

SedInOut

Sviluppo di una metodologia per la gestione del rischio attraverso la valutazione della disponibilità di sedimento per il trasporto di massa nelle regioni montane

Caratterizzazione e analisi del sedimento (WP 5 & WP 6)

Volkmar Mair¹, Monika Rabanser¹, Riccardo Scotti², Francesco Brardinoni³

¹Ufficio Geologia e Prove Materiali, Provincia Autonoma di Bolzano

²Servizio Glaciologico Lombardo (SGL)

³Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali, Università Bologna (BiGea)

Contenuti

1. Introduzione e struttura del report	3
2. Area di studio.....	6
3. Raccolta dati e metodi	9
3.1 Mappatura storica multitemporale.....	9
3.1.1 Ghiacciai.....	9
3.1.2 Mappatura geologica	11
3.1.3 Reticolo idrografico principale	14
3.1.4 Movimenti superficiali rapidi di versante	16
3.2 Tecniche di rilevamento sul campo e telerilevamento di prossimità	18
3.2.1 Geometria dei movimenti superficiali rapidi di versante	18
3.2.2 Caratterizzazione della tessitura e del grado di corazzamento del fondo degli alvei... 18	
3.3 Metodi di laboratorio.....	26
3.3.1 Setacciatura meccanica.....	26
3.3.2 Analisi XRD	27
3.3.3 Los Angeles Abrasion Test.....	27
3.4 Aspetti e parametri granulometrici di interesse.....	28
4. Risultati.....	30
4.1 Ritiro di ghiacciai, incremento del substrato affiorante e delle superfici sedimentarie di origine glaciale ed evoluzione del reticolo idrografico alimentato da ghiacciai tra il 1969 e il 2020.....	30
4.2 Apporto di sedimento da movimenti superficiali rapidi di versante	37
4.3 Prova Los Angeles	42
4.4 Granulometria del fondo degli alvei e indice di corazzamento.....	42
4.5 Limiti dell'approccio basato sul software.....	47
Ringraziamenti.....	50
Bibliografia	51

1. Introduzione e struttura del report

Il recente incremento della temperatura atmosferica è causa di profondi cambiamenti in ambienti montani di alta quota. Tali cambiamenti, influenzando direttamente la criosfera montana attraverso il ritiro dei ghiacciai e la degradazione del permafrost, possono alterare il regime idrologico dei bacini montani (Huggel et al., 2015), nonché la quantità e il calibro del sedimento disponibile per i movimenti di massa e il trasporto fluviale. Sebbene l'apporto di sedimento eserciti un controllo primario sulla stabilità dei canali e sul relativo potenziale rischio geologico, si nota una mancanza generale di procedure standard per la caratterizzazione di sorgenti e tipologia del sedimento, nonché per la valutazione della sua disponibilità. Questa lacuna, che è principalmente associata alla varietà dei protocolli nazionali e regionali esistenti per la raccolta dei dati, attualmente impedisce di perseguire una strategia di gestione del rischio oggettiva e transnazionale alla luce delle attuali sfide climatiche. SedInOut, attraverso uno sforzo interregionale congiunto, mira a sviluppare metodologie per la quantificazione e la caratterizzazione del sedimento in bacini idrografici rappresentativi, verso una gestione sostenibile del territorio che valorizzi la mitigazione del rischio geologico e l'utilizzo del sedimento mobilitato naturalmente.

In questa relazione presentiamo un approccio metodologico che si basa sulla cartografia geologica esistente (progetto CARG), sulla topografia digitale ad alta risoluzione e sulle ortofotocarte storiche, integrando dati di rilevamento di campo e prossimali insieme a una mappatura multitemporale basata su metodi di telerilevamento (**Figura 1** Error! Reference source not found.). Le procedure di telerilevamento comprendono la mappatura multitemporale dell'estensione dei ghiacciai (**sezione 3.1.1**), dei depositi quaternari (ad es. roccia, till, detrito di versante, colluvium e alluvium) (**sezione 3.1.2**), del reticolo idrografico (**sezione 3.1.3**) e dei movimenti superficiali rapidi di versante, che per brevità, in questo documento verranno nominate come “frane rapide superficiali” (ad es. scivolamenti, colate di detrito e collassi spondali) (**sezione 3.1.4**). I dati di rilevamento sul campo e prossimali includono misurazioni sulla geometria delle frane poco profonde (**sezione 3.2.1**) e la caratterizzazione della granulometria superficiale (camminata casuale in stile Wolman e setacciatura basata su immagini) e subsuperficiale (ad esempio, campionamento ponderale, setacciatura meccanica preliminare in loco seguita da setacciatura in laboratorio) condotta in sei siti rappresentativi (da M1 a M6; **Figura 2a**) lungo il reticolo che drena il paesaggio glaciale dell'Alta Valle di Mazia (**sezioni 3.2.2, 3.2.3, 3.3 e 3.4**). Le misurazioni sul campo della geometria delle frane sono fondamentali per definire una relazione empirica area-

volume, che a sua volta viene utilizzata per tradurre le aree di frana, mappate su set di foto sequenziali, in stime volumetriche del detrito mobilitato. I dati della distribuzione granulometrica consentono di caratterizzare la variabilità spaziale dei calibri di percentili caratteristici di una distribuzione granulometrica (D50, D84 e D90) e il rapporto di corazzamento (un indice di stabilità del canale), partendo dalle fronti dei ghiacciai e dei rock glacier, da cui i torrenti di studio si originano, e procedendo verso valle.

L'approccio della mappatura multitemporale è strutturato come segue. Attraverso l'ispezione visiva di set di ortofotomosaici multitemporali, vengono tracciati i cambiamenti nell'estensione areale dei ghiacciai. Successivamente, con il ritiro dei ghiacciai, viene mappata e quantificata l'estensione dei materiali quaternari recentemente esposti e i relativi cambiamenti nella struttura del reticolo idrografico principale.

In questo documento illustriamo l'approccio metodologico di SedInOut applicato alla Val di Mazia, considerata rappresentativa delle condizioni che caratterizzano il dominio geologico Austroalpino. In particolare, vengono integrate due scale spaziali: (i) l'**Alta Val di Mazia** (18,8 km²), in cui abbiamo condotto un'ampia attività di ricerca sul campo per definire la geometria delle frane rapide superficiali sui versanti e sui corsi d'acqua di basso ordine e per caratterizzare i sedimenti alluvionali lungo il reticolo idrografico (**Figura 2a**); (ii) l'**Area Proglaciale di Mazia** (8,4 km²), dove abbiamo documentato i cambiamenti geomorfologici decennali in seguito al ritiro del Ghiacciaio di Mazia (**Figura 2b**). Le scale temporali e spaziali di indagine sono riassunte in **Tabella 1**.

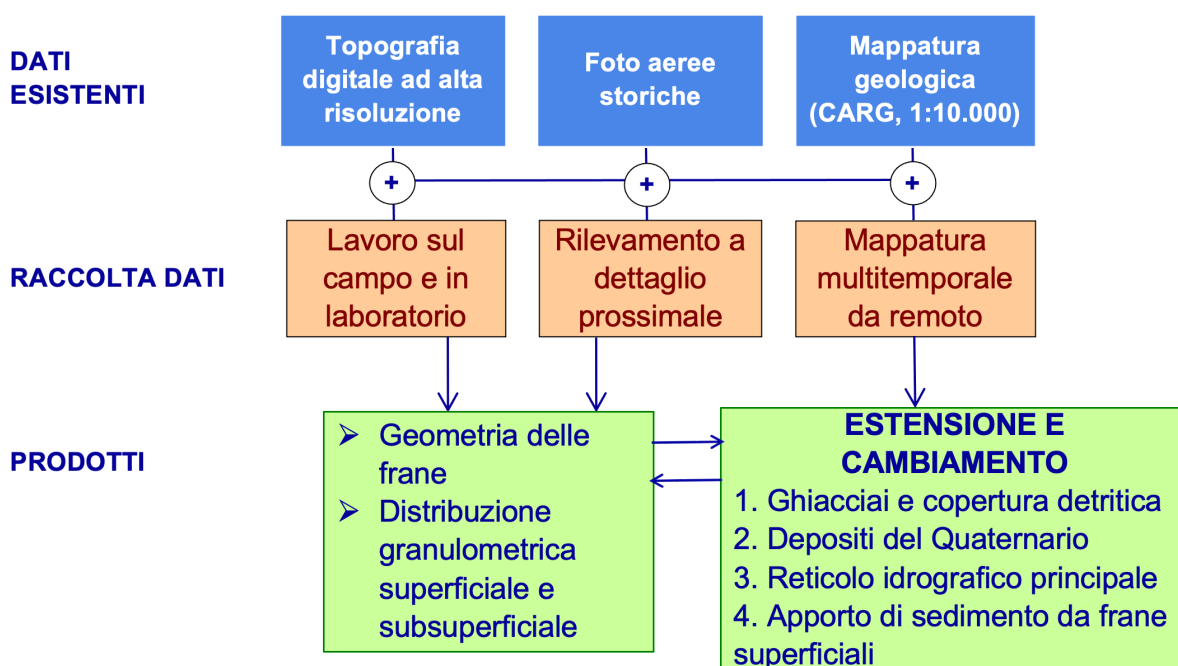


Figura 1. Schema dell'approccio metodologico adottato in questo progetto.

Elementi oggetto di mappatura	Estensione spaziale	Annee fotografiche
Ghiacciai	Alta Val di Mazia	1860-1945-69-85-94-2003-06-08-14/15-17-2020
Depositi del Quaternario	Area Proglaciale Val di Mazia	1969-94-2006-14-16-2020
Reticolo idrografico	Area Proglaciale Val di Mazia	1969-94-2006-14-16-2020
Frane rapide superficiali	Media e Alta Val di Mazia	1959-69-82/85-97/99-2006/08-11-15-2020

Tabella 1. Scale spaziali e temporali caratterizzanti la mappatura storica effettuata in Val di Mazia.

2. Area di studio

Come area di studio è stata scelta la zona superiore dell' Alta Val di Mazia (90 km²), un bacino montano drenato dal Rio Saldura che sfocia nel fiume Adige in prossimità di Sluderno/Schluderns, nell'Alto Adige nord-occidentale (**Figura 2a**). L'altitudine varia da 3738 m s.l.m. (Palla Bianca/Weißkugel) a 930 m s.l.m. allo sbocco della valle. L'area è considerata tra le più continentali all'interno delle Alpi (Frei e Schär, 1998), con precipitazioni medie annue a Silandro/Schlanders (698 m s.l.m.) di 502 mm (1921-2018) (Meteo Alto Adige, 2020).

La litologia degli strati subsuperficiali è costituita da rocce polimetamorfiche del dominio austroalpino (unità di Ötztal e unità di Mazia, **Figura 3**). In particolare, la media e alta Valle di Mazia appartiene all' unità di Ötztal (Ratschbacher et al., 1989; Thöni, 1999), che consiste principalmente di paragneiss e micascisti. Il paesaggio presenta una forte impronta glaciale, con il principale bacino glaciale di Mazia drenato dal torrente Saldur, che riceve sedimenti da conoidi detritici laterali e da conoidi in corrispondenza di ripide confluenze di affluenti. In genere, gli affluenti hanno origine dai ghiacciai e dai rockglacier dei circhi glaciali pensili e scorrono lungo ripidi gradini rocciosi della valle che in alcuni punti hanno formato gole scoscese (ad esempio, il torrente Oberettes). L'impronta glaciale e periglaciale è ulteriormente rafforzata dalla presenza diffusa di rock glacier e di cordoni morenici.

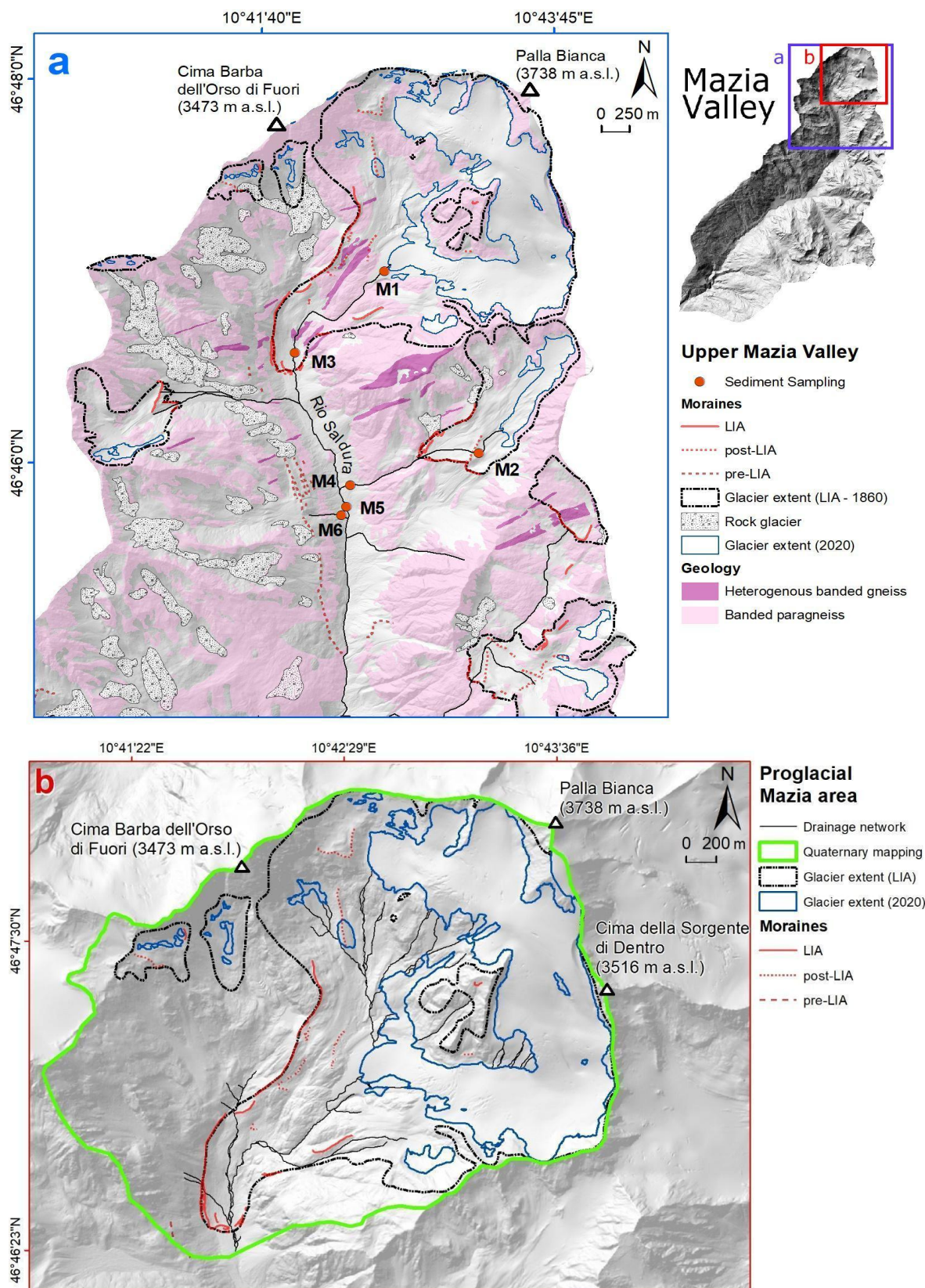
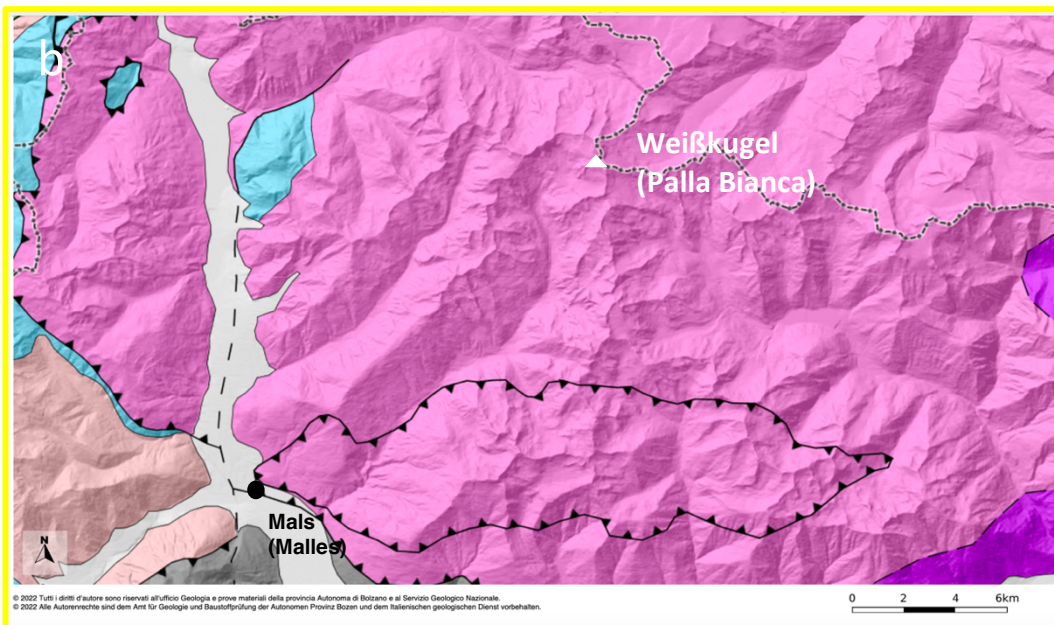
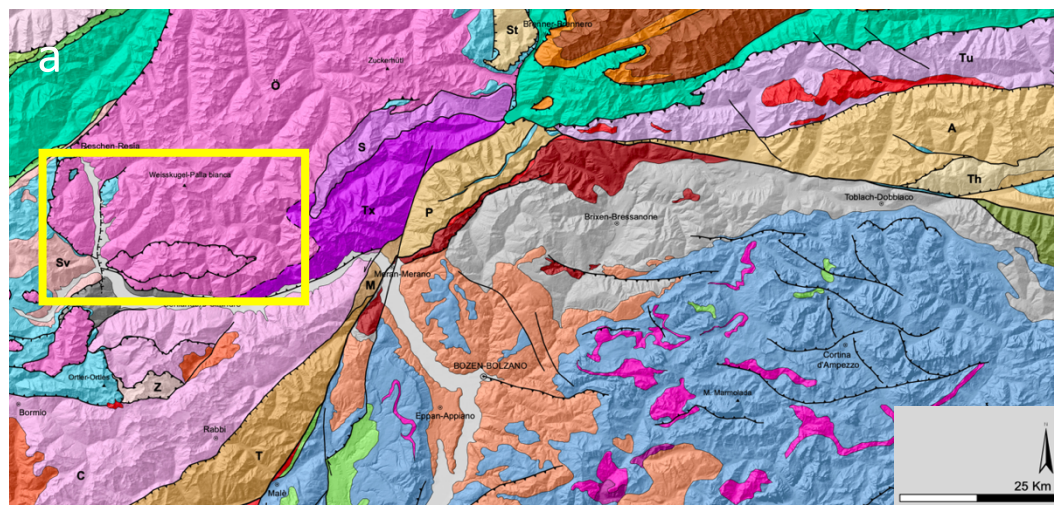


Figura 2. Mappe che illustrano l'estensione del ghiacciaio durante il massimo della Piccola Era Glaciale (PEG) e nel 2020, la distribuzione spaziale delle morene principali e la posizione dei punti di campionamento del sedimento in: (a) Alta Valle di Mazia; e (b) Area Proglaciale di Mazia. La mappa di inquadramento mostra l'ubicazione delle due scale di indagine all'interno dell'intera Valle di Mazia (cioè il bacino del Rio Saldura).



Quaternary continental deposits

Alpine Molasse

Tertiary plutons

PENNINIC UNITS

Helvetic units

Arosa-Zone (Flysch Cretaceous-Eocene)

Tasna nappe (Trias-Eocene with basement)

Calcschists with ophiolitic bodies

Old European basement nappes

Central Gneiss

SOUTHERN ALPS

Cretaceous-paleogene sediments

Permo-jurassic sediments

Triassic vulcanites and volcanoclastites

Triassic plutons

Permian vulcanites

Permian plutons

Paleozoic succesion (Alpi Carniche)

Low grade metamorphic Variscan basement

Medium grade metamorphic Variscan basement

AUSTROALPINE UNITS

Permo-mesozoic succession of the Northern Calcareous Alps

Northern paleozoic succession (Grauwackenzone)

Permo-mesozoic succession of different tectonic units

Permian plutons

CRYSTALLINE BASEMENT

Steinach nappe (St) (Low variscan and alpine metamorphic grade)

Thurmtaler unit (Th) (Medium variscan and negligible alpine metamorphic grade)

Antholz unit (A) (Medium-high variscan and negligible alpine metamorphic grade)

Tectonic units of Passaier (P) (Medium-high variscan and negligible alpine metamorphic grade)

Marlinger unit (M) (Medium-high variscan and low alpine metamorphic grade)

Tonale nappe (T) (High variscan and negligible alpine metamorphic grade)

Taufers unit (Tu) (Medium-high variscan and alpine metamorphic grade)

Zebrù unit (Z) (Low variscan and negligible alpine metamorphic grade)

Orties-Campo nappe (C) (Medium-high variscan and low alpine metamorphic grade)

Vinschgau shear zone

Sesvenna unit (Sv) (Medium-high variscan and negligible alpine metamorphic grade)

Silvretta nappe (Si) (Medium-high variscan and medium alpine metamorphic grade)

Innsbruck (I) and Landeck (L) phyllite (Low variscan and negligible alpine metamorphic grade)

Bernina nappe (B) (Medium-high variscan and low alpine metamorphic grade)

Periadriatic Line

Tectonic lines

Thrusts of mayor units

Minor thrusts

Thrusts with reactivation as normal fault

Normal faults

Strike-slip faults

Figura 3. Panoramica geologica dell'area di interesse. (a) Carta geologica generale dell'Alto Adige. (b) Panoramica dettagliata dell'Alta Val Venosta. L'Alta Val di Mazia è segnata in rosso. Si noti la distinzione geologica tra l'Alta Val di Mazia (unità Ötztal-Stubai) e la Bassa Val di Mazia (unità di Mazia). Modificato da Keim, Mair e Morelli (2017).

3. Raccolta dati e metodi

3.1 Mappatura storica multitemporale

3.1.1 Ghiacciai

Per ricostruire e quantificare la variazione dell'area dei ghiacciai post-PEG (Piccola Era Glaciale) nel tempo, abbiamo mappato manualmente i contorni di ghiacciai, glacionevati e nevai permanenti (qui tutti definiti "ghiacciai") in undici intervalli temporali consecutivi (**Tabella 1**). La mappatura dal 1945 è stata condotta su set di foto aeree e su ortofotomosaici. La ricostruzione dell'estensione massima dei ghiacciai della PEG segue la procedura delineata da Scotti et al. (2014) e come tale è stata condotta attraverso l'integrazione di: (i) la mappatura sul campo delle trimlines e delle morene (solitamente) ben conservate; (ii) l'interpretazione da remoto delle fotografie aeree e dei raster con hillshade derivati dal LiDAR-DSM (Digital Surface Model) del 2006; e (iii) le informazioni sull'estensione del ghiacciaio ricavate da mappe storiche, dipinti, riprese fotografiche effettuate da terra, relazioni tecniche e letteratura scientifica (ad esempio, Knoll et al., 2009). Chiaramente, questa procedura di mappatura implica un certo grado di interpretazione lungo i margini dei ghiacciai che mancano di vincoli morfologici affidabili. Per quanto riguarda l'esatta tempistica della massima espansione della PEG, nelle aree delle Alpi europee dove carenti sono le informazioni storiche o mancano datazioni delle morene, si è riferisce all'avanzamento avvenuto intorno al 1860 (Holzhauser et al., 2005, Nicolussi et al., 2022).

Per fornire una valutazione qualitativa del carico detritico grossolano trasportato dai ghiacciai nel tempo e reso disponibile durante la deglaciazione, seguendo uno schema di classificazione proposto da Gardent (2014), abbiamo ulteriormente mappato e classificato i poligoni dei ghiacciai in tre categorie in base alla copertura detritica attraverso l'ispezione visiva dei set di foto aeree sequenziali (ad esempio, **Figura 4**). Le categorie comprendono: (i) ghiaccio pulito; (ii) ghiaccio parzialmente coperto da detrito; e (iii) ghiaccio coperto da detrito (**Tabella 2**). Poiché la valutazione della copertura detritica richiede condizioni di assenza di neve, questa classificazione è solitamente limitata alla metà inferiore (zona di ablazione) del ghiacciaio, la porzione di ghiacciaio che essenzialmente fornisce tutti i sedimenti glaciogenici direttamente all'area proglaciale.

Categoria	Percentuale di copertura approssimativa	Descrizione
Ghiaccio pulito	$CD < 20$	Ghiaccio pulito per lo più visibile con limitate chiazze di detrito.
Ghiaccio parzialmente coperto da detrito	$20 \leq CD \leq 90$	Copertura detritica rada con ghiaccio parzialmente visibile, e/o copertura di sedimento fine e morfologia della superficie del ghiacciaio ancora visibile.
Ghiaccio coperto da detrito	$CD \geq 90$	Copertura detritica completa, ad eccezione di piccole finestre di ghiaccio associate a crepacci.

Tabella 2. Classificazione della superficie glaciale rispetto all'estensione della copertura detritica (CD).

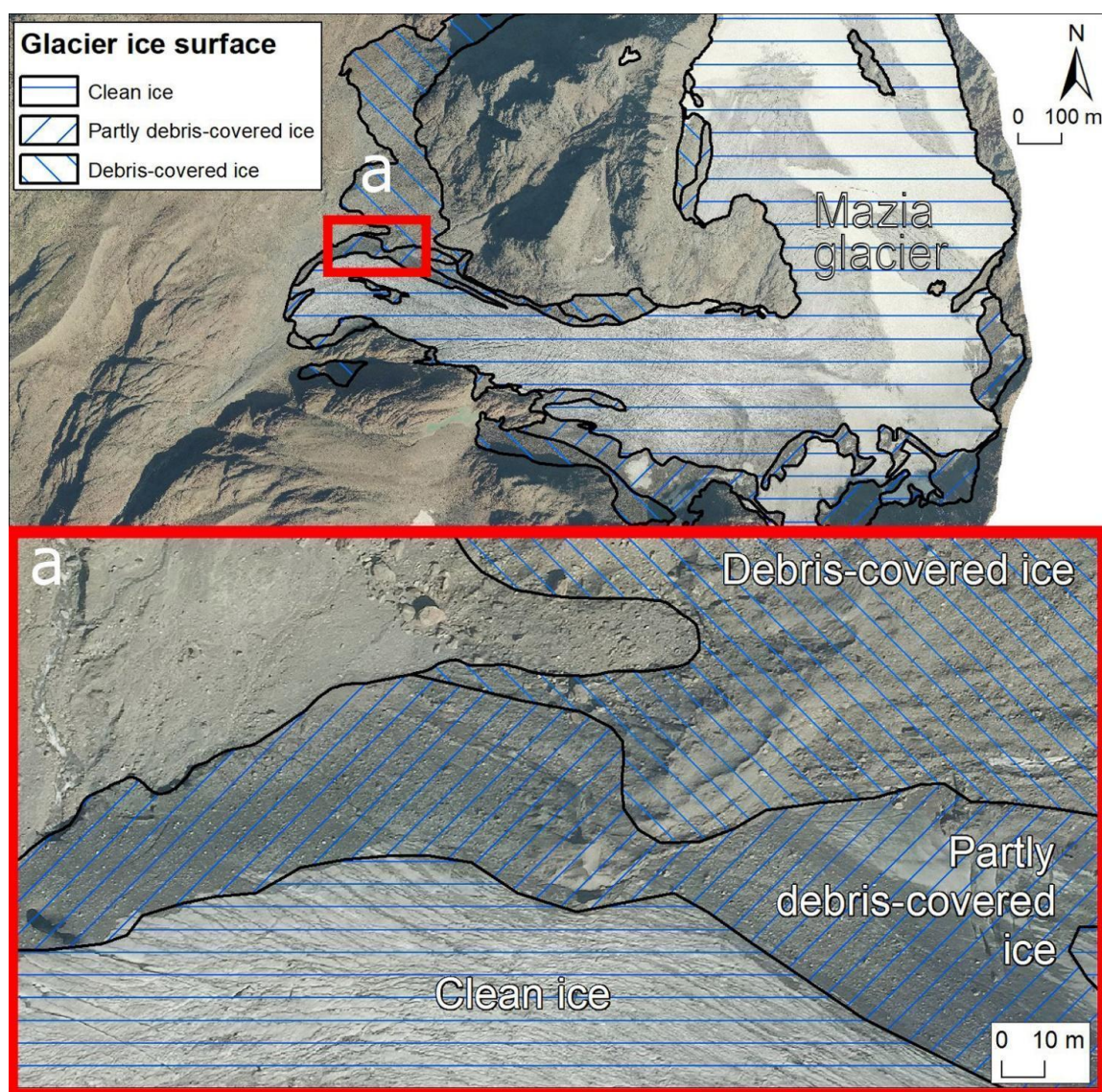


Figura 4. Esempio di mappatura del ghiaccio secondo lo schema di classificazione della copertura detritica.

3.1.2 Mappatura geologica

La cartografia geologica multitemporale si basa sul foglio CARG 1:50.000 di Silandro, che riflette l'interpretazione delle foto aeree e i rilievi sul campo finalizzati nel 2006 a una scala cartografica di 1: 10.000. Il nuovo Progetto di Cartografia Geologica e Geotematica d'Italia (Progetto CARG, CARTografia Geologica) è stato attuato nel 1989 dal Servizio Geologico Nazionale (attualmente a Ispra come Dipartimento per il Servizio Geologico d'Italia). Il Progetto CARG è un'iniziativa nazionale che prevede la compilazione e la pubblicazione di 636 fogli di carte geologiche alla scala 1:50.000, sia in formato cartaceo che digitale (<https://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/>). Il database contiene informazioni cartografiche sulla distribuzione spaziale della geologia degli strati subsuperficiali, delle caratteristiche strutturali e della copertura del Quaternario. Queste informazioni sono essenziali per la pianificazione e la gestione del territorio. Per altro assumono un ruolo particolare, per la prevenzione, la riduzione e la mitigazione del rischio idrogeologico.

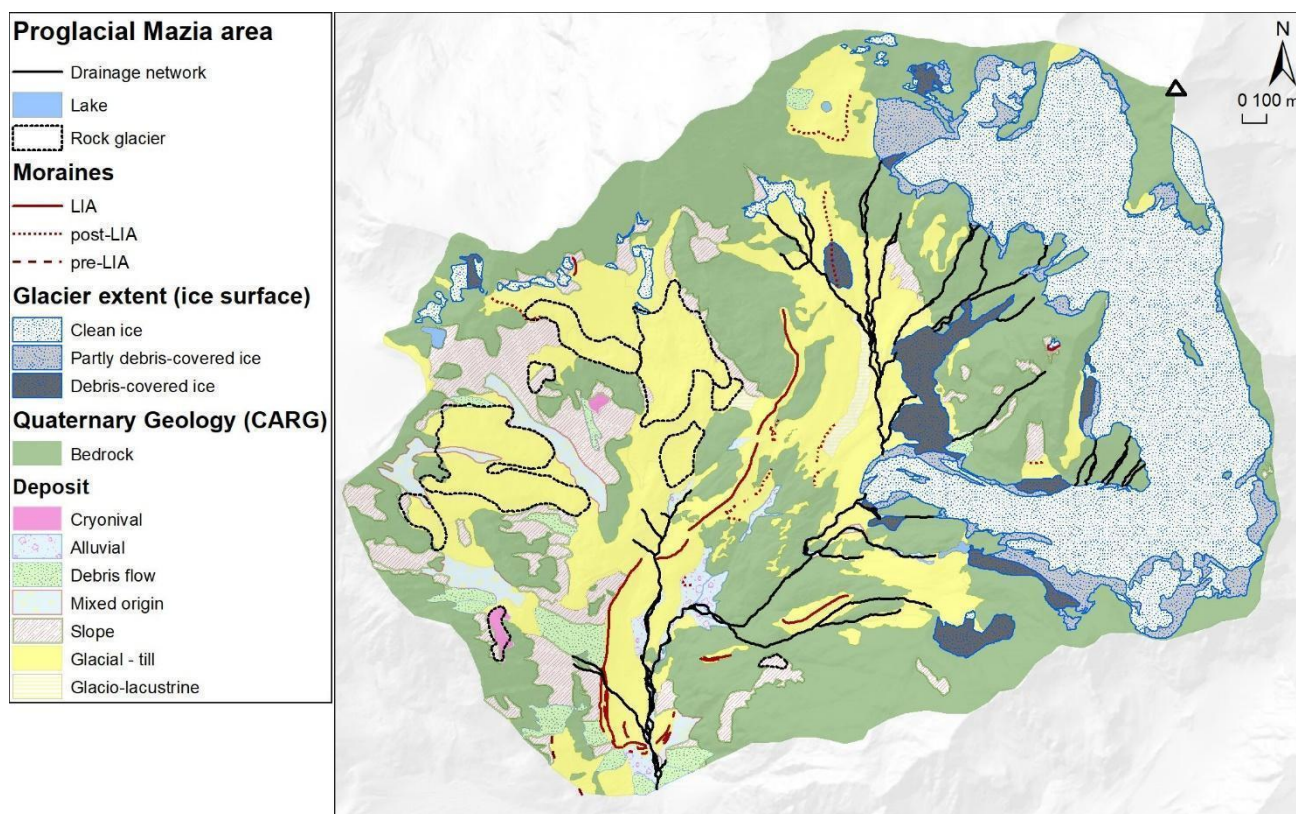


Figura 5. Mappa esemplificativa della superficie glaciale, del bedrock affiorante, delle coperture sedimentarie quaternarie, delle creste moreniche e della rete idrografica nell'area della Mazia proglaciale nel 2020. La rete idrografica si riferisce ai collegamenti tra i corsi d'acqua con flusso visibile al momento dell'acquisizione delle immagini (si veda la **Tabella 3** per i dettagli).

Seguendo le procedure standard abitualmente condotte dal personale dell'Ufficio Geologia e Prove Materiali di Cardano, la cartografia originale è stata dapprima condotta e compilata alla scala 1: 10.000; successivamente, le tessere 1: 10.000 sono state riunite in un unico foglio di mappa alla scala 1:50.000. Considerati gli obiettivi di SedInOut, che riguardano la valutazione dei sedimenti glaciogenici esposti durante la deglaciazione e che possono essere rimobilizzati attraverso i processi di movimento di massa e il trasporto fluviale, a partire dalla mappatura CARG originale del 2006, è stata posta particolare attenzione all'affinamento della mappatura dei materiali superficiali del Quaternario (**Figura 5**). In particolare, le modifiche alla mappatura CARG esistente hanno comportato un aumento del dettaglio spaziale nella delineazione delle coperture quaternarie poco profonde, che sono state originariamente mappate come bedrock, poiché lo spessore della copertura sedimentaria è per lo più $\leq 1-1,5$ m, sottostimando quindi le superfici sedimentarie disponibili (ad esempio, **Figura 6**). Le categorie mappate comprendono il bedrock affiorante, i ghiacciai e una serie di depositi quaternari, tra cui depositi glaciali, glaciolacustri, crionivali, di versante, debris-flow, alluvionali e di origine mista (**Figura 5**). I ghiacciai sono ulteriormente suddivisi secondo lo schema di classificazione della copertura detritica (**Tabella 2**).

A partire dal 2006, questo schema di mappatura del Quaternario è stato applicato fino al 1994 e al 1969, e in avanti fino al 2014, 2016 e 2020 (**Tabella 1** e **Figura 5**). La mappatura ha comportato: (i) l'ispezione visiva di set di foto aeree sequenziali (**Tabella 1**); e (ii) indagini sul campo con l'ausilio di foto aeree oblique scattate da voli in elicottero. In particolare, le condizioni di assenza di neve nelle immagini ottiche del 2016 e del 2020 sono state fondamentali per identificare i depositi glaciali poco profondi (till) (ad esempio, **Figura 6**). Nei risultati (**sezione 4**), questa mappatura multitemporale successiva al 1969 consentirà di valutare i cambiamenti areali degli affioramenti di roccia e dei depositi del Quaternario durante la deglaciazione, fornendo così una valutazione quantitativa dei nuovi sedimenti disponibili.

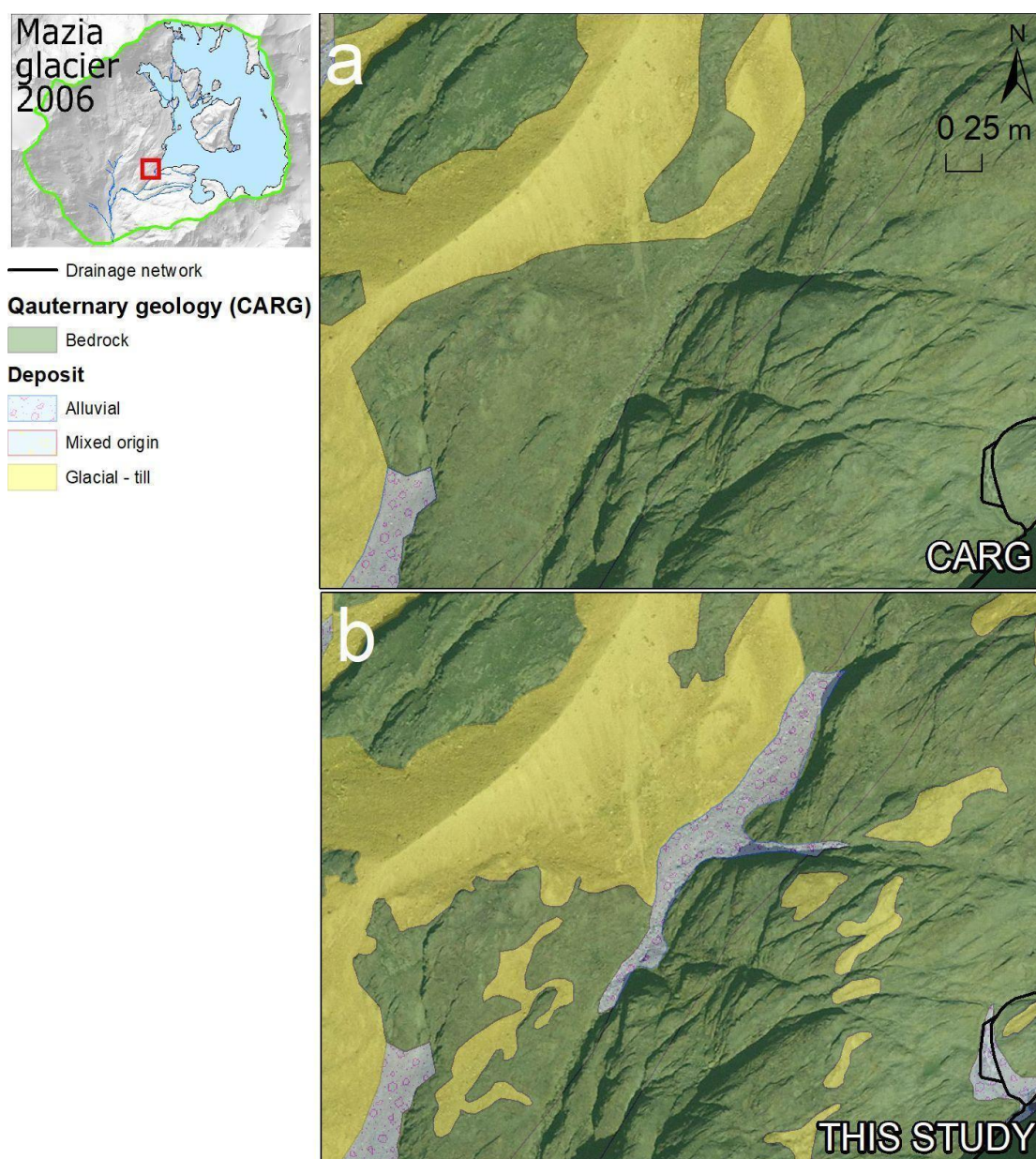


Figura 6. Esempio di mappatura della geologia del Quaternario e del reticolo idrografico (anno di acquisizione delle immagini 2006) all'interno dell'area Proglaciale di Mazia: (a) versione originale CARG; e (b) versione raffinata di questo studio. La rete di drenaggio si riferisce ai collegamenti con i corsi d'acqua visibili al momento dell'acquisizione delle immagini (**Tabella 3**).

3.1.3 Reticolo idrografico principale

Questa componente di mappatura multitemporale mira ad indagare il cambiamento del reticolo idrografico principale man mano che il ghiacciaio di Mazia si ritira e si frammenta in ghiacciai più piccoli e chiazze di ghiaccio sepolto. In particolare, è stato documentato come i principali percorsi idrologici e sedimentari alimentati dai ghiacciai cambino durante la deglaciazione. A questo scopo, sono state mappate manualmente, alla scala 1:500, le porzioni del reticolo idrografico principale con flusso perenne alla fine dell'estate, attraverso i set di foto aeree sequenziali (**Tabella 1**). La scelta di immagini storiche acquisite alla fine dell'estate consente di ridurre al minimo l'incertezza associata alle condizioni variabili provocate dalla copertura nevosa e quindi: (i) alla visibilità del suolo nudo, che influisce sulla completezza della mappatura; e (ii) alla formazione di ruscellamenti dovuti esclusivamente alla fusione nivale da tarda primavera a metà estate, che confonderebbe l'identificazione dei canali di ruscellamento alimentati dai ghiacciai.

Per minimizzare i problemi di allineamento tra i set di ortofoto, il posizionamento della rete di drenaggio mappata è stato controllato rispetto al reticolo idrografico estratto da tre DEM grigliati ad alta risoluzione acquisiti nel: (i) 2006 (cella di 5 m; LiDAR aereo); (ii) 2013 (cella di 0,5 m; LiDAR aereo); e (iii) 2016 (cella di 0,5 m; fotogrammetria). Seguendo i cambiamenti storici dei ghiacciai, è stato possibile documentare l'evoluzione strutturale del reticolo idrografico nelle aree progressivamente de-glacializzate (**Figura 7**). In particolare, per facilitare la distinzione tra percorsi idrosedimentari superficiali e sotterranei, sono stati classificati i segmenti del reticolo idrografico in quattro categorie, a seconda della visibilità del flusso. Le categorie comprendono i sementi in cui il flusso è: (i) visibile; (ii) parzialmente visibile, a causa di interruzioni spaziali associate alla perdita di acqua nel sottosuolo; (iii) visibile in modo intermittente (o subnivale/subglaciale), con il flusso del torrente nascosto in modo intermittente da piccoli nevai perenni o stagionali, o da chiazze di ghiaccio sepolto; e (iv) non visibile, quando laghi/stagni visibili e/o chiazze di ghiaccio sono collegati alla rete di drenaggio perenne principale attraverso il flusso subsuperficiale lungo segmenti di canale deglaciali e detritici ben definiti (vedere la Tabella 3 per le definizioni). Analizzando le annate progressivamente, i tratti di reticolo che si staccano dal ghiacciaio di Mazia in ritirata e che quindi non presentano un flusso perenne, vengono eliminati dalla rete di drenaggio mappata (ad esempio, **Figura 7**).

Flusso del torrente Descrizione

Visibile	Segmenti in cui il flusso del torrente è chiaramente visibile alla scala di 1:500.
Parzialmente visibile	Segmenti con flusso visibile caratterizzati da brevi e frequenti interruzioni associate a perdite di infiltrazione sotto la copertura detritica.
Visibile a intermittenza (subglaciale)	Segmenti con flusso intermittente nascosti nel tempo da piccoli nevai perenni o stagionali, o da porzioni di ghiacciaio. Il letto del canale è chiaramente visibile negli anni in cui le foto sono prive di neve o ghiaccio.
Non visibile (sottosuolo)	Segmenti privi di flusso superficiale che collegano fonti visibili di acqua, tra cui chiazze di neve/ghiaccio e laghi/stagni (estremità superiore), a canali perenni visibili (estremità inferiore). Il collegamento avviene attraverso il flusso subsuperficiale lungo segmenti di canali deglaciali ben definiti e con presenza di detrito.

Tabella 3. Classificazione del reticolo idrografico rispetto alla visibilità del flusso di fine estate.

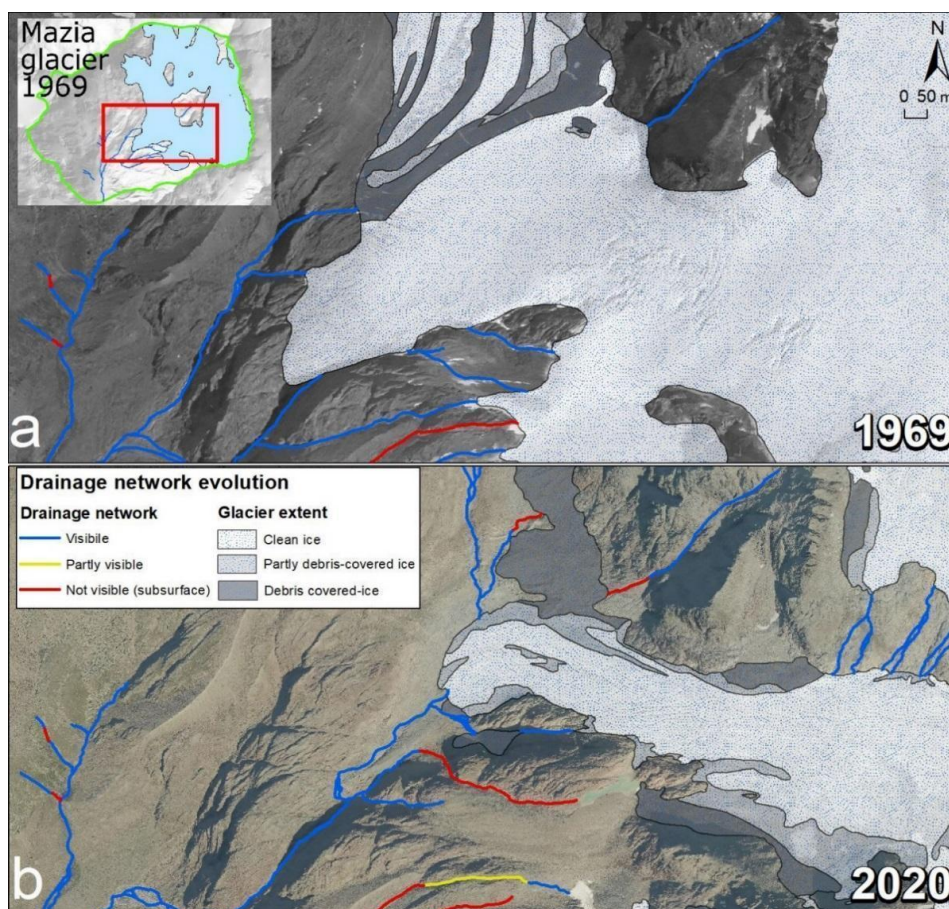


Figura 7. Vista esemplificativa della configurazione del reticolo idrografico in prossimità della fronte del Ghiacciaio di Mazia nelle foto degli anni 1969 e 2020. I segmenti codificati a colori seguono lo schema di classificazione descritto nella **Tabella 3**.

3.1.4 Movimenti superficiali rapidi di versante

L'inventario multitemporale è volto alla determinazione della proporzione del sedimento mobilitato da crolli rapidi e poco profondi (di seguito denominati frane) che viene conferito ai canali torrentizi effimeri e perenni nella Media e Alta Valle di Mazia. Questo database, costruito a partire da un inventario delle frane (1959-2008) originariamente compilato nell'ambito del progetto Alpine Space SedAlp (<http://www.sedalp.eu/>), è stato rivisto e aggiornato all'anno fotografico 2020. La compilazione e la revisione hanno comportato l'ispezione stereoscopica di due set di foto aeree sequenziali (1959 e 1969) e sei ortofotomosaici (1982/85, 1997/99, 2006/08, 2011, 2015 e 2020) (**Tabella 1**).

Nel database, ogni traccia di frana è caratterizzata da una serie di attributi che comprendono: (i) set di foto del primo rilevamento; (ii) attività attraverso set di foto sequenziali; (iii) tipo di movimento; (iv) morfologia nel sito di innesco; e (v) sito di conferimento del sedimento. L'ultimo attributo è estremamente rilevante per SedInOut, in quanto consente di assegnare a ciascuna frana un potenziale di rilascio di sedimenti ai corsi d'acqua perenni (**Tabella 3**). Questo schema - sviluppato per la prima volta da Maynard (1991) in bacini della Catena Costiera (British Columbia) e successivamente adattato a contesti glaciali cristallini di alta quota (Brardinoni et al., 2015) - classifica le frane in tre categorie. Di conseguenza, il potenziale di rilascio ai corsi d'acqua perenni è considerato come: (i) basso, quando una frana consegna il sedimento alla topografia non incanalata (ad esempio, pendii, coni di talus e creste moreniche); (ii) moderato, quando il sedimento di frana raggiunge canali stagionali/epimerici (qui definiti canali) e collegamenti sedimentari transitori (ad esempio, conoidi alluvionali e debris-flow); e (iii) alto, quando il sedimento di frana entra direttamente nel reticolo idrografico perenne (**Tabella 4**).

Durante l'interpretazione delle foto aeree (API) abbiamo identificato due tipi principali di crolli rapidi e poco profondi: le frane detritiche (ds) e le colate detritiche canalizzate (dsdf) (Hungr, 2005, 2014). Dopo l'identificazione, il contorno dell'area totale disturbata associata a ciascuna traccia di frana è stato digitalizzato manualmente in ambiente GIS in modo da poter estrarre una serie di attributi planimetrici sulla geometria della frana. Questi includono la lunghezza, la larghezza e l'area della frana. Successivamente, per fornire un'approssimazione di primo ordine dell'area associata ai detriti di frana ed evitare sovrastime, seguendo le specifiche descritte da Brardinoni et al. (2009), ogni traccia è stata suddivisa in: (i) zone di innesco e di trasporto - fino al punto in cui lo scouring è manifestamente visibile - e (ii) zona di deposizione, dove i segni di deposizione

diventano evidenti. Una volta ottenute le aree planimetriche delle zone di iniziazione/trasporto e di deposizione, la stima volumetrica dei detriti mobilitati viene effettuata applicando alle aree di iniziazione/trasporto o di deposizione una relazione area-volume basata sul campo (**sezione 3.2.1**).

UNCHANNIELED TOPOGRAPHY:

(on-site, low deliverability)

(s) slope

(ts) talus slope

(tc) talus cone

(rg) rock glacier

(m) moraine

(kt) kame terrace (glaciofluvial)

SEASONAL CHANNELS & TRANSITIONS:

(moderate deliverability)

(f) fan

(gc) gully channel (ephemeral channel)

(cg) connected gully channel (directly connected to a perennial channel)

(r) road

(ft) fluvial terrace

(fp) floodplain

(lk) lake or reservoir (permanent freshwater sink)

PERENNIAL CHANNELS:

(high deliverability)

(mc) main channel (river mainstem)

(ct) connected tributary (perennial tributary connected to the river mainstem)

(ut) unconnected tributary (connected to another tributary and not directly connected to the river mainstem)

Tabella 4. Possibilità di consegna dei sedimenti di frana (o potenziale di consegna) ai corsi d'acqua perenni. Il testo in grassetto indica i punti di consegna nella Val di Mazia.

3.2 Tecniche di rilevamento sul campo e telerilevamento di prossimità

3.2.1 Geometria dei movimenti superficiali rapidi di versante

I dati derivati dall'API sono integrati da un inventario sul campo che comprende 113 tracce di frana. Durante la raccolta dei dati sul campo, la forma planimetrica della frana è stata approssimata a un rettangolo, per cui l'area della frana è stata ricavata moltiplicando la larghezza media della frana per la lunghezza della frana. Il volume della frana è stato stimato moltiplicando l'area della frana per lo spessore della traccia della frana. Queste variabili geometriche sono state misurate da una squadra di due rilevatori con un'asta stadia e un nastro metrico e, nel caso di cicatrici particolarmente lunghe, con un telemetro laser. Le misure sulla geometria delle frane vengono eseguite per vincolare una relazione empirica area-volume della frana basata sul campo (ad esempio, Guzzetti et al., 2009). Questa relazione viene poi utilizzata per tradurre le aree di frana basate sull'API (ad esempio, **sezione 3.1.4**) in volumi di detrito mobilitato. Considerando la maggiore incertezza associata all'identificazione e alla classificazione temporale delle zone di innesco e di trasporto delle frane, nella nostra analisi abbiamo deciso di adottare un approccio conservativo, considerando quindi solo le aree dei depositi di frana basate sulle API.

3.2.2 Caratterizzazione della tessitura e del grado di corazzamento del fondo degli alvei

La caratterizzazione delle distribuzioni granulometriche superficiali e subsuperficiali è stata condotta in sei siti (**Figura 2a**), selezionati per rappresentare le condizioni geomorfiche caratteristiche del paesaggio glaciale dell'Alta Valle di Mazia. In particolare, abbiamo campionato il corso del torrente principale Saldur (Rio Saldura) e quello di due affluenti laterali contrastanti: il torrente Oberettes, originato dai residui di un ghiacciaio coperto di detrito, e sul lato opposto della valle, un affluente senza nome, originato da un rock glacier attivo (**Figura 8**). Nel Rio Saldura il campionamento è iniziato dalla fronte del ghiacciaio, sulla morfologia del canale a letto piano che caratterizza la piana alluvionale dell'avampaese del ghiacciaio della Val di Mazia (sito M1). Abbiamo poi proceduto a più riprese oltre il gradino vallivo all'inizio del passaggio glaciale principale della Val di Mazia, presso la morena LIA (sito M2), e abbiamo continuato più a valle in prossimità dei due affluenti laterali contrastanti (sito M5). Nel torrente Oberettes, abbiamo campionato barre della piana alluvionale pendente e intrecciata, in parte arginata da una morena PEG (sito M2), e abbiamo proseguito oltre un gradino sub-verticale della valle (bedrock gorge) e fino al ripido

conoide di debris-flow alla confluenza con il Rio Saldura (sito M4). Infine, nell'affluente senza nome opposto a Oberettes, che ha origine da un rockglacier e scorre per lo più nella zona subsuperficiale attraverso una serie di morene laterali lateglaciali ben conservate, abbiamo campionato la porzione distale del piccolo conoide alluvionale presso la confluenza con il Rio Saldura (sito M6).

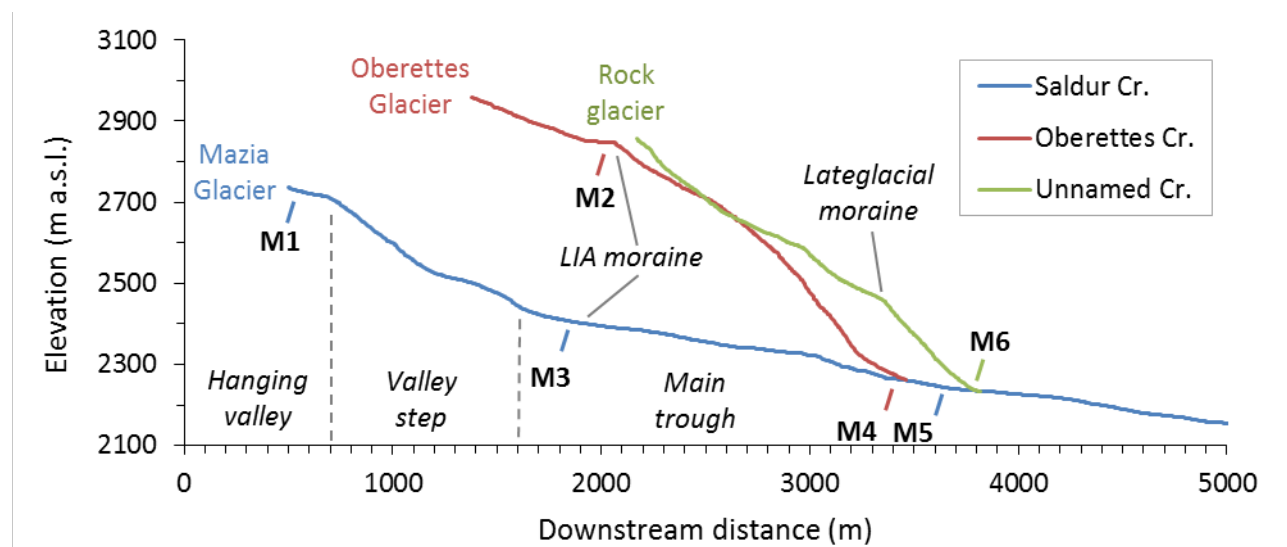


Figura 8. Ubicazione dei siti di campionamento del sedimento (da M1 a M6) attraverso i profili longitudinali del Rio Saldura (tracciato blu) e degli affluenti torrente Oberettes (tracciato rosso) e torrente senza nome (tracciato verde). I profili lunghi partono rispettivamente dalla fronte del ghiacciaio Mazia, dalla fronte del ghiacciaio Oberettes e da una fronte attiva del rockglacier.

Il workflow adottato integra tecniche di campo, di laboratorio e di rilevamento prossimale (**Figura 9**). Si è partiti dalla selezione di barre di canale rappresentative in siti strategici dei canali dell'Alta Valle di Mazia. La distribuzione granulometrica superficiale è stata caratterizzata in due modi indipendenti, mediante: (i) il conteggio dei clasti di Wolman ($n \geq 250$) condotto sulla superficie della barra (Wolman, 1954); e (ii) GrainID, un modello basato su CNN di analisi delle immagini di foto verticali a distanza ravvicinata scattate sul campo (Chen et al., 2022). Il primo metodo genera una distribuzione granulometrica di superficie griglia per griglia (Kellerhals e Bray, 1971). Il secondo metodo, che viene eseguito combinando tessere fotografiche di 1 m x 1 m scattate in punti rappresentativi della facies attraverso la barra del canale, produce distribuzioni granulometriche superficiali griglia per area di tutti i clasti rilevati sul letto del canale. Come ulteriore mezzo di confronto, la distribuzione superficiale è stata eseguita anche sullo stesso set di foto verticali a distanza ravvicinata attraverso l'etichettatura manuale di singoli clasti, seguita dalla post-elaborazione BASEGRAIN (Detert e Weitbrecht, 2012; 2013). Per ogni foto, BASEGRAIN produce una distribuzione granulometrica griglia per area basato su un approccio di campionamento lineare, ossia vengono misurati le assi b di tutti i clasti che sono in contatto con una linea tracciata attraverso la foto.

La caratterizzazione della distribuzione granulometrica degli strati subsuperficiali è stata condotta mediante la rimozione dello strato sedimentario superficiale in uno dei punti delle tegole, seguita da un campionamento del materiale subsuperficiale. Successivamente, la frazione grossolana (≥ 64 mm) è stata setacciata meccanicamente e pesata in loco. La parte restante (più fine) del campione è stata trasportata al campo base in elicottero e poi trasportata al laboratorio di Cardano con un camion per effettuare una setacciatura meccanica ulteriore.

E' importante sottolineare come in tutte le metodologie di setacciatura considerate (i.e., meccanica, manual tramite camminata casuale di Wolman, e fotografica) l'asse intermedio (o asse b) rappresenti la dimensione limitante affinché un clasto riesca o meno a passare attraverso una maglia di una data grandezza. Di conseguenza, una analisi di foto setacciatura che venga condotta su clasti embricati o anche debolmente coricati (nella fattispecie gli assi a e b non vengono ripresi in modo ortogonale rispetto all'obiettivo della fotocamera) implica una sottostima delle dimensioni dell'asse intermedio (e.g., Church et al., 1987). Nel caso peggiore, un elevato grado di embricatura verticale potrebbe significare che il risultato della setacciatura sia una misura dell'asse minore (asse c), anziché di quello intermedio (per maggiori dettagli si veda la **Sezione 4.5**).

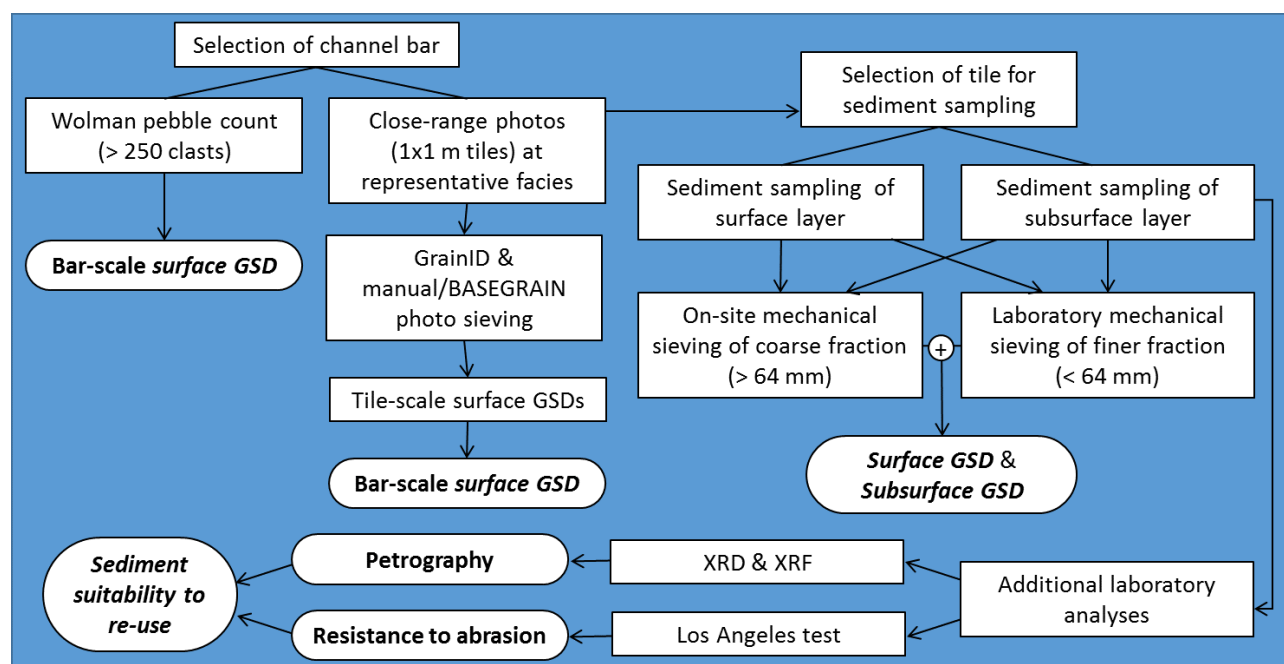


Figura 9. Workflow adottato per la caratterizzazione della distribuzione granulometrica superficiale e subsuperficiale, nonché analisi di laboratorio per valutare l'idoneità del sedimento ad un utilizzo eventuale.

3.2.2.1 Raccolta di foto verticali a distanza ravvicinata e setacciatura fotografica (distribuzione granulometrica superficiale)

Setacciatura fotografica automatizzata esplorativa, delineazione manuale dei clasti ed elaborazione mediante BASEGRAIN

Dopo aver selezionato una barra di canale rappresentativa, viene scattata una serie di foto verticali a distanza ravvicinata (cioè da 1 m dal suolo) della superficie della barra. Ogni foto viene poi ridotta a una piastrella di 1x1 m. In Val di Mazia, il numero di fototessere varia da 5 a 12, a seconda delle dimensioni e della complessità della barra. Nel complesso, le fototessere hanno lo scopo di catturare la variabilità longitudinale della tessitura del letto superficiale dalla testa alla coda della barra.

A livello esplorativo, abbiamo dapprima eseguito procedure di setacciatura automatica delle foto con tre software: (i) JMicroVision (Roduit, 2008); (ii) ImageJ (Arganda-Carreras, 2008); e (iii) BASEGRAIN (Detert e Weitbrecht, 2012; 2013) (**Figura 10**). In seguito a questi test, abbiamo riscontrato che il setacciamento fotografico automatico comportava operazioni lunghe associate ai parametri dell'immagine e che non forniva risultati di riconoscimento dei clasti coerentemente affidabili tra le diverse mattonelle fotografiche. Evidenti errori di classificazione erano associati alla litologia variabile, all'angolarità dei clasti e alla presenza di materiali a grana fine (vedi **sezione 4.5**). Di conseguenza, abbiamo deciso di procedere alla delimitazione manuale di ogni clasto che era stato identificato con certezza attraverso l'ispezione visiva di ogni fototessera. Si tratta di un approccio che richiede molto tempo, ma che darà risultati più coerenti tra le varie mattonelle fotografiche. Dopo la delineazione manuale, ogni fototessera è stata elaborata con BASEGRAIN (**Figura 11**).

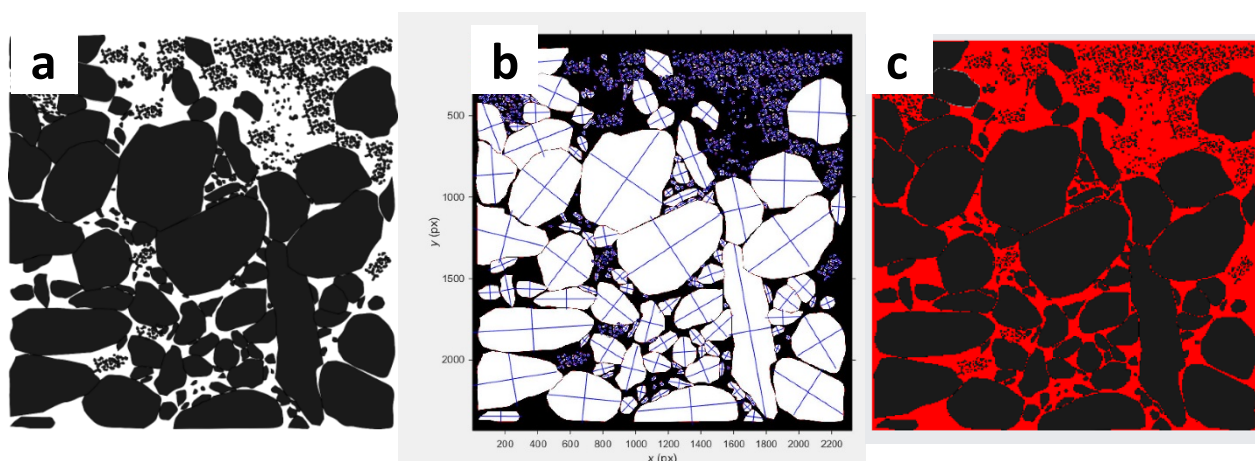


Figura 10. Esempi di piastrelle fotografiche classificate attraverso l'applicazione di: (a) JMicroVision; (b) ImageJ; e (c) BASEGRAIN. Risultati ottenuti dopo la delineazione manuale dei clasti.

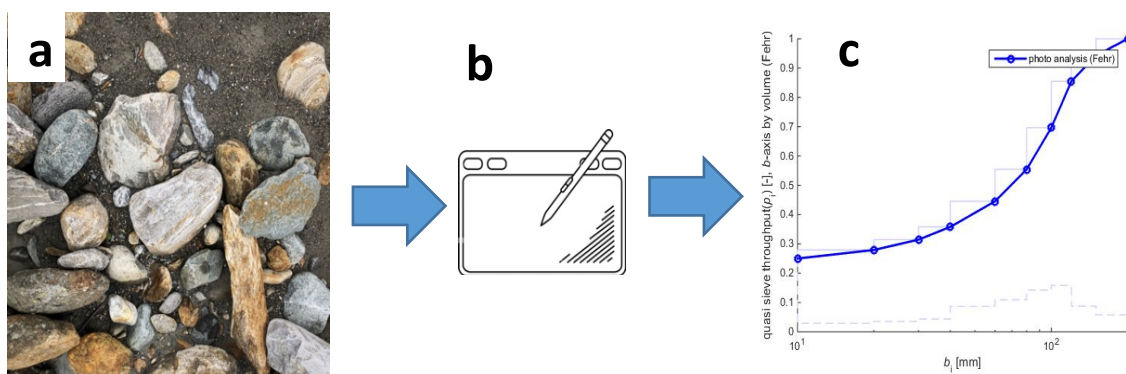


Figura 11. (a) Foto digitale a distanza ravvicinata; (b) delineazione manuale dei clasti; (c) distribuzione granulometrica superficiale derivata da BASEGRAIN.

GrainID photo sieving

Per fornire un ulteriore mezzo indipendente di caratterizzazione della distribuzione granulometrica superficiale, abbiamo infine eseguito GrainID (Chen et al., 2022) sulle mattonelle fotografiche originali. GrainID è un modello basato su reti neurali convoluzionali che misura la dimensione dei clasti in immagini ottiche scattate in diversi ambienti fluviali. Il modello è sviluppato in Python ed è disponibile in maniera gratuita. La struttura di GrainID è riassunta nella

Tabella 5.

Procedures	Operation	Description
Step 1: Pre-processing	1.1 – image extrapolation-1	If the size (e.g., 2000×2000) of original input image could not be equally split into multiple 512×512 tiles, the image was extrapolated into 2048×2048 based on mirroring the right and down image border region.
	1.2 – image extrapolation-2	Based on the overlap-tiles strategy, for prediction of image border region, the missing context was extrapolated by mirroring the border region.
	1.3 – contrast filter	A sigmoid contrast filter in Python library Pillow was applied.
	1.4 – image augmentation	The input images were augmented by applying 0, 90 and 180° counterclockwise (CCW) rotation and horizontal and vertical flip.
	1.5 – image split	Input images were split into overlapping image tiles (512×512) as dashed red and blue rectangles in Fig. 4b.
Step 2: Prediction	2.1 – U-Net prediction	All image tiles were then sequentially input into U-Net for prediction.
	2.2 – recombination	The predicted image tiles were recombined into a full image.
	2.3 – assemble vote	The final CNN prediction was calculated as an image assembly decided by predictions from the five augmented images.
Step 3: Post-processing	3.1 – filling holes	The holes inside grains were filled.
	3.2 – filter fine grain	Unresolvable grains with size < 20 pixels were deleted.
	3.3 – narrowing interstice	An inverse watershed algorithm was applied.
	3.4 – watershed algorithm	A watershed algorithm was performed for further separation.

Tabella 5. Fasi di elaborazione delle immagini che compongono il quadro del modello GrainID (da Chen et al., 2022).

3.2.2.2 Raccolta di campioni per la caratterizzazione della distribuzione granulometrica in superficie e nella zona subsuperficiale

Distribuzione granulometrica superficiale

Per i siti selezionati, dopo l'identificazione di una barra rappresentativa del canale, abbiamo caratterizzato la distribuzione granulometrica superficiale in due modi indipendenti: (i) Wolman pebble count (Wolman, 1954), attraverso l'approccio "random walk" (si veda Kondolf et al., 2003 per i dettagli) che consiste nel misurare l'asse b di almeno 250 clasti (**Figura 12a**); e (ii) raccolta di campioni dello strato superficiale all'interno di mattonelle di 1x1 m, seguita da setacciatura in loco della frazione più grossolana (> 64 mm, **Figura 12b**) e setacciatura in laboratorio del materiale più fine.

Distribuzione granulometrica subsuperficiale

Campionamento e setacciatura

Dopo la rimozione dello strato superficiale (cioè fino a una profondità di $2 \times D_{90}$ stabilita attraverso il Wolman pebble count), la procedura prevedeva:

- (i) setacciatura meccanica preliminare in loco del materiale grossolano dello strato subsuperficiale (> 64 mm), fino a 70 kg per sito di campionamento, a seconda della selezione della relativa miscela di sedimenti.
- (ii) raccolta di campioni delle frazioni più fini rimanenti, che sono stati trasportati al laboratorio rocce di Cardano (circa 40 kg per sito) per una setacciatura ulteriore.

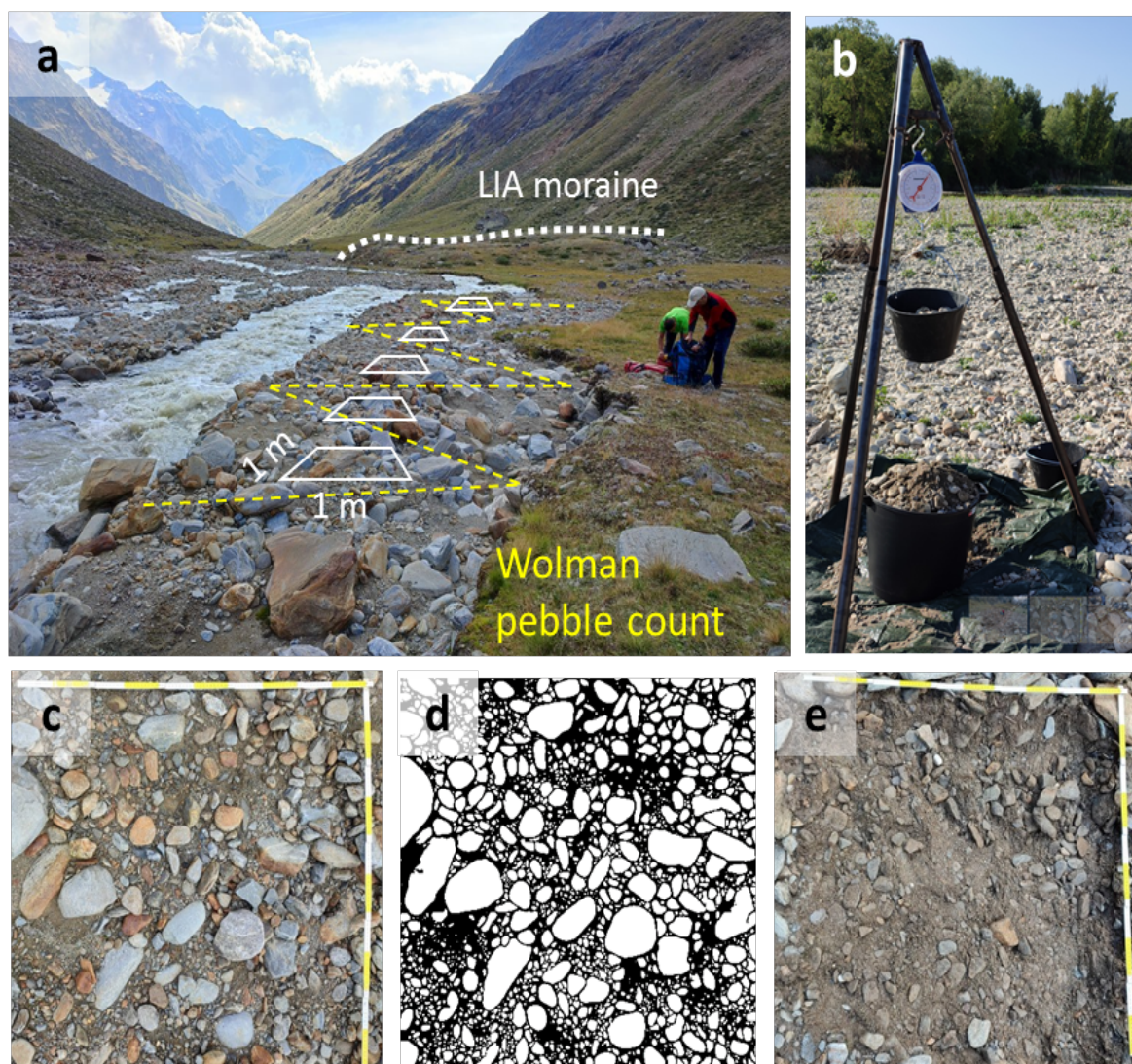


Figura 12. Alcune delle fasi metodologiche coinvolte nella caratterizzazione della distribuzione granulometrica, illustrate per il sito di campionamento M3 in Alta Val di Mazia. (a) Random walk, conteggio dei clasti di Wolman per ottenere la distribuzione granulometrica superficiale a scala di barra (linea gialla tratteggiata) e posizionamento di piastrelle di campionamento 1x1 m (poligoni bianchi vuoti) in corrispondenza di facies rappresentative all'interno della barra laterale. (b) Setacciatura meccanica in loco della frazione di sedimento grossolano (>64 mm) per ottenere la distribuzione granulometrica superficiale a scala di piastrella e la distribuzione granulometrica subsuperficiale. (c) Foto verticale a distanza ravvicinata di una tegola 1x1, (d) output pertinente derivato da Grain-ID e (e) foto verticale a distanza ravvicinata dopo la rimozione dello strato superficiale. Nel pannello a, la linea tratteggiata spessa delinea la cresta della morena della Piccola Era Glaciale. Le posizioni del percorso casuale e delle piastrelle 1x1m sono ipotetiche, qui abbozzate solo a scopo illustrativo.

3.3 Metodi di laboratorio

3.3.1 Setacciatura meccanica

Le fasi che hanno portato alla caratterizzazione della distribuzione granulometrica basata sulla setacciatura meccanica dei campioni di sedimento in campo sono state condotte nel laboratorio di rocce dell'Ufficio Geologia e Prove Materiali di Cardano. Si tratta di: (i) pesatura del campione prima del riscaldamento; (ii) riscaldamento del campione in forno a 105°C per l'eliminazione del contenuto d'acqua; (iii) pesatura del campione dopo il riscaldamento (secondo la norma UNI EN-933-1: circa 40 kg ciascuno, con diametro massimo dei grani di 90 mm); (iv) lavaggio del campione attraverso un setaccio grossolano e fino a un setaccio fine per separare le frazioni più fini (es, <0,0063 mm) dal resto; (v) il campione viene nuovamente riscaldato a 105°C; (vi) il campione lavato e asciugato viene pesato per determinare la percentuale di fini (<0,0063 mm); (vii) setacciatura meccanica attraverso una torre di setacciatura e successiva pesatura delle frazioni setacciate. In particolare, la torre è costituita da 17 maglie e separa le seguenti frazioni granulometriche (esprese in mm): 90, 64, 56, 45, 32, 22,6, 16, 11,3, 8, 5,6, 4, 2, 1, 0,5, 0,25, 0,125, 0,063, < 0,063 (**Figura 13**).



Figura 13. Esempi di frazioni di sedimento trattenute dopo la setacciatura meccanica.

3.3.2 Analisi XRD

Per supportare l'analisi petrografica (e geochemica), abbiamo applicato il metodo della diffrazione a raggi X (XRD) nel laboratorio di roccia dell'Ufficio di Geologia e Prove Materiali a Cardano. Il metodo XRD consiste nel calcolo dell'angolo di diffrazione del materiale che viene irradiato dalla trasmissione dei raggi X. Questo metodo è adatto a fornire un'analisi semiquantitativa contenente la composizione mineralogica di un campione di roccia. L'analisi dei campioni petrografici è stata condotta su campioni del partner di progetto 2 (Regione Friuli-Venezia-Giulia) recuperati nei bacini del Rio Fella e del Rio Cucco.

A causa della composizione litologica omogenea (micascisti/paragneiss) e delle precedenti analisi petrografiche dei principali tipi di roccia (sezioni sottili), queste analisi non sono state condotte in Val di Mazia.

3.3.3 Los Angeles Abrasion Test

Il Los Angeles Abrasion Test (LAA) riflette la resistenza degli aggregati all'abrasione e alla frammentazione dovuta all'impatto. Il test misura la resistenza dell'aggregato all'usura dovuta al logorio tra le particelle di roccia e all'impatto e alla frantumazione da parte di sfere d'acciaio (Ugur et al., 2010). Il campione da testare viene inserito insieme a 6-12 sfere d'acciaio in un tamburo d'acciaio che ruota 500 volte intorno al proprio asse e schiaccia il materiale di prova per abrasione e impatto. Nell'ambito degli obiettivi del progetto SedInOut è stata implementata la norma LG 02.12-UNI EN 1097-2. La procedura consiste in sei fasi di lavoro, tra cui: (1) pesatura a secco del campione; (2) lavaggio del campione; (3) ulteriore pesatura del campione lavato; (4) separazione delle frazioni granulometriche mediante setacciatura a torre; (5) burattatura del campione nella macchina LA; (6) uscita del test LA.

3.4 Aspetti e parametri granulometrici di interesse

La distribuzione granulometrica del materiale del letto del canale viene caratterizzata per una serie di scopi nei campi di sedimentologia, geomorfologia, ingegneria idraulica ed ecologia delle acque. Tra un ampio spettro di applicazioni, queste informazioni quantitative possono essere utilizzate come input per le equazioni di trasporto del letto per valutare la mobilitazione del letto e la probabilità di “scouring”, come misura della rugosità dei clasti, come uno dei mezzi per valutare l'idoneità del sedimento per l'uso (o il riutilizzo) in opere di costruzione.

In questa ricerca, i dati relativi al letto del canale in ciascun sito di campionamento includono **(Figura 14)**:

- (i) la distribuzione granulometrica superficiale ottenuta attraverso il Wolman pebble count sul campo (di seguito denominata Wolman) e attraverso l'elaborazione con rete neurale convoluzionale GrainID di foto verticali a distanza ravvicinata (di seguito denominata GrainID; Chen et al 2022);
- (ii) la distribuzione granulometrica dello strato subsuperficiale ottenuta esclusivamente attraverso la setacciatura meccanica in laboratorio delle frazioni più fini (≤ 64 mm) (di seguito denominata Lab) e quella ottenuta attraverso l'integrazione della setacciatura in loco delle frazioni più grossolane (di seguito denominata Field & Lab).

Da queste distribuzioni granulometriche superficiali e subsuperficiali sono stati ricavati i percentili caratteristici del sedimento (D_i), tra cui D_{50} , D_{84} e D_{90} . Il cosiddetto D_{50} superficiale, il calibro mediano dei sedimenti di una barra attiva del canale, rappresenta una misura della tendenza centrale della miscela di sedimenti e indica quali calibri si muovono durante i flussi più frequenti. I parametri D_{84} e D_{90} (o D_{max}) rappresentano una proxy della resistenza dei clasti al flusso (in condizioni di flusso ordinario) e del potenziale di rischio geologico dovuto all'instabilità del canale e al deflusso catastrofico che comporterebbe la mobilitazione di tali calibri grossolani. Infine, si ricava il rapporto di corrazzamento (cioè il rapporto tra D_{50} superficiale e D_{50} subsuperficiale), che rappresenta una misura della stabilità del canale e dell'apporto di sedimento (ad esempio, Gomez, 1983; Hassan et al., 2006; 2020; Hassan e Zimmermann, 2012). Di conseguenza, un rapporto superiore all'unità indica che si è sviluppato uno strato di corrazzamento. In una determinata posizione del canale, più alto è il rapporto di armatura, più efficace sarà questa armatura contro la destabilizzazione della superficie del letto durante le piene.

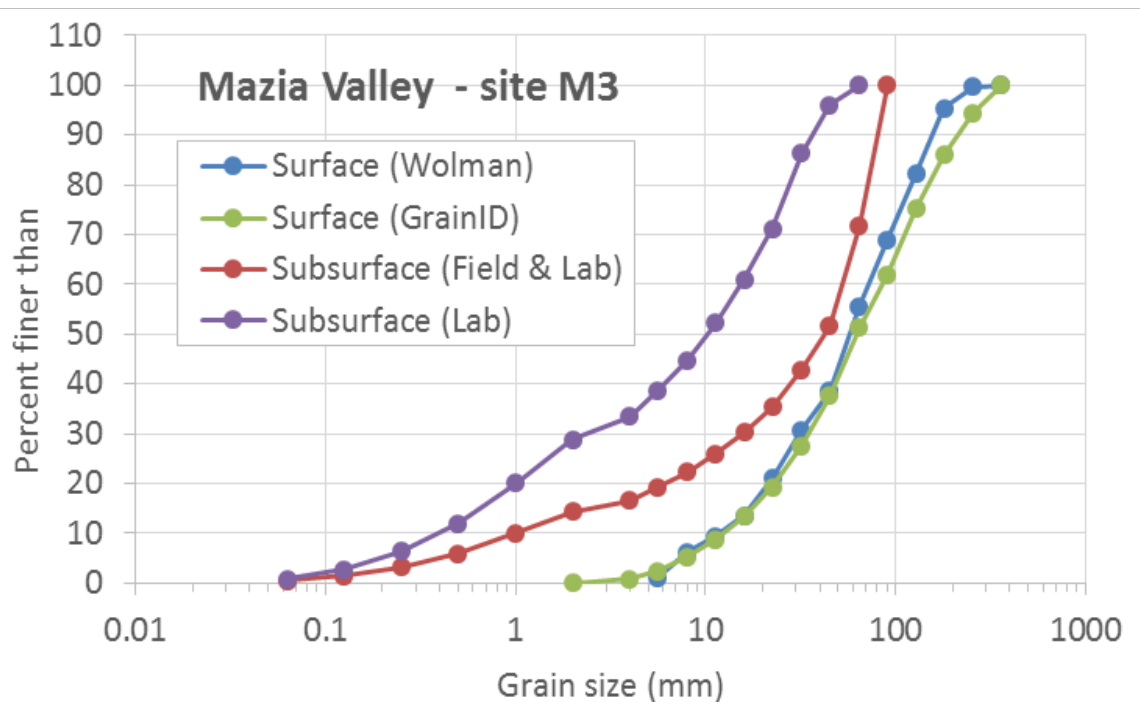


Figura 14. Esempio di distribuzioni granulometriche superficiali e subsuperficiali: sito di campionamento M3. La distribuzione granulometrica superficiale basata su Wolman (tracciato blu) deriva dalla raccolta e misurazione di 250 clasti (tracciato blu). La distribuzione granulometrica superficiale basata su GrainID (tracciato verde) deriva dall'analisi e dall'amalgama di cinque piastrelle di 1x1 m distribuite in punti rappresentativi della facies lungo la barra laterale M3. La distribuzione granulometrica subsuperficiale deriva dalla setacciatura meccanica preliminare in loco della frazione grossolana (> 64 mm) (tracciato viola) insieme alla controparte più fine (< 64 mm) setacciata in laboratorio (tracciato rosso).

4. Risultati

4.1 Ritiro di ghiacciai, incremento del substrato affiorante e delle superfici sedimentarie di origine glaciale ed evoluzione del reticolo idrografico alimentato da ghiacciai tra il 1969 e il 2020

Tra il 1969 e il 2020, l'area del ghiacciaio dell'Alta Mazia ha subito una riduzione del 42,87%, passando da 3,76 km² a 2,15 km² (**Tabella 6** e **Figura 15**), per una perdita media annua di 3,16 ha/anno. Nel corso degli anni esaminati, la perdita ha riguardato principalmente il ghiaccio pulito (sia in termini di area assoluta che di percentuale), mentre il ghiaccio parzialmente e completamente coperto da detrito ha visto complessivamente un incremento relativo dell'area - dal 5% nel 1969 al 24% nel 2020 - associato principalmente alla frammentazione del ghiacciaio che comporta un aumento di chiazze isolate di ghiaccio sepolto (coperto da detrito). Questi risultati indicano che il ritiro dei ghiacciai in Alta Valle di Mazia è associato a un carico progressivamente maggiore di detrito, che si deposita nelle zone proglaciali per un'ulteriore rielaborazione subaerea.

Quando i ghiacciai si ritirano, scoprono il bedrock e i materiali glaciogenici, che diventano progressivamente disponibili per i movimenti di massa e il trasporto fluviale. Durante la deglaciazione, nell'area del Proglaciale di Mazia, tra il 1969 e il 2020, i principali cambiamenti nella copertura del suolo riguardano l'aumento in termini di superficie degli affioramenti di bedrock (da 2,37 km² a 3,25 km²), del till glaciale (da 1,34 km² a 1,97 km²) e, in misura minore, dei depositi di versante, mentre le altre coperture quaternarie rimangono relativamente marginali (**Figura 16** e **Tabella 7**). È interessante notare che l'aumento delle aree coperte da bedrock e till sembra accelerare nel tempo, soprattutto fino al 2011 (**Figura 17**). L'aumento della superficie del bedrock può influenzare i picchi di flusso durante gli eventi di pioggia, favorendo così il verificarsi di possibili alluvioni improvvise. L'aumento delle aree coperte da till, a seconda della loro posizione rispetto al reticolo idrografico principale, può favorire l'aumento dell'attività di frana e l'afflusso ai corsi d'acqua (vedi **sezione 4.2**).

Anno della foto	Area (km ²)					
	1969	1994	2006	2014	2017	2020
Ghiaccio pulito (%)	3.5 (95.4)	2.80 (83.7)	2.17 (75.6)	1.92 (80.2)	1.76 (75.9)	1.63 (76.0)
Ghiaccio parzialmente coperto da detrito (%)	0.04 (1.0)	0.18 (5.5)	0.35 (12.2)	0.21 (8.6)	0.31 (13.3)	0.30 (13.8)
Ghiaccio coperto da detrito (%)	0.14 (3.6)	0.36 (10.9)	0.35 (12.3)	0.27 (11.3)	0.25 (10.8)	0.22 (10.2)
Combinato	3.76	3.35	2.88	2.39	2.32	2.15

Tabella 6. Variazione dell'area del ghiacciaio dopo il 1969, stratificata in base all'estensione della copertura detritica. I numeri tra parentesi indicano l'estensione percentuale dell'area all'interno dell'Alta Val di Mazia.

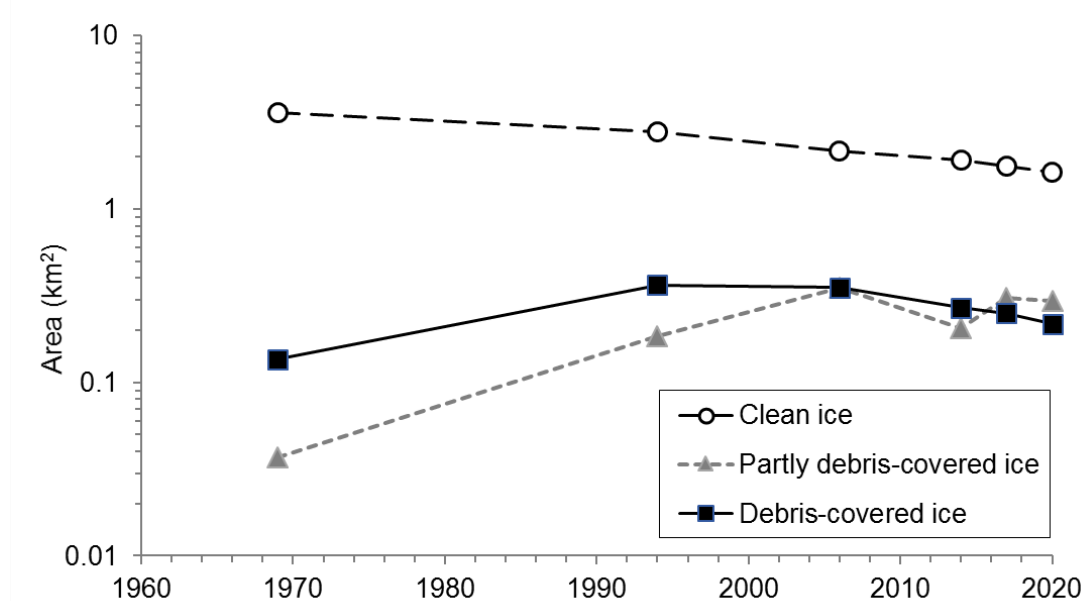


Figura 15. Evoluzione della variazione dell'area del ghiacciaio tra il 1969 e il 2020 stratificata in base al grado di copertura detritica.

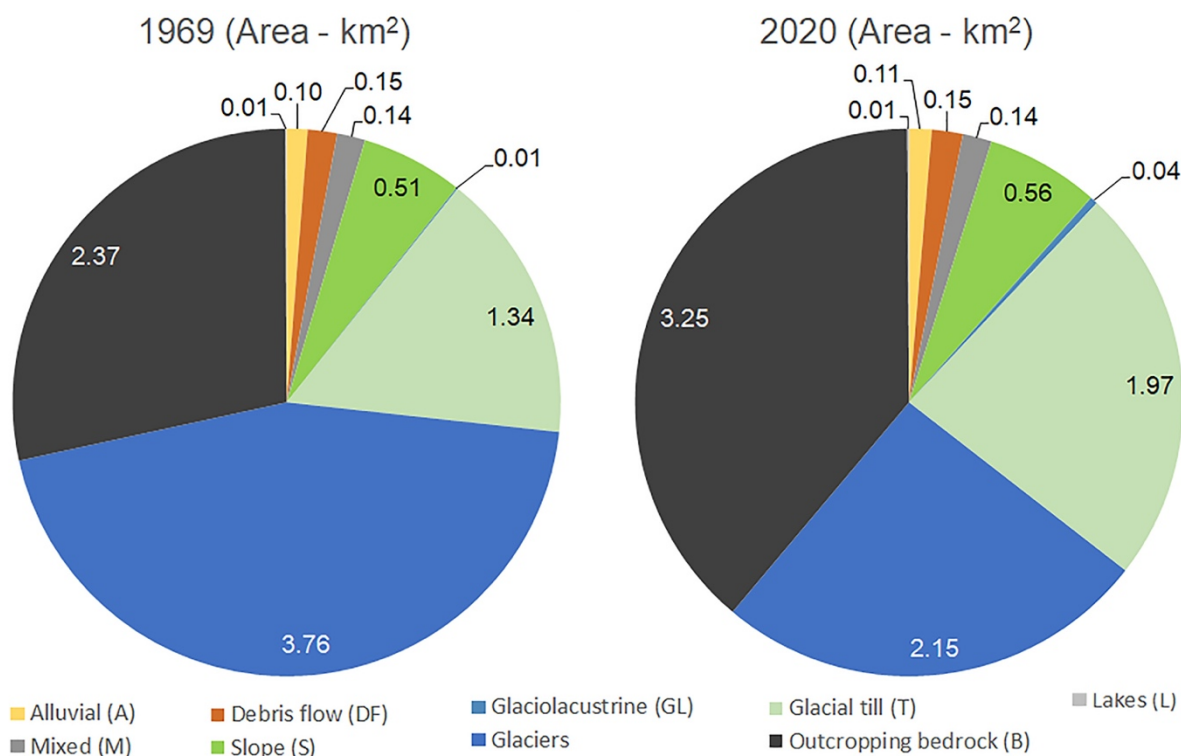


Figura 16. Evoluzione delle coperture sedimentarie quaternarie, del bedrock affiorante e dell'estensione dei ghiacciai tra il 1969 e il 2020.

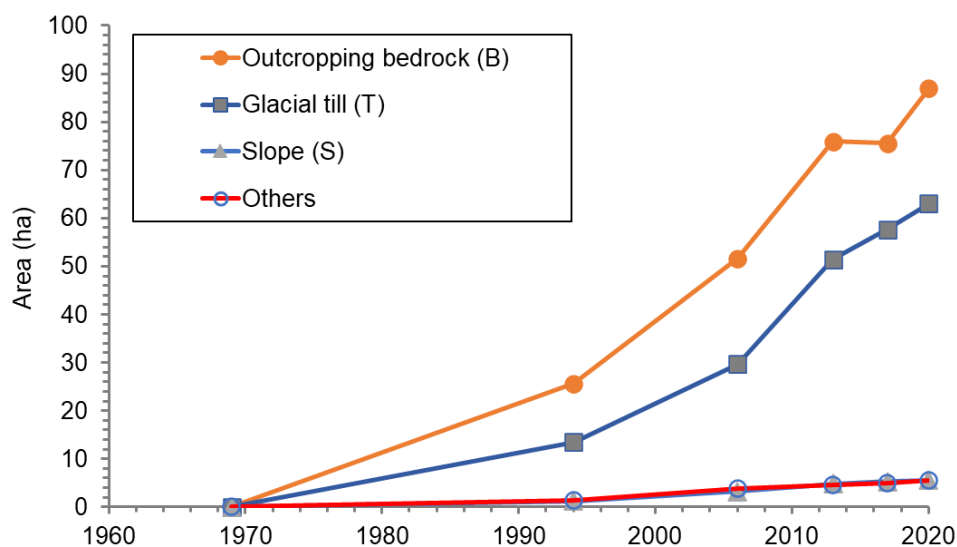


Figura 17. Evoluzione del bedrock affiorante, del till glaciale, dei depositi di pendio e di tutte le altre coperture quaternarie (cioè, altre) durante la deglaciazione all'interno dell'impronta del ghiacciaio del 1969. Si noti la completa sovrapposizione tra le funzioni basate sull'area dei depositi di "versante" e di "altri".

Depositi del Quaternario	Area (ha)					
	1969	1994	2006	2013	2017	2020
Alluvial (A) (%)		0.07 (0.02)	0.25 (0.07)	0.43 (0.11)	0.45 (0.12)	0.75 (0.20)
Cryonival (CN) (%)		0.11 (0.03)	0.09 (0.02)	0.11 (0.03)	0.12 (0.03)	0.11 (0.03)
Debris flow (DF) (%)		0.25 (0.07)	0.57 (0.15)	0.40 (0.11)	0.60 (0.16)	0.85 (0.23)
Mixed (M) (%)		0.04 (0.01)	0.09 (0.02)	0.33 (0.09)	0.33 (0.09)	0.33 (0.09)
Slope (S) (%)		1.20 (0.32)	3.21 (0.85)	4.83 (1.29)	5.30 (1.41)	5.54 (1.48)
Glaciolacustrine (GL) (%)		0.96 (0.25)	2.90 (0.77)	3.12 (0.83)	3.12 (0.83)	3.12 (0.83)
Glacial till (T) (%)		13.49 (3.59)	29.67 (7.90)	51.44 (13.69)	57.66 (15.35)	62.98 (16.77)
Outcropping bedrock (B) (%)		25.65 (6.83)	51.61 (13.74)	75.93 (20.20)	75.59 (20.13)	86.97 (23.16)
Glaciers (%)	375.56 (100)	333.78 (88.88)	287.15 (76.46)	238.99 (63.58)	232.06 (61.69)	214.54 (57.13)

Tabella 7. Evoluzione delle coperture sedimentarie quaternarie e del bedrock affiorante durante la deglaciazione all'interno dell'impronta del ghiacciaio del 1969. I numeri tra parentesi indicano la percentuale di area.

La documentazione dell'evoluzione strutturale del reticolo idrografico principale durante la deglaciazione rappresenta un passo altrettanto importante, in quanto influisce sull'efficienza del reclutamento e del trasferimento di sedimenti postglaciali dall'area proglaciale. Nell'area proglaciale di Mazia, si nota che la recessione del lobo del Ghiacciaio di Mazia induce la disconnessione idrologica e la progressiva disattivazione dei principali rami del reticolo idrografico principale (**Figura 18a** e **Figura 18b**), il che implica che il trasporto di acqua e sedimento dal Ghiacciaio di Mazia si è progressivamente concentrato su un numero inferiore di percorsi. Inoltre, con il progredire della deglaciazione e la riduzione delle chiazze di ghiaccio morto, alcuni rami vengono parzialmente sepolti dal sedimento e/o si verifica una perdita di portata nelle zone subsuperficiali (ad esempio, si noti l'emergere di collegamenti di drenaggio "non visibili" nella **Figura 18a** fino alla **Figura 18d**). Complessivamente, nell'intera area di studio si osserva che la lunghezza del reticolo idrografico visibile aumenta costantemente dal 1996 (6,2 km²) al 2020 (10,6 km²) (**Tabella 8** e **Figura 19**). In misura minore, questa tendenza temporale all'espansione del drenaggio si osserva anche nei collegamenti di torrenti visibili in modo intermittente (subglaciali).

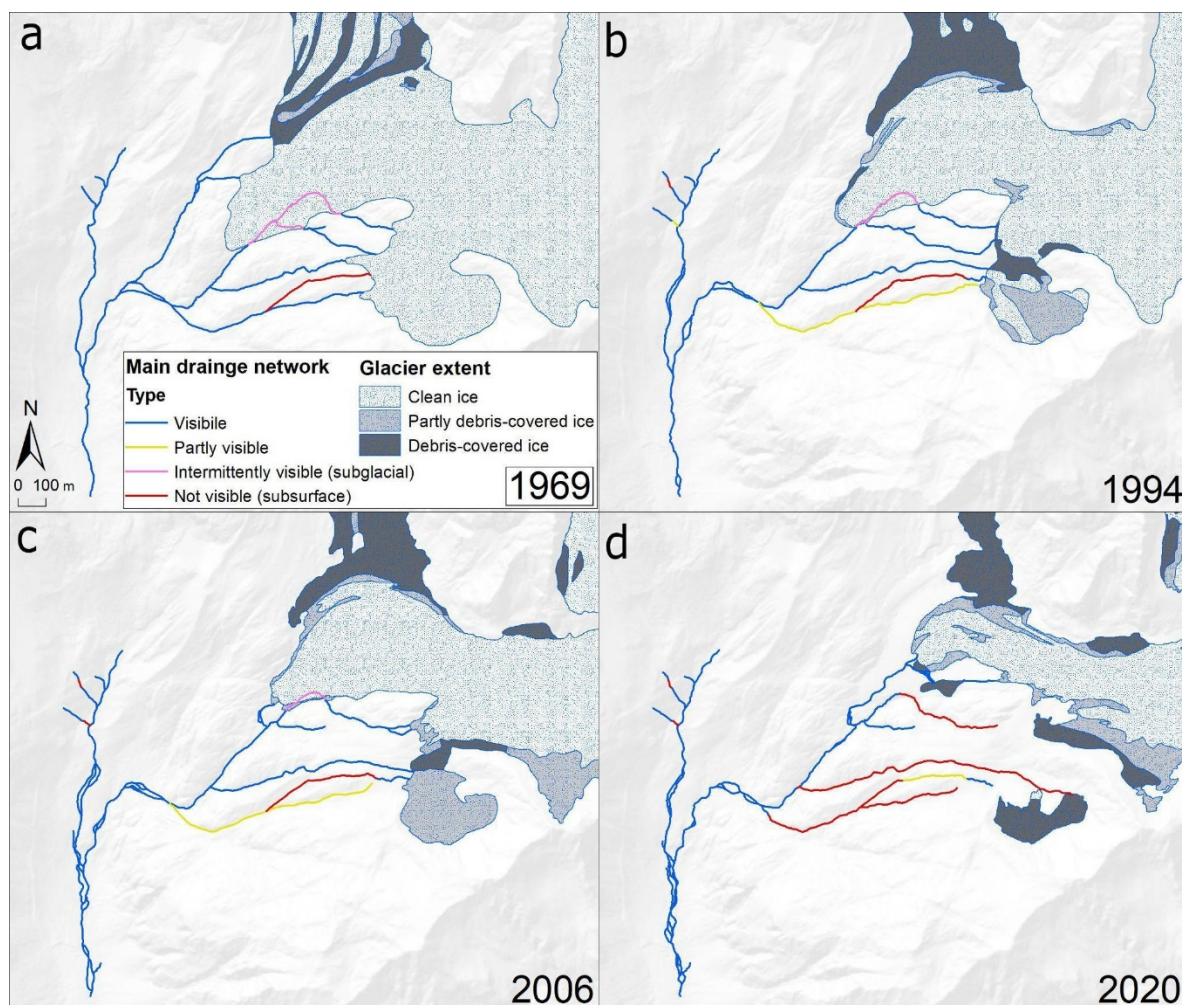


Figura 18. Evoluzione del reticolo idrografico principale in relazione ai cambiamenti storici della lingua del ghiacciaio di Mazia come mappata negli anni delle foto: (a) 1969; (b) 1994; (c) 2006; e (d) 2020. I collegamenti di rete sono classificati in base al grado di visibilità illustrato nella **Tabella 3**.

Visibilità del flusso del torrente	Lunghezza (km)					
	1969	1994	2006	2013	2017	2020
Visibile	6.2	5.6	7.9	10.1	9.8	10.6
(%)	(89.7)	(77.2)	(73.9)	(80.5)	(75.4)	(79.2)
Parzialmente visibile	0	1.2	0.8	0	0	0.2
(%)	(0.0)	(16.0)	(7.4)	(0.0)	(0.0)	(1.8)
Visibile a intermittenza (subglaciale) (%)	0.7	0.5	1.0	2.3	3.1	2.4
	(10.3)	(6.8)	(9.1)	(18.4)	(24.2)	(17.2)
Non visibile (subsuperficiale) (%)	0	0	1.0	0.1	0.05	0.2
	(0.0)	(0.0)	(9.5)	(1.1)	(0.4)	(1.3)
Combinato	6.9	7.3	10.7	12.5	12.9	13.4

Tabella 8. Evoluzione della rete di canali principali tra il 1969 e il 2020, stratificata in base alla visibilità del flusso. I numeri tra parentesi indicano la lunghezza percentuale dell'intera rete di canali in un determinato anno fotografico.

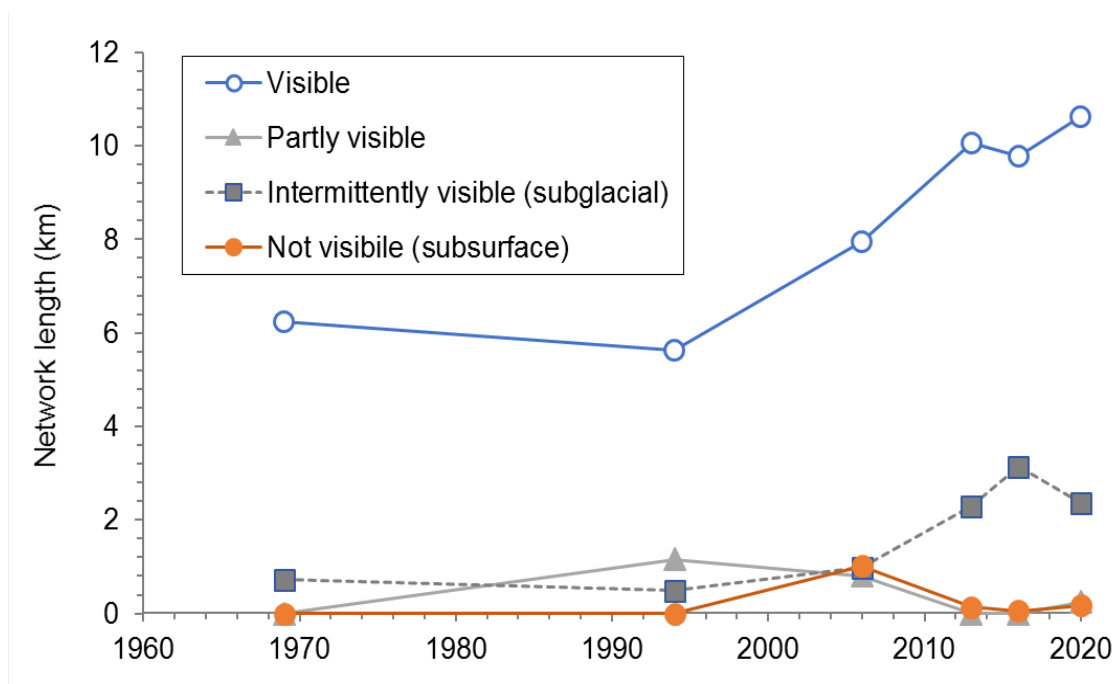


Figura 19. Evoluzione del reticolo idrografico principale, espressa come lunghezza della rete, classificata per visibilità.

4.2 Apporto di sedimento da movimenti superficiali rapidi di versante

L'inventario multitemporale delle frane comprende 193 zone di deposizione di crolli rapidi e poco profondi. Di queste, 112 sono stati identificati e mappati sulla serie di foto aeree del 1959 e quindi, per la maggior parte, si sono verificate prima del 1959. Al contrario, le frane identificate nelle serie di foto aeree successive hanno un tempo di manifestazione più limitato, dove l'anno della prima identificazione rappresenta l'età minima, cioè il vincolo temporale è definito dalla data della serie di foto aeree precedente.

Il numero medio annuo di depositi di frana di nuova formazione rimane pressoché costante a un valore di 1,1 nei periodi 1960-85 e 1985-99, per poi raggiungere un picco di 1,9 negli ultimi 21 anni di indagine. Questo aumento è principalmente associato ai 19 nuovi depositi di debris-flow identificati nell'anno fotografico 2020, che corrispondono a un tasso medio annuo di 3,8 eventi verificatisi tra il 2016 e il 2020.

Potenziale di consegna	Sito di consegna	< 1959	1960-85	1985-99	1999-2020
Topografia non canalizzata (potenziale di consegna BASSO)	Hillslope (s)	25	5	2	7
	Talus slope & cone	12	1	0	3
	Moraine (m)	11	2	3	3
Canali e transizioni stagionali (potenziale di consegna MODERATO)	Fan (f)	33	11	7	11
	Gully channel (gc)	3	0	0	2
	Fluvial terrace (ft)	4	0	0	0
	Floodplain (fp)	4	0	0	5
Canali perenni (potenziale di consegna ALTO)	Connected tributary (ct)	9	2	1	3
	Main channel (mc)	11	6	2	5
Combinato		112	27	15	39

Tabella 9. Numero di crolli rapidi poco profondi nel tempo, stratificati per sito di conferimento dei sedimenti. La classificazione temporale è vincolata da foto aeree sequenziali (Tabella 1).

Prima del 1959, i siti ricorrenti di deposito di sedimenti di frana sono caratterizzati da una probabilità da bassa a moderata di raggiungere il reticolo idrografico perenne. In particolare, i conoidi detritici ($n=33$) e i pendii collinari (25) sono di gran lunga i luoghi più comuni di deposizione delle frane, seguiti dai pendii di talus/cones (12), dalle morene laterali (11), dal letto del canale del Rio Saldura (cioè il canale principale) (11) e dagli affluenti perenni collegati direttamente al Rio Saldura (9) (**Tabella 9**). Questa classifica nell'apporto di sedimento non cambia sostanzialmente se si esaminano le frane avvenute dopo il 1959. In questo contesto, la **Figura 20** è istruttiva in quanto illustra il dettaglio dell'elevata ricorrenza delle frane su: (i) i conoidi affluenti situati sul versante orientale roccioso dell'Alta Valle di Mazia; e (ii) il versante collinare occidentale ricoperto di till attraversato dalla morena laterale PEG (si veda l'insero della **Figura 20**).

In questi siti, diversi target di consegna implicano diverse lunghezze deposizionali e quindi diversi volumi associati di detrito mobilizzato. Lungo il conoide (in basso a destra nell'insero della **Figura 20**), le tracce di frana che si fermano sulla superficie del conoide sono tipicamente più lunghe (quindi più grandi) di quelle che riescono a raggiungere il Rio Saldura. Analogamente, sul versante opposto della valle (porzione sinistra della **Figura 20**), si osserva che le frane che si sono fermate dietro la cresta morenica sono sostanzialmente più corte (quindi più piccole) di quelle che sono state deviate a valle o di quelle che hanno superato la barriera glaciale. In quest'ultimo caso, le frane più grandi hanno raggiunto la base del pendio, la principale pianura alluvionale attiva, o sono entrate direttamente nel Rio Saldura.

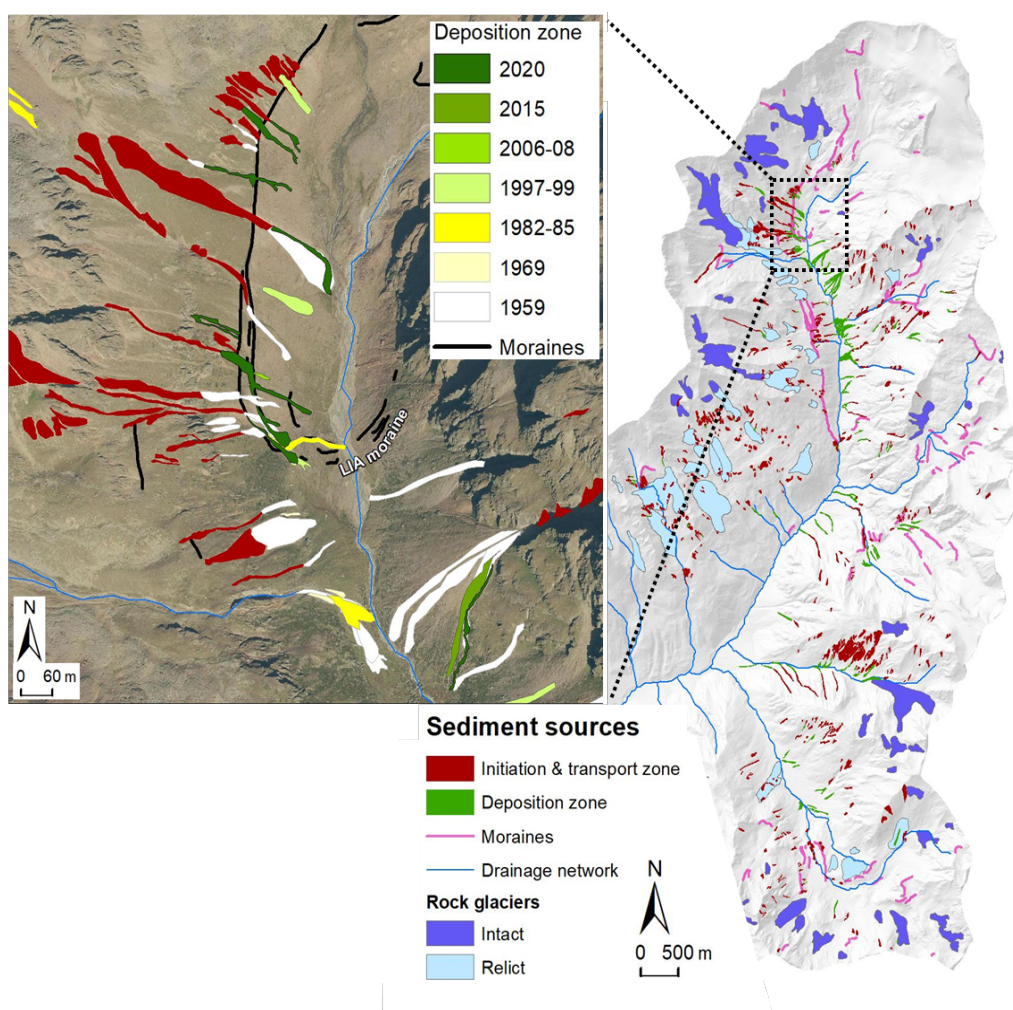


Figura 20. Mappa di inventario degli elementi rapidi poco profondi (frane e colate detritiche) identificati tra il 1959 e il 2020. La mappa interna illustra una vista ravvicinata e multitemporale delle zone di deposizione attraverso la morena LIA e un conoide detritico (in basso a destra) nell'Alta Val di Mazia.

Le precedenti osservazioni qualitative sulla possibile corrispondenza tra il tipo di conferimento del sedimento e le dimensioni della frana sono fondamentali, in quanto aiutano a spiegare le diverse percentuali tra i siti di conferimento del sedimento osservato quando si considerano il numero di osservazioni e i volumi di detrito depositato (**Tabella 10** e **Figura 21**). Seguendo questa logica, vediamo che le frane caratterizzate da un basso potenziale di deposito - come i pendii collinari, i pendii di talus e le morene - mostrano un calo consistente (fino a quattro volte) nella percentuale di peso volumetrico, rispetto al loro numero di osservazioni. Allo stesso modo, i siti associati a un elevato apporto di sedimento ai corsi d'acqua - come gli affluenti collegati e i canali principali - vedono le loro percentuali volumetriche aumentare sostanzialmente (fino al doppio) rispetto al loro numero percentuale. Nel mezzo si trovano i siti di consegna con un potenziale di consegna moderato - come i conoidi e i canali di scolo - che mostrano variazioni miste nel numero percentuale di osservazioni rispetto alle loro controparti volumetriche.

Sito di consegna	Numero percentuale		Volume percentuale	
	< 1959	1960-2020	< 1959	1960-2020
Hillslope (s)	22.3	17.3	5.4	9.4
Talus slope & cone (ts/tc)	10.7	4.9	9.0	2.4
Moraine (m)	9.8	9.9	5.8	6.2
Fan (f)	29.5	35.8	31.8	35.6
Gully channel (gc)	2.7	2.5	1.3	0.5
Fluvial terrace (ft)	3.6	0	6.2	0
Floodplain (fp)	3.6	6.2	4.5	12.6
Tributary channel (ct)	8.0	7.4	12.2	4.3
Main channel (mc)	9.8	16.0	23.7	29.1

Tabella 10. Numero percentuale di crolli rapidi a bassa profondità e relativi volumi di detrito depositati, stratificati in base all'obiettivo di consegna del sedimento prima del 1959 e tra il 1960 e il 2020. La classificazione temporale è vincolata da foto aeree sequenziali (Tabella 1).

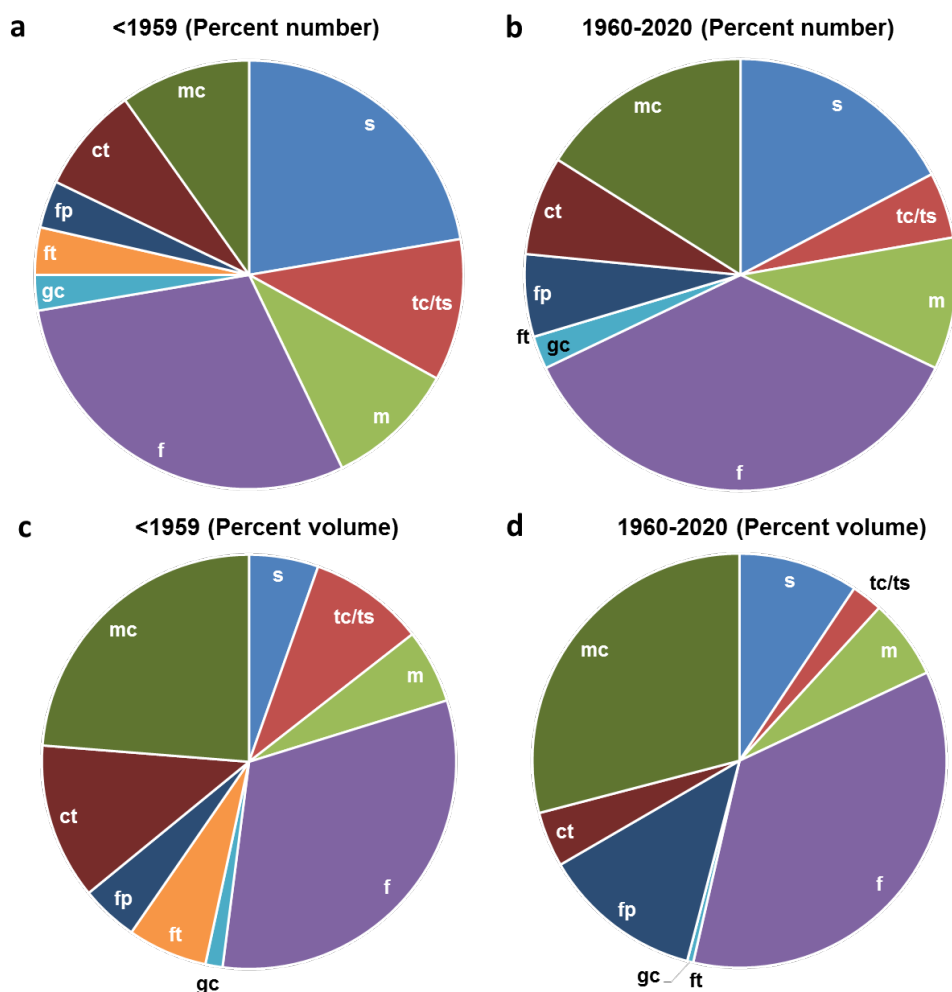


Figura 21. Grafici a torta che mostrano le percentuali di trasferimento dei sedimenti di frana nei siti di consegna della Media e Alta Valle Mazia. Percentuali per numero e volume come mappate nel 1959 (pannelli a e c) e negli anni successivi (pannelli b e d). I siti di conferimento dominanti sono i conoidi detritici (f) e i canali principali perenni (mc). I codici si riferiscono ai siti di conferimento del sedimento dettagliato nella Tabella 3.

4.3 Prova Los Angeles

I valori del LA-test in Valle di Mazia sono praticamente identici nei siti M1 (26,2%) e M3 (26,0), mentre si osserva un aumento nel sito M4 (29,4%) sul conoide dell'affluente Oberettes.

4.4 Granulometria del fondo degli alvei e indice di corazzamento

Il confronto delle distribuzioni granulometriche superficiali ottenute rispettivamente attraverso il Wolman pebble count sul campo (Wolman, 1954) e attraverso l'elaborazione di foto verticali a distanza ravvicinata basata su GrainID (Chen et al., 2022) mostra un sostanziale accordo, con una tendenza di quest'ultimo a generare distribuzioni comparabilmente più grossolane (

Tabella 11 e Figura 22). In particolare, osserviamo D50 praticamente identiche nei siti M2 e M4 e, in misura limitata, D50 più grossolane basate su GrainID negli altri siti, con un offset compreso tra 5 mm (M3) e 15 mm (M5). Questa tendenza è ancora più evidente per le frazioni più grossolane in tutti i siti, dove l'offset in D84 varia da 14 mm a 47 mm e in D90 da 26 mm a 84 mm (

Tabella 11).

Per quanto riguarda la distribuzione granulometrica subsuperficiale, ottenuta dalla setacciatura in loco del materiale più grossolano di 64 mm (cioè "Lab") seguita dalla setacciatura in laboratorio delle frazioni più fini (cioè "Field"), mostriamo l'importanza dell'integrazione di queste due fasi metodologiche per cogliere l'intera gamma di variabilità granulometrica. In tutti i siti, eccetto M2 - la piana alluvionale a treccia pendente caratterizzata da una distribuzione granulometrica particolarmente fine che non ha richiesto la setacciatura in loco - i risultati mostrano come la sola setacciatura in laboratorio produrrebbe percentili di granulometria subsuperficiale nettamente sottostimati. La sottostima varia: (i) da un minimo di 15 mm a un massimo di 38 mm, in termini di D50; (ii) da 27 a 86 mm in termini di D84; e (iii) da 28 a 105 mm in termini di D90. A sua volta, la sottostima del calibro dei sedimenti nel sottosuolo si propaga fino al calcolo dei rapporti di armatura, che risulterebbero da 3 a 4,3 volte più grandi rispetto agli analoghi integrati sul campo (cfr. valori "Lab" e "Field & Lab" nella **Tabella 12**).

Sito	Altitudine (m a.s.l.)	Pendenza (m/m)	Area di drenaggio (km ²)	Superficiale (mm)		Subsuperficiale (mm)	
				Wolman	GrainID	Lab	Field & Lab
				D ₅₀	D ₅₀	D ₅₀	D ₅₀
M1	2730	0.10	1.3	56	62	10	42
M2	2850	0.01	0.6	21	21	7	7
M3	2405	0.11	7.6	57	62	10	42
M4	2280	0.20	1.8	57	56	9	35
M5	2240	0.08	13.8	45	60	12	50
M6	2240	0.07	1.4	na	37	7	22

Tabella 11. Attributi del sito di campionamento e percentili caratteristici di granulometria superficiale e subsuperficiale vincolati mediante tecniche diverse (per i dettagli, si veda la sezione 3).

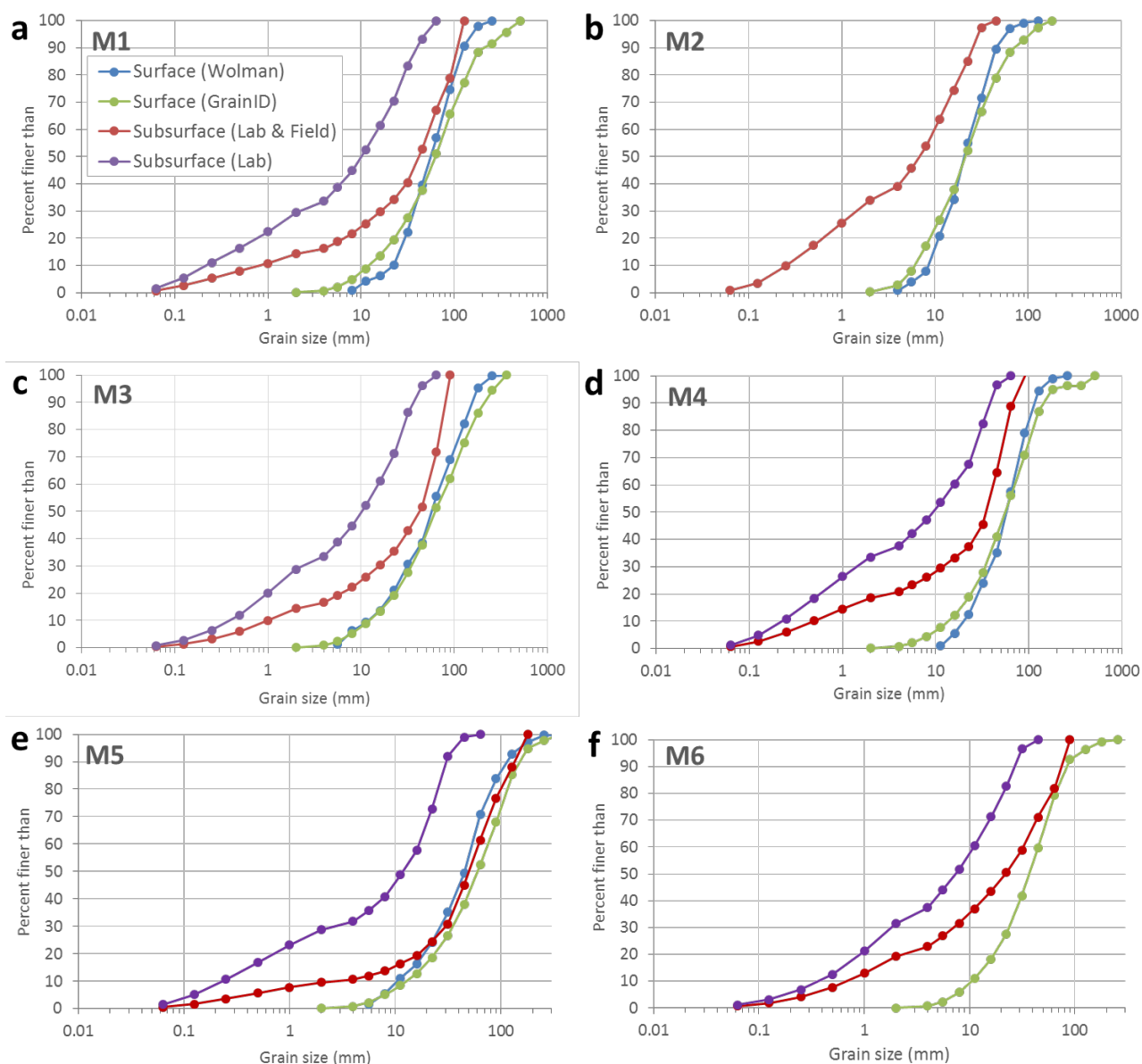


Figura 22. Distribuzioni granulometriche superficiali e subsuperficiali nei sei siti di campionamento dell'Alta Val di Mazia. La distribuzione granulometrica superficiale basata su Wolman (tracciato blu) deriva dalla raccolta e misurazione di 250 clasti (tracciato blu). La distribuzione granulometrica superficiale basata su GrainID (tracciato verde) deriva dall'analisi e dall'amalgama di cinque piastrelle di 1x1 m distribuite in punti rappresentativi delle facies lungo la barra laterale M3. La distribuzione granulometrica subsuperficiale deriva dalla setacciatura meccanica preliminare in loco della frazione grossolana (> 64 mm) (tracciato viola) insieme alla controparte più fine (< 64 mm) setacciata in laboratorio (tracciato rosso). Nel sito M6 manca il conteggio dei clasti di Wolman, a causa della completa cancellazione della parte terminale del conoide, avvenuta in questo sito poco dopo la raccolta delle foto sul campo nel settembre 2021.

Sito	Rapporto di corazzamento			
	Wolman /Lab	GrainID /Lab	Wolman/ Field & Lab	GrainID/ Field & Lab
M1	5.57	6.16	1.34	1.49
M2	3.10	3.10	3.10	3.10
M3	5.61	6.09	1.35	1.46
M4	6.12	6.01	1.64	1.62
M5	3.82	5.10	0.90	1.20
M6	na	5.01	na	1.69

Tabella 12. Analisi di sensibilità dei rapporti di corazzamento ai tipi di dati di distribuzione granulometrica di superficie e dello strato subsuperficiale variabile.

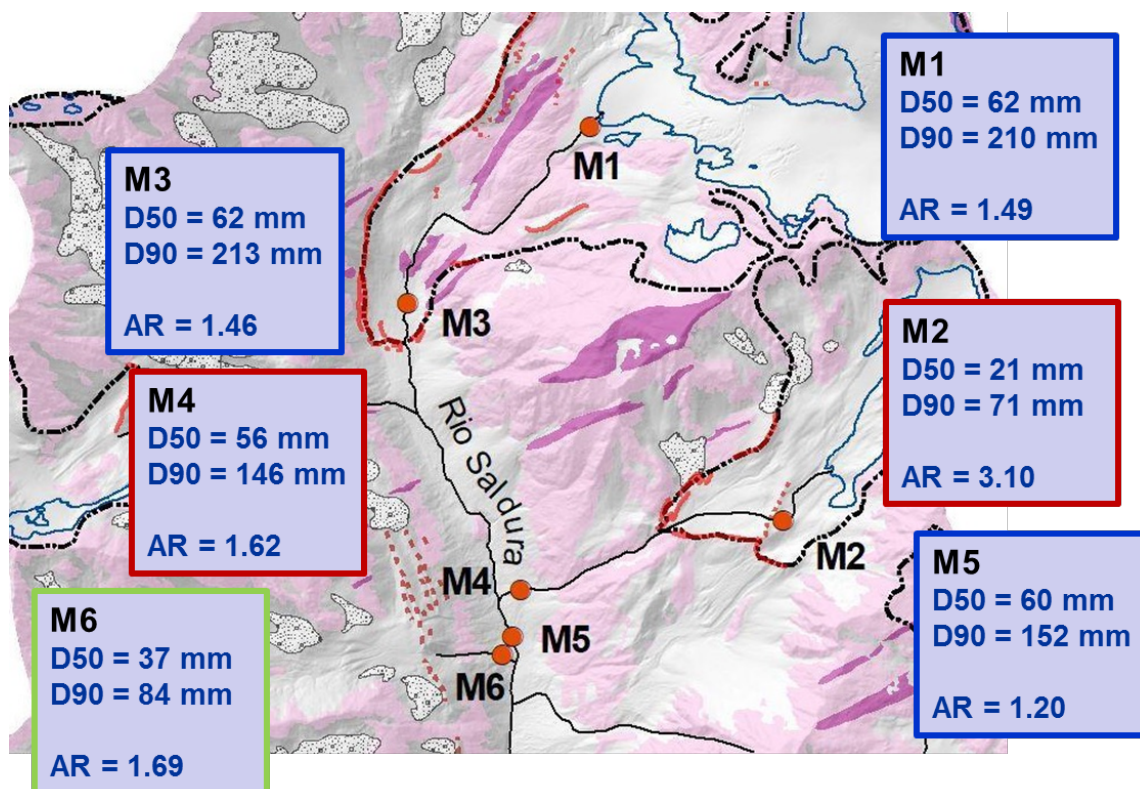


Figura 23. Mappa dell'Alta Valle di Mazia che mostra la variabilità spaziale di D50 superficiale, D90 superficiale e rapporto di corazzamento (AR) nei sei siti di campionamento.

Lungo il Rio Saldura, la D50 superficiale rimane pressoché costante dall'avampese del ghiacciaio (56-62 mm a M1), attraverso l'area morenica LIA (57-62 mm a M3) e fino alla confluenza con i due affluenti laterali (45-60 mm a M5). Al contrario, D84 e D90 mostrano entrambi un limitato inasprimento a valle in corrispondenza di M3, seguito da un drastico inasprimento in corrispondenza di M5 (cioè, i valori in corrispondenza di M5 sono inferiori a quelli in corrispondenza di M1);

Tabella 11 e Figura 23 Error! Reference source not found.), suggerendo quindi che gli affluenti laterali adiacenti e ripidi non forniscono materiale di fondo più grossolano. Questa osservazione è supportata dall'andamento a valle della distribuzione granulometrica nel torrente Oberettes, dove la D50 fine nella piana alluvionale intrecciata (21 mm a M2) diventa più grossolana all'estremità del conoide (56-57 mm) e raggiunge valori identici a quelli registrati a M5. Lo stesso schema spaziale si applica a D84 e D90 (Tabella 11 e Figura 23). In questo senso, troviamo che il torrente senza nome fornisce al Rio Saldura materiale sostanzialmente più fine, come indicato da D50 (37 mm), D84 (72 mm) e D90 (84 mm) registrati all'estremità del fan (M6).

In riferimento alla distribuzione granulometrica subsuperficiale, i modelli spaziali di D50, D84 e D90 subsuperficiali presentano differenze e somiglianze con quanto osservato per le controparti superficiali. La principale differenza riguarda il tronco principale del Rio Saldura, dove: (i) la D50 rimane costante tra M1 e M3 (42 mm), ma si inasprisce a M5 (50 mm); e (ii) la D84 e la D90 mostrano una finezza a valle da M1 (98-108 mm) a M3 (72-80 mm), e un sostanziale inasprimento più a valle a M5 (113-135 mm). Le somiglianze con i modelli della distribuzione granulometrica di superficie riguardano: (i) la finezza del sedimento subsuperficiale a valle tra M2 e M4 lungo il torrente Oberettes; e (ii) i percentili del sedimento sottosuperficiale (cioè D50, D84 e D90) ai termini del conoide tributario (siti M4 e M6) sono sostanzialmente più fini rispetto al Rio Saldura ricevente (sito M5).

La combinazione della suddetta variabilità della distribuzione granulometrica superficiale e subsuperficiale genera un modello di stabilità dei canali notevolmente coerente nei siti di campionamento, che vanno da dolci avanfossi glaciali (1,3 km²) a ripidi tratti annidati in conoidi alluvionali (1,8 km²), fino a turbolenti tratti intrecciati lungo un solco glaciale principale (13,8 km²). In particolare, i rapporti di corrazzamento variano tra 1,49 e 1,69 quando si utilizzano i dati derivati da GrainID e tra 0,90 e 1,64 quando si utilizzano quelli basati su Wolman. In questo contesto, il sito M2, forse il più prettamente fluviale, si distingue per essere il più stabile con un rapporto di corrazzamento di 3,10 (**Tabella 12**).

4.5 Limiti dell'approccio basato sul software

Durante l'utilizzo delle principali applicazioni di setacciatura fotografica (vedi **sezione 3**), l'utente si trova di fronte ad alcune limitazioni specifiche (ad esempio, **Figura 24**, **Figura 25** e **Figura 26**). Poiché tutti i modelli di analisi delle immagini si basano sulla qualità dell'immagine di input, durante la raccolta delle foto sul campo è fondamentale ottenere: (i) un'esposizione ottimale alla luce, evitando le aree parzialmente in ombra; e (ii) il posizionamento ortogonale della vista della fotocamera (utilizzare un treppiede per una maggiore stabilità) sulla superficie del letto di destinazione. L'esperienza acquisita nel corso di questo studio suggerisce che alcuni errori di classificazione tipici di BASEGRAIN sono attribuibili a: (i) materiale a grana fine (la soglia è inferiore a 1,6 pixel); e (ii) contrasto cromatico specifico del clasto in alcune facies sedimentarie di studio.

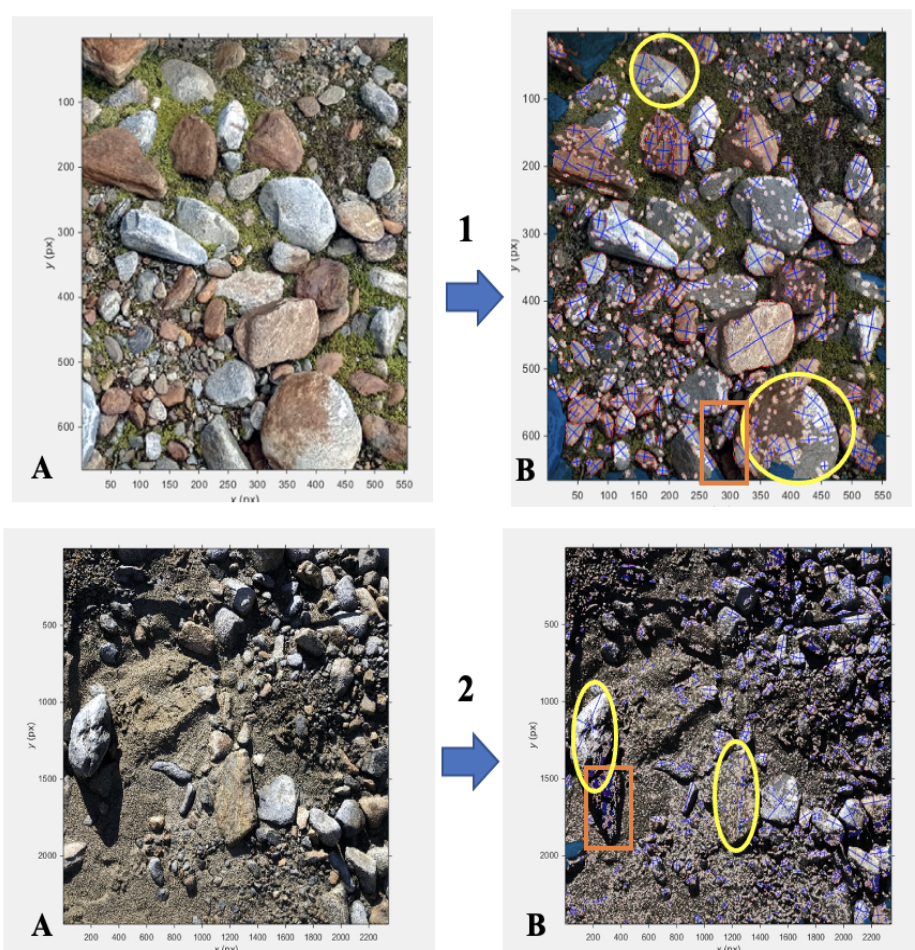


Figura 24. Esempi che mostrano i tipici errori di classificazione riscontrati con BASEGRAIN. (a) Immagine originale; e (b) Risultato del riconoscimento automatico dei clasti con BASEGRAIN. Si notino i risultati problematici del rilevamento sui clasti (cerchi gialli) e sulle aree in ombra (rettangoli arancioni).

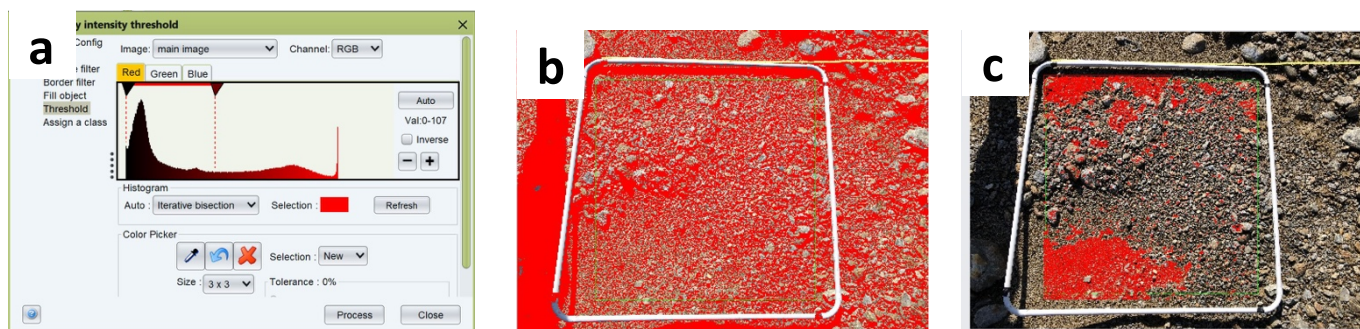


Figura 25. Esempio di limitazioni associate all'uso di JMicroVision. (a) Impostazione della soglia di intensità; (b) soglia della matrice dell'immagine elaborata; (c) output finale dell'immagine elaborata. Si noti l'errore di classificazione della granulometria nel pannello c (viene rilevato solo il 25% dell'area della matrice).

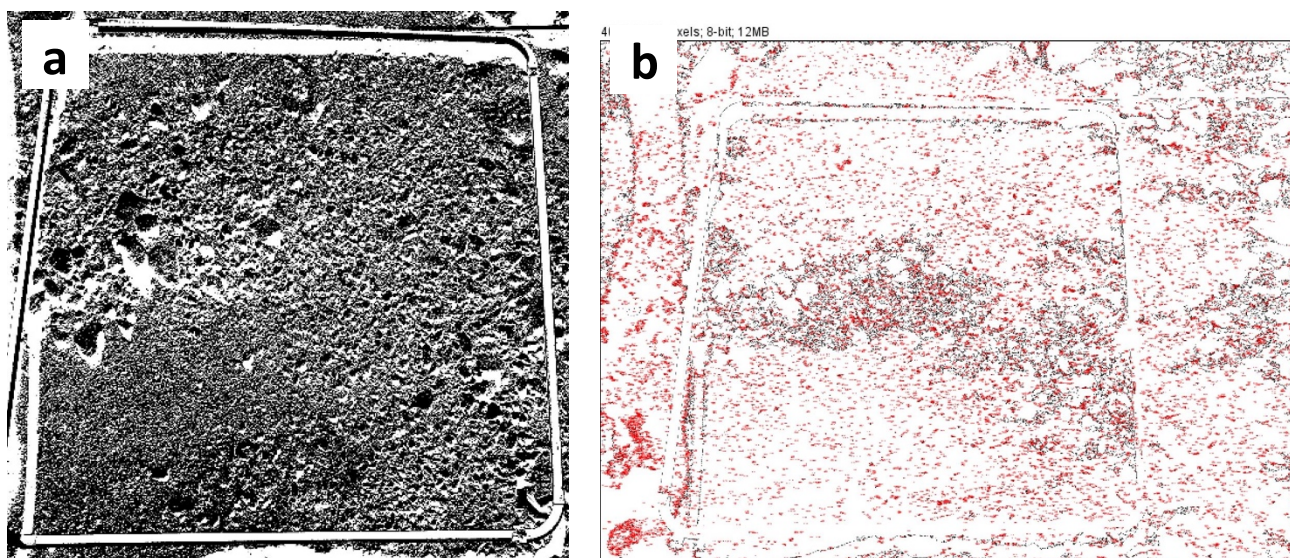


Figura 26. Esempio di limitazioni associate all'uso di JMicroVision. (a) Impostazioni della soglia; e (b) immagine elaborata. Si notino gli errori di classificazione granulometrica (rilevamento impreciso dei contorni dei clasti).

Durante l'analisi granulometrica basate su software, è essenziale considerare che le dimensioni dell'asse b (asse intermedia) dei clasti sono il parametro chiave per garantire il passaggio o il mantenimento. Gli utenti dovrebbero evitare di classificare erroneamente l'asse c dei clasti (asse corto) per il clasto determinante (**Figura 27** Error! Reference source not found.).

Quando si confrontano i metodi, si deve tenere conto del fatto che in entrambi i casi l'asse b è rappresentato nelle immagini di analisi. L'asse più piccolo della foto corrisponde all'asse mediano dei clasti e non al più piccolo e deve quindi essere confrontato direttamente con le curve del setaccio.

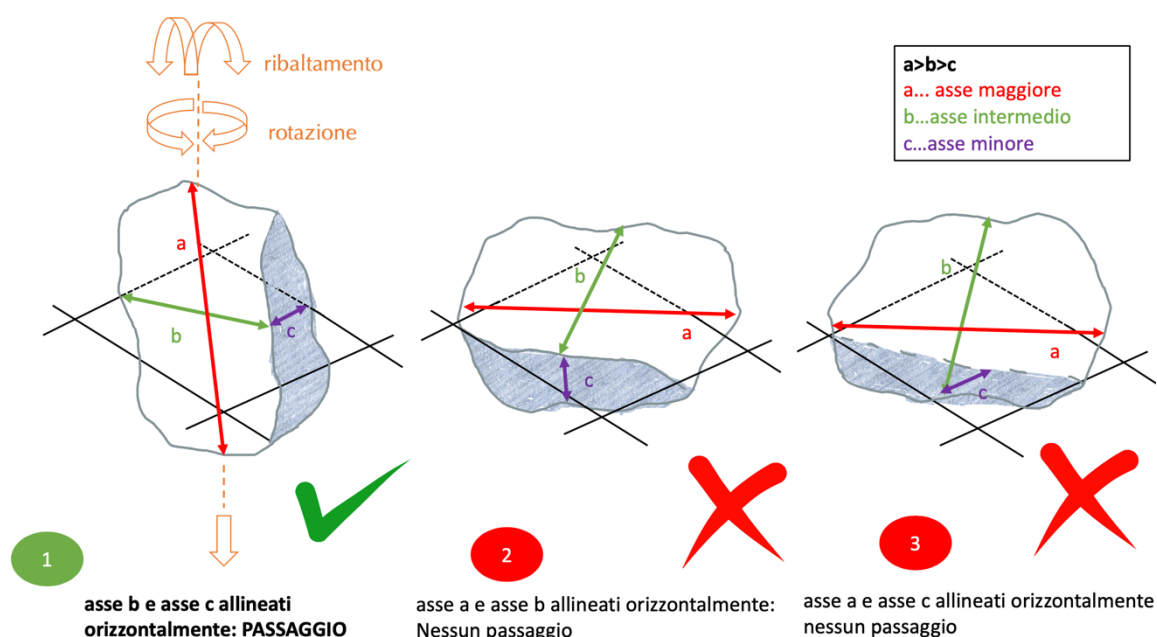


Figura 27. Schema concettuale che illustra i vincoli geometrici di un clasto per passare attraverso una maglia di una determinata dimensione. Si noti che l'asse intermedio (b) costituisce l'attributo geometrico discriminante per il passaggio (o il mantenimento) di un clasto.

Il confronto tra la distribuzione superficiale basata sul campo (vedi **sezione 3.2.2**) e la controparte derivata dall'elaborazione BASEGRAIN (dopo la delimitazione manuale dei clasti), mostra rispettivamente una sottostima e una sovrastima sistematica delle frazioni fini e grossolane (ad esempio, **Figura 28**). Sulla base della nostra esperienza, suggeriamo di valutare con cautela i risultati dell'elaborazione BASEGRAIN e raccomandiamo di condurre un'adeguata campagna di raccolta di campioni sul campo per convalidare le distribuzioni granulometriche derivate dai modelli di setacciatura fotografica.

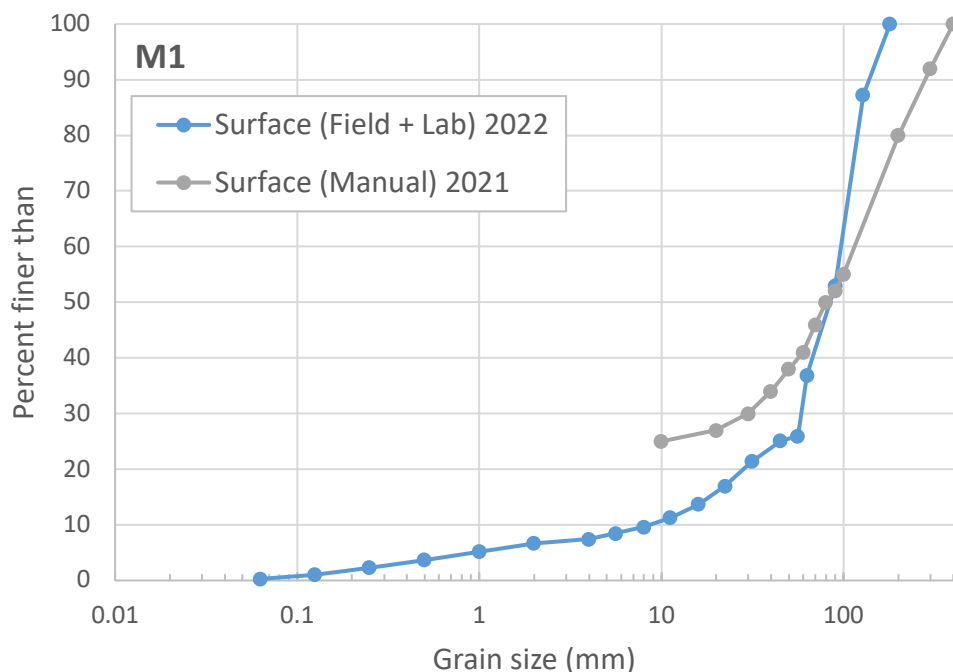


Figura 28. Distribuzioni granulometriche superficiali ottenute tramite campionamento diretto e setacciatura (tracciato blu) e tramite delimitazione manuale dei clasti seguita da elaborazione BASEGRAIN (tracciato grigio). Si noti la sottostima delle frazioni più grossolane e la sovrastima delle frazioni più fini intorno a una granulometria mediana comparabile (D_{50}).

Ringraziamenti

Desideriamo ringraziare il gruppo di laboratorio dell'Ufficio di Geologia e Prove Materiali - Ulrich Obojes, Helmuth Senoner e Valerio Tosi - per la preziosa assistenza sul campo e in laboratorio. Manel Llena ha fornito una collaborazione fondamentale sul campo nei bacini di Mazia, Lazzago e Similaun. Federica Minotti ha contribuito alla mappatura preliminare dei ghiacciai della Valle di Mazia. Wenqi Li ha gentilmente eseguito l'elaborazione di GrainID. Le discussioni con Marwan Hassan e Xingyu Chen hanno contribuito a migliorare la presentazione dei dati GSD. Infine, un ringraziamento speciale va a tutto il team di SedInOut per le entusiastiche discussioni e i fruttuosi contributi durante l'intero periodo del progetto.

Bibliografia

- Arganda-Carreras I. 2008. Unwarpj: Consistent and elastic registration in ImageJ, methods and applications. Second ImageJ User & Developer Conference.
- Brardinoni F., Hassan M.A., Rollerson T. and Maynard D. 2009. Colluvial sediment dynamics in mountain drainage basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 284, 310-319.
- Brardinoni F., Cavalli M., Heckmann T., Liebault F., Rimbock A. 2015. Guidelines for assessing sediment dynamics in alpine basins and channel reaches. SedAlp WP4 Final Report. Alpine Space. 71 pp. www.sedalp.eu/download/dwd/reports/WP4_Report.pdf
- Chen X., Hassan M.A., and Fu X. 2022. Convolutional neural networks for image-based sediment detection applied to a large terrestrial and airborne dataset. *Earth Surface Dynamics*, 10, 349–366. <https://doi.org/10.5194/esurf-10-349-2022>
- Church M., McLean D., and Wolcott J.F. 1987. River bed gravels: Sampling and analysis, in: *Sediment Transport in Gravel Bed Rivers*, edited by: Thorne, C. R., Bathurst, J. C., and Hey, R. D., John Wiley & Sons, New Jersey, USA, 43-79, ISBN 0-471-90914-9.
- Detert M. and Weitbrecht V. 2012. Automatic object detection to analyze the geometry of gravel grains – a free stand-alone tool, in: *River Flow 2012*, 1st Edition, edited by: Muñoz, R. M., CRC Press, London, UK, 595–600, <https://doi.org/10.1201/b13250>.
- Detert M. and Weitbrecht V. 2013. User guide to gravelometric image analysis by BASEGRAIN, in: *Advances in River Sediment Research*, 1st Edition, edited by: Fukuoka, S., Nakagawa, H., Sumi, T., and Zhang, H. CRC Press, London, UK, 1789–1795, <https://doi.org/10.1201/b15374>.
- Frank, W., Hoinkes, G., Purtscheller, F. & Thöni, M. 1987. The Austroalpine Unit west of the Hohe Tauern: The Ötztal-Stubai Complex as an example for the Eoalpine metamorphic evolution. In: Flügel & Faupl, Eds., *Geodynamics of the Eastern Alps*, Franz Deutike, Wien (1987). Pp. 179-225.
- Gardent M. 2014. Inventaire et retrait des glaciers dans les alpes françaises depuis la fin du Petit Age Glaciaire. Thèse de doctorat, Géographie. Université de Grenoble. pp 445 (in French).
- Gomez B. 1983. Temporal variations in bedload transport rates: the effect of progressive bed armouring. *Earth Surface Processes and Landforms*, 8, 41-54.
- Guzzetti F, Ardizzone F, Cardinali M, Rossi M, and Valigi D, 2009. Landslide volumes and landslide mobilization rates in Umbria, central Italy. *Earth and Planetary Science Letters* 279, 222-229.

- Haas, R. 1985. Zur Metamorphose des südlichen Ötztalkristallins unter besonderer Berücksichtigung der Matscher Einheit (Vinschgau / Südtirol): *unpublished PhD Thesis*, Universität Innsbruck, 1985.
- Habler G., Thoni M., and Grasmann B. 2009. Cretaceous metamorphism in the Austroalpine Matsch Unit (Eastern Alps): the interrelation between deformation and chemical equilibration processes. *Mineralogy and Petrology*, 97, 149–171.
- Hassan M.A. and Zimmermann A. 2012. Channel Response and Recovery to Changes in Sediment Supply. M. Church, P.M. Biron, A.G. Roy (Eds.), *Gravel-Bed Rivers: Processes, Tools, Environments*, 33, Wiley & Sons, Chichester, UK, pp. 464-473
- Hassan M.A, Egozi R., and Parker G. 2006. Experiments on the effect of hydrograph characteristics on vertical grain sorting in gravel bed rivers. *Water Resources Research*, 42, p. W09408.
- Hassan M.A., Saletti M., Zhang C., Ferrer-Boix C., Johnson J.P.L., Müller T., and von Flotow C. 2020. Co-evolution of coarse grain structuring and bed roughness in response to episodic sediment supply in an experimental aggrading channel. *Earth Surface Processes and Landforms*, 45, 948-961.
- Holzhauser H., Magny M., and Zumbühl H.J.. 2005. Glacier and lake level variations in west-central Europe over the last 3500 years, *The Holocene*, 15, 789-801.
- Hoinkes, G. and Thöni, M. (1993): Evolution of the Ötztal-Stubai, Scarl-Campo and Ulten Basement Units. In: von Raumer & Neubauer. *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*. 485-494, Berlin, Springer
- Huggel C., Carey M., Clague J.J, and Kaab A. 2015. The High-Mountain Cryosphere. Environmental changes and human risks. Cambridge University Press. 363 pp.
- Hungr O. 2005. Classification and terminology. In M. Jakob, & O. Hungr. (Eds.), *Debris-flow Hazard and Related Phenomena* (pp. 9-24). Berlin, Heidelberg: Springer Praxis.
- Hungr, O., Leroueil, S. and Picarelli, L., 2014. The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11(2), pp.167-194.
- Kellerhals R. and Bray DI. 1971. Sampling procedures for coarse fluvial sediments. *Journal of the Hydraulics Division*, 97, 1165–1180, <https://doi.org/10.1061/JYCEAJ.0003044>.
- Keim, L., Mair, V., and Morelli, C. 2017. General Geologic Map - Geotirolo
- Knoll C., Kerschner H., Heller A., and Rastner P. 2009. A GIS-based reconstruction of Little Ice Age glacier maximum extents for South Tyrol, Italy. *Transactions in GIS*, 13, 449-463.
- Kondolf G.M., Lisle TE., and Wolman G.M. 2003. Bed sediment measurement. In GM Kondolf, and H Piegay (Eds.), *Tools in fluvial geomorphology* (pp. 347– 395). Chichester: John Wiley & Sons, Ltd.

- Maynard, D., 1991. Tsitika river watershed: sediment source inventory. Unpublished Report for British Columbia Ministry of Forests, Research Branch, Victoria.
- Neubauer, F., Hoinkes, G., Sassi, F.P., Handler, R., Höck, V., Koller, F. & Frank, W. (1999): Pre-Alpine metamorphism of the Eastern Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 79, 41-62.
- Nicolussi K., Le Roy M., Schlüchter C., Stoffel M., and Wacker L. 2022. The glacier advance at the onset of the Little Ice Age in the Alps: New evidence from Mont Miné and Morteratsch glaciers. *The Holocene*, 32, 624-638.
- Ratschbacher L., Frisch W., Neubauer F., Schmid S.M., and Neugebauer J. 1989. Extension in compressional orogenic belts: the eastern Alps. *Geology* 17: 404-407.
- Potro, M.N. (1982): Petrographie, Metamorphose, Tektonik und Metallogenese im mittleren Vinschgau / Südtirol (N – Italien). *Unveröff. Diss.*, RWTH Aachen. 304 pp.
- Purtscheller, F., Haas, R., Hoinkes, G., Mogessie, A., Tessadri, R., Veltman, C. (1987): Eoalpine metamorphism in the crystalline basement. In: Flügel, H.W., Faupl, P. (Eds.), *Geodynamics of the Eastern Alps*. Deuticke Wien, Vienna, 187-189.
- Roduit N. 2008. JMicroVision: Image analysis toolbox for measuring and quantifying components of high-definition images. Version 1.2.7. Software available for free download at <http://www.jmicrovision.com>.
- Scotti R., Brardinoni F., and Crosta G.B. 2014. Post-LIA glacier changes along a latitudinal transect in the Central Italian Alps. *The Cryosphere*, 8, 2235-2252.
- Thöni, M. 1981. Degree and evolution of the Alpine metamorphism in the Austroalpine unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr age determinations on micas. *Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien*, 124, 111-174.
- Thöni M. 1999. A review of geochronological data from the Eastern Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 79: 209-230.
- Wolman M.G. 1954. A method of sampling coarse river-bed material. *EOS Transactions of the American Geophysical Union*, 35, 951-956, <https://doi.org/10.1029/TR035i006p00951>.