



**Universität
Zürich** UZH

GEO 511 Masterarbeit

Re-Analyse glaziologischer und geodätischer Massenbilanzen für den Tujuksu Gletscher im nördlichen Tien Shan Gebirge, Kasachstan

Eingereicht durch

Fabienne Maag

12-744-108

29.09.2017



Betreut durch

Dr. Tobias Bolch

Dr. Michael Zemp

Fakultätsvertretung

Prof. Dr. Andreas Vieli

Geographisches Institut, Universität Zürich

Titelbild: Fotografie des Tujuksu Gletschers (Mitte-Links im Bild) mit den umliegenden Bergen von einem nahegelegenen Berggipfel aus aufgenommen während der Feldarbeit im August 2016 (Aufnahme: B. Schröter, TU Dresden)

Eidesstattliche Erklärung

Die Verfasserin erklärt an Eides statt, dass sie die vorliegende Arbeit selbständig, ohne fremde Hilfe und ohne Benutzung anderer als die angegebenen Hilfsmittel angefertigt hat. Die aus fremden Quellen (einschliesslich elektronischer Quellen) direkt oder indirekt übernommenen Gedanken sind ausnahmslos als solche kenntlich gemacht. Die Arbeit ist in gleicher oder ähnlicher Form oder auszugsweise im Rahmen einer anderen Prüfung noch nicht vorgelegt worden.

.....

Ort, Datum

.....

Unterschrift

Danksagung

Ein besonderer Dank gilt meinen beiden Betreuern Tobias Bolch und Michael Zemp, die mich mit ihrem Wissen und hilfreichen Ratschlägen während der ganzen Arbeit unterstütz und angespornt haben. Durch ihre Anregungen und Hilfestellungen haben sie es mir ermöglicht diese Arbeit zu erstellen. Auch möchte ich mich bei Tobias Bolch für die Möglichkeit, an der Feldarbeit des Tujuksu Gletschers im Sommer 2016 teilzunehmen herzlich bedanken, da die Feldarbeit mir eine Inspiration für die gesamte Arbeit war. Aus diesem Grund möchte ich mich auch bei Benjamin Schröter (TU Dresden) und Nico Rohrbach für ihre Hilfe während der Feldarbeit, sowie späteren Anregungen bedanken. Bei Kriti Mukherjee (TU Dresden) bedanke ich mich ebenfalls für ihre Hilfe und Auskunft. Mein Dank gilt ausserdem Alexandra Strel für einen interessanten Austausch über unsere beiden Arbeiten und die erhaltenen Resultate.

Zusammenfassung

Das Tien Shan Gebirge ist eine der am stärksten vergletscherten Regionen der Welt. Durch glaziologische und geodätische Messungen konnte im Tien Shan ein drastischer Rückgang der vergletscherten Fläche und des Gletschervolumens beobachtet werden. Der Tujuksu-Gletscher im nördlichen Tien Shan Gebirge ist ein Referenzgletscher, an dem seit Mitte der Fünfzigerjahre des 20. Jahrhunderts kontinuierliche Massenbilanzmessungen durchgeführt werden. Da diese Messreihe auch nach dem Zusammenbruch der Sowjetunion weitergeführt wurde, ist dieser Gletscher einer von wenigen im Tien Shan Gebirge, die genaue Daten über die Veränderung der Gletscher und deren Massenbilanzen liefern können.

Durch die Verwendung hochaufgelöster Daten von Pléiades- und GeoEye-Satelliten sowie Satellitendaten aus den Siebzigerjahren, die vom ehemaligen Spionagesatelliten Corona stammen, wurden anhand von klimatischen Daten, Felddaten und langjährigen glaziologischen Massenbilanzdaten sowie mithilfe eines SRTM-Geländemodells, die jährlichen geodätischen und jährlichen glaziologischen Massenbilanzen für 6 verschiedene Messperioden (1971-1999, 1971-2012, 1971-2016, 1999-2012, 1999-2016 und 2012-2016) berechnet und miteinander verglichen.

Durch die Unterschiede in den Aufnahme- und Berechnungsmethoden von geodätischen und glaziologischen Massenbilanzen ist eine Re-Analyse, die diese Unterschiede und Unsicherheiten identifiziert und miteinander vergleicht, eine praktische Möglichkeit, um festzustellen, ob die berechneten Werte übereinstimmen oder ob die Unterschiede so gross sind, dass gewisse Korrekturfaktoren fehlen. Andernfalls weist das glaziologische Messsystem, das deutlich anfälliger für systematische Fehler ist, zu grosse kumulierte Fehler auf, und die Massenbilanzwerte könnten nicht als übereinstimmend angesehen werden. Sollte dies der Fall sein, kann eine Kalibration durchgeführt werden, um die glaziologische Messreihe zu korrigieren. Eine solche Re-Analyse wurde für den Tujuksu-Gletscher bis zu diesem Zeitpunkt noch nicht durchgeführt. Um zu erfahren, ob eine Kalibration der glaziologischen Messreihe notwendig ist, war diese ein wesentlicher Bestandteil dieser Arbeit. Die Re-Analyse ergab für die Messperioden 1971-1999, 1971-2012, 1971-2016, 1999-2012 sowie 1999-2016, dass eine Kalibration der glaziologischen Massenbilanzen notwendig wäre. Diese wurde sogleich durchgeführt und resultierte in weniger negativen jährlichen glaziologischen Massenbilanzwerten für selbige Perioden.

Die geodätischen Massenbilanzwerte des Tujuksu-Gletschers aus einer anderen Masterarbeit wurden mit den in dieser Arbeit errechneten geodätischen Massenbilanzwerten verglichen. Diese stimmten beinahe überein. Die Abweichungen betragen lediglich wenige mm.w.e.

Neben der Re-Analyse wurden auch die geodätischen Massenbilanzen für die Gletscher Manshuk Mametovoj, Majakovskogo, Ordzhonikidze, Zon Kosmodenjanskoj, Iglu Tujuksu und Molodezhnyi, die sich im selben Tal wie der Tujuksu-Gletscher befinden, berechnet und mit vorhandenen glaziologischen Messreihen verglichen. Diese geodätischen Massenbilanzen ergeben nur bedingt ein sinnvolles Ergebnis. Insbesondere kleine Gletscher wiesen aufgrund der Unsicherheiten und Fehler bei der Prozessierung der geodätischen Massenbilanzen teilweise einen positiven jährlichen Massenbilanzwert auf.

Summary

The Tien Shan mountain range is one of the biggest glaciated areas in the world. Using glaciological and geodetic mass balance measurements a retreat of glaciated areas as well as glacier mass could be observed. Tuyuksu glacier is located in the northern range of the Tien Shan mountains and has the status of a reference glacier. The glaciological mass balance measurements continue until present and were performed since the middle of the sixties. Due to its long mass balance series, Tuyuksu is one of few glaciers in the Tien Shan area to help understanding climate induced glacier changes.

Using high resolution satellite data such as Pléiades and GeoEye, data from the former spy satellite Corona, climatic data and glaciological mass balance measurements, calculation and comparison of six different time periods (1971-1999, 1971-2012, 1971-2016, 1999-2012, 1999-2016 and 2012-2016) could be performed.

To parse existing differences in measurement and calculation methods a Re-Analysis can be done. During the Re-Analysis estimations if calculated error values as well as uncertainties are big enough to explain existing differences between glaciological and geodetic assessed mass balance values. If the calculated error values are not sufficient to explain existing differences between the mass balance measurement systems, a calibration can be done to correct the glaciological mass balance series for these differences. Such a Re-Analysis was not performed for the Tuyuksu-Glacier so far. In this study a Re-Analysis was performed and indicated the necessity of a calibration for the used periods 1971-1999, 1971-2012, 1971-2012, 1999-2012 and 1999-2016, which was also performed in this study, resulting in less negative glaciological mass balance values.

A comparison of geodetic mass balance values for Tuyuksu between in this study calculated values and in another master thesis calculated values was performed, resulting in almost congruent mass balance values.

Beside a Re-Analysis of mass balance values of Tuyuksu, geodetic mass balance values for glaciers located in the same valley, namely Manshuk Mametovoj, Majakovskogo, Ordzhonikidze, Zon Kosmodenjanskoj, Igli Tujuksu und Molodezhnyi was calculated and compared to existing glaciological mass balance values. Geodetic mass balance values for some of these glaciers turned positive most likely due to processing errors.

Inhaltsverzeichnis

Eidesstattliche Erklärung.....	3
Danksagung.....	4
Zusammenfassung	5
Summary	6
Inhaltsverzeichnis.....	7
Abbildungsverzeichnis	11
Tabellenverzeichnis.....	14
1. Einführung.....	16
1.1 Motivation	16
1.2 Hintergrundinformationen	17
1.2.1 Gletscher: Definition, Beschreibung und Vorkommen	17
1.2.2 Referenzgletscher	18
1.2.3 Untersuchungsgebiet.....	19
1.2.4 Klima im Tien Shan Gebirge	21
1.2.5 Digitale Geländemodelle.....	22
1.3 Stand der Forschung	22
1.3.1 Glaziologische Massenbilanz.....	22
1.3.1.1 Glaziologische Massenbilanzbestimmung	22
1.3.1.2 Herausforderungen und Ungenauigkeiten bei der glaziologischen Massenbilanzbestimmung.....	24
1.3.1.3 Glaziologische Massenbilanzbestimmungen am Tujuksu-Gletscher	24
1.3.2 Geodätische Massenbilanz	27
1.3.2.1 Geodätische Massenbilanzbestimmung.....	27
1.3.2.2 Herausforderungen und Ungenauigkeiten bei der geodätischen Massenbilanzbestimmung.....	28
1.3.3 Re-Analyse.....	28
1.3.3.1 Beobachtung und Messung.....	29
1.3.3.2 Homogenisierung.....	29
1.3.3.2.1 Unsicherheitsbestimmung	29
1.3.3.3 Validierung	31
1.3.3.4 Iteration.....	31

1.3.3.5	Kalibration	31
1.3.4	Gletscheränderungen im Tien Shan	32
1.3.5	Ziel der Arbeit.....	34
2.	Verwendete Daten	36
2.1	Satellitendaten.....	36
2.1.1	Corona.....	36
2.1.2	SRTM	36
2.1.3	GeoEye	37
2.1.4	Pléiades	37
2.2	Landsat.....	40
2.3	Zusätzliche Datensätze	41
2.3.1	Im Feld gemessene Bodenkontrollpunkte	41
2.3.2	Gletscherumrisse	41
2.3.3	Glaziologische Massenbilanzen	41
2.3.4	Klimadaten	41
3.	Methoden	42
3.1	Generierung digitaler Geländemodelle durch GeoEye und Pléiades Daten.....	42
3.2	DGM Co-Registrierung	44
3.2.1	Manuelle Co-Registrierung	45
3.2.2	Automatisierte Co-Registrierung	47
3.2.3	Co-Registrierung des GeoEye-DGM zum SRTM-DGM.....	48
3.2.4	Co-Registrierung des Corona-DGM zum SRTM-DGM	48
3.2.5	Co-Registrierung des Pléiades-DGM zum SRTM-DGM	49
3.3	Generierung von Orthophotos	50
3.4	Anpassung der Gletscherumrisse	50
3.5	DGM-Differenzberechnungen	51
3.6	Re-Analyse der Datensätze	52
3.6.1	Annahmen für die Dichte bei der Umwandlung von Volumen- in Massenänderungen	52
3.6.2	Korrektur der unterschiedlichen Aufnahmedaten.....	53
3.6.2.1	Ablation durch positive Temperaturen	54
3.6.3	Räumliche Autokorrelation	56
3.6.4	DGM-Unsicherheitsabschätzung.....	57

3.6.4.1	Systematischer Fehler	57
3.6.4.2	Zufälliger Fehler	58
3.6.5	Validierung der geodätischen Massenbilanzreihen mit den In-Situ-Messungen	59
3.7	Iteration	60
3.8	Kalibration.....	60
4.	Resultate	62
4.1	Höhenänderungen der Gletscheroberflächen.....	62
4.2	Vergleich der geodätischen und glaziologischen Massenbilanzen des Tujuksu-Gletschers.....	68
4.3	Re-Analyse der geodätischen und glaziologischen Massenbilanzmessungen.....	69
4.3.1	Einfluss unterschiedlicher Annahmen für die Dichte.....	78
4.4	Vergleich der erhaltenen Massenbilanzwerte mit Literaturwerten.....	78
4.5	Vergleich der errechneten geodätischen Massenbilanzen mit den geodätischen Massenbilanzen von Strel (2017).....	80
4.6	Geodätische Massenbilanzen der anderen untersuchten Gletscher im Ile Alatau Tal.....	81
5.	Diskussion	84
5.1	Diskussion der Resultate.....	84
5.1.1	Diskussion der Ergebnisse der Re-Analyse.....	86
5.1.2	Diskussion des Vergleiches der errechneten Massenbilanzen mit Literaturwerten	87
5.1.3	Diskussion des Vergleiches der geodätischen Massenbilanzen dieser Arbeit mit den Massenbilanzwerten berechnet von Strel (2017).....	88
5.1.4	Diskussion der Massenbilanzergebnisse für die zusätzlich untersuchten Gletscher des Ile Alatau Tals.....	89
5.2	Diskussion der verwendeten Daten.....	92
5.3	Diskussion der verwendeten Methoden	92
5.3.1	Einfluss der Methode zur Co-Registrierung auf die Resultate.....	92
5.3.2	Diskussion des Einflusses der Radareindringtiefe.....	93
5.3.3	Einfluss der Korrekturen für abweichende Messdaten	94
5.3.4	Einfluss der internen und Basalen Akkumulation	94
5.3.5	Einfluss des Dichteumwandlungsfaktors	94
5.3.6	Anwendung der Kalibration	95
6.	Schlussfolgerung und Ausblick.....	96
7.	Literatur	97

8.	Internetreferenzen.....	103
9.	Anhang	104
9.1.1	Autokorrelationsdistanz Messperiode 1971-1999	104
9.1.2	Autokorrelationsdistanz der Messperiode 1971-2012	105
9.1.3	Autokorrelationsdistanz der Messperiode 1971-2016	106
9.1.4	Autokorrelationsdistanz der Messperiode 1999-2016	107
9.1.5	Autokorrelationsdistanz der Messperiode 2012-2016	108
9.2	Kalibration der glaziologischen Massenbilanzreihen.....	109
9.2.1	Kalibration der glaziologischen Massenbilanzreihen 1971-1999	109
9.2.2	Kalibration der glaziologischen Massenbilanzreihen 1971-2012	110
9.2.3	Kalibration der glaziologischen Massenbilanzreihen 1999-2012	111
9.2.4	Kalibration der glaziologischen Massenbilanzreihen 1999-2016	112

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Globale Verteilung der vom WGMS als Referenzgletscher klassierten Gletscher (WGMS)	19
Abbildung 2: Lage des nördlichen Tien Shan Gebirge in Zentralasien (Bolch, 2007).....	20
Abbildung 3: Ausschnitt der sovietischen Generalstabkarte im Masstab 1:50'000, Blattnummer K-43-21-V mit den Gletschern Molodozhnyj (1) Zon Kosmodemjanskoj (2), Tujuksu (3), Igli Tujuksu (4), Ordzhonikidze(5) Majakovskogoi (6) und Manshuk Mametovoj (7) (Karte aus der Zentralbibliothek Zürich, Abteilung Karten und Panoramen)	21
Abbildung 4: Netzwerk des glaziologischen Massenbilanzsystems von 2015 auf dem Tujuksu Gletscher (Geographisches Institut von Almaty).....	25
Abbildung 5: Jährliche glaziologische Massenbilanz des Tujuksu Gletschers (URL WGMS_MB)	26
Abbildung 6: Satellitenabdeckung der verwendeten Daten mit topographischer Karte im Hintergrund (Hintergrundkarte von Esri, in ArcMap integriert)	39
Abbildung 7: Umrisse der verwendeten Satellitendaten als Detailausschnitt	40
Abbildung 8: Identifikation von 4 Bindepunkten in einem Ausschnitt der Pléiades-Szene mit dem Classic Tie Point Measurement Tool von Erdas Photogrammetry	44
Abbildung 9: Schema eines Höhenunterschiedes verursacht durch eine DGM-Verschiebung (oben) und die Form der Beziehung zwischen normalisierter Tangente der Neigung und Geländeneigung. Die DGM Verschiebung wird anhand der Sinuskurve mit den drei Parametern der Formel 1 (Abbildung aus Nuth und Käab, 2011)	46
Abbildung 10: Verteilung des verwendeten stabilen Gelände, als Hintergrund das Differenzbild der SRTM- und Pléiades-DGMs und ein Hillshade um die Topographie erkennbar zu machen	47
Abbildung 11: Höhenunterschiede zwischen SRTM-DGM und GeoEye-DGM entlang der Exposition mit den Verschiebungswerten(in Meter) in X-, Y-, und Z-Richtung vor der durchgeführten Co-Registrierung (nach Nuth und Käab).....	48
Abbildung 12: Differenzbild der automatisiert co-registrierten SRTM und Pléiades-DGM nach Pieczonka et al. (2013), eingeblendet über einem Hillshade der Region. Der Tujuksu-Gletscher liegt etwas links des Mildmittelpunktes	50
Abbildung 13: Für die verschiedenen Messperioden angepasste Gletscherumrisse mit dem generierten Orthophoto des Pléiades Satelliten im Hintergrund.....	51
Abbildung 14:Angepasstes Semivariogramm für das stabile Gelände des Differenzbildes der GeoEye und SRTM DGMs zur Ermittlung der Autokorrelationsdistanz Range in [m]...	57
Abbildung 15: Höhendifferenzen der Gletscheroberflächen sowie des umliegenden Geländes des Differenzbildes des Corona- und SRTM-DGMs, Messperiode 1971-1999	62
Abbildung 16: Höhendifferenzen der Gletscheroberflächen sowie des umliegenden Geländes des Differenzbildes des Corona- und GeoEye-DGMs, Messperiode 1971-2012	63

Abbildung 17: Höhendifferenzen der Gletscheroberflächen sowie des umliegenden Geländes des Differenzbildes des Corona- und Pléiades-DGMs, Messperiode 1971-2016.....	64
Abbildung 18: Höhendifferenzen der Gletscheroberflächen sowie des umliegenden Geländes des Differenzbildes des SRTM und GeoEye-DGMs, Messperiode 1999-2012.....	65
Abbildung 19: Höhendifferenzen der Gletscheroberflächen sowie des umliegenden Geländes des Differenzbildes des SRTM und Pléiades-DGMs, Messperiode 1999-2016	66
Abbildung 20: Höhendifferenzen der Gletscheroberflächen sowie des umliegenden Geländes des Differenzbildes des GeoEye und Pléiades-DGMs, Messperiode 2012-2016	67
Abbildung 21: Gemessene glaziologische Massenbilanzen und kalibrierte glaziologische Massenbilanzreihe der Periode 1971-1999	70
Abbildung 22: Darstellung der jährlichen glaziologischen und geodätischen Massenbilanzen, der korrigierten jährlichen geodätischen Massenbilanzen und der kalibrierten jährlichen glaziologischen Massenbilanz inklusive der verwendeten Korrekturen auf die jährlichen Massenbilanzen. Jährliche geodätische Massenbilanz V1 bezieht sich auf die Dichteumwandlung mit 850 kg m^{-3} und jährliche geodätische Massenbilanz V2 auf die Dichteumwandlung mit 900 kg m^{-3} für Eis und 550 kg m^{-3} für Firn.	72
Abbildung 23: Darstellung der jährlichen glaziologischen und geodätischen Massenbilanzen, der korrigierten jährlichen geodätischen Massenbilanzen und der kalibrierten jährlichen glaziologischen Massenbilanz inklusive der verwendeten Korrekturen auf die jährlichen Massenbilanzen. Jährliche geodätische Massenbilanz V1 bezieht sich auf die Dichteumwandlung mit 850 kg m^{-3} und jährliche geodätische Massenbilanz V2 auf die Dichteumwandlung mit 900 kg m^{-3} für Eis und 550 kg m^{-3} für Firn.	73
Abbildung 24: Darstellung der jährlichen glaziologischen und geodätischen Massenbilanzen, der korrigierten jährlichen geodätischen Massenbilanzen und der kalibrierten jährlichen glaziologischen Massenbilanz inklusive der verwendeten Korrekturen auf die jährlichen Massenbilanzen. Jährliche geodätische Massenbilanz V1 bezieht sich auf die Dichteumwandlung mit 850 kg m^{-3} und jährliche geodätische Massenbilanz V2 auf die Dichteumwandlung mit 900 kg m^{-3} für Eis und 550 kg m^{-3} für Firn.	74
Abbildung 25: Darstellung der jährlichen glaziologischen und geodätischen Massenbilanzen, der korrigierten jährlichen geodätischen Massenbilanzen und der kalibrierten jährlichen glaziologischen Massenbilanz inklusive der verwendeten Korrekturen auf die jährlichen Massenbilanzen. Jährliche geodätische Massenbilanz V1 bezieht sich auf die Dichteumwandlung mit 850 kg m^{-3} und jährliche geodätische Massenbilanz V2 auf die Dichteumwandlung mit 900 kg m^{-3} für Eis und 550 kg m^{-3} für Firn.	75
Abbildung 26: Darstellung der jährlichen glaziologischen und geodätischen Massenbilanzen, der korrigierten jährlichen geodätischen Massenbilanzen und der kalibrierten jährlichen glaziologischen Massenbilanz inklusive der verwendeten Korrekturen auf die jährlichen Massenbilanzen. Jährliche geodätische Massenbilanz V1 bezieht sich auf die Dichteumwandlung mit 850 kg m^{-3} und jährliche geodätische Massenbilanz V2 auf die Dichteumwandlung mit 900 kg m^{-3} für Eis und 550 kg m^{-3} für Firn.	76
Abbildung 27: Darstellung der jährlichen glaziologischen und geodätischen Massenbilanzen, der korrigierten jährlichen geodätischen Massenbilanzen und der kalibrierten jährlichen	

glaziologischen Massenbilanz inklusive der verwendeten Korrekturen auf die jährlichen Massenbilanzen. Jährliche geodätische Massenbilanz V1 bezieht sich auf die Dichteumwandlung mit 850 kg m^{-3} und jährliche geodätische Massenbilanz V2 auf die Dichteumwandlung mit 900 kg m^{-3} für Eis und 550 kg m^{-3} für Firn.	77
Abbildung 28: Vorhandene glaziologisch gemessene Massenbilanzen der untersuchten Gletscher im Ile Alatau Tal mit Ausnahme des Tujuksu-Gletschers (Daten von URL WGMS_FOG)	83
Abbildung 29: Niederschlagsmessungen an der Tujuksu-Messstation von 1930-2013. Sommerniederschlag bezieht sich auf die Monate Juni, Juli und August (Klimadaten vom geographischen Institut in Almaty).....	85
Abbildung 30: Lufttemperaturen gemessen an der Tujuksu-Messstation von 1930-2013. Sommertemperatur bezieht sich auf die Monate Juni, Juli und August (Klimadaten vom geographischen Institut in Almaty).....	86
Abbildung 31: Mittlere jährliche geodätische Massenbilanzen für die untersuchten Gletscher des Ile Alatau Tals für die unterschiedlichen Messperioden mit Ausnahme des Tujuksu-Gletschers.....	90
Abbildung 32: Neigung der SRTM-DGM Oberfläche in dem Ausschnitt der Gletscher Mametovoj, Majakovskogo und Ordzhnikidze.....	91
Abbildung 33: SRTM X-Band Abdeckung über der Kirgisischen-Kasachischen Landesgrenze mit Position des Tujuksu-Gletschers (roter Punkt) südlich von Almaty (URL SRTM X-Band).....	93
Abbildung 34: Angepasstes Semivariogramm für das stabile Gelände des Differenzbildes der Corona-und SRTM-DGMs zur Ermittlung der Autokorrelationsdistanz Range in [m] .	104
Abbildung 35: Angepasstes Semivariogramm für das stabile Gelände des Differenzbildes der Corona-und GeoEye-DGMs zur Ermittlung der Autokorrelationsdistanz Range in [m]	105
Abbildung 36: Angepasstes Semivariogramm für das stabile Gelände des Differenzbildes der Corona-und Pléiades-DGMs zur Ermittlung der Autokorrelationsdistanz Range in [m]	106
Abbildung 37: Angepasstes Semivariogramm für das stabile Gelände des Differenzbildes der SRTM-und Pléiades-DGMs zur Ermittlung der Autokorrelationsdistanz Range in [m]	107
Abbildung 38: Angepasstes Semivariogramm für das stabile Gelände des Differenzbildes der GeoEye-und Pléiades-DGMs zur Ermittlung der Autokorrelationsdistanz Range in [m]	108
Abbildung 39: Gemessene glaziologische Massenbilanzen und kalibrierte glaziologische Massenbilanzreihe der Periode 1971-1999.....	109
Abbildung 40: Gemessene glaziologische Massenbilanzen und kalibrierte glaziologische Massenbilanzreihe der Periode 1971-2012.....	110
Abbildung 41: Gemessene glaziologische Massenbilanzen und kalibrierte glaziologische Massenbilanzreihe der Periode 1999-2012.....	111
Abbildung 42: Gemessene glaziologische Massenbilanzen und kalibrierte glaziologische Massenbilanzreihe der Periode 1999-2016.....	112

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Koordinaten und Höhenwerte bei der Feldarbeit mit dem Ashtech-GPS-Gerät gemessene Bodenkontrollpunkte	42
Tabelle 2: Koordinaten und Höhenwerte der mittels Landsat 8 Szenen und SRTM DGM identifizierten Bindepunkte.....	43
Tabelle 3: Ablationskorrektur für unterschiedliche Aufnahmezeiten der glaziologischen und geodätischen Massenbilanzmessungen, positive Gradtagssumme (PDDS) für den Zeitraum der glaziologischen Messung und zwischen den jeweiligen glaziologischen und geodätischen Messungen, errechnete Korrekturfaktoren und gesamte notwendige Massenbilanzkorrektur für die geodätisch gemessene Massenbilanz (nach Zemp et al. 2010)	55
Tabelle 4: Ermittelte systemmatische und zufällige Fehler der geodätischen Massenbilanzbestimmung pro Messperiode für die jeweilige kumulierte Massenbilanz	59
Tabelle 5: Ablationskorrektur für unterschiedliche Aufnahmezeiten der glaziologischen und geodätischen Massenbilanzmessungen im Jahr 2000, positive Gradtagssumme (PDDS) für den Zeitraum der glaziologischen Messung und zwischen den jeweiligen glaziologischen und geodätischen Messungen, verwendete Korrekturfaktoren und gesamte notwendige Massenbilanzkorrektur für die geodätisch gemessene Massenbilanz (nach Zemp et al. 2010)	60
Tabelle 6: Jährliche geodätische und glaziologische Massenbilanzen für die verschiedenen Messperioden mit den Unsicherheitswerten, die geodätische Massenbilanz V1 verwendete Dichtewandlungsfaktor 850 kg m^{-3} und die geodätische Massenbilanz V2 verwendete Dichtewandlungsfaktor 900 kg m^{-3} für Eis und 550 kg m^{-3} für Firn.....	68
Tabelle 7: Berechnete reduzierte Abweichung für die Re-Analyse zwischen den jährlichen glaziologischen und der jährliche geodätischen Massenbilanz V1 respektive V2 (V1 $\rho=850 \text{ kg m}^{-3}$, V2 $\rho= 900 \text{ kg m}^{-3}$ für Eis und 550 kg m für Firn) für alle untersichten Messperioden	69
Tabelle 8: Berechnete jährliche geodätische Massenbilanzen und reduzierter Abweichung δ für die Dichtewandlungsvarianten V1 ($\rho=850 \text{ kg m}^{-3}$) und V2 ($\rho= 900 \text{ kg m}^{-3}$ für Eis und $\rho= 550 \text{ kg m}^{-3}$ für Firn) für die Perioden für die eine Iteration durchgeführt wurde	69
Tabelle 9: Vergleich der gemessenen jährlichen glaziologischen Massenbilanzen und der kalibrierten jährlichen glaziologischen Massenbilanzwerte für die kalibrierten Messperioden	71
Tabelle 10: Vergleich der errechneten geodätischen jährlichen Massenbilanzen mit jährlichen geodätischen Massenbilanzen aus der Literatur (Pieczonka et al., 2013). V1 bezieht sich auf den Dichtewandlungsfaktor von 850 kg m^{-3} und V2 auf den Dichtewandlungsfaktor von 900 kg m^{-3} für Eis und 550 kg m^{-3} für Firn	79
Tabelle 11: Vergleich der geodätischen Massenbilanzen von Strel (2017) und in dieser Arbeit berechneten jährlichen geodätischen Massenbilanzen V1 (Dichtewandlung mit $\rho= 850 \text{ kg m}^{-3}$) und V2 (Dichtewandlung mit $\rho= 900 \text{ kg m}^{-3}$ für Eis und $\rho= 550 \text{ kg m}^{-3}$ für Firn) sowie jährliche glaziologische Massenbilanz derselben Messperioden	80

Tabelle 12: Berechnete geodätische Massenbilanzen für die Gletscher Manshuk Mametovoj, Majakovskogo, Ordzhonikidze, Zon Kosmodemjanskoj, Igli Tujuksu und Molodezhnyj-Gletscherim Ile Alatau für alle Untersuchungsperioden inklusive Unsicherheitsbestimmungen	82
Tabelle 13: Vergleich der jährlichen geodätischen Massenbilanzen von Differenzbildern nach Nuth und Käab (2011) und nach Pieczonka und Bolch (2015) co-registriert.....	84
Tabelle 14: Vergleich der errechneten geodätischen jährlichen Massenbilanzen mit jährlichen geodätischen Massenbilanzen aus der Literatur (Hagg et al., 2004, Sold et al., 2012). V1 bezieht sich auf den Dichteumwandlungsfaktor von 850 kg m^{-3} und V2 auf den Dichteumwandlungsfaktor von 900 kg m^{-3} für Eis und 550 kg m^{-3} für Firn	88
Tabelle 15: Vergleich der in dieser Arbeit und bei Strel (2017) verwendeten co-registrierten DGMs sowie der manuell angepassten Gletscherumrisse	89
Tabelle 16: Vergleich der mittleren DGM Höhenabweichung sowie Flächendifferenzen der von Strel (2017) und in dieser Arbeit verwendeten DGMs sowie der manuell angepassten Gletscherumrissen.....	89

1. Einführung

1.1 Motivation

Gletscher reagieren mit Änderungen bezüglich ihrer Länge sowie ihrer Masse und Schmelzrate direkt auf kurzfristige und langfristige Veränderungen des Klimas. Eine gesteigerte Massenverlustrate kann für die Gletscher auf der ganzen Welt beobachtet werden. In den Alpen beispielsweise haben die Gletscher ihr Volumen zwischen den Jahren 1975 und 2000 um etwa 1% pro Jahr verringert. Seit dem Jahr 2000 beträgt der Massenverlust des gesamten Gletschervolumens in den Alpen mehr als 2-3% pro Jahr (Hagg et al., 2004, Hagg et al., 2014, Koç et al., 2009, McMullan and Jabbour, 2009, Shrestha, 2011, Zemp et al., 2017).

Durch diese Anpassungen der Gletscher an das Klima können sich Abflussregime von Flüssen und damit auch die Wasserversorgung stark bewohnter Gebiete drastisch verändern. Auf der gesamten Welt speichern Gletscher Süßwasser, das in trockenen Jahreszeiten, aber auch in längeren Trockenperioden, Menschen mit Trinkwasser versorgen kann. Von dieser Art der Wasserversorgung ist insgesamt etwa ein Sechstel der Weltbevölkerung abhängig (Koç et al., 2009, McMullan und Jabbour, 2009). Auch Zentralasien ist stark von Gletscherschmelzwasser abhängig, da dieses in vielen dicht besiedelten Regionen die Grundlage für Landwirtschaft, Energiegewinnung aus Wasserkraft und Industrie bildet (Bolch, 2017, Farinotti et al. 2015, Kaldybayev et al., 2016, Koç et al., 2009, Shangguan et al., 2015, Sorg et al., 2012, Zhang et al., 2007). Die Gletscher des Tien Shan Gebirges bewässern tiefer gelegene und dicht besiedelte Gebiete von Kasachstan, Kirgistan und Usbekistan sowie Turkmenistan und die Xingjiang-Region Chinas (Bolch, 2017, Koç et al., 2009, Farinotti et al. 2015, Sorg et al. 2012).

Weitere mögliche Konsequenzen, die sich aus klimainduzierten Gletscheränderungen und einer damit einhergehenden verstärkten Gletscherschmelze ergeben, sind eine steigende Wahrscheinlichkeit von Naturkatastrophen, wie Gletscherseeausbrüchen, die Destabilisierung von Felswänden und Moränen sowie ein Anstieg des Meeresspiegels (Farinotti et al., 2015, Liu und Liu, 2015, McMullan und Jabbour, 2009, Sorg et al., 2012).

Um die Auswirkungen der aufgezeichneten Klimaveränderungen auf die Massenbilanz von Gletschern abschätzen und sogar vorhersagen zu können, stieg das Interesse daran, geodätisch und historisch gemessene Gletscherdaten zu kombinieren, stark an. Geodätische Messungen können für grosse und unwegsame Regionen ohne erheblichen Aufwand vertrauenswürdige Massenbilanzwerte liefern, während die glaziologische Methode in der Regel ein besseres Verständnis für Schmelzprozesse sowie saisonale Massenbilanzmuster ermöglicht (Fischer, 2011, Huss, 2012a, Liu und Liu, 2016, Rolstad et al., 2009).

In dieser Arbeit soll gezeigt werden, wie Massenbilanzdaten von geodätischen und glaziologischen Messmethoden miteinander verglichen werden können. Außerdem soll festgestellt werden, ob grundlegende Differenzen bei den Resultaten des Tjuksu-Gletschers bestehen und ob somit eine Kalibration der Daten notwendig ist, bevor diese für weitere Analysen gebraucht werden können.

1.2 Hintergrundinformationen

1.2.1 Gletscher: Definition, Beschreibung und Vorkommen

Gletscher sind ein wichtiger Teil der Kryosphäre und reagieren sensitiv auf Änderungen des Klimas, indem sie ihre Masse und Grösse anpassen. Ein Gletscher kann wachsen, wenn die klimatischen und topographischen Rahmenbedingungen grössere Massenzunahme im Vergleich zum Massenverlust zulassen. Ist der Massenverlust allerdings beispielsweise wegen gestiegener Temperaturen grösser als die akkumulierte Masse, verliert der Gletscher an Volumen und Länge (Benn und Evans, 2010, Shrestha, 2011).

Ein Gletscher ist eine kompakte Eismasse, die sich durch Rekristallisation von Schnee bildet, indem Schnee über die Jahre zu Firn und anschließend zu Eis komprimiert. Gletscher entstehen in Regionen, in denen mehr Schnee akkumuliert wird als abschmilzt, und sind dynamische Eiskörper, die sich mithilfe ihres eigenen Gewichts und der Schwerkraft vorwärtsbewegen, wobei Reibungs- und Deformationskräfte auf das Gletschermaterial einwirken. Ein Gletscher kann in Akkumulationsgebiet, Ablationsgebiet und Terminus unterteilt werden. Die Gleichgewichtslinie (ELA) trennt Ablations- und Akkumulationsgebiet und repräsentiert jene Region des Gletschers, in der die Massenbilanz ausgeglichen ist. Das bedeutet, dass die jährlich akkumulierte Menge der Ablationsmenge entspricht. Das Verhältnis zwischen der Gletscherfläche oberhalb der ELA und der gesamten Gletscherfläche wird AAR (accumulation area ratio) genannt und in Prozent angegeben. Die akkumulierte Masse wird vom Akkumulation- ins Ablationsgebiet transportiert, bis sie den Gletscher wieder verlässt. Akkumulation ist der Massengewinn durch mehrere Prozesse, wie Niederschlag, Windtransport, Lawinen, Frost und das Wiedergefrieren von Schmelzwasser. Ablation beschreibt den Massenverlust durch das Schmelzen von Eis, Sublimation, Evaporation, Windtransport und Kalbung. Die Massenbilanz eines Gletschers beschreibt die Differenz zwischen Akkumulation und Ablation. Angegeben wird die Massenbilanz üblicherweise als jährliche Änderung, die für den gesamten Gletscher gemittelt wird. Die Massenbilanz ist ein direktes und unmittelbar ersichtliches Zeichen für die jährlichen atmosphärischen Konditionen, da die Massenbilanz stark mit der Lufttemperatur korreliert (Benn und Evans, 2010, Bishop et al. 2011, Doubhal, 2011, Haeberli, 2011, Koç et al., 2009, Naito, 2011, Shrestha, 2011, Zemp et al., 2008).

Der Sommerakkumulations-Gletscher ist ein bestimmter Gletschertyp, der den Hauptanteil der Akkumulation im Sommer und nicht im Winter erfährt. Dabei sind Sommer und Winter nicht als eine bestimmte Zeit im Jahr, sondern über entsprechende Temperaturmaxima und -minima definiert. Auch findet bei diesen Gletschern Akkumulation und Ablation zu grossen Teilen zeitgleich statt. Eine erhöhte Sommertemperatur führt bei diesem Gletschertyp aufgrund der Temperatur einerseits zu einer erhöhten Schmelze, andererseits zu einer reduzierten Menge an festem Niederschlag, was wiederum die Albedo des Gletschers reduziert und somit die Schmelze durch direkte Solareinstrahlung erhöht. Aus diesem Grund wurde dieser Gletschertyp in mehreren Studien als sehr sensibel gegenüber Änderungen der Lufttemperatur identifiziert. Er reagiert somit besonders anfällig auf Klimaänderungen. In weiten Teilen Asiens wird das Klima vom Sommermonsun beeinflusst. Dies führt zu vergleichsweise starkem Niederschlag im Sommer und kalten, aber trockenen Wintern. Aus diesem Grund ist der Sommerakkumulations-Gletscher in asiati-

schen Hochgebirgsregionen, wie dem Tibetischen Plateau, dem Tien Shan Gebirge, den Himalaya-Gebirgszügen und dem Pamir, weit verbreitet (Aizen, 2011, Naito, 2011, Narama et al. 2010).

Die vergletscherte Fläche bedeckt etwa 16 Millionen km² der gesamten Erde, wobei sich der grösste Anteil in der Antarktis und in Grönland befindet. Nur 3% der vergletscherten Fläche bilden Gletscher und Eiskappen. Die meisten dieser Gletscher sind in den nördlichen Breitengraden entlang des arktischen Ozeans und in den hochalpinen Gebieten der Alpen und der Himalaya-Gebirgszüge lokalisiert. Das Vorkommen von Gletschern ist vom Zusammenspiel zwischen Niederschlag, Temperatur und Topographie abhängig. Somit können in kalten Regionen der Welt Gletscher in geringerer Höhe vorkommen, während in wärmeren Regionen die Gletscher auf höher gelegene Gebiete beschränkt sind (Benn und Evans, 2010).

1.2.2 Referenzgletscher

Das World Glacier Monitoring System (WGMS) stellt neben anderen glaziologischen Datenreihen gut dokumentierte Langzeitmessreihen von sogenannten Referenzgletschern zur Verfügung. Um diesen Status zu erlangen, müssen folgende Kriterien erfüllt sein:

- Die glaziologischen Messungen müssen seit über 30 Jahren erhoben werden und bis in die Gegenwart andauern.
- Die Gletscherdynamik darf hauptsächlich nur durch Klimafaktoren bestimmt sein. Andere Einflüsse auf die Gletscherdynamik, wie Lawinen, Kalbung, Schuttbedeckung, künstliche Schneeproduktion oder Ablationsschütze etc., dürfen sich nur minimal auswirken.
- Die aufgezeichneten Messungen dürfen eine maximale Datenlücke von 3 Jahren in den letzten drei Jahrzehnten aufweisen, andernfalls verliert der Gletscher seinen Status als Referenzgletscher. Um wieder als Referenzgletscher aufgenommen zu werden, muss die Datenerhebung nach der Datenlücke mindestens halb so lang bestehen wie die Datenlücke selbst.

Diverse Kriterien werden vom WGMS nicht vorausgesetzt, jedoch bevorzugt. Dies betrifft unter anderem:

- genaue Daten der jeweiligen Messungen, d.h. Sommerbilanz, Winterbilanz und jährliche Massenbilanz, die in Höhenstufen unterteilt werden, verwendete Interpolationsmethoden und Messwerte an einzelnen Punkten
- die Übermittlung detaillierter Informationen zum Gletscher und dessen Umgebung, wie Klimaregime, Lage der ELA, AAR, Oberflächengrösse, Übersichtsfotos und Beschreibung der Lage
- Re-Analyse der glaziologischen Messreihe mit hochaufgelösten geodätischen Daten und einer Kalibration der Daten, sofern notwendig

Gegenwärtig werden vom WGMS 39 Gletscher als Referenzgletscher betrachtet, wobei die meisten in Norwegen, Kanada und den Vereinigten Staaten von Amerika lokalisiert sind. Im gesamten Tien Shan Gebirge tragen nur zwei Gletscher den Status eines Referenzgletschers: der Tjuksu-Gletscher und der Urumqi-Gletscher No.1. (WGMS, Referenzgletscher, Zemp et al., 2008).

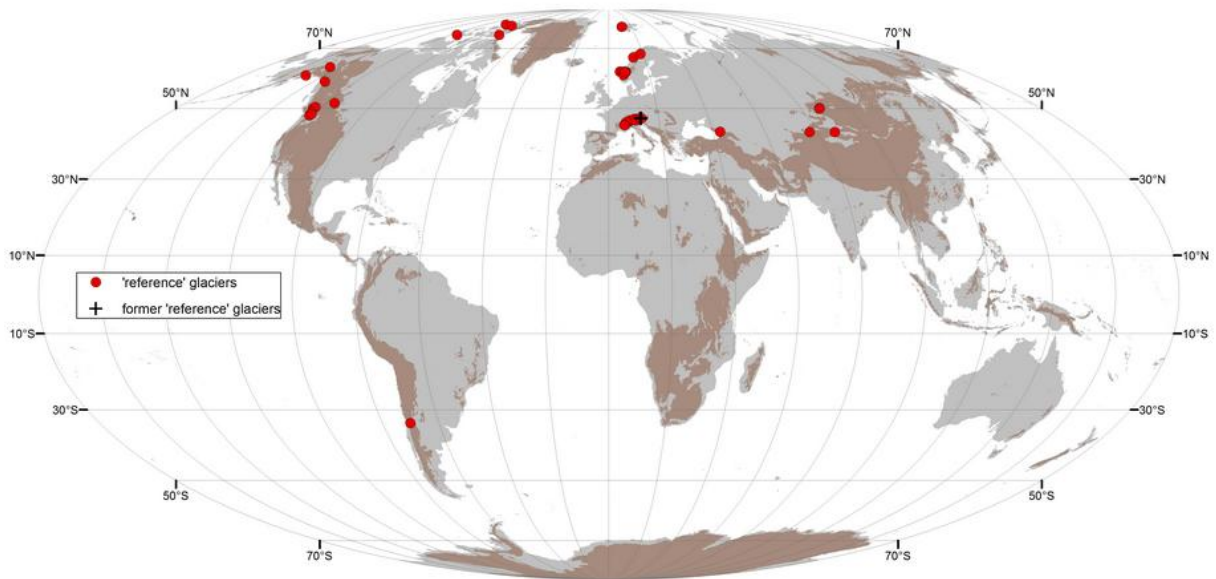


Abbildung 1: Globale Verteilung der vom WGMS als Referenzgletscher klassierten Gletscher (WGMS)

Alle Referenzgletscher zeigen einen gesteigerten Massenverlust. Der mittlere jährliche Massenverlust dieser Referenzgletscher ist innerhalb der Beobachtungsperiode von 1996-2005 viermal so hoch wie jener, der in der Periode von 1976-1985 gemessen wurde (McMullen et al., 2009, Zemp et al., 2009).

1.2.3 Untersuchungsgebiet

Das Tien Shan Gebirge (Chinesisch für «Himmelsgebirge») ist ein alpines Hochgebirge in den mittleren Breitengraden Asiens mit einem vorherrschenden kontinentalen Klima. Das Tien Shan Gebirge ist einer der grössten Gebirgskomplexe in Asien und erstreckt sich von Osten nach Westen über 2000 km. Die Höhe der Berge reicht von 2800 Meter über Meer bis zu 7400 Meter über Meer. Mit einer vergletscherten Fläche von etwa 15'400 km² ist somit eine der Hauptquellen für Wasserressourcen in Zentralasien. Das Gebirge kann in ein westliches, ein inneres, ein zentrales, ein östliches sowie ein nördliches Tien Shan unterteilt werden, wobei ein grosser Teil des Tien Shans in Kirgistan liegt. Westliche Bereiche des Tien Shan reichen bis nach Usbekistan, östliche Ausläufer in die chinesische Teilrepublik Xinjiang und nördliche Bereiche bis nach Kasachstan. Das Wasser der Tien Shan Gletscher versorgen etwa 50 Millionen Menschen in Kasachstan, Kirgistan, Usbekistan, Nord-Tadschikistan und Xinjiang mit Wasser für Landwirtschaft, Industrie und Energiegewinnung (Aizen, et al., 2007, Aizen, 2011, Blagovechshenskiy et al., 2015).



Abbildung 2: Lage des nördlichen Tien Shan Gebirge in Zentralasien (Bolch, 2007)

Der Tujuksu-Gletscher (auch Tsentralniy Tuyuksuyskiy) liegt im nördlichen Hang der Ile Alatau-Gebirgskette des kasachischen Teils des nördlichen Tien Shans nahe der Stadt Almaty im Norden und der kasachisch-kirgisischen Grenze im Süden. Das Ile-Alatau-Gebirge ist einer der feuchtesten Teile des nördlichen Tien Shan Gebirges (Aizen, 2011, Bolch, 2006, Hagg et al. 2004, Hagg et al., 2006, WGMS, Zemp et al., 2008). Der Tujuksu-Gletscher erstreckt sich von 3478 Meter über Meer bis 4219 Meter über Meer, hat eine Länge von etwa 2.6 km sowie eine Oberfläche von etwa 2.3 km². Der Tujuksu-Gletscher ist kalt bis polythermal und liegt in einem Gebiet von kontinuierlichem Permafrost. Der Tujuksu-Gletscher ist ein typischer Talgletscher und der grösste Gletscher in diesem Tal. Neben dem Tujuksu befinden sich auch noch folgende Gletscher im selben Tal: Igli Tuyuksu, Molodoshny, Mametova, Kosmodemjanskaja, Majakowski, und der Ordshonikidse-Gletscher. Das Tal wird durch den kleinen Almatinka-Fluss, der in den Balkashsee mündet, entwässert. Die umliegenden Berge haben eine mittlere Höhe von 4200 Meter über Meer (Farinotti et al. 2015, Hagg et al. 2004, Kononova et al., 2015, WGMS).



Abbildung 3: Ausschnitt der sovietischen Generalstabskarte im Masstab 1:50'000, Blattnummer K-43-21-V mit den Gletschern Molodozhnyj (1) Zon Kosmodemjanskoy (2), Tujuksu (3), Igli Tujuksu (4), Ordzhonikidze (5) Majakovskogo (6) und Manshuk Mamedovoj (7) (Karte aus der Zentralbibliothek Zürich, Abteilung Karten und Panoramen)

1.2.4 Klima im Tien Shan Gebirge

Die Tien Shan Gebirgskette erstreckt sich von Südwestkasachstan nach Xinjiang in China und von Usbekistan nach Kirgistan. Dabei ist das nördliche Gebiet bedeutend feuchter als das südliche, da das Tien Shan Gebirge für kalte Luftmassen aus dem Norden und Nordwesten eine Barriere darstellt und Zyklogen in dieser Region häufig okkludieren. Dies führt zu einem kontinentalen Gradienten mit abnehmenden Niederschlagsraten und Temperaturen von Nordwesten nach Südosten. Somit variiert die Niederschlagsmenge im Tien Shan Gebirge stark und reicht von 200 mm im westlichen Gebiet nahe des Issy-Kul-Sees über 600mm nahe der kasachischen Steppe bis auf mehr als 1000 mm auf Höhenlagen über 3400 Meter über Meer. Die nördlichen und nordöstlichen Gebiete des Tien Shans sind stark von sibirischen Antizyklonen beeinflusst, weshalb der Niederschlag hauptsächlich im Sommer fällt. Der Sommer ist generell

warm und kürzer und der Winter länger und kälter, während im südlichen Bereich des Tien Shan längere, heisse Sommer und kürzere, milde Winter auftreten. Im nördlichen Bereich besteht das Niederschlagsmaximum zwischen Frühjahr und Frühsommer, im südlichen Bereich des Tien Shan hingegen zwischen Winter und Frühjahr. Die Jahresdurchschnittstemperatur bei der Gletscherstation am Tjuksu im nördlichen Tien Shan auf etwa 3400 m.ü.M liegt bei -4°C (Bolch, 2006, Bolch, 2007, Kononova et al., 2015, Sorg et al. 2012).

1.2.5 Digitale Geländemodelle

Als digitale Geländemodelle bezeichnet man die Darstellung der Erdoberfläche oder gewisser Ausschnitte derselben, die durch die Topographie ebenso bestimmt und verändert werden können wie durch vom Menschen hergestellte Artefakte. Jeder Punkt der Erdoberfläche besitzt einen Koordinatenwert in x- und y- Richtung sowie einen Höhenwert in z-Richtung. Es kann zwischen unterschiedlichen Typen der Geländerepräsentation unterschieden werden, wobei digitale Geländemodelle (auch DGM oder auf Englisch «digital terrain model», DTM) weder Bebauung noch Vegetation abbilden. Digitale Oberflächenmodelle (DOM oder auf Englisch «digital surface model», DSM) beziehen die Vegetation und anthropogene Objekte mit ein. Bei digitalen Höhenmodellen (DHM oder auf Englisch «digital elevation model», DEM) werden weitere zusätzliche Daten berücksichtigt (Bolch, 2006, URL DGM). Da in dieser Arbeit Eigenschaften der Erdoberfläche betrachtet werden, wurden DGM verwendet.

1.3 Stand der Forschung

1.3.1 Glaziologische Massenbilanz

Die regelmässige Bestimmung der glaziologischen Massenbilanz ist eine gute Möglichkeit, um den Einfluss von Klimaveränderungen auf die Gletscher direkt und unmittelbar zu erfassen. Aus diesem Grund können die Massenbilanzmessungen auch als Klimaindikatoren verwendet werden. Die Massenbilanzmessungen sind ebenfalls notwendig, um aktuelle Gletscherprozesse und Dynamiken zu erfassen und zu verstehen. Außerdem können damit mögliche Risiken und Naturgefahren, die von Gletscheränderungen ausgehen, z.B. Gletscherseeausbrüche (GLOFs), abgeschätzt werden (Stumm et al., 2017, Zaginaev et al., 2016).

1.3.1.1 Glaziologische Massenbilanzbestimmung

Bei der glaziologischen Methode zur Bestimmung der Massenbilanzen wird die Oberflächenhöhenänderung an mehreren diskreten Punkten auf dem Gletscher gemessen. Aus diesem Grund müssen sowohl die Akkumulations- als auch die Ablationsmengen möglichst genau bestimmt werden. Dafür wird im Akkumulationsgebiet üblicherweise in Schneeschächten die Höhenänderung der Oberfläche aufgrund von Schneeakkumulation in einem bestimmten Zeitraum gemessen. Diese Zeitspanne zwischen den Messungen kann so gewählt werden, dass sie zur Bestimmung von saisonalen Massenbilanzwerten, wie der Sommer- und Wintermassenbilanz, aber auch zur ganzjährigen Massenbilanz verwendet werden kann. Akkumulation kann auch durch sogenanntes Probing ermittelt werden. Dabei wird mit einer Eisen- oder Kunststoffstange durch die Schneedecke gestossen, bis der letztjährige Schmelzhorizont des Gletschers

erreicht wird. An der Probenstange kann anschließend die Tiefe der Schneeschicht abgelesen werden. Diese Methode der Akkumulationsbestimmung wird oft zusätzlich zu den Schneeschichten verwendet, um eine möglichst grosse Fläche mit Messungen abzudecken. Um Ausreisser zu erkennen und deren Einfluss auf die Resultate zu reduzieren, wird in der Regel der Durchschnitt aus mehreren Probenresultaten, die einer kleinen Fläche entstammen, ermittelt und verwendet. In Regionen mit sehr ausgeprägtem Schneefall wird die Ablationsmenge durch die Verwendung von Akkumulationsstangen bestimmt. Dabei werden Stangen aus Holz oder Plastik an bestimmten repräsentativen Orten auf dem Gletscher im Firn verankert. Anhand der Markierungen auf den Stangen kann nach einer bestimmten Zeitspanne die vorhandene Akkumulationsmenge abgelesen werden. Ein weiterer Messwert, der in den Schneeschichten erhoben wird, ist die Dichte des Gletschermaterials. In einer weiteren Methode zur Messung der Dichte des Akkumulationsmaterials werden Proben aus dem Ablationsgebiet des Gletschers entnommen. Bei beiden Methoden zur Dichtebestimmung wird die Dichte anhand von Gewicht und Volumen der jeweiligen Probe bestimmt. Im Ablationsgebiet werden wie im Akkumulationsgebiet üblicherweise Ablationsstangen mit Hilfe eines Bohrers im Eis platziert und verankert. So kann nach einer gewissen Zeitspanne an den Markierungen auf den Ablationsstangen abgelesen werden, welche Dickenänderung des Gletschers im Ablationsgebiet stattgefunden hat. Auch diese Messungen können für saisonale oder ganzjährige Massenbilanzen durchgeführt werden. Für die Dichtebestimmung des Ablationsmaterial können Eiskerne entnommen werden. Häufig wird jedoch eine Dichte von 900 kg m^{-3} angenommen. Anhand der gemessenen oder angenommenen Dichtewerte können die gemessenen Volumenänderungen in Massenänderungen mit der Einheit m.w.e. oder mm.w.e. umgerechnet werden (Cox und March, Fischer, 2011, 2004, Hagg 2004, Kenzhebaev et al., 2017, Sold et al., 2016, Zemp et al., 2008).

Die punktuellen Massenbilanzwerte können durch verschiedene Methoden auf die Fläche des gesamten Gletschers interpoliert werden. Bei der Konturmethode werden die auf einer bestimmten Höhe gemessenen Massenbilanzen einer Höhenstufe zugeordnet und anschließend linear oder mit einer Gewichtung extrapoliert. Bei der multiplen Regressionsmethode werden verschiedene Variablen der Gletschergeometrie, wie Höhe, Neigung, Ausrichtung etc., verwendet, um eine multiple Regression durchzuführen und so jedem Punkt auf dem Gletscher einen Massenbilanzwert zuzuordnen (Baumann, 2017, Huss, 2012b, Thomson et al., 2016).

Um Massenbilanzen zwischen verschiedenen Gletschern vergleichen zu können, wird die spezifische Massenbilanz benötigt. Diese kann errechnet werden, indem die gesamte Massenänderung durch die Fläche des Gletschers dividiert wird. Dieser Wert gibt Auskunft über die mittlere Dickenänderung des Gletschers in der Einheit Meter Wasseräquivalent oder Millimeter Wasseräquivalent (m.w.e. respektive mm.w.e). Auf diese Weise gemessene Massenbilanzen können dem World Glacier Monitoring System (WGMS) übermittelt werden und sind somit Forschern und Studenten aus der gesamten Welt zugänglich (Zemp et al., 2008).

1.3.1.2 Herausforderungen und Ungenauigkeiten bei der glaziologischen Massenbilanzbestimmung

Neben den klimatischen Herausforderungen während der Messungen und dem möglicherweise schwierigen Zugang zu den Gletschern können bei der Bestimmung der glaziologischen Massenbilanz verschiedene Faktoren zu Fehlern oder Ungenauigkeiten führen und müssen aus diesem Grund vermieden oder nachträglich korrigiert werden. Diese Fehler können in systematische und zufällige Komponenten unterteilt werden, wobei Fehler bei Messungen zu den zufälligen Fehlern und Fehler in der Methodik zu den systematischen Fehlern gezählt werden. Bei den Akkumulationsmessungen ist der vorjährige Schmelzhorizont nicht immer klar ersichtlich. Außerdem sinken gesetzte Akkumulations- oder Ablationsstangen nach einiger Zeit etwas im Firn oder Eis ein. Auch bei der Ablesung der Dickenänderung an den Ablations- oder Akkumulationsstangen kann es zu Fehlern kommen. Ebenso ist die Verteilung der Messpunkte von hoher Wichtigkeit, da bei zu wenigen oder nicht repräsentativ ausgewählten Messpunkten nicht alle Akkumulations- und Ablationsmuster korrekt erfasst werden können. Dabei spielen Muster, die sich durch Niederschlag, windverblasenen Schnee oder Lawinen ergeben, eine grosse Rolle. Die Umwandlung der Dickenänderungen in Massenänderung anhand der gemessenen Dichtewerte ist ebenso fehleranfällig, da beispielsweise eine nicht repräsentative Verteilung der Schneeschächte zu stark abweichenden Dichtewerten führen kann. Die Extrapolation der Punktmessungen auf den gesamten Gletscher führt dazu, dass durch die ungenaue Erfassung flächiger Akkumulations- und Ablationsprozesse in Punktmessungen die schon bestehenden Messfehler noch vergrössert werden (Hagg et al., 2004, Fischer, 2011, Sold et al., 2016, Zemp et al., 2010, Zemp et al., 2017)

Zu beachten ist auch, dass die glaziologische Methode keine Informationen über die basalen oder internen Akkumulationsprozesse liefert, da es sich um eine Oberflächenmassenbilanz handelt. Diese Werte müssen, falls notwendig, berechnet oder geschätzt werden (Hagg et al., 2004, Sold et al., 2016).

1.3.1.3 Glaziologische Massenbilanzbestimmungen am Tujuksu-Gletscher

Die glaziologischen Massenbilanzmessungen auf dem Tujuksu-Gletscher werden seit 1956 durchgeführt und bilden somit die längste Messreihe in ganz Zentralasien. Das existierende Netzwerk von Ablationsstangen wurde zwischen 1965 und 1974 auf 150-180 Messstangen erweitert und umfasst den gesamten Gletscher, abgesehen von steilen Regionen des Akkumulationsgebiets. Die Messstangen ermöglichen die Bestimmung der Eisschmelze im Ablationsgebiet und ergeben außerdem Aufschluss über die Menge an akkumuliertem Firn im Akkumulationsgebiet des Tujuksu. Die Dichte des Schnees wird anhand der Schneeschächte bestimmt, die entlang der Gletscherprofile sowie an zusätzlichen repräsentativen Standorten gegraben wurden.

Ледник Туюксу в августе 2015 года

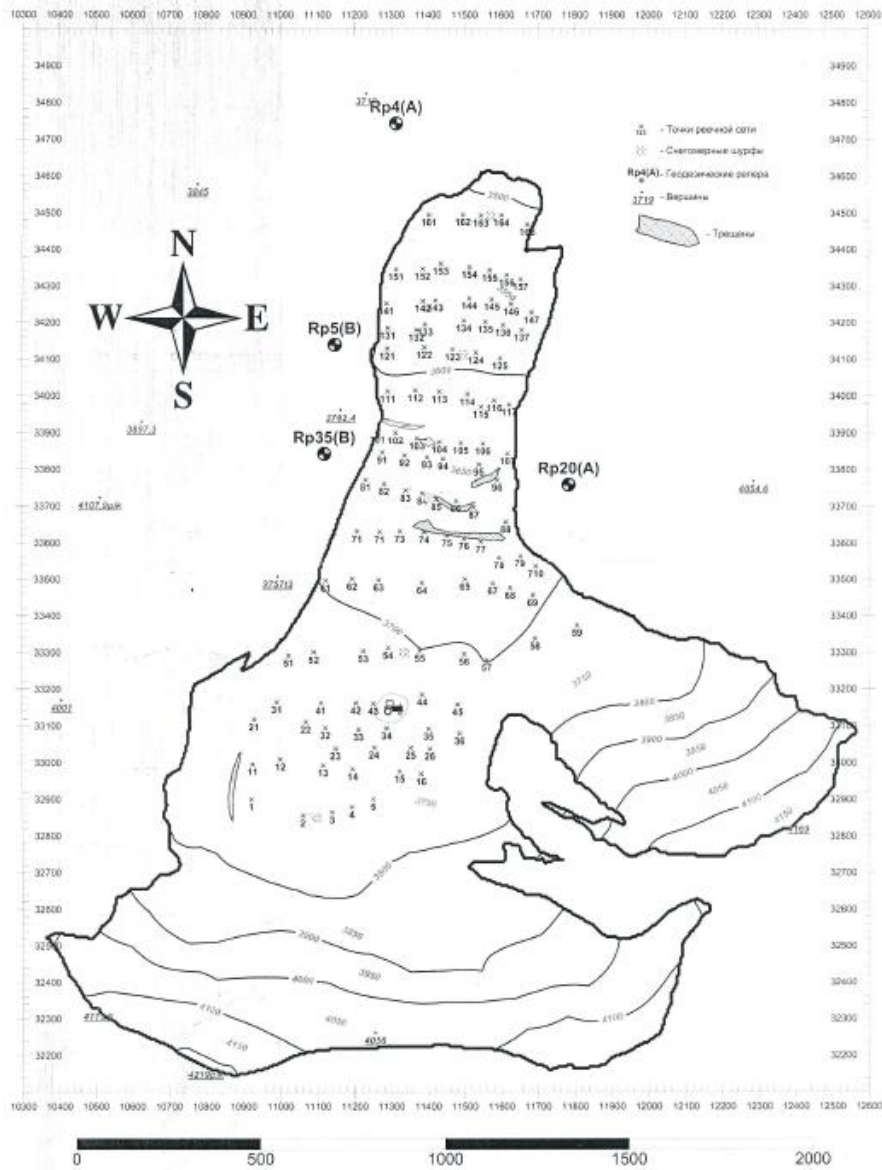


Abbildung 4: Netzwerk des glaziologischen Massenbilanzsystems von 2015 auf dem Tuyuksu Gletscher (Geographisches Institut von Almaty)

Von 1957 bis 1978 wurde die interne Akkumulation durch Temperaturmessungen in unterschiedlichen Tiefen des Firns bestimmt. Somit konnte die Menge an Schmelzwasser, die in die vorjährigen Schichten des Gletschers eindringt und dort wieder gefriert, bestimmt werden. Seit 1978 wird die interne Akkumulation als Teil der gesamten Akkumulation berechnet. Dafür wird die Vilesov-Gleichung verwendet, die nur verwendet werden kann, solange in den Gletschergebieten über der Gleichgewichtslinie die Menge an akkumuliertem Material grösser ist als die Menge an geschmolzenem Material. Die Formel zur Berechnung der internen Akkumulation wird für jede Höhenzone über der ELA angewendet. Unter Berücksich-

tigung der internen Akkumulation wird die Massenbilanz im Abstand von je 50 m für die jeweilige Höhenstufe berechnet (Hagg et al. 2004).

In der folgenden Abbildung ist die jährlich gemessene glaziologische Massenbilanz des Tujuksu-Gletschers abgebildet. Auffallend ist die Tatsache, dass seit den Siebzigerjahren des 20. Jahrhunderts die jährlichen Massenbilanzen überwiegend negativ waren.

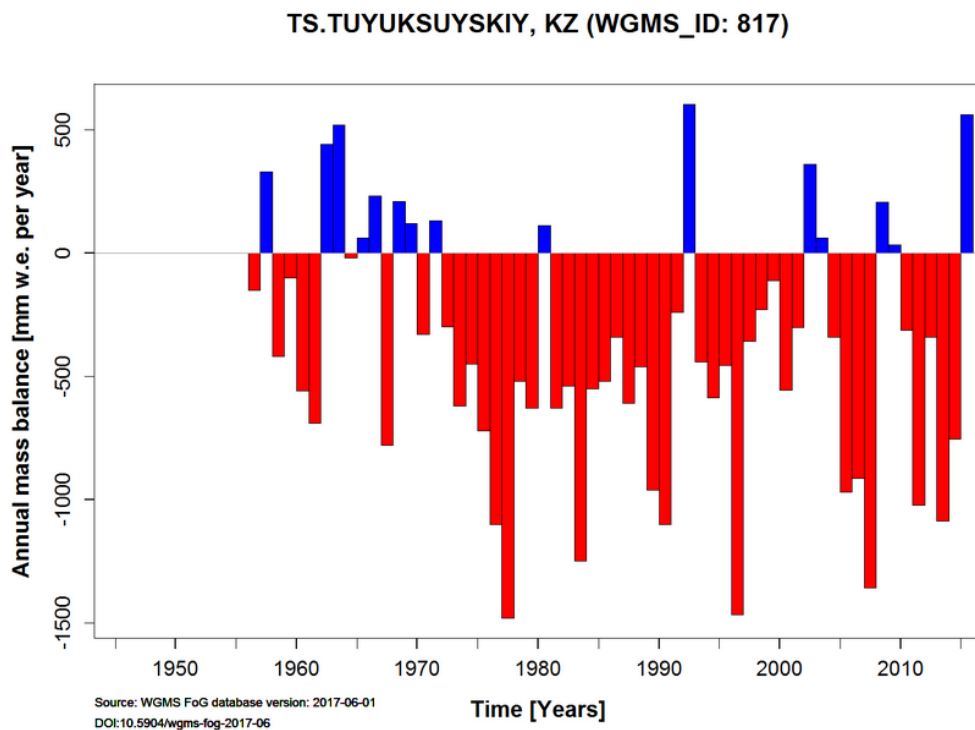


Abbildung 5: Jährliche glaziologische Massenbilanz des Tujuksu Gletschers (URL WGMS_MB)

Für die übrigen Gletscher, die sich im selben Tal befinden wie der Tujuksu-Gletscher, existieren teilweise deutlich kürzere glaziologische Messreihen als für den Tujuksu-Gletscher. Die glaziologischen Massenbilanzen für zwei dieser Gletscher wurden seit dem Jahr 1957 bestimmt, während diese für die anderen Gletscher erst seit Anfang oder Mitte der Siebzigerjahre des 20. Jahrhunderts existieren. Die Messungen wurden für Manshuk Mametovoj 1988 und für die restlichen Gletscher 1990 wieder eingestellt. Für den Gletscher Majakoskogo sind auch auf der WGMS-Webseite keine Massenbilanzdaten vorhanden. Nach Hagg et al. (2004) wurden die Massenbilanzen dieser Gletscher in der Regel eher grob geschätzt. Akkumulationsraten des Tujuksu-Gletschers wurden an Stellen, die ähnliche Neigungen aufwiesen wie die betreffenden Gletscher, berechnet und die unterschiedlichen Niederschlagsmengen anschliessend korrigiert.

1.3.2 Geodätische Massenbilanz

Satellitendaten werden für die Untersuchungen von Gletschern verwendet, seit sie verfügbar sind. Die ersten Analysen zu Gletscheränderungen wurden um 1990 anhand der Landsat Thematic Mapper (TM)-Daten durchgeführt. Die geodätischen Aufnahmen von Oberflächenhöhenänderungen von Gletschern werden häufig dazu verwendet, um Volumen- und Massenänderungen zu bestimmen. Diese Methode wurde auch schon in den Fünfzigerjahren mithilfe von Luftaufnahmen angewendet. Resultate, die aus längeren Beobachtungsperioden der geodätischen Massenbilanzmessung stammen, können verwendet werden, um glaziologische Messungen zu ergänzen und zu erweitern. Andererseits kann mit ihnen überprüft werden, ob sich in den glaziologischen Messungen Fehler akkumuliert haben und somit eine Kalibration dieser Daten notwendig ist (Bolch, 2015, Joerg et al. 2012, Paul et al., 2015).

Bis zum Jahr 2009 existierte für etwa 40% aller Gletscher weltweit mehr als eine geodätische Aufnahme (Cogley, 2009). Durch einige neue Satelliten, die hochaufgelöste Bilder liefern, wie Cryosat-2, TanDEM-X und Landsat 8, sowie im Zuge des Trends der Raumfahrtorganisationen, Daten vermehrt frei zur Verfügung zu stellen, werden geodätische Daten zukünftig einen grossen Beitrag zur Massenbilanzbestimmung und Gletscherbeobachtung beitragen, insbesondere in schwer zugänglichen oder grossräumig vergletscherten Regionen. Für die geodätische Massenbilanzbestimmung stehen viele unterschiedliche Produkte zur Verfügung, z.B. photogrammetrische Daten von optischen Aufnahmen, Interferometriedaten von Mikrowellenmessungen oder Laserdaten (Cogley, 2009, Huss et al., 2012a, Joerg et al., 2012, Paul et al., 2015).

1.3.2.1 Geodätische Massenbilanzbestimmung

Bei der geodätischen Massenbilanzbestimmung werden zwei geodätische Datensätze aus derselben Region, die jedoch zu unterschiedlichen Zeitpunkten erstellt wurden, miteinander verglichen, um Höhenänderungen der Gletscheroberflächen zu berechnen. Das betrifft etwa digitale Geländemodelle (DGM), die aus Satellitendaten, Luftbildern oder topographischen Karten generiert wurden. Nach der Bestimmung der Höhenänderung kann durch die Verwendung von Gletscherumrissen aus bestehenden Gletscherinventaren oder durch Extrahierung aus Satellitenbildern die Volumenänderung des gesamten Gletschers errechnet werden. Um aus der geodätisch bestimmten Volumenänderung eine Massenänderung in der Einheit m.w.e. respektive mm.w.e. zu erhalten, ist wie bei der glaziologischen Massenbestimmungsmethode die Dichte des Gletschermaterials der notwendige Umrechnungsfaktor. Da bei den geodätischen Aufnahmen von Gletschern keine Informationen über die Gletscherdichte bekannt sind, muss die Dichte des Gletschermaterials geschätzt werden. Dabei wurden in verschiedenen Studien unterschiedliche Annahmemöglichkeiten ermittelt. Da die Dichte des Eises je nach Gletschermesspunkt variiert, was insbesondere beim Miteinbeziehen von Firn und Schnee in der Akkumulationsregion der Fall ist, kann für die Umwandlung von Volumen- in Massenänderung nicht die Dichte von Eis angenommen werden. Stattdessen sollte ein kleinerer Wert verwendet werden. Als mögliche Dichteannahme wurde eine konstante Eisdichte unter der Verwendung von Sorge's law beschlossen. Dieses Gesetz besagt, dass über die Zeit keine Veränderung des Firns in der vertikalen Dimension stattfindet. Somit wird eine konstante Dichte von 900 kg m^{-3} für den

Gletscher angenommen. Andere Analysen berechneten eine mittlere Gletscherdichte von $850 \text{ kg m}^{-3} \pm 60 \text{ kg m}^{-3}$ als konstanten Umwandlungsfaktor, sofern der zu analysierende Gletscher ein Gebiet mit Firn aufweist, die Volumenänderung nicht 0 ist und die Untersuchungsperiode länger als 5 Jahre beträgt. Da diese Variante immer noch nicht die Variabilität der Eisdichte im Gletscher miteinbezieht, kann die Umwandlung auch entlang von verschiedenen Höhenlinien erfolgen. Eine Möglichkeit wäre die Verwendung der ELA oder der AAR und eine angenommene Dichte von 900 kg m^{-3} für das Ablationsgebiet und einer geringeren Dichte von $500\text{-}600 \text{ kg m}^{-3}$ für das Akkumulationsgebiet. Eine weitere Möglichkeit wäre die Annahme einer Dichte von Eis für etwa das unterste Drittel, eine Dichteannahme von Firn für das oberste Drittel und dazwischen eine lineare Dichteverteilung, die ausgehend von der Dichte von Firn in die Dichte von Eis übergeht (Blagovechshenskiy et al., 2015, Bolch, 2007, Cogley, 2009, Farinotti et al., Fischer, 2011, 2015, Gardner et al., 2009, Huss, 2012a, Joerg et al., 2012, Moholdt et al., 2010, Narama et al., 2009, Paul et al., 2015, Rolstad, 2009, Sold et al., 2016, Zemp et al., 2013, Zemp et al., 2017).

1.3.2.2 Herausforderungen und Ungenauigkeiten bei der geodätischen Massenbilanzbestimmung

Auch die Fehlerquellen für Massenbilanzen aus geodätischen Daten, wie etwa aus Satellitenbildern und Gletscherinventaren, können in systematische und zufällige Komponenten unterteilt werden. Ein systematischer Fehler bestünde etwa, wenn vor einer der beiden Aufnahmen Niederschlag gefallen ist. Da sich die Dichte von Neuschnee signifikant von Gletschereis und auch Firn unterscheidet, muss die errechnete Massenbilanz um dieses Volumen des Neuschnees korrigiert werden. Viele der Fehler der geodätischen Daten werden entweder von den Aufnahmeprozessen oder den Darstellungsprozessen verursacht. Dabei werden Fehler bei Aufnahmeprozessen von Sensor, Plattform oder durch atmosphärische Gegebenheiten verursacht, während Darstellungsfehler von Darstellungsprozessen wie dem Geo-Referenzieren, dem Co-Registrieren, der verwendeten Projektion, den verwendeten Bodenkontrollpunkten oder der Anzahl an Messpunkten verursacht werden. Um diese Fehler korrekt und vollständig korrigieren zu können, ist es notwendig, dass lückenlose Informationen zu den Aufnahme- und Darstellungsprozessen vorliegen. Da dies üblicherweise nicht der Fall ist, können statistische Methoden auf das Differenzbild von stabilem, nicht verändertem Gebiet, das auf beiden Aufnahmen abgebildet ist, angewendet werden. Dies ermöglicht die Erfassung und Abschätzung von Fehlern, die durch Aufnahme- oder Darstellungsprozesse verursacht wurden. Auch die Verwendung eines unabhängigen Datensatzes, wie GPS-Punkte eines differentiellem GPS (dGPS), der im Feld gemessene Punkte enthält, kann helfen, um herauszufinden, wie genau die verwendeten geodätischen Daten sind (Fischer, 2011, Huss, 2012a, Koblet et al., 2010, Sold et al., 2016, Zemp et al., 2013).

1.3.3 Re-Analyse

Um durch glaziologische und geodätische Messungen erhaltenen Massenbilanzen miteinander vergleichen zu können, müssen die zahlreichen Unterschiede zwischen den Methoden beachtet und korrigiert werden. Um diesem Re-Analyse-Prozess einen Rahmen zu geben, haben Zemp et al. (2013) ein Schema geschaffen, nach dem vorgegangen werden kann, um Resultate aus unterschiedlichen Studien und Messmethoden miteinander vergleichbar zu machen. Dieses Schema besteht aus sechs verschiedenen Phasen.

Dazu gehören Beobachtung und Messung, Homogenisierung der Daten, Unsicherheitsbestimmung, Validierung, Iteration und Kalibration. In den folgenden Abschnitten wird erläutert, wie die einzelnen Phasen durchgeführt werden können.

1.3.3.1 Beobachtung und Messung

Bei der ersten Phase der Re-Analyse werden die Daten zusammen mit den notwendigen Metadaten erhoben und dokumentiert. Bei der glaziologischen Massenbilanzmessung ist es wichtig, das Setting des Messsystems zu dokumentieren, da dieses bei langandauernden Messreihen verändert wird. Aus diesem Grund ist es essentiell, Positionen von Ablations- und Akkumulationsstangen und Schneeschächten, verwendete Extrapolationsmethoden und andere Zusatzinformationen sowie genaue Messdaten zu dokumentieren (Zemp et al., 2013).

1.3.3.2 Homogenisierung

In der Phase der Homogenisierung ist es das Ziel, die Datensätze um Fehler, die durch Messungen oder die Berechnung der Massenbilanzen erfolgten, zu reduzieren. Dazu gehören bei den glaziologischen Massenbilanzen allfällige Änderungen der Extrapolationsmethode oder des Messnetzwerks oder die Anpassung der verwendeten Gletscherfläche. Bei geodätischen Massenbilanzen ist es essentiell, dass die verwendeten geodätischen Datensätze korrekt co-registriert sind und dass für die Unsicherheitsanalyse genügend stabiles Terrain, das möglichst gleichmässig um die Gletscher verteilt sein muss, erkennbar ist (Zemp et al., 2013).

1.3.3.2.1 Unsicherheitsbestimmung

In der Unsicherheitsanalyse werden die existierenden systematischen und zufälligen Fehler der verschiedenen homogenisierten Datensätze ebenso bestimmt wie die allgemeinen Unterschiede der geodätischen und glaziologischen Massenbilanzen. Um die Unsicherheiten der geodätischen Methode zu bestimmen, werden üblicherweise die systematischen und zufälligen Fehler als Mittelwert, respektive Standardabweichung der beiden differenzierten Geländemodelle über stabilem Gelände verwendet. Zu den Allgemeinen Unterschieden der beiden Methoden gehört, dass bei der glaziologischen Massenbilanzmessung die im Feld an mehreren Punkten gemessenen Dichtewerte der Volumenänderung für die Umrechnung in eine Massenänderung verwendet werden, während bei der geodätischen Massenbilanz die Dichte des Akkumulations- und Ablationsmaterials geschätzt wird. Werden Feldmessungen und geodätische Aufnahmen nicht am selben Tag durchgeführt, haben die Lücken zwischen den Aufnahmezeiträumen durch allfällige Niederschlagsmengen und Ablationsmengen, die in dieser Zeit anfielen, einen entscheidenden Einfluss auf die jeweiligen Massenbilanzen. Diese sollten so gut wie möglich korrigiert werden, um eine bessere Vergleichbarkeit der Daten zu gewährleisten. Um allfällige Niederschläge und Schmelzmengen zu korrigieren, kann ein positives Temperaturmodell, ein so genanntes Degree day Model, ausgeführt werden. Entsprechend vorhandener Daten kann die Ablation und Akkumulation zwischen den Aufnahmedaten anhand vorhandener gemessener Temperatur- und Niederschlagswerte errechnet werden. Falls Daten

fehlen kann dies auch durch Werte aus der Literatur erfolgen (Liu und Liu, Sold et al., 2016, Thomson et al., 2016, Zemp et al., 2013).

Um die Ablation zwischen den Aufnahmedaten zu berechnen, wird ein Degree day Model verwendet, das die Beziehung zwischen Ablation und Lufttemperatur nutzt. Dabei wird angenommen, dass für jedes Grad Celsius über 0°C eine bestimmte Menge an Schnee respektive Firn oder Eis schmilzt. Somit verwendet ein Degree day Model eine Vereinfachung der Energiebilanz, da diese je nach Höhe, Albedo und Solarstrahlung innerhalb der Fläche eines Gletschers stark variieren kann. Allerdings ist diese Vereinfachung gerechtfertigt, da die Temperatur mit mehreren Komponenten der Energiebilanz stark korreliert. Um die Ablation zu bestimmen, wird zunächst die positive Gradtagssumme (PDDS) berechnet. Dies entspricht der Summe der positiven Tagesmitteltemperaturen über einen bestimmten Zeitraum. Ausserdem wird der Schmelzfaktor, auch bekannt als degree day factor (DDF) für die Berechnung der Ablation verwendet. Dieser Faktor bezeichnet die Menge an Schmelze, die pro positivem Gradtag entsteht, und hat die Einheit $\text{mm w.e. }^{\circ}\text{C}^{-1} \text{ day}^{-1}$. Um die Ablation zu berechnen, werden PDDS und DDF multipliziert. Um gewisse Einflüsse der Gletscheroberfläche auf die Ablationsmenge einzubeziehen, ist eine Unterscheidung des DDF für Schnee und Eis möglich, sofern die Daten vorhanden sind. Aufgrund der höheren Albedo von Schnee im Vergleich zu Eis und der somit gesteigerten Reflektion der einfallenden Solarstrahlung weist Schnee einen niedrigeren DDF als Eis auf. Im Verhältnis findet somit auf Schneeoberflächen eine geringere Schmelze als auf Eisoberflächen statt, unabhängig von der tatsächlichen Temperatur. Für den Tujuksu-Gletscher wurden die DDF für Schnee und Eis in einer Studie von Liu und Liu (2016) anhand von 40 Jahren Temperatur- und Niederschlagsmessungen berechnet. Die Werte sind: $\text{DDF}_{\text{Schnee}} 4.1 \text{ mm w.e. }^{\circ}\text{C}^{-1} \text{ day}^{-1}$ und $\text{DDF}_{\text{Eis}} 5.7 \text{ mm w.e. }^{\circ}\text{C}^{-1} \text{ day}^{-1}$ (Benn und Evans, 2010, Hock, 2003, Kronenberg et al., 2016, Liu und Liu, 2016, Zhang et al., 2006, Zhang et al., 2007, URL DDF).

Akkumulation zwischen den Messdaten findet statt, wenn Niederschlag in diesem Zeitraum fällt. Dabei sollte zwischen festem Niederschlag in Form von Schnee und flüssigem Niederschlag in Form von Regen unterschieden werden, sofern die entsprechenden Daten vorhanden sind. Dies kann anhand eines bestimmten Schwellwerts der Lufttemperatur durchgeführt werden. Sobald die Lufttemperatur diesen Schwellwert unterschreitet, fällt jeglicher Niederschlag als Schnee, andernfalls als Regen. Für den Tujuksu-Gletscher wurde in der Studie von Liu und Liu der Grenzwert der Lufttemperatur mit 1.8°C identifiziert. Eine Sensitivitätsanalyse des Degree day Models von Liu und Liu (2016) hat gezeigt, dass die Variation der Temperatur um 1°C einen höheren Einfluss auf die Massenbilanz hat als eine Variation der Niederschlagsmenge. Um die Änderung der Temperatur von 1°C auszugleichen, müsste der Niederschlag um mehr als 23% variieren. Somit ist der Einfluss des Niederschlages bedeutend geringer als jener der Temperatur und kann im Falle fehlender Daten vernachlässigt werden (Liu und Liu, 2016).

Die Tatsache, dass bei der geodätischen Massenbilanz die basalen und internen Massenbilanzanteile erfasst werden, während sich die glaziologische Massenbilanzbestimmung auf Oberflächenprozesse beschränkt, sollte, falls möglich, auch korrigiert werden (Fischer, 2011, Liu und Liu, Sold et al., 2016, Thomson et al., 2016, Zemp et al., 2013).

1.3.3.3 Validierung

In der Phase der Validierung werden die Resultate der verschiedenen Messreihen miteinander verglichen. Nachdem Messung, Homogenisierung und Unsicherheitsbestimmung durchgeführt wurden, ist es möglich, die Daten der glaziologischen und geodätischen Massenbilanzmessungen miteinander zu vergleichen. Dafür werden die Massenbilanzen der glaziologischen Methode entsprechend der Messperiode der geodätischen Massenbilanz aufsummiert und mit diesen verglichen. Dabei wird getestet, ob die errechneten Unsicherheiten allfällige Unterschiede zwischen den aus beiden Messmethoden erhaltenen Massenbilanzen erklären oder nicht. Sind die Unsicherheiten gross genug, um die Unterschiede zwischen den Massenbilanzen erklären zu können, können die beiden Datensätze nicht als unterschiedlich angesehen werden. Bei diesem Vergleich sollen somit verbleibende Unsicherheiten, die nicht berechnet werden konnten, sichtbar werden (Zemp et al., 2013).

1.3.3.4 Iteration

Falls bei der Validierung festgestellt wird, dass sich die beiden Datensätze unterscheiden, wird zuerst nach den verantwortlichen Fehlerquellen bei den Homogenisierungs- und Validierungsprozessen gesucht. Vorhandene Zusatzinformation zu den Messungen können dabei behilflich sein, auch Fehlerquellen, die zuvor nicht in Betracht gezogen wurden, zu identifizieren. Bei der Überprüfung der Unsicherheitsanalyse kann festgestellt werden, ob gewisse Unsicherheiten eventuell zu stark oder zu schwach gewichtet wurden. Jeglichen Änderungen bei der Homogenisierung und Unsicherheitsanalyse sollten zusätzliche Informationen oder ein erweitertes Verständnis für die Berechnungen zugrunde liegen. Eine Anpassung aufgrund von Vermutungen, die lediglich durchgeführt werden, um das Resultat zu verbessern, ist hingegen nicht sinnvoll, da sie auf keinen reproduzierbaren Fakten basiert (Zemp et al., 2013).

1.3.3.5 Kalibration

Sofern die Iteration zu keiner Verbesserung bei der Übereinstimmung der Datensets geführt hat, kann die glaziologische Messreihe mit den geodätischen Resultaten kalibriert werden. Die glaziologischen Daten sind signifikant anfälliger für Akkumulierungen von systematischen Fehlern, die während der Messperiode erfolgten, da die Punktwerte räumlich integriert werden. Auch die jährliche oder saisonale Wiederholung der Messungen führt zu einer Anhäufung von systematischen Fehlern. Für nach Zemp et al. (2013) sind keine speziellen Massenbilanzmodelle notwendig, sondern die Kalibration kann anhand der glaziologischen Massenbilanzen sowie anhand der berechneten mittleren geodätischen und glaziologischen Massenbilanzen für die spezifische Messperiode berechnet werden. Somit bleiben bei dieser Art der Kalibration die gemessenen jährlichen Massenbilanzschwankungen bestehen, während der mittlere Wert der Massenbilanz dem geodätischen Massenbilanzwert angepasst wird. Für den Fall, dass eine Kalibrierung vorgenommen wird, wird die Annahme getroffen, dass eine unbekannte Ursache die glaziologische Massenbilanz mit der Zeit beeinflusst. Es wird nicht empfohlen, das glaziologische Messsystem auf Grund dieser Ursache zu verändern, da die Reproduzierbarkeit der Re-Analyse sonst für spätere Messungen erschwert wird. Auch können zusätzlich gewonnene Erkenntnisse oder Daten diese Fehlerquelle zu einem späteren Zeitpunkt identifizierbar machen (Zemp et al., 2013).

1.3.4 Gletscheränderungen im Tien Shan

Die Analyse der Massenbilanzänderungen und des Klimas im Tien Shan Gebirge ist insgesamt schwieriger geworden, da nach dem Zusammenbruch der Sowjetunion viele der zuvor aktiven Messstationen nicht mehr betrieben werden. Insbesondere Stationen auf einer Höhe von über 3000 Meter über Meer sind betroffen. Nur ein Bruchteil der Messstationen ist noch in Betrieb und auch die glaziologischen Massenbilanzmessungen für diverse Gletscher wurden eingestellt (Bolch, 2015, Sorg et al. 2012). Aus diesem Grund haben geodätische Messmethoden eine herausragende Bedeutung für die Beobachtung und Analyse aktueller Gletscheränderungen (Zemp et al., 2008). Es existieren diverse Studien über die Längen- und Massenänderungen der Gletscher im Tien Shan Gebirge, die sowohl glaziologische Datensätze, diverse geodätische Produkte, wie optische Satellitendaten von Landsat, Rapid Eye, Corona etc. (Bolch, 2015, Bolch et al., 2008, Bolch et al., 2010, Brun et al., 2017), Gravimetriedaten von GRACE (Baumann, 2017, Farinotti et al., 2015, Sorg et al., 2012, Wang und Käab, 2015), Laser-Höhendaten von ICESat (Farinotti et al., 2015), Radardaten von SRTM, topographische Karten oder Kombinationen (Bolch, 2015, Severson, 2016) dieser Datensätze verwenden. Da die meisten davon unterschiedliche Regionen und Zeiträume abdecken, ist ein Vergleich der Resultate relativ schwierig (Narama et al., 2010).

Der Massenverlust des gesamten Tien Shan wurde für die Periode von 2003-2010 durch die Verwendung von GRACE-Daten berechnet. Die Massenverlustrate betrug -0.32 ± 0.39 m.w.e. pro Jahr, was mit glaziologisch errechneten Massenverlustraten übereinstimmte (Sorg et al., 2012). Eine weitere Studie, die optische Satellitendaten verwendete, um die Massenverlustrate für das gesamte hochalpine Asien zu berechnen, berechnete für das gesamte Tien Shan Gebirge innerhalb der Periode zwischen 2000 und 2016 eine Massenverlustrate von -0.28 ± 0.23 m.w.e. pro Jahr (Brun et al., 2017). Flächenverlustraten für das gesamte Tien Shan Gebirge mit GRACE- und Laser-Höhenmessungen von ICESat ergaben einen gesamthaften Flächenverlust in der Periode von 1961-2012 von 16150 ± 750 zu 13190 ± 680 km². Dies entspricht einem Rückgang der vergletscherten Fläche um $18\% \pm 6\%$ (Farinotti et al. 2015).

Ein wichtiger Faktor für die Änderung des Gletscherregimes im Tien Shan Gebirge ist die gemessene Klimaänderung. Dabei hat vor allem die Lufttemperatur einen starken Einfluss auf die Massenbilanz der Gletscher. Durch die Lufttemperatur wird auch die Art des Niederschlags bestimmt sowie die Intensität und Dauer der Ablationsperiode. Somit kann ein kleiner Temperaturanstieg durch den Einfluss auf Schmelze und Niederschlag und die damit einhergehende Änderung der Oberflächenalbedo eine verstärkte Ablation verursachen. Vor allem seit den Siebzigerjahren des 20. Jahrhunderts konnte eine gestiegene Durchschnittstemperatur gemessen werden. Der verzeichnete Gletscherrückgang im Tien Shan stimmt relativ gut mit dem verzeichneten Temperaturanstieg überein, da die Massenbilanzraten einen deutlich negativen Trend seit dieser Zeit aufweisen (Aizen et al. 2006, Aizen et al. 2007a, Aizen et al. 2007b, Aizen, 2011, Bolch, 2007, Bolch und Marchenko, 2006, Kaldybayev et al., 2016, Kononova et al., 2015, Sorg et al., 2012, Zaginaev et al., 2016). Dieser Temperaturanstieg führte zu einer grösseren Schmelzenergie, wodurch die Albedo ebenso wie die Schneeakkumulation verringert wurde, da dabei eine Verschiebung von flüssigem zu festem Niederschlag stattfand. Auch stiegen die Temperaturen in den

Herbstmonaten vergleichsweise stärker an, was zu einer Verlängerung der Ablationsperiode führte (Aizen et al., 2007, Bolch und Marchenko, 2006, Kaldybayev et al., 2016, Kononova et al., 2015, Sorg et al., 2012).

Die heterogenen klimatischen Bedingungen im Tien Shan Gebirge führen zu heterogenen Massenbilanzvariabilitäten in unterschiedlichen Bereichen des Tien Shans (Bauman 2017, Brun et al., 2017). Dieses heterogene Muster der Massenverlusten für die unterschiedlichen Gebiete des Tien Shan Gebirges konnte in verschiedenen Studien beobachtet werden. Die nördlichen, östlichen und westlichen Tien Shan Gebiete wiesen in der Regel höhere Massenverlusten auf als das zentrale Tien Shan (Bolch, 2007, Farinotti et al., 2015, Kaldybayev et al., 2016, Sorg et al., 2012). Errechnete Verluste der vergletscherten Flächen im Tien Shan variierten je nach Region in diversen Studien und unabhängig davon, ob lediglich geodätische oder auch glaziologische Daten verwendet wurden. Dabei wiesen die Gebiete des westlichen und nördlichen Tien Shan mit 0.38 bis 0.76% pro Jahr die grössten Verlusten auf. In Gebieten des zentralen und östlichen Tien Shan wurden mit 0.15 bis 0.4% respektive 0.05 bis 0.31% pro Jahr deutlich kleinere Verlusten für die vergletscherten Flächen errechnet (Bolch 2007, Bolch 2015, Hagg et al., 2013, Sorg et al., 2012). Auch andere Studien zeigen diese räumliche Variation des Gletscherrückgangs zwischen den verschiedenen Gebieten des Tien Shan Gebirges. In der Studie von Kaldybayev et al. (2016) wurde allerdings mit Hilfe von verschiedenen Landsat-Szenen ein deutlich ausgeprägter Verlust der vergletscherten Fläche im Karatal Flussbassin in Kasachstan, einem Gebiet des östlichen Tien Shans errechnet. Dieser betrug im Zeitraum zwischen 1956 und 2012 45%. Die regionalen Unterschiede der Massenverluste können zu einem Teil durch Höhe, Exposition und Breitengrad der Gletscherlage erklärt werden. Die Kombination dieser drei Faktoren bestimmt die Durchschnittstemperatur und die Solarstrahlung, die die wichtigsten Faktoren für die Gletscherschmelzrate darstellen (Farinotti et al. 2015). Die variablen Reaktionen auf die Klimaveränderungen implizieren auch, dass die humiden Regionen bedeutend stärker auf Klimaschwankungen reagieren. Somit fallen der Gletscherrückgang und der Massenverlust in diesen Gebieten deutlich grösser aus als in den Regionen des zentralen Tien Shan, die ein eher kontinentales Klima aufweisen. Da die kalten Gletscher in diesem Bereich eher kleine Massengradienten sowie eine höhere durchschnittliche ELA aufweisen, reagieren die Gletscher in diesen Gebieten mit grösserer Zeitverzögerung (Bolch 2015, Narama et al., 2010, Sorg et al. 2012).

Im Ile Alatau ging zwischen 1955 und 1990 die vergletscherte Fläche um 29.2% und das Gletschervolumen um 32.3% zurück. Kleine Gletscher verschwanden sogar vollständig (Bolch 2007). Die Massenbilanzen des Tujuksu-Gletschers stimmen relativ gut mit den gemessenen Klimaänderungen überein. Die Massenbilanz des Tujuksus war zwischen 1958 und 1970 relativ stabil mit einem positiven Maximum in den Jahren 1963 und 1964, in denen die Massenbilanz +0.5 m.w.e. betrug. Insgesamt war die Massenbilanz zwischen 1958 und 1973 achtmal positiv. Wie viele andere Gletscher im Tien Shan Gebirge erfuhr auch der Tujuksu-Gletscher seit den Siebzigerjahren des 20. Jahrhunderts aufgrund der höheren Lufttemperatur im Herbst und der damit einhergehenden verlängerten Ablationsperiode einen gesteigerten Massenverlust. Auch konnte in dieser Periode eine leichte Erhöhung der Niederschlagsmenge sowie eine Verschiebung des Aggregatzustandes des Niederschlags festgestellt werden. Dies bedeutet, dass ein grösser-

rer Anteil des gefallenen Niederschlags entweder eine Mischung aus flüssig und fest, oder komplett flüssig war als in den vorherigen Jahren (Bolch, 2007, Kononova et al., 2015, Severskiy et al., 2016). Der glaziologisch gemessene akkumulierte Massenverlust in der Periode von 1958-1998 betrug 12.6 m.w.e, während die in derselben Periode gemessene geodätische akkumulierte Massenbilanz einen Verlust von 16.8 m.w.e. aufzeigt (Hagg et al., 2004). Zwischen 1958 und 2012 zeigte die kumulierte Massenbilanz einen negativen Trend von -22.24 m.w.e. und eine Oberflächenabsenkung von 0.38 m.w.e. pro Jahr. Zwischen 1965 und 2012 zog sich der Terminus des Tujuksu-Gletschers um 750 m zurück und wies eine jährliche Rückzugsrate von 13.6 m pro Jahr auf (Kononova et al., 2015, Severskiy et al., 2016). Für die Beobachtungsperiode von 2003-2009 wurde die jährliche Massenbilanzrate des Tujuksu-Gletschers mit GRACE-Daten auf -0.42 m.w.e. pro Jahr bestimmt (Sorg et al., 2012). Wie die meisten anderen Regionen des Tien Shan weist auch der Tujuksu in den ersten Jahren des 21. Jahrhunderts aufgrund erhöhter Akkumulation eine weniger negative Massenbilanz auf als in den vorherigen Jahren (Bolch, 2015, Kononova et al., 2015, Severskiy et al., 2016, Shanguan et al., 2015).

Neben den Massenbilanzmessungen und der Identifikation von vergletscherten Gebieten kann auch mittels geodätischer Datensätze die Entstehung von Gletscherseen und deren Wachstum beobachtet werden. Durch den seit den Siebzigerjahren des 20. Jahrhunderts verstärkten Gletscherrückgang bildeten sich verhältnismässig schnell Gletscherseen mit einem grossen Schmelzwasservolumen in verschiedenen Regionen des Tien Shans. Ein möglicher Ausbruch dieser Seen kann zu einem GLOF oder einem Murgang führen, was insbesondere in den Regionen nahe dicht besiedelter Gebiete wie dem Tujuksu katastrophale Auswirkungen haben könnte (Blagovechshenskiy et al., 2015, Narama et al., 2009).

Da in den diversen Studien zur Gletscheränderung im Tien Shan kaum und für den Tujuksu-Gletscher im Besonderen keine Re-Analysen existieren, kann bis zum jetzigen Zeitpunkt nicht gesagt werden, ob sich über die Zeit der glaziologischen Massenbilanzmessungen systematische Fehler kumuliert haben und somit eine Kalibration der Datenreihe notwendig wäre.

1.3.5 Ziel der Arbeit

Das Ziel der Arbeit ist der Vergleich der geodätisch und glaziologisch bestimmten Massenbilanzen für den Tujuksu-Gletscher im Ile Alatau Tal des nördlichen Tien Shan. Dafür werden hochaufgelöste optische Satellitendaten aus unterschiedlichen Jahrzehnten verwendet sowie die durch das WGMS bereitgestellten glaziologischen Daten. Diese Daten werden durch eine Re-Analyse verglichen und mögliche Fehler und Anpassungsnotwendigkeiten identifiziert. Ferner sollen Massen- und Längenänderungen der üblichen Gletscher im selben Tal bestimmt werden, um einen Überblick über deren Veränderung zu erhalten.

Im Detail sind die Ziele der Arbeit:

- I. Berechnen der geodätischen Massenbilanzen der folgenden Gletscher im Ile Alatau: Tujuksu-Gletscher, Igli Tuyuksu, Molodoshny, Mametova, Kosmodemjanskaja, Majakowski und Ordshonikidse -Gletscher. Das Hauptaugenmerk liegt auf dem Tujuksu-Gletscher.

- a. Erstellen von DGM aus hochaufgelösten optischen Satellitenbildern
 - b. Erstellen von Orthophotos
 - c. Anpassen von Gletscherumrissen
 - d. Co-Registrierung der DGMs
- II. Re-Analyse der Daten für den Tujuksu-Gletscher mit den glaziologischen Massenbilanzen
- a. Homogenisierung der Daten
 - b. Validierung der Datensätze mit Unsicherheitsberechnungen für systematische und zufällige Fehler sowie generelle Unterschiede zwischen den Messsystemen
 - c. Falls notwendig, Iteration der Punkte a) und b)
 - d. Falls notwendig und sinnvoll, Kalibration der glaziologischen Massenbilanz
- III. Vergleich der errechneten Daten mit der Literatur und den Ergebnissen von Strel (2017)

Der Vergleich zwischen geodätischen Massenbilanzen und glaziologischen Massenbilanzen des Tujuksu-Gletschers wurde von Hagg et al. (2004) für die Zeitperiode von 1958-1998 durchgeführt, allerdings ohne eine Re-Analyse und entsprechende Unsicherheitsberechnungen. Aus diesem Grund soll in dieser Arbeit ein Vergleich zwischen den glaziologischen und geodätischen Massenbilanzen bis ins Jahr 2016 erfolgen sowie eine Re-Analyse der verschiedenen Messperioden, um festzustellen, ob sich bei der glaziologischen Massenbilanz über die Dauer der Messperiode signifikante Messfehler kumuliert haben und somit eine Kalibrierung notwendig wäre.

2. Verwendete Daten

Für die Untersuchung wurden hochaufgelöste Satellitendaten von Corona, GeoEye und Pléiades verwendet, um digitale Geländemodelle und Orthophotos zu erstellen. Ausserdem wurden SRTM-DGM verwendet und als zusätzliche Information Landsat 8 Szenen. Als In-Situ-Massenbilanzdaten wurden die Daten des Tujuksu-Gletschers sowie für die Gletscher Igli Tujuksu, Manshuk Mametovoj, Molodezhnj, Ordzhonikidze und Zon Kosmodernjanskoj verwendet, zudem Temperaturdaten für diverse Berechnungen aus verschiedenen Quellen.

2.1 Satellitendaten

2.1.1 Corona

Freigegebene Satellitenbilder von 1960-1972 der amerikanischen Intelligence Satellite Mission sind heute frei zugänglich. Die früheren Corona-Systeme KH-1 bis KH-3 enthielten lediglich eine panchromatische Kamera, die späteren Systeme von Corona (KH-4A und KH-4B) enthielten jeweils zwei panchromatische Kameras mit einem Winkel von 30° zueinander. Die räumliche Auflösung der späteren Systeme betrug etwa 8 m für KH-4A und etwa 2.7 m für KH-4B. Die beiden Kameras mit einem Winkel von 30 m zueinander ergeben für die DGM-Generierung geeignete Stereobilder (Bolch et al., 2008, Bolch, 2015).

Für diese Arbeit wurden Corona-Daten vom 17. September 1971 verwendet, aufgenommen vom Corona KH-4B-Sensor in einer Flughöhe von 150 km. Aus diesen Daten wurden DGM-Streifen und Orthophotos generiert (Strel, 2017).

2.1.2 SRTM

Die Shuttle Radar Topography Mission war eine Operation, um die Welt dreidimensional abzubilden, und wurde von der National Aeronautics and Space Administration (NASA), der National Imagery and Mapping Agency (NIMA) und der National Geospatial Intelligence Agency (NGA) durchgeführt. In einer 11-tägigen Mission, die vom 11.-22. Februar 2000 stattfand, wurden Radar-Interferometrie-Daten von 80% der Erdoberfläche zwischen 60°N und 56°S aufgenommen, um ein globales Set von Geländemodellen zu generieren. Die Interferometrie-Daten wurden bei den Überflügen aufgenommen, indem zwei Antennen zur selben Zeit die Erdoberfläche aus zwei verschiedenen Winkeln aufnahmen. Aus den Differenzen zwischen beiden Datensets konnte die Geländehöhe berechnet werden. Es existieren drei verschiedene Geländemodell-Datensätze der SRTM-Aufnahmen mit unterschiedlichen Charakteristika: die SRTM Non-Void Filled-, die SRTM Void Filled- und die SRTM 1 Bogensekunde Global DGM-Daten. Die SRTM Non-Void Filled-Daten weisen gewisse Lücken in den Geländemodellen auf, die durch technische Probleme entstanden. Regionen ausserhalb der USA wurden mit einer Pixelgrösse von 90x90m aufgenommen, während die USA in einer Auflösung von 30 m x 30 m abgedeckt wurde. Die SRTM Void Filled-Daten weisen hingegen keine Lücken auf, da diese Lücken durch Interpolationen von Geländedaten aus anderen Quellen gefüllt wurden. Die Auflösung beträgt für die USA 30 m x 30 m, während der Rest der Welt mit einer Auflösung von 90 m x 90 m abgedeckt ist. Die SRTM 1 Bogensekunde Global-Daten wurden 2014

veröffentlicht und enthalten zum gegenwärtigen Zeitpunkt nur noch einzelne Lücken. Die Daten weisen nun eine Auflösung von 30 m x 30 m zwischen 50°N und 50°S auf. Ausserhalb dieser Breitengrade beträgt die Auflösung 60 m x 60 m (Bolch, 2006, Lillesand et al., 2014, URL USGS_SRTM).

Für diese Arbeit wurden digitale Geländemodelle des SRTM 1 Bogensekunde Global Sets verwendet, da das Untersuchungsgebiet innerhalb der Breitengrade, die mit der Auflösung von 1 Bogensekunde vermessen wurden, liegt. Ausserdem sind keine grossen Datenlücken im DGM im Untersuchungsgebiet lokalisiert, die die Ergebnisse beeinflussen könnten, was die Verwendung schlechter aufgelöster Daten unter Umständen rechtfertigen würde.

2.1.3 GeoEye

GeoEye-1 wurde am 6. September 2008 in seiner Umlaufbahn mit einer Entfernung von 684 km zur Erde platziert und kann Orte mit einer Wiederkehrrate von 1 bis 3 Tagen erneut abbilden. Der Satellit gehört DigitalGlobe und ist somit ein kommerzielles Satellitensystem. GeoEye-1 kann Daten panchromatisch mit einer räumlichen Auflösung von 0.41 m und multispektral mit einer Auflösung von 2 m aufnehmen. Die panchromatischen Daten mit einer Auflösung von 0.41 m sind allerdings nur für die amerikanische Regierung zugänglich. Die öffentlichen panchromatischen GeoEye-Daten weisen eine Auflösung von 0.5m auf. Der Sensor kann Daten mit einem Aufnahmewinkel, der sich bis zu 60° vom Nadirwinkel unterscheidet, aufnehmen. Aus diesem Grund ist GeoEye sowohl für monoskopische als auch für stereoskopische Datenprodukte geeignet. Aufgrund der hohen Genauigkeit von 3 m, die es erlaubt, verhältnismässig kleine Objekte auf den Aufnahmen zu identifizieren, eignet sich GeoEye für diverse Analysen und Beobachtungsaufgaben (Lillesand et al., 2014, URL Geoimage_GE, URL Landinfo).

Für dieses Projekt wurden am 9. August 2012 von GeoEye-1 stereoskopisch aufgenommene, panchromatische und multispektrale Daten verwendet.

2.1.4 Pléiades

Das Pléiades-Projekt wurde von der französischen Raumfahrtbehörde Centre National D'Études Spatiales (CNES) geleitet und in Zusammenarbeit mit den italienischen, belgischen, spanischen, schwedischen und österreichischen Behörden durchgeführt. Die Satelliten wurden am 17. November 2011 (Pléiades-1A) und am 2. Dezember 2012 (Pléiades 1B) in ihrem Orbit im Abstand von 649 km zur Erde positioniert. Beim Pléiades-Projekt wurden zwei optische Satelliten mit Sensoren im sichtbaren und nahinfraroten Bereich verwendet. Durch die Positionierung der beiden Satelliten im Winkel von 180 Grad zueinander kann jeder Punkt der Erde täglich abgedeckt werden. Die Satelliten enthalten einen panchromatischen Kanal mit einer räumlichen Auflösung von 70 cm und vier verschiedene Spektralbänder (blau, grün, rot und nah-infrarot) mit einer räumlichen Auflösung von 2.8 m. Das Aufnahmegebiet hat eine Grösse von 20 km in Nadir-Richtung. Die beiden Pléiades-Satelliten sind in der Lage, Objekte von einem Meter Grösse erkennbar aufzunehmen (Gleyzes et al., 2012, URL CNES, URL Geoimage_P).

Für diese Arbeit wurden am 27. August 2016 von Pléiades 1B aufgenommene panchromatische und multispektrale Daten verwendet.

In den folgenden zwei Abbildungen ist die Abdeckung der verwendeten Satellitendaten auf dem Hintergrund einer topographischen Karte abgebildet. Die erste Abbildung zeigt eine Übersicht der Region mit der Grenze von Kasachstan und Kirgistan ebenso wie umliegende Städte und Seen während die zweite Abbildung ein Detailausschnitt der verwendeten Satellitendaten ist und die Umrisse selbiger erkennbar machen.

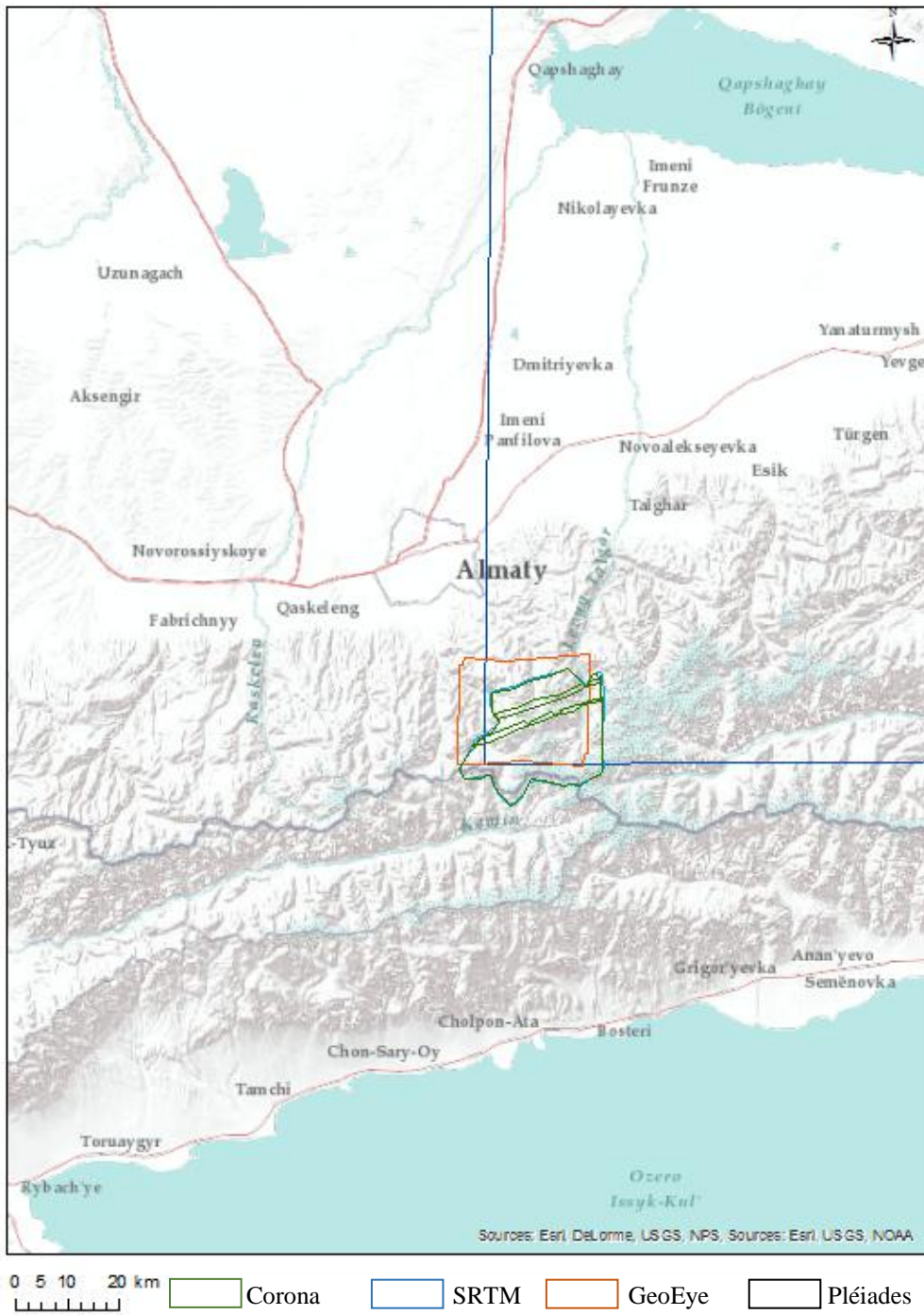


Abbildung 6: Satellitenabdeckung der verwendeten Daten mit topographischer Karte im Hintergrund (Hintergrundkarte von Esri, in ArcMap integriert)

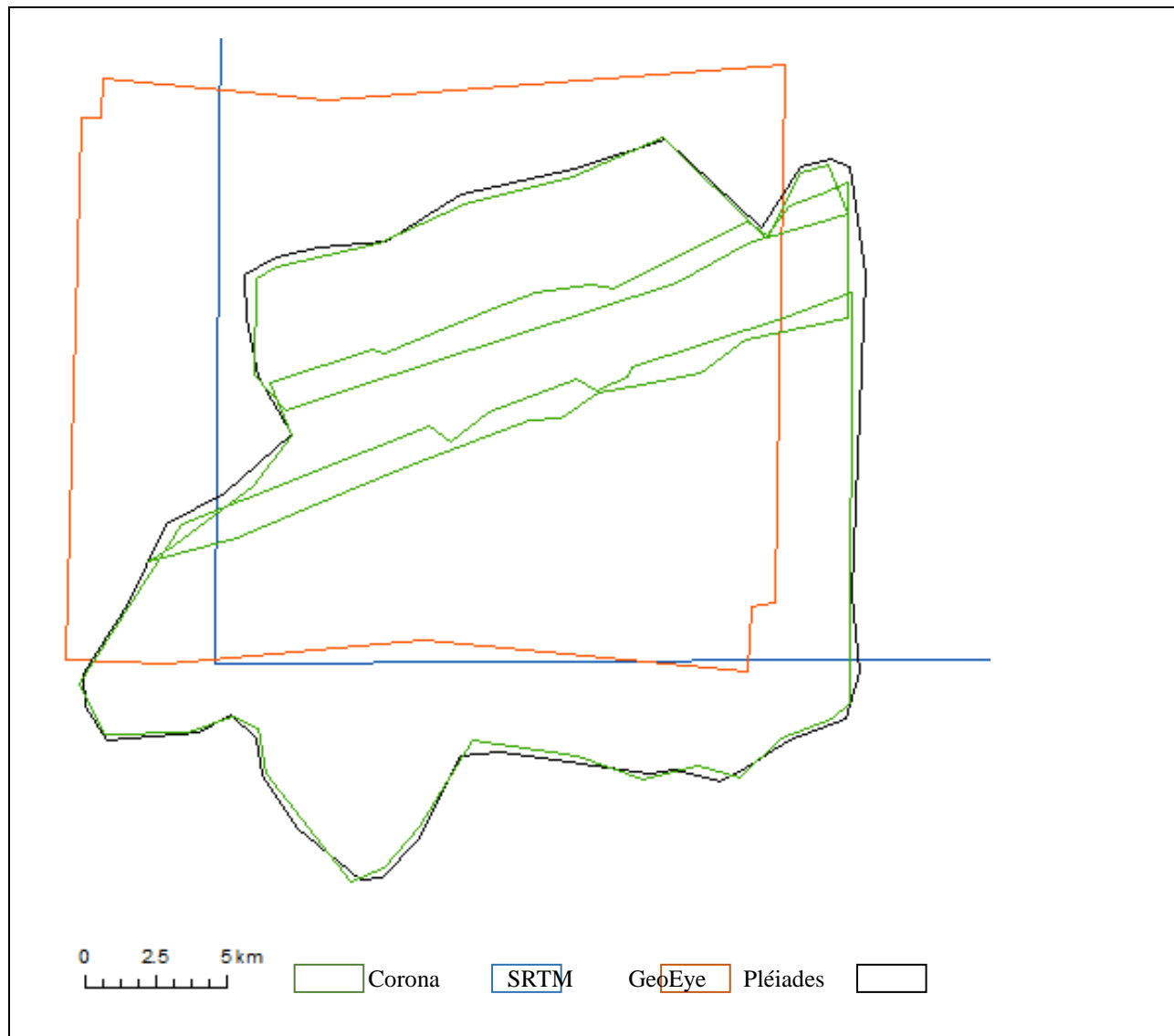


Abbildung 7: Umriss der verwendeten Satellitendaten als Detailausschnitt

2.2 Landsat

Landsat 8 wurde am 11. Februar 2013 gestartet und enthält zwei verschiedene Sensoren: den Operational Land Imager (OLI) und den Thermal Infrarot Sensor (TIRS). Beide verfügen über ein völlig identisches Aufnahmefeld. Landsat OLI und TIRS haben eine Auflösung von 30 m, während die panchromatischen Aufnahmen eine räumliche Auflösung von 15 m aufweisen (Geoimage_LS8, Lillesand et al., 2014).

Die beiden Landsat 8 OLI-Szenen vom 06. August 2013 und vom 07. September 2013 wurden verwendet, um zusätzliche Bezugspunkte neben den während der Feldarbeit gemessenen Bodenkontrollpunkten zu identifizieren.

2.3 Zusätzliche Datensätze

2.3.1 Im Feld gemessene Bodenkontrollpunkte

Während der Feldarbeit in Kasachstan im August 2016 wurden mit einem Ashtech-GPS-Gerät 10 Bodenkontrollpunkte im Untersuchungsgebiet gemessen. Die Messungen des Ashtech-GPS-Gerätes haben eine horizontale Genauigkeit von etwa 1 m und eine vertikale Genauigkeit von etwa 3 m.

2.3.2 Gletscherumrisse

Als Gletscherumrisse wurden die von Bolch (2006) für 1999 prozessierten Daten verwendet. Die Gletscherabgrenzungen wurden mit Hilfe von Landsat ETM+-Szenen vom 08. August 1999 und unter Verwendung des normalisierten Vegetationsindex (NDVI) identifiziert (Bolch, 2006). Für die Gletscherstände 1971, 2012 und 2016 wurden die verwendeten Gletscherumrisse für das Jahr 1999 manuell angepasst (siehe Kapitel Methoden).

2.3.3 Glaziologische Massenbilanzen

Die glaziologischen Massenbilanzen für den Tjuksu-Gletscher sowie für die Gletscher Igli Tjuksu, Manshuk Mametovoj, Molodezhnj, Ordzhonikidze und Zon Kosmodernjanskoj wurden von N.E. Kasatkin, K.G. Makarevich und anderen Forschern des geographischen Instituts der Bildung und Wissenschaft in Almaty, der kasachischen Republik, gemessen und in den WGMS-Reporten für das Jahr 2017 und davor sowie auf der WGMS-Webseite publiziert.

2.3.4 Klimadaten

Als Klimadaten wurden tägliche Temperaturwerte aus den Jahren 1999 und 2000 verwendet. Diese wurden an der Klimastation beim Tjuksu-Gletscher erhoben und von Mitarbeitern des geographischen Instituts in Almaty zur Verfügung gestellt. Als Klimadaten für die Jahre 2012 und 2016 wurden halbstündlich am Flughafen von Almaty für den Flugbetrieb gemessene Temperaturdaten verwendet (URL Wetter).

3. Methoden

3.1 Generierung digitaler Geländemodelle durch GeoEye und Pléiades Daten

Für die Generierung der jeweiligen digitalen Geländemodelle wurde das ERDAS IMAGINE Photogrammetry Tool verwendet. Die während einer Feldarbeit im Juli 2016 mit einem Ashtech-GPS-Gerät gemessenen GPS-Punkte wurden dabei als Bodenkontrollpunkte (GCP) verwendet. Die Bodenkontrollpunkte aufgenommen mit dem Ashtech-GPS weisen eine horizontale Genauigkeit von 1 m und eine vertikale Genauigkeit von 3 m auf. Zusätzlich zu den Bodenkontrollpunkten wurden weitere Punkte als Bindungspunkte (Tie Points, TP) verwendet, deren Koordinaten unter Verwendung des Inquire Tools von ERDAS IMAGINE identifiziert wurden. Dafür wurden die Koordinaten von markanten und in den Pléiades- sowie GeoEye-Satellitenbildern erkennbaren Landschaftsformen, wie z.B. Flussgabelungen, Weggabelungen und einzelne Felsbrocken, in Landsat 8-Szenen identifiziert. Die entsprechende Höheninformation wurde aus dem 1 Bogensekunde SRTM DGM herausgelesen. Sowohl die Landsat 8-Szenen als auch das SRTM DGM wurden in WGS84 Nord, Zone 43 dargestellt und hatten eine Pixelgröße von 30 m.

Tabelle 1: Koordinaten und Höhenwerte bei der Feldarbeit mit dem Ashtech-GPS-Gerät gemessene Bodenkontrollpunkte

Bodenkontrollpunkt	WGS 84 43N Easting	WGS 84 43N Northing	Höhe [m]
1	669108.32	4772475.69	2984.12
2	669078.89	4772372.71	2977.64
3	669157.35	4772299.16	2991.54
4	668652.27	4770288.63	3463.87
5	669044.57	4770278.82	3390.02
6	669422.15	4770308.25	3328.15
7	669579.07	4769827.68	3368.86
8	669613.40	4769106.83	3454.49
9	669647.73	4768856.74	3496.34
10	669569.27	4769567.78	3383.72

Tabelle 2: Koordinaten und Höhenwerte der mittels Landsat 8 Szenen und SRTM DGM identifizierten Bindepunkte

WGS 84 43N Easting	WGS 84 43N Northing	Höhe SRTM DGM [m]
669192.52	4772320.56	3012
668477.71	4778298.69	1991
664938.70	4770966.71	2803
664361.28	4771021.33	2574
663580.56	4771257.88	2429
676451.31	4770872.23	2722
675770.51	4765767.64	3102
663168.33	4763750.01	3001
662514.49	4765432.18	2765
664571.25	4763136.83	3093
660268.52	4763274.35	3315
664970.92	4770953.50	2822
668727.48	4774814.48	2529
675760.39	4765802.37	3102
674033.22	4772321.64	3532
677190.01	4774518.64	2895
678237.47	4769072.58	3270
676685.12	4763389.25	3692
665908.63	4763179.51	3229
673756.60	4766547.13	3349
665122.06	4760744.92	3314
665944.08	4756775.27	4272
676554.42	4772414.15	2792
675371.14	4772262.52	3025
667038.23	4763716.24	3357
667452.94	4764459.82	3513

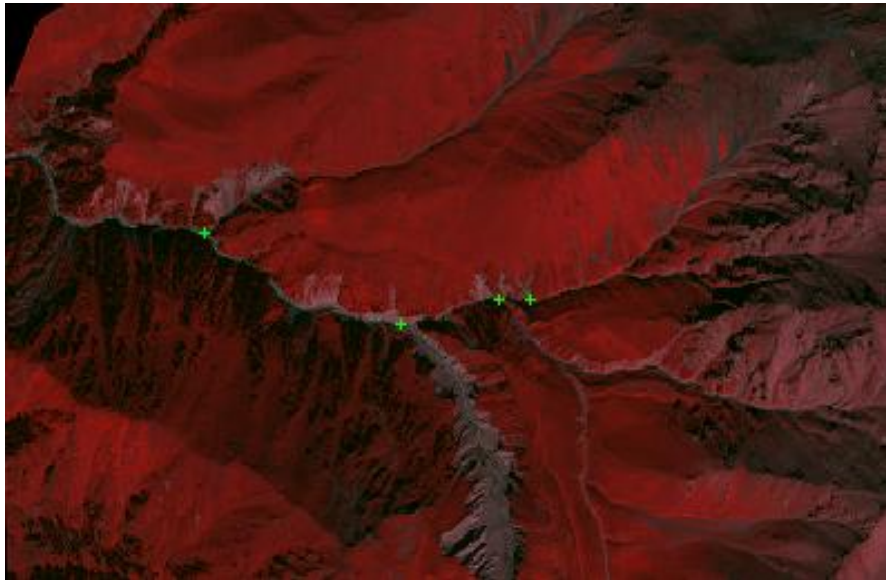


Abbildung 8: Identifikation von 4 Bindepunkten in einem Ausschnitt der Pléiades-Szene mit dem Classic Tie Point Measurement Tool von Erdas Photogrammetry

Es wurden jeweils die beiden multispektralen Satellitenbilder mit den sich unterscheidenden Aufnahmewinkeln verwendet ebenso wie die GCP- und TP-Punkte, deren genauen Positionen durch das Classic Tie Point Measurement Tool in jeweils beiden Szenen bestimmt wurden. Die Automatic Tie Point Generation generierte zusätzliche Punkte mit Koordinaten und Höhenwerten.

Die Tie Point Uncertainty Analysis ermöglichte zudem einen Überblick über die Genauigkeit der einzelnen Punkte. Diese wurden kontrolliert, verschoben, ersetzt oder ganz entfernt, bis die angemessene Genauigkeit hergestellt war.

Die Triangulation aller Punkte berechnete den mittleren quadratischen Vorhersagefehler (RMSE). Wenn dieser die gewünschte Grösse von kleiner als einem Pixel erreichte, wurde das Geländemodell mittels enhanced Automatic Terrain Extractor (eATE) und classic Automatic Terrain Extractor errechnet. Durch die feineren Einstellungsmöglichkeiten des enhanced Automatic Terrain Extractor (ATE) errechnet dieser in der Regel genauere Geländemodelle. Jedoch dauert die Berechnung deutlich länger als bei der Verwendung des classic Automatic Terrain Extractors. Um zu entscheiden, welches der errechneten Geländemodelle verwendet werden sollte, wurden die Ergebnisse des eATE und ATE miteinander verglichen und aufgrund der höheren Genauigkeit der Ergebnisse fiel die Entscheidung für den eATE. Die DGM-Berechnung wurde sowohl für die Pléiades- als auch für die GeoEye-Daten mehrmals mit unterschiedlichen Einstellungen wiederholt. Dabei führten gewisse Einstellungen, wie eine nichtlineare Berechnung der Oberfläche oder die Interpolation von Lücken, die mit dem Herausfiltern von fehlerhaften Ausreißern einherging, aus unbekanntem Grund zu lückenhaften Berechnungen. Aus diesem Grund wurde die Oberfläche linear berechnet und fehlende Werte mit einem gewichteten Mittelwert interpoliert. Die verwendete Auflösung für die Generierung der GeoEye- und Pléiades-DGM betrug 5 m.

3.2 DGM Co-Registrierung

Um genaue Resultate bei DGM-Differenzierungen zu gewährleisten, ist eine Co-Registrierung der verschiedenen DGMs notwendig. Nur so kann sichergestellt werden, dass die errechneten Höhenunterschiede auch wirklich von einer Änderung des Gletschervolumens verursacht werden und nicht durch eine

Verschiebung der verwendeten Modelle. Nicht korrigierte DGM-Verschiebungen können zu erheblichen Verzerrungen bei den Volumenänderungen führen (Joerg et al., 2012, Pieczonka et al., 2013).

3.2.1 Manuelle Co-Registrierung

Bei der manuellen Co-Registrierung wurde der Ansatz von Nuth und Kääb (2011) verfolgt, wobei x-, y- und z-Verschiebungen von einem DGM zu einem zweiten sogenannten Master DGM berechnet wurden. Diese Verschiebungen konnten anschließend manuell korrigiert werden. Daraus resultierten zwei zueinander co-registrierte DGMs.

Wenn zwei DGMs zueinander verschoben sind, kann eine Beziehung zwischen den Höhenunterschieden und der Exposition beobachtet werden. Dabei sind resultierende Höhenunterschiede zwischen den beiden DGMs durch die Verschiebung aufgrund der Beziehung zwischen der Magnitude des Verschiebungsvektors und dem Höhenunterschied zur Tangente der Geländeneigung bei steilerer Neigung grösser als bei flacherer Neigung (Joerg et al., 2012, Nuth und Kääb, 2011, Paul et al., 2015). Um die Abhängigkeit der Höhenunterschiede von der Neigung zu lösen, wird bei jedem Pixel der Höhenunterschied durch die Tangente der Neigung geteilt. Die resultierende Gleichung lautet:

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

α entspricht der Geländeneigung, ψ der Exposition, a der Magnitude der horizontalen Verschiebung, b der Richtung des Verschiebungsvektors und c dem mittleren Bias zwischen den beiden DGMs, geteilt durch die mittlere Neigung des Geländes (Joerg et al., 2012, Nuth und Kääb, 2011, Paul et al., 2015).

Durch die Minimierung der Residuen auf beiden Seiten der Formel (1) können die Verschiebungen in X-, Y- und Z-Richtung bestimmt und somit korrigiert werden (Joerg et al., 2012, Nuth und Kääb, 2011, Paul et al., 2015).

Um die Co-Registrierung einheitlich zu gestalten, wurden die in dieser Arbeit generierten Pléiades- und GeoEye-DGMs sowie das von Strel (2017) generierte Corona-DGM jeweils passend zum SRTM DGM co-registriert. Das SRTM DGM weist anerkannte korrekte Koordinaten auf, wohingegen bei der Platzierung der GCP-Punkte, beschrieben in Kapitel 3.1, gewisse Ungenauigkeiten entstanden sein könnten, insbesondere da die verschiedenen verwendeten Datensätze teilweise unterschiedliche Auflösungen aufweisen. Somit sollte die Co-Registrierung der DGMs zum SRTM DGM die Vergleichbarkeit der selbst generierten Datensätze zueinander, aber auch zu anderen Datensätzen, für eine weitere Verwendung der DGMs gewährleisten. Aus diesem Grund war das SRTM DGM in allen Co-Registrierungsvorgängen das Master DGM.

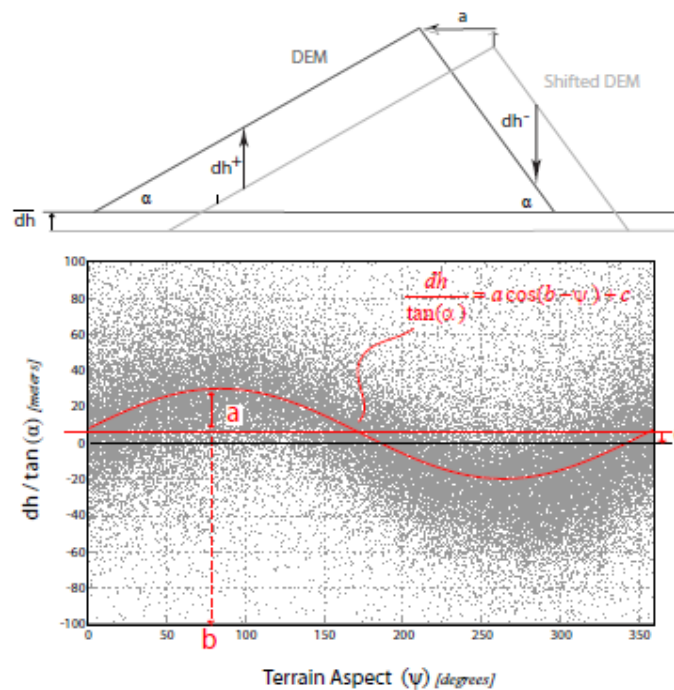


Abbildung 9: Schema eines Höhenunterschiedes verursacht durch eine DGM-Verschiebung (oben) und die Form der Beziehung zwischen normalisierter Tangente der Neigung und Geländeneigung. Die DGM Verschiebung wird anhand der Sinuskurve mit den drei Parametern der Formel 1 (Abbildung aus Nuth und Käab, 2011)

Für eine manuelle Co-Registrierung wurden nur die Höhenunterschiede in Regionen, in denen keine Oberflächenänderungen vorkommen, verwendet. Um diese stabilen Regionen rund um die behandelten Gletscher zu identifizieren, wurden die Landsat 8 Szenen, ein Hillshade der DGMs sowie die Gletscherumrisse, die instabiles Terrain markieren, verwendet. Durch Vergleiche der Oberflächenstrukturen halfen die Satellitenbilder dabei, Regionen mit minimaler Veränderung zu identifizieren und gegen Flüsse, aber auch Schuttkegel und Moränen abzugrenzen. Mittels der Hillshades konnten gletscherfreie Berggrate identifiziert werden, die auch keine starken Veränderungen zeigten. Diese stabilen Gebiete wurden in ArcMap als Polygon eingezeichnet und allfällige Überschneidungen mit einem Buffer von 60 m um die Gletscher entfernt. Dies entspricht der zweifachen Pixelgröße des SRTM DGMs. Auf diese Weise sollten instabile Gebiete in der unmittelbaren Nähe zu den Gletschern grosszügig aus dem als stabiles Gelände identifizierten Bereich entfernt werden. Auch wurde bei der Identifizierung des stabilen Geländes darauf geachtet, keine Pixel, die offensichtliche Ausreisser darstellten, zu inkludieren. Insbesondere im GeoEye-DGM war dies erforderlich, da die Satellitenaufnahmen einige Wolken enthalten, die extrem abweichende, fehlerhafte Höhenwerte verursachten.

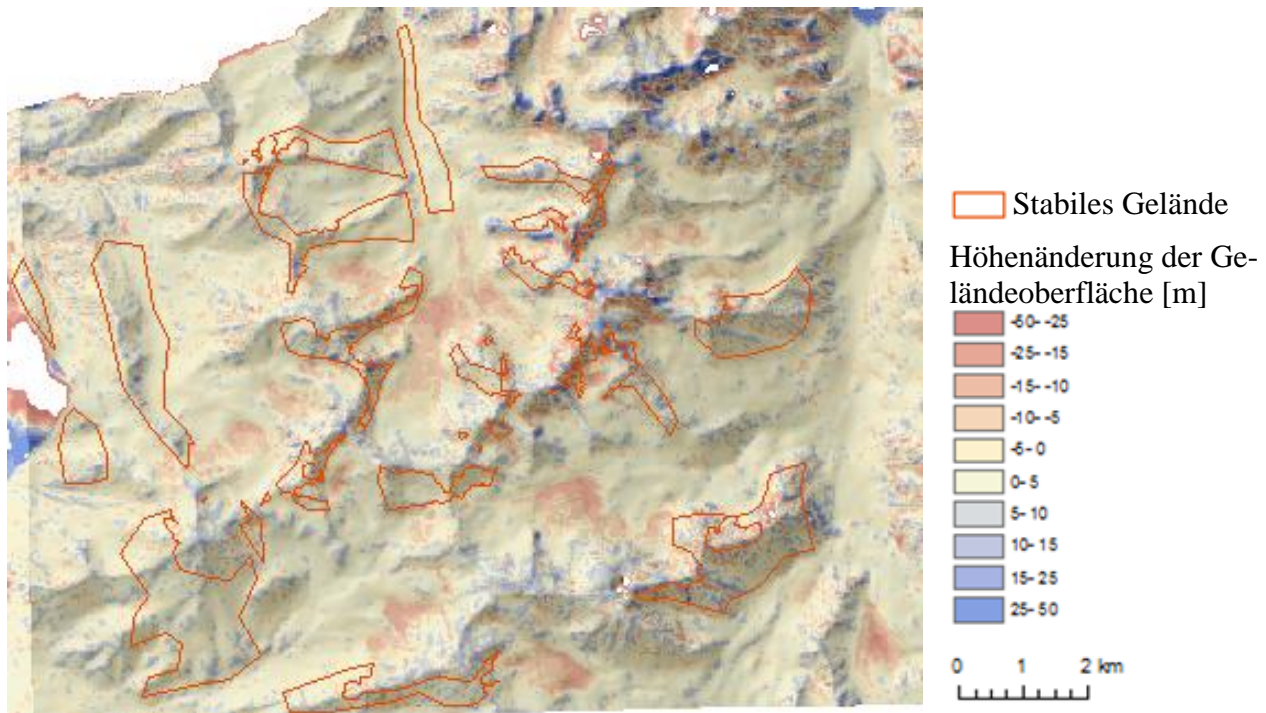


Abbildung 10: Verteilung des verwendeten stabilen Gelände, als Hintergrund das Differenzbild der SRTM- und Pléiades-DGMs und ein Hillshade um die Topographie erkennbar zu machen

Um die Höhenunterschiede zu erhalten, wurde die Differenz zwischen dem Master-DGM und dem Slave-DGM in ArcMap berechnet und jeweils für jedes Pixel des zuvor identifizierten stabilen Geländes der Höhenunterschied sowie die Exposition und die Neigung des Master-DGMs herausgelesen und in ein von Nuth und Käab (2011) generiertes Excel-File importiert. Damit wurden die resultierenden X-, Y-, und Z-Verschiebungen berechnet. Diese Verschiebung konnte anschließend mittels der Shift- und der Raster Calculator-Funktion in ArcMap korrigiert werden. Anschliessend wurde erneut die Höhendifferenz zwischen den DGMs und dem Master DGM berechnet und anhand dieses Wertes für jedes Pixel des stabilen Geländes die noch bestehende Verschiebung zu berechnen. Diese Schritte wurden für jedes DGM-Paar wiederholt, bis das bestmögliche Ergebnis mit kleinstmöglichen verbleibenden Verschiebungen der DGMs gefunden wurde.

3.2.2 Automatisierte Co-Registrierung

Die automatisierte Co-Registrierung der Pléiades- und Corona-Daten wurde durch Kriti Mukherjee (TU Dresden) durchgeführt. Dabei wurde die Co-Registration zunächst, wie im vorherigen Abschnitt beschrieben, nach der Methode von Nuth und Käab (2011) durchgeführt, wobei mit einem Skript von Pieczonka et al. (2013) zusätzlich eine Trend-Korrektur der Oberfläche vorgenommen wurde, um verbleibende Höhenunterschiede, die sich aufgrund der Aufnahmegeometrie durch Verkippung oder Beugungen der Oberfläche ergeben, zu minimieren (Pieczonka et al., 2013). Diese Verkippungen und Beugungen der

Oberflächen hatten vor allem auf zwei der Corona-DGM-Streifen sowie auf das Pléiades-DGM einen deutlichen Einfluss.

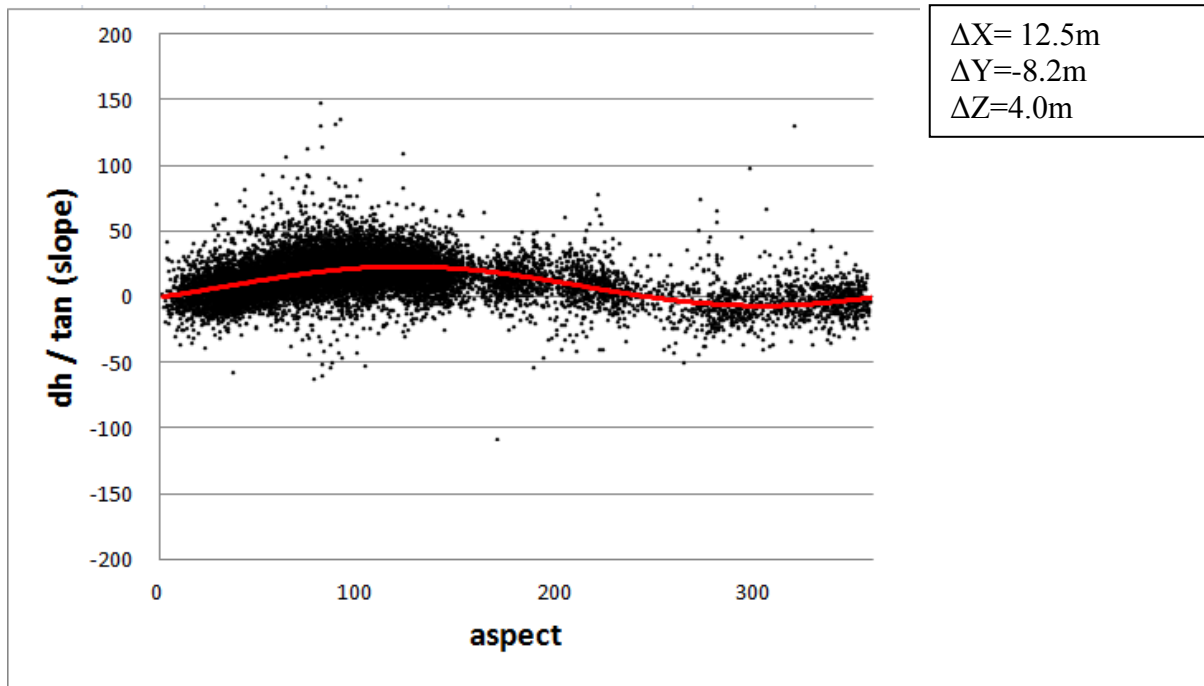


Abbildung 11: Höhenunterschiede zwischen SRTM-DGM und GeoEye-DGM entlang der Exposition mit den Verschiebungswerten (in Meter) in X-, Y-, und Z-Richtung vor der durchgeführten Co-Registrierung (nach Nuth und Kääb)

3.2.3 Co-Registrierung des GeoEye-DGM zum SRTM-DGM

Durch mehrmaliges Verfeinern des ausgewählten stabilen Geländes wurde die Co-Registrierung des erstellten GeoEye-DGM zum SRTM-DGM mehrmals durchgeführt. Zudem wurde verglichen, welche der Versionen nach Verschieben des GeoEye-DGM die geringste Verschiebung zum SRTM-DGM aufwies. Das erstellte GeoEye-DGM wurde schlussendlich 12.5 m in X-Richtung, -8.2 m in Y-Richtung und 4.0 m in Z-Richtung verschoben.

3.2.4 Co-Registrierung des Corona-DGM zum SRTM-DGM

Da das Corona-DGM in 3 Streifen vorlag, mussten die jeweiligen Streifen einzeln zum SRTM-DGM co-registriert werden. Bei der initialen Differenzbildung zwischen den einzelnen Corona-DGM und dem SRTM-DGM wurde klar, dass zwei der drei Corona-DGM-Streifen nicht nur zum SRTM DGM verschoben waren, sondern auch eine Verkippung aufwiesen. Einzig der mittlere Streifen wies keine Verkippung auf und konnte somit nach der Methode von Nuth und Kääb (2011) wie zuvor beschrieben co-registriert werden.

Die beiden anderen DGM-Streifen sind im Vergleich zum SRTM-DGM deutlich verkippt. Der erste Streifen wies nicht nur eine Verkipfung, sondern eine U-förmige Deformation des DGMs auf, während der dritte Corona-DGM-Streifen eine einfache Verkipfung gegenüber dem SRTM-DGM aufwies. Diese Verkipfungen mussten einzeln korrigiert werden, bevor die Co-Registrierung korrekt durchgeführt werden konnte. Dafür wurde für beide Streifen ein Raster erstellt, dessen Werte der durchschnittlichen Höhe der Verkipfung zum SRTM-DGM entsprachen. Um dieses Raster zu generieren, wurde an mehreren Transsekten entlang der DGM-Streifen die durchschnittliche Höhenabweichung zwischen dem SRTM-DGM und dem Corona-DGM ermittelt. Zwischen diesen Transsekten wurden die restlichen Höhenwerte linear interpoliert. Die beiden so erstellten Raster konnten von dem jeweiligen Corona-DGM-Streifen abgezogen werden, um die Verkipfung zu korrigieren. Die nun unverkippten Corona-DGM-Streifen konnten anschliessend nach Nuth und Käab (2011) co-registriert werden, schon beschrieben. Das Ergebnis war allerdings nur für den südlichsten DGM-Streifen zufriedenstellend, während das Differenzbild des ersten Streifens auch nach mehrmaligen Korrekturversuchen noch eine U-förmige Geländedeformation aufzeigte, die manuell nicht genau genug korrigiert werden konnte. Aus diesem Grund wurde die Entscheidung getroffen, für diesen Streifen des Corona-DGMs die automatisierte Version der Co-Registrierung für die noch folgenden Berechnungen zu verwenden.

3.2.5 Co-Registrierung des Pléiades-DGM zum SRTM-DGM

Die Co-Registrierung des Pléiades-DGM offenbarte eine andere Herausforderung, da das DGM aus unerklärlichen Gründen im Vergleich zum SRTM-DGM über 600 m westwärts verschoben war. Auch eine erneute Kontrolle der Platzierung aller verwendeten GCP-Punkte sowie der notierten Koordinaten und eine erneute DGM-Generierung brachte kein anderes Ergebnis. Auch das neue generierte DGM war über 600 m westwärts verschoben. Somit musste manuell eine grobe Verschiebung vorgenommen werden, bevor der Ansatz von Nuth und Käab (2011) Anwendung finden konnte. Nach dieser ersten Korrektur konnte die Co-Registration durchgeführt werden. Da das Ergebnis aber nicht ganz zufriedenstellend war und selbst eine manuelle pixelweise Verschiebung des Pléiades-DGM kein besseres Resultat brachte, fiel die Entscheidung dafür, das automatisierte co-registrierte Pléiades-DGM für die weiteren Berechnungen zu verwenden.

Höhenänderung der Geländeoberfläche [m]

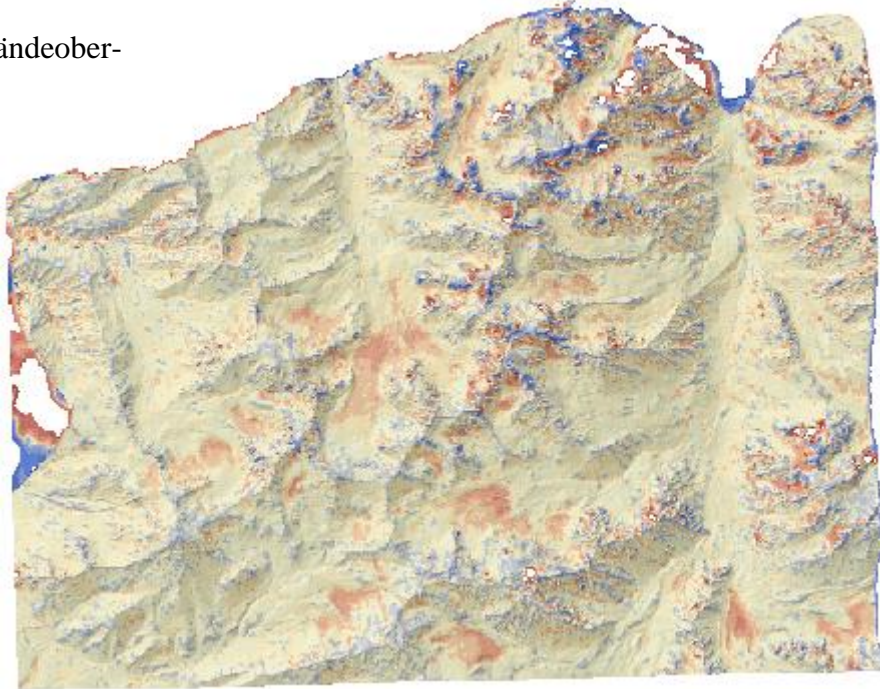
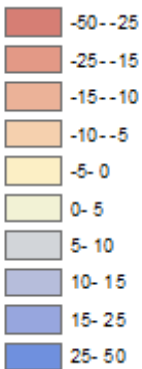


Abbildung 12: Differenzbild der automatisiert co-registrierten SRTM und Pléiades-DGM nach Pieczonka et al. (2013), eingeblendet über einem Hillshade der Region. Der Tujuksu-Gletscher liegt etwas links des Mildmittelpunktes

3.3 Generierung von Orthophotos

Um für jedes der DGM ein Orthophoto zu generieren, wurde im IMAGINE Photogrammetry Tool die Funktion Orthophoto verwendet. Mit Hilfe der zur DGM-Generierung verwendeten GCP-Punkte wurde jeweils ein Orthophoto mit einer Auflösung von 2 m erstellt. Die generierten Orthophotos konnten anschliessend dank der ermittelten X- und Y- Verschiebungsvektoren passend zu den co-registrierten DGMs verschoben werden. Das Orthophoto zum Corona-DGM von Strel (2017) generiert, weist eine Auflösung von 5 m auf. Dieses Orthophoto konnte ebenfalls mit den entsprechenden X- und Y- Verschiebungsvektoren passend zum co-registrierten DGM verschoben werden.

3.4 Anpassung der Gletscherumrisse

In ArcMap konnten die Gletscherumrisse aus dem Jahr 2000 an die jeweiligen Umrisse der Gletscher, die auf den Orthophotos ersichtlich waren, angepasst werden. Dafür wurden auch die Differenzbilder der jeweiligen Geländemodelle verwendet, um in weniger deutlichen Regionen den Verlauf der Gletscherumrisse erkennen zu können. Deutliche kontinuierliche Höhenunterschiede im Differenzbild zeigten an, wo die Gletscher am Rand dünner wurden oder sich völlig zurückgezogen hatten. Dies vereinfachte insbesondere in kontrastarmen Bereichen der Orthophotos die Anpassung der Gletscherumrisse. Die Verwendung der jeweiligen Hillshades der DGMs half insbesondere im Akkumulationsgebiet, die Begrenzungen der Gletscherumrisse durch die Grate zu erkennen. I

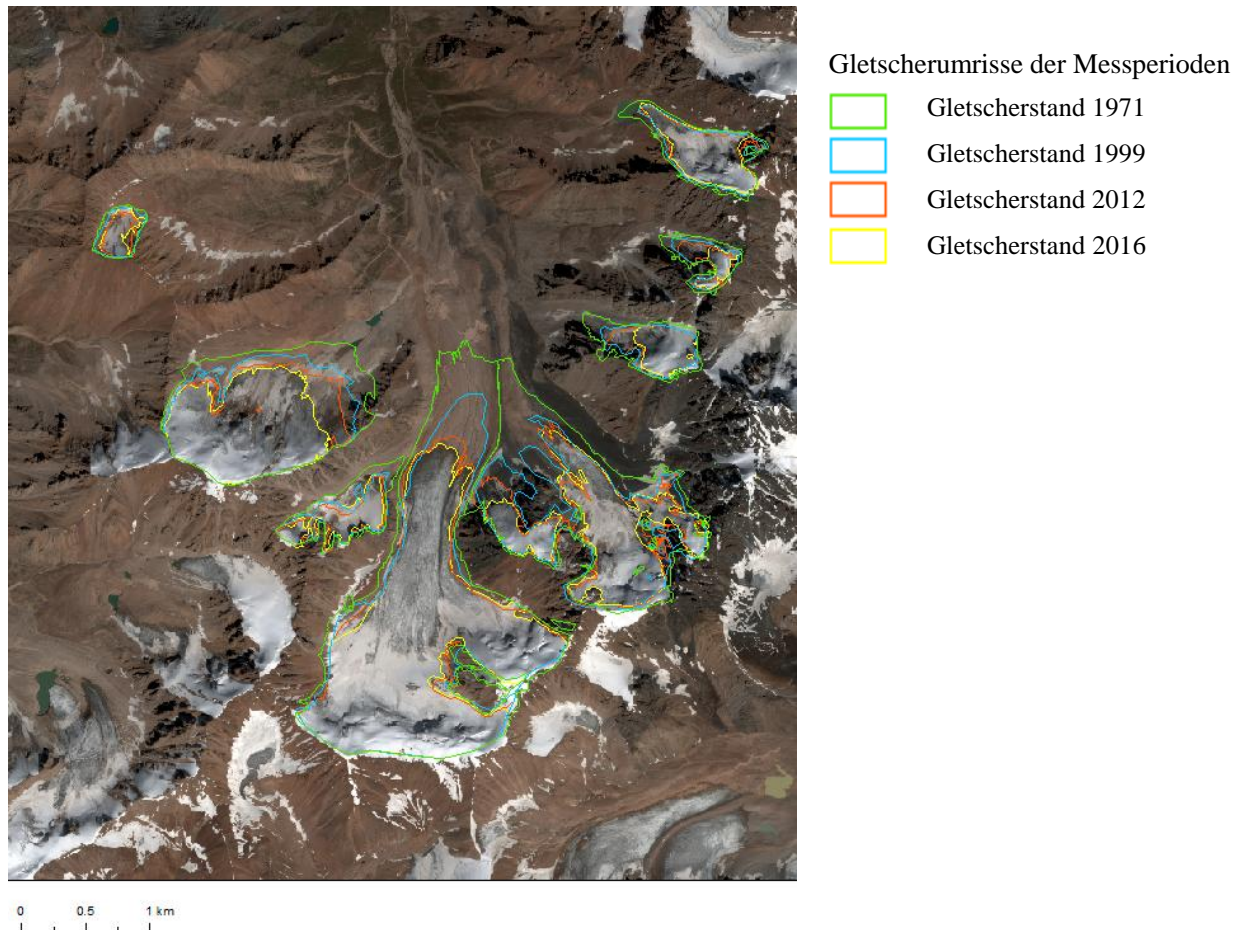


Abbildung 13: Für die verschiedenen Messperioden angepasste Gletscherumrisse mit dem generierten Orthophoto des Pléiades Satelliten im Hintergrund

3.5 DGM-Differenzberechnungen

Die DGM-Differenzen wurden berechnet, indem für die Zeitspannen 1971-1999, 1971-2012, 1971-2016, 1999-2012, 1991-2016 und 2012-2016 jeweils das auf dem älteren Satellitenbild basierende DGM von jenem DGM abgezogen wurde, das auf dem jüngeren Satellitenbild basierte. Somit entsprachen negative Werte einer Höhenabnahme und positive Werte einer Höhenzunahme.

Bei den Differenzbildern der Jahre 1971-1999, 1971-2012 und 1971-2016 mussten die Corona-DGM-Streifen einzeln vom jeweiligen anderen DGM abgezogen werden. Für die Berechnung der Volumenänderung wurde jener Streifen verwendet, auf dem ein Gletscher komplett abgebildet war. Bei den grösseren Gletschern wie dem Tujuksu und dem Igli Tujuksu wurde die Überlappung zwischen dem mittleren und dem südlicheren DGM-Streifen mit dem Raster Calculator Tool von ArcMap vom mittleren Streifen entfernt. Auf diese Weise war ungefähr das Akkumulationsgebiet auf dem südlicheren und das Ablationsgebiet auf dem mittleren Streifen enthalten. Diese Entscheidung wurde getroffen, um das Ablationsgebiet nicht auf zwei verschiedene DGM-Streifen aufteilen zu müssen.

Um allfällige Ausreisser zu entfernen, wurden alle Höhendifferenzwerte, die eine Größe von mehr als 100m oder weniger als -100 m aufwiesen, aus den Datensätzen entfernt. Die Höhendifferenzen wurden in ArcMap mit den angepassten Gletscherumrissen verschnitten. Mit dem Zonal Statistics as Table Tool konnten die Summen der Höhenänderungen sowie die Anzahl der Pixel pro Gletscher in Erfahrung gebracht werden. Ebenfalls wurden die mittleren Höhendifferenzen pro Gletscher sowie die jeweilige Standardabweichung der Höhendifferenzen in den unterschiedlichen Untersuchungszeiträumen für die folgende Re-Analyse berechnet. Um die jeweiligen Volumenänderungen zu erhalten, wurden die Summen der Höhenänderungen mit der jeweiligen Pixelanzahl und mit der Fläche eines Pixels multipliziert. Dies wurde nicht nur für den Tujusku-Gletscher, sondern auch für jene Gletscher, die ebenfalls im Rahmen dieser Arbeit untersucht werden sollten, durchgeführt. Die Volumenänderungen jener Gletscher, die auf zwei DGM-Differenzstreifen aufgeteilt waren, wurden aufsummiert, um jeweils nur eine Volumenänderung pro Gletscher und Zeitspanne zu erhalten.

3.6 Re-Analyse der Datensätze

Um die erhaltenen Volumenänderungen mit den In-Situ-Messungen vergleichbar zu machen, ist es notwendig, Unterschiede zwischen den Messmethoden, z.B. unterschiedliche Aufnahmedaten, aber auch allgemeine Unterschiede, wie die Einbeziehung interner und basaler Massenbilanzkomponenten, in den geodätischen Messungen zu korrigieren. Ebenso müssen die unterschiedlichen Einheiten bei den Resultaten korrigiert werden (Zemp et al. 2013). Durch diese Homogenisierung der verschiedenen Datensätze wird sichergestellt, dass Massenbilanzen desselben Gletschers, die durch unterschiedliche Aufnahmemethoden erstellt wurden, vergleichbar werden und allfällige Unsicherheiten in den Messungen identifiziert werden können. Als Resultat der Re-Analyse wird mit 95% bzw. einem 90% Konfidenzintervall festgestellt, ob die glaziologisch von den geodätisch gemessenen Massenbilanzen signifikant unterschiedlich sind oder nicht (Zemp et al., 2013).

3.6.1 Annahmen für die Dichte bei der Umwandlung von Volumen- in Massenänderungen

Um die mit Satellitenaufnahmen bestimmten geodätischen Volumenänderungen mit im Feld gemessenen glaziologischen Massenbilanzen vergleichen zu können, müssen die geodätischen Volumenänderungen in Massenbilanzen für eine bestimmte Aufnahmedauer (period of record, PoR) umgerechnet werden. Diese Massenbilanzen sollten in der Einheit Meter oder Millimeter Wasseräquivalent (m.w.e. respektive mm.w.e.) vorliegen (Zemp et al. 2013). Um die Volumenänderung in eine Massenänderung umrechnen zu können, wurde die Formel aus Zemp et al. (2013) verwendet:

$$B_{geod.PoR} = \frac{\Delta V}{\bar{S}} * \frac{\bar{\rho}}{\rho_{Wasser}}, \quad (2)$$

$\bar{\rho}$ entspricht der durchschnittlichen Dichte der Volumenänderung und \bar{S} der durchschnittlichen Gletscherfläche zwischen den beiden Beobachtungszeitpunkten t_0 und t_1 . Diese durchschnittliche Gletscherfläche kann wie in Formel 3 beschrieben berechnet werden (Fischer, 2011, Zemp et al., 2013):

$$\bar{S} = \frac{S_{t0} + S_{t1}}{2} \quad (3)$$

Da bei geodätischen Aufnahmen keine Informationen zur Dichte des Gletschers bekannt sind, ist es notwendig, gewisse Annahmen für die Dichte von Schnee und Eis zu treffen (Fischer, 2011, Huss, 2012a, Moholdt et al., 2010, Zemp et al., 2013).

Wie im Kapitel Stand der Forschung beschrieben existieren verschiedene Dichteannahmen, die für eine Umwandlung der Volumenänderung in eine Massenänderung verwendet werden können. Um den Einfluss der Dichteannahmen auf die Umwandlung der Volumenänderung in eine Massenänderung zu visualisieren, fiel die Entscheidung auf die Verwendung von zwei verschiedenen Varianten. Die Umwandlung wurde einmal mit $\bar{\rho} = 850 \text{ kg m}^{-3} \pm 60 \text{ kg m}^{-3}$ und einmal mit der Unterscheidung zwischen Akkumulationsgebiet und Ablationsgebiet unter Verwendung der jeweiligen AAR durchgeführt (WGMS; Referenzgletscher), wobei $\rho_{\text{Ablation}} = 900 \text{ kg m}^{-3}$ und $\rho_{\text{Akkumulation}} = 550 \text{ kg m}^{-3}$ entsprachen. Die geodätische Massenbilanz mit dem Dichtenumwandlungsfaktor mit $\bar{\rho} = 850 \text{ kg m}^{-3} \pm 60 \text{ kg m}^{-3}$ wird im folgenden Teil der Arbeit als geodätische Massenbilanz V1, jene mit den Dichtenumwandlungsfaktoren $\rho_{\text{Ablation}} = 900 \text{ kg m}^{-3}$ und $\rho_{\text{Akkumulation}} = 550 \text{ kg m}^{-3}$ geodätische Massenbilanz V2 genannt.

Für die übrigen Gletscher, die sich im selben Tal befinden wie der Tujusku-Gletscher, wurde aufgrund fehlender Informationen zur Position der ELA oder der Grösse des AAR jeweils eine Volumen- in Massen- umwandlung unter der Verwendung der Dichteannahme von $850 \text{ kg m}^{-3} \pm 60 \text{ kg m}^{-3}$ durchgeführt.

3.6.2 Korrektur der unterschiedlichen Aufnahmedaten

Werden Feldmessungen und geodätische Aufnahmen nicht am selben Datum durchgeführt, haben die Lücken zwischen den beiden Aufnahmezeiträumen einen entscheidenden Einfluss auf die jeweiligen Massenbilanzen. Dies ist bedingt durch die allfälligen Niederschlagsmengen und Ablationsmengen, die in dieser Zeit anfallen und die so gut wie möglich korrigiert werden sollten, um eine bessere Vergleichbarkeit der Daten zu gewährleisten.

Da die Satellitenaufnahmen nicht zum selben Zeitpunkt gemacht wurden wie die In-Situ-Messungen, wird zur besseren Vergleichbarkeit der jeweiligen Resultate der Einfluss der unterschiedlichen Messungsdaten auf die Massenbilanz berechnet und mit einbezogen. Die GeoEye-Satellitendaten wurden am 9. August 2012 aufgenommen, die Feldmessungen hingegen am 20. September 2012. Die Pléiades-Aufnahmen wurden am 27. August 2016 erstellt, die Feldmessungen wie in den vorherigen Jahren wahrscheinlich am 19. September 2016. Leider ist das genaue Datum nicht bekannt, da es nicht ans WGMS übermittelt wurde. Somit ist für die geodätische Massenbilanz der GeoEye-Daten eine Korrektur von 6 Wochen und für die geodätische Massenbilanz der Pléiades-Daten eine Korrektur von 3 Wochen notwendig. Die Corona-Aufnahmen wurden am 17. September 1971 erstellt, die In-Situ-Messung hingegen zwei Tage früher. Somit ist die mögliche Ablation zwischen den beiden Aufnahmen vergleichsweise gering und kann als inexistent betrachtet werden. Die SRTM Daten wurden zwischen dem 11. Februar 2000 und dem 22. Februar 2000 aufgenommen. Das C-Band des SRTM-Radars weist eine Eindringtiefe auf, die

insbesondere im Akkumulationsgebiet gross ist, da in dieser Region viel Schnee und Firn vorhanden sind. Die Radar-Eindringtiefe in die Oberfläche von Schnee und Firn ist so tief, dass die erfasste Oberfläche ungefähr der Oberfläche am Ende der Ablationssaison des Aufnahmejahres entspricht und dementsprechend betrachtet werden kann. Dies entspricht in der Regel einem Zeitpunkt von Ende September bis Anfang Oktober (Pieczonka und Bolch, 2015, Schiefer et al., 2007). Somit mussten die errechneten Massenbilanzwerte für Unterschiede in den Messdaten von 19 Tagen korrigiert werden.

3.6.2.1 Ablation durch positive Temperaturen

Die zu korrigierende Ablation zwischen den glaziologischen und geodätischen Messungen für die Jahre 1999, 2012 und 2016 wurden nach der Methode von Zemp et al. (2010) berechnet. Existierende mittlere Tagestemperaturmessungen der Klimastation aus dem Jahr 1999 konnten verwendet werden, um die PDDS für den Zeitraum vom 12. September 1999 bis zum 30. September 1999 zu berechnen. Da kein Zugang zu solchen mittleren Tagestemperaturen für die Jahre nach 2000 möglich war, wurden jene Temperaturdaten, die am Flughafen von Almaty bei 43°21'11" Nord, 77°2'26" Ost und 681 Meter über Meer jeden Tag halbstündlich gemessen werden und frei zugänglich sind, verwendet. Auf diese Weise konnten die jeweiligen Tagesmitteltemperaturen für die Jahre 2012 und 2016 berechnet werden. Unter der Verwendung der von Liu und Liu (2016) für den Tjuksu errechneten Temperaturhöhengradienten von 0.39°C pro 100m Höhenabnahme wurden die Tagestemperaturen auf die Höhe der Klimastation des Tjuksu-Gletscher auf 3614 Meter über Meer angehoben. Aus den Tagesdurchschnittstemperaturen der Jahre 2012 und 2016 wurden die PDDS für die Zeiträume vom 9. August 2012 bis zum 20. September 2012 sowie vom 27. August 2016 bis zum 19. September 2016 berechnet. Für das Jahr 2012 konnte durch die Verwendung der Sommerakkumulation und der PDDS in derselben Periode die Ablation pro positives °C errechnet werden. Da für die Jahre 1999 und 2016 nicht genügend Daten vorhanden waren um den Korrekturfaktor für jedes Jahr zu berechnen, wurde der Korrekturfaktor vom Jahr 2012 verwendet, um die notwendige Massenbilanzkorrektur für die Zeitperioden zwischen den jeweiligen geodätischen und glaziologischen Messungen der Jahre 1999, 2012 und 2016 zu berechnen (siehe Tabelle 3).

Tabelle 3: Ablationskorrektur für unterschiedliche Aufnahmezeiten der glaziologischen und geodätischen Massenbilanzmessungen, positive Gradtagssumme (PDDS) für den Zeitraum der glaziologischen Messung und zwischen den jeweiligen glaziologischen und geodätischen Messungen, errechnete Korrekturfaktoren und gesamte notwendige Massenbilanzkorrektur für die geodätisch gemessene Massenbilanz (nach Zemp et al. 2010)

Datum geodätische Messung	Ende Winterperiode	Ende Sommerperiode	MB Sommer [mm.w.e]	PDDS Sommer [°C*d]	PDDS zwischen Messungen [°C*d]	Korrektur-faktor [mm.w.e./°C*d]	Massenbilanz-korrektur [mm.w.e.]
09.08.2012	24.05.2012	20.09.2012	-1437	1412.16	455.64	-1	-463
30.09.1999		-	-	-	68.9	-1	70
27.08.2016	-	-	-	-	220	-1	-224

lanzkorrektur für die geodätisch gemessene Massenbilanz (nach Zemp et al. 2010)

Für die Validierung muss beachtet werden, dass je nach Messperioden zwei Korrekturfaktoren einberechnet werden müssen. Um beispielsweise die In-Situ-Messungen, die am 12. September 1999 und am 20. September 2012 erfolgten, mit den entsprechenden geodätischen Messung, die am 30. September 1999 und am 9. August 2012 stattfanden, miteinander vergleichen zu können, muss die geodätische Massenbilanz sowohl für das abweichende Datum zu Beginn der Messungen als auch für das Ende der Messungen korrigiert werden.

3.6.3 Räumliche Autokorrelation

Die Sensorauflösung und die Variabilität der Landoberfläche führen zu einer Abhängigkeit und zur Beeinflussung von Nachbarschaftspixeln in geodätischen Datensätzen. Diese sogenannte räumliche Autokorrelation beschreibt den Einfluss von Charakteristiken eines Pixels auf seine Nachbarschaft. Sie stellt somit die Unabhängigkeit der Stichproben in Frage und ist für die Genauigkeitsbestimmung von Bedeutung. Die räumliche Autokorrelation führt dazu, dass gewisse Charakteristiken oder Eigenschaften, die sich an einem bestimmten Ort befinden, jenen aus der nächsten Umgebung entsprechen. Für die Bestimmung der räumlichen Autokorrelation der Höhenänderungen für die Re-Analyse von Gletscherdaten werden üblicherweise stabile und nicht-vergletscherte Regionen ausgewählt. Das stabile Gelände darf nicht zu nahe an einem Gletscher liegen, da ansonsten eine beobachtete Höhenänderung nicht von der Autokorrelation sondern von der Gletscherdynamik hervorgerufen wird. Die so ermittelten Werte können sich in diesem Falle aber signifikant von jenen, die sich über den Gletschern befinden, unterscheiden, da die räumlichen Korrelationen zwischen Höhenwerten zusätzlich von Aufnahmegeometrie, Oberflächentyp, Steigung und Geländerauigkeit abhängig ist (Congalton, 1988, Congalton and Green, 1999, Rolstad et al., 2009).

Der Standardfehler σ der Höhenänderung über dem nicht-vergletscherten Gebiet entspricht der Unsicherheit auf der individuellen Pixelskala. Neben der Unsicherheit auf der Pixelskala muss allerdings auch die räumliche Korrelation bekannt sein, um die tatsächliche Ungenauigkeit abschätzen zu können. In der Geostatistik wird dafür häufig das Semivariogramm verwendet. Entsprechend dem Supplement B von Zemp et al (2013) wurden dafür existierende und frei zugängliche Matlab-Skripte zur Berechnung eines Semivariogrammes verwendet und modifiziert. Somit wurde das zuvor bestimmte stabile Gelände für jede der Untersuchungsperioden verwendet, um die notwendigen Parameter zur Berechnung des Semivariogrammes zu bestimmen (siehe Abbildung 14 und Anhang). Dies wurde durchgeführt, indem ein sphärisches Semivariogramm dem empirischen Semivariogramm angepasst wurde. Daraus resultierte für jede Untersuchungsperiode eine spezifische Autokorrelationsdistanz in Meter, der sogenannte Range. Dieser Wert definiert die Distanz, in der eine räumliche Korrelation zwischen zwei entfernten Punkten existiert. Ist die Distanz zwischen zwei Punkten grösser als die identifizierte Range, existiert zwischen ihnen keine räumliche Korrelation mehr (Rolstad et al., 2009). Die Autokorrelationsdistanz variierte für die einzelnen Differenzberechnungen zwischen 140 m und 240 m. Für die Berechnungen der zufälligen Fehler über dem jeweiligen DGM wurde eine Autokorrelationsdistanz von 200 m verwendet.

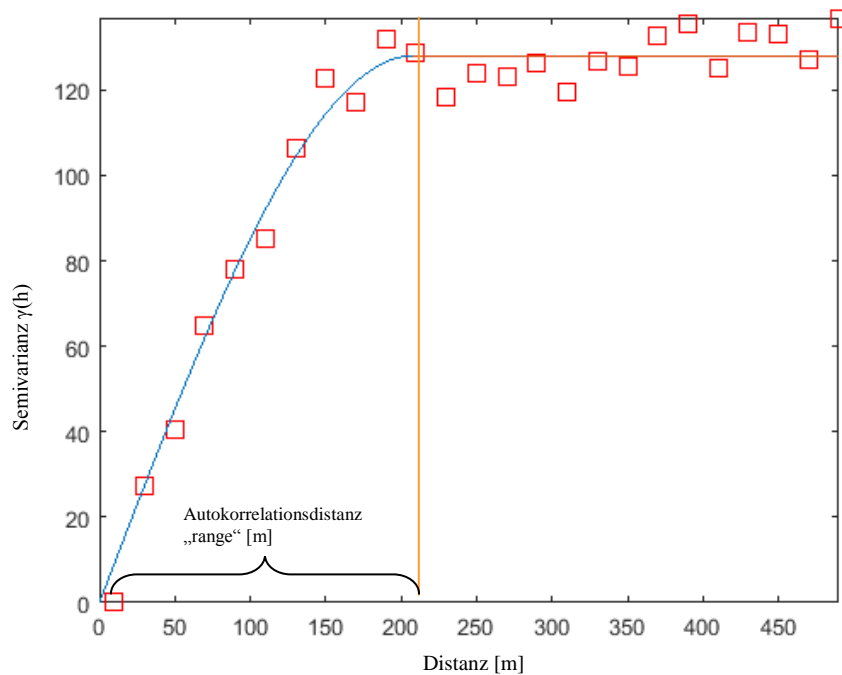


Abbildung 14: Angepasstes Semivariogramm für das stabile Gelände des Differenzbildes der GeoEye und SRTM DGMs zur Ermittlung der Autokorrelationsdistanz Range in [m]

3.6.4 DGM-Unsicherheitsabschätzung

Idealerweise können die systematischen und zufälligen Fehler von beiden Massenbilanzen berechnet werden (Zemp et al., 2013). Da jedoch keine ausführlichen Informationen über die Genauigkeiten der In-Situ-Messungen am Tjuksu-Gletscher vorlagen, wurde für den Zeitraum zwischen 1971 und 2012 die in Hagg et al. (2004) genannte jährliche Ungenauigkeit von 40-60 mm.w.e. übernommen. Für die Messperiode von 2012-2016 wurde die jährliche Ungenauigkeit von 10 mm.w.e. aus den an das WGMS übermittelten Metadaten zu den glaziologischen Massenbilanzen übernommen.

Die geodätischen Fehler konnten in Aufnahme- und Darstellungsfehler unterschieden werden. Die Aufnahmefehler wurden durch die Aufnahmeplattform, den Sensor und die Interferenz der Atmosphäre verursacht, während die Darstellungsfehler durch Darstellungsprozesse, wie Geo-Referenzierung und Co-Registrierung, verursacht wurden. Da für die Modellierung der Aufnahme- und Darstellungsfehler genaue Information in Bezug auf Aufnahme- und Darstellungsprozesse notwendig wäre, konnten nicht alle potenziellen Fehler berechnet werden (Zemp et al. 2013).

3.6.4.1 Systematischer Fehler

Der mittlere jährliche zufällige Fehler der geodätischen Messung sollte nach einer perfekten dreidimensionalen Co-Registrierung 0 sein. Allfällige Fehler, die sich durch eine nicht perfekte Co-Registrierung,

durch Schneefall vor einer der beiden Aufnahmen etc. ergeben, können über stabilem Gelände berechnet werden, sofern dieses Gelände keine Höhenveränderung erfahren hat (Joerg et al., 2012, Zemp et al., 2013). Die Berechnung des systematischen Fehlers über den DGMs erfolgte mit Formel (4) nach Zemp et al. (2013):

$$\varepsilon = \frac{\sum_{k=1}^K \Delta h_{terr.k}}{K}, \quad (4)$$

3.6.4.2 Zufälliger Fehler

Als zufälliger Fehler kann die Unsicherheit der DGMs für jedes einzelne Pixel bezeichnet werden. Dieser Fehler ist abhängig von der Genauigkeit des geodätischen Aufnahmesystems und wird ebenfalls über dem stabilen Gelände berechnet (Zemp et al., 2013):

$$\sigma = \frac{\sqrt{\frac{1}{K} \sum_{k=1}^K (\Delta h_{terr.k} - \varepsilon)^2}}{\sqrt{N_{independent}}}, \quad (5)$$

N entspricht der Anzahl unabhängiger Pixel.

N kann auf Grund der räumlichen Autokorrelation nicht einfach mit der Pixelanzahl des stabilen Geländes gleichgesetzt werden. Stattdessen kann es unter anderem mit Hilfe eines Semivariogrammes bestimmt werden (Zemp et al. 2013). Wie zuvor beschrieben, wurde die Autokorrelationsdistanz für jeden Untersuchungszeitraum bestimmt. Indem die Autokorrelationsdistanz durch die Kantenlänge eines Pixels geteilt wird, kann bestimmt werden, in welchem Intervall Pixel jeweils als unabhängig angesehen werden können. Die Pixelanzahl im stabilen Gelände wurde durch diese Zahl geteilt, um die Anzahl unabhängiger Pixel zu erhalten, die nun dem N aus Formel 5 entspricht. Um den zufälligen Fehler für die jährliche Massenbilanz zu erhalten, muss N außerdem durch die Anzahl der Jahre der jeweiligen Untersuchungsperiode geteilt werden (Zemp et al. 2013).

Nach Berechnung des zufälligen Fehlers ε und des systematischen Fehlers σ in jeder Zeitperiode wurden diese mit dem Dichtewandlungsfaktor von $850 \pm 60 \text{ kg m}^3$ in die Einheit mm.w.e. umgewandelt, um in der Re-Analyse verwendet werden zu können (Huss et al., 2012a, Thomson et al. 2016, Zemp et al., 2012). Die errechneten systematischen und zufälligen Fehler sind für jede Untersuchungsperiode in mm.w.e. in Tabelle 4 abgebildet.

Tabelle 4: Ermittelte systemmatische und zufällige Fehler der geodätischen Massenbilanzbestimmung pro Messperiode für die jeweilige kumulierte Massenbilanz

Messperiode	ε in mm.w.e.	σ in mm.w.e.
1971-1999	514.47	217.00
1971-2012	2591.23	713.57
1971-2016	1055.39	696.84
1999-2012	-619.42	241.72
1999-2016	600.37	115.69
2012-2016	-276.56	617.39

3.6.5 Validierung der geodätischen Massenbilanzreihen mit den In-Situ-Messungen

Bei der Validierung wurden die korrigierten Massenbilanzreihen mit den entsprechenden In-Situ-Messungen verglichen. Dabei wurde eine Hypothese H_0 aufgestellt die besagte, dass die kumulierte glaziologische Massenbilanz statistisch signifikant unterschiedlich von der entsprechenden geodätischen Massenbilanz war. H_0 wurde für zwei Konfidenzintervalle, 95% und 90%, getestet (Zemp et al. 2013). Dabei wurde die Abweichung Δ innerhalb der Messperiode (PoR) als der Unterschied zwischen der kumulierten glaziologischen Massenbilanz und der geodätischen Massenbilanz definiert und wie folgt berechnet:

$$\Delta_{PoR} = B_{glac.corr.PoR} - B_{geod.corr.PoR} \quad (6)$$

Die kombinierte Varianz σ der beiden Methoden wurde definiert als die Summe der zufälligen Fehler beider Methoden, die über die Messperiode aufsummiert wurden, um dem Gesetz der Fehlerfortpflanzung zu folgen. Dabei wurde angenommen, dass die beiden Varianzen voneinander unabhängig sind. Σ wurde wie in Formel 7 berechnet und definierte die gesamte Streuung der Daten:

$$\sigma_{common.PoR} = \sqrt{\sigma_{glac.corr.PoR}^2 + \sigma_{geod.corr.PoR}^2} \quad (7)$$

Mit den beiden Formeln (6) und (7) konnte die reduzierte Abweichung δ zwischen den beiden Messmethoden berechnet werden:

$$\delta = \frac{\Delta_{PoR}}{\sigma_{common.PoR}} \quad (8)$$

Je ähnlicher die Resultate der beiden Methoden ausfielen, desto näher lag der Wert von δ bei 0. Es wurde angenommen, dass σ_{common} perfekt bestimmt wurde. Darum konnte auch angenommen werden, dass die gemessenen Unterschiede Δ über die Messperiode einer Normalverteilung mit Varianz σ_{common} folgte. H_0 konnte somit angenommen werden, wenn $-1.96 < \delta < 1.96$ dem 95%igen Konfidenzintervall respektive $-1.64 < \delta < 1.64$ dem 90%igen Konfidenzintervall entsprach. Anderenfalls musste H_0 verworfen und angenommen werden, dass die beiden unterschiedlich gemessenen Massenbilanzwerte einander nicht entsprechen. In diesem Fall müssten weitere Unsicherheitsquellen gefunden werden oder eine Kalibration der glaziologischen Messreihe wäre notwendig (Sold et al., 2016, Zemp et al., 2013).

3.7 Iteration

Bei der Iteration werden im Falle von signifikanten Unterschieden bei den Massenbilanzwerten erneut systematische Fehler und Unsicherheiten überprüft und gegebenenfalls korrigiert, indem Teile des Homogenisierungsprozesses und der Unsicherheitsanalyse wiederholt werden (Zemp, 2013). Für die Iteration der geodätischen Massenbilanz der Periode 1971-1999, 1999-2012 sowie 1999-2016 wurden die Differenzbilder im Bereich der Gletscher mit Hilfe des ArcMap Tools Extract by Mask und Raster Calculator um eine mittlere Radareindringtiefe in die Oberfläche des Gletschers hinein korrigiert. Dafür wurde eine 2 m tiefe Penetration der Oberfläche, wie bei Bolch (2015) sowie Pieczonka und Bolch (2015) erwähnt, angenommen. Diese Radarpenetration wurde in der Region des Tien Shan Gebirges als mittlere Penetrationstiefe identifiziert. Somit wurden die Höhenwerte der Gletscheroberflächen entsprechend korrigiert und die Massenbilanz für diese Messperiode erneut bestimmt. Einhergehend mit der Korrektur der Radareindringtiefe wurde auch die Ablationsmenge zwischen den glaziologischen und den geodätischen Messungen neu bestimmt, da durch die Korrektur der Radarpenetration die Annahme, die abgebildete Oberfläche der Ablationsoberfläche entspreche jener am Ende der Schmelzperiode im September 1999, hinfällig ist. Deshalb wurde das Aufnahmedatum vom Februar 2000 verwendet. Das genaue Aufnahmedatum ist zwar nicht bekannt, da die SRTM-Mission zwischen dem 11. und dem 22. Februar stattfand. Da im gesamten Februar jedoch keine positiven Temperaturen gemessen wurden, hatte dies keinen Einfluss auf das Resultat. Die zu korrigierende Ablationsmenge wurde wieder entsprechend Zemp et al. (2010) mit dem bereits bestimmten Korrekturfaktor berechnet (siehe Tabelle 5). Mit Hilfe dieser Werte wurde die Re-Analyse für die genannten Perioden erneut durchgeführt.

Tabelle 5: Ablationskorrektur für unterschiedliche Aufnahmedaten der glaziologischen und geodätischen Massenbilanzmessungen im Jahr 2000, positive Gradtagsumme (PDDS) für den Zeitraum der glaziologischen Messung und zwischen den jeweiligen glaziologischen und geodätischen Messungen, verwendete Korrekturfaktoren und gesamte notwendige Massenbilanzkorrektur für die geodätisch gemessene Massenbilanz (nach Zemp et al. 2010)

Datum Geodätische Messung	Datum Glaziologische Messung	PDDS zwischen den Messungen [°C*d]	Korrekturfaktor [mm.w.e./°C*d]	Massenbilanz- korrektur [mm.w.e.]
11.02.2000- 22.02.2000	11.09.1998- 12.09.1999	71.3	-1	71.3

3.8 Kalibration

Da nach der Iteration für die Berechnung des geodätischen Massenbilanzwerts für die Periode von 1971-1999 der errechnete Wert für δ erneut zu einer Verwerfung von H_0 führte und für die Perioden 1971-2012, 1971-2016, 1999-2012 und 1999-2016 aufgrund der Datenlage keine Iteration möglich war und die somit existierenden Differenzen bei den Messergebnissen für die besagten Perioden nicht korrigiert werden konnten, wurde eine Kalibration der genannten glaziologischen Messreihen von 1971-1999, 1971-2012, 1971-2016, 1999-2012 und 1999-2016 nach Zemp et al. (2013) durchgeführt. Dabei wurde für jedes Jahr der Messperiode die zentrierte glaziologische Bilanz β_t nach Formel 9 berechnet:

$$\beta_t = B_{glac.corr.a.t} - \overline{B_{glac.corr.a}} \quad (9)$$

Die Summe der zentrierten glaziologischen Bilanz ergibt über die gesamte Periode Null.

Danach konnte für jedes Jahr nach Zemp et al. (2013) die kalibrierte glaziologische Massenbilanz mit Hilfe folgender Formel berechnet werden:

$$B_{cal.t} = \beta_t + \overline{B_{geod.corr.a}} \quad (10)$$

Die kalibrierten glaziologischen Massenbilanzreihen behielten durch diese Vorgehensweise die jährlichen Schwankungen der ursprünglichen Messungen bei. Allerdings wurden die jährlichen glaziologischen Massenbilanzwerte an die jeweilige Messperiode angepasst (Zemp et al., 2013).

4. Resultate

In diesem Kapitel werden die Resultate dieser Arbeit präsentiert. Außerdem wird kurz auf auffallende Details eingegangen. Die Diskussion zu möglichen Ursachen für diese Resultate folgt im darauffolgenden Kapitel.

4.1 Höhenänderungen der Gletscheroberflächen

Auf den nächsten Seiten folgen Darstellungen der Höhenänderungen der Gletscheroberflächen, berechnet durch die Differenzbilder der untersuchten geodätischen DGMs. Als Gletscherumrisse wurde jeweils jene gewählt, die der grösseren Ausdehnung der Gletscher entsprachen. Die Differenzbilder wurden jeweils über einem Hillshade der Region dargestellt, um die darunterliegende Topographie erkennbar zu machen.

Höhendifferenzen der
Gletscheroberfläche [m]

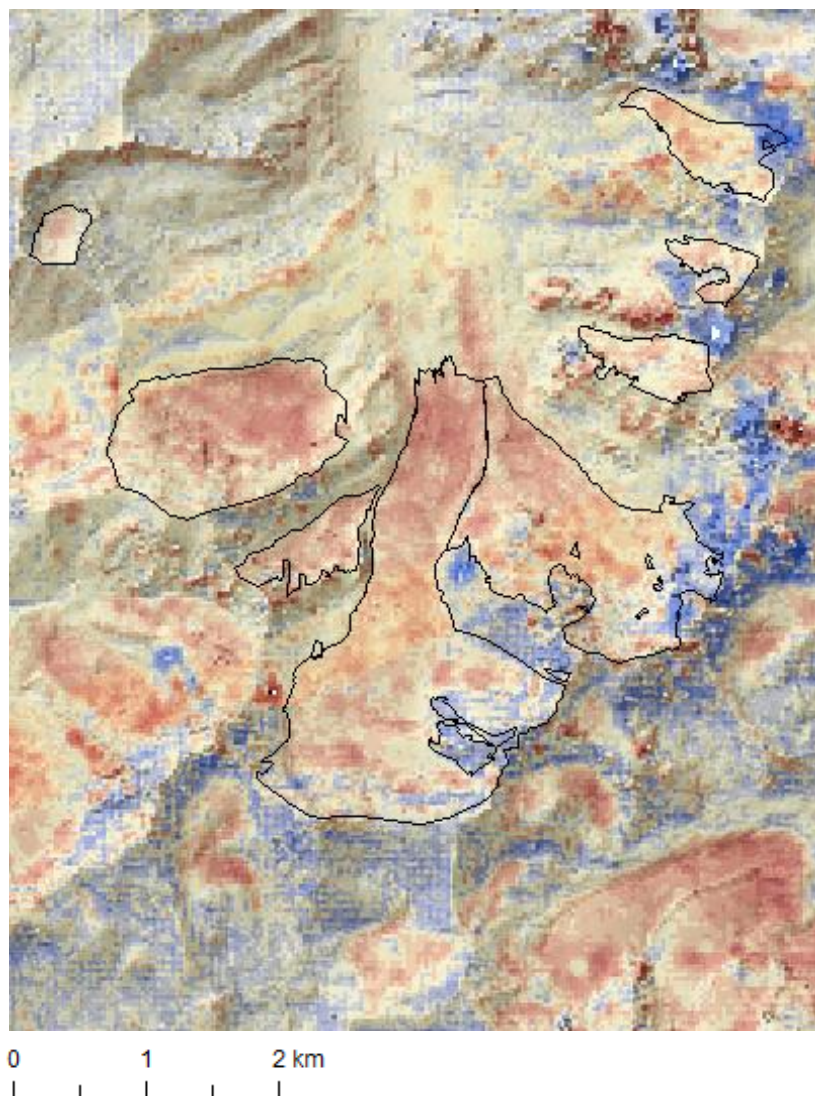
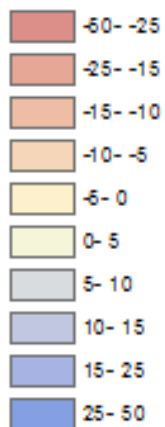


Abbildung 15: Höhendifferenzen der Gletscheroberflächen sowie des umliegenden Geländes des Differenzbildes des Corona- und SRTM-DGMs, Messperiode 1971-1999

Höhendifferenzen der
Gletscheroberfläche [m]

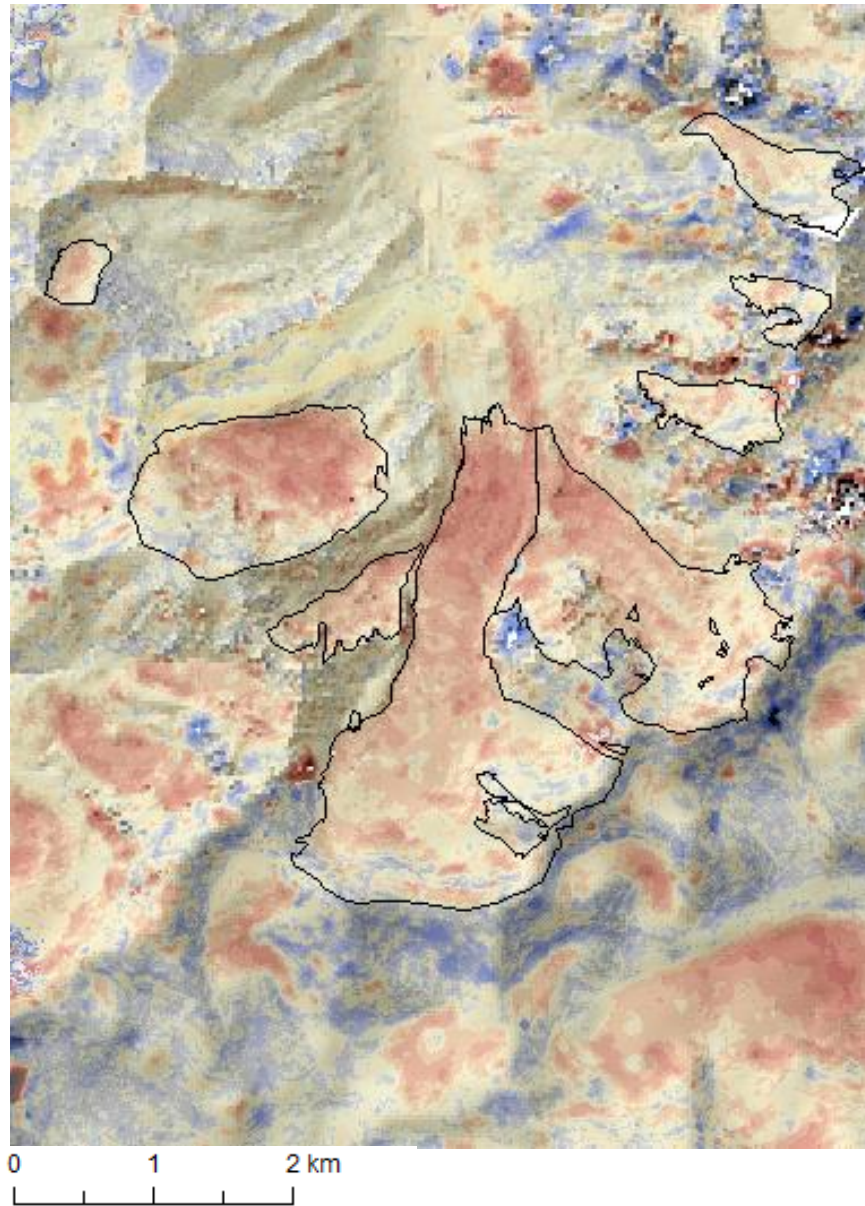
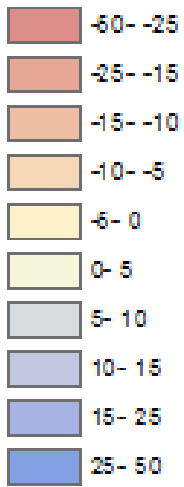


Abbildung 16: Höhendifferenzen der Gletscheroberflächen sowie des umliegenden Geländes des Differenzbildes des Corona- und GeoEye-DGMs, Messperiode 1971-2012

Höhendifferenzen der
Gletscheroberfläche [m]

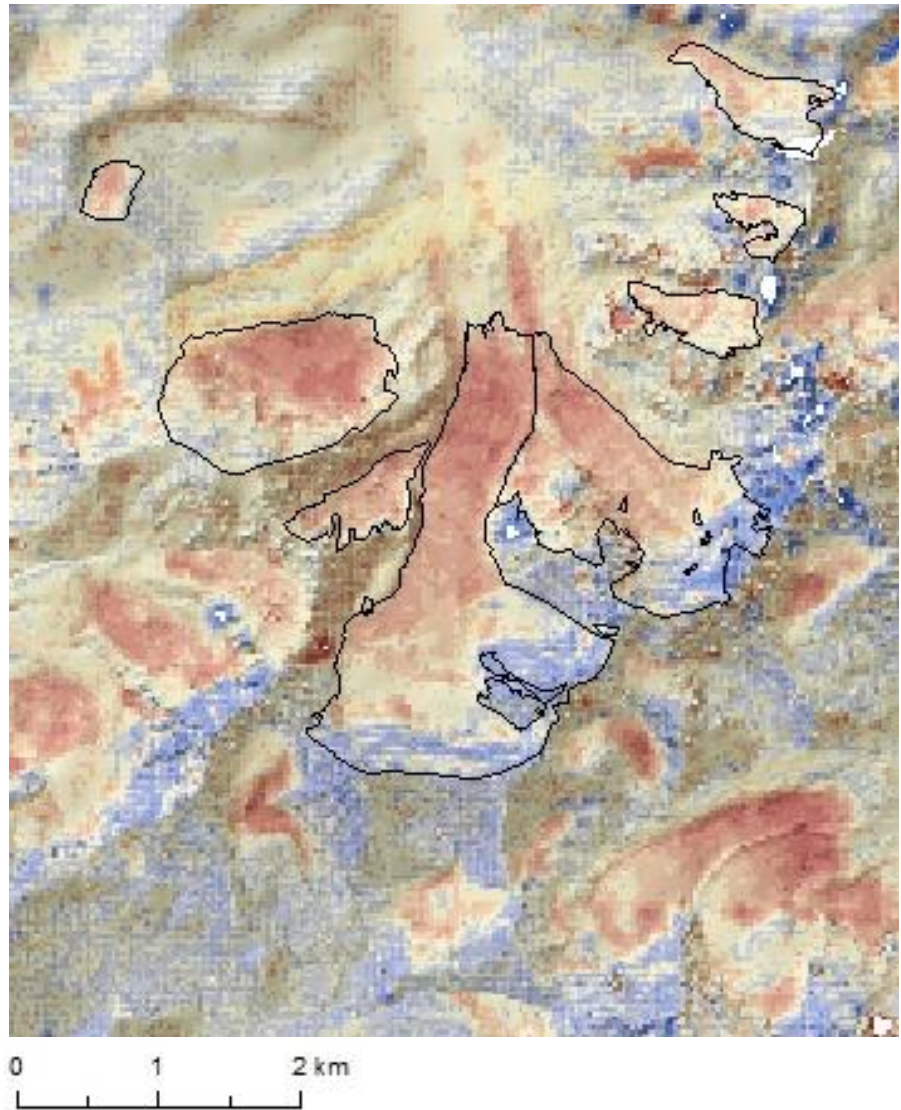
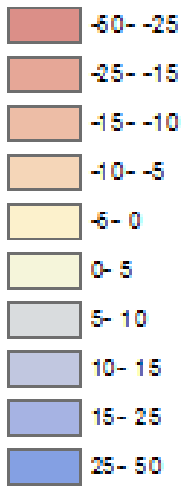


Abbildung 17: Höhendifferenzen der Gletscheroberflächen sowie des umliegenden Geländes des Differenzbildes des Corona- und Pléiades-DGMs, Messperiode 1971-2016

Höhendifferenzen der
Gletscheroberfläche [m]

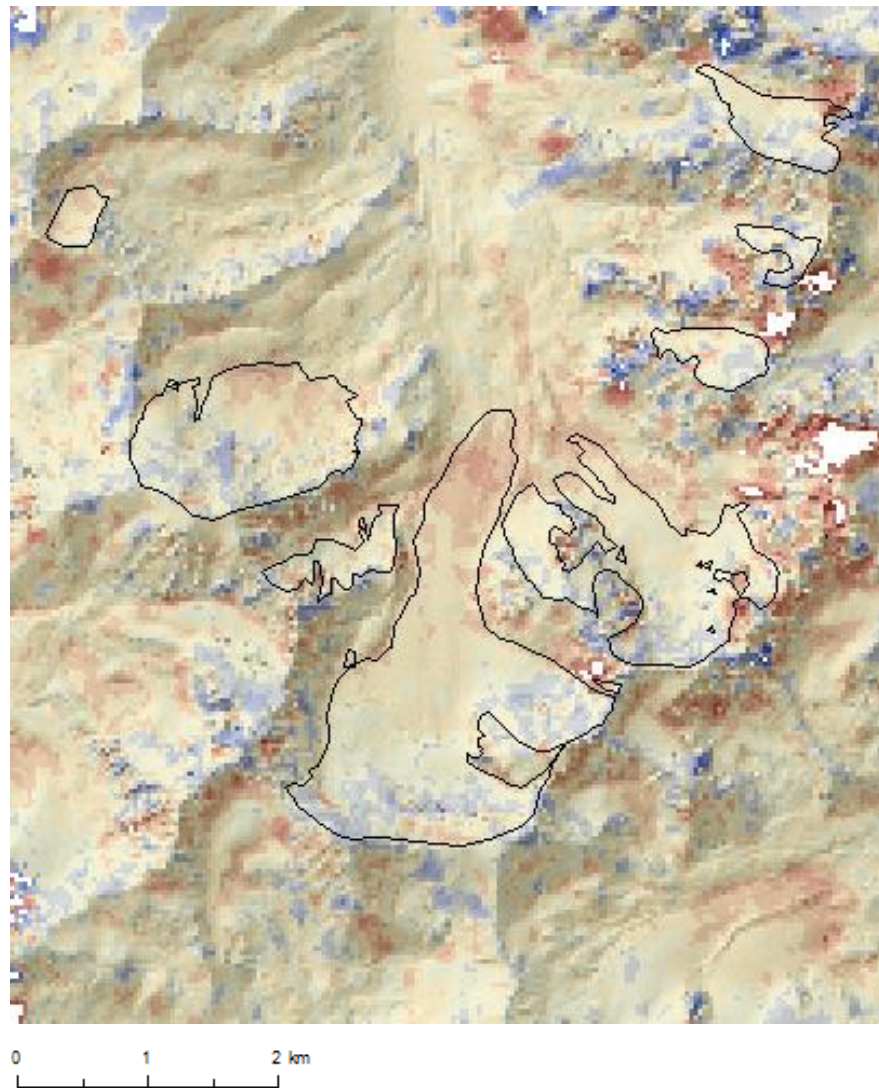
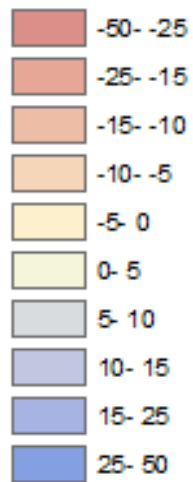


Abbildung 18: Höhendifferenzen der Gletscheroberflächen sowie des umliegenden Geländes des Differenzbildes des SRTM und GeoEye-DGMs, Messperiode 1999-2012

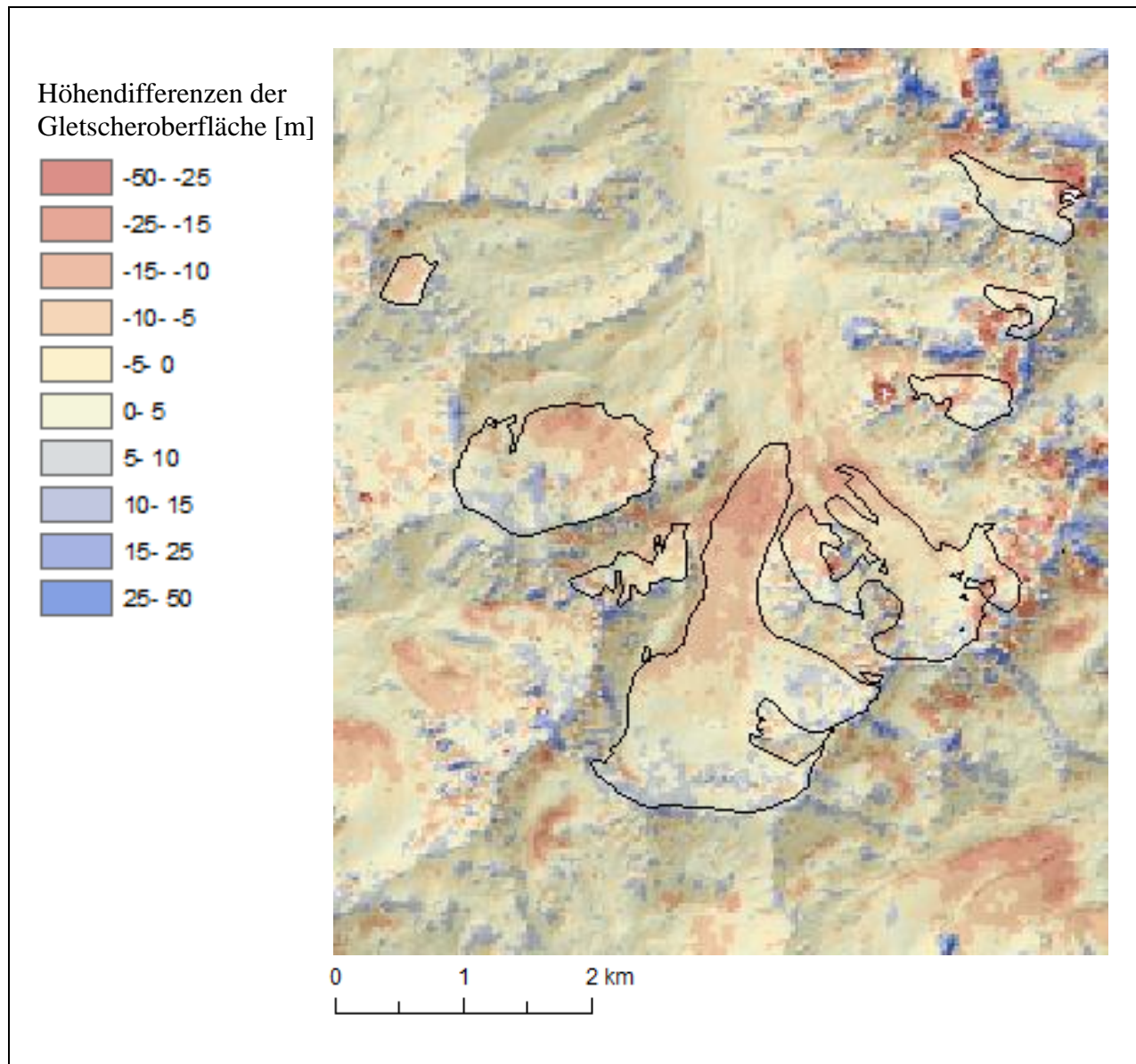


Abbildung 19: Höhendifferenzen der Gletscheroberflächen sowie des umliegenden Geländes des Differenzbildes des SRTM und Pléiades-DGMs, Messperiode 1999-2016

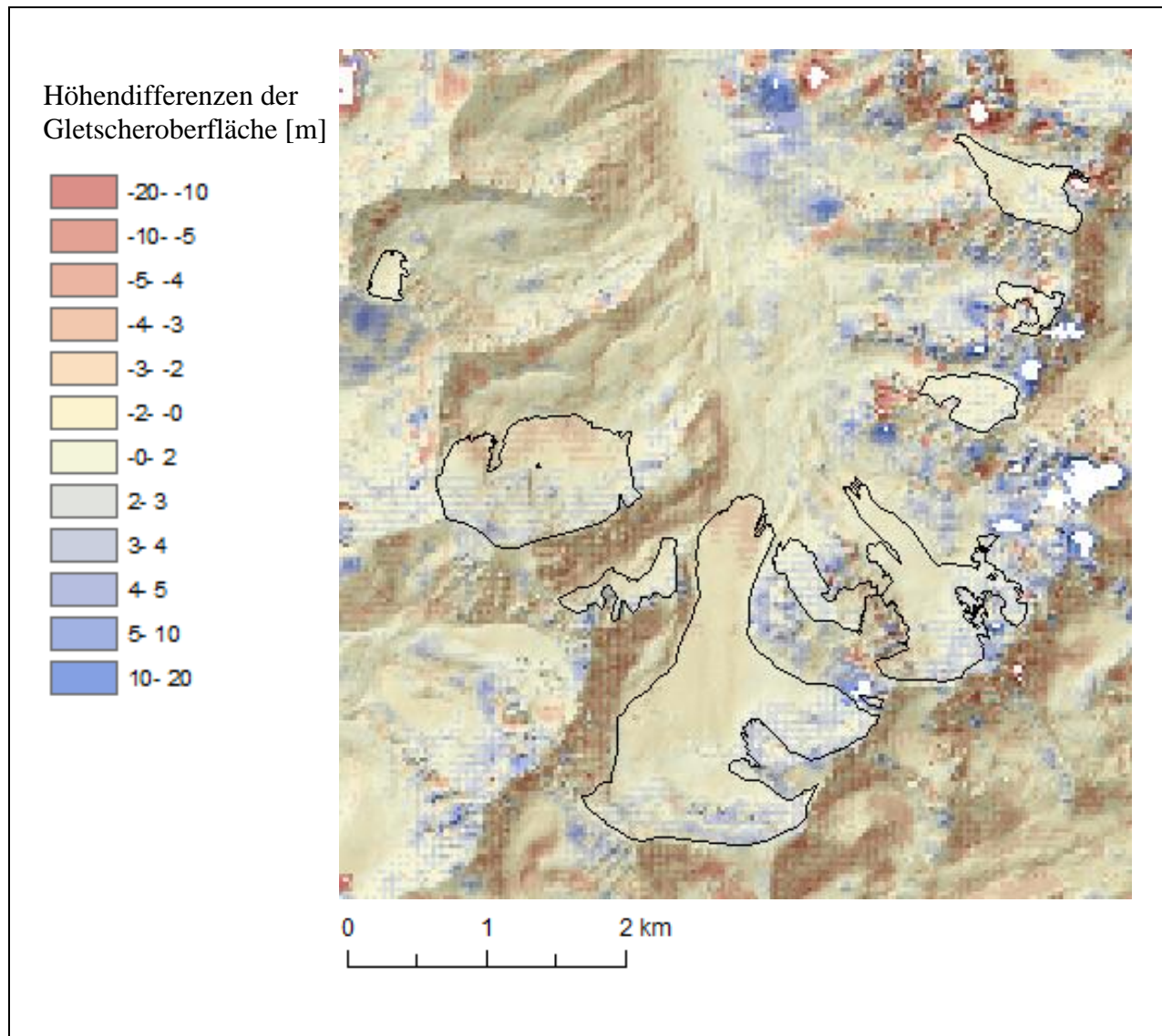


Abbildung 20: Höhendifferenzen der Gletscheroberflächen sowie des umliegenden Geländes des Differenzbildes des GeoEye und Pléiades-DGMs, Messperiode 2012-2016

Die Abbildungen zeigen deutliche Unterschiede der Höhenänderungen für die verschiedenen untersuchten Perioden. Während bei den Differenzbildern der Perioden 1971-1999, 1971-2012 und 1971-2016 deutlich eine deutlich grössere Fläche des Tujuksu eine starke Absenkung der Oberfläche erfährt, ist dies für die restlichen Perioden in einem geringeren Ausmass sichtbar. Hervorzuheben sind auch die deutlich erkennbaren Unterschiede im Akkumulationsgebiet des Tujuksu. Das Differenzbild der Periode 1971-2016 weist deutliche Höhenzunahmen auf, während für die restlichen Differenzbilder eine Höhenzunahme im Akkumulationsgebiet weniger ausgeprägt ist. Das letzte Differenzbild zeigt von allen Perioden die geringste Höhenänderung für die Gletscherfläche an. Diese deutlicher ausgeprägte Höhenänderung für längere Messperioden war zu erwarten, da für die Perioden 1971-1999, 1971-2012 und 1971-2016 deutlich längere Perioden abgebildet werden. Längere Messperioden zeigen üblicherweise auch höhere kumulierte Massenbilanzen, welche in den Differenzbildern ersichtlich werden. Betrachtet man die Höhenänderungen

der Gletscheroberfläche der übrigen Gletscher im Untersuchungsgebiet wird deutlich, dass diese den selben Trend aufzeigen wie der Tujuksu. Für die Perioden 1971-1999, 1971-2012 und 1971-2016 ist die Höhenänderung der Gletscheroberfläche bedeutend stärker ausgeprägt als für die restlichen Messperioden. Für die kürzeren Messperioden können nur noch für die Gletscher Molodozhnyj und Igli Tujuksu deutliche Höhenabnahmen erkannt werden, während die kleineren Gletscher ein undifferenziertes Muster der Höhenänderung aufzeigen.

4.2 Vergleich der geodätischen und glaziologischen Massenbilanzen des Tujuksu-Gletschers

In Tabelle 6 sind die unkorrigierten Ergebnisse der beiden jährlichen geodätischen und der jährlichen glaziologischen Massenbilanzen für die untersuchten Perioden ersichtlich.

Tabelle 6: Jährliche geodätische und glaziologische Massenbilanzen für die verschiedenen Messperioden mit den Unsicherheitswerten, die geodätische Massenbilanz V1 verwendete Dichtenumwandlungsfaktor 850 kg m^{-3} und die geodätische Massenbilanz V2 verwendete Dichtenumwandlungsfaktor 900 kg m^{-3} für Eis und 550 kg m^{-3} für Firn

Messperiode	Jährliche geodätische Massenbilanz V1 [mm.w.e./Jahr.]	Jährliche geodätische Massenbilanz V2 [mm.w.e./Jahr]	Jährliche glaziologische Massenbilanz [mm.w.e./Jahr]
1971-1999	-405 ±5	-367±5	-561±60
1971-2012	-362±45	-323±45	-511±60
1971-2016	-301±10	-271±10	-502±60
1999-2012	-271±75	-249±75	-402±60
1999-2016	-212±10	-187±10	-403±60
2012-2016	-642±130	-612±130	-405±10

Der Vergleich zwischen den beiden geodätischen Massenbilanzen und der glaziologischen Massenbilanz zeigt für alle Messmethoden ähnliche Tendenzen für die Perioden 1971-1999, 1971-2012, 1971-2016, 1999-2012 und 1999-2016. Die verschiedenen jährlichen Massenbilanzen für die Perioden 1999-2012 und 1999-2016 resultierten jeweils in weniger negativen Massenbilanzwerten als die Perioden 1971-1999, 1971-2012 und 1971-2016. Für die Periode 2012-2016 hingegen sind die jährlichen Massenbilanzen für die geodätischen Massenbilanzen am negativsten, während die glaziologische Massenbilanz dieser Periode ebenfalls weniger negativ ist als jene der Perioden 1971-1999, 1971-2012 und 1971-2016. Die absoluten Werte der glaziologischen Massenbilanz sind deutlich negativer als jene, die sich aus der geodätischen Massenbilanzbestimmungsmethode ergaben, ausgenommen für die Periode 2012-2016. Auffallend für die Periode 2012-2016 ist, dass die jährlichen geodätischen Massenbilanzen deutlich höhere Unsicherheitswerte aufweisen, als die anderen untersuchten Perioden.

4.3 Re-Analyse der geodätischen und glaziologischen Massenbilanzmessungen

Die Validierung der glaziologischen jährlichen Massenbilanzen und den jeweiligen durchschnittlichen Massenbilanzwerten beider geodätischen Varianten wurde für die verschiedenen Messperioden durchgeführt und die dazugehörigen reduzierten Abweichungen δ berechnet (siehe Tabelle 7)

Tabelle 7: Berechnete reduzierte Abweichung für die Re-Analyse zwischen den jährlichen glaziologischen und der jährliche geodätischen Massenbilanz V1 respektive V2 ($V1 \rho=850 \text{ kg m}^{-3}$, $V2 \rho= 900 \text{ kg m}^{-3}$ für Eis und 550 kg m^{-3} für Firn) für alle untersichten Messperioden

Messperiode	$\delta V1$	$\delta V2$
1971-1999	-10.6	-14.3
1971-2012	-4.9	-6.8
1971-2016	-10	-12
1999-2012	-2.3	-2.9
1999-2016	-7.4	-8.7
2012-2016	-1.1	-1

Mit Ausnahme der Periode von 2012-2016 konnte die Hypothese H_0 bei beiden geodätischen Massenbilanzvarianten für alle Messperioden ausser 2012-2016 sowohl für das 95%ige als auch für das 90%ige Konfidenzintervall verworfen werden. Somit deutet die Re-Analyse darauf hin, dass sich die beiden geodätischen Massenbilanzen signifikant von der glaziologischen Massenbilanz unterscheiden. Um mögliche nicht beachtete Fehler oder Unsicherheiten zu finden, wurde eine Iteration durchgeführt, bei der eine Annahme bezüglich der Radarpenetration des SRTM-Radars in die Gletscheroberfläche entsprechend den Studien von Bolch (2015) sowie Pieczonka und Bolch (2015) getroffen wurde. Die reduzierte Abweichung δ nach dieser Iteration blieb für beide geodätischen Massenbilanzvarianten zu der glaziologischen Massenbilanz signifikant und H_0 konnte mit dem 95%igen und 90%igen Konfidenzintervall erneut verworfen werden. Die Radarpenetration kann somit als Ursache dieser bestehenden Unterschiede zwischen glaziologischen und geodätischen Massenbilanzen in den Perioden von 1971-1999, 1999-2012 und 1999-2016 ausgeschlossen werden. Andere Unsicherheitsbestimmungen, wie interne und basale Komponenten der Massenbilanz oder die Korrektur des Niederschlags zwischen den Aufnahmedaten, waren aufgrund fehlender Daten nach wie vor nicht möglich.

Die Iteration für die Perioden 1971-199, 1999-2012 und 1999-2016 bewirkten kaum eine Änderung der Massenbilanzwerte ebenso wie des jeweiligen δ -Wertes, wie in Tabelle 8 ersichtlich wird.

Tabelle 8: Berechnete jährliche geodätische Massenbilanzen und reduzierter Abweichung δ für die Dichtenumwandlungsvarianten V1 ($\rho=850 \text{ kg m}^{-3}$) und V2 ($\rho= 900 \text{ kg m}^{-3}$ für Eis und $\rho= 550 \text{ kg m}^{-3}$ für Firn) für die Perioden für die eine Iteration durchgeführt wurde

Messperiode	Geodätische jährliche Massenbilanz V1 [mm.w.e/Jahr]	Geodätische jährliche Massenbilanz V2 [mm.w.e/Jahr]	$\delta V1$	$\delta V2$
1971-1999	-395 \pm 5	-363 \pm	-10.7	-14.2
1999-2012	-212 \pm 25	-178 \pm 25	-2.2	-3.3
1999-2016	-317 \pm 10	-296 \pm 10	-2.6	-3

Da die Ursache für die Unterschiede bei den durchschnittlichen jährlichen Massenbilanzen somit nicht identifiziert und korrigiert werden konnte, wurde eine Kalibration der glaziologischen jährlichen Massen-

bilanzwerte für die entsprechenden Messperioden durchgeführt. Diese ergab korrigierte glaziologische Massenbilanzreihen, die deutlich weniger negativ gegenüber den originalen Messreihen ausfielen (siehe Abbildung 21 und Anhang). Die daraus resultierenden jährlichen glaziologischen Massenbilanzen werden in Tabelle 9 mit den nichtkalibrierten jährlichen glaziologischen Massenbilanzen verglichen.

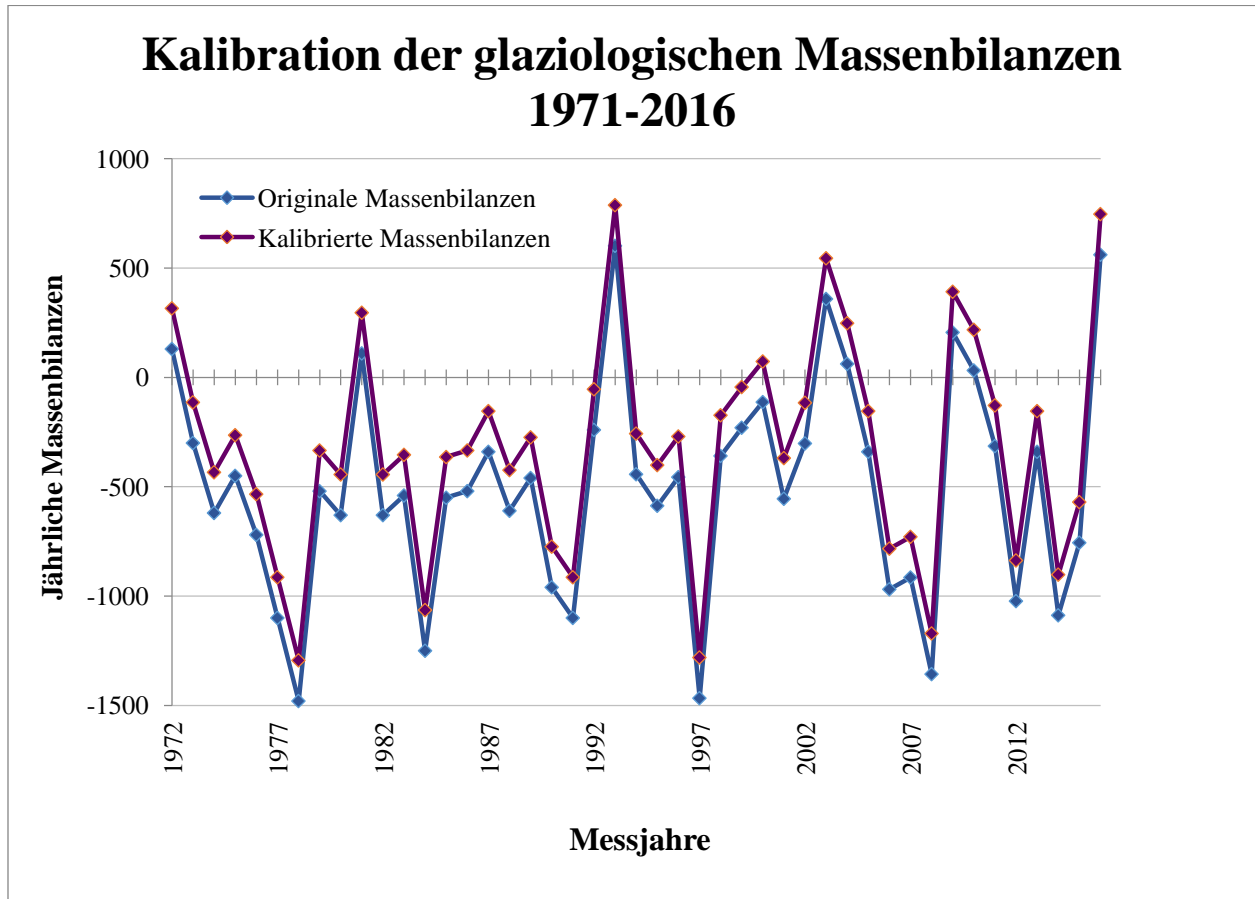


Abbildung 21: Gemessene glaziologische Massenbilanzen und kalibrierte glaziologische Massenbilanzreihe der Periode 1971-1999

In Tabelle 9 sind die jährlichen glaziologischen Massenbilanzen und die kalibrierten jährlichen glaziologischen Massenbilanzen aufgelistet um den Einfluss der Kalibration zu verdeutlichen.

Tabelle 9: Vergleich der gemessenen jährlichen glaziologischen Massenbilanzen und der kalibrierten jährlichen glaziologischen Massenbilanzwerte für die kalibrierten Messperioden

Messperiode	Jährliche glaziologische Massenbilanz [mm.w.e./Jahr]	Kalibrierte jährliche glaziologische Massenbilanz [mm.w.e./Jahr]
1971-1999	-511±60	-455±60
1971-2012	-461±60	-412±60
1971-2016	-451±60	-352±60
1999-2012	-352±60	-322±60
1999-2016	-353±10	-315±10

Im den folgenden Seiten werden die jährlichen geodätischen und glaziologischen Massenbilanzen mit den jeweiligen Unsicherheits- und Korrekturfaktoren für jede Periode einzeln als Balkendiagramm dargestellt, um einen Vergleich der Resultate zu vereinfachen.

Vergleich der glaziologischen und geodätischen jährlichen Massenbilanzen 1971-1999

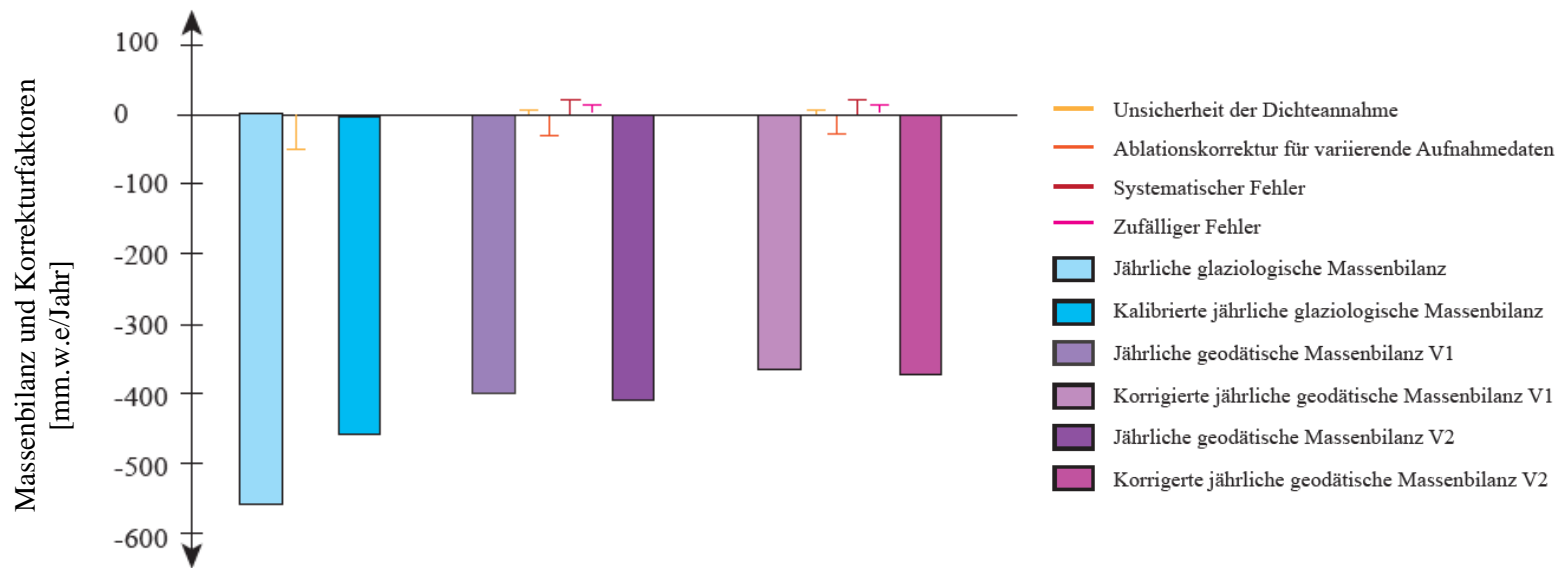


Abbildung 22: Darstellung der jährlichen glaziologischen und geodätischen Massenbilanzen, der korrigierten jährlichen geodätischen Massenbilanzen und der kalibrierten jährlichen glaziologischen Massenbilanz inklusive der verwendeten Korrekturen auf die jährlichen Massenbilanzen. Jährliche geodätische Massenbilanz V1 bezieht sich auf die Dichtenumwandlung mit 850 kg m^{-3} und jährliche geodätische Massenbilanz V2 auf die Dichtenumwandlung mit 900 kg m^{-3} für Eis und 550 kg m^{-3} für Firn.

Vergleich der glaziologischen und geodätischen jährlichen Massenbilanzen 1971-2012

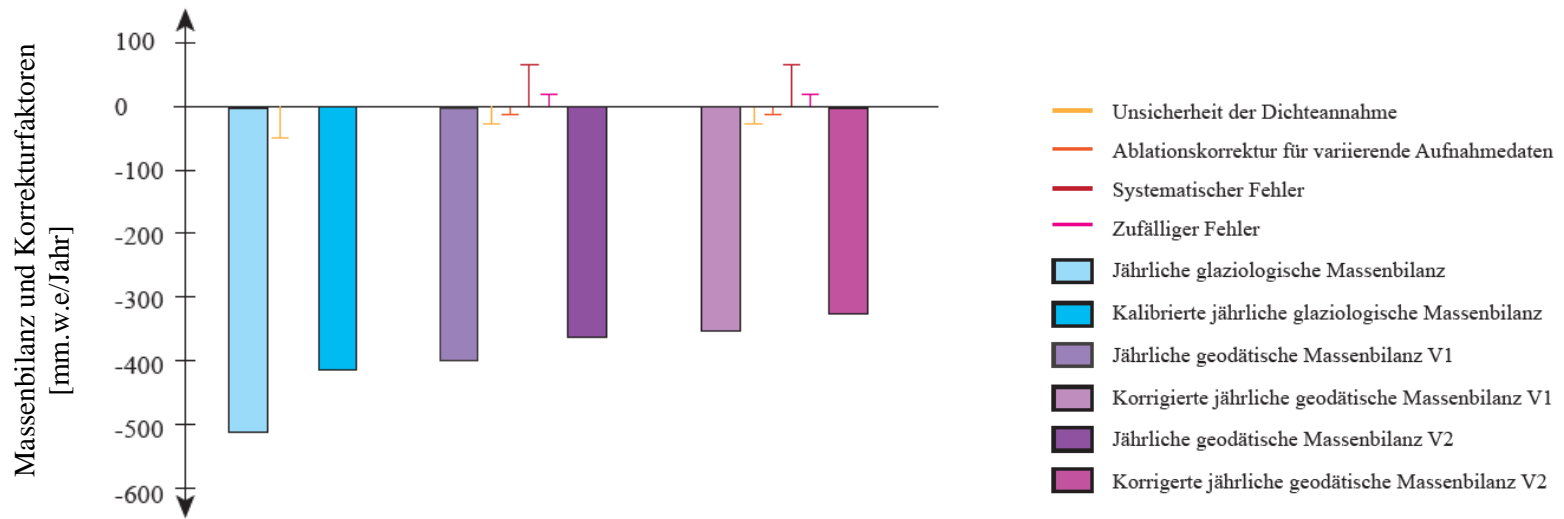


Abbildung 23: Darstellung der jährlichen glaziologischen und geodätischen Massenbilanzen, der korrigierten jährlichen geodätischen Massenbilanzen und der kalibrierten jährlichen glaziologischen Massenbilanz inklusive der verwendeten Korrekturen auf die jährlichen Massenbilanzen. Jährliche geodätische Massenbilanz V1 bezieht sich auf die Dichteumwandlung mit 850 kg m^{-3} und jährliche geodätische Massenbilanz V2 auf die Dichteumwandlung mit 900 kg m^{-3} für Eis und 550 kg m^{-3} für Firn.

Vergleich der glaziologischen und geodätischen jährlichen Massenbilanzen 1971-2016

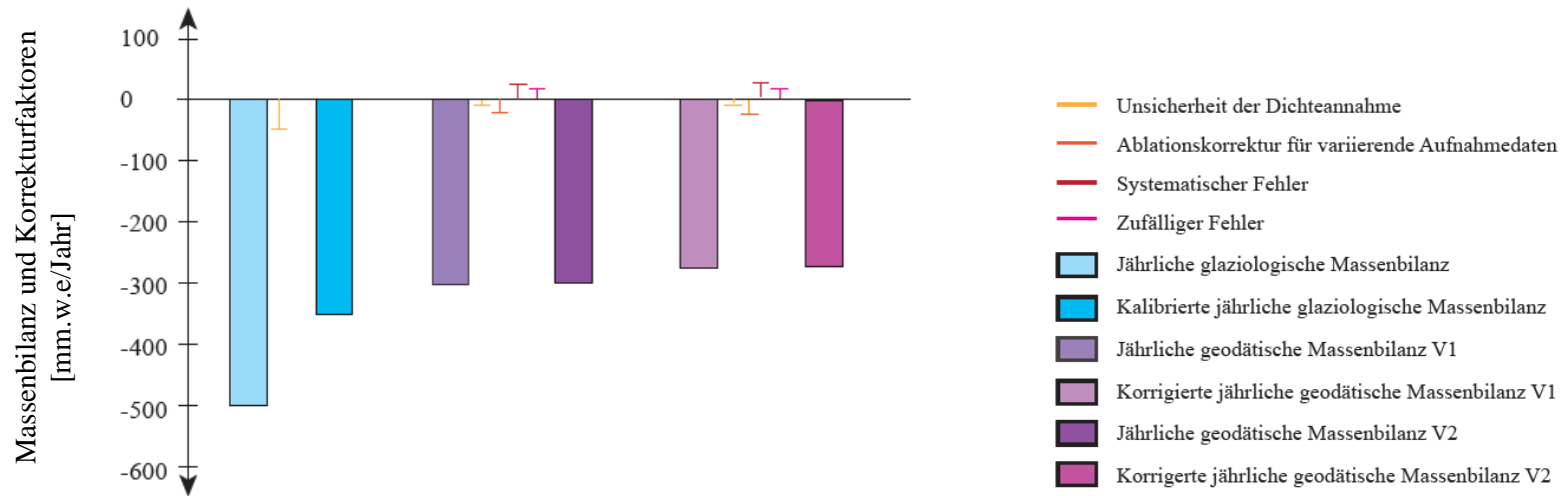


Abbildung 24: Darstellung der jährlichen glaziologischen und geodätischen Massenbilanzen, der korrigierten jährlichen geodätischen Massenbilanzen und der kalibrierten jährlichen glaziologischen Massenbilanz inklusive der verwendeten Korrekturen auf die jährlichen Massenbilanzen. Jährliche geodätische Massenbilanz V1 bezieht sich auf die Dichteumwandlung mit 850 kg m^{-3} und jährliche geodätische Massenbilanz V2 auf die Dichteumwandlung mit 900 kg m^{-3} für Eis und 550 kg m^{-3} für Firn.

Vergleich der glaziologischen und geodätischen jährlichen Massenbilanzen 1999-2012

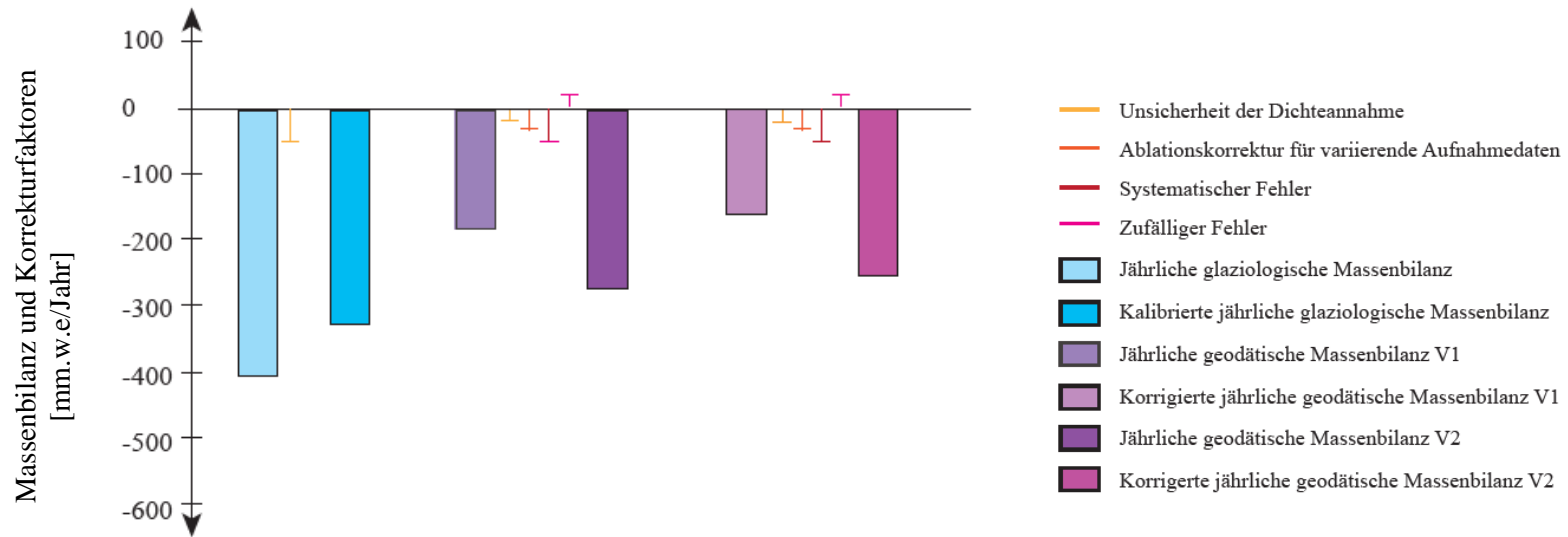


Abbildung 25: Darstellung der jährlichen glaziologischen und geodätischen Massenbilanzen, der korrigierten jährlichen geodätischen Massenbilanzen und der kalibrierten jährlichen glaziologischen Massenbilanz inklusive der verwendeten Korrekturen auf die jährlichen Massenbilanzen. Jährliche geodätische Massenbilanz V1 bezieht sich auf die Dichtenumwandlung mit 850 kg m^{-3} und jährliche geodätische Massenbilanz V2 auf die Dichtenumwandlung mit 900 kg m^{-3} für Eis und 550 kg m^{-3} für Firn.

Vergleich der glaziologischen und geodätischen jährlichen Massenbilanzen 1999-2016

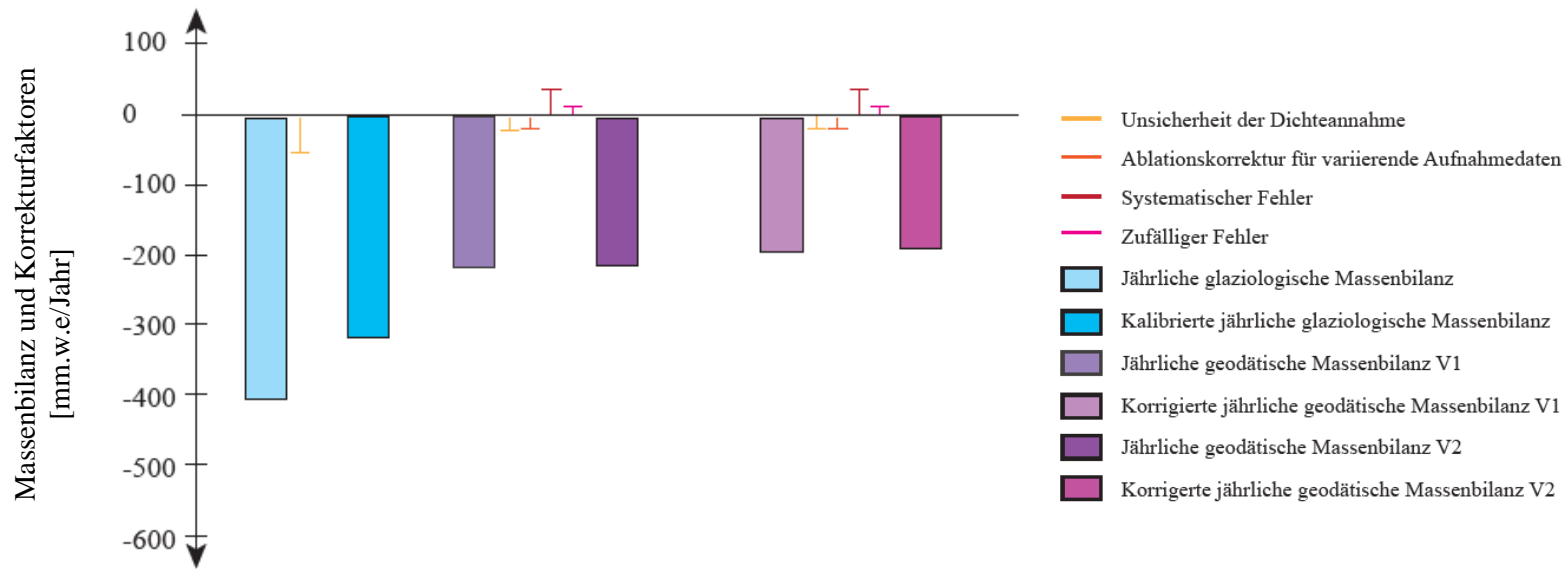


Abbildung 26: Darstellung der jährlichen glaziologischen und geodätischen Massenbilanzen, der korrigierten jährlichen geodätischen Massenbilanzen und der kalibrierten jährlichen glaziologischen Massenbilanz inklusive der verwendeten Korrekturen auf die jährlichen Massenbilanzen. Jährliche geodätische Massenbilanz V1 bezieht sich auf die Dichtenumwandlung mit 850 kg m^{-3} und jährliche geodätische Massenbilanz V2 auf die Dichtenumwandlung mit 900 kg m^{-3} für Eis und 550 kg m^{-3} für Firn.

Vergleich der glaziologischen und geodätischen jährlichen Massenbilanzen 2012-2016

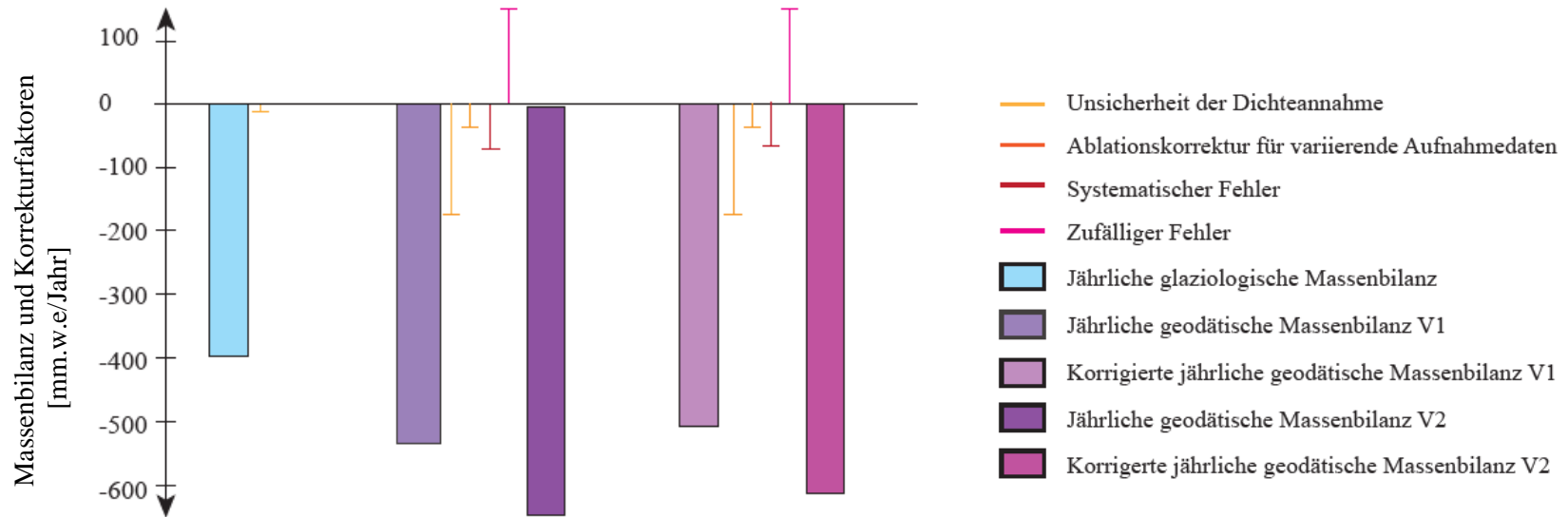


Abbildung 27: Darstellung der jährlichen glaziologischen und geodätischen Massenbilanzen, der korrigierten jährlichen geodätischen Massenbilanzen und der kalibrierten jährlichen glaziologischen Massenbilanz inklusive der verwendeten Korrekturen auf die jährlichen Massenbilanzen. Jährliche geodätische Massenbilanz V1 bezieht sich auf die Dichtenumwandlung mit 850 kg m^{-3} und jährliche geodätische Massenbilanz V2 auf die Dichtenumwandlung mit 900 kg m^{-3} für Eis und 550 kg m^{-3} für Firn.

Beim Vergleich der durchschnittlichen Massenbilanzen der unterschiedlichen Perioden jeder Methode, fällt auf, dass bei beiden geodätischen Varianten die durchschnittlichen Massenbilanzergebnisse für die Periode 1971-2012 sowie 2012-2016 im Vergleich zu den anderen Werten derselben Methode etwas hoch erscheinen. Die Durchschnittswerte der Periode 1971-2012 und der Perioden 2012-2016, 1971-1999 und 1999-2012 respektive 1971-1999, 1999-2012 und 2012-2016 müssten den durchschnittlichen Massenbilanzwerten der Perioden 1971-2016 respektive 1971-2012 und 1971-2016 entsprechen. Dies ist bei den Resultaten der geodätischen Massenbilanzen allerdings nicht der Fall.

Beim Vergleich der glaziologischen Massenbilanzwerte für die unterschiedlichen Perioden scheint hingegen der Wert für die Messperiode von 1999-2016 etwas niedrig zu sein, da die Vergleiche mit den Durchschnittswerten der Perioden 1971-2012 und 2012-2016 nicht mit den Werten der Perioden 1971-2016 respektive 1971-1999 und 1999-2016 übereinstimmen.

Die Diagramme verdeutlichen das für alle Perioden die beiden Varianten der Umrechnung der Volumenänderung in eine Massenänderung zur Bestimmung der jährlichen geodätischen Massenbilanzen in sehr ähnlichen Ergebnissen resultieren, während sich die entsprechenden jährlichen glaziologischen Massenbilanzen deutlicher von den beiden geodätischen Werten unterscheiden. Die berechneten Unsicherheits- und Korrekturfaktoren auf die jährlichen Bilanzen berechnet sind relativ klein, ausser für die Periode 2012-2016. Ebenfalls ersichtlich wird die Tatsache, dass für die glaziologischen Massenbilanzberechnungen aufgrund der Datenlage lediglich ein Unsicherheitsfaktor bekannt war. Die Massenbilanzwerte der Kalibration zeigen deutlich wie die glaziologischen Massenbilanzen den weniger negativen geodätischen Massenbilanzen angepasst wurden.

4.3.1 Einfluss unterschiedlicher Annahmen für die Dichte

Die Verwendung unterschiedlicher Annahmen für die Dichte bei der Umrechnung der geodätischen Volumenänderungen in Massenänderungen zeigte keinen signifikanten Einfluss. Generell kann gesagt werden, dass bei stark negativen Massenbilanzen die Unterschiede zwischen geodätischen und glaziologischen Resultaten steigen, da die internen und basalen Komponenten in diesem Fall einen grösseren Anteil an den geodätisch gemessenen Massenbilanzen haben (Fischer, 2011). Der Einfluss der Unsicherheiten war in dieser Studie allerdings bedeutend grösser als jener, der durch die unterschiedliche Dichteumwandlung verursacht wurde. Somit führte in keiner der Messperioden die Variation des Dichteumwandlungsansatzes zu einer Annahme von H_0 während die Hypothese für die andere Dichteannahme abgelehnt werden müsste.

4.4 Vergleich der erhaltenen Massenbilanzwerte mit Literaturwerten

Die von Hagg et al. (2004) berechnete durchschnittliche geodätische jährliche Massenbilanz beträgt für die Periode 1958-1998 ebenfalls -0.32 m.w.e. pro Jahr, die glaziologische hingegen beträgt -0.42 m.w.e. pro Jahr. In diesem Vergleich stimmen die Messperioden nicht ganz überein, da sich die hier berechneten Massenbilanzen auf die Periode 1971-1999 beziehen. Die von Hagg et al. (2004) identifizierten Massenbilanzen sind beide etwas niedriger als die an dieser Stelle berechneten. Beim Vergleich der vorhandenen

Massenbilanzwerte für die Periode 1999-2012 mit der Massenbilanz für den Tujuksu-Gletscher von -0.42m.w.e., so wird deutlich, dass die errechneten jährlichen geodätischen Massenbilanzen weniger negativ sind als dieser Wert aus der Literatur.

Ein Vergleich mit dem Massenbilanzwerte aus Sorg et al. (2012) für den Tujuksu und die Periode 2003-2010 zeigt eine Abweichung zu den geodätisch berechneten Massenbilanzwerten der Periode 1999-2012 um 16% für die Dichteumwandlungsvariante V1 und um knapp 30% für die Dichteumwandlungsvariante V2, wobei die Werte von Sorg et al. (2012) negativer ausfielen als die in dieser Arbeit berechneten.

Pieczonka et al. (2013) erhielten für die Messperioden 1976-1999, 1976-2009 und 1999-2009 jährliche geodätische Massenbilanzen von -0.42 ± 0.23 m.w.e. pro Jahr, -0.35 ± 0.15 m.w.e. pro Jahr und -0.23 ± 0.19 m.w.e pro Jahr für das Aksu-Tarim Gebiet im zentralen Tien Shan. Für das Akshirak Gebirge des zentralen Tien Shan wurde die jährliche geodätische Massenbilanz auf -0.48 ± 0.23 m.w.e pro Jahr für die Periode 1977-1999 bestimmt (Pieczonka et al., 2013). Verglichen mit den in dieser berechneten Massenbilanzen (siehe Tabelle 10) mit der Dichteumwandlungsvariante V1 der Perioden 1971-199, 1971-2012 und 1999-2012 mit jährlichen Massenbilanzen von -0.45 ± 0.005 m.w.e pro Jahr, -0.36 ± 0.045 m.w.e. pro Jahr und -0.27 ± 0.075 m.w.e. pro Jahr zeigt sich eine gute Übereinstimmung für alle drei Perioden. Vergleicht man die Werte aus Pieczonka et al. (2013) allerdings mit den in dieser Arbeiten errechneten jährlichen Massenbilanzen der Dichteumwandlungsvariante V2 weichen die Massenbilanzwerte etwas stärker voneinander ab, wobei die Werte von Pieczonka et al. (2013) negativer ausfielen als die in dieser Arbeit berechneten.

Tabelle 10: Vergleich der errechneten geodätischen jährlichen Massenbilanzen mit jährlichen geodätischen Massenbilanzen aus der Literatur (Pieczonka et al., 2013). V1 bezieht sich auf den Dichteumwandlungsfaktor von 850 kg m^{-3} und V2 auf den Dichteumwandlungsfaktor von 900 kg m^{-3} für Eis und 550 kg m^{-3} für Firn

Messperiode	Geodätischer Massenbilanzwert Pieczonka et al. (2013) [m.w.e./Jahr]	Geodätischer Massenbilanzwert V1 [m.w.e./Jahr]	Geodätischer Massenbilanzwert V2 [m.w.e./Jahr]
1971-1999	-0.42 ± 0.23	-0.45 ± 0.005	-0.37 ± 0.005
1979-2012	-0.35 ± 0.15	-0.36 ± 0.045	-0.32 ± 0.045
1999-2012	-0.23 ± 0.19	-0.27 ± 0.075	-0.25 ± 0.075

Für die den Gletscher südlicher Inylchek wurde für die Periode 1975-2007 eine jährliche geodätische Massenbilanz von -0.43 ± 0.1 m.w.e. pro Jahr und für den nördlichen Inylchek Gletscher eine geodätische Massenbilanzrate von -0.25 ± 0.1 m.w.e pro Jahr für dieselbe Messperiode identifiziert. Beide Gletscher liegen im zentralen Tien Shan Gebirge (Shangguan et al. 2015). Vergleicht man diese Werte mit der berechneten jährlichen geodätischen Massenbilanz der Periode 1971-2012 wird deutlich, dass beide in dieser Arbeit berechneten Massenbilanzwerte zwischen den beiden Werten von Shangguan et al. (2015) liegen. Der nördlichen Inylchek Gletscher wies für die Jahre nach 1999 eine weniger negative jährliche Massenbilanz auf, während der südliche Inylchek Gletscher eine stärker negative jährliche Massenbilanz

aufwies (Shangguan et al. 2015). Verglichen mit den in dieser Arbeit für berechneten geodätischen Massenbilanzwerten kann ein vergleichbarer Trend festgestellt werden.

Pieczonka und Bolch (2015) identifizierten für das gesamte Tien Shan Gebirge für die Messperiode 1974-1999 eine jährliche Massenbilanz von -0.38 m.w.e pro Jahr. In derselben Zeit identifizierten sie für das zentrale Tien Shan Gebirge eine jährliche Massenbilanz von -0.35 ± 0.34 m.w.e. pro Jahr. Verglichen mit den Massenbilanzen dieser Arbeit für die Periode 1971-1999 kann festgestellt werden, dass das Resultat der Dichtenumwandlung V1 negativer ausfiel und das Resultat der Dichtenumwandlungsvariante V2 mit -0.37 m.w.e. pro Jahr relativ genau übereinstimmt.

In der Periode 1976-2005 betrug der globale Durchschnitt der Gletschermassenbilanzen -0.33 m.w.e (Pieczonka und Bolch, 2015). Im Vergleich dazu fällt die geodätische Massenbilanz des Tujuksus für die Periode 1971-2012 relativ ähnlich aus mit Massenbilanzwerten von -0.36 ± 0.045 m.w.e pro Jahr und -0.32 ± 0.045 m.w.e pro Jahr. Vergleicht man den globalen Durchschnitt mit der Periode 1971-1999 aus dieser Arbeit wird ersichtlich, dass die errechneten Massenbilanzwerte mit 0.4 ± 0.005 m.w.e pro Jahr und 0.37 ± 0.005 m.w.e pro Jahr etwas höher ausfallen.

4.5 Vergleich der errechneten geodätischen Massenbilanzen mit den geodätischen Massenbilanzen von Strel (2017)

In der nachfolgenden Tabelle wurden die jährlichen geodätischen Massenbilanzwerte von Strel (2017) mit jenen in dieser Arbeit berechneten den jährlichen glaziologischen Werten gegenübergestellt.

Tabelle 11: Vergleich der geodätischen Massenbilanzen von Strel (2017) und in dieser Arbeit berechneten jährlichen geodätischen Massenbilanzen V1 (Dichtenumwandlung mit $\rho = 850 \text{ kg m}^{-3}$) und V2 (Dichtenumwandlung mit $\rho = 900 \text{ kg m}^{-3}$ für Eis und $\rho = 550 \text{ kg m}^{-3}$ für Firn) sowie jährliche glaziologische Massenbilanz derselben Messperioden

Messperiode	Jährliche geodätische Massenbilanz Strel (2017) [m.w.e./Jahr]	Jährliche geodätische Massenbilanz V 1 [m.w.e./Jahr]	Jährliche geodätische Massenbilanz V2 [m.w.e./Jahr]	Jährliche glaziologische Massenbilanz [m.w.e./Jahr]
1971-2012	-0.33	-0.36	-0.32	-0.46
1971-2016	-0.32	-0.3	-0.27	-0.45
2012-2016	-0.65	-0.64	-0.61	-0.40

Beim Vergleich der von Strel (2017) errechneten jährlichen geodätischen Massenbilanzen mit den vorliegenden Ergebnissen kann gesagt werden, dass die Werte für die verglichenen Messperioden relativ gut übereinstimmen, da die Unterschiede zwischen den jährlichen Massenbilanzen lediglich im Zentimeter- bis Dezimeterbereich liegen. Die durch die vorliegende Arbeit errechneten Resultate für die Perioden 1971-2016 und 2012-2016 fielen etwas weniger stark negativ aus als jene von Strel (2017). Hingegen waren die errechneten jährlichen Massenbilanzwerte für die Periode 1971-2012 etwa gleich negativ wie jene von Strel (2017). Im Vergleich zu den glaziologischen Massenbilanzen ist erkennbar, dass sowohl die durch diese Arbeit erstellten als auch die von Strel (2017) errechneten jährlichen geodätischen Mas-

senbilanzwerte weniger negativ ausfielen. Eine Ausnahme bildet die die Periode 2012-2016, wo sowohl die Arbeit von Strel (2017) als auch die vorliegende Arbeit einen deutlich negativeren Wert aufweisen als die entsprechende glaziologische Massenbilanz.

4.6 Geodätische Massenbilanzen der anderen untersuchten Gletscher im Ile Alatau Tal

Die Berechnung der geodätischen Massenbilanzen der Gletscher Manshuk Mametovoj, Majakovskogo, Ordzhonikidze, Zon Kosmodenjanskij, Igli Tjuksu und Molodezhnyi, die einen Umrechnungsfaktor von $850 \pm 60 \text{ kg m}^{-3}$ für die Volumen- zu Masseänderung verwendeten, ergaben für die verschiedenen Messperioden die jährlichen Massenbilanzwerte, die in der Tabelle 12 ersichtlich sind.

Bei der Betrachtung dieser Werte fällt auf, dass die drei Gletscher Manshuk Mametovoj, Majakovskogo und Ordzhonikidze für die Periode 1971-1999 jeweils eine positive jährliche geodätische Massenbilanz aufwiesen. Verglichen mit den Resultaten, die in derselben Messperiode für den Tjuksu-Gletscher erstellt wurden, erscheint dies sehr unwahrscheinlich. Auch die glaziologischen Massenbilanzwerte als Liniengraph dargestellt in Abbildung 28 scheinen diesem Resultat zu widersprechen. Ebenfalls auffallend an den Resultaten dieser geodätischen Massenbilanzen ist, dass für den Molodezhnyj und den Zon Kosmodenjanskij extrem negative Massenbilanzwerte für die Perioden 1971-2012 und 1971-2016 errechnet wurden.

Tabelle 12: Berechnete geodätische Massenbilanzen für die Gletscher Manshuk Mametovoj, Majakovskogo, Ordzhonikidze, Zon Kosmodemjanskoj, Igli Tujuksu und Molodezhnyj-Gletscherim Ile Alatau für alle Untersuchungsperioden inklusive Unsicherheitsbestimmungen

Gletscher	Jährliche geodätische Massenbilanz 1971-1999 [mm.w.e/Jahr]	Jährliche geodätische Massenbilanz 1971-2012 [mm.w.e/Jahr]	Jährliche geodätische Massenbilanz 1971-2016 [mm.w.e/Jahr]	Jährliche geodätische Massenbilanz 1999-2012 [mm.w.e/Jahr]	Jährliche geodätische Massenbilanz 1999-2016 [mm.w.e/Jahr]	Jährliche geodätische Massenbilanz 2012-2016 [mm.w.e/Jahr]
Manshu Mametovoj	163±5	-14±45	-453±10	-221±25	-276±10	-337±130
Majakovskogo	132±5	-331±45	-520±10	-49±25	-35±10	-514±130
Ordzhonikidze	50±5	-606±45	-745±10	-267±25	-303±10	-32±130
Zon Kosmodemjanskoj	-773±5	-1130±45	-2429±10	-357±25	-431±10	-62±130
Igli Tujuksu	-348±5	-928±45	-635±10	-820±25	-505±10	-89±130
Molodezhnyj	-814±5	-2264±45	-2383±10	-186±25	-342±10	-168±130

Glaziologische Massenbilanzen der untersuchten Gletscher im Ile Alatau Tal

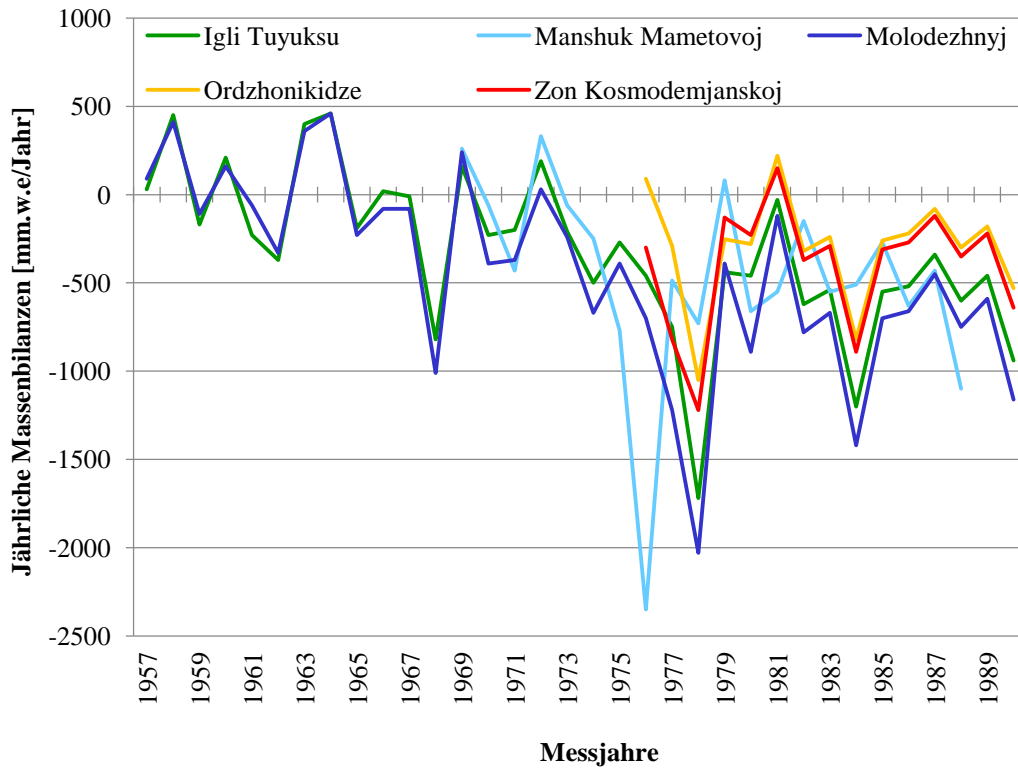


Abbildung 28: Vorhandene glaziologisch gemessene Massenbilanzen der untersuchten Gletscher im Ile Alatau Tal mit Ausnahme des Tujuksu-Gletschers (Daten von URL WGMS_FOG)

5. Diskussion

In der Diskussion werden sowohl die Ergebnisse genauer betrachtet und mögliche Ursachen für bestimmte Resultate erläutert, als auch die Methoden und vorhandenen Daten kritisch hinterfragt, um einen möglichen Einfluss selbiger auf die Ergebnisse zu beleuchten.

5.1 Diskussion der Resultate

Der Vergleich der glaziologischen Massenbilanzwerte mit den beiden berechneten geodätischen Massenbilanzwerten des Tujuksu-Gletschers zeigte überwiegend denselben Trend auf. Wie in verschiedenen Studien (Bolch, 2015, Kononova et al., 2015, Severskiy et al., 2016, Shangguan et al., 2015) gemessen, war auch hier eine stark negative Massenbilanz ab dem Beginn der Siebzigerjahre des 20. Jahrhunderts gut erkennbar. Ebenso zeigte sich eine weniger negative Bilanz zu Beginn des 21. Jahrhunderts sowohl bei den geodätischen als auch bei den glaziologischen Massenbilanzmessungen des Tujuksu-Gletschers. Die abweichenden geodätischen Resultate für die Perioden 1971-2012 sowie 2012-2016 rühren möglicherweise von einer nicht idealen Co-Registration her. Das GeoEye-DGM wurde nach der Methode von Nuth und Käab (2011) co-registriert, somit wurden allfällige Verkippungen des DGMS nicht korrigiert. Für das Corona-DGM wurde eine manuelle Korrektur der Verkippung vorgenommen, diese könnte von der tatsächlichen Verkippung stärker abweichen, als bei einer automatisierten Version. Um zu überprüfen, ob diese auffälligen geodätischen Massenbilanzwerte für die Perioden 1971-2012 und 2012-2016 von der Co-Registrierung verursacht wurde, wurde mit den vorhandenen automatisiert co-registrierten DGMS die geodätischen Massenbilanzen erneut berechnet (siehe Tabelle 13). Als Volumen- zu Massenumwandlungsfaktor wurde die Dichte $850 \pm 60 \text{ kg m}^{-3}$ verwendet.

Tabelle 13: Vergleich der jährlichen geodätischen Massenbilanzen von Differenzbildern nach Nuth und Käab (2011) und nach Pieczonka und Bolch (2015) co-registriert

Messperiode	Jährliche geodätische Massenbilanz mit DGM Co-Registrierung nach Nuth und Käab (2011) [mm.w.e/Jahr]	Jährliche geodätische Massenbilanz mit DGM Co-Registrierung nach Pieczonka und Bolch (2015) [mm.w.e/Jahr]
1971-2012	-362±45	-368±45
2012-2016	-642±130	-969±130

Die Werte zeigen deutlich, dass die Co-Registrierung des GeoEye-DGMS nach Nuth und Käab (2011) fast identisch mit jener nach Pieczonka und Bolch (2015) ausfiel. Somit kann eine fehlerhafte Co-Registrierung durch nichtkorrigieren einer Verkippung als Ursache für die abweichenden Werte dieser Messperiode ausgeschlossen werden. Interessant ist allerdings die geodätische Massenbilanz mit nach Pieczonka und Bolch (2015) co-registriertem Corona-DGM. Der erhaltene Wert ist deutlich negativer als der zuvor berechnete Massenbilanzwert. Die Betrachtung des Differenzbildes der nach Pieczonka und Bolch (2015) co-registrierten Corona-DGM und dem nach Nuth und Käab (2011) co-registrierten DGM zeigte, dass das zweitgenannte DGM gegenüber dem erstgenannten DGM im Akkumulationsgebiet im

Schnitt um 4 m tiefer lag. Dies erklärt die deutlich höhere berechnete Massenverlustrate bei der Verwendung des nach Pieczonka und Bolch (2015) co-registrierten Corona-DGM. Da bei der Verwendung des nach Pieczonka und Bolch (2015) co-registrierten Corona-DGM der Massenbilanzwert für die Periode 2012-2016 noch weniger mit jenen der anderen Perioden übereinstimmt, somit scheint auch in diesem Fall die Co-Registration den abweichenden Massenbilanzwert nicht zu erklären. Eine Möglichkeit für diese beobachteten abweichenden Werte der Perioden 1971-2012 und 2012-2016 wären, dass nicht korrigierte Fehlerquellen bei der Massenbilanz, die etwa die Akkumulation zwischen den unterschiedlichen Aufnahmedaten betreffen oder die internen und basalen Anteile der Massenbilanz, eine Abweichung der geodätischen Massenbilanz von der glaziologischen Massenbilanz verursachten. An der Klimastation beim Tujuksu-Gletscher fielen die gemessenen Niederschlagswerte sehr variabel aus (siehe Abbildung 29), erkennbar ist ein starker Anstieg des Niederschlags seit Mitte der neunziger Jahre und ein beträchtlicher Rückgang der Niederschlagsmenge zu Beginn des 21. Jahrhunderts mit darauffolgendem Anstieg bis etwa 2010. Ein erneuter starker Rückgang des Niederschlags wurde ab etwa 2010 gemessen. Somit hätte eine Korrektur der Niederschlagsmenge zwischen zwei geodätischen Messungen bei einer so starken Variabilität des Niederschlages einen größeren Einfluss als für Zeitperioden von relativ konstantem Niederschlag (Liu und Liu, 2016).

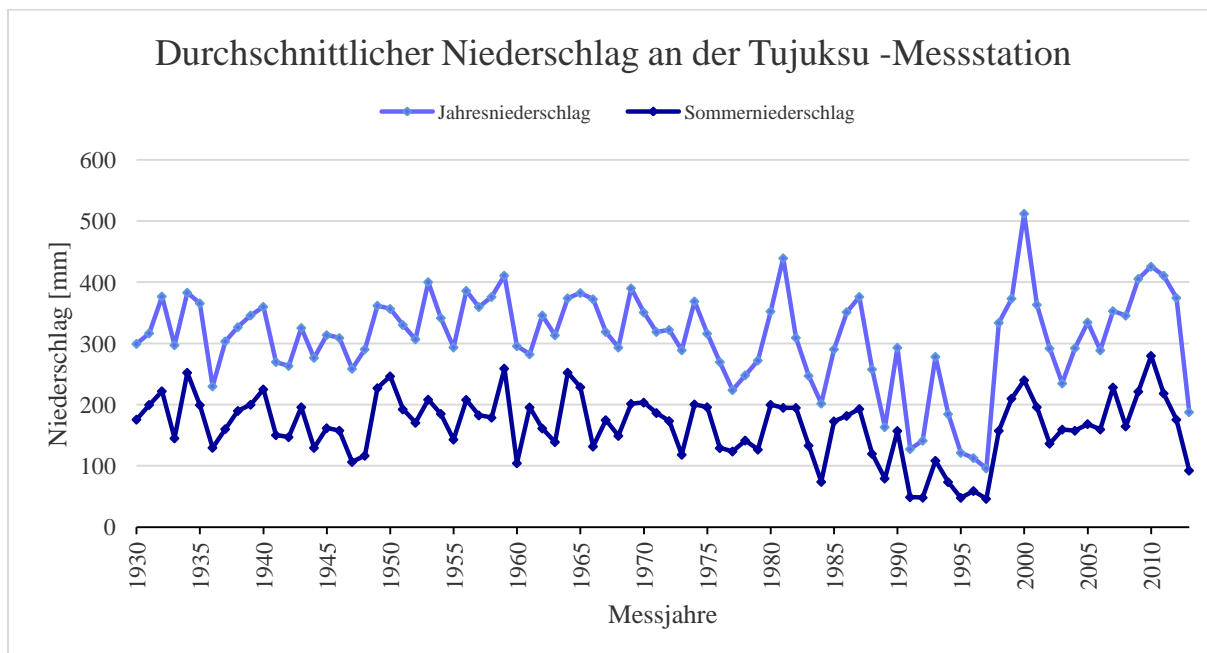


Abbildung 29: Niederschlagsmessungen an der Tujuksu-Messstation von 1930-2013. Sommerniederschlag bezieht sich auf die Monate Juni, Juli und August (Klimadaten vom geographischen Institut in Almaty)

Auch ist es möglich, dass die Korrektur der Ablation zwischen den Messperioden über- respektive unterschätzt wurde, da der Korrekturfaktor nach Zemp et al. (2010) einzig für das Jahr 2012 berechnet werden konnte, da die Sommerablation zusammen mit der Information der Messdaten nur für dieses Jahr vorhan-

den war. Dadurch wurde der Korrekturfaktor für die Aufnahmen im Jahr 1999 und 2016 übernommen. Da die gemessene Temperatur der Tujuksu-Klimastation seit Beginn der Neunziger Jahre anstieg (siehe Abbildung 30), wäre eine genauere Berechnung des Korrekturfaktors für jedes Jahr vorteilhaft. Eine analog gestiegene Lufttemperatur im gesamten Tien Shan wurde in verschiedenen Studien aufgezeigt (Kaldybayev et al., 2016, Kononova et al., 2015, Sorg et al., 2012, Zaginaev et al., 2016) allerdings sollte bei den abgebildeten Temperaturwerten beachtet werden, dass die Messstation 1997 verschoben wurde. Dies hat die Temperaturkurve mit grosser Wahrscheinlichkeit beeinflusst und verzerrt somit den Trend.

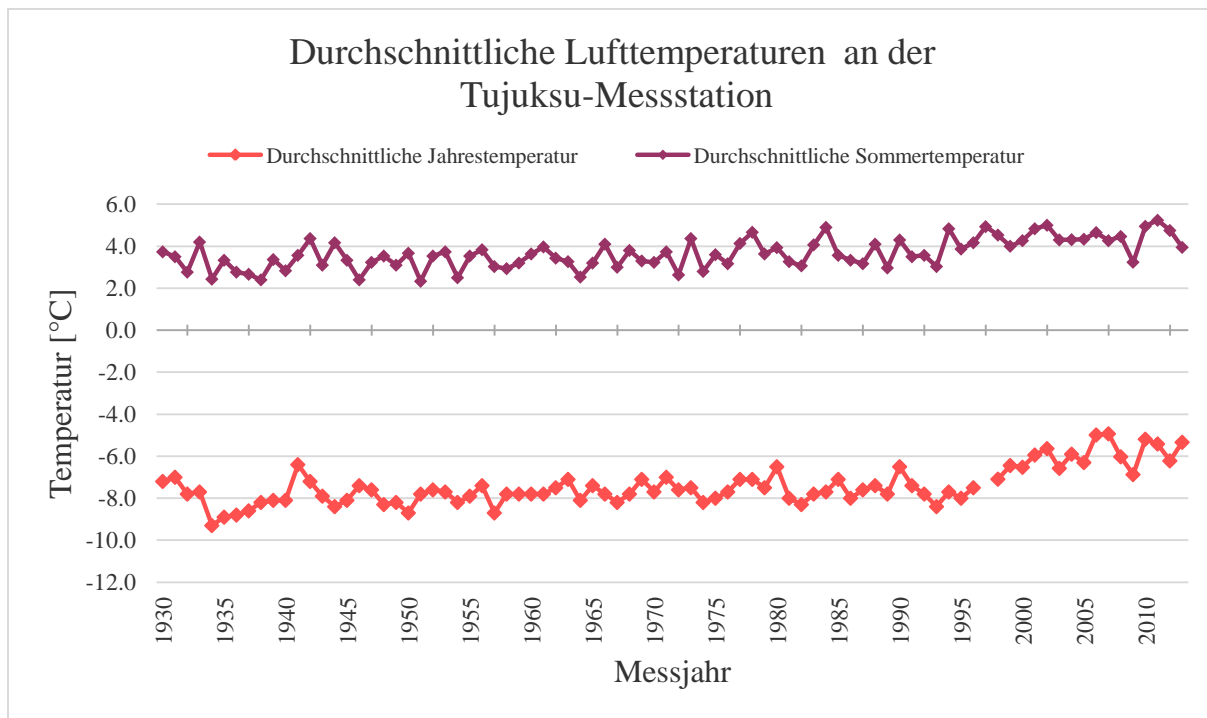


Abbildung 30: Lufttemperaturen gemessen an der Tujuksu-Messstation von 1930-2013. Sommertemperatur bezieht sich auf die Monate Juni, Juli und August (Klimadaten vom geographischen Institut in Almaty)

5.1.1 Diskussion der Ergebnisse der Re-Analyse

Die Re-Analyse für den Tujuksu-Gletscher zeigte eindeutig, dass sich die jährlichen Massenbilanzen für geodätische und glaziologische Massenbilanzen unterschieden und diese Unterschiede nicht durch die errechneten Unsicherheitswerte und Fehlerwerte erklärt werden können. Aus diesem Grund wurde eine Kalibration der glaziologischen Massenbilanzwerte der entsprechenden Messperioden vorgenommen. Dies resultierte in weniger negativen glaziologischen Massenbilanzwerten. Einzig für die Periode 2012-2016 wurde keine Kalibration vorgenommen, da für diese Periode kein signifikanter Unterschied zwischen geodätischen und glaziologischen Massenbilanz berechnet wurde. Ein möglicher Grund sind die bedeuten grösseren Korrektur- und Unsicherheitsfaktoren verglichen mit jenen der übrigen Messperioden. Je grösser die Unsicherheiten sind, desto grössere Unterschiede zwischen den erhaltenen Massenbilanzen der verschiedenen Messmethoden können erklärt werden. Sollte das glaziologische Messsystem einem systematischen Fehler unterliegen, kumuliert sich dieser mit der Anzahl Messungen auf (Zemp et al.,

2013). Aus diesem Grund wäre es auch möglich das ein vorhandener systematischer Fehler der glaziologischen Messungen für die Periode 2012-2016 noch keinen genug grossen Einfluss auf das Ergebnis hatte, um einen signifikanten Unterschied zwischen den geodätischen und glaziologischen Massenbilanzen zu verursachen.

5.1.2 Diskussion des Vergleiches der errechneten Massenbilanzen mit Literaturwerten

Der Vergleich der geodätischen Massenbilanzen aus früheren Studien mit den berechneten geodätischen Massenbilanzen zeigte ein relativ übereinstimmendes Bild, das den Trend der Massenbilanz bestätigt, während die errechneten Werte voneinander abweichen.

Der geodätische Wert von Hagg et al (2004) ist weniger negativ als die in dieser Arbeit berechneten Massenbilanzwerte (siehe Tabelle 14). Zu beachten ist bei diesem Vergleich, dass die verwendete Messperiode bei Hagg et al. 1958 startete und nicht erst 1971, wie in der vorliegenden Arbeit. Da die Massenbilanzen ab den Siebzigerjahren in verschiedenen Studien als deutlich negativer beschrieben wurden, verglichen mit jenen der vorherigen Jahre (Bolch, 2015, Kononova et al., 2015, Severskiy et al., 2016), erklären sich daraus die negativeren Massenbilanzwerte aus meinen Berechnungen im Vergleich zu den Werten von Hagg et al. (2004). Relativ gut übereinstimmend ist die Tatsache, dass sowohl bei Hagg et al. (2004) als auch in dieser Arbeit jeweils einen negativeren Wert für die glaziologische Massenbilanz erhalten wurden, der jenen aus der geodätischen Massenbilanz übertraf. Eine Ausnahme bildete hier die Periode 2012-2016.

Der glaziologische Massenbilanzwerte von Sorg et al. (2012) für die Periode 2003-2010 wich um 16% von dem berechneten jährlichen geodätischen Massenbilanzwert V1 für die Periode 1999-2012 ab, während sich der entsprechende geodätische Massenbilanzwert V2 von dem Wert von Sorg et al. (2012) deutlich stärker unterschied, nämlich um knapp 30% (siehe Tabelle 14). Obwohl die verglichene Periode etwa den Jahren 1999-2012 entspricht, die im Vergleich zu den anderen in dieser Arbeit untersuchten Messperioden verhältnismässig negativ ausfiel, war hier der Massenbilanzwert von Sorg et al. (2012) deutlich negativer als die beiden im Rahmen dieser Arbeit errechneten geodätischen Werte. Um die Resultate hinreichend vergleichbar zu machen, wäre auch in diesem Fall eine Re-Analyse mit Berechnung der Unsicherheiten und Korrekturwerten sinnvoll. Somit könnte mit Sicherheit gesagt werden, ob die Werte übereinstimmen oder nicht. Andernfalls kann nur gesagt werden, dass die in diversen Studien beobachteten Tendenzen zu einer weniger negativen Massenbilanz ab dem Anfang des 21. Jahrhunderts auch in dieser Studie identifiziert werden konnte.

Tabelle 14: Vergleich der errechneten geodätischen jährlichen Massenbilanzen mit jährlichen geodätischen Massenbilanzen aus der Literatur (Hagg et al., 2004, Sold et al., 2012). V1 bezieht sich auf den Dichteumwandlungsfaktor von 850 kg m^{-3} und V2 auf den Dichteumwandlungsfaktor von 900 kg m^{-3} für Eis und 550 kg m^{-3} für Firn

Geodätischer Massenbilanzwert Hagg et al. (2004) [mm.w.e/Jahr]	Geodätischer Massenbilanzwert Sold et al. (2012) [mm.w.e/Jahr]	Geodätischer Massenbilanzwert V1 [mm.w.e/Jahr]	Geodätischer Massenbilanzwert V2 [mm.w.e/Jahr]
307.5	420	-405 ±5	-367±5

Die restlichen Vergleiche mit Literaturwerten zeigten relativ gute Übereinstimmungen der jährlichen Massenbilanzen für die unterschiedlichen betrachteten Perioden. Solche übereinstimmenden Werte wurden sowohl für die Massenbilanzwerte aus dem zentralen Tien Shan, dem gesamten Tien Shan und dem globalen Durchschnitt gefunden. Auffallend war das die Übereinstimmung der Massenbilanzwerte einzelner Regionen in der Regel besser mit der Massenbilanz der Dichteumwandlungsvariante V1 grösser war als mit der Variante V2, während die Massenbilanzwerte des globalen Durchschnitts ebenso wie der Massenbilanzwert für den gesamten Tien Shan aus Pieczonka und Bolch (2015) besser mit dem errechneten Massenbilanzwert der Dichteumwandlung V2 übereinstimmte. Dies könnte daran liegen das bei Durchschnittswerten von grösseren Regionen regionale Variationen einen geringeren Einfluss haben, während beim Vergleich Massenbilanzwerte spezifischer Gletscher diese klimatischen Variationen bedeutend stärker ins Gewicht fallen können. Somit scheinen die Berechnungen der geodätischen Massenbilanzen mit anderen Studien übereinstimmende Werte ergeben zu haben.

5.1.3 Diskussion des Vergleiches der geodätischen Massenbilanzen dieser Arbeit mit den Massenbilanzwerten berechnet von Strel (2017)

Ein möglicher Grund für die identifizierte Abweichungen der geodätischen Massenbilanzen von Strel (2012) und den in dieser Arbeit berechneten für die Perioden 1971-2012 sowie 1971-2016 könnte bei den unterschiedlichen Methoden der DGM-Generierung aus GeoEye- und Pléiades-Daten liegen. Während (2017) die klassische ATE-Funktion zur Generierung ihrer DGMs verwendete, wurden im Zuge dieser Arbeit DGMs mit der eATE-Funktion generiert. Die Berechnung mit eATE bot im Allgemeinen mehr Einstellungsmöglichkeiten, etwa die Methode der Oberflächenberechnung und den Umgang mit Ausreissern, während die ATE-Funktion lediglich Standardeinstellungen verwendete. Zusätzliche mögliche Ursachen für die abweichenden Resultate sind die unterschiedlichen Co-Registrierungsansätze. In dieser Arbeit wurden GeoEye- und Corona-DGM nach Nuth und Käab (2011) co-registriert, ausser dem Pléiades-DGM aufgrund der manuell nicht korrigierbaren verbleibenden Verschiebung sowie einer leichten Verkippung. Dieses DGM wurde nach Pieczonka und Bolch (2015) co-registriert. Die von Strel (2017) verwendeten DGMs wurden hingegen alle nach Pieczonka und Bolch (2015) co-registriert. Dadurch ist es möglich, dass geringfügige Verkippungen, die in den hier vorliegenden Datensätzen nicht behoben werden konnten, bei den Daten von Strel (2017) korrigiert wurden und somit unterschiedliche geodätische Massenbilanzen ergaben.

Ein Vergleich der verwendeten Gletscherumrisse ergaben für alle in dieser Arbeit verwendeten Umrisse eine kleinere Gletscherfläche für den Tujuksu verglichen mit jener von Strel (2017) verwendeten Gletscherumrissen. Die Differenzierung der verwendeten und co-registrierten DGMs ergab für alle Perioden eine höhere Gletscheroberfläche für die in dieser Arbeit verwendeten DGMs. Die ermittelten Werte sind in Tabelle 15 und 16 ersichtlich. Nur beim Vergleich der beiden verwendeten Pléiades-DGM war ein Einfluss des steilen Geländes ersichtlich, wobei das steile Akkumulationsgebiet des in dieser Arbeit verwendeten DGMs durchschnittlich höhere Oberflächenwerte aufwies als bei Strel (2017). Diese Abweichungen der verwendeten DGMs sowie der Gletscherumrisse scheinen plausibel um die abweichenden Massenbilanzwerte zu erklären, da die Unterschiede der Massenbilanzwerte relativ gering ausfielen.

Tabelle 15: Vergleich der in dieser Arbeit und bei Strel (2017) verwendeten co-registrierten DGMs sowie der manuell angepassten Gletscherumrisse

DGM Typ	Mittlere Höhenabweichung der DGM [m]	Flächendifferenz des Gletscherumrisses Tujuksu [m]
Corona	-2.5	300
GeoEye	-4.1	200
Pléiades	-8.6m	200

Tabelle 16: Vergleich der mittleren DGM Höhenabweichung sowie Flächendifferenzen der von Strel (2017) und in dieser Arbeit verwendeten DGMs sowie der manuell angepassten Gletscherumrisse

DGM Typ	Mittlere Höhenabweichung der DGM [m]	Flächendifferenz des Gletscherumrisses Tujuksu [m]
Corona	-2.5	300
GeoEye	-4.1	200
Pléiades	-8.6m	200

5.1.4 Diskussion der Massenbilanzergebnisse für die zusätzlich untersuchten Gletscher des Ile Alatau Tals

Da die glaziologischen Messreihen der übrigen untersuchten Gletscher aus dem Ile Alatau Tal nicht mit den vorhandenen Satellitendaten übereinstimmten, war eine Re-Analyse der Massenbilanzen für die übrigen Gletscher im Ile Alatau Tal nicht möglich. Dies war auch kein Ziel dieser Arbeit. Der Vergleich der vorhandenen Massenbilanzen und der geodätisch bestimmten Massenbilanzen sollte der Beantwortung der Frage dienen, ob die geodätischen Massenbilanzwerte sinnvoll sind oder ob andere Messmethoden verwendet werden müssten. Ein Vergleich mit den glaziologischen Daten (siehe Abbildung 31) zeigte, dass sowohl der Molodezhnyj als auch der Zon Kosmodemjanskij-Gletscher seit Anfang respektive seit Mitte der Siebzigerjahre eine teilweise sehr stark negative Massenbilanz aufwiesen. Somit scheinen die stark negativen Ergebnisse der geodätischen Massenbilanzen für diese Gletscher und die entsprechende Zeitspanne mit den glaziologisch bestimmten Massenbilanzen übereinzustimmen. Auch die geodätischen

Massenbilanzwerte des Igli Tujuksus scheinen mit den gemessenen glaziologischen Massenbilanzwerte überein zu stimmen, da die glaziologische Massenbilanz seit den Achtzigerjahren bis zum Ende der Messreihe zwischen -300 und -1200 mm.w.e. schwankten. Die Werte des Manshuk Mametovoj hingegen schienen im Vergleich zu den glaziologischen Massenbilanzen zu wenig negativ zu sein. Dieser Gletscher wies in den glaziologischen Massenbilanzwerte die negativsten Werte auf, während der geodätische Massenbilanzwert für die Messperiode 1971-1999 sogar positiv ausfiel.

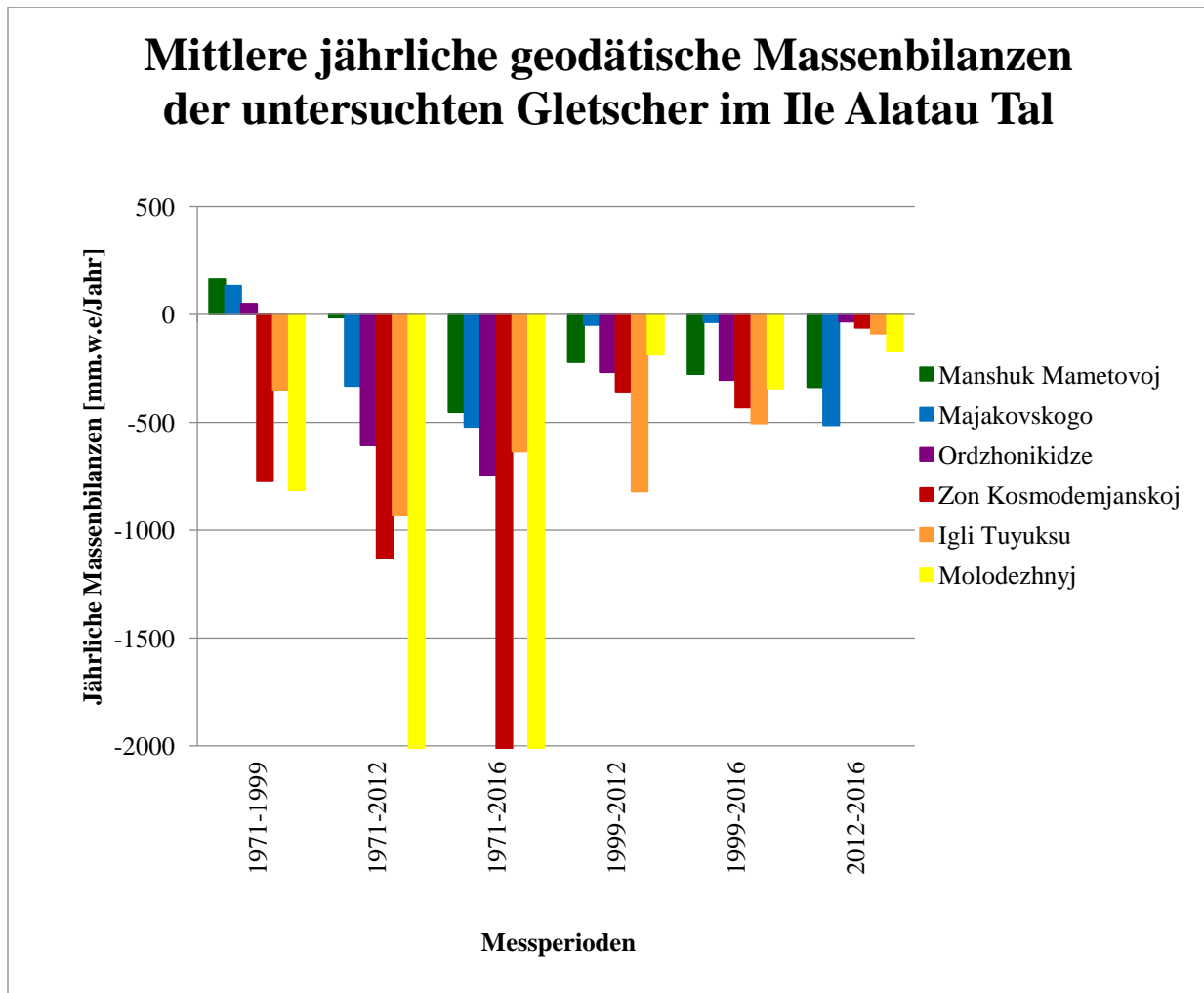


Abbildung 31: Mittlere jährliche geodätische Massenbilanzen für die untersuchten Gletscher des Ile Alatau Tals für die unterschiedlichen Messperioden mit Ausnahme des Tujuksu-Gletschers

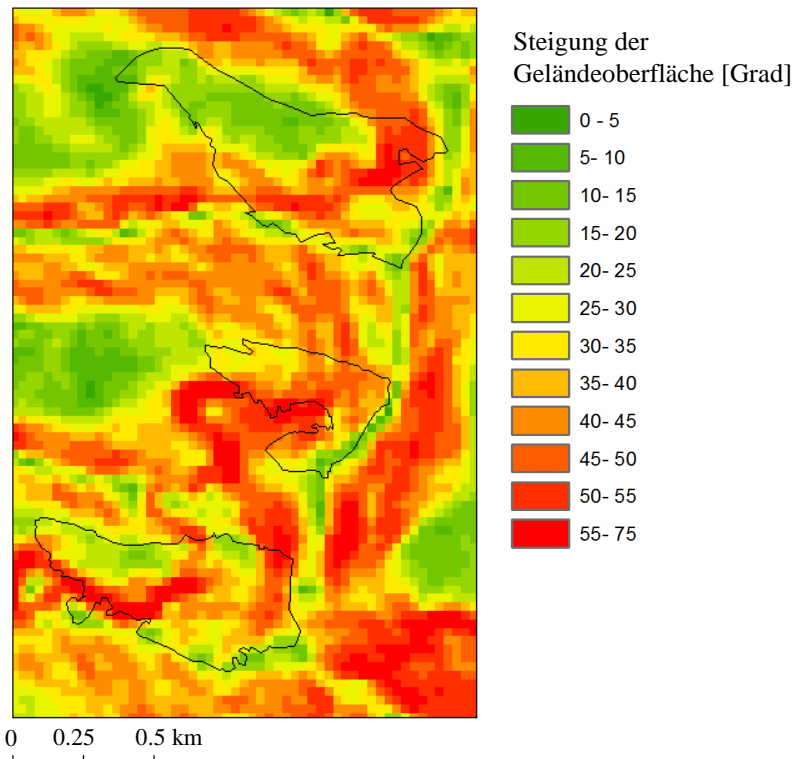


Abbildung 32: Neigung der SRTM-DGM Oberfläche in dem Ausschnitt der Gletscher Manshuk Mametovoj, Majakovskogo und Ordzhonikidze

Die erwähnten positiven Massenbilanzwerte sprechen deutlich dafür, dass die verwendete Methode zur Bestimmung der jährlichen geodätischen Massenbilanz nicht ideal war. Eine mögliche Ursache für diese positiven Massenbilanzen der Gletscher Manshuk Mametovoj, Majakovskogo und Ordzhonikidze für die Periode 1971-1999 liegt in der nicht korrigierten Verkippung der manuellen Co-Registration des Corona-DGMs. Da diese drei Gletscher jeweils nur mit wenigen Hundert Pixeln dargestellt wurden, hatte bereits eine leichte horizontale Verschiebung einen starken Einfluss auf das Endresultat. Bei der Betrachtung des betreffenden Differenzbildes wird ausserdem deutlich, dass jene Gletscher mit den positiven Massenbilanzwerten nahe zwei der wenigen vorhandenen Lücken im SRTM-DGM befinden. Um diese Lücken werden deutlich höhere Höhenwerte angezeigt als in den umgebenden Gebieten. Diese Darstellungsfehler des SRTM DGM könnten ebenfalls zu den positiven Massenbilanzwerten beitragen. Die Betrachtung der Neigung des SRTM-DGM (siehe Abbildung 32) macht ausserdem deutlich, dass die betroffenen drei Gletscher überwiegend in steilem Gelände liegen, was üblicherweise bei Satellitenaufnahmen eher zu fehlerhaften Messwerten führt (Koblet et al., 2010, Lillesand et al., 2014). Aus diesem Grund wird angenommen, dass eine Kombination dieser Faktoren die positiven Massenbilanzwerte für besagte Gletscher verursachten. Aus diesem Grund wäre für eine korrekte Bestimmung der geodätischen Massenbilanz besagter Gletscher eine Interpolation der Lücken im SRTM DGM sowie die Verwendung eines unabhängigen hochaufgelösten Datensatzes eine gute Möglichkeit (Koblet et al., 2010)

5.2 Diskussion der verwendeten Daten

Die Qualität der verwendeten digitalen Geländemodelle sowie die Co-Registration spielen eine wichtige Rolle für die geodätische Massenbilanz (Koblet et al., 2010, Nuth und Kääh, 2011, Pieczonka und Bolch, 2015). In dieser Studie wurden räumlich hochaufgelöste Satellitendaten verwendet, was zu einer guten Qualität der DGM beitrug. Insbesondere die räumliche Auflösung des Corona-DGMs war mit 5m sehr hoch, da die räumliche Auflösung der Corona-Satelliten etwa 3m betrug. Auch die Verwendung der SRTM 1 Bogensekunde Daten mit einer räumlicher Auflösung von 30x30m anstelle des original aufgenommenen SRTM DGM mit einer Auflösung von 90x90m haben zur einer höheren räumlichen Auflösung der Differenzbilder beigetragen.

Die verwendeten GCP-Daten hatten zwar eine gute räumliche Genauigkeit, waren aber nicht ideal verteilt. Eine gleichmässigerer Verteilung über die gesamte Szene wäre ebenso wünschenswert wie die Verwendung von mehr GCP-Punkten. Dadurch könnte die Qualität generierter DGMs massgeblich verbessert werden (Koblet et al., 2010). Die Messung von mehr und gleichmässiger verteilten GCP-Punkten war allerdings aus organisatorischen Gründen während der Feldarbeit nicht möglich. Diese gleichmässige Abdeckung der Szenen mit Referenzpunkten wurde aus diesem Grund mit der Wahl der Bindepunkte angestrebt. Da die Identifikation selbiger allerdings auf Landsat 8 und SRTM-DGM Daten mit einer räumlichen Auflösung von 30 m beruhten, war die erreichte Genauigkeit geringer als bei den mit dem Ashtech-GPS gemessenen GCPs. Eine gute Alternative wäre die Verwendung unabhängiger Laserdaten, sofern diese verfügbar sind (Joerg et al. 2012).

Die verwendeten glaziologischen Daten sind vergleichsweise zu anderen Datensätzen sehr gut, da eine sehr lange und gut dokumentierte Messreihe existiert. Der Betrieb einer Klimastation nahe des Gletschers und die somit erhaltenen Temperatur- sowie Niederschlagswerte waren sehr nützlich für die durchgeführten Untersuchungen. Zusätzlich zu den Massenbilanzen waren auch weiterführende Informationen wie sie vom WGMS für einen Referenzgletscher verlangt sind, wie beispielsweise Position der ELA oder AAR bekannt. Allerdings wären zusätzliche Informationen betreffend systematische und zufällige Fehler für eine Re-Analyse sehr vorteilhaft. Denn es ist denkbar, dass unter Einbezug von zusätzlichen Fehlerwerten und Unsicherheiten keine Kalibration der glaziologischen Messreihe notwendig gewesen wäre, sondern das die errechneten Unterschiede zwischen geodätischen und glaziologischen Massenbilanzwerte somit erklärt wären.

5.3 Diskussion der verwendeten Methoden

5.3.1 Einfluss der Methode zur Co-Registrierung auf die Resultate

Die Verwendung der nach Nuth und Kääh (2011) Co-Registration ohne den Einbezug einer Verkippungskorrektur wie sie bei Pieczonka und Bolch (2015) durchgeführt wird nicht immer ausreichend. Wie der Vergleich der nach Nuth und Kääh (2011) und der nach Pieczonka und Bolch (2015) co-registrierten DGMs zeigte, sollte die Notwendigkeit der Korrektur einer Verkippung getestet werden, um korrekte

geodätische Massenbilanzen zu erhalten. Dabei variiert der Einfluss der verwendeten Co-Registrierungsmethode je nachdem wie stark die verwendeten DGMs verkippt sind.

5.3.2 Diskussion des Einflusses der Radareindringtiefe

Die durchgeführte Re-Analyse wäre mit zusätzlichen Metadaten genauer in Bezug auf die Unsicherheiten. Zu diesen verbleibenden Unsicherheiten zählen einerseits die Radarpenetration in die Gletscheroberfläche, andererseits auch die Akkumulation in der Zeit zwischen den Aufnahmedaten der geodätischen und glaziologischen Messungen. Bei der Iteration konnte zwar ausgeschlossen werden, dass eine Radareindringtiefe von 2 m in die Gletscheroberfläche die verbleibenden Unterschiede der geodätischen und der glaziologischen Massenbilanzberechnungen verursacht, aber wie sowohl bei Pieczonka und Bolch (2015) als auch bei Wang und Käab (2015) festgestellt wurde, kann die Radareindringtiefe je nach Geometrie der Topographie und Beschaffenheit der Gletscheroberfläche ein breites Spektrum an Werten einnehmen. Aus diesem Grund wäre eine genaue Bestimmung der Radareindringtiefe notwendig. In einer Studie von Shangguan et al. (2015) wurde ebenso wie in einer Studie von Pieczonka und Bolch (2015) jeweils die Radareindringtiefe für das C-Band des SRTM-Radars mit Hilfe von ICESat-Daten berechnet. Auch wurden bei Shangguan et al. (2015) die Eindringtiefen von SRTM-X-Band und SRTM C-Band verglichen. Dabei wies das SRTM X-Band eine bedeutend kleinere Penetration in Schnee und Firn auf als das SRTM C-Band (Shangguan und Bolch, 2015). Ein Vergleich zwischen SRTM C-Band-Daten und SRTM X-Band-Daten war für diese Arbeit vorgesehen, da diese Daten frei verfügbar sind. Allerdings zeigt Abbildung 33, dass die Abdeckung des Radar X-Bandes das Untersuchungsgebiet und den verwendeten Ausschnitt des SRTM C-Bandes nicht enthält. Aufgrund des komplexen Geländes wurde entschieden, bei der Iteration die Literaturwerte aus Bolch (2015) und Pieczonka und Bolch (2015) zu verwenden anstatt für ein anderes Gebiet einen Vergleich der Radarpenetration zwischen C-Band und X-Band zu erstellen und den erhaltenen Wert zu übernehmen. Eine genauere Bestimmung der Radareindringtiefe für das Untersuchungsgebiet hätte zu genaueren Korrekturwerten geführt und ist darum wenn die notwendigen Daten vorhanden sind zu empfehlen.



Abbildung 33: SRTM X-Band Abdeckung über der Kirgisischen-Kasachischen Landesgrenze mit Position des Tujuksu-Gletschers (roter Punkt) südlich von Almaty (URL SRTM X-Band)

5.3.3 Einfluss der Korrekturen für abweichende Messdaten

Die Akkumulation zwischen den Aufnahmedaten der glaziologischen und geodätischen Messung konnte aufgrund der fehlenden zeitlichen Auflösung der vorhandenen Niederschlagsdaten nicht berechnet werden. Die Studie von Liu und Liu (2016) zeigte, dass der Einfluss des Niederschlags für eine kurze Zeitperiode im Vergleich zum Einfluss der Ablation relativ gering ist. Da die Korrektur der Aufnahmedaten allerdings den Sommer betrafen, hatten allfällig vorhandenen Schneebedeckungen des Eises einen erheblichen Einfluss auf die Ablationsmenge, da ein grosser Teil der Solarstrahlung wieder reflektiert hätten (Aizen et al. 2007, Kononova et al., 2015, Sorg et al. 2012). Da es sich beim Tujuksu ebenso wie bei den anderen untersuchten Gletschern im Ile Alatau um einen Sommerakkumulationsgletscher handelt, und somit die grösste Menge an Akkumulation üblicherweise im Sommer fällt, wäre ein allfällige Verzerrung der Resultate aufgrund einer überschätzten Ablationskorrektur zwischen den Messperioden gut möglich. Da eine Korrektur mit den vorhandenen monatlichen Werten keine Abschätzung zum Aggregatzustand des Niederschlags ermöglicht hatte, wurde diese Korrektur nicht durchgeführt. Wenn tägliche Niederschlagswerte zusammen mit täglichen Temperaturmessungen vorhanden sind, sollte eine entsprechende Korrektur aber vorgenommen werden.

5.3.4 Einfluss der internen und Basalen Akkumulation

Bei der geodätischen Massenbilanzberechnung sind sowohl die basalen als auch die internen Anteile der Massenbilanz Teil des Resultates. Dies ist bei der glaziologischen Methode üblicherweise nicht der Fall. Die basalen und internen Massenbilanzkomponenten können ohne Massenänderung gegenüber den glaziologischen Massenbilanzen zu einer Volumenänderung in den geodätischen Massenbilanzen führen und müssen aus diesem Grund, falls möglich, bei der Re-Analyse korrigiert werden (Fischer, 2011, Sold et al., 2016, Thomson et al., 2016, Zemp et al., 2013). Für diese Arbeit konnten keine Abschätzungen zu den Anteilen der basalen und internen Massenbilanz getroffen werden. Diese stellen somit eine nicht korrigierte Unsicherheit dar.

5.3.5 Einfluss des Dichteumwandlungsfaktors

Der Dichteumwandlungsfaktor kann je nach Gletscherdynamik einen grossen Einfluss auf das Ergebnis der Massenbilanz haben. Nach Huss (2012a) bezieht die Variation der Gletscherdichte über den Gletscher die diversen Dynamikprozesse, etwa die Verdichtung während des Materialtransports vom Akkumulations- ins Ablationsgebiet, mit ein. Nach Fischer (2011) können sich diese Prozesse vor allem über lange Zeitperioden stark verändern. Beispielsweise führt eine gesteigerte negative Massenbilanz zu einer Reduktion der Firnmenge und somit zu einer deutlichen Verdichtung des Gletschermaterials. Auch können ELA und AAR über längere Zeiträume stark variieren. Aus diesem Grund ist für lange Messperioden, in denen die Positionen der ELA und AAR stark schwanken, die Verwendung unterschiedlicher Dichtewerte für Firn und Eis zur Massenberechnung nicht zwingend die bessere Wahl verglichen mit der Verwendung eines konstanten Dichtewertes (Fischer, 2011). Wie sich gezeigt hat, ist der Einfluss der verwendeten Dichte für den Tujuksu-Gletscher und die untersuchten Messperioden relativ gering. Trotzdem konnten unterschiedliche Resultate beobachtet werden, wobei üblicherweise die Verwendung eines konstanten

Dichteumwandlungsfaktors von $850 \pm 50 \text{ kg m}^{-3}$ zu einem mit Literaturwerten besser übereinstimmenden Wert führte.

5.3.6 Anwendung der Kalibration

Können die Unterschiede der unterschiedlich bestimmten Massenbilanzwerte für einen Gletscher nicht korrigiert oder durch Unsicherheiten erklärt werden, können die Werte nicht als einander entsprechend angesehen werden. Dies war in dieser Arbeit für alle ausser einer der untersuchten Perioden der Fall. Um die glaziologischen und geodätischen Massenbilanzwerte trotzdem vergleichbar zu machen, kann eine Kalibration durchgeführt werden. Die in dieser Arbeit angewendete Kalibration ist relativ simpel anzuwenden da sie keine zusätzlichen Daten und Modelle benötigt. Praktisch dieser Kalibrationsmethode ist auch das die zeitliche Variabilität der glaziologischen Massenbilanzen in der kalibrierten Messreihe beibehalten wird und somit für entsprechende Fragestellungen und Analysen verwendet werden kann. Die resultierenden kalibrierten Massenbilanzen können bis die Unsicherheiten oder Fehler in den Messsystemen erkannt werden für weitere Vergleiche verwendet werden.

6. Schlussfolgerung und Ausblick

Der Vergleich der jährlichen Massenbilanzen in den unterschiedlichen Messperioden zeigt einen andauernden und stark negativen Trend für den Tujuksu-Gletscher, aber auch für die umliegenden Gletscher des Tales. Die in verschiedenen Studien beobachtete Entwicklung, nach der die Massenbilanzen zu Beginn der Siebzigerjahre deutlich negativer ausfiel als zu Beginn des 21. Jahrhunderts, kann auch in den errechneten mittleren geodätischen Massenbilanzen beobachtet werden. Die Tendenzen der errechneten Massenbilanzen für den Tujuksu-Gletscher stimmen relativ gut mit den Literaturwerten überein, wobei ein Vergleich der absoluten Werte ohne Re-Analyse der diversen Zeitperioden und Messmethoden unter Einbezug der existierenden Unsicherheiten schwierig ist.

Wie die Re-Analyse der geodätischen und glaziologischen Massenbilanzen für den Tujuksu-Gletscher zeigte, stimmten die berechneten jährlichen geodätischen Massenbilanzen einzig für die Periode 2012-2016 gut mit der jährlichen glaziologischen Massenbilanz überein. Für die übrigen Messperioden konnte anhand der Re-Analyse hingegen ein signifikanter Unterschied identifiziert werden. Bis diese Unterschiede in den geodätischen Massenbilanzen durch weitere Daten und Informationen identifiziert und behoben werden können, wäre eine Kalibration der glaziologischen Messreihe der betroffenen Beobachtungsperioden, wie sie in dieser Arbeit für die jährlich gemessenen glaziologischen Massenbilanzen durchgeführt wurden, eine gute Möglichkeit, um die Differenzen unbekanntem Ursprungs zu beheben. Dafür sollten idealerweise auch die saisonalen glaziologischen Massenbilanzen nach derselben Methode, wie sie in Kapitel 3.8 beschrieben wurde, kalibriert werden.

Abschliessend konnte mit dieser Arbeit festgestellt werden, dass die untersuchten Gletscher im Ile Alatau im nördlichen Tien Shan einen eindeutig negativen Massenbilanztrend aufweisen, der sich seit dem Beginn des 21. Jahrhunderts etwas abschwächte. Die Verwendung von unterschiedlichen Methoden der Massenbilanzbestimmung und deren Re-Analyse ermöglichen eine Abschätzung möglicher systematischer Messfehler. Damit geht eine notwendige Kalibration der glaziologischen Massenbilanz einher. Die Re-Analyse ist somit ein praktisches Konzept, um Massenbilanzen, die mit unterschiedlichen Methoden erhoben wurden, miteinander vergleichbar zu machen und einen Überblick über mögliche Fehler und Unsicherheiten zu erlangen. Durch die Re-Analyse konnten vorhandene signifikante Unterschiede in den glaziologischen und geodätischen Massenbilanzen aufgezeigt werden. Die Kalibrationen ermöglichte eine Anpassung der glaziologischen Massenbilanzwerte an die geodätischen Massenbilanzwerte, die notwendig ist, bis die möglichen Ursachen für die signifikanten Unterschiede durch zusätzliche Messungen oder Hintergrundinformationen abschliessend identifiziert und korrigiert werden können. Dies ist insbesondere durch die vermehrte Verfügbarkeit von Satellitendaten und aufgrund der längeren Beobachtungsperioden von Gletschern mittels Satelliten eine gute Möglichkeit, um allfällige Mess- und Datenlücken in glaziologischen Messsystemen zu kompensieren oder vorhandene systematische Fehler in den glaziologischen Messsystemen durch Kalibration zu korrigieren.

7. Literatur

- Aizen, V.B. (2011): Tien Shan Glaciers. In: Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers (pp.1179-1181).
- Aizen, V.B., Aizen, E.M. and Kuzmichonok, V.A. (2007): Glaciers and hydrological changes in the Tien Shan: simulation and prediction. In: Environmental Research Letters, 2(4), pp.0 45019
- Aizen, V.B., .B., Kuzmichenok, V.A., Surazakov, A.B. and Aizen, E.M (2006): Glacier changes in the central and northern Tien Shan during the last 140 years, based on surface and remote-sensing data. In: Annals of Glaciology, 43(1), pp. 202-213
- Aizen, V.B., Kuzmichenok, V.A., Surazakov, A.B. and Aizen, E.M. (2007): Glacier changes in the Tien Shan as determined from topographic and remote sensed data. In: Global and Planetary Change, 56, pp.328-340
- Baumann, S. (2017): Comparison of glacier mass balance data in the Tien Shan and Pamir, Central Asia. In: Arctic, Antarctic and Alpine Research, 49(1), pp. 133-146
- Benn, D.I. and Evans, D.J.A. (2010): Glaciers & Glaciation. London : Hodder Education, Second Edition, 802p.
- Bishop, M.P., Björnsson, H., Haeberki, W., Oerlemans, J., Shroder, J.F. and Tranter, M. (2011): Encyclopedia of snow, ice and glaciers. Springer Science and Business Media, pp 1253
- Blagovechshenskiy, V., Kapitsa, V., & Kasatkin, N. (2015): Danger of GLOFs in the Mountain Areas of Kazakhstan. In: Journal of Earth Science and Engineering, 5, pp 182-187.
- Bolch, T. (2006): GIS- und fernerkundungsgestützte Analyse und Visualisierung von Klima- und Gletscheränderungen im nördlichen Tien Shan (Kasachstan, Kyrgytstan) mit einem Vergleich zur Bernina-Gruppe, Alpen. Dissertation an der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg
- Bolch, T. (2007): Climate Change and glacier retreat in northern Tien Shan (Kazakhstan/Kyrgyzstan) using remote sensing data. In Global and Planetary Change, 56, pp. 1-12
- Bolch, T (2015): Glacier area and mass changes since 1964 in the Ala Archa Valley, Kyrgyz Ala-Too, northern Tien Shan. In: Lёд i Sneg, 55(1), pp. 28-39
- Bolch, T. (2017): Hydrology: Asian glaciers are a reliable water source. In: Nature, 545(7653), 161-162.
- Bolch, T., Buchroithner, M, Pieczonka, T. and Kunert, A. (2008): Planetary and volumetric glacier changes in the Khumbu Kimal, Nepal, since 1962 using Corona, Landsat TM and Aster data. In: Journal of the Glaciology, 54(187), pp.562-600

- Bolch, T. and Marchenko, S. (2009): Significance of glaciers, rockglaciers and ice-rich permafrost in the Northern Tien Shan, as water towers under climate change conditions. In: Braun, Ludwig N; Hagg, Wilfried; Severskiy, Igor V; Young, Gordon. Assessment of Snow, Glacier and Water Resources in Asia: Selected papers from the Workshop in Almaty, Kazakhstan, 2006. Koblenz
- Bolch, T., Yao, T., Buchroithner, M.F., Scherer, D., Maussion, F., Huintjes, E. and Schneider, C. (2010): A glacier inventory for the western Nyainqentanglha Range and the Nam Co Basin, Tibet, and glacier changes 1976-2009. In: *The Cryosphere*, 4, pp.419-433
- Brun, F., Berthier, E., Wagnon, P., Kääb, A and Treichler, D. (2017): A spatially resolved estimate of High Mountain Asia glacier mass balances from 2000 to 2016. In: *Nature geoscience*, 10(9), pp. 668-674
- Cogley, J.G. (2009): Geodetic and direct mass-balance measurements: comparison and joint analysis. In: *Annals of Glaciology*, 50(50), pp.96-100
- Congalton, R.G. (1988): Using Spatial Autocorrelation Analysis to Explore the Errors in Maps Generated from Remotely sensed Data. In: *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 54(5), pp.587-59
- Congalton, R.G. and Green, K. (1999): *Assessing the Accuracy of Remotely sensed Data: Principles and Practices*. Lewis Publishers, 137p
- Doubhal, P.D. (2011): Glacier. In: *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers* (pp.376-377)
- Farinotti, D., Longuevergne, L., Moholdt, G., Duethmann, D., Mölg, T., Bolch, T., Vorogushyn, S. and Güntner, A. (2015): Substantial glacier mass loss in the Tien Shan over the past 50 years
- Fischer, A. (2011): Comparison of direct and geodetic mass balances on a multi-annual time scale. In: *The Cryosphere*, 5, pp.107-124
- Gardner, A.S., Moholdt, G., Cogley, J.G., Wouters, B., Arendt, A.A., Wahr, J., Berthier, E., Pfeffer, W.T., Kaser, G., Lingtenberg, S.R.M., Bolch, T., Sharp, M.J., Hagen, J.O., van den Boeke, M.R. and Paul, F. (2009): A Reconciled Estimate of Glacier Contributions to Sea Level Rise: 2003 to 2009. In: *Science*, 340(6134), pp. 852-857
- Gleyzes, M.A., Perret, L. und Kubik, P. (2012): Pléiades system architecture and main performances. In: *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Science*, 39, pp. 537-542
- Haerberli, W. (2011): Glacier Mass Balance. In: *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers* (pp.399-407).

- Hagg, W.J., Braun, L.N., Uvarov, V.N., Makarevich, K.G. (2004): A comparison of three methods of mass-balance determination in the Tuyuksu glacier region, Tien Shan, Central Asia. In: *Journal of Glaciology*, 5(171), pp. 505-510
- Hagg, W., Braun, L. N., Weber, M., Becht, M. (2006): Runoff modelling in glacierized Central Asian catchments for present-day and future climate. In: *Nordic Hydrology* 37(2), pp. 93-105
- Hagg, W., Mayer, C., Lambrecht, A., Krigel, D. and Azizov, E. (2013): Glacier changes in the Big Naryn basin, Central Tien Shan. In :*Global and Planetary Change*, 110, pp. 40-50
- Hock, R. (2003): Temperature index melt modelling in mountain areas. In: *Journal of Hydrology*, 282, pp. 104-115
- Huss, M. (2012a): Density assumptions for converting geodetic volume change to mass change. In: *The Cryosphere*, 7, pp. 877-887
- Huss, M. (2012b): Extrapolating glacier mass balance to the mountain range scale: the European Alps 1900-2100. In: *The Cryosphere Discuss*, 6, pp. 1117-1156
- Joerg, P.C., Morsdorf, F. And Zemp, M. (2012): Uncertainty assessment of multi-temporal airborne laser scanning data: A case study on an Alpine glacier. In: *Remote sensing of the Environment*, 127, pp.118-129
- Kaldybayev, A., Chen, Y. and Vilesov, E. (2016): Glacier change in the Kartal river basin, Zhetysu (Dzhungar) Alatau, Kazakhstan. In: *Annals of Glaciology*, 57(71), pp.11-19
- Kenzhebaev, R., Barandun, M., Kronenberg, M., Chen, Y., Usabaliev, R. und Hoelzle, M. (2017): Mass balance observations and reconstruction for Batysh Sook Glacier, Tien Shan, from 2004-2016. In: *Cold Regions Science and Technology*, 135, pp. 76-89
- Koblet, T., Gärtner-Roer, I., Zemp, M., Thee, P., Haeberli, W. and Holmlund, P. (2010): Reanalysis of multi areal images of Storglacierären, Sweden (1959-99) – Part 1: Determination of length, area and volume changes. In: *The Cryosphere*, 4, pp.333-343
- Koç, N., Njåstad, B., Armstrong, R., Corell, R. W., Jensen, D. D., Leslie, K. Rivera, A., Tandong, Y. And Winther, J-G. (2009): *Melting snow and ice: a call for action*. Centre for Ice, Climate and Ecosystems, Norwegian Polar Institute.
- Kononova, N.K., Pimankina, N.V., Yersikovskaya, L.A., Jing, L., Weija, B. and Shiyin, L. (2015): Effects of atmospheric circulation on summertime precipitation variability and glacier mass balance over the Tuyuksu Glacier in Tianshan Mountains, Kazakhstan. In: *Journal of Arid Land*, 7(5), pp.687-695

- Kronenberg, M., Barandun, M., Hoelzle, M., Huss, M., Farinotti, D., Azisov, E., Usabaliev, R., Gafurov, A., Petrakov, D. And Käab, A. (2016): Mass-balance reconstruction for Glacier No. 354, Tien Shan, from 2003 to 2014. In: *Annals of Glaciology*, 57(71), pp.92-102
- Liu, Q., and Liu, S. (2016): Response of glacier mass balance to climate change in the Tianshan Mountains during second half of the twentieth century. In *Climate dynamics*, 4, (1-2), pp 303-316
- Lillesand, T., Kiefer, R.W. and Chipman, J. (2014): *Remote sensing and image interpretation*. John Wiley & Sons, 7th Edition, pp720
- McMullen, C. P., & Jabbour, J. R. (2009): *Climate change science compendium 2009*. WMO 68
- Moholdt, G., Nuth, C., Hagen, J.O. and Kohler, J. (2010): Recent elevation changes of Svalbard glaciers derived from ICESat laser altimetry. In: *Remote Sensing of Environment*, 114, pp. 2756-2767
- Naito, N. (2011): Summer Accumulation Type Glaciers. In: *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers* (pp.1107-1108).
- Narama, C., Käab, A., Duishonakunov, M. and Abdrakhmatov, K. (2010): Spatial variability of recent glacier area changes in the Tien Shan Mountains, Central Asia, using Corona (~1970), Landsat (~2000), and ALOS (~2007) satellite data. In: *Global and Planetary Change*, 71, pp.42-54
- Narama, C., Severskiy, I. And Yegorov, A. (2009): Current State of Glacier Changes, Glacier Lakes, and Outburst Floods in the Ile Ala-Tau and Kungöy Ala-Too Ranges, Northern Tien Shan Mountains. In: *Geographical Studies*, 84(1), pp22-32.
- Nuth C. and Käab, A. (2011): Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change. In *The Cryosphere*, 5(1), pp.271-290
- Paul, F., Bolch, T., Käab, A., Nagler, T., Nuth, C., Scharrer, K., Sheperd, A., Strozzi, T., Ticconi, F., Bhambri, R., Bertier, E., Bevan, S., Gourmelen, N., Heid, T., Jeong, S., Kunz, M., Lauknes, T.R., Luckman, A., Merryman Boncori, J.P., Moholdt, G., Muir, A., Neelmeijer, J., Rankl, M., VanLooy, J. and Van Niel, T. (2015): The glaciers climate change initiative: Methods for creating glacier area, elevation change and velocity products. In: *Remote Sensing of Environment*, 162, pp. 408-426
- Pieczonka T. and Bolch, T. (2015): Region-wide glacier mass budget and area changes for the Central Tien Shan between ~1975 and 1999 using Hexagon KH-9 imagery. In: *Global and Planetary Change*, 128, pp. 1-13

- Rolstad, C., Haug, T. and Denby, B. (2009): Spatially integrated geodetic glacier mass balance and its uncertainty based on geostatistical analysis: application to the western Svartisen ice cap, Norway. In: *Journal of Glaciology*, 55(192), pp. 666-680
- Schiefer, E., Menounos, B. and Wheate, R. (2007): Recent volume loss of British Columbian glaciers, Canada. In: *Geophysical Research Letters*, 34(16) , pp. 1-6
- Seversky, I., Vilesov, E., Armstrong, R., Kokarev, A., Kogutenko, L., Usmanova, Z., Morozova, V. And Raup, B. (2016): Changes in glaciations of the Balkhash-Alakol basin, central Asia, over recent decades. In: *Annals of Glaciology*, 57(71), pp.382-394
- Shangguan, D.H., Bolch, T., Ding, Y.J., Kröhnert, M.K., Pieczonka, T., Wetzel, H.U. and Liu, S.Y. (2015): Mass changes of Southern and Northern Inylcheck Glacier Central Tien Shan, Kyrgyzstan during ~1975 and ~2007 derived from remote sensing data. In: *The Cryosphere*, 9, pp. 703-717
- Shrestha, A.B. (2011): Climate Change and Glaciers. In: *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers* (pp.145-155)
- Sold, L., Huss, M., Machguth, H., Joerg, P.C., Leysinger-Vieli, G., Linsbauer, A., Salzmann, N., Zemp, M. and Hoelzle, M. (2016): Mass Balance-Re-analysis of Findelengletscher, Switzerland; Benefits of Extensive Snow Accumulation Measurements. In: *Frontiers in Earth Science*, 4(18), pp. 1-16
- Sorg, A., Bolch, T., Stoffel, M., Solomina, O. and Beniston, M. (2012): Climate change impacts on glacier and runoff in Tien Shan (Central Asia). In: *Nature Climate Change*, 2(10), pp. 725-731
- Strel, A. (2017): Using high-resolution optical satellite imagery to observe glaciers and rock glaciers in Northern Tien Shan, Central Asia. Master Thesis at the Technical University of Munich
- Stumm, D., Joshi, S.P., Salzmann, N. and S. MacDonell (2017): In situ monitoring of mountain glaciers: Experiences from mountain ranges around the world and recommendations for the Hindu Kush Himalaya. ICIMOD Working Paper 2017/7. Kathmandu: ICIMOD
- Thomson, L.I., Zemp, M., Copland, L., Cogley, J.G. and Ecclestone, M.A. (2016): Comparison of geodetic and glaciological mass budgets for White Glacier, Axel Heiberg Island, Canada. In: *Journal of Glaciology*, 65(237), pp. 55-66
- Zaginaev, V., Ballesteros-Cánovas, J.A., Erokhin, S., Matov, E., Petrakov, D. and Stoffel, M. (2016): Reconstruction of glacial lake outburst floods in northern Tien Shan: Implications for hazard assessment. In: *Geomorphology*, 269, pp.75-84
- Zemp M., Roer, I., Kääb, A., Hoelzle, M., Paul, F. and Haeberli, W. (2008): Global Glacier Changes: facts and figures. UNEP, World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland: 88 pp

- Zemp, M., Hoelzle, M. and Haeberli, W (2009): Six decades of glacier mass-balance observations: a review of the worldwide monitoring network. In: *Annals of Glaciology*, 50, pp.101-111
- Zemp, M., Jansson, P., Holmlund, P., Gärtner-Roer, I., Koblet, T., Thee, P. and Haeberli, W. (2010): Re-analysis of multi-temporal aerial images of Storglaciären, Sweden (1959-99) – Part 2: Comparison of glaciological and volumetric mass balances. In: *The Cryosphere*, 4, pp. 345-357
- 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., Elvehy, H. and Andreassen, L.M. (2013): Reanalysing glacier mass balance measurement series. In: *The Cryosphere*, 7, pp. 1227-1245
- Zemp, M., Nussbaumer, S.U., Gärtner-Roer, I., Machguth, H., Paul, F. and Hoelzle, M. (2017): Global watch on melting glaciers. In: Kopelman, I., van Duijvenboden, N. and Willems, R. (eds.): *On Glaciers and Avalanches, Notes on Representation Vol. 8*, Roma Publications 297: pp. 87-89.
- Zhang, Y., Liu, S. and Ding, Y. (2006): Observed degree-day factors and their spatial variation on glaciers in western China. In: *Annals of Glaciology*, 43, pp. 301-306
- Zhang, Y., Liu, S. and Ding, Y. (2007): Glacier meltwater and runoff modeling, Keqicar Baqi glacier, southwestern Tien Shan, China. In: *Journal of Glaciology*, 53, pp. 91-98

8. Internetreferenzen

- URL CNES <https://cnes.fr/en/web/CNES-en/9844-gp-first-Pléiades-satellite-to-launch-16-december.php>
Zugriff: 11.08.2017
- URL DDF <http://www.antarcticglaciers.org/glaciers-and-climate/numerical-ice-sheet-models/modelling-glacier-melt/> Zugriff: 11.08.2017
- URL DGM [http://mars.geographie.uni-halle.de/mlucampus/geoglossar/terme_datenblatt.php?terme=Digitales%20H%F6hen-%20und%20Gel%E4ndemodell%20\(DGM/DGM\)](http://mars.geographie.uni-halle.de/mlucampus/geoglossar/terme_datenblatt.php?terme=Digitales%20H%F6hen-%20und%20Gel%E4ndemodell%20(DGM/DGM)) Zugriff: 15.09.2017
- URL Geoimage_LS8 <http://www.geoimage.com.au/satellite/landsat-8> Zugriff: 11.08.2017
- URL Geoimage_P <http://www.geoimage.com.au/satellite/Pléiades> Zugriff: 11.08.2017
- URL Geoimage_GE <http://www.geoimage.com.au/satellite/geoeye-1> Zugriff: 11.08.2017
- URL Landinfo <http://www.landinfo.com/geo.htm> Zugriff: 18.09.2017
- URL Satimagine <https://www.satimagingcorp.com/satellite-sensors/geoeye-1/> Zugriff 18.09.2017
- URL SRTM X-Band geoservice.dlr.de/eoweb.dlr.de Zugriff 29.07.2017
- URL USGS_Corona https://lta.cr.usgs.gov/declass_1 Zugriff: 11.08.2017
- URL USGS_SRTM <https://lta.cr.usgs.gov/SRTMNVF> Zugriff: 11.08.2017
- URL Wetter https://www.wunderground.com/history/airport/UAAA/2016/10/5/WeeklyHistory.html?req_city=Almaty&req_statename=Kazakhstan&reqdb.zip=00000&reqdb.magic=1&reqdb.wmo=36870
Zugriff 27.08.2017
- URL WGMS_FOG Fluctuations of Glaciers Database, World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland <http://dx.doi.org/10.5904/wgms-fog-2017-06> Zugriff 13.09.2017
- URL WGMS_MB http://wgms.ch/data/min-data-graphs/817_MB_ann.png Zugriff: 29.06.2017
- URL WGMS_Ref1 http://wgms.ch/products_ref_glaciers/tuyuksuyskiy/ Zugriff: 18.07.2017
- URL WGMS_Ref2 http://wgms.ch/products_ref_glaciers/ Zugriff: 18.07.2017

9. Anhang

9.1.1 Autokorrelationsdistanz Messperiode 1971-1999

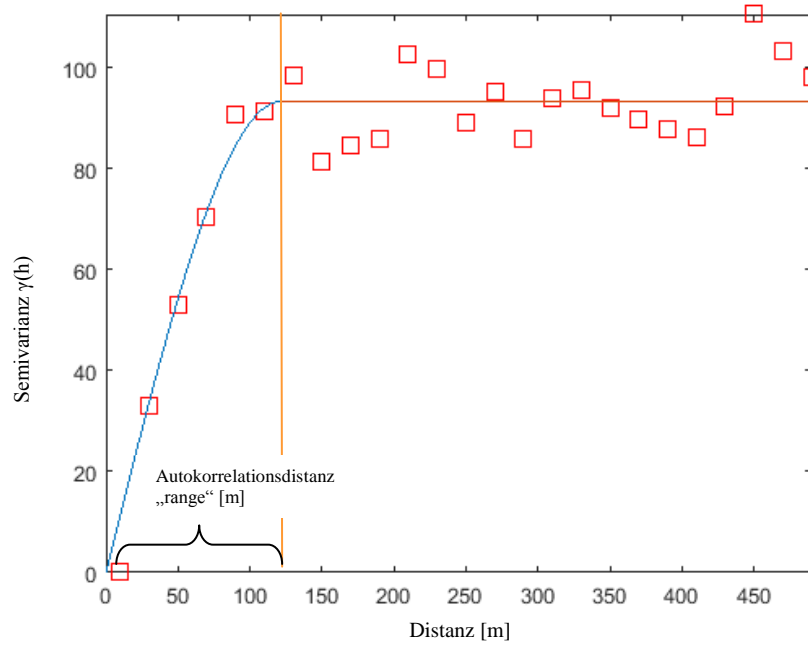


Abbildung 34: Angepasstes Semivariogramm für das stabile Gelände des Differenzbildes der Corona- und SRTM-DGMs zur Ermittlung der Autokorrelationsdistanz Range in [m]

9.1.2 Autokorrelationsdistanz der Messperiode 1971-2012

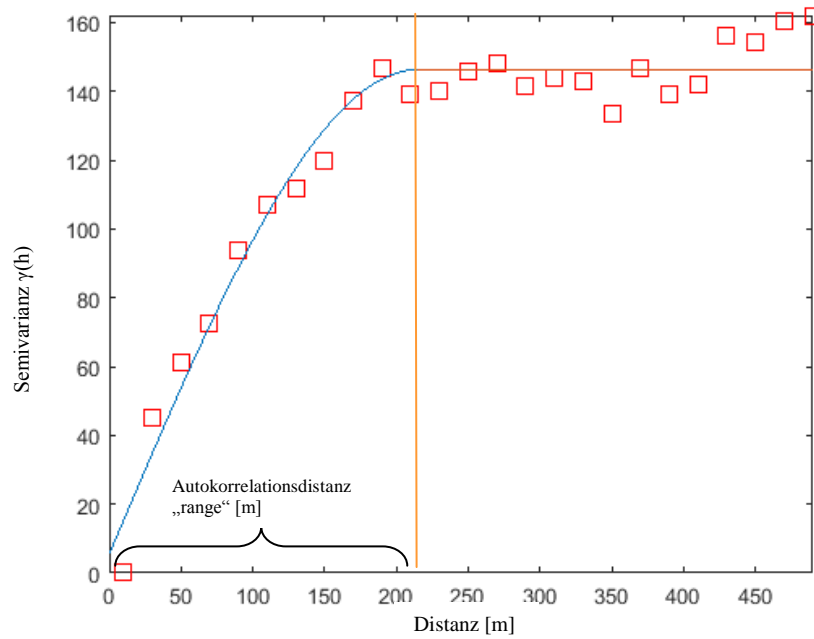


Abbildung 35: Angepasstes Semivariogramm für das stabile Gelände des Differenzbildes der Corona- und GeoEye-DGMs zur Ermittlung der Autokorrelationsdistanz Range in [m]

9.1.3 Autokorrelationsdistanz der Messperiode 1971-2016

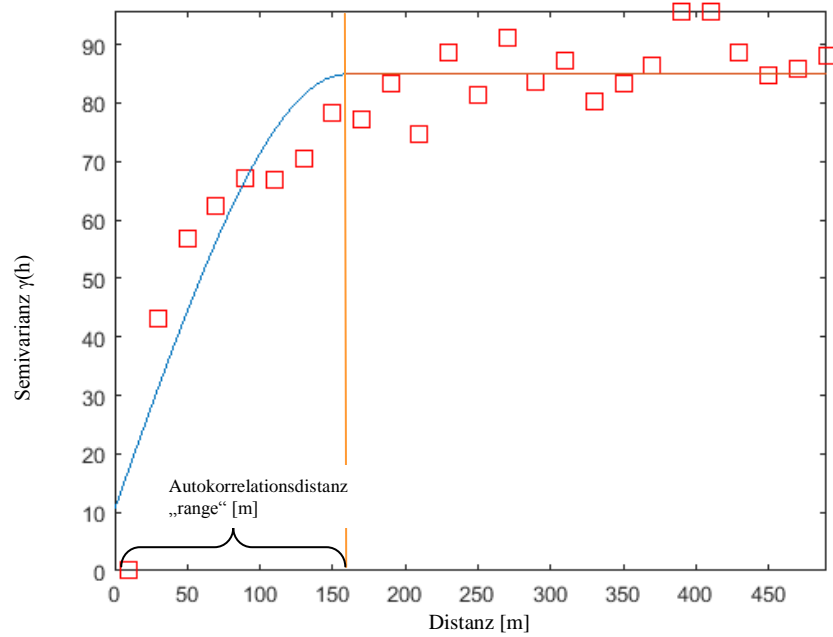


Abbildung 36: Angepasstes Semivariogramm für das stabile Gelände des Differenzbildes der Corona- und Pléiades-DGMs zur Ermittlung der Autokorrelationsdistanz Range in [m]

9.1.4 Autokorrelationsdistanz der Messperiode 1999-2016

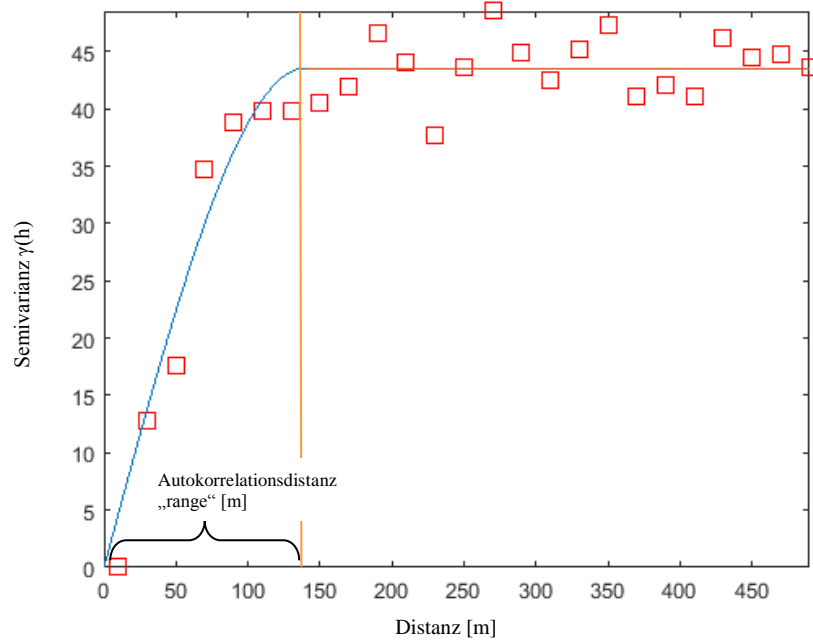


Abbildung 37: Angepasstes Semivariogramm für das stabile Gelände des Differenzbildes der SRTM- und Pléiades-DGMs zur Ermittlung der Autokorrelationsdistanz Range in [m]

9.1.5 Autokorrelationsdistanz der Messperiode 2012-2016

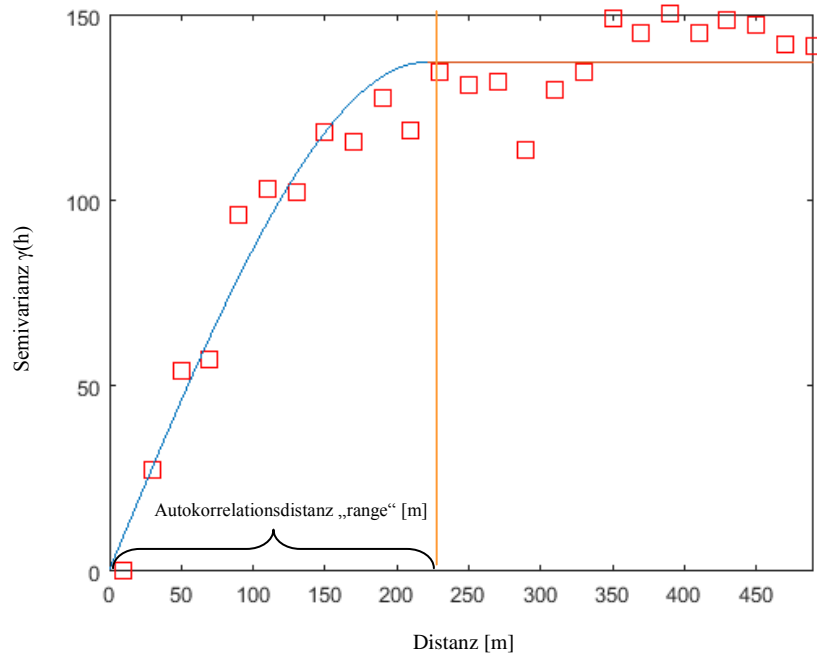


Abbildung 38: Angepasstes Semivariogramm für das stabile Gelände des Differenzbildes der GeoEye- und Pléiades-DGMs zur Ermittlung der Autokorrelationsdistanz Range in [m]

9.2 Kalibration der glaziologischen Massenbilanzreihen

9.2.1 Kalibration der glaziologischen Massenbilanzreihen 1971-1999

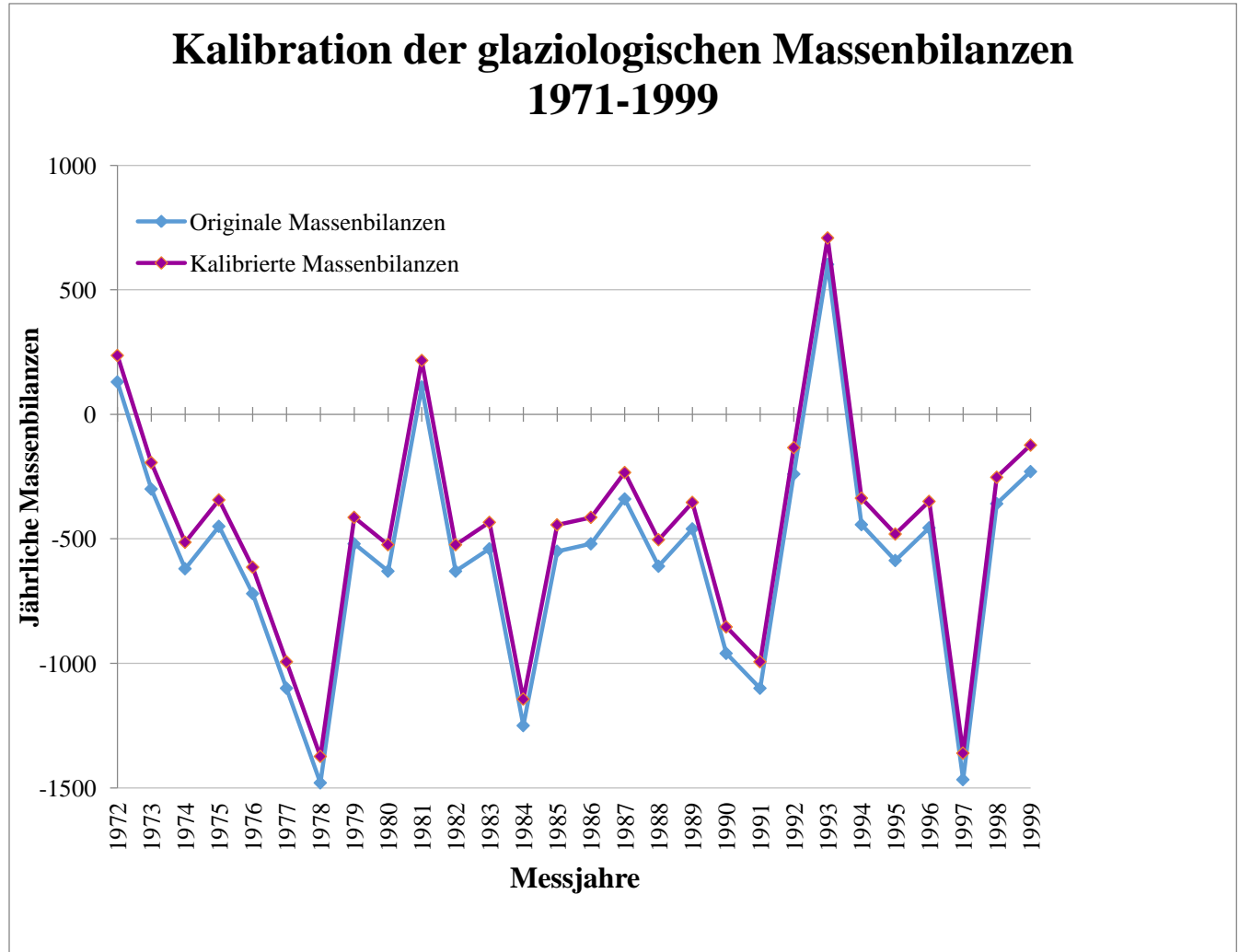


Abbildung 39: Gemessene glaziologische Massenbilanzen und kalibrierte glaziologische Massenbilanzreihe der Periode 1971-1999

9.2.2 Kalibration der glaziologischen Massenbilanzreihen 1971-2012

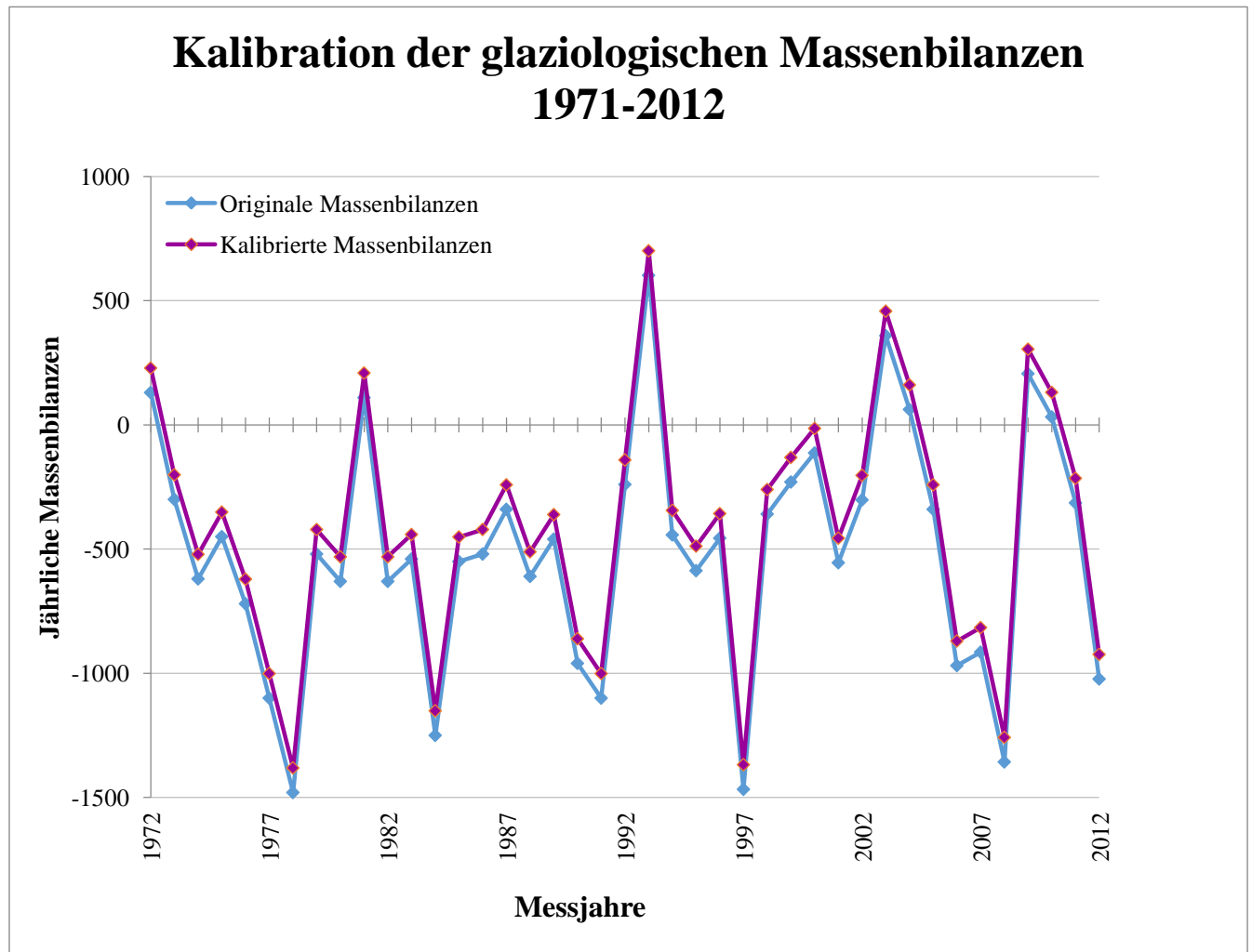


Abbildung 40: Gemessene glaziologische Massenbilanzen und kalibrierte glaziologische Massenbilanzreihe der Periode 1971-2012

9.2.3 Kalibration der glaziologischen Massenbilanzreihen 1999-2012

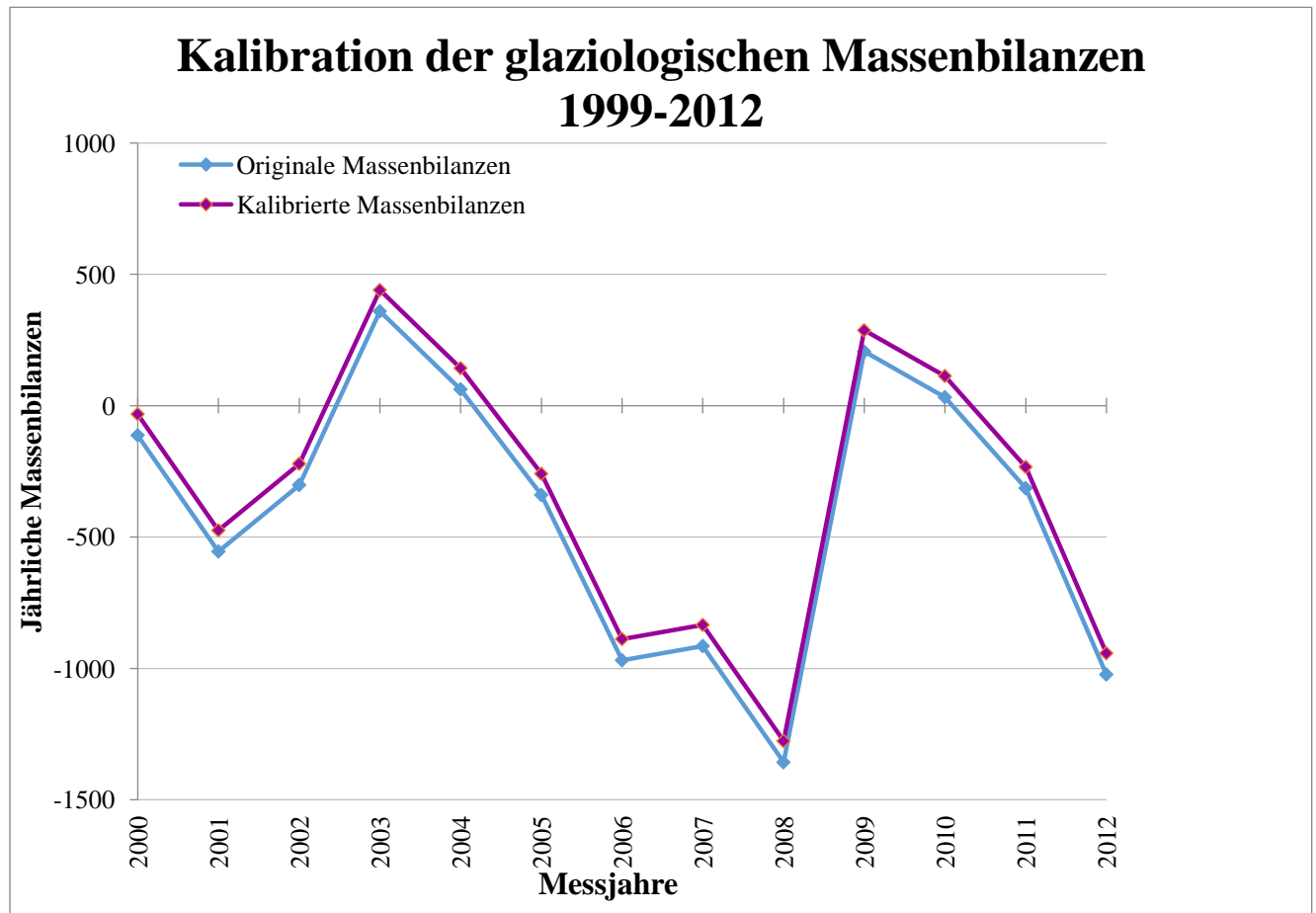


Abbildung 41: Gemessene glaziologische Massenbilanzen und kalibrierte glaziologische Massenbilanzreihe der Periode 1999-2012

9.2.4 Kalibration der glaziologischen Massenbilanzreihen 1999-2016

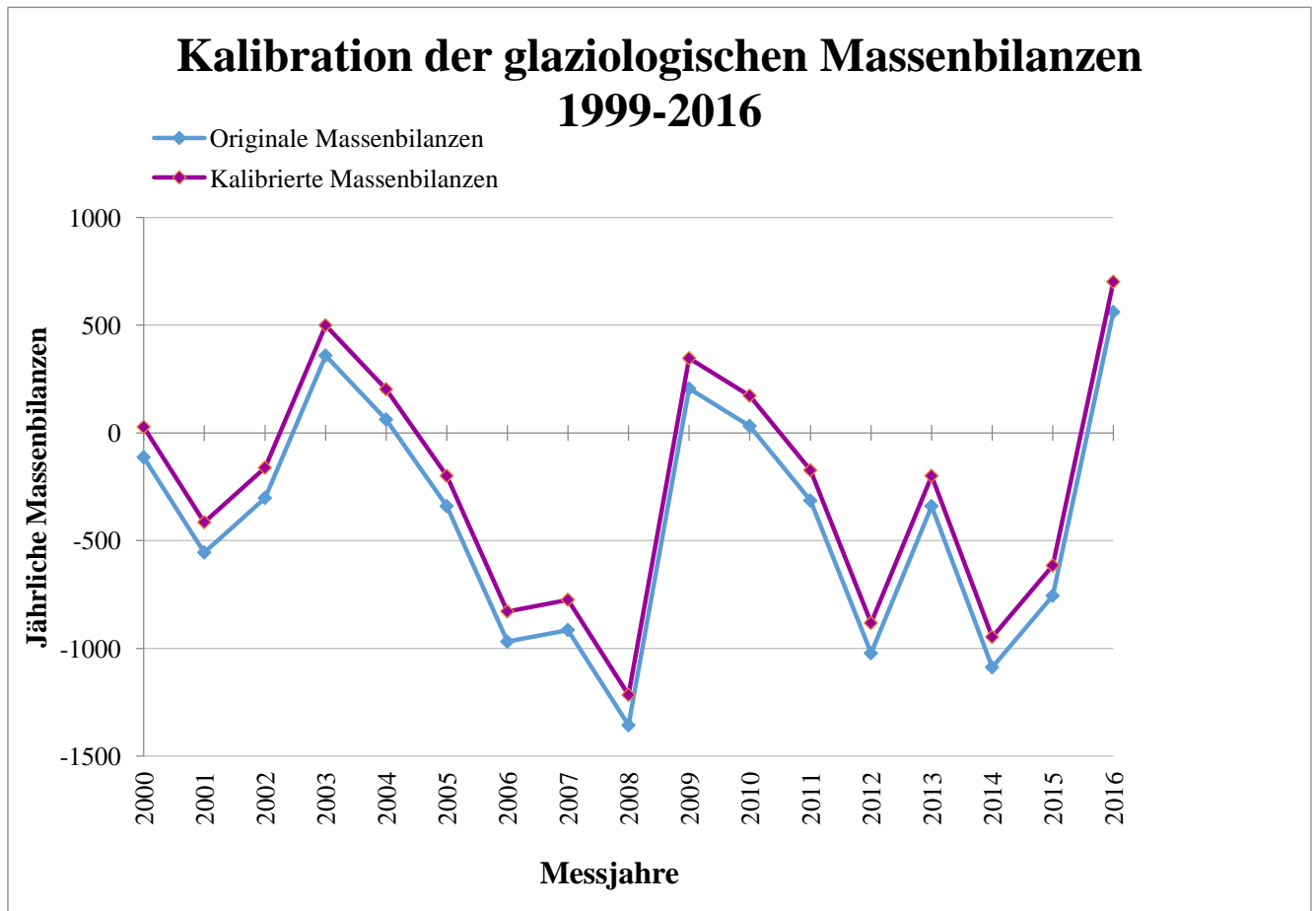


Abbildung 42: Gemessene glaziologische Massenbilanzen und kalibrierte glaziologische Massenbilanzreihe der Periode 1999-2016