

Airborne SAR/Interferometric Radar Altimeter System (ASIRAS) - Kalibrierung, Validierung und Interpretation der Messergebnisse

Dissertation zur Erlangung des Grades

Dr. rer. nat.

vorgelegt dem
Fachbereich Geowissenschaften
der Universität Bremen

von
Veit Helm

Bremen, April 2008

Inhaltsverzeichnis

Abkürzungsverzeichnis	1
Zusammenfassung	3
Abstract	5
1 Einleitung	7
1.1 Übersicht der Messgebiete	10
1.2 Schnee, Firn und Eis - eine Einführung	10
1.2.1 Oberflächencharakteristik	11
1.2.2 Schneezonen	11
1.2.3 Schneemetamorphose	12
1.2.4 Die Radarhöhe und die Ausbreitung bestimmende Faktoren	13
2 Instrumentierung, Datenprodukte und Prozessierung	14
2.1 ASIRAS	16
2.2 Laserscanner LMS-Q280	16
2.3 Laseraltimeter LD90	17
2.4 INS Kreiselplattform	17
2.5 Datenfluss und Datensicherung	18
2.6 Zeitnehmung	18
2.7 GPS Level1-Produkt	19
2.8 INS Level1-Produkt	20
2.9 ALS Level1-Produkt und Fehleranalyse	20
2.10 ALS Level1B-Produkt und Fehleranalyse	21
2.11 ASIRAS Prozessierung	24
2.11.1 ASIRAS Level1 Produkt	25
2.11.2 ASIRAS Level1B Produkt	25
3 Theoretische Grundlagen	27
3.1 Radaraltimetrie / SAR Prozessierung - ein Überblick	27
3.1.1 Grundlagen der Radaraltimetrie	27
3.1.2 Das SAR Prinzip	29
3.1.3 Doppler Modulation in Azimutrichtung	30
3.1.4 SAR-Prozessierung in der Range-Dopplerfrequenz Domäne	32
3.2 Interferometrie	36
3.3 Retracker Algorithmen	37
3.3.1 OCOG - Retracker	38
3.3.2 Beta und E - Retracker	39

3.3.3	CryoSat Level_2 Retracker	41
3.3.4	SSM- und SVM-Retracker	42
3.3.5	TSRA - Retracker	44
3.4	Herleitung des geokodierten Höhenmodells	46
3.5	Rotationsmatrizen	46
3.6	Das flugzeugfeste Referenzsystem	47
3.7	Das instrumentenfeste Referenzsystem	48
3.8	World Geodetic System (WGS84)	48
3.9	Geodätisches, erdfestes Referenzsystem	49
3.9.1	Transformation von WGS84 nach GRS (ITRF)	49
3.9.2	Transformation von GRS (ITRF) nach WGS84	50
3.10	Das aktuell nominale Flugzeugreferenzsystem	50
3.11	Das aktuell bewegte Flugzeugreferenzsystem	51
3.12	Bestimmung des geokodierten Messpunktes	51
3.12.1	Fall 1 - nicht nadirprozessierte Entfernungsmessung	52
3.12.2	Fall 2 - nadirprozessierte Entfernungsmessung	52
4	Überprüfung der Zeitsynchronisation	54
4.1	GPS Basistest	54
4.2	GPS-INS Korrelation	56
4.2.1	Methode	56
4.2.2	Ergebnisse	57
4.3	GPS-ALS Korrelation	59
4.3.1	Methode	59
4.3.2	Ergebnisse	60
4.4	ASIRAS	63
4.4.1	Methode: ALS-ASIRAS	63
4.4.2	Ergebnisse	63
4.4.3	Methode: ASIRAS - Radarreflector	65
4.4.4	Ergebnisse	65
4.5	Zusammenfassung der Ergebnisse	65
5	Bestimmung der Ausrichtung des Laserscanners	68
5.1	Kalibrierungsmethodik	68
5.1.1	Kalibrierung mithilfe von Kreuzflügen	68
5.1.2	Kalibrierung mithilfe von festen Bodenpunkten	70
5.1.3	Ergebnisse der Kalibrierung mithilfe von Kreuzflügen und festen Bodenpunkten	70
5.1.4	Kalibrierung mithilfe eines GPS-Bodenprofils	73
5.1.5	Ergebnisse der Kalibrierung mithilfe eines GPS-Bodenprofils	73
5.1.6	Kalibrierung mithilfe von Kreuzflügen ohne markante Punkte oder Bodenmessungen	74
5.1.7	Ergebnisse der Kalibrierung mithilfe von Kreuzflügen ohne markante Punkte oder Bodenmessungen	74
5.2	Zusammenfassung der Ergebnisse aller Kalibrierungsmethoden	76

6	Kalibrierung des ASIRAS	80
6.1	Theorie	80
6.2	Statischer Offset - Kalibrierung über Landebahnen	81
6.2.1	Methode	81
6.2.2	Ergebnisse	83
6.3	Eindringtiefe und interferometrische Phase - Kalibrierung über Radarreflektor	85
6.3.1	Eindringverhalten und statischer Versatz - Methode	85
6.3.2	Eindringverhalten und statischer Versatz - Ergebnisse	86
6.3.3	Phasenversatz	88
6.3.4	Interferometrische Phase in HAM-Daten	91
7	Validierung und Analyse der ASIRAS Level1B-Daten	92
7.1	Genauigkeit der ASIRAS Höhenmessungen	92
7.1.1	Landebahn	93
7.1.2	Trockenschneezone	95
7.1.3	Perkolationszone zu verschiedenen Jahreszeiten	96
7.1.4	Akkumulationszone mit verschiedenen Mess-Modi	99
7.1.5	Zusammenfassung des Vergleichs	101
7.2	Artefakte durch extreme Rollwinkel	103
7.2.1	Korrekturansatz	104
7.3	Interferometrische Auswertung der Phase	108
8	Interpretation	111
8.1	Bestimmung von Akkumulationsraten in der Perkolationszone	111
8.2	Interne Horizonte	111
8.3	Radarrückstreuung in Abhängigkeit der Oberflächenrauigkeit	112
8.3.1	Theorie	112
8.3.2	ASIRAS Auswertung	114
8.3.3	Diskussion der Analyse und Rauigkeitsstudien	124
9	Zusammenfassung und Ausblick	128
	Anhang	132
A	Formatbeschreibungen der Datenprodukte	132
A.1	GPS_L1 Datenformat	132
A.2	INS_L1 Datenformat	133
A.3	ALS_L1 Datenformat	133
A.4	ALS_L1B Datenformat	137
B	Ergebnisse der Kalibrierung für die Kampagnen	139
B.1	CryoVEx2004_A	139
B.2	CryoVEx2004_B	142
B.3	CryoVEx2005	145
B.4	CryoVEx2006	148
B.5	CryoVEx2007	149

C	Fehleranalyse des Laserscanners LMS-Q280	154
C.1	Schwankungen in der Trigger-Datei	154
C.2	Fehler des Scan-Winkels	154
C.3	Zeitsprünge in einzelnen Scanlinien	155
C.4	Abweichung der Schusszeit von der Synczeit	156
C.5	Fehler im Reset des Synccounter	157
C.6	Fehler der Scanwinkel	160
D	Vergleich ALS mit ASIRAS	162
D.1	Landebahn - Resolute Bay - HAM	162
D.2	Landebahn - Alert - LAM	165
D.3	Grönland - Trockenschneezone im Herbst	168
D.4	Grönland - Perkolationszone im Frühjahr	171
D.5	Grönland - Perkolationszone im Herbst	174
D.6	Austfonna Eisschild - Akkumulationszone im Frühjahr - HAM	177
D.7	Austfonna Eisschild - Akkumulationszone im Frühjahr - LAM	180
E	Ergebnisse der Rauheitsanalysen	183
E.1	Austfonna	183
E.1.1	Südprofil	183
E.1.2	Nordprofil	187
E.2	Devon	191
E.2.1	Südprofil	191
E.2.2	Nordprofil	195
E.3	Grönland	199
E.3.1	Westprofil	199
E.3.2	Ostprofil	203
F	Veröffentlichungen	207
	Winter accumulation in the percolation zone of Greenland	208
	Abbildungsverzeichnis	212
	Tabellenverzeichnis	216
	Literaturverzeichnis	217
	Selbstständigkeitserklärung	225

Abkürzungsverzeichnis

Kürzel	Bedeutung
AAR	Actual Aircraft Reference Frame
ALS	Airborne Laser Scanner
AMR	Aircraft Mechanical Reference Frame
ASIRAS	Airborne SAR Interferometric Radar Altimeter System
AWI	Alfred Wegener Institute
BoB	Bay of Bothnia
CALVAL	CALibration VALidation
CryoVEx	CryoSat Validation Experiment
DEM	Digital Elevation Model
DGPS	Differential Global Positioning System
DLR	Deutsche Luft- und Raumfahrt
DNSC	Danish National Space Center
EM	Electro Magnetic induction
ESA	European Space Agency
GEF	Global Earth Fixed Frame
GLAS	Geoscience Laser Altimeter System onboard IceSat
INS	Inertial Navigation System
HAM	High Altitude Mode
ITRF	International Terrestrial Reference Frame
LAM	Low Altitude Mode
LD90	single beam laser altimeter
LTO	Linear Tape Open, ist ein Standard für Magnetbänder und die entsprechenden Laufwerke zur Datenarchivierung
MEDUSA_P	Basisdatenaquisitionssystem von Optimare
NAR	Nominal Aircraft Reference Frame
PPS	Puls per second
RAID0	redundant array of independent disks. RAID0 bietet gesteigerte Transferraten, indem die beteiligten Festplatten in zusammenhängende Blöcke gleicher Größe aufgeteilt werden.
RST	Radar Sensor Technique
SAR	Synthetic Aperture Radar
SIRAL	SAR Interferometric Radar Altimeter System
TAI	Temps Atomique International - International Atomzeit
UTC	Universal Time Coordinated - orientiert sich an der TAI

Zusammenfassung

Im Zuge der Kalibrierungs- und Validierungsaktivitäten (CryoVEx) des ESA-Satellits CryoSat2 wurde das Airborne SAR/Interferometric Radar Altimeter System (ASIRAS) entwickelt. Dadurch konnten im Vorfeld des Starts, mit einem dem CryoSat2 SAR/Interferometric Radar Altimeter (SIRAL) ähnlichem Gerät, Genauigkeitsabschätzungen über Schnee und Eis durchgeführt werden. Die vorliegende Arbeit zeigt die Ergebnisse der Kalibrierung des ASIRAS und der Validierung seiner Datenprodukte (Oberflächenhöhe, Phasendifferenz, Kohärenz und Radarrückstreuung) anhand ausgewählter Profile in unterschiedlichen Schneezonen. Fünf kombinierte Meer- und Landeisbefliegungen fanden seit 2004 in von der ESA ausgewählten Gebieten über Grönland (EGIG Line) und den Eiskappen Austfonna (Svalbard) und Devon (kanadische Arktis) statt. Die Genauigkeit der ASIRAS Höhenmessungen konnten aus dem Vergleich mit gleichzeitig gemessenen Laserscannerprofilen bestimmt werden. Die Phasenstabilitätsuntersuchungen des ASIRAS wurden mithilfe der am Boden installierten Radarreflektoren durchgeführt. Im Vorfeld der Validierung der ASIRAS Daten wurde Kalibrierungsplan entworfen und umgesetzt um die vom gesamten Messsystem erfassten Daten (GPS, INS, Laserscanner und ASIRAS) zu kalibrieren und auf eine gemeinsame Systemzeit anzupassen. Die Analysen ergaben zahlreiche Fehler (Zeitversätze, Fehler in den Laserscanner Rohdaten, etc.) die behoben werden konnten. Eine neu entwickelte und getestet Software dient der Prozessierung und Analyse der Daten, wie z.B. der Geokodierung der Laserscannerdaten, der Berechnung der Laserscannerschielwinkel, der interferometrischen Prozessierung und dem Retracking der ASIRAS Echos. Die Genauigkeit der ASIRAS Höhenmessungen konnte anhand ausgewählter etwa 2 km bis 3 km langer Profile, in vier unterschiedlicher Schneezonen (Landebahn, Trockenschneezone und Perkolationszone von Grönland, Akkumulationszonen von Austfonna und Devon) gelegen, mithilfe unterschiedlicher Retrackeralgorithmen bestimmt werden. Die mittlere Standardabweichung der untersuchten Profilabschnitte beträgt 0.05 m. Der mittlere Abstand zu den Laserscanner DEMs variierte zwischen 0.0 m über der Landebahn und 1.5 m in der Trockenschneezone. Die Resultate wiesen einen engen Zusammenhang mit Rauigkeits- und Rückstreuvariationen entlang der gewählten Profile auf, mit höheren Genauigkeiten und geringere Versätze in Bereichen geringer ASIRAS Rauigkeit. Der große Versatz im Trockenschneeprofil der Grönlandzone ist sehr wahrscheinlich auf sehr starke Volumenstreuung innerhalb der Schneedecke und nicht auf eine hohe Oberflächenrauigkeit zurückzuführen. Neben diesen Ergebnissen zeigten wir in Helm et al. (2007) die Möglichkeit der Bestimmung der Akkumulationsrate in der Perkolationszone Grönlands anhand von ASIRAS Daten. Ein weiteres Potential das ASIRAS bietet, ist die Bestimmung der Topographie quer zur Flugrichtung durch die Auswertung der interferometrischen Phase. Eine ersten Analyse ergab eine Abweichung zum Laserscanner DEM von -0.43 ± 0.81 m. Die hohe Standardabweichung begründet sich durch die geringe Kohärenz sowie durch Phasenmehrdeutigkeitsfehler. In naher Zukunft ist die Entwicklung eines Vorwärtsmodells geplant, dass die ASIRAS Rückstreuung von geschichteten bzw. ungeschichteten Schneedecken variabler Oberflächen simuliert und die gefundenen Ergebnisse im Detail zu analysieren und zu verstehen hilft.

Abstract

As part of the CryoSat Calibration and Validation Experiment (CryoVEx) this work is related to the calibration and validation of ESA's Airborne SAR/Interferometric Radar Altimeter System (ASIRAS). ASIRAS was designed to simulate the CryoSat SAR Interferometric Radar Altimeter (SIRAL) for reasons of pre-launch and simultaneous accuracy and backscatter studies by using a similar instrument. The purpose of the ASIRAS calibration and data validation is to provide confidence in estimates of the uncertainty of the ASIRAS data products such as surface elevation and phase difference. Error estimates of the ASIRAS surface elevation in different snow zones were assessed using simultaneously acquired reference surface heights from an airborne laser scanner (reference digital elevation model). The phase difference and coherence tests were performed using data acquired over corner reflectors. The data were collected over the main validation sites in Greenland (EGIG line), Austfonna (Svalbard) and Devon Ice Cap (Canadian Arctic) during five CryoVEx sea- and landice campaigns in 2004, 2005, 2006 and 2007. Prior to the validation of the ASIRAS data, a calibration and dating concept was designed and implemented. The latter was necessary in order to align all instruments (GPS, INS, laser scanner and ASIRAS) exactly to one reference time (GPS-UTC). Several dating and instrument uncertainties (e.g. systematic errors in the laser scanner raw data and ASIRAS time shifts) could be solved and corrected. In order to derive the surface elevation, processing software for the determination of laser squinting angles, the geocoding of the laser heights, the interferometric processing, and the retracking of the ASIRAS echoes was developed. The accuracy of the ASIRAS surface elevation was examined along selected 2 km to 3 km long profiles for four different surface types (runway, dry snow and percolation zone of Greenland, and accumulation zone of Austfonna) by using five different retracker algorithms. An overall rms accuracy of 0.05 m was found, however with a varying offset to the reference DEM reaching from 0.0 m for the runway to 1.50 m for the dry snow zone. The findings are related to roughness and backscatter variations along the chosen profiles. In general, higher accuracy could be found in regions of lower radar wavelength related surface roughness. The large offset in the dry snow zone is most likely not caused by surface roughness but related to volume scattering within the snowpack. Furthermore, in Helm et al. (2007) the feasibility was demonstrated to derive the winter snow accumulation in the percolation zone of Greenland based on ASIRAS data. In the high altitude mode, ASIRAS allows the determination of across track surface slopes by means of interferometric processing. The analysis showed a difference of -0.43 ± 0.81 m to the reference DEM with high rms values related to low coherence and unwrapping errors. Additional measurements, possibly at higher flight levels, are needed to investigate the overall low coherence. In summary, this comprehensive study proves the concept of ASIRAS as the core instrument for the Cryosat satellite validation. In addition, ASIRAS on its own may contribute significantly to a fundamental understanding of microwave signatures over land and sea ice. In this context, a forward model which simulates the ASIRAS response over different layered and non layered media will help to better understand and exploit the presented findings.

1 Einleitung

Der Start des CryoSat2, ein von der europäischen Raumfahrtagentur (ESA) entwickelter Satellit, steht 2009 bevor. Ziel der auf drei bis fünf Jahre geplanten Mission ist die hochgenaue Bestimmung der Oberflächenhöhe der großen Eismassen (Antarktis, Grönland, Eiskappen, große Gletscher) der Erde sowie der Dicke von Meereis. Die Daten werden die bestehenden Höhenmodelle polarer Regionen, insbesondere in den Randgebieten der Eismassen, erweitern und deren räumliche Auflösung und Genauigkeit stark erhöhen. Die Notwendigkeit einer Verbesserung der Höhenmodelle in stark geneigten Gebieten wird u.A. durch dynamische Eismodelle gefordert, da diese sehr empfindlich auf kleinräumige Höhenänderungen reagieren (Yu et al., 2007). Zudem sind genaue, hochaufgelöste Höhenmodelle eine wichtige Grundlage zur Bestimmung der Fließgeschwindigkeiten mittels SAR-Interferometrie (Baek et al., 2005). Über die Dauer der CryoSat2 Mission werden längere Zeitreihen der Oberflächenhöhe bis in Breiten von 88° N/S gewonnen, die es ermöglichen, sowohl die natürliche Variabilität als auch eventuelle Trends in der Dicke der Eismassen zu beobachten (Drinkwater, 2003). Die Daten werden weiterhin als wichtige Eingangsparameter zur Verbesserung und Validierung von numerischen Eis(vorhersage)modellen dienen und damit zu einem besseren Verständnis der Auswirkungen der globalen Klimaerwärmung führen (Wingham et al., 2006).

Verglichen mit bisherigen pulslimitierten Radaraltimetern wie z.B. SeaSat (1978) oder ERS-1/2 (seit 1991) und Envisat RA-2 (seit 2002) wird die genauere Bestimmung der Oberflächenhöhe durch CryoSat durch ein spezielles Radaraltimeter (SIRAL: Synthetik-Apertur Interferometrisches Radaraltimeter) möglich, das für die Vermessung von Eisoberflächen optimiert wurde. Der Grundgedanke des auf Raney (1998) zurückgehenden Konzeptes ist die Erhöhung der räumlichen Auflösung in Flugrichtung. Dies wird durch die synthetische Verlängerung der Apertur des Radars, auch SAR Prozessierung genannt, erreicht. Die Ausleuchtzone (Footprint) des SIRALs, d.h. die Fläche, aus der nennenswerte Beiträge des rückgestreuten Signals kommen, besitzt nach der SAR-Prozessierung einen Durchmesser von etwa 250 m (Wingham et al., 2006). Im Vergleich dazu beträgt der Footprint von z.B. SeaSat 21 km (Brenner et al., 1983) und ENVISAT 19 km (Bamber, 1994). Das bedeutet, dass die bestehenden Höhenmodelle insbesondere in Gebieten mit variabler Topographie und starken Geländeneigungen, wie den Küstenzonen bzw. Rändern der Eisschilde, hohe Fehler aufweisen. So geben Benveniste et al. (1991), Remy et al. (1993, 1999) und Roemer et al. (2007) die Messpunktgenauigkeit von SEASAT, GEOSAT und ERS-1 Altimeterdaten über kontinentalen Eisschilden mit ± 0.5 m an. Fehlerquellen, die die Genauigkeit beschränken, werden u.a. von Remy and Minster (1993) auf elektronisches Rauschen, unvollständige atmosphärische Korrekturen, Bahnabweichungen, hohe Oberflächenneigung und Volumenstreuung zurückgeführt. Die oben angegebene Genauigkeit von ± 0.5 m entspricht dabei der Standardabweichung der nach der inversen Methode von Brenner et al. (1983); Remy et al. (1989) neigungskorrigierten Daten. Bamber and Gomez-Dans (2005) veröffentlichten die Ergebnisse des Vergleiches zweier Höhenmodelle der Antarktis mit dem aus IceSat-Daten bestimmten Antarktis-Höhenmodell (GLAS-Modell). Das erste Modell (JLB97) wurde hauptsächlich aus ERS-1 Messungen und das zweite (RAMPv2, Liu et al., 2001) aus einer Kombination anderer Daten (z.B. Flugzeugradar, GPS) mit ERS-1 Daten, in Gebieten schlechter Abdeckung oder

starkem Relief, abgeleitet. Beide Vergleiche zeigen hohe Abweichungen mit hoher Varianz in Gebieten starken Reliefs und geringere Abweichungen in den flachen interkontinentalen Bereichen mit generell etwas genaueren Werten für das JLB97-Modell. Die mit JLB97 bestimmten Abweichungen liegen für Neigungen unter 0.1° bei ca. $-0.5 \text{ m} \pm 3.0 \text{ m}$, erreichen bei 0.3° ca. $-5 \text{ m} \pm 10.0 \text{ m}$ und betragen bei 1.0° ca. $-10 \text{ m} \pm 40.0 \text{ m}$. Neben den hohen Ungenauigkeiten der Radaraltimetermessungen enthalten diese Vergleiche auch Fehler im GLAS-Modell, die nicht berücksichtigt wurden, da dieses als Referenzmodell herangezogen wurde. Die von Zwally et al. (2002) vorhergesagte Genauigkeit des GLAS-Sensors beträgt 0.15 m und konnte durch Kreuzungspunktanalysen von GPS-Messungen in Dronning Maud Land von Wesche et al. (2007) bestätigt und nach unten korrigiert werden. Allerdings konnten diese hohen Genauigkeiten mit einer mittleren Abweichung von 0.12 m nur unter wolkenfreien Bedingungen erzielt werden. Dies sowie die häufigen Messunterbrechungen und damit geringen Messzeiten von IceSat stellen deutlich den Nachteil des GLAS-Sensors für den Einsatz bei langjährigen Wiederholungsmessungen mit großer Datendichte heraus.

Cryosat2 wird an dieser Stelle den beiden Anforderungen (Genauigkeit und Datendichte) an das Monitoring der Eisoberfläche gerecht. Neben der Möglichkeit der SAR-Prozessierung wird CryoSat2 unter Verwendung der zweiten, quer zur Flugrichtung angeordneten Antenne und der Methode der Interferometrie die Geländeneigung quer zur Flugrichtung bestimmen können. Dies ist eines der wichtigsten Neuerungen des SIRALs, da dadurch erstmals die Möglichkeiten zur Verbesserung der Genauigkeit, insbesondere in Gebieten hoher Geländeneigung geschaffen werden.

Bevor CryoSat sein Potential auszuschöpfen vermag, bedarf es der Kalibrierung und Validierung des SIRAL-Instrumentes. Zu diesem Zweck wurde seitens der ESA das CAL/VAL Experiment initiiert, um im Vorfeld die zu erwartenden Fehler in der Bestimmung der Oberflächenhöhe abzuschätzen (Group, 2001). Im Rahmen dieses Programms wurde ASIRAS, ein dem SIRAL ähnliches, für Flugzeuge konzipiertes Radaraltimeter, von Radar System Technik (RST) im Auftrag der ESA entwickelt, um das Eindringverhalten der Radarwellen und die Fehlerquellen der Höhenmessung zu studieren. ASIRAS arbeitet ebenso wie das SIRAL im Ku-Band (13.5 GHz) und besitzt zum Zwecke der interferometrischen Auswertung zwei quer zur Flugrichtung ausgerichtete Antennen. Das CAL/VAL-Konzept sah vor neben glaziologischen Feldmessungen zeitgleiche ASIRAS-Befliegungen in ausgewählten Testgebieten (Grönland EGIG-Linie, Austfonna, Devon) durchzuführen. Dadurch wurde die Möglichkeit gegeben, die Auswirkungen der Zusammensetzung und Beschaffenheit verschiedener Oberflächen auf das ASIRAS Signal zu untersuchen. In den seit 2004 jährlich stattgefundenen Befliegungen, durchgeführt vom AWI und des DNSC, wurden zeitgleich mit ASIRAS auch Laserscannerdaten erhoben. Durch den direkten Vergleich der beiden Datensätze können die Genauigkeit des ASIRAS Systems bestimmt und auftretende Differenzen aufgrund unterschiedlicher Oberflächenbeschaffenheit detektiert werden. Verschiedene Studien (z.B. Partington et al., 1989; Femenias et al., 1993; Ferraro and Swift, 1995b; Davis, 1996; Newkirk and Brown, 1996; Nghiem et al., 2005) belegen den Einfluss von unterschiedlichen Schneeeigenschaften auf das Radarecho und diskutieren Anwendungen in der Analyse der abgeleiteten geophysikalischen Parameter.

Ziel der vorliegenden Dissertation war es ein Konzept für die Kalibrierung und Validierung des ASIRAS Instruments zu entwickeln und umzusetzen. Dabei sollten die simultan erhobenen Laserscannerdaten und die im Feld installierten Radarreflektoren die Referenz für die

Genauigkeitsabschätzung der ASIRAS-Höhen bilden. In das Konzept sollte weiterhin die vollständige Auswertung und Qualitätskontrolle der mit dem gesamten Messsystem, bestehend aus ASIRAS, Laserscanner, GPS, INS und Laseraltimeter, erhobenen Daten integriert sein. Da das Messsystem in dieser Zusammensetzung zum ersten Mal 2004 auf POLAR2, dem Polarflieger des AWI, integriert und geflogen wurde, musste zusätzlich sämtliche Software für die Prozessierung, Auswertung und Analyse im Vorfeld der eigentlichen ASIRAS Kalibrierung entwickelt und getestet werden.

Die vorliegende Dissertation beschreibt im Detail das entwickelte Konzept und dessen Umsetzung, sowie eine erste Analyse und Interpretation der ASIRAS Messungen über Schnee und Eis. Zunächst wird eine Übersicht der Messgebiete, gefolgt von einer kurzen Einführung zu Schnee/Firn und der verwendeten Fachtermini gegeben. Anschließend werden die Instrumentierung, Prozessierung und die erzeugten Datenprodukte in Kapitel II erläutert. Dem folgt eine theoretische Einführung zur Radaraltimetrie, der SAR- und interferometrischen Prozessierung, dem Retracken der Radarechos sowie dem Verfahren der Geokodierung in Kapitel III. Kapitel IV beschreibt die Überprüfung der Zeitsynchronisation der Daten, da alle Produkte, um vergleichbar zu sein, auf eine Referenzzeit bezogen werden mussten. In dem sich anschließenden Kapitel V wird auf die Kalibrierung des Laserscanners eingegangen. Dabei werden fünf verschiedene Methoden erläutert und deren Ergebnisse diskutiert. Nach einer kurzen theoretischen Einführung des ASIRAS Systems werden in Kapitel VI die Kalibrierungsarbeiten und deren Ergebnisse (statischer Versatz, Phasenoffset und -stabilität sowie Eindringverhalten) präsentiert. Den Vergleich der Genauigkeiten der in unterschiedlichen Schneezonen bestimmten Oberflächenhöhen hat Kapitel VII zum Inhalt. Weiterführende wissenschaftliche Analysen und Auswertungen und damit das Potential des ASIRAS werden in Kapitel VIII eingehender beschrieben. Abschließend werden der Inhalt und die Ergebnisse der Arbeit zusammengefasst und Ideen und Ansätze darauf aufbauender Analysen in einem Ausblick in Kapitel IX diskutiert.

1.1 Übersicht der Messgebiete

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden Daten verschiedener CryoVEx Arktis-Befliegungen ausgewertet, die in der Karte in Abbildung 1.1 als Übersicht dargestellt werden. Eingang in die Übersichtskarte fanden die Daten der beiden Messkampagnen von 2004 sowie die der Befliegungen in 2006 und 2007. Wie anhand der gelben Profillinien zu sehen ist, befinden sich die von der ESA bestimmten Landeis-Validierungsgebiete auf Grönland (EGIG-Linie), der Eiskappe von Austfonna (Svalbard) sowie der Eiskappe von Devon (kanadische Arktis). Zudem wurden im Norden von Devon im Rahmen der CryoVEx-Aktivitäten mehrere Meereisprofile erhoben, die derzeit in einer weiteren Dissertation ausgewertet werden. Die prozessierten Daten sowie Teile der Rohdaten der einzelnen Kampagnen wurden zusammen mit den Berichten Helm et al. (2006); Stenseng et al. (2007); Helm (2008) der ESA ausgehändigt. Eine eigene Beteiligung an den Messungen fand 2004 und 2007 statt, wobei ich 2004 für die Erhebung der Bodenradaranten in der Perkolationszone von Grönland verantwortlich war und 2007 die Flugkampagne auf Svalbard begleitete. Die Bodenradaranten wurden im Rahmen einer Diplomarbeit am AWI ausgewertet und in Dunse et al. (2008) veröffentlicht.

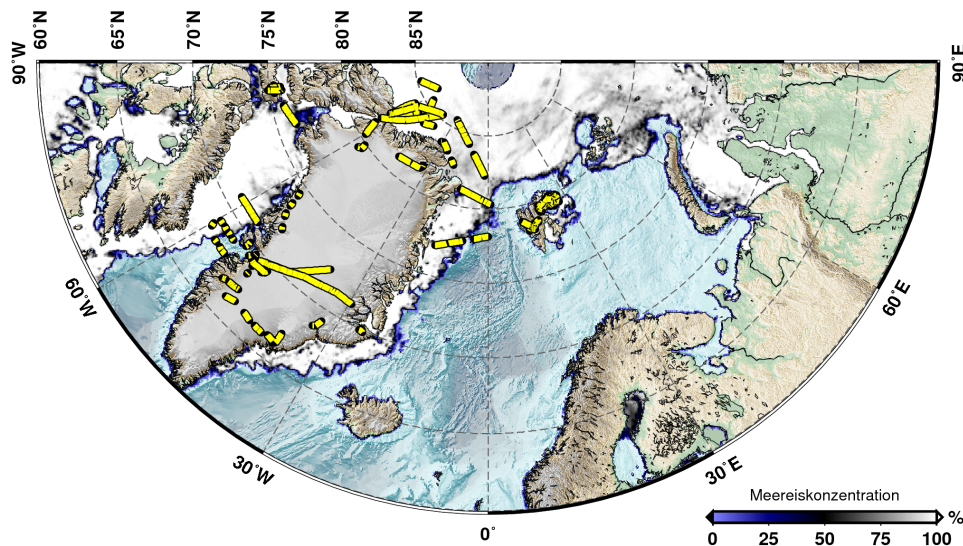


Abbildung 1.1: Übersicht der Befliegungen innerhalb des Zeitraumes von 2004 bis 2007. Die gelben Linien markieren die mit ASIRAS aufgenommenen Messprofile. Die Meereiskonzentrationsdaten entstammen Spreen et al. (2008).

1.2 Schnee, Firn und Eis - eine Einführung

Das Eindringen von Radarwellen in Schnee und Firn ist bereits seit dem zweiten Weltkrieg durch zahlreiche Abstürze von Flugzeugen über Grönland, hervorgerufen durch überschätzte Entfernungangaben der Radaraltimeter an Bord, bekannt. Daraufhin entwickelte sich nach und nach ein neues wissenschaftliches Feld, das sich dem Studium der elektromagnetischen Wellenausbreitung, Dämpfung, Streuung und Emission in polarem Schnee, Firn und Eis widmet. Einige der Erkenntnisse über Prozesse an der Oberfläche werden in einer kurzen Übersicht zusammengefasst und sollen gleichsam das Interesse und die Motivation der vorliegenden Arbeit herausstellen.

1.2.1 Oberflächencharakteristik

Die Oberfläche der großen Eisschilde der Antarktis und Grönlands kann im Wesentlichen durch vier unterschiedliche Reliefs beschrieben werden. Unterschieden werden zwei großskalige Oberflächen, das parabelförmige und das wellenförmige Profil und zwei mittel- bis kleinskalige Oberflächen, Sastrugies und Mikrorauhigkeit (Noveltis et al., 2003). Die beiden Großskaligen werden auf das Fließen des Eises über Grundgebirge (Remy et al., 1999), dessen Topographie sich bis an die Oberfläche fortsetzt und die beiden anderen auf Wechselwirkungen mit dem Wind zurückgeführt (Kobayashi, 1980). Sastrugis sind durch Wind geformte Schneeablagerungen deren Höhen, reichend von einigen Zentimetern bis zu 10 Metern, und räumliche Ausdehnung hauptsächlich von der Windgeschwindigkeit und der Geländeneigung abhängig sind (Kobayashi and Ishida, 1979). Die Ausrichtung der Sastrugis ist dabei in Richtung des vorherrschenden Windes, wobei sie ähnlich der Sanddünen, eine unsymmetrische Form aufweisen, mit einer steileren dem Wind zugewandten und einer flacheren dem Wind abgewandten Flanke. Im Gegensatz zu den Sastrugi sind großskalige Reliefs eher kalottenförmig und weisen Höhen von einigen Metern bis zu Dekametern bei Wellenlängen von einigen Kilometern auf.

1.2.2 Schneezonen

Eisschilde und Gletscher werden, abhängig von Temperatur und Ausmaß von Oberflächenschmelzen, in verschiedene Zonen unterteilt. Paterson (1994) und Benson (1962) beschreiben fünf verschiedene Zonen:

1. Trockenschneezone. Die Temperaturen liegen während des ganzen Jahres unter dem Gefrierpunkt. Oberflächenschmelzen tritt nicht auf. Die Grenze zur nächsten Zone wird durch die so genannte Trockenschneelinie gekennzeichnet.
2. Perkolationszone. Oberflächenschmelzen tritt in den Sommermonaten auf. Gebildetes Wasser kann in tiefer liegende Schichten, deren Temperaturen unter dem Gefrierpunkt liegen, einsickern und gefriert dort erneut. Dabei verteilt es sich lateral und bildet Eislinen. Die vertikalen Transportkanäle gefrieren, nachdem der Wassertransport unterbrochen wurde und bilden so genannte Eisstrünke. Beim Gefrieren des Wasser wird latente Wärme freigesetzt, die maßgeblich die Erwärmung des umliegenden Schnees beeinflusst. Dadurch werden, mit der Dauer des Sommers, immer tiefere Schichten bis zum Schmelzpunkt erwärmt. Die Menge des Schmelzwassers nimmt gewöhnlich mit der Höhe ab. Die Nassschneelinie entspricht dem Punkt an dem der gesamte, seit dem Ende des vorangegangenen Sommers, akkumulierte Schnee vom Schmelzen erfasst wurde und markiert damit die Grenze zur nächsten Zone.
3. Nassschneezone. In dieser Zone wurde der gesamte, seit dem Ende des vorangegangenen Sommers, akkumulierte Schnee bis zum Schmelzpunkt erwärmt. Das gebildete Wasser sickert in ältere Schichten ein und gefriert dort erneut. Die Schneelinie grenzt die Nassschneezone von der nächsten Zone ab.
4. Überlagerte Eiszone. Perkolations- und Nassschneezone bestehen aus Eislinen, -schichten und -strünken die von Schneelagen und -flecken unterbrochen werden. In niedrigen Höhen bildet sich soviel Schmelzwasser, dass die einzelnen Eisschichten zu einer kontinuierlichen Masse zusammenwachsen können. Diese wird als überlagertes Eis bezeichnet. Die Zone verzeichnet nach Paterson (1994) jährlich einen gewissen Massenzutrag. Die untere Grenze der überlagerten Eiszone wird als Gleichgewichtslinie beschrieben, die

für Massenbilanzstudien sehr bedeutend ist, da oberhalb dieser Linie der Gletscher an Masse gewinnt und unterhalb an Masse verliert.

5. Ablationszone. Der Bereich der unterhalb der Gleichgewichtslinie liegt.

Trockenschneezonen befinden sich im Inneren von Grönland und der Antarktis sowie in den höchstgelegenen Bereichen von Eiskappen oder Bergen. Die gesamte Sequenz der Zonen ist in Grönland, aber nur in wenigen Teilen der Antarktis, zu beobachten (Noveltis et al., 2003). Der Großteil der Antarktis besteht aus Trockenschnee- und Perkulationszone. Daher 'verliert' die Antarktis im Gegensatz zu Grönland den Hauptteil ihrer Masse durch das Kalben von Tafelgebirgen an den Schelfeisrändern und nicht in der Ablationszone.

1.2.3 Schneemetamorphose

Frisch gefallener Schnee ändert sehr rasch seine Beschaffenheit. Der sehr komplexe Prozess der Schneemetamorphose und deren Änderungsrate unterliegt unterschiedlichen Einflussfaktoren wie z.B. der Temperatur, Windgeschwindigkeit, Sonneneinstrahlung und der Zeit. Dabei ändern sich die Zusammensetzung, Korngröße, Dichte, Permeabilität und Porosität. Schnee wird z.B. durch Wind umgelagert und kompaktiert, die Körner 'geschliffen' und abgerundet. Sie tauen durch Sonneneinstrahlung an der Oberfläche an und vermindern ihr Volumen durch Sublimation. Kein Schneekorn entspricht dem eines Anderen und keine Oberfläche ist identisch einer anderen. Dennoch können generelle Trends beobachtet werden, deren Ausmaße in den einzelnen Zone zwar verschieden sind. Nach Paterson (1994) haben folgende Prozesse, die innerhalb der obersten 10 m beobachtet werden, Einfluss auf die hier betrachteten Radarfrequenzen (13.5 GHz):

- Die Schneedichte nimmt mit der Tiefe zu, wobei geringe Temperaturen die Transformation von Schnee über Firn, d.h. Schnee der mindestens ein Jahr alt ist, zu Eis verlangsamen. Die Setzung der einzelnen Körner ist in dieser initialen Phase der Verdichtung die wichtigste treibende Kraft. Kornwachstum, Deformations-, Rekristallisations- und Diffusionsvorgänge wirken sich erst in größeren Tiefen deutlicher aus.
- Schmelzwasser beschleunigt das Zusammenbacken der Schneekörner und damit die Kompaktion. Oberflächennahe Bereiche in der Perkulationszone unterliegen einen täglichen Tau-Gefrier-Zyklus. Dadurch können innerhalb der kurzen Sommermonate sehr dichte Schneelagen gebildet werden.
- Während des Verdichtungsprozesses nimmt die mittlere Größe der Eiskristalle zu, wobei sich Schneekörner aus vielen Einzelkristallen zusammensetzen, aber auch aus Einzelkristallen gebildet werden. Die Untersuchungen von Gow (1969) zeigen, dass das maximale Kornwachstum in Tiefen von 10 m erreicht wird und sich mit zunehmender Temperatur beschleunigt. Schneekörner in den Bereichen unter 10 m werden nur aus Einzelkristallen gebildet, wobei die Kristallgrößen in den oberen 10 m im Bereich von 0.25 mm - 2 mm liegen.
- Der Rundungsgrad der Körner von feinkörnigem Firn nimmt mit zunehmender Tiefe ab (Alley et al., 1982). Grobkörniger Firn weist keine solche Korrelation mit der Tiefe auf, hat aber im Mittel einen geringeren Rundungsgrad als feinkörniger Firn.

1.2.4 Die Radarhöhe und die Ausbreitung bestimmende Faktoren

Die beschriebenen Prozesse zeigen sehr deutlich die räumliche und zeitliche Variabilität und Komplexität der Schneedecke. Insbesondere die saisonale Zyklizität und die damit verbundenen Unterschiede in der Dichte sollten sich daher auf das Radarsignal und damit auch auf die Qualität der Höhenmessung auswirken. Zwally and Jun (2002) verglichen ERS-1/2 bestimmte Höhen der Trockenschneezone Grönlands mit einem neuen Modellansatz, der eine temperaturabhängige Formulierung der Firnkompaktion und Kornwachstumsrate beinhaltet. Die Modellierung zeigte, dass der größte Teil der Verdichtung der oberen Lagen der Schneedecke im Frühjahr bis zum frühen Sommer stattfindet und mit den höchsten Temperaturen einhergeht. Das bedeutet, im Gegensatz zu früheren Überlegungen, dass die dichtesten Lagen (Horizonte) innerhalb der Schneedecke aus den beschleunigten Kompaktionsprozessen im Sommer direkt nach der Ablagerung des Schnees herrühren und nicht als Folge der unterschiedlichen Bedingungen während der Ablagerung zu sehen sind. Die von Zwally and Jun (2002) beobachteten saisonalen Höhenvariationen werden daher als Folge der temperaturabhängigen Kompaktion gedeutet, die von Sekundäreffekten, wie Änderungen in der rückgestreuten Energie (backscatter) und Änderungen der Eindringtiefe überlagert ist. Neben dem Einfluss der Kompaktion auf die gemessene Oberflächenhöhe werden von Ledroit et al. (1993) und Remy and Minster (1993) auch Einflüsse kleinskaliger Oberflächenrauigkeit insbesondere in katabatischen Windzonen vermutet. Diese Zonen zeichnen sich durch hohe, gleichmäßige Windgeschwindigkeiten (15 m/s bis 20 m/s) aus und befinden sich vornehmlich an den Flanken der Eisschilde. Durch Fallwinde werden Sastrugis erzeugt, deren mittlere Höhen mit der Windgeschwindigkeit zunehmen, aber selten Höhen von 0.5 m übersteigen. Die mittlere Wellenlänge variiert von 3 m bis 15 m quer und von 6 m bis 30 m längs zur Windrichtung (Kobayashi, 1980). Noveltis et al. (2003) fassen die Eigenschaften und Auswirkungen von Trockenschnee auf Radarwellen wie folgt zusammen:

- Trockenschnee unterliegt nach dessen Ablagerung nur einer geringen Metamorphose.
- Kompaktion ist vornehmlich durch Wind beeinflusst.
- Feinkörniger trockener Schnee ist transparent für Mikrowellen. Der Verlustfaktor von Trockenschnee entspricht etwa 15% des Faktors von purem Eis.
- Mit dem geringen dielektrischen Kontrast (Impedanzkontrast) zwischen Luft und Schneeoberfläche und dem geringen Dämpfungskoeffizient sind Mikrowellen in der Lage recht weit in den Trockenschnee einzudringen (Ku-Band: etwa 10 m) bevor die Energie vollständig durch Volumenstreuung absorbiert wurde.
- Die Rückstreuung wird durch geringe Impedanzkontraste bestimmt, die hauptsächlich auf Windkompaktion zurückgeführt werden.

Anhand der vielen Einflussparameter werden auch für ASIRAS Unterschiede und Fehler in der Höhenbestimmung erwartet, deren Bestimmung in den folgenden Kapiteln beschrieben wird.

2 Instrumentierung, Datenprodukte und Prozessierung

Das Flugzeugmesssystem, das im Folgenden genauer beschrieben wird, fand bislang Einsatz während der Flugkampagnen in den Jahren 2003, 2004, 2005, 2006 und 2007. Weitere geplante Aktivitäten werden 2008, 2009 und darüber hinaus erwartet. Das System wurde bislang auf vier verschiedenen Trägerplattformen (Polar4, D-CODE, Twin-Otter, Polar5) geflogen. Alle Befliegungen, mit Ausnahme der in 2006, wurden von AWI-Wissenschaftlern geleitet und durch Optimare-Techniker unterstützt. Dem DNSC unterlag die volle Operation des Systems 2006 - die Datenauswertung und Bearbeitung fand mit Unterstützung des AWI statt.

Die Installation des komplexen Radar- und Lasermesssystems auf die Plattform wurde vor jeder Kampagne durch Techniker der flugbetreuenden Firma durchgeführt. Eine Übersichtsskizze zeigt Abbildung 2.1 und die Positionierung der Messgeräte im Flugzeugreferenzsystem der Frühjahrskampagne 2007 ist in Tabelle 2.1 dargestellt. Hauptbestandteile der Ausrüstung sind:

1. RST - Radaraltimetersystem (ASIRAS)
2. Riegl - Laserscanner LMSQ280 (ALS)
3. Riegl - Laseraltimeter LD90
4. Sony - Nadir-Videokamera
5. Trimble - zwei DGPS Antennen und eine automatisch aufnehmende Basisstation
6. Basisdatenaquisitionssystem (MEDUSA_P)
7. Honeywell - Kreiselsystem (INS)

Nach einer jeden Befliegung werden die Daten prozessiert und analysiert. Die verschiedenen Prozessierungsstufen werden in diesem Abschnitt kurz zusammengestellt und beschrieben. Die dabei verwendete Terminologie ist angelehnt an die ESA Terminologie die in Drinkwater (2003) aufgeführt wurde. Darin werden mit Level0 die Rohdaten und mit Level1B die SAR-prozessierten, komprimierten Daten bezeichnet die für weitere wissenschaftliche Analysen zur Verfügung gestellt werden. Die entsprechenden Datenformate aller Produkte werden in Anhang A tabellarisch dargestellt.

Tabelle 2.1: Messgeräteinstallation im D-CODE Referenzsystem. Ursprung des Systems ist die hintere GPS-Antenne. Alle Geräte wurden bezüglich ihres Phasenzentrums mit einer Genauigkeit von ± 5 cm eingemessen. Achsenorientierung: x positiv zur Flugzeugnase, y positiv zur rechten Tragfläche und z positiv nach unten.

Instrument	dx (m)	dy (m)	dz (m)
hintere GPS Antenne	0	0	0
vordere GPS Antenne	+4.912	-0.244	-0.095
Novatel GPS-Empfänger	-0.020	-0.399	+0.000
ASIRAS Phasenzentrum	-0.115	-0.412	+1.824
ASIRAS Antenne 1	-0.115	-0.792	+1.824
ASIRAS Antenne 2	-0.115	-0.032	+1.824
Laserscanner	+1.138	-0.241	+1.380
Laseraltimeter	+0.982	-0.241	+1.690
Videokamera	+4.722	+0.010	+1.620

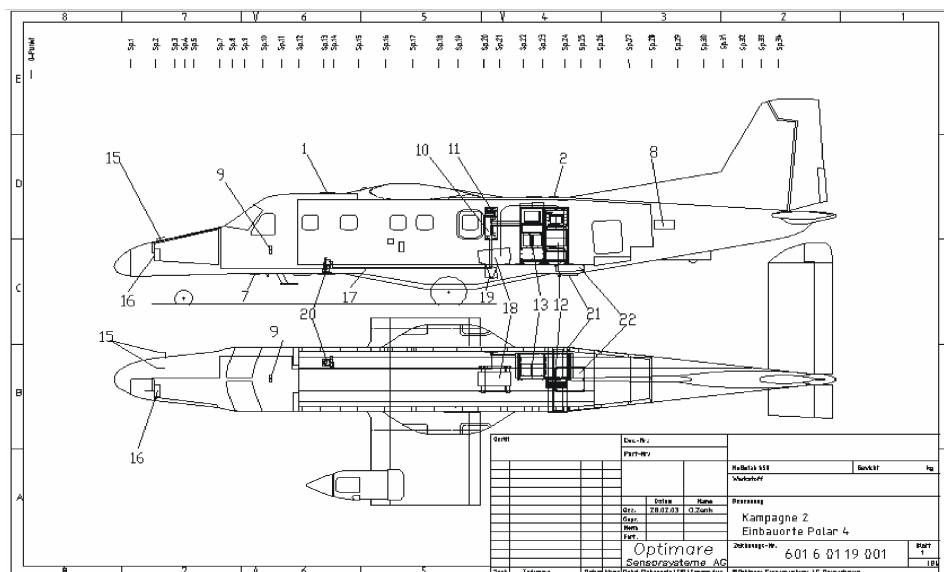


Abbildung 2.1: Skizze der D-CODE bzw. Polar4 mit eingezeichneten Positionen der Messgeräte: **1+2) GPS Antennen (Trimble receiver)**, **7) Radar Altimeter**, **8) INS**, **9) GNS-X**, **10) Power distribution module**, **11) Data distribution module**, **12) Rack I**, **13) Rack II**, **15) Basismeteorologische Sensoren**, **16) BMET I/O Module**, **17) Glasfaser**, **18) RIEGL - Laserscanner LMSQ-280 (ALS)**, **19) RIEGL - Laseraltimeter LD90**, **20) Sony - Videokamera**, **21) RST - ASIRAS-Antennen**, **22) Antennenkabelschacht**

2.1 ASIRAS

Das ASIRAS System wurde von der Firma RST im Auftrag der ESA entwickelt mit dem Ziel das CryoSat Altimeter (SIRAL) im Flugzeugbetrieb zu simulieren und vergleichbare Datensätze zu erzeugen. Vorabmessungen mit dem ASIRAS-System sollen einen Eindruck der Leistungsfähigkeit solcher SAR-Systeme geben und zudem während der CALVAL Experimente mit in situ Bodenmessungen verglichen werden. Ziel ist es, das Eindringverhalten des Radarechos zu studieren um im Anschluss Fehlermodelle für CryoSat zu erstellen.

ASIRAS bietet dem Anwender zwei verschiedene Messmodi. Der High Altitude Mode (HAM) findet Einsatz in Flughöhen von 1100 m bis 7000 m über Grund. In diesem Modus können interferometrische Datensätze erhoben werden, da beide Antennen als Empfangsantennen die Radarechos simultan empfangen. Der zweite, Low Altitude Mode (LAM), kann in Flughöhen von 200 m bis 1100 m über Grund genutzt werden. Hier wird das gesendete Signal nur durch eine Antenne empfangen, interferometrische Auswertung ist nicht möglich. Das ASIRAS Messsystem besteht aus einem Laptop als Steuercomputer, zwei Daten PCs für die Datenakquirierung und zwei Antennen für das Senden und den Empfang der Signale. Charakteristische Leistungsspezifikationen des Systems sind in Tabelle 2.2 dargestellt. Tiefer gehende Systembeschreibungen können den Dokumenten RST (2005); Mavrocordatos et al. (2004) entnommen werden.

Tabelle 2.2: Leistungsspezifikation ASIRAS

Beschreibung	Wert
Trägerfrequenz	13.5 GHz
Chirp Bandbreite	1 GHz
Pulslänge (HAM)	4.0^{-6} s
Pulslänge (LAM)	8.0^{-5} s
PRF (HAM)	4000 Hz
PRF (LAM)	2500 Hz
HAM - Range Window	18 m
LAM - Range Window	400 m
Across track beam angle	2.5°
Along track beam angle	10°
Footprint (1100 m)	50x5 m

2.2 Laserscanner LMS-Q280

Der vom AWI verwendete Laserscanner der Firma Riegl arbeitet bis in Höhen von ca. 1200 m, wobei die maximale Reichweite nur über Böden mit starker Reflektivität, z.B. Schnee, erreicht wird. Daraus resultiert ein sehr enger Bereich (1100 - 1200 m) indem simultane Messungen von ASIRAS HAM und Laserscanner möglich sind. Der ALS Öffnungswinkel in Querrichtung beträgt 45° und ermöglicht die Abdeckung eines etwa 400 m breiten Streifens am Boden durch Überfliegungen in etwa 500 m Flughöhe über Grund. Mittels einer Samplingrate von 80 Hz und einer Fluggeschwindigkeit von etwa 67 m/s beträgt der Scanlinienabstand 0.85 m. Jeder einzelne Scan setzt sich aus 113 über den kompletten Öffnungswinkel verteilten Einzelschüssen zusammen. Der resultierende Punktabstand in Querrichtung für das gegebene Beispiel

beträgt etwa 4 m. Eine Übersicht der Leistungsmerkmale ist in Tabelle 2.3 gelistet. Darüber hinausgehende Informationen können der Riegl Dokumentation RIEGL (2003) entnommen werden.

Tabelle 2.3: Leistungsspezifikation des Laserscanners

Beschreibung	Wert
Aufnahmefenster	30 - 1200 m
Messauflösung	20 mm mit typ. ± 25 mm Genauigkeit
Messrate	PRR: 18.5 kHz, Daten: 9250 Hz
Strahldivergenz	0.5 mrad
Scanning Range	nominal 45°- 60°
Scanning Rate	4 Hz bis 80 Hz

2.3 Laseraltimeter LD90

Das vom AWI verwendete Laseraltimeter (LD90) der Firma Riegl arbeitet bis in Höhen von ca. 2500 m. Das geringe Datenaufkommen, sowie die große Reichweite unterstützt die Flughöhenbestimmung und genaue Navigation über starker Topographie während des Messflugs und dient der Kalibrierung des ALS. Eine Übersicht der Leistungsmerkmale liefert Tabelle 2.4. Darüber hinausgehende Informationen können der Riegl Dokumentation RIEGL (2001) entnommen werden.

Tabelle 2.4: Leistungsspezifikation des LD90

Beschreibung	Wert
Aufnahmefenster	30 - 2500 m
Messauflösung	2 mm mit typ. ± 25 mm Genauigkeit
Messrate	PRR: 2.0 kHz, Daten: 4 Hz
Strahldivergenz	0.5 mrad
Scanning Rate	4 Hz

2.4 INS Kreiselplattform

Während des Messbetriebes wurde eine Honeywell Trägheitsplattform genutzt um hochgenaue Lageinformationen zu erhalten. Diese wurden intern aus den integrierten Beschleunigungs- und Winkelraten der Kreisel- und Beschleunigungssensoren errechnet und mit den Messwerten zeitnah ausgegeben. Die höchste Datenrate betrug 50 Hz. Neben den Primärdaten (Beschleunigungs- und Winkelraten) wurden sekundäre Werte wie Driftwinkel, Windgeschwindigkeit und Windrichtung sowie die für uns sehr wichtigen Lagewinkel Pitch, Roll und True Heading ausgegeben. Eine Übersicht der Leistungsmerkmale bietet Tabelle 2.5. Für weitergehende Informationen wird an dieser Stelle auf die Honeywell Dokumentation HONEYWELL (HONEYWELL) verwiesen. Zudem zeigt Abbildung 2.2 eine schematische Skizze der drei Lagewinkel und deren Bezug zum Flugzeugreferenzsystem.

Tabelle 2.5: Leistungsspezifikation der Honeywell INS-Plattform. Dargestellt sind die wichtigsten Ausgabeparameter für die Datenbearbeitung.

Beschreibung	Wert
Höchste Datenrate	50 Hz
Pitch	$\pm 5^\circ$ mit 0.02 rad Genauigkeit
Roll	$\pm 5^\circ$ mit 0.02 rad Genauigkeit
True Heading	$\pm 5^\circ$ mit 0.02 rad Genauigkeit
Beschleunigungsraten (x,y,z)	

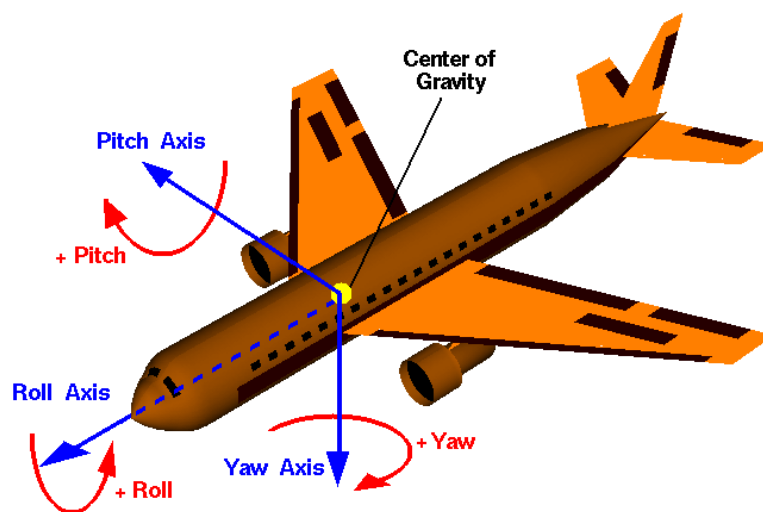


Abbildung 2.2: Orientierung der Achsen relativ zur Flugzeuggeometrie (Bildquelle: <http://de.wikipedia.org/wiki/Bild:Rollpitchyawplain.png>).

2.5 Datenfluss und Datensicherung

Während der Messflüge werden die von den verschiedenen Messgeräten aufgezeichneten Daten zentral in Ringbuffern gespeichert und anschließend auf Festplatte geschrieben. Durch die Verwendung von Ringbuffern können Datenlücken bis zu 20 Minuten aufgefangen werden. Ausnahme bildet hier das ASIRAS System, das interne RAID0-Laufwerke zur Datenspeicherung nutzt. Der komplette Datensatz wird nach jedem Messflug mittels Kopierstation auf LTO-Magnetbändern und zusätzlichen Festplatten gesichert und nach Ende der Kampagne am AWI archiviert. Die Entwicklung, Pflege und der Betrieb des Datenmanagement-Systems obliegt der Firma Optimare. Die Dokumentation der Datenstruktur sowie der Formatinformationen ist in Anhang A angefügt.

2.6 Zeitnehmung

Die Zeitnehmung des Flugzeugmesssystems muss sicherstellen, dass alle Geräte auf eine gemeinsame Zeitreferenz zurückgeführt werden können. Ohne Erfüllung dieser zwingenden Bedingung ist ein späterer Vergleich der Daten nahezu unmöglich. Als Referenzzeit dient in unserem Fall die GPS UTC-Zeitmarke und zugehöriger Zeitstempel (Pulse per second,

PPS) der von einem der GPS-Empfänger an den Zeitserver und von dort an alle weiteren Geräte verteilt wird. Die interne Uhr des Zeitserver ist mit 100 Hz getaktet und wird mit jedem auflaufenden PPS-Puls neu initialisiert. Die ausgehende Zeitserver-Systemzeit wird den Sensorprozessoren bzw. I/O Modulen der einzelnen Geräte zugeführt und dort unmittelbar mit den auflaufenden Datenpaketen verknüpft. Die zeitreferenzierten Datenpakete werden anschließend via Ethernet über die Ringbuffer auf Festplatte geschrieben und teilweise online zur Qualitätskontrolle visualisiert. Auf diese Weise wird sichergestellt, dass jedes einzelne Datenpaket mit einem Datum versehen wird, sobald es im System aufläuft. Die Genauigkeit des Zeitserver wird von Optimare mit $\pm 1^{-6}$ s und die Auflösung mit $\pm 1^{-3}$ s angegeben.

Ausnahmen:

ASIRAS:

Eine Ausnahme bildet das ASIRAS-System, das über eine serielle Schnittstelle direkt mit dem PPS-Puls angesteuert wird. Die GPS UTC-Zeitmarke mit zugehörigem PPS-Puls dient als Referenzzeit für den ersten Radarpuls eines neuen Messprofils. Alle weiteren Radarpulse des Profils werden durch Startzeit, interne Präzisionsuhr als Taktgeber, Pulszähler und PRF mit der Systemzeit synchronisiert.

ALS:

Der Laserscanner bietet im Gegensatz zum ASIRAS die Möglichkeit die interne ALS-Uhr mit jedem auflaufenden PPS-Puls zu synchronisieren, jedoch ohne direkte Verknüpfung mit der GPS UTC-Zeitmarke. Dies bedeutet, dass die UTC-Zeitmarken der auflaufenden PPS-Pulse separat im ALS Sensorprozessor in eine Datei namens 'trigdata' geschrieben werden, und parallel die interne Uhr des ALS auf Null gesetzt (reset) wird. Im binären Datenstrom des ALS sind alle PPS-Ereignisse in Form eines Reset-Zählers vermerkt, so dass in der nachträglichen Bearbeitung die 'trigdata' UTC-Zeitmarken dem entsprechenden Zähler-Ereignis zugeordnet werden können. Anfang 2007 gab es Änderungen in Hardwarekomponenten die der Ansteuerung des ALS durch den PPS-Puls dienten. Der ALS-Sensorprozessor ist seitdem eingebunden in den Timeserver und bezieht den PPS-Puls nicht mehr über eine serielle Schnittstelle, sondern über Lichtleiter direkt vom Timeserver. Dies führte zu einer erhöhten Stabilität der Taktung und einer genaueren Auslösung des initialen PPS-Pulses.

2.7 GPS Level1-Produkt

Die mit einer kommerziellen Software (TGO-1.63) bearbeiteten ('DGPS post processing') Daten werden für die weitere Verwendung als Level1-Datenprodukt zum einen in das binäre Format (Tabelle A.2) und zum anderen in das netcdf-Format gewandelt. Die binäre Datei wird für die ASIRAS-Prozessierung benötigt, die netcdf-Datei findet AWI-intern Gebrauch. Beim 'DGPS post processing' wird mithilfe der Bodenstation, genauer Ephemeriden sowie mit in das ITRF-System eingebundenen internationalen Referenzstationen die kinematische Bearbeitung der Flugzeugdaten durchgeführt. Die Genauigkeit ist abhängig von der Basislinie (Entfernung der Bodenreferenz zu bewegter Antenne), der Entfernung zur nächstgelegenen ITRF-Station und der geographischen Breite (damit Satellitenabdeckung und Sichtwinkel). Für hohe Breiten müssen höhere Fehler einbezogen werden. Die absolute Positionsgenauigkeit (geographische Länge und Breite) liegt nach der kinematischen Bearbeitung zwischen 3 - 5 cm, die Genauigkeit der Höhenbestimmung ist etwa um Faktor 2 geringer.

2.8 INS Level1-Produkt

Die im MEDUSA-P aufgezeichneten Flugzeuglagedaten des jeweiligen Messfluges liegen in einer großen ASCII-Tabelle vor. Die Level1-Prozessierung umfasst das Erkennen und Löschen fehlerhafter Datenzeilen, die Interpolierung aller Messgrößen auf exakt 50 Hz sowie die Umwandlung der unhandlichen ASCII-Tabelle in das von der ESA vorgegebene binäre 'big endian' Datenformat (Tabelle A.3) und in das netcdf-Format für den internen Gebrauch am AWI.

2.9 ALS Level1-Produkt und Fehleranalyse

Die Erstellung der Level-1 Daten umfasst weitestgehend die Verknüpfung der Rohdaten mit den Zeitreferenzdaten des Laserscanners. Wie im Abschnitt 2.6 erläutert, wird mit jedem PPS Puls die interne Uhr auf Null gesetzt und das entsprechende Ereignis mittels eines internen Zählers ('synccounter') vermerkt. An diesen Punkten kann nun nachträglich die entsprechende Zeitmarke (aus der entsprechenden trigdata-Datei) angeheftet werden. Im idealen Fall müsste die Anzahl der internen Zählereignisse mit der Anzahl der trigdata-Zeitmarken übereinstimmen und die Messzeit stetig zunehmen. Bei der Analyse stellte sich heraus, dass einer oder beide Punkte gleichzeitig nicht erfüllt waren. Zudem konnte festgestellt werden, dass neben der fehlerhaften Synchronisation auch Sprünge (positiv und negativ) der internen Uhr, inkonsistente interne Zeitaufzeichnungen, generelle Datenlücken und fehlerhafte Winkel (des rotierenden Spiegels) in den Daten enthalten waren. Das Auffinden und vor allem die Korrektur der Fehler bereitete dahingehend Schwierigkeiten, da die Fehler nicht systematisch, der Betrag der internen Zeitsprünge variabel, die trigdata-Einträge selbst schwankend ($\pm 0.1s$) und die Fehler gegenseitig überlagert waren. Zudem waren einige der ALS-Profile komplett zeitverschoben (siehe 4.3). Eine ausführliche Dokumentation der Fehleranalyse ist in Anhang C beigefügt.

Die Level1-Prozessierung umfasst daher neben der Synchronisation die Korrektur der Fehler (Tabelle 2.6) sowie die Umwandlung in ein handliches, gut lesbares binäres 'big endian' Datenformat (Formatbeschreibung in Tabelle A.4). Das Level1-Produkt dient als Eingangsdatei für die sich anschließende Level_1B Prozessierung.

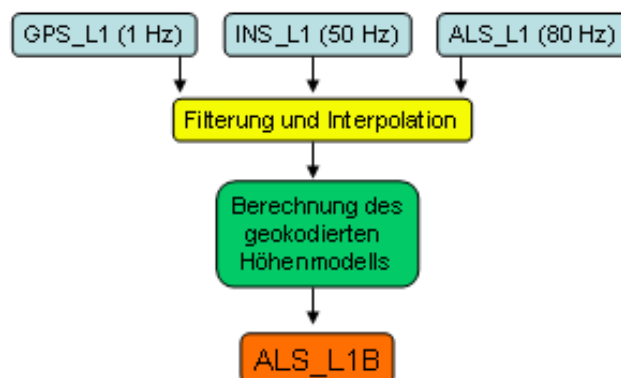


Abbildung 2.3: Schema der Berechnung der ALS Level1B-Daten

Tabelle 2.6: ALS_L1 Fehlerbeschreibung

Problem	Lösung
Zeitstempel nimmt innerhalb eines Messstreifens nicht stetig zu. Zeitsprünge sind bei Einzelschüssen möglich. Die Amplitude der Sprünge ist nicht konstant und variiert zwischen Mikrosekunden und Dekasekunden.	Erzeugen einer stetig zunehmenden Schusszeit innerhalb eines Messstreifens durch konstante Schusszeitdifferenz von 55 Mikrosekunden. Dem ersten Schuss wird der ursprüngliche Zeitstempel zugewiesen.
Zeitstempel des ersten Schusses eines Messstreifens weicht teilweise vom 'line time stamp' ab.	Zeitstempel des ersten Schusses wird durch 'line time stamp' ersetzt.
'line time stamp' ist teilweise nicht korrekt und weist große Sprünge auf.	Der 'line time stamp' wird durch den Mittelwert der beiden Nachbarn oder durch den ersten Schuss des entsprechenden Messstreifens ersetzt.
Die Anzahl der 'synccounter' weicht von der Anzahl der Einträge in der trigdata Datei ab.	Die Datei wird abgeschnitten nachdem das Minimum beider Werte erreicht ist.
Das Zurücksetzen der internen Uhr ('reset') stimmt teilweise nicht mit der 'synccounter' Information überein. Dies führt zu einem falschen Sortieren der trigdata Pulse.	Eine Routine detektiert diesen Fehler und führt den 'reset' erst an der dem 'synccounter' entsprechenden Position aus.
Der Trigger-Puls schwankt im Bereich von ± 0.1 s um den Sollwert von 1.0 s. Dies kann zu Unstetigkeiten (z.T. zur Abnahme) der idealerweise ansteigenden Zeitstempel führen.	Der Trigger-Puls wird bei hohen Schwankungen künstlich auf 1.0 s gesetzt.
Der Scanwinkel zeigt Ausreißer aus dem Sollmessbereich von -22.5° bis $+22.5^\circ$. Die Amplitude der Ausreißer kann bis zu 20° betragen.	Die Ausreißer werden detektiert und durch den Median des gesamten Profiles des entsprechenden Scanwinkels ersetzt.

2.10 ALS Level1B-Produkt und Fehleranalyse

Das ALS Level1B-Produkt enthält die georeferenzierten Datenpunkte der Laserscannermessung. Diese wurden nach Gleichung 3.81 bestimmt. Eingangsdaten für die Rechnung sind die ALS, GPS und INS Level1-Dateien sowie die in Abschnitt 5 bestimmten Einbauwinkel des Laserscanners (Schemazeichnung siehe Abbildung 2.3).

Das ALS Level1B-Produkt wird als binäres 'big endian' Datenformat abgelegt (Tabelle A.5) und dient als Referenz für den Vergleich mit den ASIRAS Daten.

Während der Analyse des ALS Level1B-Produkts, insbesondere über ebenem Meereis, konnte ein weiterer Fehler in den Daten ausgemacht werden. Abbildung C.6 (a) zeigt das Höhenmodell über weite Strecken sehr ebenes Meereis im Walfjorden bei Austfonna. Deutlich wird, dass die Randbereiche des Höhenmodells aufgebogen sind. In Tests konnte gezeigt werden,

dass sich diese Krümmung durch eine Polynom zweiten Grades sehr gut annähern ließ. Aufgrund der Konsistenz der Ergebnisse mit denen von etwa 200 km langen Meereisprofilen der Ostseebefliegung in 2005 kann von einem systematischen Messfehler ausgegangen werden. Der Fehler musste daher in den Rohdaten (ALS Level1) und nicht in der ALS Level1B-Prozessierung zu finden sein.

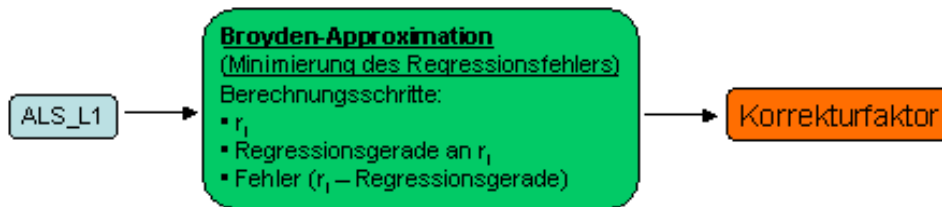


Abbildung 2.4: Schema der Berechnung des ALS Level1 Korrekturfaktors.

Ausgangspunkt der folgenden Analyse waren nun die ALS Level1-Daten in Bereichen ebener Topographie, da dort die Annahme einer Geraden für r_i , Gleichung 3.61, gültig ist. Die Analyse selber entspricht der Minimierung des Fehlers der linearen Regression an r_i , d.h. der Suche nach der bestmöglichen Anpassung einer Geraden an die r_i eines Scans. Jeder Scan besteht aus 113 Schüssen die über den Winkelbereich -22.5° bis $+22.5^\circ$ verteilt sind. Die Schemazeichnung in Abbildung 2.4 gibt einen Überblick der Minimierungsaufgabe. Pro Approximation werden alle 113 τ_i eines Scans mit dem veränderlichen Korrekturfaktor multipliziert und anschließend r_i berechnet. An r_i wird dann eine Regressionsgerade angepasst und deren Fehler ermittelt. Der Fehler entspricht dem Minimierungsparameter. Abbildung 2.5 zeigt das Ergebnis der Analyse des Korrekturfaktors der Scanwinkel der ausgewählten Profelsektion im Walfjorden. In der linken Grafik ist der Korrekturfaktor bzgl. der Messzeit aufgetragen. Die rote gestrichelte Linie markiert den Median des Korrekturfaktors (0.993). Das Histogramm zeigt dessen sehr enge Verteilung um den Median, wobei die zu beobachtenden geringen Schwankungen durch variable Meereis topographie bedingt wurden. Die Analyse wurde an mehreren Teilsektionen in allen Kampagnen durchgeführt mit jeweils dem gleichen Ergebnis für den Korrekturfaktor. Die Wirkung der Korrektur ist in Abbildung 2.6 (b) ersichtlich. Das mit dem Korrekturwinkel prozessierte ALS-Höhenmodell zeigt ebenes Meereis. Kleine Höhenänderungen können nun auch ausgemacht werden, da diese nicht mehr durch die künstliche Krümmung überlagert sind.

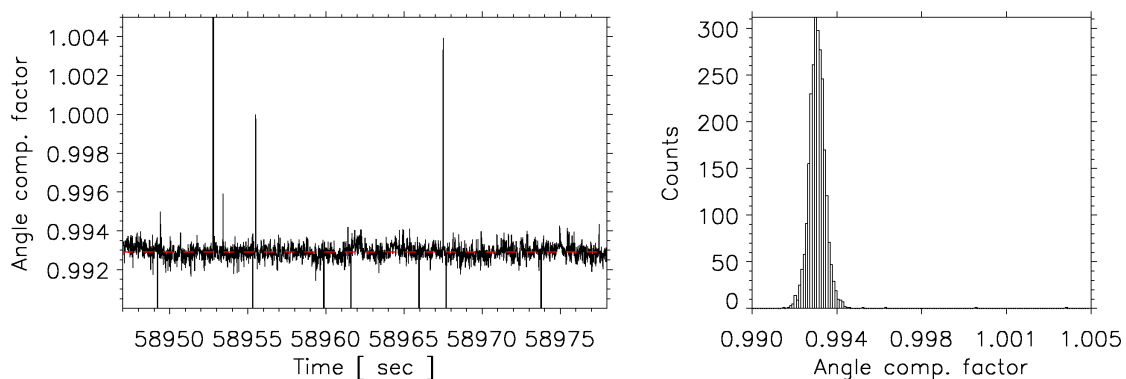
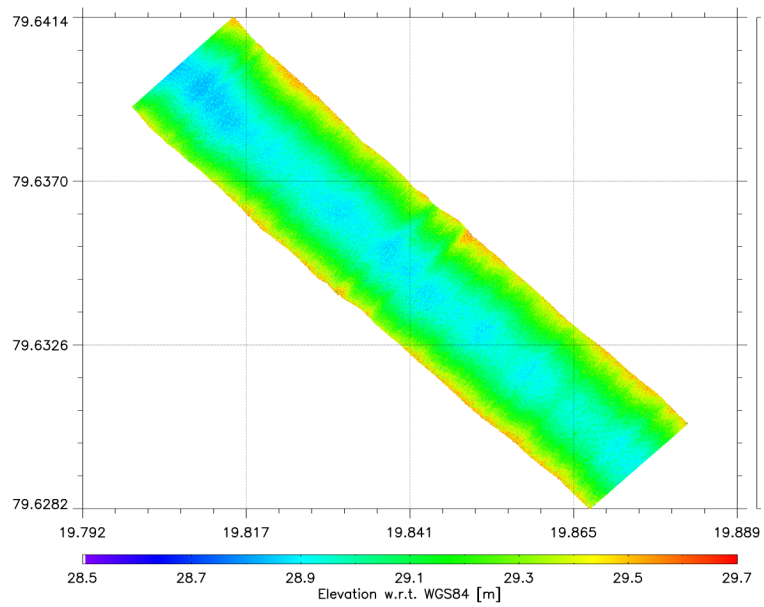
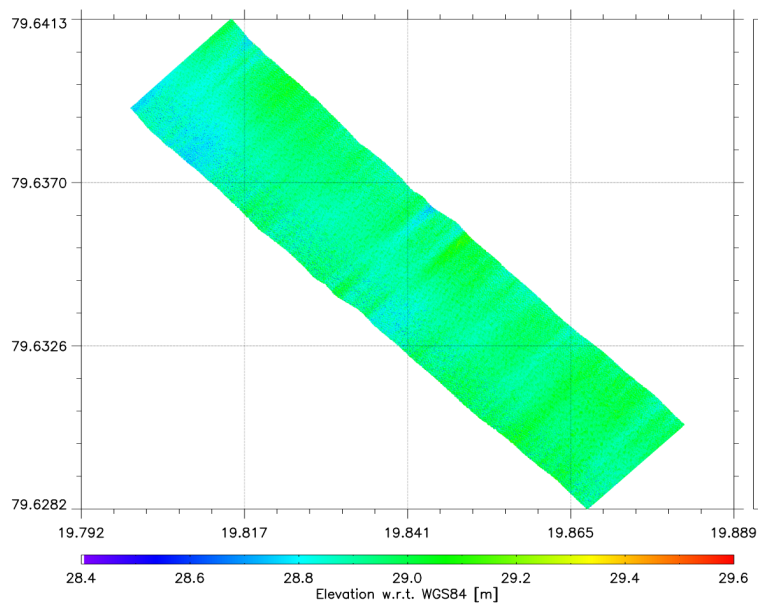


Abbildung 2.5: Bestimmung des ALS Level1-Korrekturfaktors



(a) Höhenmodell über Meereis - unkorrigiert



(b) Höhenmodell über Meereis - korrigiert

Abbildung 2.6: Höhenmodell über Meereis im Walfjorden bei Austfonna des Fluges vom 21.04.2007. Die Prozessierung erfolgte (a) ohne Winkelkorrektur und (b) mit Winkelkorrektur um Faktor 0.993

2.11 ASIRAS Prozessierung

Die Prozessierung der ASIRAS Daten erfolgte weitestgehend nach dem im Abschnitt 3 beschriebenen Range-Doppler-Prinzip von Raney (1998). Die Prozessierungs-Software wurde dem AWI von der ESA bereitgestellt und wurde auf verschiedenen Plattformen (MAC, Linux-cluster) am AWI installiert. Dies ermöglichte eine netzwerkübergreifende Prozessierung der ASIRAS Daten. Seit dem Beginn der Kooperation mit der ESA wurden zahlreiche Korrekturen und Veränderungen, basierend auf Tests des AWI und der ESA, vorgenommen. Alle neuen bzw. geänderten Softwarekomponenten wurden erneut getestet und ins Rechnersystem integriert. Die derzeitige Version (ASIRAS_03_08) stellt vorerst die finale Version dar. Eine verbesserte Version, die die Reduktion des Level1B-Produktes enthält, wird Ende 2008 erwartet. Alle bestehenden Daten werden dann zukünftig noch einmal prozessiert und der ESA ausgehändigt.

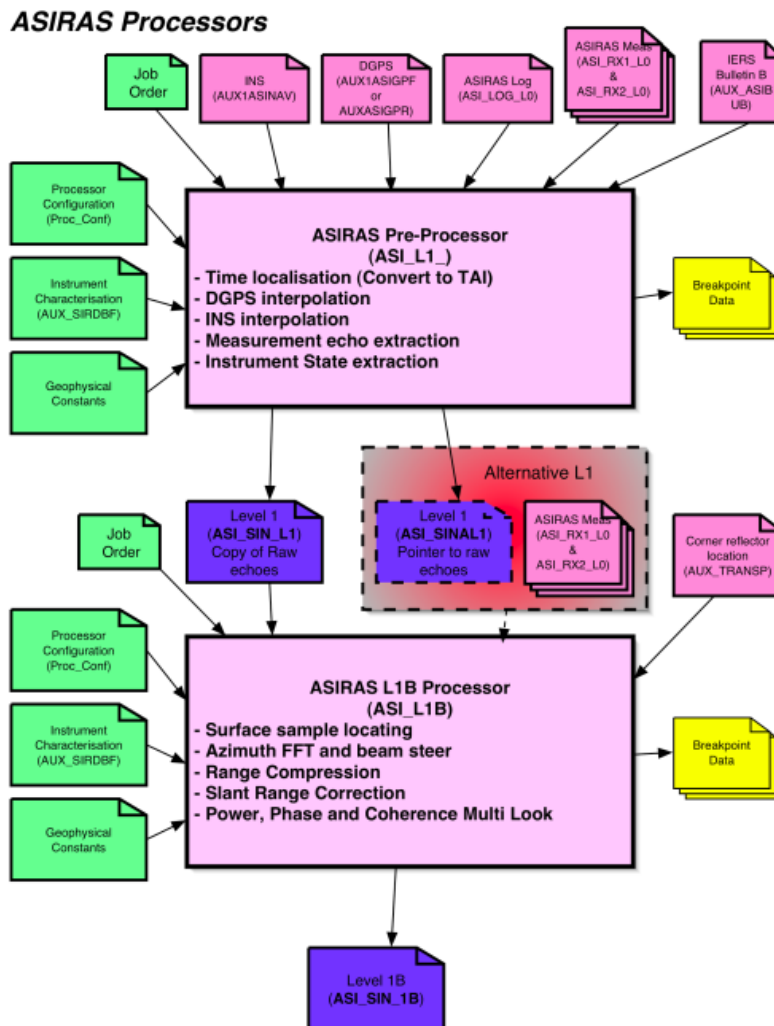


Abbildung 2.7: Übersicht der ASIRAS Prozessoren (Abbildung entnommen aus *rp_cullen_asiras2007*).

Allgemein unterteilt sich die Prozessierung, wie in Abbildung 2.7 ersichtlich, in zwei Teile - die Level1 und die Level1B Prozessierung. Beide werden in den folgenden Abschnitten kurz erläutert. Das finale Level1B-Produkt enthält die georeferenzierten Radarechos und eine vorläufige Terrainhöhe, die mittels eines einfachen 'OCOG-Tracker' ermittelt wurde (siehe Abschnitt 3.3.1).

2.11.1 ASIRAS Level1 Produkt

Das Level1 Produkt enthält die georeferenzierten Positionen der auf das Zentrum der beiden Radarantennen bezogenen Level1-Bursts. Jeder Burst setzt sich aus n -Radarpulsen zusammen (Radarpulse pro Burst, N_{ppB}). Die Standardeinstellung sieht für die Prozessierung der HAM-Daten, $N_{ppB} = 128$ bzw. der LAM/LAMA-Daten, $N_{ppB} = 32$ vor. Notwendige Eingangsdaten sind neben den GPS Level1- und INS Level1-Daten der Flugzeugreferenzrahmen, gerätespezifische Informationen (z.B. PRF) und Informationen zur Prozessorkonfiguration (z.B. N_{ppB}). Mittels der Interpolation der GPS und INS Daten auf die zentrale Level1-Burst Zeitmarke und anschließender Anwendung der entsprechenden im Anhang B beschriebenen Rotationen erhält man das Level1-Produkt. Dieses findet Eingang in die Level1B-Prozessierung. Wahlweise können echte Daten oder so genannte 'pointer' geschrieben werden. Die Integration der zweiten Möglichkeit in die Software führte zu einer erheblichen Beschleunigung der Level1-Prozessierung. Weiterführende Informationen und technische Details sind den Veröffentlichungen Cullen (2006); Cullen et al. (2006); Lentz et al. (2002); Mavrocordatos et al. (2004) zu entnehmen.

2.11.2 ASIRAS Level1B Produkt

Die Level1B-Prozessierung stellt den Kern der gesamten Verarbeitungskette dar. Deren Hauptprodukte, die georeferenzierten Echos und eine vorläufige Terrainhöhe, sind in einer binären Level1B Datei gespeichert.

Abbildung 2.8 zeigt schematisch die Abfolge der komplexen Prozessierung. Ausgehend vom Level1-Produkt werden blockweise die komplexwertigen Bursts mittels einer zweidimensionalen FFT in den Range/Doppler-Bereich transformiert. Jeder Range/Doppler Block setzt sich nunmehr aus n -Beams ($N_{Beams} = N_{ppB}$) zusammen. In dieser Domäne werden nacheinander folgende Schritte ausgeführt:

- Bestimmung der neuen Level1B-Positionen in Flugrichtung
- Bestimmung der Steuerwinkel um Beams auf vorhandene Level1B-Lokationen zu fokussieren
- Bestimmung und Korrektur des Dopplerschwerpunktes
- Bestimmung und Korrektur der Zielentfernungsänderung (Auch: 'slant range correction' bzw. 'range cell migration correction (RCMC)' genannt)
- Azimutkompression

Anschließend werden die Beams in der Multilookverarbeitung detektiert, neu sortiert und gestapelt. Jedes resultierende Level1B-Echo setzt sich aufgrund der Mehrfachüberdeckung aus mehreren (z.B. typisch 50 - 150) aufsummierten Beams zusammen. Durch die Stapelung

wird das Signal- zu Rausch-Verhältnis (SNR) sowie die Auflösung in Flugrichtung signifikant erhöht. Die Anzahl der Beams pro 'stack' (ein 'stack' enthält die vor der Stapelung zusammengestellten Beams) ist abhängig von der Entfernung (Antenne - Oberfläche), der Fluggeschwindigkeit, der PRF und von N_{ppB} .

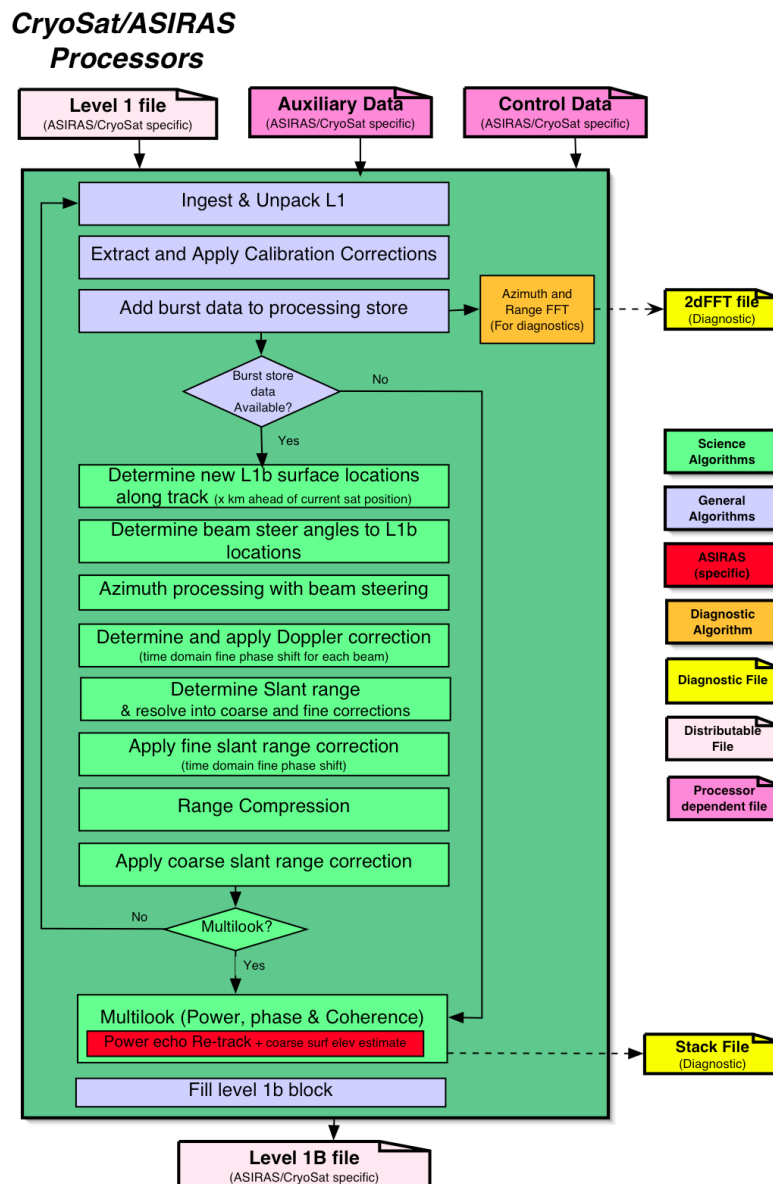


Abbildung 2.8: Detailliertes ASIRAS-Prozessordigramm (Abbildung entnommen aus Cullen (2006)).

Von den gestapelten komplexen Level1B-Echos werden abschließend Power, Phase und Kohärenz (nur für HAM) berechnet. Zusätzlich wird mithilfe des OCOG retrackerers eine vorläufige Terrainhöhe aus dem Echo abgegriffen. Diese Werte sowie alle auf die Level1B-Position interpolierten Zusatzinformationen (z.B. GPS, INS) werden in ein binäres Level1B-Produkt geschrieben und stehen für weitere wissenschaftliche Analysen zur Verfügung.

3 Theoretische Grundlagen

Dieses Kapitel enthält die theoretischen Grundlagen auf denen die Ergebnisse der Arbeit aufbauen. Vorgestellt werden nach einer allgemeinen Einführung der Radaraltimetrie die SAR-Prozessierung. Dem schließen sich die Grundlagen der Interferometrischen Prozessierung an. Verschiedene theoretische Algorithmen die der Bestimmung der Oberflächenhöhe aus dem Radarecho dienen (Retracker) werden sehr genau beschrieben. Abschließend wird das Verfahren der Geokodierung beschrieben, da erst nach dessen Anwendung aus den Entfernungsmessungen das eigentliche Höhenmodell bestimmt wurde. Das geokodierte Höhenmodell stellt letztlich das Hauptprodukt der Messungen, dass in den sich anschließenden Kapiteln auf seine Genauigkeit hin untersucht wird, dar.

3.1 Radaraltimetrie / SAR Prozessierung - ein Überblick

Im folgenden Abschnitt wird ein Überblick zur Radaraltimetrie und insbesondere zur SAR-Prozessierung gegeben. Die wichtigsten Schritte und Gleichungen der Prozessierung werden erklärt und teilweise mittels Zwischenprodukten anschaulich erläutert. Alle Gleichungen und theoretischen Überlegungen sind folgender Literatur entnommen: Klausning and Holpp (2000); Cummings and Wong (2005); Raney (1998). Diese empfehlen sich zum weiter gehenden Studium.

3.1.1 Grundlagen der Radaraltimetrie

Der Grundgedanke der Radaraltimetrie ist die Bestimmung der Höhe des beleuchteten Gebietes während eines Überflugs. Die geographische Höhe wird aus der bezüglich des genauen Orbits korrigierten Laufzeit der Radarhöhenmessung ermittelt (Raney, 1998). Die Genauigkeit der Höhenbestimmung ist dabei abhängig von der Pulslänge (Bandbreite) des Signales und dem Grad der Überdeckung (Mittelung). Die Radarhöhe entspricht der kleinsten Entfernung zwischen Streuzentrum und Antenne.

Bei einem konventionellen Radaraltimeter erfolgt die Höhenbestimmung anhand der Laufzeiten des, von den innerhalb des Radarrückstreuquerschnittes (σ) liegenden Streuzentren, reflektierten Signals.

$$\sigma = 4\pi r^2 \frac{\text{Re}(\vec{E}_2 \times \vec{H}_2)}{\text{Re}(\vec{E}_1 \times \vec{H}_1)} = 4\pi r^2 \frac{|\vec{E}_2|^2}{|\vec{E}_1|^2} \quad (3.1)$$

Hierbei sind \vec{E}_2 und \vec{H}_2 die gestreuten und \vec{E}_1 und \vec{H}_1 die auf das Ziel einfallenden elektrischen und magnetischen Feldstärken und r ist die Entfernung vom Objekt zum Empfänger. σ hat die Dimension einer Fläche und ist abhängig von den elektrischen Eigenschaften des Zieles (Klausning and Holpp, 2000).

Die Abbildung 3.1 zeigt schematisch die Funktionsweise eines pulslimitierten Radaraltimeters. Die Antenne sendet unter einem bestimmten Öffnungswinkel θ_A einen Puls der Länge

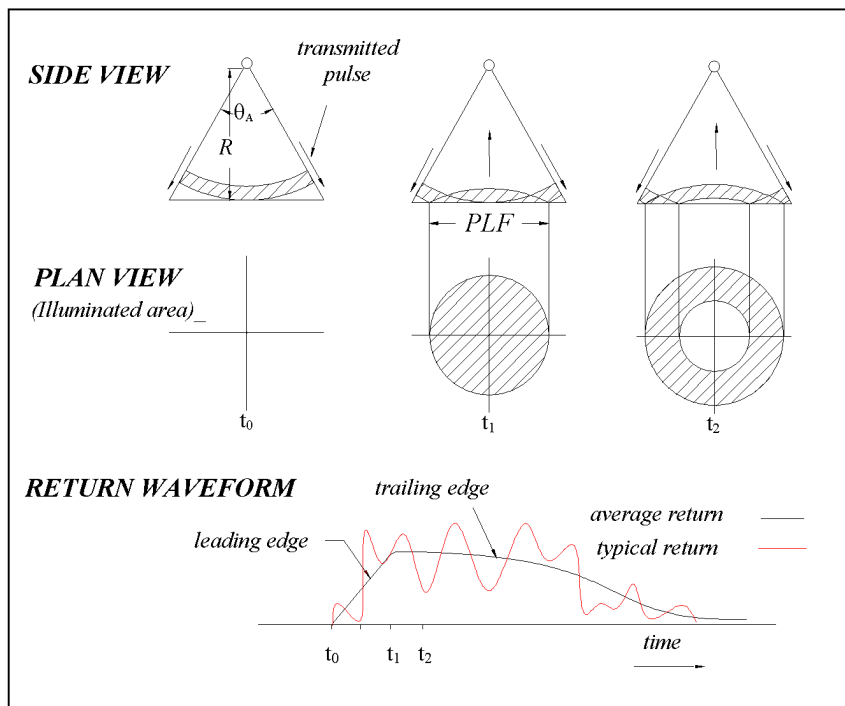


Abbildung 3.1: Pulslimitiertes Radar (Bildquelle:)

$t_1 - t_0$ aus. Dieser trifft zum Zeitpunkt t_0 die Erdoberfläche. Zum Zeitpunkt t_1 ist die gesamte Energie des gesendeten Signales an der Oberfläche angekommen und damit erreicht auch das Radarecho sein Maximum. Der zu diesem Zeitpunkt ausgeleuchtete Bereich (Footprint) entspricht dem eines pulslimitierten Radars. Er ist kleiner als der durch θ_A bedeckten Bereich (Beamlimitierter Footprint). Das mittlere Radarecho weist zwei Flanken auf. Die ansteigende Flanke ist sehr steil und baut sich hauptsächlich, je nach Größe des Footprints aus Energieanteilen von Oberflächenstreuern, die innerhalb des Footprints liegen, auf. Die abfallende Flanke ist bedeutend flacher und enthält rückgestreute Energie aus außerhalb des pulslimitierten Footprints liegenden Streuern aber auch aus Anteilen die aus dem Volumen des unterliegenden Mediums zurückgestreut werden. Das empfangene Signal setzt sich damit aus den überlagerten kohärenten Einzelbeiträgen aller Streuzentren zusammen. Die Unterscheidung zweier benachbarter Ziele mit gleichem σ ist begrenzt durch die Winkel- und Entfernungsauflösung.

Die Winkelauflösung ist bestimmt durch die Halbwertsbreite der Hauptkeule des Antennenrichtdiagrammes (θ):

$$\delta_{ra} = \theta * r \approx 0.64 * \frac{\lambda}{d} * r, \quad (3.2)$$

mit der Wellenlänge des Trägersignals λ , der Antennenabmessung d und der Entfernung r . Der Faktor von 0.64 wird generiert durch den zweimaligen 'Durchlauf' der Antennencharakteristik während des Send- und Empfangvorgangs. Wird die Antenne nur einfach genutzt, so ändert sich der Faktor zu 0.88. Die Halbwertsbreite entspricht dem doppelten Halbwertswinkel (ϕ_{HW}) der dem Winkel zwischen der Richtung des Strahlungsmaximums und der Richtung

halber Strahlungsleistung entspricht. θ ist auch als 3-DB Breite der Antennenhauptkeule benannt. Je schmaler die Richtcharakteristik desto kleiner ist die Winkelauflösung. Bei gegebener Wellenlänge kann eine Bündelung nur durch eine Verlängerung der Antenne (reale Apertur) erreicht werden.

Die Entfernungsauflösung (δ_r) ist direkt von der Sendeimpulsdauer bzw. reziprok von der Bandbreite des Sendesignals abhängig.

$$\delta_r = \frac{c_0 \tau_p}{2} = \frac{c_0}{2B'} \quad (3.3)$$

mit der Vakuumlichtgeschwindigkeit c_0 , der Sendeimpulsdauer τ_p und der Bandbreite B . Je größer die Bandbreite in Entfernungsrichtung desto dichter liegende Ziele können unterschieden werden. Um die Bandbreite zu erhöhen kann die Impulsdauer verringert werden. Dies führt ungünstigerweise auch zu einer Reduzierung der Signalenergie. Gelöst wird dieses Problem durch die Verwendung frequenz- bzw. phasenmodulierter Signale (Chirp), die neben der hohen Signalenergie auch eine große effektive Bandbreite vorweisen. Mittels des Impulskompressionsverfahrens wird das modulierte Signal nach Empfang in einen kurzen Impuls bei gleich bleibender Energie überführt. Dabei finden Optimalfilter Einsatz, die Hardware- bzw. Softwareseitig realisiert werden können. Im Falle von ASIRAS ist die Impulskompression in der Hardware realisiert. Aufgezeichnet wird das empfangene komprimierte komplexwertige Signal, das Eingang in sich anschließende SAR-Prozessierung findet.

3.1.2 Das SAR Prinzip

Eine Verbesserung der Winkelauflösung durch die Vergrößerung der realen Apertur ist physikalisch nur begrenzt möglich. Stattdessen wird während der SAR-Prozessierung rechnerisch entlang des Flugweges (Azimutrichtung) eine sehr lange synthetische Apertur erzeugt. Deren Länge ist abhängig von der Beleuchtungsdauer (T_{SA}) eines Punktzieles P, durch das Antennendiagramm während des Überflugs. Innerhalb T_{SA} wird P, abhängig von der PRF, mehrfach beleuchtet, d.h. jedes empfangene Echo beinhaltet auch Information in Betrag und Phase von P. Man spricht auch von einer Mehrfachabdeckung von P. Die synthetische Apertur, L_{SA} , entspricht nunmehr dem während der Beleuchtungsdauer, T_{SA} , zurückgelegten Flugweg:

$$L_{SA} = v T_{SA} \quad (3.4)$$

Innerhalb der synthetischen Apertur ändert sich die Entfernung zwischen Antenne und Ziel. Dies führt, da es sich um ein bewegtes System handelt, zu einer sich ändernden Dopplerfrequenzverschiebung zwischen Sende- und Empfangssignal während des Überflugs. Jedes Ziel ist durch seinen charakteristischen Dopplerfrequenzverlauf gekennzeichnet und kann prinzipiell von benachbarten Zielen unterschieden werden (Klausing and Holpp, 2000). Die Unterscheidung und richtige Zielzuordnung ist in jedem SAR-Prozessor umgesetzt.

Die SAR-Winkelauflösung, δ_{SA} , verbessert sich durch die Mehrfachbeleuchtung zunehmend. Es lässt sich mit

$$\delta_{SA} = 0.88 \frac{\lambda}{2L_{SA}} r \quad (3.5)$$

und der Gleichung 3.2 zeigen, dass die Winkelauflösung beim SAR nur von der Länge der realen Apertur abhängig ist.

$$\delta_{SA} = \frac{d}{2} \quad (3.6)$$

Theoretisch wird die Winkelauflösung im Gegensatz zur realen Apertur mit abnehmender Antennenlänge größer und ist unabhängig von der Wellenlänge und der Zielentfernung (Klausing and Holpp, 2000). Die Voraussetzung für die SAR-Prozessierung sind kohärente Signale. Aufgrund der Dopplerverschiebung müssen Phasenkorrekturen vorgenommen werden, da sonst die Echosignale entlang der gesamten Apertur nicht phasenrichtig aufsummiert werden können. Die maximal zulässige Länge einer synthetischen Apertur, L_{SAmax} , ohne Erfordernis einer Phasenkorrektur, errechnet sich mit der Bedingung der maximalen Phasentoleranz von $\pi/2$ für den Fall der Zweiwegausbreitung zu (Klausing and Holpp, 2000):

$$L_{SAmax} = \sqrt{\lambda r}. \quad (3.7)$$

Man spricht dann von einer unfokussierten synthetischen Apertur. Die zugehörige Winkelauflösung, δ_{uSA} , beträgt

$$\delta_{uSA} = \frac{\lambda}{2L_{SAmax}} r = \frac{\sqrt{\lambda r}}{2}. \quad (3.8)$$

Die Verringerung der Winkelauflösung bei dem unfokussierten SAR entsteht dadurch, dass ausschließlich über die Länge L_{SAmax} integriert wird (Klausing and Holpp, 2000). Abbildung 3.2 zeigt abschließend den Verlauf der Winkelauflösung in Azimutrichtung als Funktion der Entfernung für die drei vorgestellten Systeme.

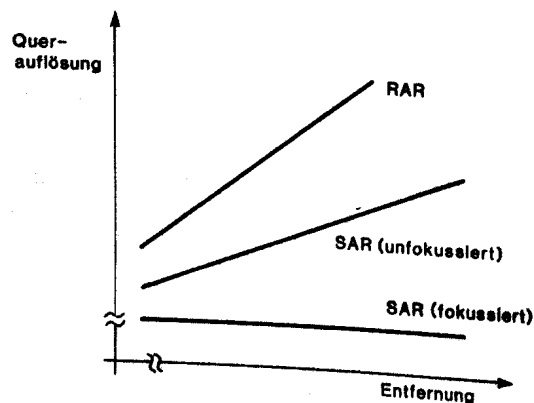


Abbildung 3.2: Verlauf der Winkelauflösung bei RAR, SAR und unfokussiertem SAR (Bildquelle: Klausing et al. (2000), S.102)

3.1.3 Doppler Modulation in Azimutrichtung

Es lässt sich zeigen, dass aufgrund der Abstandsänderung beim Überflug eines unbewegten Zieles eine Frequenzvariation des Azimutsignals erzeugt wird (Doppler-Effekt). Man spricht daher auch von einer Modulation der Phase, ϕ_a , und Frequenz, f_a , in Azimutrichtung. Der Frequenzverlauf der Azimutmodulation ist gegeben durch

$$f_a(t) = \frac{2v \sin(\theta_s)}{\lambda} - \frac{2v^2}{\lambda r_0} t, \quad (3.9)$$

mit der Geschwindigkeit v , dem Schielwinkel θ_s , der Zeit t und der minimalen Entfernung zwischen Ziel und Plattform r_0 .

Der erste lineare Term in Gleichung 3.9 wird als Dopplerschwerpunkt, f_D , bezeichnet. Er ist abhängig vom Schielwinkel der als Winkel zwischen der Senkrechten auf dem Geschwindigkeitsvektor und der Entfernungsrichtung zum Ziel definiert ist (Klausing and Holpp, 2000) (Abbildungsgeometrie siehe Abbildung 3.3). Eine Verschiebung des Dopplerzentrums resultiert aus Nicken (pitch) bzw. Driften (yaw) oder einer vertikalen Geschwindigkeitskomponente des Flugzeugs.

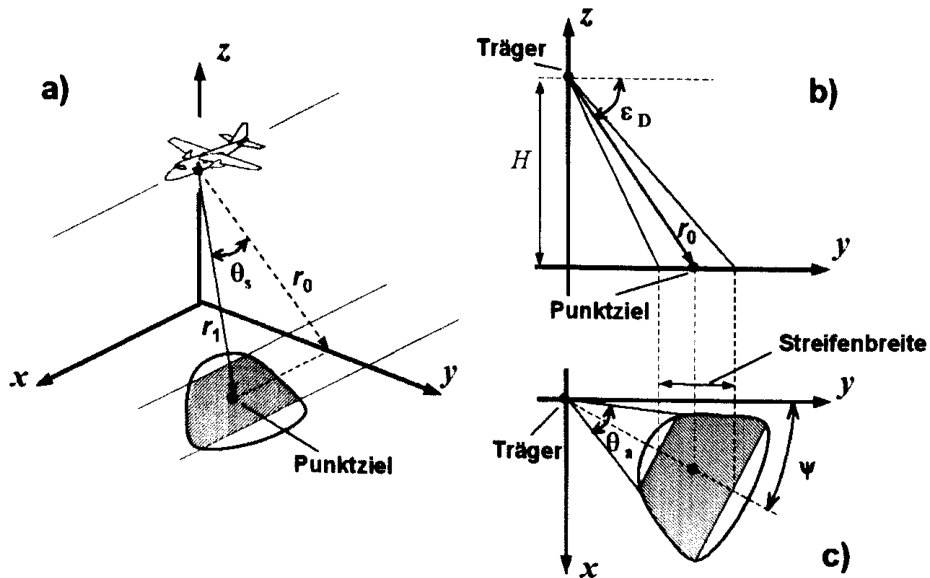


Abbildung 3.3: Abbildungsgeometrie mit Berücksichtigung des Schielwinkels θ_s : (a) Perspektive, (b) Seitensicht, (c) Draufsicht. Ψ ist die Projektion des Schielwinkels am Boden und wird als Driftwinkel bezeichnet, ϵ_D ist der Depressionswinkel. (Bildquelle: Klausing et al. (2000), S. 222)

Der zweite quadratische Term der Gleichung resultiert aus der quadratischen Zielentfernungsänderung der Phase. Auch diese ändert sich mit variierendem Schielwinkel (Cummings and Wong, 2005), dessen Einfluss für kleine Schielwinkel aber sehr gering ist und hier vernachlässigt wird. Der Koeffizient dieses Terms wird als Dopplerrate k_a bezeichnet. Damit lässt sich 3.9 wie folgt formulieren:

$$f_a(t) = f_D - k_a t \quad (3.10)$$

mit

$$f_D = \frac{2v \sin(\theta_s)}{\lambda} \quad (3.11)$$

und

$$k_a = \frac{2v^2}{\lambda r_0}. \quad (3.12)$$

Die Dopplerbandbreite ist nun gegeben durch

$$B_a = \frac{2v\theta_a \cos(\theta_s)}{\lambda} = 0.88 \frac{2v \cos \theta_s}{d}, \quad (3.13)$$

mit der 3-DB Breite der Antennenhauptkeule in Azimutrichtung θ_a und der Abmessung der realen Apertur d .

Mit dem Voranschreiten der Antennenplattform wird ein festes Punktziel am Boden durch viele Pulse beleuchtet. Für jeden Puls ändert sich je nach azimuthaler Entfernung die Signalstärke des vom Punktziel rückgestreuten Signals. Der Verlauf der Signalstärke während des Überfluges sowie die oben beschriebene Frequenzmodulation ist in Abbildung 3.4 schematisch dargestellt. Deutlich wird der Nulldurchgang des Frequenzverlaufes zum Zeitpunkt wenn das Ziel im Nadir der Antenne erscheint (bei $\theta_s = 0^\circ$) sowie die Wichtung der Signalstärke durch das Antennendiagramm. In der Verarbeitung sollten daher zusätzlich, um Nebenkeuleneffekte zu vermeiden, spezielle Filter verwendet werden.

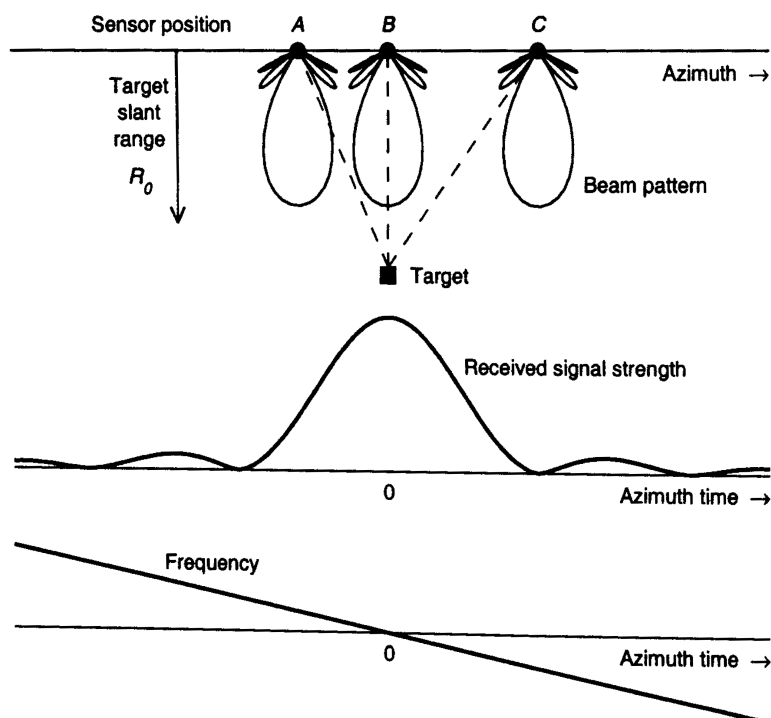


Abbildung 3.4: Antennengeometrie und deren Auswirkung auf die Signalstärke und die Dopplerfrequenz (Bildquelle: Cummings and Wong (2005), S. 138)

3.1.4 SAR-Prozessierung in der Range-Dopplerfrequenz Domäne

Ziel der SAR-Prozessierung ist es die mehrfach überdeckten Punktziele, anhand ihrer unterschiedlichen Phasengeschichten, innerhalb der empfangenen Signale zu unterscheiden, umzusortieren und letztlich zu integrieren. Die Unterscheidung und Bearbeitung der einzelnen Signalanteile der Punktziele erfolgt in der Range-Dopplerfrequenz-Domäne.

Das Radar sendet kontinuierlich kohärente Pulse aus. Während der Verarbeitung werden Pulsgruppen, so genannte Bursts, durch die Zusammenfassung einer bestimmten Anzahl an Pulsen erzeugt. Die Bursts werden nach erfolgter Impulskompression über eine zweidimensionale Fouriertransformation (2D-FFT) in Range und Azimutrichtung in den Range-Dopplerfrequenz-Bereich überführt.

Grund dieser Verarbeitung ist die Überlagerung der Zielentfernungsänderung mehrerer Punkt-

ziele innerhalb eines Bursts. In Abbildungen 3.5 werden die Zielentfernungsänderungen dreier Punktziele bezüglich ihrer Minimalentfernung (Nadir) gezeigt. Im grau hinterlegten Burst-Fenster zeigt sich die Mehrdeutigkeit des Problems in der Range-Azimut Domäne. Der Zielentfernungsverlauf ist mit der Azimutposition des Streuers bekannt, kann aber nicht eindeutig korrigiert werden. Nach Anwendung der FFT in Azimutrichtung, d.h. der Transformation von

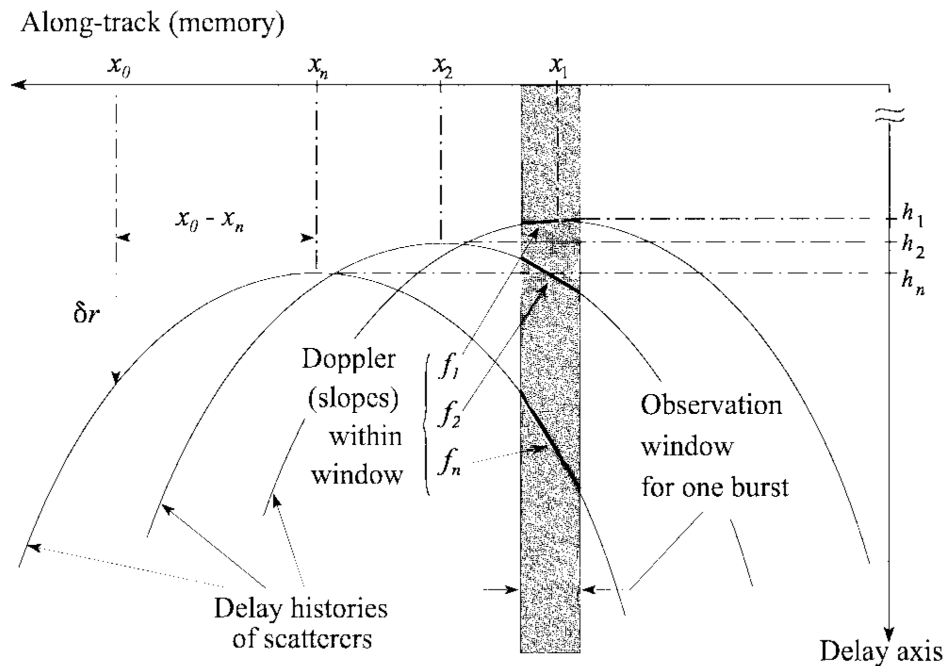


Abbildung 3.5: Zielentfernungsänderung in der Range-Azimut Domäne. Die individuellen hyperbolischen Zielentfernungsverläufe für die gegebenen Höhen und Entfernungen sind bekannt, deren Korrektur innerhalb eines Bursts jedoch mehrdeutig. (Bildquelle: Raney (1998))

der Azimut-Signal zur Azimut-Frequenz (Doppler) Domäne, ist das Problem eindeutig definiert, da die Zielentfernungsänderung, δr , proportional der Dopplerfrequenz ist. Abbildung 3.6 macht diesen Zusammenhang deutlich. $\delta r(f)$ berechnet sich wie folgt:

$$\delta r(f) \approx \frac{\lambda^2 r_0}{8v^2} f_\eta^2 \quad (3.14)$$

wobei

$$f_\eta = \frac{2v \cos(\theta_\eta)}{\lambda}. \quad (3.15)$$

θ_η entspricht dem Winkel zum Zeitpunkt t der zwischen Radar und dem Punktziel des Ortes t_η aufgespannt wird. Diese Gleichung vernachlässigt den Schielwinkeleffekt, da dieser wie oben gezeigt wurde sehr geringe Auswirkungen auf δr hat. Bevor die Zielentfernungskorrektur erfolgen kann muss das Spektrum um den Dopplerschwerpunkt verschoben werden, da sonst die RCMC fehlerhaft ist und folglich verschmierte SAR-Daten generiert werden. Die Abschätzung des Dopplerschwerpunktes kann entweder direkt aus den Radardaten oder durch ein geometrisches Modell unter Nutzung der INS-Daten bzw. GPS-Daten ermittelt werden. Wir verwenden ein geometrisches Modell, bei dem sich der Dopplerschwerpunkt, f_D , aus der

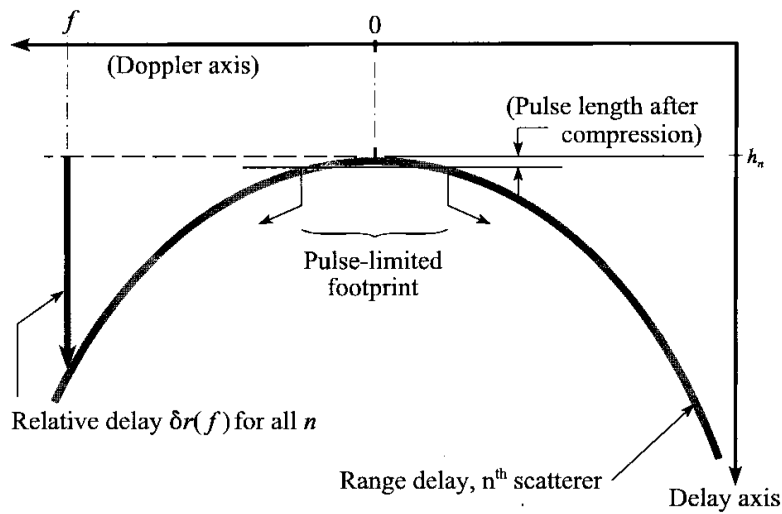


Abbildung 3.6: Zielentfernungsänderung, $\delta r(f)$, in der Range-Doppler Domäne. (Bildquelle: Raney (1998))

vertikalen Geschwindigkeitskomponente, v_{zz} , wie folgt ergibt:

$$f_D = \frac{-2v_{zz}}{\lambda} \quad (3.16)$$

Ein Beispiel unkorrigierter und um δr korrigierter Daten in der Range-Doppler Domäne zeigt Abbildung 3.7. In diesem Beispiel wurden $N_{ppB} = 64$ Pulse in einem Burst zusammengefasst

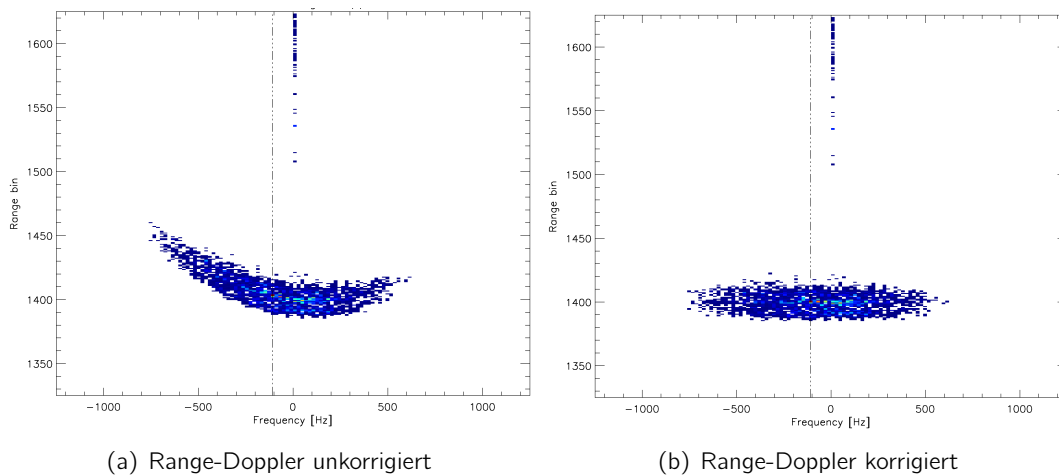


Abbildung 3.7: Vergleich von um die Zielentfernungsänderung korrigierten und unkorrigierten Daten in der Range-Doppler Domäne.

und wie oben beschrieben bearbeitet. Der Dopplerfrequenzbereich ist beschränkt durch

$$-PRF/2 \leq f \leq PRF/2 \quad (3.17)$$

Durch die Azimut-FFT erhält man N_{ppB} diskrete Frequenzen mit einem gleichmäßigen Frequenzintervall von $\Delta f = PRF/N_{ppB}$. Es kann gezeigt werden, dass das Intervall, welches

durch die Dopplerfrequenzen aufgespannt wird, mit der räumlichen Azimutverteilung, ΔX , wie folgt korrespondiert:

$$\Delta X = \frac{r_0 \lambda PRF}{2v}. \quad (3.18)$$

Die Länge einer jeden Dopplerzelle (Beam) in Azimutrichtung entspricht demnach:

$$\delta x = \frac{\Delta X}{N_{ppB}}. \quad (3.19)$$

Bei der anschließenden Verarbeitung werden kontinuierlich Beams verschiedener Bursts die das gleiche Punktziel beleuchten in einen so genannten Stack sortiert. Abbildung 3.8 zeigt das Beispiel eines Stacks. Die Y-Achse, welche mit Beams beschriftet ist, entspricht bildlich der

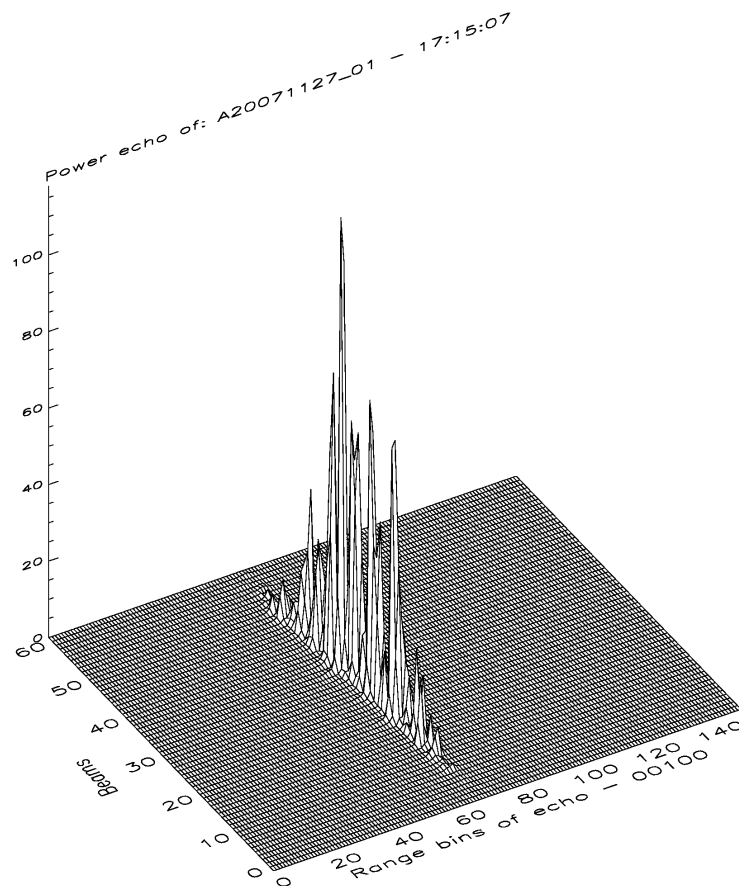


Abbildung 3.8: Sortierte Doppler Beams innerhalb eines stacks.

Entfernung zwischen Antenne und Punktziel, wobei die Beamsortierung von rückwärts- über Nadir zu vorwärts gerichteten Dopplerzellen erfolgte. Die Amplitudenverteilung geht einher mit der Gewichtung des Radarsignals durch die Antennenkeule und ist folglich in Nadirrichtung am stärksten. Um mögliche Nebenkeuleneffekte zu verringern, kann der Stack zusätzlich mit einer entsprechenden Funktion gewichtet werden (z.B. Gaußwichtung). Im Anschluss werden

die in den Stack sortierten Beams, d.h. alle dem Punktziel zugehörigen Signalanteile, aufsummiert und bilden nun das SAR-prozessierte Radarecho (Abbildung 3.9). Aus dem Level1B-Echo wird die Höheninformation mithilfe eines geeigneten 'retracker' Algorithmus detektiert. Der komplette Vorgang wiederholt sich mit dem Voranschreiten der Bearbeitung. Am Ende

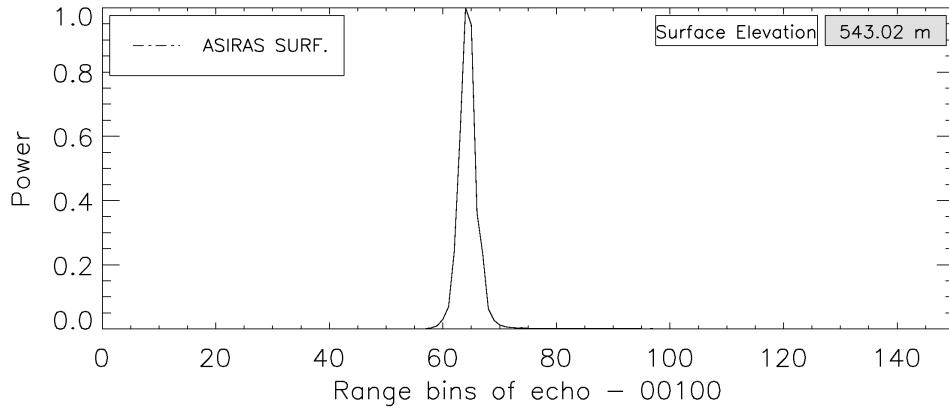


Abbildung 3.9: Aufsummierte Doppler Beams des Stacks zu einem Level1B-Echo. Die angegebene Oberflächenhöhe wurde mithilfe eines einfachen 'retrackers' bestimmt.

erhält man ein in Azimutrichtung hochaufgelöstes Radarhöhenmodell, dessen Azimutschrittweite durch die sich überlagernden Dopplerzellen (etwa δx) (Null-Doppler Positionen) der einzelnen Bursts und die Azimut-Impulsantwort durch die Dopplerfilterwichtung bestimmt wird (Raney, 1998).

3.2 Interferometrie

Ein weiteres Hauptziel der ASIRAS-Validierung ist die Auswertung der interferometrischen Phase und Kohärenz. Die interferometrische Phase kann durch den Vergleich zweier unabhängiger Aufnahmen ein und derselben Szene ermittelt werden. Bei ASIRAS ist dies realisiert durch den gleichzeitigen Empfang des Radarechos mit zwei Antennen (HAM-Modus). Das Interferogramm entsteht durch die Multiplikation des ersten mit dem komplex konjugierten zweiten Radarecho (Hanssen, 2001). Die Phase des Interferogramms entspricht dabei der Phasendifferenz $\Delta\Phi$ und ist im allgemeinen hochgradig mehrdeutig, da sich $\Delta\Phi$ im Bereich zwischen $-\pi < \Delta\Phi < \pi$ bewegt (Klausing et al., 2000).

Abbildung 3.10 zeigt schematisch die geometrische Anordnung der ASIRAS-Antennen. Die Basislinie, B , entspricht der Entfernung der Antennen zueinander, H , der Höhe über Grund, R der Entfernung zum Streuzentrum, α dem Winkel zwischen der Normalen zur Basislinie und dem Streuzentrum und ϵ der Auslenkung der Basislinie aus der Horizontalen, wobei ϵ näherungsweise dem Rollwinkel entspricht. Die horizontale, x , sowie vertikale, z , Entfernung vom Nadirpunkt zum Streuzentrum, abgeleitet aus der Geometrie, ergeben sich nach Jensen (1999) zu:

$$x = R \sin(\alpha + \epsilon) \quad (3.20)$$

$$z = R \cos(\alpha + \epsilon), \quad (3.21)$$

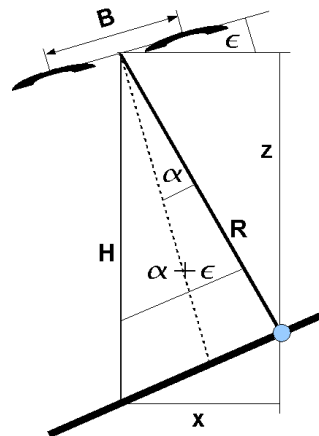


Abbildung 3.10: Schemazeichnung der interferometrie.

wobei z relativ zur Altimeterposition gemessen wird. Der Winkel α kann aus der Phasendifferenz nach Jensen (1999) wie folgt bestimmt werden:

$$\alpha = \arcsin\left(\frac{\lambda}{2\pi} \Delta\Phi_{uw}\right) \quad (3.22)$$

$\Delta\Phi_{uw}$ entspricht dabei der so genannten 'unwrapped phase', d.h. der um die Phasenmehrdeutigkeit eliminierten Phasendifferenz. Methoden zur Auflösung der Phasenmehrdeutigkeiten sind insbesondere in der zweidimensionalen SAR-Bildbearbeitung verbreitet und werden eingehender z.B. von Hanssen (2001) diskutiert. In dieser Arbeit wurden zwei verschiedene Methoden zur Auflösung der Phasenmehrdeutigkeit getestet ('phase unwrapper'):

1. Einfacher selbst geschriebener Code, der mit geringer Toleranz in der Sprunghöhe die Phasenmehrdeutigkeit eliminiert. Das korrigierte Interferogramm wird anschließend so zentriert, dass $\Delta\Phi_{uw}(\tau) = \Delta\Phi_w(\tau)$ gilt, wobei τ dem 'sample' entspricht an dem durch den TSRA-Tracker die Oberflächenhöhe bestimmten wurde.
2. Implementierter MATLAB-Code mit anschließender Zentrierung um τ .

Bemerkung: Die Ergebnisse der Methoden 1 und 2 ähneln sich sehr stark, so dass die im Folgenden diskutierten Resultate mittels Methode 1 prozessiert wurden.

Anhand der Schemazeichnung in Abbildung 3.10 und den Gleichungen für die Werte x und z wird deutlich, dass durch die Auswertung der interferometrischen Phase zusätzliche Informationen der Topographie quer zur Flugrichtung gewonnen werden können. Dies ermöglicht zudem die Korrektur der Nadirhöhe in Gebieten starker Geländeneigung.

3.3 Retracker Algorithmen

Der Begriff des 'retrackens', stammt aus den Pionierzeiten der ersten einfachen Satellitenaltimeter und bedeutet die Bestimmung der korrigierten Oberflächenhöhe aus den prozessierten Radarechos. Dabei werden an die Echos verschiedene Funktionen bestmöglich angenähert. Die Parameter zugehöriger Funktionen werden zudem genutzt um neben der Oberflächenhöhe weitere physikalische Eigenschaften der abgetasteten Oberfläche in Erfahrung zu bringen.

Im Folgenden werden einige Algorithmen beschrieben die für die ASIRAS Auswertung umgesetzt wurden und ursprünglich für die Auswertung von SEASAT, ERS-1, ERS-2 und ENVISAT Daten entwickelt wurden.

3.3.1 OCOG - Retracker

Der Offset Center Of Gravity (OCOG) Retracker wurde ursprünglich entwickelt als eine sehr schnelle und robuste Methode zur kontinuierlichen Bestimmung der Oberflächenhöhe über topographischen Oberflächen an Bord von Satellitenaltimetern (Anzenhofer et al., 1999). Der Algorithmus wurde von Wingham et al. (1986) entwickelt und sollte nur eine erste grobe Abschätzung der Entfernung liefern. Neben der Entfernung liefert der Algorithmus auch Informationen zur Gestalt und Qualität einzelner Echos und ermöglicht damit eine Klassifizierung. Grundidee ist die Bestimmung des Schwerpunkts des Echos und die anschließende Abschätzung der anderen Parameter, veranschaulicht in Abbildung 3.11.

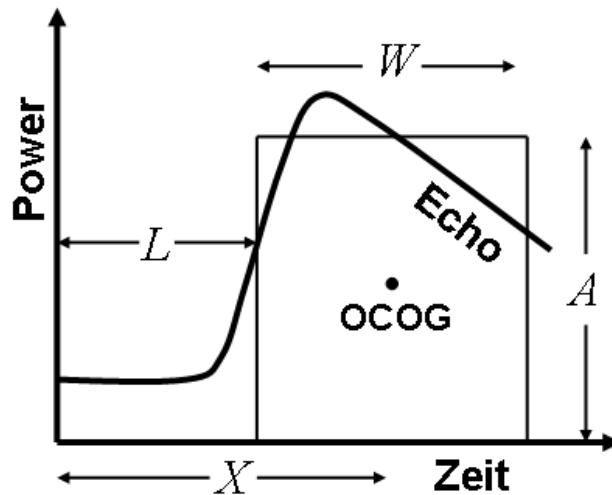


Abbildung 3.11: Echoanpassung mittels OCOG-Retracker.

Die Koeffizienten - Pulsbreite W , Schwerpunktposition X , Amplitude A und Mittelpunkt der ansteigenden Flanke L - werden wie folgt bestimmt:

$$X = \frac{\sum_{n=0}^{k-1} n p_n}{\sum_{n=0}^{k-1} p_n} \quad (3.23)$$

$$A = \sqrt{\frac{\sum_{n=0}^{k-1} p_n^2}{\sum_{n=0}^{k-1} p_n}} \quad (3.24)$$

$$W = \frac{(\sum_{n=0}^{k-1} p_n)^2}{\sum_{n=0}^{k-1} p_n^2} \quad (3.25)$$

$$L = X - 0.5 * W \quad (3.26)$$

Die obere Grenze k bezeichnet die Anzahl der Range-Samples pro Echo und p_n die Leistung (Power) des Echos am Sample n . Dieser Retracker findet Anwendung im ESA ASIRAS-Prozessor und liefert eine erste Abschätzung der Oberflächenhöhe.

3.3.2 Beta und E - Retracker

Die Idee des Beta-Retrackers ist die Annäherung einer Funktion an Echos mit einem sehr scharfen Anstieg der Energie, was einer Normalverteilung der Höhen innerhalb des Echo-Footprints entspricht (Anzenhofer et al., 1999). Die mathematische Beschreibung des Beta-Retrackers, der von Martin et al. (1983) entwickelte wurde, ist wie folgt:

$$y = \beta_1 + \beta_2(1 + \beta_5 Q)P\left(\frac{t - \beta_3}{\beta_4}\right) \quad (3.27)$$

mit der Fehlerfunktion

$$P(z) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^z e^{-\frac{q^2}{2}} dq = \frac{1}{2} + \frac{1}{2} \operatorname{erf}\left(\frac{z}{\sqrt{2}}\right) \quad (3.28)$$

und der Substitution

$$q = \frac{t - \beta_3}{\beta_4} \quad (3.29)$$

$$Q = \begin{cases} 0, & \text{wenn } t < \beta_3 + \frac{1}{2}\beta_4 \\ t - (\beta_3 + \frac{1}{2}\beta_4), & \text{wenn } t \geq \beta_3 + \frac{1}{2}\beta_4 \end{cases} \quad (3.30)$$

Die fünf Koeffizienten werden mittels der Methode der kleinsten Quadrate für jedes Echo geschätzt. Deren Bedeutung zeigt schematisch die Abbildung 3.12.

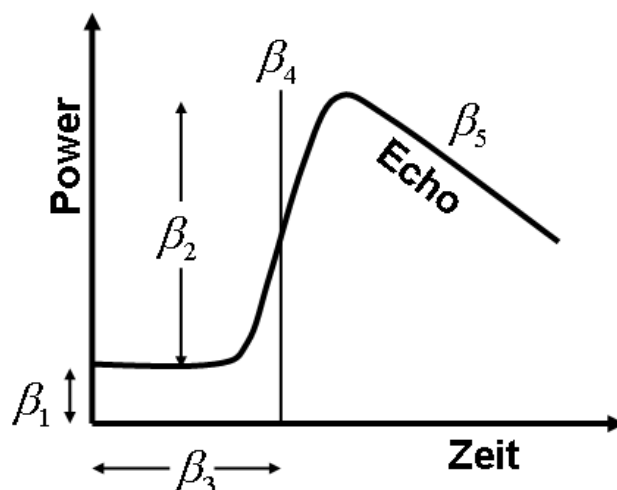


Abbildung 3.12: Echoanpassung mittels Beta-Retracker.

Vier der Parameter sind von besonderem Interesse:

- β_2 beschreibt die Intensität der rückgestreuten Energie und gibt Aufschluss über die Oberflächenart, -beschaffenheit und Dämpfungseigenschaften des Mediums (z.B. hat Trockenschnee eine höhere Intensität als feuchter Schnee).
- β_3 beschreibt den Zeitversatz bezüglich des Mittelpunkts der ansteigenden Flanke und beschreibt die Eindringtiefe des Radars.
- β_4 beschreibt die Neigung der ansteigenden Flanke und gibt Informationen über die Rauigkeitsverteilung innerhalb der beleuchteten Fläche.
- β_5 beschreibt die Neigung der abfallenden Flanke und gibt Aufschluss über die Art der Rückstreuungseigenschaften der Oberfläche bzw. des Volumens.

Der E-Retracker wurde ausgehend vom Beta-Retracker speziell für die ERS-Prozessierung entwickelt. Der lineare Term der abfallenden Flanke wurde durch einen exponentiellen Term ersetzt, um die Dämpfung durch das Antennendiagramm eines pulslimitierten Altimeters besser zu beschreiben (Anzenhofer et al., 1999).

$$y = \beta_1 + \beta_2 e^{-\beta_5 Q} P \left(\frac{t - \beta_3}{\beta_4} \right) \quad (3.31)$$

mit

$$Q = \begin{cases} 0, & \text{wenn } t < \beta_3 + k\beta_4 \\ t - (\beta_3 + k\beta_4), & \text{wenn } t \geq \beta_3 + k\beta_4 \end{cases} \quad (3.32)$$

k entspricht dabei einem Gewichtungsfaktor der frei wählbar ist und zur bestmöglichen Echoanpassung genutzt wird. In unserem Fall ist $k = 2.5$.

Verschiedene Testszenarien ergaben bessere Ergebnisse mit dem E-Retracker, da die SAR-prozessierten Signale sehr scharf und daher die abfallende Flanke besser durch einen exponentiellen Term beschrieben werden konnte. Ein Beispiel zeigt Abbildung 3.13, wobei die Datenpunkte das Echo und die Kurve die mittels E-Retracker angepasste Funktion beschreiben. Die Annäherung der ansteigenden Flanke ist außerordentlich gut, die der abfallenden Flanke ein wenig unterschätzt.

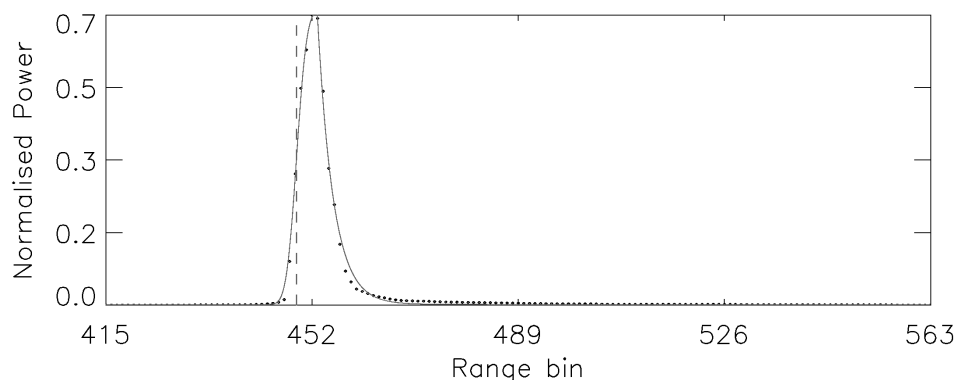


Abbildung 3.13: Echo aus der Blau-Eis Zone um Novo-Airbase angepasst mit dem E-retracker.

3.3.3 CryoSat Level_2 Retracker

Dieser Algorithmus wurde speziell für die Anwendung auf SAR prozessierte CryoSat-Echos entwickelt und ist Wingham et al. (2006) entnommen. Der komplexe Algorithmus der 6-parametrischen Funktion, $f_\psi(t; \alpha_i)$, erfordert einen hohen Rechenaufwand und arbeitet nur für bestimmte Echoformen stabil. Die Funktion ist gegeben durch:

$$f_\psi(t; a, \sigma, t_0, c, \alpha, n) = ae^{-h^2(\frac{t}{t_p})}, \quad (3.33)$$

mit der komprimierten Pulslänge, t_p , von 1.0 bzw. 3.125 ns für (ASIRAS bzw. CryoSat) und

$$h(s) = \begin{cases} \frac{1}{10}(s - s_0) - 2.5 + \frac{n\sigma}{10}, & \text{für } s < s_0 - n\sigma \\ b_0 + b_1(s - s_0 - \frac{\sigma}{2}) + b_2(s - s_0 - \frac{\sigma}{2})^2 + b_3(s - s_0 - \frac{\sigma}{2})^3, & \text{für } s_0 - n\sigma < s < s_0 - \frac{\sigma}{10} \\ \frac{1}{\sigma}(s - s_0 - \frac{\sigma}{2}), & \text{für } s_0 - \frac{\sigma}{10} < s < s_0 + \frac{\sigma}{2} \\ \frac{1}{\sigma}(s - s_0 - \frac{\sigma}{2}) + a_2(s - s_0 - \frac{\sigma}{2})^2 + a_3(s - s_0 - \frac{\sigma}{2})^3, & \text{für } s_0 + \frac{\sigma}{2} < s < s_0 + 2\sigma \\ -\log^{\frac{1}{2}} \left[\frac{ce^{-\alpha(s-s_0)}}{a(s-s_0)^{\frac{1}{2}}} \right], & \text{für } s > s_0 + 2\sigma. \end{cases} \quad (3.34)$$

Die angepassten Parameter der Funktion unterliegen folgenden Beschränkungen: $a_{max}/100 < a < 10a_{max}$, wobei a_{max} der maximale Samplewert im Echo, $2 < \sigma < 30$, $-0.1 < \alpha < 0.1$, $2 < n < 10$ und $0.01a_{max} < c < 99a_{max}$. Die übrigen Parameter in der Gleichung 3.34 verschwinden mit der Annahme der Kontinuität von h und deren erster Ableitung.

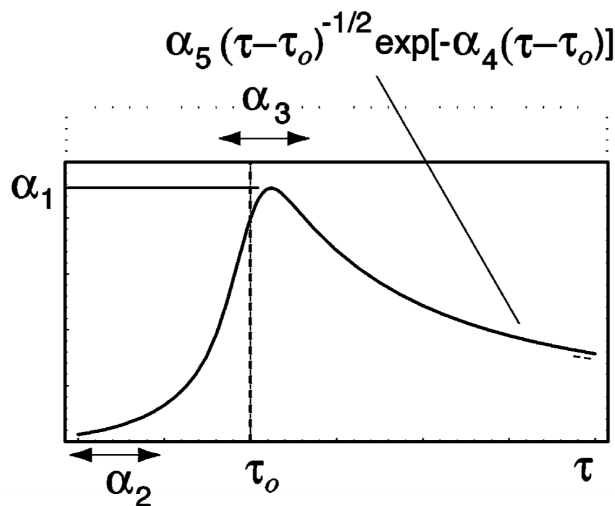


Abbildung 3.14: Echoanpassung mittels CryoSat-Retracker (Bildquelle: Wingham et al., 2006)

Die Bedeutung der einzelnen Parameter von $f_\psi(t; \alpha_i)$ kann der Abbildung 3.14 entnommen werden und ist in Wingham et al. (2006) wie folgt beschrieben:

- t_0 entspricht dem Punkt der kleinsten Entfernung
- $\alpha_1 \equiv a$ entspricht der maximalen Energie

- $\alpha_2 \equiv n$ entspricht der Breite des ersten Teiles der ansteigenden Flanke
- $\alpha_3 \equiv \sigma$ entspricht der Breite des Maximums und beschreibt Unterschiede in der Oberflächenrauigkeit
- $\alpha_4 \equiv \alpha$ entspricht dem Anteil der Wichtung durch das Antennendiagramm im Bereich der abfallenden Flanke
- $\alpha_5 \equiv c$ kontrolliert die Amplitude von α_4

Abbildung 3.15 zeigt ein Beispiel eines mit dem CryoSat-Retracker angepassten Echos.

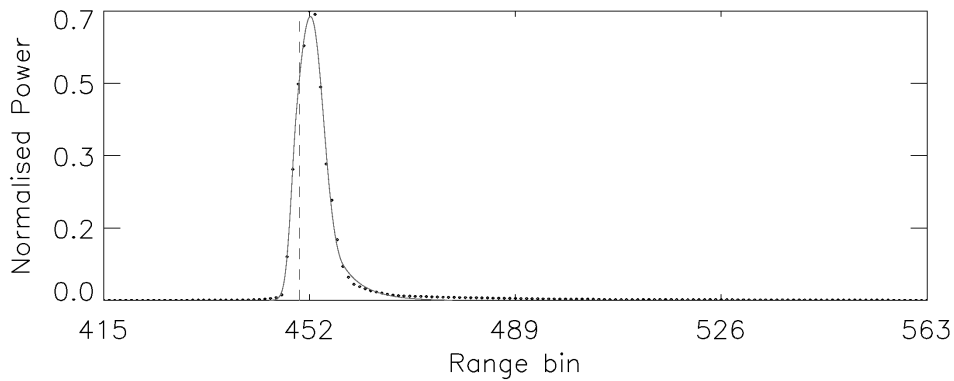


Abbildung 3.15: Echo aus der Blau-Eis Zone um Novo-Airbase angepasst mit dem CryoSat-retracker.

3.3.4 SSM- und SVM-Retracker

SSM bzw. SVSM steht für Surface bzw. kombiniertes Surface/Volume Scattering Model und wurde von Ferraro and Swift (1995b) für die Auswertung einer von der NASA durchgeführten flugzeuggestützten Altimetermission über dem grönländischen Eisschild entwickelt. Ferraro and Swift (1995b) beschreiben, ausgehend vom Brown'schen Oberflächenrückstreumodell (Brown, 1977), einen 5-parametrischen bzw. 7-parametrischen least-square-Algorithmus zur Anpassung eines theoretischen Modells an die gemessenen Echos. Die Modellparameter beschreiben die Oberflächenhöhe, die mittlere Rauigkeit sowie die mittlere Neigung der Oberfläche innerhalb der vom Radar beleuchteten Oberfläche. Das SSM ist gegeben durch:

$$P_{rs}(\tau) = a + \frac{C_0}{H^3 s^2} e^{\left(\frac{t_p}{t_s}\right)^2} e^{-\left(\frac{2\tau}{t_s}\right)} \operatorname{erfc}\left(\frac{t_p}{t_s} - \frac{\tau}{t_p}\right) \quad (3.35)$$

mit

$$C_0 = \frac{P_t \lambda^2 G_0^2 \Gamma(0^\circ)}{32\pi^2}, \quad (3.36)$$

$$\tau = t - \frac{2H}{c}, \quad (3.37)$$

$$t_p = \sqrt{2} \sqrt{\left(\frac{2\sigma_h}{c}\right)^2 + \sigma_p^2}, \quad (3.38)$$

$$\sigma_p = 0.425\tau_p, \quad (3.39)$$

$$t_s = \frac{2H}{c} \left(\frac{8\ln 2}{\Theta_B^2} + \frac{1}{s^2} \right)^{-1}. \quad (3.40)$$

P_{rs} entspricht der totalen Systemantwort für raue Oberflächen, σ_h der mittleren Oberflächenrauigkeit, s der mittleren Oberflächenneigung, H der Entfernung zur Oberfläche, C_0 einer Systemkonstante, $\Gamma(0^\circ)$ dem Reflexionskoeffizienten in Nadirrichtung, a repräsentiert den Rauschpegel, $erfc$ die komplementäre Fehlerfunktion, Θ_B die 3-dB Breite der Antennenkeule und c die Lichtgeschwindigkeit. σ_p ist die Standardabweichung der System-Impulsantwort angenähert durch einen Gaußpuls der 3-DB Breite von τ_p (Brown, 1977). Für ASIRAS gilt: $\tau_p = 1$ ns.

Der Anteil der Volumenstreuung P_{rv} wird im Trockenschnee hauptsächlich hervorgerufen durch Rayleigh Streuung (Ulaby et al., 1982) mit einem Volumenrückstreukoeffizient, η_v , von

$$\eta_v = n\sigma_B, \quad (3.41)$$

wobei σ_B dem Rayleigh-Rückstreuquerschnitt pro Partikel und n der Dichte pro Einheitsvolumen entspricht. Dieses Modell verwendeten Ferraro and Swift (1995b) für Trockenschnee unter der Annahme, dass σ_B und n in den oberen Metern nur geringe Variationen aufweisen. Damit ergibt sich:

$$P_{rv} = \begin{cases} C_2 \frac{1}{\beta c - 2\alpha c_s} (e^{-2\alpha c_s \tau} - e^{-\beta c \tau}), & \text{für } \tau > 0 \\ 0, & \text{für } \tau < 0 \end{cases} \quad (3.42)$$

mit

$$C_2 = \frac{P_t \sqrt{2} \lambda^2 T^2 G_0^2 \eta_v}{32\pi^2 H^3}, \quad (3.43)$$

$$\beta = \frac{8\ln 2}{H\Theta_B^2}, \quad (3.44)$$

$$\tau = t - \frac{2H}{c} \quad (3.45)$$

und

$$c_s = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_s}}, \quad (3.46)$$

mit ϵ_s der komplexen dielektrischen Konstante für Schnee.

Die totale rückgestreute Energie, P_r , setzt sich aus der Summe der Oberflächen- und Volumenrückstreuung zusammen, wobei sich der SSM Algorithmus um 2 Parameter auf ein 7-parametriges Modell (SVSM) erhöht und in kombinierter Form wie folgt berechnet wird:

$$P_r(\tau) = a + AP_{rs}(\tau) + BP_{rv}(\tau). \quad (3.47)$$

A und B sind Gewichtungsfaktoren, die den Anteil der jeweiligen Komponente am Gesamtbeitrag beschreiben. Für die Berechnung des Dämpfungsterms α sowie der komplexen Dielektrizitätszahl ϵ_s verwenden Ferraro and Swift (1995b) im Falle von trockenem Schnee das Polder Van Santeen Modell:

$$\epsilon'_s = (1 + 0.51\rho_s)^3 \quad (3.48)$$

$$\epsilon''_s = 3.275 \cdot \rho_s \cdot \epsilon''_i \frac{(\epsilon'_s)^2 (2\epsilon'_{ds} + 1)}{(\epsilon'_i + 2\epsilon'_s)(\epsilon'_i + 2(\epsilon'_s)^2)} \quad (3.49)$$

mit der komplexen Dielektrizitätszahl für Eis, $\epsilon_i = 3.15 + i0.0013$ (entnommen: Ulaby et al., 1986), und der Schneedichte ρ_s die in den oberen 10 m auf dem grönländischen bzw. antarktischen Eisschild im Bereich von 270-450 kg/m^3 liegt (vgl. Benson, 1962) liegt. Der Dämpfungskoeffizient ergibt sich aus

$$\alpha = \frac{2\pi}{\lambda} |IM\sqrt{\epsilon_s}|. \quad (3.50)$$

Abbildung 3.16 zeigt ein Beispiel des SSM Retracker. Für diese Echoform, welche typisch für Blaueis bzw. Trockenschnee ist, gelingt die Anpassung sehr gut. Die Oberflächenrauigkeit wurde auf 0.1 m und die Neigung auf 10.3° bestimmt. Letzterer Wert erscheint unrealistisch und überschätzt die tatsächliche Neigung, die 3° in diesem Bereich nicht übersteigt. Die Ursache liegt hauptsächlich im theoretischen Modell von Brown (1977); Ferraro and Swift (1995b) begründet. Dieses beschreibt die Rückstreuung eines pulslimitierten Radaraltimeters ohne Berücksichtigung der SAR-Prozessierung. Die abfallende Flanke des Echos, die im SSM-Modell maßgeblich von s abhängig ist, wird durch die SAR-Prozessierung stark erhöht und führt zu obiger Überschätzung der Oberflächenneigung. Aus diesem Grund wurden bei den folgenden Analysen nur σ_{rh} aus dem SSM verwendet, da, wie Ferraro and Swift (1995b) zeigen, der Volumenterm P_{rv} maßgeblich die abfallende Flanke beeinflusst.

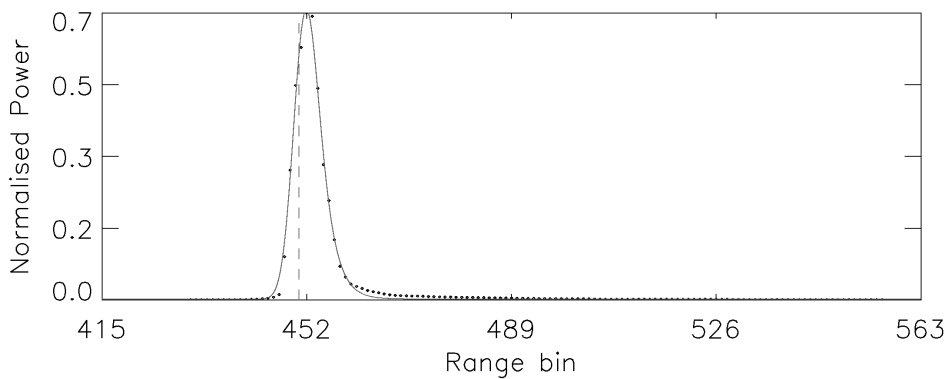


Abbildung 3.16: Echo aus der Blau-Eis Zone um Novo-Airbase, angepasst mit dem SSM-retracker.

3.3.5 TSRA - Retracker

TSRA steht für Threshold Spline Retracker Algorithmus und wurde in Anlehnung an Ferraro and Swift (1995a) umgesetzt und erweitert. Dieser interpoliert die digitalisierten Datenpunkte eines Echos mithilfe eines kubischen Spline-Verfahrens (Vetterling et al., 2002) und gibt

eine zweimal stetig differenzierbare Kurve aus, die alle Datenpunkte passiert. Diese Kurve wird mithilfe eines Leefilters, der besonders gut 'Ausreißer' eliminiert, geglättet. Die gefilterte Kurve modelliert nun ausreichend gut die ansteigende Flanke des Echos. Der Punkt des halben Maximums entlang der ansteigenden Flanke wird abgegriffen. Er entspricht der mittleren Entfernung zur Oberfläche. Vorteile des TSRA sind der geringe Rechenaufwand, die Stabilität sowie die bestmögliche Anpassung an die gemessenen Daten, da hier keine Modellfunktion zu Grunde liegt, sondern die Daten selber Ausgangspunkt des Spline-Verfahrens sind. Weiterhin erlaubt dieser Algorithmus durch eine geringfügige Erweiterung, auch das Retracken von internen Reflexionshorizonten wie in Helm et al. (2007) gezeigt wurde. Neben der Bestimmung der mittleren Oberfläche besteht die Möglichkeit der Anpassung einer Exponentialfunktion an die abfallende Flanke mithilfe der Methode der kleinsten Quadrate. Der ermittelte Parameter beschreibt den Anteil und Einfluss der Volumenstreuung im Signal, gibt Aufschluss über das Eindringverhalten des Radars und ermöglicht die Klassifizierung verschiedener diagenetischer Schneeregionen. Der Zusammenhang zwischen Eindringtiefe, δ_p , und Dämpfungskoeffizient α ist wie folgt definiert:

$$\delta_p = \frac{1}{2\alpha}. \quad (3.51)$$

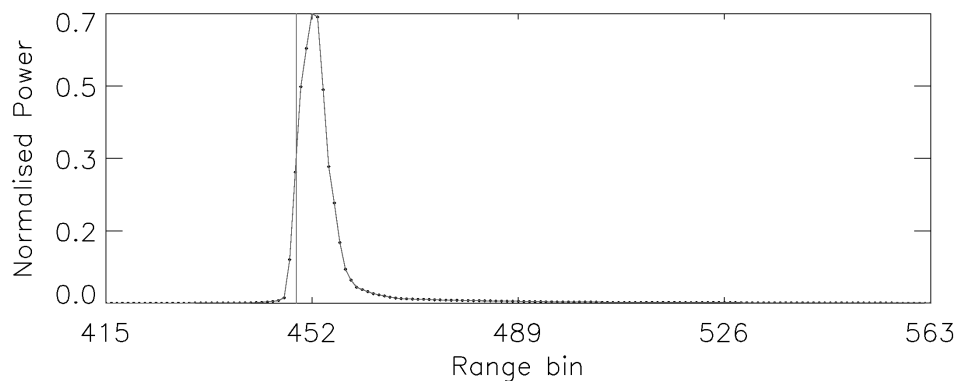


Abbildung 3.17: Echo aus der Blau-Eis Zone um Novo-Airbase angepasst mit dem TSRA-retracker.

3.4 Herleitung des geokodierten Höhenmodells

Durch die SAR-Prozessierung und dem sich anschließenden Retracken bzw. der Laserscannermessungen werden Entfernungen bestimmt, denen in der Nachbearbeitung raumbezogene, zeitlich unabhängige Koordinaten in einem erdfesten (geodätischen) Referenzsystem zugewiesen werden. Das Verfahren bezeichnet man als Georeferenzierung oder Geokodierung und es ermöglicht den Vergleich zwischen zeitlich versetzten Altimetermessungen. Ausgehend von der Entfernungsmessung im lokalen Messsystem werden folgende Punkte bei der Geokodierung berücksichtigt:

1. Messwinkel (τ_i) bzgl. Lotachse des Instrumentes (nur ALS)
2. Einbauposition des Instrumentes und der GPS-Antennen auf der Plattform
3. Einbauwinkel (ξ_1, ξ_2, ξ_3) des Instrumentes bzgl. Plattform
4. Korrektur der Lagewinkel (true heading, pitch, roll)
5. Verknüpfung mit GPS-Messungen

Die aufgeführten Informationen werden wie folgt bestimmt:

- 1 → enthalten in ALS-Daten
- 2 → wird eingemessen bei jeder Messkampagne (Tabelle 2.1)
- 3 → unbekannt, muss rechnerisch bestimmt werden (siehe Abschnitt 5)
- 4 → gemessen mit INS
- 5 → gemessen mit GPS-receiver

Im Folgenden wird die Transformation der gemessenen Entfernung zum geocodierten Datenpunkt unter Berücksichtigung der Flugzeuglageinformation und der Einbaupositionen der Instrumente sowie deren Einbauwinkel bzgl. der Plattform im mathematischen Kontext erläutert. Vorweg werden die während der Rechnung verwendeten Koordinatensysteme definiert. Die mathematische Beschreibung ist großteils Cullen (2006) entnommen und wurde in Zusammenarbeit mit Robert Cullen entwickelt.

3.5 Rotationsmatrizen

In folgender mathematische Beschreibung werden verschiedene Koordinatentransformationen näher erläutert. Der Übergang zwischen zwei Raumsystemen findet hauptsächlich durch Drehung (Rotation) und/oder Verschiebung (Translation) statt. Die Drehungen (α, β, γ) um die einzelnen Raumachsen (x, y, z) werden durch Drehmatrizen beschrieben. Die Abfolge der Einzeldrehung ist in der Regel nichtkommutativ, da es sich um eine Matrizenmultiplikation handelt (siehe auch Abschnitt 3.11):

$$R_x(\alpha) = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos \alpha & \sin \alpha \\ 0 & -\sin \alpha & \cos \alpha \end{pmatrix} \quad (3.52)$$

$$R_y(\beta) = \begin{pmatrix} \cos \beta & 0 & -\sin \beta \\ 0 & 1 & \sin \beta \\ \sin \beta & 0 & \cos \beta \end{pmatrix} \quad (3.53)$$

$$R_z(\gamma) = \begin{pmatrix} \cos \gamma & \sin \gamma & 0 \\ -\sin \gamma & \cos \gamma & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \quad (3.54)$$

3.6 Das flugzeugfeste Referenzsystem (FRS) - Index f

Mit Hilfe des FRS werden die Einbaupositionen der einzelnen Messgeräte in einem fixen System definiert (siehe Abbildung 3.18). Die Einmessung findet im ruhende Flugzeug statt und ist plattformabhängig. Für alle Plattformen gilt:

- Die x-Achse, \vec{x}_f , zeigt in Richtung Flugzeugnase
- Die y-Achse, \vec{y}_f , steht senkrecht auf der x-Achse und zeigt in Richtung der rechten Tragfläche.
- Das Koordinatentripel wird vervollständigt durch das Kreuzprodukt $\vec{z}_f = \vec{x}_f \times \vec{y}_f$, wobei \vec{z}_f zum Boden weist

Der Ursprung des FRS ist willkürlich gewählt und liegt nicht im Massenschwerpunkt. Daraus resultierende Fehler sind vernachlässigbar, da die Entfernung zum Schwerpunkt nur wenige Meter beträgt und somit gering im Vergleich zur eigentlichen Altimetermessung ist.

Im Folgenden definierte Lagevektoren beschreiben die Position des jeweiligen Instrumentes im FRS (siehe Tabelle 2.1).

GPS-Empfänger

$$\vec{r}_{f_GPS} = \begin{pmatrix} x_{f_GPS} \\ y_{f_GPS} \\ z_{f_GPS} \end{pmatrix} \quad (3.55)$$

Instrument

$$\vec{r}_{f_Instr} = \begin{pmatrix} x_{f_Instr} \\ y_{f_Instr} \\ z_{f_Instr} \end{pmatrix} \quad (3.56)$$

Damit entspricht der Übergang vom FRS-Ursprung zum Phasenzentrum des Gerätes der Translation:

$$T_{f_Orig-to-Instr} = \vec{r}_{f_Instr} \quad (3.57)$$

und der Übergang vom GPS-Phasenzentrum zum FRS-Ursprung der Translation

$$T_{f_GPS-to-Orig} = -\vec{r}_{f_GPS} \quad (3.58)$$

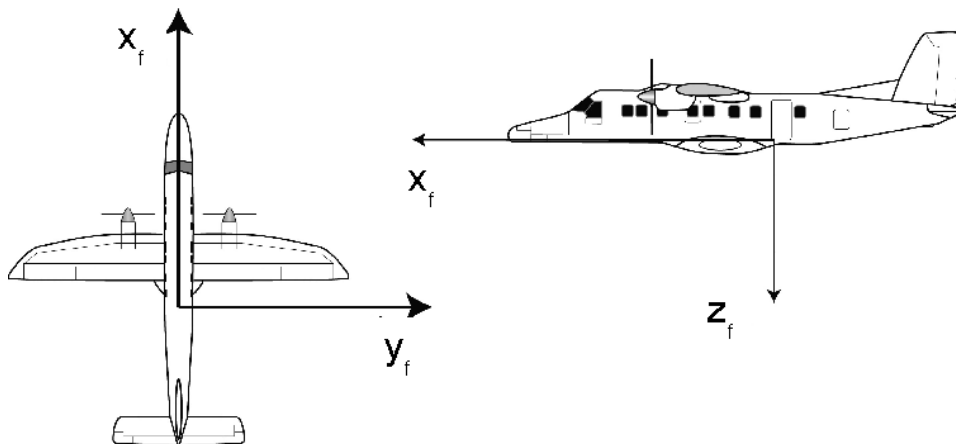


Abbildung 3.18: Orientierung der Achsen im flugzeugfesten Referenzsystem (FRS)

3.7 Das instrumentenfeste Referenzsystem (IRS) - Index i

Die eigentliche Entfernungsmessung findet im jeweiligen Referenzsystem der auf der Plattform installierten Instrumente statt. Der Ursprung der Messungen sind die Phasenzentren der Instrumente, deren relative Lagebeziehung im FRS definiert sind. Die positive z_i -Achse weist nach unten und ist identisch mit der Winkelhalbierenden des Abtastwinkels τ . Im Falle des ASIRAS und des LD90 gilt $\tau = 0$. Die positive x_i -Achse weist in Flugrichtung. Die Abtastrichtung τ_i definiert die aktuelle Richtung des abtastenden Signales und ist für Signale in Flugrichtung links des Nadir positiv, für solche rechts davon negativ.

Die Abtastebene ist identisch mit der $y_i z_i$ -Ebene. Die aktuelle räumliche Richtung des Abtastsignals im IRS lässt sich mit Hilfe der Drehmatrix in Gleichung (3.52) darstellen:

$$R_{x_i}(\tau_i) = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos \tau_i & \sin \tau_i \\ 0 & -\sin \tau_i & \cos \tau_i \end{pmatrix} \quad (3.59)$$

Zusammen mit dem Messvektor

$$\vec{r} = \begin{pmatrix} 0 \\ 0 \\ r \end{pmatrix} \quad (3.60)$$

mit der gemessenen Entfernung r kann der Ortsvektor \vec{r}_i des Messpunktes im IRS wie folgt beschrieben werden:

$$\vec{r}_i = R_{x_i} \vec{r} \quad (3.61)$$

Gleichung (3.61) gilt nur für den Fall von nicht nadirprozessierten Altimeterdaten, d.h für ALS und LD90, und kann im Falle des ASIRAS nicht verwendet werden. Die Entfernungsmessung r wird dort in einem späteren Transformationsstatus in die Rechnung eingebaut (siehe 3.12.2).

3.8 World Geodetic System (WGS84) - Index 84

Das World Geodetic System 1984 ist die geodätische Grundlage des GPS-Systems, der Vermessung der Erde und ihrer Objekte mit NAVSTAR-Satelliten. Es stellt ein für die gesamte

Erde gültiges Fundamentalsystem dar, dem ein Referenzellipsoid (ein global bestangepasstes Rotationsellipsoid, welches als Rechenfläche die Erdoberfläche im geophysikalischen Sinne annähert), zu Grunde liegt. Das Rotationsellipsoid ist charakterisiert durch folgende Parameter:

Referenzellipsoidparameter:

Grosse Halbachse: $a_e = 6378137.0$ m

Kleine Halbachse: $b_e = 6356752.3142755$ m

Exzentrizität:

$$e = \frac{a_e^2 - b_e^2}{a_e^2} \quad (3.62)$$

Abplattung des Ellipsoids:

$$f = 1 - \sqrt{1 - e} \quad (3.63)$$

Ost-West Krümmung:

$$v = \frac{a_e}{\sqrt{1 - e \sin^2(\phi)}} \quad (3.64)$$

Eine beliebiger Messpunkt wird im WGS84 dargestellt durch $\Phi_{\text{WGS84}}(\lambda, \phi, h)$ mit der geographischen Länge, λ , der geographischen Breite, ϕ , und der geodätischen Höhe h .

3.9 Geodätisches, erdfestes Referenzsystem (GRS) - Index g

Das geodätische Referenzsystem steht in enger Beziehung zum 'International Terrestrial Reference Frame' (ITRF) und WGS84. Sein Ursprung entspricht dem des ITRF, d.h. dem Massenschwerpunkt der Erde. Die x-Achse, \vec{x}_g liegt in der äquatorialen Ebene und ist bei $\lambda = 0^\circ$ fixiert. Die y-Achse, \vec{y}_g liegt ebenso in der äquatorialen Ebene, steht senkrecht auf \vec{x}_g und weist in Richtung $\lambda = 90^\circ$. Die z-Achse komplettiert das Koordinatentripel und ist über das Kreuzprodukt $\vec{z}_g = \vec{x}_g \times \vec{y}_g$ definiert. \vec{z}_g entspricht der mittleren Rotationsachse der Erde.

Die Achsen des GRS sind wie folgt definiert:

$$\vec{x}_g = \{1, 0, 0\}, \vec{y}_g = \{0, 1, 0\}, \vec{z}_g = \{0, 0, 1\} \quad (3.65)$$

3.9.1 Transformation von WGS84 nach GRS (ITRF)

Mit den Gleichungen (3.62) und (3.64) können die ITRF Komponenten wie folgt bestimmt werden:

$$\vec{r} = \begin{pmatrix} (v + h) \cos(\phi) \cos(\lambda) \\ (v + h) \cos(\phi) \sin(\lambda) \\ (v \frac{b_e^2}{a_e^2} + h) \sin(\phi) \end{pmatrix} \quad (3.66)$$

, wobei λ der geographischen Länge in Grad, ϕ der geographischen Länge in Grad und h der geodetischen Höhe in Metern entspricht.

3.9.2 Transformation von GRS (ITRF) nach WGS84

Ausgehend von einer Position im ITRF-System ($\vec{r}_{ITRF}(x, y, z)$) erhalten wir $\Phi_{WGS84}(\lambda, \phi, h)$ im WGS84-System mittels:

$$\lambda = \sqrt{x^2 + y^2} \quad (3.67)$$

$$\phi = \arctan\left(\left(z + \left(\frac{ea_e^2 \sin^3(\epsilon)}{b_e^2}\right)\right), (\vartheta - (ea_e \cos^3(\epsilon)))\right) \quad (3.68)$$

$$h = \frac{\vartheta}{\cos(\phi) - \nu} \quad (3.69)$$

, mit $\theta = \sqrt{x^2 + y^2}$ und $\epsilon = \arctan(a_e z, b_e \theta)$.

3.10 Das aktuell nominale Flugzeugreferenzsystem (ANFRS) - Index anfang

Das ANF Referenzsystem ist plattformgebunden und bezieht sich hier auf die differentiell prozessierten GPS-Messungen. Die Messwerte sind bzgl. des GRS zeitlich und räumlich variabel (das Flugzeug bewegt sich). Das ANFRS wird durch den Vektor $\vec{r}_{anf}(\vec{x}_{anf}, \vec{y}_{anf}, \vec{z}_{anf}, t)$ definiert. Sein Ursprung liegt im Antennenphasenzentrum des jeweiligen GPS-Empfängers. Die z-Achse, $\vec{z}_{anf}(t)$, steht senkrecht auf der Oberfläche des zugrunde liegenden Rotationsellipsoids und weist in umgekehrte Richtung der Ellipsoidnormalen. Durch:

- Transformation der gemessenen GPS Position vom WGS84 nach ITRF mit Hilfe der Gleichungen in Abschnitt 3.9.1:
 $\vec{\Phi}_{WGS84}(\lambda, \phi, h, t) \rightarrow \vec{r}_{anf}(x, y, z, t)$
- und Transformation von
 $\vec{\Phi}'_{WGS84}(\lambda, \phi, 0, t) \rightarrow \vec{r}'_{anf}(x, y, z, t)$

, wobei λ, ϕ der geographischen Länge, Breite, h der geodätischen Höhe und t dem Zeitpunkt der Messung in UTC-Zeit entsprechen, erhalten wir zwei Vektoren, die Ellipsoidoberflächenposition $\vec{r}'_{anf}(x, y, z, t)$ und die Position der GPS-Messung im GRS, $\vec{r}_{anf}(x, y, z, t)$. Die Achsen des ANFRS werden nun wie folgt berechnet:

$$\vec{z}_{anf}(t) = \frac{\vec{r}'_{anf}(t) - \vec{r}_{anf}(t)}{\left| \vec{r}'_{anf}(t) - \vec{r}_{anf}(t) \right|} \quad (3.70)$$

$$\vec{y}_{anf}(t) = \begin{pmatrix} -\sin(\lambda\pi/180) \\ \cos(\lambda\pi/180) \\ 0 \end{pmatrix} \quad (3.71)$$

$$\vec{x}_{anf}(t) = \vec{y}_{anf}(t) \times \vec{z}_{anf}(t) \quad (3.72)$$

Schreiben wir dies in eine Matrix so ergibt sich:

$$R_{anf} = \begin{pmatrix} a_{11} & a_{12} & a_{13} \\ a_{21} & a_{22} & a_{23} \\ a_{31} & a_{32} & a_{33} \end{pmatrix} \quad (3.73)$$

, mit $\vec{a} = \vec{r}_{anf}(\vec{x}_{anf}, \vec{y}_{anf}, \vec{z}_{anf}, t)$. R_{anf} beschreibt damit ein senkrecht zum Rotationsellipsoid ausgerichtetes Referenzsystem, dessen Ursprung in einer beliebige GPS-Position liegt.

3.11 Das aktuell bewegte Flugzeugreferenzsystem (BFRS) - Index b

Das BFRS ist definiert als das um die drei Raumwinkel true heading, $\Phi(t)$, pitch, $\Theta(t)$, und roll, Ψ , rotierte FRS. Diese Lagewinkel werden im Inertialsystem (INS) aufgezeichnet. Die Transformation von FRS nach BFRS:

$$\vec{r}_b(t) = R_{fb}\vec{r}_f \quad (3.74)$$

erfolgt nach der in der Luftfahrtnorm DIN 9300 definierten Rotationsabfolge. Die Transformationsmatrix setzt sich dann aus den drei Einzeldrehmatrizen für die jeweiligen Winkel zusammen (siehe Gleichungen (3.52) bis (3.54)). Dabei ist die Drehreihenfolge von rechts nach links zu lesen; also in der Reihenfolge $\Psi \rightarrow \Theta \rightarrow \Phi$:

$$R_{fb} = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos \Phi & \sin \Phi \\ 0 & -\sin \Phi & \cos \Phi \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cos \Theta & 0 & -\sin \Theta \\ 0 & 1 & 0 \\ \sin \Theta & 0 & \cos \Theta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cos \Psi & \sin \Psi & 0 \\ -\sin \Psi & \cos \Psi & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \quad (3.75)$$

3.12 Bestimmung des geokodierten Messpunktes

In den vorigen Abschnitten wurden alle notwendigen Koordinatensysteme definiert, so dass nun schrittweise die Überführung der Entfernungsmessung r zum geokodierten Messpunkt erfolgen kann.

Wir unterscheiden zwei Fälle:

1. Entfernungsmessung wird nicht nadirprozessiert und Geräte weisen eventuell Einbauwinkel auf (ALS, LD90).
2. Entfernungsmessung wird nadirprozessiert, Einbauwinkel nicht relevant (ASIRAS).

Beiden Fällen ist folgender Weg gemein, jedoch wird die Entfernungsmessung r im ersten Fall im IRS und im zweiten Fall im GRS (ITRF) System berücksichtigt.

$$\begin{array}{c} IRS \rightarrow FRS \leftarrow BFRS \\ \downarrow \\ FRS \rightarrow GRS \rightarrow WGS84 \end{array} \quad (3.76)$$

3.12.1 Fall 1 - nicht nadirprozessierte Entfernungsmessung

$IRS \rightarrow FRS$

Der Ortsvektor \vec{r}_i des Messpunktes im IRS ist durch Gleichung (3.61) beschrieben. Der Übergang $IRS \rightarrow FRS$ wird durch die Translation $T_{f_Orig-to-Instr}$ (Gleichung 3.57), welche die Position des Phasenzentrums bzgl. dem Ursprung des FRS definiert, und der Transponierten der Rotationsmatrix R_{fi} beschrieben. Die Einbauwinkel ζ_{1-3} in R_{fi} bezeichnen die Ausrichtung des Messgerät bzgl. der Plattform. Mit

$$R_{fi} = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos \zeta_1 & \sin \zeta_1 \\ 0 & -\sin \zeta_1 & \cos \zeta_1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cos \zeta_2 & 0 & -\sin \zeta_2 \\ 0 & 1 & 0 \\ \sin \zeta_2 & 0 & \cos \zeta_2 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cos \zeta_3 & \sin \zeta_3 & 0 \\ -\sin \zeta_3 & \cos \zeta_3 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \quad (3.77)$$

berechnet sich der Ortsvektor \vec{r}_f des Messpunkts im FRS wie folgt:

$$\vec{r}_f(t) = T_{f_Orig-to-Instr} R_{fi}^T \vec{r}_i(t) \quad (3.78)$$

$BFRS \rightarrow FRS$

Im nächsten Schritt wird die Flugzeuglage, ermittelt aus den Winkeln pitch, roll und true heading einbezogen. Gleichung (3.75) beschreibt den Übergang vom fixen in das bewegte Flugzeugsystem. Da in unserem Fall der entgegengesetzte Weg von Interesse ist, bilden wir die Transponierte der Matrix R_{fb} und beziehen die Rechnung auf die gemessene GPS Position eines der beiden GPS-Empfänger. Dabei muss vor der Rotation die relative Lage des GPS-Empfängers bezüglich des FRS-Ursprungs beachtet werden (Gleichung 3.58). Daraus folgt:

$$\vec{r}_b(t) = R_{fb}^T T_{f_GPS-to-Orig} \vec{r}_f(t) \quad (3.79)$$

$BFRS \rightarrow GRS \rightarrow WGS84$

Die Messungen werden nun über die Gleichung (3.73) mit den zeitlich variablen GPS-Positionen verknüpft. Es ergibt sich:

$$\vec{r}_g = R_{anf}(t) \vec{r}_b(t) + \vec{r}_{anf}(x, y, z, t) \quad (3.80)$$

Alle Einzelschritte zusammengefasst ergeben

$$\vec{r}_g = (R_{anf}(t) R_{fb}^T(t) T_{f_GPS-to-Orig} T_{f_Orig-to-Instr} R_{fi}^T R_{xi}(t)) \cdot \vec{r}(t) + \vec{r}_{anf}(x, y, z, t) \quad (3.81)$$

Anschließend wird \vec{r}_g mit Hilfe der Gleichungen in Abschnitt 3.9.2 in das WGS84-System überführt. Wir erhalten den geokodierten Bodenreflexionspunkt in WGS84-Koordinaten:

$$\Phi_{WGS84}(\lambda, \phi, h, t).$$

3.12.2 Fall 2 - nadirprozessierte Entfernungsmessung

In diesem Fall wird der Messvektor \vec{r} (Gleichung 3.60) im GRS einbezogen, da in diesem System die z_g -Achse mit der Ellipsoidnormalen zusammenfällt. Das bedeutet, dass die im vorigen Abschnitt beschriebene Operationsabfolge (Gleichung 3.76) mit dem im FRS definierten

Phasenzentrum des Messgerätes erfolgt. Wir erhalten:

$$\begin{aligned} \vec{r}_g(t) = & (R_{anf}(t)R_{fb}^T(t)T_{f_GPS-to-Orig}T_{f_Orig-to-Instr}) \cdot \vec{r}_{f_Instr}(t) \\ & + \vec{r}_{anf}(x, y, z, t) - \vec{r}(t) \end{aligned} \quad (3.82)$$

Anschließend wird \vec{r}_g mit Hilfe der Gleichungen in Abschnitt 3.9.2 in das WGS84-System überführt. Wir erhalten den geokodierten nadirprozessierten Bodenreflexionspunkt in WGS84-Koordinaten:

$$\Phi_{WGS84}(\lambda, \phi, h, t).$$

4 Überprüfung der Zeitsynchronisation

Das Flugzeugmesssystem muss sicher stellen, dass alle Geräte mit der gleichen Zeitbasis arbeiten. Dies ermöglicht den späteren Vergleich der Daten. In unserem Fall diene die GPS-Systemzeit als Referenz, da der GPS PPS-Puls als initialer Auslöser aller Messvorgänge auf der Plattform genutzt wird und alle Altimeterdaten durch die Verknüpfung mit der GPS-Messung zu georeferenzierten Datenendprodukten (Level1B) verarbeitet werden.

Die Bestimmung des Zeitversatzes, τ , zwischen zwei Zeitreihen x und y kann aus dem Maximum der Kreuzkorrelationsfunktion $R_{xy}(\tau)$ bestimmt werden.

$$R_{xy}(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} x(t) \cdot y(t + \tau) dt \quad (4.1)$$

Zur Minimierung des Einflusses von Gerätedrift, Fehlerspitzen und Rauschen sowie der Erhöhung der statistischen Signifikanz des Ergebnisses wird der Zeitbereich T in n Intervalle gleicher Dauer (z.B. $I_n=10$ min) zerlegt. Der Zeitversatz, τ , wird nunmehr durch den Mittelwert, $\bar{\tau}_n$, der Intervalllösungen bestimmt. Zusätzlich wird die Lösungsmenge auf die Lösungen, in denen das Maximum der R_n einen bestimmten Grenzwert (z.B. $R_n > 0.5$) überschreitet, reduziert.

Allen im Folgenden beschriebenen Tests ist die oben genannte Methode der Intervallzerlegung gemein. Die Tests und deren Ergebnisse werden exemplarisch vorgestellt und erläutert.

4.1 GPS Basistest

Bevor die Validierung der Zeitdatierung mit den GPS-Daten erfolgen kann, muss sichergestellt sein, dass die prozessierten GPS-Daten lückenlos und fehlerfrei sind.

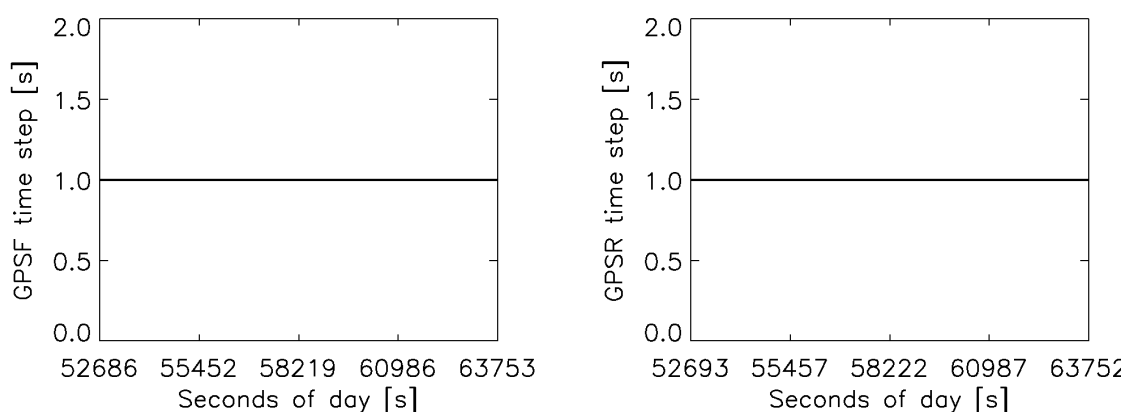


Abbildung 4.1: GPS Basistest

In den Graphiken von Abbildung 4.1 ist die Schrittweite bzgl. der gesamten Messzeit für beide

GPS-Antennen aufgetragen. Die Schrittweite beträgt konstant eine Sekunde und kennzeichnet die lückenlose Aufzeichnung und Prozessierung der 1 Hz Daten.

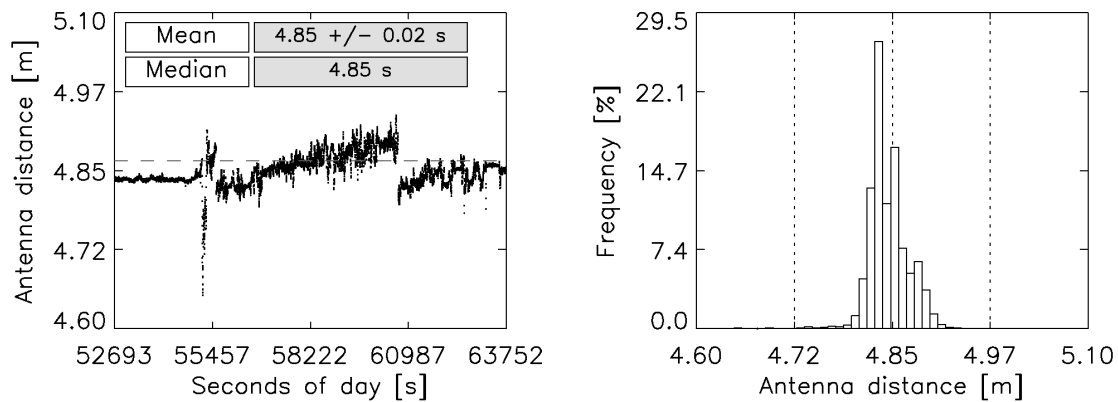


Abbildung 4.2: GPS Antenna Distance

Die beiden Graphiken in Abbildung 4.2 geben Aufschluss über die Qualität. Aufgetragen ist die aus den Daten ermittelte räumliche Entfernung beider Antennen während des Messfluges. Der Antennenabstand, D , wird mithilfe trigonometrischer Beziehungen direkt aus den geographischen Koordinaten bestimmt:

$$D = \cos^{-1}(\cos(A) * \cos(B) + \sin(A) * \sin(B) * \cos(\gamma)) * R, \quad (4.2)$$

mit dem mittleren Erdradius $R = 6371000.8$ m, $A = -\lambda_r + 90^\circ$, $B = -\lambda_f + 90^\circ$ und $\gamma = |\phi_r - \phi_f|$. $\lambda_{r/f}$ und $\phi_{r/f}$ entsprechen der geographischen Länge bzw. Breite der jeweiligen Antenne.

Die gestrichelte Linie zeigt den Sollwert (4.87 m), ermittelt aus den eingemessenen Gerätepositionen im Flugzeugreferenzsystem. Der gemessene Antennenabstand variiert mit ± 0.02 m um den Median von 4.85 m und zeigt eine enge Verteilung. Die Qualität der Daten ist sehr zufriedenstellend.

Im Verlauf der Datenanalyse der Kampagnen (2004 -2007) konnten folgende Fehler ausgemacht werden:

- sprunghafte Änderung der Soll-Schrittweite innerhalb eines Profiles um ± 1 s,
- fehlerhafte Formatierung des Datumstempels (z.B. 12:30:60 anstatt 12:31:00),
- genereller Zeitversatz von -1 s,
- teilweise hohe Standardabweichung des Antennenabstands um mehr als ± 0.1 m.

Die hohe Standardabweichung in der Abstandsberechnung hängt unmittelbar von den in Abschnitt 2.7 genannten genauigkeitsbeeinflussenden Parametern ab, entsprechen jedoch im Mittel den dort genannten Genauigkeiten. Für die meisten Anwendungen ist diese ausreichend, kann aber aufgrund der geringen Abstände der beiden Antennen bei der Berechnung der Flugzeuglage zu Fehlern führen. Durch das Setzen von Grenzwerten sowie der Verwendung relativer (nicht absoluter) Positionsänderungen in den folgenden Analysemethoden kann der Einfluss des Rauschens und der Fehler minimiert werden. Die Probleme der Zeitstempel konnten identifiziert und gelöst werden. Ursache war die fehlerhafte Standardformatausgabe der kommerziellen DGPS-processing Software (TGO-v1.63).

4.2 GPS-INS Korrelation

4.2.1 Methode

Bei der Bestimmung des Zeitversatzes der INS Zeit relativ zur GPS Zeit (Schemazeichnung siehe Abbildung 4.3) wurden folgenden Parameter in der Kreuzkorrelationsanalyse verwendet:

1. INS_{Pitch} und GPS_{Pitch}
2. $INS_{True\ Heading}$ und $GPS_{True\ Heading}$
3. $INS_{Vertikale\ Geschwindigkeit}$ und $GPS_{Vertikale\ Geschwindigkeit}$

Die Parameter des INS sind der INS Level1-Datei zu entnehmen, wohingegen die entsprechenden Parameter des GPS aus den GPS-Positionen bestimmt werden müssen. Die GPS-Daten werden vor der Analyse auf die INS-Samplingrate von 50 Hz interpoliert. Dies ermöglicht die Bestimmung des Zeitversatzes in einer Auflösung von 0.02 s.

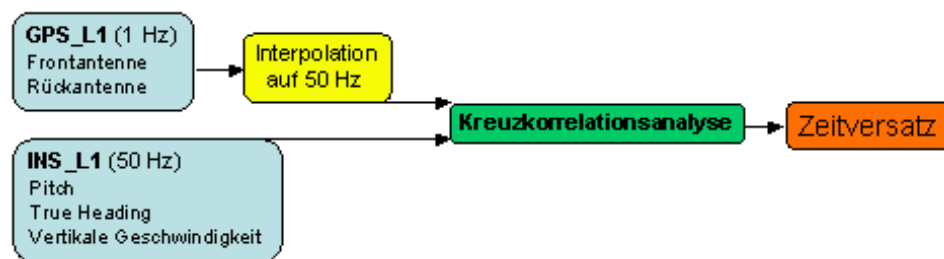


Abbildung 4.3: Schema der Bestimmung des Zeitversatzes durch Kreuzkorrelation

Für den Neigungswinkel (Pitch), Θ , unter der Annahme das Roll und Pitch geringe Werte ($< 5^\circ$) annehmen, folgt:

$$\Theta_{GPS_i} = \sin^{-1} \left(\frac{h_{f_i} - h_{r_i}}{Dist_i} \right) - \tan^{-1} \left(\frac{z_f - z_r}{x_f - x_r} \right), \quad (4.3)$$

wobei gilt: h_{f_i/r_i} : gemessene geodätische GPS-Höhe der jeweiligen Antenne zur Zeit t_i , x_r/f , z_r/f : Positionen der entsprechenden Antenne im Flugzeug-Referenzsystem. Der erste Term der Gleichung 4.3 beschreibt die Neigung der GPS-Antennen, während der zweite Term diese Neigung in das Flugzeugreferenzsystem überführt. Vernachlässigt wird der Einfluss des Abstandes in y -Richtung, was für kleine Rollwinkel und geringes y gerechtfertigt ist.

Die Flugzeugausrichtung entlang der Längsrichtung (True Heading, Φ_{GPS}) wird aus den Längen, λ , und Breitenwerten, ϕ , mithilfe sphärischer Geometrie bestimmt. Für zwei beliebige geographische Koordinaten der Antennen (r und f) ergibt sich der Azimut (α) der Verbindungslinie $r \rightarrow f$ zu:

$$\Phi_{GPS} = \alpha = \begin{cases} 360^\circ - \beta & \lambda_f > \lambda_r \\ \beta & \text{sonst} \end{cases} \quad (4.4)$$

mit

$$\beta = 360^\circ - \cos^{-1} \left(\frac{\cos(90^\circ - \phi_f) - \cos(C) \cos(90^\circ - \phi_r)}{\sin(C) \sin(90^\circ - \phi_r)} \right)$$

$$\gamma = |\lambda_f - \lambda_r|$$

$$C = \cos^{-1}(\cos(90^\circ - \phi_r) \cos(90^\circ - \phi_f) + \sin(90^\circ - \phi_r) \sin(90^\circ - \phi_f) \cos(\gamma)).$$

Durch den größeren Abstand der Empfangsantennen in x -Richtung als in z -Richtung ist zu erwarten, dass der berechnete Winkel Φ_{GPS} eine höhere Genauigkeit aufweist als der Winkel Θ_{GPS} . Weiterhin wird die Genauigkeit von Θ_{GPS} durch die geringere Genauigkeit der vertikalen Komponente der GPS-Lösung negativ beeinflusst.

Die vertikale Geschwindigkeit, VV_{GPS} , wird aus den räumlichen Ableitungen der gemessenen GPS-Höhe wie folgt berechnet:

$$VV_{GPS} = \frac{dh_{f/r}}{dx_{f/r}}. \quad (4.5)$$

In diesem Fall erhalten wir für jede Antenne eine Intervalllösung. Der Mittelwert beider ergibt den gesuchten Zeitversatz.

4.2.2 Ergebnisse

Die Ergebnisse der Kreuzkorrelationsanalyse sind exemplarisch für die Kampagne von 2004 in Tabelle 4.1 aufgelistet. Deutlich wird, dass die Zeitversätze der einzelnen Parameter zwar

Tabelle 4.1: Ergebnisse der INS Kreuzkorrelation der Kampagne 2004.

Profil	n	Median (τ_Θ) in s	σ_Θ in s	Median (τ_Φ) in s	σ_Φ in s	Median (τ_{VV}) in s	σ_{VV} in s
0404190101	54	-0.02	0.04	-0.10	0.04	-0.04	0.07
0404200201	54	-0.02	0.08	-0.11	0.06	-0.04	0.07
0405020401	50	-0.02	0.06	-0.10	0.06	-0.04	0.06
0405050501	27	-0.02	0.04	-0.10	0.04	-0.02	0.08
0405060601	54	-0.02	0.10	-0.10	0.05	-0.03	0.06
Gesamt		-0.02	0.06	-0.10	0.05	-0.03	0.07

voneinander verschieden, aber dennoch stabil für die gesamte Kampagne sind. Eine Erklärung liefert wahrscheinlich die unterschiedliche Taktung der einzelnen Messgrößen innerhalb der Honeywell-Plattform ($\Theta_{INS} = 50$ Hz, $\Phi_{INS} = 20$ Hz). Abbildung 4.4 zeigt exemplarisch das Ergebnis der Kreuzkorrelationsanalyse eines Intervalles der Dauer von 5 min für den Pitch-Winkel. Die linke Graphik zeigt den Verlauf von Θ_{INS} und Θ_{GPS} innerhalb des entsprechenden Zeitraumes. Beide Kurven verlaufen annähernd synchron. Der konstante Versatz zwischen beiden Kurven ist auf das Weglassen des zweiten Termes in Gleichung 4.3 zurückzuführen. Die rechte Graphik zeigt den Verlauf der Kreuzkorrelationsfunktion in Abhängigkeit des Zeitversatzes. Ein deutliches Maximum bei $\tau = -0.06$ s ist erkennbar. Erwähnt werden muss, dass die Berechnung von R_{xy} unter Verwendung von $d\Theta/dx$ anstatt Θ erfolgte. Dies erwies sich als stabilere Methode, da durch die Differenzierung von Θ das Rauschen minimiert und der wahre Trend deutlicher hervorgehoben werden konnte.

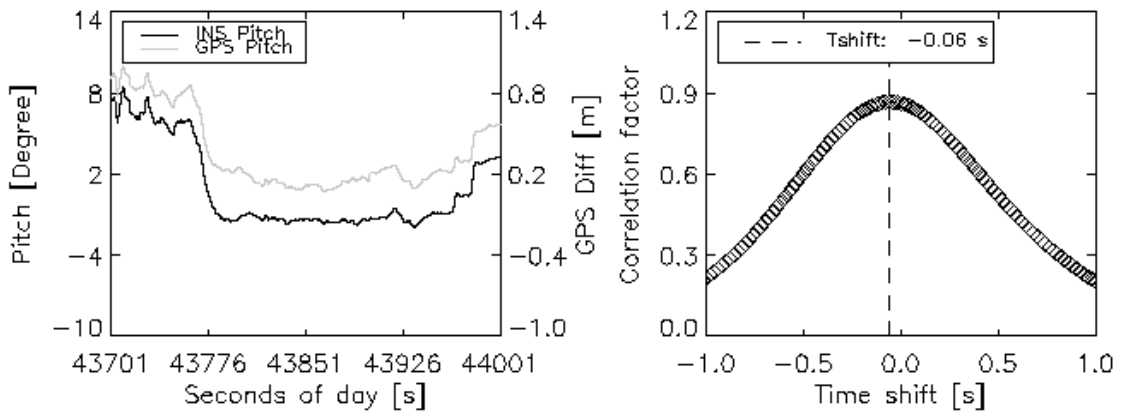


Abbildung 4.4: Beispiel der Bestimmung des Zeitversatzes durch Kreuzkorrelation. A) INS pitch und GPS pitch eines einzelnen Intervalles (5 min). B) Kreuzkorrelationsfaktor als Funktion des Zeitversatzes. Die gestrichelte Linie markiert das Maximum der Korrelation und entsprechender Zeitversatz markiert damit den Zeitversatz dieses Intervalles.

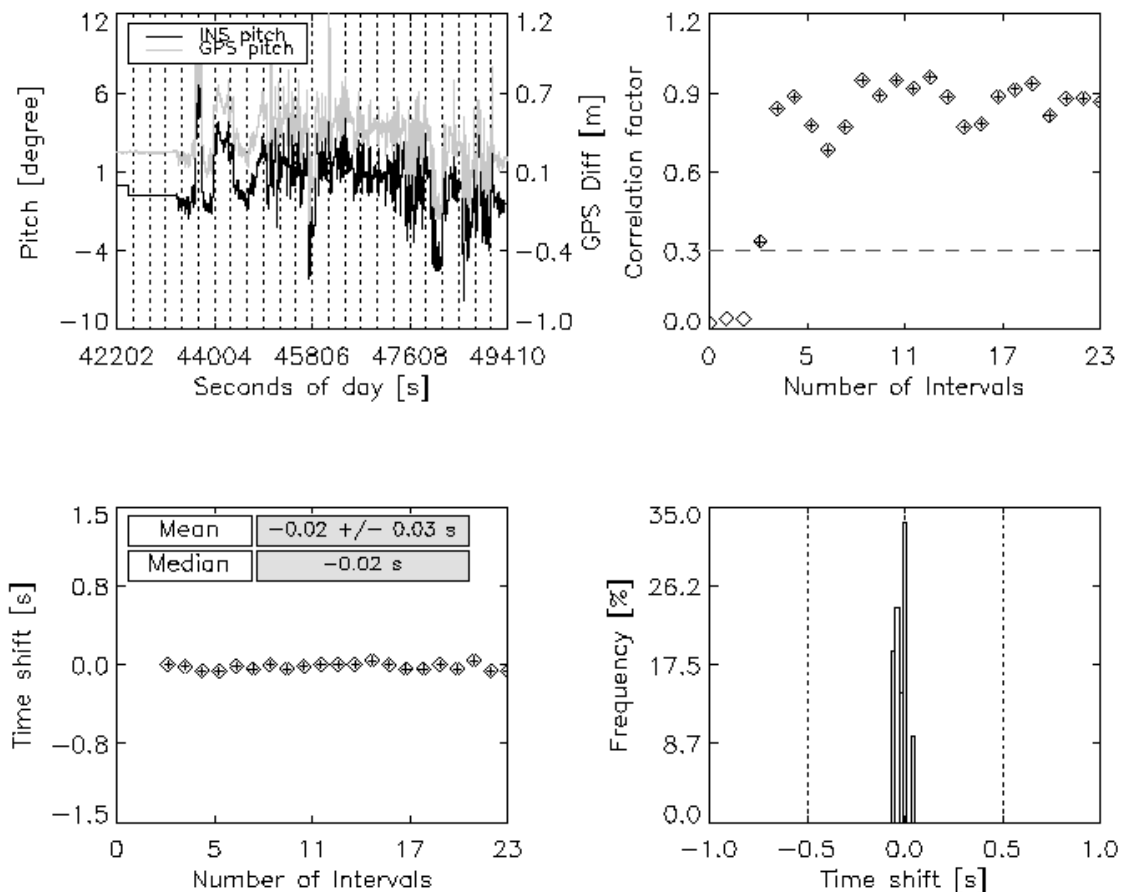


Abbildung 4.5: Zeitversatz zwischen INS pitch und GPS pitch. A) INS pitch und GPS pitch, gestrichelte Linie zeigt die Zerlegung des Profils in 5 min Intervalle. B) Korrelationsfaktor der einzelnen Intervalle, gestrichelte Linie zeigt Schwellwert. Alle Werte über dem Schwellwert werden für die Bestimmung des Zeitversatzes herangezogen. C) Ermittelte Zeitversätze der einzelnen Intervalle mit globaler Statistik. D) Verteilung der Intervallzeitversätze.

Abbildung 4.5 zeigt das Ergebnis für das komplette Profil eines Messtages der Kampagne 2004. Oben links ist der Verlauf der Pitchwinkel bzgl. der Flugdauer aufgetragen. Die gestrichelten vertikalen Linien kennzeichnen die einzelnen Intervalle der Dauer von 5 min. Rechts oben sind die Maximalwerte der Kreuzkorrelationsfaktoren der 24 Intervalle aufgetragen. Drei Werte fallen unter den Grenzwert von 0.3, angezeigt durch die horizontale gestrichelte Linie. Die zu den 21 verbliebenen Werten zugehörigen Intervallzeitversätze und deren Verteilung sind auf den beiden unteren Graphiken sichtbar. Die sehr geringe Standardabweichung von ± 0.02 s entspricht der maximal möglichen Auflösung in der Bestimmung von τ . Anhand dieser Ergebnisse kann davon ausgegangen werden, dass τ innerhalb eines Messfluges sowie über die gesamte Kampagne konstant bleibt. Das bedeutet, dass die Ansteuerung des INS über den GPS PPS-Puls sehr stabil erfolgt.

4.3 GPS-ALS Korrelation

4.3.1 Methode

Die Validierung der Zeitdatierung des ALS erfolgt mithilfe der GPS-Höhe und der ALS-Entfernung (Schemazeichnung 4.6). Auch hier werden in der Kreuzkorrelationsanalyse die Änderungsraten der genannten Parameter verwendet.

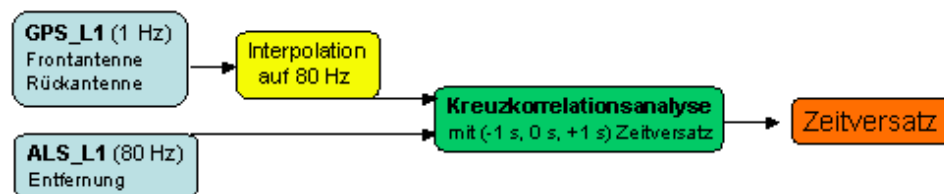


Abbildung 4.6: Schema der Bestimmung des Zeitversatzes durch Kreuzkorrelation

Annahmen der Rechnung sind:

1. In der ALS-Entfernungsmessung sind neben der topographischen Information auch geringe (± 10 m) Änderungen der Flughöhe enthalten.
2. Geringe Variationen der Flughöhe sind unabhängig und klein gegenüber den engräumigen topographischen Variationen.
3. Starke, großräumige topographische Änderungen werden durch den Piloten ausgeglichen, da dieser versucht in konstanter Höhe über Grund zu fliegen.

Durch die Verwendung der Änderungsraten werden der Einfluss der grossräumigen topographischen Trends in Punkt 3 herausgefiltert. Die Annahmen in Punkt 1 und 2 werden über flachem Terrain, wie z.B. dem Inneren der Eisschilde erfüllt. Dort entstehen durch Schneedrift weiträumig Sastrugifelder. Deren Amplituden liegen aber für gewöhnlich unter 0.5 m. Auch deren Wellenlängen von 15 m bis 50 m sind kleiner als die der Auf- und Abbewegung des Flugzeuges, die durch aerodynamische Effekte (wie z.B. Schwingen) generiert werden. Mit der Erfüllung der oben genannten Annahmen 'verschwindet' die Topographie im Rauschen. Durch einen hohen Rauschanteil vermindert sich zwar der Maximalwert von R_{xy} , aber nicht dessen Position und damit auch nicht τ . Auch die Auflösung in der Bestimmung von τ wird

durch das Rauschen vermindert, jedoch konnte in Tests gezeigt werden, dass nur ganzzahlige Zeitversätze von (-1, 0, +1 Sekunden) im ALS-System auftreten. Die hochauflösende Bestimmung von τ ist demzufolge nicht nötig.

4.3.2 Ergebnisse

Die Tabelle 4.2 stellt die Ergebnisse der Kreuzkorrelationsanalyse exemplarisch für ein Profil der Kampagne in 2004 dar. Die Analyse wurde dreimal, mit jeweils um -1 s, 0 s und +1 s ver-

Tabelle 4.2: Ergebnisse der ALS Kreuzkorrelation eines Profiles gemessen am 20.04. 2004.

Zeitversatz in s	m von n	Median (τ_{ALS}) in s	σ_{ALS} in s
-1.0	96/217	-1.02	0.56
0.0	95/217	-0.06	0.42
+1.0	95/217	+0.57	0.45

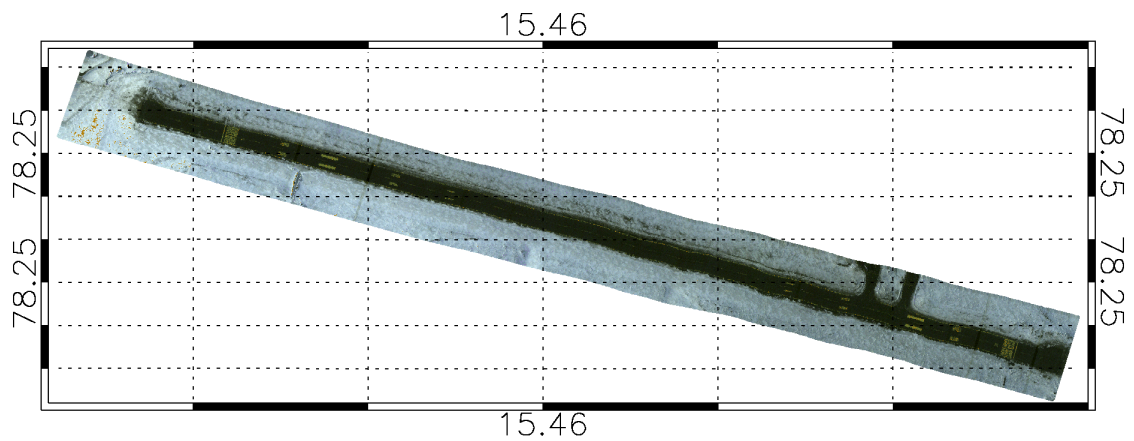
schobenem ALS-Profil, durchgeführt. Dadurch konnte die Lösung besser eingegrenzt werden. Die generell hohen Standardabweichungen von bis zu ± 1 s, so wie die geringen Kreuzkorrelationsfaktoren sind auf ein hohes Rauschen, die Nichterfüllung der Annahme 2 und die z.T. relativ geringe ALS-Datenqualität zurückzuführen.

Durch die Anwendung der Analyse auf das gesamte Profil ist zu erwarten, dass fehlerhafte Intervallergebnisse in der Lösungsmenge enthalten sind. Mit dem Setzen eines unteren Grenzwertes für R_{xy} von 0.4 und der Zerlegung in kurze Intervalle von 1 Minute Dauer konnten teilweise fehlerhafte Intervallergebnisse herausgefiltert und die Standardabweichung minimiert werden. Dennoch ist es teilweise schwierig mit nur einer Rechnung (kein vorläufiger Zeitversatz) das richtige Ergebnis zu finden. Es hat sich jedoch gezeigt, dass durch die Verwendung dreier Zeitversätze die Lösungsmenge weiter eingeschränkt werden kann. Mit dem zeitlichen Versatz des Profiles ändert sich neben der Lösung auch deren Standardabweichung σ_{ALS} . Im Falle des wahren Zeitversatzes weist σ_{ALS} den geringsten Wert auf, der im angeführten Beispiel bei $\tau_{ALS}=0.0$ s liegt.

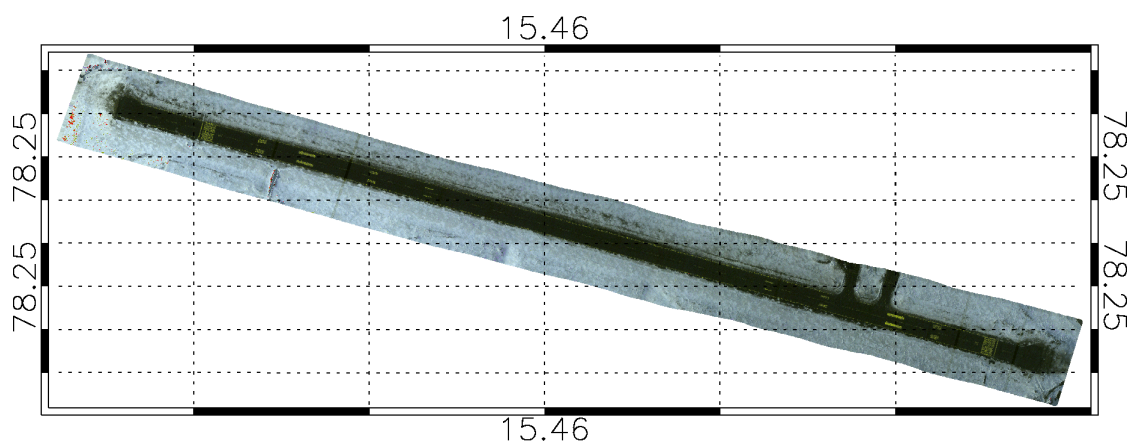
Im Zweifelsfall kann auch die ALS Level1B-Prozessierung mit unterschiedlichen Zeitversätzen durchgeführt werden und die Kontrolle dann durch Sichtprüfung erfolgen. Abbildung 4.7 zeigt das Echtfarbenbild der Landebahn in Longyearbyen, Spitzbergen während der Validierungskampagne 2007 (a) mit falschem und (b) richtigem Zeitversatz. Deutlich erkennbar ist der fehlerhaft korrigierte Datensatz und der starke Einfluss der Flugzeuglagewinkel am gekrümmten Verlauf der Landebahn in (a). Wenn kein Landebahnüberflug vorhanden ist kann wie in Abbildung 4.8 ein ebener Bereich für die Sichtprüfung verwendet werden. Das Höhenmodell zeigt einen etwa 500x2000 m großen Ausschnitt von Meereis im Walfjorden bei Austfonna a) vor und b) nach der Korrektur. Durch die fehlerhafte INS-Korrektur werden Artefakte von bis zu 3 m generiert.

Für alle Messflüge der Kampagnen (2004 - 2007) konnten entsprechende Korrekturwerte gefunden werden. Es besteht die Möglichkeit die Korrektur der ganzzahligen Zeitversätze, die auf eine fehlerhafte Triggerung des GPS-PPS Pulses zurückgeführt werden konnten, während der ALS Level1- oder der ALS Level1B-Prozessierung anzubringen.

Notiz: Der Fehler im Zeitmanagementsystem wurde durch Änderungen in der Hardware durch die Firma Optimare 2007 behoben.

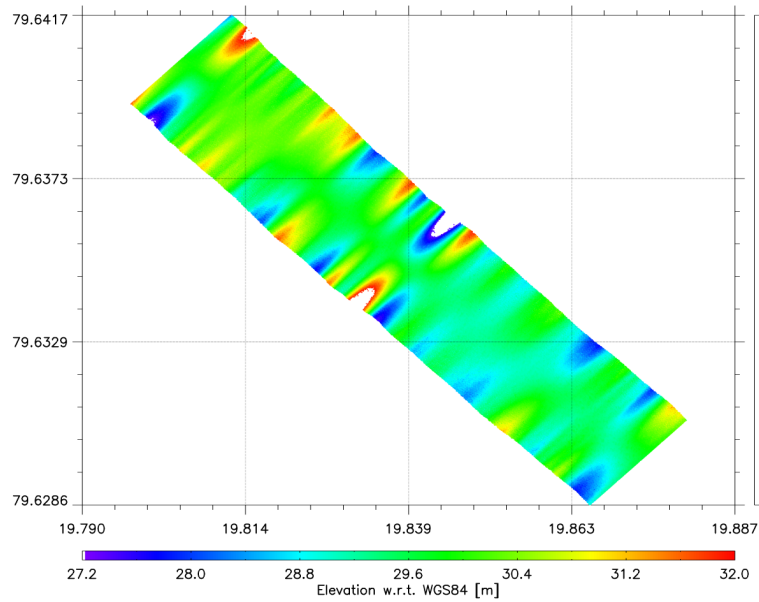


(a) Landebahnüberflug Longyearbyen - unkorrigiert

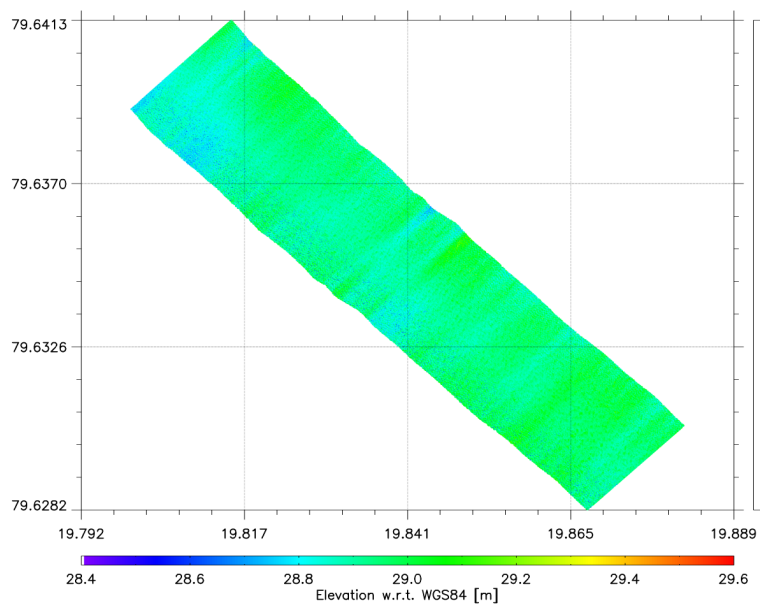


(b) Landebahnüberflug Longyearbyen - korrigiert

Abbildung 4.7: Echtfarbenabbildung des Landebahnüberfluges in Longyearbyen vom 20.04.2007. Die Prozessierung erfolgte a) mit fehlerhaften Zeitversatz von -1.0 s und b) mit richtigem Zeitversatz von 0.0 s.



(a) Höhenmodell über Meereis - unkorrigiert



(b) Höhenmodell über Meereis - korrigiert

Abbildung 4.8: Höhenmodell über Meereis im Walfjorden bei Austfonna des Fluges vom 21.04.2007. Die Prozessierung erfolgte a) mit fehlerhaften Zeitversatz von -1.0 s und b) mit richtigem Zeitversatz von 0.0 s.

4.4 ASIRAS

Nachdem die ALS-Zeitversätze erkannt und korrigiert werden konnten, fiel bei ersten Vergleichen mit den ASIRAS-Daten auf, dass auch hier Synchronisationsfehler auftreten. Allerdings waren diese nicht ganzzahlig, so dass eine genauere Methode der Detektierung gefunden werden musste. Während der Auswertung der verschiedenen Kampagnen zeigte sich dann, dass die ASIRAS-Profile Zeitversätze im Zehntelsekundenbereich (0.0 s bis -0.5 s) aufwiesen. Da die Versätze auch von Profil zu Profil unterschiedlich waren, musste jedes einzelne Profil getestet und anschließend mit entsprechendem Versatz neu prozessiert werden. Es stellte sich demzufolge die Frage, ob τ_{ASIRAS} möglicherweise durch einen systematischen Fehler in der Prozessierung entstand oder aber schon in den Rohdaten enthalten war. Im Folgenden werden zwei Methoden beschrieben, die die ausreichend genaue Detektierung ermöglichen. Erstere bezieht als Referenz das korrigierte ALS-Höhenmodell in die Rechnung ein und ist die 'Standardmethode' in der Bestimmung von τ_{ASIRAS} . Wohingegen bei der zweiten Methode genau ein gemessene Radarreflektoren und ASIRAS-Rohdaten genutzt werden.

4.4.1 Methode: ALS-ASIRAS

Bei dieser Analyseverfahren werden die geokodierten ALS Level1B und ASIRAS Level1B Daten mithilfe eines Minimierungsalgorithmus bestmöglich zur Deckung gebracht. Im Gegensatz zu dem in Abschnitt 5.1.4 beschriebenen Verfahren, bleibt hier das ALS-Höhenmodell als Referenz fix und die ASIRAS-Höhe ändert sich. Das bedeutet, dass in jeder Approximation die INS-Korrektur der ASIRAS-Entfernungsmessung mit unterschiedlich stark in der Zeit verschobenen Daten erfolgt, d.h. jeweils ein neues ASIRAS Level1B Höhenprofil berechnet wird. Anschließend werden die Differenzhöhen des ASIRAS und ALS im Minimierungsprozess statistisch ausgewertet. Der Minimierungsparameter ist in diesem Fall die Standardabweichung der Differenzhöhen. Das Schaubild in Abbildung 4.9 zeigt schematisch die beschriebene Methode.

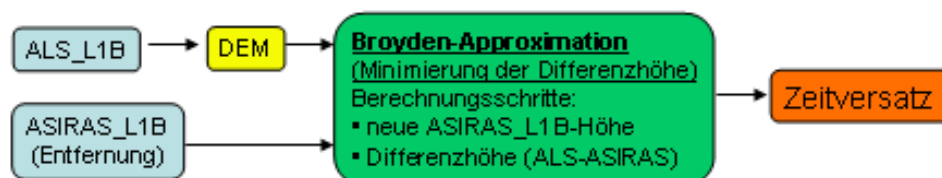
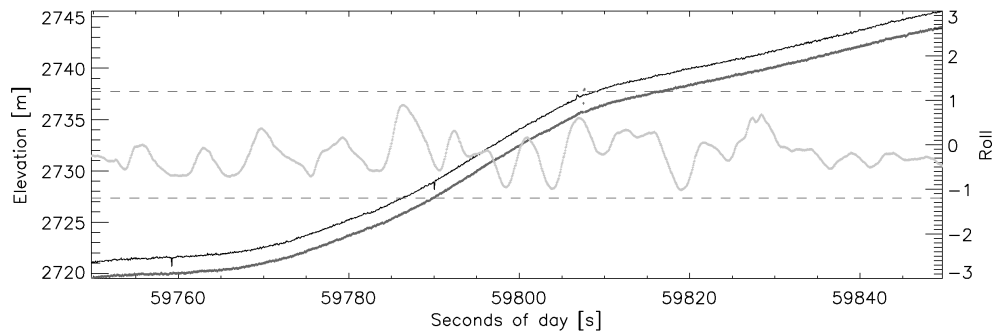


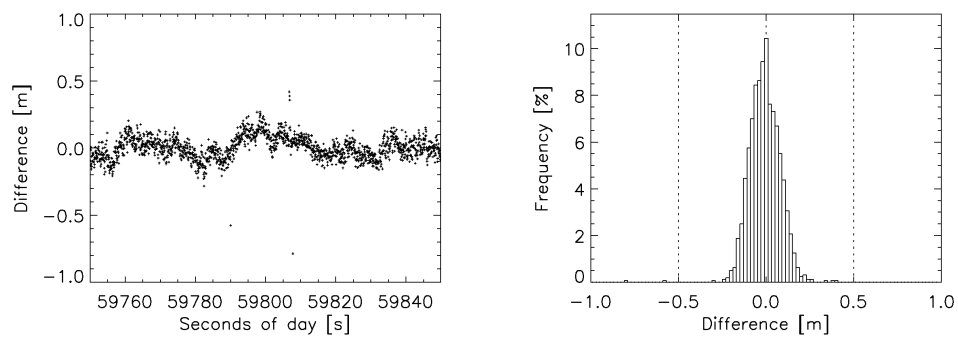
Abbildung 4.9: Schema der Bestimmung des Zeitversatzes durch Minimierung der Differenzhöhe

4.4.2 Ergebnisse

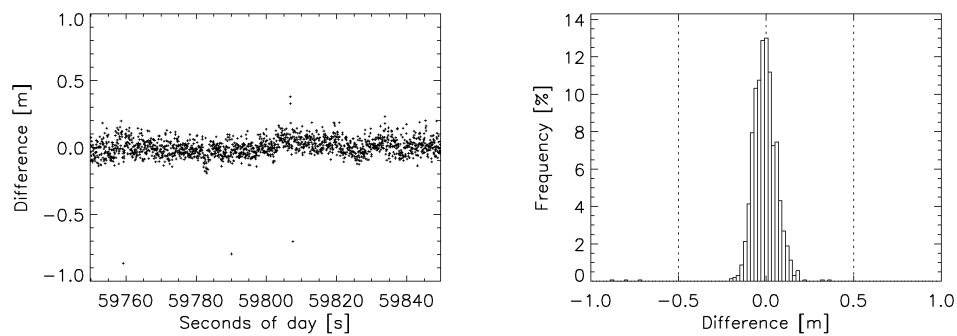
Abbildung 4.10 zeigt exemplarisch das Ergebnis vor, b), bzw. nach, c), der Analyse eines Profilausschnittes des zentralen Bereiches von Grönland. Die obere Graphik, a), der Abbildungen zeigt den Verlauf der berechneten Höhen, wobei die obere schwarze Linie der ALS-Höhe und die untere dunkelgraue der ASIRAS-Höhe entspricht. Die hellgraue Linie zeigt den Rollwinkel. Die Lücken im Verlauf der ASIRAS-Höhe sind auf hohe Rollwinkel ($> 1.2^\circ$) und auf den damit zusammenhängenden Fehler der ASIRAS-Höhenbestimmung zurückzuführen. Diese Bereiche wurden daher in der Analyse ausgeschlossen. Die beiden unteren Graphiken, b) und c), der Abbildung zeigen die Differenz der Höhen abzüglich des Medians der Differenz und die



(a) ALS Höhe (schwarz), ASIRAS Höhe (dunkelgrau), Roll (hellgrau)



(b) unkorrigiert



(c) korrigiert um -0.24 s

Abbildung 4.10: Vergleich ALS und ASIRAS Höhe. a) Verlauf der jeweiligen Höhen, b) und c) Differenz beider Höhen abzüglich des Medians der Differenz und Verteilung der Differenz. Die Standardabweichung der Differenz beträgt für B) $\sigma = \pm 0.09$ m, für c) $\sigma = \pm 0.06$ m.

Differenzhöhenverteilung. Die Berücksichtigung des Zeitversatzes von -0.24 s in Abbildung 4.10 c) führt zu einer Verringerung der Standardabweichung der Differenzhöhe von ± 0.09 m auf ± 0.06 m. Dies wird auch deutlich beim Vergleich beider Häufigkeitsverteilungen. Grund der erhöhten Varianz ohne Korrektur des Zeitversatzes ist die zur 'falschen Zeit' angebrachte INS-Korrektur. Sehr deutlich wird wie stark dieser Einfluss ist, wenn man bedenkt, dass nur Rollwinkel kleiner $|1.2^\circ|$ in die Rechnung eingehen.

4.4.3 Methode: ASIRAS - Radarreflector

Aufhängepunkt dieser Analysemethode sind die im Feld aufgestellten Radarreflektoren (CR). Während des Messfluges werden diese überflogen und können bei der Auswertung einfach in den Rohdaten detektiert werden. Der Zeitversatz lässt sich nun bestimmen, indem der Zeitpunkt der nächsten Annäherung an den CR einerseits in den GPS-Daten und andererseits in den ASIRAS-Rohdaten ermittelt wird. Die Differenz der ermittelten Zeiten entspricht τ_{ASIRAS} und sollte im Idealfall 0.0 s betragen. Die Genauigkeit in der Bestimmung von τ_{ASIRAS} ist in erster Linie abhängig von der Genauigkeit der eingemessenen CR-Position, die wenigstens ± 10 m beträgt. Bei einer Fluggeschwindigkeit von etwa 70 m/s entspricht dies einer Genauigkeit in der Bestimmung von τ_{ASIRAS} von wenigstens 0.14 s. Diese Auflösung ist ausreichend um den Nachweis zu erbringen, dass der Fehler bereits in den Rohdaten enthalten ist.

4.4.4 Ergebnisse

Abbildung 4.11 zeigt den GPS-Flugweg über den Radarreflektor T21 in Grönland. Jeder Punkt mit Datumstempel entspricht dem jeweiligen prozessierten 1 Hz GPS-Wert. Anhand dieser Daten wurde mithilfe geometrischer Projektion und Interpolation der Punkt der nächsten Annäherung des Flugweges zum CR bestimmt. Der kleinste Abstand beträgt 4.6 m. Dieser wurde zum Zeitpunkt $16:36:47.68$ s erreicht.

Im zweiten Schritt wurde nun die Hyperbel des CR in den Rohdaten extrahiert und der Zeitpunkt des Überfluges bestimmt (siehe 4.12). Dazu wurde eine Funktion 2. Grades an die Hyperbel angenähert. Das Minimum dieser Funktion entspricht dem Zeitpunkt zu dem sich das Flugzeug direkt über dem CR befand (Nadir). Dies wurde um $16:36:47.93$ s erreicht. Vergleicht man die beiden ermittelten Zeiten, so erhält man einen Zeitversatz von -0.25 s bzgl. der GPS-Zeit, der dem im vorigen Abschnitt, mithilfe des ALS-Höhenmodells, bestimmten ($\tau_{ASIRAS} = -0.24$ s) sehr nahe kommt.

4.5 Zusammenfassung der Ergebnisse

Es konnte gezeigt werden, dass Zeitversätze in den ASIRAS-Daten berücksichtigt werden müssen und diese bereits in den Rohdaten vorhanden sind. Dies lässt den Schluss zu, dass womöglich schon bei der Ansteuerung durch den GPS-PPS Puls ein gewisser Verzug auftritt oder der Datumstempel des Triggerpulses fehlerhaft gespeichert wird. Unklar ist jedoch weshalb dieser von Profil zu Profil unstet und zeitweilig nicht vorhanden ist. Derzeit werden Untersuchungen an der Hardware durch die Firma RST durchgeführt um das Zeitproblem zu lösen.

Es konnte weiterhin gezeigt werden, dass mithilfe der ALS-Daten hinreichend genaue Ergebnisse in der Bestimmung von τ_{ASIRAS} erzielt werden können. Bedingungen für eine genaue Bestimmung (Auflösung: ± 0.04 s) sind:

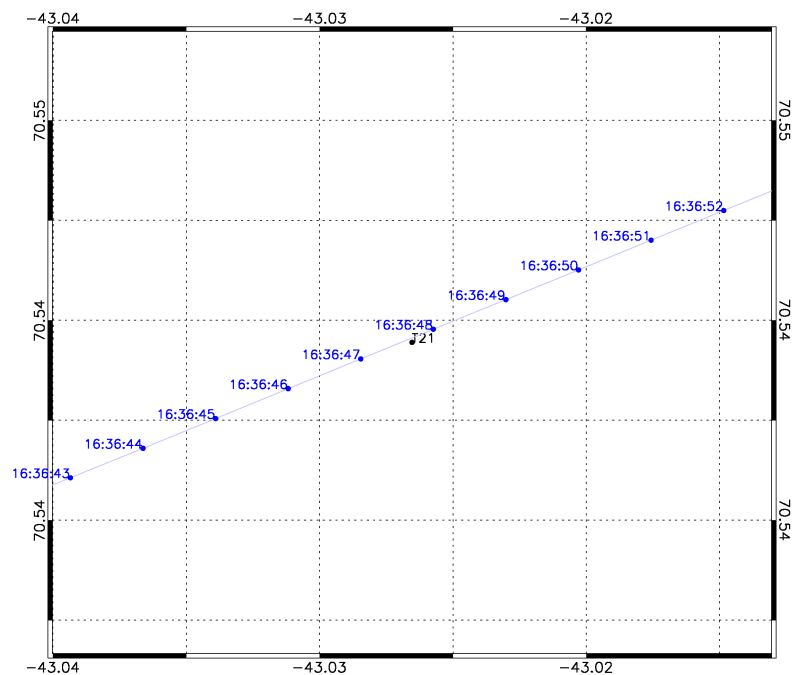
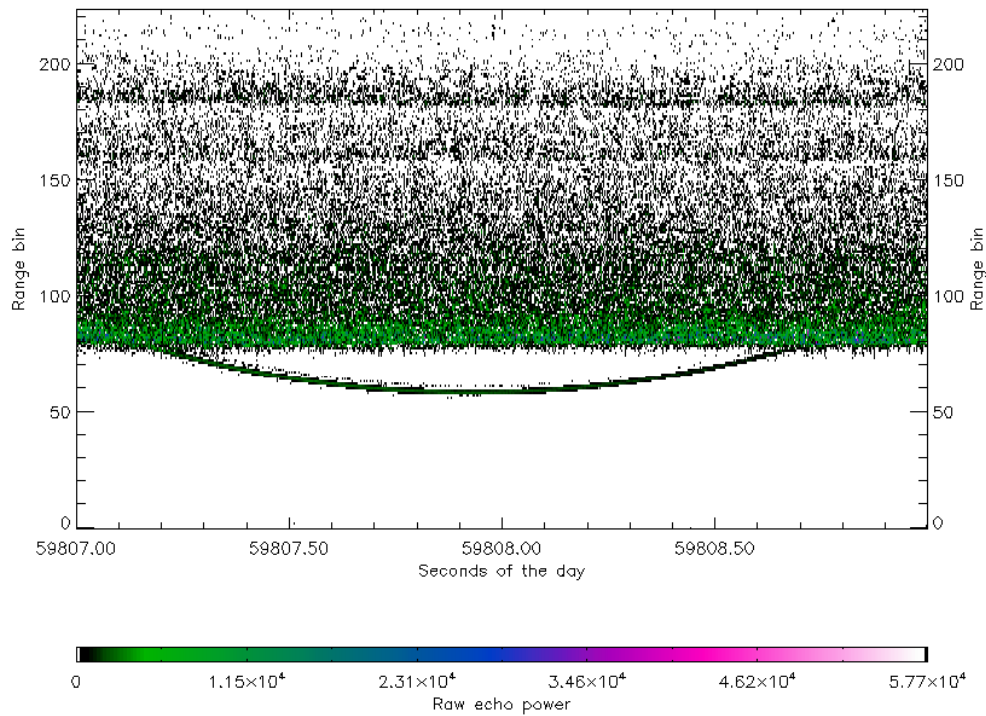


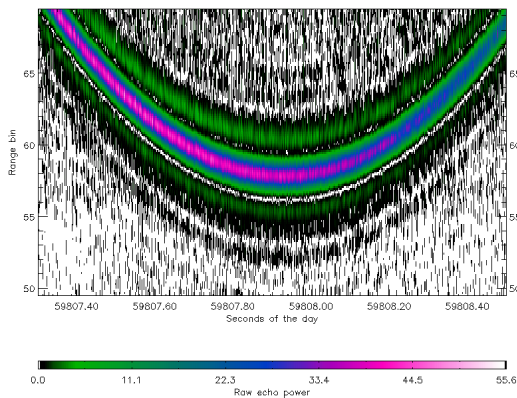
Abbildung 4.11: GPS-Profil des Überfluges vom CR (T21) am 14.09.2004. Der geringste Abstand zum CR wurde zum Zeitpunkt 16:36:47.68 s mit 4.6 m erreicht.

- eine hohe GPS, ALS und ASIRAS Datenqualität,
- eine leicht undulierende Oberfläche mit geringer Rauigkeit,
- ein geringer Rollwinkel ($|\Psi| < 1.2^\circ$).

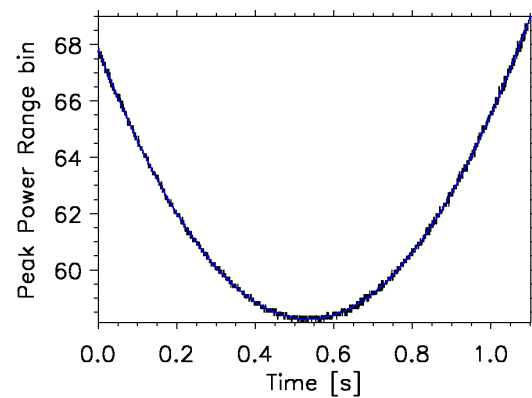
Da nicht für alle Messprofile obige Bedingungen erfüllt sind, muss davon ausgegangen werden, dass auch Folgeuntersuchungen fehlerhaft sein können. Allerdings konnten die Zeitversätze für den grössten Teil der Validierungsprofile bestimmt werden. Damit steht für den Vergleich mit Bodenmessungen und anderen wissenschaftlichen Analysen ein hochwertiger Datensatz zur Verfügung.



(a) komplettes signal



(b) Ausschnitt der Hyperbel



(c) Fit der Hyperbel

Abbildung 4.12: ASIRAS Echo Power der Rohdaten des Radarreflektor T21, installiert in Grönland, aufgenommen am 14.09.2004 . Der Zeitpunkt der nächsten Annäherung wurde zu 16:36:47.93 s (Minimum der Hyperbel) bestimmt.

5 Bestimmung der Ausrichtung des Laserscanners

Für die Bestimmung eines Höhenmodells aus den Laserscannerdaten (siehe Anhang 3.4) muss die Ausrichtung des Gerätes im Flugzeugreferenzsystem bekannt sein. Im Folgenden werden drei Methoden zur Bestimmung der Ausrichtung (definiert durch die Einbauwinkel ξ_1, ξ_2, ξ_3) genauer beschrieben und exemplarisch Ergebnisse vorgestellt.

5.1 Kalibrierungsmethodik

5.1.1 Kalibrierung mithilfe von Kreuzflügen

Bei dieser Methode werden zwei sich kreuzende Überflüge über Gebäuden mit rechteckigem Grundriss zur Deckung gebracht.

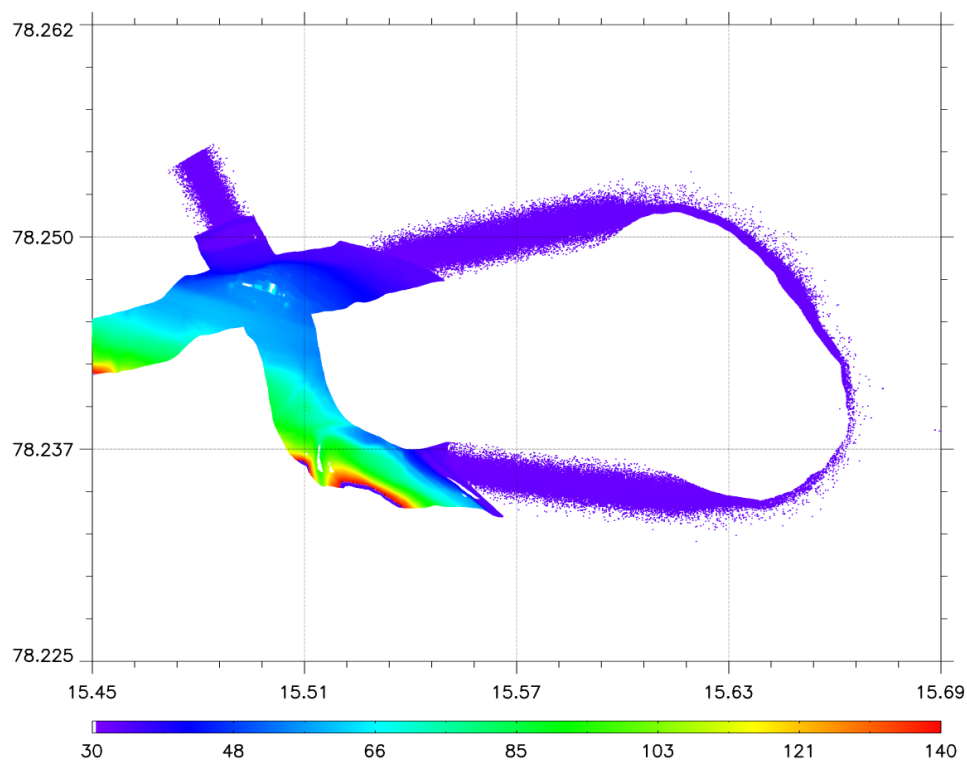


Abbildung 5.1: Karte des Kreuzfluges über die Flughafengebäude in Longyearbyen.

Wichtig sind große Gebäude mit klar definierten Kanten, die sich von der näheren (Radius = 30 m) Umgebung absetzen. Dadurch können in der späteren Analyse die Gebäudekanten einfacher in den Daten bestimmt und Streueffekte minimiert werden. Bevorzugte Objekte sind

daher Hangar- oder andere Flughafengebäude mit Flachdach und genügend großem Grundriss. Die Kreuzflüge finden zu Beginn und Ende einer jeden Kampagne in geringer Flughöhe (100 - 300 m) statt (Bsp. siehe Abbildung 5.1). Das Testschema in Abbildung 5.2 gibt eine Übersicht des entwickelten Algorithmus zur Bestimmung der Einbauwinkel. Demnach werden

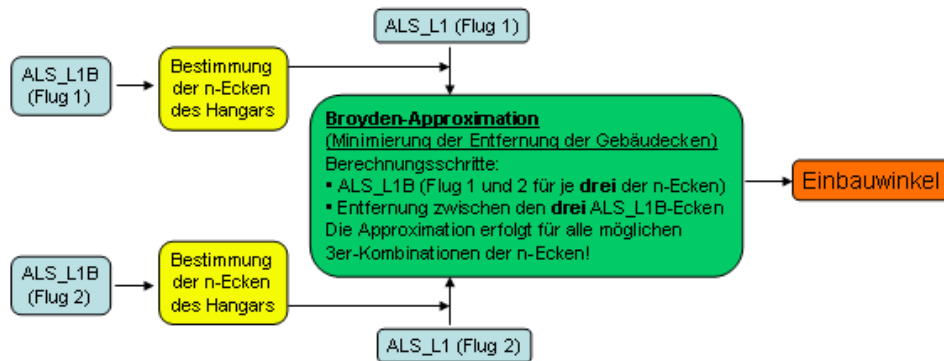


Abbildung 5.2: Schema der Bestimmung der Einbauwinkel mithilfe von Kreuzflügen

nach abgeschlossener Kontrolle und Korrektur der Zeitversätze die ALS-Daten der Kreuzflüge in einem ersten Lauf ohne Schielwinkelkorrektur Level1b-prozessiert. Aus den Höhenmodellen werden manuell die die Gebäudeecken abdeckenden Laserschusspunkte ermittelt (Abbildung 5.3). Für jede identifizierte Ecke erhält man den genauen Zeitstempel und Messwinkel (τ_i) des zugehörigen kantenabdeckenden Laserschusspunktes.

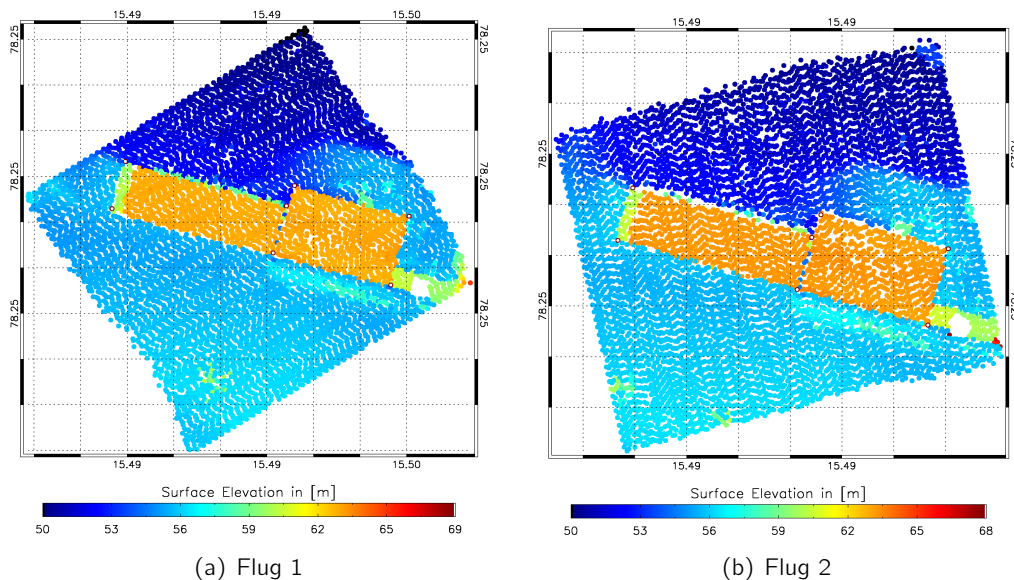


Abbildung 5.3: Identifizierung der Referenzpunkte (Markierungen) von Gebäudeecken in unkorrigierten Höhenmodellen zweier Kreuzflüge.

Im zweiten Schritt werden die Fusspunkte der jeweiligen Überflüge iterativ zur Deckung gebracht, indem solange die drei Einbauwinkel (ξ_1 , ξ_2 , ξ_3) variiert werden, bis die räumliche Entfernung der bei beiden Flügen erfassten Gebäudeecken minimal wird. Die Entfernungsmessung erfolgt nur mit Hilfe der Längen und Breitenwerte der Reflexionspunkte, da der

Höhenwert aufgrund Abschattung und unterschiedlicher Blickwinkel stark fehlerbehaftet sein kann. Das Lösen der Minimierungsaufgabe erfolgt wahlweise mit Hilfe eines Newton- bzw. Broyden-Algorithmus (IDL Routinen `Newton`, `Broyden` Vetterling et al., 2002). Beide Methoden werden für die Lösung von nichtlinearen Gleichungssystemen verwendet. Da obige Routinen bestimmte Gleichungssysteme lösen, sind genau drei Variablen zur Lösung der drei unbekannt Winkel zulässig. Das bedeutet, dass pro Approximation nur drei der identifizierten n -Eckpunkte für die Gleichungslösung verwendet werden können. Der sich ergebende Lösungsraum setzt sich aus k Einzellösungen zusammen, wobei:

$$k = \frac{n!}{3!(n-3)!} \quad (5.1)$$

Der Median aller Lösungen die innerhalb einer Entfernungstoleranz von 3 m liegen ist der für die Kampagne geltende Schielwinkel mit dem der komplette ALS Datensatz anschließend prozessiert wird.

5.1.2 Kalibrierung mithilfe von festen Bodenpunkten

Die Kalibrierung mithilfe von eingemessenen absoluten Koordinaten gleicht der in Abschnitt 5.1.1 beschriebenen Methode. Lediglich wird als Minimalkriterium für die Newton- bzw. Broyden-Methode die Entfernung der Laserscannereckpunkten zu den eingemessenen Koordinaten verwendet. Auch hier erhält man eine von den identifizierten n -Ecken abhängige Lösungsmenge.

5.1.3 Ergebnisse der Kalibrierung mithilfe von Kreuzflügen und festen Bodenpunkten

Die Ergebnisse der iterativen Bestimmung der Ausrichtung des Laserscanners werden in der Tabelle 5.1 exemplarisch dargestellt. Bei ξ_1 und ξ_2 variiert die Standardabweichung des Mittelwertes um etwa ein Zehntelgrad, bei ξ_3 erreicht sie sogar mehr als 1 Grad. Die hohe Variabilität der Ergebnisse gegenüber der Rotation um die z -Achse des Flugzeugreferenzsystems, lässt sich durch die geringe Sensitivität von Änderungen an ξ_3 im Zentrum des Laserstreifens erklären.

Tabelle 5.1: Statistik zur Kalibrierung mithilfe von Kreuzflügen. Es wurden beide Kreuzflüge ohne und mit eingemessenen Bodenpunkten verglichen.

Kalibrierung	$\bar{\xi}_1 \pm 1\sigma$ in [°]	$\bar{\xi}_2 \pm 1\sigma$ [°]	$\bar{\xi}_3 \pm 1\sigma$ [°]
beide Flüge ohne Bodenpunkte	0.06 ± 0.09	-2.00 ± 0.14	0.20 ± 1.77
Flug 1 und Bodenpunkte	0.05 ± 0.07	-2.00 ± 0.09	0.20 ± 0.80
Flug 2 und Bodenpunkte	0.09 ± 0.12	-2.04 ± 0.24	0.23 ± 2.21
beide Flüge und Bodenpunkte	0.07 ± 0.06	-2.03 ± 0.12	0.33 ± 1.12
Gesamt	0.07 ± 0.06	-2.02 ± 0.15	0.24 ± 1.48

Weiterhin beeinträchtigen mehrere Faktoren die Lösungsfindung und produzieren die hohe Lösungsmehrdeutigkeit, die durch manuelles nachjustieren und zwei weiteren Minimierungsmethoden (Abschnitt 5.1.4 und 5.1.6) weiter eingegrenzt werden kann. Als Ursachen (nach ihrem Einfluss geordnet) sehen wir:

- hoher Fehler (± 1 m) in der Bestimmung der Gebäudeecken aus den ALS Daten, hervorgerufen durch Abschattung, Streuung und Mehrfachreflexion (Fehler: ± 1 m),
- hohe GPS-Ungenauigkeit, insbesondere der z-Komponente, durch sehr lange Basislinien (in polaren Regionen) und niedrig stehender NAVSTAR-Satelliten ($\pm 0.1 - 0.2$ m),
- interner Gerätedrift der INS-Kreisel und zu kurzer Zeitraum für die Stabilisierung der Kreisel nach Manöverflügen ($\pm 0.1^\circ$).

Tests haben gezeigt, dass Kalibrierungsrechnungen mit driftkorrigierten INS-Daten im Allgemeinen größere Standardabweichungen liefern. Daher werden für die Berechnung der Orientierung des Laserscanners nicht driftkorrigierte INS-Daten verwendet.

Trotz der relativ hohen Eingangsfehler (± 1 m) erzielt diese Methode sehr gute Ergebnisse,

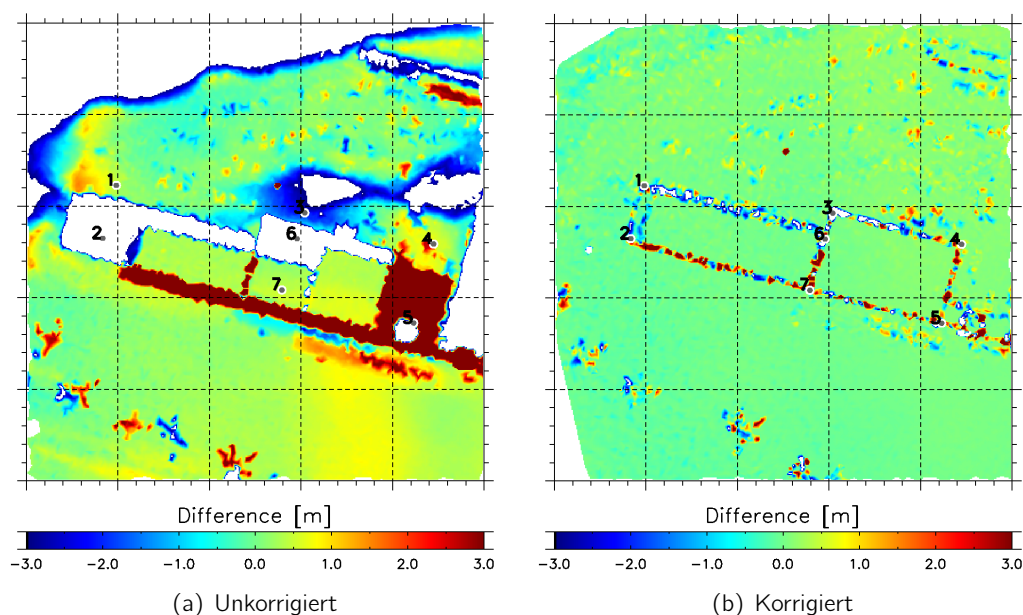


Abbildung 5.4: Differenz der Höhenmodelle der beiden Kreuzflüge vor (a) und nach (b) der Korrektur der Ausrichtung des Laserscanners. Numerierte Punkte entsprechen den mit GPS eingemessenen Hangarecken.

wie im Vorher-Nachher-Vergleich in Abbildung 5.4 ersichtlich ist. Die Differenz der Höhenmodelle zweier Kreuzflüge nach der Korrektur der Ausrichtung des Laserscanners zeigt generell eine sehr gute Übereinstimmung. Im Bereich der Kanten der Gebäude sind aufgrund oben genannter Abschattungseffekte auch höhere Fehler zu erwarten.

Um den lateralen Fehler abschätzen zu können werden die Positionen der Gebäudeecken in den korrigierten Höhenmodellen mit den eingemessenen Positionen verglichen. Dies ist exemplarisch in Abbildung 5.5 dargestellt.

Bis auf wenige Ausnahmen ist eine gute Übereinstimmung festzustellen. Der Fehler liegt mit etwas über 1 m im erwarteten Fehlerbereich, wenn auch innerhalb einer Standardabweichung die genaue Übereinstimmung nicht erreicht wird. Da die Richtung zwischen Referenz und Messpunkt über alle Winkelbereiche verteilt ist, wird davon ausgegangen, dass die Abweichung durch die fehlerbehafteten Bestimmungen der Eckpunkte in den Messdaten dominiert wird.

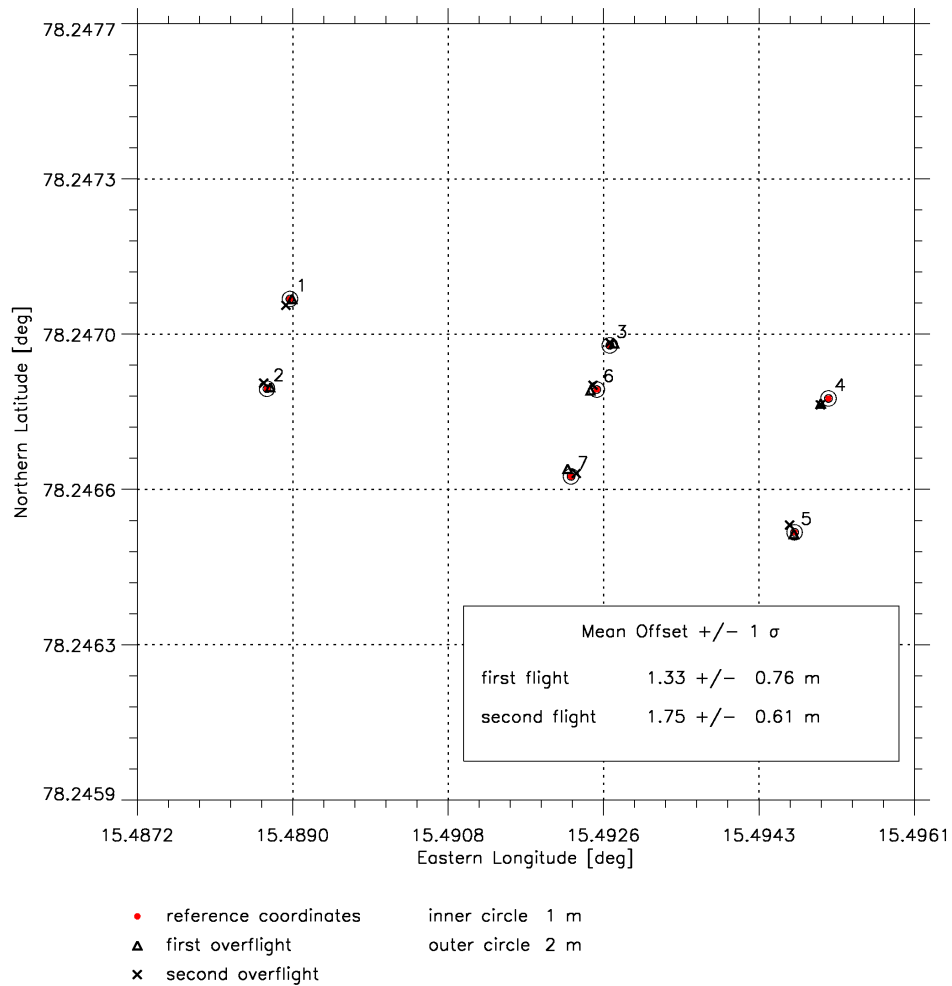


Abbildung 5.5: Laterale Übereinstimmung der Eckpunkte, bestimmt aus den korrigierten Höhenmodellen beider Kreuzflüge mit den eingemessenen Koordinaten.

5.1.4 Kalibrierung mithilfe eines GPS-Bodenprofiles

Auch bei dieser Methode wird eine Minimierungsaufgabe mit Hilfe der genannten IDL-Routinen gelöst. Ausgangspunkte sind dabei ein GPS-Bodenprofil sowie ein das GPS-Profil abdeckender ALS-Datensatz (Schemazeichnung siehe Abbildung 5.6). Die Erhebung des GPS-Profiles

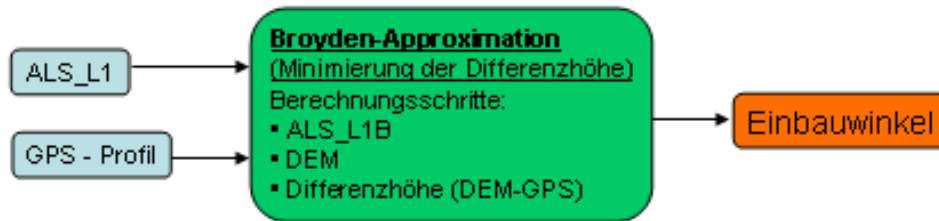


Abbildung 5.6: Schema der Bestimmung der Einbauwinkel mithilfe eines GPS-Bodenprofiles

sollte, falls in topographisch variabler Umgebung befindlich, zeitnah zur ALS-Messung erfolgen. Zudem sollten innerhalb des ALS-Messstreifens stetige, nicht sprunghafte Höhenänderungen stattfinden. Jede Rechnung innerhalb des Minimierungsprozesses setzt sich wie folgt zusammen:

1. Berechnung des ALS-Höhenmodells (ALS-DEM) unter Beachtung der sich pro Rechnung veränderlichen Einbauwinkel (siehe Anhang 3.12.1).
2. Bestimmung der ALS-Höhen aus dem ALS-DEM an den Positionen der GPS-Einzelmessungen. Dabei setzt sich der jeder GPS-Position zugehörige ALS-Höhenwert aus den entfernungs-gewichteten Höhen der vier am nächsten benachbarten ALS-DEM-Punkte zusammen. Die Entfernungswichtung erfolgt durch

$$W = \frac{1}{1 + 4D/R'} \quad (5.2)$$

mit D als der Entfernung vom GPS-Punkt zum ALS-DEM-Nachbarn und dem Radius R, wobei $R = \sqrt{dx^2 + dy^2}$, mit den Gitterweiten dx und dy des Höhenmodells.

3. Bildung der Differenz (Diff) zwischen dem GPS- und dem ALS-Höhenprofil und Ausgabe statistischer Parameter als Variablen der Minimierungsaufgabe.

Die drei Variablen die als Minimierungskriterium zur Bestimmung der drei unbekanntenen Einbauwinkel benötigt werden sind wie folgt gewählt:

1. Absolutwert des Medians der Differenz $\rightarrow |Median(Diff)|$,
2. Standardabweichung der Differenz $\rightarrow STDDEV(Diff)$,
3. $N_{bin}/(H + 1/STDDEV(Diff))$, mit N_{bin} als Gesamtanzahl der Auflösungszellen innerhalb der Häufigkeitsverteilung und H dem Maximum der absoluten Häufigkeitsverteilung.

5.1.5 Ergebnisse der Kalibrierung mithilfe eines GPS-Bodenprofiles

Die Ergebnisse dieser Kalibrierungsmethode zur Bestimmung der Einbauwinkel des Laserscanners sind exemplarisch in Tabelle 5.2 zu sehen. Für die Analyse wurde das Höhenmodell

Tabelle 5.2: Statistik zur Kalibrierung mithilfe eines GPS-Bodenprofils. Beide Datensätze wurden während der Testkampagne 2007 in Bremerhaven erhoben. Das Höhenmodell zeigt einen 1000x1000 m grossen Ausschnitt der Landebahn in Bremerhaven.

Statistik	unkorrigiert	korrigiert
	$\xi_1 = 0.0^\circ$	$\xi_1 = -0.07^\circ$
	$\xi_2 = 0.0^\circ$	$\xi_2 = -2.05^\circ$
	$\xi_3 = 0.0^\circ$	$\xi_3 = 2.79^\circ$
Mittelwert	0.83 m	0.06 m
Median	0.85 m	0.08 m
Standartabweichung	± 0.15 m	± 0.07 m

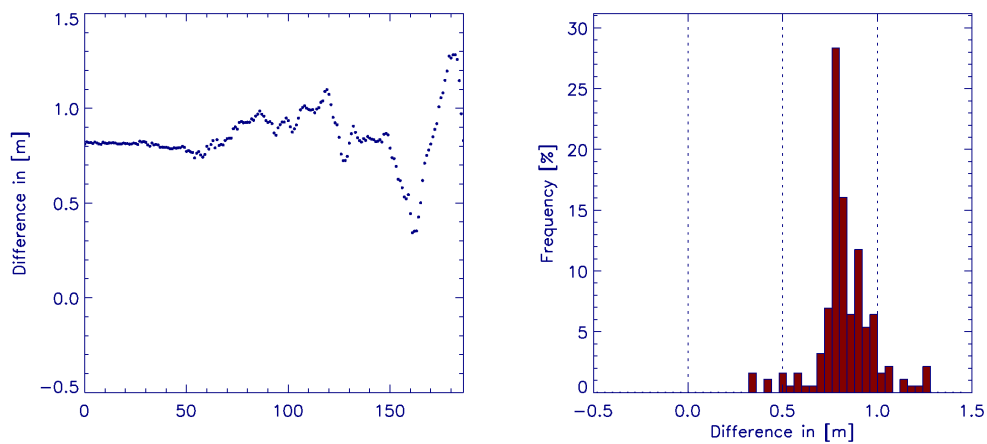
(1000x1000 m) des Messfluges sowie ein Bodenprofil der Landebahn in Bremerhaven verwendet. Beide Messungen fanden im April 2007 statt. Abbildung 5.7 zeigt das Ergebnis des Vergleiches beider Messungen vor und nach der Kalibrierung. Die Häufigkeitsverteilung ist nach der Kalibrierung schärfer und um 0.0 m konzentriert. Die ermittelten Winkel (ξ_1 und ξ_2) liegen innerhalb der in Tabelle 5.1 angegebenen Standardabweichung, ξ_3 etwas darüber. Die erhöhten Differenzen im rechten Bildrand ab Sample 160 können durch die Abschattung der GPS-Bodenantenne durch das Hangargebäude erklärt werden und mindern das zufriedenstellende Ergebnis nur geringfügig.

5.1.6 Kalibrierung mithilfe von Kreuzflügen ohne markante Punkte oder Bodenmessungen

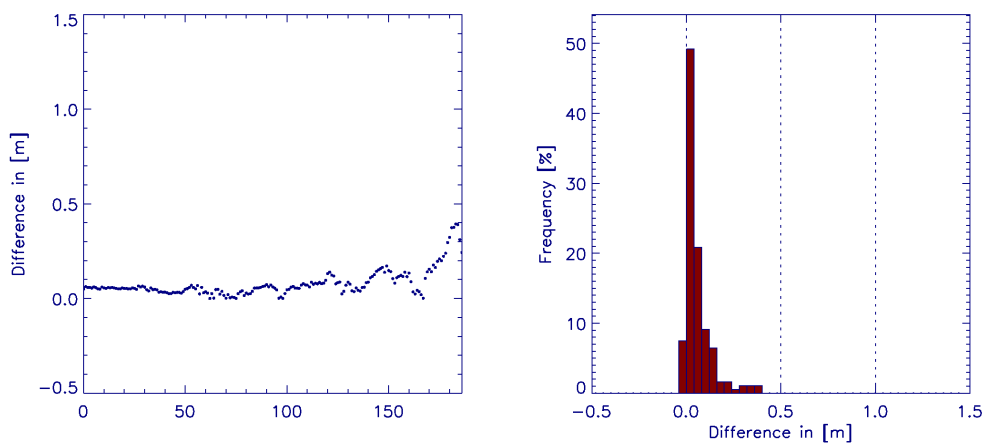
Die Kalibrierung mithilfe von Kreuzflügen ohne markante Punkte oder GPS-Bodenmessungen gleicht der in Abschnitt 5.1.4 beschriebenen Methode (Schemazeichnung siehe 5.8). Lediglich werden als Minimalkriterium für die Newton- bzw. Broyden-Methode die statistischen Parameter der Differenz der Höhenmodelle der beiden Kreuzflüge verwendet. Beide Höhenmodelle wurden auf ein äquidistantes räumlich begrenzte Gitter mit den Gitterweiten dx , dy von 1 m berechnet und konnten so einfach miteinander verglichen werden. Auch hier empfiehlt sich eine zeitnahe Doppelbefliegung des Messgebietes, um Fehler durch zeitliche Änderungen der Geländeoberfläche (z.B. Schneedrift) sowie durch verschiedene GPS-Satellitenkonstellationen zu vermindern.

5.1.7 Ergebnisse der Kalibrierung mithilfe von Kreuzflügen ohne markante Punkte oder Bodenmessungen

Die Tabelle 5.3 zeigt exemplarisch die Ergebnisse dieser Kalibrierungsmethode zur Bestimmung der Einbauwinkel des Laserscanners. Für die Analyse wurden die Höhenmodelle (500x500 m) je zwei Messflüge über der Landebahn, den Hangargebäuden in Longyearbyen sowie über dem Radarreflektor CRY1 im Zentralbereich der Austfonna Eiskappe verwendet. In den zugehörigen Grafiken (Abbildung 5.9 und 5.10) ist deutlich der Effekt der Korrektur ersichtlich. Die Häufigkeitsverteilungen nach der Korrektur sind in beiden Beispielen weniger breit und konzentriert als vorher. Die Maxima liegen nach der Korrektur bei -0.03 m bzw. bei 0.05 m wie auch aus der Tabelle 5.3 hervorgeht. Die Ergebnisse sind sehr zufriedenstellend. Es scheint allerdings, als sei bei beiden Abbildungsbeispielen das Differenzmodell noch leicht quer zur



(a) vor Korrektur



(b) nach Korrektur

Abbildung 5.7: Differenz des Höhenmodells mit dem GPS Profil der Landebahn von Bremerhaven vor (a) und nach (b) der Korrektur der Ausrichtung des Laserscanners sowie deren Häufigkeitsverteilung.

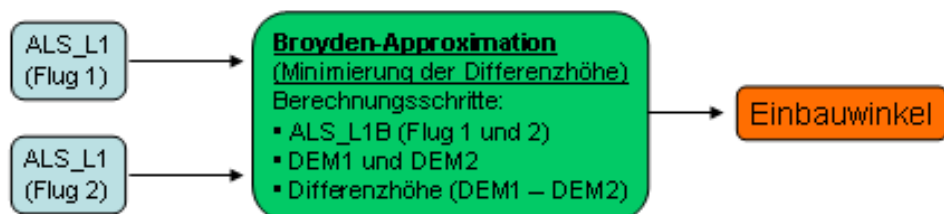


Abbildung 5.8: Schema der Bestimmung der Einbauwinkel mithilfe von Kreuzflügen ohne markante Punkte oder GPS-Bodenmessungen

Tabelle 5.3: Statistik zur Kalibration ohne markante Punkte.

	ζ_1	ζ_2	ζ_3	Median	Mittelwert	Standartabw.
Landebahn	0.0	0.0	0.0	-0.12 m	-0.10 m	± 0.14 m
Landebahn	0.0	-2.16	1.01	-0.03 m	-0.03 m	± 0.05 m
Hangar	0.0	0.0	0.0	0.07 m	-0.72 m	± 2.46 m
Hangar	0.06	-2.04	0.23	0.00 m	0.00 m	± 0.74 m
Austfonna	0.0	0.0	0.0	0.16 m	0.19 m	± 0.16 m
Austfonna	0.14	-2.44	-5.51	0.05 m	0.05 m	± 0.10 m

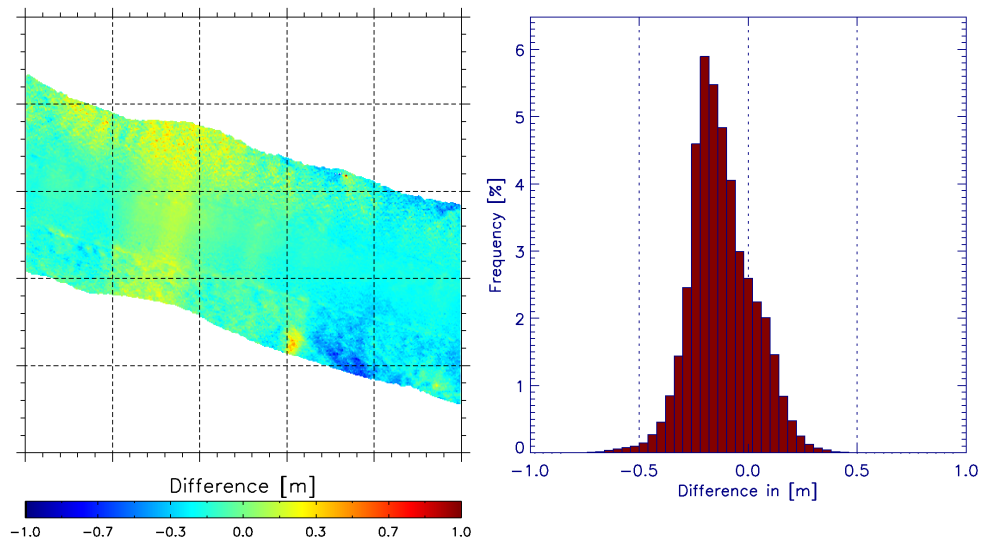
Flugrichtung gekippt. Weiterhin übersteigt ζ_3 mit -5.51° im Austfonna-Beispiel weit den in Tabelle 5.1 dargestellten Fehlerbereich. Dies sowie die geringe Neigung des Differenzmodells lässt sich auf die zwischen den beiden Flügen stattgefundenen Oberflächenänderung, den allgemeinen Fehler der GPS-Positionsbestimmung durch lange Basislinien und der möglichen INS-Drift erklären. In den Differenzmodellen zeigt sich weiterhin, dass die grössten Fehler am Rand des Laserstreifens auftreten. Der Effekt der Überhöhung der Fehler in den Randbereichen des Laserstreifens wurde durch Landtwing (2005) näher beschrieben und liegt im Messsystem begründet.

5.2 Zusammenfassung der Ergebnisse aller Kalibrierungsmethoden

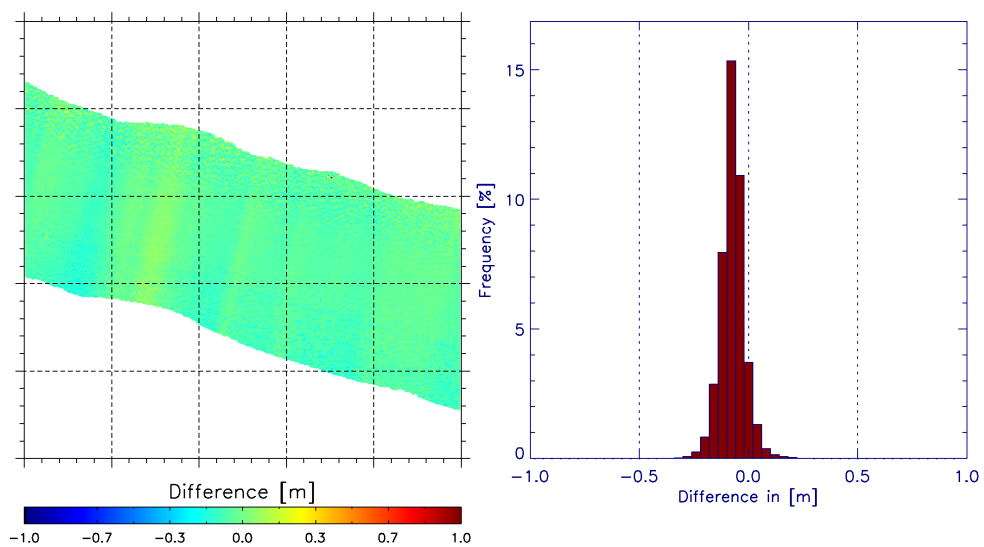
In den vorhergehenden Abschnitten wurden vier verschiedene Methoden der Kalibrierung zur Ausrichtung des Laserscanners vorgestellt. Es konnte gezeigt werden, dass alle Methoden vergleichbare Ergebnisse liefern die, wenn auch in ihrer Qualität unterschiedlich, eine bedeutende Verbesserung der Laserscannerdatenprozessierung nach sich ziehen. Dies ist für spätere Vergleiche der ALS-Höhenmodelle mit ASIRAS-Daten sowie bei Wiederholungsmessungen von hohem Wert, da jeder Fehler in dem als Referenz dienenden ALS-Höhenmodell nicht- oder fehlerhaft interpretierbare Artefakte hervorrufen kann.

Im Vergleich der Methoden sollte der mithilfe von Kreuzflügen über Gebäuden die höchste Wertigkeit zugestanden werden, sofern ausreichend Gebäudeecken (min. 4) mit hoher Genauigkeit detektiert werden können. Gründe hierfür liegen

- in der Möglichkeit der Abschätzung der Varianz der Einbauwinkel (dies kann auch mit den beiden anderen Methoden erfolgen, jedoch mit erheblichem Zeitaufwand),
- in dem Fakt, dass feste in ihrer Position nicht veränderliche Objekte miteinander verglichen werden (im Vergleich zu Schneedrift beeinflussten Gebieten).
- in dem zeitnahen und mehrfachen Erfolgen der Vergleichsmessungen innerhalb der Kampagne
- in dem Erfüllen der Voraussetzungen, dass die zu vergleichenden Datensätze unter gleichen Bedingungen, mit demselben Material aufgenommen und prozessiert wurden (im Vergleich zu Bodenprofilen).
- in kurzen GPS-Basislinie, insofern eine Referenzstation in der Nähe des Flughafens installiert ist.
- in den geringsten Rechenzeiten.

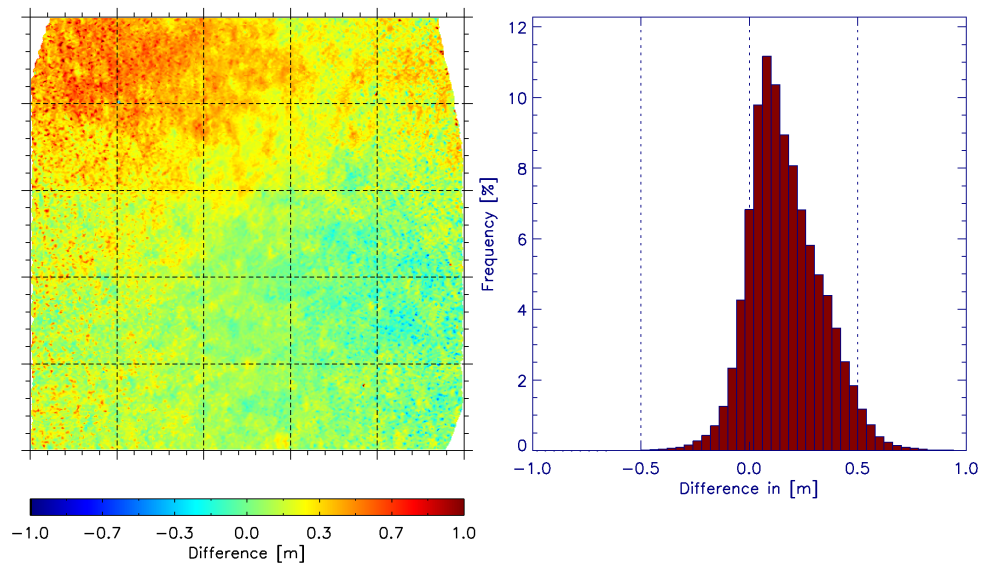


(a) vor Korrektur

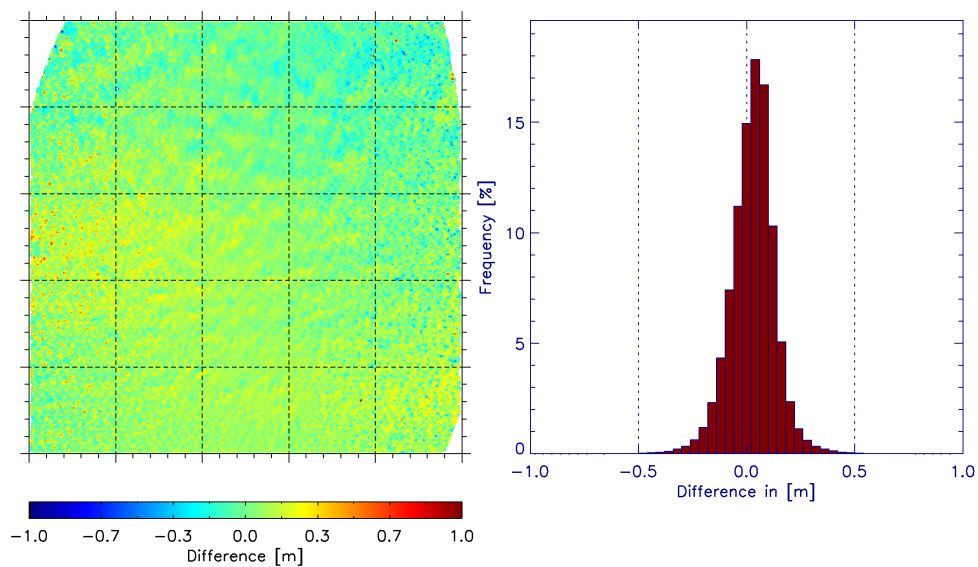


(b) nach Korrektur

Abbildung 5.9: Differenz der Höhenmodelle (500 m x 500 m) der beiden Kreuzflüge über der Landebahn von Longyearbyen vor (a) und nach (b) der Korrektur der Ausrichtung des Laserscanners sowie deren Häufigkeitsverteilung.



(a) vor Korrektur



(b) nach Korrektur

Abbildung 5.10: Differenz der Höhenmodelle (500 m x 500 m) der beiden Kreuzflüge über dem Radarreflektor CRY1 im Zentralbereich der Austfonna Eiskappe vor (a) und nach (b) der Korrektur der Ausrichtung des Laserscanners sowie deren Häufigkeitsverteilung.

Nachteile sind die erwähnte Abschattung und Streuung des Lasers und die damit hohe Eingangsungenauigkeit von ± 1 m.

Alle Ergebnisse zeigen, dass der Winkel ξ_1 , welcher der Rotation um die Flugzeuglängsachse entspricht, sehr genau mit kleiner Standardabweichung bestimmt werden kann (Tabelle 5.1), wohingegen ξ_3 Standardabweichungen von über 1 Grad aufweist. Dieser hohe Fehler setzt sich auch in den anderen beiden Methoden fort. Die Abweichungen der dort ermittelten Winkel liegen außer für ξ_3 innerhalb der in Tabelle 5.1 angegebenen Standardabweichung. Die Standardabweichung kann daher auch als Maß der Sensitivität des Einbauwinkels auf die Güte des Höhenmodelles verwendet werden. Demzufolge ist der Einfluss der Ungenauigkeit in der ξ_3 -Bestimmung geringer als der der beiden anderen Winkel. Weiterhin vermindert sich dieser Einfluss mit Annäherung an den zentralen Bereich des Laserstreifens. Der hohe Fehler von ξ_3 wirkt sich daher beim Vergleich mit nadirprozessierten ASIRAS Messungen nur geringfügig aus.

6 Kalibrierung des ASIRAS

In diesem Abschnitt werden die Ergebnisse der Kalibrierung des ASIRAS anhand von Beispielen vorgestellt und diskutiert. Beachtung finden neben den ASIRAS Rohdaten auch die Level1B-Daten beider Messmodi (LAM und HAM). Für die Kalibrierung des Gerätes werden a) Landebahn- und b) Radarreflektor Überflüge verwendet. Ziele der Kalibrierung sind die Bestimmung des statischen Versatzes sowie die Überprüfung der Phasenstabilität und Signalkohärenz. Im Folgenden werden nach einer kurzen theoretischen Einführung die Analysemethoden vorgestellt und die Ergebnisse anhand von Beispielen diskutiert.

6.1 Theorie

Während des Messvorganges werden Radarpulse in zeitlich konstanter Abfolge gesendet. Die Wiederholungsrate, PRF , richtet sich nach dem eingestellten Messmodi und beträgt für LAM 2500 Hz und für HAM 4000 Hz. Das von der Oberfläche zurückgestreute Signal, zusammengesetzt aus Teilbeträgen einzelner Punktstreuer, wird nach der Laufzeit, TWT , am Gerät empfangen. TWT steht für Zweiwegelaufzeit und beinhaltet die Zeit die das Signal benötigt um von der Antenne zur Oberfläche und wieder zurück zu wandern. Im LAM-Modus wird das Signal von Antenne 1 gesendet und mit Antenne 2 empfangen, wohingegen im HAM-Modus beide Antennen als Empfangsantennen dienen. Die empfangenen Radarechos sind von komplexer Natur und werden in zwei Kanälen (Real- und Imaginärteil) gespeichert. Mathematisch können sie mit $\Psi_n[0, l - 1]$ beschrieben werden wobei n , der Echonummer (reichend von 0 bis $N-1$) und l der Anzahl der Samples pro Echo entspricht. LAM Echos enthalten 3072 Samples und HAM Echos je 256. Da die Echos komplexwertig sind, ist mit dem Real- und Imaginärteil auch die Amplitude, $A_n[0, l - 1]$, und Phase, $\Phi_n[0, l - 1]$, bestimmt.

$$\Psi = Ae^{i\Phi} = A(\cos(\Phi) + i \sin(\Phi)) = A(Re(\Psi) + Im(\Psi)) \quad (6.1)$$

$$\Phi = \arctan \left[\frac{Im(\Psi)}{Re(\Psi)} \right] \quad (6.2)$$

$$A = \sqrt{Re(\Psi)^2 + Im(\Psi)^2} \quad (6.3)$$

Die empfangene Leistung, $P_n[0, l - 1]$, ergibt sich aus der Multiplikation von Ψ mit seiner komplex konjugierten $\bar{\Psi}$.

$$P = \Psi\bar{\Psi} = Re(\Psi)^2 + Im(\Psi)^2 = A^2 \quad (6.4)$$

Im HAM-Mode werden im Gegensatz zum LAM-Mode pro ausgesandten Pulse statt einem zwei Echos empfangen, da beide Antennen gleichzeitig registrieren. Die beiden Echos werden mit $\Psi_n^{(1)}[0, l - 1]$ und $\Psi_n^{(2)}[0, l - 1]$ beschrieben. Damit ergeben sich zwei unterschiedliche

Phasen und Leistungen die zueinander wie folgt in Beziehung gesetzt werden können. Das Produkt der komplexen Echos ist gegeben durch:

$$\Psi^{(1,2)} = \Psi^{(1)}\overline{\Psi^{(2)}} \quad (6.5)$$

und damit bestimmt sich die Phasendifferenz zu

$$\Delta\Phi = \arctan \left[\frac{\text{Im}(\overline{\Psi^{(2)}})}{\text{Re}(\overline{\Psi^{(2)}})} \right]. \quad (6.6)$$

Weiterhin kann die Kohärenz, $K_n[0, l - 1]$, die als Maß der Korrelation beider Echos definiert ist, wie folgt berechnet werden:

$$K = \frac{P^{(1,2)}}{\sqrt{P^{(1)}P^{(2)}}} \quad (6.7)$$

mit

$$P^{(1,2)} = |\Psi^{(1)}\overline{\Psi^{(2)}}| \quad (6.8)$$

wobei

$$-1 \leq K \leq +1. \quad (6.9)$$

Für $K = 1$ liegt volle Kohärenz vor, dh. die Echos haben eine feste Phasenbeziehung. Für $K = -1$ liegt ebenfalls Kohärenz aber Gegentakt vor, und für $K = 0$ besteht völlige Inkohärenz (Klausing et al., 2000).

6.2 Statischer Offset - Kalibrierung über Landebahnen

6.2.1 Methode

Die Kalibrierung der ASIRAS-Echos über festem Grund ist essentiell für weitere Bearbeitungsschritte. Ziel ist es die Genauigkeit der ASIRAS-Entfernungsmessung über klar definiertem harten Untergrund zu bestimmen und eventuelle systematische Versätze der Höhenmessung zu detektieren. In jeder Kampagne werden daher zu Beginn und Ende eines jeden Messtages, sofern möglich, Landebahnflüge absolviert. Die recht hohe Anzahl der Messungen gibt des weiteren Aufschluss über die Stabilität des Messsystems. Bei jedem Landebahnflug werden simultan ALS und ASIRAS-Daten erhoben. Dadurch können die Messungen direkt miteinander verglichen werden. Eventuelle Fehler in den GPS-Daten können ausgeschlossen werden, da diese gleichermaßen die Altimetermessungen beeinflussen. Die Analyse sieht vor, aus den korrigierten georeferenzierten Höhen des ALS Level1B- sowie des ASIRAS Level1B-Produktes die Differenzhöhe, Δ_h , zu berechnen. Diese sollte idealer Weise konstant bei 0.0 m liegen, da beide Altimetersysteme direkt die Oberfläche abtasten. Die ASIRAS-Echos dringen nur wenig in den harten Grund ein. Die maximale rückgestreute Energie wird daher von der Grenzschicht Luft/Asphalt reflektiert. Der Einfluss der Volumenstreuung kann in diesem Fall vernachlässigt werden. Für die Berechnung von Δ_h können zwei Methoden verwendet werden:

1. Bestimmung des nächsten ALS Level1B-Nachbarn der ASIRAS Level1B-Position.

2. Anstatt des nächsten Nachbarn kann die ALS-Höhe auch wahlweise aus allen in den um die ASIRAS Level1B-Position zentrierten Kreis bzw. das Rechteck fallenden invers-abstandgewichtete (IAW) Höhen berechnet werden. Das nach dem True Heading ausgerichtet Rechteck ist eine gute Annäherung des ASIRAS-Footprints.
3. Berechnung eines DEM (Gitterpunktabstand: $dx, dy = 1\text{m}$) aus den ALS Level1B-Daten. Anschließend wird aus den vier nächsten DEM-Nachbarn der ASIRAS Level1B-Position die IAW DEM-Höhe bestimmt.

6.2.2 Ergebnisse

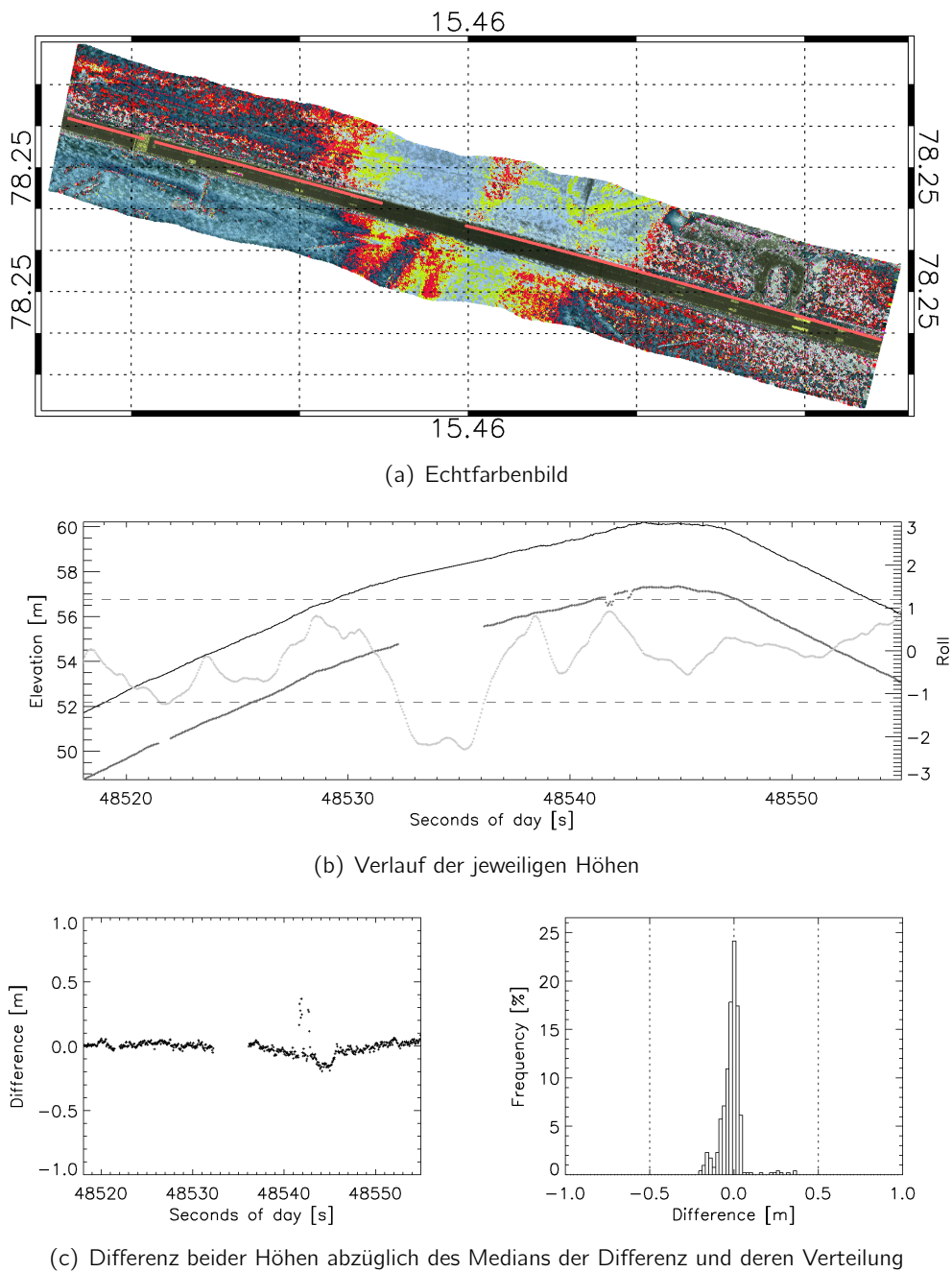


Abbildung 6.1: Vergleich der ALS und der ASIRAS Höhe über der Landebahn in Longyearbyen. Der mittlere Versatz, Δ_H , beträgt $2.96 \text{ m} \pm 0.05 \text{ m}$.

Abbildung 6.1 zeigt das Echtfarbenbild der mit dem ALS vermessenen Landebahn in Longyearbyen. Die roten Punkte markieren die Positionen der prozessierten ASIRAS Level1B-Echos. In der Abbildung ist zu erkennen, dass die Landebahn mehr am Rand getroffen wurde. Eine möglichst mittige Befliegung ist Voraussetzung für eine qualitativ hochwertige Analyse, da im Footprint des ASIRAS möglichst wenig Information der rauen Bereiche neben der Landebahn

enthalten sein sollten. In diesem Beispiel ist die Qualität dennoch sehr gut, mit Ausnahme des Bereiches um 48542 - 48547 s. Hier variiert Δ_h um bis zu 0.4 m. Dieser Unterschied lässt sich auf den Einfluss der neben der Landebahn befindlichen Schneehaufen zurückführen. Diese werden im ASIRAS-Footprint neben der Landebahn auch erfasst und tragen zum integrierten Signal bei. Um diesen Effekt zu berücksichtigen wurde versuchsweise Δ_h mithilfe der drei Methoden (siehe oben) berechnet. Das Ergebnis verbesserte sich dadurch nicht nennenswert (Tabelle 6.1). Folglich wird der Fehler nicht durch die Δ_h Berechnung generiert, sondern muss im Radarecho begründet liegen.

Tabelle 6.1: Ergebnisse der verschiedenen Δ_h -Berechnungen über der Landebahn in Longyearbyen

Methode der Berechnung von Δ_h	Median von Δ_h in m	Mean von Δ_h in m	σ_{Δ_h} in m
DEM (IDW der vier NN)	2.97	2.96	0.05
NN	2.97	2.96	0.06
Kreis (r = 7.5 m)	2.97	2.96	0.05
Footprint (Rechteck: 3.5 m x 20 m)	2.97	2.96	0.05

Tabelle 6.2 zeigt die Zusammenstellung der Auswertung der Landebahnüberflüge der Kampagne 2007. Alle Flüge wurden im LAM-Modus absolviert. Trotz einiger qualitativ unbefriedigender Ergebnisse (verrauscht, hoher Rollwinkel) konnte ein mittlerer Versatz, $\overline{\Delta_h}$, von 2.94 m ausgemacht werden. Dieser instrumentenbedingte Versatz (z.B. interne Kabellängen) ist konstant und muss daher in allen weiteren Analysen beachtet werden.

Tabelle 6.2: Vergleich der simultan gemessenen ALS- und ASIRAS-Daten über der Landebahn in Longyearbyen in 2007.

ASIRAS Profil	Startzeit	Stopzeit	Δ_h [m]	σ_{Δ_h} [m]	ALS Qualität	ASIRAS Qualität
A070405_12	13:11:13	13:11:43	3.07	0.09	ok	noisy, roll
A070405_13	13:16:20	13:16:50	/	/	ok	bad, roll
A070416_20	13:28:36	13:39:20	2.96	0.05	good	ok
A070416_25	13:42:47	13:43:40	2.93	0.05	good	ok
A070417_05	15:09:27	15:10:10	3.05	0.04	good	bad
A070418_08	18:45:27	18:46:10	2.74	0.12	ok	poor, roll
A070418_09	18:48:09	18:48:52	2.92	0.04	good	good
A070420_08	16:57:15	16:58:03	2.86	0.13	ok	noisy, roll
A070420_09	17:01:02	17:01:45	2.94	0.04	good	ok, roll
A070420_10	17:05:40	17:06:25	2.95	0.03	good	ok, roll
A070420_11	17:09:18	17:10:02	2.98	0.04	good	noisy, roll
Gesamt			2.94	0.06		

Im Anhang B werden für jede Kampagne entsprechende Versätze dargestellt. Die Unterschiede zwischen LAM- und HAM-Modus sind signifikant (LAM: 2.94 m, HAM: 0.85 m). Weiterhin wurde für die Kampagne 2006 ein LAM-Versatz von 3.5 m bestimmt. Nach Rücksprache mit dem DNSC konnte festgestellt werden, dass auf deren Plattform ein anderes Datenkabel in Verwendung war, dass die Differenz zum AWI-System von 0.75 m erklärt.

6.3 Eindringtiefe und interferometrische Phase - Kalibrierung über Radarreflektor

Die Kalibrierung des ASIRAS mithilfe von Radarreflektors ist ein wesentlicher Bestandteil der Datenauswertung. Von Interesse sind neben dem Eindringverhalten der Radarwelle in Schnee/Firn auch der Einfluss der oberflächennahen Schichten auf die Echoform und dem damit zusammenhängenden Fehler in der Bestimmung der wahren Oberfläche. Für die SAR-Prozessierung und der Auswertung der interferometrischen Phase sind Informationen bzgl. der Phasenstabilität und Kohärenz des Systems von großer Bedeutung und können mithilfe von CR Messungen studiert werden. Im Falle von festen Punktstreuern, wie dem Radarreflektor, erfährt die Phase während des Streuprozesses keine Änderung, d.h. der empfangene CR-Phasen-Signalanteil muß für jeden Puls gleich sein, wenn das System phasenstabil arbeitet. Das bedeutet für die ASIRAS Kalibrierung:

- Die Phasenstabilität kann direkt aus der Phasengeschichte des CR Signalanteiles für jede Antenne einzeln kontrolliert werden.
- Der ermittelte Puls zu Puls Phasenversatz sollte der Doppler-Phasenmodulation entsprechen.
- Die Phasendifferenz der CR-Signalanteile beider Antennen sollte nach der Bewegungskorrektur (INS) Null ergeben.

Weiterhin dienen die CR Messungen auch der Überprüfung der Zeitsynchronisation, wie in Abschnitt 4.4.3 bereits gezeigt wurde.

6.3.1 Eindringverhalten und statischer Versatz - Methode

Die Analyse des Eindringverhaltens sieht vor, den aus den ASIRAS-Daten bestimmten Höhenversatz, $\Delta_{h_{CR}}$, zwischen CR-Spitze und Oberfläche mit dem im Feld genau vermessenen zu vergleichen. $\Delta_{h_{CR}}$ wird in den Level1 sowie in den Level1B-Daten bestimmt, wohingegen ersterer nicht direkt in die Analyse eingeht. Vielmehr hilft die Level1-Analyse der Ermittlung des genauen Zeitpunktes des CR-Überfluges, so dass entsprechendes Level1B-Echo schnell in den Daten gefunden werden kann. Die ermittelte Differenz (Fehler) zwischen gemessenen und analysierten $\Delta_{h_{CR}}$ wird zudem auf den Einfluss verschiedenartiger Oberflächen auf das Radarecho in den beiden Modi (LAM, HAM) zu untersuchen sein, da die CR in verschiedenen Umgebungen (Landebahn, Meereis, Trockenschnee- und Perkulationszone) installiert wurden. Anhand dieser Informationen erhält man ein Eindruck über die Wechselwirkung des Radarechos an unterschiedlichen Oberflächen sowie eine Größenabschätzung der zu erwartenden Fehler in der Bestimmung der Höhe der wahren Schneeoberfläche.

Da der CR 1.5 bis 2.5 m über der Schneeoberfläche installiert ist und eine hohe Reflektivität aufweist, kann das CR-Signal theoretisch deutlich vom Bodensignal unterschieden werden. Der CR erscheint dabei als Hyperbel in den Rohdaten. Durch die hohe Pulsrate, der geringen Fluggeschwindigkeit und der relativ großen Antennenhalbwertsbreite in Flugrichtung (ca. 10°) wird eine räumliche Mehrfachabdeckung des CR erzielt. Der theoretische Verlauf des Versatzes $\Delta_{h_{theo}}(t)$ während des Überfluges für eine ebene Unterlage, konstanter Fluggeschwindigkeit v und bekanntem eingemessenen Versatz $\Delta_{h_{CR}}$ ist dabei wie folgt definiert

$$\Delta_{h_{theo}}(t) = \Delta_{h_{CR}} - (r - \cos(\alpha(t)) * r), \quad (6.10)$$

wobei v der mittleren Höhe über Grund, t der Zeit und $\alpha = \sin^{-1}(v * t/r)$ entspricht. Zum Zeitpunkt $t = 0$ befindet sich der CR im Nadir der Antennenkeule.

6.3.2 Eindringverhalten und statischer Versatz - Ergebnisse

Die Bestimmung des $\Delta_{h_{CR}}$ in den Rohdaten erfolgte durch das gleichzeitige Abgreifen des 'range bin' im Scheitel der Hyperbel und an der Schneeoberfläche (Abbildung 6.2). Wichtig ist, dass nicht die Zeit der maximalen Entfernung zwischen CR und Oberfläche, sondern das Hyperbel-Minimum gewählt wird. Dieser Zeitpunkt entspricht dem der nächsten Annäherung an den CR, d.h. dem Zeitpunkt indem sich der CR im Nadir der Radarkeule befand. Da die Rohdaten unprozessiert und ungestapelt vorliegen sind große Fehler in der Bestimmung von $\Delta_{h_{CR}}$ zu erwarten, jedoch kann der Nadirpunkt zeitlich sehr genau bestimmt werden. Dies spiegelt sich in den hohen Unterschieden zwischen den im Feld eingemessenen und den Level1-bestimmten Versätzen in der Tabelle 6.3 wieder.

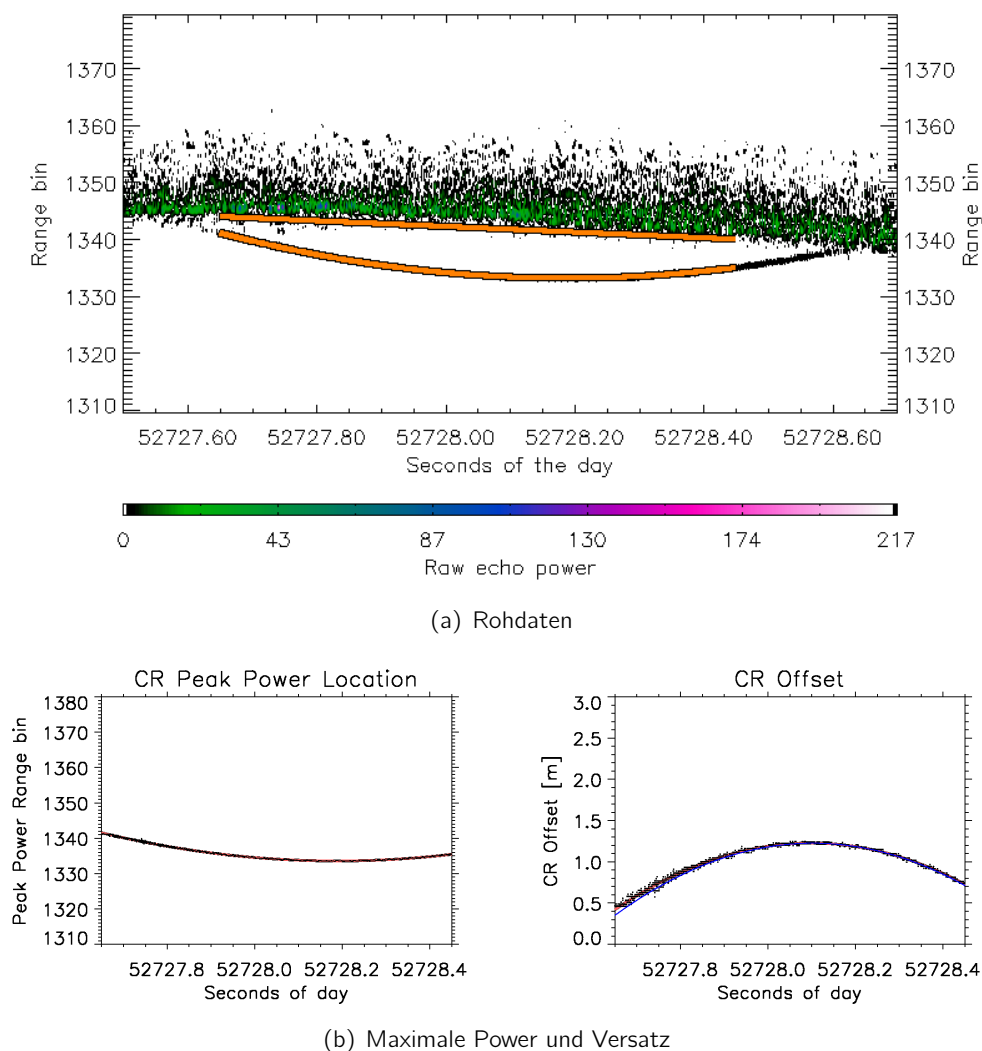


Abbildung 6.2: Bestimmung des Höhenversatzes von CR-Spitze zu Oberfläche anhand von ASIRAS Rohdaten. Der Versatz, $\Delta_{h_{CR}}$, wurde zu 1.14 m bestimmt. Die blaue Linie in b) entspricht der theoretischen Berechnung nach Gleichung 6.10.

Der größte Fehler begründet sich in der ungenauen Bestimmung der Schneeoberfläche. Die CR-Reflektion hingegen ist sehr scharf und die 'Höhe' des Scheitelpunktes der angepassten Differenzhöhenparabel (Abbildung 6.2 b)) kann mit einer Genauigkeit von ca. ± 0.05 m bestimmt werden.

Tabelle 6.3: 'Corner reflector' Analyse der CR-Überflüge der Profile A070417_02 und A070418_01.

Name	Profil	L1 $\Delta_{h_{CR}}$ [m]	L1B $\Delta_{h_{CR}}$ [m]	Gemessen $\Delta_{h_{CR}}$ [m]
Airport	A070417_02	1.14	1.57	1.55
CRY3	A070418_01	2.46	2.12	1.83
CRY2	A070418_01	1.92	1.92	1.61

Im nächsten Schritt wird der CR in den Level1B-Daten aufgesucht. Durch die SAR Prozessierung, die im weitesten Sinne einer Stapelung bzw. Fokussierung entspricht, wird der Abstand von Echo zu Echo vergrößert (2500 Hz nach ca. 10 Hz \rightarrow ca. 0.02 m nach ca. 4 m). Dadurch ist der CR nur noch in drei bis fünf Level1B-Echos detektierbar. Eine klare Reflexionshyperbel kann nicht mehr ausgemacht werden. Dies hat zur Folge, dass der Scheitelpunkt und damit der Höhenversatz nur ungenau (zeitlicher Fehler ca. 0.1 s \rightarrow Fehler in $\Delta_{h_{CR}}$ ca. 0.03 m) ermittelt werden können. Um die Genauigkeit zu erhöhen kann eine Kombination der Level1 und Level1b Ergebnisse verwendet werden. Durch Level1 ist der Nadirpunkt und durch Level1b die genaue ASIRAS-Schneeoberflächenhöhe bekannt. Es besteht nun die Möglichkeit anhand des mit der Gleichung 6.10 theoretisch berechneten Versatzes, $\Delta_{h_{theo}}$, den Höhenversatz zwischen der Scheitelpunkt-CR-Höhe und der theoretischen CR-Höhe des dem Scheitelpunkt am nächsten liegenden Level1B-Echoes zu berechnen. Um diesen Wert wird der aus dem Level1B-Echo bestimmte Versatz korrigiert.

Die obere Grafik der Abbildung 6.3 zeigt die aus den ASIRAS Level1B-Daten bestimmte Oberflächenhöhe im Bereich des CR-Airport. Die untere Grafik bildet das Level1B-Echo über dem CR ab, wobei das erste Maximum der CR-Reflexion und das zweite der Oberfläche entspricht. Die vertikalen Linien zeigen die Position der detektierten Höhen aus denen $\Delta_{h_{CR}}$ auf 1.57 m bestimmt wurde. Die Tabelle 6.3 zeigt die drei Ergebnisse der Überflüge über unterschiedlichem Untergrund. In dem gezeigten Beispiel beträgt die Differenz zwischen dem eingemessenen und dem Level1B bestimmten Versatz 0.02 m, wohingegen die Differenz der beiden anderen Beispiele ca. 0.3 m beträgt. Dieser Unterschied ist auf den Untergrund an der jeweiligen CR-Position zurückzuführen. Der CR-Airport wurde auf sehr festen etwa 30 cm dicken Schnee, neben der Landebahn in Longyearbyen aufgestellt. Die beiden anderen waren auf dem Eisdome über Winterschnee installiert. Deutlich wird, dass die Radarwellen in den weichen (kontrastarmen) Winterschnee eindringen. Dabei überlagern sich das Oberflächensignal mit den an tiefer liegenden Schichten reflektierten Signalanteilen. Dadurch verschiebt sich der Zeitpunkt des Maximums des Oberflächensignales. Dies zieht einen Fehler von bis zu 0.3 m in der Bestimmung der Schneeoberfläche nach sich.

Da der CR nur einer Punktmessung entspricht, kann wenig über die Natur und die statistische Verteilung der ermittelten Fehler erfahren werden. Einzig die Aussage, dass durch Wechselwirkung mit Schnee Detektionsfehler in der Oberflächenhöhe von nicht geringem Ausmaß entstehen, kann und soll Kernaussage dieses Abschnitts bleiben.

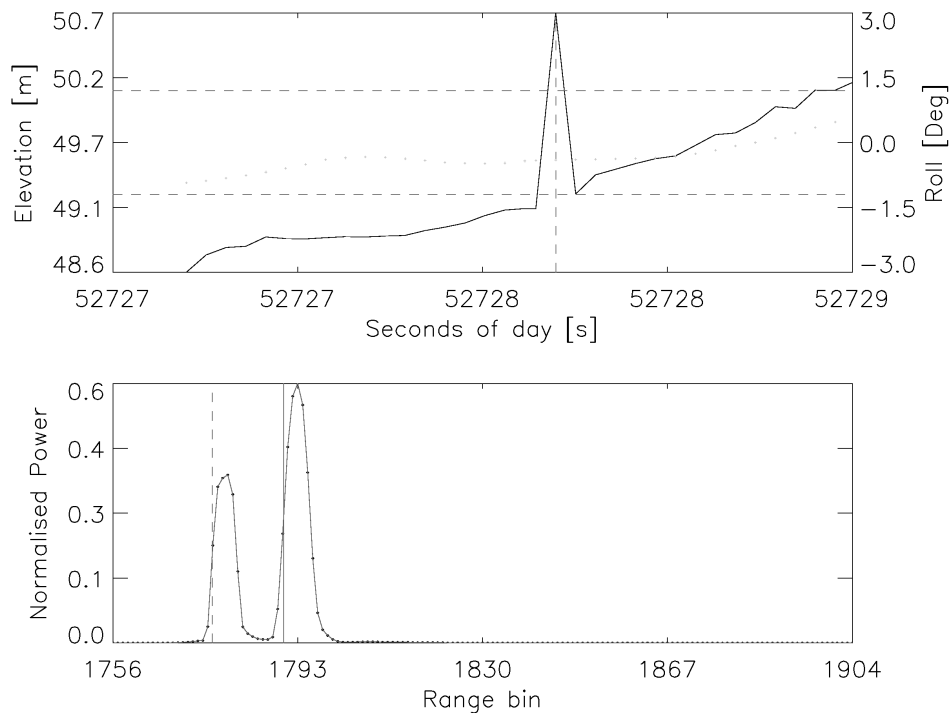


Abbildung 6.3: Bestimmung des Versatzes Δh_{CR} mithilfe von ASIRAS Level1B-Daten. Oben: aus Level1B-Daten gewonnene Oberflächenhöhe. Unten: Level1B-Echo des CR, wobei das erste Maximum der CR-Reflexion und das zweite der Oberfläche entspricht. Die vertikalen Linien zeigen die Position der detektierten Höhen. Der Versatz wurde auf 1.57 m bestimmt.

6.3.3 Phasenversatz

Während der Kampagnen 2005 und 2006 wurde zum ersten mal in niedrigen Flughöhen (ca. 500 m) im LAM-Modus geflogen. Bei der ersten Datenanalyse fiel der hohe Rauschanteil und die schlechte Qualität der Daten auf, die aus den 2004er HAM-Daten nicht bekannt war (siehe Abbildung 6.5 (a)). Es schien als ob das Echo nicht richtig fokussiert wurde, da kein scharfes Oberflächensignal ausgemacht werden konnte. Anhand der Radarreflektor Überflüge konnte von Ingenieuren der ESA ein linearer Phasenversatz in den Rohdaten festgestellt werden. Dieser Versatz war je nach gewählter Flughöhe und damit gekoppeltem FMCW Frequenzversatz verschieden. Der Effekt des Phasenversatzes resultiert aus einem Azimutfehler der Dopplerbeams während der SAR-Prozessierung.

Ein Beispiel der empirischen Bestimmung des Phasenversatzes zeigt Abbildung 6.4. Wie oben wird die Amplitude der CR-Hyperbel extrahiert. Zu jedem Amplitudenwert existiert, da es sich um komplexe Signale handelt, auch ein zugehöriger Phasenwert. Dieser sollte beim Überflug eines Punktstreuers wie dem CR einen stetigen hyperbelförmigen Verlauf aufweisen. Die Änderung der Phase resultiert aus der Dopplerverschiebung und kann mit gegebener GPS/INS-Trajektorie theoretisch genau berechnet werden. Es zeigte sich, dass die Phase fehlerhaft war, aber manuell durch Multiplikation mit einem konstanten Phasenfaktor (je nach eingestelltem FMCW Versatz) korrigiert werden konnte. Der Phasenfaktor wurde anschließend bei der Level1B-Prozessierung berücksichtigt und wird in Tabelle 6.4 dargestellt. Das Ergebnis der Korrektur ist in Abbildung 6.5 (b) ersichtlich. Deutlich erkennbar ist der höhere Signal- zu Rauschanteil und ein starker interner Reflektor, der vermutlich einer Schmelzlage

entspricht.

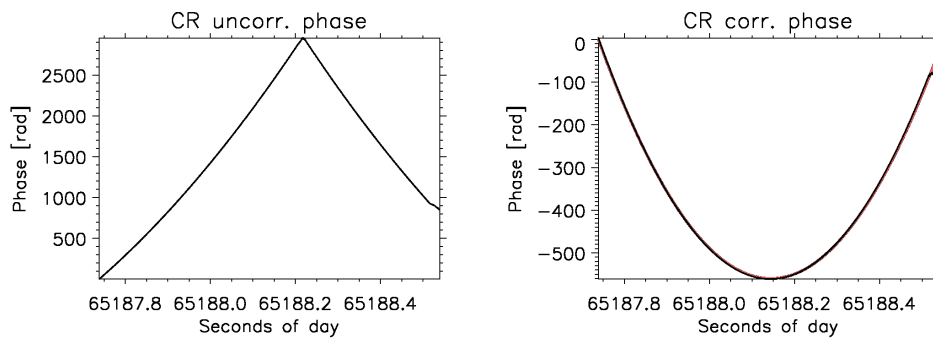
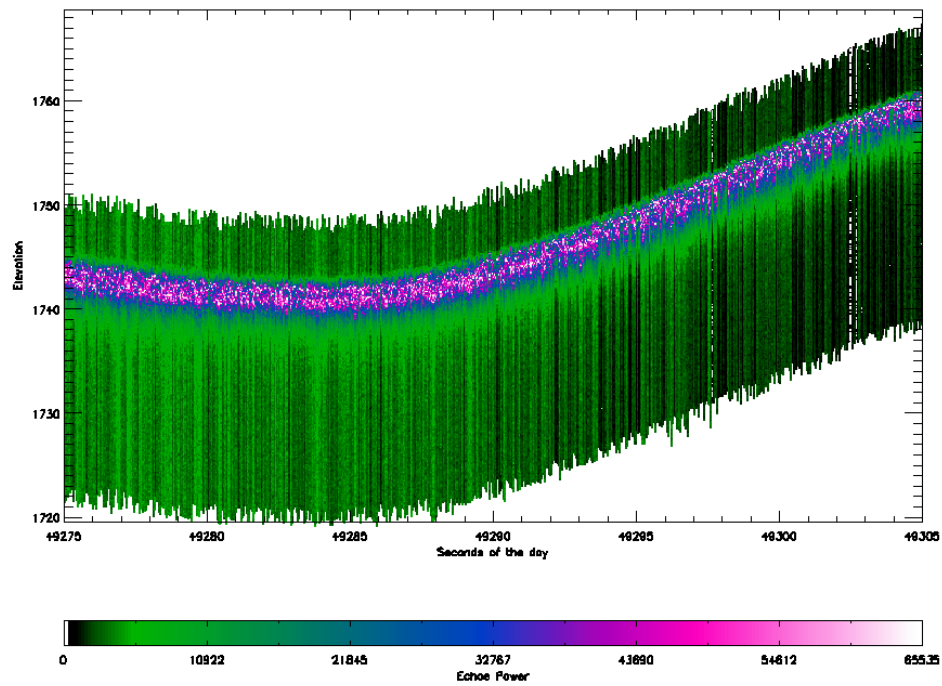


Abbildung 6.4: Bestimmung der Phasenversatzkorrektur aus ASIRAS Rohdaten. Dargestellt sind die extrahierten und um die 2π -Phasenmehrdeutigkeit aufgelösten Signalanteile des Radarreflektors.

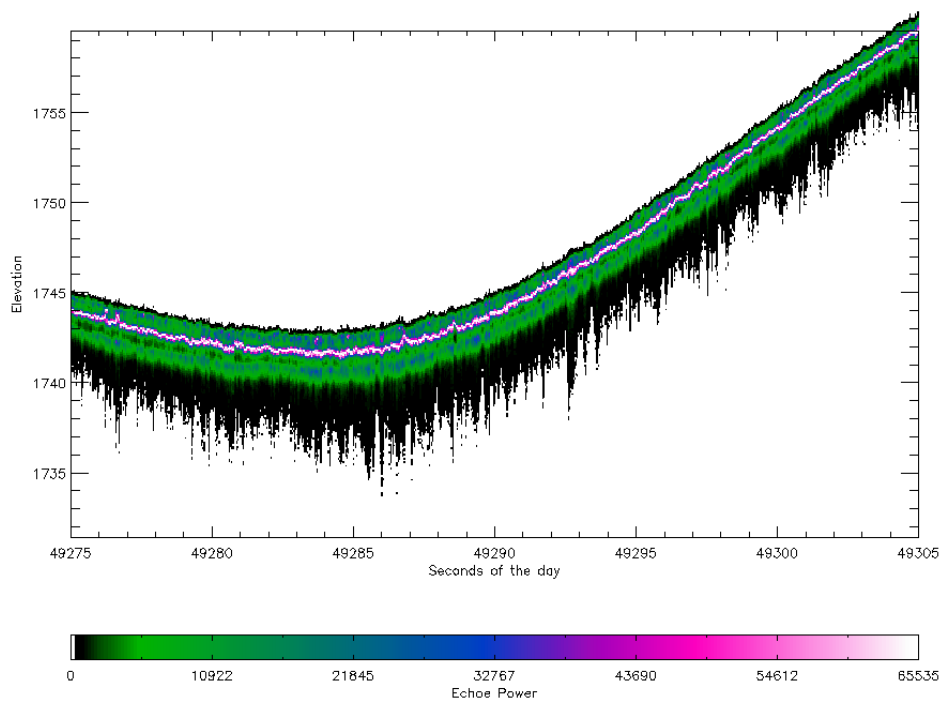
Tabelle 6.4: Phasenfaktor für die Korrektur der 2006er LAM Daten

Frequenzversatz $FMCW$ (MHz)	ASIRAS- Entfernung zur Oberfläche (m)	Phasenfaktor $\phi(FMCW)$ (rad)
20	60 - 420	3.35103216
40	300 - 660	0.41887902
60	540 - 900	3.76991118
80	780 - 1140	0.83775804
100	920 - 1380	4.18879020

Vor dem Hintergrund des Phasenfehlers wurde das ASIRAS-Instrument von RST-Ingenieuren 2007 untersucht. Dabei konnte in einer Routine der internen Gerätesteuerung ein Inkrementfehler gefunden werden. Dadurch hatte die Abtastung einen Fehler von einem Phaseninkrement von Puls zu Puls (pers. Kommunikation mit H. Lentz, RST Systemtechnik). Mit dem 'hardware upgrade' des ASIRAS Instruments 2007 konnte dieser Fehler beseitigt werden. Eine nachträgliche Korrektur innerhalb der Level1B-Prozessierung ist nicht mehr notwendig.



(a) ohne Phasenversatzkorrektur



(b) mit Phasenversatzkorrektur

Abbildung 6.5: ASIRAS Level1B-Echos prozessiert mit und ohne Phasenversatzkorrektur. Die Daten entstammen der Kampagne 2006.

6.3.4 Interferometrische Phase in HAM-Daten

Durch Extraktion der CR-Phasenhistorien beider Antennen und der Gleichung 6.6 wurde der Verlauf der Phasendifferenz für den CR-Signalanteil bestimmt.

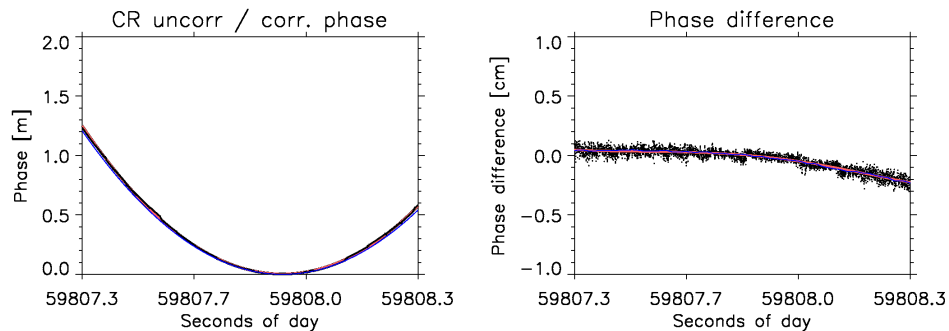


Abbildung 6.6: Bestimmung der interferometrischen Phase über CR aus ASIRAS Rohdaten. Die Abb. links zeigt den Phasenverlauf des CR Signalanteiles einer Antenne und rechts die Phasendifferenz zwischen beiden Antennen. Die schwarzen Punkte entsprechen den Rohdaten, die orange Linie der angepassten Funktion und die blaue Linie dem theoretisch simulierten Verlauf.

Abbildung 6.6 zeigt ein Beispiel der Analyse. Dargestellt werden darin die Phasenhistorie einer Antenne (links) und die Phasendifferenz (rechts). Die gemessene Phase (schwarze Punkte bzw. orange Linie) beschreibt eine hyperbolische Kurve und zeigt eine sehr gute Übereinstimmung mit der theoretisch Berechneten (blaue Linie). Auch die Phasendifferenz zeigt eine sehr gute Übereinstimmung zwischen Daten und Modell. Beide wurden zur Deckung gebracht, indem die theoretische Kurve mit einem konstanten Versatz von etwa -1 cm verschoben wurde. Um die Einmaligkeit der Beobachtung auszuschließen, wurden insgesamt drei CR-Flüge mit ähnlichen, doch nicht identischen Ergebnissen, untersucht. Die ermittelten statischen Versätze betragen -0.98 cm, 0.84 cm und -1.27 cm. Daher kann ein genereller statischer Versatz der Phasendifferenz ausgeschlossen werden. Die Ursache der unterschiedlichen Ergebnisse sowie der geringen Abweichung vom Modell liegen möglicherweise in der zu geringen Auflösung der 'range bins', Fehler beim Auflösen der Phasenmehrdeutigkeiten ('unwrapping') oder eine unzureichende Genauigkeit der eingemessenen Gerätepositionen auf der Plattform. Letztere Ursache hat Auswirkung auf das Modell, die anderen auf die Bestimmung der extrahierten CR Signalanteile. Die 'unwrapping' Fehler sind auch an drei kleinen Sprüngen des Phasenverlaufes in Abbildung 6.6 erkennbar (59807.6 s, 59808.1 s und 59808.2 s).

Zusammenfassend zeigten die Analysen:

- eine sehr hohe Phasenstabilität,
- korrigierbare statische Phasenversätze für LAM Daten (2005, 2006),
- keine Phasenversätze für HAM Daten und für LAM Daten ab 2007,
- keine Phasendifferenzversätze im HAM-Modus (konnten nicht nachgewiesen werden).

7 Validierung und Analyse der ASIRAS Level1B-Daten

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der Validierung der ASIRAS-Daten anhand von Beispielen vorgestellt und diskutiert. Für die Genauigkeitsanalysen der Radarmessungen stehen die ALS Level1B-Daten zur Verfügung. Die Oberflächenhöhen beider Systeme werden miteinander verglichen, wobei das ALS-Höhenmodell als Referenz dient. Die ALS-Vergleichshöhe am ASIRAS-Messpunkt wurde mit den in Abschnitt 6.2 beschriebenen Methoden ermittelt. Ein Vergleich der Methoden untereinander zeigte, dass auch in Gebieten hoher Oberflächenrauigkeit nur sehr geringe Unterschiede in den Ergebnissen bestehen. Daher wurde aus rechenzeitlichen Gründen in folgenden Beispielen stets Methode 1 (nächster ALS Nachbar) als ALS-Vergleichshöhe herangezogen.

Die Bestimmung der ASIRAS-Höhe erfolgte mithilfe der in Abschnitt 3.3 vorgestellten unterschiedlichen Retracker-Algorithmen.

7.1 Genauigkeit der ASIRAS Höhenmessungen

Dieser Abschnitt zeigt Ergebnisse des Vergleichs der ASIRAS-Höhenmodelle (ASR-DEM), ermittelt mithilfe der unterschiedlichen Retracker, mit dem Laserscannerhöhenmodell (ALS-DEM). Das Referenz-ALS-DEM wurde mithilfe der Methode des nächsten Nachbarn (siehe Abschnitt 6.2) bestimmt. Die Vergleiche wurden für folgende Oberflächen bzw. Schneetypen durchgeführt:

- Landebahn (Alert und Resolute Bay),
- Trockenschneezone (Grönland),
- Perkolationszone EGIG Linie (Frühjahr und Herbst - Grönland),
- Akkumulationszone Svalbard (Frühjahr - Austfonna Eisdome)

Die Abbildungen der Tests sind in Anhang D dargestellt und die Resultate werden im Folgenden kurz beschrieben. Gezeigt werden für jeden Oberflächentyp die zugehörige Radargramm-sektion, das die amplitudenskalierten prozessierten ASIRAS Echos enthält. Die Farbskala, reichend von 0 bis 65535, resultiert aus der arbeitsspeichersparenden Amplitudenskalierung auf 'integer' Zahlen. Die Abbildungen der Resultate in Anhang D bestehen aus je drei Graphiken, wobei die obere den Höhenverlauf des ALS (dünne schwarze Linie), den Höhenverlauf des ASIRAS (dunkelgrau gepunktet) und den Verlauf des Rollwinkels (hellgrau gepunktet) zeigt. Die x-Achse gekennzeichnet mit 'Seconds of day [s]', entspricht dem Zeitpunkt der Messung am jeweiligen Flugtag und kann sehr einfach in eine Entfernung oder Profillänge umgerechnet werden. Die Geschwindigkeit über Grund betrug im Mittel etwa 65 m/s. Ein Ausschnitt von 50 s entspricht dann ca. 3250 m. Die Differenz zwischen ALS- und ASIRAS-DEM, bezogen auf den Median der Differenz, ist in der linken unteren Graphik aufgetragen.

In die Berechnung der Differenz sind nur Werte eingegangen, in denen der Rollwinkel kleiner $\pm 1.2^\circ$ betrug. Die rechte untere Graphik zeigt die Verteilung der auf den Median bezogenen Differenz und die zugehörige Statistik (Median, Mittelwert und Standardabweichung) kann den Boxen innerhalb der obersten Graphik entnommen werden.

7.1.1 Landebahn

Wie bereits in Abschnitt 6.2 beschrieben, wurden Messungen über Landebahnen durchgeführt, die der Kalibrierung des ASIRAS dienten. Die Abbildung 7.1 zeigt als Übersicht die Radargramme zweier Landebahnüberflüge, aufgenommen im LAM bzw. HAM Messmodus. Mit diesen Messungen wurde für jede Kampagne der statische gerätespezifische Versatz, mit dem die ASIRAS-DEM's korrigiert werden mussten, ermittelt. Die Annahmen waren:

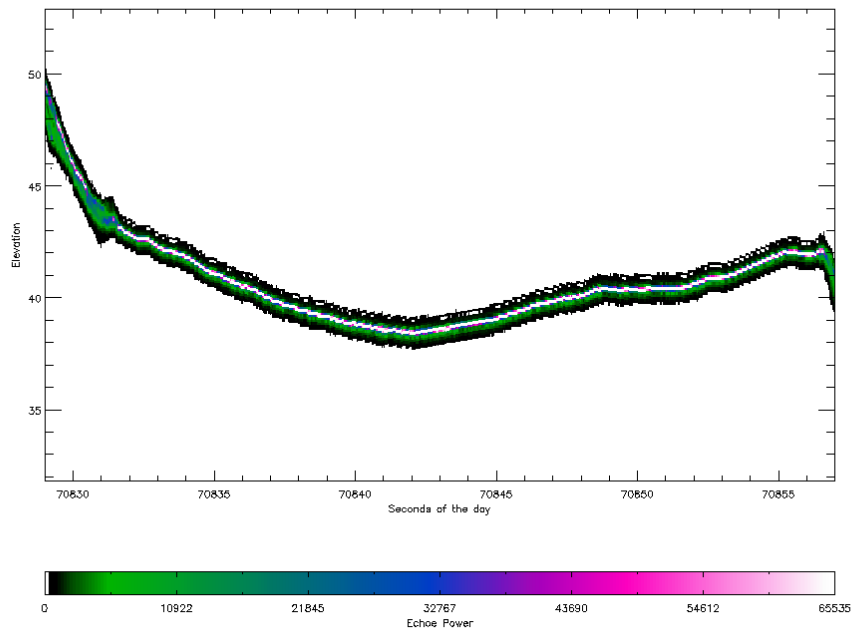
- Das empfangene rückgestreute Signal ist zu 90% durch den Übergang von Luft nach Asphalt/Eis beeinflusst.
- Die Landebahn besitzt eine glatte Oberfläche.

Damit wurde gewährleistet, dass Veränderungen der Signalform, hervorgerufen durch Oberflächenrauigkeit und Volumenstreuung, minimal sind.

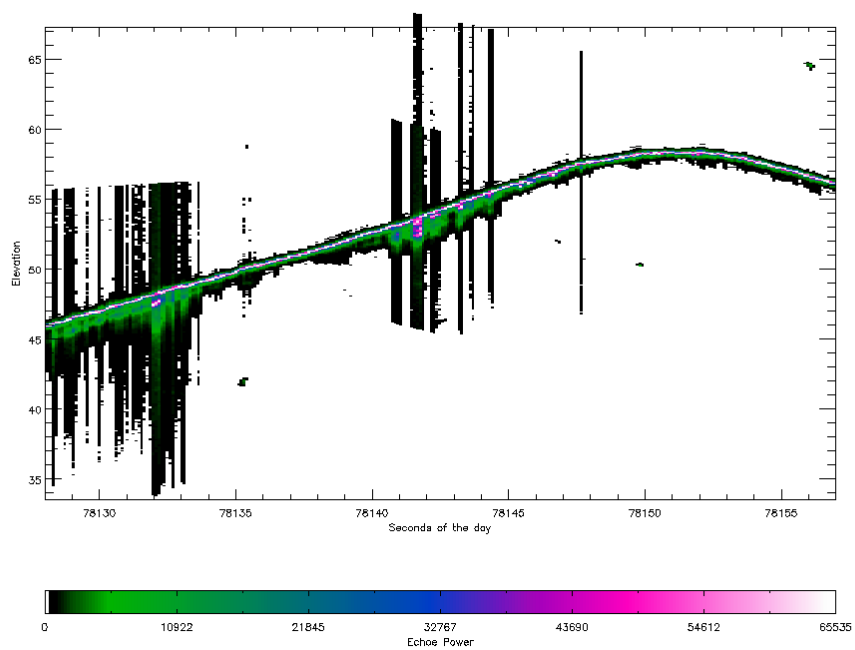
Anhand der beiden Radargramme in Abbildung 7.1 konnten obige Annahmen bestätigt werden. Deutlich wird, dass die Einzelechos in beiden Fällen sehr scharf sind und Volumenanteile nicht ausgemacht werden können. Im Radargramm des HAM fallen einige gestörte Bereiche auf (z.B. bei 78132 s). Hier ist das Echo um etwa 0.5 m versetzt. Ursache des 'gestörten' Echos ist wahrscheinlich die eingestreuete Energie starker Reflektoren, wie Flugzeugen oder Hangargebäuden in unmittelbarer Nähe der Landebahn die vom Antennendiagramm mit erfasst wurden. Neben der Landebahn befindliche Objekte sowie der rauere Untergrund wirkt sich aufgrund der Proportionalität von Flughöhe zu Footprintbreite bei HAM-Daten stärker aus als bei LAM-Daten. Die daraus resultierenden Störanteile überlagern das eigentliche Nutzsignal, führen damit zu Fehlern in der Analyse und sollten nicht mit ausgewertet werden.

Die Ergebnisse der Analysen wurden in Tabelle 7.1 zusammengefasst und zeigen im Mittel eine sehr hohe Genauigkeit, erkennbar an der geringen Standardabweichung von ca. 0.05 m, die mit fast allen Retrackeralgorithmen in beiden Mess-Modi erreicht wird. Einzig der SSMRET zeigt erhöhte Abweichungen. Auch der WRET zeigt in beiden Fällen häufig Lücken (siehe Abbildungen D.4 und D.9). Das bedeutet, dass sowohl der WRET als auch der SSMRET für die Kalibrierung weniger geeignet ist. OCOG, TSRA und ERET arbeiten alle sehr stabil, wobei die OCOG-Höhe um mehr als 0.1 m bzgl. des TSRA und ERET versetzt ist (vgl. Median in Tabelle 7.1). Der Versatz ist kontinuierlich über die gesamte Sektion und daher begründet in der Verschiedenheit der Algorithmen. Diese detektieren die Höhe an unterschiedlichen 'range bins' des Echos (der TSRA bzw. ERET bei etwa 50% und der OCOG bei etwa 80% der Maximalamplitude).

Bemerkung: Wie bei den nachfolgenden Beispielen gezeigt wird ist dieser Versatz auch bei allen anderen Oberflächentypen nachweisbar. Es sollte beachtet werden, dass je nach gewähltem Retracker-Algorithmus eine andere statische Korrektur erfolgen muss.!



(a) LAM-Mode



(b) HAM-Mode

Abbildung 7.1: ASIRAS Radargramme der Landebahnen von a) Alert, aufgenommen im LAM-Mode und b) Resolute Bay, aufgenommen im HAM-Mode.

Tabelle 7.1: Ergebnisse der Höhenmodellvergleiche über den Landbahnen in Alert bzw. Resolute Bay, aufgenommen unter verschiedenen Messmodi und bearbeitet mit verschiedenen Retrackern.

ASIRAS-Modus	Retracker	Median [m]	Mean [m]	σ_d [m]
LAM	OCOG	5.35	5.35	± 0.05
LAM	TSRA	5.16	5.16	± 0.05
LAM	ERET	5.18	5.18	± 0.04
LAM	WRET	5.25	5.26	± 0.06
LAM	SSMRET	5.31	5.15	± 0.57
HAM	OCOG	0.81	0.81	± 0.04
HAM	TSRA	0.67	0.67	± 0.04
HAM	ERET	0.68	0.69	± 0.04
HAM	WRET	0.74	0.75	± 0.04
HAM	SSMRET	0.82	0.78	± 0.11

7.1.2 Trockenschneezone

Dieser Abschnitt zeigt exemplarisch Ergebnisse der Analyse von HAM-Daten in der Trockenschneezone von Grönland. Das Profil wurde im Herbst 2004 aufgenommen.

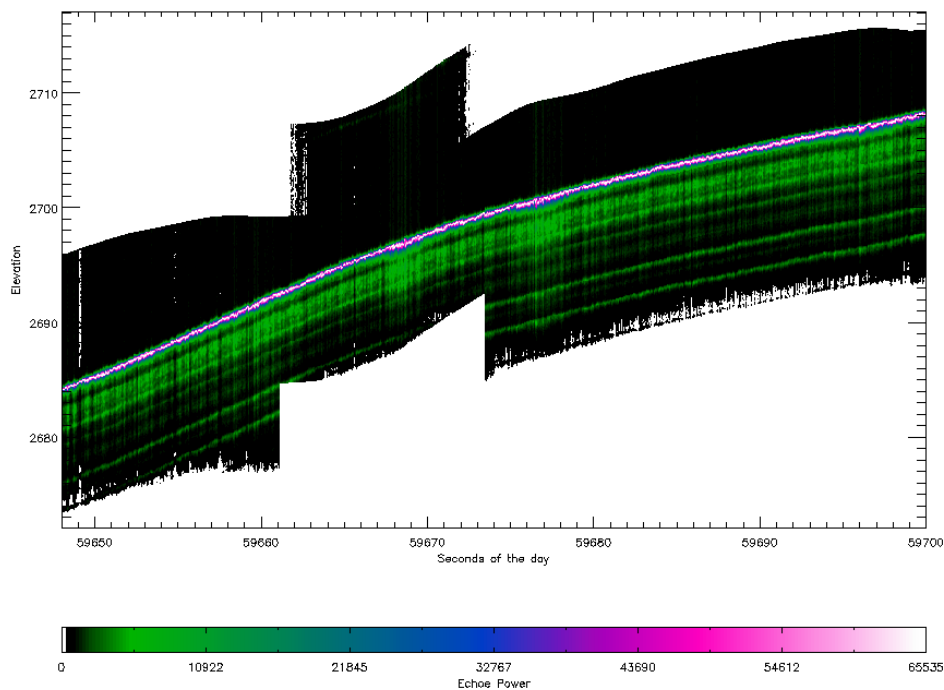


Abbildung 7.2: HAM-ASIRAS Radargramm der Trockenschneezone in Grönland.

Das Radargramm der Abbildung 7.2 unterscheidet sich deutlich von denen der Landebahnen im vorigen Abschnitt. Neben dem sehr starken Oberflächensignal sind parallel zur Oberfläche verlaufende interne Horizonte erkennbar. Diese gehen einher mit erhöhten Schneedichten und können zur Bestimmung von Akkumulationsraten genutzt werden (Hawley et al., 2006). Unser Interesse gilt hier dem Einfluss des Volumenteils auf die Genauigkeit der ASIRAS-Höhen. Die Ergebnisse des Vergleichs mit dem ALS-DEM sind in Tabelle 7.2 einzusehen. Auffällig sind die geringen Standardabweichungen aller Retracker-Modelle. Die besten Ergebnisse werden mit dem ERET und dem TSRA erzielt. Deutlich wird dies zum einen an der geringen Standardabweichung, zum anderen an der sehr scharfen Verteilung der Differenzhöhen in den Abbildungen D.12 und D.13. Die ermittelten Differenzhöhen betragen für TSRA, ERET und WRET 1.02 m bzw. 1.01 m für OCOG und SSMRET 1.12 m bzw. 1.15 m. Der Unterschied ist wie oben erläutert wurde konstant über das Profil und retracker-spezifisch. Allerdings fällt im Vergleich zur Landebahnanalyse auf, dass die Differenzen über 0.3 m größer sind. Dies bedeutet ein Eindringen des Signals in den Schnee und die Überlagerung der Anteile aus Volumenstreuung und Oberflächenstreuung. Weiterhin hat auch die bzgl. der ebenen Landebahn erhöhte Oberflächenrauigkeit Einfluss auf das Signal. Dies konnte von Ferraro and Swift (1995a) anhand ihrer Analysen mit einem Flugzeugradarsystem gezeigt werden. Theoretische Überlegungen sind in den analytischen Modellen von Brown (1977); Davis and Moore (1993); Newkirk and Brown (1996); Ferraro and Swift (1995b) zu finden, die Trennung beider Anteile in unseren Daten war bislang nicht möglich, ist aber Ziel weiterer Untersuchungen. Festzuhalten bleibt, dass ein Versatz der ASIRAS-Höhe durch Wechselwirkung der oberen Bereiche des Trockenschnees mit der Radarwelle und durch Oberflächenrauigkeit erzeugt wird. Dieser Versatz erscheint in kurzen Sektionen konstant und unterliegt nur kleinen Schwankungen. Ändern sich aber die Zusammensetzung der Oberfläche sowie ihre Beschaffenheit, so ist mit deutlich größeren Standardabweichungen zu rechnen

Tabelle 7.2: Ergebnisse der unkorrigierten Höhenmodellvergleiche in der Trockenschneezone (Grönland, EGIG-Line), aufgenommen im Herbst und bearbeitet mit verschiedenen Retrackern.

ASIRAS-Modus	Retracker	Saison	Median [m]	Mean [m]	σ_d [m]
HAM	OCOG	Herbst	1.12	1.12	± 0.07
HAM	TSRA	Herbst	1.02	1.02	± 0.05
HAM	ERET	Herbst	1.02	1.03	± 0.04
HAM	WRET	Herbst	1.01	1.02	± 0.07
HAM	SSMRET	Herbst	1.15	1.15	± 0.06

7.1.3 Perkulationszone zu verschiedenen Jahreszeiten

Die Perkulationszone in Grönland unterliegt starken jahreszeitlichen Schwankungen. Während der Sommermonate tauen aufgrund höherer Temperaturen und stärkerer Sonneneinstrahlung Bereiche der obersten Schneeschichten, die in den kalten Wintermonaten akkumuliert wurden. Das gebildete Wasser sickert ein und gefriert in tieferen Lagen. Es bilden sich Eislin sen und Eisstrünke unterschiedlichster räumlicher Ausdehnung. Zudem ändert (beschleunigt) sich die Sinterungsrate aufgrund der höheren Tagestemperaturen (Colbeck, 1982). Verstärkte Schneeverdichtung und Kornwachstum sind die Folge. Pfeffer and Humphrey (1996, 1998)

entwickelten ein Modell um den Perkolationsvorgang und die Vorzugsbildung der Eislinsen thermodynamisch zu beschreiben. Die Vorgänge sind sehr komplex, bewirken letztlich aber eine sehr schnelle und deutliche Änderung physikalischer Parameter wie der Dichte. Der Grad der Änderungen der Schneeeigenschaften ist zudem räumlich und zeitlich sehr variabel, unterliegt Tagesgängen und ist abhängig von der Topographie. Davon ausgehend, könnten insbesondere während der Sommermonate starke Änderungen im Rückstreuverhalten des Radars beobachtet werden.

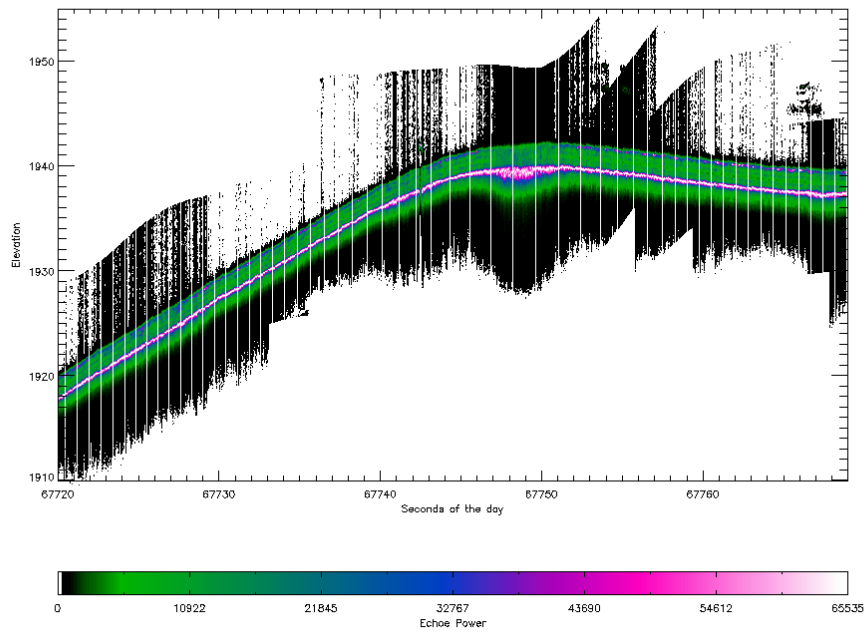
Um den Einfluss der Perkolationszone auf die Genauigkeit der ASIRAS-Höhen zu bestimmen wurden zwei Profile, aufgenommen entlang der EGIG-Linie (Westgrönland, T05) im Frühjahr bzw. Herbst 2004, untersucht. Überlegungen zufolge sollte das Frühjahrsprofil ein ungestörtes Schneepaket, durch Schneezutrag im Winter gebildet, zeigen. Im Gegensatz dazu werden für das Herbstprofil Inhomogenität verbunden mit stark variierenden Echoformen, erwartet. In Abbildung 7.3 werden für beide Profile die Radargramme gezeigt. In (a) bestätigt sich die Annahme der ungestörten Schichtung des obersten Schneepakets. Leichte interne Horizonte sind erkennbar die wahrscheinlich auf Starkwindereignisse, verbunden mit Kompaktion der Oberfläche und somit Dichteanstieg, zurückzuführen sind. Ein sehr starker Reflektor, etwa 1.40 m, unterhalb der Oberfläche ist zu erkennen. Dieser entspricht der vereisten Oberfläche des vorangegangenen Sommers (LSS) und wurde als solcher auch von Parry et al. (2006) sowie Helm et al. (2007) identifiziert und analysiert.

Das Herbstradargramm in Abbildung 7.3 (b) unterscheidet sich deutlich vom Frühjahr (a). Die Radarechos zeigen kaum Eindringen und variieren nur wenig in ihrer Form (Breite des Hauptmaximums) entlang des Profils. Die Beobachtungen zeigen, dass im Unterschied zum Frühjahr, in dem der Hauptteil der rückgestreuten Energie von internen Reflektoren (insbesondere der LSS) stammt und im Herbst die Oberfläche den größten Beitrag liefert. Aus zeitgleich stattgefundenen Feldmessungen ist bekannt, dass die Oberfläche im Herbst sehr hart, zeitweilig vereist und nur wenig durch Neuschnee bedeckt war (pers. Kommun. Pete Nienow, Douglas Mair).

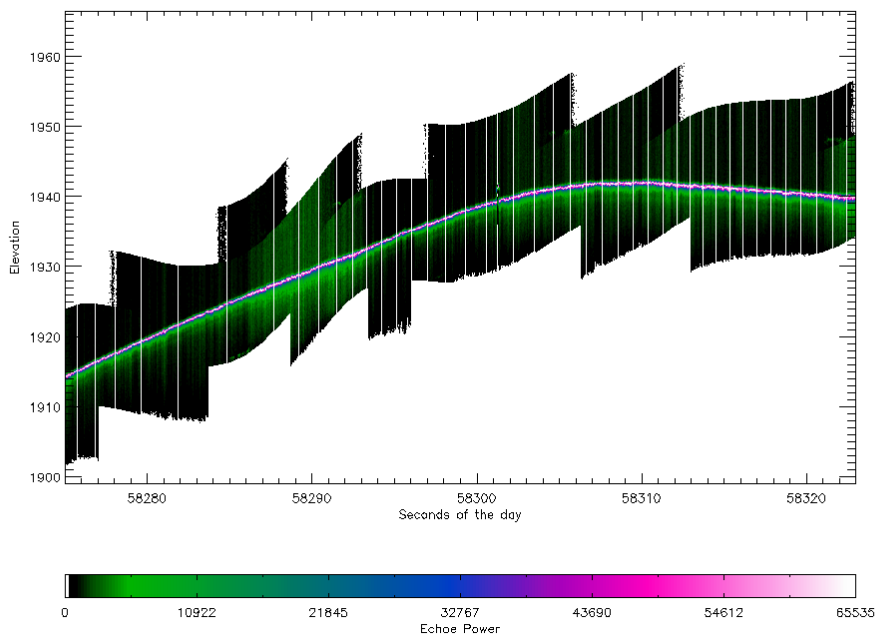
Tabelle 7.3: Ergebnisse der unkorrigierten Höhenmodellvergleiche in der Perkolationszone (Grönland, EGIG-Linie), aufgenommen in verschiedenen Jahreszeiten und bearbeitet mit verschiedenen Retracker.

ASIRAS-Modus	Retracker	Saison	Median [m]	Mean [m]	σ_d [m]
HAM	OCO	Frühjahr	2.75	2.39	± 0.74
HAM	TSRA	Frühjahr	0.87	0.88	± 0.17
HAM	ERET	Frühjahr	0.91	1.37	± 0.71
HAM	WRET	Frühjahr	0.84	0.83	± 0.17
HAM	SSMRET	Frühjahr	1.53	1.74	± 0.84
HAM	OCO	Herbst	0.98	0.97	± 0.04
HAM	TSRA	Herbst	0.89	0.90	± 0.04
HAM	ERET	Herbst	0.89	0.88	± 0.04
HAM	WRET	Herbst	0.99	0.98	± 0.05
HAM	SSMRET	Herbst	0.99	0.99	± 0.05

Die Ergebnisse der Genauigkeitsanalyse für beide Profile zeigt die Tabelle 7.3. Sehr deutliche Unterschiede in Qualität und Höhendifferenz zwischen den einzelnen Retracker-Algorithmen



(a) Frühjahr



(b) Herbst

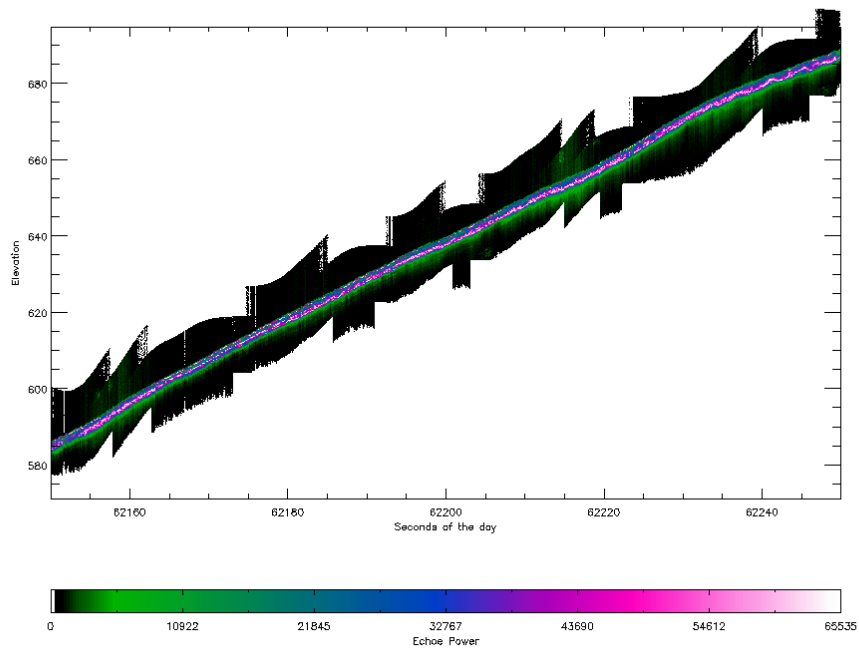
Abbildung 7.3: ASIRAS Radargramm der Perkolationszone von Grönland aufgenommen im HAM-Mode a) im Frühjahr und b) im Herbst.

sind beim Frühjahrsprofil zu erkennen. Die Differenzen reichen von $0.88 \text{ m} \pm 0.17 \text{ m}$ für TSRA bis zu $2.39 \text{ m} \pm 0.74 \text{ m}$ für OCOG. Die Abbildungen D.17 und D.16 in Kombination mit dem zugehörigen Radargramm in Abbildung 7.3 (a) lassen erkennen, dass der OCOG hauptsächlich den LSS-Horizont als Oberfläche sieht und nur gelegentlich den Oberflächen-signalanteil als solchen detektiert. Der TSRA dagegen ist sehr stabil bestimmt die Oberfläche richtig. Er liefert sowohl eine geringere Standardabweichung als auch eine realistischere mittlere Differenz zum ALS-DEM. Diese beträgt ca. 0.87 m und weist, ähnlich wie in der Trockenschneezone, einen Versatz von 0.2 m bzgl. der Landebahn auf. Demnach beeinflussen der trockenen Winterschnee als Volumenterm und die Oberflächenrauigkeit das Radarsignal und führen zu einem annähernd konstanten Versatz der Radarhöhe bzgl. des ALS-DEM. Die Ergebnisse im Herbst zeigen ähnlich gute Resultate wie für die Trockenschneezone. Alle Retracker zeigen ähnlich gute Resultate mit Standardabweichungen von $\pm 0.04 \text{ m}$. Der Versatz des TSRA bzgl. der Landebahn liegt bei 0.22 m ist und konstant über dem Messbereich. Die Ergebnisse sind trotz der sehr unterschiedlichen Beschaffenheit der obersten Schneeschichten zwischen den Jahreszeiten sehr ähnlich, sofern der stabile TSRA genutzt wird. Sie deuten darauf hin dass die Oberflächenrauigkeit und der Volumenterm maßgeblich den Offset (0.20 m bzw. 0.22 m) bestimmt und die Radarhöhe wenig durch kleinräumige Dichteveränderungen beeinflusst wird.

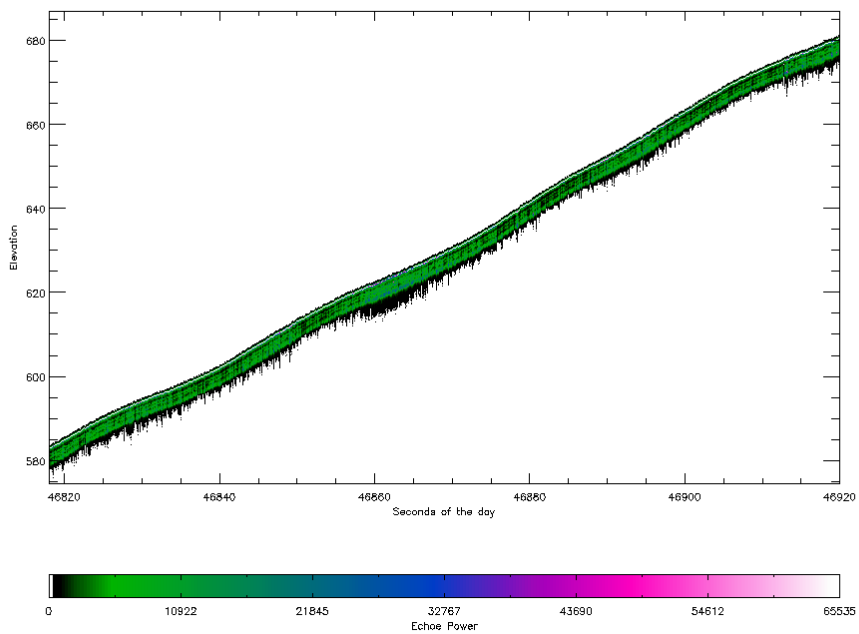
7.1.4 Akkumulationszone mit verschiedenen Mess-Modi

Dieser Test untersucht Unterschiede in der Höhengenaugkeit zwischen den beiden Messmodi HAM und LAM. Ausgewähltes Testgebiet und Zeitraum waren die Akkumulationszone des Austfonna Eisdoms im Frühjahr. Die HAM-Messungen fanden 2004 und die des LAM-Modus 2006 statt. Beide Profile wurden entlang der gleichen Bodentraverse geflogen und überdecken daher dasselbe Gebiet. Den Überlegungen zufolge sollten ähnlich gute Resultate bei beiden Messmoden erzielen, sofern keine drastischen Änderungen der generellen Wetterlage im Frühjahr über Austfonna zwischen den Jahren 2004 und 2006 bestehen. Ein frühzeitiger Warmfronteinbruch könnte ein sehr frühes Einsetzen von Oberflächenschmelzen nach sich ziehen und dadurch massive Unterschiede zwischen beiden Ergebnissen hervorrufen, ausgegangen wird aber von stabilen Verhältnissen. Aufgrund des kleineren 'Footprints' beim LAM-Mode (Flughöhe 300 m) im Vergleich zum HAM-Flug (1150 m), sollten die Ergebnisse des LAM etwas geringere Standardabweichungen zeigen. Auch das ALS-DEM dürfte qualitativ etwas weniger verrauscht sein, da der Laserscanner nicht an seiner Leistungsgrenze betrieben wurde.

Werden die Radargramme in der Abbildung 7.4 betrachtet so fallen sehr starke Unterschiede zwischen den beiden Mess-Modi auf. In den HAM-Daten von 2004 in Abbildung 7.4 (a) kann, ähnlich der Perkulationszone im Frühjahr, ein starker Tiefenreflektor identifiziert werden. Das Oberflächensignal ist vergleichsweise nur schwach ausgeprägt. Im Unterschied dazu ähneln die LAM-Daten 2006 in Abbildung 7.4 (b) denen der Perkulationszone im Herbst. Beobachtet wird ein sehr starkes Oberflächensignal mit darunter parallel verlaufenden sehr schwachen internen Horizonten. Diese können nicht über das gesamte Profil verfolgt werden und signalisieren Unterschiede in der Intensität der Oberflächenrückstreuung, die wiederum das Eindringverhalten der Radarwelle beeinflusst. Die optischen Unterschiede der Radargramme spiegeln sich in den Resultaten der Analysen des Vergleichs mit dem ALS-DEM, die in Tabelle 7.4 aufgeführt werden, wider. Während die LAM-Daten für fast alle Retracker sehr geringe Standardabweichungen von $\pm 0.04 \text{ m}$ aufweisen, variieren die Standardabweichungen der HAM-Daten von $\pm 0.10 \text{ m}$ für den TSRA bis zu $\pm 0.99 \text{ m}$ für den SSMRET. Auch die ab-



(a) HAM-Mode



(b) LAM-Mode

Abbildung 7.4: ASIRAS Radargramm der Akkumulationszone von Austfonna im Frühjahr a) aufgenommen im HAM-Mode und b) aufgenommen im LAM-Mode.

Tabelle 7.4: Ergebnisse der unkorrigierten Höhenmodellvergleiche in der Akkumulationszone (Austfonna Eisschild), aufgenommen in verschiedenen ASIRAS-Messmodi und bearbeitet mit verschiedenen Retrackern.

ASIRAS-Modus	Retracker	Saison	Median [m]	Mean [m]	σ_d [m]
HAM	OCOg	Frühjahr	1.09	1.34	± 0.46
HAM	TSRA	Frühjahr	0.90	0.92	± 0.10
HAM	ERET	Frühjahr	1.24	1.20	± 0.27
HAM	WRET	Frühjahr	0.98	1.03	± 0.24
HAM	SSMRET	Frühjahr	1.95	2.10	± 0.99
LAM	OCOg	Frühjahr	5.31	5.31	± 0.04
LAM	TSRA	Frühjahr	5.14	5.14	± 0.04
LAM	ERET	Frühjahr	5.16	5.17	± 0.04
LAM	WRET	Frühjahr	5.09	5.10	± 0.06
LAM	SSMRET	Frühjahr	5.36	5.37	± 0.11

gegriffenen mittleren Differenzen zeigen merkbare Unterschiede im HAM-Mode und deuten daraufhin, dass die ermittelten Höhen teilweise dem starken internen Reflektor zugeordnet sind. Dieses Phänomen konnte bereits in den Frühjahrsdaten der Perkolationszone ausgemacht werden. Auch in diesem Fall werden die realistischsten Ergebnisse mit dem TSRA bestimmt, mit einer Differenzhöhe von 0.92 ± 0.10 m zum ALS-DEM. Der Unterschied zum statischen Landebahnversatz beträgt 0.25 m und ähnelt dem der Perkolationszone.

Die LAM Differenz des TSRA bzgl. des ALS-DEM beträgt 5.14 ± 0.04 m. Auch hier lässt sich der Unterschied zur Landebahnkalibrierung (für TSRA beträgt der statische Offset 5.16 ± 0.05 m) bestimmen und beträgt -0.02 m. Dieser Wert erscheint auf den ersten Blick unrealistisch, könnte aber im Zusammenhang mit Schmelz- und Vereisungsprozessen an der Oberfläche erklärt werden. Vereiste Oberflächen verhalten sich ähnlich denen einer Landebahn. Sie bilden bzgl. des Mediums Luft einen sehr starken Dichtekontrast und weisen damit einen sehr hohen Reflektivitätskoeffizienten auf. Der Hauptteil der Energie wird zurück gestreut und ein Eindringen der Radarwelle verhindert. Um diesen Erklärungsansatz zu stützen untersuchten ich einen Bereich von frisch gebildetem Meereis und beobachtete eine ähnlich geringe Differenz von 5.19 ± 0.04 m.

Anhand der beiden dargestellten Analysen konnte gezeigt werden, dass mit beiden Mess-Modi trotz unterschiedlicher Oberflächenbeschaffenheit eine sehr gute Genauigkeit in der Bestimmung der Oberflächenhöhe erreicht wird. Weiterhin zeigten der Vergleich der LAM- mit den HAM-Daten eindrucksvoll die zeitliche Variabilität der Akkumulationszone des Austfonna Eisschildes. Weitere Analysen und der Vergleich mit glaziologischen Feldmessungen, die zeitgleich mit den ASIRAS-Überflügen stattfanden, sind notwendig und werden zukünftig Thema einer wissenschaftlichen Veröffentlichung sein.

7.1.5 Zusammenfassung des Vergleichs

Die Vergleiche der ALS-DEM mit den durch die verschiedenen Retrackermodelle erzeugten ASIRAS-DEM zeigen für unterschiedliche Schneezonen eine breite Variation der Ergebnisse und deren Qualität. Einzig der TSRA liefert bei allen Analysen gute konsistente und stabile

Resultate und wird daher zukünftig als Standardalgorithmus zum Einsatz kommen. Die erreichte Genauigkeit der Höhenbestimmung durch den TSRA liegt im Mittel bei etwa 0.05 m entlang eines Profilabschnittes. Die Analyse verschiedener Oberflächentypen ergab profilspezifische Versätze die wahrscheinlich in engem Zusammenhang mit der Oberflächenrauigkeit sowie der Zusammensetzung der obersten Schneeschichten, d.h. deren Dichteverteilung, stehen. Diese Versätze bewegen sich zwischen 0.0 m für Eis bzw. Landebahn und 0.2 bis 0.3 m für raue, durchlässige Oberflächen. Die Retrackeralgorithmen SSMRET und WRET erwiesen sich als instabil und können nicht empfohlen werden. Für Schneetypen mit starkem Oberflächensignalanteil wie Trockenschnee oder vereisten Oberflächen konnten neben dem TSRA auch mit dem ERET und OCOG gute Ergebnisse erzielt werden. Insbesondere der ERET könnte sich für weitere Analysen der Echoform sehr nützlich erweisen, da in Zukunft ein Ansatz entwickelt werden soll um direkt aus den ASIRAS-Daten eine Klassifizierung von Oberflächen vorzunehmen.

7.2 Artefakte durch extreme Rollwinkel

Das Radargramm in Abbildung 7.5 zeigt zwischen 61785 s und 61795 s bzw. 61833 s und 61845 s zwei 'gestörte' Bereiche. Die Echos in diesen Zonen erscheinen weniger scharf fokussiert und in der vertikalen Auflösung vermindert. Dies wird deutlich im Fehlen bzw. Verschmieren des Oberflächenanteils mit dem des internen Reflektors, der im Rest des Profils sehr gut erkennbar ist. Ähnliche Zonen konnten in den meisten Profilen nachgewiesen werden, unabhängig vom ASIRAS-Messmodus, Schneeklasse, Rauhigkeit, Höhenlage oder Retrackermodell. Aus diesem Grund musste die Ursache in den Daten selbst oder deren Prozessierung und nicht in lokalen Störzonen begründet sein.

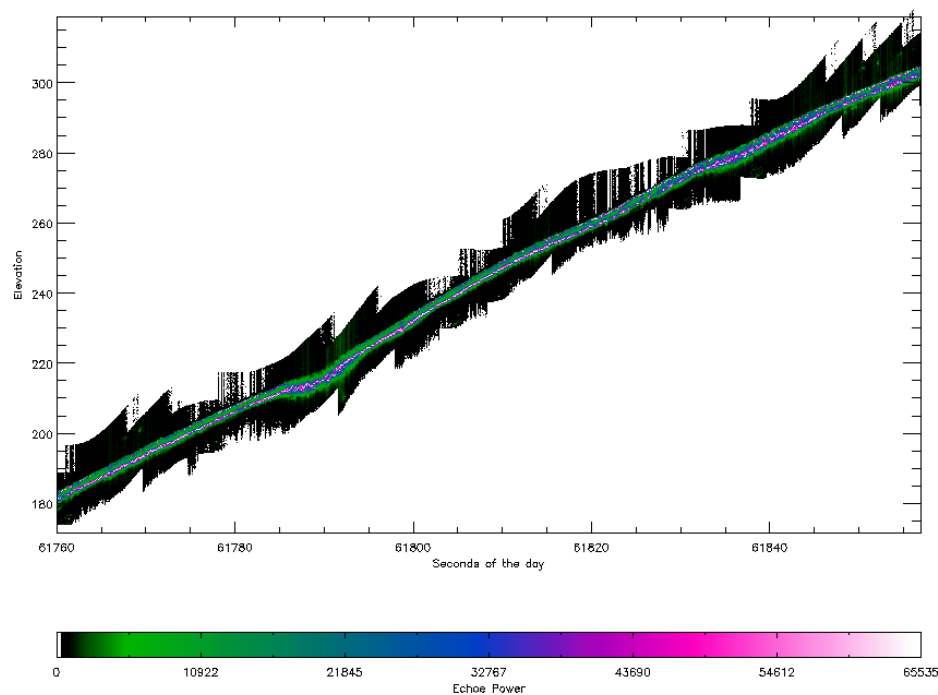


Abbildung 7.5: HAM-ASIRAS Radargramm der Akkumulationszone vom Austfonna Eisschild.

Der Vergleich mit dem ALS-DEM, der in Abbildung 7.6 ersichtlich ist, zeigte zudem, dass das ASIRAS-DEM in den gestörten Zonen ebenfalls großen Abweichungen unterliegt. Die obere linke Abbildung zeigt den Verlauf der ALS-Höhe (schwarze Linie) und der ASIRAS-Höhe (dunkelgraue Linie), reichend von 180 m bis 300 m. In den erwähnten Zonen erkennt man das Abweichen des ASIRAS-DEM als Delle. Diese wird in der darunter liegenden Abbildung sehr deutlich, da hier die Differenzkurve beider Höhenmodelle aufgetragen ist. Die hellgraue Linie (oben links) zeigt den Verlauf des Rollwinkels im vorgegebenen Messbereich. Bereits im oberen linken Graphen fällt die starke Korrelation der Abweichung mit dem Rollwinkel auf, welche rechts oben gegeneinander aufgetragen ist, wobei die Abhängigkeit der

Höhen-Abweichung vom Absolutwert des Rollwinkels betrachtet wird. Die gestrichelte graue Linie der rechten oberen Abbildung verdeutlicht den stark nichtlinearen Zusammenhang. Eine Exponentialfunktion beschreibt in diesem Fall die Korrelation sehr gut, jedoch konnte nachgewiesen werden, dass der empirisch bestimmte Dämpfungsterm stark von Fall zu Fall variiert und nicht generell für eine Korrektur genutzt werden konnte.

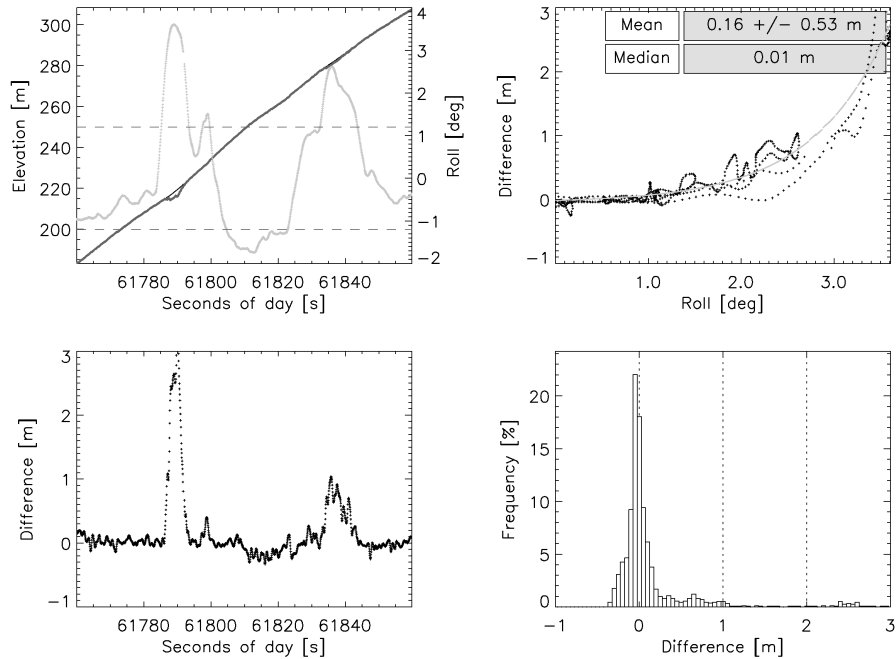


Abbildung 7.6: Vergleich ALS mit unkorrigiertem ASIRAS-DEM und dessen Abhängigkeit vom Rollwinkel.

7.2.1 Korrekturansatz

Aufgrund der Beobachtungen wurde versucht eine allgemein gültige Korrektur in Abhängigkeit des Rollwinkels zu bestimmen. Theoretisch betrachtet stammt der Großteil der reflektierten Energie aus der durch das Antennendiagramm beleuchteten Fläche. Diese Fläche ist einerseits abhängig von der Nadirentfernung, R_0 , sowie der Antennenabstrahlcharakteristik. Aufgrund des beobachteten starken Rollwinkeleinfluss, wurde nur das Antennendiagramm der ASIRAS-Antenne senkrecht zur Azimutrichtung beachtet. Dieses ist bestimmt durch die Halbwertsbreite, θ_{3DB} , (in RST (2005) wurde θ_{3DB} zu 2.3° bestimmt) und kann durch eine sinc-Funktion in Abhängigkeit vom Rollwinkel wie folgt näherungsweise beschrieben werden (Klausing et al., 2000):

$$P(\theta) = \frac{\sin\left(\frac{\pi D}{\lambda}(\sin(\theta) - \sin(\psi))\right)^2}{\left(\frac{\pi D}{\lambda}(\sin(\theta) - \sin(\psi))\right)^2}, \quad (7.1)$$

mit

$$D = \frac{0.88\lambda}{\theta_{3DB}\cos(\psi)}. \quad (7.2)$$

Abbildung 7.7 (a) zeigt schematisch für den eindimensionalen Fall das ASIRAS Antennendiagramm sowie die beleuchtete Fläche (rot) quer zur Flugrichtung. Wird die Antenne um den Rollwinkel, ψ , zur Seite hin ausgelenkt (siehe Abbildung 7.7 (b)), so vergrößert sich sowohl die beleuchtete Fläche, als auch die kürzeste Entfernung, R , zur Oberfläche. Der Nadirpunkt (P) liegt außerhalb des Antennendiagramms, sobald der Rollwinkel $\theta_{3DB}/2$ überschreitet ($\psi > \theta_{3DB}/2$).

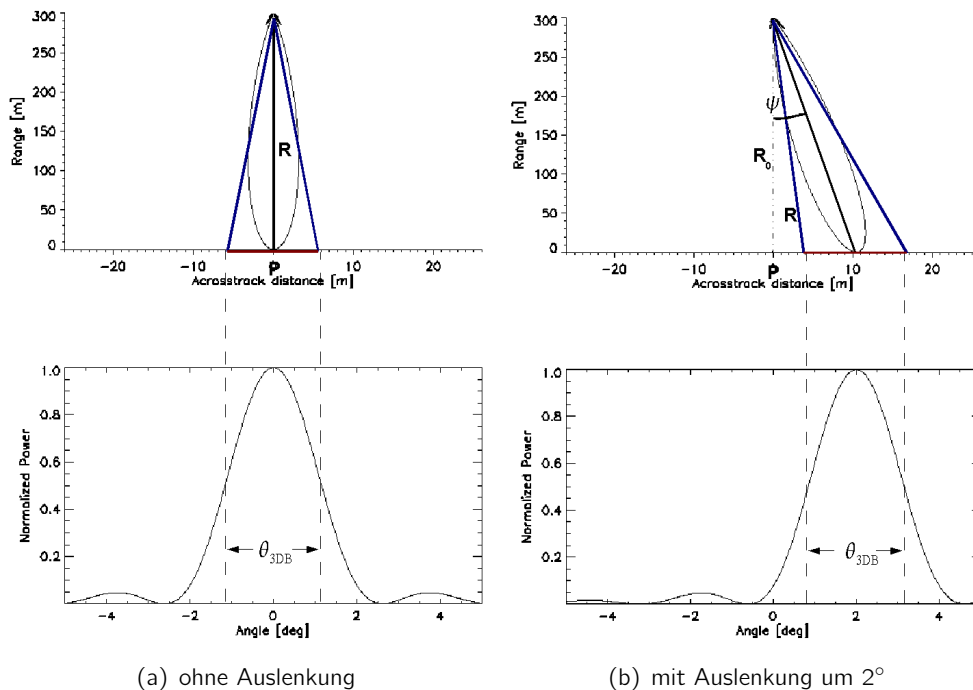


Abbildung 7.7: Antennencharakteristik quer zur Flugrichtung. P entspricht dem Nadirpunkt, R der Entfernung zw. Antenne und Oberfläche, θ_{3DB} der Antennenhalfwertsbreite und ψ dem Rollwinkel.

Es ist nun möglich für beliebige Entfernungen und Rollwinkel theoretisch die Abweichung ($X = R - R_0$) zur Nadirentfernung, R_0 , zu berechnen um die Daten zu korrigieren. Abbildung 7.8 a) zeigt X in Abhängigkeit von ψ für verschiedene R_0 . Dabei ging ich davon aus, dass eine Korrektur erst nötig wird, wenn $|\psi| > \theta_{3DB}/2$. Deutlich wird, dass X für jedes R_0 jeweils einer Exponentialfunktion (gestrichelte Linien in Abbildung 7.8 a)) mit unterschiedlichem Dämpfungsterm gleicht. Da ein solcher funktionaler Zusammenhang auch bei der Analyse der Daten beobachtet wurde, korrigierte ich diese mithilfe des theoretischen Modells.

Abbildung 7.9 zeigt das Ergebnis der Korrektur. Im Vergleich zum unkorrigierten Fall konnte die Standardabweichung der Höhendifferenz von 0.53 m auf 0.34 m vermindert werden. Trotz dieses Erfolgs kann einerseits eine Unterschätzung und andererseits eine leichte Überschätzung der Korrektur beobachtet werden. Erstere kann dem Bereich von 61785 s bis 61795 s und letztere dem Bereich von 61810 s bis 61820 s in Abbildung 7.9 links unten entnommen werden. Wird in selbiger Abbildung der linken oberen Graphen eingehender untersucht, so kann ein Vorzeichenwechsel des Rollwinkels zwischen beiden unzureichend korrigierten Bereichen festgestellt werden. Aufgrund der symmetrischen Antennencharakteristik kann jedoch ein direkter Zusammenhang mit dem Rollwinkel ausgeschlossen werden. Einen indirekten Einfluss auf die Korrektur und deren Symmetrie könnte eine quer zur Flugrichtung geneigte Oberfläche haben.

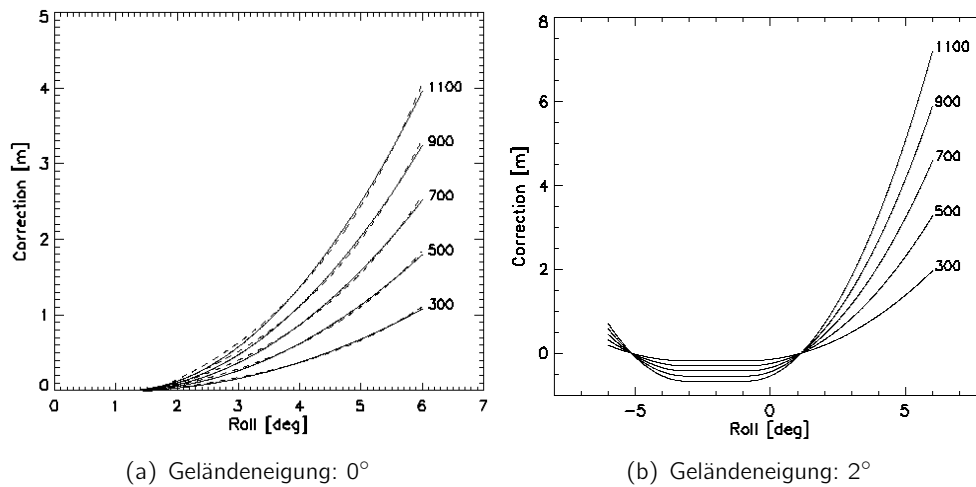


Abbildung 7.8: Theoretische Rollkorrekturkurven für ausgewählte Entfernungen (300, 500, 700, 900, 1100m) in Abhängigkeit vom Rollwinkel ohne a) und mit b) Berücksichtigung der Geländeneigung.

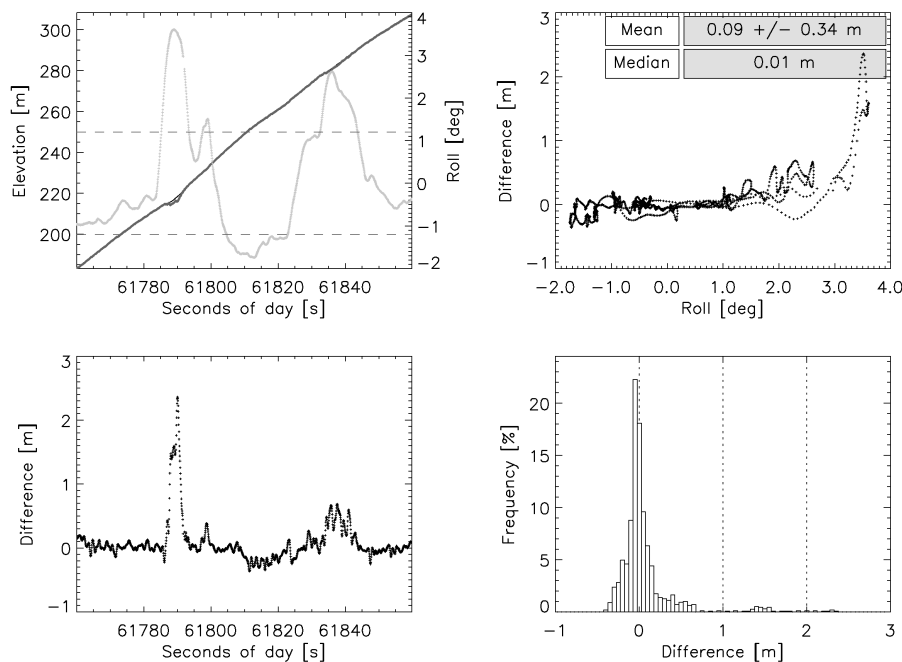


Abbildung 7.9: Vergleich ALS mit Rollkorrigiertem ASIRAS-DEM.

Um diese Auswirkung auf die Korrekturkurven zu untersuchen wurde das Modell durch den Neigungsparameter α erweitert. Dadurch war es möglich die Referenzhöhe, gegeben durch R_0 quer zur Flugrichtung je nach α zu variieren. Abbildung 7.8 (b) zeigt die Korrektur X in Abhängigkeit von ψ für verschiedene R_0 und einer Geländeneigung von 2° . Deutlich wird, dass die Korrekturkurven nicht mehr symmetrisch sind und dass Bereiche existieren, in denen X negative Werte annimmt. Um das erweiterte Modell auf die Daten anzuwenden bestimm-

te ich entlang des Profilausschnitts mithilfe des ALS-DEM α zu etwa 1.0° . Das Ergebnis der mit dem erweiterten Modell berechneten Korrektur wird in Abbildung 7.10 dargestellt. Im linken unteren Graphen sowie im Histogramm ist deutlich eine Verbesserung erkennbar. Auch quantitativ drückt sich der Fortschritt durch die Verminderung der Standardabweichung um 0.14 m auf 0.20 m aus. Der zuvor überkorrigierte sowie der hintere unterkorrigierte Bereich (61833 s bis 61845 s) konnten durch die Erweiterung des Modells sehr gut ausgeglichen werden. Für $\psi > 3^\circ$ scheint es, dass die Echos durch die SAR-Prozessierung zu stark verschmiert werden um durch eine nachträgliche Prozessierung ausreichend korrigiert werden zu können. Beschränkt man den Rollwinkel auf $|\psi| < 3^\circ$ beträgt die Standardabweichung nur noch 0.12 m.

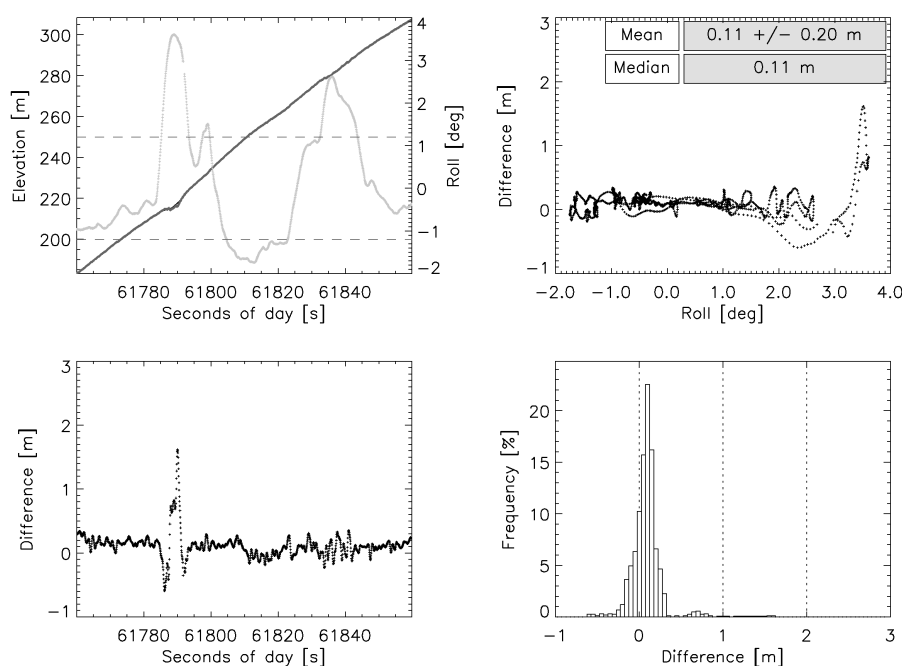
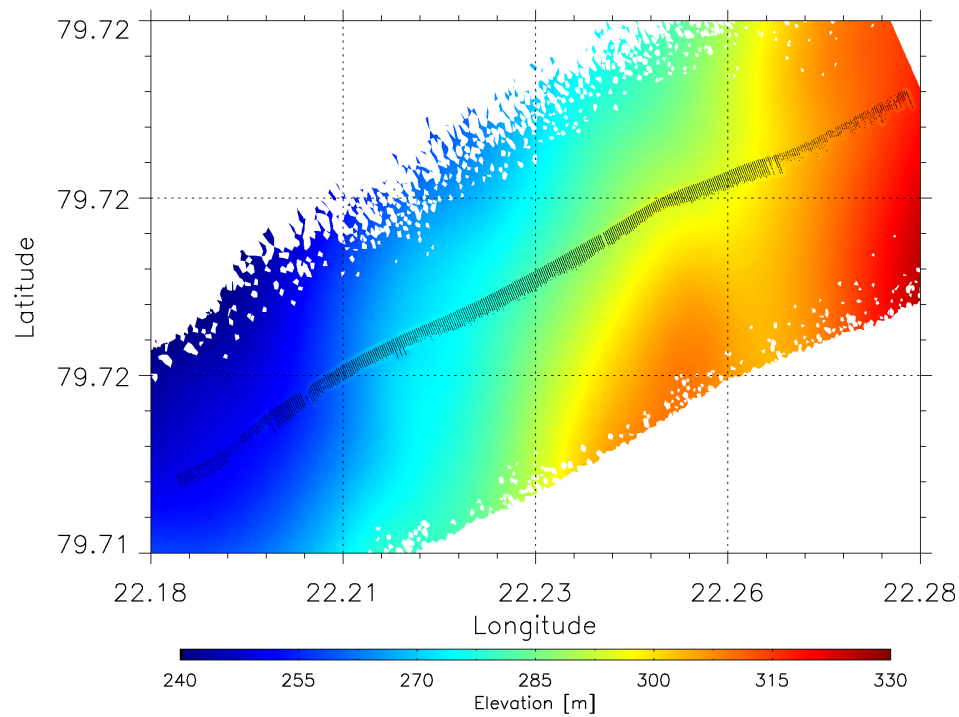


Abbildung 7.10: Vergleich ALS mit Roll und Neigungskorrigiertem ASIRAS-DEM.

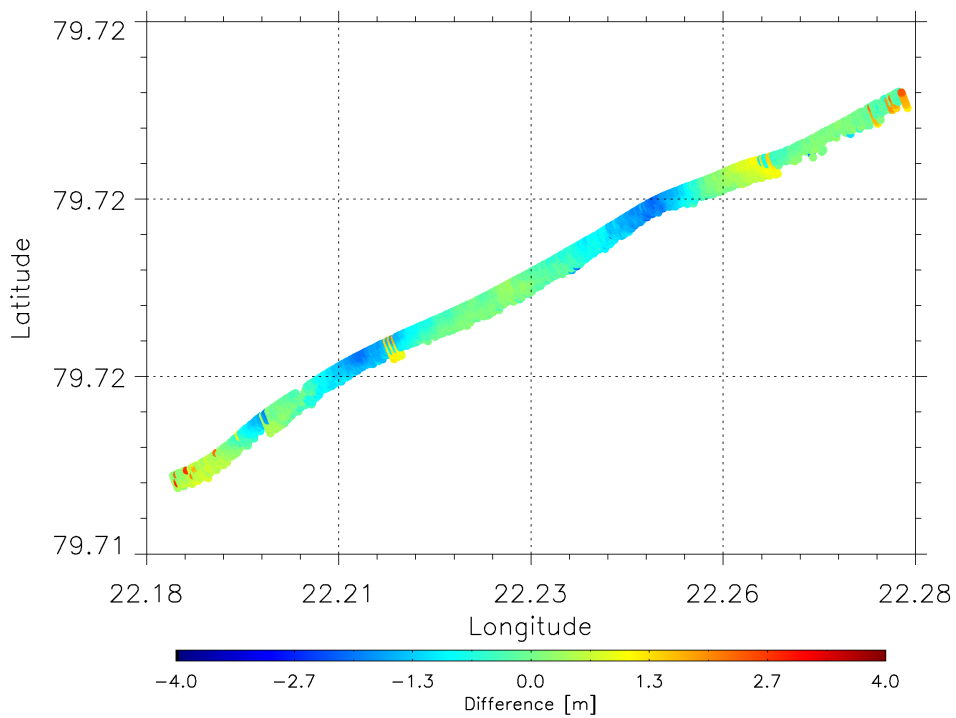
Zusammenfassend kann durch eine nachträgliche Korrektur des Rollwinkels, welche die Oberflächenneigung mit berücksichtigt, das auswertbare Datenvolumen erheblich vergrößert werden. Ohne Korrektur sind die Analysen auf die Bereiche mit $|\psi| < 1.2^\circ$ beschränkt, wohingegen mit Korrektur Daten bis zu $|\psi| < 3^\circ$ genutzt werden können. Berücksichtigen sollte man, dass sich α bislang nur aus dem ALS-DEM unter erhöhtem Rechenaufwand bestimmen lässt, die Korrektur damit sehr zeitaufwendig und zudem abhängig von der ALS-DEM Qualität ist.

7.3 Interferometrische Auswertung der Phase

Das folgende Datenbeispiel wurde im April 2004 über der Austfonna Eisdom im Bereich der Ablationszone aufgenommen. Abbildung 7.11 (a) zeigt einen in etwa 2.5km x 1.5km großen Ausschnitt des Laserscanner DEM mit dem überlagerten interferometrisch prozessierten ASIRAS-DEM. Das ALS-DEM, der Gitterweite 1 m x 1 m, wurde mit dem Verfahren der Delauny-Triangulation aus den ALS-Messpunkten abgeleitet. Das ASIRAS-DEM enthält die interferometrisch prozessierten Datenpunkte (unregelmäßiges Gitter, ohne Interpolation). Einbezogen wurden Datenpunkte deren Kohärenz über dem Schwellenwert von 0.3 lagen. Die Datenpunkte des ASIRAS-DEM sind neben der Farbskalierung mit einem schwarzen Punkt versehen. Beide Höhenmodelle wurden auf die angegebenen Farbskala skaliert und zeigen in einigen Bereichen sehr gute Übereinstimmungen, erkennbar an dem optisch nicht auflösbaren Übergang vom ALS- zum ASIRAS-DEM. Die fehlenden Höheninformationen an den Rändern des ALS-DEM sind auf Datenlücken während der Messung zurückzuführen, da das Gerät am Rande seiner Leistungsgrenze (1150 m über Grund) betrieben wurde.



(a) Überlagerte Höhenmodelle



(b) Differenzhöhenmodell

Abbildung 7.11: Vergleich des ALS-DEM mit dem interferometrisch prozessierten ASIRAS-DEM. a) das ALS-DEM wurde auf ein Gitter (1m x 1m) interpoliert und mit dem ASIRAS-DEM überlagert, b) Differenzhöhenmodell beider DEM aus a).

Wird das Differenzhöhenmodell in Abbildung 7.11 (b) betrachtet, so können verschiedene Bereiche deutlich voneinander abgegrenzt werden. Beobachtet werden teilweise Abweichungen von unter 0.1 m aber auch von über 2 m. Im Mittel beträgt die Differenz $-0.26 \text{ m} \pm 0.81 \text{ m}$. Die Ursachen der recht hohen Varianz sehen ich hauptsächlich im 'phase unwrapping' Algorithmus. Dieser bewirkt wie oben erläutert die Auflösung der Phasenmehrdeutigkeit. Da der Algorithmus sehr einfach programmiert wurde, werden einige 2π Phasensprünge die durch Rauschen überlagert sind, nicht erkannt. Fehler der Höhenbestimmung, Δh , von etwa 0.5 m für eine mittlere Flughöhe von $R = 1150 \text{ m}$ lassen sich durch einen 2π -Phasensprung nach Gleichung 7.3 erklären.

$$\Delta h = R \cos(\arcsin\left(\frac{\lambda}{B}\right)), \quad (7.3)$$

mit der Basislinie $B = 0.76 \text{ m}$ und der Wellenlänge $\lambda = 0.0222 \text{ m}$.

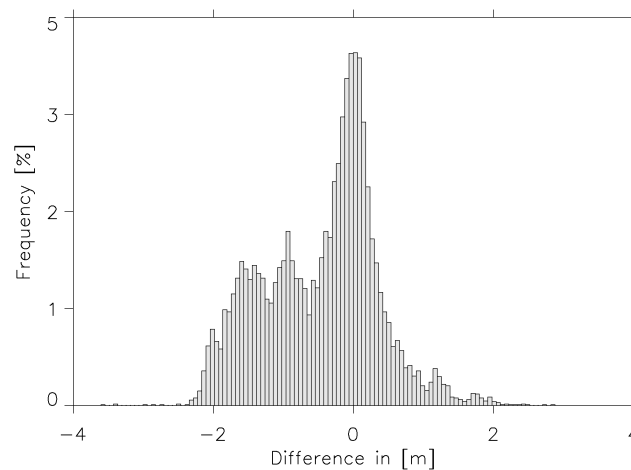


Abbildung 7.12: Statistische Verteilung des Differenzhöhenmodells. Der Mittelwert liegt bei $-0.43 \text{ m} \pm 0.81 \text{ m}$ und der Median bei -0.26 m .

Die Abbildung 7.12 zeigt die statistische Verteilung der Differenzhöhe. Neben der Hauptmode die um 0.0 m liegt können zwei weitere, um 1.0 m und 1.5 m, ausgemacht werden. Die 0.5 m Abstände der Moden entsprechen exakt dem berechneten Höhenversatz durch einen 2π -Phasensprung und stützen obige Fehlerannahme.

Neben den Phasensprüngen konnte in vorläufigen Analysen eine gewisse Korrelation von Δh mit dem Rollwinkel ausgemacht werden. Dies ist optisch erkennbar in Abbildung 7.11 (b). Die beiden Bereiche mit hohem Rollwinkel, identifizierbar an der 'Ausbeulung' nach Nordwesten, entsprechen denen höherer Abweichungen. Genauere Fehleranalysen stehen noch aus und können im Rahmen dieser Arbeit nicht betrachtet werden.

Es bleibt dennoch festzuhalten, dass die interferometrische Prozessierung der ASIRAS HAM-Daten

1. möglich ist,
2. bereits zu diesem Zeitpunkt bemerkenswerte Ergebnisse liefert und
3. großes Potential für weitere Studien bietet.

8 Interpretation

Dieser Abschnitt beschäftigt sich mit ersten Interpretationen der Daten. Es werden mögliche Anwendungen und das Potential des ASIRAS aufgezeigt. Dafür werden die Ergebnisse schon veröffentlichter wissenschaftlicher Studien zusammen- und Ergebnisse weiterer vorläufiger Analysen dargestellt. Hauptaugenmerk dabei sind die Auswertung der interferometrischen Phase sowie Rauigkeits- und Rückstreustudien.

8.1 Bestimmung von Akkumulationsraten in der Perkolationszone

Ausgehend von den Genauigkeitsstudien im vorigen Abschnitt, fiel die große Variabilität der Ergebnisse der einzelnen Retrackeralgorithmen im Frühjahrsprofil der Perkolationszone auf. Es zeigte sich, dass neben der Oberfläche ein sehr starker interner Horizont ausgemacht werden konnte, der anstatt der wahren Oberfläche von den meisten Algorithmen als dieser detektiert wurde (siehe Abbildung 7.3 (a)). Im Zuge dessen wurde der erweiterten TSRA-Algorithmus entwickelt, um neben der wahren Oberfläche auch den starken internen Reflektor zu detektieren. Die Differenz der beiden retrackten Höhen in Verbindung mit dem Dichteprofil von Parry et al. (2006) lies die Bestimmung der räumlichen Variation der Akkumulationsrate entlang des Profils zu. Helm et al. (2007) beschrieben das genaue Vorgehen und diskutierten die Ergebnisse. Hauptaussagen der wissenschaftlichen Studie, die in Anhang E angefügt ist sind:

1. Die zeitgleiche genaue Bestimmung der Oberflächenhöhe und der Winterakkumulationsrate mithilfe ASIRAS in der Perkolationszone von Grönland ist möglich.
2. Die Winterakkumulationsrate für 2003-2004 beträgt im Messbereich (EGIG-Linie - T05) $0.63 \text{ m w.e.} \pm 0.06 \text{ m w.e.}$ und stimmt mit der im Feld ermittelten sehr gut überein.
3. Die räumliche Variation der Akkumulation ist abhängig von der Oberflächenneigung und Hauptwindrichtung.

8.2 Interne Horizonte

In Abbildung 7.2 wurde ein Beispielradargramm der Trockenschneezone von Grönland gezeigt. Neben dem sehr dominanten Oberflächensignal sind interne parallel zur Oberfläche laufende Horizonte deutlich zu erkennen. Hawley et al. (2006) analysierten einen Bereich des Profils, gemessen entlang der EGIG-Linie im Frühjahr 2004 und stellten eine sehr gute Korrelation mit einem im selben Gebiet gemessenen Dichteprofil fest. Anhand der Dichtemaxima wurden insgesamt 6 Jahreslagen identifiziert und deren zeitliche und räumliche Variabilität mittels ASIRAS bestimmt. Hawley et al. (2006) ermittelten für den Zeitraum von 1995 bis 2002 durch die Korrelation mit dem Dichteprofil eine mittlere Akkumulationsrate von $0.47 \pm 0.09 \text{ m w.e.}$

die in guter Übereinstimmung mit Firnkerndaten von 1992 stehen (Fischer et al., 1995). Zudem konnte eine leichte Abnahme der mittleren Akkumulationsrate mit zunehmender Höhe detektiert werden. Offensichtlich beeinflussen Änderungen des lokalen Oberflächengradienten auch die Akkumulationsverteilung. Dieser Punkt wurde in Hawley et al. (2006) erwähnt, aber nicht eingehender diskutiert. Auch die Variation der Akkumulationsraten einzelner Jahreslagen wurde nicht näher untersucht, könnte aber ein guter Anzeiger für den Einfluss klimatischer Extremereignisse sein. Die vertikale Auflösung in der Bestimmung der einzelnen Jahreslagen in Hawley et al. (2006) liegt unter 1.0 m und ist vergleichbar mit denen von hochauflösenden Boden- bzw. helikoptergetragenen Radarsystemen (500 MHz) (vgl. Dunse et al., 2008; Machguth et al., 2006).

8.3 Radarrückstreuung in Abhängigkeit der Oberflächenrauigkeit

Das ASIRAS Level1B-Produkt enthält neben der OCOG-Höhe auch Informationen über die rückgestreute Energie (Backscatter). In diesem Abschnitt wird ein möglicher Zusammenhang zwischen dem Backscatter, dem Eindringverhalten und der Oberflächenrauigkeit anhand ausgesuchter Beispiele dargestellt. Zuvor wird eine kurze theoretische Einführung gegeben, die zum Großteil Ulaby et al. (1982); Klausing et al. (2000) entnommen wurde.

8.3.1 Theorie

Die allgemeine Radargleichung beschreibt den Zusammenhang zwischen gesendeter und empfangener Leistung eines Radarsystems in Abhängigkeit der Systemparameter und den Ausbreitungserscheinungen der elektromagnetischen Welle (Klausing et al., 2000). Die empfangene Leistung, P_r , ist nach Ulaby et al. (1982) definiert als:

$$P_r = \int_{A_0} \int \frac{P_t G_r G_t \lambda^2 \sigma_0}{(4\pi)^3 R^4} dA \quad (8.1)$$

P_t entspricht der gesendeten Leistung, G_r und G_t den Antennengewinnen der Empfangs- bzw. Sendeantenne, λ der Wellenlänge und R der Entfernung zwischen Antenne und Ziel (Oberfläche). Der Rückstreuquerschnitt σ_0 beschreibt im weiteren Sinne das Reflexionsverhalten des Ziels und ist eine Funktion der Systemparameter (z.B. Frequenz, Polarisation, Blickrichtung) und der Zielparame-ter (z.B. Oberflächenrauigkeit, Permittivität). Im Fernfeld, mit der Annahme der Konstanz von R über die beleuchtete Fläche A_0 sowie der Gleichheit von Sende- und Empfangsantenne ($G = G_t = G_r$), gilt:

$$P_r = \frac{P_t \lambda^2 \sigma_0}{(4\pi)^3 R^4} \int_{A_0} \int G^2 dA \quad (8.2)$$

In diesem Fall gilt zudem die Annahme, dass die Variation des Rückstreu- koeffizienten innerhalb A_0 vernachlässigbar ist. Für die genaue Bestimmung von σ_0 aus der gemessenen P_r sind neben der Sendeleistung P_t und der Entfernung R somit auch die Kenntnis des zweidimensionalen Antennen- diagramms wichtig. Für ASIRAS beträgt P_t 5 Watt. Das zweidimensionale Antennen- diagramm wurde experimentell bestimmt und kann, wie in Abschnitt 7.2 bereits erwähnt wurde, mithilfe einer $\sin(x)/x$ -Funktion näherungsweise beschrieben werden (Klausing et al., 2000). Aus obiger Gleichung geht hervor, dass σ_0 proportional dem Verhältnis P_r/P_t

ist und damit für einen relativen Vergleich nur dieses Verhältnis herangezogen werden kann.

Denken wir uns ein senkrecht nach unten ausgerichtetes Radar, so setzt sich die an der Empfangsantenne ankommende Energie im Falle einer rauhen Oberfläche aus zwei Anteilen zusammen. Der erste Signalanteil entspricht der nach Fresnel bekannten gespiegelten/reflektierten Energie (Einfallswinkel = Ausfallwinkel). Der zweite Teil entspricht der gestreuten (diffusen bzw. nicht kohärenten) Komponente. Je rauer die Oberfläche desto breiter wird auch das rückgestreute Diagramm, d.h. mehr Anteile stammen aus der diffusen Komponente. Veranschaulicht ist dieser Zusammenhang in Abbildung 8.1. Deutlich wird dass die diffuse Kompo-

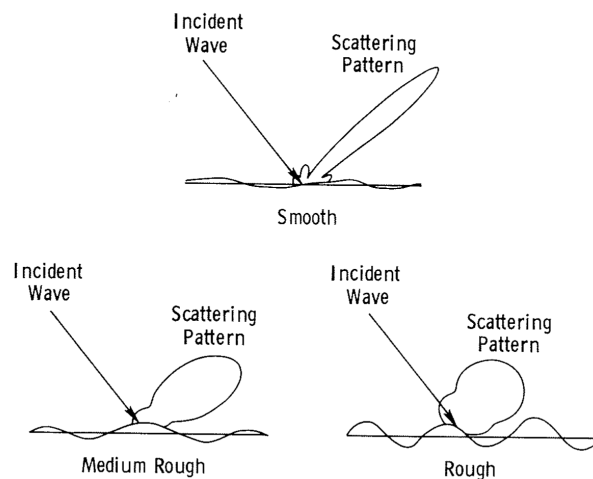


Abbildung 8.1: Rauigkeitsmodellen unterschiedlich rauer Oberflächen (Bildquelle: Ulaby et al., 1982)

nente ein Maß der Oberflächenrauigkeit ist und bei sehr rauen Oberflächen den Hauptteil der empfangenen Energie bildet. Die Rauigkeit oder auch der Rauigkeitsgrad einer zufälligen Oberfläche kann durch statistische Parameter beschrieben werden und wird in Einheiten der Wellenlänge gemessen. Die Parameter die zur Beschreibung der Rauigkeit benutzt werden können sind die Standardabweichung der Oberflächenvariationen, σ , und die Korrelationslänge, l . Beide werden relativ zu einer ungestörten Referenzoberfläche bestimmt, die entweder einem periodischen Muster oder einfach der mittleren Oberfläche entspricht. Die diskrete Standardabweichung der Oberflächenhöhe, z , ist nach Ulaby et al. (1982) gegeben durch:

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (z_i - \bar{z})^2} \quad (8.3)$$

mit dem Mittelwert \bar{z}

$$\bar{z} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N z_i \quad (8.4)$$

Die diskreten Werte z_i können dabei den Datenpunkten eines eindimensionalen Profils (z.B. ASIRAS) oder aber denen einer zweidimensionalen Fläche (z.B. Laserscanner) entsprechen. Die Korrelationslänge eines eindimensionalen Profils wird mithilfe der normierten diskreten

Autokorrelationsfunktion berechnet, die definiert ist als:

$$\rho(x') = \frac{\sum_{i=1}^{N+1-j} z_i z_{j+i-1}}{\sum_{i=1}^N z_i^2} \quad (8.5)$$

mit der räumlichen Verschiebung $x' = (j - 1)\Delta x$, wobei j ganz Sie ist ein Maß für die Ähnlichkeit zweier Punkte mit dem gegenseitigen Abstand x' . Die Korrelationslänge l ist gewöhnlich definiert als die Verschiebung x' an der $\rho(x')$ auf $1/e$ abgefallen ist.

$$\rho(l) = 1/e \quad (8.6)$$

Sie beschreibt die statistische Unabhängigkeit zweier Punkte derselben Oberfläche. Für eine ebene Oberfläche wird $l = \infty$. Jeder Punkt korreliert dann mit jedem anderen Punkt der Oberfläche.

8.3.2 ASIRAS Auswertung

Im Folgenden werden erste Ergebnisse der Rauigkeitsanalysen vorgestellt. Diese wurden noch nicht voll verstanden und werden in Zukunft in Kombination mit glaziologischen Feldmessungen eingehender analysiert und diskutiert. Unsere Absicht bei den Analysen besteht vornehmlich im Aufzeigen des Potentials des ASIRAS-Messsystems und der entwickelten Auswerteroutinen. Eine vollständige wissenschaftliche Diskussion kann im Rahmen dieser Arbeit nicht stattfinden, dennoch erscheinen uns die bislang gefundenen Ergebnisse äußerst interessant und erwähnenswert. Die Ergebnisse aus sechs Profilsektionen von drei Profilen werden im Folgenden vorgestellt. Die Profile wurden über Grönland und den Eisdomen von Austfonna und Devon aufgezeichnet. Inhalte der Analysen sind:

1. Mittlere Differenzhöhe, Δh zwischen ASIRAS und ALS DEM.
2. Mittlere ASIRAS-Rauigkeit, σ_{ASR} .
3. Mittlere ALS-Rauigkeit, σ_{ALS} , innerhalb der von ASIRAS beleuchteten Fläche.
4. Mittlere ASIRAS-Korrelationslänge, l_{ASR} .
5. Mittlere rückgestreute Leistung ('power'), P_{TO} , P_{MAX} und P_{TSRA} . Unterschieden wird zwischen der kumulativen Leistung ('total power'), der am Maximum des Echos abgegriffenen Leistung ('max. peak power') und der am Retrackerpunkt abgegriffenen Leistung ('retracked power').

Die Ergebnisse der statistischen Analysen der einzelnen Profilsektionen (Median, Mittelwert und Standardabweichung) werden in Tabelle 8.1 dargestellt. Zugehörige Abbildungen können Anhang E entnommen werden.

In einer kurzen Zusammenfassung wird nun die Vorgehensweise bei der Bestimmung der oben aufgezählten Parameter erläutert. Angemerkt werden muss, dass die zugehörigen Algorithmen eine erste Stufe darstellen und insbesondere bei der Abschätzung der rückgestreuten Energie noch weiterer Entwicklungsbedarf besteht, da bislang die einzelnen Anteile der diffusen und kohärenten Streuung nicht separiert werden konnten und die Kalibrierung des Systems in dieser Hinsicht noch nicht abgeschlossen ist. Dadurch kann ein absoluter, profilübergreifender Vergleich der empfangenen Energie, z.B. von Messungen zweier Folgejahre,

nur unter Vorbehalt stattfinden. Ein relativer Vergleich der Profilsektionen ein und desselben Profils, wie hier durchgeführt, ist aber unter der Annahme der Stabilität des Systems zulässig.

Power - P_{TO} , P_{MAX} , P_{TSRA}

Um eine besseren Vergleichsmöglichkeit zu haben wurde für jedes Echo die empfangene Leistung (im Folgenden power genannt) auf drei unterschiedlichen Wegen bestimmt. Die 'total power', P_{TO} , entspricht dem Gesamtbetrag der rückgestreuten Energie. Sie wurde durch das Aufsummieren der diskreten Leistungen aller Datenpunkte ('range bins') eines Echos bestimmt. Die 'max. peak power', P_{MAX} , entspricht der maximalen Leistung innerhalb eines Echos. Die 'retracked power', P_{TSRA} , wurde an dem vom TSRA-Tracker bestimmten 'range bin' abgetragen. Jeder der drei Werte wurde dann auf die Sendeleistung von 5 Watt bezogen und in Dezibel umgerechnet. Damit konnten für jedes Echo drei unterschiedliche, auf die Ausgangsleistung normierte, Powerwerte erhalten werden. Anschließend wurden die Powerwerte innerhalb der Profilsektion statistisch analysiert.

ASIRAS-Rauigkeit - σ_{ASR} und ASIRAS-Korrelationslänge - l_{ASR}

Die Berechnung von σ_{ASR} und l_{ASR} erfolgte in zwei Schritten. Zuerst wurde die Referenzoberfläche durch die Verwendung eines gleitenden Leefilters mit der Fensterlänge von 13 ermittelt. Der Ansatz wurde aufgrund des Vorhandenseins von langwelliger, nicht periodischer Topographie, die nur schlecht durch Polynome oder periodische Funktionen angenähert werden konnte, gewählt. Das gleitende Fenster der Länge 13 entsprach dabei etwa einer räumlichen Entfernung von 50 m bis 70 m und erwies sich als sehr guter Kompromiss zwischen zu geringer bzw. zu starker Filterung. Im zweiten Schritt wurde die Differenz zwischen der gemessenen und der Referenzoberfläche berechnet und für jeden Datenpunkt ein z_i bestimmt. Anschließend wurden σ_{ASR} und l_{ASR} mit den obigen Gleichungen berechnet. Auch in diesem Fall wurden die beiden statistischen Parameter entlang eines gleitenden Fensters der Länge N bestimmt, d.h. am Datenpunkt i berechnet sich σ_i mittels

$$\sigma_i = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{j=i}^{i+N} (z_j - \bar{z})^2} \quad (8.7)$$

N betrug im Falle für σ_i 13. Zur Bestimmung der Korrelationslänge l_i am Datenpunkt i wurden alle im Fenster der Länge $N = 150$ liegenden und um i zentrierten z_i verwendet. Die Fensterbreite entsprach dabei einer räumlichen Entfernung von etwa 600 m bis 700 m. Durch die Verwendung eines Fensters anstatt des gesamten Profils in der Bestimmung von ρ wurde die Berechnung enorm beschleunigt. Die Schrittweite Δx von ρ betrug etwa 4 bis 5 m und ergab sich aus der räumlichen Distanz zweier Level1B-Echos. Diese räumliche Auflösung erwies sich bei der Bestimmung von l_{ASR} als zu grob. Daher wurde vor der Bestimmung von l_{ASR} aus ρ die räumliche Auflösung um den Faktor 100 erhöht, indem die Autokorrelationsfunktion mittels des Splineverfahrens interpoliert wurde.

Differenzhöhe - Δh

Zur Bestimmung der Differenzhöhe zwischen dem ALS-DEM und ASIRAS-DEM wurde die in Abschnitt 5.1.4 beschriebene Methode (entfernungsgewichtete ALS-Höhen der vier nächsten Nachbarn des durch Triangulation auf eine gleichförmiges Gitter (1 m x 1 m) berechneten ALS-DEMs) verwendet. Die ermittelte Differenz wurde anschließend um den in Abschnitt 6.2 bestimmten statischen Versatz korrigiert. In der Zusammenstellung in Tabelle 8.1 sowie in den Abbildungen in Anhang E sind die korrigierten Werte eingetragen.

ALS-Rauigkeit - σ_{ALS}

Die von uns definierte ALS-Rauigkeit eines ASIRAS-Echos entspricht der Standardabweichung aller ALS Höhen des ALS-DEM die innerhalb der vom ASIRAS beleuchteten Fläche ('footprint') liegen. Die Position des ASIRAS-Echos wurde dabei als zentraler Punkt des rechteckigen Footprints gewählt, der in Flugrichtung etwa 3 m bis 5 m und quer zur Flugrichtung, je nach Flughöhe, etwa 30 m bis 50 m bemaß. Eine zweite von ASIRAS unabhängige Möglichkeit der Bestimmung der ALS-Rauigkeit ist die zweidimensionale Anwendung des für σ_{ASR} beschriebenen Vorgehens. Das Referenzhöhenmodell wurde durch zweidimensionale Leefilterung und der anschließender Subtraktion des gefilterten vom ALS-DEM berechnet. Dadurch erhielt ich ein Differenz-DEM, in dem die flächige Rauigkeit gut sichtbar wurde. Ein Ausschnitt des Austfonna Profils ist in Abbildung 8.2 gegeben. In der gesamten Sektion, die etwa 3 km x 2 km bemisst, schwankt die Differenz um 0.0 m und beträgt maximal ± 0.2 m. Sehr deutlich erkennbar sind die regelmäßigen, fast linienhaften, mit etwa konstantem Abstand zueinander angeordnet Strukturen, die eine bevorzugte ENE-WSW Längsausrichtung vorweisen. Sie werden von einem kreuzartigen Muster etwas unregelmäßigere, leicht undulierender Erhebungen überlagert. Dieses Bild entspricht einem typischen windgenerierten Sastrugifeld. Weiterhin weist das Differenzmodell in den Randbereichen des Laserstreifens etwas höhere Differenzen auf. Diese werden durch erhöhte Messungenauigkeiten bei größeren Scanwinkeln erzeugt (vgl. Landtwing, 2005) und überlagern als Rauschterm das Differenzmodell. Da aber das ASIRAS Profil mittig innerhalb des ALS-DEM verläuft, wirkt sich das Rauschen innerhalb des ASIRAS Footprints nur geringfügig aus.

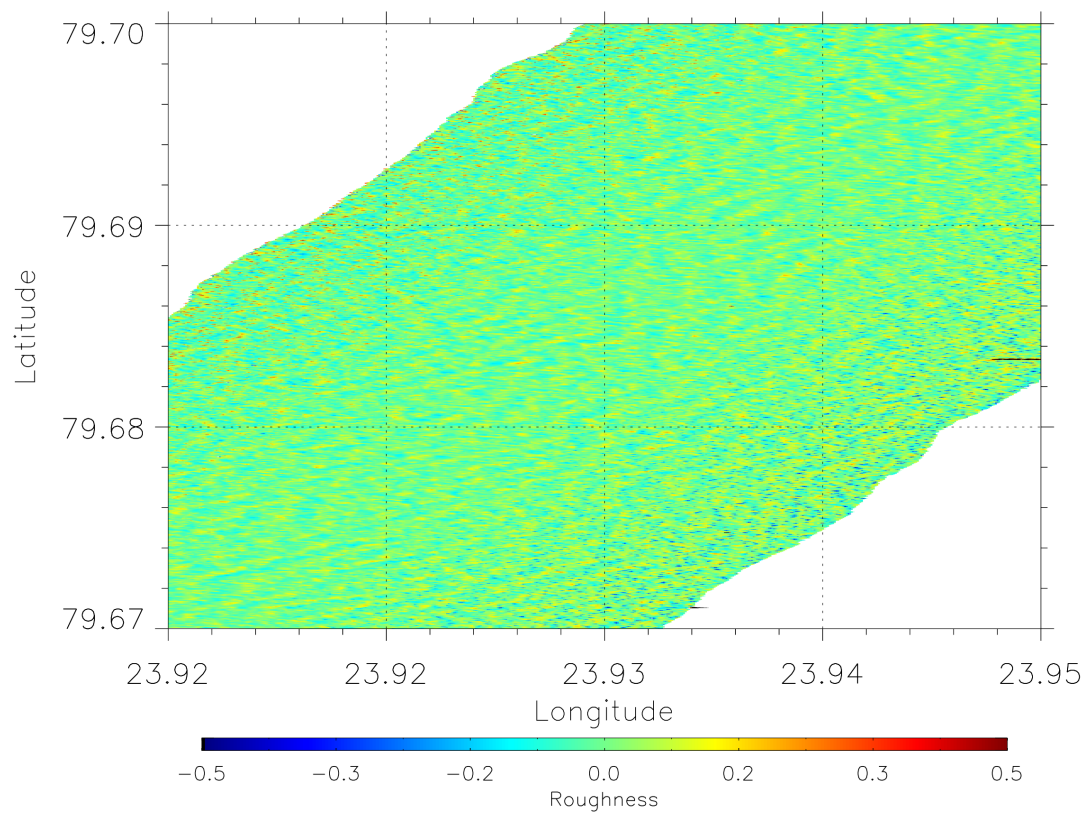


Abbildung 8.2: Differenzhöhenmodell des Laserscanners über dem Austfonna Eisdome.

Rauhigkeitsstudien am Austfonna Eisdome

Die erste Rauhigkeitsanalyse wurde an einem Profil über dem Austfonna Eisdome durchgeführt. Dabei wurden zwei 50 s andauernde (ca. 3 km lang) und etwa 26 km voneinander entfernt liegende Profilausschnitte eines Profils ausgesucht. Beide Sektionen befinden sich auf etwa dem gleichen Höhenniveau von 660 m. Eine im Norden, die andere im Süden des Eisdoms. Die zugehörigen Radargramme sowie typische Echos sind in den Abbildungen 8.3 und 8.4 zu sehen. Auf den ersten Blick sind sehr große Unterschiede der Rückstreusignaturen bzw. Echoformen zu erkennen. Das Südprofil weist ein starkes Oberflächensignal auf, gefolgt von zwei weiteren starken internen Horizonten. Das Nordprofil zeigt hingegen ein schwaches Oberflächensignal, gefolgt von einem schwachen und einem tiefer liegenden sehr starken internen Horizont. Dies allein veranschaulicht wie stark die räumliche Variation der Zusammensetzung des Oberflächen nahen Firnes auf dem Austfonna Eisdome ist. Neben den optischen Unterschieden der Radargramme bzw. Beispielechos können auch in den Analysen interessante Ergebnisse ausgemacht werden (siehe Tabelle 8.1). Diese Ergebnisse werden an späterer Stelle, in Abschnitt 8.3.3, in Kombination mit den beiden anderen Beispielen diskutiert.

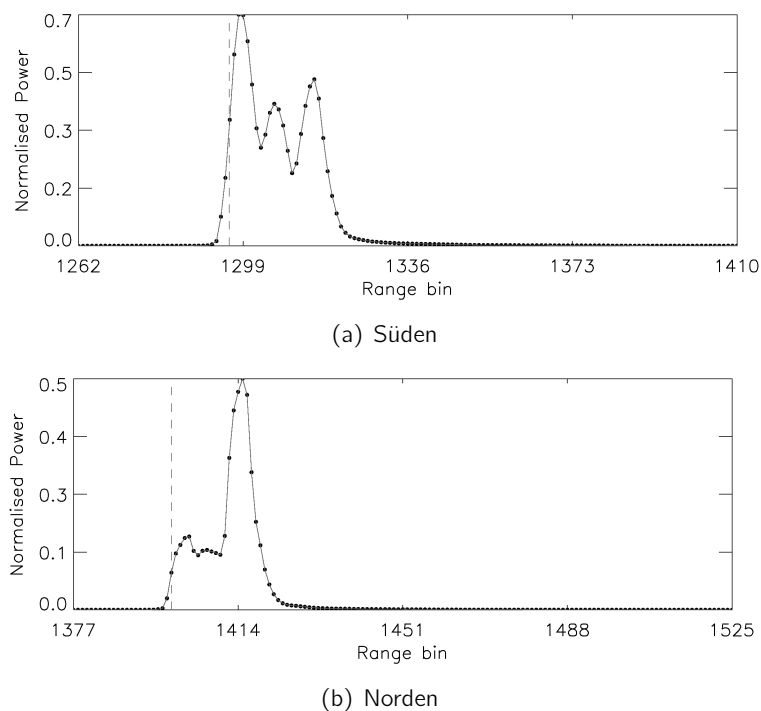
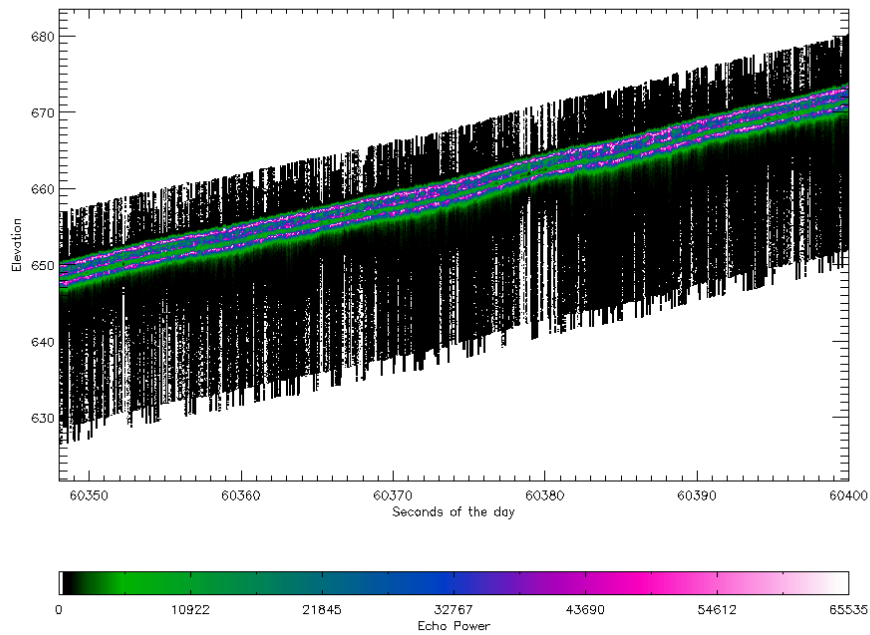
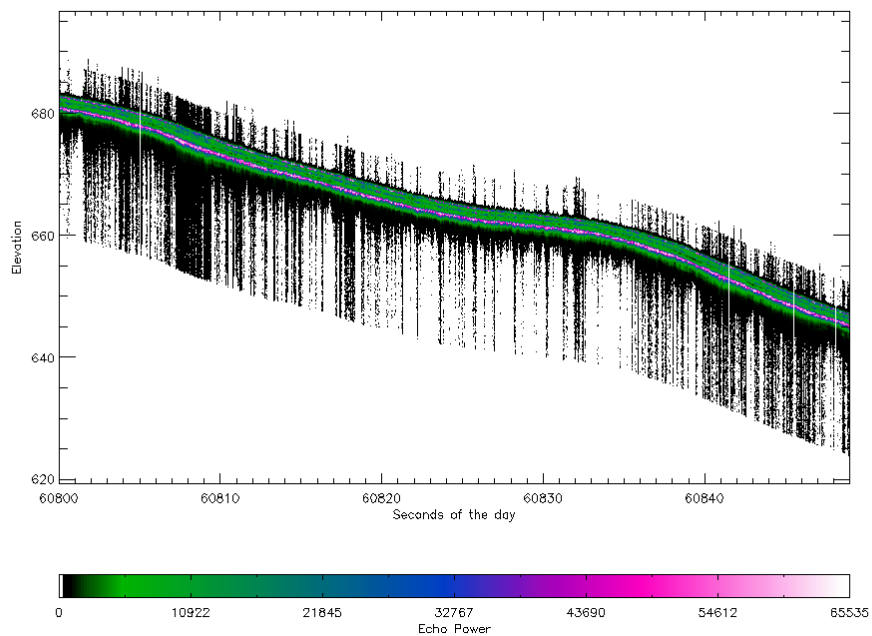


Abbildung 8.3: Typische ASIRAS-Echoformen der beiden ausgewählten Zonen, über Austfonna aufgenommen im LAM-Mode im Frühjahr 2007.



(a) Süden



(b) Norden

Abbildung 8.4: ASIRAS Radargramme verschiedener Zonen, über Austfonna aufgenommen im LAM-Mode im Frühjahr 2007. Die Sektionen wurden demselben Profil entnommen.

Rauhigkeitsstudien am Devon Eisdome

Die zweite Studie entstammt dem Vergleich zweier Profilsektionen desselben Profils über dem Devon Eisdome in der kanadischen Arktis. Die Radargramme bzw. Beispielechos werden in den Abbildung 8.6 und 8.5 gegenübergestellt und zeigen sehr unterschiedliches Rückstreuverhalten. Erstere Sektion befindet sich an der südlichen ansteigenden Flanke des Eisdoms und letztere überdeckt den Scheitel des Doms. Die Länge der gewählten Ausschnitte beträgt etwa 3 km. Beide Ausschnitte befinden sich auf nahezu demselben Höhenniveau und liegen nur gute 3 km voneinander entfernt, wobei das Profil über den Scheitel etwas nördlicher liegt. Die Echos des Südprofils werden dominiert durch ein sehr breites Maximum des Oberflächenanteils. Tiefer liegende Horizonte sind im Gegensatz zum Nordprofil nicht erkennbar. Die Echos im Bereich von 73225 s bis 73738 s erscheinen besonders breit und gestörter, verglichen mit denen des restlichen Profils. Diese Zone unterliegt einem sehr starken Rollwinkel und ist daher nicht repräsentativ. Der Scheitel des Doms hingegen zeichnet sich durch einen scharfen, starken Oberflächenanteil und zwei schwächeren internen Horizonten aus. Diese variieren in ihrer Amplitude entlang der Sektion und verschwinden zeitweilig fast vollständig. Ein etwa 300 m langer gestörter Bereich um 73830 s fällt deutlich auf. Hier ist das scharfe Oberflächensignal sowie der Verlauf der internen Struktur unterbrochen. Da kein erhöhter Rollwinkel ausgemacht werden konnte, ging ich davon aus, dass die Signatur tatsächliche kleinräumige Unterschiede in der Oberflächenbeschaffenheit abbildet. Bekräftigt wird diese Annahme durch den abrupten Übergang der Signatur vom Süd- zum Nordprofil, der in einer Höhe von etwa 1510 m ausgemacht wurde. Diese Beobachtungen zeigen einerseits eine sehr hohe Sensitivität gegenüber der Höhenlage und andererseits starke lokale Variationen. Auch in diesem Fall spiegeln sich die optischen Unterschiede in den Analyseergebnissen wider, die in Abschnitt 8.3.3 diskutiert werden.

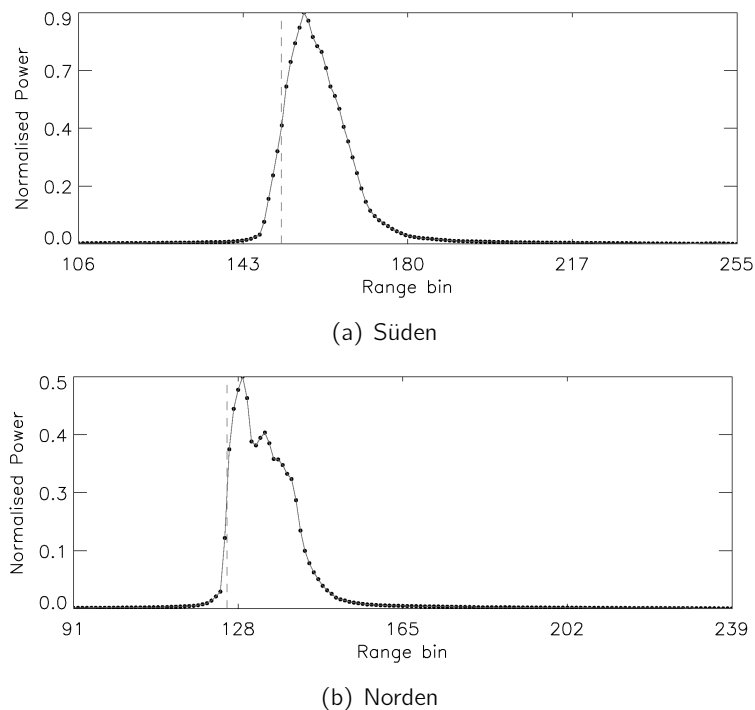
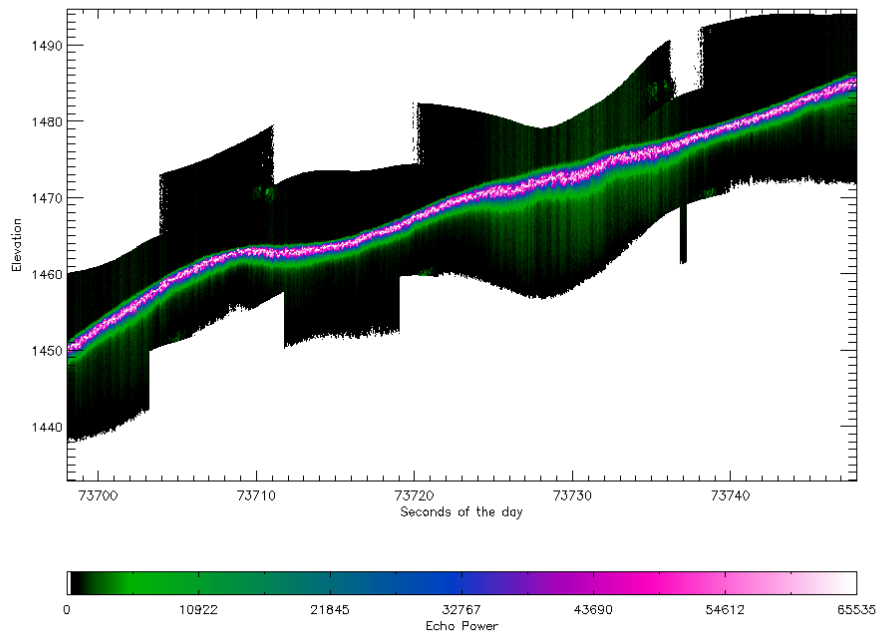
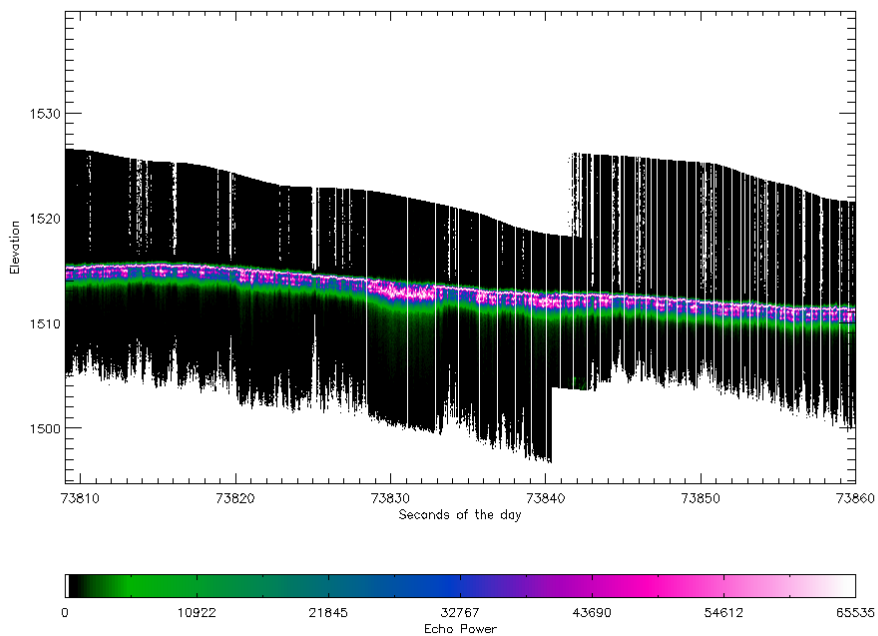


Abbildung 8.5: Typische ASIRAS Echoformen der beiden ausgewählten Zonen, über Devon aufgenommen im HAM-Mode im Frühjahr 2004.



(a) Süden



(b) Norden

Abbildung 8.6: ASIRAS Radargramme verschiedener Zonen, über Devon aufgenommen im HAM-Mode im Frühjahr 2004. Die Sektionen wurden demselben Profil entnommen.

Rauhigkeitsstudien in der Trockenschneezone Grönlands

Der dritte Vergleich wurde anhand zweier Profilschnitte im unteren Bereich der Trockenschneezone von Grönland durchgeführt. Die von West nach Ost verlaufenden Radargramme, gezeigt in Abbildung 8.8, entstammen demselben Profil, das im Herbst 2004 im HAM-Mode aufgenommen wurde. Beide Ausschnitte sind etwa 2 km lang und befinden sich in kurzer räumlicher Distanz von etwa 2 km zueinander. Da räumlich nah, liegen beide Profile in etwa demselben Höhenniveau von 2120 m, wobei eines etwas westlicher (57159 s bis 57183 s) als das andere liegt. Auch in diesem Beispiel zeigen sich deutliche Unterschiede der Rückstreuungssignaturen, die ebenfalls in Abbildung 8.7 ausgemacht werden können. Im westlichen Profil hebt sich ein sehr scharfes Oberflächensignal hervor, gefolgt von einem schwachen tiefer liegenden Reflektor. Der gesamte Abschnitt erscheint als sehr homogen und ungestört. Einzige Bereiche bei 57166 s, 57172 s und 57178 s liegend, weisen etwa 10 m über dem Oberflächenanteil schwache Energieanteile auf. Diese sind prozessierungsbedingt und haben keinen Einfluss auf die Analysen. Ähnliche Zonen sind auch im Westprofil erkennbar, dort aber etwa 8 m unterhalb des Hauptsignals. In diesem Profil zeigt sich ein sehr schwaches, teilweise kaum erkennbares Oberflächensignal. Unterhalb diesem verläuft ein sehr starker, durchgehender, interner Reflektor, dessen Mächtigkeit sich mit zunehmender Höhe verjüngt und am östlichen Ende in das Oberflächensignal überzugehen scheint. Weiterhin lässt sich etwa ab Bildmitte ein zweiter, unter dem ersten Reflektor liegender sehr schwacher Horizont verfolgen. Dies bedeutet, dass ab 57227 s die Absorption der Energie in den Bereichen oberhalb des zweiten Reflektors vermindert ist. Es bleibt festzuhalten, dass auch im sehr weitläufigen grönländischen Eisschild lokal starke Variationen in der Zusammensetzung der obersten Schnee/Firnschichten beobachtet werden können, die sich in unseren Analysen widerspiegeln und im folgenden Abschnitt diskutiert werden.

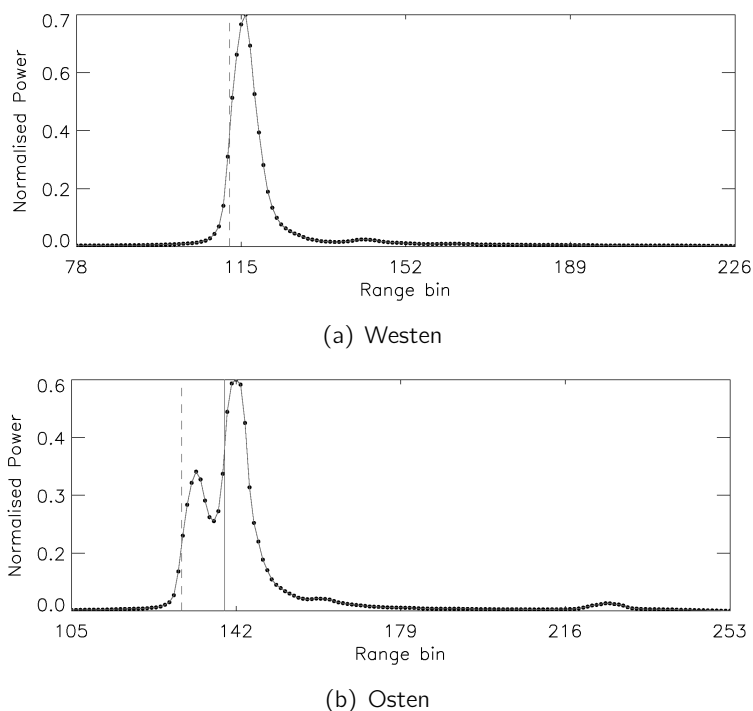
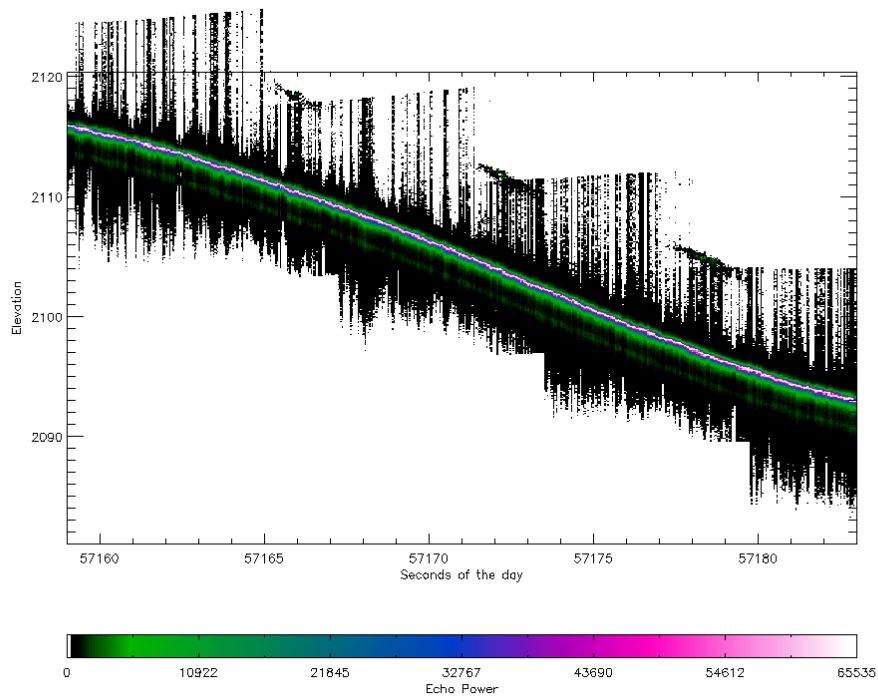
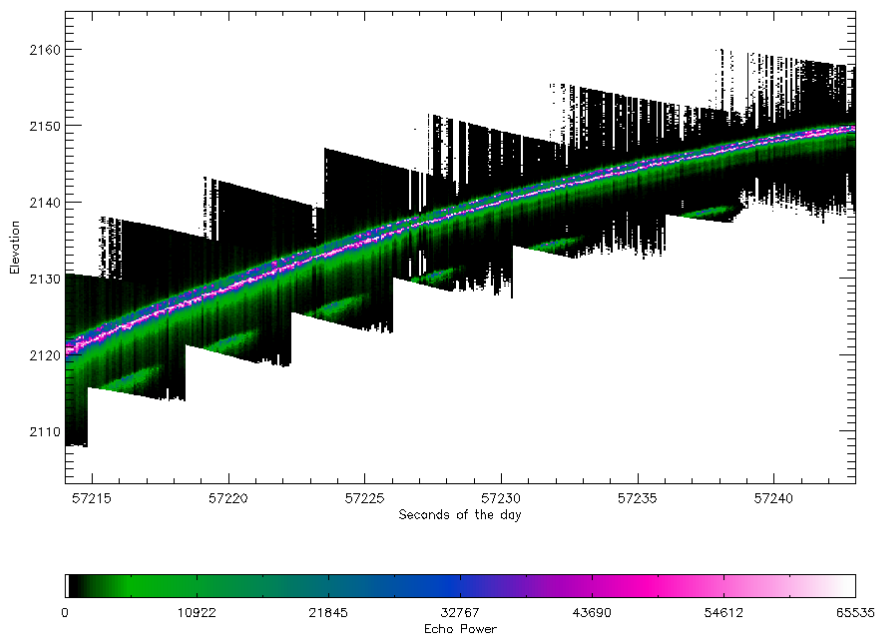


Abbildung 8.7: Typische ASIRAS-Echoformen verschiedener Zonen, über Grönland aufgenommen im HAM-Mode im Herbst 2004.



(a) Westen



(b) Osten

Abbildung 8.8: ASIRAS Radargramme verschiedener Bereiche der unteren Trockenschneezone, über Grönland aufgenommen im HAM-Mode im Herbst 2004. Die Sektionen wurden demselben Profil entnommen.

8.3.3 Diskussion der Analyse und Rauigkeitsstudien

Tabelle 8.1: Statistik zur Rauigkeitsanalyse über verschiedenen Oberflächen und in verschiedenen Regionen.

Region	Δh [m]	σ_{ASR} [m]	σ_{ALS} [m]	l_{ASR} [m]	P_{TO} [DB]	P_{MAX} [DB]	P_{TSRA} [DB]
Austfonna-Süd	0.44 ± 0.07	0.05 ± 0.01	0.06 ± 0.02	5.27 ± 0.64	1.53 ± 0.49	-10.35 ± 1.11	-17.66 ± 1.70
Austfonna-Nord	0.28 ± 0.05	0.02 ± 0.01	0.06 ± 0.03	6.29 ± 0.76	2.94 ± 0.54	-7.16 ± 1.27	-21.77 ± 1.37
Devon-Süd	0.53 ± 0.13	0.08 ± 0.03	0.16 ± 0.02	5.08 ± 0.63	15.89 ± 1.02	3.08 ± 1.87	-1.12 ± 1.98
Devon-Nord	0.14 ± 0.07	0.04 ± 0.03	0.18 ± 0.02	5.44 ± 0.75	17.83 ± 0.53	6.78 ± 1.54	-2.22 ± 1.83
Grönland-West	1.50 ± 0.05	0.02 ± 0.08	0.02 ± 0.02	5.28 ± 0.84	24.00 ± 0.57	15.84 ± 1.21	7.48 ± 1.62
Grönland-Ost	0.80 ± 0.21	0.07 ± 0.07	0.05 ± 0.01	3.66 ± 1.06	23.93 ± 1.06	12.96 ± 2.45	3.95 ± 3.26

Der markanteste und letztlich wichtigste Parameter der Analysen ist die Differenzhöhe Δh , da diese die Güte der mit ASIRAS gemessenen Oberflächenhöhe beschreibt. Variationen von Δh entlang eines Profils entsprechen Fehlern, die bei der Bestimmung der zeitlichen Änderung der Oberflächenhöhe, z.B. durch jährliche Wiederholungsmessungen, detektiert werden könnten. Diese Fehler sind, wie im vorigen Kapitel gezeigt wurde, nicht systembedingt, sondern resultieren aus lokalen Variationen der Oberflächenbeschaffenheit. Die Schwankungen in Δh bewegen sich entlang eines Profils im Dezimeterbereich und können daher nicht vernachlässigt werden.

Für Austfonna kann im Südprofil ein Δh von 0.44 m beobachtet werden, wohingegen im Nordprofil Δh mit 0.28 m ermittelt wurde. Mit der Abnahme von Δh verdoppelte sich die ASIRAS-Rauigkeit, abgeleitet aus den gemessenen ASIRAS Höhen von 0.02 m auf 0.05 m. Die Korrelationslänge ist gegenläufig der Entwicklung der ASIRAS Rauigkeit. Sie weist einen geringeren Wert von 5.27 m für das rauere Profil und einen höheren Wert von 6.29 m für das glattere Profil auf. Diese Gegenläufigkeit ist auch bei den Profilen über Grönland und Devon zu beobachten und entspricht den theoretischen Überlegungen, da für perfekte glatte Oberflächen $l = \infty$ gilt. Profilübergreifend gilt obige Beobachtung nicht, da l_{ASR} für gleiche σ_{ASR} wie im Falle Austfonna-Süd und Grönland-West unterschiedliche Werte zeigen.

Bleiben wir bei Austfonna, so ist interessant, dass die ALS-Rauigkeit mit 0.06 m für beide Sektionen bei unterschiedlichen σ_{ASR} gleich bleibt. In Devon wurden sehr hohe ALS-Rauigkeiten von 0.16 m und 0.18 m bestimmt. Diese verhielten sich gegenläufig zu σ_{ASR} . In Grönland gleichen sich σ_{ASL} und σ_{ASR} für beide Profile und korrelieren gut miteinander. Die kombinierten Beobachtungen legen die Vermutung nahe, dass σ_{ASR} von σ_{ALS} entkoppelt ist, d.h. die Rauigkeit der Radaroberfläche nicht mit der Rauigkeit der optischen Oberfläche in Zusammenhang steht. Diese Annahme gilt nur für den Bereich der erfassbaren räumlichen Auflösung, d.h. Variationen im Meterbereich. Mikrorauigkeit die in der Größenordnung von λ liegt (ca. 2-3 cm) ist mit dem System nicht nachweisbar und deren Einfluss somit nicht

verifizierbar.

Betrachtet man die drei verschiedenen Powerwerte gemeinsam mit den Radargrammen so lassen sich interessante z.T. auch widersprüchliche Ergebnisse erkennen. Generell gilt: $P_{TO} > P_{MAX} > P_{TSRA}$. Allerdings lassen sich einige Erklärungen finden, wenn beachtet wird, wie viel größer oder kleiner die jeweiligen Komponenten sind, d.h. in welchem Verhältnis sie zueinander stehen. Wie oben bereits erwähnt können nur relative Vergleiche innerhalb eines Profils und nicht Absolutwerte zwischen den einzelnen Profilen miteinander verglichen werden.

Im Austfonna-Beispiel ist P_{TO} des Nordprofils um etwa 1.5 DB größer als P_{TO} des Südprofils. Das bedeutet möglicherweise, unter Beachtung von σ_{ASR} , dass an raueren Oberflächen mehr Energie gestreut wird und dadurch weniger vom System empfangen wird. Weiterhin übersteigt P_{MAX} des Nordprofils P_{MAX} des Südprofils um 3 DB, wobei der Wert des Südprofils dem Oberflächenpeak entstammt und der des Nordprofils klar dem starken internen Reflektor zugesprochen werden kann. Dies zeigt auch der sehr geringe Wert für P_{TSRA} des Nordprofils, da laut Retrackereinstellung die Höhe bei 50% der ersten ansteigenden Flanke abgegriffen wird. Im Idealfall eines sehr scharfen Oberflächenpeaks müsste daher P_{TSRA} etwa halb so groß wie P_{MAX} sein.

Der Unterschied von 1.5 DB der P_{MAX} des Nordprofils bzgl. des Südprofils, unter Beachtung der 1.5 DB Differenz der P_{TO} , ist umso verwunderlicher, da eine gegenläufige Entwicklung erwartet wurde. Unseren Überlegungen zufolge sollten Absorptionsprozesse innerhalb der Schichten zwischen Oberfläche und dem starkem Reflektor im Nordprofil zu einer Abschwächung des Signals und damit zu einer geringeren Peak power führen. Womöglich haben aber gleichmäßig geschichtete, von geringen Dichteveriationen geprägte Schneeauflagen weit weniger Dämpfungseigenschaften als rauere Oberflächen. Eine andere Erklärung kann auch durch die Annahme einer LSS, ähnlich der in der Perkolationszone von Grönland, im Nordprofil gefunden werden. Diese zeichnete sich durch einen sehr starken Dichtekontrast bzgl. des aufliegenden Winterschnees und damit durch eine sehr hohe Reflektivität aus (Helm et al., 2007). Bevorzugt wird der letztgenannte Ansatz, da dieser zum Einen die Power in Abhängigkeit der Reflektivität setzt und zum Anderen, davon unabhängig, die Variationen von Δh als Folge der unterschiedlichen σ_{ASR} erklärt.

Im Falle von Devon kann bei geringeren σ_{ASR} und höheren Δh des Nordprofils eine um 2 DB höhere P_{TO} beobachtet werden. Weiterhin weisen die P_{MAX} einen Unterschied von etwa 4 DB auf, mit höheren Werten für das Nordprofil. Daraus kann auch in diesem Fall geschlossen werden, dass die erhöhte ASIRAS-Rauigkeit maßgeblich Δh bestimmt. Auch die Unterschiede der P_{MAX} werden auf σ_{ASR} zurückgeführt, da in beiden Fällen die meiste Energie an der Oberfläche reflektiert wird. Die Unterschiede in P_{TO} könnten auf eine inhomogenere Zusammensetzung der obersten Schichten, die nicht aufgelöst aber in dem Radargramm der Abbildung 8.6 (a) vermutbar ist, erklärt werden. Ein mögliches Szenario wäre z.B. ein frühes Einsetzen von leichtem Oberflächenschmelzen oder Regenereignisse bis in Höhenlagen von 1510 m gefolgt vom erneuten Gefrieren des eisgesickerten Wassers. Dadurch würde die während des Winters gebildete lagige Struktur, die am Scheitel des Doms noch erhalten ist, zerstört und durch ein unregelmäßiges Eis-Schneegemisch ersetzt werden. Die Folge wären die Zunahme der Oberflächenrauigkeit und der Volumenstreuung und damit verbunden eine erhöhte Signaldämpfung. Weiterhin zeigen die Beispielechos in Abbildung 8.5 sehr deutlich, dass die ansteigende Flanke des Echos in (a) flacher ist als die in (b) und sich dadurch der durch die vertikalen Linien gekennzeichnete TSRA range bin weiter vom Knickpunkt entfernt. Dies könnte bedeuten, dass der Knickpunkt im Echo der 'Laseroberfläche' entspricht. Die Variationen in Δh müssten dann durch einen entsprechenden Korrekturterm, in Abhängigkeit

von der Steigung der Flanke und der Power des ersten Maximums, reduzierbar sein. Die Ergebnisse der Analysen für Δh in dem Grönlandbeispiel fallen mit 0.80 m bzw. 1.50 m für das West- bzw. Ostprofil ungewöhnlich hoch aus. Zudem beträgt σ_{ASR} 0.07 m für das Westprofil und 0.02 m für das Ostprofil und ist damit gegenläufig den bisherigen Erkenntnissen in denen für höhere σ_{ASR} auch höhere Δh beobachtet wurden. Weiterhin fällt die sehr hohe Standardabweichung von ± 0.21 m im Ostprofil auf. Hier weist der Verlauf der Differenzkurve einen regelrechten Sprung, bei 57232 s liegend, von ca. 1.1 m auf 0.5 m auf (siehe Abbildung 8.9). In dem zugehörigen Radargramm der Abbildung 8.8 (b) sowie in Einzelechos kann aber an dieser Stelle keine signifikante Änderung der Echoform ausgemacht werden. Auch die Verläufe der P_{TO} und P_{MAX} zeigen innerhalb des Westprofils keine signifikanten Unterschiede. Verglichen mit dem Ostprofil sind bei gleichem P_{TO} die P_{MAX} des Westprofils um 3 DB geringer. Dieser Unterschied ist womöglich auf Volumenstreuung innerhalb der Schichten über dem starken internen Reflektor zurückzuführen, da dieser, wie auch in Abbildung 8.7 (b) deutlich wird, den maximalen Powerwert liefert.

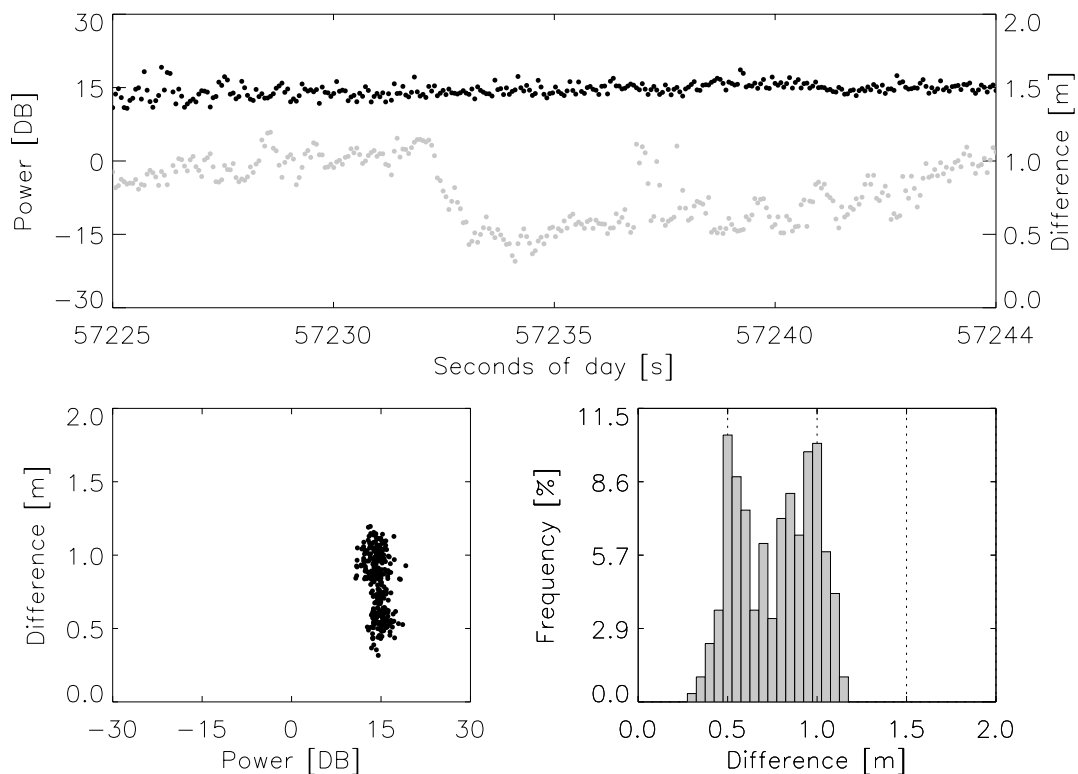


Abbildung 8.9: Differenzhöhe zwischen ALS und ASIRAS im Vergleich mit der Power des Ostprofils von Grönland. Die schwarzen Punkte zeigen die Power, die grauen die Differenzhöhe.

Wie können nun diese Ergebnisse interpretiert werden? Betrachten wir zuerst das sehr homogene und wenig raue Westprofil. Die scharfe, sehr enge Echoform der Abbildung 8.7 (a) weist auf einen recht starken Dichtekontrast hin. Dieser könnte, da das Profil Mitte September aufgenommen wurde, der in den Sommermonaten modifizierten harten Sommeroberfläche entsprechen. Das Profil liegt nur wenig über der 2000 m Niveaufläche, die im Allgemeinen in Grönland den Übergang von Perkolationszone zu Trockenschneezone markiert (Benson,

1962). Dieser Übergang ist nicht scharf und entspricht mehr einer Übergangszone die von Jahr zu Jahr in ihrer Ausdehnung und mittleren Höhenlage variiert. Aufgründessen kann der gewählte Profilausschnitt auch innerhalb der Übergangszone angesiedelt sein. Gehen wir von einem sehr hohen Dichtekontrast aus, so ist es möglich, dass frisch gefallener noch unkompakter Schnee sehr geringer Dichte kaum vom Radar 'gesehen' wird und dadurch der hohe Wert für Δh zustande kommt. Nach eigenen Erfahrungen sind starke Neuschneeereignisse mit 0.3 m bis 0.5 m Zutrag nichts Ungewöhnliches für diese Region, allerdings bleibt dieser kaum länger als einen Tag unverändert liegen und wird sehr schnell durch windgetriebene Prozesse umgelagert und verdichtet. Die Interpretation des Ostprofils fällt ungleich schwerer, da ein Erklärung des Sprunges in Δh sich nicht optisch, weder im Radargramm noch in den Einzelechos bemerkbar macht. Auch sind systematische Änderungen der Flankensteilheit oder der Power entlang des Profils nicht zu beobachten. Zudem können ähnliche Bereiche entlang des gesamten Profils bis in Höhen von 2600 m ausgemacht werden. Alle Punkte zusammen widersprechen daher der Annahme, dass die beobachteten Phänomene auf kleinräumige Variationen innerhalb der Übergangszone zurückgeführt werden können. Vielmehr können deshalb mögliche Prozessierungsfehler nicht ausgeschlossen werden, da obige Bereiche in dem sich anschließenden Profil, von 2600 m bis 2750 m reichend, nicht beobachtet wurden. Für die Bestätigung dieser Annahme bedarf es zusätzlicher Analysen, die im Rahmen dieser Arbeit nicht mehr vorgenommen werden konnten.

Die hier vorgestellten ersten Analysen dreier sehr verschiedener ASIRAS Profile zeigen interessante, z.T. auch widersprüchliche Ergebnisse, die im Folgenden in einer Übersicht zusammengetragen worden sind:

- Mit zunehmenden σ_{ASR} steigt Δh → Ausnahme Grönland
- Die Variationen in Δh entlang eines Profils werden auf unterschiedliche σ_{ASR} zurückgeführt und könnten möglicherweise durch eine noch zu entwickelnde Korrektur ausgeglichen werden.
- Die theoretisch vermutete Gegenläufigkeit zwischen σ_{ASR} und I_{ASR} konnte in allen Beispielen gezeigt werden, gilt aber nicht profilübergreifend.
- σ_{ALS} ist generell geringeren Schwankungen als σ_{ASR} entlang eines Profils unterlegen und zeigt keine Korrelation mit σ_{ASR} .
- Die rückgestreute Power wird von der ASIRAS-Rauhigkeit sowie von internen Dichtekontrasten bestimmt, wobei vermutlich der Signalverlust an rauen Oberflächen deutlich stärker ausfällt als die Absorption in homogenen Schneesichten.
- Ein profilübergreifender Vergleich der absoluten Rückstreuwerte ist derzeit noch nicht möglich. Allerdings lassen die Analysen für die Trockenschneezone eine weit höhere Rückstreuung als für Devon vermuten. Ein Vergleich mit Austfonna ist nicht möglich, da die LAM Rückstreuwerte zu stark von den HAM-Werten differieren und sehr unrealistisch erscheinen.

9 Zusammenfassung und Ausblick

In der vorliegenden Dissertation wurde die Kalibrierung und Validierung des neuen ASIRAS Radaraltimeters vorgestellt und die Ergebnisse erster wissenschaftlicher Analysen gezeigt. Da das gesamte Messsystem als solches 2004 komplett neu zusammengestellt und auf einer Flugzeugplattform installiert wurde umfassten die Kalibrierungsarbeiten nicht nur Analysen der Radardaten, sondern die komplette Entwicklung eines Kalibrierungsablaufes inklusive Korrekturansätze der gesamten vom Messsystem erfassten Daten. Dies beinhaltete unter Anderem:

- Auswertung der GPS-Daten
- Auswertung und Kalibrierung der INS-Daten
- Auswertung, Prozessierung und Analyse der Laserscannerdaten (Georeferenzierung)
- Auswertung, Prozessierung und Analyse der ASIRAS-Daten

Für jeden Datensatz wurde eigenständige Prozessierungs- und Analysesoftware entwickelt die folgende Punkte abdeckte:

- Einleseroutinen der Rohdaten und Transformation in gut lesbares Datenformat
- Installation der ASIRAS Prozessierungssoftware der ESA und Entwicklung von Automatismen zur Prozessierung der Daten auf verschiedenen Rechnersystemen (UNIX, MACOSX)
- Aufbereitung und Prozessierung der Laserscannerdaten
- Kontrolle und Analyse für alle Datenprodukte
- Graphische Oberflächen für die Darstellung der Datenprodukte
- Auswertung und vergleichende Analysen.

Während der ersten Datenanalysen zeigten sich Unklarheiten in der Datenstruktur, Fehler in der Prozessierung der ASIRAS-Daten mit der ESA-Software, Probleme bei der Laserscannerprozessierung und große Unstimmigkeiten im Vergleich der einzelnen Datenprodukte. Daher war es notwendig geeignete Analysemethoden zu entwickeln um Fehler zu detektieren, sie quantitativ zu erfassen, wenn möglich zu korrigieren und letztlich hardwareseitig bzw. softwareseitig Verbesserungen vorzuschlagen und deren Umsetzung zu kontrollieren. In dem die Arbeit umfassenden Zeitraum von 3.5 Jahren wurden der Großteil der Fehler beseitigt und eine oberflächenbasierte Software entwickelt die es dem Anwender erlaubt in sehr kurzer Zeit die vollständige Prozessierung aller Daten einer Messkampagne weitgehend automatisch durchzuführen. Die entwickelten Kalibrierungs- und Validierungsanalysen umfassen u.A.:

- GPS Qualitätsüberprüfung
- INS Zeitversatzbestimmung

- ALS Zeitversatzbestimmung
- ALS Schielwinkelbestimmung durch verschiedene Methoden
- ASIRAS Zeitversatzbestimmung durch zwei unabhängige Methoden
- ASIRAS Phasenversatzbestimmung anhand von Radarreflektor
- ASIRAS Höhenversatzbestimmung anhand des Vergleichs mit ALS über Landebahnen
- ASIRAS Genauigkeitsabschätzungen im Vergleich mit ALS

Wie bereits erwähnt konnten mittlerweile der Großteil der Fehlerursachen behoben werden und/oder geeignete Korrekturen an die bestehenden Datensätze angebracht werden, so dass nun ein einmaliger qualitativ hochwertiger Datensatz, der in kommende Messkampagnen noch erweitert wird, für wissenschaftliche Studien bereitsteht. Die korrigierten Fehler sind u. A.:

- Formatausgabefehler der Datumsstempel der proz. GPS-Daten (korrigiert)
- Kleine Zeitversätze in den INS-Daten (korrigiert)
- Zeitversätze in ALS-Daten (ab 2007 hardwareseitig gelöst, sonst korrigiert)
- Zeitversätze in ASIRAS-Daten (ab 10/2007 hardwareseitig gelöst, sonst korrigiert)
- Phasenfehler der ASIRAS LAM-Daten (ab 2007 hardwareseitig gelöst, sonst korrigiert)
- ALS Scanwinkel fehlerhaft (korrigiert, Messgerät derzeit beim Hersteller)
- Fehler in ESA's ASIRAS-Prozessierungs

Mit den korrigierten Datensätze wurden anschließend Genauigkeitsabschätzungen der ermittelten ASIRAS-Oberfläche in verschiedenen Regionen und unterschiedlichen Oberflächen durchgeführt. Als Referenz diente dabei das ALS-Höhenmodell. Die Ergebnisse zeigten dass die Genauigkeit in der Bestimmung der Oberflächenhöhe mithilfe des ASIRAS entlang ausgewählter Profilsektionen ± 0.05 m betrug. Die erreichte Genauigkeit ist neben der sehr guten räumlichen Auflösung (5 m) im Vergleich zu bisherigen Radaraltimetern sehr hoch.

Eine direktere Vergleichsmöglichkeit der mit ASIRAS erzielten Genauigkeit ist durch die flugzeuggestützten Radaraltimetermessungen in Ferraro and Swift (1994) gegeben. Die Autoren verglichen Daten eines Ku-Band Radaraltimeters mit simultan erhobenen Lasermessungen entlang eines Profils über Grönland, reichend von der Ablations- über die Perkolations- zur Trockenschneezone. Die Standardabweichung betrug ± 0.3 m, wobei insbesondere in der Perkolationszone Abweichungen (Δh) von bis zu 2.0 m detektiert wurden. Die Autoren begründeten diese hohen Abweichungen durch sehr starke Volumenstreuung. Weiterhin stellten Ferraro and Swift (1994) fest, dass je nach Zone veränderte Echoformen detektiert wurden und dies Einfluss auf die ermittelte Genauigkeit hatte.

Auch in den hier vorgestellten Ergebnissen konnten je nach Zone unterschiedliche Δh in Zusammenhang mit unterschiedliche Echoformen nachgewiesen werden. Die Variationen in Δh können durch räumliche Änderungen der Oberflächenrauigkeit σ_{ASR} sowie der Volumenstreuanteile begründet werden. Flach et al. (2005) simulierten in ihrer Studie den durch Volumenstreuung generierten Fehler in der Bestimmung der Oberflächenhöhe eines Radaraltimeters. Die ermittelten Werte lagen zwischen 0.18 m bis 0.45 m für die Trockenschneezone

von Grönland, mit kleineren Werten in Gebieten geringerer Akkumulation. Die Autoren begründeten diese Tendenz mit größeren Schneepartikeln in Niedrigakkumulationsgebieten die das Eindringen der Radarwelle stärker streuen und zu einem dominanten Oberflächenanteil führen. Falls diese Überlegungen zutreffen so kann der im vorigen Abschnitt im Grönlandbeispiel ungewöhnlich hohe Wert in Δh von 1.50 m durch ein massives Neuschneeereignis, wie vorgeschlagen, erklärt werden. Aufgrund der gefundenen Zusammenhänge könnte es möglich sein durch die separate Auswertung der Flankensteilheit den Rauigkeitseinfluss zu korrigieren und damit Schwankungen in Δh zu reduzieren. Weiterhin sollte es möglich sein, insofern die rückgestreute Power profilübergreifend vergleichbar ist, aus den Powerwerten Informationen über die Akkumulationsrate abzuleiten sowie Schneeklassifizierungen durchzuführen. Die Studien von Drinkwater et al. (2001); Rotschky et al. (2006) zeigen die Möglichkeiten ähnlicher satellitengestützter Analysen auf und bieten sich daher als Grundlage für vergleichende Untersuchungen an.

Neben den Genauigkeitsstudien wurden erste Ergebnisse der interferometrischen Prozessierung der Daten vorgestellt. Dabei wurden die quer zur Flugrichtung, innerhalb der vom ASIRAS beleuchteten Fläche, ermittelten Höhen mit dem ALS-DEM verglichen. Es konnte gezeigt werden dass die interferometrisch prozessierten Höhen recht gut denen des ALS-DEM entsprechen und eine Differenzhöhe von $-0.43 \text{ m} \pm 0.81 \text{ m}$ aufweisen. Die Ursachen der hohen Standardabweichung werden hauptsächlich auf den 'phase unwrapping' Algorithmus zurückgeführt, aber auch in der z.T. geringen Kohärenz (K) gesehen. In Zukunft müssen daher in dieser Richtung weitere Anstrengungen unternommen werden, da die Kohärenz in allen Daten generell, unabhängig von der Schneeoberfläche, sehr niedrig ist. Eine Erklärung konnte dafür bislang noch nicht gefunden werden, ersichtlich ist jedoch das mit Werten von $K < 0.3$ eine interferometrische Auswertung keinen Sinn macht und die abgeleitete Höhen unrealistisch sind. Ursachen geringer K sind nach Hanssen (2001) u.A. in der Volumenstreuung zu sehen. Vieles deutet daher, in Kombination mit den Ergebnissen der Δh -Analysen, daraufhin, dass das ASIRAS Signal sehr stark durch Volumenstreuung beeinflusst wird und interferometrische Analysen nur in bestimmten Regionen (z.B. Meereis, Blaueis) möglich sind. Zusätzlich könnte die Auswertung der Kohärenz in Verbindung mit der Power zusätzliche Informationen zur Oberflächenbeschaffenheit liefern und eine Klassifizierung verschiedener Zonen ermöglichen.

Einige konkrete Untersuchungen die schon in Angriff genommen wurden, deren Ergebnisse hier aber nicht aufgeführt werden, sind:

- Die Bestimmung der Schichtung in der Trockenschneezone und Ableitung deren räumlicher und zeitlicher Variabilität als Ergänzung zu den Untersuchungen von Hawley et al. (2006).
- Lokalisierung der Übergangszone zwischen Trockenschnee- und Perkolationszone anhand der ASIRAS-Daten mithilfe der Parameter Rauigkeit, Power und Anstieg der beiden Flanken.
- Die Bestimmung der Unterschiede in der Rückstreuung zwischen Frühjahr und Herbst über Grönland, Austfonna und Devon.
- Die Entwicklung eines eigenen von der ESA unabhängigen ASIRAS SAR-Prozessors, um noch bestehende Prozessorprobleme zu untersuchen. Weiterhin wird eine Rollkorrektur während der SAR-Prozessierung angestrebt, da die ESA-Software diese nicht berücksichtigt.

In der vorliegenden Arbeit wurden neben den Kalibrierungs- und Validierungsmethoden das Potential, dass das ASIRAS-Messsystem neben der genauen Bestimmung der Oberflächenhöhe bietet, aufgezeigt. Als besonders erfolgreich haben sich die zeitgleichen glaziologischen Bodenmessungen mit den ASIRAS Befliegungen erwiesen. Neben den interpretativen Ansätzen wurde die Grundlage für ein Vorwärtsmodell entwickelt, welches den Einfluss der Parameter σ_{ASR} , σ_{ALS} , Oberflächenneigung und unterschiedlicher Dichteverteilungen in homogenen bzw. geschichteten Schneeunterlagen auf das SAR-prozessierte ASIRAS-Echo berücksichtigt. Dadurch wird ein besseres Verständnis der beobachteten Phänomene und dadurch eine Verbesserung in der Abschätzung der Fehler sowie eine Erhöhung der Genauigkeit der Höhenbestimmung des ASIRAS und in weiterer Folge des CryoSat Altimeters möglich.

A Formatbeschreibungen der Datenprodukte

Tabelle A.1: Parametertypen innerhalb der Datenformatbeschreibungen - vorgegeben durch ESA.

Typ	Beschreibung	Grösse (bytes)
uc	Unsigned character	1
sc	Signed character	1
us	Unsigned short integer	2
ss	Signed short integer	2
ul	Unsigned long integer	4
sl	Signed long integer	4
ull	Unsigned long long integer	8
sll	Signed long long integer	8
d	Double precision floating	8
f	Single precision floating	4
[n]	Array length n	

A.1 GPS_L1 Datenformat

Tabelle A.2: Formatbeschreibung Binäres DGPS 'big endian' Format - von der ESA vorgegeben.
(z.B. MJD 2306 steht für den 25. April 2006)

Identifizierung	Beschreibung	Einheit	Typ	Grösse (Bytes)
1	Tage (MJD)	UTC	sl	4
2	Sekunden	s	ul	4
3	Microsekunden	ms	ul	4
4	Breitengrad (WGS-84)	10^{-7} Grad	sl	4
5	Längengrad (WGS-84)	10^{-7} Grad	sl	4
6	Geodetische Höhe	m	d	8
7	Spare_7	N/A	d	8
8	Spare_8	N/A	d	8
9	Spare_9	N/A	d	8
10	Spare_10	N/A	d	8
Total				72

A.2 INS_L1 Datenformat

Tabelle A.3: Formatbeschreibung des binären INS 'big endian' Format - von der ESA vorgegeben.
(z.B. MJD 2306 steht für den 25. April 2006)

Identifizierung	Beschreibung	Einheit	Typ	Grösse (Bytes)
1	Tage (MJD)	UTC	sl	4
2	Sekunden	s	sl	4
3	Microsekunden	ms	sl	4
4	Breitengrad (WGS-84)	Grad	d	8
5	Längengrad (WGS-84)	Grad	d	8
6	Geschwindigkeit über Grund	kts	d	8
7	wahrer Track	Grad	d	8
8	True Heading	Grad	d	8
9	Windgeschwindigkeit	kts	d	8
10	Windrichtung	Deg	d	8
11	Magnetisches Heading	Grad	d	8
12	Pitch	Grad	d	8
13	Roll	Grad	d	8
14	Pitch Rate	Grad/s	d	8
15	Roll Rate	Grad/s	d	8
16	Yaw Rate	Grad/s	d	8
17	Körperlängsbeschleunigung	g	d	8
18	Körperquerbeschleunigung	g	d	8
19	Körpernormalbeschleunigung	g	d	8
20	vertikale Beschleunigung	g	d	8
21	vertikale Geschwindigkeit	ft/min	d	8
22	N-S Geschwindigkeit	kts	d	8
23	E-W Geschwindigkeit	kts	d	8
			Total	172

A.3 ALS_L1 Datenformat

ALS Level_L1 Formatbeschreibung.

Feld	Beschreibung	Einheit	Grösse (Bytes)	Typ
	RAW_HEADER		Total = 57	
	HEADER_PREAMBLE_BLOCK		Total = 10	
1	HEADER_PREAMBLE_BLOCK_HEADERSIZE		4	ul
2	HEADER_PREAMBLE_BLOCK_DATASETLEN		2	us
3	HEADER_PREAMBLE_BLOCK_PROTOCOLID		1	uc
4	SYNC_FIELD		1	uc
5	CRC_FIELD		1	uc
6	HEADER_PREAMBLE_BLOCK_HEADERID		1	uc
	HEADER_MAIN_BLOCK		Total = 24	
7	HEADER_MAIN_BLOCK_MEASOFFSET		2	us
8	HEADER_MAIN_BLOCK_MEASSIZE		2	us
9	HEADER_MAIN_BLOCK_MEASCOUNT		2	us
10	HEADER_MAIN_BLOCK_LEADINID		1	uc
11	HEADER_MAIN_BLOCK_LEADINIDSUB		2	us
12	HEADER_MAIN_BLOCK_MEASIDMAIN		1	uc
13	HEADER_MAIN_BLOCK_MEASIDSUB		2	us
14	ENABLE_RANGE_OUTPUT		1	uc
15	ENABLE_AMPLITUDE_OUTPUT		1	uc
16	ENABLE_ANGLE_OUTPUT		1	uc
17	ENABLE_QUALITY_OUTPUT		1	uc
18	ENABLE_SYNC_TIMER_OUTPUT		1	uc
continued				

Feld	Beschreibung	Einheit	Grösse (Bytes)	Typ
19	ENABLE_TRUE_COLOR_OUTPUT		1	uc
20	HEADER_MAIN_BLOCK_TRAILERIDMAIN		1	uc
21	HEADER_MAIN_BLOCK_TRAILERIDSUB		2	us
22	HEADER_MAIN_BLOCK_PARAMETERIDMAIN		1	uc
23	HEADER_MAIN_BLOCK_PARAMETERIDSUB		2	us
	HEADER_PARAMETER_BLOCK		Total = 23	
24	HEADER_PARAM_BLOCK_SERIALNUMBER		8	8 * uc
25	HEADER_PARAM_BLOCK_RANGEUNIT		4	f
26	HEADER_PARAM_BLOCK_ANGLEUNIT		4	f
27	HEADER_PARAM_BLOCK_TIMERUNIT		4	f
28	HEADER_PARAM_BLOCK_POLARANGLEID		1	uc
29	HEADER_PARAM_BLOCK_HWRES		1	uc
30	HEADER_PARAM_BLOCK_TARGET		1	uc
	PROC_HEADER		Total = 36	
31	PROC_HEADER_SIZE		1	uc
32	NUMBER_OF_SCAN_LINES (N_{SL})		4	ul
33	NUMBER_OF_DATA_POINTS_PER_LINE (N_{PL})		1	uc
34	NUMBER_OF_SYNCOUNTER		4	ul
35	NUMBER_OF_TRIG_COUNTER		4	ul
36	BYTES_PER_LINE (B_L)		2	us
37	BYTES_SEC_LINE (B_{SL})		8	ull
38	YEAR	YYYY	2	us
39	MONTH	MM	1	uc
	continued			

Feld	Beschreibung	Einheit	Grösse (Bytes)	Typ
40	DAY	DD	1	uc
41	STARTTIME_SEC	Sec. of the day	4	ul
42	STOPTIME_SEC	Sec. of the day	4	ul
43	LINE_TIMESTAMP	Sec. of the day	$B_{SL} = 4 * N_{SL}$	ul
	DATA		$Total = B_L * N_{SL}$	
	DATA_LINE		B_L	
44	LASER_SHOTTIME_SEC	Sec of the day	$4 * N_{PL}$	ul
45	LASER_SHOTTIME_MICSEC	Sec of the day	$4 * N_{PL}$	ul
46	ANGLE	10^{-4} Grad	$4 * N_{PL}$	sl
47	RANGE	10^{-3} m	$4 * N_{PL}$	ul
48	AMPLITUDE		N_{PL}	uc
49	QUALITY		N_{PL}	uc
50	RED		$2 * N_{PL}$	us
51	GREEN		$2 * N_{PL}$	us
52	BLUE		$2 * N_{PL}$	us
53	TRAILER_SYNCOUNTER		4	ul

A.4 ALS_L1B Datenformat

ALS Level_L1B Formatbeschreibung.

Feld	Beschreibung	Einheit	Grösse (Bytes)	Typ
	HEADER			
1	HEADER_SIZE		1	uc
2	NUMBER_OF_SCAN_LINES (N_{SL})		4	ul
3	NUMBER_OF_DATA_POINTS_PER_LINE (N_{PL})		1	uc
4	BYTES_PER_LINE (B_L)		2	us
5	BYTES_SEC_LINE		8	ull
6	YEAR	YYYY	2	us
7	MONTH	MM	1	uc
8	DAY	DD	1	uc
9	START_TIME	Sec of the day	4	ul
10	STOP_TIME	Sec of the day	4	ul
11	DEVICE_NAME (LMS-Q280)			
12	LINE_TIMESTAMP	Sec. of the day	$4 * N_{SL}$	ul
	DATA		$Total = B_L * N_{SL}$	
	DATA_LINE		B_L	
13	TIME	Sec of the day	$8 * N_{PL}$	d
14	LATITUDE	Grad	$8 * N_{PL}$	d
15	LONGITUDE	Grad	$8 * N_{PL}$	d
16	SURFACE_ELEV	m	$8 * N_{PL}$	d

B Ergebnisse der Kalibrierung für die Kampagnen

B.1 CryoVEx2004_A

Tabelle B.1: Ergebnisse der ALS Schielwinkelbestimmung der Kampagne ASIRAS_04_02.

ξ_1 [Grad]	ξ_2 [Grad]	ξ_3 [Grad]
0.34	-0.99	-0.37

Tabelle B.2: Ergebnisse der INS Kreuzkorrelation der der Kampagne ASIRAS_04_02.

Profil	n	Median (τ_Θ) in s	σ_Θ in s	Median (τ_Φ) in s	σ_Φ in s	Median (τ_{VV}) in s	σ_{VV} in s
0404190101	54	-0.02	0.04	-0.10	0.04	-0.04	0.07
0404200201	54	-0.02	0.08	-0.11	0.06	-0.04	0.07
0405020401	50	-0.02	0.06	-0.10	0.06	-0.04	0.06
0405050501	27	-0.02	0.04	-0.10	0.04	-0.02	0.08
0405060601	54	-0.02	0.10	-0.10	0.05	-0.03	0.06
Gesamt		-0.02	0.06	-0.10	0.05	-0.03	0.07

Tabelle B.3: Ergebnisse der ALS Zeitversatzbestimmung der Kampagne ASIRAS_04_02.

Profil	Zeitversatz [s]
0404190101_1	0.0
0404200201_1	0.0
0404250301_1	0.0
0405020401_1	0.0
0405020401_2	1.0
0405050501_1	0.0
0405060601_1	0.0
0405060601_2	0.0
0405060601_3	0.0

PROFILE	LABEL	L1	L1B	GPS	INS	QUALITY	TSHIFT (s)	REMARK
	HAMO4000	X	X	X	X		-0.20	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		-0.32	
	HAMO4000	X	X	X	X		-0.10	
	HAMO4000	X	X	X	X		-0.20	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		-0.10	
	HAMO4000	X	X	X	X		-0.13	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		-0.23	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		-0.10	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		-0.13	
	HAMO4000	X	X	X	X		-0.28	
	HAMO4000	X	X	X	X		-0.19	
	HAMO4000	X	X	X	X		-0.41	
	HAMO4000	X	X	X	X		-0.06	
continued								

PROFILE	LABEL	L1	L1B	GPS	INS	QUALITY	TSHIFT (s)	REMARK
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		-0.12	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	

Table B.4: ASIRAS processing. All profiles where processed with new processor version ASIRAS_03_08. Abbreviations for labels:

HAMO4000 High Altitude Mode 4000Hz - original configuration
LAMO2500 Low altitude mode (2500 Hz PRF) original LAM
LAMA2000 LOW ALTITUDE MODE A (2000 KHZ PRF)
LAMA2500 LOW ALTITUDE MODE A (2500 KHZ PRF)
LAMA3000 LOW ALTITUDE MODE A (3000 KHZ PRF)

B.2 CryoVEx2004_B

Tabelle B.5: Ergebnisse der ALS Schielwinkelbestimmung der Kampagne ASIRAS_04_03.

ξ_1 [Grad]	ξ_2 [Grad]	ξ_3 [Grad]
-0.22	-1.02	0.36

Tabelle B.6: Ergebnisse der INS Kreuzkorrelation der Kampagne ASIRAS_04_03.

Profil	n	Median (τ_Θ) in s	σ_Θ in s	Median (τ_Φ) in s	σ_Φ in s	Median (τ_{VV}) in s	σ_{VV} in s
0409040201	24	-0.02	0.03	-0.10	0.03	-0.02	0.06
0409090301	48	-0.02	0.04	-0.10	0.03	-0.01	0.04
0409110401	18	-0.04	1.10	-0.12	0.10	-0.00	0.18
0409140501	42	-0.04	0.68	-0.10	0.04	-0.02	0.07
0409170701	59	-0.04	0.05	-0.10	0.03	-0.03	0.04
Gesamt		-0.03	0.38	-0.10	0.05	-0.02	0.08

Tabelle B.7: Ergebnisse der ALS Zeitversatzbestimmung der Kampagne ASIRAS_04_03.

Profil	Zeitversatz [s]
0409040201_1	0.0
0409090301_1	0.0
0404250301_1	0.0
0409090301_1	0.0
0409110401_1	0.0
0409140501_1	1.0
0409140501_2	1.0
0409160601_1	0.0
0409170701_1	0.0
0409170701_2	1.0

PROFILE	LABEL	L1	L1B	GPS	INS	QUALITY	TSHIFT (s)	REMARK
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.10	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.06	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.18	
	HAMO4000	X	X	X	X		-0.06	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		-0.12	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		-0.30	
continued								

PROFILE	LABEL	L1	L1B	GPS	INS	QUALITY	TSHIFT (s)	REMARK
	HAMO4000	X	X	X	X		-0.13	
	HAMO4000	X	X	X	X		-0.21	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	

Table B.8: ASIRAS processing. All profiles where processed with new processor version ASIRAS_03_08. Abbreviations for labels:

HAMO4000 High Altitude Mode 4000Hz - original configuration
LAMO2500 Low altitude mode (2500 Hz PRF) original LAM
LAMA2000 LOW ALTITUDE MODE A (2000 KHZ PRF)
LAMA2500 LOW ALTITUDE MODE A (2500 KHZ PRF)
LAMA3000 LOW ALTITUDE MODE A (3000 KHZ PRF)

B.3 CryoVEx2005

Tabelle B.9: Ergebnisse der ALS Schielwinkelbestimmung der Kampagne ASIRAS_05_01.

ζ_1 [Grad]	ζ_2 [Grad]	ζ_3 [Grad]
-0.11	-2.16	0.39

Tabelle B.10: Ergebnisse der INS Kreuzkorrelation der Kampagne ASIRAS_05_01.

Profil	n	Median (τ_Θ) in s	σ_Θ in s	Median (τ_Φ) in s	σ_Φ in s	Median (τ_{VV}) in s	σ_{VV} in s
0503130301	54	-0.04	0.05	-0.10	0.06	-0.03	0.14
0503140403	46	-0.08	0.73	-0.12	0.07	-0.00	0.03
0503140501	45	-0.06	0.06	-0.10	0.05	-0.02	0.11
Gesamt		-0.06	0.28	-0.11	0.06	-0.02	0.09

PROFILE	LABEL	L1	L1B	GPS	INS	QUALITY	TSHIFT (s)	REMARK
	LAMO3000	X	X	X	X		0.00	
	LAMO3000	X	X	X	X		-0.20	
	LAMO3000	X	X	X	X		-0.30	
	LAMO3000	X	X	X	X		-0.30	
	LAMO3000	X	X	X	X		-0.30	
	LAMO3000	X	X	X	X		-0.30	
	LAMO3000	X	X	X	X		-0.25	
	LAMO3000	X	X	X	X		-0.12	
	LAMO3000	X	X	X	X		-0.32	
	LAMO3000	X	X	X	X		-0.15	
	LAMO3000	X	X	X	X		-0.40	
	LAMO3000	X	X	X	X		-0.05	
	LAMO3000	X	X	X	X		-0.25	
	LAMO3000	X	X	X	X		-0.15	
	LAMO3000	X	X	X	X		-0.15	
	LAMO3000	X	X	X	X		-0.20	
	LAMO3000	X	X	X	X		-0.15	
	LAMO3000	X	X	X	X		-0.12	
	LAMO3000	X	X	X	X		-0.20	
	LAMO3000	X	X	X	X		-0.20	
	LAMO3000	X	X	X	X		-0.25	
	LAMO3000	X	X	X	X		0.00	
	LAMO3000	X	X	X	X		0.00	
	LAMO3000	X	X	X	X		-0.30	
	LAMO3000	X	X	X	X		-0.15	
	LAMO3000	X	X	X	X		-0.18	
	LAMO3000	X	X	X	X		-0.25	
	LAMO3000	X	X	X	X		-0.10	

continued

PROFILE	LABEL	L1	L1B	GPS	INS	QUALITY	TSHIFT (s)	REMARK
	LAMO3000	X	X	X	X		-0.18	

Table B.11: ASIRAS processing. All profiles where processed with new processor version ASIRAS_03_08. Abbreviations for labels:

HAMO4000 High Altitude Mode 4000Hz - original configuration

LAMO2500 Low altitude mode (2500 Hz PRF) original LAM

LAMA2000 LOW ALTITUDE MODE A (2000 KHZ PRF)

LAMA2500 LOW ALTITUDE MODE A (2500 KHZ PRF)

LAMA3000 LOW ALTITUDE MODE A (3000 KHZ PRF)

B.4 CryoVEx2006

Es liegen keine Informationen vor. Die Daten wurden durch DNSC bearbeitet und fertige Datenprodukte dem AWI bereitgestellt.

B.5 CryoVEx2007

Tabelle B.12: Ergebnisse der ALS Schielwinkelbestimmung der Kampagne ASIRAS_07_02.

ζ_1 [Grad]	ζ_2 [Grad]	ζ_3 [Grad]
0.0	-2.02	0.0

Tabelle B.13: Ergebnisse der INS Kreuzkorrelation der Kampagne ASIRAS_07_02.

Profil	n	Median (τ_Θ) in s	σ_Θ in s	Median (τ_Φ) in s	σ_Φ in s	Median (τ_{VV}) in s	σ_{VV} in s
0704160101	44	-0.04	0.06	-0.12	0.03	-0.00	0.04
0704170201	15	-0.04	0.09	-0.10	0.02	-0.00	0.03
0704180301	39	-0.06	0.06	-0.10	0.03	-0.00	0.10
0704190401	27	-0.02	0.04	-0.06	0.06	-0.00	0.12
0704200501	110	-0.04	0.06	-0.12	0.04	-0.01	0.03
0704210601	34	-0.06	0.06	-0.10	0.03	-0.00	0.02
0704210701	57	-0.06	0.06	-0.12	0.03	-0.00	0.07
Gesamt		-0.05	0.06	-0.10	0.03	-0.00	0.06

Profil	Label	L1	L1B	GPS	INS	QUALITY	TSHIFT (s)	REMARK
A070405_00	LAMO2500	X	X	X	X		0.00	
A070405_01	LAMO2500	X	X	X	X		0.00	
A070405_02	LAMA2500	X	X	X	X		0.00	
A070405_03	LAMA2500	X	X	X	X		0.00	
A070405_04	LAMO2500	X	X	X	X		0.00	
A070405_05	LAMO2500	X	X	X	X		0.00	
A070405_06	LAMA2500	X	X	X	X		0.00	
A070405_07	LAMA2500	X	X	X	X		0.00	
A070405_08	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
A070405_09	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
A070405_10	LAMA2000	X	X	X	X		0.00	
A070405_11	LAMO2500	X	X	X	X		0.00	
A070405_12	LAMO2500	X	X	X	X		-0.42	
A070405_13	LAMA2000	X	X	X	X		0.00	
A070405_14	LAMA2000	X	X	X	X		0.00	
A070405_15	LAMA2500	X	X	X	X		0.00	
A070405_16	LAMA3000	X	X	X	X		-0.13	
A070416_00	LAMO2500	X	X	X	X		0.00	
A070416_01	LAMA2000	X	X	X	X		0.00	
A070416_02	LAMA2500	X	X	X	X		0.00	
A070416_03	LAMO2500	X	X	X	X		0.00	
A070416_04	HAME4000	/	/	X	X		0.00	HAME
A070416_05	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
A070416_06	LAMO2500	X	X	X	X		0.00	
A070416_07	LAMA2500	X	X	X	X		0.00	
A070416_08	LAMA3000	X	X	X	X		0.00	
A070416_09	LAMA3000	X	X	X	X		0.00	

continued

Profil	Label	L1	L1B	GPS	INS	QUALITY	TSHIFT (s)	REMARK
A070416_10	LAMA3000	X	X	X	X		-0.15	
A070416_11	LAMO2500	X	X	X	X		0.00	
A070416_12	LAMA2000	X	X	X	X		0.00	
A070416_13	LAMO2500	X	X	X	X		0.00	
A070416_14	LAMO2500	X	X	X	X		-0.32	
A070416_15	LAMO2500	X	X	X	X		0.00	
A070416_16	LAMO2500	X	X	X	X		0.00	
A070416_17	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
A070416_18	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
A070416_19	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
A070416_20	LAMO2500	X	X	X	X		-0.38	
A070416_21	LAMO2500	X	X	X	X		0.00	
A070416_22	LAMO2500	X	X	X	X		0.00	
A070416_23	LAMO2500	X	X	X	X		0.00	
A070416_24	LAMO2500	X	X	X	X		0.00	
A070416_25	LAMO2500	X	X	X	X		-0.32	
A070416_26	LAMO2500	X	X	X	X		-0.27	
A070416_27	LAMO2500	X	X	X	X		-0.40	
A070416_28	LAMO2500	X	X	X	X		0.00	
A070417_00	LAMO2500	X	X	X	X		0.00	
A070417_01	LAMO2500	X	X	X	X		-0.42	
A070417_02	LAMO2500	X	X	X	X		0.00	
A070417_03	LAMO2500	X	X	X	X		0.00	
A070417_04	LAMA2500	X	X	X	X		0.00	
A070417_05	LAMA2500	X	X	X	X		0.00	
A070418_00	HAMO4000	/	/	X	X			SIGBUS
A070418_01	LAMO2500	X	X	X	X		-0.16	

continued

Profil	Label	L1	L1B	GPS	INS	QUALITY	TSHIFT (s)	REMARK
A070418_02	LAMO2500	X	X	X	X		0.00	
A070418_03	LAMO2500	X	X	X	X		-0.26	
A070418_04	LAMO2500	X	X	X	X		0.00	
A070418_05	LAMO2500	X	X	X	X		0.00	
A070418_06	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
A070418_07	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
A070418_08	LAMO2500	X	X	X	X		0.00	
A070418_09	LAMO2500	X	X	X	X		-0.17	
A070419_00	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
A070419_01	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
A070419_02	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
A070420_00	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
A070420_01	LAMO2500	X	X	X	X		0.00	
A070420_02	LAMO2500	X	X	X	X		0.00	
A070420_03	LAMO2500	X	X	X	X		0.00	
A070420_04	LAMO2500	X	X	X	X		-0.39	
A070420_05	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
A070420_06	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
A070420_07	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
A070420_08	LAMO2500	X	X	X	X		-0.51	
A070420_09	LAMO2500	X	X	X	X		0.00	
A070420_10	LAMO2500	X	X	X	X		-0.15	
A070420_11	LAMO2500	X	X	X	X		-0.10	
A070421_00	HAMO4000	X	X	X	X		0.00	
A070421_01	LAMO2500	X	X	X	X		-0.24	
A070421_02	LAMO2500	X	X	X	X		-0.50	
A070421_03	LAMO2500	X	X	X	X		-0.26	

continued

Profil	Label	L1	L1B	GPS	INS	QUALITY	TSHIFT (s)	REMARK
A070421_04	LAMO2500	/	/	X	X		0.00	SIGBUS
A070421_05	LAMO2500	X	X	X	X		-0.14	
A070421_06	LAMO2500	X	X	X	X		0.00	
A070421_07	LAMO2500	X	X	X	X		0.00	
A070421_08	LAMO2500	/	/	X	X		0.00	SIGBUS
A070421_09	LAMO2500	X	X	X	X		0.00	
A070421_10	LAMO2500	X	X	X	X		0.00	
A070421_11	LAMO2500	X	X	X	X		-0.10	
A070421_12	LAMO2500	X	X	X	X		-0.09	

Table B.14: ASIRAS processing. All profiles where processed with new processor version ASIRAS_03_07. Abbreviations for Label:

HAMO4000 High Altitude Mode 4000Hz - original configuration
LAMO2500 Low altitude mode (2500 Hz PRF) original LAM
LAMA2000 LOW ALTITUDE MODE A (2000 KHZ PRF)
LAMA2500 LOW ALTITUDE MODE A (2500 KHZ PRF)
LAMA3000 LOW ALTITUDE MODE A (3000 KHZ PRF)

C Fehleranalyse des Laserscanners LMS-Q280

Während der Prozessierung und Auswertung der Laserscannerdaten traten verschiedenste Fehler auf, die bis in den binären Rohdatenstrom zurückverfolgt werden konnten. Diese Fehler bzw. die Analyseresultate sind im Folgenden aufgezeigt. Wir unterscheiden zwischen Fehlern erster Ordnung und zweiter Ordnung. Erstere machen sich direkt im Rohdatenstrom bemerkbar, letzter erst nach der eigentlichen Georeferenzierung. Ein Großteil der Fehler kann durch entsprechende Algorithmen im Bearbeitungsprozess abgefangen werden, dennoch besteht eine Restunsicherheit in der Datenqualität des georeferenzierten Endproduktes. Die Algorithmen wurden entwickelt um die Datenqualität zu sichern, oder um überhaupt ein vernünftiges Produkt zu erhalten, können aber nicht die eigentliche Ursache der Probleme aus dem Weg räumen, da diese intern in der Steuersoftware des RIEGL Laserscanners begründet sind und von genannter Firma gelöst werden sollten.

C.1 Schwankungen in der Trigger-Datei

Das Datenkonzept des Laserscanners sieht vor, die Zeit der GPS PPS-Triggerpulse mit der internen Laserscanner Systemzeit zu verknüpfen. Dies bedeutet, dass mit jedem einlaufenden PPS die interne Zeit des Lasers auf Null gesetzt wird (reset) und anschließend bis zum Eintreffen des nächsten Pulses hochgezählt wird. Jeder am Scanner einlaufende PPS wird durch das Synccounter-Label im binären Datenstrom festgehalten, d.h. der Synccounter wird jeweils um eins erhöht. Zudem wird jeder PPS-Zeitstempel für die spätere Verknüpfung separat in eine trigger-Datei geschrieben. Damit ist gewährleistet, dass die Verknüpfung der PPS-Zeitstempel mit den Rohdaten korrekt erfolgen kann. Da das PPS-Signal sehr genau ist, dürften theoretisch die Differenzzeiten aufeinanderfolgender PPS-Pulse nur minimalen Schwankungen unterliegen (± 1 Mikrosekunde). Die Analyse der Einträge in der Triggerdatei ergab Schwankungen um ± 0.2 ms. Dieses Problem liegt nicht im Laserscanner, sondern im Zeiterfassungssystem der Plattform begründet. Das Problem konnte durch Ingenieure von Optimare gefunden und behoben werden. Die im Folgenden genannten Fehler sind unabhängig von dem Trigger-Fehler und seine Korrektur hatte keinerlei Einfluss auf die Datenqualität der binären Rohdaten.

C.2 Fehler des Scan-Winkels

Abbildung C.1 zeigt einen Ausreißer des Scanwinkels innerhalb eines Scans der aus 113 Einzelschüssen besteht und den Winkelbereich von -22.5° bis $+22.5^\circ$ abdeckt. Die Beschriftung der y-Achse geht einher mit den Werten der Rohdaten und wurde nicht korrigiert. Das Datenbeispiel ist direkt den Rohdaten entnommen und bildet keinen Einzelfall. Der fehlerhafte Winkelwert variiert innerhalb eines Scans und ist daher nicht an eine bestimmte Schussnum-

mer gebunden. Meistens wird nur ein Ausreißer pro Scan ermittelt, selten zwei oder mehr. Zudem wurde keine Periodizität zwischen fehlerhaften und sauberen Scans festgestellt.

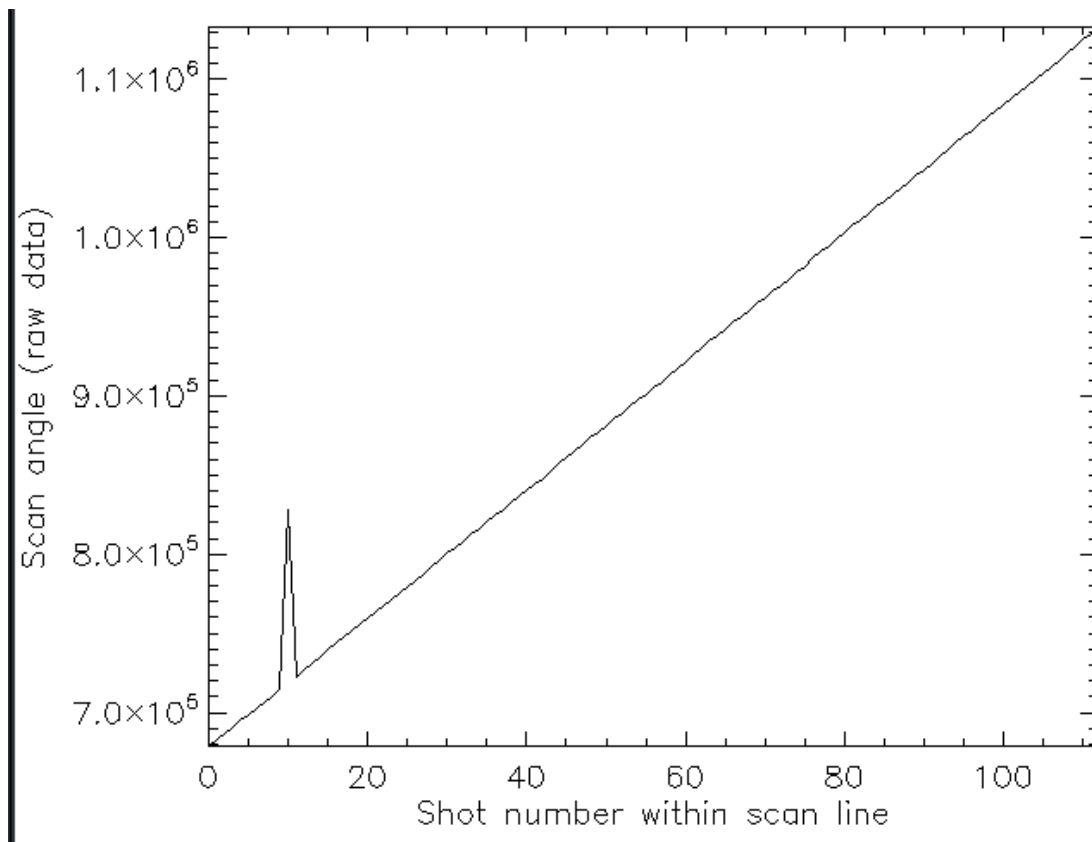


Abbildung C.1: Fehler des Scanwinkels

C.3 Zeitsprünge in einzelnen Scanlinien

Abbildung C.2 zeigt ein Beispiel der Zeitsprünge die innerhalb eines einzelnen Scans auftreten. Aufgetragen sind die Zeitstempel der 113 Schüsse eines einzelnen Scans bezogen auf den Zeitstempel des ersten Schusses. Deutlich wird, dass der sonst lineare Verlauf des internen Zeitzählers unterbrochen wird durch einen Ausreißer. Generell sind Zeitsprünge nicht auf bestimmte Schusspunkte begrenzt, treten innerhalb eines Scans einzeln auf und schwanken sehr stark in ihrer Amplitude.

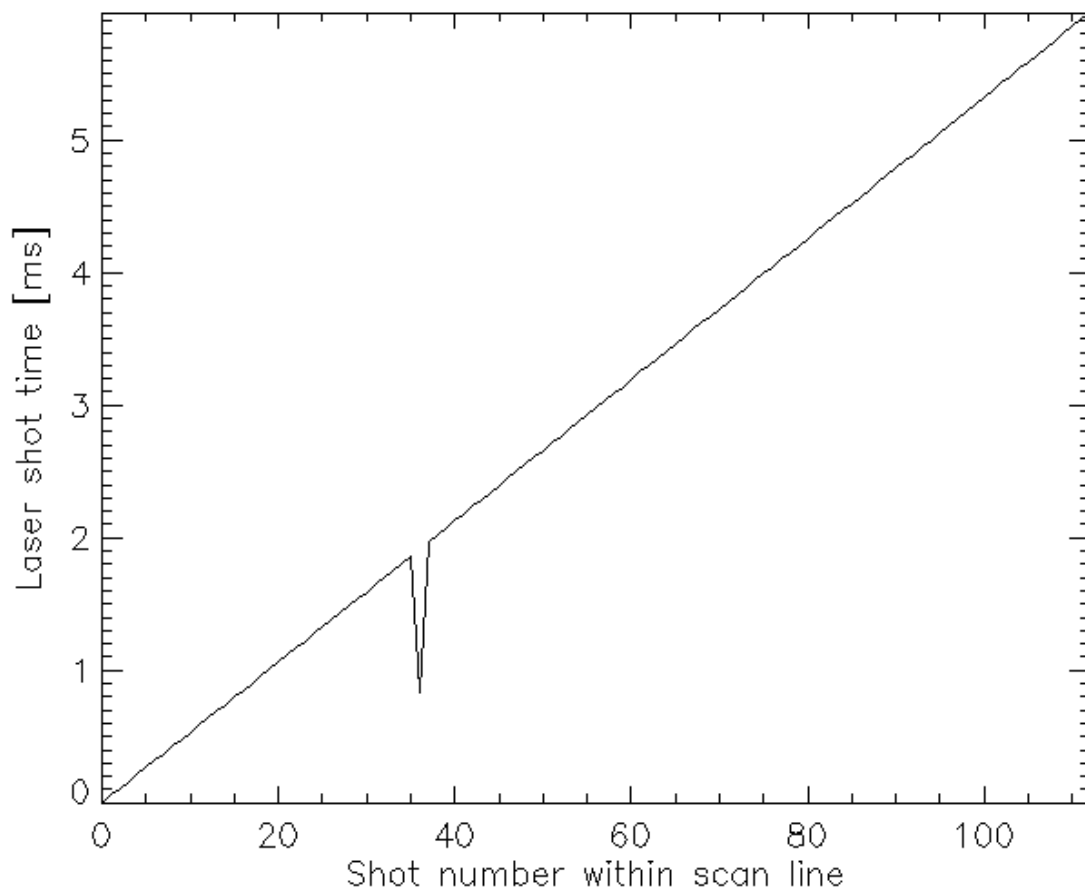


Abbildung C.2: Zeitsprünge innerhalb eines Scans.

C.4 Abweichung der Schusszeit von der Synczeit

Die Abbildung C.3 zeigt die Abweichung der Synczeit von der Laserschusszeit des ersten Schusses im Scan. Herausgegriffen wurden beispielhaft Werte von 10 aufeinanderfolgenden Scans. Der zeitliche Abstand zwischen jedem Scan beträgt etwa 12.5 ms was mit der Scanrate von 80 Hz sehr gut übereinstimmt. Der Unterschied der beiden Zeiten, die theoretisch identisch sein müssten, ist im unteren Graph der Abbildung gezeigt. Generell treten diese Sprünge unregelmäßig auf und können in ihrer Amplitude deutlich höhere Werte annehmen als die 2 ms dieses Beispiels. In der Abbildung entspricht die weiße Kurve der Synczeit, die rote der Schusszeit. Die Synczeit zeigt eine konstantere Taktung als die Schusszeit, was generell nicht immer der Fall ist.

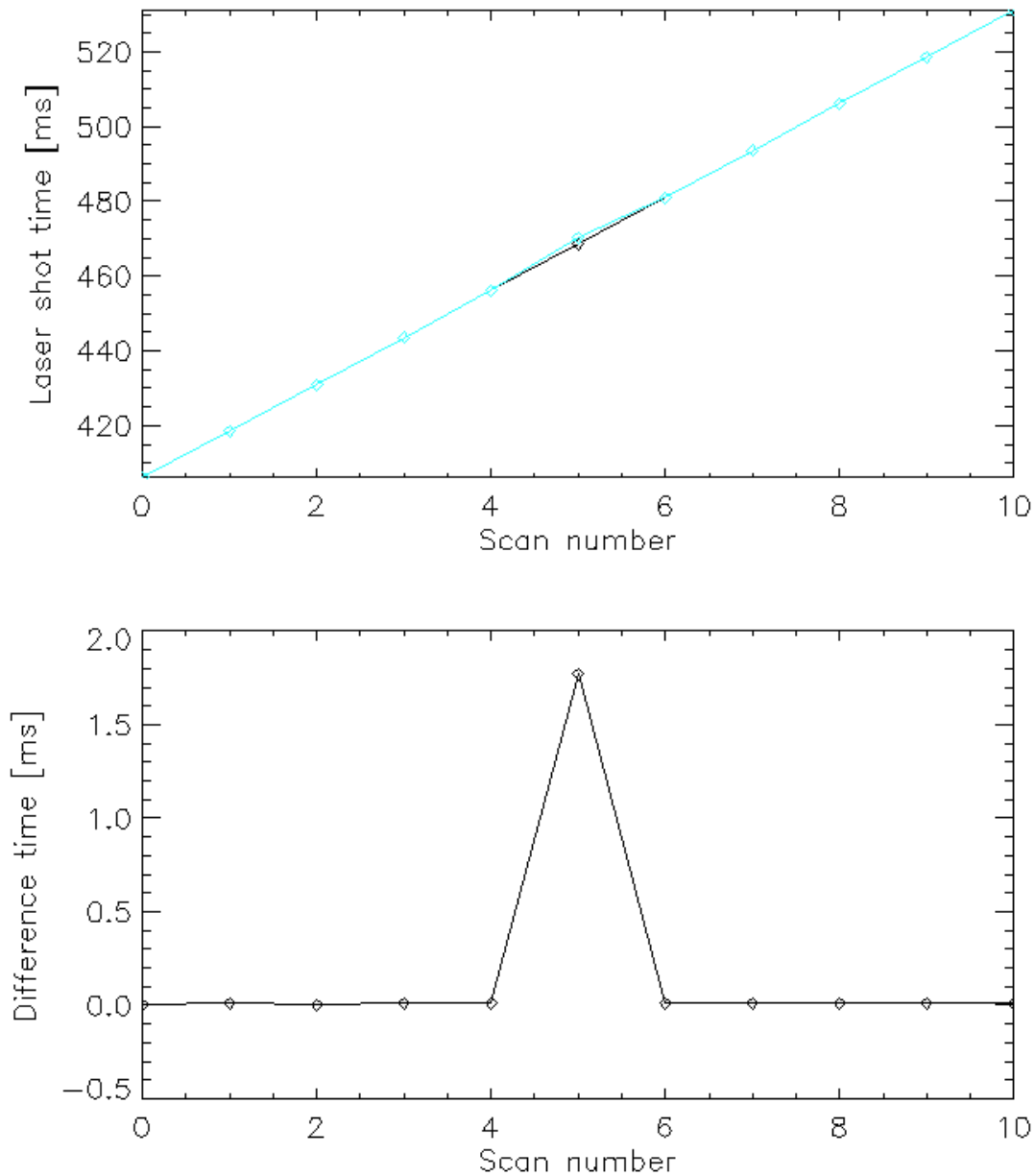


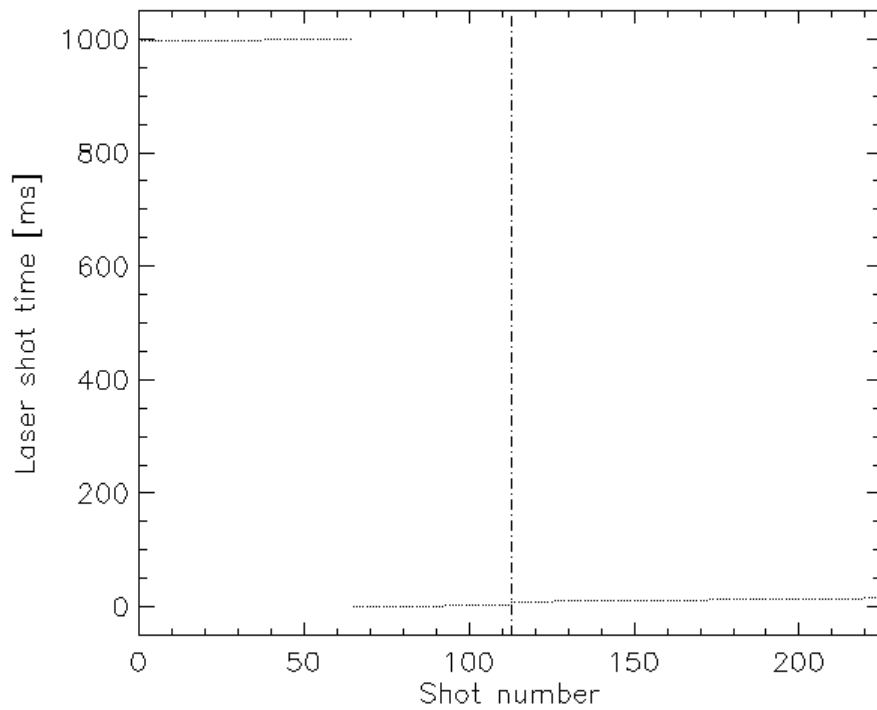
Abbildung C.3: Abweichungen des Zeitstempels des ersten Schusses im Scan bzgl. Synczeit. A) Synczeit (weiß) und erster Wert der Schusszeit pro Scan (rot), B) Differenz beider Kurven

C.5 Fehler im Reset des Synccounter

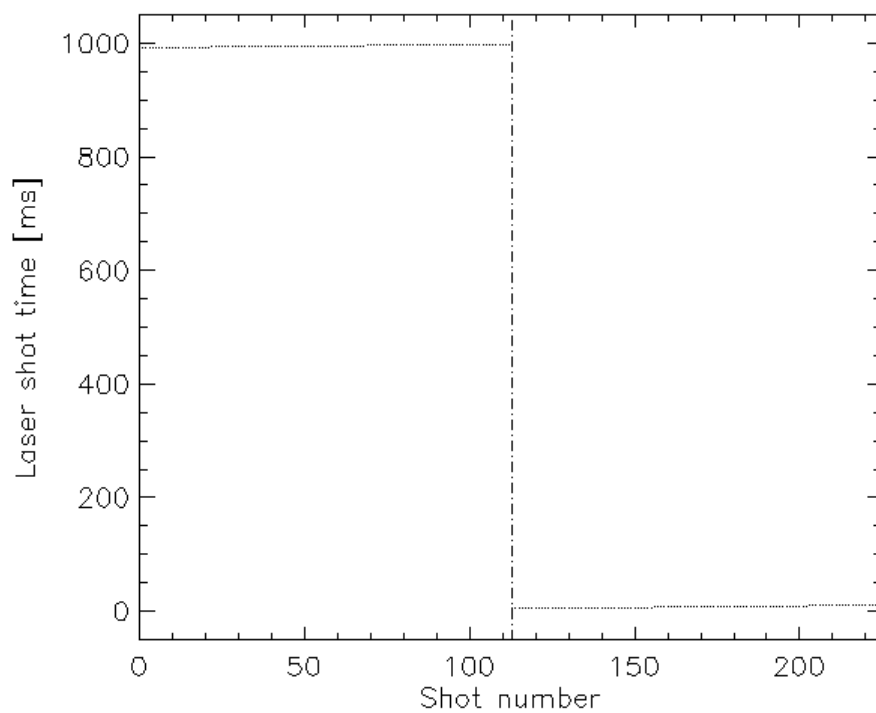
Die Abbildung C.4 zeigt zwei verschiedenen Szenarios die während eines Reset beobachtet werden. Aufgetragen sind die Schusszeiten zweier aufeinanderfolgender Scans. Innerhalb des ersten Scans findet laut Information des Synccounter ein Reset statt. Erkennbar ist deutlich das Zurücksetzen der Schusszeit auf Null und der sich anschließende lineare Zeitanstieg. Aufgrund der Skalierung ist der leichte natürliche Zeitsprung von etwa 50 ms zwischen den einzelnen Scans nicht ersichtlich, der Übergang ist daher mit der vertikalen gestrichelten Linie

gekennzeichnet. Dieses Ereignis ist unserer Auffassung nach richtig.

Im zweiten Beispiel findet der Reset nach der Synccounter-Information auch innerhalb des ersten Scans statt, die Zeit wird aber erst mit dem Beginn des zweiten Scans zurückgesetzt. Eine mögliche Erklärung ist, dass der PPS-Puls zwischen dem letzten Schuss des ersten Scans und dem ersten Schuss des zweiten Scans registriert wurde und daraufhin die interne Uhr zwar richtig reseted, aber der Reset dem alten Synccounter zugeordnet wurde. Auch wenn dies vom Hersteller beabsichtigt wurde, so fehlt dennoch jegliche Information hierzu im Manual.



(a) Reset innerhalb des ersten Scans



(b) Reset vor dem zweiten Scan

Abbildung C.4: Reset des Synccounter a) während des Scans und b) zu Beginn des sich anschließenden Scans. Die gestrichelte vertikale Linie entspricht dem Übergang zwischen den Scans.

C.6 Fehler der Scanwinkel

Nach der Korrektur obiger Fehler und der Geokodierung wurde eine Krümmung im Laserscannerhöhenmodell festgestellt. Unter der Annahme einer ebenen Unterlage, wie in unserem Beispiel das Meereis, kann davon ausgegangen werden dass die gemessenen Entfernung einen linearen Zusammenhang zum Scanwinkel zeigt. Wir ermittelten daher mithilfe der Methode der kleinsten Quadrate für jeden Scan einen Korrekturfaktor, mit dem die Linearität bestmöglich gegeben ist. Abbildung C.5 zeigt das Ergebnis der Analyse des Korrekturfaktors der Scanwinkel einer ausgewählten Sektion über Meereis im Walfjorden. In der linken Grafik ist der Korrekturfaktor bzgl. der Messzeit aufgetragen. Die rote gestrichelte Linie markiert den Median des Korrekturfaktors (0.993). Das Histogramm zeigt dessen sehr enge Verteilung um den Median. Die Analyse wurde an mehreren Teilsektionen in verschiedenen Messprofilen durchgeführt mit jeweils dem gleichen Ergebnis für den Korrekturfaktor. Die Wirkung der Korrektur ist in Abbildung C.6 b) ersichtlich. Das mit dem Korrekturwinkel prozessierte ALS-Höhenmodell zeigt ebenes Meereis. Kleine Höhenänderungen können nun auch ausgemacht werden, da diese nicht mehr durch die künstliche Krümmung überlagert sind.

Neben dem Winkelfehler, der um den genannten Faktor korrigiert werden kann, existiert noch ein linearer Offset der das Höhenmodell verkippt. Die Analysen zeigen, dass die Verkippung nicht einheitlich ist und damit nur schwer korrigiert werden kann, insbesondere über unebenen Oberflächen. Mögliche Ursachen der Verkippung könnten auch eine fehlerhafte Lagekorrektur (INS-Korrektur) sowie allgemeine Einbauwinkel in der Plattform sein, jedoch wurden beide durch andere Verfahren überprüft und können ausgeschlossen werden. Zudem zeigen die Analysen dass die Amplitude der Verkippung außerhalb der Fehlergrenzen der genannten Ursachen liegt und daher intern begründet sein muß.

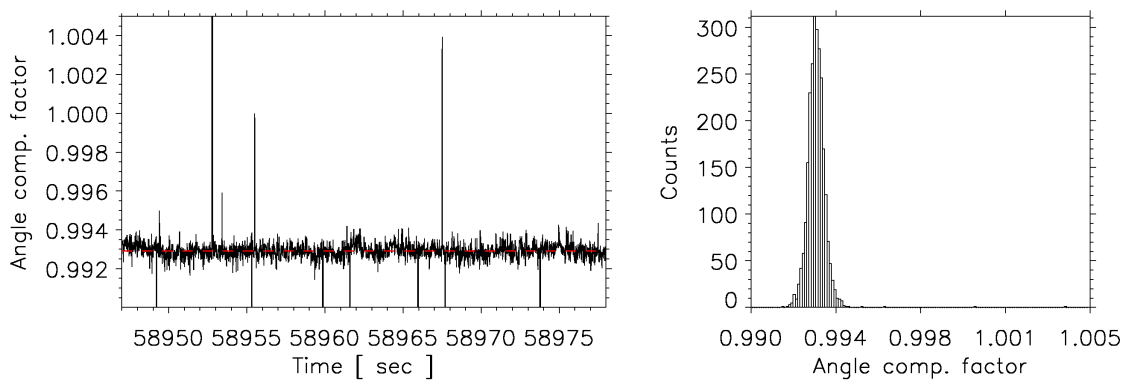
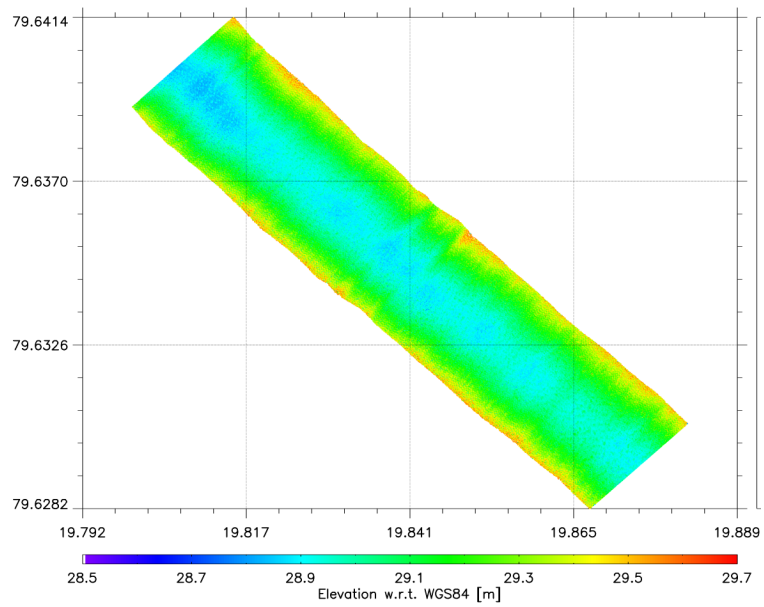
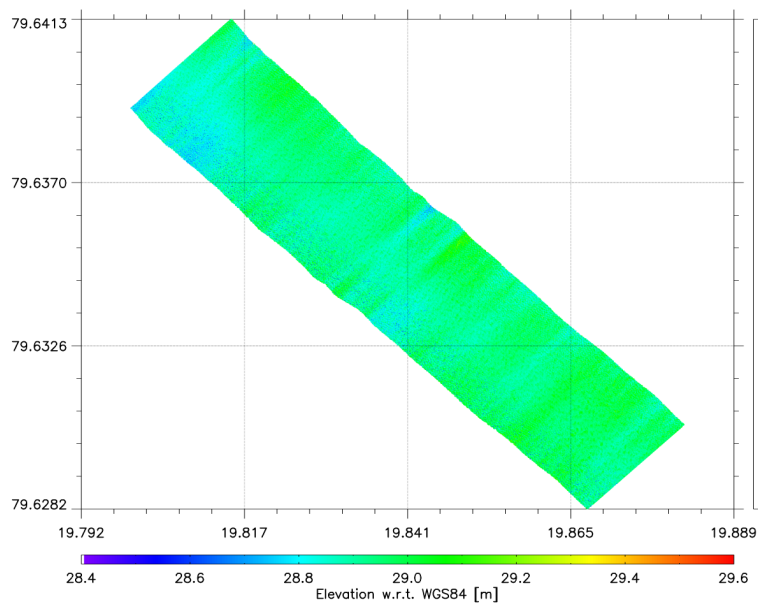


Abbildung C.5: Bestimmung des ALS_L1-Korrekturfaktors



(a) Höhenmodell über Meereis - unkorrigiert



(b) Höhenmodell über Meereis - korrigiert

Abbildung C.6: Höhenmodell über Meereis im Waldfjord bei Austfonna des Fluges vom 21.04.2007. Die Prozessierung erfolgte a) ohne Winkelkorrektur und b) mit Winkelkorrektur um Faktor 0.993

D Vergleich ALS mit ASIRAS

D.1 Landebahn - Resolute Bay - HAM

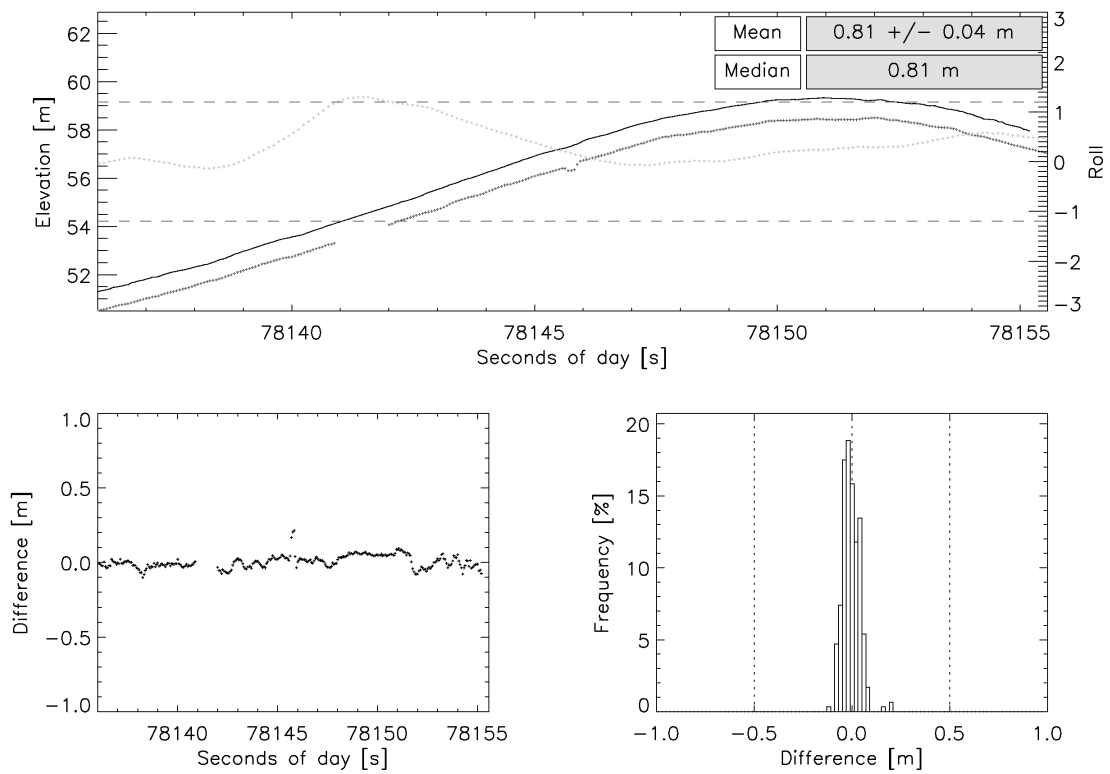


Abbildung D.1: Vergleich ALS mit ASIRAS (OCOG) über der Landebahn (HAM)

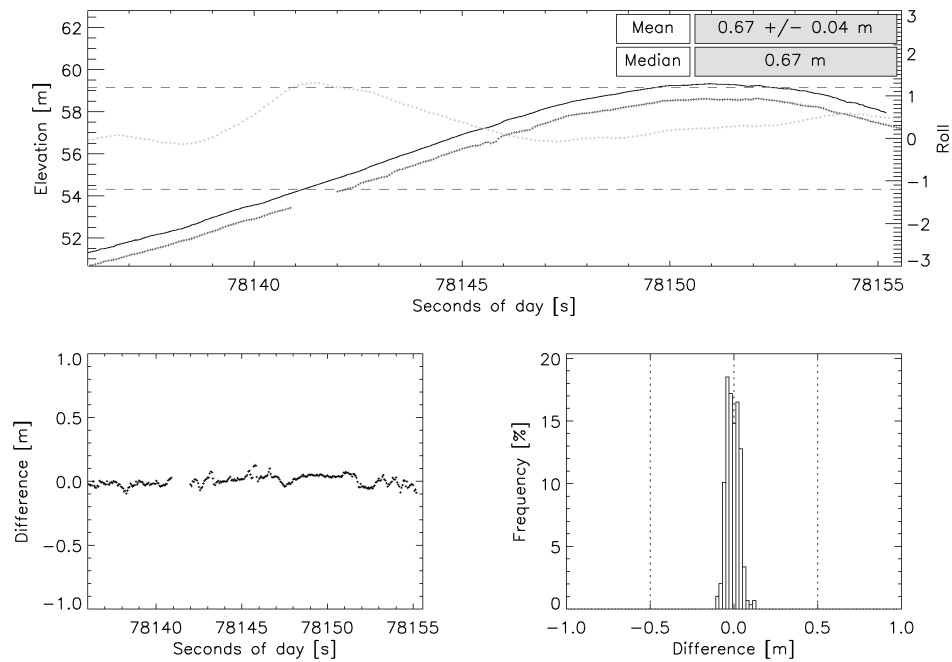


Abbildung D.2: Vergleich ALS mit ASIRAS (TSRA) über der Landebahn (HAM)

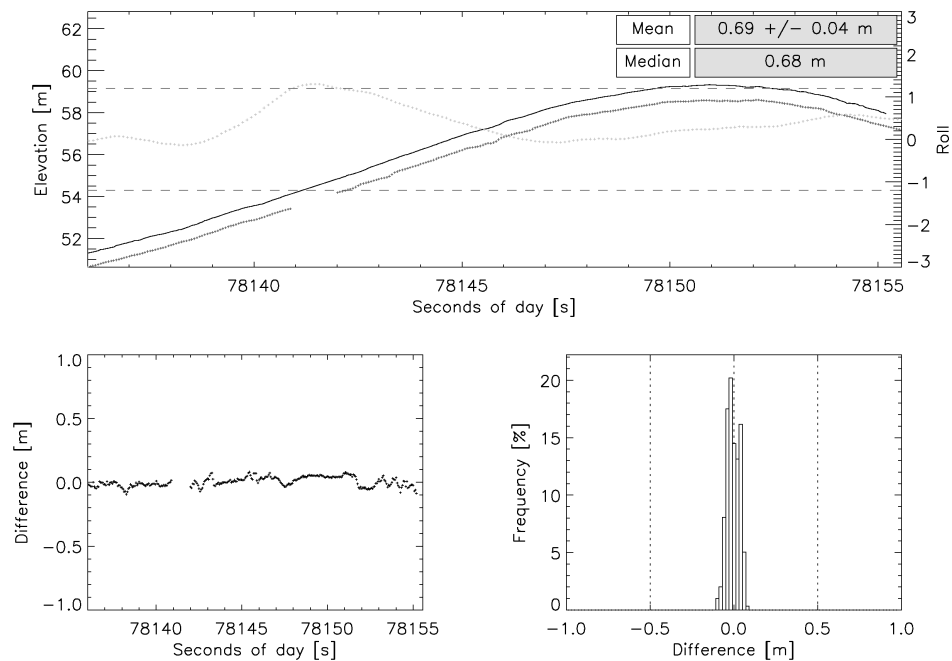


Abbildung D.3: Vergleich ALS mit ASIRAS (ERET) über der Landebahn (HAM)

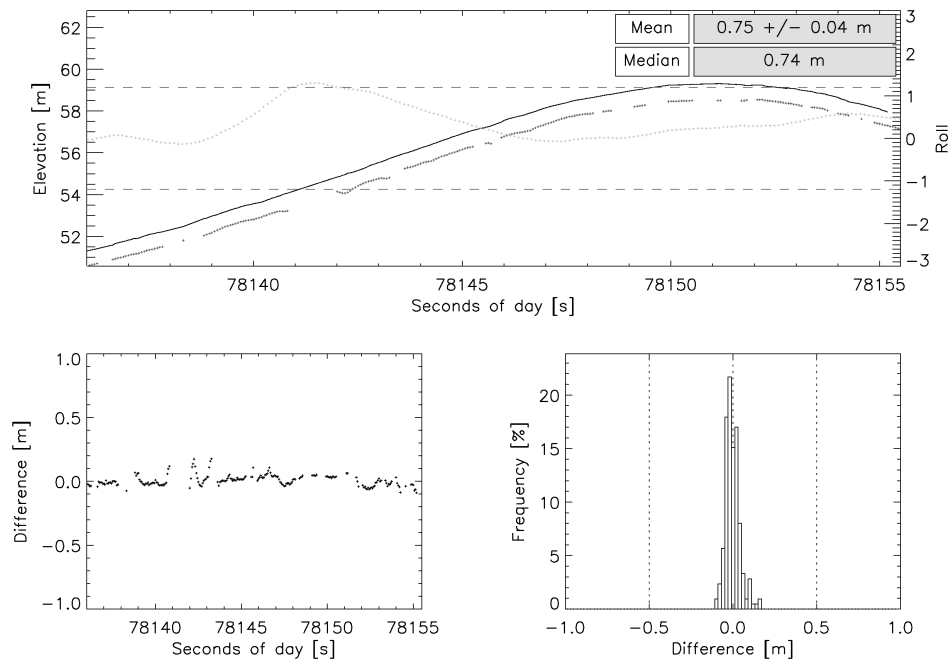


Abbildung D.4: Vergleich ALS mit ASIRAS (WRET) über der Landebahn (HAM)

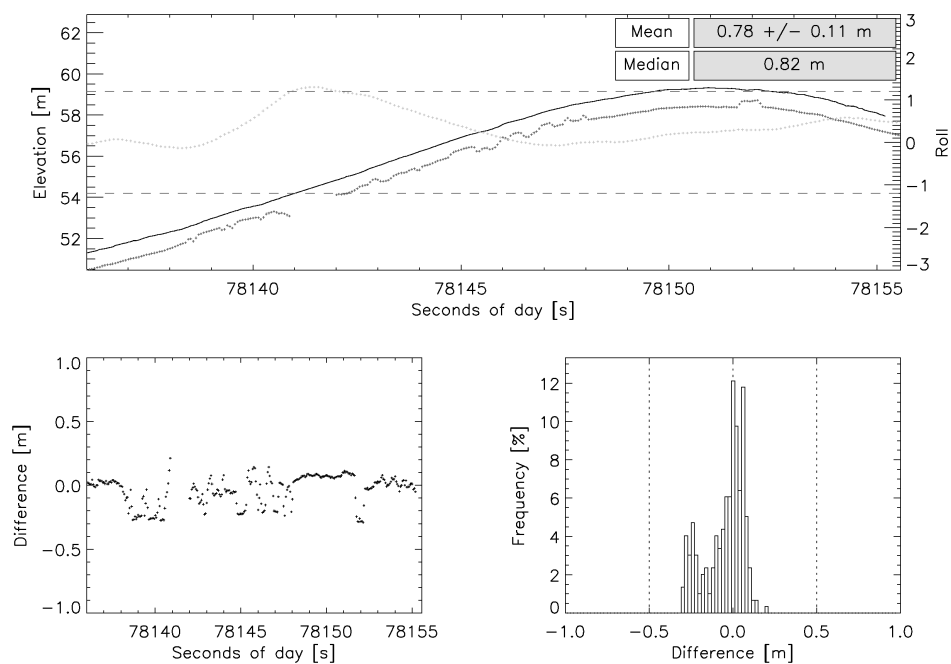


Abbildung D.5: Vergleich ALS mit ASIRAS (SSMRET) über der Landebahn (HAM)

D.2 Landebahn - Alert - LAM

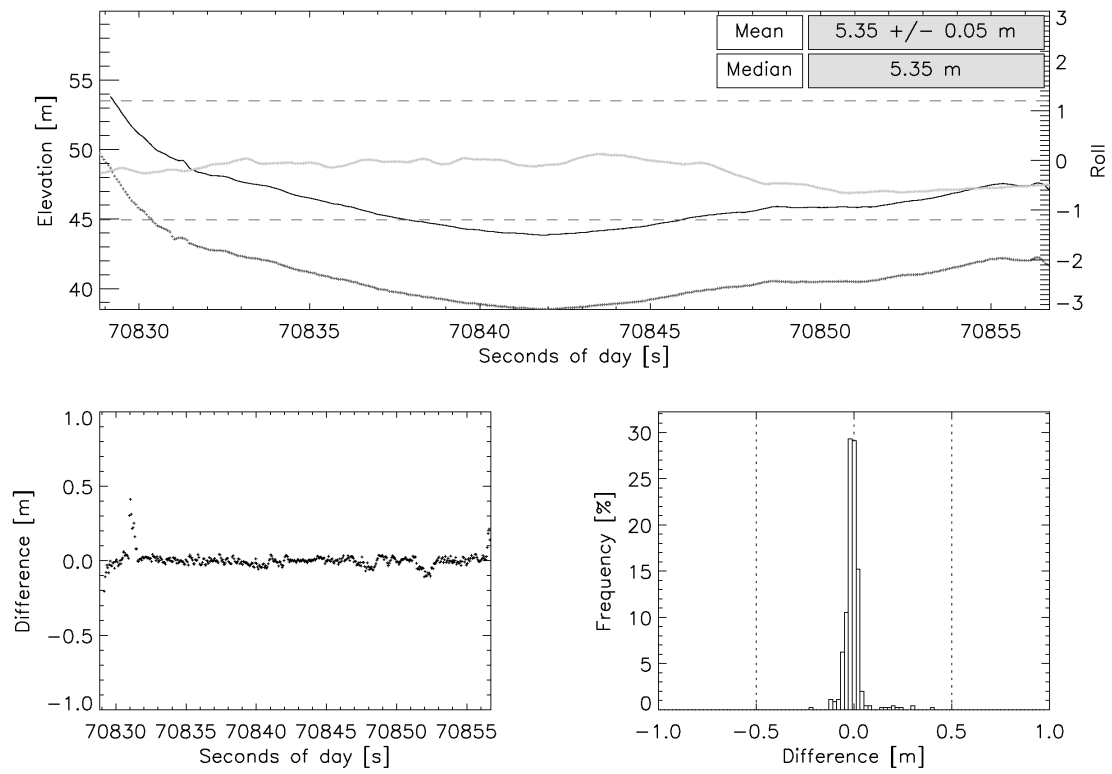


Abbildung D.6: Vergleich ALS mit ASIRAS (OCOG) über der Landebahn (LAM)

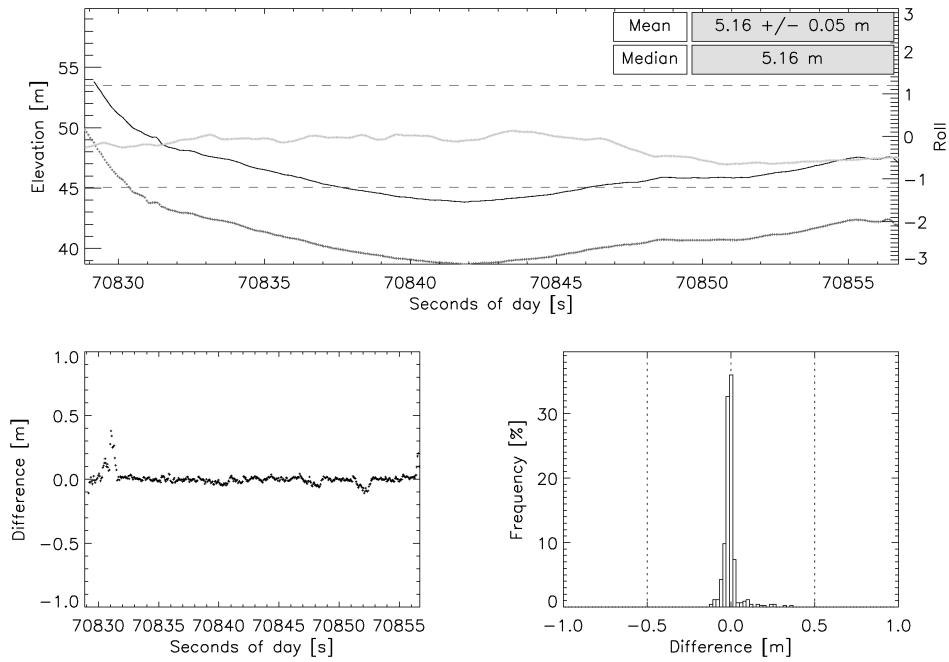


Abbildung D.7: Vergleich ALS mit ASIRAS (TSRA) über der Landebahn (LAM)

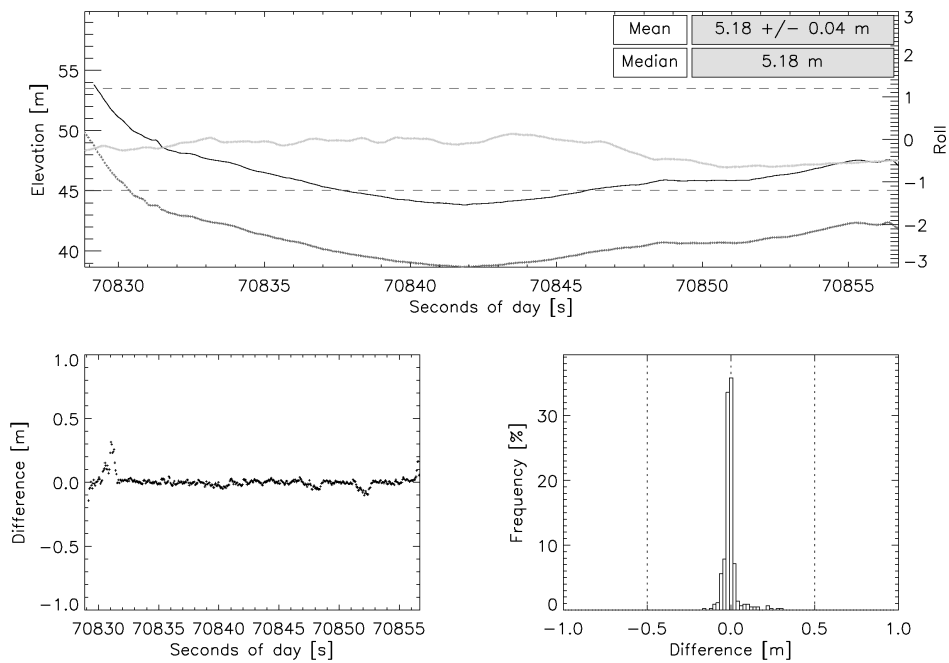


Abbildung D.8: Vergleich ALS mit ASIRAS (ERET) über der Landebahn (LAM)

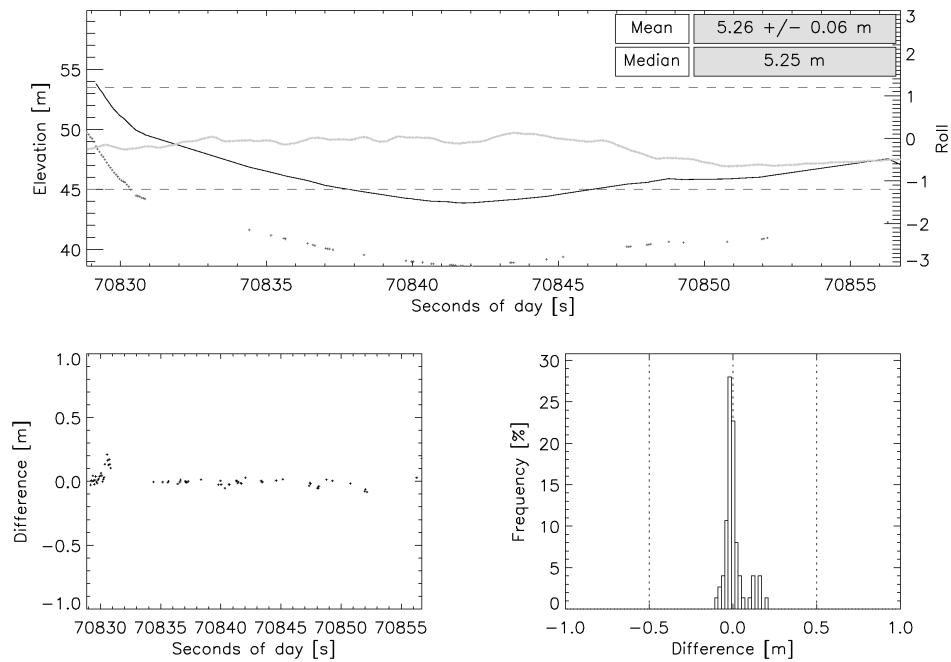


Abbildung D.9: Vergleich ALS mit ASIRAS (WRET) über der Landebahn (LAM)

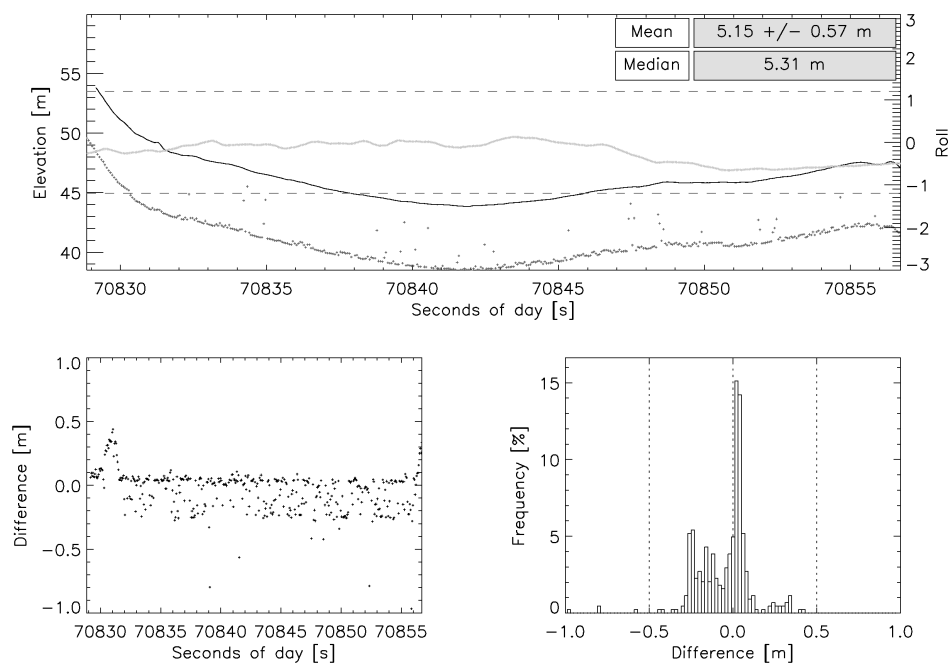


Abbildung D.10: Vergleich ALS mit ASIRAS (SSMRET) über der Landebahn (LAM)

D.3 Grönland - Trockenschneezone im Herbst

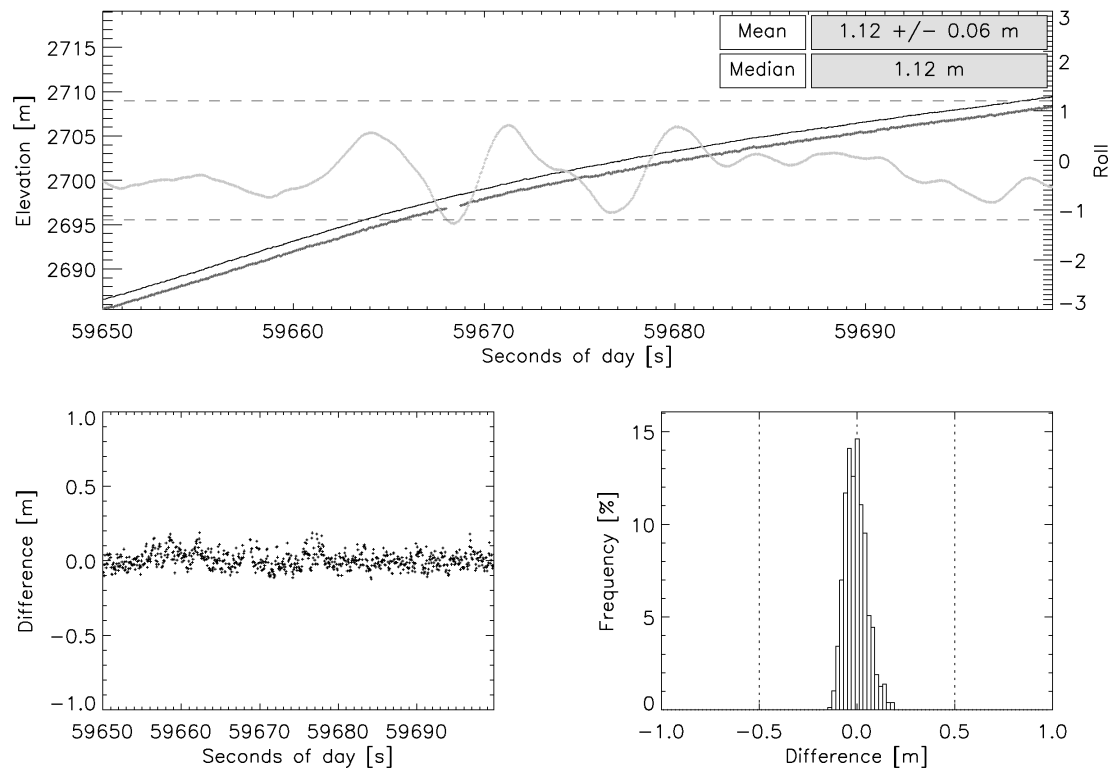


Abbildung D.11: Vergleich ALS mit ASIRAS (OCO₂) in der Trockenschneezone (Herbst)

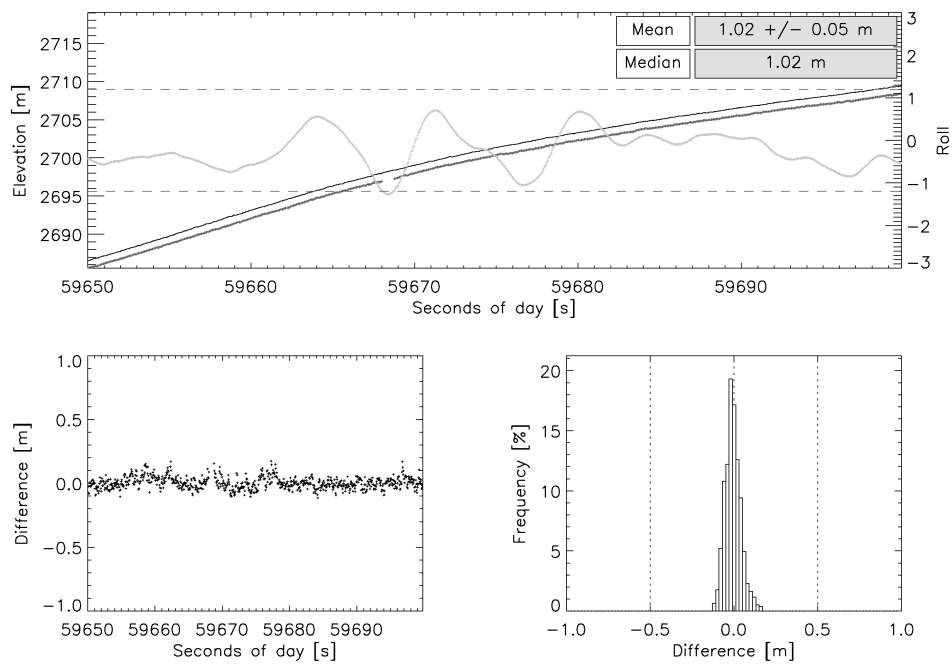


Abbildung D.12: Vergleich ALS mit ASIRAS (TSRA) in der Trockenschneezone (Herbst)

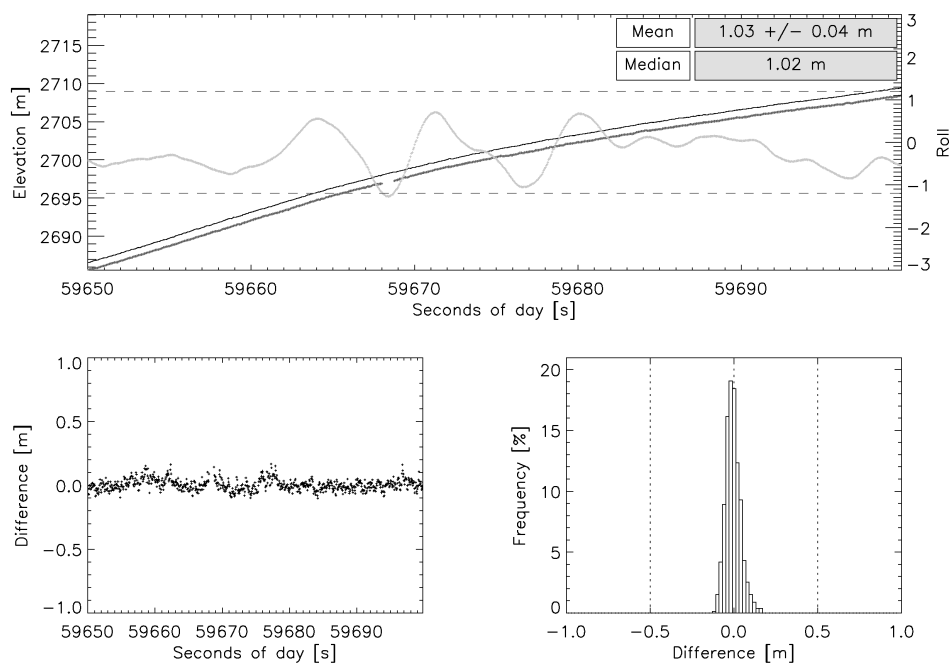


Abbildung D.13: Vergleich ALS mit ASIRAS (ERET) in der Trockenschneezone (Herbst)

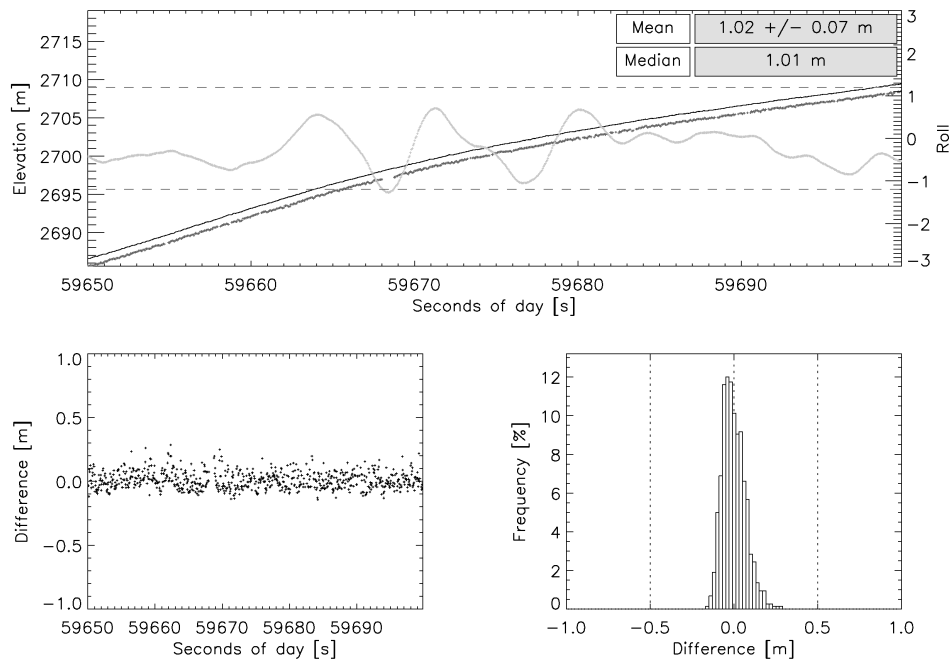


Abbildung D.14: Vergleich ALS mit ASIRAS (WRET) in der Trockenschneezone (Herbst)

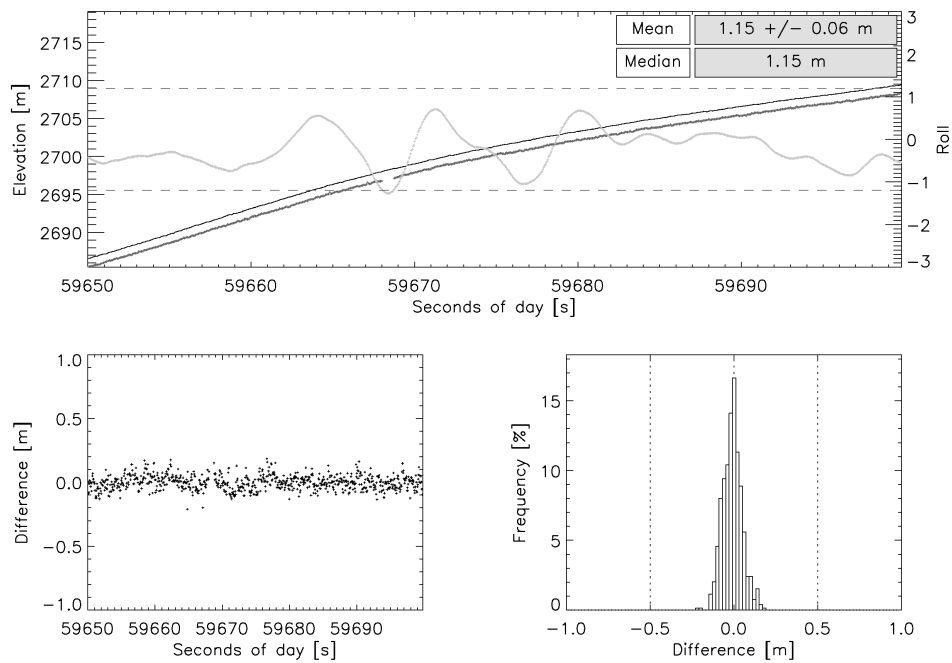


Abbildung D.15: Vergleich ALS mit ASIRAS (SSMRET) in der Trockenschneezone (Herbst)

D.4 Grönland - Perkolationszone im Frühjahr

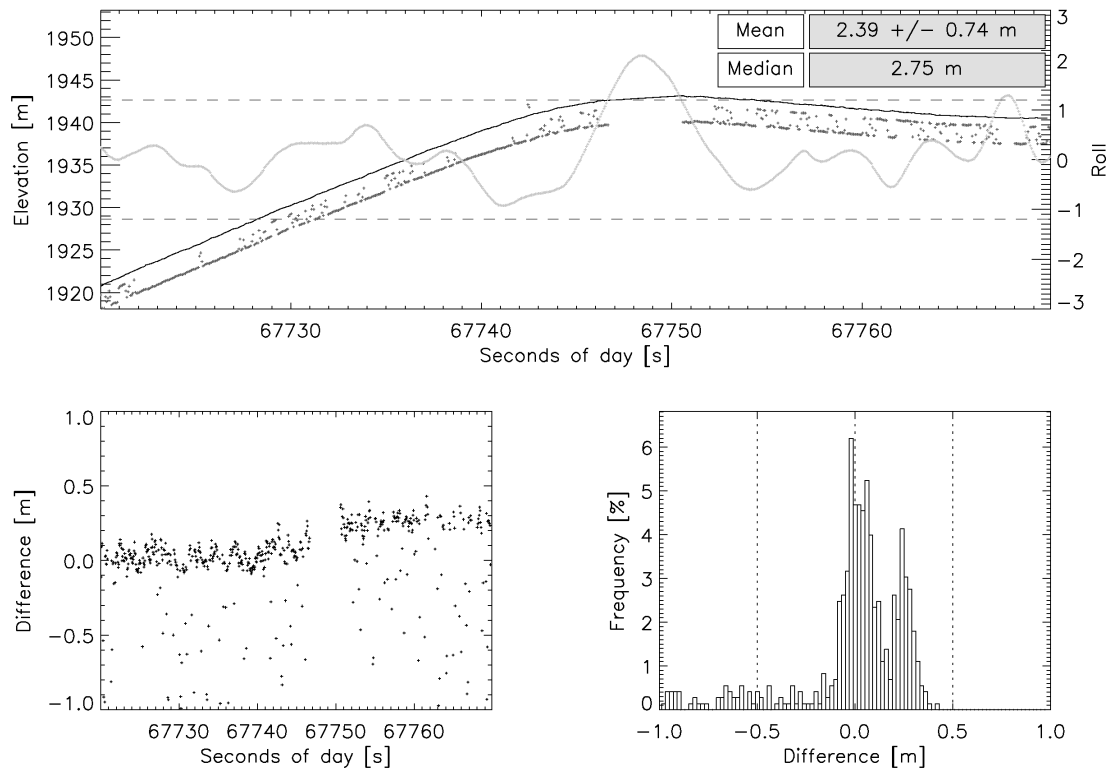


Abbildung D.16: Vergleich ALS mit ASIRAS (OCOG) in der Perkolationszone (Frühjahr)

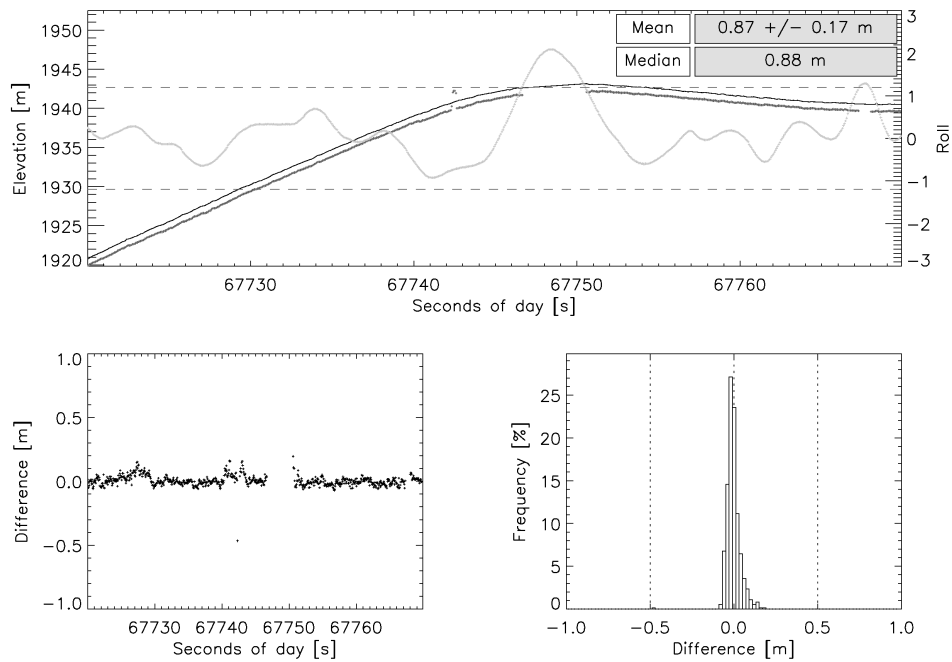


Abbildung D.17: Vergleich ALS mit ASIRAS (TSRA) in der Perkolationszone (Frühjahr)

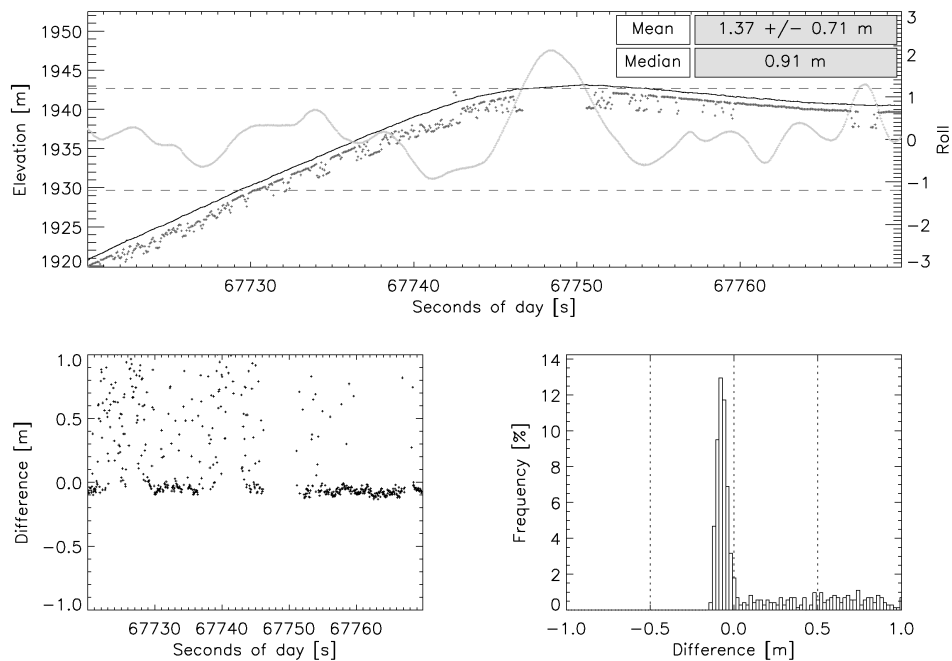


Abbildung D.18: Vergleich ALS mit ASIRAS (ERET) in der Perkolationszone (Frühjahr)

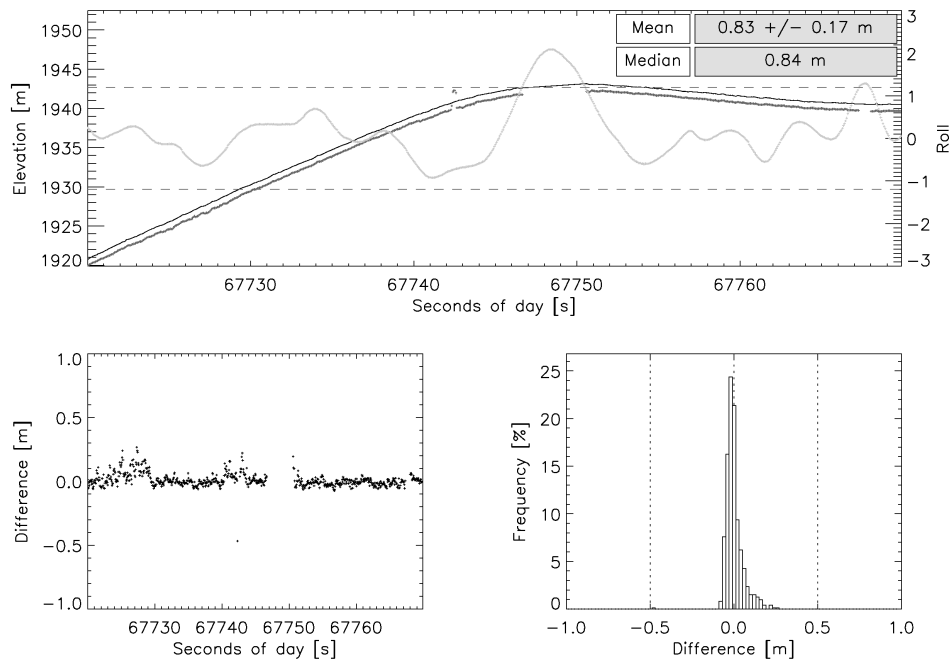


Abbildung D.19: Vergleich ALS mit ASIRAS (WRET) in der Perkolationszone (Frühjahr)

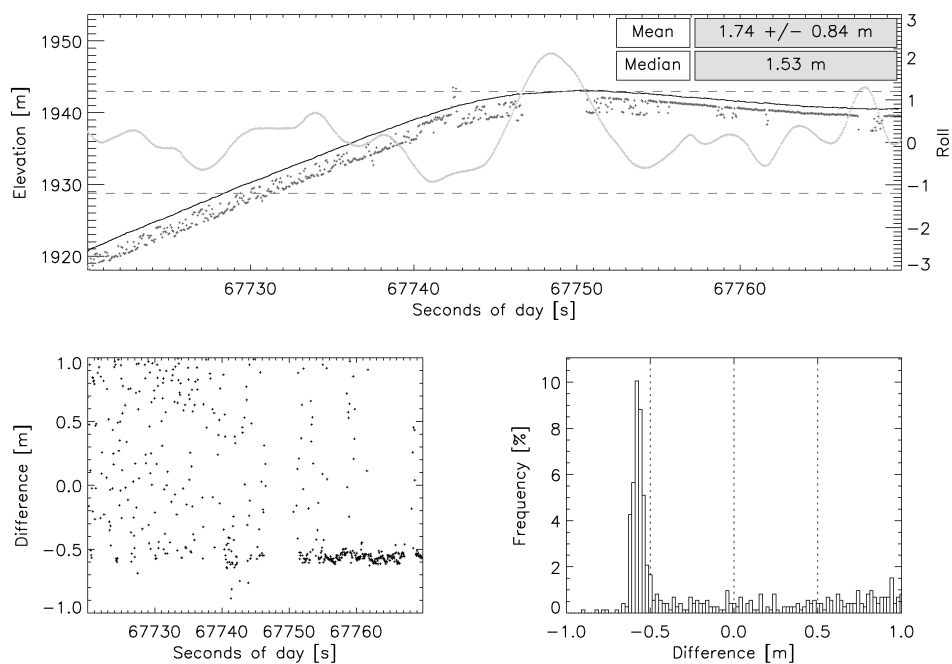


Abbildung D.20: Vergleich ALS mit ASIRAS (SSMRET) in der Perkolationszone (Frühjahr)

D.5 Grönland - Perkolationszone im Herbst

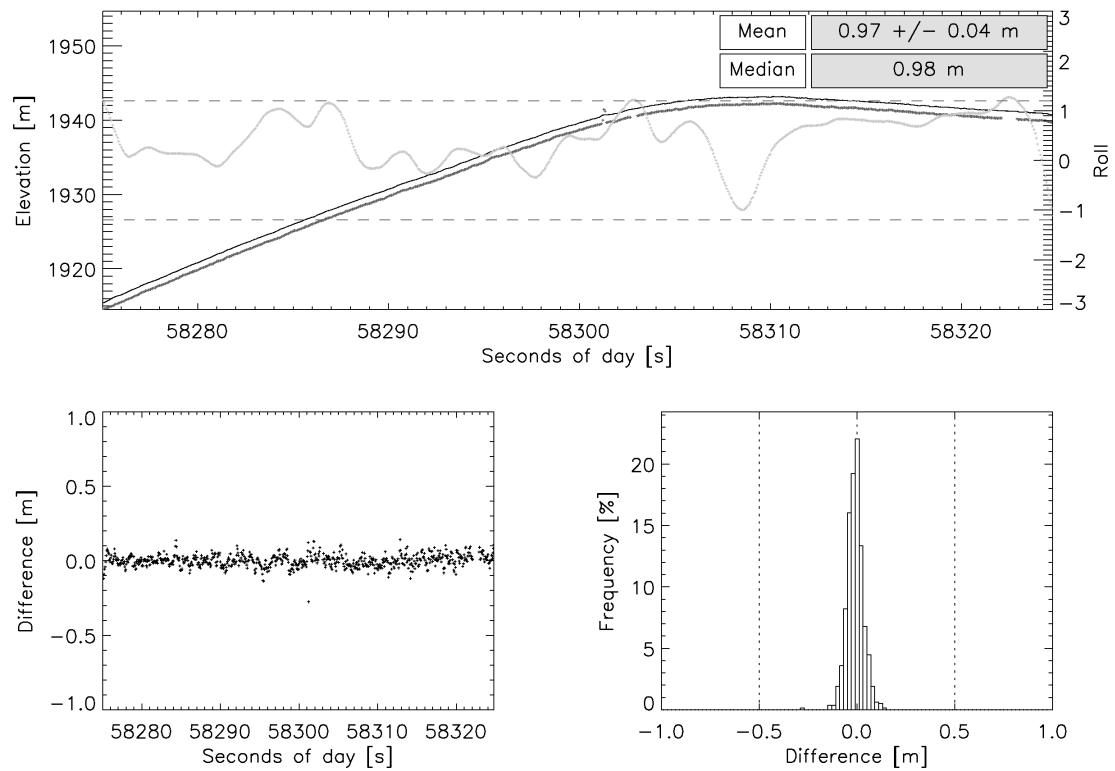


Abbildung D.21: Vergleich ALS mit ASIRAS (OCOg) in der Perkolationszone (Herbst)

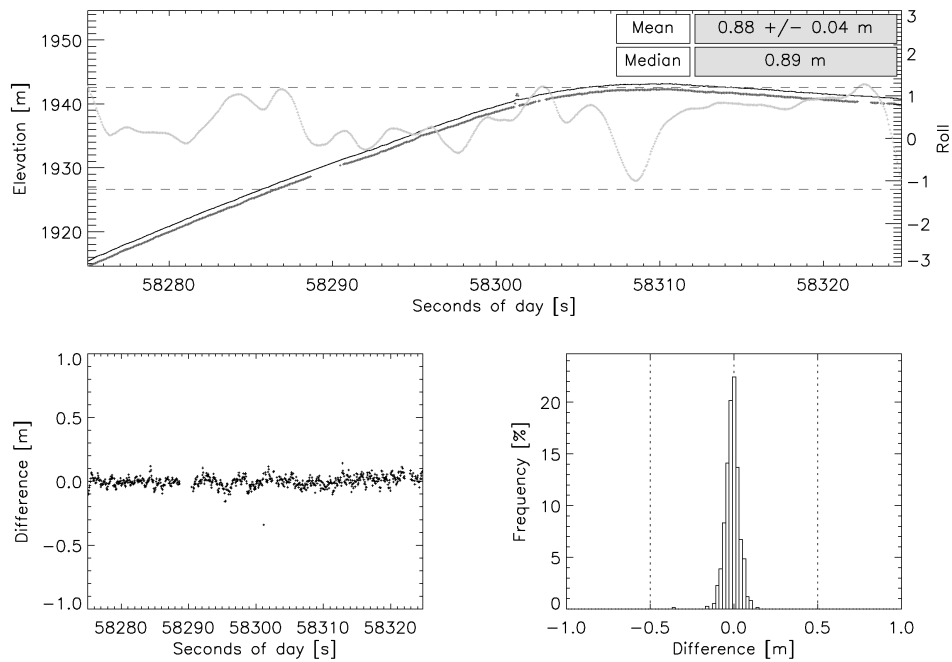


Abbildung D.22: Vergleich ALS mit ASIRAS (TSRA) in der Perkolationszone (Herbst)

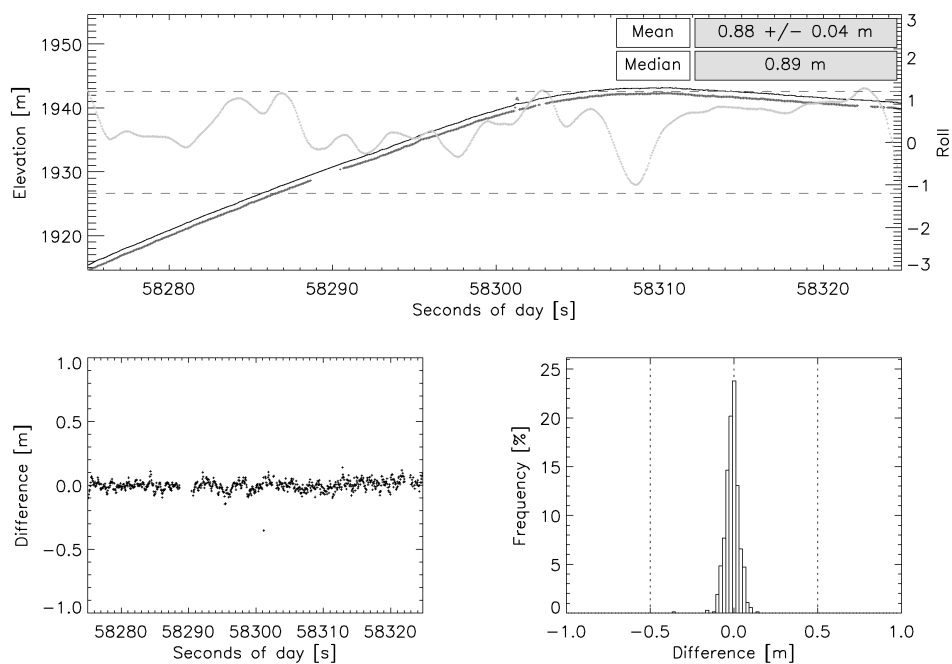


Abbildung D.23: Vergleich ALS mit ASIRAS (ERET) in der Perkolationszone (Herbst)

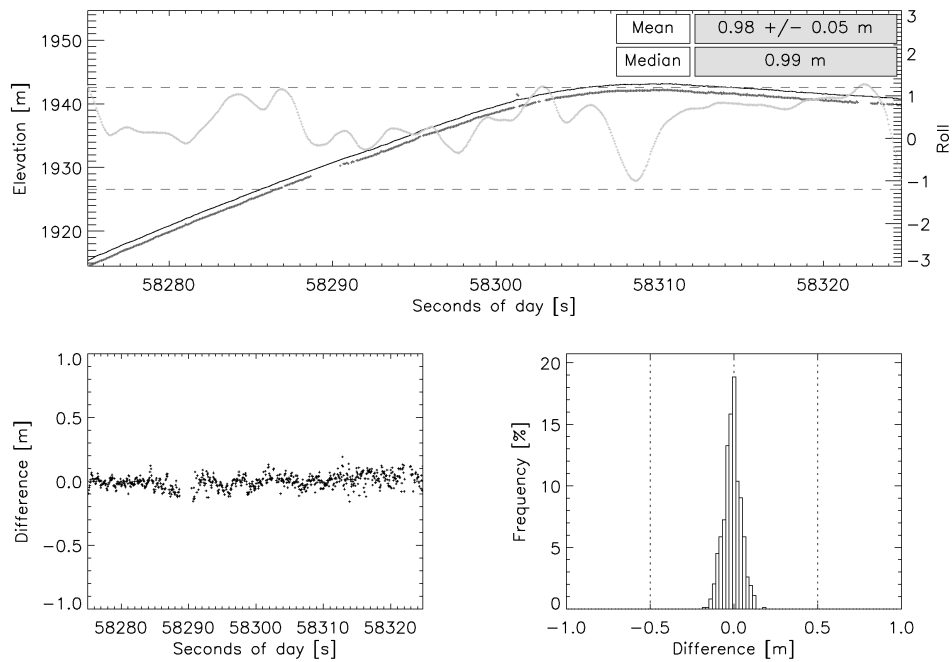


Abbildung D.24: Vergleich ALS mit ASIRAS (WRET) in der Perkolationszone (Herbst)

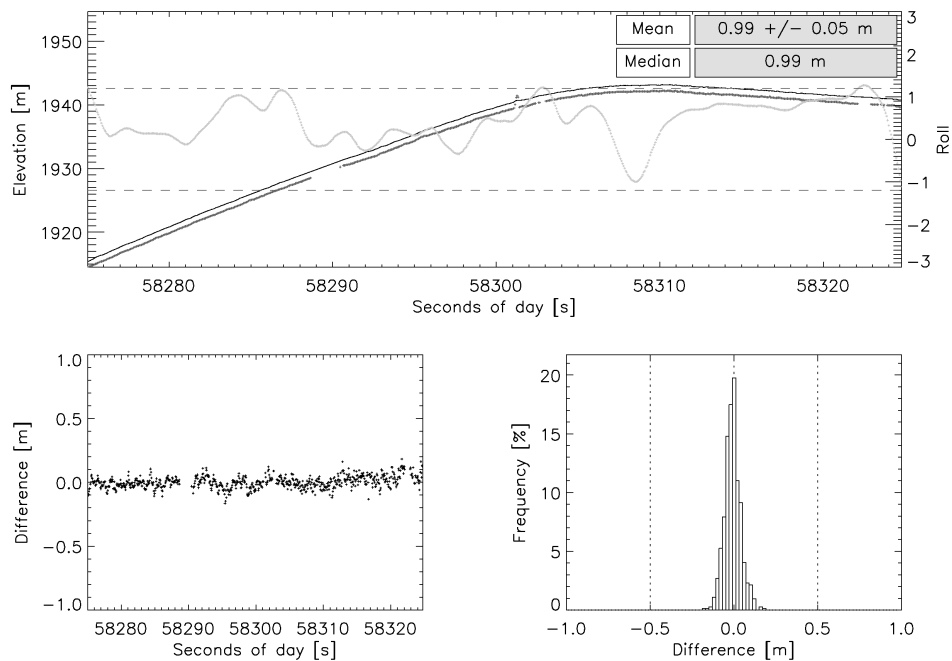


Abbildung D.25: Vergleich ALS mit ASIRAS (SSMRET) in der Perkolationszone (Herbst)

D.6 Austfonna Eisschild - Akkumulationszone im Frühjahr - HAM

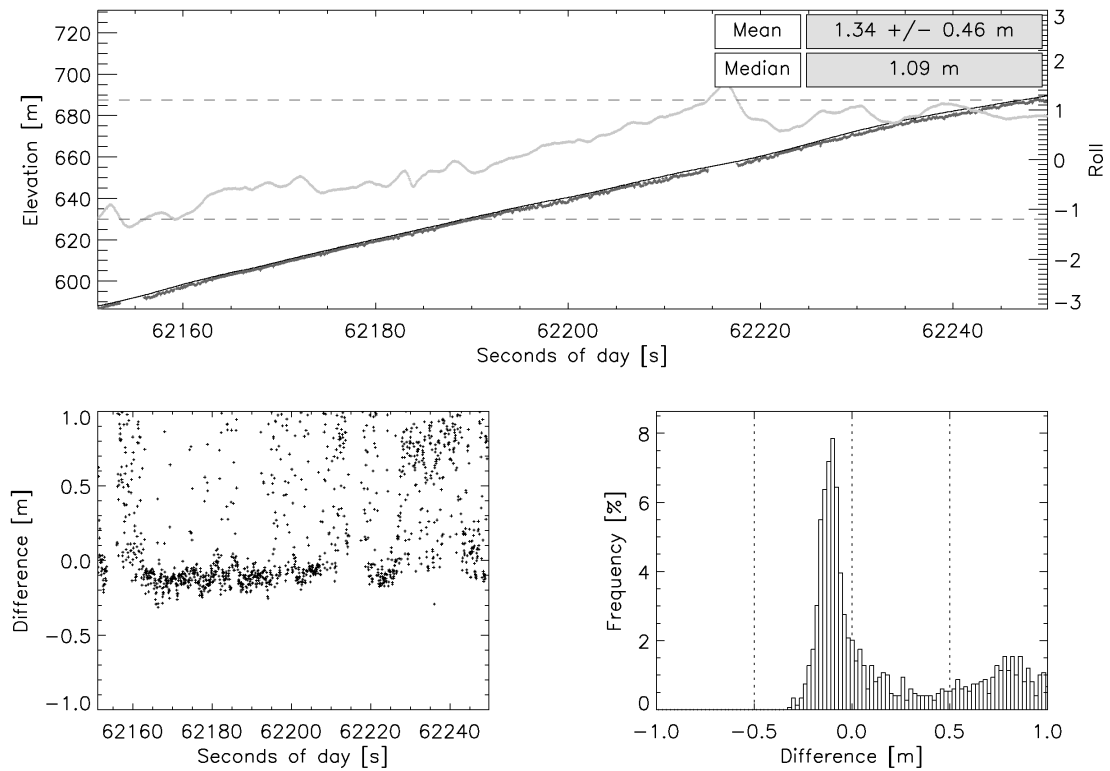


Abbildung D.26: Vergleich ALS mit ASIRAS (OCOG) in der Akkumulationszone (Frühjahr)

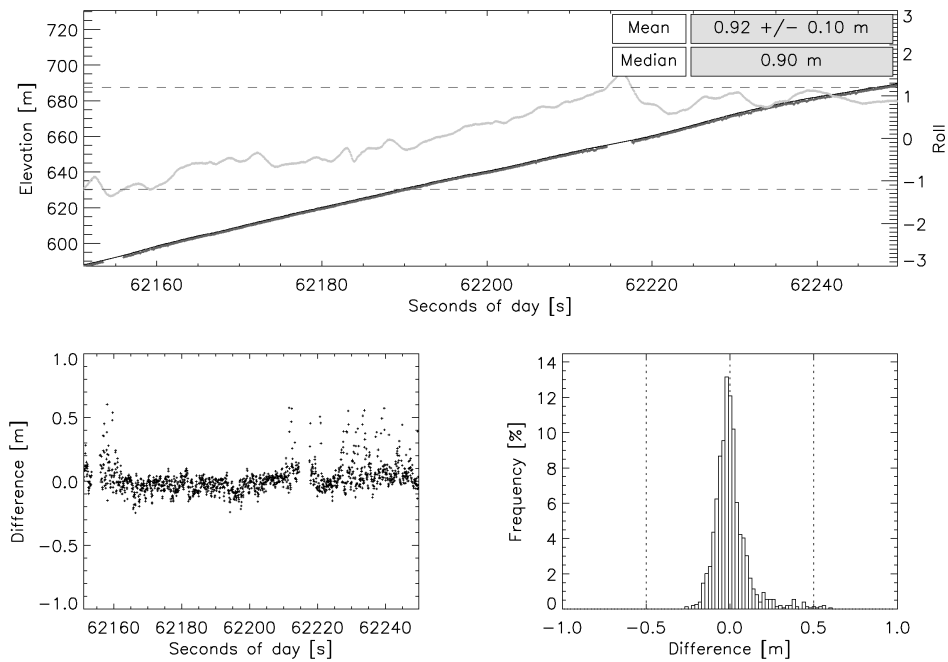


Abbildung D.27: Vergleich ALS mit ASIRAS (TSRA) in der Akkumulationszone (Frühjahr)

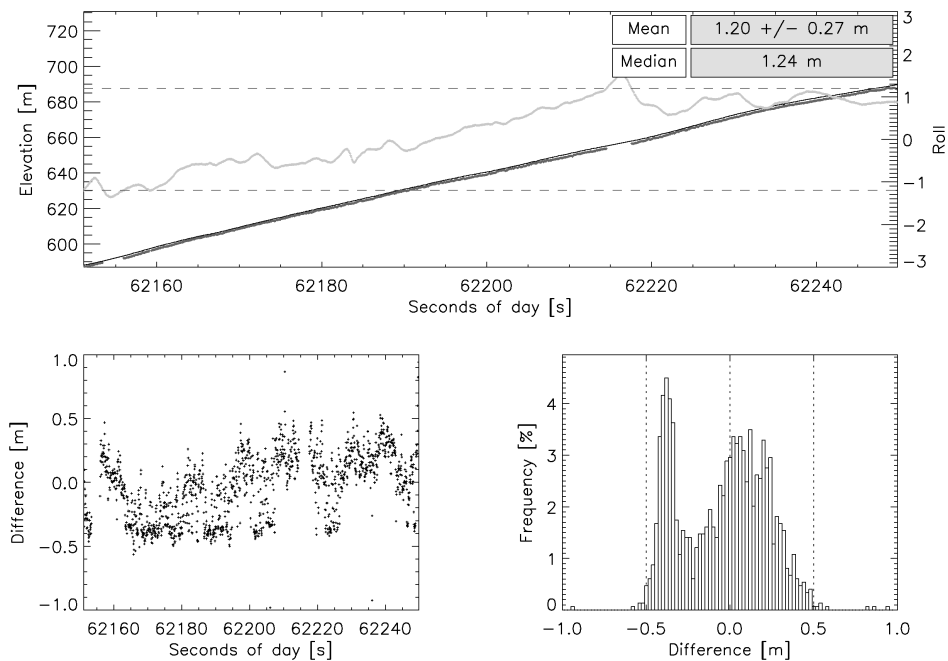


Abbildung D.28: Vergleich ALS mit ASIRAS (ERET) in der Akkumulationszone (Frühjahr)

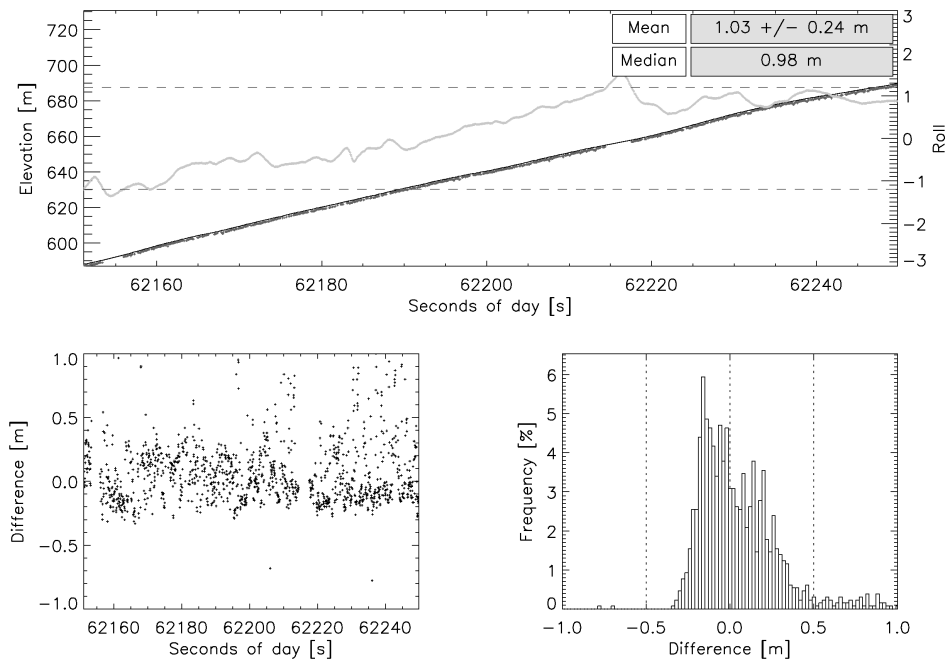


Abbildung D.29: Vergleich ALS mit ASIRAS (WRET) in der Akkumulationszone (Frühjahr)

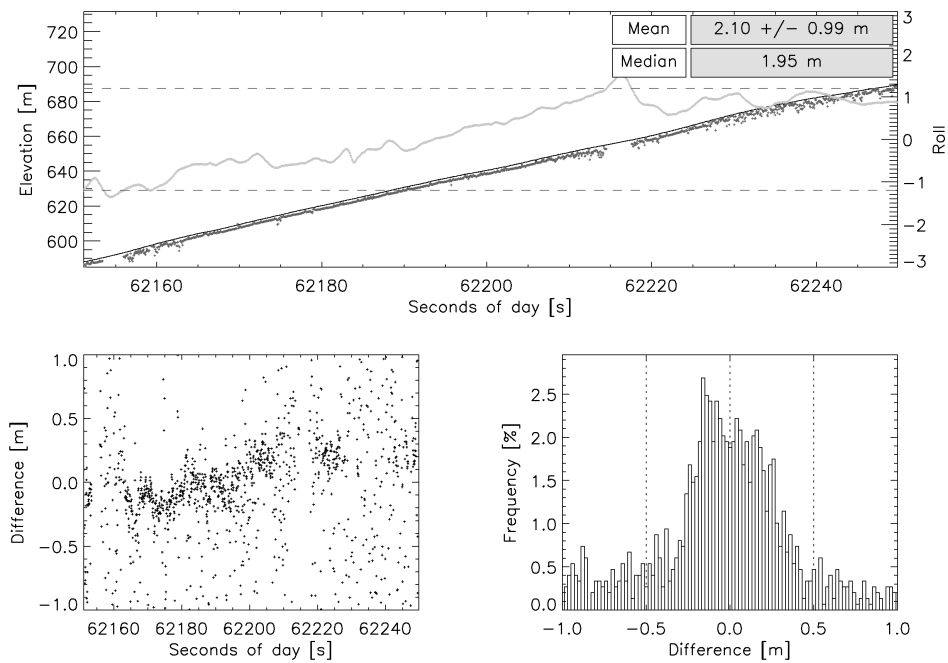


Abbildung D.30: Vergleich ALS mit ASIRAS (SSMRET) in der Akkumulationszone (Frühjahr)

D.7 Austfonna Eisschild - Akkumulationszone im Frühjahr - LAM

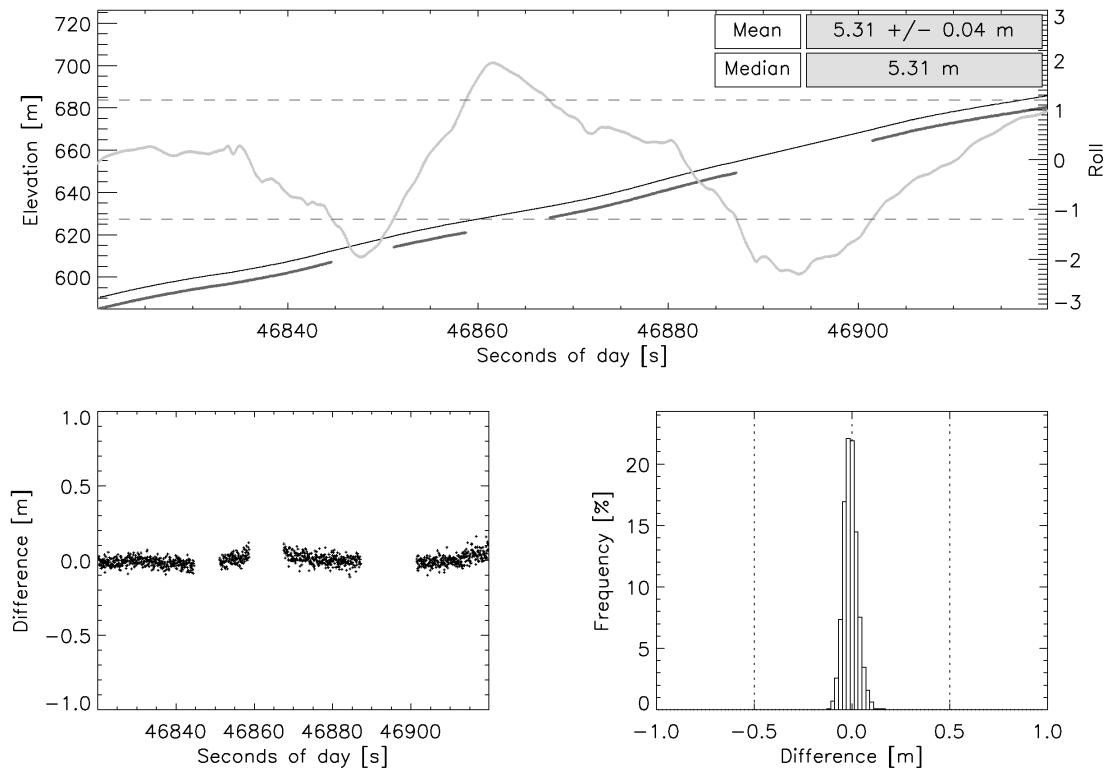


Abbildung D.31: Vergleich ALS mit ASIRAS (OCOG) in der Akkumulationszone (Frühjahr)

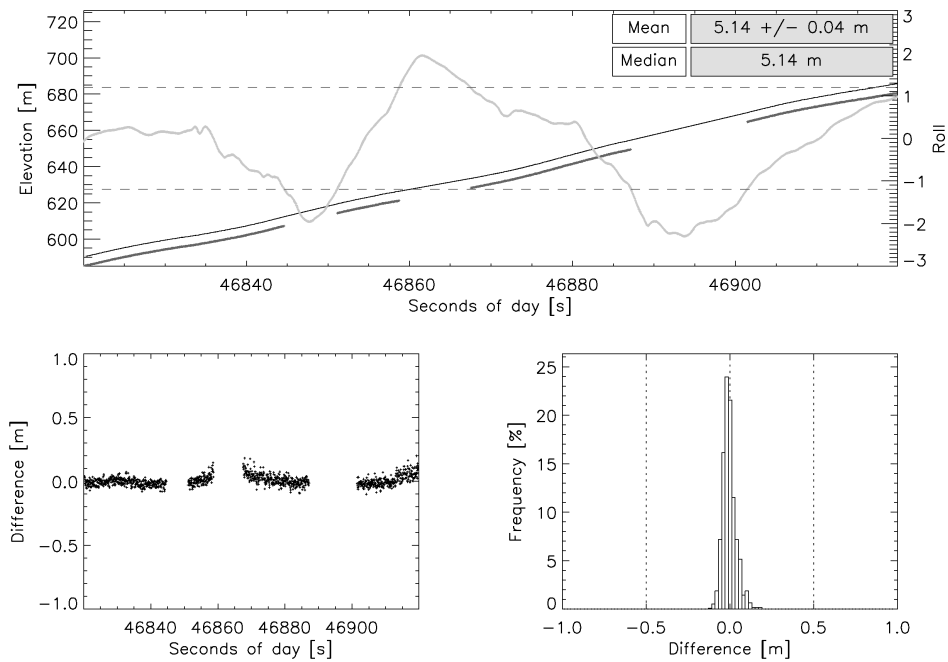


Abbildung D.32: Vergleich ALS mit ASIRAS (TSRA) in der Akkumulationszone (Frühjahr)

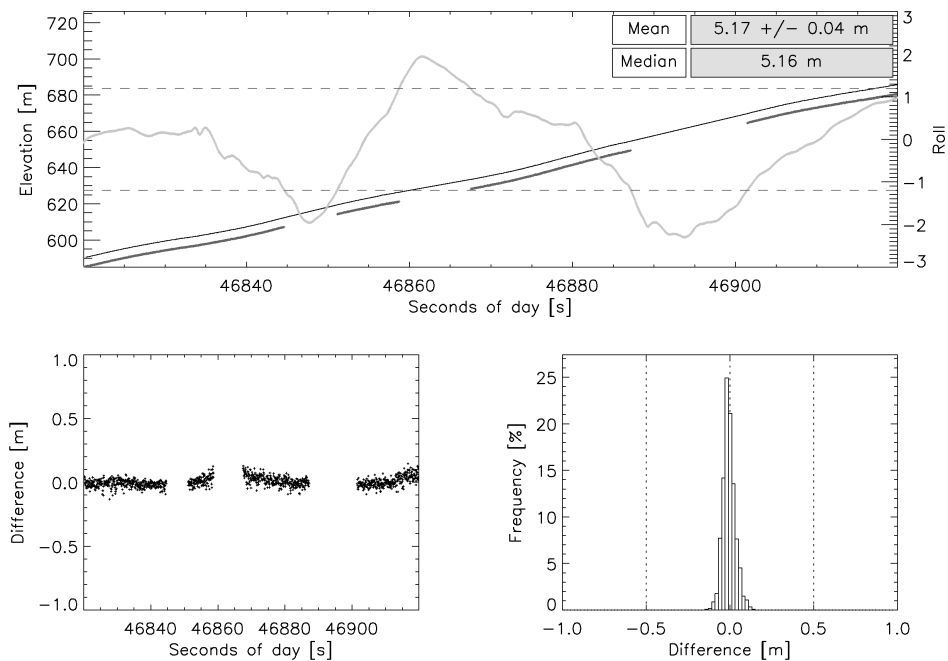


Abbildung D.33: Vergleich ALS mit ASIRAS (ERET) in der Akkumulationszone (Frühjahr)

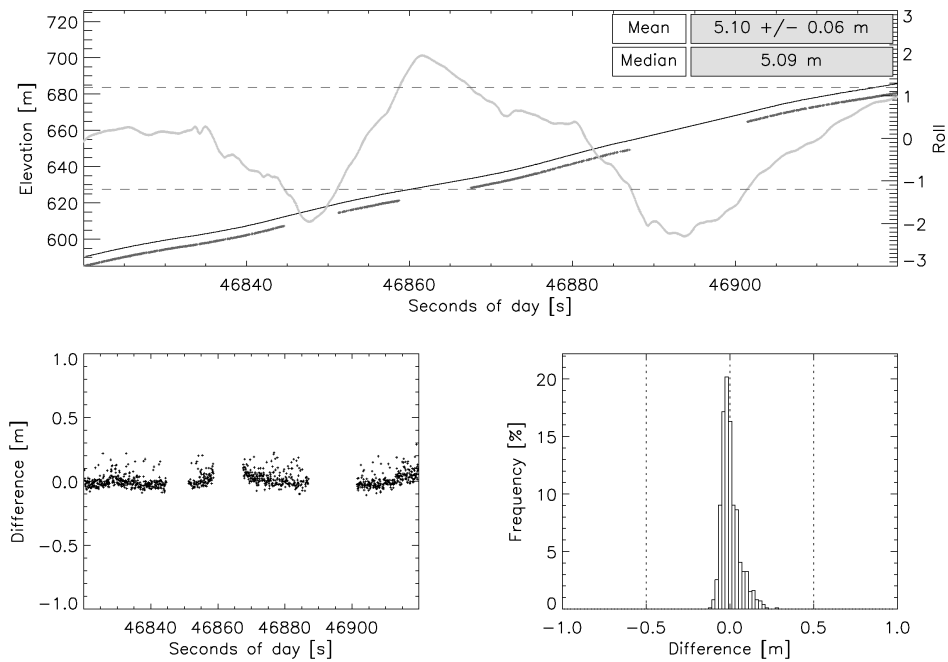


Abbildung D.34: Vergleich ALS mit ASIRAS (WRET) in der Akkumulationszone (Frühjahr)

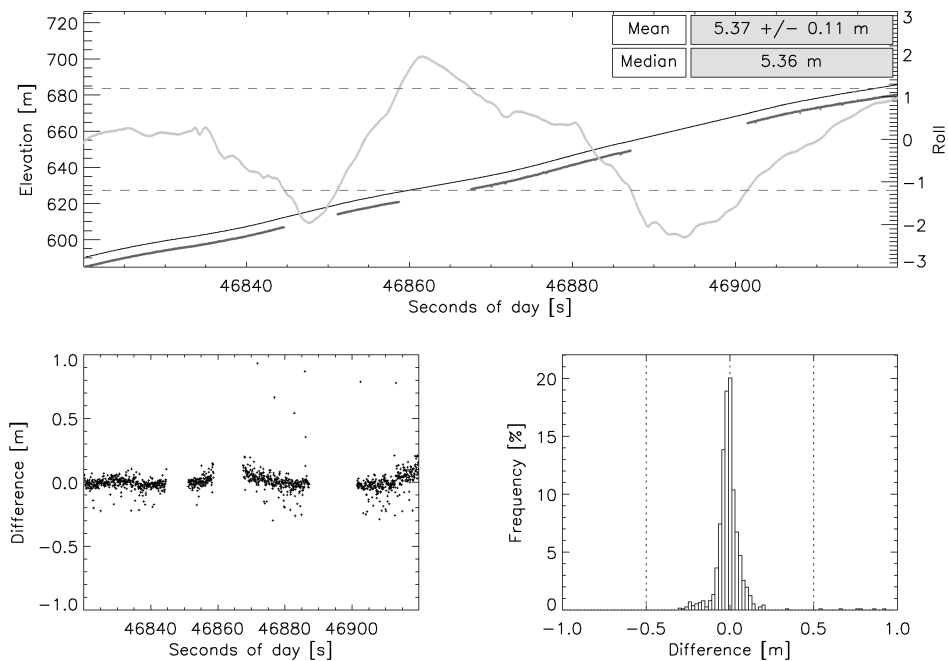


Abbildung D.35: Vergleich ALS mit ASIRAS (SSMRET) in der Akkumulationszone (Frühjahr)

E Ergebnisse der Rauigkeitsanalysen

E.1 Austfonna

E.1.1 Südprofil

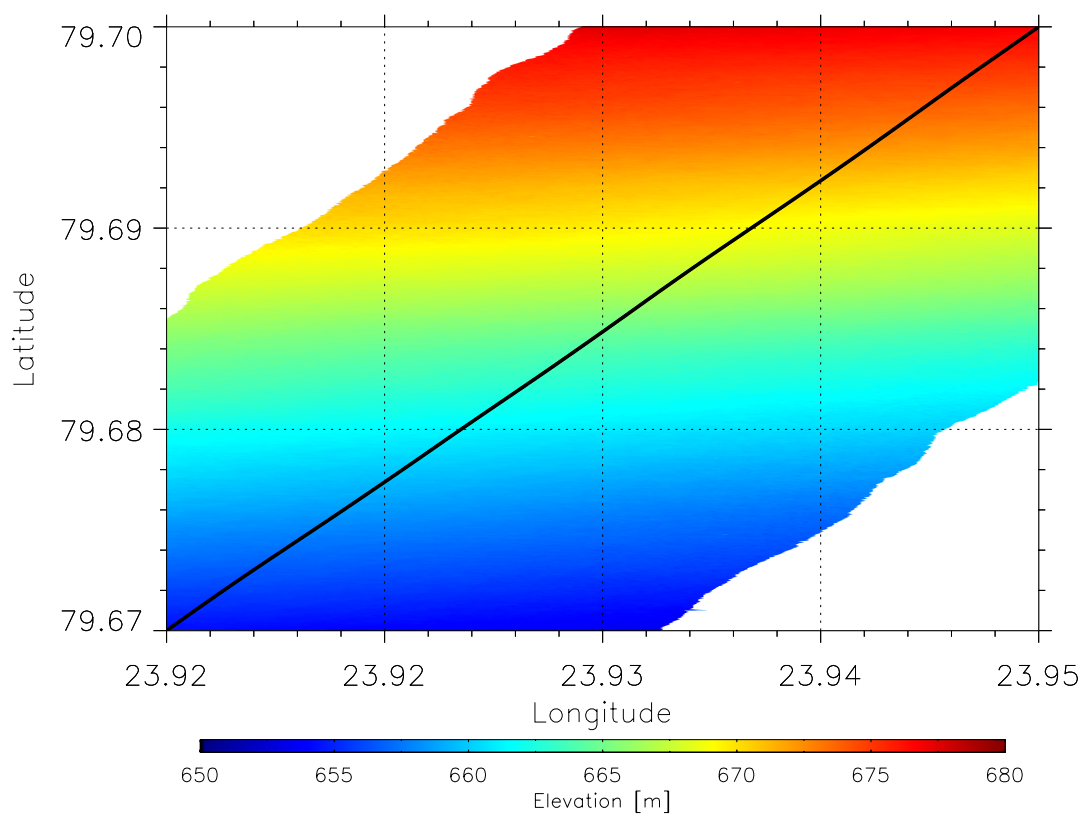


Abbildung E.1: Höhenmodell des Südprofiles über Austfonna

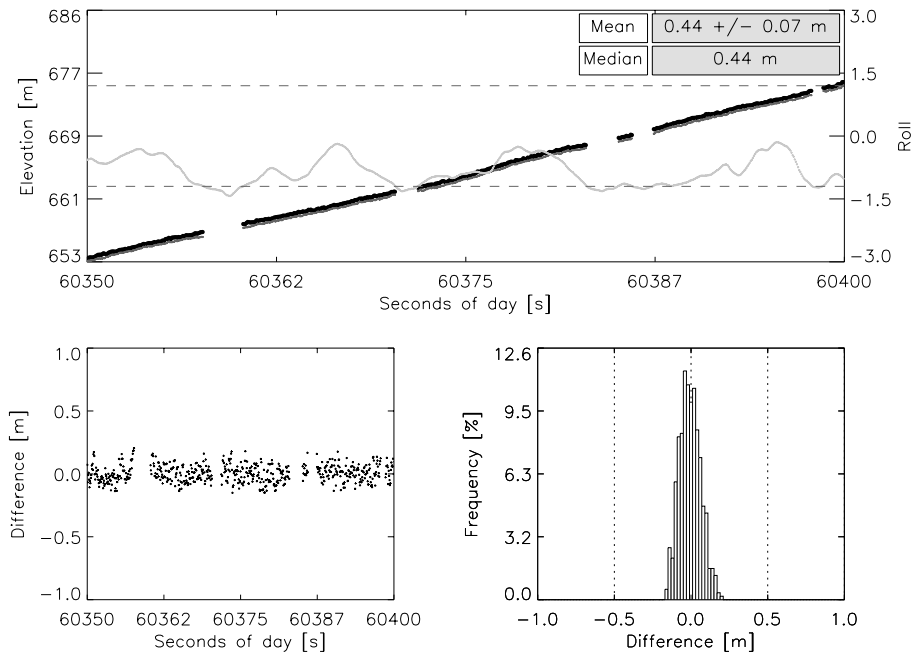


Abbildung E.2: Vergleich ALS mit ASIRAS (TSRA) entlang des Südprofiles über Austfonna

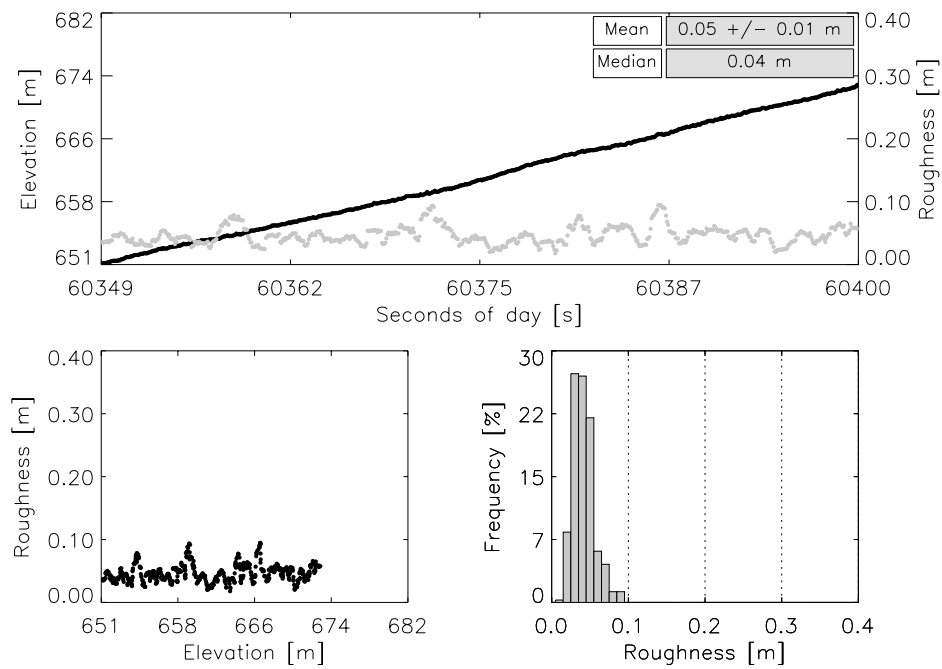


Abbildung E.3: ASIRAS Rauigkeit des Südprofiles über Austfonna

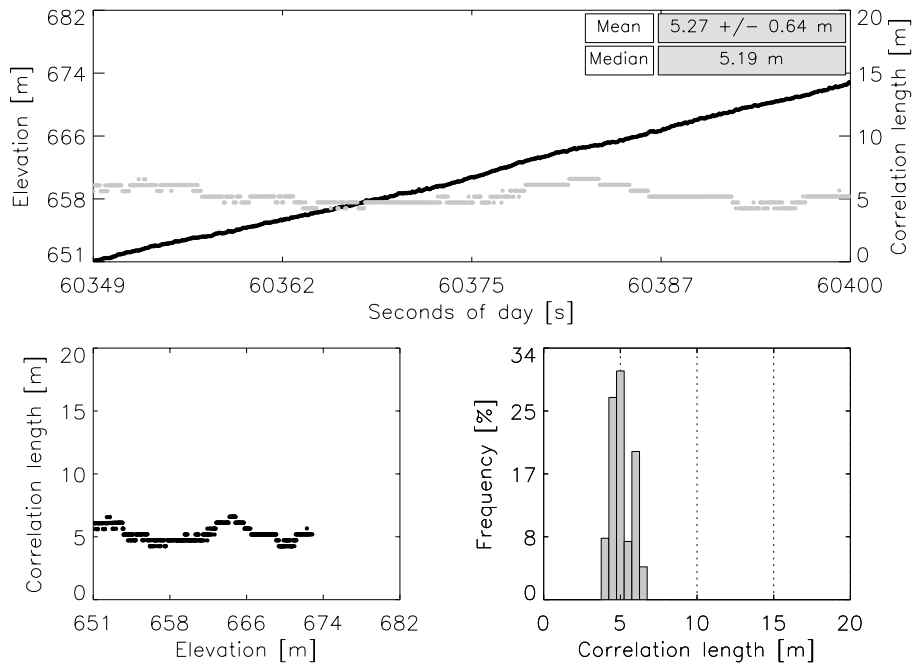


Abbildung E.4: ASIRAS Korrelationslänge entlang des Südprofiles über Austfonna

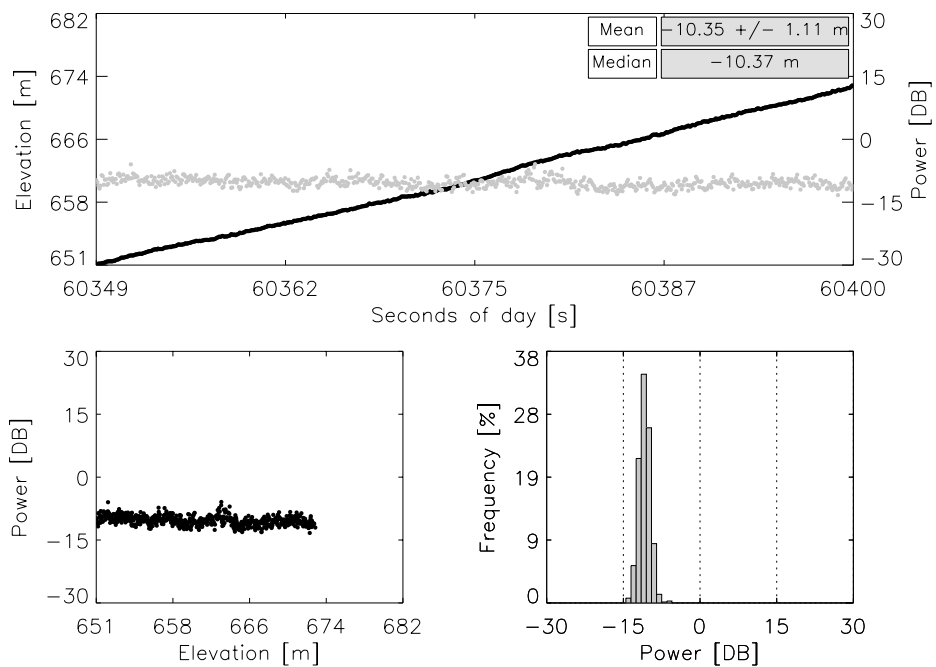


Abbildung E.5: ASIRAS P_{MAX} entlang des Südprofiles über Austfonna

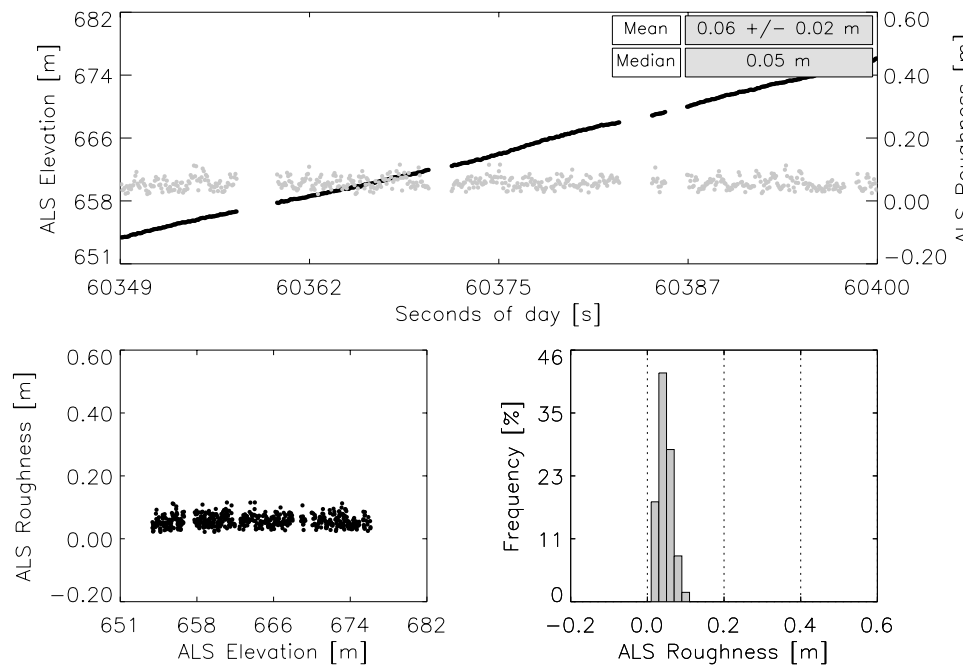


Abbildung E.6: ALS Rauigkeit entlang des Südprofiles über Austfonna

E.1.2 Nordprofil

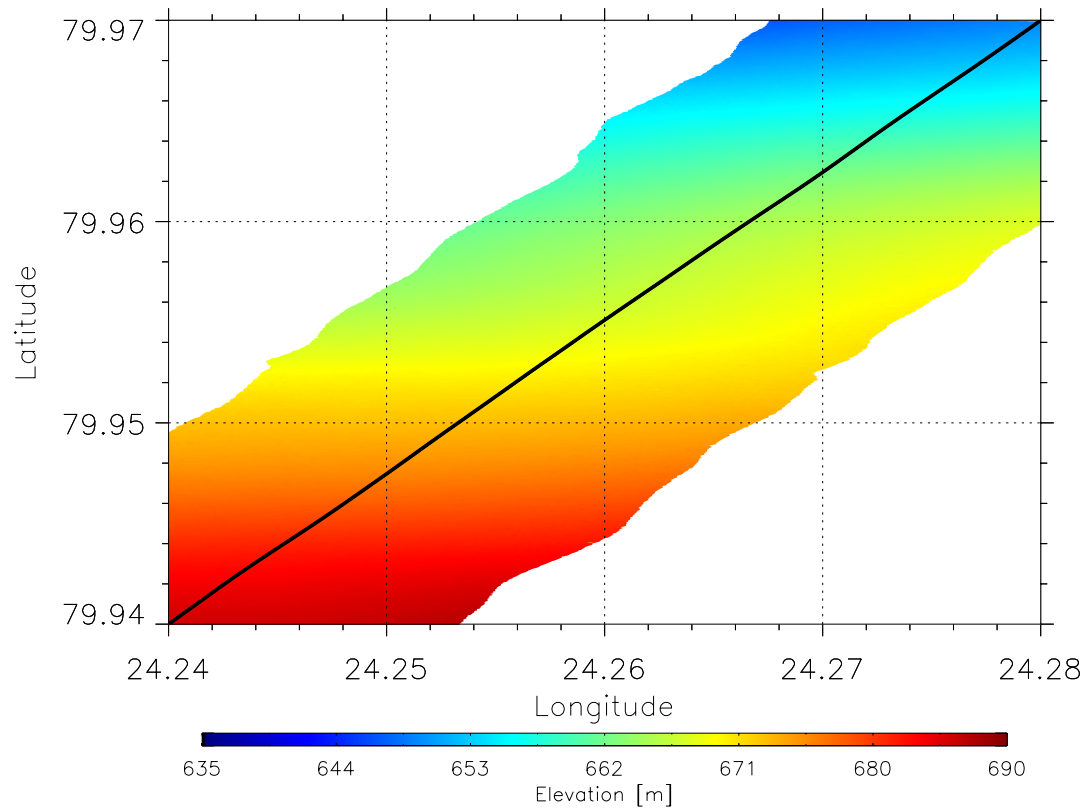


Abbildung E.7: Höhenmodell des Nordprofils über Austfonna

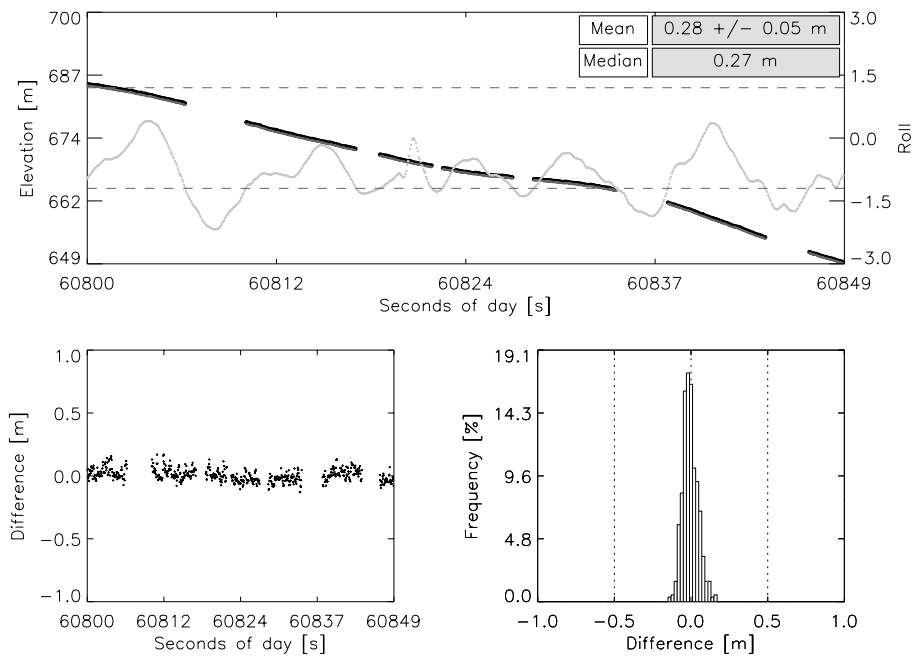


Abbildung E.8: Vergleich ALS mit ASIRAS (TSRA) entlang des Nordprofiles über Austfonna

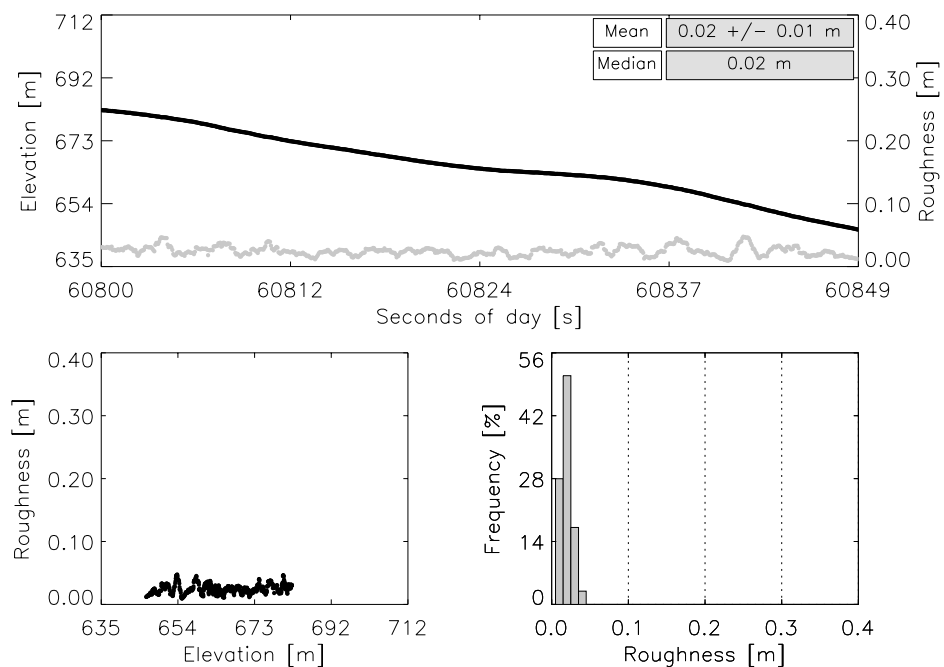


Abbildung E.9: ASIRAS Rauigkeit des Nordprofiles über Austfonna

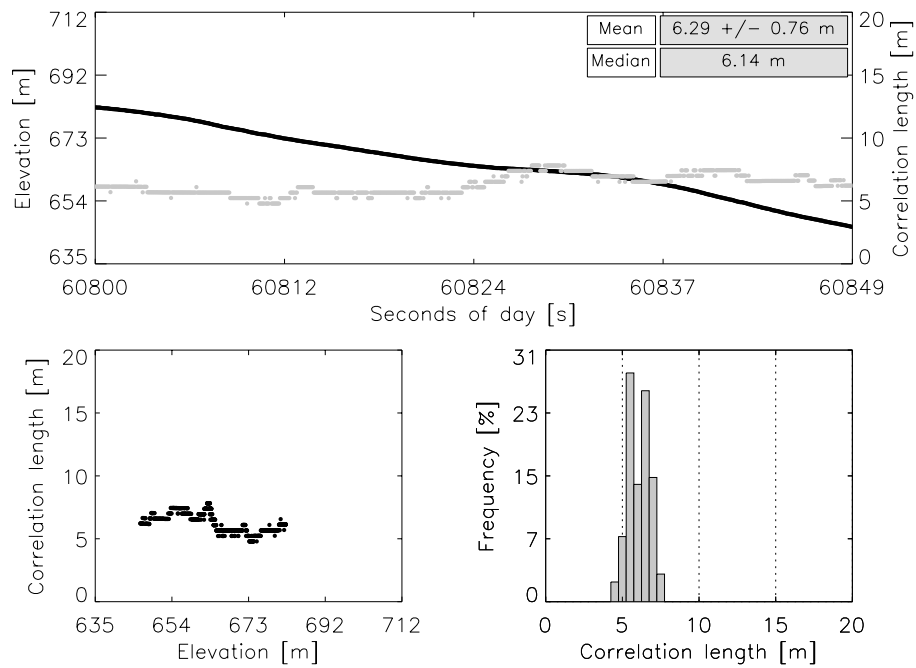


Abbildung E.10: ASIRAS Korrelationslänge entlang des Nordprofils über Austfonna

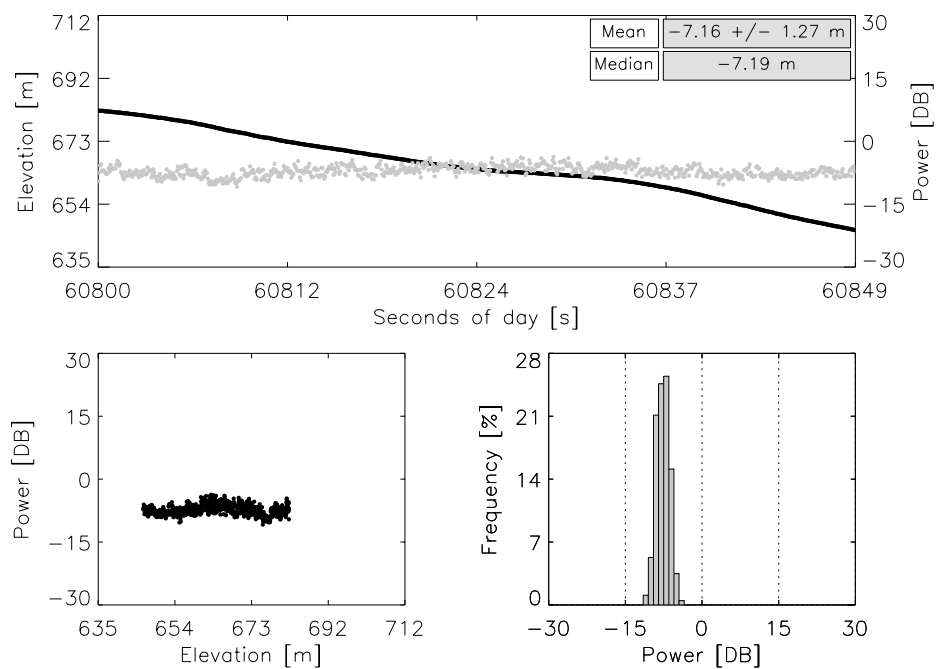


Abbildung E.11: ASIRAS P_{MAX} entlang des Nordprofils über Austfonna

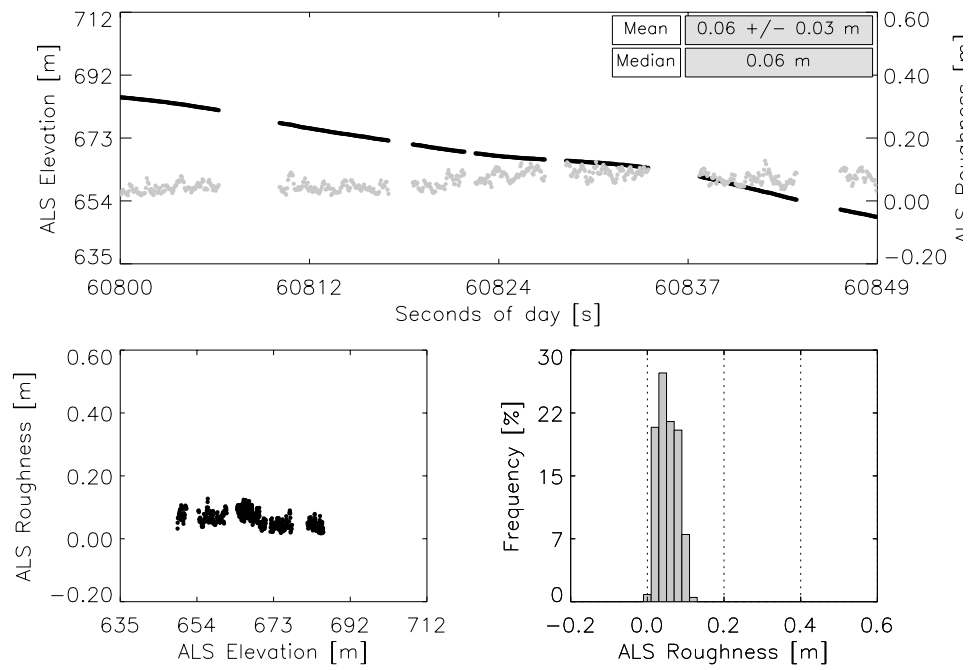


Abbildung E.12: ALS Rauigkeit entlang des Nordprofils über Austfonna

E.2 Devon

E.2.1 Südprofil

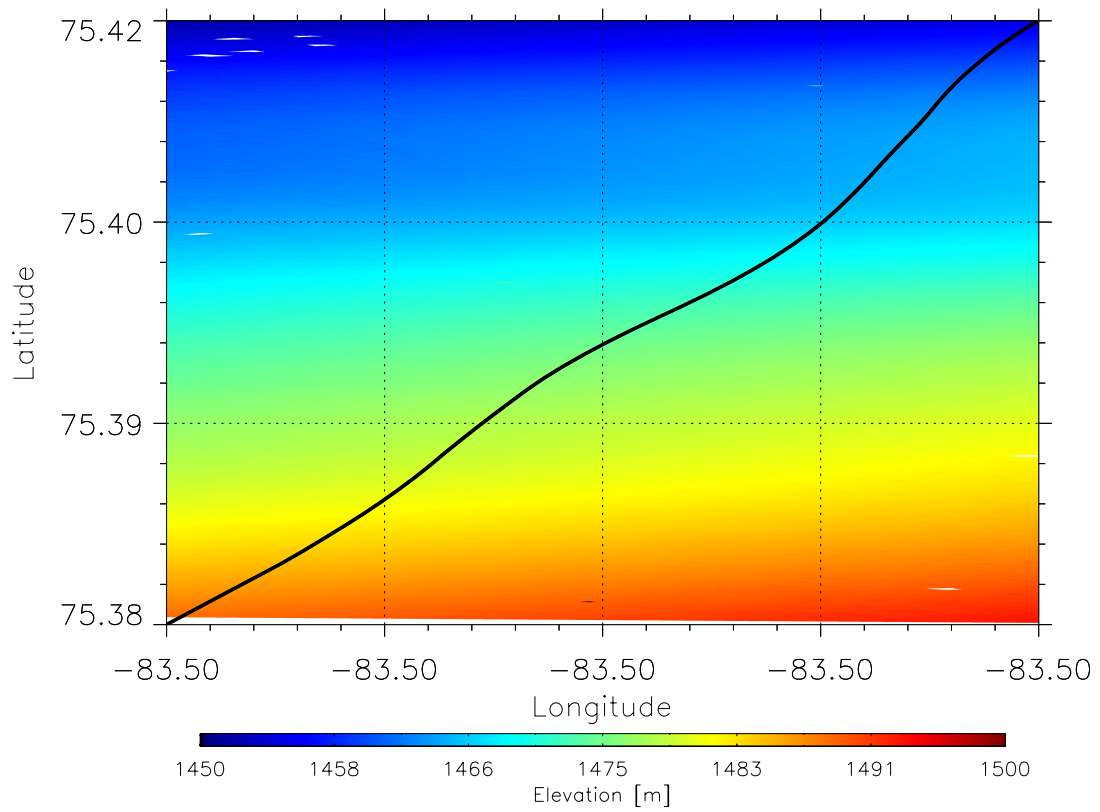


Abbildung E.13: Höhenmodell des Südprofiles über Devon

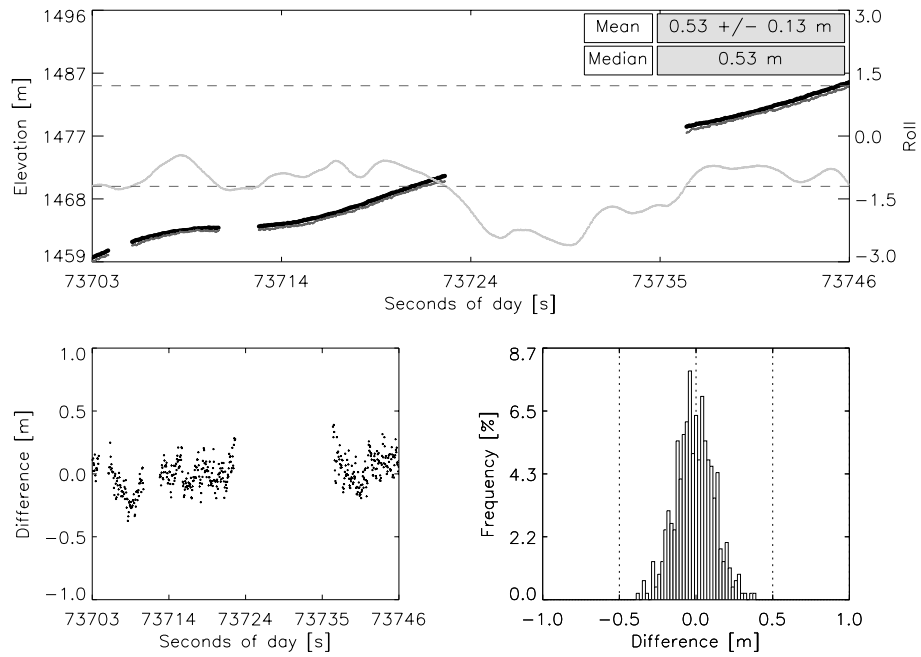


Abbildung E.14: Vergleich ALS mit ASIRAS (TSRA) entlang des Südprofils über Devon

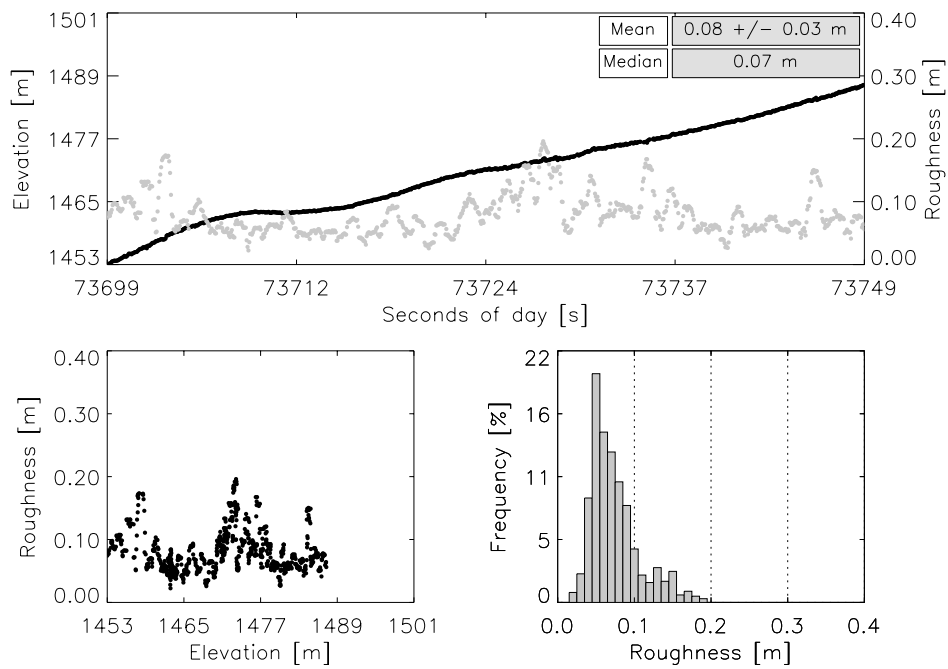


Abbildung E.15: ASIRAS Rauigkeit des Südprofils über Devon

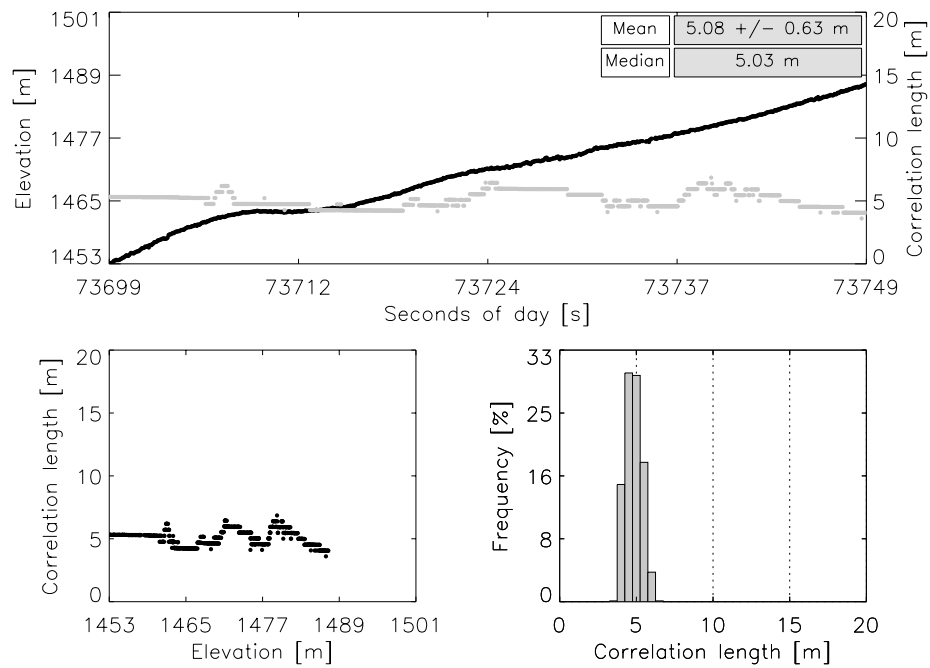


Abbildung E.16: ASIRAS Korrelationslänge entlang des Südprofiles über Devon

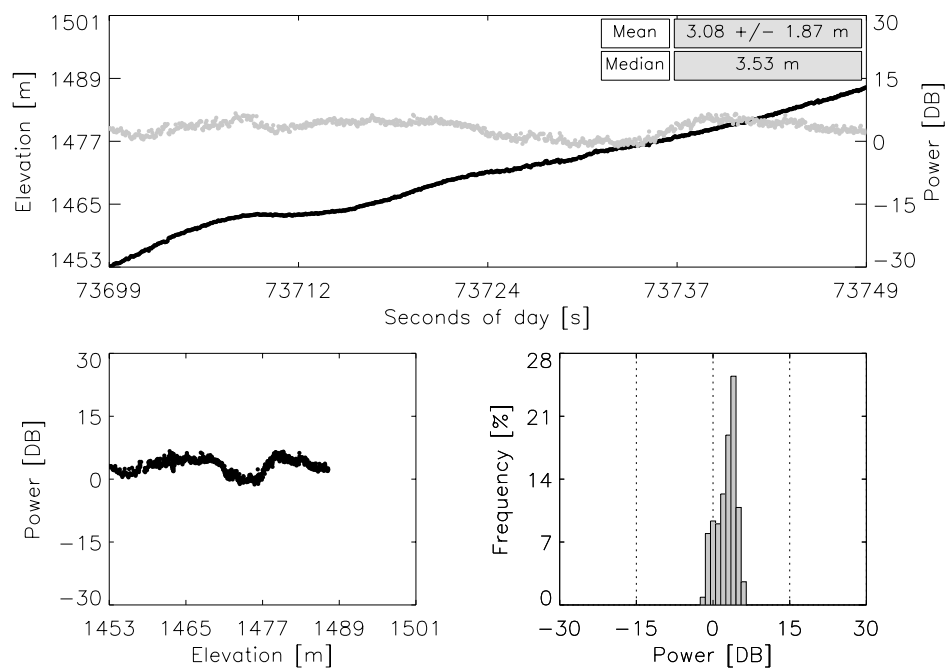


Abbildung E.17: ASIRAS P_{MAX} entlang des Südprofiles über Devon

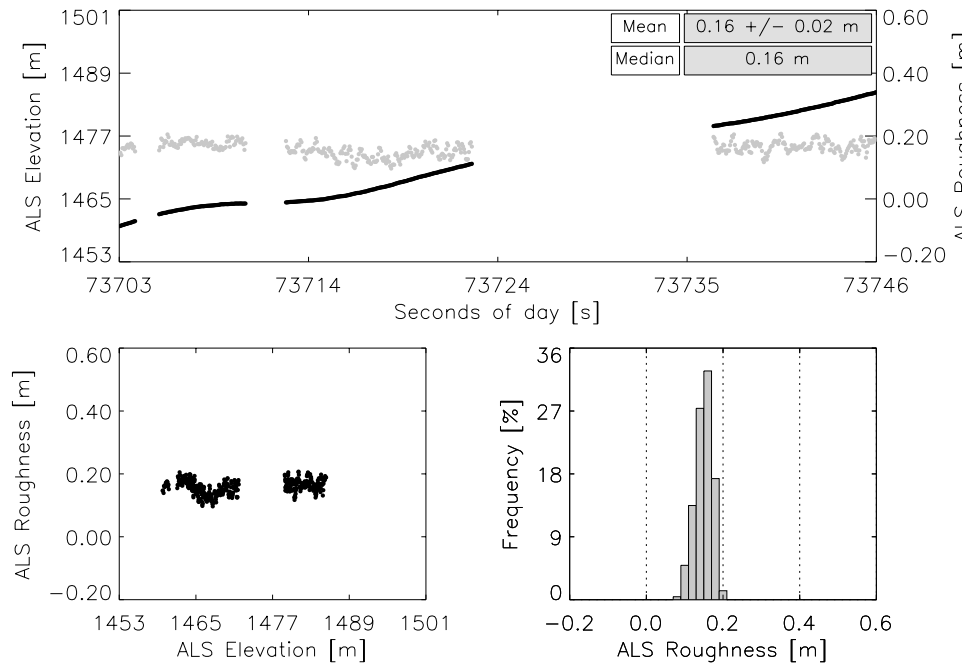


Abbildung E.18: ALS Rauigkeit entlang des Südprofils über Devon

E.2.2 Nordprofil

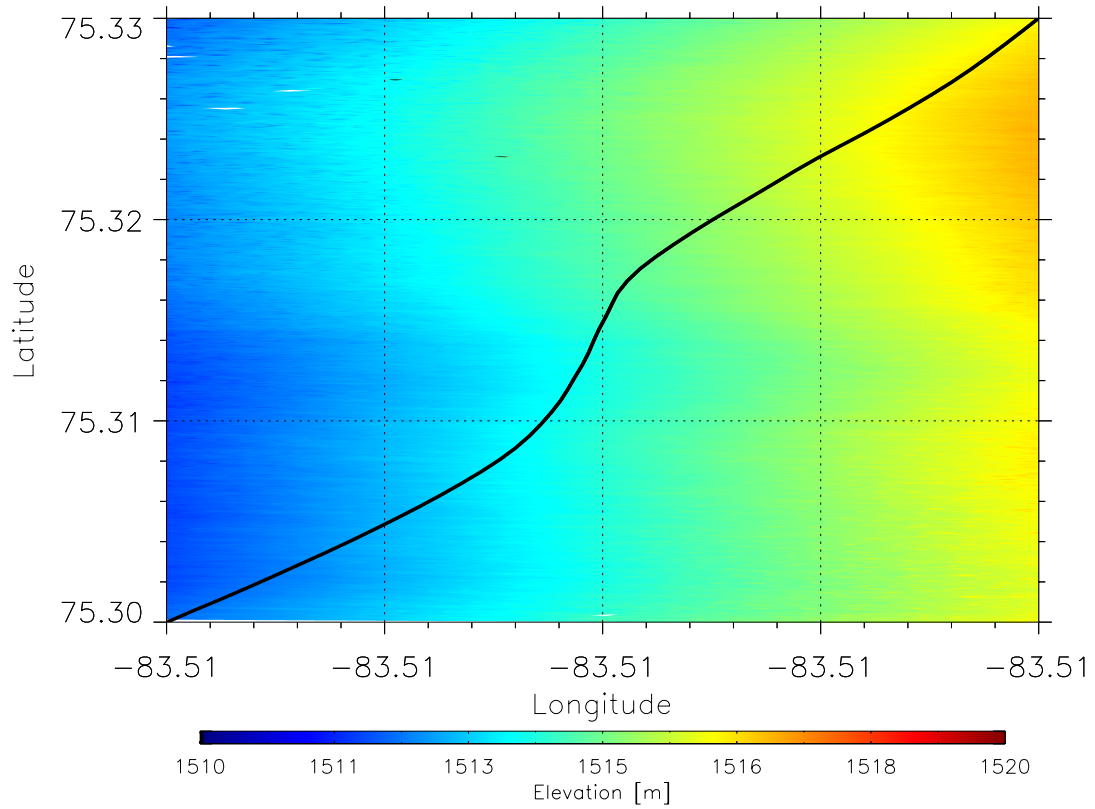


Abbildung E.19: Höhenmodell des Nordprofils über Devon

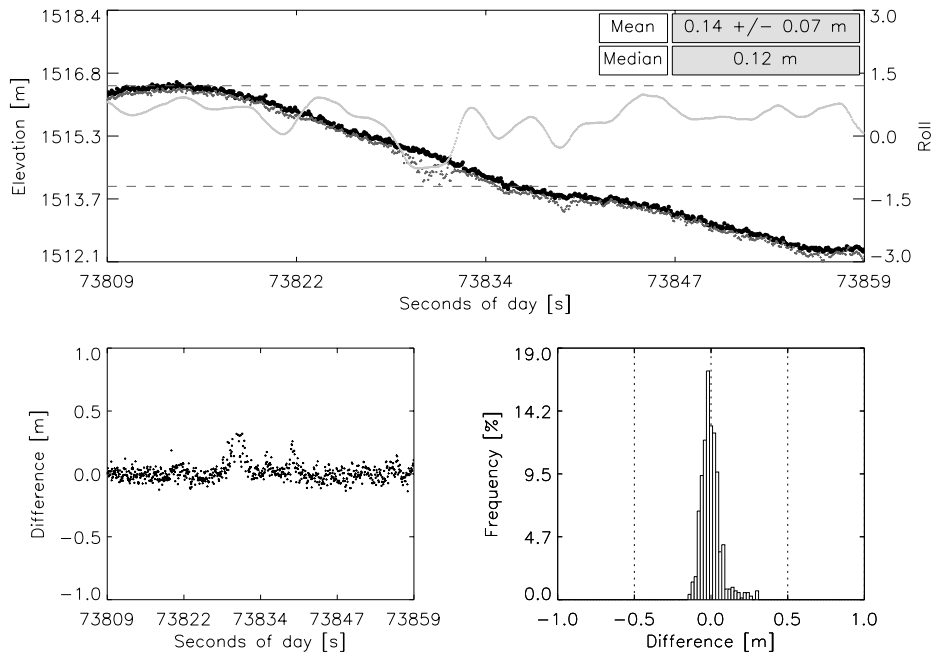


Abbildung E.20: Vergleich ALS mit ASIRAS (TSRA) entlang des Nordprofiles über Devon

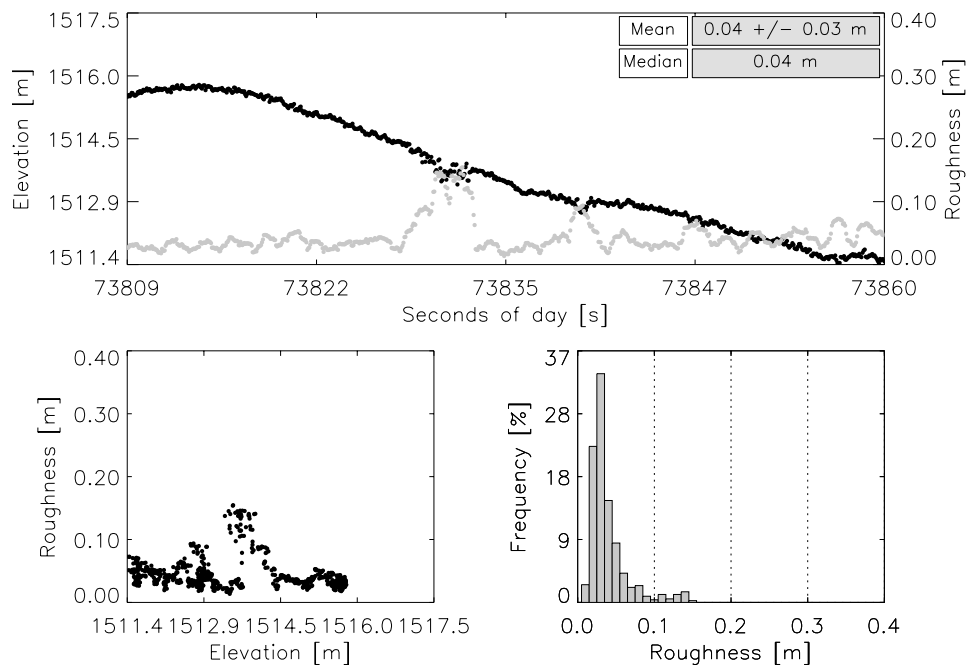


Abbildung E.21: ASIRAS Rauigkeit des Nordprofiles über Devon

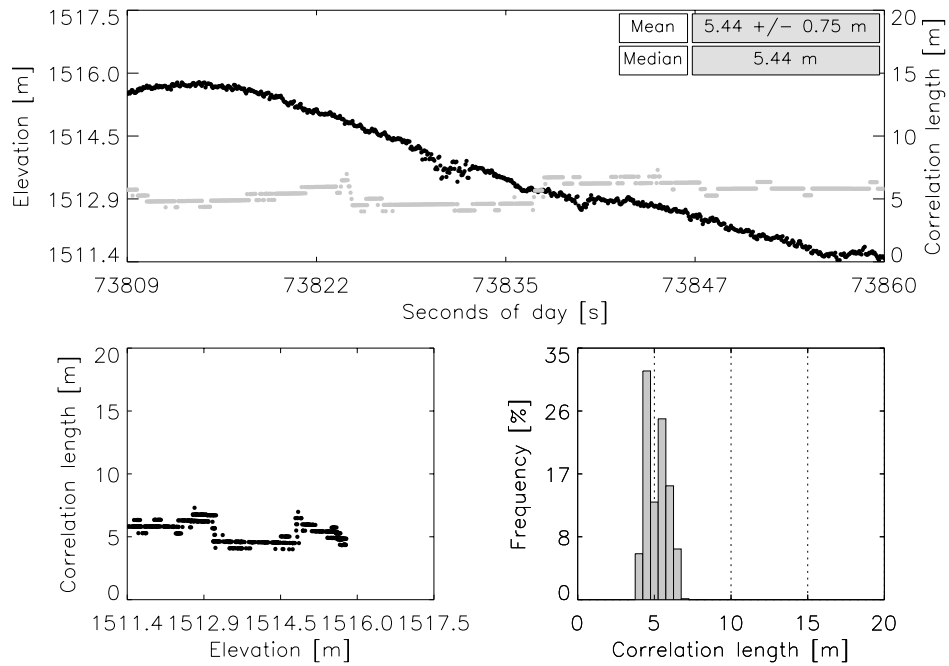


Abbildung E.22: ASIRAS Korrelationslänge entlang des Nordprofils über Devon

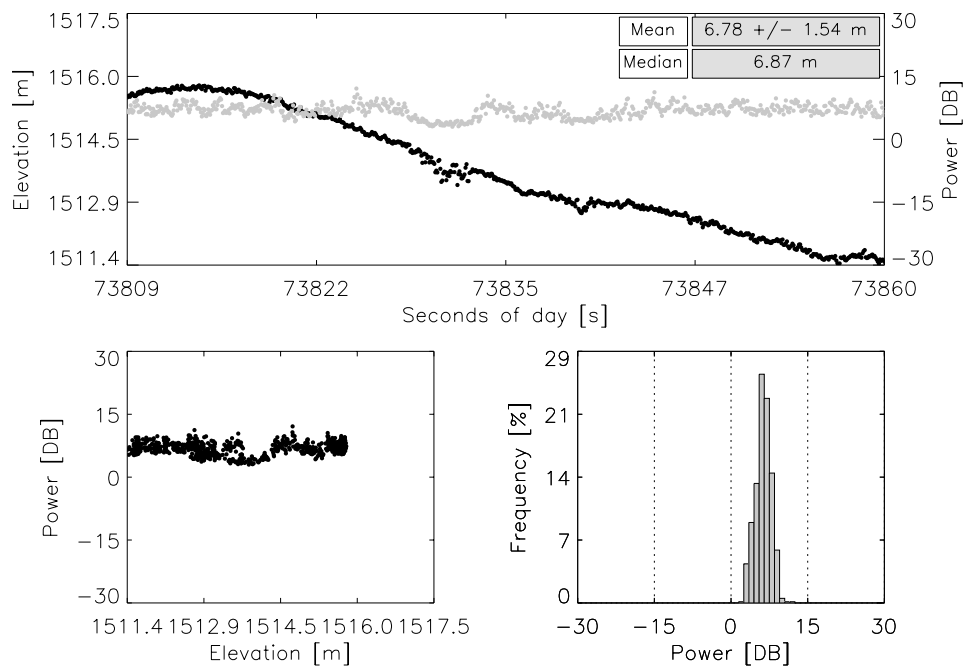


Abbildung E.23: ASIRAS P_{MAX} entlang des Nordprofils über Devon

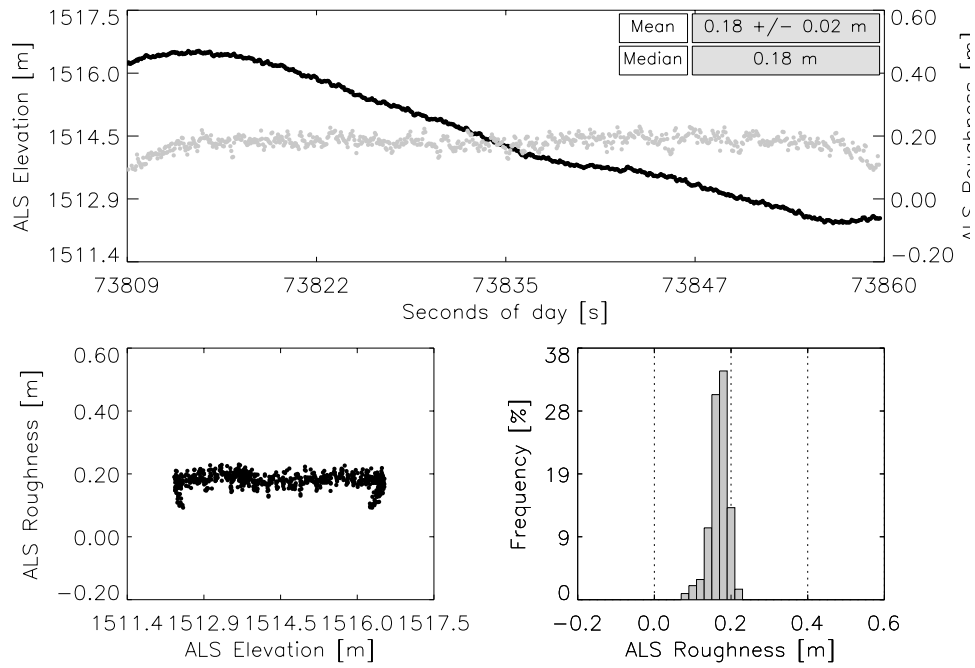


Abbildung E.24: ALS Rauigkeit entlang des Nordprofiles über Devon

E.3 Grönland

E.3.1 Westprofil

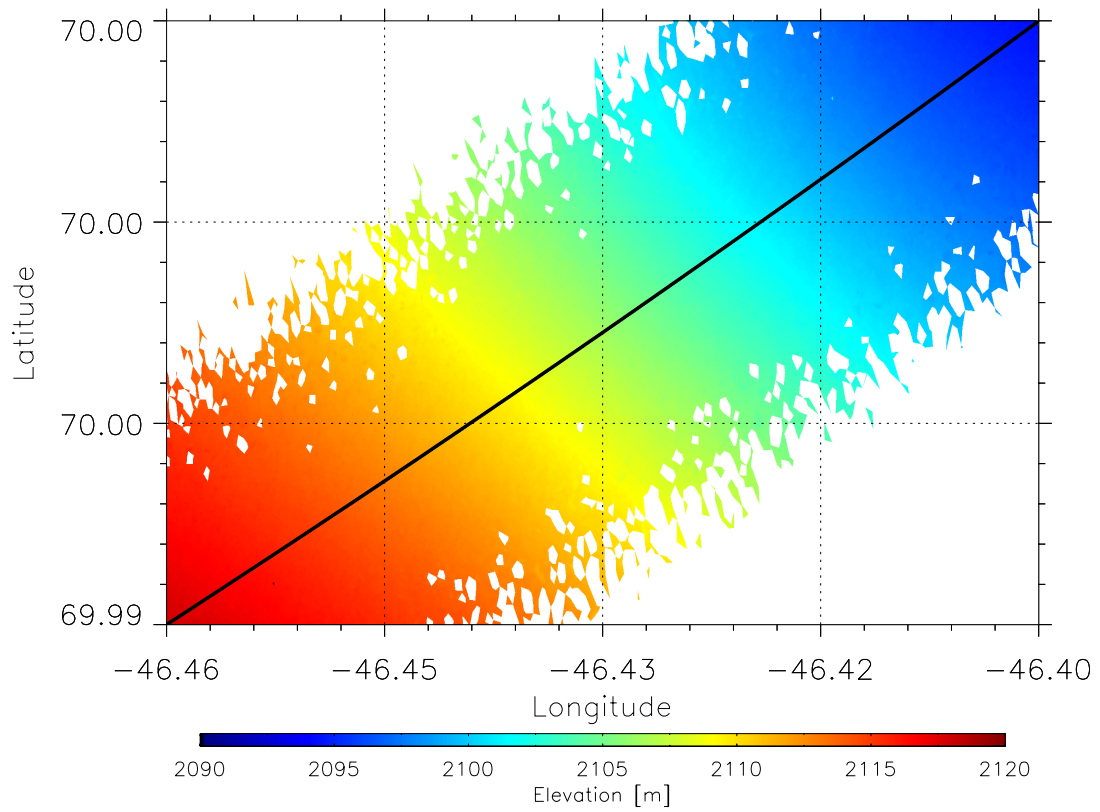


Abbildung E.25: Höhenmodell des Westprofils über Grönland

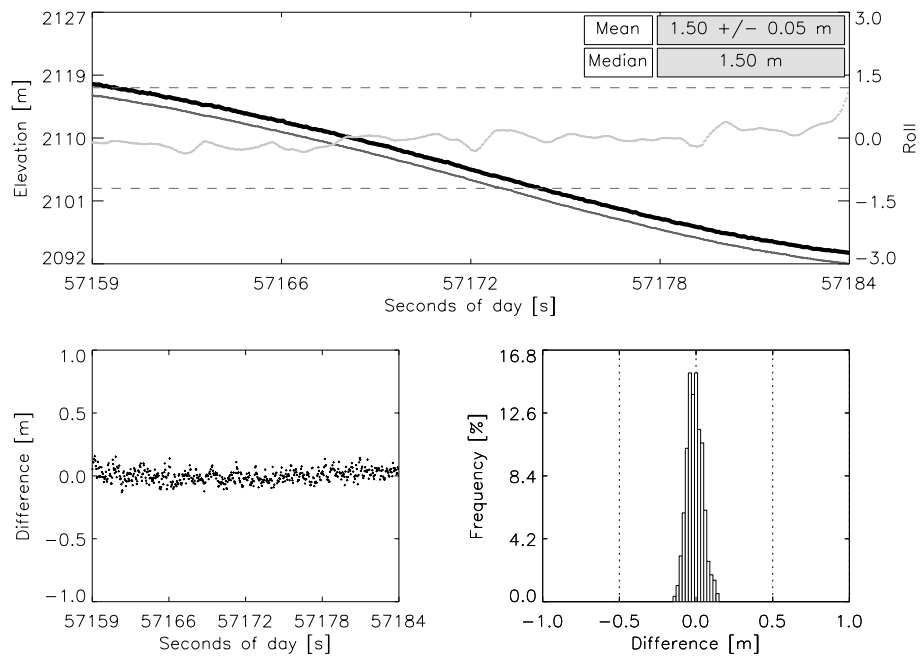


Abbildung E.26: Vergleich ALS mit ASIRAS (TSRA) entlang des Westprofiles über Grönland

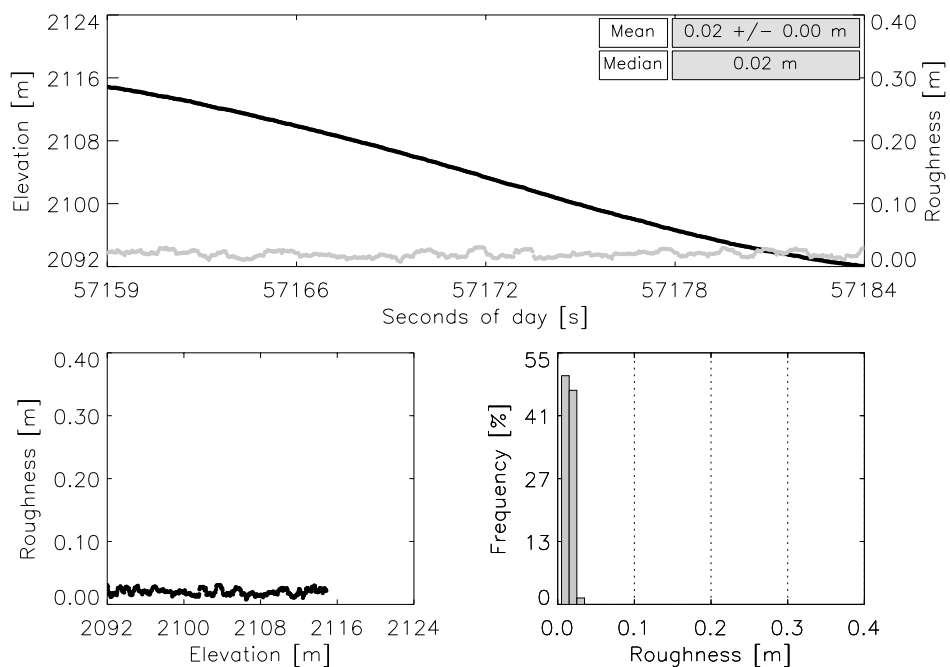


Abbildung E.27: ASIRAS Rauigkeit des Westprofiles über Grönland

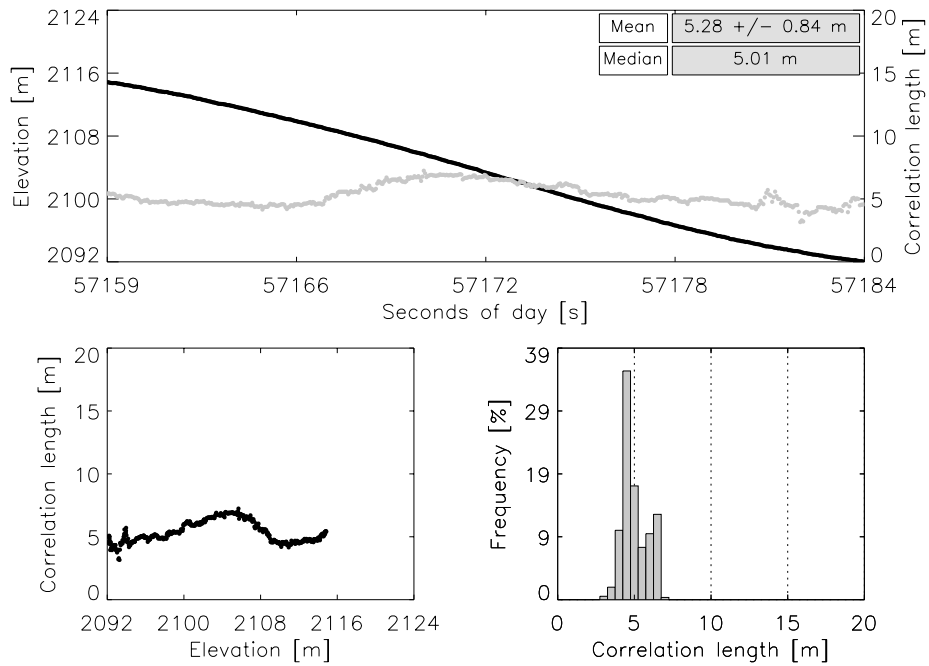


Abbildung E.28: ASIRAS Korrelationslänge entlang des Westprofils über Grönland

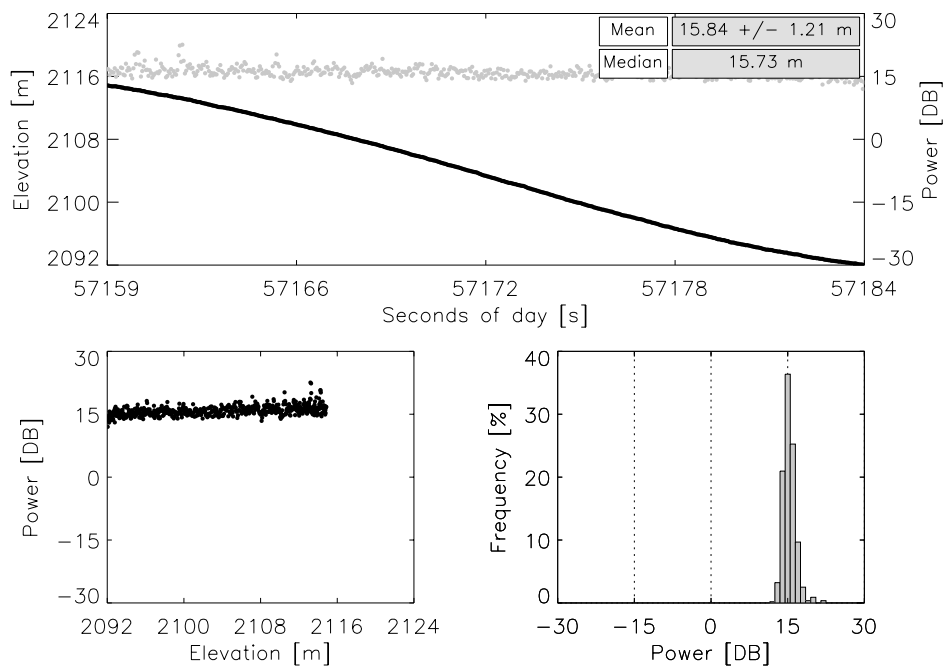


Abbildung E.29: ASIRAS P_{MAX} entlang des Westprofils über Grönland

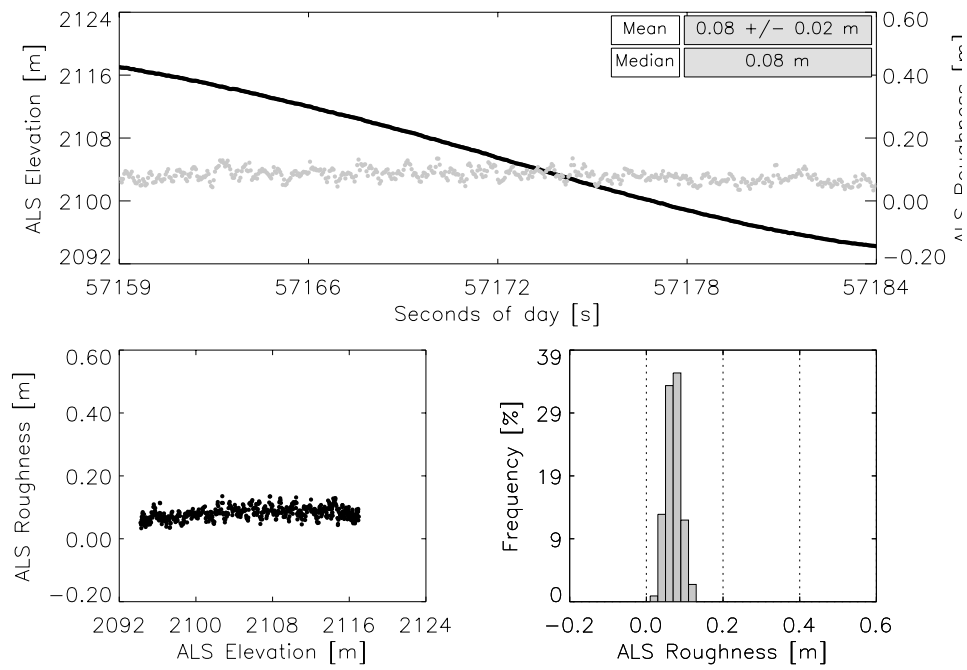


Abbildung E.30: ALS Rauigkeit entlang des Westprofils über Grönland

E.3.2 Ostprofil

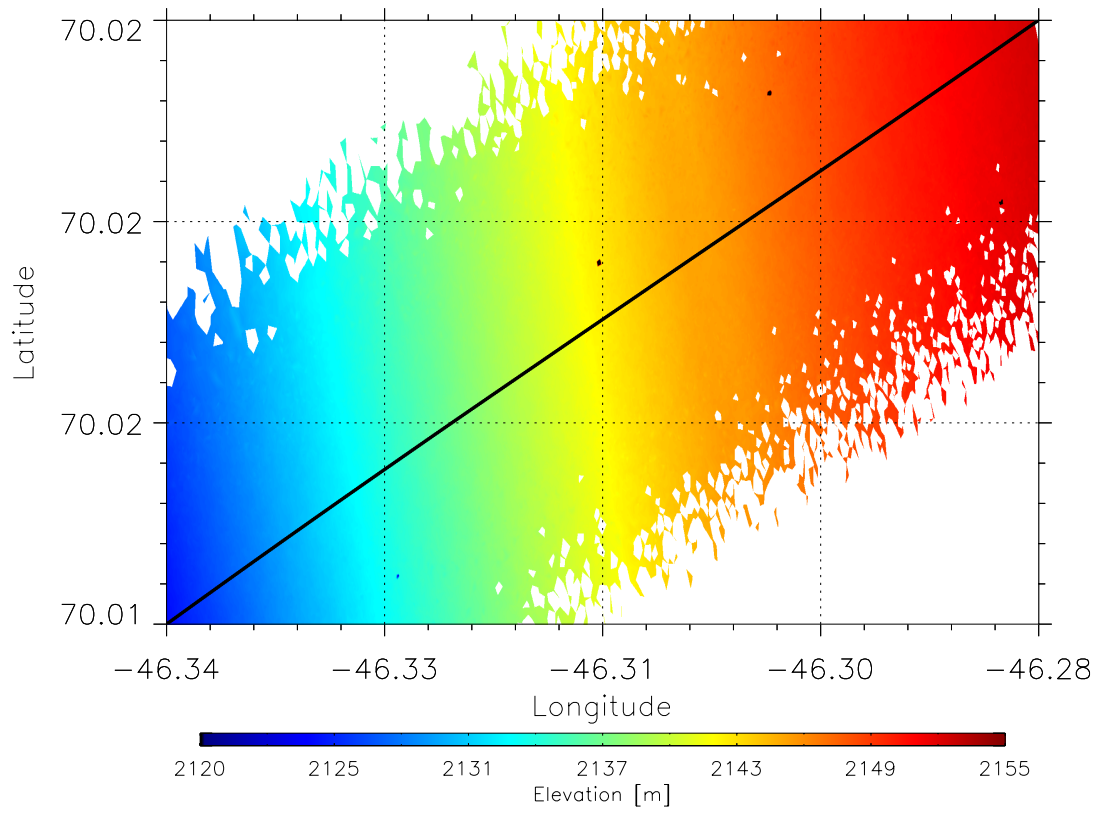


Abbildung E.31: Höhenmodell des Ostprofiles über Grönland

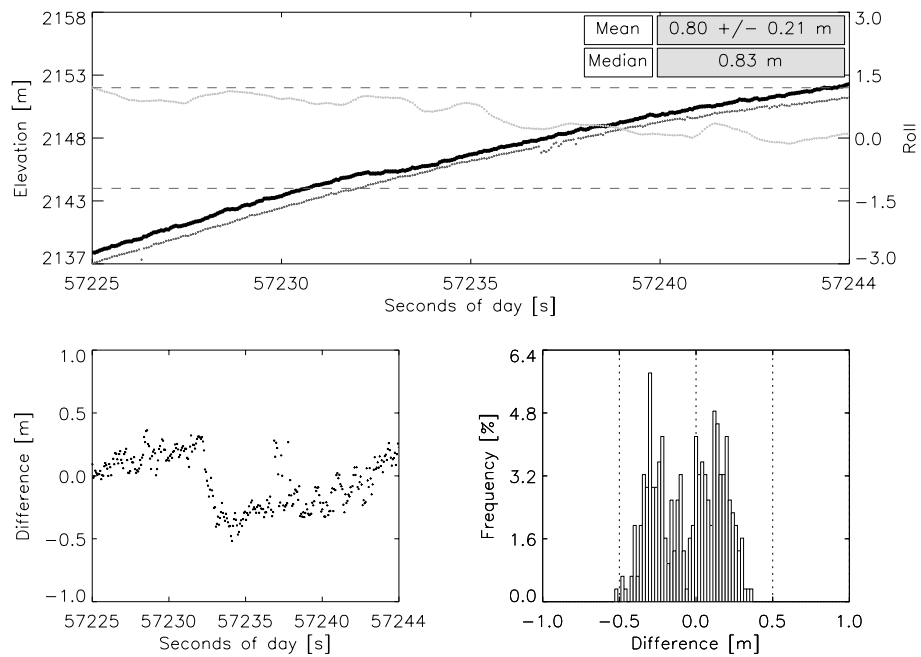


Abbildung E.32: Vergleich ALS mit ASIRAS (TSRA) entlang des Ostprofils über Grönland

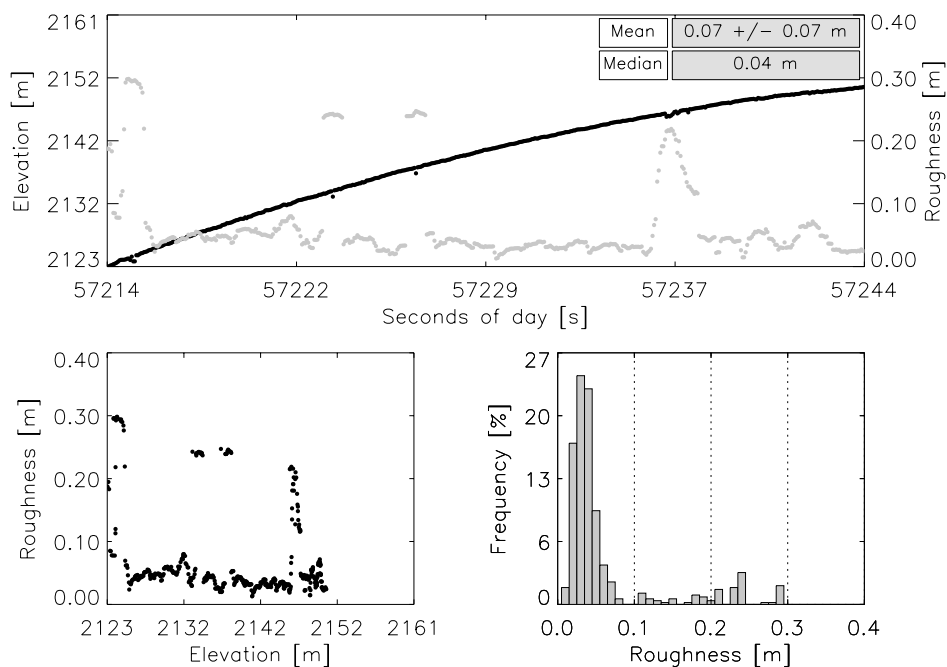


Abbildung E.33: ASIRAS Rauigkeit des Ostprofils über Grönland

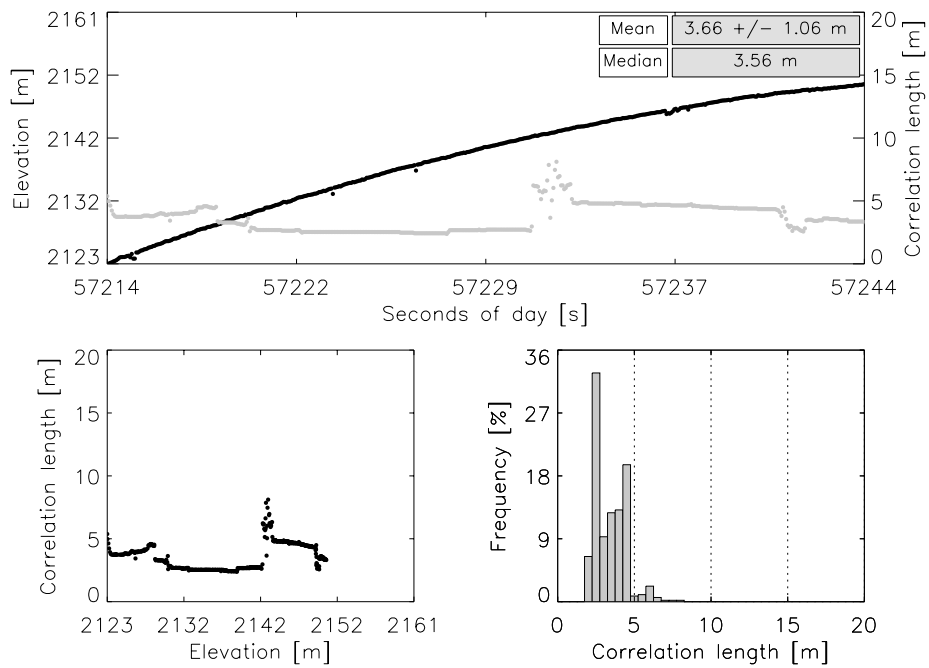


Abbildung E.34: ASIRAS Korrelationslänge entlang des Ostprofils über Grönland

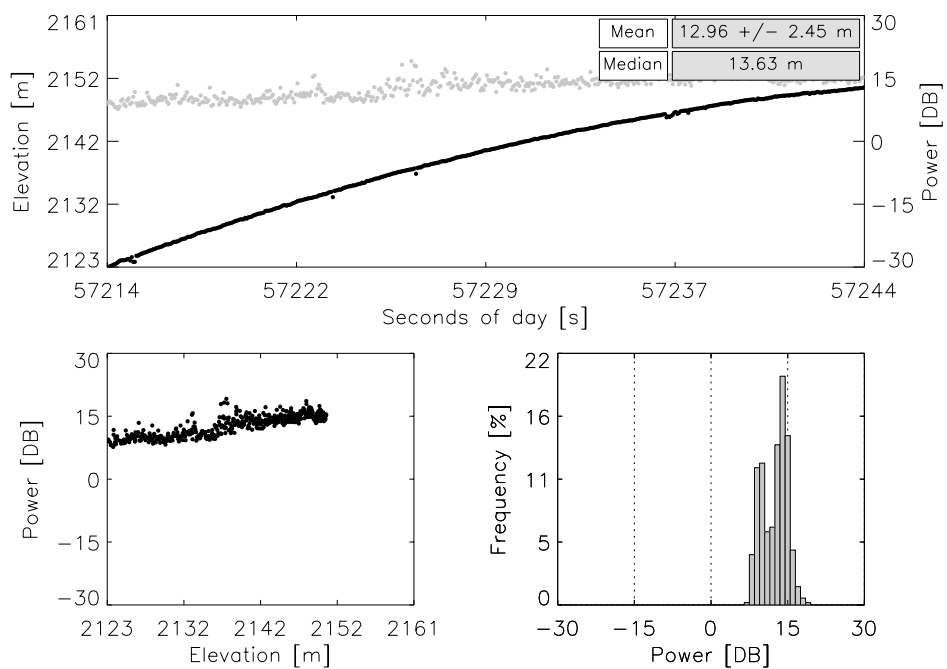


Abbildung E.35: ASIRAS P_{MAX} entlang des Ostprofils über Grönland

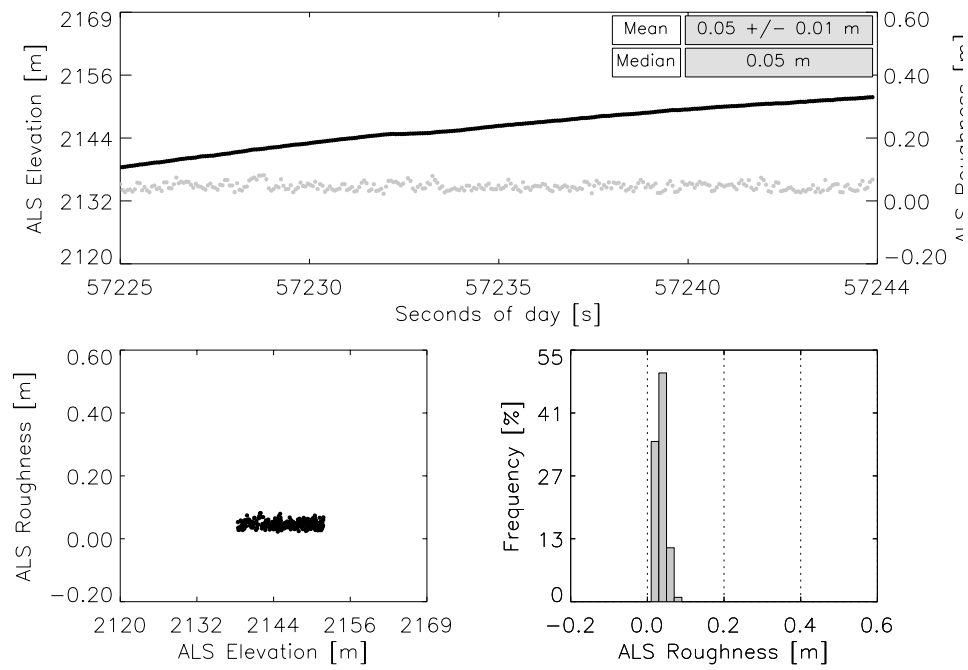


Abbildung E.36: ALS Rauigkeit entlang des Ostprofils über Grönland

F Veröffentlichungen



Winter accumulation in the percolation zone of Greenland measured by airborne radar altimeter

V. Helm,¹ W. Rack,² R. Cullen,³ P. Nienow,⁴ D. Mair,⁵ V. Parry,⁴ and D. J. Wingham⁶

Received 5 January 2007; accepted 14 February 2007; published 16 March 2007.

[1] We here determine the surface elevation and the winter snow accumulation rate along a profile in the percolation zone of the Greenland Ice Sheet from data collected with ESA's Airborne SAR/Interferometric Radar Altimeter System (ASIRAS) in spring 2004. The altimeter data show that in addition to a backscatter peak at the air-snow interface a dominant second peak occurs. This second peak appears due to the strong scattering properties of the last summer surface layer. A robust re-tracking algorithm was developed that enables the tracking of both interfaces. Utilizing this algorithm, the winter snow thickness is estimated to 1.50 ± 0.13 m. This compares favorably with field measurements (1.43 ± 0.04 m). The snow depth estimates in combination with snow-density measurements of 420 kg m^{-3} give a mean winter mass accumulation rate of 63 cm water equivalent (w.e.) and a spatial variation of ± 6 cm w.e. Furthermore a strong correlation is found between surface gradient and accumulation rate, with higher accumulation rate in flatter areas. The approach adopted here has significant potential for remote measurements of winter snow accumulation rate across ice sheets at larger spatial scales. **Citation:** Helm, V., W. Rack, R. Cullen, P. Nienow, D. Mair, V. Parry, and D. J. Wingham (2007), Winter accumulation in the percolation zone of Greenland measured by airborne radar altimeter, *Geophys. Res. Lett.*, *34*, L06501, doi:10.1029/2006GL029185.

1. Introduction

[2] The stability of the Greenland Ice Sheet in the future is of fundamental importance for society, any major changes in mass balance will clearly impact on global sea level and may impact on the strength of the ocean thermohaline circulation and Arctic climate feedbacks [Jungclauss *et al.*, 2006]. A critical component and a major source of error in the mass balance budget is net snow accumulation rate. Several studies have been applied to obtain accumulation rate in Greenland via: (1) direct measurements of firm cores,

snow pits and precipitation measurements and; (2) indirect methods using remote sensing data [e.g., Davis, 1995; Bolzan and Jezek, 2000; Drinkwater *et al.*, 2001; Munk *et al.*, 2003; Kanagaratnam *et al.*, 2004; Nghiem *et al.*, 2005]. In using the first method, Bales *et al.* [2001] generated a gridded mean annual accumulation map in 20 km spatial resolution. He reported accumulation rate uncertainties in certain areas in the order of 20%. Drinkwater *et al.* [2001] and Munk *et al.* [2003] used scatterometer data from different sensors (ESCAT, NSCAT, QuickSCAT, ERS-1) in combination with various scattering models to obtain estimates of accumulation rate. However, their generated maps of accumulation rate in 25 km spatial resolution are restricted to the dry snow zone. Another method was introduced by Nghiem *et al.* [2005] for the percolation zone of Greenland. They revealed a direct correlation of the backscatter of QuickSCAT data to accumulation rate and produced maps for the 2001/2002 and 2002/2003 freezing seasons in 25 km spatial resolution. All approaches together show the possibility to obtain a rather good estimate of the mean accumulation rate for different time scales (years to decades) and at larger spatial scales (>20 km). However, estimates in accumulation rate in high accuracy and at smaller spatial scales (10^1 – 10^4 m) and the influence of the topography to their spatial distribution are not well known. In addition, the revealed accumulation rates are heavily loaded with uncertainties, due to the small scale variation of snow stratigraphy and topography [Van der Veen *et al.*, 2001]. Here we present measurements obtained with the Airborne SAR Interferometric Radar Altimeter System (ASIRAS). ASIRAS operates at a Ku band (13.65 GHz) carrier frequency and bandwidth of 1 GHz [Mavrocordatos *et al.*, 2004] and was used for the first time during spring 2004 [Cullen *et al.*, 2006]. This high bandwidth results in high vertical resolution, allowing mapping of single layers of the upper snow pack, including the surface. Recently, Hawley *et al.* [2006] demonstrated that for the dry snow zone of Greenland the ASIRAS measurements revealed distinct stratified layers (due to inter-annual density variations) down to a depth of 10 m below the surface. We extend those studies to the percolation zone with measurements along the EGIG-line near T05 ($69^\circ 51' \text{N}$ $47^\circ 15' \text{W}$, 1940 a.s.l., Figure 1), where previous firm core studies revealed a temporal variability in accumulation rate [Fischer *et al.*, 1995]. In the percolation zone, covering more than one third of the ice sheet, melt-freeze cycles and other complex processes of snow metamorphosis cause a distinct layering of the snow pack [Benson, 1962]. Strong subsurface reflections were obtained by Zabel *et al.* [1995] using ground penetrating radar and snow pit studies along a 100 m transect at Dye-2 (66.5°N , 46.3°W). Similar, more recent studies

¹Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany.

²Gateway Antarctica, University of Canterbury, Christchurch, New Zealand.

³European Space Research and Technology Center, European Space Agency, Noordwijk, Netherlands.

⁴Institute of Geography, School of Geosciences, University of Edinburgh, Edinburgh, UK.

⁵Department of Geography and Environment, University of Aberdeen, Aberdeen, UK.

⁶Department of Earth Sciences, University College London, London, UK.

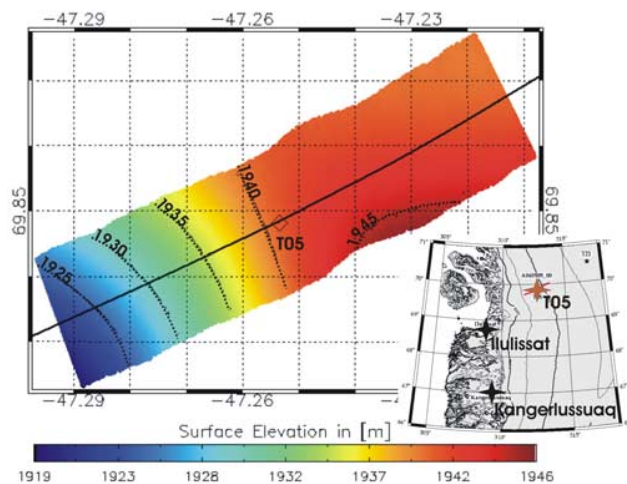


Figure 1. Laser scanner DEM of the region around T05 (diamond) with the subtrack of a 2.7 km long section of a nadir processed ASIRAS profile (black line). (inset) Map of studied area at the western flank of Greenland.

where obtained by *Scott et al.* [2006] around T05. Together, they satisfactorily showed that the uppermost strong reflector corresponded to an ice layer, which was buried with winter snow and originated from the previous summer melt. In our study we investigate the influence of the uppermost melt horizon on the ASIRAS echo and develop a new technique to measure winter snow-accumulation rate over extended areas of the percolation zone by using ASIRAS data and an adapted re-tracking technique.

2. Acquisition and Processing of Airborne and Ground-Based Measurements

[3] Airborne measurements were carried out by Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research (AWI) and ESA using the AWI Do-228 aircraft (Polar4) along a profile in western Greenland during the spring of 2004. The Polar4 was equipped with ASIRAS, an Airborne Laser Scanner (ALS), a single beam laser, an inertial navigation system and two GPS receivers. A ground station at Ilulissat was used for differential GPS post-processing. The ALS was operated at 80 Hz with a scan angle of 45° and the nadir looking laser was used to check the ALS quality. Measurements were conducted at height levels between 1100 and 1200 m above the ground surface, resulting in an ALS swath width of about 800 m and an ALS footprint separation of 1 m along- and 7 m across-track. The ASIRAS footprint is 15 m across track. The high along-track resolution of 4.5 m is achieved by SAR processing [Raney, 1998; Wingham *et al.*, 2006]. The accuracy of the ALS range measurements were tested in conjunction with a single beam laser along a runway, and were determined to be within the instruments stated specification of ± 3 cm. ASIRAS was calibrated using runway overflights and the ALS elevation model. The accuracy of ASIRAS after calibration was within ± 2 cm of the ALS elevation model.

[4] During the ASIRAS overflights, simultaneous ground measurements were made at site T05 on the Greenland EGIG line (Figure 1). These measurements provide infor-

mation on surface elevation and snowpack stratigraphy. Snow pits and shallow firn cores were used to characterize the density structure in the top 5 m of the snowpack and firn. Nine snow pits were dug to the previous year's summer surface, one at T05 and then at 1, 10, 100 and 1000 m intervals parallel and perpendicular to the EGIG line. These were to determine small to medium scale length changes in the density of the upper snowpack. In addition, an upward looking corner reflector was installed with its tip located 2.24 m above the snow surface to compare real surface elevation and surface elevation as measured by ASIRAS.

3. Signal Analysis — Re-Tracking of Surface and Internal Layers

[5] Preliminary analysis of ASIRAS data shows that in the dry snow zone the major part (approx. 80%) of the total backscattered energy originates from the upper 30 cm of the snowpack, whereas in spring in the percolation zone approx. 85% of the total backscattered energy is returned from below 30 cm. Furthermore, the received total power of a typical percolation zone echo is about 10 dB higher than the total power of a typical dry snow-zone echo. The reason for this disparity in backscatter is a dominant second peak in the waveform from the percolation zone. Figure 2a shows a series of normalized power echoes along a 2.7 km long profile near T05 measured in May 2004. Distorted echoes due to aircraft roll $>1^\circ$ were not used for this analysis. Qualitatively we can distinguish between the surface signal and a strong volume signal which appears about 1.5 m below the surface and which can be traced along the whole section. Figure 2b shows a typical power echo close to T05 where in

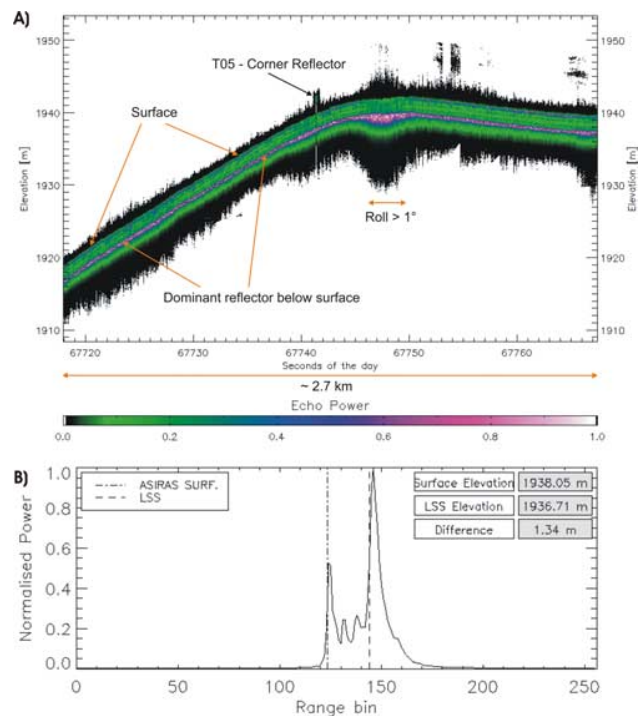


Figure 2. (a) Series of normalized ASIRAS power echoes near the test site T05. (b) A typical power echo in the percolation zone and re-tracking points of the surface and the last summer surface (LSS).

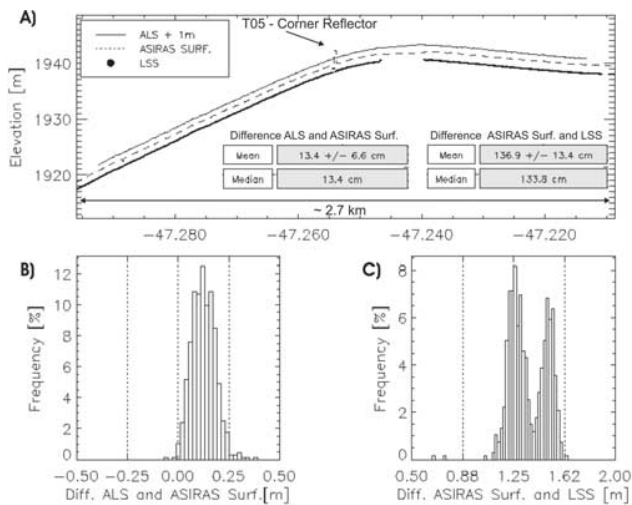


Figure 3. Percolation zone profile re-tracked with the threshold spline retracker algorithm. (a) ASIRAS surface and LSS compared to the ALS surface. (b) Histogram of surface elevation difference between ALS and ASIRAS surface. (c) Histogram of elevation differences between ASIRAS surface elevation and LSS.

addition to the surface signal (around range bin 122), a dominant volume signal (around range bin 143) appears.

[6] In order to track both the first part of the surface and the additional larger second peak, a modified re-tracker was used, termed here the Threshold-Spline Re-tracker Algorithm (TSRA). Its functionality is similar to the one of *Ferraro and Swift* [1995], where a threshold re-tracking point of 50% of the maximum peak amplitude was chosen as the surface elevation estimate. However, here it is applied to both peaks. An example for the performance of the re-tracker is shown for a typical waveform in Figure 2b. The left vertical line corresponds to the surface whereas the right vertical line shows the position of the re-tracked subsurface layer. Surface elevation statistics of the TSRA along the 2.7 km long profile show a mean difference between ALS and ASIRAS surface elevation of 0.13 ± 0.07 m (Figure 3a). This difference, also seen in the comparison of the measured and re-tracked corner reflector height, may be caused by the simplicity of the re-tracker which does not take into account the interaction of the radar altimeter pulse with the rough snow surface and the penetration of the radar pulse.

[7] The velocity of the electro-magnetic wave in snow was derived by the mixing formula of *Looyenga* [1965] using an average snow density of 420 kg m^{-3} , obtained from the snow pit measurements. This, together with the two way travel time, yields the median elevation difference between the ASIRAS surface and the lower dominant radar horizon of 1.37 ± 0.13 m (Figure 3c). Along the profile the power response of the subsurface horizon can be observed to be twice as high as the surface response, indicating a very strong density contrast between internal layers.

4. Winter Snow Accumulation Rate

[8] In the snow pits around T05, a clear melt horizon was found at 1.43 ± 0.04 m depth below the largely homogeneous winter snow pack. Similar pit characteristics and high

radar backscatter were obtained by *Jezeck et al.* [1994], when performing snowpit and surface-based microwave radar measurements at nearby Crawford Point (69.85°N and 47.12°W). Below the winter snowpack, a heterogeneous zone of metamorphosed snow and ice lenses is seen in shallow firn cores from T05. This change in density structure is responsible for the strong volume scattering within the ASIRAS echoes, which clearly exceeds the near surface return (Figure 2b).

[9] Small variations in the echo are visible between the surface and the last summer surface (LSS), which can be related to small density variations due to the presence of wind crusts (Figures 2a and 2b). However, these echoes have a lower amplitude than the much stronger reflection from the LSS and we therefore conclude, that the latter can be used to directly infer the amount of the winter accumulation rate within the test area. Along the test profile, a winter accumulation rate (over approx. eight months) of 63 ± 6 cm w.e. for 2003/2004 was calculated (where amount of accumulation rate is derived from elevations of ALS surface and ASIRAS-LSS and density is taken from snowpack measurements). This figure corresponds well with the average accumulation rate derived from field measurements (approx. 61 cm w.e.) in the nine snowpits.

[10] Analysis of the depth of LSS derived from ASIRAS along the test profile indicates a bimodal distribution with mean layer thickness of 1.30 m and 1.50 m, with 0.05 m and 0.03 m standard deviation, respectively (Figure 3c). If snow depths were unimodal, a difference in two way travel time corresponding to an apparent 0.2 m thickness variation could only be explained by a variation in snow density of about 60%. However, this variability in density is not observed in the winter snowpack near T05 where spatial variability of mean density is around 5%. Therefore, the difference in layer thickness in Figure 3a must be real and reflects a difference in the accumulation rate. Along the test profile, two clusters of surface gradients (derived from the ALS-DEM) are present, resulting from local ramp-like topography consisting of a slope (between 1920–1940 m) and a plateau (Figure 1). A strong correlation is found between surface gradient and accumulation rate (Figure 4), with higher accumulation rate in the ‘plateau’ area east of T05 (Figure 1) and lower accumulation rate at the slope. These two slope regimes finally cause the bimodal distribution in Figure 3c. Hence, the main influence on localized (<10 km) variations in winter accumulation rate are topo-

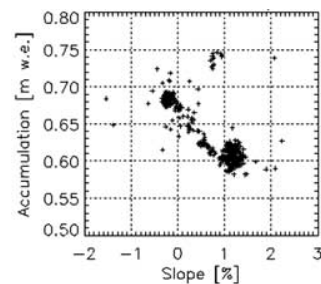


Figure 4. Dependency of the accumulation rate from the surface slope around T05. The accumulation rate is determined from the difference between ALS surface and ASIRAS last summer surface.

graphic undulations which affect snow distribution through drifting induced by strong katabatic winds.

[11] Along the test profile we observe the power response of the LSS to be twice as high as the surface response (Figures 2a and 2b), indicating a very strong density gradient between internal layers. The total backscatter is dominated by electro-magnetic wave scattering from large scatterers in the LSS, which has the effect of an almost complete loss of power for layers beneath the LSS. This indicates that measurements must be made annually, when studying temporal variations in winter accumulation rate changes in the percolation zone. The timing of measurements is also limited to a brief window before the onset of summer melt since a small amount of moisture in the surface snow significantly increases the damping factor of the electro-magnetic wave.

5. Summary and Conclusion

[12] Airborne and ground-based studies in the percolation zone of the Greenland Ice sheet reveal a clear density change between the late winter snowpack and the surface of previous summer melt. The strong density gradient at this interface generates the dominant ASIRAS echo that exceeds the surface signal. The development of a modified re-tracker enables the identification of both layers from which we can determine the surface elevation and the depth of the winter snowpack at larger spatial scales. In combination with field measurements of snow density (which can also be estimated for a late winter snowpack prior to the onset of melt), ASIRAS can therefore be used to derive winter accumulation rate. This approach could easily be extended to determine winter accumulation rates in percolation zones across poly-thermal Arctic glaciers and coastal areas of Antarctica. The technique would provide improved input data for estimates of winter accumulation for ice sheet mass balance. Therefore it could be of particular value given predictions of warming in the Arctic which would substantially increase the extent of Greenland's percolation zone [Drinkwater *et al.*, 2001]. Furthermore, the findings suggest that snow thickness on homogeneous sea ice could be determined, which is a critical parameter when estimating the sea ice thickness from freeboard measurements [Laxon *et al.*, 2003]. However, we suggest from the results shown in Figure 3c the minimal detectable snow thickness to be 0.3 to 0.4 m. Our results are therefore of value where measurements of winter accumulation rate are needed and could be greatly extended with a successful CryoSat 2 mission.

[13] **Acknowledgments.** CryoVEx 2004 was funded by ESA (C18677/04/NL/GS) and DLR ("Validierung von CryoSat-Produkten für Meereisdickenänderung und Höhenänderung kontinentaler Eisschilde und Schelfeise" - 50EE0505). Field measurements were funded by NERC (NER/O/S/2003/00620). Our thanks for logistical and technical support goes to K. Keller (Danish Polar Centre), R. Abbot (VECO Polar Resources), Kate (KISS), C. Mavrocordatos and M. Davidson (ESA), U. Nixdorf (AWI), technicians from RST and Optimare, and the air crew of DLR. Finally, the authors would like to thank the anonymous reviewers, whose comments and suggestions contributed to improving this paper.

References

Bales, R. C., J. R. McConnell, E. Mosley-Thompson, and G. Lamorey (2001), Accumulation map for the Greenland ice sheet: 1971–1990, *Geophys. Res. Lett.*, *28*, 2967–2970.

- Benson, C. S. (1962), Stratigraphic studies in the snow and firn of the Greenland ice sheet, *Res. Rep. 70*, Cold Reg. Res. and Eng. Lab., Hanover, N. H.
- Bolzan, J. F., and K. C. Jezek (2000), Accumulation rate changes in central Greenland from passive microwave data, *Polar Geogr.*, *24*, 98–112.
- Cullen, R., et al. (2006), ESA's new range of radar altimeters for the extraction of geophysical parameters from land, sea ice and ocean surfaces, paper presented at 15 Years of Progress in Radar Altimetry Symposium, Eur. Space Agency, Venice, Italy, 13–18 Mar.
- Davis, C. H. (1995), Synthesis of passive microwave and radar altimeter data for estimating accumulation rates of dry polar snow, *Int. J. Remote Sens.*, *16*(11), 2055–2067.
- Drinkwater, M. R., D. G. Long, and A. W. Bingham (2001), Greenland snow accumulation estimates from satellite radar scatterometer data, *J. Geophys. Res.*, *106*, 33,935–33,950.
- Ferraro, E. J., and C. T. Swift (1995), Comparison of retracking algorithms using airborne radar and laser altimeter measurements of the Greenland ice sheet, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, *33*, 700–707.
- Fischer, H., D. Wagenbach, M. Laternser, and W. Haeblerli (1995), Glaciometeorological and isotopic studies along the EGIG line, central Greenland, *J. Glaciol.*, *41*, 515–527.
- Hawley, R. L., E. M. Morris, R. Cullen, U. Nixdorf, A. P. Shepherd, and D. J. Wingham (2006), ASIRAS airborne radar resolves internal annual layers in the dry-snow zone of Greenland, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L04502, doi:10.1029/2005GL025147.
- Jezek, K. C., P. Gogineni, and M. Shanableh (1994), Radar measurements of melt zones on the Greenland ice sheet, *Geophys. Res. Lett.*, *21*, 33–36.
- Jungclauss, J. H., H. Haak, M. Esch, E. Roeckner, and J. Marotzke (2006), Will Greenland melting halt the thermohaline circulation?, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L17708, doi:10.1029/2006GL026815.
- Kanagaratnam, P., S. P. Gogineni, V. Ramasami, and D. Braaten (2004), A wideband radar for high-resolution mapping of near-surface internal layers in glacial ice, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, *42*, 483–490.
- Laxon, S., H. Peacock, and D. Smith (2003), High interannual variability of sea ice thickness in the Arctic region, *Nature*, *425*, 947–950.
- Looyenga, H. (1965), Dielectric constant of heterogeneous mixtures, *Physica*, *31*(3), 401–406.
- Mavrocordatos, C., E. Altema, M. Davidson, H. Lentz, and U. Nixdorf (2004), Development of ASIRAS (Airborne SAR/Interferometric Altimeter System), *IEEE Int. Geosci. Remote Sens. Symp.*, *4*, 2465–2467.
- Munk, J., K. C. Jezek, R. R. Forster, and S. P. Gogineni (2003), An accumulation map for the Greenland dry-snow facies derived from spaceborne radar, *J. Geophys. Res.*, *108*(D9), 4280, doi:10.1029/2002JD002481.
- Nghiem, S. V., K. Steffen, G. Neumann, and R. Huff (2005), Mapping of ice layer extent and snow accumulation in the percolation zone of the Greenland ice sheet, *J. Geophys. Res.*, *110*, F02017, doi:10.1029/2004JF000234.
- Raney, R. K. (1998), Delay/doppler radar altimeter, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, *36*, 1578–1588.
- Scott, J. B. T., P. Nienow, D. Mair, V. Parry, E. Morris, and D. J. Wingham (2006), Importance of seasonal and annual layers in controlling backscatter to radar altimeters across the percolation zone of an ice sheet, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L24502, doi:10.1029/2006GL027974.
- Van der Veen, C. J., D. H. Bromwich, B. M. Csatho, and C. Kim (2001), Trend surface analysis of Greenland accumulation, *J. Geophys. Res.*, *106*, 33,909–33,918.
- Wingham, D., et al. (2006), Cryosat: A mission to determine the fluctuations in Earth's land and marine ice fields, *Adv. Space Res.*, *37*, 841–871.
- Zabel, I. H. H., K. C. Jezek, P. A. Baggeroer, and S. P. Gogineni (1995), Ground-based radar observations of snow stratigraphy and melt processes in the percolation facies of the Greenland ice sheet, *Ann. Glaciol.*, *21*, 40–44.

R. Cullen, European Space Research and Technology Center, European Space Agency, NL-2200 Noordwijk, Netherlands.

V. Helm, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Am Alten Hafen 26, D-27580 Bremerhaven, Germany. (vhelm@awi-bremerhaven.de)

D. Mair, Department of Geography and Environment, University of Aberdeen, Elphinstone Road, Aberdeen AB24 3UF, UK.

P. Nienow and V. Parry, Institute of Geography, School of Geosciences, University of Edinburgh, Edinburgh EH8 9XP, UK.

W. Rack, Gateway Antarctica, University of Canterbury, Christchurch, New Zealand.

D. J. Wingham, Department of Earth Sciences, University College London, Gower Street, London WC1E 6BT, UK.

Abbildungsverzeichnis

1.1	Übersicht der Befliegungen	10
2.1	Flugzeugskizze	15
2.2	Orientierung der Achsen relativ zur Flugzeuggeometrie	18
2.3	Schema der Bestimmung ALS Level1B-Daten	20
2.4	Schema der Bestimmung des ALS Level1 Korrekturfaktors	22
2.5	Bestimmung des ALS Level1-Korrekturfaktors	22
2.6	Höhenmodell über Meereis	23
2.7	Übersicht der ASIRAS Prozessoren	24
2.8	Detailliertes ASIRAS-Prozessordigramm	26
3.1	Pulslimitiertes Radar	28
3.2	Verlauf der Winkelauflösung	30
3.3	Abbildungsgeometrie	31
3.4	Antennengeometrie und deren Auswirkung	32
3.5	Zielentfernungsänderung in der Range-Azimut Domäne	33
3.6	Zielentfernungsänderung in der Range-Doppler Domäne	34
3.7	Range-Doppler Daten	34
3.8	Sortierte Doppler Beams	35
3.9	Level1b-Echo	36
3.10	Schemazeichnung der interferometrie.	37
3.11	Echoanpassung mittels OCOG-Tracker	38
3.12	Echoanpassung mittels Beta-Tracker	39
3.13	Echo angepasst mit dem E-retracker	40
3.14	Echoanpassung mittels CryoSat-Tracker	41
3.15	Echo angepasst mit dem CryoSat-retracker	42
3.16	Echo angepasst mit dem SSM-retracker	44
3.17	Echo angepasst mit dem TSRA-retracker	45
3.18	Orientierung der Achsen im flugzeugfesten Referenzsystem	48
4.1	GPS Basistest	54
4.2	GPS Antenna Distance	55
4.3	Schema der Bestimmung des Zeitversatzes durch Kreuzkorrelation	56
4.4	Bestimmung des Zeitversatzes durch Korrelation	58
4.5	Zeitversatz zwischen INS pitch und GPS pitch	58
4.6	Schema der Bestimmung des Zeitversatzes durch Kreuzkorrelation	59
4.7	Landebahnüberflug Longyearbyen	61
4.8	Höhenmodell über Meereis	62
4.9	Schema der Bestimmung des Zeitversatzes durch Kreuzkorrelation	63

4.10	Vergleich ALS und ASIRAS Höhe	64
4.11	GPS-Profil über einem CR	66
4.12	ASIRAS Rohdaten eines Radarreflektor	67
5.1	Kreuzflüge über Flughafengebäude	68
5.2	Bestimmung der Einbauwinkel mithilfe von Kreuzflügen	69
5.3	Identifizierung der Referenzpunkte	69
5.4	Differenz der Höhenmodelle vor und nach Korrektur	71
5.5	Übereinstimmung der Eckpunkte mit eingemessenen Koordinaten	72
5.6	Bestimmung der Einbauwinkel mithilfe eines GPS-Bodenprofils	73
5.7	Differenz des Landebahnhöhenmodells mit GPS Profile	75
5.8	Bestimmung der Einbauwinkel mithilfe von Kreuzflügen	75
5.9	Differenz der Höhenmodelle über Landebahn vor und nach Korrektur	77
5.10	Differenz der Höhenmodelle über Austfonna vor und nach Korrektur	78
6.1	Vergleich ALS und ASIRAS Höhe über Landebahn	83
6.2	Bestimmung des CR Versatzes an Rohdaten	86
6.3	Bestimmung des Versatzes $\Delta_{h_{CR}}$ mithilfe ASIRAS Level1B-Daten	88
6.4	Bestimmung der Phasenversatzkorrektur mithilfe ASIRAS Rohdaten	89
6.5	ASIRAS echos mit und ohne Phasenversatzkorrektur	90
6.6	Bestimmung der interferometrischen Phaseüber CR	91
7.1	ASIRAS Radargramme der Landebahnen	94
7.2	ASIRAS Radargramm der Trockenschneezone	95
7.3	ASIRAS Radargramm der Perkolationszone von Grönland	98
7.4	ASIRAS Radargramm der Akkumulationszone von Austfonna	100
7.5	ASIRAS Radargramm der Akkumulationszone von Austfonna	103
7.6	Vergleich ALS mit unkorrigiertem ASIRAS-DEM	104
7.7	Antennencharakteristik quer zur Flugrichtung	105
7.8	Theoretische Rollkorrektur	106
7.9	Vergleich ALS mit rollkorrigiertem ASIRAS-DEM	106
7.10	Vergleich ALS mit Roll- und Neigungskorrigiertem ASIRAS-DEM	107
7.11	Vergleich ALS mit ASIRAS DEM	109
7.12	Statistik des Differenzhöhenmodells	110
8.1	Rauhigkeitsmodelle	113
8.2	Differenzhöhenmodell	117
8.3	ASIRAS Echos der beiden Zonen über Austfonna	118
8.4	ASIRAS Radargramme verschiedener Zonen, über Austfonna	119
8.5	ASIRAS Echos der beiden Zonen über Devon	120
8.6	ASIRAS Radargramme verschiedener Zonen über Devon	121
8.7	ASIRAS Echos verschiedener Zonen über Grönland	122
8.8	ASIRAS Radargramme verschiedener Zonen über Grönland	123
8.9	Differenzhöhe zwischen ALS und ASIRAS im Vergleich mit der Power	126
C.1	Fehler des Scanwinkels	155
C.2	Zeitsprünge innerhalb eines Scans	156
C.3	Abweichungen des Zeitstempels des ersten Schusses im Scan bzgl. Synctime	157
C.4	Reset des Synccounter	159

C.5	Bestimmung des ALS λ 1-Korrekturfaktors	160
C.6	Höhenmodell über Meereis	161
D.1	Vergleich ALS mit ASIRAS (OCO \bar{G}) - RW	162
D.2	Vergleich ALS mit ASIRAS (TSRA) - RW	163
D.3	Vergleich ALS mit ASIRAS (ERET) - RW	163
D.4	Vergleich ALS mit ASIRAS (WRET) - RW	164
D.5	Vergleich ALS mit ASIRAS (SSMRET) - RW	164
D.6	Vergleich ALS mit ASIRAS (OCO \bar{G}) - RW	165
D.7	Vergleich ALS mit ASIRAS (TSRA) - RW	166
D.8	Vergleich ALS mit ASIRAS (ERET) - RW	166
D.9	Vergleich ALS mit ASIRAS (WRET) - RW	167
D.10	Vergleich ALS mit ASIRAS (SSMRET) - RW	167
D.11	Vergleich ALS mit ASIRAS (OCO \bar{G}) - TZ	168
D.12	Vergleich ALS mit ASIRAS (TSRA) - TZ	169
D.13	Vergleich ALS mit ASIRAS (ERET) - TZ	169
D.14	Vergleich ALS mit ASIRAS (WRET) - TZ	170
D.15	Vergleich ALS mit ASIRAS (SSMRET) - TZ	170
D.16	Vergleich ALS mit ASIRAS (OCO \bar{G}) - PZ	171
D.17	Vergleich ALS mit ASIRAS (TSRA) - PZ	172
D.18	Vergleich ALS mit ASIRAS (ERET) - PZ	172
D.19	Vergleich ALS mit ASIRAS (WRET) - PZ	173
D.20	Vergleich ALS mit ASIRAS (SSMRET) - PZ	173
D.21	Vergleich ALS mit ASIRAS (OCO \bar{G}) - PZ	174
D.22	Vergleich ALS mit ASIRAS (TSRA) - PZ	175
D.23	Vergleich ALS mit ASIRAS (ERET) - PZ	175
D.24	Vergleich ALS mit ASIRAS (WRET) - PZ	176
D.25	Vergleich ALS mit ASIRAS (SSMRET) - PZ	176
D.26	Vergleich ALS mit ASIRAS (OCO \bar{G}) - Austfonna	177
D.27	Vergleich ALS mit ASIRAS (TSRA) - Austfonna	178
D.28	Vergleich ALS mit ASIRAS (ERET) - Austfonna	178
D.29	Vergleich ALS mit ASIRAS (WRET) - Austfonna	179
D.30	Vergleich ALS mit ASIRAS (SSMRET) - Austfonna	179
D.31	Vergleich ALS mit ASIRAS (OCO \bar{G}) - Austfonna	180
D.32	Vergleich ALS mit ASIRAS (TSRA) - Austfonna	181
D.33	Vergleich ALS mit ASIRAS (ERET) - Austfonna	181
D.34	Vergleich ALS mit ASIRAS (WRET) - Austfonna	182
D.35	Vergleich ALS mit ASIRAS (SSMRET) - Austfonna	182
E.1	Höhenmodell des Südprofiles über Austfonna	183
E.2	Vergleich ALS mit ASIRAS (TSRA), Südprofiles über Austfonna	184
E.3	ASIRAS Rauzigkeit des Südprofiles über Austfonna	184
E.4	ASIRAS Korrelationslänge entlang des Südprofiles über Austfonna	185
E.5	ASIRAS P_{MAX} entlang des Südprofiles über Austfonna	185
E.6	ALS Rauzigkeit entlang des Südprofiles über Austfonna	186
E.7	Höhenmodell des Nordprofiles über Austfonna	187
E.8	Vergleich ALS mit ASIRAS (TSRA), Nordprofiles über Austfonna	188
E.9	ASIRAS Rauzigkeit des Nordprofiles über Austfonna	188

E.10 ASIRAS Korrelationslänge entlang des Nordprofiles über Austfonna	189
E.11 ASIRAS P_{MAX} entlang des Nordprofiles über Austfonna	189
E.12 ALS Rauigkeit entlang des Nordprofiles über Austfonna	190
E.13 Höhenmodell des Südprofiles über Devon	191
E.14 Vergleich ALS mit ASIRAS (TSRA), Südprofiles über Devon	192
E.15 ASIRAS Rauigkeit des Südprofiles über Devon	192
E.16 ASIRAS Korrelationslänge entlang des Südprofiles über Devon	193
E.17 ASIRAS P_{MAX} entlang des Südprofiles über Devon	193
E.18 ALS Rauigkeit entlang des Südprofiles über Devon	194
E.19 Höhenmodell des Nordprofiles über Devon	195
E.20 Vergleich ALS mit ASIRAS (TSRA), Nordprofiles über Devon	196
E.21 ASIRAS Rauigkeit des Nordprofiles über Devon	196
E.22 ASIRAS Korrelationslänge entlang des Nordprofiles über Devon	197
E.23 ASIRAS P_{MAX} entlang des Nordprofiles über Devon	197
E.24 ALS Rauigkeit entlang des Nordprofiles über Devon	198
E.25 Höhenmodell des Westprofiles über Grönland	199
E.26 Vergleich ALS mit ASIRAS (TSRA), Westprofiles über Grönland	200
E.27 ASIRAS Rauigkeit des Westprofiles über Grönland	200
E.28 ASIRAS Korrelationslänge entlang des Westprofiles über Grönland	201
E.29 ASIRAS P_{MAX} entlang des Westprofiles über Grönland	201
E.30 ALS Rauigkeit entlang des Westprofiles über Grönland	202
E.31 Höhenmodell des Ostprofiles über Grönland	203
E.32 Vergleich ALS mit ASIRAS (TSRA), Ostprofiles über Grönland	204
E.33 ASIRAS Rauigkeit des Ostprofiles über Grönland	204
E.34 ASIRAS Korrelationslänge entlang des Ostprofiles über Grönland	205
E.35 ASIRAS P_{MAX} entlang des Ostprofiles über Grönland	205
E.36 ALS Rauigkeit entlang des Ostprofiles über Grönland	206

Tabellenverzeichnis

2.1	Messgeräteinstallation im D-CODE Referenzsystem	15
2.2	Leistungsspezifikation ASIRAS	16
2.3	Leistungsspezifikation des Laserscanners	17
2.4	Leistungsspezifikation des LD90	17
2.5	Leistungsspezifikation des INS	18
2.6	ALS_L1 Fehlerbeschreibung	21
4.1	Ergebnisse der INS Kreuzkorrelation	57
4.2	Ergebnisse der ALS Kreuzkorrelation	60
5.1	Statistik zur Kalibrierung mithilfe von Kreuzflügen	70
5.2	Statistik zur Kalibrierung mithilfe GPS-Profil	74
5.3	Statistik zur Kalibration ohne markante Punkte	76
6.1	Ergebnisse der Δ_H -Berechnungen	84
6.2	Vergleich des ALS und ASIRAS über Landebahn	84
6.3	'Corner reflector' Analyse	87
6.4	Phasenfaktor	89
7.1	Ergebnisse der Höhenmodellvergleiche - Landbahn	95
7.2	Ergebnisse der Höhenmodellvergleiche - Trockenschneezone	96
7.3	Ergebnisse der Höhenmodellvergleiche - Perkolationszone	97
7.4	Ergebnisse der Höhenmodellvergleiche - Austfonna Eisschild	101
8.1	Statistik zur Rauigkeitsanalyse	124
A.1	Parametertypen	132
A.2	Binäres DGPS Format	132
A.3	Binäres INS Format	133
B.1	ALS Schielwinkel der Kampagne ASIRAS_04_02	139
B.2	Ergebnisse der INS Kreuzkorrelation der Kampagne ASIRAS_04_02	139
B.3	ALS Zeitversätze der Kampagne ASIRAS_04_02	139
B.4	ASIRAS processing	141
B.5	ALS Schielwinkel der Kampagne ASIRAS_04_03	142
B.6	Ergebnisse der INS Kreuzkorrelation der Kampagne ASIRAS_04_03	142
B.7	ALS Zeitversatz der Kampagne ASIRAS_04_03	142
B.8	ASIRAS processing	144
B.9	ALS Schielwinkel der Kampagne ASIRAS_05_01	145
B.10	Ergebnisse der INS Kreuzkorrelation der Kampagne ASIRAS_05_01	145

B.11 ASIRAS processing	147
B.12 ALS Schielwinkel der Kampagne ASIRAS_07_02	149
B.13 Ergebnisse der INS Kreuzkorrelation der Kampagne ASIRAS_07_02	149
B.14 ASIRAS processing	153

Literaturverzeichnis

- Alley, R. B., J. F. Bolzan, and I. M. Whillians (1982). Polar firn densification and grain growth. *Annals of Glaciology* 3, 7–11.
- Anzenhofer, M., C. K. Shum, and M. Rentsh (1999, 01/1999). Coastal altimetry and applications. Technical Report 464, Department of Civil and Environmental Engineering and Geodetic Science, The Ohio State University.
- Baek, S., O. Kwoun, A. Braun, Z. Lu, and C. K. Shum (2005). Digital Elevation Model of King Edward VII Peninsula, West Antarctica, From SAR Interferometry and ICESat Laser Altimetry. *IEEE GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING LETTERS* 2(4), 413–417.
- Bamber, J. and J. L. Gomez-Dans (2005). The accuracy of digital elevation models of the Antarctic continent. *Earth and Planetary Science Letters* 237, 516–523.
- Bamber, J. L. (1994). Ice sheet altimeter processing scheme. *Int. J. Remote Sens.* 15(4), 925–938.
- Benson, C. S. (1962). Stratigraphic studies in the snow and firn of the greenland ice sheet. *CRREL Res. Rep.* 70.
- Benveniste, J., F. Blanc, C. Boissier, C. Brossier, S. Houry, F. Jourdin, P. Mazzega, J. F. Minster, F. Remy, and P. Vincent (1991). Precision of regional mean sea level and continental ice sheet topography as determined by satellite altimetry. *Advances in Space Research* 11(3), 87–92.
- Brenner, A. C., R. A. Bindschadler, R. H. Thomas, and H. J. Zwally (1983). Slope-induced errors in radar altimetry over continental ice sheets. *J. Geophys. Res* 88(C3), 1617–1623.
- Brown, G. S. (1977). Average impulse response of a rough surface and its applications. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation* AP-25(1), 67–74.
- Colbeck, S. C. (1982). An overview of seasonal snow metamorphism. *Rev. Geophys. and Space. Phys.* 20(1), 45–61.
- Cullen, R. (2006, 09/09/2007). Asiras - product description. Technical Report 2.5, ESA.
- Cullen, R., M. W. J. Davidson, M. R. Drinkwater, C. R. Francis, C. Haas, R. L. Hawley, C. Mavrocordatos, E. M. Morris, W. Rack, G. Ratier, P. Viau, and D. J. Wingham (2006). Esas new range of radar altimeters for the extraction of geophysical parameters from land, sea ice and ocean surfaces. *Proc Radar Altimeter Symposium*.
- Cummings, I. G. and F. H. Wong (2005). *Digital Processing of Synthetic Aperture Radar Data: algorithms and implementation*. Artech House.

- Davis, C. H. (1996). Temporal change in the extinction coefficient of snow on the greenland ice sheet from an analysis of seasat and geosat altimeter data. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 34(5), 1066–1073.
- Davis, C. H. and R. K. Moore (1993). A combined surface- and volume-scattering model for ice-sheet radar altimetry. *J. Glaciol.* 39(133), 675.
- Drinkwater, M. (2003). Cryosat science report. Technical report, ESA, <http://www.esa.int/livingplanet/cryosat>.
- Drinkwater, M. R., D. G. Long, and A. W. Bingham (2001). Greenland snow accumulation estimates from satellite radar scatterometer data. *Journal of Geophysical Research D: Atmospheres* 106(D24), 33935–33950.
- Dunse, T., O. Eisen, W. Helm, V. Rack, D. Steinhage, and V. Parry (2008). Characteristics and small-scale variability of GPR signals and their relation to snow accumulation in Greenlands percolation zone. *Journal of Glaciology* 55(185), in press.
- Femenias, P., F. Remy, R. Raizonville, and J. F. Minster (1993). Analysis of satellite-altimeter height measurements above continental ice sheets. *J. Glaciol.* 39(133), 591.
- Ferraro, E. J. and C. T. Swift (1994). Mapping the diagenetic zone transitions of greenland using the aafe airborne radar altimeter. In *IGARSS*, Volume 4, pp. 1935–1937.
- Ferraro, E. J. and C. T. Swift (1995a). Comparison of retracking algorithms using airborne radar and laser altimeter measurements of the greenland ice sheet. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 33(3), 700–707.
- Ferraro, E. J. and C. T. Swift (1995b). Measuring geophysical parameters of the greenland ice sheet using airborne radar altimetry. *J. Glaciol.* 41(139), 607–618.
- Fischer, H., D. Wagenbach, M. Laternser, and W. Haeberli (1995). Glacio-meteorological and isotopic studies along the egig line, central greenland. *J. Glaciol.* 41(139), 515–527.
- Flach, J. D., K. C. Partington, C. Ruiz, E. Jeansou, and M. R. Drinkwater (2005). Inversion of the surface properties of ice sheets from satellite microwave data. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 43(4), 743–752.
- Gow, A. J. (1969). On the rates of growth of grain sizes and crystals in South polar firn. *Journal of Glaciology* 8(53), 241–252.
- Group, C. S. A. (2001). Cryosat calibration & validation concept. Technical report, Centre for Polar Observation & Modelling, University College London, Department of Space & Climate Physics University College London Pearson Building, Gower St. London WC1E 6BT.
- Hanssen, R. F. (2001). *Radar Interferometry - Data Interpretation and Error Analysis*. Kluwer Academic Publishers.
- Hawley, R. L., E. M. Morris, R. Cullen, U. Nixdorf, A. P. Shepherd, and D. J. Wingham (2006). Asiras airborne radar resolves internal annual layers in the dry-snow zone of greenland. *Geophys. Res. Lett.* 33(4), art. no. L04502.

- Helm, V. (2008). CryoVEx 2007 - Data acquisition and final processing report. Technical report, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany.
- Helm, V., S. Hendricks, S. Goebell, W. Rack, C. Haas, U. Nixdorf, and T. Boebel (2006, 22/02/2006). Cryovex 2004 and 2005 (bob) data acquisition and final report. Technical Report 1.0, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany.
- Helm, V., W. Rack, R. Cullen, P. Nienow, D. Mair, V. Parry, and D. J. Wingham (2007). Winter accumulation in the percolation zone of greenland measured by airborne radar altimeter. *Geophys. Res. Lett.* 34, L06501.
- HONEYWELL. Honeywell - inertial navigation system. Technical report.
- Jensen, J. R. (1999). Angle measurement with a phase monopulse radar altimeter. *Antennas and Propagation, IEEE Transactions* 47(4), 715–724.
- Klausing, H. and W. Holpp (Eds.) (2000). *Radar mit realer und synthetischer Apertur*. Oldenbourg Verlag München Wien.
- Klausing, H., W. Holpp, S. Buckreuß, P. Honold, W. Keydel, E. Baur, and A. Moreira (2000). *Radar mit realer und synthetischer Apertur - Konzeption und Realisierung*. Oldenbourg Verlag München Wien.
- Kobayashi, S. (1980). Studies on Interaction between Wind and Dry Snow Surface. *Contrib. Inst. Low Temp. Sci.* A29, 1–64.
- Kobayashi, S. and T. Ishida (1979). Interaction between Wind and Dry Snow Surface. *Boundary-Layer Meteorologie* 16, 35–47.
- Landtwing, S. (2005). Airborne laser scanning - genauigkeitsinformationen für den auswertungsprozess. Master's thesis, ETH-Eidgenössische Technische Hochschule Zürich.
- Ledroit, M., F. Rémy, and J.-F. Minster (1993). Observations of the Antarctic ice sheet with the Seasat scatterometer: relation to katabatic-wind intensity and direction. *Journal of Glaciology* 39, 385–396.
- Lentz, H., H. M. Braun, M. Younis, C. Fischer, W. Wiesbeck, and C. Mavrocordatos (2002). Concept and realization of an airborne sar/interferometric radar altimeter system (asiras). In *IGARSS*, Volume 6, pp. 3099–3101.
- Liu, H., K. C. Jezek, B. Li, and Z. Zhao (2001). Radarsat antarctic mapping project digital elevation model version 2. boulder co national snow and ice data center, digital media.
- Machguth, H., O. Eisen, F. Paul, and M. Hoelzle (2006). Strong spatial variability of snow accumulation observed with helicopter-borne gpr on two adjacent alpine glaciers. *Geophys. Res. Lett.* 33, L13503.
- Martin, T. V., H. J. Zwally, A. C. Brenner, and R. A. Bindschadler (1983). Analysis and retracking of continental ice sheet radar altimeter waveforms. *J. Geophys. Res.* 88(C3), 1608–1616.

- Mavrocordatos, C., E. Altema, M. Davidson, H. Lentz, and U. Nixdorf (2004). Development of asiras (airborne sar/interferometric altimeter system). In *IGARSS*, Volume 4, pp. 2465–2467.
- Newkirk, M. H. and G. S. Brown (1996). Waveform model for surface and volume scattering from ice and snow. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 34(2), 444–456.
- Nghiem, S., K. Steffen, G. Neumann, and R. Huff (2005). Mapping of ice layer extent and snow accumulation in the percolation zone of the greenland ice sheet. *J. Geophys. Res.* 110, F02017.
- Noveltis, C. Ruiz, E. Jeansou, D. Flach, K. Partington, N. Walker, and F. Remy (2003, 12). Synergetic Use of Remote Sensing Data in Ice Sheet Snow Accumulation and Topographic Change Estimates. ESA.
- Parry, V., P. Nienow, D. Mair, J. Scott, B. Hubbard, and E. M. Morris (2006). Investigations of meltwater refreezing and density variations in the snowpack and firn within the percolation zone of the greenland ice sheet. *Ann. Glaciol.*, (submitted).
- Partington, K. C., J. K. Ridley, C. G. Rapley, and H. J. Zwally (1989). Observations of the surface properties of the ice sheets by satellite radar altimetry. *J. Glaciol.* 35(120), 267–275.
- Paterson, W. S. B. (1994). *The physics of glaciers. 3rd edition* (3 ed.). Elsevier Science Limited.
- Pfeffer, W. T. and N. F. Humphrey (1996). Determination of timing and location of water movement and ice-layer formation by temperature measurements in sub-freezing snow. *J. Glaciol.* 42(141), 292–304.
- Pfeffer, W. T. and N. F. Humphrey (1998). Formation of ice layers by infiltration and refreezing of meltwater. *Ann. Glaciol.* 26, 83–91.
- Raney, R. (1998). The delay/doppler radar altimeter. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 36(5), 1578–1588.
- Remy, F., P. Mazzega, C. Houry, S. Brossier, and J. Minster (1989). Mapping of the topography of continental ice by inversion of satellite-altimetry data. *Journal of Glaciology* 35(119), 98–107.
- Remy, F. and J. F. Minster (1993). Precise altimetric topography in ice-sheet flow studies. *Annals of Glaciology* 17, 195–200.
- Remy, F., J. F. Minster, and P. Femenias (1993, November). Monitoring continental ice sheets by satellite altimetry. *Advances in Space Research* 13(11), 353–359.
- Remy, F. D., P. Shaeffer, and B. Legresy (1999). Ice flow physical processes derived from the ers-1 high-resolution map of the antarctica and greenland ice sheets. *Geophys. J. Int.* 139(3), 645–656.
- RIEGL (2001). Ld90-3hip laser distance sensor - user's manual. Technical report.
- RIEGL (2003, 22/01/2003). Laser mirror scanner lms-q280 technical documentation and user's instructions. Technical Report Version 01/03 CE.

- Roemer, S., B. Legresy, M. Horwath, and R. Dietrich (2007, February). Refined analysis of radar altimetry data applied to the region of the subglacial lake Vostok/Antarctica. *Remote Sensing Of Environment* 106(3), 269–284.
- Rotschky, G., W. Rack, W. Dierking, and H. Oerter (2006, April). Retrieving snowpack properties and accumulation estimates from a combination of SAR and scatterometer measurements. *IEEE Transactions On Geoscience And Remote Sensing* 44(4), 943–956.
- RST (2005, 13/06/2005). ASIRAS design description. Technical Report ASIRAS-RST-ADD-0001.
- Spren, G., L. Kaleschke, and G. Heygster (2008). Sea ice remote sensing using AMSR-E 89-GHz channels. *J. Geophys. Res.* 113, C02S03.
- Stenseng, L., S. Hvidegaard, H. Skourup, R. Forsberg, C. Anderson, S. Hanson, R. Cullen, and V. Helm (2007). Airborne lidar and radar measurements in and around Greenland - Cryovex 2006. Technical report, Danish National Space Center.
- Ulaby, F. T., R. Moore, and A. K. Fung (1982). *Microwave Remote Sensing - Active and Passive - Volume 2: Radar Remote Sensing and Surface Scattering and Emission Theory*. Addison-Wesley Publishing Company.
- Ulaby, F. T., R. Moore, and A. K. Fung (1986). *Microwave Remote Sensing - Active and Passive - Volume 3: From Theory to Applications*. Addison-Wesley Publishing Company.
- Vetterling, W. T., S. A. Teukolsky, W. H. Press, and B. P. Flannery (2002). *Numerical Recipes in C++, The Art of Scientific Computing* (2nd Edition ed.). Cambridge: Cambridge University Press.
- Wesche, C., O. Eisen, H. Oerter, D. Schulte, and D. Steinhage (2007). Surface topography and ice flow in the vicinity of the EDML deep-drilling site, Antarctica. *Journal of Glaciology* 53(182), 442–448.
- Wingham, D., C. R. Francis, S. Baker, C. Bouzinac, R. Cullen, P. de Chateau-Thierry, S. W. Laxon, U. Mallow, C. Mavrocordatos, L. Phalippou, G. Ratier, L. Rey, F. Rostan, P. Viau, and D. Wallis (2006). Cryosat: A mission to determine the fluctuations in Earth's land and marine ice fields. *Adv. Space Res.* 37(2006), 841–871.
- Wingham, D. J., C. G. Rapley, and H. Griffiths (1986, September). New techniques in satellite altimeter tracking systems. In *Proceedings of the IGARSS Symposium*, Volume SP-254, Zurich, pp. 1339–1344. Guyenne, T.D. and Hunt, J.J. (European Space Agency).
- Yu, Y., X. M. Cai, and X. S. Qie (2007, September). Influence of topography and large-scale forcing on the occurrence of katabatic flow jumps in Antarctica: Idealized simulations. *Advances In Atmospheric Sciences* 24(5), 819–832.
- Zwally, H. J. and L. Jun (2002). Seasonal and interannual variations of firn densification and ice-sheet surface elevation at the Greenland summit. *J. Glaciol.* 48(161), 199–207.
- Zwally, H. J., B. Schutz, W. Abdalati, J. Abshire, C. Bentley, A. Brenner, J. Bufton, J. Dezio, D. Hancock, D. Harding, T. Herring, B. Minster, K. Quinn, S. Palm, J. Spinhirne, and R. Thomas (2002). Icesat's laser measurements of polar ice, atmosphere, ocean, and land. *J. Geodyn.* 34(3-4), 405.

Danksagung

Danken möchte ich allen, die mich im Laufe der Arbeit unterstützten und mir zur Seite standen. Ganz besonderer Dank gilt Stefan Hendricks der stets als persönlicher IDL-Support am anderen Ende der Leitung mit den rechten Tips, Tricks und Kniffen zur Hilfe eilte. Auch für die fruchtbaren Diskussionen und Hilfestellung danke ich ihm. Stetige Unterstützung fand ich bei Wolfgang Rack, gegen Ende auch über große Entfernungen hinweg. Vielen Dank. Auch an meine beiden treuen Zimmergefährten sowie der gesamten Glaziologie ein großes Dankeschön, da durch Euch viel Freude, Ideen und interessante Gedanken, insbesondere während der gemeinsamen Mittags bzw. Kuchenstunden, Eingang in den täglichen Institutsbesuch fanden.

Name : Datum

Anschrift :

Erklärung

Hiermit versichere ich, dass ich

1. die Arbeit ohne unerlaubte fremde Hilfe angefertigt habe,
2. keine anderen als die von mir angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt habe und
3. die den benutzten Werken wörtlich oder inhaltlich entnommenen Stellen als solche kenntlich gemacht habe.

_____, den

(Unterschrift)

