Geographisches Institut Universität Zürich
Abteilung Physische Geographie – 3G

GEO 511 - Masterarbeit

Volumenänderung am Oberaargletscher seit 1851 basierend auf historischen und modernen geodätischen Überwachungsmethoden

inklusiv einer neuen Überwachungsmethode mit einem unbemannten Flugsystem

---

Eingereicht von:	Annette Ramp 10-053-478
Eingereicht am:	29.1. 2016
Betreut durch:	Dr. Micheal Zemp Dr. Philip Jörg
Fakultätsmitglied:	Prof. Andreas Vieli

Vorwort

Die Schönheit der Natur, insbesondere die der Berge und der Gletscher, hat mich schon immer beeindruckt. Mein Wunsch, mehr über die Entstehung und Entwicklung von Gebirgslandschaften zu erfahren, wuchs mit jeder Wanderung in den Bergen. Durch mein Studium der Geographie konnte ich diese Neugierde befriedigen. Ich lernte meine Umwelt, die Natur und deren Prozesse besser zu verstehen. Das Thema meiner Masterarbeit gibt mir die einmalige Möglichkeit mich vertieft und detailliert mit einer wunderschönen schweizer Berg- und Gletscherlandschaft auseinander zusetzen. Die Feldarbeiten mit der Drohne auf dem Oberaargletscher bildeten den Höhepunkt meines Studiums. Dafür und vor allem für die persönliche Betreuung während meines gesamten Arbeitsprozesses bedanke ich mich ganz herzlich bei Michael Zemp und bei Philip Jörg. Zudem möchte ich mich bei Philipp Rastner für seine stets offene Tür und seine praktischen Ratschläge bedanken. Besten Dank auch an Ronald Schmid, der mir bei der Beschaffung der Karten geholfen hat und bei Daniel Farinotti, für die zur Verfügung gestellten Daten des Gletscherbettes. Ein weiteres grosses Dankeschön geht an alle Masterstudierenden im G10 für die vielen praktischen Tipps, die entspannenden Pausen und die auflockernden Spiele. Speziell bedanke ich mich bei Andrea Walter, Claudine Wernli, und Jacqueline Huber für das Gegenlesen meiner Arbeit. Den grössten Dank richte ich an meine Eltern, Esther und Felix, die mir dieses Studium ermöglichten sowie meiner Schwester Daniela für die stetige Unterstützung während meiner ganzen Ausbildung. Für den moralischen Rückhalt und die unermüdlichen Ermutigungen gebührt meinem Freund ebenfalls ein grosses Dankeschön.

Zusammenfassung

Gletscher passen sich rasch an geänderte Klimabedingungen an und sind somit gute Indikatoren für den Klimawandel. Durch eine detaillierte Inventarisierung von Gletscherständen können Fluktuationen erfasst und Vorhersagen über die Entwicklung eines Gletschers getroffen werden. In dieser Arbeit wird am Beispiel des Oberaargletschers gezeigt, dass in der Schweiz die einmalige Möglichkeit besteht, multitemporale Gletscherstände geodätisch zu rekonstruieren. Somit können Längen-, Flächen- und Volumenänderungen von Gletschern seit der letzten kleinen Eiszeit erfasst werden. Dazu wurden aus historischem und modernem Kartenmaterial sowie aus einer Drohnen-Befliegung 14 digitale Höhenmodelle (DHM) generiert. Durch Co-Registrieren (nach Nuth und Kääb 2011) dieser Höhenmodelle auf swissALTI^{3D} wurde sichergestellt, dass jedes zu differenzierende Pixel dieselbe Stelle auf der Erdoberfläche darstellt. Die älteste Karte, das Messtischblatt, bildete einen Spezialfall in diesem Prozess: es musste zuerst georeferenziert werden und konnte aufgrund der fehlenden Höhenlinien über stabilem Gelände nicht co-registriert werden.

Das Differenzieren der Höhenmodelle zeigte, dass der Oberaargletscher seit 1851 0.23 km^3 an Volumen verloren hat. Durch das, von Farinotti et al. (2009a), modellierte Gletscherbett konnte das absolute Volumen des Oberaargletscher für 2015 mit 0.21 km^3 ±0.05 bestimmt werden. Der Oberaargletscher hat also seit 1851 gut die Hälfte seines Volumens verloren. Ebenso hat er mit einer momentanen Fläche von 3.7 km^2 über 57 % der Fläche gegenüber 1851 eingebüsst. Die Änderung der Gletscherlänge wurde durch die Methode der zentralen Gletscherlinie bestimmt und brachte eine Verkürzung der Länge von 6.9 km (1851) auf 4.7 km zum Vorschein. Diese Resultate bestätigten sich durch andere Studien (Herren et al. 1999a, 1999b; Maisch et al. 2000; Farinotti et al. 2009a; Bauder und Rüegg 2009; Fischer et al. 2015). Um die Dickenänderung des Oberaargletschers in Relation zu setzen und die spezifisch auf den Oberaargletscher durchgeführte Co-Registrierung zu beurteilen, wurde von vier weiteren umliegenden Gletschern mithilfe derselben Höhenmodelle die multitemporale Dickenänderung bestimmt. Es zeigte sich, dass es von enormer Wichtigkeit ist, das stabile Gelände für die Co-Registrierung möglichst nahe beim Untersuchungsgebiet zu wählen. Ansonsten können grosse Fehler in der Volumenberechnung entstehen.

In dieser Arbeit wird gezeigt, dass sich sowohl die Siegfriedkarten wie auch die Landeskarten der Schweiz durch ihre regelmässigen Nachführungen und die hohe Auflösung hervorragend für eine geodätische Untersuchung von Gletschern eignen. Das Messtischblatt enthält zudem wertvolle Informationen die bis zur letzten kleinen Eiszeit zurück reichen. Bei dessen Verwendung muss jedoch mit geometrischen Ungenauigkeiten und mangelnden Höheninformationen gerechnet werden. Der Einsatz einer Drohne ermöglicht die Erstellung eines aktuellen, hoch aufgelösten Höhenmodells eines Gletschers. Multitemporale Volumenänderungen aller Gletscher der Schweiz können somit seit ca. 1850 erfasst werden und so glaziologischen Massenbilanzen von Gletschern, welche oft nur einen kurzen Zeitraum widerspiegeln, ergänzen.

Inhalt

Vorwort ..... **I**

Zusammenfassung ..... **III**

Inhalt ..... **V**

Abbildungen ..... **VII**

Tabellen ..... **IX**

Abkürzungen und Erläuterungen ..... **XI**

1 Einleitung **1**

1.1 Motivation 1

1.2 Fragestellungen und Ziele 2

2 Theoretische Grundlagen **5**

2.1 Gletscherinventare 5

2.2 Änderungen von Gletschern 6

2.3 Entwicklung und Stand der Forschung 8

2.4 Das Untersuchungsgebiet 8

3 Datengrundlage und Methode **11**

3.1 Verwendete Daten 11

3.1.1 Dufourkarte - Messtischblatt 11

3.1.2 Siegfriedkarte 12

3.1.3 Landeskarten der Schweiz 13

3.1.4 swissALTI^{3D} 14

3.2 eBee Kartographie-Drohne 15

3.2.1 Funktionsweise am Beispiel der Datenerhebung am Oberaargletscher 16

3.2.2 Technische Eigenschaften 17

3.3 Auswahl der Daten 18

3.4 Generierung digitaler Höhenmodelle aus Karten 19

3.5 Spezialfall Messtischblatt 21

3.6 Co-Registrieren 22

3.7 Erfassen der Länge und deren Änderung 25

3.8 Erfassen der Fläche und deren Änderung 25

3.9 Berechnen der Dicken- und Volumenänderungen 26

3.10 Unsicherheitsanalyse 27

3.10.1 Systematischer Fehler 28

3.10.2 Stochastischer Fehler 28

4 Resultate **29**

4.1 Höhenmodelle aus Karten 29

4.2 Spezialfall Messtischblatt 30

4.3 Höhenmodell aus Luftbildern 32

4.4 Co-Registrierung ... 33
4.5 Länge und deren Änderung ... 37
4.6 Fläche und deren Änderung ... 38
4.6.1 Oberaar- und Scheuchzergletscher ... 38
4.6.2 Umliegende Gletscher ... 39
4.7 Dicken- und Volumenänderung ... 41
4.7.1 Übersicht ... 41
4.7.2 Unsicherheiten ... 42
4.7.3 Oberaar- und Scheuchzergletscher ... 43
4.7.4 Minstergletscher ... 52
4.7.5 Bächigletscher ... 53
4.8 Eisdicke und absolutes Volumen Oberaargletscher ... 54

5 Diskussion ... 55
5.1 Eignung und Herausforderung der geodätischen Methode in der Schweiz ... 55
5.2 Analyse der Methode ... 58
5.2.1 Herleiten von Höhenmodellen ... 58
5.2.2 Bestimmung von Längen-, Flächen- und Volumenänderungen ... 59
5.3 Einfluss der Korrekturen auf die Resultate ... 60
5.3.1 Georeferenzierung ... 60
5.3.2 Co-Registrieren ... 62
5.3.3 Systematischer und stochastische Fehler ... 65
5.4 Glaziologische Interpretation der Resultate ... 66
5.4.1 Längen- und Flächenänderungen ... 66
5.4.2 Dicken- und Volumenänderung ... 69
5.5 Vergleich mit anderen Studien ... 71
5.6 Mögliche Entwicklung der Gletscher ... 74

6 Schlussfolgerungen ... 77

7 Ausblick ... 79

8 Literatur ... 81

9 Anhang ... 89
9.1 GPS Daten der Gletscherzunge ... 89
9.2 Dickenänderung Minster- und Bächigletscher ... 90
9.3 Dickenänderung Hangendgletscher ... 96
9.4 Georeferenzierte Kartenblätter ... 96

10 Persönliche Erklärung ... 123

Abbildungen

Abbildung 2.1 Foto Oberaargletscher 9
Abbildung 2.2 Längenänderung des Oberaargletschers 9
Abbildung 2.3 Swissimage 2005 10
Abbildung 3.1 Ausschnitt aus der Dufourkarte Blatt XVIII und dem Messtischblatt 12
Abbildung 3.2 Ausschnitt aus der Siegfriedkarte 13
Abbildung 3.3 Ausschnitt aus de Schweizer Landeskarte 2006 14
Abbildung 3.4 Ausschnitt aus swissALTI^{3D} 15
Abbildung 3.5 Foto eBee Kartographie-Drohne. 15
Abbildung 3.6 Starten der eBee Kartographie-Drohne und Auslesen der Daten aus der Kamera 16
Abbildung 3.7 Digitalisierung von Höhenlinien und Koten 20
Abbildung 3.8 2-D Schema der Höhenunterschiede durch einen Versatz eines Höhenmodells 23
Abbildung 3.9 Punktverteilung 24
Abbildung 3.10 Siegfriedkarte 1915 mit eingezeichneten Umrissen 26
Abbildung 3.11 Veranschaulichung des Differenzieren von multitemporalen Höhenmodellen. 26
Abbildung 4.1 Ausschnitt der Schummerung des Höhenmodells 1973 29
Abbildung 4.2 Vergleich der Höhe des Ulricherstocks 30
Abbildung 4.3 Verwendete Passpunkte zur Georeferenzierung des Messtischblattes 31
Abbildung 4.4 Schummerung des digitalen Höhenmodells des Messtischblattes 32
Abbildung 4.5 Überlappungsgrad der Luftbilder der Befliegung 32
Abbildung 4.6 Verglich des DHM 2015 mit und ohne Filter. 33
Abbildung 4.7 Stabiles Gelände 34
Abbildung 4.8 Beispiele der Punktverteilungswolke der Co-Registrierung mit der Annäherungfunktion 35
Abbildung 4.9 Gletscherstände des Oberaargletschers 38
Abbildung 4.10 Gletscherstände von Minster- und Bächigletscher 40
Abbildung 4.11 Mittlere Dickenänderung des Oberaargletschers 43
Abbildung 4.12 Mittlere Dickenänderung des Scheuchzergletschers 44
Abbildung 4.13 Dickenänderung Oberaargletscher von 2009 bis 2015. 45
Abbildung 4.14 Dickenänderung Oberaargletscher von 2006 bis 2009. 45
Abbildung 4.15 Dickenänderung Oberaargletscher von 1999 bis 2006. 46
Abbildung 4.16 Dickenänderung Oberaargletscher von 1993 bis 1999. 46
Abbildung 4.17 Dickenänderung Oberaargletscher von 1987 bis 1993. 47
Abbildung 4.18 Dickenänderung Oberaargletscher von 1981 bis 1987. 47
Abbildung 4.19 Dickenänderung Oberaargletscher von 1973 bis 1981. 48
Abbildung 4.20 Dickenänderung Oberaargletscher von 1961 bis 1973. 48
Abbildung 4.21 Dickenänderung Oberaargletscher von 1956 bis 1961. 49
Abbildung 4.22 Dickenänderung Oberaargletscher von 1946 bis 1956. 49
Abbildung 4.23 Dickenänderung Oberaargletscher von 1915 bis 1946. 50
Abbildung 4.24 Dickenänderung Oberaargletscher von 1895 bis 1915. 51
Abbildung 4.25 Dickenänderung Oberaargletscher von 1881 bis 1895. 51

Abbildung 4.26 Dickenänderung Oberaargletscher von 1851 bis 1881. 52
Abbildung 4.27 Mittlere Dickenänderung des Minstergletschers 53
Abbildung 4.28 Mittlere Dickenänderung des Bächigletschers 53
Abbildung 4.29 Eisdickenverteilung des Oberaargletschers (2015) 54
Abbildung 5.1 Messtischblatt von 1851 57
Abbildung 5.2 Zentrale Gletscherlinie des Oberaargletschers 59
Abbildung 5.3 Vergleich zweier Transformationsmethoden zur Georeferenzierung 61
Abbildung 5.4 Lage der Referenzpunkte im Messtischblatt 61
Abbildung 5.5 Vergleich der Gletscherumrisse vor und nach der Verschiebung 63
Abbildung 5.6 Vergleich Flächen- und Längenänderung Oberaagletscher 67
Abbildung 5.7 Gletscherstände vom Hangendgletscher 69
Abbildung 5.8 Vergleich der aufsummierten Längenänderung (rot) 72
Abbildung 9.1 GPS-Tracks von Teilen des Umrisses der Gletscherzunge. 89
Abbildung 9.2 Dickenänderung Minster- und Bächigletscher zwischen 2006 und 2009 90
Abbildung 9.3 Dickenänderung Minster- und Bächigletscher zwischen 1999 und 2006 90
Abbildung 9.4 Dickenänderung Minster- und Bächigletscher zwischen 1993 und 1999 91
Abbildung 9.5 Dickenänderung Minster- und Bächigletscher zwischen 1987 und 1993 91
Abbildung 9.6 Dickenänderung Minster- und Bächigletscher zwischen 1981 und 1987 92
Abbildung 9.7 Dickenänderung Minster- und Bächigletscher zwischen 1973 und 1981 92
Abbildung 9.8 Dickenänderung Minster- und Bächigletscher zwischen 1961 und 1973 93
Abbildung 9.9 Dickenänderung Minster- und Bächigletscher zwischen 1956 und 1961 93
Abbildung 9.10 Dickenänderung Minster- und Bächigletscher zwischen 1947 und 1956 94
Abbildung 9.11 Dickenänderung Minster- und Bächigletscher zwischen 1915 und 1947 94
Abbildung 9.12 Dickenänderung Minster- und Bächigletscher zwischen 1895 und 1915 95
Abbildung 9.13 Dickenänderung Minster- und Bächigletscher zwischen 1881 und 1895 95
Abbildung 9.14 Dickenänderung Hangendgletscher. 96
Abbildung 9.15 Co-registrierter Ausschnitt aus der LK 2008, Datenstand des Gletschers 2006. 97
Abbildung 9.16 Co-registrierter Ausschnitt aus der LK 2002, Datenstand des Gletschers 1999. 99
Abbildung 9.17 Co-registrierter Ausschnitt aus der LK 1996, Datenstand des Gletschers 1993. 101
Abbildung 9.18 Co-registrierter Ausschnitt aus der LK 1989, Datenstand des Gletschers 1987. 103
Abbildung 9.19 Co-registrierter Ausschnitt aus der LK 1983, Datenstand des Gletschers 1981. 105
Abbildung 9.20 Co-registrierter Ausschnitt aus der LK 1977, Datenstand des Gletschers 1973. 107
Abbildung 9.21 Co-registrierter Ausschnitt aus der LK 1963, Datenstand des Gletschers 1961. 109
Abbildung 9.22 Co-registrierter Ausschnitt aus der LK 1957, Datenstand des Gletschers 1956. 111
Abbildung 9.23 Co-registrierter Ausschnitt aus der LK 1947, Datenstand des Gletschers 1946. 113
Abbildung 9.24 Co-registrierter Ausschnitt aus der Siegfiedkarte 1919, Datenstand des Gletschers 1915 115
Abbildung 9.25 Co-registrierter Ausschnitt aus der Siegfiedkarte 1895 117
Abbildung 9.26 Co-registrierter Ausschnitt aus der Siegfiedkarte 1881 119
Abbildung 9.27 Co-registrierter Ausschnitt des Messtischblattes, Datenstand 1851. 121

Tabellen

Tabelle 3.1 Eigenschaften der eBee Kartographie-Drohne. 17
Tabelle 3.2 Datenenauswahl 18
Tabelle 4.1 Übersicht der Co-Registrierung. 36
Tabelle 4.2 Längenänderung des Oberaargletschers 37
Tabelle 4.3 Flächenänderung des Oberaar- und Scheuchzergletschers. 39
Tabelle 4.4 Flächenänderung von Minster-, Bächi- und Hangendgletscher. 41
Tabelle 4.5 Übersicht der mittleren Dickenänderung pro Jahr 42
Tabelle 5.1 Vergleich der durchschnittlichen Dickenänderung mit und ohne Co-Registrieung. 62
Tabelle 5.2 Übersicht über die Dickenänderung von ausgewählten Profilen des Oberaargletscher 73

Abkürzungen und Erläuterungen

Abkürzung	Bedeutung
DHM	Digitales Höhenmodell
dGPS	Differentielles GPS (Global Positioning System)
GCP	Ground Control Point (Passpunkt auf der Erdoberfläche)
GIS	Geographisches Informationssystem
GLIMS	Global Land and Ice Measurement from Space
LK	Landkarte
RGI	Randolph Glacier Inventory
SGI2010	Schweizer Gletscherinventar von 2010
StAbw	Standartabweichung
swissAlt^{3D}	digitales Höhenmodell der Schweiz
Swissimage	Kommerzielles Produkt von Swisstopo bestehend aus Luftbildern der Schweiz
Swisstopo	Bundesamt für Landestopographie, Geoinformationszentrum des Bundes
TA	Topographischer Atlas, Siegfriedkarte
UAS	Unmanned aerial system
VAW	Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie
WGMS	World Glacier Monitoring Service
ε	Systematischer Fehler
σ	Standartabweichung
τ	Stochastischer Fehler

1 Einleitung

1.1 Motivation

Gletscher ändern sich seit jeher (Solomina et al. 2015). Die Fluktuationen von Gletschern gelten dabei als sensitive Indikatoren für den Klimawandel (IPCC 2014; Kaser et al. 2003). Das heisst, dass sich Gletscher rasch an Änderungen von Umweltbedingungen anpassen. Deshalb sind Fluktuationen von Gletschern einige der besten und klarsten Hinweise auf den Klimawandel (Kääb et al. 2002; Barry 2006; Fischer et al. 2014; Xu und Glasser 2015). Die Existenz zahlreicher Menschen ist abhängig von Gletschern. Sei dies im positiven Sinn durch Schmelzwasser zur Wasser- und Energiegewinnung oder im negativen Sinn durch potentielle Gefahren die bei Gletscherfluktuationen entstehen (Raymond et al. 2003; Huss et al. 2010) oder durch den Meeresspiegelanstieg (Koblet et al. 2010; Marzeion et al. 2012). Durch die Inventarisierung und die langfristige Beobachtung von Gletschern werden wichtige Informationen gesammelt, um verbleibenden Wasserressourcen abzuschätzen oder den Beitrag des Schmelzwassers am Meeresspiegelanstieg zu quantifizieren (Kaser et al. 2003; Zemp et al. 2013). Erst durch lange Beobachtungsreihen von Gletschern kann deren Verhalten verstanden und in die Zukunft projiziert werden, um Vorhersagen zu treffen (Abermann et al. 2009).

Indem auf historisches Material, wie Karten, zurückgegriffen wird, kann die vergangene Entwicklung von Gletschern nachvollzogen werden. Zusammen mit modernen geodätischen Daten lassen sich Volumen-, Flächen- und Längenänderungen eines Gletschers ableiten. Dafür werden Höhenmodelle, die unterschiedliche Gletscherstände repräsentieren, differenziert (Rolstad et al. 2009). Diese geodätische Methode ist eine weit verbreitete Vorgehensweise zur Bestimmung der Volumenänderung von Gletschern (z.B. Reinhardt und Rentsch 1986; Rivera und Casassa 1999; Joerg und Zemp 2014). Die traditionellen glaziologischen Massenbilanzbestimmungen können so ergänzt werden (Joerg und Zemp 2014). Denn die glaziologische Methode ist sehr aufwändig und zeitintensiv, weshalb nur bei wenigen Gletschern die Massenbilanz glaziologisch bestimmt wird. Durch die punktuelle Messung der Ablation oder der Akkumulation auf traditionelle Weise, kann die Massenbilanz nicht repräsentative für einen gesamten Gletscher wiedergegeben werden. Die geodätische Methode schliesst diese Lücke, indem mit ihr die Volumenänderung über einen gesamten Gletscher oder ganze Gebiete bestimmt werden kann. Ausserdem können geodätisch auch unzugängliche Gebiete und die vergangene Entwicklung eines Gletschers erfasst werden.

In der Schweiz besteht die einmalige Möglichkeit auf flächendeckendes, historisches Kartenmaterial zugreifen zu können, welches zudem sehr exakt ist (Brunner 2006). Dadurch kann schweizweit die Änderung von Gletschern auf einer dekadischen Basis bis zum Ende der letzten kleinen Eiszeit zurückverfolgt werden. Diese Arbeit soll am Beispiel des Oberaargletschers aufzeigen, wie eine solche geodätische Untersuchung ablaufen kann, welche Möglichkeiten sie bietet und mit welchen Einschränkungen gerechnet werden muss.

1.2 Fragestellungen und Ziele

Der Fokus der Arbeit liegt darin, multitemporale Volumenänderungen des Oberaargletschers geodätisch auf der Grundlage von historischen und modernen Daten zu bestimmen. Hinzu kommt die Bestimmung der Längen- und Flächenänderung des Oberaargletschers sowie von vier weiteren umliegenden Gletschern. Vor diesem Hintergrund wurden folgende Fragestellungen erarbeitet:

- Wie haben sich das Volumen, die Fläche und die Länge des Oberaargletschers und der umliegenden Gletscher von 1851 bis heute geändert?
- Eignet sich das zur Verfügung stehende Datenmaterial für eine geodätische Bestimmung der Volumenänderung von Gletschern in der Schweiz?
- Lassen sich umliegende, kleinere Gletscher in Bezug auf Fläche- und Volumenänderung mit dem Oberaargletscher vergleichen?
- Sind die Ergebnisse mit anderen Studien vergleichbar?

Um diese Fragen zu beantworten, wurden folgende Ziele formuliert:

- Beurteilen, auswählen und akquirieren von historischem und modernem Datenmaterial.
- Generieren von digitalen Höhenmodellen aus teils historischen Karten und mit modernen Überwachungsmethoden.
- Ableiten der Länge und Fläche einzelner Gletscher sowie deren Änderung zwischen den einzelnen Zeiträumen aus Karten und den dazu zugehörigen Höhenmodellen.
- Berechnen der Dicken- und Volumenänderung der Gletscher durch Differenzieren der Höhenmodelle.
- Bestimmen des systematischen und stochastischen Höhenfehlers der einzelnen Höhenmodelle.
- Vergleichen der Resultate mit anderen Studien am Oberaargletscher.
- Eruieren des Potentials der geodätischen Methode zur Untersuchung von Volumenänderungen von Gletschern in den Schweizer Alpen.

Um diese Ziele zu erreichen und die Fragen zu beantworten, wurden aus 15 Karten, die einen Zeitraum von 1851 bis 2006 abdecken, digitale Höhenmodelle durch Digitalisieren der Höhenlinien generiert. Des Weiteren wurde ein Höhenmodell des Oberaargletschers mit einem unbemannten Flugsys-

tem (unmanned aerial vehicle – UAV) erstellt, um erstens den Zeitraum der Untersuchung bis auf 2015 zu erweitern und zweitens um die Eignung einer Drohne in einer geodätischen Analyse zu eruieren. Der systematische Fehler der Höhenmodelle wurde mittels Co-registrierung nach Nuth und Kääb (2011) erfasst. So wird gewährleistet, dass die für die Berechnung der Volumenänderung zu differenzierenden Pixel dieselbe Stelle auf der Erdoberfläche repräsentieren. Ausserdem wurde der nach der Co-Registrierung verbleibende Restfehler bestimmt. Dabei beschränken sich alle multitemporalen geodätischen Analysen nicht nur auf den Oberaargletscher, sondern umfassen auch den Scheuchzer-, Minster-, Bächi- und Hangendgletscher in der Grimselregion. So sollen Unterschiede in deren Verhalten über die Zeit festgestellt werden. Das methodische Vorgehen beruht auf GIS-basierten Aufbereitungen von Karten und Analysen der digitalen Höhenmodelle. Hinzu kommt der Vergleich mit bestehenden Studien, welche die Region rund um den Oberaargletscher betreffen.

2 Theoretische Grundlagen

Gletscher werden seit vielen Jahren dokumentiert, beobachtet und vermessen. Beschränkte sich dies früher hauptsächlich auf Gletscherstandmessungen, Zeichnungen oder Photographien werden heute umfassende Daten über einzelne Gletscher in Gletscherinventaren erhoben (Holzhauser 2010). Im Folgenden wird ein kurzer Überblick über Gletscherinventare gegeben, beschrieben wie Änderungen von Gletschern erfasst werden können und wie sich die Forschung bis heute hinsichtlich geodätischer Bestimmung von Gletschervolumenänderungen entwickelt hat. Zudem wird das konkrete Untersuchungsgebiet vorgestellt.

2.1 Gletscherinventare

Ein Gletscherinventar ist eine Bestandesaufnahme von Gletschern zu einem bestimmten Zeitpunkt innerhalb eines Gebietes. Dieses beinhaltet neben den geographischen Koordinaten unter anderem diese wichtigsten Parameter (Paul et al. 2009):

- den Gletscherumriss und somit die eisbedeckte Fläche
- die Exposition
- die Höhenerstreckung vom höchsten Punkt des Gletschers bis zum tiefsten Punkt der Gletscherzunge

Es gibt unterschiedliche Gletscherinventare, sei dies auf nationaler Ebene wie das Schweizer Gletscher Inventar (z.B. SGI2010; FISCHER et al. 2014), global, wie das Randolph Glacier Inventory (RGL; Pfeffer et al. 2014) oder die GLIMS-Datenbank (Global Land and Ice Measurements from Space; GLIMS 2015). Diese Gletscherinventare beruhen alle auf geodätischer Vermessung. Zemp et al. (2013) beschreiben folgenden geodätischen Methoden als gebräuchlich und verweisen auf die erwähnten Beispiele:

- der Gebrauch von Theodoliten (z.B. Lang und Patzelt 1971)
- global navigation satellite systems (z.B. Hagen et al. 2005)
- Photogrammmetrie mit Satelliten- oder Luftbildern (z.B. Berthier et al. 2007; Finsterwalder und Rentsch 1980; Wang et al. 2015)
- SAR Interferometrie (z.B. Berthier et al. 2007; Magnússon et al. 2005)
- verschiede Formen der Laser Altimetrie (z.B. Moholdt et al. 2010; Sapiano et al. 1998).

Für die Schweiz existieren neben dem Schweizer Gletscherinventar von 2010 (SGI2010) (Fischer et al. 2014) noch weitere Gletscherinventare, wie das Schweizer Gletscher Inventar von 2000 (SGI2000) (Paul et al. 2002; Kääb et al. 2002; Paul 2003), die Gletscherinventare von 1973 (Müller et al. 1976) und 1850 (Maisch et al. 2000). Die älteste dieser Bestandesaufnahme basiert auf Auswertungen der

Originalaufnahmen der Dufourkarte, die neueren auf Photogrammmetrie. Photogrammmetrie beruht darauf, aus mehreren (Luft- oder Satelliten-) Bildern eines Gebiets aus verschiedenen, bekannten Positionen deren räumliche Information wiederherzustellen. Durch diese Methode oder durch die Digitalisierung von Karten können Höhenmodelle erstellt und daraus die Parameter für ein Gletscherinventar abgeleitet werden.

2.2 Änderungen von Gletschern

Wie beschrieben enthält ein Gletscherinventar wichtige Eigenschaften eines Gletschers für einem bestimmten Zeitpunkt. Interessant, um die Entwicklung von Gletschern zu verfolgen ist jedoch die Änderung eines Gletschers bezüglich Länge, Fläche und Volumen über die Zeit. Deshalb ist es essentiell, die Fluktuationen von Gletschern zu erfassen. Dies kann geodätisch durch den Vergleich von Gletscherständen zu verschieden Zeitpunkten geschehen oder durch direkte Messungen der Änderungen im Feld. Im Folgenden werden Methoden zur Erfassung dreier wichtiger Parameter zur Bestimmung der Gletscheränderung beschrieben.

Längenänderung

Die Längenänderung eines Gletschers kann direkt durch die Messung der Änderung oder indirekt durch Differenzieren der Gletscherlänge zu zwei Zeitpunkten bestimmt werden. Bei der direkten Messung im Feld wird zum Schluss der Ablationsperiode das Ende der Gletscherzunge entweder mit einem GPS eingemessen oder ihr Abstand wird wie früher üblich mit dem Massband zu definierten Geländepunkten bestimmt (Kappeler 2006). Traditionell werden die Distanzen verschiedener Punkte der Gletscherzunge zu einer Referenz ausgemessen, was zu einem gemittelten Ergebnis führt (weitere Informationen in Kappeler 2006). Entscheidend für die Vergleichbarkeit beider Möglichkeiten ist, dass die Messung jedes Jahr gleich durchgeführt wird. Direkte Längenänderungen von 120 Gletschern in der Schweiz werden jährlich von der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (VAW) publiziert (http://glaciology.ethz.ch/swiss-glaciers).

Bei der indirekten, geodätischen Methode wird die Länge des Gletschers bestimmt. Oft repräsentiert die so genannten „longest flowline“ (Paul et al. 2009) also die zentralen Gletscherlinie die Länge eines Gletschers. Diese kann automatisiert aus Höhenmodellen generiert oder digitalisiert werden (Paul et al. 2009). Die Längenänderung ergibt sich durch subtrahieren der Längen über einen bestimmten Zeitraum.

Egal ob indirekt oder direkt, manuell oder automatisch, wichtig ist, dass die zu subtrahierenden Gletscherlängen mit denselben Methoden erhoben wurden. Ansonsten muss mit systematischen methodischen Fehlern gerechnet werden (Kappeler 2006).

Flächenänderung

Die Fläche eines Gletschers kann nur geodätisch aber relativ einfach mithilfe einer Karte, eines Luft- oder Satellitenbildes bestimmt werden. Dazu werden die Umrisse des Gletschers entweder automatisch zum Beispiel von multispektralen Satellitenbilden (Paul et al. 2004) oder manuell von Karten digitalisiert. Ein Geoinformationssystems (GIS) kann die Fläche anschliessend berechnen. Die grösste Schwierigkeit ist die Digitalisierung des Gletscherumrisses. Sind Teile des Gletschers schuttbedeckt

oder der Unterschied zwischen Schnee und Gletschereis nicht deutlich erkennbar, ist die Abgrenzung des Gletschers besonders schwierig. In diesem Fall kann die Erstellung einer Schummerung (Hillshade) des digitalen Höhenmodells oder, falls vorhanden, das Verwenden multispektraler Bilder (Paul 2002) helfen.

Volumenänderung

Es gibt verschiedene Methoden um die Volumenänderung eines Gletschers zu bestimmen. Meistens wird zwischen der direkten glaziologischen und der geodätischen Methode unterschieden. Es existiert aber auch die Möglichkeit einer hydrologisch-meteorologischen Methode (Wang et al. 2014) auf die nicht näher eingegangen wird.

Die klassische glaziologische Methode beruht auf Feldmessungen der Ablation und Akkumulation mit Hilfe von Ablationsstangen und Schneeschächten, detailliert beschreiben in Østrem und Brugman (1991) und Kaser et al. (2003). Die aus diesen Messungen resultierenden jährlichen Punktmassenbilanzen werden über den gesamten Gletscher extrapoliert, um die Volumenänderung des ganzen Gletschers ausdrücken zu können (Zemp et al. 2013). Systematische Fehler in den Messungen steigen dadurch linear mit der Anzahl der Jahre an und können in potentiell problematischen kumulativen Fehlern enden (Wang et al. 2014). Diese klassische Methode wird heute noch oft angewendet, insbesondere um andere Methoden oder Modelle zu überprüfen (Andreassen 1999; Krimmel 1999; Kaser et al. 2003).

Die Berechnung der Volumenänderung beruht bei der geodätischen Methode auf dem *„direkten geometrischen Vergleich unterschiedlicher Eistopographien*“ (Maisch et al. 2000, S.201) oder wie es Zemp et al. (2013) ausdrücken: Mit der geodätischen Methode wird die Volumenänderung durch wiederholtes Kartieren und anschliessendes Differenzieren der Gletscheroberfläche ermittelt. Die Gletscheroberfläche wird also zu verschiedenen Zeitpunkten erfasst und die daraus abgeleiteten Höhenmodelle werden anschliessend voneinander subtrahiert. Diese Differenz der Höhenmodelle entspricht der Volumenänderung des Gletschers zwischen den Kartierungszeitpunkten. Allerding nur unter der Annahme, dass sich das Gletscherbett währenddessen nicht geändert hat (Rolstad et al. 2009). Sämtliche geodätische Vermessungsmethoden (Abschnitt 2.1) können zur Erfassung der Höhe der Gletscheroberfläche dienen. Grundsätzlich gilt, dass je genauer das verwendete System und somit das DHM ist, desto genauer wird auch die daraus abgeleitete Volumenänderung (Fischer 2011).

Im Vergleich zur glaziologischen ist die geodätische oder auch kartographisch genannte Methode weniger zeitaufwändig. Zudem ist es mit historischen Daten möglich, frühere Volumenänderungen eines Gletschers zu rekonstruieren. Im Gegenzug erhält man bei dieser indirekten Methode keine Informationen über jährlichen Schwankungen von Ablation und Akkumulation (Andreassen 1999), sondern nur Information zwischen bestimmten Zeitabständen. Entspricht dieser Zeitintervall etwa einer Dekade, werden kurzzeitige Schwankungen der Gletscherhöhe durch saisonale und meteorologische Prozess reduziert und die Auswirkung von Klimaänderungen betont (Zemp et al. 2013). Die geodätische Vorgehensweise basiert auf, einer sich nicht ändernden Referenz, dem Gletscherbett. Daraus folgt, dass sich potentielle Fehler nicht wie bei der direkten Methode kumulieren können (Krimmel 1999). Die in dieser Arbeit angewendete geodätische Methode gilt laut Maisch (2000) als genau, insbesondere wenn, wie hier der Fall, genaue topographische Karten zur Verfügung stehen.

2.3 Entwicklung und Stand der Forschung

Richard Finsterwalder erfasste erstmals 1950 den Volumenrückgang von Gletschern mittels geodätischer Vorgehensweise. Bis dahin wurde die Dickenänderung von Gletschern nur punktuell mit der glaziologischen Methode, also durch Messungen mit Ablationsstangen, bestimmt. Finsterwalder berechnete die Volumenänderung ausgewählter Gletscher in den Alpen anhand photogrammetrischer Aufnahmen. Durch den Vergleich zweier zu verschiedenen Zeitpunkten durchgeführter Aufnahmen, erfolgte die Bestimmung der Höhenänderung der Gletscheroberfläche. Aus der Lagedifferenz zweier sich entsprechender Höhenlinien lässt sich die Höhendifferenz zwischen alter und neuer Gletscheroberfläche berechnen (Finsterwalder 1953, 1976). Dies geschieht indem multitemporalen Höhenlinien auf ein Transparentpapier übertragen werden und die Fläche von definierten Höhenbändern berechnet wird. Durch die Änderung der Fläche eines solchen Höhenbandes mit der Zeit kann auf die Volumenänderung geschlossen werden.
Die Idee, dass durch Differenzieren von multitemporalen Gletscherhöhen auf die Volumenänderung geschlossen werden kann, ist bis heute dieselbe geblieben. Allerdings hat sich durch die Verwendung Geographischer Informationssysteme (wie z.B. Esri ArcGIS) und digitaler Höhenmodelle (DHM) die Arbeit stark vereinfacht. Es werden keine Flächen mehr zwischen Höhenlinien verglichen, sondern jede Stelle eins Gletschers direkt in Form eines Pixels. So kann die Berechnung der Volumenänderung einfacher auf grosse Flächen und über mehrere Zeiträume mit geringerem Aufwand angewendet werden. Hinzu kommt, dass heutige Höhenmodelle durch automatisierte Photogrammmetrie aus besser aufgelösten Luftbildern oder Laservermessung stammen und dadurch genauer sind als frühere Höhenangaben. Mittlerweile gibt es diverse Studien zur geodätischen Untersuchung der Volumenänderungen von Gletschern in der ganzen Welt (Andreassen 1999; Abermann et al. 2009; Berthier et al. 2010; Bolch et al. 2011; Lindemann 2012).

2.4 Das Untersuchungsgebiet

Oberaargletscher und Oberaarsee

Der Oberaargletscher liegt in der Berner Gemeinde Gutannen und kann als typischer kleiner alpiner Talgletscher (Pellikka et al. 2010) beschrieben werden. Der ostexponierte Oberaargletscher erstreckt sich vom Oberaarjoch (3208 m ü. M.) bis zum Oberaarsee (2303 m ü. M.) und wird von über zehn Bergen mit über 3000 m Höhe umgeben. Durch den nahe gelegenen Grimselpass und die öffentliche Strasse zum Berggasthaus Oberaar beim Stausee, ist der Gletscher relativ leicht zugänglich und bei Berggängern beliebt. Die gute Erreichbarkeit sowie der einfache Zustieg waren neben der klaren Gletscherform und der Grösse des Gletschers wichtige Kriterien für dessen Auswahl als Studienobjekt.
Der Oberaarsee liegt auf 2303 m ü. M. und wird seit 1953 künstlich durch eine Staumauer der Kraftwerke Oberhasli AG aufgestaut. Seit Beendigung der Bauarbeiten hat sich die Fläche des Sees kontinuierlich bis auf 160 ha vergrössert. Wobei das westliche Ufer das Zungenende des Oberaargletschers bis in die 90er Jahre berührte. Der Oberaarsee fasst bei einer Länge von 2.8 km ein Volumen von 57.3 Mio. m^3 (KWO Grimselstrom 2012) und ist somit neben dem nahegelegenen Grimselsee mit 94 Mio. m^3 der zweitgrösste Stausee der KWO (KWO Grimselstrom 2007b). Im Oberaarsee wird ne-

ben dem Wasser aus dem Einzugsgebiet des Oberaargletschers auch hochgepumptes Wasser aus dem Grimselsee gespeichert.

Abbildung 2.1 Foto Oberaargletscher (Michael Zemp 05.08.2015). Blick vom Stausee Richtung Westen über den Oberaargletscher.

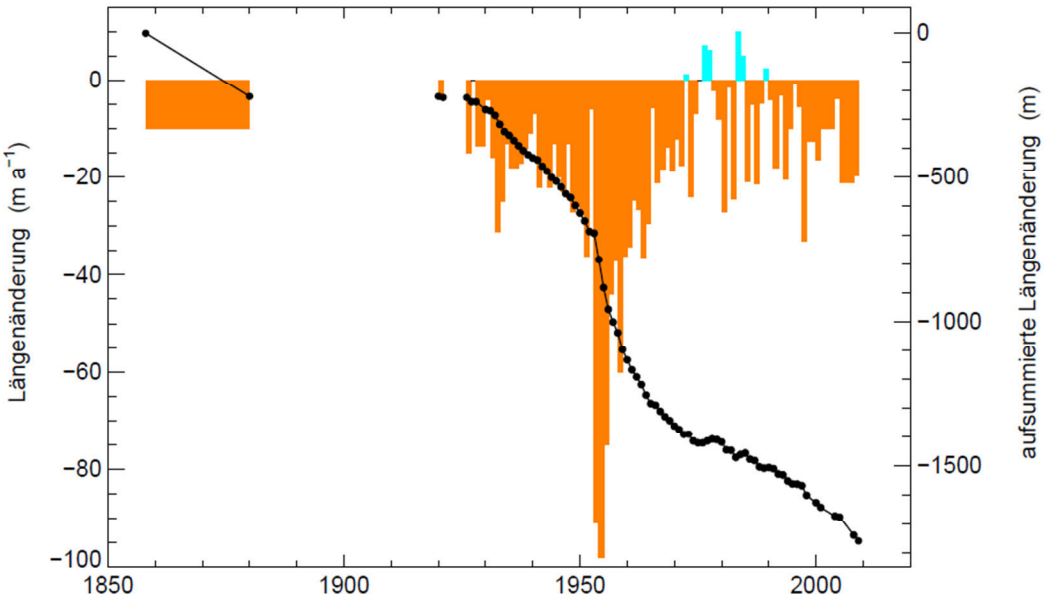


Abbildung 2.2 Längenänderung des Oberaargletschers an der Zunge zwischen 1858 und 2009. Die orangen / blauen Balken zeigen den jährlichen Vorstoss / Rückzug, die schwarze Linie stellt die aufsummierte Längenänderung dar (Gletscherberichte 2014).

Das Schweizerische Gletschermessnetz trägt jährlich seit 1920 die Längenänderung des Oberaargletschers (Abbildung 2.2) zusammen. Laut diesen Messungen hat sich der Oberaargletscher seit 1850 um mehr als 1800 m zurückgezogen. In den 50er Jahren war das Rückschmelzen besonders stark. Ab den 70ern konnten über knapp 20 Jahren hinweg immer wieder kurze Gletschervorstösse von maximal 10 m a^{-1} verzeichnet werden. Diese Vorstösse konnten aber dem Rückzugstrend nichts entge-

genhalten. Maisch et al. (2000) interpretieren diesen wiederholten Wechsel von Vorstoss und Rückzug als „Unentschlossenheit“ und deshalb als gleichgewichtsnahen Zustand des Gletschers. Was bedeutet, dass ungefähr gleichviel Masse des Gletschers abschmilzt wie nachfliesst. Seinen letzten Hochstand wies der Oberaargletscher um 1850 zum Ende der letzten kleinen Eiszeit auf (Maisch et al. 2000; Brunner 2006).

Umliegende Gletscher

Rund um das Akkumulationsgebiet des Oberaargletschers befinden sich weitere Gletscher. Nach Westen fliesst hin der Galmigletscher in den Fiescherglетscher und im Norden vereinen sich Lauteraar- und Finsteraar- im Unteraargletscher. Die sich südlich befindenden Minster-(2658000 / 1152000) und Bächigletscher (2658000 / 1150000) sowie etwas weiter entfernt der Hangendgletscher (2656000 / 1149000) werden in dieser Arbeit neben dem Oberaargletscher auch hinsichtlich ihrer Flächen-, Dicken und Volumenänderungen untersucht (Abbildung 2.3).

Der in der Abbildung 2.3 als „Scheuchzergletscher“ beschriftete Gletscher ist auf der offiziellen Landeskarte nicht namentlich benannt, dies da er wohl früher ein Teil des Oberaargletschers war. Um keine Verwechslungen zu provozieren, wird in dieser Arbeit der „Scheuchzergletscher“ als eigenständiger Gletscher betrachtet und nach dem nahegelegenen Scheuchzerhorn benannt.

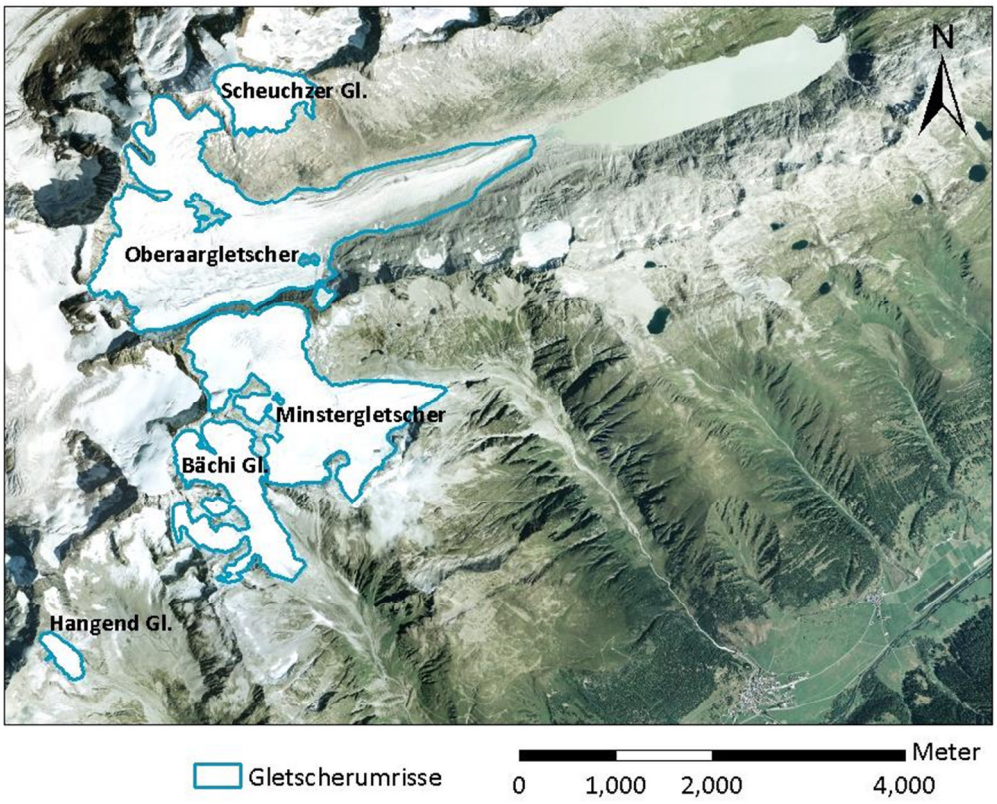


Abbildung 2.3 Swissimage 2005 (Swisstopo) mit eingezeichneten Gletscherumrissen (2006) der Region rund um den Oberaargletscher.

3 Datengrundlage und Methode

3.1 Verwendete Daten

In diesem Kapitel werden die verschiedenen Kartengrundlagen zur Berechnung der Volumenänderung vorgestellt. Angefangen mit historischem Kartenmaterial bestehend aus Messtischblatt und Siegfriedkarte gefolgt von den aktuellen Landeskarten und dem modernen digitalen Höhenmodell der Schweiz (swissALTI^{3D}).

3.1.1 Dufourkarte - Messtischblatt

Die Dufourkarten stellen das erste komplette, topographische Kartenwerk der Schweiz dar (Gubler 2011). Sie wurden zwischen 1832 und 1865 unter der Leitung vom General Guillaume Henri Dufour erstellt (Gugerli und Speich 2002). 25 Kartenblätter, die jeweils in schwarz-weiss im Massstab 1:100‘000 veröffentlicht wurden (Abbildung 3.1 oben) stellen die ganze Schweiz dar. Für die damalige Zeit waren diese Karten einmalig und begründeten den guten Ruf der schweizer Kartographie (Gubler 2011). Die Dufourkarten weisen keine beschrifteten Höhenlinien auf, sondern lediglich Schraffuren, um einen optischen Eindruck der Topographie des Geländes zu erhalten (Imhof 1927).
Für die nachfolgende Analyse des Oberaargletschers wurde nicht die veröffentliche Dufourkarte XVIII Brieg, Airolo (Abbildung 3.1 oben) sondern die Originalaufnahme von 1851 (Maisch et al. 2000) (Abbildung 3.1 unten) verwendet. Die Originalaufnahmen der Dufourkarten, die sogenannten Messtischblätter haben den Vorteil, dass sie im Massstab 1:50‘000 erstellt wurden. Ausserdem sind die Messtischblätter in wenig steilem Gelände mit beschrifteten Höhenlinien ausgestattet. Ohne diese Angaben wäre es nicht möglich, ein digitales Höhenmodell aus der Karte abzuleiten. Ausserdem wurde, im Gegensatz zur veröffentlichten Ausgabe, das Messtischblatt teilweise mit Farbe gestaltet. Das verwendete Messtischblatt wurde vom Kartographen J. Anselmier erstellt, der unteranderem auch die Messtischblätter „Altdorf“, „Gutannen“, „Lauterbrunnen“, „Wassen“, „Meiringen“ und „Partnun“ erstellte (Maisch et al. 2000). Dieser Umstand deutet darauf hin, dass Anselmier ein geschätzter und vor allem erfahrener Kartograph war, mit dessen Arbeit das topographische Bureau zufrieden war.
Die Verwendung der Messtischblätter zur Rekonstruktion von Gletschern hat sich schon in diversen weiteren Studien als nützlich erwiesen wie z.B. in Holzhauser (2010) über die Entwicklung des Gornergletschers, Müller et al. (1976) erstellten mithilfe der Messtischblätter ein Gletscherinventar der ganzen Schweiz und Brunner (2006) beschreibt, wie historische Karten Gletscherrückgänge dokumentieren.

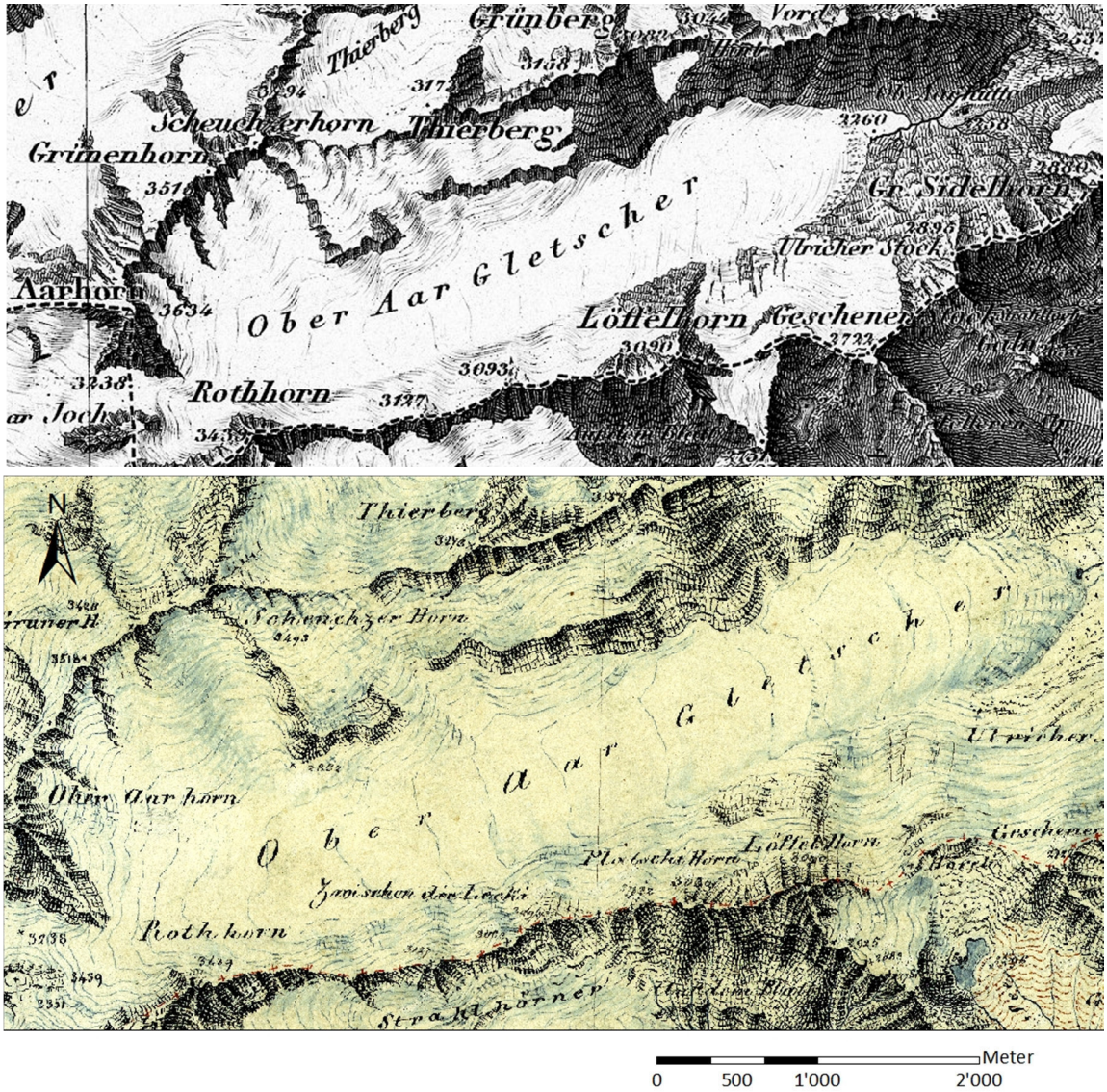


Abbildung 3.1 Ausschnitt aus der Dufourkarte Blatt XVIII und dem Messtischblatt. Oben die 1855 publizierte Dufourkarte im Massstab 1:100‘000 in schwarz und weiss, unten die Originalaufnahme (Messtischblatt) von 1851 im Massstab 1:50’000 koloriert (Swisstopo).

3.1.2 Siegfriedkarte

Die Siegfriedkarten (Abbildung 3.2) erschienen als Topographischer Atlas der Schweiz (TA) zwischen 1868 und 1926. Sie wurden im Auftrag des eidgenössischen Topographischen Bureaus unter der Leitung von Hermann Siegfried erstellt (Oberli o. J.). Die Siegfriedkarten bauen auf den Originalaufnahmen der Dufourkarte auf und erschienen im Massstab 1:25’000, respektive 1:50‘000 für den Alpenraum, mit einer Äquidistanz von 30 m (Topographisches Bureau 1888). Als Verbesserung zur Dufourkarte sind nun durchgehend Höhenlinien eingezeichnet, welche farblich differenziert sind: Gletscher, Seen und Flüssen in blau, bewaldete Gebiete in braun und das restliche Gelände sowie alle Beschriftungen in schwarz. Für die Überarbeitung der Messtischblätter zur Erstellung der Siegfriedkarte wurden genaue Richtlinien herausgegeben. So konnte die Einheitlichkeit der Karten gewährleistet werden, wie zum Beispiel durch die Anweisung „*Gletscher sind in schneefreiem Zustande, mit Angabe der Spaltensysteme, Bergschründe, Eiswände, Moränen, Gletscherbäche aufzunehmen*“ (Siegfried 1872, S.31).

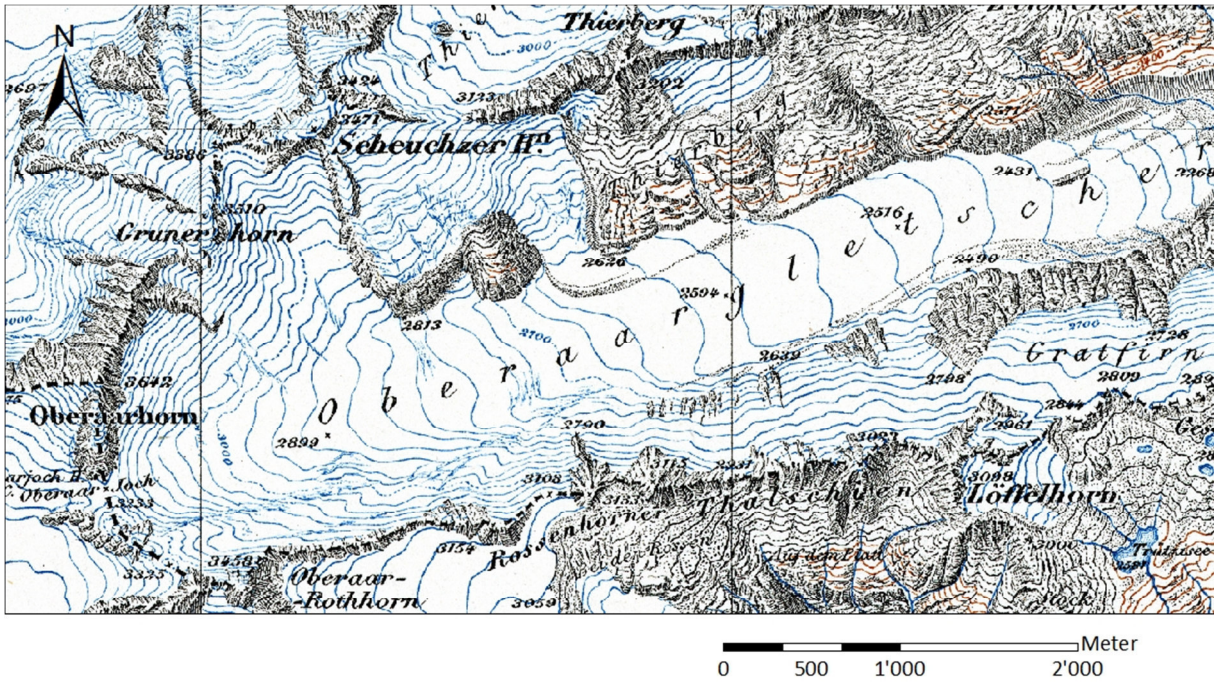


Abbildung 3.2 Ausschnitt aus der Siegfriedkarte Blatt 490 publiziert 1919, Datenstand 1915 (Swisstopo 2015).

3.1.3 Landeskarten der Schweiz

Seit 1939 sind die Landeskarten (LK) das offizielle Kartenwerk der Schweiz und werden vom Bundesamt für Landestopographie, heute kurz Swisstopo, herausgegeben (Abbildung 3.3). Ein Hauptgrund für die Erneuerung des Landeskartenwerkes war das neue Bezugssystem mit einer winkeltreuen schiefachsigen Zylinderprojektion (CH 1903) und der angepassten Höhe des „Repère Pierre du Niton“ auf 373.6 m als Ausgangshorizont für das Landeshöhennetz LN02 (Bertschmann 1957). Die Erstellung der Schweizerischen Landeskarten beruht auf Feldbegehungen und auf photogrammetrischen Aufnahmen (Rickenbacher und Just 2012; Eidenbenz 1978). Waren diese im Alpengebiet anfangs noch terrestrisch, gibt es heute flächendeckende Luftphotogrammmetrie (Eidenbenz 1978). Anfangs erschienen die Landeskarten im Massstab 1:50’000, decken seit 1979 aber die gesamte Schweiz im Massstab 1:25‘000 ab (Eidenbenz 1978). In einem regelmässigen Zyklus von 6 Jahren wird das komplette Kartenwerk der Schweiz durch das Bundesamt für Landestopographie nachgeführt (Swisstopo 2015). Zur Siegfriedkarte unterscheidet sich die Landeskarte neben den genannten Gründen hauptsächlich durch die Einführung der Färbung des gesamten Kartenblattes und der Schummerungen. Dadurch wirken die Karten räumlich und die Topographie eines Gebietes ist schnell von Auge erkennbar. Erhältlich sind die Landeskarten der Schweiz als typische Landkarte in Druckformat in Massstäben von 1:25‘000 bis 1:1 Million oder digital als Rasterdatensatz.

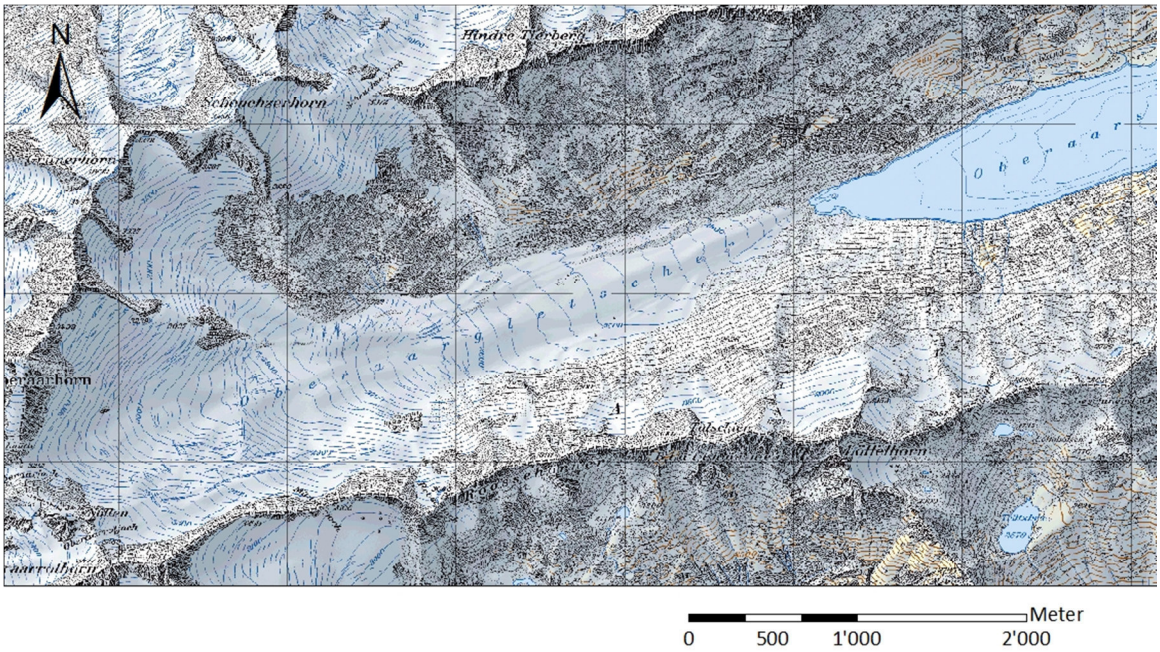


Abbildung 3.3 Ausschnitt aus de Schweizer Landeskarte 2006 1:25‘000 (Swisstopo).

3.1.4 swissALTI^{3D}

swissALTI^{3D} ist ein flächendeckendes digitales Höhenmodell der Schweiz (Abbildung 3.4). Wobei ein digitales Höhenmodell (DHM) als quantitatives Modell einer Oberfläche in digitaler Form definiert wird (Burrough und McDonnell 1998). Normalerweise wird es dazu verwendet, um die Geländeform darzustellen (Cogley et al.). Es besteht aus einer regelmässigen Raster-Anordnung, welches einem räumlichen Bezugsystem zugeordnet wird und die Höhe der (Erd-)Oberfläche als durchschnittlicher Höhenwert der Fläche der Rasterzelle repräsentiert. swissALTI^{3D} ist als Rastergitter mit 2, 5 oder 10 m Maschenweiter verfügbar. Dieses DHM basiert auf Laservermessungen in Gebieten unterhalb von 2000 m ü. M. und auf digitaler Stereokorrelation der aktuellsten Luftbildstreifen für höher gelegene Zonen (Aeby 2014). Die Genauigkeit liegt laut Swisstopo für diese Methode zwischen 25 cm und 1 m (Aeby 2014). Im Vergleich zu den Landeskarten mit einer Genauigkeit von 2.5 bis 7.5 m (Swisstopo 2015) stellt dies eine deutliche Steigerung dar. swissALTI^{3D} ist seit 2006 auf dem Markt und wie bei den Landeskarten wird pro Jahr ein Sechstel des Perimeters nachgeführt, so dass alle 6 Jahre eine Gesamtnachführung stattfindet. Durch die hohe räumliche und zeitliche Auflösung wird dieses Höhenmodell auch in anderen Studien zur geodätischen Volumenerfassung verwendet (Fischer et al. 2015; Moll 2012).

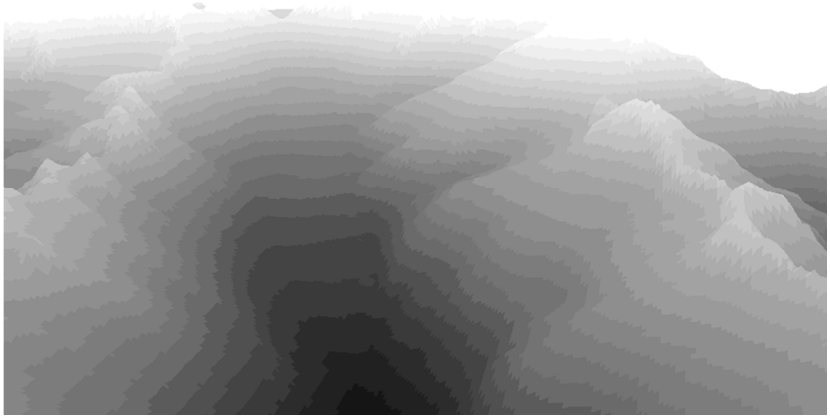


Abbildung 3.4 Ausschnitt aus swissALTI^{3D} (Ausgabe 2013, Swisstopo) dargestellt in einer 3D-Ansicht, mit Blick Richtung Westen zum Oberaargletscher.

3.2 eBee Kartographie-Drohne

Um ein möglichst neues und genaues Höhenmodell des Oberaargletschers zu erstellen und um den Einsatz eines unbemannten Flugsystems für diese Anwendung zu testen, wurde der Oberaargletscher mit einer Drohne beflogen. Zum Einsatz kam die eBee Kartographie-Drohne (Abbildung 3.5) der Firma sensefly (sensefly 2015b). Ursprünglich entwickelt, um landwirtschaftliche Flächen zu überwachen, wird sie heute auch für diverse andere Anwendungsbereiche genutzt, wie zum Beispiel in der humanitären Hilfe, bei Naturgefahren oder im Gletscher Monitoring (sensefly 2015b). Die eBee Kartographie-Drohne ist ein unbemanntes Kleinflugzeug, welche durch eine integrierte Kamera und einem bordeigenen GPS-Empfänger Luftbilder aufnehmen kann (Stamm 2015).
Die eBee zeichnet sich unter anderem dadurch aus, dass zur Steuerung keine Erfahrung mit unbemannten Flugsystemen vorausgesetzt wird, dass sie sehr flexibel bei hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung ist und flächendeckende Untersuchungen von topographisch komplexem und schwer zugänglichem Gelände ermöglicht (Stamm 2015).

Abbildung 3.5 Foto eBee Kartographie-Drohne.

3.2.1 Funktionsweise am Beispiel der Datenerhebung am Oberaargletscher

Die Funktionsweise der eBee wird hier am Beispiel der Flugkampagne am Oberaargletscher beschrieben. Sie erfolgt typischerweise nach folgendem Schema:

Flugplanung

Die Flugplanung wird mit dem Softwareprodukt eMotion2 (sensefly 2015b) durchgeführt. Nach der Eingabe eines Start- und eines Landepunktes sowie eines Untersuchungsperimeters schlägt die Software einen Flugplan vor. Dieser kann individuell und auf spezielle Bedürfnisse angepasst werden. Beispielsweise kann der Überlappungsgrad der Bilder, die Richtung des Fluges oder die Höhe der Drohne über Boden, welche die Auflösung bestimmt, angepasst werden. Dabei muss unter anderem darauf geachtet werden, dass die Drohe möglichst wenig Höhe überwinden muss, dass die Bilder mit möglichst gleichen Entfernung zum Boden aufgenommen werden und dass keine Gefahr für eine Kollision eingegangen wird. Mithilfe des Simulationsmodus kann der geplante Flug simuliert werden. Allfällige Schwachstellen werden gefunden und behoben.

Befliegung

Die Befliegung des Oberaargletschers erfolgte am 5. und 6. August 2015, gegen Ende der Ablationsperiode. So wird das hydrologische Jahr 2014/15 auch in die Berechnungen miteinbezogen. Zudem vereinfacht die Abwesenheit von Schnee das Digitalisieren der Gletscherumrisse auf dem Orthophotomosaik. Nachdem sich die Drohne im Untersuchungsgebiet durch GPS lokalisiert, kann diese durch dreimaliges Schütteln gestartet werden (Abbildung 3.6, links). Ab diesem Zeitpunkt orientiert sich die eBee selbstständig und folgt dem vorgegebenen Flugplan. Am Bildschirm kann der Flug in Echtzeit beobachtet und, falls notwendig letzte Anpassungen in der Routenführung vorgenommen werden. Die Landung erfolgt wiederum vollautomatisch.

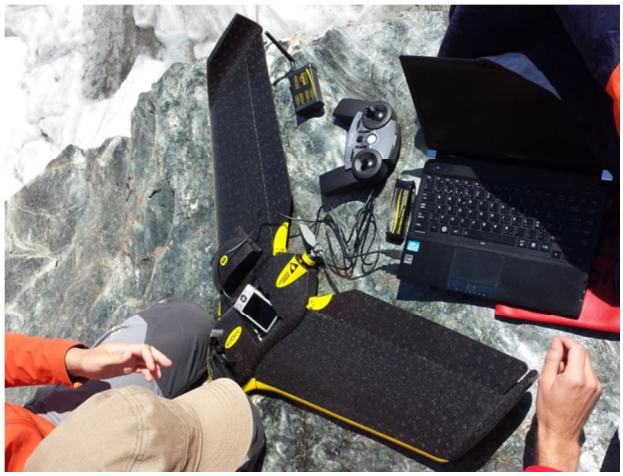


Abbildung 3.6 Starten der eBee Kartographie-Drohne und Auslesen der Daten aus der Kamera (Foto: Michael Zemp).

Daten Bearbeitung

Direkt nach jedem Flug werden die Daten der Kamera heruntergeladen (Abbildung 3.6, rechts) und anschliessen im Büro alle Bilder mit der Software Postflight Terra3D (sensefly 2015b) zu einem digitalen Höhenmodell prozessiert. Die Software sucht mit der Methode der Photogrammmetrie nach gleichen Punkten in unterschiedlichen Luftbildern und weist diese anhand der GPS-Kennung der Bilder einem Punkt im Koordinatensystem zu. Dieser Vorgang geschieht vollautomatisch. Die einzelnen Parameter wie die letztendliche Auflösung oder die Verwendung bestimmter Bilder können spezifisch angepasst werden. Als Endprodukt wird ein digitales Höhenmodell und ein Orthophotomosaik der Luftbilder ausgegeben, weiter wird auch eine 3D Punktwolke und ein 3D Dreiecksnetz generiert (Stamm 2015). Diese Produkte können problemlos in anderen Bildbearbeitungsprogramme oder geographische Informationssysteme eingelesen werden.

3.2.2 Technische Eigenschaften

Tabelle 3.1 Eigenschaften der eBee Kartographie-Drohne. *Variiert stark, abhäning von Windgeschwindigkeit und –richtung, Temperatur, Batteriezustand, Auflösung, zurückgelegte Höhenmeter und Höhe über Meer. **Abhänig von der Flughöhe (Stamm 2015; sensefly 2015b).

Hardware	
Gewicht (ohne Batterie und Kamera)	0.69 kg
Gewicht (mit Batterie und Kamera)	0.42 kg
Spannweite	96 cm
Material	EPP Schaum, Karbon
Batterie	3-Zellen Lithium-Polymer
Kamera	S110 RGB / Canon IXUS 125HS
Einsatz	
Maximale Flugzeit*	50 Minuten
Fluggeschwindigkeit	40 - 90 km/h (11 - 25m/s)
Maximal abgedeckte Fläche pro Flug*	12 km^2
Windresistenz	bis zu 45km/h (12 m/s)
Auflösung**	bis zu 1.5 cm pro Pixel
Absolute horizontale/vertikale Genauigkeit (ohne GCPs)**	1-5m
Absolute horizontale/vertikale Genauigkeit (mit GCPs)**	3 cm / 5 cm
Maximale Kommunikationsreichweite Kontrollstation	3 km
Maximale Kommunikationsreichweite mit Fernsteuerung	1 km

3.3 Auswahl der Daten

Um eine Auswahl der Karten für die Berechnungen der Volumenänderung zu treffen, wurden folgende Faktoren berücksichtigt:

1) Es soll ein möglichst **grosser Zeitraum** abgedeckt werden. Deshalb sollen mit Sicherheit die erste topographische Karte und ein möglichst neues DHM in die Berechnungen mit einfliessen.
2) Es sollen möglichst **viele zeitliche Änderungen** der Gletscherlänge, -oberfläche und der Eisdicke des Oberaargletschers erfasst werden. Um dieses Kriterium zu erfüllen, stellte sich die Web-Applikation „Zeitreisen“ von Swisstopo (map.swisstopo.admin.ch) als sehr nützlich heraus (Rickenbacher o. J.). Mit diesem online Tool lassen sich die verschieden Karten seit Mitte des 19.Jahrhunderts sehr einfach vergleichen. Dadurch konnten die Karten aussortiert werden, in welchen sich der Gletscher nicht oder kaum verändert hat, respektive in welchen Jahren eine Überarbeitung des Gebietes vorgenommen wurde.
3) Es muss ein genügend grosser Zeitraum zwischen den Vergleichsjahren gewährleistet sein, um Verdichtungseffekte des Gletschers oder meteorologische Einflüsse bestmöglich für die Berechnung der Volumenänderung auszuschliessen. Zemp et al. (2013) empfehlen einen Zeitintervall von 10 Jahren, um den Einfluss diese kurzzeitigen Schwankungen zu minimieren.

Unter bestmöglicher Berücksichtigung der erwähnten Kriterien wurden folgende Karten und Höhenmodelle (Tabelle 3.2) als Berechnungsgrundlage ausgewählt.

Tabelle 3.2 Datenenauswahl zur Berechung der Volumenänderung am Oberaargletscher. Für die Siegfriedkarten (TA50) von 1881 und 1895 ist im Alexandira-Katalog (www.alexandria.ch) kein Datenstand ausgewiesen. Folgende Karten wurden nicht verwendet: alle Dufourkarten (1855, 1862, 1866, 1876), die Siegfriedkarten von 1910, so wie die Landeskarten (LK25) von 1973 und von 1978.

Erscheinungsjahr	Datenstand Gletscher	Karte	Blatt	Auflösung	Visuelle Änderungen zum vorhergehenden Datenstand
2015	2015	Luftbild		2 x 2 m	
2013	2009	swissALTI^{3D}		10 x 10 m	
2008	2006	LK25	1250	1:25‘000	Höhenlinien verschieben sich
2002	1999	LK25	1250	1:25‘000	Höhenlinien verschieben sich bis auf 2700 m ü. M.
1996	1993	LK25	1250	1:25‘000	Höhenlinien verschieben sich
1989	1987	LK25	1250	1:25‘000	Höhenlinien verschieben sich bis auf 2400 m ü. M.
1983	1981	LK25	1250	1:25‘000	Höhenlinien verschieben sich bis auf 2500 m ü. M.
1977	1973	LK50	265	1:50‘000	Vergrösserung des Sees
1963	1961	LK50	265	1:50‘000	Vergrösserung des Sees
1957	1956	LK50	265	1:50‘000	Entstehung Oberaarsee
1947	1946	LK50	265	1:50‘000	Rückzug des Gletschers
1919	1915	TA50	490	1:50‘000	Rückzug des Gletschers
1895	-	TA50	490	1:50‘000	Höhenlinien verschieben sich
1881	-	TA50	490	1:50‘000	Gletschervorstoss
1855	1851	Messtischblatt	XVIII	1:50‘000	

Diverse Siegfried- und Dufourkarten wurden nicht berücksichtigt, da sich nach eingehender Begutachtung gezeigt hatte, dass sich zwischen den Kartenblättern am Oberaargletscher nichts verändert hatte. Dies könnte daran liegen, dass die damaligen Kartographen auf den beschwerlichen Weg zum Oberaargletscher verzichteten. Des Weiteren wurden ab 1973 alle 1:50‘000 Karten vernachlässigt, da die darin enthalten Information durch die genaueren Karten im Massstab 1:25‘000 besser wiedergegeben sind. Von den neuen Landeskarten 1:25‘000 wurde nur die Karte aus dem Jahr 1978 nicht miteingeschlossen, da sich am Oberaarsee lediglich das Ufer minim verändert hat. Ab 2008 wurde nicht mehr die klassische Landeskarte, sondern das moderne digitale Höhenmodell swissALTI^{3D} ausgewählt. Ein wichtiger Grund für diese Entscheidung ist die hohe Genauigkeit von swissALTI^{3D}. Ferner kommt hinzu, dass die Höheninformation schon in digitaler Form vorliegt und somit Fehler durch den Digitalisierungsvorgang verhindert werden können.

3.4 Generierung digitaler Höhenmodelle aus Karten

Um in den nachkommenden Schritten die Volumenänderung des Oberaargletschers zu berechnen, ist es notwendig, aus allen ausgewählten Daten ein Höhenmodell zu erstellen. Im Fall von swissALTI^{3D} entfällt dieser Schritt, da dieses bereits als digitales Höhenmodell vorliegt. Ein digitales Höhenmodell ist ein Rasterdatensatz: Der Wert jeder Rasterzelle wiederspiegelt den Höhenwert (in m ü. M.) dem ihr entsprechend topographisch zugeordneten Standort auf der Erdoberfläche. Alle Kartenblätter bis auf das Messtischblatt von 1851 liegen in digitaler, georeferenzierter Form vor. Das Messtischblatt ist als einziges Kartenblatt nicht georeferenziert und wird unter anderem deshalb speziell aufgeführt (Abschnitt 3.5).
Eine Grundvoraussetzung, um später die digitalen Höhenmodelle miteinander vergleichen zu können, ist dieselbe Projektion aller zugrunde liegenden Karten sowie dasselbe Bezugsellipsoid und die Verwendung gleicher Ausgangshöhen (Paul et al. 2015) in allen Ausgangsdaten. Dies trifft zwischen der Dufour-, Sigfried- und der Landeskarte nicht zu. Die Referenzhöhen sowie das Bezugsellipsoid und die Projektion änderten sich mit der Zeit. Seit die schweizerische Landesvermessung 1903 eingeführt wurde, wird eine einheitliche Kartenprojektion genannt „Swiss Grid“ verwendet (Swisstopo 2008). Bevor mit der Digitalisierung der Kartenausschnitte begonnen wurde, wurden alle digitalen Karten in ArcGIS ins Swiss Grid (CH1903_LV03) um projiziert. Die Höhenverschiebung vom alten zum neuen Horizont wird nachtäglich direkt im DHM mit einbezogen.

Wenn alle Karten in der gleichen Form vorliegen, werden für jede Karte jeweils alle Höhenlinien und Koten (Punkte mit Höhenangabe) im Untersuchungsgebiet in Esri ArcGIS einzeln digitalisiert und mit ihrem entsprechenden Höhenwert attribuiert. Um den enormen Aufwand dieses Schrittes zu minimieren, wurden immer nur die Abschnitte der Höhenlinien digitalisiert, welche auf dem Gletscher oder über stabilem Gelände (Abschnitt 3.6) liegen. Die Koten wurde grossräumiger um und auf dem Gletscher erfasst (Abbildung 3.7).

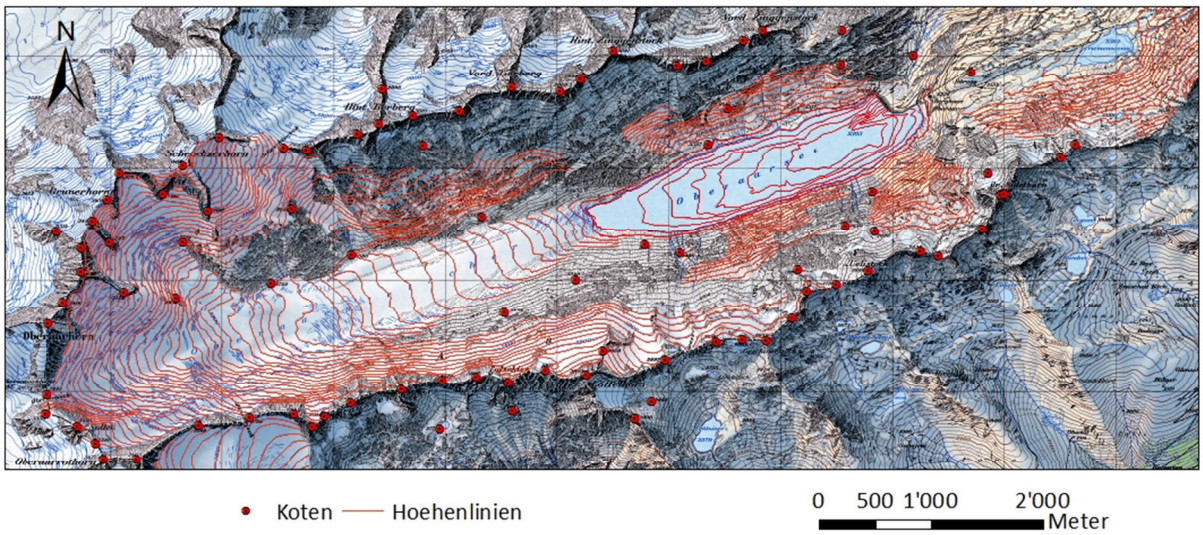


Abbildung 3.7 Digitalisierung von Höhenlinien und Koten am Beispiel der LK 1983.

Aus diesen digitalen Höheninformationen kann nun ein Raster, also ein digitales Höhenmodell interpoliert werden. Es existieren mehrere Methoden, um aus topographischen Karten Höhenmodelle zu erstellen (CARRARA et al. 1997). Laut Esri (2013b) ist „Topo to Raster" jedoch der einzige Interpolator welcher speziell für das intelligente Zusammenwirken von Kontur-/Höhenlinien entwickelt wurde. Dadurch wird gewährleistet, dass das DHM eine verbundene Drainagestruktur hat und dass Bergrücken sowie Flüsse korrekt dargestellt werden (Esri 2013b). Aus diesem Grund wurde die „Topo to Raster" Funktion als Interpolationsmethode gewählt, wie dies auch bei anderen Arbeiten bei der Digitalisierung von Karten gemacht wurde (Herren et al. 1999b, 1999a; Bauder und Rüegg 2009; Bauder et al. 2015).
Für die Interpolation wurde eine Rasterzellengrösse von 10 m gewählt. 10 m sind gross genug, um keine unrealistische Genauigkeit vorzutäuschen und andererseits klein genug, um mit der Maschenweite von swissALTI^{3D} übereinzustimmen. Das fertige digitale Höhenmodell wird sorgfältig visuell auf allfällige Unstimmigkeiten überprüft. Fehler sind durch verschiedene Darstellungsweisen, wie zum Beispiel in einer Schummerung oder durch verschiedene Färbungen, gut auszumachen und meist auf eine falsche Attribuierung der Höhenlinien oder der Koten zurückzuführen. In seltenen Fällen konnten auch offensichtliche Fehler in der Beschriftung der Karte entdeckt werden (Abschnitt 4.1), diese wurden bei der Digitalisierung nicht berücksichtig.

Es darf aber nicht ausser Acht gelassen werden, dass jedes Modell zu einem Teil aus Annahmen und dadurch auch aus Fehlern besteht. Nach Fisher und Tate (2006) können Fehler in digitalen Höhenmodellen aus verschiedenen Quellen resultieren:

I. der Datenakquisitionsmethode
II. der Verarbeitung der Daten
III. der Charakteristiken der Erdoberfläche

Die erste Kategorie könnte beispielsweise ein technischer Fehler in der Messtechnik (Kamera oder GPS) sein (Koblet et al. 2010). Bei der Verarbeitung der Daten treten ja nach Verarbeitungsmethode

unterschiedliche Möglichkeiten für Fehler auf. Beispiele dafür sind menschliche Ungenauigkeiten: bei der durch Photogrammmetrie erstellten Karten wird die Genauigkeit durch die Erfahrung und Ausbildung des Interpreten stark beeinflusst (Eidenbenz 1978). Auch bei der Digitalisierung können Fehler auftreten, indem Höhenlinien nicht exakt erfasst oder falsch attribuiert werden. Sehr steile Gebiete können zu Fehlern in Höhenmodellen führen, da diese schwer zu erfassen sind.

Zemp et al. (2013) kategorisieren die möglichen Fehler eines digitalen Höhenmodells hingegen in zwei Prozesse:

- Wahrnehmung / Aufnahme (Sighting)
- Darstellung (Plotting)

Unabhängig davon, wie eine theoretische Kategorisierung aufgebaut ist, eine klare Unterscheidung und Quantifizierung dieser Fehler ist schwer möglich, darum müssen die potentiellen Fehler als allgemeine Unsicherheiten betrachtet werden (Bossard 2014).

3.5 Spezialfall Messtischblatt

Das Messtischblatt von 1851 erwies sich in zweierlei Hinsicht als Ausnahme im Prozess der Erstellung eines digitalen Höhenmodells. Zum einen liegt das Messtischblatt nur als Bilddatei vor, die georeferenziert werden muss, und zum anderen sind keine der Höhenlinien rund um und auf dem Oberaargletscher mit einem Höhenwert beschriftet (Abbildung 3.1).
Unter dem Begriff „Georeferenzieren“ wird laut Swisstopo (2015) „*die Zuweisung raumbezogener Referenzinformationen zu einem Datensatz*“ verstanden. Da das benötigte Messtischblatt als digitale Bilddatei ohne Raumbezug vorliegt, muss dieses Bild zuerst dem richtigen Koordinatennetz zugewiesen und anschliessend georeferenziert werden. Normalerweise werden bei Karten die gut sichtbaren und genau definierten Gitterpunkte des hinterlegten Koordinatensystems als Passpunkte für die Georeferenzierung gewählt. Die Originalaufnahme der Dufourkarte weist allerdings kein solches Netz auf. Deshalb muss auf alternative Passpunkte zurückgegriffen werden. Da das Kartenblatt offensichtlich Verzerrungen aufweist und nur ein kleiner Ausschnitt aus der Karte weiterverwendet wird, wurden diese Passpunkte ausschliesslich rund um den Oberaargletscher gewählt. Dies garantiert eine möglichst gute Georeferenzierung im ausgewählten Gebiet. Je weiter ein Bereich ausserhalb der Passpunkte liegt, desto grösser wird dessen Verzerrung. Im gewählten Ausschnitt befinden sich zu jener Zeit weder Stassen noch Häuser, deshalb wurden ausschliesslich eindeutig identifizierbare Berggipfel und Passhöhen als Passpunkte verwendet. Dies sind die einzigen Punkte, die deutlich aus dem Messtischblatt abzulesen sind und sich innerhalb der letzten 160 Jahre nicht verändert haben.
Der Vorgang der Georeferenzierung wird in ArcGIS mit dem Tool „Georeferencing“ durchgeführt (Esri 2013a). Dies hat den Vorteil, dass ausgewählte Passpunkte an- und abgewählt werden können, um das Ergebnis der geometrischen Transformation zu verbessern. Mithilfe einer Kreuzvalidierung kann die Genauigkeit der einzelnen Passpunkte bestimmt und somit Ungeeignete ausgeschieden werden.

Nach dem Georeferenzieren des Messtischblattes werden die Höhenlinien und Koten digitalisiert und attribuiert. Wie erwähnt sind keine der Konturlinien auf dem Oberaargletscher mit ihrer entsprechenden Höhe beschriftet, was die richtige Attribuierung nahezu unmöglich macht (Abschnitt 4.2).

Wie in Abschnitt 3.6 beschrieben, ist die Co-Registrierung ein wichtiger Prozess, um zu gewährleisten, dass die zu differenzierenden Rasterzellen denselben Geländepunkt abbilden. Bei der Originalaufnahme der Dufourkarte ist diese Vorgehensweise allerdings nicht möglich, da keine (eindeutig identifizierbaren) Höhenlinien in stabilem Gelände eingezeichnet sind.

3.6 Co-Registrieren

Die Grundlage der digitalen Höhenmodelle ist durch unterschiedliche Aufnahmeverfahren und -techniken (Triangulation, Photogrammmetrie) unterschiedlich genau (Rolstad et al. 2009). Deshalb ist auch der systematische Fehler der einzelnen Höhenmodelle verschieden (Paul et al. 2015). Bevor nun digitalen Höhenmodelle zur Volumenberechnung differenziert werden, sollten solche allfälligen systematischen Verschiebungen ausgeglichen werden. Ein geeintes und weitverbreitetes Mittel dafür ist die Co-Registrierung nach Nuth und Kääb (2011) (z.B. Joerg et al. 2012; Zemp et al. 2013; Paul et al. 2015). Dieses statistische Werkzeug gewährleistet, dass die jeweils zu subtrahierenden Pixel eines Höhenmodells dieselbe Stelle auf der Erdoberfläche repräsentieren (Nuth und Kääb 2011).
Eine Co-Registrierung zweier unabhängig erstellen Höhenmodelle setzt sich aus einem dreiteiligen methodischen Vorgang zusammen: Im erstem Schritt wird der Versatz in X- und Y-Richtung relativ zum Referenz DHM bestimmt und korrigiert, die eigentliche Co-Registrierung. Während im zweiten Schritt der systematische höhenabhängige Fehler (Z-Richtung) berichtig wird. Zum Schluss können noch sensorspezifische Fehler beseitig werden. Diese sind typisch für digitale Höhenmodelle generiert aus Satellitenstereoszenen (Lindemann 2012).
Sowohl der erste, wie auch der zweite Schritt werden immer relativ zu einem Referenzhöhenmodell ausgeführt. Dieses sollte möglichst lagegenau und bei einem multidekadischen Vergleich immer dasselbe sein. Aus diesem Grund fiel der Entscheid auf das digitale Höhenmodell swissALTI^{3D}, denn dieses DHM ist relativ neu und für den Anwendungsbereich im hochalpinen Bereich sehr genau (Müller et al. 2014). Folglich sollen in dieser Arbeit alle digitalen Höhenmodelle auf die Referenz swissALTI^{3D} co-registriert werden. Ein sensorspezifischer Fehler wird nicht miteinbezogen, da die Höhenmodelle aus Karten abgeleitet werden.

Die Korrektur des vertikalen und horizontalen Versatzes beruht darauf, dass zwei zueinander versetzte Höhenmodelle eine charakteristische Beziehung zwischen der Differenz der Höhenwerte und der Exposition aufweisen (Abbildung 3.8). Wichtig ist, dass diese Differenz der Höhenwerte nur über stabilem Gelände betrachtet werden darf, denn bei einem Gletscher ändern sich die Höhenwerte mit der Zeit und sind dadurch nicht mehr direkt vergleichbar.

Als stabiles Gelände werden nicht-vergletscherte Flächen bezeichnet, die kaum bewachsen sind und möglichst wenigen anthropogenen Einflüssen ausgesetzt sind. Um eine möglichst gute Co-Registrierung zu erhalten, sollten folgende Punkte bezüglich des stabilen Geländes beachtet werden:

- es sollte möglichst nahe am Gletscher sein
- möglichst alle Expositionen sollen abgedeckt werden
- das Gebiet muss steiler als 5° sein (Zemp 2013)
- es sollte möglichst zusammenhängend sein

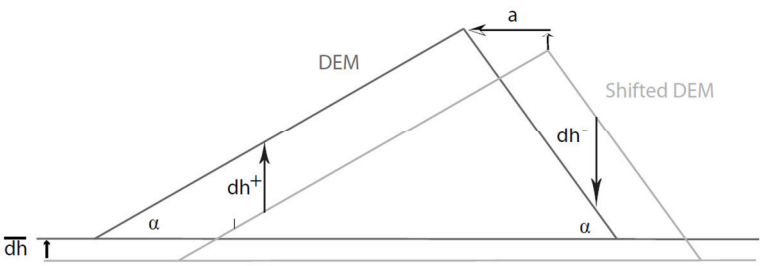


Abbildung 3.8 2-D Schema der Höhenunterschiede durch einen Versatz eines Höhenmodells (Nuth und Kääb 2011).

Bei der Subtraktion zweier versetzter Höhenmodelle über stabilem Gebiet ist der Höhenunterschied im dargestellten Beispiel auf der Westseite (links) positiv, während er auf der Ostseite (rechts) negativ ist. Die Grösse dieser Differenz hängt wiederum von der Neigung des Geländes ab. Je steiler der Hang, desto grösser die Höhenunterschiede der verschobenen Höhenmodell zueinander. Durch diesen Zusammenhang und der Tatsache, dass die Exposition zirkular vom Azimut definiert ist, kann die Richtung der Verschiebung modelliert und schlussendlich in vertikale und horizontale Verschiebung in Metern angegeben werden (genauere Angaben zur Berechnung in Nuth und Kääb 2011; Zemp 2013). Grafisch kann dieser beschriebene Zusammenhang zwischen Exposition und Neigung wie folgt dargestellt werden (

Abbildung 3.9).

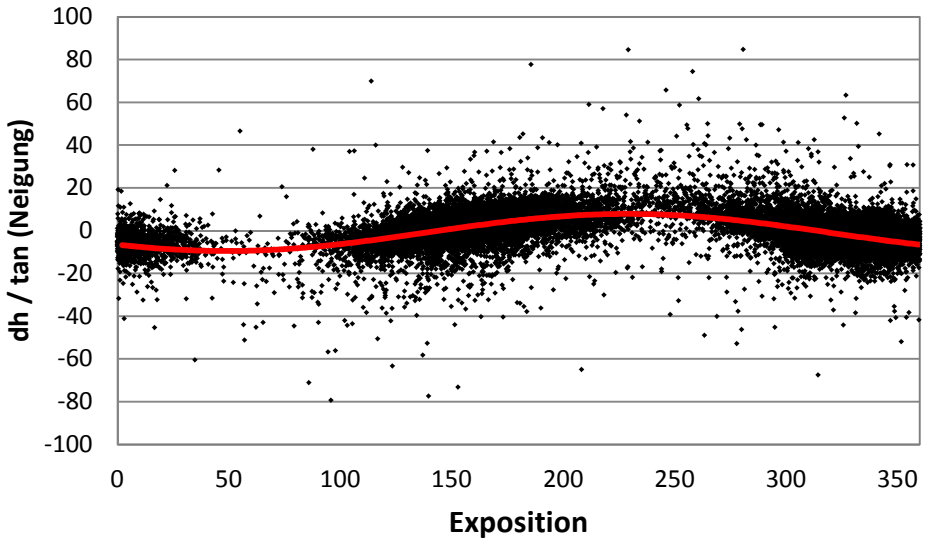


Abbildung 3.9 Punktverteilung der durch den Tangens normalisierten Höhendifferenzen von swissALTI^{3D} und der LK 1983 in Abhängigkeit der Exposition. In rot die sinusförmige Annäherungsfunktion (nach Nuth und Kääb 2011)

Durch Auflösen (Minimieren) der in rot eingezeichneten, sinus-förmigen Beziehung (1) der normalisierten Höhendifferenz und der Neigung errechnen sich die Verschiebungswerte in X-, Y- und Z-Richtung aus den drei Parameter *a*, *b* und *c*. Wobei *dh* die Höhendifferenz eines Pixels zweier Höhenmodelle ist, *a* die Stärke des Verschiebungsvektors, *b* dessen Richtung, α die Neigung und ϕ die Exposition des Pixels (Nuth und Kääb 2011).

$$\frac{dh}{\tan(\alpha)} = a * \cos(b - \varphi) + c \tag{1}$$

Dieser Prozess sollte nach der jeweiligen Verschiebung des digitalen Höhenmodells um die berechneten Werte, iterativ wiederholt werden. Nuth und Kääb (2011) empfehlen diesen Schritt solange zu wiederholen, bis die Verbesserung der Standartabweichung der Höhendifferenzen über stabilem Gelände weniger als 2 % oder die resultierende Verschiebung eines Höhenmodells weniger als 0.5 m beträgt. Da für die digitalen Höhenmodelle eine Pixelgrösse von 10 m gewählt wurde, hat eine Verschiebung von unter einem Meter kaum Auswirkungen. Deshalb wird bei der Bestimmung der Anzahl an Iterationen auf die prozentuale Verbesserung der Standartabweichung geachtet. Genauere Erläuterungen sind in Nuth und Kääb (2011) Zemp et al. (2013) und dem dazugehörigen Zusatzdokument (Zemp 2013) zu finden.

Mit dieser Methode lässt sich der relative Versatz von Höhenmodellen in horizontale und vertikale Richtung beheben. Die Höhenmodelle werden jeweils nur in X- und Y- Richtung verschoben, damit der systematische vertikale Versatz nach diesem Prozess erkennbar bleibt und somit Aufschluss über die Genauigkeit der Modelle respektive der zugrundeliegenden Karten gibt.

3.7 Erfassen der Länge und deren Änderung

Die Gletscherlänge ist ein schwer zu erfassender Parameter eines Gletschers, da die Definition von „Länge“ unterschiedlich ist (Kappeler 2006). Paul et al. (2009) empfehlen zur Bestimmung der Länge und vor allem der Längenänderung die maximale Gletscherlänge zu verwenden. Diese wird als „*die längste Fliesslinie des ganzen Gletschers*“ (Paul et al. 2009, S.6) bezeichnet. In dieser Arbeit wird die Länge eines Gletschers mittels der zentralen Gletscherlinie bestimmt. Die zentrale Gletscherlinie wird hier als die längste mittlere Verbindung zwischen dem Gletschertor und dem höchsten Punkt des Gletschers betrachtet.
Die zentrale Gletscherlinie wird manuell von den jeweiligen Karten in ArcGIS digitalisiert. Es wird ausgehend vom tiefsten Punkt des Gletschers mit dem Digitalisieren gestartet, die Gletscherlinie schneidet dabei die Höhenlinien senkrecht (Paul et al. 2009). Wie in Le Bris und Paul (2013) muss die digitalisierte zentrale Gletscherlinie folgenden Kriterien entsprechen:

- die Linie muss innerhalb des Gletscherumrisses sein
- sie muss den höchsten und den tiefsten Punkt des Gletschers miteinander verbinden
- sie sollte keine herausstehenden Felsen kreuzen
- sie sollte möglichst in der Mitte des Gletschers sein

Trotz dieser Richtlinien ist die zu digitalisierende zentrale Gletscherlinie nicht eindeutig bestimmt, vor allem im Gebiet zwischen dem höchsten und dem tiefsten Punkt ist der Verlauf der zentralen Gletscherlinie subjektiv (Le Bris und Paul 2013). Die Berechnung der Längenänderung erfolgt durch Subtrahieren der einzelnen zentralen Gletscherlinien.

3.8 Erfassen der Fläche und deren Änderung

Die Flächenerfassung der einzelnen Gletscherstände erfolgt durch manuelles Digitalisieren der Gletscherumrisse anhand der Kartegrundlage in ArcGIS. Da in allen Karten nur die Höhenlinien von Seen und Gletschern blau eingezeichnet sind (Swisstopo 2014), erfolgt die Klassifikation der Gletscherumrisse anhand dieser blauen Kontourlinien. Die Erfassung der Gletscherfläche anhand des Luftbildmosaiks vom August 2015 gestaltete sich schwieriger. Die schneebedeckten Flächen im Akkumulations- und die schuttbedeckten Flächen im Ablationsgebiet erschweren eine eindeutige Identifizierung des Gletschers.
Der Scheuchzergletscher wird bereits in den älteren Karten als eigenständiger Gletscher ausgewiesen. So wird verhindert, dass es zu einem markanten Flächenverlust bei der Trennung der beiden Gletscher kommt (Abbildung 3.10). Mit dem Gratfirn wird ähnlich verfahren: indem dieser seit dem Messtischblatt nicht zum Oberaargletscher hinzugerechnet wird.
Anhand der digitalisierten Polygone, die den Gletscherumriss darstellen, berechnet ArcGIS die Fläche planimetrisch anhand des zugrundeliegenden Koordinatensystems. Anstehender Fels innerhalb eines Gletschers wird von der Gletscherfläche ausgeschlossen.

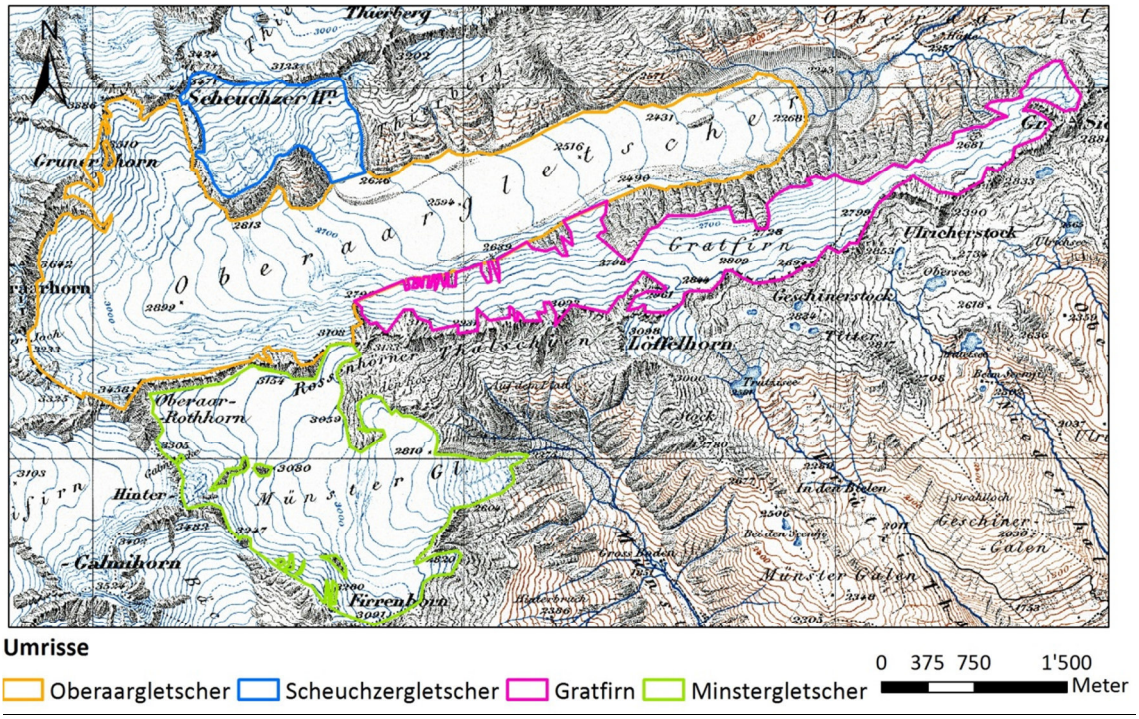


Abbildung 3.10 Siegfriedkarte 1915 mit eingezeichneten Umrissen von Scheuchzer- (blau), Bächi- (Grün) und Oberaargletscher (orange) sowie des Gratfirn (pink).

3.9 Berechnen der Dicken- und Volumenänderungen

Das Differenzieren multitemporaler Höhenmodellen ist der Ansatz der meisten Volumenänderungsstudien (Joerg und Zemp 2014). Der Grundgedanke liegt darin, dass die Höhendifferenz der Gletscheroberfläche zu verschiedenen Zeitpunkten eine Dickenänderung des Gletschers über diesen Zeitraum darstellt (Huss et al. 2010). Berechnet wird dies, indem der Höhenwert vom jedem einzelnen Pixel eines digitalen Höhenmodells von dem entsprechenden Pixel eines jüngeren Höhenmodells subtrahiert wird (Koblet et al. 2010). Abbildung 3.11 veranschaulicht das Vorgehen: das ältere, blaue DHM wird vom jüngeren, grünen DHM abgezogen. Da der Gletscher zwischen den Aufnahme-Zeitpunkten der Höhenmodelle geschmolzen ist, entsteht eine negative Differenz (rot), die der Dickenänderung entspricht.

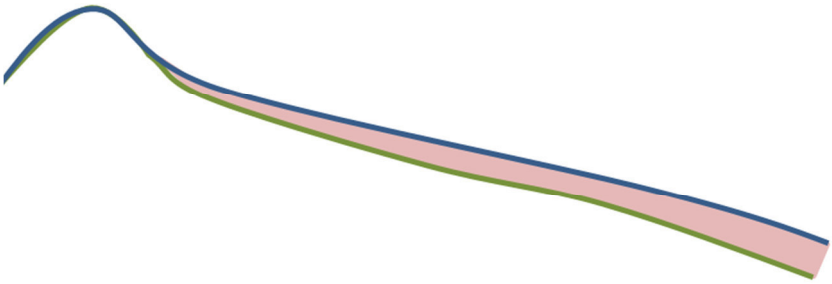


Abbildung 3.11 Veranschaulichung des Differenzieren von multitemporalen Höhenmodellen.

Die Volumenänderung leitet sich durch Multiplikation der mittleren Gletscherdickenänderung mit der Gletscherfläche ab (Nuth und Kääb 2011). Konkret wird jede Höhenänderung eins Pixels mit dessen Fläche multipliziert und anschliessend aufsummiert (2) (Zemp et al. 2013).

$$\Delta V = r^2 \sum_{k=1}^{K} \Delta h_k \tag{2}$$

k stellt die Anzahl Pixel dar, welche auf dem Gletscher bei maximaler Ausdehnung liegen, Δh_k die Höhendifferenz zwischen den Höhenmodellen beim Pixel *k* und *r* die Pixelgrösse. Das Ergebnis, die Volumenänderung ΔV, ist in Kubikmetern angegeben. Um alle Pixel, die von einer Änderung des Gletschers betroffen sind in die Berechnungen miteinzuschliessen, werden jeweils die Pixel innerhalb des Umrisses mit der grösseren Gletscherausdehnung berücksichtigt (Koblet et al. 2010; Maisch et al. 2000). Dadurch wird auch *„dem subjektiven Eindruck Rechnung getragen, dass der Eisdickenschwund hauptsächlich an der eisfrei gewordenen Vorfeldfläche stattgefunden hat“* (Maisch et al. 2000, S.205). Die Berechnung der Volumenänderung basiert darauf, dass sich die Dichte des Eises innerhalb des Gletschers und über die Zeit nicht ändert (Andreassen 1999). Ausserdem darauf, dass die Volumenänderung ausschliesslich auf Eiszuwachs oder Eisschmelze beruht (Bolch et al. 2011) und nicht etwa auf den Eintrag von Schutt. Des Weiteren wird davon ausgegangen, dass sich das Gletscherbett über den Untersuchungshorizont nicht ändert (Krimmel 1999).

3.10 Unsicherheitsanalyse

Um die Aussagekraft der Resultate zu beurteilen, ist eine Analyse der Genauigkeit respektive der Fehler von grosser Wichtigkeit. Ungenauigkeit wird in diesem Kontext als die Differenz zwischen aufgenommenem und wirklichem Wert definiert (Jones 1997). Da der „wirkliche“ Wert nicht bekannt ist, wird eine Referenz (swissALTI^{3D}) verwendet und als „wahr“ angenommen. Unsicherheiten durch Fehler können sowohl in horizontaler planimetrischer, als auch in vertikaler Richtung auftreten (Fisher und Tate 2006). Der Fokus der Unsicherheitsanalyse liegt auf dem vertikalen Fehler (Joerg et al. 2012), da horizontale Ungenauigkeiten ohnehin vertikale Fehler indizieren würden.

Laut Koblet et al. (2010) kann die Unsicherheit von digitalen Höhenmodellen quantitativ beurteilt werden. Dazu sollen die Werte eines Höhenmodells mit unabhängigen dGPS (differentielles GPS) Punkten über stabilem Gelände verglichen werden. Da keine dGPS Daten, die den „wahren“ Wert repräsentieren, zur Verfügung stehen, wird anstelle davon auf swissALTI^{3D} als Referenz zurückgegriffen. Dies, da alle Höhenmodell auf swissALTI^{3D} co-registriert wurden und sich dieses Höhenmodell durch die erwähnten Gründe (Abschnitt 3.6) als Referenz qualifiziert. Das stabile Gelände, für die Fehlerrechnung, entspricht exakt demselben Gebiet, welches für die Co-Registrierung verwendet wird.

Auch die gewählte Höhenreferenz swissALTI^{3D} ist nicht absolut genau (Aeby 2014). Kann aber als genauerer als die restlichen, aus Karten abgeleiteten, Höhenmodelle betrachtet werden. Das DHM von 2015 hätte sich ebenfalls als Referenz geeignet, doch zu Beginn dieser Arbeit war dessen definitive Erstellung noch nicht sichergestellt. Im Folgenden werden die zwei Fehler, welche nach dem Co-Registrieren der Höhendaten verbleiben, und deren Quantifizierung beschrieben.

3.10.1 Systematischer Fehler

Der systematische Fehler ist definiert als „*Resultat eines deterministischen Systems, welches möglicherweise durch eine funktionale Beziehung repräsentiert werden kann*“ (Fisher und Tate 2006, S. 470). Solche Fehler resultieren aus einem Versatz in der Datenerfassung oder aus dem Prozessieren, wie z.B. Unstimmigkeit in den gemessenen und den wahren Werten durch Ungenauigkeiten in der Aufnahme (Zemp et al. 2013). Laut Joerg et al. (2012) spielt der systematische Fehler beim Differenzieren von digitalen Höhenmodellen eine dominante Rolle und sollte deshalb unbedingt berücksichtigt werden. Berechnet wird der systematische Fehler ε wie folgt (3) (nach Koblet et al. 2010):

$$\varepsilon = \frac{\sum_1^n \ (Z_{DHM_{T0}} - Z_{DHM_{ref}})}{n} - \frac{\sum_1^n \ (Z_{DHM_{T1}} - Z_{DHM_{ref}})}{n}$$

$$= \frac{\sum_1^n \ (Z_{DHM_{T0}} - Z_{DHM_{T1}})}{n} \qquad (3)$$

Dabei ist *n* die Anzahl gewählter Referenzpunkte auf stabilem Gelände, *Z* die Höhe eines Punktes zum Zeitpunkt *T0* oder *T1* respektive des Referenz-Höhemodells *ref*. Diese Berechnung entspricht der mittleren Höhendifferenz zweier Höhenmodelle über stabilem Gelände und kann als systematischer Fehler in der vertikalen Z-Achse betrachtet werden.

3.10.2 Stochastischer Fehler

Der stochastische, auch zufälliger Fehler oder Rauschen genannt, resultiert aus einer Vielfalt an Messungen und operationellen Prozessen in der Herstellung des digitalen Höhenmodells. Stochastische Fehler können als zufällige Variation rund um den Referenz-/ wahren Wert betrachtet werden (Fisher und Tate 2006). Dies gilt sowohl für den kleinräumigen Pixelbereich als auch auf einer grossen Skala (Rolstad et al. 2009).

Für diese konkrete Anwendung wird der stochastische Fehler durch den Standartfehler über stabilem Gelände repräsentiert (Koblet et al. 2010). Dazu wird die doppelte Standartabweichung *StAbw* der Höhendifferenz über stabilem Geländer verwendet. So wird das Vertrauensintervall auf 95% erhöhen, anstelle von 68% bei der Verwendung einer einfachen Standartabweichung. Der stochastische Fehler *σ* berechnet sich wie folgt:

$$\sigma = \frac{2 * \mathrm{StAbw}}{\sqrt{n}} \qquad (4)$$

wobei *n* die Anzahl unabhängiger Input Daten darstellt. Da die Höhenmodelle interpoliert wurden und somit die einzelnen Werte im Modell nicht unabhängig voneinander sind, kann für *n* nicht die Anzahl Pixel verwendet werden (Zemp et al. 2013). Stattdessen wurde auf die Anzahl Höhenlinien und Koten, welche als Grundlage der Interpolation dienten, zurückgegriffen. Unter der Annahme, dass diese unabhängig voneinander erfasst wurden.

4 Resultate

4.1 Höhenmodelle aus Karten

Aus den digitalisierten Höhenlinien und Koten aller ausgewählten Karten wurde mittels der Topo to Raster Interpolationsmethode ein digitales Höhenmodell mit 10 m Rasterauflösung erstellt. Aufgrund des zeitlichen Aufwandes wurden nur die Höhenlinien direkt auf dem Gletscher und über dem stabilen Gelände berücksichtigt. Deshalb sind die Höhenmodelle auch nur für diese Bereiche aussagekräftig (Abbildung 4.1). Insgesamt wurden so 12 digitale Höhenmodelle über den Zeitraum von 1851 bis 2006 vom Oberaar-, Scheuchzer-, Minster-, Bächi- und Hangendgletscher erzeugt, einschliesslich des jeweiligen stabilen Geländes.

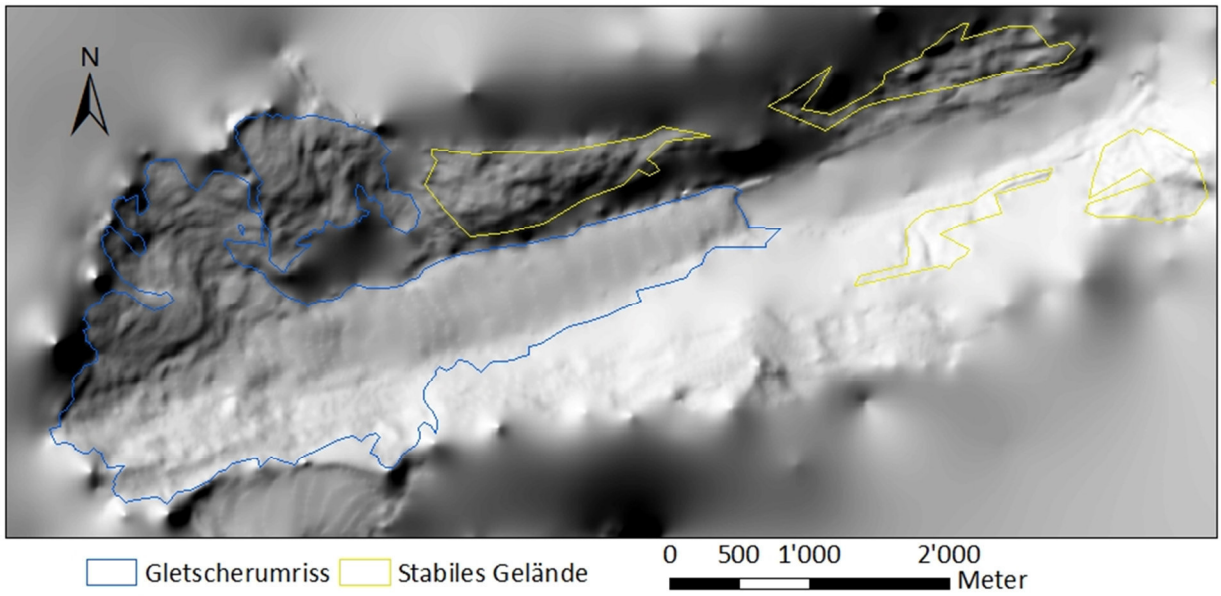


Abbildung 4.1 Ausschnitt der Schummerung des Höhenmodells 1973 mit eingezeichnetem Umriss des Oberaar- und des Scheuchzergletschers (blau) sowie des stabilen Geländes (gelb).

Dieser Arbeitsschritt erforderte eine intensive Auseinandersetzung mit jedem einzelnen Kartenblatt. Dadurch konnten offensichtliche Fehler in den Karten erkannt werden, wie beispielsweise in der Siegfriedkarte von 1919. Dort ist der Ulricherstock mit 2390 m ü. M. beschriftet (Abbildung 4.2 links), in den darauf folgenden Karten aber mit 2886 m ü. M. (Abbildung 4.2 rechts). Ausserdem wird aus diesem Kartenabschnitt deutlich sichtbar, dass sich die Morphologie des Tällergrates in den beiden Kartenblättern massiv unterscheidet. Auch die Beschriftung ändert sich: teilweise wurden Flurnamen weggelassen (Ulricherstock), neu hinzugefügt (Grauhorn) oder verändert. Der „Minsterthalgletscher“ wir ab der LK 1947 zum „Minstergletscher“ oder der „Hangender-Firn“ zum „Hangendgletscher“. Dies entspricht auch den Beschreibungen von Imhof (1927), dass Namen zum Teil verändert oder neu in die Karten eingetragen wurden.

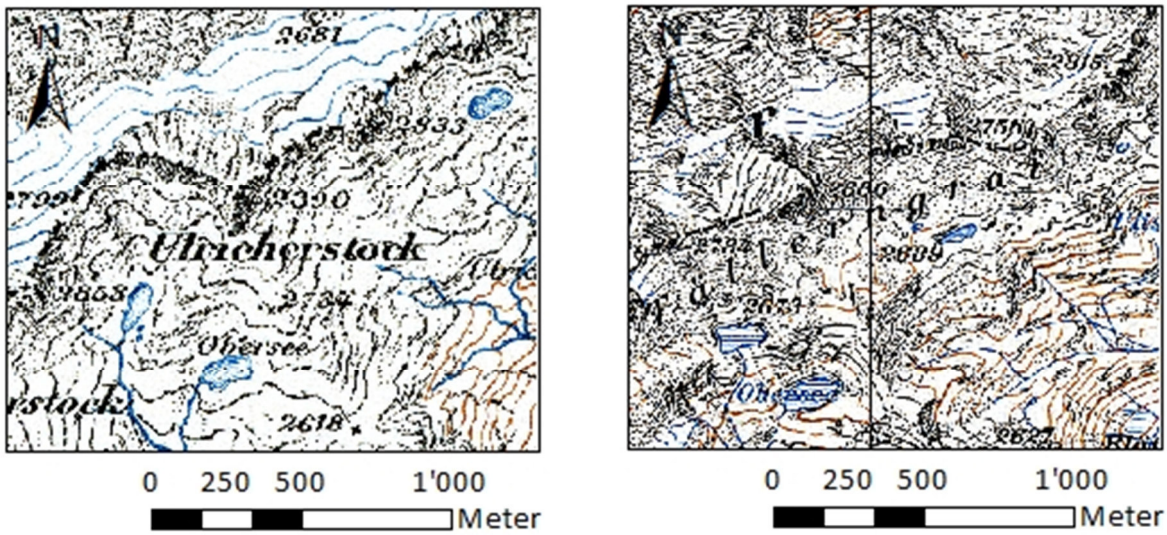


Abbildung 4.2 Vergleich der Höhe des Ulricherstocks der co-registrieren Siegfriedkarte von 1919 (links) und der Landeskarte von 1947 (rechts).

4.2 Spezialfall Messtischblatt

Wie in Abschnitt 3.5 beschrieben, verlief die Erstellung eines digitalen Höhenmodells aus dem Messtischblatt nicht nach demselben Schema wie bei den restlichen Karten, sondern durch Ausprobieren. Dies, da das Messtischblatt weder georeferenziert war, noch den Höhenlinien auf der Karte Höhenwerte zugewiesen sind.

Georeferenzieren

Durch Ausprobieren zweier Transformationsmethoden (Polygon erster Ordnung und Spline-Funktion) und unterschiedlicher Passpunk-Variationen wurden 18 Punkte zur Georeferenzierung mit der Co-registrierten LK 1947 und eine Transformation erster Ordnung gewählt. Die Wahl dieser Parameter entzerrte den Oberaargletscher am besten, da so die Form des Gletschers der Form des Gletschers 30 Jahre später am besten entspricht. Das Messtischblatt wurde auf die bereits co-registrierte LK 1947 georeferenziert, da diese einen guten Kompromiss zwischen Genauigkeit und zeitlicher Nähe darstellt. Ausserdem war 1947 die Staumauer für den Oberaarsee noch nicht errichtet, was die Wahl von Passpunkten im heutigen Oberaarsee ermöglichte. In der Abbildung 4.3 sind die gewählten Passpunkte eingezeichnet. Anhand der Lage der Passpunkte 1851 und 1947 ist zu erkennen, dass die Verschiebung alle Himmelsrichtungen abdeckt, selbst entlang eines Bergkammes sind die Passpunkte in teils gegenseitige Richtungen verschoben.

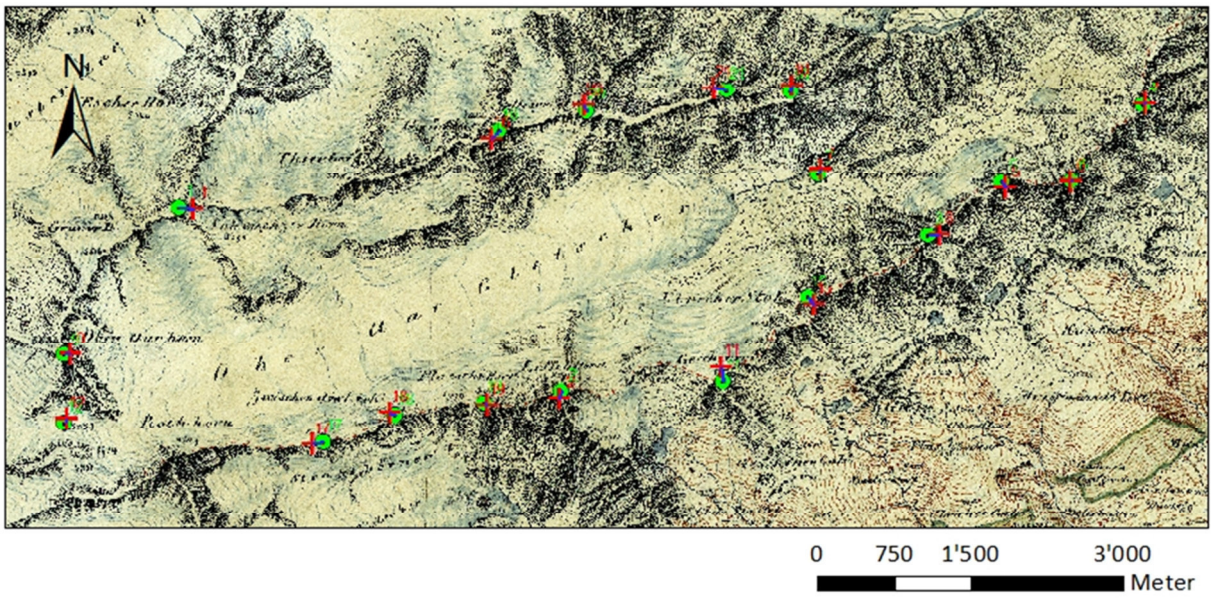


Abbildung 4.3 Verwendete Passpunkte zur Georeferenzierung des Messtischblattes von 1851. Die roten Kreuze repräsentieren die Lage des Referenzpunktes in der LK 1947, die grünen Punkte die auf dem Messtischblatt.

Generierung des Höhenmodells

Das Digitalisieren und vor allem das Attribuieren erfordert in diesem speziellen Fall eine sehr genaue Auseinandersetzung mit dem Messtischblatt. Die eingehende Analyse der Höhenlinien brachte zum Vorschein, dass neben den regulären teilweise auch Hilfs-Höhenlinien eingezeichnet sind. Deren Unterscheidung bedarf gutes Augenmass. Durch zwei verschiedene Techniken sollte eine möglichst richtige Zuordnung der Höhe zur Höhenlinie gefunden werden. Diese werden kurz vorgestellt:

1) Ausgehend von der Höhe der Kote an der Gletscherzunge, wurde die Höhe jede darauf folgende Höhenlinie jeweils um 30 m erhöht. So wurde jeder Höhenlinie ein Höhenwert zugewiesen. Die Wahl der Äquidistanz von 30 m folgte der Instruktion für die Aufnahme der Dufourkarte (Dufour 1896). Diese Art der Höhenzuweisung erfolgte auch in umgekehrter Richtung, ausgehend von der Kote am Oberaarjoch. Es musste festgestellt werden, dass dieser Ansatz zu keinem befriedigenden Ergebnis führt. Denn das Zuweisen von Höhen an die Höhenlinien ausgehend von der Zunge führte zu einer Unterschätzung der Höhe am Joch oder ausgehend vom Joch führte die Zuweisung der Höhe zu einer Überschätzung der Höhe an der Zunge.

2) Die von Dufour beschriebene Äquidistanz wurde hier vernachlässigt. Stattdessen baut dieser Ansatz auf einer speziell für den Oberaargletscher berechneten Äquidistanz auf. Diese wurde berechnet, indem der Höhenunterschied vom Oberaarjoch bis zum Gletscherende durch die Anzahl dazwischenliegender Höhenlinien geteilt wurde. Dies führte zu einer Äquidistanz von ca. 40 m. Anhand dieser 40 m wurden nun die Kontur- und Hilfshöhenlinien attribuiert und schlussendlich zusammen mit den Koten zu einem DHM interpoliert. Auf diesem Weg konnte ein annährend realistisches Höhenmodell des Messtischblattes erstellt werden (Abbildung 4.4).

Die Unterschiede in der Qualität zu den restlichen erzeugten Höhenmodellen (Vergliche Abbildung 4.1 und 4.4) ist deutlich visuell zu erkennen.

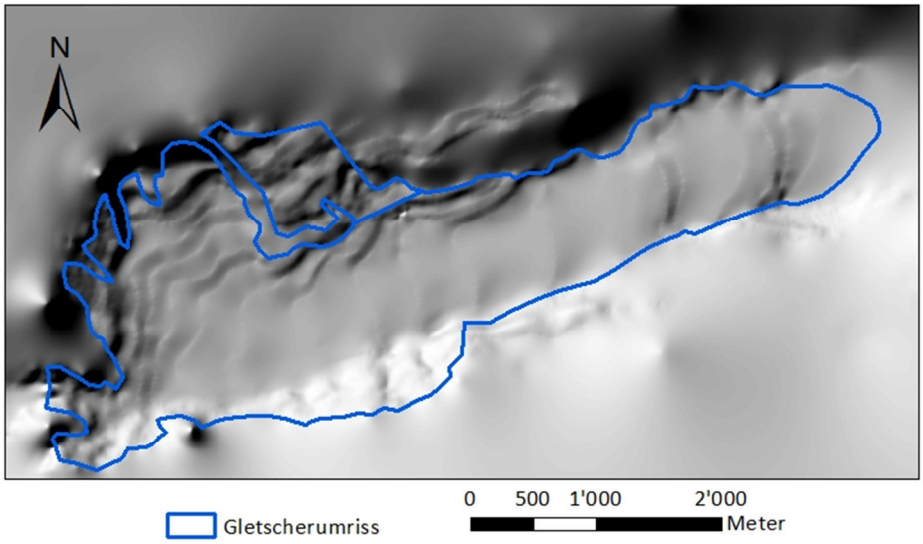


Abbildung 4.4 Schummerung des digitalen Höhenmodells des Messtischblattes, mit den Umrissen des Oberaar- und des Scheuchzergletschers.

4.3 Höhenmodell aus Luftbildern

Mit dem Programm Postflight Terra 3D von sensefly wurde aus den 391 Luftbildern der Befliegung ein Orthophotomosaik und ein DHM mit 2 m Rasterauflösung mittels automatischer Stereokorrelation generiert. Die gewählte Auflösung ist für diesen Verwendungszweck sehr hoch, insbesondere wenn berücksichtigt wird, dass das Gelände teilweise sehr steil ist, eine Fläche von ca. 8 km^2 abgebildet wird, das Gebiet teilweise auf über 3600 m. ü. M. liegt und die restlichen Höhenmodelle mit 10 m Rasterweite aufgelöst sind. Die gute Qualität ist auf die Höhe Auflösung der Bilder und deren hohen Überlappungsgrad (Abbildung 4.5) zurückzuführen. Dieser beträgt beinahe über den gesamten Gletscher mehr als 5 Bilder und reicht bis zu Überlappung von 46 Bildern pro Punkt. Durchschnittlich wurden pro Bild 51‘456 Passpunkte für die Stereokorrelation gefunden.

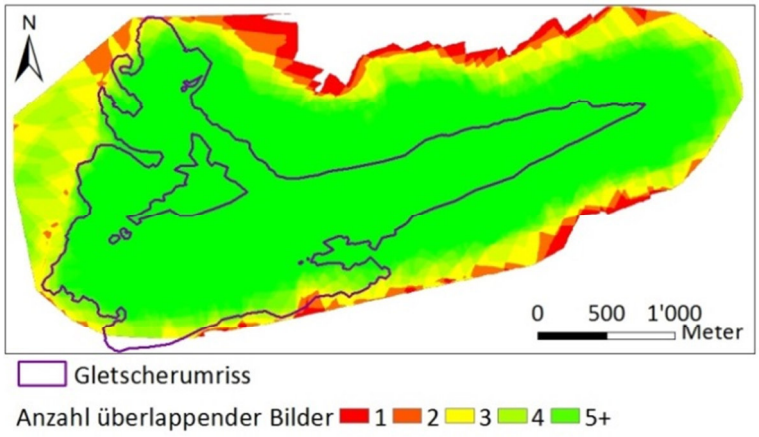


Abbildung 4.5 Überlappungsgrad der Luftbilder der Befliegung.

Bei der Generierung von digitalen Höhenmodellen entstehen kleine Fehler durch ungenaue oder fehlende Passpunkte in den Bildern (Stamm 2015). Um diese Fehler zu verringern, wurde ein Filter in ArcGIS über das DHM gelegt. Abbildung 4.6 zeigt eine Schummerung des Höhenmodells: oben das ursprüngliche Höhenmodell, wie es durch Post Flight Terra 3D generiert wurde und unten das gefilterte DHM. Durch Verwendung des Filters erscheint die Topographie deutlicher und mit weniger Überresten aus Fehlern der Stereokorrelation.

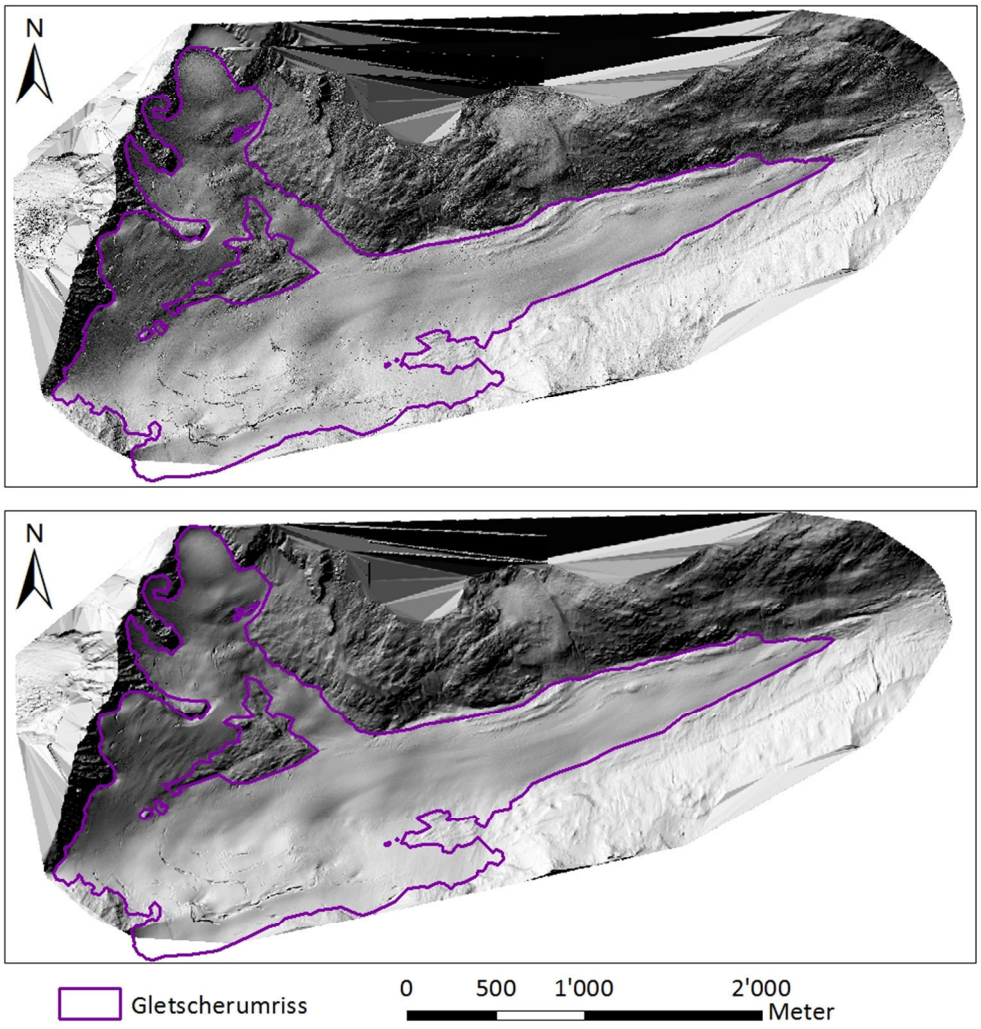


Abbildung 4.6 Verglich des DHM 2015 mit und ohne Filter. Oben: Schummerung ungefiltert. Unten: Schummerung gefiltert.

4.4 Co-Registrierung

Alle auf den Landeskarten basierenden Höhenmodelle wurden wie in Abschnitt 3.6 beschrieben auf swissALTI^{3D} co-registriert. Das Gebiet rund um den Oberaargletscher hat sich im Laufe der Zeit vor allem durch das Rückschmelzen des Gletschers und der Bildung des Stausees stark verändert. Deshalb war es nicht möglich, stabiles Gelände zu finden, welches alle erwähnten Kriterien erfüllt. Deshalb wurde für die Co- Registrierung der Höhenmodelle der Siegfriedkarten ein anderes Gebiet als „stabiles Gelände“ definiert, als für die Höhenmodelle der Landeskarten. Da sich die Landschaft wie erwähnt im Laufe der Jahre verändert hatte, wurde als Referenz für die Co-Registrierung der Siegfriedkarten die co-registrierte Landeskarte 1947 gewählt. So konnte zusätzlich geeignetes stabiles

Gelände definiert werden, welches heute geflutet ist und deshalb nicht für die Co-Registrierung der jüngeren Höhenmodelle in Frage kam (Abbildung 4.7).
Bei der Co-Registrierung des Höhenmodells von 2015 ergab sich eine ähnliche Situation. Dieses DHM deckt einen wesentlich kleineren Bereich der Landschaft ab als die übrigen Höhenmodelle. Deshalb wurde auch für diesen Fall ein separates stabiles Gelände definiert (Abbildung 4.7). So kann gewährleistet werden, dass zu jeder Zeit möglichst alle Expositionen und Neigungen über 5° abgedeckt werden und dass das stabile Gelände jeweils möglichst nahe am Oberaargletscher liegt.

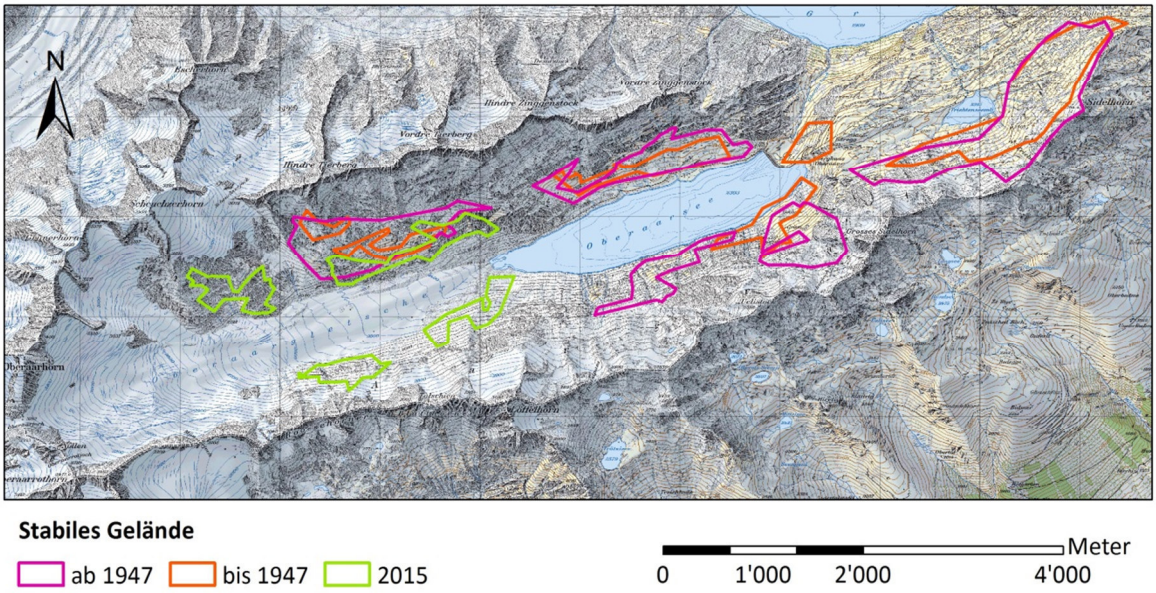


Abbildung 4.7 Stabiles Gelände der verschiedenen Zeitspannen auf der LK 2006.

Da unterschiedliche „stabile Gebiete“ verwendet wurden, floss auch jeweils eine andere Anzahl an Punkten in den Co-Registrierungsprozess mit ein. Für das orange Gebiet (Co-Registrierung bis 1915) sind es 17‘758 Punkte, für die Co-Registrierung der Landeskarten (pink) 31‘356 Punkte und für das DHM 2015 (grün) 8‘305 Punkte. Laut den Instruktionen von Nuth (2012) können bis zu 65‘000 Punkte verwendet werden wobei aber auch weniger als 10‘000 genügen.

Die drei Punktwolken (Abbildung 4.8) stehen exemplarisch für die drei unterschiedlichen verwendeten stabilen Gelände: oben links stellt die Abhängigkeit von Exposition und Höhendifferenz der Co-Registrierung für das DHM 2015 dar, oben rechts für 1956 und unten für 1915. Die Punkte decken, je nachdem welche Gebiete als stabiles Gelände gewählt wurden, unterschiedliche Expositionen ab. In allen drei Beispielen zeigt sich jedoch eine Lücke bei NNO und SSW, dies wiederspiegelt deutlich die Lage des Tales. Die Streuung der Punkte wird mit dem Alter der Karten immer grösser, die Abdeckung der verschiedenen Expositionen jedoch besser. Dies, weil bei den älteren Karten ein grösserer Raum zur Verfügung stand, um das stabile Gelände zu bestimmen. Die gewählten Grafiken wiederspiegeln die Ergebnisse der restlichen Co-Registrierungen sehr gut.

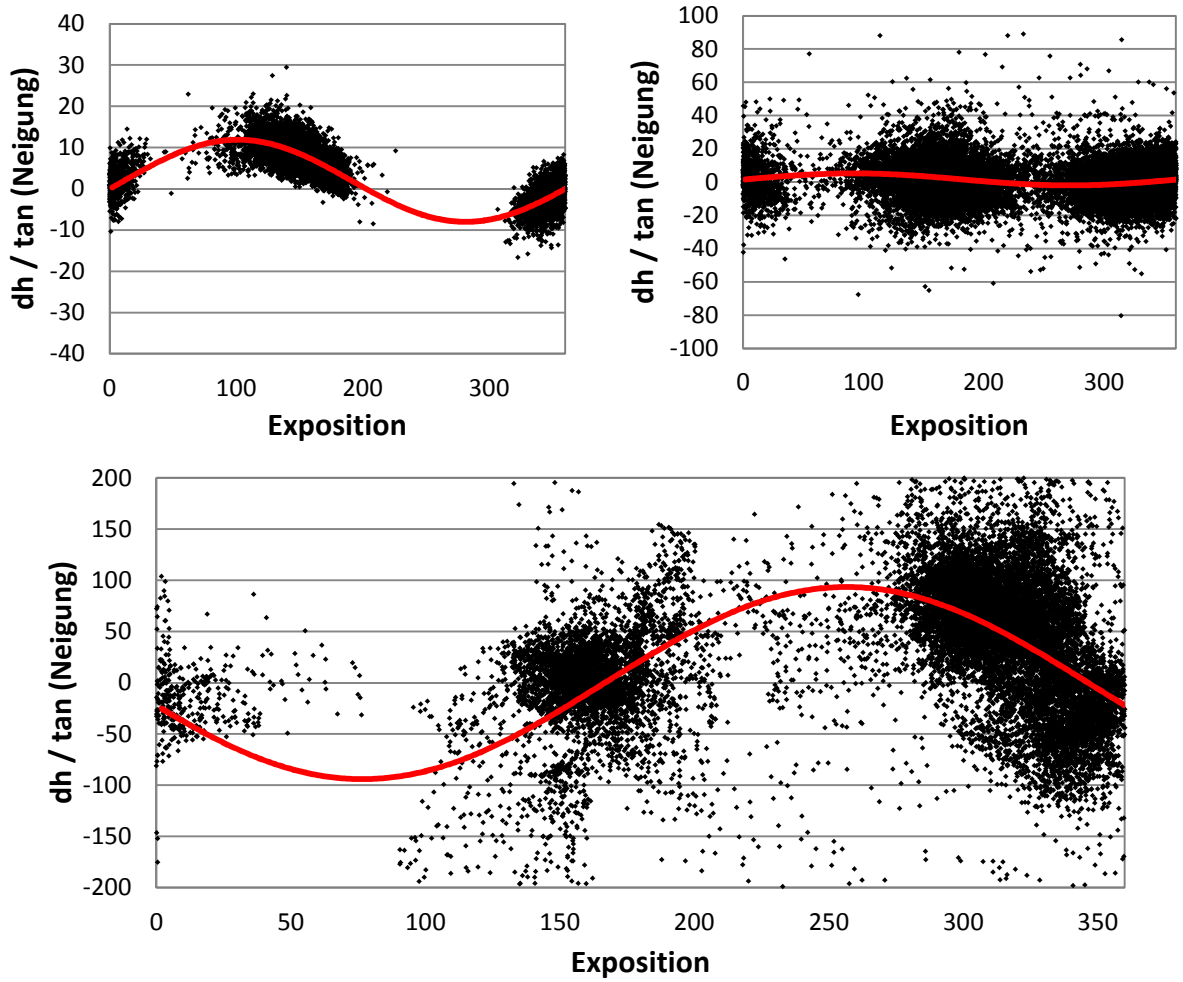


Abbildung 4.8 Beispiele der Punktverteilungswolke der Co-Registrierung mit der Annäherungfunktion (rot) für die Jahre 2015 (oben links), 1956 (oben rechts) und 1915 (unten).

Wie in Abschnitt 3.6 beschrieben, ist die Co-Registration ein iterativer Prozess. Bis auf die digitalen Höhenmodelle der Jahre 1881, 1895, 1915 und 2015 konnte die Co-Registrierung bereits nach einem ersten Durchgang abgeschlossen werden, da das Kriterium einer Verbesserung der Standartabweichung von 2 % erreicht wurde. Für die restlichen vier Höhenmodelle war eine weitere Iteration nötig. In Tabelle 4.1 sind in den ersten vier Spalten die statistischen Kennzahlen der Höhendifferenz (dh) des Höhenmodells und der Referenz aufgelistet. Gefolgt von den Werten, um die das jeweilige DHM verschoben wurde. Zum Schluss sind die statistischen Kenngrössen aus der Differenz des verschobenen Modells und dem Referenzmodell aufgelistet. Der Unterschied dieser Kenngrössen entspricht der Verbesserung der Lagegenauigkeit des Höhenmodells im Vergleich zur Referenz.

Tabelle 4.1 Übersicht der Co-Registrierung. Die Co-Registrierung erfolgte auf swissALTI^{3D}, bei den mit * markierten Jahren war die Referenz das co-registrierte DHM 1946. X (Easting), Y (Northing) und Z (Höhe) geben die Grösse der Verschiebung in Metern an, wobei die Verschiebung der Z-Achse nicht durchgeführt wurde. Die statistischen Kennzahlen über die Höhendifferenz (dh) des Höhenmodells (DHM_x) resp. des verschobenen Höhenmodells ($DHM_{x\_versch.}$) zum Refernzmodell ($DHM_{ref.}$) umfassen die Standartabweichung (Std.), den minimalen Wert (Min.), den maximalen Wert (Max.) und die durchschnittliche Höhendifferenz (Ø).

DHM	**Ursprüngliche dh (DHM_x-$DHM_{ref.}$)**				**1.Verschiebung**			**Nach 1. Verschiebung dh ($DHM_{x\ versch.}$-$DHM_{ref.}$)**			
	Std.	**Min.**	**Max.**	**Ø**	**X**	**Y**	**Z**	**Std.**	**Min.**	**Max.**	**Ø**
2015	4.6	-14.4	26.2	2.9	-9.8	1.9	1.3	2.6	-14.7	15.4	1.5
2009	Referenz										
2006	3.2	-25.7	18.3	-0.1	2.5	0.5	-0.2	3.2	-25.7	28.3	-0.1
1999	2.9	-24.0	15.2	-0.2	0.0	-0.4	-0.1	2.9	-24.0	15.2	-0.2
1993	2.9	-24.1	15.3	-0.2	0.0	-0.3	-0.1	2.9	-24.1	15.3	-0.2
1987	3.5	-25.0	34.7	-0.3	6.5	5.8	-0.4	3.3	-25.3	30.0	-0.5
1981	3.5	-25.0	34.7	-0.3	6.5	5.8	-0.4	3.3	-25.3	30.0	-0.5
1973	4.6	-19.2	26.5	1.2	0.0	0.1	1.0	4.5	-19.2	26.5	1.2
1961	4.7	-23.6	23.3	1.6	-2.3	0.9	1.7	4.7	-23.7	23.6	1.6
1956	4.7	-21.6	25.8	0.4	-3.6	0.1	0.8	4.7	-21.6	25.8	0.4
1946	5.1	-23.0	28.6	2.0	1.7	2.0	2.1	5.0	-23.0	29.8	2.0
1915*	32.0	-106.2	90.7	13.6	91.0	22.5	0.1	25.8	-104.5	82.2	-2.1
1895*	32.6	-93.0	86.4	13.3	86.6	34.8	2.5	27.2	-102.5	64.9	-2.0
1881*	31.4	-91.3	78.6	12.9	74.5	33.6	5.0	27.0	-99.6	76.5	1.8
1851	Kein Co-Registrierung möglich										

		2. Verschiebung			**Nach 2. Verschiebung**			
		X	**Y**	**Z**	**Std.**	**Min.**	**Max.**	**Ø**
2015		0.0	1.8	1.4	2.5	-14.0	15.3	1.5
1915*		28.7	19.4	-5.0	25.4	-105.0	102.8	-4.9
1895*		32.3	21.4	-4.7	26.1	-114.0	73.4	-5.4
1881*		39.0	19.2	-2.6	26.2	-111.3	80.5	-3.7

Das DHM 1987 wurde nicht eigens co-registriert, da sich in diesem speziellen Fall die Höhenlinien der zugehörigen Landeskarte im Vergleich zur vorhergehenden Landeskarte nur auf dem Gletscher und nicht über dem stabilen Gelände verschoben haben. Deshalb hätte eine Co-Registrierung des Höhenmodells von 1987 dasselbe Resultat hervorgebracht wie beim DHM 1981, weshalb dessen Werte übernommen wurden.

Die Verschiebungswerte (X und Y) fallen je nach Kartentyp unterschiedlich aus. Liegen diese bei den Siegfriedkarten im Bereich von mehreren Metern, werden die Landeskarten durchschnittlich um weniger als einen Meter verschoben, maximal um 6.5 m. Die digitalen Höhenmodelle werden sowohl in positive wie auch in negative X- und Y-Richtung verschoben. Am häufigsten werden die Höhenmodelle in positive X-Richtung verschoben. Der Trend der Verschiebung deutet leicht nach Nord Nord Ost. Die Verbesserung der Standartabweichung der Höhenänderung über stabilem Gelände verändert sich, insbesondere bei den Landeskarten, nur im Nachkommastellenbereich.

4.5 Länge und deren Änderung

Aus Tabelle 4.2 ist ersichtlich, dass der Oberaargletscher während der letzten 164 Jahren massiv zurückgeschmolzen ist. Heute (August 2015) weist der Oberaargletscher eine Länge von 4.65 km auf. Als die Originalaufnahmen der Dufourkarte gemacht wurden, waren es 6.87 km, das entspricht einem Längenverlust von 2.22 km oder einem Rückschmelzen in der Länge um 32.3 %. Gewachsen ist der Oberaargletscher laut dieser geodätischen Längenmessung zwischen 1851 und 1895. Diese 176 m Längenzuwachs entsprechen einem Wachstum von 4 m pro Jahr. Die grösste Längenänderung ist zwischen 1956 und 1961 zu beobachten, sie beträgt -638 m in 5 Jahren und entspricht einer Längenabnahme des Gletschers um 10.1 % während dieses Zeitraumes. Die aktuelle Schmelzrate ist die zweithöchste in dieser Zeitreihe: 162 m in 9 Jahren. Über den gesamten untersuchten Zeitraum verlor der Oberaargletscher pro Jahr durchschnittlich 13.7 m an Länge.

Tabelle 4.2 Längenänderung des Oberaargletschers. Die jährliche Änderung der Länge wird jeweils auf die vorhergehende Längenmessung bezogen, ebenso die prozentuale jährliche Änderung der Länge.

	Länge [m]	**Jährliche Änderung [m a^{-1}]**	**Jährliche Änderung [% a^{-1}]**
2015	4654	-18.0	-0.37
2006	4816	-17.3	-0.35
1999	4937	-13.2	-0.26
1993	5016	-16.0	-0.31
1987	5112	-11.0	-0.21
1981	5178	-7.5	-0.11
1973	5238	-35.6	-0.75
1961	5665	-127.6	-2.02
1956	6303	-5.5	-0.09
1946	6358	-8.7	-0.13
1915	6629	-20.7	-0.29
1895	7043	5.4	0.08
1881	6968	3.7	0.05
1851	6867	-	-
1851-2015	**-2213**	**-13.7**	**-0.62**

4.6 Fläche und deren Änderung

4.6.1 Oberaar- und Scheuchzergletscher

Der Oberaargletscher hat seit 1851 massiv an Fläche eingebüsst, er bedeckt heute (August 2015) mit 3.65 km^2 nur noch 42.9 % der Fläche von 1851 (8.51 km^2). Die Visualisierung der Gletscherstände (Abbildung 4.9) zeigt, dass der Oberaargletscher hauptsächlich im Ablationsgebiet an Fläche verloren hat. Dies vor allem durch longitudinales Rückschmelzen der Zunge, lateral sind die Flächenverluste geringer. Zudem hat sich das Eis rund um eine Felskuppe im Akkumulationsgebiet seit den 90er Jahren zurückgebildet. Weiter ist bei der Betrachtung aller Gletscherstände zu beobachten, dass die Zunge seit diesem Jahrtausend mehrheitlich auf der nördlichen Seite abschmilzt und dass der südlichere Teil weniger an Fläche verliert.

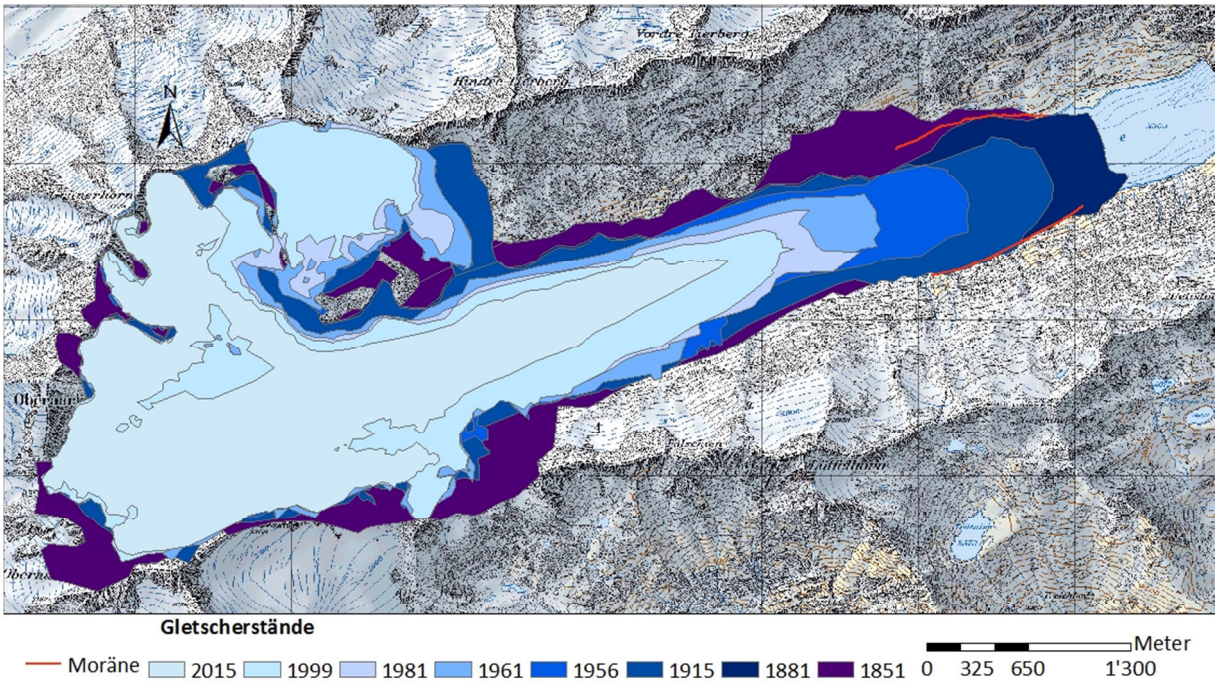


Abbildung 4.9 Gletscherstände des Oberaargletschers von 1851 bis 2015, inkl. Moräne (rot).

Da sich der Oberaar- und der Scheuchzergletscher bereits in den 60er Jahren trennten, werden diese für die Analyse getrennt behandelt und sind deshalb in der Tabelle 4.3 getrennt aufgelistet. Dadurch wird verhindert, dass es zu einem abrupten „Flächenverlust“ des Oberaargletschers kommt, wenn sich die beiden Eisflüsse trennen. Die „jährliche Änderung“ in der Tabelle bezieht sich dabei immer auf die vorhergehende Messung. Im Zeitraum 2006 bis 2015 können für den Scheuchzergletscher keine Angaben gemacht werden, da dieser nicht von den Luftbildern der Drohe abgedeckt wurde.

Tabelle 4.3 Flächenänderung des Oberaar- und Scheuchzergletschers.

	Oberaargletscher			Scheuchzergletscher		
	Fläche [m^2]	**Jährliche Änderung [m^2]**	**Jährliche Änderung [%]**	**Fläche [m^2]**	**Jährliche Änderung [m^2]**	**Jährliche Änderung [%]**
2015	3‘654‘446	-126‘566	-2.79	-	-	-
2006	4‘540‘411	-63‘734	-1.28	519‘145	-14‘258	-2.75
1999	4‘986‘549	-5‘671	-0.11	618‘951	-8‘529	-1.38
1993	5‘020‘575	-22‘046	-0.43	670‘126	-20‘908	-3.12
1987	5‘152‘852	-18‘159	-0.35	795‘576	0	0.00
1981	5‘261‘807	-12‘574	-0.23	795‘576	-5‘293	-0.67
1973	5‘362‘395	-24‘547	-0.43	837‘923	-12‘079	-1.44
1961	5‘656‘961	-101‘567	-1.65	982‘873	946	0.10
1956	6‘164‘797	-9‘390	-0.15	978‘141	1‘925	0.20
1946	6‘249‘311	-24‘078	-0.34	960‘814	64	0.01
1915	7‘019‘800	14	0.00	958‘775	0	0.00
1895	7‘019‘511	-27‘570	-0.37	958‘775	0	0.00
1881	7‘405‘497	-41‘039	-0.48	958‘775	8119	0.85
1851	8‘513‘558	-	-	739‘551	-	-
1851-2015 bzw. 2006	**-4‘859‘954**	**-30‘565**	**-0.36**	**-439‘631**	**-1‘450**	**-0.2**

Der Oberaargletscher kann nur zwischen 1895 und 1915 eine positive Flächenbilanz aufweisen, allerdings ist diese mit 14 m pro Jahr sehr gering. Der Scheuchzergletscher weist von 1851 bis 1961 hingegen eine ausgeglichene, wenn nicht sogar eine positive Flächenbilanz auf. Durchschnittlich verlor der Oberaargletscher jährlich 0.36 % seiner Fläche von 1851. Trotz der vereinzelten Flächenzunahme am Scheuchzergletscher weist auch dieser einen durchschnittlichen jährlichen Flächenverlust von 0.2 % auf.

4.6.2 Umliegende Gletscher

Auch bei den drei weiteren untersuchten Gletschern kann eine stetige Abnahme der Gletscherfläche beobachtet werden (Abbildung 4.10). Betrug die Fläche 1881 noch 3.37 km^2 beim Minster-, 1.72 km^2 beim Bächi- und 0.17 km^2 beim Hangendgletscher waren es 2006 noch 2.49 km^2 beim Minstergletscher 1.11 km^2 beim Bächigletscher und 0.11 km^2 beim Hangendgletscher. Dies entspricht einer Abnahme von 26.1 %, 35.4 % respektive 34.1 % für Minster-, Bächi- und Hangendgletscher im Vergleich zu 1881. Interessant ist, dass beim Minstergletscher die Flächenverluste nicht nur im Bereich der Zunge zu beklagen sind, sondern über den gesamten östlichen Rand. Der Bächigletscher kann von 1981 bis 1987 einen deutlichen Vorstoss verzeichnen, er ist um gut 130 m in der Länge gewachsen. Ausserdem scheint es, als sei die Gletscherzunge von 1881 im Vergleich zu 2006 in nördliche Richtung Verschoben, mehr dazu in der Diskussion Abschnitt 5.3.2 und Abbildung 5.5.

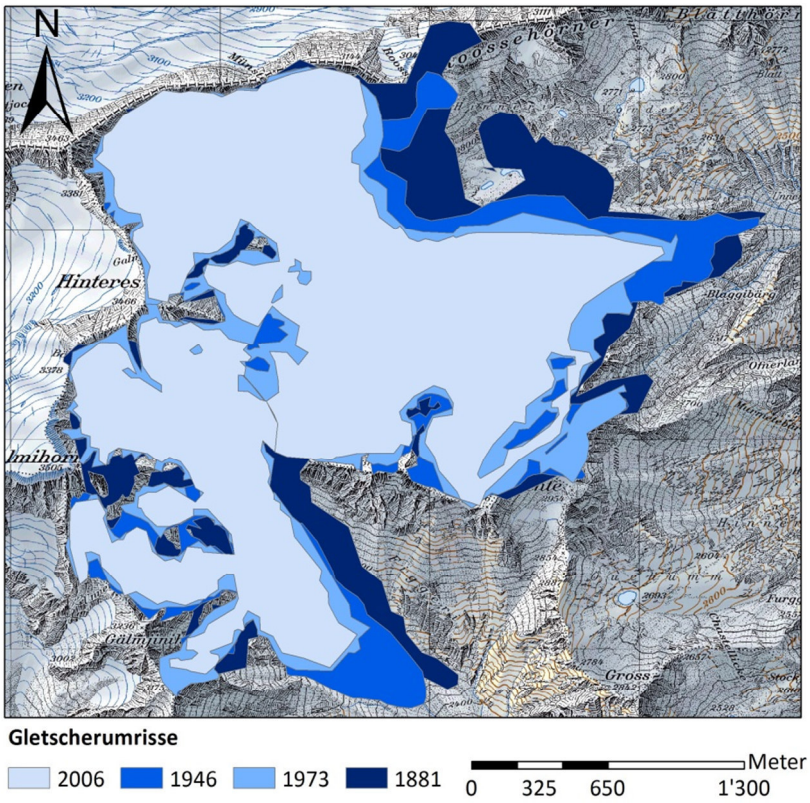


Abbildung 4.10 Gletscherstände von Minster- und Bächigletscher für die Jahre 2006, 1973, 1946 und 1881.

In Tabelle 4.4 sind die Flächenänderungen der einzelnen Zeitabstände, respektive die prozentuale Änderung aufgelistet. Für den Zeitabschnitt von 1851 bis 1881 kann das Messtischblatt nicht ausgewertet werden, da dieses nur rund um den Oberaargletscher georeferenziert wurde und somit für sämtliche restliche Gletscher nicht genau genug ist.

Grosse Flächenverluste zeichnen sich in den 60er Jahren und 2006 bei Minster- und Bächigletscher ab, sowie Ende des 18.Jahrhunderts beim Bächi- und Ende der 90er Jahre beim Hangendgletscher. Insgesamt verlor das Gebiet (alle 5 ausgewerteten Gletscher) in den 125 Jahren ab 1881 5.74 km^2 Eisfläche. Dies entspricht einer wesentlich grösseren Fläche als die, die der Oberaar- und der Scheuchzergletscher heute gemeinsam mit Eis bedecken.

Tabelle 4.4 Flächenänderung von Minster-, Bächi- und Hangendgletscher. Die jährliche Änderung in Prozenten bezieht sich jeweils auf den Gletscherstand von 1881.

	Minstergletscher			Bächigletscher		
	Fläche [m^2]	Jährliche Änderung [m^2]	Jährliche Änderung [%]	Fläche [m^2]	Jährliche Änderung [m^2]	Jährliche Änderung [%]
2006	2‘486‘300	-36‘301	-1.46	1‘112‘192	-18‘620	-1.67
1999	2‘740‘405	-434	-0.02	1‘242‘534	0	0.00
1993	2‘743‘010	-19‘018	-0.69	1‘242‘534	-6‘174	-0.50
1987	2‘857‘121	-386	-0.01	1‘279‘578	7‘773	0.61
1981	2‘859‘438	-17‘850	-0.62	1‘232‘940	-9‘012	-0.73
1973	3‘002‘241	-35‘169	-1.17	1‘305‘037	-17‘970	-1.38
1961	3‘424‘263	5‘351	0.16	1‘520‘681	3‘410	0.22
1956	3‘397‘508	3‘915	0.12	1‘503‘630	292	0.02
1946	3‘362‘271	-103	0.00	1‘501‘003	-6‘898	-0.46
1915	3‘365‘569	0	0.00	1‘721‘734	7‘887	0.46
1895	3‘365‘569	0	0.00	1‘563‘993	-11‘267	-0.72
1881	3‘365‘569	-	-	1'721'734	-	-
1895-2006	**-879‘269**	**-7034**	**-0.21**	**-609‘542**	**-4‘876**	**-0.28**

	Hangendgletscher		
	Fläche [m^2]	Jährliche Änderung [m^2]	Jährliche Änderung [%]
2006	113439	-1902.0	-1.68
1999	126753	16.5	0.01
1993	126654	-956.2	-0.75
1987	132392	8.3	0.01
1981	132342	-573.1	-0.43
1973	136927	-606.1	-0.44
1961	144200	-156.0	-0.11
1956	144980	-241.7	-0.17
1946	147156	-781.0	-0.53
1915	172149	0.0	0.00
1895	172149	0.0	0.00
1881	172149	-	-
1895-2006	**-51‘922**	**-470**	**-0.27**

4.7 Dicken- und Volumenänderung

4.7.1 Übersicht

Die Übersicht (Tabelle 4.5) über die mittlere Dickenänderung der Gletscher pro Jahr zeigt, dass die Gletscher in den meisten Jahren einen Dickenverlust zu beklagen haben. Beim Oberaargletscher beträgt dieser Verlust maximal 2.71 ±0.13 m pro Jahr. Bei den kleineren Gletschern beträgt die Höhenabnahme über die gesamte Eisfläche durchschnittlich weniger als ein Meter pro Jahr. Die Resultate zur mittleren Dickenänderung des Hangendgletschers sind in Tabelle 4.5 nicht aufgeführt, da die Er-

gebnisse unrealistisch und demnach nicht korrekt sind. Dies wird im Diskussionsteil 5.4.2 beschrieben.

Tabelle 4.5 Übersicht der mittleren Dickenänderung pro Jahr [m a^{-1}]. Der stochastische Fehler σ wird für jeden Gletscher separat angegeben, da dieser jeweils anhand der unabhängigen Höhenlinien pro Gletscher berechnet wurde. Der systematische Fehler ε gilt für alle untersuchten Gletscher pro Zeitraum gleichermassen.

	Oberaar-gletscher		**Scheuchzer-gletscher**		**Minster-gletscher**		**Bächi-gletscher**		**alle**
	Δ Dicke [m a^{-1}]	**σ [m a^{-1}]**	**Δ Dicke [m a^{-1}]**	**σ [m a^{-1}]**	**Δ Dicke [m a^{-1}]**	**σ [m a^{-1}]**	**Δ Dicke [m a^{-1}]**	**σ [m a^{-1}]**	**ε [m a^{-1}]**
2009-2015	-0.92	±0.04	-	-	-	-	-	-	-0.24
2006-2009	-1.82	±0.23	-0.36	±0.30	-0.58	±0.21	-0.30	±0.20	-0.04
1999-2006	-1.64	±0.07	-1.78	±0.09	-2.33	±0.08	-1.71	±0.07	0.14
1993-1999	-0.40	±0.01	-0.31	±0.11	0.00	±0.09	-0.11	±0.08	0.00
1987-1993	-1.33	±0.07	0.22	±0.01	-1.06	±0.01	-1.19	±0.01	-0.07
1981-1987	-0.02	±0.02	0.01	±0.10	0.06	±0.08	0.14	±0.06	0.00
1973-1981	-0.12	±0.08	-0.08	±0.02	0.33	±0.01	-0.17	±0.01	0.17
1961-1973	-1.48	±0.05	-1.52	±0.11	-1.17	±0.08	-0.81	±0.07	0.04
1956-1961	-2.48	±0.13	-0.22	±0.14	-0.32	±0.10	-0.26	±0.09	-0.23
1946-1956	-0.06	±0.07	-0.56	±0.09	-0.22	±0.06	-0.50	±0.06	0.05
1915-1946	-0.94	±0.13	-0.26	±0.04	-3.28	±0.03	-0.19	±0.03	-0.31
1895-1915	-0.30	±0.09	0.52	±0.36	-0.11	±0.27	0.26	±0.27	-0.05
1881-1895	0.07	±0.02	0.19	±0.20	0.41	±0.19	0.15	±0.13	0.47
1854-1881	1.43	-	-0.41	-	-		-	-	-
1851/1881-2009/2015	**-0.72**	**±0.08**	**-0.35**	**±0.13**	**-0.69**	**±0.1**	**-0.39**	**±0.09**	**-0.01**

4.7.2 Unsicherheiten

Die statistischen Fehler zwischen den einzelnen Höhenmodellen wurden für die Berechnung der Volumenänderung sämtlicher Gletscher vom stabilen Gelände rund um den Oberaargletscher berechnet. Daraus folgt, dass der systematische Fehler der Dickenänderung zwischen zwei Höhenmodellen für aller fünf Gletscher derselbe ist (Absatz 3.10.1).

Auch der stochastische Fehler σ wurde ausgehend vom Höhenunterschied über stabilem Gelände rund um den Oberaargletscher berechnet. Da in dessen Berechnung auch die Anzahl unabhängiger Inputwerte einfliesst, ist der stochastische Fehler für jeden Gletscher unterschiedlich. Je höher die Anzahl unabhängiger Eingaben (Höhenlinien und Koten) ist, desto kleiner wird der stochastische Fehler für einen Gletscher (siehe auch Absatz 3.10.2.).

Der systematische Fehler ε (Tabelle 4.5), also der Mittelwert der Differenz zweier Höhenmodelle über stabilem Gelände, beträgt maximal 0.47 m pro Jahr. Wobei sich die grösseren Fehler in den älteren Karten wiederfinden. Der systematischen Fehler des UAS-Höhenmodells zur Referenz ist mit -0.24 m a^{-1} sehr hoch im Vergleich zum systematischen Fehler der Landeskarten zur Referenz (siehe Diskussion 5.3.2.). Innerhalb der LK ist der systematische Höhenversatz deutlich geringer und liegt zwischen -0.23 m und 0.17 m pro Jahr. Für den Zeitraum zwischen 1851 bis 1881 konnte kein syste-

matischer Fehler berechnet werden, da für das Messtischblatt kein stabiles Terrain digitalisiert werden konnte. Der stochastische Fehler σ bewegt sich meist im Zentimeter-Bereich pro Jahr und ist bei den Siegfriedkarten tendenziell höher als zwischen den restlichen Höhenmodellen.

4.7.3 Oberaar- und Scheuchzergletscher

Wie die Abbildung 4.11 zeigt, hat der Oberaargletscher nur während dreier Zeitperioden an durchschnittlicher Dicke zugelegt: in den ersten zwei Perioden um durchschnittlich 1.43 respektive um 0.54 m pro Jahr und zwischen 1973 und 1981 um 0.05 m pro Jahr. In der Periode von 1981 bis 1987 konnte keine Änderung der Eisdicke festgestellt werden. Die Dickenänderung während der restlichen Untersuchungsintervalle bewegt sich zwischen -2.7 m a^{-1} und 0.1 m a^{-1}.

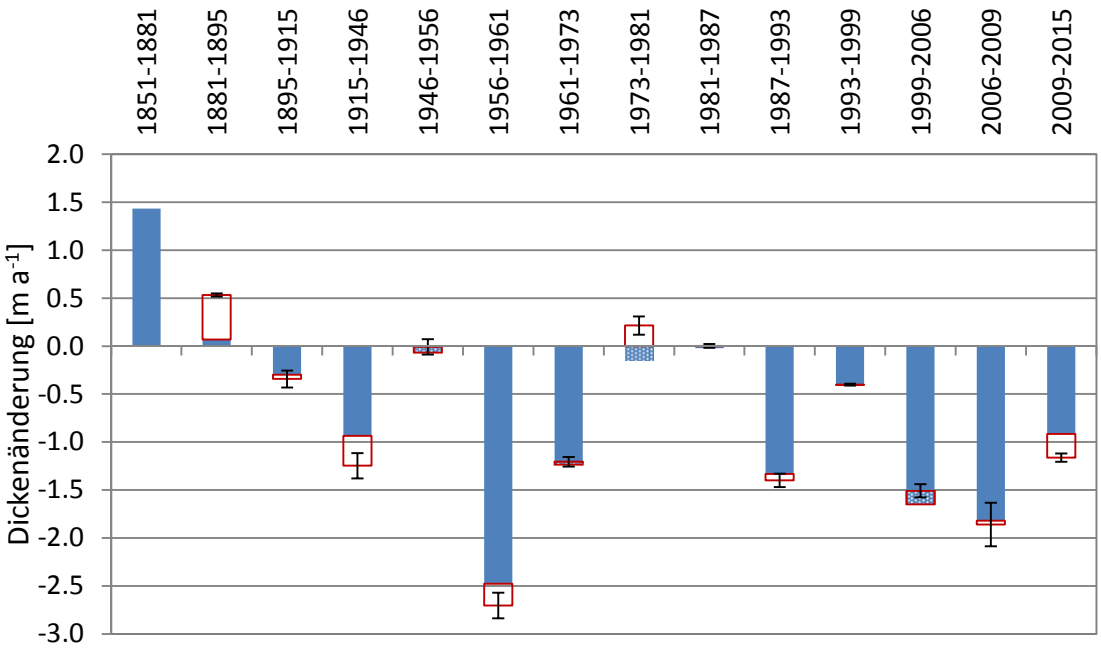


Abbildung 4.11 Mittlere Dickenänderung des Oberaargletschers (blau), der rote Balken stellt die Grösse und Richtung des systematischen Fehlers dar und der Fehlerbalken (schwarz) den stochastischen Fehler.

Der systematische Höhenversatz (rot umrahmte Balken), der voneinander differenzierten Höhenmodellen, ändert die berechnete Dickenänderung sowohl in positive, wie auch in negative Richtung. Das heisst, dass der systematische Fehler je nach Zeitraum eine Über- oder eine Unterschätzung der mittleren Dickenänderung enthüllt. Nur in einer Periode (1981 bis 1973) ändert sich durch die Korrektur der Dickenänderung um den systematischen Fehler das Vorzeichen dieser, in diesem Fall von einer Dickenabnahme zu einer Zunahme.

Die aufsummierte mittlere Dickenänderung des Oberaargletschers ergibt die Volumenänderung über den Untersuchungshorizont von 1851 bis 2015 und beträgt -0.23 km^3 (inkl. systematischer Fehler). Mit dem entsprechenden Wasseräquivalent (Eisdichte 0.9 g cm^{-3}) könnte der Oberaarsee 457-mal gefüllt werden oder der Pegel des Zürichsees würde um 2.3 m ansteigen. Wird das Messtischblatt nicht in die Berechnung miteinbezogen, ergibt sich eine Volumenänderung des Oberaargletschers von 1881 bis 2015 von -0.56 km^3.

Der vom Oberaargletscher abgekoppelte, wesentlich kleinere Scheuchzergletscher hat über den gesamten Zeitraum auch an Eisdicke und somit an Volumen verloren. Durchschnittlich betrug der Dickenverlust pro Jahr 0.3 m (einschliesslich des systematischen Fehlers). Dies entspricht einer aufsummierten Volumenänderung von -0.025 km^3 (1881 bis 2009, inkl. systematischer Fehler).

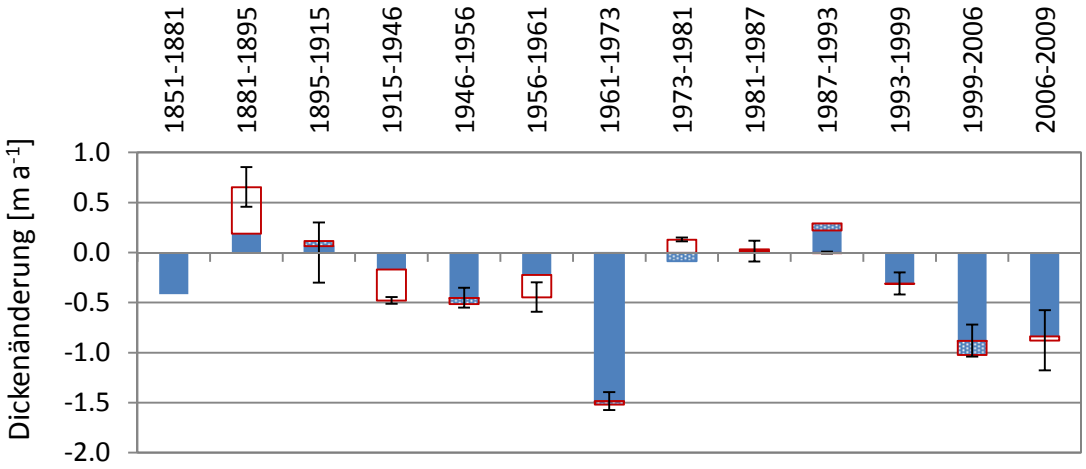


Abbildung 4.12 Mittlere Dickenänderung des Scheuchzergletschers (blau), der rote Balken stellt die Grösse und Richtung des systematischen Fehlers dar und der Fehlerbalken (schwarz) den stochastischen Fehler.

Im Verhältnis zum Signal ist beim Scheuchzergletscher der stochastische Fehler deutlich höher als beim Oberaargletscher. So ist für die mittlere Dickenänderung der Zeiträume 1895 bis 1915 und 1981 bis 1987 nicht klar, ob diese positiv oder negativ ausfällt (Abbildung 4.12). Den grössten Eisdickenverlust verzeichnete der Scheuchzergletscher zwischen 1961 und 1973 mit durchschnittlich 1.5 m pro Jahr, gefolgt von den letzten zwei Perioden mit durchschnittlich 1.0 und 0.9 m Eisdickenverlust pro Jahr. Eine positive Dickenänderung zeigt sich in den 70er und Ende der 80er Jahre sowie zum Ende des vorletzten Jahrhunderts.

Die folgenden Grafiken illustrieren die räumliche Dickenänderung des Oberaar- und des Scheuchzergletschers über alle untersuchten Zeiträume, inklusive der Höhenänderung über einem Ausschnitt des stabilen Geländes. Diese Darstellung erlaubt den Vergleich der Höhenänderung über vergletscherten und unvergletscherten Gebieten und somit auch über verbleibende Unsicherheiten nach der Co-Registrierung der Höhenmodelle.

Seit 2009 bis heute (Abbildung 4.13) hat die Gletscherdicke um maximal 23 m abgenommen und um maximal 15 m zugenommen. Die Fläche mit Eisdickenverlusten ist wesentlich grösser als diejenigen mit Eisdickenzunahmen.
Das DHM von 2015 deckt nicht den gesamten Gletscher ab, im südöstlichen Teil fehlen 39‘741 m^2. Diese Lücke wurde ergänzt, indem anhand von Höhendifferenzen von Vergleichsflächen die fehlende Fläche interpoliert wurde.

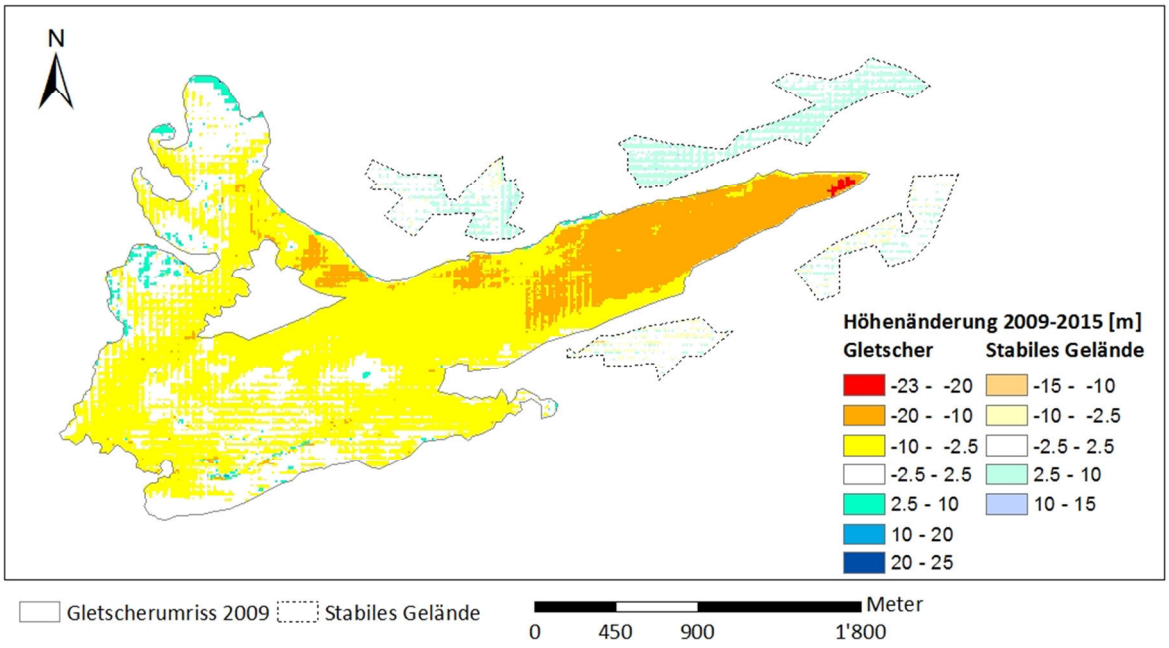


Abbildung 4.13 Dickenänderung Oberaargletscher von 2009 bis 2015. Das Kachelmuster resultiert aus den unterschiedlichen Rasterauflösungen der Daten.

In den drei Jahren von 2006 bis 2009 hat der Oberaargletscher insbesondere an der Zunge massiv an Eisdicke verloren, bis zu 36 m (Abbildung 4.14). Auch über dem stabilem Gelände gibt es einen, meist positiven Höhenversatz.

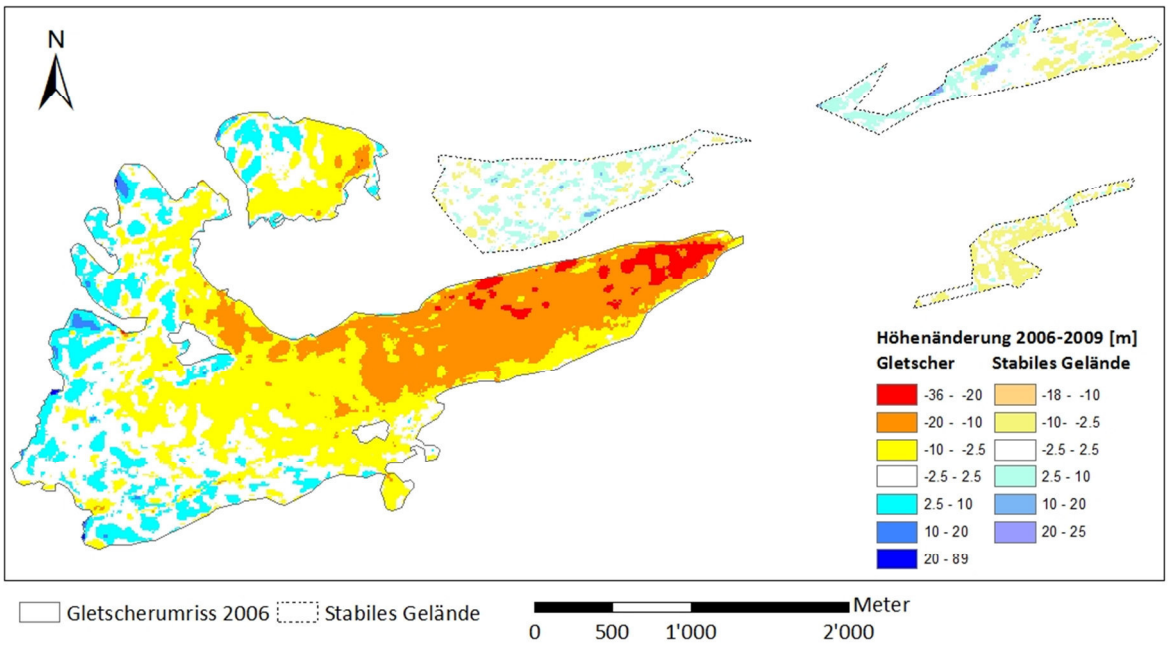


Abbildung 4.14 Dickenänderung Oberaargletscher von 2006 bis 2009.

Der Oberaar- und der Scheuchzergletscher haben zwischen 1999 und 2006 auf der gesamten Fläche an Eisdicke verloren (Abbildung 4.15). Auch über dem stabilen Gelände gibt es einen Unterschied in den Höhen während dieses Zeitraumes, im Süden sind diese negativ und im Norden mehrheitlich positiv.

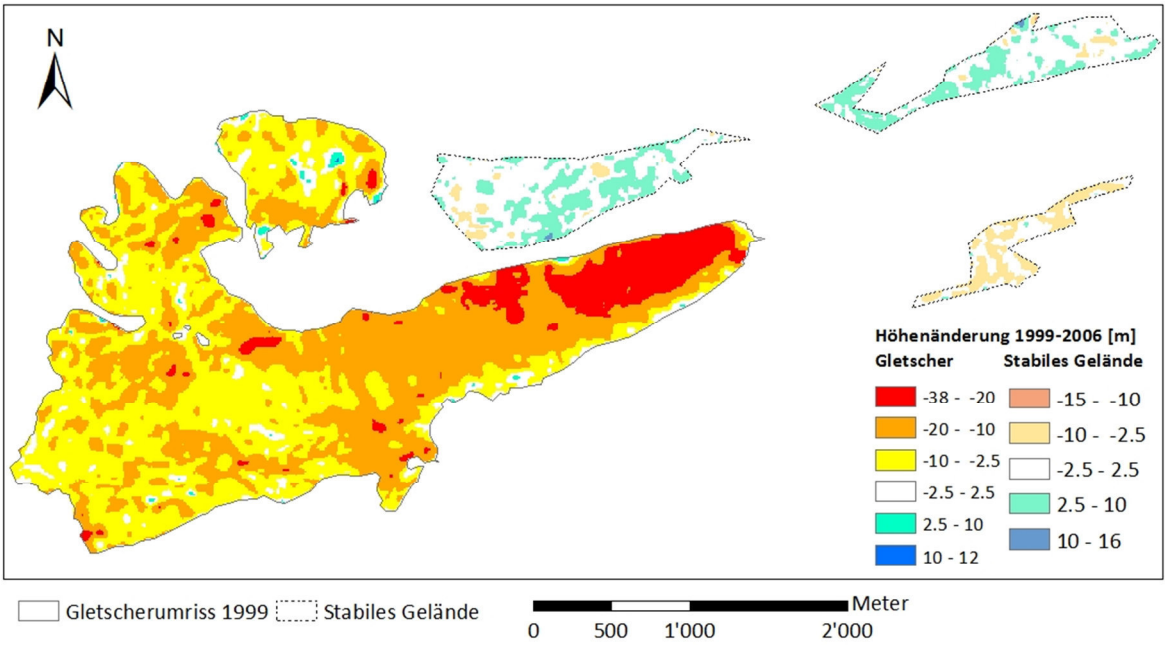


Abbildung 4.15 Dickenänderung Oberaargletscher von 1999 bis 2006.

Zwischen den Jahren 1993 und 1999 (Abbildung 4.16) scheint es, als ändere sich die Dicke nur über der Zunge des Oberaargletschers und an den tiefsten Punkten des Scheuchzergletschers. Da aber die LK 2002 (Datenstand 199) nur bis auf eine Höhe von 2700 m ü. M. nachgeführt wurde, kann über jede höher gelegene Eisfläche keine Aussagen zu deren Dickenänderung gemacht werden.

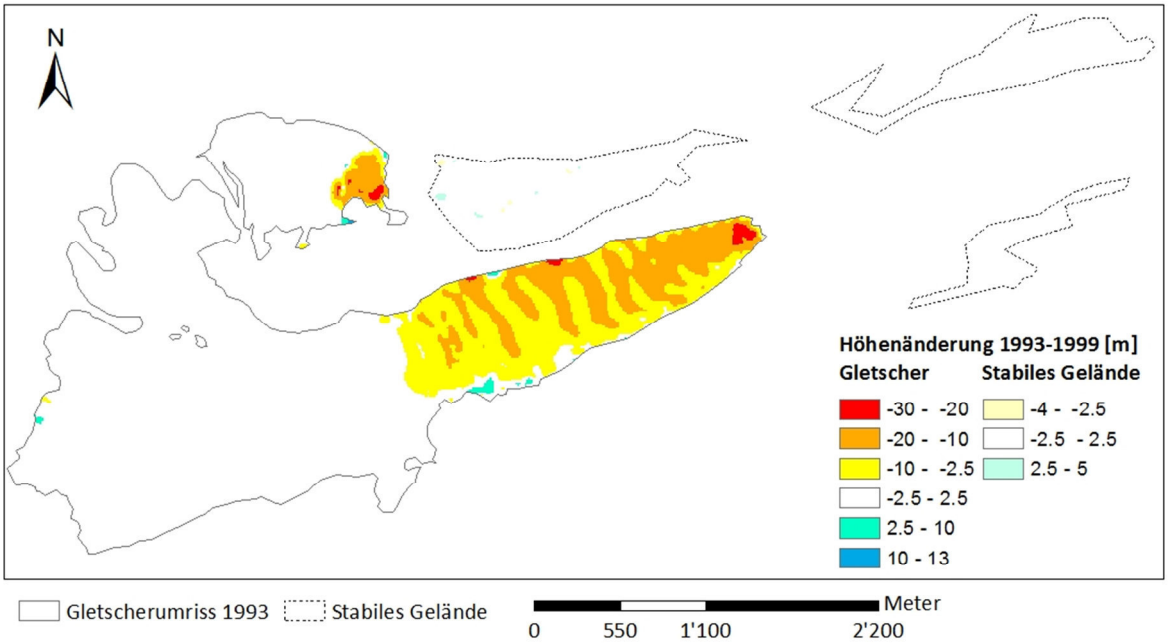


Abbildung 4.16 Dickenänderung Oberaargletscher von 1993 bis 1999.

Die Karte der Eisdickenänderung zwischen 1987 und 1993 zeigt (Abbildung 4.17), dass nur in sehr begrenzten Gebieten eine, meist geringe, Zunahme der Gletscherdicke stattfand. Fast der gesamte Gletscher war während dieser Zeit von Dickenverlusten betroffen, insbesondere die Gletscherzunge. Über dem stabilen Gelände ist ein Trend von Höhenzunahme auf der Nord- und von Abnahme auf der Südseite erkennbar.

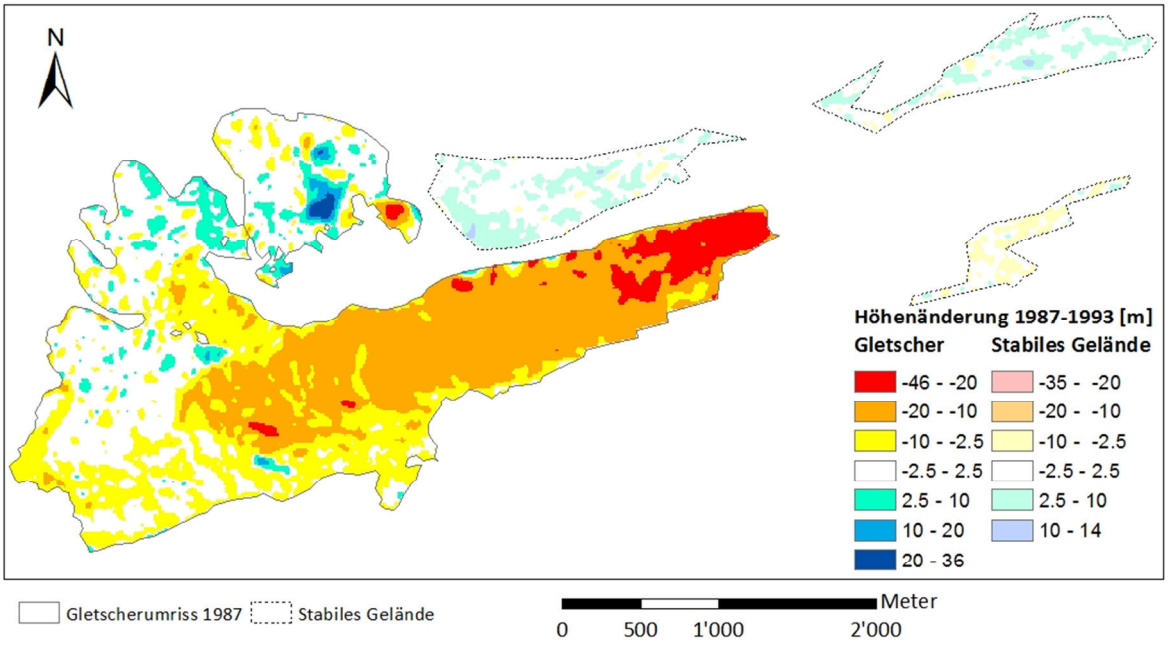


Abbildung 4.17 Dickenänderung Oberaargletscher von 1987 bis 1993.

Zwischen 1981 und 1987 (Abbildung 4.18) sind nur sehr lokal Höhenänderungen auszumachen, vor allem am Zungenende des Oberaargletschers. Dies liegt daran, dass die zugrundliegenden Landeskarten nur bis auf eine Höhe von 2400 m ü.M. überarbeitet wurde. In der Diskussion 5.1 wird näher darauf eingegangen.

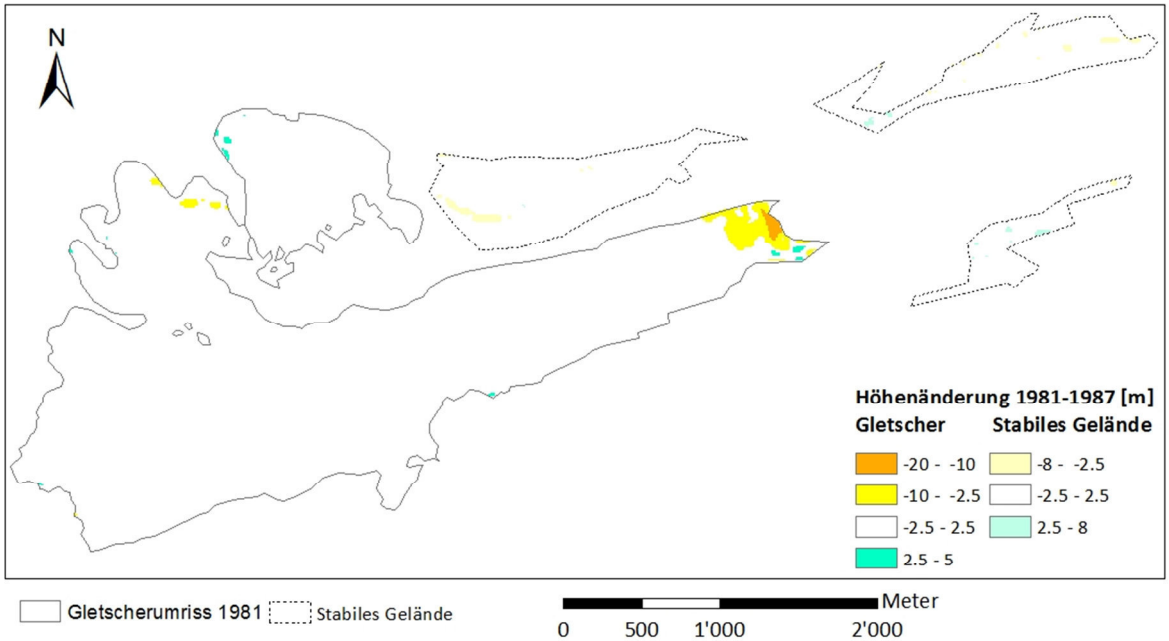


Abbildung 4.18 Dickenänderung Oberaargletscher von 1981 bis 1987.

Ein ungewöhnliches Muster der Dickenänderung zeigt sich zwischen 1973 und 1981 (Abbildung 4.19). Über einem grossen Teil des Akkumulationsgebiets verlor der Gletscher an Höhe, während im mittleren Teil eine Höhenzunahme von 2.5 – 10 m dargestellt ist. Auch über dem stabilen Gelände ist eine deutliche Änderung der Höhe des Terrains ersichtlich.

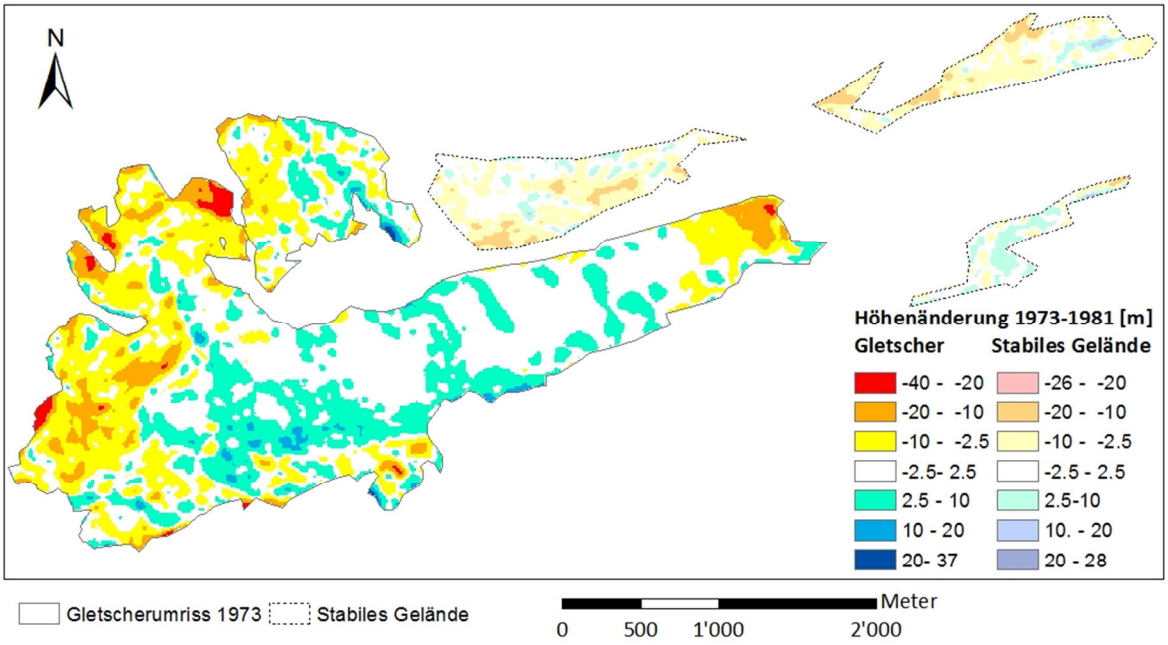


Abbildung 4.19 Dickenänderung Oberaargletscher von 1973 bis 1981.

Eine sehr massive Abnahme der Eisdicke zwischen 1961 und 1973 zeigt die Abbildung 4.20. Lediglich auf der Südseite im Akkumulationsgebiet hat der Oberaargletscher an Dicke gewonnen. Die Höhenänderung ist beim südlichen stabilen Gebiet tendenziell positiv und im nördlichen Gebiet negativ.

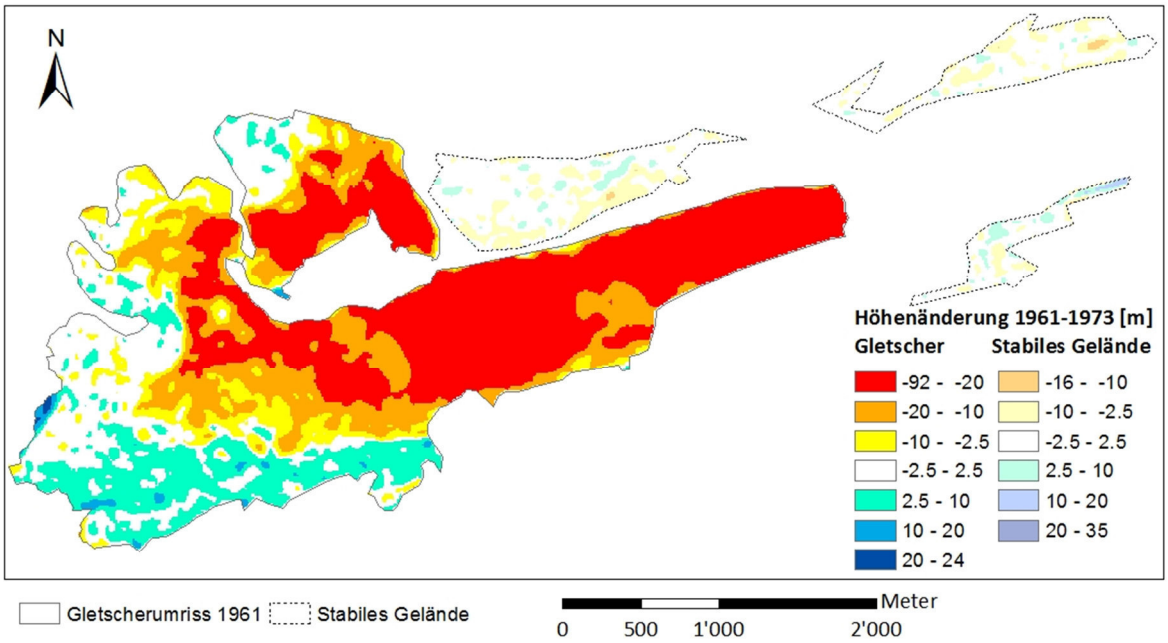


Abbildung 4.20 Dickenänderung Oberaargletscher von 1961 bis 1973.

Eine sehr deutlich negative Dickenänderung an der Zunge des Oberaargletschers und im südöstlichen Teil des Akkumulationsgebietes zeigt sich zwischen 1956 und 1961 (Abbildung 4.21). Die Höhenänderungen über dem stabilen Gelände sind teilweise höher als auf dem Gletscher.

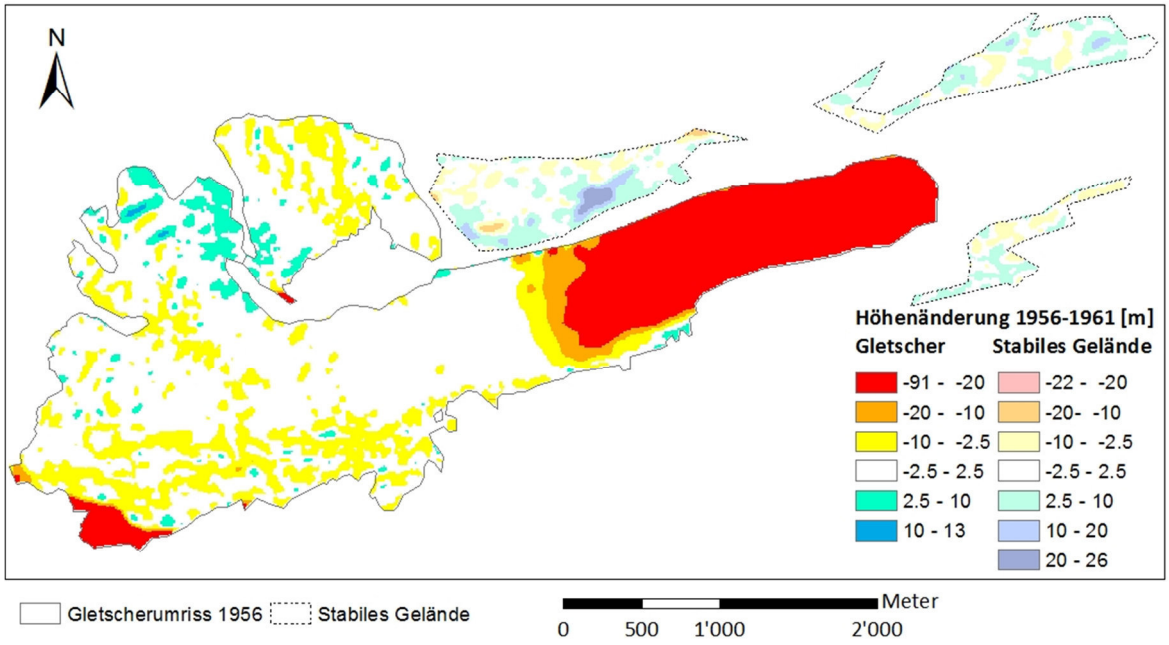


Abbildung 4.21 Dickenänderung Oberaargletscher von 1956 bis 1961.

Während im Ablationsgebiet die Höhe des Oberaargletschers zwischen 1946 und 1956 (Abbildung 4.22) beinahe ungeändert bleibt, zeichnet sich im Akkumulationsgebiet ein Nord-Süd-Trend ab mit Zunahme der Gletscherdicke im Süden und Abnahme im Norden ab. Über stabilem Gelände ist diese Tendenz nicht erkennbar, mehr zu Verkippungen in der Diskussion 5.3.2.

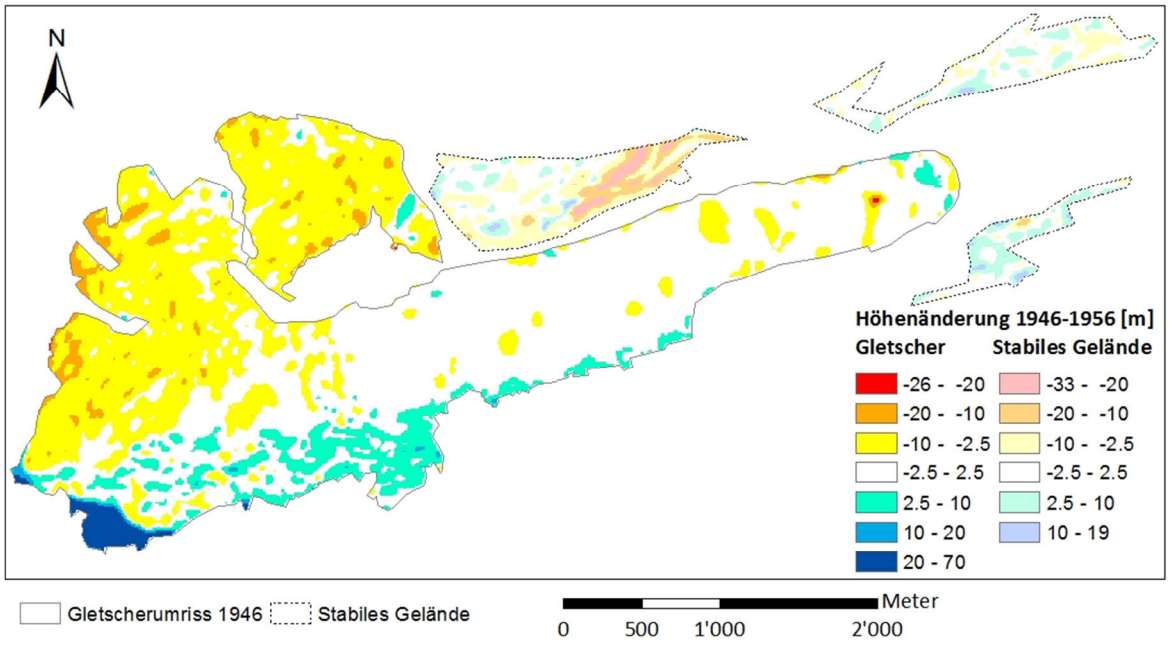


Abbildung 4.22 Dickenänderung Oberaargletscher von 1946 bis 1956.

Die wohl stärkste Änderung in der Höhe des Oberaargletschers fand zwischen 1915 und 1946 statt (Abbildung 4.23), wobei erwähnt werden muss, dass in den anderen Dickenänderungsbestimmungen mit maximal 10 Jahren gerechnet wurde und dieser Verglich einen Zeitraum von 31 Jahren aufspannt. Deshalb sind die Änderungen verständlicherweise grösser. Diese grosse Zeitspanne kam zustande, da zwischen der Siegfriedkarte von 1915 bis zur ersten Landeskarte keine Überarbeitung des Gebietes vorgenommen wurde.

Es fällt auf, dass im Nordteil des Akkumulationsgebiets ein massiver Höhenverlust direkt an eine massive Höhenzunahme grenzt. Diese Grenze zwischen Zu- und Abnahme wiederspiegelt sich auch in der Topographie. Des Weiteren ist die grosse Höhenänderung über stabilem Gelände auffallend.

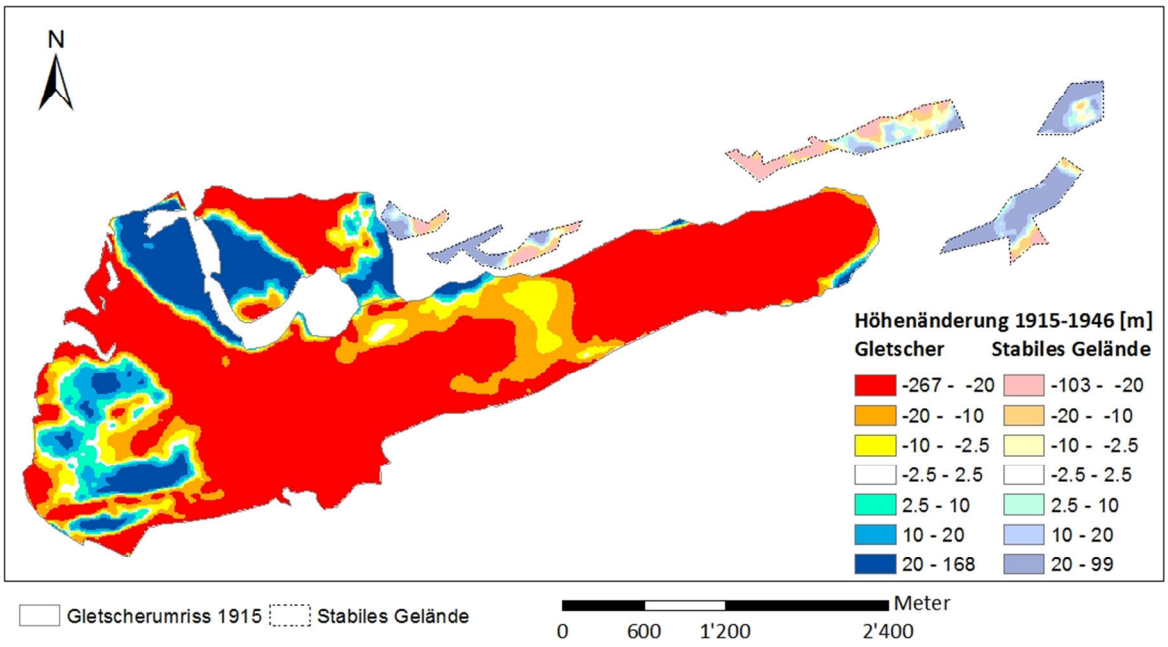


Abbildung 4.23 Dickenänderung Oberaargletscher von 1915 bis 1946.

Am augenscheinlichsten ist der grosse Nord-Süd-Unterschied in der Höhenänderung des Oberaar- und Scheuchzergletsches zwischen 1895 und 1915 (Abbildung 4.24), diese wiederspiegelt sich nicht über dem stabilem Gelände (Diskussion 5.3.2).

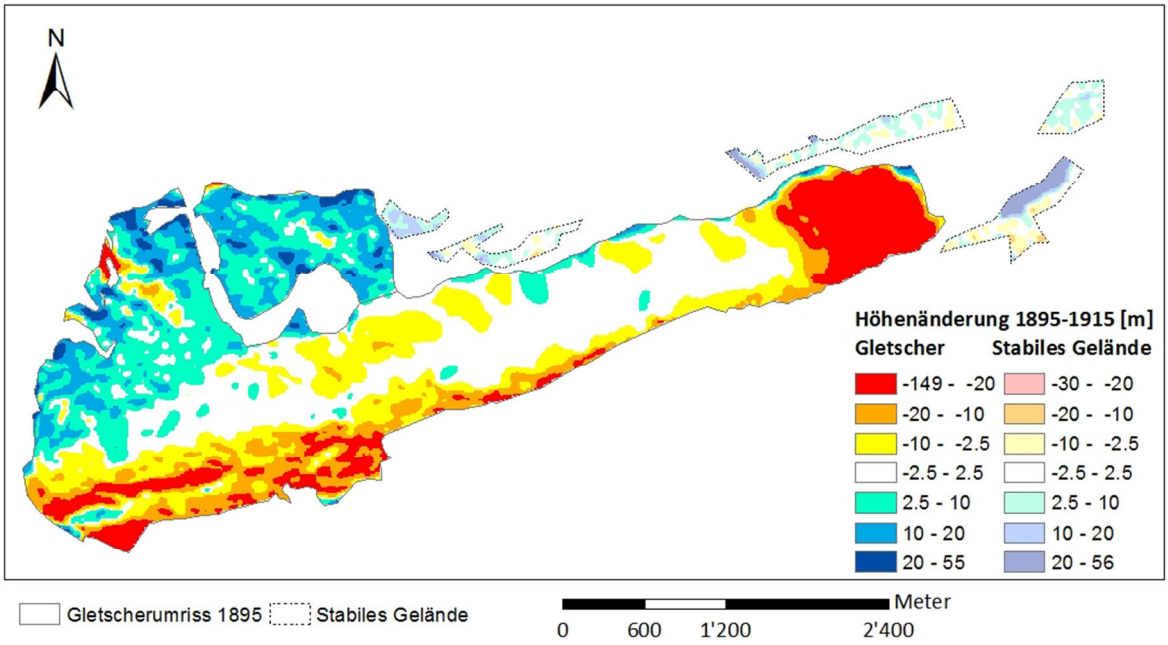


Abbildung 4.24 Dickenänderung Oberaargletscher von 1895 bis 1915.

Zwischen 1881 und 1895 nahm die Dicke des Oberaargletschers bis auf den nordwestlichen Teil des Akkumulationsgebietes um 2.5 bis 10 m zu (Abbildung 4.25). Der Scheuchzergletscher weist je zwei Bereiche mit Eiszunahme und –abnahme auf. Auch über stabilem Gelände sind massive Höhenänderungen auszumachen.

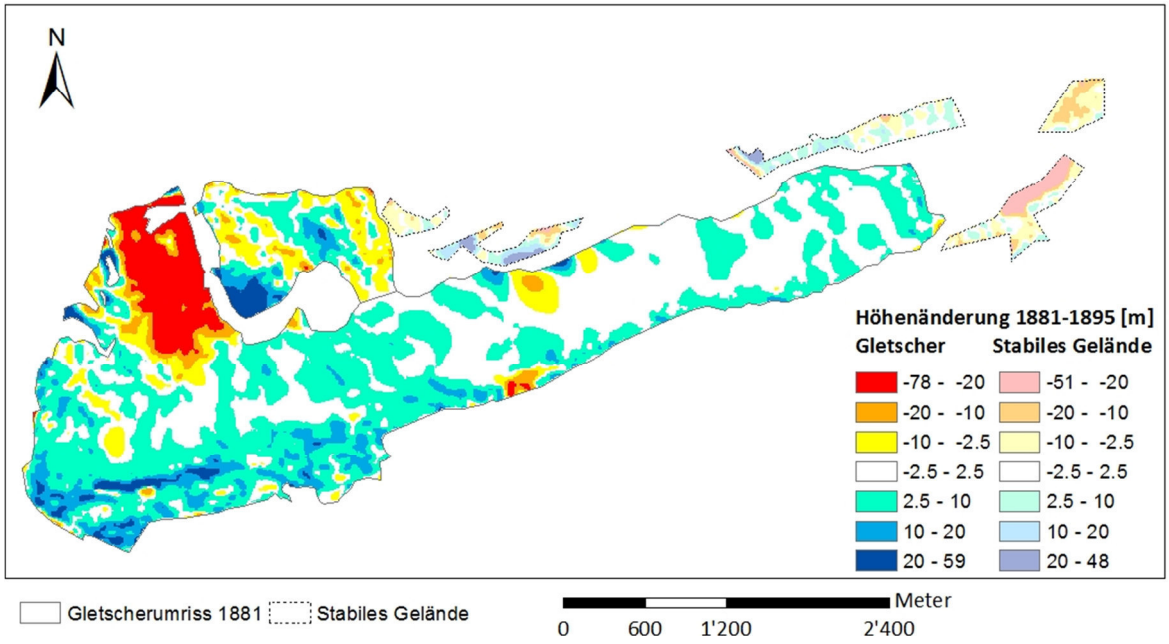


Abbildung 4.25 Dickenänderung Oberaargletscher von 1881 bis 1895.

Eine ungewöhnliche Verteilung in der Dickänderung zeigt sich zwischen 1851 und 1881 (Abbildung 4.26). Der gesamte Scheuchzergletscher sowie die Mitte des Ablationsgebietes vom Oberaargletscher sind durch einen massiven Massenverlust gekennzeichnet, während die restlichen Flächen einen grossen Massenzuwachs verzeichnen.

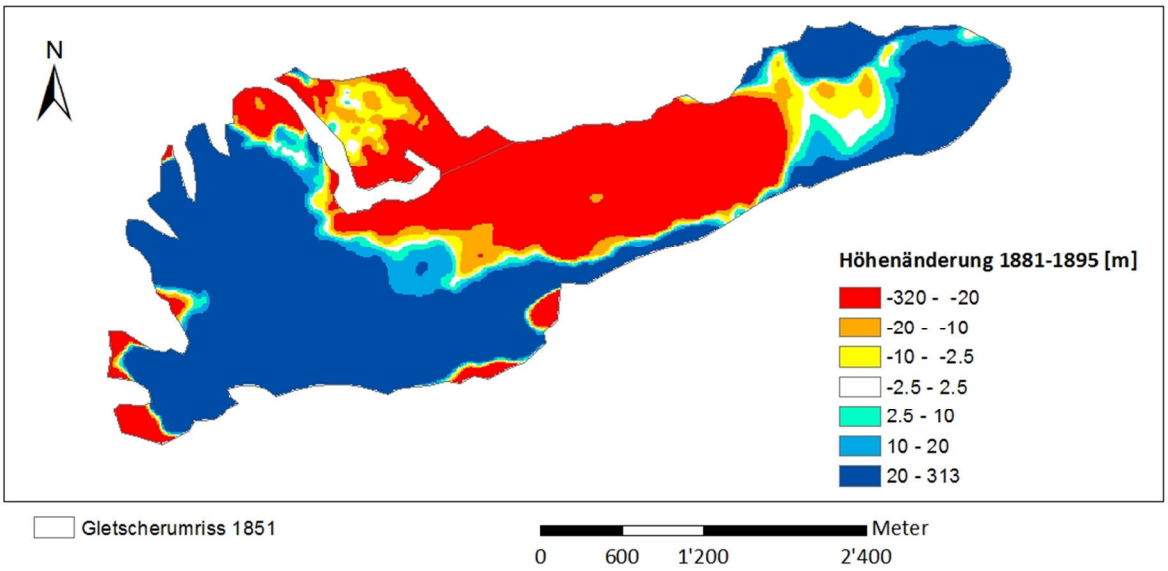


Abbildung 4.26 Dickenänderung Oberaargletscher von 1851 bis 1881.

4.7.4 Minstergletscher

Der Minstergletscher zeigt ein ähnliches Muster in der mittleren Dickenänderung (Abbildung 4.27) auf, wie der nahe gelegene Scheuchzergletscher. So nimmt auch hier die Eisdicke zwischen 1895 und 1881 sowie in den 70er und 80er Jahren des letzten Jahrhunderts zu. Die stärkste Ausdünnung des Minstergletschers mit mehr als 3 m pro Jahr betraf die Jahre 1915 bis 1946 und wurde bisher nicht mehr annähernd erreicht. Die Verbesserung der mittleren Gletscherdickenänderung um den Standartfehler führte, wie auch bei den anderen Gletschern, zu Erhöhungen oder Verminderungen der Dickenänderung.

Nach einer geringen Volumenzunahme verzeichnet der Minstergletscher in den letzten 25 Jahren einen konstanten Eisdickenverlust von 1 bis 1.5 m pro Jahr. Insgesamt hat der Minstergletscher seit 1881 bis 2006 0.44 km^3 (inkl. systematischer Fehler) an Eisvolumen verloren.

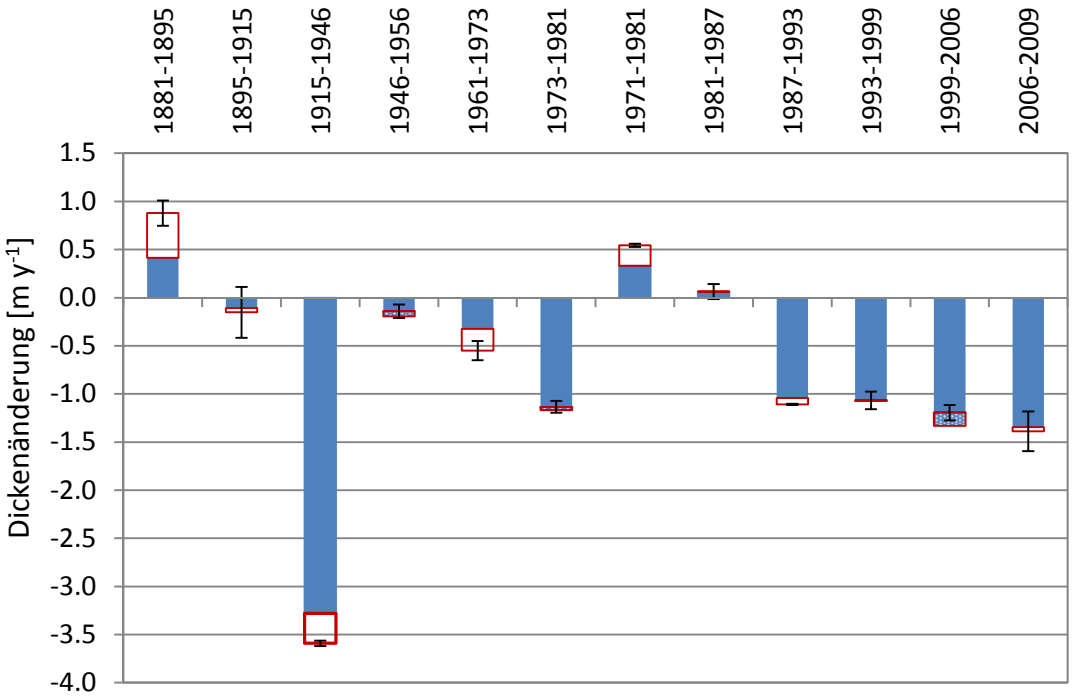


Abbildung 4.27 Mittlere Dickenänderung des Minstergletschers (blau), der rote Balken stellt die Grösse und Richtung des systematischen Fehlers dar und der Fehlerbalken (schwarz) den stochastischen Fehler.

4.7.5 Bächigletscher

Von den untersuchten Gletschern sind beim Bächigletscher die häufigsten Schwankungen zwischen Zu- und Abnahme der Gletschereisdicke festzustellen, auch wenn sich diese im Bereich von unter einem Meter pro Jahr bewegen (Abbildung 4.28). Nach einem Dickenzuwachs in den 70er und 80er Jahren folgte die bedeutendste Ausdünnung des Bächigletscher mit durchschnittlich -1.3 m Eisdicke pro Jahr zwischen 1987 und 1993. Auffallend ist, dass sich beim Bächigletscher durch die Korrektur um den systematischen Fehler die mittleren Dickänderungen teilweise mehr als verdoppeln. Unter Berücksichtigung dessen, hat das Eisvolumen des Bächigletschers seit 1881 um 0.044 km^3 abgenommen. Umgerechnet in Wasseräquivalent würde der Pegel des Zürichsees mit dem gesamten Schmelzwasser des Bächigletschers seit 1881 um 0.4 m ansteigen.

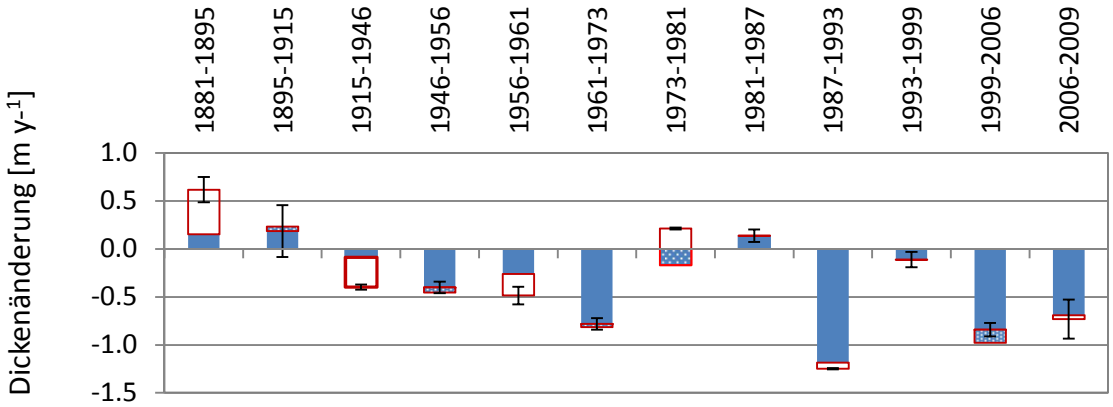


Abbildung 4.28 Mittlere Dickenänderung des Bächigletschers (blau), der rote Balken stellt die Grösse und Richtung des systematischen Fehlers dar und der Fehlerbalken (schwarz) den stochastischen Fehler.

4.8 Eisdicke und absolutes Volumen Oberaargletscher

Um die Grösse des Volumenverlustes in Relation zu setzen, wurde auch das gesamte Eisvolumen des Oberaargletschers berechnet. Dafür müssen sowohl die Gletscher- als auch die Betttopographie bekannt sein (Schneeberger 2003). Mithilfe der von Farinotti et al. (2009a) zur Verfügung gestellten Gletscherbetttopographie konnte das ungefähre Volumen des Oberaargletschers ermittelt werden. Die Topographie des Gletscherbettes wurde, basierend auf der Massenerhaltung und den Grundsätzen der Eisflussmechanik, berechnet (Farinotti et al. 2009b). Sie stand als Rasterdatensatz mit einer Rasterauflösung von 25 m zur Verfügung. Durch Differenzieren der Höhe des Gletscherbettes mit der Höhe der Oberfläche des Gletschers, konnte das absolute Eisvolumen des Oberaargletschers (ohne Scheuchzergletscher) für jedes Jahr, für welches ein DHM vorliegt, grob abgeschätzt werden. Demnach entspricht das absolute Volumen des Oberaargletschers momentan ca. 0.21 km^3 ±0.05 (der Fehler beträgt 25 % laut Farinotti et al. (2009b)). Der Verlust des Gletschervolumens in den letzten sechs Jahren (seit 2009) beträgt demnach gut 9%. Mithilfe des Gletscherbettes lässt sich auch die Eisdicke des Oberaargletschers ungefähr abschätzen (Abbildung 4.29). Der Oberaargletscher weist laut diesen groben Abschätzungen momentan eine maximale Eisdicke von 160 m auf, diese befindet sich in der Mitte der Gletscherzunge (Abbildung 4.29).

Am Rande des Akkumulationsgebietes sind negative Werte bis zu -30 m zu erkennen. Diese Werte stimmen nicht, da diese Stellen immer noch mit Eis bedeckt sind. Sie könnten ein Relikt der geringen Auflösung der Betttopographie darstellen oder durch eine Verschiebung des Gletscherbettmodells relativ zum Höhenmodell von 2015 entstanden sein.

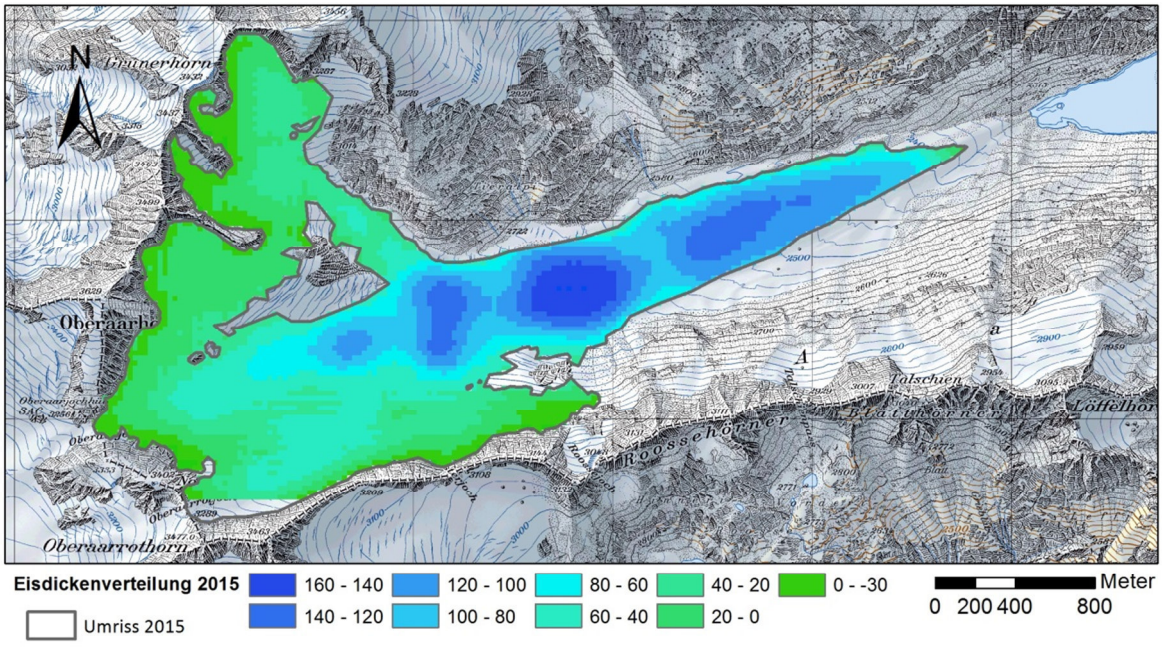


Abbildung 4.29 Eisdickenverteilung des Oberaargletschers (2015) berechnet aufgrund der Modellierung der Betttopographie durch Farinotti et al. (2009a) in [m] auf der LK 2006.

5 Diskussion

In diesem Kapitel wird ein Überblick über Herausforderungen und Schwierigkeiten der geodätischen Methode gegeben. Der Einfluss einiger Korrekturen wird bestimmt. Die Resultate der Längen-, Flächen und Volumenänderungen werden unter glaziologischen Gesichtspunkten analysiert und interpretiert. Dem folgt ein Vergleich mit anderen Studien vom Oberaargletscher, ein Ausblick über dessen mögliche Entwicklung sowie die mögliche Entwicklungen der umliegenden Gletscher.

5.1 Eignung und Herausforderung der geodätischen Methode in der Schweiz

In diesem Abschnitt sollen die Herausforderungen, welche die geodätische Methode mit sich bringt, sowie die Eignung der verwendeten Rohdaten erörtert werden. Da die geodätische Methode in dieser Arbeit nur für Gletscher in der Schweiz angewendet wird und somit nur schweizer Geodaten verwendet wurden, beziehen sich die folgenden Argumente nur auf eine Anwendung in der Schweiz.
Eine besondere Herausforderung der geodätischen Methode, insbesondere im Zusammenhang mit Karten als Rohdaten, liegt in der geometrischen Genauigkeit der Karte sowie der Kartierungsgenauigkeit der Eisflächen (Lindemann 2012). Ungenauigkeiten entstehen hauptsächlich bei der Generierung der Karten, beispielsweise durch beeinträchtigtes Interpretieren von Luftbildern durch Wolkenbedeckung, durch erschwerte Zugänglichkeit für Feldarbeit im Gebirge oder durch Fehlinterpretationen von temporären Schneefeldern als glaziale Fläche (Lindemann 2012). Des Weiteren ist eine detaillierte Recherche über den Zeitpunkt der Erhebung der Daten nötig. Spezielle Beachtung gebührt dem Erhebungszeitpunkt der Daten des Gletschers. Dieser unterscheidet sich nämlich teilweise vom Erhebungszeitpunkt des restlichen Gebiets auf einem Kartenblatt und ist nicht deutlich gekennzeichnet.
Grundsätzlich gilt: je genauer (räumliche und zeitliche Auflösung, Flächenabdeckung) die verfügbaren Daten sind, sei dies in Form von Höhenmodellen oder Karten, desto genauer wird auch das Ergebnis der geodätischen Analyse. Falls eine Karte und somit das daraus abgeleitete Höhenmodell die Realität ungenügend gut darstellt, sind auch alle darauf basierenden Berechnungen nicht glaubwürdig (Koblet et al. 2010). Eine Ungenauigkeit im Generierungsprozess einer Karte fliesst automatisch in die Erstellung des Höhenmodells und somit in die finale geodätische Untersuchung mit ein.

Drohne

Die Benützung einer Drohne zur Generierung eines aktuellen Höhenmodells erwies sich als ideale Ergänzung zu den Karten. Mithilfe eines unbemannten Flugsystems konnte schnell eine grosse Fläche geodätisch erfasst werden. Die Verwendung der eBee empfiehlt sich, da keine Erfahrung im Umgang mit unbemannten Kleinflugzeugen vorausgesetzt wird. Die Drohne erzeugte trotz der grossen Höhe von teilweise über 4000 m ü. M. qualitativ gute Fotos zur Weiterverarbeitung. Limitiert wird die Verwendung einer Drohne wie der eBee durch deren Akkuverbrauch, respektive der Akkukapazität. Diese muss gross genug sein, damit die Drohne die gewünschte Höhe erreichen kann, um von da aus

fotografieren zu können. Laut sensefly (2015a) kann die eBee bis zu 50 min am Stück fliegen. Diese Angabe bezieht sich jedoch auf Regionen in tieferen Lagen. Für höher gelegene Untersuchungsgebiete reicht eine Akkuladung für einen Flug von maximal 25 Minuten aus. Aufgrund des tieferen Luftdrucks muss die Drohne mehr Propellerleistung aufbringen um sich in der Luft zu halten. Am Oberaargletscher musste die eBee bis zu 1000 Höhenmeter überwinden, was wiederum viel Energie benötigte und somit die gesamte Flugdauer verkleinerte. Weitere Limitationen sind die Wetterbedingungen: bei zu starkem Wind kann die Drohne nicht starten und die Gefahr einer Kollision erhöht sich massiv. Auch starke Bewölkung, Nebel oder Regen erschweren oder verunmöglichen eine Befliegung.

swissALTI^{3D}

Die Verwendung von swissALTI^{3D} als Referenz erwies sich als gute Wahl. Neben der hohen Auflösung und der Lagegenauigkeit, ist swissALTI^{3D} in digitaler Form verfügbar (Aeby 2014). Eine weitere Möglichkeit wäre ein Lidar Modell des Untersuchungsgebietes als Referenz zu wählen. Ein solches sehr genaues, 50 cm aufgelöstes und auf Laserscan basierendes Terrainmodell hat der Kanton Bern allerdings nur für Gebiete unterhalb von 2000 m ü. M. erstellt (Amt für Wald Kantons Bern 2013). Deshalb kommt ein Höhenmodell basierend auf einem Laserscann für den Oberaargletscher nicht in Frage.

Landeskarten

Die Landeskarten der Schweiz erscheinen in einem regelmässigen Zyklus in einer Gesamtüberarbeitung mit einem Massstab von 1:25‘000. Zudem basieren alle Landeskarten auf dem gleichen Erhebungsprinzip, weshalb sie sich besonders gut zur Bestimmung der Volumenänderung von Gletschern eignen. Durch die regelmässige Erscheinung kann eine hohe zeitliche Auflösung gewährleistet werden. Die räumliche Auflösung ist im Vergleich zu Höhenmodellen von Satelliten oder zu Karten anderer Länder sehr gut (Lindemann 2012). Durch das einheitliche Aufnahmeverfahren können systematische Fehler in der Datenerhebung minimiert werden.

Siegfriedkarten

Die erwähnten positiven Eigenschaften der Landeskarten in Bezug auf die Anwendung geodätischer Methoden treffen nur bedingt auf die Siegfriedkarten zu. Sie erschienen in geringerer räumlicher (1:‘50‘000) und zeitlicher Auflösung als die Landeskarten. Auch wenn laut Fischer (2011, S. 107) „*längere Perioden zwischen den Datenständen der digitalen Höhenmodellen nicht automatisch in einer höheren Genauigkeit der geodätischen Volumenänderung resultieren*“, erscheint eine regelmässige Periode von ca. 10 Jahren als ideales Zeitintervall, um auch kleinere Fluktuationen eines Gletschers zu detektieren. Des Weiteren scheint die Nachführung der Siegfriedkarte teilweise nicht vollständig alle Gebiete eines Kartenblattes einzuschliessen. Die kleinen Gletscher wurden offenbar vernachlässigt, wie dies auch Fischer et al. (2015) in ihrer Untersuchung bemerkten. Der Bächigletscher weist beispielsweise in allen drei verwendeten Siegfriedkarten einen unveränderten Umriss auf. Dies erscheint unglaubwürdig, da mit diesen drei Karten ein Zeitraum von über 40 Jahren abgedeckt wird und sich der Umriss des nahen Oberaargletschers in dieser Zeit auch geändert hat. Grund dafür könnte sein, dass der Aufwand in solch alpines und unzugängliches Gelände vorzudringen für die Kartographen damals zu gross war (Joerg und Zemp 2014). Laut Gugerli und Speich (2002, S.183) *„stie-*

gen die Kartographen kaum je über 3000 Meter". Der systematische Nord-Süd-Fehler, welcher durch die Differenzierung vom DHM 1895 mit dem DHM 1915 sichtbar wurde (Abbildung 4.24), könnte demnach in einer Verkippung des Geländes am Oberaargletscher liegen. Eine Verkippung resultiert aus der weiten Entfernung des Kartographen zum kartierenden Gelände. Bei der Interpretation der geodätischen Analyse sollte demnach die Aufnahmetechnik historischer Karten berücksichtigt werden.

Messtischblatt

Bezüglich der geometrischen Genauigkeit kann das hier verwendete Messtischblatt XVIII nicht mit dem qualitativen Niveau der restlichen Kartenblätter verglichen werden. Dadurch wird die Genauigkeit und Aussagekraft des Gletscherstandes von 1851 geschmälert. Diese Ungenauigkeit erschliesst sich durch den visuellen Vergleich des georeferenzierten Messtischblattes mit den darauffolgenden Siegfriedkarten und der Tatsache, dass die Höhenlinien nicht beschriftet sind. Besonders deutlich zeigt sich die geometrische Verzerrung bei der Betrachtung der Bergkämme. Ein weiterer Hinweis auf die Ungenauigkeit im Messtischblatt zeigt sich durch den Vergleich der digitalisierten Moränen der letzten kleinen Eiszeit (Abbildung 5.1) aus den Luftbildern von Swissimage. Diese sollten in etwa mit der Gletscherausdehnung von 1851 übereinstimmen, da um 1850 (Ende der letzten kleinen Eiszeit) die Gletscher der Schweizer Alpen ihre maximale Ausdehnung erreichten und von diesem Zeitpunkt an kleiner wurden (Maisch et al. 2000). Die Lage der Moränen stimmen insbesondere auf der orographisch linken Seite nicht mir der Ausdehnung des Gletschers um 1851 überein (Abbildung 5.1). Grund dafür könnte eine Fehlinterpretation des Kartographen einer Schneefläche als Gletscher sein. Auch der Vergleich der Längen des Gletschers lässt an der Genauigkeit des Messtischblattes zweifeln. Es sei denn, der letzte Hochstand des Oberaargletschers war nicht um 1850 sondern später. Aufgrund der Ausgangsdaten lässt sich diese Fragen nicht abschliessend klären.

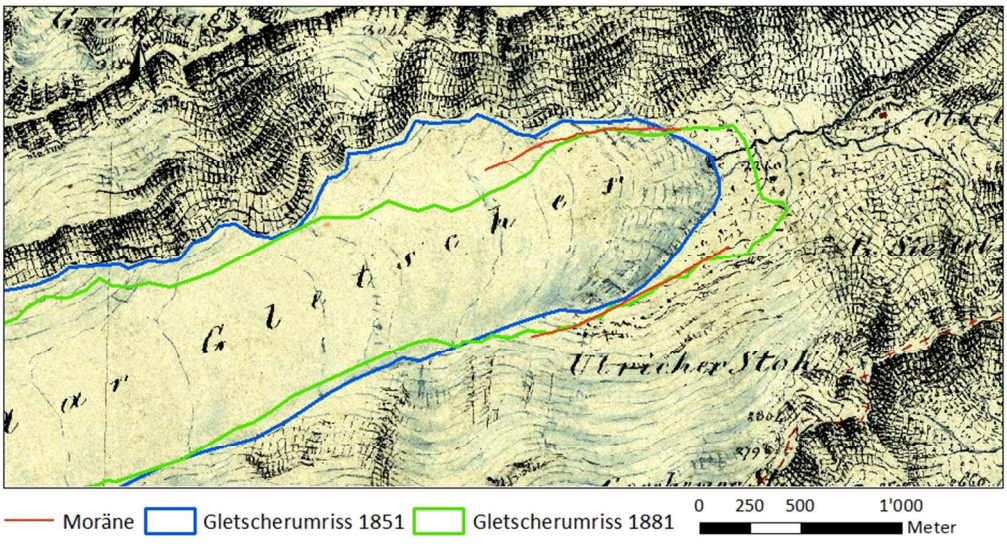


Abbildung 5.1 Messtischblatt von 1851 mit Gletscherumriss (blau) und Seitenmoränen aus Swissimage.

Zu den geometrischen Ungenauigkeiten des Messtischblatts kommen noch die fehlenden Beschriftungen der Höhenlinien hinzu. Zwar konnten durch Ausprobieren (Abschnitt 4.2) die Höhenlinien attribuiert werden, jedoch lässt alleine die Tatsache, dass die Höhen durch Ausprobieren zustande ka-

men darauf schliessen, dass das aus dem Messtischblatt abgeleitete DHM sehr ungenau ist. Das verwendete Messtischblatt ist sowohl geometrisch, geomorphologisch und in der Höhe ungenau. Deshalb sind die daraus abgeleiteten Änderungen des Gletschers mit Vorsicht zu betrachten.

Andere Studien, die die Dufourkarte, respektive das entsprechende Messtischblatt verwendeten, berichten von einer besseren geometrischen Genauigkeit und einer besseren Beschriftung der Höhenlinien (Maisch et al. 2000). Daraus kann gefolgert werden, dass die Messtischblätter sehr unterschiedlich in ihrer Qualität sind. Diese hängt wahrscheinlich vom zuständigen Kartographen, dessen Erfahrungen, der Zugänglichkeit der Gebiete und der Geländeform ab. Das hier verwendete Messtischblatt XVIII wurde vom Kartographen J. Anselmier gefertigt, welcher noch viele weitere Messtischblätter gezeichnet hat. Dieser Umstand spricht eher für hohe Qualität der von ihm erstellten Kartenblätter. Auf jeden Fall ist bei der Interpretation der Resultate die vom Messtischblättern stammen Sorgfalt geboten.

5.2 Analyse der Methode

5.2.1 Herleiten von Höhenmodellen

Die digitalen Höhenmodelle wurden durch Interpolation der Höhenlinien und Koten mit der Funktion „Topo to Raster“ erstellt. Dies ist eine weit verbreitete, etablierte und zuverlässige Methode (Joerg und Zemp 2014). Die Qualität der damit generierten Höhenmodelle hängt wie beschrieben entscheidend von der Genauigkeit der eingezeichneten und digitalisierten Höhenlinien und Koten ab. Eine Alternative zum manuellen Digitalisieren und Attribuieren von Höhenlinien und Koten ist in Brüngger (2011) oder Wirz (2007) zu finden.
Um die Genauigkeit digitaler Höhenmodelle zu überprüfen, ist ein Vergleich der Höhen von Berggipfeln in der Karte und im DHM möglich. Da die Gipfelhöhen in dieser Arbeit als Koten ins Höhenmodell einflossen, sind diese Punkte nicht mehr unabhängig und können nicht als Vergleichspunkte verwendet werden. Des Weiteren würden die Koten der Berggipfel nicht das Höhenmodell über dem Gletscher repräsentieren, sondern extreme Geländeerhebungen abbilden. Deshalb wurde darauf verzichtet, Berggipfel in Form von Koten als unabhängige Referenz zur Überprüfung des Höhenmodells zu verwenden.
Da vor allem die älteren Karten mit zunehmender Terrainneigung ungenauer werden (Bertschmann 1957), sind auch die darauf aufbauenden Höhenmodelle in steilen Gebieten ungenauer. Laut Stamm (2015) ist dies auch beim Höhenmodell der eBee der Fall. Ausserdem sollte bei Höhenmodellen von Drohen darauf geachtet werden, dass das Höhenmodell am Rand automatisch ungenau ist, da der Überlappungsgrad der Bilder dort klein ist. In dieser Arbeit stellte das kein Problem dar, da die Befliegung jeweils über den Gletscherrand hinaus erfolgte und so ein genügend grosser Überlappungsgrad der Bilder über dem Gletscher sichergestellt wurde.

5.2.2 Bestimmung von Längen-, Flächen- und Volumenänderungen

Die Längen des Oberaargletschers wurden durch Digitalisieren der zentralen Gletscherlinien ermittelt. Genau genommen entspricht diese Analyse und nicht nur der Änderung der Position der Zunge, sondern auch der Änderung Topographie des Gletschers (Le Bris und Paul 2013). Die Topographie des Akkumulationsgebiets hat sich in den letzten 160 Jahren kaum geändert. Dadurch verläuft die zentrale Gletscherlinie in diesem Gebiet meist am gleichen Ort (Abbildung 5.2) und verfälscht das Resultat der Längenänderung kaum. Im Ablationsgebiet hat sich die Topographie über die Jahrzehnte stärker geändert, so dass hier die Gletscherlinien der verschiedenen Jahre teilweise leicht unterschiedliche Wege nehmen. Aufgrund der Tatsache, dass das Digitalisieren immer von derselben Person durchgeführt wurde, kann davon ausgegangen werden, dass die bestimmten Längen in sich konsistent und dadurch vergleichbar sind.

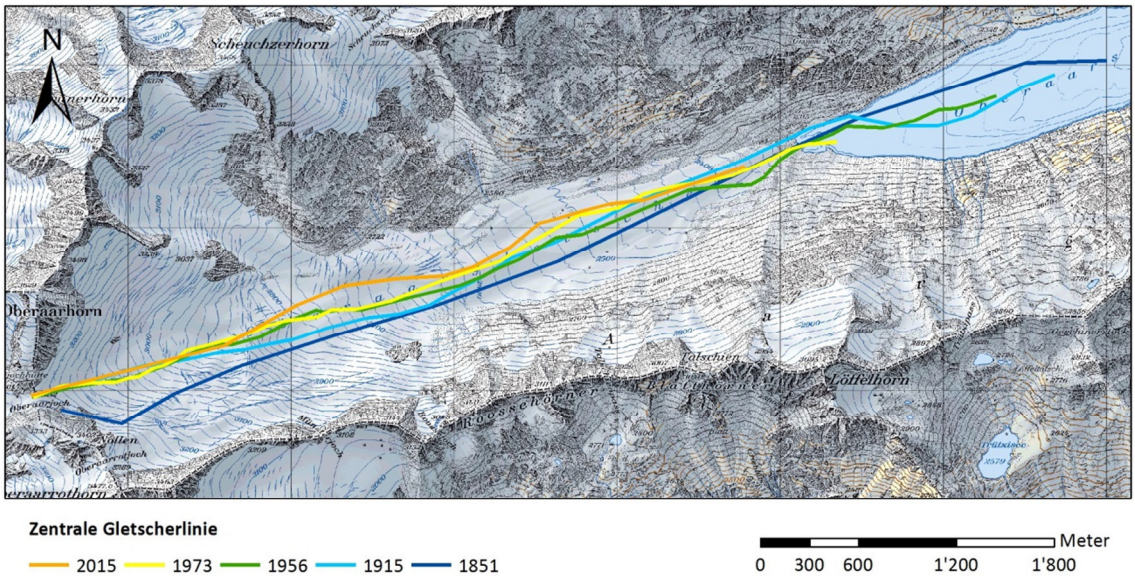


Abbildung 5.2 Zentrale Gletscherlinie des Oberaargletschers von 1851 bis 2015 auf dem Hintergrund der LK 2006.

Es gibt auch die Möglichkeit einer halbautomatische Digitalisierung der Länge eines Gletschers (Paul et al. 2009; Le Bris und Paul 2013). Diese Methode ist im konkaven Akkumulationsgebiet meist recht genau, im konvexen Ablationsgebiet verspricht das manuelle Digitalisieren einen grösseren Erfolg insbesondere bei einer „einfachen“ Gletschergeometrie (Kappeler 2006), wie dies beim Oberaargletscher der Fall ist. Aus diesem Grund und weil die Länge nur für einen Gletscher bestimmt werden musste, wurde auf eine halbautomatische Digitalisierung verzichtet.

Im Gegensatz zur Bestimmung der Länge eines Gletschers ist die Definierung der Fläche anhand einer Karte nicht subjektiv. Durch die Begrenzung der Gletscherfläche mittels Farbänderung der Höhenlinien und der zusätzlichen Farbänderung in der Schummerung, ist die Abgrenzung von Eis zu Boden oder Stein eindeutig. Auf die Methode, mit welcher Swisstopo die Gletscher aus Luftbildern in die Karten überträgt, wird in dieser Arbeit nicht näher eingegangen.
Für das Jahr 2015 musste der Gletscherumriss aus einem mosaikierten Luftbild definiert werden. Dieser Prozess gestaltete sich insbesondere beim schuttbedeckten Gebiet der Zunge und bei der Angrenzung des Gletschers an Schneefelder als nicht eindeutig. Durch Zuhilfenahme der mit GPS-

Punkten eingemessenen Gletscherzunge, durch die Besichtigung vor Ort, der Schummerung des Höhenmodells und dem Vergleich mit früheren Umrissen, konnte dennoch eine von Gletschereis bedeckte Fläche aus den Luftbildern der Drohne bestimmt werden.

Um mit der geodätischen Methode die Volumenänderung zu berechnen, muss davon ausgegangen werden, dass sich das Gletscherbett über den Untersuchungszeitraum nicht geändert hat (Rolstad et al. 2009; Krimmel 1999) oder dass die Änderungen vernachlässigbar sind (Zemp et al. 2013). Ebenso muss davon ausgegangen werden, dass die Änderung des Volumens über einem Gletscher nur durch Eisgewinne oder Verluste stattfanden (Bolch et al. 2011) und nicht etwa durch Firnverdichtung (Paul und Haeberli 2008) oder den Eintrag von Schutt. Diese Annahmen können nicht genau überprüft werden. Es kann jedoch davon ausgegangen werden, dass sich weder das Gletscherbett änderte, noch dass grosse Mengen an Schutt eingetragen wurden oder starke Änderungen in der Eisdichte die Ergebnisse massiv verfälschen.
In dieser Arbeit wird bewusst von der Volumenänderung und nicht der Massenänderung gesprochen. Es wäre möglich, mithilfe einer Annahme zur Eisdichte eine Abschätzung der Masse zu beschreiben. Dies wird von vielen Unsicherheiten und Ungenauigkeiten begleitet (Kaser et al. 2003; Bolch et al. 2011; Fischer 2011; Huss 2013; Paul et al. 2015) und stellt in diesem Rahmen keinen Mehrwert dar, weshalb darauf verzichtet wurde.

5.3 Einfluss der Korrekturen auf die Resultate

5.3.1 Georeferenzierung

Die Georeferenzierung des Messtischblattes legte nicht nur den Grundstein für die Volumenänderungsberechnung, sondern auch für die Digitalisierung des Umrisses und der zentralen Gletscherlinie des Oberaargletschers für 1851.
Eine Transformation erster Ordnung ist die Standartmethode zur Georeferenzierung von Bildern und entzerrt das gesamte Bild nur in einer Ebene. Die Spline-Funktion hingegen optimiert die lokale aber nicht die globale Genauigkeit. Das heisst, die Quellpasspunkte werden genau in den Zielpasspunkt transformiert und die Genauigkeit nimmt mit der Entfernung zu den Passpunkten ab (Esri 2013a). Um den Unterschied der gewählten Transformation im Endresultat zu quantifizieren, wurde das Messtischblatt auch mit der Spline-Funktion georeferenziert. Der Oberaargletscher hätte so eine Fläche von 8.96 km^2 anstelle von 8.51 km^2, was einem Unterschied von 5 % entspricht. Die Abbildung 5.3 illustriert die beiden Transformationsmethoden. Um diese zu vergleichen ist jeweils der Gletscherumriss von 1881 miteingezeichnet. Aufgrund der „naturgetreueren“ Darstellung des Oberaargletschers durch Anwendung eines Polygons erster Ordnung fiel die Entscheidung auf diese Methode.

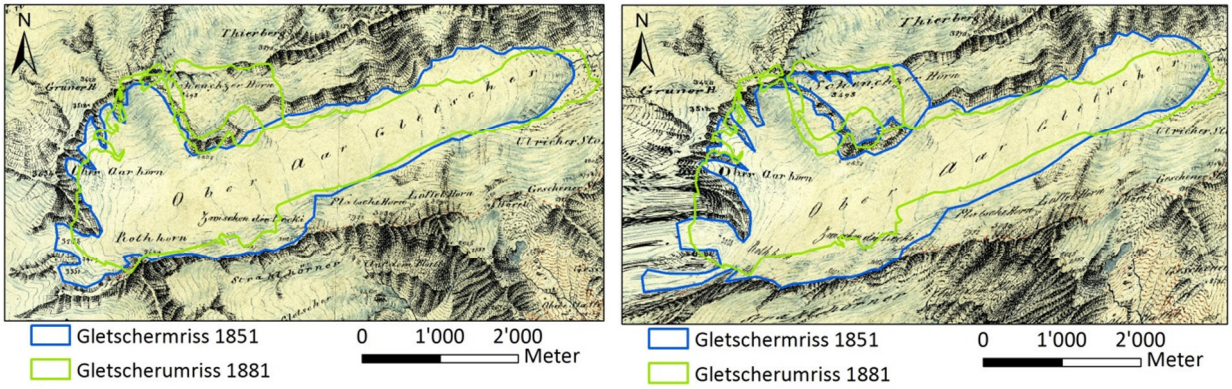


Abbildung 5.3 Vergleich zweier Transformationsmethoden zur Georeferenzierung des Messtischblatts (Gletscherumriss 1851 blau). Links Spline, rechts Polygon erster Ordnung gegenüber dem Gletscherumriss von 1881 (grün).

Auch die Anzahl Passpunkte beeinflusst die Georeferenzierung und somit das gesamte Ergebnis. Nach einem ausführlichen Auswahlverfahren wurden 18 Passpunkte für die Georeferenzierung gewählt. Bis auf zwei Ausnahmen befinden sich alle Referenzpunkte auf einem von zwei Berggraten. Wichtig wäre jedoch gewesen, die Verteilung der Passpunkte zufällig zu wählen, um Fehler zu vermeiden (Höhle und Höhle 2009). Da es aber weder Kirchen noch Brücken oder sonstige auffällige Punkte gibt, konnte darauf keine Rücksicht genommen werden. Wären andere, weniger oder mehr Punkte verwendet worden, hätte sich die Form des Gletschers durch die Transformation verändert.

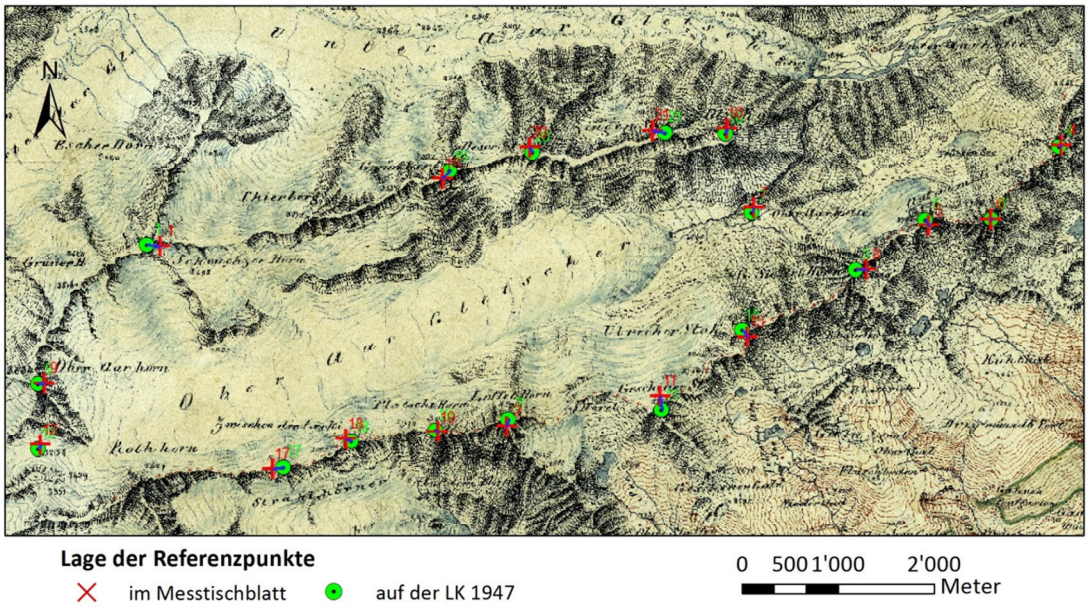


Abbildung 5.4 Lage der Referenzpunkte im Messtischblatt (rot) und in der LK 1947 (grün).

Abbildung 5.4 illustriert, dass sich die Lagen der Passpunkte im Messtischblatt, bezogen auf die LK 1947 in unterschiedliche Richtungen verschieben. Ein Referenzpunkt ist beispielsweise im Messtischblatt zu östlich, zu westlich oder zu südlich im Vergleich zur LK 1947 gelegen. Diese Beobachtung deutet auf eine nicht lineare und nicht systematische Verzerrung des Messtischblattes hin.
Bei einem solchen Prozess der Georeferenzierung, in welchem die Karte keine Koordinaten aufweist und deutlich verzerrt ist, sollten unbedingt mehrere Versuche mit unterschiedlichen Methoden und Passpunkten ausprobiert werden. So kann schlussendlich das bestmögliche Resultat erzielt werden.

5.3.2 Co-Registrieren

Die Siegfriedkarten wurden durch die Co-Registrierung am stärksten verschoben, auf der Ost-West-Achse jeweils um ca. 100 m und in Nord-Süd-Richtung um jeweils ca. 50 m. Das zeigt, dass die Siegfriedkarten gegenüber von swissALTI^{3D} am stärksten verschoben sind. Die Verschiebung der Landeskarten im Vergleich zur Referenz bewegt sich im Meter-Bereich. Die Kartenserien in sich sind also relativ gut miteinander vergleichbar.
Um die genauen Auswirkungen der Co-Registrierung auf die Dickenänderung der Gletscher nachzuvollziehen, wurde die durchschnittliche Dickenänderung der Gletscher auch mit den nicht co-registrierten Höhenmodellen berechnet (Tabelle 5.1). Die deutlichsten Unterschiede in den Resultaten, in Form der durchschnittlichen Dickenänderung, sind bei allen Gletschern im Zeitraum 1946 bis 1915 zu erkennen. Dieses Ergebnis erstaunt nicht, denn dieser Zeitraum wird von der letzten Siegfriedkarte und der ersten Landeskarte abgedeckt. Diese beiden Karten entstammen also einer anderen „Serie“ und weisen wie beschrieben sehr unterschiedlich starke Verschiebungen zu swissALTI^{3D} auf, was zu einer grossen relativen Verschiebung der Karten zueinander führt.

Tabelle 5.1 Vergleich der durchschnittlichen Dickenänderung mit und ohne Co-Registrieung.

	Oberaar-gletscher		**Scheuchzer-gletscher**		**Minster-gletscher**		**Bächi-gletscher**		**Hangend-gletscher**	
	[m] **MIT** Co-Registrierung	[m] **OHNE** Co-Registrierung	[m] **MIT** Co-Registrierung	[m] **OHNE** Co-Registrierung	[m] **MIT** Co-Registrierung	[m] **OHNE** Co-Registrierung	[m] **MIT** Co-Registrierung	[m] **OHNE** Co-Registrierung	[m] **MIT** Co-Registrierung	[m] **OHNE** Co-Registrierung
2015-2009	-5.4	0.0	-	-	-	-	-	-	-	-
2009-2006	-5.5	-5.5	-2.5	-2.5	-4.0	-4.0	-2.1	-2.1	**-216.9**	**-1.8**
2006-1999	-11.5	-13.4	-7.1	-11.4	-9.3	-11.3	-6.8	-10.0	**-747.0**	**-15.1**
1999-1993	-2.4	-2.4	-1.8	-1.8	0.0	0.0	-0.7	-0.7	**-100.0**	**0.0**
1993-1987	-8.0	-7.1	0.8	-1.8	-6.3	-5.0	-6.6	-8.4	**-295.1**	**-3.4**
1987-1981	-0.1	-0.1	0.1	0.1	0.4	0.4	0.8	0.8	**-4.3**	**1.3**
1981-1973	-1.2	-3.0	-0.7	-4.5	2.6	0.6	-1.3	-4.7	**-51.4**	**-0.6**
1973-1961	-14.8	-14.8	-18.2	-18.2	-14.0	-13.8	-9.8	-9.7	**-706.5**	**-9.1**
1961-1956	-12.4	-13.3	-1.1	-1.1	-1.6	-1.9	-1.3	-1.3	**-534.3**	**-1.1**
1956-1946	-0.6	0.9	-5.0	-1.7	-1.9	0.5	-4.5	-1.1	**-58.7**	**-1.6**
1946-1915	**-32.3**	**-12.3**	**-8.4**	**22.3**	**-104.9**	**-76.7**	**-5.9**	**26.3**	**-1363**	**29.3**
1915-1895	-5.9	-3.9	10.4	2.8	-2.1	-0.5	5.1	0.7	**-184.7**	**3.4**
1895-1881	0.9	0.9	2.7	2.5	5.8	5.8	2.2	2.1	**55.2**	**1.9**
1881-1851	38.7	85.3	-11.1	-6.4	-	-	-	-	-	-

Es ist deutlich zu erkennen, dass die Abweichungen zwischen der Dickenänderung mit und ohne Co-Registrierung beim Hangendgletscher am grössten sind. Sie unterscheiden sich teilweise um bis zu einen Faktor von 100. Diese grossen Abweichungen bekräftigen, dass die Ergebnisse der Volumenänderung für den Hangendgletscher (Abbildung 9.14 im Anhang) nicht glaubwürdig sind. Die Ergebnisse der Dickenänderung erscheinen sogar wesentlich realistischer, wenn die Co-Registrierung nicht durchgeführt wird. So bewegt sich die Änderungen der Gletscherdicke des Hangendgletschers im Be-

reich von einigen Metern, abgesehen von zwei Ausreissern. Diese Beobachtung unterstreicht die enorme Wichtigkeit, dass die gewählten stabilen Gebiete für die Co-Registrierung nahe beim Untersuchungsgebiet liegen sollen. Tun sie dies, wie z.B. beim Hangendgletscher nicht, können die Ergebnisse einer geodätischen Untersuchung absolut unrealistische Werte annehmen. Ansonsten liegen die Unterschiede in der Höhenänderung mit und ohne Co-Registrierung bei den anderen vier Gletschern zwischen 0 und 1.3 m. Bei der Zeitperiode 1981 bis 1987 ergibt sich kein Unterschied in der Dickenänderung, egal ob mit oder ohne Co-Registrierung. Der Grund dafür liegt darin, dass sich bei diesen beiden Karten nur die Höhenlinien auf dem Gletscher geändert haben und nicht die über stabilem Gelände (Abschnitt 3.3). Darum wurden beide Karten um den gleichen Wert verschoben, so dass die Höhenmodelle relativ immer noch gleich zueinander stehen. Wie auch schon in anderen Studien beschrieben (Paul et al. 2015; Nuth und Kääb 2011), zeigt sich durch diesen Vergleich die Wichtigkeit und Nützlichkeit der Co-Registrierung.

Ein weiteres Beispiel dafür, dass das stabile Gelände in unmittelbarer Nähe zum Gletscher liegen soll, zeigt sich bei den Umrissen des Bächi- und des Minstergletschers von 1881 (Abbildung 5.5). Projiziert auf die Landeskarte von 2006 ist zu erkennen, dass die Umrisse des Minster- und des Bächigletschers vor der Verschiebung durch die Co-Registrierung (blau) besser mit der heutigen Karte übereinstimmten als nach der Verschiebung. Durch eine separate Co-Registrierung jeder Karte für jeden zu untersuchenden Gletscher können solche Fehler vereitelt werden.

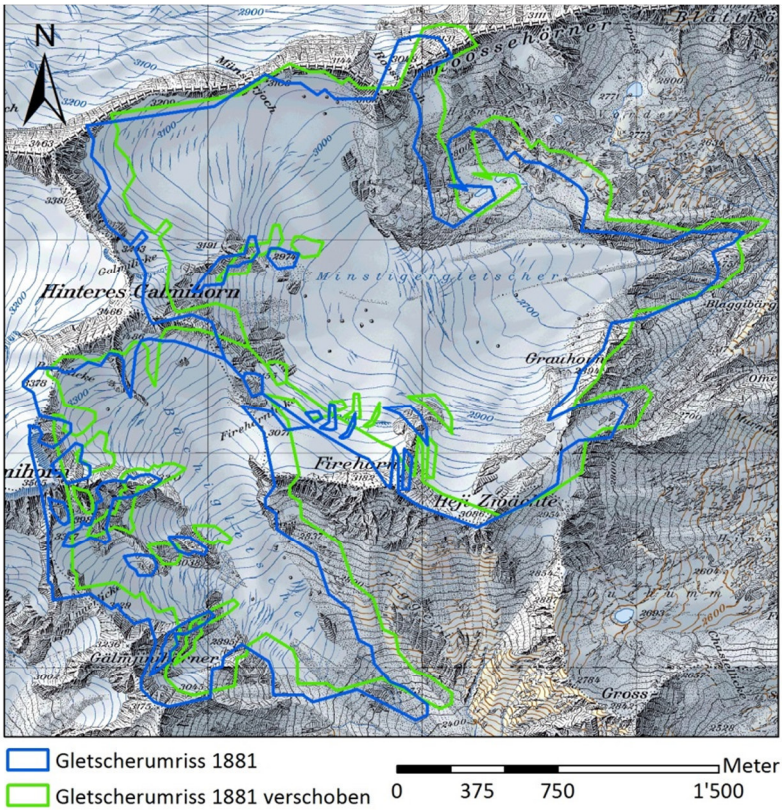


Abbildung 5.5 Vergleich der Gletscherumrisse vor und nach der Verschiebung des Minster- und des Bächigletschers 1881 auf dem Hintergrund der LK 2006.

Auch am Beispiel des Höhenmodells der Drohne hat sich gezeigt, dass die Co-Registrierung sehr wichtig ist. Eigentlich konnte davon ausgegangen werden, dass das UAS-DHM sehr präzise hinsichtlich seiner Lage ist (Stamm 2015) und demnach gut mit swissALTI^{3D} übereinstimmen sollte. Dies war je-

doch nicht der Fall, wie die Co-Registrierung zeigte (Abschnitt 4.4). Das DHM von 2015 musste um 9.8 m Richtung Westen und um 3.7 m Richtung Norden verschoben werden. Die Ursache dieser, erstaunlich grossen Verschiebung lag schlussendlich am veränderten Bezugspunk der Koordinate innerhalb einer Zelle von swissALTI^{3D}. Entstanden ist dies beim Resampling des Höhenmodells vom 2 m zum 10 m aufgelöste Rastermodell. Durch den Prozess der Co-Registrierung konnte dieser Fehler, der in einem völlig losgelösten Prozess entstand, entdeckt werden. Auf das Endergebnis hat dieses Resampling von swissALTI^{3D} keine Auswirkung, denn wichtig ist nicht, wo der Bezugspunkt der Koordinate liegt, sondern dass die Höhenmodelle relativ zueinander am selben Ort sind.

Das Tal, in welchem der Oberaargletscher liegt, verläuft von Westen nach Osten. Somit ist das stabile Gelände hauptsächlich nach Norden oder Süden ausgerichtet. Deshalb kamen anfängliche Bedenken auf, dass die Co-Registrierung kaum für Ost-West-Verschiebungen anspricht. Diese Zweifel konnten anhand der Richtung und der Stärke der Verschiebung der Höhenmodelle vorerst nicht bestätigt werden. Alle Verschiebungsrichtungen werden gleichermassen abgedeckt (siehe Tabelle 4.1).
Die eingehende visuelle Betrachtung der Dickenänderungsgrafiken (Abbildung 4.13 – 4.26) deuten teilweise auf einen Versatz in Nord-Süd-Richtung hin. Beispielsweise zwischen 1881 und 1895 (Abbildung 4.25): Obwohl die Höhenmodelle über zwei Iterationsschritte co-registriert wurden, zeigt sich ein systematischer Höhenversatz über dem stabilen Gelände, rechts vom Gletscher einen positiven und links einen negativen. Der Gletscherhöhenvergleich zwischen 1895 und 1915 (Abbildung 4.24) deutet auch auf einen systematischen Nord-Süd-Versatz hin. Die rechte Gletscherseite weist einen stark negativen und die linke Seite einen stark positive Höhenunterschied auf. Über stabilem Gelände zeigt sich dieses Muster jedoch nicht. Dies spricht grundsätzlich für die Qualität der Co-Registrierung und weist auf Ungenauigkeiten in der Aufnahme der Karte hin. Verkippungen oder Verzerrungen in einer Karte, die in diesem Fall einen Nord-Süd-Versatz auslösen, können durch die Co-Registrierung nicht entdeckt werden. Dass sich dieses Muster über stabilem Gelände nicht manifestiert, kann auch daran liegen, dass die entsprechende Exposition vom stabilen Gelände nicht genügend repräsentiert wird. Auch bei den neueren Landeskarten ist nach der Co-Registrierung und der anschliessenden Verschiebung der Höhenmodelle ein systematischer Fehler erkennbar. Für 1987 bis 1993 (Abbildung 4.17) und 1999 bis 2006 (Abbildung 4.15) ist der Höhenunterschied über stabilem Gelände der rechten Talseite durchwegs negativ und auf der linken positiv. Trotz der erfolgreich durchgeführten Co-Registrierung scheinen also die systematischen Fehler nicht vollständig behoben zu sein, wie dies auch Joerg und Zemp (2014) auffiel. Die Co-Registrierung gibt den systematischen Fehler nur so gut wieder, wie das stabile Gelände gewählt wurde, zudem repräsentierte sie keine Verzerrungen von Karten.
Da die Auswahl an stabilem Gelände sehr beschränkt ist und in unmittelbaren Nähe zum Oberaargletschers nicht alle Expositionen genügend abgedeckt werden können, würde eine erneute Durchführung der Co-Registrierung mit anderem zugrundeliegendem stabilem Gelände wohl kaum eine Verbesserung diesbezüglich bewirken. Der Grund für den teilweise restlichen systematischen Höhenversatz nach der Co-Registrierung, dürfte demnach in der Topographie des Tales und dessen Aufnahme liegen.

Alle diese Punkte bestätigen die Wichtigkeit einer Co-Registrierung, auch wenn kein systematischer Versatz eines Höhenmodells erwartet wird, aber auch deren Limitierung. Eine Co-Registrierung sollte stets vor dem Hintergrunde der grossräumigen Topographie durchgeführt und lokale Besonderheiten nicht ausser Acht gelassen werden. Geographische und glaziologische Fachkenntnisse sind deshalb eine Voraussetzung, um ein Co-Registrierung durchzuführen.

5.3.3 Systematischer und stochastische Fehler

Da die Fehler über dem stabilen Gelände rund um den Oberaargletscher berechnet wurden, sind diese für den Oberaargletscher nach besten Möglichkeiten bestimmt worden. Auch für den Scheuchzergletscher gibt es kaum näher gelegenes stabiles Gelände zur Fehlerbestimmung. Die drei weiteren Gletscher liegen allerdings in einem anderen Tal, was eine gewisse Unabhängigkeit der Geländeaufnahme, insbesondere für die älteren Siegfriedkarten, mit sich bringt. Da zu dieser Zeit die Vermessung des Geländes durch Feldbegehungen erfolgte. Demnach wiederspiegelt der Höhenfehler über dem stabilen Gelände, welcher sich rund um den Oberaargletscher befindet, den Fehler des Minster-, Bächli- und Hangendgletscher wohl nicht sehr gut. Schon bei der Co-Registrierung (Abschnitt 5.3.2) zeigte sich, dass das stabile Gelände möglichst nahe und rund um den zu untersuchenden Gletscher verteilt sein sollte. Deshalb ist vor allem bei den älteren Karten, bei welchen die Aufnahmen nicht homogen luftgestützt sind, zu beachten, dass der Fehler von Minster-, Bächi- und Hangendgletscher auf dem Höhenfehler über stabilem Gelände rund um den Oberaargletscher berechnet wurde und nicht nahe an den erwähnten Gletschern. Bei einer systematischen Analyse der Volumenänderung von Gletschern sollte wenn möglich das stabile Gelände zur Fehleranalyse und zur Co-Registrierung unmittelbar um den jeweiligen Gletscher verteilt sein.

Der systematische Fehler über stabilem Gelände weist weder einen Trend im Vorzeichen auf, noch ob die Volumenänderung unter Berücksichtigung dessen grösser oder kleiner wird. Das deutet auf eine gewisse Unabhängigkeit zwischen den Karten, insbesondere der älteren hin. Da der systematische Fehler für jeden Gletscher während eines Zeitintervalls gleich hoch ist, hat er verhältnismässig zur Grösse der Volumenänderung mehr oder weniger Einfluss auf das Resultat. Im Vergleich zu einer anderen Studie mit Karten (Lindemann 2012) ist der systematische Höhenversatz nach der Co-Registrierung (ohne Verschiebung des Höhnmodell in der Höhe) mit maximal 0.5 m pro Jahr gering.

Der stochastische Fehler wurde durch den doppelten Standardfehler der Höhe über stabilem Gelände und der Anzahl unabhängiger Eingabedaten im Höhenmodell pro Gletscher bestimmt. Je mehr unabhängige Variablen einfliessen, desto kleiner wird der stochastische Fehler eins Gletschers. Da der Scheuchzergletscher eine geringere Höhenspanne hat, gibt es entsprechend weniger unabhängige Eingabedaten, sprich Höhenlinien. Darum ist bei diesem Gletscher der stochastische Fehler am höchsten.
Mit der Zeit wurden die Gletscher kürzer, was zu einer Verringerung der Anzahl an Höhenlinien und somit zu einer tendenziellen Vergrösserung des stochastischen Fehlers führte. Dem entgegen wirkt die Grösse der Äquidistanz: je kleiner diese ist, desto mehr Höhenlinien gibt es pro Gletscher und umso kleiner fällt der stochastische Fehler aus. Mit den Jahren hat sich die Äquidistanz verkleinert,

was tendenziell zu einer Erhöhung an Höhenlinien führte. Diese Änderungen in der Anzahl der Höhenlinien und der unabhängigen Inputdaten wirken einander entgegen und heben sich somit auf.

Über alle Ergebnisse der Dickenänderung gesehen, ist das Signal in Form der Dickenänderung grösser als der stochastische Fehler zwischen den differenzierten Höhenmodellen (Abbildung 4.11, 4.12, 4.27 und 4.28). Nur zwischen den Jahren mit sehr geringer Änderung der Eisdickenmächtigkeit (1881 bis 1915, 1946 bis 1956 und 1981 bis 1987) ist der stochastische Fehler teilweise grösser als das Signal. Weshalb für diese Jahre nicht genau bestimmt werden kann, ob einer der Gletscher an Volumen zu- oder abgenommen hat.

5.4 Glaziologische Interpretation der Resultate

Hier sollte nochmals erwähnt werden, dass sowohl die Ergebnisse der Längen- und Flächenänderungen, wie auch der Volumenänderung Durchschnittswerte über den untersuchten Zeitraum darstellen. Zeitlich begrenzte Änderungen sowie extrem Werte können mit der geodätischen Methode nicht immer beschrieben werden. Im Folgenden werden wichtige Resultate hervorgehoben, miteinander verglichen und Unstimmigkeiten analysiert und erörtert.

5.4.1 Längen- und Flächenänderungen

Oberaargletscher

Abbildung 5.6 illustriert die Änderung der Fläche und der Länge des Oberaargletschers über die Zeit. Auffallend ist die starke Verkürzung zwischen 1956 und 1973. Während dieser Zeit ist der Oberaargletscher um über einen Kilometer zurückgeschmolzen. Auch die Flächenabnahme ist während dieser Jahre deutlich höher als in den Jahren zuvor und danach. Eine mögliche Erklärung für diese Beobachtung ist die Aufstauung des Oberaarsee, wobei der Bau der Staumauer 1954 beendet wurde (KWO Grimselstrom 2007a). Durch das Aufstauen des Oberaarsees endete die Zunge des Oberaargletschers nicht mehr in offenem Gelände, sondern im See. Die geraden Gletscherfronten in den Karten dieser Zeit stützen die Annahme einer Kalbungsfront des Oberaargletsches im sich ausbreitenden Oberaarsee. Durch die Um- und Unterspülung des Gletschereises mit temperiertem Wasser hätte sich der Schmelzprozess verstärkt, was den massiven Rückzug erklärt. Auch der hohe Dickenverlust an der Gletscherzunge zwischen 1956 und 1973 (Abbildung 4.20 und 4.21) spricht für einen Kalbungsprozess, welcher einem Gletscher erlaubt, schnell viel Eisvolumen zu verlieren. Allerdings ist anhand des Kartenmaterials unklar, ob und wie weit die Gletscherzunge damals vom See unterspült wurde.

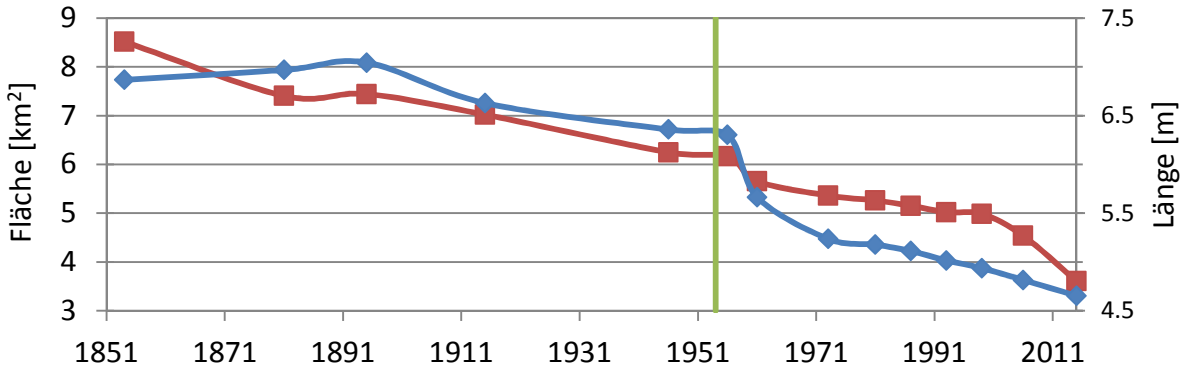


Abbildung 5.6 Vergleich Flächen- und Längenänderung Oberaagletscher, Fläche in rot, Länge in blau und Zeitpunkt der Beendigung der Bauarbeiten der Staumauer in grün.

Die Abnahme der Gletscherfläche um 0.4 km^2 von 1851 bis 1881 scheint sehr gross, insbesondere wenn berücksichtigt wird, dass der Oberaargletschers währenddessen nicht an Länge eingebüsst hat. Grund dafür ist die geometrische Verzerrung des Messtischblattes und die ungenaue Vermessung des Gebiets. In Abbildung 4.9 ist zu erkennen, dass für 1851 der Oberaargletscher im Akkumulationsgebiet als „zu gross" kartiert wurde. Projiziert auf die heutige Karte befindet sich das Akkumulationsgebiet des Oberaargletschers von 1851 bereits im Akkumulationsgebiet des angrenzenden Galmigletschers. Ausserdem weist der Oberaargletscher sehr markante Verbreiterungen im orographisch linken Bereich der Zunge und im südlichen Teil in der Mitte des Gletschers auf. Diese Ausweitungen der Eisfläche erscheinen im Vergleich zur nachfolgenden Siegfriedkarte als überdimensioniert und stellen, wie auch die Bergkämme, eine andere topographische Form als in der Siegfriedkarte dar. Ein weiterer Hinweis darauf, dass diese erwähnten Verbreiterungen nicht die Realität von 1851 wiederspiegeln, sind die bereits erwähnten Moränen der letzten kleinen Eiszeit, welche nicht zum Umriss des Oberaargletschers von 1851 passen (Abschnitt 5.1). Diese Beobachtungen deuten darauf hin, dass der Oberaargletscher seine letzte maximale Ausdehnung erst nach 1851 erreicht hat oder, dass das Messtischblatt des Oberaargletschers, im Vergleich zu anderen Messtischblättern, die Wirklichkeit sehr schlecht wiedergibt. Die Trends in der Stärke der Flächenabnahme oder der Längenänderung korrespondieren ansonsten gut miteinander.

Anhand der Umrisse des Oberaargletschers (Abbildung 4.9) und den Dickenänderungsgrafiken (Abbildung 4.13 -4.17) ist zu beobachten, dass die Zunge in den letzten 20 Jahren stärker auf der linken Seite zurück schmilzt. Auf dieser Seite dünnt sie sich auch stärker aus als auf der rechten Seite der Zunge. Die durch Michael Zemp aufgenommenen GPS-Profile des Zungenendes (Anhang 9.1) von 2013 und 2014 unterstützen diese Vermutung. Die bei den Feldarbeiten beobachtete Schuttbedeckung auf der rechten Seite der Zunge führt dazu, dass der Gletscher an dieser Stelle weniger schnell schmilzt. Durch die Schuttbedeckung ist das Eis von direkter Sonneneinstrahlung geschützt, erwärmt sich dadurch weniger schnell und schmilzt schliesslich langsamer. Eine Schuttbedeckung ab 1-2 cm reduziert die jährliche Schmelzrate bereits erheblich (Pratap et al. 2015). Schuttbedeckte Eisflächen sind schwer zu identifizieren. Deshalb stellt sich in diesem Zusammenhang die Frage, in wie fern der schuttbedeckte Teil der Zunge des Oberaargletscher in den Landeskarten wiedergegeben ist.

Scheuchzergletscher

Der Scheuchzergletscher weist oft eine ausgeglichene, teilweise aber auch eine positive Flächenbilanz auf (Tabelle 4.3). Der ständige Wechsel von Wachstum und Rückschmelzen ist ein Hinweis darauf, dass sich der Gletscher „*im Gleichgewicht oder einem gleichgewichtsähnlichen Zustand*" (Maisch et al. 2000, S.51) befindet. Diese Vermutung könnte für den Scheuchzergletscher durchaus zutreffen, insbesondere für die 100 Jahre ab 1881, in welchen sich die Eisfläche kaum änderte. Der Scheuchzer- und der Oberaargletscher sind vom selben Klima beeinflusst. Deshalb liegen die Ursachen, weshalb sich nur der Scheuchzer- und nicht auch der Oberaargletscher in einem Gleichgewichts ähnlichen Zustand befanden, hauptsächlich an der Hypsometrie des Scheuchzergletschers. Die Höhenverteilung ist der bestimmende Faktor der Länge der Reaktionszeit (Response Time). Exposition und Steilheit eines Gletschers spielen eine untergeordnete Rolle (Barry 2006; Furbish und Andrews 1984). Die sogenannte „Response Time" beschreibt den Zeitraum den ein Gletscher braucht, um sich an veränderte Umweltbedingungen anzupassen (Bahr et al. 1998). Kleinere Gletscher reagieren schneller auf veränderte Bedingungen (Carturan et al. 2013). Weshalb zum Beispiel der Scheuchzergletscher schnell zwischen Vorstossen und Rückschmelzen wechseln kann und sich somit schneller in ein Gleichgewicht einpendelt als der grössere Oberaargletscher (Bahr et al. 1998).

Umliegende Gletscher

Wie auch der Scheuchzer- sind Minster-, Bächi- und Hangendgletscher wesentlich kleiner als der Oberaargletscher. Deshalb reagieren diese Gletscher schneller auf Veränderungen in den Umweltbedingungen (Bahr et al. 1998) und weisen teils starke Schwankungen in der Fläche auf (Tabelle 4.4). Ungewöhnlich erscheint aber der Flächenverlust des Minstergletschers, der nicht wie üblich hauptsächlich an der Zunge stattfand, sondern sich über den gesamten nordöstlichen Bereich und teilweise auch im südöstlichen Teil erstreckte. Bei genauer Betrachtung der Geländeform ist ein Ausläufer vom Ortspunkt 3132 in der Karte erkennbar. Der Minstergletscher war bis 1915 genauso hoch wie der Bergrücken an erwähntem Punkt, dieser wurde deshalb vom Gletscher überflossen. Durch stetige Ablation verlor der Minstergletscher an Höhe und der Bergrücken wurde nicht mehr von den Eismassen bedeckt. Dies führte zu einem grossflächigen Eisverlust an dieser Stelle und erklärt die heutige Form des Minstergletschers.

Beim Bächigletscher zeigt sich ein ähnliches Phänomen. Durch den Verlust an Eismasse über den ganzen Gletscher kamen Felsrücken zum Vorschein, wie zum Beispiel die der Gälmjinihörner. Dadurch scheint es, als ob der Bächigletscher aus verschiedenen Gletschern zusammenfliesst, der ursprüngliche Gletscher wird jedoch durch die Felsrücken aufgeteilt. Auf der, in dieser Arbeit nicht verwendeten, Landeskarte von 2012 sind bereits zwei der drei westlichen Ausläufer vom grossen Gletscherkörper getrennt dargestellt. Ausserdem fällt auf, dass die Änderung der Länge des Bächigletschers sich nicht analog wie die Flächenänderung verhält. So wuchs der Bächigletscher ab 1895 bis 1961 an der Zunge, während sich die gesamte Gletscherfläche verkleinerte. Ein Grund dafür ist wahrscheinlich das Hervortreten der Felsrücken, was zu einem Flächenverlust führte. Die steile Topographie an der Gletscherzunge, die ein enges Tal darstellt, begünstigt jedoch ein Vorstossen der restlichen Eismassen. Nach einem Rückzug und einem erneutem Vorstossen weist der Bächigletscher heute nahezu dieselbe Länge auf wie zum Ende der kleinen Eiszeit. Bei genauer Betrachtung der Flächenänderung (Abbildung 4.10) ist zu erkennen, dass sich der Bächigletscher „nach Süden versch-

ben hat“. Dasselbe Phänomen tritt auch beim Hangendgletscher (Abbildung 5.7) auf und wird im Diskussionsteil 5.3.2 besprochen. Ansonsten ist der Hangendgletscher, wie zu erwarten, hauptsächlich an der Zunge zurückgeschmolzen.

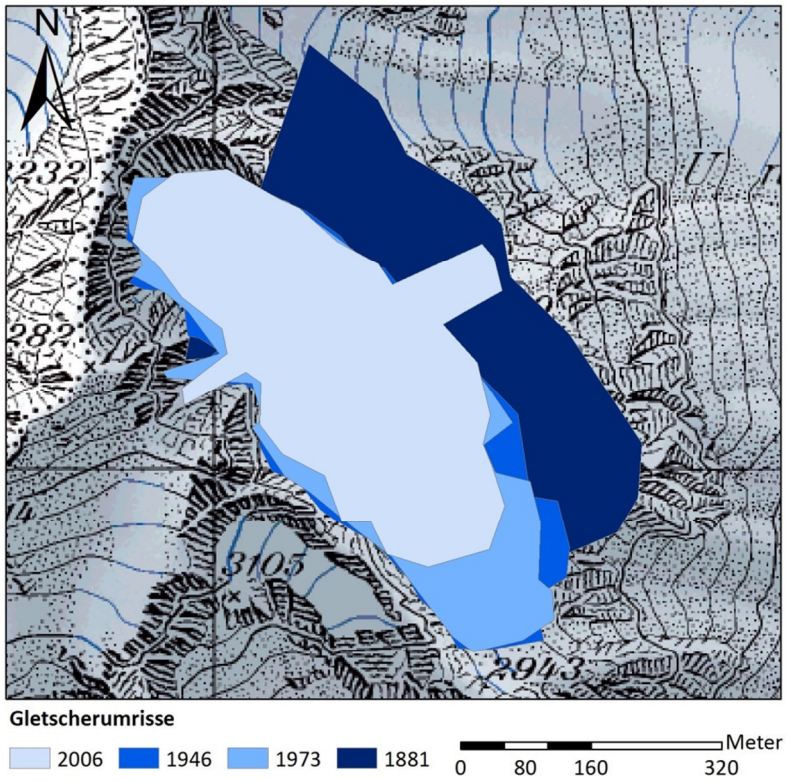


Abbildung 5.7 Gletscherstände vom Hangendgletscher für die Jahre 2006, 1973, 1946 und 1881.

5.4.2 Dicken- und Volumenänderung

Oberaar- und Scheuchzergletscher

Das Volumen des Oberaargletschers beträgt, basierend auf der Gletscherbettmodellierung von Farinotti et al. (2009a), zurzeit 0.21 km^3 ±0.05. Folglich der Berechnung der Volumenänderung betrug das Eisvolumen des Oberaargletscher 1851 0.47 km^3. Dieser Wert erscheint als sehr plausibel und spricht für die Genauigkeit des Messtischblattes. Zwischen 1851 und 1881 hat der Oberaargletscher durchschnittlich um 1.4 m pro Jahr an Eisdicke zugelegt, das entspricht einer Volumenzunahme in dieser Zeit von 0.33 km^3 auf 0.8 km^3. Das würde somit bedeuten, dass der Obergletscher seinen letzten Hochstand nicht schon 1850, sondern dreissig Jahre danach oder noch später hatte. Denn zwischen 1881 und 1895 nimmt das Volumen nochmals um 0.007 km^3 zu. Für diese Vermutung spricht auch, dass der Gletscher während dieser Zeit an Länge gewonnen hat. Auch die Lage der Moränen, die dem Gletscherstand von 1881 entsprechen, unterstützt die Hypothese eines Hochstandes nach 1881. Dagegen spricht jedoch, dass die Gletscherzunge laut dem Messtischblatt auf der linken Seite wesentlich breiter ist als 1881 (Abbildung 5.1). Um eine solche laterale Ausdehnung zu erreichen, hätte die Zunge wesentlich dicker sein müssen als 1881, denn damals war die laterale Ausdehnung geringer. Dies widerspricht wiederum der berechneten Dickenänderung (Abbildung 4.26). Diese besagt, dass sich der Oberaargletscher zwischen 1851 und 1881 an der Zungenspitze verdickt hat. Die Vermutung, dass sich der Oberaargletscher nach 1851 zurückgezogen hat und anschliessend in einer anderen Morphologie wieder vorgestossen ist, erscheint in diesem kurzen Zeitraum eher unwahr-

scheinlich. Schlussendlich lässt sich anhand dieser Datengrundlage nicht eindeutig feststellen, wann der Oberaargletscher seinen letzten Hochstand hatte. Zeichnungen oder Fotographien aus der Zeit nach 1850 könnten vielleicht weitere Rückschlüsse über den Zeitpunkt des letzten Hochstandes zulassen.

In der Periode von 1987 bis 1981 (Abbildung 4.18) konnten keine Änderung der Eisdicke festgestellt werden. Dieser Umstand gibt einen Hinweis darauf, dass sich der Oberaargletscher in diesem Zeitraum nahe einem Gleichgewichtzustand befand. Durch die genaue visuelle Beobachtung wurde jedoch bei der LK 1983 wie auch bei LK 1989 (Datenstand 1981 resp. 1987) keine Verschiebung der Höhenlinien ab einer Höhe von über 2500 (LK 1983) / 2400 (LK 1989) m ü. M. festgestellt. Dieser Umstand wirft die Frage auf, ob sich der Gletscher tatsächlich nicht geändert hat oder ob die Karten schlecht nachgeführt wurden. Eine ähnliche Beobachtung kann zwischen 1993 und 1999 gemacht werden. Der Oberaargletscher ändert seine Höhe abgesehen von der Zunge gar nicht, ebenso wie die restlichen Gletscher, die nahezu keine Dickenänderung in diesem Zeitraum aufweisen. Laut den zugrundeliegenden Karten (LK 1996 und LK 2002) stammen alle Daten von 1993 respektive 1999. Von einer Teilnachführung ist nichts erwähnt (Alexandria-Katalog). Demnach hätte sich der Oberaargletscher in den sieben Jahren von 1993 bis 1999 ausserhalb des Zungenbereiches nicht geändert. Dies erscheint aber sehr unwahrscheinlich.

In einigen Grafiken, welche die Dickenänderung darstellen, sind kleinräumige, am Rand der Zunge ungewöhnlich positive Höhenänderungen erkennbar. Diese sind wohl nicht wirkliche Eisdickenänderungen sondern Überreste der manuellen Digitalisierung der Höhenlinien. Denn diese wurden jeweils nur auf dem Gletscher digitalisiert, wonach das Höhenmodell neben dem Gletscher nicht ganz so genau ist. Werden nun zwei Höhenmodelle differenziert, bei denen der Gletscher nicht denselben Umriss hat, können am Gletscherrand lokale Ungenauigkeiten entstehen. Diese resultieren durch die Ungenauigkeit im meist jüngeren Höhenmodell, wo die Höhenlinien nicht dieselbe grosse Fläche wie bei älteren Höhenmodellen abdecken. Demnach sollte bei einer ähnlichen Arbeit darauf geachtet werden, dass die Höhenlinien nicht nur die Oberfläche des Gletschers abbilden, sondern mindestens auch einige Meter um den Gletscher abdecken.

Insgesamt gliedern sich die Dickenänderungen des Scheuchzergletschers sehr gut in jene des Oberaargletschers ein. Durch die andere Hypsometrie sind diese bei ersterem tendenziell geringer, denn eine grössere Fläche des Gletschers liegt im Akkumulations- als im Ablationsgebiet. Des Weiteren ist der Scheuchzergletscher deutlich kleiner und kleinere Gletscher haben grundsätzlich weniger absolute Eisverluste zu beklagen (Maisch et al. 2000).

Umliegende Gletscher

Trotz der stärker ausgeprägten Schwankungen in Flächen- und Längenänderung der umliegenden Gletscher im Vergleich zum Oberaargletscher, lassen sich diese nicht auf die Dickenänderung übertragen. Bis auf den Zeitraum 1895 bis 1915 weisen diese immer dieselben Vorzeichen wie beim Oberaargletscher auf. Die Dickenänderung für den Minstergletscher mit einer Eisdickenänderung von durchschnittlich -0.69 ±0.1 m a^{-1} ist nur unwesentlich anders als beim Oberaargletscher mit -0.72 ±0.08 m a^{-1}. Laut den Berechnungen verliert der Minstergletscher mit 0.44 km^3 von 1881 bis 2009 etwas weniger Volumen als der Oberaargletscher zwischen 1881 und 2009 (-0.56 km^3). Dies

erstaunt, da der Minstergletscher doch etwa 55 % kleiner war als der Oberaargletscher 1881. Nach Maisch et al. (2000, S. 202) „*hängt das Ausmass des Volumenschwundes direkt von der Ausgangsgrösse der Gletscher ab*“. Beim Bächigletscher, der etwa 75 % kleiner als der Oberaargletscher war und über die gesamte Untersuchungszeit 0.39 ±0.09 m a^{-1} an Eisdicke verloren hat (entspricht -0.044 km^3) stimmt diese Aussage hingegen.
Die Verteilung der Dickenänderung beim Minster- und Bächigletscher weist (bis auf die Jahre 1987 bis 1999, in welchen wie beschrieben keine Änderungen stattfanden) eine typische räumliche Verteilung, mit viel Dickenverlust im Bereich der Zunge und wenig im Akkumulationsgebiet auf. In der Zeitperiode der Siegfriedkarten scheinen trotz Co-Registrierung nicht alle systematischen Fehler behoben zu sein. In den Dickenänderungsgrafiken (Anhang Abbildung 9.2 bis 9.13) ist deutlich zu erkennen, dass an den südexponierten Hängen eine Eisdickenzunahme und an den nordexponierten eine Abnahme stattfand. Hervorzuheben ist die Volumenänderung des Bächigletscher zwischen 1981 und 1987 mit durchschnittlich -0.1 m pro Jahr. Diese fand ausschliesslich am Zungenende des Bächigletschers statt und geht einher mit einer Verlängerung der Gletscherzunge in diesem Zeitraum.

Da die Co-Registrierung im stabilen Gelände um den Oberaargletscher die Ergebnisse zur Dicken- und somit auch zur Volumenänderung des Hangendgletscher negativ beeinflusste (Abschnitt 5.3.2), können keine Änderungen diesbezüglich diskutiert werden. Dazu müsste eine erneute Co-Registrierung der Höhenmodelle durchgeführt werden, welche auf stabilem Gelände rund um den Hangengletscher basiert. Anhand der Änderung der Fläche und der Länge des Hangendgletschers sowie der Ergebnisse der Dickenänderung ohne Co-Registrierung kann davon ausgegangen werden, dass der Hangendgletscher prozentual zu seiner Fläche ähnlich viel an Eisvolumen über den Untersuchungszeitraum eingebüsst hat wie die beschriebenen Gletscher.

5.5 Vergleich mit anderen Studien

Im Auftrag der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (VAW) bestimmt die Flotron AG (Bauder et al. 2015) nahezu jährlich die Länge des Oberaargletschers (Gletscherberichte 2014). Abbildung 5.8 stellt den Vergleich der aufsummierten Längenänderung zwischen den Daten der VAW und der dieser Arbeit dar. Die Längenmessung der VAW kann durch das jährliche Messintervall auch kurzfristige Veränderungen abbilden, wie zum Beispiel ein Vorstoss des Oberaargletschers von 1976 und 1978 oder zwischen 1983 und 1985. Da mit der geodätischen Methode die Längenänderung über einen bestimmten Zeitraum erhoben wird, werden solche kleinen Schwankungen nicht erfasst. Wie in der Grafik zu erkennen, ist die geodätisch berechnete und aufsummierte Längenänderung wesentlich grösser (600 m) als die durch die Flotron AG gemessene. Da nicht genau bekannt ist, wie die Flotron AG die Länge, respektive deren Änderung bestimmt, kann keine bestimmte Ursache für diesen beträchtlichen Unterschied ausfindig gemacht werden. Es scheint jedoch, dass die Flotron AG im Vergleich zur geodätischen Methode die Längenänderung systematisch unterschätzt und dass sich dadurch ein so grosser Unterschied über die Jahre aufsummieren konnte.
Die durchschnittliche Längenänderung pro Jahr unterscheidet sich zwischen den zwei Methoden um 0.9 m. Laut den Daten der VAW (Gletscherberichte 2014) nimmt die Länge pro Jahr um 22.4 m ab, die Berechnungen in dieser Arbeit ergaben eine durchschnittliche Längenänderung von -21.5 m pro

Jahr. Die Werte sind also durchaus in einem ähnlichen Bereich, über die Jahre kumuliert sich dieser systematische Unterschied jedoch auf ein Vielfaches.

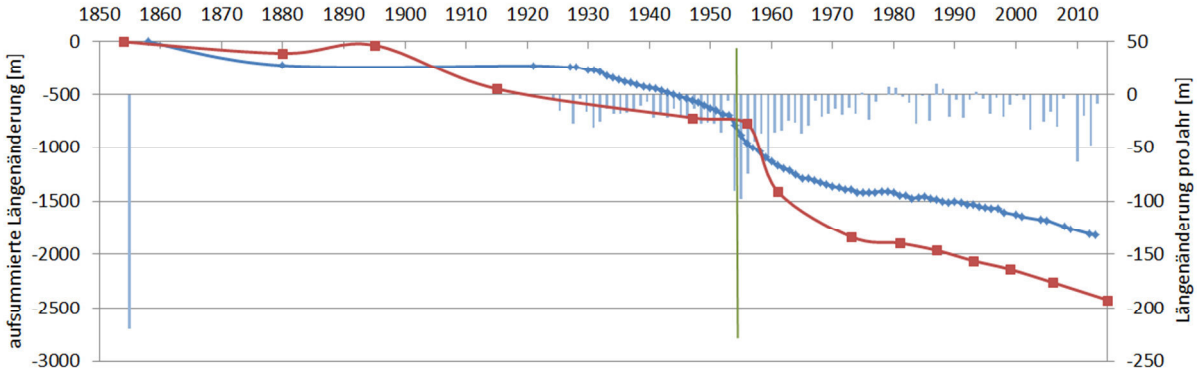


Abbildung 5.8 Vergleich der aufsummierten Längenänderung (rot) mit den Daten der VAW (blau). Grün zeigt den Zeitpunkt von welchem an der Oberaarsee aufgestaut wurde.

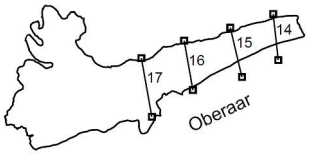
Dieser Fall illustriert deutlich, dass die Bestimmung der Länge eines Gletschers nicht trivial ist. Unterschiedliche Methoden führen zu unterschiedlichen Ergebnissen, auch wenn diese in sich konsistent sind (Kappeler 2006). Daraus folgt, dass es von enormer Wichtigkeit ist, die Methode zur Bestimmung der Länge eines Gletschers nicht zu wechseln, um die Vergleichbarkeit der Messungen beizubehalten. Trotz der Abweichungen in der absoluten Längenänderung sind einzelne Ereignisse in beiden Datensätzen deutlich erkennbar. Ein Beispiel dafür ist die Fertigstellung der Staumauer (grün) und der damit verbundenen Aufstauung des Oberaarsees. Dieses Ereignis ist in beiden Datensätzen durch ein deutlich schnelleres Rückschmelzen sichtbar. Beide Datensätze haben also durchaus ihre Berechtigung und ermöglichen es, die Entwicklung des Oberaargletschers zu verfolgen. Bei deren Verwendung sollten jedoch die jeweiligen Limitationen der Erhebungsmethode (Kappeler 2006) und die bedingte Vergleichbarkeit nicht ausser Acht gelassen werden. Eine Möglichkeit um die Vorteile beider Methoden zu vereinen wäre, die besser aufgelösten Daten der VAW mit denen der geodätischen Untersuchung zu kalibrieren. So würde eine hochaufgelöste Längenänderung des Oberaargletschers auf Basis geodätischer Genauigkeit entstehen.

Gemeinsam mit verschieden Partnern publiziert die VAW regelmässig einen Glaziologischen Bericht zum Zustand und der Änderung der Gletscher in der Schweiz. Der aktuellste Bericht „The Swiss Glaciers 2009/10 and 2010/11“ erschien 2015. Die verwendeten Daten des Oberaargletschers wurden von der Flotron AG via Photogrammmetrie aus Luftbilden erhoben und sind aus vier Berichten in der Tabelle 5.2 zusammengefasst. Ein direkter Vergleich zwischen diesen Daten und den Ergebnissen aus der geodätischen Analyse kann nur bedingt gemacht werden, da das geodätische Verfahren Änderungen über den gesamten Gletscher berücksichtig und die Auswertungen der VAW nur Änderungen der Gletscherzunge beinhaltet. Dennoch sollen die Resultate in Relation gebracht werden.
Die Dickenänderung wurde von der Flotron AG an vier Querprofilen auf der Gletscherzunge erhoben und beträgt durchschnittlich über die angegebenen Jahre und Profile -1.27 m pro Jahr. In dieser Arbeit wurde über den gesamten Gletscher eine Dickenänderung von -1 m pro Jahr zwischen den Jahren 1993-2006 berechnet. Da die Dickenänderung über den ganzen Gletscher naturgemäss kleiner

ausfallen muss, da auch das Akkumulationsgebiet einbezogen wird, erscheinen die beiden Ergebnisse der Dickenänderung durchaus plausibel.

Tabelle 5.2 Übersicht über die Dickenänderung von ausgewählten Profilen des Oberaargletscher aus den Glaziologischen Berichten „The Swiss Glaciers“ NR. 115/116, 117/118, 125/126 und 131/132 (Herren et al. 1999b, 1999a; Bauder und Rüegg 2009; Bauder et al. 2015).

	Dickenänderung [m a^{-1}]					
Profil NR.	**1993/94**	**1994/95**	**1995/96**	**1996/97**	**2001/04**	**2004/05**
14	-1.7	-2.3	-1.5	-1	-0.39	-0.46
15	-1.5	-1.2	-1.7	-0.9	-1.58	-1.89
16	-1.5	-1.5	-1.8	-0.5	-1.71	-2.05
17	-0.8	-1.4	-1	0.4	-1.1	-1.31



Im Gletscherbericht No.13 (Bauder et al. 2015) wurde auch die Länge und die Fläche des Oberaargletschers beschrieben, diese betragen 4.83 km (2009) resp. 4.1 km^2 (2010). Mit der Methode der zentralen Gletscherlinie konnte in dieser Arbeit für das Jahr 2006 eine Länge von 4.81 km und 4.7 km für 2015 bestimmt werden. Die Fläche betrug 2006 4.5 km^2 und 2015 3.6 km^2. Vor allem bezüglich der Fläche scheinen die Ergebnisse sehr gut miteinander zu harmonieren. Dies liegt wahrscheinlich daran, dass sich beide Methoden zur Bestimmung der Gletscherfläche auf Luftbilder gestützt haben. Mithilfe solcher Aufnahmen lässt sich der Umriss des Oberaargletschers einfach und präzise bestimmen. Zur Ermittlung der Gletscherlänge wurde hingegen wahrscheinlich verschieden vorgegangen. Das genaue Vorgehen lässt sich aber anhand der Berichte nicht feststellen.
Des Weiteren wurde beschrieben, dass der Oberaargletscher sich besonders stark am linken Gletscherrand zurückzieht, die Verschiebung in der übrigen Gletscherzunge jedoch klein sind (Herren et al. 1999b). Dies bestätigt die gleiche Beobachtung, die auch in dieser Arbeit anhand der bestehenden Karten, Luftbilder und Feldbeobachtungen gemacht wurden.

Unter dem Titel „Die Gletscher der Alpen“ wurde für das Jahr 1973 eine ausführliche Bestandsaufnahme von über 2000 schweizer Gletschern erstellt (Maisch et al. 2000), deren Vergangenheit rekonstruiert und Zukunftsszenarien unter Zuhilfenahme von Kartierungen im Feld, Photogrammmetrie und Messtischblättern erstellt. Das Expertenteam bestimmte für das Jahr 1850 eine Länge von 6.9 km und für 1973 eine Länge von 5.0 km für den Oberaargletscher anhand von Karten. Die in dieser Arbeit mit 6.9 km definierte Länge des Oberaargletschers für 1851 stimmt exakt überein. Für das Jahr 1973 wurde in dieser Arbeit eine Länge von 5.2 km berechnet. Dies entspricht einem beträchtlichen Unterschied von 300 m im Vergleich zu Maisch et al. (2000). Bei Maisch et al. (2000) wurde die Gletscherlänge entlang der Hauptgletscherfliesslinie rechtwinklig zu den Isohypsen der Eisoberfläche definiert. Dieses Vorgehen entspricht auch der in dieser Arbeit angewandten Methodik. Dieses Beispiel bestätigt, dass die manuelle Bestimmung der Länge, ohne dass der höchste und tiefste Punkt eins Gletschers gegeben ist, nicht eindeutig ist (Le Bris und Paul 2013). Ein Quervergleiche zwischen verschiedenen Längenbestimmungen gestaltet sich somit schwierig.

Farinotti et al. (2009a) bestimmten das Volumen des Oberaargletschers für 1993 bei einer Fläche von 6.16 km^2. Mit einer berechneten Fläche von 6.16 km^2 (inkl. Scheuchzergletscher) für dasselbe Jahr

kann kein Unterschied festgestellt werden. Das Volumen betrug laut Farinotti et al. (2009a) im Jahr 1993 0.37 km^3 ±0.09, sechs Jahre darauf noch 0.34 km^3 ±0.09. Durch das zur Verfügung gestellte Gletscherbett konnte auch im Rahmen dieser Arbeit das absolute Volumen bestimmt werden. Mit 0.36 km^3 ±0.9 für 1993 und 0.34 km^3 ±0.08 im Jahre 1999 korrespondieren die Volumen fast perfekt mit denen von Farinotti et al. (2009a). Dieses sehr ähnliche Ergebnis bezüglich der Fläche und des absoluten Volumens bestätigt die Methode zur Digitalisierung der Gletscherfläche und zur Erstellung von Höhenmodellen durch Interpolieren der Höhenlinien und Koten.

Fischer et al. (2015) untersuchten in ihrer Studie Dicken- und Massenänderungen aller Gletscher der Schweiz von 1980 bis 2010 auf der Basis von Gletscherumrissen aus dem Gletscherinventar von 1973, dem DHM25 Level 1, SwissALTI^{3D} sowie dem neuen Schweizer Gletscher Inventar SGI2010. Die Berechnungen für den Oberaargletscher lieferten eine Fläche von 5.18 km^2 für das Jahr 1987 und 4.08 km^2 für 2009 (Fischer et al. 2015). In dieser Arbeit wurde für 1987 fast übereinstimmend 5.15 km^2 Fläche berechnet. Die für 2006 mit 4.54 km^2 und für 2015 mit 3.65 km^2 berechneten Flächen gliedern sich sehr gut in die Messungen von Fischer et al. (2015) ein. Im Zeitraum 1987 bis 2009 berechneten Fischer et al. (2015) eine Volumenänderung von -0.143 km^3 ±0.002 für den Oberaargletscher. Die Berechnungen diese Arbeit ergaben für denselben Zeitraum eine Volumenänderung von -0.136 km^3 ±0.002. Dies entspricht einem Unterschied von 5 % über einen Zeitraum von 22 Jahren.

5.6 Mögliche Entwicklung der Gletscher

Anhand dieser Arbeit können keine fundierten Prognosen über die Entwicklung der untersuchten Gletscher in der Zukunft gemacht werden. Durch die ausführliche Auseinandersetzung mit diesen Gletschern und dem Studium des Verhaltens und der Topographie lassen sich jedoch Szenarien für eine mögliche Entwicklung ableiten.

Oberaargletscher

Da sich der Oberaargletscher seit der letzten Eiszeit stetig zurückzog und unter dem Hintergrund der anhaltenden Klimaerwärmung (IPCC 2014), wird sich der Oberaargletscher noch wesentlich weiter zurückziehen. Eine Verlangsamung dieses Rückzuges könnte stattfinden, sobald das Zungenende eine der drei detektierten Übertiefungen (Abbildung 4.29) erreicht, sowie bei jeder weiteren. Da in diesem Fall mehr Eisvolumen wegschmelzen muss, bevor sich eine Änderung der Länge zeigt. Die Eisschicht des Oberaargletscher ist bei den Übertiefungen im Bett deutlich dicker. Eine Verlangsamung des longitudinalen Rückschmelzens ist jedoch nicht gleichbedeutend mit einer weniger negativen Volumenbilanz. Da das Volumen ein direkter Indikator der Klimabedingungen und die Länge ein indirekter Indikator dafür ist (Zemp et al. 2005). Des Weiteren können sich in den Beschriebenen Übertiefungen im Gletscherbett ein oder mehrere Seen bilden. Der Kontakt von Gletschereis mit temperiertem Wasser würde, wie schon bei der Bildung des Stausees, zu einem beschleunigtem Rückschmelzen des Gletschers führen.

Die beobachteten Schuttablagerungen auf der rechten Seite der Gletscherzunge werden an dieser Stelle zu einer Verlangsamung des Schmelzprozesses führen. Insbesondere falls sich die bereits gebildete Schuttschicht vergrössert. Dies scheint wahrscheinlich, da die Hänge auf beiden Talseiten

oberhalb des Gletschers viel loses Gestein beinhalten, was zu einer Zunahme der Schuttbedeckung führen kann. Durch Verwitterungsprozesse und weiteres Abschmelzen von Schnee- und Eisfeldern wird noch mehr Erosionsmaterial zur Verfügung stehen.
Der nördliche Arm des Oberaargletscher wird sich indes durch fortwährendes Ausdünnen vom Hauptgletscher abtrennen. Zudem liegt es nahe, dass durch den weiteren Ausdünnungsprozess weitere Felsen innerhalb des Gletschers hervortreten. Durch selbst verstärkende Rückkopplungsprozesse würde dies dazu führen, dass das Eis rund um den hervortretenden Fels schneller schmilzt. Da Fels eine höhere Albedo als Schnee und Eis hat und sich somit schneller erwärmt und dadurch wiederum Wärme an die Umgebung abstrahlt.
Geht man von einer unveränderten Schmelzrate des Oberaargletscher, im Vergleich zu heute (- 1.18 m pro Jahr) aus, würde das, überschlagsmässig berechnet, zu einem Verlust das ganzen Eisvolumens in ca. 50 Jahren führen. Zudem ist, ausgehend von der Schneegrenze am Ende der Ablationsperiode, zurzeit das Ablationsgebiet das Oberaargletschers in etwa gleich gross wie das Akkumulationsgebiet. Das bedeutet, dass sich der Oberaargletscher relativ weit weg von einem Gleichgewichtzustande befindet. Denn laut Gross et al. (1978) sollte im Fall eines Gleichgewichts das Akkumulationsgebietes etwa 2/3 und das Ablationgebiet etwa 1/3 der Gesamtfläche ausmachen. Was dazu führt, dass der Oberaargletscher weiter an Fläche abnehmen wird, insbesondere an der Zunge, bis die Akkumulationsfläche wieder ca. 67% der Gletscherfläche einnimmt.

Umliegende Gletscher

Der Minstergletscher wird an der Zunge weiter zurückschmelzen bis in die Höhenlage in welcher Akkumulation und Ablation wieder ausgeglichen sind. Möglich ist auch, dass sich der nördliche Arm nach einiger Zeit durch den weiteren Ausdünnungsprozess vom restlichen Gletscher trennt.
Ein realistisches Szenario ist, dass die westlichen Arme des Bächigletschers sich ganz von der Hauptgletscherzunge trennen und sich weiter zurückziehen werden. Unter dem Gesichtspunkt der Klimaänderung wird auch die Zunge weiter zurückrückschmelzen.
Der Hangendgletscher ist sehr klein und hat sich im letzten Jahrhundert kaum verändert. Da sich der komplette Gletscher auf über 3000 m ü. M. befindet, wird er wohl noch eine Weile in dieser Form und Grösse überleben können. Je nach Änderung des Klimas wird er aufgrund seiner geringen Grösse früher oder später ganz verschwinden.

6 Schlussfolgerungen

Die vorliegende Arbeit analysierte die Änderung des Oberaargletschers, sowie von vier weiteren umliegenden Gletschern, hinsichtlich Länge, Fläche und Volumen. Die aus den Landes- und Siegfriedkarten sowie aus dem Messtischblatt und der Drohnen-Befliegung generierten Höhenmodelle bilden die Grundlage für die geodätische Untersuchung. Durch eine Co-Registrierung (nach Nuth und Kääb 2011) wurde sichergestellt, dass die zu differenzierenden Pixel der Höhenmodelle dieselbe Stelle auf der Erdoberfläche darstellen.
Die Berechnungen zeigen einen deutlichen Dickenverlust des Oberaargletschers von durchschnittlich 0.7 ±0.1 m pro Jahr seit 1851 bis heute. Dies entspricht einem Volumenverlust von insgesamt 0.23 km^3, was einer Halbierung des Eisvolumens seit 1851 gleichkommt. Die Fläche beträgt mit 3.6 km^2 noch 42 % der Fläche von 1851 und die Länge hat seit damals um 2.2 km abgenommen. Auch die anderen untersuchten Gletscher verloren über die Zeit sowohl an Eismasse, wie auch an Fläche und Länge. Je kleiner die Gletscher sind, desto geringer ist jeweils der absolute Rückgang an Eisfläche und Eisdicke. Diese Resultate bestätigten sich durch andere Studien oder Gletscherinventare (Herren et al. 1999a, 1999b; Maisch et al. 2000; Farinotti et al. 2009a; Bauder und Rüegg 2009; Fischer et al. 2015).

Limitiert wurde die Berechnung der Volumenänderung durch die Qualität der Karten. Einerseits durch die geometrische Ungenauigkeit und der fehlenden Höhenangaben im Messtischblatt, andererseits durch die nicht immer regelmässige Überarbeitung der Karten. Beispielsweise wurde in den 80er Jahren die Landeskarten nur bis auf 2400 m ü. M. nachgeführt und der Zeitraum zwischen 1915 und 1947 konnte mangels Karten nicht genau untersucht werden. Die teilweise nicht komplett nachgeführten Karten verfälschen nur das Ergebnis der Volumenänderung dieser Jahre, nicht aber über den gesamten Zeitraum. Es muss jedoch betont werden, dass die Qualität aller Karten, insbesondere der älteren Karten im Vergleich zu anderen Ländern wo teilweise gar keine Karten existieren, sehr hoch ist.
Die Analyse der Korrekturen brachte zum Vorschein, dass durch die Co-Registrierung, welche für das Gebiet des Oberaargletschers ausgelegt war, die Lagegenauigkeit der Höhenmodelle beim Hangendgletscher massiv verschlechterte wurde. Ohne Co-Registrierung der Höhenmodelle ergaben die Berechnungen wesentlich realistischere Resultate. So konnte gezeigt werden, dass das gewählte stabile Gelände unbedingt möglichst nahe am Gletscher liegen soll um ein gutes Ergebnis zu erzielen. Sind die zu untersuchenden Gletscher räumlich getrennt, empfiehlt es sich jeweils eine eigene Co-Registrierung jedes Höhenmodells für jeden Gletscher durchzuführen. Dies gilt auch für den systematischen und stochastischen Fehlers, der jeweils über stabilem Gelände angrenzend an den untersuchten Gletscher bestimmt werden sollte.

Aufgrund der qualitativ hochwertigen Ausgangsdaten und der guten Vergleichbarkeit mit anderen Studien, eignen sich die beschriebenen Resultate für weitere Analysen, Vergleiche oder für eine Im-

plementierung in eine Gletscherdatenbank. Es wurde gezeigt, dass die Volumenänderung von Gletschern der Schweiz seit 1850 durch eine Analyse geodätischer Daten sehr gut abgebildet werden kann. Die Verwendung einer Drohne erwies sich dabei als sinnvolle Ergänzung um neueste geodätische Informationen zu erhalten.

Gewonnene Erkenntnisse:

- Mit historischen und modernen Karten lassen sich für die Gletscher in der Schweiz geodätisch Längen-, Flächen- und Volumenänderungen bestimmen.

- Der Oberaargletscher, wie auch die umliegenden Gletscher, haben seit der letzten kleinen Eiszeit massiv an Fläche, Länge und Volumen verloren.

- Drohnen ermöglichen die Erstellung eins präzisen, aktuellen Höhenmodells von Gletschern.

- Die Co-Registrierung ist ein nützliches Werkzeug. Das stabile Gelände muss jedoch möglichst nahe beim Untersuchungsgebiet liegen.

7 Ausblick

Diese Arbeit zeigt, dass das historische Kartenmaterial der Schweiz ein bis jetzt noch kaum genutztes Archiv an Gletscherdaten enthält. Dadurch ergibt sich die einzigartige Möglichkeit, die Volumenänderung aller schweizer Gletscher seit der letzten kleinen Eiszeit geodätisch zu erfassen. Das benötigte Kartenmaterial, welches die Grundvoraussetzung für eine schweizweite geodätische Untersuchung ist, wird von Swisstopo verwaltet. Eine naheliegende Idee ist deshalb die Durchführung einer schweizweiten geodätischen Analyse aller Gletscher durch das Bundesamt für Landestopographie. Neben den finanziellen Mitteln braucht es zur Umsetzung auch personelle Ressourcen mit geographisch-glaziologischem Hintergrund: Sowohl das Digitalisieren von Gletscherflächen und zentraler Gletscherlinien, wie auch die Co-Registrierung und die Berechnungen brauchen ein Verständnis der Prozesse der Erdoberfläche. Vor allem aber sind für die Erkennung von Fehlern, Ungenauigkeiten und der Interpretation glaziologische Kenntnisse notwendig.
Somit können Lücken in der Entwicklung von Gletschern geschlossen werden, bisherige nicht geodätische Studien überprüft und traditionelle Massenbilanzmessungen ergänzt sowie ein einmaliges Gletscherinventar geschaffen werden. Durch den Gewinn an Information können Modelle überprüft, validiert oder verbessert werden. Somit lassen sich zukünftige Entwicklungen besser vorhersagen sowie Gefahren und verbleibende Wasserressourcen abschätzen. Mehr Informationen und ein besseres Verständnis würden das gesellschaftliche Interesse an Gletschern, deren Entwicklung und deren Zusammenspiel mit dem Klima sicherlich wecken, was wiederum zu einer Sensibilisierung der Bevölkerung bezüglich Natur und Klima führen würde.

8 Literatur

Abermann, J. Lambrecht, A. Fischer, A. und Kuhn, M. 2009*: Quantifying changes and trends in glacier area and volume in the Austrian Ötztal Alps (1969-1997-2006)*, The Cryosphere, 205, 205–215, doi:10.5194/tc-3-205-2009.

Aeby, P. 2014*: Bericht swissALTI3D - Das hoch aufgelöste Terrainmodell der Schweiz*.

Alexandria-Katalog*: www.alexandira.ch*: Bibliotheksverbund der schweizerischen Bundesverwaltung: www.alexandira.ch, letzter Zugriff: 5 Oktober 2015.

Amt für Wald Kantons Bern 2013*: LIDAR-Daten Kanton Bern*.

Andreassen, L.M. 1999*: Comparing traditional mass balance measurements with long-term volume change extracted from topographical maps: A case study of Storbeen Glacier in Jotunheim, Norway, for the period 1940-1997 // Comparing Traditional Mass Balance Measurements with Long-term Volume Change Extracted from Topographical Maps: A Case Study of Storbreen Glacier in Jotunheimen, Norway, for the Period 1940-1997*, Geografiska Annaler A, 81, 467–476, doi:10.1111/1468-0459.00076.

Bahr, D.B. Pfeffer, W.T. Sassolas, C. und Meier, M.F. 1998*: Response time of glaciers as a function of size and mass balance*: 1. Theory, Journal of Geophysical Research, 103, 9777–9782.

Barry, R.G. 2006*: The status of research on glaciers and global glacier recession: a review*, Progress in Physical Geography, 30, 285–306, doi:10.1191/0309133306pp478ra.

Bauder, A., Fischer, M., Funk, M., Huss, M., und Kappenberger, G. 2015*: The Swiss Glaciers 2009/10 and 2010/11 No.131*: Glaciological Report (Glacier) No. 131/132, Cryospheric Commisson (EKK).

Bauder, A. und Rüegg, R. 2009*: The Swiss Glaciers*: 2003/04 and 2004/05, Glaciological Report.

Berthier, E. Arnaud, Y. KUMAR, R. AHMAD, S. Wagnon, P. und CHEVALLIER, P. 2007*: Remote sensing estimates of glacier mass balances in the Himachal Pradesh (Western Himalaya, India)*, Remote Sensing of Environment, 108, 327–338, doi:10.1016/j.rse.2006.11.017.

Berthier, E. Schiefer, E. Clarke, G. Menounos, B. und Rémy, F. 2010*: Contribution of Alaskan glaciers to sea-level rise derived from satellite imagery*, Nature Geosci, 3, 92–95, doi:10.1038/NGEO737.

Bertschmann, S. 1957*: Die Genauigkeit der neuen Landeskarten der Schweiz*, Orell Füssli, Zürich.

Bolch, T. Pieczonka, T. und Benn, D.I. 2011*: Multi-decadal mass loss of glaciers in the Everest area (Nepal Himalaya) derived from stereo imagery*, The Cryosphere, 5, 349–358, doi:10.5194/tc-5-349-2011.

Bossard, T. 2014*: Evaluation of swissALTI3d with airborne laser scanning data for applications in glaciology*, Masterarbeit, Universität, Zürich.

Brüngger, A. 2011*: Gletscher im Mattertal - Von der Erstausgabe der Landeskarte zum dreidimensionalen Blockbild,* ETH, Zürich.

Brunner, K. 2006*: Karten dokumentieren den Rückzug der Gletscher seit 1850*, Wiener Schriften zur Geographie und Kartographie, 191–200.

Burrough, P. A. und McDonnell, R. A. 1998*: Principles of Geographical Information Systems*: Spatial Information Systems and Geostatistics, Oxford University Press, Oxford.

CARRARA, A. BITELLI, G. und CARLA, R. 1997*: Comparison of techniques for generating digital terrain models from contour lines*, International Journal of Geographical Information Science, 11, 451–473, doi:10.1080/136588197242257.

Carturan, L. Baldassi, G.A. Bondesan, A. Calligaro, S. Carton, A. Cazorzi, F. Dalla Fontana, G. Francese, R. Guarnieri, A. Milan, N. Moro, D. und Tarolli, P. 2013*: Current Behaviour and Dynamics of the Lowermost Italian Glacier (Montasio Occidentale, Julian Alps)*, Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography, 95, 79–96, doi:10.1111/geoa.12002.

Cogley, J. G., Hock, R., Rasmussen, L. A., Arendt, A. A., Bauder, A., Jansson, P., Braithwaite, R. J., Kaser, G., Möller, M., Nicholson, L., Zemp, M., und International Association of Cryospheric Sciences*: Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms*.

Dufour, W. H.*: Instruktion für die Aufnahmen in 1:25000*: Beilage I: http://www.swisstopo.admin.ch/internet/swisstopo/de/home/topics/geodata/historic_geodata/ma_col/duf_map.parsysrelated1.7097.downloadList.61886.DownloadFile.tmp/dufourkarteinstruktionen.pdf, letzter Zugriff: 19 Februar 2014.

Eidenbenz, C. 1978*: Einsatz der Photogrammetrie bei der Nachführung der Landeskarten*, Vermessung, Photogrammetrie, Kulturtechnik, 76.

Esri*: Fundamentals for georeferencing a raster dataset*: http://help.arcgis.com/en/arcgisdesktop/10.0/help/index.html#//009t000000mn000000, letzter Zugriff: 6 Oktober 2015.

Esri*: Funktionsweise des Werkzeugs "Topo zu Raster"*: http://resources.arcgis.com/de/help/main/10.1/index.html#//009z0000007m000000, letzter Zugriff: 8 Juni 2015.

Farinotti, D. Huss, M. Bauder, A. und Funk, M. 2009a*: An estimate of the glacier ice volume in the Swiss Alps*, Global and Planetary Change, 68, 225–231, doi:10.1016/j.gloplacha.2009.05.004.

Farinotti, D. Huss, M. Bauder, A. Funk, M. und Truffer, M. 2009b*: A method to estimate the ice volume and ice-thickness distribution of alpine glaciers*, Journal of Glaciology, 55, 422–430, doi:10.3189/002214309788816759.

Finsterwalder, R. 1953*: Die zahlenmässige Erfassung des Gletscherrückgangs an Ostalpengletschern*, Gletscherkunde und Glaziologie, 2.

Finsterwalder, R. 1976*: Die Erfassung der Höhenänderung von Ostalpengletscher in den Zeiträumen 1950 - 1959 - 1969*, Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 29–35.

Finsterwalder, R. und Rentsch, H. 1980*: Zur Höhenänderung von Ostalpengletschern im Zeitraum 1969-1979*, Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 16, 111–115.

Fischer, A. 2011*: Comparison of direct and geodetic mass balances on a multi-annual time scale*, The Cryosphere, 5, 107–124, doi:10.5194/tc-5-107-2011.

Fischer, M. Huss, M. Barboux, C. und Hoelzle, M. 2014*: The New Swiss Glacier Inventory SGI2010: Relevance of Using High-Resolution Source Data in Areas Dominated by Very Small Glaciers*, Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 46, 933–945, doi:10.1657/1938-4246-46.4.933.

Fischer, M. Huss, M. und Hoelzle, M. 2015*: Surface elevation and mass changes of all Swiss glaciers 1980–2010*, The Cryosphere, 9, 525–540, doi:10.5194/tc-9-525-2015.

Fisher, P.F. und Tate, N.J. 2006*: Causes and consequences of error in digital elevation models*, Progress in Physical Geography, 30, 467–489, doi:10.1191/0309133306pp492ra.

Furbish, D.J. und Andrews, J.T. 1984*: The use of hypsometry to indicate long-term stability and response of valley glaciers to changes in mass transfer*, Journal of Glaciology, 30.

Gletscherberichte*: Oberaargletscher - "Die Gletscher der Schweizer Alpen", Jahrbücher der Expertenkommision für Kryosphärenmessnetze der Akademie der Naturwissenschaften Schweiz (SCNAT)*: http://glaciology.ethz.ch/swiss-glaciers/, letzter Zugriff: 5 Juni 2015.

GLIMS*: www.glims.org*: http://www.glims.org/.

Gross, G. Kerschner, H. und Patzelt, G. 1978*: Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten*, Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 17, 223–251.

Gubler, E. 2011*: 150 Jahre Schweizerische Geodätische Kommission*, Geomatik Schweiz: Geoinformation und Landmanagement, 109, 260–268.

Gugerli, D. und Speich, D. 2002*: Topografien der Nation - Politik, kartografische Ordnung und Landschaft im 19. Jahrhundert*, Chronos Verlag, Zürich.

Hagen, J.O. Eiken, T. Kohler, J. und Melvold, K. 2005*: Geometry changes on Svalbard glaciers: mass-balance or dynamic response?*, Annals of Glaciology, 42.

Herren, E.R. Hoelzle, M. und Maisch, M. 1999a*: The Swiss Glaciers 1993/94 and 1994/95 (Glaciological Report No. 115/116)*: Glaciological Commission (GC) of the Swiss Academy of Sciences (SAS) and Laboratory of Hydraulics, Hydrology and Glaciology at the Federal Institute of Technology (VAW/ETHZ).

Herren, E.R. Hoelzle, M. und Maisch, M. 1999b*: The Swiss Glaciers: 1995/96 and 1996/97 (Glaciological Report No. 17/118)*: Glaciological Commission (GC) of the Swiss Academy of Sciences (SAS) and Laboratory of Hydraulics, Hydrology and Glaciology at the Federal Institute of Technology (VAW/ETHZ).

Höhle, J. und Höhle, M. 2009*: Accuracy assessment of digital elevation models by means of robust statistical methods*, ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, 64, 398–406, doi:10.1016/j.isprsjprs.2009.02.003.

Holzhauser, H. 2010*: Zur Geschichte des Gornergletschers - Ein Puzzle aus historischen Dokumenten und fossilen Hölzern aus dem Gletschervorfeld*, Geographica Bernensia.

Huss, M. 2013*: Density assumptions for converting geodetic glacier volume change to mass change*, The Cryosphere, 7, 877–887, doi:10.5194/tc-7-877-2013.

Huss, M. Hock, R. Bauder, A. und Funk, M. 2010*: 100-year mass changes in the Swiss Alps linked to the Atlantic Multidecadal Oscillation*, Geophys. Res. Lett., 37, n/a, doi:10.1029/2010GL042616.

Imhof, E. 1927*: Nachteile Dufourkarte*, Schweizerische Zeitschrift für Vermessungswesen und Kulturtechnik.

IPCC (Ed.) 2014*: IPCC: Climate Change 2014: Synthesis Report*.

Joerg, P.C. Morsdorf, F. und Zemp, M. 2012*: Uncertainty assessment of multi-temporal airborne laser scanning data: A case study on an Alpine glacier*, Remote Sensing of Environment, 127, 118–129, doi:10.1016/j.rse.2012.08.012.

Joerg, P.C. und Zemp, M. 2014*: Evaluating Volumetric Glacier Change Methods Using Airborne Laser Scanning Data*, Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography, 96, 135–145, doi:10.1111/geoa.12036.

Jones, C. B. 1997*: Geographical Information System and Computer Carography*, Longman.

Kääb, A. Paul, F. Maisch, M. Hoelzle, M. und Haeberli, W. 2002*: The new remote sensing derived Swiss glacier inventory:II. First results.*, Annals of Glaciology, 34, 362–366.

Kappeler, S. 2006*: Längenänderungsmessungen an ausgewählten Gletschen der Schiezer Alpen unter Verwendung von GIS*, Diplomarbeit, Geographisches Institut, Universität Zürich, Zürich.

Kaser, G. Fountain, A. Jansson, P. Heucke, E. Knaus, M. International Association of Hydrological Sciences. International Commission on Snow and Ice und Österreichischer Alpenverein 2003*: A Manual for monitoring the mass balance of mountain glaciers*: with particular attention to low latitude characteristics;, Technical documents in hydrology, International Hydrological Programme - UNESO, 59.

Koblet, T. Gärtner-Roer, I. Zemp, M. Jansson, P. Thee, P. Haeberli, W. und Holmlund, P. 2010*: Reanalysis of multi-temporal aerial images of Storglaciären, Sweden (1959–99) – Part 1: Determination of length, area, and volume changes*, The Cryosphere, 4, 333–343, doi:10.5194/tc-4-333-2010.

Krimmel, R.M. 1999*: Analysis of difference between direct and geodetic mass balance measurements at South Cascade Glacier,Analysis of difference between direct and geodetic mass balance measurements at South Cascade Glacier, Washington*, Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography, 81 A, 653–658.

KWO Grimselstrom*: KWO Bauetappen*.

KWO Grimselstrom*: Stauseeen unsere Energiespeicher*.

KWO Grimselstrom*: Staumauern KWO*.

Lang, H. und Patzelt, G. 1971*: Die Volumenänderungen des Hintereisferners (Ötztaler Alpen) im Vergleich zur Massenänderung im Zeitraum 1953-64*, Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 7.

Le Bris, R. und Paul, F. 2013*: An automatic method to create flow lines for determination of glacier length: A pilot study with Alaskan glaciers*, computer and Geoscience, 52, 234–245.

Lindemann, J. 2012*: Untersuchung dekadischer Gletschervolumenänderungen im Langtang Himalaya, Nepal, basierend auf DHM-Analysen verschiedener Datensätze inklusive statistischer Unsicherheitsanalyse*, Masterarbeit, Geographisches Institut, Universität, Zürich.

Magnússon, E. Björnsson, H. Dall, J. und Pálsson, F. 2005*: Volume changes of Vatnajökull Ice Cap, Iceland, due to surface mass balance, ice flow, and subglacial melting at geothermal areas*, Geophys. Res. Lett., 23, doi:10.1029/2004GL021615.

Maisch, M., Wipf, A., Dennler, B., Battagila Julius, und Benz Christof 2000*: Die Gletscher der Schweizer Alpen - Gletscherhochstand 1850, aktuelle Vergletscherung, gletscherschwund-Szenarien*, Projektschlussbericht im Rahmen des Naionalen Forschungsprogrammes "Klimaänderungen und Naturkatastrophen", NFP 311.

Marzeion, B. Jarosch, A.H. und Hofer, M. 2012*: Past and future sea-level change from the surface mass balance of glaciers*, The Cryosphere, 6, 1295–1322, doi:10.5194/tc-6-1295-2012.

Moholdt, G. Nuth, C. Hagen, J.O. und Kohler, J. 2010*: Recent elevation changes of Svalbard glaciers derived from ICESat laser altimetry*, Remote Sensing of Environment, 114, 2756–2767, doi:10.1016/j.rse.2010.06.008.

Moll, A. 2012*: Vergangenheits- und Gegenwartsanalyse, Eisradarmessungen zum Stand 22011 sowie Modellierungen einer zukünftigen möglichen Gletscherentwicklung - Tiefengletscher, Uri*, Masterarbeit, Geographisches Institut, Universität, Zürich.

Müller, F., Caflish, T., und Müller, G. 1976*: Firn und Eis der Schweizer Alpen, Gletscherinventar*, vdf-Verlag.

Müller, J. Gärtner-Roer, I. Thee, P. und Ginzler, C. 2014*: Accuracy assessment of airborne photogrammetrically derived high-resolution digital elevation models in a high mountain environment*, ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, 98, 58–69, doi:10.1016/j.isprsjprs.2014.09.015.

Nuth, C.*: DEM Co-Registration Tool*: user instructions 2012.

Nuth, C. und Kääb, A. 2011*: Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change*, The Cryosphere, 5, 271–290, doi:10.5194/tc-5-271-2011.

Oberli, A.*: Wie es zur Herausgabe der Siegfriedkarte kam*: http://www.swisstopo.admin.ch/internet/swisstopo/de/home/topics/geodata/historic_geodata/ma_col/sig_map.parsysrelated1.43867.downloadList.69669.DownloadFile.tmp/siegfriedkarteentstehung.pdf, letzter Zugriff: 19 Februar 2014.

Østrem, G. und Brugman, M. 1991*: Glacier Mass-Balance Measurements*: A manual for field and office work, NHRI Science Report, No. 4.

Paul, F. 2002*: Changes in glacier area in Tyrol, Austria, between 1969 and 1992 derived from Landsat 5 Thematic Mapper and Austrian Glacier Inventory data*, International Journal of Remote Sensing, 23, 787–799, doi:10.1080/01431160110070708.

Paul, F. 2003*: The New Swiss Glacier Inventory 2000*: Application of remote sensing an GIS, Dissertation, Universität, Zürich.

Paul, F. Barry, R. Cogley, G. Frey, H. Haeberli, W. Ohmura, A. Ommanney, S. Raup, B. Rivera, A. und Zemp, M. 2009*: Recommendations for the compilation of glacier inventory data from digital sources*, Annals of Glaciology, 51, 119–126, doi:10.3189/172756410790595778.

Paul, F. Bolch, T. Kääb, A. Nagler, T. Nuth, C. Scharrer, K. Shepherd, A. Strozzi, T. Ticconi, F. Bhambri, R. Berthier, E. Bevan, S. Gourmelen, N. Heid, T. Jeong, S. Kunz, M. Lauknes, T.R. Luckman, A. Merryman Boncori, John Peter Moholdt, G. Muir, A. Neelmeijer, J. Rankl, M. VanLooy, J. und van Niel, T. 2015*: The glaciers climate change initiative: Methods for creating glacier area, elevation change and velocity products*, Remote Sensing of Environment, 408–426, doi:10.1016/j.rse.2013.07.043.

Paul, F. und Haeberli, W. 2008*: Spatial variability of glacier elevation changes in the Swiss Alps obtained from two digital elevation models*, Geophys. Res. Lett., 35, doi:10.1029/2008GL034718.

Paul, F. Huggel, C. und Kääb, A. 2004*: Combining satellite multispectral image data and a digital elevation model for mapping debris-covered glaciers*, Remote Sensing of Environment, 89, 510–518, doi:10.1016/j.rse.2003.11.007.

Paul, F. Kääb, A. Maisch, M. Kellenberger, T. und Haeberli, W. 2002*: The new remote-sensing-derived Swiss glacier inventory: I. Methods*, Annals of Glaciology, 34, 355–361, doi:10.3189/172756402781817941.

Pellikka, P., Rees, W. G., Paul, F., und Hendriks, J. 2010*: Remote Sensing of Glaciers: Techniques for Topographic Spatial and Thematic Mapping of Glaciers*: Kapitel 8: Optical remote sensing of glacier extend, CRC Press, London.

Pfeffer, W.T. Arendt, A.A. Bliss, A. Bolch, T. Cogley, J.G. Gardner, A.S. Hagen, J.-O. Hock, R. Kaser, G. Kienholz, C. Miles, E.S. Moholdt, G. Mölg, N. Paul, F. Radić, V. Rastner, P. Raup, B.H. Rich, J. und Sharp, M.J. 2014*: The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers*, Journal of Glaciology, 60, 537–552, doi:10.3189/2014JoG13J176.

Pratap, B. Dobhal, D.P. Mehta, M. und Bhambri, R. 2015*: Influence of debris cover and altitude on glacier surface melting: a case study on Dokriani Glacier, central Himalaya, India*, Annals of Glaciology, 56, 9–16, doi:10.3189/2015AoG70A971.

Raymond, M., Wegmann, M., und Funk, M.*: Inventar der gefährlichen Gletscher in der Schweiz.*: Mitteilung Nr. 182 der VErsuchsanstalt für Wasserbau Hydrologie und Glaziologie, der ETH Zürich.

Reinhardt, W. und Rentsch, H. 1986*: Determination of changes in volume and elevation of glaciers using digital elevation models for the vernagtferner, Ötztal Alps, Austria*, Annals of Glaciology, 8, 151–155.

Rickenbacher, M.*: Zeitreihen bei swisstopo*: http://www.swisstopo.admin.ch/internet/swisstopo/de/home/topics/geodata/historic_geodata/key_dat/tim_se.parsysrelated1.0350.downloadList.49087.DownloadFile.tmp/zeitreihenbeiswisstopoweb.pdf.

Rickenbacher, M. und Just, C. 2012*: Die amtliche Vermessung der Schweiz (1912-2012) und ihre Vorgeschichte*, Cartographica Helvetica Fachzeitschrift für Kartengeschichte, 45-46.

Rivera, A. und Casassa, G. 1999*: Volume changes on Pio XI glacier, Patagonia: 1975–1995*, Global and Planetary Change, 22, 233–244, doi:10.1016/S0921-8181(99)00040-5.

Rolstad, C. Haug, T. und Denby B. 2009*: Spatially integrated geodetic glacier mass balance and its uncertainty based on geostatistical analysis: application to the western Svartisen ice cap, Norway*, Journal of Glaciology, 55, 666–680, doi:10.3189/002214309789470950.

Sapiano, J.J. Harrison, W.D. und Echelmeyer, K.A. 1998*: Elevation, volume and terminus changes of nine glaciers in North America*, Journal of Glaciology, 44, 119–135.

Schneeberger, C. 2003*: Glaciers And Climate Change: A Numerical Model Study*, Dissertation, ETH Zürich.

sensefly 2015a*: eBee - The survey-grade mapping drone*.

sensefly*: www.sensefly.com*: https://www.sensefly.com/drones/ebee.html.

Siegfried*: Instruktion für topographische Aufnahmen im Massstab 1:50'000*: http://www.swisstopo.admin.ch/internet/swisstopo/de/home/topics/geodata/historic_geodata/ma_col/sig_map.html, letzter Zugriff: 19 Februar 2014.

Solomina, O.N. Bradley, R.S. Hodgson, D.A. Ivy-Ochs, S. Jomelli, V. Mackintosh, A.N. Nesje, A. Owen, L.A. Wanner, H. Wiles, G.C. und Young, N.E. 2015*: Holocene glacier fluctuations*, Quaternary Science Reviews, 111, 9–34, doi:10.1016/j.quascirev.2014.11.018.

Stamm, D. 2015*: Auswertung und Anwendung UAS-generierter digitaler Höhenmodelle in periglazialer Umgebung*, Masterarbeit, Universität Zürich, Zürich.

Swisstopo 2008*: Formeln und Konstanten für die Berechnung der Schweizerischen schiefachsigen Zylinderprojektion und der Transformation zwischen Koordinatensystemen*.

Swisstopo 2014*: Zeichenerklärung*: Landeskarten 1:25'000, 1:50'000, 1:100'000.

Swisstopo: http://www.swisstopo.admin.ch/.

Topographisches Bureau*: Erläuterungen zum topographishcen Atlas der Schweiz im Masstab der Original-Aufnahmen*: Bundesgesetze betreffend das eidgenössische topographische Büreau und Instruktion desselben: http://www.swisstopo.admin.ch/internet/swisstopo/de/home/topics/geodata/historic_geodata/ma_col/sig_map.html.

Wang, L. Wang, F. Li, Z. Wang, W. Li, H. und Wang, P. 2015*: Glacier changes in the Sikeshu River basin, Tienshan Mountains*, Quaternary International, 358, 153–159, doi:10.1016/j.quaint.2014.12.028.

Wang, P. Li, Z. Li, H. Wang, W. und Yao, H. 2014*: Comparison of glaciological and geodetic mass balance at Urumqi Glacier No. 1, Tian Shan, Central Asia*, Global and Planetary Change, 114, 14–22, doi:10.1016/j.gloplacha.2014.01.001.

Wirz, P. 2007*: Gletscherschwundvisualisierung im Sustengebiet*, Bachelorarbeit, Institut für Kartografie, ETH, Zürich.

Xu, X. und Glasser, N.F. 2015*: Glacier sensitivity to equilibrium line altitude and reconstruction for the Last Glacial cycle: glacier modeling in the Payuwang Valley, western Nyaiqentanggulha Shan, Tibetan Plateau*, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 440, 614–620, doi:10.1016/j.palaeo.2015.09.025.

Zemp, M.*: Supplementary material to "Reanalysing glacier mass balance" Zemp et al.*: http://doc.rero.ch/record/117992/files/huss_urg_sm.pdf, letzter Zugriff: 19 Februar 2014.

Zemp, M. Frauenfelder, R. Haeberli, W. und Hoelzle, M. 2005*: Worldwide glacier mass balance measurements: general trends and first results of the extraordinary year 2003 in Central Europe*, Data of Glaciological Studies, 9–12.

Zemp, M. Thibert, E. Huss, M. Stumm, D. Rolstad Denby, C. Nuth, C. Nussbaumer, S.U. Moholdt, G. Mercer, A. Mayer, C. Joerg, P.C. Jansson, P. Hynek, B. Fischer, A. Escher-Vetter, H. Elvehøy, H. und Andreassen, L.M. 2013*: Reanalysing glacier mass balance measurement series*, The Cryosphere, 7, 1227–1245, doi:10.5194/tc-7-1227-2013.

9 Anhang

9.1 GPS Daten der Gletscherzunge

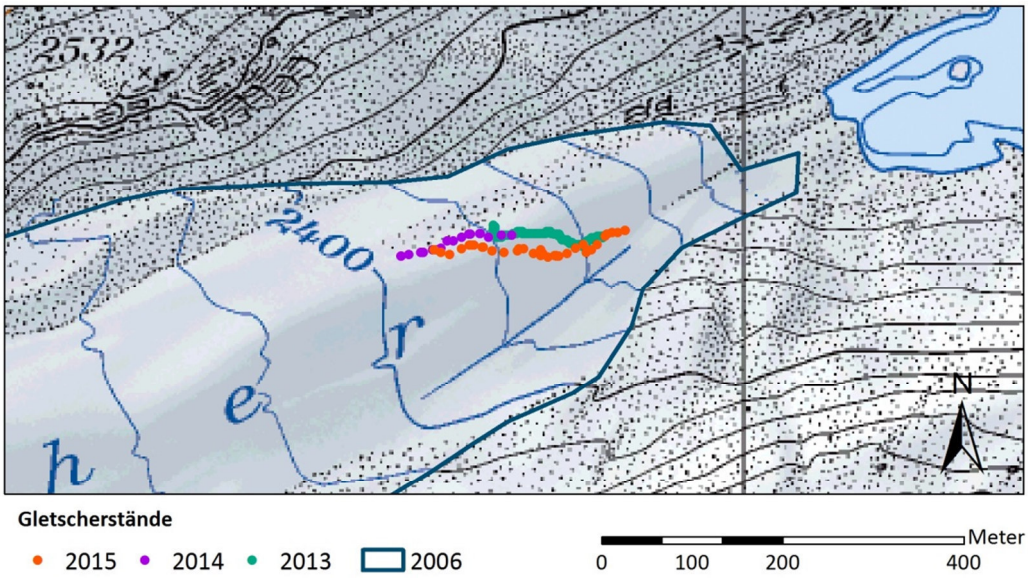


Abbildung 9.1 GPS-Tracks von Teilen des Umrisses der Gletscherzunge. Aufgenommen mit einem Hand-GPS Gerät in den Jahren 2013-2015 jeweils gegen Ende der Ablationsperiode, eingezeichnet auf der Landeskarte 2008, mit Datenstand 2006.

9.2 Dickenänderung Minster- und Bächigletscher

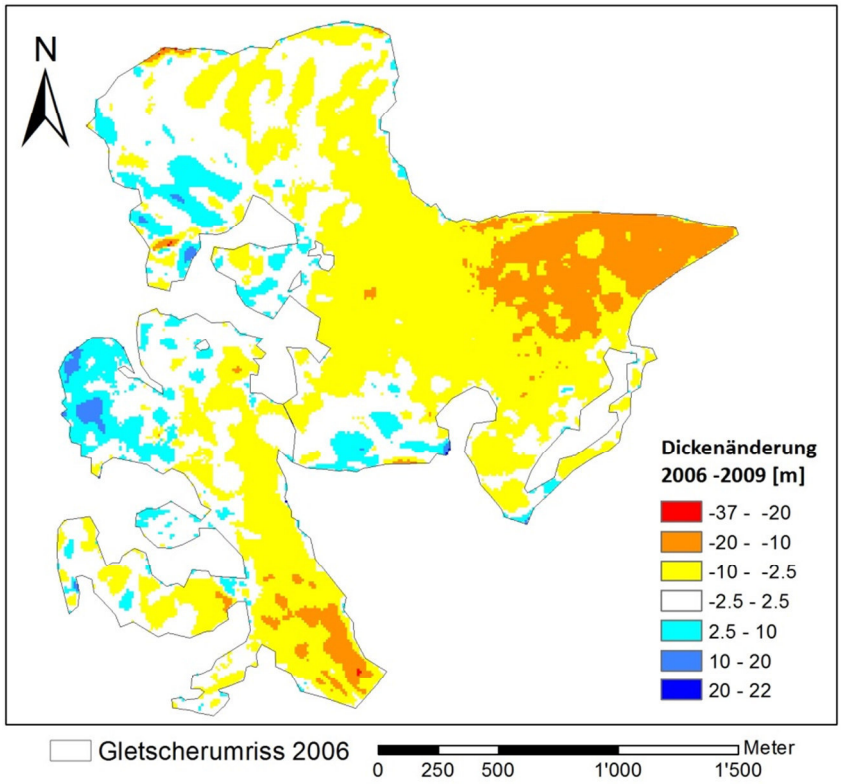


Abbildung 9.2 Dickenänderung Minster- und Bächigletscher zwischen 2006 und 2009.

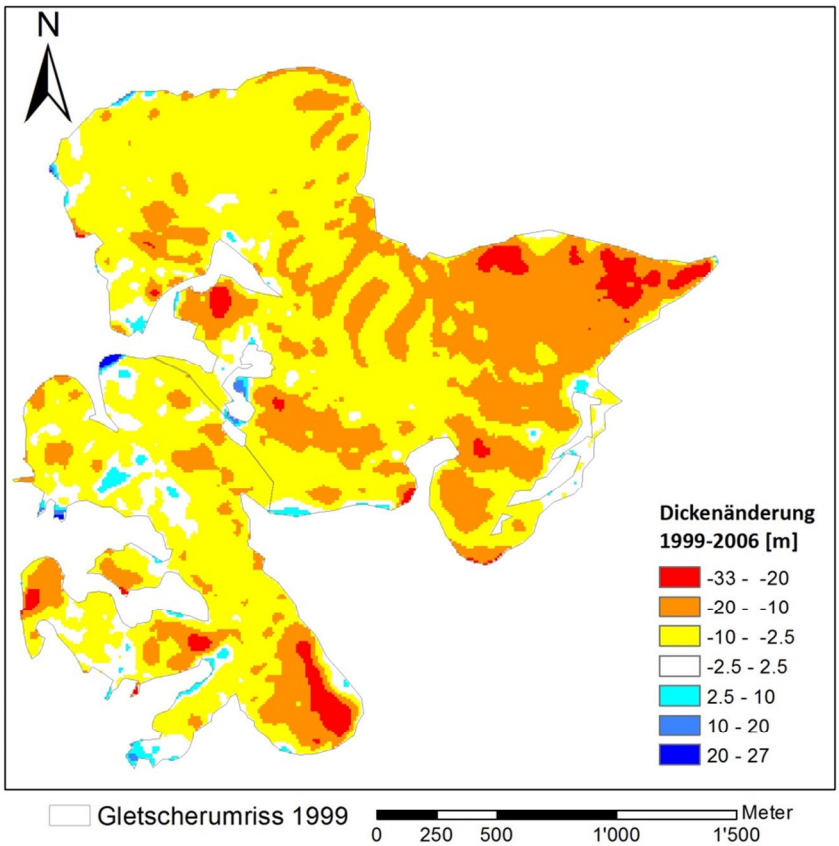


Abbildung 9.3 Dickenänderung Minster- und Bächigletscher zwischen 1999 und 2006.

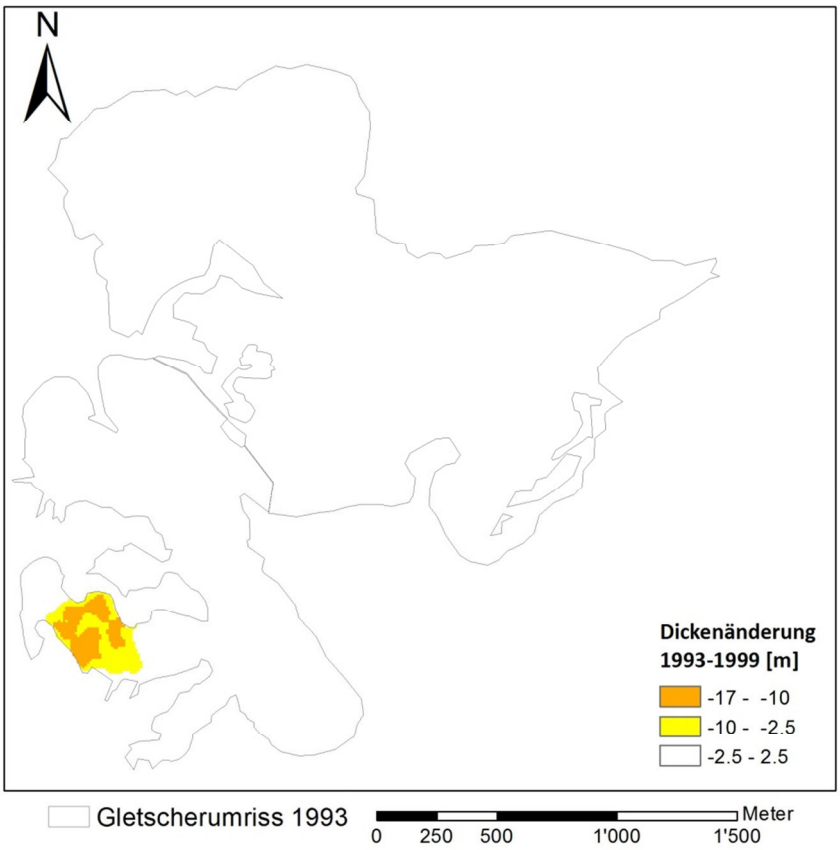


Abbildung 9.4 Dickenänderung Minster- und Bächigletscher zwischen 1993 und 1999.

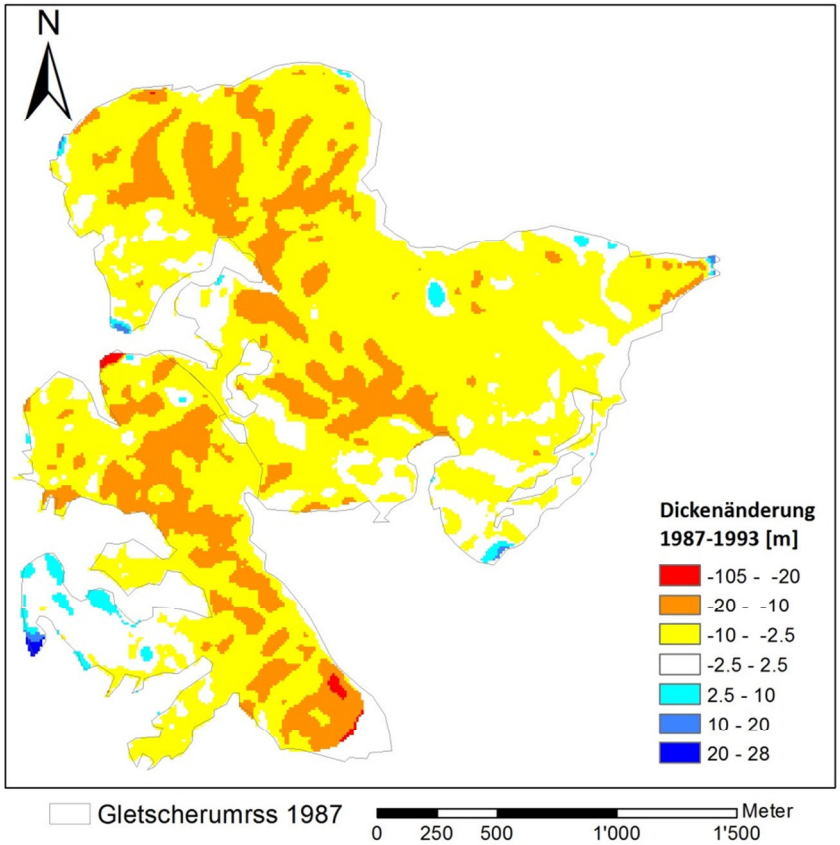


Abbildung 9.5 Dickenänderung Minster- und Bächigletscher zwischen 1987 und 1993.

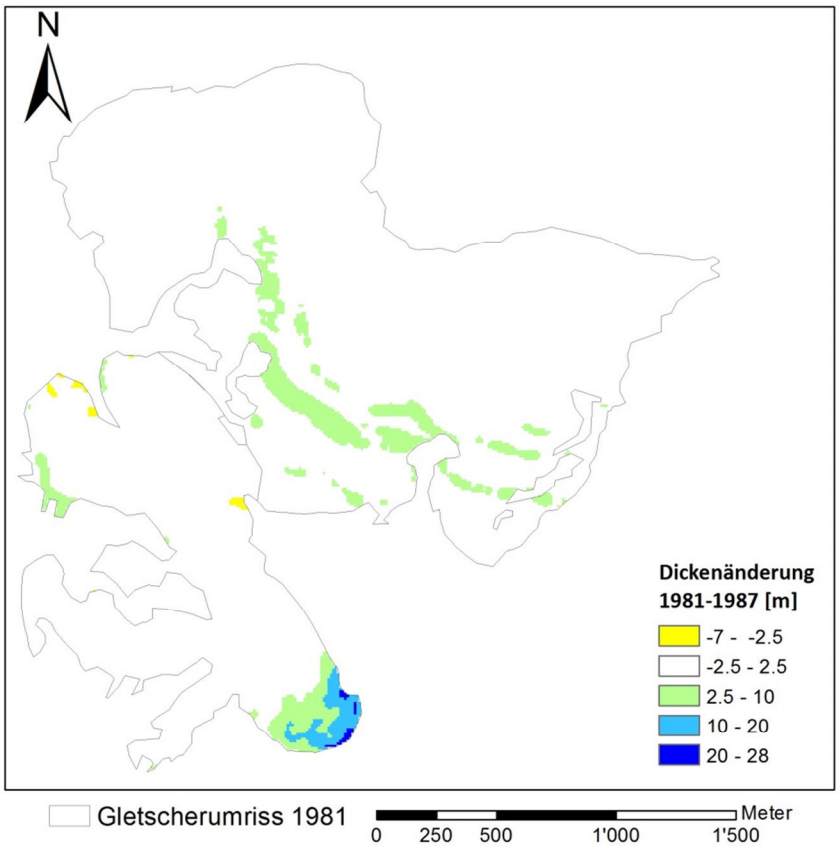


Abbildung 9.6 Dickenänderung Minster- und Bächigletscher zwischen 1981 und 1987.

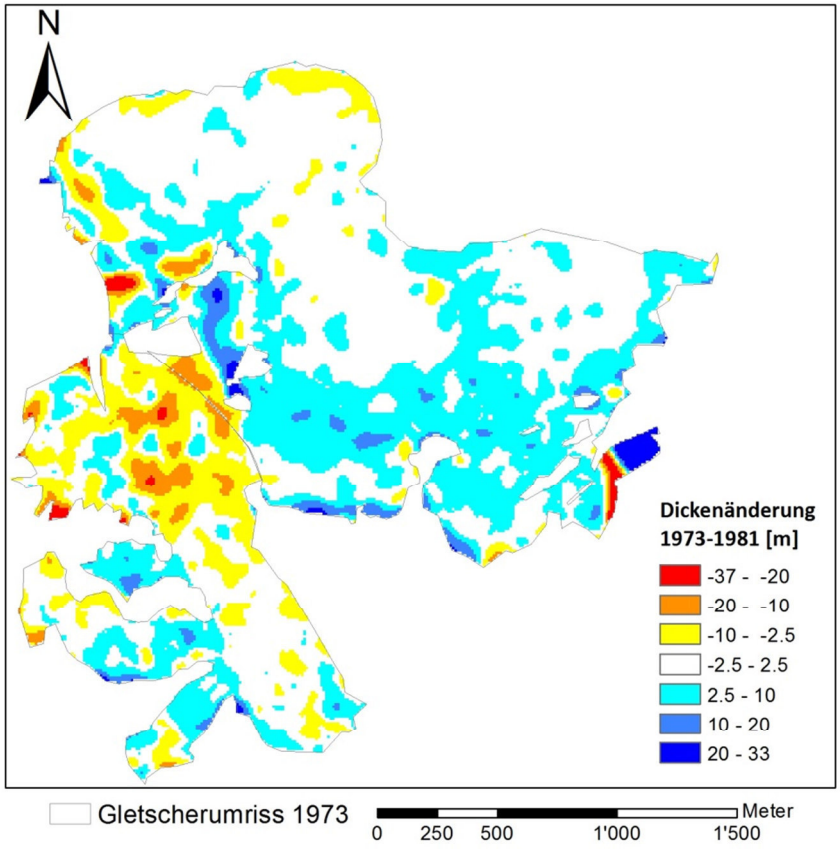


Abbildung 9.7 Dickenänderung Minster- und Bächigletscher zwischen 1973 und 1981.

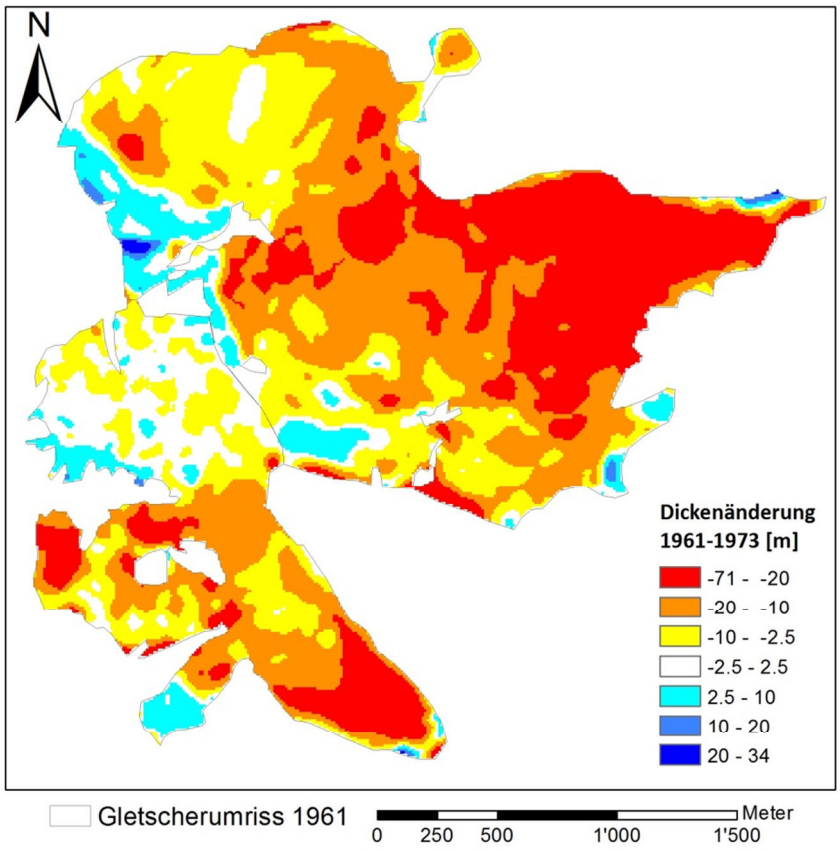


Abbildung 9.8 Dickenänderung Minster- und Bächigletscher zwischen 1961 und 1973.

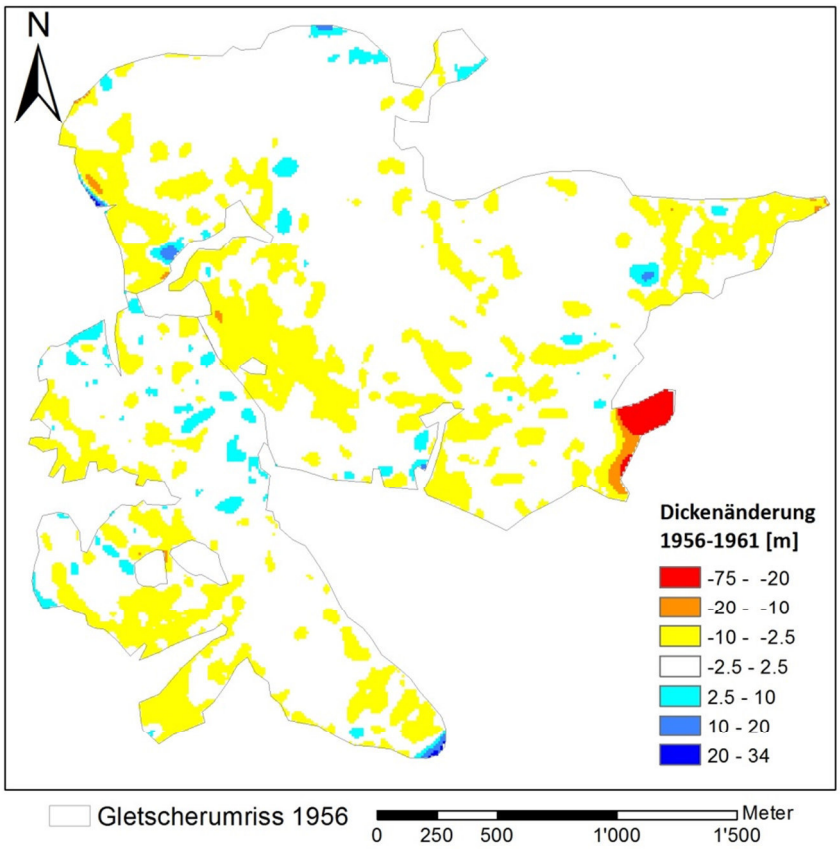


Abbildung 9.9 Dickenänderung Minster- und Bächigletscher zwischen 1956 und 1961.

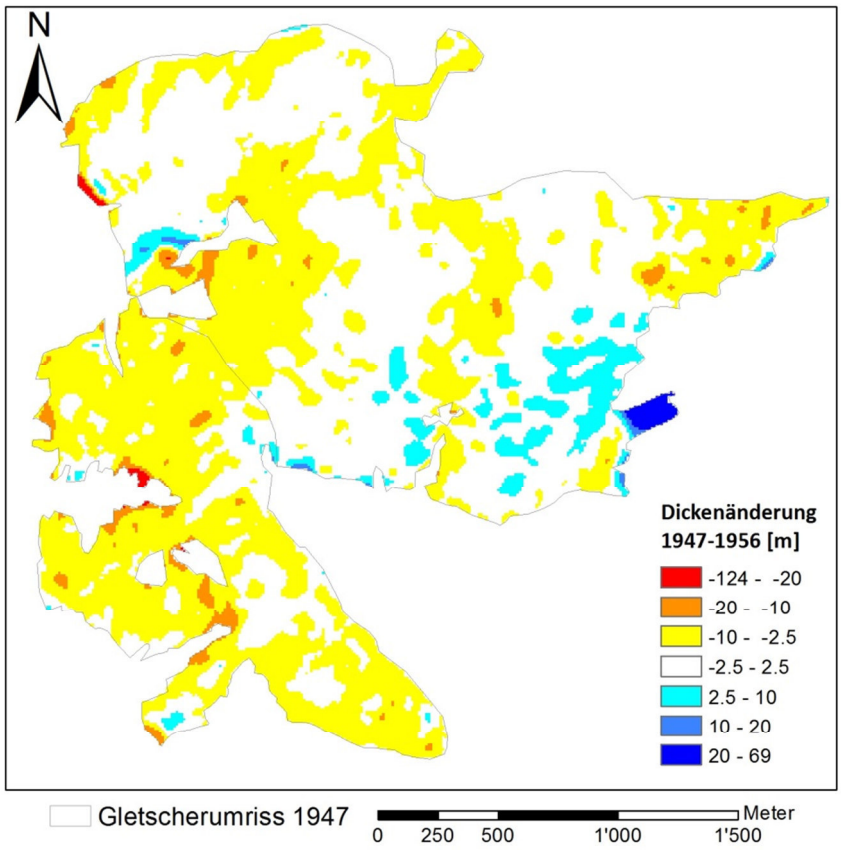


Abbildung 9.10 Dickenänderung Minster- und Bächigletscher zwischen 1947 und 1956.

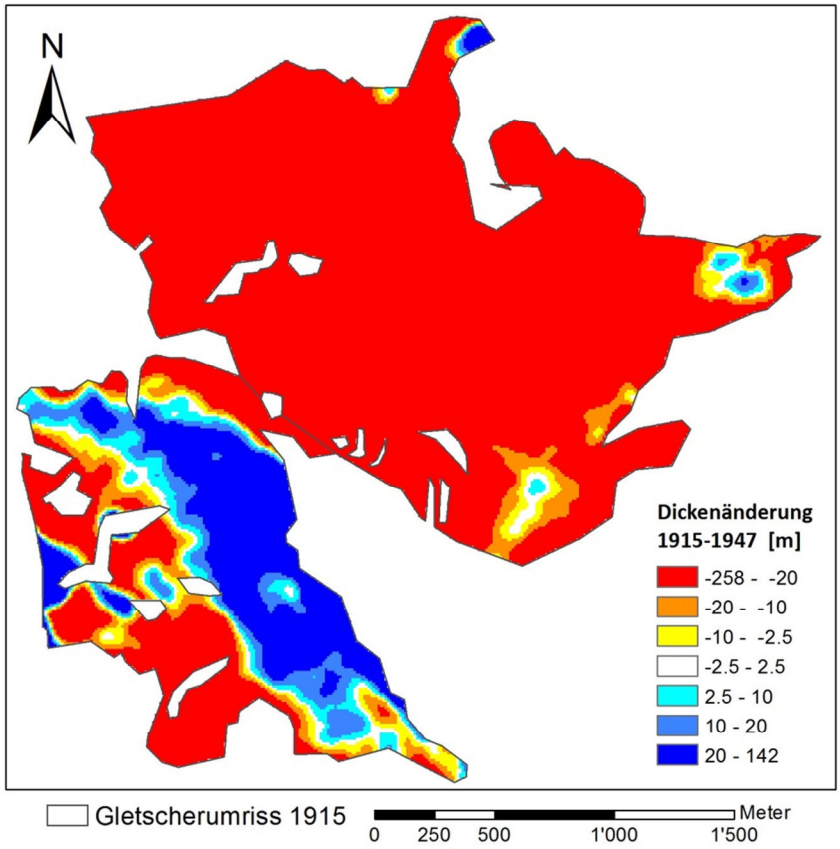


Abbildung 9.11 Dickenänderung Minster- und Bächigletscher zwischen 1915 und 1947.

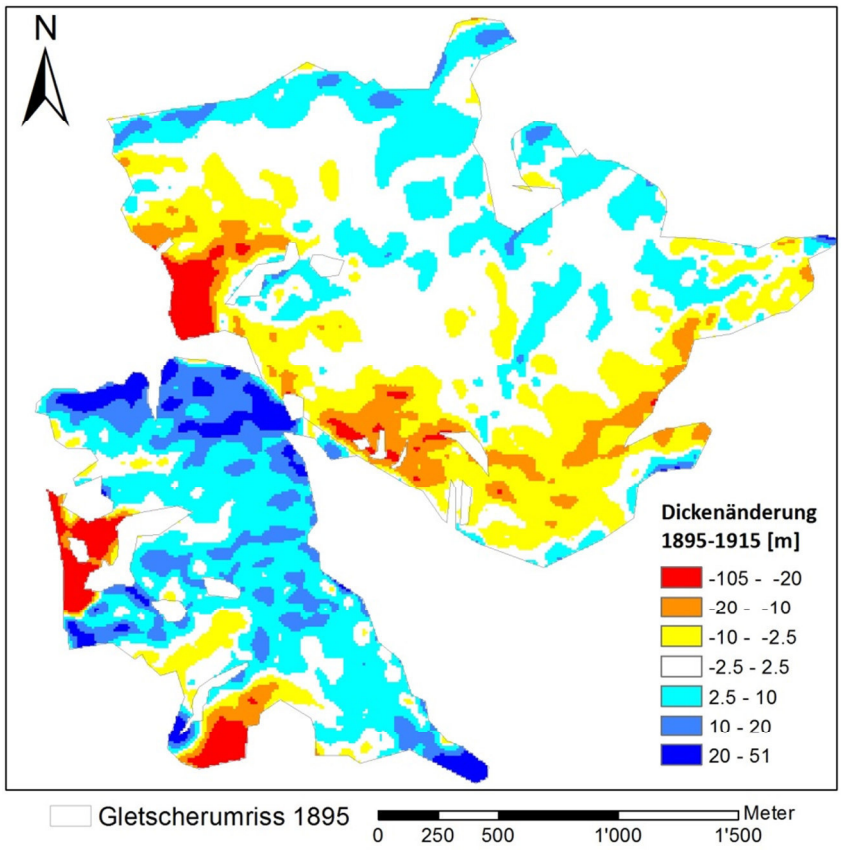


Abbildung 9.12 Dickenänderung Minster- und Bächigletscher zwischen 1895 und 1915.

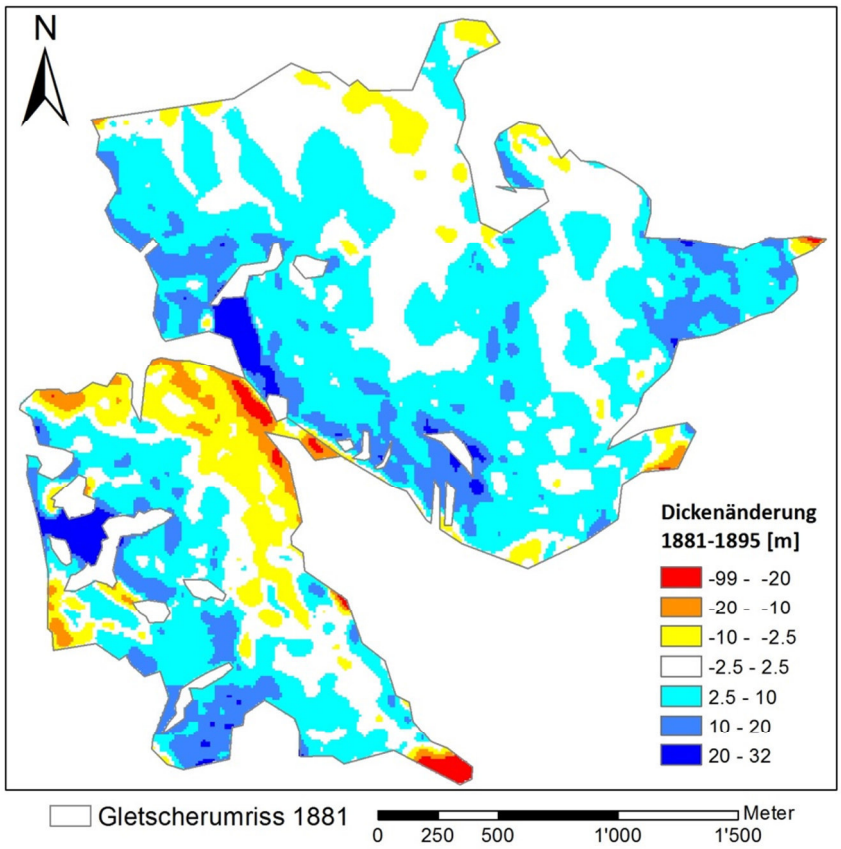


Abbildung 9.13 Dickenänderung Minster- und Bächigletscher zwischen 1881 und 1895.

9.3 Dickenänderung Hangendgletscher

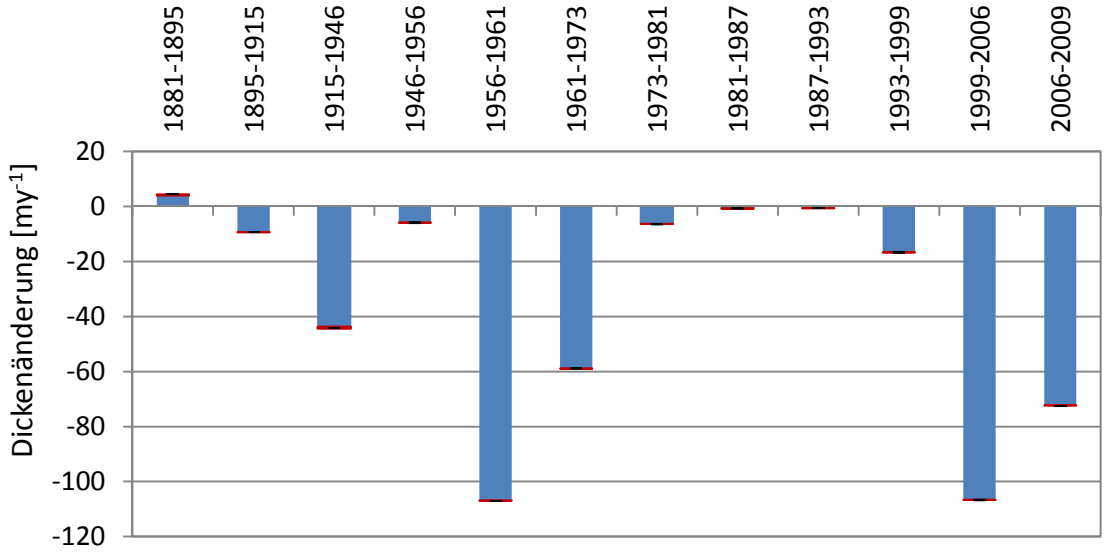


Abbildung 9.14 Dickenänderung Hangendgletscher.

9.4 Georeferenzierte Kartenblätter

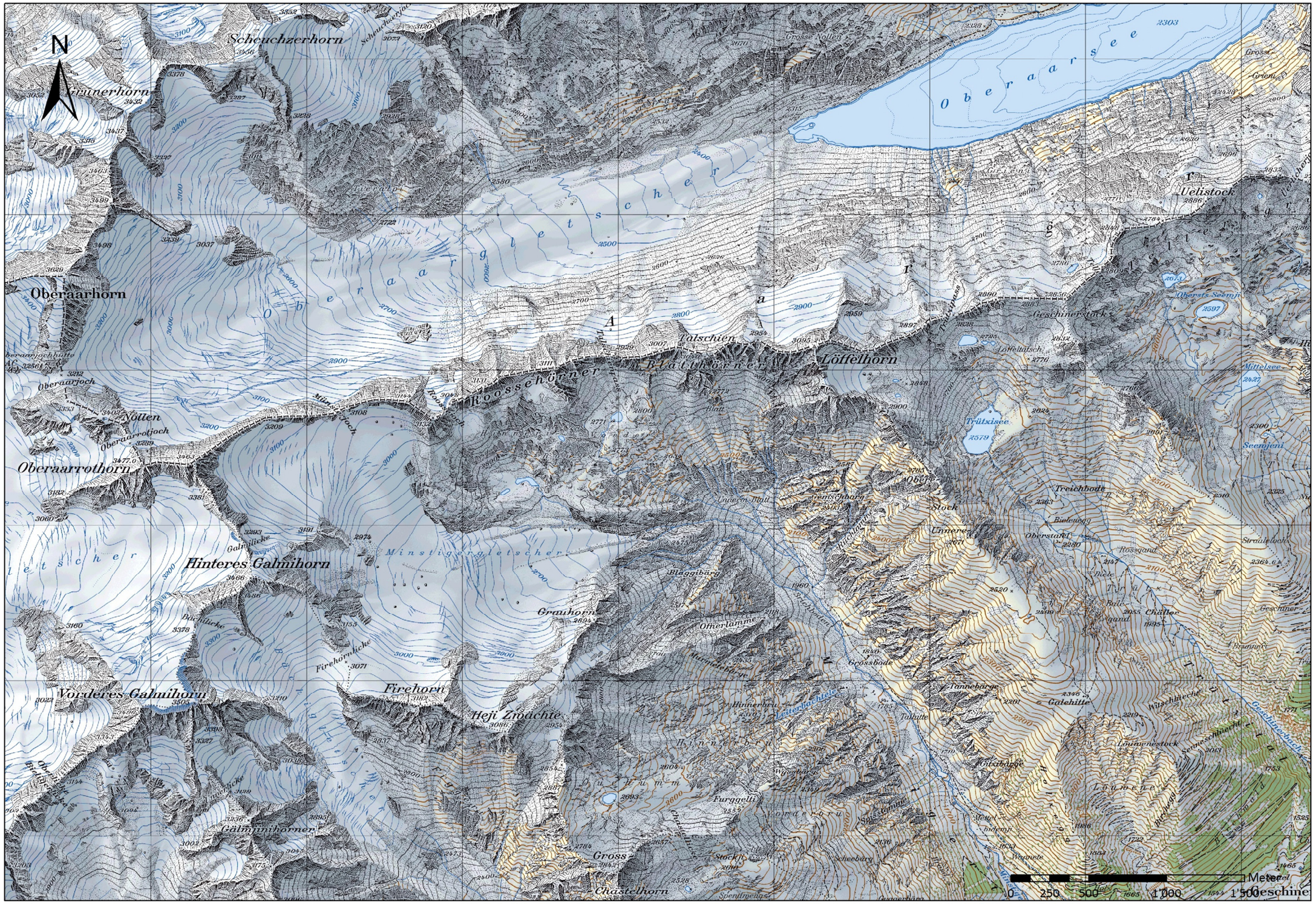


Abbildung 9.15 Co-registrierter Ausschnitt aus der LK 2008, Datenstand des Gletschers 2006.

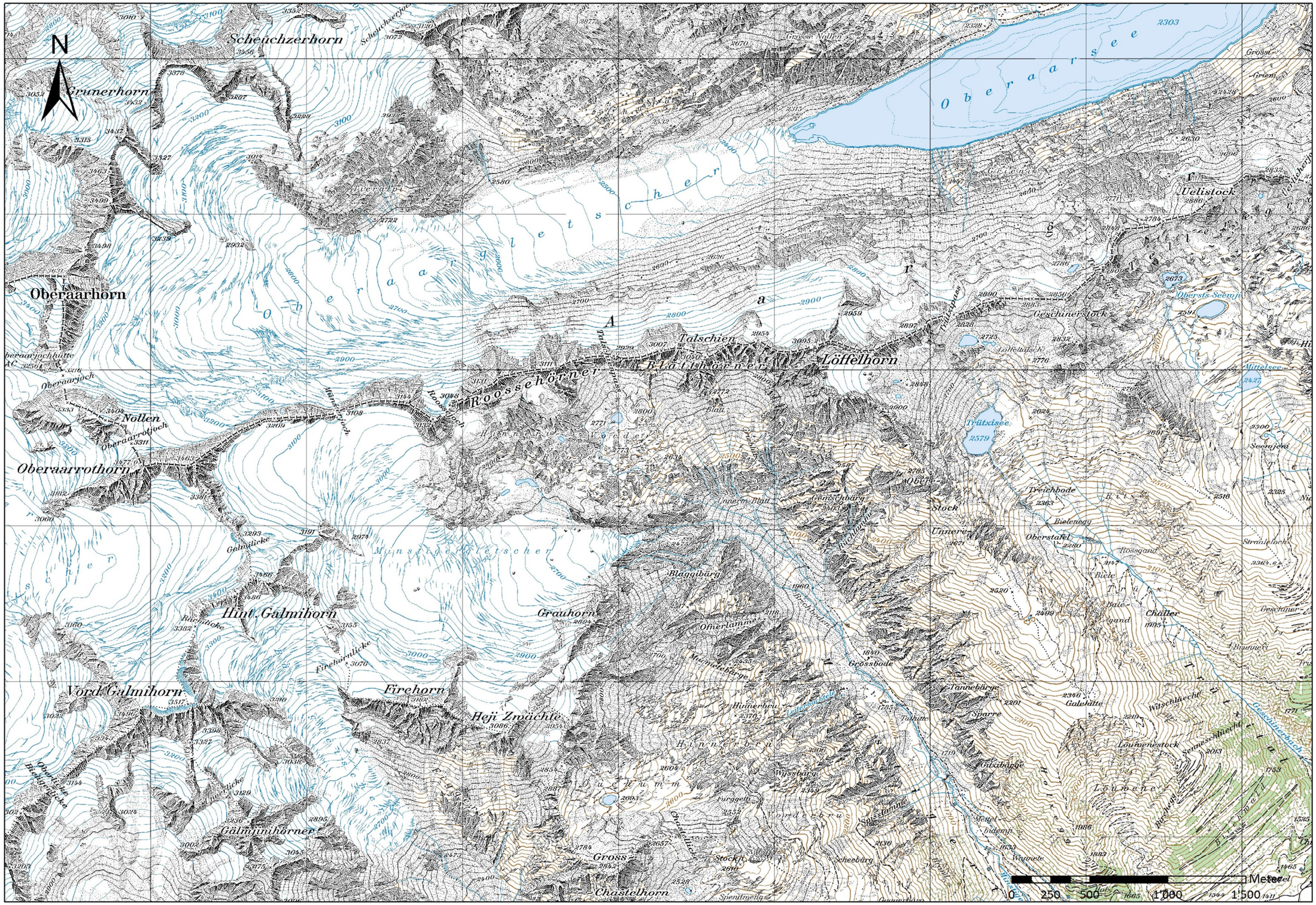


Abbildung 9.16 Co-registrierter Ausschnitt aus der LK 2002, Datenstand des Gletschers 1999.

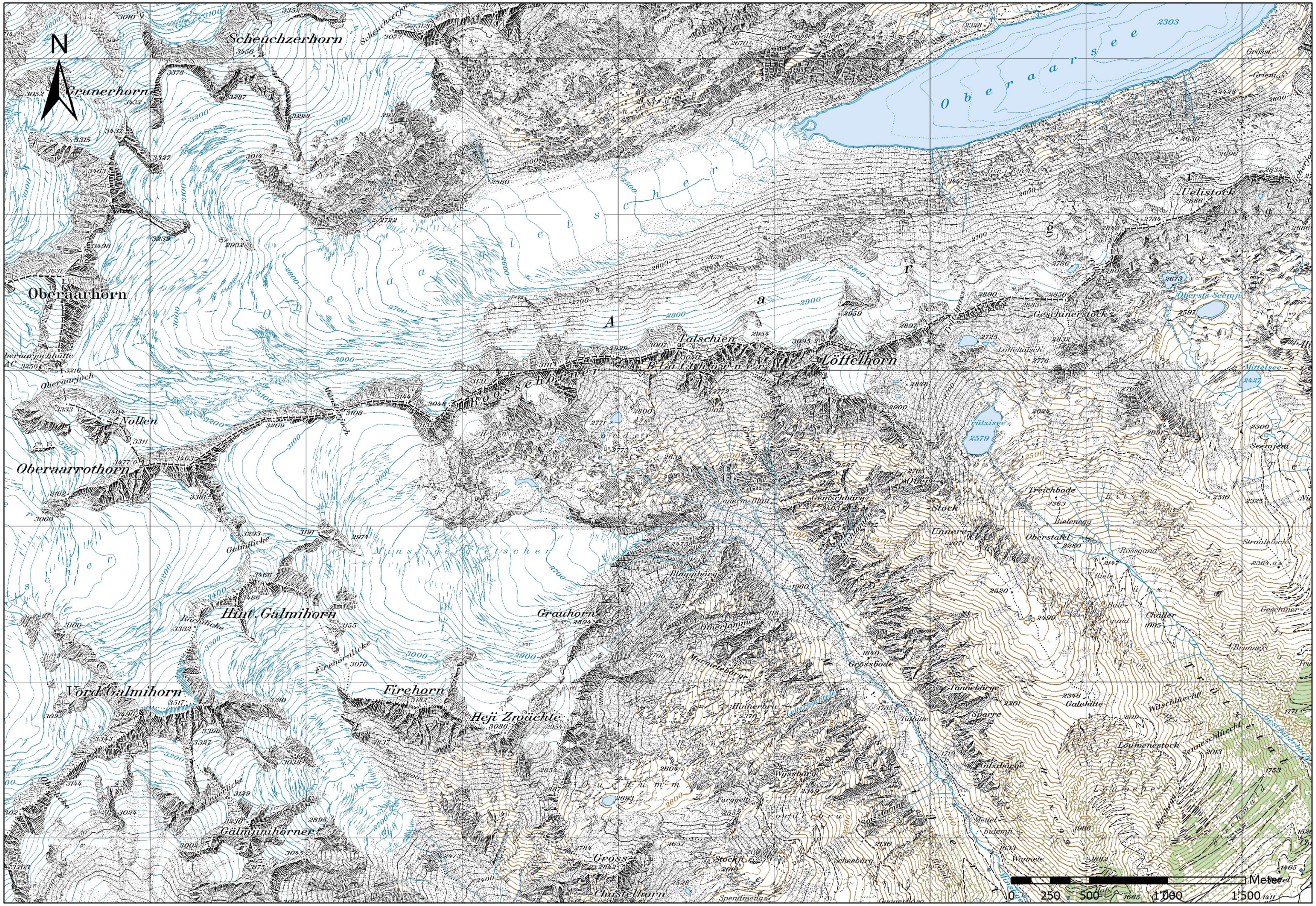


Abbildung 9.17 Co-registrierter Ausschnitt aus der LK 1996, Datenstand des Gletschers 1993.

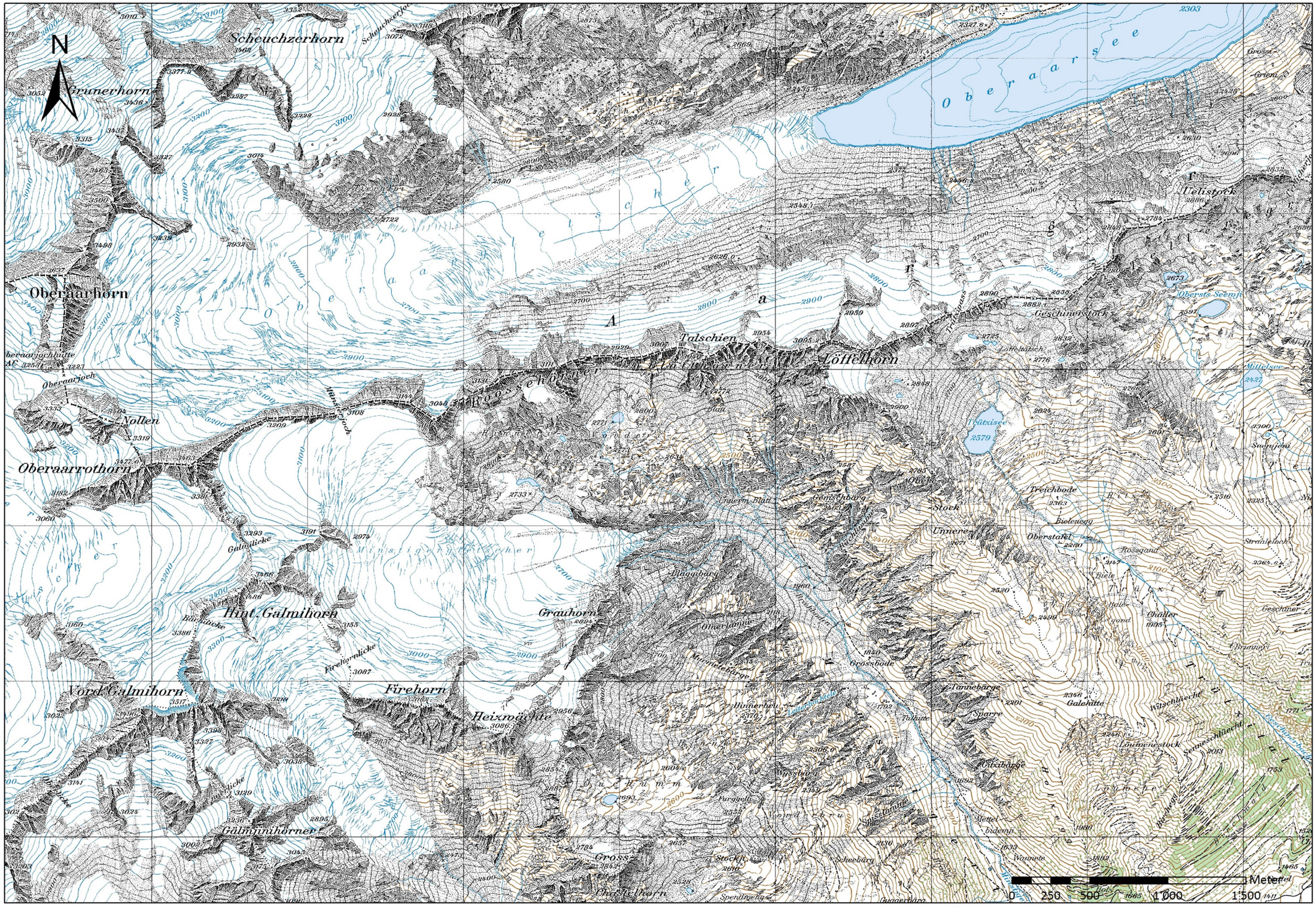


Abbildung 9.18 Co-registrierter Ausschnitt aus der LK 1989, Datenstand des Gletschers 1987.

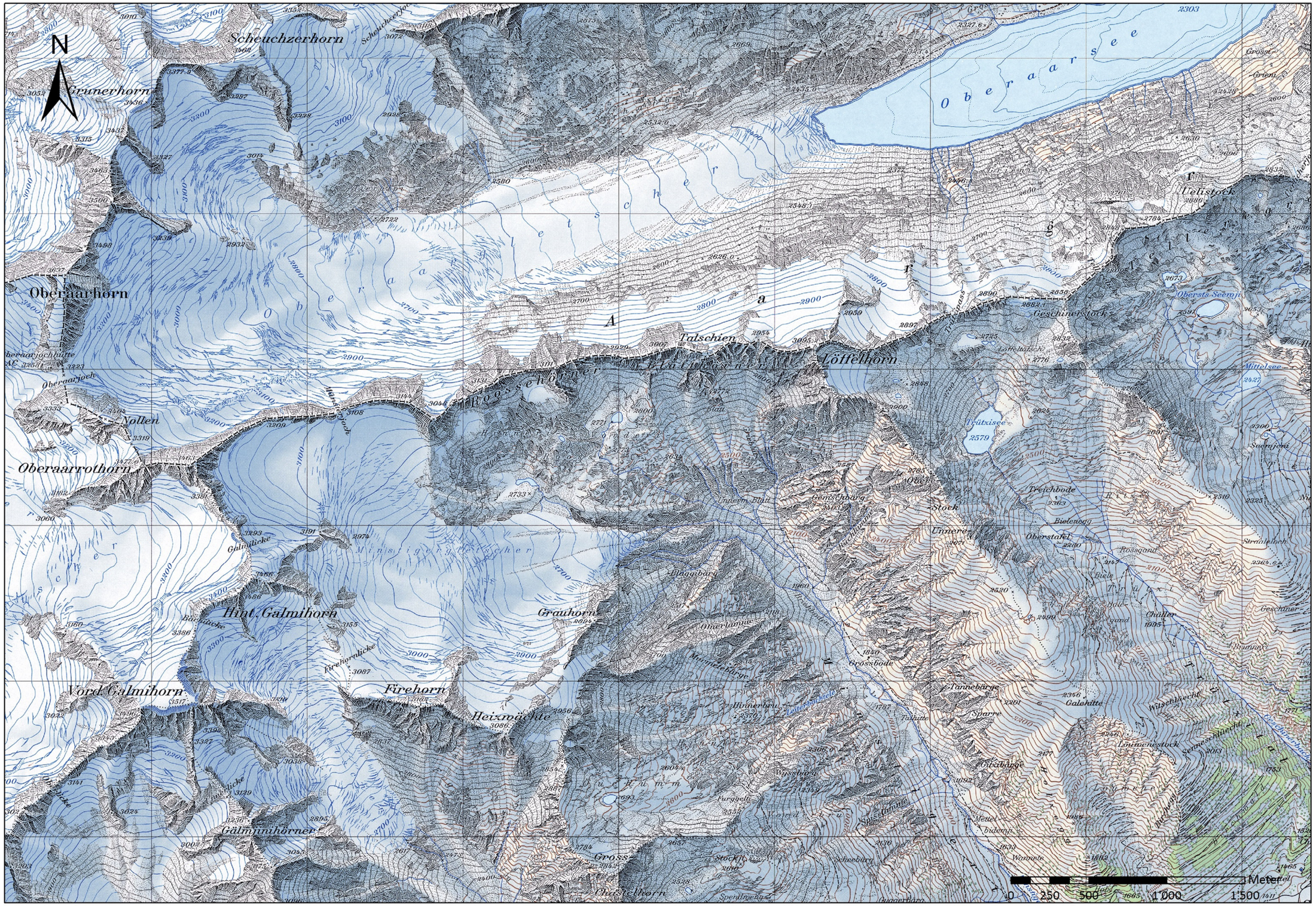


Abbildung 9.19 Co-registrierter Ausschnitt aus der LK 1983, Datenstand des Gletschers 1981.

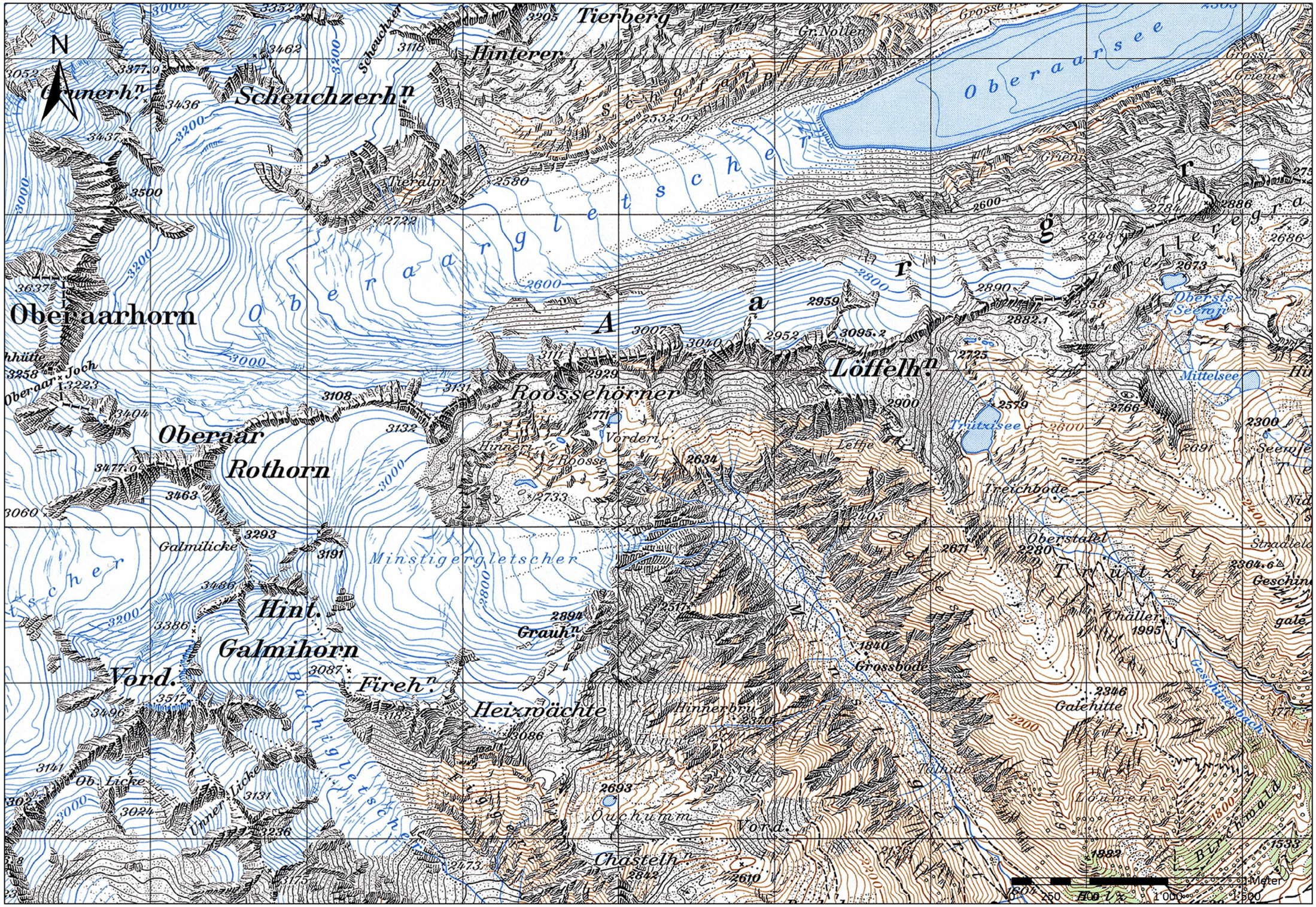


Abbildung 9.20 Co-registrierter Ausschnitt aus der LK 1977, Datenstand des Gletschers 1973.

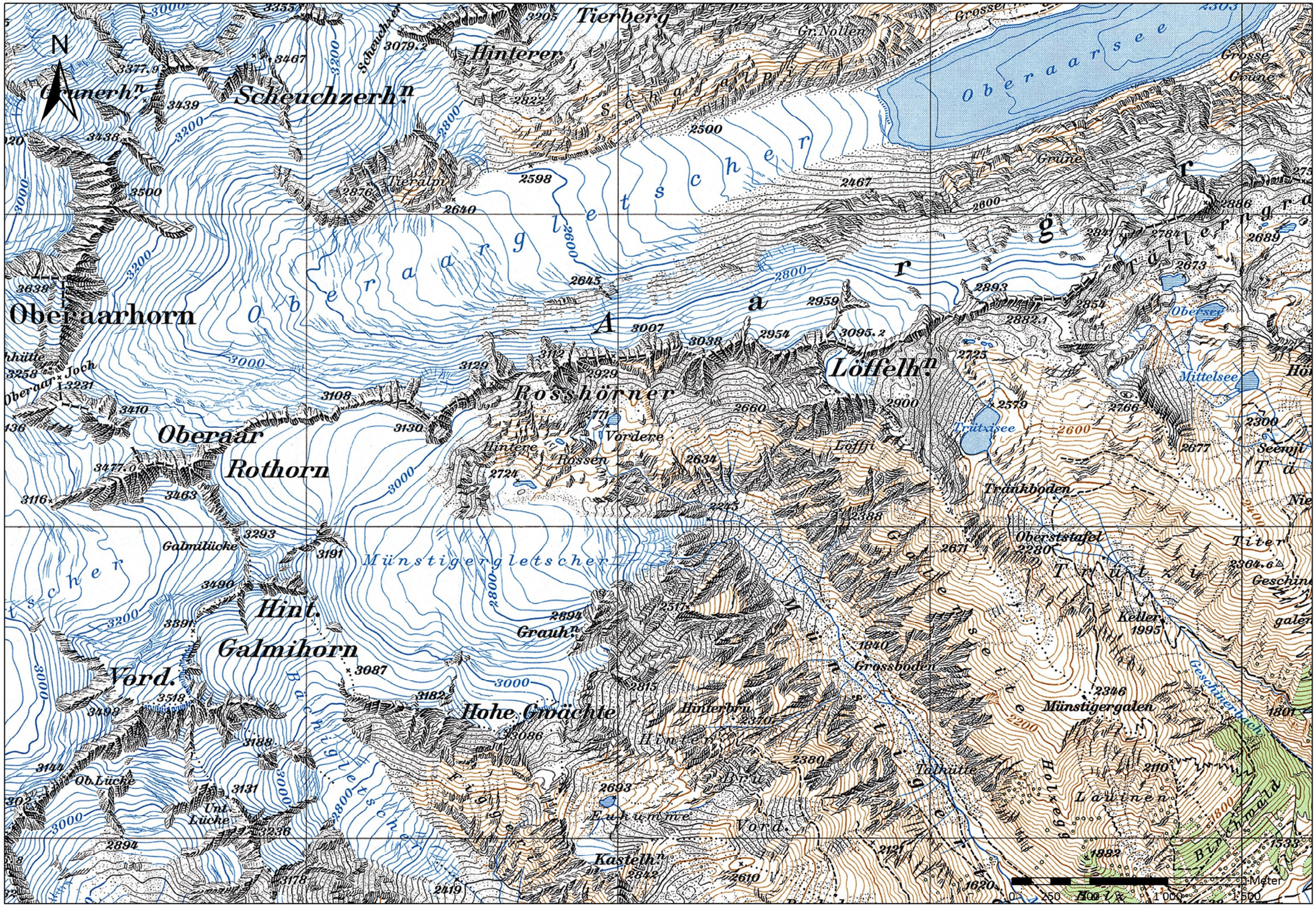


Abbildung 9.21 Co-registrierter Ausschnitt aus der LK 1963, Datenstand des Gletschers 1961.

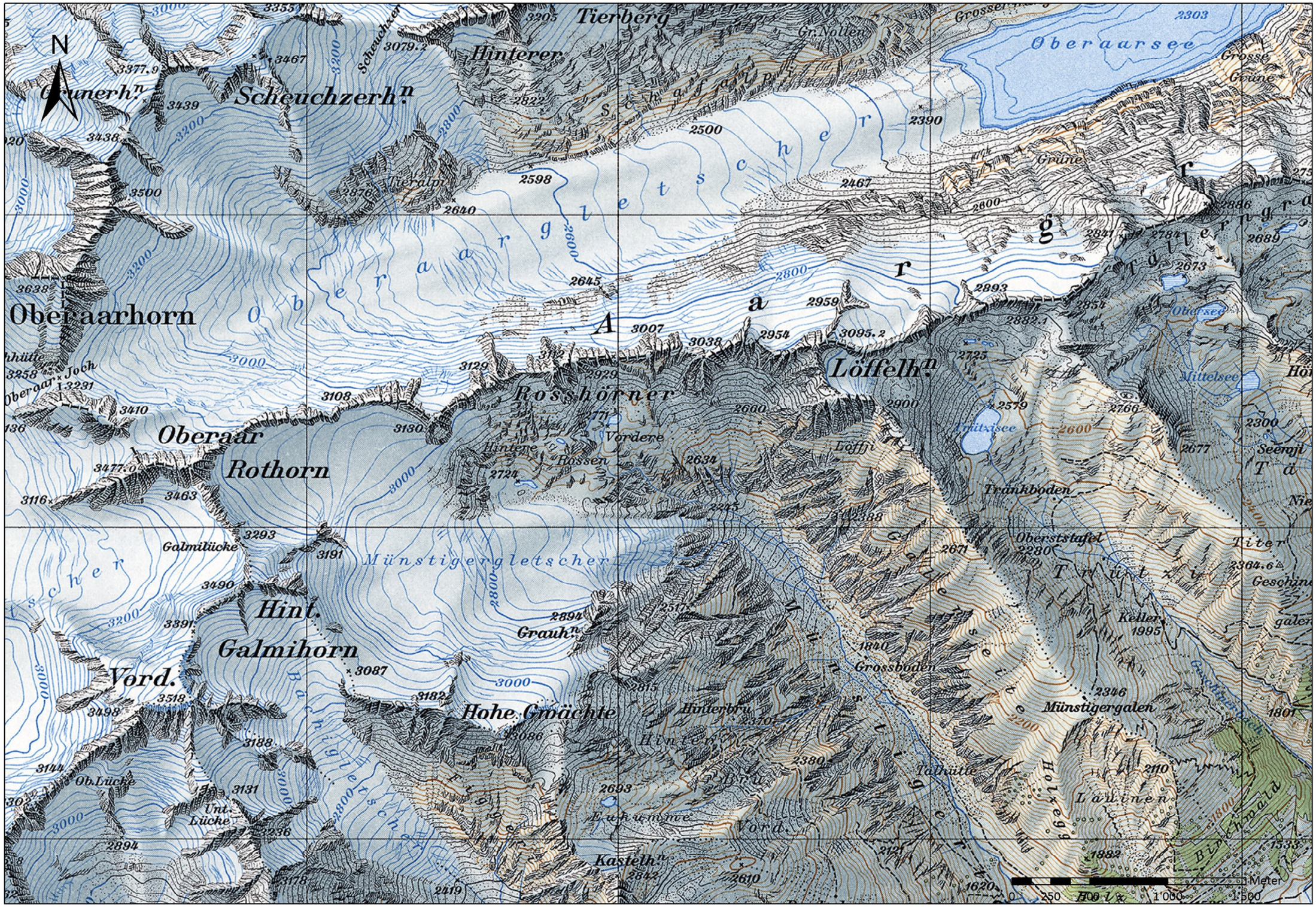


Abbildung 9.22 Co-registrierter Ausschnitt aus der LK 1957, Datenstand des Gletschers 1956.

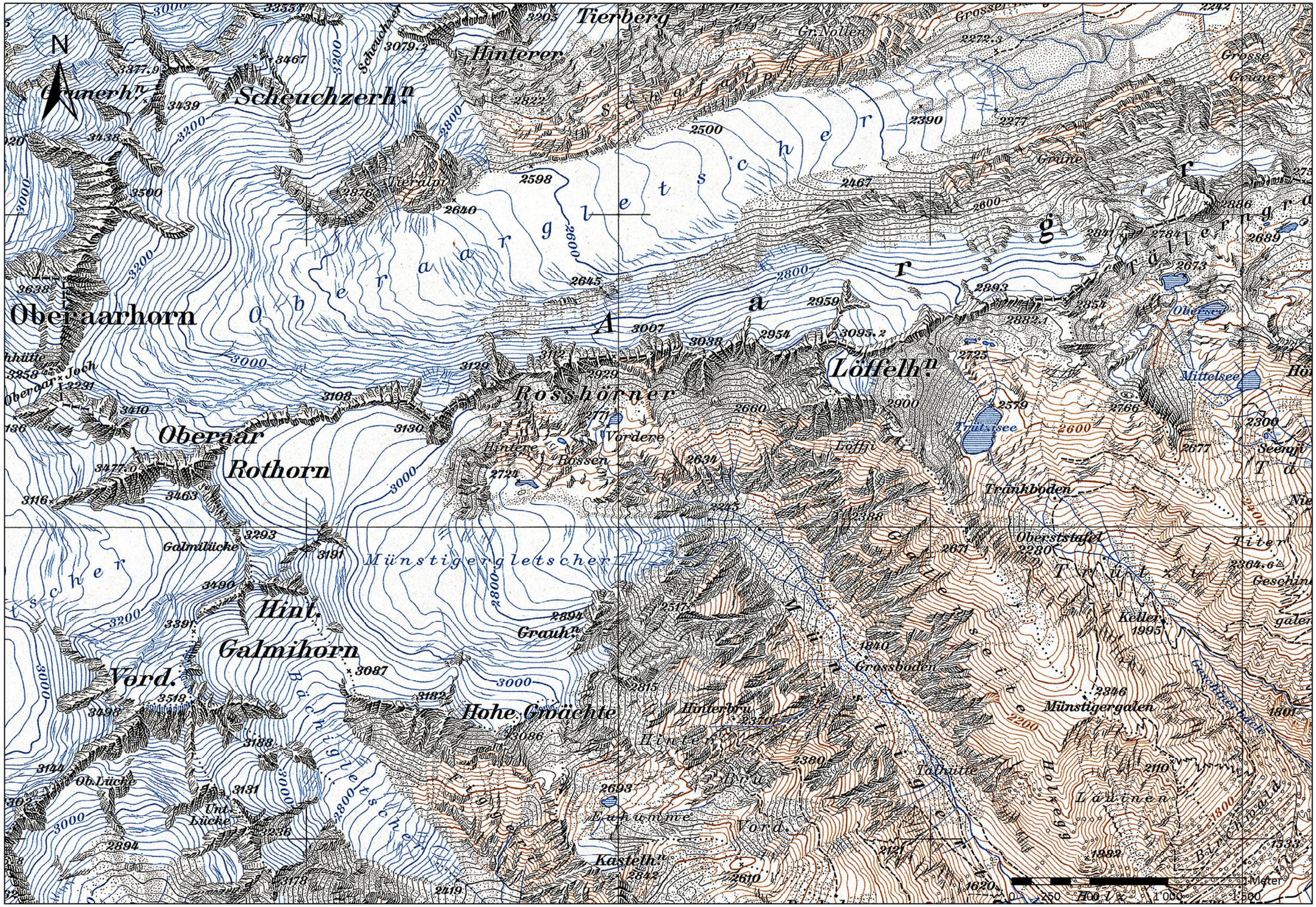


Abbildung 9.23 Co-registrierter Ausschnitt aus der LK 1947, Datenstand des Gletschers 1946.

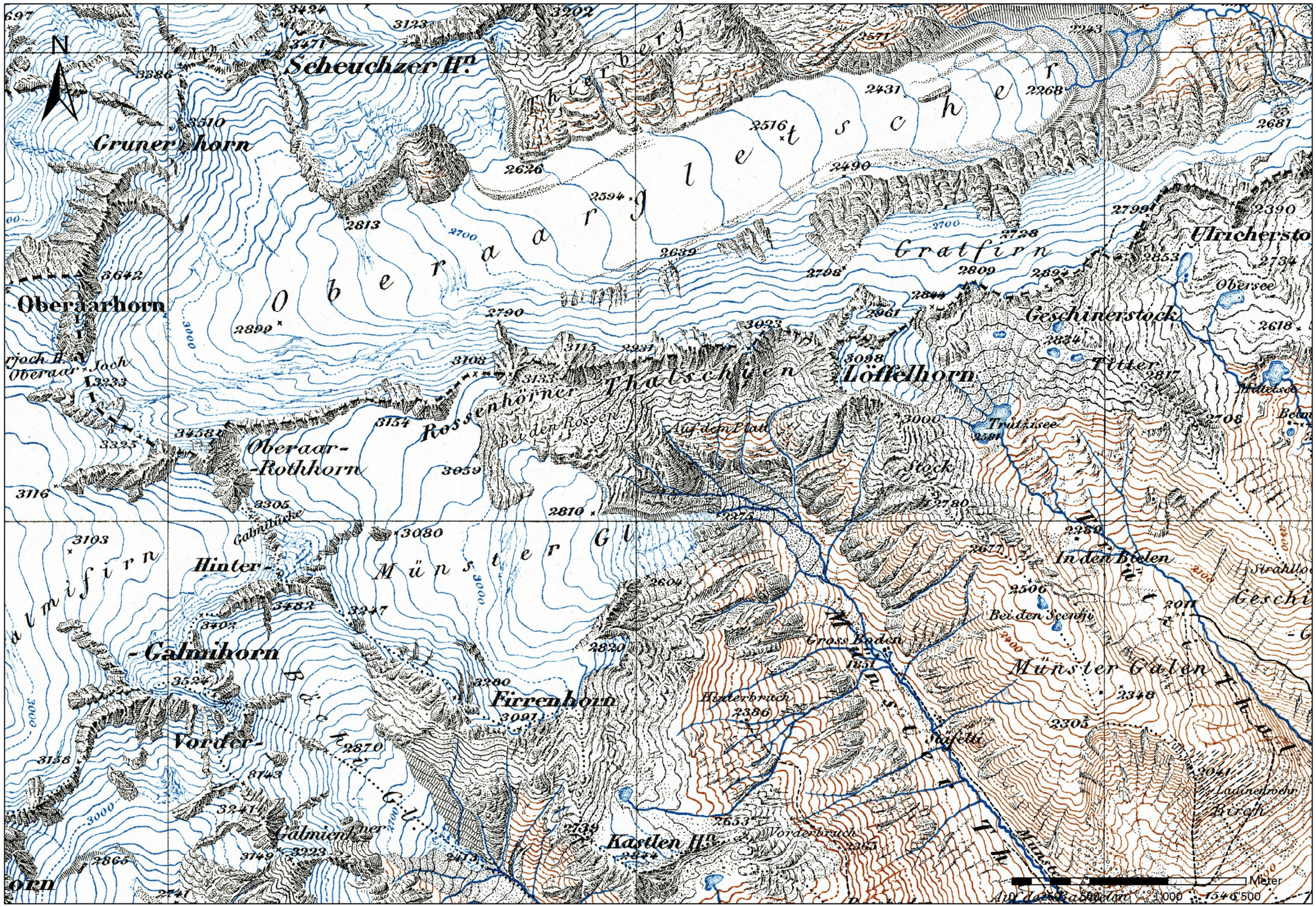


Abbildung 9.24 Co-registrierter Ausschnitt aus der Siegfiedkarte 1919, Datenstand des Gletschers 1915.

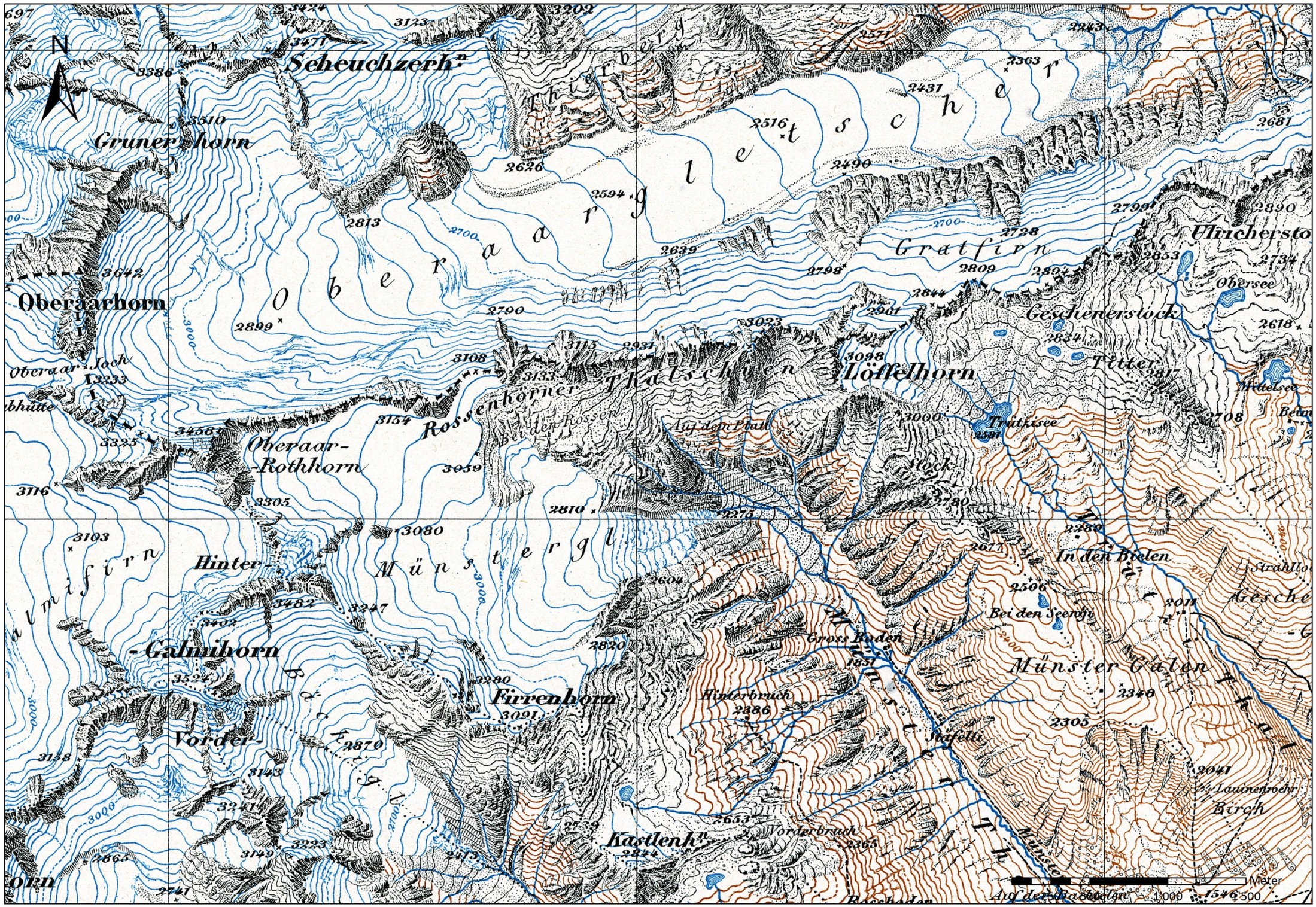


Abbildung 9.25 Co-registrierter Ausschnitt aus der Siegfiedkarte 1895.

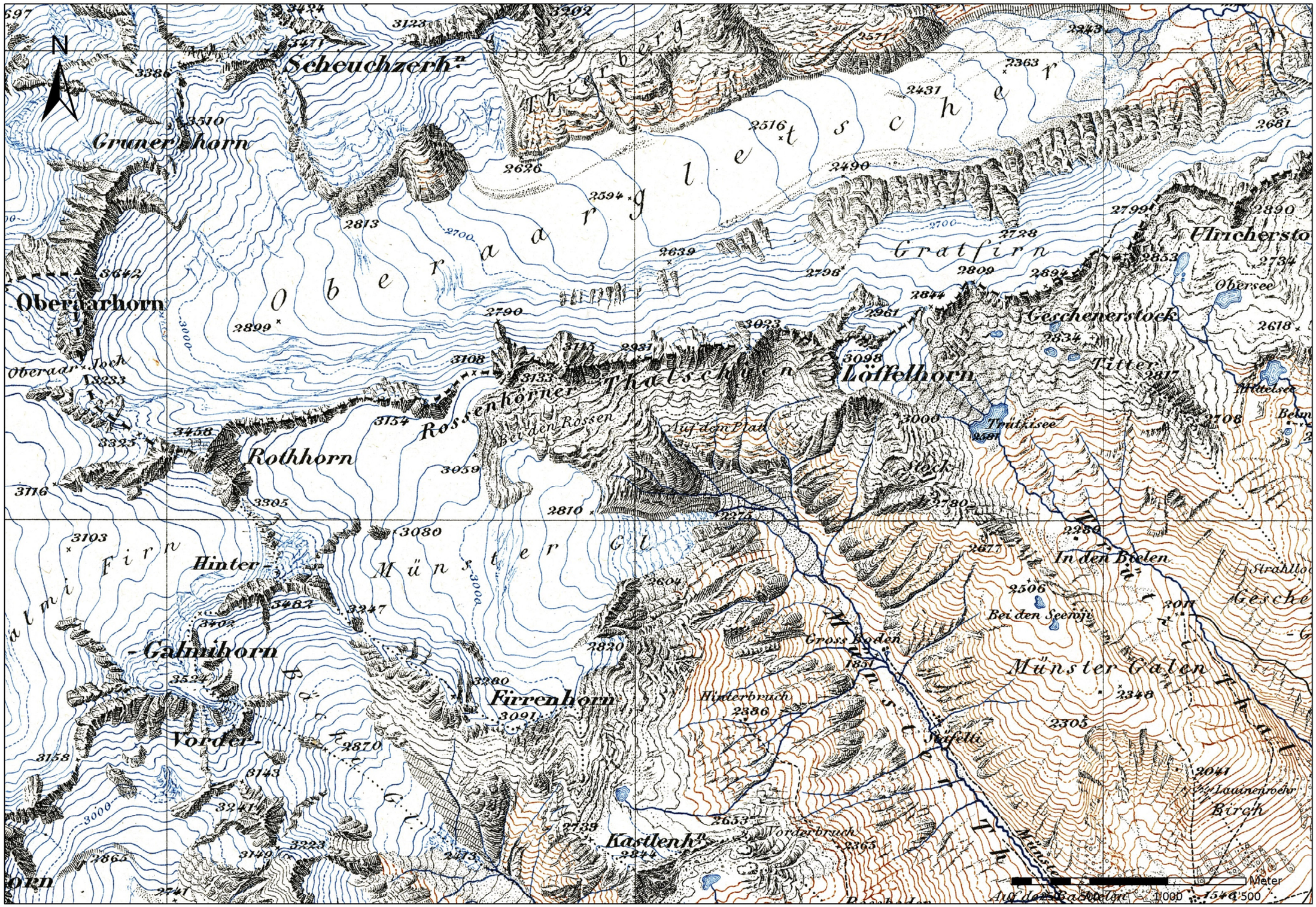


Abbildung 9.26 Co-registrierter Ausschnitt aus der Siegfiedkarte 1881.

Abbildung 9.27 Co-registrierter Ausschnitt des Messtischblattes, Datenstand 1851.

10 Persönliche Erklärung

Ich erkläre hiermit, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig verfasst und die den verwendeten Quellen wörtlich oder inhaltlich entnommenen Stellen als solche kenntlich gemacht habe.

Suhr, 29. Januar 2016

Annette Ramp