

ALMA MATER STUDIORUM A.D. 1088

UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

SCUOLA DI SCIENZE

Corso di Laurea Magistrale in Geologia e Territorio

Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali

Tesi di Laurea Magistrale

**Il debris flow di Punta Nera
(Cortina d'Ampezzo, BL):
caratterizzazione del bacino e analisi
dei volumi mobilizzabili**

Candidato:

Gianni Bastregghi

Relatore:

Prof. Matteo Berti

Sessione Marzo 2018

Anno Accademico 2016-2017

Indice

Capitolo 1

INTRODUZIONE	6
1.1 Scopo del lavoro	6
1.2 Fasi del lavoro.....	8
1.3 Inquadramento geografico.....	9

Capitolo 2

LE COLATE RAPIDE DI DETRITO NELLE DOLOMITI ORIENTALI	10
2.1 Le colate rapide di detrito	10
2.1.1 Definizione e classificazione.....	10
2.1.2 Caratteristiche generali del fenomeno	13
2.1.3 Caratteristiche geomorfologiche alla scala del bacino	16
2.2 Le colate detritiche in area Dolomitica	18
2.2.1 Il debris flow di Acquabona.....	19
2.2.2 Il debris flow di Chiapuzza.....	20
2.2.3 Il debris flow di Cancia	21
2.2.4 Il debris flow di Rio Gere e Tre Croci.....	21
2.2.5 Il debris flow di Fiames.....	22
2.3 Condizioni di attivazione delle colate detritiche in area Dolomitica	23

Capitolo 3

IL BACINO DI COLATA DI PUNTA NERA	26
3.1 Assetto Geologico e Strutturale	27
3.1.1 Formazioni geologiche e coperture presenti	30
3.2 Assetto Geomorfologico	32
3.3 Caratteristiche climatiche	34
3.4 Caratteristiche del bacino di colata di Punta Nera.....	36
3.4.1 Il bacino in roccia.....	36
3.4.2 Il canale	42
3.4.3 Il conoide deposizionale.....	44
3.5 Frane di crollo nel bacino in roccia.....	46
3.6 Confronto con altri bacini dell'area Dolomitica	49

Capitolo 4

RILIEVO IN CAMPO DEL BACINO DI COLATA	51
4.1 Scopo del lavoro	52
4.2 Strumentazione.....	53
4.3 Metodologia	55
4.4 Risultati.....	59

Capitolo 5

STIMA DEI VOLUMI E COSTRUZIONE DELLE LSPP	99
5.1 Valutazione della pioggia netta.....	100
5.2 Linee Segnalatrici di Probabilità Pluviometrica (LSPP).....	106

Capitolo 6

Conclusioni	114
Bibliografia	116

Capitolo 1

INTRODUZIONE

*Non monti, anime di monti sono
queste pallide guglie, irrigidite
in volontà d'ascesa. E noi strisciamo
sull'ignota fermezza: a palmo a palmo,
con l'arcuata tensione delle dita,
con la piatta aderenza delle membra,
guadagniamo la roccia; con la fame
dei predatori, issiamo sulla pietra
il nostro corpo molle; ebbri d'immenso,
inalberiamo sopra l'irta vetta
la nostra fragilità ardente. In basso,
la roccia dura piange. Dalle nere,
profonde crepe, cola un freddo pianto
di gocce chiare: e subito sparisce
sotto i massi franati. Ma, lì intorno,
un azzurro fiorire di miosotidi
tradisce l'umidità ed un remoto
lamento s'ode, ch'è come il singhiozzo
rattenuto, incessante, della terra.*

Antonia Pozzi "Dolomiti" 1929



Cortina D'Ampezzo vista da Punta Nera

1.1 Scopo del lavoro

Il presente lavoro di tesi riguarda lo studio delle colate detritiche in area Dolomitica, dove le interazioni tra questi fenomeni, infrastrutture e persone diventano ogni anno più significative e pesanti.

Studiare i debris flow consente da un lato di ampliare le conoscenze scientifiche sull'argomento e dall'altro permette una corretta pianificazione e gestione del territorio finalizzata alla prevenzione del rischio.

Questo lavoro si è focalizzato sulla caratterizzazione del bacino di colata di Punta Nera (Cortina D'Ampezzo, BL), da un punto di vista geomorfologico, morfometrico ed idrologico ed ha avuto come obiettivo quello di indagare quali elementi hanno portato il fenomeno ad evolversi in maniera così rapida e massiccia negli ultimi anni.

L'analisi del bacino di Punta Nera è avvenuta con metodi sia diretti, attraverso il rilevamento in campo, dove con l'ausilio di opportuna strumentazione sono state prese le misure delle sezioni del canale, che indiretti, tramite piattaforme GIS utilizzando e confrontando i DEM del 2011 e del 2015 con le misure prese in campo. Verranno quindi condotte analisi di caratterizzazione morfometrica per il bacino di alimentazione e per il relativo canale e saranno per quest'ultimo esaminate le dinamiche di evoluzione e quantificate le superfici coinvolte in termini di erosione e deposito.

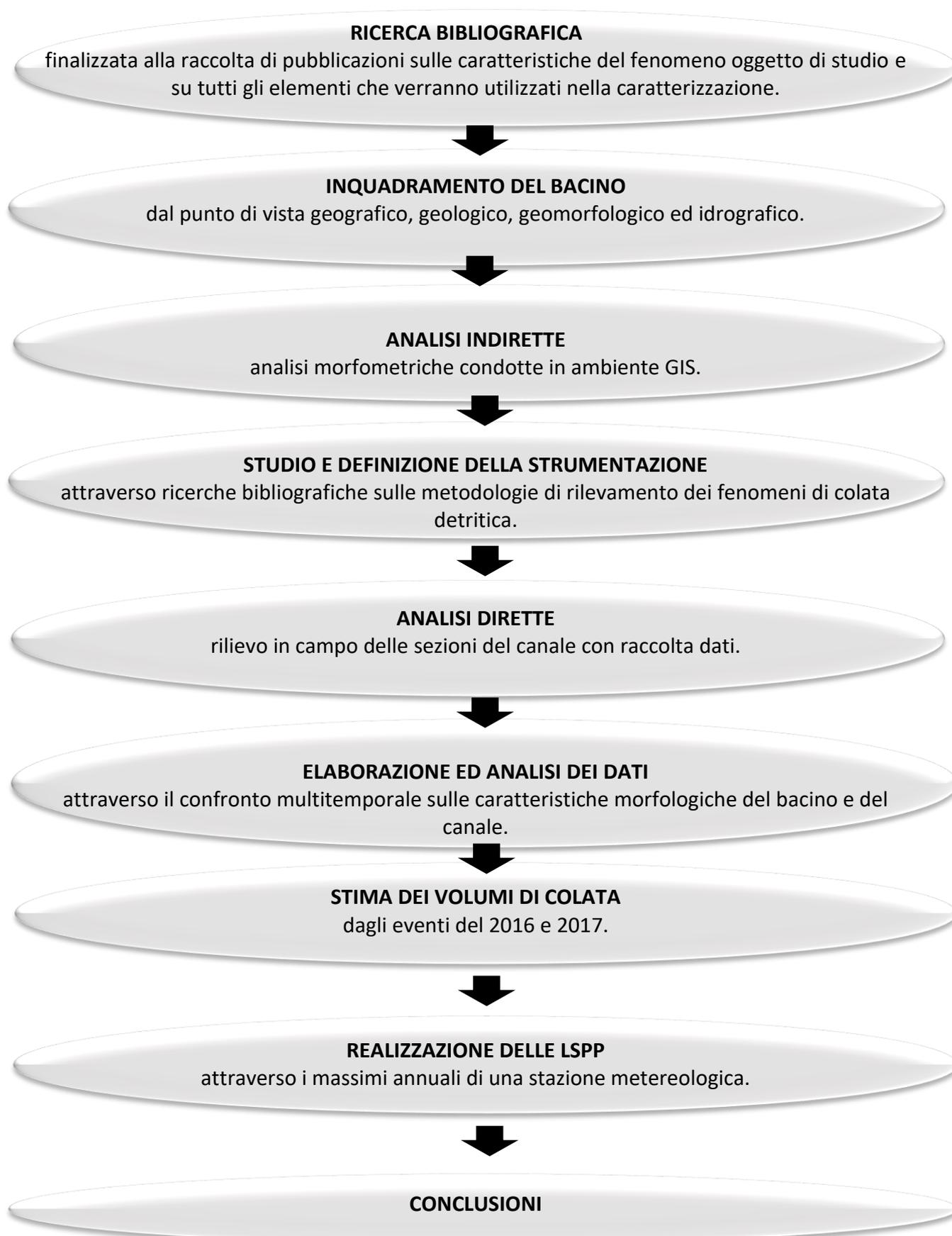
Sarà inoltre definita la risposta idrologica nella zona d'innescò attraverso l'utilizzo dei dati pluviometrici della stazione di monitoraggio installata lungo il canale, ricavando delle soglie pluviometriche che verranno confrontate con quelle presenti in letteratura. Saranno infine elaborate le linee segnalatrici di probabilità pluviometrica dai massimi storici della zona e stimati i volumi coinvolti per le colate degli ultimi anni così da poter realizzare le curve dei volumi attesi a determinati tempi di ritorno.

I risultati ottenuti hanno permesso di individuare la dinamica evolutiva che ha coinvolto il fenomeno nell'arco temporale che va dal 2011 al 2017, rendendo chiaro come questo bacino abbia subito un'evoluzione estremamente rapida nell'arco di pochi anni ed abbia interessato elevatissime quantità di materiale.

Tale studio mostrerà come il bacino di colata di Punta Nera sia ben lontano dal raggiungimento di un equilibrio morfo-dinamico; attualmente è in evoluzione e probabilmente lo sarà in maniera intensa anche in futuro.

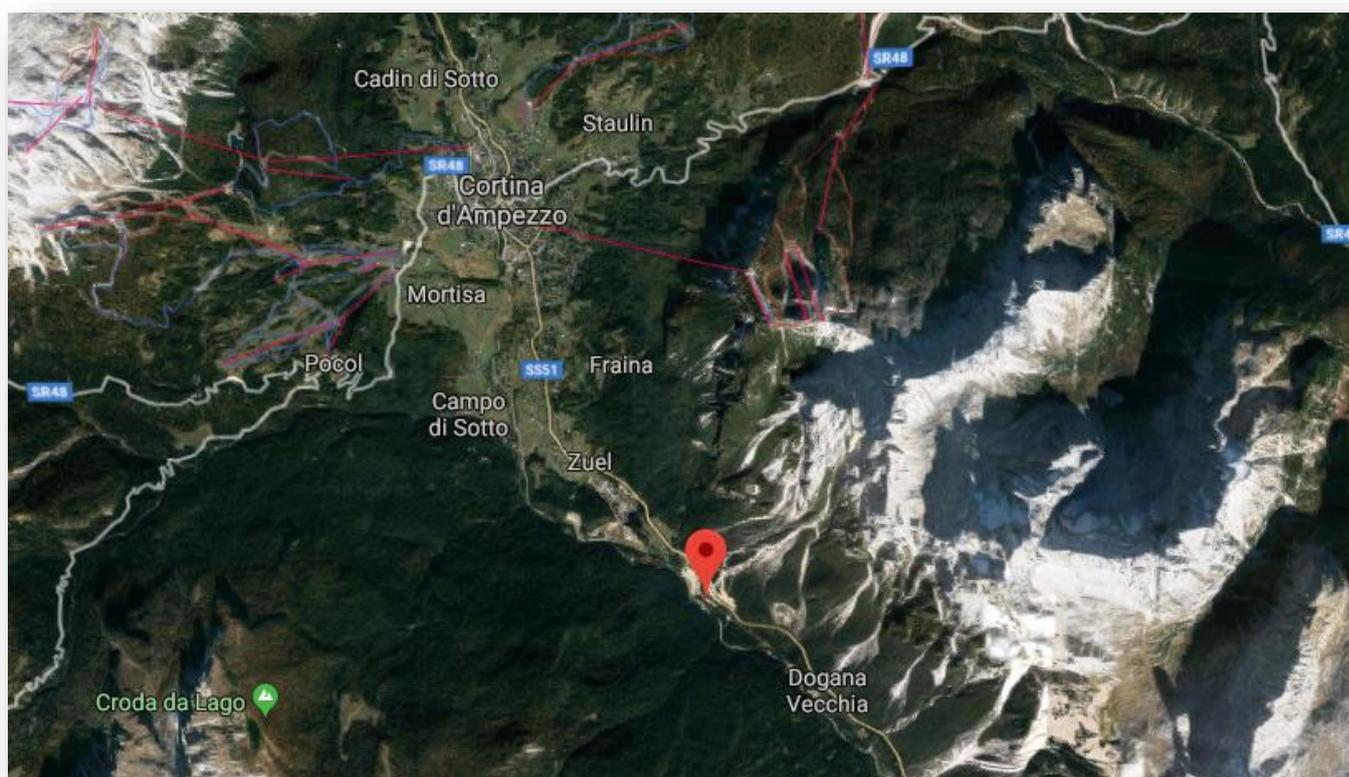
1.2 Fasi del lavoro

Le fasi del lavoro sono brevemente illustrate nel seguente schema:



1.3 Inquadramento geografico

L'area oggetto di studio è localizzata nella parte Nord-Est delle Dolomiti, in provincia di Belluno, in località Acquabona, all'interno del territorio comunale di Cortina d'Ampezzo. Il fenomeno franoso oggetto di studio si colloca in sinistra idrografica del Torrente Boite e il tratto di strada investito dalle colate detritiche si trova fra il km 97+500 e 99+500 della SS 51 "Alemagna". La zona in cui scorre il debris flow è compresa fra la base delle pareti rocciose del Monte Sorapis, in direzione sud-ovest rispetto a Punta Nera (2847 m s.l.m.) e il tratto di strada statale sopra accennato. Il Gruppo del Sorapis è uno dei più importanti gruppi delle Dolomiti Ampezzane ed è compreso fra i territori di Cortina d'Ampezzo e San Vito di Cadore. La cima più elevata, il cui nome è Punta Sorapis, arriva ad un'altitudine di 3205 m s.l.m. ed è situata fra altre due vette: la Croda Marcora (3154 m s.l.m.) e le Tre Sorelle (3005 m s.l.m.). L'area è compresa all'interno del foglio 029 Cortina d'Ampezzo della Carta Geologica d'Italia 1:50000.



*Figura 1.1 – Inquadramento geografico dell'area in esame.
Il punto indica la base del deposito di coordinate 46°30'04" N e 12°09'50" E.
Dati cartografici di Google Earth.*

Capitolo 2

LE COLATE RAPIDE DI DETRITO NELLE DOLOMITI ORIENTALI

2.1 Le colate rapide di detrito

2.1.1 Definizione e classificazione

Un flusso (colata) è un movimento spazialmente continuo in cui le superfici di taglio sono temporanee, fittamente spaziate e generalmente non preservate. La distribuzione di velocità nella massa in frana è simile a quella di un fluido viscoso (Cruden & Varnes, 1996).

Secondo (Iverson, 1997), una colata di detrito può essere definita semplicemente come una miscela di acqua, sedimenti scarsamente selezionati e altro detrito che si muove per gravità ad elevata velocità.

Una definizione più recente è quella di Takahashi, 2007, che descrive una colata di detriti come un flusso costituito da una miscela di sedimento e acqua paragonabile ad un flusso fluido continuo guidato dalla gravità, che raggiunge un'elevata mobilità grazie alla saturazione dei vuoti ad opera di acqua e fango.



Figura 2.1 - Fotogramma della colata detritica nel torrente Illgraben, Svizzera.

I debris flow, rientrano nell'ambito dei movimenti franosi; negli ultimi decenni sono state proposte molte classificazioni, da parte di diversi autori, che si basano su parametri come i meccanismi di innesco, le caratteristiche del bacino, la composizione dei sedimenti, la frazione solida, la scabrezza e la pendenza dell'alveo, la velocità, la durata dell'evento ed i processi fisici in gioco

(Bagnold, 1954; Iverson, 1997; Bardou, Ancey, Bonnard, & Vuillet, 2003).

Ricoprono un ruolo centrale parametri come il volume e la composizione della miscela, infatti sono i principali fattori che concorrono a determinare la pericolosità associata a tali fenomeni, dal momento che da questi dipende la mobilità e l'energia di impatto della colata (Iverson, Schilling, & Vallance, 1998; Hungr, 2000; Jakob & Hungr, 2005).

Altri parametri importanti sono la concentrazione volumetrica (Costa, 1984) alla quale può essere correlata la percentuale di materiale fine che compone la miscela (Cousot & Meunier, 1996) e le caratteristiche reologiche che caratterizzano la colata detritica (Cousot & Meunier, 1996; Julien & O'Brien, 1997).

Esiste una difficoltà oggettiva nel misurare e conoscere con precisione molti dei suddetti parametri così da rendere difficile l'utilizzo delle classificazioni basate su di essi.

Tra i più significativi e accettati metodi di classificazione vi è quello sviluppato da Varnes (1978) e ripreso da Cruden (1996), il quale si basa esclusivamente sul tipo di movimento e sul tipo di materiale coinvolto. Per quanto riguarda la tipologia di movimento si distinguono sei classi totali tra cui: crolli, ribaltamenti, scorrimenti (traslativi o rotazionali), espansioni laterali, colamenti e fenomeni complessi. Una volta individuato il tipo di movimento, sulla base del tipo di materiale interessato (roccia, detrito e terra), si può classificare il processo franoso.

TIPO DI MOVIMENTO		TIPO DI MATERIALE		
		ROCCE	TERRENI GROSSOLANI	TERRENI A GRANA FINE
CROLLI		Crolli di roccia	Crolli di detrito	Crolli di terra
RIBALTAMENTI		Ribaltamenti di roccia	Ribaltamenti di detrito	Ribaltamenti di terra
SCORRIMENTI	ROTAZIONALI	Scorr. rotaz. di roccia	Scorrimenti rotaz. di detrito	Scorrimenti rotaz. di terra
	TRASLATIVI	Scorr. trasl. di roccia	Scorrim. traslat. di detrito	Scorrimenti traslat. di terra
ESPANSIONI LATERALI		Espans. lat. di roccia	Espans. laterali di detrito	Espansioni laterali di terra
COLAMENTI		Colamenti di roccia	Colamenti di detrito	Colamenti di terra
Fr. Complesse => FR. COMPOSITE		Combinazioni di due o più tipi principali di movimento		

Figura 2.2 - Schema classificativo dei fenomeni franosi di Varnes (1978).

Un'utile e semplice guida per l'identificazione delle diverse tipologie di movimento di massa con un moto tipo colata è quella proposta da (O. Hungr, Evans, Bovis, & Hutchinson, 2001). Gli autori hanno creato una classificazione di facile utilizzo, partendo da quelle di Varnes (1954, 1978) e Hutchinson (1968, 1988), che arricchisce le vecchie classificazioni con le nuove terminologie ormai entrate nel linguaggio comune di tecnici e specialisti pur mantenendo i concetti chiave che caratterizzano tali fenomeni. I dissesti gravitativi per colata sono stati suddivisi in dieci classi sulla base di criteri come i meccanismi del movimento, le proprietà del materiale trasportato, la velocità di propagazione, il volume dell'evento, il contenuto d'acqua, la relazione tra il contenuto d'acqua e gli indici di plasticità ecc. Secondo questa classificazione si definisce debris flow (colata detritica) un flusso formato da detrito saturo, senza acqua libera, capace di formare canali e di incrementare il contenuto in acqua e con velocità elevate.

Material	Water Content ¹	Special Condition	Velocity	Name
Silt, Sand, Gravel, Debris (talus)	dry, moist or saturated	- no excess pore-pressure, - limited volume	various	Non-liquefied sand (silt, gravel, debris) flow
Silt, Sand, Debris, Weak rock ²	saturated at rupture surface content	- liquefiable material ³ , - constant water	Ex. Rapid	Sand (silt, debris, rock) flow slide
Sensitive clay	at or above liquid limit	- liquefaction <i>in situ</i> , ³ - constant water content ⁴	Ex. Rapid	Clay flow slide
Peat	saturated	- excess pore-pressure	Slow to very rapid	Peat flow
Clay or Earth	near plastic limit	- slow movements, - plug flow (sliding)	< Rapid	Earth flow
Debris	saturated	- established channel ⁵ , - increased water content ⁴	Ex. Rapid	Debris flow
Mud	at or above liquid limit	- fine-grained debris flow	> Very rapid	Mud flow
Debris	free water present	- flood ⁶	Ex. Rapid	Debris flood
Debris	partly or fully saturated	- no established channel ⁵ , - relatively shallow, steep source	Ex. Rapid	Debris avalanche
Fragmented Rock	various, mainly dry	- intact rock at source, - large volume ⁷	Ex. Rapid	Rock avalanche

¹ Water content of material in the vicinity of the rupture surface at the time of failure.

² Highly porous, weak rock (examples: weak chalk, weathered tuff, pumice).

³ The presence of full or partial *in situ* liquefaction of the source material of the flow slide may be observed or implied.

⁴ Relative to *in situ* source material.

⁵ Presence or absence of a defined channel over a large part of the path, and an established deposition landform (fan). Debris flow is a recurrent phenomenon within its path, while debris avalanche is not.

⁶ Peak discharge of the same order as that of a major flood or an accidental flood. Significant tractive forces of free flowing water. Presence of floating debris.

⁷ Volume greater than 10,000 m³ approximately. Mass flow, contrasting with fragmental rock fall.

Figura 2.3 - Classificazione di Hungr et al. (2001)

2.1.2 Caratteristiche generali del fenomeno

Le colate detritiche possono svilupparsi sia su versanti, in condizioni non canalizzate, o seguire incisioni topografiche preesistenti a formare sezioni che possono essere sia a U che a V.

Le condizioni necessarie che favoriscono l'innesco di colate detritiche sono riscontrate in aree con elevate pendenze del versante o del fondo canale (generalmente $>20^\circ$), presenza di materiale sciolto scarsamente selezionato e facilmente mobilizzabile, bacini in roccia con tempi di corrivazione bassi e un adeguato afflusso d'acqua (Vandine, 1996).

Queste caratteristiche si riscontrano in zone montuose come le Alpi, dove le falde detritiche ai piedi delle pareti rocciose, rappresentano l'area di innesco ideale per i debris flow.

Una corrente superficiale che scorre su di un letto di sedimenti, esercita uno sforzo tangenziale sul letto stesso che è funzione della velocità del flusso e che può essere tale da indurre la genesi di processi erosivi; maggiore è l'inclinazione del fondo, maggiore è la velocità della corrente a parità di altre condizioni (ad esempio di portata), maggiore è la forza di trazione esercitata dal flusso sul fondo e quindi la sua capacità erosiva.

Un'ulteriore forza destabilizzante per il letto di sedimenti è la componente della forza peso nella direzione del moto che, trascurabile a basse pendenze, assume sempre più rilevanza all'aumentare del gradiente topografico.

Per inclinazioni del fondo superiori in genere a $15-16^\circ$, la forza di trascinarsi esercitata dalla corrente e dalla componente della forza peso nella direzione del moto sono in grado di mobilitare quantità di sedimento tali da essere disperse lungo tutta la normale alla direzione del moto originando quindi un miscuglio solido-liquido (Boreggio, 2014).

L'acqua è l'elemento determinante per l'innesco di una colata e concorre nel determinare la mobilità e la velocità della stessa. Quando una massa di materiale granulare sciolto arriva a saturazione, la forza di gravità e l'aumento delle pressioni interstiziali che provocano una diminuzione delle resistenze attrittive tra i grani, fanno sì che essa scivoli verso valle come una colata incorporando il materiale presente sul letto e sulle sponde del canale (Ferretti, 2015). L'apporto quasi istantaneo di grandi quantitativi d'acqua può essere dovuto a precipitazioni brevi ma intense (temporali estivi), rapida fusione di nevai o ghiacciai, topografia convergente o condizioni idrogeologiche favorevoli, ruscellamento superficiale, sbarramento temporaneo di un corso d'acqua.

Una colata detritica, da un punto di vista reologico, è assimilabile ad un fluido di tipo non newtoniano e non plastico, che si muove a velocità molto rapide, che possono variare da 0.5 a 20 m/s (O. Hungr et al., 2001)

All'interno del flusso di detriti, la velocità relativa di due elementi vicini (in questo caso acqua o solido) è piccola e l'intera la massa subisce apparentemente deformazioni molto grandi e approssimativamente continue. Inoltre, le proprietà meccaniche di questa massa non cambiano significativamente durante il taglio, quindi il flusso di detrito evolve in una miscela di detriti ed acqua che, in prima approssimazione, può essere considerata un flusso (monofase) di un fluido viscoso (Brancaleoni, 2016). Al contrario, in flussi normali o iperconcentrati, la velocità media delle particelle solide più grossolane che vengono spinte e rotolate sul letto, differisce in modo significativo dalla miscela di solido-acqua in sospensione che scorre intorno ad esso.

(Smart e Jaeggi, 1983; Meunier, 1994; Coussot e Meunier, 1996).

La frazione solida risulta generalmente tra l'1 e il 25 % per i flussi iperconcentrati e tra il 50 e 80-90 % per i flussi di detriti (Coussot and Meunier, 1996, Iverson 1997).

I materiali solidi possono costituire fino al 90% (80% sabbia e ghiaia, 10% limo e pochissima argilla) in peso della massa fluida, quindi l'acqua occupa una percentuale molto piccola della massa totale. La distribuzione granulometrica di questi flussi è molto varia ma tendenzialmente indica una prevalenza della frazione granulare (sabbia e ghiaia) su quella fine (argilla e limo argilloso) che risulta essere anche solo una piccola percentuale (10-15%) del materiale (Ancey, 2001).

Le colate detritiche hanno una natura pulsante legata all'eterogeneità della miscela, la quale ingloba detrito con dimensioni che vanno dall'argilla fino a massi di svariati m³, e presentano, durante lo stesso evento, flussi a diverso comportamento reologico; il carattere pulsante, inoltre, comporta la creazione di più fronti d'onda di forma lobata.

Le colate detritiche, infatti, sono fenomeni generalmente non stazionari e, spesso, danno luogo a ondate successive (Iverson, 1997a) con intertempo variabile da secondi ad ore, a seconda della natura del fenomeno (Iverson et al, 2010).

Osservando i depositi dei debris flow si può notare come il materiale più grossolano si trovi in superficie, diventando sempre più fine man mano che si va verso la base del deposito (Hungr et al. 2001); questo fenomeno prende il nome di gradazione inversa ed è probabilmente dovuto alle turbolenze del flusso che si generano all'interno del canale di trasporto.

Dopo il passaggio della colata, spesso si possono trovare argini laterali all'esterno del canale, conosciuti in letteratura con il nome di *levees*. La loro deposizione avviene quando la colata detritica esce dal canale per tracimazione o nel momento in cui c'è una diminuzione di pendenza (Iverson, 2003). Altre forme deposizionali, associate al passaggio di una colata detritica, sono dei depositi terrazzati appoggiati sulle sponde all'interno del canale di colata. L'elevata velocità di tali processi, l'interazione tra la componente fluida e quella solida e i grandi volumi coinvolti (avvalorati dalla presenza di massi molto grandi), giocano un ruolo fondamentale nella dinamica di questi fenomeni che, in aggiunta alla difficoltà di previsione, li rendono tra i più pericolosi e distruttivi movimenti franosi esistenti.

Analizzando la sezione longitudinale di un'ondata di colata detritica si riconoscono quattro parti con caratteristiche e comportamento diverso tra loro:

- Un'onda minore, detta anche *precursory surge*, che si presenta come una miscela estremamente fluida e anticipa il fronte vero e proprio dell'ondata in movimento.
- Il fronte di colata si presenta parzialmente saturo ed è caratterizzato dalla concentrazione dei sedimenti con granulometria maggiore e dalla presenza di frammenti legnosi presi in carico all'interno del canale; rappresenta il picco di portata (Iverson, 1997; Costa, 1984).
- La parte centrale del corpo di colata si presenta generalmente satura, con una alta eterogeneità granulometrica costituita da acqua e frazione fine che riempiono gli interstizi del materiale grossolano.
- Il corpo di colata si chiude con una coda (tail) nella quale la concentrazione volumetrica e la granulometria diminuiscono notevolmente.

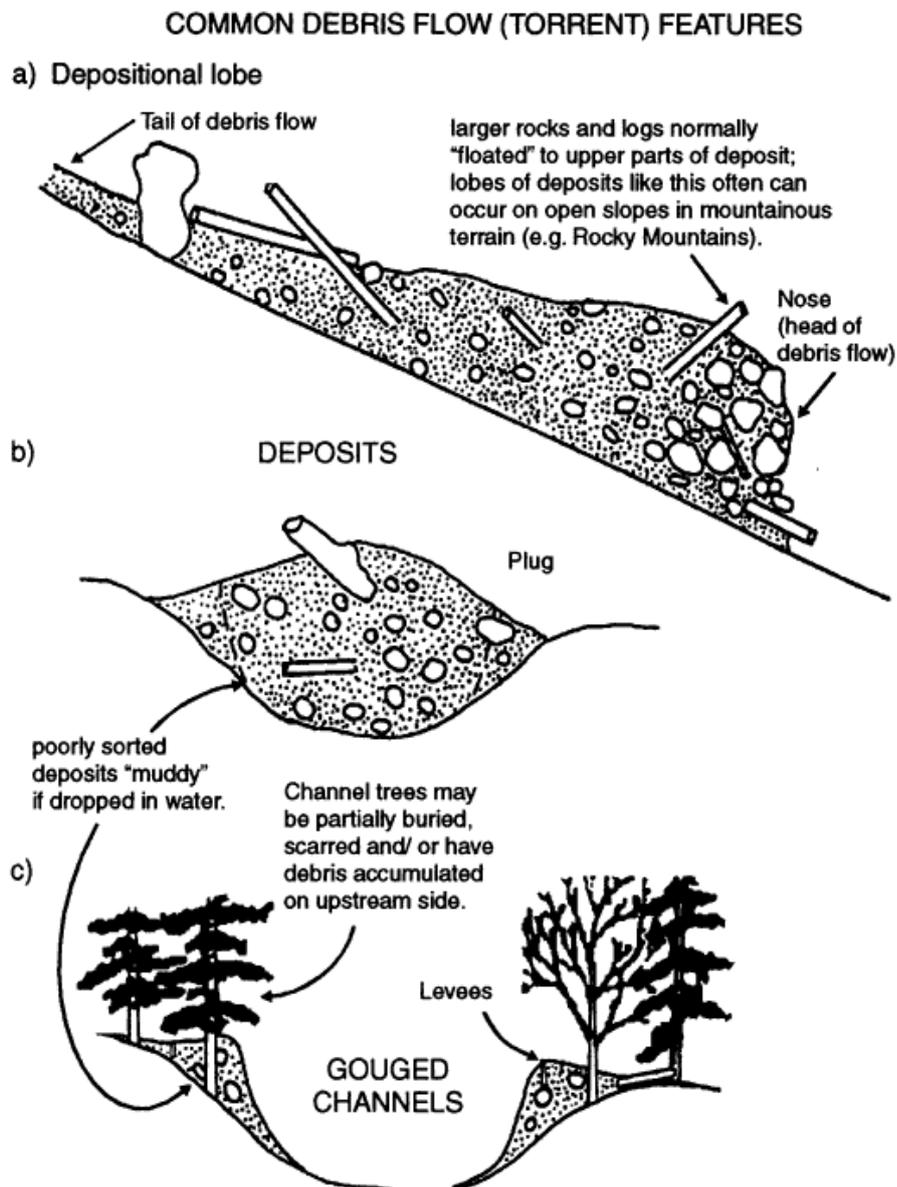


Figura 2.4 - Caratteristiche di un flusso di detriti in movimento (Eisbacher & Clague, 1984)

2.1.3 Caratteristiche geomorfologiche alla scala del bacino

Dal punto di vista geomorfologico un fenomeno di colata detritica alla scala del bacino è composto essenzialmente da tre zone distinte: la zona di innesco o area sorgente, la zona intermedia o canale di flusso e l'area di deposito o zona di runout.

Le colate detritiche che si sviluppano in area dolomitica, da un punto di vista geomorfologico, presentano tre zone con caratteristiche e comportamenti diversi:

- **Zona di innesco o area sorgente:** si trova in corrispondenza della sezione di chiusura del bacino in roccia ed è caratterizzata da pendenze elevate, dalla presenza di abbondante detrito sciolto, proveniente dalla disgregazione dei versanti in roccia soprastanti, e da elevato afflusso d'acqua. In questa zona prevale l'erosione e la vegetazione è scarsa o del tutto assente.
Il meccanismo di innesco, comunemente riconosciuto per i bacini di colata simili nell'area Ampezzana è quello per erosione di fondo canale, in cui il detrito presente sul fondo del canale viene eroso dall'acqua e incorporato granulo per granulo nel flusso.
- **Zona di trasporto o di propagazione:** in questo tratto in cui la cui la dinamica è molto variabile, il flusso si propaga verso l'area di conoide erodendo dove le pendenze sono piuttosto elevate e depositando nella parte terminale dove le pendenze si attenuano. Consiste essenzialmente in un canale entro il quale scorre il flusso detritico, con erosione del fondo e delle sponde. La formazione di depositi terrazzati e gli apporti detritici provenienti dalle sponde compensano l'erosione che risulta circa bilanciata con la deposizione. Ostruzioni anche effimere dell'alveo o affluenti in piena liquida, possono variarne sia la magnitudo che la concentrazione e la reologia. Localmente possono essere presenti accumuli di depositi "terrazzati" dovuti a precedenti eventi di colata.
La presenza di vegetazione dipende principalmente dal grado di attività del bacino di colata, anche se di solito è scarsa. Le pendenze medie vanno dai 15° ai 35°.
- **Zona di accumulo o di deposito:** è la zona più a valle, caratterizzata da basse pendenze (inferiori ai 15°) che provocano la progressiva dissipazione dell'energia ed il conseguente arresto e deposizione della colata detritica. I depositi sono di forma lobata, non hanno stratificazioni interne, sono granulometricamente molto eterogenei, contengono blocchi anche metrici e presentano gradazione inversa. La copertura vegetale è presente, fatta eccezione per le aree con accumuli recenti. La coalescenza di più depositi di colata forma il conoide detritico; più eventi di colata che tendono a sovrapporsi portano a incrementare la pendenza del conoide inoltre, altri processi quali valanghe e crolli, possono contribuire all'accumulo di ulteriore sedimento.

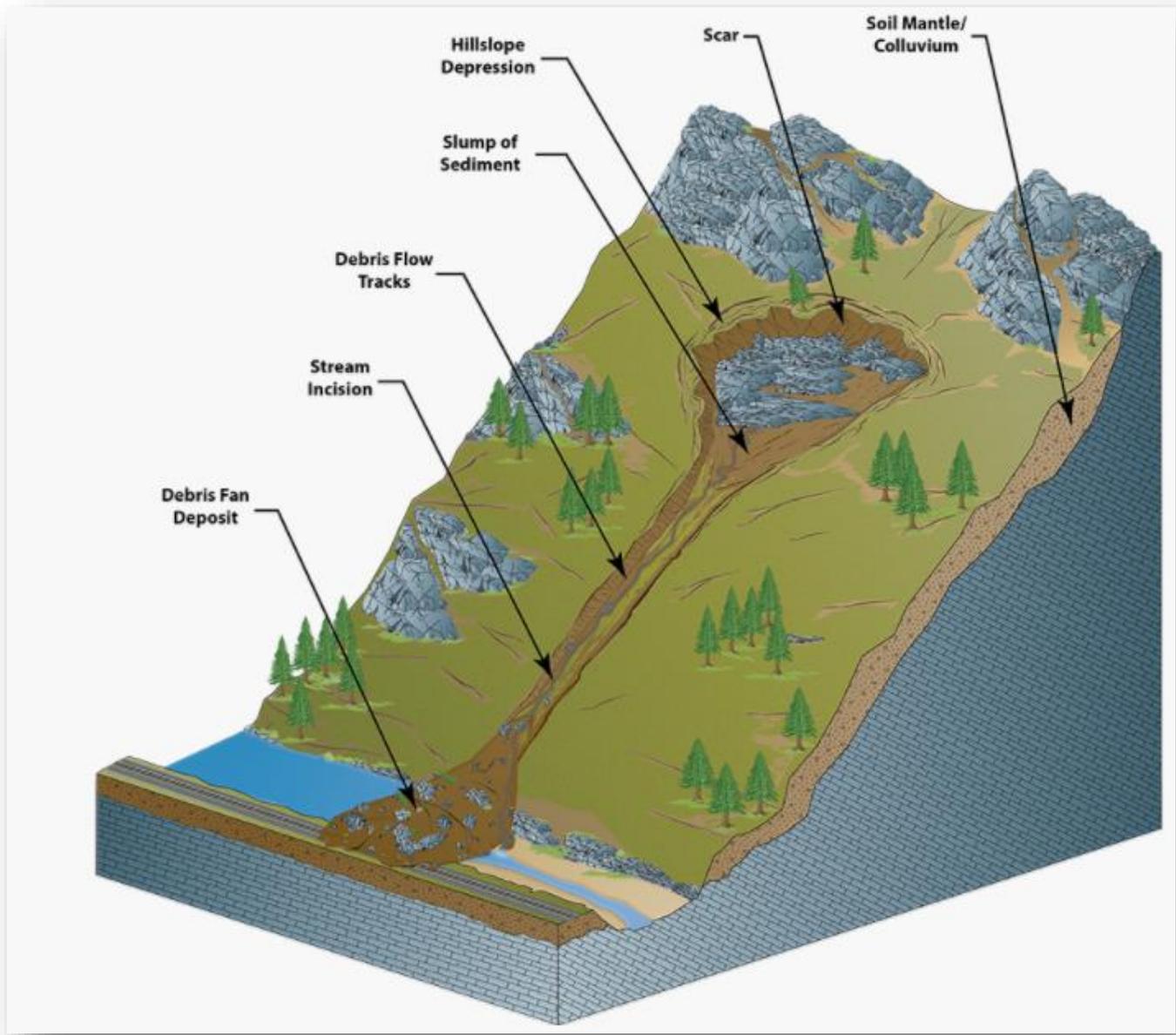


Figura 2.5 - Schema degli elementi morfologici di una colata detritica (www.wsgs.wyo.gov/hazard/landslides)

2.2 Le colate detritiche in area Dolomitica

Le Alpi Orientali rappresentano uno dei luoghi dove le colate detritiche sono un fenomeno comune e gli eventi si verificano con frequenza.

L'area dolomitica, in particolare, è fortemente sensibile a questo tipo di dissesto proprio per la sua conformazione topografica e geomorfologica. I debris flow si presentano in questa zona con cadenza annuale e quindi possono essere studiati e monitorati con continuità, permettendo di creare così una banca dati idonea per numerose applicazioni: statistica, idrologia e idraulica, geotecnica, geomorfologia, ecc, per una più completa conoscenza del fenomeno atta alla prevenzione del rischio.

L'area del comune di Cortina D'Ampezzo, come peraltro l'intera provincia di Belluno, è tra le aree venete più soggette a dissesti. L'analisi dei dati storici consente, a volte, di correlare gli eventi franosi con piogge di particolare intensità o durata. In molti casi si tratta di piccole celle temporalesche che generalmente si verificano in autunno o a fine estate e che danno luogo a piogge intense e di breve durata, spazialmente limitate, con conseguenze localizzate ma talvolta catastrofiche (Neri et al., 2007).

L'assetto geostrutturale del territorio di Cortina è caratterizzato da alternanze di litotipi a comportamento geomeccanico differente che provocano l'erosione differenziale dei pendii favorendone l'evoluzione per frana. A questo contesto sfavorevole, sotto il punto di vista della stabilità dei versanti, si aggiungono una forte tettonizzazione degli ammassi rocciosi e gli effetti di glacioppressione che hanno interessato l'area dolomitica in seguito all'ultima glaciazione (Panizza, 1973).

Per quanto detto, a partire dal Quaternario, l'evoluzione morfologica del territorio è stata fortemente influenzata da un elevato numero di tipologie di movimenti franosi (crolli, ribaltamenti, scorrimenti, colate, ecc.) (Panizza et al., 1996).

Alcuni elementi geomorfologici, scelti con criterio soggettivo ed esaminati in dettaglio su scala regionale (ad esempio conoidi o pendii) mostrano una limitata geomorfodiversità; in altri casi (come per le frane) si ha invece una grande geomorfodiversità intrinseca (Panizza, 2009).

Il bacino di colata di Punta Nera presenta le caratteristiche morfometriche peculiari dei bacini nella zona di Cortina: dimensioni limitate, elevate pendenze, bassa permeabilità del substrato roccioso e assenza di vegetazione;

Genevois et al., (2003) mapparono nei dintorni della Conca Ampezzana 325 bacini di colate detritiche con eventi a cadenza annuale o minore che hanno mobilitato fra i 6000 ed i 30 000 m³ di materiale, inserendoli nella carta geomorfologica del rischio e stilando una tabella con le caratteristiche morfometriche medie dei bacini analizzati:

mean catchment area	0.061 km ²
mean maximum elevation of the catchments	2387 m a.s.l.
mean minimum elevation of the catchments	2016 m a.s.l.
mean catchment slope	47°
mean channel length	0.46 km
mean channel slope	28°

Figura 2.6 - Caratteristiche morfometriche medie dei bacini analizzati nell'Ampezzano (Genevois et al., 2003)

Di seguito sono brevemente descritti alcuni bacini rappresentativi.

2.2.1 Il debris flow di Acquabona

Pochi chilometri a nord di San Vito di Cadore, a sud dell'abitato di Zuel, si trova il bacino di colata di Acquabona. Il bacino è estremamente noto agli abitanti della zona per le continue riattivazioni, anche a cadenza annuale, testimoniate dalle numerose informazioni storiche che a partire dalla fine dell'800 vengono registrate dal comune.

Sin dal 1928 il debris flow di Acquabona ha causato danni ingenti ad abitati e vie di comunicazione. Si tratta di un fenomeno dal percorso ben definito che percorre un canale profondamente inciso in depositi da debris flow, caratterizzato da un range di pendenza tra i 20° e 40°.

Eventi particolarmente significativi sono stati registrati nel 1997 e nel 1998 quando eventi di precipitazione molto intensi hanno mobilizzato tra i 6.000 ed i 9.000 m² di materiale.

Non si sono comunque verificati danni alla strada grazie alla vasca di contenimento che è stata progettata e messa in opera a difesa di quest'ultima (Neri et al., 2007).

Nell'ultimo decennio i debris flow innescati dal bacino di Acquabona hanno aumentato la mobilizzazione di detrito: nell'evento del 30 settembre del 2000 furono depositati 10.000 m³ (precipitazione con durata di 120 min e intensità pari a 0.16 mm/min); nell'evento del 30 giugno del 2001 il volume depositato arrivò a 30.000 m³ (precipitazione con intensità di 0.36 mm/min) (Tecca et al., 2003).

Il mattino del 18 luglio del 2009, furono registrate due ondate di debris flows, la prima delle quali produsse un volume stimato tra i 2.000 e i 3.000 m³, la seconda, invece, produsse un volume stimato tra i 20.000 e 22.000 m³ (Scotton P. et al., 2011).

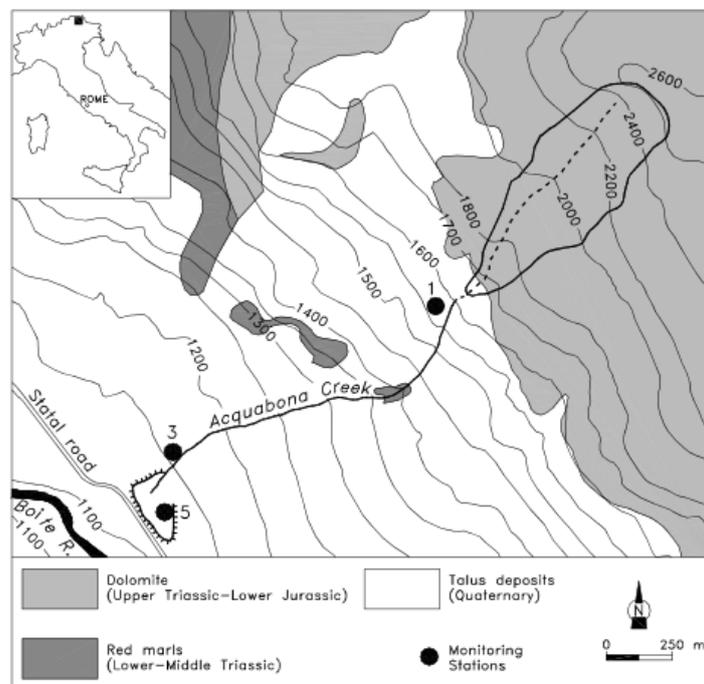


Figura 2.7 - Schizzo geologico del torrente Acquabona e posizione delle stazioni di monitoraggio (Galgaro et al., 2005)

La quasi totalità del bacino di alimentazione è compreso nella Dolomite del Giurassico mentre il canale si sviluppa lungo i depositi Quaternari e in un breve tratto incide anche Marne Rosse del Triassico.

In accordo con le definizioni di (Brunsden & Thornes, 1979) e di (Costa, 1984) i debris flow di Acquabona è stato definito di tipo “hill-slope” cioè che si verifica su falde detritiche attive, spesso variando il percorso di flusso da evento a evento.

Attualmente però è ben canalizzato ed il percorso è ben definito.

Sono di seguito riportati i parametri morfometrici e l’analisi granulometrica dei campioni prelevati nelle tre zone morfometricamente significative del bacino (Galgaro et. al, 2005).

Rock basin area (km ²)	0.30
Basin maximum elevation (m a.s.l.)	2667
Basin outlet elevation (m a.s.l.)	1650
Average rock basin slope (°)	43
Channel length (m)	1632
Channel slope in the initiation area (°)	30
Channel slope in the deposition area (°)	7
Average channel slope (°)	18

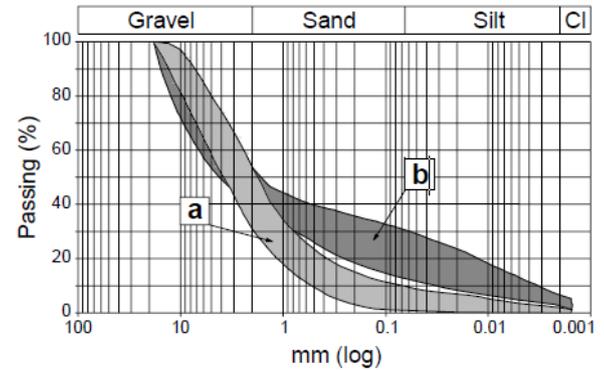


Figura 2.8 - Principali parametri morfometrici del canale e del bacino di Acquabona (Galgaro et al., 2005)

Figura 2.9 - Distribuzione granulometrica dei detriti di roccioso di Acquabona (Galgaro et al., 2005)

La curva granulometrica dell’area di innesco (a), del canale di flusso e dell’area di deposito (b) riflettono distribuzione tipica dei materiali coinvolti in questo tipo di fenomeno.

La distribuzione granulometrica di questi flussi è infatti molto varia ma tendenzialmente indica, come in questo caso, una prevalenza della frazione granulare (sabbia e ghiaia) su quella fine (argilla e limo argilloso).

2.2.2 Il debris flow di Chiapuzza

In prossimità del paese di San Vito di Cadore si sviluppa il debris flow di Chiapuzza.

Le notizie più recenti risalgono al 1960, quando si attivò una frana da crollo di grandi proporzioni lungo il versante SO di “Punta dei Ross”, dando luogo ad un accumulo di 800.000 m³ di roccia che andò a sommarsi ai detriti già presenti ai piedi della parete e lungo il canalone che sovrasta l’abitato di Chiapuzza. Esso non ha causato direttamente dei danni, ma ha determinato nuove condizioni geomorfologiche che hanno predisposto il versante ad una nuova modalità evolutiva attraverso colate di detrito (Neri et al., 2007).

Il fatto significativo, legato a tale evento consiste nella modifica della morfologia del versante: il corpo della frana, andando a depositarsi ai piedi delle pareti rocciose, ha sostanzialmente modificato il profilo del versante che, da concavo, è divenuto convesso. La gravità e l’importanza di tale modifica si sono rivelate solo nel corso degli anni successivi infatti, una serie di episodi di colate detritiche, più o meno ingenti, sono state alimentate proprio dalla massa di detriti costituenti il corpo di frana. Tali colate hanno più volte coinvolto la statale Alemagna e l’abitato di Chiapuzza soprattutto fra il 1966 ed il 1972 (Favaretti et.al., 2004).

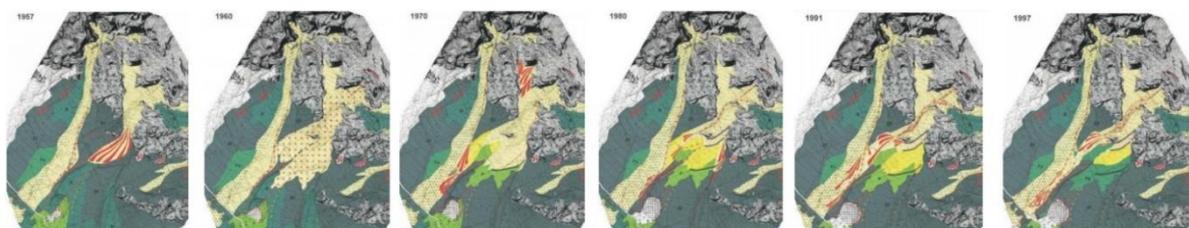


Figura 2.10 - Ricostruzione storica dell'evoluzione morfologica del versante di Punta dei Ross (Favaretti et al., 2004)

2.2.3 Il debris flow di Cancia

Scendendo a sud di San Vito di Cadore, tra Borca di Cadore e Voto di Cadore si trova il bacino del debris flow di Cancia. Questa zona della Valle del Boite è conosciuta da secoli per il gran numero di frane in cui è stata coinvolta; la più disastrosa nel 1814 ha coinvolto un volume stimato di 35 milioni di m³ distruggendo due paesi e causando numerose vittime (Panizza et.al., 1998). Un altro importante evento risale al 1868 quando un volume stimato di 100.000 m³ seppellì l'abitato causando 12 vittime. Da questo evento ne sono seguiti molti altri fino ad oggi sebbene di intensità non paragonabile, che hanno comunque comportato ingenti danni ad edifici ed infrastrutture. Tra gli eventi più recenti, significativi per i danni riportati, sono quelli del 1973 e del 1994 in cui si sono mobilizzati 25.000 m³ di materiale, nel 1996 un debris flow con un fronte di 250 metri ha invaso la strada e l'abitato con più di 40.000 m³ di detrito, acqua e fango (Panizza et.al., 1998). Eventi minori si sono verificati nel 1997 e nel 1998 (Neri et.al., 2007).

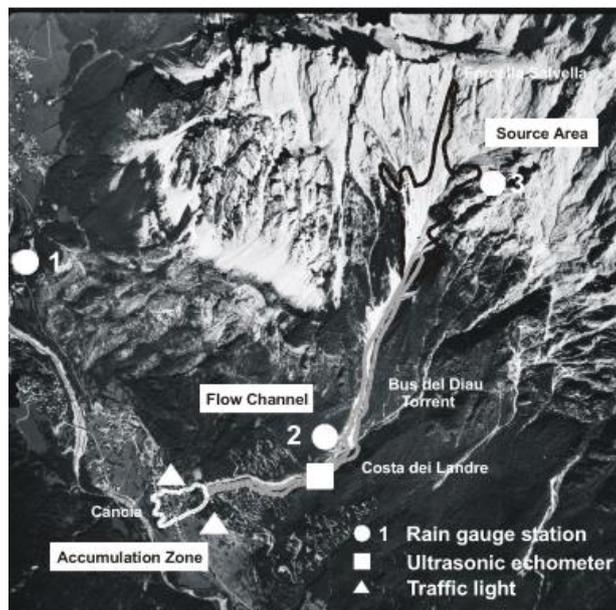


Figura 2.11 - Elementi caratteristici del debris flow di Cancia ed ubicazione della stazione di monitoraggio (Bacchini & Zannoni, 2003)

Il bacino del debris flow di Cancia possiede un'area di 1.8 km² ed il punto di chiusura del bacino si trova a 1150 m di quota. Il canale di flusso è lungo 2400 m con una pendenza media di 20°. L'area di deposito misura 0.6 km² (Bacchini & Zannoni, 2003).

2.2.4 Il debris flow di Rio Gere e Tre Croci

Dal grande bacino di Rio Gere, con apice nella Cima di Mezzo del monte Cristallo (3154 m), si innescano processi di colata detritica molto importanti come quello del 31 luglio 1998 che ha coinvolto 13.500 m³ di materiale (intensità precipitazione 0.86 mm/min).

Dal bacino di Tre Croci, presso il monte Cristallo (2808 m), scendono colate che giungono fino al Passo Tre Croci, le ultime colate risalgono al 2006, 2009 e al 2012. Il canale più maestoso è il Rudavoi, collegato al bacino del Piz Popena (3154 m), che il 5 settembre 1997, dopo una precipitazione di un'ora con intensità di 0.48 mm/min, innescò una colata di 100.000 m³ di materiale, lasciando depositi anche lungo il canale.

2.2.5 Il debris flow di Fiames

Tra i grandi fenomeni di colata detritica, che a partire dal tardoglaciale hanno influenzato l'assetto geomorfologico di quest'area, è di particolare rilievo quello che interessa Fiames e le zone limitrofe. A nord di Cortina, presso la località di Fiames, si individua un imponente conoide originato da ripetuti eventi di colata. Qui il versante si presenta piuttosto acclive e la Dolomia Principale che vi affiora appare piuttosto tettonizzata.

Il canale Fiames Ra Pezories nasce a 1760 m nel ghiaione sotto le pareti rocciose del Pezories (2300 m), scorre tra due pareti di roccia fino a 1540 m e termina in una zona di deposito (1310 m) appena prima della Strada Nazionale 51. Un altro canale particolarmente attivo posto nella medesima zona, è il canale di Fiames Pomagagnon, che ha origine sotto le pareti rocciose meridionali della Croda di Pomagagnon (2450 m).

In tempi recenti, il 5 settembre 1997, si è verificato un evento di particolare intensità che ha coinvolto un volume di detrito compreso tra i 10.000 e 12.000 m³ (Genovois et al., 1999), il quale si è riversato sulla strada statale e sul torrente. Ciò accadde in occasione di un'intensa precipitazione che portò al suolo, per oltre 15 minuti, più di 1 mm/min di pioggia, come registrato presso la stazione di Podestagno a 1,5 km di distanza. Nel 1998 è seguito un fenomeno di minore intensità che ha coinvolto circa 1.500 m³ di materiale non raggiungendo il tratto stradale.

Un altro importante fenomeno avvenne il 5 luglio 2006 che depositò centinaia di m³ sulla statale. A difesa della strada e degli edifici a rischio sono stati recentemente realizzati degli interventi di protezione (bacino di ritenzione dei sedimenti) (Neri et.al., 2007).

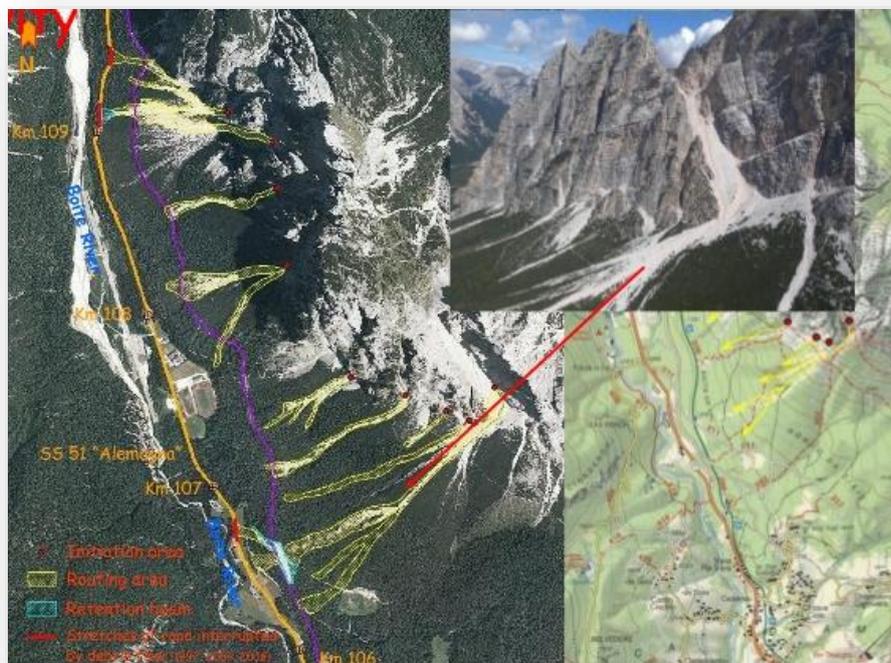


Figura 2.12 - Debris flow di Fiames. Lezione di Imprevedibilità dei fenomeni (Gregoretti, 2017)

Presso la località Fiames, si individua un imponente conoide originato dai ripetuti eventi di colata e che raggiunge le dimensioni di circa 900.000 m² ed è solcato dal canale principale lungo circa 1000 m (D'Agosto, 2016).

2.3 Condizioni di attivazione delle colate detritiche in area Dolomitica

Il processo più comune che determina l'innesco di una colata detritica in area Dolomitica è quello di erosione di fondo canale. In questo caso il flusso superficiale incanalato, piuttosto che l'infiltrazione nel versante, è il principale fattore di controllo. Il meccanismo di innesco dipende in gran parte dalla risposta idrologica del pendio instabile alle piogge. Nel caso di innesco per erosione di fondo canale avviene che una corrente ad alta velocità, convogliata da un bacino ripido in roccia, mobilita un letto di canale già saturo al piede di una parete (Berti, Genevois, Simoni, & Tecca, 1999). Il detrito viene eroso dall'acqua convogliata da tutto il bacino in roccia e incorporato granulo per granulo nel flusso. I fenomeni con questo tipo di innesco sono concentrati in zone particolari ma sono molto frequenti.

Berti e Simoni (2005) hanno utilizzato osservazioni sul campo e dati in tempo reale per caratterizzare l'idrologia e la risposta dell'area di innesco del bacino di Acquabona a piogge di varia intensità e durata riproducendo poi il comportamento osservato tramite un modello idrologico semplice basato sull'assunto di onda cinematica, per simulare la generazione del flusso nel canale. Da come si può vedere in figura 2.13, Q_W (m^3/s) è la portata in uscita del bacino in roccia (che tiene conto delle perdite d'acqua all'interno della massa rocciosa), H (m) e α ($^\circ$) sono lo spessore e la pendenza del tratto di canale considerato, Q_D (m^3/s) è la variazione di immagazzinamento nei detriti del canale, Q_S (m^3/s) è il deflusso sub-superficiale attraverso il letto del canale, Q_L (m^3/s) è la dispersione sub-superficiale nello strato inferiore (detrito denso) al letto detritico (detrito sciolto) e Q_R (m^3/s) è la portata dell'acqua di ruscellamento superficiale (quando viene superata la capacità di infiltrazione del letto del canale).

Da questo studio è emerso che la rottura viene generata quando l'afflusso d'acqua proveniente dal bacino roccioso supera la capacità di infiltrazione del materiale al letto del canale a seguito di brevi ed intensi eventi di pioggia. La risposta idrologica agli eventi di pioggia può essere descritta da un modello di onda cinematica che calcola l'idrografia del flusso all'uscita del bacino dalle vie di affluenza. Il flusso che scorre lungo i detriti incisi può essere stimato sottraendo dal flusso all'uscita del bacino una componente di uscita dal canale che comprende l'immagazzinamento del suolo e la superficie di flusso parallela al pendio all'interno del letto del canale.

Il modello è quindi in grado di prevedere la risposta idrologica osservata per una vasta gamma di impulsi di pioggia, fornendo così una base fisica per la comprensione della soglia di attivazione del flusso di detriti.

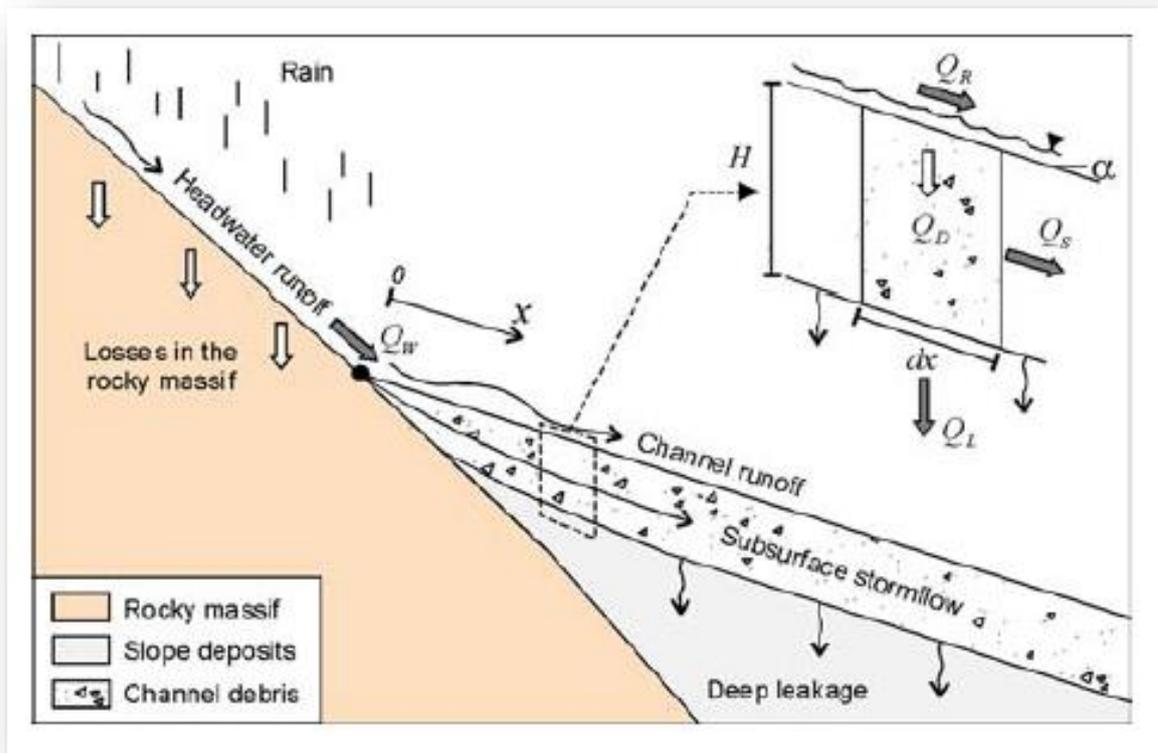


Figura 2.13 - Schema concettuale della risposta idrologica alla pioggia nell'area di innesco del flusso di detriti, utilizzata per modellare il processo di generazione del deflusso nel canale (Berti e Simoni, 2005).

Le stime della soglia critica di attivazione in questo caso possono essere ricavate indirettamente dai dati di precipitazione che hanno generato tali fenomeni. Gregoretto & Fontana (2008) hanno cercato di individuare le condizioni di soglia critica delle piogge che comportano la mobilitazione del flusso di detriti nel canale. La soglia di precipitazione è stata ottenuta analizzando le piogge che hanno causato ventotto flussi di detriti nelle Dolomiti Orientali con volumi superiori a circa 2000 m³ ed è stata poi confrontata con undici soglie riportate in letteratura, che mostrano un notevole range di variabilità dovuto ai diversi criteri utilizzati nella selezione dei parametri di pioggia critica, magnitudo degli eventi innescati e variabilità locale delle condizioni geologiche, idrologiche e meteorologiche. Per esempio, con una precipitazione di 1 ora, considerando la soglia più bassa e quella più alta, si ha un'intensità che varia rispettivamente da 4.94 mm/h (Innes, 1983) a 47.74 mm/h (Paronuzzi et al., 1998). Le soglie 2 e 6 sono state entrambe definite per condizioni che hanno innescato debris flow per erosione di fondo canale nella stessa area, ma la soglia 2 è considerevolmente inferiore alla soglia 6. Considerando sempre una precipitazione con la durata di 1 ora, il valore di intensità per la soglia 2 è di 7.4 mm/h mentre per la soglia 6 è uguale a 15.17 mm/h. In questo caso Genevois et al., (2000) ha definito la soglia 6 considerando la pioggia fino all'innescio dei flussi di detriti mentre Bacchini & Zannoni (2003) hanno definito la soglia 2 utilizzando anche i totali delle piogge giornaliere.

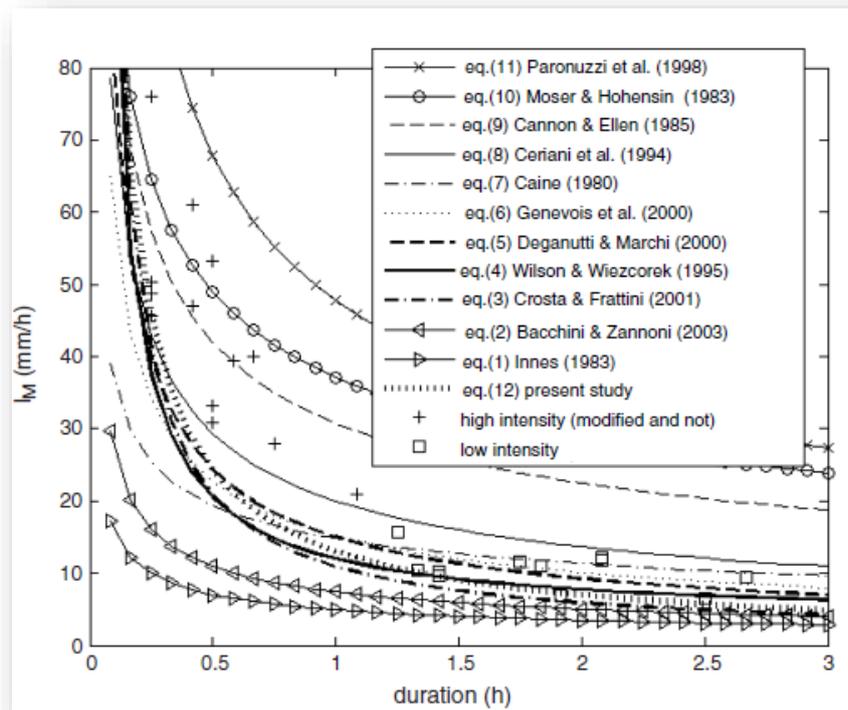


Figura 2.14 - Soglie ottenute da Gregoretti et al., (2007) confrontate con quelle di altri autori.

Per poter individuare la soglia di piovosità minima che innesca le colate di detrito nel bacino di Punta Nera è possibile riferirsi al sistema di controllo del debris flow di Acquabona (Tecca et al., 2003) che per le sue caratteristiche litologiche ed idrogeologiche nonché la sua estrema vicinanza (meno di 500 m) è rappresentativo per l'intera area di studio. Gregoretti et.al., (2007) hanno definito due soglie differenti, entrambe poste come limite inferiore sopra il quale si sono verificati i fenomeni. Mentre la prima più bassa considera l'intensità media dei fenomeni presi nella loro globalità, la seconda più alta, prende in esame i valori di picco dell'intensità:

$$I = 13 D^{-0.90}$$

$$I = 21 D^{-0.55}$$

dove D è la durata espressa in ore e I è l'intensità dell'evento espressa in mm/h.

Floris et.al (2009) hanno considerato i dati delle precipitazioni dal 1997 al 2001 durante il quale si sono verificati setti eventi di colata; le attivazioni sono sempre associate a picchi critici che avvengono nei 10 minuti di pioggia intensa (Berti et al, 1999, 2000, Tecca and Genevois, 2009).

Il ritardo tra l'intensità massima di pioggia per i 10 minuti e l'attivazione del flusso corrisponde al tempo necessario per saturare i detriti sciolti che riempiono il canale nell'area di iniziazione.

Il tempo in cui si verifica il flusso di detriti è risultato compreso tra 35 e 105 minuti dopo l'inizio della pioggia, generalmente circa 30 minuti dopo la massima intensità di pioggia per i 10 minuti.

I dati raccolti da tale studio hanno stabilito che i flussi di detriti non si verificano con un'intensità di pioggia inferiore a 4.9 mm in 10 minuti, che rappresenta la soglia minima di attivazione.

Capitolo 3

IL BACINO DI COLATA DI PUNTA NERA



Figura 3.1 - Vista frontale del bacino di Punta Nera

3.1 Assetto Geologico e Strutturale

Le Dolomiti sono un complesso montuoso appartenente alle Alpi Meridionali costituito prevalentemente da edifici carbonatici dolomitizzati; il nome “dolomite” deriva dal suo scopritore, *Deodàt de Dolomieu* (1750-1801) chimico e mineralogista francese, e si riferisce ad una roccia composta da carbonato doppio di calcio e magnesio.

La regione che racchiude le Dolomiti è limitata a nord dalla val Pusteria fino a S.Candido (BZ), a ovest dalle valli dell’Isarco e dell’Adige da Bressanone a Trento, a est dalla val di Sesto e dalla val Padola fino a S.Stefano di Cadore e poi dalla valle del Piave fino a Ponte nelle Alpi e a sud dalla Valsugana e il vallone Bellunese fino a Ponte nelle Alpi (Bosellini, 1996).

La storia genetica delle Dolomiti è quanto mai complessa e prolungata nel tempo ed è proprio questa complessità che ha determinato la varietà dei paesaggi e i contrasti di colori e di forme.

La maggior parte delle rocce che ne costituiscono l’articolata stratigrafia si formarono nell’arco temporale compreso tra la fine del Paleozoico (Permiano) e la fine del Mesozoico (Cretacico).

Si possono distinguere in particolare tre complessi dolomitici, formati in tre fasi distinte della evoluzione paleogeologica, che ha interessato questo settore delle Alpi Meridionali durante il Triassico, determinata dalla graduale espansione della Tetide (Neri et al., 2007):

- Le formazioni dolomitiche di scogliera del Ladinico dette “prevulcaniche” o “Dolomia dello Sciliar” (DS).
- Le formazioni dolomitiche di scogliera del Carnico dette “post-vulcaniche” o “Dolomia Cassiana” (DC).
- Le formazioni dolomitiche di piattaforma del Norico - Retico che costituiscono la “Dolomia Principale” (DP).

La morfologia attuale del territorio di Cortina e dell’alta valle del Boite è il risultato dell’interazione dei processi geomorfologici, tettonici e climatici che hanno interessato l’area nel corso delle ere geologiche.

Dal punto di vista tettonico, l’attuale disposizione delle formazioni rocciose appena descritte, è il risultato della sovrapposizione di due fasi compressive di età terziaria; la prima si è verificata tra l’Eocene e l’Oligocene, la seconda, nota come fase neo-alpina, avvenuta tra il Miocene e il Pliocene.

Il bacino di colata di Punta Negra è collocato nel foglio 029 della Carta Geologica d’Italia in scala 1:50.000 (progetto CARG, foglio 29, Cortina d’Ampezzo) in cui sono descritte le formazioni geologiche presenti nell’area di studio e le relative coperture quaternarie (Neri et al., 2007).

Quasi la totalità del bacino in roccia di Punta Nera è costituito dalla formazione della Dolomia Principale, i Calcari Grigi affiorano poco più ad est ma non ne fanno parte. Subito a monte del punto di chiusura del bacino, andando verso valle, la zona è ricoperta da depositi eluviali, colluviali e di frana che ospitano il canale di flusso il quale termina prima della zona dominata dai depositi fluviali e alluvionali del torrente Boite.

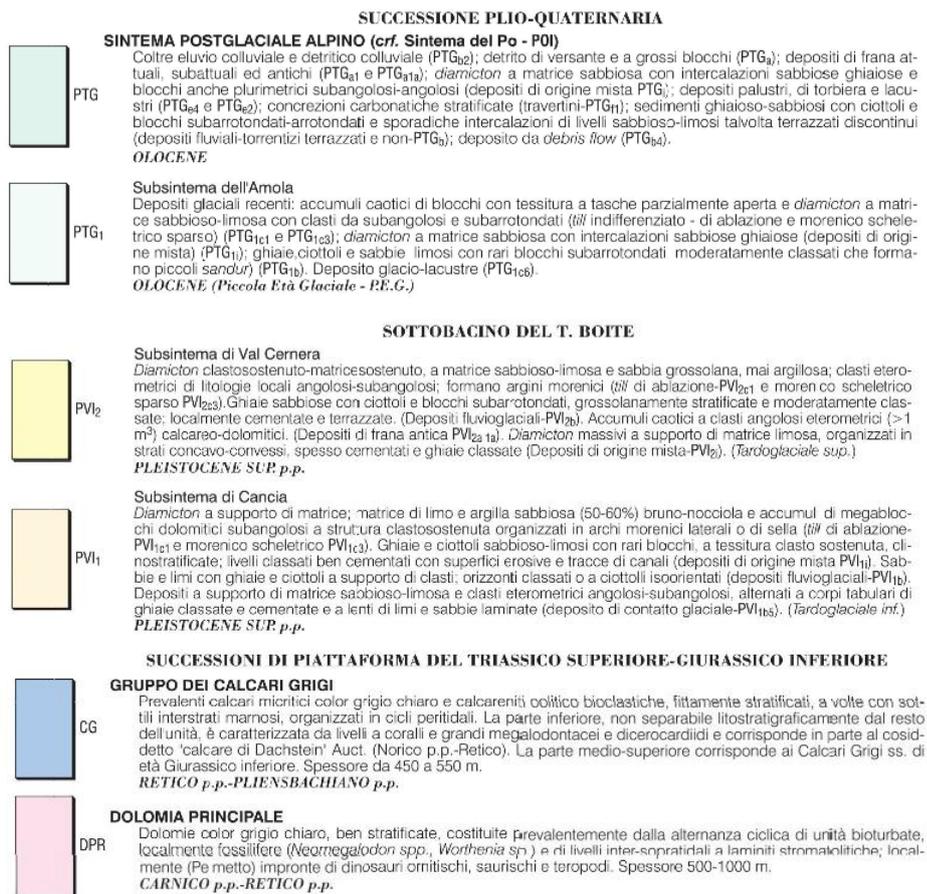


Figura 3.3 - Stralcio della legenda del foglio 029 della carta geologica di Cortina D'Ampezzo. Presenti le formazioni relative alla zona di studio.

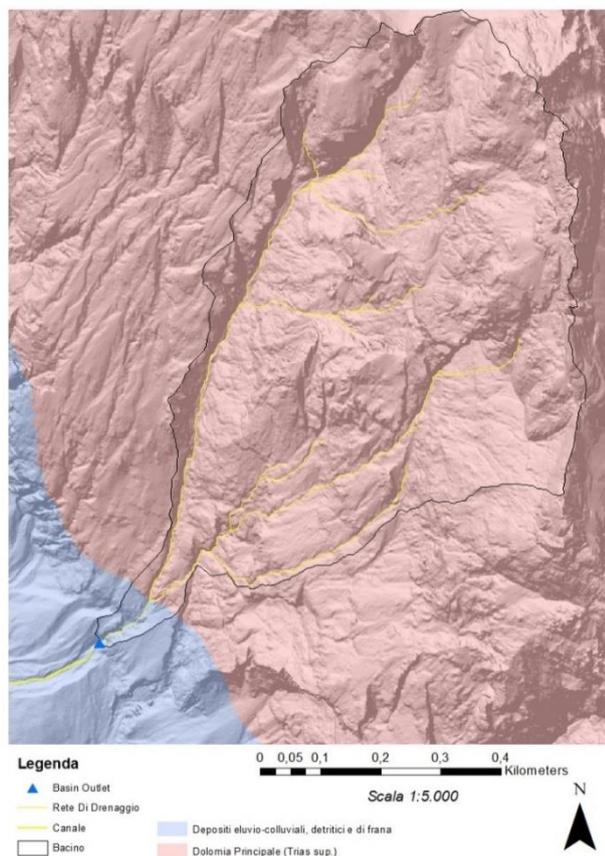


Figura 3.4 – Stralcio di mappa geologica con base DEM del bacino di Punta Nera. Scala 1:5.000.

3.1.1 Formazioni geologiche e coperture presenti

- Dolomia Principale (DPR)

La Dolomia Principale costituisce un esteso e potente piastrone presente su gran parte del territorio Sudalpino ed oltre, caratterizzato da una grande continuità laterale di facies indipendentemente dalle sue variazioni di spessore che oscillano fra 500 ai 1000 m.

Prevalentemente è costituita da dolomie di colore chiaro, da grigie a bianche, ben stratificate depositatesi in ambiente tidale; si alternano ciclicamente livelli a stratificazione pluridecimetrica, bioturbati, talora fossiliferi, a bivalvi e gasteropodi e livelli a stromatoliti, generalmente a stratificazione più sottile, che possono presentare evidenze di esposizione subaerea più o meno prolungata sotto forma di *mud-cracks* e piccoli *tepee*.

Le associazioni fossili della Dolomia Principale sono prevalentemente rappresentate da bivalvi (megalodonti) e gasteropodi.

L'interpretazione classica di Bosellini (1967), è che si tratti di cicli peritidali, in cui i livelli bioturbati e fossiliferi rappresentano i depositi subtidali di laguna, mentre i livelli a stromatoliti rappresentano i depositi del *tidal flat* vero e proprio, ed in particolare il settore di piana di marea che va dall'intertidale alto al sopratidale. Va rilevato che gli orizzonti sopratidali contengono localmente impronte di tetrapodi, tra cui le "piste" di dinosauri del Pelmetto (Mietto, 1988).

Carnico – Retico

- Calcari Grigi (CG)

I Calcari Grigi costituiscono il litosoma carbonatico che ricopre la Dolomia Principale.

Sono costituiti in prevalenza da calcari, organizzati in cicli peritidali con superfici di esposizione subaerea più o meno regolarmente spaziate, livelli di brecce intraformazionali, a volte con clasti neri, orizzonti stromatolitici ecc.

La successione è piuttosto omogenea anche se sono presenti alcune differenze fra la porzione inferiore e quella superiore; la parte inferiore, non separabile litostratigraficamente dal resto dell'unità, è caratterizzata da livelli a coralli e grandi megalodonti e dicerocardidi (calcare di Dachstein), lo spessore varia fra i 450 ed i 550 m.

Retico – Pliensbachiano

- **Sistema Postglaciale Alpino (PTG)**

Tutti i terreni di copertura soprastanti ai sistemi del Piave e del Garda-Adige sono raggruppati nel sistema postglaciale alpino (PTG). I sedimenti che lo compongono si sono formati dopo l'estinzione (locale) dei processi glaciali e fluvioglaciali a partire dall'intervallo finale del Pleistocene superiore, nell'Olocene fino ai nostri giorni: si tratta di unità litostratigrafiche mai delimitate da discontinuità di estensione regionale che mostrano comunque una loro individualità ben definita.

Questi depositi quaternari sono formati essenzialmente da materiale granulare (da blocchi metrici a limi e argille) depositatosi in conoidi e falde detritiche alla base delle pareti rocciose a seguito di processi di disgregazione delle litologie presenti e trasportati a distanze ridotte dal luogo di origine da colate o da fenomeni di trasporto selettivo.

Il limite inferiore del sistema PTG è diacrono, quasi sempre erosivo e inconforme sul substrato o su unità quaternarie più antiche. Il *top* deposizionale, sempre coincidente con l'attuale superficie topografica, lascia in rari casi vedere resti di suolo (0,5-1,5 m) ben sviluppato nel corso dell'Olocene (Soldati *et alii*, 1997).

Olocene

3.2 Assetto Geomorfologico

Le caratteristiche geomorfologiche dell'area di studio sono tipiche delle zone alpine; sul fondovalle, a quote poco superiori ai 1000 m s.l.m. scorre da NW verso SE il fiume Boite che traccia la linea di separazione fra i due versanti della vallata separando le cime di Croda, alla destra orografica, dalle cime del gruppo Sorapis alla sinistra orografica.

La valle del Boite, nel tratto di interesse, ha un'esposizione verso sud ovest e si presenta asimmetrica, caratterizzata da forti pendenze in sinistra orografica. Sopra i 1500 m s.l.m. sono presenti le pareti sub verticali di Dolomia e Calcare Grigio che raggiungono vette anche superiori a 2800 m s.l.m. Più in basso i depositi recenti raggiungono il fondovalle intorno ai 1000 m s.l.m e presentano pendenze tra il 20 e il 45% in figura 3.5.

Si rilevano grossi conoidi da *debris flow*, in parte tuttora attivi; ciò in relazione anche alla forte tettonizzazione della roccia dolomitica, alla conseguente ingente quantità di detriti che si accumula nei canali, e non ultimo alla particolare distribuzione dei rilievi rispetto alla direzione dei venti principali, che espone questi versanti a precipitazioni di particolare intensità (Neri et al., 2007).

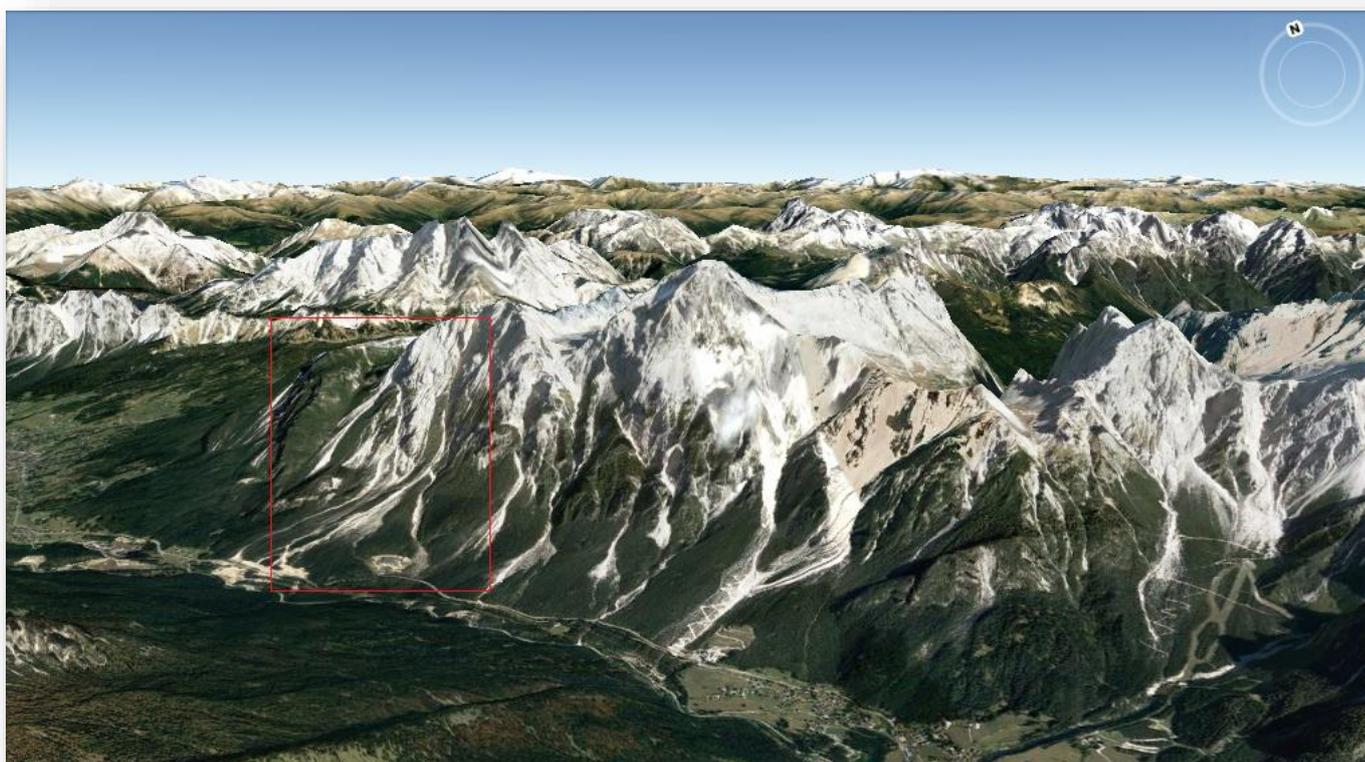


Figura 3.5 - Vista nord-est della porzione settentrionale della valle del Boite delimitata a nord da Cortina D'Ampezzo e a sud da San Vito di Cadore. Immagine da Google Earth. In rosso il bacino di colata di Punta Nera.

Il fenomeno di colata detritica di Punta Nera si sviluppa sulla sella dell'omonima Punta Nera, cima del gruppo delle Sorapis, a quote che superano i 2700 m s.l.m.

Il versante interessato dagli eventi di colata di detrito è il tipico "ghiaione", termine generico per indicare una forma di accumulo derivante dalla deposizione di materiale a tessitura grossolana proveniente dalla parete rocciosa sovrastante per effetto dell'alternanza delle fasi gelo/disgelo e degli agenti atmosferici a cui è sottoposta la roccia. I ghiaioni in questione sono conoidi detritici o falde detritiche e non vanno confusi con gli altri tipi di ghiaioni associati a forme diverse, come accumuli di frana e depositi glaciali.

Il “ghiaione” attraversato dal canale si sviluppa dalla parete rocciosa a circa 1550 m s.l.m e raggiunge il fondovalle coprendo un dislivello superiore ai 500 metri in soli 1600 metri di distanza planare. La superficie delle falde e dei coni detritici ha un’inclinazione generalmente variabile che dipende dalla forma e dalle dimensioni dei clasti, a loro volta determinate dal tipo di roccia da cui derivano.

La flora presente sulle falde di detrito è quella caratteristica dei ghiaioni calcarei, adattata per sopperire al notevole stress meccanico prodotto dalla caduta di sassi lungo i pendii e alla carenza di acqua mantenuta nel terreno a causa dell’elevata permeabilità: radici profonde ancorano le piante al substrato, mentre un sistema radicale superficiale serve per l’assunzione di sali e acqua.

La pineta di Pino Silvestre mesalpica con Abete rosso si estende dal fondovalle fino a quote che superano i 1600 m s.l.m (con copertura del 71–100 %). Al di sopra di queste quote domina la Mugheta mesoterma, un denso intrico di fusti prostrati, sotto i quali c’è solo vegetazione erbacea; si sviluppa infatti su pendii sassosi colonizzando in modo imponente i versanti ricchi di materiale detritico in luoghi scoscesi e molto aridi, tipica delle zone calcaree e dolomitiche alpine e prealpine, domina principalmente tra 1800 e 2200 m di quota ma può vivere anche molto più in basso infatti a tratti si alterna con la Pineta mesalpica.

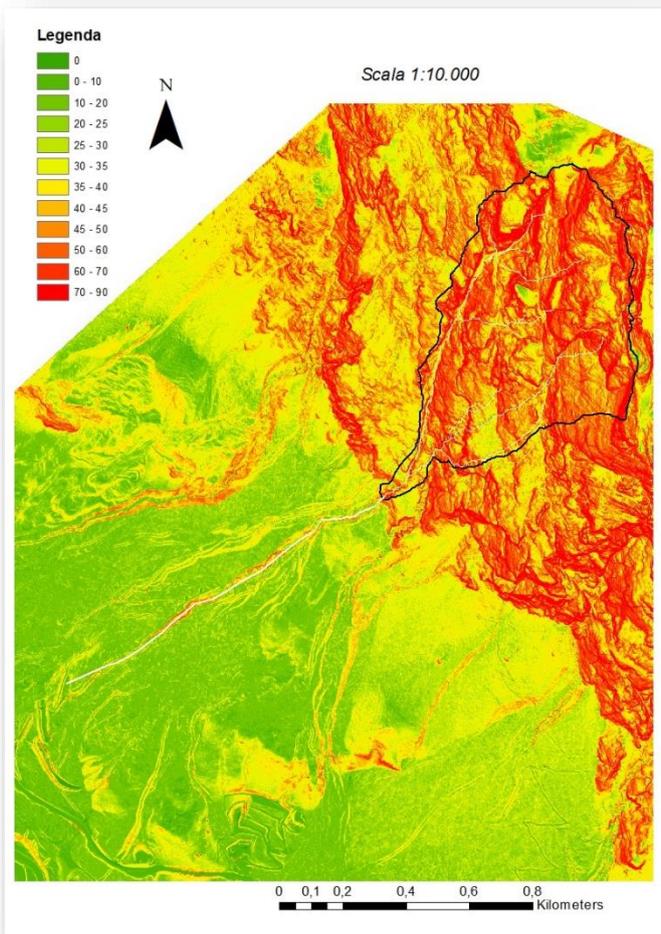


Figura 3.6 - Stralcio della mappa delle pendenze nell’area del bacino di colata di Punta Nera. Scala 1:10.000

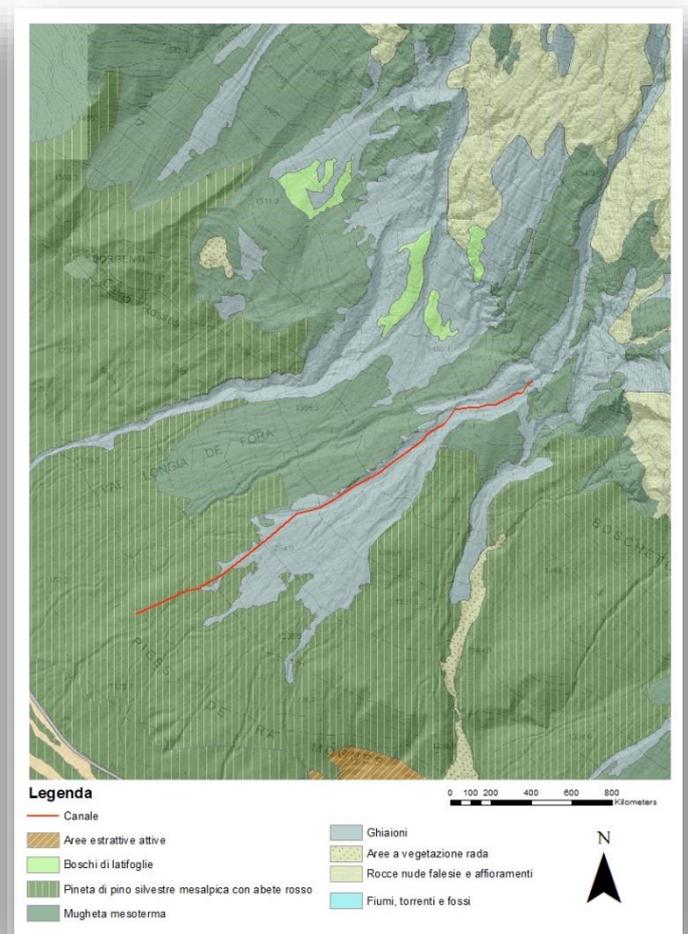


Figura 3.7 - Stralcio della carta dell’uso del suolo (2012) del bacino di Punta Nera. Dati territoriali e prodotti cartografici della Regione Veneto (<https://www.regione.veneto.it/web/ambiente-e-territorio/geoportale>).

3.3 Caratteristiche climatiche

L'area di studio è interessata da precipitazioni estive intense e di breve durata di tipo convettivo, che sono in grado di innescare fenomeni di colata detritica. Le condizioni climatiche dell'area di Cortina d'Ampezzo sono quelle tipiche di ambiente alpino.

Le precipitazioni annuali all'interno dell'area di studio, che si verificano anche come nevicate da novembre a maggio, sono di circa 1150 mm distribuite su circa 110 giorni all'anno. I temporali sono comuni durante le giornate estive, con picchi di intensità di pioggia che vanno da 1,4 a 3,7 mm/min. Questo tipo di precipitazione, generato da piccole celle temporalesche, normalmente impatta un'area molto limitata e presenta un alto livello di gradiente di pioggia sia in direzione orizzontale che in elevazione.

Per indagare, in dettaglio, le principali caratteristiche climatiche dell'area di Cortina d'Ampezzo, Floris et al. (2009) hanno considerato le precipitazioni storiche giornaliere e i dati di temperatura annuali, raccolti in quattro stazioni meteorologiche del servizio idrologico regionale, ovvero Podestagno, Cortina, Passo Falzarego e San Vito, situate nell'area di studio. I dati sulle precipitazioni disponibili sono compresi tra il 1920 e il 2008, mentre i dati sulla temperatura sono stati registrati dal 1938. La figura 3.8 mostra le temperature massime e minime medie annuali presso la stazione di Cortina tra il 1938 e il 1994. È stato osservato un aumento della temperatura media annua massima di 3° C mentre la temperatura media minima annuale è diminuita leggermente (di circa 1° C). Intorno allo stesso periodo si osservano anche le variazioni della quantità di pioggia annuale totale e della distribuzione delle precipitazioni mensili (figura 3.9). Nelle stazioni di Podestagno, Cortina e San Vito (figura 3.9 a, b, e d), viene visualizzato un andamento negativo delle precipitazioni annuali totali. La tendenza osservata al Passo Falzarego (figura 3.9 c) non sembra essere rappresentativa, a causa della mancanza di dati nel periodo 1920-1936. La distribuzione delle precipitazioni mensili mostra una notevole variazione nel periodo 1920-2008 in ciascuna delle quattro stazioni. A partire dal 1950 circa, si è verificato un aumento delle precipitazioni mensili medie durante l'autunno (ottobre e novembre), mentre le condizioni delle piogge in estate (da giugno ad agosto) sono rimaste costanti. Per le stazioni di Podestagno, Cortina e San Vito (figura 3.9 e, f, h) si osserva una diminuzione delle precipitazioni mensili da febbraio a maggio. I risultati di questa analisi suggeriscono che l'area di studio potrebbe aver subito un cambiamento climatico durante la seconda metà del secolo scorso (Floris et al., 2009).

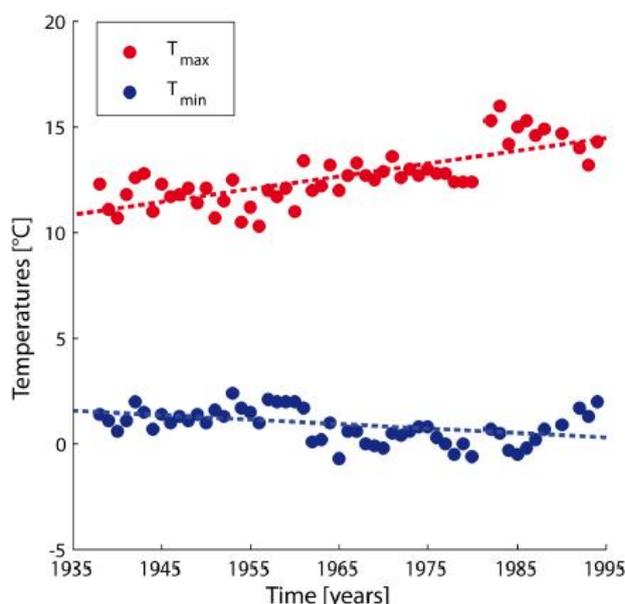


Figura 3.8 - Temperature medie annuali massime (pallini rossi) e minime (pallini blu) presso la stazione meteorologica di Cortina tra il 1938 e il 1994 (Floris et al., 2009).

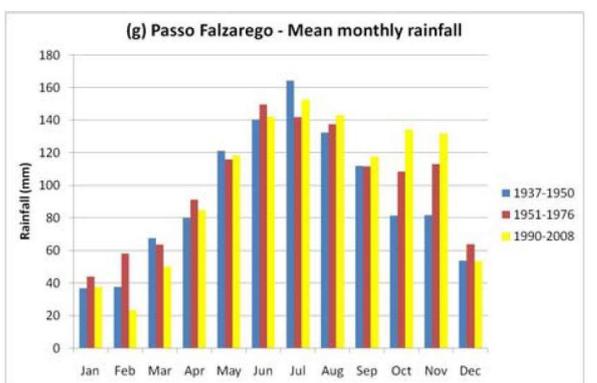
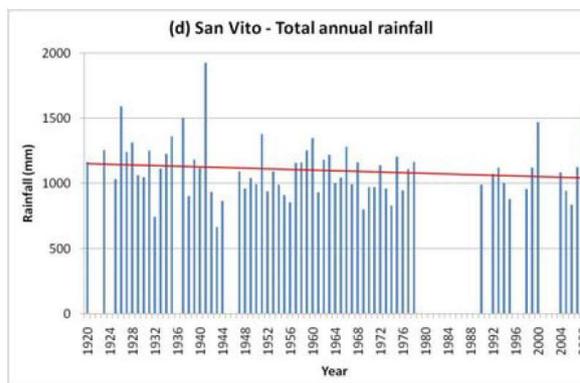
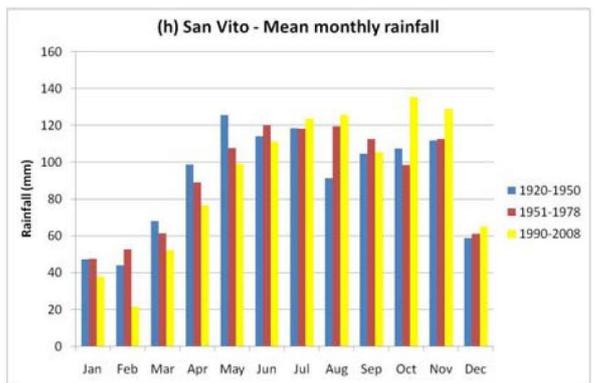
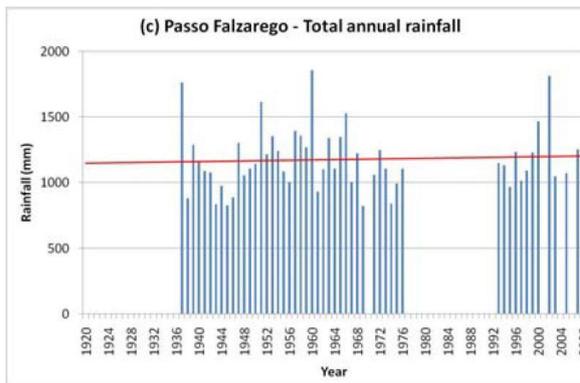
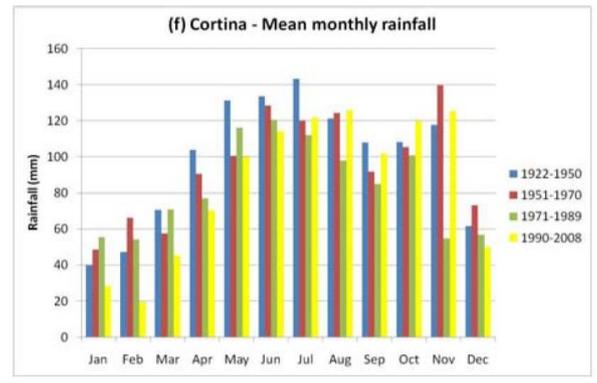
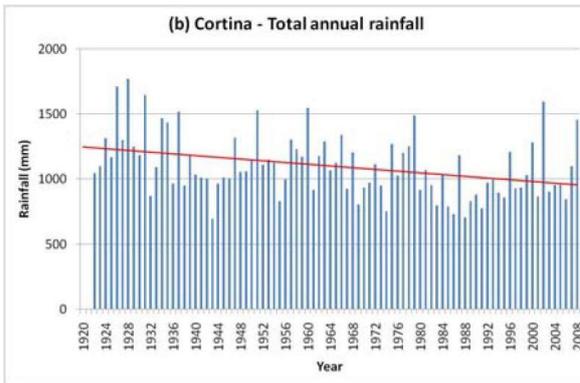
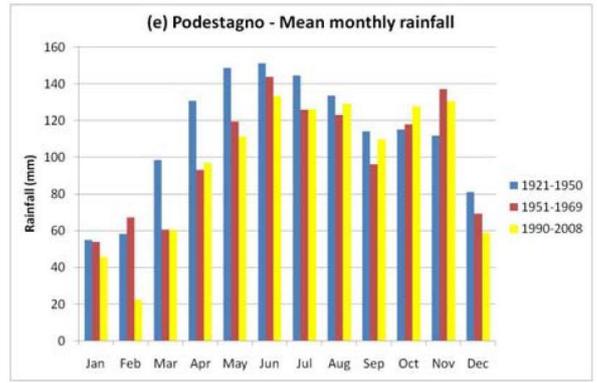
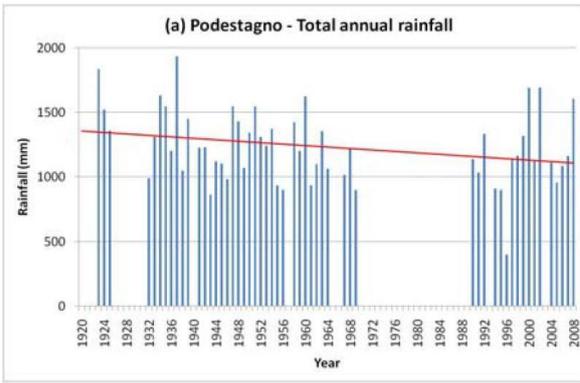


Figura 3.9 - Dati sulle precipitazioni provenienti dalle stazioni meteorologiche di Podestagno, Cortina, Passo Falzarego e San Vito. Precipitazioni annuali totali (a-d); la linea rossa è rappresentativa del trend. Precipitazioni mensili medie per periodi diversi (e-h)

3.4 Caratteristiche del bacino di colata di Punta Nera

L'analisi morfometrica costituisce il mezzo utilizzato dalla geomorfologia per lo studio quantitativo delle forme. Le caratteristiche morfometriche che costituiscono il bacino, il canale e le zone di accumulo del debris flow di Punta Nera sono state ricavate da indagine sia dirette che indirette.

Le indagini indirette sono state eseguite in ambiente GIS attraverso analisi sui DEM del 2011 e del 2015 a risoluzione spaziale 1m X 1m.

Il bacino di Punta Nera presenta i tre elementi morfologici tipici dei debris flow dell'area Dolomitica: un piccolo bacino in roccia, un canale di trasporto ed un conoide deposizionale.

3.4.1 Il bacino in roccia

Per calcolare il bacino in roccia che alimenta la zona di innesco è stato in primo luogo corretto il DEM originale tramite il comando "Fill" del toolbox di "Hidrology", il quale elimina le piccole imperfezioni dovute a depressioni o picchi topografici intervenendo sulle celle idrologicamente problematiche. Con il DEM corretto è stata creata la carta di direzione di flusso (Flow Direction) nella quale viene definita su ogni cella la direzione del flusso che si basa sui valori d'altezza di ogni pixel con i pixel direttamente adiacenti.

Il flusso si dirige da un pixel all'altro quando la differenza d'altezza è maggiore; a seconda della direzione il pixel prende un valore convenzionale di 1, 2, 4, 8, 16, 32, 64 o 128 che indica la direzione di flusso. Tramite il comando Flow Direction è stato possibile creare la mappa di Flow Accumulation che definisce per ogni cella del DEM il numero di celle situate a monte che convogliano flusso alla cella stessa in esame. In altre parole, descrive l'area contribuyente (o sorgente).

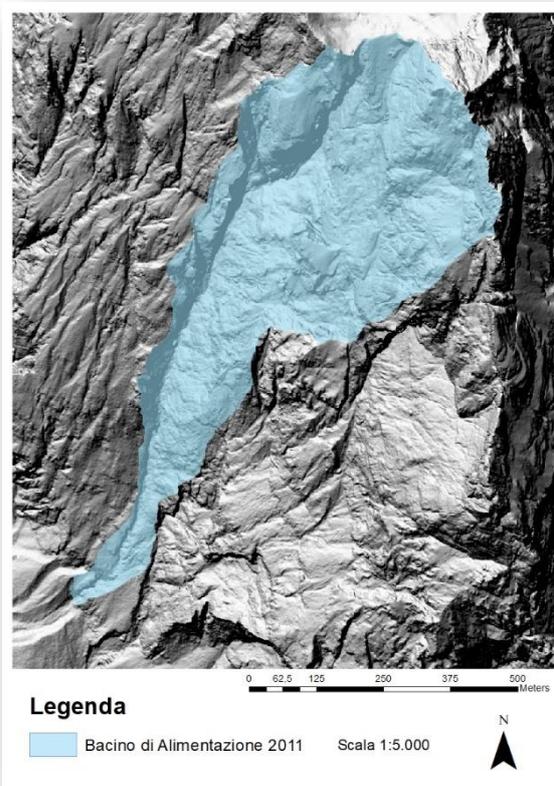


Figura 3.10 – Bacino di alimentazione di Punta Nera con base DEM 2011.

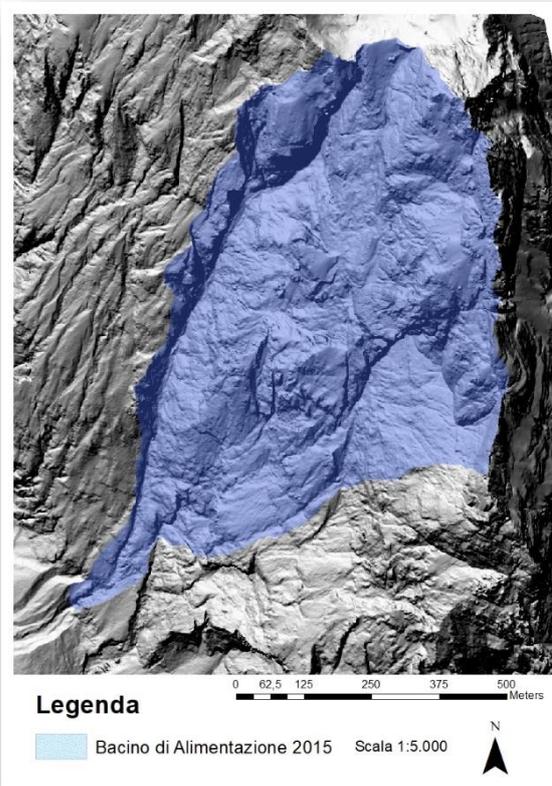


Figura 3.11 – Bacino di alimentazione di Punta Nera con base DEM 2015.

Costruendo uno shapefile puntuale e passandolo dal comando "Snap Pour Point" è stato marcato il punto di chiusura del bacino di alimentazione che tramite il comando "Watershed" viene in fine definito.

In questo modo è stato possibile calcolare l'area del bacino contribuente moltiplicando il numero di pixel che lo compongono con la risoluzione spaziale del DEM (1X1 m).

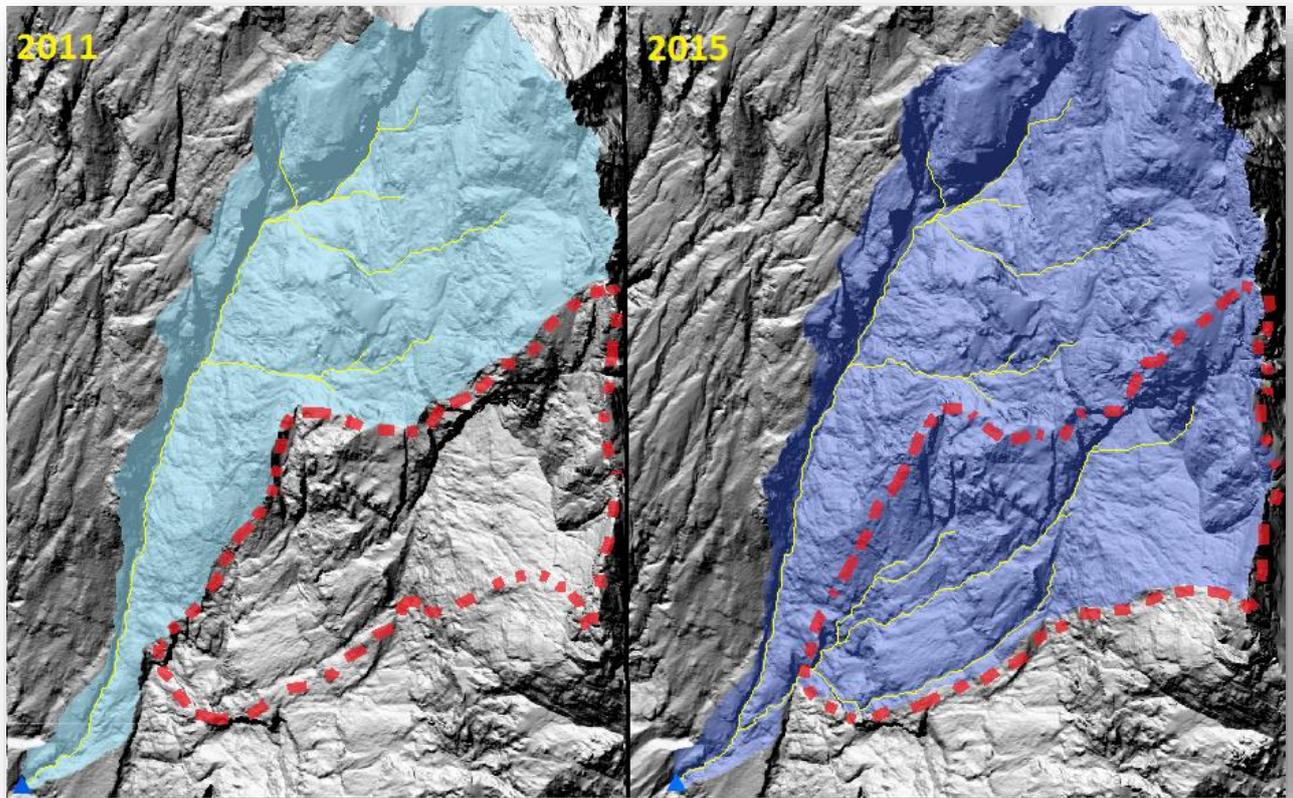


Figura 3.12 - Confronto dei bacini di alimentazione del 2011 e del 2015. Nel tratteggio rosso la differenza di area fra i due DEM. Le linee gialle indicano la rete di drenaggio.

È interessante notare come l'area contribuyente relativa al bacino in roccia del 2015 sia considerevolmente più grande (0.49 km²) rispetto all'area del bacino del 2011 (0.31 km²). Attraverso una analisi multitemporale delle mappe di "flow accumulation" su entrambi i DEM, è emerso che alla quota di 1705 m s.l.m le vie di canalizzazione principali seguono, nell'area cerchiata in foto, un percorso diverso che ne determina un importante aumento dell'area contribuyente.

Una possibile causa potrebbe essere attribuita ad un'occlusione del canalone che, mentre nel 2011 convogliava il flusso al di fuori dall'area contribuyente indagata, nel 2015 sfrutta la nuova via preferenziale entrando a far parte della rete di drenaggio del bacino di colata di Punta Nera; oppure tale differenza potrebbe derivare dall'effetto dei differenti DEM.

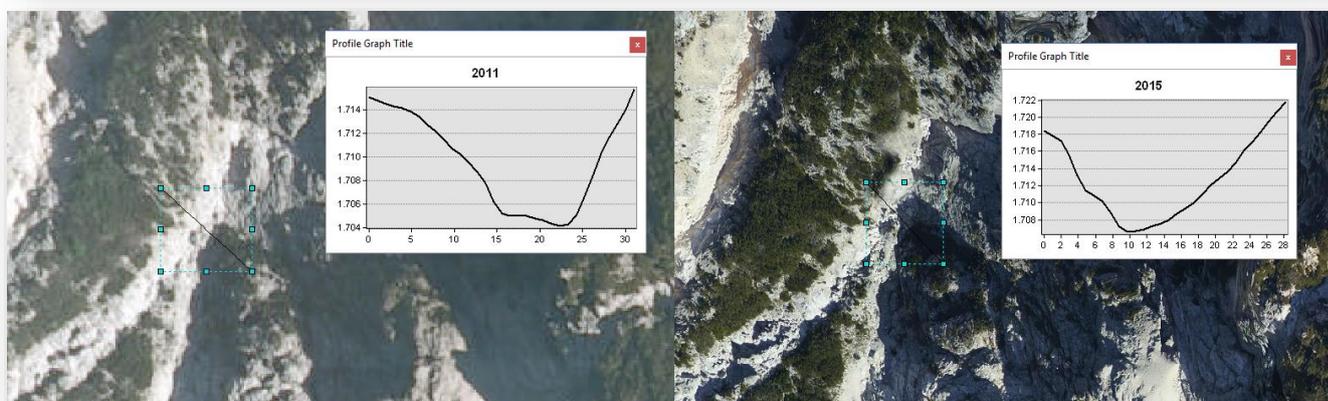
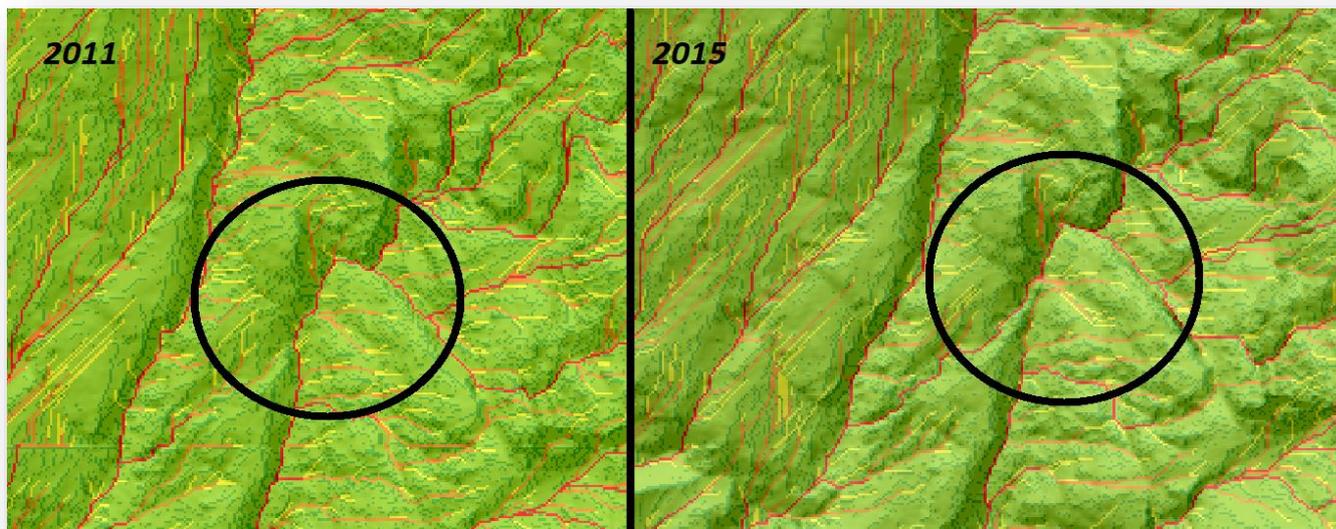


Figura 3.13 - In figura in alto, nel cerchio, i punti in cui la rete di drenaggio segue due diversi percorsi: nel 2011 la forcella non è connessa alla rete del bacino di Punta Nera contrariamente al 2015. In basso le sezioni rappresentative del punto in cui sarebbe avvenuta la deviazione.

L'ipotesi dell'occlusione può essere avvalorata dal confronto delle sezioni prese dai due DEM nel medesimo punto; in figura si nota chiaramente come nell'arco temporale di quattro anni ci sia stato un cambiamento nella morfologia che ha creato le condizioni per far sì che il flusso cambiasse percorso, abbandonando il precedente.

Nel punto in cui il collettore si biforca, materiale derivato presumibilmente dai frequenti crolli, molti avvenuti nel 2014, avrebbe occluso il canale di destra favorendo l'incanalamento in quello di sinistra che si congiunge direttamente nel punto di chiusura del bacino.

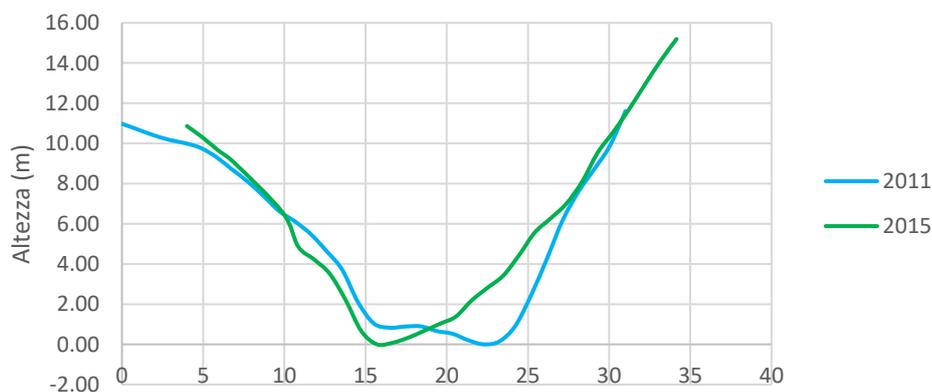


Figura 3.14 - Confronto fra le due sezioni del punto indagato.

La valutazione delle pendenze nel bacino di alimentazione e nel canale è stata condotta attraverso la realizzazione delle carte di "slope" sulla base del DEM.

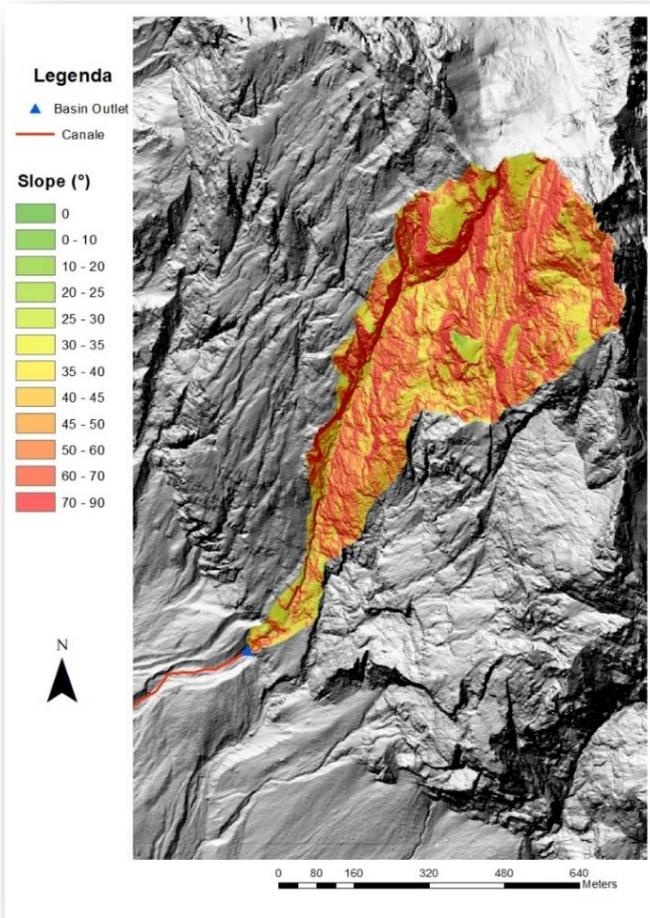


Figura 3.15 - Mappa delle pendenze relative al bacino nel 2011.

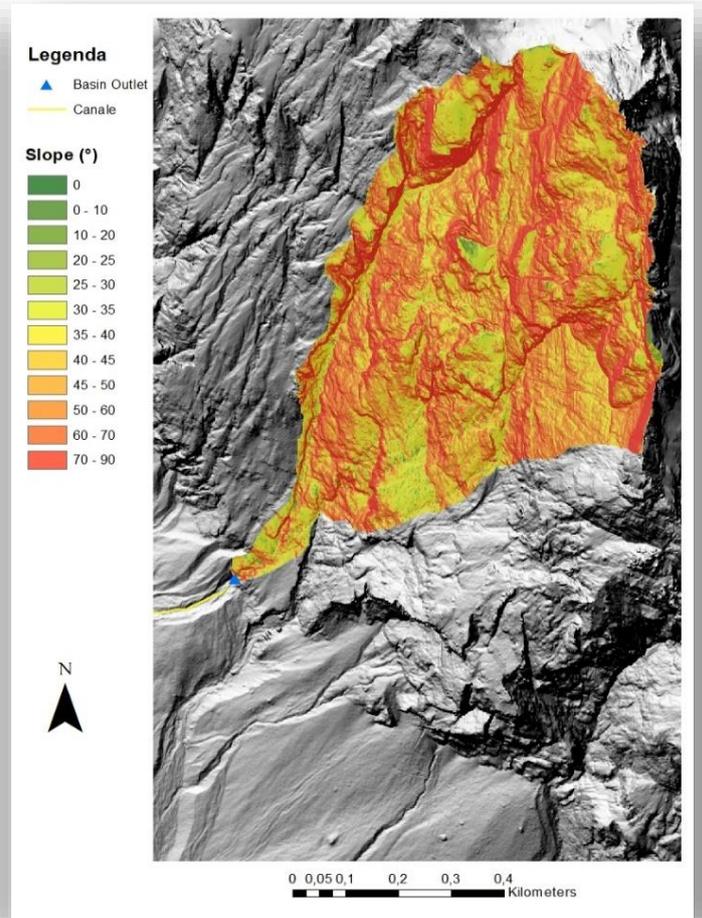


Figura 3.16 – Mappa delle pendenze relative al bacino nel 2015.

I risultati mostrano un'elevata presenza di zone rosse che indicano pendenze superiori ai 60° e comprendono porzioni di roccia nuda che costituiscono la falesia e i collettori principali che collegano la rete di drenaggio al punto di chiusura. Le aree meno acclivi ospitano vegetazione essenzialmente di arbusti fino a quote poco superiori ai 2000 m s.l.m. oppure sono caratterizzate da piccole porzioni di roccia pianeggianti in cui a volte si ferma il detrito causato dai crolli.

I piccoli bacini in roccia dell'area Dolomitica hanno in media pendenze superiori ai 45° e quello di Punta Nera rispecchia questa caratteristica con una pendenza media di 53-54°.

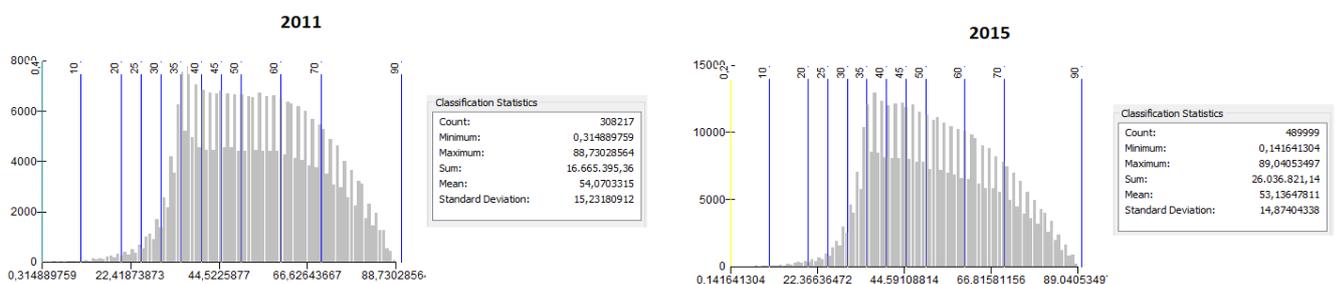


Figura 3.17 - Istogramma di frequenza delle pendenze del bacino a sinistra nel 2011, a destra nel 2015.

Al fine di calcolare la densità di drenaggio del bacino in roccia è stato necessario estrarre la rete di drenaggio escludendo l'area contribuyente.

Per fare ciò è stata imposta con il "Raster Calculator" un'area contribuyente > 10.000 m² poi, dal comando "Conditional – No Set", sono stati tolti i valori nulli escludendo così l'area contribuyente; il raster risultante è stato trasformato in shapefile in modo da poterne calcolare le lunghezze (da "Calculate Geometry" nel campo "Length" aggiunto manualmente).

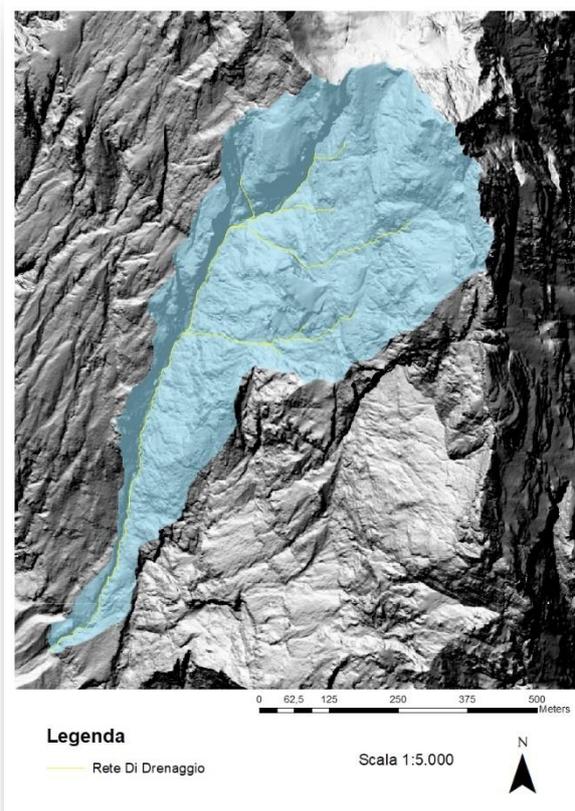


Figura 3.18 – Bacino di alimentazione e rete di drenaggio 2011.

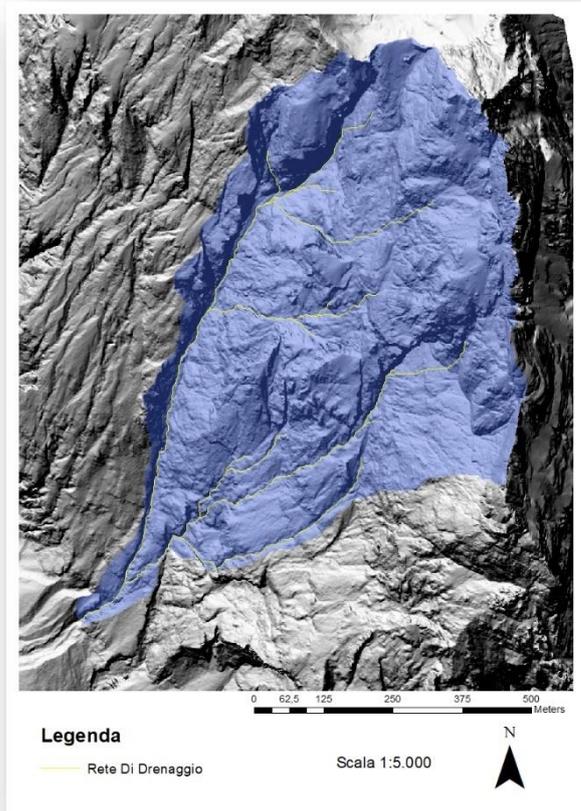


Figura 3.19 – Bacino di alimentazione e rete di drenaggio 2015

Nel 2011 la rete di drenaggio misura circa 2300 m e nel 2015 risulta circa 4000 m.

Il collettore principale è il tratto più lungo nel quale affluiscono gran parte dei canaletti della rete di drenaggio; in questo bacino misura circa 1000 m.

La densità di drenaggio si può quindi ottenere dividendo la lunghezza totale della rete di drenaggio con l'area propria del bacino:

- ❖ **2011:** $2275 \text{ m} / 308176 \text{ m}^2 = 0.0074 \text{ m}^{-1}$
- ❖ **2015:** $3961,5 \text{ m} / 489999 \text{ m}^2 = 0.0081 \text{ m}^{-1}$

Vengono di seguito riportati i risultati delle misure ottenute:

❖ *Bacino in roccia 2011*

Area:	0.308 km ²
Quota massima:	2845 m s.l.m
Quota di chiusura:	1565 m s.l.m
Pendenza media:	54 °
Pendenza massima:	88.7 °
Pendenza minima:	0.3 °
Esposizione	Sud - Ovest
Lunghezza rete di drenaggio:	2275 m
Densità di drenaggio	0.0074 m ⁻¹

Tabella 1 – Valori morfologici del bacino in roccia nel 2011

❖ *Bacino in roccia 2015*

Area:	0.49 km ²
Quota massima:	2845 m s.l.m
Quota di chiusura:	1545 m s.l.m
Pendenza media:	53 °
Pendenza massima:	89 °
Pendenza minima:	0.14 °
Esposizione	Sud - Ovest
Lunghezza rete di drenaggio:	2275 m
Densità di drenaggio	0.0081 m ⁻¹

Tabella 2 – Valori morfologici del bacino in roccia nel 2015

3.4.2 Il canale

La lunghezza del canale nel 2011 e nel 2015 è stata misurata in ambiente GIS attraverso i DEM e le ortofoto e le pendenze sono state valutate dalla carta di "slope" specifica per il canale.

Per il 2017 la lunghezza è stata misurata calcolando le distanze relative dei vari step acquisiti con il GPS durante il rilevamento e le pendenze sono state prese in campagna mediando le misure acquisite dall'inclinometro della bussola e dall'inclinometro digitale del distanziometro.



Figura 3.20 - In alto vista in pianta del canale con base ortofoto del 2015. In basso foto in dettaglio al centro del canale di flusso.

Vengono di seguito riportati i risultati delle misure ottenute:

❖ *Canale 2011*

Lunghezza:	708 m
Pendenza media nell'area di innesco:	25 °
Pendenza media nell'area di deposito:	12 °
Pendenza media del canale:	17 °
Quota di inizio canale:	1565 m s.l.m
Quota di fine canale:	1311 m s.l.m
Esposizione	Sud - Ovest

Tabella 3 – Valori morfologici del canale nel 2011

❖ *Canale 2015*

Lunghezza:	1192 m
Pendenza media nell'area di innesco:	31 °
Pendenza media nell'area di deposito:	14 °
Pendenza media del canale:	18°
Quota di inizio canale:	1547 m s.l.m
Quota di fine canale:	1183 m s.l.m
Esposizione	Sud - Ovest

Tabella 4 – Valori morfologici del canale nel 2015

❖ *Canale 2017*

Lunghezza:	1192 m
Pendenza media nell'area di innesco:	31 °
Pendenza media nell'area di deposito:	14 °
Pendenza media del canale:	18 °
Quota di inizio canale:	1560 m s.l.m
Quota di fine canale:	1194 m s.l.m
Esposizione	Sud - Ovest

Tabella 5 – Valori morfologici del canale nel 2017

Il canale fra il 2011 ed il 2015 risulta aver quasi raddoppiato la sua lunghezza e incrementato la pendenza principalmente nell'area di innesco dove la progressiva evacuazione del detrito ne ha determinato una maggiore acclività. Tra il 2015 ed il 2017 il canale si è evoluto nell'ultima porzione deviando la traiettoria e facendosi strada nel bosco. Le pendenze sono rimaste invariate.

3.4.3 Il conoide deposizionale

La presenza di più corpi deposizionali coalescenti e anastomizzati, ha reso difficile l'attribuzione univoca del conoide deposizionale al singolo bacino sorgente, impedendone la corretta identificazione. Inoltre, l'erosione distale ad opera del torrente Boite che solca la vallata deposizionale, genera evidenti modifiche dell'architettura del conoide con conseguenti ulteriori incertezze.

In ogni caso si è cercato di estrarre i dati morfometrici e le sezioni della porzione di conoide attribuibile a Punta Nera attraverso analisi sul DEM del 2015.

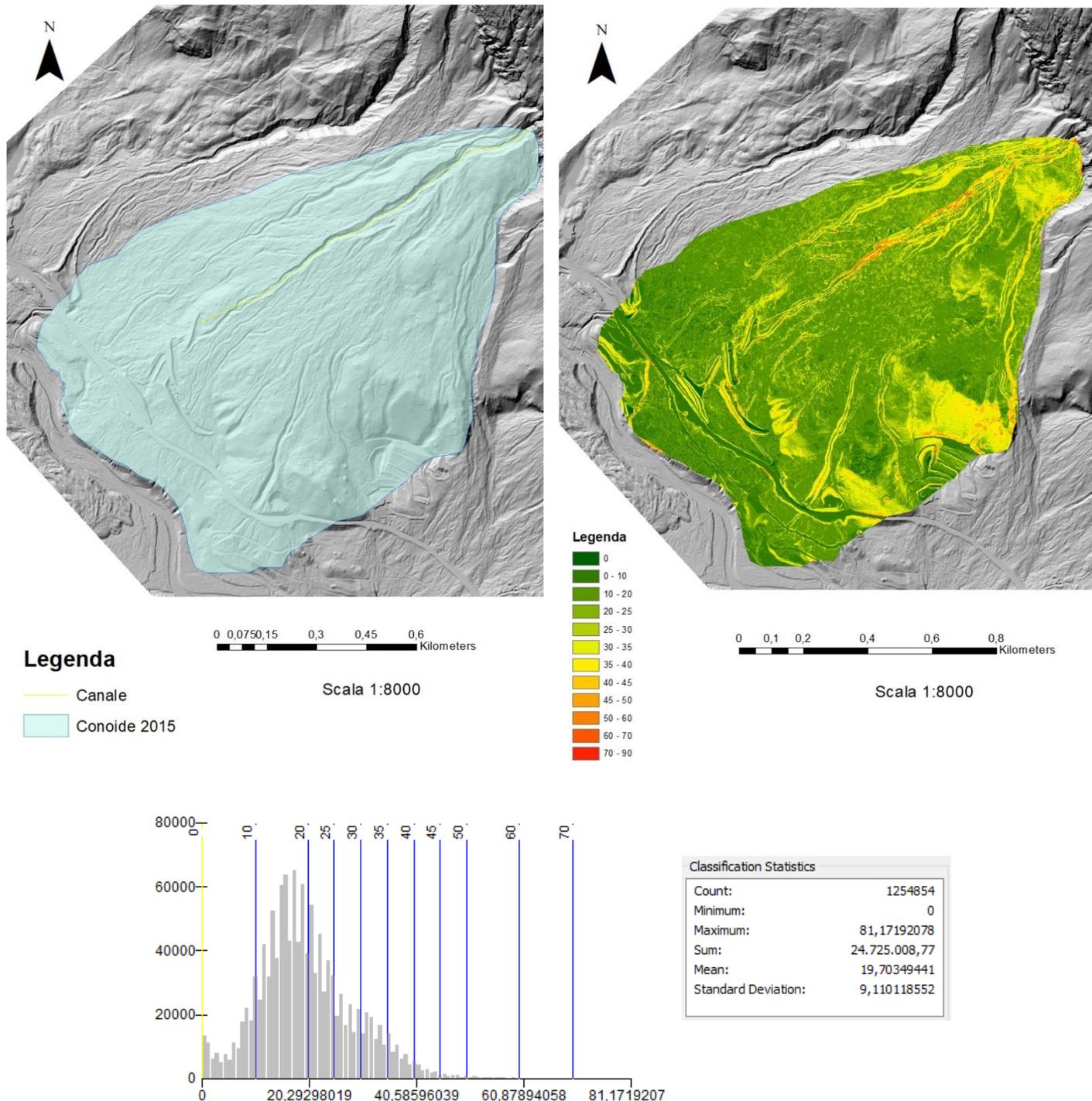


Figura 3.21 - In alto mappa delle pendenze del conoide di deposizione con base DEM. In basso istogramma di frequenza delle pendenze del conoide.

Viene di seguito riportate la sezione del conoide e la sua ubicazione:

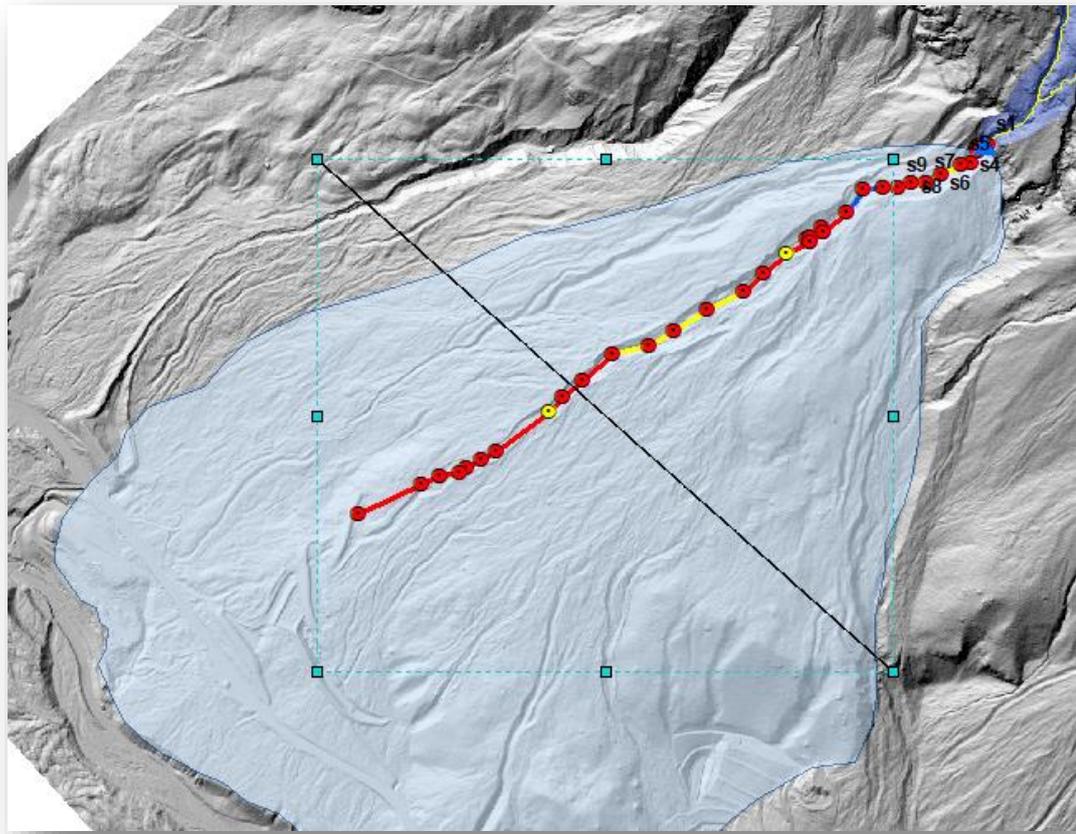


Figura 3.22 - Ubicazione della sezione del conoide di deposizione.

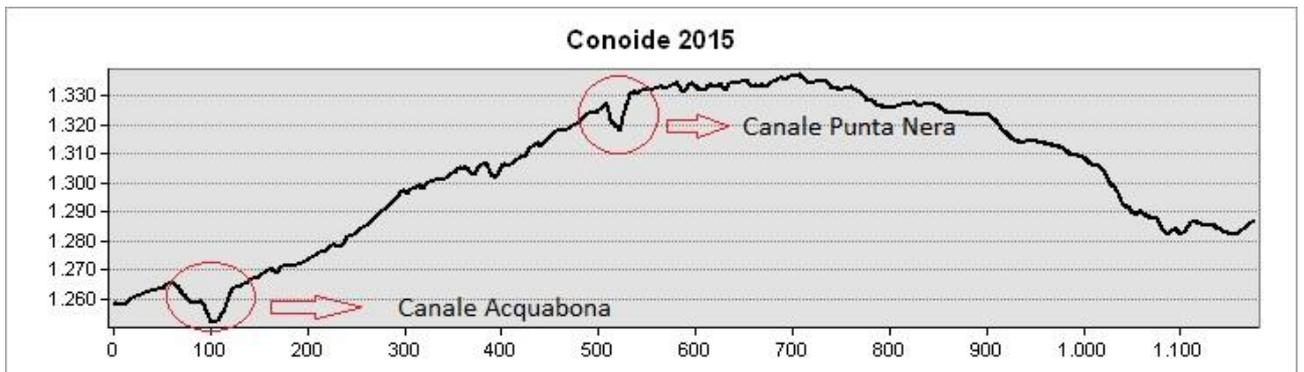


Figura 3.23 - Sezione NW-SE del conoide di deposizione in cui si evidenzia canale di Acquabona e quello di Punta Nera.

❖ *Conoide deposizionale 2015*

Area:	1.26 km ²
Pendenza media:	19.7 °

Tabella 6 – Area e pendenza media del conoide di deposizione

3.5 Frane di crollo nel bacino in roccia

I crolli sul Monte Sorapis sono molto frequenti, sia lungo il versante Nord che si affaccia verso il Lago di Sorapis, sia lungo la parte meridionale nel bacino di Punta Nera.

Le informazioni riguardo ai crolli dell'ultimo decennio vengono riportati principalmente dal Corriere delle Alpi e da alcuni forum sulle Dolomiti; nell'ottobre del 2013 si parla del distacco di una porzione di parete rocciosa larga 300 metri ed alta 400 e nell'autunno del 2014 vengono registrati altri crolli nella stessa zona. Il distacco più importante è avvenuto la mattina del 20 maggio 2016 ed è stato avvertito dalla popolazione di Acquabona, una nuvola di polvere ha avvolto la montagna e gli elicotteri dei Vigili del Fuoco del Reparto di Volo di Venezia, il giorno seguente, si sono alzati in volo per eseguire una ricognizione della zona scattando numerose fotografie.

A seguito di quest'ultimo crollo che ha immesso nel bacino di alimentazione ingenti quantità materiali, si è reso necessario mappare il costone distaccato per valutarne le dimensioni.

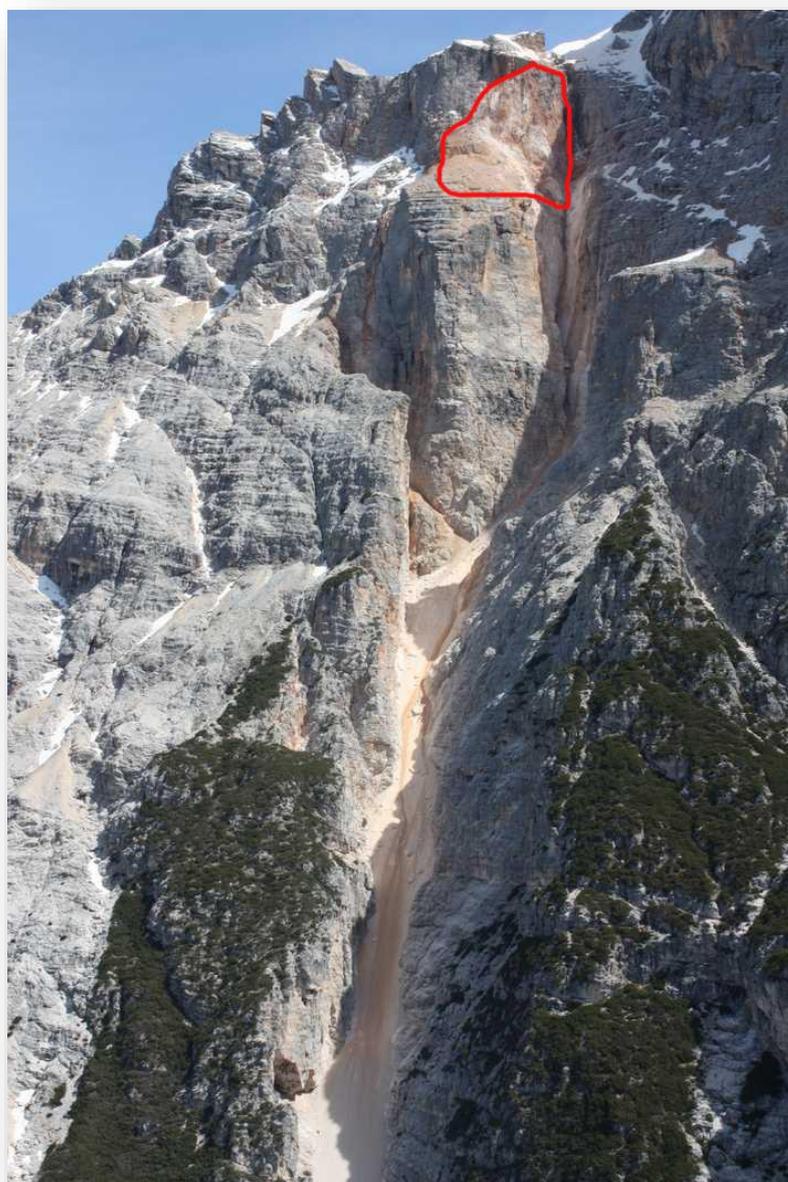


Figura 3.24 - Vista frontale della parete rocciosa di Punta Nera. In rosso l'area della porzione di roccia distaccata a maggio 2016.

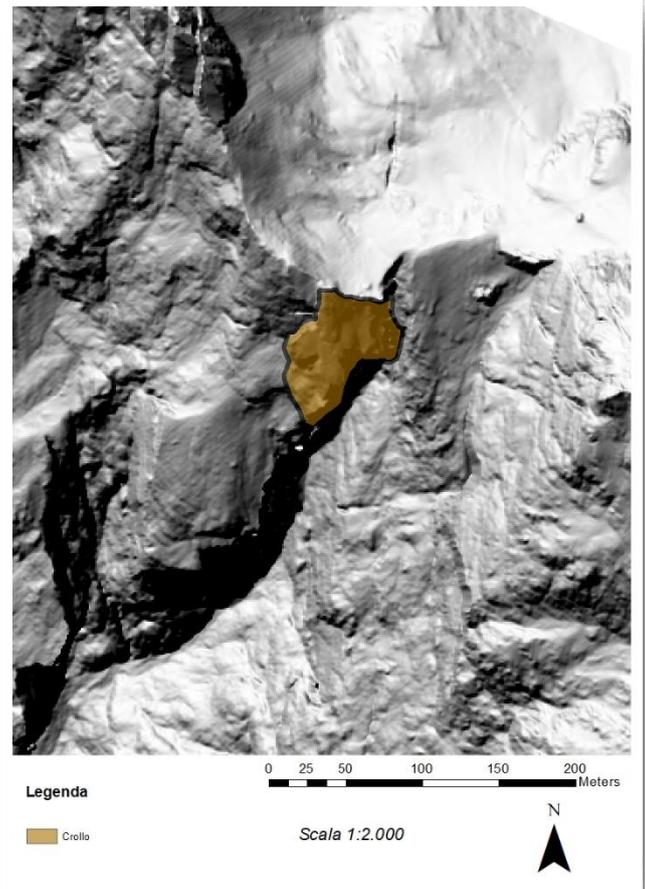
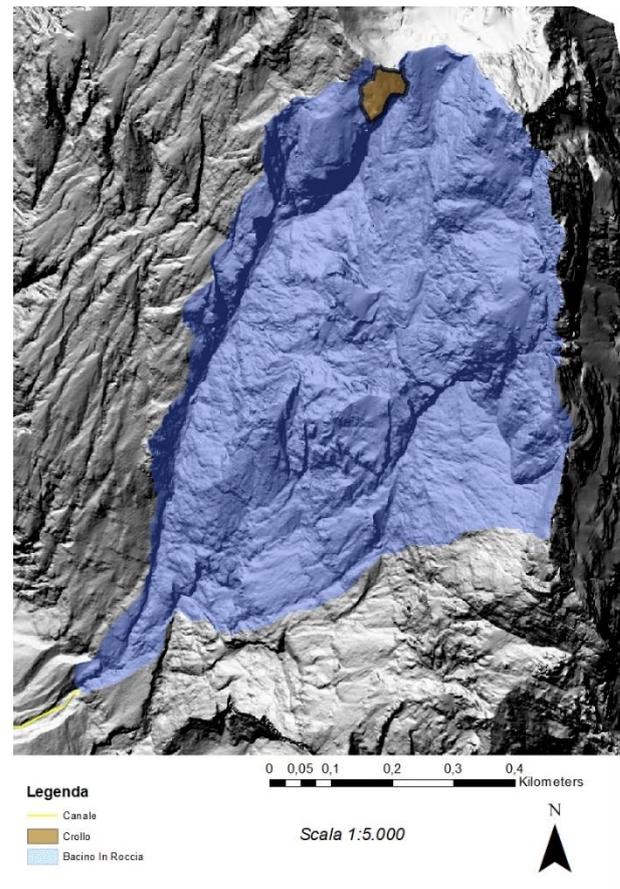


Figura 3.25 - Mappatura del crollo su base DEM. Scala 1:5.000.

Figura 3.26 - Dettaglio del crollo su base DEM. Scala 1:2.000

Il distacco è avvenuto intorno ai 2600 m s.l.m. ed è stato mappato tramite l'aiuto di DEM, ortofoto e fotografie di dettaglio.

L'area stimata è di circa 4.112 m² con uno spessore della porzione di roccia che si aggira intorno ai 30 m interessando quindi un volume di materiale di circa 123.360 m³.

Si potrebbe ipotizzare che, a seguito dei crolli avvenuti prima nel 2013,2014 e poi a maggio 2016, si siano create le condizioni per l'innescio di debris flow con una magnitudo ed un potere erosivo maggiore rispetto ai precedenti, infatti durante l'estate 2015 e del 2016 il versante sottostante Punta Nera ha subito numerosi eventi di colata.

I vari crolli che si sono avvicendati hanno comportato la discesa del materiale lungo il canalone sottostante che si è accumulato andando a sommarsi ai detriti già presenti.

Questo potrebbe spiegare la rapida incisione che ha interessato il canale e di conseguenza la necessità di ampliare le vasche di ritenzione a valle.



Figura 3.27 – Fotografie del crollo realizzate dai Vigili del Fuoco (Reparto di Volo di Venezia) il 21 Maggio 2016 e tratta dal sito di RadioClub103



Figura 3.28 - Dettaglio del detrito presente nel collettore principale. Da Google Earth.

3.6 Confronto con altri bacini dell'area Dolomitica

Di seguito vengono riportati alcuni dati morfometrici significativi, presi dalla letteratura e misurati in ambiente GIS, messi a confronto con i valori del bacino di Punta Nera (2011, 2015, 2017).

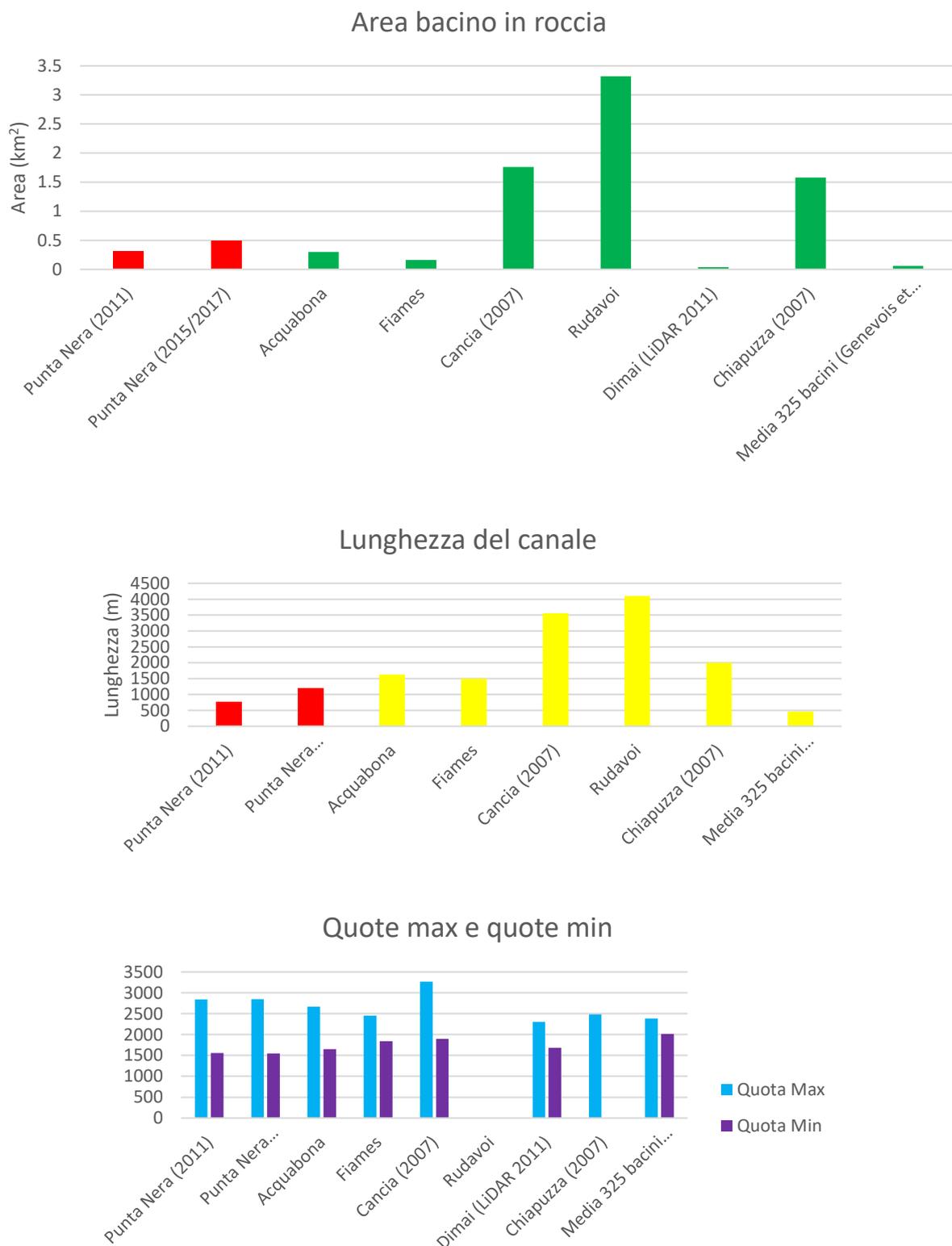


Figura 2.29 - Istogrammi di confronto sulle aree contribuenti, sulla lunghezza del canale e sulla quota del bacino di colata di Punta Nera rispetto ad altri bacini della zona.

Per quanto riguarda le aree dei bacini di alimentazione in roccia, notiamo che l'area media, calcolata su 325 bacini di colata da Genevois et al. (2003), è piuttosto piccola (0.061 Km^2) se paragonata agli altri bacini in questione, fatta eccezione per Dimai (0.038 Km^2).

La maggior parte dei bacini di colata detritica mappati da Genevois et al. (2003) sono però grandi solo qualche ettaro mentre quelli che hanno aree superiori al chilometro quadrato sono rari, per esempio il bacino di Rudavoi (3.32 Km^2), Cancia (1.76 Km^2) e Chiapuzza (1.58 Km^2).

L'area del bacino di Punta Nera, sia nel 2011 (0.31 Km^2) che nel 2015/2017 (0.49 Km^2), è paragonabile al bacino limitrofo di Acquabona (0.3 Km^2).

Non si notano differenze significative in termini di quota infatti quella massima del bacino di alimentazione di Punta Nera è leggermente superiore alle altre, fatta eccezione per Cancia e probabilmente Rudavoi (assenza di dati).

La media delle quote minime dei bacini mappati da Genevois et al. (2003) è leggermente superiore a tutti i bacini presenti nel grafico.

La lunghezza del canale del debris flow di Punta Nera mostra un aumento dal 2011 al 2017 infatti nel 2011 il canale non arrivava a valle. Le altre lunghezze riportate, sebbene superiori a Punta Nera, sono abbastanza paragonabili, fatta eccezione per Cancia e Rudavoi con lunghezze di gran lunga superiori.

Nel complesso si può dire che il bacino di colata di Punta Nera ha caratteristiche mediamente simili a quelle di bacini attivi dell'area Dolomitica e che le differenze in termini di lunghezza di canale sono legate alla dimensione del bacino in roccia.

Capitolo 4

RILIEVO IN CAMPO DEL BACINO DI COLATA



Figura 4.1 - Fotografie rappresentative sull'utilizzo della strumentazione utilizzata nella campagna di rilevamento.

4.1 Scopo del lavoro

Il presente capitolo tratterà il rilievo in campagna, eseguito in tre giornate tra fine maggio ed inizio giugno 2017 lungo il canale del bacino di Punta Nera, finalizzato alla misurazione di sezioni trasversali al canale di flusso per comprendere rapida evoluzione che ha avuto il fenomeno negli ultimi anni.

Non disponendo di un modello digitale del terreno aggiornato si è reso necessario effettuare i rilevamenti manualmente (con l'ausilio di strumentazione) nelle sezioni significative del canale per poi poterle confrontare con le sezioni estratte dai DEM degli anni precedenti. Da tali confronti è stato possibile interpretare l'evoluzione del canale in termini di erosione e deposito e quantificare le aree ed i volumi coinvolti.

Per ogni sezione del 2017, misurata con il distanziometro e ubicata con un GPS (34 sezioni), è stata misurata l'area e confrontata con la sezione nello stesso punto del canale sulla base dei DEM del 2011 e del 2015. Successivamente tramite Excel ed AutoCAD, si è proceduto a sovrapporre le sezioni in maniera quanto più precisa al fine di valutare e quantificare l'area coinvolta dall'azione di erosione e deposito.

I risultati delle misurazioni sono stati infine riportati in tabella e valutati graficamente e sono state realizzate le mappe che indicano in quali punti del canale è stata prevalente l'azione di deposito, erosione o se hanno agito in egual misura.



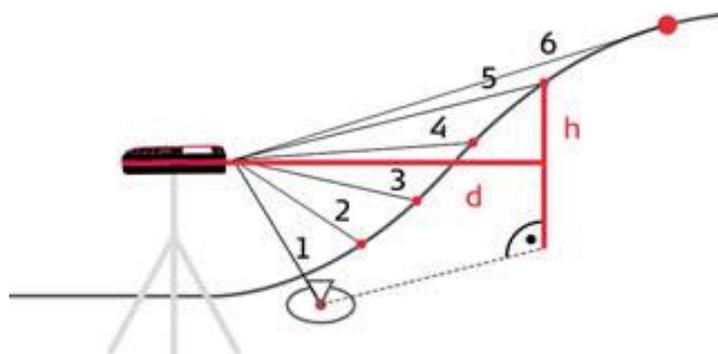
Figura 4.2 – Fotografia all'interno del canale di flusso.

4.2 Strumentazione

Con lo scopo di definire in maniera quanto più precisa le caratteristiche morfometriche del canale di flusso del debris flow di Punta Nera, sono stati utilizzati un localizzatore satellitare GPS (Trimble Geo XH Pocket PC 2005 Series) e un distanziometro laser (LEICA DISTO D810 Touch) provvisto di treppiede (TRI70) e adattatore per regolazioni di precisione (FTA360), brevettato di Leica.

Il distanziometro laser in questione ha una precisione di misurazione di $\pm 1\text{mm}$ e campo di misurazione di 200 m, è equipaggiato con una fotocamera, il cui contributo è fondamentale se si lavora di mattina, poiché permette di vedere sullo schermo il punto esatto dove si sta puntando, che altrimenti sarebbe quasi impossibile da vedere. Ai fini del nostro lavoro si è scelto di utilizzare, fra le tante funzioni presenti sul dispositivo, la funzione *profile measurement* utile per misurare profili e sezioni del terreno; dopo aver misurato il punto di riferimento, vengono visualizzate la distanza e l'altezza orizzontali per ciascun punto successivo. Questa operazione è stata effettuata per ogni stop, posizionandosi al centro del letto e misurando le due sponde del canale.

Il localizzatore satellitare GPS rileva la posizione per ogni stop, con una precisione proporzionale al numero di satelliti rilevati in quel punto; le coordinate del punto vengono poi salvate in una memoria all'interno del dispositivo.



Technical Data

Accuracy, typ.	$\pm 1\text{ mm}$
Range	0.05 – 200 m
Measuring units	m, ft, in
Tilt sensor	360°
Colour display with Pointfinder	4x zoom
Data interface*	Bluetooth® Smart
Free App*	Leica DISTO™ sketch
Batteries	Li-Ion battery
Dimensions	164 x 61 x 31 mm
Memory	30 Displays
Multifunctional end-piece	Automatic recognition
Personalized Favourites	-

Functions

Distance measurement	Inclination tracking
Min/max measurement	Area/volume
Smart Horizontal Mode	Addition/subtraction
Height tracking	Pythagoras
Height profile	Stake-out
Sloped objects	Trapezium
Long Range Mode	Calculator
Pictures / Screenshots	Gallery with USB-Download
Compass	Measure with picture

Figura 4.3 – Kit del Distanziometro laser Leica e datasheet. In alto schema rappresentativo della funzione di profilatura del versante.



Parts of the GeoExplorer 2005 series handheld

The following pages show the main features of the handheld.

Integrated GPS receiver

- High-performance
- Integrated SBAS (WAAS / EGNOS / MSAS) receiver
- EVEREST multipath rejection technology (GeoXH and GeoXH only)
- Hi-Star technology (GeoXH only) for improved accuracy with shorter occupation times

External antenna connector

Connection to an optional external GPS antenna.

Integrated Bluetooth and wireless LAN radios

- Connect to external devices using Bluetooth® wireless technology.
- Connect to networks and the Internet using wireless Local Area Network (LAN) connectivity.

Pocket PC

Field computer powered by Windows

Mobile 5.0 software.

Advanced TFT color display

- 15.6-in color (65,536 colors)
- Interactive touch screen
- 1/4 VGA display
- Backlight

Keypad

Provides 11 buttons for fast, easy access to common actions, including OK and Start. Also provides Display and Power buttons, and buttons for navigation (see page 23).

Microphone

Run Notes and use the Recording toolbar

Provides removable storage using SD (Secure Digital) memory cards (see page 61).

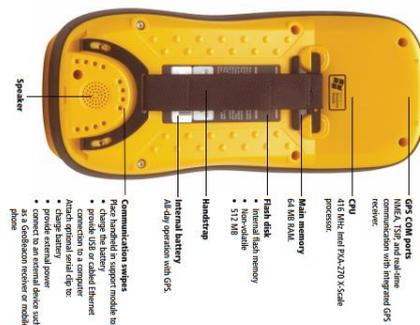


Figura 4.4 – In alto le due immagini rappresentano il distanziometro in uso durante il rilevamento. In basso il GPS Trimble con le funzionalità (immagine di destra) e gli step registrati durante il rilevamento.

4.3 Metodologia

Attraverso il distanziometro laser sono state effettuate le misure in altezza e progressiva delle sponde del canale di ogni singolo tratto di interesse.

I dati sono stati riportati manualmente sul libretto di campagna registrando ogni punto come step progressivo e collocandolo nello spazio con il GPS nel sistema di coordinate WGS UTM 1984.

In questo modo è stato possibile riportare i punti sulla mappa relativi alle singole sezioni e ricostruire il percorso del canale. È riportata in carta ed in sezione l'ubicazione delle misure effettuate nella campagna di rilevamento del 2 giugno 2017; le sezioni sono poste ad una distanza media di 40 metri e vanno da quota 1566 m s.l.m. (che corrisponde alla sezione di chiusura del bacino e all'inizio del canale, S1) a quota 1194 m s.l.m. (S34).

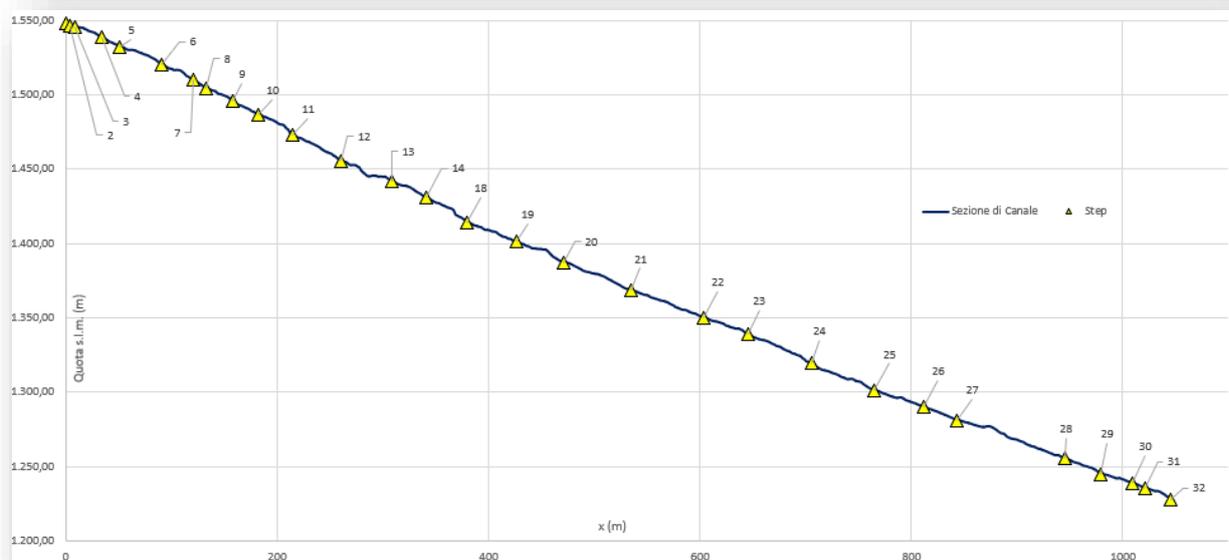
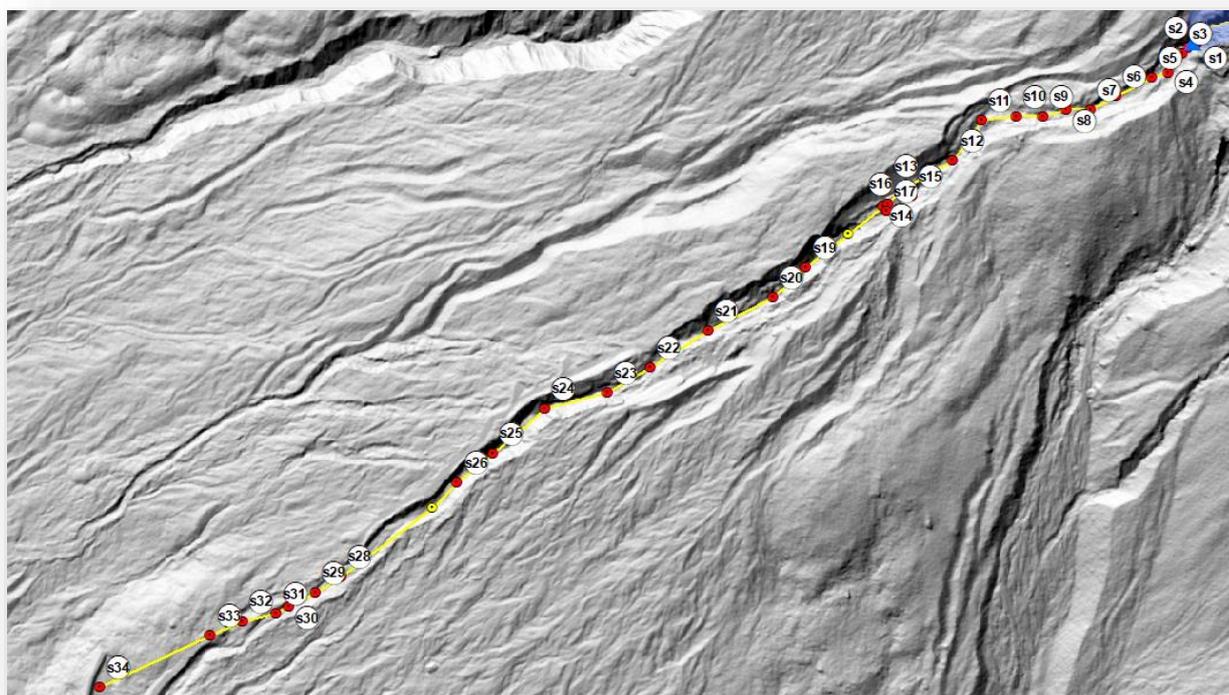


Figura 4.5 – In alto la pianta degli step eseguiti nel canale su base DEM. In basso la sezione e gli step alle relative quote.

Successivamente dal libretto di campagna sono stati riportati i dati su Excel e realizzate le sezioni come in figura 4.6 (S24 e S26). Per ognuna di esse è stata poi calcolata l'area.

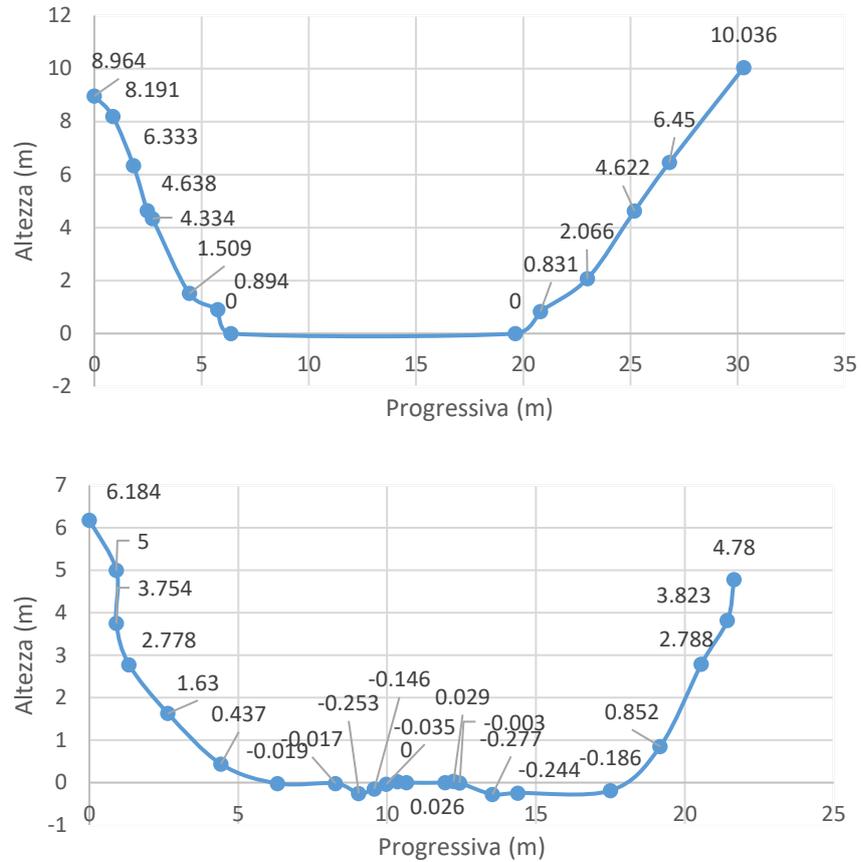


Figura 4.6 – Due sezioni di esempio ricostruite con Excel.

Per procedere al confronto sono state estratte le sezioni del canale nel 2011 e nel 2015 in ambiente GIS attraverso il modulo 3D Analyst, eseguendo interpolazioni lineari sui DEM a risoluzione 1m x 1m negli stessi punti di misura della campagna di rilevamento di giugno 2017.

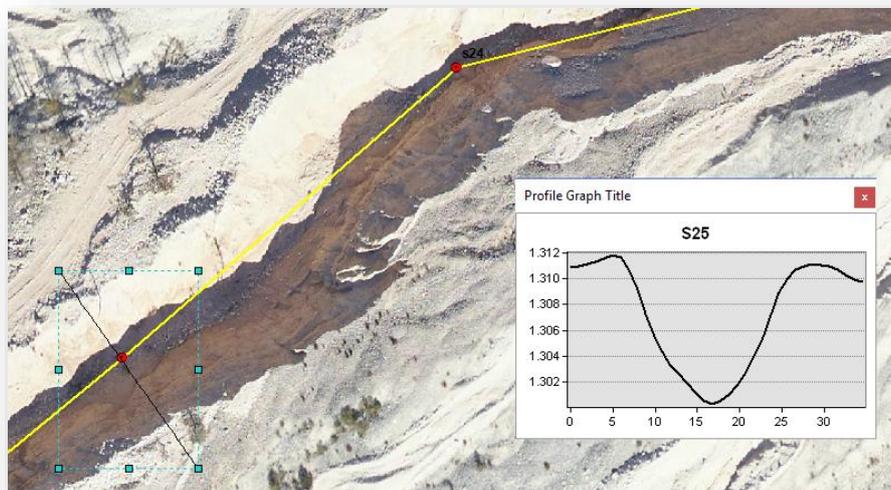


Figura 4.7 – Immagine d'esempio sull'estrazione di una sezione del canale, in questo caso la S25 del 2015 con base ortofoto del 2015.

Ogni sezione viene quindi trasferita su Excel e sovrapposta per poter apprezzare le differenze e consentire l'interpretazione sull'evoluzione temporale di questo fenomeno. In alcune sezioni sono stati identificati gli orizzonti di suolo, utili marcatori per distinguere i vari eventi.

Per convenzione si è scelto di usare lo stesso colore per le tre sezioni differenti: il blu per il 2011, il verde per il 2015 ed il giallo per il 2017.

In figura 4.8 si può vedere il processo di sovrapposizione della sezione 25.

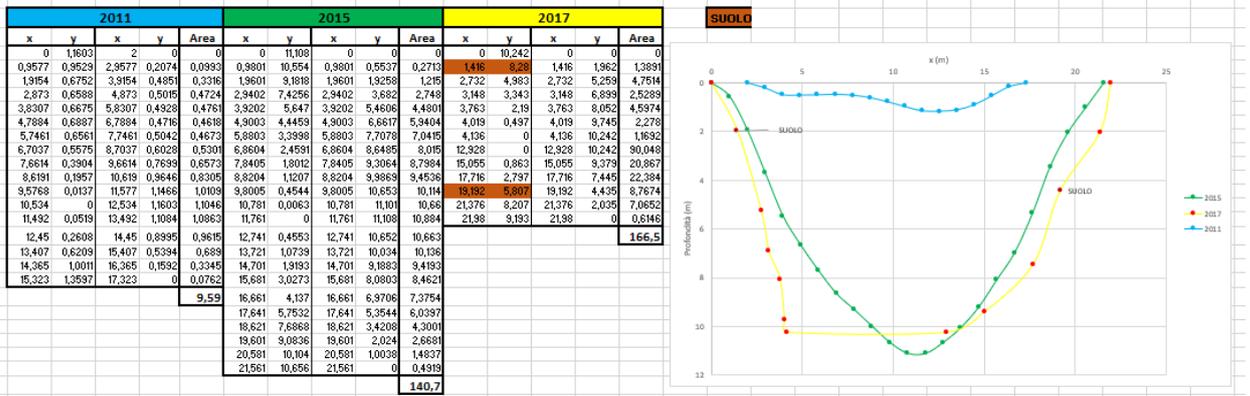
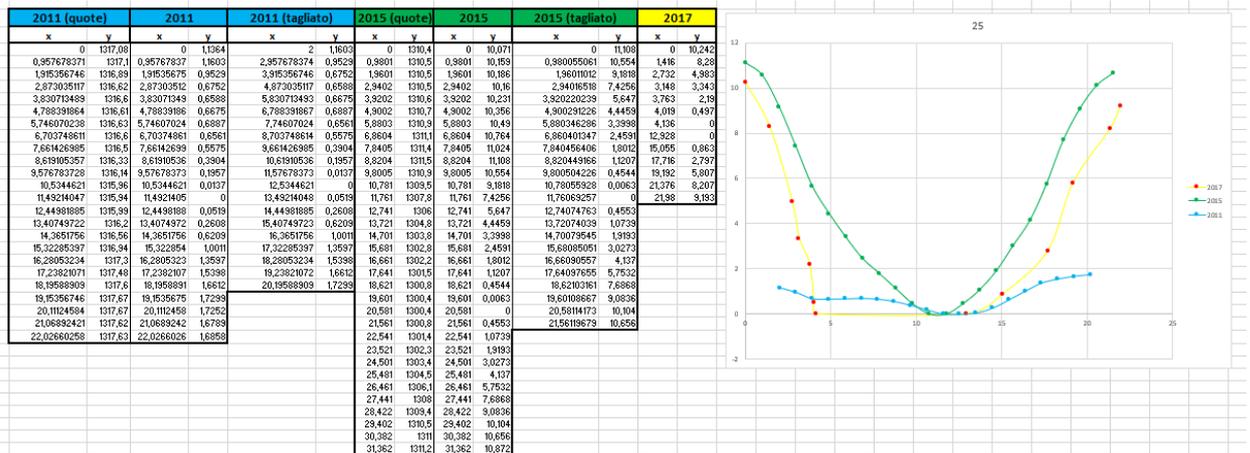


Figura 4.8 – Immagini rappresentative sul processo di ricostruzione e confronto delle sezioni del 2011, 2015 e del 2017 da Excel.

Una volta sovrapposte, le sezioni sono state trasferite su AutoCAD per confrontarle a coppie di anni secondo un'evoluzione progressiva (2011 → 2015 e 2015 → 2017) al fine di capire la tendenza evolutiva in termini di erosione e deposito.

Le coordinate in "x" ed "y" di ogni singola sezione, nei tre distinti anni presi in considerazione (2011-2015-2017), sono state editate sul blocco note (per consentire al software di poterli leggere) e tramite il comando "3DPOLI" sono state plottate.

I risultati sono stati poi inseriti su Excel e graficati. È riportata in figura 4.9 una sezione d'esempio.

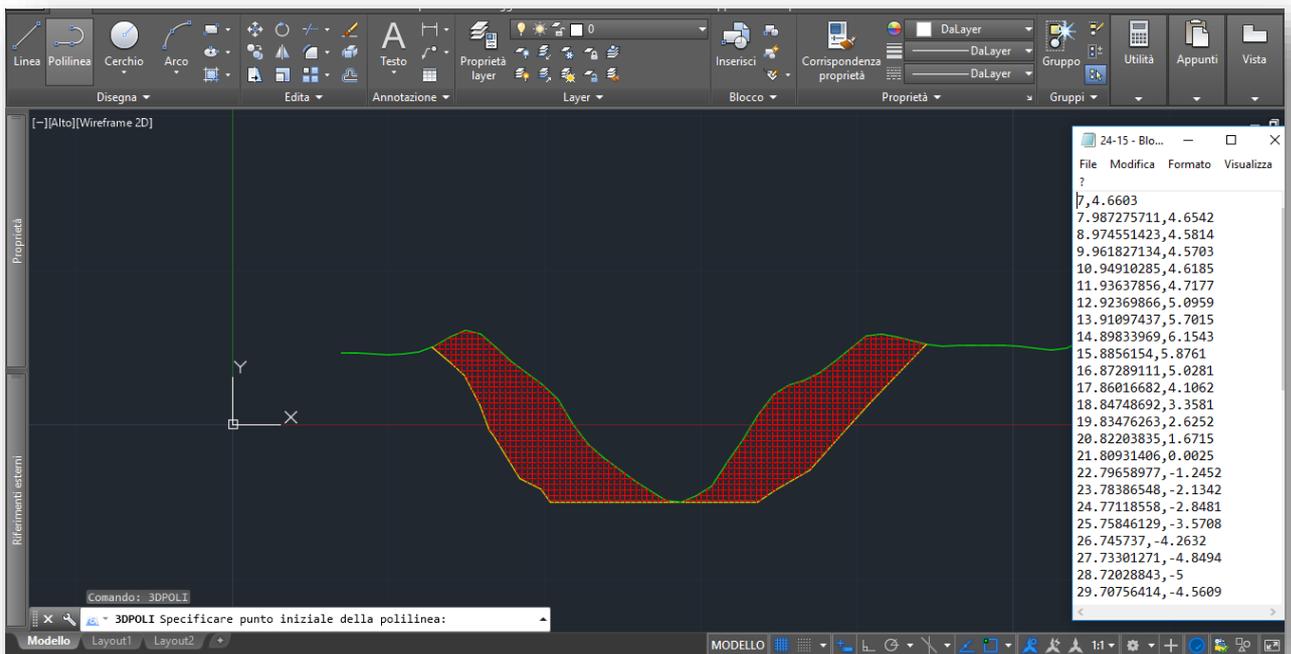
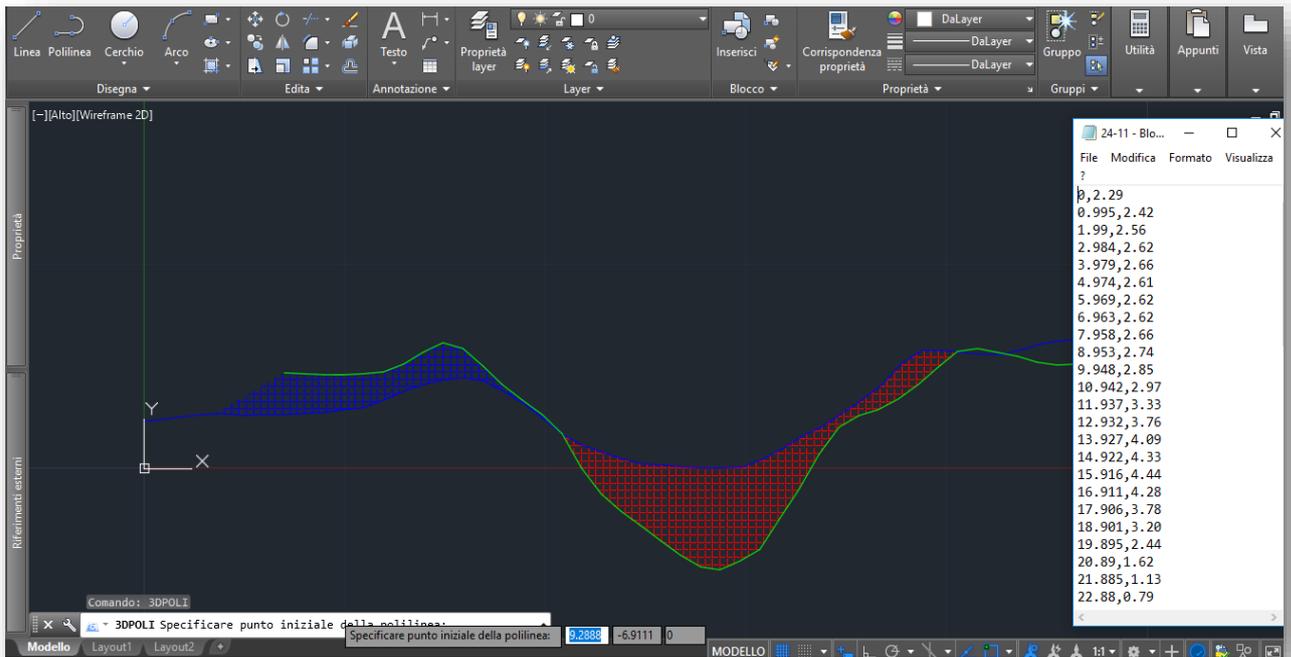


Figura 4.9 – Immagini rappresentative della costruzione e sovrapposizione delle sezioni del 2011,2015 e del 2017 su Auto CAD.

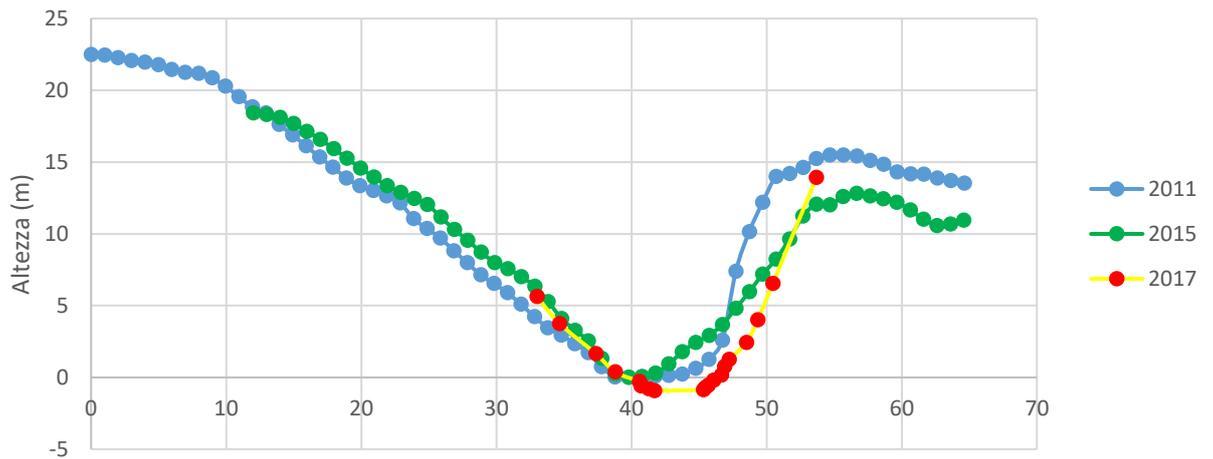
4.4 Risultati

Vengono di seguito riportati i risultati di ciascuna delle sezioni elaborate.

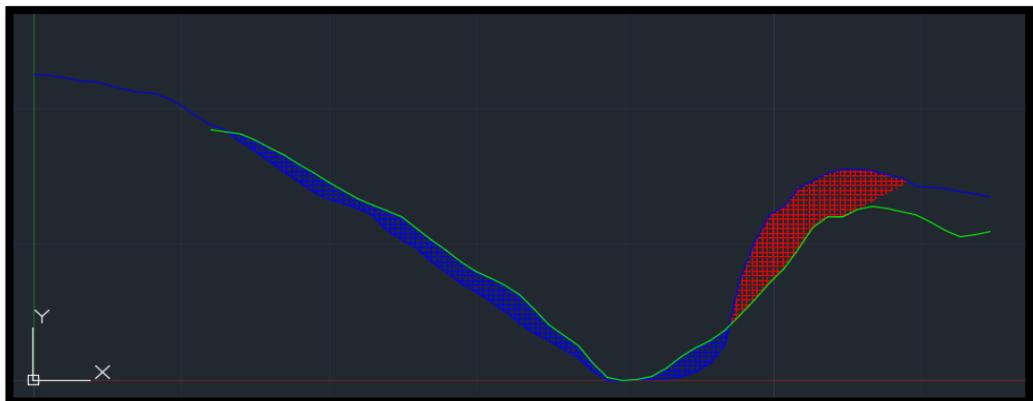
Il primo è un grafico a dispersione XY di Excel in cui le linee indicano la sezione blu per il 2011, verde per il 2015 e gialla (con i punti di misura rossi) per il 2017.

Gli altri due grafici sono gli export da AutoCAD in cui la griglia rossa indica l'area della sezione erosa e la griglia blu l'area del materiale accumulato.

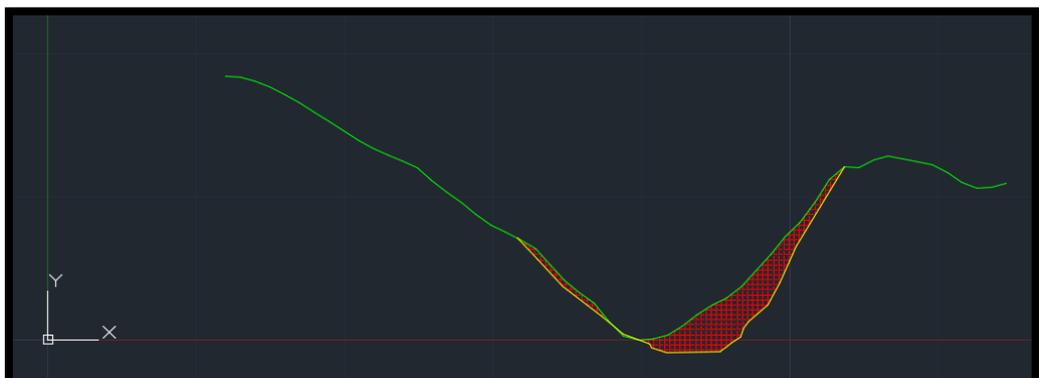
Sezione 2



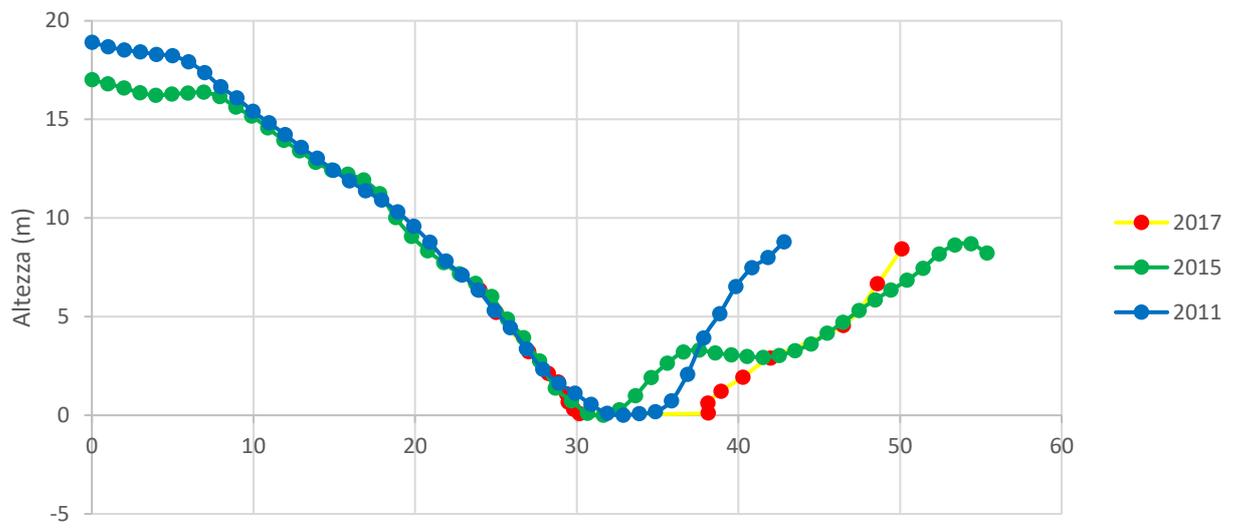
2011 → 2015



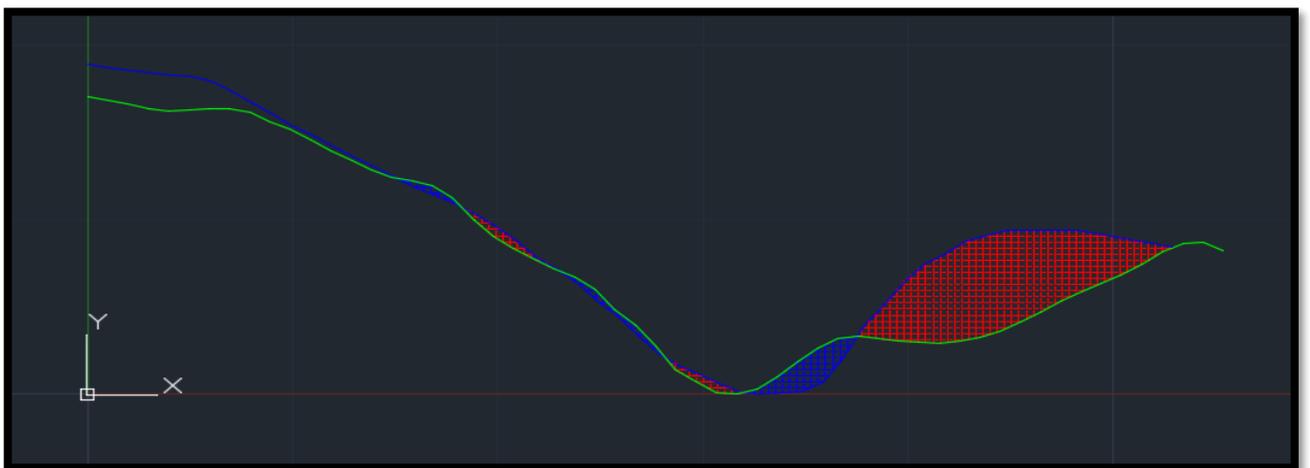
2015 → 2017



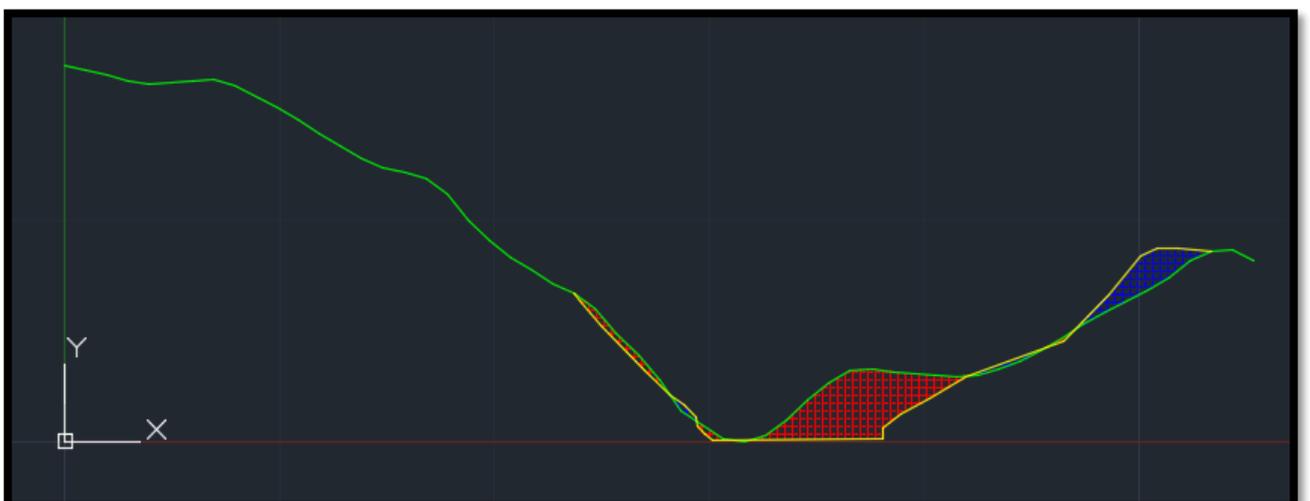
Sezione 3



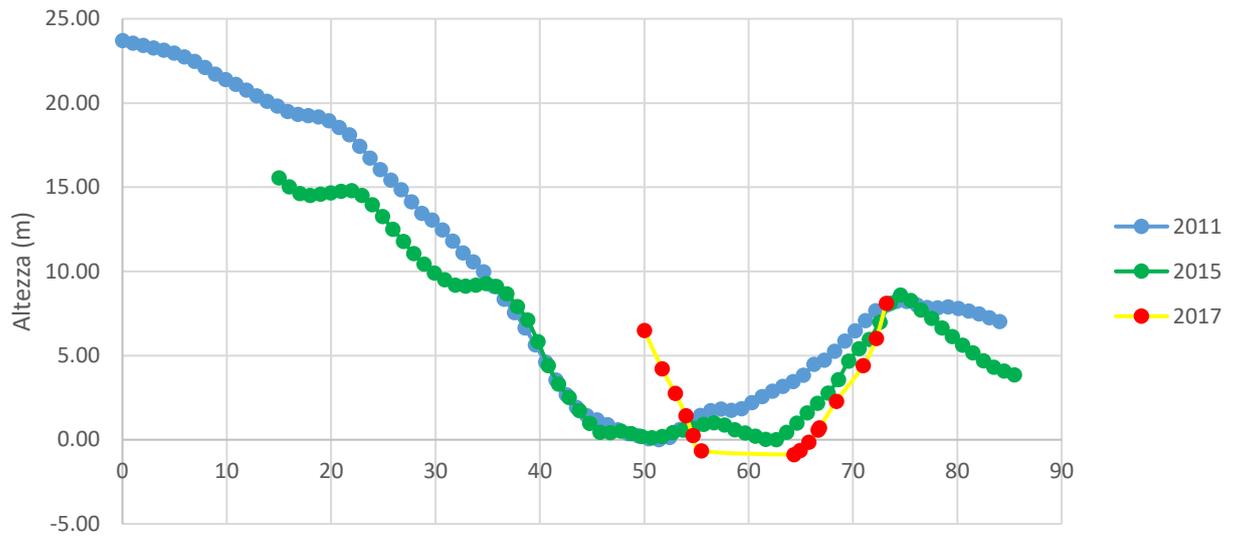
2011 → 2015



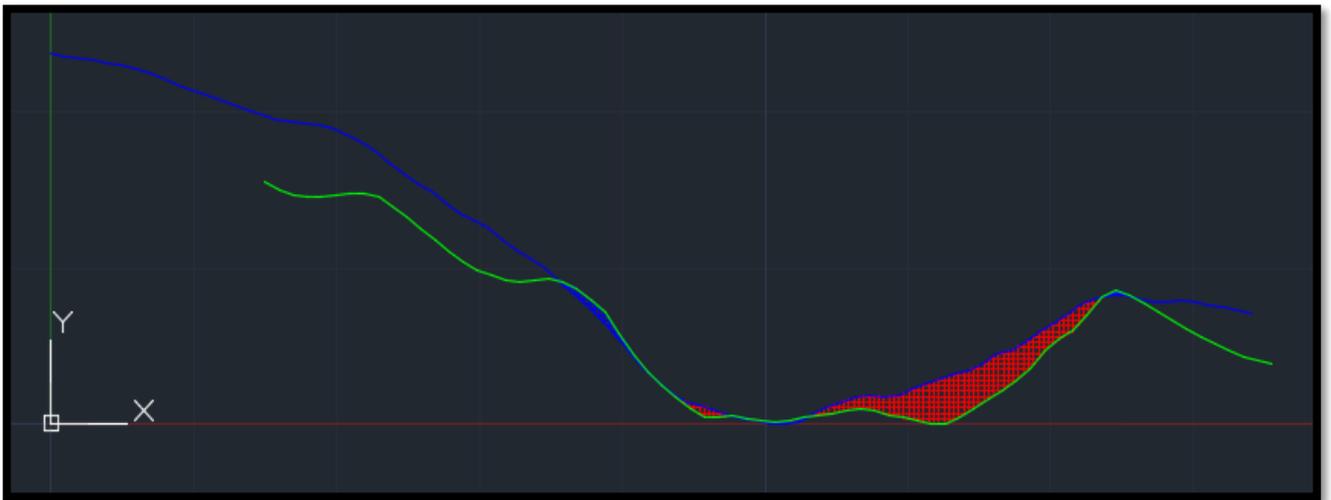
2015 → 2017



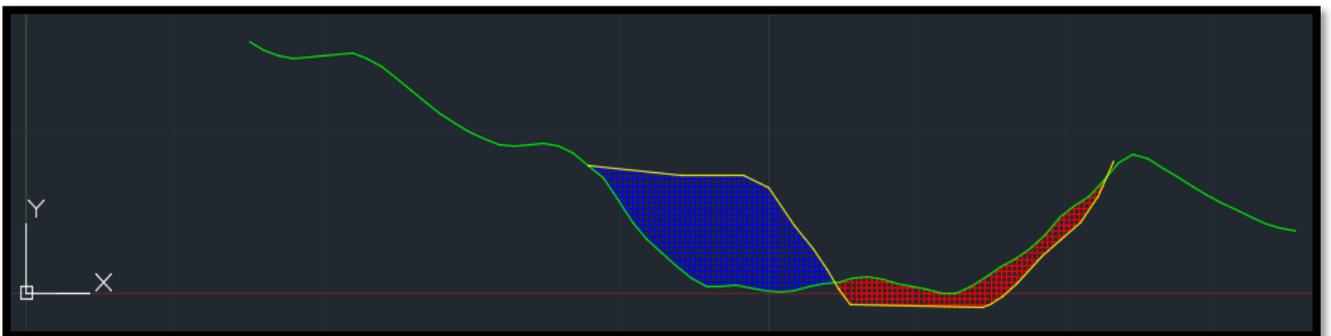
Sezione 4



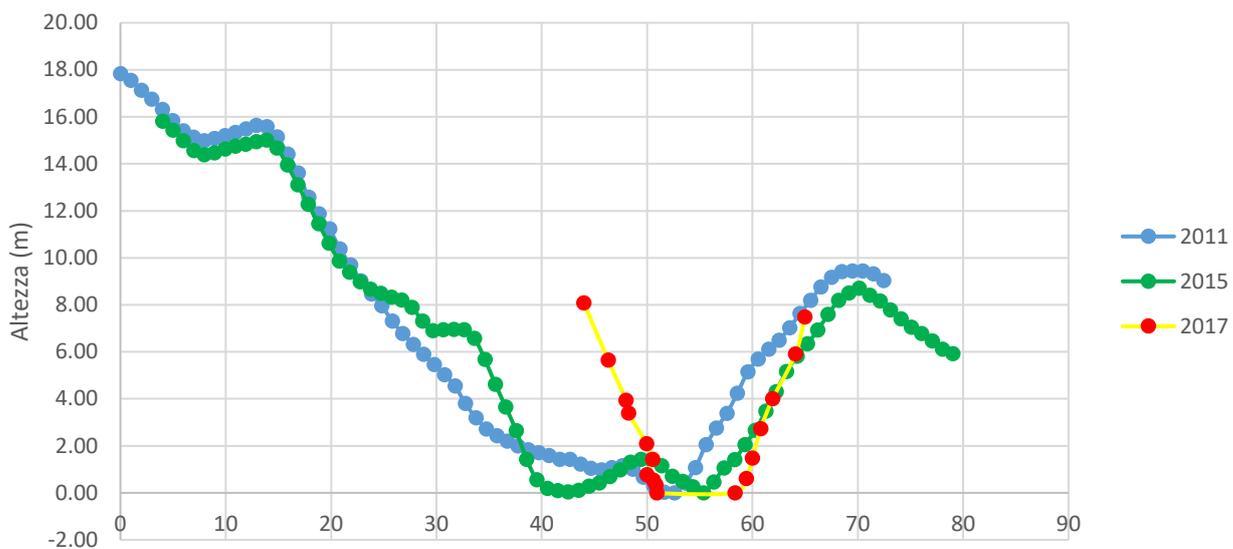
2011 → 2015



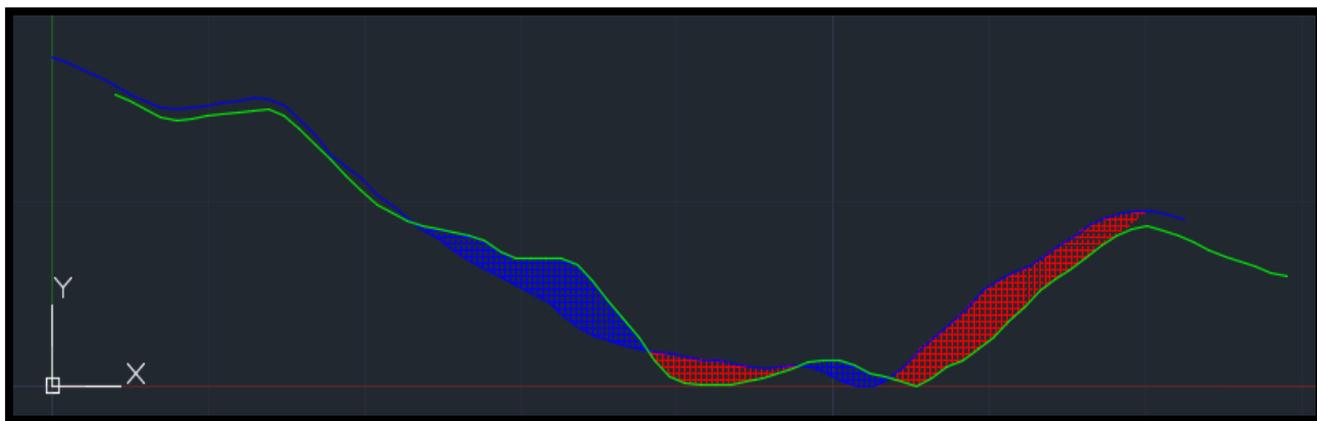
2015 → 2017



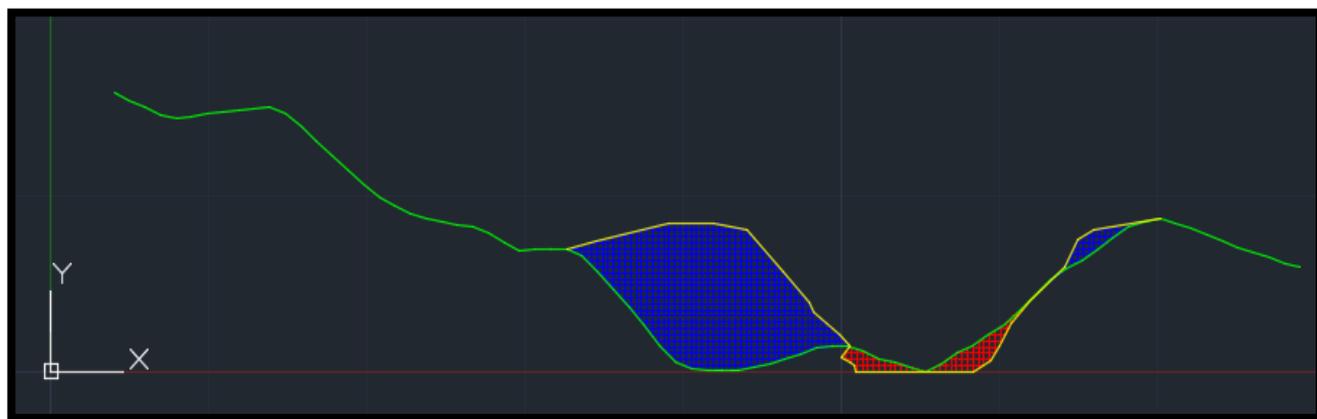
Sezione 5



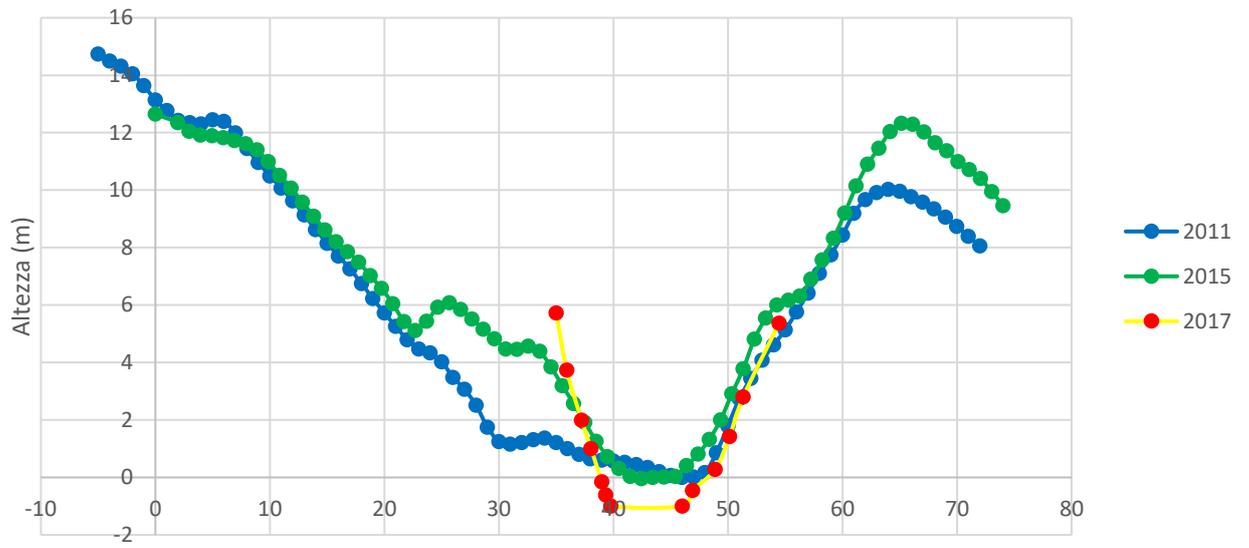
2011 → 2015



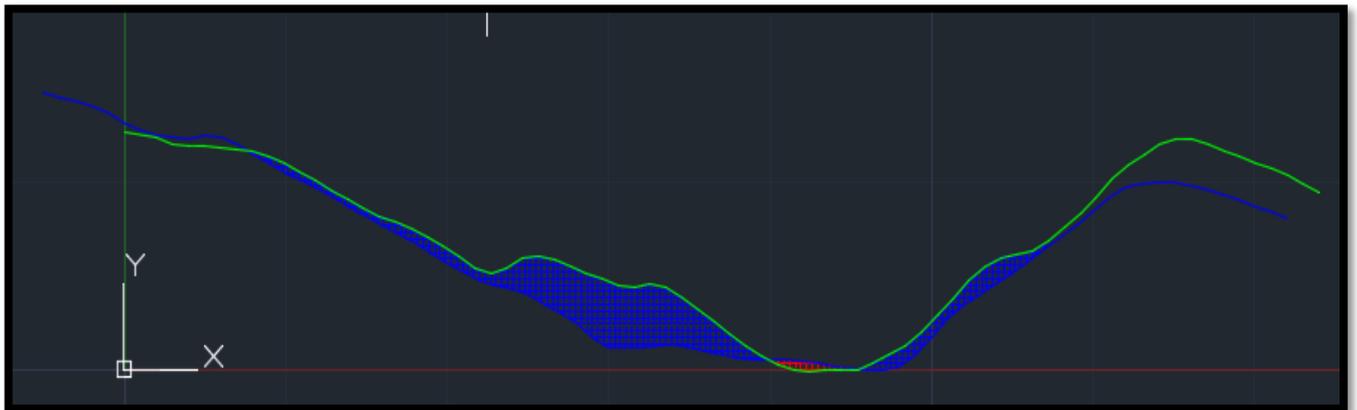
2015 → 2017



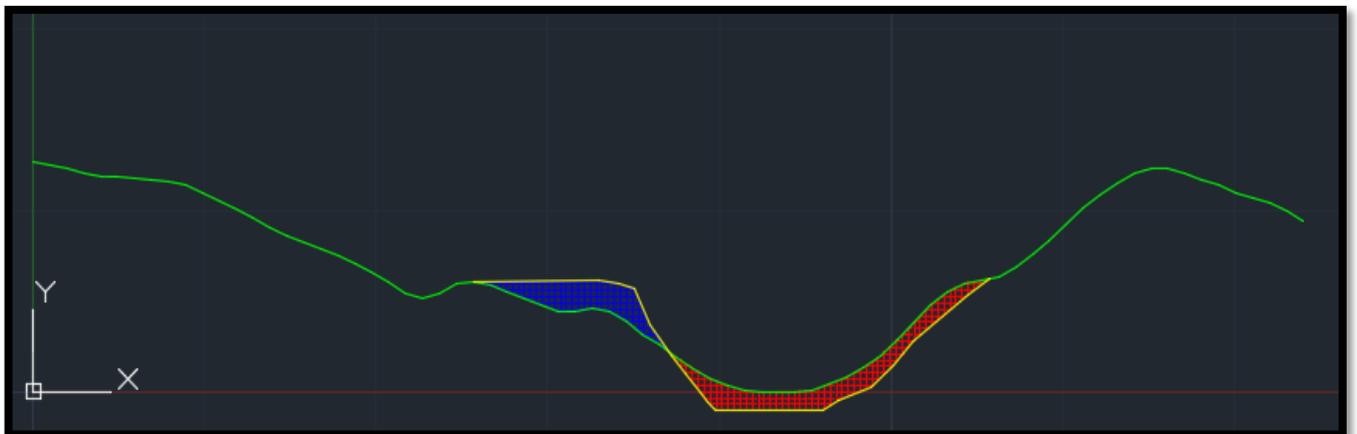
Sezione 6



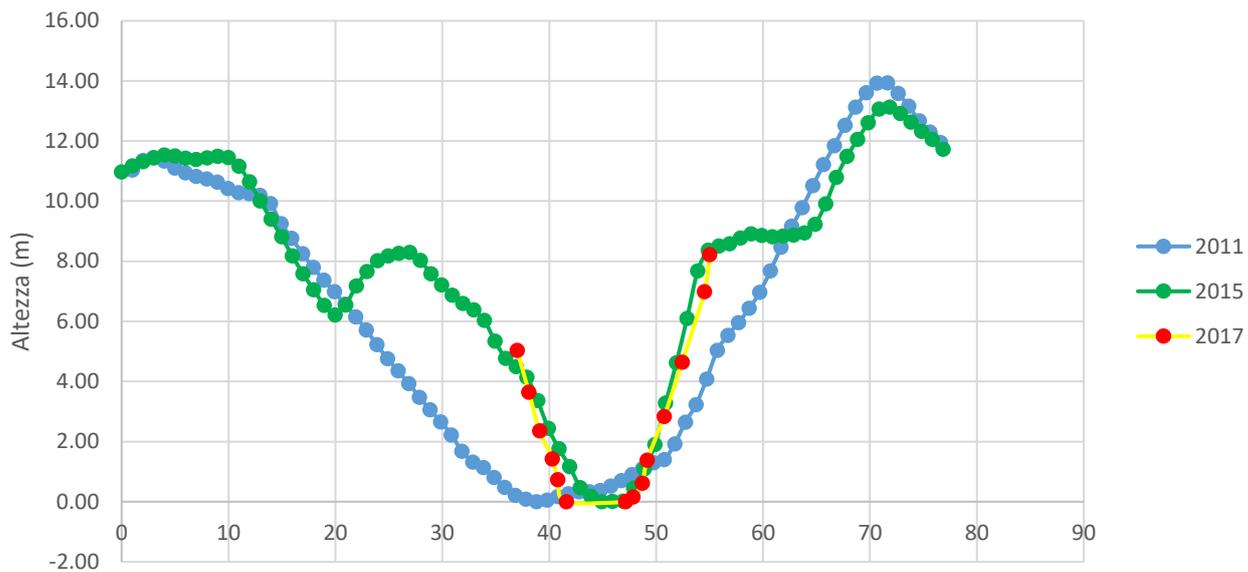
2011 → 2015



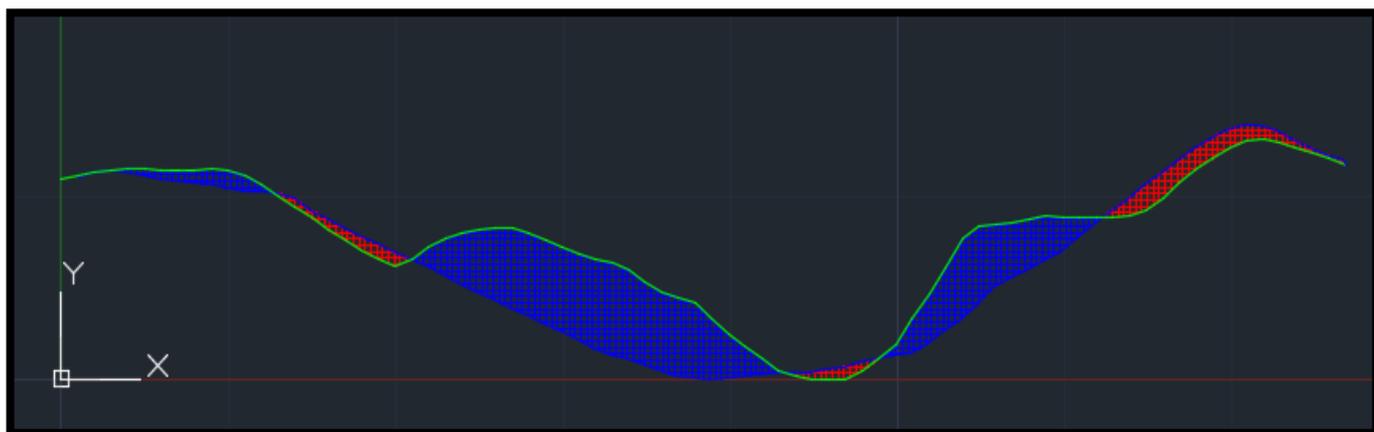
2015 → 2017



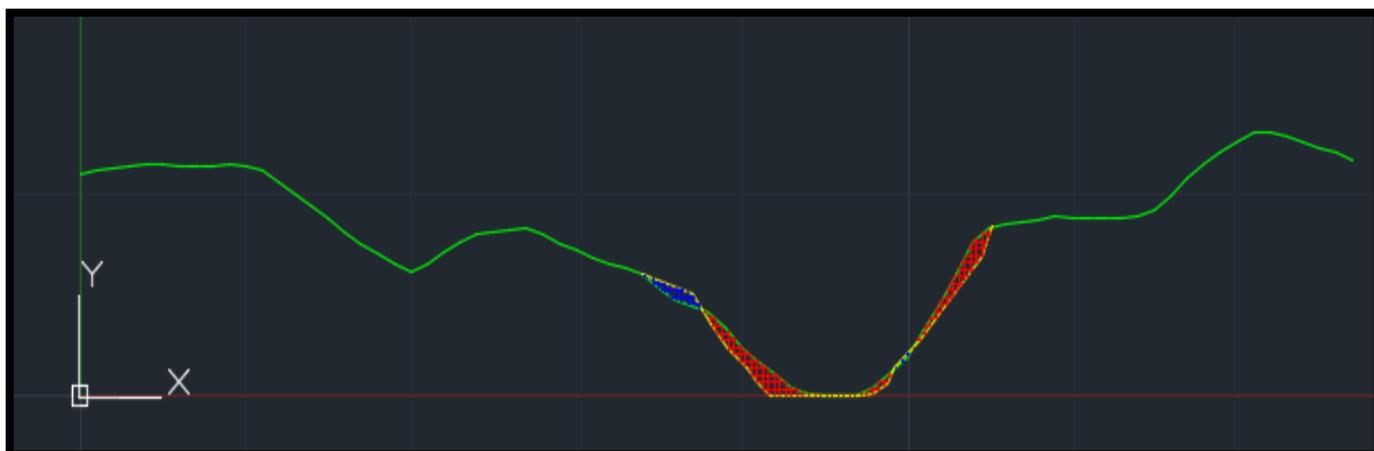
Sezione 7



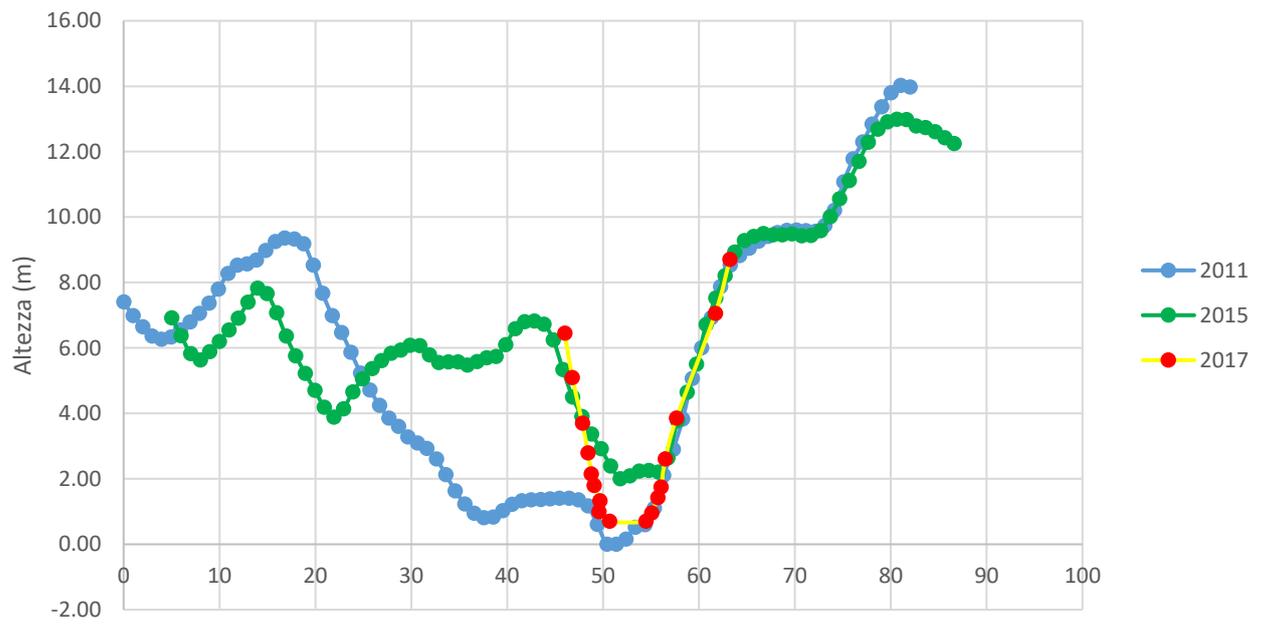
2011 → 2015



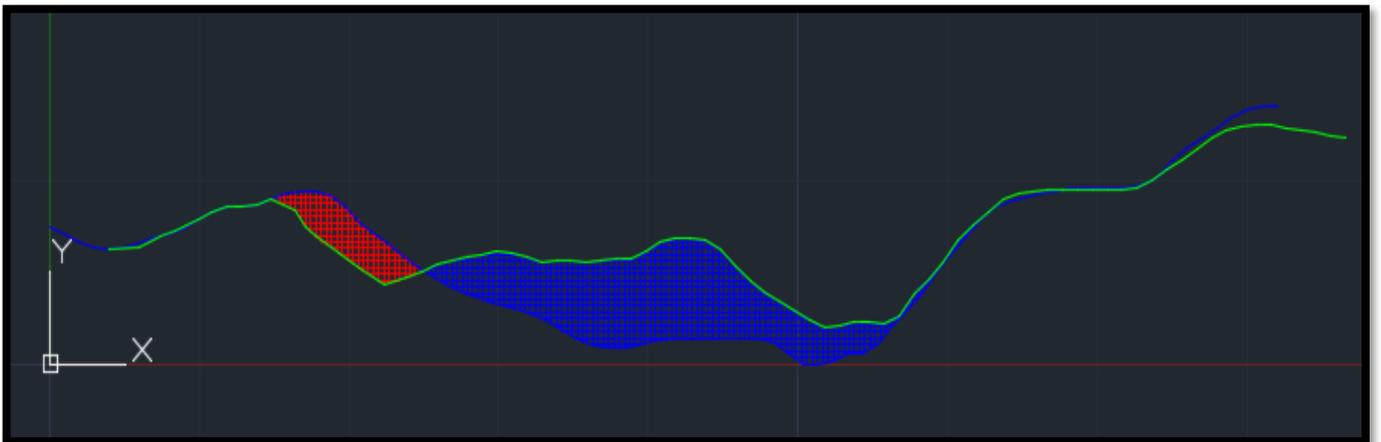
2015 → 2017



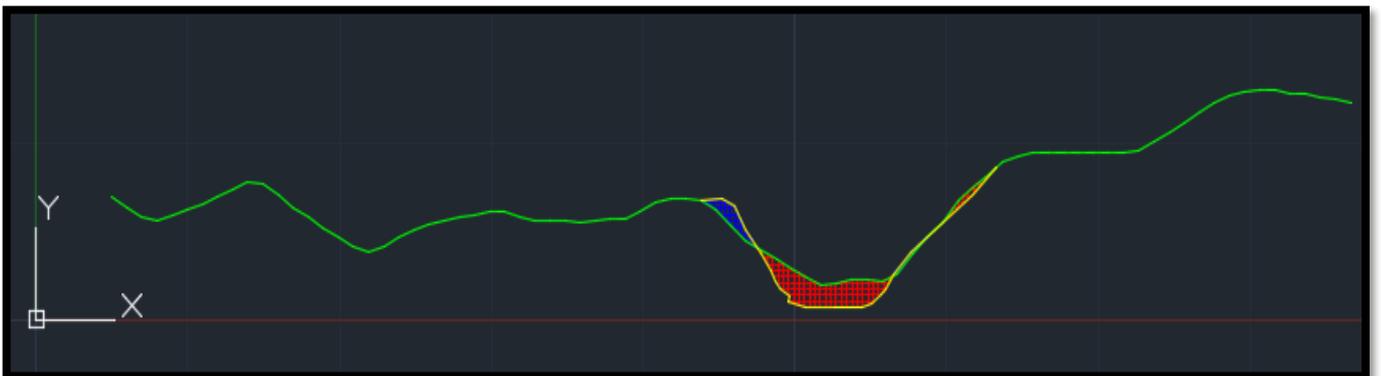
Sezione 8



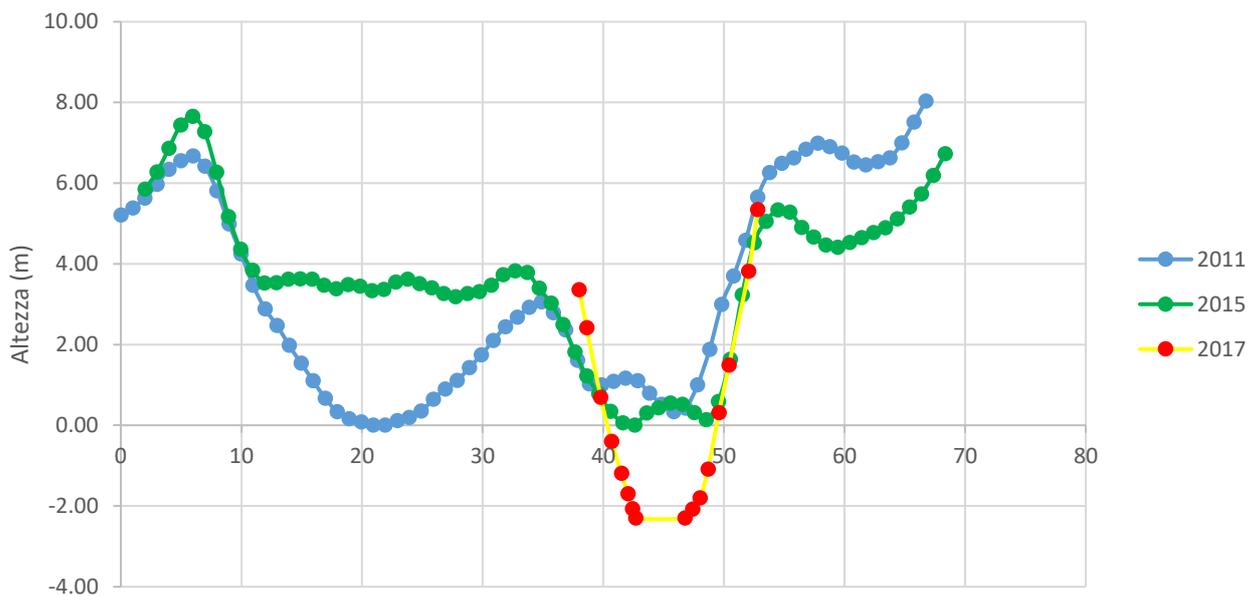
2011 → 2015



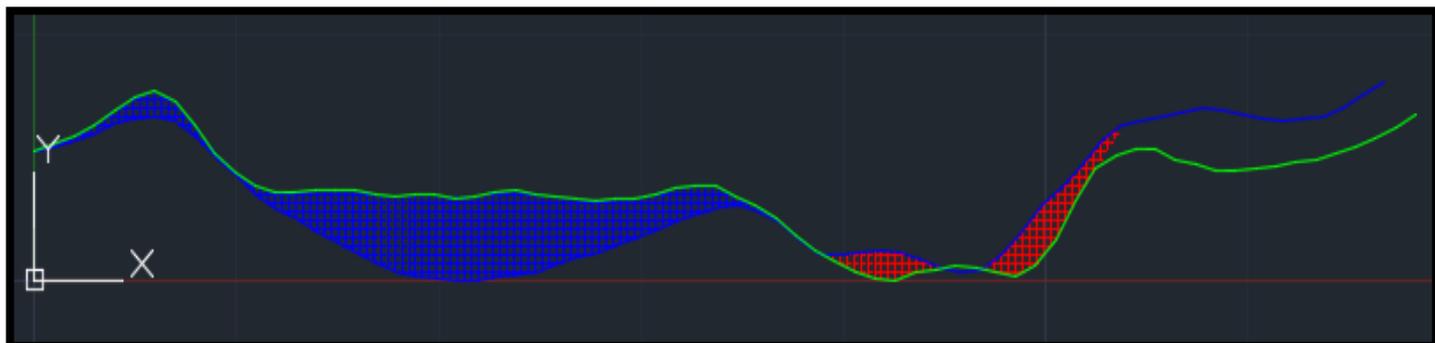
2015 → 2017



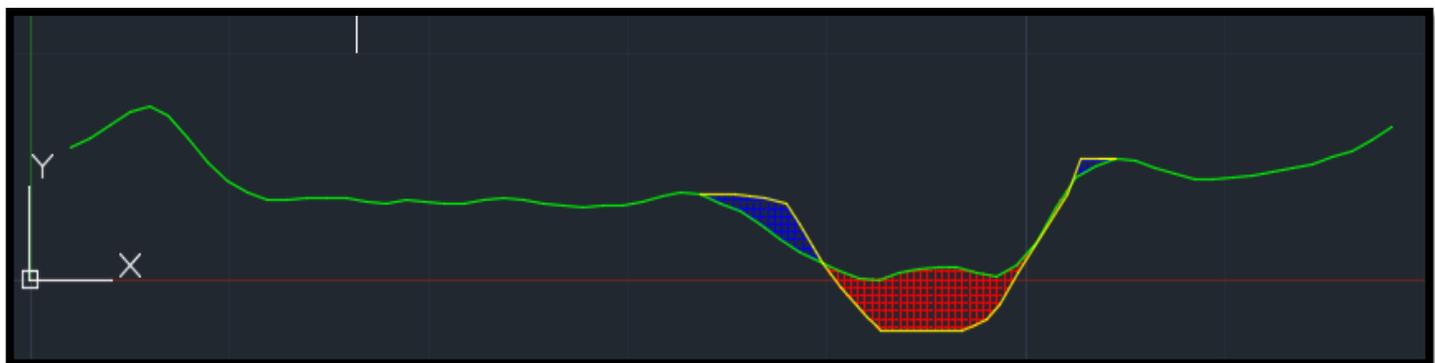
Sezione 9



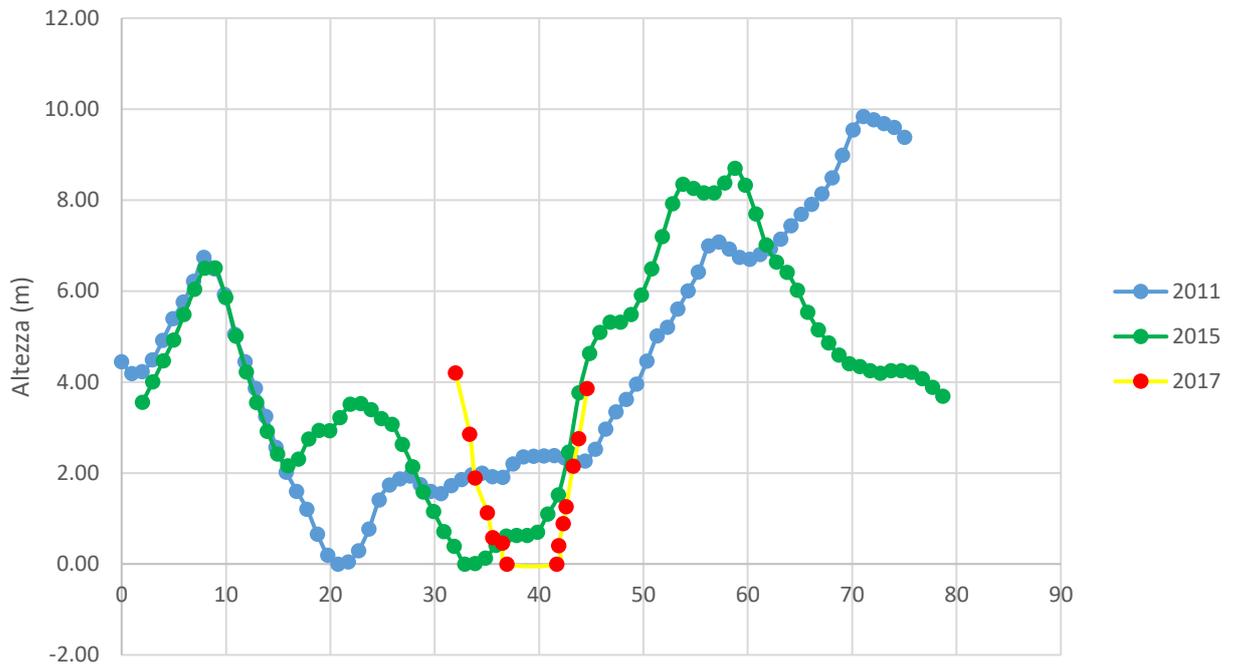
2011 → 2015



2015 → 2017



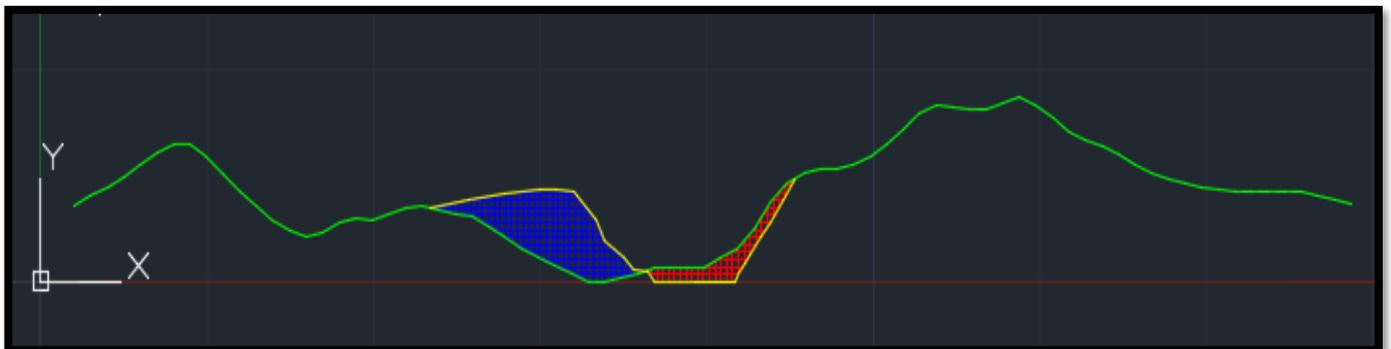
Sezione 10



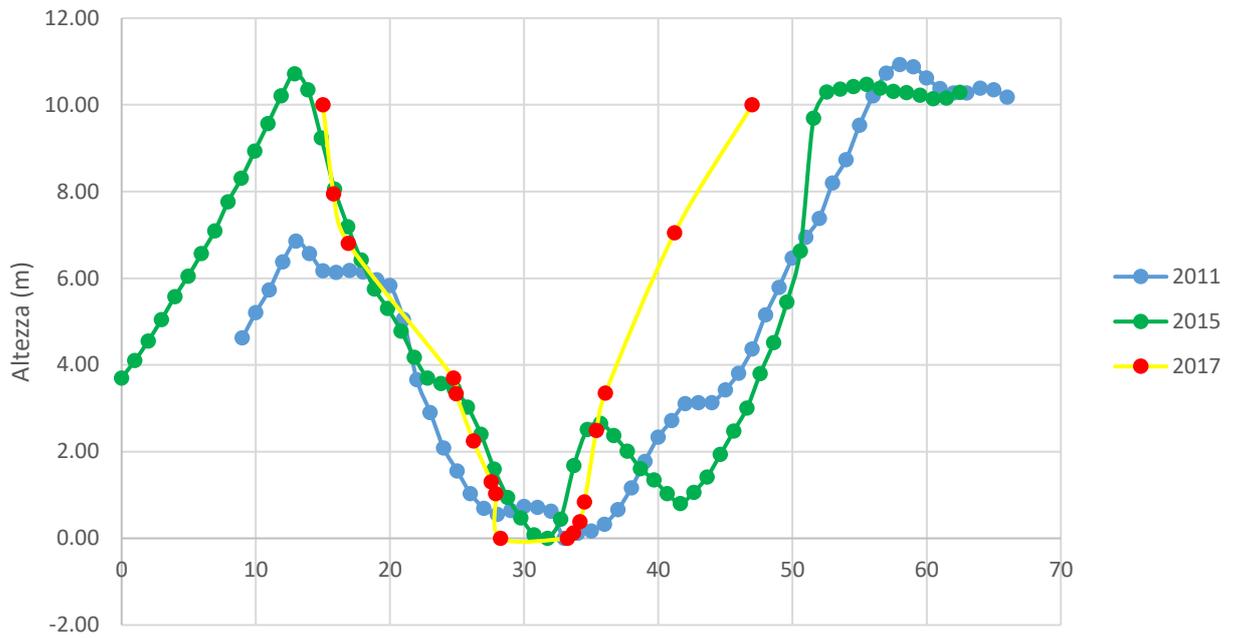
2011 → 2015



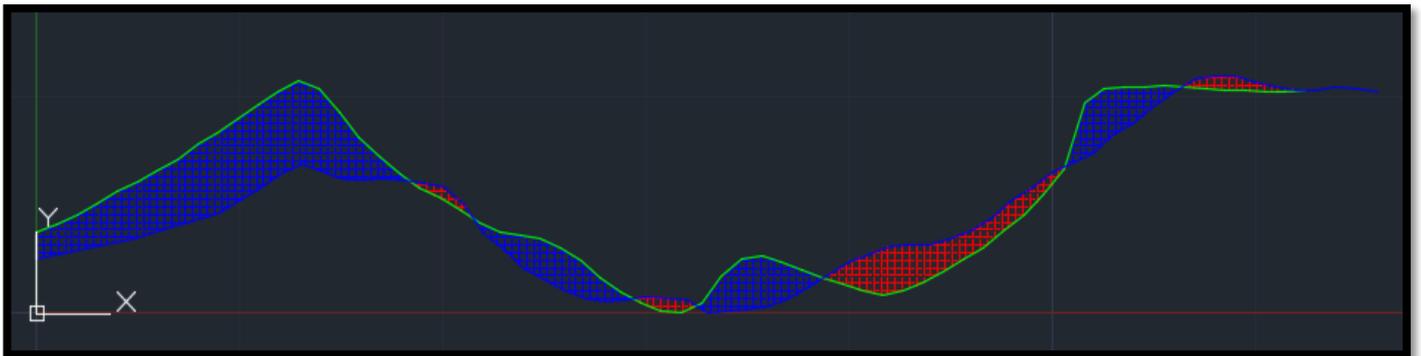
2015 → 2017



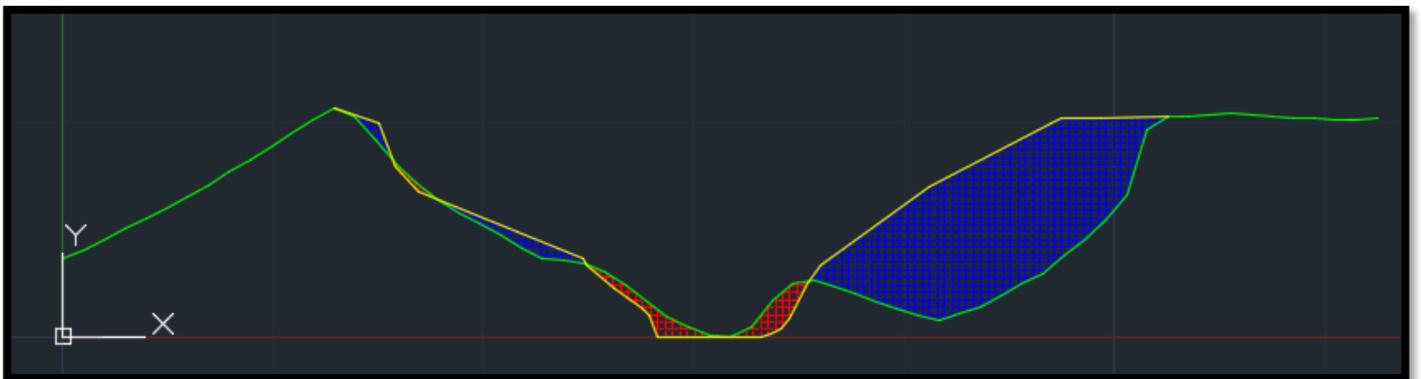
Sezione 11



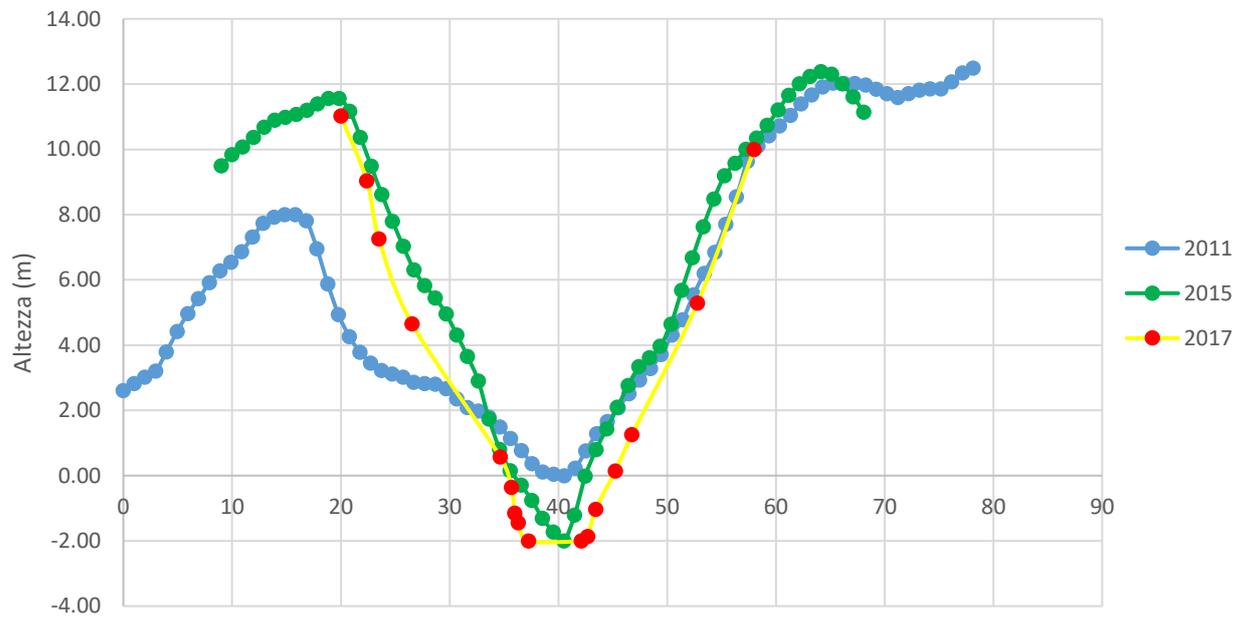
2011 → 2015



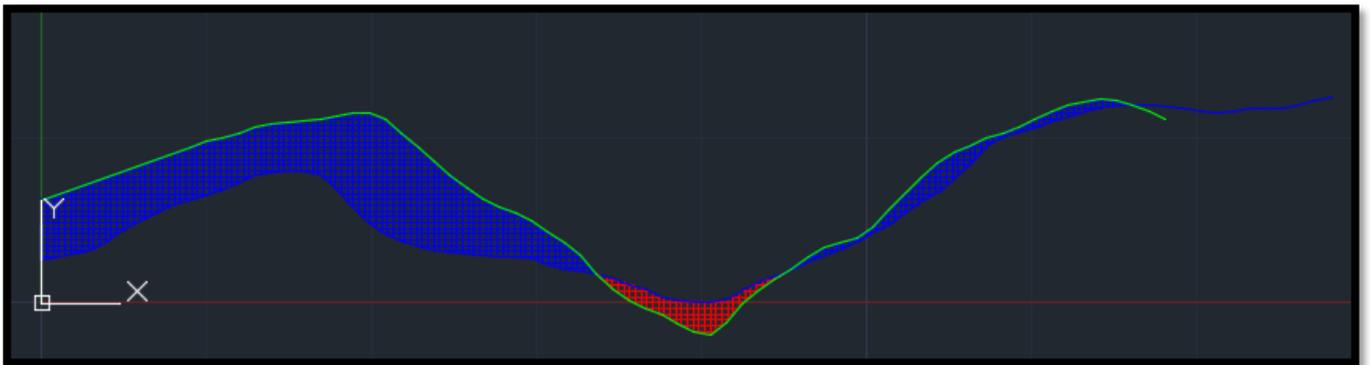
2015 → 2017



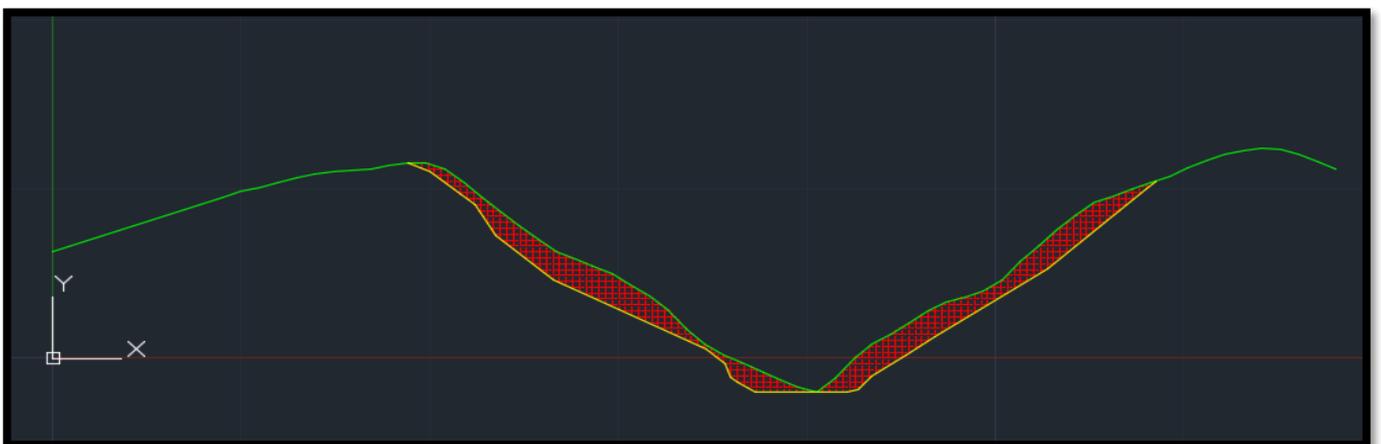
Sezione 12



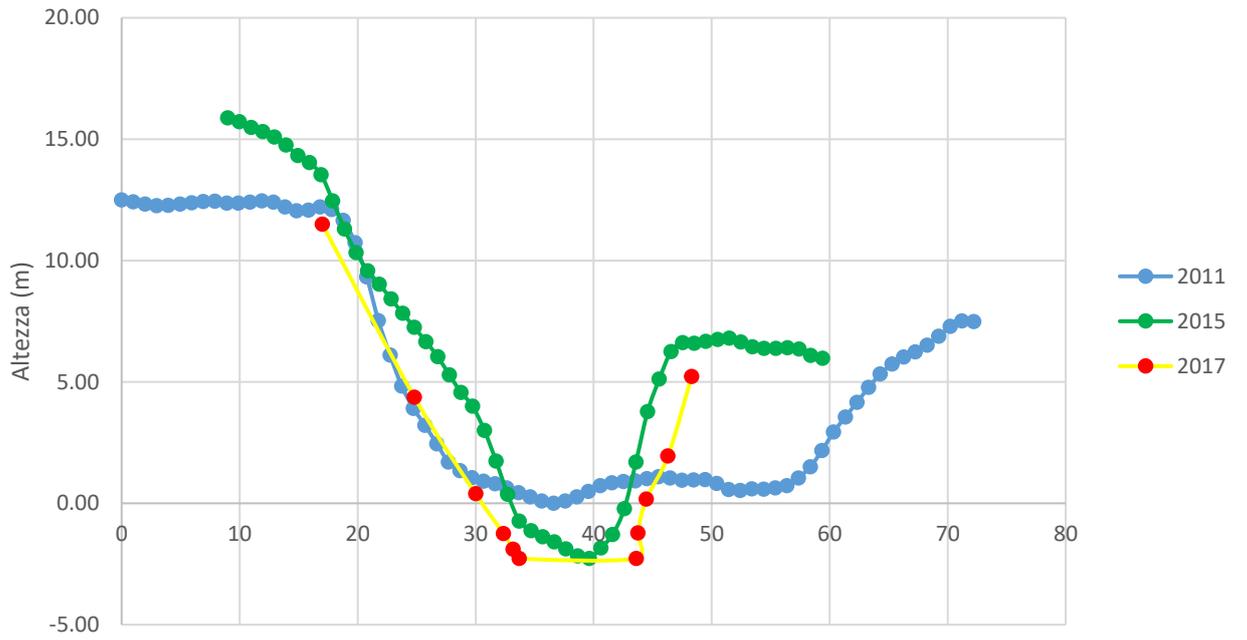
2011 → 2015



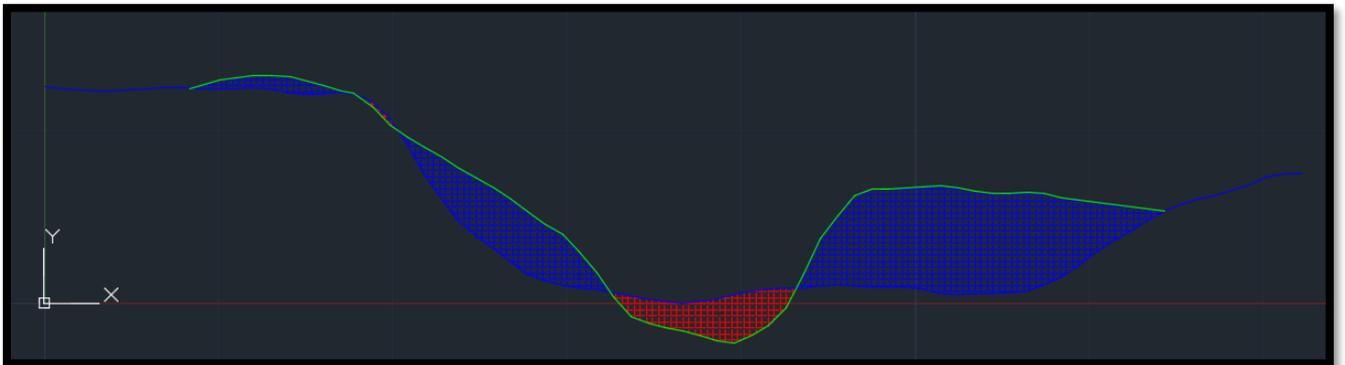
2015 → 2017



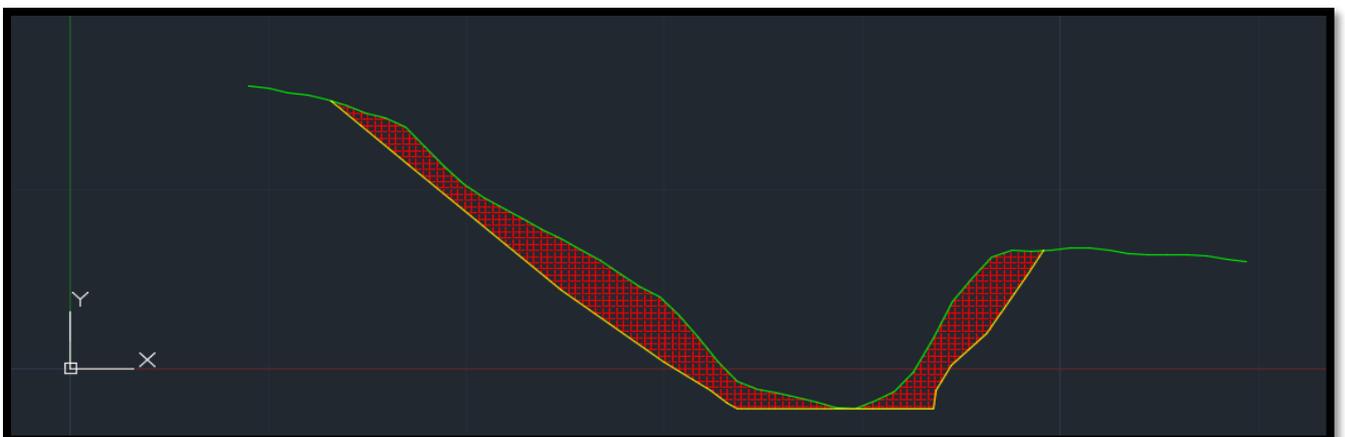
Sezione 18



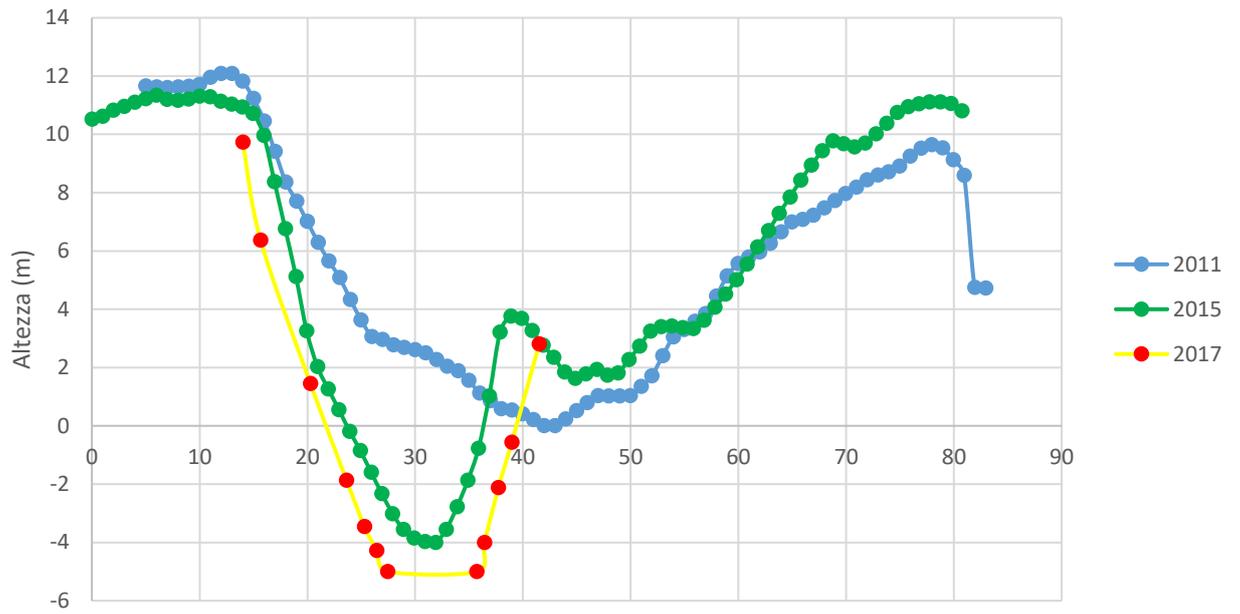
2011 → 2015



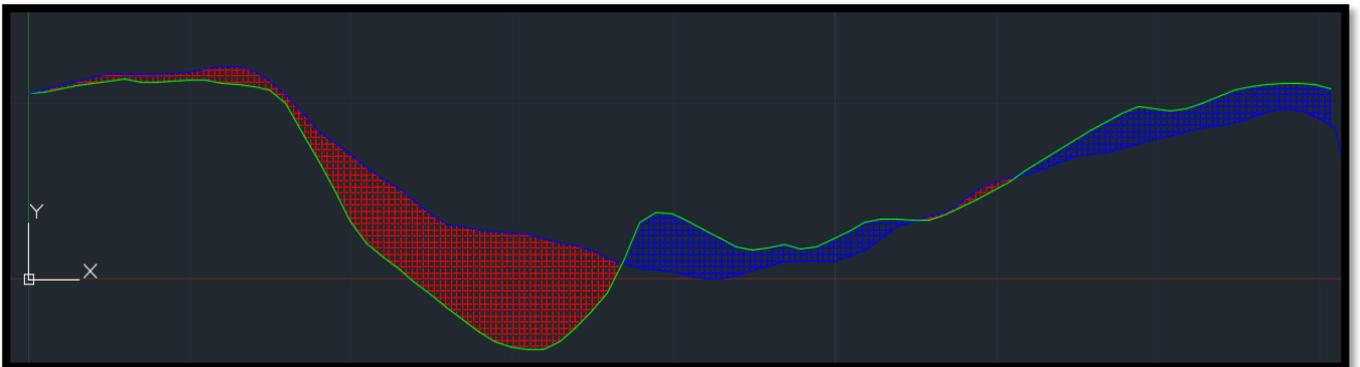
2015 → 2017



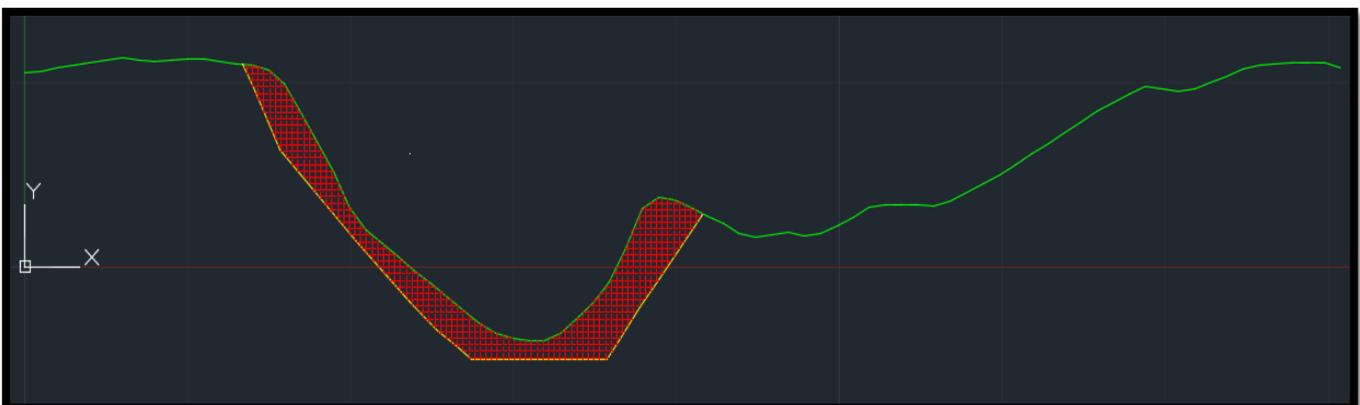
Sezione 19



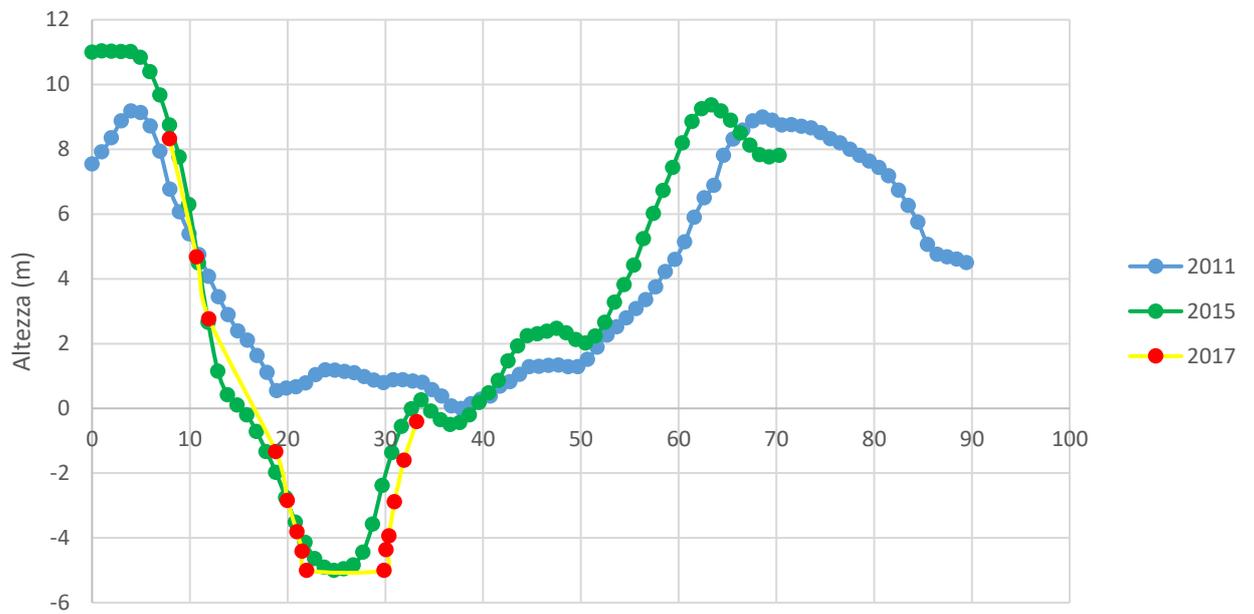
2011 → 2015



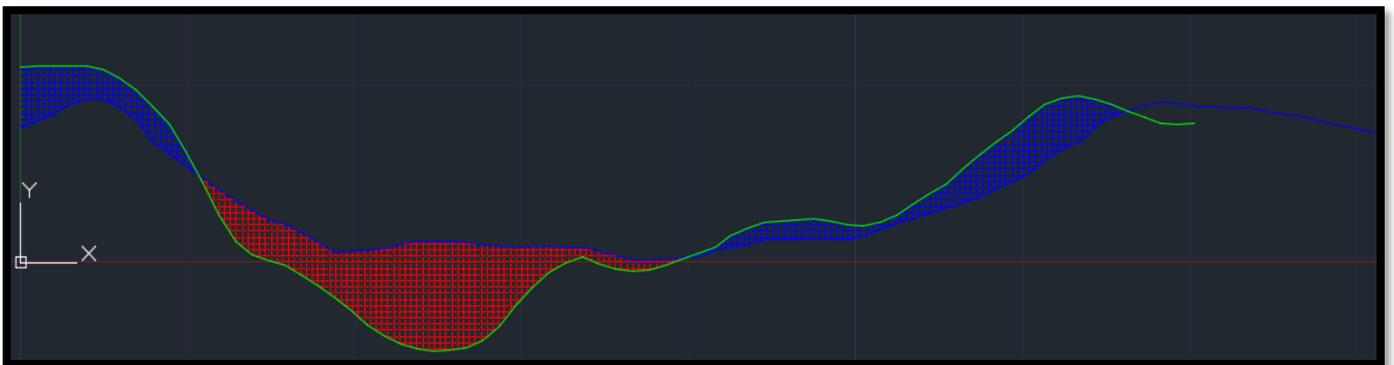
2015 → 2017



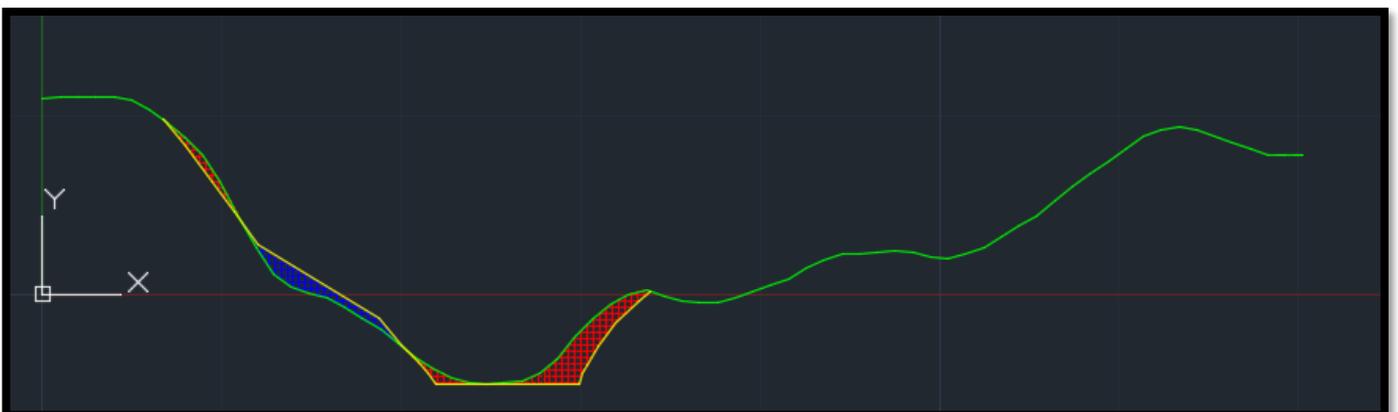
Sezione 20



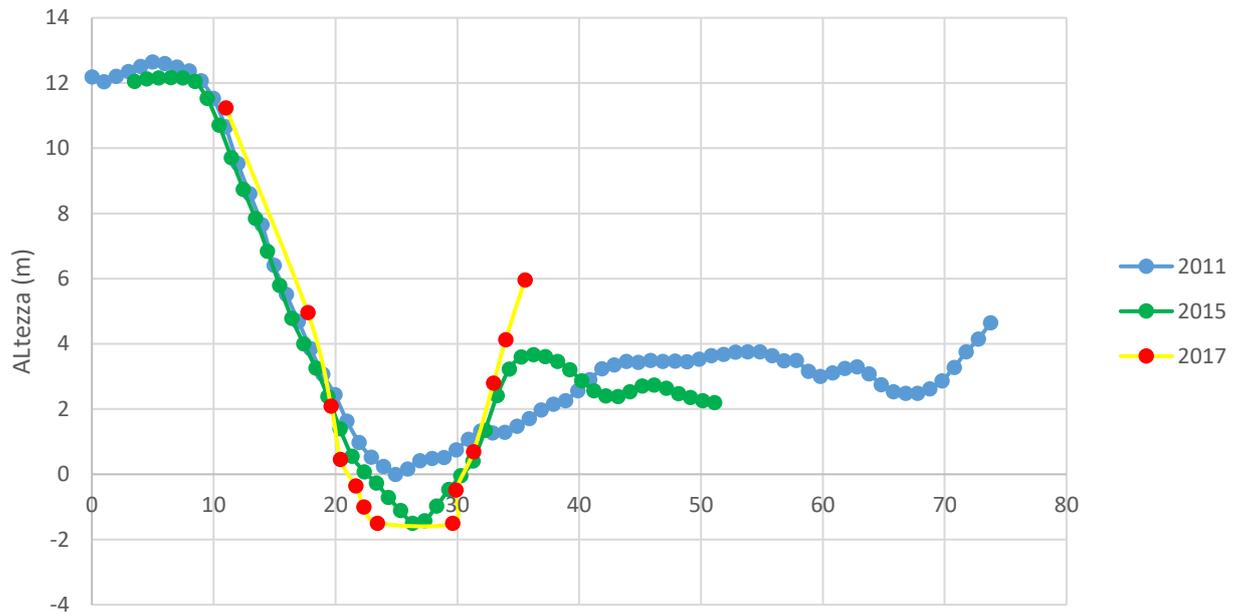
2011 → 2015



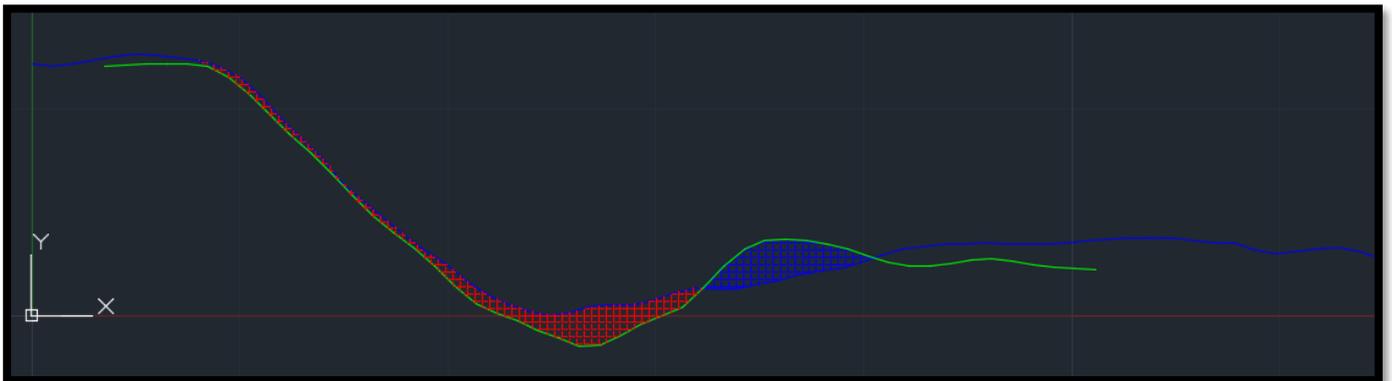
2015 → 2017



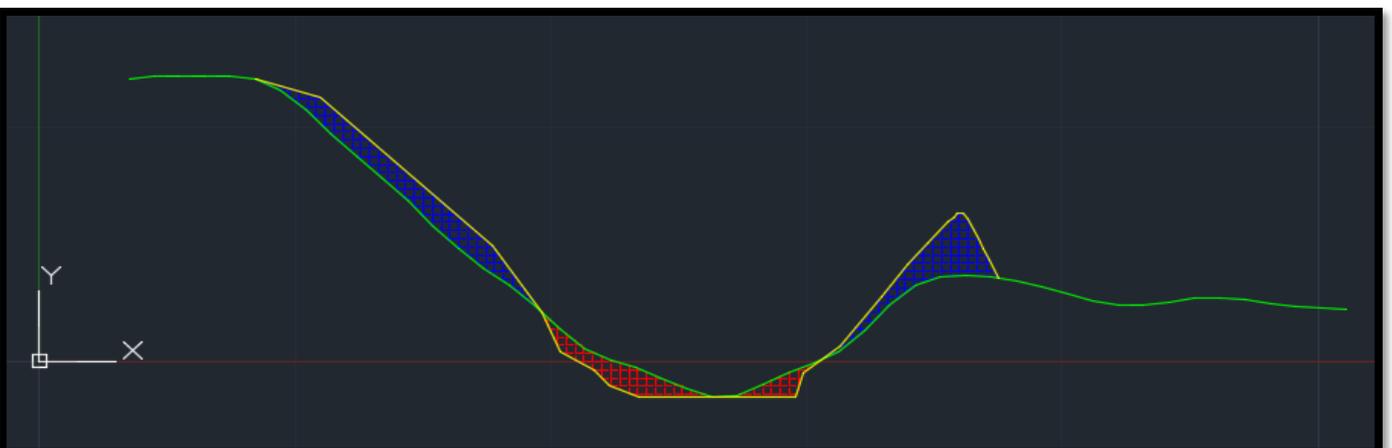
Sezione 21



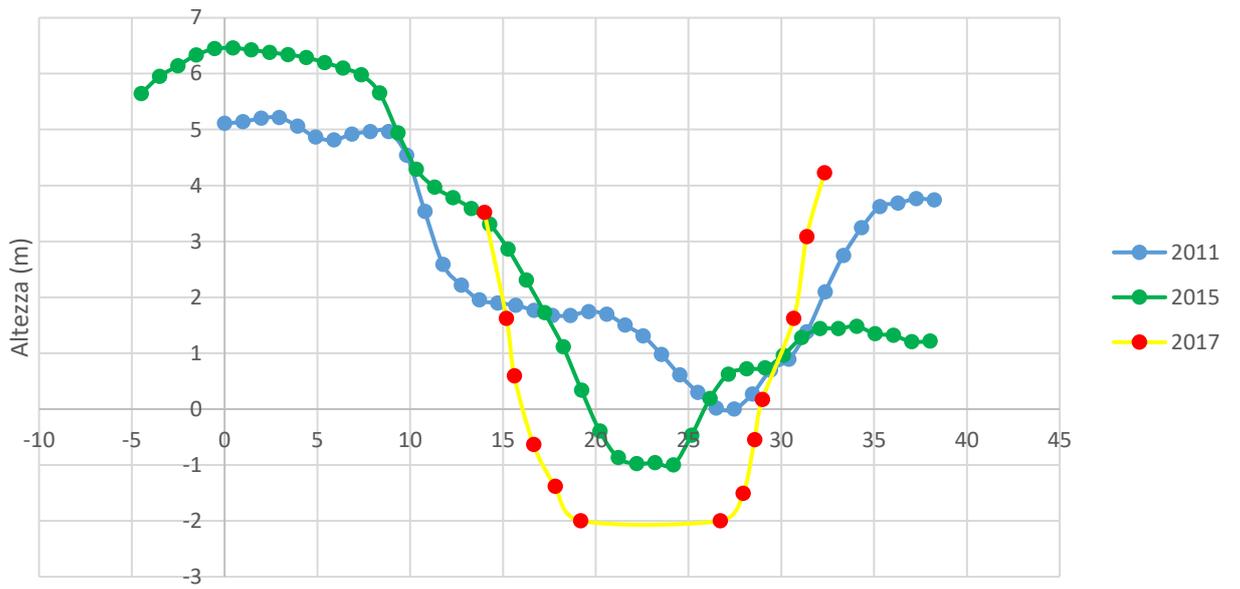
2011 → 2015



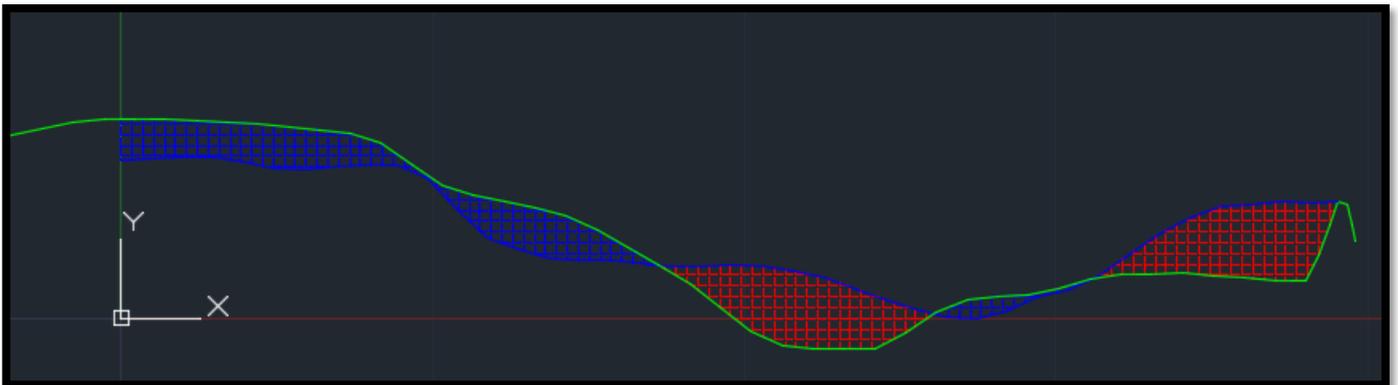
2015 → 2017



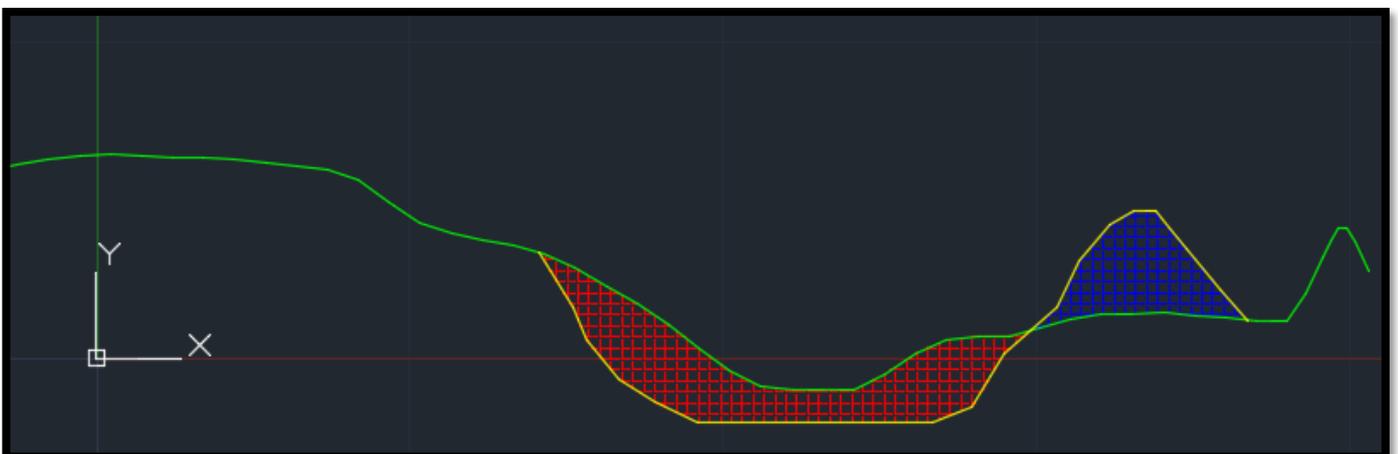
Sezione 22



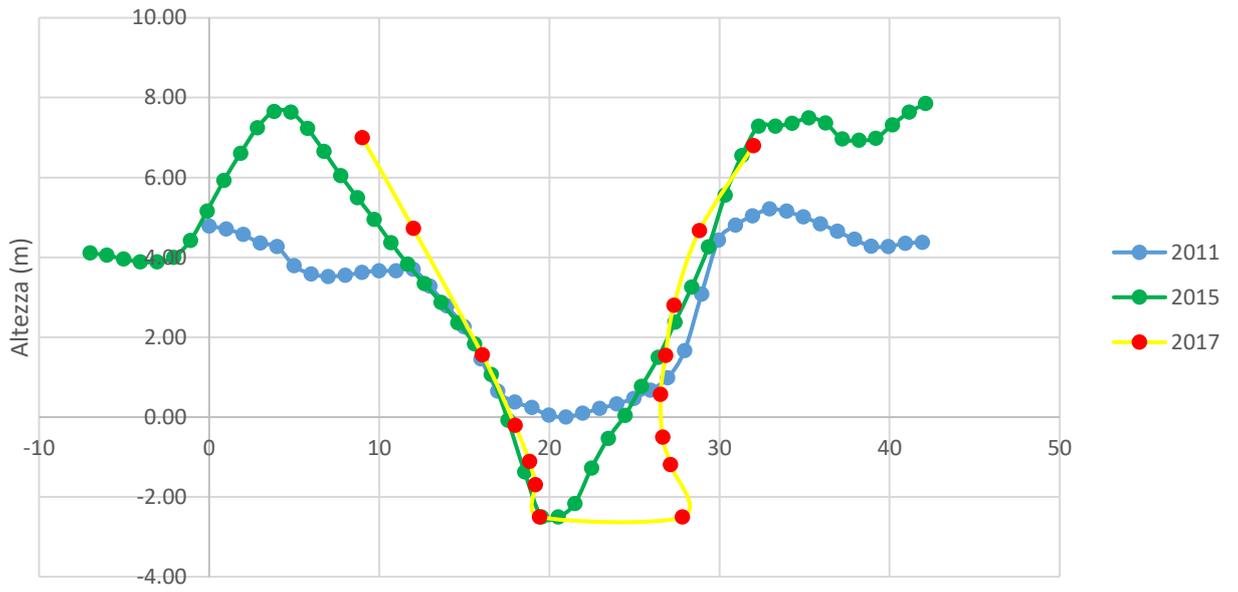
2011 → 2015



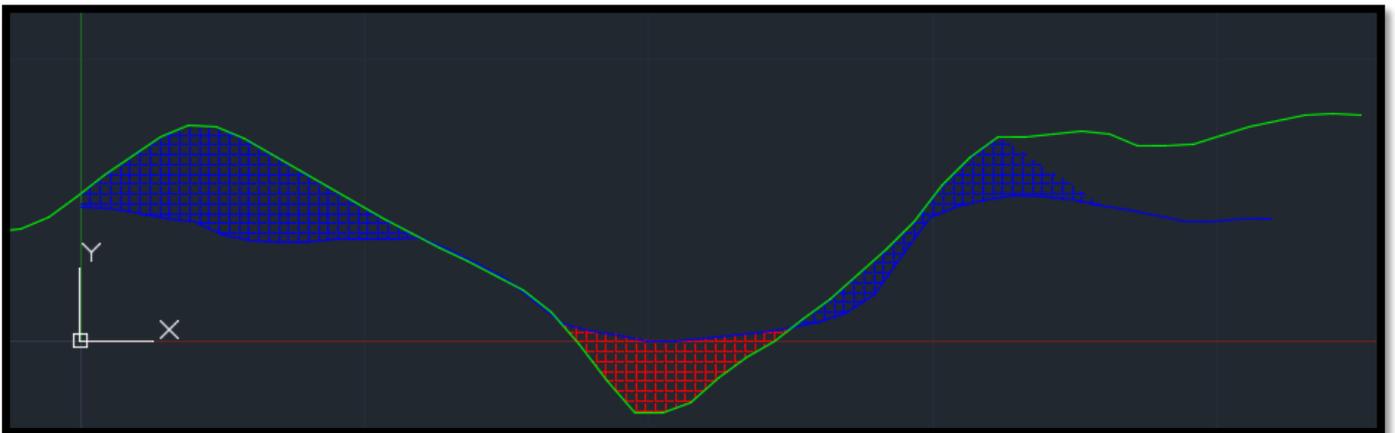
2015 → 2017



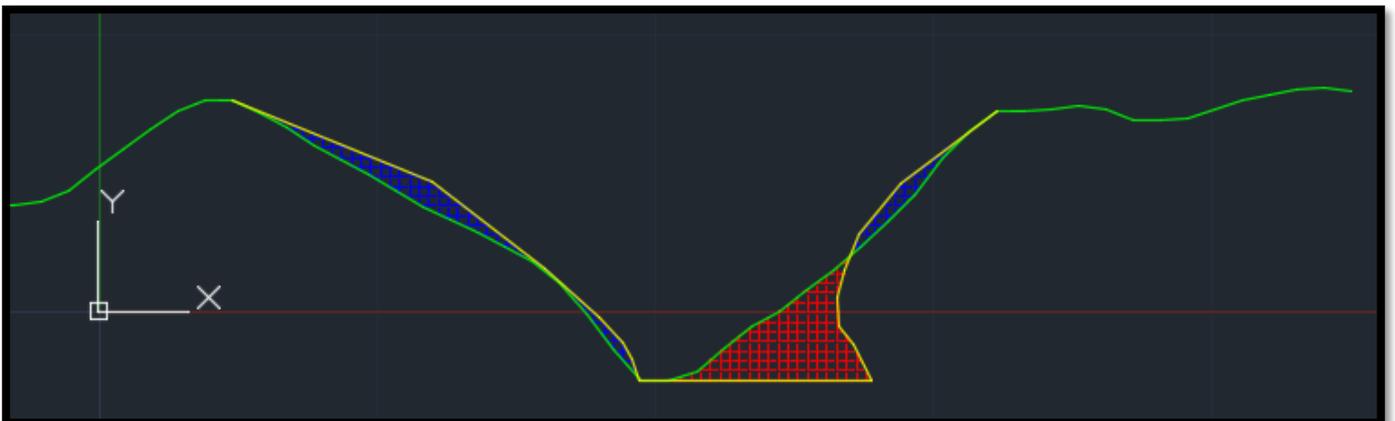
Sezione 23



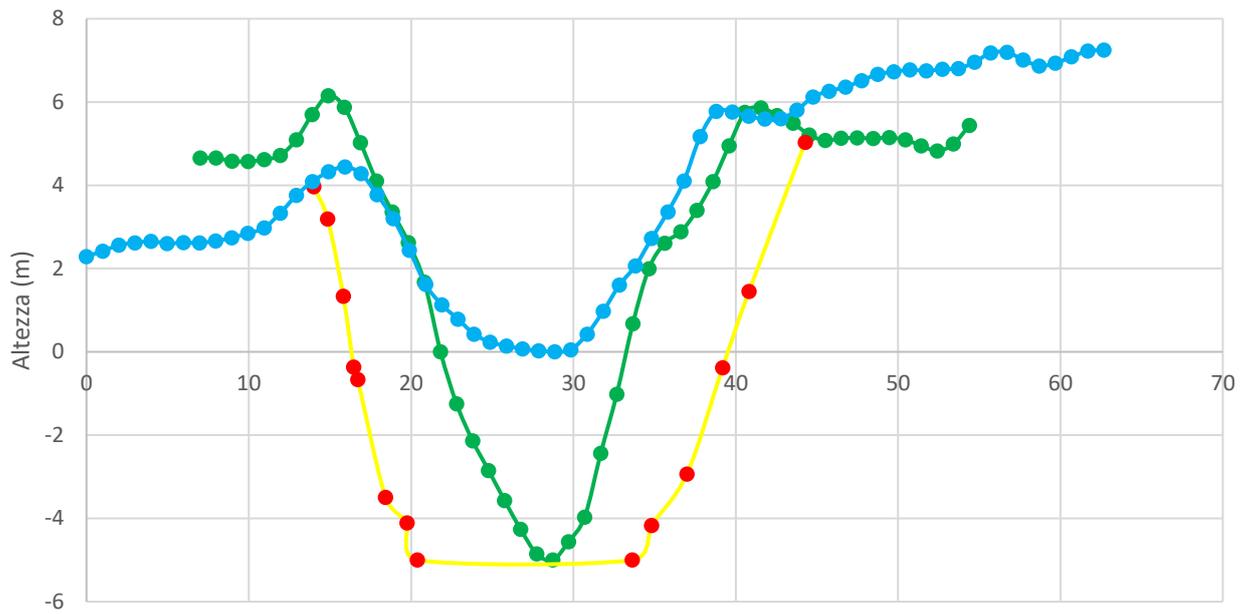
2011 → 2015



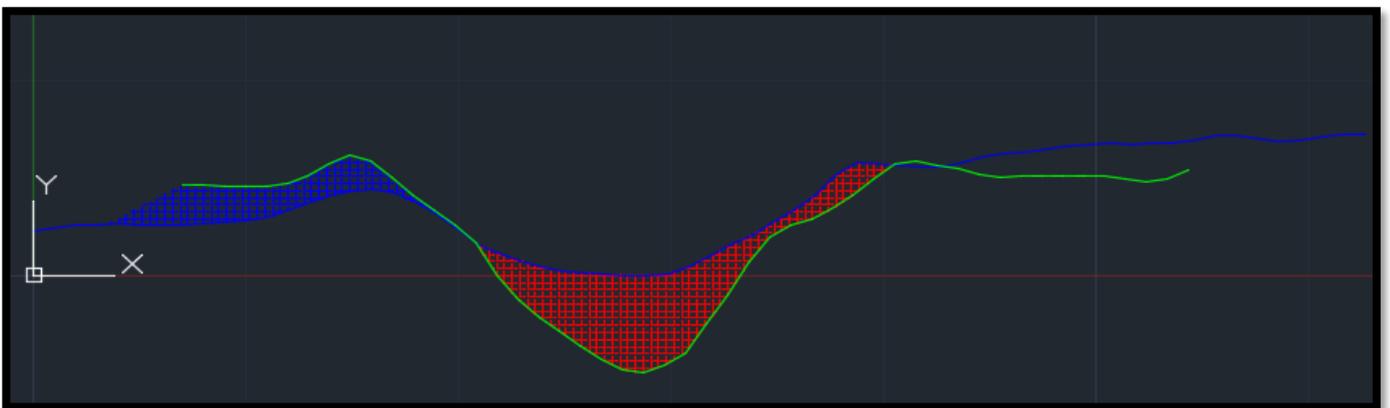
2015 → 2017



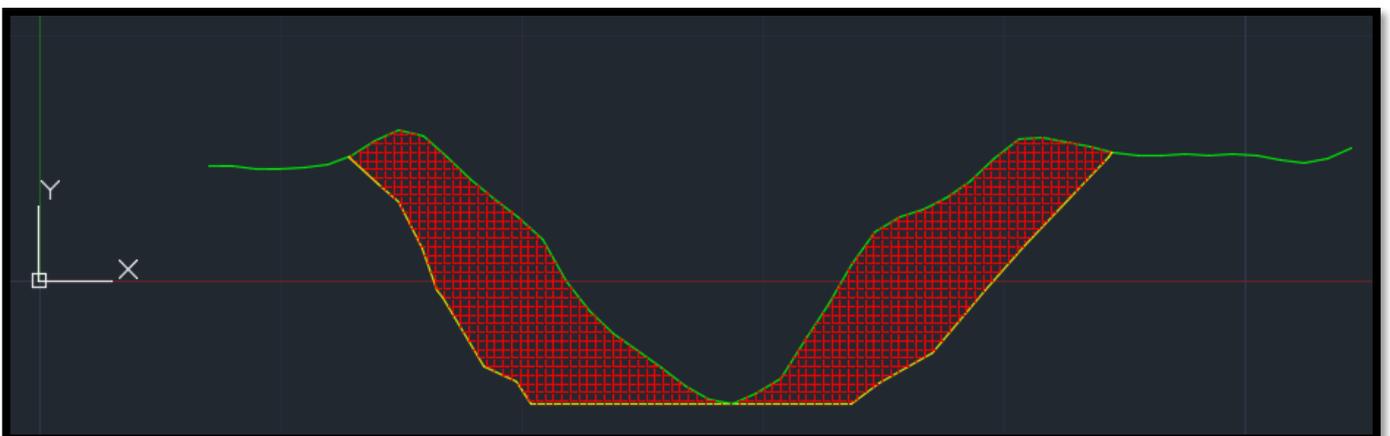
Sezione 24



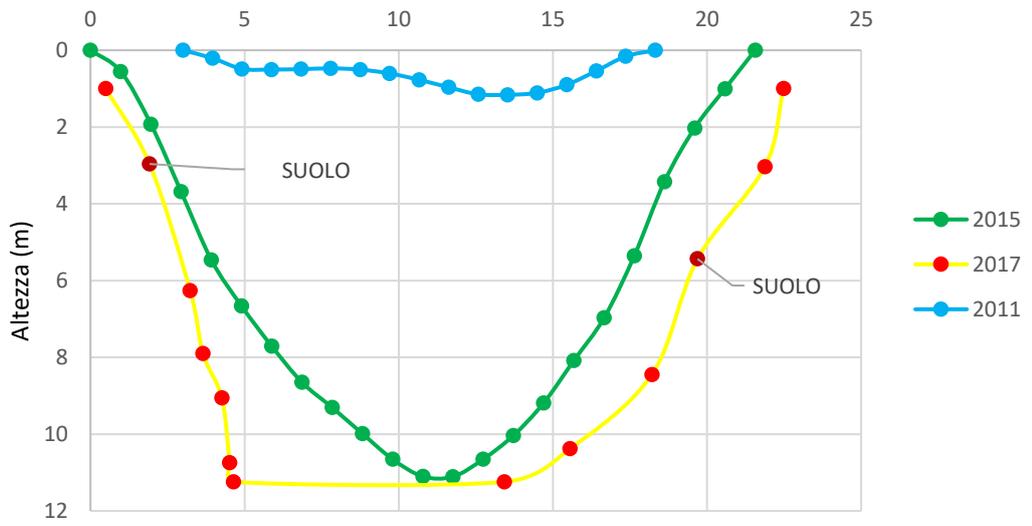
2011 → 2015



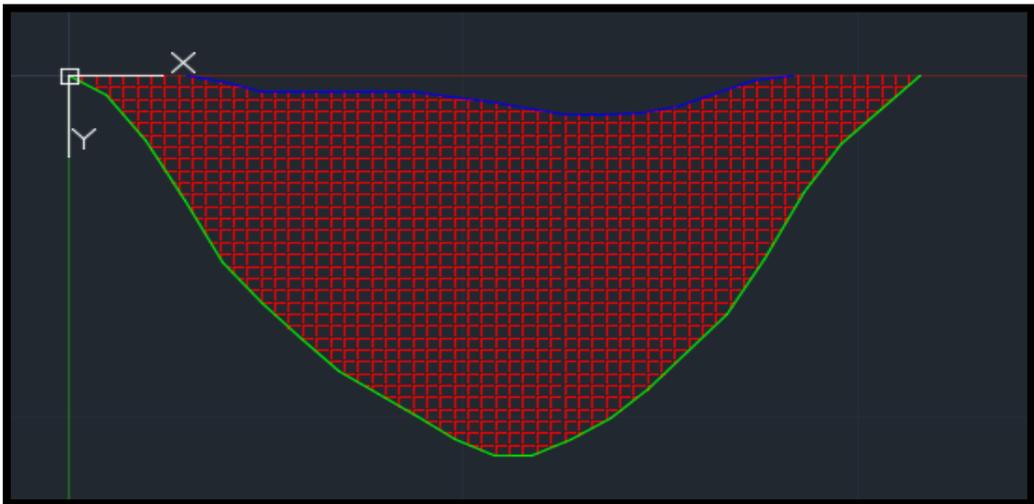
2015 → 2017



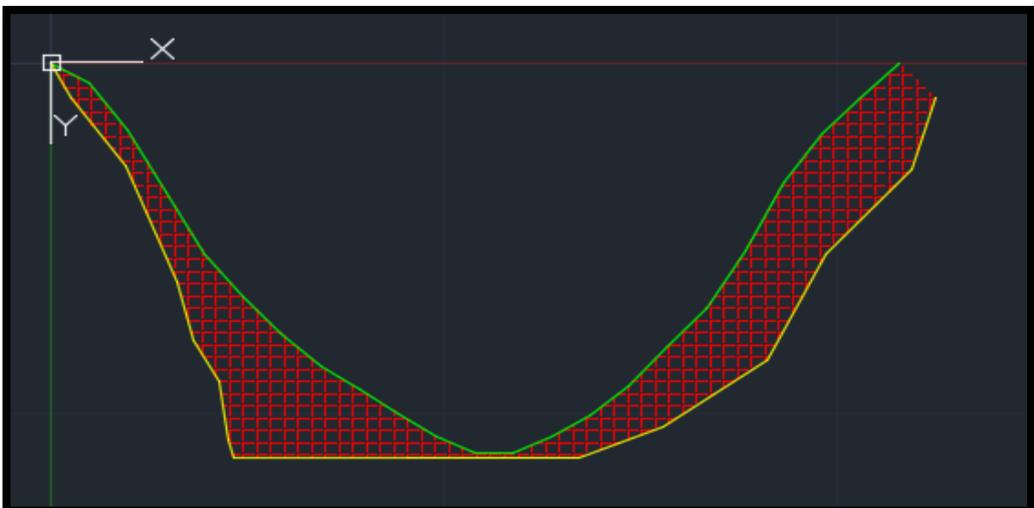
Sezione 25



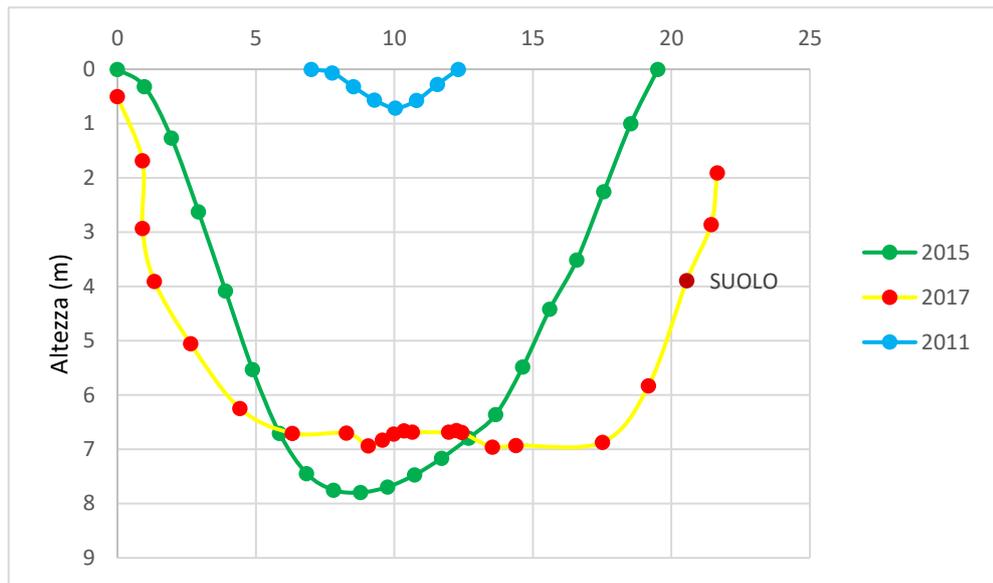
2011 → 2015



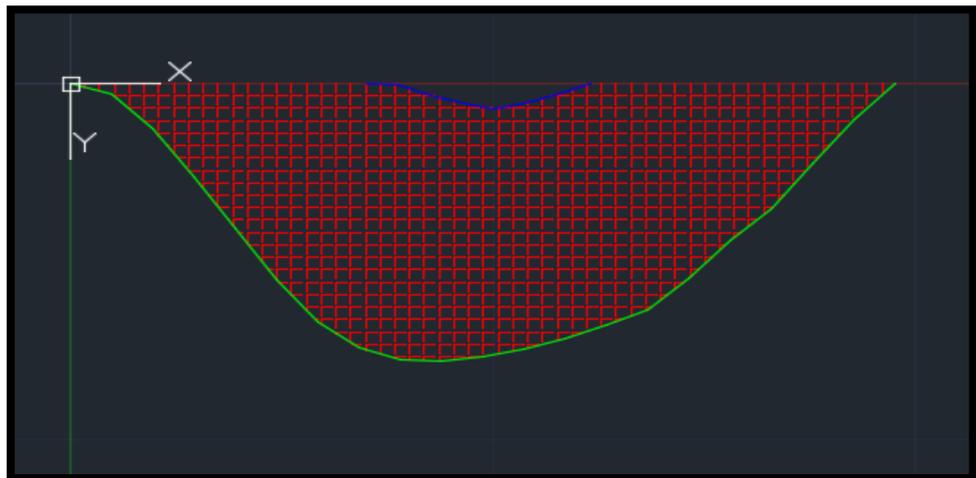
2015 → 2017



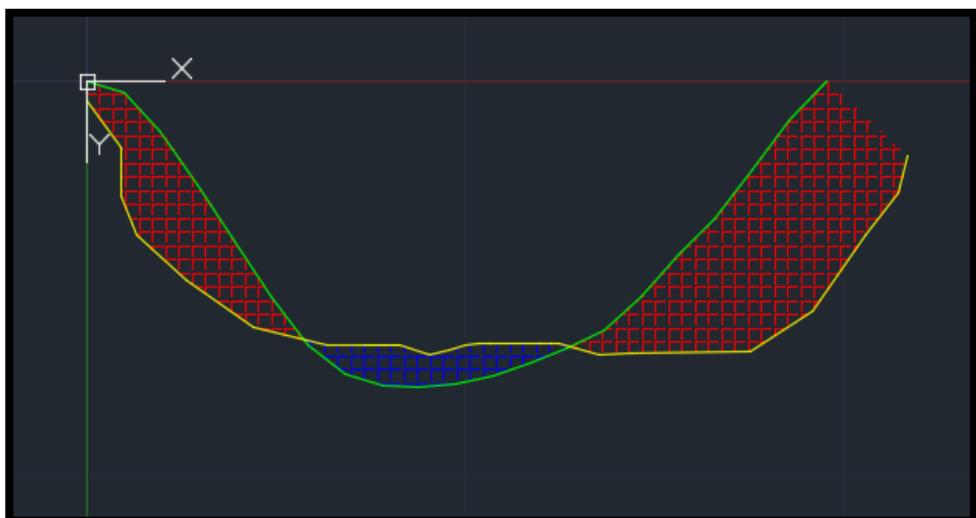
Sezione 26



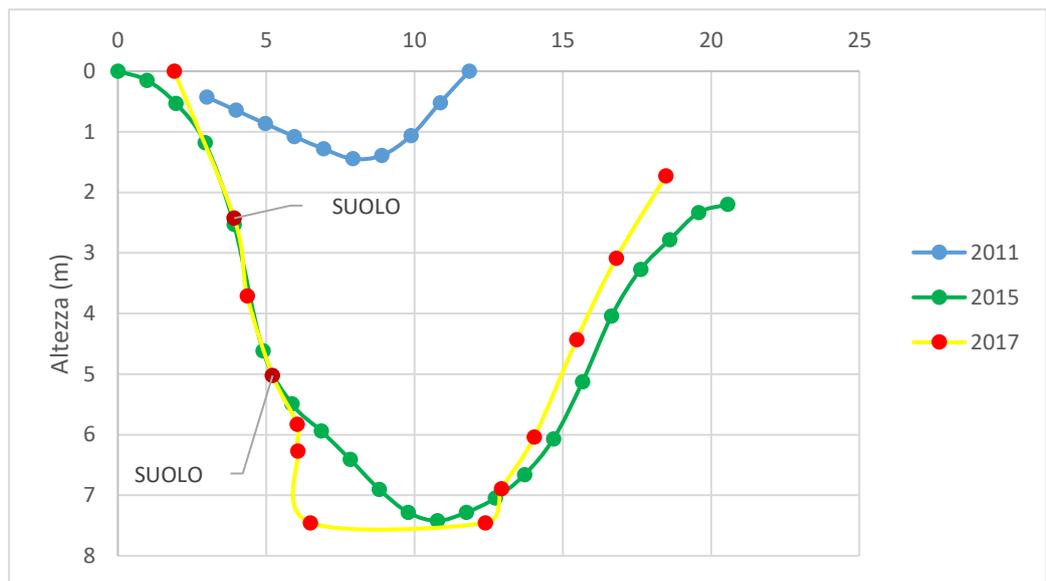
2011 → 2015



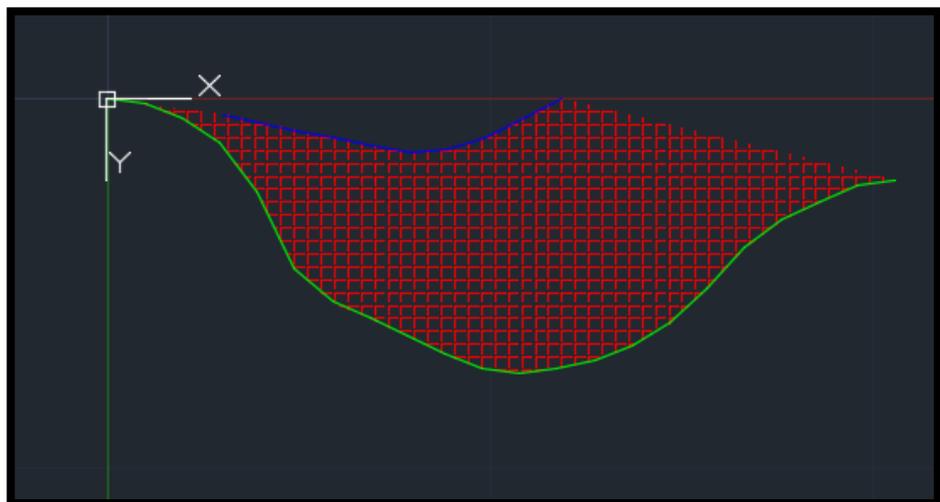
2015 → 2017



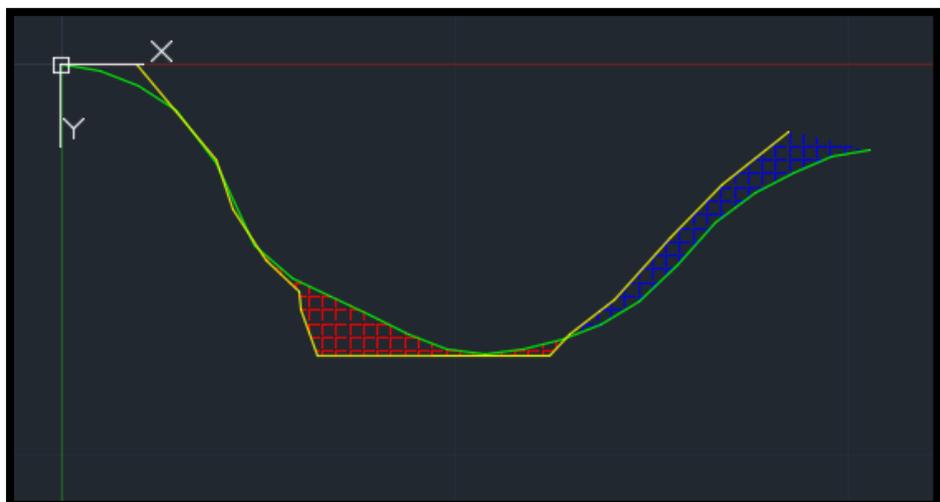
Sezione 27



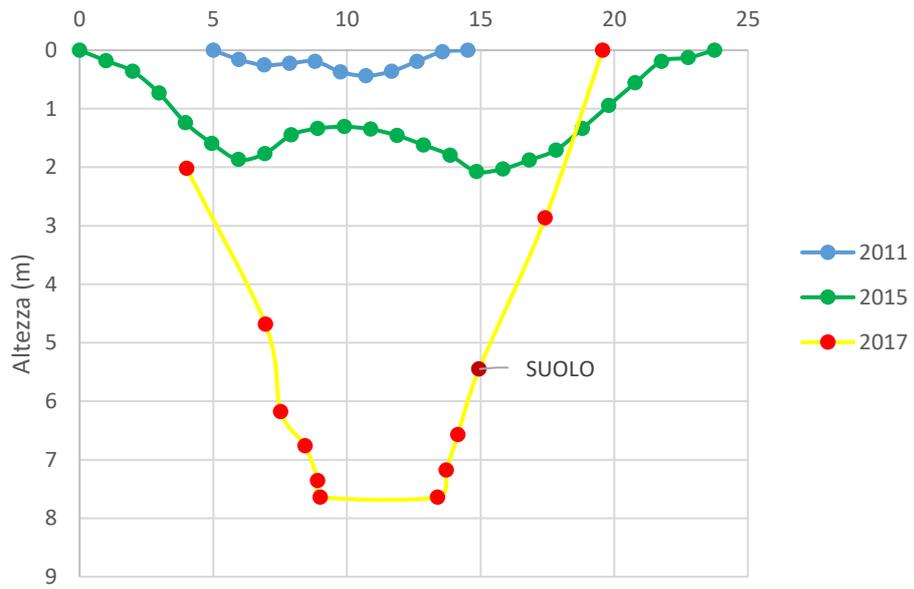
2011 → 2015



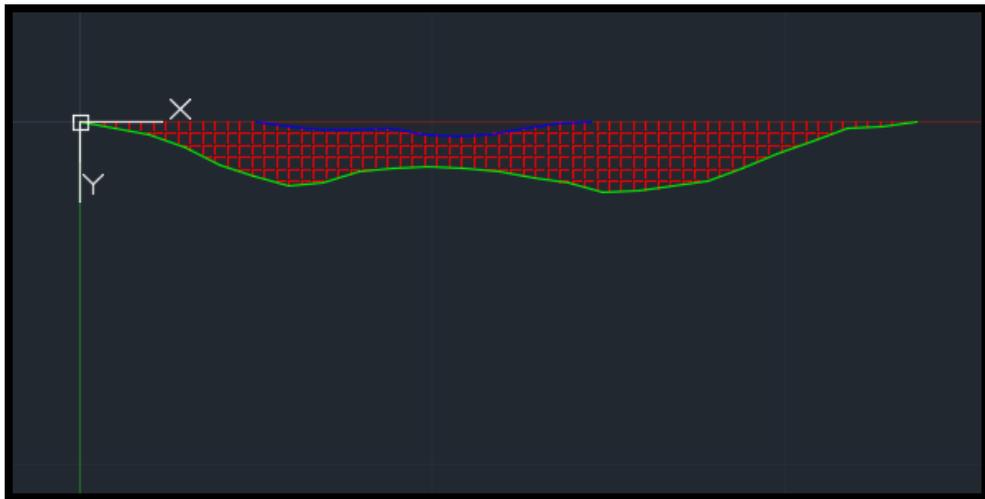
2015 → 2017



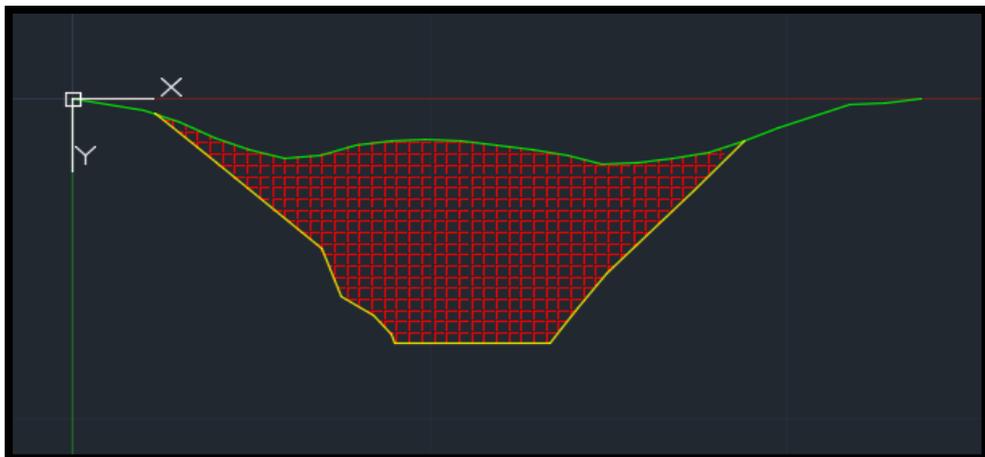
Sezione 28



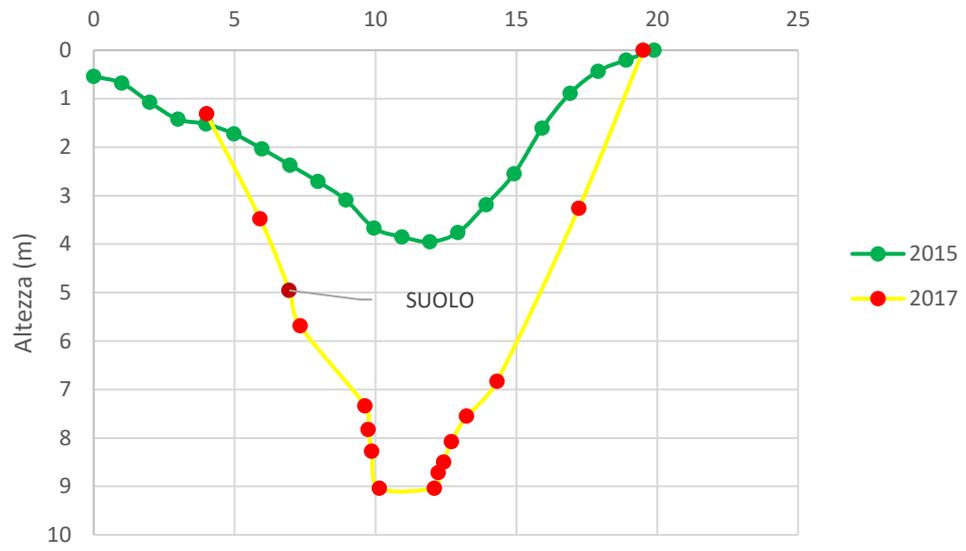
2011 → 2015



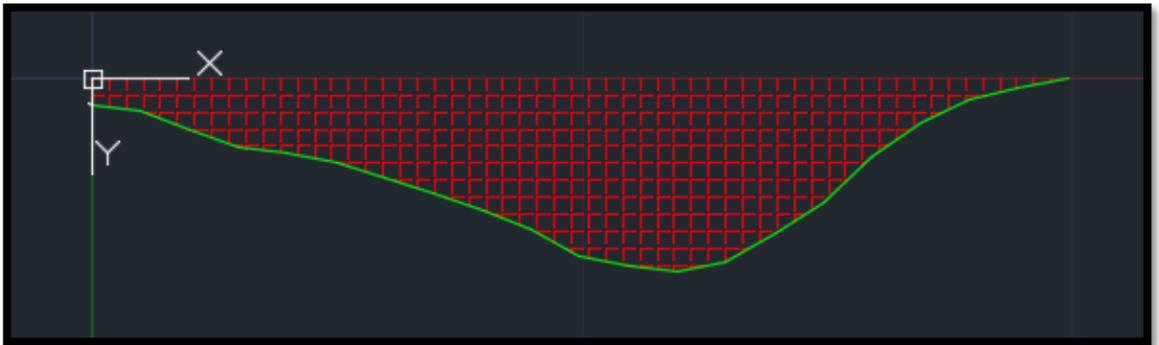
2015 → 2017



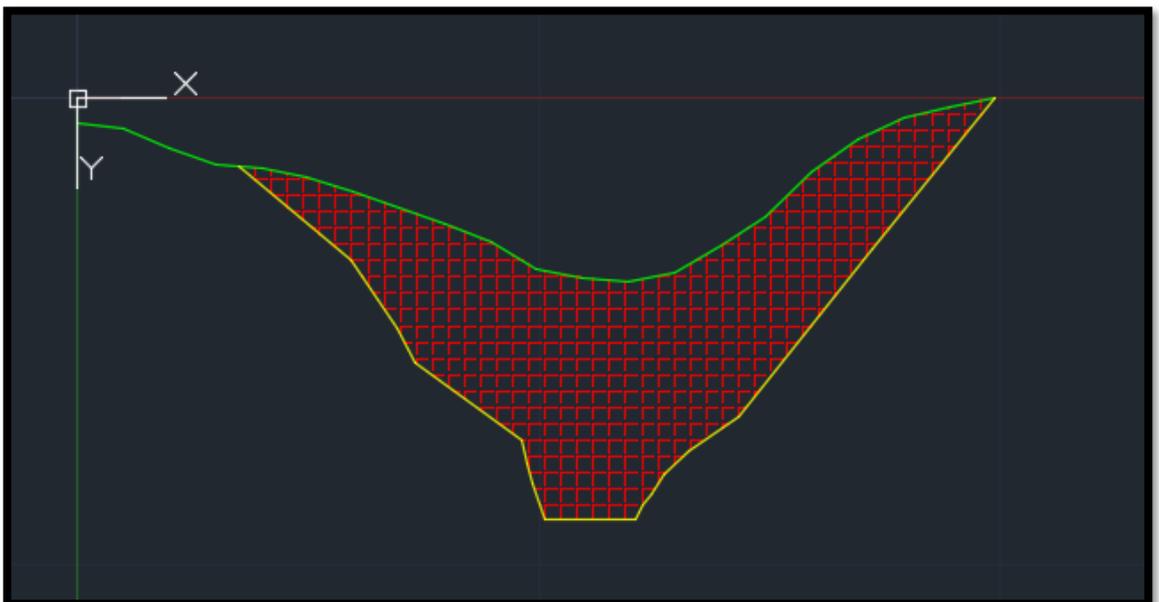
Sezione 29



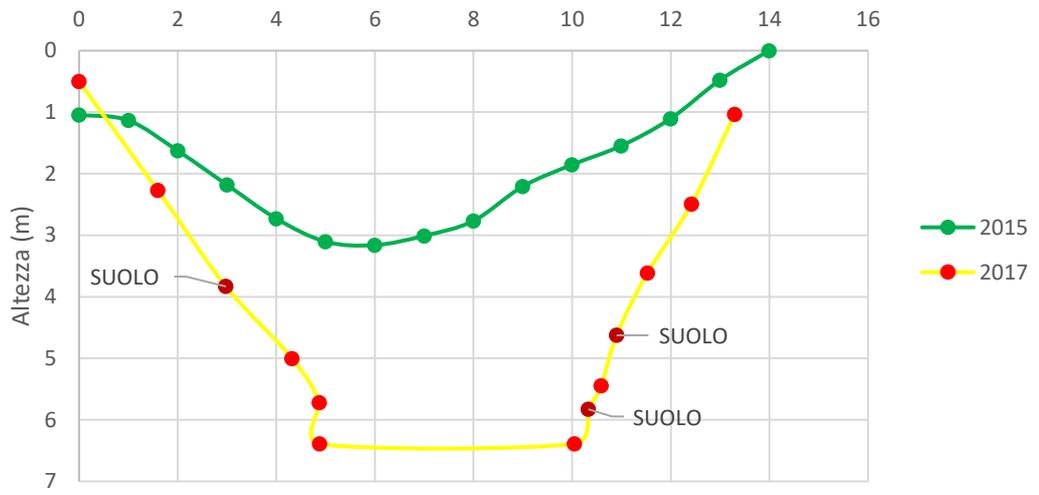
2015 → 2017



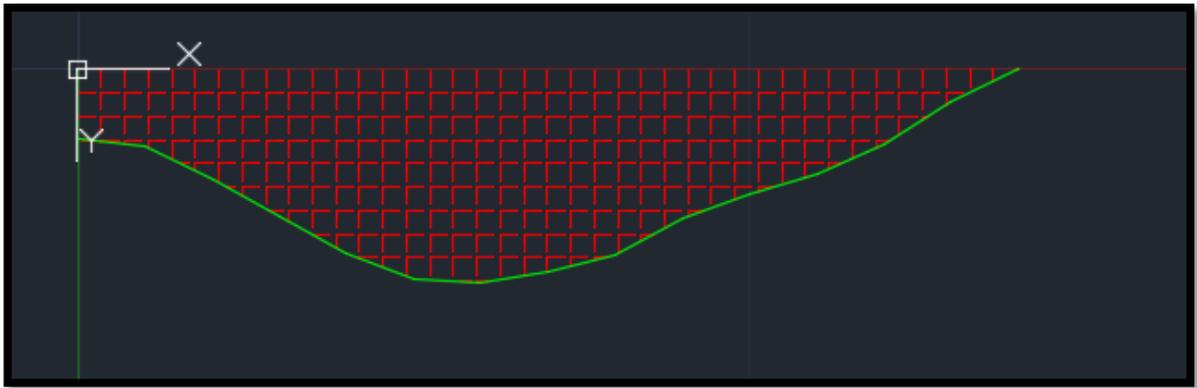
2015 → 2017



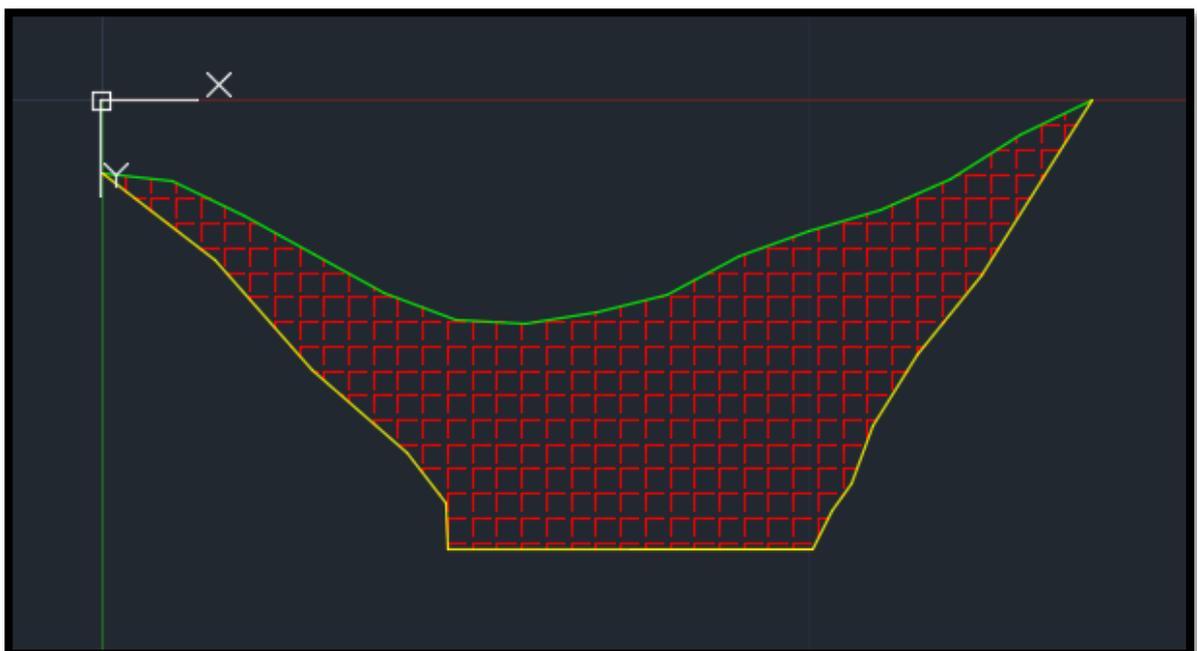
Sezione 30



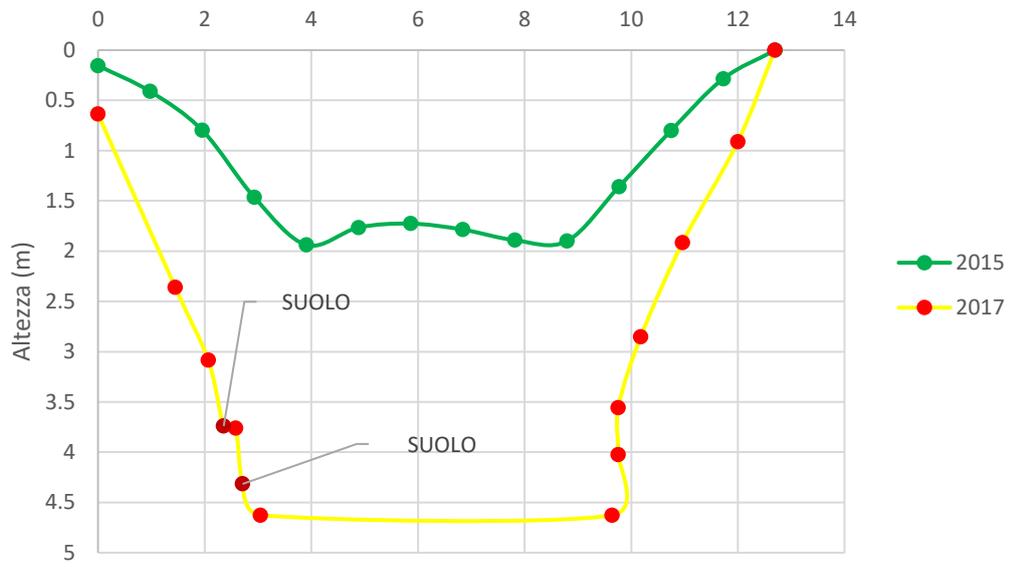
2011 → 2015



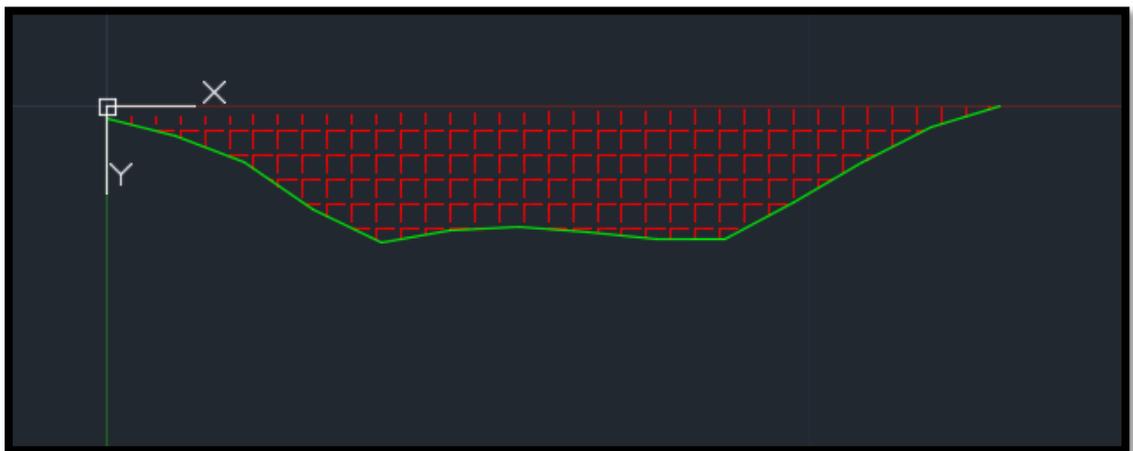
2015 → 2017



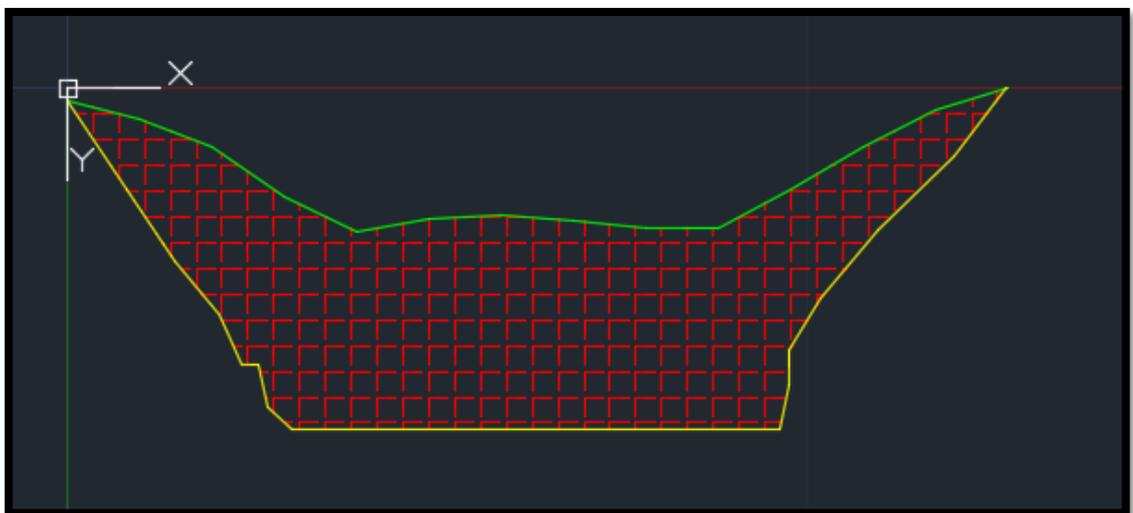
Sezione 31



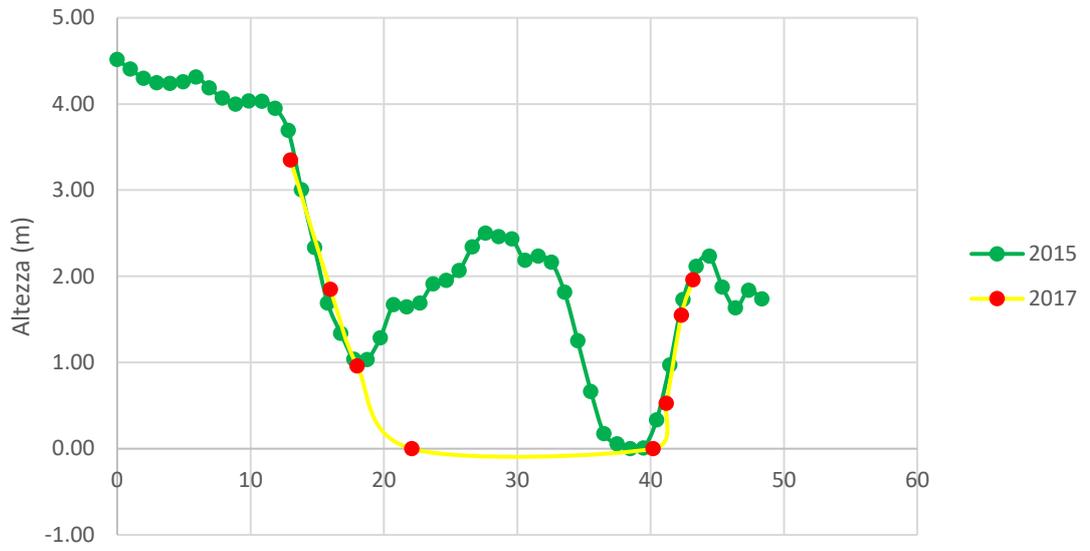
2011 → 2015



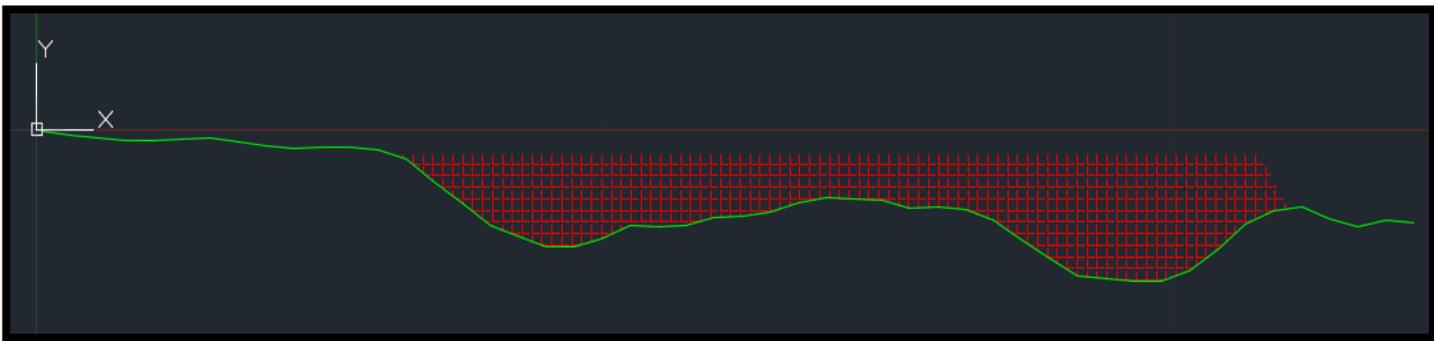
2015 → 2017



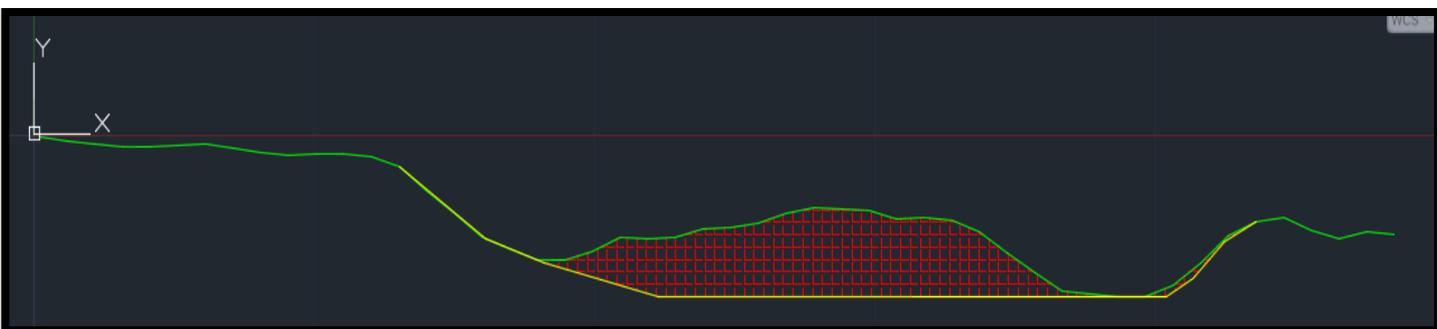
Sezione 32



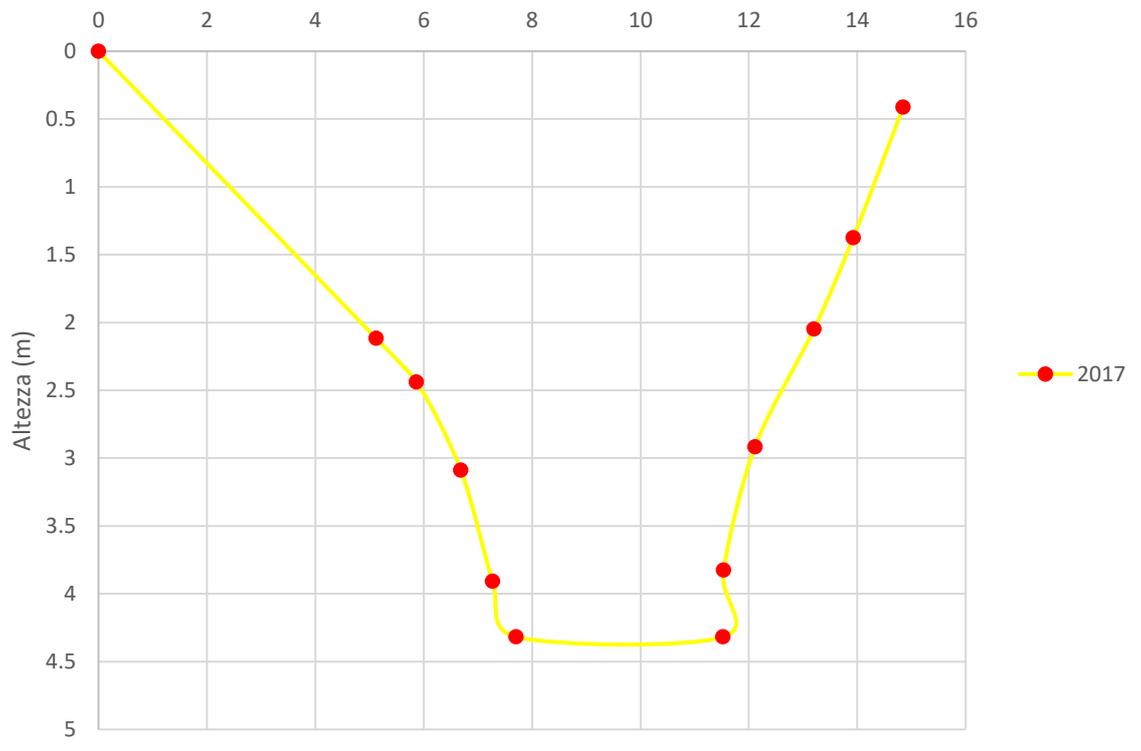
2011 → 2015



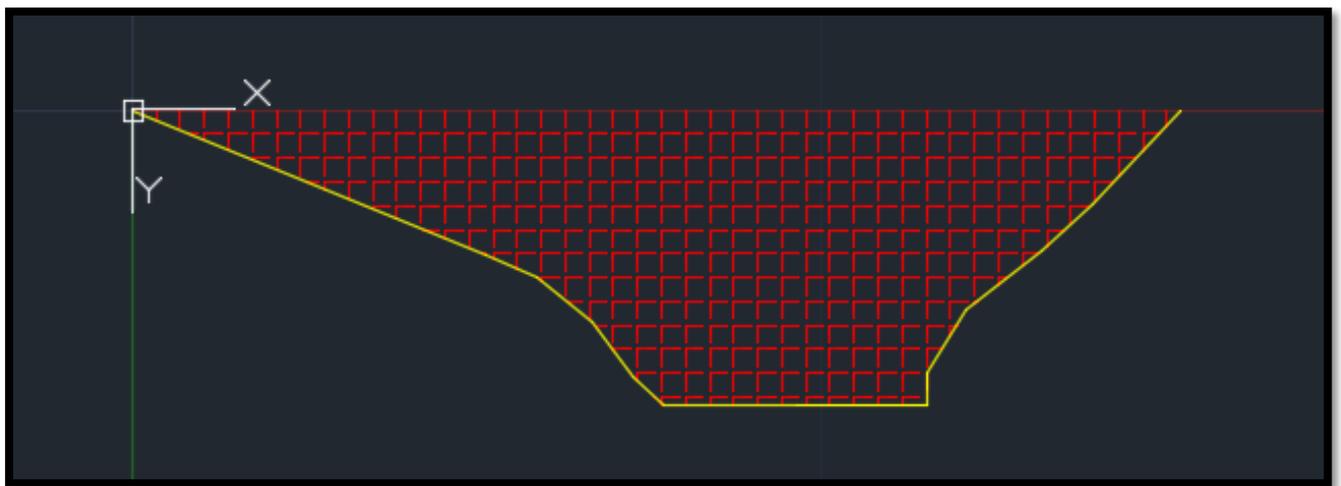
2015 → 2017



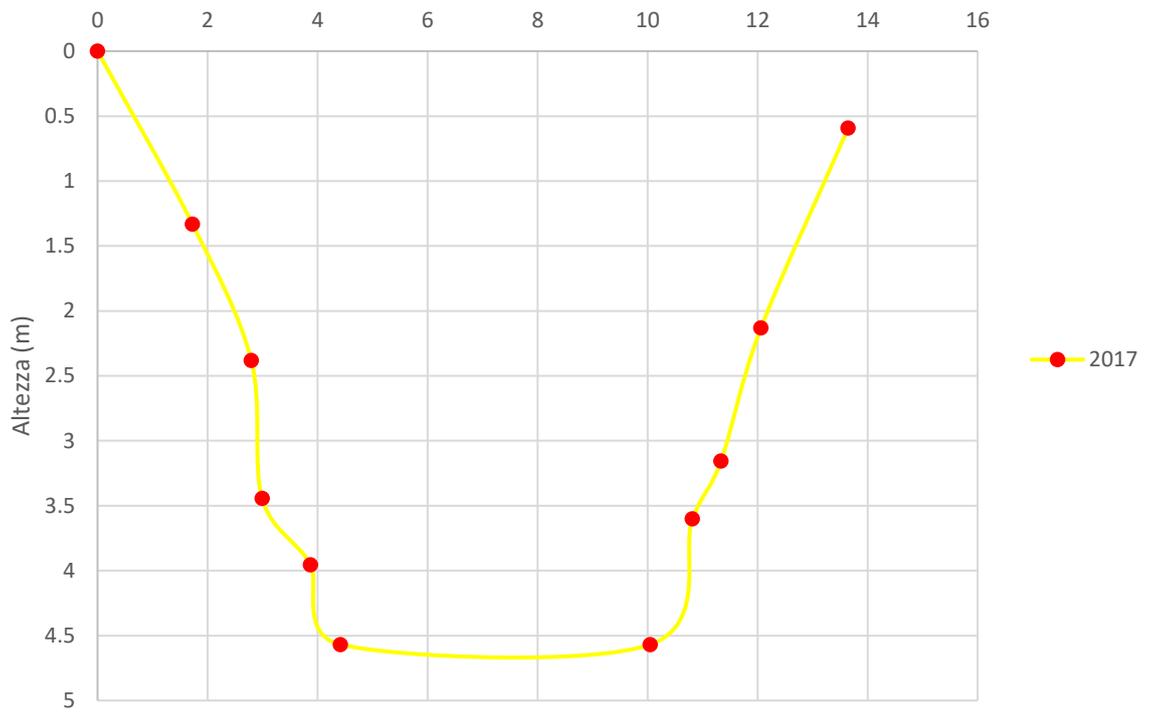
Sezione 33



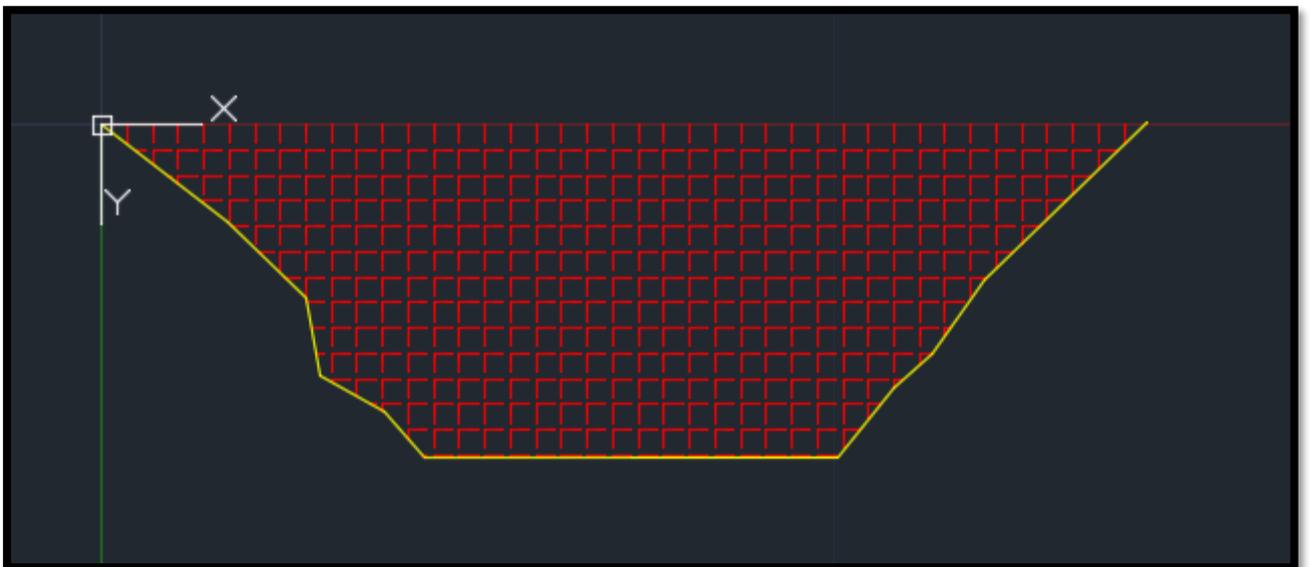
2015 → 2017



Sezione 34



2015 → 2017



I risultati ottenuti dalla sovrapposizione delle sezioni mostrano che le colate hanno eroso principalmente le porzioni centrali del canale accumulando materiale lateralmente e sulle sponde oppure generando talvolta dei lobi sul letto.

Nelle sezioni più a monte, lungo i primi 260 metri, è prevalso principalmente l'accumulo nel letto del canale e lateralmente è stato poi inciso; nel tratto restante l'erosione è risultata superiore alla deposizione in particolar modo nelle ultime sezioni.

Le sezioni in cui non sono presenti gli anni 2011 e 2015 indicano la non presenza del canale in quell'anno e quindi l'erosione viene considerata a partire dall'asse zero delle "x".

Viene di seguito riportata la tabella dei risultati relativa alle misure dell'area trasversale di ogni sezione. Il volume viene calcolato mediando l'area di due sezioni consecutive e moltiplicandola per la distanza tra loro.

Sezione	Distanza (m)	Area (m ²)			Volume (m ³)		
		2011	2015	2017	2011	2015	2017
S 2	9,75	108,3	93,4	136,8	1056,3	910,83	1333,91
S 3	7,8	72,77	102	125,4	567,58	760,93	1022,75
S 4	22	170,2	224	136,2	3744	3580,1	2878,43
S 5	15,4	196,3	170	109,6	3022,8	3035,1	1893,28
S 6	37,1	176,8	87,9	92,31	6557,6	4791,9	3746,12
S 7	26	165,3	74,9	82,13	4297,1	2116,4	2267,67
S 8	22,6	112,7	64,7	72,94	2546,7	1577,4	1752,29
S 9	22,3	49,71	60,2	68,16	1108,5	1393,2	1573,3
S 10	24,2	20,2	59,7	36,27	488,81	1450,8	1263,66
S 11	32	123,7	234	103,5	3958,1	4696,8	2236,18
S 12	45	201,1	178	189,1	9050,3	9256	6583,8
S 18	119	104,1	181	204,9	12386	21313	23443
S 19	50	96,81	191	241,5	4840,7	9298,5	11158,4
S 20	40,78	60,75	153	129,8	2477,3	7028,9	7569,68
S 21	66,8	68,68	124	145,7	4587,8	9265,6	9202,41
S 22	62,4	67,12	50,7	82,22	4188,1	5448,7	7112,36
S 23	45,6	50,45	190	76,69	2300,5	5483,8	3623,11
S 24	59,2	70,83	136	198,8	4192,9	9652,2	8154,65
S 25	62,9	9,59	141	166,5	603,18	8709,3	11487,7
S 26	41,8	1,91	93,3	116,7	79,838	4890,4	5918,66
S 27	28	6,461	69,6	72,27	180,91	2281	2645,99
S 28	109	2,106	28,6	64,27	229,57	5351,4	7441,31
S 29	28		35,4	73,14		895,8	1923,75
S 30	26,9		20,1	49,78		746,51	1653,37
S 31	13,4		14,8	39,68		234,24	599,442
S 32	31,8		40,6	60,04		882,35	1585,68
S 33	31,7			33,41			1481,17
S 34	112,1			39,95			4111,64
Totale	1193,53				71372	125051	135664

Tabella 7 – Valori delle misure di area e di volume di tutte le sezioni trasversali.

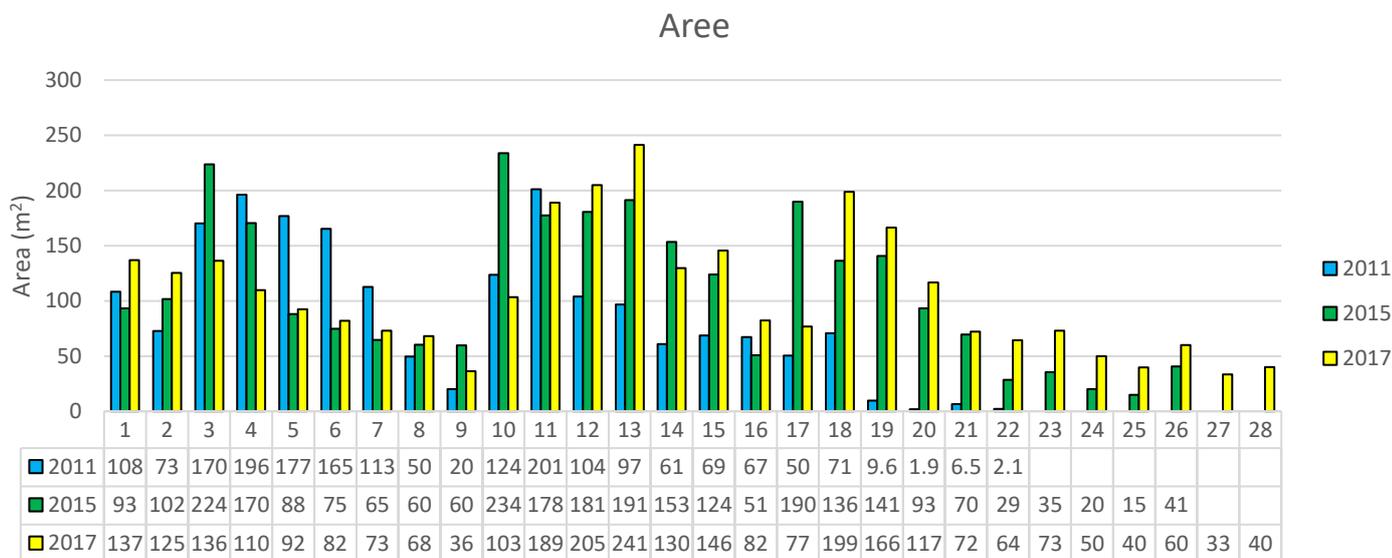


Figura 4.10 - Istogramma delle aree di tutte le sezioni per i relativi anni.

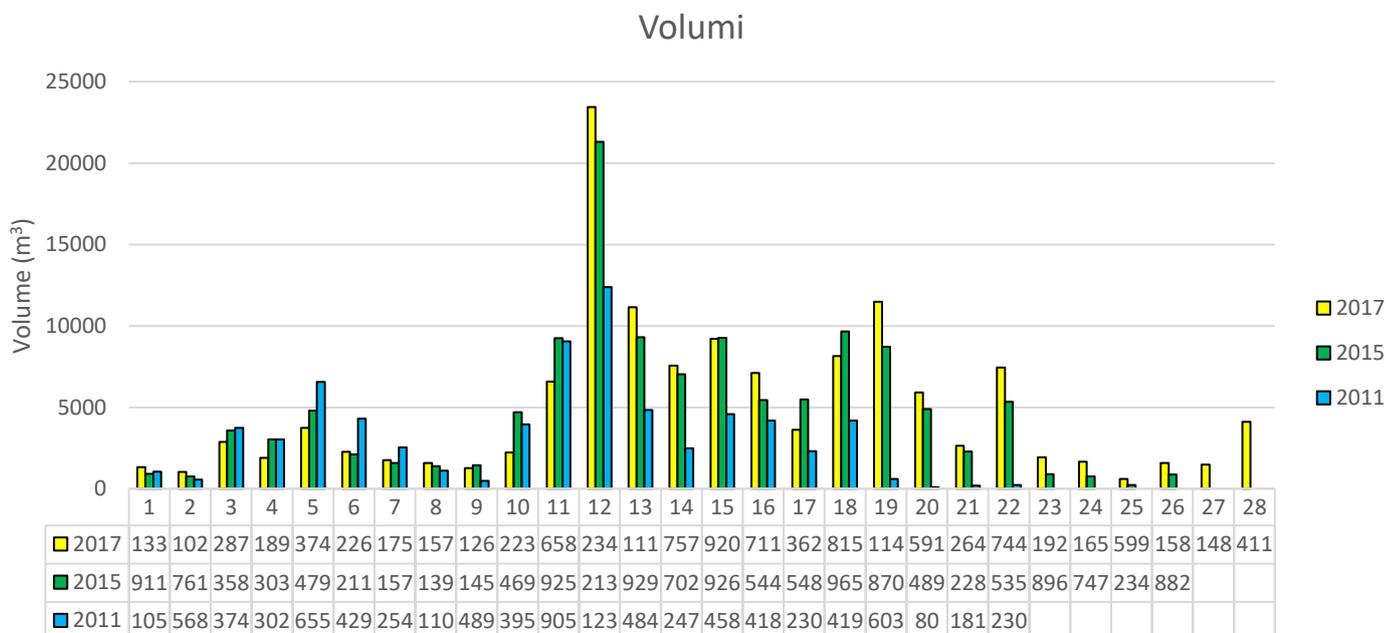


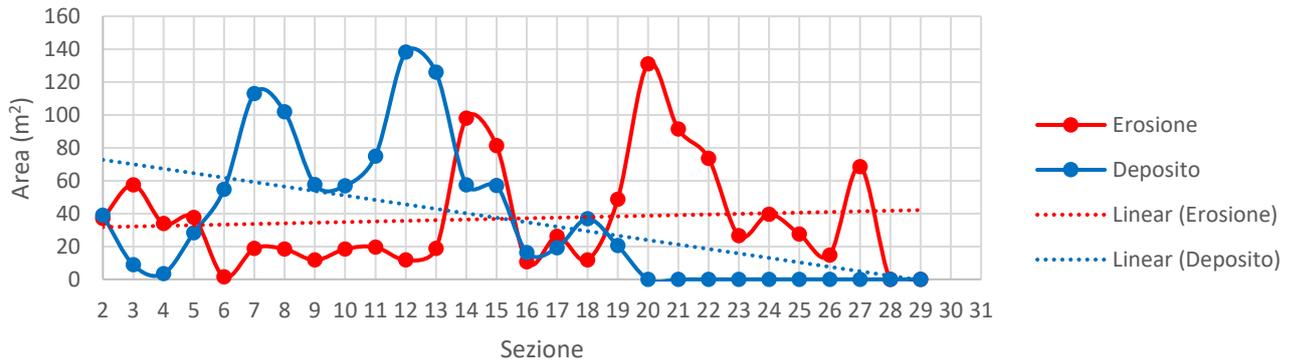
Figura 4.11 - Istogramma dei volumi di tutte le sezioni per i relativi anni.

La tabella successiva mostra i valori in termini di area erosa e depositata.
 I grafici che ne derivano mostrano la tendenza evolutiva in termini di erosione o deposito che ha assunto il canale prima a coppie di anni consecutivi e nei complessivi sei anni dal 2011 al 2017.

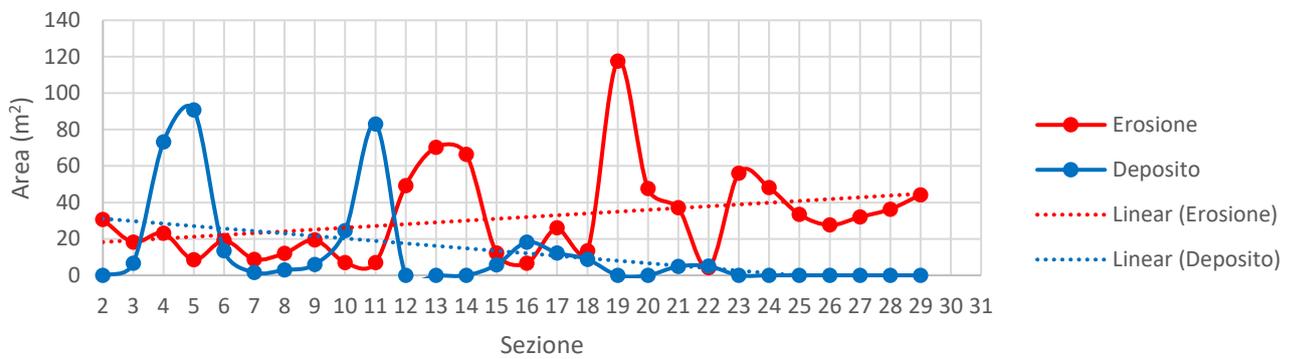
Sezione	n°	Area (m ²)			
		2011 - 2015		2015 - 2017	
		Erosione	Deposito	Erosione	Deposito
S 2	2	37.1	38.9	30.6	0
S 3	3	57.5	8.9	18.2	6.6
S 4	4	33.9	3.4	23.1	73.3
S 5	5	37.6	28.3	8.5	90.8
S 6	6	1.5	54.7	19.1	13.4
S 7	7	18.7	113	8.8	1.6
S 8	8	18.4	102	12.1	2.9
S 9	9	11.7	57.6	19.4	6
S 10	10	18.4	56.9	7	24.5
S 11	11	19.6	75	6.9	83.1
S 12	12	11.7	138.3	49.3	0
S 18	13	18.7	126	70.25	0
S 19	14	98	57.4	66.4	0
S 20	15	81.25	57.12	12.2	5.8
S 21	16	10.7	16.3	6.6	18.2
S 22	17	26.2	19.2	26.14	12.3
S 23	18	11.8	36.8	13.4	8.8
S 24	19	48.6	20.5	117.5	0
S 25	20	131.1	0	47.6	0
S 26	21	91.4	0	37.1	4.9
S 27	22	73.6	0	4.1	5
S 28	23	26.5	0	56.1	0
S 29	24	39.6	0	48.1	0
S 30	25	27.5	0	33.4	0
S 31	26	14.8	0	27.6	0
S 32	27	68.6	0	32	0
S 33	28	0	0	36.3	0
S 34	29	0	0	44.2	0

Tabella 8 – Valori di area erosa e depositata di ogni sezione per la relativa coppia di anni

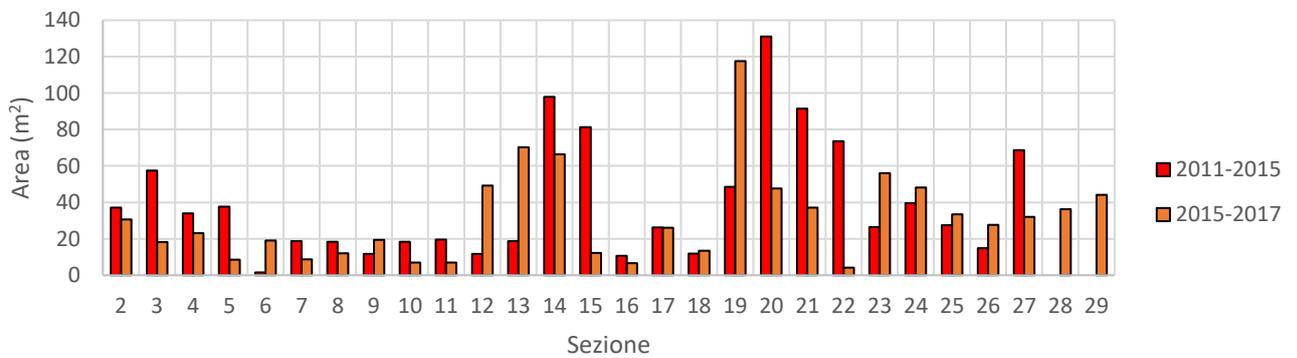
2011 - 2015



2015 - 2017



Erosione



Deposito

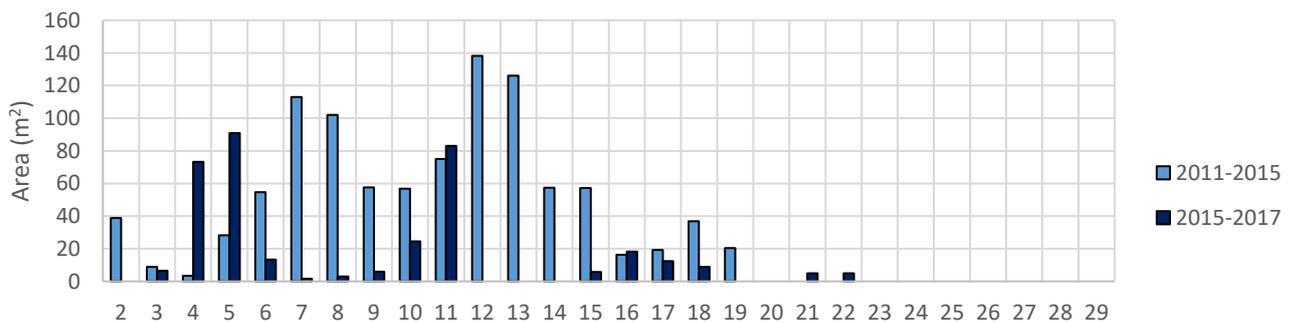


Figura 4.12 – Grafici a dispersione ed istogrammi rappresentativi dell'area erosa e depositata lungo le sezioni del canale.

In generale, quello che si osserva dai grafici è che:

Nel 2011-2015 la deposizione prevale nella parte alta del canale e l'erosione in quella centrale.

Nel 2015-2017 la deposizione è minore nella parte alta del canale mentre l'erosione è risultata maggiore in quella centrale.

Più in dettaglio si può osservare quanto segue.

Nel 2011 il canale raggiungeva poco più della metà della lunghezza che raggiunge adesso e le sezioni estratte mostrano come esso sia stato molto più ampio e meno profondo rispetto alle sezioni degli anni successivi. Evidentemente fino a quel momento un gran numero di eventi a carattere pulsante ha determinato l'incisione del tratto iniziale del canale di flusso, accumulando nella seconda metà del tratto ingenti quantità di detrito e causando fenomeni di avulsione, conferendogli un carattere hill-slope variando quindi il percorso da evento a evento.



Figura 4.13 – Foto aerea del canale e della zona di deposito nel 2011. Il triangolo blu indica il punto di chiusura del bacino di alimentazione.

Le sezioni nel 2015 denotano un notevole ampliamento in larghezza e profondità rispetto a quelle del 2011 salvo il tratto iniziale (fino circa alla sezione S12 distante meno di 200 m dalla chiusura del bacino) in cui le dimensioni del canale sono ancora paragonabili. È interessante notare come in questo primo tratto, nell'arco temporale fra il 2011 e il 2015, si sia andato ad accumulare molto materiale generando un lobo di detriti di dimensioni notevoli che nel corso degli anni è stato inciso in sinistra idrografica generando a destra una sorta di deposito terrazzato nel quale l'argine più antico, probabilmente relitto, è quello più alto.

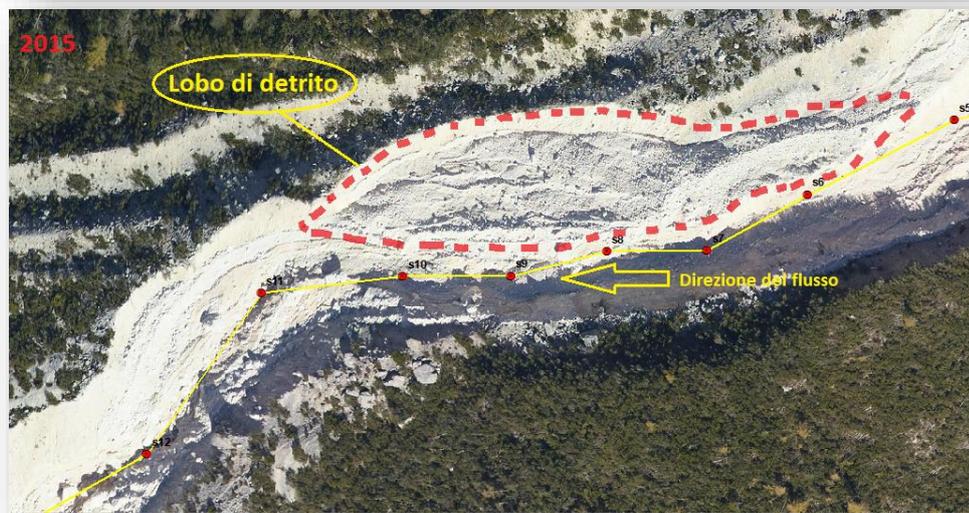
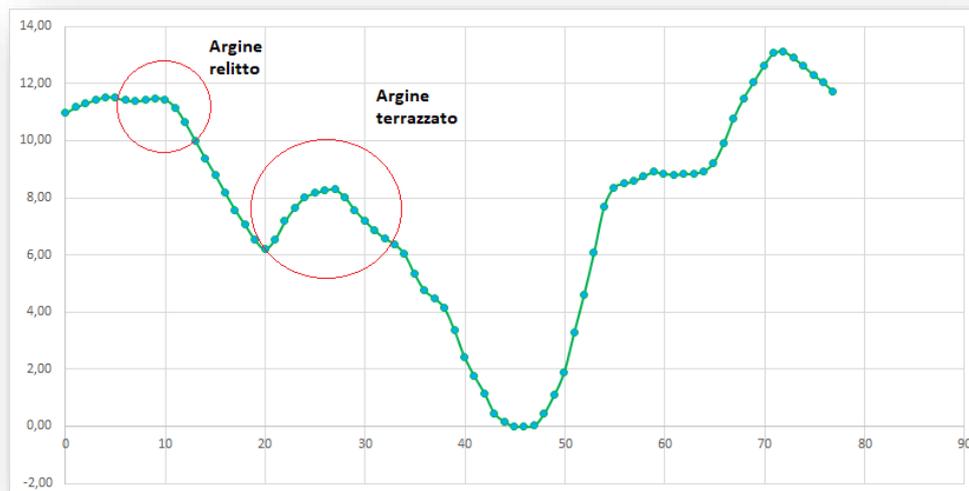


Figura 4.14 – In alto la sezione 12 con indicati gli argini. In basso il lobo di detrito all'interno del canale su foto aerea del 2015.

Scendendo verso valle, superata la sezione S12 emerge che i vari eventi nell'arco dei quattro anni hanno approfondito il già presente canale (che risultava molto largo e poco profondo e di conseguenza consentiva gli straripamenti), confinando il trasporto del materiale all'interno dello stesso. Nel 2011 il canale terminava con una frastagliata rete di canaletti ed argini coalescenti (all'altezza della sezione 24); negli anni successivi una serie di eventi, probabilmente di grande portata, hanno permesso l'incisione dei depositi e l'incanalamento definitivo del fenomeno; nel 2015 risulta infatti aver quasi raddoppiato la sua lunghezza passando da circa 700 metri a poco meno di 1200 metri raggiungendo più volte la strada, motivo per cui a valle sono state realizzate vasche di ritenzione dei sedimenti.

Le analisi multitemporali in termini di erosione e deposito descrivono in modo chiaro il trend che ha assunto il canale tra il 2011 ed il 2015; le fasi di deposito sono state prevalenti e molto ampie nella prima porzione dove vari flussi detritici hanno generato il lobo prima citato ed ulteriori accumuli successivamente incisi. Le fasi di deposito nel secondo tratto vanno nettamente a scomparire e l'erosione diviene predominante, infatti dalla sezione S24, nell'arco di quattro anni, viene incisa la seconda metà del canale che precedentemente non esisteva.

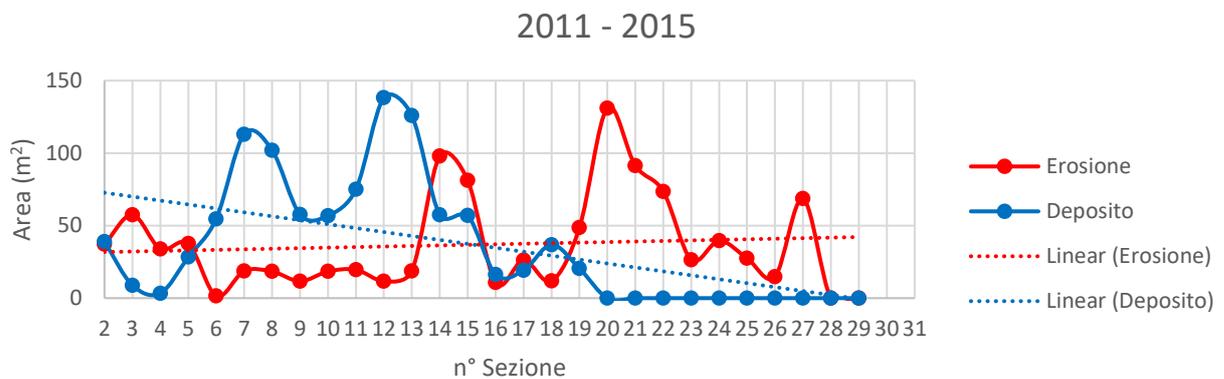


Figura 4.15 – Grafico delle aree erose e depositate tra il 2011 ed il 2015. Le linee di tendenza ne indicano l'andamento lungo il canale.

La campagna di rilevamento di giugno 2017 ci ha permesso di misurare le sezioni del canale in un gran numero di punti; risulta che nella porzione sommitale (tra il punto di chiusura del bacino e la sezione S12) il lobo di accumulo emerso nel 2015 è ancora presente e il flusso ha continuato a seguire l'incisione preesistente, approfondendola notevolmente.

Il tratto successivo, dalla S12 alla S24 (dove terminava il canale nel 2011) non presenta evidenti cambiamenti morfologici, infatti le aree che ne risultano sono paragonabili con quelle del 2015.

Nell'ultimo tratto, dopo la S24 le sezioni mostrano che il fenomeno ha avuto un potere erosivo preponderante infatti le aree sono molto più ampie rispetto a quelle degli anni precedenti.

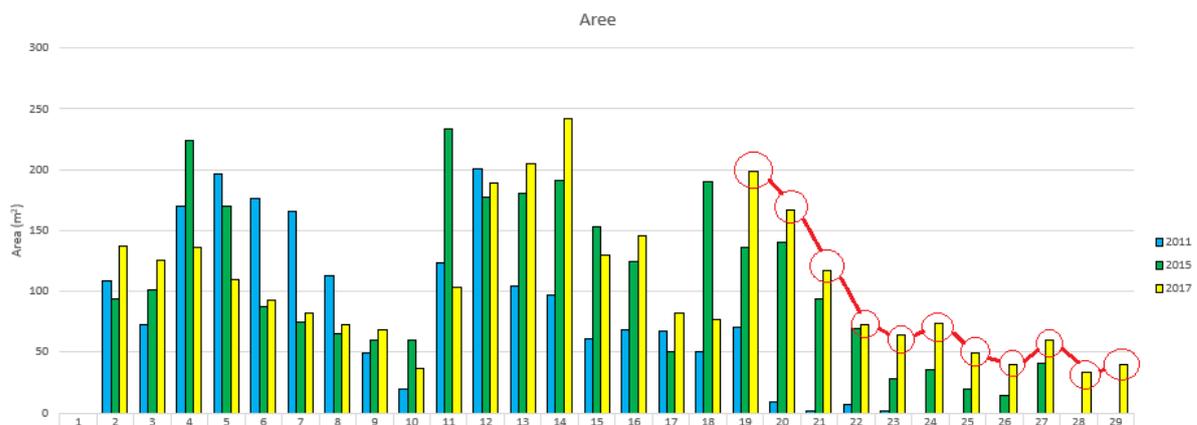


Figura 4.16 – Istogramma delle aree di sezioni nel 2011, 2015 e 2017. Sono indicate le aree delle sezioni dell'ultima porzione di canale marcatamente più ampie rispetto a quelle degli anni precedenti.

La porzione finale del canale, facendo riferimento alle ultime 4 sezioni, risulta completamente diversa infatti il percorso ha variato la sua direzione (fino al 2015 raggiungeva le piccole vasche di ritenzione) raggiungendo nell'estate del 2016 la strada. Attualmente la porzione di conoide a circa 300 m a monte della strada è stata messa in sicurezza dall'ANAS con opere di contenimento più grandi rispetto alle precedenti che erano dimensionate per contenere un volume minore.

Il trend degli ultimi due anni, in termini di area erosa e depositata, conferma l'evoluzione del fenomeno; il materiale che si è depositato lungo il canale è stato relativamente molto poco e si è localizzato all'incirca negli stessi punti degli anni precedenti, nei tratti in cui la pendenza è minore, i cambi di direzione e la morfologia ne rallentano il flusso. Il potere erosivo ha avuto la meglio sui materiali incoerenti che occupavano il letto ed i fianchi del canale allargandolo ed approfondendolo fino ad incidere un nuovo tratto più a valle. Il materiale eroso e trasportato è stato in parte accumulato nelle vasche di contenimento prossime alla SS Alemagna e in parte è stato depositato a valle della strada stessa lungo il versante.

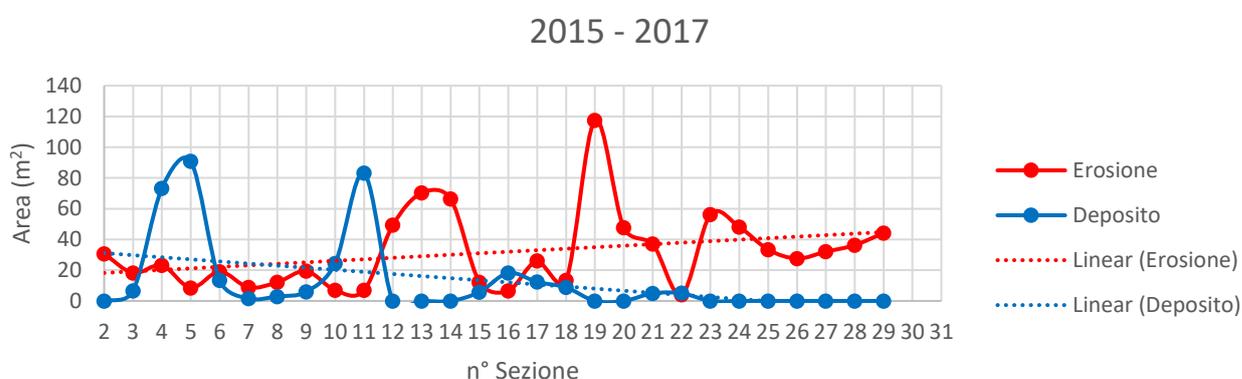


Figura 4.17 - Grafico delle aree erose e depositate tra il 2015 ed il 2017. Le linee di tendenza ne indicano l'andamento lungo il canale

La presenza di orizzonti di suolo registrati durante il rilievo delle sezioni confermano l'enorme potenza che ha assunto il fenomeno negli ultimi anni e l'effettiva evoluzione dell'ultimo tratto.

Alcuni orizzonti sono stati messi in luce dal potere erosivo della colata che ha approfondito il letto rilevando quelli relitti, altri suoli al di sopra dei primi sono probabilmente quelli più recenti che sono stati nel tempo ricoperti dalle ripetute tracimazioni.



Figura 4.18 – Foto panoramica della sponda destra di un tratto di canale. Il tratteggio rosso indica l'orizzonte di suolo.

Dal calcolo delle aree e di conseguenza dall'estrazione dei volumi si evince come in soli sei anni (dal 2011 al 2017) il fenomeno si sia evoluto rapidamente andando ad interessare la seconda metà del versante che fino al 2011 ospitava la pineta, raggiungendo a valle la strada e rendendo quindi necessaria la messa in sicurezza di quel luogo.

Gli eventi dell'estate del 2016 hanno riversato sulla Statale Alemagna ingenti quantità di materiale bloccando la strada (come riportato dal Corriere delle Alpi) e determinando un grande approfondimento del canale in maggior misura nell'ultimo tratto.

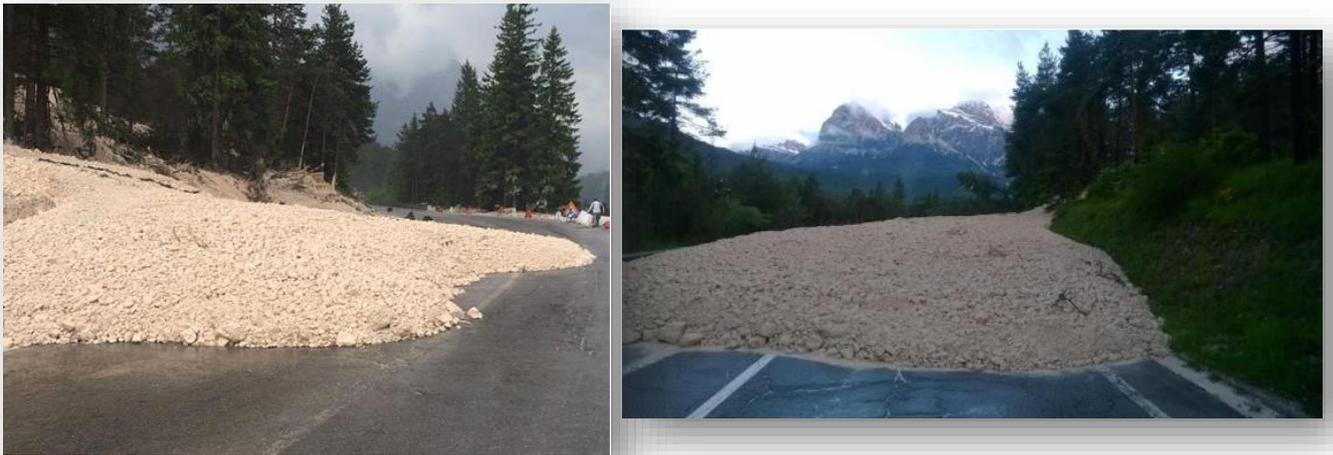


Figura 4.19 – Immagini dal Corriere delle Alpi di due colate che nell'estate del 2016 hanno raggiunto la statale Alemagna.

I dati raccolti suggeriscono che il fenomeno possa ancora evolvere e causare ulteriori disagi. Per i mondiali di sci del 2021 a Cortina è previsto infatti un progetto dell'ANAS che vorrebbe essere definitivo e a cui dedicheranno circa 4 milioni di euro dei 32 per la messa in sicurezza della valle di Cadore, che per eventuali dissesti idrogeologici rischierebbe di rimanere isolata. Il progetto prevede l'ampliamento delle già esistenti vasche di ritenzione e la realizzazione di tunnel di drenaggio che raggiungerebbero il Boite.



Figura 4.20 – Stralcio del progetto per la messa a punto di sistemi di contenimento e drenaggio nel bacino di Punta Nera. Da progetto ANAS mondiali di sci 2021.

A seguito delle valutazioni fatte precedentemente sono state elaborate due mappe che descrivono l'evoluzione del canale nelle varie porzioni in termini di area incisa, depositata e tratti in cui erosione e deposizione sono in equilibrio.

2011 → 2015

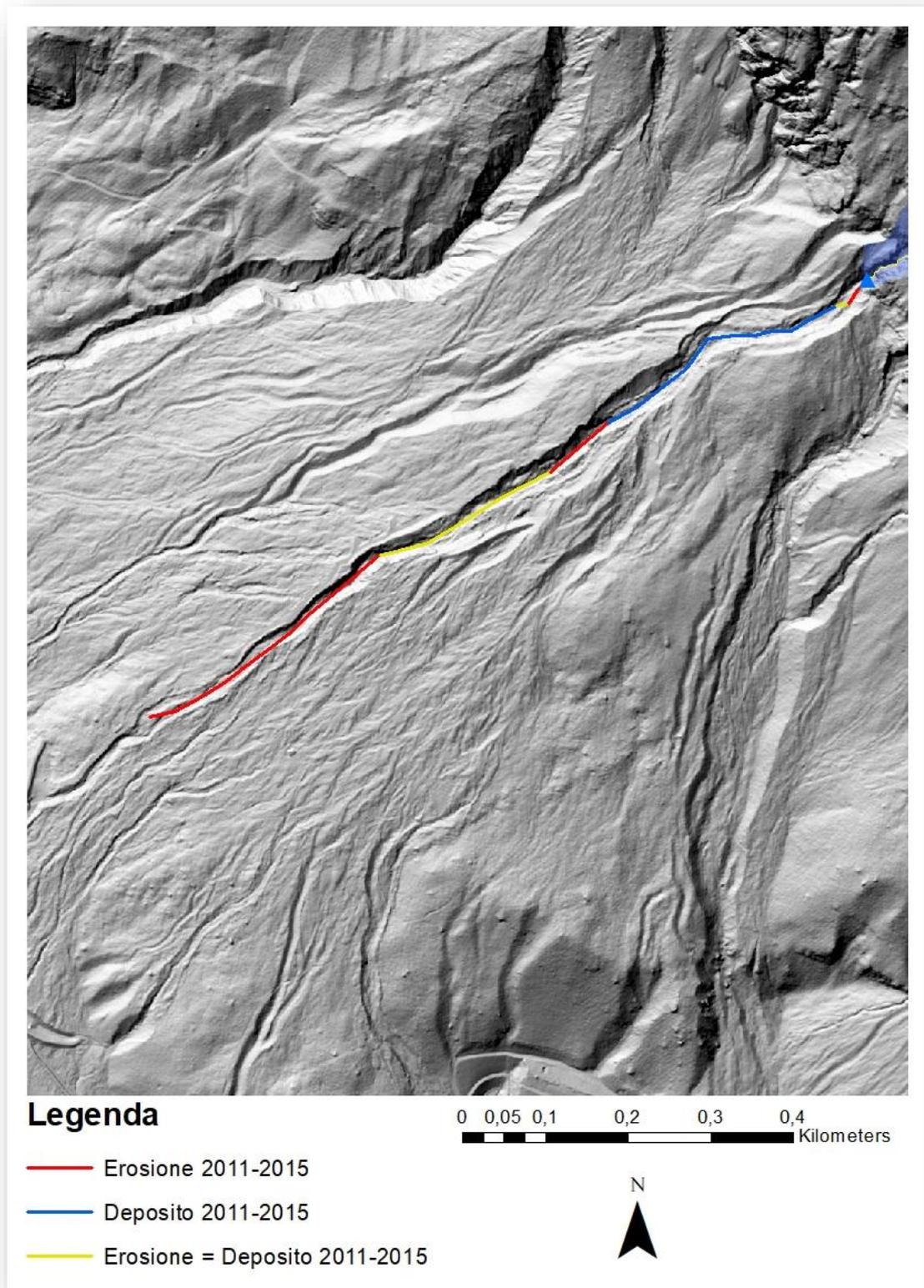


Figura 4.21 – Carta con base DEM dei tratti di canale a prevalenza erosiva e/o deposizionale nell'arco temporale dal 2011 al 2015.

2015 → 2017

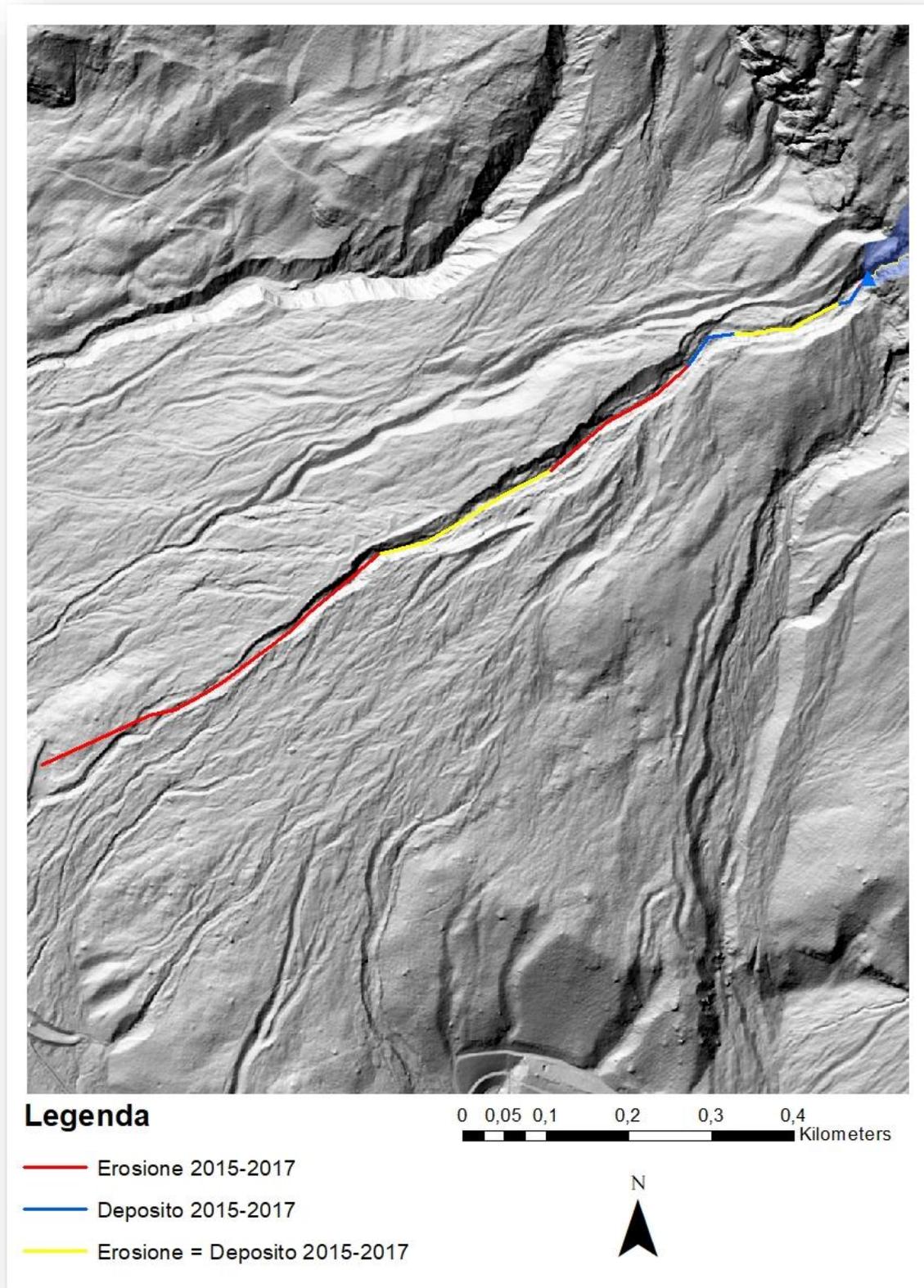


Figura 4.22 – Carta con base DEM dei tratti di canale a prevalenza erosiva e/o deposizionale nell'arco temporale dal 2015 al 2017.

Le principali differenze che si notano dal confronto temporale delle mappe nell'arco dei sei anni (2011-2017) si riscontrano nel primo tratto (S7-S19) in cui, durante i primi quattro anni, il fenomeno aveva carattere principalmente deposizionale accumulando materiale da piccoli eventi sul letto e ai margini dello stesso, mentre negli ultimi tre anni il fenomeno si è evoluto ed è aumentata la componente erosiva.

Il resto del canale invece ha conservato la sua dinamica invariata nel corso dei sei anni, infatti nel tratto mediano, dalla S19 alla S24, l'erosione ed il deposito si sono mantenuti in equilibrio e nell'ultima parte l'erosione ha incrementato il suo potere.

I fattori che possono aver controllato l'evoluzione del fenomeno riguardano l'immissione nel bacino di alimentazione di grande quantità di materiale derivato dai crolli avvenuti prima nel 2014 poi nel 2016 (il principale con un volume stimato di circa 123.360 m³) che, aggiungendosi al materiale già presente, ha determinato e determinerà una ricarica notevole.

Altro fattore legato a questa rapida evoluzione potrebbe essere il notevole aumento dell'area contribuyente del bacino in roccia che avrebbe permesso la connessione di un'altra rete di drenaggio al collettore principale del nostro bacino e quindi avrebbe consentito il raggiungimento alla sezione di chiusura di molto altro materiale derivante da quest'altra rete di drenaggio che precedentemente sfociava in un canale adiacente.

Questa ipotesi rimane tuttavia incerta perché non si può escludere che dipenda da un errore del DEM.

Capitolo 5

STIMA DEI VOLUMI E COSTRUZIONE DELLE LSPP

La valutazione della possibilità che in un bacino montano avvengano colate detritiche (debris flow) e la quantificazione del materiale movimentabile è di importanza fondamentale per una corretta gestione del territorio e per la predisposizione di opere di sistemazione o difesa (p.es. Benini, 1990).

La predizione della magnitudo e della probabilità di accadimento di un evento non sono operazioni semplici a causa della complessità del fenomeno e della scarsa disponibilità di dati per validare le metodologie.

La complessità del fenomeno è dovuta al fatto che i numerosi fattori geologici, idraulici e pluviometrici connessi alle fasi di innesco, propagazione e deposito di una colata detritica sono caratterizzati da una variabilità sia spaziale che temporale che ne rende difficile la determinazione (T Takahashi, 1981).

In questo capitolo si è posto l'obiettivo di stimare la quantità di materiale coinvolto nelle colate avvenute nelle estati dalla fine di giugno alla fine di settembre del 2016 e del 2017 e di ricostruire le linee segnalatrici di probabilità pluviometrica attraverso gli estremi di precipitazione per poi elaborare una stima sui volumi attesi ad assegnati tempi di ritorno. I dati pluviometrici sono stati raccolti da una stazione di monitoraggio installata da UNIBO lungo il canale che, fornita di pluviometro a bascula, ha registrato nel periodo di attività le precipitazioni superiori a 0,2 mm.

Le piogge che hanno scatenato gli eventi sono state depurate dalle perdite iniziali tramite il metodo del Curve Number sviluppato dal Soil Conservation Service (SCS) ed attraverso la precedente valutazione dell'area del bacino contribuente è stato ricavato il volume di acqua che ha raggiunto la sezione di chiusura. Tramite semplici considerazioni empiriche sul contenuto volumetrico della frazione solida è stato infine stimato il volume complessivo della colata.

Vengono inoltre sviluppate, attraverso il metodo Gumbel, le linee segnalatrici di probabilità pluviometrica (LSPP) dai dati trentennali della vicina stazione meteorologica Faloria e quindi stimati i volumi attesi da tali eventi per i tempi di ritorno in considerazione, depurati anch'essi dalle perdite iniziali.

5.1 Valutazione della pioggia netta

Per caratterizzare la risposta idrologica del bacino in roccia di Punta Nera, è stato applicato un modello semplificato per la stima della precipitazione netta (P_n). Questo modello trascura la variazione della capacità di infiltrazione dell'acqua nel terreno e di evapotraspirazione durante l'evento meteorico, ed ipotizza che le perdite dovute a questi due processi, assumano un valore costante per tutto il periodo e siano concentrate tutte all'inizio della precipitazione. Si tratta chiaramente di assunzioni molto pesanti, che però potrebbero essere accettabili in prima approssimazione viste le dimensioni ridotte del bacino in roccia, l'assenza di copertura vegetale e di suolo e la breve durata degli eventi di precipitazione. Questo modello afferma che si ha deflusso dal bacino sorgente quando la precipitazione lorda supera la perdita iniziale che rappresenta le perdite per intercettazione e immagazzinamento.

La precipitazione netta (P_n), che genera deflusso dal bacino in roccia è quindi espressa da:

$$P_n = \begin{cases} 0, & \text{se } \sum P_T < I_a \\ P_T - I_a, & \text{se } \sum P_T > I_a \end{cases}$$

Dove P_t è la pioggia totale, P_n è la pioggia netta e I_a sono le perdite iniziali.

Molto frequente, soprattutto ai fini progettuali, è il tentativo di parametrizzare la pioggia efficace sulle caratteristiche morfometriche, geolitologiche, pedologiche e vegetazionali del bacino.

Il metodo Curve Number (CN), sviluppato dal Soil Conservation Service (SCS) del Dipartimento dell'Agricoltura degli Stati Uniti nel 1972, viene considerato come uno dei più importanti modelli non deterministici utilizzabile per la stima dei deflussi superficiali, tanto da essere inserito in modelli di tipo distribuito di previsione dei deflussi (Borselli et.al, 1989). Il metodo del Curve Number permette di determinare il deflusso diretto o pioggia efficace (P_e) cioè la frazione della pioggia totale (P) che direttamente e in maniera preponderante contribuisce alla formazione dell'evento di piena e che, come in questo caso, arriva effettivamente alla sezione di chiusura del bacino.

Il deflusso diretto coincide con il volume del corpo principale di una piena, è quindi evidente l'importanza del calcolo della pioggia efficace ai fini della ricostruzione di eventi di piena reali o della definizione della piena di progetto.

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.

Si assume che ogni tipo di terreno sia caratterizzato da un volume specifico di saturazione (S) che può essere stimato sulla base delle caratteristiche del suolo e del soprassuolo.

Il volume specifico infiltrato (F) può essere, al massimo pari ad S. Allo stesso modo il volume specifico di deflusso diretto (P_e) può, al massimo, essere pari alla pioggia netta (P_n).

Si ipotizza che i rapporti tra le due grandezze reali e le due potenziali (massime) siano sempre uguali tra loro: $F/S = P_e/P_n$

La proporzione può essere riscritta come: $P_e = P_n * F/S$ ed essendo $F = P_n - P_e$ si ricava: $P_e = P_n^2 / P_n + S$.

Infine poiché $P_n = P - I_a$, risulta:

$$P_n = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S}$$

Le perdite iniziali (I_a) sono costituite da alcuni processi quali l'intercettazione della pioggia da parte delle chiome della vegetazione, dall'accumulo nelle locali depressioni del terreno e dall'imbibizione iniziale del terreno. Dai dati sperimentali tale parametro risulta correlato al volume specifico di saturazione o capacità idrica massima del suolo (S).

Le perdite iniziali vengono di norma assunte pari ad una frazione di S e nella formulazione classica è I_a = 0.2S. Sulla base delle esperienze maturate sui bacini montani delle alpi orientali si adotta un valore delle perdite iniziali pari alla decima parte della capacità idrica massima del suolo (S):

$$I_a = 0.1S.$$

La stima del volume specifico di saturazione (S) che è caratteristico di ciascun complesso suolo-soprassuolo, può essere semplificata introducendo un indice:

$$CN = \frac{1000}{10 + \frac{S}{S_0}}$$

In cui "S" è un fattore di scala che riflette le unità di misura adottate e che, per valori di S, F e P misurati in mm, è pari a 25.4 mm - ovvero 1 inch. Esplicitando "S" avremo:

$$S = S_0 \left(\frac{1000}{CN} - 10 \right)$$

I due parametri (CN e S) sono inversamente correlati in modo non lineare: la capacità idrica massima del suolo (S) varia teoricamente da 0 a infinito e con tale equazione si ottiene un campo di variazione del parametro CN, compreso tra 0 e 100. Con valori di CN uguali o prossimi allo 0, si è in presenza di una superficie assimilabile alla perfetta "spugna" cioè viene assorbita e trattenuta la totalità o quasi della precipitazione. Con valori di CN uguali o prossimi a 100, siamo in presenza di terreni o superfici impermeabili dove la precipitazione si trasforma interamente o quasi in deflusso creando l'evento di piena.

Le varie celle che compongono un bacino, con CN definito, si attivano oltre il valore soglia che è rappresentato, per ognuna di esse, dalla quota delle perdite iniziali. Il loro contributo non è lineare se è riferito all'entità della precipitazione. I modelli eseguono, tramite procedure numeriche, la simulazione dei processi idrologici. Il modello distribuito permette l'assegnazione ad ogni cella di area nota, un valore di CN. Il deflusso quindi, è prodotto in modo autonomo su ogni cella e vi è poi una propagazione lungo il reticolo idrografico permanente e/o temporaneo.

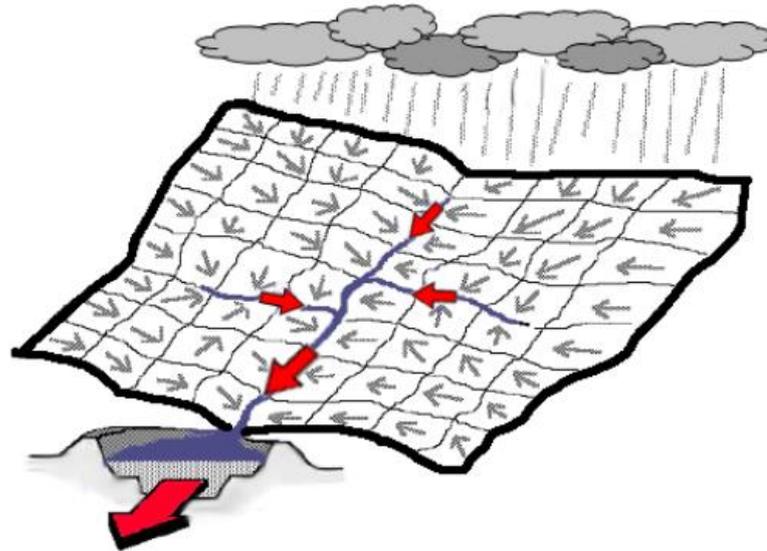


Figura 5.1 - Schema concettuale di trasferimento da precipitazioni distribuite nello spazio e nel tempo ad idrogramma di piena nella sezione di chiusura di un bacino.

L'equazione proposta dal S.C.S. è rappresentabile sul piano P-P_e, con un numero infinito di curve comprese tra la bisettrice dove S è uguale a zero, e l'asse delle ascisse dove S assume il teorico valore infinito.

L'equazione del S.C.S. rappresenta quindi una famiglia di curve parametriche che possono essere enumerate utilizzando il parametro CN – Curve Number.

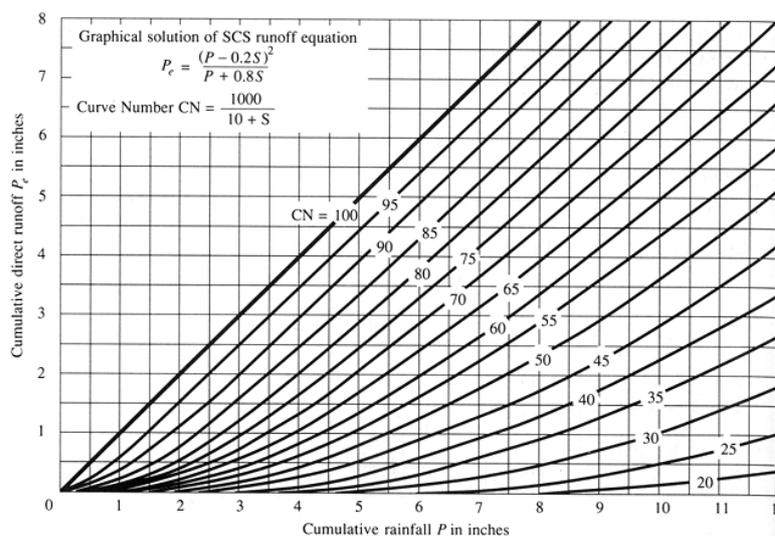


Figura 5.2 – Grafico delle curve parametriche enumerate dal parametro CN

Il CN varia in funzione di quattro diverse classificazioni:

1. Classificazione della permeabilità del suolo in quattro classi A, B, C e D, gruppi idrologici del suolo.
2. Classificazione dell'uso del suolo e sistemazione della superficie (solchi dritti, solchi a reggipoggio, solchi a franapoggio e terrazzamenti).
3. Condizione di drenaggio (cattiva, discreta, buona).
4. Condizioni iniziali di saturazione dei suoli (AMC - Antecedent Moisture Condition).

Gruppi idrologici del suolo:

- A. *Bassa capacità di deflusso* – suoli con elevata infiltrabilità anche se completamente saturi – sabbie o ghiaie profonde ben drenate – notevole conducibilità idrica.
- B. *Suoli con moderata infiltrabilità se saturi* – discretamente drenati e profondi – tessitura medio-grossolana – conducibilità idrica media.
- C. *Suoli con bassa infiltrabilità se saturi* – uno strato impedisce la percolazione verticale – suoli con tessitura medio-fine e bassa infiltrabilità – conducibilità idrica bassa.
- D. *Capacità di deflusso elevata* – suoli con infiltrabilità ridottissima in condizioni di saturazione – suoli ricchi di argilla rigonfianti – suoli con strato argilloso superficiale – suoli poco profondi su substrato impermeabile – conducibilità idrica estremamente bassa.

La scelta del numero di curva CN secondo il SCS è stata eseguita solamente sulla base della classificazione della permeabilità del suolo descritta dai quattro gruppi idrologici.

Il CN, oltre alla permeabilità, dipende anche dall'uso del suolo (asfaltato, boscato, prato), dalle condizioni di drenaggio (cattiva, discreta, buona) e dalla condizione di umidità del suolo (dipendente dalle precipitazioni nei 5 giorni antecedenti l'evento analizzato).

Per risolvere possibili sovrastime sull'ammontare della precipitazione che si infiltra, si simula l'infiltrazione utilizzando il metodo SCS-CN con una versione semplificata dell'equazione di Horton, caratterizzata da una velocità di infiltrazione costante (f_c); questo parametro è fondamentale per valutare gli effetti della natura del terreno e della pendenza di infiltrazione. Per questo motivo, quando l'intensità di precipitazione è superiore alla velocità di infiltrazione si ha deflusso superficiale, anche se il metodo SCS-CN non lo presenta (Gregoretti et al. 2016).

Le perdite iniziali caratteristiche di questo tipo di bacino sono attribuibili in quasi totale misura alle fratture presenti nelle rocce che permettono all'acqua di raggiungere la sezione di chiusura del bacino solo quando queste vengono colmate e sopra di esse si forma un film di acqua che ne consente il deflusso superficiale.

In accordo con Berti & Simoni (2005) sul bacino di Acquabona, è stato scelto per Punta Nera il CN=85 che corrisponde a suoli a bassa infiltrabilità del gruppo idrologico C.

Curve Number (CN)	85	$I_a = 0,2S$	8,96471	$P_n = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S}$
$S = S_0 \left(\frac{100}{CN} - 1 \right)$	44,8235	$I_a = 0,1S$	4,48235	

Attraverso il metodo SCS – CN è stato possibile calcolare il volume specifico di saturazione e a sua volta le perdite iniziali che sono frazioni di quest'ultimo; esse sono state considerate sia nella formulazione classica (0,2S) che come riportato da diversi autori per i bacini delle Alpi Orientali (0,1S).

Questi parametri hanno permesso la valutazione della pioggia netta (mm) che nelle estati del 2016 e 2017 ha causato gli eventi di colata e che moltiplicata per l'estensione del bacino (0.49 km²) ci ha restituito il volume di acqua che ha raggiunto la sezione di chiusura andando a formare parte del corpo del debris flow.

In accordo con Iverson (1997) che identifica la frazione solida del volume di una colata detritica in un range compreso fra il 50 e 80 %, al volume d'acqua è stata aggiunta la percentuale solida nei due estremi al fine di stimare il range entro il quale può oscillare il volume complessivo di ogni colata.

$$V_{D,F} = P_n \times \text{Area Bacino} \times \text{Coeff. Debris flow}$$

Data	Durata (h)	Intensità (mm/h)	Pioggia (mm)	Pioggia Netta				Volume H ₂ O (m ³)	Volume Debris Flow (m ³)	
				I _a = 0,1S		I _a = 0,2S			I _a = 0,1S	Frazione solida 50%
				mm	m	mm	m			
24/06/2016	0,583	13,663	7,965529	0,251501	0,000252	0,000000	0,000000	123,2	246,5	492,9
26/06/2016	2	4,5	9	0,414074	0,000414	0,000036	0,000000	202,9	405,8	811,6
13/07/2016	7	3,8	26,6	7,309447	0,007309	4,981902	0,004982	3581,6	7163,3	14326,5
21/07/2016	0,75	12	9	0,414074	0,000414	0,000036	0,000000	202,9	405,8	811,6
05/08/2016	2,83	5,2	14,716	1,903075	0,001903	0,655084	0,000655	932,5	1865,0	3730,0
05/08/2016	3,5	3,9	13,65	1,557490	0,001557	0,444276	0,000444	763,2	1526,3	3052,7
14/08/2016	0,17	26,4	4,488	0,000001	0,000000	0,000000	0,000000	0,0	0,0	0,0
19/08/2016	3	2,66	8	0,256318	0,000256	0,021012	0,000021	125,6	251,2	502,4
20/08/2016	4,67	5,5	25,685	6,810330	0,006810	4,545058	0,004545	3337,1	6674,1	13348,2
04/09/2016	2,5	8,6	21,5	4,684353	0,004684	2,741485	0,002741	2295,3	4590,7	9181,3
22/6/2017	1	21,2	21,2	4,542710	0,004543	2,625615	0,002626	2225,9	4451,9	8903,7
24/7/2017	2,17	5,72	12,4124	1,192798	0,001193	0,246913	0,000247	584,5	1168,9	2337,9
2/8/2017	0,25	58,4	14,6	1,864114	0,001864	0,630392	0,000630	913,4	1826,8	3653,7
5/8/2017	1,17	17	19,89	3,942688	0,003943	2,142868	0,002143	1931,9	3863,8	7727,7
12/9/2017	7	8,1	56,7	28,101076	0,028101	24,623029	0,024623	13769,5	27539,1	55078,1

Figura 5.4 - Tabella del processo di elaborazione della pioggia netta da excel.

Per la valutazione del volume non vengono prese in considerazione le piogge nette con perdite iniziali pari a 0.2S perché, oltre ad essere inusuale per le Alpi Orientali, in alcuni eventi queste risulterebbero superiori alla pioggia totale e quindi non permetterebbero il deflusso.

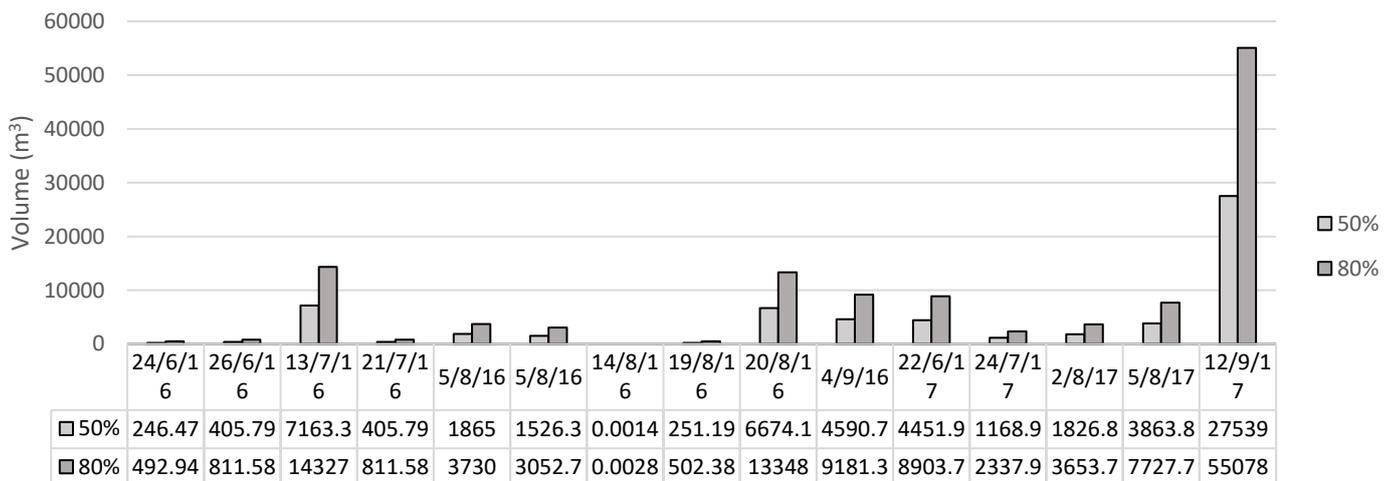


Figura 5.5 - Istogramma dei volumi nel range della frazione solida 50-80%

I risultati ottenuti sono in linea con i volumi degli eventi che tipicamente interessano il territorio di Cortina D'Ampezzo; si tratta spesso di volumi relativamente ridotti, poche migliaia di m³, occasionalmente si verificano nella zona colate detritiche molto voluminose. Ad esempio a Fiames nel 1997 si è verificato un evento che ha coinvolto un volume di detrito compreso tra i 10.000 e 12.000 m³; altri eventi particolarmente importanti sono avvenuti nel 1998 e nel 2006. Ad Acquabona nel 1997 e 1998 alcune colate hanno coinvolto migliaia di metri cubi di materiale e dal 2000 hanno aumentato di volume arrivando anche a 30.000 m³. Altri bacini come quello di Rio Gere e Rudavoi hanno dato origine a numerosi eventi di colate, uno dei quali di 100.000 m³ nel 1997.

Nel bacino di Punta Nera, considerando solo gli eventi degli ultimi due anni, la frequenza di accadimento è stata molto significativa soprattutto associata ai volumi stimati che sono risultati in media nell'ordine delle migliaia di metri cubi, e sono paragonabili ai volumi degli eventi nei bacini più noti che tuttavia hanno generato colate detritiche con molta meno frequenza.

Altri eventi meno significativi hanno mobilitato una minor quantità di materiale, qualche centinaia di metri cubi, che non ha raggiunto la strada ma ha comunque generato riempimenti all'interno del canale.

5.2 Linee Segnalatrici di Probabilità Pluviometrica (LSPP)

Gli eventi pluviometrici costituiscono la principale sollecitazione idrometeorologica sul territorio, la loro previsione è un requisito essenziale per valutare il rischio idrologico e geologico, sia dal punto di vista strettamente alluvionale, sia per quanto riguarda la stabilità dei versanti e l'erosione superficiale.

Per questo motivo si è scelto di elaborare le linee segnalatrici di probabilità pluviometrica (LSPP) per assegnati valori di tempo di ritorno (TR).

Il tempo di ritorno viene definito come il tempo medio che intercorre tra un superamento o raggiungimento del valore assegnato della grandezza di interesse ed il successivo; questo può essere associato ad una qualsiasi variabile aleatoria.

La rarità dell'evento è quindi misurata dal valore della probabilità di non superamento P o, in alternativa, da quello del tempo di ritorno TR, legato alla probabilità di non superamento dalla relazione (Michel et al., 2005):

$$TR = \frac{1}{1 - P}$$

Supponendo di disporre di un periodo sufficientemente lungo di osservazioni pluviografiche (20-30 anni) per una determinata località, per ognuna delle cinque durate (1,3,6,12 e 24 ore) si ordinano gli N valori in ordine decrescente e si rappresentano in un diagramma cartesiano aventi in ascissa la durata t (ore) e in ordinata le intensità di pioggia (mm/h) o solamente le altezze (mm).

La curva che interpola le altezze maggiori è denominata la curva dei primi casi critici (rappresenta gli eventi di pioggia raggiunti o superati una sola volta nel periodo di osservazione), tali eventi hanno una frequenza empirica di raggiungimento o superamento pari ad $1/N$.

Analogamente è possibile definire le curve dei secondi, terzi ed n -esimi casi critici, tali curve prendono il nome di curve di possibilità pluviometrica.

Queste curve sono con buona precisione rappresentabili con la seguente espressione esponenziale:

$$I = aD^{-n} \quad (\text{con l'intensità di pioggia in ordinata})$$

$$H = aD^n \quad (\text{con altezza di pioggia in ordinata})$$

Dove " a " ed " n " sono due parametri caratteristici della stazione pluviografica in esame ed il loro valore numerico è determinabile attraverso il metodo dei minimi quadrati, ricorrendo all'espressione lineare che si ottiene estraendo il logaritmo della relazione precedente:

$$I = aD^{-n} = \log I = \log a + n \log D$$

$$H = aD^n = \log H = \log a + n \log D$$

La distribuzione di probabilità che viene utilizzata per descrivere le osservazioni dei massimi annuali in questo caso è la distribuzione di Gumbel:

$$P = e^{-e^{-\alpha(h-u)}}$$

I parametri α e u della distribuzione vengono stimati partendo dai dati del campione, utilizzando per ogni durata di precipitazione il Metodo di Gumbel:

Ad ogni valore di precipitazione viene assegnata una frequenza cumulata di non superamento F_i calcolata mediante la formula di Weibull, $F_i = \frac{i}{N+1}$ con i che rappresenta la posizione dell' i -esimo dato nel campione delle precipitazioni ordinato e N numero di osservazioni del campione (nel caso di osservazioni con uguale valore, la frequenza F_i è uguale per entrambe e prende il valore dovuto all'indice i maggiore); da notare come al denominatore si introduca un $+1$ per evitare che l'ultimo valore abbia frequenza $F_i=1$, ossia valore che non può essere superato, quando nella realtà non esiste limite per il valore massimo.

La "variabile ridotta" y è l'esponente della distribuzione di Gumbel ($y = \alpha(h - u)$) e assunta l'ipotesi di poter confondere la probabilità di non superamento P (ignota) con la frequenza di non superamento F_i , viene calcolata come:

$$y_i = -\ln(-\ln(F_i))$$

Si ricavano quindi i momenti di grado 1 e 2 (media e varianza) della distribuzione:

$$P = e^{-e^{-y}}$$

ed è dunque possibile ottenere le relazioni per stimare i parametri α e u :

$$\alpha = \frac{S_y}{S_h} \qquad u = m_h - \frac{m_y}{\alpha}$$

Con S_h deviazione standard del campione, S_y deviazione standard della variabile ridotta y , m_h media campionaria e m_y media della variabile ridotta.

Ora, riprendendo la definizione che è stata data per il tempo di ritorno risulta:

$$h = u - \frac{1}{\alpha} \ln \left(-\ln \left(1 - \frac{1}{TR} \right) \right)$$

Noti α e u è quindi possibile trovare l'altezza di pioggia cercata per i tempi di ritorno interessati.

Attraverso il metodo di Gumbel vengono quindi stimati i parametri α ed u come nell'esempio seguente:

3h di pioggia		Frequenza cumulata di non superamento, formula di Weibull: $F_i=i/N+1$	Variabile Ridotta: $y_i=-\ln(-\ln(F_i))$	Media Variabile Ridotta y_i	Media delle h di pioggia	S_y - Varianza y		S_h - Varianza x		Parametri della distribuzione		Adesso è possibile stimare le altezze di pioggia per i vari tempi di ritorno : $h=u-(1/\alpha)*\ln(-\ln(1-1/T_i))$		
i	h (mm)	F_i	y_i	m_y	m_h	$\sum(y_i-m_y)^2$	$\sqrt{\sum(y_i-m_y)^2/N-1}$	$\sum(h_i-m_h)^2$	$\sqrt{\sum(h_i-m_h)^2/N-1}$	$\alpha=S_y/S_h$	$u=m_h-m_y/\alpha$	Tempi di Ritorno	h(mm)	Intensità (mm/h)
1	22,2	0,033333333	-1,224127541	0,53527	28,69	3,09548	1,128264757	42,1201	8,140478443	0,1386	24,827692	5	35,652	11,88402594
2	23,4	0,066666667	-0,996228893			2,345489		27,9841				10	41,066	13,6888055
3	32	0,1	-0,834032445			1,874989		10,9561				30	49,248	16,41590306
4	25,6	0,133333333	-0,700571065			1,527303		9,5481				50	52,983	17,66083852
5	18,2	0,166666667	-0,583198081			1,250971		110,0401				100	58,02	19,34003662
6	20,2	0,2	-0,475884995			1,022434		72,0801				300	65,971	21,99026332
7	49,4	0,233333333	-0,375203292			0,828962		428,9041						
8	22,2	0,266666667	-0,278961034			0,662972		42,1201						
9	26	0,3	-0,185626759			0,519697		7,2361						

Figura 1.7 - Tabella di esempio per l'elaborazione delle LSP con il metodo Gumbel. Sono calcolati i parametri per le massimi altezza di pioggia di 3 ore.

Parametri Gumbel elaborati															
Parametro	5 minuti	10 minuti	15 minuti	30 minuti	45 minuti	1 ora	3 ore	6 ore	12 ore	24 ore	1 giorno	2 giorni	3 giorni	4 giorni	5 giorni
NUMERO	29	29	29	29	29	29	29	28	29	27	29	29	29	29	29
MEDIA	5,6	8,68	10,79	14,94	17,11	18,61	28,69	40,68	58,77	77,97	67,33	93,54	106,09	114,88	120,86
DEVSTANDARD	1,88	2,89	3,54	5,09	6,2	6,66	8,14	9,03	13,43	18,63	17,96	27,03	34,66	41,95	45,32
ALFA	0,5994	0,3901	0,3185	0,2217	0,182	0,1695	0,1386	0,1246	0,084	0,0602	0,0628	0,0417	0,0326	0,0269	0,0249
MU	4,71	7,3	9,11	12,52	14,17	15,46	24,83	36,39	52,39	69,11	58,81	80,72	89,65	94,98	99,36

Figura 5.8 - Tabella riassuntiva dei parametri per gli estremi di pioggia osservati.

I risultati ottenuti hanno permesso di ricostruire le linee segnalatrici di probabilità pluviometrica ed estrarne l'equazione potenziale con i relativi coefficienti ($I=\alpha D^n$).

TR	a	n
2	17,989	-0,55
5	22,81076	-0,56238
10	26,10462	-0,56974
30	31,07609	-0,57793
50	33,34403	-0,58086
100	36,40195	-0,58423
300	41,22617	-0,58855

Figura 5.9 – Tabella dei coefficienti delle equazioni potenziali per i relativi tempi di ritorno. Il coefficiente "a" moltiplica la durata (h) ed "n" ne è l'esponente.

LSPP Faloria

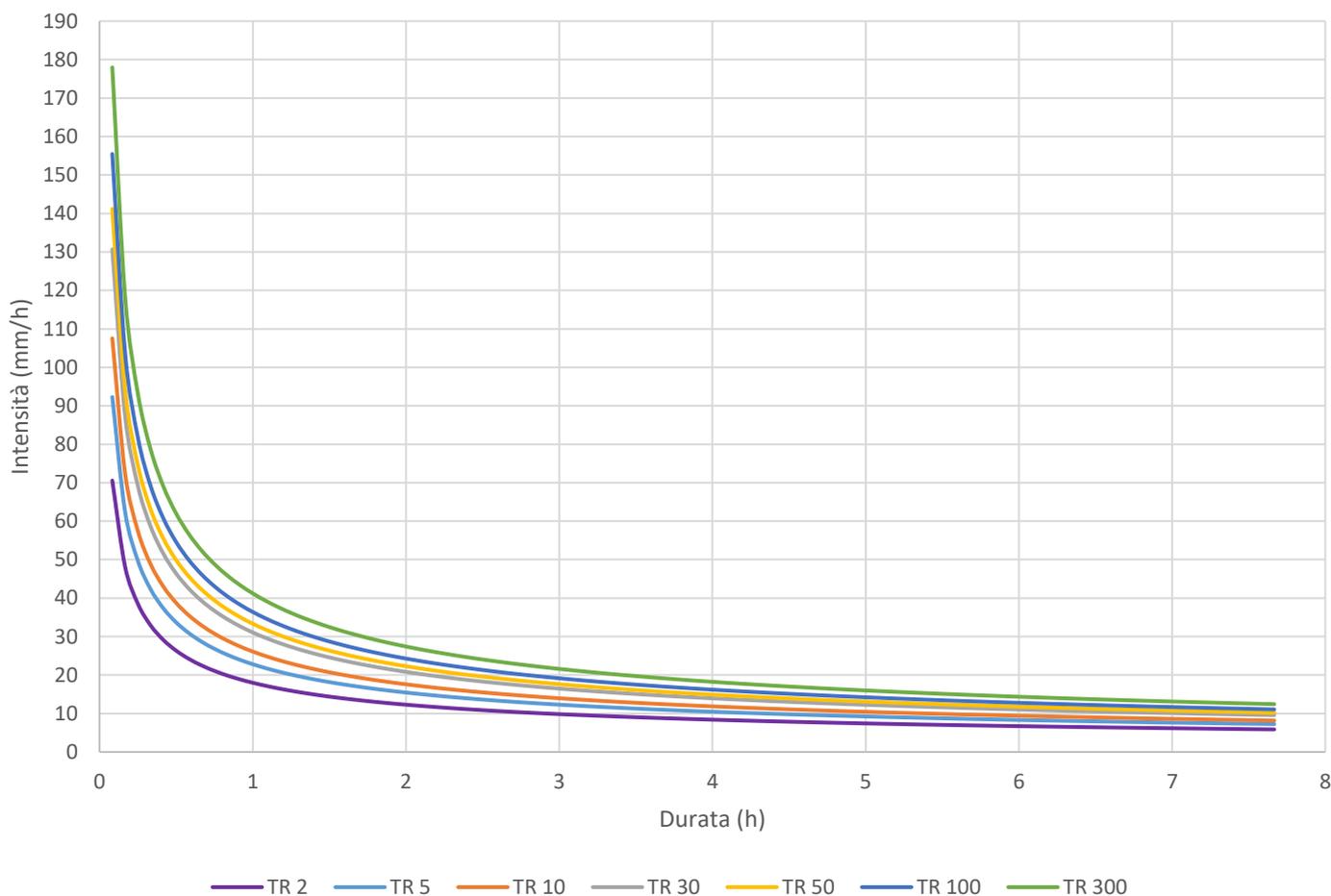


Figura 5.10 - Linee Segnalatrici di Probabilità Pluviometrica della stazione e metereologica Faloria.

Le altezze di pioggia ricavate dal calcolo delle LSPP vengono quindi trasformate in piogge effettive e liberate nuovamente dalle perdite iniziali attraverso il metodo CN – SCS utilizzando gli stessi parametri per la stima dei volumi (CN=85, S=44.8 mm, $I_a=0.1S$). La pioggia netta ricavata per i tempi di ritorno alle relative durate viene moltiplicata per l'area del bacino contribuyente (0.49 km²) e aggiunta la percentuale volumetrica della frazione solida nel range di attinenza (50-80 %).

In questo modo si è passati da linee che rappresentano le intensità di pioggia in funzione della durata, a curve che descrivono il volume atteso in funzione della durata dell'evento per assegnato tempo di ritorno.

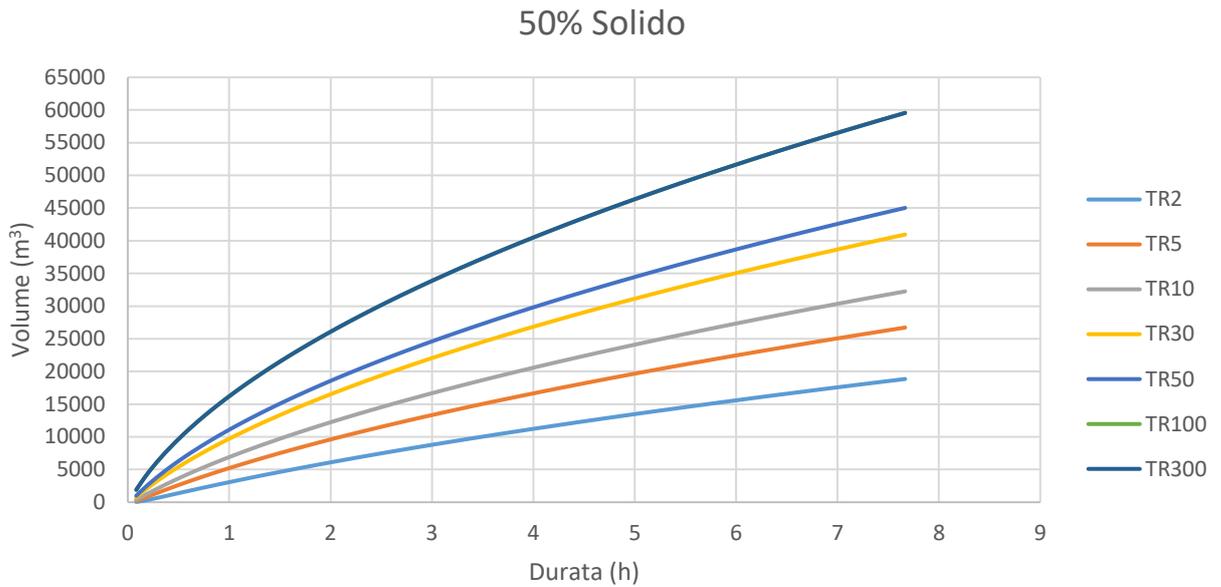


Figura 5.11 - Linee dei tempi di ritorno per le durate di pioggia e volume atteso con frazione solida al 50%.



Figura 5.12 - Linee dei tempi di ritorno per le durate di pioggia e volume atteso con frazione solida al 80%.

I risultati ottenuti offrono una visione dei volumi attesi relativi ai tempi di ritorno in funzione della durata di pioggia se viene innescata una colata detritica.

Si può osservare che le piogge inferiori ad un'ora di durata già possono innescare eventi da migliaia di metri cubi di materiale anche a tempi di ritorno molto brevi, quasi a cadenza annuale.

Colate con volumi critici, che supererebbero invece le decine di migliaia di metri cubi, potrebbero avvenire con precipitazioni superiori ad un'ora.

La peculiarità del bacino di Punta Nera che ha reso necessaria ed interessante la caratterizzazione è dovuta alla sua rapida evoluzione che è avvenuta in un lasso di tempo molto breve.

Nei capitoli precedenti è già emerso un notevole contributo dovuto ai frequenti crolli nella parete rocciosa del bacino contribuente che si sono avvicinati negli ultimi anni ed hanno fornito una ricarica di detrito importante e che probabilmente ha reso instabile il versante anche a seguito di modesti eventi di precipitazione.

La relazione fra i volumi attesi e tempi di ritorno conferma la potente evoluzione del fenomeno, infatti la maggior parte degli eventi avvenuti nelle estati del 2016 e 2017 hanno interessato notevoli quantità di materiale (da poche centinaia a diverse migliaia di metri cubi) ricadono al di sotto della linea di probabilità pluviometrica dei due anni e presupponendo una probabile cadenza annuale; si sono avuti cioè numerosi debris flow con piogge comuni o in ogni caso non estreme.

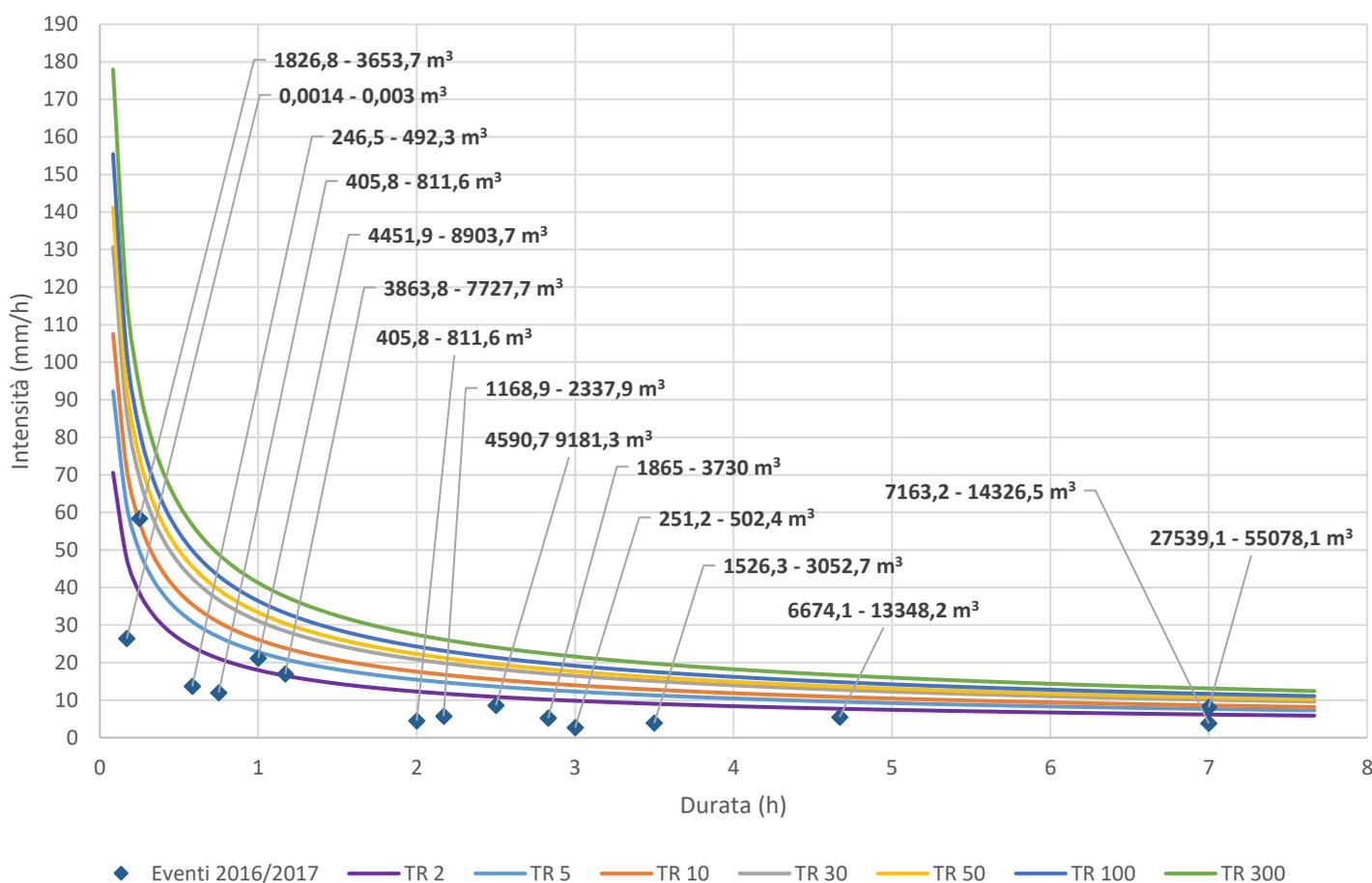


Figura 5.13 - LSPP della stazione Faloria e gli eventi del 2016 e 2017 con i relativi volumi stimati

La grande disponibilità di detrito fornita dai recenti crolli può giustificare l'innescò di voluminosi e frequenti debris flows con piogge relativamente modeste.

Le vasche di contenimento realizzate dall'ANAS per il bacino di Punta Nera sono state progettate per contenere fino a 50.000 m³ di materiale e sono state ricavate dall'ampliamento di quelle precedenti che risultavano troppo piccole per far fronte alle nuove colate.

Questi serbatoi sono efficienti quando ricevono accurate manutenzioni finalizzate alla raccolta e allo smaltimento del materiale e quindi necessitano di accurate pulizie a seguito di riempimenti anche parziali.

I volumi di colata delle ultime due estati sono risultati inferiori alla capacità di contenimento delle vasche (ad eccezione di un evento che può averne coinvolto anche più di 50.000 m³) quindi potrebbero ritenersi efficienti se completamente sgombrati.

Tuttavia, le linee di probabilità pluviometrica ed i probabili volumi attesi dalle piogge effettive segnalano l'alta possibilità che alcuni eventi con tempi di ritorno ridotti potrebbero coinvolgere dei volumi ben superiori a quelli che possono contenere i serbatoi e quindi rendersi inefficienti.

A scopo precauzionale è ragionevole tener conto di un maggior volume delle colate.



Figura 5.14 – Fotografia scattata sulla sponda sinistra del canale circa a metà del suo percorso.

Capitolo 6

Conclusioni

Il lavoro di ricerca svolto in questa tesi si è concentrato sullo studio e la caratterizzazione del bacino di colata di Punta Nera e sull'analisi dei volumi mobilizzabili.

Si è scelto di studiare questo bacino per la sua singolarità dovuta alla rapida evoluzione che ha subito negli ultimi anni, diventando un problema concreto per l'uomo e le infrastrutture. La valle del Boite è da sempre soggetta a fenomeni di colata detritica che hanno più volte invaso la statale Alemagna, su cui transitano migliaia di persone all'anno, bloccando i collegamenti tra il Cadore e Cortina D'Ampezzo e talvolta causando vittime.

In primo luogo è stata effettuata una dettagliata ricerca bibliografica sul fenomeno delle colate detritiche, in particolar modo per quelle che avvengono in area Dolomitica.

Le colate detritiche nelle Dolomiti Orientali hanno un meccanismo di innesco per erosione di fondo canale che si verifica quando in seguito a brevi ed intensi eventi di precipitazione una corrente ad alta velocità, convogliata da un bacino ripido in roccia, mobilizza un letto di canale già saturo ai piedi di una parete. Il detrito viene eroso dall'acqua ed incorporato granulo per granulo nel flusso. Questi fenomeni, a causa dell'elevata pendenza associata alla grande disponibilità di materiale, riescono a trasportare detriti, anche di grandi dimensioni, ad alte velocità.

La caratterizzazione del bacino è stata condotta con analisi indirette in ambiente GIS e con analisi dirette tramite il rilievo in campo.

Per valutare le caratteristiche morfometriche del bacino, del canale di flusso e della zona di accumulo, sono stati utilizzati i modelli digitali del terreno del 2011 e del 2015.

L'area del bacino in roccia nel 2011 è risultata inferiore a quella del 2015. Tali differenze potrebbero essere attribuite ad un'occlusione di un canale che, mentre nel 2011 convogliava il flusso al di fuori dall'area contribuyente indagata, nel 2015 sfrutta una nuova via preferenziale entrando a far parte della rete di drenaggio del bacino di colata di Punta Nera. Questa ipotesi rimane tuttavia incerta perché non si può escludere che dipenda da un errore del DEM. Il canale tra il 2011 ed il 2015 ha quasi raddoppiato la sua lunghezza, attualmente è ben canalizzato. La presenza di più corpi deposizionali coalescenti e anastomizzati, ha reso difficile l'attribuzione univoca del conoide deposizionale al singolo bacino sorgente, in ogni caso è stato mappato quello riferibile al bacino di Punta Nera. Sono stati inoltre esaminati i crolli che si sono verificati dal 2013 sul monte Sorapis lungo la parete meridionale, in particolar modo un voluminoso distacco avvenuto a maggio del 2015 che avrebbe immesso nel sistema un grande quantitativo di materiale.

Le analisi dirette condotte nella campagna di rilevamento di giugno 2017 sono state finalizzate alla misurazione delle sezioni trasversali del canale di flusso tramite l'utilizzo un distanziometro laser ed un GPS. Tali sezioni sono state confrontate con quelle estratte dai DEM degli anni precedenti per comprenderne la rapida evoluzione in termini di erosione e deposito. I risultati hanno confermato l'evoluzione del canale: dal 2011 si sono verificati accumuli di detrito nella porzione più a monte che sono stati poi lateralmente incisi. In tutto il secondo tratto è prevalsa l'azione erosiva che ha favorito l'incisione del canale fino a valle. I risultati della caratterizzazione suggeriscono che il fenomeno è ancora attivo e potrebbe continuare ad evolvere grazie al probabile incremento dell'area contribuyente e alla sostanziosa ricarica ad opera dei recenti crolli. In vista dei mondiali di sci a Cortina D'Ampezzo previsti nel 2021 è stato infatti realizzato dall'ANAS il progetto che prevede l'ampliamento delle vasche di contenimento per far fronte a futuri volumi di colata sempre più grandi.

La quantificazione del materiale movimentabile è di importanza fondamentale per una corretta gestione del territorio e per la predisposizione di opere di sistemazione e di difesa. Per questo si è posto l'obiettivo di stimare la quantità di materiale coinvolto nelle colate avvenute nelle estati dalla fine di giugno alla fine di settembre del 2016 e del 2017 e di ricostruire le linee segnalatrici di probabilità pluviometrica attraverso gli estremi di precipitazione per poi elaborare una stima sui volumi attesi ad assegnati tempi di ritorno. Per caratterizzare la risposta idrologica del bacino di Punta Nera, è stato applicato un modello semplificato per la stima della precipitazione netta (P_n). Attraverso il Curve Number (CN) del metodo SCS è stata valutata la quantità di pioggia che avrebbe effettivamente raggiunto la sezione di chiusura del bacino dopo che è stata depurata dalle perdite iniziali dovute alle infiltrazioni lungo le fratture delle rocce. Con semplici considerazioni sulla percentuale volumetrica di frazione solida all'interno di una colata detritica sono stati quindi stimati i volumi coinvolti negli eventi delle estati del 2016 e 2017. Sono state inoltre realizzate, tramite il metodo Gumbel, le linee di probabilità pluviometrica (LSPP) dei massimi annuali di precipitazione della stazione meteorologica Faloria. Le piogge che hanno scatenato gli eventi, con i relativi volumi stimati, sono state associate alle linee di probabilità pluviometrica e risulta che gran parte di esse ricadono al di sotto della linea dei due anni presupponendo una probabile cadenza annuale; si sono avuti cioè numerosi debris flow con piogge comuni o in ogni caso non estreme. La considerevole ricarica ottenuta dal bacino negli ultimi anni, l'incremento dell'area contribuente ed i numerosi eventi di colata che in pochi anni hanno disegnato il canale e raggiunto valle, sono gli elementi che suggeriscono degli scenari futuri in cui potrebbero avvenire nuove colate in grado di mobilitare decine di migliaia di metri cubi di detrito, acqua e fango divenendo disastrose per l'uomo e le infrastrutture. Tutto ciò se si considera inoltre la frequenza con cui modeste piogge che avvengono anche a cadenza annuale, hanno generato in pochi anni eventi da migliaia di metri cubi di materiale.

Bibliografia

- Bacchini, M., & Zannoni, a. (2003). Relations between rainfall and triggering of debris-flow: case study of Cancia (Dolomites, Northeastern Italy). *Natural Hazards and Earth System Science*, 3(1/2), 71–79.
- Bagnold, R. A. (1954). Experiments on a Gravity-Free Dispersion of Large Solid Spheres in a Newtonian Fluid under Shear. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 225(1160), 49–63.
- Bardou, E., Ancey, C., Bonnard, C., & Vuillet, L. (2003). Classification of debris-flow deposits for hazard assessment in alpine areas. *Proceedings of the 3rd International Conference on debris flow hazards mitigation*, (1999), 799–808.
- Berti, M., Genevois, R., Simoni, A., & Tecca, P. R. (1999). Field observations of a debris flow event in the Dolomites. *Geomorphology*, 29(3–4), 265–274.
- Berti M., Simoni A. (2005). Experimental evidences and numerical modelling of debris flow Initiated by Channel Runoff. *Landslides*, 2 (3):171–82.
- Berti M., Simoni A. (2007). Prediction of debris flow inundation areas using empirical mobility relationships. *Geomorphology*, 90 (1): 144–161.
- Brancaleoni E. (2016). Caratterizzazione della risposta idrologica alle precipitazioni nella zona d'innescò di un debris flow in area dolomitica (bacino di Piezovico, Cortina D'Ampezzo, BL). *Tesi di laurea Magistrale in Geologia e Territorio*, Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali, Scuola di Scienze, Università degli studi di Bologna, p.99.
- Brunsdon, D., & Thornes, J. B. (1979). Landscape Sensitivity and Change. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 4(4), 463.
- Costa, J. E. (1984). Physical geomorphology of debris flows. *Developments and applications of geomorphology*.
- Coussot, P., & Meunier, M. (1996). Recognition, classification and mechanical description of debris flows. *Earth-Science Reviews*, 40(3–4), 209–227.
- Cruden, D. M., & Varnes, D. J. (1996). *Landslides: Investigation & Mitigation*. *Landslides* (Vol. 6).
- D'Agosto R. (2016). Controllo morfologico sulla dinamica delle colate detritiche nel territorio di Cortina d'Ampezzo (BL). *Tesi di laurea Magistrale in Geologia e Territorio*, Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali, Scuola di Scienze, Università degli studi di Bologna, p.156.
- Ferretti D. 2015. Controllo morfologico sulla dinamica delle colate detritiche nel territorio di Cortina d'Ampezzo (BL). *Tesi di laurea Magistrale in Geologia e Territorio*, Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali, Scuola di Scienze, Università degli studi di Bologna, p. 101
- Genevois R., Berti M., Ghirotti M., Simoni A., Tecca P.R. (1999). Debris flow monitoring and analysis in the dolomitic region (Upper Boite valley - Italian Alps). *CEE-DFR Final Report, Bologna*, Vol.2: 58.
- Genevois, R., Tecca, P. R., Berti, M., Simoni, A., Wiczorek, G. F., & Naeser. (2000). Debris-flow in the Dolomites: Experimental data from a monitoring system. In *Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment* (pagg. 283–291).
- Genevois R., Tecca P.R., Deganutti A.M., Galgaro A., Armento C. (2003). Scientific Contributions. European Project Torrent Hazard Control in the European Alps. *Practical Tools and methodologies for Hazard Assessment and Risk Mitigation*, Contract no. EVG1-CT1999-00012, Final Report: 67.

- Gregoretti C., Dalla Fontana G. (2007). Rainfall threshold for the initiation of debris flows by channel bed failure of the Dolomites. *Fourth International Conference On Debris Flow Hazard Mitigations: Mechanics, Prediction and Assessment*. Chengdu– Cina 10-13 September.
- Gregoretti, C., & Fontana, G. D. (2008). The triggering of debris flow due to channel-bed failure in some alpine headwater basins of the Dolomites: Analyses of critical runoff. *Hydrological Processes*, 22(13), 2248–2263.
- Hungr, O. (2000). Analysis of debris flow surges using the theory of uniformly progressive flow. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25(5), 483–495.
- Hungr, O., Evans, S. G., Bovis, M. J., & Hutchinson, J. N. (2001). A review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental and Engineering Geoscience*, 7(3), 221–238.
- Hutchinson J.W. (1968). Singular behaviour at the end of a tensile crack in a hardening material. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, 16: 13-31.
- Hutchinson J.W. (1988). General Report: Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. *Proceedings of the Fifth International Symposium on Landslides*, edited by: Bonnard, C., Balkema, Rotterdam: 3–35.
- Iverson, R. M. (1997). The physics of debris flows. *Reviews of Geophysics*, 35(3), 245–296.
- Iverson, R. M., Schilling, S. P., & Vallance, J. W. (1998). Objective delineation of lahar-inundation hazard zones. *Bulletin of the Geological Society of America*, 110(8), 972–984.
- Iverson R.M. (2003). The debris flow rheology myth. *Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment*, Rickenmann & Chen (eds), Millpress, Rotterdam. 303–314.
- Jakob, M., & Hungr, O. (2005). *Debris-flow hazards and related phenomena*. *Canadian Geotechnical Journal* (Vol. 42).
- Julien, P. Y., & O'Brien, J. S. (1997). Selected notes on debris flow dynamics. In *Lecture Notes in Earth Sciences* (pagg. 144–162).
- McCoy S.W., Kean J.W., Coe J.A., Staley D.M., Wasklewicz T.A., Tucker G.E. (2010). Evolution of a natural debris flow: In situ measurements of flow dynamics, video imagery, and terrestrial laser scanning. *Geology* 38: 735-738.
- Michel, C., Andréassian, V., & Perrin, C. (2005). Soil Conservation Service Curve Number method: How to mend a wrong soil moisture accounting procedure? *Water Resources Research*, 41(2), 1–6.
- Neri C., Gianolla P., Furlani S., Caputo R., Bosellini A., 2007. Foglio 029: Cortina d'Ampezzo. CARG (eds), *Note Illustrative della Carte geologica d'Italia alla scala 1:50.000*, 202.
- Panizza M. (1973). Glacio pressure implications in the production of landslides in the Dolomitic Area. *Geol. Appl. Idrogeologia* 8 (1): 289–297.
- Panizza M., Pasuto A., Silvano S., Soldati M. (1996). Temporal occurrence and activity of landslides in the area of Cortina d'Ampezzo (Dolomites, Italy). *Geomorphology*, 15 (3): 311–326.
- Panizza, M. (2009). The geomorphodiversity of the Dolomites (Italy): A Key of geoheritage assessment. *Geoheritage*, 1(1), 33–42.

- Soatto F. (2014). Le colate detritiche. Creazione di un interfaccia tra FV Shock e un GIS per simulare due eventi avvenuti nel bacino del rio Lazer (TN) e di Cancia (BL). Lanzoni S. Gregoretti C. *Dipartimento di ingegneria civile edile ed ambientale. Facoltà di Ingegneria. Università di Padova*. P.143
- Scotton P., Genevois R., Moro F., Zorzi L., Girardi, G., & Praticelli N. (2011). The debris-flows monitoring system of acquabona torrent (Cortina d'Ampezzo, Belluno, Italy). *5th Int. Conf. on Debris-Flow Hazards Mitigation*, 595–603.
- Takahashi, T. (1981). Debris Flow. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 13(1), 57–77.
- Takahashi, T. (2007). *Debris Flow: Mechanics, Prediction and Countermeasures. Annual Review of Fluid Mechanics* (Vol. 13).
- Tecca, P. R., Galgano, A., Genevois, R., & Deganutti, A. M. (2003). Development of a remotely controlled debris flow monitoring system in the Dolomites (Acquabona, Italy). *Hydrological Processes*, 17(9), 1771–1784
- USACE (2000). Hydrologic Modelling System HEC-HMS. *Technical Reference Manual*. Office of Chief of Engineers, Washington, DC
- Varnes D.J. (1954). Landslide types and processes. *E.B. Eckel (ed.), Landslides and Engineering Practice. Highway Research Board, National Academy of Sciences, Washington, DC. Special Report 28: 20–47.*
- Varnes D.J. (1978). Slope movement types and processes. *R.L. Schuster and R.J. Krizec (eds.), Landslides Analysis and Control, National Academy of Sciences, Transportation Research Board, Washington D.C. Special Report 176: 11-33.*