

SedInOut

*Entwicklung einer Methodik zum Risk-Management
durch standardisierte Abschätzung des
Sedimenteintrages von Massenbewegungen im
Gebirgsbereich*

Geomorphologische Analyse zur Erkennung und Bestimmung des mobilisierbaren Volumens von Murgängen (WP 4)

**Marco Cavalli¹, Giorgia Macchi¹, Giovanni Monegato²,
Stefano Crema¹, Lorenzo Marchi¹, Barbara De Fanti³**

¹CNR - IRPI - ²CNR - IGG- ³Regione del Veneto

Inhaltsverzeichnis

Vorwort.....	3
1. Erkennung und Klassifizierung von Murgängen	4
1.1 Definitionen und Klassifizierungen.....	4
1.2 Erkennung von Wilbachprozessen	8
2. Bewertung des mobilisierbaren Materials.....	15
2.1 Kartierung und Charakterisierung der Sedimentquellgebiete.....	15
2.2 Leitlinien für die Verwendung des Erhebungsbogens	16
2.2.1 Struktur.....	16
2.2.2 Haupteigenschaften.....	17
2.2.3 Material und Textur.....	20
2.2.4 Geometrie.....	22
2.2.5 Sedimenttransport talauswärts.....	24
2.2.6 Beispiel: Ausfüllen der technischen Liste	28
2.3 Geomorphologischer Ansatz zur Schätzung des mobilisierbaren Volumens	30
2.4 Historische Daten über Murgangvolumen, empirische Formeln und Skalierungsbeziehungen.....	33
3. Geomorphometrische Analyse.....	38
3.1 Analyse des Verbindungsgrades.....	38
3.3.1 Praktische Anwendung des Indikators	43
3.2 DEM of Difference (DoD).....	44
4. Ergebnisse der einzelnen Untersuchungsgebiete	46
4.1 Einzugsgebiet der Liera, Val Gares (BL).....	48
4.1.1 Allgemeine Einordnung	48
4.1.2 Geologische und geomorphologische Einordnung	48
4.1.3 Datenbank.....	55
4.1.4 Multitemporale (2015-2019) Inventare von Sedimentquellegebieten und Geländererhebungen	59
4.1.5 Geomorphologische Karte	67
4.1.6 DoD Analyse	71
4.1.7 Analyse der Sedimentkonnektivität	77
4.2 Einzugsgebiet des Wildbaches Ansiei (BL)	81
4.2.1 Einordnung	81
4.2.2 Basisdatensätze	82
4.2.3 Multitemporale Inventare von Sedimentquellgebieten und Bodenuntersuchungen	85
4.2.4 Bestimmung der Sedimentmengen in den Einzugsgebieten der Bäche Gravasecca und Giralba.....	87
Danksagung	93
Literaturverzeichnis	94

Vorwort

In diesem Bericht werden die wichtigsten geomorphologischen und geomorphometrischen Analysen zur Erkennung und Bestimmung des mobilisierbaren Volumens von Murgängen in Einzugsgebieten von Gebirgsregionen vorgestellt.

Abschnitt 1 enthält die grundlegenden Definitionsgrundlagen von Murgangereignissen. Außerdem werden die wichtigsten Klassifizierungssysteme für Murgänge sowie die Schlüsselemente geomorphologischer und morphometrischer Ansätze zur Unterscheidung zwischen Murgängen und anderen Feststofftransportprozessen beschrieben.

Abschnitt 2 befasst sich mit der Bewertung von mobilisierbarem Material in den Einzugsgebieten von Murgangereignissen. Hierbei wird zunächst die Identifizierung und Charakterisierung von Sedimentquellgebieten im Untersuchungsgebiet vorgenommen (*Unterabschnitt 2.1*). Die Kartierung der Sedimentquellgebiete wird durch die Erfassung von Daten aus den Bodenuntersuchungen validiert und ergänzt. Im Rahmen des SedInOut-Projekts wurde ein Erhebungsbogen entwickelt, der auf eine Standardisierung der Datenerfassung abzielt. *Unterabschnitt 2.1* enthält die Leitlinien für die Verwendung des Erhebungsbogens. In *Unterkapitel 2.3* wird dagegen ein geomorphologischer Ansatz zur Abschätzung der mobilisierbaren Volumina aus den kartierten Sedimentquellgebieten beschrieben, während im anschließenden *Unterkapitel 2.4* die Nützlichkeit historischer Murganggrößen, empirischer Formeln und Skalenbeziehungen als Vergleichselement zu geomorphologisch fundierten Abschätzungen dargelegt wird.

In *Abschnitt 3* werden zwei geomorphometrische Verfahren beschrieben. Diese Methoden sind für die Analyse des Verbindungsgrades von Sedimentquellen mit dem Hauptgewässernetz (*Unterabschnitt 3.1*) geeignet. Außerdem dienen sie der Erfassung erodierbarer Volumina auf Grundlage multitemporaler digitaler Modellanalysen. Diese sind in der Lage geomorphologische Veränderungen zu quantifizieren, die durch ein oder mehrere Ereignisse von besonderer Intensität eingetreten sind.

Es wird davon ausgegangen, dass die Kombination der in diesem Bericht beschriebenen Methoden dazu beitragen kann, die oft beträchtlichen Unsicherheiten bei der Abschätzung des mobilisierbaren Volumens in Einzugsgebieten von Murgangereignissen zu verringern.

1. Erkennung und Klassifizierung von Murgängen

1.1 Definitionen und Klassifizierungen

Bei der Untersuchung der Sedimentdynamik kleiner, steil abfallender Gebirgsbecken ist das korrekte Erkennen von Prozessen, die das Hauptgewässer beeinflussen, von essenzieller Bedeutung. Eine grundlegende Unterscheidung erfolgt dabei zwischen Überflutungsereignissen mit Feststofftransport (am Boden und in der Schwebel) und Murgängen.

Ein Murgang wird als eine schnelle Massenbewegung definiert, die sich durch die Wirkung der Schwerkraft entwickelt. Dabei umfasst die Massenbewegung ein hochkonzentriertes Gemisch aus heterogenen Feststoffen und Wasser. Die Feststofffraktion kann neben Sedimenten auch andere Materialien enthalten. Insbesondere ist das Vorhandensein von grobem Holzmaterial in bewaldeten Einzugsgebieten von Bedeutung.

Murgänge treten als (sehr) schnelle Ströme von gesättigtem Geröll auf, die an (steilen) Hängen oder in steil abfallenden Rinnen zu Tale fließen.

Die Unterscheidung zwischen Murgängen und Überschwemmungen mit Feststofftransport beruht im Wesentlichen auf dem unterschiedlichen Grad der Feststoffkonzentration. Da die Feststoffkonzentration bei Murgängen wesentlich höher ausfällt ergeben sich wichtige Unterschiede im Fließverhalten (Rheologie des Gemisches). Murgänge zeichnen sich durch ein analoges Fließverhalten von Wasser und Feststoffe aus (deckungsgleiche Geschwindigkeit des Materialtransportes). Im Gegensatz dazu weist bei Überschwemmungen mit Feststofftransport das zum Boden transportierte Sediment eine andere Geschwindigkeit auf als das Wasser mit Schwebstoffgehalt, in das es eintaucht.

Die unterschiedlichen rheologischen Eigenschaften von Überschwemmungen mit Feststofftransport und Murgängen gehen mit bedeutenden Unterschieden in den morphologischen und sedimentologischen Eigenschaften der Ablagerungen einher. Daraus ergibt sich eine wichtige diagnostische Bedeutung dieser Ablagerungen für die Erkennung von Wildbachprozessen: Dies wird in *Abschnitt 1.2* dieses Dokuments erörtert.

Ein wichtiges Element, das Murgänge von vielen Arten von Hangrutschungen bzw. Hangmuren unterscheidet, ist die Tatsache, dass bei vielen Hangrutschungen die ursprüngliche Struktur des von der Bewegung betroffenen Materials erhalten bleibt. Dies ist bei Murgängen nicht der Fall: Die fließende Masse wird stark verformt, dies reicht bis hin zur völligen Verformung. Dieser Unterschied wird geringer, wenn man Murgänge und Steinlawinen (Fels- und Schuttlawinen) vergleicht. Während die Dynamik von Fels- und Schuttlawinen durch die Wechselwirkungen zwischen festen Partikeln gesteuert wird, sind bei Schuttlawinen sowohl Kräfte, die auf den festen Anteil wirken, als auch solche, die auf den flüssigen Anteil einwirken, beteiligt. Die korrekte Erkennung der Prozesse ist sowohl für die Ermittlung des Gefahrenpotenziales als auch für die Auswahl der am besten geeigneten Maßnahmen zur Risikominderung von großer Bedeutung. In der wissenschaftlichen Literatur werden verschiedene Klassifizierungen von Wildbachprozessen erörtert (z. B. Aulitzky, 1982; Pierson und Costa, 1987; Coussot und Meunier, 1996 und Hungr et al., 2001). Dabei lassen sich zwei grundsätzliche Klassifizierungsansätze unterscheiden: (i) Klassifizierungsschemata, die darauf abzielen, Fließgewässer auf der Grundlage der Formen des Sedimenttransports zu charakterisieren, (ii) Klassifizierungen, die von Fließgewässern bis hin zu Hangrutschungen reichen, und Murgänge in dieses sehr breite Spektrum von Prozessen einordnen. Ein Beispiel für den erstgenannten Ansatz ist die Klassifizierung von Aulitzky (1982), die verschiedene Arten von Flüssen nach ihrer erwarteten Reaktion auf Extremereignisse unterscheidet:

- *Murstoßfähige Wildbäche – (Debris-flow torrents);*
- *Murfähige Wildbäche – (Debris-flood torrents);*
- *Geschiebeführende Wildbäche – (Bedload torrents);*
- *Nur Hochwasser führende Wildbäche – (Flood creeks).*

In der Klassifizierung von Coussot und Meunier (1996) werden Murgänge in ein breiteres Spektrum eingeteilt, das von Fließbewegungen des Wassers bis hin zu Hangmuren/Hangrutschungen reicht (**Abbildung 1**). Hier werden neben der Feststoffkonzentration auch die Rolle der granulometrischen Eigenschaften der beteiligten Materialien berücksichtigt, wobei zwischen kohäsivem und körnigem Material unterschieden wird.

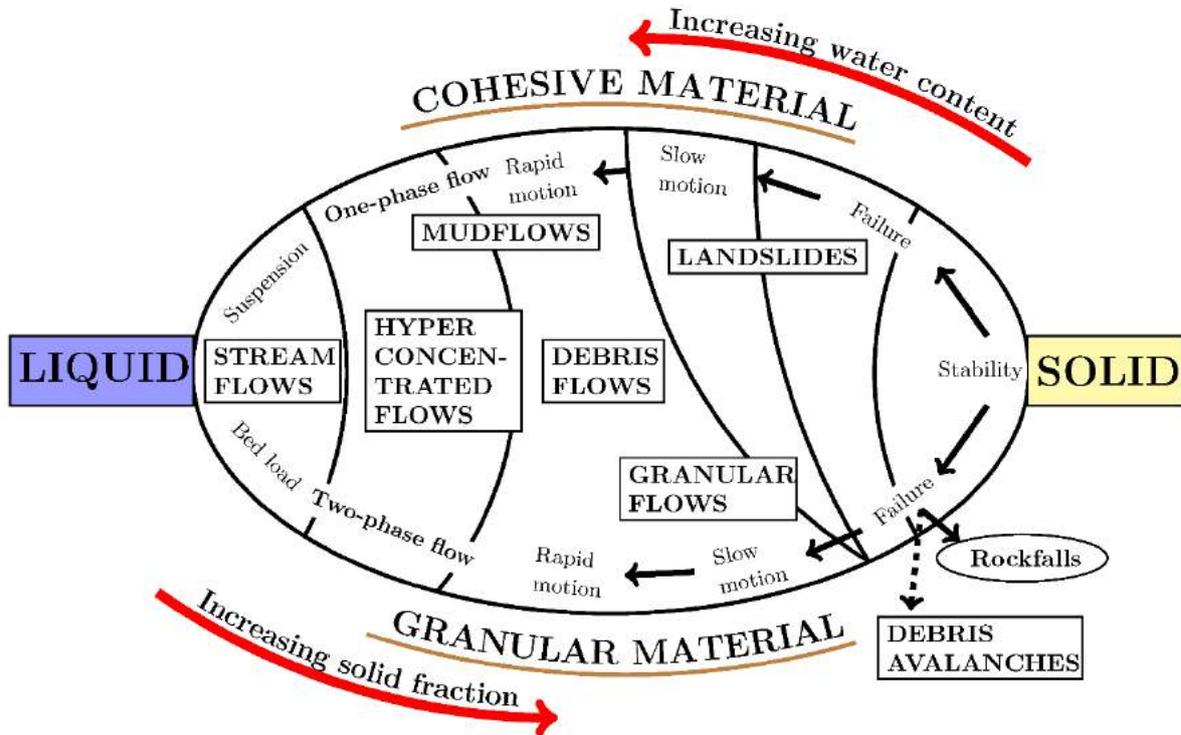


Abbildung 1. Klassifizierung von Massenbewegungen auf steil abfallenden Flächen (modifiziert nach Coussot und Meunier, 1996).

Die Klassifizierungen von Wildbachprozessen (Aulitzky, 1982 und Coussot und Meunier, 1996), umfassen ein breites Spektrum, das von Wasserfluten mit Feststofftransport bis hin Murgängen reicht. Am häufigsten werden bei diesen Prozessen hochkonzentrierten Strömungen (*hyperconcentrated flow*) und Murgänge (*debris floods*) voneinander unterschieden. Eine eingehende Untersuchung dieser Prozesse würde den Rahmen dieser Arbeit sprengen; hier sei daran erinnert, dass die Begriffe hochkonzentrierter Strömung und Murgang nicht synonym verwendet werden. Nach neueren Arbeiten von Church und Jakob (2020), auf die für weitere Einzelheiten verwiesen wird, sollte der Begriff der hochkonzentrierten Strömung im Wesentlichen für Strömungen gelten, die durch eine sehr hohe Konzentration von Feinmaterial gekennzeichnet sind, wie sie vor allem bei sintflutartigen Prozessen in trockenen Gebieten oder bei der Beförderung von Material vulkanischen Ursprungs auftreten. Im Gegensatz dazu liegt bei Murgängen ein starker Feststofftransport mit heterogener Granulometrie vor, da diese Massenbewegung vor allem in steil abfallenden Gebirgsbächen auftritt. Die in alpinen Fließgewässern am häufigsten zu beobachtenden Übergangsprozesse zwischen Wasserfluten und Murgängen sind demnach als Murgänge einzustufen (Brenna et al., 2020). Darüber hinaus weisen die Stadien der Murgänge, insbesondere wenn das betroffene Material einen hohen Anteil an schluffigen und tonigen Anteilen aufweist, häufig Merkmale von hochkonzentrierten Strömen auf (Marchi et al., 2002). Eine vollständigere und umfassende Erfassung der Zwischenprozesse zwischen Wasserfluten mit Feststofftransport und Murgängen erfordert weitere Untersuchungen, auch im Hinblick auf die jüngsten Vorschläge in der wissenschaftlichen Literatur.

1.2 Erkennung von Wildbachprozessen

Für die Erkennung von Wildbachprozessen können drei Hauptansätze unterschieden werden: i) historisch-dokumentarischer Ansatz; ii) geomorphologisch-sedimentologischer Ansatz; iii) morphometrischer Ansatz.

In der historischen Dokumentation lassen sich nützliche Anhaltspunkte sowohl für die Erkennung der Typologie von Sturzfluten, als auch für die Bestimmung der Häufigkeit der intensivsten Vorgänge (Ausmaß der Ereignisse) feststellen. Es zeigt sich, dass man insbesondere bei den eher "quantitativen" Aspekten ein großes Augenmerk auf die Qualität und Zuverlässigkeit der gemeldeten Informationen legen muss.

Die morphologischen und sedimentologischen Merkmale von Ablagerungen, die entlang von Flussbetten und auf Schwemmkegeln zu beobachten sind, können wichtige Elemente für die Erkennung der Typologie der Prozesse liefern. Diese können häufig in beträchtlicher zeitlicher Entfernung von den Ereignissen genutzt werden. Es gibt zahlreiche Studien, die sich mit diesem Thema befassen: Neben der bereits erwähnten Arbeit von Aulitzky (1982) sind die klassischen Beiträge von Johnson und Rodine (1984) und Costa (1984) zu nennen. Im Allgemeinen gibt es in städtischen Gebieten, für die häufig historische Archivdaten zur Verfügung stehen, nur wenige morphologische und sedimentologische Belege, die für die typologische Erkennung von Sturzflutprozessen verwendet werden können. Das Gegenteil ist in Gebieten mit relativ natürlichen Bedingungen der Fall. Die wichtigsten Bodenbefunde, die auf das Auftreten von Murgängen hinweisen, seien kurz in Erinnerung gerufen: lobate Ablagerungen, die durch einen abrupten frontalen Abschluss gekennzeichnet sind (**Abbildung 2**); Ablagerungen in Form von Seitenwällen entlang der Abflusskanäle (**Abbildung 3**); Abschnitte, die schlecht abgestufte Ablagerungen mit dem Vorhandensein von Felsbrocken und Kieselsteinen in einer feinen Matrix enthalten (**Abbildung 4**).



Abbildung 2. Lobate Ablagerung eines Murgangs (Schadebach, Bozen).



Abbildung 3. Ablagerungen von Murgängen: Seitenufer (Gadria).



Abbildung 4. Abschnitt der Ablagerungen eines Murgangs (Torrente Miozza, Udine).

Mitunter sind Ablagerungen, die einem bestimmten Murgangereignis zuzuordnen sind, nicht mehr erkennbar. Jedoch weisen vereinzelte morphologische Elemente auf das Vorhandensein dieser Ablagerungen hin. Beispielsweise sind das Vorhandensein großer verstreuter Felsbrocken, Rillen und Buckel auf der Oberfläche von Schwemmkegeln oder Ablagerungen in Form von langgestreckten Wällen (**Abbildung 5**) verlässliche Indikatoren früherer Murgangereignisse.



Abbildung 5. Altes Gerinne mit Murgangablagerungen (Seitenufer) in einem Waldbestand (Acquabona, Belluno).

Wildbäche und Schwemmkegel werden von Überschwemmungen mit Feststofftransport geprägt. Sie zeichnen sich durch das Fehlen von Murgang Ablagerungen aus. Jedoch enthalten sie Ablagerungen mit einer relativ gleichmäßigen Oberfläche, in denen mitunter ein Wechsel von Schichten mit unterschiedlichen Textureigenschaften erkennbar ist (geringfügiger Anteil an feiner Matrix). Ein weiteres Unterscheidungsmerkmal ist die Tatsache, dass die Trennung zwischen Murgangablagerungen und den von den Ablagerungsprozessen nicht betroffenen Gebieten in der Regel scharf und klar definiert ist (**Abbildung 2**). Im Gegensatz dazu ist bei Ablagerungen, die mit Überschwemmungen in Verbindung stehen, ein allmählicherer Übergang zwischen dem von den Ablagerungen betroffenen Gebiet und den externen Gebieten zu beobachten (**Abbildung 6**). In den äußeren Teilen der Ablagerungen, die durch Wasserfluten entstanden sind, ist häufig nur feines Material vorhanden. Diese Tatsache deutet auf eine Entmischung hin, die sich in der Korngrößenverteilung der Sedimente widerspiegelt. Dies ist bei Murgangablagerungen nicht der Fall.

Eine Ausnahme bilden Fälle, in denen es zu einer Umarbeitung der Ablagerungen durch Strömungen mit geringerer Feststoffkonzentration gekommen ist. Rinnen, die ausschließlich durch Überschwemmungen mit Feststofftransport geformt wurden, weisen außerdem ein geringeres Verhältnis von Tiefe zu Breite auf als Rinnen, die von Murgängen beeinflusst wurden.



Abbildung 6. Hochwasserablagerungen mit Feststofftransport (Torrente Pettorina, Belluno, Hochwasser vom 29. Oktober 2018).

Eine morphometrische Analyse kann dazu beitragen, die Typologie von Wildbachprozessen anhand einfacher Indizes für die Steigung von Einzugsgebieten und Schwemmkegeln zu erkennen. Erstmals wurde eine solche Analyse von Jackson et al. (1987) in einem Sektor der kanadischen Rocky Mountains durchgeführt. Die Autoren teilten auf Grundlage morphologischer und sedimentologischer Anhaltspunkte eine Stichprobe von Schwemmkegeln in zwei Klassen ein: "fluvial" und "debris flow", d. h. Feststofftransport bzw. Murkegel. Die Klassifizierung der vorherrschenden Wildbachprozesse wurde von der morphometrischen Charakterisierung der Einzugsgebiete begleitet. Außerdem wurden die Bestimmung der durchschnittlichen Sf-Kegelneigung und des Melton-Index des Einzugsgebiets durchgeführt. Der Melton-Index (Mel, m/m) wird folgendermaßen definiert:

$$Mel = \frac{(H_{max} - H_{min}) / 1000}{\sqrt{A}} \quad (1)$$

wobei H_{max} die maximale Höhe im Becken (m) beschreibt, H_{min} die minimale Höhe im Becken angibt, welche der Höhe des Scheitelpunkts des Kegels entspricht (m) und A die Fläche des Beckens (km^2) charakterisiert.

Schwemmkegel, die zu beiden Klassen gehören, werden in einem separaten Streudiagramm geplottet. Dieses Diagramm setzt die beiden Variablen „fluvial“ und „debris flow“ in Relation. Murgangbecken weisen in der Regel eine kleinere Oberfläche und/oder ein ausgeprägteres Relief als Feststofftransportbecken auf. Dies schlägt sich in höheren Melton-Indexwerten nieder. Außerdem bilden sich in Murgangbecken Kegel aus, die eine stärkere Neigung als jene in Feststofftransportbecken aufweisen.

In einer Arbeit Bertrand et al. (2013) wurden bereits vorhandene Datensätze neu aufbearbeitet, die aus wissenschaftlichen Artikeln und technischen Berichten stammen. Diese Datensätze betreffen 620 Gebirgsbecken und Kegel, die in verschiedenen geografischen Gebieten (Alpen, Apennin, Pyrenäen, Rocky Mountains, Neuseeländische Alpen) untersucht wurden. Die Autoren führten detaillierte statistische Analysen des Melton-Index, der Kegelneigung und des Prozessstyps durch und unterschieden dabei zwischen Murgangkegeln und fluvialen Kegeln. Es ist darauf hinzuweisen, dass bei den statistischen Analysen Murgangbecken mit Bodentransportbecken gleichgesetzt wurden. Das wichtigste Ergebnis der Studie von Bertrand et al. (2013) ist die Entwicklung statistischer Modelle, die effektiv auf verschiedene geografische Gebiete angewendet werden können, wenn auch mit den inhärenten Einschränkungen eines vereinfachten (morphometrischen) Ansatzes. Insbesondere ist es möglich, die aus dem statistischen Modell LDA (Linear Discriminant Analysis) abgeleitete Beziehung für die Bestimmung der „Unterscheidungsschwelle“ zwischen den beiden Prozessen zu verwenden:

$$S = e^{0.23 \cdot R - 0.85} \quad (2)$$

S = Kegelneigung (°)

R = Melton-Index (siehe Gleichung (1))

Abbildung 7 zeigt die kritische Trennlinie zwischen Becken und ihren Kegeln, die von Murgängen betroffen sind (fett gedruckt, oberhalb der Linie), und solchen, die vom Bodentransport betroffen sind (einschließlich Murgängen, unterhalb der Linie). Die Darstellung erfolgte gemäß Gleichung (2).

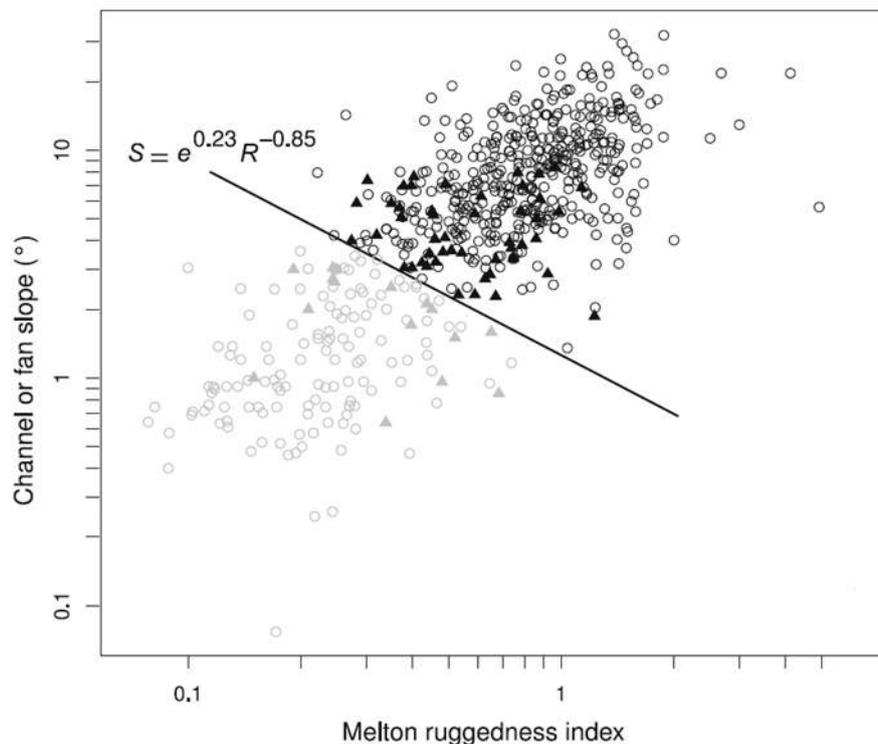


Abbildung 7. Beziehung zwischen Kegelneigung und Meltonzahl, welche die Trennlinie zwischen Murgangkegeln und Kegeln, die durch fluvialen Feststofftransport entstanden sind, zeigt (aus Bertrand et al., 2013).

Eine angemessene Integration der verschiedenen Methoden, die für die oben beschriebene typologische Erkennung von Wildbachprozessen verwendet werden können (d. h. Analyse historischer Archivdaten, geomorphologische und sedimentologische Beobachtungen des Geländes, Anwendung morphometrischer Indikatoren), erscheint empfehlenswert, um eine umfassende und zuverlässige Bewertung zu erreichen, die es ermöglicht, die inhärenten Grenzen der einzelnen Methoden zu überwinden.

2. Bewertung des mobilisierbaren Materials

2.1 Kartierung und Charakterisierung der Sedimentquellgebiete

Die Bewertung fester Volumina, die für eine Mobilisierung in einem Murgangbecken anfällig sind, erfordert einen innovativen geomorphologischen Ansatz. Dabei stützt sich die Methode auf die fotointerpretative Analyse von Luftbildern, Orthofotos und Produkten aus hochauflösenden digitalen Geländemodellen (z. B. Hillshades, Neigung, Oberflächenrauigkeit). Darüber hinaus zielen Bodenuntersuchungen auf die Identifizierung und Klassifizierung von Sedimentquellgebieten ab. Hierbei wird sowohl eine genaue Kartierung als auch die Quantifizierung des potenziellen Beitrags von Sedimentquellgebieten an der Entstehung von Murgängen gewährleistet. Diese Murgangereignisse betreffen reißende Gebirgsbäche, instabile oder erodierende Ufer und Hangrutschungsprozesse, die direkt an das Gewässernetz einfließen. Diese Parameter werden in einem standardisierten Erhebungsbogen erfasst, der die räumliche und zeitliche Verteilung von Murgangereignissen dokumentiert. Die Erstellung eines Verzeichnisses der Sedimentquellgebiete ist für die Dokumentation des Ausmaßes der Hangabtragungen in einem Einzugsgebiet erforderlich. Darüber hinaus ist das Verzeichnis vonnöten, um Hangstabilitäten hinsichtlich ihrer Verteilung, Art, Trends, und Wiederholungsgrad zu bewerten. Die Bestimmung der prozessbedingten Risikoanfälligkeit, Verwundbarkeit und des Gefährdungspotenzials im Zusammenhang mit gravitativen Massenbewegungen gewährleistet die hohen Qualitätsstandards der Bestandsaufnahme (Guzzetti et al., 2012). Die Kartierung und ordnungsgemäße Klassifizierung von Sedimentquellgebieten ist eine Grundvoraussetzung für die Bewertung der potenziell mobilisierbaren Mengen in jedem Einzugsgebiet. Solche Verzeichnisse können unter Berücksichtigung verschiedener Ziele erstellt werden, wie z. B. dem Zweck des Verzeichnisses, der Ausdehnung des Untersuchungsgebiets, dem Maßstab der Basistopografie, der Auflösung, den Eigenschaften der verfügbaren Bilder und der Erfahrung des Betreibers (van Westen et al., 2006; Guzzetti et al., 2012). Die traditionelle (am weitesten verbreitete) Methode zur Kartierung von Instabilitäten basiert auf der Interpretation von Luftbildern, Orthofotos und aus digitalen Geländemodellen (DGM) abgeleiteten Produkten, die in der Regel in einer GIS-Umgebung durchgeführt wird.

In diesem Handbuch wird auf die Arbeiten von Brardinoni et al. (2003), Brardinoni et al. (2009) und Guzzetti et al. (2012) verwiesen, die nützliche Hinweise für die Erstellung detaillierter Murganginventare inklusive der Analyse ihrer Eigenschaften liefern. Wie bereits erwähnt, sollten die Ergebnisse der fotointerpretativen Analyse durch Bodenuntersuchungen ergänzt werden, um die Verzeichnisse zu validieren, welche in einer GIS-Umgebung erstellt wurden. Das SedInOut-Projekt zielt auf die Definition einer standardisierten Datenerfassungsmethodik für Sedimentquellgebiete ab. Zu diesem Zweck haben die wissenschaftlichen Partner einen Erhebungsbogen entwickelt. Dieser Bogen, der sich teilweise an einem im Rahmen des europäischen Projekts SedAlp (Brardinoni und Cavalli, 2012) entwickelten Bogen orientiert, wird im folgenden Abschnitt beschrieben und stellt gleichzeitig die Richtlinien für dessen Erstellung dar.

2.2 Leitlinien für die Verwendung des Erhebungsbogens

Dieses Dokument zielt darauf ab, eine Methodik für die Erhebung von Sedimentquellgebieten zu erstellen und deren Transport in einer Hochgebirgsumgebung zu präsentieren. Die Erstellung der Leitlinien entstand aus der Notwendigkeit, das Fachpersonal bei der Geländearbeit zu begleiten und es bei der Standardisierung und Katalogisierung der Datensätze zu unterstützen.

2.2.1 Struktur

Der beigefügte **Erhebungsbogen** für die Beschreibung der Massenbewegung ist in vier Abschnitte unterteilt: i) Haupteigenschaften, (ii) Material und Textur, (iii) Geometrie und Sedimenttransport (iv).

Ein **Sedimentquellengebiet** bezeichnet ein Gebiet, das durch das Vorhandensein von Sedimenten gekennzeichnet ist. Sedimentquellgebiete zeichnen sich durch das Auftreten von Erosions- und/oder Instabilitätsprozessen hoher Intensität aus. Diese Areale unterliegen der Erosion (= Ablösung, Transport und Sedimentablagerung durch Wind, Regeneinwirkung oder Wasserabfluss) und enthalten ein potenzielles Volumen an transportierbarem Sediment. Die genaue Klassifizierung der Sedimentquellgebiete hängt vom Zweck der Untersuchung ab. Es ist ratsam, eine umsichtige und spezifische Zusammenstellung der Untersuchungsgebiete in den Erfassungsbögen vorzunehmen, da eine Vereinfachung und Gruppierung in den Phasen der späteren Analyse möglich sind.

2.2.2 Haupteigenschaften

Typologie

Die verschiedenen Arten der Bewegung werden wie folgt zusammengefasst: **Gleiten, Fließen, Schlammlawine, Felssturz und Bodenerosion.**

Die beiden Haupttypen von Erdrutschen durch Gleiten werden als Rotations- und Translationsrutschung bezeichnet. Im Folgenden werden beispielhaft die wichtigsten Massenbewegungen dargestellt (**Abbildung 8-** US Geological Survey, 2004)

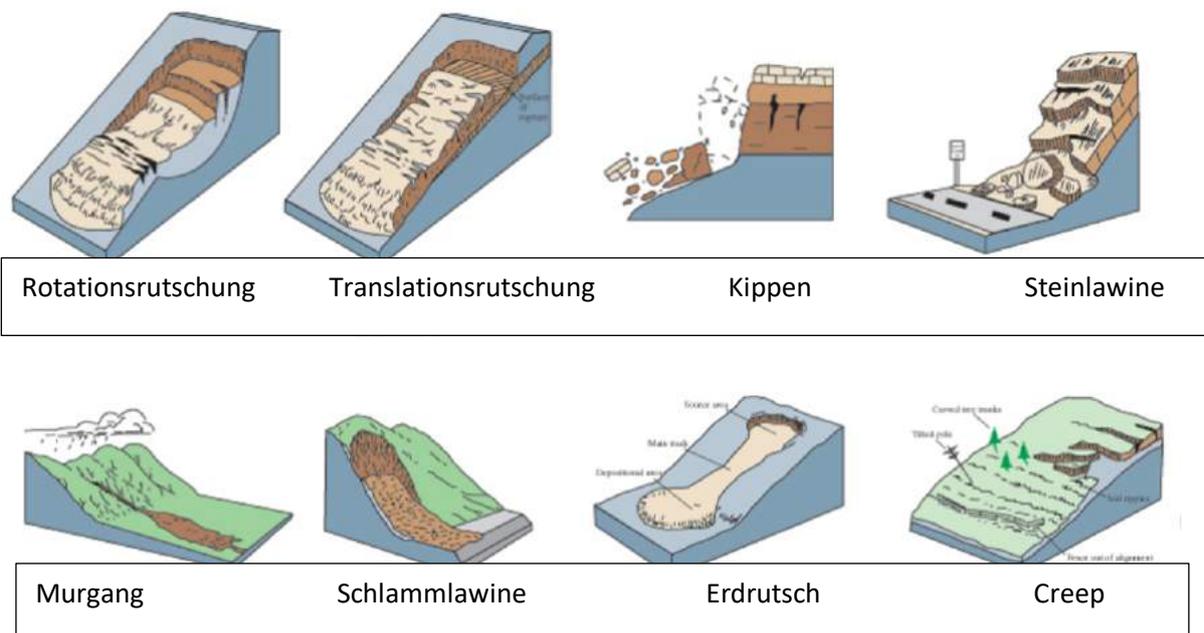


Abbildung 8. Kombination der verschiedenen Arten von Massenbewegungen (modifiziert nach US Geological Survey, 2004).

Vegetation

In diesem Abschnitt wird die Art der Bodenbedeckung angegeben, die folgendermaßen unterteilt wurde: **S: Stauden, St: Sträucher, B: Bäume, Bo: Boden (vegetationslos).**

Die Vegetation spielt eine grundlegende Rolle bei der Untersuchung der Gefährdung durch Naturphänomene, da das Wurzelsystem eine stabilisierende Wirkung gegen Erdrutsche und Erosionserscheinungen an der Oberfläche aufweist.

Lokalisierung des Sedimentquellgebietes

Je nach Lage des Sedimentquellengebiets werden folgende Kategorien unterschieden: **OH: Offener Hang, S: Steilhang, TR: Top Rinne, RU: Rinnenufer, R: Rinne, UE: Ufererosion, BG: Blockgletscherfront und MR: Moränenrücken.**

Quellen/Abfluss

Geben Sie an, ob es im Sedimentliefergebiet Quellen oder Abflüsse gibt (ja/nein).

Tiefe des Regoliths

Der Term Regolith bezeichnet die Zersetzung des Grundgesteins aufgrund der erosiven Wirkung exogener Stoffe und organischer Aktivität.

Es wird empfohlen, die Tiefe des Regoliths anzugeben. Er kann fehlen oder sich bis zu Hunderten von Metern erstrecken (**Abbildung 9**).

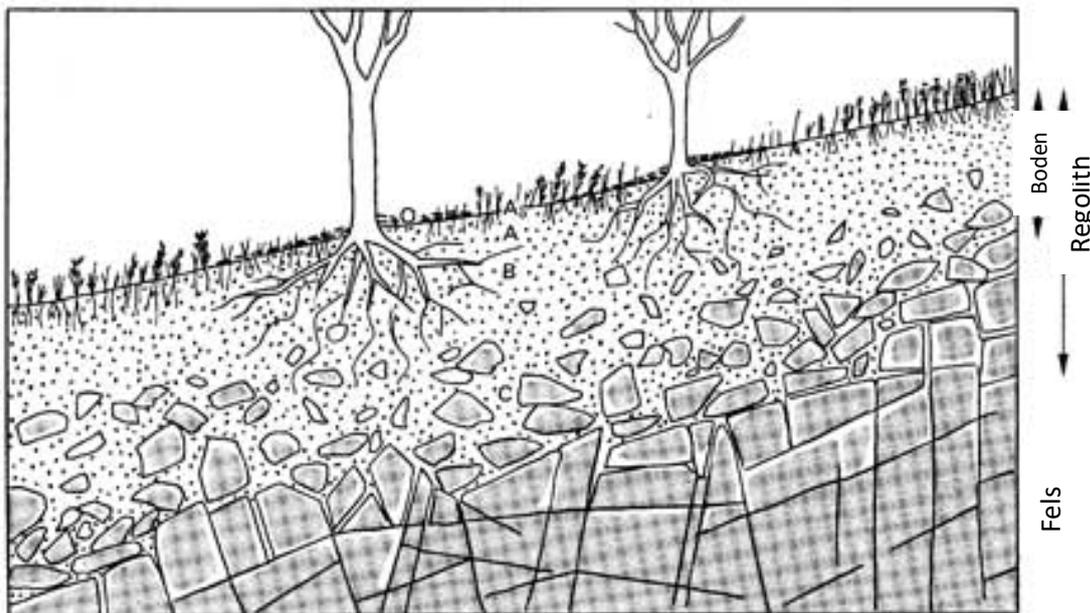


Abbildung 9. Vereinfachtes Schema für die Identifizierung des Regolithes (modifiziert nach Castiglioni, 1996).

Festgestein

Geben Sie an, ob das Festgestein aufgeschlossen ist. Falls dies der Fall ist, beschreiben sie dessen Beschaffenheit **M**: massiv, **S**: geschichtet, **MET**: metamorph **C**: kataklastisch. (**Abbildung 10**).

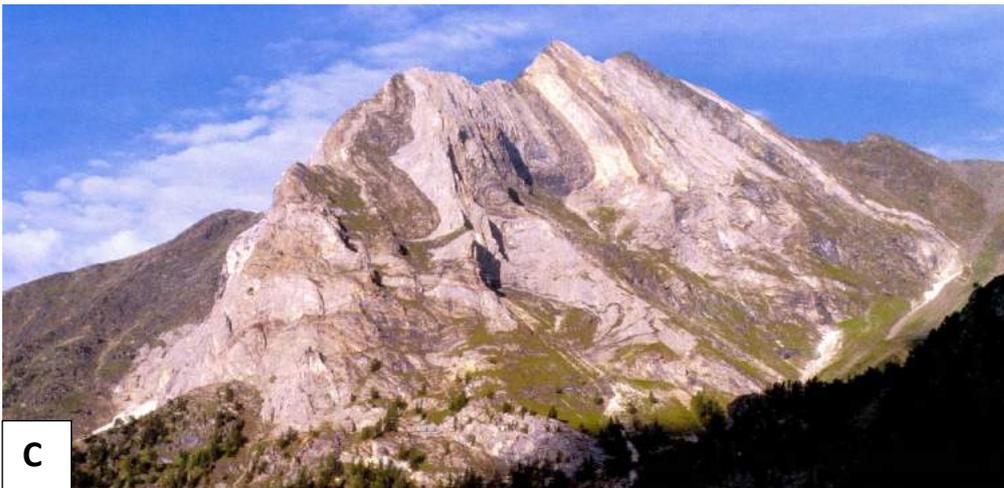
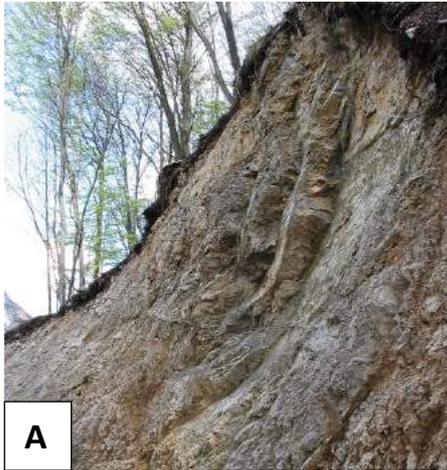


Abbildung 10. A) stark zerklüftetes und kataklysmisches Dolomitgestein; B) gut geschichtetes Gestein (Latemar, Südtirol); C) metamorphes Gestein (Jennwand, Südtirol); D) massives Gestein. (Pale di San Martino, Westliche Dolomiten).

2.2.3 Material und Textur

Art

Geben Sie an, aus welchem der folgenden Materialien die Sedimentquelle besteht: **L: Lehm, S: Schluff, SA: Sand, K: Kies, S: Steine (64-128 mm), B: Blöcke (128-258 mm), D: Diamikt (Abbildung 11).**

Die Bezeichnung **Diamikt** beschreibt schlecht sortiertes Sediment terrigenen Ursprungs, das Partikel unterschiedlicher Größe enthält (von Ton bis Grobkies), welche in eine Matrix eingebettet sind. Dieser Begriff umfasst eine reine Bezeichnung der Textur und beinhaltet keine genetische Zuordnung.

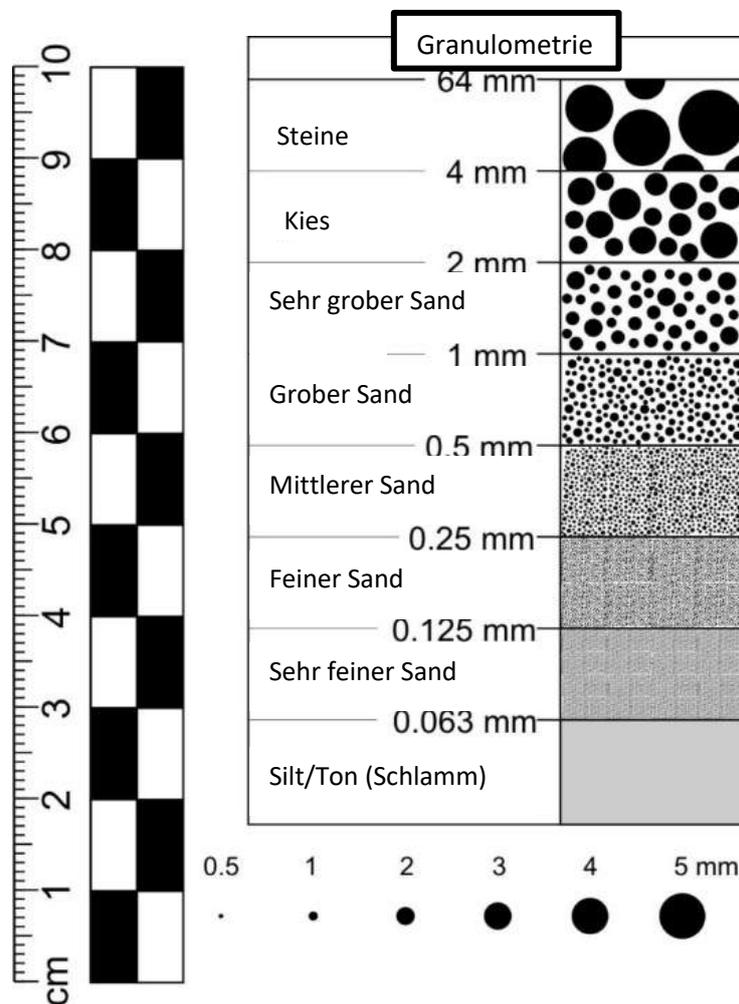


Abbildung 11. Diagramm zur visuellen Korngrößenschätzung (modifizierte Grafik nach Samuele Papeschi).

Textur

Geben Sie die Textur des Sedimentquellgebiets an: **M: matrix-gestützt, K: klasten-gestützt, LA: Lockere Ablagerung, TL: Teilweise lockere Ablagerung** (Abbildung 12 Error! Reference source not found.).

Ablagerungen sind **matrix-gestützt**, wenn sie nicht miteinander in Kontakt stehen und in ein Gemisch aus feinem Material (Schluff, Ton und organischem Material) eingebettet sind.

Die Ablagerungen werden als **klasten-gestützt** bezeichnet, wenn der grobe Teil der Ablagerung in Kontakt ist (stabile Ablagerung).

Ablagerungen sind (**teilweise**) **lose**, wenn es an Matrix und Stabilität mangelt.

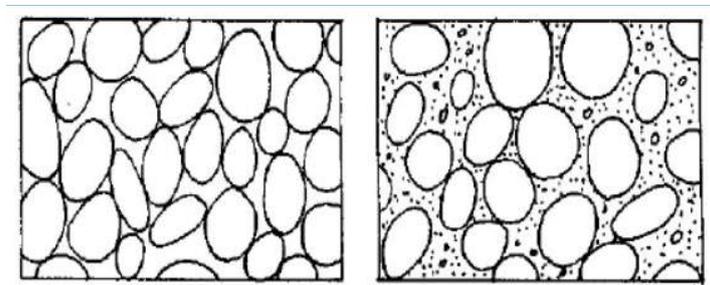


Abbildung 12. Grafische Darstellung der verschiedenen Texturtypen.

Genese

Geben Sie den Ursprung der Ablagerung an: **T: Till, C: Kolluvium, Mu: Murgangablagerung, Ta: Hangschutt.**

Der Begriff **Till** bezeichnet eine glaziale, matrixgestützte, schlecht sortierte Ablagerung mit angerundeten Klasten. Manchmal können die Gesteinsfragmente Rillen enthalten.

Kolluvium bezeichnet eine Ablagerung, die hauptsächlich durch die Schwerkraft und den Oberflächenabfluss transportiert wird und in der Regel Schluff, Kiessand und prinzipiell kantige oder subangulare Felsbrocken enthält.

Murgangablagerungen sind durch eine große Menge an chaotischen, groben Sedimenten gekennzeichnet, die in Gletscherfronten bzw. Gletscherzungen mit konvexer Morphologie erkennbar sind. Es handelt sich um einen Prozess, an dem Sediment und Wasser beteiligt sind und der hauptsächlich durch die Menge und Verfügbarkeit von losem Sediment und die Schwerkraft angetrieben wird.

Talus bezeichnet gravitative Ablagerungen, die hauptsächlich aus sandig-kiesigem Material bestehen und am Fuße von vertikalen/subvertikalen Felswänden zu finden sind.

2.2.4. Geometrie

Um Sedimentquellgebiete bestmöglich zu charakterisieren, ist es sinnvoll, die geometrischen Merkmale der Form zu definieren (**Abbildung 13**). Der Erhebungsbogen beinhaltet Messungen, die im Gelände mit einem Entfernungsmesser und/oder später im Büro mit GIS-Software durchgeführt werden können.

Die folgenden Parameter müssen erfasst werden: 1) **Böschungshöhe**, 2) **Durchschnittliche Höhe der Seitenhänge**, 3) **Länge**, 4) **Durchschnittliche Breite**, 5) **Querschnitt**, 6) **Längsprofil**, 7) **Neigung der Auslösezone**, 8) **Gefälle der Transportzone**, 9) **Gefälle der Ablagerungszone**.

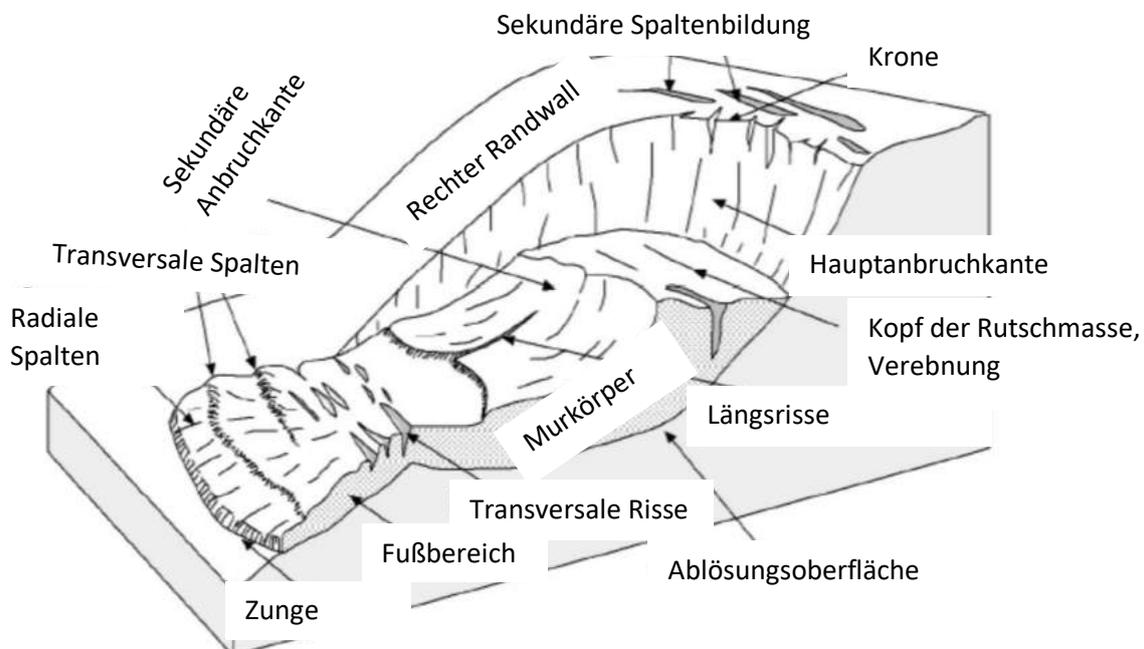
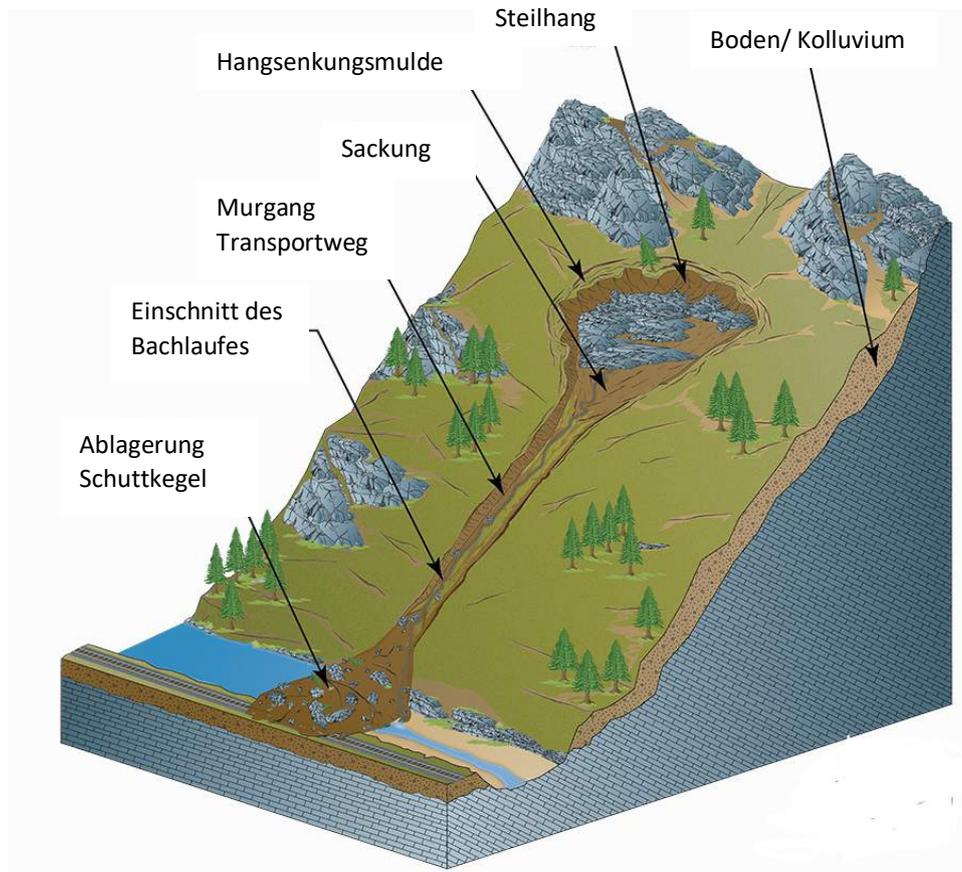


Abbildung 13. Oben: Identifizierung der Hauptzonen eines Murgangs (modifiziert nach www.wsgs.wyi.gov/docs/wsgs-web-landslides.pdf); unten: Nomenklatur der Hauptformen eines Erdrutsches (modifiziert nach Varnes, 1978).

2.2.5 Sedimenttransport talauswärts

Potenzial

Das Sedimentabgabepotenzial bezieht sich auf die Fähigkeit eines bestimmten Quellgebiets, Sediment flussabwärts zu transportieren. Da die Menge an Sediment, die transportiert werden kann, standortspezifisch ist (abhängig vom Niederschlagsregime, der Art des Gesteinssubstrats, der Bodentiefe usw.), ist es notwendig, Erosionsgebiete mit einem hohen Sedimentlieferungspotenzial zu erkennen.

Insgesamt sind vier Hauptfälle der Übertragung zu unterscheiden: 1-Das entstandene Sediment kann nicht mobilisiert werden. Das Sediment bleibt im Bereich der Sedimentquelle gespeichert, 2- Das Sedimentquellgebiet ist mit einem Nebenfluss verbunden. Es ist unwahrscheinlich, dass dieses Sediment die Talsohle erreicht (Ausnahme: lange Zeitspanne), 3-Das Sedimentquellgebiet ist an ein Nebengerinne angeschlossen und hat ein mittleres bis hohes Verfrachtungspotenzial (das gespeicherte Sediment kann die Talsohle erreichen), 4-Das Sediment ist direkt mit der Talsohle verbunden (hohes Potenzial, **Abbildung 14**).

Das Sedimentanlieferungspotenzial muss in den folgenden vier Klassen angegeben werden **1: Niedrig (in-situ), 2: Mittel-niedrig (Felsrinne - kolluvial), 3: Mittel-hoch (Nebengerinne - semi-alluvial), 4: Hoch (Hauptrinne - alluvial) (Abbildung 15)**.

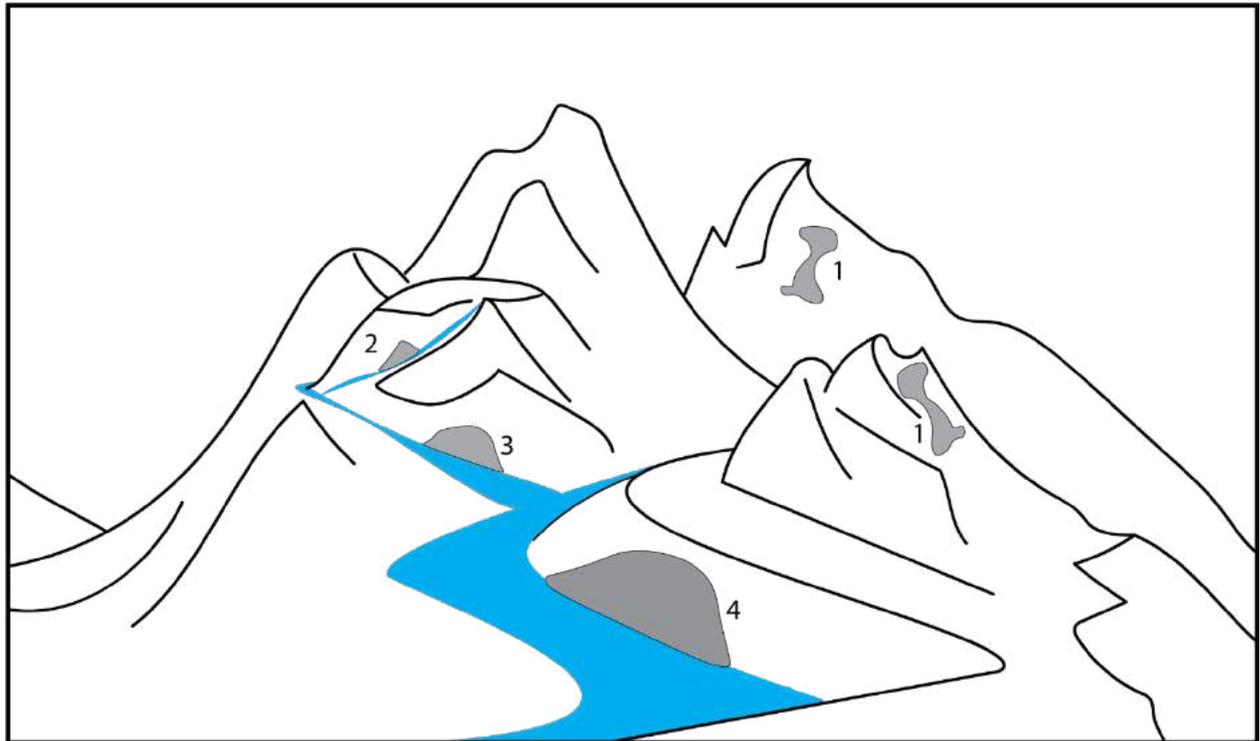


Abbildung 14. Beispieldiagramm zum Erkennen des unterschiedlichen Verbindungsgrades des Sediments. 1: geringes Potenzial - in situ, 2: mittel-niedriges Potenzial (Felsrinne - kolluvial), 3: mittel-hohes Potenzial (Nebenrinne - semi alluvial), 4: hohes Potenzial (Hauptrinne - alluvial).



Abbildung 15. Beispiele für ein hohes und ein geringes Potenzial für den Sedimenttransport. A) Rutschkörper mit geringem Förderpotenzial in Bezug auf das Talsystem, da die Ablagerung *in situ* zu beobachten ist (geringes Potenzial - *in situ*); B) Oberflächenrutschung mit hohem Potenzial, da sie direkt mit dem Hauptgerinne verbunden ist, in diesem Fall sind auch Hanganordnungen zu beobachten, die als Hindernisse für den potenziellen Sedimentfluss wirken (hohes Potenzial/Hauptgerinne - alluvial); C) Sedimentquellengebiet mit hohem Förderpotenzial in Bezug auf ein Nebengerinne (mittelhohes Potenzial/halb-alluviales Nebengerinne). (Becken des Wildbachs Liera, Belluno).

Hindernisse

Mögliche Hindernisse, die den Sedimentfluss beeinflussen, umfassen die folgenden Kategorien (Abbildung 16): **1: Hängetal, 2: Moräne, 3: Gletscher, 4: Blockgletscher, 5: Ablagerung, 6: Schuttkegel, 7: Flussterrasse, 8: Überschwemmungsgebiet, 9: See, 10: Dämme/Wehre, 11: Eindämmungswerke, 12: Straßen/Infrastruktur.**



Abbildung 16. Beispiel einer Sedimentverlagerung durch einen Teich in einem Schwebetal in dolomitischer Umgebung. (Oberer Teil des Giralba-Bachbeckens, Belluneser Dolomiten).

2.2.6 Beispiel: Ausfüllen der technischen Liste

Beispiel: Oberflächenrutschung an den Ufern eines Nebenflusses mit anstehendem Festgestein.



Nome bacino: **Rio Buscagna** ID bacino: **Rbu** Data: **0210712022**

ID	Codice identificativo	Caratteristiche principali						Materiale e tessitura			Geometria							Convogliamento sedimenti				
		Tipologia (1)	Copertura suolo (2)	Localizzazione e dell'area sorgente (3)	Sorgentivertice cellamento (4)	Profondità regolite [m]	Bedrock (5)	Tipo (6)	Tessitura (7)	Genesi (8)	Altezza scarpata in testata (m)	Altezza media scarpate laterali (m)	Lunghezza (m)	Larghezza media (m)	Sezione trasversale (9)	Profilo longitudinale (10)	Pendenza zona innesco (°)	Pendenza zona di trasporto (°)	Pendenza zona di deposizione (°)	Potenziale (11)	Ostacoli (12)	
1	Rbu_01	1	SN	SC	N	0.5	C	D	DS	C	0.5	0.2	5	2	CC	L	50	45	35	3	-	
2																						
3																						
4																						
5																						
6																						
7																						
8																						
9																						
10																						
11																						
12																						
13																						
14																						
15																						
16																						
17																						
18																						
19																						
20																						

- 1** 1: Scioglimento
2: Flusso
3: Valanga
4: Crollo
5: Erosione

- 2** E: Copertura erbacea
C: Cespugli
A: Alberi
SN: Suolo nudo

- 3** OS: Open Slope
S: Scarpata
TC: Testata di canale
SC: Sponde di canale
C: Canale
ES: Erosione di sponda
RG: Fronte di Rock glacier
DM: Dorsale morenica

- 4** S: Sì
N: No

- 5** N: No
M: Massivo
S: Stratificato
C: Cataclastico

- 6** A: Argilla
S: Silt
SA: Sabbia
G: Ghiaia
C: Ciottoli
B: Blocchi
D: Diamicton

- 7** SM: Supporto di matrice
SC: Supporto elastico
DS: deposito sciolto
PS: Parzialmente sciolto

- 8** T: Till
C: Colluvium
D: Deposito colata detritica
Ta: Talus

- 9** L: Lineare
CC: Concavo
CV: Convesso
CM: Complesso

- 10** L: Lineare
CC: Concavo
CV: Convesso
CM: Complesso

- 11** 1: Basso (in situ)
2: Medio-basso (canale in roccia - colluviale)
3: Medio-alto (canale tributario - semialluvionale)
4: Alto (canale principale - alluvionale)

- 12** 1: Valle sospesa
2: Morene
3: Ghiacciaio
4: Rock glacier
5: Deposito
6: Conoide
7: Terrazzo fluviale
8: Piana Alluvionale
9: Lago
10: Dighe/briglie
11: Opere di contenimento
12: Strade/infrastrutture

Note

Rbu_01: il materiale rilasciato dall'area sorgente raggiunge facilmente il corso d'acqua

2.3 Geomorphologischer Ansatz zur Schätzung des mobilisierbaren Volumens

Die von Hungr et al. (1984) vorgeschlagene Methode, die für Flüsse in British Columbia (Kanada) entwickelt wurde, weist eine gewisse Standardisierung der Verfahren auf. Das Gewässernetz und die lokalen Schuttquellen des untersuchten Einzugsgebiets werden in homogene Abschnitte mit Erodierbarkeitscharakteristiken unterteilt, denen Erosionsraten-Einheitswerte (Channel Debris Yield Rate) e_i zugeordnet werden, die das erodierbare Volumen pro Längeneinheit des Einzugsgebiets angeben. Die Werte von e werden dann mit den Längen L der verschiedenen Abschnitte multipliziert. Das gesamte mobilisierbare Volumen ergibt sich dann aus der Summe der Beiträge der verschiedenen betrachteten Abschnitte:

$$V = \sum_1^n L_i \cdot e_i \quad (3)$$

wobei n die Anzahl der betrachteten Striche und L_i deren Länge (m) angibt.

Tabelle 1 zeigt die von Hungr et al. (1984) vorgeschlagenen Richtwerte für die Erosionsrate pro Einheit für verschiedene morphologische Bedingungen.

Klasse	Gefälle des Flussbettes (°)	Material des Flussbettes	Ufer	Stabilitätsbedingungen	Einheitlicher Schutteeintrag (m ³ m ⁻¹)
A	20-35	Fels	Nicht erodierbar	Stabil (Abwesenheit von Schutt)	0-5
B	10-20	Dünne Schicht aus Schutt oder losem Boden auf Fels	Nicht erodierbar (Fels)	Stabil	5-10
C	10-20	Schuttbedeckung oder Moräne	Mächtigkeit < 5 m	Stabil	10-15
D	10-20	Schuttbedeckung oder Moräne	Schutt, Mächtigkeit > 5 m	Schüttwinkel des Materials	15-30
E	10-20	Schuttbedeckung oder Moräne	Schutt, Mächtigkeit > 20 m	Potenziell instabile Ufer (Erdrutschgebiet)	Bis zu 200 (örtliche Schuttquelle)

Tabelle 1. Richtwerte für den Geschiebeeintrag pro Längeneinheit des Gerinnes (aus Hungr et al. 1984).

Für die nach der Methode von Hungr et al. (1984) vorgesehene Unterteilung der homogenen Abschnitte kann die Ausgangsdatenbank der Sedimentquellgebiete durch das im Untersuchungsgebiet erstellte Inventar der Sedimentquellgebiete bereitgestellt werden. Es ist hervorzuheben, dass diese Werte, obwohl sie für British Columbia vorgeschlagen wurden, zumindest in erster Näherung auch für Flusseinzugsgebiete in anderen feuchten Klimaregionen der mittleren Breiten, wie z. B. in den europäischen Alpen, eine nützliche Referenz darstellen können, wie auch eine Studie von Brochot et al. (2002) zeigt. Eine mögliche Anwendung in Regionen mit anderen morpho-klimatischen Bedingungen erscheint problematischer. Der hier beschriebene geomorphologische Ansatz geht davon aus, dass beim Auftreten eines Murgangs alle potenziellen Sedimentquellgebiete zur Entstehung der Massenbewegung beitragen und dass es keine Umlagerung von mobilisiertem Material gibt. Besondere geomorphologische Anzeichen, die vor Ort festgestellt wurden, wie z. B. das Vorhandensein von Trennungsbereichen (siehe Kapitel 3.1) oder von Flussbettabschnitten mit geringem Gefälle, die die Ablagerung von Sedimenten begünstigen, können zu anderen Bewertungen führen als die, die sich aus der integralen Anwendung dieser Hypothese ergeben.

Gleichung 3 wurde für Einzugsgebiete von etwa 1 bis 3 km² vorgeschlagen; für größere Einzugsgebiete wird empfohlen, ähnliche Ausdrücke zu verwenden, die jedoch die Breite des Flussbetts berücksichtigen, die entweder direkt gemessen oder durch den Wert der beitragenden Fläche ausgedrückt wird. Da es schwierig ist, einen einzigen Referenzwert für die Bewertung des mobilisierbaren Volumens zu ermitteln, kann die Methode von Hungr et al. (1984) angewandt werden, indem zwei verschiedene Intensitätsszenarien betrachtet werden, die den Minimal- (*Szenario 1 - erodierbares Volumen*) und Maximalwerten (*Szenario 2 -mobilisierbares Volumen bei Katastropheneignissen*) des einheitlichen Schutteintrages entsprechen. In Anbetracht der Annahmen der Methode (gleichzeitige Mobilisierung aller Sedimentquellen und keine erneute Ablagerung von erodiertem Material) stellt Szenario 1 ebenfalls Bedingungen von erheblicher Schwere dar. Szenario 2 entspricht einer massiven Mobilisierung von Trümmern, die sich entlang des Gewässernetzes befinden oder mit diesem verbunden sind. Hierbei gilt, dass die Volumensbestimmung der mobilisierbaren Schuttmassen zwar notwendig, aber nicht ausreichend ist, um das Volumen eines Murgangs zu bestimmen. Dabei spielt der Verbindungsgrad der Sedimentquellgebiete an das Gewässernetz eine bedeutende Rolle (sieh Abschnitt 3.1). Im Falle des von Hungr et al. (1984) vorgeschlagenen geomorphologischen Ansatzes schließt jedoch die Tatsache, dass die zu berücksichtigenden Sedimentquellen dem Gerinne und den Ufern entsprechen, von vornherein Sedimentquellen aus, die schlecht mit dem Gewässernetz verbunden sind. Die Konnektivitätsanalyse bleibt jedoch relevant, um mögliche Situationen zu identifizieren, in denen sich bereits vom Murgang übernommenes Festmaterial innerhalb des Beckens ablagern kann, wodurch sich das Volumen des Murgangs verringert oder er in einen sintflutartigen Transportprozess mit geringerer Feststoffkonzentration umgewandelt wird (*Typ 2 Murgang* im Sinne von Church und Jakob, 2020). Ein zweiter Aspekt, der zu berücksichtigen ist, wenn man von der Quantifizierung des mobilisierbaren Murgangs auf geomorphologischer Basis zur Bestimmung des Volumens eines Murgangs übergeht, ist die Bewertung der Transportkapazität. Diese wird als die Verfügbarkeit von Abfluss in dem betreffenden Einzugsgebiet verstanden, die unter den gegebenen klimatischen Bedingungen, die in der Lage sind, das verfügbare Murgangmaterial zu erodieren und zu transportieren. In der Tat kann es vorkommen, dass Einzugsgebiete mit einem großen Feststoffangebot - und mit Sedimentquellen, die entlang des Gewässernetzes liegen oder direkt mit diesem verbunden sind - von Murgängen mit begrenztem Volumen betroffen sind, da kleine meteorologische Einträge auf der Ereignisskala zu geringeren Abflussmengen führen. Die hydrologische Analyse muss die geomorphologische Bewertung der erodierbaren Schuttmengen ergänzen.

2.4 Historische Daten über Murgangvolumen, empirische Formeln und Skalierungsbeziehungen

Wenn für ein Einzugsgebiet Daten über das Volumen der in der Vergangenheit aufgetretenen Murgänge vorliegen, können diese Daten eine nützliche Grundlage für den Vergleich mit den im vorigen Abschnitt erwähnten geomorphologisch-basierten Schätzungen bilden. Es ist jedoch notwendig, dass solche Vergleiche mit besonderer Aufmerksamkeit durchgeführt werden. Dies gilt sowohl im Hinblick auf die Zuverlässigkeit der dokumentarischen Quellen, aus denen die Daten über historische Ereignisse stammen, als auch im Hinblick auf die klimatischen und landschaftlichen Bedingungen unter denen diese Ereignisse stattfanden.

In dem sehr seltenen Fall, dass die in ein und demselben Einzugsgebiet gesammelten Murgänge eine historische Reihe von ausreichender Länge und Kontinuität bilden, kann die probabilistische Verarbeitung der Reihe selbst gültige Hinweise auf das Verhältnis zwischen Häufigkeit und Volumen von Murgängen in dem betreffenden Einzugsgebiet liefern (Brochot et al., 2002; Marchi und D'Agostino, 2004). Bei der Durchführung dieser Berechnungen muss besonders auf die veränderten Bedingungen im Einzugsgebiet geachtet werden (z. B. auf das Auftreten von Erdbeben oder die Aktivierung bzw. Erschöpfung anderer Sedimentquellen), welche die Stationarität der Murgangvolumen-Zeitreihen beeinflusst haben könnten.

In der technisch-wissenschaftlichen Literatur sind zahlreiche Formeln zur Berechnung von Murgangvolumina vorhanden. Diese setzen sich aus Variablen zusammen, die den Einfluss von Einzugsgebietseigenschaften auf die Volumina synthetisch beschreiben (Marchi und Cavalli, 2005). Die Formeln, die rein empirisch oder vorzugsweise aus statistischen Optimierungen abgeleitet sein können, werden aufgrund ihrer einfachen und schnellen Anwendbarkeit recht häufig für Vorhersagezwecke verwendet. Wie von Brochot (2002) und Marchi und Cavalli (2005) dargelegt, weisen sie jedoch drei wesentliche Einschränkungen auf:

- Die verwendeten Parameter tragen der Komplexität der Prozesse, die bei der Entstehung von Murgängen ablaufen, oft nicht vollständig Rechnung.
- Die zur Entwicklung der Ausdrücke verwendeten Daten, welche in der Regel aus Archivinformationen stammen, sind als Näherungswerte zu betrachten.

Darüber hinaus deutet die Heterogenität der Datenquellen darauf hin, dass in ein und derselben Stichprobe Daten von unterschiedlicher Genauigkeit vorhanden sind. Daher kann es problematisch sein, das Ausmaß der Fehler zu definieren, die sich auf die in den in den verschiedenen Einzugsgebieten erhobenen Daten beziehen.

- Die historischen Ereignisse, die zur Entwicklung der Formeln herangezogen wurden, sind insgesamt durch eine hoher Intensität gekennzeichnet. Jedoch fehlen meistens Informationen über ihre Häufigkeit.

Der empirische oder statistische Charakter der Formeln lässt darauf schließen, dass ihre Anwendung auf die Regionen beschränkt sein muss, in denen sie entwickelt wurden. Jede Anwendung in anderen geografischen Gebieten kann, wenn sie nicht durch einen Vergleich mit vor Ort erhobenen Daten gestützt wird, zu Ergebnissen führen, die mit Fehlern von nicht abschätzbarem, aber potenziell sehr bedeutendem Ausmaß belastet sind. Es wurde auch beobachtet (Meunier et al., 2000; Brochot et al., 2002), dass empirische und Regressionsmethoden in ein und demselben Einzugsgebiet zu sehr unterschiedlichen Ergebnissen führen können, je nachdem welche Formel verwendet wird.

In diesem Zusammenhang erscheint die Verwendung empirischer oder statistisch basierter Formeln zur Berechnung von Murgangvolumina nur in der Region ratsam, in der solche Formeln entwickelt wurden. Außerdem sollen die Formeln nur zum Vergleich mit geomorphologischen Geländeschätzungen verwendet werden.

Auf regionaler Ebene erhobene Murgangvolumendaten können für die Ermittlung von Größenverhältnissen in Bezug auf das Einzugsgebiet verwendet werden. Im Gegensatz zu empirischen oder Korrelationsformeln werden solche Skalierungsbeziehungen nicht zu Vorhersagezwecken entwickelt. Außerdem kann man leicht davon ausgehen, dass die Fläche des Einzugsgebiets allein nicht als Vorhersage für das Murgangvolumen dienen kann. Dies zeigt sich an der großen Variabilität der Murgangvolumina in **Abbildung 17**Abbildung 8 für eine Stichprobe von 808 Murgängen, die aus historischen Archivdaten, Erhebungen nach dem Ereignis und der Überwachung in Versuchsbecken in den italienischen Ostalpen dokumentiert wurden (Marchi et al., 2019). **Abbildung 17** beinhaltet Regressionslinien, welche die Skalierungsbeziehungen zwischen Murgangvolumen und Einzugsgebiet in Form von Perzentilen ausdrücken; **Tabelle 2** enthält die entsprechenden Gleichungen.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit können diese Beziehungen für einen Vergleich zwischen den auf geomorphologischer Grundlage durchgeführten Schätzungen der mobilisierbaren Volumina und den historisch in den italienischen Ostalpen beobachteten Murgangvolumina nützlich sein.

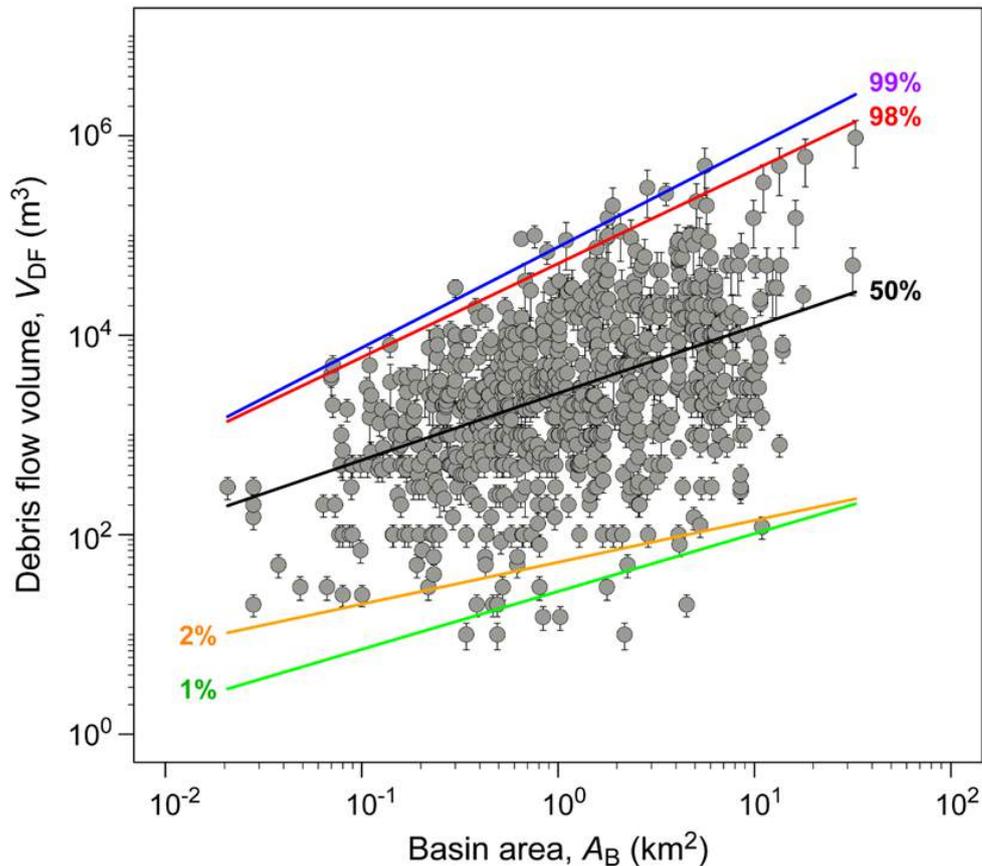


Abbildung 17. Beziehung zwischen Einzugsgebiet und Murgangvolumen. Es wurden Quantilsregressionen unter der Annahme einer Potenzbeziehung entwickelt (aus Marchi et al., 2019).

Perzentil (%)	Gleichung
1	$V_{DF} = (27 \pm 2) \cdot A_B^{(0.58 \pm 0.07)}$
2	$V_{DF} = (53 \pm 4) \cdot A_B^{(0.42 \pm 0.05)}$
50	$V_{DF} = (2620 \pm 60) \cdot A_B^{(0.67 \pm 0.02)}$
98	$V_{DF} = (52000 \pm 4000) \cdot A_B^{(0.94 \pm 0.04)}$
99	$V_{DF} = (77000 \pm 7000) \cdot A_B^{(1.01 \pm 0.06)}$

Tabelle 2. Beziehungen zwischen Murgangvolumen V_{DF} (m^3) und Einzugsgebiet A_B (km^2).

Das in **Abbildung 18** dargestellte Beispiel dient dazu, die Bedeutung eines solchen Vergleichs zu verstehen. Wir nehmen an, dass eine gewisse Anzahl an Sedimenten in Form von Murgängen in einem Becken von 1,5 km² mobilisiert werden können. Außerdem gehen wir davon aus, dass ausgedehnte, aktive Sedimentquellen im Einzugsgebiet vorhanden sind. Diese sind gut an das Gewässernetz angeschlossen und weisen ein erhöhtes Erosionspotenzial auf. Unter der Annahme eines Ereignisses hoher Intensität ist es legitim zu erwarten, dass die geomorphologische Schätzung zu einem Volumen nahe dem 98. oder 99 Perzentil führt. Ein wesentlich höheres Volumen (Punkt O in **Abbildung 18**- man beachte die logarithmische Skala) ist nicht unbedingt zu verwerfen, sondern sollte durch besondere Bedingungen gestützt werden, die zu Murgängen außergewöhnlichen Ausmaßes führen können (z. B. Mobilisierung großer Erdbeben oder Auslösung im Zusammenhang mit der Entleerung von temporären Stauseen). Andererseits scheint eine geomorphologische Schätzung, die zu einem bescheidenen Volumen führt, das nahe bei oder leicht über dem Volumen liegt, das sich aus der Gleichung für das 50. Perzentil ergibt (Punkt U in **Abbildung 18**), nicht mit den oben genannten Merkmalen der Sedimentquellgebiete übereinzustimmen. Daher ist eine erneute Überprüfung der Volumenquantifizierung erforderlich.

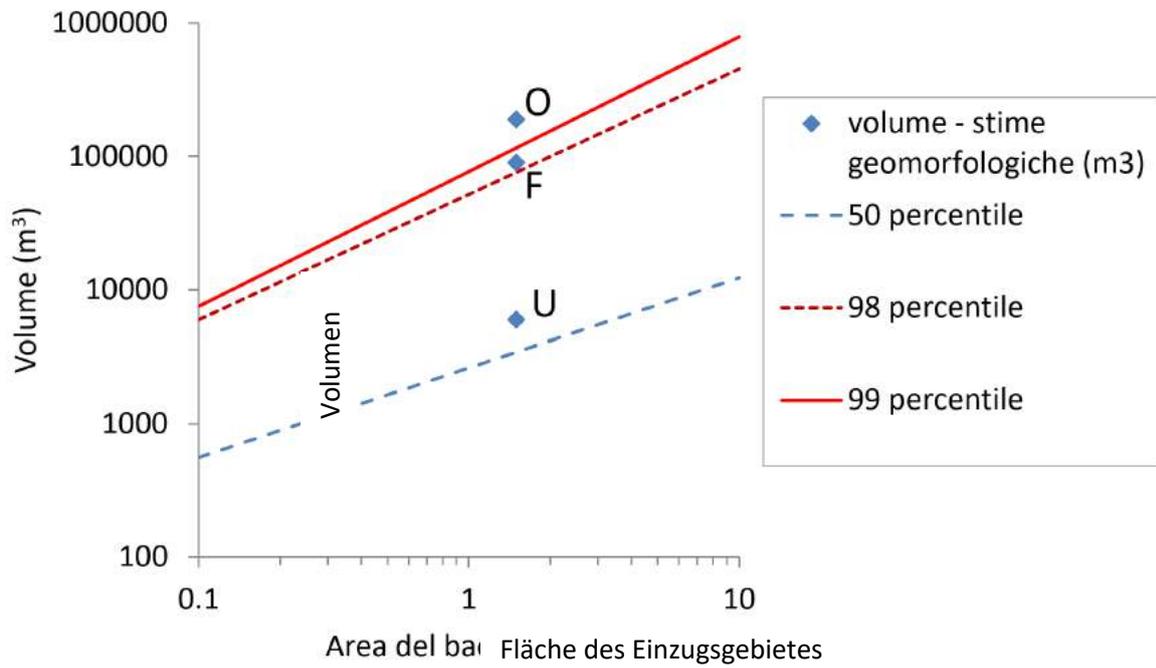


Abbildung 18. Vergleich von Schätzungen des mobilisierbaren Volumens auf geomorphologischer Basis und von Beziehungen zwischen Einzugsgebiet und Fläche - Murgangvolumen auf regionaler Ebene (italienische Ostalpen).

3. Geomorphometrische Analyse

3.1 Analyse des Verbindungsgrades

Voraussetzung für die oben genannte Methode ist die Abgrenzung der Sedimentquellgebiete und die Bewertung des Grades der Anbindung an das Gewässernetz. Für den letztgenannten Zweck hat sich der kürzlich entwickelte Sedimentkonnektivitätsindex als wertvolles Hilfsmittel erwiesen, um das Muster und die Dynamik des Sediments selbst zu beschreiben.

3.1.1 Konnektivitätsindex des Sedimentes

Die Sedimentkonnektivität wird als das Ausmaß definiert, in dem Sedimentströme innerhalb eines Gebiets und insbesondere zwischen Sedimentquellen und flussabwärts gelegenen Gebieten miteinander verbunden sind. Der Parameter gilt als maßgeblicher Faktor bei der Untersuchung von Sedimenttransferprozessen in fluvialen Einzugsgebieten. Die räumliche Charakterisierung der Vernetzungsmuster in einem Einzugsgebiet ermöglicht es, den Beitrag eines bestimmten Teils des Einzugsgebiets als Sedimentquelle abzuschätzen und die potenziellen Verlagerungswege flussabwärts zu definieren. Die Bestimmung der Konnektivität ist insbesondere in all jenen Einzugsgebieten wichtig, in denen die Variabilität der Transportprozesse durch die Morphologie und die Heterogenität der Art, Ausdehnung und Lage der Sedimentquellgebiete bestimmt wird (Cavalli et al., 2013).

Der geomorphometrische Indikator, der zur Beschreibung der potenziellen Sedimentdynamik vorgeschlagen wurde, wurde von Cavalli et al. (2013) entwickelt, die ein ursprünglich von Borselli et al. (2008) definiertes Konnektivitätsmodell verfeinerten. Der Index soll die potenzielle Konnektivität von Sedimenten zwischen verschiedenen Teilen eines Einzugsgebiets darstellen und zielt darauf ab, die potenzielle Verbindung zwischen den Hängen und den verschiedenen Bereichen des Einzugsgebiets zu bewerten, die als Sedimentspeicher (Senken) fungieren oder für Bewirtschaftungszwecke von besonderem Interesse sind (z. B. Hauptwasserläufe, Straßennetz).

Der Index ermöglicht die Bestimmung der Sedimentkonnektivität hauptsächlich anhand der topografischen Informationen, die das digitale Höhenmodell DEM liefert, und berücksichtigt nicht die mögliche Verfügbarkeit von Sedimenten, die innerhalb des Einzugsgebiets mobilisiert werden können.

Der Konnektivitätsindex (CI) ist definiert als:

$$CI = \log_{10} \left(\frac{D_{up}}{D_{dn}} \right) \quad (5)$$

wobei D_{up} und D_{down} Hangaufwärts- bzw. die Hangabwärtskomponente des Indexes darstellen (**Abbildung 19**). Die Konnektivitätswerte variieren im Bereich $[-\infty, +\infty]$, wobei die Konnektivität mit zunehmendem Konnektivitätsindex steigt.

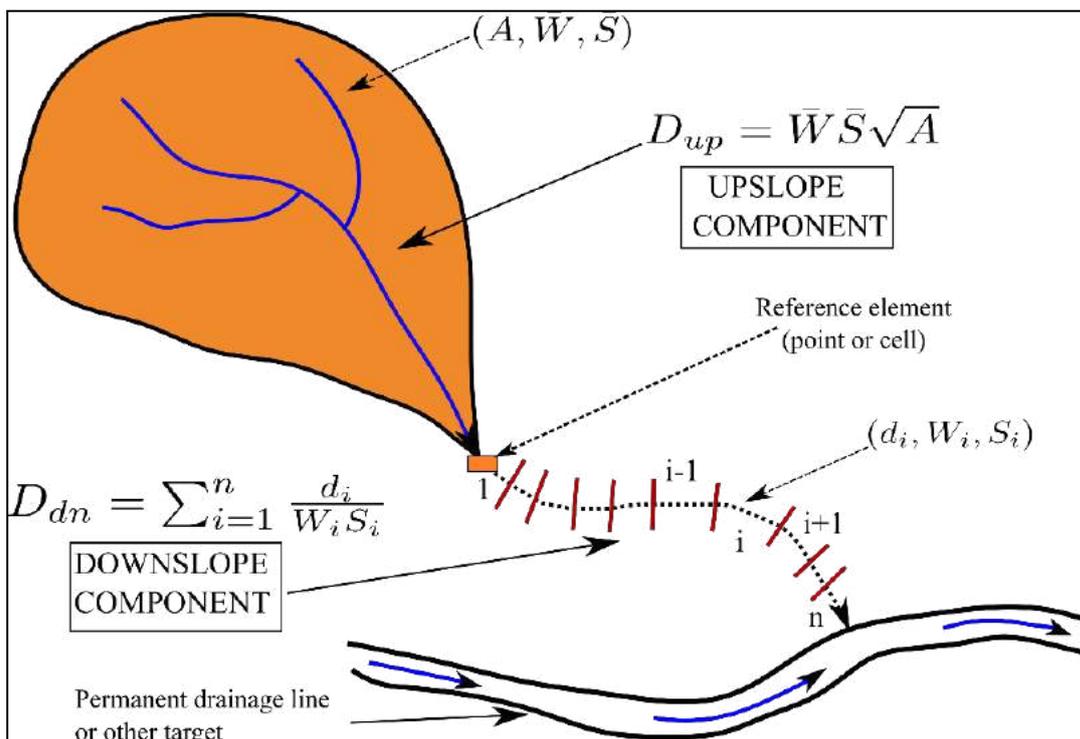


Abbildung 19. Die bergauf- und bergabwärts gerichteten Komponenten des Konnektivitätsindex (modifiziert nach Borselli et al., 2008).

Die D_{up} -Komponente definiert das Potenzial für den flussabwärts gerichteten Sedimenttransport, der flussaufwärts erzeugt wird, und wird wie folgt definiert:

$$D_{up} = \bar{W} \bar{S} \sqrt{A} \quad (6)$$

wobei \bar{W} und \bar{S} die Mittelwerte des Gewichtungsfaktors, der später im Text beschrieben wird, und des Gefälles (m/m) der flussaufwärts gelegenen entwässerten Fläche darstellen, während A die beitragende Fläche (m²) beschreibt.

Die D_{dn} -Komponente hingegen berücksichtigt die Länge des Weges, den das Sediment benötigt, um das nächstgelegene Ziel oder die nächstgelegene Senke (z. B. ein permanentes Fließgewässer, eine Straße oder einen See) zu erreichen, und wird wie folgt ausgedrückt:

$$D_{dn} = \sum_i \frac{d_i}{W_i S_i} \quad (7)$$

Bei der Berechnung von S wurde ein unterer Grenzwert von 0,005 m/m festgelegt, um eine Division durch 0 in Gleichung (7) zu vermeiden, und ein oberer Grenzwert von 1 m/m, um die Auswirkung hoher Neigungswerte bei der Berechnung von IC zu begrenzen, eine Situation, die bei hochauflösenden DGMs von Gebirgsbecken durchaus üblich ist. Die entwässerte Fläche wird mit dem D-infinite-Algorithmus (D^∞ - Tarboton, 1997) berechnet. Der Gewichtungsfaktor W , der in beiden Komponenten des Konnektivitätsindex enthalten ist, steht für die Behinderung des Abflusses und des Sedimenttransports aufgrund der örtlichen Landnutzungsbedingungen und der morphologischen Merkmale der Bodenoberfläche. Der Gewichtungsfaktor W steuert also die Effizienz des Sedimenttransports zum Beckenschlussabschnitt oder zu den verschiedenen Referenzzielen. Im Falle der Anwendung in verschiedenen Kontexten des regionalen Gebiets, das durch eine ausgeprägte Heterogenität der Landnutzung gekennzeichnet ist und nicht über ein hochauflösendes DEM für das gesamte Gebiet verfügt, wird vorgeschlagen, den hydraulischen Rauigkeitskoeffizienten (n) von Manning für die Bestimmung von W als Ersatz für die Abflussbehinderung zu verwenden. Dieser Ansatz ist der Verwendung eines Indexes vorzuziehen, der auf der Messung der topografischen Rauheit basiert, wie er in der Arbeit von Cavalli et al. (2013) für große Untersuchungsgebiete mit einer Vielzahl von Landnutzungen vorgeschlagen wird.

Es wird davon ausgegangen, dass nur in Hochgebirgsbecken (die nicht von heterogener Vegetation und Landnutzung geprägt sind) die topografische Rauheit eine wichtige Rolle bei der Beeinflussung der Sedimentdynamik im Hinblick auf Landnutzung, Vegetation und Bodeneigenschaften spielt.

Der W-Faktor, der auf dem Manning-Koeffizienten (n) basiert, kann leicht mit dem folgenden Ausdruck berechnet werden:

$$W = 1 - n \quad (8)$$

Die Werte von n können jeder Landnutzungskategorie anhand einer der zahlreichen Tabellen in der Literatur zugeordnet werden (**Tabelle 3**).

Bodennutzungskategorie	Manning Zahl	W
Moorgebiete	0.25	0.75
Strauch- und Weidenwälder, Flussufer	0.3	0.7
Nadel-, Laub- und Mugowälder	0.4	0.6
Kulturen und komplexe Partikelsysteme	0.2	0.8
Kläranlagen	0.02	0.98
Weiden, Stallwiesen	0.25	0.75
Skipisten oder Seilbahnen	0.15	0.85
Wiesen und Grünflächen	0.1	0.9
Straßennetz	0.01	0.99
Kahle Felsen, spärliche Vegetation, Wasserflächen	0.05	0.95
Dienstleistungen für technologische Anlagen	0.02	0.98
Strände, Dünen, Sande	0.15	0.85
Städtische, industrielle und Bergbaugebiete	0.02	0.98

Tabelle 3. Beispielwerte für den Manning-Rauhigkeitskoeffizienten n und seinen Gewichtungsfaktor (W) für verschiedene Landnutzungskategorien, die für die Berechnung des Konnektivitätsindex verwendet werden.

3.1.2 Praktische Anwendung des Indikators

Um festzustellen, inwieweit die Sedimentquellgebiete mit dem Hauptgewässernetz verbunden sind, kann eine Analyse der Sedimentkonnektivität mit Hilfe der Anwendung SedInConnect zur Berechnung des Konnektivitätsindex durchgeführt werden, die unter dem Github-Link https://github.com/HydrogeomorphologyTools/SedInConnect_2.3/releases frei verfügbar ist und die unten beschriebene Methodik umsetzt.

Die Anwendung bietet u. a. die Möglichkeit, Konnektivitätsanalysen gegen ein vom Benutzer gewähltes Ziel durchzuführen. Die Option "Ziel" ist für die Zwecke dieser Arbeit am besten geeignet; insbesondere ist es ratsam, als Ziel einen kleinen Puffer des Hauptnetzes zu verwenden (ein Gebiet, das in Bezug auf die Polylinie, die das Netz darstellt, leicht erweitert ist, so dass das Flussbett in seiner Gesamtheit das Ziel der Analyse ist). Die Verwendung des Gewässernetzes als Ziel bedeutet daher, dass der Grad der potenziellen Verbindung des Sediments mit dem Hauptflussbett bestimmt werden muss. Sobald das Sediment das Hauptgewässer erreicht hat, nimmt der Feststofftransport die Merkmale der Gebirgsbachhydraulik an. Als Ergebnis liefert die Anwendung eine Rasterkarte.

Die Verteilung der Werte in der Konnektivitätskarte kann nach verschiedenen Kriterien klassifiziert werden; der hier vorgeschlagene Ansatz besteht darin, sie mit Hilfe des bereits erwähnten Algorithmus der natürlichen Brüche (Jenks, 1967) in vier Klassen zu unterteilen. Die vier vorgeschlagenen Klassen sind repräsentativ für hohe, mittelhohe, mittel-niedrige und niedrige Konnektivitätswerte. Durch die Verschneidung der Klassen mit mittlerer und hoher Konnektivität mit dem Umfang der im Einzugsgebiet untersuchten Sedimentquellgebiete lässt sich die Ausdehnung der Sedimentquellgebiete, die aufgrund ihrer topografischen Merkmale an das hydrographische Hauptnetz angeschlossen sind, in guter Näherung bestimmen. Die Analyse der Sedimentkonnektivität hat den großen Vorteil, dass sie eine andere Priorität zuweist, wenn nicht sogar bestimmte Teile des Einzugsgebiets von der geomorphologischen Geländebewertung der Sedimentquellgebiete ausschließt, die bekanntlich den Nachteil hat, recht aufwändig zu sein.

3.2 DEM of Difference (DoD)

Eine weitere sehr nützliche Technik in diesem Zusammenhang ist der DEM of Difference (DoD)-Ansatz, der die Verfügbarkeit multitemporaler digitaler Geländemodelle, insbesondere vor und nach einem Ereignis, ausnutzt, um die durch ein bestimmtes Ereignis verursachten geomorphischen Veränderungen zu beschreiben. Ein besonders intensives Ereignis wie Vaia, das im Oktober 2018 Nordostitalien heimsuchte, kann als Referenz dienen. Mit Hilfe der DoD-Technik ist es möglich, wertvolle Informationen über die Erosionsraten zu sammeln, welche die Quellgebiete betroffen haben, und statistische Beziehungen zwischen Erosionsraten und morphometrischen Parametern wie Hangneigung und entwässerter Fläche zu definieren. In diesem Zusammenhang können die durch die DoD-Analyse gewonnenen Daten einen wichtigen Beitrag zur Bestimmung der Feststoffeinträge leisten, wenn sie als Referenz bei der Anwendung des in *Abschnitt 2.3* dargestellten geomorphologischen Ansatzes zur Abschätzung des mobilisierbaren Volumens verwendet werden, wie im SedInOut-Projekt für die von Vaia betroffenen Gebiete in Venetien gezeigt wurde.

Erosions- und Ablagerungsmuster können mit Hilfe der Software Geomorphic Change Detection (GCD) (Wheaton et al., 2010) dargestellt werden. Es handelt sich dabei um eine frei zugängliche Software, die Unsicherheiten bei der Berechnung von DoD berücksichtigt, wobei die Berechnung Zelle für Zelle erfolgt.

Ein grundlegender Schritt für die korrekte Anwendung des DoD-Ansatzes ist die systematische Abschätzung der digitalen Modelle. Wenn diese Bedingung nicht erfüllt ist, müssen die vorhandenen digitalen Modelle neu registriert werden. Dieser Vorgang kann direkt auf den Punktwolken mit Hilfe einer im Internet frei verfügbaren Software (z. B. Cloud Compare) oder auf Rasterebene mit dem kürzlich von der Universität Udine entwickelten GRD-CoReg-Code (Cucchiaro et al., 2020) durchgeführt werden.

Der GRD-CoReg-Code basiert auf Bildvergleichsverfahren und führt eine planare Koregistrierung durch, indem er ein (bewegtes) Ziel-DGM auf ein (festes) Basis-DGM verschiebt und dabei ein Kriterium zur Minimierung des mittleren quadratischen Fehlers (Root Mean Square Error, RMSE) verwendet. Die erforderlichen Daten sind ein (festes) Basis-DTMB mit $pixb$ -Auflösung (m), ein (bewegtes) Ziel-DTMT mit $pixt$ -Auflösung (m), eine Stichprobengröße SS (m), eine Basisverschiebung SH (m) und eine maximale Verschiebung SH_{max} (m), um die Suche auf eine endliche Anzahl von Iterationen zu begrenzen. Unter Verwendung dieser Parameter unterteilt das Tool jedes Pixel der DTMs in eine gleiche Anzahl von Pixeln der Größe SS , um zwei reduzierte RDTMs mit gleicher Anzahl von Spalten und Zeilen zu erhalten, und verschiebt dann die RDTMT planar um zunehmende Vielfache von SH bis zu SH_{max} und berechnet bei jedem Verschiebungsschritt den $RMSE_{xy}$ unter Verwendung von Gleichung 4:

$$RMSE_{xy} = \sqrt{\frac{\sum_{xy}(RDTM_{t,xy} - RDTM_{b,xy})^2}{n^{\circ} \text{ pixel}}} \quad (8)$$

Die planare Abweichung, die den RMSE minimiert, wird schließlich auf das Ausgangs-DTM angewendet.

Das Tool kann auf die gesamte Ausdehnung der digitalen Modelle oder auf ausgewählte Bereiche angewendet werden. Die in den stabilen Bereichen ermittelte Abweichung in den x- und y-Komponenten wird auf das gesamte zu koregistrierende DGM angewendet.

Sobald die beiden topografischen Datenbanken miteinander verknüpft sind, kann die DoD-Analyse durchgeführt werden, indem ein minimaler Erkennungsgrad (minLoD) auch durch eine Fehlerfortpflanzungsfunktion festgelegt wird:

$$\delta u_{DoD} = \sqrt{(\delta z_{new})^2 + (\delta z_{old})^2} \quad (9)$$

wobei $[\delta u]_{DoD}$ der sich im DoD ausbreitende Fehler ist, während $[\delta z]_{new}$ und $[\delta z]_{old}$ die individuellen Fehler im jüngsten bzw. am weitesten zurückliegenden DTM sind.

Die minLoD ermöglicht es, zwischen realen topografischen Veränderungen und dem Eigenrauschen zu unterscheiden, das jedes DEM charakterisiert und sich in der DoD ausbreitet.

4. Ergebnisse der einzelnen Untersuchungsgebiete

Das CNR IRPI war in Zusammenarbeit mit der Region Venetien für die Koordination des WP4 und die Durchführung der geplanten Aktivitäten verantwortlich. Diese umfassten insbesondere die Datenerfassung bezüglich Topographie, Geologie und Geomorphologie der Untersuchungsgebiete. Außerdem wurde eine standardisierte Datenerfassungsmethodik in Abstimmung mit allen Projektpartnern angewandt. Die Charakterisierung der Untersuchungsgebiete wurde mittels detaillierter Analysen (z.B. Fotointerpretation basierend auf Fernerkundungsdaten, Geländebegehungen etc.) durchgeführt und es wurde eine Bestandsaufnahme der Sedimentquellengebiete erstellt.

Auf Grundlage der geologischen und geomorphologischen Analysen in Kombination mit Informationen über die jüngsten Extremereignisse in der verfügbaren Datenbank (Satellitenbilder, LiDAR-Daten vor und nach dem Ereignis, Luftaufnahmen), wurden zwei Hauptuntersuchungsgebiete in der Region Venetien festgelegt. Die beiden Untersuchungsgebiete waren im Oktober 2018 vom Sturm Vaia betroffen und gelten als geeignete Repräsentanten des regionalen Berggebietes (**Abbildung 20**):

1. Einzugsgebiet der Liera (Val di Gares) in der Gemeinde Canale d'Agordo (BL);
2. Linker Hang des Val d'Ansiei in der Gemeinde Auronzo di Cadore (BL).

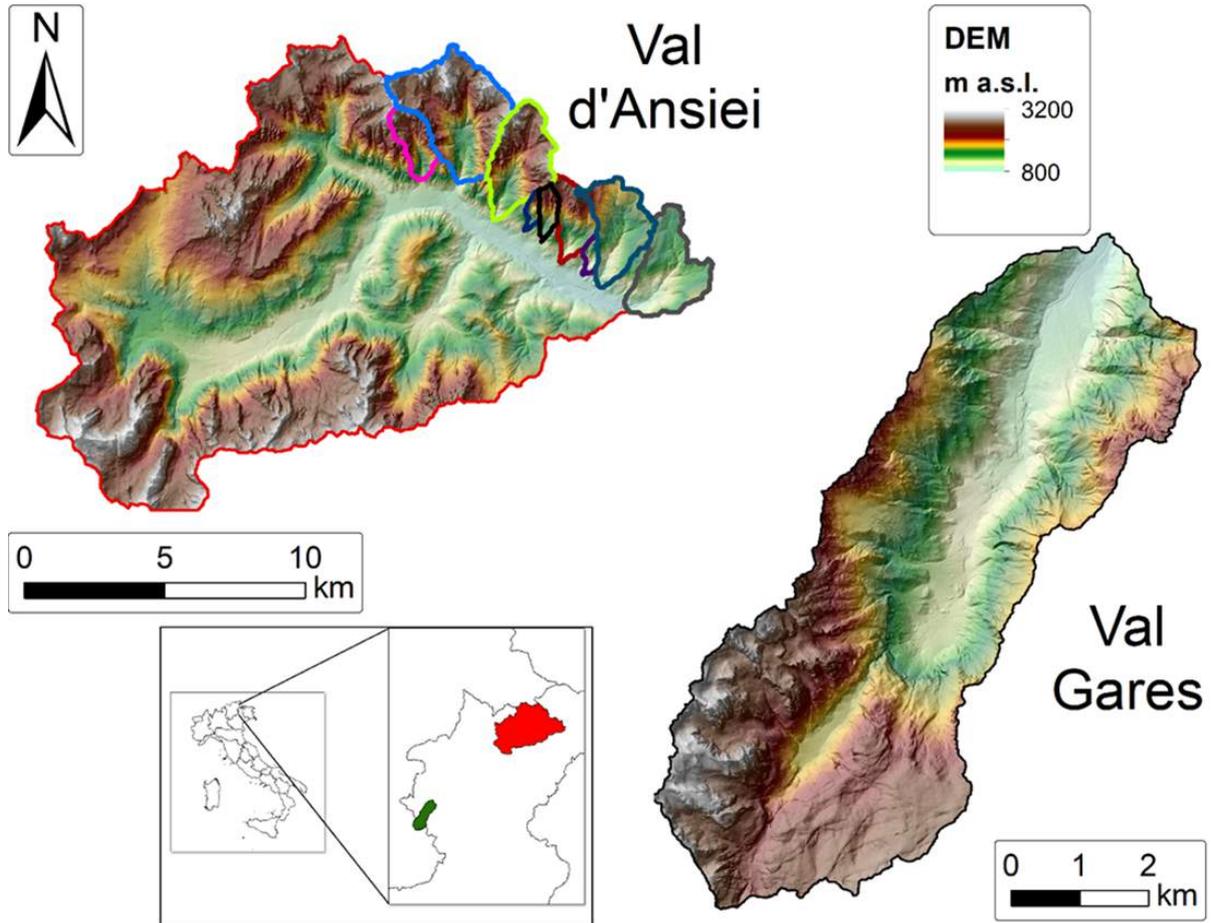


Abbildung 20. Überblick der Untersuchungsgebiete in der Region Venetien. Die Untersuchungsgebiete im Val d'Ansiei sind auf der rechten Seite farblich hervorgehoben, während das Einzugsgebiet der Liera (Val Gares) auf der linken Seite dargestellt ist.

4.1 Einzugsgebiet der Liera, Val Gares (BL)

4.1.1 Allgemeine Einordnung

Der Wildbach Liera entspringt am oberen Ende der Valle delle Comelle und fließt durch den nördlichen Teil der Hochebene Pale di San Martino, bis er das Val Gares (BL) erreicht, um dann in der Nähe von Canale d'Agordo in den Wildbach Biois zu münden. Das Becken des Wildbachs Liera entwässert eine Fläche von 37,7 km²; die Höhenlage des Beckens schwankt zwischen 976 und 3192 m ü.d.M. (**Abbildung 21**).

Das Klima ist typisch alpin, mit kalten Wintern und milden Sommern. Der durchschnittliche Jahresniederschlag liegt bei etwa 1250 mm, wobei die Niederschläge zwischen Dezember und April hauptsächlich in Form von Schnee fallen, während es in den übrigen Monaten des Jahres überwiegend regnet. Der Abfluss zeigt daher ein typisches nivo-pluviales Regime mit Schneeschmelze im Mai-Juni, während Niederschläge, auch in Form von Gewittern, die Sommer- und Herbstperioden prägen.

Der Sturm Vaia hat auch das Einzugsgebiet des Torrente Liera stark beeinflusst, wo innerhalb von etwa 55 Stunden 408 mm Gesamtniederschlag gemessen wurden (https://www.arpa.veneto.it/bollettini/storico/evento1/Mappa_PREC.htm). Der Sturm Vaia stellt das Referenzereignis für die im Untersuchungsgebiet durchgeführten Analysen dar.

4.1.2 Geologische und geomorphologische Einordnung

Der Mangel an detaillierten geologischen und geomorphologischen Informationen machte eine geologisch-geomorphologische Analyse des Untersuchungsgebiets erforderlich. Im Folgenden werden die geologisch-geomorphologischen Merkmale beschrieben, die im Rahmen des Projekts durch Literaturrecherche, Bodenuntersuchungen und Fotointerpretation von Orthofotos und DTM (1 m Auflösung) ermittelt wurden.

Aus geologischer Sicht lässt sich das Liera-Becken in zwei große Gebiete unterteilen, die durch unterschiedliche geomorphologische und lithologische Strukturen gekennzeichnet sind. Die südliche Region ist durch die Dolomite der Ladinischen Plattform (Schlerndolomit) gekennzeichnet, wobei die Klinostratifikation in Richtung der Sedimentationsgebiete des Beckens sichtbar ist. Der Schlerndolomit kennzeichnet die Hochebene der Pale di San Martino (Castiglioni, 1939; Zampieri, 1987). Hierbei handelt es sich um ein sehr großes Karstgebiet (Meneghel und Sauro, 2006; Lucianetti et al., 2017), dessen Hauptgipfel im Westen Höhen über 3000 m erreichen. Es treten Kare mit bis in die 1980er Jahre aktiven Gletschern auf (Baccolo, 2020) die heute fast vollständig verschwunden sind. Die quartären Ablagerungen eiszeitlichen Ursprungs sind mit fortgeschrittenen Phasen des Holozäns verbunden (Castiglioni, 1964). Andesitische Vulkanstränge, die mit dem ladinischen Vulkanismus in Verbindung stehen, sind ebenfalls in diesem Sektor vorhanden (Pisa et al., 1980; Bosellini et al., 1982). In der Talsohle der Comelle sind Schwemm- und Murgangablagerungen vorhanden, während die Basis der Dolomitwände durch mächtige Schuttschichten gekennzeichnet ist. Der Comelle-Wasserfall bildet den Übergang zwischen dem oberen Liera-Becken und dem Gares-Tal (**Abbildung 22**). Die Hänge des Tals weisen eine komplexere stratigraphische Anordnung auf, da der Sektor während des zeitgenössischen Aufbaus der Schlerndolomit Plattformen, die ebenfalls mehr als 1000 m mächtig waren, einem Tiefseebecken-Sektor entsprach (Bosellini und Rossi, 1974). Am Fuße des Steilhangs der Comelle-Wasserfälle setzt sich die Livinallongo-Formation (Bosellini und Ferri, 1980) aus Kalkstein, Feuerstein, grünem Siltstein und dick geschichtetem Sandstein zusammen und ist heteropisch zum Schlerndolomit; die Formationen sind ladinischen Alters. Die Livinallongo-Formation tritt an den beiden Talseiten diskontinuierlich zu Tage, was auf die spätere Zersplitterung durch tektonische Aktivitäten in der Trias und im späteren alpinen Zeitalter zurückzuführen ist. Die ladinischen Sedimentabfolgen wurden von vulkanischen Gesteinen (Pyroklastiten und Laven mit mittlerem/basischem Chemismus), vulkanoklastischen Brekzien und Hyalosklatiten spätladinischen Alters überdeckt (Sarti und Ardizzoni, 1984). Diese sind Teil des "alpinen magmatischen Zyklus" (Pellegrinon et al., 1984). In der vulkanischen Abfolge sind auch monzogabbrische Intrusionen auf der rechten Seite des Gares-Tals zu finden. Vulkanite sind auch im oberen Teil der hydrographischen Linken zu finden, insbesondere im Malga-Stia-Kessel. Die ladinische Abfolge wird dann durch das Marmolada-Konglomerat abgeschlossen, das aus Brekzien und Konglomeraten besteht, die auf der hydrographisch rechten Seite im Sektor Cima Pape zu Tage treten.

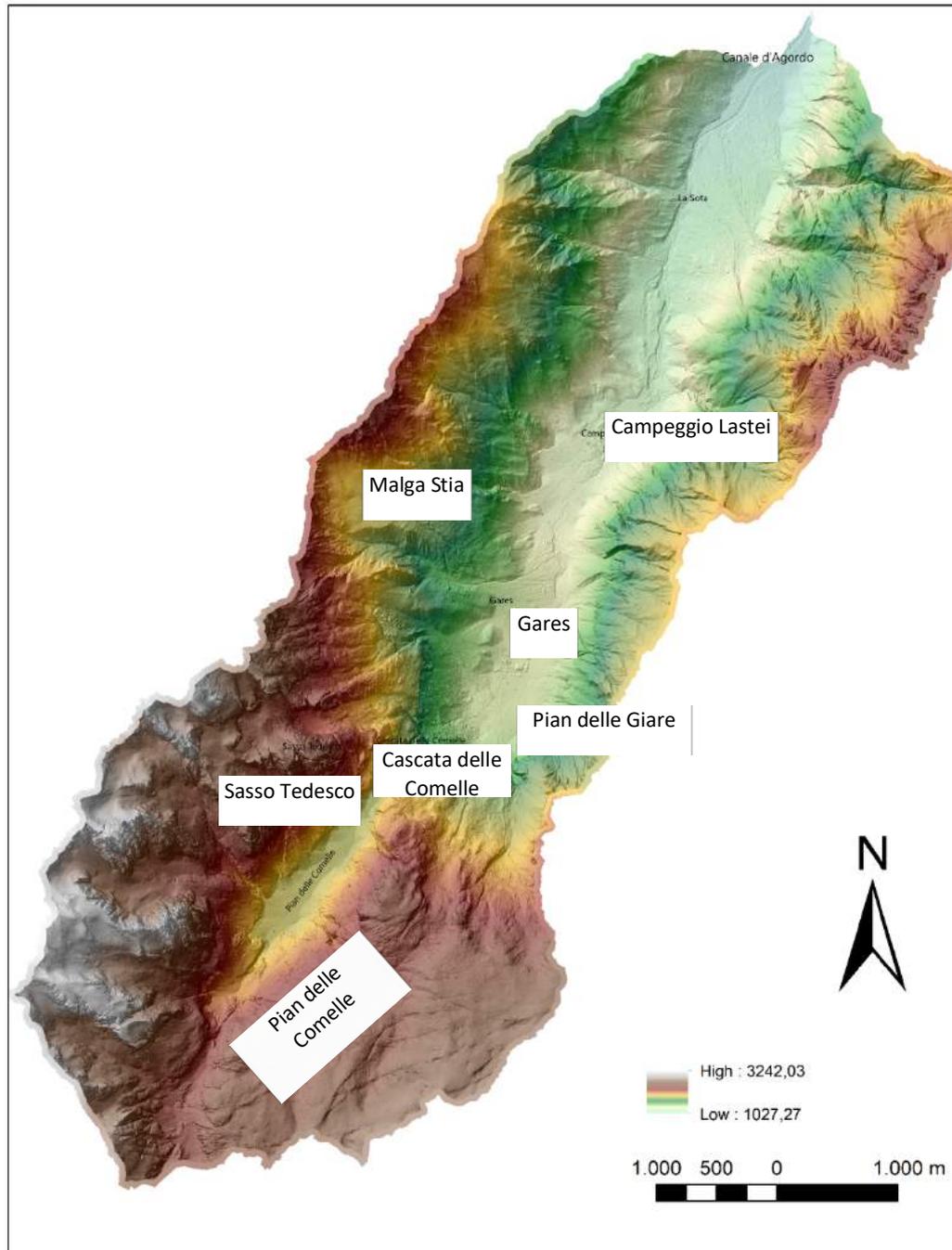
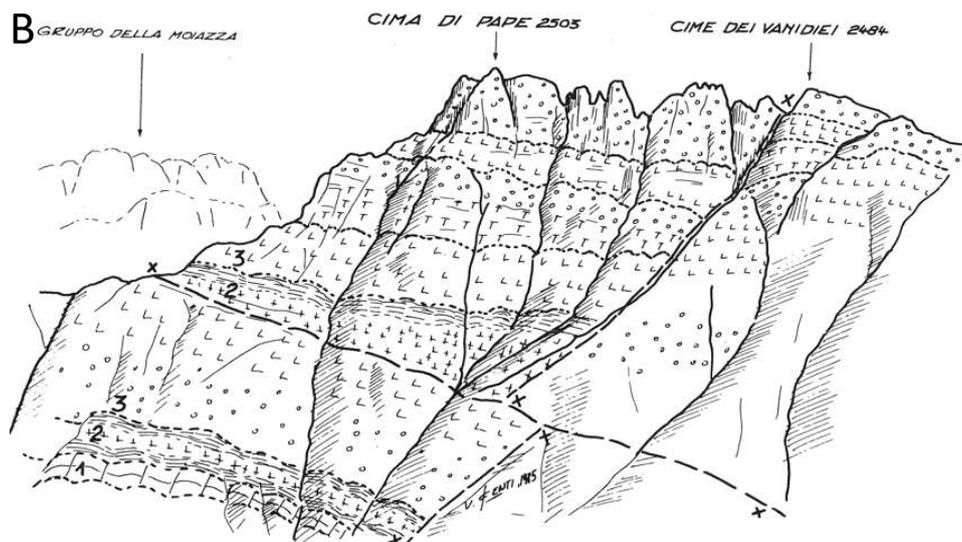


Abbildung 21. Das Einzugsgebiet des Liera-Bachs (Val Gares).



Abbildung 22. Panoramablick auf das Garès-Tal, in dem man den morphologischen Sprung zwischen dem Sektor der Pale-Hochebene und den Pale di San Martino oberhalb des Wasserfalls (Schlerndolomit) sowie den weiten Talboden des Pian delle Comelle erkennen kann. Am Fuße der Wand des Wasserfalls tritt die Livinallongo-Formation zutage.

An der Basis der ladinischen Einheiten treten entlang des Val di Garès die Abfolgen des Anis (Masetti und Trombetta, 1998) und der unteren Trias (Posenato, 2019) zu Tage. Die anisische Abfolge besteht aus drei Sedimentationszyklen. Diese Abfolgen sind durch Plattformdolomite und -kalke (Serla-Dolomit und Contrin-Formation) gekennzeichnet, die in Übergangsbereichen und marinen Einheiten (Morbiac-Kalke und Recoaro-Kalke) sowie in einigen kontinentalen Abschnitten (Voltago-Konglomerat und Richtofen-Konglomerat) heteropisch sind. Die durchschnittliche Mächtigkeit der anisianischen Abfolge beträgt etwa 300 m (Abbà, 2019). Die triassische Abfolge wird an der Basis durch die Werfener Formation abgeschlossen, die aus Siltsteinen, dolomitischen und lokal evaporitischen Kalken der Untertrias besteht. Die Werfener Formation ist im unteren Tal an beiden Hängen vorhanden und weist eine Mächtigkeit von etwa 500 m auf. Das Gestein weist tektonische Strukturen (Normalverwerfungen) ladinischen Alters auf, die sich während der nealpinen Phase der alpinen Orogenese (Känozoikum) unter Kompression (Rück- und Querverwerfungen) entwickelten (**Abbildung 23**).



VERSANTE OVEST DI CIMA PAPE (SCHIZZO DA FOT. DI B. CASTIGLIONI, 1939 - MODIFICATO)

3 - VULCANITI LADINICHE: ○○○○ CONGLOMERATI E BRECCIE VULCANICHE
 LLLL LAVE LATIT-ANDESITICHE E LATIT-BASALTICHE
 TTTT IALOCLASTITI, TUFI, AREHARIE

2 - FORMAZIONE DI LIVINALONGO:
 = = = = CALCARI BITUMINOSI E SELCIFERI, TUFI, CENERITI
 + + + + INTRUSIONE STRATIFORME DI LATITI-MONZOGABBRI

1 - ANISICO: DOLOMIE, CALCARI, MARNE

X--X LINEE DI DISLOCAZIONE TETTONICA DI ETA' LADINICA

Abbildung 23. A. Überblick über den Westhang der Cima Pape und der Cime dei Vanediei. An der Basis sind die vielfarbigen Schichten der Aniseinheiten zu erkennen. Auf halber Höhe des Hangs liegt die Livinallongo-Formation mit einer Intrusion von Monzogabbri. Der obere Teil der Wände wird von der M. Fernazza-Formation und dem Marmolada-Konglomerat gebildet. Eine Überschiebung verdoppelt die Anisabfolge auf halber Hanghöhe. B. Geologische Interpretation der Übersicht von Fenti (1984).

An den Talhängen und in der Talsohle des Baches Liera sind spätquartäre Einheiten aufgeschlossen. Fluviale Ablagerungen der Liera und alluviale Ablagerungen der Nebenflüsse prägen die Talsohle. Glaziale Ablagerungen sind diskontinuierlich an der Basis der Hänge vorhanden. In der Talsohle befinden sich vereinzelt glaziale Ablagerungen, die durch große Felsblöcke des Schlerndolomites gekennzeichnet sind. In den Karen nördlich der Cima Pape und Malga Stia finden sich Moränen und Blockgletscher aus dem Spätglazial/Holozän. In der Talsohle sind Schutthalden vorhanden, die mit alten Erdrutschablagerungen in Verbindung stehen. Schließlich sind Ablagerungen an der Basis von Felswänden vorhanden.

Geomorphologisch können vier Sektoren unterschieden werden:

- Die *Hochebene Pale*, eine dolomitische Hochebene die sich durch eine fehlende Oberflächenentwässerung und der Abwesenheit von Ablagerungen auszeichnet.
- Der *Gebirgskamm Pale*, zwischen Cimon della Pala und Cima di Focobon, zeichnet sich durch über 3000 m hohe Gipfel aus. Außerdem sind tiefe Täler eiszeitlichen Ursprungs vorhanden, die nach Osten in das Comelle-Tal münden. In diesen Tälern waren bis Ende der 1980er Jahre kleine Gletscher zu finden. Am Fuße der Wände befinden sich mächtige Schuttschichten, die mit Hangrutschungen in Verbindung zu bringen sind.
- Die *Talsole der Liera* ist durch den Transportweg des Wildbachs gekennzeichnet, der sich örtlich verengt, um morphologische Schwellen zu überschreiten, die mit dem Vorhandensein von Erdrutschen (bei Pian delle Comelle und in der Ortschaft La Sota) oder glazialen Ablagerungen (bei Pian delle Comelle und in der Nähe des Campingplatzes Lastei) zusammenhängen. Diese Erdrutsche führten zur Überflutung von Talabschnitten und zur anschließenden Terrassenbildung der Schwemmlandebene. In der Talsole sind die Schuttkegel an den Mündungen der Seitentäler ebenfalls stark entwickelt. Es gibt auch kurze Paläobachläufe der Liera, bei denen Kiesabfolgen aufgeschlossen sind.
- Die *Talhänge unterhalb des Comelle-Wasserfalls* sind durch steile Felshänge mit einem Höhenunterschied von mehr als 1.000 m gekennzeichnet, die stellenweise Gletscherkare über 2.000 m aufweisen. Diese Hänge sind von sehr steilen Tälern und Rinnen durchzogen.

Unterhalb des Malga-Stia-Kessels (**Abbildung 24**) weist der Hang ein unterirdisches Deformationssubstrat auf, das durch eine Oberflächenverformung mit Bewegungen gekennzeichnet ist, die wahrscheinlich mit Kriechbewegungen zusammenhängen und daher in der geomorphologischen Karte ausgewiesen sind. Im linken Teil des Tals besteht die Basis des Hangs aus eiszeitlichen Grundgebirgsablagerungen.

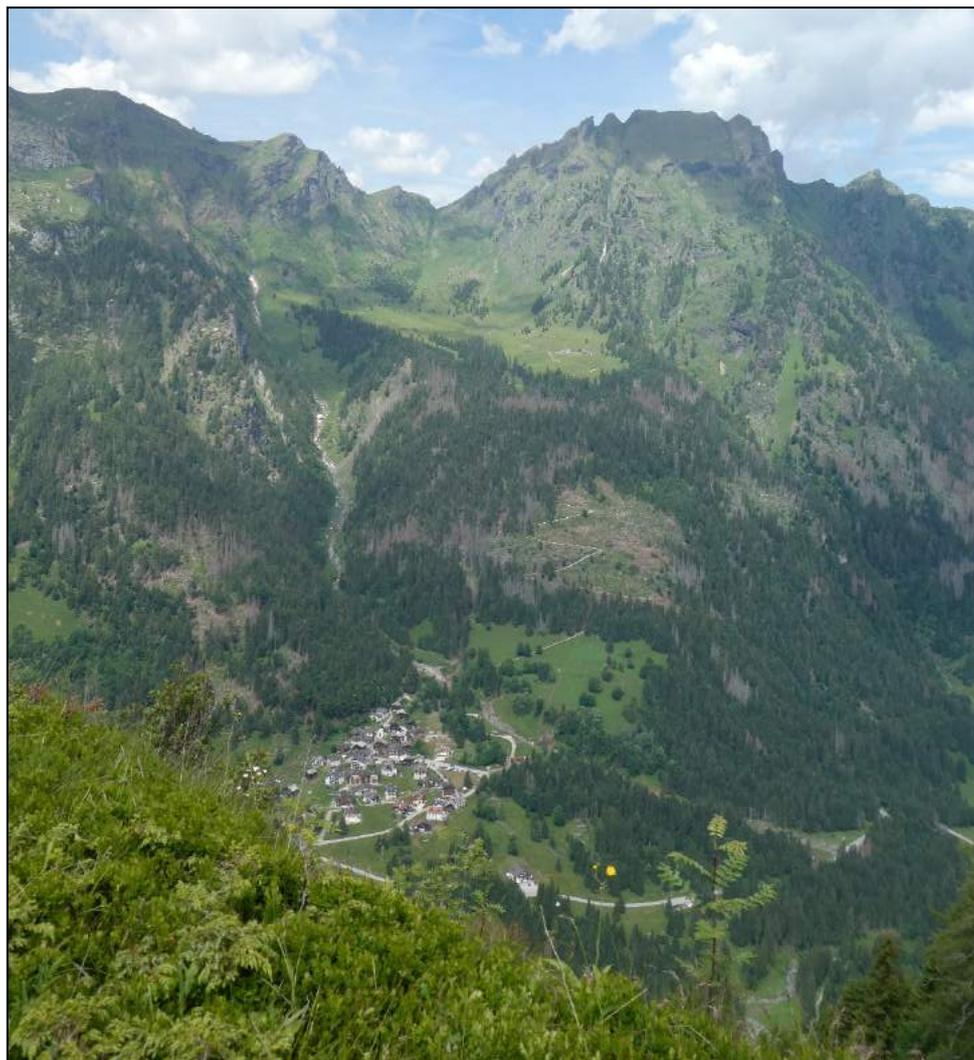


Abbildung 24. Überblick über den von ladinischen Lavawänden umgebenen Gletscherkessel der Malga Stia. An der Alm sind glaziale Ablagerungen vorhanden. Der Hang zwischen der Alm und dem Weiler Garès ist durch ein Gelände gekennzeichnet in dem Creep-Prozesse stattfinden. Zusätzlich dazu sind der Einschnitt des Rif-Tals und der Schuttkegel, auf dem das Dorf gebaut ist, zu sehen.

4.1.3 Datenbank

Tabelle 4 zeigt die wichtigsten Daten, die in Zusammenarbeit mit den regionalen Ämtern in Bezug auf Topographie und Orthofotos gesammelt wurden. Das Gebiet verfügt über eine hervorragende Abdeckung mit Luftbildern und multitemporalen Orthofotos, die vom GAI-Flug 1954 bis zu den jüngsten regionalen Flügen in den Jahren 2015 und 2018 reichen. Im Jahr 2019 wurden bei LiDAR-Flügen nach Vaia Luftbilder aufgenommen. Wie aus der Tabelle ersichtlich ist, wurden zusätzlich zu den von der Region Venetien zur Verfügung gestellten Unterlagen in Zusammenarbeit mit dem Projekt INADEF (Universität Udine) Drohnenflüge durchgeführt, um Informationen über den aktuellen Zustand der Sedimentquellen in unzugänglichen Gebieten zu erhalten. Die kartografische Datenbank wurde mit den Programmen ArcGis 10.3 und QGIS verwaltet. Was die LiDAR-Datenbank anbelangt, so ist die Situation in der Region Venetien recht gegliedert und die vollständige Abdeckung des regionalen Berggebiets ist dank der Integration von LiDAR-Daten unterschiedlicher Qualität und aus verschiedenen Jahren möglich. Tatsächlich gibt es einen LiDAR-Flug des Ministeriums für Umwelt und Schutz von Land und Meer aus dem Jahr 2010, der das gesamte von der UNESCO anerkannte Dolomitengebiet abdeckt. Diese Daten wurden im Rahmen des Außerordentlichen Erhebungsplans erhoben. Die Qualität der Daten ist nicht hervorragend, und die Punktwolken müssen überarbeitet werden, um ihre Qualität zu verbessern (siehe unten). Die Region gab 2015 einen LiDAR-Flug in Auftrag, um die Löcher im Berggebiet (insbesondere in den Talsohlen) zu erfassen. Im Jahr 2019 wurde ein LiDAR-Flug durchgeführt, der Punktwolken von guter Qualität in den vom Sturm Vaia am stärksten betroffenen Gebieten einschließlich des Untersuchungsgebiets im Val Gares lieferte. Die ursprünglich zur Verfügung gestellten Daten wurden in geeigneter Weise verarbeitet, um eine genaue topographische Datenbanken zu erstellen. Insbesondere wurde ein digitales Geländemodell für das Gebiet des Liera-Bachbeckens auf der Grundlage der LiDAR-Daten von 2010 und 2015 erstellt. Die LiDAR-Daten aus dem Jahr 2010 decken die Hänge ab und lassen nur den Talboden unbedeckt, der dank der LiDAR-Daten aus dem Jahr 2015 integriert wurde (beide LiDAR-Daten haben eine Bodenauflösung von 1 Meter). Die Probleme im Zusammenhang mit den Daten für 2010, die als bereits interpoliertes Raster bereitgestellt wurden, sind in **Abbildung 25a** zu sehen, wo große Diskontinuitäten zu sehen sind, die "Kratzer" bilden.

Diese Kratzer treten sowohl als primäre als auch als sekundäre Kratzer mit unterschiedlichen Wellenlängen und unterschiedlichen Ausrichtungen auf.

Ausgehend von den ursprünglichen Geländepunktewolken wurde daher ein erheblicher Rechenaufwand betrieben und das gesamte Becken zusammengeführt und neu interpoliert, wobei fast alle vorhandenen Fehler beseitigt wurden (**Abbildung 25b**).

Zu diesem Zweck wurde der Natural Neighbor Interpolator (Sibson, 1981) ausgewählt, da er unabhängig vom Betreiber ist, keine Parameter und Kalibrierungen benötigt und sich als robust im Umgang mit topografischen Daten erwiesen hat (Crema et al., 2020).

VERFÜGBARE DATEN		VAL GARES- LIERA		
	<i>Jahr</i>	<i>Quelle</i>	<i>Beschreibung</i>	<i>File</i>
LiDAR	2010	Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare	Flugpläne, Vereinigungskarte, Punkte, DGM-Kacheln.	.asc .shp .xyz
	2015	Regione Veneto	Flugpläne, Unionskarten, DSM- und DGM-Kacheln	.asc .las .shp
	2019	AVEPA	AVEPA Flugaktivität, DTM- und DSM-Kacheln POSTVAIA	.asc .tif
				.shp
.dsf .xlsx .dfx				
ORTHOFOTO	1954	Regione Veneto Volo G.A.I.	Zusammengeführt, original OF, georeferenziert, orthorektifiziert	.shp .tif
	1978	Regione Veneto - Servizio Cartografico	Bilder	.tif
	1996	Regione Veneto - Volo AIMA	Bilder	.ecw .tif
	2000	Regione Veneto	Bilder	.ecw
	2003	Regione Veneto	Bilder	.ecw
	2006	Regione Veneto	Bilder	.ecw
	2012	Regione Veneto	Bilder	.ecw
	2015	Volo regione Veneto ad hoc	Bilder	.ecw .shp
	2018	Regione Veneto	Bilder	.ecw
	2019	Regione Veneto	Bilder POSTVAIA	.tif
WEITERE DATEN	September 2018	Regione Veneto	Satellitenbilder SPOT	.tif
	August 2020	Regione Veneto	Satellitenbilder SPOT	.tif
	Juli 2021	Dronenerhebung - in Zusammenarbeit mit dem Projekt INADEF	Kanal in unzugänglichen Bereichen L_07 e L_6	.las .tif
				.jpg .mp4 .txt

Tabelle 4. Verfügbare und gesammelte Daten für das Untersuchungsgebiet Val Gares.

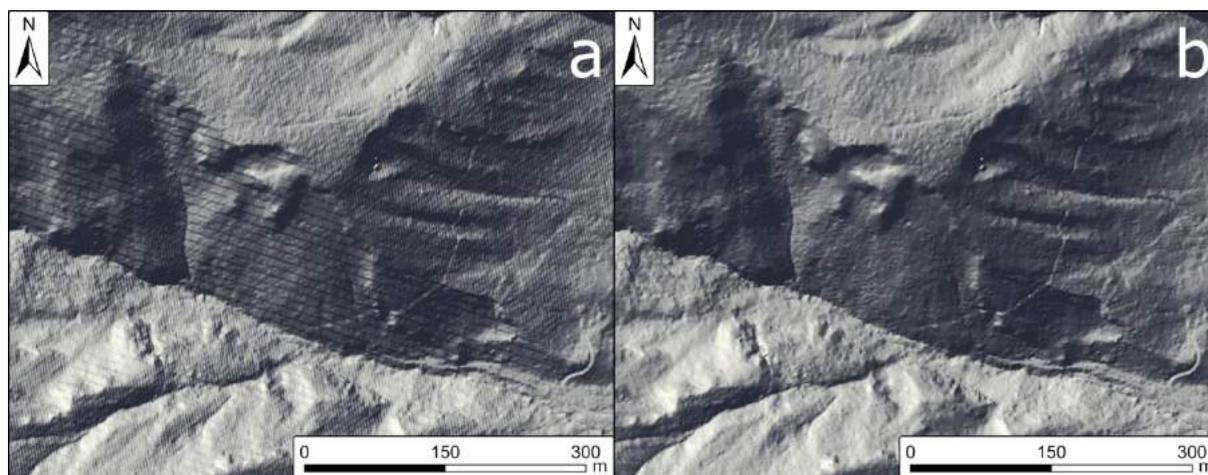


Abbildung 25. Vergleich der Hillshades aus LiDAR 2010 für einen Teil des Liera-Bachbeckens. Bereits interpolierte Daten, aber mit Haupt- und Nebenkratzern in verschiedenen Richtungen und mit unterschiedlichen Wellenlängen (a) und Daten, die aus den ursprünglichen Punkten neu interpoliert wurden, wobei fast alle der genannten Fehler entfernt wurden (b).

Das aus der LiDAR-Vermessung 2019 abgeleitete DGM (Auflösung von 1 m) wurde für die Erstellung einer topografischen Datenbank (post-Event) verwendet.

Um eine Bestandsaufnahme der Sedimentquellengebiete vor und nach Vaia durchführen zu können, wurden Orthofotos der Jahre 2015 und 2019 für das Val Gares analysiert. Das Orthofoto von 2018 wurde nicht verwendet, da es schattierte Bereiche aufweist, die eine Klassifizierung der Sedimentquellgebiete verhindern.

4.1.4 Multitemporale (2015-2019) Inventare von Sedimentquellegebieten und Geländererhebungen

Für das Einzugsgebiet der Liera wurden Sedimentquellenverzeichnisse erstellt, welche die Bedingungen vor und nach dem Vaia-Ereignis beschreiben (Bezugsjahre: 2015 und 2019).

Es steht fest, dass die räumliche Verteilung der Niederschläge einen bedeutenden Einfluss auf die Dynamik der Quellgebiete ausübt. Daher wurde neben den lithologischen und strukturellen Eigenschaften des Einzugsgebietes auch die räumliche Verteilung der auslösenden Niederschläge durch Integration der Wetterradar- und Niederschlagsdaten beschrieben (Zaramella, 2022). Diese Kombinationsmethodik erlaubte eine detailliertere Charakterisierung des Vaia-Ereignisses im Liera-Bachbecken. Was die allgemeinen Niederschlagsdaten betrifft, so erfolgte die Integration mit Radardaten für den innersten konvektiven Teil derselben, so dass die Variabilität des meteorologischen Einflusses im Maßstab des Beckens differenziert werden konnte. Da die Liera am Rande des Konvektionsgürtels liegt, traten zwischen den beiden Talseiten sehr starke Niederschlagsgradienten auf, mit Schwankungen in der Größenordnung von 200 mm akkumulierter Niederschlagsmenge während des gesamten Ereignisses, von denen die rechte Talseite insgesamt stärker betroffen war (**Abbildung 26**).

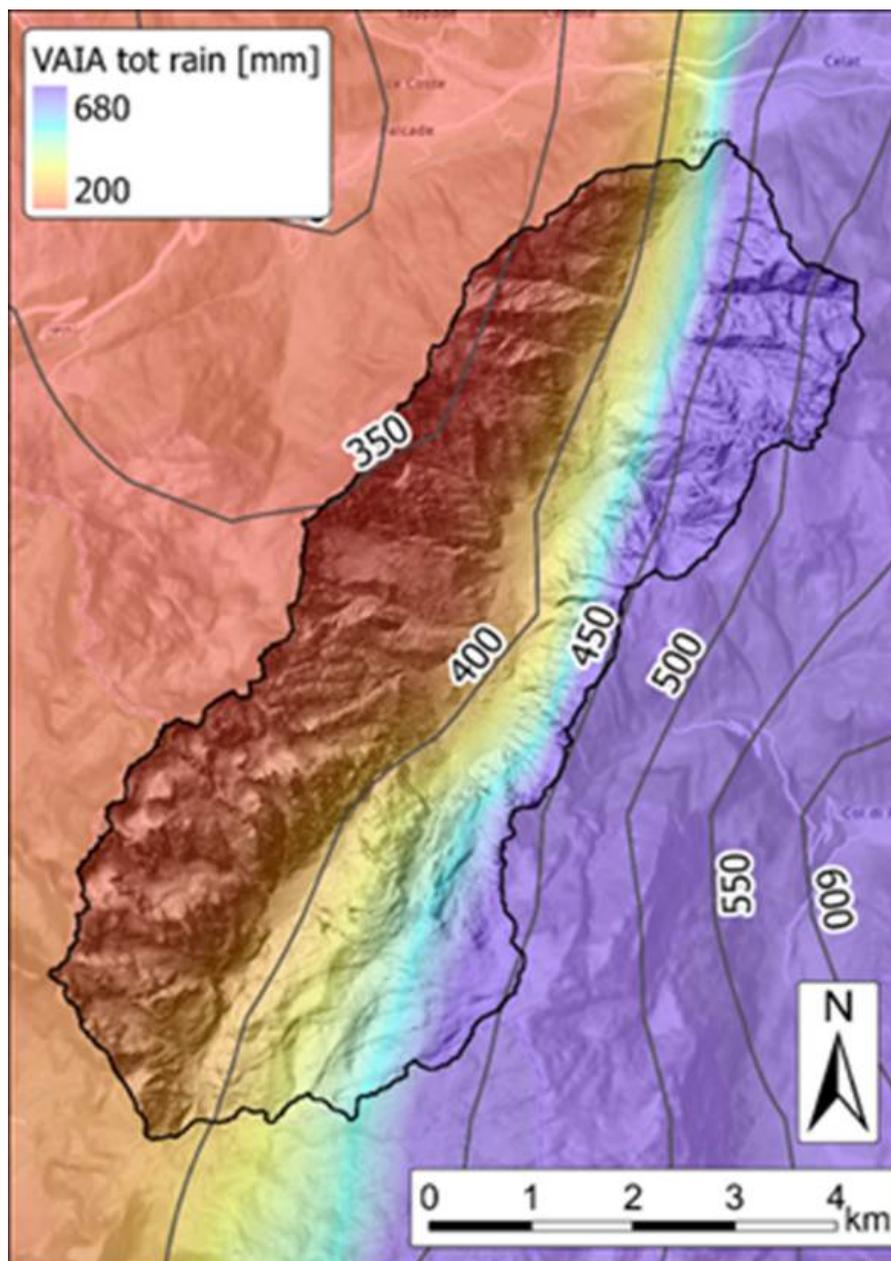


Abbildung 26. Karte der Gesamtniederschlagsmengen des 72-stündigen Vaia-Ereignisses, ermittelt aus Radardaten, die mit Regenmesserdaten kalibriert wurden.

Alle Teileinzugsgebiete im Val Gares wurden von Norden nach Süden nummeriert, wobei die Einzugsgebiete am rechten Hang mit dem Buchstaben R ("right") und die am linken Hang mit dem Buchstaben L ("left") gekennzeichnet wurden (**Abbildung 27**)

Die Sedimentquellgebiete wurden entsprechend kodiert.

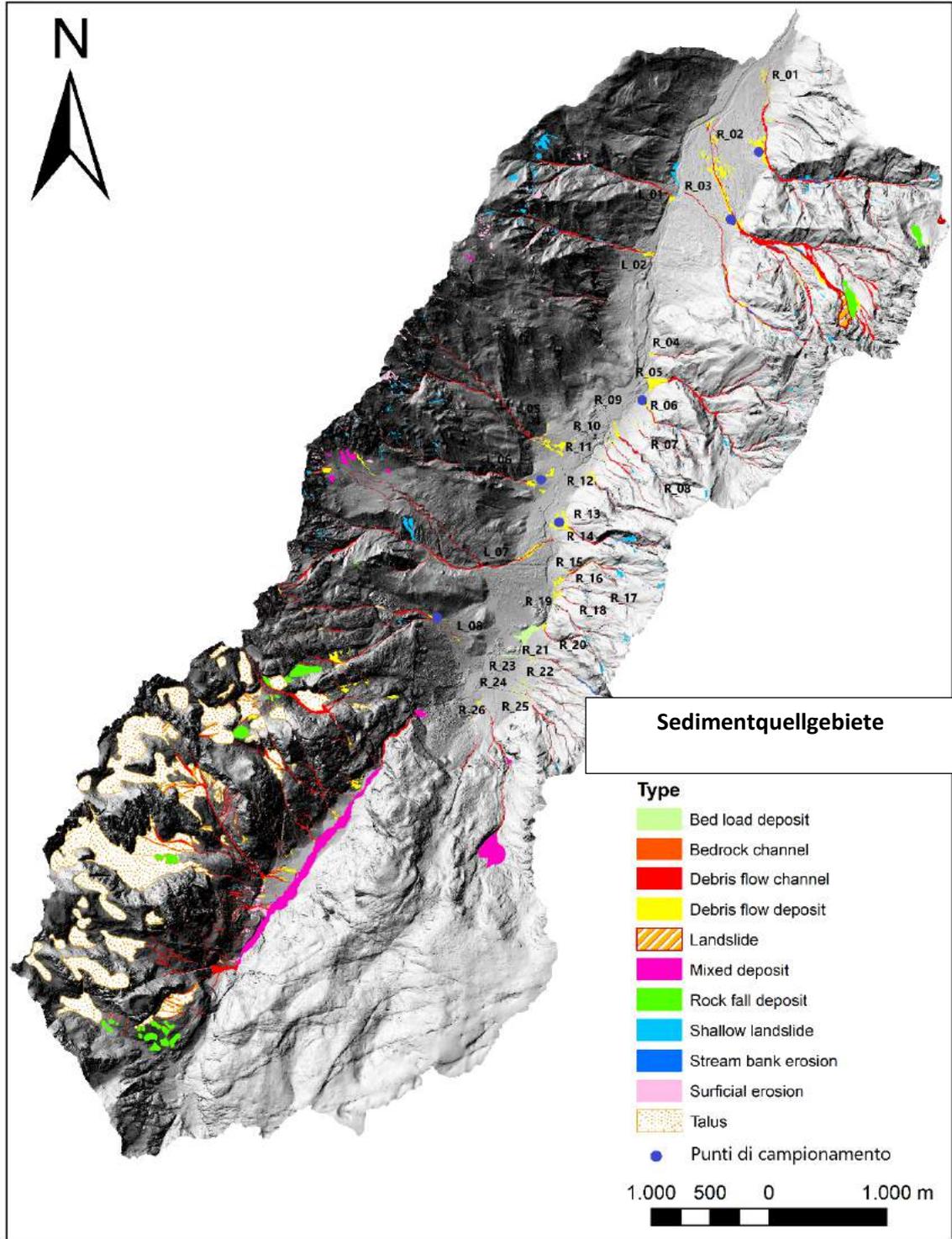


Abbildung 27. Sedimentquellegebiete nach dem Vaia-Ereignis. In weißer Farbe sind die Identifikationscodes der untersuchten Hauptkanäle dargestellt, die violetten Punkte stellen die Probenahmegebiete für die Korngrößenanalyse dar.

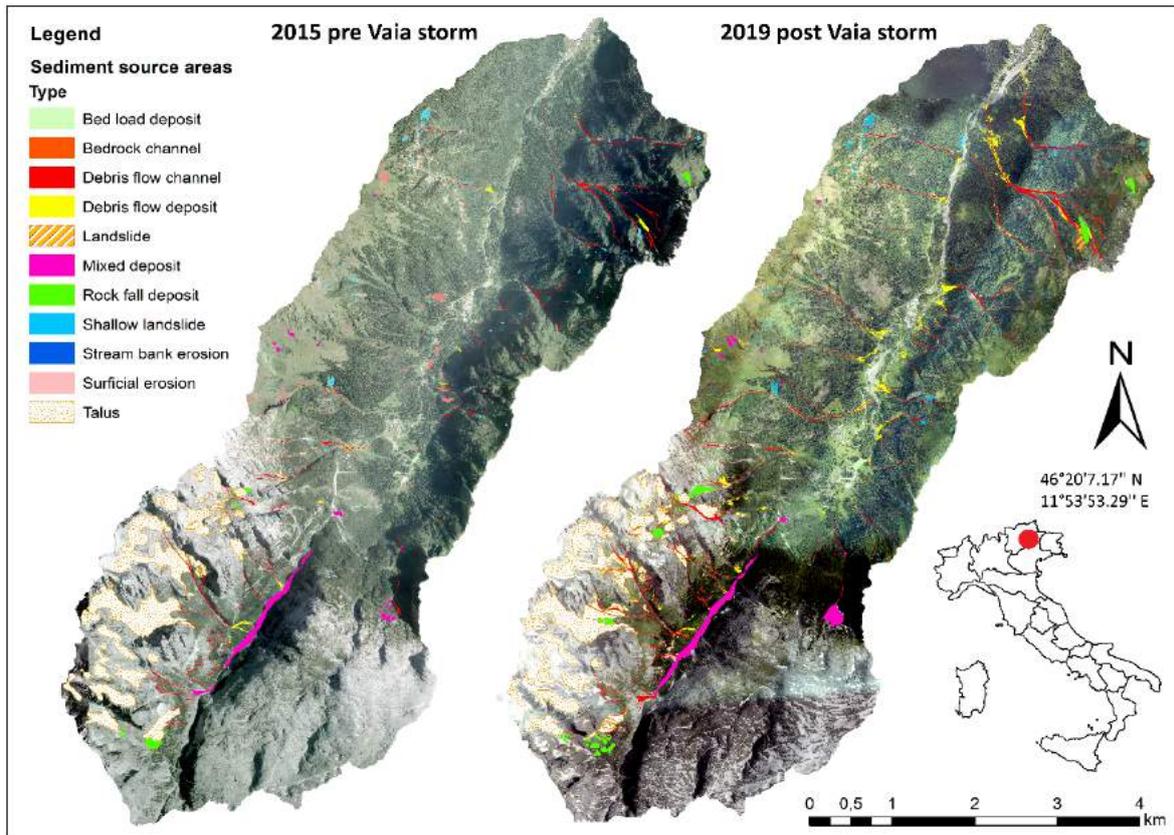


Abbildung 28. Vergleich der beiden Inventare der Sedimentquellgebiete 2015 und 2019, vor und nach dem Ereignis.

Die multitemporale Fotoanalyse ermöglichte die Identifikation morphologischer Elementen, die als charakteristisch für die Herkunftsgebiete gelten. Im Rahmen der Geländeerhebungen wurden folgende Ziele verfolgt: (i) Geländegestützte Kartierung der Sedimentquellgebiete vor und nach dem Ereignis, die durch die Auswertung hochauflösender Orthofotos gewonnen wurde. Damit einher geht die Generierung von Analyseergebnissen des Vergleichs zwischen digitalen Geländemodellen (DGM), die aus LiDAR-Luftbilddaten (1 m Auflösung) der Jahre 2015 und 2019 abgeleitet wurden, (ii) Erhebung von Daten anhand des technischen Datenblatts, das eine detaillierte Charakterisierung der In-situ-Quellgebiete ermöglichte, und (iii) Bewertung der Sedimentdynamik im Untersuchungsgebiet unter Berücksichtigung von Sedimenttransport, -verfügbarkeit und -verknüpfung bzw. -trennung.

Bei den Bodenuntersuchungen wurden (i) detaillierte Fotoprotokolle der kartierten Quellgebiete angefertigt, (ii) granulometrische Analysen des Oberflächenmaterials der Ablagerungen mit numerischen Methoden durchgeführt, (iii) Proben der Ablagerungsmatrix für anschließende granulometrische Analysen mit der Gewichtsmethode entnommen und (iv) technische Datenerfassungsbögen der Sedimentquellgebiete erstellt. Die gesammelten Informationen wurden archiviert und in einer GIS-Umgebung georeferenziert.

Abbildung 27 zeigt die Sedimentquellgebiete nach dem Vaia-Ereignis, während **Abbildung 28** einen Vergleich der Sedimentquellgebietsverzeichnisse von 2015 und 2019 beinhaltet. Der Vergleich zeigt, dass die linken und rechten Hänge des Einzugsgebiets der Liera unterschiedlich auf den Sturm Vaia reagiert haben. Auf der rechten Seite des Beckens ist eine deutliche flächenmäßige Zunahme der Murgänge und der damit verbundenen Ablagerungen zu beobachten. Auffallend ist auch, dass in diesem Teil des Beckens erosive Tätigkeit der Ufer erfolgte und sich eine große Zahl von Oberflächenrutschungen entwickelt hat. Am linken Hang hingegen überwiegen die Einschnitte in die bereits vorhandenen Sedimentquellbereiche. Die Sedimentquellgebiete wurden in elf verschiedene Klassen eingeteilt:

Murgangrinne (debris-flow channel): Alle von Murgängen betroffenen Rinnen werden in diese Kategorie eingestuft. In diesen Rinnen ist der Murgang sowohl morphologisch als auch zeitlich uneinheitlich; in der Regel handelt es sich um eine Mischung aus Material des letzten Murgangs und remobilisiertem Gesteinsmaterial.

Murgangablagerung (debris-flow deposit): Gebiete mit Murgangablagerungen. Die Ablagerungen sind besonders in den orographisch rechten Teileinzugsgebieten in der Nähe von Canale d'Agordo (R01, R02, R03) anzutreffen. Sie treten in mäßigerem Ausmaß in Richtung Gares (z. B. R06, R08, R25) auf. Die orografisch linken Ablagerungen sind sehr heterogen (z. B. L01, L02, L05).

Diese Ablagerungen zeichnen sich durch eine variable Lithologie und eine grobe Korngrößenverteilung (von Felsbrocken bis zu feinem Sand in chaotischer Anordnung) aus. Basierend auf den Erfahrungen der Geländeerhebungen konnten die auf den Orthofotos nicht sichtbaren Bereiche klassifiziert werden.

Es wurde deutlich, dass viele Ablagerungen in bewaldetem Gebiet zu finden sind und daher nicht auf den Orthofotos zu erkennen waren. Die untersuchten Ablagerungen zeichnen sich durch unterschiedliche Lithologien und ein heterogenes, chaotisch angeordnetes Material aus. Insbesondere die Becken auf der orographisch linken Seite der Liera (z.B. L05, L06) bestehen lithologisch aus vulkanischen und vulkanoklastischen Gesteinsschichten mit vereinzelt Dolomiten, während Gesteinsschichten sedimentären Ursprungs (L01, L02) weiter flussabwärts vorherrschen. In den rechten Becken dominieren stets vulkanische und vulkanoklastische Elemente. Diese Verteilung ist selbst jenen Sektoren (R02) bemerkbar, in denen die sedimentäre Komponente gut ausgeprägt ist, und ist auf eine größere Produktion mit anschließender Mobilisierung von vulkanischen/vulkanoklastischen Einheiten im oberen Teil des Hangs rückführbar.

Ufererosion (stream bank erosion): Diese Art der Erosion tritt häufig auf. Dabei variiert ihre Höhe zwischen 1-7 m. Nach Vaia ist eine deutliche Vergrößerung der Quellgebiete feststellbar. Insbesondere ist die Entstehung neuer Gebiete am rechten Hang bemerkenswert. Zudem erfolgte eine deutliche Vertiefung von bestehenden Erosionen in den Teileinzugsgebieten am linken Hang. In beiden Fällen sind die Erosionszonen in früheren Abflussgebieten aktiv.

Oberflächenerosion (surficial erosion): Diese Art von Sedimentquelle, die in vegetationslosen oder grasarmen Gebieten (z. B. L07) häufig auftritt, ist auf Erosionsprozesse durch Wasser zurückzuführen. Oberflächenerosionen sind vor allem in den oberen Hanglagen zu finden und bestehen aus Regolith, der auf Kosten des Felssubstrats und der Gletscherablagerungen entstanden ist.

Steinschlag (rockfall): Großflächige Erdrutsche sind im Kopfbereich der Becken zu beobachten, z. B. im oberen Teil des Beckens R02, unterhalb der Cima Pape. An der Basis des Nebenflusses R03 befindet sich ein großer Paläo-Erdrutsch mit Zyklopenblöcken, der wahrscheinlich das Liera-Tal in der Vergangenheit aufgestaut hat. Im Jahr 2016 kam es am Kopf des R_02-Beckens (Zone von intensiver tektonischer Aktivität) zu einem Felseinsturz.

Flache Hangmure (shallow landslide): Wenn die Gleitfläche eine Tiefe von einigen Dezimetern bis zu einigen Metern aufweist, spricht man von einer flachen oder oberflächlichen Hangmure.

Diese Art von Hangmure ist im Untersuchungsgebiet am weitesten verbreitet. Auch in diesem Fall betrifft das Phänomen den Regolith.

Felssturzablagerung (rockfall deposit): Ablagerungsbereiche, die auf Felsstürze am Fuß von Felswänden rückführbar sind. Diese Ablagerungen befinden sich unterhalb von hohen Wänden aus massivem Dolomit und Vulkaniten.

Gemischte Ablagerungen (mixed deposit): Diese Kategorie umfasst Material, das durch verschiedene Prozesse abgelagert wurde. Es handelt sich entweder um gravitative, alluviale, oder kolluviale Prozesse.

Hangschutt (talus): von Felswänden erodiertes Sediment, das vorübergehend als Schuttablagerungen an Hängen abgelagert wird. Diese Ablagerungen stehen oft in Zusammenhang mit kleinen Steinschlägen und Ablagerungen an der Basis von schneebedeckten Flächen während der Stauung im Frühjahr.

Felsrinnen (bedrock channel): Dies sind Abschnitte des Sedimenttransportnetzes, die eine deutliche strukturelle Komponente aufweisen (Verwerfungszonen) und durch den Mangel an Lockersedimenten gekennzeichnet sind. Die Entstehung von Felsrinnen ist häufig auf steile Hänge oder die erosive Wirkung von Abflüssen (auch in Form von Murgängen) zurückzuführen, die sich in das Gesteinssubstrat geschnitten haben. Im Liera-Becken sind diese Rinnen je nach geologischem Kontext unterschiedlich ausgeprägt. Im Bereich der massiven Dolomitaufschlüsse sind die Rinnen ursprünglich mit Klüften, Verwerfungen oder andesitischen Strängen in Verbindung zu bringen. In von vulkanischem und vulkanoklastischem Gestein vorherrschenden Gebieten, entstehen die Felsrinnen durch bereits vorhandene Risse oder durch die Vertiefung von konzentrierten Abflussfurchen. Da die sedimentäre Abfolge an der Basis der vulkanischen Abfolge geschichtet ist, folgen die Gesteinskanäle dem Trend von oben, mit lokalen Richtungsänderungen aufgrund von lithologischen Veränderungen oder dem Vorhandensein von Verwerfungen. Trotz des geringen Schutttaufkommens wurden sie kartiert, da es sich um Gebiete handelt, die für die Konzentration des Abflusses von Bedeutung sind.

Die Geländeerhebungen zur systematischen Informationserfassung wurden in den begehbaren Abschnitten der Kanäle im Mai und Juni 2021 durchgeführt.

Kategorien Sedimentquellen	2015	2019
	Fläche m ²	
Kanal im Festgestein (bedrock channel)	8308	9963
Murgangrinne (debris flow channel)	250520	511194
Murgangablagerung (debris flow deposit)	32755	173901
Steinschlagablagerung (rockfall deposit)	48951	101849
Flache Hangmure (shallow landslide)	58093	105146
Ufererosion (stream bank erosion)	2068	14531
Hangschutt (talus)	1263075	1226379
Erdrutsch (landslide)	0	21701
Gemischte Ablagerung (mixed deposit)	129136	174979
Oberflächenerosion (surficial erosion)	85579	55872
Gesamt	1878485	2395515

Tabelle 5. Flächenmäßiger Vergleich der Sedimentquellengebiete vor und nach dem Event Vaia.

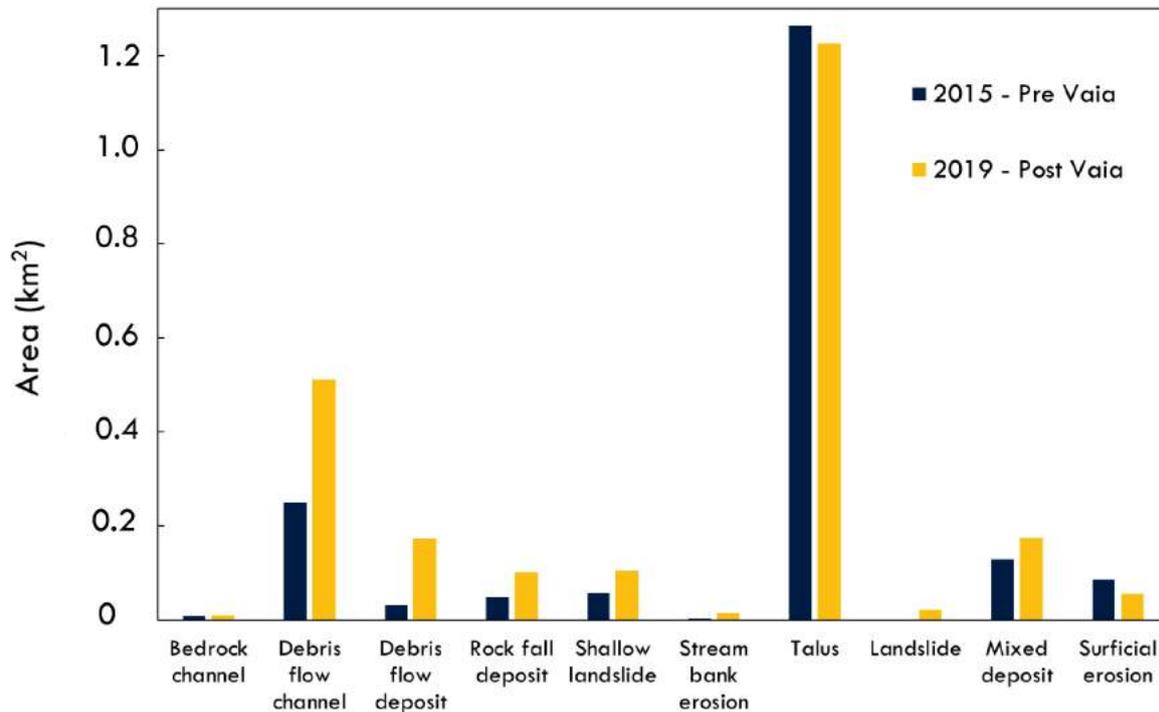


Abbildung 29. Flächenmäßiger Vergleich der Sedimentquellengebiete vor und nach Vaia.

Die Kategorie der Murgangrinnen hat nach dem Sturm Vaia stark zugenommen. Murgänge stehen auch im Zusammenhang mit der Entwicklung anderer Sedimentquellgebiete, die durch eine bedeutende Zunahme charakterisiert sind. Dazu zählen beispielsweise Ufererosionen, die durch den Durchgang von Murgängen ausgelöst werden. Natürlich haben sich auch die Ablagerungen von Murgängen erheblich ausgeweitet. Im Jahr 2015 waren zahlreiche Gebiete von Oberflächenerosion betroffen. Infolge des Sturms Vaia entwickelten sich diese Flächen zu Erdrutschen/Hangmuren. Aus diesem Grunde sind in der Kartierung des Jahres 2019 eine deutliche Zunahme der Erdrutsche/Hangmuren und eine Abnahme der Erosionsgebiete zu verzeichnen. Felssturzablagerungen und Erdrutsche, die im Einzugsgebiet von R02 hervorgehoben wurden, sind in der Kartierung von 2015 nicht enthalten, da sie sich erst nach einem Felssturz im Jahr 2016 entwickelt haben (siehe Kapitel über DEM of Difference (DoD) und mobilisierte Volumen). Der westliche Teil von Pale di San Martino ist mit dem unteren Teil des Liera-Bachbeckens in Bezug auf die Sedimentströme schlecht verbunden, wie im Folgenden ausführlich beschrieben wird. In diesem Sektor weisen die Quellgebiete keine offensichtlichen Veränderungen auf, was auf eine geomorphologische Dynamik von geringer Intensität hindeutet, die wahrscheinlich darauf zurückzuführen ist, dass die Niederschläge während Vaia in diesem Gebiet überwiegend in Form von Schnee fielen. Von besonderem Interesse ist jedoch das Comelle-Tal, in dessen Talsohle vermehrt Murgangablagerungen zu finden sind. Es ist jedoch festzustellen, dass das Comelle-Tal ebenfalls gerinfügig mit dem unteren Teil des Beckens verbunden ist. Die Kategorie "Schutt" hat sich erwartungsgemäß beim Vergleich zwischen den beiden Verzeichnissen nicht wesentlich verändert, da es sich um Formen handelt, die mit extrem langen Prozessen von Erosion, Frost-Tauwechsel, sowie dem thermischem und topografischem Druck zusammenhängen. Die festgestellten Schwankungen hängen mit der Überlagerung neuer Sedimentquellen zusammen, die sich oberhalb des Talbodens gebildet haben. Dazu zählen beispielsweise Einsturzablagerungen, Murgänge und die daraus resultierenden Ablagerungsgebiete. Die Analyse lieferte zuverlässige und detaillierte Bestandsaufnahmen der Sedimentquellen vor und nach dem Vaia Ereignis. Außerdem verbesserten die Erhebungen das Verständnis der Sedimentdynamik im Zusammenhang mit dem Sturm Vaia im Untersuchungsgebiet. Insbesondere haben die Lithologie und die Struktur des Beckens sowie die räumliche Verteilung der Niederschläge die Bildung von Sedimentquellen und deren räumliche Ausdehnung stark beeinflusst.

4.1.5 Geomorphologische Karte

Im Rahmen des Projekts wurde eine geomorphologische Karte (**Abbildung 30**) erstellt. Die Karte (Macchi et al., 2022b) beinhaltet eine akkurate Darstellung der Akkumulations- und Erosionsformen des Reliefs. Außerdem werden die morphologischen und morphometrischen Merkmale detailliert aufgezeigt. Ein weiteres Merkmal der Karte ist die ganzheitliche Darstellung der geomorphologischen Prozesse. Dabei werden deren Ursprung auf endogene und exogene Treiber, sowie vergangene und gegenwärtige Aktivität zurückgeführt. Zusätzlich dazu wird die chronologische Abfolge der Prozesse beleuchtet, wobei zwischen aktiven und nicht aktiven Formen unterschieden wird.

Die geomorphologische Karte (Macchi et al., in Vorbereitung) wurde mit ArcGis 10.3 und Adobe Illustrator 2019 erstellt, ausgehend von dem hochauflösenden (1 m) LiDAR-DTM aus dem Jahr 2019 und den im Sommer 2020 durchgeführten Geländeerhebungen.

Als Basisdatensätze der geomorphologischen Karte (**Maßstab 1:15.000, A1 Format, siehe Anhang**) gelten die Regionale Technische Karte der Region Venetien, die im Vektorformat von der Website der Region Venetien (<https://www.regione.veneto.it/web/ambiente-e-territorio/ctr-vettoriale>) heruntergeladen wurde, sowie das aus dem LiDAR-DGM 2019 abgeleitete Hillshade. Die geomorphologische Karte beinhaltet auch eine synthetische Darstellung der Substratformationen. Für die Darstellung dieser Formationen wurde die CARG-Kartographie überarbeitet. Dabei wurden insbesondere das Blatt 22 - FELTRE im Maßstab 1:100.000 und das Blatt 11- M. MARMOLADA im Maßstab 1:100.000 bearbeitet. Zudem wurde die geologische Karte der Cima Pape - Pale di Sanson Gruppe im Maßstab 1:15.000 (Sarti und Ardizzoni, 1984) verwendet. Selbstverständlich wurden alle bibliografischen Informationen durch ad-hoc-Erhebungen vor Ort ergänzt. Die lithologischen Formationen wurden in grundlegende lithologische Kategorien mit homogenen geomorphologischen Merkmalen eingeteilt. Formen und Ablagerungen wurden durchgehend oder gestrichelt (bei unsicheren oder verschütteten Grenzen), je nach Entstehungsgeschichte in verschiedenen Farben und mit gleichfarbigen Flächen-, Linien- und Punktsymbolen abgegrenzt. In Anbetracht (i) der Schwierigkeit, morphoevolutionäre Daten ohne geeignete instrumentelle Überwachungstechniken detailliert und korrekt zu klassifizieren, und (ii) des lückenhaften Charakters der vorhandenen Literatur, werden zwei Arten von Aktivitäten unterschieden:

- a) aktive Formen, die sich unter der Einwirkung des wichtigsten genetischen Treibers für laufende Prozesse entwickeln oder für dieselbe Art von Prozessen im aktuellen morphoklimatischen Umfeld reaktiviert werden;
- b) Reliktformen, die sich nicht mehr unter der Einwirkung des genetischen Treibers entwickeln, der sie hervorgebracht hat, und die nicht mehr durch denselben Prozess im geomorphologischen Kontext und unter den aktuellen morphoklimatischen Bedingungen reaktivierbar sind.

Um diese beiden Kategorien voneinander unterscheiden zu können, wurden zwei verschiedene Farbtöne verwendet: ein kräftigerer Farbton für aktive Formen und ein sanfterer Farbton für Reliktformen.

Zusätzlich zu den Reliefformen und den damit verbundenen Ablagerungen wurden farbige Symbole in Bezug auf den genetischen Treiber angebracht. Diese Symbole weisen auf die Aktivität bestimmter geomorphologischer Prozesse hin.

4.1.6 DoD Analyse

Für die DoD-Analysen wurde der in *Abschnitt 3.2* beschriebene statistische Ansatz des t-Tests mit einem Bezugsintervall von 98 % verwendet. Die Analysen wurden innerhalb der bestehenden Vorlage der kartierten Sedimentquellgebiete (nach dem Ereignis) durchgeführt, sodass Erosions- und Ablagerungsprozesse für jedes einzelne Sedimentquellgebiet berechnet werden konnten. Die Bewertung des Volumens wurde in den Kanälen und Sedimentquellgebieten unterhalb des Comelle-Wasserfalls durchgeführt, da (i) der obere Teil des Beckens, der dem Gebiet der Pale di San Martino entspricht, vom restlichen Teil des Tals getrennt ist (siehe *Kapitel Konnektivitätsindex*) und keine Sedimente zum Liera-Bach beiträgt; und (ii) die Sedimentquellgebiete im SW-Gebiet mit Schnee bedeckt sind, was eine Schätzung der mobilisierten Mengen verhindert. In der DoD-Analyse sind einige unscharfe Bereiche (Rauschen) erkennbar. Dies ist auf das Vorhandensein von Gebäuden oder Anomalien im DGM (z.B. Datenlücken, felsige Hänge mit subvertikaler Neigung mit einem Fehler > 0,6 m) zurückzuführen. Um das Rauschen zu entfernen wurden all jene Bereiche, in denen die Berechnung durchgeführt wurde, manuell verfeinert. Auf Grundlage dieser Analyse war es möglich, eine genaue Schätzung des erodierten und abgelagerten Materials im Zeitraum zwischen den beiden DGMs für jedes einzelne Sedimentquellgebiet zu erhalten. Außerdem wurde eine Sedimentbilanz auf Ebene des Teileinzugsgebiets berechnet. Dadurch konnte das Ausmaß der Murgänge abgeschätzt werden, die durch den Sturm Vaia entstanden sind. Die Stimmigkeit der Ergebnisse wurde von Fall zu Fall bewertet. Dies erfolgte auf Basis der Datenqualität sowie der Faktoren, welche die Quantifizierung der erodierten und abgelagerten Mengen beeinflusst haben könnten. Zusammenfassend konnten drei Hauptbemerkungen festgestellt werden: (i) die Volumina des im Becken mobilisierten Materiales und des im Kegel abgelagerten Materiales waren nahezu identisch, (ii) das im Becken mobilisierte Material war deutlich größer als das im Kegel abgelagerte Material; dieser Umstand wurde in all jenen Bereichen festgestellt, in denen Material im Zuge der Notfallmaßnahmen nach dem Sturm Vaia entfernt wurde oder wo das Material den Fluss Liera erreichte. In diesen Fällen wurde der repräsentative Wert des Beckens als Basiswert betrachtet; (iii) das Material im Kegel war größer als das im Becken mobilisierte Material. Diese Situation tritt bei kleineren Abflüssen in steil abfallenden Becken auf, bei denen die Erosion innerhalb des Beckens von geringerer Größenordnung ist als die festgelegte Fehlerschwelle, während die Schätzungen der im Kegel abgelagerten Mengen zuverlässig sind. Diese Situation ist in sehr kleinen und steil abfallenden Einzugsgebieten mehrfach aufgetreten.

Den Ergebnissen nach beträgt die Gesamtmenge an Sediment, welches aus den Teileinzugsgebieten mobilisiert wurde, ca. $307.000 \pm 63.500 \text{ m}^3$. Dabei liegt die Nettovolumensbilanz, welche die Einzugsgebiete verlässt, bei $-64.000 \pm 14.500 \text{ m}^3$ (Macchi et al., 2022a). Der letztgenannte Wert umfasst die Menge, die in die Liera gelangt ist, sowie das Material, das während und nach den Notfallmaßnahmen entfernt wurde. Die einzelnen Einzugsgebiete wiesen ein unterschiedliches Verhalten in Bezug auf das Sedimentvolumen auf. Dieser Umstand ist hauptsächlich auf die variablen geologischen Gegebenheiten und die unterschiedliche räumliche Verteilung der Niederschläge während des Ereignisses zurückzuführen. Die Beobachtungen aus dem multitemporalen Vergleich der Inventare bestätigen, dass sich die Rinnen grundsätzlich vertieft und verbreitert haben und große Ablagerungsflächen in der Kegelzone entstanden sind.

Insbesondere im unteren Teil des Untersuchungsgebiets (unweit von Canale d'Agordo) waren die Becken auf der rechten Seite deutlich in den Sedimenttransport involviert. Jedoch erreichte der Sedimenttransport nicht die Liera, sondern hörte in dem großen Gebiet der zusammenführenden Schwemmkegel auf. Diese Kegel spielen bei der Trennung dieser Becken eine grundlegende Rolle. Dies zeigen auch die in einem anderen Abschnitt dieses Berichts beschriebenen Konnektivitätsanalyse. Auf der linken Seite wurde trotz der relativ geringeren Niederschlagsintensität mehr Material von den Kanälen in die Liera geleitet, da diese Kanäle besser mit dem Hauptgewässernetz verbunden sind.

Abbildung 31 zeigt die DoD-Analyse auf Einzugsgebietebene. Die Abbildung enthält eine Aufteilung der verschiedenen in der Analyse berücksichtigten Einzugsgebiete.

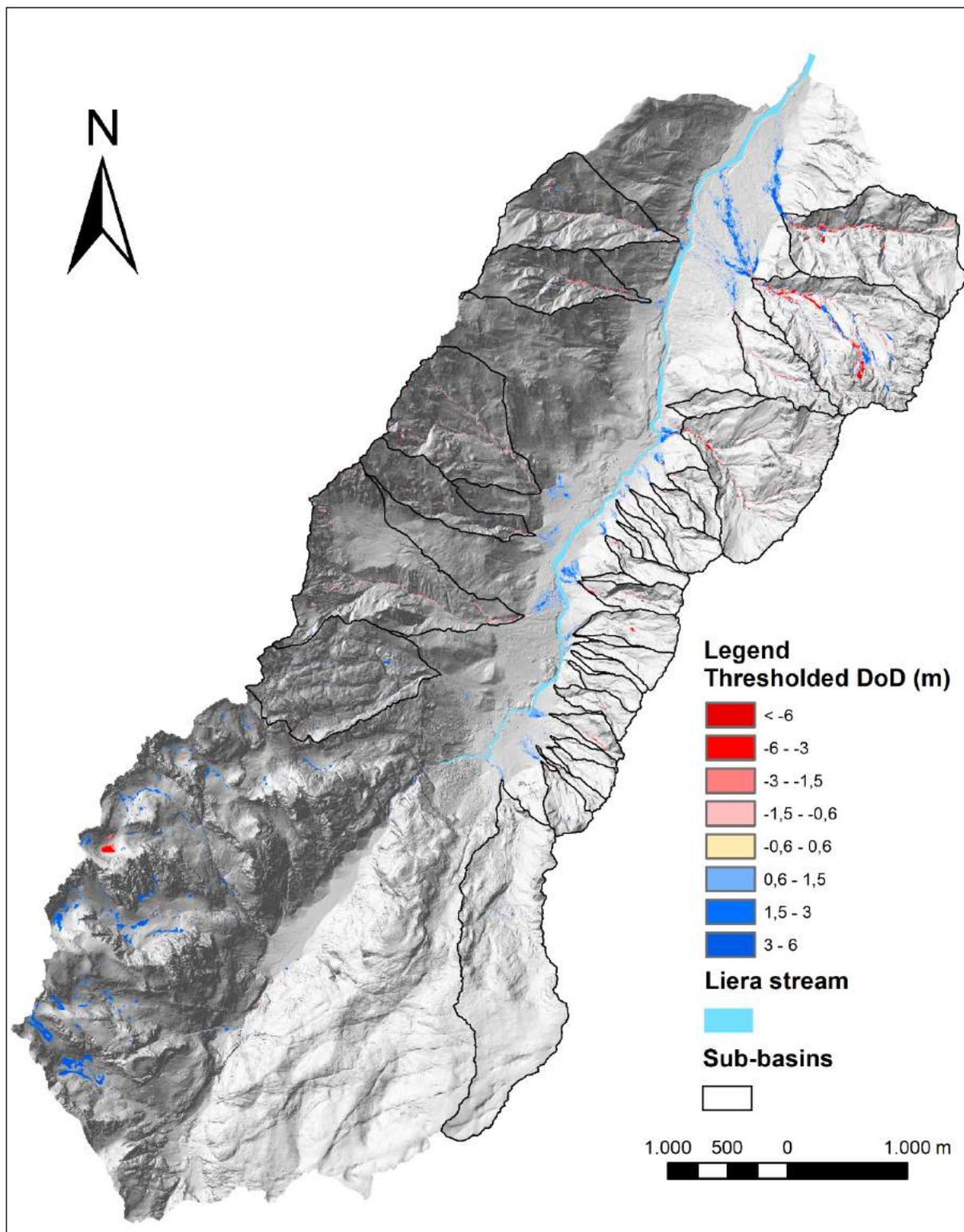


Abbildung 31. Darstellung der DoD Schwellenwerte. Erosions- und Ablagerungsprozesse in der Pale di San Martino wurden im Sedimenthaushalt nicht berücksichtigt, da die Anwesenheit von Schnee in dieser Zone keine akkurate Bestimmung desselben erlaubte.

In einer aktuellen Studie (Marchi et al., 2019) wurden anhand einer Stichprobe von 809 Murgängen, die sich zwischen dem 19. Jahrhundert und 2016 in 537 Einzugsgebieten in den Berggebieten Nordostitaliens ereignet haben, mit Hilfe einer Quantilsregression die Beziehungen zwischen dem Einzugsgebiet und dem Murgangvolumen untersucht. Die mittels DoD ermittelten Schuttmengen, welche nach dem Vaia-Ereignis in den Zuflüssen der Liera mobilisiert wurden, wurden in **Abbildung 32** mittels zweier Kurven verglichen, die den 99- und 50-Perzentilen entsprechen, die in der oben genannten Studie von Marchi et al. (2019) erzeugt wurden. Die meisten der für die untersuchten Teileinzugsgebiete ermittelten Mengen liegen innerhalb der beiden Linien. Die Werte auf der 99. Perzentil-Linie beschreiben die Becken R16, R21, R14 und R02, während die Werte unterhalb der 50. Perzentil-Linie die Becken R24, R26 und R17 umfassen. Trotz der topografischen Nähe und der Tatsache, dass alle untersuchten Murgänge durch dasselbe meteorologische Ereignis verursacht wurden, zeigt diese einfache grafische Darstellung die beträchtliche Variabilität der geomorphologischen Reaktion der betrachteten Becken. Dies kann auf die beobachteten Unterschiede in der Intensität der meteorologischen Einflüsse in den verschiedenen Teilen des Einzugsgebiets sowie auf die unterschiedliche Verfügbarkeit von mobilisierbarem Sediment zum Zeitpunkt des Ereignisses zurückzuführen sein. Die Tatsache, dass die meisten Murgänge in den Nebenflüssen der Liera oberhalb der Linie liegen, die dem 50. Perzentil entspricht, zeugt jedoch von der Schwere des Ereignisses.

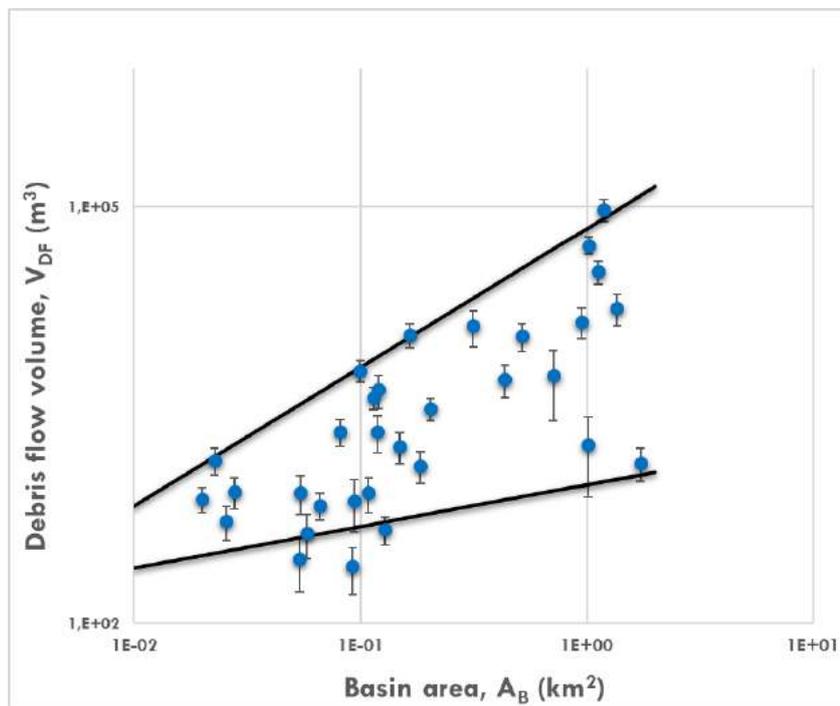


Abbildung 32. Darstellung der Teileinzugsgebiete im Streudiagramm "Murgangvolumen vs. Einzugsgebietsfläche". Die 99. und 50. Perzentil-Linie wurden anhand der von Marchi et al. (2019) vorgeschlagenen Formeln ermittelt.

Anschließend wurde jedes einzelne Einzugsgebiet detailliert untersucht und analysiert. Dabei wurden die Hauptflussrinne und die damit verbundenen Formen (z. B. Ufererosionen) nach ihrer morphologischen Homogenität unterteilt. Die Erosionsraten in m^3/m wurden für jeden einzelnen Abschnitt ermittelt. **Tabelle 6** zeigt die durchschnittlichen Erosionsraten für jeden homogenen Abschnitt innerhalb der Teileinzugsgebiete.

Kodex des Untersuchungsgebietes	Einzugsgebiet			Murgang Magnitude (m ³)	Fehler (m ³)	Durch. Erosions-Ertrag (m ³ /m)
	Höhenlage (m)	Fläche (km ²)	Durch. Neigung (°)			
L01	1148 - 2033	0,71	40,21	6105,71	±3213,98	2,44
L02	1181 - 2152	0,52	41,67	11797,78	±2603,90	5,43
L05	1176 - 2394	0,95	44,77	14982,79	±3703,84	4,76
L06	1249 - 2553	0,44	47,96	5783,26	±1528,76	2,15
L07	1289 - 2375	1,36	48,06	18706,38	±4761,04	1,31
L08	1215 - 1873	1,01	41,31	1961,93	±1140,49	0,36
R01	1339 - 2436	1,02	40,80	53238,59	±7451,76	9,13
R02	1311 - 1947	1,19	50,11	96559,18	±17250,50	7,89
R03	1347 - 2442	0,32	41,78	13902,79	±4012,87	8,08
R04	1323 - 2009	0,11	46,65	880,19	±246,14	2,96
R05	1270 - 2419	1,12	42,54	34312,34	±6455,28	4,04
R06	1346 - 1849	0,12	46,74	4866,91	±1312,22	9,52
R07	1276 - 2011	0,08	43,06	2418,63	±535,43	3,50
R08	1269 - 2049	0,18	44,14	1380,10	±352,00	1,44
R09	1280 - 1751	0,02	27,73	793,92	±164,05	1,04
R10	1364 - 1855	0,07	43,33	711,45	±151,60	0,67
R11	1348 - 2038	0,03	44,87	550,64	±155,29	0,26
R12	1360 - 2041	0,11	45,49	4235,79	±760,00	4,13
R13	1376 - 1825	0,03	39,86	896,91	±229,71	1,52
R14	1399 - 2712	0,17	37,95	12030,89	±2384,60	9,12
R15	1374 - 2022	0,20	41,25	3532,13	±633,40	0,82
R16	1376 - 1999	0,02	35,85	1503,47	±323,00	0,53
R17	1375 - 1951	0,13	40,13	474,91	±105,00	0,46
R18	1380 - 1951	0,05	42,09	885,43	±274,00	0,44
R19	1383 - 1939	0,09	44,52	773,52	±313,72	1,45
R20	1567 - 2865	0,12	41,41	2414,62	±725,81	3,19
R21	1406 - 1910	0,10	46,72	6668,07	±1142,35	7,80
R22	1427 - 1876	0,06	39,34	450,61	±155,51	1,08
R23	1430 - 1881	0,09	38,93	258,11	±96,00	0,49
R24	1415 - 1866	0,05	39,96	293,96	±125,48	0,39
R25	1448 - 2086	0,15	45,24	1900,59	±488,00	1,77
R26	1438 - 2731	1,73	29,79	1442,48	±380,73	0,93

Tabelle 6. Durchschnittlichen Erosionsraten für jeden homogenen Abschnitt innerhalb der Teileinzugsgebiete.

4.1.7 Analyse der Sedimentkonnektivität

Zunächst wurde eine Konnektivitätsanalyse im Einzugsgebiet des Flusses Liera durchgeführt. Anschließend wurde eine Zusatzanalyse durchgeführt, bei der der Fluss Liera in der Talsohle, ausgehend vom Comelle-Wasserfall, als Referenzziel betrachtet wurde.

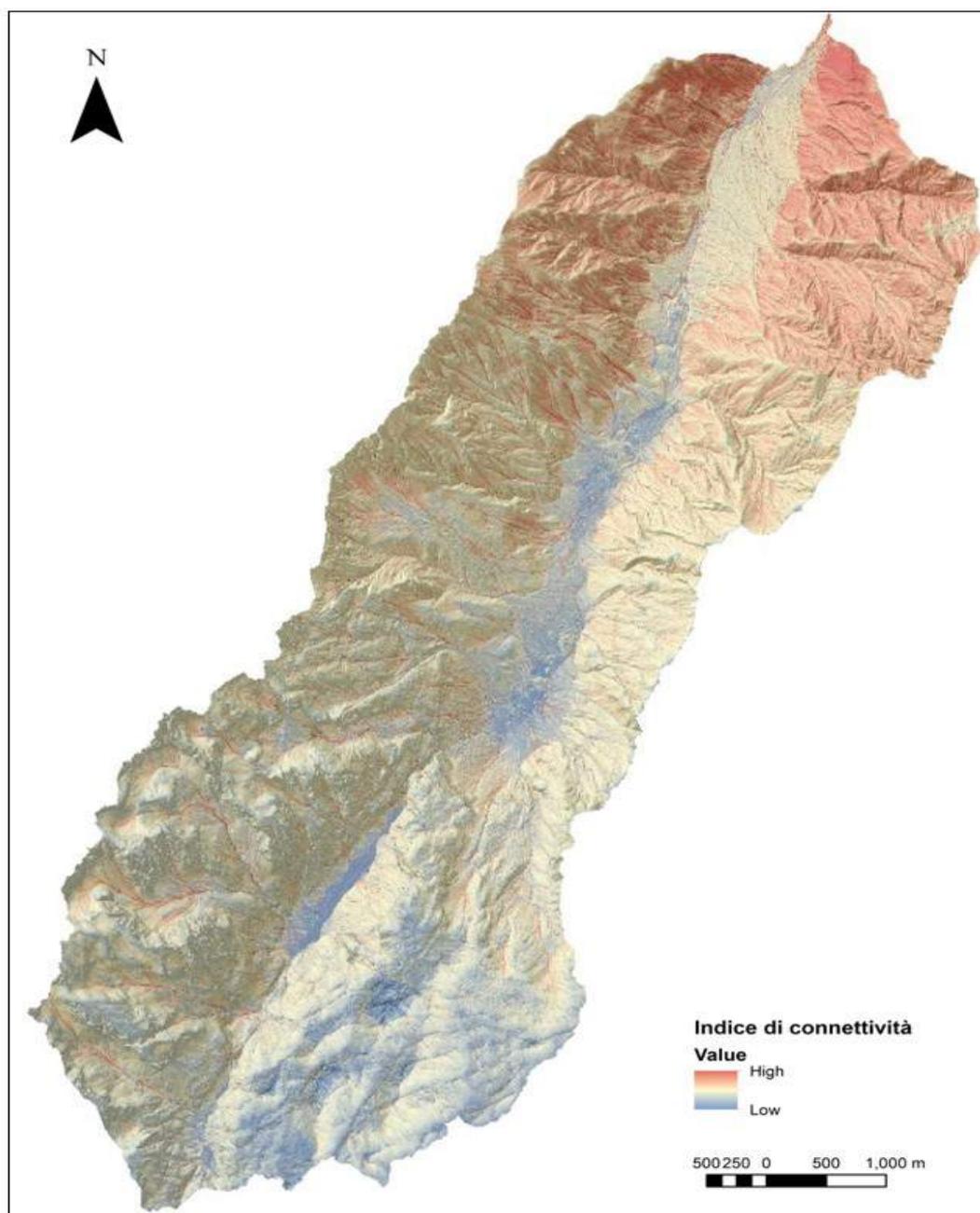


Abbildung 33. Karte der Konnektivität des Einzugsgebietes der Liera. Der betrachtete Verschlussabschnitt ist der Becken- und Talverschluss bei Canale d'Agordo.

Die Analyse der Konnektivität auf der Ebene des Einzugsgebiets (**Abbildung 33**) zeigt, dass der flussaufwärts gelegene Sektor in der Hochebene Pale di San Martino (**Abbildung 34**) vom unteren Teil des Liera-Tals in puncto Sedimentströme getrennt ist. Außerdem wird das Geschiebe aus dem höher gelegenen Teil des Reliefs im Schwebetal der Comelle oberhalb des morphologischen Sprungs gelagert.

Bei der zweiten durchgeführten Analyse wurde die Liera als Referenzziel betrachtet (**Abbildung 35**). Diese Analyse hebt die lateralen Konnektivitätsbeziehungen innerhalb des Einzugsgebiets des Flusses Liera hervor, wobei die (fehlende) Verbindung der Teileinzugsgebiete mit dem Fluss Liera hervorgehoben wird. Die Untersuchung liefert auch semiquantitative Informationen zur Unterstützung und Ergänzung der Bodenbeobachtungen. Die Karte des Konnektivitätsindex verdeutlicht die wichtige Rolle, welche die Kegelablagerungen in den Becken R_01 und R_02 in Bezug auf die Trennung der Verbindungen spielen. Diese beiden Becken waren während des Vaia-Ereignisses von den stärksten Abflüssen betroffen. Jedoch verhinderte die strukturelle Unterbrechung der Kegelzonen, dass das transportierte Sediment die Liera erreichte. Im Gegensatz dazu sind die Becken auf der orographisch linken Seite durch eine starke Verbindung gekennzeichnet, da die Kegel der Becken auf der rechten Seite die Liera dazu zwangen, nahe an den gegenüberliegenden Hang zu fließen. Auf diese Weise konnte der Schutt, der von den Strömen auf der orographischen Linken in diesem Talabschnitt transportiert wurde, effizient in die Liera befördert werden.

Im flussaufwärts gelegenen Teil des Tals ist hingegen zu beobachten, dass die Teileinzugsgebiete auf der orographisch rechten Seite aufgrund von alten Kegeln teilweise voneinander getrennt sind. Im Gegensatz dazu sind die Becken auf der rechten Seite bis zum Gebiet des Gares fast vollständig miteinander verbunden. Bei den Geländebegehungen wurde festgestellt, dass in vielen der orografisch rechten Becken kein mobilisierbares Material mehr vorhanden ist (z. B. Felsrinnen). Diese Tatsache deutet darauf hin, dass diese Zonen zwar durch eine hohe potenzielle Konnektivität von Sedimenten gekennzeichnet sind, dass aber die Verfügbarkeit von Sedimenten, die für die Auslösung von Murgängen erforderlich sind, derzeit nicht gegeben ist. Ähnlich wie auf der Karte in **Abbildung 33** ist auf diesem Bild deutlich zu erkennen, dass das Gebiet der Pale di San Martino deutlich von dem Teil des Beckens abgetrennt ist, der sich flussabwärts des morphologischen Sprungs des Comelle-Wasserfalls befindet (**Abbildung 34**).



Abbildung 34. Teilweise unterbrochenes Gebiet im linken Sektor der Pale di San Martino.

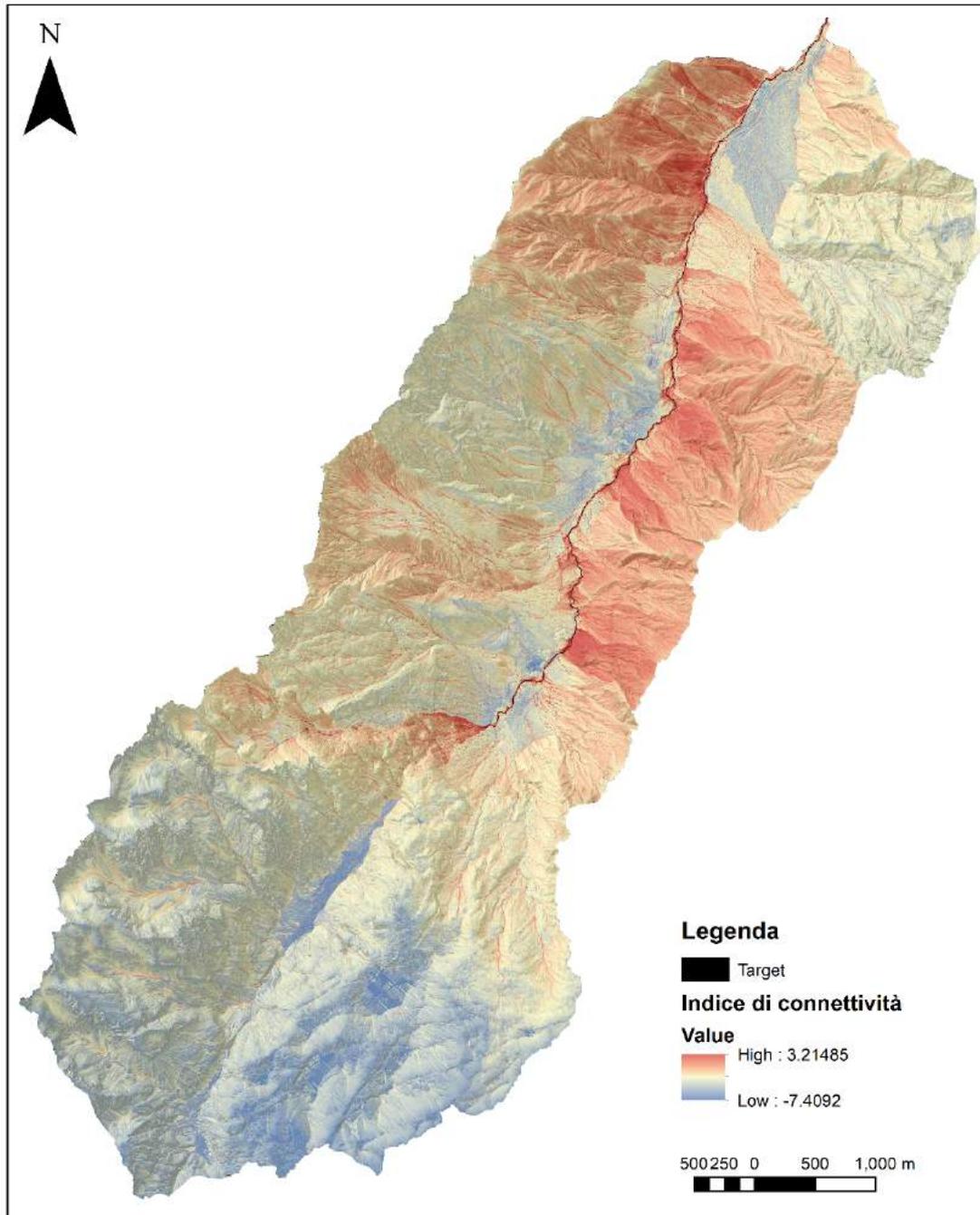


Abbildung 35. Konnektivitätskarte des Einzugsgebiets der Liera unter Berücksichtigung des Hauptwasserlaufs als Referenzziel.

4.2 Einzugsgebiet des Wildbaches Ansei (BL)

4.2.1 Einordnung

Das zweite Untersuchungsgebiet befindet sich auf der linken Seite des Val d'Ansei und liegt zwischen den Einzugsgebieten von Gravasecca und Torrente Diebba. In diesem Talabschnitt erhält der Wildbach Ansei seitliche Beiträge von verschiedenen Zuflüssen, die von flussaufwärts bis flussabwärts wie folgt aufgelistet sind: Val Gravasecca, Val Giralba, Val d'Ambata, Val Croda rotta, Val Grigna, Val San Rocco, Val Otera und Val Diebba. Die Höhenunterschiede reichen von über 3000 m in den Sextner Dolomiten (Croda dei Toni, 3090 m) bis zu 850 m in der Talsohle des Wildbaches Ansei.

Das Untersuchungsgebiet kann in drei verschiedene Sektoren unterteilt werden, die durch die geologisch-strukturellen Gegebenheiten (Casati et al., 1982) gekennzeichnet sind, welche die geomorphologische Entwicklung beeinflusst haben (**Abbildung 36**).

- nördlicher Bereich, von Gravasecca bis zum Val d'Ambata;
- zentraler Bereich an den Südhängen der Croda da Campo und der Ajarnola;
- südlicher Bereich zwischen Val Osteria und Val Diebba.

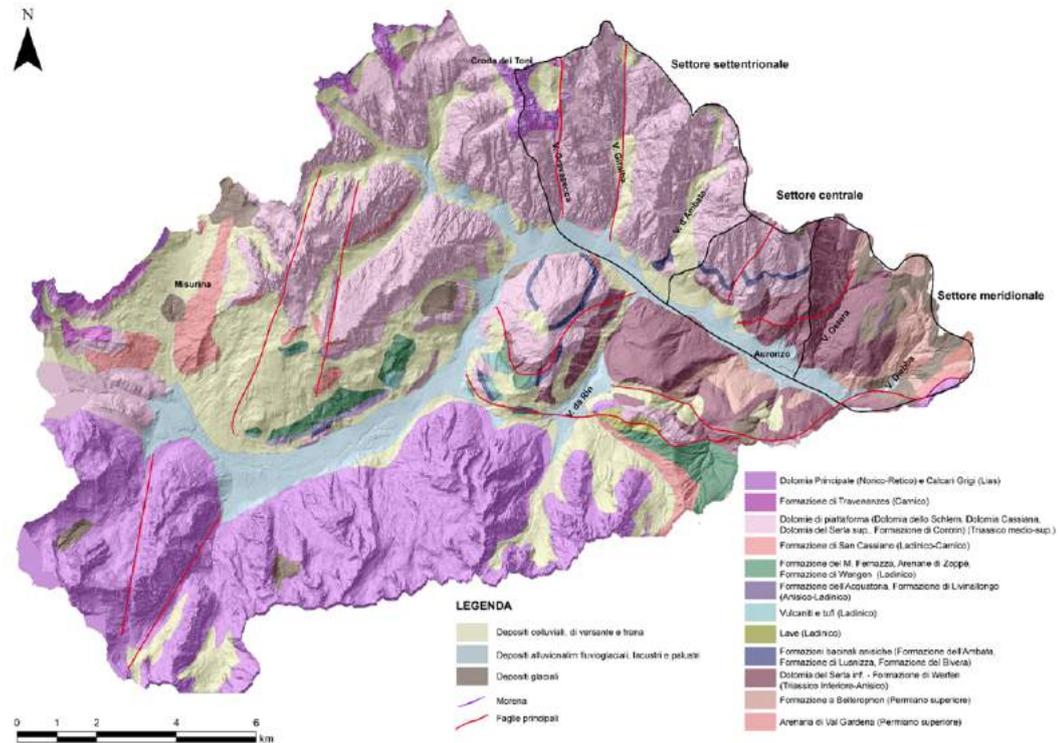


Abbildung 36. Vereinfachte lithologische Karte des Untersuchungsgebiets des Wildbachs Ansiei.

4.2.2 Basisdatensätze

Tabelle 7 zeigt alle Daten, die für die Durchführung der Analysen in den ausgewählten Untersuchungsgebieten zur Verfügung stehen. Wie aus der Tabelle hervorgeht, wurden zusätzlich zu den von der Region Venetien zur Verfügung gestellten Unterlagen in Zusammenarbeit mit dem Projekt INADEF - Universität Udine Drohnenflüge durchgeführt, um die morphologischen Veränderungen von drei Sedimentquellen im Einzugsgebiet des Giralbachs zu überwachen. Wie im Val Gares wurde die kartografische Datenbank mit der Software ArcGis 10.3 und QGIS verwaltet. Im Ansiei-Becken wurde die topografische Referenzdatenbank ähnlich wie der topografische Datensatz des Val Gares vor dem Ereignis durch die Zusammenführung der DTMs von 2010 und 2015 erstellt. Um die Streifen aus dem ursprünglichen Datensatz zu entfernen, wurde ein simpler Ansatz gewählt, da keine LiDAR Erhebung nach dem Ereignis vorhanden war und es daher unmöglich war, eine verteilte Analyse der topografischen Veränderungen durchzuführen. Insbesondere wurde eine Tiefpassfilterung vorgenommen, um Rauschen und Kratzer zu reduzieren, und die Auflösung wurde so verallgemeinert, dass ein qualitativ hochwertiges DTM mit 3-Meter-Pixeln entstand.

Im Val d'Ansei wurden die Sedimentquellgebiete vor der VAIA durch die Analyse des Orthofotos von 2015 ermittelt. Da ein Flug nach dem Ereignis nicht verfügbar ist, wurde die Kartierung nach Vaia durch die Untersuchung des SENTINEL-Satellitenbildes (10 m) von 2020 durchgeführt, einem Multi-Satelliten-Projekt im Rahmen des Copernicus-Programms.

Bei den Bodenuntersuchungen wurden detaillierte Fotoprotokolle der kartierten Quellgebiete, Probenahmen für Korngrößenanalysen und technisch-beschreibende Formulare der Sedimentquellgebiete erstellt. Die gesammelten Informationen wurden in dem im Rahmen dieses Projekts entwickelten technisch-deskriptiven Erhebungsbogen abgelegt und in einer GIS-Umgebung georeferenziert, ähnlich wie dies für das Val Gares geschehen ist.

VERFÜGBARE DATEN		VAL D'ANSIEI		
	Jahr	Quelle	Beschreibung	File
LiDAR	2010	Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare	Flugpläne, Vereinigungskarte, Punkte, DTM-Kacheln.	.asc .shp .xyz
	2015	Regione Veneto	Tiles DTM	.asc
	2019	AVEPA	Talsole Val d'Ansiei. AVEPA Flugaktivität, Unionsrahmen, DTM-Kacheln	.shp .asc .tif .laz
	ORTHOFOTO	1954	Regione Veneto Volo G.A.I.	Zusammengeführt, originale Orthofotos, georeferenziert, orthorektifiziert
1978		Regione Veneto - Servizio Cartografico	Bilder	.tif
1996		Regione Veneto - Volo ALMA	Bilder	.ecw .tif
2000		Regione Veneto	Bilder	.ecw
2003		Regione Veneto	Bilder	.ecw
2006		Regione Veneto	Bilder	.ecw
2009-2010		Fotografie IGM	Flugzone hohes und tiefes Cadore-Gebiet	.tif .gof
2012		Regione Veneto	Bilder	.ecw
2015		Regione Veneto	Bilder	.ecw .shp
2018		Regione Veneto	Bilder	.ecw
2019		Regione Veneto	Talsole	.tif
WEITERE DATEN	2015	Interne IRPI-Projekte - Gruppe Hydrogeomorphologie	Geodatenbank	.shp pack ArcGis 10.3
	September 2020	Drohnenuntersuchung im Giralba-Becken - in Zusammenarbeit mit INADEF SENTINEL	Drei Sedimentquellgebiete. Punktwolken-Orthomosaik Satellitenbilder	.las .tif .jpg.shp .obs .png .xml .exr .tfs .tif
	September 2021	Drohnenuntersuchung im Giralba-Becken - IRPI-interne Projekte in Zusammenarbeit mit INADEF	Drei Sedimentquellgebiete. Punktwolken-Orthomosaik	.las .tif .jpg .mp4 .txt

Tabelle 7. Datengrundlagen, die für das Untersuchungsgebiet Val d'Ansiei verfügbar sind.

4.2.3 Multitemporale Inventare von Sedimentquellgebieten und Bodenuntersuchungen

Die Sedimentquellgebiete des Ansei-Tals wurden mit einem Kombinationsansatz untersucht, der Fernerkundungstechniken, detaillierte Bodenuntersuchungen, Sedimentcharakterisierung, Datenintegration und -analyse sowie die Verarbeitung von Datenblättern umfasst. In diesem Untersuchungsgebiet wurden Verzeichnisse der Sedimentquellen für die Teileinzugsgebiete Gravasseca, Giralba, Muri, eine Reihe kleinerer Einzugsgebiete und Diebba erstellt (**Abbildung 37**). Es wurde eine multitemporale fotointerpretative Analyse unter Berücksichtigung der Orthofotos von 2015 und der Sentinel 2020-Satellitenbilder durchgeführt, um die morphologischen Veränderungen im Zusammenhang mit dem Vaia-Ereignis zu bewerten. Die Verzeichnisse wurden bei den Erhebungen vor Ort überprüft und integriert.

Ähnlich wie für das Einzugsgebiet des Wildbachs Liera wurden auch in diesem Fall die Niederschlagsfelder betrachtet (Zaramella, 2022), die, wie in **Abbildung 38** zu sehen ist, für das Ansei-Einzugsgebiet eine geringere Ausprägung in Bezug auf die akkumulierten Gesamtniederschläge zeigen. In diesem Fall wurde die Interpolation der Daten ausschließlich aus den Niederschlagsdaten durchgeführt, da die für das untersuchte Gebiet kalibrierten Radardaten nicht zur Verfügung standen.

Bei der Klassifizierung der Sedimentquellgebiete wurden folgende Arten von Gebieten berücksichtigt: Grundgestein, Murgangrinne, Murgangablagerung, Ufererosion, Oberflächenerosion, flacher Erdrutsch, Steinschlagablagerung, Schutthalde, Erosionsschutthalde, alluviale Rinnen und Ablagerungen, Kataklasitaufschlüsse. Die allgemeinen Merkmale dieser Kategorien wurden bereits teilweise im vorhergehenden Abschnitt beschrieben. Im Ansei-Tal wurden jedoch auch neue Arten von Sedimentquellgebieten untersucht, die im Untersuchungsgebiet des Liera-Bachbeckens nicht vorkommen.

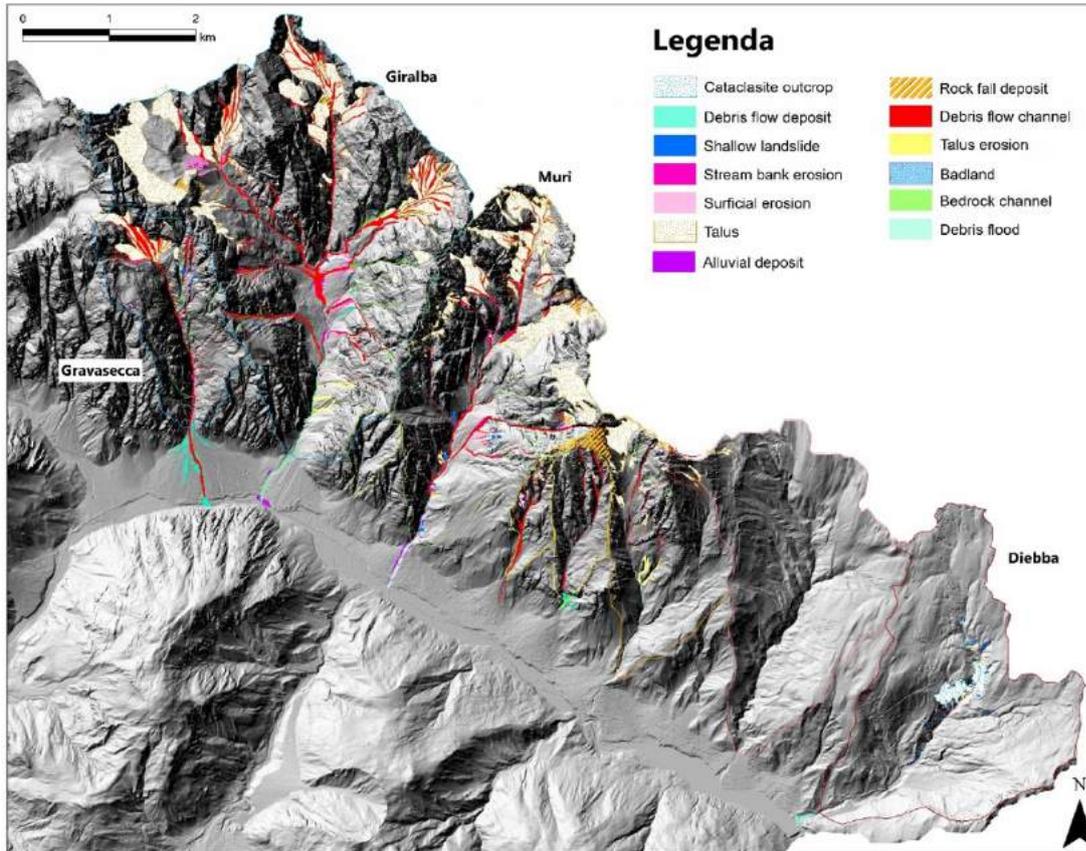


Abbildung 37. Panoramablick auf die Bestandsaufnahme der Sedimentquellen im Val d'Ansiei.

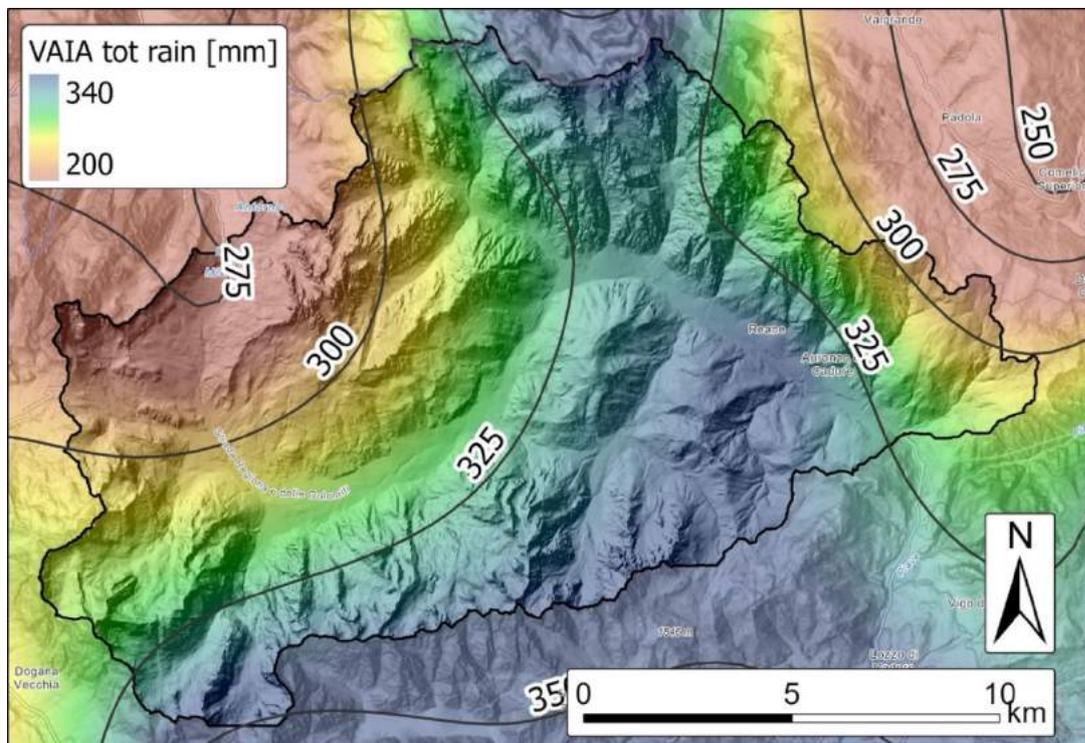


Abbildung 38. Karte der 72-Stunden-Gesamtniederschlagsmengen des Vaia-Ereignisses, die aus Niederschlagsdaten gewonnen wurden.

4.2.4 Bestimmung der Sedimentmengen in den Einzugsgebieten der Bäche Gravasecca und Giralba

In den Einzugsgebieten von Gravasecca und Giralba wurden detailliertere Analysen durchgeführt, um die Mengen zu bestimmen, die von Murgängen mobilisiert werden können. Das Becken des Gravasecca-Bachs hat eine Fläche von 2,6 km², eine maximale Höhe von 2914 m ü.d.M. und eine minimale Höhe von 1130 m ü.d.M. Es besteht fast ausschließlich aus zerklüftetem Karbonatgestein. Am Kopf des Beckens treten sehr erodierbare Sedimente auf, die Schuttdecke betrifft hauptsächlich den Gipfelbereich des Beckens.

Das kleine Becken entspricht praktisch einer einzigen aktiven Erosionszone, die parallel zu einer Verwerfung in Nord-Süd-Richtung verläuft. Diese tektonische Linie wird von zahlreichen weiteren Verwerfungen und durchdringenden Brüchen begleitet, insbesondere am Kopf des Gravasecca-Beckens. In diesem Gebiet treten an der Basis des Hauptdolomits tektonisierte Flecken aus karnischen Tonschichten zutage. Das Vorhandensein von tektonischen Brekzien und die Unterspülung am Fuß, die mit sintflutartigen Regenfällen verbunden ist, führt zu ständigen Erdrutschen in den umliegenden Felsen, was zu einer großen Instabilität führt, wobei der Hauptstamm des Wasserlaufs von starken Murgängen betroffen ist.

Die Verbindung mit dem Talboden erfolgt über einen ausgedehnten Auswurfkegel, der durch folgende Parameter charakterisiert ist:

Länge Lieferzone: >von 750 m

Länge Spitze: > 1,5 km

Fläche: 0,17 km²

Maximale Höhe: 1130 m ü. M.

Minimale Höhe von 1063 m ü. M.

Durchschnittlichen Neigung: 9,9°

Der Gravasecca-Kegel verbindet sich mit dem Rio-Giralba-Kegel und dem Val-Marzon-Kegel. An der Spitze und in der Mitte des Kegels sind die Ablagerungen rezenter Schuttströme, die durch groben Schutt gekennzeichnet sind, sehr umfangreich. Die hohe Aktivität des Wasserlaufs ist oft die Ursache für Straßenunterbrechungen.

Der Giralba ist ein reißender Wasserlauf, der am Fuße der Popera-Gruppe entspringt; das Becken hat eine Fläche von 12,1 km² und eine eintönige lithologische Beschaffenheit, die hauptsächlich aus Karbonat und massiven Dolomitgesteinen besteht. Einige Schichten aus erodierbarem Mergelgestein (Travenanzes-Formation) treten nur sehr begrenzt und bruchstückhaft in der Nähe der Giralba-Gabel und des darüber liegenden Berges Giralba zutage. Die lockere Deckschicht ist sehr umfangreich und besteht aus Kegeln und Schichten aus karbonatischem Schutt. Die Kalk- und Dolomitgesteine weisen deutliche Bänder mit Verwerfungen auf, die leicht verwittern können. Aktive Schuttkegel sind sehr häufig, mit linearer Erosion oder sind durch ausgedehnte Schutt-Remobilisierungsflächen gekennzeichnet.

Der Hauptlauf zwischen 1.600 und 1.400 m ü. d. M. erzeugt zahlreiche Erdrutsche, indem er auf die lockeren Böden der Ufer tritt, bis er ein weitläufiges Gebiet mit geringem Gefälle erreicht (**Abbildung 39**), das als Trennelement für das Sediment fungiert, bevor er seinen reißenden Charakter bis zur Mündung in den Ansiei-Bach wieder aufnimmt. Entlang des Hauptstammes gibt es deutlich geschichtete Ablagerungen, die auf einen deutlich selektiven Feststofftransportprozess hindeuten, durchsetzt mit anderen, massiveren Ablagerungen. Der Giralba-Bach mündet im Ansiei-Tal bei der gleichnamigen Ortschaft Ansiei über eine Abflussrinne mit einem durchschnittlichen Gefälle von 4,4°. Der Kegel hat eine Fläche von 0,3 km² und ist hauptsächlich von sintflutartigen Prozessen betroffen, die als Murgänge eingestuft werden können. Dennoch kann das Auftreten von Schuttströmen im Apex des Kegels nicht ausgeschlossen werden (Cavalli et al., 2015).



Abbildung 39. Niedrig gelegener Bereich des Giralba-Bachs (Bereich der Sedimentablagerung und der Abtrennung).

Das Volumen, das durch Murgänge in den beiden oben beschriebenen Einzugsgebieten mobilisiert werden kann, wurde mit Hilfe der in **Kapitel 2** beschriebenen Methodik bestimmt, insbesondere durch die Integration von: i) Bodenuntersuchungen; ii) Konnektivitätsanalyse durch Anwendung des Konnektivitätsindex; iii) Verzeichnissen von Sedimentquellen, die durch Fotointerpretation gewonnen wurden; iv) der von Hungr et al. (1984) vorgeschlagenen geomorphologischen Methode.

In Hungr et al. (1984) wird darauf hingewiesen, dass der Ansatz in Einzugsgebieten mit einer Fläche von höchstens 3 km² anwendbar ist; für größere Einzugsgebiete wird empfohlen, ähnliche Ausdrücke zu verwenden, die jedoch die Breite des Flussbetts berücksichtigen, die entweder direkt gemessen oder durch den Wert der beitragenden Fläche ausgedrückt wird. Diese Methode wurde auch für das Einzugsgebiet des Giralba-Bachs angewandt, wobei der Teil des Einzugsgebiets, der mit dem Ansiei-Bach verbunden ist und diesen tatsächlich mit Geschiebe versorgt, und der nicht verbundene Teil im oberen Teil des Einzugsgebiets getrennt betrachtet wurden. Die geomorphologische Bestimmung des mobilisierbaren Schuttvolumens erfolgte unter Berücksichtigung von Bodenerkenntnissen über die Eigenschaften (Steilheit, Vorhandensein und Art der Sedimente) der potenziell von der Sedimentmobilisierung betroffenen Rinnen und Sedimentquellgebiete. Die Ergebnisse, die durch die Anwendung der oben genannten Methoden zur Quantifizierung des Volumens erzielt wurden, sind in Tabelle 8 zusammengefasst. **Abbildung 40** zeigt die Klassifizierung der Abschnitte des Wildbachschachts in Bezug auf die mobilisierbaren Schottereinträge in den Wildbachbecken von Giralba und Gravasecca. Im Einzugsgebiet des Gravasecca-Bachs wurden viele Abschnitte der Kategorie A zugeordnet, da es sich um felsige, steil abfallende Abschnitte handelt, die nicht über große Mengen an verfügbarem Lockermaterial verfügen. Der Giralba-Bach, bei dem es sich überwiegend um einen Murgang handelt, wurde in zwei Teileinzugsgebiete unterteilt, die durch das große, niedrig geneigte Trennungsgebiet abgeschnitten sind, in dem das meiste Material aus dem Oberlauf gelagert wird. Im oberen Teil des Einzugsgebiets, dem "oberen Teil von Giralba", wurden die höchsten Werte den talwärts wirkenden Rinnen zugeordnet, wo das Sedimentangebot sehr hoch ist. Auch in diesem Teileinzugsgebiet sind viele Kanäle in Felsen gegraben und verfügen über kein oder nur sehr wenig Material, das umgelagert werden kann.

Für die Schätzung von Szenario 1 wurde der niedrigste Wert der Hungr-Klassifizierung zugewiesen, während für Szenario 2 die höchsten Werte der Klasse zugewiesen wurden. Diese Ergebnisse wurden dann mit der Formel von Marchi et al. (2019) für das 99. Perzentil verglichen.

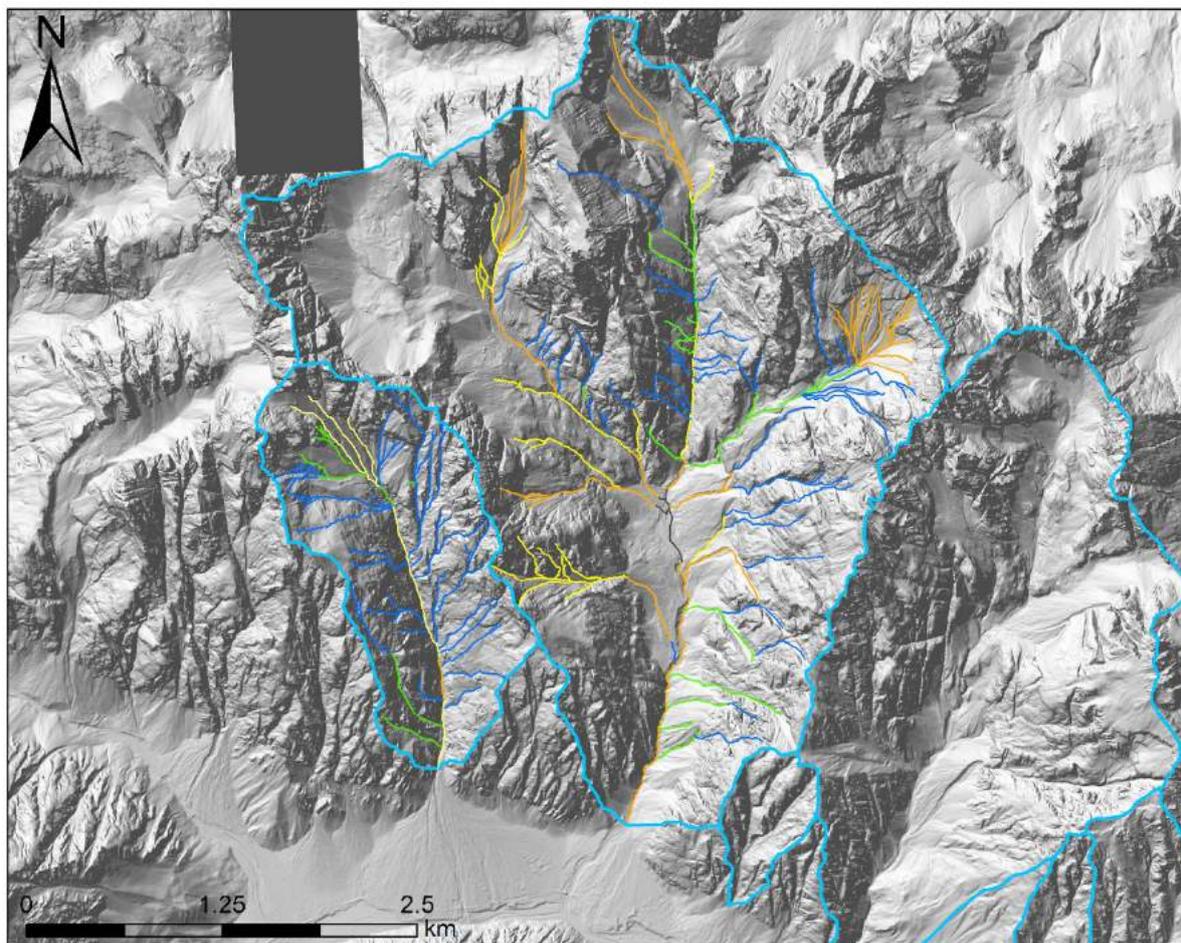


Abbildung 40. Hungr et al. (1984): Klassifizierung für die Becken von Giralba und Gravasecca.

Einzugsgebiet	Volumen Szenario 1 (m ³)	Volumen Szenario 2 (m ³)	V99 (Marchi 2019)
Gravasecca	72312	207954	194272
Giralba – Hoher Teil	331193	716504	700446
Giralba – Tiefer Teil	112528	221099	249283
Giralba - Gesamt	443721	933603	949728

Tabelle 8. Bestimmung der mobilisierbaren Schuttmengen auf geomorphologischer Grundlage.

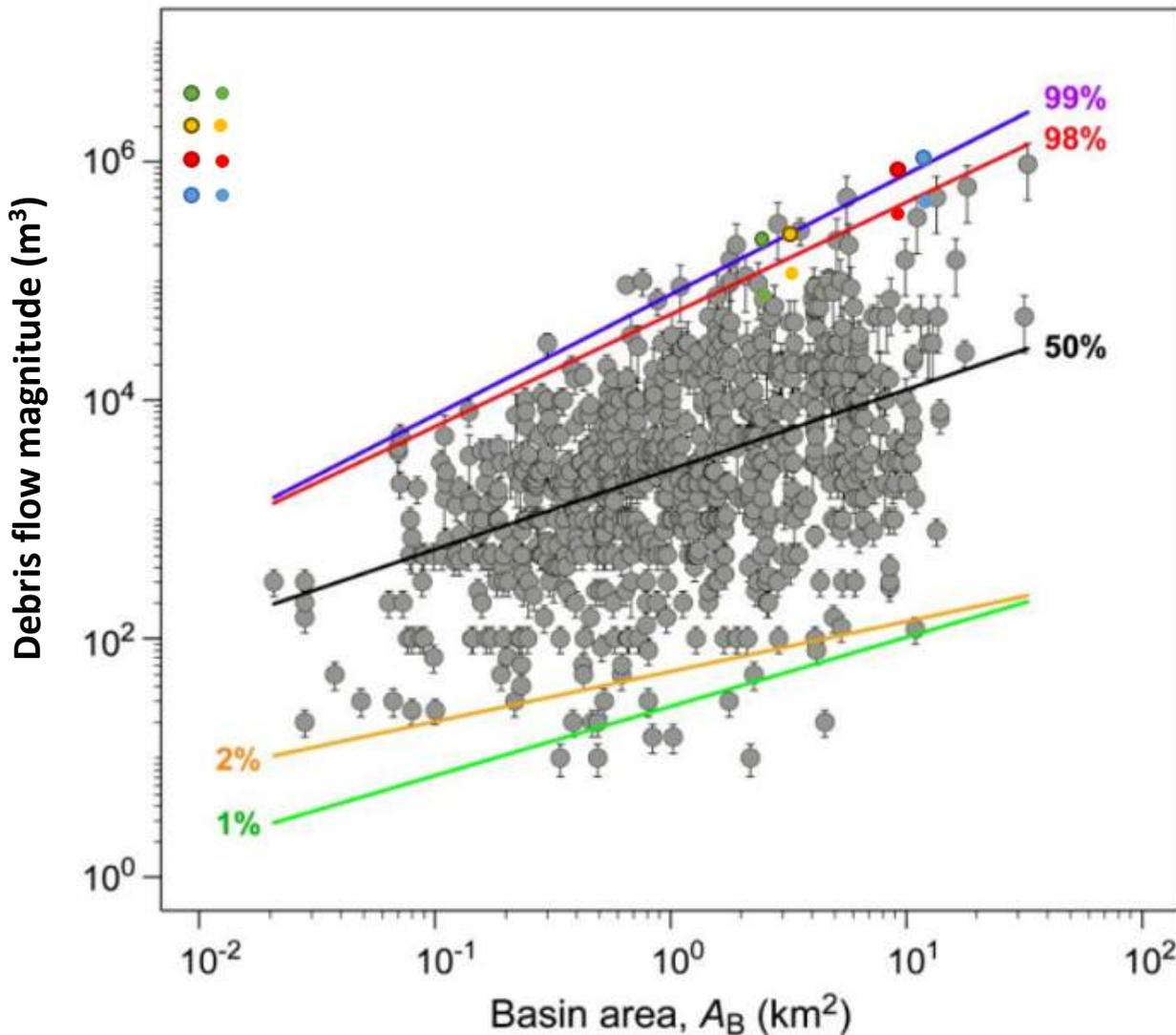


Abbildung 41. Vergleich von Geländeabschätzungen der mobilisierbaren Schuttmengen im Einzugsgebiet des Gravasecca-Bachs, im unteren Teil des Giralba und im abgetrennten Teil des Giralba mit dokumentierten historischen Ereignissen in Nordostitalien. Die dunkler eingekreisten Punkte stehen für Szenario 2, während die einfarbigen Punkte Szenario 1 darstellen.

Die ermittelten Werte wurden in das Streudiagramm von Marchi et al. (2019) aufgenommen, das Murgänge in den Nordostalpen umfasst. Die für Szenario 1 ermittelten Volumina liegen in der Nähe der 98er-Perzentil-Linie, während die Werte für Szenario 2 in die 99er-Perzentil-Linie fallen (**Abbildung 41**). Im Allgemeinen spricht die Tatsache, dass eine Schätzung des mobilisierbaren Feststoffvolumens innerhalb der Schwankungsbreite der historisch aufgezeichneten Ereignisse liegt, für die Zuverlässigkeit der Schätzung.

Danksagung

Die Autoren dieses Berichts danken Dr. Alessandro Pasuto (CNR IRPI) für seine Mitarbeit bei der Erstellung der geomorphologischen Karte des Einzugsgebiets der Liera, Dr. Francesco Marra (CNR ISAC) für seine Mitarbeit bei der Analyse der Vaia-Niederschlagsintensitäten in den Untersuchungsgebieten und Dr. Sara Cucchiaro und Prof. Federico Cazorzi, vom HydroLab der Universität Udine und Leiter des ITA-AUT INADEF-Projekts, für ihre wertvolle Mitarbeit bei der UAV-Überwachung von drei Sedimentquellgebieten im Untersuchungsgebiet Val d'Ansiei. Wir möchten auch den Kollegen Dr. Gabriella Boretto, Dr. Giacomo Tedesco und Dr. Alessandro Sarretta für ihre Unterstützung bei der Geländearbeit danken.

Literaturverzeichnis

- Abbà, T., 2019. La Geologia del Veneto. Vol. I, CAI, Fond. Berti, Duck Ed
- Aulitzky, H., 1982. Preliminary two-fold classification of torrents. *Mitteilungen der Forstlichen Bundesversuchsanstalt*, 144, 243-256.
- Borselli, L., Cassi, P., Torri, D., 2008. Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: A GIS and field numerical assessment. *CATENA* 75, 268-277.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2008.07.006>
- Bosellini, A., Castellarin, A, Doglioni, C., Guy, F., Lucchini, F., Perri, M.C., Rossi, P.L., Simboli, G., Somnavilla, E., 1982. Magmatismo e tettonica nel Trias delle Dolomiti. In: A. Castellarin e G.B. Vai (a cura di), Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale. Guide geol. Reg. Soc. Geol. It. pp. 189-210.
- Bosellini, A., Ferri, R., 1980. La Formazione di Livinallongo (Buchenstein) nella Valle di San Lucano (Ladinico inferiore, Dolomiti Bellunesi). *Ann. Univ. Ferrara (N.S.) Sez. 9, Sc. Geol e Paleont.*, 6/5, pp. 63-89.
- Bosellini, A., Rossi, D., 1974. Triassic carbonate buildups of the Dolomites, Northern Italy. In: L.F. Laporte (Ed.), *Reefs in time and space*. Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ., 18, pp. 209-233.
- Brardinoni F. e Cavalli M., 2012. Classification Scheme for Colluvial Sediment Sources. Technical note progetto SedAlp, pp. 2.
- Brardinoni, F, Slaymaker, O, Hassan, MA. 2003. Landslide inventory in a rugged forested watershed: a comparison between air-photo and field survey data. *Geomorphology* 54: 179-196. DOI: 10.1016/S0169-555X(02)00355-0
- Brardinoni, F., Hassan, M.A., Rollerson, T., Maynard, D. 2009. Colluvial sediment dynamics in mountain drainage basins. *Earth and Planetary Science Letters* 284: 310-319. DOI: 10.1016/j.epsl.2009.05.002
- Brenna, A., Surian, N., Ghinassi, M., Marchi, L., 2020. Sediment-water flows in mountain streams: Recognition and classification based on field evidence. *Geomorphology*, 371, 107413, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107413>
- Brochot, S., Marchi, L., Lang, M., 2002. L'estimation des volumes des laves torrentielles: méthodes disponibles et application au torrent du Poucet (Savoie). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 61(4), 389-402.
- Casati, P., Jadoul, F., Nicora, A., Marinelli, M., Sestini, N., Fois, E., 1982. Geologia della Valle del fiume Ansiei e dei gruppi M. Popera-Tre Cime di Lavaredo (Dolomiti orientali), *Rivista Italiana di paleontologia e stratigrafia*, 87, pp. 371-510.

- Castiglioni G.B., 1964. Sul morenico stadiale nelle Dolomiti. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 24, pp.1-16.
- Castiglioni, B., 1939. Il Gruppo delle Pale di San Martino e valli limitrofe. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 13, pp. 1-101.
- Castiglioni, G.B., 1996. Geomorfologia, UTET.
- Cavalli, M., Crema, S., Viero, A., Marchi, L., 2015. Convenzione tra la Regione del Veneto e il Consiglio Nazionale delle Ricerche – Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica per “Attività di studio sulle conoidi con sviluppo di una metodologia di raccolta dati e loro applicazione su aree test”, Difesa del suolo, Regione Veneto, p. 96.
- Cavalli, M., Trevisani, S., Comiti, F., Marchi, L., 2013. Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments. *Geomorphology, Sediment sources, source-to-sink fluxes, and sedimentary budgets* 188, 31–41. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.05.007>
- Church, M., Jakob, M., 2020. What is a debris flood? *Water Resour. Res.* 56 (8) <https://doi.org/10.1029/2020WR027144>.
- Costa, J.E., 1984. *Physical Geomorphology of Debris Flows. Developments and applications of Geomorphology*. Edited by J. E. Costa, Fleisher P. J., Springer-Verlag, Berlin - Heidelberg, 268-317.
- Coussot, Ph., Meunier, M., 1996. Recognition, classification, and mechanical description of debris flows. *Earth-Science Reviews* 40, 209-227.
- Crema, S., Cavalli, M., 2018. SedInConnect: A stand-alone, free and open-source tool for the assessment of sediment connectivity. *Computers and Geosciences*, 184, pp. 11-126.
- Crema, S., Llana, M., Calsamiglia, A., Estrany, J., Marchi, L., Vericat, D., Cavalli, M., 2020. Can inpainting improve digital terrain analysis? Comparing techniques for void filling, surface reconstruction and geomorphometric analyses. *Earth Surface Processes and Landforms* 45, pp. 736–755.
- Cucchiaro, S., Maset, E., Cavalli, M., Crema, S., Marchi, L., Beinat, A., Cazorzi, F., 2020. How does co-registration affect geomorphic change estimates in multi-temporal surveys? *GIScience Remote Sens.* 57, pp. 611–632.
- Guzzetti, F, Mondini, AC, Cardinali, M, Fiorucci, F, Santangelo, M, Chang, K-T. 2012. Landslide inventory maps: new tools for an old problem. *Earth-Science Reviews* 112: 42–66. DOI: 10.1016/j.earscirev.2012.02.001
- Hungr, O., Evans, S.G., Bovis, M., Hutchinson, J.N., 2001. Review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental and Engineering Geoscience*, 7, 221-238.
- Hungr, O., Morgan, G.C., Kellerhals, R., 1984. Quantitative analysis of debris torrent hazard for design of remedial measures. *Canadian Geotechnical Journal* 21 (4), 663-677.

- Jackson, L.E., Kostaschuck, R.A., MacDonald, G.M., 1987. Identification of debris flow hazard on alluvial fans in the Canadian Rocky Mountains. *Geol. Soc. of America, Rev. in Engineering Geology*, 7, 115-124.
- Jenks, G.F., 1967. The Data Model Concept in Statistical Mapping, in: *International Yearbook of Cartography* 7: 186-190.
- Johnson, A.M., Rodine, J.R., 1984. Debris flow. In Brunsden, D., Prior, D.B., eds., *Slope Instability*, John Wiley & Sons, New York, 257-361.
- Lucianetti, G., Cianfarra, P., Mazza, R., 2017. Lineament domain analysis to infer groundwater flow paths: clues from the Pale di San Martino fractured aquifer, Eastern Italian Alps. *Geosphere*, 13, pp.1729-1746.
- Macchi, G., Crema, S., Arziliero, L., Boretto, G., De Fanti, B., Marchi, L., Monegato, G., Cavalli, M., 2022a. Assessing debris-flow activity and geomorphic changes caused by an extreme rainstorm: the case study of the Liera catchment (Dolomites, northeastern Italy). *Rendiconti online della Società Geologica Italiana*, 58, 2-8. doi: 10.3301/ROL.2022.13
- Macchi, G., Monegato, G., Pasuto, A., Boretto, G., Crema, S., Marchi, L., Cavalli, M., 2022b. Geomorphological map of the Liera catchment (Dolomites, NE Italy) as a support for understanding the landscape response to an extreme event. Under review in *Journal of Maps*.
- Marchi, L., Arattano, M., Deganutti, A.M., 2002. Ten years of debris-flow monitoring in the Moscardo Torrent (Italian Alps). *Geomorphology*, 46(1/2), 1-17.
- Marchi, L., Brunetti, M.T., Cavalli, M., Crema, S., 2019. Debris-flow volumes in northeastern Italy: relationship with drainage area and size probability. *Earth Surface Processes and Landforms*, 44(4), 933-943, doi: 10.1002/esp.4546
- Marchi, L., Cavalli, M., 2005. Riconoscimento dei processi torrentizi in area di conoide e scenari di intensità. In: *La prevenzione del rischio idrogeologico nei piccoli bacini montani della regione: esperienze e conoscenze acquisite con il progetto CATCHRISK*. Regione Autonoma Friuli-Venezia Giulia – Direzione centrale risorse agricole, naturali, forestali e montagna – Servizio territorio montano e manutenzioni, 113-143.
- Marchi, L., D'Agostino, V., 2004. Estimation of debris-flow magnitude in the Eastern Italian Alps. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29 (2), 207-220.
- Meneghel, M., Sauro, U., 2006. Dolines of karstic and periglacial origin in the high mountain karst of Pale di San Martino plateau (Dolomites). *Z. Geomorph. N.F.*, 50, pp. 63-76.
- Meunier, M., Rickenmann, D., Rahuel, J.L., 2000. Workshop 3 - Torrential hazard – General. In: Gillet, F., Zanolini F. (Eds.). *Risques naturels en montagnes (Mountain natural hazard)*, Cemagref Éditions, 329-333.
- Pellegrinon, B., Fenti, V., Andrich, O., Pellegrini, G.B., 1984. Garès, *Rivista C.A.I. Sezione Agordina*, 10.

- Pierson, T.C., Costa, J.E., 1987: A rheologic classification of subaerial sediment - water flows. Geol. Soc. of America, Rev. in Engineering Geology, Vol. 7, 1-12
- Posenato, R., 2019. The end-Permian mass extinction (EPME) and the Early Triassic biotic recovery in the western Dolomites, Italy: The Anisian Latemar and Carnia Sella platforms compared. AAPG Bull.
- Sarti, M., Ardizzoni, F., 1984. Tettonica Triassica nel gruppo di Cima Pape – Pale di Sanson. Mem. Sc. Geol., 36, pp. 353-370.
- Sibson, R., 1981. A brief description of natural neighbor interpolation. In: Barnett V, ed. Interpreting multivariate data. Chichester: Wiley, pp. 21–36.
- Tarboton, D.G., 1997. A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. Water Resour. Res. 33, 309–319. <https://doi.org/10.1029/96WR03137>
- US Geological Survey, 2004. Landslide Types and Processes, Fact Sheet 2004-3072.
- van Westen, CJ, van Asch, TWJ, Soeters, R. 2006. Landslide hazard and risk zonation—why is it still so difficult? Bulletin of Engineering Geology and the Environment 65: 167–184. DOI: 10.1007/s10064-005-0023-0
- Varnes, D.J., 1978. Slide movement types and processes. Landslides, Analysis and Control, Transportation Research Board, Special Report No. 176, National Academy of Sciences, 11-33.
- Wheaton, J.M., Brasington, J., Darby, S.E., Sear, D.A., 2010. Accounting for uncertainty in DEMs from repeat topographic surveys: improved sediment budgets. Earth Surf. Process. Landf. 35, 136–156. <https://doi.org/10.1002/esp.1886>
- Zampieri, D., 1987. Le piattaforme carbonatiche triassiche delle Pale di San Martino (Dolomiti): Memorie di Scienze Geologiche, v. 39, pp. 73–83.
- Zaramella, M., Dallan, E., Marchi, L., Marra, F., Cavalli, M., Crema, S., Borga, M., 2002. Characterization of the flood response to the Vaia storm (October 27th-30th, 2018) in a catchment of the Eastern Italian Alps. In preparation for Journal of Hydrometeorology.