e pino silvestre nella parte bassa e all'apice del conoide.

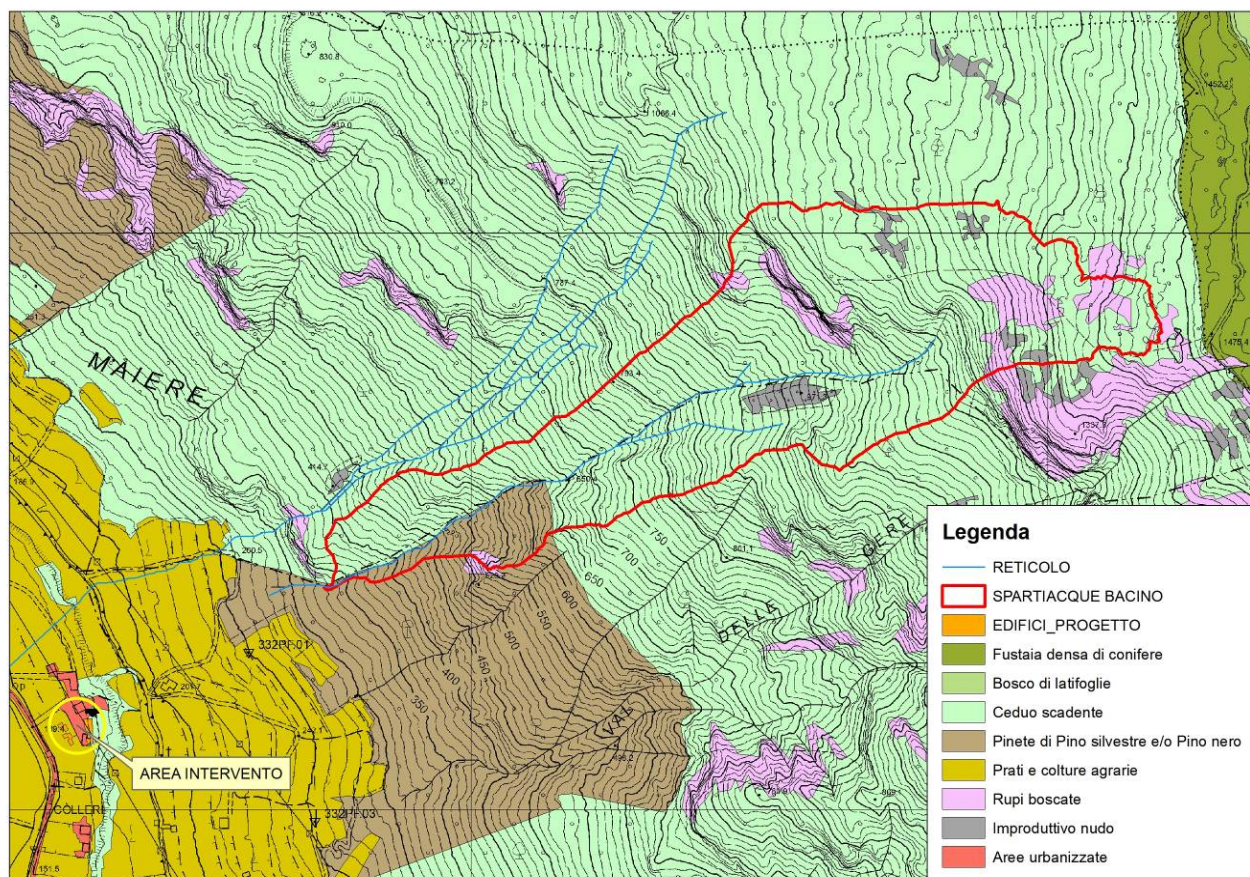


Fig. 2.14 – Uso del suolo nel bacino in studio (fonte Servizio Bacini montani, modificato)

Nella fascia boscata i terreni, tipicamente suoli bruni calcarei (rendzina) presentano uno sviluppo ovviamente maggiore rispetto alla zona di testata anche se rimangono sempre piuttosto semplificati, con un orizzonte A molto sviluppato (50-60 cm) e con incorporazione della sostanza organica in profondità (che dà un colore scuro), denominati Suoli umocalcarei (a profilo A-AC-C) con abbondante presenza di scheletro derivante direttamente dall'alterazione della roccia madre, molto drenante (elevata porosità), ed occupato nello strato superficiale dagli apparati radicali. L'orizzonte C, si presenta sempre piuttosto fratturato superficialmente e piuttosto drenante.



Fig. 2.15-2.16- -Tipico suolo all'interno del bacino ed all'apice del conoide.

Dal punto di vista idrologico si tratta di formazioni forestali non particolarmente efficienti, non in grado di ridurre sensibilmente la formazione di deflussi superficiali anche abbondanti, soprattutto nelle parti del versante ove prevale la componente rocciosa affiorante. I suol, ove più sviluppati, presentano invece una buona capacità drenante.

Dal punto di vista **idrografico**, l'area risulta solcata sostanzialmente da un unico canale principale, cui si immettono alcuni piccoli canali effimeri, che prendono origine dalle principali fessure delle pareti rocciose e nei principali impluvi della zona di testata e si sviluppano quindi parte lungo il versante detritico e parte su roccia per giungere sino all'asta principale. Si tratta comunque di canali prevalentemente del I° ordine, che indicano uno scarso sviluppo della rete idrografica. Ciò fornisce già indicazioni sulla buona permeabilità dei substrati presenti. Lo sviluppo del reticolo risulta inoltre influenzato dal disturbo tettonico dell'area. Alcuni impluvi, infatti, sono impostati direttamente su faglie.

Ciascun canale è dotato di un'area drenata a monte estremamente ridotta ma in grado comunque di convogliare verso valle in caso di evento piovoso intenso, sufficienti quantità di deflusso superficiale capaci di destabilizzare il detrito sciolto con fenomeni di erosione progressiva. Appare questo infatti il meccanismo d'innescio più probabile dei fenomeni di trasporto. Sono comunque rilevabili da un'analisi su ortofoto e LIDAR, nella parte del bacino meno accessibile, alcuni fenomeni franosi superficiali di versante che riforniscono di materiale più o meno grossolano e spigoloso l'impluvio principale e che contribuiscono alla ricarica di sedimenti tra un evento di trasporto ed il successivo. Si ricorda che sulle pendenze che

caratterizzano la coltre detritica ai piedi delle pareti e dentro il collettore principale la completa saturazione del materiale non risulta condizione necessaria per la sua destabilizzazione.

La densità di drenaggio complessiva dell'area assume un valore pari a 4.34 km/km^2 e quindi mediamente elevata per un'area dalle caratteristiche di permeabilità come quella in esame.

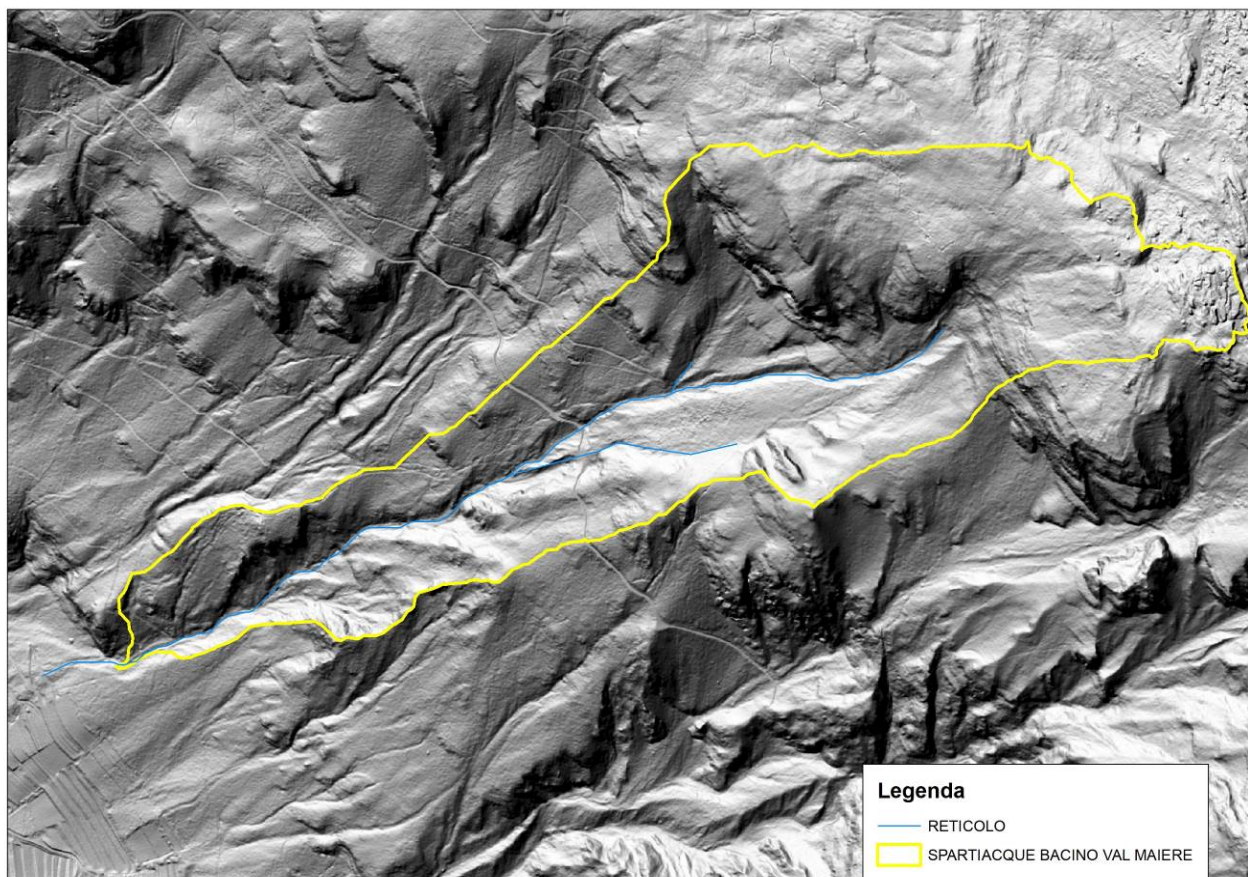


Fig. 2.17 – Reticolo naturale di drenaggio nell'area in studio.

La rete idrografica risulta inoltre influenzata dalle spiccate caratteristiche carsiche dell'area. Al reticolo superficiale, infatti, si unisce una circolazione idrica sottosuperficiale e profonda di natura carsica, fatta di canali e serbatoi sotterranei che si attivano in concomitanza a lunghi periodi piovosi o forti precipitazioni, uscendo spesso dalle pareti rocciose su diversi livelli. Non è possibile sapere quale sia il reale spartiacque idrologico afferente a tali canali in quanto mancano informazioni dettagliate sull'idrogeologia della zona (prove con traccianti, ecc.). Per l'analisi idrologica ci si limiterà a considerare, quindi, il solo spartiacque "morfologico".

3 – CARATTERISTICHE GRANULOMETRICHE E GEOTECNICHE DEI MATERIALI E LORO POSSIBILE INFLUENZA SULLA REOLOGIA DEI FENOMENI.

Il materiale costituente i depositi sciolti presenti sul versante e all'interno degli impluvi, nonché sul conoide, è rappresentato principalmente da detrito ghiaioso scarsamente assortito, massi fino al metro di diametro e una certa (ridotta) percentuale di matrice sabbiosa (< 20-25%) e limosa (< 10%).

La frazione più fine presente (circa 10% in un campione e trascurabile nell'altro) non sembra in grado di fornire al miscuglio alcuna plasticità ed il tutto si presenta non coesivo in condizioni di saturazione.

Tali caratteristiche del materiale, in particolare la quasi totale assenza di matrice fine dotata di coesione (argilla e limo) ha certamente una grande influenza sul comportamento meccanico delle colate. Un materiale di questo tipo, infatti, presentando una porosità elevata (0.3-0.4) tende a drenare molto velocemente, a depositare su pendenza già di 16-18° e ad arrestarsi su pendenze vicine ai 10-12°.

Anche la forma dei depositi di passati fenomeni di colata già avvenuti fornisce utili indicazioni sulla tipologia di fenomeno da attendersi. Nel caso in esame i depositi presentano un'evidente forma triangolare evidenziando quindi una reologia tipo "Coulomb", con pendenze d'arresto anche > 10°.

Si tratta quindi fenomeni classificabili secondo *Ancey* (1999) come granulo-inerziali (*collisional-frictional*), ossia fenomeni in cui prevalgono gli urti tra le particelle ed il sedimento è distribuito in modo abbastanza uniforme sull'intera profondità della corrente. Questo tipo di flusso, a causa dell'elevata concentrazione volumetrica di sedimento (> 20-25%), è caratterizzato da frequenti e continui contatti fra le particelle solide, tanto che gli sforzi interni alla corrente, originati dagli urti e dagli sfregamenti tra le particelle, sono capaci di mantenere sospesi i granuli solidi fino alla superficie libera. La turbolenza della miscela solido-liquida è modesta e nel suo complesso il moto della corrente si può ancora considerare di tipo laminare. In queste condizioni nello spazio disponibile fra i granuli s'instaura un regime turbolento sufficiente a mantenere in sospensione le particelle di granulometria più fine, che tendono a seguire il medesimo movimento dell'acqua contenuta nei pori e con essa costituiscono un fluido interstiziale di densità maggiore a quella dell'acqua (Ghilardi et al., 1999). Le caratteristiche sopra descritte tendono inoltre a contenere le velocità del fenomeno, ma forniscono spessori di deposito più elevati. Tali indicazioni dovranno essere tenute debitamente in conto al momento della scelta dei parametri reologici per l'applicazione dei modelli di propagazione.



Fig. 3.1-3.3 – Tipici depositi ghiaiosi presenti lungo il canale (dm: 0.08-0.10 m)

4 - INQUADRAMENTO ED ANALISI GEOMORFOLOGICA DELLE AREE SORGENTI DI SEDIMENTO: STIMA DEI VOLUMI DISPONIBILI

L'osservazione in campo delle reali sorgenti di sedimento presenti nel bacino nonché la loro valutazione quali-quantitativa è di notevole importanza allo scopo di definire, in un dato reale, ragionevole e credibile l'output dei modelli propagatori.

Nel caso in esame, l'elevato grado di inaccessibilità di parte del versante e della rete idrografica dovuto al fatto che questi si sviluppano in aree con roccia affiorante, spesso molto pendente fino a

strapiombante, ha consentito solamente l'osservazione di parte delle potenziali aree sorgenti di sedimento realmente presenti, mentre un'altra parte è stata valutata su base ortofoto e LIDAR, per comparazione, ossia ipotizzando che gli stessi fenomeni e sorgenti di sedimento identificate nelle aree più accessibili possano esservi ed avere più o meno le stesse caratteristiche anche nelle parti di versante e reticolo più impervie ed inaccessibili. Capiamo che questa ipotesi, seppur ragionevole e assai probabile, può portare anche ad una sovrastima delle aree instabili e dei volumi potenzialmente disponibili.

Le principali tipologie di sorgenti di sedimento identificate nell'area oggetto di studio sono classificabili in 3 categorie principali:

- 1 – Depositi sciolti di versante
- 2 – Depositi sciolti in alveo o negli impluvi principali
- 3 – Depositi di crollo dalle pareti rocciose

I **depositi sciolti di versante** rilevati derivano principalmente dalla disgregazione fisico-meccanica della roccia calcarea in sito, e presenta caratteristiche di granulometria, spigolosità, presenza di matrice, ecc. che dipendono dal tipo di roccia da cui derivano.

La maggior parte dei depositi sciolti di tale tipologia sono stati rilevati in corrispondenza della zona di testata dell'area e dei terrazzi, più o meno ampi, sviluppati tra le varie balze rocciose subverticali presenti sul versante, che favoriscono il deposito di detrito.

In corrispondenza delle cenge meno esposte e più facilmente percorribili sono stati rilevati depositi sciolti con spessore piuttosto ridotto (la roccia è sempre affiorante o subaffiorante), variabile tra pochi cm fino a 1-1.5 m. Questi depositi risultano in parte denudati ma più spesso ricoperti da vegetazione arbustiva ed arborea, mai eccessivamente densa, costituita in particolare orniello e carpino (Orno ostrieto primitivo e tipico) lungo le pareti rocciose a maggior pendenza e alla base del versante.



Fig. 4.1-4.2- Depositi detritici sciolti presenti su fasce più o meno orizzontali lungo il versante, parzialmente ricoperti da vegetazione erbacea, arbustiva ed arborea.

Tali depositi si collocano su pendenze già molto elevate e vicine all'angolo di natural declivio del materiale, che si presenta quindi in una condizione di stabilità quasi limite. Capiamo perciò che anche piccole sollecitazioni dovute a potenziali deflussi superficiali possono portare alla loro destabilizzazione parziale o totale. C'è da dire, però, come l'elevata permeabilità di questi e, spesso, le piccole aree contribuenti presenti a monte, rendano tale eventualità poco probabile o comunque possibile solo in concomitanza di eventi meteorici molto intensi. Tale possibilità è confermata dalla presenza di alcuni impluvi effimeri caratterizzati da sicura convergenza dei deflussi, in cui sono presenti accumuli di detrito sciolto, con spessori decimetrici, suscettibili a movimentazione per erosione progressiva dell'ammasso saturo o parzialmente saturo dovuta a deflusso ad alta velocità proveniente da monte (spesso da zone rocciose). Tale meccanismo di innesco tipo *Takahashi* (1991) o *Tognacca et al.* (1999) è certamente plausibile sia per il ridotto spessore del detrito, che nonostante la sua elevata permeabilità, può arrivare a saturarsi almeno parzialmente, che per la presenza di catini rocciosi a monte in grado di generare quantità di deflusso sufficienti allo scopo.

Si ricorda, inoltre, che su queste pendenze la totale saturazione dell'ammasso non è condizione necessaria per l'innesco di fenomeni di colata per destabilizzazione dell'ammasso.

I fenomeni di destabilizzazione da attendersi risultano comunque a sviluppo prevalentemente lineare, con larghezze della sezione in erosione di 2-3 m e profondità massime di scavo di 0.8-1 m, con prelievo potenziale di 2-4 m³/m. Non sembra ci possano essere contributi importanti di vegetazione ai fenomeni in quanto quella presente si posiziona ben ai lati dei canali e sembra piuttosto stabile.

I **depositi sciolti nel canale principale** o negli impluvi principali sono rappresentati da detrito con le stesse caratteristiche e derivazione di quello di versante e sono rappresentati da accumuli più o meno spessi (2-3 m) di ghiaia all'interno dell'asta principale, talvolta con sponde e fondo completamente in roccia. L'impluvio principale ha la tendenza, con il passare del tempo, a caricarsi di sedimento sciolto facilmente mobilizzabile e a svuotarsi periodicamente per fenomeni di ripulitura dovuti alla concentrazione dei deflussi, dando origine a colate di detrito canalizzate a magnitudo più o meno elevata a seconda della quantità sia di acqua che di materiale mobilizzato. Il TR di tali fenomeni risulta condizionato sia dal tempo di ricarica di sedimenti all'interno degli impluvi sia del verificarsi dell'impulso meteorico sufficientemente intenso a generare un deflusso sufficiente alla mobilizzazione. Allo stato attuale la ricarica del canale principale appare piuttosto elevata anche se, in alcuni tratti si rilevano segni di depositi chiaramente di attività torrentizia massiva più alti sul versante di almeno un paio di metri rispetto all'attuale, lasciando supporre che in passato lo stato di ricarica del canale abbia raggiunto livelli anche maggiori. Già con l'attuale livello di ricarica, comune, sembrano da attendersi potenziali fenomeni di magnitudo media, nell'ordine delle migliaia di metri cubi. La larghezza del canale principale non supera mai qualche metro (media 4-5 m) e quindi anche il prelievo atteso per metro lineare è valutabile mediamente nell'ordine dei 5-6 m³/m.

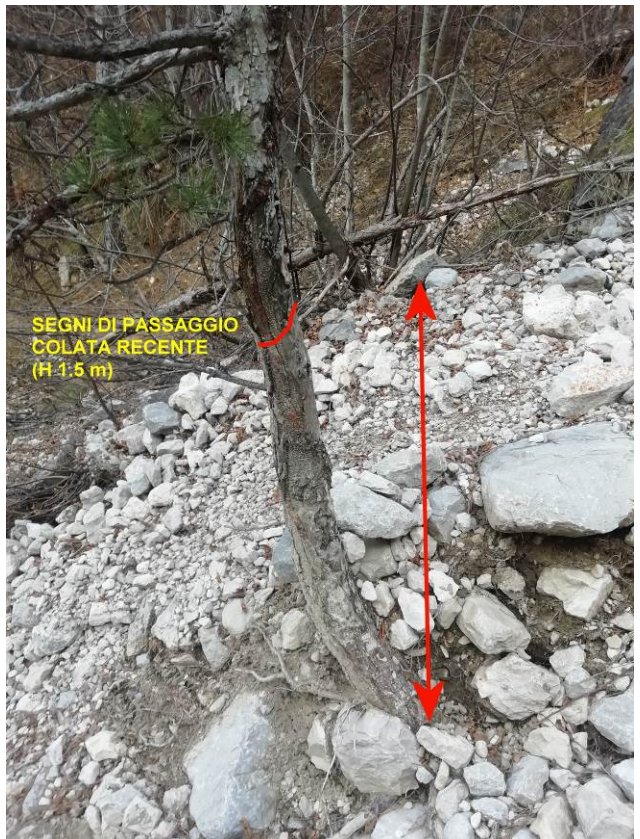


Fig. 4.3-4.8 – Depositi sciolti nell'asta principale. Le pendenze elevate del canale non consentono la formazione di spessori di deposito molto elevati (media 1-1.5 m). In vari tratti affiora la roccia che blocca il profilo (e l'approfondimento) con balze orizzontali molto pendenti

I depositi da crollo dalle pareti rocciose verticali e sub-verticali sono concentrati in particolare alla base di queste anche se localmente possono invadere l'impluvio principale. La granulometria di tali depositi è piuttosto grossolana, con elementi di dimensione media pari a qualche decimetro fino a 1-1.5 m (almeno quelli osservabili). Tali depositi di origine gravitativa non sembrano essere direttamente collegati all'attività torrentizia in quanto la dimensione degli elementi maggiori risulta di molte volte maggiore rispetto ai potenziali tiranti in arrivo a monte. La loro mobilitazione in caso di evento torrentizio sembra possibile solamente in caso di destabilizzazione dovuta ad erosione al piede da parte della corrente detritica, con eliminazione dei materiali di minor dimensione che li sostengono. Per tutti questi motivi si ritiene che il loro contributo al trasporto solido in caso di evento torrentizio non possa risultare importante. Non risulta però agevole dare un valore medio di potenziale prelievo per metro lineare.



Fig. 4.9-4.12: Depositi di crollo dalle pareti rocciose. Si notino le dimensioni, anche superiori al metro, degli elementi lapidei costituenti il detrito. E' possibile il loro trasporto a valle in caso di eventi a magnitudo elevata.

Dopo la descrizione delle tipologie di sorgenti di sedimento presenti nel bacino in esame, si passa quindi ad una loro valutazione quantitativa allo scopo di stimare, con un sufficiente grado di accuratezza, i volumi potenzialmente disponibili. Ciò può essere fatto attraverso l'applicazione di alcuni classici metodi geomorfologici, che consentono di valutare i potenziali apporti di detrito lungo gli alvei torrentizi, le sponde instabili e le frane connesse alla rete idrografica. Fra questi metodi, uno dei più utilizzati è quello proposto di *Hungr et al.* (1984), nel quale la rete idrografica viene suddivisa in tratti omogenei per ciò che riguarda le caratteristiche di erodibilità, ai quali vengono attribuiti dei valori del tasso unitario di erosione (*channel debris yield rate*), ossia il volume erodibile per unità di lunghezza. Gli autori indicano che tale procedura è applicabile in bacini di superficie inferiore a 3 km².

Anche *Spreafico et al.* (1999), propongono un metodo basato sulla quantificazione del volume solido unitario mobilizzabile nei diversi tratti, però, a differenza del metodo di Hungr che indica valori degli apporti detritici comprensivi del contributo di alveo e sponde, tale procedura prevede una quantificazione separata tra alveo e sponde. Sorgenti di sedimento localizzate di particolare rilevanza, quali frane che interessano le sponde, devono essere oggetto di valutazioni di dettaglio. Nel caso in esame, la condizione geomorfologica del bacino fa sì che le sponde si trovino in una condizione di generale stabilità, se non in alcuni punti localizzati che presentano fenomeni di stabilità superficiale evidente. Anche il fondo dei canali principali ed effimeri presenti si presenta prevalentemente in roccia e quindi il grado di approfondimento è legato solamente allo spessore del detrito sciolto in essi depositato, che rappresenta quindi un limite massimo di erosione. Sulla base di tali osservazioni e della descrizione delle zone sorgenti che è stato possibile raggiungere in campo, si applicano le due procedure basandosi sui valori unitari riportati nelle figure che seguono:

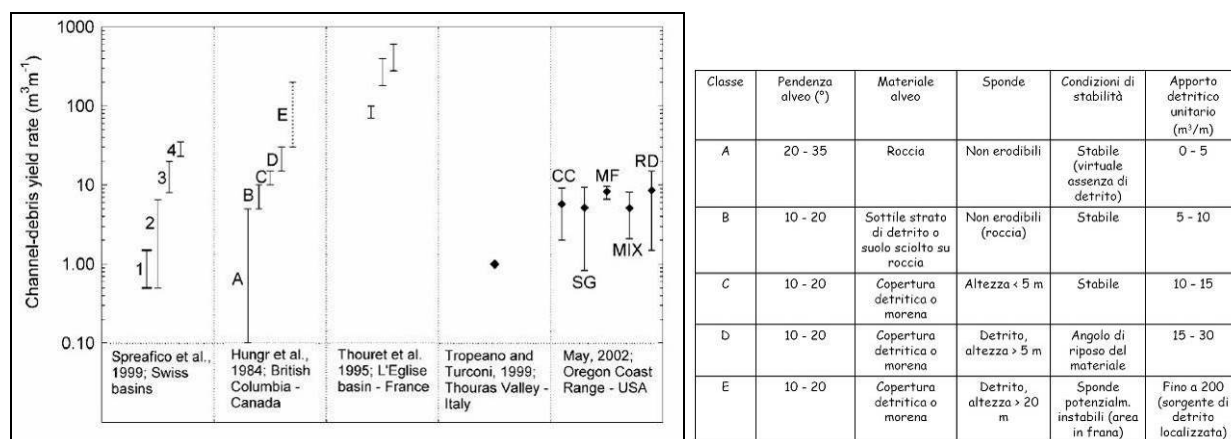


Fig. 4.13-4.14 – Valori indicativi degli apporti detritici per unità di lunghezza del canale secondo vari autori (fig. sx) e secondo Hungr et al. (1984)



Fig. 4.15 – Classificazione dei canali detritici attivi secondo i criteri di Hungr (1984) e Spreafico (1999)

Come si nota dalla figura sopra riportata (Fig. 4.15) l'asta principale, viene classificata prevalentemente categoria 2 secondo Spreafico e B secondo Hungr, ossia capaci di contributi unitari compresi rispettivamente tra $0.5-6 \text{ m}^3/\text{m}$ e $5-10 \text{ m}^3/\text{m}$.

I tratti di canale con elevata presenza di roccia affiorante dove i fenomeni attesi sono prevalentemente di ripulitura la classificazione utilizzata è la categoria 1 secondo Spreafico e A secondo Hungr, ossia capaci di contributi unitari compresi rispettivamente tra $0.5-1.5 \text{ m}^3/\text{m}$ e $0.1-5 \text{ m}^3/\text{m}$.

Sulla base di quanto sopra riportato, valutata la lunghezza dei singoli tratti si sono stimati dei valori medi di potenziale disponibilità lungo l'intera asta principale valutabili complessivamente in 7500-8000 mc. A questi si debbono aggiungere circa 1500 mc stimati per l'area franosa attiva in destra idrografica dell'asta principale. Si giunge cos' ad un volume complessivo tra 9000-9500 mc.

Tale volumetria, ovviamente, la disponibilità complessiva al trasporto ma non è detto possa essere movimentata complessivamente ed in un solo evento: ciò può avvenire solo se vi sia la disponibilità di motore idrologico sufficiente a veicolarla verso valle; tale ipotesi andrà verificata a seguito della stima delle portate liquide attese.

La configurazione idrogeomorfologica sopra descritta influenza fortemente anche la cosiddetta *Sediment Connectivity* all'interno del bacino (Fig. 4.16), ossia il grado di collegamento che controlla il flusso dei sedimenti tra le diverse aree sorgenti e la sezione di chiusura. Applicando al bacino un recente approccio proposto da *Cavalli et al.* (2013) per il calcolo dell'indice di connettività tra i versanti e la sezione di chiusura del bacino, si nota in maniera piuttosto evidente come l'area corrispondente alla parte medio-alta del versante presenti mediamente valori molto bassi di tale indice, evidenziando perciò una bassissima connessione con il resto del reticolo e con la sezione di chiusura, mentre la parte medio bassa e tutta l'asta

principale presentino valori di connettività sopra la media, evidenziando come eventuali fenomeni di trasporto solido massivo originati in questa zona possano più facilmente raggiungere la sezione di chiusura.

Ciò ci fornisce già un'utile indicazione su quali possano realmente essere le zone del bacino che contribuiscono prevalentemente alla formazione dei contributi solidi. E' quindi ragionevole attendersi che, in caso di evento, la parte più alta del versante, oltre la fascia rocciosa, non contribuisca in maniera sostanziale al trasporto solido complessivo in arrivo alla sezione di chiusura ma solo alla portata liquida (anche in maniera abbondante), mentre i versanti ed i canali, molto fratturati dall'azione tettonica, molto pendenti, della parte medio-bassa risultino maggiormente contribuenti.

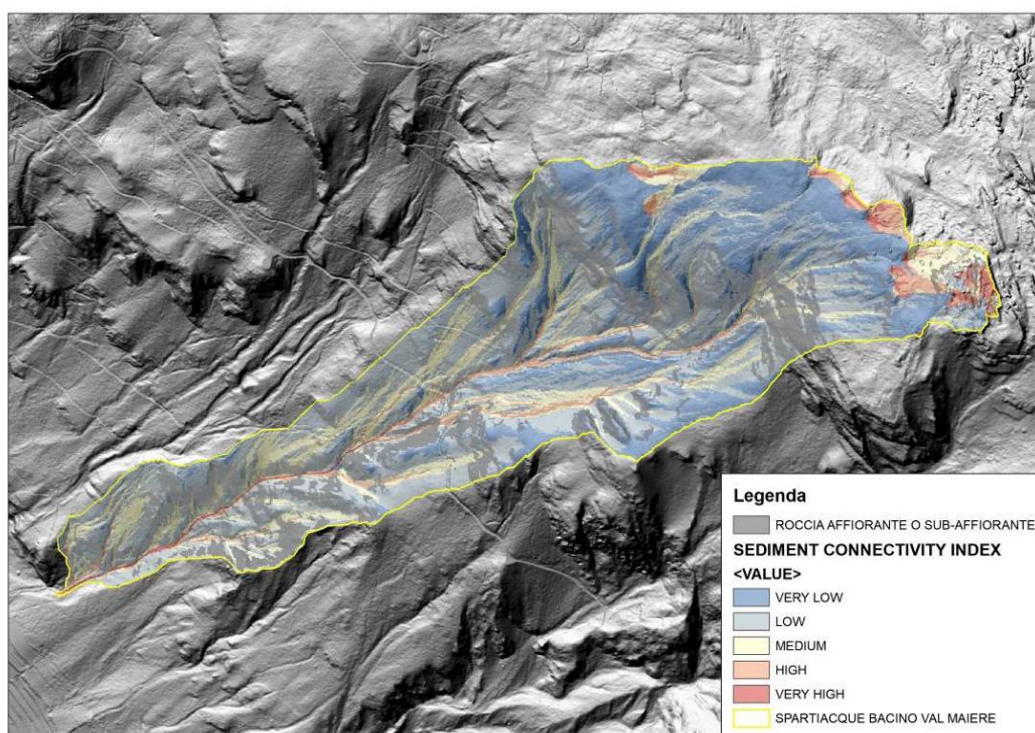


Fig. 4.16 – *Sediment connectivity* del bacino in studio

Una conferma oggettiva, seppur qualitativa, di quanto sopra riportato ci viene fornita anche dall'applicazione della metodologia per l'identificazione preliminare dei tratti d'alveo potenzialmente soggetti a colata detritica sviluppata per il Servizio Bacini montani dal CNR-IRPI di Padova (2006).

La metodologia consente di estrarre, dalla rete idrografica sintetica (estrazione con superficie di soglia pari a 2 ha) i possibili punti di innesco di colate detritiche, sulla base di una relazione tra pendenza locale e area drenata derivata empiricamente da Zimmermann et al. (1997) a partire da diversi eventi di colata in territorio svizzero (*Wichmann and Becht, 2005*):

$$S = 0.32A^{-0.2}$$

dove S è la pendenza locale (m/m) e A l'area contribuyente a monte (km²).

Questo approccio trova il suo fondamento sul fatto che, ipotizzando non limitante la disponibilità di materiale movimentabile, l'innesco di una colata detritica canalizzata dipende dal superamento di valori critici di portata e pendenza. Per valori di pendenza > 38° si è invece assunto che la quantità di materiale

mobilizzabile sia modesta o trascurabile. Tutti i pixel del reticolo sintetico (Fig. 4.17) che non risultano essere potenziali punti d'innesci sono stati classificati nelle categorie propagazione ($>8^\circ$), rallentamento ($3-8^\circ$) e deposito ($< 3^\circ$) sulla base di semplici valori di soglia della pendenza locale reperiti in letteratura (*Vandre, 1985; Benda, 1985*). Un'ulteriore elaborazione che arricchisce l'informazione puntuale delle celle individuate come possibile innesci di colata può essere fornita da una mappa di densità dei punti d'innesci (fig. 4.18); tale elaborazione permette di individuar quali sono le zone all'interno del bacino in cui maggiore è la densità dei punti d'innesci (*kernel density*).

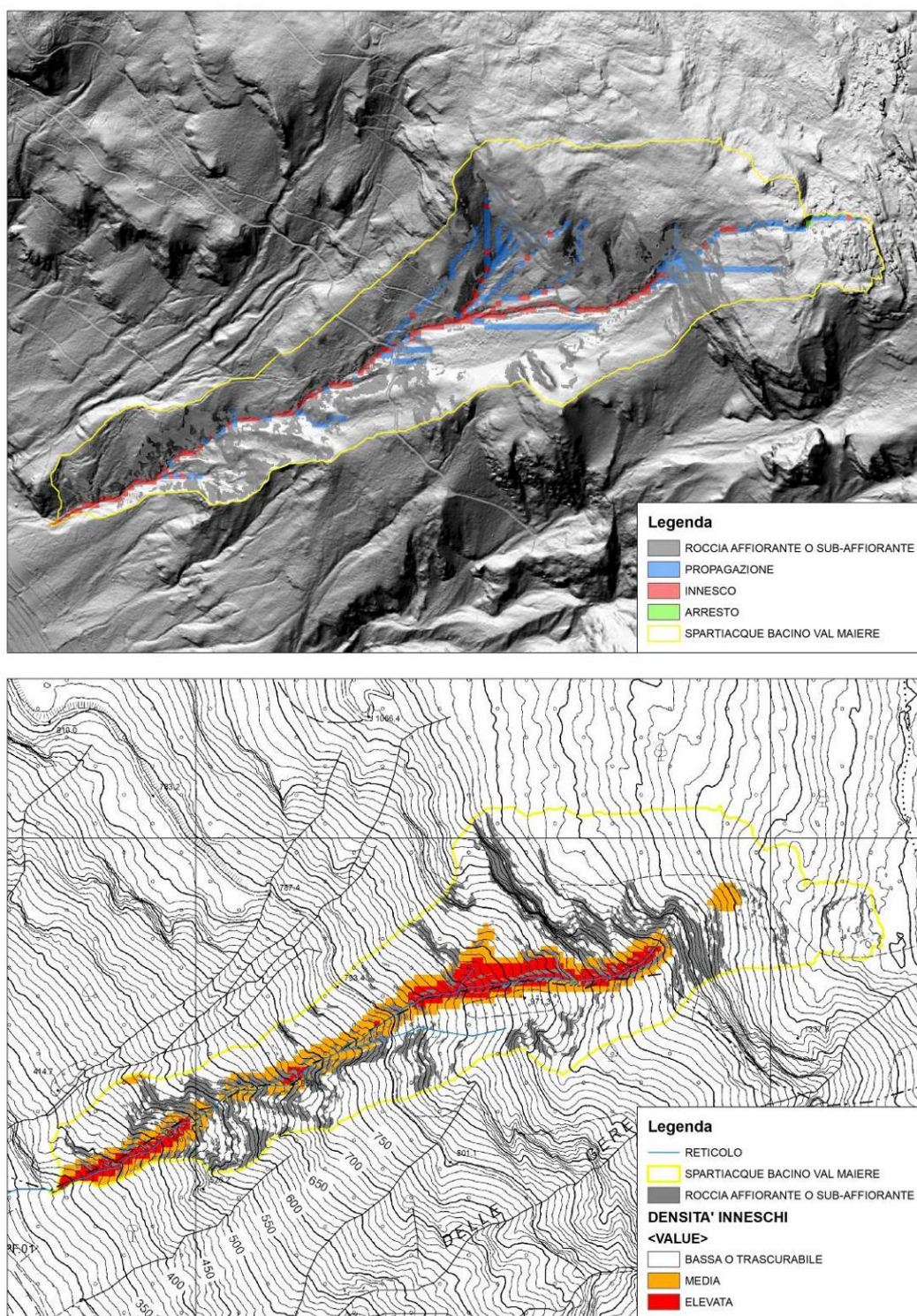


Fig. 4.17 – 4.18 - Fenomeni prevalenti lungo il reticolo idrografico sintetico e densità dei potenziali punti d'innesci di colata detritica

Per avere una rappresentazione più aderente alla realtà le zone sorgenti come sopra identificate possono essere incrociate con la mappa del *Connectivity Index* ed in particolare le zone ad alta e molto alta connettività per disporre di un'indicazione sulla potenziale veicolazione di volumi dalla zona d'innesco fino alla sezione di chiusura. Un' ulteriore affinamento, inoltre, può essere fatto incrociando il risultato con la mappa della densità dei punti d'innesco di colata (Kernel density). Nel caso in esame tale incrocio fornisce una superficie potenzialmente attiva e più facilmente veicolabile a valle di circa 5.000 mq che, ipotizzando uno spessore medio mobilizzabile di 1.5 m fornisce un volume di 7500 m circa, cui si potranno aggiungere eventuali contributi puntuali da franamenti d versante.

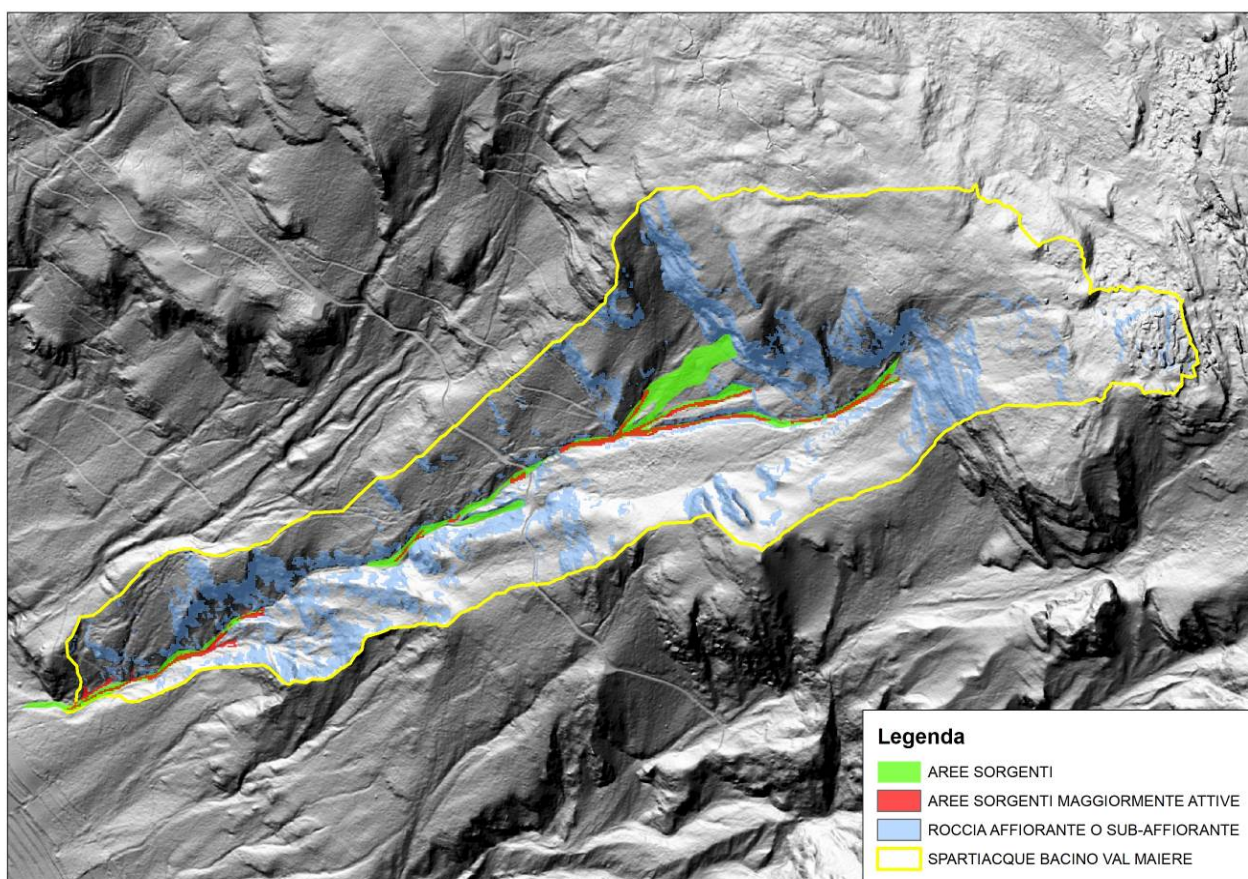


Fig. 4.19 – Principali aree sorgenti e zone maggiormente attive e con sedimento più facilmente veicolabile a valle

Utilizzando un approccio proposto da *Rickenmann & Koschni* (2010), che forniscono una relazione empirica del volume mobilizzabile dall'eventi in base alla pendenza media dell'alveo (nel caso in esame pari a al 66.5%) e al volume idrico in grado di mobilizzare sedimento (nel caso in esame 4500 m³) basata su dati di volume rilevati in campo di diversi eventi, si ottiene un volume complessivo della colata di circa **4.500 m³**. Questo può essere considerato, per il caso in esame, come il limite inferiore sotto il quale appare poco cautelativo spingersi, soprattutto per eventi a bassa e bassissima probabilità di accadimento.

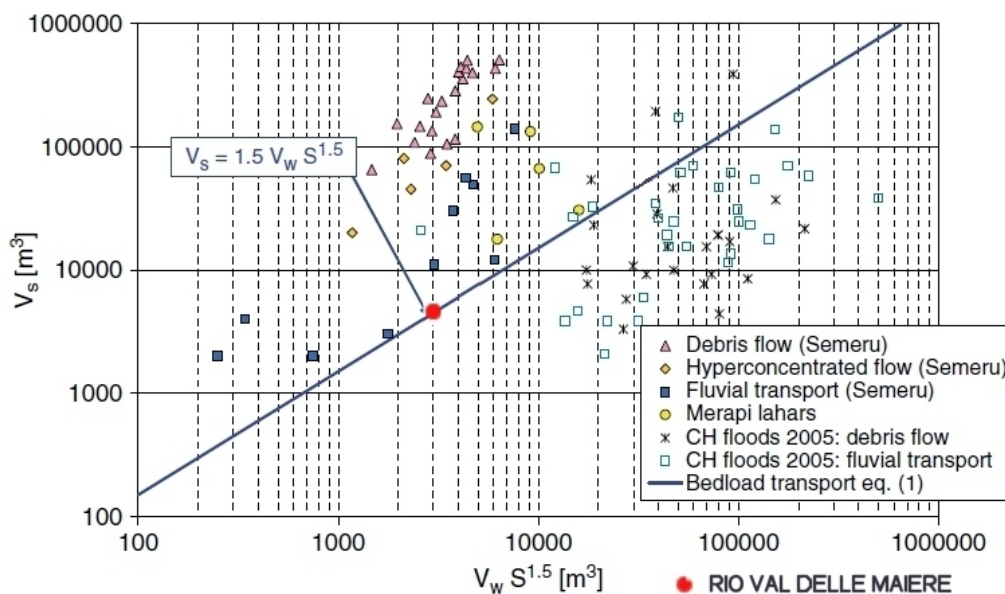


Fig. 4.20 –Volumi stimati sul rio Val delle Maiere con l’approccio proposto da Rickenmann & Koschni, 2010

Come si nota dall’analisi delle figure sopra riportate anche gli indicatori sintetici così come applicati confermano quelle che le prime impressioni avute dal sopralluogo in campo, ossia che le zona a maggior propensione d’innesco DI colate e fenomeni di trasporto solido ad elevata concentrazione siano rappresentate fondamentalmente dall’asta principale e dai canali laterali che solcano i versanti e soprattutto attraversando falde detritiche ad elevata erodibilità, con volumi potenzialmente disponibili al trasporto tra i 5.000 e 10.000 mc.

5 - FENOMENI ATTESI

Dai sopralluoghi eseguiti in campo, dall’analisi geomorfologica in precedenza riportata, e dall’analisi del profilo longitudinale del corso d’acqua, di cui si riporta di seguito il grafico, si giunge alla definizione di quali possano essere i fenomeni torrentizi da attendersi in caso di evento a bassa o bassissima probabilità di accadimento.

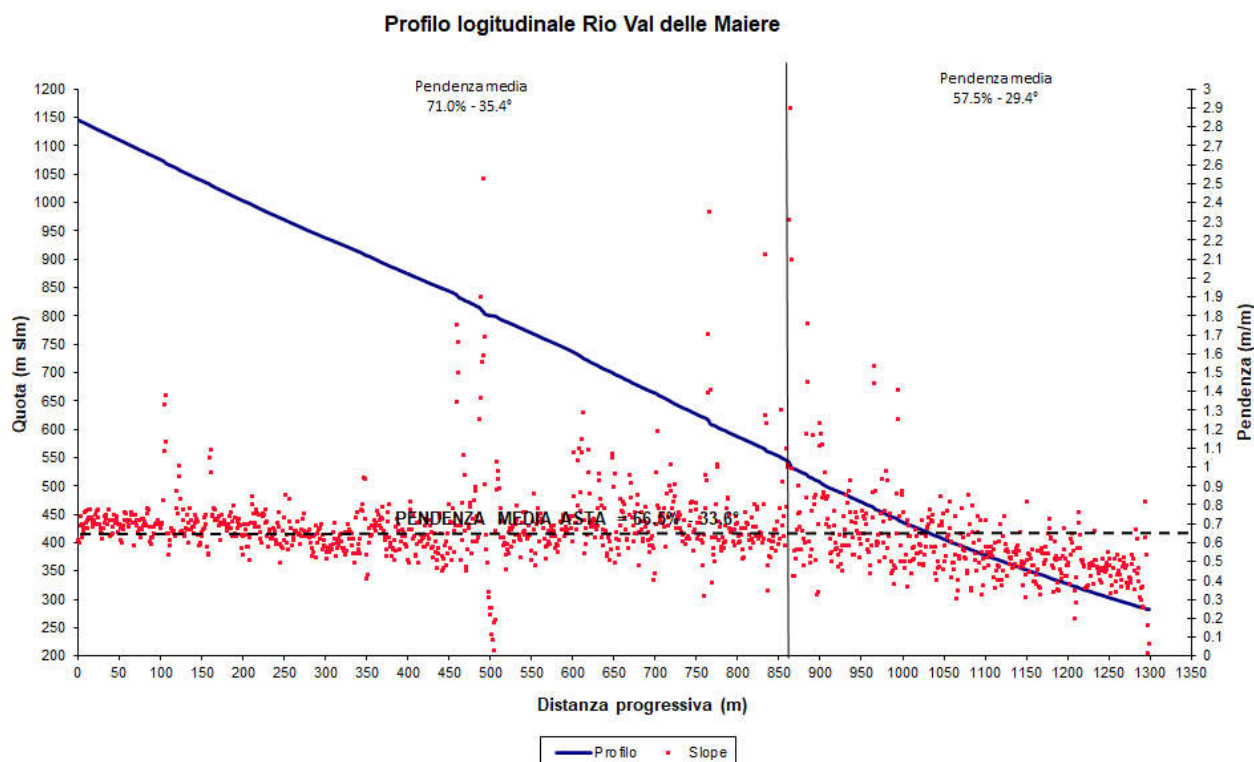


Fig. 5.1 .Profilo longitudinale e pendenza locale dell'asta torrentizia principale

Le pendenze in gioco nella parte medio-alta ove si attendono i principali fenomeni di innesco risultano piuttosto elevate e quasi tendenti al limite superiore per l'innesco dei fenomeni di trasporto solido torrentizio ed in particolare quello di massa: sappiamo infatti che per valori realistici ($c^* = 0.65-0.7$; $\rho_s = 2250-2650 \text{ kg/m}^3$; $\rho_f = 1000 \text{ kg/m}^3$; $\tan \varphi = 0.86$) i debris flow possono verificarsi su pendii con pendenza tra 17.3° e 20.4° . Su pendii meno inclinati avvengono più facilmente i fenomeni di trasporto solido ordinario più che i debris flow, mentre su pendenza maggiori si innescano più facilmente le frane. Tutta l'asta principale il presenta comunque pendenze assolutamente compatibili con l'innesco e la propagazione di colate di detrito. L'area drenata non risulta certamente limitante così come la pendenza: ciò che può discriminare l'innesco dei fenomeni è sicuramente la disponibilità di materiale in alveo pronto alla mobilitazione.

In tutta l'asta sono presenti depositi di materiale solido più o meno grossolani, a prevalente componente ciottolosa e ghiaiosa, talvolta anche piuttosto spigolosi quanto derivanti sia da fenomeni di trasporto torrentizio provenienti anche dagli affluenti laterali (molti dei quali in grado di generare fenomeni di colata detritica) che da crolli dalle pareti rocciose.

E' ragionevole attendersi, quindi, come in caso di precipitazioni molto violente e concentrate, ma a bassissima probabilità di accadimento (elevato TR), vi possano essere oltre ai classici fenomeni di trasporto solido massivo (*debris flow*) lungo l'asta principale, per la mobilitazione del materiale presente in alveo lungo i principali canali laterali alla valle principale, la cui magnitudo sarà controllata sostanzialmente dal motore idrologico a disposizione (portata liquida) in quanto sia la pendenza che la disponibilità di materiale non appaiono limitanti.

6 – LA SIMULAZIONE IDROLOGICA E SEDIMENTOLOGICA: IDROGRAMMA E “DEBRISGRAMMA” DI PROGETTO

In questa parte dello studio viene eseguita una stima dell'evento di riferimento da utilizzarsi come input alla successiva modellazione bidimensionale. L'analisi del fenomeno di debris flow nel bacino in studio inizia con la generazione dell'idrogramma di acqua chiara di riferimento, che nel nostro caso è l'idrogramma generato da una pioggia con TR 30 e 200 anni (limiti inferiore e superiore previsti dalla normativa), a cui verrà successivamente collegato il cosiddetto “debrisgramma”, ossia l'onda di piena solido+liquida generata dall'innesco di un ipotetico debris flow. Nel bacino non sono installate stazioni di misura pluviometrica, perciò non sono disponibili misure dirette della precipitazione innescante.

Per la stima della precipitazione critica sono perciò state utilizzate le linee segnalatrici di possibilità pluviometrica ottenute da regolarizzazione statistica mediante la distribuzione di Gumbel a scala invariante delle piogge intense della Provincia di Trento di seguito riportate (fig. 6.1) mediate sull'area in esame:

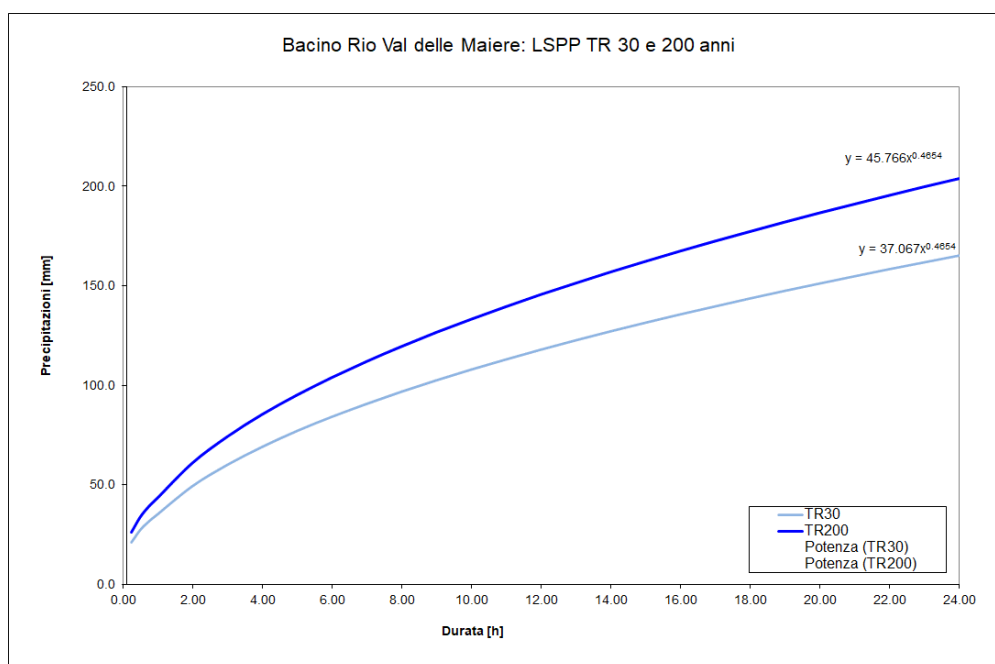


Fig. 6.1 – Linee segnalatrici di possibilità pluviometrica dell'area in esame (fonte Servizio Bacini montani)

La PORTATA LIQUIDA DI PROGETTO calcolata è quella con TR30 e TR200 anni, limiti superiore e inferiore previsti dalla normativa vigente, stimata mediante l'applicazione del modello afflussi-deflussi distribuito HYDROGRID (AIDI, 2003) ora inserito nell'applicativo Adb-Toolbox 1.8. Viste le caratteristiche morfometriche ed idrologiche del bacino si ritiene che i fenomeni più gravosi siano riconducibili alle piogge di breve durata ed elevata intensità (i cosiddetti “scrosci”), in grado di innescare risposte impulsive, formazione di abbondanti deflussi superficiali e fenomeni erosivi lineari concentrati lungo la rete idrografica principale ed effimera presente sulla testata rocciosa.

Il modello, utilizzando una serie di parametri cinematici ed idrologici tarati per la Provincia di Trento (AIDI, 2004), applica le equazioni del metodo SCS per la trasformazione degli afflussi totali in afflussi efficaci e di questi in deflussi superficiali diretti.

Tali parametri sono di seguito riportati:

- Velocità media di deflusso nella rete: 2.5 m/s (valore di letteratura per bacini molto pendenti con alveo parzialmente in roccia);
- Velocità media di deflusso sul versante, 0.093 m/s, dipendente dalla pendenza media del versante i_m ottenuta mediante l'applicazione dell'equazione:

$$V_v = 0.1 \cdot \sqrt{i_m}$$

- Perdite iniziali: $I_a = 0.1S$ (Il parametro S è posto in funzione di un altro parametro, indicato come CN (Curve Number), secondo la relazione:

$$S = \frac{25400}{CN} - 254 = \left(\frac{100}{CN} - 1 \right) 254$$

dove:

- S (massimo contenuto idrico del suolo) è espresso in mm.
- Parametro deflusso di base: 6 l/s
- AMC (Antecedent moisture conditions): 3.0 - 3.125

Come si vede, la valutazione della massima capacità di invaso del suolo è strettamente dipendente in maniera inversamente proporzionale, al valore del parametro CN (*Curve Number*) che rappresenta la propensione a produrre deflusso superficiale delle diverse combinazioni di suolo-soprassuolo presenti all'interno del bacino. La mappa distribuita del CN (Fig. 6.2) richiesta ad input del modello idrologico è stata ottenuta dall'incrocio della carta della permeabilità (o gruppi idrologici ABCD) del bacino (Fig. 2.11) con quella dell'uso del suolo (Fig. 2.14), assegnando alle diverse combinazioni i valori di CN utilizzati attualmente in Provincia di Trento e derivanti da una taratura eseguita dal Dipartimento TESAF dell'Università di Padova.

Nel bacino in esame, i gruppi idrologici sono rappresentati dalla classe più permeabile (A) nei depositi di versante, da quella a permeabilità medio-alta (B) (Dolomia principale e Calcari grigi) che costituiscono la parte più alta della successione stratigrafica e del versante.

Si riporta di seguito la mappa dei gruppi idrologici, dell'uso del suolo e del CN da esse derivata.

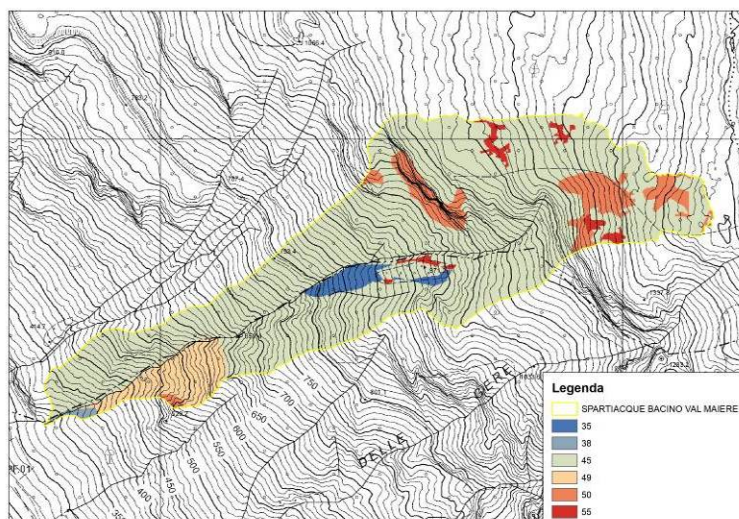


Fig. 6.2- Carta del CN per il bacino in studio (fonte: Servizio Bacini montani)

Il valore del CN medio del bacino in condizioni di AMC 2 (condizione di umidità antecedente "normale") risulta pari a 45.2, valore abbastanza basso per bacini di dimensioni così ridotte, il che sta ad indicare una discreta capacità dei terreni e delle rocce di assorbire buoni quantitativi di precipitazione prima di saturarsi e dar luogo al deflusso superficiale. Tale condizione idrologica è senz'altro ascrivibile alle caratteristiche delle rocce carbonatiche che costituiscono l'area, caratterizzate da una permeabilità medio-alta, localmente molto elevata, dovuta a fenomeni sia di fatturazione che carsismo. L'influenza della vegetazione sulla risposta idrologica del bacino sembra piuttosto bassa e limitata alla fascia ove la vegetazione risulta più densa e consistente. Nella zona delle rocce, invece, tale influenza è certamente quasi trascurabile.

Per giungere alla definizione di uno scenario il più possibile credibile dell'evento di progetto, si sono eseguite diverse simulazioni idrologiche sul bacino: la prima fase è stata incentrata sulla valutazione della durata critica della pioggia, ossia quella a seguito della quale il bacino risponde con la portata massima. Tale durata è stata ottenuta mediante una serie di simulazioni successive con piogge di intensità costante e durata crescente, ottenendo valori di durata critica variabile tra 1.42 ore per il TR200 anni e 2.33 ore per il TR 30 anni. Su tali durate sono quindi stati costruiti due idrogrammi con andamento temporale della precipitazione tipo "Wallingford", con un picco centrale con intensità molto elevata, tra 1.5-2.3 mm/min. Tali input meteorici sono quindi stati utilizzati per stimare la risposta geomorfologia del bacino, con i risultati di seguito riportati.

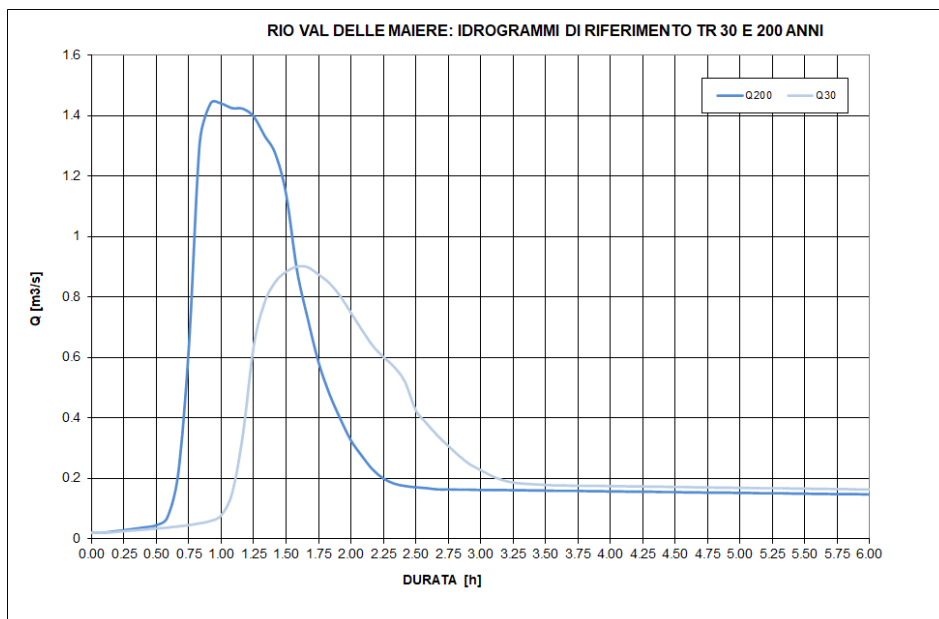


Fig. 6.3 – Idrogramma liquido con Tr 30-200 anni simulati per il bacino

Disponendo così degli idrogrammi liquidi in grado di originare i fenomeni di trasporto solido, si è quindi eseguita la valutazione del cosiddetto “debrisgramma”, secondo il metodo volumetrico proposto da Takahashi (1999).

Lo scenario d’evento considerato è rappresentato da una colata detritica che si innesci nella parte medio-alta del collettore a partire dalle principali aree sorgenti poste alla base delle pareti rocciose propagandosi verso valle lungo l’asta principale e quindi disperdendosi sul conoide sottostante.

Per la stima della portata solida da associare ad una forma di trasporto da colata detritica è largamente utilizzata la procedura che prevede preliminarmente il calcolo della concentrazione volumetrica di equilibrio della colata in movimento (C_{eq}) per poi passare alla stima della portata solido-liquida totale (Q_d) del debris flow mediante l’approccio volumetrico proposto da Takahashi (1991) e verificato successivamente anche da Tubino e Lanzoni (1992); secondo questo metodo la stima di Q_d risulta:

$$Q_d = \left(\frac{C^*}{C^* - C_{eq}} \right) \cdot Q_l$$

Essendo c^* la concentrazione di massimo impiccamento dei sedimenti a riposo, prima che essi vengano interessati dall’innescio della colata, variabile tra 0.55 e 0.75 (Armanini, 1999). Nel caso in esame si è scelto un valore di 0.65.

Tale equazione è ottenuta nell’ipotesi che il letto di sedimenti dal quale si genera la colata abbia un grado di saturazione pari all’unità (letto completamente saturo). Sappiamo però che non sempre i debris flow si innescano in tali condizioni. Su pendenze più elevate, come quelle dei collettori considerati infatti, la completa saturazione del materiale in alveo non è condizione necessaria per l’innescio del fenomeno.

La concentrazione di equilibrio viene calcolata sulla base della pendenza del canale nel tratto di propagazione, dell’angolo di attrito statico o quasi statico del materiale. L’equazione di Takahashi

$$C_{eq} = \frac{\rho_m \cdot \tan \beta}{(\rho_s - \rho_m) \cdot (\tan \phi - \tan \beta)}$$

fornisce valori di C_{eq} più elevati ed è relativa al fronte del debris flow. Inoltre presenta un punto di discontinuità al crescere della pendenza, ossia raggiunge il valore massimo ($0.9 C^*$) per pendenze uguali e superiori a 20° (36.4%), come quelle del caso in esame (43.6%).

Mediante l'equazione sopra riportata si giunge ad un valore della C_{eq} della colata da simulare pari a **0.585** che verrà quindi utilizzato come C_{eq} nelle successive simulazioni. Con un tale valore di concentrazione si giunge ad un coefficiente moltiplicativo della portata liquida pari a 10.

Un'ipotesi che viene posta nel calcolo riguarda la variazione temporale del coefficiente C_{eq} durante gli intervalli di tempo che precedono e che seguono l'istante di picco; l'assunzione di un valore pari a $C_{eq \max}$ da applicare a tutta la durata dell'onda liquida porterebbe, infatti, alla determinazione di un sedimentogramma da debris flow assai poco realistico. L'ipotesi è quindi quella di far iniziare l'onda da debris flow in corrispondenza al transito di una portata liquida pari alla portata unitaria d'innesco dei debris flow per instabilizzazione del letto del torrente per erosione progressiva (q_{cr}) stimata mediante il metodo proposto da *Tognacca et al.* (1999):

$$q_{cr} = \left(\frac{\rho_m}{\rho_s} - 1 \right)^{0.5} \cdot g^{0.5} \cdot \frac{d_m^{1.5}}{(\tan \beta)^{1.17}}$$

Nel caso in esame, assunti un diametro medio (d_m) della distribuzione granulometrica stimato pari a 0.08 m desumibile dall'osservazione dei depositi presenti, la pendenza media della zona d'innesco pari a 34.9° (70%) circa ed una larghezza media dell'alveo nella zona d'innesco pari a 5.0 m, si giunge ad una portata critica d'innesco Q_{cr} pari a **0.66 m³/s.**, valore di portata che viene superato sia dall'idrogramma con TR30 che con TR200 anni. Si può quindi supporre come, anche per TR medi, siano potenzialmente da attendersi formazioni di fenomeni di colata di detrito sul bacino in esame, e comunque non con questo tipo di meccanismo d'innesco.

Noto che l'arrivo di una colata detritica viene spesso preceduto da un flusso già concentrato o iperconcentrato, si determina il primo valore della portata del debris flow Q_d per un valore di $C_v = 0.2$.

Considerando, quindi, il tempo di crescita del debris flow, come l'intervallo che separa, sull'idrogramma liquido, gli istanti in cui si verificano le portate $Q_l = Q_{cr}$ e $Q_l = Q_{\max}$, si determinano i successivi valori di Q_d ammettendo una variazione lineare nel tempo di C_v (da $C_{v\min}$ a $C_{v\max}$). Per la fase calante della colata, caratterizzata generalmente da una durata maggiore ed una pendenza minore, la concentrazione verrà fatta variare in modo non lineare ma secondo una legge di potenza (negativa) tra $C_{v\max}$ e 0.2. In questo modo si ottiene sia una forma del debrisgramma molto più realistica e vicina a quelle registrate in campo dai dispositivi di monitoraggio, che un contenimento dei volumi mobilizzati nella fase dopo il picco, cosa questa assai realistica visto che generalmente il passaggio del picco lascia in alveo quantità di materiale erodibile certamente inferiore che per la fase di crescita. Il risultato dell'applicazione per il bacino indagato è di seguito riportato (fig. 6.4).

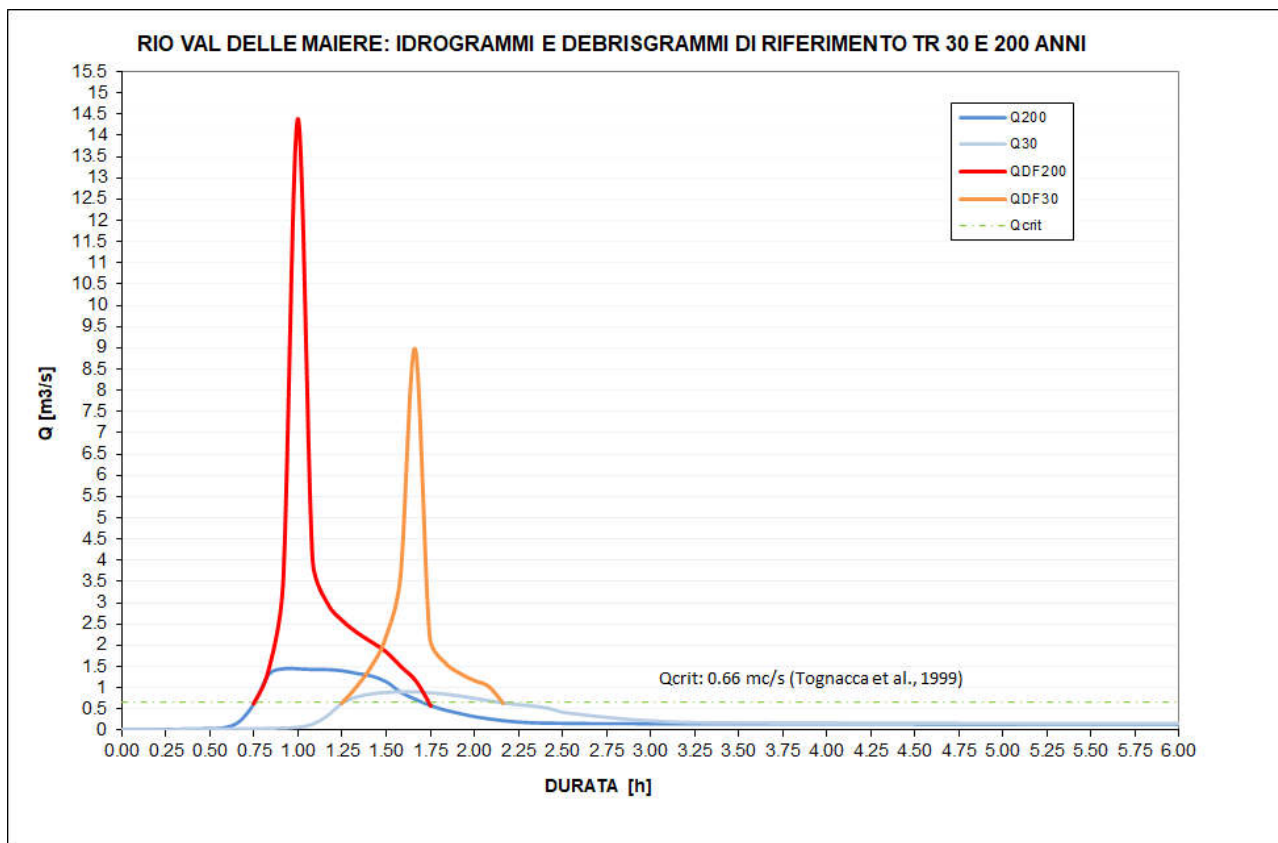


Fig. 6.4 – “Debrisgramma” di progetto TR30-200 per il bacino (Cv_{max} 0.585)

Analizzando i risultati sopra riportati si nota come, utilizzando la Cv_{max} di 0.585, si stimino due onde solido-liquide con valore di picco dei debris flow variabile tra 9 e $14.5 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, che integrate forniscono una cumulata volumetrica di trasporto variabile tra **4900** (TR30) e **7200 m^3** (TR200 anni). Come si vede si tratta di valori leggermente inferiori, seppur dello stesso ordine di grandezza, di quanto stimato per via geomorfica con i metodi di Hungr e Spreafico in precedenza utilizzati. E' quindi possibile che per quelle che sono le capacità del bacino di generare motore idrologico non vi sia la possibilità che tutto il materiale sciolto presente sia mobilizzato, almeno per eventi con questa probabilità di accadimento. Ciò potrebbe verificarsi invece in caso di eventi di magnitudo estrema, con $TR > 200$ anni, utilizzabili per la definizione di uno scenario di pericolosità “residua”.

7 - LA SIMULAZIONE PROPAGATORIA BIDIMENSIONALE CON IL CODICE FLO-2D

La propagazione delle onde solido-liquide così come stimata al capitolo precedente per i TR considerati, attraverso il tratto terminale del rio Val delle Maier, è stata eseguita mediante l'applicazione del codice bidimensionale commerciale *FLO-2D*, attualmente uno degli standard previsti dalle linee guida per la redazione della carta di pericolosità da fenomeni torrentizi del Servizio Bacini montani della Provincia di Trento. Si tratta di un codice di calcolo che simula la propagazione di onde solido-liquide su un campo di moto (*floodplain*) più o meno naturale, erodibile o non erodibile, rappresentato da una griglia quotata a

maglie quadrate di dimensione variabile, derivata da una base topografica di dettaglio e caratterizzata da valori di resistenza al moto variabili a seconda degli usi del suolo presenti e delle caratteristiche granulometriche ed idrauliche del campo di moto. Il codice FLO-2D è basato sull'applicazione del modello reologico quadratico (O'Brien e Julien, 1985, 1988; Julien e Lan, 1991; O'Brien et al., 1993) ed è modello idraulico bidimensionale monofase, a fondo fisso (nel caso di colate) oppure mobile (nel caso di trasporto solido). L'applicazione del codice FLO-2D al conoide in studio è stata eseguita preparando la base topografica di dettaglio del campo di moto, partendo dal DTM raster LIDAR 0.5x0.5 m della PAT, ed eseguendone l'interpolazione ad un raster ASCII con celle a 1x1 m. Tale dimensione ha consentito di mantenere una condizione topografica sempre poco "smussata" e quindi molto vicina alla realtà, senza perdere eccessivamente le particolarità topografiche che caratterizzano l'area, ma contenendo i tempi di calcolo entro limiti accettabili. Preparato il campo di moto si è proceduto all'identificazione, all'interno di questo, delle celle totalmente o parzialmente impedito al flusso attraverso l'uso della funzione ARF (*Area reduction Factor*). Il passo successivo è stato l'assegnazione alle diverse classi di uso del suolo presenti all'interno del campo di moto degli opportuni valori di scabrezza, secondo i valori riportati in fig. 7.1.

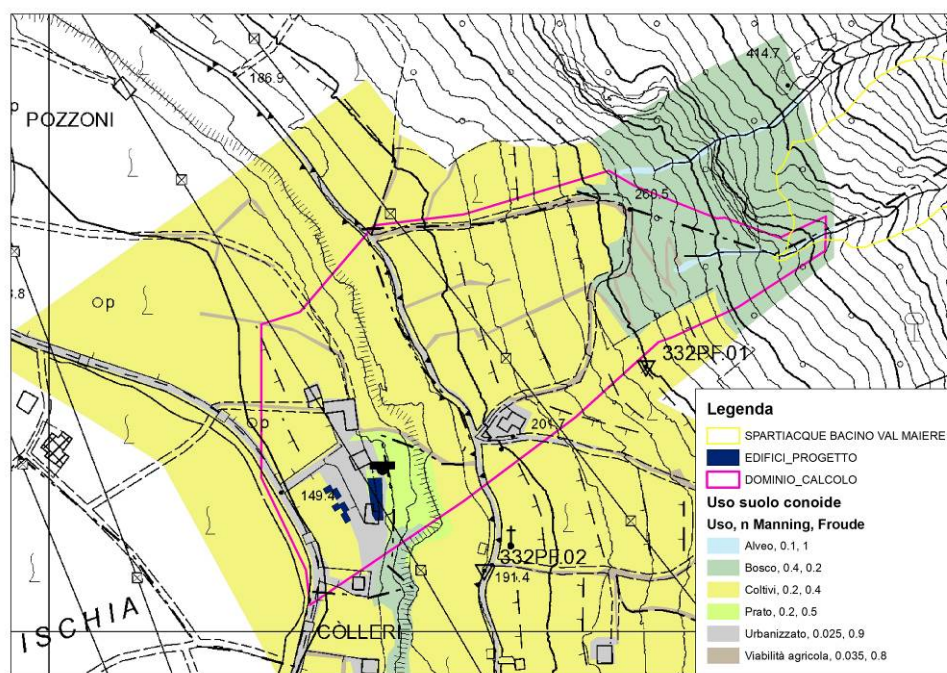


Fig. 7.1 – Classi d'uso del suolo, coefficienti di resistenza al flusso utilizzati e massimo Froude Number.

Un importante controllo sulla stabilità numerica del codice è rappresentato dalla scelta del valore limite del numero di Froude della corrente. Esso delinea infatti flussi subcritici e supercritici, ed è il rapporto tra la velocità media del flusso e la celerità di un'onda in acqua bassa e regola le modalità di propagazione dell'onda in una corrente. Limitare il numero di Froude può aiutare a mantenere la stabilità numerica, forzando il modello ad avere una ragionevole rappresentazione della realtà fisica. Nei canali alluvionali, l'intervallo comune di numeri di Froude a piene rive è da 0.4 a 0.6. Flussi di scorrimento superficiale su ripidi conoidi possono avvicinarsi ai valori della corrente critica ($Fr = 1$) o appena superiore. In generale, flussi supercritici su conoidi alluvionali vengono soppressi dal grande volume di sedimento trasportato. Alte velocità e basse profondità su superfici alluvionali possono dissipare l'energia mettendo in moto un trasporto di sedimenti.

Flussi supercritici sono più comuni su roccia, alvei canalizzati e consolidati o altre superfici dure. Nel caso in esame, viste le caratteristiche del floodplain con presenza sia di zone più naturali che zone ove la corrente può assumere elevate velocità come roccia, viabilità asfaltata e agricola, piazzali o zone asfaltate, si è deciso di assegnare un numero di Froude differenziato tra le varie classi di uso del suolo, come visibile in Fig. 7.1 Il volume immagazzinato dalle depressioni superficiali del terreno o la sua altezza viene assegnato dalla variabile *Surface Detention* (TOL) nel file TOLER.DAT. Un valore tipico per conoidi con queste caratteristiche è di 0.2 m che si utilizza anche per questa simulazione.

Per quel che riguarda la scelta delle variabili reologiche da inserire nel file SED.DAT (simulazione di flussi carichi di sedimento) non disponendo di prove reometriche del materiale presente in campo, si è scelto di utilizzare una combinazione di parametri derivante da un recente lavoro di taratura dei parametri reologici per FLO-2D eseguita dall'Università di Padova (D'Agostino V. & Cesca M., 2009) su materiali di diversi gruppi litologici presenti in Provincia di Trento. Nel caso in esame, sovrapponendo i dati granulometrici rilevati a quelli dei campioni utilizzati per la taratura, si è visto come ci si avvicinasse maggiormente ai valori tipici dei materiali dolomitici con poca matrice fine (comportamento sempre granulo-inerziale).

Tra tutte le combinazioni dei parametri reologici testate da questi autori, quella ritenuta più vicina alle caratteristiche del materiale presente nel bacino in studio è stata la reologia di cui si riportano di seguito i parametri caratteristici:

α_1	β_1	α_2	β_2
0.0345	20.1	0.0028	23.0

ed un valore del parametro di resistenza $K = 5000$, come da taratura.

I sedimentogrammi in input alle simulazioni sono quelli con TR 30 e 200 anni stimati mediante l'analisi idrologica e sedimentologica presentata nel capitolo precedente (Fig. 6.4)

Partendo da questi, si è stimata la suddivisione tra portata liquida e portata solida da utilizzare in FLO-2D mediante il calcolo del fattore BF (*bulking factor*) e moltiplicando il volume d'acqua per questo fattore. BF è $BF = 1/(1 - C_v)$. I risultati dell'applicazione eseguita con FLO-2D sono di seguito riportati.

I risultati delle simulazioni sono di seguito proposti.

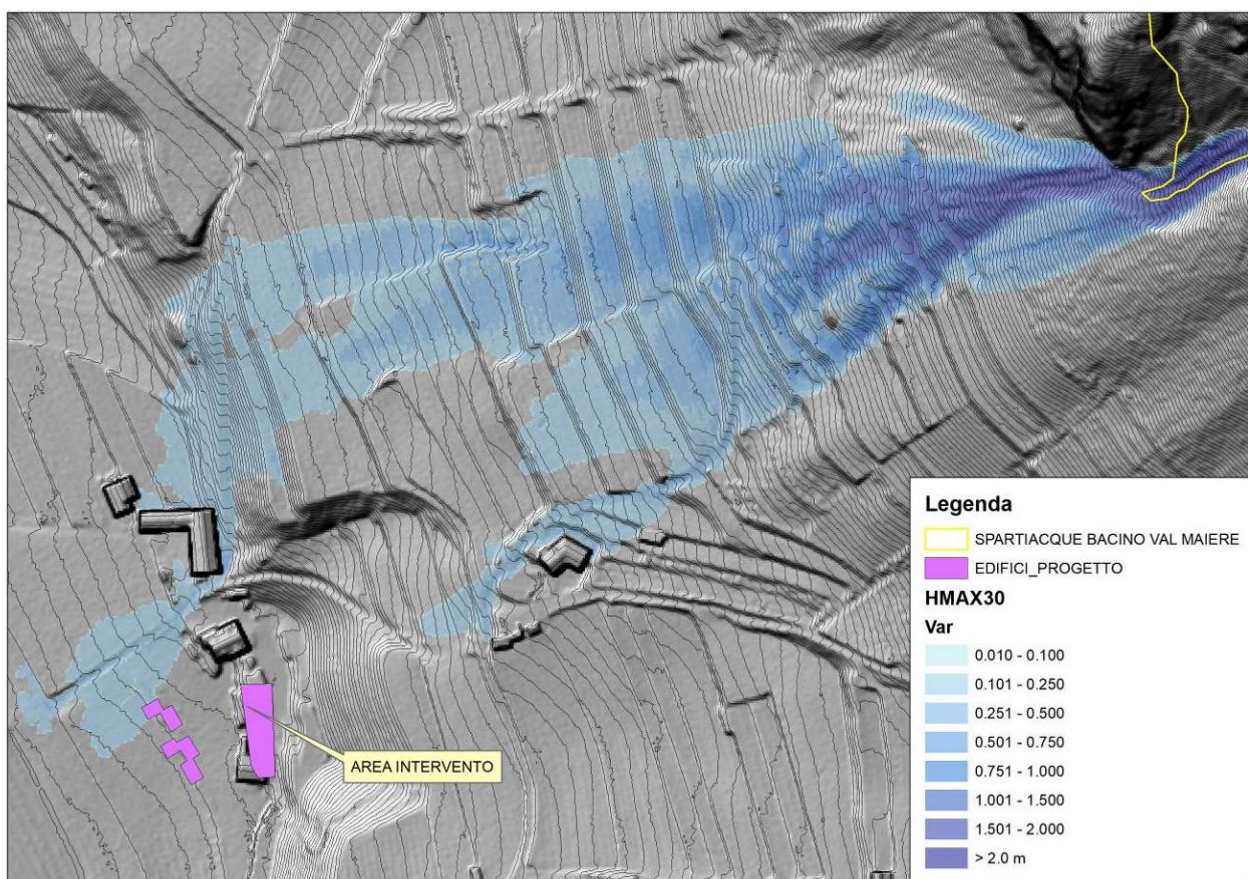


Fig. 7.2 – Massima profondità (m) della corrente detritica simulata TR30

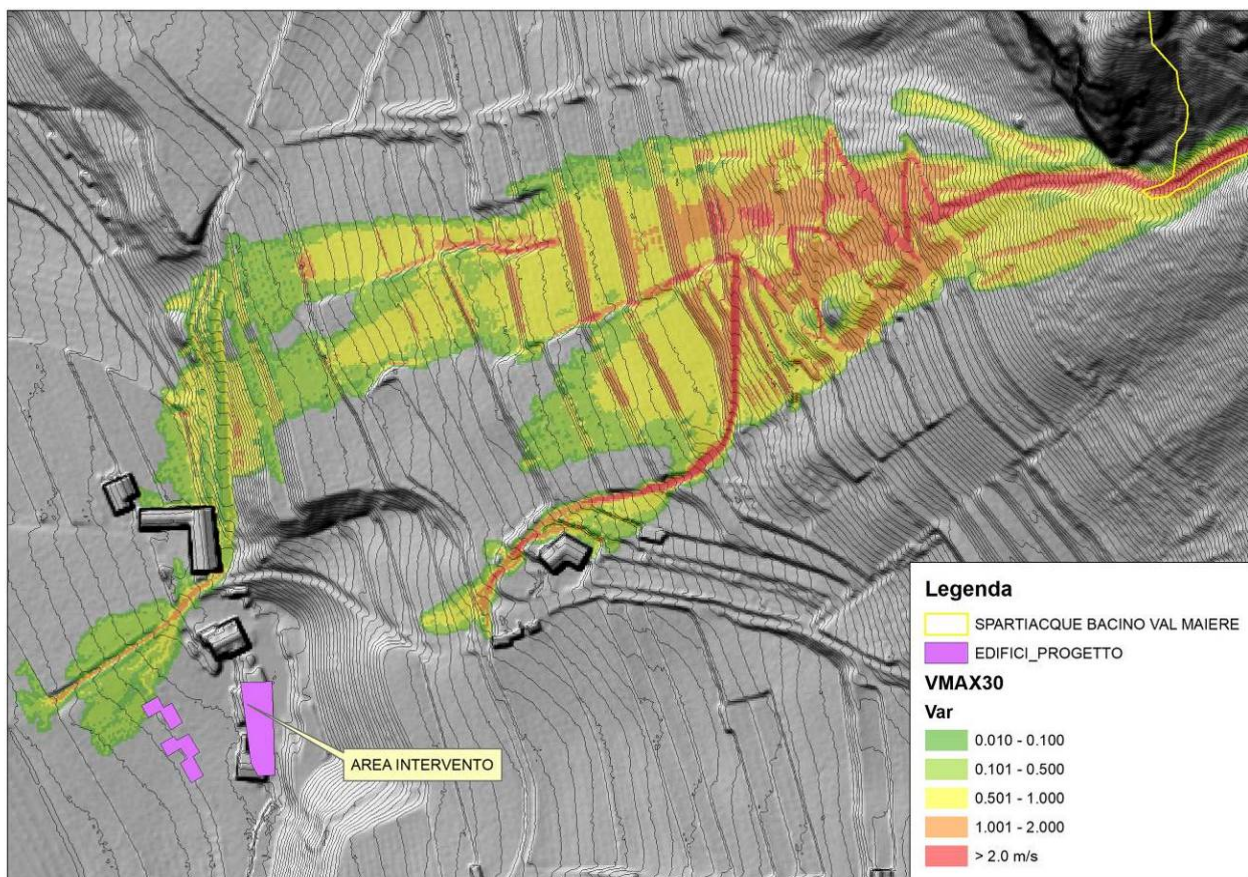


Fig. 7.3 – Massima velocità (m/s) della corrente detritica simulata TR30

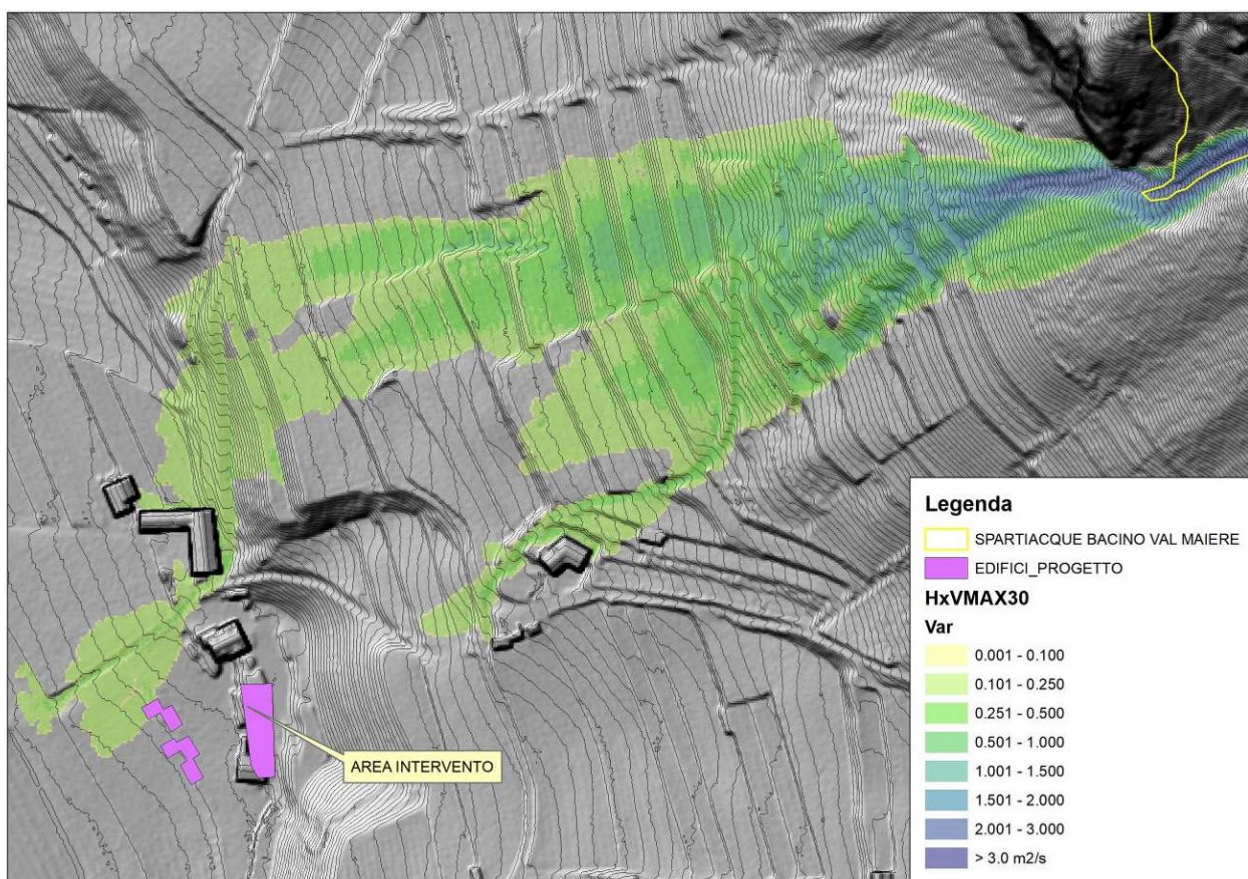


Fig. 7.4 – Massima forza di trascinamento (m^2s^{-1}) della corrente detritica simulata TR30

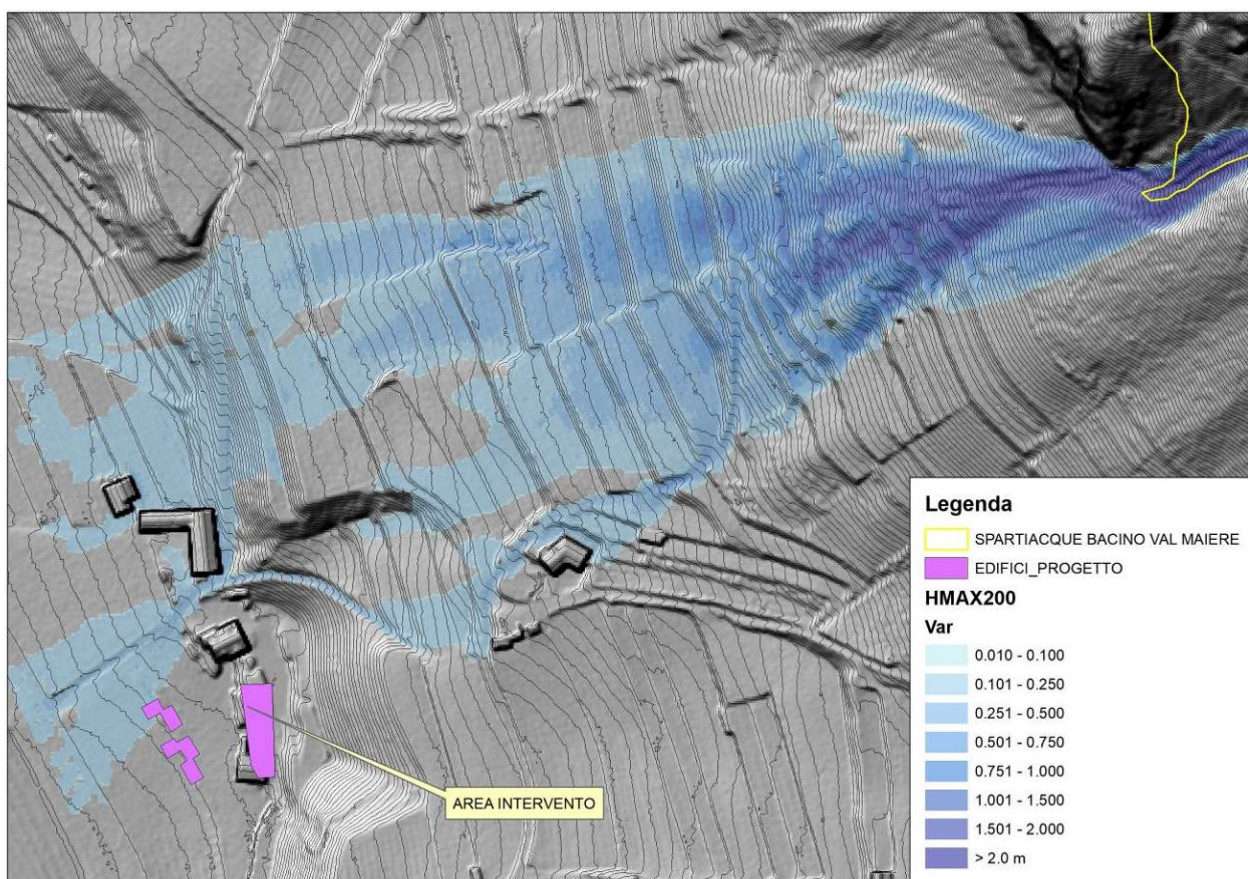


Fig. 7.5 – Massima profondità (m) della corrente detritica simulata TR200

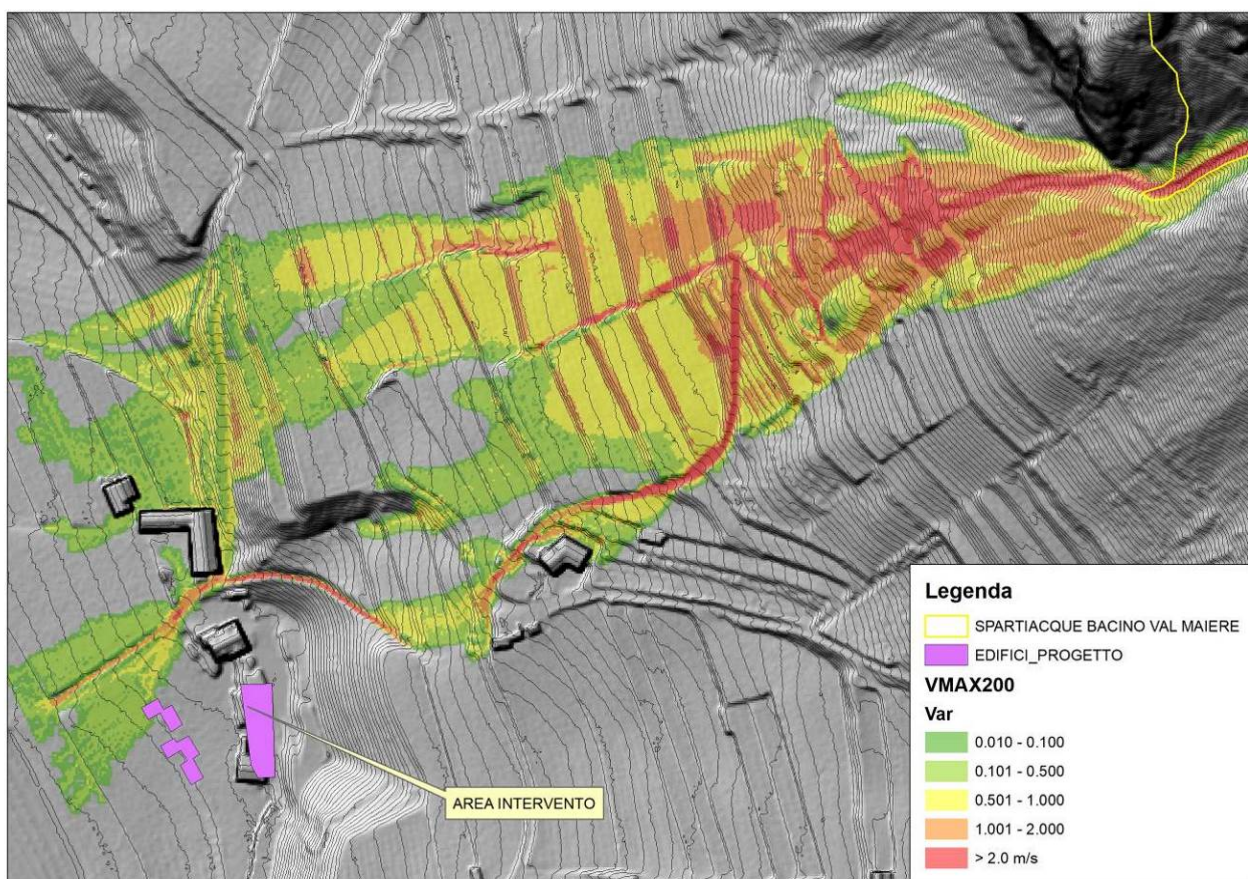


Fig. 7.6 – Massima velocità (m/s) della corrente detritica simulata TR200

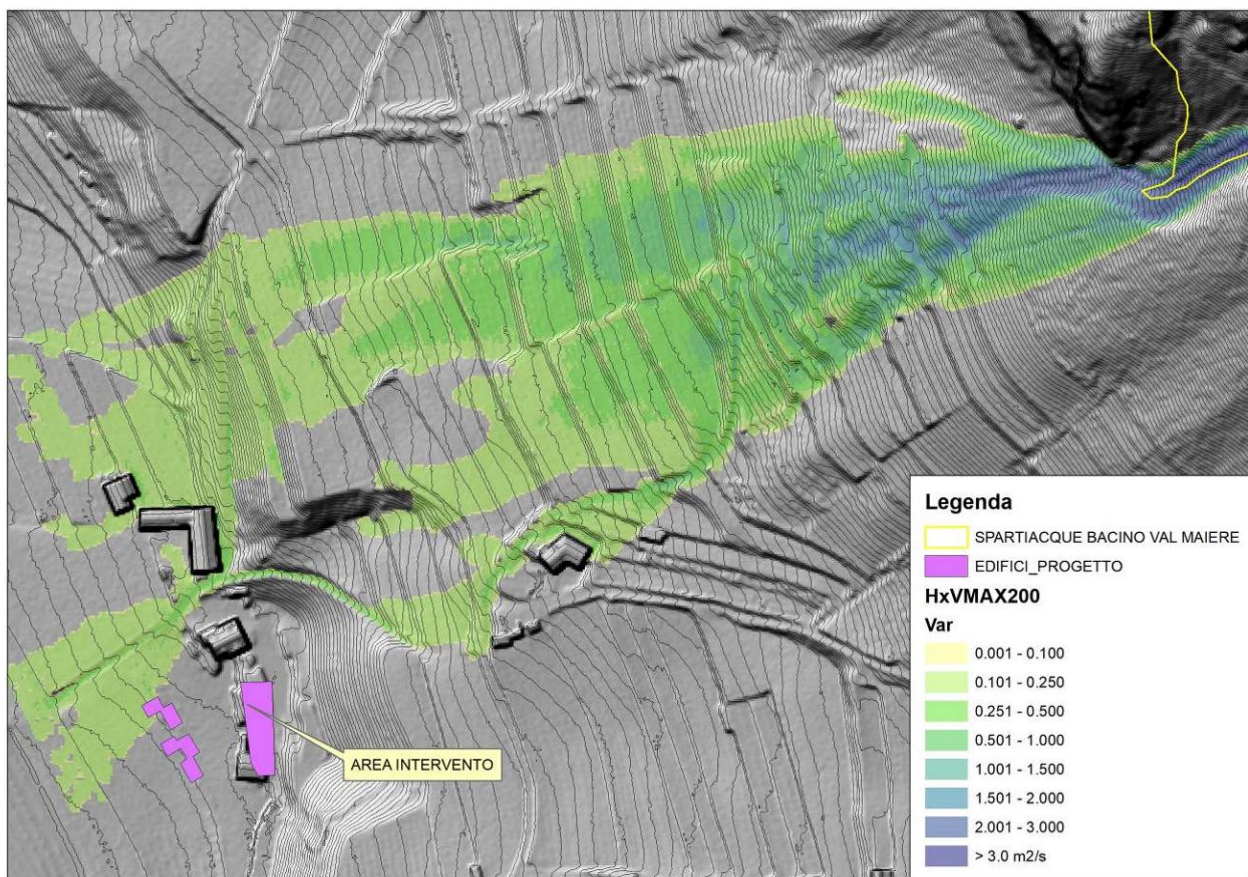


Fig. 7.7 – Massima forza di trascinamento (m^2s^{-1}) della corrente detritica simulata TR200

L'analisi propagatoria mette in evidenza in maniera piuttosto evidente quanto già accertato in sede di sopralluogo, ossia come i fenomeni attesi innescatesi nella parte alta del corso d'acqua rimangano incanalati entro la vallecola fino all'apice del conoide ove iniziano importanti fenomeni di dispersione dell'onda solido liquida su una superficie più ampia dovuti alla presenza di un ridottissimo confinamento morfologico dell'asta. Questa zona, attraversata obliquamente da una pista agricola, comporta un importante fenomeno di dispersione a "ventaglio" del flusso, che riduce fortemente la sua intensità circa 100-120 m, disperdendosi prevalentemente sulla sottostante area coltiva a vigneto ove il terrazzamento morfologico comporta un'ulteriore mitigazione delle grandezze di propagazione. Parte del flusso si incanala lungo la viabilità agricola che scende con forte pendenza verso valle, interessando parzialmente un'edificio di abitazione posto subito a monte della strada comunale (Via F.lli Bronzetti) che attraversa trasversalmente il conoide.



Fig. 7.8-7.10 – Diretrici viarie lungo cui si propaga parte del flusso

Parte del flusso si incanala lungo la stessa via per poi scendere lungo un'ulteriore direttrice secondaria che delimita la proprietà oggetto di intervento a N-NW e che è separata da questa da un muretto in cemento di altezza variabile da 50-60 cm fino a 1.20 m. Tale direttrice si comporta quindi come una sorta di elemento di mitigazione mantenendo il flusso fuori dall'area di intervento fin quasi oltre la proprietà. Solo nell'ultimo tratto vengono simulati deboli fenomeni propagatori entro l'area oggetto di intervento, seppur caratterizzati da intensità da bassa a molto bassa.



Fig. 7.11-7.14 – Direttrice agricola lungo il lato N-NW della proprietà delimitata dal muretto, che rimane confinata fino alla Strada Provinciale.

Tali fenomeni, però, appaiono poco realistici e dovuti ad un dettaglio non corretto del DBM LIDAR 0.5x0.5 m che non evidenzia correttamente la presenza del muretto divisorio tra la strada e la proprietà. La direttrice viaria risulta infatti morfologicamente confinata da un muretto alto mediamente 50-70 cm e quasi certamente non tracimabile da flussi con tirante inferiore a 50 cm come simulato (Fig. 7.14). È quindi ragionevole ed oggettivo considerare tali flussi entro l'area di intervento come condizione cautelativa seppur abbastanza improbabile. Rimangono comunque flussi molto bassi ed a bassissima velocità, facilmente gestibili con piccoli accorgimenti costruttivi in fase esecutiva.

La pericolosità derivante dalle simulazioni condotte, valutata secondo l'approccio di BUWAL (Fig. 7.15-7.16) e quanto previsto dall'Allegato A alla DGP n. 1306 del 04 settembre 2020 mostra in corrispondenza dell'area oggetto di intervento, valori di penalità sostanzialmente da BASSA (H2). Resta quindi un certo livello di pericolosità per l'area, piuttosto ridotto, che appare però oggettivamente gestibile mediante una serie di misure di mitigazione e interventi di riduzione della vulnerabilità al momento della realizzazione dell'intervento, di cui si dirà nel capitolo successivo.

Intensità (I)						
elevata	9	8	7		pericolosità	simbolo
media	6	5	4	classi ordinarie	elevata	H4
bassa	3	2	1		media	H3
					bassa	H2
					trascurabile	H1
						campitura
						rosso
						blu
						giallo
						verde chiaro
	elevata	media	bassa	Probabilità (P)		

Fig. 7.15-7.16 – Matrice di definizione dei livelli di pericolo, modificata secondo BUWAL (1998) e classificazione della pericolosità per fenomeni torrentizi e fluviali (DGP. 1306 del 04.09.2020)

intensità	profondità della corrente o del flusso detritico - <i>h</i> (m)		velocità della corrente fuori dall'alveo- <i>v</i> (m / s)		spessore del deposito fuori dall'alveo - <i>M</i> (m)
Elevata	<i>h</i> > 1	oppure	<i>v</i> > 1	oppure	<i>M</i> > 1
Media	0,5 < <i>h</i> ≤ 1	oppure	0,5 < <i>v</i> ≤ 1	oppure	0,5 < <i>M</i> ≤ 1
Bassa	<i>H</i> ≤ 0,5	oppure	<i>v</i> ≤ 0,5	oppure	<i>M</i> ≤ 0,5

Tab. 671 – Tabella dei valori soglia e dell'intensità per pericoli da fenomeni torrentizi (DGP. 2759 del 06.10.2014)

L'applicazione delle soglie di classificazione d cui alle figure 6.15-6.16 e Tab. 6.1 ha portato ai seguenti risultati:

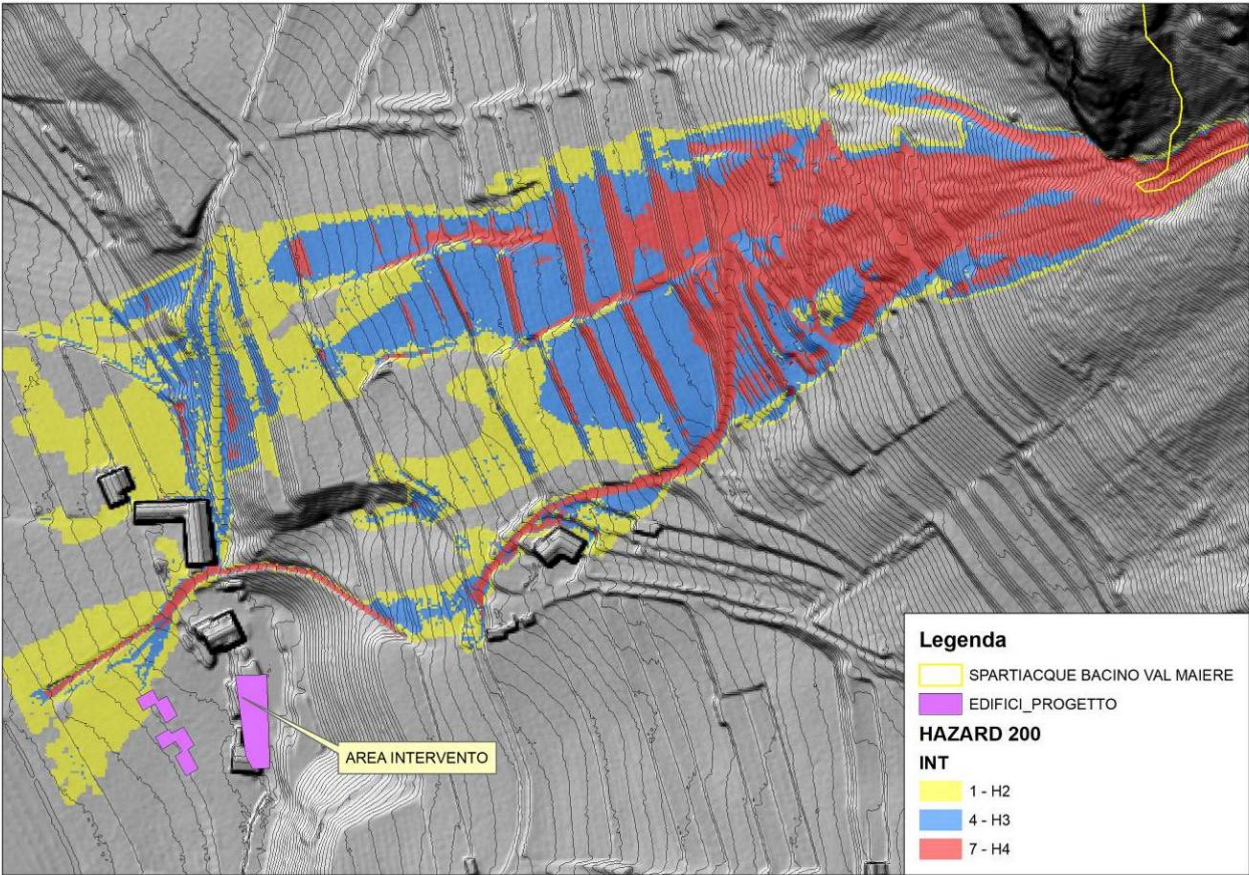


Fig. 7.17 – Pericolosità ordinaria da fenomeni torrentizi derivante dalla simulazione evento TR200 anni

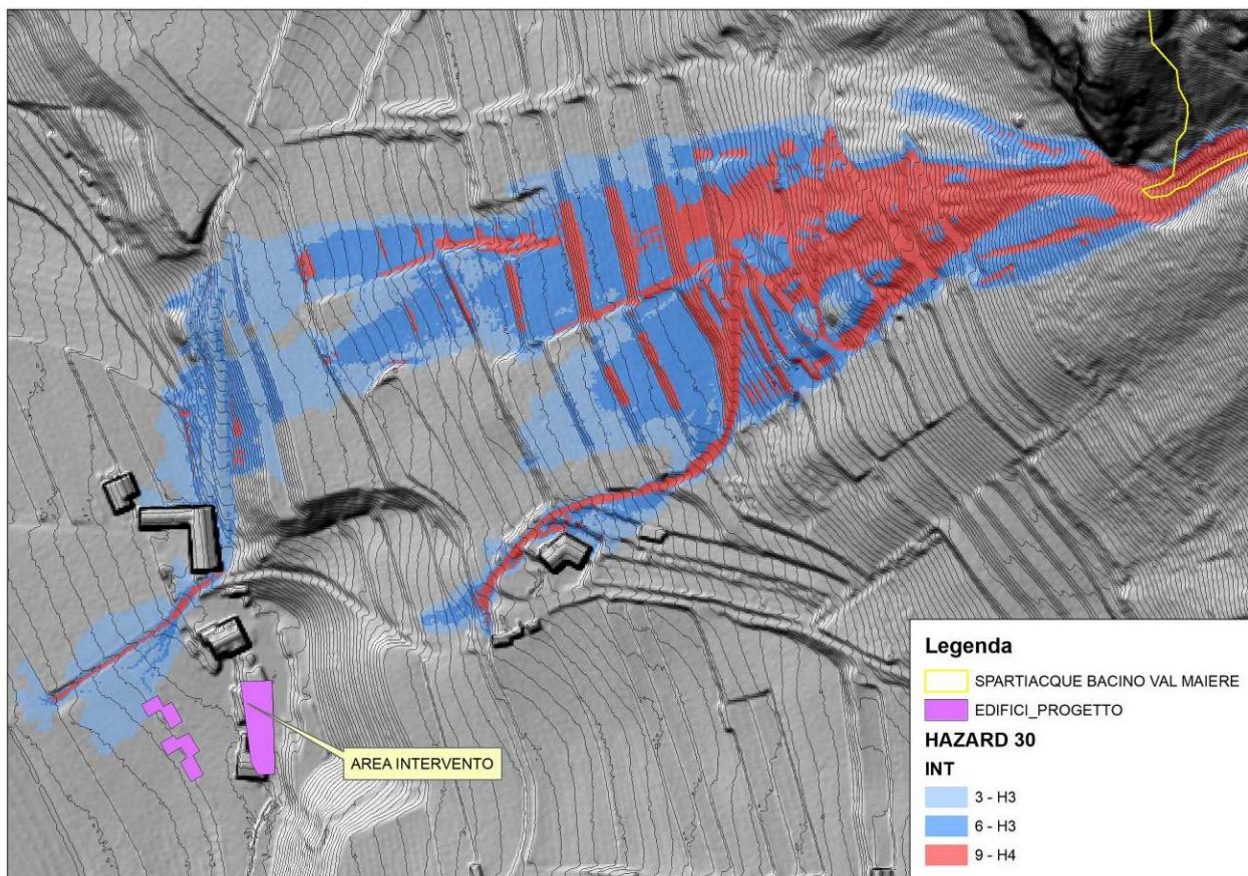


Fig. 7.18 – Pericolosità ordinaria da fenomeni torrentizi derivante dalla simulazione evento TR30 anni

Come si può osservare dalle due figure sopra riportate la pericolosità simulata nell'area è prevalentemente TRASCURABILE (H1) e solo localmente MEDIA (H3) proprio per il fatto che anche la simulazione TR30, che non contempla il livello di pericolosità basso come visibile in fig. 7.15. In realtà i fenomeni simulati sull'area, come già detto, presentano potenzialmente un'intensità molto bassa come evidenziato dalle mappe della forza di trascinamento HxV (m^2s^{-1}) riportati in figg. 7.4 e 7.7 con valori ovunque inferiori a $0.25 m^2s^{-1}$.

Appare quindi più che ragionevole considerare un valore di pericolosità globale ordinaria per l'area di grado BASSO (H2), in cui i massimi effetti previsti sono rappresentati da lesioni o disagi di modesta entità per le persone con scarsa probabilità di perdita di vite umane, danni modesti a strutture ed infrastrutture senza compromissione prolungata di funzionalità, assenza di grave pericolo sia all'esterno che all'interno degli edifici.

Per disporre di uno scenario di pericolosità residua per l'area si è eseguita una ulteriore simulazione propagatoria utilizzando quale debrisgramma in input lo stesso dell'evento TR200, ma utilizzando una parametrizzazione reologica nel codice bidimensionale che raffigurasse distanze di arresto maggiori del fenomeno (minore resistenza al flusso). Inoltre si è simulata una parziale tracimazione del muretto di contenimento lungo la pista agricola sul lato NW della proprietà, con propagazione di parte del flusso entro l'area. Il risultato non è dissimile da quanto già simulato per il TR200 ordinario, seppur l'area di intervento venga interessata in maniera più evidente dal fenomeno, con intensità nel complesso sempre di grado MEDIO-BASSO. Il risultato di questa simulazione "residua" è di seguito riportato.

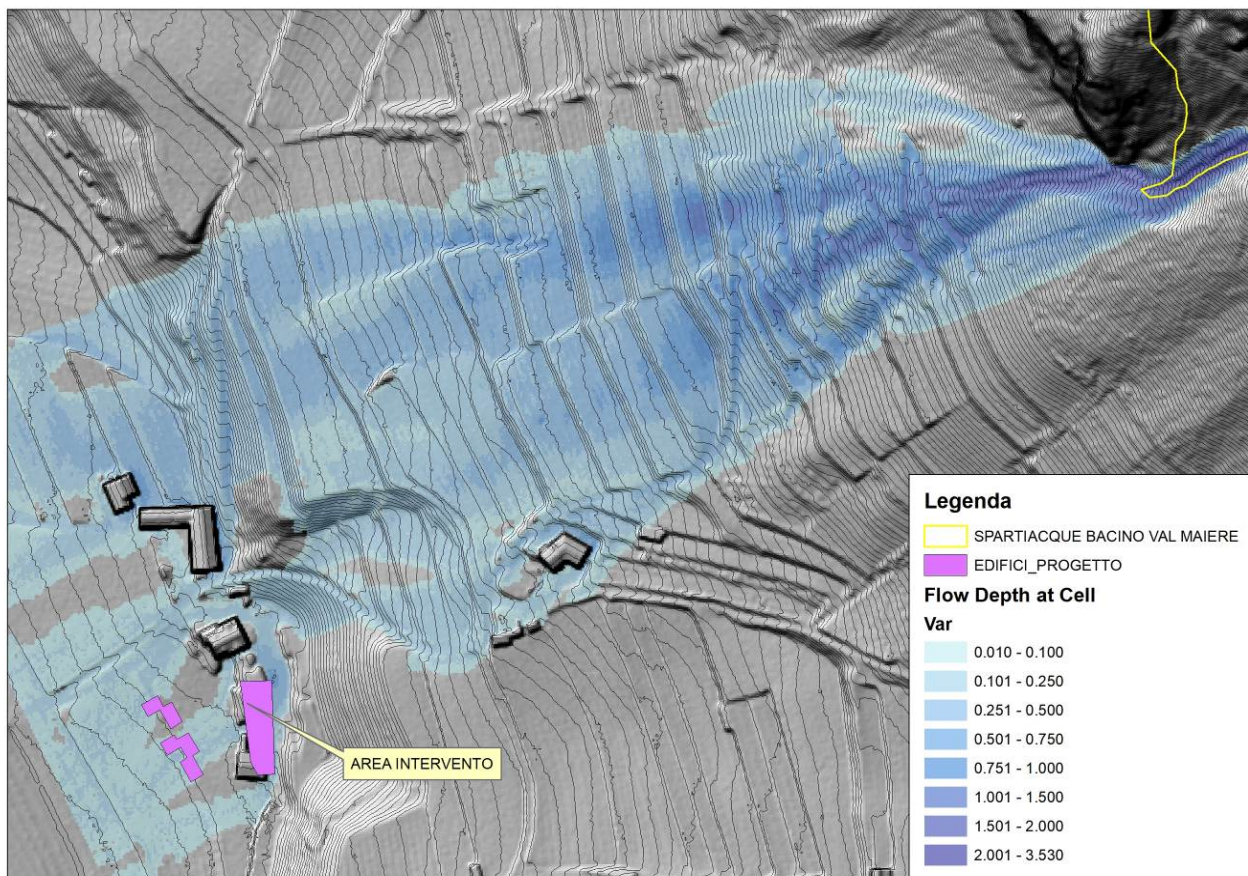


Fig. 7.19 – Massima profondità (m) della corrente detritica simulata TR200 “residuo”

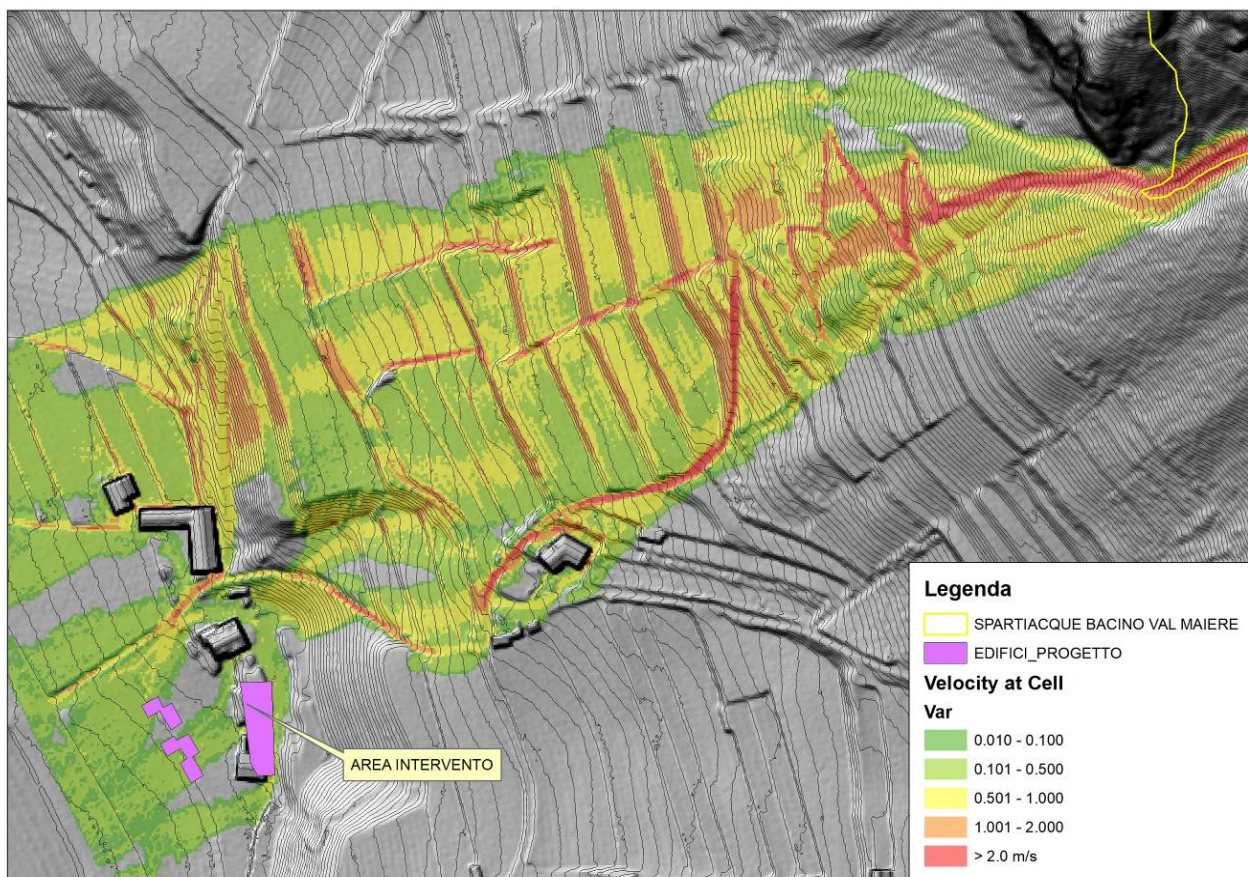


Fig. 7.20 – Massima velocità (m/s) della corrente detritica simulata TR200 “residuo”

8 – COMPATIBILITA' DELL'INTERVENTO E POSSIBILI MISURE DI PROTEZIONE E MITIGAZIONE

Lo studio idrologico, sedimentologico ed idraulico presentato nei capitoli precedenti ha esplicitato quello che già si era evidenziato in sede di sopralluogo in campo, ossia come sul conoide edificato dal Rio Val delle Maieze siano potenzialmente da attendersi, con frequenza da media a bassa prevalentemente fenomeni di trasporto solido torrentizio in forma di colate di detrito (*debris flow*) con caratteri di elevata intensità dall'apice del conoide fino al primo terzo del conoide stesso, prevalentemente per movimentazione ed erosione progressiva di materiale presente in alveo che per localizzati franamenti superficiali di versante.

L'analisi idrologica e sedimentologica condotta ha evidenziato come, viste le caratteristiche geomorfologiche del bacino, siano da attendersi fenomeni di magnitudo media caratterizzati da volumi e picchi di portata assolutamente non trascurabili compresi tra 5.000 e 10.000 mc per l'evento simulato con TR 200 anni. Trattandosi di fenomeni torrentizi assai energetici, come confermato dall'analisi morfologica e sedimentologica nonché dai testimoni muti presenti sull'intero conoide non si può mai veramente parlare di pericolosità nulla o trascurabile essendo questi caratterizzati da elevata imprevedibilità di innesco, impulsività e grado di parossismo, anche e soprattutto alla luce dei cambiamenti climatici in atto.

Le evidenze dello studio mostrano come, allo stato attuale, l'area su cui dovrebbe essere realizzato l'intervento edificatorio, posizionata proprio al piede del conoide, possa essere potenzialmente interessata da fenomeni propagatori nel caso di eventi di colata a medio-bassa probabilità di accadimento, seppur con intensità e valori delle grandezze simulate oggettivamente di grado BASSO e a differenza di altre aree del conoide, in particolare fino alla strada comunale (Via Fratelli Bronzetti) ove le grandezze possono assumere valori ben maggiori ed effetti potenzialmente più distruttivi.

Trattandosi di aree ancora potenzialmente raggiungibili dai fenomeni seppur con valori di intensità massima oggettivamente valutabile a **H2 (BASSA)**, vista la destinazione abitativa degli edifici previsti che comporta presenza di persone h24, appare comunque opportuno che, in fase di progettazione definitiva degli interventi ed esecuzione, si debbano porre in atto tutti gli accorgimenti costruttivi e localizzativi utili a mitigare ulteriormente la possibilità di danni a cose e/o persone che, comunque, dovrebbero risultare nel caso abbastanza limitati. Tale valutazione può essere fatta in maniera generale sulla base della massima intensità del fenomeno attesa sull'area e sugli edifici stimabile prevalentemente sulla base delle massime intensità attese.

Diversi approcci di letteratura propongono curve di vulnerabilità (Intensità-Danno), basandosi su dati reali di danno cagionato da fenomeni torrentizi e di colata di detrito su edifici esistenti di cui si sono misurate tali grandezze. Nel caso in esame utilizzando per cautela il valore massimo del tirante simulato nelle aree più prossime alla zona di intervento, pari a 0.37 m, cautelativamente aumentato a 0.5 m per considerare eventuali effetti di accumulo e rigurgito in corrispondenza delle strutture, è possibile stimare un valore indicativo di vulnerabilità dell'area basandosi su un recente approccio proposto da *Papathoma-Koehle et al.*, 2012 che propongono una curva di valutazione della vulnerabilità basata sull'intensità del processo e del possibile grado di danno atteso. Il tutto viene stimato sulla base di una curva di vulnerabilità con equazione

$$y = 1 - e^{-0.270 \left(\frac{x+1.287}{1.287} - 1 \right)^{2.974}}$$

che stima il grado di danno atteso y (o vulnerabilità) sulla base dell'intensità del fenomeno x , nella fattispecie rappresentato dall'altezza massima raggiunta dal deposito o dal flusso (m).

Nel caso in esame, adottando $x = 0.5$ m come sopra definito, si giunge ad un possibile grado di perdita (o vulnerabilità dell'area e degli edifici su di essa potenzialmente realizzabili) pari a 0.016, quindi molto basso.

Applicando invece l'approccio proposto da *Totschnig e Fuchs* (2012), che analizzano la vulnerabilità sia in termini di intensità assoluta (altezza deposito/tirante) che relativa (altezza deposito/altezza edificio) oltre anche la differente vulnerabilità tra edifici privati residenziali e edifici ad uso turistico. In termini di intensità assoluta la vulnerabilità, valida sia per edifici residenziali che strutture turistiche, risulta pari a

$$V_E = 1 - e^{-1.253 \left(\frac{I+2.438}{2.438} - 1 \right)^{1.892}}$$

Ottenendo quindi un valore di vulnerabilità pari a 0.06.

Nel caso di solo edifici residenziali, come quello in esame, valutando un'altezza media dell'edificio di 3 m (1 piano), e quindi un'intensità relativa pari a 0.166 si ottiene un valore di vulnerabilità dell'edificio stesso a destinazione abitativa variabile tra 0.23 e 0.59 (con un intervallo di confidenza del 99%), quindi valutabile nel complesso di grado da BASSO a MEDIO.

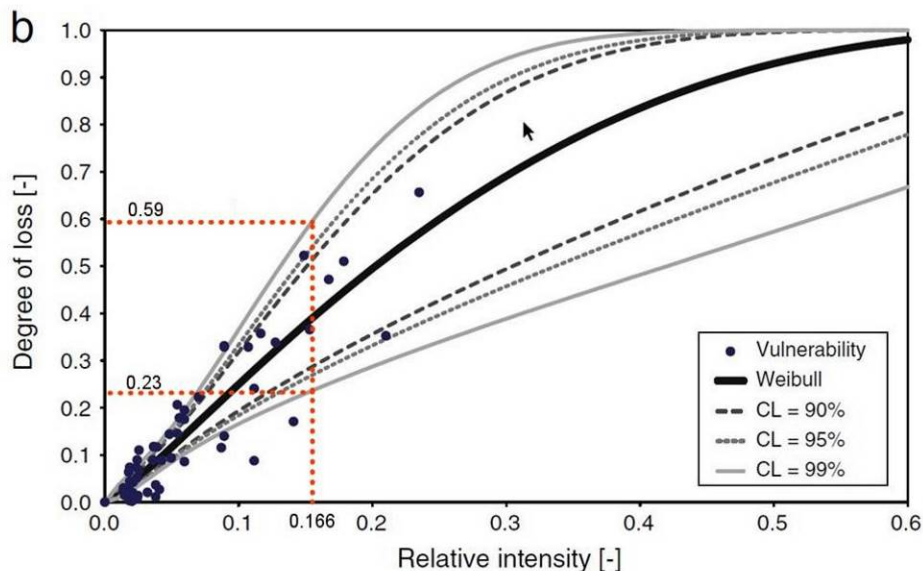


Fig. 8.1 – Differenti curve di vulnerabilità per edifici turistici (dati italiani ed austriaci) basate sull'intensità relativa del fenomeno. In neretto la curva che interpola meglio i dati (maggior correlazione) e intervalli di confidenza del 90,95,99%.

La variabilità della vulnerabilità risulta però piuttosto elevata e, oggettivamente, trattandosi sull'area di un fenomeno propagatorio a relativamente bassa energia, tiranti e velocità piuttosto ridotti e materiali trasportabili di dimensioni prevalenti delle ghiaie e sabbie (no massi) si ritiene ragionevole considerare come più attendibile il valore di vulnerabilità inferiore. Valori maggiori potrebbero essere associabili a fenomeni di colata di detrito, con trasporto anche di elementi lapidei di dimensioni decimetriche, che nel caso in esame

sono attesi solo fino alla strada comunale (Via F.lli Bronzetti). Solo nello scenario di pericolosità "residua" simulato (Fig. 7.18-7.20) l'area viene potenzialmente interessata maggiormente dal flusso, seppur con intensità del fenomeno sempre contenuta.

Appare quindi opportuno, nel caso in esame, mantenendo costante sia il livello di pericolosità ordinaria esistente (reale H2-P2) che il futuro valore d'uso in aumento dovuto all'introduzione di nuovi elementi di vulnerabilità rispetto all'attuale, mettere in atto alcuni accorgimenti di mitigazione e riduzione della vulnerabilità stessa sia di tipo PASSIVO (che impediscano cioè ad un eventuale flusso di raggiungere direttamente gli edifici, anche nel caso di fenomeni anomali) che ATTIVO (ossia da realizzarsi direttamente sulle strutture per mitigare il danno in caso questo venisse comunque raggiunto dal flusso).

Nel caso in esame appare opportuno, per la completa compatibilità dell'intervento di variante, CONFERMARE tutti gli interventi di mitigazione già definiti nello studio del 2021, ed in particolare, per il magazzino/autorimessa:

- Evitare la realizzazione di bocche di lupo per i locali interrati e seminterrati o, se necessarie, realizzarle sui lati meno esposti e con tipologie rialzate da terra (non a raso).
- Evitare fori di aereazione sul solaio dell'autorimessa per impedire entrata di flussi in caso di propagazione di questi da monte; è consigliabile un dimensionamento del solaio stesso considerando un certo livello di sovraccarico potenzialmente dovuto a fenomeni di deposito di materiale; al riguardo appare sufficiente stimare il sovraccarico ipotizzando un deposito massimo di 0.5 m.
- Nei locali tecnici prevedere eventuali prese di corrente e quadri elettrici ad una quota di sicurezza nel caso di allagamento (non inferiore a 1.0 m);
- Per limitare potenziali allagamenti dei locali interrati di progetto ed esistenti si consiglia il posizionamento all'imbocco delle rampe di accesso al garage di opportuna caditoia in grigliato carrabile per tutta la larghezza della rampa e larghezza ortogonale adeguata (almeno 30-50 cm), collegata con la rete di smaltimento delle acque bianche.

Una sintesi grafica degli interventi di mitigazione prescritti è visibile nell'immagine che segue (Fig. 8.4):

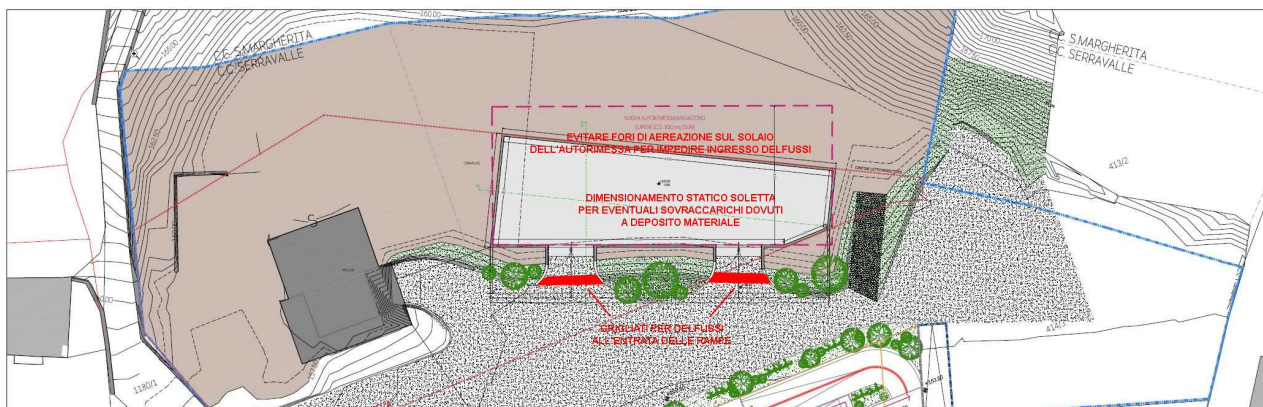


Fig. 8.4 – Interventi di mitigazione prescritti per la completa compatibilità della variante

Solo con la realizzazione degli interventi di mitigazione di cui sopra che, vista la situazione ed i risultati delle simulazioni propagatorie, appaiono comunque opportuni per proteggere l'area e gli edifici previsti, anche Alla luce di possibili fenomeni estremi ed anomali che la crisi climatica sta facendo diventare sempre più frequenti, si ritiene ragionevole che l'area oggetto di intervento e le sue immediate pertinenze possano risultare classificate a pericolosità-penalità BASSA (H2-P2) e l'intervento di VARIANTE ragionevolmente **COMPATIBILE** con tale livello di pericolosità.

Ala (TN), lì 06 ottobre 2023

IL TECNICO INCARICATO

dott. Silvio Grisotto

