



universität
wien

Diplomarbeit

TITEL DER DIPLOMARBEIT

GIS - Analyse und Visualisierung raum-zeitlicher Höhen- und Flächenänderungen von Gletschern

Am Beispiel Goldbergkees und Kleinfleißkees,
Goldberggruppe, Hohe Tauern
1909 - 2009

Verfasser/Verfasserin

Rainer UNGER

Angestrebter akademischer Grad

Magister der Naturwissenschaften (Mag.rer.nat.)

Wien, im Oktober 2012

Studienkennzahl lt. Studienblatt: A 453

Studienrichtung lt. Studienblatt: Theoretische und Angewandte Geographie

Betreuer: Univ.-Prof. Dr. Thomas Glade

Eigenständigkeitserklärung

Hiermit gebe ich die Versicherung ab, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig und ohne Benutzung anderer als der angegebenen Hilfsmittel angefertigt habe. Alle Stellen, die wörtlich oder sinngemäß aus veröffentlichten und nicht veröffentlichten Publikationen entnommen sind, sind als solche kenntlich gemacht.

Die Arbeit wurde in gleicher oder ähnlicher Form weder im In- noch im Ausland (einer Beurteilerin/ einem Beurteiler zur Begutachtung) in irgendeiner Form als Prüfungsarbeit vorgelegt.

Wien, im Oktober 2012

Rainer Unger

Danksagung

Mein Dank gilt zuerst meiner Frau Bettina und meinem Sohn Felix. Danke für Eure Unterstützung und Eure Geduld, vor allem in der Abschlussphase dieser Diplomarbeit – „Es ist geschafft!“

Meinen Eltern ein aufrichtiges „Danke“ für die jahrelange, nicht zuletzt finanzielle, Unterstützung ohne die mein Studium kaum möglich gewesen wäre.

Ich bedanke mich auch bei meinen Kollegen an der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien, Bernhard Hynek und Daniel Binder für ihre fachlichen Expertisen und ihren Humor. Mein Dank gilt ganz besonders auch meiner Kollegin Ivonne Anders für die vielen positiven Worte, kritischen Anmerkungen und Korrekturen meiner geschriebenen Worte.

Ein besonderer Dank geht an Herrn Univ.-Prof. Dr. Thomas Glade am Institut für Geographie und Regionalforschung der Universität Wien für die Betreuung meiner Diplomarbeit und seine Hilfsbereitschaft.

Gedankt sei natürlich ganz speziell meinem Chef, Dr. Wolfgang Schöner, für die Betreuung meiner Diplomarbeit, den fachlichen Rat und für die Schaffung der Rahmenbedingungen, die es mir überhaupt ermöglichten, dieses interessante Themengebiet an der ZAMG zu bearbeiten.

Diese Diplomarbeit widme ich Dr. Reinhard Böhm, der am 08. Oktober 2012, völlig überraschend verstorben ist. Lieber Reinhard, danke dass ich die Ehre hatte, Dich kennenzulernen. Deine wissenschaftliche Leidenschaft, Dein Humor und vor allem Deine Fähigkeit, jedem Menschen auf Augenhöhe zu begegnen, werden mir für immer in Erinnerung bleiben.

„Das ist wohl schwer leicht zu erklären.“

Wolfgang Schöner

Kurzfassung

Das Ziel dieser Diplomarbeit ist die Entwicklung und Validierung digitaler Höhenmodelle zur Quantifizierung von relativen Höhen- und Flächenänderungen von Gletschern. Das Untersuchungsgebiet sind die zwei benachbarten Gletscher Goldbergkees (1.27 km²) und Kleinfleißkees (0.83 km²) in den Hohen Tauern. Der Untersuchungszeitraum erstreckt sich von 1909 bis 2009. Es wurden photogrammetrisch akquirierte digitale Höhenmodelle (1969, 1992, 1998) sowie ein LIDAR-Höhenmodell (2009) für die Studie eingesetzt. Zusätzlich wurden topographische Grundlagen der Jahre 1909, 1931, 1953 und 1979 im Rahmen der Arbeit gescannt, digitalisiert und zu Höhenmodellen interpoliert. Vier verschiedene, in ArcGIS verfügbare, Interpolationsroutinen wurden hinsichtlich ihrer Eignung für glaziologische Anwendungen getestet. Dazu wurden die Spline-Interpolation, Inverse Distance Weighting (IDW), Triangulated Irregular Network (TIN) und der ANUDEM-Algorithmus (Topo To Raster) qualitativ und quantitativ evaluiert. Die statistische Validierung erfolgte über die Standardabweichung und den Root Mean Square Error (RMSE) der Höhenabweichung auf stabilem Terrain bezüglich des Referenzmodells (LIDAR DHM 2009). Die Repräsentation der Topographie der interpolierten Höhenmodelle wurde anhand verschiedener Visualisierungsmethoden, wie Schummerungsdarstellungen, Differenzkarten und den Vergleich von Konturlinien evaluiert. Höhenabweichungen vom Referenzmodell am stabilen Terrain wurden hinsichtlich systematischer Fehler, z.B. Fehler durch Lageverschiebungen der DHMs, überprüft und gegebenenfalls mittels Co-Registrierung durch Minimierung kleinster Fehlerquadrate korrigiert.

Es konnte ein eindeutiges Signal der Gletscheränderungen aus den multi-temporalen Höhenmodellen gewonnen werden. Die mittlere Höhenänderung am Goldbergkees betrug seit 1909 -34 m. Das Kleinfleißkees verlor ca. 36 m seiner Eisdicke seit dem Jahr 1931. Der Rückgang der Gletscherfläche betrug an beiden Gletschern ca. 53% der Fläche von 1909 bzw. 1931.

Diese Diplomarbeit ermöglicht die Abschätzung der Evolution des Gletschereises an Goldbergkees und Kleinfleißkees für eine hundertjährige Periode. Die gewonnenen digitalen Höhendaten werden in weiterer Folge der Validierung und Kalibrierung eines gletscherdynamischen Modells (Kopplung von Fließmodell und Massenbilanzmodell) über einen längeren Zeitraum dienen.

Abstract

The aim of this study is to develop and validate digital elevation models to quantify relative surface elevation and area changes for two small adjacent glaciers Goldbergkees (1.4 km²) and Kleinfleißkees (0.9km²) in Hohe Tauern, Austrian Alps. The investigation period stretches from 1909 to 2009. Existing digital elevation models (DEMs) from airborne laser scanning (2009) and aerial photography (1992 and 1998) have been used. The work also included the digitalization, registration and interpolation of contour maps for the years 1909, 1930, 1953 and 1979. One of the objectives was to evaluate the suitability of several common interpolation routines to construct DEMs for glaciological applications. Therefore Spline-Interpolation, Triangulated Irregular Network (TIN) and the ANUDEM-Algorithm (Topo to Raster) were quantitatively and visually validated. For this purpose the focus was on the Standard Deviation (STD) of the vertical coordinate (z), since this is the coordinate of interest in glaciological applications. The STD of the various interpolated DEMs was calculated with respect to elevations values of the reference dataset, an airborne laser scan of 2009. Visualization methods including hillshading, difference maps and elevation contours were used to assess the representation of topography in each DEM. Elevation differences on bare terrain (assumed to be stable) were analysed for potential biases, e.g. not perfectly aligned pixels of each DEM. Corrections have been applied by co-registering the data using least squares minimization as necessary. Ultimately a significant glacier change signal could be distinguished from multi-temporal DEMs. Mean glacier surface elevation of Goldbergkees decreased about 34 m in height since 1909. Kleinfleißkees was lowering by about 36 m since 1931. By 2009 the glacier area retreat had summed up to about 47% of the original extent on both glaciers. This study allows estimation of the evolution of glacier ice over a period of 100 years. The generated data will be used for validation and calibration of a glacier flow model in that particular region.

Inhaltsverzeichnis

KURZFASSUNG	II
ABSTRACT	III
INHALTSVERZEICHNIS	IV
ABBILDUNGSSVERZEICHNIS	II
TABELLENVERZEICHNIS	V
1 HINTERGRUND UND HYPOTHESEN	1
2 UNTERSUCHUNGSGEBIET	4
3 DATENGRUNDLAGEN	6
3.1 DATENQUELLEN FÜR DIE DIPLOMARBEIT	6
3.2 DIGITALE GELÄNDEMDELLE (DGM) UND DIGITALE HÖHENMODELLE (DHM)	8
3.2.1 ALLGEMEINE GRUNDLAGEN	8
3.2.2 DATENQUELLEN ZUR DHM - ERZEUGUNG	10
3.2.3 STEREOPHOTOGRAMMETRISCHE DHMS: 1969, 1992 UND 1998	15
3.2.4 AIRBORNE LASER SCANNING: DHM 2009	17
3.2.5 LIDAR VS. PHOTOGRAMMETRIE – ALS DHM 2009 VS. DHM 1998	19
3.3 TOPOGRAPHISCHE GRUNDLAGEN: 1909, 1931, 1953 UND 1979	21
3.3.1 KARTENGRUNDLAGEN 1953 UND 1979	21
3.3.2 KARTENGRUNDLAGE 1931	23
3.3.3 KARTENGRUNDLAGE 1909	24
4 METHODISCHE KONZEPTION	28
4.1 WORKFLOW	28
4.2 GLETSCHERGRENZEN: DETEKTION UND HOMOGENISIERUNG	29
4.3 REFERENZ-DHM: DAS PROBLEM UNTERSCHIEDLICHER FLUGDATEN	30
4.4 DIGITALE HÖHENMODELLE AUS TOPOGRAPHISCHEN KARTEN	33
4.4.1 SCANNEN, GEOREFERENZIERUNG, DIGITALISIERUNG DER TOPOGRAPHISCHEN KARTEN	33
4.4.2 VIER INTERPOLATIONSMETHODEN ZUR DHM-GENERIERUNG	36
4.4.2.1 Inverse Distance Weighting (IDW)	36
4.4.2.2 Spline Interpolation	37
4.4.2.3 Triangulated Irregular Network (TIN)	39
4.4.2.4 ANUDEM - Interpolation	40

4.4.3	AUSWAHL DER GEEIGNETEN INTERPOLATIONSMETHODE	41
4.5	DIGITALE HÖHENMODELLE: VALIDIERUNG UND VERGLEICH	43
4.5.1	FEHLERABSCHÄTZUNG	44
4.5.2	KORREKTUR LAGEBEDINGTER FEHLER DURCH CO-REGISTRIERUNG	48
4.6	BERECHNUNG DER FLÄCHENÄNDERUNGEN	51
4.7	BERECHNUNG DER EISDICKENÄNDERUNGEN	51
5	ERGEBNISSE UND INTERPRETATION	52
5.1	INTERPOLATIONSERGEBNISSE: HÖHENMODELL 1979	52
5.1.1	QUALITATIVE VALIDIERUNG	52
5.1.2	QUANTITATIVE VALIDIERUNG	58
5.1.3	AUSWAHL DES INTERPOLATIONSVERFAHREN	61
5.2	CO-REGISTRIERUNG: HÖHENMODELLE 1909 - 1998	63
5.2.1	LAGEBEDINGTE HÖHENFEHLER	63
5.2.2	KORREKTUR LAGEBEDINGTER HÖHENFEHLER	68
5.3	QUANTITATIVE VALIDIERUNG: HÖHENMODELLE 1909 – 1998	70
5.4	ÄNDERUNGEN DER GLETSCHERFLÄCHEN: 1909 – 2009	75
5.5	ÄNDERUNGEN DER GLETSCHERHÖHEN: 1909 - 2009	79
5.5.1	GOLDBERGKEES 1909-2009	79
5.5.2	KLEINFLEIßKEES 1931 - 2009	81
5.5.3	GOLDBERGKEES 1909 – 1931	83
5.5.4	GOLDBERGKEES UND KLEINFLEIßKEES 1931 – 1953	84
5.5.5	GOLDBERGKEES UND KLEINFLEIßKEES 1953 – 1969	85
5.5.6	GOLDBERGKEES UND KLEINFLEIßKEES 1969 – 1979	86
5.5.7	GOLDBERGKEES UND KLEINFLEIßKEES 1979 -1992	87
5.5.8	GOLDBERGKEES UND KLEINFLEIßKEES 1992 – 1998	89
5.5.9	GOLDBERGKEES UND KLEINFLEIßKEES 1998 - 2009	91
6	DISKUSSION UND AUSBLICK	93
6.1	FLÄCHEN – UND HÖHENÄNDERUNGEN	93
6.2	KORREKTURMAßNAHMEN IN DEN HÖHENMODELLEN	96
6.3	UNSIHERHEITEN DER HÖHENMODELLE	98
7	ZUSAMMENFASSUNG, DISKUSSION DER HYPOTHESEN UND AUSBLICK	100
8	LITERATURVERZEICHNIS	102
	ANHANG	107
	CURRICULUM VITAE	113

Abbildungsverzeichnis

ABBILDUNG 1-1 GLETSCHERBEWEGUNGEN IN ÖSTERREICH SEIT 1890 (QUELLE: G. PATZELT, GLETSCHERDATENINVENTAR DES ÖAV)	1
ABBILDUNG 2-1 DIE GLETSCHER DER GOLDBERGGRUPPE IN DEN HOHEN TAUERN, BLICKRICHTUNG NORDEN (FOTO: R. BÖHM†, 08.09.2009)	4
ABBILDUNG 2-2 VERGLETSCHERUNG DER GOLDBERGGRUPPE 1850-1931-1969-1998-2009 (QUELLE: UNGER, 2012)	5
ABBILDUNG 3-1 KONSTRUKTIVE UND DESTRUKTIVE INTERFERENZ - INTERFEROGRAMM (CAMPBELL UND WYNNE 2011:ABB. 7.25)	13
ABBILDUNG 3-2 PHASENVERSCHIEBUNG AUFGRUND UNTERSCHIEDLICHER PFADLÄNGEN ZWISCHEN ANTENNE UND TERRAIN (QUELLE: CAMPBELL UND WYNNE 2011:ABB. 7.27)	14
ABBILDUNG 3-3 BILDUNG EINES STEREOMODELLS DURCH PROJEKTION EINES STEREO-BILDPAARS (QUELLE: LI ET AL. 2005:ABB. 3.5)	16
ABBILDUNG 3-4 KOMPONENTEN DES ALS-SYSTEMS UND DATENAKQUISITIONSGEOMETRIE (QUELLE: GEIST UND STÖTTER 2010:FIGURE 10.1)	18
ABBILDUNG 3-5 LASER SCAN (1M RES.), LASER SCAN (10M RES.), PHOTOGRAMM. DHM 1998 (10M) – V. LI. N. RE	20
ABBILDUNG 3-6 HÖHENSCHICHTPLÄNE 1979 UND 1953, MAßSTAB 1:5.000 (QUELLE: STEREOPHOTOGRAMMETRISCHE HÖHENSCHICHTPLÄNE, INSTITUT FÜR PHOTOGRAMMETRIE UND FERNERKUNDUNG, TECHNISCHE UNIVERSITÄT WIEN, 1981)	22
ABBILDUNG 3-7 AUSSCHNITT DER ÖK25, BLATT 154 3/4 MIT GOLDBERGKEES UND KLEINFLEIßKEES	23
ABBILDUNG 3-8 PHOTOGRAMMETRISCHE AUFNAHMEPUNKTE UND TRIANGULIERUNGSPUNKTE, GOLDBERGPLETSCHER 1909 (QUELLE: HÜBL 1912, ABB. S 155)	25
ABBILDUNG 3-9 GOLDBERGKEES UND SONNBLICK (3105) VOM HERZOG ERNST GIPFEL GESEHEN (FOTO: R. BÖHM†, 06.10.2012)	26
ABBILDUNG 3-10 STEREOPHOTOGRAMMETRISCHE AUFNAHME DES GOLDBERGKEES (QUELLE: SONNBLICKVEREIN 1911, BEARBEITET VON BERNHARD HYNEK)	27
ABBILDUNG 4-1 AUSSCHNITT DER GLETSCHERVERGLEICHSKARTE 1969-1979 (QUELLE: BÖHM UND PETRITSCH 1984)	29
ABBILDUNG 4-2 VERSCHIEDENE BEFLIEGUNGSZEITPUNKTE DER LIDAR KAMPAGNE 2009 IM BEREICH SONNBLICK. ROT: BEFLIEGUNG AM 19.08.2009; BLAU: BEFLIEGUNG AM: 27.09.2009	31
ABBILDUNG 4-3 HÖHENABWEICHUNG DES LIDAR DHM 2009 DURCH VERSCHIEDENE BEFLIEGUNGSDATEN (ABWEICHUNG IN CM)	32
ABBILDUNG 4-4 LAGEUNGENAUIGKEIT DER ÖK25 1931: VOR VERSCHIEBUNG (LI.) UND NACH VERSCHIEBUNG (RE.)	34
ABBILDUNG 4-5 LAGEUNGENAUIGKEIT DER STEREOPHOTOGRAMMETRISCHEN AUFNAHME 1953: VOR VERSCHIEBUNG (LI.) UND NACH VERSCHIEBUNG (RE.)	34
ABBILDUNG 4-6 LAGEUNGENAUIGKEIT DER STEREOPHOTOGRAMMETRISCHEN AUFNAHME 1979: VOR VERSCHIEBUNG (LI.) UND NACH VERSCHIEBUNG (RE.)	35
ABBILDUNG 4-7 OVERSHOTS AN DATENPUNKTEN IN DER SPLINE-INTERPOLATION (QUELLE: MITAS UND MITASOVA 1999, ABB. 5C)	38
ABBILDUNG 4-8 TIN-ERSTELLUNG: LINKES BILD.: HÖHENKOTEN, P...BELIEBIGER PUNKT; MITTLERES BILD.: TRIANGULIERUNG MIT LANGEN SCHMALEN DREIECKEN; RECHTES BILD.: DELAUNAY-TRIANGULIERUNG MIT GLEICHSEITIGEN DREIECKEN (QUELLE: DE BY 2001, ABB. 2.7 UND 2.8)	40
ABBILDUNG 4-9 STABILES TERRAIN ZUR VALIDIERUNG DER ERZEUGTEN DHM MIT GLETSCHEROBERFLÄCHE 1979	42
ABBILDUNG 4-10 PRINZIP DER CO-REGISTRIERUNG VON DHMS. OBEN: DHM VERSCHIEBUNG UND RESULTIERENDE HÖHENDIFFERENZEN (SCHEMATISCH); UNTEN: ZUSAMMENHANG NORMALISIERTE HÖHENDIFFERENZEN UND EXPOSITION (QUELLE: (NUTH UND KÄÄB 2011:ABB. 2)	49
ABBILDUNG 5-1 DETAILGENAUIGKEIT DES REFERENZ-DHM 2009 UND DER INTERPOLIERTEN HÖHENMODELLE AUF STABILEM TERRAIN: A) AIRBORNE LASER SCAN 2009, B) IDW 1979, C) SPLINE 1979, D) TIN 1979, E) ANUDEM 1979	53

ABBILDUNG 5-2 DETAILGENAUIGKEIT DES REFERENZ-DHM 2009 UND DER INTERPOLIERTEN HÖHENMODELLE AUF GLETSCHERFLÄCHE GOLDBERGKEES: A) AIRBORNE LASER SCAN 2009, B) IDW 1979, C) SPLINE 1979, D) TIN 1979, E) ANUDEM 1979	54
ABBILDUNG 5-3 TIGERSTREIFEN-EFFEKT DER IDW INTERPOLATION. LINKES BILD) IDW; RECHTES BILD) ANUDEM	55
ABBILDUNG 5-4 VERGLEICH DER DER ABGELEITETEN HÖHENLINIEN UNTERSCHIEDLICHER INTERPOLATIONEN MIT HÖHENLINIEN DHM 2009: A) IDW 1979, B) SPLINE 1979, C) TIN 1979, D) ANUDEM 1979	56
ABBILDUNG 5-5 HÖHENABWEICHUNG DER INTERPOLIERTEN DHM VOM REFERENZMODEL DHM 2009: A) IDW 1979, B) SPLINE 1979, C) TIN 1979, D) ANUDEM (TOPO TO RASTER) 1979	57
ABBILDUNG 5-6 DHM 1909: A) HÖHENABWEICHUNG ALS FUNKTION DER HANGNEIGUNG; B) NORMALISIERTE HÖHENABWEICHUNG ALS FUNKTION DER EXPOSITION	64
ABBILDUNG 5-7 DHM 1931: A) HÖHENABWEICHUNG ALS FUNKTION DER HANGNEIGUNG; B) NORMALISIERTE HÖHENABWEICHUNG ALS FUNKTION DER EXPOSITION	64
ABBILDUNG 5-8 DHM 1953: A) HÖHENABWEICHUNG ALS FUNKTION DER HANGNEIGUNG; B) NORMALISIERTE HÖHENABWEICHUNG ALS FUNKTION DER EXPOSITION	65
ABBILDUNG 5-9 DHM 1979: A) HÖHENABWEICHUNG ALS FUNKTION DER HANGNEIGUNG; B) NORMALISIERTE HÖHENABWEICHUNG ALS FUNKTION DER EXPOSITION	65
ABBILDUNG 5-10 DHM 1969: A) HÖHENABWEICHUNG ALS FUNKTION DER HANGNEIGUNG; B) NORMALISIERTE HÖHENABWEICHUNG ALS FUNKTION DER EXPOSITION	66
ABBILDUNG 5-11 DHM 1992: A) HÖHENABWEICHUNG ALS FUNKTION DER HANGNEIGUNG; B) NORMALISIERTE HÖHENABWEICHUNG ALS FUNKTION DER EXPOSITION (MIT AUSGLEICHUNGSKURVE)	66
ABBILDUNG 5-12 DHM 1998: A) HÖHENABWEICHUNG ALS FUNKTION DER HANGNEIGUNG; B) NORMALISIERTE HÖHENABWEICHUNG ALS FUNKTION DER EXPOSITION (MIT AUSGLEICHUNGSKURVE)	67
ABBILDUNG 5-13 HANGNEIGUNG GOLDBERGKEES UND KLEINFLEIßKEES 2009 KUMULIERT	73
ABBILDUNG 5-14 KARTE DER FLÄCHENÄNDERUNG FÜR GOLDBERGKEES UND KLEINFLEIßKEES 1909 - 1931	75
ABBILDUNG 5-15 FLÄCHENÄNDERUNGEN GOLDBERGKEES UND KLEINFLEIßKEES 1909 - 2009	77
ABBILDUNG 5-16 MITTLERER JÄHRLICHER FLÄCHENRÜCKGANG GOLDBERGKEES 1909-2009	77
ABBILDUNG 5-17 MITTLERER JÄHRLICHER FLÄCHENRÜCKGANG KLEINFLEIßKEES 1931-2009	78
ABBILDUNG 5-18 HÖHENÄNDERUNG GOLDBERGKEES 1909 - 2009	81
ABBILDUNG 5-19 HÖHENÄNDERUNG GOLDBERGKEES UND KLEINFLEIßKEES 1931 - 2009	82
ABBILDUNG 5-20 HÖHENÄNDERUNG GOLDBERGKEES 1909 – 1931	83
ABBILDUNG 5-21 GOLDBERGKEES TERMINUS VON DEN KNAPPENHÄUSERN AUS GESEHEN, SEP. 1932 (QUELLE: ZAMG FOTOARCHIV)	83
ABBILDUNG 5-22 EISDICKENÄNDERUNG GOLDBERGKEES UND KLEINFLEIßKEES 1931 - 1953	84
ABBILDUNG 5-23 GOLDBERGKEES TERMINUS, SOMMER 1953 (QUELLE: ZAMG, FOTOARCHIV)	84
ABBILDUNG 5-24 EISDICKENÄNDERUNG GOLDBERGKEES UND KLEINFLEIßKEES 1953 – 1969	85
ABBILDUNG 5-25 EISDICKENÄNDERUNG GOLDBERGKEES UND KLEINFLEIßKEES 1969 - 1979	86
ABBILDUNG 5-26 EISDICKENÄNDERUNG GOLDBERGKEES UND KLEINFLEIßKEES 1979 - 1992	87
ABBILDUNG 5-27 GOLDBERGKEES, FOTOPUNKT 6F, HERZOG ERNST. LINKES FOTO: 21.08.1983; RECHTES FOTO: 22.09.1992 (QUELLE: ZAMG, FOTOARCHIV)	88
ABBILDUNG 5-28 KLEINFLEIßKEES, TERMINUS. FOTOPUNKT 5F-WW. LINKES FOTO: 29.07.1982; RECHTES FOTO: 18.09.1991 (QUELLE: ZAMG, FOTOARCHIV)	88
ABBILDUNG 5-29 EISDICKENÄNDERUNG GOLDBERGKEES UND KLEINFLEIßKEES 1992 - 1998	89
ABBILDUNG 5-30 BILDUNG EINES GLETSCHERTORS AN DER ZUNGE DES GOLDBERGKEES. 1.F.: 10.09.1994; 2.F.: 17.09.1997; 3.F.: 14.09.1999 (QUELLE: ZAMG, FOTOARCHIV)	90
ABBILDUNG 5-31 EISDICKENÄNDERUNG GOLDBERGKEES UND KLEINFLEIßKEES 1998 - 2009	91

ABBILDUNG 5-32 ABRUCH DER ZUNGE DES KLEINFLEIßKEES, FOTOPUNKT 5F-N. 1.F.: 19.09.1997; 2.F.: 15.09.2000; 3.F.: 18.09.2002; 4.F.: 27.08.2003 (QUELLE: ZAMG, FOTOARCHIV)	92
ABBILDUNG 6-1 ENTWICKLUNG DER GLOBALEN JAHRESMITTELTEMPERATUR (ORANGE) UND IM GROßRAUM ALPEN (ROT) (QUELLE: ZAMG, INFORMATIONSPORTAL KLIMAWANDEL)	94
ABBILDUNG 6-2 SULFATKONZENTRATION IN EISBOHRKERNEN UND WINTERSCHNEEDECKE ALS RELATIVWERTE BEZOGEN AUF 1800 (QUELLE: ZAMG, INFORMATIONSPORTAL KLIMAWANDEL)	95
ABBILDUNG 6-3 NEUSCHNEEHÖHE UND SCHNEEPEGEL DER FLEIßSCHARTE 1992 UND 1998, JEWEILS AM 01. DES MONATS (QUELLE: ZAMG, INTERNE DATEN)	97

Tabellenverzeichnis

TABELLE 3-1 DATENQUELLEN FÜR DIE VOLUMEN- UND EISDICKENBERECHNUNGEN	6
TABELLE 3-2 DATENQUELLEN FÜR DIE FLÄCHENBERECHNUNGEN	7
TABELLE 3-3 UNTERSCHIEDLICHE AKQUISITIONSMETHODEN ZUR DHM-GEWINNUNG (BOLCH 2006:TAB. 6; LI ET AL. 2005:TAB. 3.6; PELLIKKA UND REES 2010:TAB. 1.2)	11
TABELLE 3-4 VERGLEICH DER ERREICHBAREN GENAUIGKEIT UNTERSCHIEDLICHER METHODEN DER DHM-GEWINNUNG	11
TABELLE 3-5 ZUSAMMENFASSUNG DER TECHNISCHEN SPEZIFIKATIONEN DER LIDAR-KAMPAGNE 2009 DER GOLDBERGGRUPPE (WÜRLÄNDER 2012, PERS. MITTEILUNG)	20
TABELLE 4-1 PARAMETER FÜR DIE GEOREFERENZIERUNG DER TOPOGRAPHISCHEN KARTEN	35
TABELLE 4-2 FLUGHÖHE, MINIMALES KONTURINTERVALL, HÖHEN-GENAUIGKEIT (ALS RMSE) (QUELLE: (WENG 2002:TAB.1))	45
TABELLE 5-1 IDW 1979: KENNGRÖßEN DER HÖHENABWEICHUNG VOM REFERENZMODELL DHM 2009	59
TABELLE 5-2 SPLINE 1979: KENNGRÖßEN DER HÖHENABWEICHUNG VOM REFERENZMODELL DHM 2009	59
TABELLE 5-3 TIN 1979: KENNGRÖßEN DER HÖHENABWEICHUNG VOM REFERENZMODELL DHM 2009	60
TABELLE 5-4 TOPO TO RASTER 1979: KENNGRÖßEN DER HÖHENABWEICHUNG VOM REFERENZMODELL DHM 2009	61
TABELLE 5-5 ZUSAMMENFASSUNG DER KENNGRÖßEN DER HÖHENABWEICHUNG VON REFERENZMODELL DHM 2009 AM STABILEN TERRAIN	62
TABELLE 5-6 ZUSAMMENFASSUNG DER KENNGRÖßEN DER HÖHENABWEICHUNG VON REFERENZMODELL DHM 2009 AUF DER GLETSCHEROBERFLÄCHE	62
TABELLE 5-7 DHM 1992: KENNGRÖßEN DER HÖHENABWEICHUNG VOM REFERENZMODELL DHM 2009 UNKORRIGIERT	69
TABELLE 5-8 DHM 1992: KENNGRÖßEN DER HÖHENABWEICHUNG VOM REFERENZMODELL DHM 2009 KORRIGIERT	69
TABELLE 5-9 DHM 1909: KENNGRÖßEN DER HÖHENABWEICHUNG VOM REFERENZMODELL DHM 2009	70
TABELLE 5-10 DHM 1931: KENNGRÖßEN DER HÖHENABWEICHUNG VOM REFERENZMODELL DHM 2009	70
TABELLE 5-11 DHM 1953: KENNGRÖßEN DER HÖHENABWEICHUNG VOM REFERENZMODELL DHM 2009	71
TABELLE 5-12 DHM 1979: KENNGRÖßEN DER HÖHENABWEICHUNG VOM REFERENZMODELL DHM 2009	71
TABELLE 5-13 DHM 1969: KENNGRÖßEN DER HÖHENABWEICHUNG VOM REFERENZMODELL DHM 2009	72
TABELLE 5-14 DHM 1998: KENNGRÖßEN DER HÖHENABWEICHUNG VOM REFERENZMODELL DHM 2009	73
TABELLE 5-15 KENNGRÖßEN DER HÖHENABWEICHUNG VOM REFERENZMODELL AUF HANGNEIGUNGEN < 30°	74
TABELLE 5-16 FLÄCHENÄNDERUNGEN AM GOLDBERGKEES 1909 - 2009	76
TABELLE 5-17 FLÄCHENÄNDERUNGEN AM KLEINFLEIßKEES 1931 - 2009	76
TABELLE 5-18 GOLDBERGKEES: MITTLERE HÖHENÄNDERUNG ΔH UND MITTLERE JÄHRLICHE RATE DER EISDICKENÄNDERUNG DER PERIODEN ZWISCHEN DEN GLETSCHERSTÄNDEN UND UNSICHERHEITEN DER ÄNDERUNG (STD.ABW.; RMSE)	80
TABELLE 5-19 KLEINFLEIßKEES: MITTLERE HÖHENÄNDERUNG ΔH UND MITTLERE JÄHRLICHE RATE DER EISDICKENÄNDERUNG DER PERIODEN ZWISCHEN DEN GLETSCHERSTÄNDEN UND UNSICHERHEITEN DER ÄNDERUNG (STD.ABW.; RMSE)	82

1 Hintergrund und Hypothesen

Seit dem Maximum der „kleinen Eiszeit“ um 1850 befinden sich die Gletscher der Alpen mit Ausnahme eines zweier kurzen Vorstöße in den 1920er und 1970er-Jahren im kontinuierlichen Rückzug (siehe Abbildung 1-1). Die Gletscherflächen nahmen bis zum Ende des 20. Jahrhunderts um ca. 35%, das Eisvolumen um ca. 50% (Hall et al. 2003) ab. Seit dem Beginn der Messungen am Sonnblick 1886 wird ein allgemeiner Anstieg der Sommertemperatur (Mai-September) registriert. Gleichzeitig nahm die Anzahl der Tage mit Schneefall im selben Zeitraum ab (Hall et al. 2003).

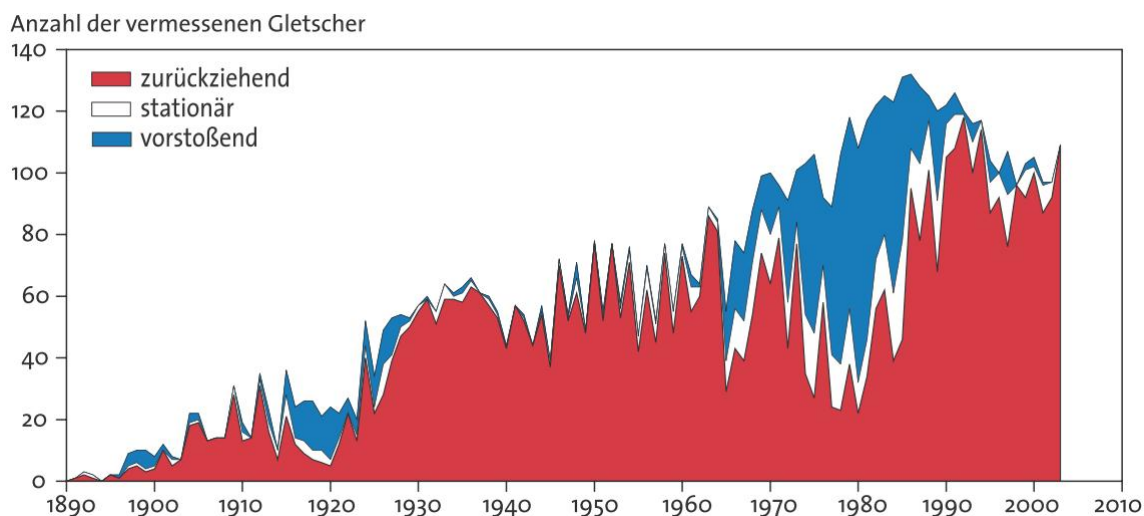


Abbildung 1-1 Gletscherbewegungen in Österreich seit 1890 (Quelle: G. Patzelt, Gletscherdateninventar des ÖAV)

An den Gletschern des Hohen Sonnblicks in den Hohen Tauern begann im zweiten Drittel des 19. Jahrhundert eine beispiellose wissenschaftliche Untersuchungsreihe, die einen einzigartigen Schatz an glaziologischen und klimatologischen Daten darstellt. Seit 1886, also seit genau 126 Jahren, befindet sich am Gipfel des Sonnblicks eine naturwissenschaftliche Forschungsplattform - das von der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik und dem Sonnblickverein betriebene Sonnblickobservatorium. Die Zeitreihe der wichtigsten Klimaparameter ist seither (mit einer kurzen Ausnahme 1918) ununterbrochen.

Seit den 1980er Jahren besteht ein umfangreiches Messnetz über die Massenbilanz der drei Gletscher Goldbergkees, Kleinfleißkees und Wurtenkees, das zusammen mit den Niederschlags- und Schneehöhenmessungen (seit 1927) alpenweit einzigartig ist. Damit ist eine hervorragende Voraussetzung für Untersuchungen zum Zusammenhang Klimaänderung – Gletscherverhalten gegeben.

Seit einigen Jahren gewinnt die geodätische Messmethode der Massenbilanz über digitale Höhenmodelle (DHMs) der Gletscheroberflächen immer mehr an Bedeutung. Vor allem in unzugänglichen Gegenden werden DHMs, basierend auf Fernerkundung und/oder

Digitalisierung topographischen Karten, eingesetzt, um vertikale Höhenänderungen von Gletscheroberflächen über verschiedene Zeitabschnitte zu bestimmen (z.B. Aizen et al., 2006; Berthier et al., 2004; Koblet et al., 2010; Peduzzi, 2010).

Im Jahre 1871 entstand die erste kartographische Aufnahme der Gletscher Goldbergkees, Kleinfleißkees und Wurtenkees durch Eduard Richter. Eine bereits stereophotogrammetrisch aufgenommene topographische Karte des Goldbergkees datiert aus dem Jahr 1909. 1931 folgte eine weitere Gletscheraufnahme, 1969 ist bereits als photogrammetrisches Höhenmodell vorhanden. Für die Jahre 1979 und 1953 existieren photogrammetrische Aufnahmen als Konturlinien. Digitale Höhenmodelle der Gletscher rund um den Sonnblick gibt es außerdem für 1992, 1998 und 2009.

Während Änderungen in Länge und Fläche für Goldbergkees, Kleinfleißkees und Wurtenkees durch die ZAMG Wien gut dokumentiert sind, fehlt noch die digitale Erfassung der Eisdicken- und Volumenänderungen, welche notwendig ist, um gletscherdynamische Modelle, eine Kopplung von Fließmodell und Massenbilanzmodell, über einen längeren Zeitraum zu validieren.

Diese Diplomarbeit setzt sich daher zum Ziel, aus den Höhenlinien historischer topographischen Karten, digitale Höhenmodelle für Gletscherstände von Goldbergkees und Kleinfleißkees einzelner Jahre zu gewinnen, beginnend ab 1909. Die potentiellen Ungenauigkeiten des historischen Kartenmaterials und die bei der Digitalisierung und der Interpolation entstehenden Fehler verlangen jedoch eine möglichst exakte Fehlerabschätzung, da nur so gezeigt werden kann, wie genau die Eisdickendifferenzen aus den Höhenmodellen berechnet werden können. Faktoren, die auf die Genauigkeit Einfluss nehmen, sind die Qualität der Quelldaten, die Topographie und die Interpolationsmethode zur Oberflächengenerierung sowie die Genauigkeit der Georeferenzierung der Basiskarten. Als Referenzmodell dient ein 2009 aufgenommenes hochaufgelöstes LIDAR-DHM.

Es werden verschiedene Interpolationsmethoden zur Generierung kontinuierlicher Höhendaten aus den Konturlinien getestet. Die Genauigkeit verschiedener Interpolationsverfahren im Zusammenhang mit glaziologischen Applikationen wird in der Literatur von mehreren Autoren adressiert, jedoch konnte sich die glaziologische Wissenschaftsgemeinschaft bisher auf keine allgemeine Methode einigen (Racoviteanu et al. 2007). Etzelmüller und Björnsson (2000) verwendeten Inverse Distance Weighting (IDW) als Interpolationsalgorithmus, Mennis und Fountain (2001) evaluierten einige Verfahren und einigten sich auf die Spline-Interpolation zur Generierung von Gletscherhöhenmodellen aus topographischen Karten. In einer Arbeit von Surazakov und Aizen (2006) hingegen, kam der ANUDEM-Algorithmus (in ArcGIS ab 9 als „Topo to Raster“ implementiert) zum Einsatz. Keutterling und Thomas (2006) entwickelten Höhenmodelle des Gepatschferners über eine

TIN-Interpolation. Diese vier Algorithmen – IDW, Spline, TIN und ANUDEM sind jene, die in dieser Diplomarbeit evaluiert werden.

Etzel Müller (2000) und Björnsson (Etzel Müller und Björnsson 2000), Walker und Willgoose (1999), Weng (2002) und Nuth und Kääb (2011) beschäftigten sich ausführlich mit Genauigkeiten und Fehlerbestimmung bei der Erzeugung digitaler Höhenmodelle aus topographischen Karten.

Die Diplomarbeit wird im Rahmen des Projekts „U-Glacier: Uncertainties of future streamflow scenarios for snow- and ice dominated catchments in the Austrian Alps“ an der ZAMG Wien verfasst. Das Projekt geht der Frage nach, wie sich Abflussmenge und Saisonalität des Abflusses in vergletscherten Alpenen Einzugsgebieten im Laufe des 21. Jahrhundert verändern. Der Schwerpunkt liegt in der Quantifizierung bzw. Abschätzung der Unsicherheiten in hydrologischen Szenarien. Gleichzeitig kann aus den Daten die Entwicklung der beiden Gletscher Goldbergkees und Kleinfleißkees bis 2100 modelliert werden. Die Finanzierung des Projektes erfolgt durch die Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik und die Österreichische Akademie der Wissenschaften.

Die folgenden Arbeitshypothesen werden in dieser Diplomarbeit überprüft:

Aus dem historischen Kartenmaterial lassen sich für die Gletscher Goldbergkees und Kleinfleißkees Gletscherhöhenänderungen über einen langen Zeitraum quantifizieren, da die Fehler, die durch inhomogenes Kartenmaterial, Digitalisierung und Interpolation der Isohypsen entstehen, im Vergleich zu dem massiven Signal des Gletscherrückzugs der letzten 100 Jahre relativ klein sind.

Die Daten werden genau genug sein, um sie zur Validierung von gletscherdynamischen Modellen einsetzen zu können. Durch die Fehlerabschätzung wird gezeigt, wie genau vertikale Gletscheränderungen für verschiedene Zeitperioden berechnet werden können.

2 Untersuchungsgebiet



Abbildung 2-1 Die Gletscher der Goldberggruppe in den Hohen Tauern, Blickrichtung Norden (Foto: R. Böhm†, 08.09.2009)

Das Goldbergkees und das Kleinfleißkees sind zwei kleine Gletscher im Herzen der Goldberggruppe, Hohe Tauern (Abbildung 2-1). Beide erstrecken sich unterhalb des Gipfels des Hohen Sonnblick (3105 m) vom Alpenhauptkamm weg in Richtung Täler. Das Goldbergkees (1.27 km²) zieht sich nördlich des Alpenhauptkamms Richtung Raurisertal- bzw. Gasteinertal (Salzburg), das Kleinfleißkees (0.83 km²) erstreckt sich südlich des Kamms in das Kärntner Mölltal. Sie sind Teil einer markanten Wetterscheide zwischen den Nord- und den Südalpen. Am Gipfel des hohen Sonnblick betreibt die Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) seit mittlerweile 126 Jahren das Sonnblick Observatorium, nach dem Brunnenkogel im Ötztal (3440 m) die zweithöchste Wetterstation Österreichs.

Die gesamte Vergletscherung der Goldberggruppe betrug im Jahr 2009 nur mehr 7.91 km². Das entspricht ca. 23 % der Vergletscherung von 1850 (34.19 km²). Zum Vergleich: Die Fläche der Pasterze beträgt heute noch ca. 17 km² (Stand 1998). Abbildung 2-2 zeigt den Rückzug der Gletscher seit dem Maximum der kleinen Eiszeit um 1850.

Der Sonnblick ist einer der Kältepole Österreichs. Im langjährigen Mittel herrscht auf dem Gipfel eine mittlere Jännertemperatur von -12.6°C, eine mittlere Julitemperatur von +1.8°C und ein Jahresmittel von -5.7°C.

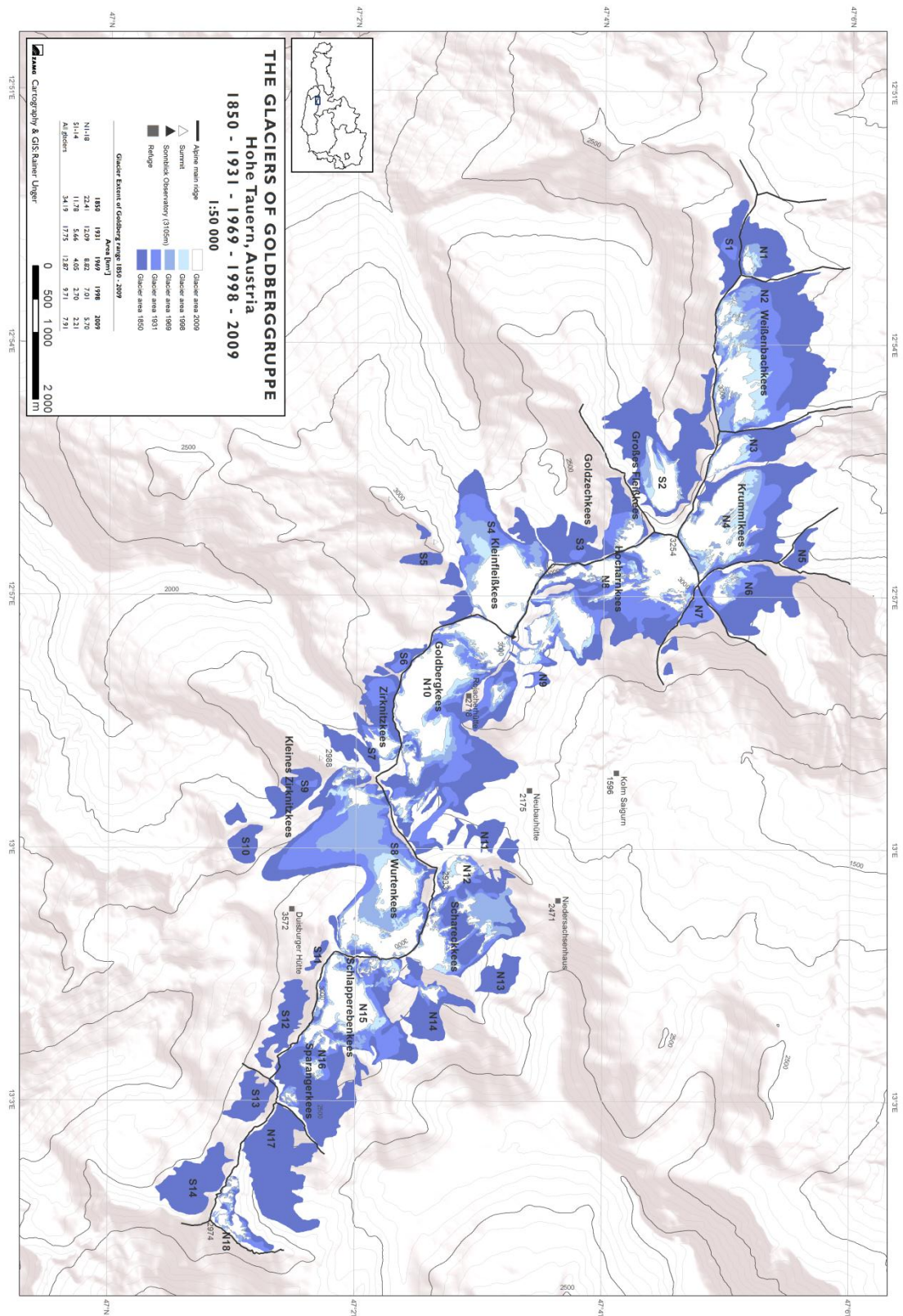


Abbildung 2-2 Vergleichscharte der Goldberggruppe 1850-1931-1969-1998-2009 (Quelle: Unger, 2012)

3 Datengrundlagen

Dieses Kapitel widmet sich den Datengrundlagen für diese Diplomarbeit. Es wird kurz auf die Definition, Herstellung und Verwendung von digitalen Höhenmodellen (DHM) eingegangen. Im Besonderen soll dabei der Nutzen von DHM für glaziologische Anwendungen hervorgehoben werden.

Neben den Höhenmodellen sind auch flächenhafte Vektordaten für die Auswertung der Eisdicken, Volumenänderungen und der Flächenänderungen der beiden untersuchten Gletscher von Bedeutung, da sie die planare Ausdehnung eines Gletschers zu einem bestimmten Zeitpunkt charakterisieren. Insgesamt stehen für die Auswertungen ein LIDAR-DHM (als Referenz-Höhenmodell), drei stereophotogrammetrisch abgeleitete Höhenmodelle, sowie vier stereophotogrammetrisch akquirierte topographische Karten bzw. Schichtlinienpläne zur Verfügung.

3.1 Datenquellen für die Diplomarbeit

In der nachfolgenden Tabelle 3-1 sind die Datengrundlagen zur Gewinnung der digitalen Höhenmodelle und für die Berechnung der Eisdickenänderungen aufgelistet.

Tabelle 3-1 Datenquellen für die Volumen- und Eisdickenberechnungen

Aufl. / Äquidistanz / Maßstab		Quelle
Stereophotogrammetrische DHM		
1969	5 m	Österreichisches Gletscherinventar, Institut für Meteorologie und Geodynamik, Universität Innsbruck, 1969.
1992 & 1998	10 m	Institut für Photogrammetrie und Fernerkundung, Technische Universität Wien, 1998.
LIDAR		
2009	1m (für die Analyse auf 10m bilinear interpoliert)	Salzburger Geographisches Informationssystem (SAGIS), Land Salzburg, 2009.
Topographische Karten		
1909	(10m nach lpol.)/20m / 1:10.000	Stereophotogrammetrische Aufnahme des Goldbergkees, Sonnblickverein, 1911.
1931	(10m nach lpol.)/20m / 1:25.000	Kartenblatt 154/3 und 154/4, Österreichische Karte, Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (Landesaufnahme), Wien 1930/31, einzelne Nachträge 1954.
1953 & 1979	(10m nach lpol.)/10m / 1:5.000	Stereophotogrammetrische Höhenschichtpläne, Institut für Photogrammetrie und Fernerkundung, Technische Universität Wien, 1981.

Tabelle 3-2 gibt einen Überblick über die Daten und ihre Quellen, die zur Erstellung der Gletscherumrisse herangezogen wurden. Die Gletscherflächen sind zum Großteil bereits als „*feature classes*“ in einer ArcGIS File-Geodatabase an der ZAMG in Wien vorhanden.

Tabelle 3-2 Datenquellen für die Flächenberechnungen

Jahr	Quelle
1850	Fibich, F. und K. Zirm (1987): Nationalpark Hohe Tauern – Infrarotorthophotokarte und Bildanalyse für die Landschaftsplanung. ÖBIG. 108S. Verlag Frick und Manz. Wien. 1:10.000.
1909	Sonnblickverein (1911). Die stereophotogrammetrische Aufnahme des Goldberggletschers im August des Jahres 1909. In: Neunzehnter Jahresbericht des Sonnblickvereins für das Jahr 1910, Vol. 19. Wien: Selbstverlag des Sonnblickvereins.
1931	Kartenblatt 154, Österreichische Karte, Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (Landesaufnahme), Wien 1930/31, einzelne Nachträge 1954.
1931, 1953, 1969, 1979	Böhm, R. und H. Petritsch (1984): Zentrale Goldberggruppe. Kleines Fleißkees - Goldberggletscher. Gletschervergleich 1931-1953, 1953-1969, 1969-1969 (Vergleichskarten). in Kartographie der Gegenwart in Österreich. Wien: Österreichische Geographische Gesellschaft und Institut für Kartographie der Österreichischen Akademie der Wissenschaften. Druck: Freytag - Berndt und Artaria KG. Gletschervergleich (1931-1953, 1953-1969, 1969-1979). Österreichische Akademie der Wissenschaften. Druck: Freytag - Berndt und Artaria K.G. Wien. 1:10.000.
1992	Österreichische Luftbildkarte, Blätter 4322-101, 4322-102 und 4322-103 1:10.000. 2-dimensional. Gletscherstand September 1992.
1998	Orthophotos der Goldberggruppe, Nationalpark Hohe Tauern, Land Salzburg, 1998.
2003, 2009	Orthophotos der Goldberggruppe, Salzburger Geographisches Informationssystem (SAGIS), 2003 und 2009.
2006	Orthophotos der Goldberggruppe, Kärntner Geographisches Informationssystem (KAGIS), 2006.
Zusätzlich in situ Beobachtungen und Messungen von Mitarbeitern der ZAMG Wien.	

3.2 Digitale Geländemodelle (DGM) und Digitale Höhenmodelle (DHM)

3.2.1 Allgemeine Grundlagen

Digitale Geländemodelle (DGM) finden seit den 50er Jahren weit verbreitete Anwendung in den Geowissenschaften. Spätestens seit Google Earth¹, Microsofts Bing Maps² (früher Virtual Earth) oder NASA's World Wind³ sind digitale Höhenmodelle auch in den Privathaushalten für Darstellungszwecke verfügbar.

Der Begriff des digitalen Geländemodells (engl. Digital Terrain Model, DTM) wurde von Miller und Laflamme im Jahr 1958 geprägt, nachdem in den Vereinigten Staaten der 1950er Jahre vermehrt mathematische, numerische und digitale Techniken der Photogrammetrie zur Datensammlung im Straßenbau eingesetzt wurden (Li et al. 2005). Miller und Laflamme beschrieben die Entwicklung von den haptischen Geländemodellen der Militärs, Landschaftsarchitekten und Straßenplaner hin zu den mathematischen Repräsentationen und definierten digitale Geländemodelle wie folgt:

„The digital terrain model (DTM) is simply a statistical representation of the continuous surface of the ground by a large number of selected points with known X, Y, Z coordinates in an arbitrary coordinate field.“ (Miller und Laflamme 1958, in: Li et al. 2005:7)

Strobl definiert ein digitales Geländemodell als eine *„digitale Abb. von zu diskreten, homogenen Basiseinheiten aufgerasterten Abschnitten der Erdoberfläche, deren Eigenschaften durch die Ausprägungen morphographisch und topographisch bezogener Merkmale beschrieben werden“* (Strobl 1982).

Seit Miller und Laflamme den Terminus des digitalen Geländemodells einführten, fanden mehrere Bezeichnungen Eingang in den wissenschaftlichen Sprachgebrauch, wenn auch diese sehr oft synonym verwendet werden. Eine sehr häufige Bezeichnung ist jene des digitalen Höhenmodells DHM (engl. Digital Elevation Modell, DEM oder auch Digital Height Model). Hierbei handelt es sich um eine spezielle Form einer interpolierten, kontinuierlichen Oberfläche, die vornehmlich in Geographischen Informationssystem (GIS) zur Anwendung kommt (Burrough und McDonnell 1998). DGMs und DHM unterscheiden sich von digitalen Oberflächenmodellen DOMs (engl. Digital Surface Model, DSM) dadurch, dass sie die Erdoberfläche – bzw. einen Ausschnitt davon - ohne Vegetation oder Bebauung darstellen.

Der wesentliche Unterschied zwischen einem DGM und einem DHM ist die komplexere und umfassendere Bedeutung des Begriffes „Gelände“ (engl. „Terrain“), der neben der „Höhe“

¹ <http://www.google.com/earth/index.html>

² <http://www.microsoft.com/maps/>

³ <http://worldwind.arc.nasa.gov/java/>

(engl. „Elevation“) noch weitere geographische Elemente und natürliche Features wie Flüsse, Kämme, Bruchlinien, etc. in das Model miteinschließen versucht (Li et al. 2005). Zusätzlich muss ein DGM nicht rein auf das Attribut der Höhe beschränkt sein, sondern kann auch auf Daten wie Landnutzung und -besitz, Bodentyp, Bodentiefe, Bevölkerungsdichte etc. aufgebaut sein (Doyle 1978). Da für die Bestimmung von Eisdicken- und Volumenänderung von Gletschern das Attribut der Höhe im Mittelpunkt des Interesses liegt, wird in dieser Arbeit fortan der Begriff „DHM“ für digitales Höhenmodell verwendet.

Die Datenstruktur eines DHM kann entweder vektor- oder rasterbasiert sein. In einem vektoriellen DGM sind die geographischen Elemente in einem Koordinatensystem mit x-, y- und z – Vektoren gespeichert und in Form eines unregelmäßigen Netzes aus Dreiecken aufgebaut, sogenannten Triangulated Irregular Networks, kurz TINs (Rentsch et al. 1990). Die gebräuchlichste Form eines Höhenmodells ist aber jene der Höhenmatrix, einem regelmäßigem Raster (engl. grid, raster dataset), bei dem jedem Gridpunkt (Zelle) ein Höhenwert zugewiesen wird. Beide Formen sind in einem Geographischen Informationssystem (GIS) beliebig konvertierbar.

Die Vorteile des Rasters liegen in der einfachen und schnellen Berechnung von Hangneigung, Exposition, Schummerung, Höhenlinien oder der Abgrenzung von Einzugsgebieten von Abflusssystemen. Ein Nachteil ist beispielsweise die fehlende Fähigkeit des Modells, sich an sich ändernde Reliefkomplexität anzupassen, ohne die Zellgröße zu modifizieren. Dadurch entsteht, bei hoher Auflösung, in Gebieten mit gleichförmigem Terrain eine hohe Datenredundanz, was den Speicherbedarf des Rasters erhöht. (Burrough und McDonnell 1998)

Um die Redundanzen in der Höhenmatrix zu vermeiden, entwickelten Peucker et al. (1978) in den 1970er-Jahren das vektorbasierte TIN (Triangulated Irregular Network). Ein TIN ist eine kontinuierliche Oberfläche, bestehend aus Dreiecken, die, basierend auf einer Delaunay-Triangulierung aus unregelmäßig verteilten Höhenpunkten, miteinander zu einem Netz verbunden werden. So kann, im Gegensatz zu einem Raster-DHM, auch eine komplexe Oberfläche genau und ohne hohen Speicherbedarf erzeugt werden. Je stärker das Relief strukturiert ist, desto mehr Dreiecke werden erzeugt. Homogene Oberflächen wie Ebenen benötigen hingegen weniger Dreiecke, womit die Datenredundanz auf wenig komplexen Oberflächen weitgehend vermieden wird. (Burrough und McDonnell 1998; Tsai 1993)

3.2.2 Datenquellen zur DHM - Erzeugung

Die Möglichkeiten, digitale Höhenmodelle zu gewinnen, sind sehr vielfältig. Grundsätzlich kann man drei verschiedene Akquisitionsmethoden unterscheiden (Li et al. 2005):

- 1) Feldmessungen (terrestrische Vermessung) mit Theodolit, Nivelliergeräten und/oder GPS.
- 2) Photogrammetrische Methoden mit Stereobildpaaren (Luft- oder Satellitenbilder) und photogrammetrischen Instrumenten.
- 3) Digitalisieren der Höheninformation bereits bestehender topographischer Karten (Isohypsen und Punktinformation).

Für diese Arbeit stehen luftbildphotogrammetrisch erstellte sowie aus topographischem Kartenmaterial gewonnene Höhenmodelle (die ebenfalls photogrammetrischen generiert sind) im Mittelpunkt des Interesses. Autoren, die sich eingehend mit den Techniken der DHM-Erstellung aus Fernerkundungsdaten beschäftigten, sind zum Beispiel Pellikka und Rees (2010), Li et al. (2005), Burrough und McDonnell (1998) oder Campbell und Wynne (2011). Daher werden diese vielfältigen Fernerkundungsmethoden in diesem Kapitel nur überblicksmäßig dargestellt. Dem Airborne Laser Scanning wird ein eigenes Kapitel gewidmet, da das Referenzhöhenmodell (ALS DHM 2009) mit dieser Methode entstanden ist.

Tabelle 3-3 und Tabelle 3-4 verschaffen einen zusammenfassenden Überblick über die verschiedenen Möglichkeiten der DHM-Generierung. Für jede Methodik in Tabelle 3-3 werden Beispiele genannt, die maximal erreichbare Auflösung beschrieben, die Effizienz der Akquisition (Prozessdauer, Kosten) sowie der maximal abdeckbare Ausschnitt der Erdoberfläche dargestellt. Die Datengenauigkeit, die bei der Erstellung von Höhenmodellen erreicht werden kann, ist in Tabelle 3-4 zusammengestellt.

Tabelle 3-3 Unterschiedliche Akquisitionsmethoden zur DHM-Gewinnung
(Bolch 2006:Tab. 6; Li et al. 2005:Tab. 3.6; Pellikka und Rees 2010:Tab. 1.2)

Methodik	Beispiele	Max. Auflösung	Akquisitionsgeschw.	Kosten	Ausschnitt der Erdoberfläche
Terrestrische Vermessung	GPS, Nivelliergeräte, Theodolite	< 1 m	sehr langsam	hoch – sehr hoch	kleinräumig
Luftbild-Photogrammetrie	Luftbildpaar	abh. von Grundlage	schnell	relativ gering	mittel - großräumig
Weltraum-Photogrammetrie	ASTER, SPOT, Ikonos	Ikonos: 1 m SPOT: 10 m ASTER: 15 m	sehr schnell	gering	großräumig
Radargrammetrie	RadarSat	8 – 100 m	sehr schnell	gering	großräumig
Radar-Interferometrie (InSAR)	SRTM	30 – 90 m	sehr schnell	gering	großräumig
Radar-Altimetrie	ENVISAT, ERS-1, ERS-2	Ca. 25 m	-	-	großräumig
Laser-Altimetrie	LIDAR-Systeme	< 1 m	schnell	hoch	mittel - großräumig
Digitalisierung	Topographische Karten	abh. von Grundlage	langsam	niedrig	abh. von Grundlage

Tabelle 3-4 Vergleich der erreichbaren Genauigkeit unterschiedlicher Methoden der DHM-Gewinnung
(Li et al. 2005:Tab. 8.3)

Akquisitionsmethode	Erreichbare Datengenauigkeit
Terrestrische Vermessung	1 – 10 cm
Luftbild-Photogrammetrie	0.1 – 1m
Radargrammetrie	10 – 100 m
Radar-Interferometrie (InSAR)	5 – 20 m
Laser-Altimetrie	0.5 – 2 m
Digitalisierung von Isolinien	ca. 1/3 des Höhenlinienabstands

Die effektivste Art, digitale Höhenmodelle und topographische Karten zu produzieren, ist die Verwendung von Luftbildern. Li et al. (2005) schätzen, dass ca. 85% aller topographischen Kartenwerke mittels stereophotogrammetrisch bearbeiteter Luftbilder erstellt wurden. Mit an Satelliten befestigten photogrammetrischen Apparaturen, wurde es möglich, noch kleinere Maßstäbe der Erdoberfläche zu erfassen als mit der Luftbild-Photogrammetrie. Dabei unterscheidet man passive von aktiven Systemen. SPOT, ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) und das hochauflösende Ikonos sind passive Satellitensysteme. Ihre Sensoren senden keine eigenen elektromagnetischen Wellen aus, sondern empfangen die von der Oberfläche und ihren Objekten emittierte Strahlung. Passive optische Sensoren (z.B. Photographie) sind aber sensibel gegenüber Variationen in der

Solarstrahlung und somit in ihrem Einsatz durch Tageszeit und Wetter limitiert (Campbell und Wynne 2011).

Im Gegensatz zu den passiven Fernerkundungssystemen, generieren aktive Systeme ihre eigenen elektromagnetischen Wellen. Sie sind daher nicht durch äußere Bedingungen wie Wetter und Tageslicht limitiert. Geländecharakteristika können somit durch den Vergleich von gesendeter und empfangener Energie mit höherer Genauigkeit als es bei den passiven Fernerkundungssystemen, beurteilt werden. (Campbell und Wynne 2011)

Die aktiven Fernerkundungssysteme bestehen meist aus Sensoren, die den Mikrowellenbereich des elektromagnetischen Spektrums nutzen. Dabei handelt es sich um Radargeräte („Radio Detection and Ranging“). Bei der Radar- und Laseraltimetrie etwa, wird die Geländehöhe durch die Laufzeit zwischen der Aussendung des Impulses und des Eintreffens des berechnet (Bolch 2006).

Besonders weit verbreitet ist aber das seit den 1960er Jahren eingesetzte SAR-Verfahren (Synthetic Aperture Radar). Wie bereits erwähnt, handelt es sich um einen aktiven Sensor, der das reflektierte Echo von Objekten aufnimmt und die unterschiedliche Intensität des Signals in ein Graustufenbild umrechnet. Im Gegensatz zu den optischen und Infrarot – Sensoren sind Radarbilder von Umwelteinflüssen unabhängig. SAR-Bilder sind die Basis für die radargrammetrischen und radar-interferometrischen Techniken zur DHM-Erstellung.

Bei der Radargrammetrie kommt die gleiche Technik zur Anwendung, die auch in der Photogrammetrie eingesetzt wird. Aus zwei von der gleichen Seite, aber mit unterschiedlichen Einfallswinkeln aufgenommenen SAR-Bildern wird ein Stereomodell gebildet und die 3-D-Koordinaten der korrespondierenden Pixel im Überlappungsbereich bestimmt (Crosetto und Pérez Aragues 2000; Li et al. 2005).

In der Radar-Interferometrie (Interferometric SAR oder InSAR) werden zwei SAR-Bilder von leicht unterschiedlichen Positionen auf der gleichen Flugbahn des Satellit oder Space Shuttles aufgenommen. Da die Wellenlänge des ausgesendeten Signals bekannt ist, kann zum einen die Helligkeit des vom Terrain reflektierten Signals bestimmt werden, zum anderen aber auch Phasenverschiebungen zwischen den Wellenspitzen des gesendeten und des gestreuten Signals. Die Interaktion zwischen den Phasen bildet ein sogenanntes Interferogramm. Abbildung 3-1 zeigt die Bildung eines Interferogramms schematisch: Zwei Wellenformen, die in Phase sind, bilden in Kombination einen helleren Bildpunkt (Pixel). Befinden sich die Wellen nicht in Phase, bilden sie ein schwächeres Signal (dunkler Bildpunkt). Da der Sensor zwei Antennen besitzt, dessen unterschiedliche Positionen bekannt sind, können die Phasenunterschiede in unterschiedliche Geländehöhen umgerechnet werden (Abbildung 3-2). (Campbell und Wynne 2011)

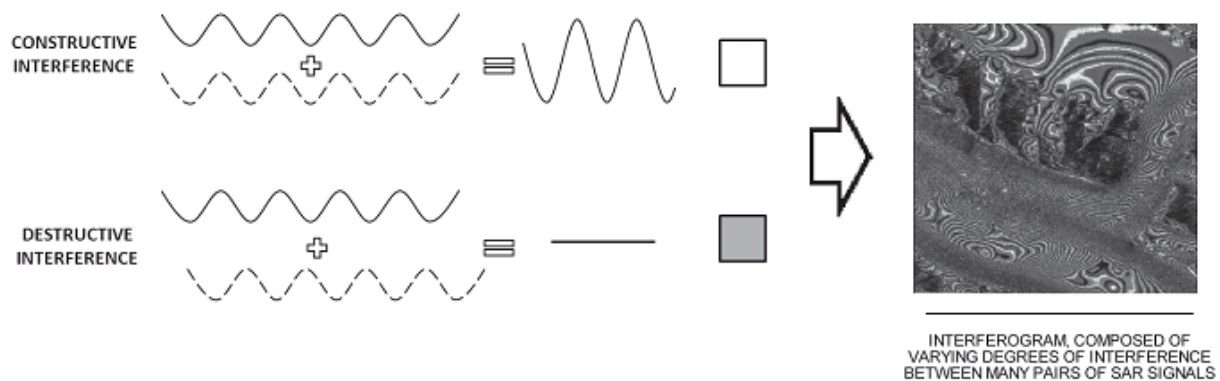


Abbildung 3-1 Konstruktive und Destruktive Interferenz - Interferogramm (Campbell und Wynne 2011:Abb. 7.25)

Unterschiedlich lange Zeitabstände zwischen den Aufnahmezeitpunkten der Bilder (temporal baseline) ermöglichen viele verschiedene Arten von wissenschaftlichen Analysen: Kurze baselines ermöglichen die Aufnahme sehr schneller Bewegungsmuster, wie zum Beispiel Ozeanwellen. Lange Zeitabstände eignen sich in der Glaziologie zum Beispiel für die Bestimmung von Fließgeschwindigkeiten von Gletschern. (Li et al. 2005; Pellikka und Rees 2010)

Die Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) der NASA im Februar 2000 ist die bekannteste Kampagne zur Erfassung eines globalen digitalen Höhenmodells mittels SAR-Interferometrie⁴. Der Datensatz deckt die Topographie der Erdoberfläche zu 80% zwischen 60° N und 56° S ab und steht in 90m-Auflösung für wissenschaftliche Zwecke zum Download zur Verfügung. Seit dem Frühjahr 2011 auch in 25m-Auflösung, jedoch nicht für alle Ausschnitte der Erdoberfläche. Der Download der Daten ist über einen WebClient des Deutschen Zentrums für Luft- und Raumfahrt (DLR) möglich.⁵

Weitere Informationen zu den Möglichkeiten der DHM-Generierung und den zu erwartenden Genauigkeiten der Methoden können Tabelle 3-3 und Tabelle 3-4 entnommen werden.

⁴ <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>

⁵ <https://centaurus.caf.dlr.de:8443/eoweb-ng/template/default/welcome/entryPage.vm>

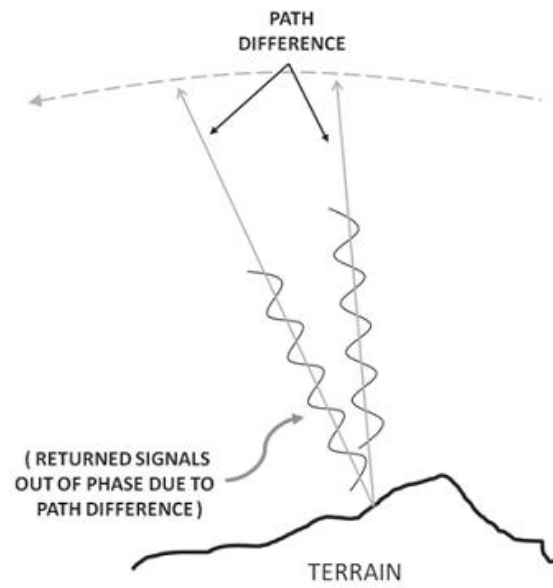


Abbildung 3-2 Phasenverschiebung aufgrund unterschiedlicher Pfadlängen zwischen Antenne und Terrain
(Quelle: Campbell und Wynne 2011:Abb. 7.27)

3.2.3 Stereophotogrammetrische DHMs: 1969, 1992 und 1998

In die Analyse der Gletscheränderungen an Goldbergkees und Kleinfleißkees fließen als Datengrundlage neben den Auswertungen analoger Höhenschichtlinien und dem Laserscan 2009 auch drei bereits in digitaler Form existierende Geländemodelle ein. Die stereophotogrammetrisch aufgenommenen DHMs der Jahre 1992 und 1998 wurden vom Institut für Photogrammetrie und Fernerkundung der TU Wien mit der Software SCOP++ ausgewertet.

Das Höhenmodell von 1969 wurde vom Österreichischen Gletscherinventar (AGI, Austrian Glacier Inventory) an der Universität Innsbruck zur Verfügung gestellt. Es wurde im Rahmen der 2. Inventarisierung 1998 aller österreichischen Gletscher zur Bestimmung der Zustandsänderungen über den Zeitverlauf produziert und hat eine Auflösung von 5 m. Das 1. Gletscherinventar wurde mit Luftbildaufnahmen aus dem Jahr 1969 erstellt und beinhaltet Informationen über 529 Gletscher Österreichs (Patzelt 1980). Kleinere Gletscher wurden mit Hilfe topographischer Karten in den Maßstäben 1:25.000 und 1:50.000 analysiert. Das Ergebnis waren Gletscherkarten aus analoger Stereophotogrammetrie in den entsprechenden Maßstäben. Sie beinhalten Informationen über Konturlinien, Höhenpunkte, Gletschergrenzen, Schneelinien und Moränen. Im Rahmen der Neuauswertung des 2. Gletscherinventars 1998 wurden für einige Gletschergruppen die Luftbilder neu ausgewertet. Für die Sonnblickgruppe wurden die bereits vorhandenen Schichtlinienpläne und Gletschergrenzen für 1969 digitalisiert und inventarisiert (Lambrecht und Kuhn 2007).

Das Höhenmodell für das Jahr 1998 wurde 2001 vom Institut für Photogrammetrie und Fernerkundung der TU Wien für das Gletschermonitoringprogramm im Sonnblickgebiet der ZAMG erstellt. Die Orthophotos basieren dabei auf einer Befliegung des Nationalparks Hohe Tauern im 8. – 9. August 1998. Im Zuge dieser Auswertung wurde mit Luftbildern einer 1992 durchgeführten Befliegung der Hohen Tauern ein zusätzliches DHM für den Sommer 1992 produziert. Beide Höhenmodelle stehen in einer räumlichen Auflösung von 10 m zur Verfügung (siehe Tabelle 3-1). Die Auswertung erfolgte mit der vom Institut für Photogrammetrie und Fernerkundung mitentwickelten Software SCOP++.

Die Entwicklung der (terrestrischen) Stereophotogrammetrie für die Kartenaufnahme geht auf die Erfindung des Stereokomparators 1901 durch Carl Pulfrich für die Firma Zeiss in Jena zurück. Artur Freiherr von Hübl, Hochgebirgstopograph des K & K – Militärs und Eduard von Orel jun. entwickelten in der Folge, in Zusammenarbeit mit der Fa. Zeiss den Stereoautographen, der es ermöglichte, aus den aufgenommenen Stereofotos direkt durch optisches Abtasten, Höhenschichtlinien zu zeichnen (Sonnblickverein 1911; Hübl 1912; Unger 2012). Diese Methode wurde 1909 zum ersten Mal am Goldbergkees (bzw. Goldberggletscher) getestet. Das Ergebnis, die „erste stereophotogrammetrische Aufnahme

eines Gletschers“ (Böhm et al. 2011:220) bildet den Ausgangspunkt der Auswertungen für diese Diplomarbeit.

Das Grundprinzip der Stereophotogrammetrie ist die Rekonstruktion eines dreidimensionalen Objekts aus sich überlappenden Bildpaaren (Stereobildpaar) um anschließend aus dem erzeugten Stereomodell drei-dimensionale Koordinaten der Objekte des Modells abzulesen. Abbildung 3-3 zeigt ein Beispiel eines Stereobildpaars. Der für die Rekonstruktion der 3-D-Objekte des Stereomodells notwendige Überlappungsbereich beträgt in der Luftbild-Photogrammetrie ca. 60% des Bildbereiches in Flugrichtung und 30% zwischen den Flugstreifen. Jedes Foto benötigt sechs Orientierungselemente: Jeweils ein Winkелеlement für die x-, y-, z-Achse und drei Translationen für die x, y, z-Werte in einem geodätischen Koordinatensystem. (Li et al. 2005)

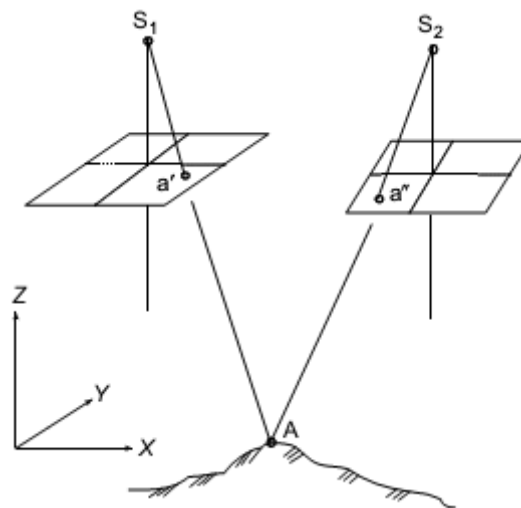


Abbildung 3-3 Bildung eines Stereomodells durch Projektion eines Stereo-Bildpaars (Quelle: Li et al. 2005:Abb. 3.5)

Die Auswertung erfolgt entweder in einem optischen Plotter, einem analytischen, heutzutage aber meist mit einem digital-photogrammetrischen System. Alle analogen Systeme bestehen aus zwei Projektoren, deren Position und Orientierung der für die Aufnahmen verwendeten Kamera entsprechen. Die Messung der 3-D-Punkte erfolgt dort, wo sich die durch die Projektoren projizierten Lichtstrahlen kreuzen. Der Maßstab des 3-D-Modells kann durch Verkürzen der Basislinie (= der Abstand zwischen den Projektoren) verkleinert werden.

Die sechs Orientierungselemente können entweder durch GPS-Empfänger oder durch die Messung von Kontrollpunkten jeweils am Boden und im Bild bestimmt werden. Während in der analytischen Photogrammetrie die Messung der Bildkoordinaten noch durch den Operateur erfolgte, werden in der digitalen Photogrammetrie die Punktkoordinaten über das sogenannte „image matching“ bestimmt. Durch die Speicherung der Daten in regelmäßigen Rastern, kann das Computersystem beim „image matching“ für Bildpunkte aus

dem linken Bild automatisch die korrespondierenden Punkte im rechten Bild bestimmen. (Li et al. 2005). In der Praxis jedoch, ist auch bei digitalen Systemen das manuelle Bestimmen von Punkten notwendig.

3.2.4 Airborne Laser Scanning: DHM 2009

Das digitale Höhenmodell 2009 wurde per Laserscan im Rahmen einer landesweiten Erfassung von Höhendaten der Salzburger Landesregierung erstellt. Die Auswertung der Daten zu einem DHM wurde vom Vermessungsbüro DI Wenger-Oehn ZT GmbH in Salzburg durchgeführt. Die Metadaten der eingesetzten Sensortechnologie und der Genauigkeit der Höhenwerte etc. stammen aus einer persönlichen Mitteilung des verantwortlichen Diplomingenieurs, Roland Würländer und sind Tabelle 3-5 am Ende dieses Kapitels zu entnehmen.

Das Airborne Laser Scanning (ALS) System, oft auch LIDAR (Light Detection And Ranging) System genannt, ist ein aktives Fernerkundungssystem. Die Entwicklung des Laserscan-Verfahren zur Erzeugung von digitalen Höhenmodellen begann in den 1970ern und 1980er mit einem NASA-System und anderen Versuchen in Kanada und den USA (Ackermann 1999). Ab Ende der 1980er wurde es mittels GPS möglich, die geometrische Genauigkeit des Systems drastisch zu steigern, wodurch das LIDAR-Verfahren in den letzten Jahren zur Standardmethode wurde, um a. A. topographische Daten im großmaßstäblichen Rahmen zu erfassen.

Das LIDAR-System ist ein Multi-Sensoren-System, bestehend aus drei Komponenten. Dem Laser Scanner, einem GPS-Receiver und der IMU (Inertiale Messeinheit – siehe Abbildung 3-4). Alle Komponenten sind zeitlich synchronisiert. Der Laser Scanner selbst besteht zum einen aus dem *laser range finder*, der die Laufzeit eines Laser Impulses (im IR-Bereich des elektromagnetischen Spektrums) vom Sensor der ALS-Einheit am Flugzeug zum reflektierenden Objekt am Boden und wieder zurück zum Sensor berechnet und zum anderen aus einem oszillierenden Spiegel, der den Laserstrahl rechtwinkelig (ca. $\pm 20^\circ$) zur Flugrichtung ablenkt. Damit wird erreicht, dass der Laserimpuls ein breiteres Feld am Boden im „Zick-Zack“ abtasten kann (Abbildung 3-4). Die Rate mit der der Laserimpuls auf die Erdoberfläche trifft kann bis zu 150 kHz betragen. Zusätzlich befindet sich an Bord des Flugzeuges ein differentieller GPS-Receiver, der die absolute Position (X, Y, Z) über Bodenstationen ermittelt. Die Inertiale Meßeinheit dient der Orientierung der Laser-Plattform, ausgedrückt durch die Winkel *roll* (Querneigung der Plattform), *pitch* (Längsneigung der Plattform) und *heading* (Flugrichtung, Azimuth). Die Messung dieser Winkel erfolgt in einer zeitlichen Auflösung (Frequenz) von bis zu 1 kHz. Der Flugpfad wird

aus einer kombinierten Analyse der GPS und IMU – Daten berechnet. Die Kalibrierung des Laser Scanners erfolgt über ein flaches Kalibrierungsziel am Boden, das vom Laser erfasst wird. Das Resultat der Laser Kampagne ist eine Punktwolke in einem definierten Koordinatensystem (meist UTM/WGS1984). Die Punktdichte hängt dabei von der Messfrequenz, der Fluggeschwindigkeit und –höhe, dem Scanstreifen und dem Grad der Überlappung zwischen den Streifen ab. (Geist und Stötter 2010)

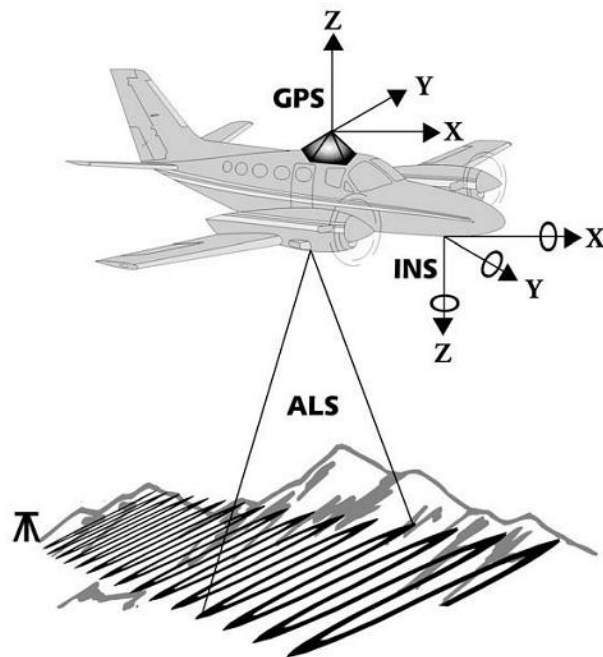


Abbildung 3-4 Komponenten des ALS-Systems und Datenakquisitionsgeometrie
(Quelle: Geist und Stötter 2010:Figure 10.1)

Die direkte Georeferenzierung der Punkte erfolgt dabei durch das GPS und die inertielle Messeinheit. Im Gegensatz dazu, erfolgt in der Stereophotogrammetrie die Georeferenzierung auf indirektem Weg durch das Messen von Passpunkten auf der Erdoberfläche wie auch den Luftbildern. Die erreichbare Genauigkeit von LIDAR-Daten kann, bei einer Auflösung von einem Meter, wenige Zentimeter betragen.

Die Punktwolke wird anschließend auf ein Raster interpoliert. Für die Interpolation des Validierungshöhenmodells („ALS DHM 2009“) der Goldberggruppe kam die Software „SCOP++ LIDAR“ der Firma Trimble inpho GmbH⁶ und des Instituts für Photogrammetrie und Fernerkundung der TU Wien⁷ zum Einsatz.

⁶ www.inpho.de

⁷ <http://www.ipf.tuwien.ac.at/>

3.2.5 LIDAR vs. Photogrammetrie – ALS DHM 2009 vs. DHM 1998

Die Vorteile der LIDAR Technologie gegenüber der herkömmlichen Stereophotogrammetrie sind vor allem im Hochgebirge gegeben. LIDAR besitzt von der Datenakquisition bis zur Generation des Höhenmodells einen sehr hohen Automatisierungsgrad, was einen positiven Effekt auf die Prozessierungskosten hat. Es sind Messungen mit einer sehr hohen Punktdichte und einer sehr hohen vertikalen Genauigkeit möglich (Geist und Stötter 2010). So weist das Laserscan DHM 2009 der Goldberggruppe eine Dichte von 1 Punkt pro m² und eine vertikale Genauigkeit von ± 5 cm in der Ursprungsprojektion UTM33/ETRS89 beziehungsweise ± 15 cm im Landeskoordinatensystem Bundesmeldenetz M31 (Schätzwert, Würländer 2012, pers. Mitteilung). Weitere technische Angaben zur Laser-Befliegung der Goldberggruppe 2009 sind in Tabelle 3-5 zusammengefasst.

Die Tatsache, dass LIDAR ein aktives System ist, ermöglicht auch die Aufnahme während schlechter Wetterbedingungen oder Wolkenbedeckung, auf schwach texturierten Flächen wie Schneeflächen oder von abgeschatteten Bereichen. Gerade für glaziologische Fragestellungen, wenn zum Beispiel besonderes Interesse an maximaler Ablation zur Bestimmung der geodätischen Massenbilanz besteht, ist es wichtig, die Befliegung an einem bestimmten Zeitpunkt zum Ende des hydrologischen Haushaltsjahres durchzuführen. Würländer et al. (2004) verglichen im Rahmen des OMEGA-Projekts (Operational Monitoring System for European Glacier Areas) der Europäischen Kommission ein mit einem Laserscan erfasstes und ein photogrammetrisch abgeleitetes Höhenmodell am Vernagtferner in Tirol hinsichtlich ökonomischer Effizienz und Genauigkeit. Sie kamen zu dem Schluss, dass die Vorteile des Laserscans dort liegen, wo bestimmte Faktoren die Photogrammetrie im Hochgebirge limitieren. Nämlich...

- das steile und gekrümmte Terrain,
- nicht sichtbare Regionen in einem oder mehreren Orthophotos,
- raue Oberflächen wie Stein, Fels oder mit Spalten durchdrungene Gletscherflächen
- und schwach texturierte Oberflächen durch Schattenwurf oder Schneebedeckung (Würländer et al. 2004)

Abbildung 3-5 zeigt einen Vergleich zweier Höhenmodelle der Goldberggruppe, die in der vorliegenden Arbeit verwendet werden. Zu sehen ist ein Ausschnitt, westlich des Terminus des Kleinfleißkees in Kärnten mit einer markanten Moräne in der Bildmitte. Das erste Bild zeigt die hohe Detailgenauigkeit des ALS-Scans mit einer Auflösung von 1 m. Im zweiten Bild wurde das Höhenmodell auf 10 m Auflösung bilinear interpoliert. Dieses Höhenmodell bildet das Referenzhöhenmodell für die Validierung der restlichen Höhenmodelle. Das dritte Bild

ist das photogrammetrisch erstellte Höhenmodell von 1998, ebenfalls in 10 m Auflösung. Der Vergleich zeigt deutlich, dass das LIDAR Höhenmodell auch in der gröberen Auflösung von 10 m eine viel höhere Detailgenauigkeit aufweist als das 1998er Höhenmodell.

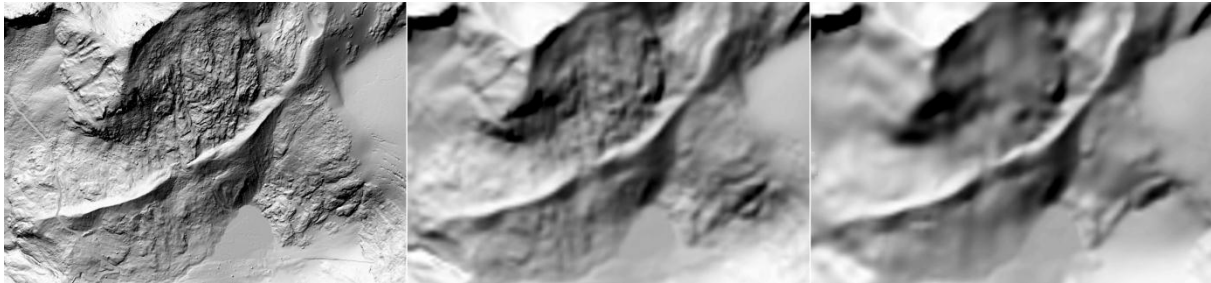


Abbildung 3-5 Laser Scan (1m Res.), Laser Scan (10m Res.), Photogramm. DHM 1998 (10m) – v. li. n. re

Tabelle 3-5 Zusammenfassung der technischen Spezifikationen der LIDAR-Kampagne 2009 der Goldberggruppe (Würländer 2012, pers. Mitteilung)

Sensor	Leica ALS 50
Wellenlänge	1064 nm
Scanwinkel	22° (± 11°)
Laser Puls Rate (Messhäufigkeit)	56 kHz
Punktdichte	1 Punkt/m ²
Mittlere Genauigkeit UTM33/ETRS89	ca. 10 cm horizontal, ca. 5cm vertikal
Mittlere Genauigkeit Landesvermessung BMN 31	< 20cm horizontal, 15 cm vertikal (Schätzwert, nicht nachweisbar)
Geländemodellfilterung & Interpolation	SCOP++ LIDAR
Räumliche Auflösung	1m
Aufnahmedaten	Juli + Aug 2009 (DHM mosaikiert)

3.3 Topographische Grundlagen: 1909, 1931, 1953 und 1979

Um die Zeitreihe der Volumenänderungen von Goldbergkees und Kleinfleißkees erstellen zu können, mussten neben den bereits vorhandenen Höhenmodellen zusätzlich aus vier analogen Kartenvorlagen die Höhenlinien digitalisiert und daraus DHM interpoliert werden.

3.3.1 Kartengrundlagen 1953 und 1979

Für die Jahre 1953 und 1979 standen Höhenschichtenpläne aus stereophotogrammetrischen Aufnahmen, die vom Institut für Photogrammetrie und Fernerkundung an der TU Wien erstellt wurden, zur Verfügung. Die photogrammetrischen Arbeiten fanden zwischen 1981 und 1983 statt.

Es wurden 2 Bildflüge aus dem Bestand des Archivs des Bundesamts für Eich- und Vermessungswesen ausgewertet:

- „Waldstandsflug“ 1953, Bildformat 18 x 18 cm, Kammerkonstante 21 cm, Bildmaßstab $\sim 1:10.000$, 4 Modelle
- „Flug Nationalpark Hohe Tauern“ 1979, Bildformat 23 x 23 cm, Kammerkonstante 15 cm, Bildmaßstab $\sim 1:30.000$, 3 Modelle

Die Passpunkte für die Orientierung wurden nicht geodätisch, sondern kartometrisch bestimmt. Für das Gebiet der Goldbergkees und Kleinfleißkees wurde die Alpenvereinskarte „Sonnblick“ im Maßstab 1:25.000 für die Herleitung der Passpunktkoordinaten verwendet (Böhm et al. 1984). Der mittlere Höhenfehler für das Bildmaterial 1979 betrug ± 1.9 m für das Goldbergkees und ± 2.1 m für das Kleinfleißkees. Für das Jahr 1953 lag der mittlere Höhenfehler um ± 2 m (Böhm et al. 1984).

Die Ausgabe der Höhenschichtpläne erfolgte auf Transparenzpapier im Maßstab 1:5000 mit einer Äquidistanz von 10 m.



Abbildung 3-6 Höhenschichtpläne 1979 und 1953, Maßstab 1:5.000 (Quelle: Stereophotogrammetrische Höhenschichtpläne, Institut für Photogrammetrie und Fernerkundung, Technische Universität Wien, 1981)

3.3.3 Kartengrundlage 1909

Die topographische Grundlage für das Höhenmodell 1909 ist von ganz besonderer historischer Bedeutung für die Gletscherforschung. Die Karte „Das Gebiet des Goldberggletschers in der Rauris“, gezeichnet von Karl Wollen im August 1909 war ein Meilenstein in der Entwicklung der Kartographie und alpinen Glaziologie. Es war das erste Mal, dass eine vollkommen neue Methode – die terrestrische Stereophotogrammetrie – eingesetzt wurde, um einen alpinen Gletscher in bis dato unerreichter Geschwindigkeit und Genauigkeit zu kartieren (Böhm et al. 2011).

Das Goldbergkees - damals noch Vogelmeier-Ochsen-Kaar-Kees oder Goldberggletscher genannt - war aufgrund des nahegelegenen, 1886 erbauten, meteorologischen Observatoriums am Hohen Sonnblick (3105 m) schon sehr früh Ziel wissenschaftlicher Forschung. Der Auftrag, eine genaue Vermessung des Gletschers durchzuführen, kam vom Sonnblickverein. Die kaiserliche Akademie der Wissenschaften in Wien beschloss im April 1904, die Kartierung des Goldbergkees im Maßstab 1:10.000 zu finanzieren. Die Zusammenhänge der Gletscher – Klima – Beziehungen war schon damals von Interesse, denn als Ziel der Finanzierung wurde von der Akademie, die *„Erforschung des Einflusses der klimatischen Verhältnisse auf die Veränderungen der Gletscher des Goldberggebietes“* (Sonnblickverein 1911:1).

Mit der Erstellung der Karte wurde Generalmajor Artur Freiherr von Hübl vom k. u. k. Militärgeographischen Instituts betraut, der seit seiner photogrammetrischen Aufnahme des Karl-Eisfeldes im Dachsteingebiet 1899/1900 bereits einen sehr guten Ruf hatte. Ursprünglich war auch für das Goldbergkees ein messtisch-photogrammetrisches Verfahren geplant. Hübl und Eduard von Orel jun. waren zu dieser Zeit aber schon damit beschäftigt, die von Dr. Carl Pulfrich 1901 für die Firma Carl Zeiss in Jena entwickelte stereoskopische Messmethode für die Terrainaufnahme weiterzuentwickeln. Im Sommer 1909 war die neue Methode schließlich soweit, um am Goldberggletscher angewandt zu werden.

Die trigonometrischen Kontrollpunkte für die Aufnahme wurden bereits 1906 im Rahmen der vom k. u. k. Militärgeographischen Institut ausgeführten Triangulierung II. und III. Ordnung festgelegt. Bei dieser Triangulierung wurde schon die später beabsichtigte Vermessung des Goldbergkees berücksichtigt und um den Gletscher ein dichteres Festpunktnetz als üblich gezogen. (Hübl 1912)

Insgesamt wurde der Goldberggletscher von 10 Aufnahmepunkten aus aufgenommen. Pro Punkt wurden zwei Kamerapunkte an den Endpunkten einer relativ kurzen Basis errichtet. Die linke Kamerastation bildete den eigentlichen Standpunkt. Sie wurde durch Winkelmessungen von den trigonometrischen Festpunkten festgelegt und war das

Hauptbild. Am rechten Endpunkt der Basislinie entstand das stereoskopische Hilfsbild. Die Länge der Basislinie betrug zwischen 30 und 150 m. Der für die stereophotogrammetrische Aufnahme wichtigste Kamerapunkt wurde auf einem ca. 2800 m hohen Rücken zwischen Neunerkogel und Herzog-Ernst (siehe Standpunkt II, Abbildung 3-8 und Abbildung 3-9) eingerichtet.

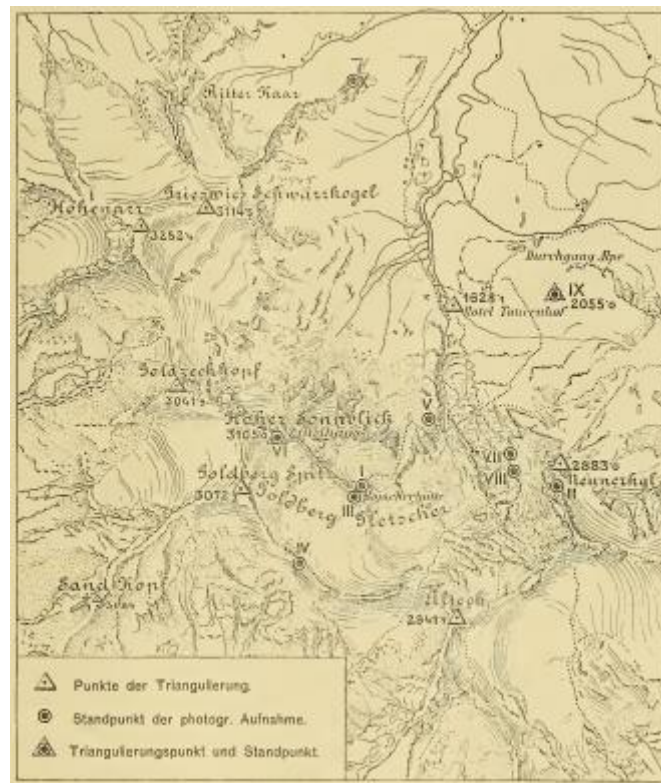


Abbildung 3-8 Photogrammetrische Aufnahmepunkte und Triangulierungspunkte, Goldberggletscher 1909
(Quelle: Hübl 1912, Abb. S 155)

Das Zittelhaus am Hohen Sonnblick (3105 m) diente als Kontrollpunkt für das gesamte Aufnahmegebiet, von dem aus drei in einem Winkel von 45° anschließende Fotos aufgenommen wurden. So hatte man die Möglichkeit, Strahlen nach allen in den Bildern sichtbaren Punkten zu ziehen und so ihre Lage zu überprüfen.

Zur Konstruktion der Karte wurde zunächst Papier über eine Glasplatte gespannt und auf dieses zuerst die Triangulierungspunkte und dann über Winkelmessungen die Kamerapunkte I-X aufgetragen. Anschließend wurden Lage und Höhe von 50, in den Bildpaaren eindeutig identifizierbaren Terrainpunkten wie „beim photographischen Messtischverfahren durch Rayonieren und Schneiden“ (Hübl 1912:158) ermittelt. Danach wurden im Stereokomparator von ca. 1200 Terrainpunkten, die Abszisse und Ordinate im linken Bild und die Abszissendifferenz beider Bilder (Parallaxe) bestimmt und die horizontale Lage des jeweiligen Punktes und seine Höhe über dem Horizont des linken Bildes berechnet. Aus den

Differenzen, die sich bei der Lagebestimmung gleicher Terrainpunkte von verschiedenen Standpunkten aus ergaben, wurde ein mittlerer Lagefehler von ± 3 m errechnet. Der Höhenfehler der Punkte wurde mit ± 0.3 m beziffert. Der Schichtlinienabstand wurde am Gletscher mit 20 m festgelegt und in den felsigen Gebieten mit 100 m. In den sanft geböschten Teilen der Karte wurden zusätzlich 10 m Höhenlinien eingefügt.

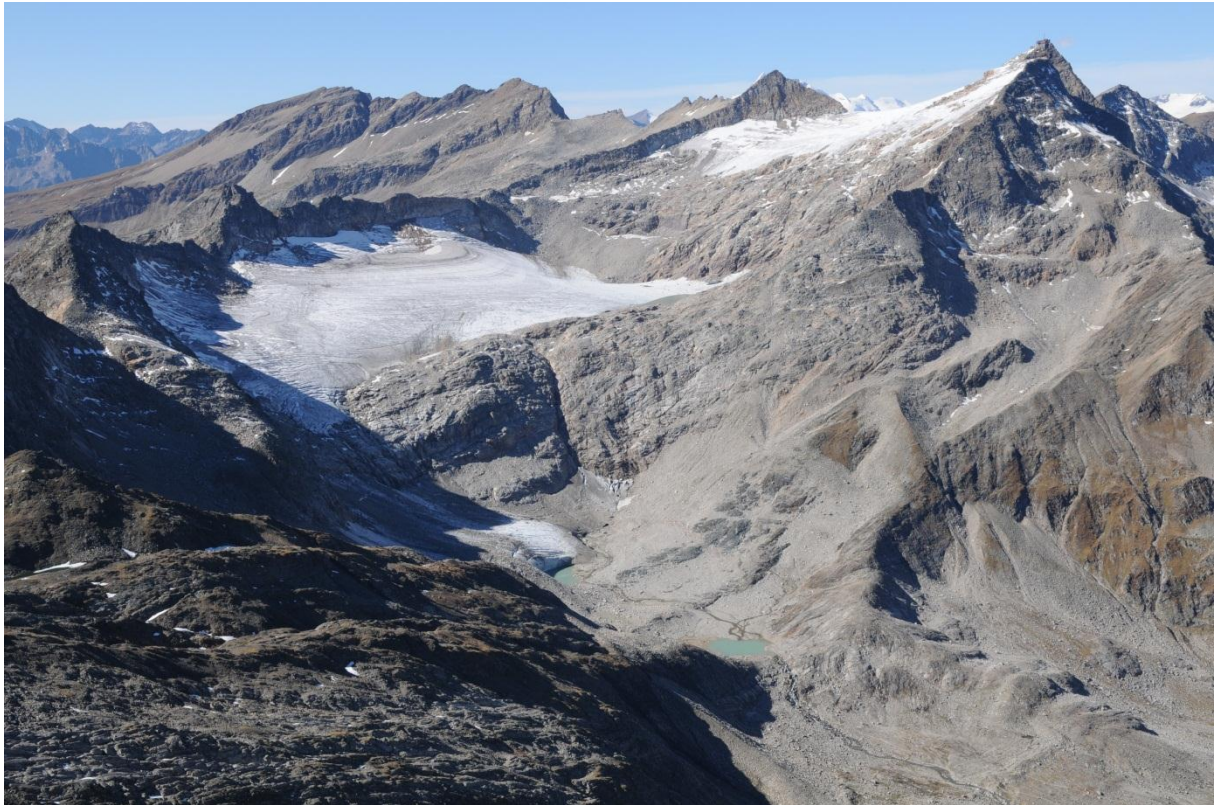


Abbildung 3-9 Goldbergkees und Sonnblick (3105) vom Herzog Ernst Gipfel gesehen (Foto: R. Böhm†, 06.10.2012)

Wie in Abbildung 3-10 zu sehen ist, wurde auch auf eine malerische Wirkung der Karte Wert gelegt, die „an den Anblick der natürlichen Felslandschaft“ (Hübl 1912) erinnern soll. Die Karte „Das Gebiet des Goldberggletschers in der Rauris“ ist somit nicht nur ein historisches „kleines Kunstwerk“ (Böhm et al. 2011:220) sondern auch die Geburtsstunde der terrestrischen Stereophotogrammetrie und über viele Jahrzehnte die genaueste Grundlage für glaziologische Studien am Goldbergkees (Unger 2012).



Abbildung 3-10 Stereophotogrammetrische Aufnahme des Goldbergkees
(Quelle: Sonnblickverein 1911, bearbeitet von Bernhard Hynek)

4 Methodische Konzeption

4.1 Workflow

Nachdem im vorangegangenen Kapitel die Ausgangsdaten und ihre Akquisitionsmethoden beschrieben wurden, steht in diesem Abschnitt die methodische Durchführung dieser Arbeit im Mittelpunkt. Um aus den Kartengrundlagen Höhemodelle generieren und miteinander vergleichen bzw. mittels eines Referenzmodells validieren zu können und in der Folge aus den Höhendifferenzen Eisdickenänderungen innerhalb der Gletscherflächen berechnen zu können, bedarf es mehrerer Arbeitsschritte, die im Folgenden kurz dargestellt sind:

Die Methoden reichen vom Scannen und der Georeferenzierung des Kartenmaterials über die Digitalisierung der Höhenlinien bis zur Interpolation der Isolinien zu einem Digitalen Höhenmodell. Vier verschiedene Interpolationsmethoden werden anhand der Kartengrundlage von 1979 getestet und qualitativ-visuell bzw. quantitativ-statistisch mit dem Datensatz der höchsten Güte, dem Höhenmodell 2009 (Referenzhöhenmodell) verglichen. Die weiteren Höhenmodelle aus topographischen Grundlagen (1909, 1931, 1953) wurden schließlich mit dem geeignetsten Verfahren interpoliert. Anschließend wurde bei den vorhandenen photogrammetrisch abgeleiteten Höhenmodellen (1992 und 1998) ein Verfahren zur Co-Registrierung von Höhenmodellen gleichen Ausschnitts, die nicht exakt lageident sind, durchgeführt. Es wurden die stabilen Terrainbereiche der Höhenmodelle dazu verwendet, um ihre relativen Genauigkeiten und Unsicherheiten bezüglich des Referenzmodells 2009 (durch Subtraktion) zu bestimmen.

Die errechneten Unsicherheiten der Höhenabweichung mit dem Referenzmodell am festen Gestein (stabiles Terrain) werden als Maß für die Unsicherheiten in der Abschätzung der Eisdicken- und Volumenänderungen eingesetzt. Die Formeln zur Berechnung der Eisdicken und Gletschervolumina und ihre Unsicherheiten (RMSE) sind ebenso diesem Kapitel zu entnehmen wie Erklärungen zur Homogenisierung der Gletscherflächen.

Alle Auswertungen wurden in ESRI® ArcMap™ 10.0 durchgeführt. Der Großteil der Prozesse (Interpolation, Berechnungen der Unsicherheiten, Eisdicken, Volumina etc.) wurde in Python 2.6 unter Verwendung des „Spatial Analyst Moduls“ und des „3D-Analyst“ programmiert. Dies garantiert eine Nachvollziehbarkeit Arbeitsschritte und die Reproduzierbarkeit der Ergebnisse. Die Python-Codes befinden sich im Anhang dieser Diplomarbeit. Die Berechnungen zur Fehlerfortpflanzung der DHM-Unsicherheiten und die Co-Registrierung wurden in Microsoft Excel durchgeführt.

Zu Beginn des methodischen Teils werden die notwendige Homogenisierung der bereits digitalisierten Gletschergrenzen sowie korrektive Maßnahmen am Referenzhöhenmodell, dem LIDAR-DHM 2009 erläutert.

4.2 Gletschergrenzen: Detektion und Homogenisierung

Die Shapefiles der Gletscherflächen für Goldbergkees und Kleinfleißkees waren zum Großteil an der ZAMG, Abteilung Klimaforschung-Klimafolgen vorhanden und wurden im Vorfeld dieser Arbeit in ein neues GIS-Datenbanksystem integriert. Gänzlich neu digitalisiert werden mussten Jahre 1953, 1979 und 1992. Die Digitalisierung 1992 wurde anhand der Orthophotos vom Sommer desselben Jahres durchgeführt. Für die Jahre 1953 und 1979 wurden die Grenzen aus den Gletschervergleichskarten von Böhm und Petritsch (1984) digitalisiert (siehe Abbildung 4-1). Diese Karten beinhalten Gletschervergleiche (Fläche, Höhenänderungen) an Goldbergkees und Kleinfleißkees für drei Zeitperioden: 1931-1953, 1953-1969 und 1969-1979 (Böhm und Petritsch 1984). In jeder Karte sind jeweils die Grenzen der beiden Jahre eingezeichnet (siehe Abbildung 4-1).

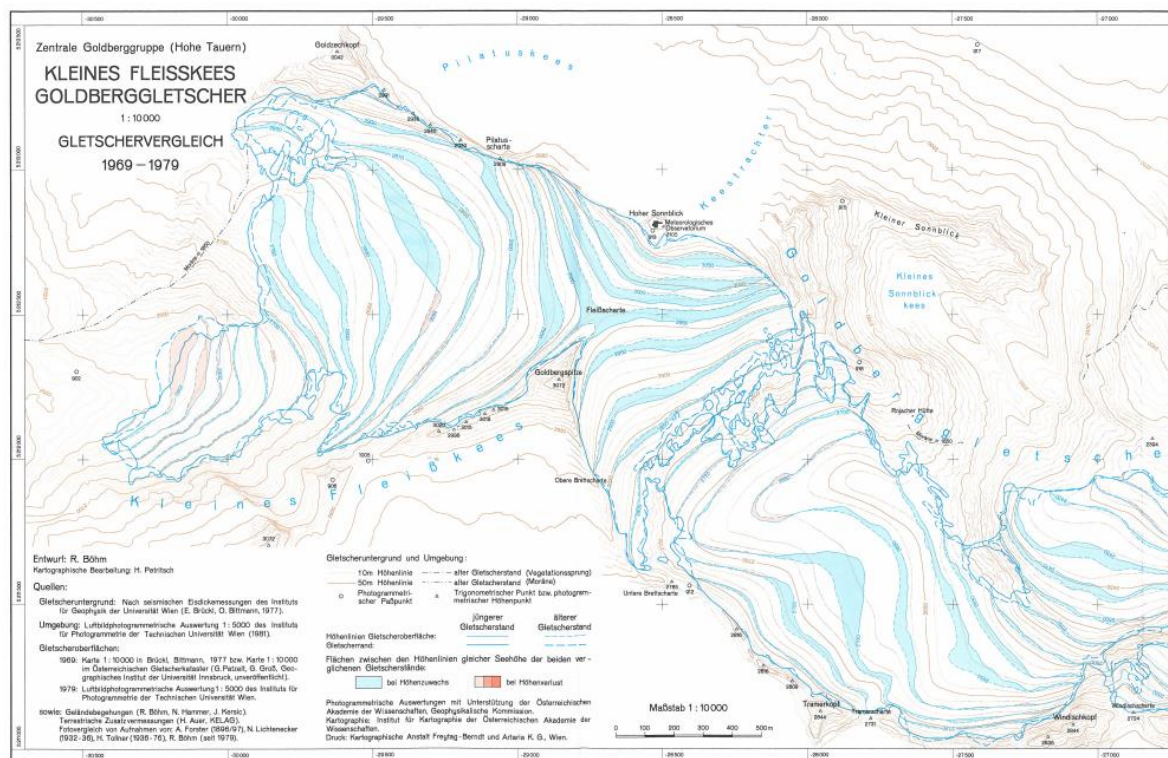


Abbildung 4-1 Ausschnitt der Gletschervergleichskarte 1969-1979 (Quelle: Böhm und Petritsch 1984)

Die Überprüfung der bereits vorhandenen Shapefiles ergab einige Inkonsistenzen in den Gletschergrenzen. Dies äußerte sich zum Beispiel dadurch, dass in Zungen- oder Randbereichen teilweise positive Flächenänderungen auftraten. Das sind allesamt Bereiche, in denen keine Flächenzuwächse – mit Ausnahme der Vorstoß-Periode 1969-1979 – zu erwarten waren. Außerdem konnten in den oben erwähnten Vergleichskarten einige Fehler aufgedeckt werden. Zum Beispiel hatte die Gletschergrenze aus dem Jahre 1953 in den

Vergleichskarten 1931-1953 und 1953-1969 abschnittsweise nicht den identen Verlauf oder folgte der Grenze von 1969. Dadurch ließ sich der exakte Verlauf der Grenze 1953 nicht mehr zuverlässig rekonstruieren und musste plausibel geschätzt werden. Viele Ungenauigkeiten in den Gletscherabgrenzungen entstanden sicherlich auch durch die Vielzahl an verschiedenen Personen, die im Laufe der Jahre mit der Digitalisierung beschäftigt waren. Es muss aber auch festgestellt werden, dass die genaue Bestimmung von Gletscherabgrenzungen ein sehr schwieriges Unterfangen ist. Bei der Digitalisierung von Karten verlässt man sich auf deren Genauigkeit und auch bei der Detektion in Orthophotos lässt sich nicht immer beurteilen, ob eine Fläche Gletscher, Firn oder ein schuttbedeckter Teil ist. Ist für den gleichen Zeitpunkt ein digitales Höhenmodell in genügender Auflösung vorhanden, können anhand der Rauigkeit oder Glättung einer beleuchteten Schummerungsdarstellung (Hillshade), der Gletscher und schuttbedeckte Teile davon, abgegrenzt werden. Allerdings sind solche Daten nur in den seltensten Fällen vorhanden. In der Definition des Österreichischen Gletscherinventars von 1969, werden deshalb Gletscher unter hydrologischen Aspekten entlang von Wasserscheiden getrennt (im Fall von Goldbergkees und Kleinfleißkees der Alpenhauptkamm) und angrenzende Schnee- und Firnflächen zur Gletscherfläche dazugezählt, falls keine sichere Annahme getroffen wird, ob sie Eis oder Gestein/Schutt bedecken (Lambrecht und Kuhn 2007).

Unter diesen Gesichtspunkten wurden alle Gletscherflächen der Jahre 1909, 1931, 1953, 1969, 1979, 1992, 1998, 2003, 2006 und 2009 hinsichtlich ihrer Konsistenz überprüft und gegebenenfalls homogenisiert. Dabei wurde auf folgende Kriterien besonders geachtet:

- Gletschergrenzen in Bereichen mit wenig bis keinen zu erwartenden Änderungen (steile Nordhänge, größere Höhenstufen, Akkumulationsbereiche) wurden über die Jahre auf einen konstanten Verlauf gebracht
- Bereich, von denen gesichert ist, dass sie außerhalb des Gletschers liegen und keine schuttbedeckten Teile darstellen, wurden abgegrenzt
- Anpassung der Abgrenzung zwischen den beiden Gletschern an den Alpenhauptkamm

Unter Einhaltung dieser Kriterien wurde erstmals eine bestmöglich homogenisierte Zeitreihe der Flächenänderung an Goldbergkees und Kleinfleißkees erstellt. Jedoch muss festgehalten werden, dass die Grenzziehungen oft nur subjektiv festzulegen sind und auf zum Teil Erfahrungen aus Feldbegehungen beruhen und in der Folge gewisse fehlerhafte Einschätzungen auch weiterhin nicht auszuschließen sind.

4.3 Referenz-DHM: Das Problem unterschiedlicher Flugdaten

Oftmals finden Befliegungen, vor allem wenn sie ein größeres Gebiet abdecken sollen, nicht an einem Tag, sondern an mehreren Tagen statt. So setzt sich das LIDAR DHM 2009 aus zwei verschiedenen Befliegungszeitpunkten zusammen. Die erste Befliegung fand am 19.8.2009 (Abbildung 4-2, rote Maske) statt und die zweite erst ein Monat später am 27.09. (Abbildung 4-2, blaue Maske). Das Höhenmodell wurde schließlich aus Auswertungen dieser beiden Termine mosaikiert. Dies kann allerdings vor allem im Hochgebirge zu unterschiedlichen Oberflächenhöhen führen. Und zwar dann, wenn – wie zu dieser Jahreszeit durchaus nicht ungewöhnlich – eine größere Neuschneemenge den Gletscher und das Umland nur zu einem der beiden Zeitpunkte bedeckt.

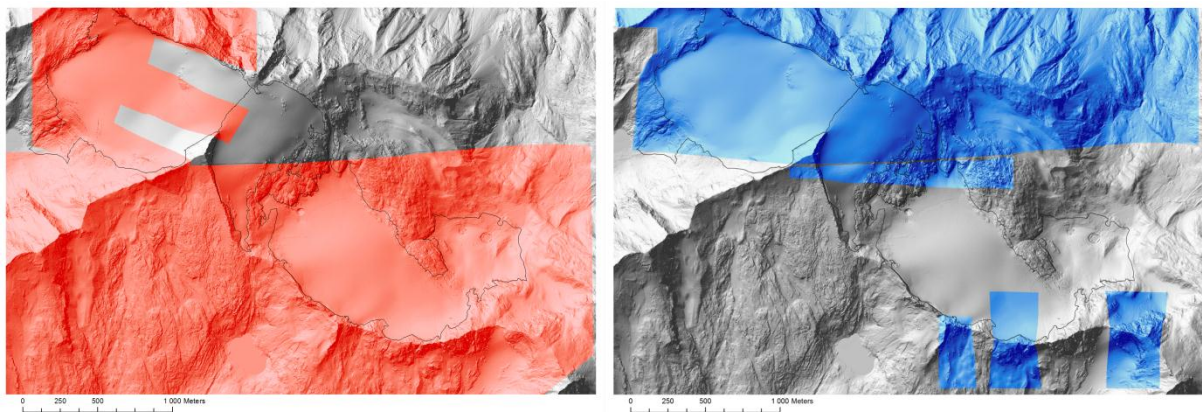


Abbildung 4-2 Verschiedene Befliegungszeitpunkte der LIDAR Kampagne 2009 im Bereich Sonnblick. Rot: Befliegung am 19.08.2009; Blau: Befliegung am: 27.09.2009

Abbildung 4-3 zeigt die durch Neuschnee bedingten Höhenabweichen der beiden originalen Höhenmodelle in den Überlappungsbereichen. Um diese Abweichungen zu korrigieren, wurde die mittlere Differenz der beiden Höhenmodelle in den überlappenden Bereichen berechnet und vom Höhenmodell mit der höheren Schneeeauflage subtrahiert.

Eine genaue Untersuchung der Metainformation der Datengrundlagen wird daher für zukünftige Untersuchungen dieser Art dringend empfohlen.

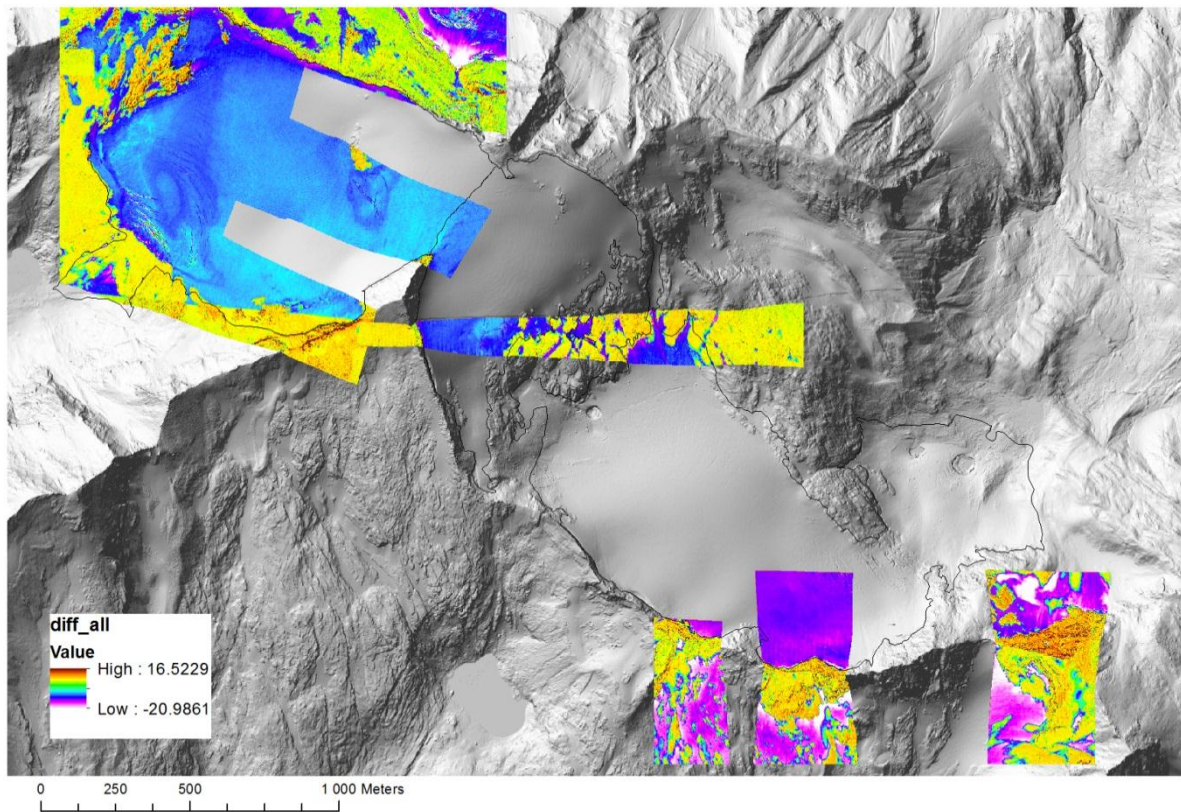


Abbildung 4-3 Höhenabweichung des LIDAR DHM 2009 durch verschiedene Befliegungsdaten (Abweichung in cm)

4.4 Digitale Höhenmodelle aus topographischen Karten

In diesem Unterkapitel werden die Arbeitsschritte erläutert, die gesetzt werden müssen, um aus den analogen topographischen Kartengrundlagen digitale Höhenmodelle zu gewinnen. Es sind vier Arbeitsschritte notwendig: Scannen und Georeferenzieren der Karten, Digitalisierung, das Testen von verschiedenen Interpolationsverfahren und die Auswahl eines der Getesteten, basierend auf visuellen und statistischen Kriterien.

4.4.1 Scannen, Georeferenzierung, Digitalisierung der topographischen Karten

Die topographischen Karten 1909 sowie die Höhengichtenpläne von 1953 und 1979 existierten bis dato nur in analoger Form im ZAMG – Archiv. Die Österreichische Karte 1:25.000 von 1931 war in der Kartensammlung am Institut für Geographie und Regionalforschung (IfGR) der Universität Wien archiviert.

Die Kartengrundlagen wurden mit einem Großformatscanner am IfGR und in einer Auflösung von 300 x 300 DPI farbgescannt.

Die Karten wurden in ArcGIS 10.0 über das jeweils aufgedruckte Koordinatengitter georeferenziert. Da sich das Goldbergkees in der ÖK25 aus dem Jahre 1931 auf zwei Kartenblätter ohne Überlappungsbereich aufteilt, mussten erst beide Karten einzeln georeferenziert werden. Es zeigte sich, dass die Karten etwas unterschiedlich im Koordinatensystem lagen. Zwar wurden die Karten nach der Georeferenzierung möglichst passgenau mosaikiert, doch konnte dieser Fehler nicht zur Gänze bereinigt werden (siehe RMSE in der Tabelle 4-1).

Die horizontalen Abweichungen waren bezüglich des Laserscan und der Orthophotos beträchtlich. So war die Österreichische Karte ÖK 25 von 1931 um ca. 55 m nach Osten und um ca. 49 m nach Norden verschoben. Abbildung 4-4 zeigt die Lageungenauigkeit im Bereich der Goldbergspitze am Alpenhauptkamm, südlich der beiden Gletscher im linken Bild und im rechten die Anpassung nach einer vorläufigen manuellen Korrektur in ArcGIS. Die Karte ist mit dem Hillshade des DHM 2009 unterliegt. Der rote Pfeil symbolisiert den Verschiebungsvektor.

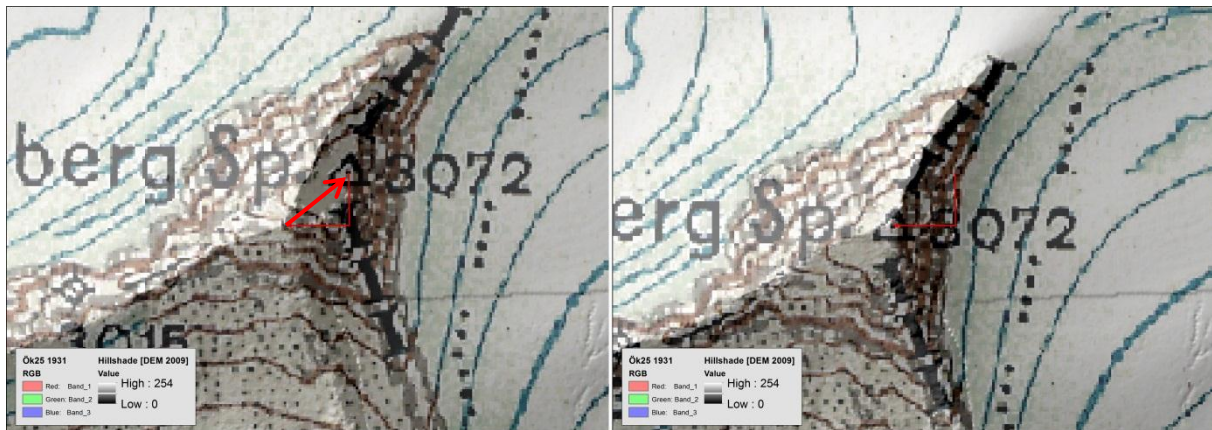


Abbildung 4-4 Lageungenauigkeit der Ök25 1931: Vor Verschiebung (li.) und nach Verschiebung (re.)

Ähnliches gilt für die Schichtlinienpläne für die Jahre 1953 und 1979. Beide wiesen eine Abweichung entlang der x-Achse um ca. 6.5 m und entlang der y-Achse um ca. 34.5 m auf. Diesmal jedoch Richtung Westen und Süden (Abbildung 4-5 und Abbildung 4-6). Die Abbildung zeigen wieder die Abweichungen im Bereich der Goldbergspitze. Im Hintergrund ist das Hillshade 2009 zu erkennen. Der rote Pfeil symbolisiert den Verschiebungsvektor.

Der Grund liegt möglicherweise in der kartometrischen Orientierung der Luftbilder nach der Alpenvereinskarte „Sonnblick“, deren Ungenauigkeiten in der Folge für die Zeichnung der Höhenlinien übernommen wurden (siehe Kapitel 3.3.1).

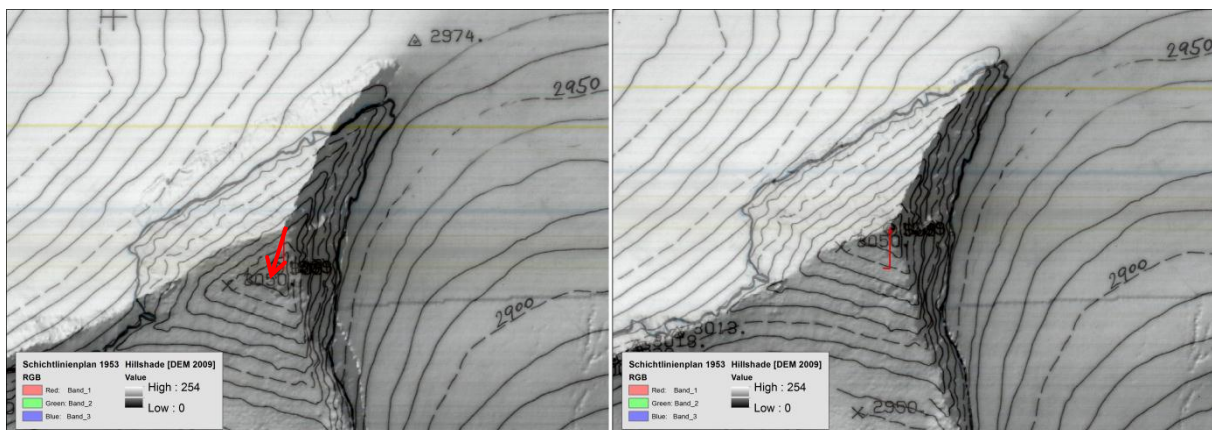


Abbildung 4-5 Lageungenauigkeit der stereophotogrammetrischen Aufnahme 1953: Vor Verschiebung (li.) und nach Verschiebung (re.)

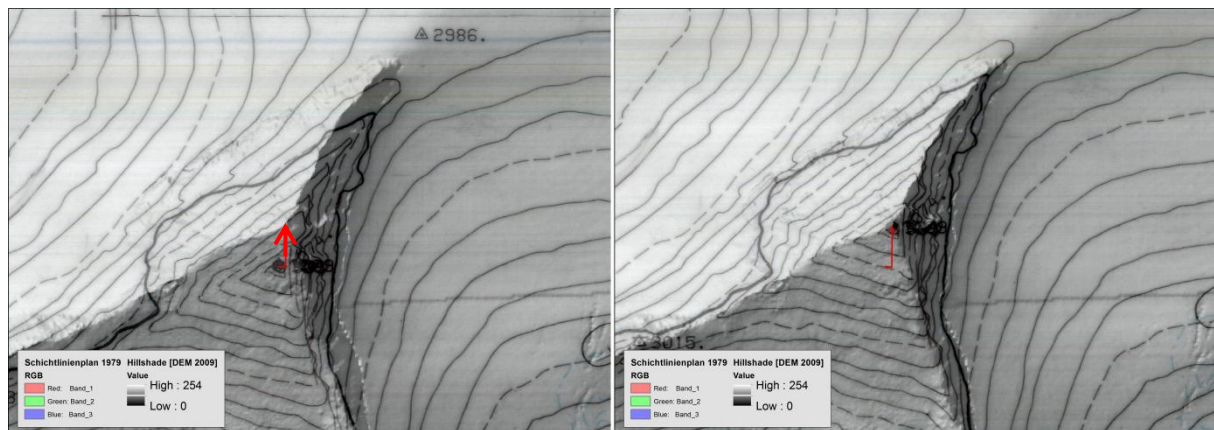


Abbildung 4-6 Lageungenauigkeit der stereophotogrammetrischen Aufnahme 1979: Vor Verschiebung (li.) und nach Verschiebung (re.)

Um alle Kartengrundlagen in die gleiche Position zu bringen, wurden alle Datensätze neu georeferenziert. Als Referenz diente das Orthophoto 2006 sowie zur besseren Passpunkt-Identifizierung, das Hillshade des DHM 2009. Die geometrische Transformation in das Landeskoordinatensystem Bundesmeldenetz mit Bezugsmeridian M31 wurde, je nach Kartengrundlage mit unterschiedlichen Transformationen durchgeführt. Anschließend erfolgte die Entzerrung (Rektifizierung) der Raster. Die Root Mean Square Errors ($RMSE_{xy}$) der Transformationen sind der nachstehenden Tabelle 4-1 zu entnehmen.

Tabelle 4-1 Parameter für die Georeferenzierung der topographischen Karten

Kartengrundlage	Art der Transformation	$RMSE_{xy}$ der Georeferenzierung
1909	Polynom 2. Ordnung	4.52 m
1931	Polynom 2. Ordnung	5.59 m
1953	Adjust Transformation (4. Ordnung)	0.20 m
1979	Adjust Transformation (4. Ordnung)	0.19 m

Im nächsten Schritt wurden die Höhenlinien digitalisiert und die Höhenwerte der Attributtabelle zugewiesen. Ein Problem, das im Zuge der Digitalisierung auftrat, war die Tatsache, dass in weiten Teilen der Pläne sich kreuzende Konturlinien eingezeichnet waren. Diese Gebiete mussten für die Validierung ausgeschlossen werden, wodurch sich der zur Genauigkeitsabschätzung notwendige Anteil an stabilem Terrain verringerte.

Die Vektorisierung erfolgte semi-automatisch mit der ArcScan-Extension. Dazu muss zuerst das Rasterbild in einem Bildbearbeitungsprogramm in ein Bitmap mit einer Farbtiefe von 1 Bit pro Pixel umgewandelt werden, da ArcScan nur Raster automatisch vektorisieren kann, die aus maximal zwei Farben bestehen. Gerade in steilen Bereichen mit sehr engen und gestrichelten Konturlinien muss das Ergebnis der Vektorisierung jedoch genau analysiert

werden, da ein Vektor zur nächstgelegenen Isolinie wechselt, falls der Abstand zwischen den beiden Konturen geringer ist, als der Abstand zwischen den Teilstrichen der zu vektorisierenden Pixelspur. Die Höhenattribute müssen ebenfalls manuell aus der Karte gelesen und den Höhenlinien zugeordnet werden.

4.4.2 Vier Interpolationsmethoden zur DHM-Generierung

Interpolation ist die Vorhersage von unbekannten Attributwerten eines Gebietes aus bekannten Punktmessungen innerhalb der gleichen Region (Burrough und McDonnell 1998; De By 2001). Eine Interpolationsfunktion wird notwendig, wenn Daten aus Punktbeobachtungen in ein kontinuierliches Datenfeld konvertiert werden sollen, um das räumliche Muster von Messungen bzw. Beobachtungen mit räumlichen Mustern anderer Entitäten zu vergleichen (De By 2001).

Ein wichtiges Ziel dieser Diplomarbeit ist die Identifikation einer geeigneten Interpolationsmethode, die zum einen rein aus der Höheninformation (Konturlinien und Koten) – ohne zusätzliche topographische Features wie Bruchlinien, Seen, Fließgewässern, Senken – ein möglichst exaktes Höhenmodell erstellt und zum anderen in einer Standard-GIS-Software implementiert sein soll. Es werden vier bekannte Interpolationsalgorithmen hinsichtlich ihrer Eignung für die DHM-Generierung aus Isolinien und –punkten getestet: Inverse Distance Weighting (IDW), SPLINE Interpolation, Triangulated Irregular Network (TIN) und Topo to Raster (ANUDEM 4.6.3). Die Funktionsweisen dieser Interpolationsmethoden werden in den folgenden Kapiteln kurz dargestellt. Da der ANUDEM-Algorithmus der einzige ist, der linienhafte Eingangsdaten verarbeiten kann, mussten die digitalisierten Höhenlinien erst in Punktdaten umgewandelt werden, um die weiteren Interpolationsverfahren zu testen. Nachdem es in ArcGIS kein Tool gibt, das linienhafte Vektordaten in Punktwerte umwandeln kann, wurde XTools Pro 9.0⁸ als Extension installiert. Dieses Erweiterungspaket der Firma Data East⁹ gibt dem GIS-Nutzer die Möglichkeit, sein ArcGIS für vektorielle räumliche Analysen um einige nützliche Features kostenfrei zu erweitern. Mit der „Feature to Point Conversion“ wurde entlang der Höhenlinien alle 10 Meter ein Punkt gesetzt. Das dieserart erhaltene Shapefile diente in der Folge als Grundlage der Interpolation. Da die Äquidistanz der zu interpolierenden Kartengrundlage, dem Schichtlinienplan 1979, 10 Meter beträgt, wurde die Pixelweite ebenfalls auf 10 Meter festgesetzt.

4.4.2.1 *Inverse Distance Weighting (IDW)*

⁸ www.xtoolspro.com

⁹ www.dataeast.com

Die IDW-Methode gilt als die einfachste Interpolationsmethode. Sie schätzt einen Zellwert mit Hilfe einer linear gewichteten Kombination verschiedener Referenzpunkte. Die Gewichtung hängt von der inversen Entfernung des Punktes ab. Je näher der Punkt an der zu schätzenden Rasterzelle liegt, desto größer ist sein Einfluss (seine Gewichtung) im Prozess der Durchschnittsberechnung. Der Ausgabewert der Zelle ist auf den Bereich der für die Interpolation verwendeten Werte begrenzt. Da er ein gewichteter Durchschnittswert ist, kann er nicht höher als die höchste und nicht niedriger als die kleinste Eingabe sein. Dieser Umstand hat zur Folge, dass die Funktion weder Bergrücken noch Täler erstellen kann, sofern diese Extreme nicht bereits erfasst wurden. (ESRI 1995)

Die invers-distanzgewichtete Interpolation basiert auf der Inversen einer potenzierten Entfernung. Der Parameter „Power“ (Potenz) steuert die Bedeutung bekannter Punkte für die interpolierten Werte, abhängig von ihrer Entfernung zum Schätzwert. Je höher der Potenzwert gewählt wird, desto mehr nähern sich die interpolierten Werte an den Wert des nächstgelegenen Referenzpunktes an. Dadurch erhält die interpolierte Oberfläche einen höheren Detailgrad, d.h. sie wird rauer. Wird ein niedriger Potenzwert festgelegt, erhalten weiter entfernte Punkte eine höhere Bedeutung, wodurch eine geglättete Oberfläche entsteht. (ESRI 1995)

Für den Exponent der Entfernung (Power) wurde der Wert 2 gewählt. Die besten Ergebnisse werden mit Werten zwischen 0.5 und 3 erzielt (ESRI 1995). Als Suchradius wurde ein Radius vom Typ „Variabel“ mit 12 Punkten eingesetzt. Das ist die Anzahl an nächstgelegenen Eingabepunkten, die für die Interpolation verwendet werden. Die Alternative wäre, einen „fixed“ Radius zu verwenden, wobei man nicht die Anzahl der einzubeziehenden Punkte angibt, sondern den Radius in Karteneinheiten, innerhalb dessen nach Eingabepunkten gesucht wird.

4.4.2.2 Spline Interpolation

Bei der Spline-Interpolation werden Werte mithilfe einer mathematischen Funktion geschätzt, die die gesamte Oberflächenkrümmung minimiert. Es entsteht eine Oberfläche, die exakt durch die Eingabepunkte verläuft. (ESRI 1995)

Als „splines“ wurden in der Vergangenheit biegsame Lineale bezeichnet, die von den Ingenieuren und technischen Zeichnern verwendet wurden, um möglichst glatte, lokal angepasste Kurven per Augenmaß zu erstellen. Die flexiblen Lineale wurden mit Gewichten an den Datenpunkten fixiert, sodass die Kurve gezeichnet werden konnte. (Burrough und McDonnell 1998)

Die Spline-Funktion ist das mathematische Äquivalent zu dem biegsamen Lineal. Sie ist eine schrittweise Polynom-Funktion mit minimaler Krümmung, d.h. die Oberfläche muss genau

durch die Datenpunkte laufen bei gleichzeitiger minimaler Gesamtkrümmung. Diese Methode wird auch als Thin-Plate-Interpolation bezeichnet. Sie produziert eine glatte kontinuierliche Oberfläche sowie kontinuierliche Oberflächen erster und zweiter Ableitung (ESRI 1995; Mitas und Mitasova 1999). Die Thin-Plate-Funktion bringt aber die Problematik mit sich, an Stellen, wo zwischen Datenpunkten hohe Gradienten bestehen, sogenannte Overshoots zu produzieren, deren Ursache in einer zu hohen Steifigkeit der Oberfläche liegt (Mitas und Mitasova 1999). Unter Overshoots sind unnatürliche Senken und überhöhte Spitzen, die an Datenpunkten entstehen, zu verstehen (Abbildung 4-7). Mitas und Mitasova (1999) führten daher die Methode der regularisierten Splines mit Spannung (engl. *regularized splines with tension*) mit einem zusätzlichen Gewichtungparameter (*smoothing weight*) ein. Die Änderung der Spannung verändert die Oberfläche von einer steifen Platte zu einer elastischen Membran. Der Parameter „Gewichtung“ definiert die Gewichtung, die den Werten der ersten Ableitung bei der Minimierung zugeordnet wird. Ein Wert $\text{PHI} = 0$ bedeutet die Ausführung einer Thin-Plate-Interpolation. Eine höhere Gewichtung reduziert die Steifigkeit der Platte. Am Grenzwert, wenn sich PHI dem Unendlichen nähert, ähnelt die Oberfläche einer Membran, deren Scheitelpunkte durch die Datenpunkte führen.

In der Praxis bedeutet dies, dass, wenn man die Gewichtung hoch wählt, die Oberfläche rauer wird, sich dafür aber enger an die Datenpunkte halten. Ist die Spannung aber zu niedrig eingestellt, entsteht eine glatte Oberfläche mit Overshoots. Für den Testdatensatz wurde für die Gewichtung letztlich der Wert 0.1 gewählt. Dieser Wert reduziert die Overshoots, lässt die Oberfläche aber auch nicht zu geglättet erscheinen.

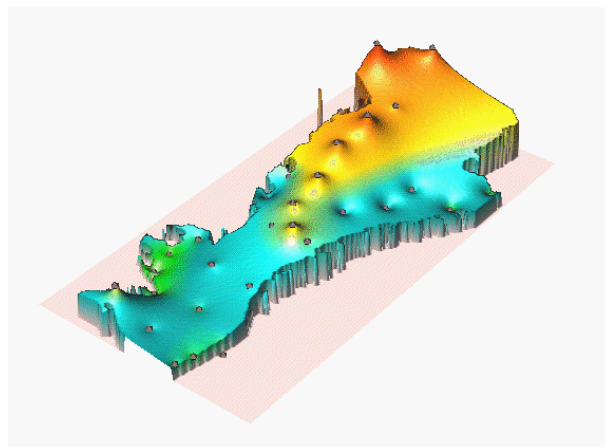


Abbildung 4-7 Overshoots an Datenpunkten in der Spline-Interpolation (Quelle: Mitas und Mitasova 1999, Abb. 5c)

4.4.2.3 *Triangulated Irregular Network (TIN)*

Das vektorbasierte TIN wurde in den 1970er-Jahren von Peucker et al. (1978) entwickelt. Sie wollten ein Modell schaffen, das sich möglichst flexibel an sich ändernde topographische Oberflächen anpasst. Ein reguläres Grid muss, um eine hohe Genauigkeit zu erzielen, an den Oberflächenbereich mit der höchsten Komplexität bzw. Rauheit angepasst werden, wodurch in wenig strukturiertem Gelände hohe Datenredundanz erzeugt wird (Peucker et al. 1978).

Das Triangulated Irregular Network hingegen, besitzt eine vektorielle Polygonstruktur. Bekannte unregelmäßig verteilte Eingabepunkte (in der Regel Höhenkoten) werden, basierend auf der Delaunay-Triangulierung, zu einer Serie von Dreiecken verbunden. Die Struktur der Modelloberfläche passt sich der Struktur des Geländes an, indem für komplexe Topographien mehr und für ebene Geländeformen weniger Dreiecke gebildet werden. Damit kann das Problem der Datenredundanz der Rastermodelle weitgehend vermieden werden. (Peucker et al. 1978; Burrough und McDonnell 1998; Tsai 1993; ESRI 1995)

Im Prinzip werden bei der TIN-Erzeugung beliebig im 3D-Raum verteilte Punkte mit jeweils bekannter Lage und Höhe derart verbunden, dass ein irreguläres Mosaik aus Dreiecken entsteht (Abbildung 4-8). Einzige Voraussetzung für die Dreiecksbildung ist, dass die verbundenen Punkte nicht auf einer Linie liegen. Eine Ebene, die durch drei Punkte gelegt wird, besitzt eine bestimmte Exposition und einen Gradienten. Sie kann dazu verwendet werden, annäherungsweise die Höhe des unbekannten Punktes P (siehe Abbildung 4-8) zu berechnen. Da es aber möglich ist, aus den gleichen drei Punkten verschiedene Dreiecksebenen zu bilden, gibt es auch mehrere Möglichkeiten, die Höhe des Punktes P abzuschätzen. Um dies zu vermeiden, wird die Verwendung einer Ebene nur auf die Fläche zwischen den drei Punkten eingeschränkt (schattierte Flächen Abbildung 4-8 mittleres und rechtes Bild). Allerdings gibt es mehrere Möglichkeiten, die Tessellierung in Dreiecke über das Untersuchungsgebiet auszuführen, was zu verschiedenen Höhen des Punkte P führen würde. Der zu schätzende Wert des Punktes P würde in Abbildung 4-8 (mittleres Bild) größer ausfallen als im rechten Bild, da der mittlere Abstand von P zu den umgebenden Dreieckspunkten höher ist. Die im rechten Bild von der Abbildung 4-8 zu sehende Dreiecksbildung, ist eine Delaunay-Triangulierung, die zwei Kriterien erfüllen muss: Alle Dreiecke sind möglichst gleichseitig und es darf sich kein Stützpunkt eines anderen Dreieckes im Inneren eines Umkreises befinden. (De By 2001)

Werden diese Delaunay-Kriterien im gesamten TIN erfüllt, wird der kleinste Innenwinkel im Dreieck maximiert und es werden lange schmale Dreiecke weitestgehend vermieden (ESRI 1995). Die Delaunay-Triangulierung ist daher die optimalste Form der Dreiecksbildung und wird in den meisten GIS-Programmen standardmäßig implementiert.

Die Umrechnung eines TINs in eine Höhenmatrix erfolgt über ein reguläres Gitter mit definierbarer Zellgröße. Schließlich werden die TIN-Höhen linear oder mittels Natural Neighbor-Interpolation in die darüber liegenden Rasterzellen interpoliert.

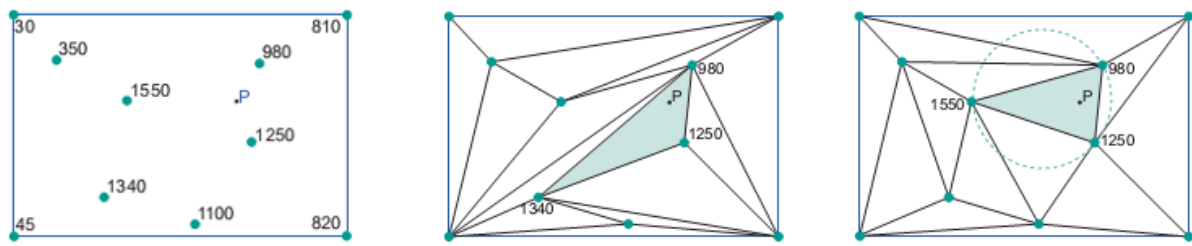


Abbildung 4-8 TIN-Erstellung: linkes Bild.: Höhenknoten, P...beliebiger Punkt; mittleres Bild.: Triangulierung mit langen schmalen Dreiecken; rechtes Bild.: Delaunay-Triangulierung mit gleichseitigen Dreiecken (Quelle: De By 2001, Abb. 2.7 und 2.8)

4.4.2.4 ANUDEM - Interpolation

Die in ArcGIS implementierte „Topo to Raster“ – Interpolation basiert auf dem ANUDEM – Algorithmus von Michael F. Hutchinson (Hutchinson 1989). Aktuell kommt in ArcGIS 10.0 die ANUDEM-Version 4.6.3 zum Einsatz.

Die Interpolationsmethode wurde speziell für die Erstellung hydrologisch korrekter DHMs entwickelt und ist der einzige GIS-Interpolator, der mit (Kontur-)Liniendaten anstatt Punktwerten betrieben werden kann (ESRI 1995). Die Methode beruht auf einer Thin-Plate-Spline-Interpolation mit automatischen Einschränkungen, die eine maximal geglättete Oberfläche, eine verbundene Drainagestruktur und eine korrekte Darstellung von Bergrücken und Flüssen aus Eingabe-Konturlinien, Punkthöhen und Kanten von Bergrücken und Tälern sicherstellen (Cogley und Jung-Rothenhäusler 2004; ESRI 1995). Die hydrologische Korrektheit des DHMs wird verbessert, indem unnatürliche Senken, die vom Spline-Algorithmus (siehe Kapitel 4.4.2.2) produziert werden, während des ANUDEM-Prozesses aufgefüllt werden (Cogley und Jung-Rothenhäusler 2004).

Da Wasser durch seine erosive Wirkung für die Form von Geländeoberflächen hohe Bedeutung besitzt, weisen Geländeoberflächen viele Hügel (lokale Maxima) und wenige Senken (lokale Minima) auf, die durch ein System von Drainagerinnen verbunden sind (ESRI 1995). Der ANUDEM-Algorithmus entfernt daher alle Senkenpunkte im Ausgabe-DHM, die im Eingabe-Shapefile nicht als solche identifiziert wurden, unter der Annahme, dass Senken in natürlichen Landschaften sehr selten sind (Hutchinson 2008).

Im ersten Interpolationsschritt wird die allgemeine Oberflächenmorphologie aus den Isohypsen errechnet. Dies geschieht durch die Bestimmung von Flächen mit lokaler maximaler Krümmung in jeder Höhenlinie. (ESRI 1995) So können die Flächen mit den steilsten Gradienten (Neigung) identifiziert und ein Netz aus Wasserläufen und Bergrücken

erstellt werden (Hutchinson 2008). Die Höhenlinien werden in der Folge auch für die Interpolation der Höhenwerte in jede einzelne Zelle verwendet. Aus diesen Höhenlinien innerhalb einer Zelle werden bis zu 50 Datenpunkte gelesen. In der endgültigen Auflösung wird pro Zelle nur mehr ein kritischer Punkt verwendet. (ESRI 1995)

Der Algorithmus arbeitet mit einer Multi-Resolution Interpolation, die mit einem groben Raster beginnt und sich schrittweise der feineren, benutzerdefinierten Auflösung annähert. Bei jedem Auflösungsschritt erfolgt die sogenannte Drainage-Durchführung (Entfernen der unnatürlichen Senken), die Interpolation und die Aufzeichnung der verbleibenden Senken in eine Ausgabe-Diagnosedatei (ESRI 1995).

Der in ArcGIS implementierte ANUDEM-Algorithmus wurde bereits in mehreren Studien als bevorzugte Interpolationsmethode zur Gewinnung von Höhenmodellen aus topographischen Karten gewählt, da er nach Ansicht vieler Autoren, meist eine bessere Genauigkeit im Sinne von Höhenabweichungen zu anderen lokalen Interpolationsmethoden erzielt (Hutchinson 2008; V. B. Aizen et al. 2006; Cogley und Jung-Rothenhäusler 2004; Racoviteanu et al. 2007).

Für die ANUDEM-Interpolation des Höhenmodells 1979 in dieser Arbeit wurden nur die Informationen aus Isohypsen und Höhenkoten verwendet.

4.4.3 Auswahl der geeigneten Interpolationsmethode

Um die bestgeeignete Interpolationsmethode für die DHM-Erzeugung aus den topographischen Grundlagen 1909, 1931, 1953 und 1979 bestimmen zu können, werden die Interpolationsergebnisse sowohl in qualitativ-visueller, als auch in quantitativer Hinsicht getestet und bewertet. Da der Arbeitsaufwand, für jedes Jahr alle Methoden zu testen, zu groß wäre, werden die oben beschriebenen Algorithmen nur am Schichtlinienplan 1979 evaluiert. Alle anderen Höhenmodelle werden in der Folge mit dem für am geeignetsten eingestuften Interpolationsverfahren erstellt und quantitativ validiert (siehe Kapitel 4.4.2).

Die Validierung der vier Interpolationsmethoden erfolgt in zweierlei Hinsicht. Zum einen mit Hilfe verschiedener Visualisierungstechniken und zum anderen erfolgt eine quantitative Validierung auf stabilem Terrain (außerhalb der Gletscherfläche) mittels des Referenzhöhenmodells 2009. Als Visualisierungstechniken werden Hillshades der interpolierten Höhenmodelle, Isolinienvergleiche mit den originalen Konturdaten oder Differenzkarten, falls - wie hier - die Validierung über ein Referenz-Höhenmodell erfolgt, angewandt.

Abbildung 4-9 zeigt ein Hillshade aus dem DHM 2009 der beiden Gletscher Goldbergkees und Kleinfleißkees. Es sind die Gletscherflächen aus dem Jahr 1979 und die

Validierungszonen eingezeichnet. Die Zonen sind nach ihrer Orientierung zu den Gletschern benannt. Diese Zonen sind Flächen, von denen angenommen wird, dass sie über die Jahre keinen morphologischen Änderungen ausgesetzt sind. Die qualitative, wie auch die quantitative Evaluierung (RMSE, Standardabweichung) erfolgt in diesen Zonen.

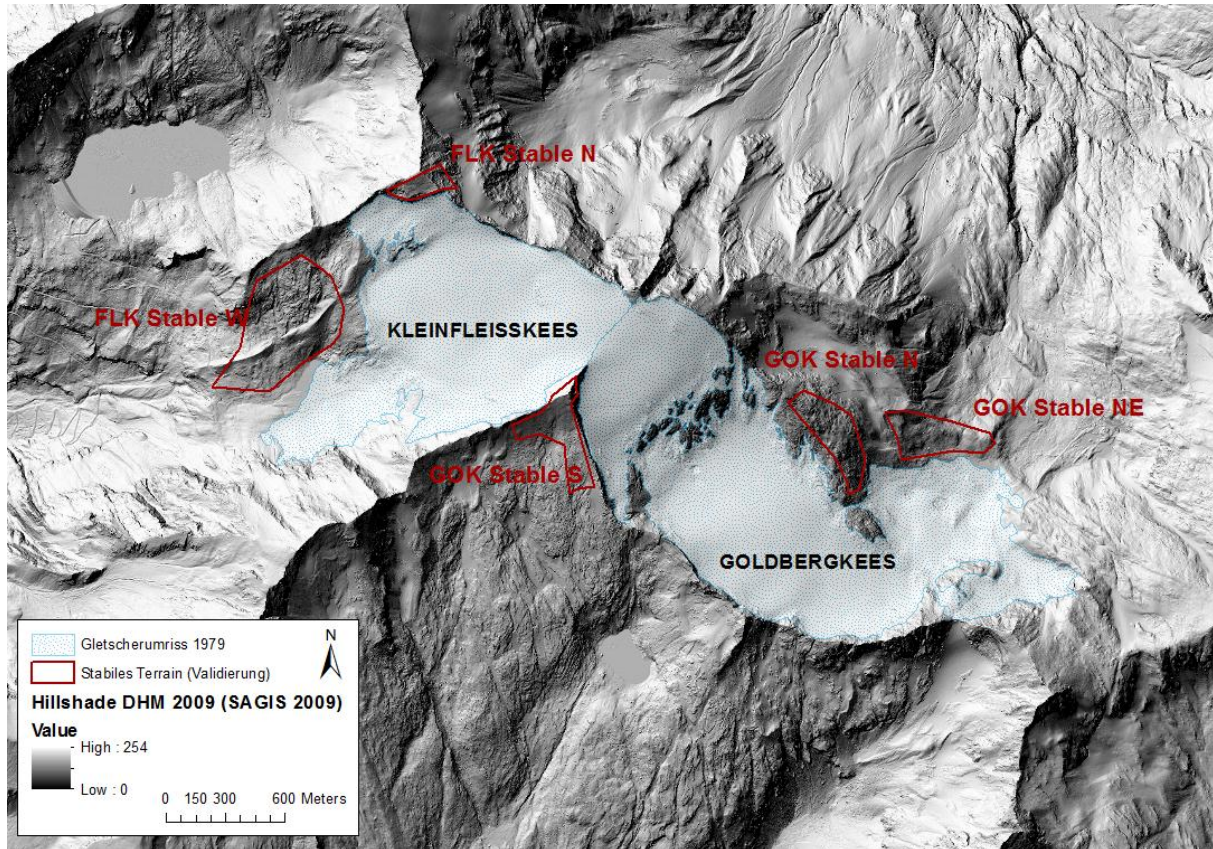


Abbildung 4-9 Stabiles Terrain zur Validierung der erzeugten DHM mit Gletscheroberfläche 1979

4.5 Digitale Höhenmodelle: Validierung und Vergleich

Die gängige Vorgehensweise zur Validierung von Höhenmodellen erfolgt über die vertikale Koordinate. Das Attribut der Höhe ist für glaziologische Applikationen von besonderer Bedeutung, da über zeitliche Höhenänderungen der Gletscheroberflächen, Eisdickenänderungen und in der Folge geodätische Massenbilanzänderungen geschätzt werden können (Etzelmüller 2000). DHM-Fehler bzw. Unsicherheiten werden meist über den Root Mean Square Error (RMSE) oder die Standardabweichung (STD) der Höhenabweichung zwischen dem Höhenmodell und terrestrischen Kontrollpunkten oder einem Referenzhöhenmodell ausgedrückt. Die Validierungsflächen müssen sich auf stabilem Terrain befinden, das in den Kartengrundlagen eindeutig identifizierbar ist. Die Kartengrundlagen müssen in diesen Gebieten auf mögliche Fehler durch sich kreuzende Konturlinien oder einen unrealistischen Konturverlauf kontrolliert werden. Anhand von Orthophotos und möglichst auch auf Ortskenntnis gestützt, muss eindeutig feststellbar sein, dass diese Gebiete nicht morphologischen Veränderungen unterworfen sind (siehe auch Kapitel 4.4.1).

Auf die statistischen Konzepte der Validierung wird in Kapitel 4.5.1 näher eingegangen.

Die Unsicherheiten bzw. Fehler der, in dieser Arbeit eingesetzten, interpolierten und photogrammetrischen Höhenmodelle werden jeweils auf das genaueste vorhandene Höhenmodell, den Airborne Laser Scan vom Sommer 2009, berechnet. Einige Studien verwenden Kontrollpunkte am Boden, die per GPS, im besten Fall per differentielltem GPS, zur Validierung der Höhenmodelle eingemessen wurden (Racoviteanu et al. 2007; Peduzzi et al. 2010; Gorokhovich und Voustianiouk 2006; Ravibabu und Jain 2008). Da aber einfache GPS-Punkte selbst eine absolute Ungenauigkeit von mehreren Metern aufweisen können und die Erfassung von differentiellen GPS-Punkten im Gelände sehr zeitaufwendig ist, wurde für diese Diplomarbeit die Entscheidung getroffen, als Referenzmodell das LIDAR-Modell 2009 zu verwenden. Der Nachteil ist, dass die Referenzdaten, da sie eine Abstraktion der Natur sind, selbst mit Unsicherheiten behaftet sind. Somit kann nicht von einem absoluten Fehler, sondern nur von einem relativen Fehler der Höhenmodelle bezüglich dem DHM 2009 gesprochen werden. Der Vorteil in dieser Methode liegt aber in der um ein Vielfaches höheren Anzahl an Validierungspunkten als bei GPS-Messungen, was eine bessere Einschätzung der räumlichen Verteilung der Unsicherheiten (RMSE, STD) zulässt.

Die errechneten Unsicherheiten der Höhenmodelle dienen, unter Benutzung des einfachen Fehlerfortpflanzungsgesetzes, als Maß für den Fehlerbereich der Eisdickenänderungen im Untersuchungszeitraum zwischen 1909 und 2009.

Um die Genauigkeit der Höhenmodelle zu verbessern, sollten sie auch hinsichtlich möglicher systematischer Fehler (Biases) untersucht werden. Dabei stehen vor allem jene Fehler im Vordergrund, die durch nicht perfekte Registrierung der zu vergleichenden Höhendatensätze zueinander entstehen. Diese treten dann auf, wenn die zu vergleichenden Pixel der DHMs nicht genau übereinander liegen. Um solche Verschiebungen zu korrigieren, wird in diesem Kapitel eine Methode von Nuth und Kääb (2012) vorgestellt, die auf dem charakteristischen Zusammenhang zwischen Höhenabweichungen und Exposition des Terrains beruht (siehe Kapitel 4.5.2).

Zur Berechnung der Höhendifferenzen wurden alle Höhenmodelle mit einer Gitterauflösung von 10 m generiert. Die photogrammetrischen Höhenmodelle 1992 und 1998 waren bereits in dieser Auflösung vorhanden. Das DHM von 1969 wurde von 5 m Auflösung auf 10 m bilinear interpoliert. Ebenso das Referenzmodell, der Airborne Laser Scan 2009, dessen Auflösung von 1 m auf 10 m herabgesetzt wurde. Diese Vorgehensweise wurde gewählt, da es wenig Sinn macht, die Isolinien der Kartengrundlagen mit Äquidistanzen zwischen 10 und 20 Metern in Grids mit 1 m – Auflösung zu interpolieren. Das Höhenmodell würde dadurch nicht genauer, die Unsicherheiten bezüglich des Referenzmodells aber größer.

Bevor auf die Validierung der Höhenmodelle genauer eingegangen wird, folgen im nächsten Kapitel 4.3 noch einige Anmerkungen über die Modifikationen, die am Referenzhöhenmodell vorgenommen werden mussten.

4.5.1 Fehlerabschätzung

Die Genauigkeit eines Höhenmodells kann als Funktion einer Reihe verschiedener Faktoren beschrieben werden (Li et al. 2005):

$$G_{DHM} = \int (C_{DHM}, M_{Modell}, R_{Terrain}, A_{Daten}, V_{Daten}, DI_{Daten}, O) \quad (4-1)$$

G_{DHM} ist die Genauigkeit des DHMs; C_{DHM} bezieht sich auf die charakteristischen Eigenschaften (Steilheit, etc.) der Oberfläche. $R_{Terrain}$ beschreibt die Rauheit der Oberfläche. Einfaches, flaches Terrain benötigt nur wenige Höhenpunkte zur Modellierung. Komplexe, steile Oberflächen benötigen weit mehr Messpunkte und höhere Polynome werden zur Modellierung erforderlich. A_{Daten} , V_{Daten} und DI_{Daten} sind die drei Attribute (Genauigkeit, Verteilung und Dichte) der Quelldaten von Höhenmodellen und O andere Fehlerquellen. Genauigkeit, Verteilung und Dichte der Quelldaten haben einen hohen Einfluss auf die Güte des DHMs. Viele Messpunkte im rauen Teil des Geländeausschnitts und wenige Messpunkte auf flachen oder glatten Flächen sind gute Voraussetzungen für ein genaueres DHM. Das entspricht einem guten Verhältnis aus Dichte und Verteilung. (Li et al. 2005)

Die am häufigsten verwendeten Methoden zur Erzeugung von digitalen Höhenmodellen sind Stereophotogrammetrie und topographische Karten, die selbst meist auf photogrammetrischem Wege entstanden sind. Faktoren, die die Genauigkeit photogrammetrische Daten beeinflussen, sind (Li et al. 2005):

- Qualität und Maßstab der Fotos
- Genauigkeit und Zustand der photogrammetrischen Instrumente
- Genauigkeit der Messung
- Stereo-Geometrie der Luftbilder

Tabelle 4-2 gibt eine Zusammenfassung über den Zusammenhang zwischen Flughöhe, dem kleinstmöglichen Konturintervall und der Genauigkeit der Höhen-Koordinate unter der Annahme, dass die Aufnahme mit einer Standardbrennweite von 150mm, Weitwinkel und 23x23cm pro Bildausschnitt (Weng 2002) durchgeführt wurde.

Tabelle 4-2 Flughöhe, minimales Konturintervall, Höhen-Genauigkeit (als RMSE) (Quelle: (Weng 2002:Tab.1))

Flughöhe (m)	Kleinstmöglicher Isolinenabstand (m)	RMSE (m)
1000	0.5 ~ 1.0	0.25 ~ 0.5
5000	2.5 ~ 5.0	1.25 ~ 2.5
10000	5.0 ~ 10.0	2.5 ~ 5.0
15000	7.5 ~ 15.0	3.75 ~ 7.5

Die Genauigkeit von digitalisierten Konturlinien hängt von folgenden Faktoren ab (Li et al. 2005) :

- Genauigkeit und physischer Zustand des Digitalisierenden (automatisch oder manuell)
- Qualität der Originalkarte
- Genauigkeit der Messung

Die Genauigkeit der Isolinien kann mit dieser Gleichung beschrieben werden:

$$m_c = m_h + m_p * \tan \alpha \quad (4-2)$$

m_c ist die Genauigkeit der Konturlinien insgesamt, m_h die Genauigkeit der Höhenmessung, m_p die planimetrische Genauigkeit und α der Hangneigungswinkel der Geländeoberfläche. Insgesamt kann als Faustregel angenommen werden, dass die Genauigkeit der Konturlinien innerhalb 1/3 des Höhenlinienabstands liegt (Li et al. 2005; Weng 2002):

$$RMSE = 0.304 * \text{Konturintervall} \quad (4-3)$$

Die Bestimmung dieser absoluten Fehler der Höhenmodelle spielt in dieser Diplomarbeit keine Rolle. Für die Bestimmung der Eisdicken- und Volumenänderungen sind die relativen Höhenfehler der DHMs über stabilem Terrain entscheidend. Es wird angenommen, dass die

Höhenfehler, lagebedingte systematische Fehler bereits enthalten. Eine Überblickstabelle über die zu erwartenden Genauigkeiten unterschiedlicher Methoden der DHM-Erzeugung findet man in Kapitel 3.2.2/Tabelle 3-4.

Nuth und Kääb (2011) testeten verschiedene photogrammetrische Höhenmodelle hinsichtlich ihrer Eignung, vertikale Gletscheränderungen quantifizieren zu können. Als Testdatensätze dienten jeweils ein SRTM-, ASTER- und GDEM-Höhenmodelle. Sie analysierten Höhendifferenzen zwischen den DHMs auf stabilem Terrain hinsichtlich dreier potentieller systematischer Fehler (Nuth und Kääb 2011):

1. Lageverschiebungen der beiden Höhenmodelle (x, y, z)
2. Systematische Fehler in Abhängigkeit der Seehöhe
3. Systematische Fehler verursacht durch die Akquisitionsgeometrie der Daten (Sensorbedingte Fehler)

Fehler in Abhängigkeit der Seehöhe in DHMs können zum Beispiel aus einer ungleichmäßigen Verteilung von terrestrischen Kontrollpunkten in x-, y-, und z-Richtung entstehen, was in der Folge zu einer schlechten Stereo-Orientierung führen kann (Nuth und Kääb 2011). Höhenabhängige systematische Fehler wurden von einigen Autoren besonders in SRTM-Daten detektiert und korrigiert (Berthier et al. 2006, 2007; Schiefer et al. 2007; Surazakov und V. B. Aizen 2006; Nuth und Kääb 2011). Diese Fehler können einen signifikanten Einfluss auf Höhenänderungen von Gletschern haben, da ihre Akkumulations- und Ablationsgebiete sich meist über viele Höhenstufen erstrecken (Nuth und Kääb 2011).

Sensorbedingte systematische Fehler treten im Gegensatz zu den ersten Beiden nur bei DHMs auf, die satelliten-photogrammetrisch akquiriert wurden, z.B. ASTER und SPOT5 (Nuth und Kääb 2011).

Systematische Fehler, die durch Lageungenauigkeiten der in dieser Arbeit verwendeten Höhenmodelle entstehen, werden gegebenenfalls korrigiert. Eine Beschreibung der Methode wird in Kapitel 4.5.2 präsentiert.

Mittlerer Fehler (μ), Root Mean Square Error (RMSE) und Standardabweichung (STD)

Zur Quantifizierung der vertikalen Genauigkeit der generierten Höhenmodelle können praktisch alle statistischen Parameter, die eine Häufigkeitsverteilung beschreiben, angewandt werden. Im Besonderen sind jedoch die mittlere Abweichung (Mittelwert μ), Standardabweichung (STD) und Root Mean Square Error (RMSE) für die Genauigkeitsanalyse von Bedeutung. Der Mittelwert der Höhendifferenzen (Residuen) ist der systematische Fehler des jeweiligen Höhenmodells bezüglich des Referenzmodells. Standardabweichung und RMSE sind Maße für die Streuung der Residuen. Je größer RMSE und Standardabweichung, desto größer ist die Diskrepanz zwischen den beiden Datensätzen. Beide Streuungsmaße setzen eine Gauß-Verteilung voraus, d.h. 68,26% der Höhendifferenzen liegen innerhalb der Streuung der Residuen. Der RMSE ist das am häufigsten verwendete statistische Maß für die Genauigkeit von Höhenmodellen. Einige Autoren halten allerdings den RMSE für nicht praktikabel, wenn der systematische Fehler, d.h. die mittlere Abweichung der Höhenwerte von den Vergleichswerten nicht Null ist. Da dies beim Vergleich DHMs sehr häufig der Fall ist, sollte stattdessen die Standardabweichung (STD) angewendet werden (Nuth und Käab 2011; Weng 2002). Ist der Mittelwert der Residuen Null, entspricht die STD dem RMSE (z.B. Liu et al. 1999).

Da es sich bei den Höhenwerten des Laser Scans nicht um „wahre“ Höhenwerte handelt, sondern selbst um Schätzwerte, sind als „Fehler“ nicht absolute, sondern immer relative Fehler zwischen den Höhendatensätzen zu verstehen.

Die Maße Mittelwert, Standardabweichung und RMSE errechnen sich nach folgenden Gleichungen:

Root Mean Square Error:
$$RMSE_z = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (z_{di} - z_{ri})^2} \quad (4-4)$$

z_{di} ...der i_{te} Höhenwert der DHM-Oberfläche

z_{ri} ... der mit z_{di} korrespondierende „wahre“ Höhenwert

N ... Anzahl der Höhenpunkte

Mittlere Abweichung (Mittlerer Fehler):
$$\mu = \frac{\sum e}{N} \quad (4-5)$$

e ... Residuum ($z_{di} - z_{ri}$)

Standardabweichung:

$$STD = \sqrt{\frac{\sum(e-\mu)^2}{N-1}} \quad (4-6)$$

4.5.2 Korrektur lagebedingter Fehler durch Co-Registrierung

Höhenmodelle des gleichen Terrains weisen eine Korrelation zwischen den Höhenunterschieden (nach Subtraktion) und der Exposition des Geländes auf, falls sie in der x-y-Ebene nicht lageident sind. Dieser Zusammenhang ist direkt auf den x-y-Vektor der Verschiebung zurückzuführen (Nuth und Kääb 2011).

In der oberen Zeichnung der Abbildung 4-10 sind zwei verschobene Höhenmodelle schematisch dargestellt. Nach Subtraktion sind die Höhenunterschiede (dh) auf steilen Hängen größer, da ein Zusammenhang der Magnitude (a) des Verschiebungsvektors (des Lageunterschieds) und den Höhenfehlern mit dem Tangens der Hangneigung besteht. Das bedeutet, dass Höhenfehler, die durch mangelnde Geolokation der beiden DHMs bedingt sind, ein Produkt aus horizontalem Fehler und dem Tangens des Hangneigungswinkels sind. Je größer die Neigung, desto größer wird der Höhenfehler (Echelmeyer et al. 1996):

$$\tan(\alpha) = \frac{dh}{a} \quad (4-7)$$

Außerdem sind die Höhendifferenzen (dh) an östlich geneigten Hängen positiv und in westlichen Expositionen negativ, was den Zusammenhang mit der Exposition des Terrains (ψ) bestätigt (Nuth und Kääb 2011).

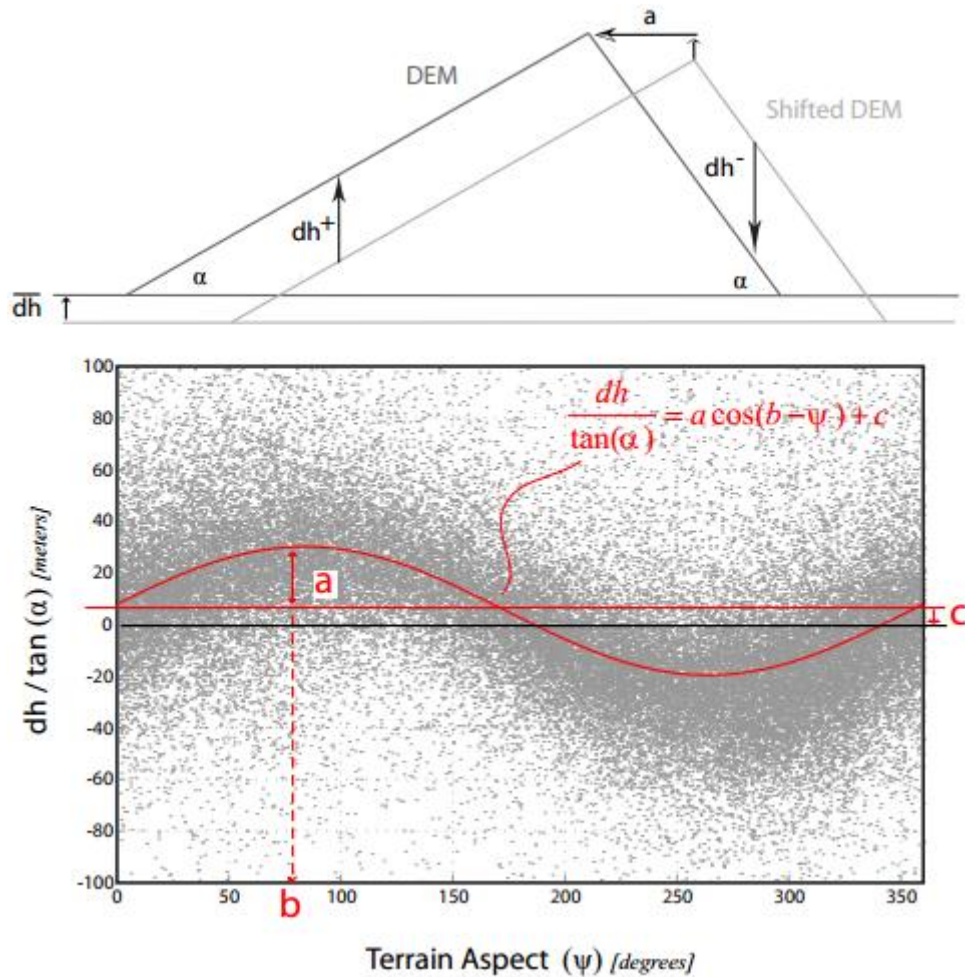


Abbildung 4-10 Prinzip der Co-Registrierung von DHMs. Oben: DHM Verschiebung und resultierende Höhendifferenzen (Schematisch); Unten: Zusammenhang Normalisierte Höhendifferenzen und Exposition (Quelle: (Nuth und Käab 2011:Abb. 2)

Da die Exposition (aspect ψ) einen Winkel als Auslenkung der Nördlichen Himmelsrichtung beschreibt, kann die Richtung des Verschiebungsvektors über den Kosinus der Differenz aus Exposition (ψ) und der Richtungskomponente des Verschiebungsvektors modelliert werden. Setzt man die Höhenabweichungen (dh) in Verhältnis mit den Höhenderivaten Hangneigung (α) und Exposition (ψ) und kombiniert diese mit dem Verhältnis Größe des Verschiebungsvektors (a) und dh zum Tangens der Hangneigung (α), erhält man die analytische Lösung für die Verschiebung:

$$dh = a * \cos(b - \psi) * \tan(\alpha) + \overline{dh} \quad (4-8)$$

Dabei entspricht dh der Höhendifferenz in einem einzelnen Punkt oder Pixel und $\overline{dh}$ der mittleren Differenz der beiden Höhenmodelle. (Nuth und Käab 2011)

Um den hangneigungsbedingten Fehler, der durch die horizontale Verschiebung des Höhenmodells entsteht, zu beseitigen, werden die vertikalen Abweichungen (dh) durch Division mit dem Tangens der Hangneigung (α) im jeweiligen Gitterpunkt, normalisiert.

So erhält man eine Sinuskurve, die dem Verhältnis Höhendifferenz zur Exposition entspricht (Abbildung 4-10). Nach der Normalisierung der Gleichung (4-8) erhält man:

$$\frac{dh}{\tan(\alpha)} = a * \cos(b - \psi) + c \quad (4-9)$$

mit
$$c = \frac{\overline{dh}}{\tan(\overline{\alpha})} \quad (4-10)$$

Die Ausgleichungsrechnung der unbekannten Kosinus-Parameter (a, b und c) erfolgt mit der Standardmethode der kleinsten Fehlerquadrate. Die Amplitude des Kosinus (a - Abbildung 4-10) entspricht dabei exakt der Größe des Verschiebungsvektors und b seiner Richtung. Der dritte Kosinus-Parameter (c) errechnet sich aus dem Verhältnis der mittleren Abweichung der beiden Höhenmodelle ($\overline{dh}$) zum Tangens der mittleren Neigung des Terrains ($\overline{\alpha}$) (siehe Formel in Abbildung 4-10 und (4-10)) (Nuth und Kääb 2011).

Aus Größe (a) und Richtung (b) des Verschiebungsvektors können schließlich Δx und Δy nach Pythagoras berechnet werden:

$$\Delta x = a * \sin(b) \quad (4-11)$$

$$\Delta y = a * \cos(b) \quad (4-12)$$

Die Verschiebung des DHM in z-Richtung entspricht dem mittleren Höhenfehler ($\overline{dh}$) – bestimmt durch Umkehr der Gleichung (4-10):

$$\Delta z = c * \tan(\overline{\alpha}) \quad (4-13)$$

Die Berechnungen erfolgen in Microsoft Excel unter Verwendung des „SOLVER“ Add-Ins. Dabei wird die Gleichung (4-9) solange iteriert, bis die Werte für die Parameter a, b, c gefunden wurden, die die Kurve optimal an die Verteilung anpassen. Mit den berechneten x, y, z – Werten wird das DHM in einem GIS schließlich angepasst bzw. verschoben.

4.6 Berechnung der Flächenänderungen

Die Berechnung der Flächenänderungen der Untersuchungsgletscher wird auf Basis der in Kapitel 4.2 rekonstruierten Shapefiles der Gletscherumrisse durchgeführt. Die Auswertung erfolgt für den gesamten Untersuchungszeitraum sowie in Zeitschritten zwischen den einzelnen erhobenen Zustandsjahren. Es werden die Änderungen in absoluten Zahlen sowie in relativen Bezügen zu der Ausgangsfläche 1909 berechnet. Aus den einzelnen Perioden können jährliche Raten des Rückzugs bzw. Vorstoßes ausgewertet und miteinander verglichen werden. Die Ergebnisse sind in Kapitel 5.4 zusammengestellt.

4.7 Berechnung der Eisdickenänderungen

Die relative Eisdickenänderung der Gletscher wird aus der Differenz der beiden Höhenmodelle DHM_{t_1} und DHM_{t_2} berechnet. Es wird das Höhenmodell des früheren (t_1) vom DHM des späteren Zeitpunkts (t_2) subtrahiert. Daher werden die interpolierten Höhenmodelle der Gletscheroberfläche und den stabilen Validierungsflächen mit dem Laser Scan 2009 mosaikiert. Geländehöhen der Gebiete, in denen sich das Eis bereits zurückgezogen hat, werden so durch die Oberfläche des DHM 2009 definiert.

RMSE und Standardabweichung der Residuenverteilung auf stabilem Terrain, werden als Maß für die Unsicherheit der Eisdickenänderung verwendet. Dabei wird die Berechnung auf Hangneigungen $< 30^\circ$ eingeschränkt, da 90% der Gletscherfläche einen Neigungswinkel unter 30° aufweist. Die durchschnittliche Neigung von Goldbergkees und Kleinfleißkees beträgt 18° . Um den Gesamtfehler der Höhenänderung an der Gletscheroberfläche abzuschätzen, kommen Standardprinzipien der Fehlerfortpflanzung zum Einsatz (Burrough und McDonnell 1998):

$$\sigma_{total} = \sqrt{\sigma_{DHMt1}^2 + \sigma_{DHMt2}^2} \quad (4-14)$$

σ_{DHM1} und σ_{DHM2} sind entweder die Standardabweichung oder der RMSE (bei Mittlerer Abweichung = 0). Sie summieren sich im Fehlerfortpflanzungsgesetz zu dem Gesamtfehler der Eisdickenänderung σ_{total} .

5 Ergebnisse und Interpretation

In diesem Kapitel werden alle Ergebnisse präsentiert und diskutiert. Zu Beginn wird die Frage geklärt, welches Interpolationsverfahren zu dem qualitativ hochwertigsten Höhenmodell führt. Die Testergebnisse werden anhand des interpolierten Schichtlinienplans von 1979 dargestellt und interpretiert. Im Anschluss werden die Resultate der Co-Registrierung der photogrammetrischen Höhenmodelle 1992 und 1998 dargelegt. Nach der Co-Registrierung erfolgt die Präsentation der statistischen Validierung der restlichen interpolierten DHMs und des photogrammetrischen Höhenmodells von 1969. Es folgen die Ergebnisse der planimetrischen Auswertung der Gletscherflächen. Abschließend werden die Ergebnisse der Eisdickenänderungen analysiert, wobei die aus der Validierung der Höhenmodelle abgeschätzten Unsicherheiten in die Analyse einfließen.

5.1 Interpolationsergebnisse: Höhenmodell 1979

Grundlage der Validierung der Interpolationsergebnisse für die Berechnung von Gletscheränderungen sind die Höhenlinien des photogrammetrischen Modells von 1979 mit einer Äquidistanz von 10 m. Die Interpolationen der Raster erfolgten daher mit einer Gitterweite von 10 m. Als Referenzmodell wurde das Höhenmodell mit der höchsten Güte, das LIDAR-DHM 2009 mit einer räumlichen Auflösung von 10m, eingesetzt. Die Bewertung erfolgte hinsichtlich visueller Kriterien und statistischer Parameter, die die Höhenabweichungen zwischen den interpolierten DHMs und dem Referenzmodell beschreiben.

5.1.1 Qualitative Validierung

Für die qualitativ-visuelle Validierung wurden verschiedene Darstellungsformen gewählt: Differenzkarten der DHMs, Vergleich von abgeleiteten Höhenlinien aus den interpolierten DHMs mit den Konturlinien des Referenzmodells sowie Schummerungsdarstellungen (Hillshades) der DHMs auf stabilem Terrain und der Gletscheroberfläche.

Abbildung 5-1 zeigt einen Vergleich der aus den interpolierten DHMs erzielten Detailgenauigkeit mit dem Höhenmodell 2009 auf stabilem Terrain. Bild a) ist das Referenzmodell, b) das IDW-interpolierte DHM, c) das SPLINE-interpolierte DHM, d) die Triangulierung und e) das mit dem TOPO TO RASTER – Tool (ANUDEM Algorithmus) interpolierte DHM. Der abgebildete Bereich ist die westlichste Validierungszone, nahe des Kleinfleißkees („FLK Stable W“ – siehe Abbildung 4-9). Vorweg ist festzuhalten, dass alle Interpolationen nicht die Detailgenauigkeit des DHM 2009 in 10m Auflösung erreichen.

Dennoch ist die Moräne, jeweils in der Bildmitte (b-e) deutlich zu erkennen. Jedoch wird sie mit der ANUDEM-Interpolation unschärfer und abgerundeter dargestellt als mit den anderen Verfahren. Der Grund dafür liegt in der stärkeren Glättung der Oberfläche. Das ANUDEM-Verfahren produziert dafür praktisch keine Terrasseneffekte, die vor allem beim Inverse Distance Weighting und im flacheren Gelände auch bei der SPLINE-Interpolation sehr massiv auftreten (siehe Abbildung 5-1b und Abbildung 5-2b und c).

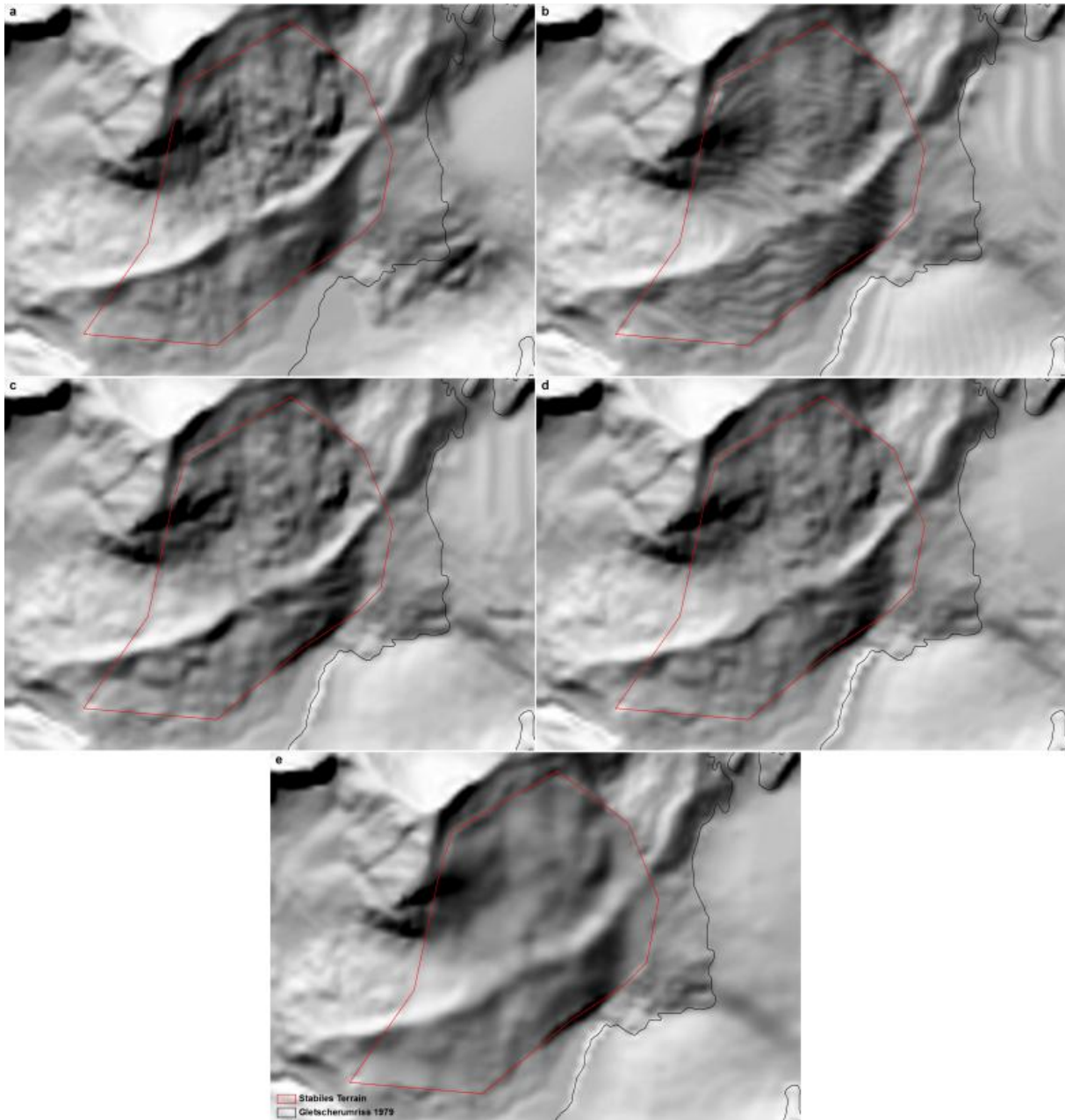


Abbildung 5-1 Detailgenauigkeit des Referenz-DHM 2009 und der interpolierten Höhenmodelle auf stabilem Terrain: a) Airborne Laser Scan 2009, b) IDW 1979, c) Spline 1979, d) TIN 1979, e) ANUDEM 1979

Terrasseneffekte lassen sich durch die hohe Dichte an Interpolationspunkten mit gleichen Höhenwerten entlang der Konturlinien erklären. Im Interpolationsprozess werden, innerhalb

eines bestimmten Suchradius, Datenpunkte gesucht und aus diesen, gewichtete Mittel für unbekannte Gitterpunkte berechnet. Wenn die, in die Mittelung einbezogenen Datenpunkte denselben Wert besitzen, wird das Ergebnis genau den gleichen Wert aufweisen. Das heißt, dass unterschiedlich breite Streifen, die an die Konturlinien angrenzen, den gleichen Höhenwert zugewiesen bekommen und die Konturlinie in eine „(Reis-)Terrasse“ (engl. padi) transformieren (Burrough und McDonnell 1998). Abbildung 5-2b zeigt diesen Effekt der IDW-Interpolation auf der Gletscherfläche. Auch die Spline-Interpolation (b) produziert den Effekt, wenn auch in nicht so extremen Ausmaß.

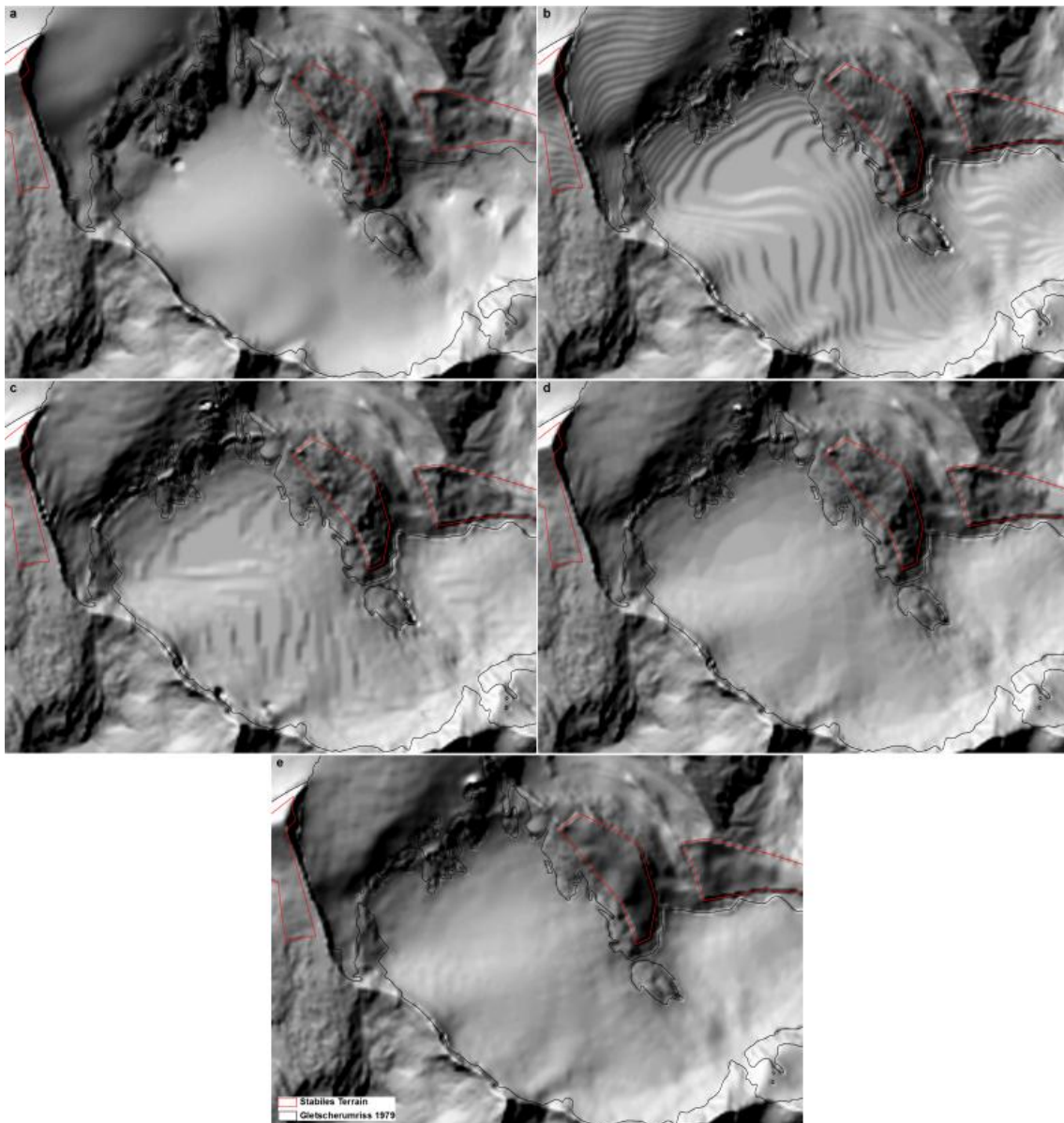


Abbildung 5-2 Detailgenauigkeit des Referenz-DHM 2009 und der interpolierten Höhenmodelle auf Gletscherfläche Goldbergkees: a) Airborne Laser Scan 2009, b) IDW 1979, c) Spline 1979, d) TIN 1979, e) ANUDEM 1979

Ein Fehler, der sich als Konsequenz der Stufenbildung ergibt, ist die Bildung unnatürlicher „Tigerstreifen“ bei der Ableitung der Hangneigungen aus dem DHM (Burrough und McDonnell 1998). Der Tigerstreifen-Effekt der IDW-Interpolation ist in Abbildung 5-3 (linkes Bild) deutlich zu erkennen, während der ANUDEM-Algorithmus eine weit glatteren Verlauf der Hangneigung produziert (Abbildung 5-3, Rechtes Bild).

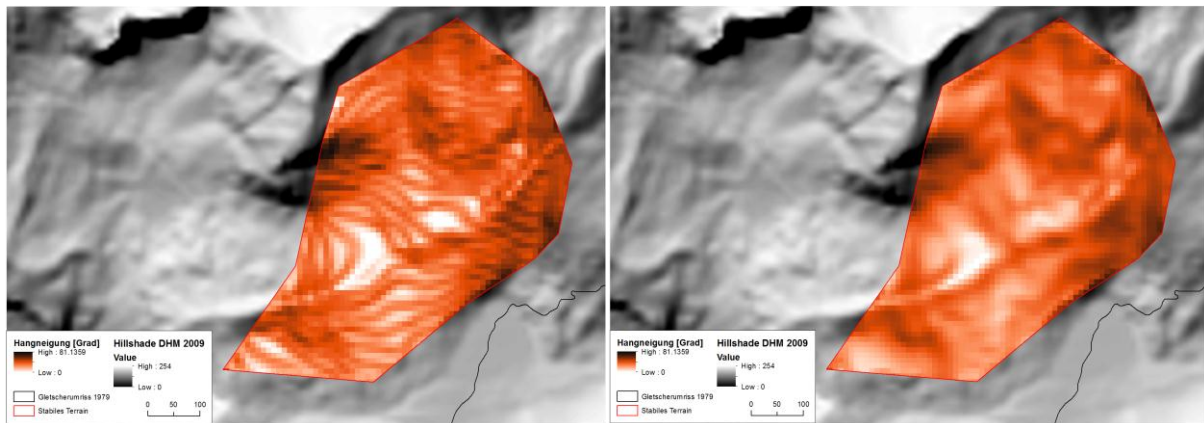


Abbildung 5-3 Tigerstreifen-Effekt der IDW Interpolation. Linkes Bild) IDW; Rechtes Bild) ANUDEM

Eine mögliche Lösungsstrategie wäre, die Höhenlinien in so wenig Punkte wie möglich umzuwandeln und gleichzeitig Extrapunkte für Gipfel, Rücken, Talböden, etc. hinzuzufügen. Außerdem sollte der Suchradius vergrößert werden um auch Datenpunkte anderer Konturlinien in die Distanzgewichtung mitzunehmen (Burrough und McDonnell 1998). Jedoch würde dieser Ansatz eine stärkere Glättung der Oberfläche bewirken.

Beim TIN-Verfahren fällt die Wiedergabe einer triangulierungsbedingten kantigen Struktur der Gletscheroberfläche des Goldbergkees im Hillshade auf (Abbildung 5-2d).

Eine weitere Möglichkeit, Interpolationsergebnisse visuell zu evaluieren, kann durch das Vergleichen der abgeleiteten Isolinien geschehen. Abbildung 5-4 a-d zeigt die 10 m - Höhenlinien der Interpolationen (grün) im Vergleich zu jenen des DHM 2009 (braun). Dabei zeigen alle Methoden ein relativ ähnliches Ergebnis. Die IDW- und die TIN-Interpolation weisen in den Höhenlinien teilweise stufenförmige Artefakte auf (a und c). Insgesamt zeigt die ANUDEM-Interpolation die beste Übereinstimmung mit den Höhenlinien des DHM 2009. Ihr Verlauf ist auch geglätteter als bei den anderen Verfahren.

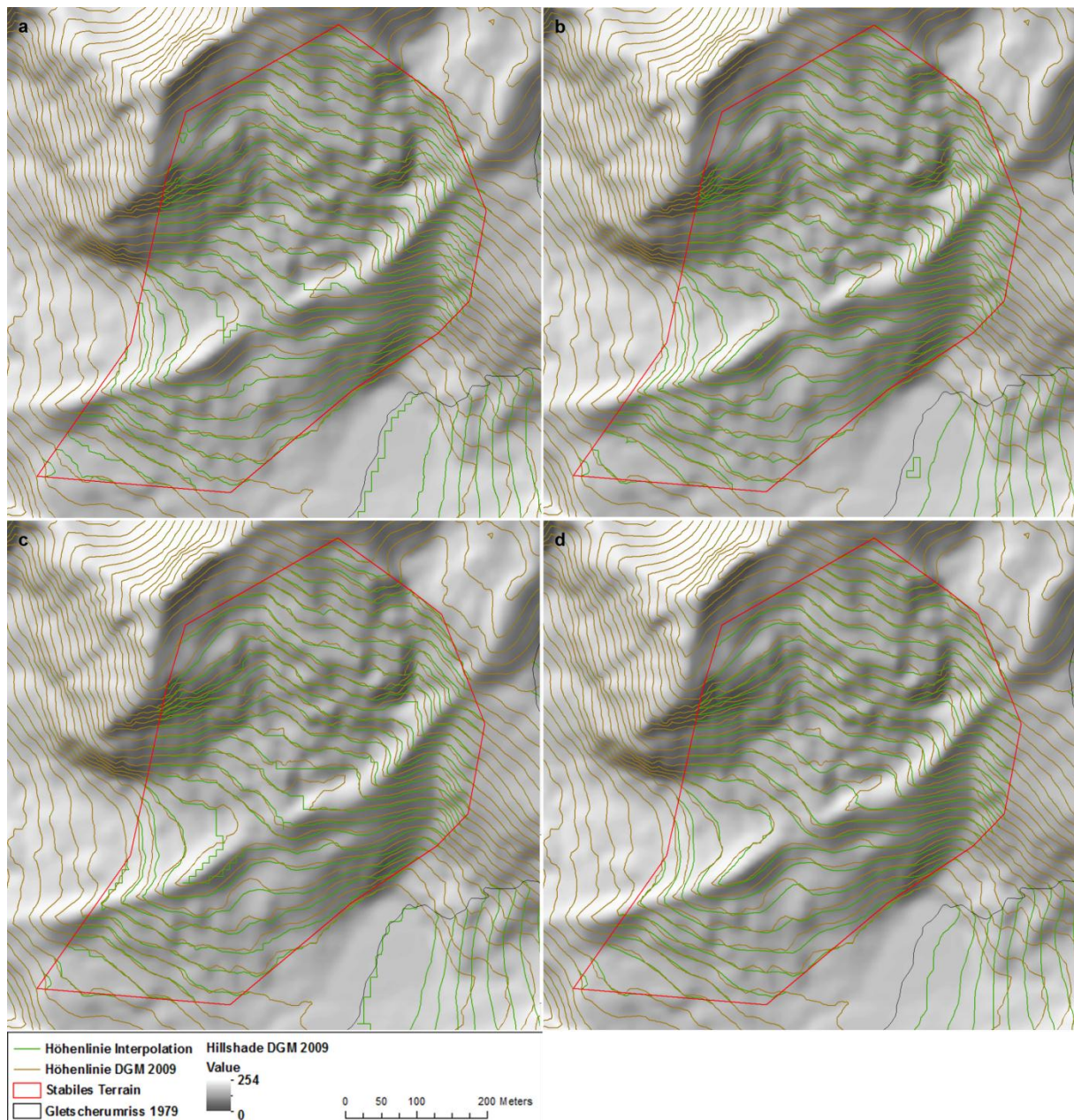


Abbildung 5-4 Vergleich der der abgeleiteten Höhenlinien unterschiedlicher Interpolationen mit Höhenlinien DHM 2009: a) IDW 1979, b) Spline 1979, c) TIN 1979, d) ANUDEM 1979

Das für glaziologische Untersuchungen wichtigste Kriterium in der DHM-Bewertung ist jenes der vertikalen Koordinate, da die Höhenabweichungen zwischen zwei DHMs unterschiedlicher Zeitpunkte auf stabilem Terrain zur Bewertung der Höhenänderungen auf der Gletscheroberfläche hinzugezogen werden müssen. Abbildung 5-5a-d zeigt die beiden Gletscher Kleinfleißkees (FLK) und Goldbergkees (GOK) und die Flächen, von denen angenommen wird, dass sie unveränderlich bleiben. Höhendifferenzen auf diesen Flächen werden zur Abschätzung der Genauigkeit der Interpolationsmethoden herangezogen. Sie sind in Abbildung 5-5a beschriftet. Die Namensgebung erfolgt nach ihrer Lage bezüglich der benachbarten Gletscher – FLK Stable N, GOK Stable N, usw. Dabei wurde versucht, diese

Gebiete für die Validierung der restlichen Höhenmodelle so gut wie möglich in ihre Ausdehnung konstant zu halten.

Auf den ersten Blick fällt die Diskrepanz der Höhendifferenzen zwischen den Validierungsgebieten FLK Stable N, FLK Stable W, GOK Stable S und den Gebieten im Norden des Goldbergkeeses (GOK Stable N, NE) auf. Während die Höhenmodelle in den Bereichen südwestlich des Alpenhauptkamms (FLK Stable N, W und GOK Stable S) relativ gut mit dem DHM 2009 übereinstimmen, kommt es in den Gebieten nordöstlich des Goldbergkeeses zu beträchtlichen Abweichungen. Gleichzeitig sind diese Zonen mehrheitlich NO- bis SO-geneigt. Eine erweiterte Analyse der räumlichen Variabilität der Höhendifferenzen erfolgt im Kapitel 5.2.

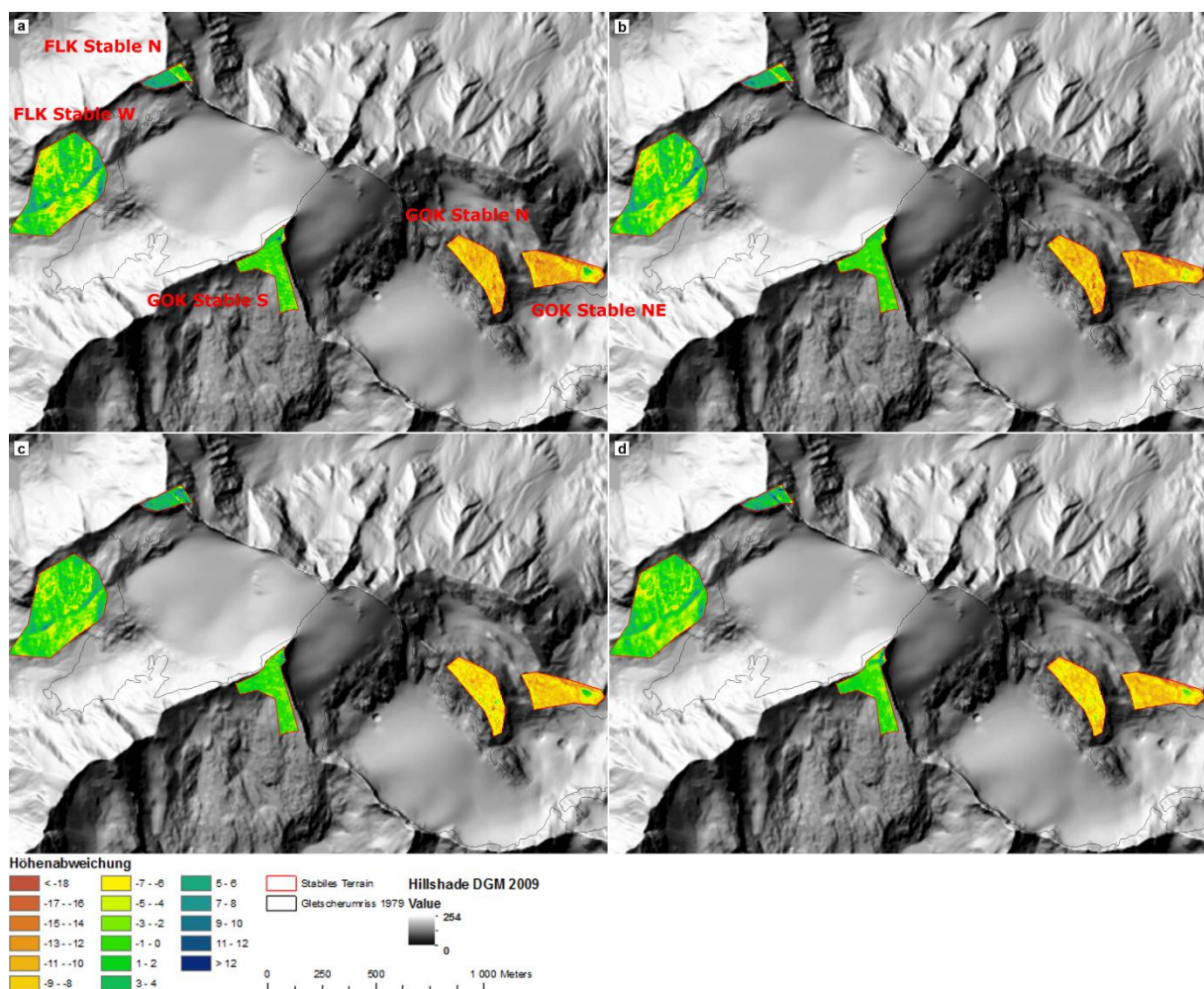


Abbildung 5-5 Höhenabweichung der interpolierten DHM vom Referenzmodell DHM 2009: a) IDW 1979, b) Spline 1979, c) TIN 1979, d) ANUDEM (TOPO TO RASTER) 1979

5.1.2 Quantitative Validierung

Die quantitative Validierung der Interpolationsmethoden erfolgt mit Standardparametern zur Beschreibung der Häufigkeitsverteilung der Höhendifferenzen mit dem DHM 2009. Die Tabellen 5-1 bis 5-4 beziehen sich auf die Höhengenaugkeit der DHMs und ihre mathematischen Kenngrößen. Die Ausgabe erfolgt jeweils für die einzelnen Validierungsflächen getrennt und für die Höhenmodelle insgesamt.

Es wurden insgesamt 5438 Gitterpunkte am stabilen Terrain ausgewertet. Für diese Punkte wurden in der Folge die Extremwerte, die Spannweite der Höhenabweichungen, der Mittelwert sowie die Standardabweichung und der Root Mean Square Error (RMSEz) berechnet. Der Mittelwert der Höhendifferenz ist der mittlere Fehler des Höhenmodells, die Standardabweichung und der RMSE geben die Streuung der Werte um den Mittelwert an. Somit sind sie die Maße für die Unsicherheit des interpolierten Höhenmodells. Dabei ist zu beachten, dass die Standardabweichung dem RMSE zu bevorzugen ist, wenn der mittlere Fehler Null beträgt (z.B. Nuth et al. 2007). Es gilt aber auch: Ist der systematische Fehler des DHMs Null, entspricht die Standardabweichung dem RMSE (Liu et al. 1999).

Die Kennzahlen der IDW-Interpolation sind in Tabelle 5-1 zusammengefasst, wobei die Ausgabe für alle Validierungszonen insgesamt und nach Zonen aufgeschlüsselt erfolgt. Die mittlere Höhendifferenz mit dem DHM 2009 beträgt -3.5 m (mittlere Abw.). 68% der Werte streuen 5.48 m (STD) bzw. 6.50 (RMSE) um diesen Wert. Da die mittlere Abweichung $\neq 0$ ist, wird die Standardabweichung (STD) als Maß für die Unsicherheit angenommen. Die Aufschlüsselung der Höhenabweichung nach den Validierungszonen zeigt die räumliche Variabilität der Unsicherheit. In den Bereichen nördlich des Goldbergkees (GOK Stable N und NE) ist die Abweichung bis zu 10 Mal höher als im Westen des Kleinfleißkees (FLK Stable W). Die Geländehöhen werden im IDW DHM 1979 in vier von fünf Validierungszonen im Vergleich zum DHM von 2009 unterschätzt – mit Ausnahme des Gebietes nördlich des Kleinfleißkees (FLK Stable N) mit einer Abweichung von +2.64 m und einer STD von 3.68 m. Im Bereich der Goldbergspitze südlich des Goldbergkees (GOK Stable S) ist die Standardabweichung mit 1.91 m am geringsten.

Tabelle 5-1 IDW 1979: Kenngrößen der Höhenabweichung vom Referenzmodell DHM 2009

	Gitterpunkte	Fläche (m ²)	Min (m)	Max (m)	Spannweite (m)	Mittlere Abw. (m)	STD (m)	RMSE (m)
FLK Stable N	301	30100	-12.19	11.38	23.56	2.64	3.68	4.53
FLK Stable W	2618	261800	-15.93	10.40	26.33	-0.82	3.59	3.68
GOK Stable N	854	85400	-18.09	0.00	18.09	-9.84	2.63	10.19
GOK Stable NE	847	84700	-19.51	5.43	24.94	-10.00	3.62	10.64
GOK Stable S	818	81800	-12.62	13.02	25.64	-0.95	1.91	2.13
Total	5438	543800	-19.51	13.02	32.53	-3.5	5.48	6.50

Die SPLINE-Interpolation zeigt ein ähnliches Resultat (Tabelle 5-2). Die mittlere Abweichung beträgt -3.56 m, die STD 5.57 m und der RMSE 6.61 m. Alle drei Werte sind geringfügig höher als bei der IDW-Interpolation. Auch die Spannweite zwischen den Extremwerten ist mit 37.33 m etwas höher, wobei der negative Extremwert noch unter dem der IDW-Interpolation liegt. Auch die Diskrepanz in den Höhenfehlern (mittlere Abweichung) zwischen den Validierungszonen nördlich des Goldbergkees und den Zonen westlich des Kleinfleißkees ist ähnlich groß.

Tabelle 5-2 SPLINE 1979: Kenngrößen der Höhenabweichung vom Referenzmodell DHM 2009

	Gitterpunkte	Fläche (m ²)	Min (m)	Max (m)	Spannweite (m)	Mittlere Abw. (m)	STD (m)	RMSE (m)
FLK Stable N	301	30100	-17.74	10.37	28.11	2.25	3.91	4.51
FLK Stable W	2618	261800	-20.95	10.71	31.65	-0.75	3.67	3.75
GOK Stable N	854	85400	-26.62	0.00	26.62	-9.99	2.80	10.37
GOK Stable NE	847	84700	-20.78	0.00	20.78	-10.41	3.22	10.89
GOK Stable S	818	81800	-10.44	5.50	15.94	-0.88	1.42	1.67
Total	5438	543800	-26.62	10.71	37.33	-3.56	5.57	6.61

Die TIN-Interpolation in Tabelle 5-3 unterschätzt die Geländehöhen im Vergleich zum DHM um -3.04 m (Mittelwert). Im Vergleich zur SPLINE-Interpolation ergibt das einen um 52 cm geringeren Wert. Die Standardabweichung liegt bei 4.49 m, der RMSE um einen Meter höher bei 5.42 m. Bei der Triangulierung wird die Diskrepanz zwischen den nördlich des Goldbergkees und den restlichen Zonen etwas geringer. Im Bereich GOK Stable N liegt die mittlere Abweichung bei -7.82 m und in GOK Stable NE bei -8.83 m. Bei der SPLINE-Interpolation waren dies noch -9.99 m und -10.41 m. Auch die Standardabweichung in diesen Bereichen hat sich etwas verringert.

Tabelle 5-3 TIN 1979: Kenngrößen der Höhenabweichung vom Referenzmodell DHM 2009

	Gitterpunkte	Fläche (m ²)	Min (m)	Max (m)	Spannweite (m)	Mittlere Abw. (m)	STD (m)	RMSE (m)
FLK Stable N	301	30100	-11.20	12.12	23.32	3.35	2.91	4.44
FLK Stable W	2618	261800	-14.15	9.59	23.73	-0.99	2.74	2.91
GOK Stable N	854	85400	-20.62	0.00	20.62	-7.82	2.03	8.08
GOK Stable NE	847	84700	-17.29	2.45	19.74	-8.83	2.86	9.28
GOK Stable S	818	81800	-5.57	18.39	23.96	-0.94	1.65	1.90
Total	5438	543800	-20.62	18.39	39	-3.04	4.49	5.42

Die ANUDEM-Interpolation (Tabelle 5-4) produziert die geringste mittlere Höhenabweichung aller Interpolationsverfahren. Sie beträgt bei diesem Algorithmus -2.89m. Die Standardabweichung beträgt 4.65 m und der RMSE 5.48. Sie sind somit beide praktisch gleich groß wie bei der TIN-Interpolation. Auch die Werte für das stabile Terrain nördlich des Goldbergkees liegen im Bereich der TIN-Interpolation. Die Spannweite der Extremwerte liegt mit 34.61 m unter der des TIN-Verfahrens. Zu erkennen ist in allen Verteilungen, dass der Unterschied zwischen RMSE und Standardabweichung größer wird, je weiter der Mittelwert der Verteilung von Null abweicht. Zum Beispiel beträgt die STD im Gebiet GOK Stable NE 2.86 m und der RMSE 9.28 m. Umgekehrt beträgt der Unterschied zwischen beiden bei einer mittleren Abweichung von -0.99 m (FLK Stable W) nur mehr wenige cm (STD von 2.74 m und RMSE von 2.91 m).

Tabelle 5-4 TOPO TO RASTER 1979: Kenngrößen der Höhenabweichung vom Referenzmodell DHM 2009

	Gitterpunkte	Fläche (m ²)	Min (m)	Max (m)	Spannweite (m)	Mittlere Abw. (m)	STD (m)	RMSE (m)
FLK Stable N	301	30100	-8.84	15.92	24.76	3.84	3.50	5.19
FLK Stable W	2618	261800	-9.66	8.55	18.21	-0.73	2.59	2.69
GOK Stable N	854	85400	-13.29	-1.32	11.97	-7.94	1.77	8.13
GOK Stable NE	847	84700	-18.69	1.39	20.08	-9.14	2.42	9.45
GOK Stable S	818	81800	-11.23	10.61	21.84	-0.54	2.11	2.18
Total	5438	543800	-18.69	15.92	34.61	-2.89	4.65	5.48

5.1.3 Auswahl des Interpolationsverfahren

Nach der qualitativen Analyse kann festgestellt werden, dass die TIN-Interpolation, morphologisch komplexeres Relief (Abbildung 5-1d) am besten wiedergibt. Im flacheren Terrain bzw. auf der Gletscheroberfläche ist aber eindeutig der ANUDEM-Algorithmus zu bevorzugen (Abbildung 5-2d), da er eine glatte Oberfläche mit wenigen Artefakten und keine Terrassen produziert.

Auf Basis der statistischen Auswertung der Höhenabweichungen am stabilen Terrain können die Interpolationsverfahren Inverse Distance Weighting und SPLINE ausgeschlossen werden, da sie die größeren mittleren Höhenabweichungen produzieren. Standardabweichungen und RMSE sind bei diesen Verfahren ebenfalls am größten. Die TIN-Interpolation hat mit einer Standardabweichung von 4.49m die geringste Streuung. Den geringsten mittleren Höhenfehler am stabilen Terrain (-2.89 m) ergibt aber der ANUDEM-Algorithmus (TOPO TO RASTER). Eine Zusammenfassung der Interpolationsergebnisse am stabilen Terrain kann Tabelle 5-5 entnommen werden.

Die

Tabelle 5-6 gibt einen Überblick für die statistischen Parameter der Häufigkeitsverteilung auf der Gletscheroberfläche (Goldbergkees und Kleinfleißkees kombiniert). Es zeigt sich, dass die SPLINE-Interpolation sehr hohe Extremwerte in beide Richtungen ergibt. Diese „Overshoots“ wurden in Kapitel 4.4.2.2 beschrieben. Die mittlere Höhendifferenz ist aber für alle Interpolationsmethoden mit Werten zwischen -20.0 m (IDW) bis -20.3 m (TOPO TO RASTER) etwa gleich groß.

Basierend auf dem optischen Gesamteindruck der vier Interpolationsmethoden (Terrasseneffekte, Glättung, Kantenbildung durch Triangulierung) und die statistische Auswertung sowohl auf stabilem Terrain als auch auf der Gletscheroberfläche, wird die ANUDEM-Interpolation (TOPO TO RASTER) als das geeignetste Verfahren für die weiteren Höhenmodelle erachtet. Dies hat zusätzlich den Vorteil, dass der Arbeitsschritt der Isolinien-Konvertierung und Punktwerte entfällt, da der ANUDEM-Algorithmus linienhafte Eingangsdaten verarbeiten kann.

Tabelle 5-5 Zusammenfassung der Kenngrößen der Höhenabweichung von Referenzmodell DHM 2009 am stabilen Terrain

	Gitterpunkte	Min (m)	Max (m)	Spannweite (m)	Mittlere Abw. (m)	STD (m)	RMSE (m)
IDW	5438	-19.51	13.02	32.53	-3.5	5.48	6.50
SPLINE	5438	-26.62	10.71	37.33	-3.56	5.57	6.61
TIN	5438	-20.62	18.39	39.01	-3.04	4.49	5.42
TOPO TO RASTER	5438	-18.69	15.92	34.61	-2.89	4.65	5.48

Tabelle 5-6 Zusammenfassung der Kenngrößen der Höhenabweichung von Referenzmodell DHM 2009 auf der Gletscheroberfläche

		Gitterpunkte	Fläche (m ²)	Min (m)	Max (m)	Spannweite (m)	Mittlere Abw. (m)
IDW	FLK + GOK	32230	3223000	-80.00	14.00	94.00	-20.00
SPLINE	FLK + GOK	32230	3223000	-127.28	23.31	150.59	-20.2
TIN	FLK + GOK	32230	3223000	-80.97	12.07	93.04	-20.37
TOPO TO RASTER	FLK + GOK	32230	3223000	-79.18	16.56	95.73	-20.38

5.2 Co-Registrierung: Höhenmodelle 1909 - 1998

5.2.1 Lagebedingte Höhenfehler

Nachdem der ANUDEM-Algorithmus als geeignetstes Verfahren festgelegt wurde, wurde es anschließend zur Interpolation der Höhenmodelle der Jahre 1909, 1931, 1953 und 1979 angewendet. Für die Jahre 1969, 1992 und 1992 sind die DHMs bereits vorhanden. In diesem Abschnitt werden die aus den topographischen Grundlagen erstellten und die bereits vorhandenen Höhenmodell hinsichtlich Fehlerabhängigkeiten zu Hangneigung und Exposition überprüft und gegebenenfalls korrigiert. Die Korrektur erfolgt über die Verschiebung des jeweiligen Höhenmodells gemäß der aus der Ausgleichsrechnung gelösten Parameter a , b und c (vgl. Kapitel 4.5.2).

Die Abbildungen 5-6 bis 5-12 zeigen Streudiagramme der Höhenabweichungen aller Höhenmodelle. Im jeweils ersten Diagramm (a) ist die Höhenabweichung (dh) als Funktion der Hangneigung (α) dargestellt. Um die Abhängigkeit der Höhenfehler von der Exposition der Gitterpunkte aufzuzeigen, muss der hangneigungs-abhängige Fehler beseitigt werden. Dies geschieht durch Normalisierung der Höhenabweichung durch den Tangens der Hangneigung im Gitterpunkt (siehe Kapitel 4.5.2). Das Ergebnis ist als Funktion im zweiten Diagramm (b) abgebildet. Ein sinusförmiger Verlauf der Streuung deutet auf einen lagebedingten systematischen Fehler in den Höhenabweichungen bezüglich des Referenzmodells hin, der eventuell durch Verschieben des DHMs minimiert werden kann. Die rote Linie ist die berechnete Ausgleichskurve gemäß der Gleichungen (4-9) und (4-10) in Kapitel 4.5.2 auf Seite 48.

Abbildung 5-6 zeigt die Streudiagramme des ersten Höhenmodells der Zeitreihe aus dem Jahre 1909. Der überwiegende Teil der überprüften Gitterpunkte ist auf Hangneigungen zwischen 30 und 40° verteilt (a). Ein signifikanter Zusammenhang der Höhendifferenzen (dh) mit der Hangneigung ist nicht erkennbar. Außerdem sind die Geländepunkte des stabilen Terrains inhomogen über die Richtungen der Hangneigung verteilt (b). Der größte Teil der Punkte ist über den N-SO-Sektor gestreut, was eine Validierung bezüglich eines lagebedingten Höhenfehlers nicht möglich macht. Die Morphologie des Geländes im Gletscherumland (instabiles Terrain) und die geringe Abdeckung der Kartengrundlage (Abbildung 3-10) und die teilweise schwer erkennbaren Höhenlinien, limitierten die Möglichkeiten, stabiles Terrain großräumiger zu digitalisieren. Die Anpassung (rote kurve) ist falsch.

Das Höhenmodell wird daher ohne Korrektur übernommen. Die Ergebnisse der statistischen Auswertung der Höhenfehler werden in Kapitel 5.3 präsentiert.

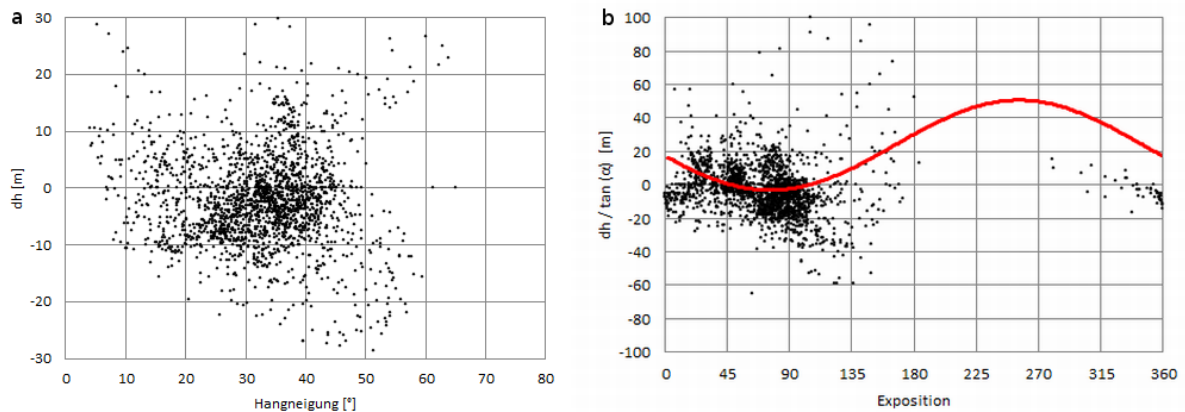


Abbildung 5-6 DHM 1909: a) Höhenabweichung als Funktion der Hangneigung; b) normalisierte Höhenabweichung als Funktion der Exposition

Die Höhenabweichungen des DHM 1931 in Abbildung 5-7 (a) streuen mit steigender Hangneigung etwas mehr und zwar sowohl in negativer als auch in positiver Richtung. Die Normalisierung zur Aufdeckung des Zusammenhangs der Höhenabweichungen ergibt keinen sinusförmigen Verlauf. Die Anpassung (rote Kurve) ist falsch. Es zeigt sich, dass die Höhenabweichungen in den östlichen Lagen eher teilweise positiv sind und in den westlich geneigten Flächen eher negativ sind. Jedoch ist auch in diesem Fall kein signifikanter Zusammenhang zwischen Höhenabweichung und Exposition erkennbar.

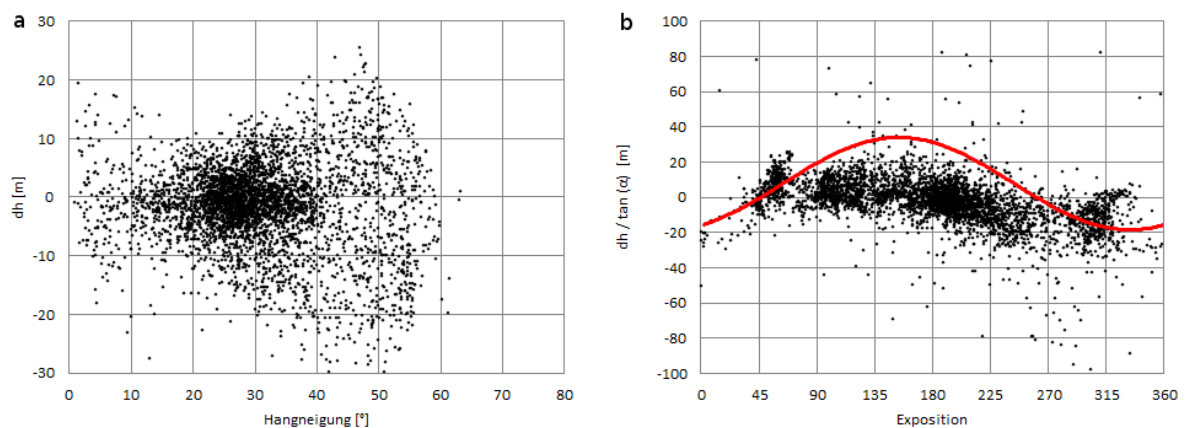


Abbildung 5-7 DHM 1931: a) Höhenabweichung als Funktion der Hangneigung; b) normalisierte Höhenabweichung als Funktion der Exposition

Die Plots der Höhenmodelle aus den Jahren 1953 und 1979 zeigen ein ähnliches Bild (Abbildung 5-8 und Abbildung 5-9). Die Höhendifferenzen nehmen mit steigender Hangneigung leicht zu (a), die normalisierten Abweichungen als Funktion der Exposition zeigen keine Sinuswelle. Die Höhenabweichungen suggerieren aber eine Zweiteilung. Mit zunehmender Hangneigung nimmt eine Gruppe der Höhenabweichungen einen positiven Verlauf und die andere einen negativen Verlauf. Dieses Bild ist in beiden Höhenmodellen

(1953 und 1979) zu erkennen. Dieser Eindruck bestätigt sich durch Abbildung 4-9 und Tabelle 5-12. Beide Höhenmodelle zeigen eine sehr hohe negative mittlere Abweichung in den Zonen nordöstlich des Terminus des Goldbergkeeses, während die restlichen Zonen vergleichsweise geringe, teils positive Abweichungen zeigen. Der Grund könnte in einer lagerungsbedingten Verzerrung (über 30 Jahre) des Papiers liegen, die durch die Digitalisierung übernommen wurde und sich somit im Interpolationsergebnis widerspiegelt.

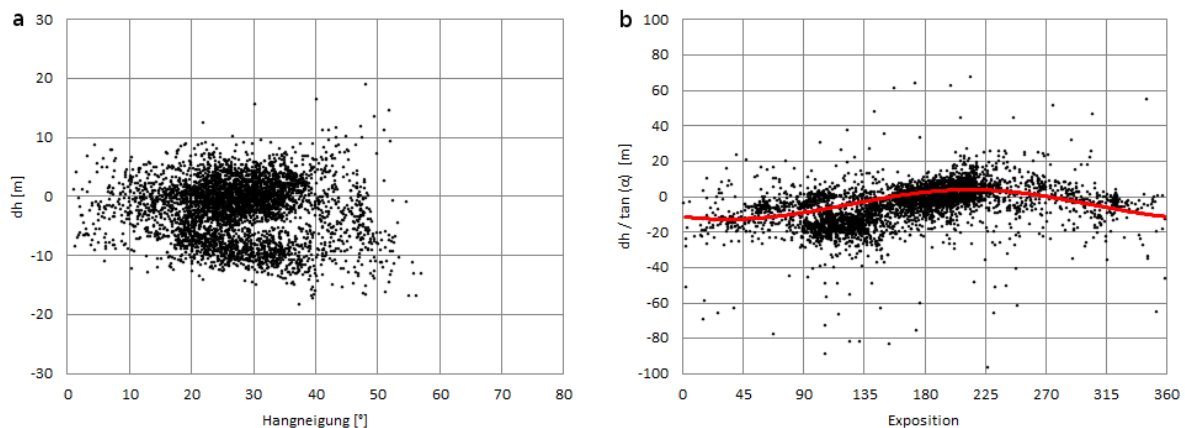


Abbildung 5-8 DHM 1953: a) Höhenabweichung als Funktion der Hangneigung; b) normalisierte Höhenabweichung als Funktion der Exposition

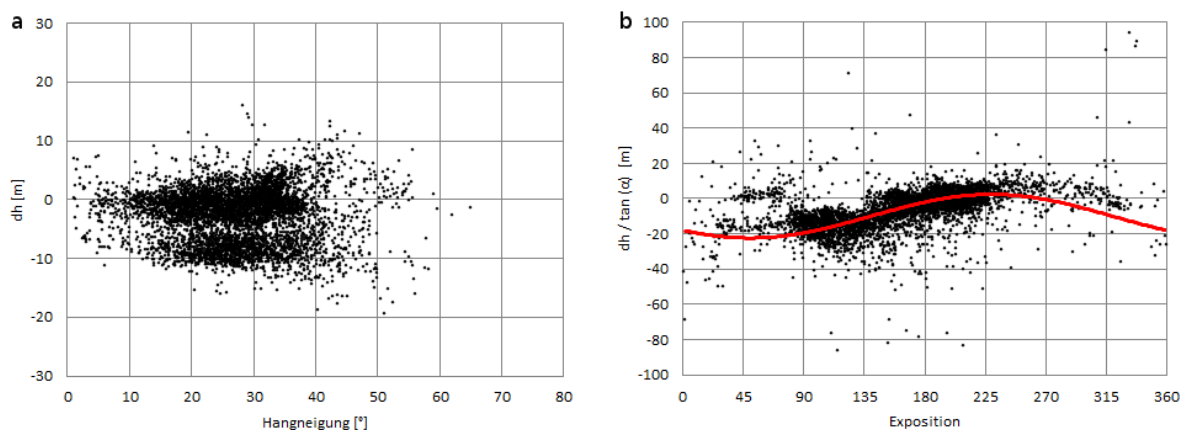


Abbildung 5-9 DHM 1979: a) Höhenabweichung als Funktion der Hangneigung; b) normalisierte Höhenabweichung als Funktion der Exposition

Die Höhenabweichungen des DHM 1969 vom österreichischen Gletscherinventar streuen ohne ein systematisches Muster erkennen zu können (Abbildung 5-10). Dies lässt auf einen sehr hohen zufälligen Fehleranteil schließen. Möglicherweise spielen hier Überstrahlungseffekte in den Orthophotos eine Rolle. Durch Überstrahlung werden helle Stellen umgebende Bereiche ebenfalls aufgehellt, was eine genaue Identifizierung der Geländehöhen erschwert. Wie Tabelle 5-13 in Kapitel 5.3 zeigt, weist dieses Höhenmodell

auch den weitaus höchsten mittleren Fehler und den höchsten Standardfehler aller Höhenmodelle auf.

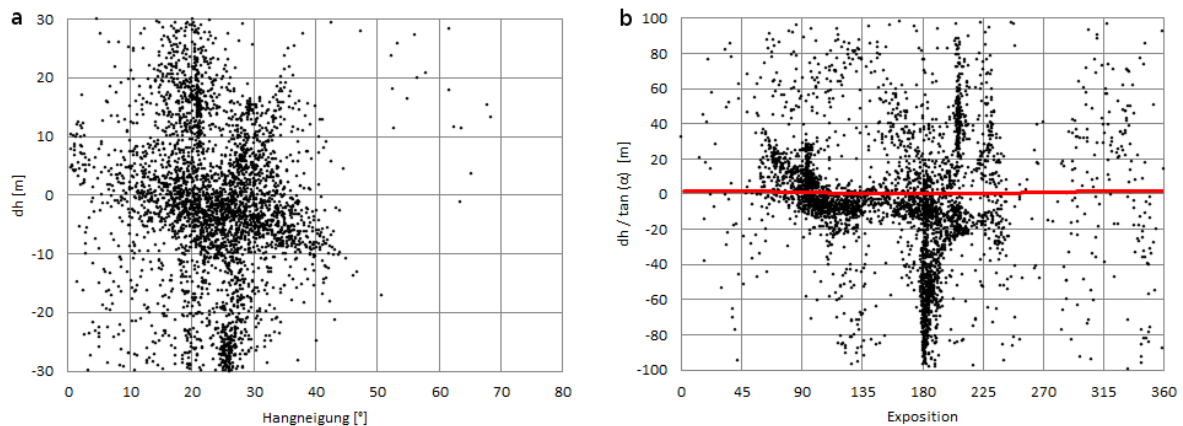


Abbildung 5-10 DHM 1969: a) Höhenabweichung als Funktion der Hangneigung; b) normalisierte Höhenabweichung als Funktion der Exposition

Die photogrammetrischen Höhenmodelle der Jahre 1992 und 1998 sind die Modelle mit den geringsten mittleren Höhenabweichungen (Abbildung 5-11 und Abbildung 5-12). Die Abbildungen zeigen einen schwach positiven linearen Zusammenhang der Höhendifferenz mit der Hangneigung (a) und einen ebenfalls leichten Zusammenhang mit der Exposition (b). jedoch sind die normalisierten Abweichungen im Höhenmodell 1998 in den östlichen Sektoren positiv, wie zu erwarten wäre, sondern leicht negativ. Daher scheint beim Höhenfehler des DHM 1998 kein lagebedingte systematischer Fehler vorhanden zu sein. Im Gegensatz dazu, könnte eine lagebedingte Korrektur beim Höhenmodell eine leichte Verbesserung in der mittleren Höhenabweichung bringen, da die leicht positiven Abweichungen zwischen 0° und 180° eine Lageverschiebung bezüglich des DHM 2009 vermuten lassen.

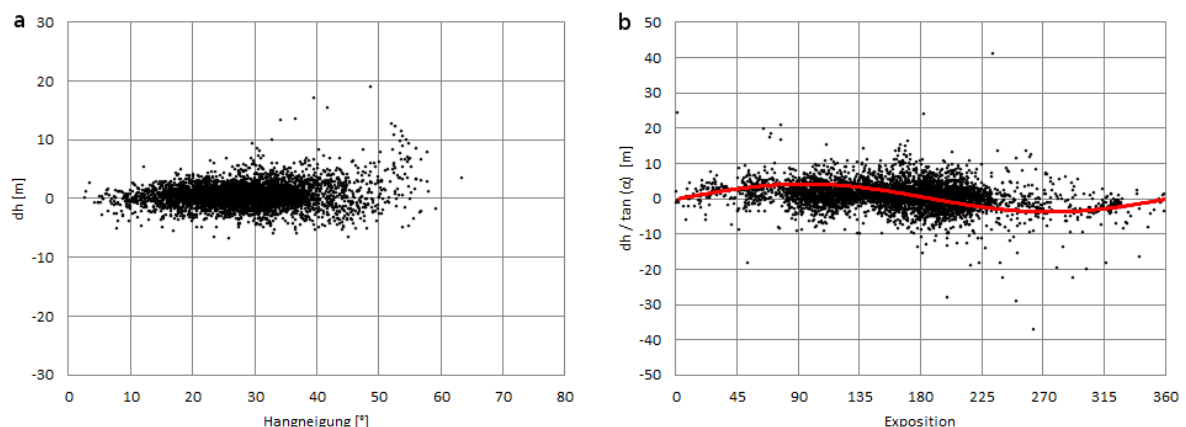


Abbildung 5-11 DHM 1992: a) Höhenabweichung als Funktion der Hangneigung; b) normalisierte Höhenabweichung als Funktion der Exposition (mit Ausgleichungskurve)

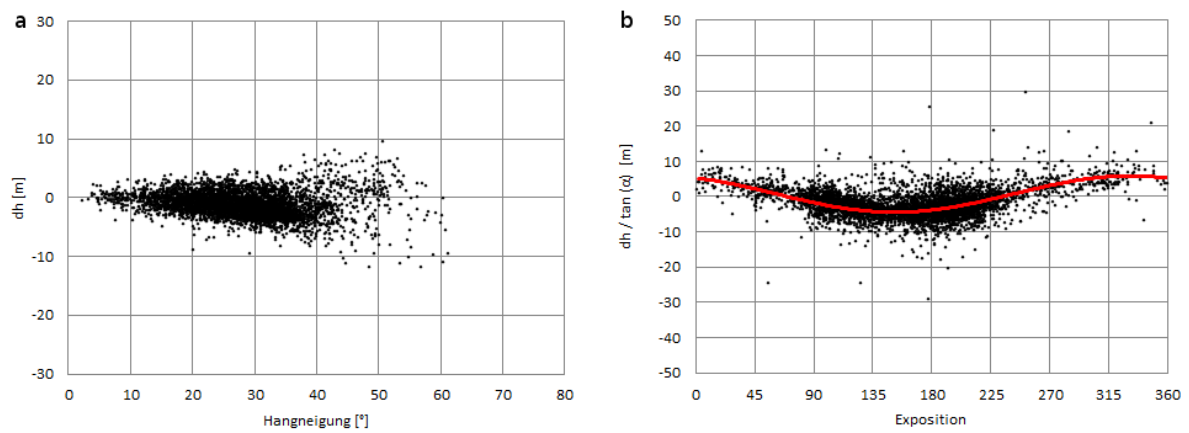


Abbildung 5-12 DHM 1998: a) Höhenabweichung als Funktion der Hangneigung; b) normalisierte Höhenabweichung als Funktion der Exposition (mit Ausgleichskurve)

5.2.2 Korrektur lagebedingter Höhenfehler

Auf Basis der im vorherigen Kapitel präsentierten Ergebnisse, wurde für die Höhenmodelle der Jahre 1953, 1979, 1992 und 1998 eine Co-Registrierung durchgeführt. Die Berechnung der Ausgleichungskurve erfolgte nach der in Kapitel 4.5.2 beschriebenen Methode der kleinsten Fehlerquadrate mit den Gleichungen 4-8 bis 4-13 auf Seite 48f. Die Höhenmodelle wurden in ArcGIS 10 gemäß den gelösten Verschiebungsvektoren x und y verschoben, der z -Wert wurde zu den Höhenwerten mit dem „Map Algebra“ - Tool addiert.

Durch die Co-Registrierung konnte einzig das Höhenmodell aus dem Jahre 1992 leicht verbessert werden. Dazu wurde es in x -Richtung um 4 m, in y -Richtung um -0.3 m verschoben und zu den Höhenwerten wurde 0.1 m addiert. Das Ergebnis der ursprünglichen statistischen Validierung ist in Tabelle 5-7 zusammengefasst. Das Ergebnis nach Co-Registrierung kann der Tabelle 5-8 entnommen werden.

Die Ergebnisse der statistischen Validierung der weiteren – unkorrigierten – Höhenmodelle für 1909, 1931, 1953, 1979 und 1998 werden im nächsten Kapitel zusammengefasst.

Tabelle 5-7 zeigt die Ergebnisse der Validierung des nicht lagekorrigierten DHMs in den bekannten Zonen, analog zur Tabelle 5-4. Durch die Co-Registrierung konnte die mittlere Abweichung um 10 cm von 0.45 m auf 0.35 m korrigiert werden. Die Standardabweichung bleibt unverändert bei 1.90 m und der RMSE wurde geringfügig von 1.95 auf 1.93 m verbessert. Die mittlere Abweichung bleibt über alle Zonen relativ konstant, nur der Bereich um den Goldzechkopf (FLK Stable N) weist mit 1.18 m einen höheren Wert als in den restlichen Zonen auf.

Tabelle 5-7 DHM 1992: Kenngrößen der Höhenabweichung vom Referenzmodell DHM 2009 UNKORRIGIERT

Bezeichnung	Gitterpunkte	Fläche (m ²)	Min (m)	Max (m)	Spannweite (m)	Mittelwert (m)	Std.-Abw. (m)	RMSEz (m)
FLK Stable N	332	33200	-5.38	18.91	24.29	1.28	3.42	3.66
FLK Stable W	2345	234500	-6.74	9.93	16.67	0.17	1.82	1.83
GOK Stable N	851	85100	-5.00	7.19	12.19	0.65	1.72	1.84
GOK Stable NE	846	84600	-5.98	5.98	11.96	0.78	1.56	1.75
GOK Stable S	567	56700	-4.58	5.81	10.39	0.29	1.36	1.39
Total	4941	494100	-6.74	18.91	25.65	0.45	1.90	1.95

Tabelle 5-8 DHM 1992: Kenngrößen der Höhenabweichung vom Referenzmodell DHM 2009 KORRIGIERT

Bezeichnung	Gitterpunkte	Fläche (m ²)	Min (m)	Max (m)	Spannweite (m)	Mittelwert (m)	Std.-Abw. (m)	RMSEz (m)
FLK Stable N	332	33200	-5.48	18.81	24.29	1.18	3.42	3.62
FLK Stable W	2345	234500	-6.84	9.83	16.67	0.07	1.82	1.82
GOK Stable N	851	85100	-5.10	7.09	12.19	0.55	1.72	1.81
GOK Stable NE	846	84600	-6.08	5.88	11.96	0.68	1.56	1.71
GOK Stable S	567	56700	-4.68	5.71	10.39	0.19	1.36	1.37
Total	4941	494100	-6.84	18.81	25.65	0.35	1.90	1.93

5.3 Quantitative Validierung: Höhenmodelle 1909 – 1998

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der statistischen Validierung aller Höhenmodell zusammengefasst. Die Resultate der Validierung des Höhenmodells von 1992 sind in dem vorherigen Kapitel 5.2.2 bereits beschrieben worden.

Tabelle 5-9 bis 5-14 geben einen Überblick über die statistischen Kennwerte. Das DHM aus dem Jahre 1909 konnte wurde an 2003 Höhenpunkten am stabilen Terrain validiert. Es ergab sich eine mittlere Höhenabweichung von -1.95 m, also einer Unterschätzung der Geländehöhen von fast 2 m. Die Standardabweichung beträgt 8.9 m, der RMSE 9.11 m. Die relativ geringe mittlere Abweichung spricht für die gute Qualität der erstmals an einem Gletscher ausgeführten Methode der terrestrischen Stereophotogrammetrie.

Tabelle 5-9 DHM 1909: Kenngrößen der Höhenabweichung vom Referenzmodell DHM 2009

Bezeichnung	Gitterpunkte	Fläche (m ²)	Min (m)	Max (m)	Spannweite (m)	Mittlere Abw. (m)	Std.-Abw. (m)	RMSEz (m)
GOK Stable N	1413	141300	-28.63	41.16	69.78	-3.18	8.28	8.88
GOK Stable S	590	59000	-17.58	56.61	74.19	1.01	9.59	9.64
Total	2003	200300	-28.63	56.61	85.24	-1.95	8.90	9.11

Das Höhenmodell aus dem Jahre 1931 wurde aus der ÖK25 abgeleitet. Es weist eine mittlere Abweichung von -1.82 m auf und somit nur 13 cm weniger als die Aufnahme von 1909. Jedoch konnte die Validierung mit doppelt so vielen Höhenpunkten (4168) erfolgen als beim Höhenmodell von 1909 (2003 Punkte). Die die Streuung der Abweichung beträgt 7.74 m, der RMSE 7.95 m).

Tabelle 5-10 DHM 1931: Kenngrößen der Höhenabweichung vom Referenzmodell DHM 2009

Bezeichnung	Gitterpunkte	Fläche (m ²)	Min (m)	Max (m)	Spannweite (m)	Mittlere Abw. (m)	Std.-Abw. (m)	RMSEz (m)
FLK Stable N	877	87700	-30.44	25.51	55.95	-3.36	11.65	12.12
FLK Stable W	2389	238900	-36.64	19.30	55.94	-1.79	5.79	6.06
GOK Stable NE	200	20000	-4.31	12.53	16.84	4.57	4.01	6.08
GOK Stable S	227	22700	-23.90	15.81	39.71	-7.63	9.49	12.18
GOK Stable N	475	47500	-8.96	10.65	19.61	0.97	3.37	3.50
Total	4168	416800	-36.64	25.51	62.15	-1.82	7.74	7.95

Die Höhenmodelle 1953 und 1979 wurden gemeinsam Anfang der 1980er – Jahre ausgewertet. Daher zeigen beide ähnliche Werte bei der mittleren Höhendifferenz, nämlich -2.35m (1953) und -2.89 m (1979). Die Standardabweichung ist beim Modell von 1979 etwas besser (4.65 m) als beim DHM von 1953 (5.01 m). Beide Höhenmodelle zeigen aber eine signifikant höhere Abweichung in den Validierungszonen GOK Stable N und GOK Stable NE. Die möglichen Gründe dieser Diskrepanz wurden bereits in Kapitel 5.2.1 erläutert.

Tabelle 5-11 DHM 1953: Kenngrößen der Höhenabweichung vom Referenzmodell DHM 2009

Bezeichnung	Gitterpunkte	Fläche (m ²)	Min (m)	Max (m)	Spannweite (m)	Mittlere Abw. (m)	Std.-Abw. (m)	RMSEz (m)
FLK Stable N	380	38000	-20.43	12.40	32.82	-2.83	5.38	6.08
FLK Stable W	2340	234000	-8.97	13.49	22.46	0.12	3.07	3.07
GOK Stable N	695	69500	-13.45	4.36	17.80	-4.83	3.79	6.14
GOK Stable NE	669	66900	-21.55	0.36	21.91	-9.55	2.75	9.93
GOK Stable S	266	26600	-9.64	18.95	28.59	1.09	4.14	4.28
Total	4350	435000	-21.55	18.95	40.50	-2.35	5.01	5.53

Tabelle 5-12 DHM 1979: Kenngrößen der Höhenabweichung vom Referenzmodell DHM 2009

	Gitterpunkte	Fläche (m ²)	Min (m)	Max (m)	Spannweite (m)	Mittlere Abw. (m)	STD (m)	RMSE (m)
FLK Stable N	301	30100	-8.84	15.92	24.76	3.84	3.50	5.19
FLK Stable W	2618	261800	-9.66	8.55	18.21	-0.73	2.59	2.69
GOK Stable N	854	85400	-13.29	-1.32	11.97	-7.94	1.77	8.13
GOK Stable NE	847	84700	-18.69	1.39	20.08	-9.14	2.42	9.45
GOK Stable S	818	81800	-11.23	10.61	21.84	-0.54	2.11	2.18
Total	5438	543800	-18.69	15.92	34.61	-2.89	4.65	5.48

In Tabelle 5-13 sind die statistischen Kennwerte der Höhenabweichungen auf stabilem Terrain für das Jahr 1969 zusammengefasst. Vor allem im Bereich des Goldzechkopfes (FLK Stable N) weist das Höhenmodell einen besonders hohen Fehler auf. Dort werden die Geländehöhen um 117.47 m überschätzt, wobei die Standardabweichung 31.91 m beträgt. Auch der Bereich um die Goldbergspitze (GOK Stable S) weist eine ähnlich hohe Unsicherheit

(Standardabweichung 31.98 m) auf, allerdings mit einer Unterschätzung der Geländehöhen von -12.78 m. Das heißt, dass es in diesem Höhenmodell im Gletscherumland zu einer Fehlerbreite zwischen 117 m und -13 m kommt. Diese Fehler schlagen sich auch in der Berechnung der Eisdickenänderungen in Bereichen nieder, die in der Nachbarschaft dieser Regionen liegen (siehe Kapitel 5.5, Abbildung 5-24 und 5-25).

Tabelle 5-13 DHM 1969: Kenngrößen der Höhenabweichung vom Referenzmodell DHM 2009

Bezeichnung	Gitterpunkte	Fläche (m ²)	Min (m)	Max (m)	Spannweite (m)	Mittlere Abw. (m)	Std.-Abw. (m)	RMSEz (m)
FLK Stable N	264	26400	34.58	175.26	140.68	117.47	31.91	121.73
FLK Stable W	2068	206800	-49.88	45.39	95.27	-6.47	19.17	20.24
GOK Stable N	695	69500	-12.37	25.45	37.82	3.19	7.19	7.87
GOK Stable NE	972	97200	-58.46	41.50	99.96	-0.95	13.86	13.89
GOK Stable S	397	39700	-72.52	52.19	124.71	-12.78	31.98	34.44
Total	4396	439600	-72.52	175.26	247.78	3.15	35.10	35.24

Das Höhenmodell aus dem Jahr 1998 weist einen mittleren Höhenfehler von -1.30 m auf (Tabelle 5-14). Die Standardabweichung beträgt 2.09 m, der RMSE 2.46 m. Die Abweichungen sind in allen Zonen negativ (1992 sind die Abweichungen allesamt positiv - Tabelle 5-8). Es kommt also zu einer Unterschätzung der Geländehöhen, verglichen mit jenen aus dem DHM 2009. Die Unsicherheit des Höhenmodells (Standardabweichung) ist über ebenfalls über alle Zonen ähnlich verteilt.

Tabelle 5-14 DHM 1998: Kenngrößen der Höhenabweichung vom Referenzmodell DHM 2009

Bezeichnung	Gitterpunkte	Fläche (m ²)	Min (m)	Max (m)	Spannweite (m)	Mittlere Abw. (m)	Std.-Abw. (m)	RMSEz (m)
FLK Stable N	334	33400	-9.33	9.50	18.82	-0.78	2.56	2.67
FLK Stable W	2642	264200	-11.91	7.31	19.22	-1.41	2.07	2.51
GOK Stable N	771	77100	-7.89	4.08	11.97	-1.21	1.79	2.17
GOK Stable NE	845	84500	-6.29	7.40	13.69	-0.92	1.85	2.06
GOK Stable S	279	27900	-11.85	8.04	19.89	-2.26	2.63	3.47
Total	4871	487100	-11.91	9.50	21.40	-1.30	2.09	2.46

Zur Fehlerabschätzung der Eisdickenänderungen werden nur die Standardabweichungen der Gitterpunkte mit Hangneigungen unter 30° herangezogen. Dieser Vorgehensweise liegt die Annahme zugrunde, dass 90 % der Gletscherfläche von Goldbergkees und Kleinfleißkees weniger als 30° geneigt ist.

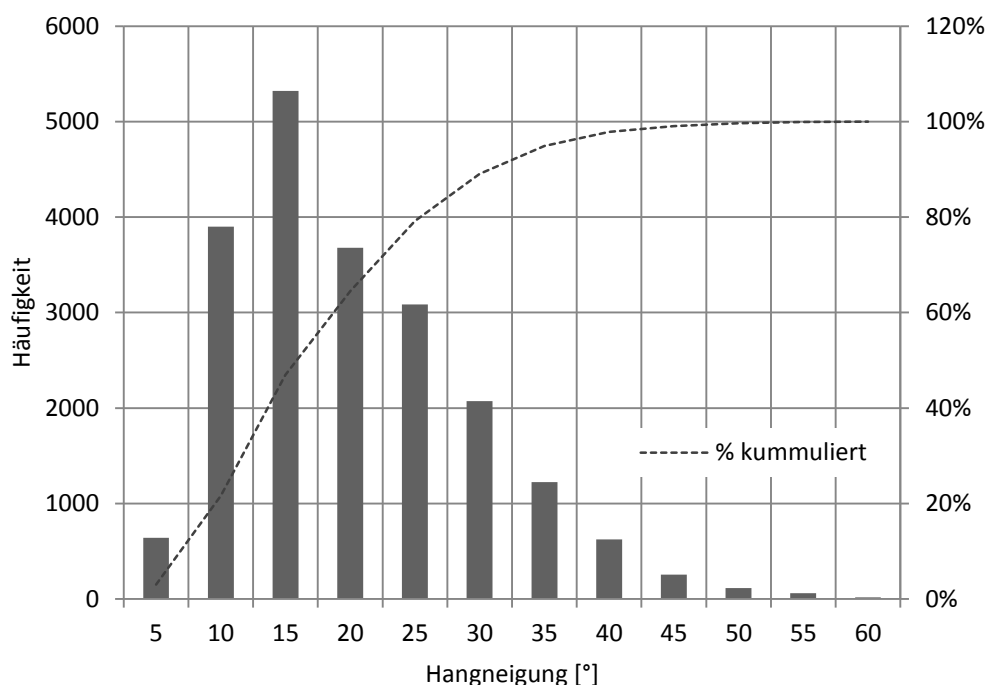


Abbildung 5-13 Hangneigung Goldbergkees und Kleinfleißkees 2009 kumuliert

Gemäß der zu erwartenden Minimierung der mittleren Höhenfehler auf flacherem Terrain, ergeben sich die in Tabelle 5-15 zusammengefassten Kennwerte der Höhenmodelle:

Tabelle 5-15 Kenngrößen der Höhenabweichung vom Referenzmodell auf Hangneigungen $< 30^\circ$

Jahr	Gitterpunkte	Min (m)	Max (m)	Mittlere Abw. (m)	Std.-Abw. (m)	RMSEz (m)
1909	706	-22.38	30.74	-2.43	7.36	7.75
1931	2176	-27.62	19.30	-1.04	5.25	5.35
1953	2707	-14.54	12.40	-2.12	4.44	4.92
1969	3592	-75.19	171.93	3.81	37.72	37.92
1979	3342	-15.98	15.92	-3.10	4.25	5.26
1992	2714	-6.84	9.21	0.24	1.55	1.56
1998	2776	-9.63	4.78	-0.92	1.64	1.88

5.4 Änderungen der Gletscherflächen: 1909 – 2009

Seit Beginn der Untersuchungsperiode reduzierte sich die Gletscherfläche des Goldbergkeeses von 2.42 km² auf 1.27 km² im Jahr 2009. Das entspricht einem Flächenrückgang von 47.26%. Im Mittel nahm die Fläche des Goldbergkeeses seit 1909 um ca. einen halben Prozentpunkt pro Jahr ab (siehe Tabelle 5-16). Das Kleinfleißkees folgt dabei dem Muster des Flächenrückgangs am Goldbergkees. Dieser Gletscher verlor ebenfalls 47 % seiner Fläche, allerdings beginnt die Untersuchung erst im Jahr 1931. Betrug die Ausdehnung damals noch 1.58 km², erstreckte sich das Gletscherfeld 2009 nur mehr über 0.83 km².

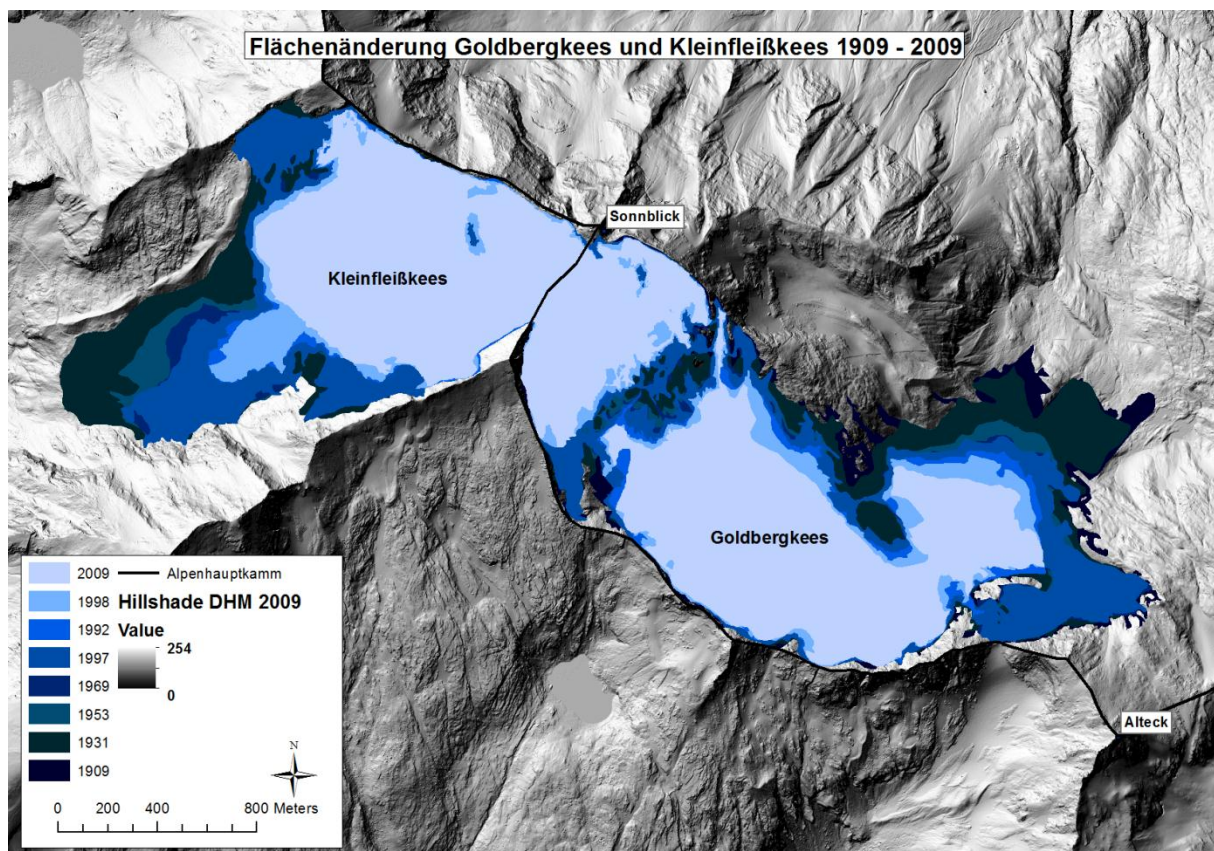


Abbildung 5-14 Karte der Flächenänderung für Goldbergkees und Kleinfleißkees 1909 - 1931

In diesem Zeitraum gab es zwei Vorstoßperioden: in den 1920er-Jahren und in den 1970er-Jahren. Beide Vorstoßperioden sind in Abbildung 5-16 und Abbildung 5-17 gut erkennbar. Diese Diagramme stellen mittlere jährliche Raten der Flächenänderung innerhalb der Zeitperioden gegenüber. Die Veränderung bezieht sich dabei jeweils auf die Fläche zum Beginn der Periode. Am Goldbergkees ist die Rate zwischen 1909 und 1931 verlangsamt. Der Vorstoß 1920 ist durch eine Endmoräne im heutigen Gletschervorland gut dokumentiert, jedoch existiert kein akkurates Kartenmaterial, das den Gletscherstand dokumentiert. In den späten 1920er-Jahren setzte wieder ein Rückzug ein, der die gedämpfte Rückzugsrate bis 1931 erklärt. Der zweite Vorstoß in den 1970er Jahren ist den Abbildungen jedoch gut

dokumentiert. Dieses Signal des Vorstoßes war österreichweit beobachtbar (siehe Abbildung 1-1). Nach der letzten Vorstoßperiode setzte in den 1980er Jahren ein beschleunigter Flächenrückzug ein (Abbildung 5-16 und Abbildung 5-17) Zwischen 1979 und 1992 betrug der mittlere jährliche Flächenrückgang 1.6% der Fläche am Goldbergkees und am Kleinfleißkees knapp 2% in Relation zum Gletscherstand von 1979.

Tabelle 5-16 Flächenänderungen am Goldbergkees 1909 - 2009

Jahr	Fläche [km²]	Flächen- änderung [km²]	Flächen- änderung [%]	Zeit- periode	Flächen- änderung [km²]	Mittlere jährliche Rate [10³m²/jahr]	Mittlere jährliche Rate [%/jahr]
1909	2.42	0.00	0.00	1909-1931	-0.16	-7.06	-0.29
1931	2.26	-0.16	-6.43	1931-1953	-0.40	-18.03	-0.80
1953	1.86	-0.55	-22.84	1953-1969	-0.02	-1.41	-0.08
1969	1.84	-0.57	-23.78	1969-1979	0.09	9.04	0.49
1979	1.93	-0.48	-20.03	1979-1992	-0.40	-30.94	-1.60
1992	1.53	-0.89	-36.68	1992-1998	-0.07	-12.21	-0.80
1998	1.46	-0.96	-39.71	1998-2003	-0.10	-19.23	-1.32
2003	1.36	-1.06	-43.69	2003-2006	-0.03	-11.24	-0.83
2006	1.33	-1.09	-45.09	2006-2009	-0.05	-17.49	-1.32
2009	1.27	-1.14	-47.26	1909-2009	-1.14	-11.42	-0.47

Tabelle 5-17 Flächenänderungen am Kleinfleißkees 1931 - 2009

Jahr	Fläche [km²]	Flächen- änderung [km²]	Flächen- änderung [%]	Zeit- periode	Flächen- änderung [km²]	Mittlere jährliche Rate [10³m²/jahr]	Mittlere jährliche Rate [%/jahr]
1931	1.58	0.00	0.00	1931-1953	-0.31	-13.99	-0.89
1953	1.27	-0.31	-19.53	1953-1969	-0.03	-1.93	-0.15
1969	1.24	-0.34	-21.49	1969-1979	0.05	5.22	0.42
1979	1.29	-0.29	-18.18	1979-1992	-0.32	-24.79	-1.92
1992	0.97	-0.61	-38.64	1992-1998	-0.02	-3.67	-0.38
1998	0.94	-0.63	-40.04	1998-2003	-0.09	-18.09	-1.92
2003	0.85	-0.72	-45.78	2003-2006	-0.01	-4.03	-0.47
2006	0.84	-0.73	-46.54	2006-2009	-0.02	-5.65	-0.67
2009	0.83	-0.75	-47.62	1909-2009	-0.75	-9.62	-0.61

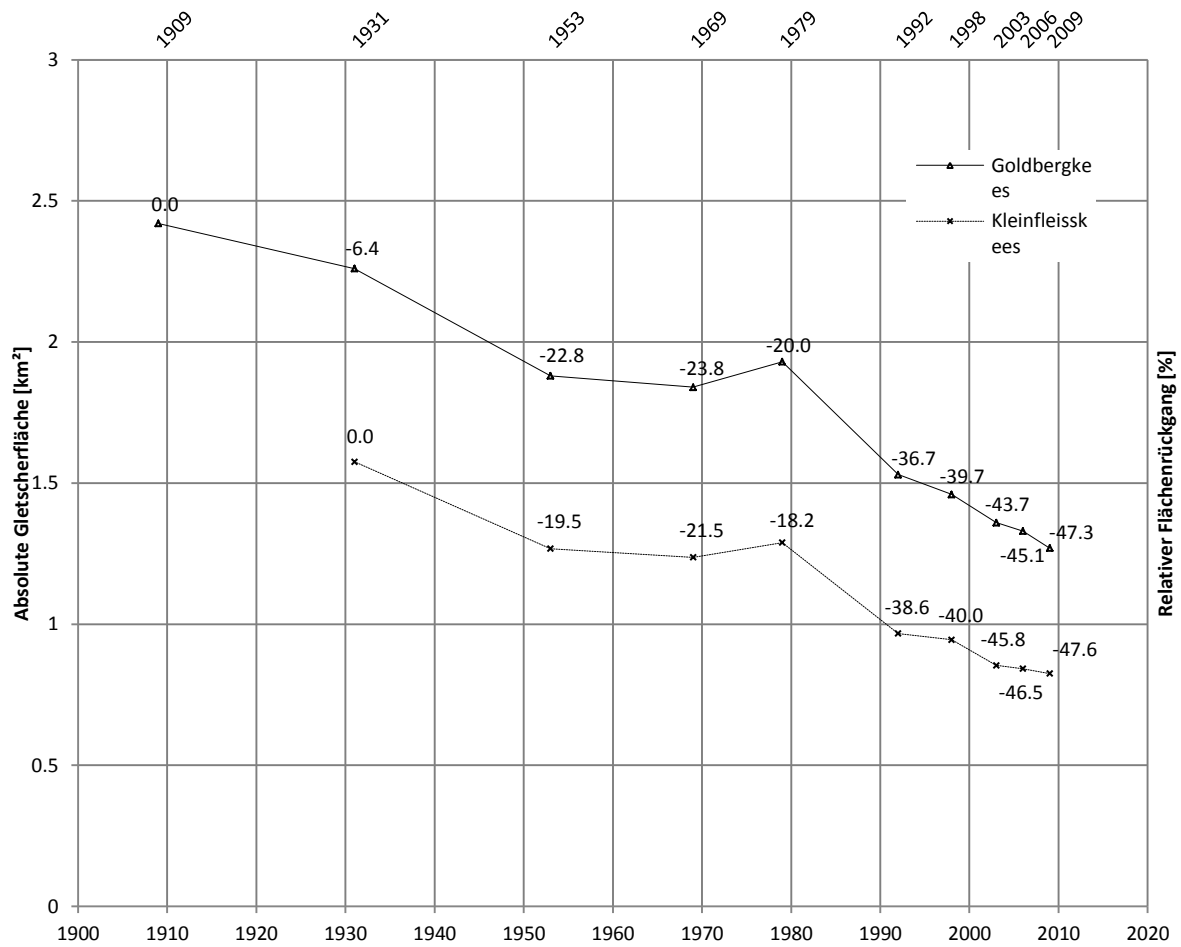


Abbildung 5-15 Flächenänderungen Goldbergkees und Kleinfleißkees 1909 - 2009

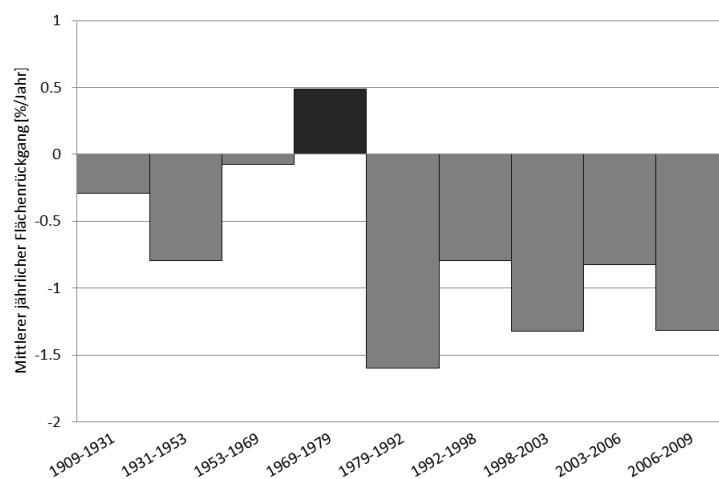


Abbildung 5-16 Mittlerer jährlicher Flächenrückgang Goldbergkees 1909-2009

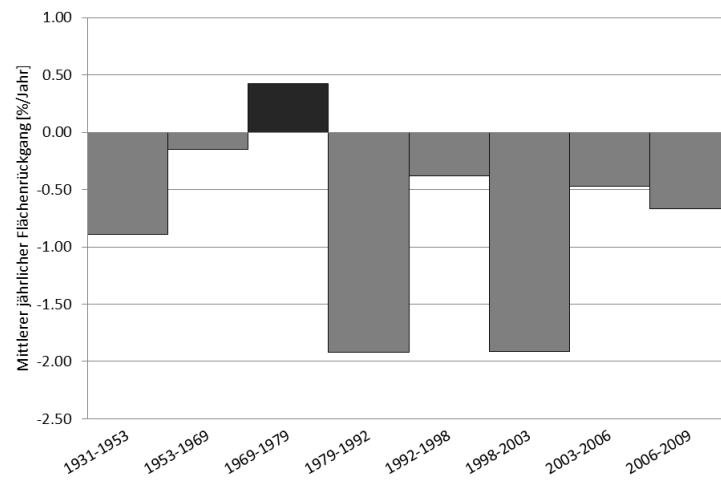


Abbildung 5-17 Mittlerer jährlicher Flächenrückgang Kleinfleißkees 1931-2009

5.5 Änderungen der Gletscherhöhen: 1909 - 2009

Das zentrale Thema dieser Arbeit, ist die Abschätzung und Beurteilung der Eisdickenänderungen (Höhenänderungen) der Gletscherflächen von Goldbergkees und Kleinfleißkees. In diesem Kapitel sind die Resultate der Berechnungen zusammengefasst. Die folgenden zwei Tabellen (5-18 und 5-19) geben einen Überblick über die statistischen Kennzahlen der Auswertungen. Es sind die Zeitperioden, die durch die Quelldaten abgedeckt sind sowie die mittlere Höhenänderung (Δh) in Meter und die mittlere jährliche Höhenänderung ($\Delta h/\text{Jahr}$) in der jeweiligen Periode dargestellt. Zusätzlich sind die Unsicherheiten der Höhenänderungen, ausgedrückt durch Standardabweichung und RMSE der Höhenmodelle am stabilen Terrain aufgezeigt. Die Gesamtwerte errechnen sich durch Fortpflanzung der Fehler beider DHMs. Es wird die Standardabweichung zur Quantifizierung der Unsicherheiten dem RMSE gegenüber bevorzugt, da die mittlere Höhendifferenz am stabilen Terrain in keinem Fall Null gewesen ist, der RMSE aber eine Normalverteilung um den Wert Null voraussetzt (z.B. Nuth und Kääb 2011; Weng 2002).

5.5.1 Goldbergkees 1909-2009

Der Höhenverlust betrug am Goldbergkees von 1909-2009 insgesamt 34.13 m, die Unsicherheit dieser Berechnung liegt bei 7.36 m. Den größten Eisdickenverlust gab es zwischen 1979 und 1992 mit -1.04 m/Jahr und zwischen 1998 und 2009 mit -0.94 m/Jahr. Die Vorstoßperiode in den 1970er Jahren ist ebenfalls gut zu erkennen. In dieser Zeit kam es zu einem Massengewinn. Die Eisdicke nahm um durchschnittlich 6.24 m zu, jedoch sind die Unsicherheiten, bedingt durch das stellenweise fehlerhafte DHM 1969 sehr groß. So beträgt die Standardabweichung am stabilen Terrain für die Perioden 1953-1969 und 1969-1979 fast 38 m. Die rapide Abnahme der Eisdicke in den 1980er Jahren lässt sich durch die globale Erwärmung, die in diesem Jahrzehnt, durch Reduktion des anthropogenen Aerosolausstoßes, ihre Wirkung besonders entfaltete, erklären. Auf den Zusammenhang der Gletscher-Klima-Beziehung wird in Kapitel 6.1 näher eingegangen.

Die Karte in Abbildung 5-18 zeigt die lokale Verteilung der mittleren Höhenänderung am Goldbergkees für den gesamten Untersuchungszeitraum. Im nördlichen, flachen Teil des Oberen Bodens war der Massenverlust besonders hoch, ebenso im Bereich der Zunge am unteren Boden. Der überdurchschnittliche Verlust erklärt sich zum einen durch die tiefere Lage, zum anderen aber auch durch den Schmelzabfluss (Pfeil) des oberen Bodens. Das Schmelzwasser fließt vom oberen Teil über eine Steilstufe und höhlt in der Folge den Zungenbereich am Gletscherbett aus. Dadurch kommt es zu einem Einsinken der Oberfläche. Diese Bereiche sind in der Abbildung 5-18 (rote Flecken im Zungenbereich) sehr gut zu

erkennen). In den nördlichen Hanglagen des Goldbergkees war die Abschmelzung weniger ausgeprägt als am Rest des Gletschers. Die Gründe liegen zum einen in der nördlichen Exposition und der damit verbundenen geringeren Sonneneinstrahlung, zum anderen aber auch in der Topographie. Die steilen Hänge versorgen die Gletscherfläche regelmäßig mit Lawinenschnee, wodurch die Winterschneehöhe größer ist und der verbleibende Schnee in der für die Massenbilanz entscheidenden Sommerperiode das Gletschereis vor Abschmelzung schützt. Dies ist auch der Bereich, in dem die Gleichgewichtslinie (engl. ELA, Equilibrium Linie Altitude) am Goldbergkees verläuft. Die ELA verläuft auch entlang der Fleißcharte, die die beiden Gletscher trennt. Jeweils seitlich unterhalb des Kammes führt die Windverfrachtung zu größeren Schneehöhen und somit zu Nettoakkumulation bzw. geringerer Ablation im Sommer als am Rest der Gletscherfläche. Über den Eisdickenänderungen der gesamten Untersuchungsperiode ist in Abbildung 5-19 zur Veranschaulichung die Gleichgewichtslinie der mittleren Massenbilanz der Jahre 1999 – 2009 eingezeichnet (punktierte Linie).

Tabelle 5-18 Goldbergkees: Mittlere Höhenänderung Δh und mittlere jährliche Rate der Eisdickenänderung der Perioden zwischen den Gletscherständen und Unsicherheiten der Änderung (Std.abw.; RMSE)

Zeitperiode	Δh (m)	$\Delta h_{\text{Jahr}} (\text{ma}^{-1})$	Δh Std.Abw (m)	Δh RMSE (m)
1909-1931	-3.35	-0.15	9.04	9.42
1931-1953	-15.20	-0.69	6.88	7.27
1953-1969	-3.10	-0.19	37.98	38.23
1969-1979	6.24	0.62	37.96	38.28
1979-1992	-13.49	-1.04	4.53	5.49
1992-1998	-2.84	-0.47	2.26	2.62
1998-2009	-10.32	-0.94	1.64	2.11
1909-2009	-34.13	-0.34	7.36	7.75

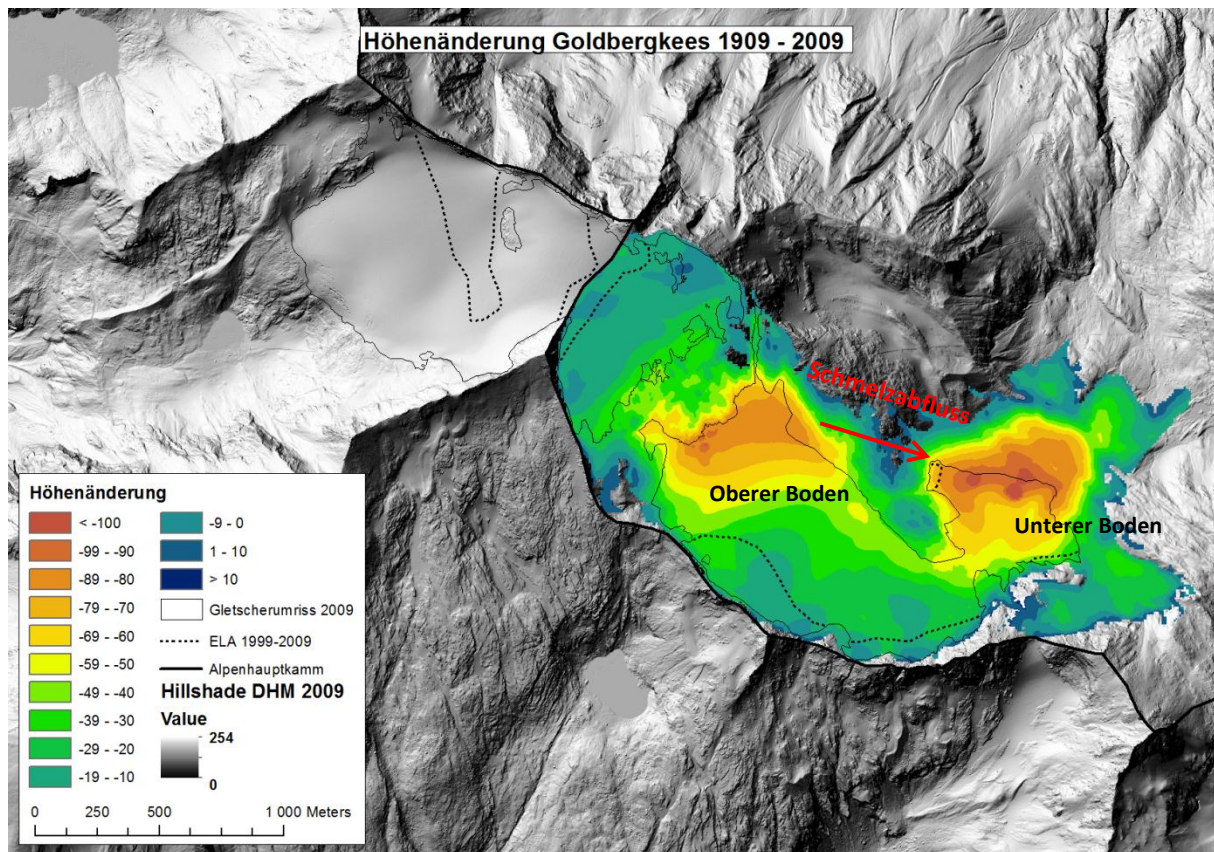


Abbildung 5-18 Höhenänderung Goldbergkees 1909 - 2009

5.5.2 Kleinfleißkees 1931 - 2009

Der mittlere Höhenverlust am Kleinfleißkees betrug im Untersuchungszeitraum 1931 – 2009 -36.07 m. Das entspricht einer mittleren Rate von -0.46 m/Jahr. Die Unsicherheit dieser Berechnung ist 5.25 m Standardabweichung. Während der Vorstoßperiode in den 1970er Jahren nahm auch die Eisdicke des Kleinfleißkees zu. Im Mittel betrug der Wert knapp 1 m Gewinn. Jedoch ist die Standardabweichung wegen dem fehlerhaften Höhenmodell von 1969 sehr hoch (37.96 m). Das gleiche gilt natürlich auch für die Periode 1953 – 1969, in die der Fehler miteinfließt. Tabelle 5-19 fasst die statistischen Kenngrößen der Gesamtperiode und der einzelnen Zeitabschnitte zusammen.

Abbildung 5-19 zeigt die räumliche Verteilung der Höhenänderung für Kleinfleißkees und Goldbergkees der Periode 1931 – 2009. Deutlich zu erkennen sind wieder die Bereiche innerhalb der mittleren Gleichgewichtslinie (Massenbilanz = Null), in denen die Abschmelzung geringer war. Im oberen Teil kam es punktuell zu einer leichten Zunahme der Eisdicke, in allen anderen Bereichen zu einem Nettoverlust an der Eishöhe. Die Grenzlinien der Gletscherfläche 2009 verdeutlichen den massiven Flächenrückgang seit Beginn des Untersuchungszeitraums.

Tabelle 5-19 Kleinfleißkees: Mittlere Höhenänderung Δh und mittlere jährliche Rate der Eisdickenänderung der Perioden zwischen den Gletscherständen und Unsicherheiten der Änderung (Std.abw.; RMSE)

Zeitperiode	Δh (m)	$\Delta h / \text{jahr}$ (ma^{-1})	Δh Std.Abw (m)	Δh RMSE (m)
1931-1953	-22.93	-1.04	6.88	7.27
1953-1969	-0.61	-0.04	37.98	38.23
1969-1979	0.95	0.10	37.96	38.28
1979-1992	-6.28	-0.48	4.53	5.49
1992-1998	-4.09	-0.68	2.26	2.62
1998-2009	-7.90	-0.72	1.64	2.11
1931-2009	-36.07	-0.46	5.25	5.35

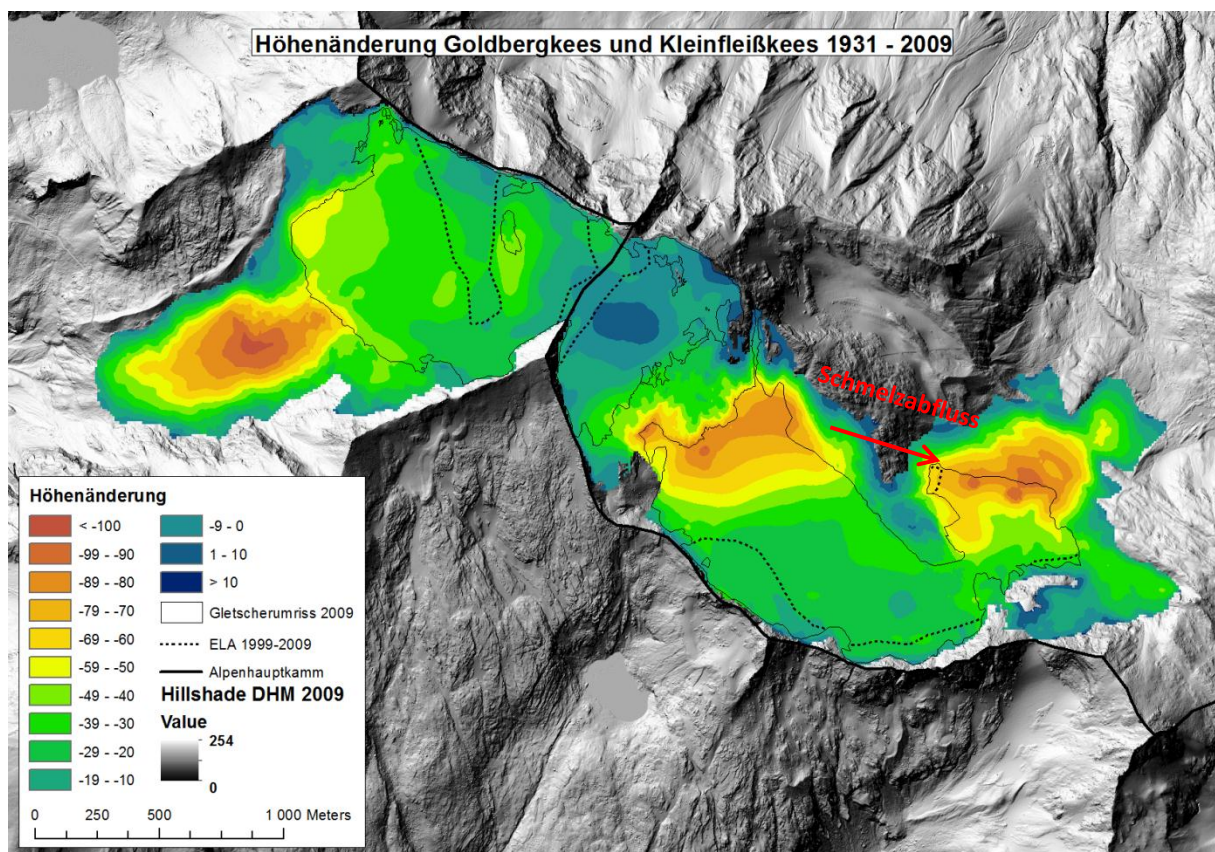


Abbildung 5-19 Höhenänderung Goldbergkees und Kleinfleißkees 1931 - 2009

5.5.3 Goldbergkees 1909 – 1931

Abbildung 5-20 zeigt die Eisdickenänderungen am Goldbergkees für die Periode 1909 – 1931. Die Abbildung zeigt geringere Eisdickenverluste in den Nordlagen des Goldbergkees. Die größten Verluste gab es im Bereich der Steilstufe zwischen dem oberen und dem unteren Boden, die damals noch von einer dicken Eisschicht bedeckt war. Das Foto zeigt die Zunge des Goldbergkees im September 1932. Im Hintergrund ist die eisbedeckte Steilstufe zu sehen. Sie wurde erst im Oktober 2010 komplett eisfrei.

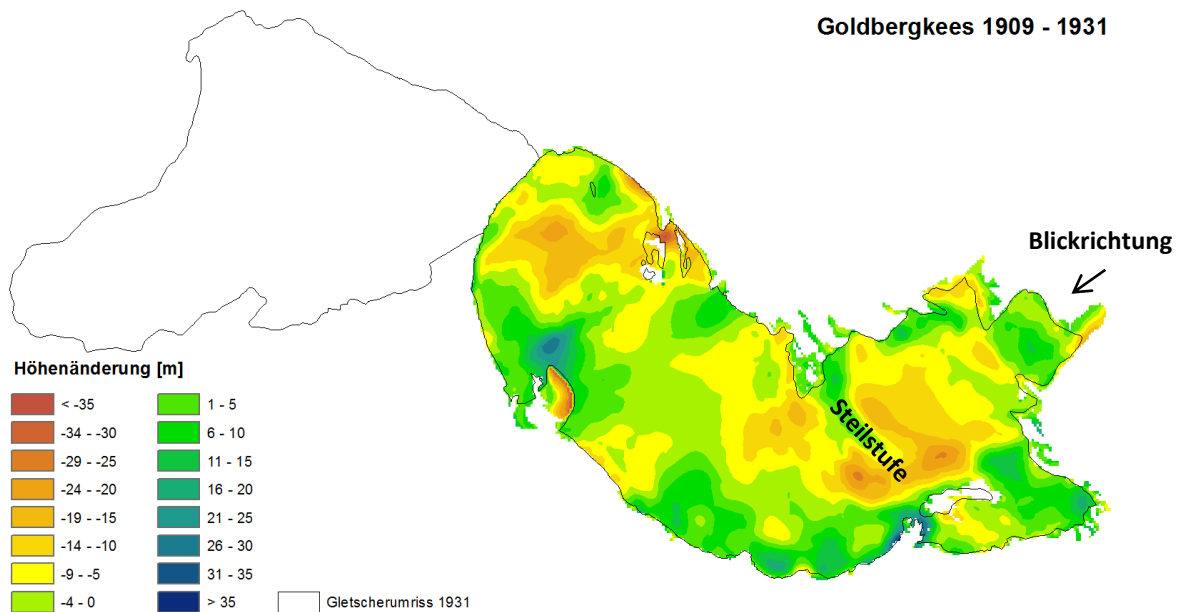


Abbildung 5-20 Höhenänderung Goldbergkees 1909 – 1931



Abbildung 5-21 Goldbergkees Terminus von den Knappenhäusern aus gesehen, Sep. 1932 (Quelle: ZAMG Fotoarchiv)

5.5.4 Goldbergkees und Kleinfleißkees 1931 – 1953

Zwischen 1931 und 1953 kam es am Goldbergkees zu einer mittleren Abnahme der Eisdicke von -15.2 m und am Kleinfleißkees von -22.93 m. Die stärkste Abnahme gab es im Zungenbereich des Kleinfleißkees. Am Terminus des Goldbergkees kam es ebenfalls zu einem größeren Höhen- und Flächenverlust. In den schattigeren nord-exponierten Gletscherbereichen waren die Verluste geringer. Am oberen Goldbergkees kam es speziell im Bereich des „Bockpalfen“, der oberen Steilstufe, die heute ausgeapert ist und nun die oberen beiden Gletscherteile voneinander trennt, zu größeren Höhenverlusten. Das Foto zeigt die Zunge des Goldbergkees im Sommer 1953. Standort der Aufnahme war der gleiche wie 1932. Der Terminus des Gletschers hat sich deutlich zurückgezogen. Eine Absenkung der Oberfläche ist auch deutlich zu erkennen.

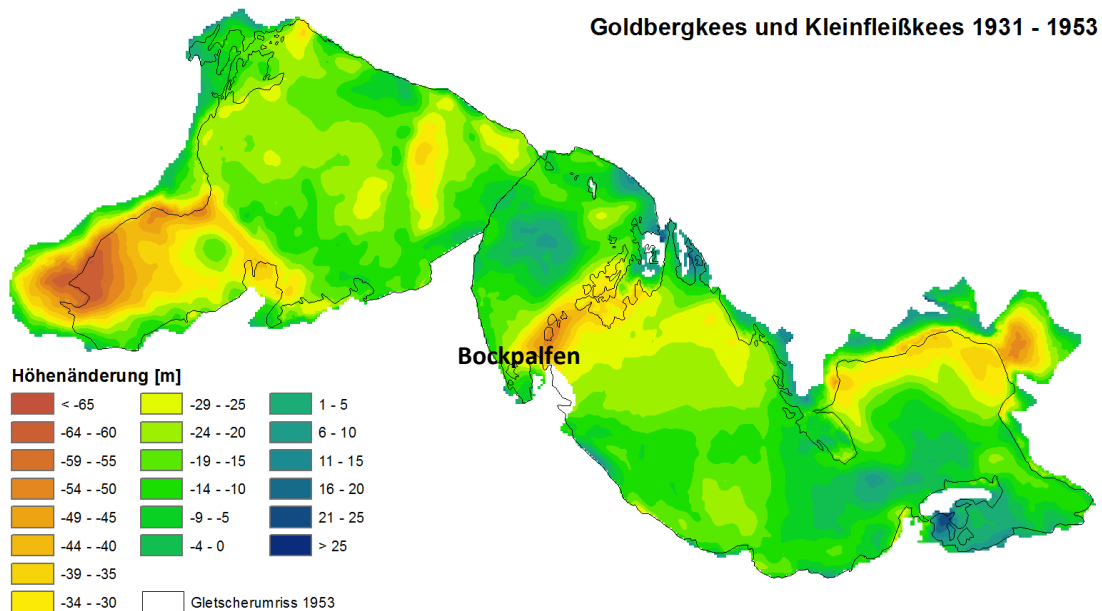


Abbildung 5-22 Eisdickenänderung Goldbergkees und Kleinfleißkees 1931 - 1953



Abbildung 5-23 Goldbergkees Terminus, Sommer 1953 (Quelle: ZAMG, Fotoarchiv)

5.5.5 Goldbergkees und Kleinfleißkees 1953 – 1969

Die Periode 1953 – 1969 (Abbildung 5-24) ist gekennzeichnet durch einen verhältnismäßig geringen Höhenverlust. Er betrug am Kleinfleißkees -0.61 m und am Goldbergkees -3.1 m. Die geringsten Verluste gab es dabei in den höheren Lagen der Gletscher. Diese Periode ist bereits durch eine Verlangsamung des Rückzugs gekennzeichnet. In der nächsten Periode kommt es dann zum schon mehrmals erwähnten Vorstoß der österreichischen Gletscher, der auch am Goldbergkees und Kleinfleißkees stattfand. Im Bereich des Goldzechkopfes am nördlichen Rand des Kleinfleißkees ist sehr deutlich ein unnatürlicher Eisdickenverlust zu bemerken (in Abbildung nachträglich rot markiert). Dieser Bereich grenzt an die Validierungszone FLK Stable N, die unnatürlich hohe Abweichungen zum Referenzmodell zeigte (Δh 117.47 m, STD 31.91 m). Das bedeutet, dass die Geländehöhen in diesem Bereich hochgradig unterschätzt werden. Das erklärt auch die massiven Höhenverluste kombiniert mit dem Höhenmodell von 1953. Eine Möglichkeit, den lokalen Fehler im Höhenmodell zu minimieren wird in Kapitel 6 diskutiert.

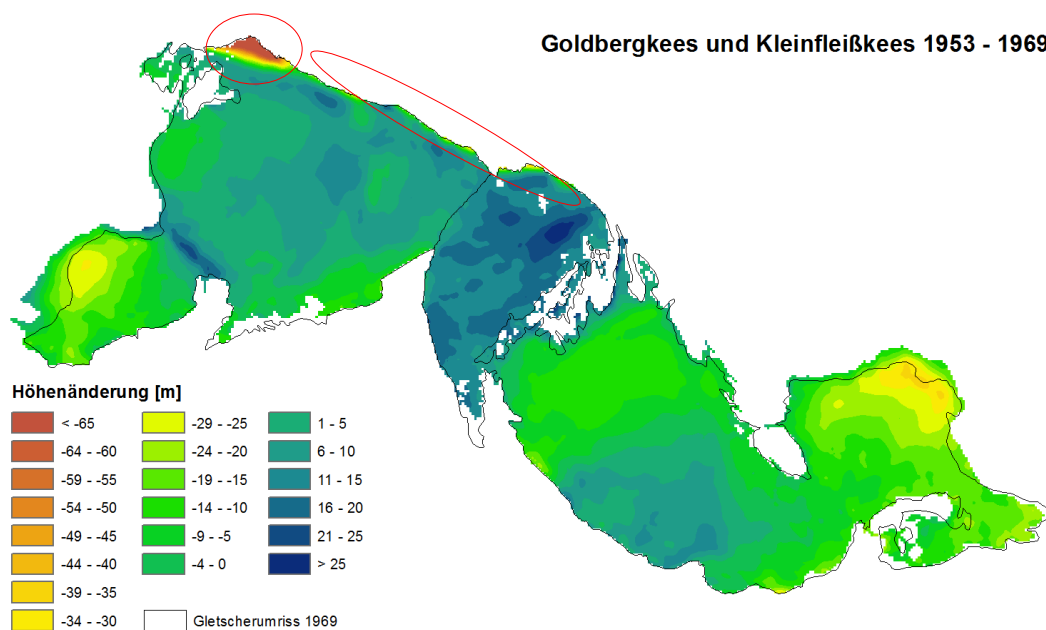


Abbildung 5-24 Eisdickenänderung Goldbergkees und Kleinfleißkees 1953 – 1969

5.5.6 Goldbergkees und Kleinfleißkees 1969 – 1979

Die Periode 1969 – 1979 ist als Vorstoßperiode österreichischer Gletscher bekannt. Es kam in dieser Zeit zu einem Eisdickengewinn von 6.24 m am Goldbergkees und 0.95 m am Kleinfleißkees. Der südlich des Alpenhauptkammes gelegene Gletscher zeigt dabei einen deutlich geringeren Höhengewinn als das Goldbergkees. Abbildung 5-25 zeigt einen Höhengewinn über alle Bereiche der Gletscher. In den eher südlich ausgerichteten Bereichen ist die Zunahme geringer als in den nördlich exponierten hangnahen Bereichen. Auffällig ist auch die größere Zunahme am Kleinfleißkees im Bereich der Fleißcharte. Dies könnte in einer Dominanz von Nordströmung liegen mit Schneeeverfrachtungen südlich der Scharte (schwarz eingekreist). Es ist zu beachten, dass die Farbskala einen anderen Verlauf nimmt als in den Abbildungen davor.

Die Fehler im DHM 1969 sind pflanzen sich auch in der Periode 1969 – 1979 fort (rot eingekreist). Kam es in der Vorperiode durch die Unterschätzung der Geländehöhen zu einer negativen Höhenänderung, muss es in dieser Periode zu einer positiven Höhenänderung kommen, da das DHM des früheren Zeitpunkts vom DHM des späteren subtrahiert wird.

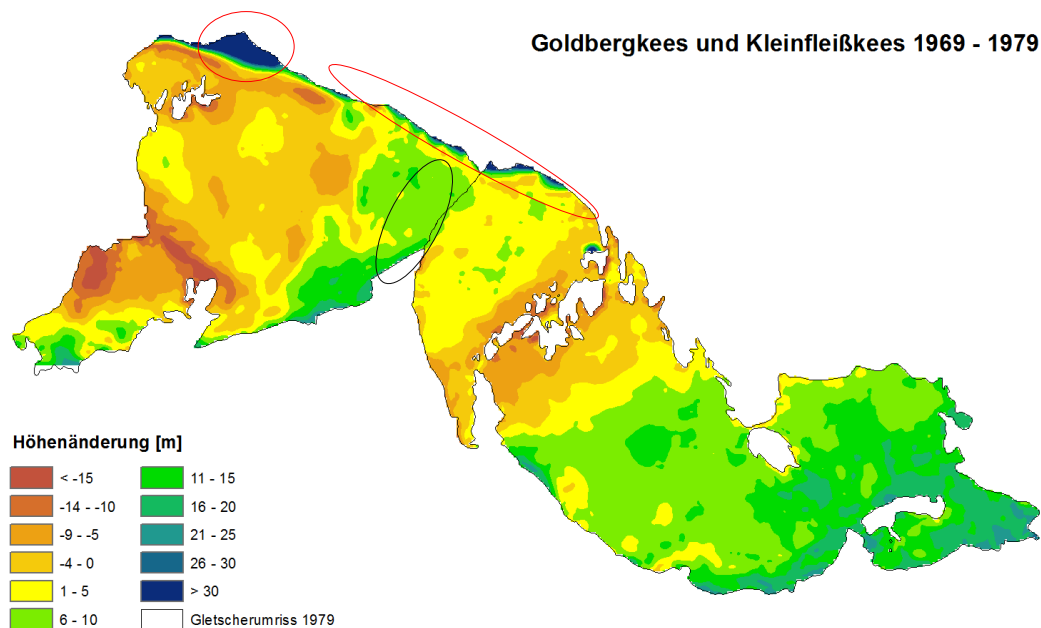


Abbildung 5-25 Eisdickenänderung Goldbergkees und Kleinfleißkees 1969 - 1979

5.5.7 Goldbergkees und Kleinfleißkees 1979 -1992

Nach der Vorstoßperiode in den 1970er Jahren kam es zu einem rasanten Abschmelzen in den 1980er Jahren. Wurde der Gletscherrückzug in den Jahrzehnten davor, durch den anthropogenen Ausstoß schwefelhaltiger Abgase aus Industrie, Verkehr und Haushalt und damit verbundener Aerosolbildung (Schöner 1995) noch gebremst, setzte er in den 1980er Jahren massiv ein. Das Goldbergkees zeigt am ganzen Eisfeld durchwegs hohe Schmelzraten, auch jenseits der mittleren Gleichgewichtslinie. Am Kleinfleißkees ist der mittlere Höhenverlust etwas geringer, aber dennoch über die gesamte Fläche präsent. In den Randbereichen kam es stellenweise zu Höhengewinnen (dunkelblaue Felder in Abbildung 5-26). Dies deutet auf eine Unterschätzung der Höhen durch das Höhenmodell 1979 hin, da das DHM 1992 das Modell mit der höheren Güte ist. Der mittlere Höhenverlust betrug am Goldbergkees mit -13.49 m mehr als doppelt so viel wie am Kleinfleißkees mit -6.28 m.

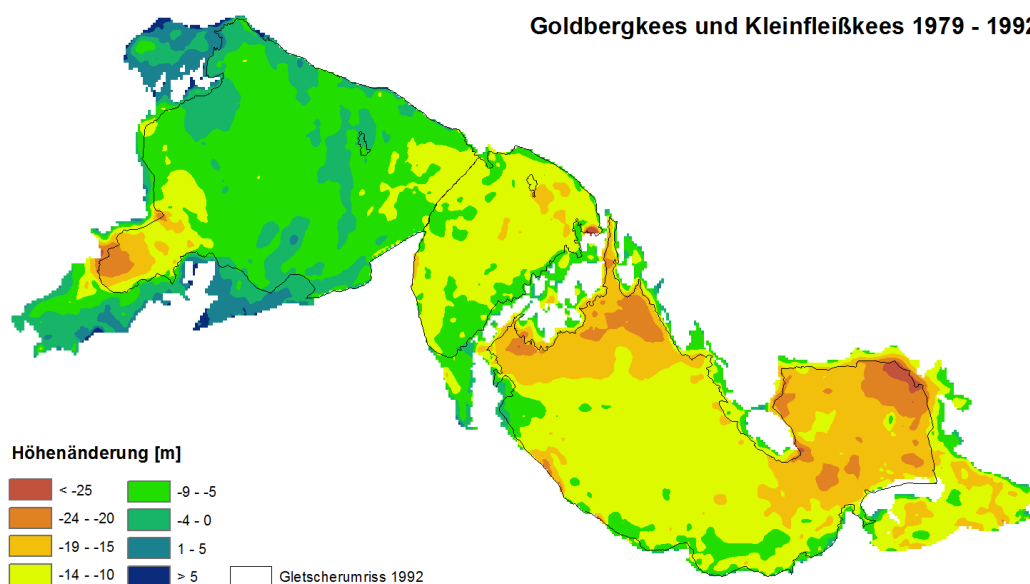


Abbildung 5-26 Eisdickenänderung Goldbergkees und Kleinfleißkees 1979 - 1992

Abbildung 5-27 zeigt zwei Aufnahmen des Goldbergkeeses vom Fotopunkt 6F am Gipfel des Herzog Ernst. Das linke Foto stammt aus dem Sommer 1983, das rechte aus dem Sommer 1992. Abbildung 5-28 zeigt zwei Aufnahmen der Zunge des Kleinfleißkeeses. Aufgenommen wurden die Bilder in den Sommern 1982 und 1991. Der Rückzug der vor allem der Fläche ist an den Fotos deutlich zu erkennen.

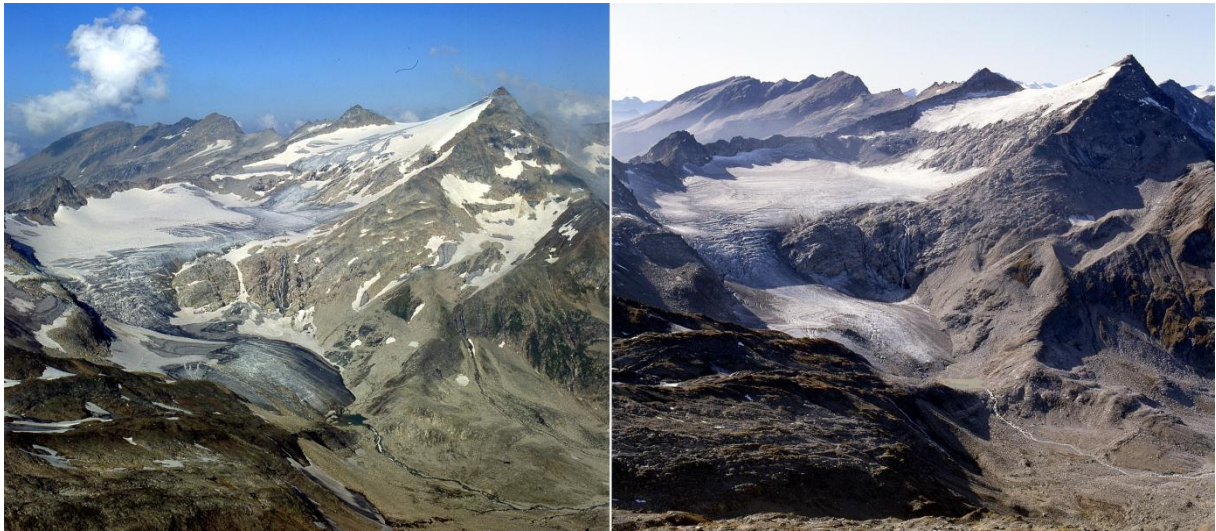


Abbildung 5-27 Goldbergkees, Fotopunkt 6F, Herzog Ernst. linkes Foto: 21.08.1983; rechtes Foto: 22.09.1992
(Quelle: ZAMG, Fotoarchiv)



Abbildung 5-28 Kleinfleißkees, Terminus. Fotopunkt 5F-WW. Linkes Foto: 29.07.1982; rechtes Foto: 18.09.1991
(Quelle: ZAMG, Fotoarchiv)

5.5.8 Goldbergkees und Kleinfleißkees 1992 – 1998

In der Periode 1992 – 1998 verlor das Kleinfleißkees im Mittel 4.09 m an Eisdicke, das Goldbergkees etwas weniger, nämlich -2.84 m. Am Kleinfleißkees kam es zu einem großen Dickenverlust vor allem im Zungenbereich. Bis zum Jahr 2009 war die Zunge schließlich verschwunden. Im Zungenbereich des Goldbergkees ist die Bildung eines Gletschertors (roter Bereich) sehr deutlich zu erkennen. Die Bildung dieses Gletschertors, zuerst Bildung eines Gletscherloches und anschließend durch Rückzug des Terminus, Öffnen zu einem Tor ist in Abbildung 5-30 anhand von Fotos dokumentiert.

Im Akkumulationsbereich des Goldbergkees fallen zwei Blaue Flecken auf, die auf eine Überstrahlung des 1998er Höhenmodells hinweisen. Es kommt hier offensichtlich zu einer Überschätzung der Höhenwerte im DHM 1998. Ein weiteres Problem ist im oberen Teil des Goldbergkees zu sehen. Hier kommt es zu einem Eisdickengewinn, der durch die direkt gemessenen jährlichen Massenbilanzen nicht bestätigt werden kann. In diesem Fall muss man die Messwerte der Schneepegel in diesen Bereichen zu den Zeitpunkten der Ausnahmen der Orthophotos für die DHM-Generierung kontrollieren. Eine Diskussion dazu folgt in Kapitel 6.

Zu erwähnen ist auch die einsetzende Teilung des Goldbergkees in drei Teile. In die 1990er Jahre fällt die Trennung des oberen Teils des Gletschers vom Rest im Bereich Bockpalfen. Im Oktober 2010 trennte sich auch der untere vom oberen Boden, so dass heute drei voneinander unabhängige Gletscher existieren. Es ist daher zu erwarten, dass der untere Teil des Goldbergkees bis zur Steilstufe in den nächsten Jahren verschwinden wird.

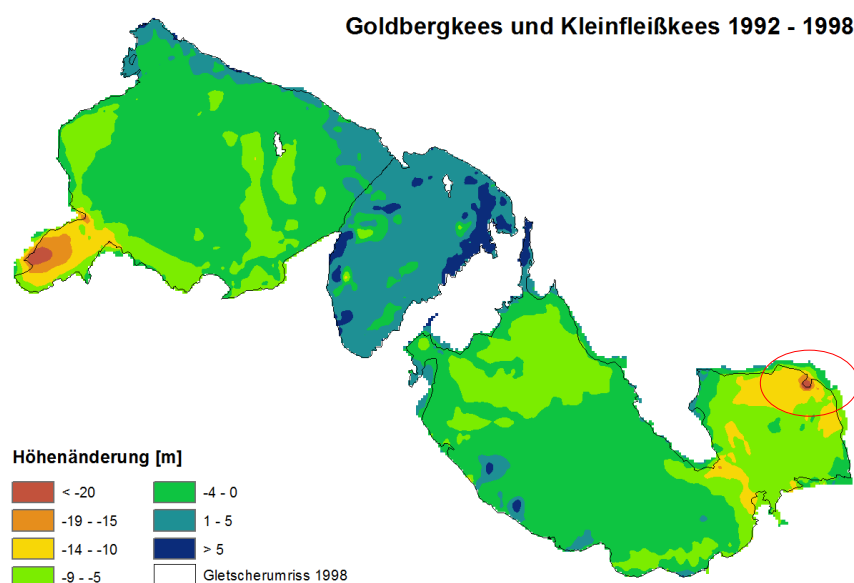


Abbildung 5-29 Eisdickenänderung Goldbergkees und Kleinfleißkees 1992 - 1998

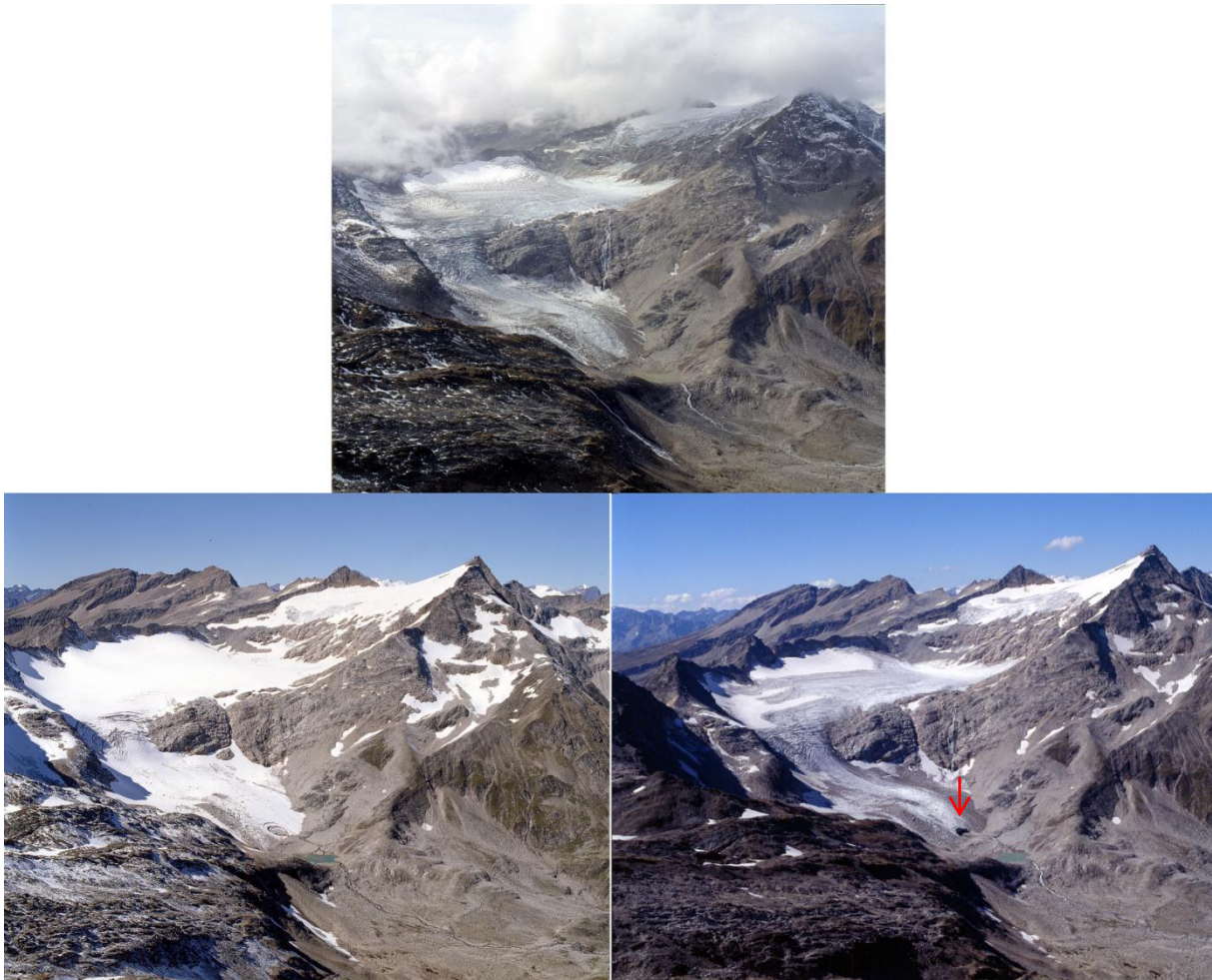


Abbildung 5-30 Bildung eines Gletschertors an der Zunge des Goldbergkees. 1.F.: 10.09.1994; 2.F.: 17.09.1997; 3.F.: 14.09.1999 (Quelle: ZAMG, Fotoarchiv)

5.5.9 Goldbergkees und Kleinfleißkees 1998 - 2009

Für die Periode 1998 – 2009 ist das Abfallen und Abschmelzen der Zunge des Kleinfleißkees charakteristisch (Abbildung 5-31 und Abbildung 5-32). Dabei brach das Eis an der Steilstufe im Sommer 2002 endgültig ab. Die Eisreste sind im 3. Foto der Abbildung noch zu sehen. Im Mittel verlor das Kleinfleißkees im ersten Jahrzehnt des neuen Jahrtausends 7.9 m an Höhe und das Goldbergkees nahm sogar um 10.30 m in der Vertikalen ab. Sehr gut ist in Abbildung 5-31 der geringere Höhenverlust am schuttbedeckten Teil des unteren Bodens des Goldbergkees zu erkennen (grüner Bereich, schwarzer Kreis). Der Schutt schützt das Eis vor der Solarstrahlung und verhindert bzw. verlangsamt das Abschmelzen des darunter liegenden Eises. Sehr gut zu sehen ist wieder die mittlere Gleichgewichtslinie der glaziologischen Massenbilanz dieser Periode (vgl. ELA in Abbildung 5-19), was für die Güte dieses geodätischen Vergleichs der beiden Höhenmodelle spricht. Zu sehen ist auch der Überstrahlungsfehler des DHM 1998 am Goldbergkees (siehe Abbildung 5-29). Diesmal gekennzeichnet durch zwei kleine Bereiche mit einem höheren Verlust als in den benachbarten Bereichen. Der Höhenverlust im Bereich der Fleißcharte fällt niedriger aus, als die untenstehende Abbildung vermuten lässt. Dies ist wieder auf den Schneelagebedingten Fehler im 1998er Modell zurückzuführen, der im Kapitel 6 diskutiert wird.

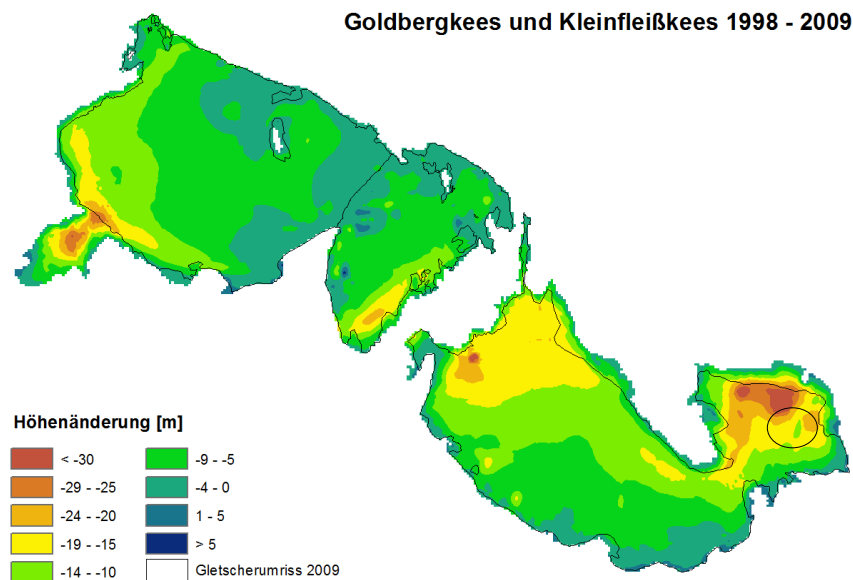


Abbildung 5-31 Eisdickenänderung Goldbergkees und Kleinfleißkees 1998 - 2009

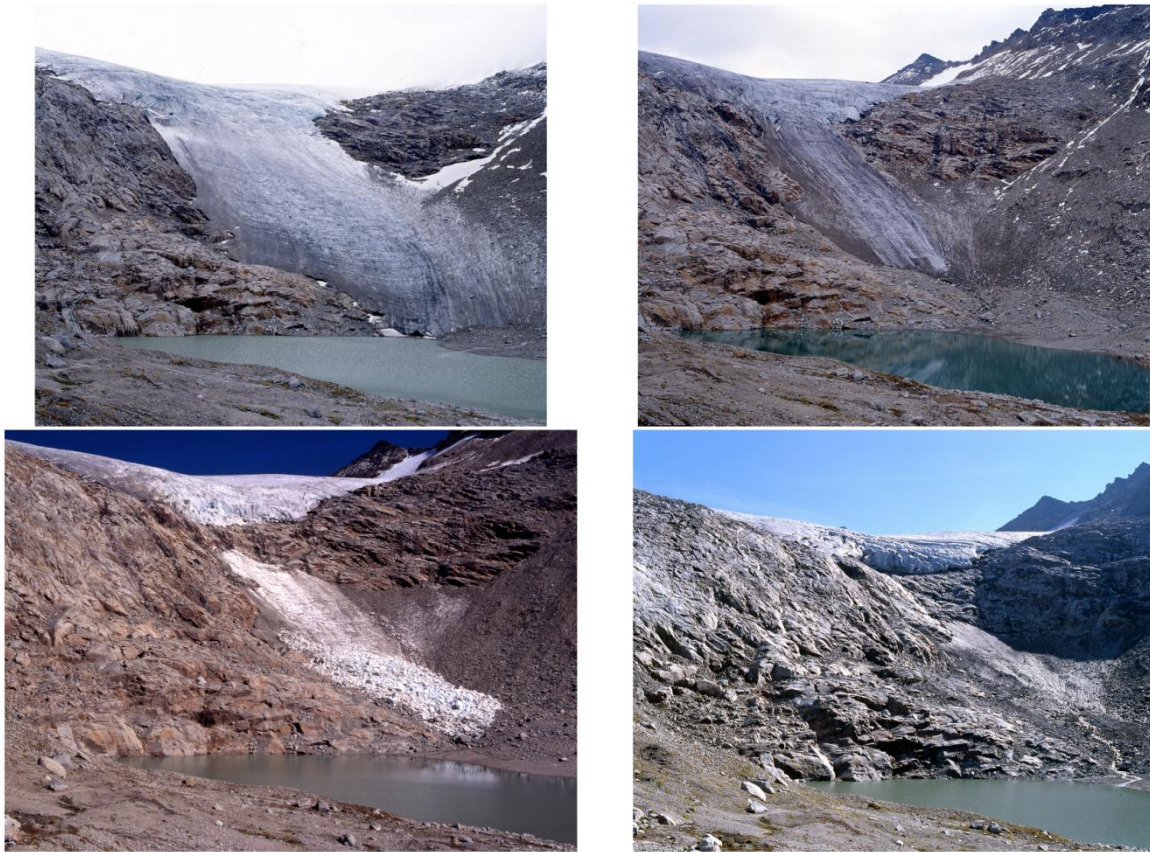


Abbildung 5-32 Abbruch der Zunge des Kleinfleißkees, Fotopunkt 5f-N. 1.F.: 19.09.1997; 2.F.: 15.09.2000; 3.F.: 18.09.2002; 4.F.: 27.08.2003 (Quelle: ZAMG, Fotoarchiv)

6 Diskussion und Ausblick

In diesem Kapitel werden die wichtigsten Resultate und Erkenntnisse dieser Arbeit diskutiert.

6.1 Flächen – und Höhenänderungen

Gebirgsgletscher stellen gute Indikatoren für Klimaänderungen dar. Sie reagieren sensibel aber sehr träge auf Änderungen der Klimaparameter. Ablation führt zu einem Verlust an Masse in Folge höhere Temperatur und stärkerer Solarstrahlung. Niedrige Temperaturen und verstärkter Niederschlag führen zu Akkumulation. Die Anpassung des Gletschers an die veränderten Klimabedingungen erfolgt dementsprechend durch Zurückziehen in höhere Lagen oder durch Vorstoß in tiefere Gefilde. Diese Prozesse dauern bei kleineren Gletschern wie Goldbergkees und Kleinfleißkees einige Jahre oder Jahrzehnte, bei Eischilden kann dieser Zeitraum mehrere Tausend Jahre betragen (Raper und Braithwaite 2009).

Änderungen der Gletschergeometrie (Länge, Volumen und Fläche) hängen in hohem Ausmaß aber auch von der Topographie unter der Eisschicht ab. Die steilen Bereiche eines Gletschers schmelzen rascher ab, als die flachen, weil die Eisschicht im steilen Gelände dünner ist und das Eis abbrechen kann und somit von der Versorgung vom Nährgebiet abgetrennt ist. Diese unterschiedliche räumliche Verteilung der Eisdicken kann in den Abbildungen der Höhenänderungen sehr gut beobachtet werden.

Besonders gut ist der kurze Gletschervorstoß Ende der 1970er Jahre aus den Ergebnissen zu rekonstruieren (z.B. Abbildung 5-25 und Tabelle 5-18). Abbildung 6-1 zeigt die Entwicklung der mittleren Jahrestemperatur weltweit (orange Kurve) und im Alpenraum (rote Kurve) seit 1760. Es sind die jährlichen Abweichungen vom Mittel der Jahre 1901-2000 und deren geglättete Trends dargestellt. Die Kurven zeigen, dass der Temperaturanstieg im Alpenraum doppelt so stark war, wie der globale Trend. Sie zeigen aber auch den leichten Temperaturrückgang in den Alpen Anfang des 20. Jahrhunderts. Danach kam es zu einer Erwärmung bis ca. 1950 und anschließend, bis ca. 1970 wieder zu einer Abkühlung. In den 1980er Jahren setzte dann eine sehr intensive Erwärmung ein. Dieser Temperaturverlauf spiegelt sich in den Ergebnissen aus der Auswertung der generierten Höhenmodelle sehr gut wieder. Die Periode 1909 – 1931 zeigt eine relativ geringe Abnahme der Eisdicke und Gletscherfläche. Durch die Existenz einer Endmoräne aus dem Gletschervorland des Goldbergkees, die auf das Jahr 1920 datiert werden konnte, ist erwiesen, dass der Gletscher zwischen 1909 und 1920 eine Vorstoßperiode hinter sich hat. Daten für die Erstellung eines Höhenmodells gab es mit der ÖK25 erst wieder im Jahr 1931. Zu diesem Zeitpunkt hat der Gletscherrückzug längst wieder eingesetzt. Ein für den Zeitraum geringerer Eisdickenverlust ist die Folge.

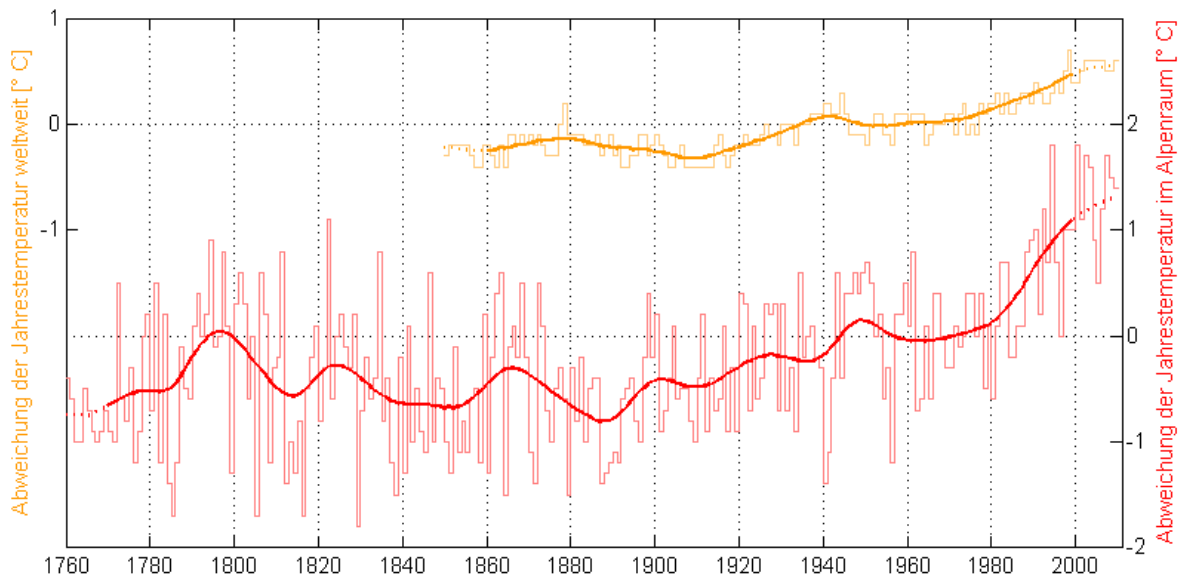


Abbildung 6-1 Entwicklung der globalen Jahresmitteltemperatur (orange) und im Großraum Alpen (rot) (Quelle: ZAMG, Informationsportal Klimawandel)

Der Temperaturanstieg bis zur Hälfte des 20. Jahrhunderts lässt sich auf die industrielle Entwicklung zurückführen, natürliche Klimaantriebe wie vulkanische Tätigkeit und solare Antriebe werden durch die anthropogen induzierte Erwärmung überlagert (z.B. IPCC 2007; Crowley 2000). Auf diese Temperaturzunahme reagieren Goldbergkees und Kleinfleißkees mit einer starken Abnahme an Eisdicke und Fläche. Auch diese Änderungen in der Geometrie sind aus den Ergebnissen dieser Arbeit (Perioden 1931–1953 und 1953–1969) ableitbar.

In den 1970er Jahren kam es zu einer Abkühlung, verursacht durch eine erhöhte Konzentration an Sulfataerosole in der Troposphäre. Zwar ist die Verweildauer dieser Aerosole in der Atmosphäre relativ kurz, doch war der Ausstoß von Schwefeldioxid aus Industrie, Verkehr und Haushalten so groß und anhaltend, dass über einen Zeitraum von drei Jahrzehnten, das Klimasignal des Temperaturanstieges überdeckt wurde (z.B. IPCC 2007). Mit dem Einbau von Filteranlagen und dem Zusammenbruch der Schwerindustrie im früheren Ostblock kam es in den 1980er Jahren zu einer Trendumkehr. Der, den Temperaturanstieg maskierende Effekt der Aerosole ging zurück und die Temperatur begann umso rasanter zu steigen (Schöner 1995). Abbildung 6-2 zeigt die Sulfatkonzentration in Eisbohrkernen und in der Winterschneedecke am Sonnblick.

Auch diese Abkühlungsphase wird von den Daten dieser Arbeit korrekt abgebildet. Beide Gletscher reagiert zeitverzögert auf die Temperaturabnahme mit einer Zunahme der Eisdicke und der Fläche.

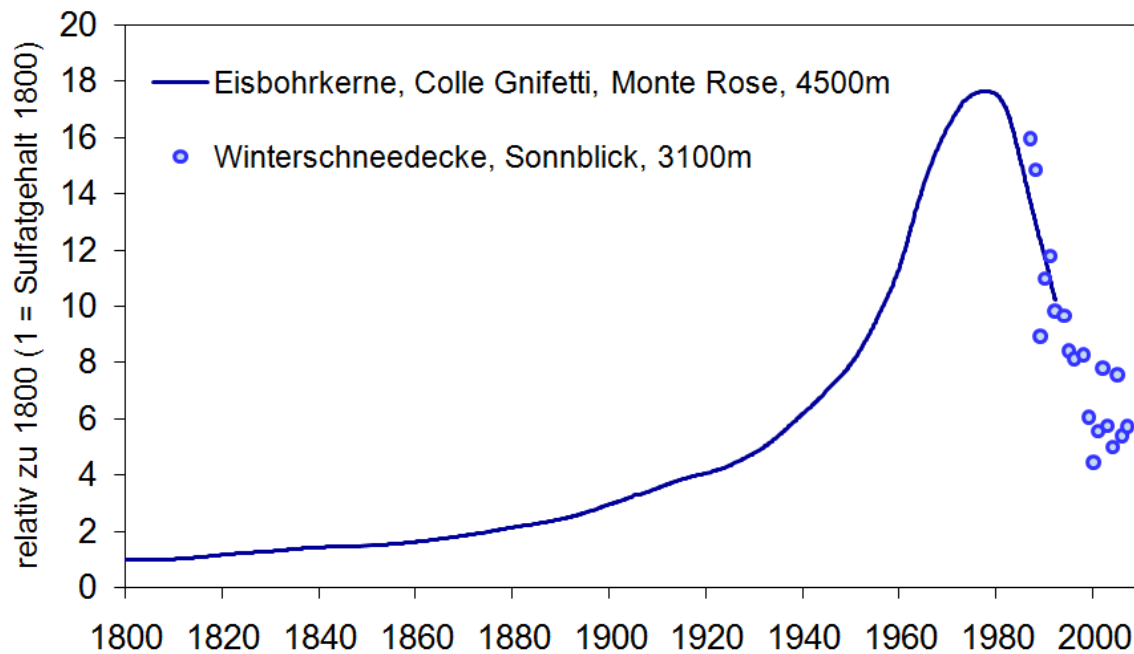


Abbildung 6-2 Sulfatkonzentration in Eisbohrkernen und Winterschneedecke als Relativwerte bezogen auf 1800 (Quelle: ZAMG, Informationsportal Klimawandel)

In den folgenden Jahrzehnten kam es zu einer steten Zunahme der globalen Mitteltemperatur und einer Abnahme des Gletschervolumens.

Es kann festgestellt werden, dass die berechneten geometrischen Änderungen der Gletscher Goldbergkees und Kleinfleißkees den Klimaschwankungen folgen und somit die Qualität der erzeugten Höhenmodelle und somit selbstverständlich auch der Kartengrundlagen bestätigen.

6.2 Korrekturmaßnahmen in den Höhenmodellen

Das Höhenmodell 1969 sollte für nachfolgende Auswertungen in den fehlerhaften Bereichen am Kleinfleißkees und entlang des Alpenhauptkammes bis in den nördlichen Teilen des oberen Goldbergkees korrigiert werden (Abbildung 5-24 und Abbildung 5-25). Wie bereits erwähnt kommt es in diesen Bereichen zu einer massiven Unterschätzung der Geländehöhen. Es wird daher vorgeschlagen, auf den Gletscherflächen die mittlere Höhe aus den Höhenmodellen von 1953 und 1979 zu berechnen und diese Bereiche durch den Mittelwert zu ersetzen. Das kann in einem GIS durchgeführt werden, indem man den betreffenden Bereich maskiert, für jeden Gitterpunkt den Mittelwert der beiden Höhen berechnet und das DHM 1969 durch diese Werte ersetzt.

Beim Vergleich der Höhenmodelle von 1992 und 1998 wurde ein unrealistischer Höhenzuwachs im Bereich der Fleißscharte detektiert. Bei genauerer Betrachtung der noch vorhandenen Orthophotos wurde ersichtlich, dass während der Aufnahme im Sommer 1998 Schnee lag, zum Aufnahmezeitpunkt des Luftbilds 1992 aber nicht. Außerdem ist vom Jahr 1992 bekannt, dass es ein Jahr mit einer besonders negativen Massenbilanz war. Ein Blick auf die Daten der Schneepegel und der Neuschneewerte aus der Klimadatenbank der ZAMG verdeutlicht diese Annahme. Die Aufnahme der Orthophotos für das DHM 1998 fand am 08. und 09. August statt. Zu diesem Zeitpunkt betrug die Schneebedeckung auf der Fleißscharte bis zu 2 m. Zum Aufnahmezeitpunkt 1992, ebenfalls im August betrug die Schneebedeckung Null. Der Gletscher war völlig ausgeapert (Abbildung 6-3). Das Höhenmodell von 1998 sollte daher um die Schneehöhe zum Aufnahmezeitpunkt korrigiert werden. Dazu sollten die Daten aller vier Schneepegel am Kleinfleißkees und sechs Schneepegel am Goldbergkees hinzugezogen werden, um der räumlichen Varianz der Schneeeauflage gerecht zu werden.

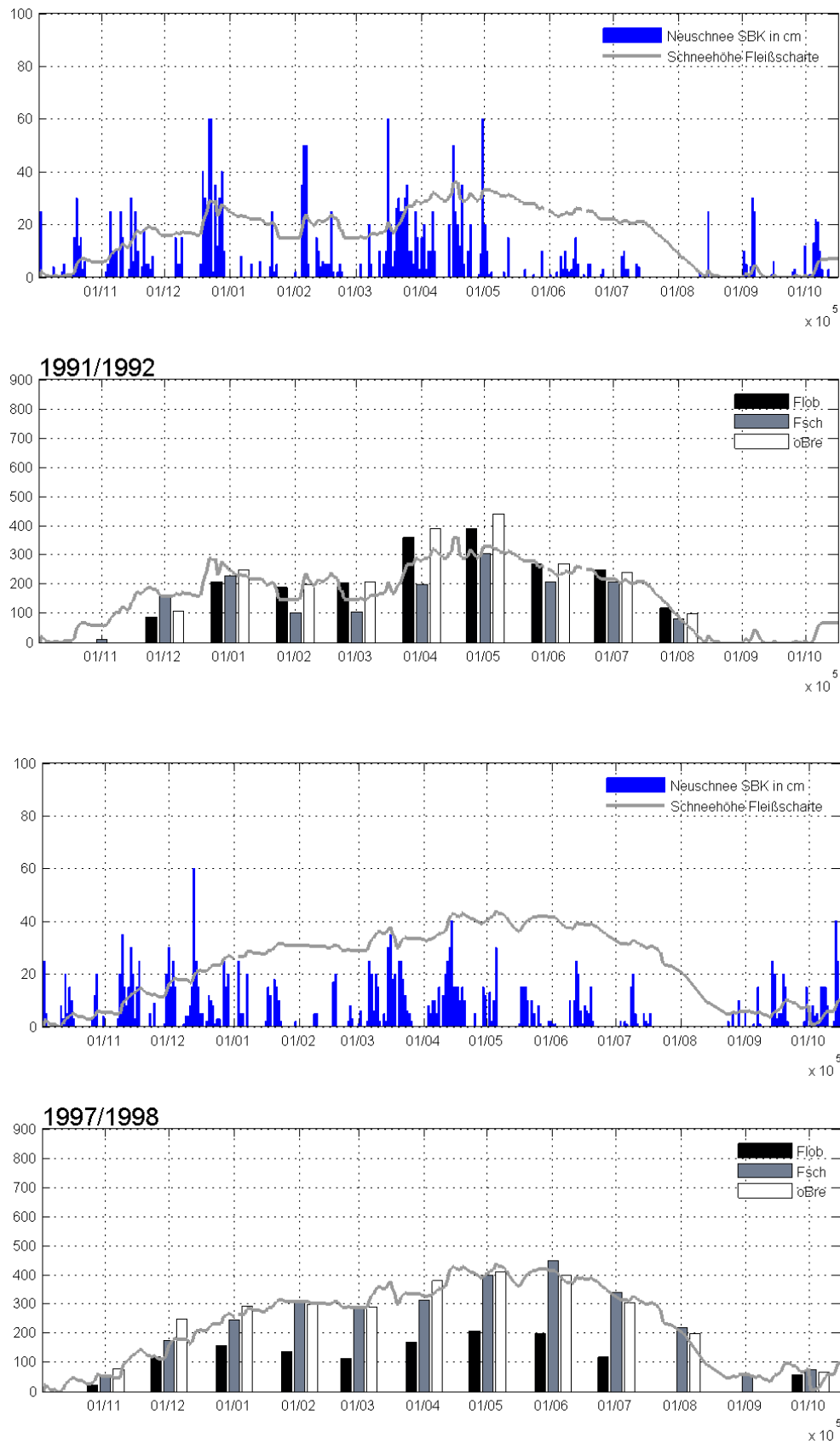


Abbildung 6-3 Neuschneehöhe und Schneepegel der Fleißcharte 1992 und 1998, jeweils am 01. des Monats
(Quelle: ZAMG, interne Daten)

6.3 Unsicherheiten der Höhenmodelle

Ein weiteres Problem ergibt sich bezüglich der Einschätzung der Unsicherheiten der Höhenmodelle. Für diese Arbeit wurden die Standardabweichungen der Höhenmodelle bezüglich des Referenzmodells auf stabilem Terrain direkt zur Quantifizierung der Unsicherheiten in den Eisdickenänderungen herangezogen. Diese Methodik wurde in zahlreichen glaziologischen Studien zur Fehlerquantifizierung bereits angewendet (z.B. Racoviteanu et al. 2007; Peduzzi et al. 2010; Surazakov und Aizen 2006). Der Root Mean Square Error (RMSE) als Fehlerangabe wurde ausgeschlossen, da er nur anzuwenden ist, wenn die Normalverteilung der Höhendifferenzen den Mittelwert Null aufweist (z.B. Weng 2002).

Es wurden zusätzlich die interpolierten Oberflächen bezüglich räumlicher Trends, wie Fehlerabhängigkeit von Hangneigung und Exposition untersucht. Die Trendbeseitigung durch Co-Registrierung brachte dabei nur für das Höhenmodell von 1992 eine geringfügige Verbesserung. Die Höhenmodelle 1953 und 1979 weisen eine enorm hohe räumliche Variabilität in den Höhenabweichungen, die nicht auf lagebedingt systematische Fehler zurückzuführen sind. Ein Grund für diese Diskrepanz ist möglicherweise eine Verzerrung der Kartengrundlagen, die durch die lange Lagerung (über 30 Jahre) im ZAMG-Archiv entstanden ist und durch den Digitalisierungsprozess übernommen wurde. Eine andere Möglichkeit könnte in der fehlerhaften Orientierung der Luftbilder für die photogrammetrische Auswertung liegen. Diese Orientierung wurde über Passpunkte, deren Höhenwerte aus der Alpenvereinskarte „Sonnblick“ übernommen wurden, durchgeführt. Weichen die Passpunkte in den Gebieten nördlich des Goldbergkees mehr von terrestrisch vermessenen Passpunkten des Laserscans ab, so wurden diese Abweichungen in die Auswertung der Höhenmodelle übernommen, was zu einer höheren lokalen Höhendifferenz geführt haben könnte.

Um den geringeren Geländeneigungen der Gletscherfläche gerecht zu werden, wurden für die Fehlerberechnung alle Hangneigungen am stabilen Terrain größer als 30° ausgeschlossen. Dies brachte eine Reduktion der Standardabweichung, jedoch nur in einem geringen Ausmaß. Insgesamt konnte auf diese Art, die Unsicherheit der Eisdickenberechnung für das Goldbergkees 1909 – 2009, auf 7.36 m minimiert werden, bei einer mittleren Höhenabnahme des Gletschers von -34.13 m. Am Kleinfleißkees betrug die Höhenabnahme 1931 – 2009, -36.07 m mit einer Standardabweichung von 5.25 m. Diese Fehlerschätzung muss als sehr konservativ erachtet werden. Es ist anzunehmen, dass der reale Fehler sehr viel geringer ist – ohne ihn zum jetzigen Zeitpunkt quantifizieren zu können. Die Gründe für diese Einschätzung sind vielschichtig:

Die Gletscheroberfläche beträgt meist noch viel weniger als 30°. Die mittlere Neigung der Gletscherfläche 2009 betrug ca. 18°. Eine weitere Reduktion der zu validierenden

Hangneigungsklassen könnte eine Verbesserung des Ergebnisses bringen. Ein weiteres Problem liegt in der räumlichen Varianz des Höhenfehlers. Es wurden fünf Zonen stabilen Terrains getrennt validiert. Dadurch konnte gezeigt werden, dass die Abweichungen in den Höhenmodellen (im Besonderen sei auf die Modelle 1953 und 1979 verwiesen) lokal höchst unterschiedlich sind. Die für die Eisdickenänderungen berechneten Fehler am stabilen Terrain wurden als singuläre globale Fehler berechnet, folglich tragen sie der räumlichen Variation innerhalb der interpolierten Oberflächen der Höhenmodelle nicht Rechnung. Auch die Gewichtung zwischen den hohen und geringen Abweichungen der Höhenmodelle wird nicht berücksichtigt. Höhendatensätze beinhalten auch einen bestimmten Grad an räumlicher Autokorrelation bzw. räumlicher Persistenz. (Burrough und McDonnell 1998; Etzelmüller 2000). Der Autokorrelation liegt die Annahme zu Grunde, dass Höhendifferenzen aus zwei Datensätzen, die als Gitterpunkte dicht bei einander liegen und ähnliche Werte aufweisen, räumlich korreliert sind. Es sollte daher die Fehlerfortpflanzung der beiden DHM-Fehler (Kapitel 4.7) um einen Korrelationsfaktor (r) zwischen den beiden Fehlern (σ_1 und σ_2) erweitert werden. Die Gleichung würde dann folgendermaßen aussehen (Etzelmüller 2000):

$$\sigma_{total} = \sqrt{\sigma_{DHMt1}^2 + \sigma_{DHMt2}^2 + 2 * r * \sigma_{DHMt1} * \sigma_{DHMt2}} \quad (6-1)$$

Mit der „Moran’s I“ – Kennzahl können die Punktwerte der Höhenmodelle mit dem „Geostatistical Analyst“ – Tool in ArcGIS hinsichtlich Autokorrelationen untersucht werden (Weng 2002). Die Bestimmung von r bedarf jedoch Semi-Variogramm-Analysen und fortgeschrittener geostatistischer Techniken (Rolstad et al. 2009). Eine genauere Abschätzung der Fehler in den Eisdickenänderungen sollte daher den Faktor der Autokorrelation mit einbeziehen um die relativen Fehler der Höhenänderungen minimieren zu können.

7 Zusammenfassung, Diskussion der Hypothesen und Ausblick

Die eingangs aufgestellten Arbeitshypothesen lauteten:

Aus dem historischen Kartenmaterial lassen sich für die Gletscher Goldbergkees und Kleinfleißkees Höhenänderungen über einen langen Zeitraum quantifizieren, da die Fehler, die durch inhomogenes Kartenmaterial, Digitalisierung und Interpolation der Isohypsen entstehen, im Vergleich zu dem massiven Signal des Gletscherrückzugs der letzten 100 Jahre relativ klein sind.

Die Daten werden genau genug sein um sie zur Validierung von gletscherdynamischen Modellen einsetzen zu können. Durch die Fehlerabschätzung wird gezeigt, wie genau vertikale Gletscheränderungen für verschiedene Zeitperioden berechnet werden können.

Aus dem historischen Kartenmaterial der Jahre 1909, 1931, 1953 und 1979 konnten qualitativ hochwertige Analysekarten der Eisdickenänderungen erstellt werden. Die Höhenänderungen der Gletscherfläche innerhalb der Zeitabschnitte und für den gesamten Untersuchungszeitraum spiegeln den Verlauf der Mitteltemperatur im Alpenraum wieder. Alle großräumigen Klimaänderungen der vergangenen 100 Jahre werden von den Eisdickenkarten abgebildet. Die Fehlerabschätzung ist sehr konservativ, da sie die räumliche Variabilität der Höhenabweichungen am stabilen Terrain und möglichen räumlichen Autokorrelationen noch nicht berücksichtigt. Es wurde gezeigt, wie Höhenmodelle durch Daten aus Schneepegeln und der Verwendung zeitlich nah aufgenommener, wertigerer Höhenmodelle verbessert werden könnten. Weitere Analyseschritte sind jedoch notwendig, um die Qualität der Ergebnisse zu verbessern.

Es wurde ein Weg gezeigt, wie unter Zuhilfenahme von GIS-Techniken, aus topographischem Kartenmaterial qualitativ hochwertige digitale Höhenmodelle erstellt werden können. Dabei wurde den Ausgangsdaten ein hohes Maß an Beachtung geschenkt, da ein Nebenziel dieser Arbeit auch war, die Metainformationen zu den historischen Gletscherdaten zu sammeln, zu beschreiben und nachhaltig festzuhalten.

Durch die Erfassung der Eisdicken- und Gletscherflächenänderungen wurde eine Datengrundlage geschaffen, die es ermöglicht, eine hundertjährige Zeitreihe der geodätischen Massenbilanz der beiden Gletscher zu modellieren. Die neuen Daten werden in Zukunft der Validierung eines gletscherdynamischen Modells, d.h. eine Kopplung aus Fließmodell und Massenbilanzmodell über einen längeren Zeitraum dienen.

Die glaziologische Datengrundlage an der ZAMG konnte mit dieser Arbeit nachhaltig verbessert werden. Jedoch sind noch weitere Anstrengungen nötig, um die den Höhenmodellen inhärenten Unsicherheiten weiter zu minimieren.

8 Literaturverzeichnis

Ackermann, F. (1999): Airborne laser scanning-present status and future expectations. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 54(2):64–67.

Aizen, V. B., V. A. Kuzmichenok, A.B. Surazakov und E. M. Aizen (2006): Glacier changes in the Tien Shan as determined from topographic and remotely sensed data. *Global and Planetary Change* 56(3-4):328–340.

Berthier, E., Y. Arnaud, D. Baratoux, C. Vincent und F. Rémy (2004): Recent rapid thinning of the “Mer de Glace” glacier derived from satellite optical images. *Geophysical Research Letters* 31:L17401.

Berthier, E., Y. Arnaud, R. Kumar, S. Ahmad, P. Wagnon und P. Chevallier (2007): Remote sensing estimates of glacier mass balances in the Himachal Pradesh (Western Himalaya, India). *Remote Sensing of Environment* 108(3):327–338.

Berthier, E., Y. Arnaud, C. Vincent und F. Rémy (2006): Biases of SRTM in high-mountain areas: Implications for the monitoring of glacier volume changes. *Geophysical Research Letters* 33(8):L08502.

Böhm, R., I. Auer und W. Schöner (2011): Labor über den Wolken. Die Geschichte des Sonnblick-Observatoriums. Wien [u.a.]: Böhlau.

Böhm, R., H. Haitzmann, N. Hammer und J. Strobl (1984): Die Kartographie im Dienste der Gletscherforschung am Beispiel der Goldberggruppe in den Hohen Tauern. Pp. 236–260 in *Kartographie der Gegenwart in Österreich*. Wien: Österreichische Geographische Gesellschaft und Institut für Kartographie der Österreichischen Akademie der Wissenschaften.

Böhm, R. und H. Petritsch (1984): Zentrale Goldberggruppe. Kleines Fleißkees - Goldberggletscher. Gletschervergleich 1931-1953, 1953-1969, 1969-1969 (Vergleichskarten). in *Kartographie der Gegenwart in Österreich*. Wien: Österreichische Geographische Gesellschaft und Institut für Kartographie der Österreichischen Akademie der Wissenschaften. Druck: Freytag - Berndt und Artaria KG.

Bolch, Tobias (2006): GIS- und fernerkundungsgestützte Analyse und Visualisierung von Klima- und Gletscheränderungen im nördlichen Tien Shan (Kasachstan/Kyrgyzstan) mit einem Vergleich zur Bernina-Gruppe/Alpen. Dissertation, Erlangen: Naturwissenschaftliche Fakultäten. Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg.

Burrough, P.A. und R.A. McDonnell (1998): *Principles of Geographical Information Systems*. New York: Oxford University Press Inc.

De By, R. A. (Hrsg.) (2001): *Principles of Geographic Information Systems*. 2nd ed. Enschede, Niederlande: The International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences (ITC).

Campbell, J.B. und R.H. Wynne (2011): *Introduction to Remote Sensing*. Fifth Edition. New York, NY, USA: The Guilford Press.

- Cogley, J.G. und F. Jung-Rothenhäusler (2004): Uncertainty in Digital Elevation Models of Axel Heiberg Island, Arctic Canada. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 36(2):249–260.
- Crosetto, M. und F. Pérez Aragües (2000): Radargrammetry and SAR Interferometry for DEM Generation: Validation and Data Fusion. P. 367 in SAR workshop: CEOS Committee on Earth Observation Satellites, vol. 450.
- Crowley, T. J. (2000): Causes of Climate Change Over the Past 1000 Years. *Science* 289(5477):270–277.
- Doyle, F.J. (1978): Digital Terrain Models: An Overview. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 44(12):1481–1485.
- Echelmeyer, K.A. et al. (1996): Airborne surface profiling of glaciers: a case-study in Alaska. *Journal of Glaciology* 42(142):538–547.
- ESRI (1995): ArcGIS 10.0 Help Library.
- Etzel Müller, B. (2000): On the Quantification of Surface Changes using Grid-based Digital Elevation Models (DEMs). *Transactions in GIS* 4(2):129–143.
- Etzel Müller, B. und H. Björnsson (2000): Map analysis techniques for glaciological applications. *International Journal of Geographical Information Science* 14:567–581.
- Geist, Th. und J. Stötter (2010): Airborne laser scanning in glacier studies. S. 179–195 in *Remote Sensing of Glaciers: Techniques for Topographic, Spatial and Thematic Mapping of Glaciers*, Edited by P. Pellikka und W. G. Rees. Leiden, NL: CRC Press/Balkema/Taylor & Francis Group.
- Gorokhovich, Y. und A. Voustianiouk (2006): Accuracy assessment of the processed SRTM-based elevation data by CGIAR using field data from USA and Thailand and its relation to the terrain characteristics. *Remote Sensing of Environment* 104(4):409–415.
- Hall, D, K. J. Bayr, W. Schöner, R. A. Bindschadler und J. Y. L. Chien (2003): Consideration of the errors inherent in mapping historical glacier positions in Austria from the ground and space (1893–2001). *Remote Sensing of Environment* 86(4):566–577.
- Hübl, Artur Freiherr v. (1912): Die stereophotogrammetrische Aufnahme des Goldberggletschers im August des Jahres 1909 (Als Grundlage einer Erforschung des Einflusses der klimatischen Verhältnisse auf die Veränderungen des Goldberggletschers). in *Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse*, vol. 87, Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften. Wien: Kaiserlich-Königliche Hof- und Staatsdruckerei.
- Hutchinson, M.F. (1989): A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits. *Journal of Hydrology* 106(3–4):211–232.
- Hutchinson, M.F. (2008): Adding the Z Dimension. S. 144–168 in *The Handbook of Geographic Information Science*. Malden, MA, USA: Blackwell Publishing.

IPCC (2007): Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. S. Solomon et al. (Hrsg.). Cambridge, UK and New York, NY, USA.

Keutterling, A. und A. Thomas (2006): Monitoring glacier elevation and volume changes with digital photogrammetry and GIS at Gepatschferner glacier, Austria. *International Journal of Remote Sensing* 27(19):4371–4380.

Koblet, T., I. Gärtner-Roer, M. Zemp, P. Jansson, P. Thee, W. Haeberli und P. Holmlund (2010): Reanalysis of multi-temporal aerial images of Storglaciären, Sweden (1959-99) - Part 1: Determination of length, area, and volume changes. *The Cryosphere* 4(3):333–343.

Lambrecht, A. und M. Kuhn (2007): Glacier changes in the Austrian Alps during the last three decades, derived from the new Austrian glacier inventory. *Annals of Glaciology* 46(1):177–184.

Li, Z., Q. Zhu, und Ch. Gold (2005): *Digital Terrain Modelling: Principles and Methodology*. Boca Raton: CRC Press.

Liu, Hongxing, Kenneth C. Jezek und Biyan Li (1999): Development of an Antarctic digital elevation model by integrating cartographic and remotely sensed data: A geographic information system based approach. *Journal of Geophysical Research* 104(B10):23199–23213.

Mennis, J. L und A. G. Fountain (2001): A spatio-temporal GIS database for monitoring alpine glacier change. *Photogrammetric engineering and remote sensing* 67(8):967–974.

Miller, C.L. und R.A. Laflamme (1958): The Digital Terrain Model - Theory & Application. *Photogrammetric Engineering* XXIV(3):433–442.

Mitas, L. und H. Mitasova (1999): Spatial Interpolation. Pp. 481–492 in *Geographical Information Systems: Principles, Techniques, Management and Applications*, Geoinformation International, Edited by P. Longley, M. F. Goodchild, D. J. Maguire, und D. W. Rhind. New York.

Nuth, C. und A. Kääb (2011): Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change. *The Cryosphere* 5(1):271–290.

Nuth, C., J. Kohler, H. F. Aas, O. Brandt und J. O. Hagen (2007): Glacier geometry and elevation changes on Svalbard (1936-90): A baseline dataset. *Annals of Glaciology* 46(1):106–116.

Patzelt, G. (1980): The Austrian glacier inventory, status and first results. *Riederalp Workshop Proceedings* (1978). IAHS (126):267–280.

Peduzzi, P., C. Herold und W. Silverio (2010): Assessing high altitude glacier thickness, volume and area changes using field, GIS and remote sensing techniques: The case of Nevado Coropuna (Peru). *Cryosphere* 4(3):313–323.

- Pellikka, P. und W. G. Rees (2010): Principles of Remote Sensing. S. 1–20 in Remote Sensing of Glaciers: Techniques for Topographic, Spatial and Thematic Mapping of Glaciers, Edited by P. Pellikka und W.G. Rees. Leiden, NL: CRC Press/Balkema/Taylor & Francis Group.
- Peucker, T. K., R. J. Fowler, J. J. Little und D. M. Mark (1978): The triangulated irregular network. Amer. Soc. Photogrammetry Proc. Digital Terrain Models Symposium 516:96–103.
- Racoviteanu, A. E., W. F. Manley, Y. Arnaud und M. W. Williams (2007): Evaluating digital elevation models for glaciologic applications: An example from Nevado Coropuna, Peruvian Andes. Global and Planetary Change 59(1-4):110–125.
- Raper, S. C. B. und R. J. Braithwaite (2009): Glacier volume response time and its links to climate and topography based on a conceptual model of glacier hypsometry. The Cryosphere 3(2):183–194.
- Ravibabu, M.V. und K. Jain (2008): Digital elevation model accuracy aspects. Journal of Applied Sciences 8(1):134–139.
- Rentsch, H., W. Welsch, C. Heipke und M. M. Miller (1990): Digital terrain models as a tool for glacier studies. Journal of Glaciology 36(124):273–278.
- Rolstad, C., T. Haug und B. Denby (2009): Spatially integrated geodetic glacier mass balance and its uncertainty based on geostatistical analysis: application to the western Svartisen ice cap, Norway. Journal of Glaciology 55(192):666–680.
- Schiefer, E., B. Menounos und R. Wheate (2007): Recent volume loss of British Columbian glaciers, Canada. Geophysical Research Letters 34(16):16503.
- Schöner, W. (1995): Schadstoffdepositionen in einer hochalpinen winterlichen Schneedecke am Beispiel von Wurtenkees und Goldbergkees (Hohe Tauern). Dissertation, Salzburg: Universität Salzburg.
- Sonnblickverein (1911): Die stereophotogrammetrische Aufnahme des Goldberggletschers im August des Jahres 1909. in Neunzehnter Jahresbericht des Sonnblickvereins für das Jahr 1910, vol. 19. Wien: Selbstverlag des Sonnblickvereins.
- Strobl, J. (1982): Digitale Geländemodelle (DGM) in der physischen Geographie. Charakteristik eines aufstrebenden Instrumentariums. Geographischer Jahresbericht aus Österreich (41):27–55.
- Surazakov, A.B. und V. B. Aizen (2006): Estimating volume change of mountain glaciers using SRTM and map-based topographic data. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing 44(10):2991–2995.
- Tsai, V.J.D. (1993): Fast topological construction of delaunay triangulations and voronoi diagrams. Computers and Geosciences 19(10):1463–1474.

Unger, R. (2012): The 1909 stereo-photogrammetric map of Goldbergkees, Hohe Tauern, Austria (1:10.000). S. 85f in *Fluctuations of Glaciers 2005-2010*, Vol. X. M. Zemp, H. Frey, I. Gärtner-Roer, S.U. Nussbaumer, W. Haeberli und ICSU(WDS)/IUGG(IACS)/UNEP/UNESCO/WMO (Hrsg.). Zuerich, Switzerland: World Glacier Monitoring Service.

Walker, J. P und G. R Willgoose (1999): On the effect of digital elevation model accuracy on hydrology and geomorphology. *Water Resources Research* 35(7):2259–2268.

Weng, Q. (2002): Quantifying Uncertainty of Digital Elevation Models from Topographic Maps. *Symposium on Geospatial Theory, Processing and Applications*. Ottawa.

Würländer, R. (2012): Metadaten ALS DHM Goldberggruppe 2009.

Würländer, R., K. Eder, und T. Geist (2004): High quality DEMs for glacier monitoring–image matching versus laser scanning. *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing* 35:753–758.

Internet:

ZAMG, Informationsportal Klimawandel: <http://www.zamg.ac.at/klimawandel>. Abgerufen am 20.10.2012.

Anhang

```
# -*- coding: cp1252 -*-
# Import arcpy module
import arcpy, sys, traceback, os
from arcpy.sa import *

# Overwrite pre-existtrg files
arcpy.env.overwriteOutput = True

# Check out the ArcGIS Spatial Analyst extension license
arcpy.CheckOutExtension("Spatial")

try:

    #-----INTERPOLATION-----#
    # Workspace der Input Daten:
    arcpy.env.workspace = r"D:\WORK\Diplomarbeit\4_Methoden\3_Digitalisierung\1979"

    # Eingabevariablen:
    inPoi = TopoPointElevation(['1979_gf_koten.shp', 'hoehe'])
    inIso = TopoContour(['1979_gf_iso_all.shp', 'hoehe'])
    topoBound = TopoBoundary(['1979_gf_umriss_stable.shp'])

    cellsize = 10

    infeatures = ([inPoi, inIso, topoBound])

    # Interpolation berechnen:
    outRas = TopoToRaster(infeatures, cellsize)
    # Speichern des interpolierten DHMs:
    outRas.save(r"D:\WORK\Diplomarbeit\4_Methoden\5_DGMs\1979\ttr1979.tif")

    #-----RASTER SNAPPING & MOSAIC MIT DHM 2009-----#

    # Workspace wechseln:
    arcpy.env.workspace = r"D:\WORK\Diplomarbeit\4_Methoden\5_DGMs\1979"
    # Snap environment:
    arcpy.env.snapRaster = "dem2009Korr10m.tif"

    # Eingabevariablen:
    inGrids = "ttr1979.tif; dem2009Korr10m.tif"
    outPath = "D:\\WORK\\Diplomarbeit\\4_Methoden\\5_DGMs\\1979\\"
    outMosaic = "ttr1979Mos.tif"

    # Tool ausführen:
    arcpy.MosaicToNewRaster_management(inGrids, outPath, outMosaic, "", "32_BIT_FLOAT", "10", "1", "FIRST", "")

    # ttr1979.tif löschen:
    arcpy.Delete_management("ttr1979.tif")

except:

    tb = sys.exc_info()[2]
    tbinfo = traceback.format_tb(tb)[0]
    pymsg = "PYTHON ERRORS:\nTraceback Info:\n" + tbinfo + "\nError Info:\n" + str(sys.exc_type) + ": " + str(sys.exc_value) + "\n"
    msg = "ARCPY ERRORS:\n" + arcpy.GetMessages(2) + "\n"

    arcpy.AddError(msgs)
    arcpy.AddError(pymsg)

    print msg
    print pymsg

    arcpy.AddMessage(arcpy.GetMessages(1))
    print arcpy.GetMessages(1)

print "done."
```

Anhang 1: Python Code: ANUDEM-Interpolation, Ausrichten und Mosaikieren mit DHM 2009

```

# -*- coding: cp1252 -*-
import arcpy, sys, traceback
from arcpy.sa import *

# Overwrite pre-existtrg files
arcpy.env.overwriteOutput = True

## Check out Spatial Analyst license
arcpy.CheckOutExtension("Spatial")

try:
#-----#
##### EINGABEN #####

# WORKSPACE:
arcpy.env.workspace = r"D:\WORK\Diplomarbeit\4_Methoden\_Auswertungen\Input"

dem2009 = "dem2009Korr10m.tif"

# ZU VALIDIERENDES HÖHENMODELL (Funktion "Replace" - STRG+H nutzen):
inGrid = "ttr1979Mos.tif"

# STABILES TERRAIN GESAMT (inklusive Pfadangabe):
stableTerr = r"D:\WORK\Diplomarbeit\4_Methoden\3_Digitalisierung\1979\1979_gf_stable_merge.shp"
# STABILES TERRAIN NACH ZONEN (inklusive Pfadangabe):
stableTerrZones = r"D:\WORK\Diplomarbeit\4_Methoden\3_Digitalisierung\1979\1979_gf_stable.shp"

# GLETSCHERUMRISS GOK + FLK ZUSAMMEN(inklusive Pfadangabe):
glacierAll = r"D:\WORK\Diplomarbeit\4_Methoden\3_Digitalisierung\1979\1979_gf_umriss_merge.shp"
# GLETSCHERUMRISS GOK und FLK GETRENNT (inklusive Pfadangabe):
glacierSplit = r"D:\WORK\Diplomarbeit\4_Methoden\3_Digitalisierung\1979\1979_gf_umriss.shp"

# AUSGABEPFAD FÜR DIE ERGEBNISSE (Pfadangabe mit doppeltem Backslash):
outpath = "D:\WORK\Diplomarbeit\4_Methoden\_Auswertungen\Calc\"

# CLIP-SHAPEFILES GLETSCHER UND STABILES TERRAIN FÜR DIE DIFFERENCE GRIDS (inklusive Pfadangabe):
ClipGlacier = r"D:\WORK\Diplomarbeit\4_Methoden\3_Digitalisierung\1979\1979_gf_umriss.shp"
ClipStable = r"D:\WORK\Diplomarbeit\4_Methoden\3_Digitalisierung\1979\1979_gf_stable.shp"

#-----#
##### RMSE & STD BERECHNUNG #####

# BERECHNUNG DER DIFFERENCE GRIDS:
diffGrid = Raster(dem2009) - Raster(inGrid)
diffGrid.save(outpath + inGrid.rstrip("Mos.tif") + "DIFF.tif")

# EINGABE: WORKSPACE FÜR BERECHNUNGEN:
arcpy.env.workspace = r"D:\WORK\Diplomarbeit\4_Methoden\_Auswertungen\Calc"

# Ausgabe der Difference grids (Diff on stable terrain and glaciers)
arcpy.Clip_management(diffGrid, "#", "ttr1979DIFFglac.tif", ClipGlacier, "#", "ClippingGeometry")
arcpy.Clip_management(diffGrid, "#", "ttr1979DIFFstable.tif", ClipStable, "#", "ClippingGeometry")

# Ausgabe der Höhenabweichungen als Tabellen (all stable terrain, stable terrain zones, glacier area)
diffGrid = "ttr1979DIFF.tif"

diffTable1 = outpath + diffGrid.rstrip(".tif") + "stabMerge.dbf"
diffTable1a = ZonalStatisticsAsTable(stableTerr, "OBJECTID", diffGrid, diffTable1, "", "All")

diffTable2 = outpath + diffGrid.rstrip(".tif") + "stabZones.dbf"
diffTable2a = ZonalStatisticsAsTable(stableTerrZones, "FID", diffGrid, diffTable2, "", "All")

diffTable3 = outpath + diffGrid.rstrip(".tif") + "glacAll.dbf"
diffTable2a = ZonalStatisticsAsTable(glacierAll, "FID", diffGrid, diffTable3, "", "All")

diffTable4 = outpath + diffGrid.rstrip(".tif") + "glacSplit.dbf"
diffTable4a = ZonalStatisticsAsTable(glacierSplit, "FID", diffGrid, diffTable4, "", "All")

# Quadrieren der Höhenabweichungen (Residuen):
sqrGrid = Square(diffGrid)
sqrGrid.save(outpath + diffGrid.rstrip("DIFF.tif") + "SQR.tif")

```

```

# Mittelwert aus quadrierten Residuen:
sqrGrid = "ttr1979SQR.tif"
meanGrid = ZonalStatistics(stableTerr, "OBJECTID", sqrGrid, "MEAN", "")
meanGrid.save(outpath + sqrGrid.rstrip("SQR.tif") + "MEAN.tif")

meanGridZones = ZonalStatistics(stableTerrZones, "FID", sqrGrid, "MEAN", "")
meanGridZones.save(outpath + sqrGrid.rstrip("SQR.tif") + "MEANzones.tif")

# Quadratwurzel vom Mittelwert der Residuen = RMSE
meanGrid = "ttr1979MEAN.tif"
rmseGrid = SquareRoot(meanGrid)
rmseGrid.save(outpath + meanGrid.rstrip("MEAN.tif") + "RMSE.tif")

meanGridZones = "ttr1979MEANzones.tif"
rmseGridZones = SquareRoot(meanGridZones)
rmseGridZones.save(outpath + meanGridZones.rstrip("MEANzones.tif") + "RMSEzones.tif")

# Ausgabe der RMSEs als Tabellen (all stable terrain, stable terrain zones)
rmseGrid = "ttr1979RMSE.tif"
rmseTable1 = outpath + rmseGrid.rstrip(".tif") + "stable.dbf"
rmseTable1a = ZonalStatisticsAsTable(stableTerr, "OBJECTID", rmseGrid, rmseTable1, "", "MEAN")

rmseGridZones = "ttr1979RMSEzones.tif"
rmseTable2 = outpath + rmseGridZones.rstrip(".tif") + ".dbf"
rmseTable2a = ZonalStatisticsAsTable(stableTerrZones, "FID", rmseGridZones, rmseTable2, "", "MEAN")

except:

    tb = sys.exc_info()[2]
    tbinfo = traceback.format_tb(tb)[0]
    pymsg = "PYTHON ERRORS:\nTraceback Info:\n" + tbinfo + "\nError Info:\n" + str(sys.exc_type) + ": " + str(sys.exc_value) + "\n"
    msg = "ARCPY ERRORS:\n" + arcpy.GetMessages(2) + "\n"

    arcpy.AddError(msgs)
    arcpy.AddError(pymsg)

    print msg
    print pymsg

    arcpy.AddMessage(arcpy.GetMessages(1))
    print arcpy.GetMessages(1)

print "done."

```

Anhang 2: Python Code: Berechnung der DHM-Differenzen, RMSE und Standardabweichung

```

# Import arcpy module
import arcpy
from arcpy.sa import *

# Overwrite pre-existing files
arcpy.env.overwriteOutput = True

# Check out the ArcGIS Spatial Analyst extension license
arcpy.CheckOutExtension("Spatial")

# Workspace
arcpy.env.workspace = r"D:\WORK\Diplomarbeit\4_Methoden\_Auswertungen\Input"

# Variablen
measure = "DEGREE"
zFactor = 1

outpath = "D:\\WORK\\Diplomarbeit\\4_Methoden\\_Auswertungen\\Calc\\"

# Execute slope and aspect
gridList = arcpy.ListRasters("*.tif")
for inGrid in gridList:
    outSlope = Slope(inGrid, measure, zFactor)
    outSlope.save(outpath + inGrid.rstrip(".tif") + "_slo.tif")

    outAspect = Aspect(inGrid)
    outAspect.save(outpath + inGrid.rstrip(".tif") + "_asp.tif")

print "done"

```

Anhang 3: Python Code: Berechnung Slope und Aspect für alle DHMs

```

# -*- coding: cp1252 -*-
import arcpy, sys, traceback
from arcpy.sa import *

# Overwrite pre-exisdhmg files
arcpy.env.overwriteOutput = True

## Check out necessary licenses
arcpy.CheckOutExtension("Spatial")

try:

    # Eingabe Workspace:
    arcpy.env.workspace = r"D:\WORK\Diplomarbeit\4_Methoden\_Auswertungen\Calc"

    # Eingabe Hangneigungsgrid:
    inGrid = "dhm1953_slo.tif"
    reclassField = "Value"

    # Eingabe DiffGrid auf stabilem Terrain:
    diffGrid = "ttr1953DIFFstable.tif"
    arcpy.env.mask = "ttr1953DIFFstable.tif"

    # Eingabe Hangneigungsklassen:
    remap5 = RemapRange([[0, 5, 1],[5, 10, 2],[10, 15, 3],[15, 20, 4],[20, 25, 5],[25, 30, 6],[30, 35, 7],[35, 40, 8], [40, 45, 9], [45, 50, 10], [50, 90, 11]])
    remap30 = RemapRange([[0, 30, 1], [30, 90, 2]])

    #-----#
    # Erzeugen der reklassifizierten Hangneigungsgrids:
    # 5° Klassen
    reclGrid5 = Reclassify(inGrid, reclassField, remap5, "NODATA")
    reclGrid5.save(inGrid.rstrip(".tif") + "_5.tif")

    # 0-30° und > 30° Klassen
    reclGrid30 = Reclassify(inGrid, reclassField, remap30, "NODATA")
    reclGrid30.save(inGrid.rstrip(".tif") + "_30.tif")

```

```

#-----#
# Ausgabe Höhendifferenzen als Tabellen:
diffTable5 = diffGrid.rstrip("DIFFstable.tif") + "_5.dbf"
diffTable5a = ZonalStatisticsAsTable(reclGrid5, "Value", diffGrid, diffTable5, "", "All")

diffTable30 = diffGrid.rstrip("DIFFstable.tif") + "_30.dbf"
diffTable30a = ZonalStatisticsAsTable(reclGrid30, "Value", diffGrid, diffTable30, "", "All")

#-----RMSE-----#
# Ausgabe Quadrat der Höhendifferenzen:
sqrGrid = Square(diffGrid)
sqrGrid.save(diffGrid.rstrip("DIFFstable.tif") + "SQR.tif")

# Ausgabe Mittelwert der quadrierten Abweichungen:
sqrGrid = "ttr1953SQR.tif"
meanGrid = ZonalStatistics(reclGrid5, "Value", sqrGrid, "MEAN", "")
meanGrid.save(sqrGrid.rstrip("SQR.tif") + "MEAN5.tif")

meanGrid2 = ZonalStatistics(reclGrid30, "Value", sqrGrid, "MEAN", "")
meanGrid2.save(sqrGrid.rstrip("SQR.tif") + "MEAN30.tif")

# Ausgabe Quatdratwurzel der Mittelwerte = RMSE
meanGrid = "ttr1953MEAN5.tif"
meanGrid2 = "ttr1953MEAN30.tif"

rmseGrid = SquareRoot(meanGrid)
rmseGrid.save(meanGrid.rstrip("MEAN5.tif") + "RMSE5.tif")

rmseGrid2 = SquareRoot(meanGrid2)
rmseGrid2.save(meanGrid2.rstrip("3MEAN30.tif") + "3RMSE30.tif")

# Ausgabe RMSE als Tabellen
rmseGrid = "ttr1953RMSE5.tif"
rmseGrid2 = "ttr1953RMSE30.tif"

rmseTable1 = rmseGrid.rstrip(".tif") + ".dbf"
rmseTable1a = ZonalStatisticsAsTable(reclGrid5, "Value", rmseGrid, rmseTable1, "", "MEAN")

rmseTable2 = rmseGrid2.rstrip(".tif") + ".dbf"
rmseTable2a = ZonalStatisticsAsTable(reclGrid30, "Value", rmseGrid2, rmseTable2, "", "MEAN")

except:
    tb = sys.exc_info()[2]
    tbinfo = traceback.format_tb(tb)[0]
    pymsg = "PYTHON ERRORS:\nTraceback Info:\n" + tbinfo + "\nError Info:\n" + str(sys.exc_type) + ": " + str(sys.exc_value) + "\n"
    msgsg = "ARCPY ERRORS:\n" + arcpy.GetMessages(2) + "\n"

    arcpy.AddError(msgsg)
    arcpy.AddError(pymsg)

    print msgsg
    print pymsg

    arcpy.AddMessage(arcpy.GetMessages(1))
    print arcpy.GetMessages(1)

print "done"

```

Anhang 4: Python Code: Berechnung RMSE und STD für Hangneigungsklassen

```

# -*- coding: cp1252 -*-
import arcpy, sys, traceback
from arcpy.sa import *

# Overwrite pre-existtrg files
arcpy.env.overwriteOutput = True

## Check out Spatial Analyst license
arcpy.CheckOutExtension("Spatial")

try:
    # Eingabevariablen:
    arcpy.env.workspace = r"D:\WORK\Diplomarbeit\4_Methoden\_Auswertungen\Input"
    arcpy.env.mask = r"D:\WORK\Diplomarbeit\4_Methoden\_Auswertungen\Input\UmrissGF1931.shp"

    outpath = "D:\\WORK\\Diplomarbeit\\4_Methoden\\_Auswertungen\\Calc\\"

    dem1 = "dhm2009.tif"
    dem2 = "dhm1931.tif"

    calcArea = r"D:\WORK\Diplomarbeit\4_Methoden\_Auswertungen\Input\UmrissGF1931.shp"

    # BERECHNUNG DER DIFFERENCE GRIDS:
    diffGrid = Raster(dem1) - Raster(dem2)
    diffGrid.save(outpath + "dhm_" + "2009_1931" + ".tif")

    # Neuer Workspace:
    arcpy.env.workspace = r"D:\WORK\Diplomarbeit\4_Methoden\_Auswertungen\Calc"

    # Statistische Auswertung EISDICKENÄNDERUNG:
    diffList = arcpy.ListRasters("*.tif")
    for diffGrid in diffList:
        diffTable1 = outpath + diffGrid.rstrip(".tif") + ".dbf"
        diffTable1a = ZonalStatisticsAsTable(calcArea, "FID", diffGrid, diffTable1, "", "All")

    # Statistische Auswertung VOLUMENÄNDERUNG:
    volGrid = Raster(diffGrid) * 100 # Gridauflösung in m²
    volGrid.save(outpath + "dhm_" + "2009_1931" + "_vol.tif")

    volList = arcpy.ListRasters("_vol.tif")
    for volGrid in volList:
        volTable1 = outpath + volGrid.rstrip(".tif") + ".dbf"
        volTable1a = ZonalStatisticsAsTable(calcArea, "FID", volGrid, volTable1, "", "All")

    del dem1, dem2, calcArea, diffGrid, volGrid

except:
    tb = sys.exc_info()[2]
    tbinfo = traceback.format_tb(tb)[0]
    pymsg = "PYTHON ERRORS:\nTraceback Info:\n" + tbinfo + "\nError Info:\n" + str(sys.exc_type) + ": " + str(sys.exc_value) + "\n"
    msgsg = "ARCPY ERRORS:\n" + arcpy.GetMessages(2) + "\n"

    arcpy.AddError(msgsg)
    arcpy.AddError(pymsg)

    print msgsg
    print pymsg

    arcpy.AddMessage(arcpy.GetMessages(1))
    print arcpy.GetMessages(1)

print "done."

```

Anhang 5: Python Code: Berechnung Eisdicken- und Volumenänderungen

Curriculum Vitae

Persönliche Angaben		
	<i>Name</i>	Rainer Unger
	<i>Anschrift</i>	Paul Ehrlich-Gasse 23a/8 1190 Wien
	<i>Telefon</i>	+43 699 19697997
	<i>E-Mail</i>	ra.unger@me.com
	<i>Familienstand</i>	verheiratet, ein Sohn
Universitäre Ausbildung		
	<i>seit 2003</i>	Studium der Geographie
	<i>Schwerpunktfächer</i>	Kartographie und Geoinformation, Geomorphologie, Umweltänderungen
	<i>Ort</i>	Universität Wien, Institut für Geographie und Regionalforschung
Schulbildung		
	<i>1988-1992</i>	Bischöfliches Gymnasium Schwaz
	<i>1992 – 1994</i>	Höhere Technische Lehranstalt für Wirtschaftsingenieurwesen Jenbach
	<i>1994 - 1998</i>	Privates Oberstufenrealgymnasium (PORG) Volders mit anschließender Reifeprüfung
	<i>1998 – 1999</i>	Zivildienst als Sanitätshelfer, Rotes Kreuz Schwaz
Zertifikate		
	<i>2007</i>	„pm basic“ ZERTIFIZIERUNG, Projekt Management Austria (Member of IPMA)
	<i>2011</i>	Python Grundlagen, Gschwandtner Seminare Projekte Consulting GmbH, Wien
	<i>2012</i>	ArcGIS Geoverarbeitung mit Python-Skripten, SYNERGIS, Wien
Berufserfahrung (Auszug)		
	<i>seit 2010</i>	Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG), Abt. Klimaforschung, Wien
	<i>Funktion</i>	Wissenschaftlicher Mitarbeiter (75%)
	<i>Tätigkeiten</i>	U. a. Massenbilanzierung von Gletschern, Feldmessungen, Verwaltung und Betreuung der GIS-Daten, 3D-Visualisierungen von Gletscheränderungen
	<i>seit 2010</i>	Universität für Bodenkultur, Institut für Meteorologie, Wien
	<i>Funktion</i>	Studentischer Mitarbeiter (Tutor)
	<i>Tätigkeiten</i>	Organisation und Begleitung der Lehrveranstaltung „Gletscherpraktikum“
	<i>2007 - 2011</i>	Technische Universität Wien, Institut für Architekturwissenschaften, Abteilung Digitale Architektur und Raumplanung
	<i>Funktion</i>	Univ. Lektor
	<i>Tätigkeiten</i>	Lehrtätigkeit „Grundkurs Architektur und Darstellung“ und „Grundkurs Architektur und Konstruktion“. Vermittlung grundlegender Fertigkeiten im Umgang mit CAAD-Programmen (ArchiCAD, AutoCAD, Autodesk Revit, Maxon Cinema 4D und Photoshop)
Fähigkeiten und Kompetenzen		
	<i>Sprachen</i>	Deutsch (Muttersprache), Englisch (fließend), Spanisch (sehr gut), Italienisch (gut)
	<i>EDV-Kenntnisse</i>	ArcGIS, Python, Rasterbearbeitung (Photoshop, GIMP), Vektorverarbeitung (Illustrator, Inkscape), Microsoft Office, Autodesk AutoCAD, Graphisoft ArchiCAD, Maxon Cinema 4D (alle hervorragend)

