



**Politecnico
di Torino**

POLITECNICO DI TORINO

CORSO DI LAUREA MAGISTRALE IN INGEGNERIA PER L'AMBIENTE E IL
TERRITORIO

Tesi di Laurea Magistrale

Analisi di rischio da caduta massi su sentieri alpinistici: il caso
studio del Couloir du Goûter (Monte Bianco)

Relatore:

Prof. Ing. Daniele PEILA

Candidata:

Fabiana CUOMO

Correlatore:

Dott. Ing. Maddalena MARCHELLI

A.A. 2022/2023

Prima di procedere con la trattazione, desidero dedicare qualche riga a tutti coloro che, con pazienza e dedizione, hanno contribuito alla realizzazione di questo elaborato.

Vorrei innanzitutto ringraziare il Professore Daniele Peila, relatore di questa tesi, per le conoscenze trasmesse durante tutto il percorso di studio e di stesura dell'elaborato e per essere stato una preziosa fonte di ispirazione.

Un ringraziamento speciale va anche alla Dott. Maddalena Marchelli, correlatrice di questa tesi, per la continua e costante disponibilità, per avermi guidato e supportato durante tutte le fasi di sviluppo con estrema professionalità, precisione e gentilezza, per avermi donato innumerevoli spunti e contributi fondamentali alla stesura della tesi.

Ringrazio i miei compagni di corso per aver condiviso e vissuto con me questo percorso, mi hanno aiutato a raggiungere l'obiettivo donandomi momenti speciali di spensieratezza ma anche di riflessione.

Voglio ringraziare inoltre gli amici e i coinquilini, vicini e lontani, per esserci stati in questi anni, per aver condiviso risate alleviando così i momenti difficili.

Un ringraziamento speciale è rivolto ai miei colleghi che mi hanno accolta sin dal primo istante. Mi hanno mostrato il lato pratico delle nozioni studiate e i loro preziosi consigli mi migliorano giorno dopo giorno.

Dedico infine un enorme ringraziamento a tutta la mia famiglia e al mio ragazzo per il loro infinito sostegno e supporto, per la loro enorme pazienza dimostratami anche nelle interminabili telefonate. In particolare, a mio Padre e mia Madre che con sacrifici ma immensa fiducia hanno sempre appoggiato le mie scelte, a tratti pазze. Parte di questo traguardo è anche vostro.

SOMMARIO

SOMMARIO	3
INTRODUZIONE	1
CAPITOLO 1. Fenomeni franosi in alta quota.....	3
1.1 Frane e cambiamento climatico	7
CAPITOLO 2. Cambiamento climatico e relative conseguenze in alta quota	13
2.1 Cambiamento climatico in ambienti montani: il caso delle Alpi.....	13
2.1.1 Temperatura	14
2.1.2 Precipitazioni.....	14
2.1.3 Inondazioni.....	15
2.1.4 Siccità	15
2.1.5 Nevicate	15
2.2 Pericoli naturali indotti dal cambiamento climatico: il caso delle Alpi.....	16
2.2.1 Ritiro del ghiacciaio e relativi pericoli	17
2.2.2 Disgelo del permafrost e movimenti di massa	19
CAPITOLO 3. Analisi di rischio da caduta massi	21
3.1 Definizioni.....	21
3.2 Analisi dell'albero degli eventi (Marchelli, 2020)	28
3.2.1 ETA per strade a traffico veicolare (Marchelli, 2020)	30
3.2.2 ETA per strade poderali	37
3.2.3 ETA per sentieri.....	38
3.2.4 ETA per sentieri alpinistici.....	38
CAPITOLO 4. Il caso del Couloir du Goûter	44
4.1 Il cambiamento climatico sul Massiccio del Monte Bianco	45

4.1.1	Cambiamento nelle vie alpinistiche	47
4.2	Il caso studio del Couloir du Goûter	50
4.2.1	Caratteristiche degli eventi di crollo nel Grand Couloir du Goûter	54
4.2.2	Fattori che condizionano il verificarsi del crollo di massi	57
4.3	Traffico di visitatori	60
4.4	Incidenti.....	63
CAPITOLO 5.	Event tree analysis applicato al caso del Couloir du Goûter	67
5.1	Metodo.....	67
5.2	Risultati.....	78
5.3	Discussione dei risultati.....	83
5.4	Possibili soluzioni.....	85
CAPITOLO 6.	Previsioni future	88
6.1	Proiezioni climatiche	88
6.1.1	Temperatura	88
6.1.2	Precipitazioni.....	89
6.1.3	Radiazione globale	89
6.1.4	Umidità relativa.....	89
6.1.5	Cambiamenti nelle precipitazioni e temperature estreme	90
6.1.6	Inondazioni.....	92
6.2	Turismo.....	93
6.2.1	Turismo invernale	93
6.2.2	Turismo estivo.....	94
6.3	Il futuro dell'alpinismo	94
CONCLUSIONI.....		98
BIBLIOGRAFIA E SITOGRAFIA		101

INTRODUZIONE

Le frane sono fenomeni ampiamente diffusi e difficilmente prevedibili che comportano un elevato rischio per beni e persone. Le conseguenze in seguito ad un loro verificarsi sono estremamente impattanti sia da un punto di vista sociale, in termini di vite umane, che economico. La caduta massi, tra tutti i fenomeni franosi in ambiente montano, è tra i più pericolosi e diffusi. Negli ultimi anni, si sta osservando un suo aumento soprattutto in termini di frequenza e, tale riscontro, può essere collegato al graduale incremento delle temperature. Il cambiamento climatico, infatti, sta favorendo lo scioglimento del ghiaccio, il quale svolge un'azione legante nelle fratture. Si delinea quindi, uno scenario in cui il rischio da caduta massi è in aumento principalmente per strade e sentieri. Unica strategia realmente attuabile come supporto per le autorità nelle scelte di mitigazione sono le analisi di rischio, le quali vengono effettuate mediante metodi quantitativi o qualitativi.

Lo scopo di questo elaborato è quello di illustrare ed applicare al caso studio del Couloir du Goûter un metodo di calcolo di facile applicazione ma con necessità di dati accurati per la valutazione del rischio in sentieri alpinistici. Infatti, il metodo dell'albero degli eventi (ETA), è una procedura logica in cui, attraverso la valutazione di risposte di successo e insuccesso, rispetto ad un evento iniziatore certo, è possibile giungere alla quantificazione del rischio per la vita umana.

Il Capitolo 1 è dedicato ad una panoramica generale sui fenomeni franosi. Dopo una prima parte di definizioni, l'attenzione è posta sui fenomeni maggiormente diffusi in ambiente alpino ed in particolare sulla caduta massi. Il capitolo si conclude con la presentazione di uno studio che ha lo scopo di determinare la correlazione tra le variabili climatiche, temperatura e precipitazioni, con l'incremento del fenomeno di caduta massi.

Il cambiamento climatico è l'oggetto del Capitolo 2 nel quale si analizza il caso delle Alpi. Attraverso i cambiamenti in termini di temperatura, piogge, inondazioni, siccità e nevicate si delineano gli effetti su ghiacciai e permafrost e i rischi naturali a loro associati con particolare riguardo al fenomeno di caduta massi.

Nel Capitolo 3 si passa all'analisi di rischio da caduta massi lungo un'infrastruttura viaria. L'argomento è introdotto mediante una prima parte di definizioni generali circa il rischio e i metodi

per la sua valutazione. A tal proposito si descrivono i metodi qualitativi e quantitativi. Di quest'ultimi ne vengono presentati tre: QRA, un metodo basato sul QRA e sviluppato da Moos et al., 2018 ed un metodo basato sull'approccio ETA sviluppato da Marchelli, 2020. L'analisi dell'albero degli eventi (ETA) è dettagliatamente descritto per quattro tipologie di infrastrutture: strada asfaltata, strada podereale, sentiero e sentiero alpinistico.

Il Capitolo 4 è dedicato alla presentazione del caso studio: il sentiero Couloir du Goûter. Situato sul Monte Bianco e facente parte della "Via Normale" francese, questo tratto, estremamente frequentato, risulta particolarmente interessante dal punto di vista del fenomeno di caduta massi. Si procede quindi ad un primo inquadramento più generale del Massiccio del Monte Bianco soprattutto dal punto di vista climatico per poi illustrare i risultati ottenuti da due studi: "Rock destabilisation in the Grand Couloir of the Aiguille du Goûter (3,863 m) - A multi-disciplinary study of the normal route up Mont Blanc (4,809 m)", (Mourey, 2020) e "Accidentology of the normal route up Mont Blanc between 1990 and 2017" (Mourey 2018) che si concentrano sul Couloir du Goûter. I risultati, in termini di frequenza di crolli di massi, numero di visitatori e incidenti occorsi sono l'input per l'analisi di rischio presentata nel successivo capitolo.

Il Capitolo 5 è dedicato all'applicazione del metodo ETA al caso del Couloir du Goûter. Attraverso ipotesi opportunamente giustificate l'albero degli eventi presentato nel capitolo 3 è semplificato. A questo punto, si procede al calcolo del rischio, giornaliero e annuale, per la vita degli alpinisti in seguito al fenomeno di caduta massi e alla discussione dei risultati. Alla luce di quanto ottenuto, sono proposte alcune soluzioni per la mitigazione del rischio in riferimento al caso studio esaminato.

Il capitolo conclusivo, il Capitolo 6, delinea le proiezioni future in termini di cambiamento climatico proponendo i risultati delle simulazioni spaziali per temperatura, precipitazioni, radiazione globale, umidità relativa ed eventi estremi. Si pone l'attenzione sul conseguente cambiamento del turismo e, in particolar modo, dell'alpinismo.

CAPITOLO 1. Fenomeni franosi in alta quota

Con il termine frana o fenomeno franoso (movimenti di versante) si intende il movimento di materiale costituito da roccia, detriti o terra che avviene lungo versanti ad opera della forza di gravità (Cruden and Varnes, 1996). Esistono cause innescanti e fattori predisponenti che determinano questi processi morfogenetici e solitamente sono molteplici, complessi e spesso combinati tra loro. Nel seguito si riporterà la classificazione delle frane maggiormente diffusa e si analizzeranno i movimenti franosi più ricorrenti in alta quota.

I fenomeni franosi sono numerosi, si passa dai più semplici a quelli più complessi originati dalla combinazione di più frane semplici. Numerose sono le classificazioni presenti in letteratura ma la più diffusa è senza dubbio quella di (Cruden and Varnes, 1996) nel seguito schematicamente riportata.

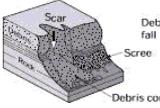
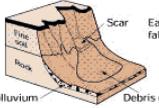
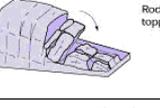
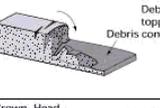
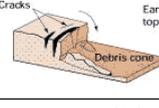
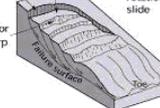
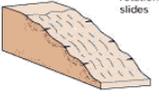
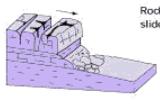
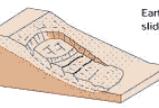
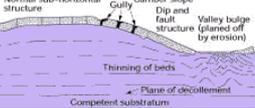
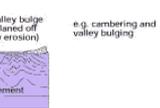
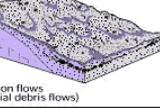
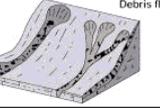
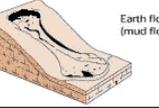
Material		ROCK	DEBRIS	EARTH
Movement type	FALLS	 <p>Rock fall</p>	 <p>Debris fall</p> <p>Scree</p> <p>Debris cone</p>	 <p>Earth fall</p> <p>Colluvium</p> <p>Debris cone</p>
	TOPPLES	 <p>Rock topple</p>	 <p>Debris topple</p> <p>Debris cone</p>	 <p>Earth topple</p> <p>Cracks</p> <p>Debris cone</p>
SLIDES	Rotational	 <p>Single rotational slide (slump)</p> <p>Failure surface</p>	 <p>Crown Scarp</p> <p>Head</p> <p>Multiple rotational slide</p> <p>Minor Scarp</p> <p>Failure surface</p>	 <p>Successive rotational slides</p>
	Translational (Planar)	 <p>Rock slide</p>	 <p>Debris slide</p>	 <p>Earth slide</p>
SPREADS	 <p>Cap rock</p> <p>Clay shale</p> <p>Normal sub-horizontal structure</p> <p>Gully</p> <p>Camber slope</p> <p>Dip and fault structure (gained off by erosion)</p> <p>Valley bulge structure (gained off by erosion)</p> <p>Thinning of beds</p> <p>Plane of décollement</p> <p>Competent substratum</p>	 <p>e.g. cambering and valley bulging</p>	 <p>Earth spread</p>	
FLOW	 <p>Solifluction flows (Periglacial debris flows)</p>	 <p>Debris flow</p>	 <p>Earth flow (mud flow)</p>	
COMPLEX	 <p>e.g. Slump-earthflow with rockfall debris</p>	 <p>e.g. composite, non-circular part rotational/part translational slide grading to earthflow at toe</p>		

Figura 1.1.1 Classificazione di frane Fonte: Cruden and Varnes, 1996

- **Crollo (fall):** si intende una massa in genere rocciosa e più di rado di terreno, che si stacca da un versante molto acclive; il suo moto è caratterizzato da caduta libera, rimbalzo e rotolamento. Il distacco può avvenire per rottura di taglio o di trazione della roccia, oppure impostarsi in superfici di discontinuità preesistenti. I fattori predisponenti risiedono in una parete verticale o molto inclinata e nella presenza di numerose discontinuità che si intersecano.

Le cause scatenanti sono varie ma generalmente questo fenomeno viene innescato da una variazione della pressione idrostatica all'interno delle discontinuità, crioclastismo (cicli di gelo-disgelo), bioclastismo (radici degli alberi), sforzi transitori sul terreno sia di origine naturale (terremoti, frane o vibrazioni) che antropici come esplosioni, scalzamento al piede (corsi d'acqua), azione eolica.

A volte, questo fenomeno interessa, nel momento del distacco, un unico blocco, si parla allora di **blockfall**.

- **Ribaltamento (topples):** Rotazione in avanti, verso l'esterno del versante, di una massa di terra o roccia, intorno ad un punto situato al di sotto del baricentro della massa spostata. Comunemente si verifica in pareti verticali e molto acclivi con presenza di discontinuità a franapoggio. È generalmente innescato da pressione idrostatica all'interno delle discontinuità quindi crioclastismo (cicli di gelo-disgelo) e bioclastismo (radici degli alberi), sforzi transitori sul terreno sia di origine naturale (terremoti, frane o vibrazioni) che antropici come esplosioni e traffico veicolare di vario genere, scalzamento al piede dovuto a corsi d'acqua, moto ondoso o scavi antropici e dall'azione eolica.

- **Scivolamento (slide):**

- **Rotazionale:** si intende lo scorrimento verso valle di una massa instabile per superamento della resistenza al taglio lungo una superficie di forma sub-circolare. Rotture di questo tipo avvengono solitamente in versanti costituiti da depositi relativamente omogenei ed isotropi

- **Traslato:** scorrimento verso valle di una massa instabile per superamento della resistenza al taglio lungo una superficie di forma subplanare. Rotture di questo tipo avvengono solitamente in versanti dove sono presenti anisotropie (ad esempio fratture/faglie/piani di stratificazione/livelli di debolezza geotecnica)

In entrambi i casi i fattori predisponenti risiedono nelle proprietà meccaniche del materiale (litologia), nell'assetto geologico (deposito «omogeneo» ed «isotropo», nel primo caso,

presenza di discontinuità che fungono da superficie di scorrimento, nel secondo) e nelle caratteristiche geomorfologiche (pendenza e convessità del versante).

Le principali cause scatenanti sono, invece: pressione idrostatica all'interno del terreno/discontinuità, scalzamento al piede (corsi d'acqua), sovraccarichi sulla parte alta del versante e sollecitazioni sismiche (riattivazione di frane già esistenti).

- **Espansione laterale (*spreads*):** si tratta di un movimento che avviene per estensione la quale è dovuta allo sviluppo di sollecitazioni di trazione che possono essere ricondotte a:
 - rottura di una placca rigida in risposta alla deformazione di uno strato sottostante a maggiore deformabilità (tipici esempi in Italia sono rappresentati dalla sovrapposizione di rocce vulcaniche su argille e di rocce calcaree su formazioni argillose;
 - alla rottura di uno strato superiore in risposta alla liquefazione di uno strato sottostante.

Nel primo caso si tratta di movimenti piuttosto lenti che comportano lo spostamento laterale e, quindi, con prevalente componente orizzontale dei blocchi di materiale disarticolato. Nel secondo caso si tratta invece di movimenti che possono essere anche estremamente rapidi. Ne consegue che tale tipo di frana è quindi strettamente connessa all'assetto litologico e strutturale nonché alle caratteristiche geotecniche dei materiali

- **Colata detritica o di fango (*debris/mud flow*):** è un movimento distribuito in maniera continua all'interno della massa spostata. Le superfici di taglio, se presenti, sono multiple e spesso temporanee, la distribuzione delle velocità nella massa spostata è analoga a quella all'interno di un fluido viscoso.

Le proprietà meccaniche del materiale (litologia), solitamente detritico, e le caratteristiche idrologiche e geomorfologiche (pendenza, aree concave, impluvi) sono i fattori predisponenti di questo fenomeno franoso; la principale causa scatenante risiede, invece, nella pressione idrostatica all'interno del terreno.

Dall'analisi del Catasto delle frane di alta quota sul territorio italiano ('Catasto delle frane di alta quota nelle Alpi') è possibile individuare i fenomeni franosi più ricorrenti in ambiente alpino. Nella Figura 1.1.2 sono riportati il numero di eventi franosi suddivisi per tipologia; i dati fanno riferimento al periodo temporale che va dal 2000 al 2022.

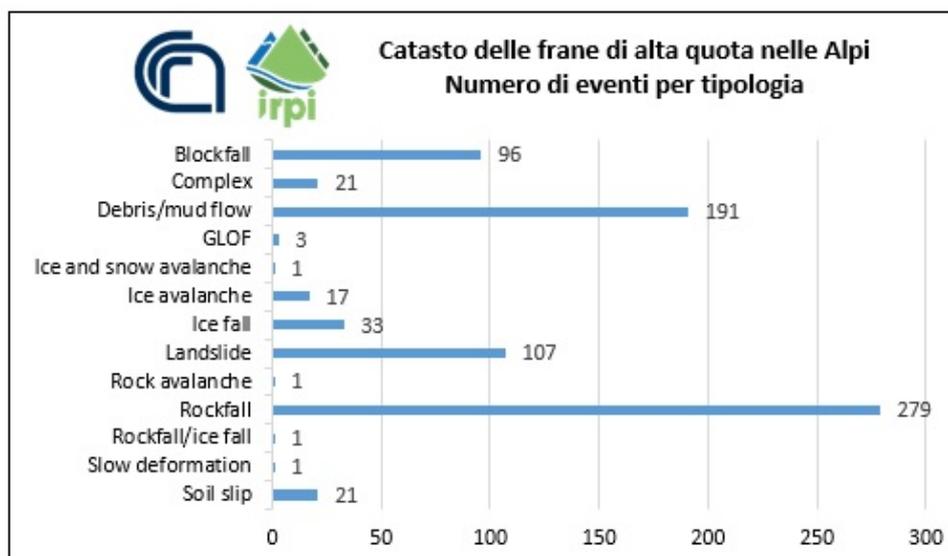


Figura 1.1.2 Numero di frane in alta quota nelle Alpi suddivisi per tipologia dal 2000 al 2022. Fonte: 'Catasto delle frane di alta quota nelle Alpi'.

I fenomeni maggiormente diffusi nel territorio alpino sono quelli di crollo (279 circa 36%), sia di una massa in generale che del singolo blocco, colate detritiche o di fango (191 circa il 25%) e scivolamenti (107 il 14% del totale). La regione maggioramele colpita è la Valle d'Aosta con 311 fenomeni pari al 40,3 % del totale, si ha poi la Lombardia con 147 eventi e il Piemonte con 126. Con riferimento proprio alla Valle d'Aosta in Figura 1.1.3 si riportano gli eventi registrati nel periodo tra gli anni 2000 e 2022. Con il colore blu sono evidenziati fenomeni di rockfall, in rosso di blockfall, in verde di slide e in giallo di debris/mud flow.

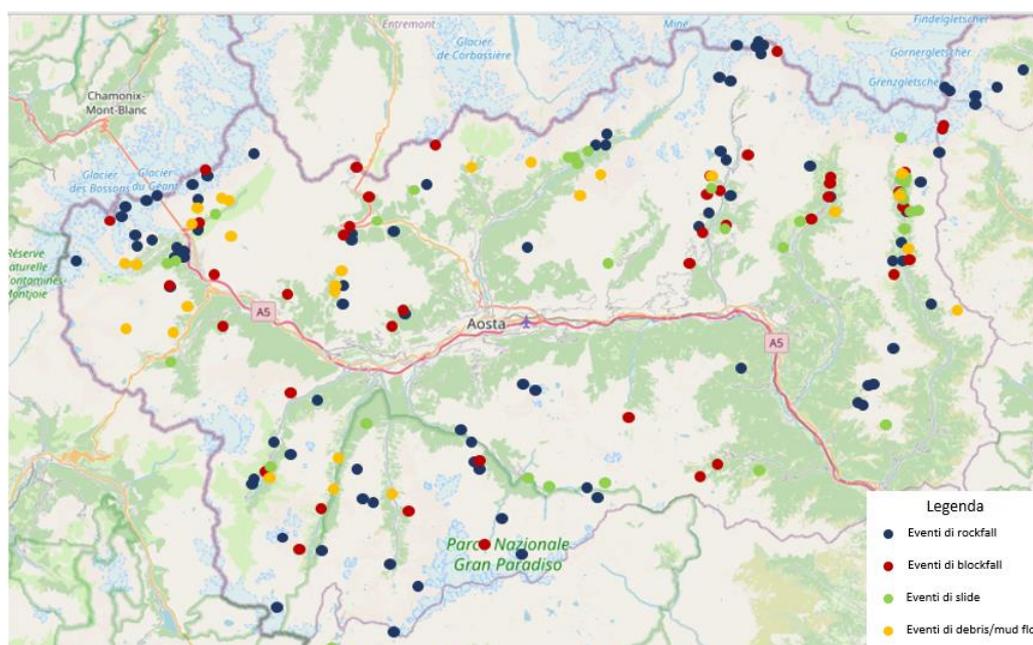


Figura 1.1.3 Eventi di rockfall in blu, di blockfall in rosso, di slide in verde e di debris/mud flow in giallo sul territorio della Valle d'Aosta; dati provenienti dal catasto delle frane di alta quota nelle Alpi. Fonte dati: 'Catasto delle frane di alta quota nelle Alpi'

L'anno con il maggior numero di eventi di instabilità è sicuramente il 2022, per il quale ne sono stati documentati 71 e di questi, ben 60 (85 %) sono avvenuti in estate. Si registra inoltre una tendenza all'aumento dei fenomeni franosi con il passare degli anni, evento che con estrema probabilità è legato all'aumento delle temperature alle quote più elevate ed alla conseguente degradazione del permafrost.

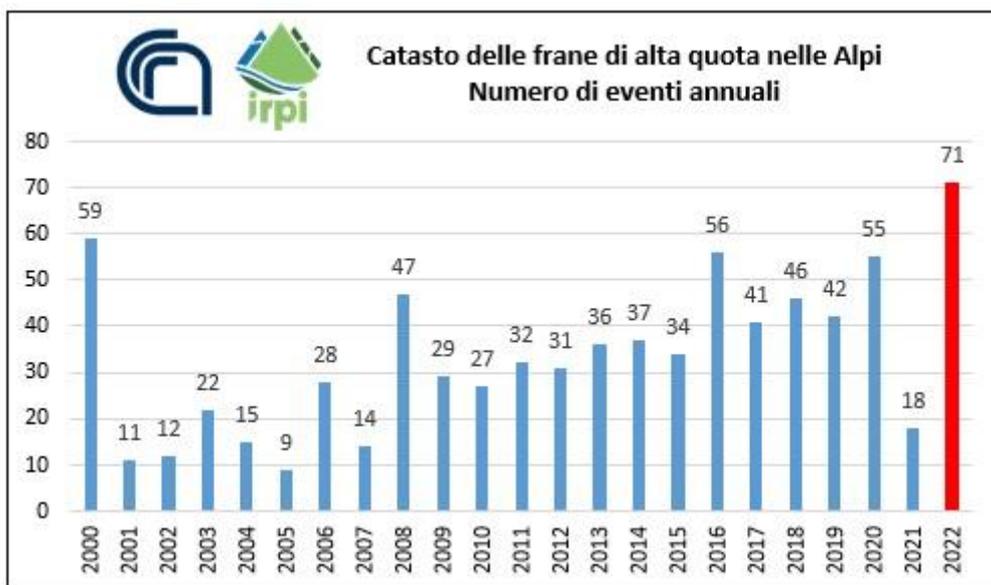


Figura 1.1.4 numero annuale di frane in alta quota. Fonte: 'Catasto delle frane di alta quota nelle Alpi'.

Nel seguito si approfondirà questo aspetto andando ad analizzare le possibili correlazioni tra i fenomeni franosi e il cambiamento climatico.

1.1 Frane e cambiamento climatico

Negli ultimi decenni si sta osservando un aumento dei fenomeni franosi soprattutto in alta quota come riportato anche in Figura 1.1.4, la causa è da attribuirsi, con relativa certezza al cambiamento climatico che sta colpendo gravemente la criosfera in termini di disgelo del permafrost, alterazione della pioggia, indice di innevamento e ritiro dei ghiacciai. Tutti questi fattori, infatti, sono predisponenti per frane ad alta quota. Tuttavia, l'esatto ruolo dei parametri climatici nell'instabilità dei pendii non è stato ancora completamente esplorato. In questo paragrafo, per una più completa visione sulle correlazioni dei fenomeni franosi osservati sulle Alpi italiane e il cambiamento climatico, si riporteranno i dati ottenuti dallo studio *"Climate anomalies associated with the occurrence of rockfalls at high-elevation in the Italian Alps"* pubblicato il 12 settembre 2016 (Paranunzio *et al.*, 2016).

Lo studio ha preso in considerazione un campione composto da 41 frane nel territorio delle Alpi italiane avvenute in 17 anni tra il 1997 e il 2013 (Figura 1.1.1) e, attraverso un'analisi statistica è stato possibile discernere e capire quale tra le variabili climatiche potessero effettivamente aver dato luogo alle frane osservate. Le variabili climatiche sono state correlate ad anomalie raggruppate in cinque classi:

- 1 **anomalia di temperatura di breve termine** (ST), ovvero anomalia di temperatura positiva e negativa su scala giornaliera e/o settimanale;
- 2 **anomalia di temperatura a lungo termine** (LT), ovvero anomalia di temperatura positiva e negativa su scala mensile e/o trimestrale;
- 3 **un'anomalia di temperatura diffusa** (WT), ovvero un'anomalia di temperatura distribuita dalla fascia temporale quotidiana a quella trimestrale;
- 4 **anomalia delle precipitazioni** (RT), ovvero anomalia delle precipitazioni dalla scala settimanale a quella trimestrale;
- 5 **nessuna anomalia climatica** (NO) rilevata

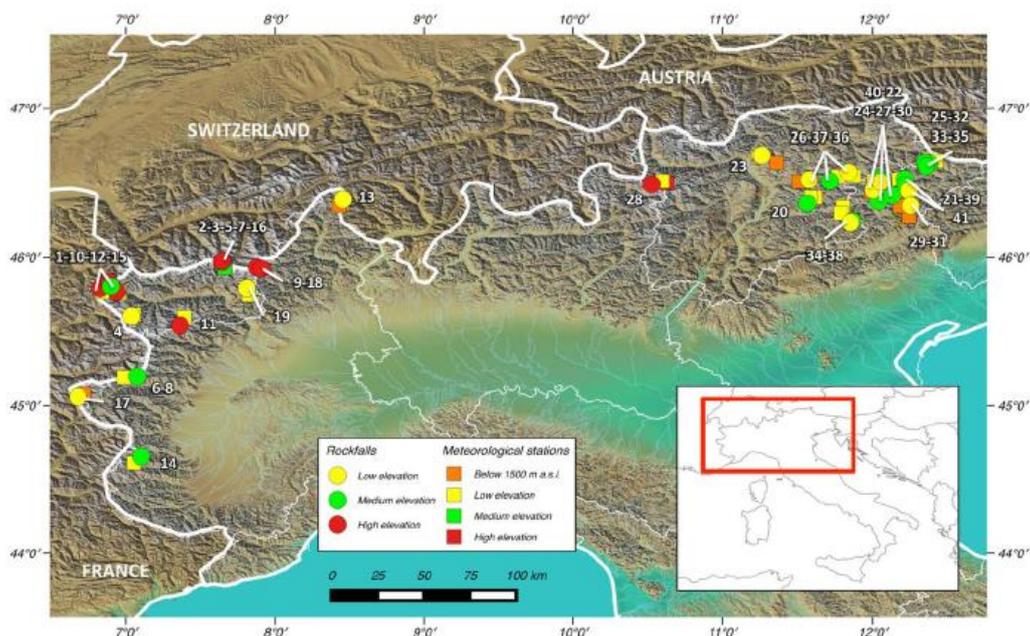


Figura 1.1.1 Mappa dei 41 eventi inclusi nell'inventario (punti) e delle 27 stazioni meteorologiche utilizzate nello studio (riquadri). Gli eventi e le stazioni meteorologiche sono colorati in modo diverso a seconda dell'altitudine. I punti/quadrati gialli rappresentano eventi/stazioni meteorologiche a bassa quota (1500–2400 m slm); i punti/quadrati verdi rappresentano eventi/stazioni meteorologiche a media quota (2400–3300 m slm); i punti/quadrati rossi rappresentano eventi/stazioni meteorologiche in quota (3300–4200 m slm); In arancione sono riportate le stazioni meteorologiche poste al di sotto dei 1500 m slm. Fonte: "Climate anomalies associated with the occurrence of rockfalls at high-elevation in the Italian Alps" (Paranunzio et al., 2016).

I risultati dell'analisi statistica bivariata (statistica nella quale, contemporaneamente, si vogliono studiare due caratteri di una stessa popolazione) sono riportati in Figura 1.1.2.

I risultati illustrati in Figura 1.1.2 (a) mostrano che:

- metà dei crolli *primaverili* e *autunnali* sono associati a un'anomalia *ST*.
- I crolli *estivi* si sono verificati principalmente in presenza di anomalie *ST* o *WT* dove, le prime sono sia calde che fredde, mentre le *WT* sono sempre calde. Le anomalie *LT*, invece, riscontrate solo in occasione di crolli *estivi*, sono fredde e si collocano nell'intervallo trimestrale.
- I crolli *invernali* sono associati ad anomalie *ST* o *WT* e/o a *lungo termine* R anomalie (Brenva, gennaio 1997; Crammont, dicembre 2008).

Considerando l'elevazione della zona di distacco del blocco (Figura 1.1.2 (b)):

- i cedimenti a bassa quota si sono verificati principalmente in combinazione con anomalie *ST*.
- i crolli accaduti nella quota media (2400–3300 m slm) sono distribuiti omogeneamente tra tutti i tipi di anomalia.
- La maggior parte degli eventi che si verificano alle quote più elevate sono associati ad anomalie *ST* o *WT*, con anomalie calde che superano significativamente quelle fredde.

Per quanto riguarda l'entità degli eventi (Figura 1.1.2 (c)), non vi è una forte indicazione di una distribuzione preferenziale di piccoli e grandi crolli tra le diverse anomalie climatiche, anche se i piccoli eventi sono più numerosi nel gruppo *ST*, mentre i grandi eventi sono abbastanza uniformemente distribuiti tra i gruppi *ST*, *WT* e *RT*.

Infine, per quanto riguarda la probabilità che ci sia permafrost nella zona di distacco, la Figura 1.1.2 (d) mostra che otto eventi associati ad anomalie del *WT* si sono verificati in aree dove è probabile la presenza. Al contrario, nelle aree non soggette a permafrost gli eventi si concentrano principalmente sulle anomalie del tratto *ST*.

Concentrandoci sul tipo di anomalia climatica, possiamo riassumere i risultati come segue:

- Le anomalie *ST* (sia calde che fredde) sono preferenzialmente associate a crolli di piccolo volume, che si verificano in qualsiasi stagione a quote più basse (dove non è previsto permafrost).
- Solo alcuni eventi sono associati in modo univoco ad anomalie *LT*, che sono sempre fredde e di intervallo trimestrale, e si sono verificate durante l'estate. Questi eventi si trovano nella

fascia di altitudine inferiore o media, dove il permafrost è assente o presente solo in condizioni di freddo.

- Le anomalie del WT (prevalentemente di tipo caldo) sono associate in particolare ad eventi estivi, che si verificano ad alta quota (in particolare alle quote più elevate, dove il permafrost è presente in ogni condizione) e che coinvolgono grandi volumi di roccia.
- Le anomalie della RT sono associate a crolli che si verificano in quasi tutte le stagioni, sia di piccola che di grande entità, principalmente nella fascia media di elevazione, in condizioni di permafrost variabili.
- Casi di studio associati all'anomalia NO sono riportati principalmente durante l'estate, a quote basse o medie.

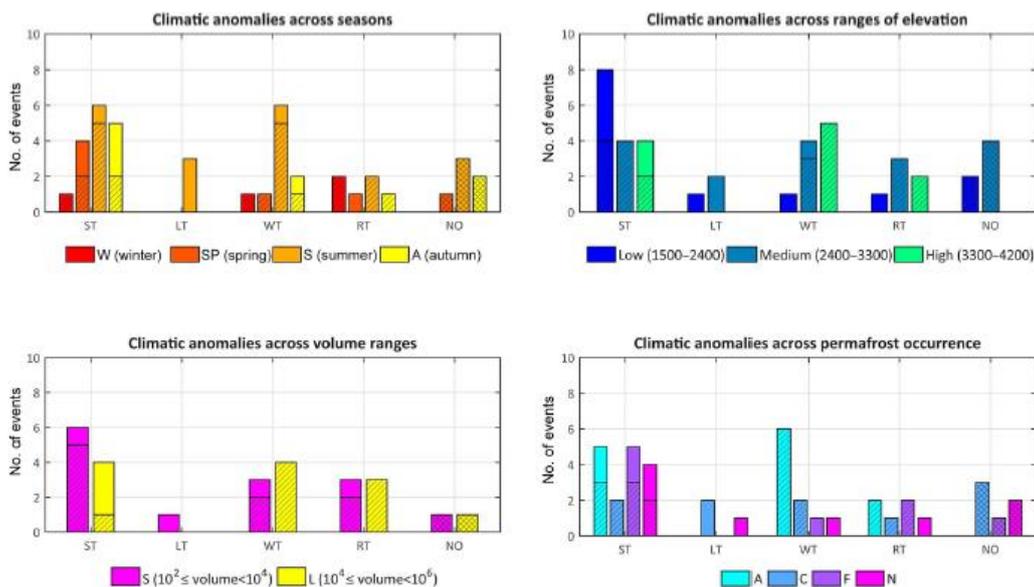


Figura 1.1.2 Distribuzione dei crolli in base al tipo di anomalia climatica e considerando (a) la stagione di occorrenza, cioè W (inverno), SP (primavera), S (estate), A (autunno); (b) l'altitudine, cioè bassa (1500–2400 m), media (2400–3300 m), alta (3300–4200 m); (c) volume di caduta massi, cioè eventi di piccolo volume (S, $10^2 \leq \text{volume} < 10^4 \text{ m}^3$), eventi di grande volume (L, $10^4 \leq \text{volume} < 10^6 \text{ m}^3$); (d) presenza prevista di permafrost nella zona di distacco, ovvero A (permafrost in quasi tutte le condizioni), C (per lo più in condizioni di freddo), F (solo in condizioni molto favorevoli), N (nessun permafrost). Gruppi di anomalie climatiche: ST è un'anomalia di temperatura a breve termine; LT è un'anomalia di temperatura a lungo termine; Il WT è un'anomalia di temperatura diffusa; R è l'anomalia delle precipitazioni (di intervallo settimanale o superiore) senza o in associazione ad anomalie di temperatura; NO indica nessuna anomalia. Le anomalie della T calda sono evidenziate con una sovrapposizione a strisce. Fonte: "Climate anomalies associated with the occurrence of rockfalls at high-elevation in the Italian Alps" (Paranunzio et al., 2016).

I risultati appena descritti, dal punto di vista numerico possono essere così sintetizzati: nell'85% dei casi in seguito di una (o più) anomalie climatiche si è verificato un fenomeno di caduta massi, nella maggior parte dei casi l'anomalia riguardava la temperatura e più precisamente un'anomalia di temperatura a breve termine (30 casi su 41). Sorprendentemente, le anomalie verificatisi sono risultate positive e/o negative, con solo una leggera prevalenza di quelle positive.

Solo sei frane (15%) sono state associate a precipitazioni eccezionali a medio/lungo termine (ovvero 7–90 giorni prima del cedimento). Quanto appena viene sintetizzato nel grafico di seguito riportato (Figura 1.1.3)

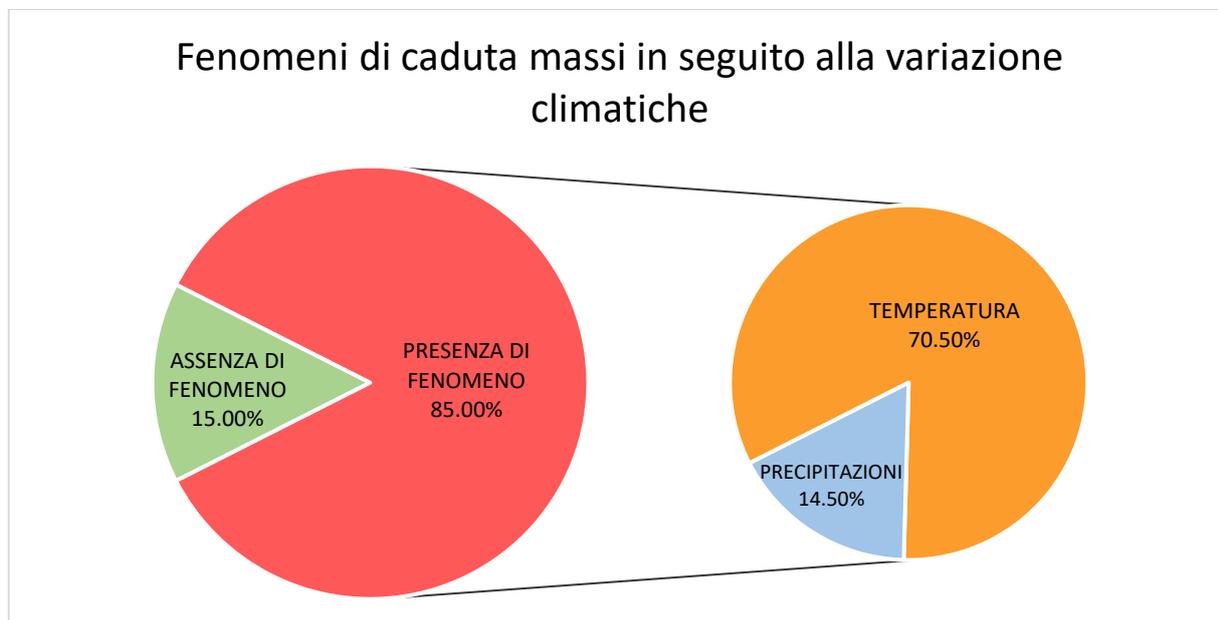


Figura 1.1.3 fenomeno di caduta massi in seguito alla variazione di precipitazioni e temperatura

Inoltre, è emerso che i tempi e le condizioni di inizio della caduta massi differiscono in relazione all'altitudine.

- A **quote più basse** (1500–2400 m), le cadute di massi si sono verificate principalmente in *primavera* ed erano per lo più associate ad anomalie di temperatura negative.
- A **media quota** (2400–3300 m), prevalgono gli eventi di caduta massi concentrati in *estate* e le *anomalie di temperatura positive*. Si può quindi supporre che il permafrost e il degrado della criosfera indotto dai cambiamenti climatici possano avere un ruolo chiave nell'inizio di questi eventi concludendo quindi che il crollo potrebbe essere ascrivibile all'accumulo di pressione idrica negli ammassi rocciosi dovuto allo scioglimento accelerato della neve e/o al disgelo del permafrost. In questa fascia altitudinale, infine, troviamo il maggior numero di eventi non associati ad anomalie climatiche.
- Gli *eventi estivi* prevalgono anche alle **quote più elevate** (> 3300 m), per lo più in associazione con anomalie termiche positive.

Si può concludere che in assenza di un chiaro innesco delle precipitazioni, **la temperatura è un fattore chiave nel controllo della caduta massi nelle Alpi italiane**. Le temperature calde potrebbero aumentare il disgelo del permafrost e lo scioglimento della neve a quote più elevate o causare lo

scioglimento delle nevicite precoci a quote inferiori. Anomalie di basse temperature possono causare il blocco del flusso delle acque sotterranee e l'accumulo di elevate pressioni d'acqua all'interno dell'ammasso roccioso.

Per riassumere, attraverso l'utilizzo del catasto delle frane ad alta quota, consultabile online, si è visto come i *fenomeni franosi più frequenti* siano quelli di **rockfall, slide e debris/mud flow**. In questo capitolo si è quindi data una prima definizione generale e un quadro sulle più probabili cause di accadimento delle frane per poi passare alla correlazione esistente tra il verificarsi di queste e il cambiamento climatico. Si è notato come il *fattore principale* di innesco sia la **temperatura**, la sua variazione sia in positivo che in negativo determina fenomeni come il **degrado del permafrost** o **cicli di gelo e disgelo** che aumentano l'instabilità delle rocce. Nel seguente paragrafo si analizzerà con maggior dettaglio il fenomeno del cambiamento climatico con un particolare riferimento al territorio alpino.

CAPITOLO 2. Cambiamento climatico e relative conseguenze in alta quota

Il cambiamento climatico è un fenomeno che ha una rilevanza globale, i suoi effetti sono sempre più visibili ed intensi come è possibile notare dall'aumento delle temperature e dalla trasformazione degli eventi climatici in fenomeni estremi.

Il cambiamento climatico è strettamente legato alla concentrazione di **anidride carbonica** (CO₂) nell'atmosfera la quale è *aumentata* da circa *277 parti per milione* (ppm) nel 1750 (Joos and Spahni, 2008), inizio dell'era industriale, a **415 ppm nel 2022**. L'aumento della CO₂ atmosferica al di sopra dei livelli preindustriali è stato, in un primo momento, principalmente causato dal rilascio di carbonio nell'atmosfera dovuto alla deforestazione e ad altre attività di cambiamento dell'uso del suolo (Le Quéré *et al.*, 2013). Sebbene le emissioni da combustibili fossili siano iniziate prima dell'era industriale, sono diventate la fonte dominante solo intorno al 1950 e la loro quota relativa ha continuato ad aumentare fino ad oggi. (Friedlingstein *et al.*, 2019)

Il clima dei prossimi decenni dipenderà quindi dall'evoluzione della concentrazione atmosferica dei gas a effetto serra e, di conseguenza, dalla bontà delle azioni di mitigazione, di riduzione delle emissioni e di decarbonizzazione dell'economia condotte a livello globale, nazionale e locale.

2.1 Cambiamento climatico in ambienti montani: il caso delle Alpi

Gli ultimi decenni hanno visto un pronunciato riscaldamento del clima globale, principalmente ad alta quota e alle alte latitudini (Schär *et al.*, 2004). Gli impatti del cambiamento climatico sono amplificati e maggiormente visibili in contesti geografici ed economici come quelli montani. L'evoluzione di diversi parametri climatici come temperature, precipitazioni ed eventi estremi risulta avere un impatto diretto sugli ambienti naturali che ha come conseguenza un cambiamento irreversibile di paesaggi e attività umane. In questo paragrafo, si illustrerà come le variabili climatiche principali quali temperatura, precipitazioni nevose, siccità ed inondazioni sono cambiate

nel corso dell'ultimo secolo; si farà riferimento alla rassegna di studi sul cambiamento climatico: "21st century climate change in the European Alps—A review" (Gobiet *et al.*, 2014).

Situate in posizione centrale nel continente europeo e per la maggior parte densamente popolate, le Alpi costituiscono una caratteristica dominante del paesaggio. Questo stesso paesaggio è caratterizzato da estese pianure, valli profondamente incise e cime oltre i 4800 m, le Alpi sono quindi soggette a una forte variabilità topografica. Il clima alpino, la sua incostanza spazio-temporale e i cambiamenti a lungo termine, nonché la sua influenza su vari settori naturali e socioeconomici sono stati a lungo di grande interesse scientifico. Ciò ha portato ad avere le serie temporali osservative di parametri climatici più lunghe al mondo e a una densità di reti osservative relativamente elevata che permettono di ottenere stime e modelli climatici sempre più verosimili. È però importante sottolineare come vi siano forti incertezze in questi risultati a causa della diversità dell'intero territorio, soprattutto sotto il profilo topografico, della variabilità naturale del sistema climatico, delle emissioni future di gas serra sconosciute e degli errori e semplificazioni nei modelli climatici.

Negli ultimi decenni il clima alpino è stato soggetto a una marcata variabilità su scala decennale, ma anche a tendenze a lungo termine coerenti con la risposta climatica globale e all'aumento delle concentrazioni dei gas a effetto serra.

2.1.1 Temperatura

Dalla fine del XIX secolo fino alla fine del XX secolo le temperature alpine sono aumentate a una velocità circa doppia rispetto alla media dell'emisfero settentrionale, pari a un *aumento della temperatura media annuale* totale di circa **2 °C** (Auer *et al.*, 2007). Questo riscaldamento osservato è stato relativamente omogeneo in tutta la regione, particolarmente pronunciato dal 1980 in poi con tassi di riscaldamento medi annuali di circa **0,5 °C per decennio**, causato principalmente dal riscaldamento dell'effetto serra.

2.1.2 Precipitazioni

In termini di modelli spaziali delle precipitazioni medie annuali, come riporta Brunetti *et al.*, 2006, mostrano che le parti *nordoccidentali delle Alpi* hanno registrato un **leggero aumento** delle precipitazioni durante il XX secolo (principalmente a causa di tendenze positive in inverno e primavera), mentre le *Alpi sud-orientali* sono state soggette a un **significativo inaridimento** (causato principalmente da tendenze negative pronunciate in autunno).

2.1.3 Inondazioni

Le grandi inondazioni sono state *piuttosto scarse* nelle Alpi per gran parte del XX secolo prima che se ne verificassero **diverse catastrofiche** negli ultimi tre decenni. Trovare una correlazione tra cambiamento climatico e aumento dei picchi di piena risulta alquanto difficile per diversi motivi: il rilevamento delle tendenze non è fattibile a causa di brevi registrazioni osservative e perché gli eventi estremi sono rari, inoltre, c'è da considerare l'influenza dell'attività antropica, ad esempio, nella costruzione di argini o ponti che influisce notevolmente l'andamento di una piena.

2.1.4 Siccità

La siccità può essere considerata un fenomeno naturale ricorrente che si verifica su una varietà di diverse scale temporali e spaziali e influenza in modo significativo i sistemi naturali e socioeconomici. La vulnerabilità della regione alpina alla siccità è stata chiaramente rivelata nel 2003 con, ad esempio, perdite su larga scala nell'agricoltura e nella silvicoltura, abbassamento del livello delle acque sotterranee, carenze nella generazione di elettricità idroelettrica e marcato scioglimento di neve e ghiacciai.

Durante il XX secolo, sono state trovate prove di un **aumento del rischio di siccità** soprattutto nell'Europa centrale, orientale e meridionale. Per la regione alpina, van der Schrier *et al.*, 2007 hanno studiato la variabilità mensile dell'umidità per il periodo 1800-2003 sulla base di un semplice indice di siccità e hanno scoperto che i periodi dalla fine degli anni 1850 agli anni 1870 e dagli anni Quaranta all'inizio degli anni Cinquanta si distinguono come periodi eccezionalmente secchi e persistenti sotto questo parametro. Le estati più secche mai registrate, in termini di ampiezza dell'indice mediato sulla regione alpina, sono quelle del 1865 e del 2003.

2.1.5 Nevicate

La neve in una regione popolata ed economicamente diversificata come le Alpi svolge un ruolo importante sia nei sistemi ambientali naturali (ad es. idrologia e vegetazione) sia in una serie di settori socioeconomici (ad es. turismo o energia idroelettrica). È probabile che i cambiamenti nella quantità e nella durata della neve come risultato di un cambiamento climatico abbiano un impatto su questi sistemi in vari modi. Il comportamento del manto nevoso è ovviamente legato a caratteristiche geografiche, in particolare altitudine, orientamento, esposizione ai flussi atmosferici dominanti, e localizzazione in fondovalle (eventualmente soggetta a inversioni termiche), versanti

o cime montuose. Il XX secolo ha già visto **cambiamenti significativi nella quantità e durata** della neve. La documentazione osservativa mostra periodi di inverni abbondanti di neve (ad esempio, negli anni '60) e stagioni di neve scarsa come si è verificato ad esempio dall'ultima parte degli anni '80 e alla metà degli anni '90. In alcuni casi, gli inverni particolarmente scarsi di neve sembrano essere correlati alla fase positiva (o calda) dell'Oscillazione del Nord Atlantico (NAO; Beniston, 1997), ma il NAO non è l'unico fattore esplicativo che spiega la variabilità della neve nelle Alpi.

2.2 Pericoli naturali indotti dal cambiamento climatico: il caso delle Alpi

Tutti i cambiamenti climatici descritti nel precedente paragrafo hanno una serie di effetti secondari, compreso il verificarsi di rischi naturali negli ambienti montani a causa di diversi processi che possono agire separatamente o congiuntamente. I principali rischi naturali causati dal ritiro dei ghiacciai e dal disgelo del permafrost sono:

- **frana causata dalla degradazione del permafrost.** Il permafrost (substrato perennemente congelato e quindi con una temperatura costante inferiore a 0°) rappresenta il “legante” per tutti quei blocchi di roccia a rischio di distacco, nel momento in cui viene meno si verifica la frana;
- **rischio di caduta di ghiaccio/valanga da un ghiacciaio in fase di riscaldamento.** In questo caso le alte temperature sciolgono neve e ghiaccio superficiali creano dei rivoli d’acqua che si insinuano nel ghiaccio, erodendone la base e creando superfici di detensionamento, presupposto per un distacco;
- **frana causata dal depotenziamento glaciale.** Il ghiaccio presente tra le fratture, sciogliendosi, diminuisce il proprio volume sollecitando meno le superfici coinvolte, questo depotenziamento causa la frana;
- **frana causata dal disgelo del ghiaccio al suolo.** La situazione è analoga alla precedente ma in questo caso cambia la localizzazione del volume di massa considerato;
- **rischio di inondazione da sfondamento di un lago glaciale/periglaciale.** I cambiamenti climatici comportano un rapido scioglimento del ghiaccio o della neve che fanno aumentare il volume dei laghi, la spinta dell’acqua sempre maggiore sugli argini porta al loro collasso;
- **rottura della morena.** Anche in questo caso la filtrazione dell’acqua porta ad una instabilità interna dei sedimenti provocandone il collasso.

I fenomeni appena descritti vengono schematizzati nella Figura 2.2.1 e discussi nei seguenti paragrafi.

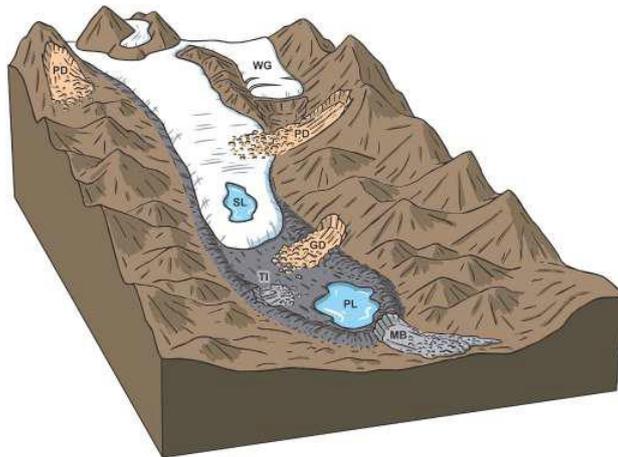


Figura 2.2.1 illustrazione schematica dei principali processi di instabilità causati dal ritiro dei ghiacciai e dal disgelo del permafrost in alta montagna: PD: frana causata dalla degradazione del permafrost; WG: rischio di caduta di ghiaccio/valanga da un ghiacciaio in fase di riscaldamento; GD: frana causata dal depotenziamento glaciale; TI: frana causata dal disgelo del ghiaccio al suolo; SL: rischio di inondazione da sfondamento di un lago glaciale; PL: rischio di inondazione da sfondamento di un lago periglaciale; MB: rottura della morena. Fonte: "Relations between climate change and mass movement: Perspectives from the Canadian Cordillera and the European Alps (Chiarle et al., 2021)"

Tuttavia, mentre esiste una comprensione teorica per l'aumento dell'attività di movimenti di massa come risultato del cambiamento climatico, i cambiamenti effettivi difficilmente possono essere rilevati nelle registrazioni osservative (Stoffel and Huggel, 2012).

2.2.1 Ritiro del ghiacciaio e relativi pericoli

Una delle conseguenze più ovvie del cambiamento climatico nei siti di alta quota è il diffuso ritiro e disintegrazione dei ghiacciai. Dal culmine della Piccola Età Glaciale (1450-1850 circa), il progressivo innalzamento delle temperature ha portato ad una perdita areale complessiva dei ghiacciai alpini pari al **35%** dal 1850 al 1975 e quasi del **50%** fino all'anno 2000 (Zemp, Haeberli and UNEP, 2007). Analizzando serie storiche e mappe satellitari, in termini volumetrici (km^3 di ghiaccio), si è registrata una diminuzione pari a 45 ± 5 tra il 1980 ed il 2018, con una media sull'intero periodo di circa $1 \text{ km}^3/\text{anno}$. Tuttavia, dopo l'anno 2000 la velocità di perdita è circa doppia rispetto al ventennio precedente i dati, infatti, mostrano come si è passati da 30 a 45 km^3 (Haeberli, Oerlemans and Zemp, 2019).

Le conseguenze in termini di rischi naturali a seguito dei cambiamenti sono sempre più rapidi e molteplici questi includono la formazione di laghi marginali, valanghe di ghiaccio e movimenti di massa originati dal recente esordio di pareti e pendii collinari precedentemente ghiacciati.

La rapida formazione e crescita dei laghi è un fenomeno globale (Künzler *et al.*, 2010). Diversi laghi si sono formati nell'ultimo decennio all'estremità dei ghiacciai dove la topografia subglaciale è stata ulteriormente scavata dal ghiacciaio. Processi di feedback positivi, principalmente legati all'energia termica dell'acqua, hanno accelerato lo scioglimento dei ghiacciai provocando la formazione e la crescita estesa di laghi proglaciali in pochi anni (Kääb and Haeberli, 2001). Alcuni dei laghi sono diventati importanti attrazioni turistiche, ma esiste un notevole pericolo dovuto alla rottura degli argini di questi laghi, con successivo crollo degli stessi a causa di valanghe di ghiaccio o delle cadute di massi.

A titolo di esempio, il degrado del ghiacciaio di Grindelwald inferiore ha comportato una perdita compresa tra 60 e oltre 80 m di spessore del ghiaccio tra il 1985 e il 2000 (Paul and Haeberli, 2008). Negli ultimi anni ha iniziato a formarsi un lago glaciale nella zona terminale del ghiacciaio (Figura 2.2.2). Nel 2004 e nel 2005 il lago aveva un volume contenuto, ma successivamente è cresciuto continuamente nella stagione primaverile e all'inizio dell'estate, con un volume di 250.000 m³ nel 2006, 1,3 milioni di m³ nel 2008 e 2,5 milioni di m³ nel maggio 2009 (Werder *et al.*, 2010), nel 2008 si verificò un'inondazione da esplosione.

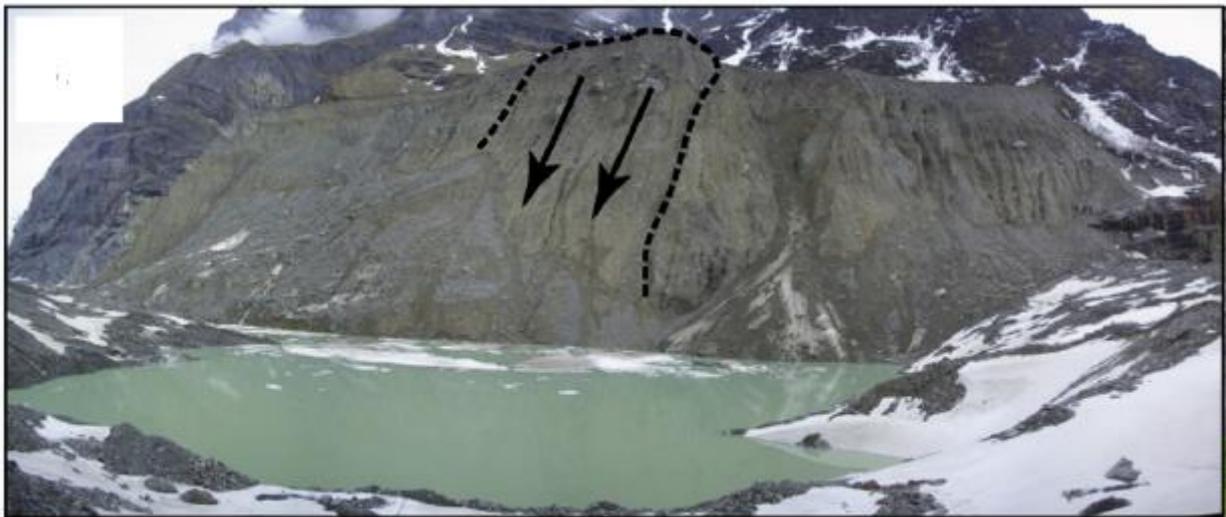


Figura 2.2.2 Lago glaciale presso il ghiacciaio di Grindelwald inferiore con morena destabilizzata parzialmente crollata il 22 maggio 2009. La linea tratteggiata indica la massa crollata. Il volume della frana è stato di circa 300.000 m³, con 100.000 m³ che hanno raggiunto il lago e generato un'onda d'impatto. "21st century climate change in the European Alps—A review" (Gobiet *et al.*, 2014).

Esempi simili si trovano nel massiccio del Monte Bianco, dove le valanghe di roccia della Brenva e del Triolet (XVIII e XX secolo; Deline, 2009) sono stati considerati esempi caratteristici di instabilità dei pendii rocciosi.

Si prevede che il deperimento dei ghiacciai comporterà la formazione di ulteriori laghi marginali di ghiaccio e conseguenti problemi di inondazioni (Frey *et al.*, 2010).

2.2.2 Disgelo del permafrost e movimenti di massa

Importanti effetti del cambiamento climatico sulla stabilità dei pendii montani sono anche legati al riscaldamento e allo scioglimento del permafrost. Il permafrost è caratteristico di ambienti di alta montagna caratterizzati da pendii ripidi e rocciosi (Salzmann *et al.*, 2007) e il suo degrado dovuto al riscaldamento globale può influire sulla stabilità di questi. Sebbene questo collegamento possa essere intuitivamente chiaro, i meccanismi di degradazione del permafrost e la relativa stabilità dei pendii rimangono complessi e poco conosciuti (Gruber and Haeberli, 2007). Nelle aree di permafrost sono stati documentati numerosi cedimenti di versante, correlati all'aumento delle temperature in generale o all'ondata di caldo dell'estate 2003 e al relativo eccessivo disgelo dello strato attivo (Gruber, Hoelzle and Haeberli, 2004; Stoffel *et al.*, 2005; Fischer *et al.*, 2011; Raveland and Deline, 2011).

Il riscaldamento esercita, inoltre, un controllo indiretto sull'entità e sulla frequenza del flusso di detriti, infatti, il volume delle più grandi colate detritiche è aumentato di un ordine di grandezza dagli anni '20 (Stoffel, 2010) ed è probabile che aumenti ulteriormente con il degrado del permafrost in corso (Stoffel and Beniston, 2006).

La frequenza temporale delle colate detritiche, al contrario, non è stata direttamente influenzata da questi cambiamenti, in quanto il loro rilascio dipende principalmente da fattori meteorologici scatenanti come le intense precipitazioni estive ed è stato dimostrato che le condizioni meteorologiche predisponenti si verificano meno frequentemente nelle condizioni climatiche attuali rispetto a quelle della fine del XIX e dell'inizio del XX secolo (Schneuwly-Bollschweiler and Stoffel, 2012).

È probabile che gli effetti del cambiamento delle temperature medie ed estreme e delle precipitazioni siano diffusi e influenzino sia l'occorrenza (in termini di frequenza temporale) sia l'entità dei futuri movimenti di massa attraverso le Alpi e altri ambienti montani in tutto il mondo. Nonostante le incertezze, i pendii attualmente sottoposti al degrado del permafrost probabilmente diventeranno meno stabili ad altitudini progressivamente più elevate (Harris *et al.*, 2009). Sui pendii ripidi, il riscaldamento del firn e delle temperature del ghiaccio possono portare a nuovi siti di

valanghe di ghiaccio. A condizione che l'apporto di sedimenti non sia un fattore limitante, le colate detritiche hanno il potenziale di aumentare di volume senza necessariamente essere più frequenti.

In conclusione, il clima nella regione alpina si sta modificando. Si registra:

- un aumento della temperatura di circa 0.5°C per decennio;
- diverse inondazioni catastrofiche negli ultimi tre decenni;
- un aumento del rischio siccità;
- una diminuzione nella quantità e durata del manto nevoso.

Tali cambiamenti sono fattori predisponenti per eventi di instabilità quali:

- frane causata dalla degradazione del permafrost, depotenziamento glaciale e disgelo del ghiaccio al suolo;
- rischio di caduta di ghiaccio/valanga da un ghiacciaio in fase di riscaldamento;
- rischio di inondazione da sfondamento di un lago glaciale/periglaciale;
- rottura di morene.

CAPITOLO 3. Analisi di rischio da caduta massi

I fenomeni di caduta massi rappresentano un grave pericolo nelle aree montane perché possono causare gravi danni a infrastrutture ed edifici, nonché gravi lesioni e decessi. Le cadute di massi non presentano lo stesso livello di rischio economico delle frane su larga scala, eppure sono responsabili di un numero simile di incidenti e vittime. Sono fenomeni molto complessi da monitorare in quanto impulsivi e spesso difficilmente localizzabili a priori, si ragiona quindi in termini probabilistici, cioè in merito alla probabilità che in un dato intervallo di tempo si possa verificare un evento di una certa intensità nell'area di nostro interesse. Pertanto, per una previsione efficace degli eventi, è necessaria un'appropriata pianificazione territoriale di essenziale supporto per adeguate decisioni che hanno il fine di proteggere persone, edifici e strutture. Questa pianificazione si basa sulla valutazione del rischio di caduta massi.

Nei precedenti due capitoli si è data una definizione generale dei fenomeni franosi, una panoramica sul cambiamento climatico con riferimento al caso delle Alpi e illustrata l'interazione che vi è tra cambiamento climatico e frane.

In questo capitolo si analizzerà il rischio dovuto al fenomeno franoso di crollo dando dapprima una serie di definizioni necessarie alla comprensione dei metodi di analisi di rischio, per poi illustrare metodi quantitativi per la sua valutazione in percorsi stradali e, in particolar modo, verrà presentato il metodo ETA (Marchelli, 2020) del quale si daranno alcuni esempi applicativi.

3.1 Definizioni

Le cadute di massi sono classificate come un tipo di frana che consiste nel distacco di un blocco di roccia (o più singole rocce) da un versante verticale o sub-verticale seguito da un rapido movimento verso il basso caratterizzato da fasi di caduta libera, rimbalzo, rotolamento e scivolamento (Varnes, 1978). Le frane sono processi estremamente rapidi e possono percorrere lunghe distanze (Cruden and Varnes, 1996). Anche se le cadute di massi hanno un livello di rischio economico inferiore rispetto alle frane su larga scala, le alte velocità associate a questo fenomeno provocano un numero di vittime simile (nello stesso ordine di grandezza) al numero di persone uccise da tutti gli altri tipi di frana. Quando si verifica un evento di caduta massi, una persona di solito non è in grado di intraprendere un'azione evasiva a causa dell'elevata velocità. Quindi, il rischio di lesioni e perdita

della vita è estremamente elevato. Di conseguenza, gli eventi di caduta massi sono una delle principali cause di incidenti mortali da frana, anche quando sono coinvolti elementi con un basso grado di esposizione, come il traffico lungo le autostrade (Bunce, Cruden and Morgenstern, 1997). Oltre alle vittime, le cadute di massi possono causare gravi danni a edifici e infrastrutture. In questo panorama l'unica arma di difesa contro i fenomeni naturali risulta essere la definizione e la conseguente valutazione del rischio. Nel seguito si andranno quindi a fornire alcune definizioni necessarie per comprendere meglio i metodi utilizzati per effettuare l'analisi di rischio (il materiale è tratto dalle lezioni del corso "Consolidamento di rocce e terreni" anno 2021, tenuto dal prof. Peila e prof.ssa Marchelli, Politecnico di Torino).

È possibile definire il rischio come una misura dei danni attesi in conseguenza del verificarsi di un evento negativo per la vita, la salute, le proprietà o l'ambiente, derivanti dall'esposizione ad un fenomeno pericoloso (hazard) dotato di una certa intensità in un dato lasso temporale. Un evento naturale diventa un fattore di rischio quando ci sono persone e/o beni (case, infrastrutture, attività economiche, ecc...) che possono subire danni dall'evento stesso. Il rischio è quindi riconducibile al prodotto di tre fattori principali:

$$R = (H \cdot E) \times V \times Val = pi \times V \times Val = pi \times D$$

Dove

H = pericolosità: è la probabilità P che un dato fenomeno potenzialmente distruttivo F (di una data intensità) si verifichi in un dato tempo e in una data area. (Se non si considera la probabilità temporale si parla di *rischio relativo*);

E = esposizione: esprime la mobilità dell'elemento cioè la probabilità che gli eventi siano esposti al rischio all'occorrenza di un fenomeno di una certa intensità, in un certo momento e in una certa area. Rappresenta quindi la probabilità che un certo elemento sia soggetto ad una certa pericolosità, ovvero che si trovi in un determinato punto in un determinato tempo. Nel caso di elementi statici (per esempio le abitazioni) l'esposizione E=1;

pi = probabilità di impatto: prodotto tra la pericolosità e l'esposizione. Per le strutture statiche la probabilità di impatto corrisponde numericamente alla pericolosità ($pi = H$);

V = vulnerabilità: rappresenta il grado di perdita di un elemento a rischio o insieme di elementi esposti al verificarsi di una frana con una data intensità (I), è spesso espresso su una scala da 0 (nessuna perdita) a 1 (perdita totale);

Val = valore degli elementi a rischio: valori in termini di costi, pubblica utilità, importanza ambientale per ogni elemento a rischio. Si tiene generalmente conto di queste tipologie di valore:

- fisico: costo dell'elemento;
- economico: relativo all'attività manifatturiere o commerciale;
- sociale: relativo alla presenza di persone di utilità sociale;
- ambientale: relativo a flora e fauna.

D = danno: prodotto tra la vulnerabilità (V) e il valore (Val).

Al fine di valutare il rischio associato alla popolazione, edifici e/o ambiente si effettua un'analisi di rischio, la quale valuta la probabilità di accadimento di un fenomeno di data intensità, spaziale e temporale, e il danno associato al fenomeno sugli elementi a rischio considerati.

L'analisi restituisce un certo risultato il quale può essere accettabile o meno, nel primo caso si parla quindi di rischio accettabile, valore tollerabile dove costi e difficoltà per realizzare una contromisura efficace alla sua riduzione risultano eccessivi in confronto all'aspettativa di perdita. Nel secondo caso, quando il rischio non è accettabile, è necessario intervenire con azioni volte alla mitigazione e alla prevenzione; è però importante ricordare come, in seguito a questi interventi vi è sempre un rischio residuo, livello di rischio ancora presente, che deve essere valutato per capire la sua accettabilità.

Per identificare l'accettabilità o meno di un rischio si utilizzano le curve di frequenza che riportano sull'asse delle ascisse il *numero di morti (N)*, mentre, sulle ordinate, la *frequenza annuale di eventi fatali (F)*. Calcolato il rischio di perdita di vita, se questo supera la *soglia di inaccettabilità* (linea rossa in Figura 3.1.1) occorre utilizzare **misure di mitigazione** per ridurre il rischio. Compresa tra le *due soglie di accettabilità e inaccettabilità* del rischio vi è una zona denominata ALARP (As Low As Reasonably Practicable) che rappresenta la *zona di tollerabilità* nella Figura 3.1.1 viene riportata in giallo. Nel caso in cui il rischio ricada all'interno della zona gialla più a destra, compresa *tra un numero di morti pari a 1000 e 50000*, sono **necessari ulteriori studi** al fine di comprendere al meglio la situazione in esame.

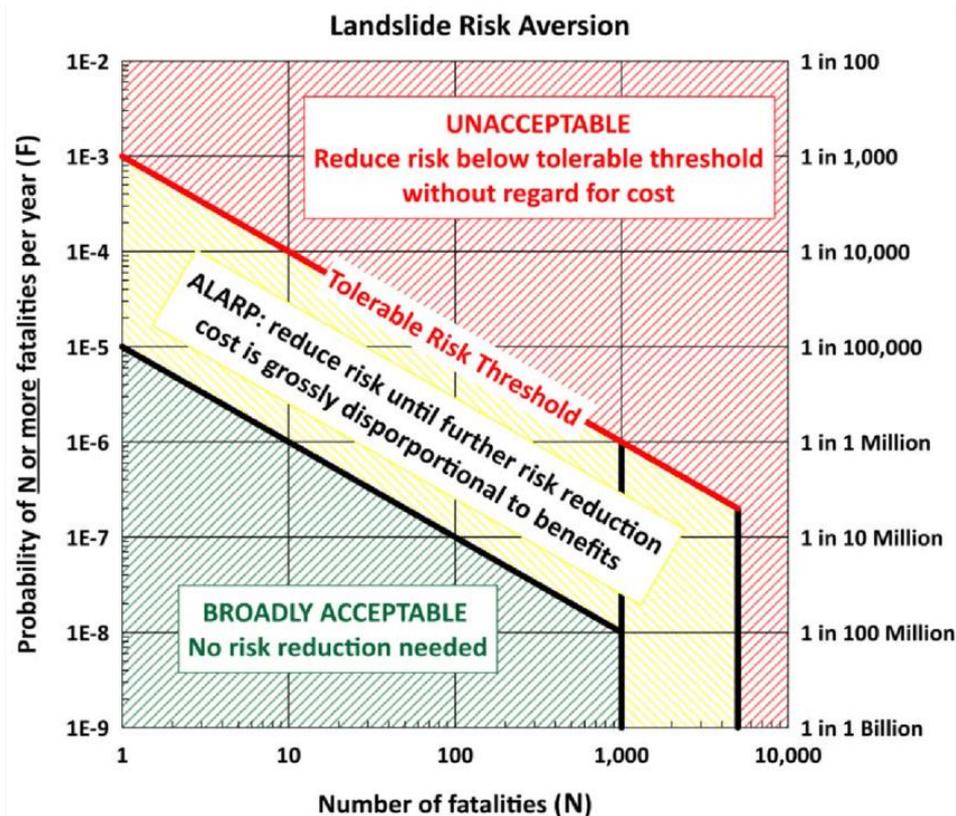


Figura 3.1.1 Curva frequenza-fatalità. Fonte: "Societal risk evaluation for landslides: historical synthesis and proposed tools"

L'analisi di rischio può essere **qualitativa** se basata su scale di valutazione relativa, o **quantitativa** se basata su valori numerici, le differenze sono, quindi, in termini di dati di input, procedure adottate e output finali.

I **metodi qualitativi** definiscono i pericoli, gli elementi a rischio e le loro vulnerabilità utilizzando descrittori qualitativi, come attributi classificati, indici ponderati, sistemi di valutazione, schemi di punteggio, matrici di classificazione e classificazioni (Cruden, Fell, and Landslide risk assessment International workshop Honolulu 19-21 february, 1997). Le stime qualitative possono essere basate su stime oggettive (statistiche o matematiche), su stime soggettive (giudizi o ipotesi professionali) o su una combinazione di entrambi. I risultati dei metodi qualitativi sono generalmente espressi utilizzando termini relativi, come alto, moderato e basso. In generale, le analisi qualitative sono più comunemente utilizzate perché sono facili da usare e possono essere eseguite rapidamente. Per questo motivo, la maggior parte dei sistemi di valutazione del pericolo e del rischio di caduta massi sono qualitativi e adottano valutazioni dettagliate per differenziare numericamente il pericolo o il rischio in un sito specifico. Si può quindi affermare che l'analisi qualitativa rappresenta una fase iniziale di screening dei pericoli dominanti in un determinato sito per valutare ulteriormente le aree più pericolose tramite metodi quantitativi.

I metodi quantitativi *utilizzano valori numerici o intervalli di valori invece di termini qualitativi.* Un'analisi quantitativa del pericolo tenta di valutare il pericolo sotto forma di una probabilità numerica, che stima la frequenza del distacco, compresa la propagazione e l'intensità mirando quindi a quantificare il rischio ed esprimere il danno in valori monetari. Diversi sforzi recenti hanno tentato di stabilire procedure standard per quantificare il rischio in termini di raccomandazioni o linee guida nazionali ufficiali (Corominas and Mavrouli, 2013). In particolare, l'analisi quantitativa del rischio (QRA) è stata sviluppata per quantificare la probabilità di potenziali perdite legate al verificarsi di un evento pericoloso considerando il numero di edifici distrutti, feriti e vittime. **QRA** *utilizza un metodo oggettivo e riproducibile per quantificare il rischio e porta a risultati assoluti che possono essere utilizzati per confrontare luoghi diversi, fornendo così una base per dare priorità alle misure di mitigazione.* Tuttavia, le accuratezze dei risultati QRA sono variabili perché sono strettamente correlate alla disponibilità, quantità, qualità e affidabilità dei dati. QRA richiede numerosi dati geomeccanici e statistici che ne limitano l'applicabilità (Ferrari, Giacomini and Thoeni, 2016). Questo metodo presuppone, infatti, la conoscenza della posizione e del numero di blocchi che potenzialmente possono raggiungere, ad esempio, un'infrastruttura viaria.

L'analisi ha inizio dall'individuazione delle aree a rischio caduta massi, ovvero delle possibili zone di distacco. Nell'ambito di un'analisi a scala medio-grande, la propensione al distacco è difficilmente stimabile e, per questo motivo, viene implicitamente considerata nelle probabilità temporali (periodo di ritorno) di distacco dell'area sorgente individuata. Il secondo passaggio è rappresentato dalla scelta di uno o più scenari realistici di caduta massi, in termini di volume iniziale e periodo di ritorno in base al quale viene eseguita l'analisi dei pericoli. Importante sottolineare però che un unico valore del volume del blocco non è generalmente in grado di tenere conto della naturale variabilità delle caratteristiche geometriche degli insiemi di discontinuità (Stavropoulou 2014; Mavrouli, Corominas e Jaboyedoff 2015; Mavrouli e Corominas 2017; Umilia et al.2020), anche se si trascura la possibile frammentazione lungo il percorso (Ruiz-Carulla, Corominas e Mavrouli 2015,2017; Marchelli, De Biagi, Peila 2019; Marchelli e De Biagi 2019; Marchelli et al.2019). Si vuole effettuare la valutazione del rischio per veicoli o pedoni lungo una strada, cioè un sistema lineare suddivisibile in porzioni su cui insistono diverse possibili zone sorgenti, differenti per volume di rilascio e probabilità temporale di distacco. Di conseguenza, un'analisi accurata richiede la conoscenza di numerosi parametri e variabili, a volte difficili da raggiungere.

Nel corso degli anni si è cercato di semplificare tale metodo al fine di raggiungere una valutazione del rischio oggettiva ma basata su dati di input facilmente ricavabili. Un esempio è il metodo messo a punto da Moos *et al.*, 2018 e poi ripreso da Kanno *et al.*, 2023 che hanno definito il *rischio di incidenti di caduta massi di una certa magnitudo j* come il prodotto del pericolo, dell'esposizione e della vulnerabilità introducendo anche la dipendenza dal volume del blocco di roccia, per un elemento i a rischio su tutti gli elementi j ottenendo quindi (eq1):

$$R_{ij} = F_j \cdot P_{S,ij} \cdot W_i \cdot P_{T,i} \cdot \frac{1}{n} \sum_1^n V(I)_{ij} \quad 1$$

Dove F_j è la frequenza di caduta massi con magnitudo j; $P_{S,ij}$ rappresenta la probabilità spaziale di propagazione del blocco (non dipendente dall'elemento a rischio) e la probabilità spaziale che l'elemento a rischio i sia effettivamente lì al momento dell'impatto; W_i è il valore economico dell'elemento i a rischio; $P_{T,i}$ è la probabilità temporale che sia presente un elemento con valore economico associato all'esposizione; $V(I)_{ij}$ è la vulnerabilità a potenziali impatti. Il rischio totale per un elemento considerando la variazione dell'entità degli incidenti di caduta massi nel sito di interesse può essere calcolato come segue (eq2):

$$R_{tot} = \sum_i \sum_j R_{ij} \quad 2$$

In questo studio l'analisi del rischio ha lo scopo di quantificare il grado in cui il *rischio di danni dovuti a caduta massi può essere ridotto (o aumentato) installando una struttura di protezione su un tratto stradale*. Pertanto, vengono specificate tre categorie di elementi a rischio: struttura di protezione, struttura stradale e persone nei veicoli (Figura 3.1.2).

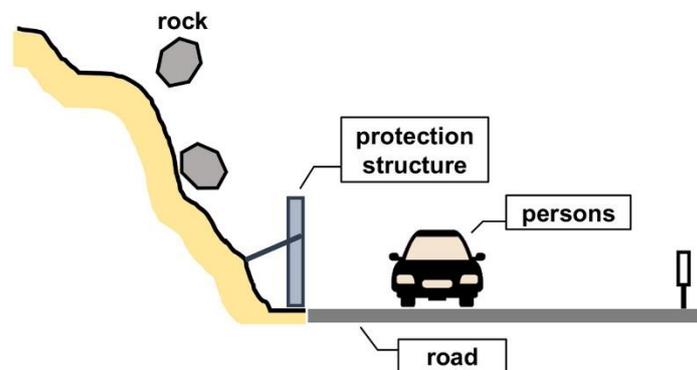


Figura 3.1.2 Elementi a rischio che vengono considerati nell'analisi dei rischi. Fonte: Kanno et al., 2023

Quindi, il rischio per la sezione stradale i con struttura di protezione k è formulato come segue (eq.3)

$$R_{ik} = \sum_j \{F_j \cdot P_{S,ij} \cdot (W_{str,k} \cdot P_{T,str} \cdot V_{str,ijk} + W_{roa} \cdot P_{T,roa} \cdot V_{roa,ijk} + W_{per} \cdot P_{T,per} \cdot V_{per,ijk})\} \quad 3$$

dove i tre termini tra parentesi rappresentano il prodotto di esposizione e vulnerabilità rispetto alla struttura di protezione, alla struttura stradale e alle persone nei veicoli. Questo indice di rischio permette di calcolare il costo del danno considerando anche il danno a una struttura di protezione. Si ricava quindi il fallimento della struttura di protezione nell'arrestare il blocco di roccia: se il blocco viene arrestato, non ci sono danni alle persone e alle infrastrutture stradali.

Il valore economico della struttura di protezione di tipo k e della strada divisa in sezioni è rappresentato da $W_{str,k}$ e W_{roa} , mentre, il valore economico di una persona è definito come (eq4)

$$W_{per} = \eta \cdot w \quad 4$$

Dove η il numero medio di persone in un veicolo e w è il valore della vita statistica.

La probabilità temporale della presenza di una persona è calcolata come (eq5):

$$P_{T,str} = \frac{MDT \cdot ds}{v} \quad 5$$

dove MDT (mean daily traffic) è la frequenza di traffico di una strada, ds è la lunghezza di un tratto stradale e v è la velocità media dei veicoli. La probabilità temporale della presenza delle opere di protezione e delle strade è definita come (eq6):

$$P_{T,str} = P_{T,roa} = 1 \quad 6$$

La vulnerabilità media della struttura di protezione k è invece data da (eq7):

$$V_{str,ijk} = \frac{1}{n_{ij}} \sum_1^{n_{ij}} V(I)_{str,k} \quad 7$$

Dove n_{ij} è il numero di eventi di caduta massi di magnitudo j che raggiungono la sezione i. Se la struttura di protezione installata trattiene il blocco in caduta senza permettergli il raggiungimento della strada, la struttura stradale e le persone nei veicoli non subiranno alcun danno (Kanno *et al.*, 2023).

Un secondo metodo quantitativo per la valutazione del rischio di caduta massi per le infrastrutture stradali è il metodo ETA (Event-Tree Analysis). Questo ha inizio direttamente dal verificarsi dell'evento scatenante, ovvero l'impatto di un blocco sull'elemento considerato permettendo il calcolo del rischio semplificando i dati di input richiesti dal metodo QRA e riprendendo alcuni

elementi come le probabilità spaziali e temporali dello studio condotto da Kanno *et al.*, 2023 ma declinandole in maniera differente.

Nel seguito si andrà quindi a descrivere dettagliatamente il metodo ETA fornendo, inoltre, alcuni esempi applicativi su diverse tipologie di strade.

3.2 Analisi dell'albero degli eventi (Marchelli, 2020)

Il metodo dell'analisi dell'albero degli eventi (**Event-Tree Analysis -ETA**), sviluppato da Marchelli 2020, è una *procedura logica in cui, attraverso la valutazione di risposte di successo e di fallimento, rispetto ad un evento iniziatore certo, è possibile giungere alla quantificazione del rischio per la vita umana in relazione al verificarsi dell'evento in esame*. Il metodo prevede quindi la definizione di tutte le possibili opzioni di percorso alternative che possono sorgere; tali percorsi sono mappati come rami collegati tramite nodi, che fungono da transizione da una posizione all'altra lungo l'albero degli eventi, definendo i vari scenari. Gli end point identificano un unico esito, la cui probabilità è data dal prodotto della probabilità condizionata lungo il proprio percorso, essendo le alternative binarie mutuamente esclusive, la probabilità in uscita da ogni nodo è pari a 1, mentre la probabilità di più esiti è data dalla somma delle probabilità di ciascun esito.

Ne seguito si svilupperà il metodo considerando l'evento certo rappresentato dal raggiungimento di un'infrastruttura viaria da parte di un blocco di roccia e per si analizzeranno tutti i possibili scenari che portano ad un incidente mortale.

Il primo passo è quello di definire un numero N_R di blocchi che può raggiungere la strada (N_R *evento certo*). La definizione di questo numero si basa:

- sulla frequenza annuale dell'evento di caduta massi rappresentata dal numero medio di eventi all'anno N_D . Il numero di eventi all'anno può essere assunto pari alla probabilità di occorrenza annuale di caduta massi P_R in caso di un numero limitato di eventi.
- sulla probabilità che un blocco raggiunga uno specifico elemento a rischio, la quale è definita da $P_{(T:R)}$.

Il prodotto $N_D P_{(T:R)}$ approssima quindi la frequenza annuale dei blocchi sulla strada N_R .

La probabilità di distacco di un blocco, lungo una strada, può variare. Per una più precisa definizione del valore di N_R si ipotizza di suddividere la strada in tratti di lunghezza l_k omogenei per $P_{(T:R)}$ e per le condizioni del traffico ottenendo così:

$$N_R = \sum_k P_{(T:R)} l_k N_D \quad 8$$

In generale, la determinazione di queste probabilità richiede l'accurata conoscenza dello stato dell'ammasso roccioso, un'analisi di propagazione quanto più realistica e precisa possibile, nonché la stima della condizione del traffico (Marchelli and De Biagi, 2019). A causa della complessità e delle incertezze relative a questi dati, la definizione della probabilità di occorrenza è spesso basata su statistiche di eventi passati. I dati disponibili e registrati si riferiscono ad eventi che hanno raggiunto la strada ma non vengono considerate altre zone sorgenti che insistono su questa, l'esatta posizione di arrivo del masso o i blocchi che hanno oltrepassato l'infrastruttura. Nelle ipotesi di effettuare un'analisi di propagazione e di conoscere il numero di eventi lungo l'intera strada, per ciascuna k-esima porzione di strada l_k la frequenza di arrivo N_R^k può essere calcolata come:

$$N_R^k = \frac{P_{(T:R)} l_k}{\sum_k P_{(T:R)} l_k} N_R \quad 9$$

Dopo la determinazione del numero di blocchi che raggiunge una strada si inizia la costruzione dell'albero degli eventi attraverso la determinazione di scenari. Nel caso in esame, se ne possono sviluppare due: il blocco può colpire l'elemento a rischio oppure no. Si introduce quindi la vulnerabilità, fondamentale nella valutazione degli esiti, la quale dipende dal tipo di moto e delle caratteristiche degli elementi a rischio definendo l'elemento a rischio, ad esempio, pedoni o veicoli. Si suppone che qualsiasi blocco di qualsiasi dimensione o velocità che colpisca un pedone causi morte mentre, in caso di veicolo, questo può causare morte o lesioni. Ciò comporta che la vulnerabilità del pedone è assunta unitaria, mentre, nel caso di veicolo, è funzione della sua velocità, nonché del rapporto tra le distanze visive di decisione e di arresto, come proposto in Mignelli, Lo Russo and Peila, 2012. La probabilità tempo-spaziale dell'elemento a rischio, ovvero la corrispondenza spazio-temporale tra i blocchi e l'elemento a rischio $P_{(S:T),i}^j$ è funzione della j-esima condizione di traffico nel tempo considerato. Ipotizzando una condizione di traffico unica, secondo Mignelli, Lo Russo and Peila, 2012, $P_{(S:T)}$ può essere calcolato come:

$$P_{(S:T),i} = P_{(T:R),i,1} \cdot P_{(S:T),i,1} \cdot \frac{n_v}{\bar{h}} \cdot n_h \quad 10$$

Dove $P_{(T:R),i,1}$ e $P_{(S:T),i,1}$ sono le probabilità spaziali e temporali che un elemento a rischio sia colpito dal blocco, $n_{\frac{v}{h}}$ rappresenta il traffico orario e n_h il numero di ore annue in cui questa condizione risulta valida.

Inoltre, è da considerare l'ipotesi che blocchi possano rimbalzare sulla strada arrestandosi o danneggiando il manto stradale. Le probabilità di arresto (P_f) o rimbalzo ($1 - P_f$) possono essere calcolate attraverso analisi di traiettoria, mentre le probabilità di incidente sono calcolate su basi statistiche.

Nei successivi paragrafi si riporterà l'applicazione del metodo per tipologie di percorsi: una strada agricola di montagna, un sentiero, una pista ciclopedonale e un sentiero alpinistico.

3.2.1 ETA per strade a traffico veicolare (Marchelli, 2020)

Si andrà ora ad analizzare il caso di una **strada** a traffico veicolare, **asfaltata**.

Le considerazioni precedentemente effettuate vengono qui riprese:

- l'evento iniziatore è rappresentato dall'arrivo di un blocco in caduta sulla strada;
- il blocco può colpire le persone all'interno di un veicolo, elementi a rischio;
- il tratto di strada considerato deve essere omogeneo per condizioni di traffico e per probabilità di accadimento;
- il danno da valutare è di natura sociale, legato alla morte (o al ferimento) di persone nel veicolo.

Il rischio è quindi espresso come la probabilità di avere una vittima (o ferito) all'anno.

Per l'applicazione del metodo è necessario formulare le seguenti ipotesi:

1. qualunque blocco, di qualunque volumetria, può provocare danno;
2. il numero di eventi di crollo all'anno è piccolissimo;
3. si considerano i fenomeni di caduta di un masso e il contemporaneo passaggio di un veicolo come due eventi indipendenti

Con quest'ultima ipotesi, la probabilità che si verifichi *almeno uno* è data dalla *somma* delle probabilità dei singoli eventi, mentre la probabilità che essi si verifichino *contemporaneamente* è data dal *prodotto* delle singole probabilità.

Si prende in esame una strada, considerata come un elemento lineare che si sviluppa tra due punti del territorio; su questo segmento possono insistere diverse zone sorgente dalle quali è necessario eseguire delle analisi di propagazione così da poter osservare:

1. i blocchi che possono raggiungere l'elemento a rischio con una certa probabilità. La strada, quindi, è caratterizzata da diverse porzioni suddivise in base alla probabilità di raggiungimento ($P_{(T:D)}^J$);
2. se il blocco non può raggiungere alcune parti della strada.

Per calcolare la probabilità di raggiungimento, a titolo esemplificativo, si esamina l'infrastruttura con il tracciato riportato in Figura 3.2.1 ed evidenziato in blu. Si parte dalla mappa di probabilità di raggiungimento spaziale ottenuta a partire da un'area sorgente del fenomeno di crollo. Il tracciato viene diviso in porzioni di strada omogenee per condizioni di traffico e aree sorgenti insistenti su di esso, ogni porzione è di una lunghezza compresa tra 50 m e 100 m. Si definiscono gli estremi con le lettere da A a H le quali rappresentano l'intersezione della strada con le linee di isoprobabilità 0%, 1% e 5%. A sinistra del punto B e a destra del punto G la probabilità di invasione è nulla. Ogni porzione, a sua volta, è possibile suddividerla in ulteriori "sottoporzioni" omogenee per probabilità di occorrenza spaziale, quindi per probabilità di raggiungimento dei blocchi. Ciò succede, ad esempio, alla sottoporzione compresa tra i punti D e E la quale è caratterizzata da una probabilità di invasione superiore rispetto alla sottoporzione E-F; si può quindi dedurre che la probabilità del numero di blocchi che raggiungono la sottoporzione D-E è maggiore di quella tra E e F. Si omogeneizza poi la probabilità di raggiungimento del blocco di ciascuna porzione mediando quella di ciascuna sottoporzione:

$$P_{(T:D)}^{porz} = \frac{\sum_{s-p=1}^N P_{(T:D)}^{s-p} l_{s-p}}{l_{porz}} \quad 4$$

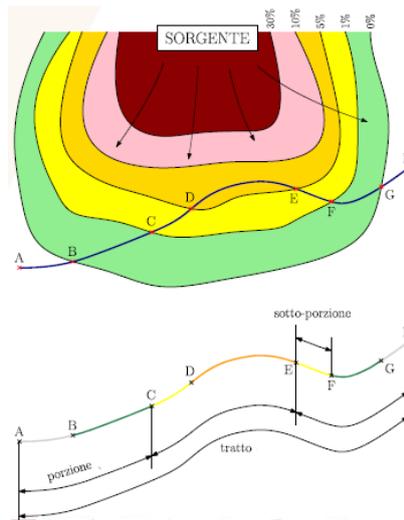


Figura 3.2.1: Mappa della probabilità di raggiungimento spaziale a partire da un'area sorgente del fenomeno di crollo. In blu viene riportato il tracciato della strada, mentre, in basso è riportata la suddivisione del tracciato in porzioni e sottoporzioni. Fonte: "Marchelli, 2019"

Ottenuta la probabilità di raggiungimento è possibile iniziare a delineare i vari scenari o percorsi che hanno come evento conclusivo la morte, il ferimento o l'incolumità di una persona.

Nella seguente Figura 3.2.2 viene riportato lo schema logico che può essere realizzato in caso di infrastrutture per traffico veicolare dove vengono rappresentati i percorsi mutualmente esclusivi che partono dai nodi individuati dai punti neri per giungere alle tre condizioni finali.

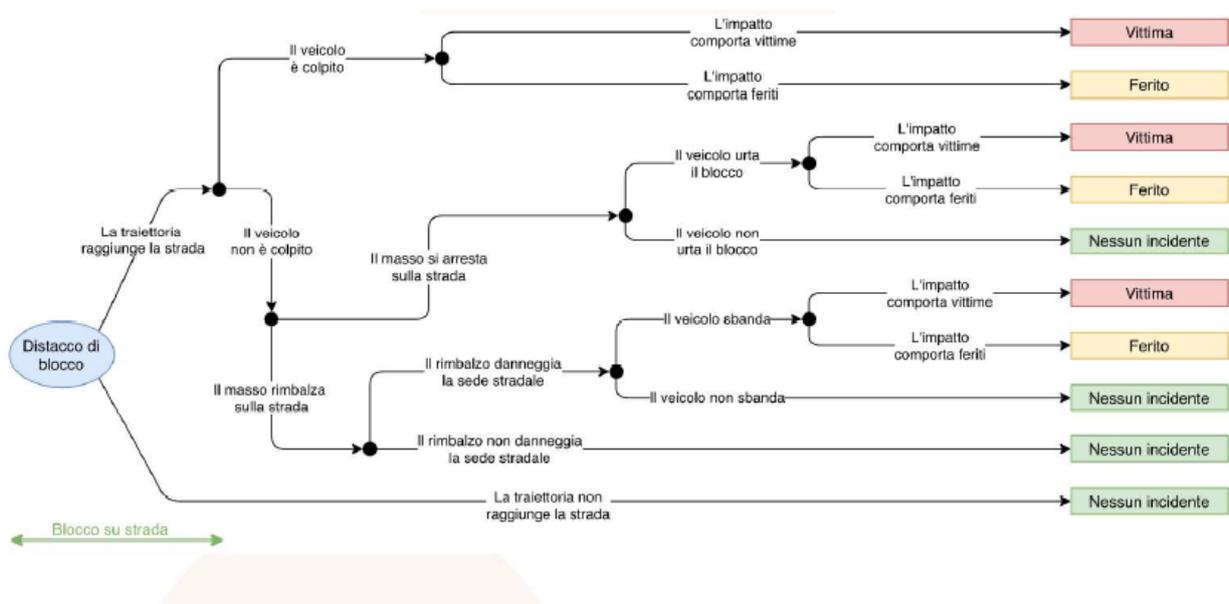


Figura 3.2.2 Schema logico dei possibili scenari per una strada asfaltata, struttura ad albero. Fonte: "Marchelli, 2019"

Per raggiungere lo scopo finale, la quantificazione del rischio, è necessario trasformare il percorso logico in termini di probabilità, andando ad analizzare ogni ramo partendo dall'evento certo.

A partire dal distacco del blocco si delineano due rami, il primo da intraprendere nel caso in cui la traiettoria del blocco raggiunga la strada e, il secondo, nel caso contrario; attraverso l'analisi di propagazione precedentemente illustrata è possibile definire la probabilità di raggiungimento della strada da parte del blocco ottenendo quindi $P_{(T:D)}$ e il ramo da seguire.

Nel caso in cui il blocco raggiunga la strada si definisce la probabilità che questo colpisca il veicolo in transito ($P_{(S:T),i}$) come:

$$P_{(S:T),i} = P_{(T:R),i,1} \cdot P_{(S:T),i,1} \cdot \frac{n_v}{\bar{h}} \cdot n_h \quad 11$$

dove:

- $P_{(T:R),i,1}$ = probabilità temporale che un veicolo si stia muovendo sulla strada nello stesso istante in cui transita il blocco = $t_{transito}/8760$;
- $P_{(S:T),i,1}$ = probabilità spaziale che un veicolo sia sulla traiettoria del blocco = $L_{veicolo}/L_{tratto}$;
- $\frac{n_v}{\bar{h}}$ = n° veicoli/ora;
- n_h = n° di ore con quel traffico (max 8760).

I dati sul traffico necessari al calcolo di questa probabilità possono essere ricavati dall'Istituto Nazionale di Statistica (ISTAT).

Ora, ipotizzando che il veicolo venga colpito, è possibile definire:

- la probabilità che questo abbia vittime ($P_{i,fatal}$) attraverso:

$$P_{i,fatal} = C_p \cdot P_{i,fatal1} \quad 12$$

dove C_p è il coefficiente di utilizzazione del veicolo funzione del numero di occupanti mentre $P_{i,fatal1}$ rappresenta la probabilità che il veicolo colpito abbia una vittima;

- la probabilità che il masso colpendo il veicolo produca solo feriti $1 - P_{i,fatal}$.

Proseguendo con l'analisi, si considera il caso in cui il masso cadendo non colpisca direttamente il veicolo ma si arresti sulla carreggiata P_f (probabilità che può ad esempio valere 0.5). Il veicolo in transito può quindi urtare il masso fermo con una probabilità pari a:

$$P_{(S:T),s} = P_{(T:P),s1} \cdot P_{(S:P),s1} \cdot \frac{n_v}{\bar{h}} \cdot n_h \quad 13$$

dove:

- $P_{(T:P),s1}$ = probabilità temporale che un veicolo urti il blocco = $t_{transito}/8760$;

- $P_{(S:P),s1}$ = probabilità spaziale che un veicolo sia sulla traiettoria del blocco = $\frac{\min(L_{stop} - \Delta L_{veicoli})}{L_{tratto}}$;
- L_{stop} = distanza visiva decisionale f (percorso, velocità);
- $\Delta L_{veicoli}$ = distanza tra due veicoli f (velocità, traffico).

La probabilità che l'incidente provocato dall'impatto del veicolo con il masso fermo in carreggiata sia mortale $P_{s,fatal}$ può essere ottenuta dai dati ISTAT (statistiche annuali di incidenti mortali a causa della presenza di un ostacolo imprevisto sulla strada)

Inoltre, $1 - P_{s,fatal}$ restituisce la probabilità di avere feriti in seguito all'impatto con il masso arrestatosi sulla carreggiata mentre, $1 - P_{(S:T),s}$, definisce la probabilità del veicolo di non impattare il masso fermo.

L'ultimo caso è rappresentato dal masso che, pur arrivando sulla carreggiata, non si ferma ma continua il suo moto e danneggia il manto stradale. La probabilità (P_t) associata a questo evento è ricavabile dai dati storici valutando, ad esempio, il numero di eventi in cui il masso provoca danni alla carreggiata. Si calcola quindi la probabilità che il veicolo urti il manto stradale danneggiato come:

$$P_{(S:T),d} = P_{(T:P)d1} \cdot P_{(S:P),d1} \cdot \frac{n_v}{\bar{h}} \cdot n_h \quad 14$$

Dove $P_{(T:P)d1} = P_{(T:P)s1}$ e $P_{(S:P),d1} = P_{(S:P),s1}$.

L'incidente dovuto al danneggiamento del manto stradale può:

- essere fatale con una probabilità paria a $P_{d,fatal}$ dove, i dati necessari a calcolarla possono essere consultati dall'ISTAT ricercando la mortalità media degli incidenti causati dall'uscita di un veicolo sulla rete stradale per presenza di una buca;
- causare solo ferimento probabilità è uguale a $1 - P_{d,fatal}$
- non causare incidenti $1 - P_{(S:T),d}$.

Di seguito viene riportato lo schema riassuntivo di quanto fin qui detto Figura 3.2.3 Marchelli *et al.*, 2021

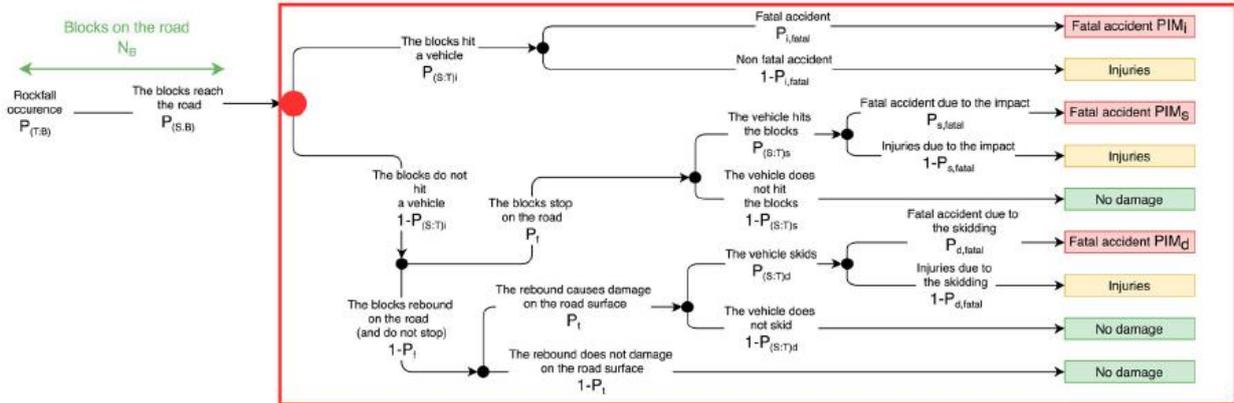


Figura 3.2.3 Schema logico dei possibili scenari per una strada asfaltata, struttura ad albero con la probabilità di accadimento per ogni scenario. Fonte: Marchelli et al., 2021

Una volta definite tutte le probabilità associate ai vari rami si può calcolare la probabilità di incidenti mortali e quella di incidenti che causano feriti ottenendo:

$$PIM = PIM_i + PIM_s + PIM_d \quad 15$$

$$PIF = PIF_i + PIF_s + PIF_d \quad 16$$

Dove:

$$PIM_i = P_{(T:D)} * P_{(S:T),i} * P_{i,fatal}$$

$$PIM_s = P_{(T:D)} * (1 - P_{(S:T),i}) * P_f * P_{(S:T),s} * P_{s,fatal}$$

$$PIM_d = P_{(T:D)} * (1 - P_{(S:T),i}) * (1 - P_f) * P_t * P_{(S:T),d} * P_{d,fatal}$$

Se si volesse confrontare il valore della probabilità di incidenti mortali con il valore annuo teorico si avrebbe:

$$PIM_{anno} = P_{evento/anno} * (PIM_i + PIM_s + PIM_d) \quad 17$$

Con $P_{evento/anno}$ la probabilità annua che dipende dal numero di eventi di distacco annuo N_D . Si possono avere due diversi casi:

1. $N_D > 0.5 \rightarrow$ grande

$$PIM_{anno} = 1 - (1 - (PIM_i + PIM_s + PIM_d))^{N_D}$$

2. $N_D \rightarrow$ piccolo

$$PIM_{anno} = N_D * (PIM_i + PIM_s + PIM_d)$$

N_D , come visto nel precedente capitolo, può essere ricavato dal catasto dei dissesti, mentre, $P_{(T:D)}$ dall'analisi di propagazione. Nel caso in cui non si avessero dati sulla parete ma solo sulla strada è possibile attuare alcune semplificazioni ottenendo:

$$N_R = N_D * P_{(T:D)} \quad 18$$

Per ogni K-esima porzione di strada omogenea è possibile ottenere:

$$N_R^k = \frac{P_{(T:D)}^k \cdot l_k}{\int_0^\infty P_{(T:D)}^k dk} N_R \quad 19$$

e, conseguentemente:

$$PIM_i = P_{(S:T),i} * P_{i,fatal}$$

$$PIM_s = (1 - P_{(S:T),i}) * P_f * P_{(S:T),s} * P_{i,fatal}$$

$$PIM_d = (1 - P_{(S:T),i}) * (1 - P_f) * P_t * P_{(S:T),d} * P_{d,fatal}$$

1. $N_R > 0.5 \rightarrow$ grande

$$PIM_{anno} = 1 - (1 - (PIM_i + PIM_s + PIM_d))^{N_R}$$

2. $N_R \rightarrow$ piccolo

$$PIM_{anno} = N_R * (PIM_i + PIM_s + PIM_d)$$

Il passo finale è la definizione del rischio. Questo viene calcolato per ogni porzione di strada omogenea ottenendo dei valori parziali e poi, dalla somma di questi, si ricava il valore per l'intera strada:

$$R_t = \sum_{0 < porz < n} (1 - (1 - PIM^k)^{N_R^{porz}}) \quad 20$$

$$R_{strada} = \sum_{0 < tratti < T} R_t \quad 21$$

Si è fin qui vista l'applicazione teorica del metodo, risulta doveroso effettuare alcune considerazioni:

- L' intensità dell'evento non viene considerata, ma solo il suo verificarsi;
- Il tempo di ritorno (che intercorre tra due eventi di intensità pari o superiore ad una data intensità) entra all'interno della valutazione del n° eventi di crollo/annui;

- La vulnerabilità è insita nella valutazione delle probabilità: $P_{i,fatal}$, $P_{s,fatal}$, $P_{d,fatal}$, nella valutazione del n° eventi di crollo/annua e dei dati di traffico;
- Il valore è insito nel numero di persone coinvolte (coefficiente C_p in $P_{i,fatal}$) e nella valutazione del traffico giornaliero.

3.2.2 ETA per strade poderali

La seconda tipologia di **strada** che viene presa in considerazione è quella **poderale**, una strada che permette il transito di veicoli e pedoni, in cui la velocità di percorrenza è solitamente moderata essendo il fondo stradale sterrato.

Per determinare il rischio di vittime in seguito al raggiungimento della strada da parte di un blocco si applicherà il metodo ETA partendo dallo schema logico illustrato nel paragrafo 3.2.1 al quale verranno imposte alcune semplificazioni mediante la formulazione di ipotesi nel seguito descritte.

La limitata velocità di transito consente di trascurare alcuni termini: se questa, infatti, è sufficientemente bassa, la distanza visiva di arresto è assimilabile a zero (si assume che il conducente riesca a vedere un eventuale blocco crollato o buca e abbia lo spazio necessario per arrestarsi), si ha quindi che la probabilità che il veicolo impatti contro un ostacolo localizzato sulla sede stradale (sia questo un blocco crollato o una buca) è nulla. Questa assunzione porta con sé la semplificazione dell'albero degli eventi mediante l'eliminazione dei rami in questione.

Il percorso logico appare quindi così modificato (Figura 3.2.4):

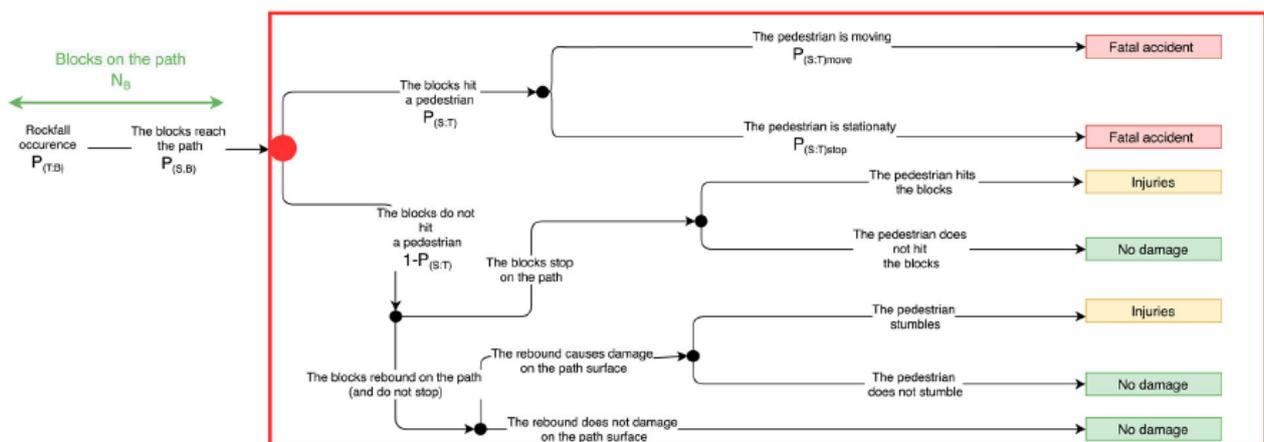


Figura 3.2.4 Schema logico dei possibili scenari per una strada poderale, struttura ad albero. Fonte: Marchelli et al., 2021

La probabilità di incidenti mortali o incidenti con feriti viene ridotta al caso in cui il blocco impatti direttamente la macchina o il pedone, ottenendo:

$$PIM = PIM_i \quad 22$$

$$PIF = PIF_i \quad 23$$

3.2.3 ETA per sentieri

Si prende ora in considerazione una strada prettamente pedonale quindi un **sentiero**. Lo scenario che può delinearsi è quello di un escursionista che si trova sul sentiero e al momento del transito del blocco, può essere fermo o in movimento. Il blocco può quindi:

- *colpire l'escursionista e provocarne la morte*, infatti, trattandosi di vita umana, la vulnerabilità è considerata unitaria e non si considera l'ipotesi di ferimento ($PIF = 0$).
- *non colpire l'escursionista arrestandosi sul sentiero o oltrepassarlo rimbalzando al di fuori del tracciato*; in entrambi questi ultimi casi si assume che la persona non sia direttamente coinvolta dal fenomeno quindi che rimanga illesa.

Con l'applicazione di tali considerazioni il processo logico che si ottiene viene riportato in Figura 3.2.5

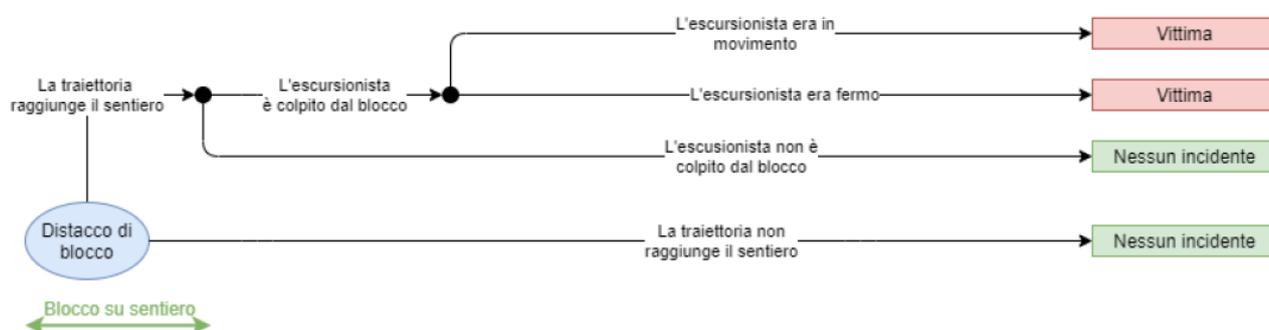


Figura 3.2.5 Schema logico dei possibili scenari per un sentiero, struttura ad albero. Fonte: "Marchelli 2019"

La probabilità di incidente mortale ha quindi due componenti derivanti dallo stato di moto o meno dell'escursionista al momento dell'impatto:

$$PIM = PIM_{i,fermo} + PIM_{i,in\ movimento} \quad 24$$

3.2.4 ETA per sentieri alpinistici

L'ultima tipologia di strada analizzata è un **sentiero alpinistico**. Il Club Alpino Italiano ('Difficoltà', CAI) definisce sentiero alpinistico un "Sentiero che si sviluppa in zone impervie con passaggi che richiedono all'escursionista una buona conoscenza della montagna, tecnica di base e un

equipaggiamento adeguato. Corrisponde generalmente a un itinerario di traversata nella montagna medio alta e può presentare dei tratti attrezzati - sentiero attrezzato - con infissi (funi corrimano e brevi scale) che però non snaturano la continuità del percorso. Nella scala di difficoltà CAI è classificato EE – itinerario per escursionisti esperti”. Questi itinerari implicano la capacità di muoversi su terreni particolari, generalmente impervi poiché caratterizzati da pendii ripidi e scivolosi a causa della presenza di erba o detriti. Inoltre, è possibile trovare brevi nevai non ripidi, pendii aperti senza punti di riferimento e tratti rocciosi, con lievi difficoltà tecniche (percorsi attrezzati, vie ferrate fra quelle di minore impegno). Gli itinerari che prevedono l’attraversamento di ghiacciai, creste e tratti rocciosi con la conseguente necessità di attrezzatura per l’autoassicurazione come corda, piccozza e ramponi, nonché la conoscenza delle relative manovre di assicurazione, sono esclusi dalla precedente classificazione e vengono definite dal CAI come sentieri EEA. La lettera A finale indica proprio la necessità dell’utilizzo di adeguata attrezzatura (Escursionisti Esperti, con Attrezzature). Per l’attraversamento di sentieri per escursionisti esperti è necessaria una buona esperienza di montagna in generale e conoscenza dell’ambiente alpino, passo sicuro e assenza di vertigini, equipaggiamento e preparazione fisica adeguate.

I sentieri alpinistici sono, per quanto appena detto, percorsi con elevati pericoli derivanti sia dal solo ambiente circostante (ad esempio fenomeni di caduta massi) sia dall’interazione tra alpinista e ambiente (percorsi particolarmente scivolosi caratterizzati dal pericolo di rovinose cadute). È quindi interessante effettuare un’analisi volta a valutare il rischio di vittime o feriti lungo questo tipo di itinerari.

Nel seguito, mediante l’albero degli eventi, si analizza il solo fenomeno di caduta massi e le conseguenze che ne derivano per lo specifico caso di un sentiero alpinistico per escursionisti esperti con e senza attrezzatura. Si ricorda che l’albero degli eventi viene applicato su una porzione di percorso omogenea in termini di probabilità di raggiungimento del blocco e di traffico.

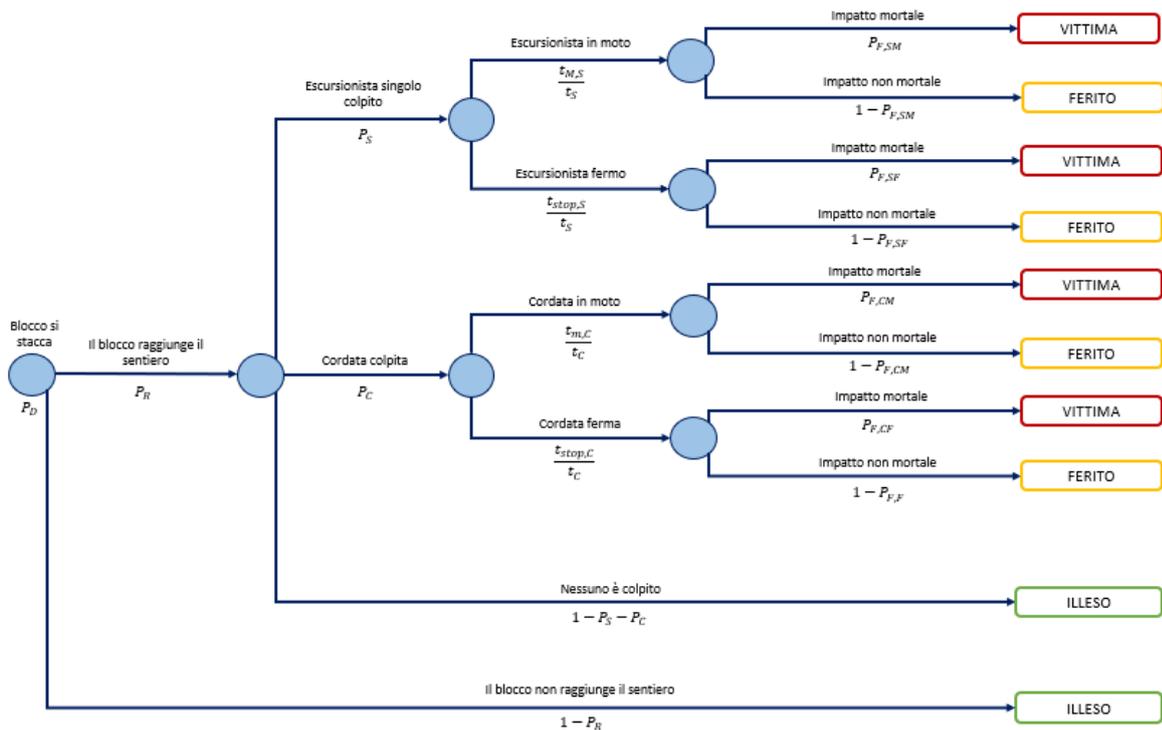


Figura 3.2.6 Schema logico dei possibili scenari per un sentiero alpinistico, struttura ad albero

L'evento certo dal quale l'albero inizia è il distacco di un blocco, questo evento avrà una data probabilità di accadimento indicata con P_D . Il blocco cadendo seguirà una certa traiettoria con rotolamenti, rimbalzi e cadute nel vuoto; nel suo percorso può quindi raggiungere o meno un dato sentiero in esame. La probabilità di raggiungimento P_R sarà data dal risultato di un'analisi traiettografica mentre la probabilità di non raggiungimento è semplicemente pari a $1 - P_R$; nell'ultimo caso l'escursionista non viene raggiunto dal blocco e il ramo dell'albero si conclude con la sua probabilità di incolumità.

Se invece il blocco raggiunge il sentiero è possibile avere tre diversi scenari:

1. **Il sentiero è attraversato da un escursionista singolo che viene colpito dal blocco.** L'evento è rappresentato dalla probabilità P_S definita come il prodotto tra la probabilità spaziale di un singolo escursionista, la probabilità temporale di un singolo escursionista e il numero di escursionisti singoli:

$$P_S = P_{s1e} * P_{t1e} * n^{\circ}_{es} \quad 25$$

Dove:

$$P_{s1e} = 1 (m) / l_{tratto}$$

$$P_{t1e} = t_{s/8760} = \text{tempo di percorrenza del singolo} / \text{numero di ore in un anno}$$

$$n^{\circ}_{es} = \text{numero di escursionisti nel periodo considerato (es un anno)}$$

2. **Il sentiero è attraversato da escursionisti in cordata, la quale viene colpita dal blocco** con una probabilità pari a P_c :

$$P_c = P_{s1c} * P_{t1c} * n^{\circ}_c \quad 26$$

Dove:

$$P_{s1c} = 20 (m) / l_{tratto}$$

$$P_{t1c} = t_c / 8760 = \text{tempo di percorrenza della cordata} / \text{numero di ore in un anno}$$

$$n^{\circ}_{ec} = \text{numero di cordate nel periodo considerato (es un anno)}$$

3. **Il sentiero è attraversato da uno o più escursionisti con o senza cordata ma nessuno viene colpito.** Si ha quindi una probabilità di $1 - P_s - P_c$ e la terminazione del ramo con gli escursionisti illesi.

Tornando al caso 1 in cui l'escursionista singolo è colpito dal blocco si possono verificare ulteriori due situazioni:

1.a) *L'escursionista al momento dell'impatto era in moto* (tempo in movimento per il singolo alpinista fratto il tempo di attraversamento del tratto singolo $t_{m,s}/t_s$). A questo punto, l'impatto può provocare la morte dell'alpinista con una probabilità pari a $P_{F,sm}$ o il solo ferimento (probabilità di accadimento uguale a $1 - P_{F,sm}$);

1.b) *L'escursionista al momento dell'impatto era fermo* (tempo in fermata per il singolo alpinista fratto il tempo di attraversamento del tratto di sentiero $t_{f,s}/t_s$); tale condizione può verificarsi per diversi motivi come, ad esempio, una sosta dovuta alla preparazione dell'attrezzatura, ad un riposo in seguito ad un tratto di percorso particolarmente impegnativo o per ammirare il panorama circostante. Anche in questo caso l'impatto può essere mortale con probabilità di $P_{F,sf}$ o traumatico con probabilità $1 - P_{F,sf}$.

La medesima analisi può essere ripetuta per il caso 2 nel quale si considera una cordata:

2.a) *la cordata colpita era in movimento* ($t_{m,c}/t_c$ =tempo di moto della cordata/ tempo di attraversamento della cordata) e l'impatto è mortale $P_{F,cm}$ o causa solo feriti $1 - P_{F,cm}$. La probabilità $P_{F,cm}$ sarà data dal prodotto della probabilità di morte, ad esempio, di un escursionista in cordata per un coefficiente di cordata C_c determinato in funzione del tipo di tracciato e quindi della disposizione spaziale degli escursionisti e dal numero di persone presenti in cordata;

2.a) *la cordata colpita era ferma* ($t_{f,c}/t_c$ =tempo di fermata della cordata/ tempo di attraversamento della cordata) e l'impatto è mortale con probabilità $P_{F,cf}$ o causa solo feriti

$1 - P_{F,cf}$. Anche in questo caso la probabilità di morte sarà data dalla probabilità di morte di un singolo escursionista in cordata in movimento per il coefficiente C_c determinato come precedentemente illustrato.

In tutti i casi analizzati l'ipotesi di incolumità in seguito ad impatto non viene presa in considerazione.

In conclusione, si ottengono le seguenti probabilità nel caso di impatto mortale:

$$PIM_{F,SM} = P_R * P_S * \frac{t_{M,S}}{t_S} * P_{F,SM} \quad 27$$

$$PIM_{F,SF} = P_R * P_S * \frac{t_{stop,S}}{t_S} * P_{F,SF} \quad 28$$

$$PIM_{F,CM} = P_R * P_C * \frac{t_{m,C}}{t_C} * P_{F,CM} \quad 29$$

$$PIM_{F,CF} = P_R * P_C * \frac{t_{stop,C}}{t_C} * P_{F,CF} \quad 30$$

$$PIM = PIM_{F,SM} + PIM_{F,SF} + PIM_{F,CM} + PIM_{F,CF} \quad 31$$

Mentre, in caso di impatto con ferimento si ha:

$$PIF_{F,SM} = P_R * P_S * \frac{t_{M,S}}{t_S} * (1 - P_{F,SM}) \quad 32$$

$$PIF_{F,SF} = P_R * P_S * \frac{t_{stop,S}}{t_S} * (1 - P_{F,SF}) \quad 33$$

$$PIF_{F,CM} = P_R * P_C * \frac{t_{m,C}}{t_C} * (1 - P_{F,CM}) \quad 34$$

$$PIF_{F,CF} = P_R * P_C * \frac{t_{stop,C}}{t_C} * (1 - P_{F,CF}) \quad 35$$

$$PIF = PIF_{F,SM} + PIF_{F,SF} + PIF_{F,CM} + PIF_{F,CF} \quad 36$$

Il rischio annuale di incidente mortale viene quindi calcolato come:

$$R_{strada} = (1 - (1 - PIM)^{N_R}) \quad 37$$

In questo capitolo si è dapprima data una panoramica generale sul concetto di analisi di rischio per poi scendere del dettaglio analizzando due metodi per la sua quantificazione (metodo presente nello studio condotto da Moos *et al.*, 2018 e il metodo ETA presentato da Marchelli, 2020)

Il metodo ETA è stato poi declinato per diverse tipologie di infrastrutture viarie fornendo un esempio illustrativo delle ipotesi e conseguenti semplificazioni al caso base di un blocco che colpisce una strada asfaltata. I casi analizzati sono:

- strada asfaltata
- strada poderale
- sentiero
- sentiero alpinistico.

Nel seguente capitolo si andrà, invece, ad applicare il metodo ETA qui illustrato ad un caso reale, il Couloir du Goûter, tratto del sentiero alpinistico della normale francese al Monte Bianco che sta subendo profondi cambiamenti a causa del cambiamento climatico e sul quale insiste un elevato rischio di caduta massi.

CAPITOLO 4. Il caso del Couloir du Goûter

Il **massiccio del Monte Bianco** si trova nelle Alpi nord-occidentali tra Svizzera, Italia e Francia, e *copre 550 km²*. La superficie è per circa il 30% ricoperta di ghiaccio, con la presenza di 100 ghiacciai, tra cui la Mer de Glace, il più grande delle Alpi francesi, con una superficie di 30 km². Una dozzina di cime superano i 4.000 m slm, tra cui il Monte Bianco, la vetta più alta delle Alpi a 4.809 m slm.



Figura 3.2.1 Massiccio del Monte Bianco. Fonte: "Piemontese, 2017"



Figura 3.2.2 Alpi del Monte Bianco. Fonte: "'Alpi del Monte Bianco', 2022"

Il massiccio presenta un'asimmetria cross-range, sei dei più grandi ghiacciai del si trovano sul suo versante nord-occidentale, dove i pendii sono più dolci rispetto al suo versante sud-orientale, molto ripido e caratterizzato da piccoli ghiacciai delimitati da alte pareti rocciose subverticali; questa asimmetria implica differenti contesti climatici.

4.1 Il cambiamento climatico sul Massiccio del Monte Bianco

Il cambiamento climatico sta colpendo anche il massiccio del Monte Bianco, si registrano infatti aumenti di *temperatura invernali* di **2,8°C** e *temperatura estiva* di **1,5°C** (dati Météo-France). Inoltre, la *temperatura media annuale dell'aria* è aumentata **quattro volte più velocemente** nel periodo 1970–2009 rispetto al periodo 1934–1970. La temperatura media annuale dell'aria è cresciuta anche in quota: *sopra i 4.000 m slm* si ha un incremento di **1,4°C** tra il 1990 e il 2014 (*Atmospheric temperature changes over the 20th century at very high elevations in the European Alps from englacial temperatures - Gilbert - 2013 - Geophysical Research Letters - Wiley Online Library*, no date). Dal 1990, l'MBM ha subito **sette ondate di caldo estivo**: nel 1994, 2003, 2006, 2009, 2015, 2017 e 2018; in Francia, l'estate 2018 è stata la seconda più calda dal 1900 (il 2003 è stato più caldo).

Dalla fine della Piccola Era Glaciale, i *livelli delle precipitazioni* hanno subito pochi cambiamenti; tuttavia, c'è stata una **netta diminuzione** dei **giorni di nevicata** rispetto ai giorni di precipitazioni totali e vi è una fusione nivale più frequente e intensa (Klein *et al.*, 2016). Di conseguenza, nelle Alpi svizzere tra 1.139 e 2.540 m slm, la *durata del manto nevoso* si è ridotta di **8,9 giorni/decenni⁻¹** nel periodo 1970-2015, con una *stagione della neve che inizia 12 giorni dopo e termina 26 giorni prima* rispetto al 1970 (Klein *et al.*, 2016). Questi cambiamenti nel manto nevoso dipendono dall'altitudine e sono meno pronunciati ad altitudini più elevate, come diretta conseguenza si ha la riduzione della quantità di neve in quota.

Con un riscaldamento ad alta quota sempre più rapido rispetto alla media globale, il cambiamento climatico sta provocando cambiamenti sostanziali negli ambienti di alta montagna. Nel Massiccio del Monte Bianco, la *superficie glaciale* è diminuita del **24%** tra la fine della Piccola Era Glaciale e il 2008, con un notevole aumento dell'accelerazione dello scioglimento a partire dagli anni '90.

Anche la *perdita di spessore del ghiaccio* è significativa: a 1.900 m slm, tra il 1994 e il 2013, il *ghiacciaio dell'Argentière* (MBM, Francia) ha perso **80 m di profondità** di ghiaccio. Sulla *Mer de Glace* (MBM, Francia), il tasso di perdita di spessore glaciale è aumentato da 1 m.a⁻¹ (1979-1994) a più di 4 m.a⁻¹. La perdita di spessore della Mer de Glace ha raggiunto i **60 m nella parte anteriore** (1.500 m slm) nel periodo 1979–2003. (Mourey *et al.*, 2019)

Allo stesso tempo, i fronti dei ghiacciai si sono *ritirati* drasticamente: **366 m** tra il 1994 e il 2007 per la *Mer de Glace*, con un periodo di ritiro particolarmente rapido di **40 m/a** tra il 1998 e il 2005. Il

restringimento glaciale colpisce le quote elevate (cioè, al di sopra dell'altitudine della linea di equilibrio del ghiacciaio (ELA) che separa le zone di accumulo e di ablazione).

Tra gli anni '60 e il 2008, le superfici dei ghiacciai sul versante francese dell'MBM sono diminuite del 16% a 2.200-2.600 m, dell'11% a 2.600-3.000 m, del 6% a 2.600-3.000 m 3.000-3.500 m e il 3% a 3.500-4.000 m slm. (Mourey *et al.*, 2019)

Inoltre, in combinazione con una diminuzione dell'accumulo di neve invernale, il manto nevoso sulle superfici del ghiacciaio tende a diminuire sia in superficie che in spessore. Di conseguenza, i crepacci compaiono prima in primavera e le aree di ghiaccio nudo aumentano in estate. La diminuzione del manto nevoso sui ghiacciai si traduce anche in un aumento del numero di crepacci aperti, mentre i ponti di neve potrebbero diventare più fragili. La fragilità dei ponti di neve è probabilmente in aumento poiché l'altitudine media dell'isoterma di 0°C è aumentata di 400 m dal 1980 (Böhm *et al.*, 2010), la frequenza delle gelate è diminuita e il manto nevoso non si ricongela e non si consolida.



Figura 4.1.1 Discontinuità nel manto nevoso, MBM (ottobre 2022)

In alcuni casi, il ritiro dei ghiacciai porta a cadute di seracchi più frequenti dai fronti sospesi di ghiacciai caldi e freddi. Nel Massiccio del Monte Bianco, la caduta dei seracchi si verifica

principalmente durante i periodi più caldi dell'anno, se consideriamo una scala secolare questi fenomeni erano in numero minore e si verificavano principalmente alla fine dei periodi più caldi.

Allo stesso tempo, il permafrost, un terreno che rimane permanentemente a 0°C o al di sotto di 0°C per almeno due anni consecutivi, tende a riscaldarsi e degradarsi. Anche se tutte le cadute di massi non possono essere attribuite al riscaldamento del permafrost, poiché si tratta di un processo di erosione naturale in ambienti di alta montagna, il suo degrado determina instabilità dei versanti più frequenti e voluminose (crolli di massi, frane) (Harris, Davies and Etzelmüller, 2001), (Harris *et al.*, 2009). Il permafrost è costantemente presente sopra i 3.000 m slm, in media, sulle pareti nord e sopra i 3.600 m slm sulle pareti sud.



Figura 4.1.2 Affioramento di massi possibilmente instabili sul MBM (ottobre 2022)

4.1.1 Cambiamento nelle vie alpinistiche

Questi cambiamenti sollevano la questione di quali potrebbero essere gli effetti sulle attività ricreative di montagna, e in particolare sull'alpinismo. Gli alpinisti che arrampicano durante i mesi estivi notano innegabilmente importanti cambiamenti nell'ambiente a cui devono adattarsi

modificando le loro tecniche. Ci si chiede quindi come siano stati influenzati gli itinerari alpinistici e qual è il rischio, nel percorrerli, legato al distacco di massi in seguito all'aumento delle temperature.

La guida di G. Rébuffat "Il massiccio del Monte Bianco: le 100 vie più belle" è da diversi decenni una delle principali fonti di informazioni per gli alpinisti. È stata la prima guida a proporre una selezione di percorsi in base alla loro qualità. Per ogni via un testo introduttivo descrive l'itinerario, la prima salita, i dislivelli, il livello di difficoltà tecnica, il tempo necessario, l'attrezzatura necessaria, il punto di partenza e il percorso da seguire.

Nell'articolo pubblicato da Mourey *et al.*, 2019, intitolato "Effects of climate change on high Alpine Mountain environments: Evolution of mountaineering routes in the Mont Blanc massif (Western Alps) over half a century" gli autori confrontano quanto riportato nel testo di G. Rébuffat con ciò che emerge dai racconti e dalle interviste di guide alpine che operano sul massiccio del Monte Bianco per valutare l'evoluzione delle vie alpinistiche in seguito ai cambiamenti climatici. È stata sviluppata una scala a cinque livelli per valutare l'evoluzione dei parametri di arrampicata di ogni itinerario. I parametri di arrampicata considerati sono: tipo di itinerario (ghiaccio, neve, misto o roccia), difficoltà tecnica, livello di esposizione a pericoli oggettivi ed eventuali variazioni del periodo ottimale per effettuare una salita (cioè quando il numero/l'intensità dei cambiamenti che la interessano sono i più bassi).

- *Livello 0.* L'itinerario e i parametri che determinano la via di salita non sono cambiati.
- *Livello 1.* L'itinerario e i suoi parametri di arrampicata sono leggermente evoluti. Solo un breve tratto dell'itinerario è interessato da alterazioni geomorfiche e criosferiche, e ciò non comporta un aumento significativo della pericolosità oggettiva e/o della difficoltà tecnica.
- *Livello 2.* L'itinerario e i suoi parametri di arrampicata si sono moderatamente evoluti. I periodi ottimali per effettuare una salita sono diventati rari/imprevedibili in estate e si sono spostati verso la primavera e talvolta l'autunno. I pericoli oggettivi e le difficoltà tecniche sono in aumento e gli alpinisti devono quindi adeguare la loro tecnica.
- *Livello 3.* L'itinerario e i suoi parametri di arrampicata si sono molto evoluti. In genere l'itinerario non è più percorribile in estate. I pericoli oggettivi e le difficoltà tecniche sono notevolmente aumentati a causa del numero e dell'intensità dei cambiamenti geomorfici che lo interessano. Gli alpinisti hanno dovuto cambiare radicalmente il modo in cui scalano l'itinerario.
- *Livello 4.* L'itinerario è completamente scomparso o non è più percorribile.

Sono stati identificati venticinque cambiamenti geomorfici e criosferici che derivano dal restringimento glaciale, riduzione del manto nevoso ghiacciato, cambiamenti nella struttura delle creste nevose e riscaldamento del permafrost. L'aspetto del substrato roccioso (85 itinerari interessati), crepacci più larghi (78) e ghiacciai più ripidi (73) sono i tre cambiamenti più comunemente osservati che provocano un aumento della pericolosità e della difficoltà tecnica.

Per quanto riguarda la scala evolutiva utilizzata per valutare le modifiche agli itinerari studiati dal punto di vista alpinistico (Figura 4.1.3), 2 non si sono evoluti (livello 0), 30 si sono leggermente evoluti (livello 1), 34 si sono evoluti moderatamente (livello 2), 26 notevolmente (livello 3) e tre sono scomparsi (livello 4).

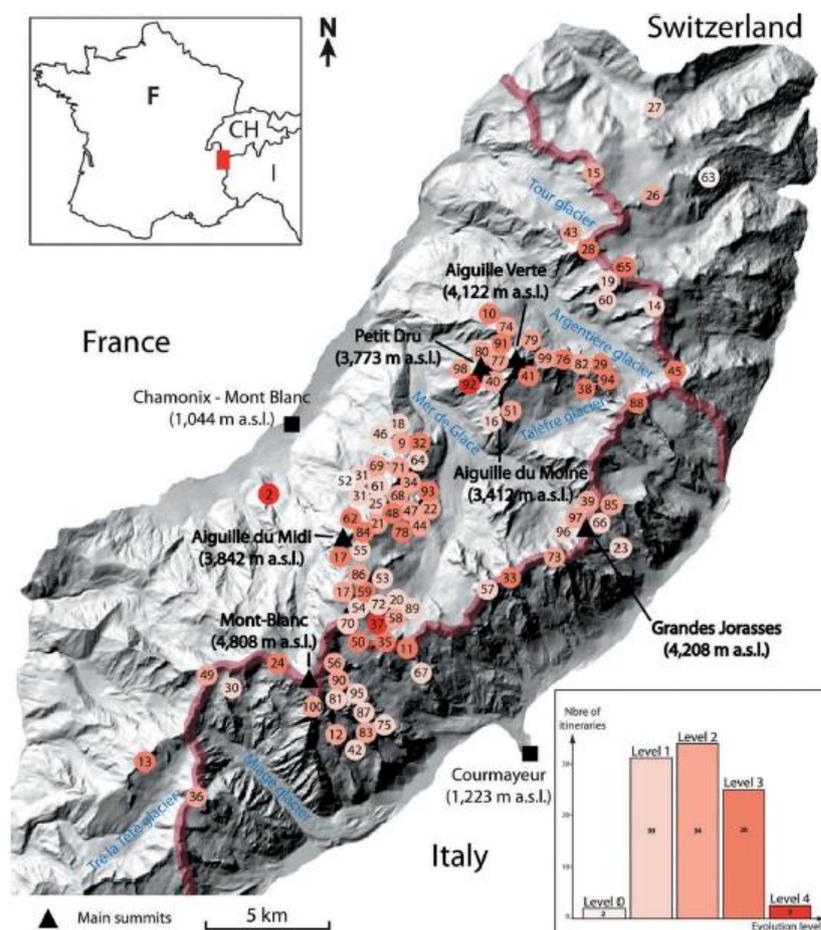


Figura 4.1.3 Ubicazione del massiccio del Monte Bianco, gli itinerari studiati e il loro livello di evoluzione. Fonte: "Effects of climate change on high Alpine Mountain environments: Evolution of mountaineering routes in the Mont Blanc massif (Western Alps) over half a century", (Mourey et al., 2019)

4.2 Il caso studio del Couloir du Goûter

La cosiddetta via “normale” del Monte Bianco è una delle vie di alpinismo più amate al mondo (Figura 4.2.1); viene utilizzato da circa 17.000 alpinisti ogni anno. Questa via è stata fortemente influenzata dai cambiamenti climatici, con un aumento delle difficoltà tecniche e soprattutto della pericolosità. Presenta una serie di grandi pericoli, in particolare dove il percorso attraversa il Grand Couloir du Goûter a 3.270 metri, noto anche come Death Gully, e la salita sulla cresta fino all'Aiguille du Goûter (3.863 m), parte molto rocciosa del percorso. In alcuni tratti è richiesto l'uso di tecniche di arrampicata su roccia (appigli di mani e piedi) e vi è una significativa esposizione alla caduta di massi.

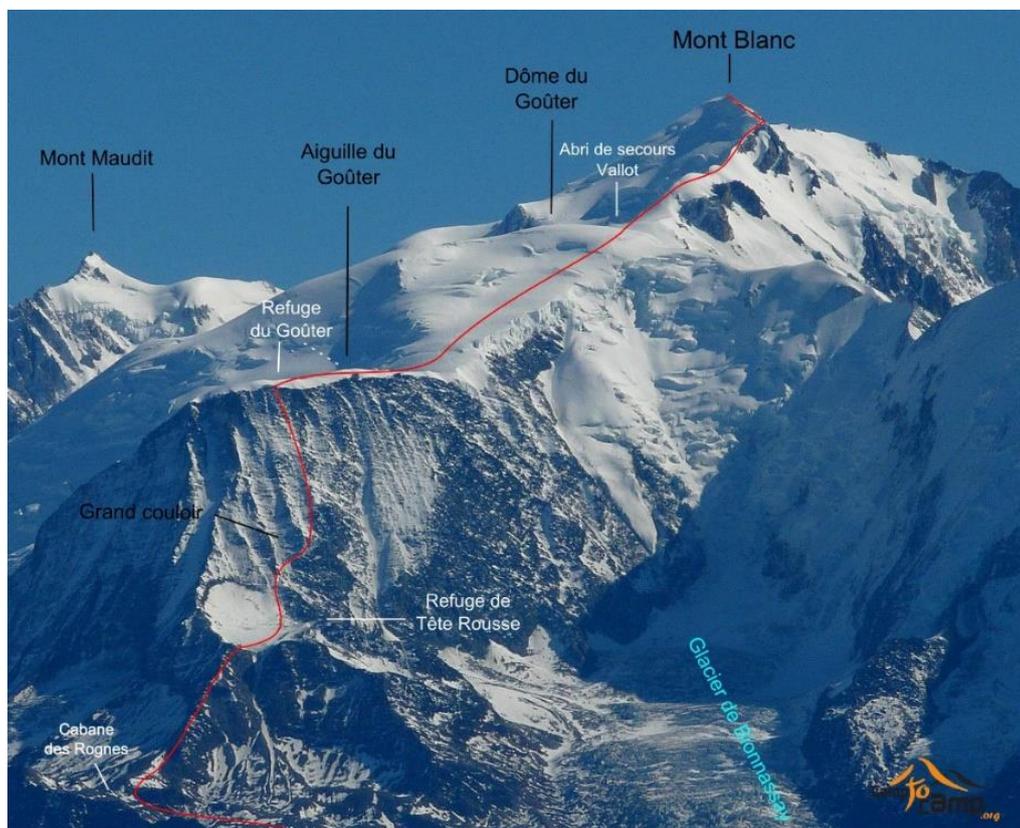


Figura 4.2.1 Vai Normale francese del Monte Bianco. Fonte "Via normale francese al Monte Bianco", 2020

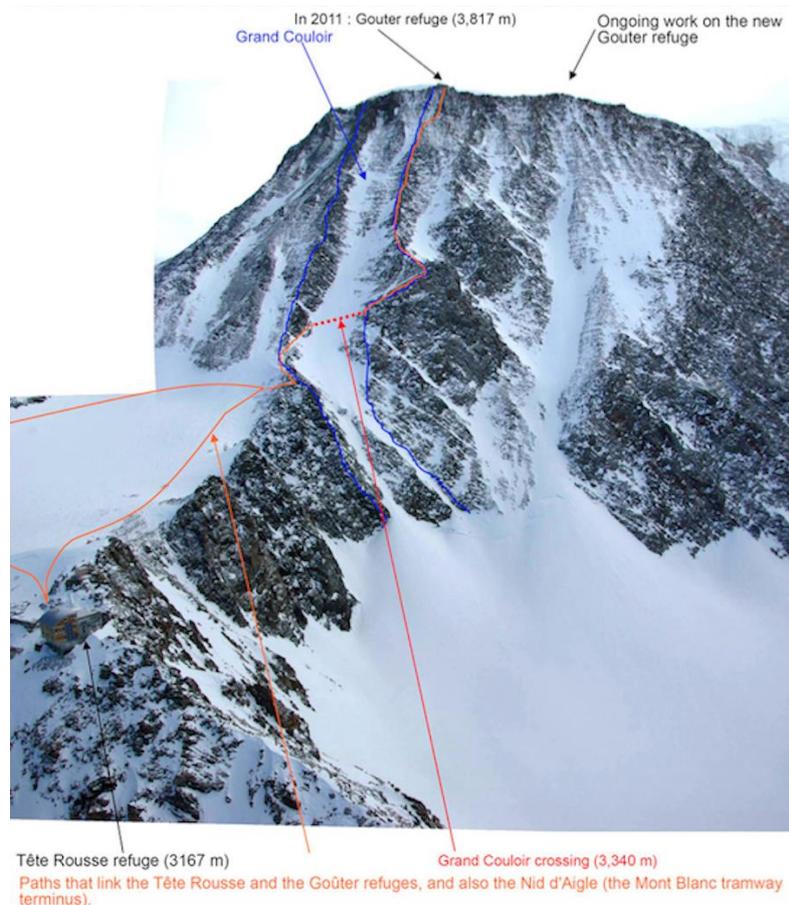


Figura 4.2.2 Particolare del Couloir du Goûter. Fonte: "Monte Bianco: studio scientifico dei rischi nel Couloir du Goûter"

Le caratteristiche topografiche e geologiche del Grand Couloir du Goûter, sono particolarmente favorevoli all'innesco di eventi di destabilizzazione delle rocce. Quest'area, infatti, è costituita da gneiss e micascisti spessi diversi metri, molto fratturati e decompressi in superficie, con una *pendenza media di 45°* (fino a oltre 50° nella parte superiore) su *un dislivello di 700 m*, che favorisce il movimento di rocce/massi soprattutto quando l'acqua è presente negli interstizi.

Per comprendere meglio le caratteristiche e le cause della destabilizzazione delle rocce nel Grand Couloir du Goûter è stato effettuato uno studio "Rock destabilisation in the Grand Couloir of the Aiguille du Goûter (3,863 m) - A multi-disciplinary study of the normal route up Mont Blanc (4,809 m)", (Mourey, 2020) che fa seguito alla ricerca scientifica condotta dal laboratorio EDYTEM (Univ. Savoie Mont-Blanc / CNRS) e finanziata dalla fondazione Petzl sugli effetti dei cambiamenti climatici sulle condizioni dell'alpinismo (Mourey *et al.*, 2019).

I fattori che influenzano la destabilizzazione delle rocce, insieme al traffico di visitatori lungo il percorso, sono stati studiati e quantificati utilizzando un sistema di monitoraggio multiparametrico

e multimetodo in funzione dal 16/07 al 10/08/2018 (26 giorni) e dal 29/06 al 04/09/2019 (68 giorni) e comprendente (Figura 4.2.3):

- sensori sismici per rilevare eventi di destabilizzazione e stimarne l'entità. Questi sono stati posti esclusivamente all'interno del canale che congiunge i due rifugi, tre sul fianco destro e due su quello sinistro. Bisogna porre particolare attenzione al fatto che questi sensori non riescono a rilevare tutti i crolli di roccia poiché, a volte, la caduta viene attutita, ad esempio dalla neve, inoltre, la precisa determinazione delle volumetrie in gioco risulta particolarmente difficile e non ancora possibile a questo punto dello studio. Si ha in generale una sottostima degli eventi effettivamente accaduti. Il principale vantaggio di questo metodo di acquisizione dati è la sua capacità di rilevare continuamente la destabilizzazione della roccia in qualsiasi momento del giorno (anche di notte) e in tutte le condizioni atmosferiche. Si possono quindi determinare i periodi durante i quali questi eventi sono più frequenti e/o coinvolgono il maggior volume di materiale. Una volta individuati questi periodi, la combinazione dei dati sismici dei vari sensori installati consente di individuare l'ubicazione degli impatti e di considerare solo gli eventi che si verificano all'interno del canale. Il sistema è stato in servizio continuo dal 28 giugno al 16 settembre;
- una telecamera digitale automatica per monitorare le variazioni del manto nevoso nel canale. La variazione del manto nevoso al Grand Couloir è un fattore importante per comprendere il verificarsi della destabilizzazione delle rocce. La presenza di un manto nevoso, infatti, tende a fissare i massi superficiali al pendio, rallentando o addirittura fermando il movimento delle rocce all'interno del canale. Al contrario, quando il manto nevoso si scioglie, non solo rilascia meccanicamente massi instabili, ma provoca anche l'infiltrazione nel terreno di una quantità potenzialmente elevata di acqua, favorendo così la destabilizzazione della roccia attraverso l'aumento delle pressioni idrauliche (D'Amato et al., 2016) e gli effetti del ciclo gelo-disgelo. Inoltre, in un contesto in cui la roccia è permanentemente congelata, permafrost, il manto nevoso può rallentare notevolmente gli scambi termici con il sottosuolo. La telecamera ha scattato quattro fotografie al giorno per tutta l'estate che sono state poi elaborate al fine di ottenere una superficie in m² utilizzando una tecnica di monoplottting in base alla quale una foto 2D viene sovrapposta a un modello digitale del terreno 3D (DTM). Questo metodo permette di ricostruire l'andamento del manto nevoso nel corso dell'estate e di identificare con precisione i periodi di disgelo. Tuttavia, non fornisce alcuna indicazione sulla qualità e quantità della neve;

- tre sensori di temperatura sotterranei posti a 10 cm di profondità nella roccia, lontano quindi dalla luce solare, per analizzarne la presenza e il regime termico del permafrost sulla parete occidentale dell'Aiguille du Goûter. Lo stato termico del permafrost, in particolare il suo riscaldamento (o deterioramento), è uno dei fattori chiave che influenzano la destabilizzazione delle rocce in alta montagna, per questo sono stati montati. I dati raccolti hanno consentito di analizzare il regime termico annuale del sottosuolo e di accertare la presenza o meno di permafrost;
- un sensore piroelettrico per registrare il numero di alpinisti che attraversano il Grand Couloir, la loro direzione di marcia e l'ora in cui sono transitati. È importante sottolineare che il sensore ha indicato il numero di volte che è stato superato e non il numero di persone che scalano il Monte Bianco: un alpinista che è salito sul Monte Bianco e poi è tornato giù è stato contato dal sensore due volte;
- misure topografiche ad alta risoluzione mediante scansione laser terrestre per definire da vicino la topografia del canale, individuare i punti di inizio degli eventi di destabilizzazione e misurare i volumi di materiale destabilizzato;
- due stazioni meteorologiche per la misurazione della temperatura dell'aria in prossimità del ghiacciaio della Tête Rousse (stazione IRSTEA) e del rifugio Goûter (stazione REQUEA);
- un pluviometro posizionato ai piedi del canale (3.270 m) per la misura delle precipitazioni liquide.

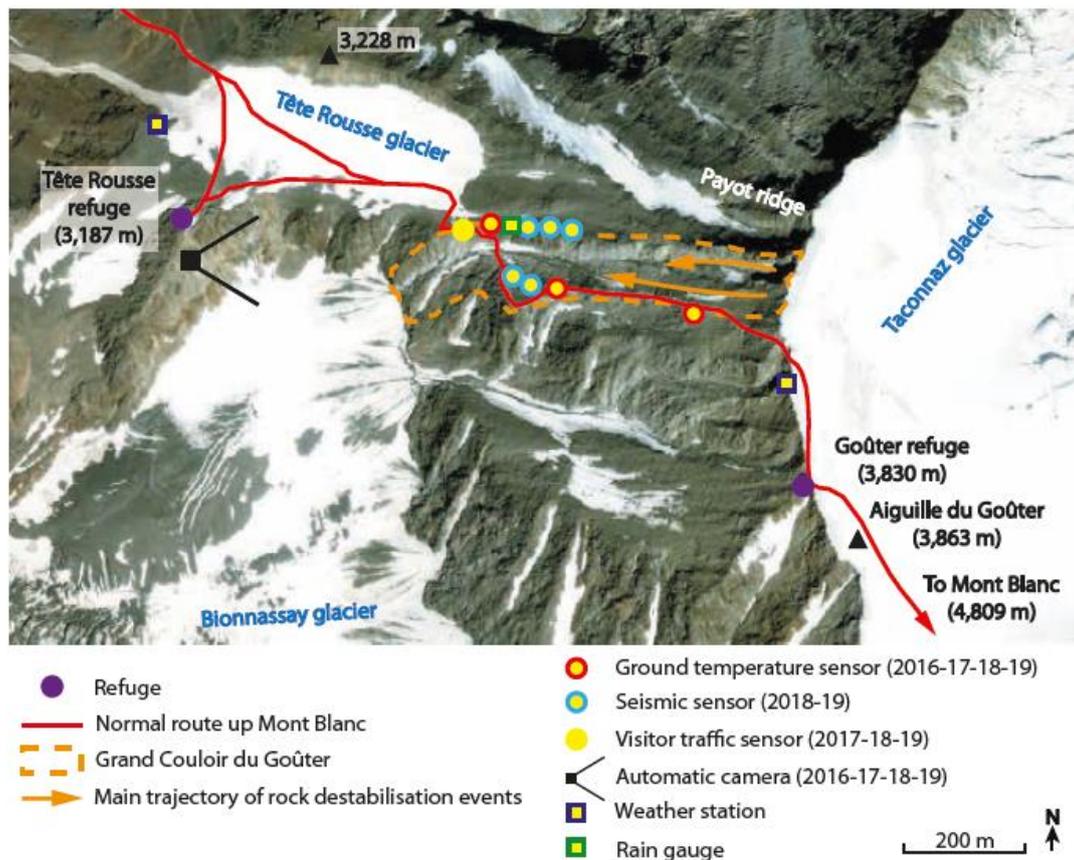


Figura 4.2.3 Monitoraggio multimetodo del Grand Couloir du Goûter. Gli anni specificati sono quelli durante i quali l'attrezzatura è stata installata. Fonte: "Rock destabilisation in the Grand Couloir of the Aiguille du Goûter (3,863 m) - A multi-disciplinary study of the normal route up Mont Blanc (4,809 m)", (Mourey, 2020)

4.2.1 Caratteristiche degli eventi di crollo nel Grand Couloir du Goûter

I fenomeni di crollo e l'energia ad essi associata sono stati registrati e monitorati per 94 giorni tra il 2018 e il 2019 (dal 16/07 al 10/08/2018 e dal 29/06 al 04/09/2019).

Nel 2018 sono stati registrati un *numero di eventi* pari a **747** in un periodo di acquisizione di 26 giorni, cioè, **28 eventi al giorno**. Nel 2019 sono stati registrati **2.662** eventi in un periodo di acquisizione di 68 giorni e quindi **39 al giorno**. *Un evento di crollo è stato registrato in media una volta ogni 50 minuti nel 2018 e una volta ogni 37 minuti nel 2019*. Nell'intera stagione estiva, periodo di osservazione, le variazioni nel numero degli eventi sono molto ampie (Figura 4.2.4), con picchi di attività talvolta seguiti da periodi in cui possono verificarsi pochissime o nessuna occorrenza. Si è osservato che il numero di crolli, in media nel biennio, è stato il doppio nel mese di luglio rispetto a quello di agosto, con un valore del 68% nel primo caso contro il 32% del secondo.

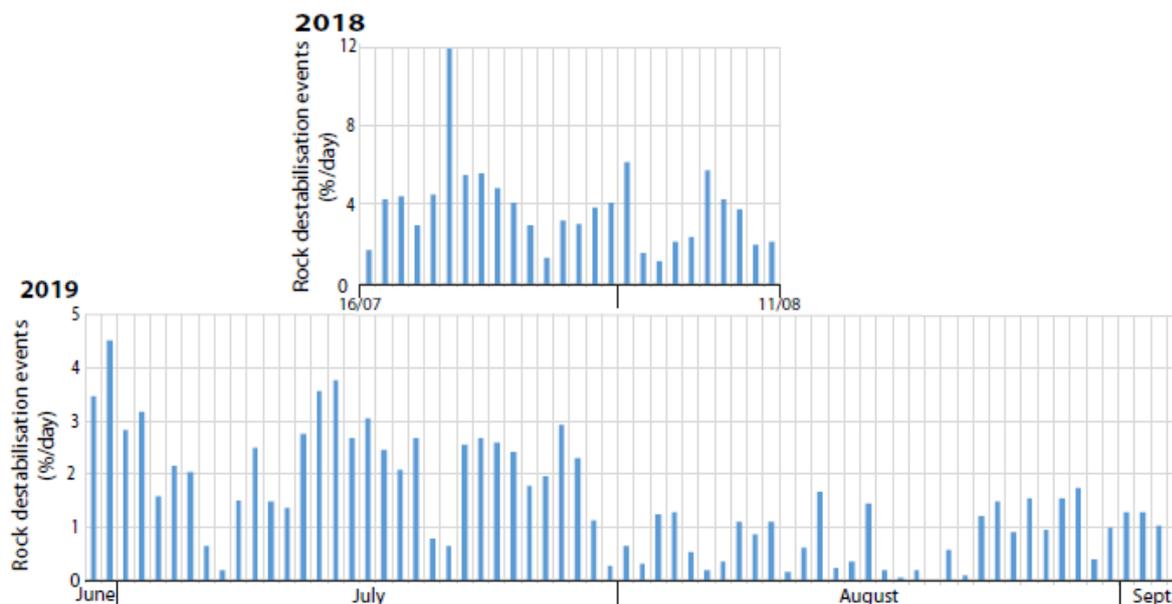


Figura 4.2.4 Percentuale di eventi di “destabilizzazione delle rocce” al giorno, rispetto al numero totale degli eventi registrati nelle stagioni estive 2018 e 2019. Fonte: “Rock destabilisation in the Grand Couloir of the Aiguille du Goûter (3,863 m) - A multi-disciplinary study of the normal route up Mont Blanc (4,809 m)”, (Mourey, 2020)

La stima del volume di roccia coinvolta negli eventi di destabilizzazione rimane un compito molto difficile, come precedentemente detto. Tuttavia, si può presumere che maggiore è l'energia massima rilasciata da un impatto, maggiore è il volume di roccia crollata. *L'energia media massima calcolata per gli eventi registrati nel 2019 è stata di 0,16 MJ*. L'88% degli eventi registrati ha rilasciato un'energia massima inferiore alla media. Questi possono essere qualificati come “piccoli eventi” (Figura 4.2.5); ciò vale anche per il 2018. Il numero di grandi eventi, energia massima superiore a **4 MJ**, cioè, un valore almeno 25 volte maggiore della media è stato relativamente basso rispetto al numero totale di eventi di crollo: 0,7% di tutti gli eventi nel 2019 (cioè, **19 eventi**). Su scala stagionale, i crolli sono stati meno frequenti nella seconda metà della stagione, ma sono durati in media 10 secondi in più (*durata mediana di 66 secondi ad agosto 2019 rispetto a 56 secondi a luglio*), sintomo del fatto che gli eventi di maggiore magnitudo tendono a verificarsi durante la seconda parte della stagione estiva. Nel 2019, ad eccezione del 29/06, tutti i grandi eventi hanno avuto luogo dopo il 27 luglio (Figura 4.2.5). Questa tendenza è stata osservata anche nel 2018, con cinque dei sei grandi eventi registrati dopo il 2 agosto.

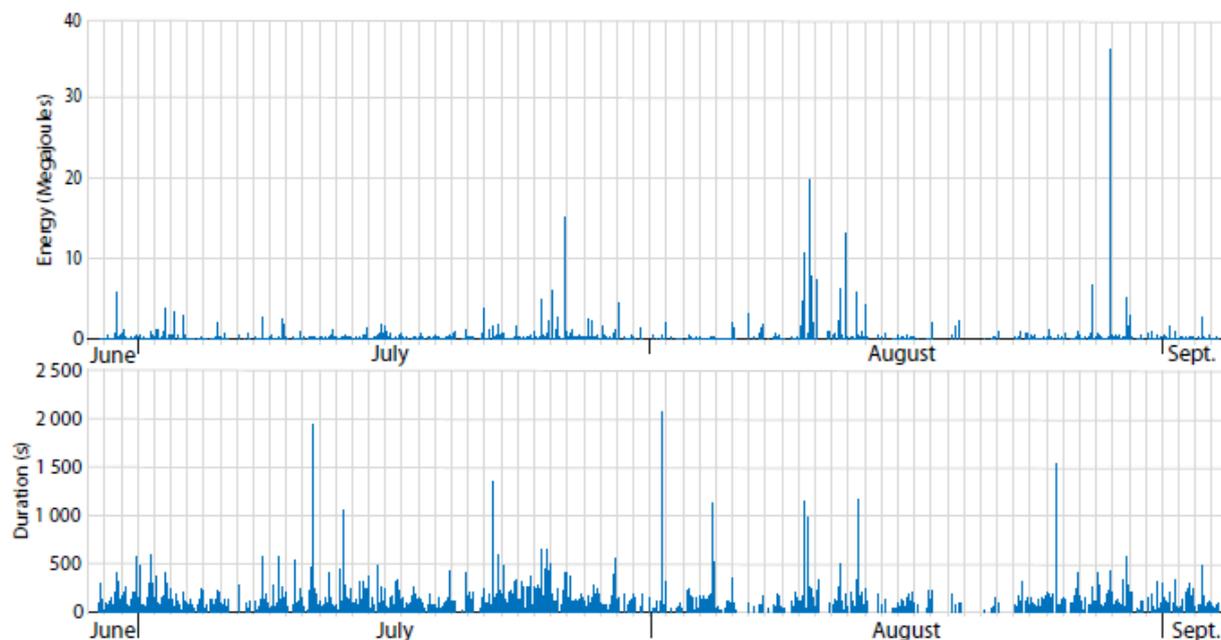


Figura 4.2.5 Energia massima e durata degli eventi di destabilizzazione delle rocce nel 2019. Fonte: "Rock destabilisation in the Grand Couloir of the Aiguille du Goûter (3,863 m) - A multi-disciplinary study of the normal route up Mont Blanc (4,809 m)", (Mourey, 2020)

Su scala giornaliera, in media, secondo tutti i dati raccolti nel 2018 e nel 2019, i crolli sono stati distribuiti nel corso della giornata come segue: il periodo durante il quale *l'attività è stata più bassa* è stato la mattina tra **le 2:00 e le 12:00**, con i *livelli di attività più bassi* registrati tra le **9:00 e le 10:00** (2% degli eventi giornalieri). I livelli di attività sono poi aumentati notevolmente tra mezzogiorno e le 20:00, con un *picco* intorno alle **19:00**. Il **7,5% dei crolli si è verificato tra le 19:00 e le 20:00**, cioè, **un evento ogni 24 minuti**. La frequenza è poi scesa gradualmente fino alle 9 del mattino. Conseguentemente a quanto appena detto, *i crolli di maggior volume* si sono verificati tra le **15:00 e le 22:00**.

Nel seguito si riporta una tabella riassuntiva del numero di eventi e dell'energia coinvolta (Tabella 4.2.1)

Tabella 4.2.1 Tabella riassuntiva del numero di eventi con loro frequenza ed energia rilasciata

	2018 (monitoraggio di 26 giorni)	2019 (monitoraggio di 68 giorni)
<i>Numero totale di eventi</i>	747	2662
<i>Numero di eventi al giorno</i>	28	39
<i>Numero di eventi all'ora</i>	1 ogni 50 min.	1 ogni 37 min.
<i>Energia media massima rilasciata</i>		0.16 MJ
<i>"Piccoli eventi" <0.16 MJ</i>		88%
<i>"grandi eventi" > 4MJ</i>		0.7%

4.2.2 Fattori che condizionano il verificarsi del crollo di massi

A scala stagionale, sono stati identificati tre periodi separati in base alla frequenza di crolli:

- **periodo 1** (Fig. 10) copre la prima metà della stagione (dal 16/07 al 01/08/2018 e dal 29/06 al 30/07/2019), il periodo durante il quale la frequenza di crollo è stata massima quando il canale era ancora parzialmente innevato;
- **periodo 2** (dal 02/08 al 10/08/2018 e dal 31/07 al 20/08/2019), la frequenza degli eventi è diminuita drasticamente ed è stata inferiore rispetto a qualsiasi altro periodo della stagione; il canale era completamente privo di neve.
- **periodo 3** (dal 21/08 al 04/09/2019) è stato caratterizzato da un leggero aumento della frequenza degli eventi. Durante questo periodo il canale è stato temporaneamente innevato, ma quest'ultimo si è poi completamente sgomberato.

A scala stagionale, l'unico fattore correlato alla frequenza di destabilizzazione delle rocce è stato il manto nevoso nel canale (Figura 4.2.6). Sia nel 2018 che nel 2019 i crolli sono stati molto frequenti nel periodo di scioglimento del manto nevoso (Figura 4.2.6, Periodo 1). La loro frequenza è poi diminuita notevolmente quando non è rimasta quasi neve, con solo una piccola macchia residua ancora presente nella parte bassa del canale zona attraversata dal "sentiero" (Figura 4.2.6, Periodo 2). Durante questo secondo periodo, alcuni picchi di attività sono coincisi con episodi di precipitazione liquida (pioggia). Nel 2019 si è verificata una ripresa degli eventi a partire dal 21 agosto, dopo che il canale è stato ricoperto da neve fresca e diversi episodi di pioggia (Figura 4.2.6, Periodo 3).

Risulta, quindi, che i periodi in cui i crolli erano più prevalenti fossero quelli durante i quali la quantità di acqua liquida nel canale, dovuta principalmente allo scioglimento delle nevi e occasionalmente alle precipitazioni liquide, era maggiore. L'influenza della temperatura è chiaramente determinante poiché favorisce lo scioglimento di neve e ghiaccio; l'acqua così creata si insinua nelle fratture aumentando la probabilità di distacco dei massi instabili sia per fenomeni di dilavamento che per cicli di gelo-disgelo. Ciò è facilmente riscontrabile dalla Figura 4.2.7 dove si può osservare il numero di eventi verificatisi su scala oraria confrontati con la variazione della temperatura sia dell'aria che della roccia

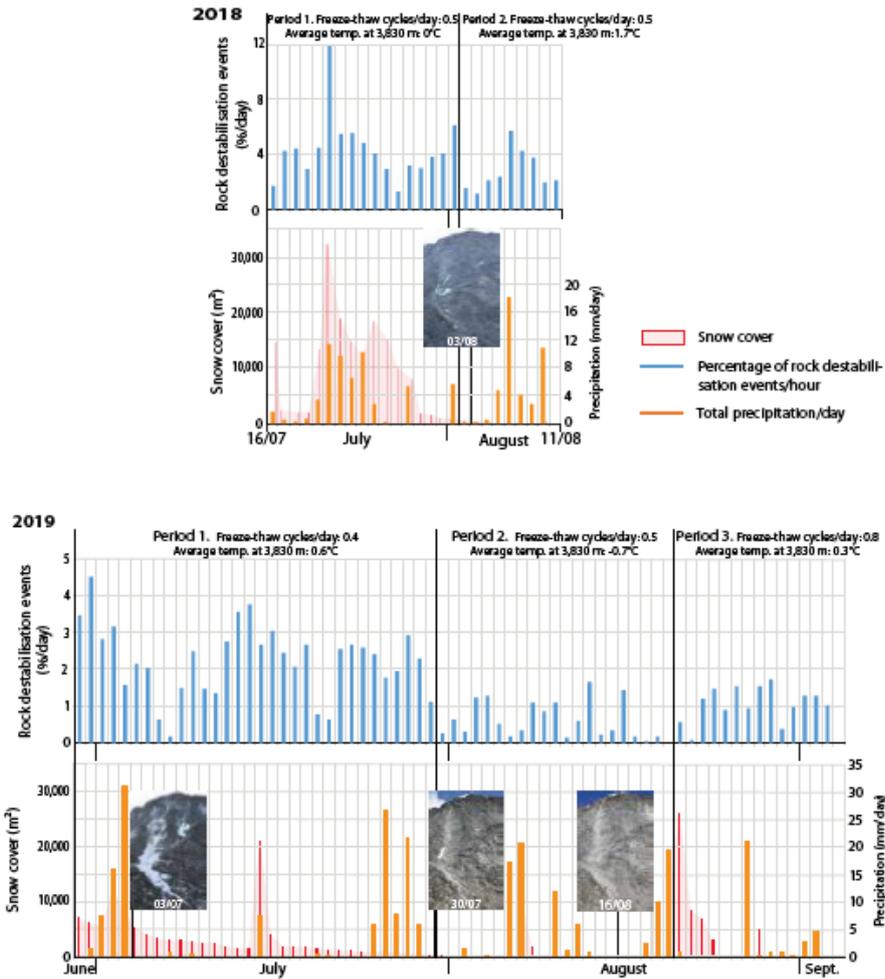


Figura 4.2.6: Confronto tra 2018 e 2019 della percentuale di eventi di destabilizzazione delle rocce che si verificano ogni giorno (rispetto al numero totale di eventi registrati) contro la variazione del manto nevoso (m²) e delle precipitazioni (mm/giorno). Fonte: "Rock destabilisation in the Grand Couloir of the Aiguille du Goûter (3,863 m) - A multi-disciplinary study of the normal route up Mont Blanc (4,809 m)", (Mourey, 2020)

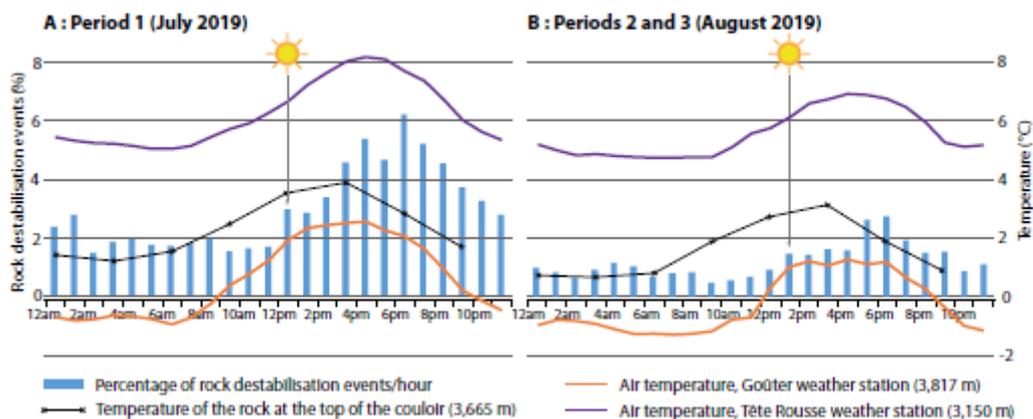


Figura 4.2.7 Confronto dei profili orari medi degli eventi di destabilizzazione delle rocce (in percentuale sul totale degli eventi registrati), temperature dell'aria a Tête Rousse e il Goûter, e la temperatura della roccia 10 cm di profondità nella parte superiore del canale (C3) nei mesi di luglio e agosto 2019. Fonte: "Rock destabilisation in the Grand Couloir of the Aiguille du Goûter (3,863 m) - A multi-disciplinary study of the normal route up Mont Blanc (4,809 m)", (Mourey, 2020)

Un ultimo aspetto da analizzare è quello relativo alla degradazione del permafrost. Questo evento risulta essere il responsabile degli eventi con una maggiore volumetria verificatisi a fine stagione estiva. Le misurazioni della temperatura della roccia effettuate a una profondità di 10 cm mostrano che il permafrost si sta deteriorando (temperatura media annuale tra -2°C e -4°C) nella parte alta del canale (Figura 4.2.8). La parte inferiore del canale si trova al limite inferiore del permafrost, con temperature comprese tra -1°C e 1°C. La porzione superiore, invece, si trova in un'area in cui il deterioramento del permafrost favorisce i crolli rocciosi. Le misurazioni in situ effettuate nel 2018 e nel 2019 mediante i sensori di temperatura confermano questo modello, con una temperatura media annuale sulla superficie rocciosa di -1,1°C a C1, -2,8°C a C2 e -3,4°C a C3, (C1, C2, C3 sono i punti in cui la temperatura sensori sono stati installati nella roccia.)

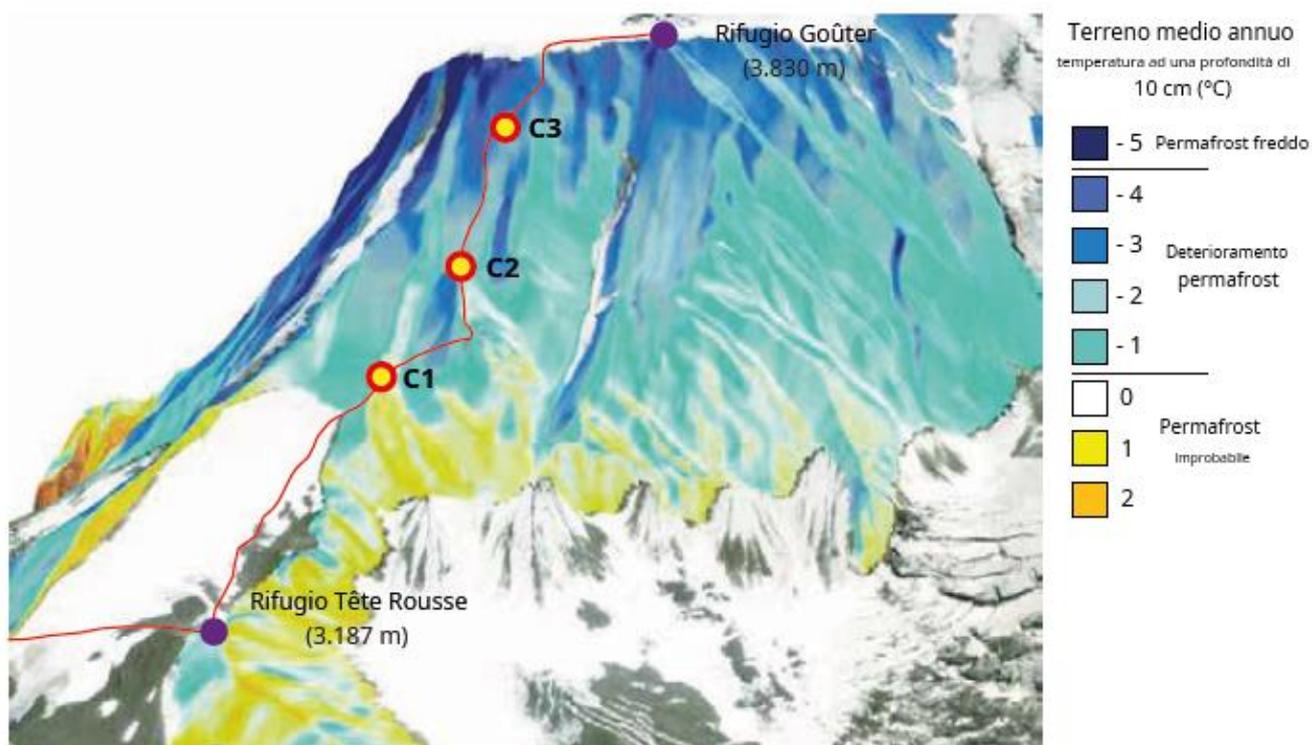


Figura 4.2.8 Distribuzione delle temperature medie annuali della superficie rocciosa sul versante occidentale fronte dell'Aiguille du Goûter. C1, C2 e C3 sono i punti in cui la temperatura sensori sono stati installati nella roccia. Fonte: "Rock destabilisation in the Grand Couloir of the Aiguille du Goûter (3,863 m) - A multi-disciplinary study of the normal route up Mont Blanc (4,809 m)", (Mourey, 2020)

In conclusione, tutte le osservazioni presentate confermano che la destabilizzazione delle rocce è governata principalmente dal progressivo *scioglimento del manto nevoso*. Quest'ultimo produce acqua liquida, che provoca un *aumento della pressione* interstiziale idraulica all'interno della roccia ed esacerba gli effetti dei *cicli di gelo-disgelo*. Entrambi questi meccanismi favoriscono l'innesco di

eventi di crollo. Inoltre, lo scioglimento della neve innesca meccanicamente la destabilizzazione di rocce/massi precedentemente posti al di sotto del manto nevoso, provocando una pulizia stagionale del canale.

Durante lo studio il numero di eventi di è stato di *tre volte maggiore* durante lo scioglimento del manto nevoso (Periodo 1) rispetto a quando il canale era privo di neve (Periodo 2 e 3). Più avanti nella stagione, quando il canale risulta completamente privo di neve (periodi 2 e 3), la frequenza di crolli è molto più bassa risultato che sembra essere correlato principalmente al numero e all'ampiezza dei cicli di gelo-disgelo, alle occasionali precipitazioni liquide e alla degradazione del permafrost che dà origine ad eventi di notevole volumetria.

4.3 Traffico di visitatori

I dati sul traffico dei visitatori (numero di alpinisti in transito nell'area) sono stati generati dal sensore piroelettrico installato a poche decine di metri a valle del “sentiero” attraverso il canale. Il sensore ha contato i numeri dei visitatori durante la stagione estiva 2017, 2018 e 2019, dal 29 giugno al 15 settembre.

In media *nelle tre estati* questo punto è stato superato **21.000** volte, il 45% in salita e il 55% in discesa. Una parte degli alpinisti di passaggio proveniva da altre vie, tra cui il Trois Mont Blanc (tramite la funivia dell'Aiguille du Midi e il rifugio Cosmiques), il versante italiano del Monte Bianco e l'Aiguille de Bionnassay, prendendo la cresta del Goûter solo per scendere. Il traffico dei visitatori lungo il percorso era fortemente dipendente dalle condizioni meteorologiche. Quando il tempo è peggiorato, il numero di visitatori è diminuito. Per contro, sono bastati uno o due giorni di bel tempo per riprendere il passaggio lungo la via. A scala stagionale, non vi era alcun legame tra la frequenza degli eventi di destabilizzazione delle rocce e il numero di visitatori. Anche il numero di visitatori non è stato influenzato dai frequenti crolli e/o da eventi grandi o addirittura molto piccoli. Ad esempio, nel 2019 si è verificato un ugual numero di passaggi a luglio e agosto per lo stesso numero di giorni di bel tempo, nonostante le cadute di massi siano state 2,6 volte più frequenti a luglio.

In totale, tra il 1990 e il 2017, i servizi di soccorso sono stati chiamati 347 volte per far fronte a incidenti traumatici tra i rifugi Tête Rousse e Goûter (Mourey, 2020). Il numero degli incidenti e le date in cui si sono verificati variavano notevolmente da un anno all'altro, con un minimo di 5 operazioni di soccorso nel 2002 e un massimo di 21 nel 2015. Tuttavia, tra il 1990 e il 2017, poiché molti soccorsi sono stati effettuati nel mese di luglio come in quello di agosto (rispettivamente 114

e 113) e in giugno come in settembre (54), ciò supporta l'idea che il numero degli incidenti è legato principalmente al numero degli alpinisti e non al mese; si ricorda che nel mese di luglio gli eventi franosi sono in numero notevolmente superiore rispetto a quello di agosto.

Nel seguito, Figura 4.3.1, viene riportata la variazione del traffico in scala stagionale e i valori fondamentali per comprendere al meglio questo fenomeno, Tabella 4.3.1.

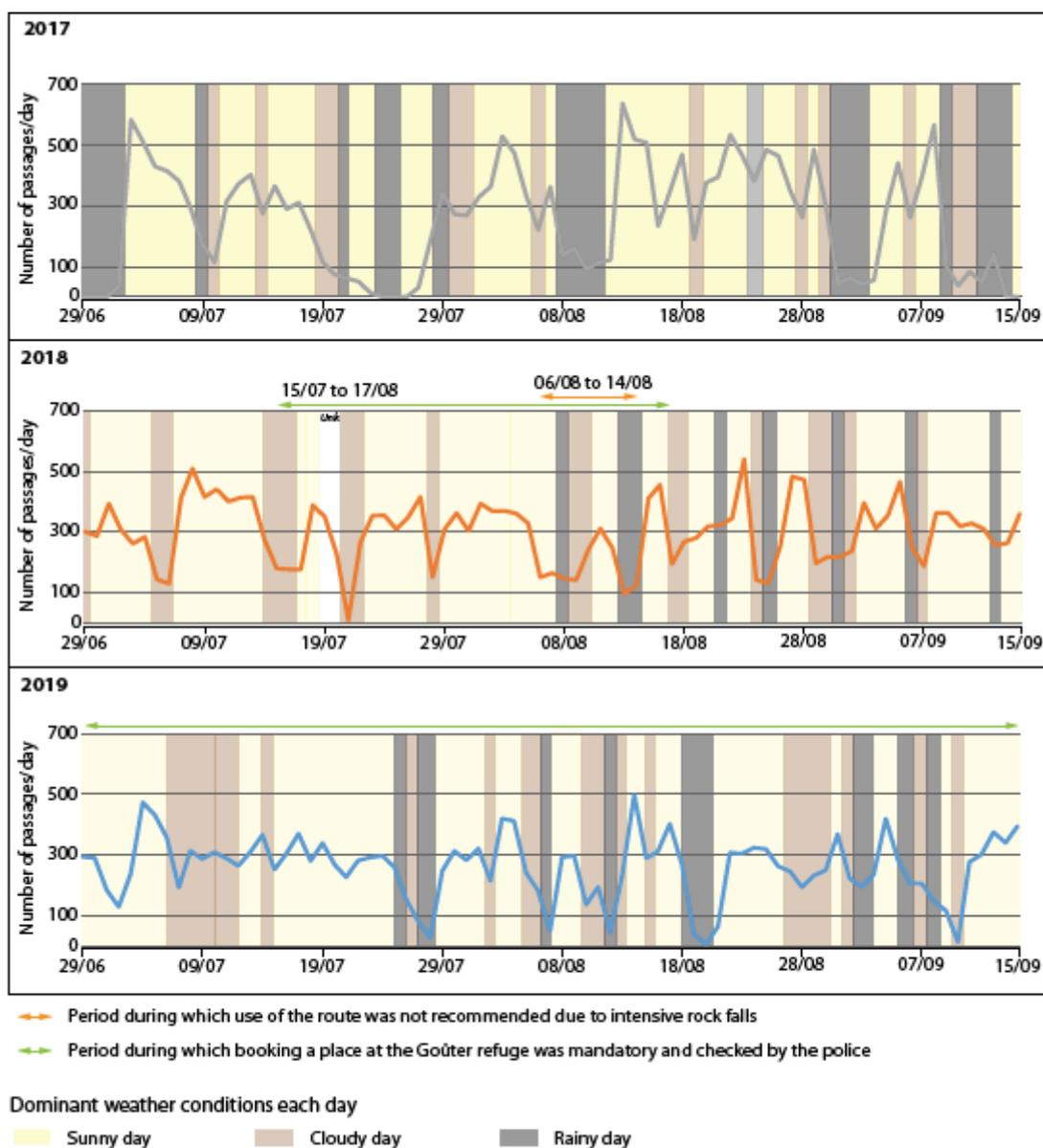


Figura 4.3.1: variazione del traffico di visitatori durante le estati 2017-2019. Fonte: "Rock destabilisation in the Grand Couloir of the Aiguille du Goûter (3,863 m) - A multi-disciplinary study of the normal route up Mont Blanc (4,809 m)" (Mourey, 2020)

Tabella 4.3.1 Valori relativi alla variazione del traffico di visitatori durante le estati 2017-2019. Fonte: "Rock destabilisation in the Grand Couloir of the Aiguille du Goûter (3,863 m) - A multi-disciplinary study of the normal route up Mont Blanc (4,809 m)"

	2017	2018	2019	Media dei tre anni
Numero totale di passaggi	20130	23496	20424	21350
Media giornaliera	255	291	259	268
Media mensile (luglio-agosto)	8802	9076	8058	8645
Massimo	638 (13/08)	540 (23/08)	497 (14/08)	558
Ripartizione dei passaggi	Salita	45.3%	47.8%	45.0%
	Discesa	54.7%	52.2%	55.0%
Incertezza di misura	10.0%	15.0%	7.2%	10.7%

Per quanto riguarda una distribuzione oraria riportata in Figura 4.3.2, il traffico dei visitatori ha una tendenza più o meno uguale nei tre anni in questione. In salita si registrano *due picchi iniziali* di traffico di visitatori: uno alle **2-3** e l'altro alle **5-6**, i due orari di partenza dal rifugio Tête Rousse. Un *picco principale* si forma quindi tra le **10:00 e le 15:00**, rispecchia l'arrivo di tutti gli alpinisti che partono con la tramvia del Monte Bianco. In direzione di *discesa*, si registra un aumento del traffico di visitatori tra le 8:00 e le 15:00 con un *picco* alle **11:30**.

Di conseguenza, la stragrande maggioranza degli alpinisti attraversa il Grand Couloir du Goûter tra le **9:00 e le 15:00**, con *picchi* di traffico che si verificano tra le **11:00 e le 12:00**. In appena un'ora, l'**11%** del numero totale di visitatori giornalieri attraversa il canale.

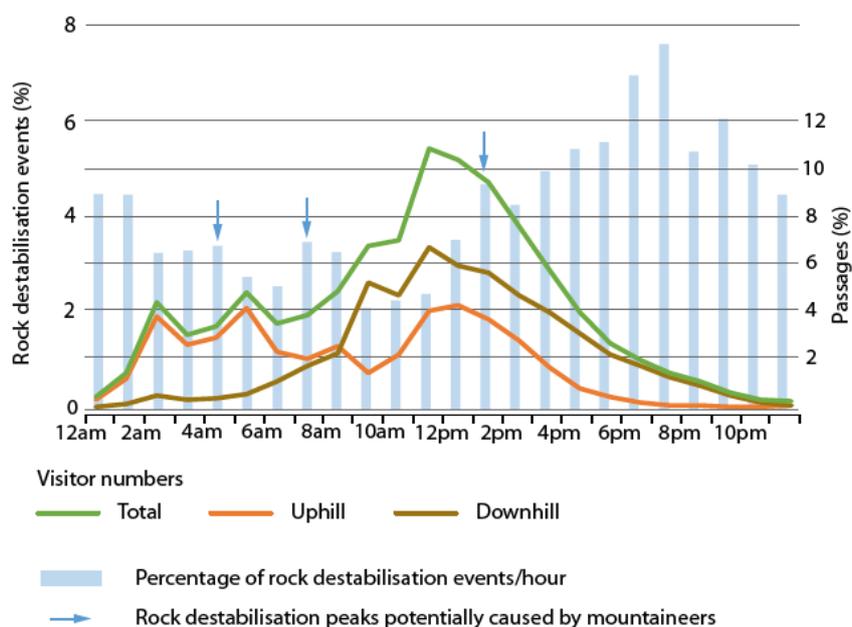


Figura 4.3.2 Distribuzione oraria media del traffico di visitatori nelle estati 2017-2019 e della percentuale di eventi di destabilizzazione verificatisi ogni ora nel 2018 e nel 2019. Fonte: "Rock destabilisation in the Grand Couloir of the Aiguille du Goûter (3,863 m) - A multi-disciplinary study of the normal route up Mont Blanc (4,809 m)", (Mourey, 2020)

È possibile ipotizzare che, una certa percentuale di eventi di destabilizzazione, difficile da stimare, sia stata innescata sul fianco sinistro del canale dagli stessi alpinisti. I dati finora raccolti non consentono di determinare l'influenza di fattori antropici sugli eventi di destabilizzazione delle rocce. Tuttavia, va notato che ci sono due *periodi durante i quali l'attività di crollo aumenta* leggermente: durante la notte, intorno alle **4:00 e alle 7:00**, cioè, due ore dopo i *primi due picchi* di traffico delle **2-3 e 5-6** (Figura 4.3.2). La stessa osservazione si può fare per quanto riguarda il leggero *picco di attività* che si verifica tra le **13 e le 14**, due ore dopo il *picco principale* del traffico di visitatori alle 11:00-12.00. Questo divario di 2 ore è uguale al tempo impiegato dagli alpinisti per raggiungere la parte superiore del canale dopo l'attraversamento, dove è più probabile che causino la caduta di rocce o massi.

Quanto riportato in questo capitolo può essere riassunto come segue. L'innescò di eventi di destabilizzazione rocciosa nel Grand Couloir du Goûter è legato a tre fenomeni che si verificano su scale temporali diverse:

- lo scioglimento della neve, che provoca la destabilizzazione meccanica e consente all'acqua di penetrare nelle fessure della roccia, provocando un aumento della pressione interstiziale ed esacerbando gli effetti dei cicli di gelo-disgelo;
- cicli di gelo-disgelo giornalieri, che intervengono quando il canale è libero da neve e sono occasionalmente amplificati da precipitazioni liquide;
- il deterioramento del permafrost, intensificato anche dalle precipitazioni liquide che innescano principalmente eventi ad alto volume alla fine della stagione estiva, quando l'ondata di caldo stagionale penetra in profondità nella roccia.

Inoltre, non vi è una precisa correlazione tra il passaggio degli alpinisti e gli infortuni verificatisi negli anni 2017, 2018 e 2019 ma si nota un leggero aumento dei fenomeni franosi due ore dopo il loro transito, osservazione che fa presupporre una certa correlazione, la quale deve, però, essere maggiormente studiata.

4.4 Incidenti

La grandissima esposizione del percorso alla caduta massi, come fin qui descritto, e le caratteristiche proprie del sentiero che, in alcuni tratti, richiedono tecniche di alpinismo su roccia hanno portato negli anni ad un numero considerevole di incidenti. Questo valore è stato ricavato dai rapporti stilati

in seguito alle operazioni di soccorso che sono stati raccolti ed analizzati nello studio “Accidentology of the normal route up Mont Blanc between 1990 and 2017” del maggio 2018.

Lungo il tratto della via normale che porta dal rifugio Tête Rousse e il rifugio Goûter il tasso di gravità dell'incidente è stato molto alto: **102** (26%) persone sono *morte*, ovvero una media di quasi quattro morti (3,7) all'anno, **230** (59%) sono rimasti *feriti* e solo **55** (14%) sono rimasti *illesi*.

Sapere con precisione il punto in cui è avvenuto l'incidente è molte volte difficile poiché questo generalmente differisce da quello in cui la vittima è stata soccorsa. Dei 347 soccorsi effettuati (1990-2017), il **35% (122)** è relativo a incidenti avvenuti durante la **traversata del canale del Couloir du Goûter** (31 morti e 85 feriti) e il **36% (132)** a **incidenti avvenuti in cresta** (50 morti e 73 feriti).

Le cause degli incidenti non sono facilmente determinabili sulla base delle sole segnalazioni prodotte dai servizi di soccorso. In molti casi c'è un concatenarsi di eventi e talvolta mancano i testimoni. Le cadute possono verificarsi per una serie di motivi: errori tecnici, caduta massi, stanchezza, equipaggiamento inadeguato, percorso errato, ecc. L'attribuzione della causa alla caduta massi risulta difficile da parte dei soccorritori infatti molte vittime sono successivamente cadute nel canalone, fatto che può confondere la causa con un errore tecnico. Inoltre, nei casi in cui sia chiaramente identificata come motivo dell'incidente, è difficile stabilire se sia stata innescata naturalmente o da un gruppo di alpinisti dislocati a monte. Pertanto, permane invariabilmente un certo grado di incertezza nei dati sulle cause degli incidenti.

Quello che però si può affermare è che le *cadute di massi* sono un fattore importante, perché causa diretta di almeno il **29%** degli incidenti ed è parzialmente da *attribuire a cadute* che portano al **50%** degli incidenti (Figura 4.4.1)

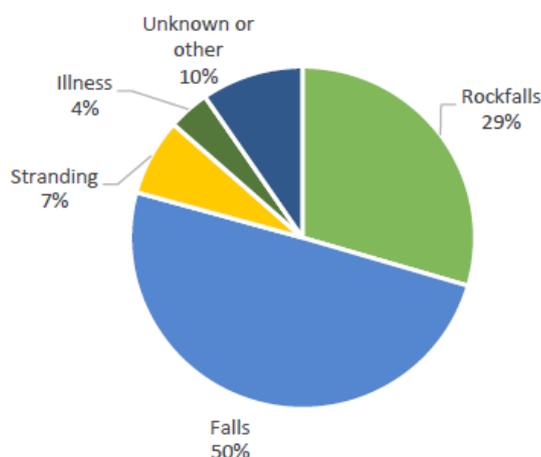


Figura 4.4.1 Cause degli incidenti Fonte: “Accidentology of the normal route up Mont Blanc between 1990 and 2017” (2018)

Inoltre, dalla Figura 4.4.2 è possibile notare come la causa di incidente per caduta massi è preponderante nell'attraversamento del canalone con una percentuale pari al 61%.

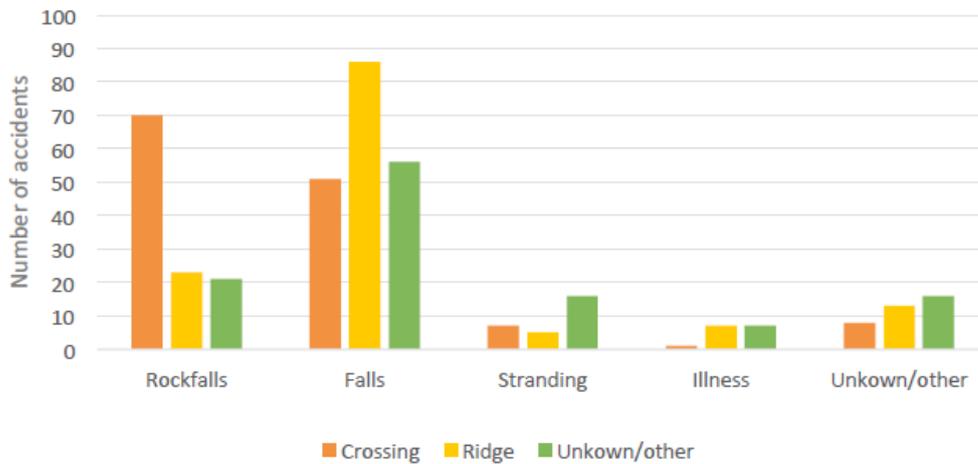


Figura 4.4.2 Causa degli incidenti in base alla loro localizzazione. Fonte: "Accidentology of the normal route up Mont Blanc between 1990 and 2017" (2018).

Gli incidenti causati da caduta massi durante la traversata del canalone, in realtà, sono diminuiti nel tempo a discapito di quelli causati per arenamento o caduta per inesperienza e mancanza di capacità tecnica.

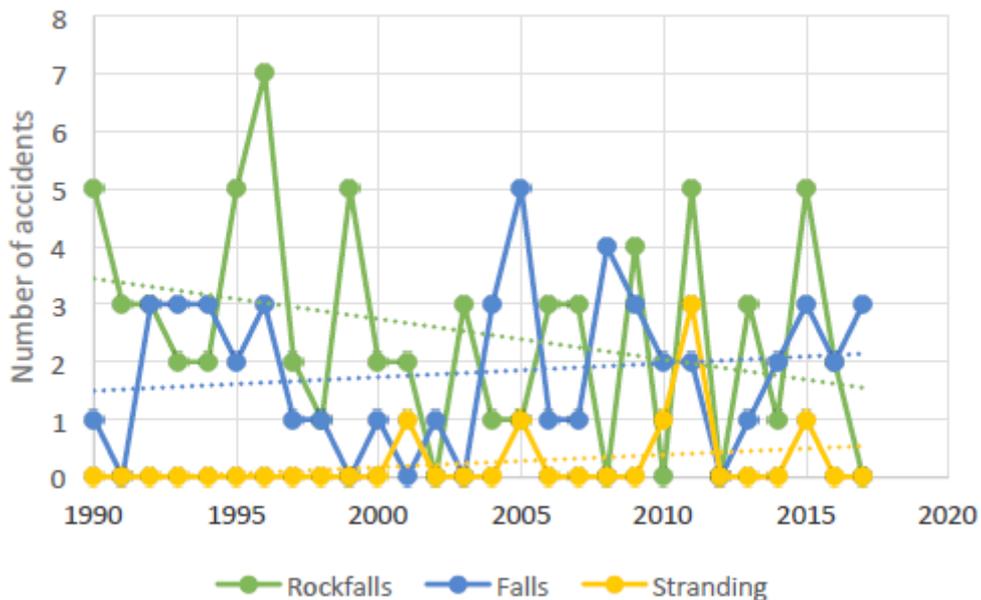


Figura 4.4.3 Variazione del numero e delle cause degli incidenti durante l'attraversamento del canale. Fonte: "Accidentology of the normal route up Mont Blanc between 1990 and 2017" (2018).

I dati e i risultati appena presentati consentono di identificare due principali cause di incidenti: cadute e frane. Tuttavia, la l'attribuzione precisa di un infortunio ad una causa è operazione complessa in cui le condizioni geomorfologiche del territorio, l'andamento dei visitatori sul percorso e i profili degli alpinisti sono tutti indissolubilmente legati dando origine, molto spesso ad un concatenarsi di cause. Il risultato è un gran numero di incidenti, molti dei quali mortali.

È quindi interessante capire qual è il rischio a cui sono soggetti gli alpinisti che attraversano il canalone anche in previsione di un aumento di visitatori ed eventi di caduta massi come risultato del cambiamento climatico. Nel seguito verrà illustrata un esempio di metodologia basata sull'albero degli eventi (ETA) per la valutazione del rischio di incidenti causati da caduta massi nell'attraversamento del canalone.

CAPITOLO 5. Event tree analysis applicato al caso del Couloir du Goûter

In questo capitolo viene ripreso ed applicato al caso studio del Couloir du Goûter il metodo dell'albero degli eventi (ETA) per sentieri alpinistici descritto nel paragrafo 3.2.4. Nella prima parte si procederà a illustrare le semplificazioni adottate al fine di adattare l'analisi al caso in esame, successivamente verranno mostrati i risultati che, infine, verranno discussi nell'ultima sezione del capitolo.

5.1 Metodo

Il caso studio presentato riguarda la valutazione del rischio di caduta massi per la perdita di vite umane lungo un sentiero alpinistico. Si intende giungere a tale valutazione mediante l'utilizzo del metodo ETA, e più precisamente, si partirà dall'albero degli eventi costruito nel paragrafo 3.2.4 e nel seguito riportato nuovamente (Figura 5.1.1).

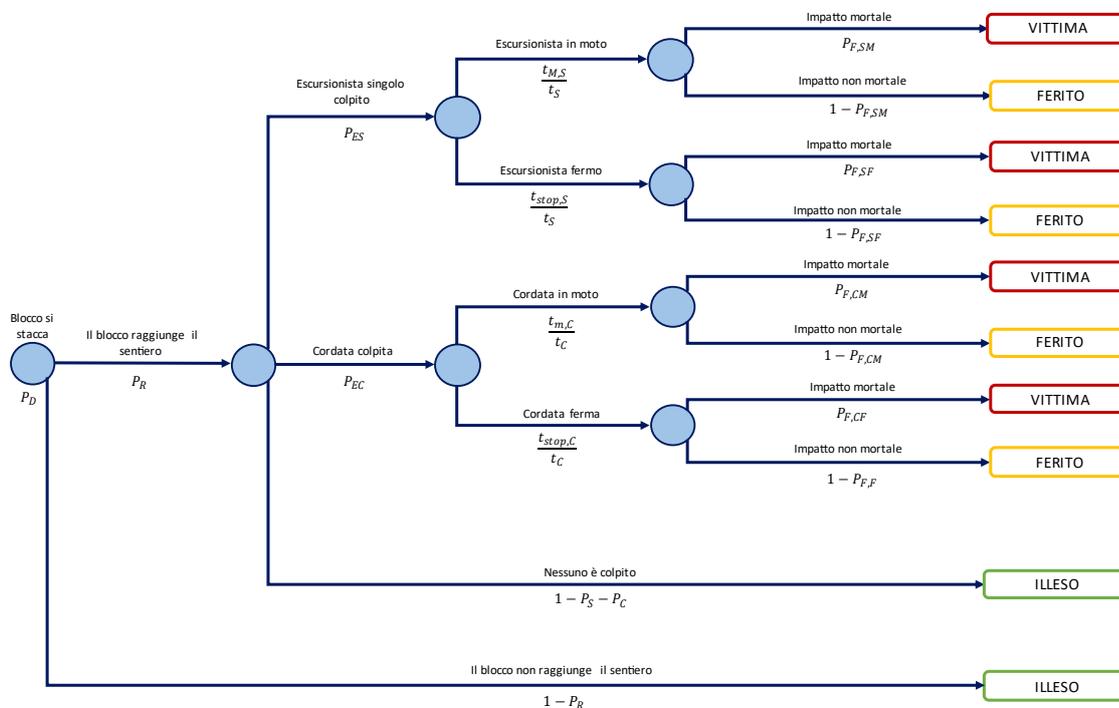


Figura 5.1.1 Schema logico dei possibili scenari per un sentiero alpinistico, struttura ad albero

Si apporteranno alcune semplificazioni dettate dalle caratteristiche del sentiero che verranno dettagliatamente descritte ed ora anticipate nella Figura 5.1.2.

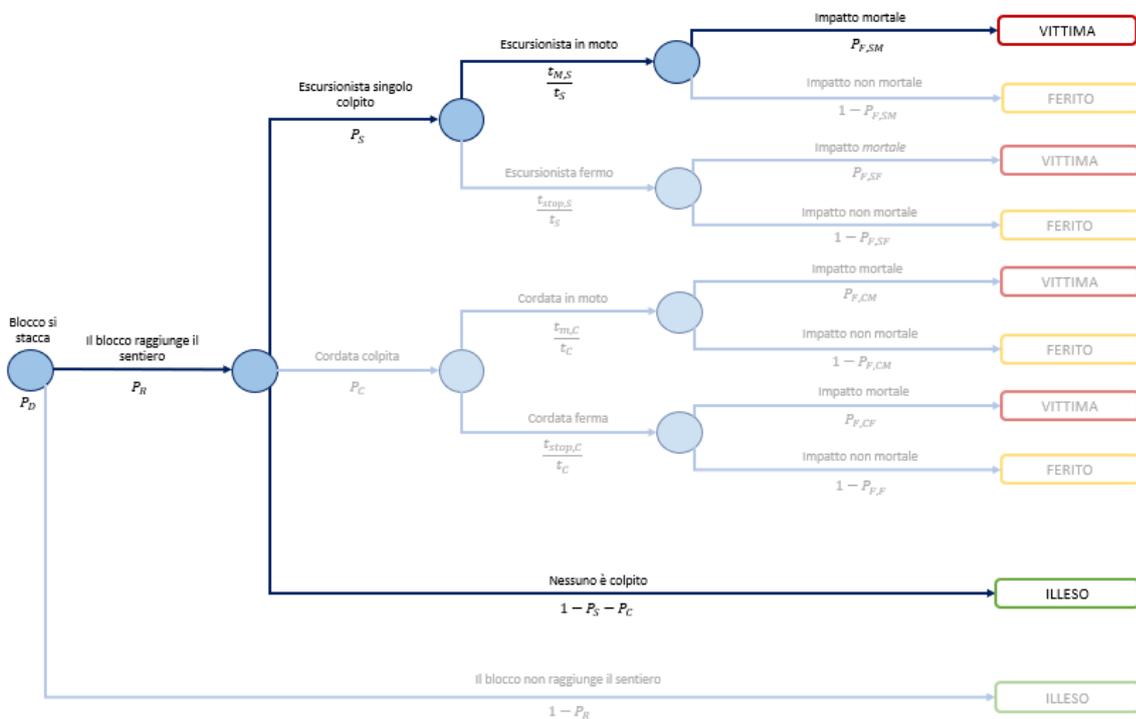


Figura 5.1.2 Schema logico dei possibili scenari per il sentiero alpinistico in esame: Couloir du Goûter, struttura ad albero

Il sentiero ha una lunghezza di circa 100 m, è frequentato esclusivamente nei mesi caldi in cui i rifugi Tête Rousse (3.167m) e il rifugio Goûter (3.835 m) sono aperti. L'analisi di rischio, quindi, sarà effettuata sull'intero tratto considerando i dati di traffico differenziati per le diverse ore del giorno. Si otterrà dapprima il rischio per ogni fascia oraria (condizione omogenea di traffico) e verrà poi determinato il rischio giornaliero ed annuale.

L'evento iniziatore certo, da cui l'analisi ha inizio, è il distacco di un blocco di roccia. Il primo passo dell'analisi è quello di determinare la frequenza di arrivo del blocco sul sentiero, scopo raggiunto mediante un'analisi traiettografica effettuata utilizzando il software RocFall di Rocscience, programma di analisi statistica 2D progettato per valutare il rischio da caduta massi lungo i pendii.

Una volta estratto, mediante il software Qgis, il profilo del pendio dal modello digitale del terreno (DEM) scaricato da (EU-DEM v1.1 – Copernicus Land Monitoring Service), lo si è inserito in RocFall, iniziando la modellazione del terreno (Figura 5.1.3); i parametri inseriti relativi alle caratteristiche del terreno si riportano nella seguente Tabella 5.1.1. In corrispondenza del sentiero alpinistico in esame si è inserito un collettore, segmento lineare che raccoglie informazioni su tutte le rocce che

attraversano tale linea mentre scendono lungo il pendio registrando la loro velocità, energia cinetica, posizione verticale e orizzontale.

Tabella 5.1.1 Caratteristiche del materiale

Caratteristiche del materiale			
<i>Normal Restitution</i>	0.5	Normal distribution	Std. Deviation = 0.3
<i>Tangential Restitution</i>	0.9	Normal distribution	Std. Deviation = 0.3
<i>Friction Angle (°)</i>	30		

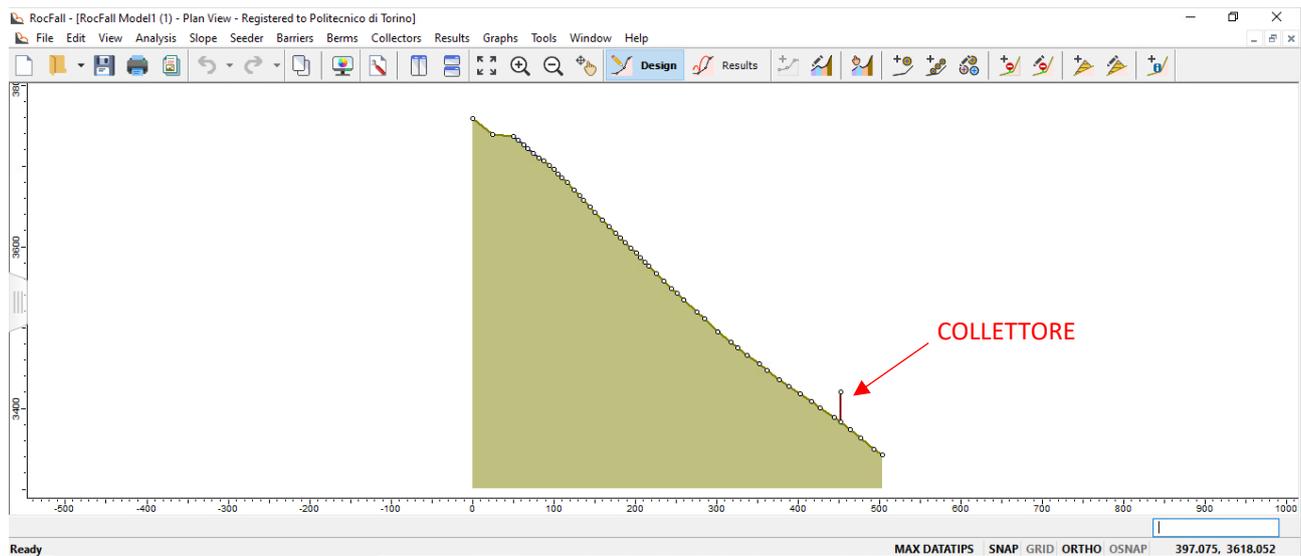


Figura 5.1.3 Profilo del pendio in esame.

L'analisi è stata effettuata con il metodo Lumped mass, il blocco è considerato puntiforme e la resistenza dell'aria trascurabile, e con un numero di lanci pari a 1000 (valore indicato per ottenere una stabilizzazione dei risultati statistici). Dalle foto aeree è possibile notare come l'area sorgente sia costituita dall'intero costone, al fine di ottenere risultati veritieri e non mediati a causa della lunghezza del tratto sorgente considerato, si è deciso di effettuare due diverse analisi dividendo il segmento come mostrato in Figura 5.1.4.

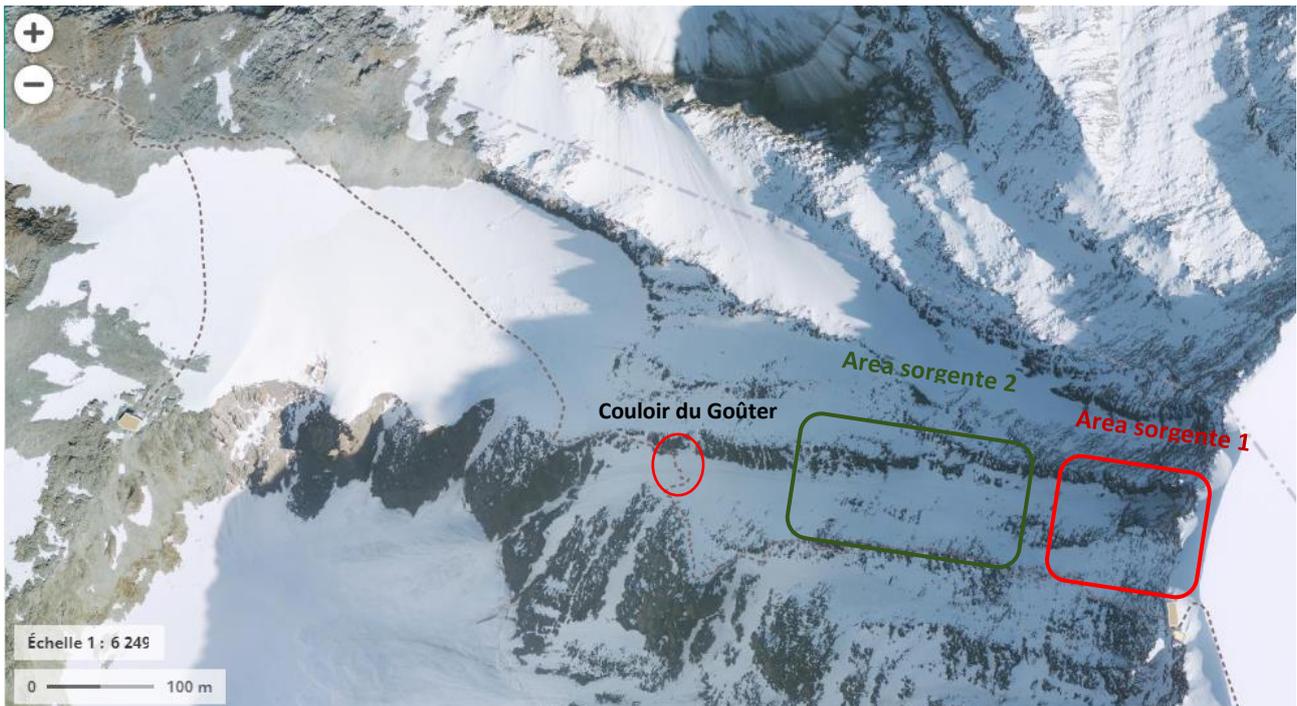


Figura 5.1.4 Zona sorgente e localizzazione del canalone. Fonte: "Géoportail".

Dai risultati dell'analisi traiettografica effettuata su entrambe le zone sorgenti si ottiene che tutti i blocchi che si distaccano raggiungono il Couloir du Goûter (Figura 5.1.5 e Figura 5.1.6).

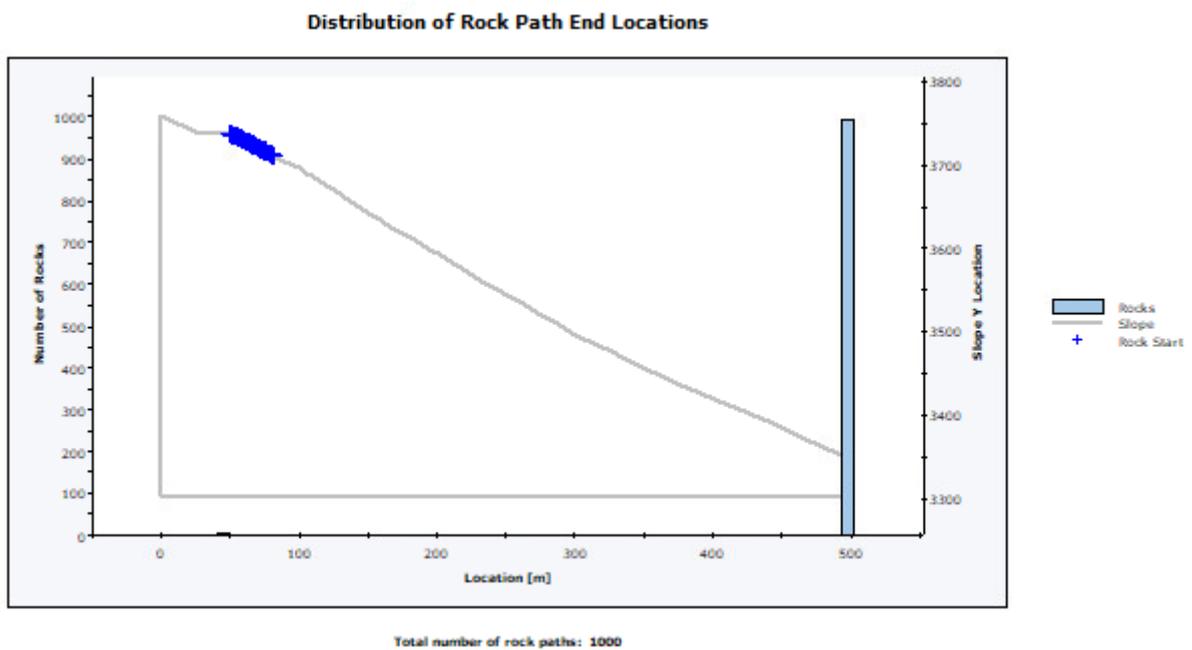


Figura 5.1.5 Numero di blocchi che raggiungono il sentiero, area sorgente 1. Software Rocfall2

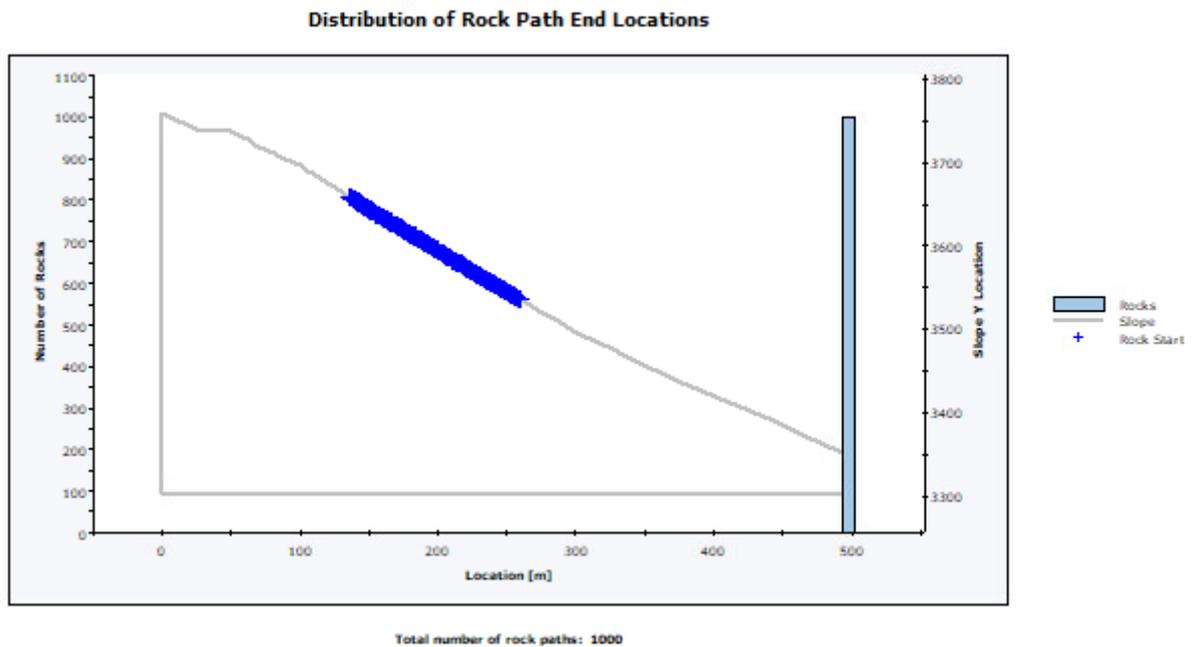


Figura 5.1.6 Numero di blocchi che raggiungono il sentiero, area sorgente 2. Software Rocfall2

Dall'analisi appena riportata si desume quindi che la probabilità di un blocco di raggiungere il sentiero sia pari a 1 ($P_R = 1$).

A questo punto l'albero si dirama in tre rami, dal basso verso l'alto si ha:

1. nessun escursionista sul sentiero è colpito e il ramo si conclude con l'assenza di vittime e feriti;
2. la cordata viene colpita.

Il Couloir du Goûter è un tratto attrezzato con una fune d'acciaio che permette, per chi volesse, di legarsi in cordata. Nell'applicazione del metodo questa condizione non viene però presa in considerazione per i seguenti motivi:

- il blocco colpisce gli escursionisti indipendentemente dall'assicurazione al versante;
- il sentiero non ha particolari criticità del punto di vista morfologico, è in piano e abbastanza largo;
- testimonianze riportano che nella maggior parte dei casi viene attraversato senza la corda per diminuire il tempo di preparazione e attraversamento del tratto così da ridurre conseguentemente l'esposizione.

Si decide quindi di non considerare questo scenario semplificando il ramo relativo alla cordata

3. Il singolo escursionista viene colpito P_S .

Data la pericolosità del sentiero in esame e la sua lunghezza ridotta, gli escursionisti sono sempre in movimento. Il loro obiettivo, infatti, è quello di attraversare il tratto nel minor tempo possibile riducendo quindi l'esposizione; il ramo relativo all'escursionista fermo viene conseguentemente eliminato. Si ha quindi che $\frac{t_{M,S}}{t_S} = 1$.

Il blocco, colpendo l'escursionista, può causarne la morte o il ferimento. Si vanno ad analizzare le energie con cui il blocco arriva sul sentiero per capire se con dispositivi di protezione individuali, ad esempio un caschetto, l'impatto possa effettivamente causarne il ferimento.

L'energia si calcola come $\frac{1}{2}mv^2$, si è considerato un blocco di 1 dm^3 con densità di $2,7 \text{ g/cm}^3$, la velocità la si ricava della simulazione effettuata con il software Rocfall. I risultati vengono nel seguito riportati in Tabella 5.1.2, è stato considerato sia il 50° percentile che il 95° per le due aree sorgenti (Figura 5.1.7, Figura 5.1.8, Figura 5.1.9 e Figura 5.1.10).

Tabella 5.1.2 Energie di arrivo del blocco.

Area sorgente	Percentile	Velocità (m/s)	Energia (J)
1	50°	9.46	120.81
	95°	12.44	208.92
2	50°	9.41	119.54
	95°	11.99	194.08

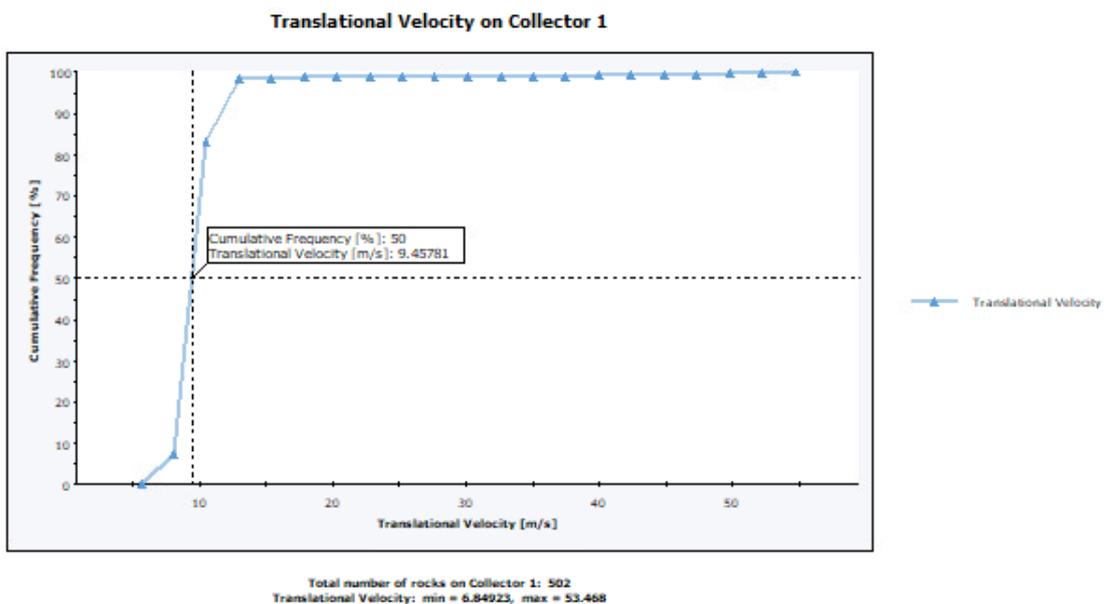


Figura 5.1.7 Velocità traslazionale al 50° percentile per la zona sorgente 1

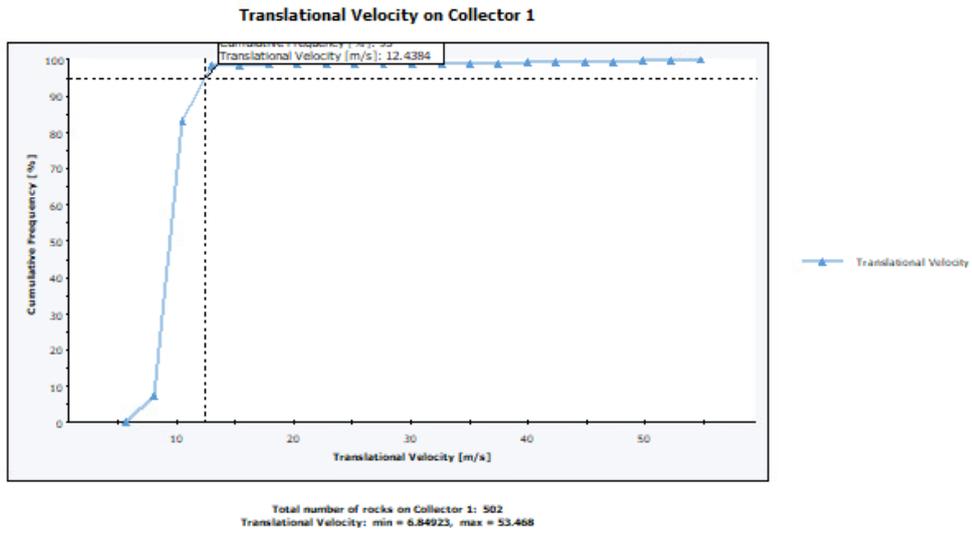


Figura 5.1.8 Velocità traslazionale al 95° percentile per la zona sorgente 1

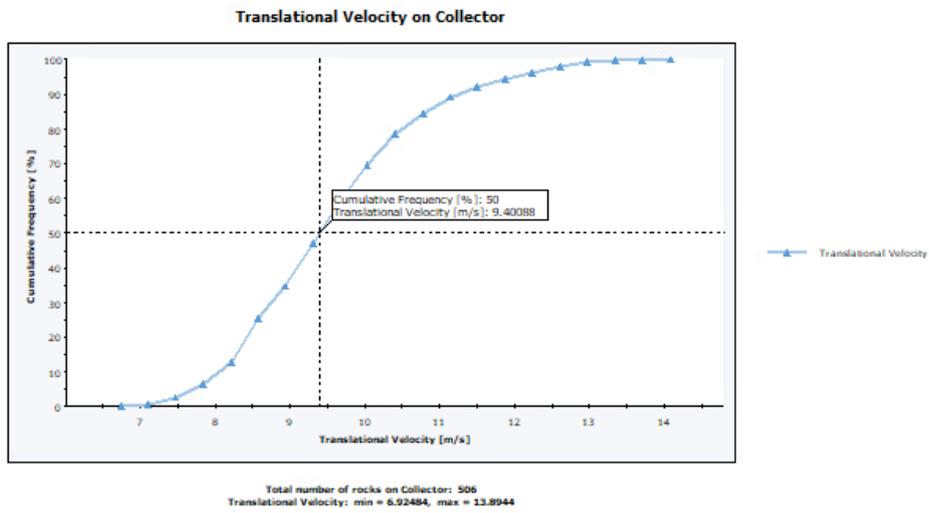


Figura 5.1.9 Velocità traslazionale al 50° percentile per la zona sorgente 2

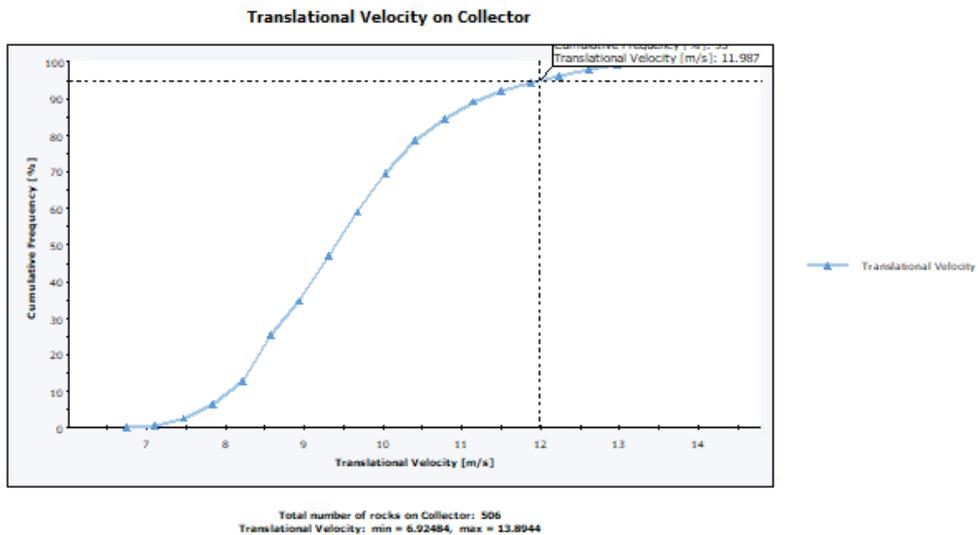


Figura 5.1.10 Velocità traslazionale al 95° percentile per la zona sorgente 2

Si può far riferimento a due normative che regolano gli standard per i caschetti (*Comprendere la certificazione europea del mio casco - Petzl Italia*):

1. EN 12492:2012 casco per l'alpinismo e l'arrampicata. In questo caso è riportato che la massima forza assorbibile da un caschetto in seguito alla caduta di un oggetto da un'altezza di 5 m e con peso di 5 kg è pari a $F \leq 10kN$. L'energia che può quindi trattenere è pari a 100 J
2. EN 397:2012 casco per l'industria la massima forza assorbibile da un caschetto in seguito alla caduta di un oggetto da un'altezza di 1 m e con peso di 5 kg è pari a $F \leq 5kN$. Inoltre, è riportato che l'energia massima che può trattenere è di 49 J

Da questi risultati è facilmente intuibile che in caso di colpo da parte del masso in caduta, il caschetto non è in grado di proteggere l'escursionista $120 J > 100 J$. Si elimina quindi la possibilità di ferimento lasciando quella di sola morte.

L'albero degli eventi con le semplificazioni appena descritte viene nel seguito riportato (Figura 5.1.11).

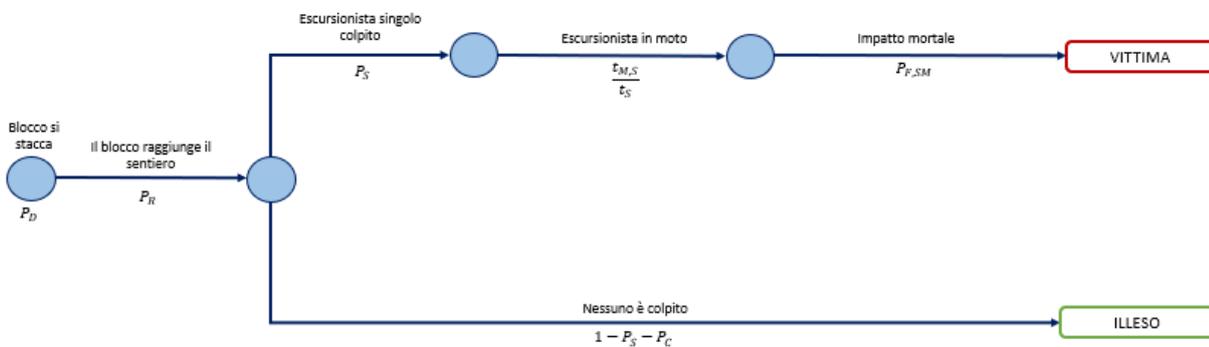


Figura 5.1.11 Albero degli eventi per il sentiero alpinistico in esame: Couloir du Goûter.

Il valore di probabilità di incidente mortale PIM risulta quindi essere derivante dal caso dell'alpinista colpito in movimento e calcolata come il prodotto di tutte le probabilità che portano all'esito finale.

$$PIM_{F,SM} = P_R * P_S * \frac{t_{M,S}}{t_S} * P_{F,SM} \quad 38$$

Il rischio annuale e giornaliero, infine, può essere calcolato attraverso la distribuzione di Poisson come:

$$R_A = 1 - e^{-N_D * 365 * PIM} \quad 39$$

$$R_G = 1 - e^{-N_D * PIM}$$

40

Dove si considerano 365 giorni perché, come precedentemente detto, l'analisi è stata effettuata con dati del traffico a scala oraria.

In questo paragrafo si è voluta illustrare la costruzione dell'albero degli eventi per il caso studio in esame. Si è partiti dell'albero generale costruito per un sentiero alpinistico e si sono formulate le seguenti ipotesi:

- il blocco raggiunge sicuramente il sentiero (analisi traiettografica);
- il sentiero non si attraversa in cordata: gli escursionisti, per ridurre l'esposizione, non si fermano ad imbragarsi. Inoltre, il blocco colpisce indipendentemente la cordata o il singolo escursionista e il sentiero ha caratteristiche morfologiche non impegnative;
- l'alpinista è in movimento si tende ad attraversarlo velocemente per ridurre il tempo di esposizione;
- l'impatto provoca la morte dell'escursionista date le energie in gioco.

Ciò ha portato ad avere un percorso con due soli rami:

1. il blocco raggiunge e colpisce un escursionista singolo che sta percorrendo il sentiero causandone la morte
2. il blocco raggiunge il sentiero ma non colpisce alcun escursionista

per completezza, nel seguito, si riportano gli andamenti di velocità ed altezza dei blocchi lungo il pendio considerando il 95° percentile e le due aree sorgenti (Figura 5.1.12, Figura 5.1.13, Figura 5.1.14 e Figura 5.1.15).

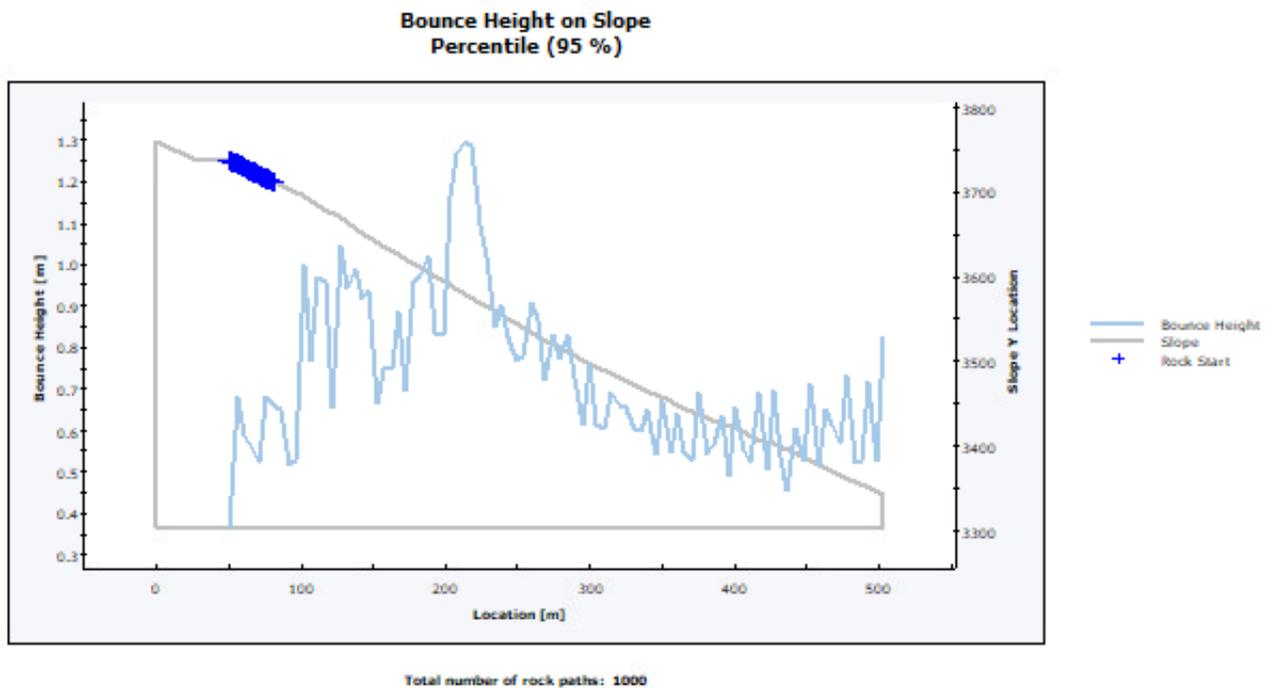


Figura 5.1.12 Andamento dell'altezza lungo il profilo per la zona sorgente 1. 95° percentile.

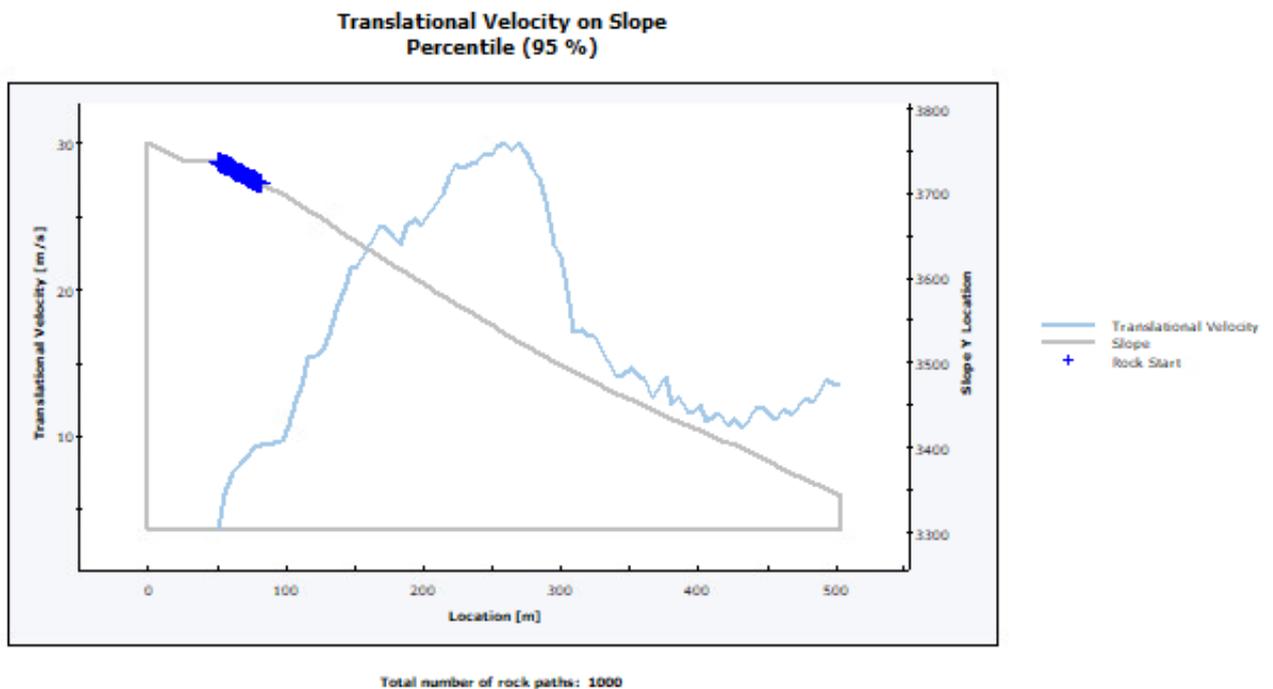
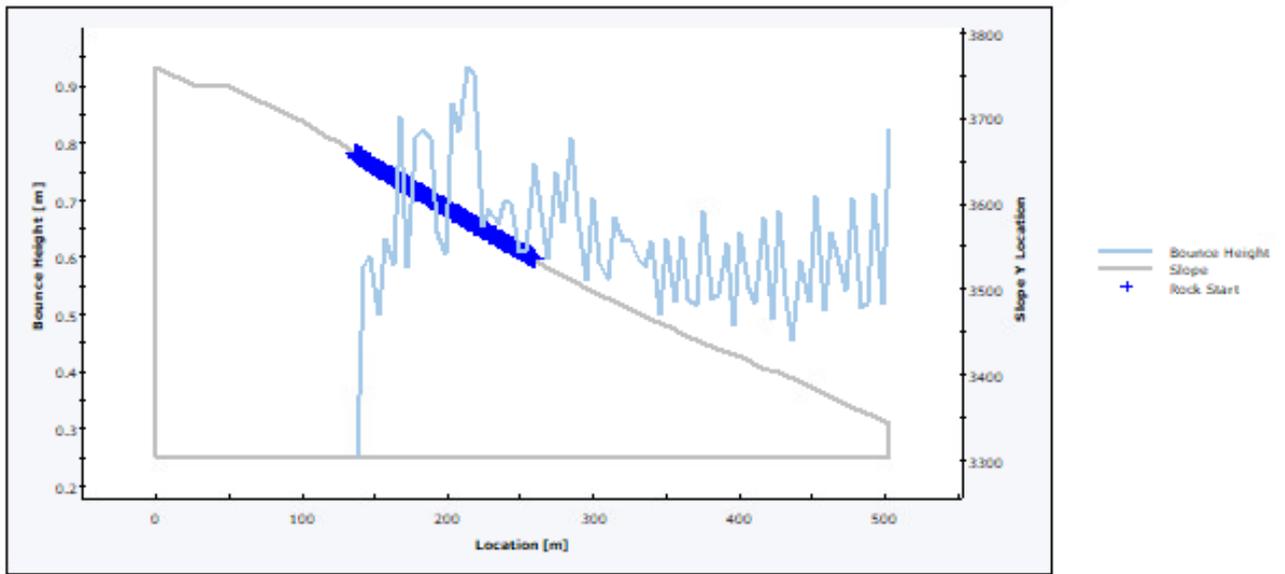


Figura 5.1.13 Andamento della velocità lungo il profilo per la zona sorgente 1. 95° percentile

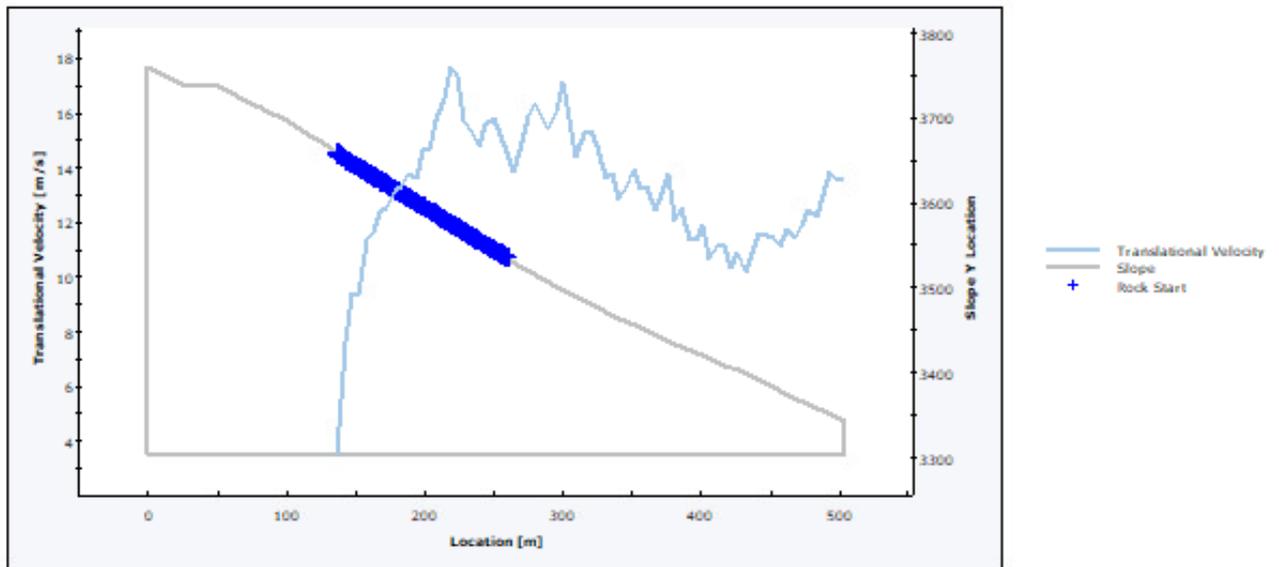
**Bounce Height on Slope
Percentile (95 %)**



Total number of rock paths: 1000

Figura 5.1.14 Andamento dell'altezza lungo il profilo per la zona sorgente 2. 95° percentile

**Translational Velocity on Slope
Percentile (95 %)**



Total number of rock paths: 1000

Figura 5.1.15 Andamento della velocità lungo il profilo per la zona sorgente 2. 95° percentile

5.2 Risultati

Il tratto del Couloir du Goûter, lungo circa 100 metri è raggiunto da blocchi provenienti da un'unica area sorgente che influisce in modo omogeneo sull'intero sentiero con una probabilità di raggiungimento uguale per tutta la sua estensione (Figura 5.2.1). Per tale motivo la modellazione è stata effettuata senza porzionamenti del percorso.

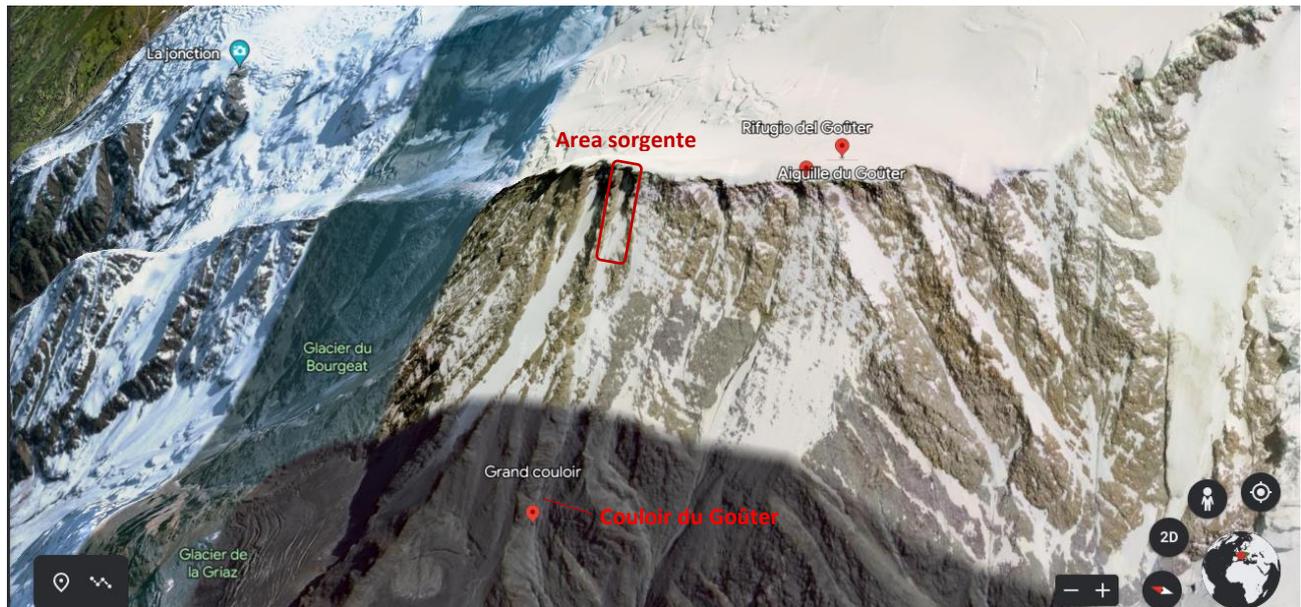


Figura 5.2.1 Percorso e area sorgente in vista frontale. Fonte: "GoogleEarth"

I dati, a cadenza oraria e relativi ai due mesi estivi di luglio e agosto, periodo in cui viene effettuato questo percorso, sono stati così ottenuti:

- *numero di eventi all'ora*: Figura 4.3.2 che riporta con distribuzione oraria la percentuale di eventi di destabilizzazione verificatisi nel 2018 e nel 2019. Fonte: "Rock destabilisation in the Grand Couloir of the Aiguille du Goûter (3,863 m) - A multi-disciplinary study of the normal route up Mont Blanc (4,809 m)", Jacques Mourey et al. (2020);
- *numero di persone all'ora*: Figura 4.3.2 che riporta la distribuzione oraria media del traffico di visitatori nelle estati dal 2017 al 2019. Fonte: "Rock destabilisation in the Grand Couloir of the Aiguille du Goûter (3,863 m) - A multi-disciplinary study of the normal route up Mont Blanc (4,809 m)", Jacques Mourey et al. (2020);
- *numero di ore annue con questo traffico*: si considerano 62 ore poiché ogni dato relativo al traffico ha validità oraria per i due mesi considerati composti da 31 giorni;

- *probabilità di arrivo del blocco sul sentiero*: pari a 1 per le motivazioni precedentemente illustrate;
- *probabilità spaziale*: data dal rapporto tra la lunghezza di una persona di profilo assunta pari a 10 cm e la lunghezza della porzione di sentiero, in questo caso pari a 100 metri;
- *probabilità temporale*: data dal rapporto tra il tempo necessario all'attraversamento, stimato di due minuti, e le ore in un anno;
- *probabilità di morte*: viene ricavata dai dati relativi alle operazioni di soccorso riportati nel paragrafo 4.4 dove viene preso il 35% degli incidenti totali (122) avvenuti lungo il canalone e di questi calcolato il 79% dato che include incidenti causati da crolli di roccia e cadute. Gli incidenti per cadute sono stati considerati provocati da caduta massi poiché il sentiero risulta pianeggiante e moderatamente largo in confronto al resto del percorso, quindi, è lecito pensare che nella maggior parte dei casi lo scivolamento sia avvenuto in seguito ad un tentativo di rifugio dai crolli.
- *probabilità di incidente mortale*: ottenuta seguendo il procedimento illustrato nella sezione metodologica.

Utilizzando i dati appena elencati è possibile calcolare la probabilità di incidente mortale come descritto dall'equazione 18; i risultati ottenuti sono riportati in Tabella 5.2.1.

Tabella 5.2.1 Probabilità di incidente mortale per ogni ora. Dato dal prodotto del numero di persone in transito a quell'ora, il numero di ore all'anno con quel traffico, probabilità di arrivo, probabilità spaziale, probabilità temporale e probabilità di morte lungo il canale

Ora del giorno	n° eventi all'ora	n° persone in quell'ora	n° ore anno con quel traffico	Parrivo	Pspaziale	Ptemporale	Pmorte	PIM
1	1.49	1.70	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$8.05 \cdot 10^{-8}$
2	1.48	4.25	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$2.01 \cdot 10^{-7}$
3	1.08	11.43	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$5.41 \cdot 10^{-7}$
4	1.10	8.22	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$3.89 \cdot 10^{-7}$
5	1.13	9.16	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$4.34 \cdot 10^{-7}$
6	0.92	12.47	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$5.90 \cdot 10^{-7}$
7	0.85	9.25	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$4.38 \cdot 10^{-7}$
8	1.15	10.01	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$4.74 \cdot 10^{-7}$
9	1.09	12.65	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$5.99 \cdot 10^{-7}$
10	0.71	17.66	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$8.36 \cdot 10^{-7}$
11	0.76	18.32	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$8.67 \cdot 10^{-7}$
12	0.80	27.95	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$1.32 \cdot 10^{-6}$
13	1.17	27.01	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$1.28 \cdot 10^{-6}$
14	1.55	24.93	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$1.18 \cdot 10^{-6}$
15	1.41	20.96	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$9.93 \cdot 10^{-7}$
16	1.64	15.96	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$7.56 \cdot 10^{-7}$
17	1.79	10.86	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$5.14 \cdot 10^{-7}$
18	1.85	7.84	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$3.71 \cdot 10^{-7}$
19	2.31	5.67	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$2.68 \cdot 10^{-7}$
20	2.51	4.25	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$2.01 \cdot 10^{-7}$
21	1.78	3.31	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$1.57 \cdot 10^{-7}$
22	2.00	2.08	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$9.84 \cdot 10^{-8}$
23	1.70	1.23	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$5.81 \cdot 10^{-8}$
24	1.49	0.76	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$3.58 \cdot 10^{-8}$

Seguendo la procedura descritta nel paragrafo relativo alla metodologia è possibile ora calcolare il rischio, annuo e giornaliero, associato alla probabilità di impatto mortale per ogni fascia oraria; i risultati sono nel seguito riportati in Tabella 5.2.2, in Figura 5.2.2 e Figura 5.2.3.

Tabella 5.2.2 rischio annuo e giornaliero per ogni fascia di età

Ora del giorno	PIM	Rischio annuo in fascia oraria	Rischio giornaliero in fascia oraria
1	$8.05 \cdot 10^{-8}$	$4.36 \cdot 10^{-5}$	$1.20 \cdot 10^{-7}$
2	$2.01 \cdot 10^{-7}$	$1.09 \cdot 10^{-4}$	$2.97 \cdot 10^{-7}$
3	$5.41 \cdot 10^{-7}$	$2.14 \cdot 10^{-4}$	$5.86 \cdot 10^{-7}$
4	$3.89 \cdot 10^{-7}$	$1.56 \cdot 10^{-4}$	$4.27 \cdot 10^{-7}$
5	$4.34 \cdot 10^{-7}$	$1.79 \cdot 10^{-4}$	$4.91 \cdot 10^{-7}$
6	$5.90 \cdot 10^{-7}$	$1.97 \cdot 10^{-4}$	$5.41 \cdot 10^{-7}$
7	$4.38 \cdot 10^{-7}$	$1.37 \cdot 10^{-4}$	$3.74 \cdot 10^{-7}$
8	$4.74 \cdot 10^{-7}$	$1.99 \cdot 10^{-4}$	$5.46 \cdot 10^{-7}$
9	$5.99 \cdot 10^{-7}$	$2.38 \cdot 10^{-4}$	$6.53 \cdot 10^{-7}$
10	$8.36 \cdot 10^{-7}$	$2.16 \cdot 10^{-4}$	$5.92 \cdot 10^{-7}$
11	$8.67 \cdot 10^{-7}$	$2.40 \cdot 10^{-4}$	$6.56 \cdot 10^{-7}$
12	$1.32 \cdot 10^{-6}$	$3.86 \cdot 10^{-4}$	$1.05679 \cdot 10^{-6}$
13	$1.28 \cdot 10^{-6}$	$5.44 \cdot 10^{-4}$	$1.49168 \cdot 10^{-6}$
14	$1.18 \cdot 10^{-6}$	$6.67 \cdot 10^{-4}$	$1.82772 \cdot 10^{-6}$
15	$9.93 \cdot 10^{-7}$	$5.11 \cdot 10^{-4}$	$1.3991 \cdot 10^{-6}$
16	$7.56 \cdot 10^{-7}$	$4.52 \cdot 10^{-4}$	$1.23822 \cdot 10^{-6}$
17	$5.14 \cdot 10^{-7}$	$3.36 \cdot 10^{-4}$	$9.21 \cdot 10^{-7}$
18	$3.71 \cdot 10^{-7}$	$2.50 \cdot 10^{-4}$	$6.85 \cdot 10^{-7}$
19	$2.68 \cdot 10^{-7}$	$2.26 \cdot 10^{-4}$	$6.18 \cdot 10^{-7}$
20	$2.01 \cdot 10^{-7}$	$1.85 \cdot 10^{-4}$	$5.05 \cdot 10^{-7}$
21	$1.57 \cdot 10^{-7}$	$1.02 \cdot 10^{-4}$	$2.78 \cdot 10^{-7}$
22	$9.84 \cdot 10^{-8}$	$7.18 \cdot 10^{-5}$	$1.96 \cdot 10^{-7}$
23	$5.81 \cdot 10^{-8}$	$3.61 \cdot 10^{-5}$	$9.89 \cdot 10^{-8}$
24	$3.58 \cdot 10^{-8}$	$1.94 \cdot 10^{-5}$	$5.31 \cdot 10^{-8}$

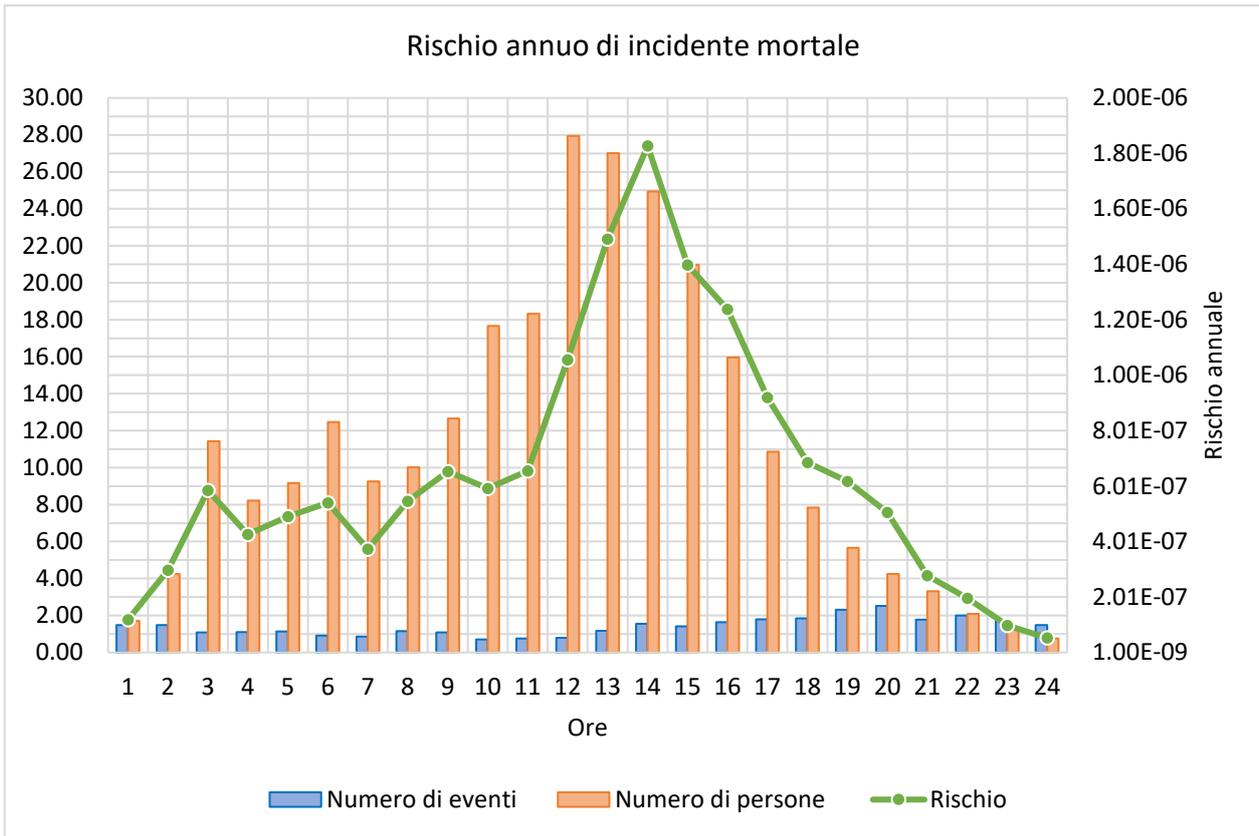


Figura 5.2.2 Andamento del rischio annuo nelle diverse fasce orarie in relazione al numero degli eventi e al numero di persone

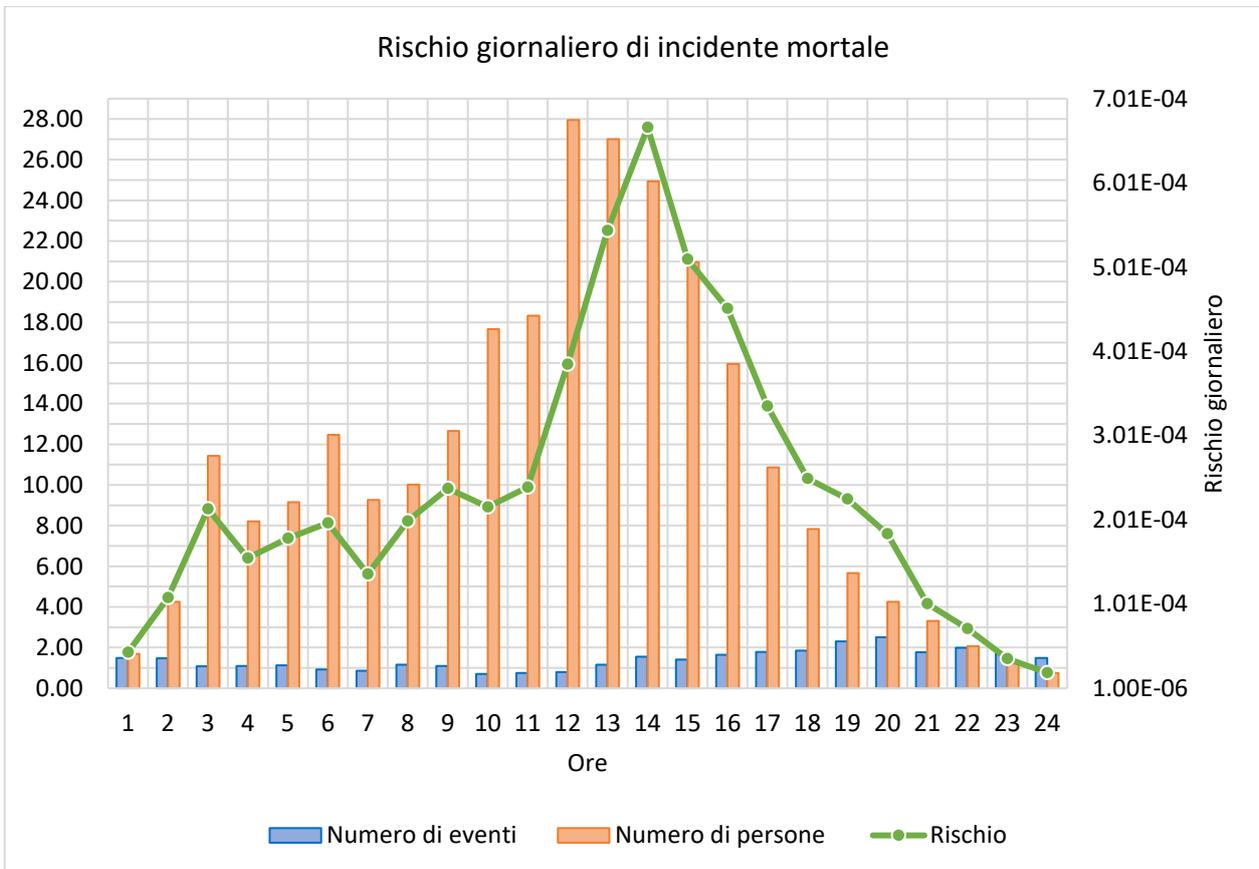


Figura 5.2.3 Andamento del rischio giornaliero nelle diverse fasce orarie in relazione al numero degli eventi e al numero di persone

Il rischio annuo e giornaliero complessivo è dato dalla somma dei rispettivi valori di rischio per ogni fascia oraria. Il risultato finale dell'analisi di rischio restituisce i valori pari a:

Rischio annuo (R_A): $5,713 \cdot 10^{-3}$

Rischio giornaliero (R_G): $1,566 \cdot 10^{-5}$

5.3 Discussione dei risultati

Come facilmente prevedibile la fascia oraria che riporta il **maggior rischio** è compresa tra le ore **11:00 e 18:00** con un **massimo alle 14:00**; in questo periodo, infatti, si registra sia il *picco di transiti* degli alpinisti che partono con la tramvia del Monte Bianco sia quello degli eventi di destabilizzazione. Altri due **picchi minori** si registrano **tra le 2:00 e le 3:00 e tra le 5:00 e le 6:00**, questi sono invece dovuti non tanto agli eventi di destabilizzazione ma ad un *incremento dei passaggi* degli escursionisti in partenza dal rifugio Tête Rousse che nel calcolo finale aumentano l'esposizione.

I valori di rischio ottenuti sono, senza dubbio, molto elevati ma stabilire con precisione una soglia di rischio accettabile è un'operazione estremamente difficile poiché ogni valutazione deve essere effettuata considerando le caratteristiche della popolazione esposta, ne consegue che questi limiti sono diversi da caso a caso. Inoltre, è necessario precisare che il concetto di rischio accettabile può essere esaminato da due punti di vista uno sociale e uno individuale che determinano un rischio accettabile inconsapevole e uno consapevole. Il Prof. Robin Fell della University of New South Wales di Sydney afferma che è comunemente assunto un **valore di soglia** pari a $10^{-5} - 10^{-6}$ per anno di rischio specifico accettabile da popolazioni *non consapevoli*, mentre quella per popolazioni *consapevoli* è di gran lunga superiore, sino a 10^{-3} per anno. È possibile ritrovare gli stessi valori anche nell'articolo pubblicato nell'ottobre del 2005 "Criteria for Acceptable Risk in the Netherlands" (Vrijling, Gelder and Ouwerkerk, 2005) che illustra i livelli di riferimento del rischio per strade olandesi.

Considerando quindi che un sentiero alpino è percorso da persone consapevoli dei rischi presenti e della loro probabilità di accadimento si può facilmente notare come il valore di rischio annuo ottenuto dall'analisi presentata nel precedente paragrafo 5.3 sia maggiore del valore soglia assunto:

$$5.713 \cdot 10^{-3} > 10^{-3}$$

Inoltre, è ipotizzabile che questo valore di rischio sia sottostimato poiché, come già riportato nel paragrafo 4.2, i sensori sismici non riescono a rilevare tutti gli eventi sia per un problema legato allo

smorzamento delle onde da parte della neve, ad esempio, che, per una questione tecnica riguardante la loro sensibilità, in questo caso crolli di roccia di ridotte dimensioni non vengono registrati. A conferma di ciò, testimonianze di alpinisti che hanno attraversato il canalone in diverse ore del giorno, riportano che gli eventi di piccole dimensioni sono continui nel tempo e che ogni 10-15 minuti circa si verifica una “pioggia di sassi”. Inoltre, in previsione futura, i valori registrati tenderanno ad aumentare a causa del cambiamento climatico che, come già ampiamente discusso, sta portando ad un graduale incremento dei fenomeni franosi. Alla luce di tali considerazioni si è deciso di ripetere l’analisi precedentemente effettuata raddoppiando e poi triplicando il numero di eventi registrati dai sensori per ogni ora, ottenendo così nel primo caso una media di un crollo ogni 21.5 minuti e nel secondo ogni 10.75 minuti.

Si sono ottenuti i risultati riassunti in Tabella 5.3.1 e illustrati in Figura 5.3.1 e Figura 5.3.2

Tabella 5.3.1 Rischio annuo e giornaliero con valori raddoppiati e triplicati del numero di eventi all’ora

	Media numero di eventi all'ora	Totale numero di eventi al giorno	Rischio annuo	Rischio giornaliero
Dati registrati	1.40	33.74	$5.71 \cdot 10^{-3}$	$1.57 \cdot 10^{-5}$
Dati raddoppiati	2.81	67.47	$1.14 \cdot 10^{-2}$	$3.13 \cdot 10^{-5}$
Dati triplicati	4.22	101.21	$1.71 \cdot 10^{-2}$	$4.70 \cdot 10^{-5}$

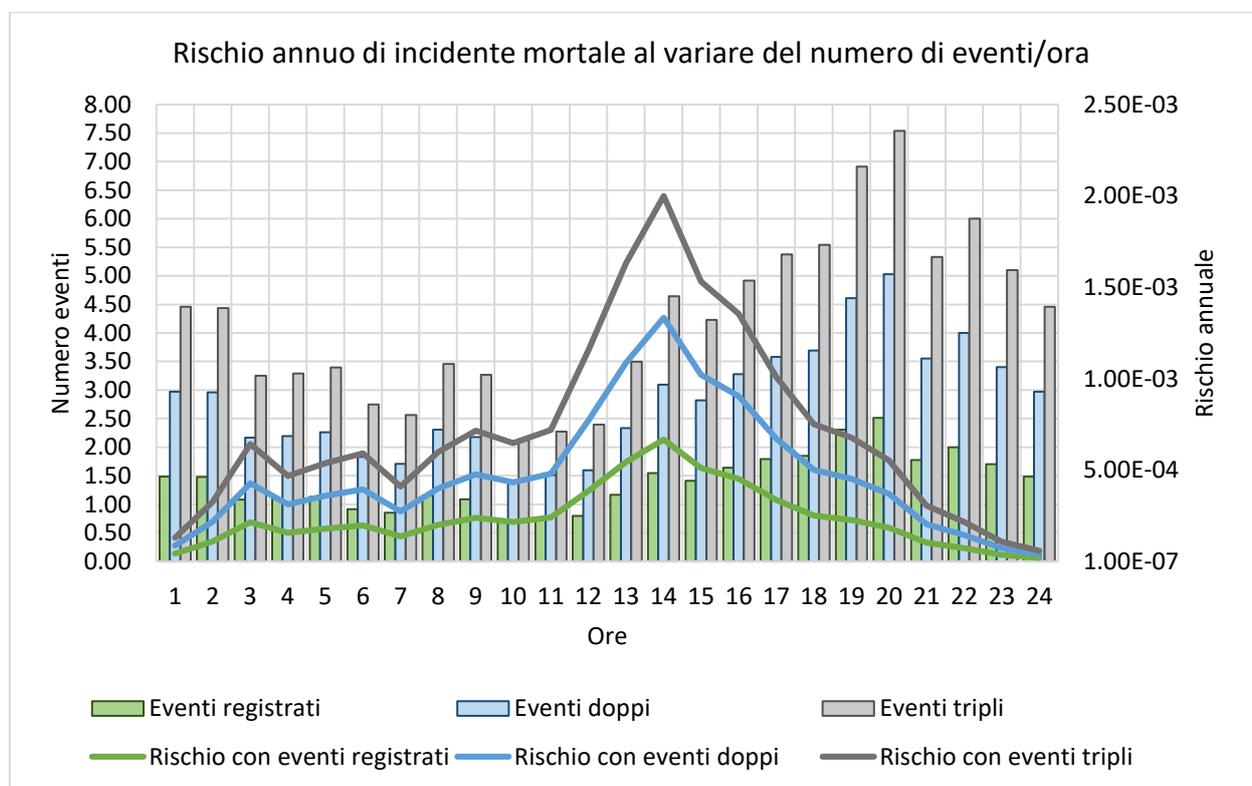


Figura 5.3.1 Andamento del rischio annuo di incidente mortale al variare del numero di eventi all’ora: si è considerato prima il dato registrato raddoppiato (in celeste) e poi triplicato (in grigio)

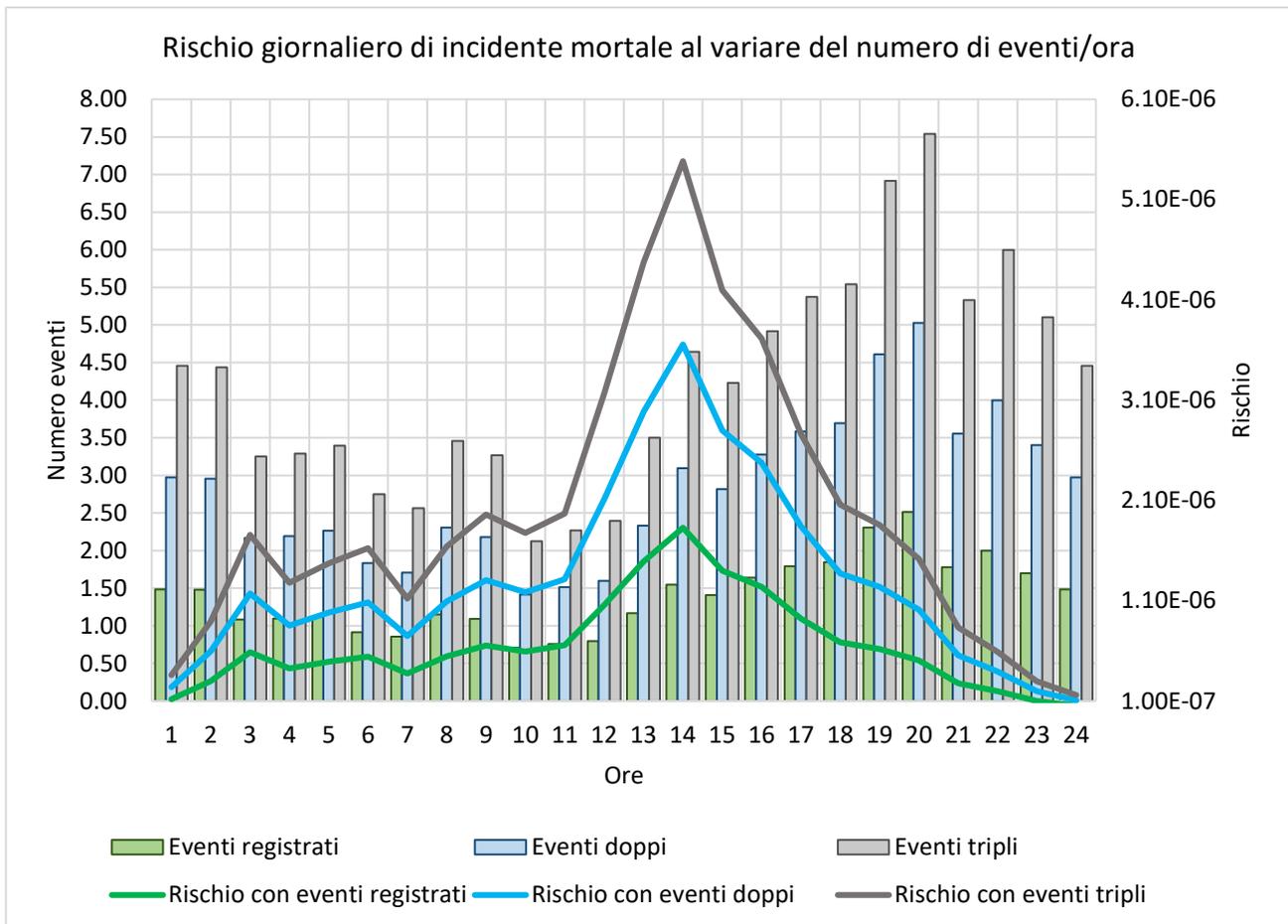


Figura 5.3.2 Andamento del rischio giornaliero di incidente mortale al variare del numero di eventi all'ora: si è considerato prima il dato registrato raddoppiato (in celeste) e poi triplicato (in grigio)

I valori di rischio sono, senza dubbio, allarmanti poiché ampiamente al di sopra della soglia assunta di rischio accettabile per esposizioni consapevoli e tale risultato tenderà a peggiorare. Nel prossimo capitolo, quindi, verranno illustrate le possibili soluzioni per la riduzione di tale rischio.

5.4 Possibili soluzioni

Si è fin qui visto come i valori di rischio ottenuti sono al di sopra della soglia di 10^{-3} attribuita ad un'esposizione al pericolo consapevole, è necessario quindi intervenire per mitigare tale rischio. Per far ciò si deve agire sulle componenti che lo definiscono, se ne ricorda quindi la sua definizione: il rischio che è dato dal prodotto di probabilità, esposizione e vulnerabilità.

Nel caso in esame non è possibile ridurre la vulnerabilità poiché anche l'utilizzo di dispositivi di protezione individuali non sono all'altezza delle energie in gioco; quindi, trattandosi di vite umane questa viene assunta sempre pari ad 1.

Per quanto riguarda la probabilità di accadimento poco o nulla si può fare poiché la messa in sicurezza dell'intero canalone non è concepibile sia da un punto di vista tecnico che economico.

L'unica componente che può essere realmente decrementata è l'esposizione. Attraverso un'analisi a ritroso si è calcolato il numero di persone all'ora che dovrebbero transitare per far scendere il valore di rischio al livello soglia. Si sono ottenute 26 persone al giorno (Figura 5.4.1); una riduzione del 90.3% rispetto al numero totale degli escursionisti registrati (268).

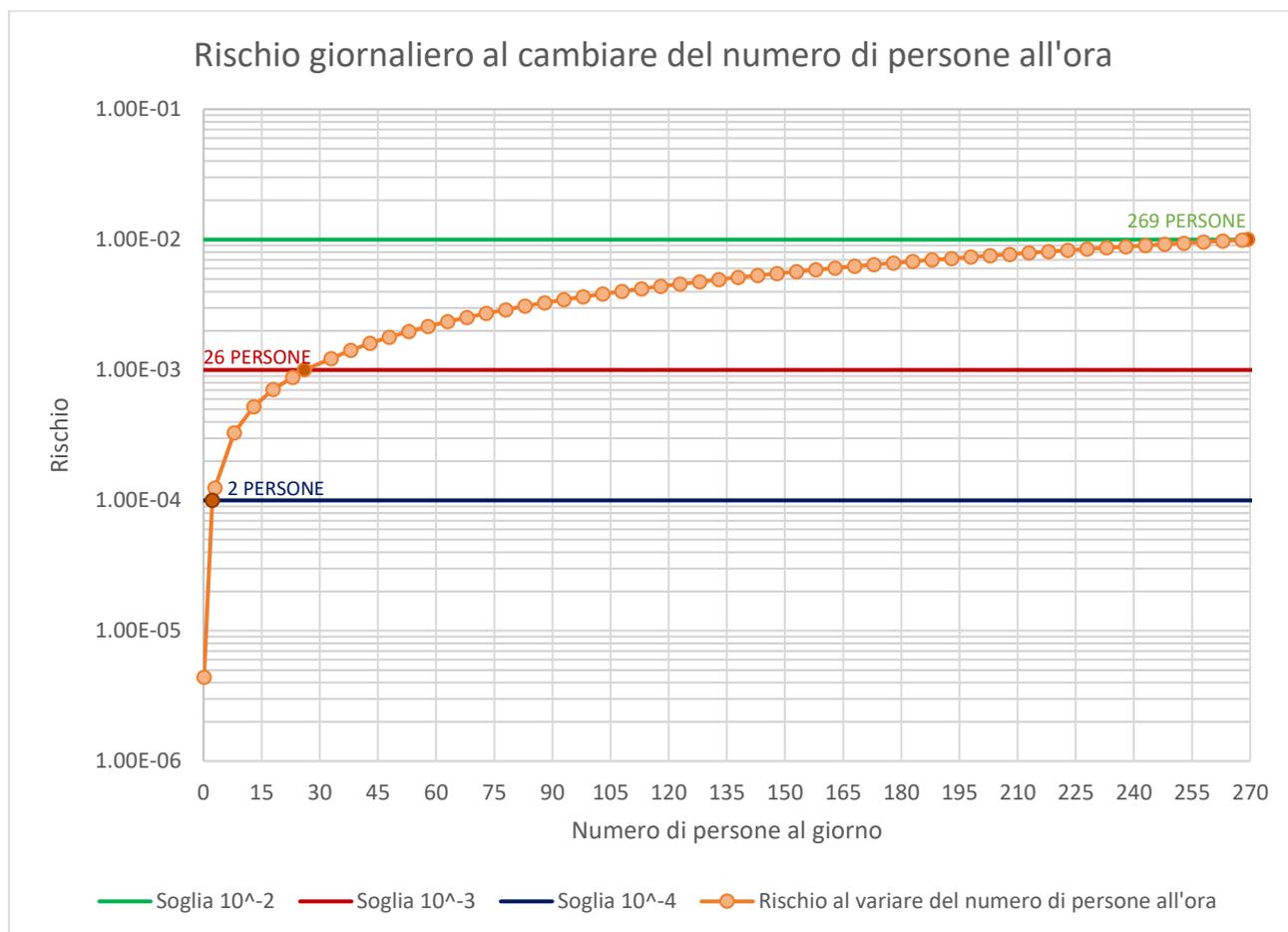


Figura 5.4.1 Variazione del rischio annuo al variare del numero di visitatori al giorno, in verde è riportata la soglia di rischio pari a 10^{-2} e corrispondente a 269 persone in 1 giorno), in rosso la soglia che corrisponde a 10^{-3} e corrispondente a 26 persone al giorno e in blu quella corrispondente a 10^{-4} e corrispondente a 2 persone al giorno.

Una tale riduzione risulta di difficile applicabilità per due principali motivi:

- sarebbe necessario un controllo costante da parte delle autorità per limitare il flusso degli escursionisti
- con riferimento ai due rifugi situati ai due estremi del percorso, il danno economico sarebbe elevatissimo.

L'ultima soluzione adottabile che agisce sull'esposizione risiede nella delocalizzazione degli elementi esposti. Al fine di ridurre il rischio è quindi necessario modificare il percorso aggirando il Couloir du Gôter. Una possibile alternativa risiede nell'attrezzare la cresta sinistra del canalone come già fatto per la Cresta del Leone (Cervino) e la Normale al Dente del Gigante, percorsi con le medesime problematiche del Couloir du Gôter.

CAPITOLO 6. Previsioni future

In questo capitolo si partirà da una panoramica sulle previsioni future dal punto di vista climatico analizzando nello specifico i fattori che influenzeranno le vie alpinistiche per concludere con una stima del valore di rischio riferito alla probabilità di incidente mortale sul Couloir du Goûter nel caso in cui non si intervenisse con, ad esempio, la soluzione individuata nel precedente capitolo 5.4.

6.1 Proiezioni climatiche

Le proiezioni future degli scenari climatici indicano una chiara inclinazione verso le tendenze già registrate. Si prevede quindi un continuo e progressivo aumento della temperatura un cambiamento nella modalità e nella distribuzione delle precipitazioni con carattere sempre più estremo.

Nel seguito si prenderanno in esame i risultati ottenuti dai modelli spaziali presentati nello studio “21st century climate change in the European Alps—A review” (Gobiet *et al.*, 2014) I modelli sono di tipo fisico-matematici che descrivono il funzionamento del clima, sia a livello globale che locale attraverso analisi quantitative basati su equazioni differenziali al fine di simulare le interazioni tra le componenti fondamentali del sistema climatico. I risultati riguarderanno gli andamenti della temperatura media stagionale (T), delle precipitazioni (P), della radiazione globale (G), dell'umidità relativa (RH) e della velocità del vento (WS) nella regione alpina per due periodi futuri 2021–2050 e 2069–2098. I dati di input utilizzati si riferivano al periodo 1961 - 1990 in estate e in inverno.

6.1.1 Temperatura

Le *variazioni* previste della temperatura dell'aria a 2 m dal suolo **sono positive** per l'intera regione alpina in entrambi gli orizzonti temporali e in tutte le stagioni. In *estate* è previsto un aumento del *riscaldamento* nella **regione alpina meridionale** e lungo la **dorsale alpina occidentale**, mentre, in *inverno*, le **regioni a sud delle Alpi** mostrano un *riscaldamento più moderato* rispetto al resto. Il riscaldamento mediato spazialmente varia stagionalmente tra +1,2 °C in primavera e +1,6 °C in estate e in inverno fino alla metà del XXI secolo e +2,7 °C in primavera e +3,8 °C in estate fino alla fine del XXI secolo. Come **media annuale**, nella *prima metà del XXI secolo* è previsto un **riscaldamento di 1,5 °C** (0,25 °C per decennio), mentre, fino alla *fine del secolo*, il riscaldamento

dovrebbe accelerare e raggiungere i **3,3 °C** (0,36 °C per decennio se si considera solo la seconda metà del XXI secolo).

6.1.2 Precipitazioni

I modelli di cambiamento delle precipitazioni indicano **meno precipitazioni in estate**, in particolare a sud delle Alpi, e **più precipitazioni in inverno** alla fine del XXI secolo. In numeri, la *variazione media spaziale* varia stagionalmente tra **-4,1% in estate e +3,6% in inverno** fino alla *metà del XXI secolo* e **-20,4% in estate e +10,4% in inverno** fino alla *fine del XXI secolo*. Tuttavia, il segno del cambiamento è molto diverso tra i modelli. In un contesto europeo più ampio, il modello di cambiamento descritto nella regione alpina fa parte di un modello approssimativamente dipolare nord-sud con precipitazioni ridotte nell'Europa meridionale in estate e aumento delle precipitazioni nel Nord Europa in inverno e una zona di transizione che si sta spostando verso nord in estate e verso sud in inverno. Questo modello è indicato come Oscillazione europea del cambiamento climatico e la regione alpina si trova nella zona di transizione tra l'aumento e la diminuzione delle precipitazioni, caratterizzata da grandi incertezze delle variazioni previste delle precipitazioni.

6.1.3 Radiazione globale

Le aree con radiazioni globali aumentate e diminuite corrispondono in gran parte alle aree opposte del cambiamento delle precipitazioni. Ciò è plausibile poiché le precipitazioni che producono le nuvole più basse riflettono la radiazione solare in arrivo. La *variazione media spaziale* della radiazione globale varia stagionalmente tra **+0,4 W/m² in estate e -1,2 W/m² in inverno** fino alla *metà del XXI secolo* e **+3,4 W/m² in estate e -4,0 W/m² in inverno** fino alla *fine del XXI secolo*. Anche l'andamento spaziale mostra una marcata diminuzione fino alla fine del XXI secolo lungo la dorsale alpina in primavera. Sebbene l'incertezza sia elevata nella maggior parte delle regioni e delle stagioni, la maggior parte degli RCM (modelli di cambiamento climatico regionali) concorda sulla diminuzione della radiazione globale lungo la dorsale alpina, in particolare in inverno, e sull'aumento della radiazione globale in estate alla fine del secolo.

6.1.4 Umidità relativa

I modelli di cambiamento dell'umidità relativa sono anch'essi correlati al cambiamento delle precipitazioni, con un aumento dell'umidità nelle regioni con aumenti delle precipitazioni e viceversa. Più precipitazioni portano a suoli più umidi, che a loro volta aumentano il flusso di umidità

dovuto all'evapotraspirazione nell'atmosfera. Ciò si traduce in un aumento dell'umidità e potenzialmente nella formazione di nuvole e precipitazioni, creando un ciclo di feedback positivo. Al contrario, i suoli asciutti aumentano il flusso di calore sensibile, risultando in uno strato limite più caldo, più secco e più profondo che potenzialmente inibisce la convezione e la formazione di nuvole. In numeri, la variazione spaziale media dell'umidità relativa varia stagionalmente tra **-0,5% in inverno e -1,4% in estate fino alla metà del XXI secolo** e **0,5% in inverno e -3,9% in estate fino alla fine del XXI secolo**.

Quanto appena detto è possibile osservarlo nella Figura 6.1.1 di seguito riportata.

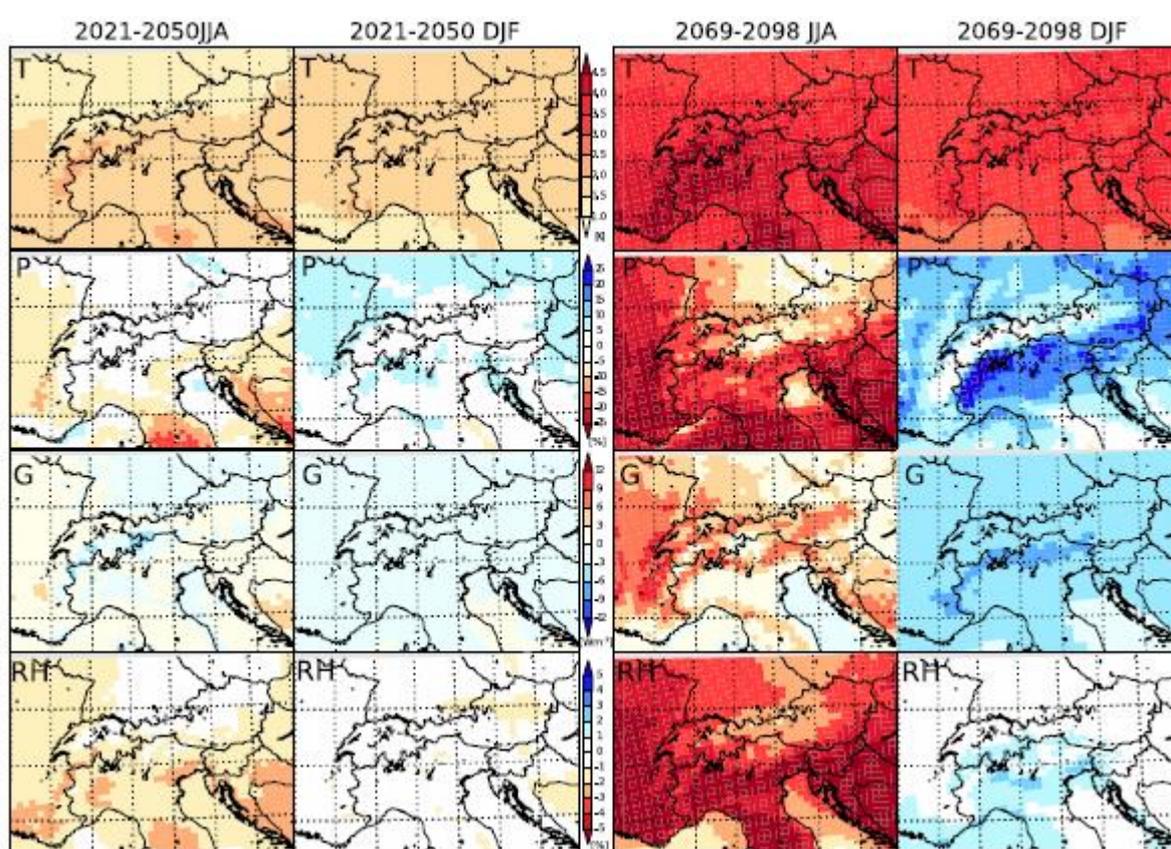


Figura 6.1.1 Andamento spaziale della variazione media stagionale attesa nella regione alpina per temperatura (T), precipitazioni (P), radiazione globale (G), umidità relativa (RH) rispetto al periodo di riferimento 1961–1990 in estate e inverno. Colonne di sinistra: 2021–2050, colonne di destra: 2069–2098. “21st century climate change in the European Alps—A review” (Gobiet et al., 2014).

6.1.5 Cambiamenti nelle precipitazioni e temperature estreme

Gli eventi di forti precipitazioni possiedono il potenziale per causare disastri naturali e gravi danni alle strutture e infrastrutture. Successivamente tali eventi possono comportare un vasto impatto sociale, economico e ambientale. A questo proposito e con il previsto cambiamento climatico, c'è un particolare interesse per il futuro comportamento delle precipitazioni estreme soprattutto per

le Alpi europee che sono una regione afflitta frequentemente da eventi di forti precipitazioni, come ad esempio gli eventi dell'agosto 2005 in Svizzera; Meteo Svizzera, 2006, la causa è possibile ricercarla nei meccanismi orografici che estraggono l'umidità atmosferica dall'ambiente. Inoltre, le Alpi sono influenzate dai regimi climatici sia atlantici che mediterranei e per questo motivo presentano una grande variabilità spaziale dei regimi climatici.

Diversi studi osservazionali hanno indagato i cambiamenti nelle forti precipitazioni su scala da globale a regionale.

In un recente studio Rajczak et al. (2013), hanno valutato in dettaglio i cambiamenti previsti nelle precipitazioni alpine e i suoi estremi, i risultati sono sintetizzati nella Figura 6.1.2. i risultati riportano che *la frequenza dei giorni di pioggia* (Figura 6.1.2 colonna di sinistra) dovrebbe **diminuire** sostanzialmente **in estate** in tutta la regione alpina, mentre in **autunno e in primavera** sono previste riduzioni sostanziali solo per le regioni alpine meridionali. *In inverno, non sono evidenti cambiamenti nella frequenza delle precipitazioni*, tuttavia, per alcune aree alpine meridionali, le proiezioni suggeriscono un aumento del numero di giorni di pioggia, che potrebbe essere dovuto a cambiamenti nella circolazione atmosferica.

Le proiezioni delle *precipitazioni medie*, Figura 6.1.2 (colonna centrale), mostrano **aumenti complessivi in inverno e segnali di diminuzione in estate** (Figura 6.1.2)

Considerando gli eventi di *precipitazioni estreme*, la Figura 6.1.2 (colonna di destra) presenta i cambiamenti previsti con un periodo di ritorno di 5 anni degli eventi di precipitazione giornalieri stimati dalla teoria dei valori estremi generalizzata. Si prevede che la regione alpina registrerà un **aumento dell'intensità degli eventi di precipitazioni estreme in tutte le stagioni** e per la maggior parte delle regioni. Ciò equivale ad una **riduzione dei periodi di ritorno** in condizioni climatiche future rispetto alle condizioni attuali. Le intensificazioni più consistenti e diffuse dovrebbero verificarsi in autunno e nella regione alpina settentrionale, dove le variazioni di intensità ammontano fino a + 30%. È ovvio che i cambiamenti nella precipitazione media (frequenza) non sono proporzionati, a seconda della stagione e del luogo, i cambiamenti previsti sono persino opposti, ciò evidenzia non solo la complessità della risposta idrologica ai cambiamenti climatici, ma anche la crescente probabilità di precipitazioni più intense e condizioni di siccità.

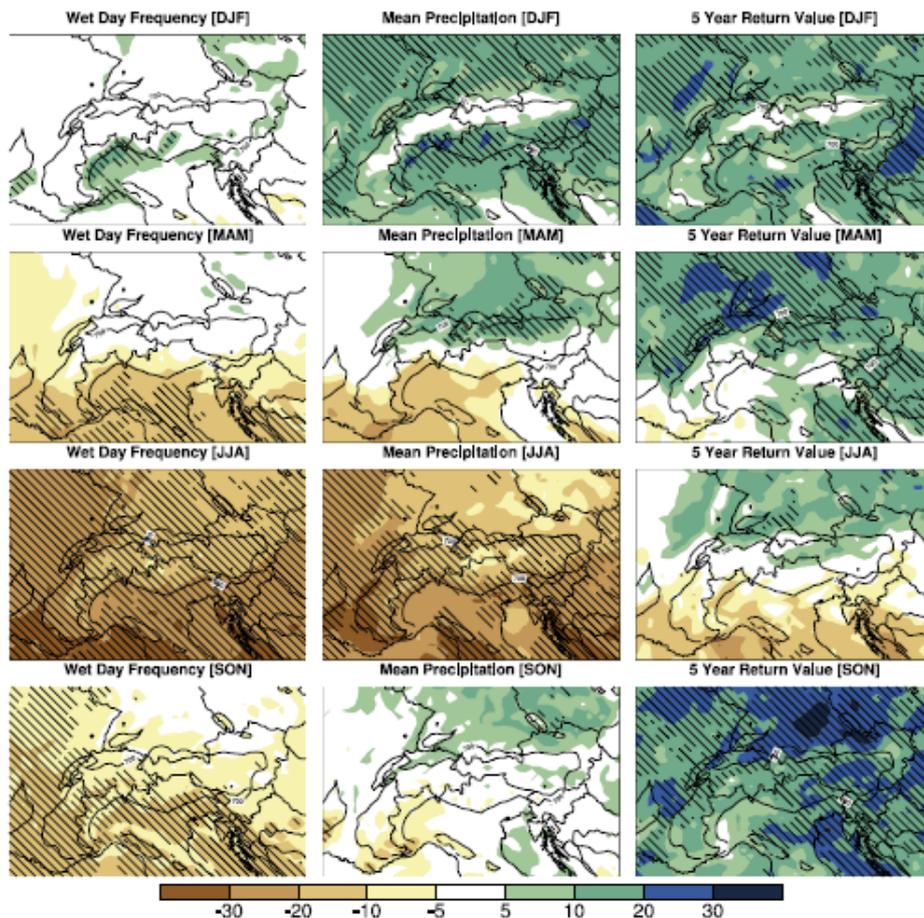


Figura 6.1.2 Variazioni previste nella frequenza dei giorni di pioggia [giorniN1 mm], la precipitazione media e il valore di ritorno a 5 anni degli eventi di precipitazione di 1 giorno (da sinistra a destra) per le quattro stagioni climatologiche (dall'alto verso il basso) per la regione alpina europea. I contorni colorati mostrano i segnali di cambiamento mediano da un insieme multi-modello di 10 membri e sono espressi come variazione percentuale per il periodo 2070–2099 rispetto al periodo 1970–1999. Il tratteggio denota accordo nel segno del cambiamento nel 90% dei modelli considerati. I risultati si basano su un set di 10 ENSEMBLES RCM con una risoluzione di 25 km. Le linee in grassetto indicano l'isolina di 700 m come presentata dalla topografia E-OBS (Haylock et al., 2008). Figura e risultati sono adattati da Rajczak et al. (2013) "21st century climate change in the European Alps—A review" (Gobiet et al., 2014)

Per quanto riguarda gli *estremi di temperatura*, mesi o stagioni anormalmente caldi negli ultimi 1-2 decenni della documentazione osservativa hanno spinto molte pubblicazioni a esplorare e spiegare questi eventi. Vautard et al. (2007) hanno dimostrato che la diffusione verso nord delle siccità che hanno origine nel Mediterraneo durante l'inverno produce condizioni preliminari in grado di innescare ondate di calore intense e persistenti in Europa. Tali condizioni rischiano di amplificarsi in futuro, in quanto temperature medie più elevate facilitano il superamento delle soglie considerate essere estremo (ad esempio, prendendo il quantile del 90% come soglia di temperatura estrema).

6.1.6 Inondazioni

È possibile ipotizzare, verosimilmente, che il verificarsi di eventi di precipitazione intensi o prolungati probabilmente causerà *gravi inondazioni più frequenti* in Europa, nonostante la generale siccità delle estati future. Sembra quindi possibile affermare che l'entità e la frequenza delle piene

invernali e primaverili possano aumentare, in particolare a nord delle Alpi e ad altitudini fino a 1500 m s.l.m. ciò porta con sé anche un aumento della gravità delle inondazioni previsto per tutte le stagioni a eccezione di quella estiva. Secondo Allamano et al. (2009), ipotizzando un aumento di 2 °C e un aumento del 10% dell'intensità delle precipitazioni, il periodo di ritorno di un'alluvione invernale di 100 anni potrebbe essere ridotto a un evento di 20 anni, al contrario, si prevede che le inondazioni estive si verificheranno meno frequentemente (KOHS, 2007).

6.2 Turismo

Il turismo rappresenta uno dei settori economici più importanti per molte realtà montane che basano la loro economia proprio su questo.

Il turismo invernale vede come attività principale lo sci e simili, direttamente influenzate dalle condizioni climatiche sia per la durata del manto nevoso naturale che per la produzione di quella artificiale. Il turismo estivo beneficia delle condizioni di temperatura più favorevoli e costituisce un "rifugio" dalle caotiche ed infuocate città.

6.2.1 Turismo invernale

Il turismo invernale è un settore particolarmente vulnerabile ai cambiamenti climatici dipendendo direttamente dalla temperatura dell'aria e dalla copertura nevosa. Questi effetti, nel massiccio del Monte Bianco, sono ben visibili: il *periodo nevoso* (con neve al suolo) è **diminuito di 40 giorni** tra i 1.500 ed i 2.500 m rispetto al 1970 (Klein et al., 2016). Nel 2050, a 1500 m, la durata del periodo nevoso sarà ulteriormente ridotta di 40 giorni mentre sarà meno accentuata (dal 20% al 40%) tra i 1500 ed i 2500 m di altitudine e più contenuta sopra i 2500 m (tra il 5 e il 10%; Frei et al., 2018; Marty et al., 2017).

La riduzione dell'innevamento è ovviamente causata:

- dall'aumento delle temperature invernali che favoriscono, alle precipitazioni nevose, quelle sotto forma di pioggia
- dall'aumento delle temperature primaverili che causano una fusione accelerata del manto nevoso.

Alla luce di ciò le stazioni sciistiche devono adattarsi per garantire un innevamento sufficiente attraverso neve artificiale e preparazione di piste al fine di ridurre le perdite economiche. L'efficacia

a lungo termine di questi metodi dipende, però, sia dalle condizioni climatiche (temperatura, umidità e disponibilità di acqua) sia dalla capacità di investimento. La disponibilità di acqua sarà un fattore fondamentale data l'attesa riduzione di disponibilità in primis per usi civili. Solo nel momento in cui queste pratiche di gestione saranno implementate in modo ecologicamente ed economicamente sostenibile, gli effetti della riduzione della copertura nevosa potranno essere mitigati.

6.2.2 Turismo estivo

L'aumento delle temperature porta ad una fuga dalle città, i turisti si riparano in luoghi montani dove il clima più fresco dona sollievo. L'aumento della frequentazione della montagna, però, porterà con sé una serie di problematiche legate alla pianificazione del territorio e all'uso del suolo. Per far fronte alla crescente richiesta turistica sarà quindi necessario adattare le strutture ed infrastrutture. Inoltre, le condizioni estive più prolungate favoriranno il turismo anche durante i periodi attualmente considerati "fuori stagione"; nel prossimo futuro, infatti, è previsto a tutte le quote un aumento di quasi una settimana nel numero di giornate con condizioni climatiche gradevoli o eccellenti per i mesi di giugno e ottobre.

Tuttavia, si deve considerare che il concetto odierno di montagna probabilmente cambierà da un lato per l'aumento della sua pericolosità (incremento di eventi franosi) e dall'altro per la progressiva modifica dei paesaggi.

6.3 Il futuro dell'alpinismo

Il diretto effetto dell'aumento delle temperature è, come più volte detto, il ritiro dei ghiacciai, la degradazione del permafrost e la riduzione della copertura nevosa. Questi fenomeni a loro volta portano ad un aumento delle instabilità di versante e quindi una maggiore frequenza e volumetria dei crolli di roccia che, conseguentemente, hanno un impatto diretto sui percorsi di accesso ai rifugi.

Quanto appena detto, unito all'aumento delle giornate soleggiate, porta ad un incremento della frequentazione dei sentieri alpinistici. Con riferimento al caso studio del Couloir du Goûter i dati sono già riscontrabili. Lo studio "Accidentology of the normal route up Mont Blanc between 1990 and 2017" del maggio 2018, basandosi sulla nazionalità delle persone soccorse in seguito ad un incidente, è stato in grado di determinare che la salita sta diventando sempre più internazionale con le nazioni dell'Europa orientale e la Russia sempre più rappresentate nei dati (Figura 6.3.1).

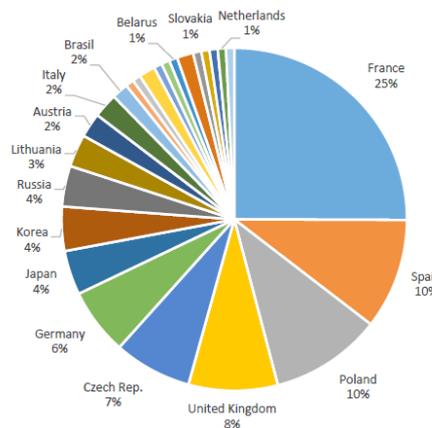


Figura 6.3.1 Paese di origine delle vittime di incidenti nel periodo 2009-2017. Fonte: "Accidentology of the normal route up Mont Blanc between 1990 and 2017" (2018)

Il numero di incidenti, anche mortale, nel caso tratto del canalone sarà quindi destinato ad aumentare. Per dare un'idea del rischio associato all'aumento di escursionisti, si è deciso di effettuare nuovamente l'analisi descritta nel paragrafo 5.1 raddoppiando il numero di alpinisti per ogni fascia oraria. La Tabella 5.3.1 e Figura 6.3.2 - Figura 6.3.3 mostrano i risultati ottenuti.

Tabella 6.3.1 Rischio annuo e giornaliero per un traffico di persone raddoppiato

Ora del giorno	n° eventi all'ora	n° persone in quell'ora	n° ore anno con quel traffico	P arrivo	P spaziale	P temporale	P morte	PIM	Rischio annuo in fascia oraria	Rischio giornaliero in fascia oraria
1	1.49	3.40	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$1.61 \cdot 10^{-7}$	$8.7 \cdot 10^{-5}$	$2.4 \cdot 10^{-7}$
2	1.48	8.50	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$4.02 \cdot 10^{-7}$	$2.2 \cdot 10^{-4}$	$6.0 \cdot 10^{-7}$
3	1.08	22.85	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$1.08 \cdot 10^{-6}$	$4.3 \cdot 10^{-4}$	$1.2 \cdot 10^{-6}$
4	1.10	16.43	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$7.78 \cdot 10^{-7}$	$3.1 \cdot 10^{-4}$	$8.5 \cdot 10^{-7}$
5	1.13	18.32	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$8.67 \cdot 10^{-7}$	$3.6 \cdot 10^{-4}$	$9.8 \cdot 10^{-7}$
6	0.92	24.93	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$1.18 \cdot 10^{-6}$	$3.9 \cdot 10^{-4}$	$1.1 \cdot 10^{-6}$
7	0.85	18.51	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$8.76 \cdot 10^{-7}$	$2.7 \cdot 10^{-4}$	$7.5 \cdot 10^{-7}$
8	1.15	20.02	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$9.48 \cdot 10^{-7}$	$4.0 \cdot 10^{-4}$	$1.1 \cdot 10^{-6}$
9	1.09	25.31	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$1.2 \cdot 10^{-6}$	$4.8 \cdot 10^{-4}$	$1.3 \cdot 10^{-6}$
10	0.71	35.32	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$1.67 \cdot 10^{-6}$	$4.3 \cdot 10^{-4}$	$1.2 \cdot 10^{-6}$
11	0.76	36.64	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$1.73 \cdot 10^{-6}$	$4.8 \cdot 10^{-4}$	$1.3 \cdot 10^{-6}$
12	0.80	55.91	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$2.65 \cdot 10^{-6}$	$7.7 \cdot 10^{-4}$	$2.1 \cdot 10^{-6}$
13	1.17	54.02	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$2.56 \cdot 10^{-6}$	$1.1 \cdot 10^{-3}$	$3.0 \cdot 10^{-6}$
14	1.55	49.86	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$2.36 \cdot 10^{-6}$	$1.3 \cdot 10^{-3}$	$3.7 \cdot 10^{-6}$
15	1.41	41.93	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$1.99 \cdot 10^{-6}$	$1.0 \cdot 10^{-3}$	$2.8 \cdot 10^{-6}$
16	1.64	31.92	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$1.51 \cdot 10^{-6}$	$9.0 \cdot 10^{-4}$	$2.5 \cdot 10^{-6}$
17	1.79	21.72	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$1.03 \cdot 10^{-6}$	$6.7 \cdot 10^{-4}$	$1.8 \cdot 10^{-6}$
18	1.85	15.68	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$7.42 \cdot 10^{-7}$	$5.0 \cdot 10^{-4}$	$1.4 \cdot 10^{-6}$
19	2.31	11.33	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$5.37 \cdot 10^{-7}$	$4.5 \cdot 10^{-4}$	$1.2 \cdot 10^{-6}$
20	2.51	8.50	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$4.02 \cdot 10^{-7}$	$3.7 \cdot 10^{-4}$	$1.0 \cdot 10^{-6}$
21	1.78	6.61	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$3.13 \cdot 10^{-7}$	$2.0 \cdot 10^{-4}$	$5.6 \cdot 10^{-7}$
22	2.00	4.16	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$1.97 \cdot 10^{-7}$	$1.4 \cdot 10^{-4}$	$3.9 \cdot 10^{-7}$
23	1.70	2.46	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$1.16 \cdot 10^{-7}$	$7.2 \cdot 10^{-5}$	$2.0 \cdot 10^{-7}$
24	1.49	1.51	62	1	0.001	$3.80 \cdot 10^{-6}$	0.2007	$7.15 \cdot 10^{-8}$	$3.9 \cdot 10^{-5}$	$1.1 \cdot 10^{-7}$

Rischio annuo (R_A): $1.14 \cdot 10^{-4}$

Rischio giornaliero (R_G): $3.13 \cdot 10^{-5}$

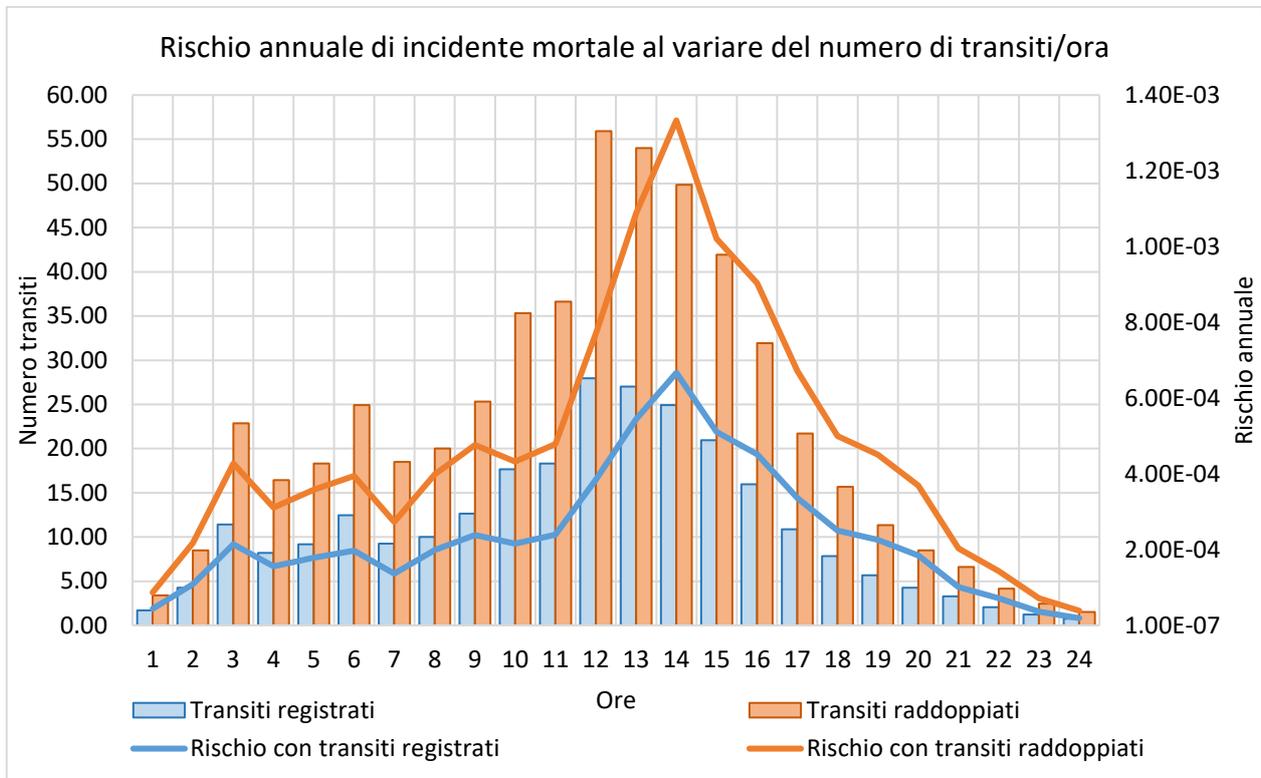


Figura 6.3.2 Andamento del rischio annuo di incidente mortale al variare del numero di transiti all'ora: in celeste l'analisi con i dati registrati e in arancione con i dati raddoppiati

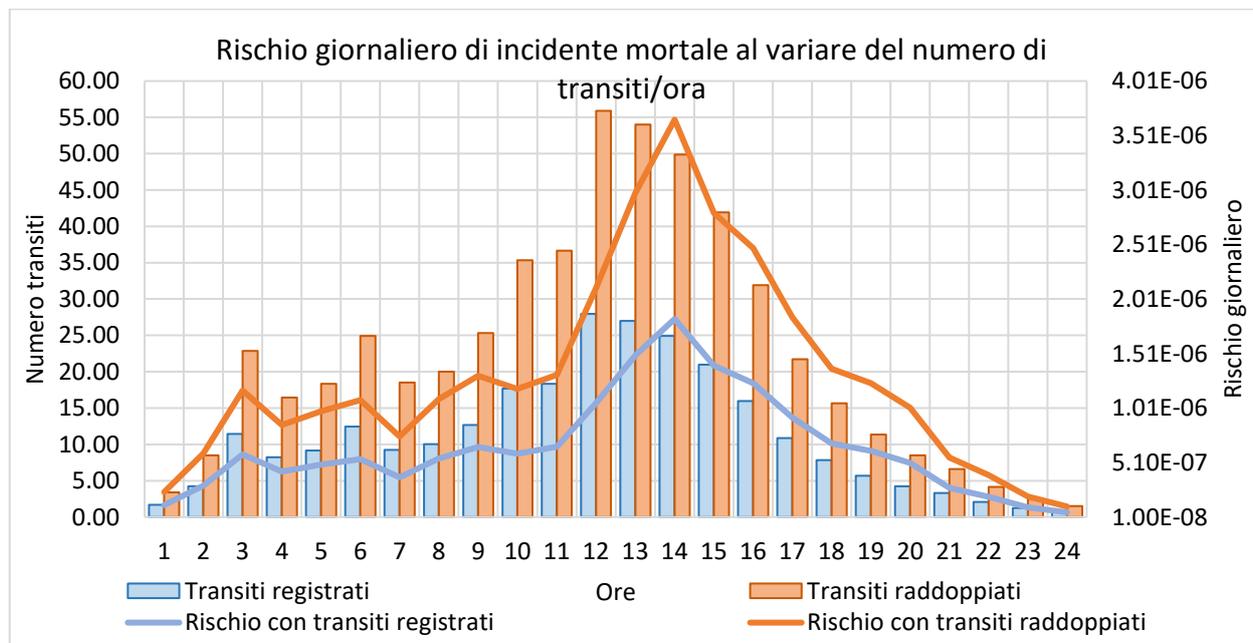


Figura 6.3.3 Andamento del rischio giornaliero di incidente mortale al variare del numero di transiti all'ora: in celeste l'analisi con i dati registrati e in arancione con i dati raddoppiati

Un valore di rischio annuale pari a $1.14 \cdot 10^{-4}$ risulta elevatissimo e le misure di mitigazione saranno essenziali per tutelare la vita sia degli alpinisti che dell'economia in questo settore del Monte Bianco.

Riassumendo, le proiezioni future sul cambiamento climatico mostrano come la tendenza generale sia quella che vede gli eventi estremi come protagonisti. Ciò porterà ad avere periodi di pioggia più intensi ma con ridotta durata e un numero maggiore di giornate soleggiate; i turisti nelle zone montane aumenteranno determinando da una parte lo sviluppo dell'economia ma dall'altro un aumento del rischio in alta montagna dettato principalmente dalla loro inesperienza. Inoltre, il ritiro dei ghiacciai e le alte temperature, in media-alta quota, determinano un incremento dei fenomeni di destabilizzazione aumentando il rischio di incidenti mortali. Una possibile soluzione adottabile è quella di modificare gli itinerari alpinistici storici come probabilmente accadrà per il Colorir du Goûter, tratto oggetto dello studio fin qui illustrato, e come già accaduto per molte altre vie descritte nel paragrafo 4.1. Questi problemi, infatti, si riscontrano anche al di fuori del massiccio del Monte Bianco. Nelle Alpi, numerosi altri siti stanno evolvendo in modo simile, come ad esempio il ghiacciaio del Rodano in Svizzera, il ghiacciaio dello Stubai in Austria o sul Theodulo tra Svizzera e Italia.

CONCLUSIONI

I fenomeni franosi sono eventi estremamente ricorrenti ed imprevedibili che causano ingenti danni a persone e beni. In alta quota il tipo di frana più diffuso è il crollo, questo è in grado di generare elevate perdite sia umane che economiche. Le condizioni precarie di stabilità dei versanti vengono ulteriormente aggravate dal cambiamento climatico che incrementa la probabilità di distacchi di roccia. Infatti, l'aumento delle temperature e la diminuzione delle precipitazioni anche nevose, porta ad uno scioglimento del ghiaccio e del permafrost che svolge un'azione legante nelle fratture rocciose facendo sì che vi sia un incremento di crolli.

Con il presente lavoro si è voluto quantificare il rischio da caduta massi su un sentiero alpinistico mediante l'utilizzo di un metodo facilmente applicabile che, però, necessita di dati di input accurati. Si è dapprima dato un inquadramento del fenomeno oggetto di studio definendo i concetti base relativi alle frane e illustrando i dati testimonianza del cambiamento climatico in atto. Da questa prima rassegna si è giunti a determinare lo stretto legame tra i due eventi.

Successivamente sono stati presentati tre metodi per la quantificazione del rischio su un'infrastruttura viaria. Il primo, denominato QRA, è un metodo semplice e riproducibile che porta a risultati assoluti ma la cui accuratezza varia molto a causa dei numerosi dati di input richiesti. Questo, infatti, presuppone la conoscenza della posizione e del numero di blocchi che potenzialmente possono raggiungere la strada. Il secondo è stato proposto da Moos et al., 2018 e si pone come obiettivo quello di quantificare il grado di riduzione del rischio di danni dovuti a caduta massi installando una struttura di protezione su un tratto stradale. L'ultimo, il metodo ETA (Event Tree Analysis) si pone come obiettivo quello di quantificare il rischio per la vita umana mediante la valutazione di risposte di successo e insuccesso, rispetto ad un evento iniziatore certo.

Il metodo dell'albero degli eventi (ETA), sviluppato da Marchelli M. nel 2020, per una strada asfaltata, una poderale, un sentiero viene qui presentato anche per un sentiero alpinistico. In quest'ultima tipologia di infrastruttura ricade il caso studio: il Couloir du Goûter, porzione della "Via Normale" francese che conduce alla vetta del Monte Bianco. La scelta di tale sentiero è stata dettata dalle caratteristiche che lo contraddistinguono risulta, infatti, estremamente frequentato, ma, allo stesso tempo, soggetto ad un intenso fenomeno di caduta massi tanto da essere denominato

“Canalone della morte”. Dal 2002 la fondazione Petzl finanzia uno studio proprio sul Couloir du Goûter i cui risultati sono stati pubblicati nel 2018 con *Accidentology of the normal route up Mont Blanc between 1990 and 2017* (Mourey et al. 2018) e nel 2020 mediante *Rock destabilisation in the Grand Couloir of the Aiguille du Goûter (3,863 m) - A multi-disciplinary study of the normal route up Mont Blanc (4,809 m)*”, (Mourey et al. 2020). I dati presentati circa il numero di blocchi distaccatisi, la frequenza di transito degli alpinisti e il numero di morti sono stati utilizzati nell’analisi di rischio.

Il metodo ETA per sentieri alpinistici ha origine dall’evento certo rappresentato dal distacco di un blocco di roccia. Il primo passo per la quantificazione del rischio è stato quello di individuare l’area sorgente dei crolli e determinare la probabilità di raggiungimento del sentiero dal masso in caduta. Tale operazione è stata svolta mediante un’analisi traiettografica che ha mostrato come tutti i blocchi che si distaccano dall’area sorgente giungono sul sentiero. A questo punto sono state avanzate alcune ipotesi semplificative dettate dalla specificità del caso in esame. La prima riguarda l’attraversamento del sentiero, infatti questo risulta attrezzato con una fune per permettere l’assicurazione al versante ma l’ipotesi di cordata viene esclusa. La motivazione risiede nel tratto che risulta pianeggiante e sufficientemente largo da essere attraversato in sicurezza in assenza di crolli e, inoltre, il tempo necessario alla preparazione dell’imbragatura determina una maggiore esposizione al rischio. L’escursionista che percorre il sentiero ha interesse a farlo, quindi, nel minor tempo possibile motivo per cui non si considera l’evenienza di una sosta lungo l’attraversamento. Infine, il blocco che impatta l’escursionista provoca direttamente la sua morte. Infatti, i risultati delle simulazioni hanno mostrato come il blocco arrivi ad un’energia che neppure un caschetto alpinistico può assorbire.

Definita la struttura dell’albero si è passati alla sua applicazione. Dal prodotto del numero di visitatori all’ora, numero di ore in cui si verifica quel traffico, probabilità di arrivo, probabilità spaziale, probabilità temporale e probabilità di morte si è calcolata la probabilità di incidente mortale per fascia oraria. Infine, applicando la legge di Poisson si è giunti alla quantificazione del rischio sia giornaliero che annuale. Il risultato ottenuto è allarmante: il valore del rischio è infatti decisamente al di sopra della soglia di rischio accettabile individuata per una popolazione consapevole alla sua esposizione. Inoltre, con molta probabilità, i valori di frequenza di crolli sono sottostimanti a causa di limiti tecnici degli strumenti. Per tale motivo si è deciso di ripetere l’analisi per un numero di eventi raddoppiato e triplicato ottenendo, ovviamente, un rischio ancora più alto.

Si è quindi delineata la chiara necessità di intervento al fine di mitigare il rischio da caduta massi sul Couloir du Goûter soprattutto in vista di un ulteriore aumento nella frequenza degli eventi franosi e del numero di alpinisti come diretta conseguenza del cambiamento climatico.

BIBLIOGRAFIA E SITOGRAFIA

‘Alpi del Monte Bianco’ (2022) *Wikipedia*. Available at: https://it.wikipedia.org/w/index.php?title=Alpi_del_Monte_Bianco&oldid=127013372 (Accessed: 15 March 2023).

Atmospheric temperature changes over the 20th century at very high elevations in the European Alps from englacial temperatures - Gilbert - 2013 - Geophysical Research Letters - Wiley Online Library (no date). Available at: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/grl.50401> (Accessed: 17 March 2023).

Auer, I. *et al.* (2007) ‘HISTALP—historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region’, *International Journal of Climatology*, 27(1), pp. 17–46. Available at: <https://doi.org/10.1002/joc.1377>.

Beniston, M. (1997) ‘Variations of snow depth and duration in the Swiss Alps over the last 50 years: Links to changes in large-scale climatic forcings’, *Climatic Change*, 36(3–4), pp. 281–300. Available at: <https://doi.org/10.1023/a:1005310214361>.

Böhm, R. *et al.* (2010) ‘The early instrumental warm-bias: a solution for long central European temperature series 1760–2007’, *Climatic Change*, 101(1), pp. 41–67. Available at: <https://doi.org/10.1007/s10584-009-9649-4>.

Brunetti, M. *et al.* (2006) ‘Precipitation variability and changes in the greater Alpine region over the 1800–2003 period’, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D11). Available at: <https://doi.org/10.1029/2005JD006674>.

Bunce, C.M., Cruden, D.M. and Morgenstern, N.R. (1997) ‘Assessment of the hazard from rock fall on a highway’, *Canadian Geotechnical Journal*, 34(3), pp. 344–356. Available at: <https://doi.org/10.1139/t97-009>.

‘Catasto delle frane di alta quota nelle Alpi’ (no date) *GeoClimAlp*. Available at: <https://geoclimalp.irpi.cnr.it/catasto-frane-alpi/> (Accessed: 12 March 2023).

Chiarle, M. *et al.* (2021) 'Relations between climate change and mass movement: Perspectives from the Canadian Cordillera and the European Alps', *Global and Planetary Change*, 202, p. 103499. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103499>.

Comprendere la certificazione europea del mio casco - Petzl Italia (no date). Available at: <https://www.petzl.com/IT/it/Professionale/Comprendere-la-certificazione-europea-del-mio-casco?ProductName=VERTEX> (Accessed: 19 March 2023).

Corominas, J. and Mavrouli, O. (2013) 'Rockfall Quantitative Risk Assessment', in *Rockfall Engineering*. John Wiley & Sons, Ltd, pp. 255–301. Available at: <https://doi.org/10.1002/9781118601532.ch8>.

Cruden, D.M., Fell, R., and Landslide risk assessment International workshop Honolulu 19-21 february (1997) *Landslide risk assessment: proceedings of the international workshop on landslide risk assessment Honolulu, Hawaii, USA, 19-21 february 1997 / edited by David M. Cruden, Robin Fell*. Rotterdam [etc., Rotterdam Brookfield: A.A. Balkema, Balkema.

Cruden and Varnes (1996) 'Cruden,D.M.,Varnes, D.J.,1996, Landslide Types and Processes, Transportation Research Board, U.S. National Academy of Sciences, Special Report, 247: 36-75', *Special Report - National Research Council, Transportation Research Board*, 247, pp. 36–57.

Deline, P. (2009) 'Interactions between rock avalanches and glaciers in the Mont Blanc massif during the late Holocene', *Quaternary Science Reviews*, 28(11–12), pp. 1070–1083. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.09.025>.

'Difficoltà' (no date) CAI. Available at: <https://www.cai.it/sezione/vipiteno-c-a-i-a-a/attivita/difficolta/> (Accessed: 15 March 2023).

EU-DEM v1.1 — Copernicus Land Monitoring Service (no date). Available at: <https://land.copernicus.eu/imagery-in-situ/eu-dem/eu-dem-v1.1> (Accessed: 18 March 2023).

Ferrari, F., Giacomini, A. and Thoeni, K. (2016) 'Qualitative Rockfall Hazard Assessment: A Comprehensive Review of Current Practices', *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 49, pp. 2865–2922. Available at: <https://doi.org/10.1007/s00603-016-0918-z>.

Fischer, L. *et al.* (2011) 'Monitoring topographic changes in a periglacial high-mountain face using high-resolution DTMs, Monte Rosa East Face, Italian Alps', *Permafrost and Periglacial Processes*, 22(2), pp. 140–152. Available at: <https://doi.org/10.1002/ppp.717>.

Frey, H. *et al.* (2010) 'A multi-level strategy for anticipating future glacier lake formation and associated hazard potentials', *Natural Hazards and Earth System Science*, 10(2), pp. 339–352. Available at: <https://doi.org/10.5194/nhess-10-339-2010>.

Friedlingstein, P. *et al.* (2019) 'Global Carbon Budget 2019', *Earth System Science Data*, 11(4), pp. 1783–1838. Available at: <https://doi.org/10.5194/essd-11-1783-2019>.

Gobiet, A. *et al.* (2014) '21st century climate change in the European Alps—A review', *Science of The Total Environment*, 493, pp. 1138–1151. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.07.050>.

Gruber, S. and Haeberli, W. (2007) 'Permafrost in steep bedrock slopes and its temperatures-related destabilization following climate change', *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(2). Available at: <https://doi.org/10.1029/2006JF000547>.

Gruber, S., Hoelzle, M. and Haeberli, W. (2004) 'Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003', *Geophysical Research Letters*, 31(13). Available at: <https://doi.org/10.1029/2004GL020051>.

Haeberli, W., Oerlemans, J. and Zemp, M. (2019) *The Future of Alpine Glaciers and Beyond*, *Oxford Research Encyclopedia of Climate Science*. Available at: <https://doi.org/10.1093/acrefore/9780190228620.013.769>.

Harris, C. *et al.* (2009) 'Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses', *Earth-Science Reviews*, 92(3–4), pp. 117–171. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.12.002>.

Harris, C., Davies, M.C.R. and Etzelmüller, B. (2001) 'The assessment of potential geotechnical hazards associated with mountain permafrost in a warming global climate', *Permafrost and Periglacial Processes*, 12(1), pp. 145–156. Available at: <https://doi.org/10.1002/ppp.376>.

Joos, F. and Spahni, R. (2008) 'Rates of change in natural and anthropogenic radiative forcing over the past 20,000 years', *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 105(5), pp. 1425–1430. Available at: <https://doi.org/10.1073/pnas.0707386105>.

Kääb, A. and Haeberli, W. (2001) 'Evolution of a High-Mountain Thermokarst Lake in the Swiss Alps', *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 33(4), pp. 385–390. Available at: <https://doi.org/10.1080/15230430.2001.12003445>.

Kanno, H. *et al.* (2023) 'A method for rockfall risk quantification and optimal arrangement of protection structures along a road', *Engineering Geology*, 314, p. 107004. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2023.107004>.

Klein, G. *et al.* (2016) 'Shorter snow cover duration since 1970 in the Swiss Alps due to earlier snowmelt more than to later snow onset', *Climatic Change*, 139(3), pp. 637–649. Available at: <https://doi.org/10.1007/s10584-016-1806-y>.

Künzler, M. *et al.* (2010) 'Emerging risks related to new lakes in deglaciating areas of the Alps', in J.P. Malet, T. Glade, and N. Casagli (eds) *Künzler, M; Huggel, C; Linsbauer, A; Haerberli, W (2010). Emerging risks related to new lakes in deglaciating areas of the Alps. In: Malet, J P; Glade, T; Casagli, N. Mountain risks: bringing science to society. Strasbourg: CERG, 453 -458. Strasbourg: CERG, pp. 453–458. Available at: https://doi.org/10.5167/uzh-41962.*

Le Quéré, C. *et al.* (2013) 'The global carbon budget 1959–2011', *Earth System Science Data*, 5(1), pp. 165–185. Available at: <https://doi.org/10.5194/essd-5-165-2013>.

Marchelli, M. (2020) 'Event tree analysis for mountain roads under rockfall hazard'.

Marchelli, M. *et al.* (2021) 'A mixed quantitative approach to evaluate rockfall risk and the maximum allowable traffic on road infrastructure', *Georisk: Assessment and Management of Risk for Engineered Systems and Geohazards*, 16(3), pp. 584–594. Available at: <https://doi.org/10.1080/17499518.2021.2010097>.

Marchelli, M. and De Biagi, V. (2019) 'Optimization methods for the evaluation of the parameters of a rockfall fractal fragmentation model', *Landslides*, 16(7), pp. 1385–1396.

Mignelli, C., Lo Russo, S. and Peila, D. (2012) 'ROckfall risk MAnagement assessment: the RO.MA. approach', *Natural Hazards*, 62(3), pp. 1109–1123. Available at: <https://doi.org/10.1007/s11069-012-0137-1>.

'Monte Bianco: studio scientifico dei rischi nel Couloir du Goûter' (no date) *MountainBlog*. Available at: <http://www.mountainblog.it/redazionale/monte-bianco-studio-scientifico-del-rischio-nel-couloir-du-gouter/> (Accessed: 15 March 2023).

Moos, C. *et al.* (2018) 'Integrating the mitigating effect of forests into quantitative rockfall risk analysis – Two case studies in Switzerland', *International Journal of Disaster Risk Reduction*, 32, pp. 55–74. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.ijdrr.2017.09.036>.

Mourey, J. *et al.* (2019) 'Effects of climate change on high Alpine mountain environments: Evolution of mountaineering routes in the Mont Blanc massif (Western Alps) over half a century', *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 51(1), pp. 176–189. Available at: <https://doi.org/10.1080/15230430.2019.1612216>.

Mourey, J. (2020) 'Rock destabilisation in the Grand Couloir of the Aiguille du Goûter (3,863 m)'.

Paranunzio, R. *et al.* (2016) 'Climate anomalies associated with the occurrence of rockfalls at high-elevation in the Italian Alps', *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 16(9), pp. 2085–2106. Available at: <https://doi.org/10.5194/nhess-16-2085-2016>.

Paul, F. and Haeberli, W. (2008) 'Spatial variability of glacier elevation changes in the Swiss Alps obtained from two digital elevation models', *Geophysical Research Letters*, 35(21). Available at: <https://doi.org/10.1029/2008GL034718>.

Piemontese, R.Q. (2017) 'Il massiccio del Monte Bianco candidato a patrimonio mondiale dell'Unesco', *Quotidiano Piemontese*, 28 February. Available at: <https://www.quotidianopiemontese.it/2017/02/28/il-massiccio-del-monte-bianco-candidato-a-patrimonio-mondiale-dellunesco/> (Accessed: 15 March 2023).

Ravel, L. and Deline, P. (2011) 'Climate influence on rockfalls in high-alpine steep rockwalls: The north side of the aiguilles de chamonix (mont blanc massif) since the end of the "Little Ice Age"', *Holocene*, 21(2), pp. 357–365. Available at: <https://doi.org/10.1177/0959683610374887>.

Salzmann, N. *et al.* (2007) 'Ground surface temperature scenarios in complex high-mountain topography based on regional climate model results', *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(2). Available at: <https://doi.org/10.1029/2006JF000527>.

Schär, C. *et al.* (2004) 'The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves', *Nature*, 427(6972), pp. 332–336. Available at: <https://doi.org/10.1038/nature02300>.

Schneuwly-Bollschweiler, M. and Stoffel, M. (2012) 'Hydrometeorological triggers of periglacial debris flows in the Zermatt valley (Switzerland) since 1864', *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117(2). Available at: <https://doi.org/10.1029/2011JF002262>.

van der Schrier, G. *et al.* (2007) 'European Alpine moisture variability for 1800–2003', *International Journal of Climatology*, 27(4), pp. 415–427. Available at: <https://doi.org/10.1002/joc.1411>.

Stoffel, M. *et al.* (2005) 'Analyzing rockfall activity (1600-2002) in a protection forest - A case study using dendrogeomorphology', *Geomorphology*, 68(3-4), pp. 224-241. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.11.017>.

Stoffel, M. (2010) 'Magnitude-frequency relationships of debris flows - A case study based on field surveys and tree-ring records', *Geomorphology*, 116(1-2), pp. 67-76. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.10.009>.

Stoffel, M. and Beniston, M. (2006) 'On the incidence of debris flows from the early Little Ice Age to a future greenhouse climate: A case study from the Swiss Alps', *Geophysical Research Letters*, 33(16). Available at: <https://doi.org/10.1029/2006GL026805>.

Stoffel, M. and Huggel, C. (2012) 'Effects of climate change on mass movements in mountain environments', *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 36(3), pp. 421-439. Available at: <https://doi.org/10.1177/0309133312441010>.

Varnes, D.J. (1978) 'Slope movement types and processes', *Special report*, 176, pp. 11-33.

'Via normale francese al Monte Bianco' (2020) *Wikipedia*. Available at: https://it.wikipedia.org/w/index.php?title=Via_normale_francese_al_Monte_Bianco&oldid=115368488 (Accessed: 15 March 2023).

Vrijling, J., Gelder, P.H.A.J.M. and Ouwerkerk, S. (2005) 'Criteria for Acceptable Risk in the Netherlands', *Infrastructure Risk Management Processes: Natural, Accidental, and Deliberate Hazards* [Preprint]. Available at: <https://doi.org/10.1061/9780784408155.ch05>.

Werder, M.A. *et al.* (2010) 'Hazard assessment investigations in connection with the formation of a lake on the tongue of Unterer Grindelwaldgletscher, Bernese Alps, Switzerland', *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 10(2), pp. 227-237. Available at: <https://doi.org/10.5194/nhess-10-227-2010>.

Zemp, M., Haeberli, W. and UNEP (2007) 'Glaciers and ice caps. Part I: Global overview and outlook. Part II: Glacier changes around the world', *UNEP Global outlook for ice & snow*, pp. 115-152. Available at: <https://doi.org/10.5167/uzh-40427>.