



Laboratory of Hydraulics,
Hydrology and Glaciology
of the Swiss Federal Institute
of Technology Zurich

Vadrec dal Cengal Ost: Veränderungen in Vergangenheit und Zukunft

Im Auftrag von Amt für Wald und Naturgefahren,
Kanton Graubünden



Eidgenössische Technische Hochschule Zürich
Swiss Federal Institute of Technology Zurich

Zurich, November 2017

1. Einleitung

Der vorliegende Bericht fasst Erkenntnisse zur Entwicklung des kleinen, namenlosen Gletschers am Fuss des Piz Cengalo in Vergangenheit und Zukunft zusammen. Der Gletscher wird hier als **Vadrec dal Cengal Ost** bezeichnet. Obwohl keine direkten Messungen auf diesem Gletscher gemacht wurden, lassen es verschiedene Datengrundlagen von swisstopo, sowie Photographien zu, die langfristige Entwicklung in den letzten Jahrzehnten zu analysieren. Diese Informationen erlauben es auch ein Gletscher-Modell aufzusetzen, mit welchem die zukünftige Entwicklung des Gletschers abgeschätzt werden kann. Viele Angaben in diesem Bericht beruhen auf qualitativen Abschätzungen und vereinfachten Berechnungsansätzen. Detailliertere wissenschaftliche Studien und, wo möglich, Daten-Aufnahmen vor Ort wären nötig um die Unsicherheiten zu reduzieren.



Abbildung 1: Vadrec dal Cengal Ost (rechts) und Vadrec da la Bondasca (links) im Sommer 2017. Der Vadrec dal Cengal Ost ist im unteren Teil stark durch Schutt bedeckt, während im obersten Teil dicke Firnschichten vorhanden sind, die noch nicht durch die erhöhte Steinschlag-Aktivität beeinflusst sind (Foto: C. Levy, 17.8.2017).

2. Entwicklung des Vadrec dal Cengal Ost in Vergangenheit

2.1. Charakteristiken des Gletschers

Der Vadrec dal Cengal Ost ist ein sehr kleiner Kargletscher am Fuss des Piz Cengalo. Mit einer mittleren Höhe von nur 2260 m ü.M. befindet er sich in einer extrem tiefen Lage, etwa 500 Meter unterhalb der regionalen Schneegrenze. Dies ist durch drei Faktoren bedingt: (1) Der Gletscher erhält im Winter grosse Mengen an Schnee über Lawinen aus den umgebenden Felswänden und Schneedrift. (2) Der Gletscher ist extrem nordexponiert und erhält auch während des Sommers kaum direkte Sonnenstrahlung. (3) Der untere Bereich ist (nicht erst seit den Bergsturzereignissen) durch Schutt bedeckt, was die Schmelzraten deutlich reduziert. Aufgrund dieser Faktoren reagiert der Gletscher anders auf Veränderungen des Klimas als naheliegende, grössere Gletscher. Die stark strukturierte Oberfläche des Gletschers mit seinen vielen, oft tiefen Spalten deutet darauf hin, dass der Vadrec dal Cengal Ost trotz seiner geringen Ausdehnung eine relativ starke Dynamik (Eisfliessen) aufweist. In Abbildung 2 ist die berechnete Verteilung der Eisdicke dargestellt. Grundlage dafür ist die Höhe der Eisoberfläche und ein Modell, das die Prinzipien des Gletscherfliessens beschreibt. Tabelle 1 stellt die wichtigsten Kenngrössen des Gletschers zusammen.

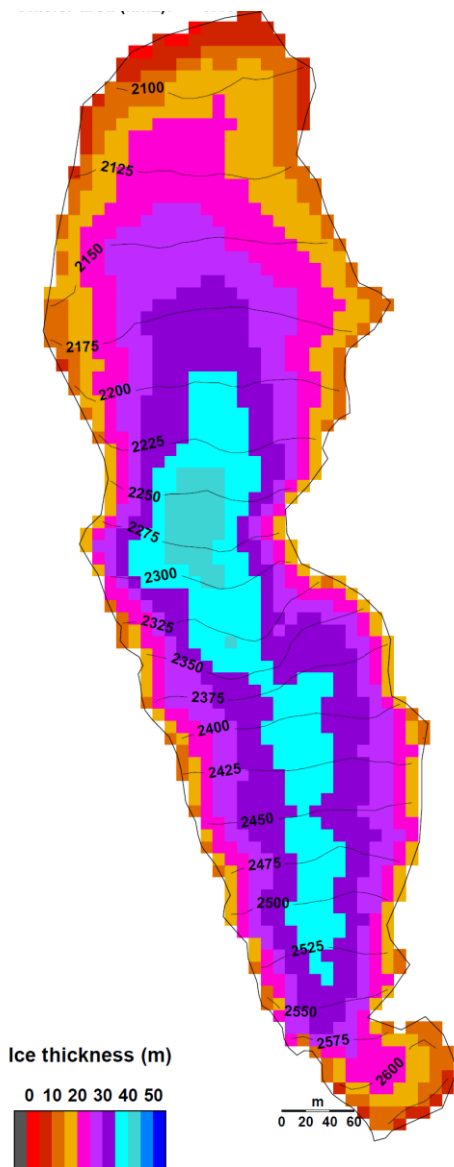


Abbildung 2: Eisdickenverteilung im Jahr 2009, berechnet mit der Methode von Huss&Farinotti (2012). Die Kartierung des Gletscherrandes basiert auf dem Orthophoto von 2015 und ist im unteren Bereich ungenau, da das Eis von grossen Mengen an Schutt bedeckt ist. Der Abstand der Höhenkurven der Oberfläche beträgt 25m.

Bemerkung: Nach der Erkenntnissen der Befliegung vom 28.10.2017 ist davon auszugehen, dass die Eisdicke im oberen Gletscherteil tendenziell überschätzt wird, also in Realität von geringeren Volumina auszugehen ist. Für die finalen Berechnungen (Kap. 3) werden reduzierte Dicken verwendet.

Tabelle 1: Wichtigste topographischen Charakteristiken des Vadrec dal Cengal Ost. Diese beziehen sich auf das Jahr 2009.

Fläche	0.166 km²
Höhenbereich	2080-2640 m ü.M.
Mittlere Höhe	2260 m ü.M.
Neigung (unten)	25°
Neigung (oben)	36°
Mittlere Eisdicke	26 m
Eisvolumen	4.3 mio. m³
Eisvol. (über 2260 m ü.M.)	2.4 mio. m³
Eisvol. (unter 2260 m ü.M.)	1.9 mio. m³

2.3. Gletscherentwicklung bis zum Bergsturzereignis von 2011

Abbildung 3 zeigt die Entwicklung des Vadret dal Cengal Ost während des 20. und frühen 21. Jahrhunderts aufgrund Karten von swisstopo. Um 1900 flossen die Zungen des Vadrec da la Bondasca, des Vadrec dal Cengal und des Vadrec dal Cengal Ost zusammen und reichten bis weit ins Tal hinab. Im Vergleich mit anderen Gletschern in den Alpen war der Rückgang über das 20. Jahrhundert relativ gering. Um das Jahr 1980 hing die Gletscherzunge des Vadrec del Cengal Ost noch immer mit dem Vadrec da la Bondasca zusammen. Die Gletscher teilten sich erst um ca. 2000 auf. Während sich der Vadrec da la Bondasca in der Folge schnell zurückzog, blieb die Zunge des Vadrec dal Cengal Ost unter einer dicken Schuttschicht nahezu unverändert bis 2010.

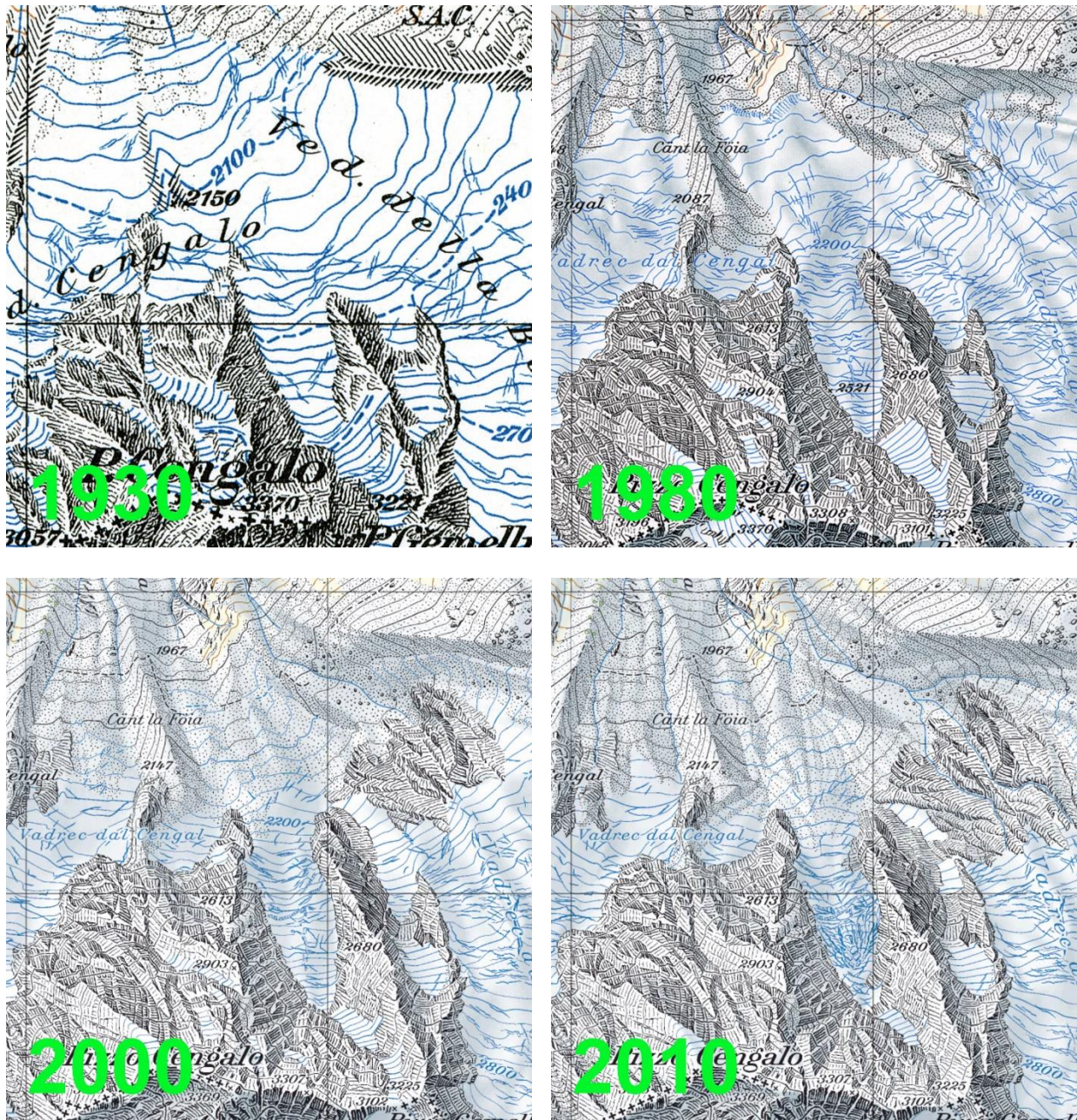


Abbildung 3: Entwicklung des Vadrec dal Cengal Ost zwischen ca. 1930 und 2010. Dargestellt mit Erlaubnis von swisstopo (JA100120).

2.4. Gletscherentwicklung zwischen 2011 und 2017

Die Gletscherentwicklung in den letzten Jahren ist durch 3-jährliche Orthophotos von swisstopo dokumentiert (Abb. 4) und durch die Bergsturzereignisse geprägt. Während sich im unteren Teil des Gletschers aufgrund der Schuttbedeckung nur relativ geringe, auf den Luftbildern sichtbare Änderungen ergeben haben, hat sich die Gletscheroberfläche im oberen Teil des Gletschers – auf den die Bergstürze niedergegangen sind – von Jahr zu Jahr stark verändert. Auf diesen Bereich ist auch das Hauptaugenmerk gerichtet. Er ist charakterisiert durch sehr hohe Akkumulationsraten (verstärkt durch Lawinen und Schneedrift), eine grosse Neigung und deshalb beträchtliche Fließdynamik, und starke Veränderungen der Oberflächenbeschaffenheit und der Eisdicke innerhalb von kurzer Zeit.

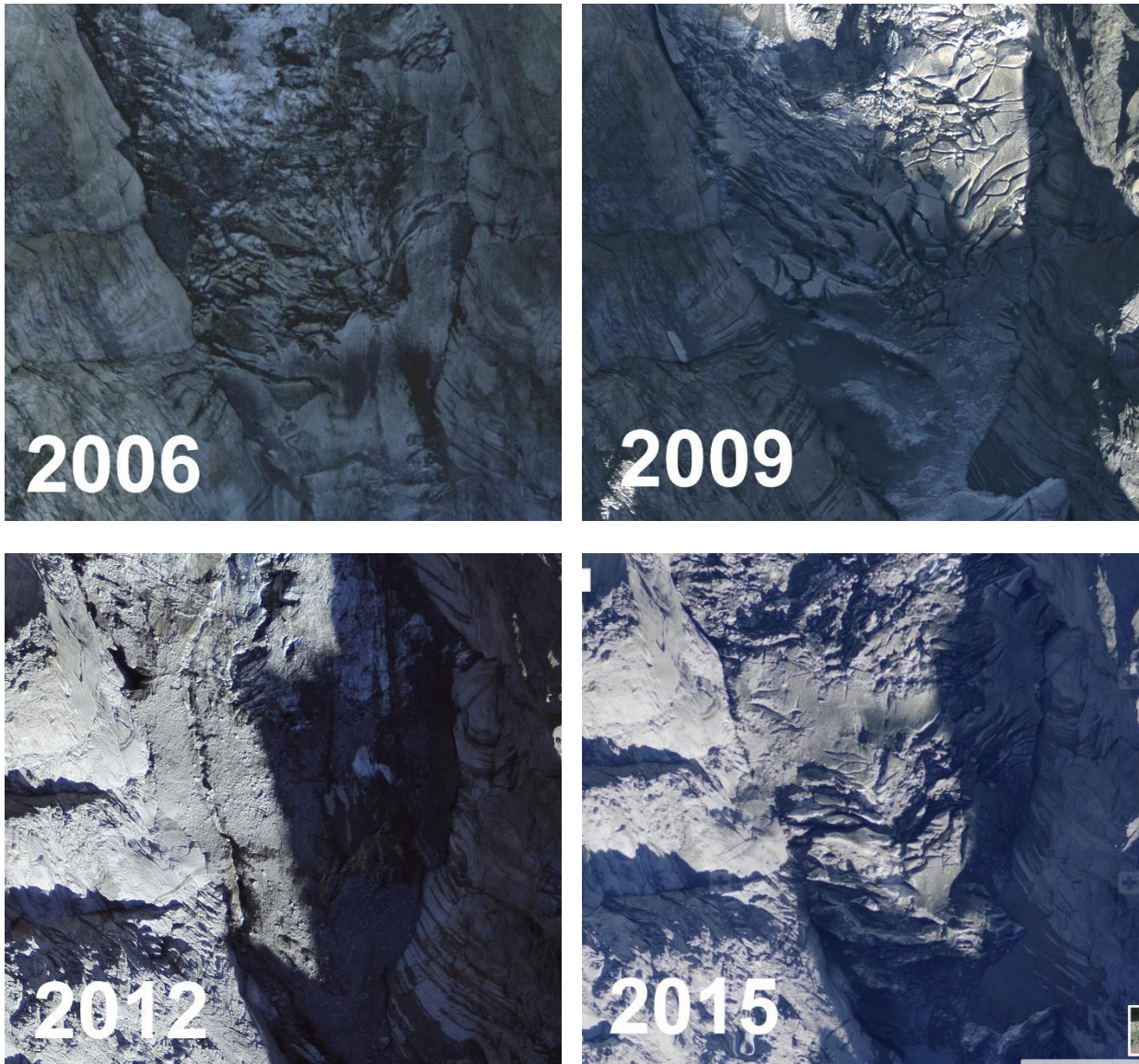


Abbildung 4: Entwicklung des Nährgebiets des Vadrec dal Cengal Ost zwischen 2006 und 2015 (Orthophotos). Dargestellt mit Erlaubnis von swisstopo (JA100120).

Im Sommer **2006** (Abb. 4, oben links) war die Gletscheroberfläche stark ausgeapert; nur wenig Firn ist zu erkennen. Dies dürfte ein Effekt des sehr schmelzintensiven Sommers sein: Schon Ende Juli waren die Gletscher im Bergell fast komplett schneefrei und die Massenbilanz der Gletscher auf der Alpensüdseite

war rekord-negativ (Gletscherberichte, 2017). **2009** ist das Gletschereis wieder von einer dicken Firnschicht bedeckt; dies ist den relativ schneereichen Wintern zwischen 2007 und 2009 zu verdanken. Der Vadrec dal Cegal Ost ist stark verspaltet. Seine Oberfläche ist «dreckig», was durch die Lawinen und Steinschlagaktivität zu erklären ist. Im Sommer **2012** ist der Gletscher fast komplett durch die Ablagerungen des Bergsturzes von Dezember 2011 bedeckt; sämtlicher Winterschnee ist geschmolzen. Der Schutt scheint auf dem steilen Gletschereis teils locker gelagert zu sein. Dies wird angedeutet durch Erosionsrinnen (linker Teil des Gletschers). Alle Gletscherspalten sind durch Schutt aufgefüllt und nicht mehr sichtbar wie in den Jahren zuvor. Im Sommer **2015** sind die Bergsturz-Ablagerungen im oberen Teil des Gletschers vollständig durch neue Firnschichten bedeckt und nicht mehr sichtbar. Der Gletscher hat also oberhalb von ca. 2400 m ü.M. in diesen drei Jahren deutlich an Masse gewonnen. Dies ist auf die vergleichsweise kühlen Sommer 2013 und 2014, sowie die Rekordschneefälle im Südosten der Schweiz im Winter 2013/14 zurückzuführen (siehe auch Abb. 5). Diese Entwicklung ging ebenfalls bis in den Sommer **2017** weiter (Abb. 6). Trotz der starken Gletscherschmelze im Sommer 2017 liegen im obersten Bereich des Vadrec dal Cegal Ost noch grosse Schneemengen. Die tiefen Spalten deuten auf einen dynamischen Gletscher mit massgeblichem Fliessen hin. Unterhalb von ca. 2400 m ü.M. hingegen ist der Schutt des Bergsturzereignisses von 2011, sowie von kürzlichen, kleineren Abbrüchen zu sehen. Dort hat der Gletscher in den letzten Jahren also keine Masse durch Anlagerung von Firnschichten gewonnen.



ca. 200 m

Abbildung 5: Das Nährgebiet des Vadrec dal Cegal Ost knapp zwei Jahre nach dem Bergsturz-Ereignis im Dezember 2011. Die fast komplett durch Schutt bedeckte Gletscheroberfläche ist durch mehrere Meter dicken Firn bedeckt. Der Pfeil bezeichnet die gleichen Stellen im Bild (Felskopf mitten im Gletscher). (Foto: Yves Bonanomi (Bonanomi AG), 22.7.2013)

Abbildung 6: Vadrec dal Cegal Ost im Sommer 2017. Die Firnschichten und tiefen Spalten im oberen Bereichen deuten auf eine massgebliche Akkumulation von Masse seit dem Ereignis von Dezember 2011 hin (Foto: C. Levy, 17.8.2017).

2.5. Höhen- und Volumenänderung des Gletschers

Die Veränderung der Eisdicke und des Eisvolumens kann mit wiederholten Höhenmodellen der Geländeoberfläche bestimmt werden. Solche Höhenmodelle sind verfügbar für 1991 (erste Ausgabe DHM25, swisstopo, 25m Auflösung), 2003 und 2009 (swissalti3D, swisstopo), 2012, (Helikopter-LiDAR), 2015 (swissalti3D, swisstopo) und kurz nach dem Bergsturz 2017 (Spezialbefliegung, swisstopo). Die Eisvolumenänderung und die Verteilung der Höhenänderung lässt Rückschlüsse über die Gletschermassenbilanz zu, ist wichtig um das Gletscher-Modell zu kalibrieren (siehe Kapitel 3), zeigt aber auch Prozesse des Massentransports an der Oberfläche des Gletschers.

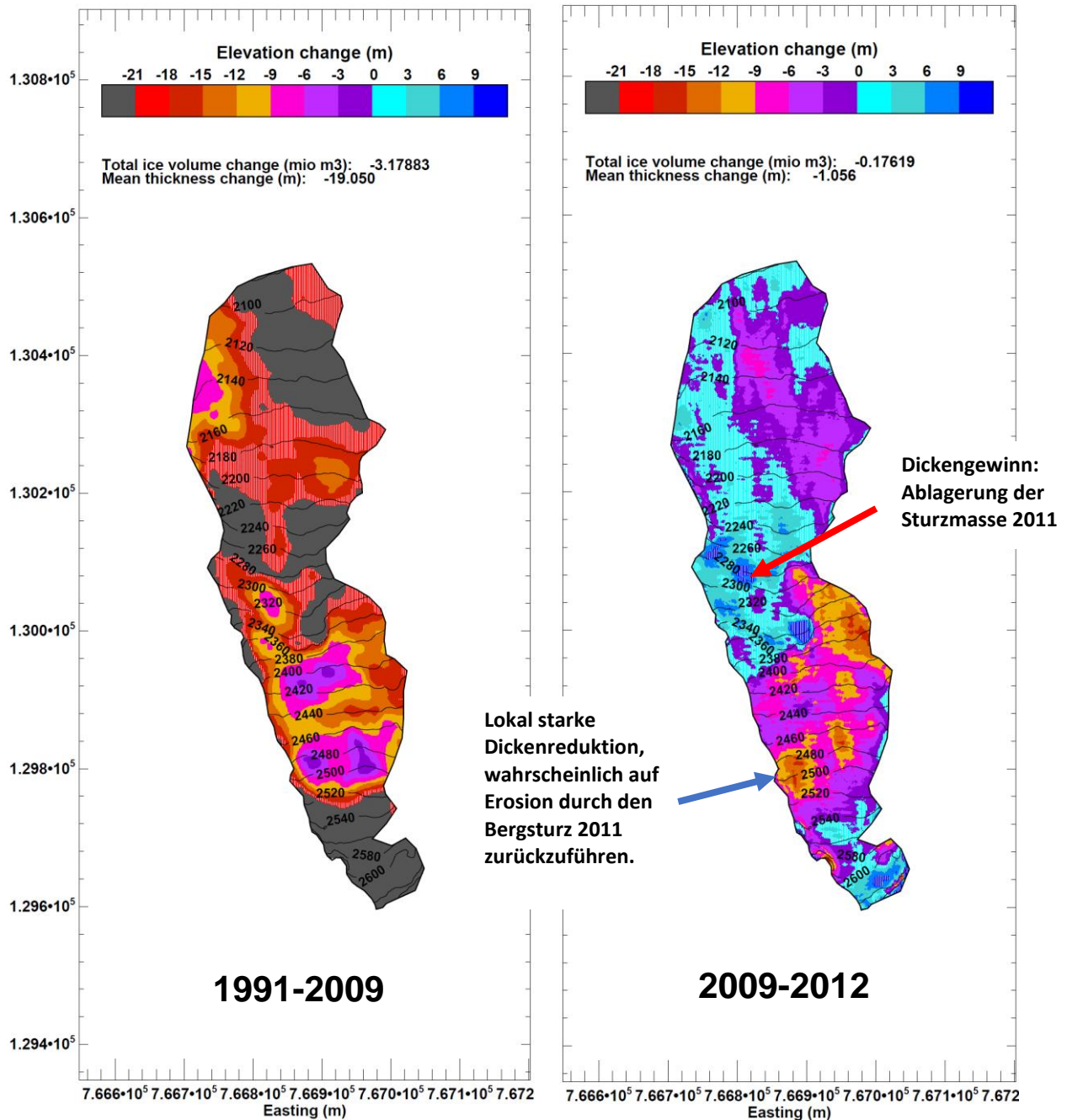


Abbildung 7: Veränderung der Oberflächenhöhe des Gletschers zwischen 1991 und 2009 (links), und zwischen 2009 und 2012 (rechts). Rote Farben deuten auf einen Verlust hin, blaue auf einen Gewinn.

Zwischen **1991 und 2009** verlor der Vadrec dal Cengal Ost deutlich an Dicke und Volumen (Abb. 7, links; Tabelle 2). Der Verlust ist etwas stärker als am Vadrec dal Cengal West. Die mittlere jährliche Dickenänderung entspricht ungefähr dem Wert aller Schweizer Gletscher (Fischer et al., 2015). In der Periode **2003-2012** beschleunigte sich der Verlust. Nahe dem Gletscherende nahm die Höhe der Eisoberfläche um teils über 20 Meter ab (>2 m Verlust pro Jahr). Der Verlust zwischen **2009 und 2012** war moderat. Es lässt sich allerdings deutlich eine lokal beschränkte Erosion des Gletschers durch den Bergsturz von 2011 erkennen, sowie die Ablagerungen der Sturzmasse im unteren Bereich (Abb. 7, rechts).

Eine Umkehr des Negativ-Trends ist zwischen **2012 und 2015** zu beobachten (Abb. 8, links; Tabelle 2): In dieser Periode nahm die Geländehöhe über dem Gletscher im Mittel um 0.7 m pro Jahr zu. Der Gewinn ist einerseits deutlich (verbreitet >3m und deshalb grösser als die Unsicherheiten des Höhenmodells) im unteren Teil des Gletschers, sowie auch im oberen Teil. Im mittleren Teil, wo der grösste Teil des Bergsturzes im Dezember 2011 niedergegangen ist, zeigen sich allerdings starke Höhenverluste von bis zu 15 Metern in den drei Jahren. Die Beobachtungen können mit verschiedenen Prozessen erklärt werden: (1) Verstärkte Schneeakkumulation und weniger Schmelze, vor allem in den Jahren 2013 und 2014. Dies dürfte verantwortlich für die Dickengewinne oberhalb von ca. 2450 m ü.M. sein, kann aber nicht die höhere Gletscheroberfläche im unteren Teil erklären. (2) Umlagerung des Bergsturz-Schuttes des Ereignisses von 2011. Dabei dürfte der mächtigste Teil der Sturzmasse (siehe auch Abb. 4, links unten, und Abb. 7, rechts) durch kleinere Murgänge erodiert und im flacheren, unteren Teil des Gletschers auf dem Eis wieder abgelagert worden sein. Der Volumengewinn des Gletschers als Ganzes 2012-2015 ist einerseits durch die ausgeglichene Bilanz von Schneeeintrag und Eisschmelze gegeben, und andererseits durch den Schutt des 2011er Bergsturzes unterstützt.

Die Höhenänderung in der Periode **2015-2017** ist massgeblich durch den Effekt des Bergsturzes von 2017 charakterisiert (Abb. 8, rechts). Im oberen Teil des Gletschers wurden verbreitet 10-20 Meter an Eis erodiert. Dieser starke Dickenverlust könnte nur zu einem sehr geringen Teil durch Eisschmelze in den Sommern 2016 und 2017 erklärt werden. Im untersten, schuttbedeckten Teil des Gletschers änderte die Oberflächenhöhe nicht massgeblich: kein oder nur wenig Eis wurde dort erodiert und Schutt wurde wahrscheinlich stellenweise abgelagert. Der gesamte Volumenverlust des Gletschers zwischen 2015 und 2017 beläuft sich auf 0.75 Millionen m³ Eis. Um aus diesem Wert das durch den Bergsturz erodierte Eisvolumen zu bestimmen, müssen zwei Faktoren berücksichtigt werden: (a) Gletscher-Schmelze zwischen 30.8.2015 und 23.8.2017, (b) Ablagerung von Schutt im unteren, flacheren Gletscher-Teil während des Ereignisses. Es wurden zwei Berechnungsansätze gewählt: (1) Korrektur des gesamten Gletscher-Volumenverlustes 2015-2017 mit Schätzungen für Faktoren (a) und (b). (2) Betrachtung des Gletschers ausschliesslich oberhalb 2260 m ü.M., wo wahrscheinlich nur Erosion und keine Ablagerung durch den Bergsturz stattfand. Mit beiden Methoden wird übereinstimmend ein durch den Bergsturz erodiertes Eisvolumen von **0.6 ± 0.1 mio. m³** geschätzt

Tabelle 2: Jährliche Dickenänderung und totale Volumenveränderung des Vadrec dal Cengal Ost in fünf Perioden.

Periode	Mittlere Dickenänderung (m/Jahr)	Volumenverlust (10 ⁶ m ³)
1991-2009	-1.06	-3.17
2003-2012	-1.60**	-1.38*
2009-2012	-0.35	-0.18
2012-2015	+0.67	+0.33
2015-2017	-2.24	-0.75

* Höhenmodelle decken nur unteren Teil des Gletschers ab. Der effektive Volumenverlust dürfte etwas grösser ausgefallen sein.
 ** Mittlere Dickenänderung bezieht sich nur auf den unteren Teil des Gletschers.

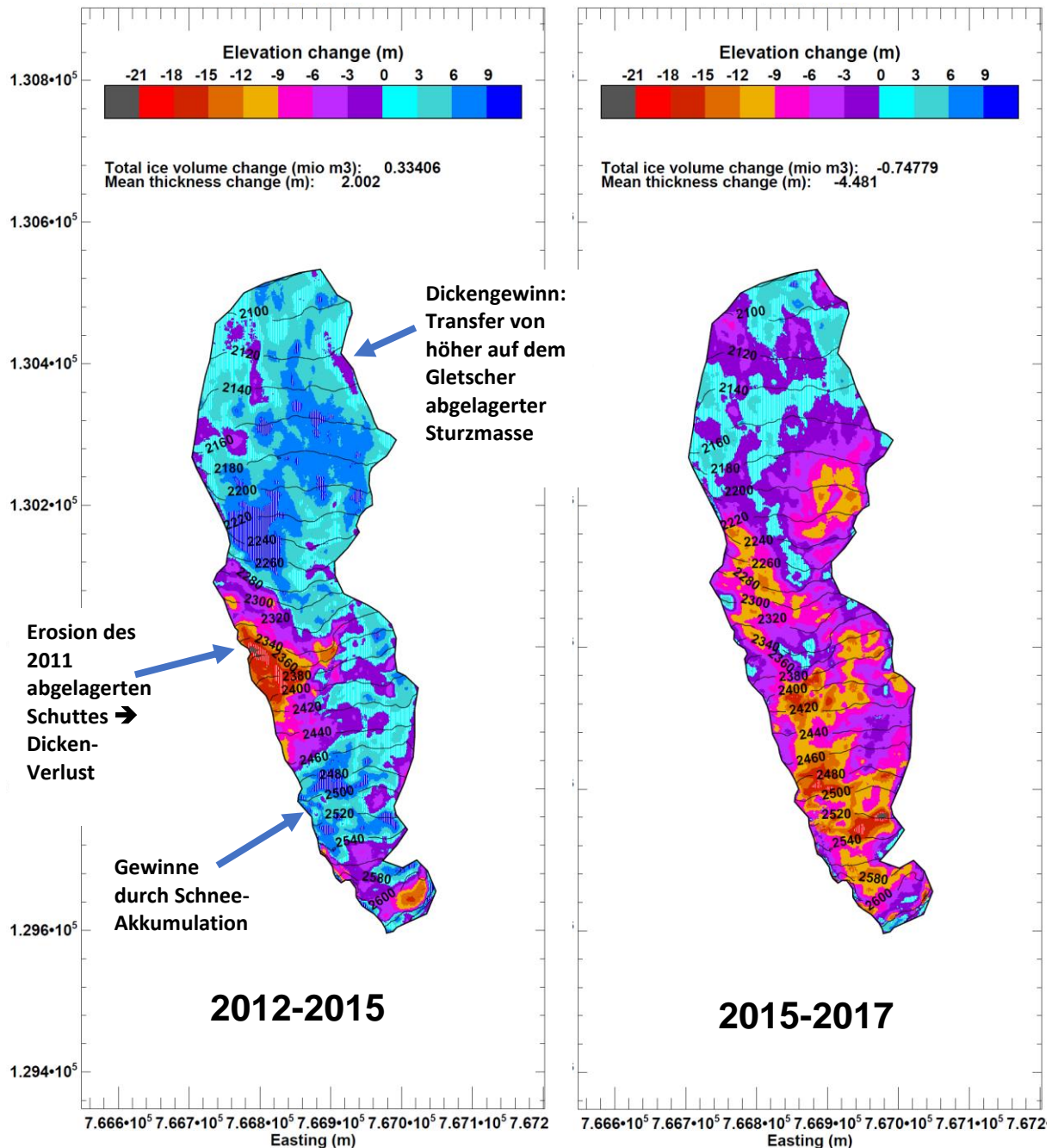


Abbildung 8: Veränderung der Oberflächenhöhe des Gletschers zwischen 2012 und 2015 (links), und zwischen 2015 und 2017 (rechts). Rote Farben deuten auf einen Verlust hin, blaue auf einen Gewinn. Die Veränderung der Oberfläche kommt aus der Kombination Gletscherschmelze und Schneeakkumulation zustande, wird aber auch massgeblich durch Umlagerung der Schuttmassen nach dem Bergsturz von 2011, sowie durch den Bergsturz von 2017 beeinflusst.

Der Bergsturz hat einen massgeblichen Teil des Gletschers oberhalb von ca. 2200 m ü.M. erodiert. Der untere, flachere und zuvor schuttbedeckte Teil ist durch den Bergsturz kaum beeinflusst worden. Es ist wahrscheinlich, dass der Gletscher im unmittelbaren Auftreffbereich des Bergsturzes komplett ausgeräumt wurde. Abbildung 9 deutet klar darauf hin, dass das Gletscherbett stellenweise freigelegt wurde und kein Eis mehr vorhanden ist. An anderen Stellen hingegen scheint noch Eis unter einer dicken Schuttschicht vorzuliegen. Die Dicke ist allerdings unbekannt.



Abbildung 9: Oberster Bereich des Vadrec dal Cengal Ost im Oktober 2017. Vergleiche Abbildung 6 für die Situation kurz vor dem Ereignis (Foto: Martin Funk, 28.10.2017).

3. Zukünftige Entwicklung des Vadrec dal Cengal Ost

3.1. Methoden

Um die künftige Entwicklung des Vadrec dal Cengal Ost abzuschätzen wird das Modell von Huss&Fischer (2016) verwendet. Dieses Modell wurde entwickelt um den Rückgang von kleinen Gletschern in den Schweizer Alpen zu berechnen und berücksichtigt alle Prozesse, die zur Massenbilanz des Gletschers beitragen, beschreibt die zeitliche Veränderung der Gletschergeometrie und macht auch Angaben zur Temperatur im Innern des Eises. Die Schuttbedeckung im unteren Teil des Vadrec dal Cengal Ost wird mit einem einfachen Ansatz berücksichtigt. Das Modell wird angetrieben durch tägliche Lufttemperaturen und Niederschlagsmengen, die aus Gitterdaten von MeteoSchweiz für den jeweiligen Gletscher extrahiert werden. Für die zukünftige Klimaentwicklung wurde ein Median-Szenario basierend auf mittleren CO₂-Emissionen aus dem CH2014-Report (CH2014-Impacts, 2014) verwendet. Die Kalibrierung des Modells erfolgt in der Periode 1991-2009. Dabei werden die Modell-Parameter so angepasst, dass die berechnete Eisvolumenänderung des Gletschers mit dem beobachteten Verlust (siehe Tabelle 2) übereinstimmt. Diese Periode wurde gewählt, da die Höhenänderung des Gletschers nicht durch Bergstürze beeinflusst ist und genügend lang ist um die Unsicherheit des Modells für Einzeljahre nicht zu stark zu gewichten. Eine Validierung mit der Volumenänderung in der Periode 2003-2012 zeigt, dass das Modell die Dynamik des Volumenverlustes gut beschreiben kann. Die beobachteten Volumenänderungen in den Perioden 2012-2015 und 2015-2017 können durch das Modell nicht reproduziert werden, da der Einfluss der Bergsturz-Ereignisse, bzw. die Umlagerung von Schutt auf dem Gletscher nicht beschrieben ist.

3.2. Resultate

Massenbilanz:

Die berechnete Massenbilanz-Verteilung ist durch sehr hohe Akkumulationsraten im oberen Teil des Gletschers charakterisiert (Abb. 10). In schneereichen Jahren wie 2014 werden durch das Modell jährliche Schneerücklagen von teils mehr als 4 Metern berechnet. Auch in extrem warmen und/oder schneearmen Jahren wie 2011, 2015 und 2017 wird durch das Modell eine Schneerücklage im obersten Teil des Gletschers berechnet, obwohl die Massenbilanz des gesamten Gletschers deutlich negativ ist. Schneeeakkumulation in diesen Höhenlagen, selbst nach einem überdurchschnittlichen heissen Sommer, ist aussergewöhnlich und kann nur mit der speziellen topographischen Lage des Gletschers erklärt werden (siehe Kapitel 2.1).

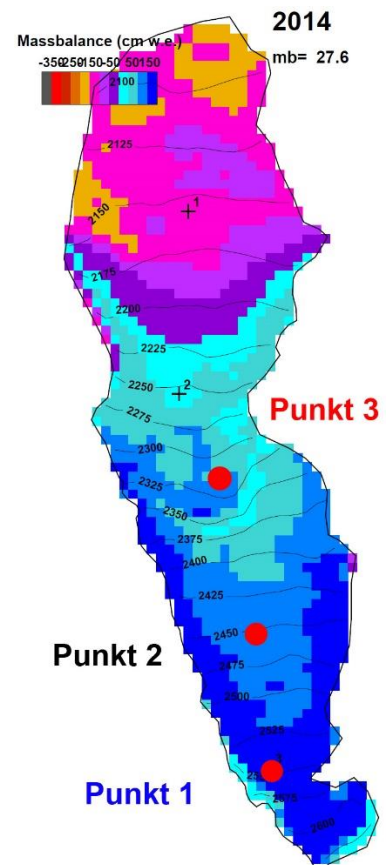


Abbildung 10: Berechnete Massenbilanz-Verteilung des Vadrec dal Cengal Ost im Jahr 2014. Für die Punkte 1, 2 und 3 wurden die zukünftigen Schneerücklagen und möglichen Höhenänderungen analysiert (Abb. 13).

Gletscherrückgang:

Das Gletscher-Modell berechnet für die nächsten 45 Jahre einen kontinuierlichen Rückgang des Gletschers (Abb. 11 und 12). Dieser dürfte bis ins Jahr 2060 fast komplett verschwunden sein. Diese Berechnungen berücksichtigen allerdings keinerlei Einflüsse der Bergsturz-Aktivität. Später wird versucht diesen Effekt in die Berechnungen einzubeziehen.

Verglichen mit fast allen anderen kleinen Gletschern in der Schweiz, ist der Verlust aber ausserordentlich langsam. Die kleinen, nordexponierten, durch Lawinen genährten Gletscher im Bergell gehören aufgrund ihrer Charakteristiken den zu den Gletschern in dieser Grössenklasse, die am längsten der Erwärmung der Atmosphäre widerstehen können (Huss&Fischer, 2016).

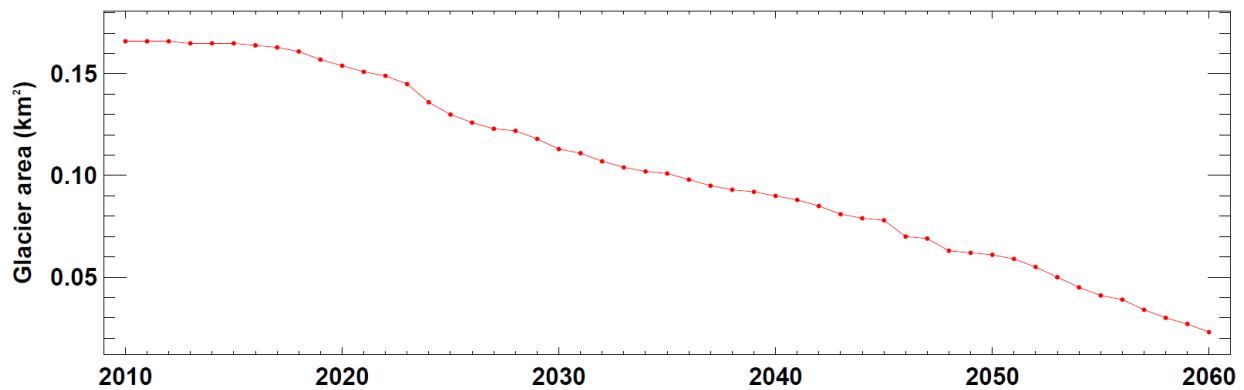


Abbildung 11: Berechnete Entwicklung der Gletscherfläche des Vadrec dal Cengal Ost.

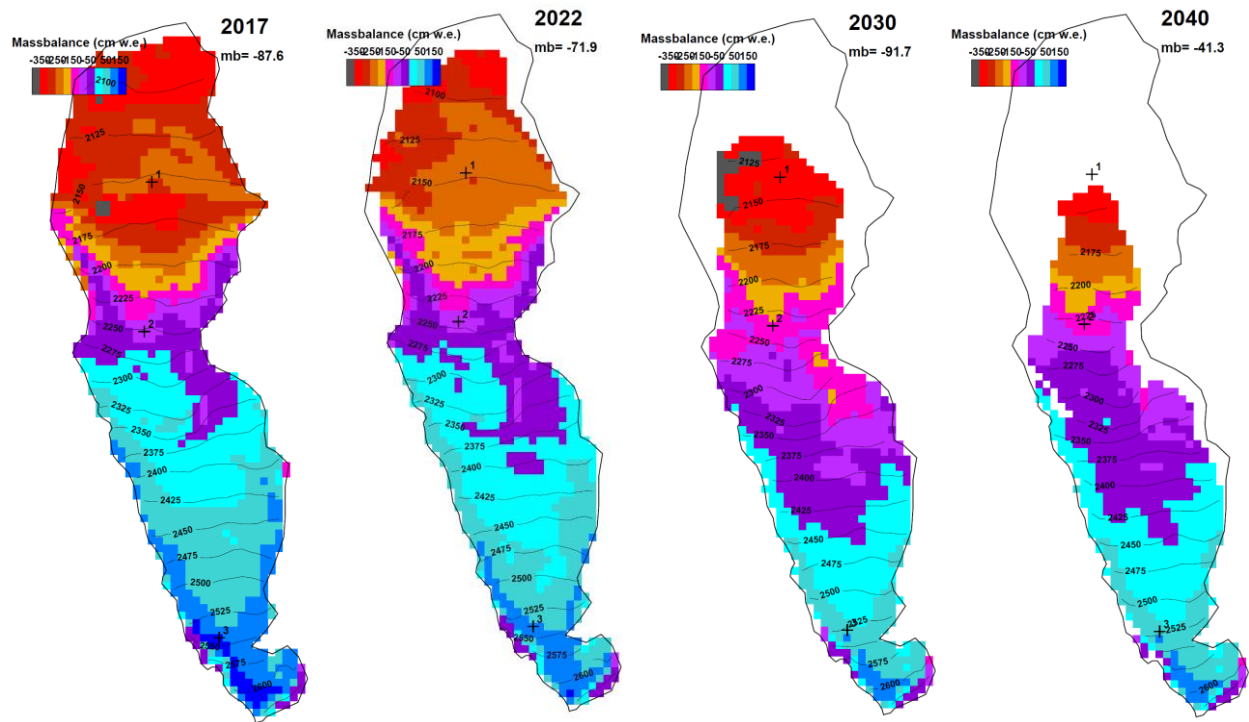


Abbildung 12: Berechnete Entwicklung der Massenbilanz-Verteilung und der Gletscher-Ausdehnung in ausgewählten Jahren (2017, 2022, 2030, 2040). Hellblaue Farbtöne deuten auf den Bereich hin, wo der Gletscher im Verlauf eines Jahres Schneerücklagen ansammeln kann. Die schwarze Linie bezeichnet die Gletscher-Ausdehnung im Jahr 2015.

Zukünftige Eisdicken- und Volumenänderung:

Die Abschätzung der zukünftigen Entwicklung des Eisvolumens und der Eisdicke in verschiedenen Bereichen des Gletschers ist mit der vorhandenen Datengrundlage schwierig und unsicher, vor allem da die aktuelle Dicke des Eises (nach dem Bergsturz) nicht genau, sondern nur aus Schätzungen (siehe Abb. 2) bekannt ist. Die Modellresultate zur Massenbilanz (Abb. 12) deuten an, dass sich im oberen Bereich des Gletschers auch in den nächsten Jahren neue Firnschichten anlagern werden, wie auch nach dem Bergsturz-Ereignis von 2011. Der Gletscher wird also stellenweise wieder dicker werden. Wenn eine gewisse Dicke erreicht ist, nimmt die Fliessgeschwindigkeit des Eises zu. Dieser Prozess trägt dazu bei, dass ein Gleichgewicht zwischen Akkumulation and Abfließen des Eises erreicht wird.

In einer einfachen Analyse wurden die kumulierten Schneerücklagen zuerst für drei Punkte (siehe Abb. 10) im mittleren/oberen Bereich des Gletschers für die kommenden 20 Jahre (2018-2040) betrachtet (Abb. 13). Gemäss der zu erwartenden Klimaentwicklung ergeben sich für Punkt 1 (2550 m ü.M.) deutliche, und für Punkt 2 (2450 m ü.M.) geringe Schneerücklagen, während Punkt 3 (2350 m ü.M.) in Zukunft unterhalb der Gleichgewichtslinie liegt, die Eisschmelze also auf lange Frist dominiert. Die massiven Gewinne bei Punkt 1 (im Schnitt ca. 1.5 m pro Jahr) wirken sich auf die Fliessgeschwindigkeit des Eises aus, welche mit elementarer Gletscherdynamik beschrieben wird (Cuffey&Paterson, 2010). Die Fliessgeschwindigkeit nimmt mit zunehmender Dicke des Eises zu, so dass sich das Wachstum auch im obersten Bereich des Gletschers nach ca. 2030-2035 auf einem Dickengewinn von etwa +12 Metern stabilisiert. Für Punkt 2 und 3 hingegen wird in Zukunft eine (leichte) Dickenabnahme erwartet, was konsistent ist mit dem generellen Rückgang des Gletschers (Abb. 12).

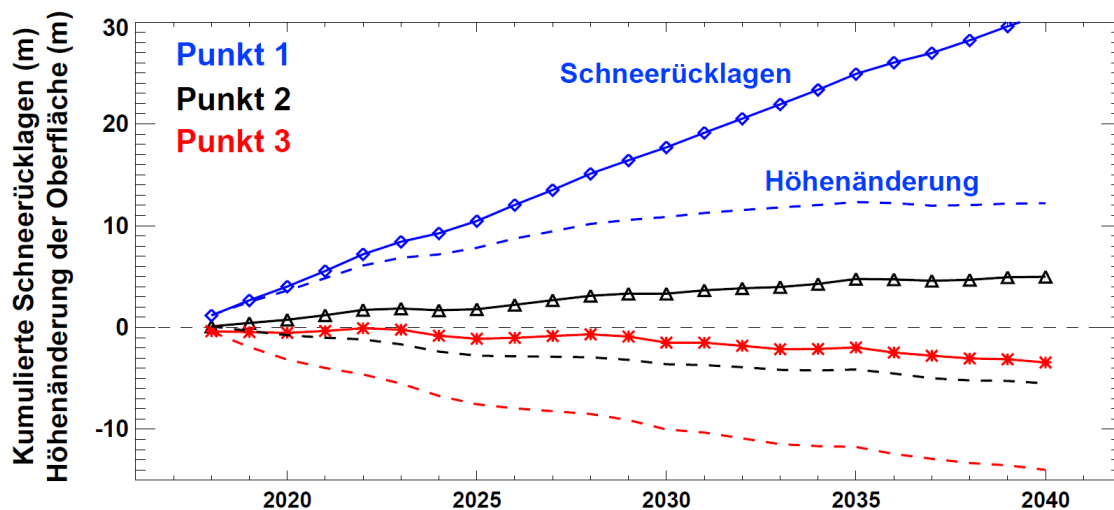


Abbildung 13: Kumulierte Schneerücklagen und daraus folgende Höhenänderung (gestrichelt) für drei Punkte (siehe Abb. 10) im mittleren/oberen Bereich des Gletschers.

In der Folge wird die Analyse (Abb. 13) auf alle Punkte des Gletschers ausgedehnt um die Entwicklung des gesamten Eisvolumens (in verschiedenen Höhenbereichen des Gletschers) bestimmen zu können. Die wichtigste Startgrösse dazu ist die aktuelle Eisdicke. Diese gibt den Betrag des Gletscherfließens vor und bestimmt schlussendlich, ob das Eis bei einer gewissen Akkumulationsrate dicker werden kann oder nicht. Die aktuelle Eisdickenverteilung wurde für zwei Fälle für das Jahr 2017 geschätzt:

- (1) Aus einer «normalen» Entwicklung des Gletschers OHNE den Einfluss der Bergstürze. Dabei wurde die initiale Eisdicke (siehe Abb. 2) ausgehend vom letzten «ungestörten» Höhenmodell im Jahr 2009 mit dem Gletschermodell angepasst, so dass der Dickenverlust durch Schmelze berücksichtigt ist. Die Eisdicke entspricht somit dem Zustand unmittelbar vor dem Ereignis im August 2017.
- (2) Aus der tatsächlichen Oberflächenhöhe, die nach dem Bergsturz von 2017 gemessen wurde. In diesem Fall liegt die Eisdicke im oberen Bereich des Gletschers verbreitet um 10-20 m tiefer, da während dem Ereignis Eis erodiert wurde (siehe auch Abb. 8, rechts). De facto ist in diesem Fall die Eisdicke sehr gering (oder null), wie die Befliegung am 28.10.2017 gezeigt hat (Abb. 9).

Anschliessend wurde die Entwicklung der Eisdicke für jeden Punkt des Gletschers (i) oberhalb von 2260 m ü.M. (mittlere Höhe des Gletschers), (ii) oberhalb von 2400 m ü.M., und (iii) oberhalb von 2500 m ü.M. aus der Kombination der berechneten Schneesrücklagen, bzw. der Eisschmelze, und des Abfließens des Eises berechnet. Dies erlaubt es die zeitliche Entwicklung des gesamten Eisvolumens in diesen Bereichen des Gletschers zu bestimmen (Abb. 14). Wir konzentrieren uns hier nur auf den oberen Bereich des Gletschers, da der untere, schuttbedeckte Teil während dem Bergsturz stabil blieb, sich also nicht anfällig auf die Erosion von Eis gezeigt hat. Die Bereiche oberhalb von 2260 m ü.M. hingegen sind potentiell als *instabil* zu bezeichnen.

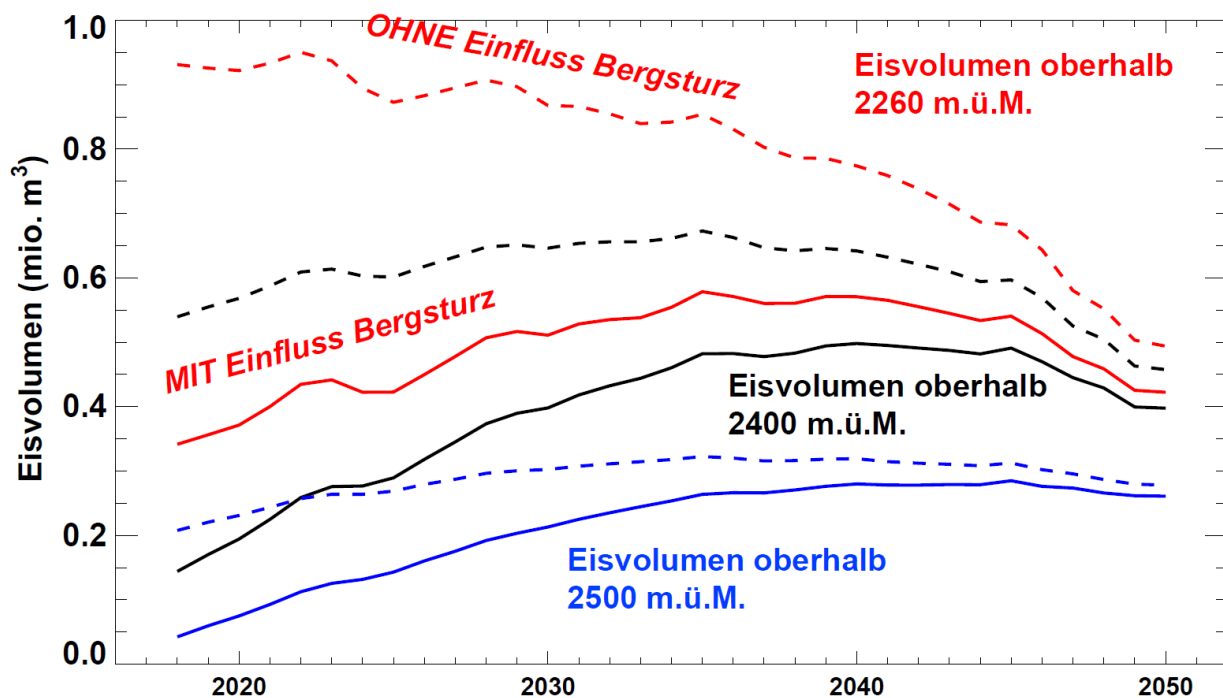


Abbildung 14: Berechnete Entwicklung des Eisvolumens in verschiedenen Höhenbereichen des Gletschers. Gestrichelte Linien zeigen die Entwicklung im Fall, dass sich der Bergsturz 2017 nicht ereignet hätte, durchgezogene Linien zeigen die Entwicklung des nach dem Bergsturz noch vorhandenen Eisvolumens.

Abbildung 14 zeigt, dass auch nach dem Bergsturz das gesamte Eisvolumen oberhalb 2260 m ü.M. kontinuierlich abnimmt. Auffällig ist auch, dass die Eisvolumina für die Gletschergeometrie vor und nach dem Bergsturz gegen 2050 hin konvergieren, der Effekt des Bergsturzes auf die Gletscherentwicklung also allmählich verloren geht. Oberhalb von 2400 und 2500 m ü.M. sind deutliche Zunahmen des Gletschervolumens bis ca. 2040 zu erwarten. Dies ist folgendermassen zu erklären: Der Bergsturz hat die Eisdicke stark reduziert, bzw. das Eis ganz ausgeräumt. Der Eisfluss kommt daher quasi zum Erliegen und die Schneerücklagen tragen zu einem lokalen Dickengewinn bei (siehe auch Abb. 13, blau). Dieser Effekt tritt *nur* aufgrund des Bergsturzes ein. Hätte sich dieser nicht ereignet, würden die Eisvolumina tendenziell abnehmen (Abb. 14). Tabelle 3 stellt die Zahlen dieser Analyse zusammen.

Tabelle 3: Berechnete Entwicklung der Eisvolumina (V) in verschiedenen Bereichen des Gletschers. Die Zahlen beziehen sich auf die Gletschergeometrie *nach* dem Bergsturz. Alle Zahlen sind in mio. m³.

Jahr	V (>2260 m ü.M.)	V (>2400 m ü.M.)	V (>2500 m ü.M.)
2018	0.34	0.14	0.04
2020	0.37	0.19	0.07
2025	0.42	0.29	0.14
2030	0.51	0.40	0.21
2035	0.58	0.48	0.26
2040	0.57	0.50	0.28
2050	0.42	0.40	0.26

Es muss betont werden, dass die Unsicherheiten in diesen Abschätzungen beträchtlich sind. Genauere Kenntnisse der aktuellen Eisdicke wären nötig um die Berechnungen zu verbessern. Das Modell zur Berechnung der Massenbilanz kann Fehler aufweisen, da keine Daten vorhanden sind, um es lokal zu validieren. Die Situation im extrem stark Lawinen ausgesetzten Kar ist komplex und die richtige Modellierung der Akkumulationsraten ist nicht möglich. Dazu kommt, dass die künftige Klimaentwicklung unsicher ist: Vor allem in Bezug auf Veränderungen der Niederschläge – für diesen Gletscher besonders wichtig – sind sich Klimamodelle oft uneinig. Um die Gletscherdynamik, und damit die Entwicklung der Eisdicke überall auf dem Gletscher, besser beschreiben zu können, wäre die Anwendung eines komplexeren Fliessmodells nötig. Die aktuellen Erkenntnisse resultieren aus vereinfachten Betrachtungen, die aber in Hinblick auf die limitierten Datengrundlagen gerechtfertigt sind.

Eistemperatur:

Das angewandte Modell berechnet ebenfalls die Temperaturen im Innern des Gletschers. Grundsätzlich geht man davon aus, dass die meisten Gletscher in den Alpen temperiert sind, d.h. eine Temperatur am Druckschmelzpunkt, also etwa bei 0°C aufweisen. Für den oberen und mittleren Teil des Vadrec dal Cengal Ost wird dies durch das Modell entsprechend berechnet. Für den unteren Teil des Gletschers hingegen berechnet das Modell Eistemperaturen, die leicht unter dem Gefrierpunkt sind. Es lässt sich auch ein Trend zu einer Abkühlung des Eises (trotz höheren Lufttemperaturen) erkennen (Abb. 15), vor allem auch als Folge der schneearmen Winter von 2005-2007. Eistemperaturen unter dem Gefrierpunkt in tiefen Lagen kommen bei dünnen Gletschern mit wenig Dynamik (d.h. wenig Spalten) und eher geringen Schneemengen vor. Beides ist im untersten Bereich des Vadrec dal Cengal Ost gegeben. Wenn die Eistemperaturen unter dem Gefrierpunkt liegen, hat dies Folgen für das Abfliessen des Schmelzwassers: Im oberen Teil des Gletschers anfallendes Schmelzwasser kann nicht mehr am Gletscherbett abfliessen und staut sich möglicherweise auf. Die Folge sind hohe Wasserdrücke im Gletscher und allenfalls grössere

Wassermengen, die im Innern des Eises gespeichert werden können, vor allem nach starken Schmelzphasen, wie im Sommer 2017. Die Beobachtungen von G. Kappenberger deuten auch auf diese Möglichkeit hin. Ob diese Prozesse tatsächlich am Vadret dal Cengal Ost relevant waren, kann aktuell nicht mit Sicherheit gesagt werden. Das angewandte Modell ist stark vereinfacht und konnte nicht für die Eistemperatur dieses Gletschers validiert werden.

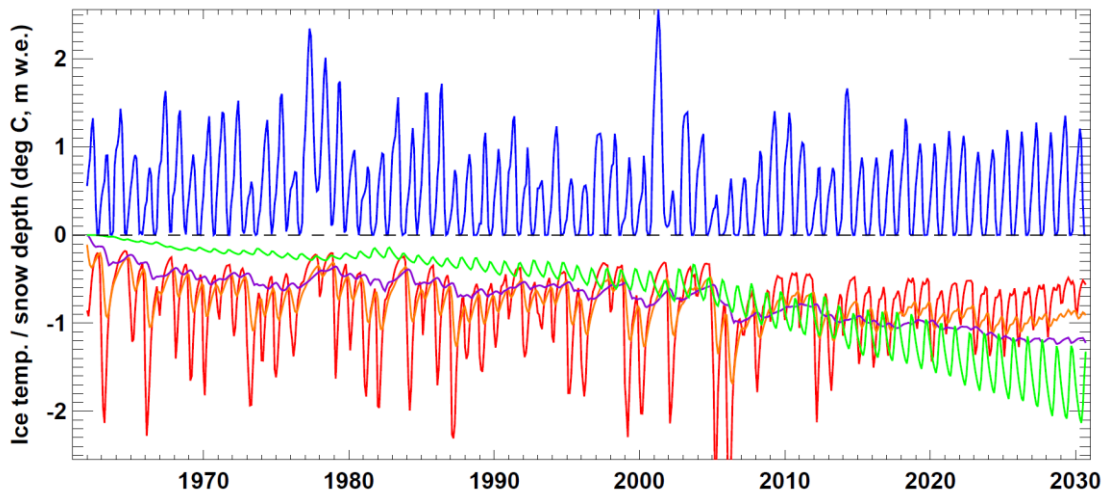


Abbildung 14: Berechnete Entwicklung der Temperatur im Innern des Gletschers. Rote/orange/violette/grüne Linien zeigen die Eistemperatur in einer Tiefe von 3m/5m/10m/20m zwischen 1961 und 2030.

4. Schlussfolgerungen

- Der **Vadret dal Cengal Ost** ist ein kleiner, aber dynamischer Gletscher mit sehr hohen Raten an Schnee-Akkumulation im oberen Bereich (begünstigt durch Lawinen) und einer schuttbedeckten Zunge. Der Gletscher hat seit den 1990er Jahren **deutlich an Masse verloren**.
- Die **Bergsturz-Ereignisse** von 2011 und 2017 hatten einen massgeblichen Einfluss auf die Gletscher-Entwicklung. Beim Bergsturz vom August 2017 wurden **0.6 ± 0.1 mio. m^3 Eis erodiert**.
- **Firnschichten** im oberen Teil des Gletschers können sich innerhalb weniger Jahre wieder aufbauen. Zwischen den Bergsturz-Ereignissen von 2011 und 2017 dürfte der Gletscher stellenweise um bis zu 10 Meter dicker geworden sein.
- Die Berechnung der zukünftigen Gletscher-Entwicklung deutet auf einen kontinuierlichen, aber vergleichsweise langsamen Massenverlust hin, so dass der **Gletscher bis ca. 2060 komplett verschwindet**.
- Nach dem Bergsturz von 2017 wird **in den nächsten rund 20 Jahren und oberhalb von rund 2300 m ü.M. das künftig potentiell mobilisierbare Gletschervolumen wachsen**. Wir empfehlen diese Entwicklung mithilfe von Höhenmodellen (Spezialbefliegungen swisstopo) in jährlichem Rhythmus zu dokumentieren.
- **Das Eisvolumen, das potentiell durch einen weiteren Bergsturz mobilisiert werden könnte, liegt bis 2040 bei 0.3-0.6 mio. m^3** . Eis. Das potentiell mobilisierbare Eisvolumen hängt auch davon ab, wo ein künftiger Bergsturz auf den Gletscher aufschlagen wird. Für eine diesbezügliche Abschätzung muss also bei einer neuen Gefährdung der Ausbruchsort und die entsprechende Sturzbahn berücksichtigt werden.

5. Referenzen

- CH2014-Impacts(2014). Toward Quantitative Scenarios of Climate Change Impacts in Switzerland. OCCR, FOEN, MeteoSwiss, C2SM, Agroscope, ProClim, Bern.
- Cuffey, K. M., and Paterson, W. S. B. (2010). The physics of glaciers. Academic Press.
- Fischer, M., Huss, M., and Hoelzle, M. (2015). Surface elevation and mass changes of all Swiss glaciers 1980-2010. *The Cryosphere*, 9, 525-540.
- Gletscherberichte (1881–2017). The Swiss Glaciers, 1880–2014/15, Yearbooks of the Cryospheric Commission of the Swiss Academy of Sciences (SCNAT), 1–136. Published since 1964 by VAW-ETH Zürich
- Huss, M. and Farinotti, D. (2012). Distributed ice thickness and volume of all glaciers around the globe. *Journal of Geophysical Research*, 117, F04010, doi:10.1029/2012JF002523.
- Huss, M., and Fischer, M. (2016). Sensitivity of very small glaciers in the Swiss Alps to future climate change. *Frontiers in Earth Science*, 4:34, doi: 10.3389/feart.2016.00034.