

**TECHNISCHE
UNIVERSITÄT
DRESDEN**

INSTITUT FÜR PLANETARE GEODÄSIE
PROFESSUR FÜR GEODÄTISCHE ERDSYSTEMFORSCHUNG

MASTERARBEIT

ZUM THEMA

Validierung satellitengestützter Oberflächenhöhen und Höhenänderungsraten in Nordostgrönland unter Verwendung von digitalen Geländemodellen

Autor:

Erik LOEBEL
Matrikel-Nr.: 3873612

Betreuer:

Dr. rer. nat. Veit HELM
Alfred-Wegener-Institut

Dr.-Ing. Mirko SCHEINERT
Technische Universität Dresden

Prof. Dr.-Ing. Martin HORWATH
Technische Universität Dresden

Eingereicht am: 14. Oktober 2019
Verteidigt am: 8. November 2019



Aufgabenstellung für die Masterarbeit

Studiengang: Geodäsie

Name: Loebel, Erik

Thema: Validierung satellitengestützter Oberflächenhöhen und Höhenänderungsraten in Nordostgrönland unter Verwendung von digitalen Geländemodellen
Validation of satellite-based surface heights and height-change rates in northeast Greenland by means of digital terrain models

Zielsetzung:

Der Massenverlust der kontinentalen Eisschilde in Grönland und Antarktika trägt entscheidend zum Anstieg des globalen Meeresspiegels bei. Die genaue Bestimmung der Eismassenbilanz sowie das Eingrenzen und Minimieren von Unsicherheiten steht im Fokus aktueller Polarforschung und ist essentiell für die Interpretation und Prädiktion von Änderungen. Die Bestimmung der Massenbilanz erfolgt u. A. mit Hilfe satellitengestützter Höhenabstandsmessungen (Altimetrie). Derzeit umkreisen mehrere Satelliten auf verschiedenen Orbits die Erde (CryoSat-2, Sentinel-3, SARAL-Altika, ICESAT-2). Die Charakteristika der dabei eingesetzten Sensoren und Messverfahren unterscheiden sich, was letztlich zu Unterschieden in der abgeleiteten Oberflächenhöhe und damit zu voneinander abweichenden Höhenänderungsraten führt.

Die zentrale Aufgabe des Kandidaten besteht in der Prozessierung der verschiedenen Altimetriedaten entlang einzelner Subsatellitenspuren im Arbeitsgebiet. Die Ergebnisse der verschiedenen Missionen sollen vergleichend analysiert werden. Fokus soll hierbei auf verschiedene Retracking-Algorithmen und Korrekturen (insbes. bzgl. der Topographie) sowie die Berücksichtigung der unterschiedlichen Sensorcharakteristika (Laser vs. Radar, Ka- bzw. Ku-Band) gelegt werden. Mit Hilfe verschiedener externer Daten bzw. Modelle soll eine Validierung der Ergebnisse der Satellitenaltimetrie erfolgen. Dafür stehen u.a. ein aus einer 2018 realisierten Laserscanner-Befliegung abgeleitetes Geländemodell und das aus optischen Daten erhaltene ArcticDEM zur Verfügung.

Die weitere Spezifikation der Aufgabenstellung kann im Rahmen von Konsultationen erfolgen. Die Arbeit ist gemeinsam mit einer Kurzzusammenfassung in zwei gedruckten, gebundenen Exemplaren sowie einer digitalen Version auf geeignetem Datenträger einzureichen.

Betreuer: Dr. Veit Helm (Alfred-Wegener-Institut); Dr. Mirko Scheinert

Martin Horwath

Das vorliegende Exemplar entspricht einer leicht überarbeiteten Version der Originalarbeit „Validierung satellitengestützter Oberflächenhöhen und Höhenänderungsraten in Nordostgrönland unter Verwendung von digitalen Geländemodellen“.

Erik Loebel
Dresden, 10. Januar 2020

Kurzfassung

Satellitenaltimetrie ist ein Verfahren zur flächendeckenden Beobachtung von Oberflächenhöhen. In den Polarregionen spielen die daraus ableitbaren Höhenänderungsraten eine zentrale Rolle bei der Abschätzung von Massenbilanzen kontinentaler Eisschilde. Aktuell befindet sich eine Vielzahl solcher Altimetriesatelliten im Orbit. In Abhängigkeit vom Messverfahren und verbauten Instruments unterscheiden sich gemessene Höhen sowie der Einfluss systematischer Fehler. In dieser Masterarbeit werden für die Region Nordostgrönland Beobachtungen verschiedener Sensoren prozessiert, vergleichend interpretiert und teilweise validiert. Auswertungen erfolgen anhand digitaler Geländemodelle (DGM), wobei neben bereits etablierten Datensätzen ein Workflow zur automatisierten DGM-Generierung anhand von sehr hochauflösenden optischen Satellitenaufnahmen vorgestellt sowie angewandt wird. Darauf aufbauend findet eine umfassende Validierung der Eisoberflächenhöhen ATL06 des im September 2018 gestarteten ICESat-2 statt. Es wurde gezeigt, dass keine signifikanten systematischen Abweichungen unter den einzelnen Laserstrahlen sowie zwischen aufsteigenden und absteigenden Satellitenspuren bestehen. Auf dem Eisschild wurden Abweichungen bis zu 10 cm und in den Küstengletscherregionen bis zu 70 cm errechnet, wobei das Genauigkeitsniveau von ICESat-2 über dem der Referenzen liegt. Anhand eines ersten Anwendungsbeispiels konnte die sehr gute Eignung von ICESat-2 zur Co-Registrierung von DGMs gezeigt werden. Durch Hinzunahme von Beobachtungen aktueller Radaraltimeter wurden sämtliche über Eisschilden eingesetzte Altimetriesensoren und Messverfahren vergleichend analysiert. Der zeitlich variable Einfluss der Firnstruktur ist von der Wellenlänge des Messsignals abhängig und kann durch Nutzung eines entsprechenden Retracking-Verfahrens minimiert werden. Korrekturen auf Grundlage verschiedener Parameter des Rückkehrsignals sind für den grönländischen Eisschild ungeeignet. Untersuchungen des Topografieeinflusses auf die Beobachtung zeigen ein enormes Fehlerpotential pulslimitierter Radarsysteme ab Geländeneigungen von $0,3^\circ$, wohingegen das Laseraltimeter ICESat-2 eine präzise Vermessung rauer Gebirgs- und Gletscherregionen ermöglicht.

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	xi
Tabellenverzeichnis	xiii
Abkürzungsverzeichnis	xv
1 Einleitung	1
1.1 Massenbilanzen von Eisschilden: Beobachtungsansätze	1
1.2 Motivation	2
1.3 Übersicht der Bearbeitungsgebiete	3
2 Satellitenaltimetrie	5
2.1 Radaraltimetrie	6
2.2 Laseraltimetrie	8
2.3 Fehlereinflüsse und notwendige Korrekturen	8
2.3.1 Orbitbestimmung	9
2.3.2 Instrumentelle Korrekturen	9
2.3.3 Atmosphärische Laufzeitverzögerung	9
2.3.4 Oberfläche	10
2.4 Validierung satellitenaltimetrischer Messungen	11
2.5 Missionen	11
3 Digitale Geländemodelle als Höhenreferenz	15
3.1 ArcticDEM	15
3.2 TanDEM-X-Höhenmodell	16
3.3 Ames Stereo Pipeline	16
3.3.1 Datengrundlage	17
3.3.2 Workflow	17
3.3.3 Genauigkeitsuntersuchung	22
4 ICESat-2: Validierung der Eisoberflächenhöhe	27
4.1 Die Laseraltimetriemission ICESat-2	27
4.2 ATL06: Eisoberflächenhöhe	28
4.3 Selektion	29
4.4 Absolute Validierung	31
4.4.1 Bias einzelner Laserstrahlen	31

4.4.2	Unterschied aufsteigender und absteigender Überflüge	31
4.4.3	Gebietsweise Betrachtung	33
4.4.4	Validierung an Laserscanner-Befliegungen	38
4.5	ATL06 als absolute Höhenreferenz	39
5	Analyse unterschiedlicher Sensorcharakteristika	41
5.1	Prozessierung: Wiederholspuranalyse	41
5.2	Interpretation sensorabhängiger Höhenvariationen	43
5.3	Ansätze zur Korrektur firmbedingter Messfehler	46
5.4	Einfluss der Geländeneigung	48
6	Zusammenfassung und Ausblick	51
	Literaturverzeichnis	55
A	Zusätzliche Abbildungen	65
A.1	Alternativer ASP Workflow mit Kameramodellkorrektion	65
A.2	Digitale Geländemodelle	66
A.3	ICESat-2 Validierung	69
A.4	Höhenänderungsraten Dome C	71
B	Quellcode: Ames Stereo Pipeline	75

Abbildungsverzeichnis

1.1	Überblick der Bearbeitungsgebiete	4
2.1	Prinzip Altimetrie	5
2.2	Footprint und Waveform pulslimitierter Altimetrie	7
2.3	Einfluss der Geländeneigung auf die Radaraltimetrie	10
3.1	Workflow Ames Stereo Pipeline	18
3.2	Prozessiertes DGM des Hagen Bræ	22
3.3	Fehleranalyse des mittleren OCB-DGMs	24
3.4	Fehleranalyse des mittleren OCB-DGMs nach Korrektion	25
4.1	Aufnahmegeometrie von ICESat-2	28
4.2	Prozessierungs-Workflow der ATLAS-Datenprodukte	29
4.3	Selektion der ATL06 Eisoberflächenhöhen	30
4.4	Räumliche Verteilung der ATL06-Höhendifferenzen im OCB-Gebiet	35
4.5	Räumliche Verteilung der ATL06-Höhendifferenzen um Kohnen	36
4.6	Räumliche Verteilung der ATL06-Höhendifferenzen im Hagen Bræ	37
4.7	Räumlich dargestellte Höhendifferenzen für Dome C und OCB	39
4.8	Höhendifferenz Hagen Bræ mit ATL06 registriert.	40
5.1	Vergleich TFMRA, OCOG- sowie ICE-2-Retracker im OCB-Gebiet.	43
5.2	Oberflächenhöhenvariationen aller aktuellen Sensoren für das OCB-Gebiet	44
5.3	Waveformen CryoSat-2 vor und nach dem Schmelzereignis 2012	46
5.4	Korrektion anhand der Rückstreuamplitude im OCB-Gebiet.	47
5.5	Korrektion anhand der Breite der aufsteigenden Flanke im OCB-Gebiet	48
5.6	Einfluss der Geländeneigung auf verschiedene Altimetriesensoren	49
A.1	Erweiterter Workflow Ames Stereo Pipeline	65
A.2	Prozessiertes DGM des Academy-Gletschers	66
A.3	Prozessiertes DGM des OCB-Gebietes	67
A.4	Prozessiertes DGM von Kohnen	68
A.5	Räumliche Verteilung der ATL06-Höhendifferenzen im Academy	69
A.6	Räumlich dargestellte Höhendifferenzen für Kohnen	70
A.7	Vergleich TFMRA, OCOG- sowie ICE-2-Retracker um Dome C.	71
A.8	Oberflächenhöhenvariationen aller aktuellen Sensoren für das OCB-Gebiet	71
A.9	Waveformen Sentinel-3A um Dome C	72

A.10 Korrektion anhand der Rückstreuamplitude um Dome C	73
A.11 Korrektion anhand der Breite der aufsteigenden Flanke um Dome C	73

Tabellenverzeichnis

2.1	Altimetriemissionen zur Vermessung von Eisschilden	12
3.1	Gebietsüberblick ASP-DGMs	21
3.2	Genauigkeitsuntersuchung der ASP-DGMs	23
4.1	Vergleichende Untersuchung der einzelnen ICESat-2 Laserstrahlen	32
4.2	Aufsteigende und absteigende Überflüge des ATL03-Produktes	32
4.3	Überblick der Höhendifferenzen von ATL06 bezüglich der Referenz-DGMs	33
4.4	Absolute Validierung von ATL06 an ALS-Befliegungen	38
5.1	Mittel und Standardabweichung der Höhenvariationen im OCB-Gebiet	45

Abkürzungsverzeichnis

ALS	<i>Airborne Laser Scanning</i>
ATL03	<i>Georeferenzierte Photonen der Level-2-Prozessierung von ICESat-2</i>
ATL06	<i>Eisoberflächenhöhen der Level-3A-Prozessierung von ICESat-2</i>
ASP	<i>Ames Stereo Pipeline</i>
ATLAS	<i>Advanced Topographic Laser Altimeter System</i>
CNES	<i>Centre National d'Études Spatiales</i>
DGM	<i>Digitales Geländemodell</i>
DLR	<i>Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt e. V.</i>
DORIS	<i>Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite</i>
ESA	<i>European Space Agency</i>
GLAS	<i>Geoscience Laser Altimeter System</i>
GNSS	<i>Global Navigation Satellite System</i>
GRACE	<i>Gravity Recovery and Climate Experiment</i>
GSD	<i>Ground Sampling Distance</i>
ICESat	<i>Ice Cloud and Land Elevation Satellite</i>
ICP	<i>Iterative Closest Point Algorithm</i>
ISRO	<i>Indian Space Research Organisation</i>
LRM	<i>Low-Resolution Mode</i>
MAD	<i>Median Absolute Deviation</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NSIDC	<i>National Snow and Ice Data Center</i>
OCOG	<i>Offset Center of Gravity</i>
OCB	<i>Operation CryoBridge</i>
PLRM	<i>Pseudo Low-Resolution Mode</i>
POCA	<i>Point of Closest Approach</i>
REMA	<i>Reference Elevation Model of Antarctica</i>
RPC	<i>Rational Polynomial Camera</i>
SAR	<i>Synthetic Aperture Radar</i>
SARAL	<i>Satellite with Argos and AltiKa</i>
SARIn	<i>Synthetic Aperture Interferometric Radar</i>
TanDEM-X	<i>TerraSAR-X-Add-on for Digital Elevation Measurements</i>
TFMRA	<i>Threshold First Maximum Retracking Algorithm</i>

Kapitel 1

Einleitung

Rund 10 % der weltweiten Landfläche sind von Eisschilden, Eiskappen oder Gletschern bedeckt und speichern dabei etwa 75 % der globalen Süßwasserreserven (Allaby, 2007). Die Form und Ausdehnung dieser Regionen ist maßgeblich durch Schwankungen des Klimas, speziell durch den Zyklus an Kalt- und Warmzeiten, beeinflusst. Zusätzlich resultiert die seit dem Beginn der industriellen Revolution Ende des 19. Jahrhunderts gestiegene Konzentration an atmosphärischen Treibhausgasen in einer anhaltenden weltweiten Erwärmung des Klimasystems und einem Rückzug der gesamten Kryosphäre (IPCC, 2013). Besonders bei Eisschilden, Eiskappen und Gletschern tragen negative Massenbilanzen entscheidend zum Anstieg des globalen Meeresspiegels bei. Neben physikalischen Veränderungen werden negative Folgen für zahlreiche Ökosysteme weltweit beobachtet (IPCC, 2019). Jeder Mensch dieser Erde ist direkt oder indirekt betroffen.

Mit einem Meeresspiegeläquivalent von 7,4 m ist der grönländische Eisschild weitaus kleiner als der antarktische Eisschild mit über 58 m (Bamber u. a., 2018). Aufgrund einer starken Beschleunigung der Massenabnahme zwischen den frühen 90er und mittleren 2000er Jahren (Rignot u. a., 2011) rückt der grönländische Eisschild zunehmend in den wissenschaftlichen sowie medialen Fokus. Nach Bamber u. a. (2018) sank die mittlere jährliche Massenbilanz von $31 \pm 83 \text{ Gt/a}$ zwischen 1992 und 1996 auf $-247 \pm 15 \text{ Gt/a}$ zwischen 2012 und 2016. McMillan u. a. (2016) errechneten $-269 \pm 51 \text{ Gt/a}$ für den Zeitraum 2011 bis 2014. Seit 2005 leistet der grönländische Eisschild den größten terrestrischen Beitrag zum Anstieg des globalen Meeresspiegels (WCRP, 2018). Des Weiteren ist die Massenbilanz durch eine hohe zwischenjährliche Variabilität charakterisiert, deren Prozesse noch nicht vollständig verstanden und daher nur unzureichend modellierbar sind (van den Broeke u. a., 2017; King u. a., 2018). Die flächendeckende und kontinuierliche Beobachtung von Eismassenbilanzen ist erst seit der Einführung moderner Satellitenverfahren möglich.

1.1 Massenbilanzen von Eisschilden: Beobachtungsansätze

Prinzipiell werden Massenbilanzen von Eisschilden durch drei verschiedene Ansätze bestimmt – der *Input-Output-Methode*, der gravimetrischen oder der geometrischen Methode.

Bei der Input-Output-Methode wird die Differenz zwischen der Oberflächenmassenbilanz und dem Eisfluss über die Außengrenze für ein definiertes Einzugsgebiet gebildet. Die Gesamtmassenbilanz ergibt sich aus dem Integral über alle Einzugsgebiete. Oberflächenmassenbilanzen setzen sich aus Akkumulationsfaktoren, wie Niederschlag und Driftschneeablagerungen, sowie Ablationsfaktoren, wie Winderosion, Sublimation und Schmelzen mit Abfließen, zusammen. Zur

Bestimmung werden Atmosphärenmodelle, wie das *Regional Climate Model* (RACMO) (Noël u. a., 2015) oder *Modèle Atmosphérique Régional* (MAR) (Fettweis u. a., 2013), herangezogen. Der Eisfluss über die Außengrenze ergibt sich aus dem Zusammenspiel von Fließgeschwindigkeit, dem Verlauf der Aufsetzlinie und der Eisdecke an der Aufsetzlinie. Zur Bestimmung dieser Parameter werden Beobachtungen globaler Navigationssatellitensysteme (GNSS) sowie verschiedene Sensoren der Fernerkundung eingesetzt. Die Input-Output-Methode ermöglicht als einziger Beobachtungsansatz eine direkte Unterscheidung nach den für die Massenbilanz relevanten Prozessen. Da die Berechnung eine große Zahl an Eingangsgrößen erfordert, welche jeweils mit entsprechenden Unsicherheiten verbunden sind, ist das Fehlerpotential entsprechend groß.

Das Projekt *Gravity Recovery and Climate Experiment*¹ (GRACE) ermöglicht erstmals eine kontinuierliche gravimetrische Beobachtung der Massentransporte im gesamten System Erde. Grundlage ist eine Messung des Abstandes, insbesondere dessen Änderung, zwischen den Zwillingssatelliten. Eine Auswertung der Bahndifferenzen ermöglicht Aussagen zum Gravitationsfeld der Erde sowie der zeitliche Variabilität. Vorteil dieses gravimetrischen Ansatzes ist eine direkte Sensitivität gegenüber Massenänderungen, wodurch Unsicherheiten aufgrund der Konvertierung des Volumens eliminiert werden. Eismassenänderungen werden jedoch zusätzlich von Massenvariationen der Atmosphäre und der festen Erde überlagert. Hierbei stellt der Einfluss der postglazialen Landhebung ein besonders hohes Fehlerpotential dar und muss anhand entsprechender Modelle korrigiert werden (Groh u. a., 2012). Aufgrund der notwendigen Signalfilterung und den damit einhergehenden Leck-Effekten besitzt GRACE eine geringe räumliche Auflösung von 200 km bis 400 km. Zusätzlich sind die niederen harmonischen Koeffizienten, welche mit ausschlaggebendem Anteil zur Massenbilanzschätzung beitragen, nicht direkt bzw. nur schlecht bestimmbar. (Velicogna und Wahr, 2013)

Die geometrische Methode basiert auf der Auswertung satellitengestützter Höhenabstandsmessungen. Seit mehreren Dekaden umkreisen eine Vielzahl solcher Altimetriesatelliten auf unterschiedlichen Umlaufbahnen die Erde. Das Messverfahren hat den Ursprung in der Vermessung ozeanischer Höhen, wird jedoch auch über Eisschilden eingesetzt. Kontinuierliche Beobachtungen ermöglichen die Berechnung von Höhenänderungsraten, anhand welcher Massenbilanzen abgeschätzt werden können. Die räumliche Auflösung der Satellitenaltimetrie ist missionsabhängig und liegt i. d. R. bei unter 10 km. Fehler entstehen durch die Interpolation der beobachteten Punkte auf die Gesamtfläche sowie durch die Konvertierung der Volumen- zu Massenänderungen. Zudem können sich kleine systematische Fehler zu enormen Gesamtunsicherheiten aufintegrieren.

Der Inhalt der vorliegenden Arbeit konzentriert sich auf die Auswertung satellitenaltimetrischer Beobachtungen.

1.2 Motivation

Aktuell sind eine Vielzahl an verschiedenen Altimetriesensoren zur Vermessung von Eisschilden im Einsatz. Abhängig vom Messsignal, der Aufnahmegeometrie sowie der Prozessierung unterscheiden sich gemessene Höhen sowie die daraus abgeleiteten Höhenänderungsraten. Zudem wirken sich systematische Beobachtungsfehler unterschiedlich stark aus. Zielsetzung dieser Arbeit ist eine vergleichende Analyse aller aktuellen über Eisschilden eingesetzten Sensoren

¹Hier als Überbegriff für die Satellitenmissionen GRACE (2002 - 2017) sowie GRACE-Follow-On (ab 2018).

und Messverfahren. Der neue im September 2018 gestartete Altimetriesatellit *Ice Cloud and Land Elevation Satellite-2* (ICESat-2) verspricht als erstes Photonen-zählendes Satellitenaltimeter beispiellose Genauigkeiten, besonders in den für die Massenbilanz relevanten Randregionen der Eisschilde (Markus u. a., 2017). Dementsprechend steht der erste im Mai 2019 veröffentlichte Datensatz im Fokus zahlreicher geowissenschaftlicher Projekte. Mit dem Ziel einer ersten absoluten Validierung von ICESat-2 kann diese Arbeit eine wertvolle Grundlage für weiterführende Untersuchungen bilden.

Die vorliegende Masterarbeit untersucht Höhen sowie Höhenänderungsraten aktueller Altimetriesensoren anhand externer sowie hier erarbeiteter Digitaler Geländemodelle (DGM) in der Region Nordostgrönland. Nach einer Vorstellung der Bearbeitungsgebiete in Abschnitt 1.3 werden in Kapitel 2 Grundlagen der Satellitenaltimetrie erläutert. Kapitel 3 beschäftigt sich mit der Vorstellung der verwendeten DGMs und beinhaltet insbesondere eine ausführliche Beschreibung des hier erarbeiteten Workflows zur automatisierten DGM-Prozessierung aus hochaufgelösten Satellitenfotos. In Kapitel 4 findet nach einer Einführung zu ICESat-2, den verschiedenen Datenprodukten sowie der hier angewandten Datenfilterung auf Grundlage der DGMs eine absolute Validierung der Eisoberflächenhöhen von ICESat-2 statt. Darauf aufbauend werden in Kapitel 5 Daten weiterer Altimetriesensoren prozessiert und, besonders unter Berücksichtigung des Firns sowie der Geländeneigung, ausgewertet. Abschließend werden in Kapitel 6 die Erkenntnisse der Arbeit zusammengefasst sowie weitere Ansätze und Ideen diskutiert.

1.3 Übersicht der Bearbeitungsgebiete

Für Auswertungen dieser Arbeit kommen insbesondere Daten von drei verschiedenen Bearbeitungsgebieten Nordostgrönlands zum Einsatz. Abbildung 1.1 gibt einen Überblick über die verschiedenen Regionen sowie die zur Verfügung stehenden Daten, welche im Folgenden näher erläutert werden.

Das Gebiet *Operation CryoBridge* (OCB) befindet sich etwa 300 km östlich des 79-Grad-Nord-Gletschers. Es liegt auf über 1900 m Höhe und weist eine homogene Geländeneigung von weniger als $0,2^\circ$ auf. Hintergrund für die Gebietswahl ist die durch das Gebiet verlaufende Grenze zweier Aufnahmemodi von CryoSat-2, dem im zentralen Eisschild aktiven *Low-Resolution Mode* (LRM) und dem für küstennahe Regionen entwickelten *Synthetic Aperture Interferometric Radar* (SARIn). Das OCB-Gebiet soll einen gemeinsamen Vergleich der zwei Aufnahmemodi ohne eventuelle Störeinflüsse von Topografie oder Fließbewegung ermöglichen. Im Zuge der im April 2018 realisierten Messkampagne des Alfred-Wegener-Instituts (AWI) wurde anhand eines flugzeuggestützten Laserscanner-Systems (*Airborne Laser Scanning*, ALS) ein flächendeckendes DGM entlang der Flugspur aufgezeichnet. Zusätzlich wurde im Mai 2019 ein zentral liegender Teilbereich des Gebietes anhand hochauflösender stereofähiger Satellitenbildpaare der Pléiades-Konstellation aufgenommen. Auswertungen beziehen sich daher entweder auf die Abdeckung dieser Satellitenaufnahmen oder auf das Gesamtgebiet mit einer geografischen Länge von 30°W bis 40°W und einer geografischen Breite von 79°N bis 80°N .

Des Weiteren werden die Regionen der zwei benachbarten Küstengletscher *Academy* und *Hagen Bræ* untersucht. Im Bezug auf die Massenbilanz des grönländischen Eisschildes sind diese zwei Gletscher von besonderer Bedeutung und stehen im Verdacht, vom *surge*-Typ zu sein. *Surge*-

Gletscher weisen eine periodisch auftretende, sehr starke Steigerung der Fließgeschwindigkeit auf. Im Zuge einer Flug-Kampagne im August 2018 des AWI wurden die Gletscher untersucht, wobei auch ALS-Datensätze erhoben wurden. Im Mai 2019 wurden zusätzlich mehrere hochauflösende Satellitenbildpaare der Pléiades-Konstellation aufgenommen. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit werden die Gletscherregionen insbesondere herangezogen, um die Leistung von ICESat-2 in diesen topografisch rauen Bereichen zu untersuchen.

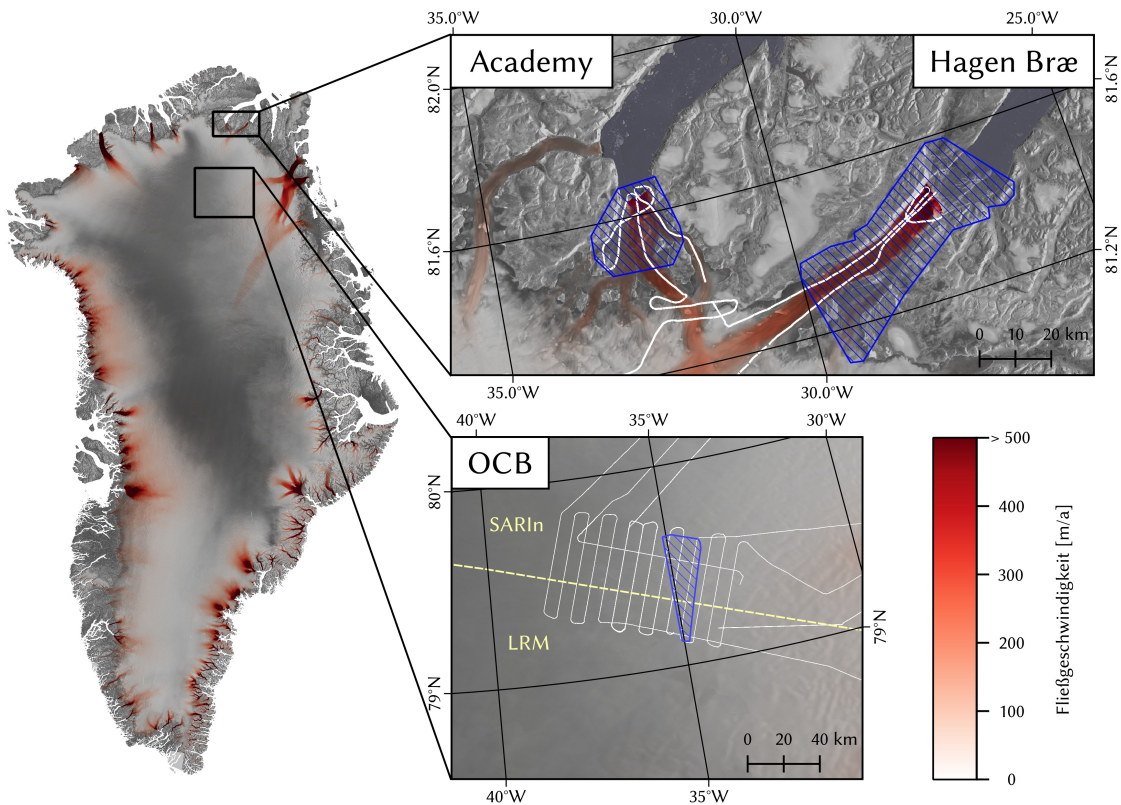


Abbildung 1.1: Überblick über die drei Bearbeitungsgebiete Nordostgrönlands. Das OCB-Gebiet befindet sich auf dem Eisschild an der Grenze von SARIn zum LRM des CryoSat-2. Der Academy-Gletscher und Hagen Bræ befinden sich direkt an der Küste in einer topografisch rauen Gebirgsregion. ALS-Befliegungen sind weiß dargestellt und die optischen Satellitenaufnahmen blau schraffiert.

Kapitel 2

Satellitenaltimetrie

Satellitenaltimetrie ist ein Messverfahren zur satellitengestützten Oberflächenhöhenbestimmung. Das grundlegende Messprinzip, veranschaulicht in Abbildung 2.1, basiert auf einer Zwei-Wege-Distanzmessung eines in Nadirrichtung ausgestrahlten und von der Oberfläche reflektierten elektromagnetischen Pulses. Distanzen d ergeben sich in erster Annäherung aus gemessenen Signallaufzeiten Δt sowie der Ausbreitungsgeschwindigkeit c (Seeber, 2003):

$$d = \frac{c\Delta t}{2} \quad (2.1)$$

Gekoppelt mit den aus präzisen Orbitinformationen bestimmten Satellitenbahnhöhen h_{sat} ergeben sich ellipsoidische Oberflächenhöhen h :

$$h = h_{sat} - d \quad (2.2)$$

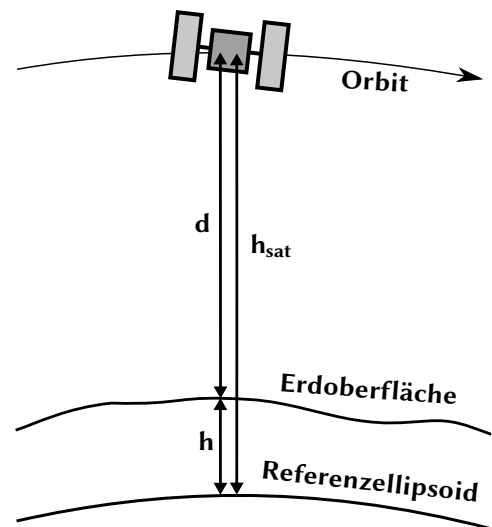


Abbildung 2.1: Schematische Darstellung des satellitenaltimetrischen Beobachtungsprinzips. (Schröder, 2019)

Mittels Satellitenaltimetrie gemessene Oberflächenhöhen finden für verschiedene Aufgaben der Geodäsie, Geophysik, Ozeanographie und Glaziologie Anwendung. Aus ellipsoidischen Meeresoberflächenhöhen lassen sich Meeresspiegeländerungen, Ozeangezeiten, Windgeschwindigkeiten sowie eine mit einer Genauigkeit von etwa 100 m angenäherte Geoidhöhe ableiten (Seeber, 2003). Abweichungen der Meeresoberfläche zum Geoid werden durch die dynamische Ozeantopographie beschrieben. Eine zeitliche und räumliche Betrachtung der dynamischen Ozeantopographie ermöglicht Aussagen bezüglich Ozeanströmungen (Huang und Leitao, 1978) sowie der Meeresbodentopographie (Smith und Sandwell, 1997). Satelliten mit polnahen Umlaufbahnen ermöglichen die Aufnahme der polaren Eisschilde sowie deren zeitlicher Variabilität.

In bisherigen Satellitenaltimetern wird für die Distanzmessung entweder ein Radar- oder Lasersystem eingesetzt. Beide Verfahren haben unterschiedliche physikalische Besonderheiten sowie entsprechende Vor- und Nachteile.

2.1 Radaraltimetrie

In den meisten Altimetriesatelliten ist ein Radarsystem verbaut. Distanzmesssignale liegen im Frequenzbereich der Mikrowellen zwischen 2 GHz und 40 GHz. Für Anwendungen von Oberflächenhöhenbestimmung der Erde kommen bisher vor allem das Ku-Band (12 GHz bis 18 GHz) sowie, seit dem Start von *Satellite with Argos and AltiKa* (SARAL) im Jahr 2013, das Ka-Band (27 GHz bis 40 GHz) zum Einsatz. Höhere Frequenzen resultieren in einem tendenziell schlechteren atmosphärischen Transmissionsgrad, weisen jedoch ein verringertes Eindringen in die Erdoberfläche auf. Das Ka-Band ermöglicht dementsprechend bessere Beobachtungen der Eisschilde, des Meereises sowie der kontinentalen Biomasse auf Kosten einer schlechteren atmosphärischen Durchlässigkeit (Verron u. a., 2015). Neben physikalischen Gesichtspunkten spielen auch politische Regelungen eine Rolle. Die durch das *Institute of Electrical and Electronics Engineers* festgelegte Frequenzbandaufteilung ermöglicht dem Ka-Band mit 500 MHz eine größere Bandbreite B und damit höher aufgelöste Laufzeitmessungen als dem Ku-Band mit 320 MHz (Spencer und Ulaby, 2016). Radaraltimetrische Messungen können wetter- und tageszeitenunabhängig durchgeführt werden. (Klausing und Holpp, 2000; Ulaby und Long, 2014; Richards, 2014)

Die zurückzulegende Entfernung eines Messsignals zur Oberfläche variiert von der Satellitenhöhe d im Nadir bis d_m am Rand des Pulses. Es gilt

$$d_m = \frac{d}{\cos \frac{\theta}{2}}. \quad (2.3)$$

Dabei ist θ die Strahlendivergenz, welche in der Antennentechnik durch den Abstand zwischen den -3 dB-Grenzen im Antennendiagramm definiert ist (Klausing und Holpp, 2000). Die gesamte Antennenbeleuchtungsfläche wird *Footprint* bezeichnet. Im Zusammenhang mit der Pulslänge $\tau = 1/B$ wird so in *beamlimitierter* und *pulslimitierter* Altimetrie unterschieden. Wenn $\tau > d_m - d$ gilt, beleuchtet ein ausgesendeter Radarpuls während eines Zeitpunktes den gesamten Footprint, was als beamlimitiert bezeichnet wird. Bei $d_m - d > \tau$ breitet sich der Puls ringförmig innerhalb des Footprints nach außen aus, ohne diesen komplett zu beleuchten. Es wird von pulslimitierter Altimetrie gesprochen (Ulaby und Long, 2014). Mit rund 800 km Höhe wären bei einer Satellitenplattform für ein beamlimitiertes Radarsystem eine enorm kleine Strahlendivergenz und damit ein sehr großer Antennendurchmesser notwendig. Ausgenommen das Aufnahmeprinzip eines *Synthetic Aperture Radar* (SAR), welches als Spezialfall im folgendem Unterabschnitt eingeführt wird, arbeiten alle bisherigen satellitengestützten Radaraltimeter pulslimitiert. Abhängig von der Strahlendivergenz sowie der Satellitenhöhe ergibt sich der Durchmesser des Footprints durch

$$D = 2d \cdot \tan \frac{\theta}{2}. \quad (2.4)$$

Für aktuelle Radaraltimeter liegt dieser im Bereich von 8 km im Ka-Band bis 20 km im Ku-Band. Der kreisförmig beleuchtete Bereich beim erstmaligen Erreichen der Pulsrückseite an der Oberfläche wird als Fresnel-Zone oder auch pulslimitierter Footprint bezeichnet. Der Durchmesser der Fresnel-Zone beträgt

$$D_F = 2 \cdot \sqrt{dc\tau}, \quad (2.5)$$

wobei c die mit der Lichtgeschwindigkeit angenäherte Ausbreitungsgeschwindigkeit des Pulses ist. Abhängig von Flughöhe und Frequenzband bzw. Pulslänge liegt der Durchmesser der Fresnel-Zone zwischen 1,5 km und 2,5 km.

Zur genauen Bestimmung der Signallaufzeit Δt , welche nach Gleichung 2.1 Grundlage der Distanzmessung darstellt, wird der zeitliche Verlauf der Amplitude des Rückstreusignals, die *Waveform*, betrachtet. Abbildung 2.2 zeigt den zeitlichen Verlauf des Radarpulses eines pulslimitierten Altimeters in der Seitenansicht sowie in der Draufsicht mit der entsprechenden *Waveform*. Brown (1977) und Hayne (1980) beschreiben die ideale pulslimitierte *Waveform* mit der Mitte der aufsteigenden Flanke als Laufzeitverzögerung des Radarpulses. Somit ist die zum Zeitpunkt t_1 voll beleuchtete Fresnel-Zone ausschlaggebend für die Beobachtung und wird daher auch oft als effektiver Footprint bezeichnet. Aufgrund begrenzter Bandbreite entspricht die zeitliche Auflösung der *Waveform* 3,125 ns im Ku-Band und 2,381 ns im Ka-Band. Dies entspricht einer Strecke von 0,47 m bzw. 0,31 m. Durch das Einpassen der *Waveform* an ein funktionales Modell wird die Streckenmessgenauigkeit um eine Größenordnung, auf wenige Zentimeter, verbessert. Je nach Oberflächeneigenschaften weicht die *Waveform* von der idealen Form des Brownschen Modells ab. Eine genaue Reanalyse der *Waveform* wird, im Gegensatz zu dem an Bord des Satelliten in Echtzeit stattfindenden *Trackings*, als *Retracking* bezeichnet. Abhängig vom Anwendungsgebiet werden spezielle *Retracking*-Verfahren eingesetzt. (Ulaby und Long, 2014)

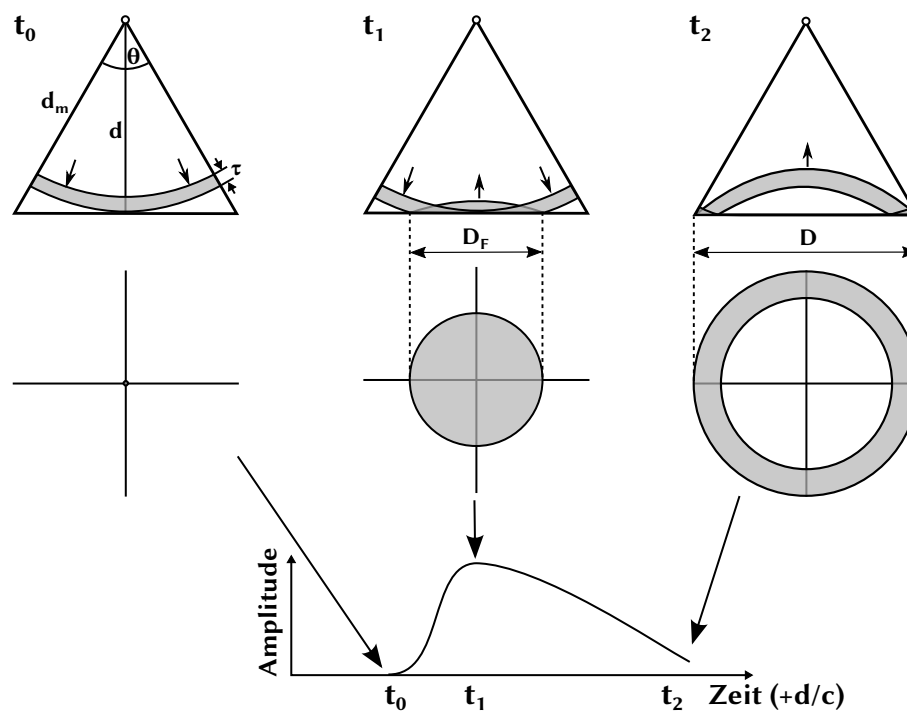


Abbildung 2.2: Illustration eines pulslimitierten Radars mit einer Strahlendivergenz θ , der Pulslänge τ , einer Satellitenhöhe im Nadir d und am Rand des Pulses d_m sowie den Durchmessern des Footprints D und der Fresnel-Zone D_F . Das ringförmige Ausbreiten des Footprints spiegelt sich in der *Waveform* wider. Zum Zeitpunkt t_1 wird die Fresnel-Zone komplett beleuchtet, was in einem Maximum der Signalamplitude der *Waveform* resultiert. (Schröder, 2019)

Radaraltimetrie mit synthetischer Apertur

Aufgrund physikalischer Beschränkungen der Strahlendivergenz und Antennendimensionen nutzen pulslimitierte Radarsysteme nur einen Bruchteil der ausgesendeten Energie zur Distanzmessung. Durch Anwendung des SAR-Prinzips wird die Antennenlänge in Azimutrich-

tung, also entlang der Flugrichtung, rechnerisch vergrößert. Dazu senden SAR-Systeme ihre kohärenten Signale *burst*-weise, also mit sehr hoher Pulsfrequenz für eine kurze Zeit, aus. Unter Berücksichtigung des Doppler-Effektes sowie der Aufnahmegeometrie werden anhand der Auswertung einer Vielzahl solcher Bursts einzelne Bodenpunkte aus verschiedenen Blickwinkeln mehrfach beobachtet. Resultat ist eine Verkürzung der Footprints in Azimut-Richtung auf etwa 300 m. Dementsprechend ist ein im SAR-Modus arbeitendes Radarsystem in Azimutrichtung beamlimitiert. (Raney, 1998; Klausning und Holpp, 2000)

Durch eine weiterführende Auswertung der Phasenbeziehungen kann, zumindest in der Theorie (Egido und Smith, 2017), die Azimutaufösung im Zuge einer vollen Fokussierung auf bis zu 0,5 m reduziert werden.

2.2 Laseraltimetrie

Obwohl satellitengestützte Laseraltimeter bereits seit den 1970er Jahren zur Vermessung verschiedener Himmelskörper zum Einsatz kommen (Gardner, 1992), wird das Verfahren erst seit dem Start von ICESat im Jahr 2003 für die Erdbeobachtung angewandt. Im Vergleich zur Radaraltimetrie, welche schon seit mehreren Dekaden zur Vermessung der Erde eingesetzt wird, ist die laseraltimetrische Erdbeobachtung ein sehr junges Verfahren.

Lasersignale können im Vergleich zu Radarsignalen mit einer weitaus geringeren Strahlendivergenz ausgesendet werden. Dies resultiert in einer beamlimitierten Arbeitsweise sowie einem deutlich kleineren Footprint und damit einer treueren Topographiedarstellung (Markus u. a., 2017). Die unterschiedlichen physikalischen Eigenschaften von Radar- und Lasersignalen haben einen direkten Einfluss auf Interaktionen mit der Oberfläche und Atmosphäre und damit auf die Höhenmessung selbst. Im Gegensatz zu Mikrowellen, welche in die Erdoberfläche und den Firn eindringen und damit systematische Fehler verursachen, werden die kurzwelligeren Lasersignale oberflächennah reflektiert. In Vegetationszonen wird so eine Abschätzung der Biomasse und die Vermessung von Vegetationshöhen ermöglicht (Lefsky u. a., 2005). Lasermessungen sind wetterabhängig. Wolkenbedeckung und Nebel resultieren in Datenlücken oder fehlerhafter Beobachtungen. Aufgrund des hohen Energieaufwandes, welcher zur Erzeugung eines Laserpulses notwendig ist, stehen die entsprechenden im Satellit verbauten Instrumente unter einer besonders hohen Belastung. Trotz Bemühungen, die Laserlebensdauer auf Kosten der Pulsfrequenz und Pulsenergie zu erhöhen, sind bisherige Missionen auf das Mitführen von redundanten Lasern angewiesen (Abdalati u. a., 2010).

2.3 Fehlereinflüsse und notwendige Korrekturen

Die Auswertung von satellitenaltimetrisch gemessenen Höhen erfolgt unter Berücksichtigung einer Vielzahl an Fehlerquellen sowie zusätzlichen sich überlagernden geophysikalischen Signalen. Entsprechende Korrekturen sind zwingend notwendig und hängen dabei u. a. vom Messverfahren sowie der Oberfläche ab. In den folgenden Unterabschnitten wird dafür in die Bereiche Orbitbestimmung, instrumentelle Fehler, atmosphärische Laufzeitverzögerung und Oberfläche untergliedert.

2.3.1 Orbitbestimmung

In Betracht von Gleichung 2.2 wird deutlich, dass eine genaue Kenntnis der Satellitenhöhe Grundlage der Höhenbestimmung darstellt. Unsicherheiten in der Kenntnis des Satellitenorbits wirken sich dementsprechend direkt auf die Genauigkeit der Oberflächenhöhenbestimmung aus. Ausgehend von Modellierung des gravitativen Einflusses, atmosphärischen Widerstands und Strahlungsdrucks wird in Kombination mit Beobachtungen von Position und/oder Geschwindigkeit des Satelliten der Orbit fortlaufend berechnet (Ulaby und Long, 2014). Zur Bestimmung der Satellitenbewegung werden verschiedene Systeme, i. d. R. in Kombination miteinander, angewendet. Während GNSS und *Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite* (DORIS) eine kontinuierliche Orbitbestimmung ermöglichen, eignet sich *Satellite Laser Ranging* aufgrund sehr hoher Streckenmessgenauigkeit zur Validierung dieser Verfahren (Seeber, 2003). Mittels aktueller Modelle werden Genauigkeiten der Vertikalkomponente von Satellitenorbits von unter 2 cm erreicht (Haines u. a., 2003b; Zelensky u. a., 2016; Montenbruck u. a., 2018).

2.3.2 Instrumentelle Korrekturen

Auch wenn instrumentelle Einflüsse für den wissenschaftlichen Anwender oft nur im Hintergrund stehen, sind das Wissen über eventuelle Fehler sowie das Anbringen der entsprechenden Korrekturen essenziell. Die Art und Weise der anzubringenden Korrekturen hängt von der Satellitenplattform und dem verbauten Instrument ab.

Eventuelle Fehler in der Nadir-Ausrichtung des Satelliten, der Zeitstempelung der Beobachtungen oder des Uhrgangs müssen berücksichtigt werden. Die Distanz zwischen dem Massemittelpunkt des Satelliten und dem Phasenzentrum der Antenne bzw. des Sensors muss abhängig vom Treibstoffstand stetig neu berechnet und angebracht werden. Langwellige Schwankungen des Schwerepotentials führen zu Vertikalkomponenten der Bahngeschwindigkeit eines Satelliten. Die damit einhergehende Doppler-Verschiebung der Signale wirkt sich auf die Distanzmessung aus und muss daher korrigiert werden. (Tapley u. a., 1982; Cudlip u. a., 1994)

2.3.3 Atmosphärische Laufzeitverzögerung

Elektromagnetische Wellen bewegen sich im Vakuum mit Lichtgeschwindigkeit fort, erfahren jedoch bei der Transmission von Materie eine Verringerung der Ausbreitungsgeschwindigkeit. Satellitenaltimetrische Messsignale werden durch die Erdatmosphäre ausgebremst, was in einer Laufzeitverzögerung der Messung resultiert. Dabei wird in Anteile der Ionosphäre sowie der trockenen und feuchten Troposphäre unterschieden.

In der Ionosphäre findet eine Laufzeitverzögerung aufgrund des hohen Anteils an freien Elektronen statt. Dieser variiert entsprechend der Position, Jahreszeit, Tageszeit und der Sonnenfleckenaktivität (Ulaby und Long, 2014). Aufgrund des dispersiven Ausbreitungsmediums hängt die ionosphärische Laufzeitverzögerung vom Frequenzband ab und kann durch Zwei-Frequenz-Altimetern (Imel, 1994) gemessen werden. Klassische Ein-Frequenz-Altimeter müssen sich auf unabhängige globale Modelle verlassen. Für Mikrowellen beträgt die Ionosphärenkorrektur mehrere Zentimeter. Lasersignale durchdringen die Ionosphäre unbeeinflusst (Faust, 1967).

Korrekturen der trockenen Troposphäre liegen relativ konstant im Bereich von 2,3 Metern und werden durch den Oberflächenluftdruck modelliert. Die Korrektur der feuchten Troposphäre ist direkt proportional zum Wasserdampfgehalt und damit enorm variabel. Der Was-

serdampfgehalt der Troposphäre wird über die Auswertung mehrerer Frequenzbänder satellitengestützter Mikrowellenradiometer bestimmt. Diese befinden sich entweder direkt an Bord des Altimetriesatelliten oder speisen ihre Daten in meteorologischen Wettermodellen, wie dem *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*, ein (Urban u. a., 2001). Korrektionssterme der feuchten Troposphäre variieren zwischen wenigen Zentimetern in Polarregionen bis zu einigen Dezimetern in tropischen Zonen. (Ulaby und Long, 2014)

2.3.4 Oberfläche

Die Überführung von gemessenen zu ellipsoidischen Oberflächenhöhen erfolgt unter Berücksichtigung einer Reihe an allgemeinen geophysikalischen Korrekturen bezüglich der Geoidundulation, Erdzeiten, Auflasten und Polbewegung. Zusätzlich ergeben sich weitere Faktoren für Altimetrie über Ozeanen und über Eis. Messungen über dem Ozean sind abhängig vom Wellengang, wo unterschiedliche Reflektivitäten zwischen Wellental und Wellenberg sowie fehlender Symmetrie der Wellen einen Bias hervorrufen, vom Luftdruck, welcher in einen Höhenausgleich des Meeresspiegels, dem inversen Barometereffekt, resultiert, sowie der dynamischen Ozeantopographie. (Ulaby und Long, 2014)

Über Eis besteht die bereits in Abschnitt 2.1 beschriebene Problematik, dass Radarsignale je nach aktueller Firnbeschaffenheit unterschiedlich tief eindringen bzw. reflektiert werden und dadurch zeitlich variable Fehler bis in den Meterbereich verursachen. Entsprechend den atmosphärischen Rahmenbedingungen kann sich die Firnstruktur bereits binnen weniger Tage signifikant ändern (Nilsson u. a., 2015). Trotz bereits gezeigter Korrelationen zwischen der Form und Amplitude des Rückkehrsignals (Legrésy und Rémy, 1998; Arthern u. a., 2001) sowie Firnverdichtungsmodellen (Ligtenberg u. a., 2012) sind die beobachteten Effekte nur teilweise nachvollziehbar und noch immer Gegenstand der Forschung. Aufgrund des charakteristischen Eindringverhaltens sind Messsignale im Ku-Band besonders betroffen. Spezielle für die Eis-Altimetrie entwickelte Retracking-Verfahren greifen die Laufzeit in der Waveform möglichst früh ab, um den Anteil der Volumenstreuung effektiv zu minimieren (Helm u. a., 2014).

Des Weiteren hat eine Geländeneigung signifikanten Einfluss auf die Beobachtung. Eine Verschiebung des satellitennächsten Oberflächenpunktes, dem *Point of closest approach* (POCA), relativ zum Nadir resultiert, wie in Abbildung 5.6 dargestellt, in einem Problem der räumlichen Zuordnung. Brenner u. a. (1983) beschreibt zwei Ansätze einer möglichen Korrektur. Bei der direkten Methode wird ausgehend von der Geländeneigung α der Höhenversatz Δd im Nadir berechnet:

$$\Delta d = d(1 - \cos \alpha). \quad (2.6)$$

Für kleine α gilt die Näherungsformel:

$$\Delta d \approx \frac{d\alpha^2}{2}. \quad (2.7)$$

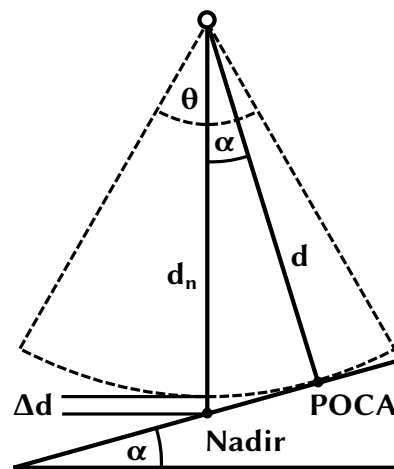


Abbildung 2.3: Einfluss der Geländeneigung auf die Radaraltimetrie. (Schröder, 2019)

Im Gegensatz dazu wird für die Relokationsmethode die eigentliche Position des POCA bestimmt, während die gemessene Höhe erhalten bleibt. Grundlage sind externe Informationen bezüglich der Topographie welche u. a. aus einem DGM stammen können (Roemer u. a., 2007).

Da die vom Altimeter gemessene Distanz immer der zum POCA entspricht, entstehen bei einem pulslimitierten Radarsystem, unabhängig von der Neigungskorrektur, zwangsläufig Beobachtungslücken in tiefen Bereichen gebirgiger Gletscherregionen. Jedoch treten in genau diesen Bereichen Großteile der Höhenvariationen auf, was besonders bei der direkten Methode zu einer erheblichen Unterschätzung der Massenbilanz führen kann (Hurkmans u. a., 2012). SAR- oder Lasersysteme sind aufgrund des kleineren Footprints in der Lage, diese topographisch raueren Regionen zu vermessen.

2.4 Validierung satellitenaltimetrischer Messungen

Trotz des Anbringens entsprechender Korrektparameter sind systematische Störeinflüsse nicht komplett vermeidbar. Zusätzliche Fehlerquellen sind dabei bis zu einem bestimmten Grad räumlich oder zeitlich korreliert. Während Restfehler der Neigungskorrektur streng räumlich korrelieren, beschränken sich systematische Abweichungen der Orbitbestimmung i. d. R. auf einzelne Überflüge. Einflüsse aufgrund variierender Firnbedingungen sind sowohl zeitlich als auch räumlich abhängig. Um systematische Störgrößen zu erkennen, zu interpretieren und ggf. zu korrigieren, ist eine sorgfältige und unabhängige Validierung des Messprozesses, die nach Möglichkeit jeden Schritt der Prozessierung begleitet, unablässig. (Schröder, 2019)

Schröder (2019) unterscheidet bei der Validierung satellitenaltimetrisch gemessener Höhen zwischen einer absoluten und relativen Validierung. Bei der absoluten Validierung findet ein Vergleich gemessener Oberflächenhöhen zu denen eines unabhängigen Verfahrens von mindestens gleicher Genauigkeit statt. Auf Wasseroberflächen eignen sich hierfür GNSS-Messungen von Treibbojen (Watson u. a., 2003) und Schiffen (Crétau u. a., 2009) sowie Pegelmessungen auf küstennahen Förderplattformen (Haines u. a., 2003a). Die hohe Genauigkeit der Ozeanaltimetrie ermöglicht ein zuverlässiges Abschätzen des Biases zwischen verschiedenen Altimetriemissionen. Eine absolute Validierung auf Eisschilden kann über bodengebundene GNSS-Profile (Brunt u. a., 2017; Schröder u. a., 2017), ALS-Befliegungen (Hofton u. a., 2013) oder über einen Vergleich zwischen Laser- und Radaraltimetrie (Brenner u. a., 2007) erfolgen. Dabei ist zu beachten, dass die Messungen entweder zeitnah beieinander liegen oder genaue Kenntnisse der Höhenänderungen vorhanden sind. Für eine relative Validierung werden die gemessenen Höhen untereinander in Kombination mit unabhängig bestimmten Höhenänderungen verglichen. An sich kreuzenden Satellitenspuren eliminieren sich so räumlich stark korrelierte Fehler wie der einer Topographiekorrektur.

2.5 Missionen

Mit dem Ziel der Geoidbestimmung wurde das erste Weltraumaltimeter 1973 an Bord der US-amerikanischen Weltraumstation Skylab eingesetzt. Trotz Fehler im Bereich von über 100 m wurde das Potential altimetrischer Messungen sowie das Verlangen nach besseren Genauigkeiten deutlich. Die nur wenige Jahre darauf folgenden Missionen GEOS-3 und Seasat ermöglichten Dank des Pulskompressionsverfahrens Genauigkeiten bis in den Zentimeterbereich und damit

die Detektionen großräumiger Meeresströmungen. Folgemissionen in der 80ern und 90ern fokussierten sich weiterhin auf die Ozeanaltimetrie. Daten der amerikanischen Mission Geosat sowie russischer Missionen des GEOIK-Programmes wurden teilweise militärisch genutzt und anfangs geheim gehalten. Das 1992 gestartete Zwei-Frequenz-Altimeter TOPEX/Poseidon nutzte erstmals ein zusätzliches Frequenzband zur Korrektur der ionosphärischen Laufzeitverzögerung, ein Mikrowellenradiometer zur Korrektur des feuchten Troposphärenanteils sowie das damals neuartige DORIS, was zu einer weiteren Verbesserung der Orbitbestimmung beitrug. Gemeinsam mit dem ERS-1, dem ersten Erdbeobachtungssatelliten der *European Space Agency* (ESA), konnte die globale Meeresbodentopographie anhand satellitenaltimetrischer Beobachtungen bereits vor dem Einzug der Satellitengravimetrie abgeleitet werden (Smith und Sandwell, 1997). Das 1998 gestartete *Geosat Follow-On* (GFO) lieferte der US-Navy Echtzeit-Informationen zur dynamischen Ozeantopographie. (Vignudelli u. a., 2011)

Im Jahr 2003 ist mit dem Start von ICESat nicht nur das erste Laseraltimeter, sondern zugleich die erste Altimetriemission mit Fokus auf Messungen der Polarregionen gestartet. Aufgrund von technischen Schwierigkeiten fiel einer der drei redundanten Laser bereits nach 9 Tagen in der Messung aus, sodass die Mission auf einen Kampagnenmodus umgestellt werden musste (Schultz u. a., 2005). Bis zum Ausfall des letzten Lasers im Jahr 2009 wurden 15 solcher 33-tägigen Messkampagnen durchgeführt, was zu einem besseren Verständnis der Eisschilde sowie des Meereises beitrug (Abdalati u. a., 2010). Anstrengungen zur weiterführenden Vermessung der Polarregionen resultieren in dem nach dem Fehlstart von CryoSat-1 im Jahr 2007 gestarteten Satelliten CryoSat-2 im Jahr 2010. Durch Realisierung des SAR-Prinzips (Raney, 1998) findet eine Verbesserung der Auflösung in Flugrichtung statt, was u. a. eine zuverlässigere Beobachtung sowie Unterscheidung von Meereis ermöglicht (Wingham u. a., 2006). Zusätzlich kann mittels einer zweiten Antenne und einer interferometrischen Auswertung die Position des POCA bestimmt werden, was eine genauere Vermessung komplexer Topographien, welche besonders in den Randre-

Tabelle 2.1: Überblick aller Altimetriemissionen, welche zur Vermessung von Eisschilden angewandt wurden. *Anmerkung: Der Zeitraum bezieht sich auf den der Altimetriemessung. Unter Umständen waren andere Sensoren weiterhin aktiv.* (nach Schröder, 2019)

Zeitraum	Mission	Messsignal (Band)	Inklination [°]	Betreiber
04/1975 - 12/1978	GEOS-3	13,9 GHz (Ku)	115	NASA
06/1978 - 10/1978	Seasat	13,5 GHz (Ku)	108	NASA
03/1985 - 10/1989	Geosat	13,5 GHz (Ku)	108	US Navy
07/1991 - 06/1996	ERS-1	13,8 GHz (Ku)	98,5	ESA
04/1995 - 06/2003	ERS-2	13,8 GHz (Ku)	98,5	ESA
02/1998 - 09/2008	GFO	13,5 GHz (Ku)	108	US Navy
03/2002 - 04/2012	Envisat	13,6 + 3,2 GHz (Ku+S)	98,5	ESA
02/2003 - 10/2009	ICESat	1064 nm (Infrarot-Laser)	94	NASA
07/2010 - ...	CryoSat-2	13,6 GHz (Ku)	92	ESA
02/2013 - ...	SARAL	37 GHz (Ka)	98,5	ISRO + CNES
02/2016 - ...	Sentinel-3A	13,6 + 5,4 GHz (Ku+C)	98,6	ESA
04/2018 - ...	Sentinel-3B	13,6 + 5,4 GHz (Ku+C)	98,6	ESA
09/2018 - ...	ICESat-2	532 nm (grüner Laser)	92	NASA

gionen der Eisschilder vorkommen, ermöglicht (Wingham u. a., 2004; Helm u. a., 2014). SARAL ist als erstes Ka-Band-System im Jahr 2013 gestartet. Aufgrund des höheren Frequenzbereiches von 35 GHz besitzt SARAL einen kleineren Footprint, eine geringere ionosphärische Laufzeitverzögerung, eine größere Bandbreite und damit genauere Laufzeitmessung sowie eine reduzierte Oberflächenpenetration (Verron u. a., 2015). Kehrseite ist eine weitaus höhere Sensitivität gegenüber Bewölkung und Regen, was zu fehlerhaften Daten oder Datenlücken führen kann (Tournadre u. a., 2009). Aufbauend auf den Erfolgen sowie Lektionen von ICESat startete 2018 die Folgemission ICESat-2. Das sich an Bord befindende *Advanced Topographic Laser Altimeter System* (ATLAS), ein Laseraltimeter der zweiten Generation, vermisst 6 Höhenprofile gleichzeitig, was bereits nach einem Überflug Aussagen bezüglich der Geländeneigung in alle Richtungen ermöglicht (Markus u. a., 2017).

Tabelle 2.1 gibt einen Überblick über vergangene und aktuelle Satellitenaltimetriemissionen, welche zur Beobachtung der polaren Eisschilde angewandt wurden. Während ältere Missionen primär für die Ozeanaltimetrie entwickelt wurden und, entsprechend ihrer Bahninklination, nur Randgebiete der Eisschilde beobachteten, ermöglichen aktuellere Missionen wie ICESat, CryoSat-2 und ICESat-2 eine umfassende Vermessung bis in Polnähe.

Kapitel 3

Digitale Geländemodelle als Höhenreferenz

Die digitale Modellierung von Geländehöhen erfolgt grundsätzlich in einer von drei Formen: anhand eines unregelmäßigen Dreiecksnetzes, durch Isolinien definierter Höhenniveaus oder mittels eines regelmäßigen Gitters an Oberflächenhöhen. Trotz jeweiliger Vor- und Nachteile haben sich aufgrund einfacher Interpretation und Vergleichbarkeit sowie einer komfortablen Rechenimplementierung homogen gerasterte DGMs als Standard etabliert. Dabei wird die Qualität eines DGMs durch die gewählte Gitterweite begrenzt. (Wilson und Gallant, 2000)

Im Rahmen dieser Arbeit werden DGMs als absolute Referenz für die Validierung von satellitentaltimetrisch bestimmten Oberflächenhöhen genutzt. Mit dem ArcticDEM (Porter u. a., 2018) und *TerraSAR-X-Add-on for Digital Elevation Measurements*-(TanDEM-X)-Höhenmodell (Rizzoli u. a., 2017) finden zwei aktuelle und wissenschaftlich bereits etablierte Modelle Anwendung. Zusätzlich werden auf Grundlage von aktuellen sehr hochauflösten optischen Satellitenaufnahmen sowie Laserscanner-Befliegungen mittels eines in dieser Arbeit entwickelten Workflows weitere hochauflösende DGMs der Bearbeitungsgebiete prozessiert.

3.1 ArcticDEM

Das ArcticDEM ist eine Initiative des *Polar Geospatial Center* an der *University of Minnesota*, welches ein hochauflösendes sowie frei verfügbares DGM der gesamten Arktis, das gleichnamige ArcticDEM, produziert. Datengrundlage sind hochauflösende, panchromatische Satellitenbildaufnahmen der DigitalGlobe-Konstellation, bestehend aus mehreren WorldView- sowie dem Geo-Eye-1-Satelliten. Durch Anwenden von Stereo-Korrelationstechniken auf sich überlappende Bildpaare werden mit Hilfe des Softwarepaketes *Surface Extraction from TIN-based Searchspace Minimization* DGMs prozessiert. Da das ArcticDEM sämtliche Regionen nördlich des 60. Breitengrades, Alaska sowie die russische Halbinsel Kamtschatka umfasst, fokussiert sich die Prozessierung auf die Auswertung von Massendaten (engl. *Big Data*) mittels leistungsstarker Supercomputer. DGMs werden in Form eines Streifen- sowie eines Mosaik-Produktes angeboten. DGM-Streifen sind durchschnittlich 16 km bis 18 km breit, 110 km bis 120 km lang, resultieren aus einzelnen Satellitenüberflügen und haben daher einen festen Zeitstempel. Abhängig von der Anzahl an Überflügen einer Region bieten die DGM-Streifen eine gewisse zeitliche Auflösung, wel-

che sich für Untersuchungen bezüglich vorhandener Topografie- und Höhenänderungen eignen. Dabei ist zu beachten, dass die absolute Positionsgenauigkeit der Stereo-Korrelation im Meterbereich liegt. Zur Vergleichbarkeit einzelner Streifen ist es dementsprechend notwendig, diese anhand von Kontrollpunkten zu registrieren. Das Mosaik-Produkt wird aus einer Vielzahl der besten DGM-Streifen zusammengestellt. Dies resultiert in einer Reduzierung des Rauschens, störender Artefakte sowie von Datenlücken. Zusätzlich ist das Mosaik-Produkt mittels altimetrischer Höhen der ICESat-Mission registriert. Da jedoch eine unbestimmte Anzahl an Streifen aus mehreren unbestimmten Jahren bzw. Jahreszeiten verwendet werden, gestaltet sich eine Interpretation von Höhenvariationen gegenüber weiteren Beobachtungen sehr schwierig. Zusätzlich ergeben sich an den Übergängen der $50 \text{ km} \times 50 \text{ km}$ Mosaikzellen unschöne Sprünge der Oberflächenhöhe von bis zu einigen Dezimetern. Das mosaikierte ArcticDEM ist in der nativen Auflösung von 2 m, aber auch in reduzierten Varianten von 10 m, 32 m, 100 m, 500 m sowie 1000 m Auflösung, verfügbar. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wird das Mosaik-Produkt des ArcticDEM in aktueller Version *Release 7* als absolute Höhenreferenz angewandt. (Porter u. a., 2018)

Als Pendant zum ArcticDEM entwickelt das *Polar Geospatial Center* zeitgleich mit vergleichbarer Prozessierung ein kontinentweites DGM für die Antarktis - das *Reference Elevation Model of Antarctica* (REMA). Für vereinzelte Anwendungen findet in dieser Arbeit das Mosaik-Produkt der Version *Release 1.1* in der maximalen Auflösung von 8 m Anwendung. (Howat u. a., 2019)

3.2 TanDEM-X-Höhenmodell

Der 2010 gestartete Radarsatellit TanDEM-X umfliegt gemeinsam mit dem baugleichen Satellit TerraSAR-X, welcher sich bereits seit 2007 im Orbit befindet, in Formation die Erde. Gemeinsame Beobachtungen der verbauten abbildenden SAR-Systeme ermöglichen eine stereographische Vermessung der Erdoberfläche. Entfernungswinkel der verschiedenen Blickwinkel werden hierbei interferometrisch millimetergenau erfasst. Aufgrund der Nutzung des X-Bandes dringen Messsignale, speziell auf Eisschilden, mehrere Meter in die Oberfläche ein. Wechselhafte Firnbedingungen sowie Übergänge von Fels zu Eis resultieren in systematischen Fehlern der Oberflächendarstellung. (Krieger u. a., 2007)

Im September 2016 veröffentlicht der Betreiber Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt e. V. (DLR) auf Grundlage der bis dahin aufgenommenen Daten ein globales Höhenmodell (Rizzoli u. a., 2017). Mit einer relativen Höhengenaugigkeit von 2 m bis 4 m und, dank einer Kalibrierung mit ICESat, absoluten Positionsgenauigkeit von unter 10 m ist das TanDEM-X-DEM das bisher genaueste globale Höhenmodell (Wessel u. a., 2018). Während Teile des DGMs in einer Auflösung von 12 m und 30 m kommerziell vertrieben werden, ist ein auf 90 m Auflösung reduziertes Modell zur wissenschaftlichen Nutzung, wie den in dieser Arbeit stattfindenden Untersuchungen, frei verfügbar.

3.3 Ames Stereo Pipeline

Ames Stereo Pipeline (ASP) ist ein kostenloses quelloffenes Photogrammetrie-Werkzeug der *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) zur Generierung kartografischer Produkte, wie DGMs, Orthofotos, bündelblockausgeglichener Kameranetzwerke oder 3D-Modelle aus

optischen Aufnahmen. Ursprünglich wurde ASP für stereofotogrammetrische Anwendungen in Mars-Landern sowie deren ferngesteuerten Erkundungsrobotern entwickelt und während der Mars Pathfinder Mission, Mars Polar Lander Mission sowie der Mars Exploration Rover Mission eingesetzt. Aufgrund der zentralen Rolle hochaufgelöster Topografiemodelle zur Planung und Durchführung weiterer Landungsmissionen wurde APS im Zuge der Mars Global Surveyor Mission für Anwendungen der satellitengestützten Fernerkundung erweitert. Seit dem Oktober 2009 ist der Quellcode von ASP als Version 1.0.0 für Linux sowie macOS frei veröffentlicht und wird stetig erweitert sowie aktiv unterstützt. Besonderes Augenmerk lag auf der Bildverarbeitung von Erdbeobachtungssatelliten. Die hier verwendete aktuelle Version 2.6.2 (Beyer u. a., 2019) unterstützt Kameramodelle aller aktuellen Satellitenmissionen und ist für alle erdähnlichen Himmelskörper des Sonnensystems anwendbar. Einzelne Funktionen sowie deren Anwendung werden in der 200-seitigen Dokumentation umfassend erläutert. (Beyer u. a., 2018)

3.3.1 Datengrundlage

Für die im Rahmen der vorliegenden Arbeit zu untersuchenden Gebiete werden optische Stereoaufnahmen der Pléiades-Erdbeobachtungssatelliten genutzt. Die Pléiades-Konstellation, bestehend aus Pléiades-HR 1A und Pléiades-HR 1B, werden von der französischen Raumfahrtagentur *Centre National d'Études Spatiales* (CNES) betrieben und sind die direkten Nachfolger der SPOT-Satelliten. Sie steht im wirtschaftlichen Wettbewerb mit der amerikanischen DigitalGlobe Konstellation. Auf Anfrage werden panchromatische Along-Track-Stereobildpaare mit einer *Ground Sampling Distance* (GSD) von 0,5 m kommerziell bei *AIRBUS Defence & Space* bestellt. Abhängig von der gewählten Größe wird das Gebiet entweder in einem Stereopaar oder in einer Menge an sich überlappenden Stereopaaren abgebildet. Zusätzlich zu den in Abschnitt 1.3 beschriebenen Bearbeitungsgebieten OCB, Academy-Gletscher und Hagen Bræ werden zwei DGMs des antarktischen Inlandeisplateaus um die vom Alfred-Wegener-Institut betriebene Sommerstation Kohlen prozessiert.

Neben dem Bildpaar werden in den Metadaten Kameramodelle der einzelnen Aufnahmen mitgeliefert. Das Kameramodell beschreibt mathematisch die Abbildungsverhältnisse eines Sensors. Dabei müssen sowohl intrinsische Parameter als auch extrinsische Parameter beachtet werden. Intrinsische Parameter stellen den Zusammenhang zwischen dem Kamera- und dem Bildkoordinatensystem her. Dies umfasst u. a. die Pixelgröße, Brennweite und Linsenverzerrung. Intrinsische Parameter einer sich an Bord befindenden Kamera werden vor dem Satellitenstart in einer Messanlage mit sehr hoher Genauigkeit bestimmt. Extrinsische Parameter beschreiben die geografische Position und Orientierung des Kamerakoordinatensystems. Grundlage ist eine genaue Bestimmung des Orbits sowie des Roll- und Nick-Winkels des Satelliten. Die von *AIRBUS* gegebenen Kameraparameter liegen als *Rational Polynomial Camera*-(RPC-)Modell vor. Das RPC-Modell überführt mittels des Verhältnisses zweier kubischer Polynome verzerrte zweidimensionale Bildkoordinaten in dreidimensionale geografisch referenzierte Strahlen. Abhängig von der Größe der Polynome eignet sich das Modell für große sowie kleine Abbildungsgebiete. (Nefian u. a., 2009)

3.3.2 Workflow

Die Bedienung der ASP erfolgt über die Kommandozeile. Aufgerufenen Funktionen werden Dateipfade sowie spezifische Parameter übergeben. Mithilfe von Shell-Skripten sowie zusätzlichen

Funktionen der *Geospatial Data Abstraction Library* (GDAL) wird eine vollautomatisierter Prozessierung erarbeitet und auf einem Großrechner ausgeführt.

Neben den Richtlinien der Dokumentation orientiert sich der hier vorgestellte Workflow an Shean u. a. (2016) sowie Mayer (2018). In Shean u. a. (2016) wird die Generierung von DGMs auf Grundlage hochauflöster Stereo-Satellitenbildpaare für verschiedene Regionen des grönländischen Eisschildes beschrieben. Mayer (2018) beschreibt Vor- und Nachteile verschiedener Stereo-Algorithmen und kombiniert diese. Darüber hinaus werden Funktionen der aktuellen Version 2.6.2 (Beyer u. a., 2019) integriert. Abbildung 3.1 zeigt schematisch den Workflow der Datenprozessierung eines Stereopaars und unterstützt die folgenden Erläuterungen. Datenprodukte sind oval dargestellt, wobei rot markierte Ovale Eingangsdaten anzeigen. ASP-Funktionen sind rechteckig dargestellt. Der Quellcode findet sich in Anhang B.

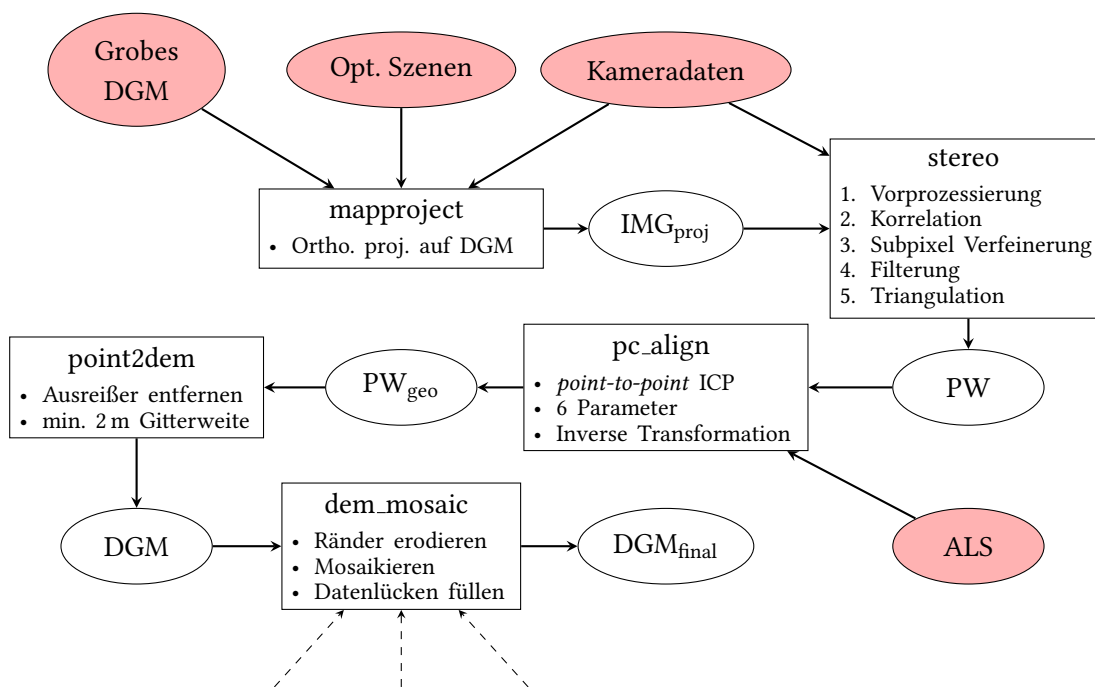


Abbildung 3.1: Schematische Darstellung des hier erarbeiteten Workflows. Ausgehend von den in rot markierten Eingabedaten wird über die Anwendung verschiedener hier rechteckig dargestellter ASP-Funktionen ein georeferenziertes DGM prozessiert. Die praktische Implementierung erfolgt über die Unix-Shell Bash.

Orthoprojizierung

Prinzipiell ist ASP in der Lage, aus den gegebenen Aufnahmen direkt in die gegenseitige Korrelation zu starten. Abhängig vom perspektivischen Unterschied der Aufnahmen kommt es jedoch schnell zu Zuordnungsproblemen, speziell bei Bereichen starker Geländeneigung. Um Datenlücken zu vermeiden und die Korrelation zuverlässiger zu gestalten, ist es sinnvoll, die Aufnahmen auf ein bereits vorhandenes, niedrig aufgelöstes DGM orthografisch zu projizieren. Für die gegenseitige Korrelation wird so ein Großteil der Ungleichheiten beseitigt. Anstatt von Grund auf ein neues DGM zu generieren, werden Residuen berechnet, um das existierende DGM zu verbessern. Für die hier prozessierten Bearbeitungsgebiete wird das ArcticDEM bzw. das REMA mit einer

Auflösung von 100 m verwendet. Für reine Gletscherregionen ist es aufgrund hoher Fließgeschwindigkeiten wichtig, auf die Aktualität des DGMs zu achten. Gegebenenfalls ist es sinnvoll, ein aus Rohdaten erzeugtes DGM zu glätten und in zweiter Iteration zur Projizierung zu verwenden. Die Orthoprojizierung erfolgt in ASP über die Funktion *mapproject*.

Stereo-Korrelation

Die Stereo-Korrelation stellt den Kern der gesamten Prozessierung dar und wird in ASP über die Funktion *stereo* initiiert.

Während der Vorprozessierung werden beide Aufnahmen grob zueinander ausgerichtet, wofür abhängig vom Sensor verschiedene Methoden zur Verfügung stehen. Aufgrund der bereits durchgeführten Ausrichtung der Aufnahmen während der Orthoprojizierung wird dieser Schritt übersprungen. Außerdem wird der *Laplacian of Gaussian*, eine spezielle Form des diskreten Laplace-Filters, als Vorprozessierungsfiler angewendet. Dies führt zu einer verringerten Empfindlichkeit gegenüber unterschiedlichen Lichtverhältnissen der Aufnahmen während der Korrelation.

Die gegenseitige Zuordnung eines Bildpixels erfolgt anhand eines auf dem Pixel zentrierten Fensters, welches mittels einer Verlustfunktion mit dem jeweils anderem Bild verglichen wird. Kleine Fenster ermöglichen die Zuordnung komplexerer Eigenschaften, erhöhen jedoch das Rauschen sowie die Gefahr auf Fehlzuordnungen. Für die Prozessierung wird die Fenstergröße auf $21 \text{ Pixel} \times 21 \text{ Pixel}$ festgelegt. Als Verlustfunktion wird die, im Vergleich zur absoluten oder quadratischen Differenzbildung deutlich robustere, aber auch langsamere, normalisierte Kreuzkorrelation angewendet. Mit dem Werkzeug *sparse_disp* bietet ASP eine abgewandelte Zuordnungsvariante, welche speziell für texturarme Regionen, wie z. B. auf Eisschilden, gedacht ist. Aufgrund der hohen GSD der Aufnahmen sowie der stark ausgeprägten Sastrugi ist eine Anwendung bei den infrage kommenden Bearbeitungsgebieten nicht notwendig.

Nach erster Korrelation werden zugeordneten Bildpixel auf Subpixel-Auflösung verfeinert. Die dafür in ASP verfügbaren Algorithmen weisen spezifische Vor- bzw. Nachteile in Hinblick auf Genauigkeit und Rechenzeit auf. In Shean u. a. (2016) werden verschiedene Algorithmen vergleichend untersucht. Die besten Ergebnisse, besonders erkennbar bei feineren topografischen Strukturen, werden mit dem *Bayesian expectation-maximization*-Algorithmus (Nefian u. a., 2009) erzielt. Die finalen Unterschiede bzw. Disparitäten der Pixel werden im Disparitätsbild gespeichert.

Um die Auswirkung von fehlerhaften Zuordnungen zu verringern, wird das Disparitätsbild vor der Triangulation gefiltert. Disparitäten, welche in der Differenz zu benachbarten Werten einen festgelegten Schwellwert überschreiten (*filter-mode* 1) sowie isolierte Datenpunkte bis zu einer Größe von 1024 Pixeln werden entfernt. Auf Grundlage des gefilterten Disparitätsbildes sowie der Kameramodelle wird durch Triangulation die Punktwolke der Oberfläche berechnet. Dabei treffen sich zwei in der Korrelation zugeordnete und mittels der Kameramodelle georeferenzierte Strahlen in der geografischen Position des abgebildeten Punktes. Aufgrund der endlichen Bildauflösung sowie der nur mit einer gewissen Genauigkeit bestimmbar Kameramodelle schneiden sich die Strahlen nicht, sondern nähern sich lediglich aneinander an. Der Abstand der Strahlen an diesem Punkt wird als Triangulationsfehler definiert. Eine weiterführende Erklärung sowie Auswertung des Triangulationsfehlers findet in Unterabschnitt 3.3.3 statt.

Co-Registrierung

Nach den Untersuchungen von Topan u. a. (2016) liegt die Genauigkeit der Pléiades-Konstellation für die dreidimensionale Georeferenzierung in X- und Y-Richtung im Dezimeter- und in Z-Richtung im Meterbereich. Vergleiche der hier generierten DGMs mit dem ArcticDEM bestätigen diese Ergebnisse. In Hinblick auf die sehr kleinen Kovergenzwinkel und die damit einhergehenden hohen Anforderungen an die Bestimmung der Kameraorientierung beeindruckt diese Genauigkeit enorm. Trotzdem ist es, vor allem für geodätische Anwendungen, notwendig, eine Co-Registrierung mit einer absoluten Höhenreferenz durchzuführen. Die ASP Funktion *pc_align* führt die Co-Registrierung einer Punktwolke bezüglich eines Höhenreferenzdatensatzes durch. Dabei können sowohl in einer Textdatei gelistete Kontrollpunkte, z. B. aus GNSS- oder ICESat-Messungen, als auch ganze Referenz-DGMs übergeben werden. Für die Registrierung wird der *iterative closest point algorithm* (ICP) (Pomerleau u. a., 2013) angewandt. Ausgabe ist eine 3×3 Rotationsmatrix sowie ein dreidimensionaler Translationsvektor. Darauf basierend findet eine 6-Parameter-Koordinatentransformation statt. Für ein möglichst genaues Ergebnis des ICP ist darauf zu achten, dass die dichtere Punktwolke als Referenz übergeben wird und die Transformation gegebenenfalls invers angebracht wird (Beyer u. a., 2018).

Zur Co-Registrierung werden hier aus ALS-Überflügen prozessierte DGMs (Helm, 2008) mit einer Auflösung von 25 m verwendet. Die Transformation findet invers statt. ALS-Befliegungen der Bearbeitungsgebiete des Hagen Bræ und Academy-Gletschers decken nicht alle Stereopaare ab, sodass die einzelnen aus der Stereo-Korrelation generierten DGMs zunächst nur miteinander registriert und erst nach dem Mosaikieren an das ALS-DGM aufgehängt werden. Zusätzlich kann es in Gletscherregionen aufgrund hoher Fließgeschwindigkeiten zu Fehlern bei der Co-Registrierung kommen. Für eine weiterführende Verbesserung des hier vorgestellten Workflows wäre es sinnvoll, die Referenz auf stabile Regionen zu filtern und die Zeitdifferenz zwischen den Stereo-Aufnahmen und der Referenz zu minimieren. Die Co-Registrierungsmethode von Nuth und Käab (2011) ist speziell für Gletscherregionen optimiert und könnte weitaus zuverlässigere Ergebnisse als der hier angewandte ICP liefern. Zusätzlich verspricht die globale Abdeckung, hohe zeitliche Auflösung sowie freie Verfügbarkeit der in Kapitel 4 vorgestellten ICESat-2-Höhenprofile eine optimale Datengrundlage für zukünftige Registrierungen.

Gitterung

Nach der Co-Registrierung wird die Punktwolke in einem ASP-eigenem Format gespeichert. Über die Funktion *point2dem* wird die Punktwolke in eine gerastertes 32 Bit GeoTIFF-Format umgewandelt. Es ist zu beachten, dass die finale Auflösung des DGM von einer Vielzahl an Parametern abhängt. Neben der GSD der Satellitenaufnahmen haben auch Fenstergröße der Stereo-Korrelation, Konvergenzwinkel zwischen den Kamerapositionen sowie das Gebiet selbst einen Einfluss. Abhängig von Beleuchtungsverhältnissen, Textur und Topografie variiert die Auflösung innerhalb eines Gebietes. Zur Minimierung der Dateigröße sowie der Rechenzeit weiterführender Operationen ist es ratsam, die ohnehin räumlich miteinander korrelierten Höhen zu mitteln. Eigene Untersuchungen sowie die von Shean u. a. (2016) zeigen, dass eine Mittelung der Gitterweite auf 2 m keinen signifikanten Informationsverlust gegenüber den ursprünglichen 0,5 m darstellt. Die Bearbeitungsgebiete des Hagen Bræ und Academy-Gletschers werden auf 2 m und OCB sowie Kohnen, aufgrund sehr geringer topografischer Variation, auf 25 m Gitterweite gemittelt.

Daneben wird während der Gitterung ein Ausreißerfilter angewendet. Höhen mit einem Triangulationsfehler, welcher das dreifache des oberen Quartils, also des 0,75-Quantils, überschreitet, werden als Ausreißer entfernt.

Mosaikieren

Abschließend werden die gefilterten und co-registrierten DGMs mittels der Funktion *dem_mosaic* zu einem Mosaik zusammengesetzt. Um grobe Fehler im Randbereich zu vermeiden, wird dieser bei allen DGMs um 10 m, etwa der halben Korrelationsfenstergröße, erodiert. Aufgrund der bereits stattgefundenen Registrierung sind die DGMs in den Überlappungsbereichen sehr ähnlich und werden mit gleicher Gewichtung gemittelt. Abschließend werden Datenlücken einer Ausdehnung von unter 100 Pixeln durch ein Interpolationsverfahren gefüllt.

Tabelle 3.1 gibt eine Übersicht über die hier prozessierten DGMs. Das Aufnahmedatum stellt den Zeitstempel der topografischen Geländedarstellung und das Datum der ALS-Befliegung den für die absolute Georeferenzierung dar. Das Bearbeitungsgebiet Kohnen ist vergleichsweise klein und wurde in einem Stereopaar geliefert, sodass kein Mosaikieren notwendig ist. Das 3 Monate ältere Stereopaar vom Dezember 2018 ist vom geographischen Ausmaß komplett in dem von 2019 enthalten.

Abbildung 3.2 zeigt das kolorierte Schummerungsbild des finalen DGMs des Hagen Bræ. Um die hohe Auflösung zu verdeutlichen, ist eine Unterregion deutlich vergrößert dargestellt. Erkennbare Strukturen wie Gletscherspalten, Schneeablagerung, Schmelzwasserabflüsse oder freiliegende Felsen besitzen Dimensionen von wenigen Metern. Zusätzlich ist die Differenz zu den aus den ALS-Überflügen prozessierten DGMs dargestellt. Es wird sichtbar, dass trotz der stattgefundenen Co-Registrierung die Differenzen im Meterbereich liegen. Grund ist die hohe zeitliche Variabilität der Gletscheroberfläche aufgrund der Fließbewegung und des Kalbens an der Gletscherfront kombiniert mit dem zeitlichen Versatz zwischen ALS-Befliegung und Satellitenbilddaufnahme. Eine zeitliche Analyse von Oberflächenhöhen eines Gletschers liefert u. a. Rückschlüsse auf die Gletscherdynamik (Benn und Evans, 2010). Höhendifferenzen auf der Wasseroberfläche jenseits der Gletscherfront liegen im Bereich weniger Dezimeter. Abbildungen der Bearbeitungsgebiete des Academy-Gletschers, OCB sowie Kohnen finden sich im Abschnitt A.2 des Anhangs.

Tabelle 3.1: Überblick der mittels ASP prozessierten DGMs. Abhängig von der Fläche liefert AIRBUS pro Gebiet eine bestimmte Anzahl an Stereopaaren. Das Datum der Satellitenaufnahme sowie der Georeferenz spielt für eine Analyse der Oberflächenhöhen und Höhenänderungsraten eine essenzielle Rolle. Das für Kohnen genutzte ALS-DGM ist eine Kombination verschiedener im Jahr 2014 durchgeführter Messkampagnen.

Gebiet	Stereopaare	Fläche [km ²]	Auflösung [m]	Aufnahmedatum	Georeferenz
OCB	3	703	25	22.05.2019	ALS: 11.04.2018
Academy	3	413	2	01.05.2019	ALS: 30.08.2018
Hagen Bræ	7	1319	2	01.05.2019	ALS: 30.08.2018
Kohlen	1	71	25	20.12.2018	ALS: Dez. 2014
	1	129	25	20.02.2019	

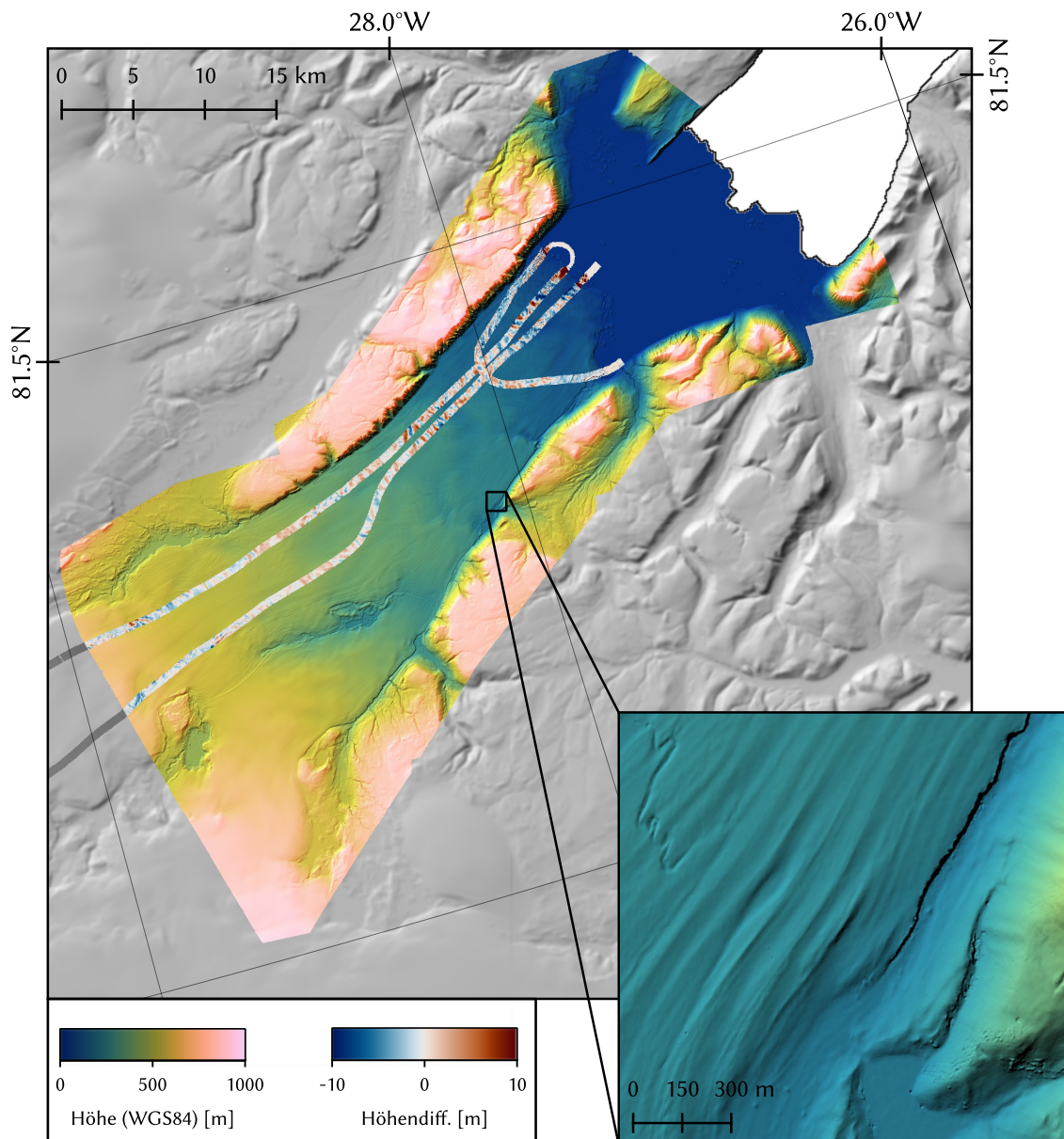


Abbildung 3.2: Koloriertes Schummerungsbild des aus der ASP-Prozessierung stammenden DGM des Hagen Bræ. Der unten rechts deutlich vergrößerte Bildausschnitt hebt die hohe Auflösung von 2 m hervor. Zusätzlich ist die Differenz bezüglich des aus den ALS-Befliegungen prozessierten DGMs dargestellt.

3.3.3 Genauigkeitsuntersuchung

Eine Genauigkeitsuntersuchung der prozessierten DGMs findet anhand eines Vergleiches mit dem ArcticDEM bzw. REMA sowie mittels Auswertung des Triangulationsfehlers statt. Der Triangulationsfehler wurde bereits als Entfernung der zwei Strahlen am zugehörigen Bodenpunkt definiert. Er beschreibt, wie schlüssig die zwei Kameramodelle an diesem Punkt sind. Dabei ist zu beachten, dass der Triangulationsfehler lediglich Aussagen bezüglich der inneren DGM-Genauigkeit trifft. Während DGMs mit enorm hohen Triangulationsfehlern fraglos fehlerhaft sind, können Prozessierungen mit kleinen Triangulationsfehler trotzdem zu einem falschen Ergebnis führen. Besonders aussagekräftig ist die räumliche Verteilung der Triangulationsfehler.

Großräumig verteilte Fehler resultieren aus Unstimmigkeiten zwischen den Kameramodellen und kleinräumig verteilte Fehler aus Fehlzuordnungen während der Stereo-Korrelation.

Tabelle 3.2 stellt die Bearbeitungsgebiete mit jeweils dem Mittelwert und Standardabweichung des Triangulationsfehlers sowie der Differenz zum ArcticDEM bzw. REMA gegenüber. Der mittlere Rauheitsindex berechnet sich aus der größten Differenz eines Datenpunktes mit den umliegenden Punkten (Wilson u. a., 2007) und dient hier als grobe Charakterisierung der Topografie. Das Mittel des Triangulationsfehlers eignet sich nicht, um Genauigkeitsaussagen über die hier prozessierten DGMs zu treffen. Er beschreibt vor allem die absolute Positionsgenauigkeit der Kamerakoordinatensysteme. Aufgrund der hier nach der Korrelation durchgeführten Co-Registrierung der DGMs mit der ALS-Referenz wird diese absolute Verschiebung korrigiert. Für sehr große mittlere Triangulationsfehler oder bei keiner folgenden Co-Registrierung wäre es zwingend notwendig, die Kamerapositionen vor der Stereo-Korrelation in einer Bündelblockausgleichung (Triggs u. a., 1999) anzupassen. Im Gegensatz dazu liefert die mittlere räumliche Variation des Triangulationsfehlers, beschrieben durch die Standardabweichung, Rückschlüsse auf die Qualität der Stereo-Aufnahmen, der intrinsischen Kameraparameter sowie der Bestimmung der Kameraorientierungen. DGMs mit einer hohen Standardabweichung des Triangulationsfehlers stellen das Gelände fehlerhaft dar. Die für die Bearbeitungsgebiete Academy, Hagen Bræ und Kohnen berechneten Werte im Bereich von 4 cm bis 13 cm unterstreichen die gute Schlüssigkeit der Kameramodelle. Auffällig ist jedoch, dass im OCB-Gebiet trotz einer geringen Rauheit und der damit einhergehenden leichter durchführbaren Stereo-Korrelation die Standardabweichung des Triangulationsfehlers mit 39 cm weit über dem der restlichen Bearbeitungsgebiete liegt. Dieser Umstand wird im nächsten Abschnitt umfassend untersucht. Bei Betrachtung der Differenz zum ArcticDEM bzw. REMA zeigen sich die topografischen Merkmale der einzelnen Gebiete noch deutlicher. Auch hier spiegelt der Mittelwert keine Qualitätseigenschaften der Geländedarstellung wider, sondern beschreibt den Unterschied zwischen der absoluten Höhe, was einem Vergleich von ICESat und der ALS-Befliegung entspricht, sowie eventuellen Höhenänderungen. Aufgrund der Gletscherdynamik und unterschiedlicher Zeitstempel weisen der Hagen Bræ und Academy-Gletscher im Mittel sowie in der Standardabweichung vergleichsweise große Differenzen von über 3 m auf. In Kohnen begrenzen sich die Höhendifferenzen vor allem auf das unmittelbare Gebiet der Station. Ursachen sind u. a.

Tabelle 3.2: Genauigkeitsuntersuchung der mittels ASP prozessierten DGMs mit Hinblick auf die Rauheit der Topografie. Der Triangulationsfehler ist ein aus der Stereo-Prozessierung stammendes Maß für die innere Genauigkeit. Höhendifferenzen zum ArcticDEM bzw. REMA geben einen Ersteindruck bezüglich der äußeren Genauigkeit.

Gebiet	Mittl. Rauheitsindex [m]	Triangulationsfehler		Diff. zu ArcticDEM/REMA	
		Mittel [m]	Standardabw. [m]	Mittel [m]	Standardabw. [m]
OCB	0,27	0,48	0,39	0,66	1,58
Academy	0,93	0,81	0,13	3,70	3,47
Hagen Bræ	0,80	0,40	0,10	3,37	4,75
Kohnen ₂₀₁₈	0,17	1,45	0,04	0,30	0,54
Kohnen ₂₀₁₉	0,20	1,39	0,04	0,27	0,24

Planiermaßnahmen für Wege und Flugzeuglandebahnen, Oberflächenabtragung zum Befüllen der Schneeschmelze sowie Verlagerungen von Wohncontainern und Pistenraupen. Das kleinere DGM von 2018 ist dementsprechend stärker betroffen. Das OCB-Gebiet zeigt auch hier mit über 1,5 m eine Standardabweichung, die deutlich über dem zu erwartenden Wert liegt.

Lösungsansatz: Fehlerhafte Kameramodelle des OCB-Gebietes

Eine spezifische Genauigkeitsuntersuchung des OCB-Gebietes zeigt, dass trotz gleicher Prozessierung nur eines der drei Untergebiete, nämlich das geografisch mittlere, außergewöhnlich variable Fehler bzw. Differenzen aufweist. Abbildung 3.3 stellt, von links nach rechts, den Triangulationsfehler, die Höhendifferenz zum ArcticDEM und die Höhe mit Differenz zum ALS-DGM des mittleren OCB-Untergebietes dar. Alle Karten zeigen ein äquivalentes in Flugrichtung ausgerichtetes Streifenmuster. Ursache dieses Effektes ist ein Wackeln der in dem Satelliten verbauten Zeilenkamera um die im Kameramodell spezifizierte Position und Orientierung. Dies resultiert in ein Anhängen von Pixelreihen in der Aufnahme, was in der Stereokorrelation systematische Fehlerstreifen verursacht. Aufgrund der Funktionsweise satellitengestützter Zeilenkameras ist dieser Verwacklungseffekt (engl. *Camera Jitter*) nicht zu vermeiden und in allen Stereo-Prozessierungen, wie auch in der des ArcticDEM oder REMA, vorhanden. Üblicherweise belaufen sich die Fehler auf wenige Zentimeter und nicht wie hier auf bis zu drei Meter. Aufgrund der Ausdehnung des Fehlermusters über das gesamte Teilgebiet können Korrelationsfehler ausgeschlossen werden. Folglich ist die Ursache, dass mindestens eines der zwei RPC-Kameramodelle des entsprechenden Stereopaars fehlerbehaftet ist. Auf Nachfrage bei AIRBUS konnte der Fehler reproduziert jedoch nicht gelöst werden.

Abhängig von der Koeffizientenanzahl verschlechtert sich die Genauigkeit des RPC-Modells mit zunehmender Bildgröße. Für außergewöhnlich große Bilder sowie für fehlerbehaftete Kameramodelle bietet ASP mit der Funktion *cam2rpc* die Möglichkeit, ein neues RPC-Modell für ein bestimmtes Gebiet zu berechnen. Neben der Aufnahme und dem Ausgangskameramodell müssen

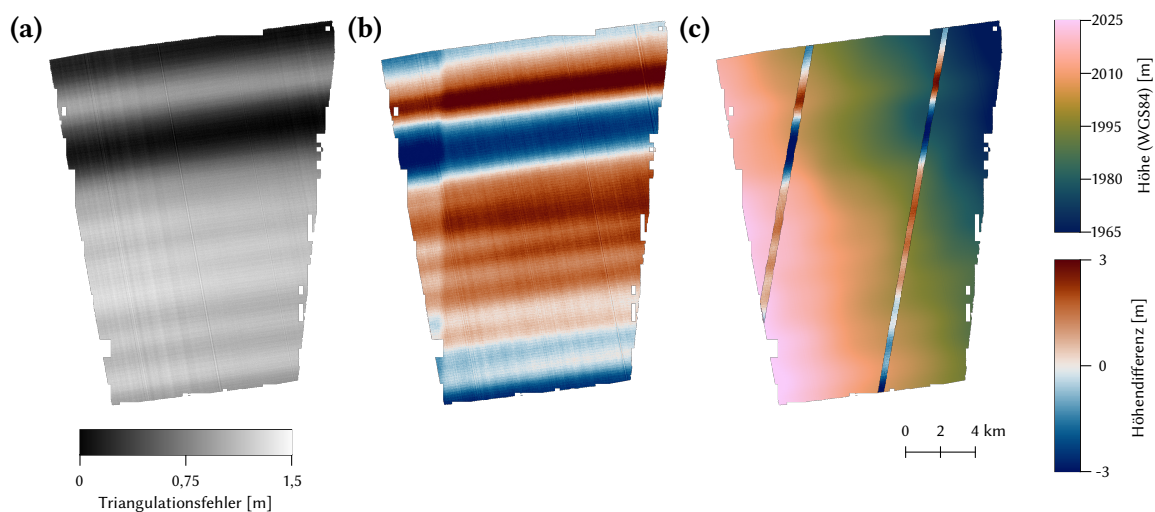


Abbildung 3.3: Räumliche Darstellung (a) des Triangulationsfehlers, (b) der Höhendifferenz zum ArcticDEM und (c) der Höhe und Höhendifferenz zum ALS-DGM für den mittleren Teil des OCB-Gebietes. Neben dem problematischen Streifenmuster ist in (b) eine Mosaikgrenze des ArcticDEM erkennbar.

die Dimension sowie das Datum des Untergebietes übergeben werden. Längen-, Breiten- sowie Höhendimension können entweder direkt angegeben oder aus einem DGM entnommen werden. Ausgabe von *cam2rpc* ist ein für das Untergebiet angepasstes RPC-Modell sowie die zugehörige geschnittene Aufnahme. Das mittlere OCB-Gebiet wird in drei sich überlappende Untergebiete geteilt, für welche jeweils ein neues RPC-Modell berechnet wird. Ausgehend von den geschnittenen Aufnahmen sowie den neuen Kameramodellen findet die weitere Prozessierung unverändert statt. Abbildung A.1 im Anhang zeigt den für den mittleren Teil des OCB-Gebietes angepassten Workflow. Abbildung 3.4 zeigt die Höhendifferenz zum ArcticDEM sowie die Höhe mit Differenz zum ALS-DGM. Im Vergleich zu der mit gleicher Skalierung dargestellten Abbildung 3.3 wird eine deutlich geringere Variation der Höhendifferenzen sichtbar. Restfehler begrenzen sich auf Regionen am Gebietsrand. Die Integration der Funktion *cam2rpc* führt beim gesamten OCB-Gebiet in Rückblick auf Tabelle 3.2 zu einer verringerten mittleren Standardabweichung des Triangulationsfehlers von 0,39 m auf 0,18 m und der mittleren Höhendifferenz zum ArcticDEM von 1,58 m auf 0,43 m.

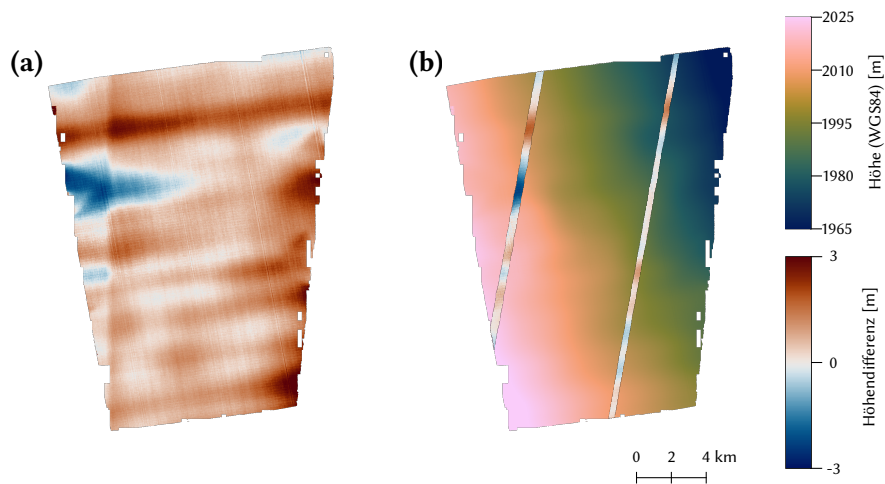


Abbildung 3.4: Räumliche Darstellung der (a) Höhendifferenz zum ArcticDEM und (b) Höhe und Höhendifferenz zum ALS-DGM des mittleren OCB-Gebietes nach der Neuberechnung der RPC-Kameramodelle. Die Farbskalierung ist dieselbe wie in Abbildung 3.3.

Kapitel 4

ICESat-2: Validierung der Eisoberflächenhöhe

Die NASA-Mission ICESat-2 steht aktuell im wissenschaftlichen Fokus verschiedener geowissenschaftlicher Arbeitsgruppen. Nach einer einmonatigen Testphase im Orbit befindet sich ICESat-2 seit dem 14. Oktober 2018 im operativen Betrieb. Geplant ist eine kontinuierliche Vermessung aller Regionen der Erde für mindestens drei Jahre. Seit Mai 2019 ist der erste Satz an Daten, welcher den Zeitraum Oktober 2018 bis Februar 2019 umfasst, für die Wissenschaft frei verfügbar.

Nach einer kurzen Erläuterung der Besonderheiten von ICESat-2 sowie des hier verwendeten Datenproduktes findet in diesem Kapitel eine umfassende absolute Validierung der ATL06-Eisoberflächenhöhen statt. Grundlage sind die in Kapitel 3 eingeführten Referenz-DGMs der einzelnen Bearbeitungsgebiete.

4.1 Die Laseraltimetriemission ICESat-2

Trotz Komplikationen aufgrund der Laserlebensdauer erwies sich die Pioniermission ICESat, welche von 2003 bis 2009 operativ war, als wissenschaftlicher Erfolg. Messungen halfen der besseren Einschätzung von Gletscherdynamiken (Pritchard u. a., 2009), der Entdeckung und Kartierung subglazialer Seen (Smith u. a., 2009), der Beobachtung von Abdeckung sowie Freibordhöhen des Meereises (Kwok u. a., 2009), der Signaltrennung für Massenvariationen des Eises und der festen Erde für GRACE (Groh u. a., 2012), der Abschätzung von Vegetationshöhen (Lefsky u. a., 2005), einer zuverlässigen Vermessung kleinerer Binnengewässer und Küstenbereiche (Urban u. a., 2008) sowie einem erweiterten Verständnis atmosphärischer Charakteristika (Spinhirne u. a., 2005). Darauf aufbauend beschreibt Abdalati u. a. (2010) Anforderungen und potenzielle Konzepte der Nachfolgemission ICESat-2. Diskussionsschwerpunkt war eine zuverlässigere und genauere Vermessung der küstennahen Gletscherregionen. Während der einzelne Laserstrahl von ICESat während eines Überfluges nicht zwischen Höhenvariation und Geländeneigung unterscheiden konnte (Pritchard u. a., 2009), besitzt das ATLAS auf ICESat-2 mittels sechs getrennter Strahlen sowie eines deutlich verkleinerten Footprints, von 65 m auf 17 m, eine weitaus höhere räumliche Auflösung sowie orbitweise Beobachtungen der Geländeneigung entlang sowie quer zur Flugrichtung. Damit werden auch genauere sowie zeitlich höher aufgelöste Beobachtungen des Meereises ermöglicht. Außerhalb der Eisschilde

und Ozeane ist ICESat-2 in der Lage, Vegetationshöhen zu vermessen, was einen erheblichen Beitrag zur Schätzung des globalen Kohlenstoffvorrates und dessen Variation beitragen wird. Abbildung 4.1 stellt die Aufnahmegeometrie von ICESat-2 schematisch dar. Die sechs Strahlen werden in drei Paare aufgeteilt, wobei der Abstand zwischen den Bodenspuren eines Paares 90 m und der zwischen zwei Paaren 3 km beträgt. Die Abdeckung quer zu Flugrichtung beträgt somit 6 km. Mit einem exakten Wiederholorbit von 91 Tagen wird ICESat-2 entsprechende Bodenspuren einmal zu jeder Jahreszeit überfliegen. Im Vergleich zum Kampagnenmodus von ICESat ist die räumliche Abdeckung von ICESat-2 um ein neunfaches höher. (Markus u. a., 2017)

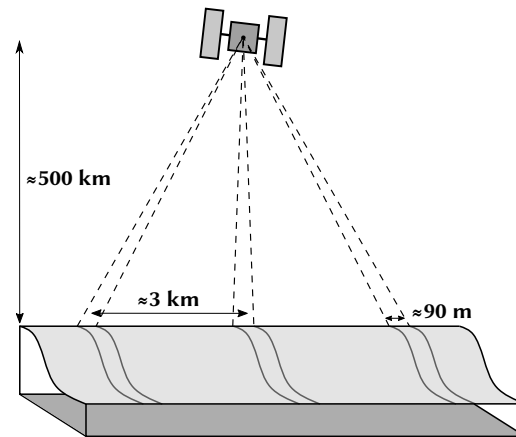


Abbildung 4.1: Aufnahmegeometrie der 6 Laserstrahlen von ICESat-2. (nach Brunt u. a., 2014)

Das Beobachtungskonzept des ATLAS als satellitengestütztes Laseraltimeter der zweiten Generation unterscheidet sich zudem maßgeblich gegenüber dem des *Geoscience Laser Altimeter System* (GLAS) an Bord von ICESat. Während das GLAS entsprechend der beam-limitierten Altimetrie einzelne Waveformen der reflektierten Signale aufnimmt und über das Anpassen einer simplen Gauß-Funktion die Laufzeit des Pulses bestimmt, zählt ALTAS alle von den Sensoren empfangenen Einzelphotonen. Für jedes Photon findet eine Laufzeitmessung und Ortsbestimmung statt. Ausgehend von dem georeferenzierten Photonenprofil, dem ATL03-Produkt (Neumann u. a., 2019a), werden über statistische Filter sowie Algorithmen der Punktwolkenverarbeitung weitere Datenprodukte im Bezug auf Landeis, Meereis, Ozean oder Vegetation prozessiert. Abbildung 4.2 gibt einen Überblick über die ATLAS-Datenprodukte. Bisher (Stand: Oktober 2018) sind alle Level 1, 2 und 3A-Daten zum freien Download verfügbar.

4.2 ATL06: Eisoberflächenhöhe

Die Eisoberflächenhöhe ATL06 ist eines von sechs Level-3A-Datenprodukten, welche aus den georeferenzierten Photonen abgeleitet werden. ATL06 wird für jeden der sechs Strahlen einzeln prozessiert. Dabei wird ein Photonenprofil in 40 m lange, sich um 20 m überlappenden Segmente geteilt, für welche jeweils eine mittlere Höhe berechnet wird. Der Punktabstand eines ATL06-Höhenprofils entspricht etwa 20 m. Um die Berechnung der Geländeneigung quer zur Flugrichtung zu erleichtern, werden die Along-Track-Positionen der gemittelten Höhen eines Strahlenpaares zueinander ausgerichtet. Des Weiteren befinden sich gemittelte Höhen verschiedener Wiederholorbits immer an derselben Position, was die Berechnung von Höhenänderungsraten vereinfacht. Eine genaue Beschreibung des Algorithmus, welcher auf der Methode der kleinsten Quadrate in Kombination einer Vielzahl an Bias-Korrekturen aufbaut, findet sich im entsprechenden *Algorithm Theoretical Basis Document* (Smith, 2019).

Der Download sämtlicher ICESat-2 Produkte erfolgt entweder über Webanwendungen der Internetseiten *NASA earthdata*, *National Snow and Ice Data Center* (NSIDC) und *openaltimetry* oder über die Programmierschnittstelle des *NASA Distributed Active Archive Center*. Die heruntergeladenen Daten sind in Form von NetCDF-Dateien verfügbar.

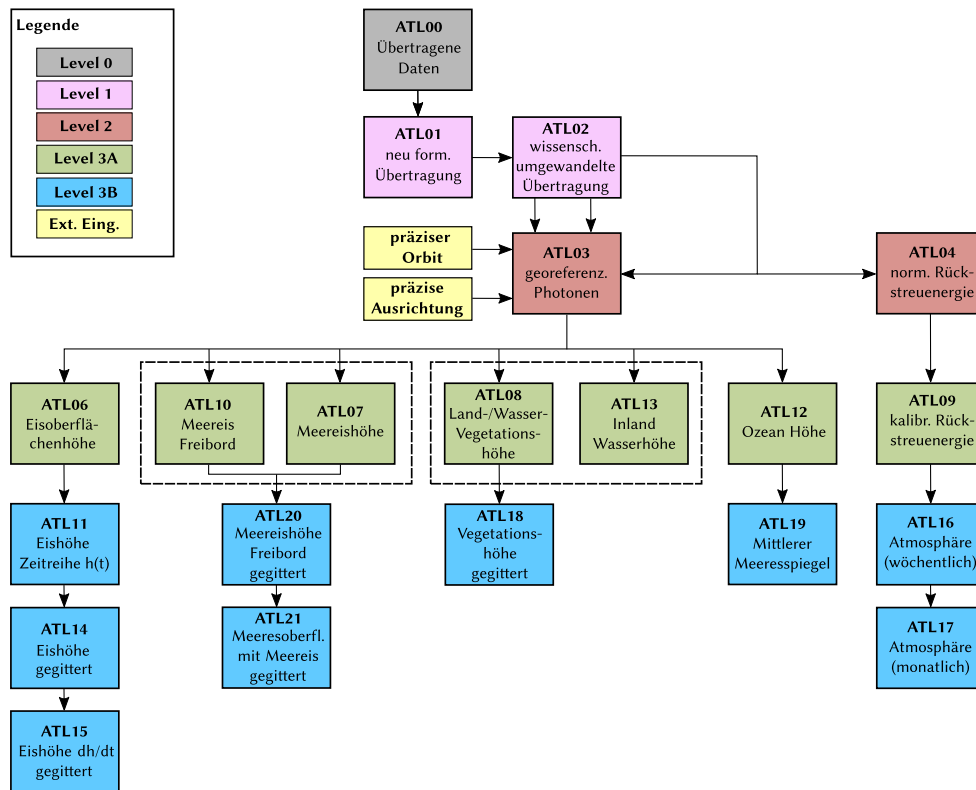


Abbildung 4.2: Prozessierungs-Workflow der ATLAS-Datenprodukte von ICESat-2. Die unterschiedlichen Farben signalisieren das Level der Prozessierung. (nach Neumann u. a., 2019b)

tergeladenen ATL06-Höhen liegen segmentweise im *HDF5*-Format vor. Eine Datei beinhaltet den Abschnitt eines Breitengrades für einen Überflug. Neben den Höhen und Positionen der sechs Bodenspuren finden sich Metadaten, Orbitinformation, statistische Parameter aus der Prozessierung sowie eine Reihe an Qualitäts- bzw. Hilfsparametern (engl.: *quality*- oder auch *ancillary-flags*). Diese Hilfsparameter weisen auf eventuelle Probleme hin und eignen sich zu einer Qualitätsbeurteilung sowie Selektion der Daten.

4.3 Selektion

Bei klarem Himmel sowie leichter Bewölkung berechnet der ATL06-Algorithmus zuverlässige Oberflächenhöhen. Falls zurückgestreute Oberflächensignale nicht messbar oder zu schwach sind, findet keine Höhenschätzung statt, was zu Datenlücken führt. Deutlich problematischer hingegen sind Ansammlungen von Rauschphotonen, welche fälschlicherweise als Oberflächenhöhen identifiziert werden. Berechnete Höhen können daher zufällige Fehler bis in den Kilometerbereich ausweisen. Zusätzlich kann bodennaher Nebel oder Schneetreiben zu schwer identifizierbaren systematischen Fehlern im Meterbereich führen. Über den Hilfsparameter *quality_summary* werden die Daten auf bestmögliche Höhenschätzungen klassifiziert. Dies erfolgt über eine Reihe an Schwellwerten bezüglich des Signal-Rausch-Verhältnisses, der vertikalen Photonendichte der Oberfläche und des berechneten Höhenfehlers. Der vom Algorithmus propagierte Höhenfehler hat keinen Bezug auf die Georeferenzierung und ist somit von Segment zu Segment weitgehend unkorreliert. Daher ist es sinnvoll, zusätzlich zum *quality_summary* einen

Schwellwert des vertikalen Georeferenzierungsfehlers zu berücksichtigen. Der vertikale Georeferenzierungsfehler resultiert aus dem zeitlich korrelierten Fehler bezüglich der Ausrichtung und des Orbits des Satelliten. In der derzeitigen ersten Version sind die Abschätzungen bezüglich des Georeferenzierungsfehlers noch nicht final. Aktuell wird lediglich ein ungenauer, nach Angaben des NSIDC deutlich zu hoch geschätzter (National Snow and Ice Data Center, 2019) Wert angegeben. Für die hier erarbeitete Selektion wird der Schwellwert der Vertikalkomponente des Georeferenzierungsfehlers $\sigma_{geo.h}$ auf 100 m festgelegt. Bei nachfolgenden Veröffentlichungen findet gegebenenfalls eine Anpassung statt.

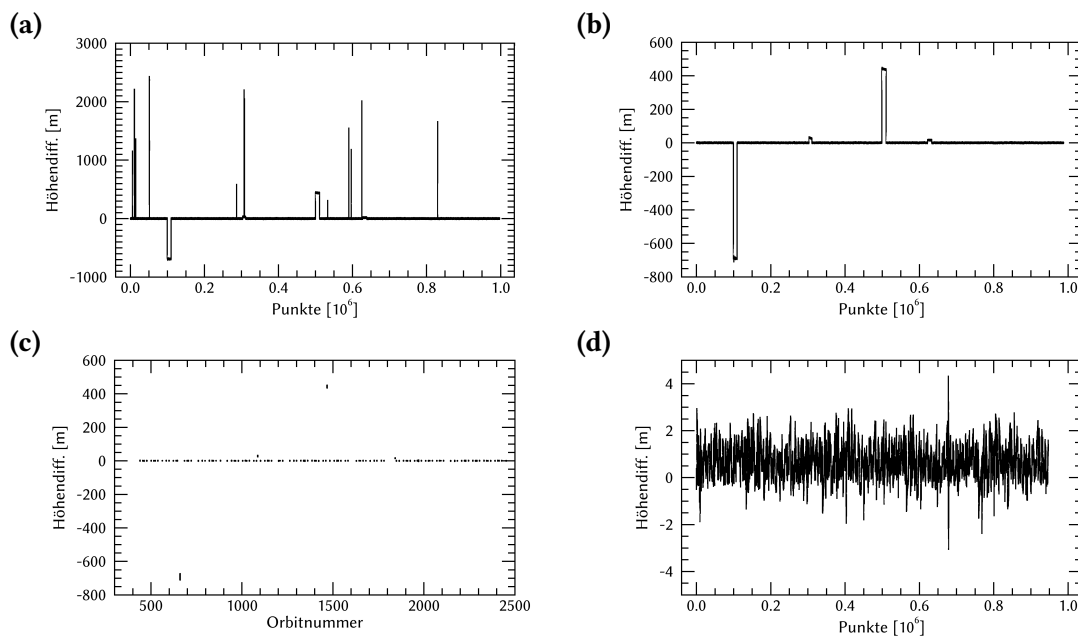


Abbildung 4.3: Schrittweise Darstellung der hier erarbeiteten Selektion der ATL06 Eisoberflächenhöhen. Abgebildet sind die ATL06-Höhendifferenzen des gesamten OCB-Gebietes (Länge: 30 - 40°W; Breite: 79 - 80°N) bezüglich des ArcticDEMs. Dabei entspricht **(a)** dem Ausgangsdatensatz, **(b)** der ersten Ausreißerelimination anhand der Hilfsparameter, **(c)** der Gegenüberstellung der einzigartigen Orbitnummer und **(d)** dem Datensatz nach der Selektion. *Anmerkung: Die Dimensionen der y-Achsen sind zu beachten.*

Für eine Beurteilung der Selektion sind exemplarisch in Abbildung 4.3 die Höhendifferenzen zum ArcticDEM des gesamten OCB-Gebietes dargestellt. Differenzen der einzelnen Überflüge werden der zeitlichen Reihenfolge entsprechend, von Oktober 2018 bis Februar 2019, fortlaufend dargestellt. Obwohl durch die Berücksichtigung der Hilfsparameter, wie in Abbildung 4.3 **(b)** gezeigt, alle fehlerhaft identifizierten Höhen eliminiert wurden, weisen die Daten immer noch Höhenabweichungen ganzer Segmentabschnitte auf, welche erheblich von den restlichen sowie dem ArcticDEM abweichen. Eine weiterführende Betrachtung der Differenzen gegenüber der fortlaufenden Orbitnummer, dargestellt in Abbildung 4.3 **(c)**, zeigt, dass sich Fehler auf einzelne Satellitenüberflüge beschränken, diese aber komplett betreffen. Eine wahrscheinliche Ursache für diese streng zeitlich korrelierten Abweichungen sind Fehler bei der Bestimmung oder beim rechnerischen Anbringen des Satellitenorbits, obwohl betroffene Datenpunkte nicht mit einem entsprechend hohen Georeferenzierungsfehler dokumentiert sind. Die sichtbar höhere Streuung der Höhendifferenz betroffener Überflüge zeigt zudem, dass es sich nicht um eine konstante Abweichung, sondern um einen zeitlich variablen Effekt handelt. Dementsprechend werden in dieser

Ausarbeitung keine weiteren Versuche unternommen, entsprechende Überflüge mit dem restlichen Datensatz auszugleichen. Stattdessen wird für jeden Orbit die mittlere Höhendifferenz zum Median des Gesamtdatensatzes bestimmt und Überflüge mit mittleren Differenzen von über 5 m entfernt. Abbildung 4.3 (d) zeigt den selektierten Datensatz. Restliche Differenzen bewegen sich abhängig von der Region im Zentimeter bis Meterbereich und sind zentraler Gegenstand der absoluten Validierung.

4.4 Absolute Validierung

Die Grundidee der absoluten Validierung wird in Abschnitt 2.4 erläutert. Die Selektion der ICESat-2 ATL06-Höhen findet entsprechend Abschnitt 4.3 für alle hier bearbeiteten Gebiete in gleicher Weise statt. Bei der Betrachtung von Höhendifferenzen fungiert im Rahmen der gesamten Arbeit die Höhenreferenz stets als Subtrahend. Mit Rücksicht auf die Robustheit der Auswertung werden der Median als absolutes Fehlermaß und die mittlere absolute Abweichung zum Median (*Median absolute deviation*, MAD) als Streuungsmaß eingeführt. Der MAD einer Stichprobe $x = (x_1, x_2, \dots, x_n)$ ist definiert durch:

$$MAD = \text{median}(|x - \text{median}(x)|). \quad (4.1)$$

Median und MAD sind im Vergleich zum arithmetischen Mittel und der Standardabweichung weniger anfällig gegenüber Ausreißern und der Verletzung der Annahme der Normalverteilung.

4.4.1 Bias einzelner Laserstrahlen

Um eventuelle Biase zwischen den einzelnen Laserstrahlen zu erkennen, werden diese zunächst getrennt voneinander untersucht. Dafür werden die bereits in Abschnitt 4.3 verwendeten Höhendifferenzen zum ArcticDEM des gesamten OCB-Gebietes betrachtet. Tabelle 4.1 stellt dafür den Median mit entsprechendem MAD für alle sechs Laserstrahlen dar. Dabei werden die zwei Zeitintervalle bis bzw. ab dem 28.12.2018 betrachtet. Dies hat den Hintergrund, dass ICESat-2 zweimal jährlich seine Gier-Orientierung um 180° ändert, um die Effizienz der Solarpaneele zu maximieren. Am 28.12.2018 fand erstmals ein Wechsel von der Vorwärts- zur Rückwärtsorientierung statt. Dabei änderten sich die Zuordnungen der Laserstrahlen bezüglich der Bodenspuren. Die Streuung des MAD der verschiedenen Strahlen eines Zeitraumes liegt im Bereich von 1 cm bis 2 cm. Zwischen den einzelnen Lasern ist kein Bias feststellbar. Die Verschiebung des Medians von 6 cm ist auf eine Abnahme der Oberflächenhöhe zurückzuführen.

4.4.2 Unterschied aufsteigender und absteigender Überflüge

Höhendifferenzen an Kreuzungspunkten auf- und absteigender Satellitenbahnen werden zur effektiven Abschätzung von Höhenänderungsraten genutzt. Neben dieser zeitlichen Komponente weisen Kreuzungspunktdifferenzen der Radaraltimetrie ein stationäres, jedoch räumlich variierendes Muster auf. Nach derzeitigem Stand der Wissenschaft liegt der Ursprung dieses Effektes in der Anisotropie, also Richtungsabhängigkeit, der polarisierten Radarsignale bei Interaktion mit der Oberfläche (Legrésy u. a., 1999; Rémy u. a., 2006). Ein Zusammenhang mit der vorherrschenden Windrichtung und der daraus resultierenden Sastrugiausrichtung konnte bisher nur unter sehr speziellen Rahmenbedingungen nachgewiesen werden (Armitage u. a., 2014).

Tabelle 4.1: Untersuchung der sechs Laserstrahlen von ICESat-2 für die Zeiträume bis bzw. ab dem 28.12.2018. Der Median sowie MAD der Höhendifferenz zum ArcticDEM sind tabellarisch sowie als Fehlerbalken dargestellt.

Bodenspur	Strahl	$\Delta h = h_{ATL06} - h_{ArcticDEM}$ [m]	$\widetilde{\Delta h}$ [m]	MAD [m]
14.10.18 - 27.12.18				
GT1L	6		0,62	0,52
GT1R	5		0,62	0,51
GT2L	4		0,64	0,51
GT2R	3		0,62	0,51
GT3L	2		0,62	0,52
GT3R	1		0,64	0,52
Gesamt	-		0,63	0,52
28.12.18 - 23.02.19				
GT1L	1		0,56	0,52
GT1R	2		0,57	0,53
GT2L	3		0,58	0,54
GT2R	4		0,59	0,53
GT3L	5		0,56	0,55
GT3R	6		0,56	0,55
Gesamt	-		0,57	0,54

Da Lasersignale am Firn oberflächennah reflektiert werden, sind für ICESat-2 keine Auswirkungen dieses Effektes zu erwarten. Tabelle 4.2 stellt, wieder für das OCB-Gebiet, Höhendifferenzen der aufsteigenden und absteigenden Satellitenbahnen zum ArcticDEM gegenüber. Unterschiede des Median sowie MAD liegen im Bereich unter einem Zentimeter. In Hinblick auf die topografische Homogenität des Gebietes können so stationäre Signale der ATL06-Höhen aufgrund der Satellitenbahn ausgeschlossen werden.

Tabelle 4.2: Untersuchung aufsteigender und absteigender Satellitenüberflüge. Der Median sowie MAD der Höhendifferenz zum ArcticDEM sind tabellarisch sowie als Fehlerbalken dargestellt.

Satellitenbahn	$\Delta h = h_{ATL06} - h_{ArcticDEM}$ [m]	$\widetilde{\Delta h}$ [m]	MAD [m]
Aufsteigend		0,60	0,53
Absteigend		0,60	0,52
Gesamt		0,60	0,52

4.4.3 Gebietsweise Betrachtung

Unter Anwendung der in Kapitel 3 eingeführten Referenz-DGMs werden die ATL06-Höhen für die einzelnen Bearbeitungsgebiete untersucht. Dabei werden für jede Region nur die ICESat-2-Datenpunkte betrachtet, welche in allen drei Referenz-DGMs liegen. Gebietsgrößen werden demnach durch die Dimensionen des ASP-DGMs begrenzt. Mittels eines bilinearen Interpolationsverfahrens bekommt jede ATL06-Höhe drei Referenzhöhen zugeordnet. Die Anzahl der zu vergleichenden Höhenpunkte ist demnach für jede Referenz gleich. Dadurch wird eine statistische Untersuchung aussagekräftiger und leichter interpretierbar.

Besonderer Fokus liegt auf den unterschiedlichen topographischen Eigenschaften der Gebiete sowie den spezifischen Besonderheiten der DGMs. Tabelle 4.3 gibt einen Gesamtüberblick der Ergebnisse. Dargestellt ist der Median mit entsprechendem MAD der Höhendifferenz bezüglich der jeweiligen Referenz für ein Gebiet. Zunächst fällt auf, dass die Gletscherregionen Hagen Bræ und Academy mit 1 m bis 4,3 m einen deutlich höheren MAD besitzen gegenüber Kohnen und OCB. Grund dafür ist die rauere Topografie der Regionen sowie der zeitliche Versatz der Beobachtungen in Kombination mit der Gletscherdynamik. Das TanDEM-X-Höhenmodell ist mit

Tabelle 4.3: Überblick der Höhendifferenzen der ATL06-Eisoberflächenhöhen für den Zeitraum vom 14.10.2018 bis 23.02.2019 bezüglich der Referenz-DGMs für die Bearbeitungsgebiete. Median und MAD sind tabellarisch aufgeführt sowie als Fehlerbalken dargestellt.

Referenz-DGM	$\Delta h = h_{ATL06} - h_{Ref.} \text{ [m]}$	$\widetilde{\Delta h} \text{ [m]}$	MAD [m]
OCB			
ArcticDEM		0,59	0,16
TanDEM-X		5,22	0,14
ASP		-0,05	0,29
Academy			
ArcticDEM		-2,89	2,50
TanDEM-X		-4,31	3,40
ASP		-0,65	1,15
Hagen Bræ			
ArcticDEM		-1,16	2,68
TanDEM-X		-3,00	4,31
ASP		-0,10	1,02
Kohnen			
REMA		-0,27	0,29
TanDEM-X		6,08	0,18
ASP ₂₀₁₈		-0,26	0,12
ASP ₂₀₁₉		-0,24	0,10

nur 90 m Auflösung und über 3 Jahren Zeitdifferenz besonders betroffen. Mit 2 m Auflösung und einer Zeitdifferenz von nur wenigen Monaten weisen Oberflächenhöhen des ASP-DGMs die geringsten Abweichungen gegenüber ICESat-2 auf. Für die Gebiete OCB und Kohnen fallen die Abweichungen mit 10 cm bis 30 cm deutlich geringer aus. Grund ist eine homogene Topografie, geringe Fließdynamik und niedrige Akkumulationsrate. Die in ASP generierten DGMs liefern mit Ausnahme des OCB-Gebietes, wo fehlerhafte Kameramodelle zu erhöhten Abweichungen führen (Abschnitt 3.3.3), die beste Annäherung an die ATL06-Höhen. Aufgrund des Eindringverhaltens der Messsignale des X-Bandes in den Firn liegt, trotz geringen MADs, die absolute Höhe des TanDEM-X-DGMs bis zu 6 Meter unter den ATL06-Höhen. Dieser Effekt ist in den küstennahen Gletscherregion nicht zu beobachten, da diese Gebiete zum einen durch freiliegenden Fels charakterisiert sind und zum anderen hohe Oberflächenabnahmen aufweisen, welche dieses Signal überlagern. Besonders in den Gletscherregionen ist davon auszugehen, dass die Höhendifferenzen aufgrund der inhomogenen Gebietscharakteristik nicht mehr normalverteilt sind, wodurch sich die Interpretation statistischer Parameter wie dem MAD oder Median schwierig gestaltet. Daher wird für eine weiterführende Auswertung die räumliche Verteilung der Höhendifferenzen gebietsweise untersucht.

Da alle drei Referenzen nur anhand externer Daten, hier ICESat bzw. ALS, georeferenziert wurden, sensorcharakteristische Fehler aufweisen und teilweise keinen festen Zeitstempel besitzen, eignet sich die Auswertung des Medians als Maß für den absoluten Höhenunterschied des Gesamtgebietes lediglich zur Einschätzung eventueller Besonderheiten der Referenzen und nicht, um Aussagen über die absolute Höhengenaugigkeit des ATL06-Produktes zu treffen. In Unterabschnitt 4.4.4 findet dafür ein direkter Vergleich an den ALS-Profilen statt. Abbildung 4.4 zeigt die Höhendifferenzen der ATL06-Höhen im OCB-Gebiet. Für alle Abbildungen dieser Art werden von links nach rechts die Differenzen zum ArcticDEM bzw. REMA, zum TanDEM-X-Höhenmodell sowie zum ASP-DGM räumlich sowie als Häufigkeitsverteilung dargestellt. Die Farbskala ist für alle Differenzen gleich und findet sich in der Häufigkeitsverteilung, in welcher noch einmal Median und MAD aufgeführt sind, wieder. Für eine deutlichere Darstellung wurden im OCB-Gebiet sowie Kohnen die Höhendifferenzen um den Median reduziert. Absolute Höhendifferenzen sind Resultat der unterschiedlichen Beobachtungszeitpunkte in Kombination mit Schneeakkumulation und, beim TanDEM-X-DGM, dem Eindringverhalten der Radarsignale. Aufgrund der homogenen Oberfläche und der kleinen Gebietsgröße wirkt dieser Effekt auf das gesamte Gebiet gleichermaßen und sich damit nicht auf den MAD aus. Die räumliche Verteilung der Höhendifferenzen des ArcticDEM heben die Mosaikgrenze am Nordwestrand sowie das für die Stereo-Prozessierung typische quer zur Flugrichtung des Satelliten ausgerichtete Streifenmuster hervor. Beim ASP-DGM werden zusätzlich die bereits in Abbildung 3.4 beschriebenen Fehler des mittleren der ursprünglich drei Stereopaare sichtbar. Aufgrund mangelhafter Kameramodelle ist der MAD mit 29 cm weitaus schlechter gegenüber dem ArcticDEM mit 16 cm und dem TanDEM-X-DGM mit 14 cm. Auch das TanDEM-X-DGM weist im Süden sowie am Nordostrand räumlich korrelierte Höhendifferenzen auf. Da sich Abweichungen dieser Bereiche nicht in den anderen Referenzen widerspiegeln, sind diese auf Abweichungen im Höhenmodell zurückzuführen.

Abbildung 4.5 zeigt die Höhendifferenzen für das Gebiet Kohnen. Als ASP-DGM wird das flächenmäßig größere aus dem Jahre 2019 untersucht. Aufgrund der trotzdem relativ geringen Größe kann nur ein geringer Anteil an Satellitenspuren ausgewertet werden. Bei Betrachtung

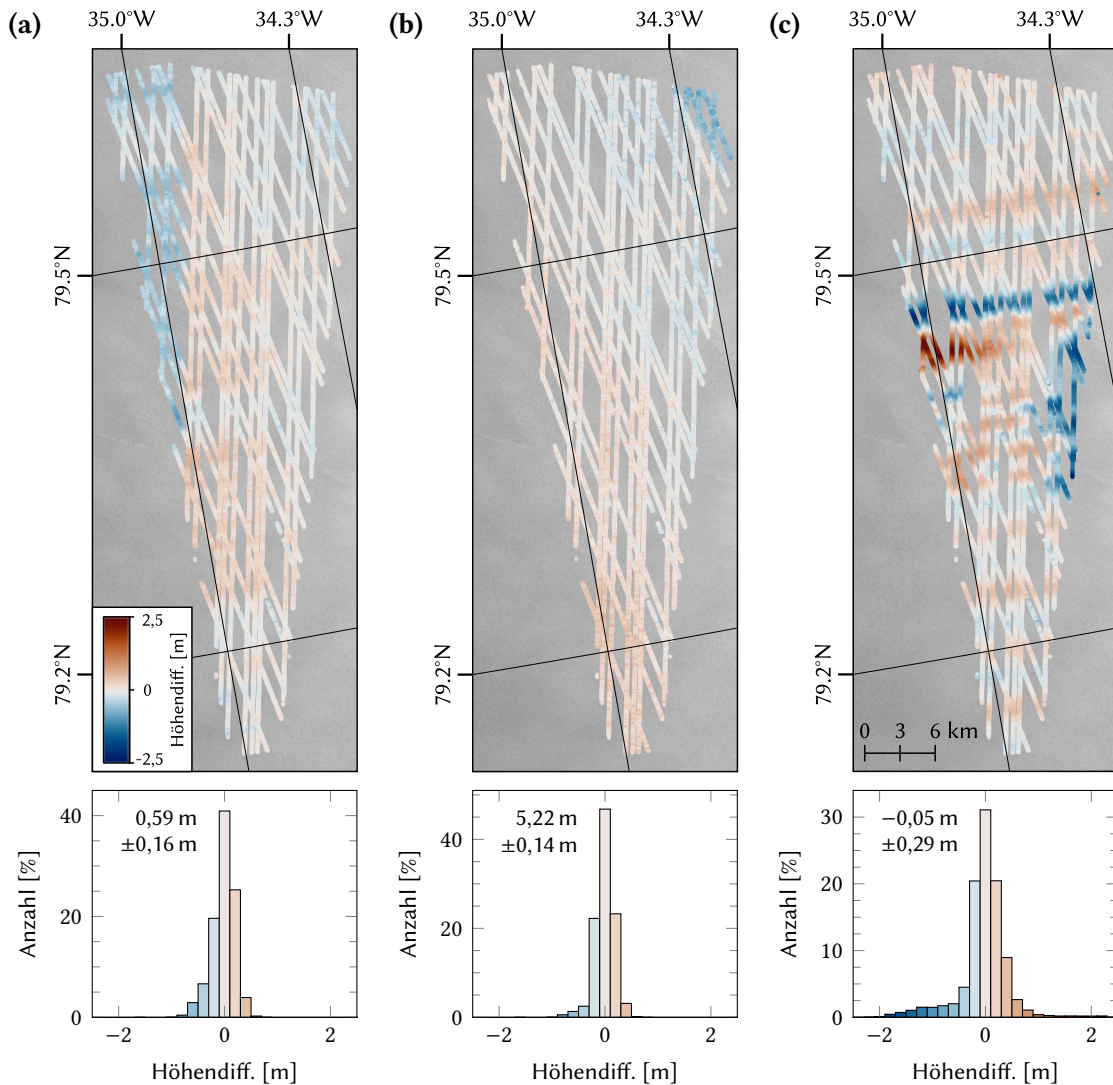


Abbildung 4.4: Räumliche Verteilung der Höhendifferenzen der ATL06-Höhen bezüglich (a) des ArcticDEM, (b) des TanDEM-X-Höhenmodells sowie (c) des ASP-DGM im OCB-Gebiet für einen Zeitraum vom 14.10.2018 bis zum 23.02.2019. Zusätzlich sind die jeweiligen Häufigkeitsverteilungen, in welchem Median und MAD beschriftet sind, dargestellt. Für eine deutlichere Darstellung wurden Höhendifferenzen der einzelnen Referenzen durch den jeweiligen Median reduziert.

der absoluten Höhendifferenzen zeigt das TanDEM-X-DGM das charakteristische Eindringverhalten des X-Bandes und das REMA und ASP-DGM eine Oberflächenhöhenzunahme der ATL06-Höhen aufgrund von Schneeakkumulation sowie der Zeitdifferenz mehrerer Jahre gegenüber ICESat bzw. den ALS-Befliegungen. Mit 29 cm ist die Streuung der Differenzen beim REMA am höchsten und daher auf Unsicherheiten in der Referenz zurückzuführen. Das TanDEM-X-DGM zeigt eine systematische Höhenabweichung für den zentralen Gebietsbereich am Standpunkt der Kohnen-Sommerstation. Aufgrund von Schneeverdichtungen durch Stationsarbeiten, Fahrspuren sowie der Flugzeuglandebahn verringert sich das Eindringen der Radarwellen in den Firn, was zu einer größeren DGM-Höhe dieser vereinzelt Bereiche führt. Die Lasermessungen von ICESat-2 machen diesen Höhenfehler sichtbar. Als einziges DGM, für das der Beob-

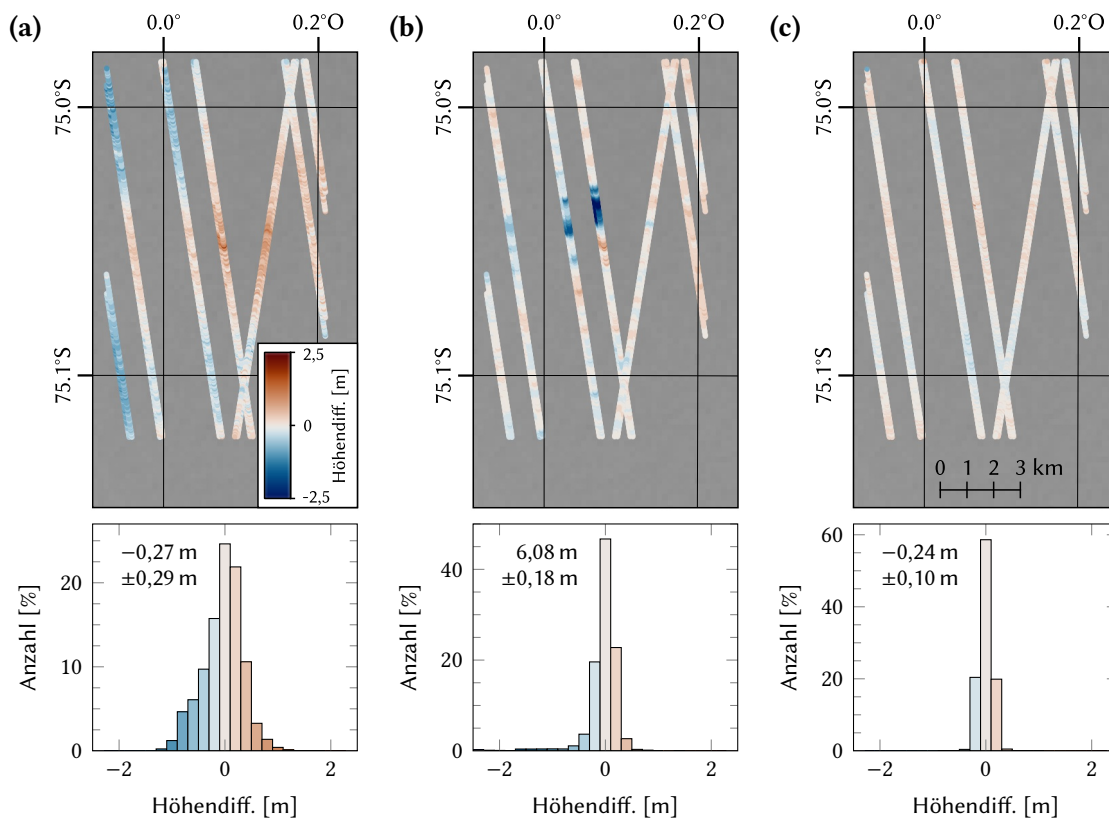


Abbildung 4.5: Räumliche Verteilung der Höhendifferenzen der ATL06-Höhen bezüglich (a) des ArcticDEM, (b) des TandDEM-X-Höhenmodells sowie (c) des ASP-DGM am Kohnen für einen Zeitraum vom 14.10.2018 bis zum 23.02.2019. Zusätzlich sind die jeweiligen Häufigkeitsverteilungen, in welchem Median und MAD beschriftet sind, dargestellt. Für eine deutlichere Darstellung wurden Höhendifferenzen der einzelnen Referenzen um den jeweiligen Median reduziert.

achtungszeitpunkt der Satellitenaufnahmen im Zeitraum der hier ausgewerteten ATL06-Höhen liegt, weist das ASP-DGM einen MAD von nur 10 cm auf. Diese hohe Übereinstimmung bestätigt das hohe Genauigkeitspotential der ASP-Prozessierung sowie des ATL06-Produktes. Neben dem Streifenmuster sind keine räumlich korrelierten Differenzen erkennbar. Abbildung 4.6 zeigt Höhendifferenzen des Hagen Bræ. Gegenüber den Regionen auf dem Eisschild macht sich der zeitliche Versatz der DGMs hier weitaus ausgeprägter bemerkbar. Bei der Differenz gegenüber dem ArcticDEM sowie dem TanDEM-X-DGM ist eine deutliche Höhenabnahme auf dem Gletscherbereich erkennbar. Die Häufigkeitsverteilungen sind nicht normalverteilt, was typisch für inhomogene Höhenänderungen eines Gebietes ist. Median und MAD sind daher als über das Gesamtgebiet gemittelte Größen bezogen auf die Genauigkeit der DGMs nur eingeschränkt aussagekräftig. Da beide Referenzen keinen festen Zeitstempel besitzen, lassen sich diese Höhenvariationen nicht auf eine diskrete Höhenänderungsrate umrechnen. Der Übergang von Gletscheroberfläche zum Fels an den umliegenden Seiten oder zum Fjord an der Gletscherfront ist durch den schlagartigen Abfall der Differenzen klar sichtbar. Am freilegendem Fels wird zudem die relativ niedrige Auflösung des TanDEM-X-DGMs von 90 Metern deutlich. Hier sind die Höhendifferenzen, besonders im Vergleich zum hochaufgelösten ArcticDEM und ASP-DGM, sehr hoch. Das ASP-DGM besitzt mit etwa einem Meter die geringste Streuung zu den ATL06-Höhen

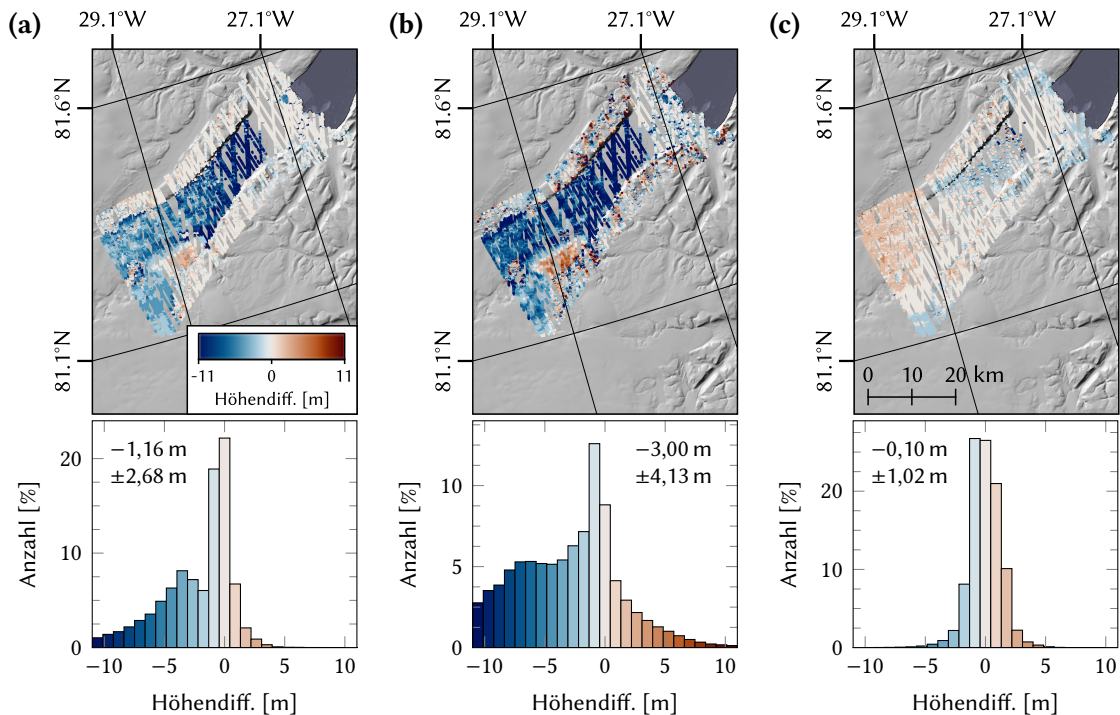


Abbildung 4.6: Räumliche Verteilung der Höhendifferenzen der ATL06-Höhen bezüglich (a) des ArcticDEM, (b) des TandDEM-X-Höhenmodells sowie (c) des ASP-DGM im Hagen Bræ für einen Zeitraum vom 14.10.2018 bis zum 23.02.2019. Zusätzlich sind die jeweiligen Häufigkeitsverteilungen, in welchem Median und MAD beschriftet sind, dargestellt.

und bestätigt das Potenzial von ICESat-2 bei der Vermessung rauer Gletscherregionen. Große Höhendifferenzen beschränken sich auf die unmittelbare Nähe zur Gletscherfront. Grund dafür ist vor allem der kurze Zeitabstand zwischen den Beobachtungen. Problematisch sind jedoch die großflächigen fehlerhaften Bereiche an den Rändern. Diese wirken sich gleichermaßen auf Fels- sowie Gletscherbereiche aus und können damit nicht auf Höhenänderungen zurückgeführt werden. Ursache ist eine fehlerhafte Ausrichtung, hier eine Kippung des DGMs, hervorgerufen durch die Co-Registrierung an die ALS-Befliegung in der ASP-Prozessierung. In Hinblick auf die Zeitdifferenz von etwa 8 Monaten zwischen den Satellitenaufnahmen und der Flugkampagne, die hohen Fließgeschwindigkeiten und die damit verbundenen Oberflächenhöhenänderungen sowie die Flugspur, welche ausschließlich auf der Gletscherzunge verläuft, ist dieses Ergebnis nicht unvorhergesehen. Die Höhendifferenzen des Academy-Gletschers zeigen ein sehr ähnliches Bild und sind in Abbildung A.5 des Anhangs zu finden.

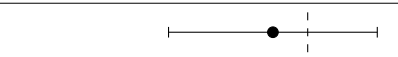

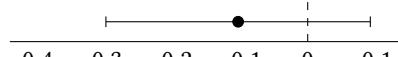
Für keine der untersuchten Regionen konnten systematische Fehlermerkmale der ATL06-Höhen nachgewiesen werden. Gezeigte Höhendifferenzen sind räumlich korreliert, treten also zeitlich unabhängig in auf- sowie absteigenden Satellitenüberflügen auf, und sind je nach Referenz-DGM unterschiedlich ausgeprägt. Die prinzipielle Durchführung einer absoluten Validierung, beschrieben in Abschnitt 2.4, basiert allerdings auf Referenzhöhen von mindestens gleicher Genauigkeit. Dennoch wurde für die Eisschild-Regionen OCB und Kohnen mit einem MAD zwischen 10 cm und 20 cm eine hohe Übereinstimmung mit ICESat-2 festgestellt, wobei die hier bestimmten Höhendifferenzen von Fehlern der einzelnen Referenz-DGMs überlagert werden, wodurch keine Aussagen bezüglich der tatsächlichen Genauigkeit der ATL06-Höhen möglich

sind. Die Untersuchung der Gletscherregionen zeigt eine hohe Anfälligkeit gegenüber eventuellen Zeitdifferenzen der Beobachtungen aufgrund der Gletscherdynamik. Referenzen ohne konkreten Zeitstempel, wie das Mosaikprodukt des ArcticDEM oder das TanDEM-X-Höhenmodell, sind unbrauchbar, um konkrete Vergleiche bezüglich einer Darstellung der Gletscheroberfläche zu treffen. An umliegenden Felsbereichen wurde anhand der 2 m Auflösung des ArcticDEM und ASP-DGM die, besonders im Vergleich zur Radaraltimetrie, treue Geländedarstellung von ICESat-2 nachgewiesen.

4.4.4 Validierung an Laserscanner-Befliegungen

Für eine Weiterführung der bisherigen Validierungsergebnisse werden die ATL06-Höhen direkt mit den aus den ALS-Befliegungen prozessierten DGMs validiert. Die ALS-DGMs wurden in einer Auflösung von 25 m prozessiert. Anhand sich kreuzender Flugspuren ergibt sich eine Genauigkeit von 10 cm bis 15 cm. Neben den Flugkampagnen im OCB-Gebiet sowie um Kohlen wird zusätzlich eine flächenmäßig sehr große Befliegung der Ostantarktis im Bereich um die italienisch-französische Station *Dome Concordia*, kurz Dome C, herangezogen. Tabelle 4.4 zeigt die Ergebnisse dieser Untersuchungen. Die absoluten Höhendifferenzen stehen im Zusammenhang mit der Oberflächenhöhenänderungsrate des Gebietes sowie dem Zeitpunkt der ALS-Befliegung. Als zeitnächste ALS-Kampagne weist das OCB-Gebiet nur eine Absolutabweichung von -5 cm auf und bestätigt damit eine entsprechend hohe absolute Höhenmessgenauigkeit von ICESat-2. Aufgrund der für Dome C charakteristischen sehr geringen Oberflächenhöhenänderungen beträgt die Median-Höhendifferenz trotz einer Zeitdifferenz von etwa 6 Jahren nur 10 cm. Für alle drei ALS-DGMs liegt der MAD bei unter 20 cm. Dieser Wert entspricht einem Zusammenspiel von Unsicherheiten der Laserscannerbefliegung, welche neben der Distanzmessgenauigkeit auch von der Positionsgenauigkeit des GNSS sowie der Winkelmessgenauigkeit der inertialen Messeinheit abhängt, der Genauigkeit der ATL06-Höhen sowie der aufgrund der Zeitdifferenz resultierenden Oberflächenhöhenänderung. Aufgrund der enormen Gebietsgröße wirken sich großräumig korrelierte Höhenänderungen hier auch auf den MAD aus. Eine Abschätzung des Einflusses der Oberflächenhöhenänderung erfolgt über eine räumliche Betrachtung. Abbildung 4.7 stellt diese rechts für OCB und links für Dome C dar. Während die Höhendifferenzen um Dome C eine räumliche Korrelation aufweisen, ist im OCB-Gebiet kein räumliches Muster erkennbar. Eine räumliche Darstellung der Höhendifferenzen der ALS-Befliegung um Kohlen weist ebenfalls ein räumliches Muster auf und befindet sich in Abbildung A.6 des Anhangs. Dabei ist zu beachten, dass sich sowohl Kohlen als auch Dome C auf einer Eisscheide befinden. Das Eis fließt hier in unterschiedliche Richtungen ab, was langfristig zu

Tabelle 4.4: Absolute Validierung der ATL06-Höhen an ALS-Befliegungen im OCB-Gebiet, um Kohlen sowie um Dome C. Tabellarisch sind Median und MAD sowie der entsprechende Fehlerbalken dargestellt.

Gebiet	Befliegung	$\Delta h = h_{ATL06} - h_{ALS}$ [m]	$\widetilde{\Delta h}$ [m]	MAD [m]
OCB	Apr. 2018		-0,05	0,15
Kohlen	Dez. 2014		-0,20	0,18
Dome C	Jan. 2013		-0,10	0,19

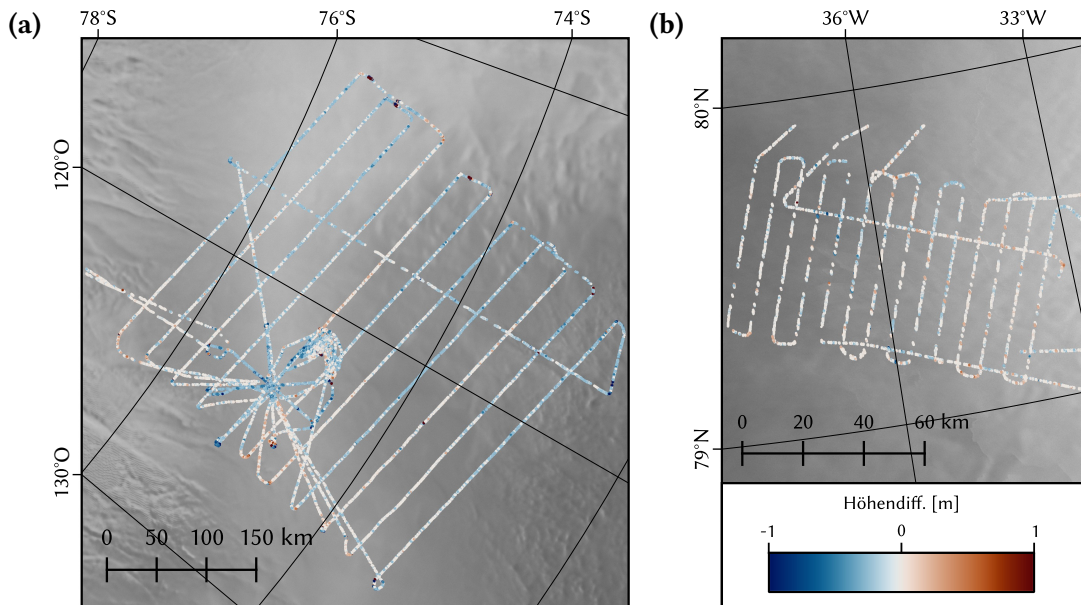


Abbildung 4.7: Räumlich dargestellte Höhendifferenzen zwischen den ATL06-Höhen des Zeitraums 14.10.2018 bis zum 23.02.2019 und der ALS-Befliegung (a) bei Dome C und (b) im OCB-Gebiet.

einer inhomogenen Höhenänderung führt. Mit der Annahme gleicher instrumenteller Fehlereinflüsse werden die im Vergleich zum OCB-Gebiet höheren Streuungen von Dome C und Kohonen der Oberflächenhöhenänderung zugeschrieben. Der MAD von 15 cm im OCB-Gebiet ist in erster Linie Resultat der Messunsicherheit der ALS-Befliegung und dabei speziell der an Bord stattfindenden GNSS-Beobachtungen. Das Genauigkeitsniveau der ICESat-2 Eisoberflächenhöhen liegt über dem der hier untersuchten Referenzhöhen.

4.5 ATL06 als absolute Höhenreferenz

Die Ergebnisse der absoluten Validierung bestätigen die hohe Genauigkeit sowie die räumliche Auflösung der Eisoberflächenhöhen von ICESat-2. Um dies weiterführend zu bestätigen sowie als Konsequenz der Untersuchung wird in einer weiteren ASP-Prozessierung die ATL06-Höhe anstatt der ALS-Befliegung zur Co-Registrierung angewandt. Die Verwendung von ICESat-2 gegenüber von ALS-Daten hat eine Reihe an Vorteilen. Passpunkte sind über das gesamte DGM verteilt, was die Co-Registrierung stabiler macht und nicht wie bei ALS nur entlang einer Flugspur. Besonders in den Polarregionen besitzt ICESat-2 eine hohe zeitliche Auflösung, was eine Minimierung der Zeitdifferenz zwischen Satellitenbilddaufnahme und absoluter Georeferenz ermöglicht. Anhand der hier untersuchten Regionen wurde gezeigt, dass eine solche Zeitdifferenz zu einer erschwerten Interpretation der Ergebnisse sowie, speziell in Gletscherregionen, zu erheblichen Fehlern führen kann. Zudem liegt, eine entsprechend sorgfältige Selektion vorausgesetzt, das Genauigkeitspotenzial von ICESat-2 über dem der ALS-Messungen. Der für die meisten Anwender wahrscheinlich größte Vorteil ist die freie Verfügbarkeit der ICESat-2-Daten. Während eine polare Flugkampagne mit enormem Logistik- und Geldaufwand verbunden ist, können die Satellitendaten bequem über das Internet heruntergeladen und ausgewertet werden.

In Bezug auf den in Unterabschnitt 3.3.2 erläuterten ASP-Workflow wird lediglich in der Funktion *pc_align* anstatt des ASL-DGMs eine Komma-separierte Textdatei mit den Positionen der selektierten ATL06-Höhen angegeben. In Hinblick auf die Gletscherdynamik wird auf eine geringe Zeitdifferenz geachtet. Dafür werden zur Co-Registrierung ATL06-Höhen mit einer Maximaldifferenz von 30 Tagen verwendet. Entsprechend des Aufnahmedatums der Satellitenaufnahme am 01.05.2019 werden ATL06-Höhen vom 01.04.2019 bis zum 02.05.2019, dem aktuellen Endzeitpunkt (Stand: August 2019) der ICESat-2-Daten¹, herangezogen. Abbildung 4.8 zeigt die Höhendifferenzen des ASP-DGM zu den ATL06-Höhen des Hagen Bræ, welches anhand aktueller ATL06-Höhen Co-Registriert wurde. Für eine direkte Vergleichbarkeit gegenüber der ALS-Registrierung in Abbildung 4.6 findet die Differenzbildung anhand der gleichen ATL06-Höhen, also für den Zeitraum vom 14.10.2018 bis zum 23.02.2019, statt sowie unter Nutzung derselben Farbskala. Systematische Höhenfehler aufgrund einer Verkippung des ASP-DGMs sind komplett verschwunden. Der MAD hat sich von 1,02 m der ALS-Registrierung auf 70 cm mit der ATL06-Registrierung verbessert. Restabweichungen entlang der Fließlinie sind Resultat von Oberflächenhöhenänderungen. Der Bereich am Süden des DGMS weist eine räumlich korrelierte Höhendifferenz von etwa 2 Metern auf. Die Ursache dafür ist aktuell noch ungeklärt. Wahrscheinlich resultieren die nicht aufeinander abgestimmten extrinsischen Kameraparameter in einem systematischen Fehler. Für weiterführende Untersuchungen wäre es sinnvoll, besonders bei DGMS, welche sich aus einer Vielzahl an Stereopaaren zusammensetzen, das Kameranetzwerk vorab in einer Bündelblockausgleichung auszugleichen.

Zusammenfassend konnte das Potenzial der Kombination optischer Satellitenaufnahmen mit einer absoluten Georeferenzierung aus Laseraltimetriedaten gezeigt werden. Dementsprechend wird eine bequeme, zeitnahe und im Vergleich zu *In-situ*-Messungen sehr preiswerte Generierung hochauflösender DGMS unzugänglicher Polarregionen ermöglicht. Für eine Weiterentwicklung des ASP-Workflows wäre es denkbar, das Herunterladen und die Selektion der zeitlich passenden ATL06-Höhen des Gebietes in die Prozessierung zu integrieren, was eine voll-automatische DGM-Generierung ermöglichen würde.

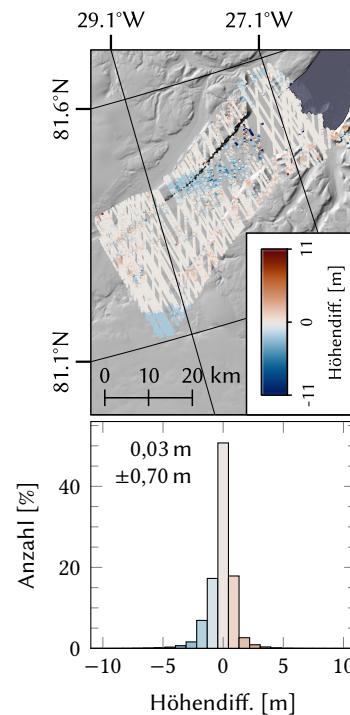


Abbildung 4.8: Darstellung der Höhendifferenzen zwischen ATL06 und dem ASP-DGM am Hagen Bræ für den Zeitraum vom 14.10.2018 bis zum 23.2.2019. Das ASP-DGM wurde an ATL06-Höhen des Zeitraumes vom 1.4.2019 bis zum 2.5.2019 Co-Registriert.

¹In der bisherigen Ausarbeitung wurden Daten der ersten Welle vom 14.10.2018 bis zum 23.02.2019 verwendet. Seit August 2019 sind weitere Daten bis zum 2.5.2019 verfügbar.

Kapitel 5

Analyse unterschiedlicher Sensorcharakteristika

Die verschiedenen Charakteristika der für die Satellitenaltimetrie eingesetzten Sensoren und Messverfahren resultieren in unterschiedlichen Oberflächenhöhen und damit voneinander abweichenden Höhenänderungsraten. Zudem wirken sich systematische Fehler in unterschiedlichem Ausmaß auf eine Messung aus. Unter diesem Blickwinkel werden in diesem Kapitel die Ergebnisse unterschiedlicher Altimetriemissionen vergleichend analysiert. Zusätzliche zu den in Kapitel 4 eingeführten ATL06-Höhen von ICESat-2 werden anhand bereits bestehender Programmroutinen weitere Datensätzen der Radaraltimeter CryoSat-2, SARAL sowie Sentinel-3A prozessiert und ausgewertet.

Der Fokus liegt hierbei vor allem auf dem OCB-Gebiet, welches aufgrund seiner Lage eine kombinierte Auswertung des LRM sowie SARIn-Modus von CryoSat-2 ermöglicht. Als Ergänzung werden die in diesem Kapitel durchgeführten Untersuchungen zusätzlich für die Region um Dome C übertragen. Entsprechende Abbildungen finden sich in Abschnitt A.4 des Anhangs. Aufgrund der vorherrschenden extremen Kälte und des sehr geringen Niederschlages sind gewisse Aspekte hier besonders deutlich erkennbar.

5.1 Prozessierung: Wiederholspuranalyse

Für die hier geplante Untersuchung sensorabhängiger Höhenvariationen wird eine erweiterte Fassung der in Helm u. a. (2014) vorgestellten Wiederholspuranalyse angewandt. Dabei wird ein definiertes Bearbeitungsgebiet in $5\text{ km} \times 5\text{ km}$ große Felder unterteilt. Gemessene Oberflächenhöhen werden anhand eines Referenz-DGMs, hier ArcticDEM bzw. REMA, auf den Feldmittelpunkt reduziert. Über den Median wird jedem Feld monatlich eine mittlere Höhendifferenz zugeordnet. Diese gemittelte Höhendifferenz wird abschließend, erneut anhand des Medians, über alle Felder gemittelt. Resultat ist eine monatlich gemittelte Zeitreihe der Oberflächenhöhendifferenz eines Bearbeitungsgebietes bezüglich einer konstanten Referenz. Zusätzlich findet, auch hier erst feld- und dann gebietsweise, eine Stapelung der Wellenformen statt. Die Prozessierung umfasst Programmroutinen zur Auswertung aller aktuellen Altimetriesensoren sowie einer Vielzahl an verschiedenen Topografiekorrekturen und Retracking-Algorithmen.

Wahl der Topografiekorrektion

Wie bereits in Unterabschnitt 2.3.4 beschrieben, ist eine Korrektur des durch die Oberflächentopografie hervorgerufenen Fehlers essenziell für eine sorgfältige Auswertung radaraltimetrischer Satellitenbeobachtungen. Schröder u. a. (2017) vergleicht anhand bodengebundener GNSS-Profilen der Ostantarktis die Genauigkeit verschiedener Prozessierungsvarianten. In Bezug auf die Topografiekorrektion wird eine deutlich bessere Leistung der Relokationsmethode gegenüber der direkten Methode nachgewiesen. Dementsprechend wird für alle hier stattfindenden Prozessierungen die Relokationsmethode der Topografiekorrektion angewandt. Speziell findet der weiterentwickelte Ansatz nach Roemer u. a. (2007), in welchem der POCA direkt anhand der lokalen Topografie eines DGM ermittelt wird, Anwendung.

Wahl des Retracking-Verfahrens

Im Gegensatz zu dem an Bord des Satelliten stattfindenden Trackings, in welchem die Position des Rückkehrsignals auf ein diskretes Aufnahmezeitfenster begrenzt wird, erfolgt die tatsächliche Bestimmung der Signallaufzeit in einer späteren Reanalyse des Rückkehrsignals, dem Retracking. Variierende Topografie sowie Firnbedingungen resultieren dabei in einer Deformation der Wellenform gegenüber dem Modell von Brown (1977). Anhand spezieller Retracking-Algorithmen, welche in ihrer Arbeitsweise erheblich von denen der klassischen Ozeanaltimetrie abweichen, wird der Einfluss dieser Effekte begrenzt. Schröder (2019) unterscheidet dabei zwei Ansätze.

Einerseits kann eine mathematische Modellfunktion an den Verlauf der Wellenform angepasst werden. Der ICE-2-Retracker (Legrésy u. a., 2005), ursprünglich entwickelt speziell für den *Environmental Satellite* (Envisat), schätzt so einzelne Parameter der Wellenform und wendet diese entsprechend dem Modell von Brown (1977) an. Weitere Beispiele für Retracking-Verfahren auf Grundlage einer Funktionsanpassung sind der β -Retracker (Martin u. a., 1983) oder CryoSat-2-Retracker (Wingham u. a., 2006).

Im zweiten Ansatz des Retrackings wird ein Schwellwert bezüglich der Amplitude der Rückstreuenergie eingesetzt. Die Signallaufzeit wird auf den Zeitpunkt des erstmaligen Überschreitens dieses Schwellwertes festgelegt. Der *Offset Center of Gravity*-(OCOG)-Retracker (Wingham u. a., 1983), ursprünglich entwickelt um lediglich eine erste grobe Entfernung zu schätzen, hat sich als besonders robuste Methode für eine kontinuierliche Bestimmung von Oberflächenhöhen über Eisschilden erwiesen. Grundidee ist eine Berechnung der Signalamplitude abhängig vom Schwerpunkt bzw. der Leistung der Wellenform. Der *Threshold First Maximum Retracking Algorithm* (TFMRA) (Helm u. a., 2007) ist speziell an die Firnbedingungen in Grönland angepasst. Durch Schmelzen, Versickern und Wiedergefrieren der Firnoberfläche entstehen oberflächennahe Eis- bzw. Perkolationschichten, welche einen erheblichen Einfluss auf die Reflexionseigenschaften der Radarsignale und damit auf die Messung haben. In der Wellenform äußert sich dieser Effekt durch ein ausgeprägtes zweites Maximum. Der TFMRA nutzt für die Laufzeitbestimmung ausschließlich die Amplitude des ersten lokalen Maximums. Mit einem Schwellwert von nur 25 % im LRM und 40 % im SAR- bzw. SARIn-Modus wird die Laufzeit zudem sehr früh abgegriffen, was zusätzlich den Volumenanteil der Beobachtung reduziert.

Abbildung 5.1 zeigt die prozessierten Zeitreihen des TFMRA, OCOG- und ICE-2-Trackers für den CryoSat-2-LRM im OCB-Gebiet. Da für die Auswertungen in diesem Kapitel vor allem Änderungen der beobachteten Höhen betrachtet werden, sind Höhendifferenzen der ein-

zelen Zeitreihen um unterschiedliche konstante Beträge verschoben, was eine deutliche Darstellung ermöglicht. Werte der y-Achse eignen sich lediglich für Quantifizierungen der relativen Höhenänderungen. Dies betrifft alle folgenden Abbildungen dieser Art. Unabhängig vom Retracker zeigen alle drei Zeitreihen mit jährlicher Periode variierende Höhendifferenzen. Hierbei überlagern sich Signalanteile der firnabhängigen Volumenstreuung mit den tatsächlichen Oberflächenhöhenänderungen. Der ICE-2-Retracker ist davon besonders betroffen. Jährliche Höhenvariationen liegen im Bereich von über einem Meter und damit weit über tatsächlichen Höhenänderungen. Besonders erkennbar ist dieser Effekt während des Schmelzereignisses im Juli 2012. Aufgrund einer außergewöhnlich warmen Wettersituation (Bennartz u. a., 2013) bildeten sich oberflächennahe Perkolationschichten, welche in einer gemessenen Höhenzunahme resultierten, obwohl *In-Situ* Beobachtungen eine Höhenabnahme zeigten (Nilsson u. a., 2015). Die Schwellwertretracker TFMRA und OCOG reduzieren diesen Volumenanteil deutlich und sind daher weitaus besser für eine Betrachtung von Oberflächenhöhenänderungen geeignet. Beide Verfahren liefern im OCB-Gebiet eine ähnliche Höhenvariation. Für alle in diesem Kapitel folgenden Auswertungen altimetrischer Radarmessungen wird im Weiteren ausschließlich der TFMRA eingesetzt.

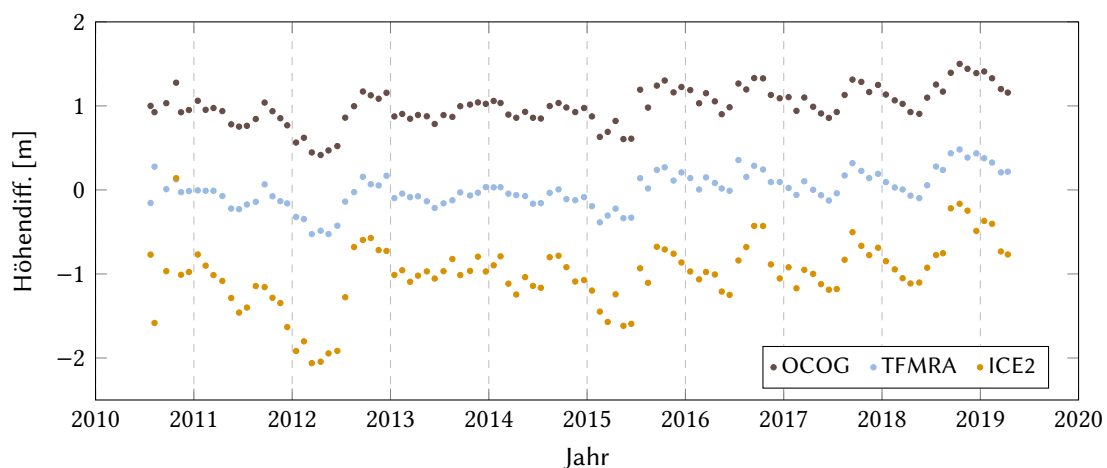


Abbildung 5.1: Monatlich gemittelte Zeitreihen der Höhendifferenzen zum ArcticDEM des TFMRA, OCOG- sowie ICE-2-Retrackers für den LRM von CryoSat-2 im OCB-Gebiet. *Anmerkung: Höhendifferenzen der Zeitreihen wurden um unterschiedliche konstante Beträge verschoben, um eine deutlichere Darstellung zu ermöglichen.*

5.2 Interpretation sensorabhängiger Höhenvariationen

Abbildung 5.2 stellt die monatlichen Höhendifferenzen von CryoSat-2, SARAL, Sentinel-3A und ICESat-2 im OCB-Gebiet gegenüber. Die ICESat-2 Zeitreihe wurde anhand einer monatlichen Medianbildung der Referenzhöhendifferenzen der selektierten ATL06-Höhen über das Bearbeitungsgebiet generiert. Im Gegensatz zu CryoSat-2, welcher ausschließlich für Küsten- und Meereisbereiche in den SAR- bzw. SARIn-Modus umschaltet, arbeitet Sentinel-3A permanent im SAR-Modus. Zum Weiterführen langjähriger Altimetrie-Zeitserien werden im SAR-Modus aufgenommene Signale im *Pseudo Low-Resolution Mode* (PLRM) zu einer klassischen pulslimitierten Waveform zusammengesetzt und von der ESA als Datenprodukt angeboten. Aufgrund

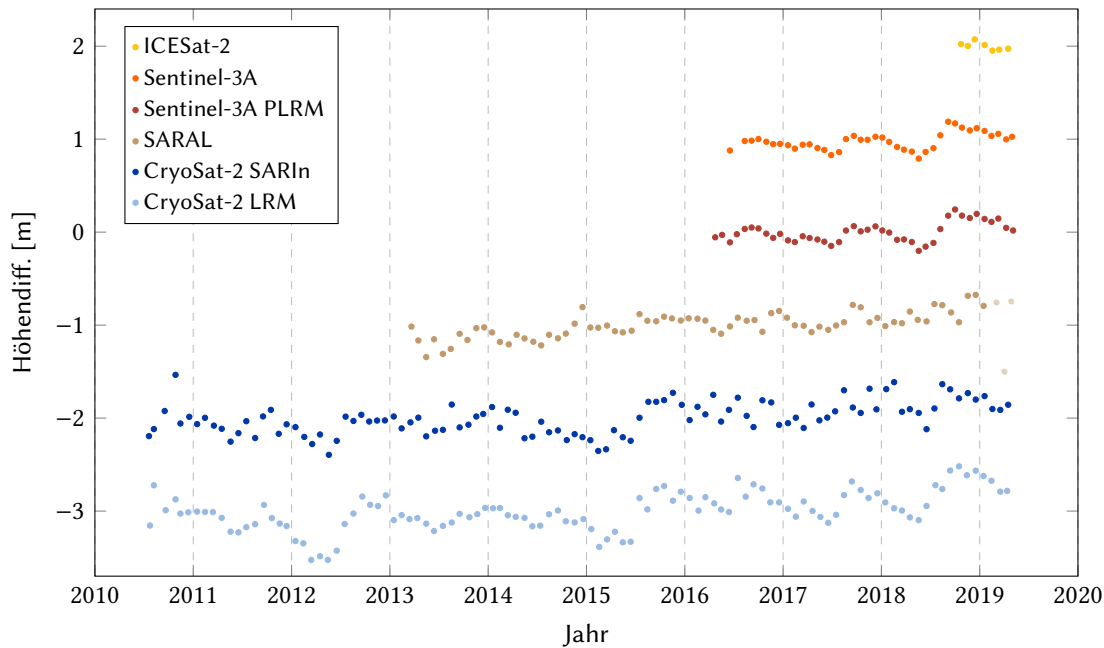


Abbildung 5.2: Beobachtete Oberflächenhöhenvariationen von ICESat-2, Sentinel-3A, SARAL und CryoSat-2 in teilweise verschiedenen Aufnahme- bzw. Prozessierungsmodi für das OCB-Gebiet. ICESat-2-Höhen basieren auf dem selektierten ATL06-Produkt. Radarbeobachtungen wurden anhand des TFMRA regetrakt. Monatsmittel von SARAL wurden ab Februar 2019 ausgeblendet. *Anmerkung: Höhendifferenzen der Zeitreihen wurden um unterschiedliche konstante Beträge verschoben um eine deutlichere Darstellung zu ermöglichen.*

von Komplikationen mit der Sternenkamera von SARAL seit Februar 2019 (Jettou und Piras, 2019) ist die Ausrichtungsgenauigkeit des Satelliten kompromittiert. Daher werden in dieser Auswertung lediglich SARAL-Beobachtungen bis zum Januar 2018 untersucht. Bei der Betrachtung der Zeitreihen fällt zunächst ein unterschiedlich starker Einfluss der firnbedingten periodischen Höhenvariation auf. Aufgrund der kürzeren Wellenlänge dringt das Ka-Band von SARAL nicht so tief in den Firn ein und zeigt somit eine weitaus geringere zeitliche Variation gegenüber den Ku-Band-Altimetern. Die nur 7 Monate lange Zeitreihe von ICESat-2 zeigt bereits ein ähnliches Verhalten. Lasermessungen werden firnunabhängig direkt an der Oberfläche reflektiert. Die SAR-Modi von Sentinel-3A und CryoSat-2 zeigen trotz selber Wellenlänge einen leicht verringerten Firneinfluss gegenüber den jeweiligen LRM. Grund ist eine geringere Sensitivität der aufsteigenden Flanke einer SAR-Waveform gegenüber Änderungen im Volumenanteil in der abfallenden Flanke (Aublanc u. a., 2018). Dieser Aspekt wird im späteren Teil des Abschnittes weiterführend untersucht. Der SARIn-Modus von CryoSat-2 zeigt eine signifikant größere Streuung gegenüber allen anderen Sensoren. Während CryoSat-2 im SAR-Modus zeitgleich mit einer Sende- und Empfangsantenne arbeitet, muss für die interferometrische Auswertung im SARIn-Modus die Sendeantenne zeitweilig in den Empfangsmodus wechseln. Dies resultiert in einer Reduktion der *burst-to-burst*-Frequenz¹ auf etwa ein Viertel. Dementsprechend werden im Zuge eines prozessierten Echos anstatt 256 Waveformen

¹Während der LRM mit einer konstanten Pulsfrequenz arbeitet, werden im SAR-Modus Signale *burst*-weise, also mit sehr hoher Pulsfrequenz für eine kurze Zeit, emittiert. Die *burst-to-burst*-Frequenz beschreibt den zeitlichen Abstand zwischen diesen Sendeintervallen.

nur 64 Waveformen gestapelt, was zu einem schlechteren Signal-Rausch-Verhältnis führt. Tabelle 5.1 zeigt den Mittelwert und die Standardabweichung der einzelnen Zeitreihen. Da die verschiedenen Zeitspannen der Missionen unbeachtet bleiben, eignet sich die Darstellung vor allem unterstützend zu den anhand Abbildung 5.2 durchgeführten Auswertungen. Die Standardabweichung der Zeitreihen ergibt sich aus einem Zusammenspiel der bereits ausgewerteten Effekte der firnabhängigen Volumenstreuung, der Beobachtungsgenauigkeit sowie tatsächlicher Höhenänderungen. Aufgrund der sich voneinander unterscheidenden Mittelwerte wird deutlich, dass neben den relativen Höhenänderungen auch die absolute Höhenmessung vom Messverfahren, Sensor sowie der Prozessierung abhängt.

Um Höhen unterschiedlicher Sensoren in einer gemeinsamen Zeitreihe zu kombinieren, müssen diese aufeinander kalibriert werden. Aufgrund der begrenzten Lebensdauer der Satellitenmissionen können erst durch die Kalibrierung und Kombination verschiedener Missionen Höhenänderungsraten über mehrere Dekaden hinweg beobachtet werden. Schröder u. a. (2019) erarbeitet unter diesem Ansatz eine 40 Jahre lange Multimissions-Zeitreihe der Antarktis.

Um den Effekt der firnabhängigen Höhenvariation weiterführend zu untersuchen, werden die Waveformen von CryoSat-2 im LRM sowie SARIn-Modus für das OCB-Gebiet vor und nach dem Schmelzereignis im Juli 2012 untersucht. Abbildung 5.3 zeigt diese gemeinsam mit den Zeitreihen für den Zeitpunkt t_1 im Mai 2012 und t_2 im September 2012. Die Waveformen sind Resultat einer monatlichen Mittelbildung über das gesamte Bearbeitungsgebiet. Die Form eines pulslimitierten und SAR-prozessierten Radarechos unterscheiden sich signifikant. Während beim LRM die von der Oberfläche reflektierten Signalanteile entsprechend der Footprint-Größe zeitverzögert zum Gesamtverlauf der Waveform beitragen, wird im Zuge der SAR-Prozessierung die Entfernung der mehrfach beobachteten Punkte anhand ihrer Doppler-Frequenz korrigiert (Raney, 1998). Aufgrund dieser Laufzeit-Kompensation (engl. *delay compensation*) zeigt der SAR ein impulsähnliches Rückkehrsignal. Das Schmelzereignis resultiert in einer Veränderung der oberflächennahen Firnschichten (Schaller u. a., 2016) und bewirkt damit eine Deformation beider Waveformen. Im LRM wird die Waveform sowohl in der abfallenden als auch in der aufsteigenden Flanke deformiert. Dementsprechend besteht eine Auswirkung auf das Retracken und damit auf die Laufzeit- bzw. Oberflächenhöhenbestimmung, was wiederum die Variationen der Höhendifferenzzeitreihe erklärt. Im Gegensatz dazu zeigt die Waveform im SARIn lediglich eine Deformation in der abfallenden Flanke. Die für die Höhenbestimmung relevante aufsteigende Flanke ist bei Änderungen im Firn stabil. Nilsson u. a. (2015) bestätigt dieses Verhalten anhand einer Modellierung des Oberflächen- und Volumenanteils für klassische sowie SAR-Waveformen. Da die Zeitreihe für den SARIn trotzdem firnabhängige Höhenvariation aufweist, muss es einen Einfluss auf das gesamte Signal geben. Änderungen in der Firnzusammensetzung resultieren höchstwahrscheinlich in einer zeitlichen Verschiebung der gesamten Waveform, was einer vertikalen Verschiebung der SAR-Fokussierung im Firn entspricht. Aufgrund der Fixie-

Tabelle 5.1: Mittel und Standardabweichung der Höhendifferenzen der verschiedenen Altimetriezeitreihen im OCB-Gebiet.

Mission	Höhendiff. [m]	
	Mittel	StdAbw.
ICESat-2	0,56	0,04
Sentinel-3A	0,22	0,09
Sentinel-3A PLRM	0,38	0,10
SARAL	-0,02	0,13
CryoSat-2 SARIn	0,40	0,17
CryoSat-2 LRM	0,33	0,21

rung am Retracking-Punkt ist diese Verschiebung in den Waveformen aus Abbildung 5.3 nicht erkennbar. Weitere Untersuchungen anhand des PLRM von Sentinel-3A in der Region um Dome C, dargestellt in Abbildung A.9 des Anhangs, zeigen ein ähnliches Verhalten und bestätigen diese Annahme.

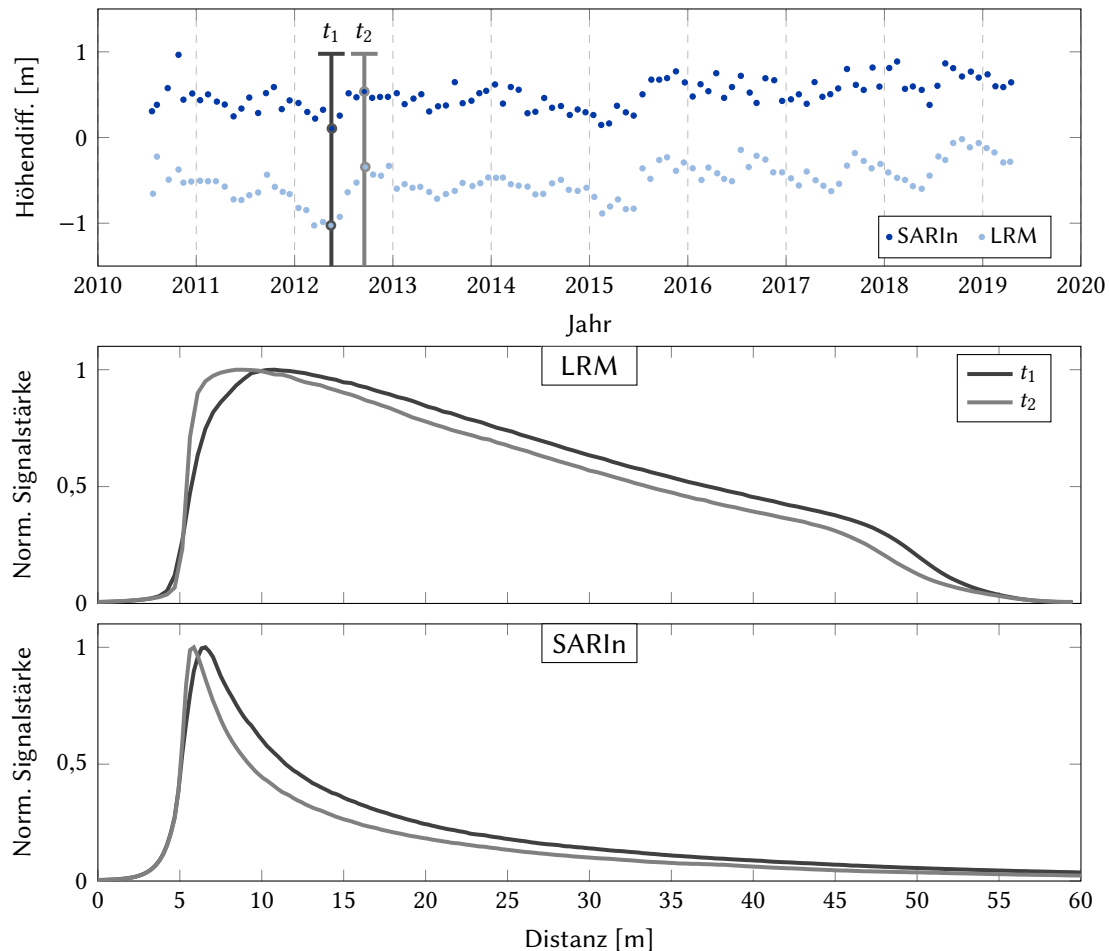


Abbildung 5.3: Position in der Zeitreihe sowie Waveformen des LRM und SARIn für zwei Zeitpunkte vor bzw. nach dem Schmelzereignis im Sommer 2012 für das OCB-Gebiet. Der Zeitpunkt t_1 umfasst Beobachtungen im Mai und t_2 im September 2012. Die Waveformen wurden am Retrack-Punkt fixiert und über das Gesamtgebiet gemittelt. Die Distanz bzw. Signallaufzeit bezieht sich auf die x-Achse beider Waveformen.

5.3 Ansätze zur Korrektur firnbedingter Messfehler

Obwohl der niedrige Schwellwert des TFMRA, wie in Abschnitt 5.1 gezeigt, den firnbedingten Volumenanteil bereits stark reduziert, kann dieser Effekt für bestimmte Regionen über eine gemeinsame Regression zusätzlicher korrelierender Parameter weiter verringert werden. Im aktuellen Stand der Forschung werden dafür entweder die Amplitude des Rückstreusignals oder Formparameter der Waveform, speziell die Breite der aufsteigenden Flanke, hinzugenommen. Diese zwei Ansätze werden im Folgenden auf die Oberflächenhöhenvariationen des LRM von CryoSat-2 für das OCB-Gebiet untersucht. Dafür werden lineare Regressionskoeffizienten der

Höhendifferenzen zusammen mit dem entsprechenden Parameter geschätzt und die Zeitreihe angebracht.

Abbildung 5.4 zeigt die Amplitude des Rückstreusignals σ_0 , die gemeinsame Korrelation mit den Höhendifferenzen, die entsprechende Regressionsgerade sowie einen Vergleich zwischen ursprünglicher und korrigierter Zeitreihe. Die Korrelation zwischen beobachteter Höhendifferenz und der Signalamplitude ist mit einem Koeffizienten von 0,34 sehr gering. Dementsprechend sind die firnbedingten Höhenfehler der Zeitreihe nicht korrigiert. Die Amplitude des Rückstreusignales ist nicht sensitiv gegenüber der Bildung oberflächennaher Perkolationschichten und zeigt dementsprechend keinen Ausschlag während des Schmelzereignisses im Sommer 2012. Abbildung 5.5 zeigt die Untersuchung bezüglich der Breite der aufsteigenden Flanke l . Entsprechend der Waveform-Deformation, beschrieben in Abschnitt 5.2, ist die Korrelation negativ. Mit einem Koeffizienten von $-0,53$ ist diese höher als für die Signalamplitude. Die korrigierte Zeitreihe zeigt verringerte Höhenvariationen, jedoch findet auch hier keine vollständige Korrektur der Volumenstreuung statt.

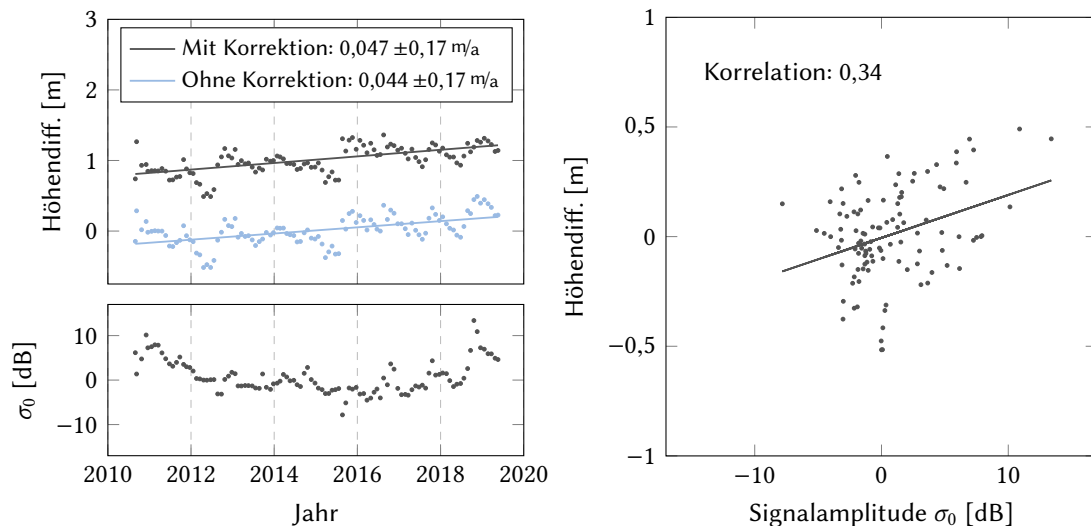


Abbildung 5.4: Verfahren der Korrektur des Volumeneinflusses anhand der Rückstreumplitude σ_0 . Dargestellt sind die Zeitreihe der Rückstreumplitude, die Korrelation mit den Höhendifferenzen, die entsprechende Regressionsgerade sowie der Vergleich zwischen ursprünglicher und korrigierter Höhendifferenz-Zeitreihe für den LRM von CryoSat-2 im OCB-Gebiet. Die Legende zeigt den Oberflächenhöhentrend der Gesamtzeitreihen.

Ursache für die schlechte Leistung der Korrekturverfahren ist, dass der Zusammenhang zwischen dem Eindringverhalten des Radarsignals und der Waveform nicht linear ist. Schmelzereignisse, Änderungen in der Firnschichtung, Windkrusten sowie tatsächliche Höhenvariationen wirken sich alle unterschiedlich auf Höhendifferenzen und die Waveform aus und sind daher nicht durch einen einzelnen linearen Regressionskoeffizienten beschreibbar. Dies betrifft nicht nur das OCB-Gebiet, sondern den Großteil des grönländischen Eisschildes. Auswertungen für die Plateauregion der Ostantarktis um Dome C, dargestellt in Abbildung A.10 und Abbildung A.11 des Anhangs, zeigen deutlich zuverlässigere Korrekturen mit Korrelationskoeffizienten über 0,9. Das Eindringverhalten in diesen Regionen wird ausschließlich durch Interaktionen des trockenen Firms mit der Atmosphäre bestimmt, was durch einen linearen Zusammenhang der

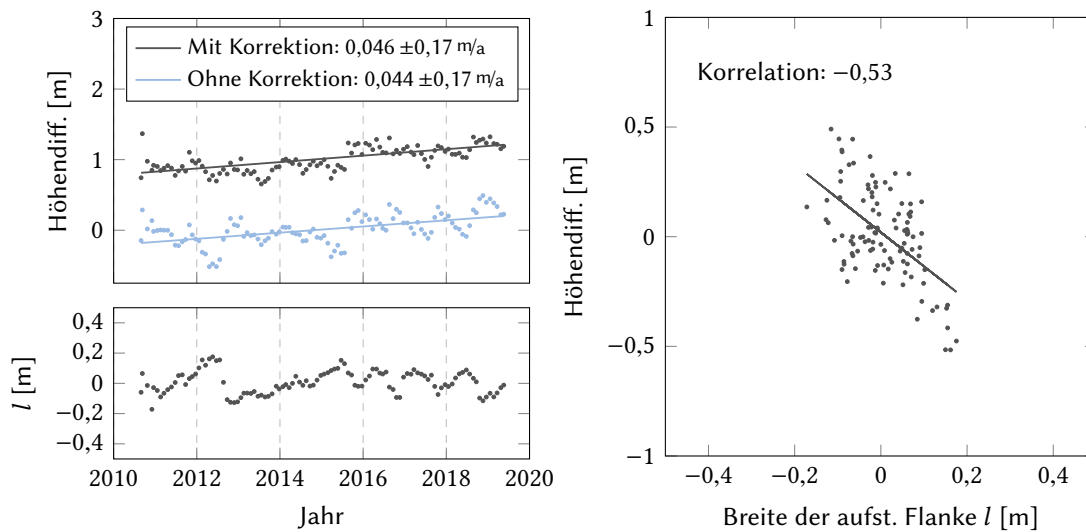


Abbildung 5.5: Verfahren der Korrektur des Volumeneinflusses anhand der Breite der aufsteigenden Flanke l . Dargestellt sind die Zeitreihe der Flankenbreite, die Korrelation mit den Höhendifferenzen, die entsprechende Regressionsgerade sowie der Vergleich zwischen ursprünglicher und korrigierter Höhendifferenz-Zeitreihe für den LRM von CryoSat-2 im OCB-Gebiet. Die Legende zeigt den Oberflächenhöhentrend der Gesamtzeitreihen.

Höhendifferenzen mit Rückstreuamplitude bzw. Flankenbreite beschreibbar ist. Die Volumenkomponente der Beobachtungen und damit die periodischen Höhenvariationen der Zeitreihen werden komplett eliminiert. Die Wirksamkeit dieser linearen Korrekturfunktionen ist demnach stark gebietsabhängig. Aufgrund der atmosphärischen Rahmenbedingungen des grönländischen Eisschildes (Bennartz u. a., 2013) ist ein Anbringen dieser Korrekturen, zumindest in Kombination mit dem TFMRA, welcher den Volumenanteil bereits im Retracking minimiert, nicht sinnvoll.

5.4 Einfluss der Geländeneigung

Ausgehend von der in Unterabschnitt 2.3.4 beschriebenen Problematik ist klar, dass nicht berücksichtigte Geländeneigung innerhalb des Footprints zwangsläufig in räumlich korrelierte systematische Messfehler resultiert. Das Anbringen einer Topografiekorrektur kann diesen Effekt nur teilweise reduzieren. Der Einfluss der Geländeneigung sowie die Effektivität der Neigungskorrektur ist abhängig vom Messverfahren sowie dem eingesetzten Sensor.

Um diesen Aspekt aussagekräftig zu untersuchen, werden anhand des ArcticDEMs sowie eines aus dem ArcticDEM abgeleiteten Geländeneigungsgitters aktuelle Altimetriemissionen grönländweit verglichen. Dafür wird jeder im November und Dezember 2018 gemessenen Oberflächenhöhe eine absolute Höhendifferenz zum ArcticDEM sowie eine Geländeneigung zugeordnet. Anschließend werden Beobachtungen entsprechend ihrer Geländeneigung und einer festgelegten Intervalllänge in linear fortlaufende Teilmengen unterteilt. Über die Bildung des Medians innerhalb der Teilmengen wird so jedem Geländeneigungsintervall eine mittlere Höhendifferenz zugeordnet. Abbildung 5.6 zeigt den daraus resultierenden Geländeneigungseinfluss für die verschiedenen Sensoren bzw. Aufnahmemodi, links für Geländeneigungen bis 1° und rechts bis 5° . Bis zu einer Geländeneigung von $0,3^\circ$ zeigen alle Sensoren vergleichbar geringe

Höhendifferenzen. Aufgrund des Ka-Bandes ist der Footprint von SARAL deutlich kleiner als bei den Ku-Band-Systemen, sodass bereits ab $0,3^\circ$, was dem halben Antennenabstrahlwinkel entspricht, der POCA außerhalb des beobachteten Gebietes liegt. Entsprechend ihres Antennendiagrammes besitzen Radarantennen neben der für die Beobachtung relevanten Hauptkeule ungewollte Strahlung in andere Richtungen. Aufgrund dieser Nebenkeulen kann trotz einer auf den Footprint begrenzten Topografiekorrektion keine räumliche Zuordnung des Signales stattfinden. Pulslimitierte Radarmessungen sind nur zuverlässig, solange der POCA innerhalb des Footprints, bzw. die Geländeneigung unter dem halben Antennenabstrahlwinkel liegt. Dementsprechend sind Beobachtungen der Ku-Band-Systeme CryoSat-2 und Sentinel-3A, beide mit Antennenabstrahlwinkeln von etwa $1,1^\circ$ bis zu einer Geländeneigung von $0,55^\circ$, stabil. Der LRM von CryoSat-2 zeigt unter den Radaraltimetern den geringsten Neigungseinfluss. Da dieser ausschließlich im Zentralbereich des Eisschildes aktiv ist und Referenzhöhen sowie Geländeneigungen nur auf 90 m aufgelöst sind, besteht ein eventueller Bias gegenüber den anderen Sensoren, welche auch in Küsten- und Gebirgsregionen arbeiten. Aufgrund erhöhter Azimut-Auflösung sind Sentinel-3A sowie der SARIn von CryoSat-2 nicht sensitiv gegenüber Geländeneigung quer zur Flugrichtung, was zu einem verringerten Gesamteinfluss führt. Aublanc u. a. (2018) untersucht diesen Aspekt weiterführend in einer getrennten Auswertung für Geländeneigungen entlang der sowie quer zur Flugrichtung. Ab Geländeneigungen von etwa $1,5^\circ$ arbeitet der SARIn von CryoSat-2 deutlich genauer als alle anderen Radarsensoren. Durch die interferometrische Auswertung der Rückstreusignale erfolgt eine Richtungsbestimmung und damit eine weitaus zuverlässigere räumliche Zuordnung des Signals. Wie bereits in Abschnitt 5.2 erläutert, erfolgt die interferometrische Auswertung auf Kosten eines schlechteren Signal-Rausch-Verhältnisses der gestapelten Waveform. Beim Laseraltimeter ICESat-2 spielt die Geländeneigung eine im Vergleich zur pulslimitierten Radaraltimetrie untergeordnete Rolle. Die

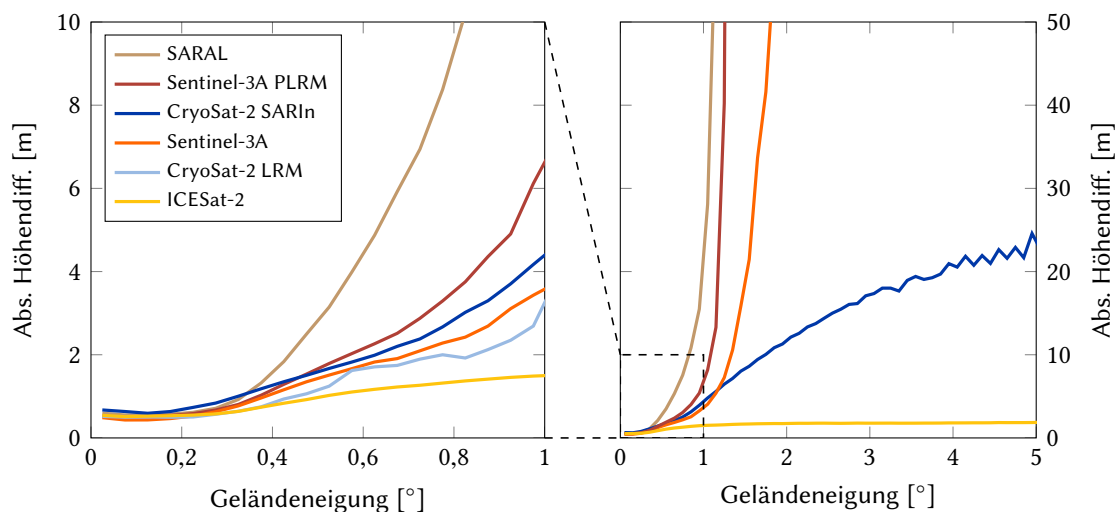


Abbildung 5.6: Statistische Untersuchung des Geländeneigungseinflusses für SARAL, Sentinel-3A, CryoSat-2 und ICESat-2 (**links**) bis 1° mit einer Intervalllänge von $0,02^\circ$ sowie (**rechts**) bis 5° mit einer Intervalllänge von $0,1^\circ$. Dabei wurden alle Beobachtungen von November und Dezember 2018 für ganz Grönland ausgewertet. Als Höhenreferenz sowie daraus abgeleitetes Geländeneigungsgitter fand das ArcticDEM mit 90 m Auflösung Anwendung. Anmerkung: Der LRM von CryoSat-2 ist nur im Zentralbereich des Eisschildes aktiv. Geländeneigungen werden hier nur bis 1° ausgewertet.

Auswertung der reflektierten Photonen erfolgt einzeln und komplett unabhängig vom POCA oder einer Topografiekorrektur. Wie bereits in Kapitel 4 gezeigt, ermöglicht ICESat-2 die Vermessung topografisch rauer Regionen weit über die hier dargestellten 5° Geländeneigung hinaus.

Kapitel 6

Zusammenfassung und Ausblick

In der vorliegenden Masterarbeit fand eine Prozessierung und Auswertung satellitenaltimetrischer Beobachtungen anhand von DGMs statt. Durch Anwendung von ProgrammROUTINEN der ASP wurde ein universal einsetzbarer Workflow zur automatisierten DGM-Generierung aus hochauflösenden Satellitenfotos erarbeitet. Darauf aufbauend wurde eine erste umfassende Validierung der Eisoberflächenhöhen von ICESat-2 durchgeführt. Des Weiteren wurden unter Hinzunahme von Daten der Radaraltimetrie die charakteristischen Eigenschaften unterschiedlicher aktueller Sensoren und Messverfahren vergleichend dargestellt und interpretiert.

Die kombinierten Auswertungen von ICESat-2 anhand des ArcticDEM, TanDEM-X-Höhenmodells und der hier anhand hochauflösender optischer Satellitenaufnahmen in ASP prozessierten DGMs heben die Notwendigkeit qualitativer DGMs für die Durchführung einer absoluten Validierung hervor. Die frei verfügbaren und bereits etablierten Modelle des ArcticDEMs und TanDEM-X-DGMs stellen eine wertvolle Grundlage für zahlreiche Anwendungsfelder dar. Bei Auswertungen der Polarregionen ist es besonders wichtig, sich über produktspezifische systematische Fehler, beispielsweise aufgrund der Eisdynamik oder des Eindringverhaltens, bewusst zu sein und diese entsprechend des Bearbeitungsgebietes zu berücksichtigen. Im Vergleich dazu ist eine eigenständige DGM-Generierung auf Satellitenfotos, hier durchgeführt unter Nutzung der ASP, mit einem erheblich höheren Arbeits- sowie Kostenaufwand verbunden. Die volle Kontrolle über den Workflow erlaubt eine flexible und individuelle Anpassung der Prozessierung entsprechend den Ausgangsdaten und Forschungsbedürfnissen. Die ICESat-2-Validierung an Küstengletschern wurde in dieser Arbeit erst durch die ASP-DGMs ermöglicht. Potentielle Anwendungen des hier erarbeiteten Workflows reichen dabei weit über die Validierung von Altimetriedaten hinaus. Für eine weiterführende Verbesserung des Workflows wäre es sinnvoll, die Kameramodelle vor der Stereo-Prozessierung in einer Bündelblockausgleichung aufeinander abzustimmen. Besonders bei schlechten oder fehlerbehafteten Kameramodellen können Fehler so minimiert oder zumindest zuverlässig detektiert werden. 2020 werden die ersten zwei Satelliten der neuen Pléiades Neo Konstellation von AIRBUS starten. Mit einer GSD von nur 0,3 m werden sie die höchste Auflösung kommerziell erwerbbarer optischer Satellitenaufnahmen anbieten (Jérôme, 2019). Da sich die Satellitenbildqualität direkt auf das finale DGM auswirkt, wären diese in Zukunft mit Auflösungen von bis zu einem Meter prozessierbar.

Die absolute Validierung von ICESat-2 bestätigt sowohl die hohe Genauigkeit der in ASP generierten DGMs als auch die der Eisoberflächenhöhen ATL06. Auf dem Eisschild wurden mittlere absolute Medianabweichungen von bis zu 10 cm und in den Küstengletscherregionen von bis

zu 70 cm errechnet. Restfehler sind räumlich korreliert und DGM-spezifisch. Demnach liegt das Genauigkeitsniveau der Eisoberflächenhöhen von ICESat-2 über dem der Referenz-DGMs. Auswertungen gegenüber ALS-Profilen zeigen mittlere Medianabweichungen von 15 cm bis 20 cm und liegen damit innerhalb der Messunsicherheit der ALS-Prozessierung. Eine finale Aussage bezüglich der Messgenauigkeit von ICESat-2 erfordert genauere Referenzen und kann anhand der hier verfügbaren Datenprodukte nicht getroffen werden. Es wurde gezeigt, dass keine signifikanten Biase unter den einzelnen Laserstrahlen sowie zwischen aufsteigenden und absteigenden Satellitenspuren vorhanden sind. Anhand eines ersten Anwendungsbeispiels konnte in der Region des Hagen Bræ die sehr gute Eignung von ICESat-2 zur Co-Registrierung von DGMs gezeigt werden. Bereits jetzt steht fest, dass die Beobachtungen von ICESat-2 in Zukunft zur Lösung zahlreicher geowissenschaftlicher Fragestellungen beitragen werden. Die hier durchgeführte Validierung der Eisoberflächenhöhe bietet eine Grundlage für zukünftige Untersuchungen von Höhenänderungsraten, Gletscherdynamik und damit auch Eismassenbilanzen. Andere aktuelle Projekte beschäftigen sich u. a. mit Meereishöhen (Kwok u. a., 2019), Vegetationshöhen (Neuenschwander und Magruder, 2019) oder der bathymetrischen Beobachtungsfähigkeit (Parrish u. a., 2019). Ein besonders hohes Potential liegt in der Auswertung der georeferenzierten Photonen. Zahlreiche Aspekte des Systems Erde lassen sich mit ICESat-2 erstmals satellitengestützt beobachten.

Durch Prozessierung und Hinzunahme von Beobachtungen aktueller Radaraltimeter wurden sämtliche über Eisschilden eingesetzten Altimetriesensoren und Messverfahren gemeinsam dargestellt und interpretiert. Der zeitlich variable Einfluss der Firnstruktur resultiert bei der Radaraltimetrie in systematischen Fehlern bis in den Meterbereich. Ku-Band-Systeme sind aufgrund ihrer großen Wellenlänge besonders betroffen. Das Ka-Band zeigt einen deutlich verringerten und die Laseraltimetrie gar keinen Einfluss. Im SAR-Modus wirken sich Firnveränderungen trotz stabiler aufsteigender Waveform-Flanke auf die Höhenmessung aus. Das Anbringen von Korrekturverfahren bezüglich der Rückstreuamplitude oder der Breite der aufsteigenden Flanke ist lediglich für Regionen des antarktischen Eisschildes sinnvoll. Für den grönländischen Eisschild ist die Nutzung eines Retracking-Verfahrens, welches den Volumeneinfluss anhand eines geringen Schwellwertes minimiert, wie dem TFMRA, deutlich zuverlässiger. Der Topografieeinfluss wurde anhand einer statistischen Gegenüberstellung von Referenzhöhendifferenz und Geländeneigung untersucht. Die Auswertung zeigt, dass pulslimitierte Radarsysteme bis zu einer Geländeneigung des halben Antennenabstrahlwinkels, also solange der POCA innerhalb der Footprints liegt, zuverlässig arbeiten. Im SAR-Modus sind Beobachtungen aufgrund der erhöhten Azimut-Auflösung ausschließlich von Geländeneigungen quer zur Flugrichtung abhängig. Durch die interferometrische Richtungsbestimmung im SARIn von CryoSat-2 findet ab Geländeneigungen von etwa $1,5^\circ$ eine zuverlässigere räumliche Signalzuordnung und damit genauer Beobachtung statt. Dies erfolgt jedoch auf Kosten des Signal-Rausch-Verhältnisses der Beobachtung. Laseraltimeter wie ICESat-2 arbeiten unabhängig von der Position des POCA und der Topografie innerhalb des Footprints.

Trotz aller in dieser Arbeit durchgeführten Untersuchungen ist klar, dass alle Altimetriesensoren und Messverfahren entsprechende Vor- und Nachteile aufweisen. Das Laseraltimeter ICESat-2 wurde mit Fokus auf einer Vermessung der Polarregionen entwickelt und zeigt dementsprechende Stärken sowohl in Hinsicht auf räumliche Auflösung als auch auf Firn- und Topografieeinfluss. ICESat-2 ist in der Lage, die Randregionen der Eisschilde zuverlässig zu vermes-

sen, während klassische radaraltimetrische Beobachtungen hier problematisch sind. Dabei ist zu beachten, dass ICESat-2 nur bei wolkenfreier Wetterlage herausragend arbeitet. Die Radaraltimetrie leistet aufgrund ihres wetterunabhängigen Messverfahrens einen unabdingbaren Beitrag zur kontinuierlichen Beobachtung der Eisschilde. Die deutlich längere Wiederholperiode von 369 Tagen von CryoSat-2 gegenüber 91 Tage bei ICESat-2 ermöglicht zudem eine deutlich höhere räumliche Abdeckung. Aufgrund der optimalen Reflektionseigenschaften, dem großen Footprint und der nicht vorhandenen Geländetopografie eignen sich Radaraltimeter besonders für die Vermessung der Ozeane. Auch die hier ausgewerteten Missionen CryoSat-2, SARAL und Sentinel-3 tragen neben der Abschätzung von Eismassenbilanzen entscheidend zu Messungen der Meeresspiegelhöhe, dynamische Ozeantopographie und Ozeanzirkulation bei. Für die Planung und Finanzierung einer Satellitenmission ist es daher sinnvoll, verschiedene wissenschaftliche Interessen zu erfüllen. Für die geophysikalische Interpretation langfristiger Höhenänderungsraten ist es zudem enorm wichtig, bereits bestehende Zeitreihen pulslimitierter Radarsysteme fortzuführen. Auch der für 2020 geplante Altimetriesatellit Sentinel-6 wird aus diesem Grund mittels eines speziell entwickelten *interleaved*-Modus zeitgleich im SAR- und LRM-Modus arbeiten (Scharro u. a., 2016). Um dem breiten Spektrum an wissenschaftlichen Fragekomplexen verschiedener Forschungsbereiche zu begegnen, ist es sinnvoll sowie notwendig, eine Vielzahl an unterschiedlichen Sensoren und Messverfahren zur Erdbeobachtung einzusetzen. Die Satellitenaltimetrie leistet dazu einen entscheidenden Beitrag.

Literaturverzeichnis

- Abdalati, W., Zwally, H. J., Bindshadler, R., Csatho, B., Farrell, S. L., Fricker, H. A., Harding, D., Kwok, R., Lefsky, M., Markus, T., Marshak, A., Neumann, T., Palm, S., Schutz, B., Smith, B., Spinhirne, J. und Webb, C. (2010). The ICESat-2 Laser Altimetry Mission. *Proceedings of the IEEE*, 98(5):735–751. doi:10.1109/JPROC.2009.2034765.
- Allaby, M. (2007). *Encyclopedia of Weather and Climate: Revised Edition*, volume 1. Facts On File, New York, Vereinigte Staaten. ISBN 0-8160-6350-8.
- Armitage, T., Wingham, D. und Ridout, A. (2014). Meteorological Origin of the Static Crossover Pattern Present in Low-Resolution-Mode CryoSat-2 Data Over Central Antarctica. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 11(7):1295–1299. doi:10.1109/LGRS.2013.2292821.
- Arthern, R., Wingham, D. und Ridout, A. (2001). Controls on ERS altimeter measurements over ice sheets: Footprint-scale topography, backscatter fluctuations, and the dependence of microwave penetration depth on satellite orientation. *Journal of Geophysical Research*, 106(D24):33471–33484. doi:10.1029/2001JD000498.
- Aublanc, J., Moreau, T., Thilbaut, P., Boy, F., Rémy, F. und Picot, N. (2018). Evaluation of SAR altimetry over the antarctic ice sheet from CryoSat-2 acquisitions. *Advances in Space Research*, 62(6):1307–1323. doi:10.1016/j.asr.2018.06.043.
- Bamber, J., Westaway, R., Marzeion, B. und Wouters, B. (2018). The land ice contribution to sea level during the satellite era. *Environmental Research Letters*, 13(6). doi:10.1088/1748-9326/aac2f0.
- Benn, D. und Evans, D. (2010). *Glaciers & Glaciation*. Routledge, New York, Vereinigte Staaten, 2. Auflage. ISBN 978-0-340-90579-1.
- Bennartz, R., Shupe, M., Turner, D., Walden, V., Steffen, K., Cox, C., Kulie, M., Miller, N. und Pettersen, C. (2013). July 2012 Greenland melt extent enhanced by low-level clouds. *Nature*, 496:83–86. doi:10.1038/nature12002.
- Beyer, R., Alexandrov, O. und McMichael, S. (2018). The Ames Stereo Pipeline: NASA’s Open Source Software for deriving and processing terrain data. *Earth and space science*, 5(9):537–548. doi:10.1029/2018EA000409.
- Beyer, R., Alexandrov, O. und McMichael, S. (2019). NeoGeographyToolkit/StereoPipeline: Ames Stereo Pipeline version 2.6.2. *Zenodo*. doi:10.5281/zenodo.3247734.

- Brenner, A., Bindschadler, R., Thomas, R. und Zwally, H. (1983). Slope-Induced Errors in Radar Altimetry Over Continental Ice Sheets. *Journal of Geophysical Research*, 88(C3):1617–1623. doi:10.1029/JC088iC03p01617.
- Brenner, A., DiMarzio, J. und Zwally, H. (2007). Precision and Accuracy of Satellite Radar and Laser Altimeter Data over the continental Ice Sheets. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45(2):321–331. doi:10.1109/TGRS.2006.887172.
- Brown, G. (1977). The Average Impuls Response of a Rough Surface and Its Applications. *Journal of Oceanic Engineering*, 2(1):67–74. doi:10.1109/JOE.1977.1145328.
- Brunt, K., Neumann, T., Walsh, K. und Markus, T. (2014). Determination of Local Slope on the Greenland Ice Sheet Using a Multibeam Photon-Counting Lidar in Preparation for the ICESat-2 Mission. *IEEE Transactions of Geoscience and Remote Sensing*, 11(5):935–939. doi:10.1109/LGRS.2013.2282217.
- Brunt, K., Hawley, R., Lutz, E. und Studinger, M. (2017). Assessment of NASA Airborne Laser Altimetry Data Using Ground-Based GPS Data Near Summit Station, Greenland. *The Cryosphere*, 11:681–692. doi:10.5194/tc-11-681-2017.
- Crétau, J., Calmant, S., Romanovski, V., Shabunin, A., Lyard, F., Bergé-Nguyen, M., Cazenave, A., Hernandez, F. und Perosanz, F. (2009). Absolute Calibration of TOPEX/Poseidon and Jason-1 Using GPS Buoys in Bass Strait, Australia Special Issue: Jason-1 Calibration/Validation. *Journal of Geodesy*, 83(8):723–735. doi:10.1007/s00190-008-0289-7.
- Cudlip, W., Mantripp, D., Wrench, C., Griffiths, H., Sheehan, D., Lester, M., Leigh, R. und Robinson, T. (1994). Corrections for altimeter low-level processing at the Earth Observation Data Centre. *International Journal Of Remote Sensing*, 14(4):889–914. doi:10.1080/01431169408954123.
- Egido, A. und Smith, W. (2017). Fully Focused SAR Altimetry: Theory and Applications. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 55(1):392–406. doi:10.1109/TGRS.2016.2607122.
- Faust, H. (1967). *Der Aufbau der Erdatmosphäre: Kapitel 9 - Die Ionosphäre*. Vieweg+Teubner Verlag, Wiesbaden, Deutschland. ISBN 978-3-322-98112-7.
- Fettweis, X., Franco, B., Tedesco, M., van Angelen, J., Lenaerts, J., van den Broeke, M. und Gallée, H. (2013). Estimation the Greenland ice sheet surface mass balance contributing to future sea level rise using the regional atmospheric climate model MAR. *The Cryosphere*, 7:469–489. doi:10.5194/tc-7-469-2013.
- Gardner, C. (1992). Ranging performance of satellite laser altimeters. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 30(5):1061–1072. doi:10.1109/36.175341.
- Groh, A., Ewert, H., Scheinert, M., Fritsche, M., Rülke, A., Richter, A., Rosenau, R. und Dietrich, R. (2012). An investigation of Glacial Isostatic Adjustment over the Amundsen Sea sector, West Antarctica. *Global and Planetary Change*, 98–99:45–53. doi:10.1016/j.gloplacha.2012.08.001.
- Haines, B., Dong, D., Born, G. und Gill, S. (2003)a. The Harvest Experiment: Monitoring Jason-1 and TOPEX/Poseidon from California Offshore Platform Special Issue: Jason-1 Calibration/Validation. *Marine Geodesy*, 26(3-4):239–259. doi:10.1080/714044520.

- Haines, B., Bertiger, W., Desai, S., Kuang, D., Munson, T., Young, L. und Willis, P. (2003)b. Initial Orbit Determination Results for Jason-1: Towards a 1,cm Orbit. *Journal of the Institute of Navigation*, 50(3):171–180. doi:10.1002/j.2161-4296.2003.tb00327.x.
- Hayne, G. (1980). Radar Altimeter Mean Return Waveform from Near-Normal-Incidence Ocean Surface Scattering. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, 28(5):687–692. doi:10.1109/TAP.1980.1142398.
- Helm, V. (2008). *Airborne SAR/Interferometric Radar Altimeter System (ASIRAS) - Kalibrierung, Validierung und Interpretation der Messergebnisse*. Doktorarbeit, Universität Bremen.
- Helm, V., Rack, W., Cullen, R., Nienow, P., Mair, D., Parry, V. und Wingham, D. (2007). Winter accumulation in the percolation zone of Greenland measured by airborne radar altimeter. *Geophysical Research Letters*, 34:L06501. doi:10.1029/2006GL029185.
- Helm, V., Humbert, A. und Miller, H. (2014). Elevation and elevation change of Greenland and Antarctica derived from CryoSat-2. *The Cryosphere*, 8:1539–1559. doi:10.5194/tc-8-1539-2014.
- Hofton, M., Luthcke, S. und Blair, J. (2013). Estimation of ICESat intercampaign elevation biases from comparison of lidar data in East Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 40(21):5698–5703. doi:10.1002/2013GL057652.
- Howat, I., Porter, C., Smith, B., Noh, M. und Morin, P. (2019). The Reference Elevation Model of Antarctica. *The Cryosphere*, 13:665–674. doi:10.5194/tc-13-665-2019.
- Huang, N. und Leitaó, C. (1978). Large-Scale Gulf Stream Frontal Study using Geos-3 Radar Altimeter Data. *Journal of geophysical research*, 83(C9):4673–4682. doi:10.1029/JC083iC09p04673.
- Hurkmans, R., Bamber, J. und Griggs, J. (2012). Importance of slope-induced error correction in volume change estimates from radar altimetry. *The Cryosphere*, 6:447–451. doi:10.5194/tc-6-447-2012.
- Imel, D. (1994). Evaluation of the TOPEX/POSEIDON dual-frequency ionosphere correction. *Journal of Geophysical Research*, 99(C12):24895–24906. doi:10.1029/94JC01869.
- IPCC. (2013). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, Vereinigtes Königreich und New York.
- IPCC. (2019). *Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate*. Intergovernmental Panel on Climate Change.
- Jérôme, S. (2019). Shaping the Future of Earth Observation with Pléiades Neo. *Konferenzbericht: 9th International Conference on Recent Advances in Space Technologies*. Istanbul, Türkei. doi:10.1109/RAST.2019.8767438.
- Jettou, G. und Piras, F. (2019). *Saral GDR Quality Assessment Report Cycle 127*. SALP-RP-P2-EA-22250-CLS127, 1. Auflage.

- King, M., Howat, I., Jeong, S., Noh, M., Wouters, B., Noël, B. und van den Broeke, M. (2018). Seasonal to decadal variability in ice discharge from the Greenland Ice Sheet. *The Cryosphere*, 12:3813–3825. doi:10.5194/tc-12-3813-2018.
- Klausing, H. und Holpp, W. (2000). *Radar mit realer und synthetischer Apertur*. Oldenbourg Wissenschaftsverlag GmbH, D-81671 München. ISBN 3-486-23475-7.
- Krieger, G., Moreira, A., Fiedler, H., Hajnsek, I., Werner, M., Younis, M. und Zink, M. (2007). TanDEM-X: A Satellite Formation for High-Resolution SAR Interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45(11):3317–3341. doi:10.1109/TGRS.2007.900693.
- Kwok, R., Cunningham, G., Wensnahan, M., Rigor, I., Zwally, H. und Yi, D. (2009). Thinning and volume loss of the Arctic Ocean sea ice cover: 2003–2008. *Journal of Geophysical Research*, 114:C07005. doi:10.1029/2009JC005312.
- Kwok, R., Kacimi, S., Markus, T., Kurtz, N., Studinger, M., Sonntag, J., Manizade, S., Boisvert, L. und Harbeck, J. (2019). ICESat-2 surface height and sea-ice freeboard assessed with ATM lidar acquisitions from Operation IceBridge. *Geophysical Research Letters*, 46. doi:10.1029/2019GL084976.
- Lefsky, M., Harding, D., Keller, M., Cohen, W., Carabajal, C., Espirito-Santo, F., Hunter, M. und Oliveira, R. (2005). Estimates of forest canopy height and aboveground biomass using ICESat. *Geophysical Research Letters*, 32:L22S02. doi:10.1029/2005GL023971.
- Legrésy, B., Rémy, F. und Schäfer, P. (1999). Different ERS altimeter measurements between ascending and descending tracks caused by wind induced features over ice sheets. *Geophysical Research Letters*, 25(15):2231–2234. doi:10.1029/1999GL900531.
- Legrésy, B., Papa, F., Rémy, F., Vinay, G., van den Bosch, M. und Zanife, O. (2005). ENVISAT radar altimeter measurements over continental surfaces and ice caps using ICE-2 retracking algorithm. *Remote Sensing of Environment*, 95:150–163. doi:10.1016/j.rse.2004.11.018.
- Legrésy, B. und Rémy, F. (1998). Using the temporal variability of satellite radar altimetric observations to map surface properties of the Antarctic ice sheet. *Journal of Glaciology*, 44(147): 197–206. doi:10.3189/S0022143000002537.
- Ligtenberg, S., Horwath, M., van den Broeke, M. und Legrésy, B. (2012). Quantifying the seasonal “breathing” of the Antarctic ice sheet. *Geophysical Research Letters*, 39:L23501. doi:10.1029/2012GL053628.
- Markus, T., Neumann, T., Martino, A., Abdalati, W., Brunt, K., Csatho, B., Farrell, S., Fricker, H., Gardner, A., Harding, D., Jasinski, M., Kwok, R., Magruder, L., Lubin, D., Luthcke, S., Morrison, J., Nelson, R., Neuenschwander, A., Palm, S., Popescu, S., Shum, C., Schultz, B. E., Smith, B., Yang, Y. und Zwally, J. (2017). The Ice, Cloud, and land Elevation Satellite-2 (ICESat-2): Science requirements, concept, and implementation. *Remote Sensing of Environment*, 190:260–273. doi:10.1016/j.rse.2016.12.029.
- Martin, T., Zwally, H., Brenner, A. und Bindschadler, R. (1983). Analysis and Retracking of Continental Ice Sheet Radar Altimeter Waveforms. *Journal of Geophysical Research*, 88(C3): 1608–1616. doi:10.1029/JC088iC03p01608.

- Mayer, D. (2018). An improved workflow for producing digital terrain models of Mars from CTX stereo data using the NASA Ames Stereo Pipeline. *Poster: 49th Lunar and Planetary Science Conference*.
- McMillan, M., Leeson, A., Shepherd, A., Briggs, K., Armitage, T., Hogg, A., Munneke, P., van den Broeke, M., Noël, B., van de Berg, W., Ligtenberg, S., Horwath, M., Groh, A., Muir, A. und Gilbert, L. (2016). A high-resolution record of Greenland mass balance. *Geophysical Research Letters*, 43:7002–7012. doi:10.1002/2016GL069666.
- Montenbruck, O., Hackel, S. und Jäggi, A. (2018). Precise orbit determination of the Sentinel-3A altimetry satellite using ambiguity-fixed GPS carrier phase observations. *Journal of Geodesy*, 92(7):711–726. doi:10.1007/s00190-017-1090-2.
- National Snow and Ice Data Center, (2019). ATL06 Known Issues (15 May 2019 – Release 001), (2019). <https://nsidc.org/data/atl06/versions/1>.
- Nefian, A., Husmann, K., Broxton, M., To, V., Lundy, M. und Hancher, M. (2009). A bayesian formulation for sub-pixel refinement in stereo orbital imagery. *Konferenzbericht: 16th IEEE International Conference on Image Processing*. doi:10.1109/ICIP.2009.5413749.
- Neuenschwander, A. und Magruder, L. (2019). Canopy and Terrain Height Retrievals with ICESat-2 A First Look. *Remote sensing*, 11(14). 1721. doi:10.3390/rs11141721.
- Neumann, T., Brenner, A., Hancock, D., Robbins, J., Luthcke, S., Lee, J., Saba, J. und Brunt, K. (2019)a. ATLAS/ICESat-2 L3A Global Geolocated Photon Data, Version 1. Boulder, Colorado USA. National Snow and Ice Data Center. Zugriffsdatum: 02.08.2019. doi:10.5067/ATLAS/ATL03.001.
- Neumann, T., Brenner, A., Hancock, D., Robbins, J., Saba, J., Harbeck, K. und Gibbons, A. (2019)b. *Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD) for Global Geolocated Photons ATL03*. NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Vereinigte Staaten.
- Nilsson, J., Vallelonga, P., Simonsen, S., Sørsen, L., Forsberg, R., Dahl-Jensen, D., Hirabayashi, M., Goto-Azuma, K., Hvidberg, C., Kjær, H. und Satow, K. (2015). Greenland 2012 melt event effects on CryoSat-2 radar altimetry. *Geophysical Research Letters*, 42:3919–3926. doi:10.1002/2015GL063296.
- Noël, B., van de Berg, W., van Meijgaard, E., Munneke, P., van de Wal, R. und van de Broeke, M. (2015). Evaluation of the updated regional climate model RACMO2.3: summer snowfall impact on the Greenland Ice Sheet. *The Cryosphere*, 9:1831–1844. doi:10.5194/tc-9-1831-2015.
- Nuth, C. und Kääb, A. (2011). Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change. *The Cryosphere*, 5:271–290. doi:10.5194/tc-5-271-2011.
- Oliver, C. und Quegan, S. (1998). *Understanding aperture radar images*. Arctech House, Norwood, Vereinigte Staaten. ISBN 0-89006-850-X.
- Parrish, C., Magruder, L., Neuenschwander, A., Sarkozi, N., Alonzo, M. und Jasinski, M. (2019). Validation of ICESat-2 ATLAS Bathymetry and Analysis of Atlas' Bathymetric Mapping Performance. *Remote sensing*, 11(4). 1634. doi:10.3390/rs11141634.

- Pomerleau, F., Colas, F., Siegwart, R. und Magnenat, S. (2013). Comparing ICP variants on real-world data sets. *Autonomous Robots*, 34(3):133–148. doi:10.1007/s10514-013-9327-2.
- Porter, C., Morin, P., Howat, I., Noh, M.-J., Bates, B., Peterman, K., Keeseey, S., Schlenk, M., Gardiner, J., Tomko, K., Willis, M., Kelleher, C., Cloutier, M., Husby, E., Foga, S., Nakamura, H., Platson, M., Wethington, M. J., Williamson, C., Bauer, G., Enos, J., Arnold, G., Kramer, W., Becker, P., Doshi, A., D’Souza, C., Cummens, P., Laurier, F. und Bojesen, M. (2018). ArcticDEM. *Harvard Dataverse*, V1. Zugriffsdatum: 15.05.2019. doi:10.7910/DVN/OHHUKH.
- Pritchard, H., Arthern, R., Vaughan, D. und Edwards, L. (2009). Extensive dynamic thinning on the margin of the Greenland and Antarctic ice sheets. *Nature*, 461:971–975. doi:10.1038/nature08471.
- Raney, R. (1998). The Delay/Doppler Radar Altimeter. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36(5):1578–1588. doi:10.1109/36.718861.
- Rémy, F., Legrésy, B. und Benveniste, J. (2006). On the Azimuthally Anisotropy Effects of Polarization for Altimetric Measurements. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 44(11): 3289–3296. doi:10.1109/TGRS.2006.878444.
- Richards, M. A. (2014). *Fundamentals of radar signal processing*. McGraw-Hill Education, New York, Vereinigte Staaten. ISBN 978-0-07-179832-7.
- Rignot, E., Velicogna, I., van den Broeke, M., Monaghan, A. und Lenaerts, J. (2011). Acceleration of the contribution of the Greenland and Antarctic ice sheets to sea level rise. *Geophysical Research Letters*, 38:L05503. doi:10.1029/2011GL046583.
- Rizzoli, P., Martone, M., Gonzalez, C., Wecklich, C., Tridon, D. B., Bräutigam, B., Bachmann, M., Schulze, D., Fritz, T., Huber, M., Wessel, B., Krieger, G., Zink, M. und Moreira, A. (2017). Generation and performance assessment of the global TanDEM-X digital elevation model. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 132:119–139. doi:10.1016/j.isprsjprs.2017.08.008.
- Roemer, S., Legrésy, B., Horwath, M. und Dietrich, R. (2007). Refined analysis of radar altimetry data applied to region of the subglacial Lake Vostok/Antarctica. *Remote Sensing of Environment*, 106(3):269–284. doi:10.1016/j.rse.2006.02.026.
- Schaller, C., Freitag, J., Kipfstuhl, S., Laepple, T. und Steen-Larsen, H. (2016). A representative density of the North Greenland snowpack. *The Cryosphere*, 10:1991–2002. doi:10.5194/tc-10-1991-2016.
- Scharro, R., Bonekamp, H., Ponsard, C., Parisot, F., von Engeln, A., Tahtadjiev, M., de Vriendt, K. und Montagner, F. (2016). Jason continuity of services: continuing th Jason altimeter data records as Copernicus Sentinel-6. *Ocean Science*, 12:471–479. doi:10.5194/os-12-471-2016.
- Schröder, L. (2019). *Höhenänderungen des Antarktischen Eisschildes - Analyse, Validierung und Kombination von Messungen aus 40 Jahren Satellitenaltimetrie*. Doktorarbeit, Technische Universität Dresden.

- Schröder, L., Richter, A., Fedorov, D., Eberlein, L., Brovkov, E., Popov, S., Knöfel, C., Horwath, M., Dietrich, R., Matveev, A. Y., Scheinert, M. und Lukin, V. V. (2017). Validation of satellite altimetry by kinematic GNSS in central East Antarctica. *The Cryosphere*, 11:1111–1130. doi:10.5194/tc-11-1111-2017.
- Schröder, L., Horwath, M., Dietrich, R., Helm, V., van den Broeke, M. und Lightenberg, S. (2019). Four decades of Antarctic surface elevation changes from multi-mission satellite altimetry. *The Cryosphere*, 13:427–449. doi:10.5194/tc-13-427-2019.
- Schultz, B., Zwally, H., Shuman, C., Hancock, D. und DiMarzio, J. (2005). Overview of the ICESat Mission. *Geophysical Research Letters*, 32:L21S01. doi:10.1029/2005GL024009.
- Seeber, G. (2003). *Satellite Geodesy*. Walter de Gruyter, D-10785 Berlin. ISBN 3-11-017549-5.
- Shean, D., Alexandrov, O., Moratto, Z., Smith, B., Joughin, I., Porter, C. und Morin, P. (2016). An automated, open-source pipeline for mass production of digital elevation models (DEMs) from very-high-resolution commercial stereo satellite imagery. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 116:101–117. doi:10.1016/j.isprsjprs.2016.03.012.
- Smith, B. (2019). *Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD) for Land Ice Along-Track Height Product (ATL06)*. NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Vereinigte Staaten.
- Smith, B., Fricker, H., Joughin, I. und Tulaczyk, S. (2009). An inventory of active subglacial lakes in Antarctica detected by ICESat (2003-2008). *Journal of Glaciology*, 55(192):573–595. doi:10.3189/002214309789470879.
- Smith, B., Fricker, H., Gardner, A., Siegfried, M., Adusumilli, S., Csathó, B., Holschuh, N., Nilsson, J., Paolo, F. und das ICESat-2 Science Team. (2019). ATLAS/ICESat-2 L3A Land Ice Height, Version 1. Boulder, Colorado USA. National Snow and Ice Data Center. Zugriffsdatum: 15.06.2019. doi:10.5067/ATLAS/ATL06.001.
- Smith, W. und Sandwell, D. (1997). Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings. *Science*, 277(5334):1956–1962. doi:10.1126/science.277.5334.1956.
- Spencer, M. und Ulaby, F. (2016). Spektrum Issues Faced by Active Remote Sensing: Radio frequency interference and operational restrictions Technical Committees. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Magazine*, 4(1):40–45. doi:10.1109/MGRS.2016.2517410.
- Spinhirne, J., Palm, S., Hart, W., Hlavka, D. und Welton, E. (2005). Cloud and aerosol measurements from GLAS: Overview and initial results. *Geophysical Research Letters*, 32:L22S03(22). doi:10.1029/2005GL023507.
- Tapley, B., Born, G. und Parke, M. (1982). The SEASAT altimeter data and its accuracy assessment. *Journal of Geophysical Research*, 87(C5):3179–3188. doi:10.1029/JC087iC05p03179.
- Topan, H., Cam, A., Özendi, M., Oruç, M., Jacobsen, K. und Taşkanat, T. (2016). Pléiades Project: Assessment of georeferencing accuracy, image quality pansharpener performance and DSM/DTM quality. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 41:503–510. doi:10.15488/701.

- Tournadre, J., Lambin, J. und Steunou, N. (2009). Cloud and Rain Effects on AltiKa/SARAL Ka-Band Radar Altimeter - Part 1: Modeling and Mean Annual Data Availability. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 47:1806–1817. doi:10.1109/TGRS.2008.2010130.
- Triggs, B., McLauchlan, P. F., Hartley, R. I. und Fitzgibbon, A. W. (1999). Bundle Adjustment - A modern synthesis. *Bericht des International Workshop on Vision Algorithms*, Seiten 298–372. doi:10.1007/3-540-44480-7_21.
- Ulaby, F. T. und Long, D. G. (2014). *Microwave radar and radiometric remote sensing*. The University of Michigan Press, Ann Arbor, Vereinigte Staaten. ISBN 978-0-472-11935-6.
- Urban, T., Pekker, T., Tapley, B., Kruizinga, G. und Shum, C. (2001). A multiyear intercomparison of wet troposphere corrections from TOPEX/Poseidon, ERS-1, and ERS-2 Microwave Radiometers and the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts model. *Journal of Geophysical Research*, 106(C9):19657–19669. doi:10.1029/2001JC000486.
- Urban, T., Schulz, B. und Neuenschwander, A. (2008). A Survey of ICESat Coastal Altimetry Applications: Continental Coast, Open Ocean Island, and Inland River. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences Journal*, 19:1–19. doi:10.3319/TAO.2008.19.1-2.1(SA).
- van den Broeke, M., Box, J., Fettweis, X., Hanna, E., Noël, B., Tedesco, M., van As, D., van de Berg, W. und van Kampenhout, L. (2017). Greenland Ice Sheet Surface Mass Loss: Recent Developments in Observation and Modeling. *Current Climate Change Reports*, 3(4):345–356. doi:10.1007/s40641-017-0084-8.
- Velicogna, I. und Wahr, J. (2013). Time-variable gravity observation of ice sheet mass balance: Precision and limitations of the GRACE satellite data. *Geophysical Research Letters*, 40:3055–3063. doi:10.1002/grl.50527.
- Verron, J., Sengenès, P., Lambin, J., Noubel, J., Steunou, N., Guillot, A., Picot, N., Coutin-Faye, S., Sharma, R., Gairola, R. M., Murthy, D. V. A. E., Richman, J. G., Griffim, D., Pascual, A., Rémy, F. und Gupta, P. K. (2015). The SARAL/AltiKa Altimetry Satellite Mission. *Marine Geodesy*, 38: 2–21. doi:10.1080/01490419.2014.1000471.
- Vignudelli, S., Kostianoy, A., Cipollini, P. und Benveniste, J. (2011). *Coastal Altimetry*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Berlin, Deutschland. ISBN 978-3-642-12795-3.
- Watson, C., Coleman, R., White, N., Church, J. und Govind, R. (2003). Absolute Calibration of TOPEX/Poseidon and Jason-1 Using GPS Buoys in Bass Strait, Australia Special Issue: Jason-1 Calibration/Validation. *Marine Geodesy*, 26(3-4):285–304. doi:10.1080/714044522.
- WCRP. (2018). Global sea-level budget 1993-present. *Earth System Science Data*, 10(3):1551–1590. doi:10.5194/essd-10-1551-2018.
- Wessel, B., Huber, M., Wohlfart, C., Marschalk, U., Kosmann, D. und Roth, A. (2018). Accuracy assessment of the global TanDEM-X Digital Elevation Model. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 139:171–182. doi:10.1016/j.isprsjprs.2018.02.017.
- Wilson, J. und Gallant, J. (2000). *Terrain Analysis*. Wiley, New York, Vereinigte Staaten. ISBN 978-0-471-32188-0.

- Wilson, M., O'Connell, B., Brown, C., Guinan, J. und Grehan, A. (2007). Multiscale terrain analysis of multibeam bathymetry data for habitat mapping on the continental slope. *Marine Geodesy*, 30:3–35. doi:10.1080/01490410701295962.
- Wingham, D., Rapley, C. und Griffiths, H. (1983). New Techniques in Satellite Altimeter Tracking Systems. *Konferenzbericht: IGARSS 86 Zürich*, Seiten 1339–1344.
- Wingham, D., Phalippou, L., Mavrocordatos, C. und Wallis, D. (2004). The Mean Echo and Echo Cross Product From a Beamforming Interferometric Altimeter and Their Application to Elevation Measurement. *IEEE Transactions of Geoscience and Remote Sensing*, 42(10):2305–2023. doi:10.1109/TGRS.2004.834352.
- Wingham, D., Francis, C., Baker, S., Bouzinac, C., Brockley, D., Cullen, R., Chateau-Thierry, P., Laxon, S., Mallow, U., Mavrocordatos, C., Phalippou, L., Ratier, G., Rey, L., Rostan, F., Viau, P. und Wallis, D. (2006). CryoSat: A mission to determine the fluctuations in Earth's land and marine ice fields. *Advances in Space Research*, 37(4):841–871. doi:10.1016/j.asr.2005.07.027.
- Zelensky, N. P., Lemoine, F. G., Chinn, D., Beckley, B., Bordyugov, O., Yang, X., Wimert, J. und Pavlis, D. (2016). Towards the 1-cm SARAL orbit. *Advances in Space Research*, 58(12):2651–2676. doi:10.1016/j.asr.2015.12.011.

Anhang A

Zusätzliche Abbildungen

A.1 Alternativer ASP Workflow mit Kameramodellkorrektion

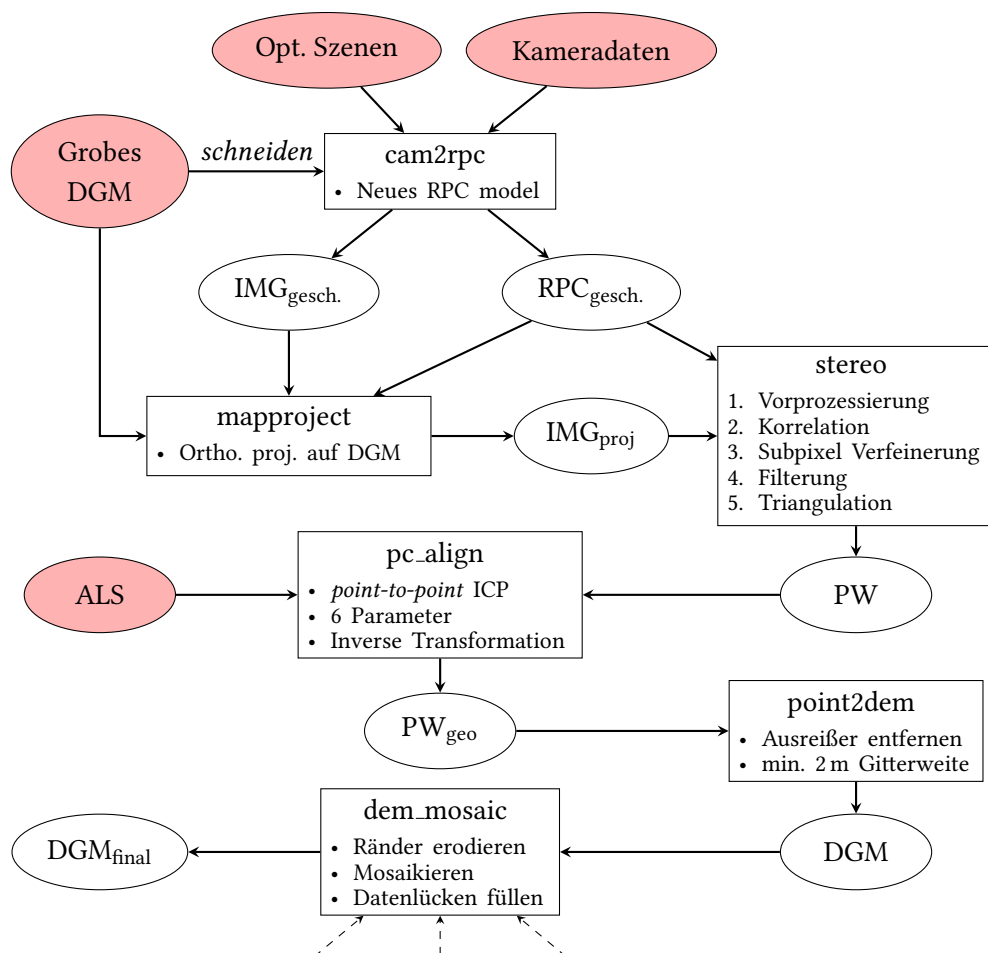


Abbildung A.1: Schematische Darstellung des für das mittlere OCB-Gebiet angepassten Workflows. Die für die Funktion *cam2rpc* notwendigen Dimensionen der Untergebiete werden über ein mittels GDAL geteiltes grob aufgelöstes DGM übergeben.

A.2 Digitale Geländemodelle

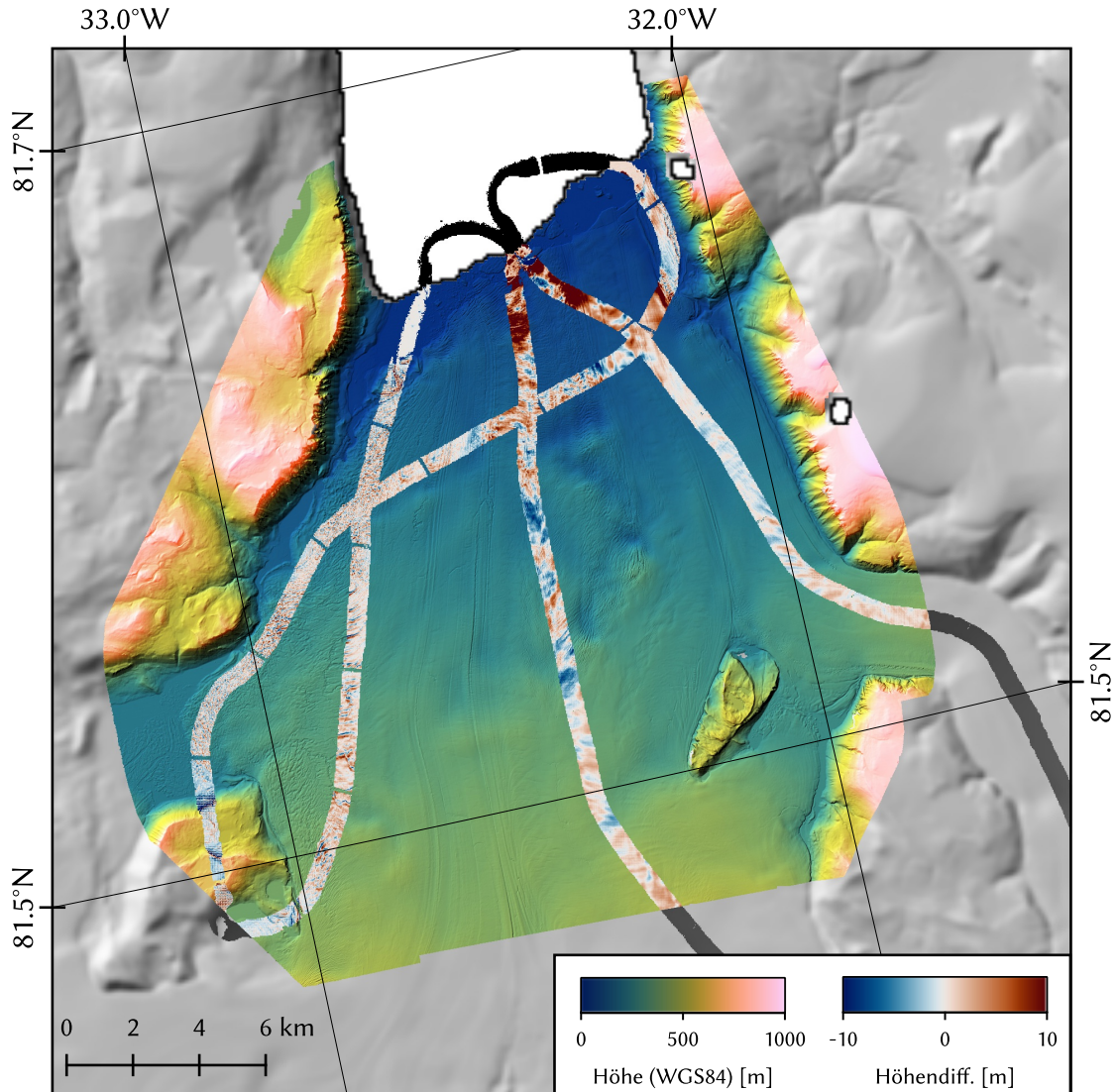


Abbildung A.2: Koloriertes Schummerungsbild des aus der ASP-Prozessierung stammenden DGM des Academy-Gletschers. Zusätzlich ist die Differenz bezüglich des aus den ALS-Befliegungen prozessierten DGMs dargestellt.

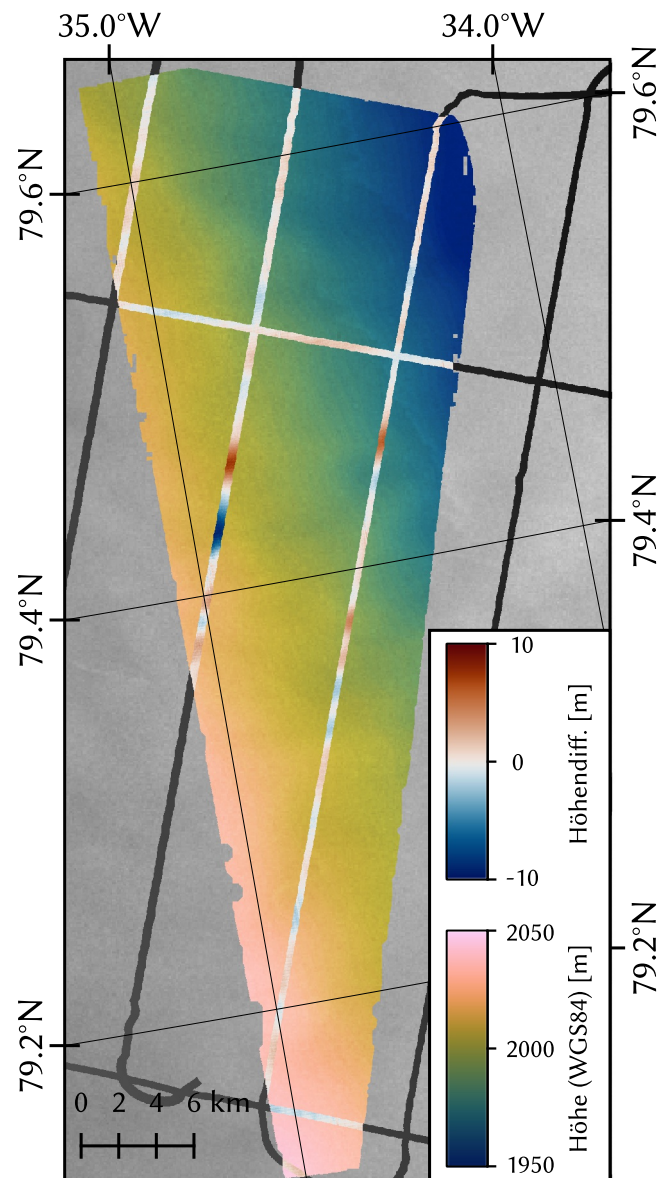


Abbildung A.3: Darstellung des aus der ASP-Prozessierung stammenden DGM des OCB-Gebietes. Zusätzlich ist die Differenz bezüglich des aus den ALS-Befliegungen prozessierten DGMs dargestellt.

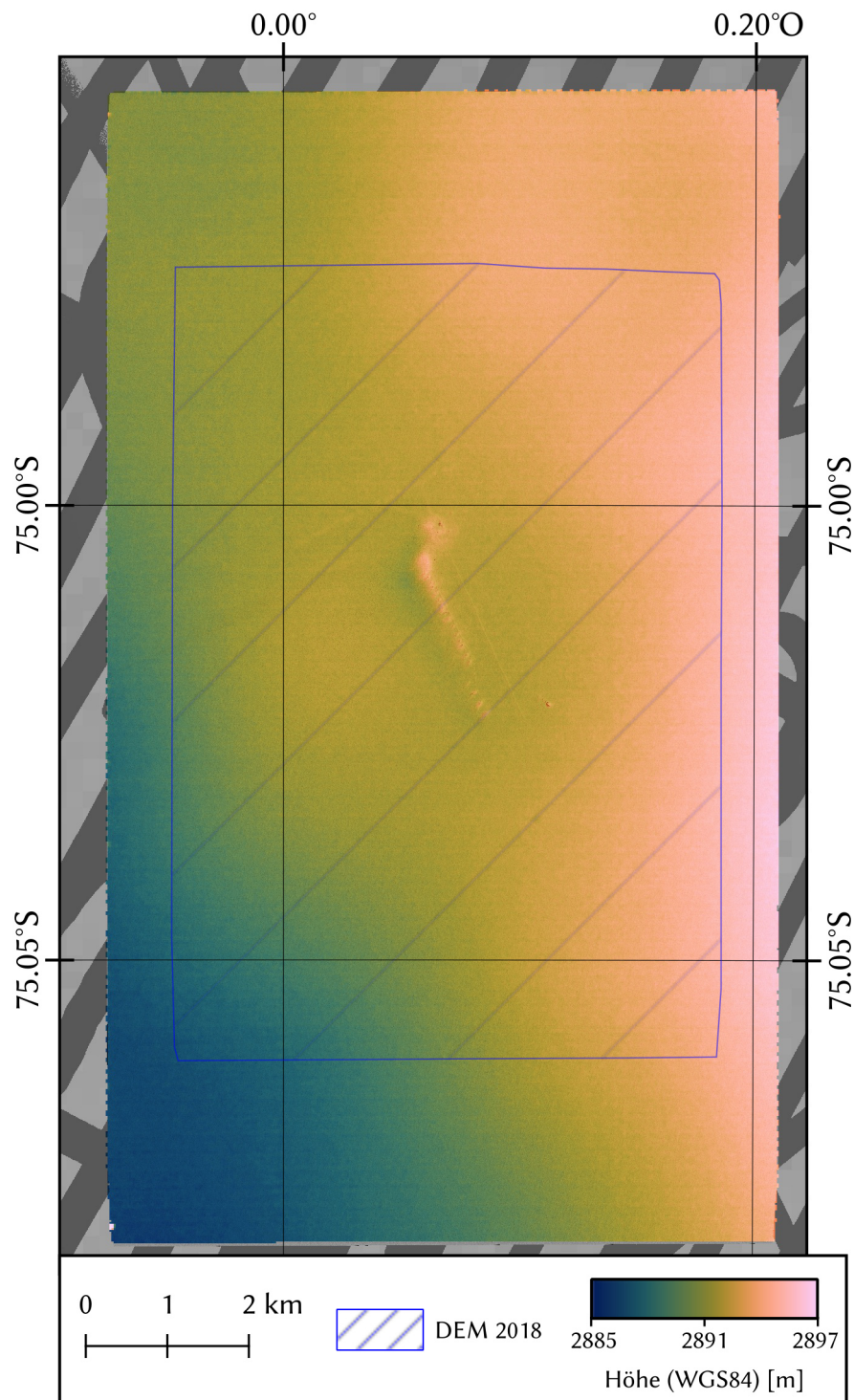


Abbildung A.4: Darstellung des aus der ASP-Prozessierung stammenden DGM vom Bearbeitungsgebiet Kohnen. Aufgrund einer Vielzahl an Befliegungen sind die zur Co-Registrierung verwendeten ALS-DGMs nur am Rand außerhalb des Bearbeitungsgebietes angedeutet. Das kleine DGM vom Dezember 2018 ist durch den blau gestreiften Bereich markiert.

A.3 ICESat-2 Validierung

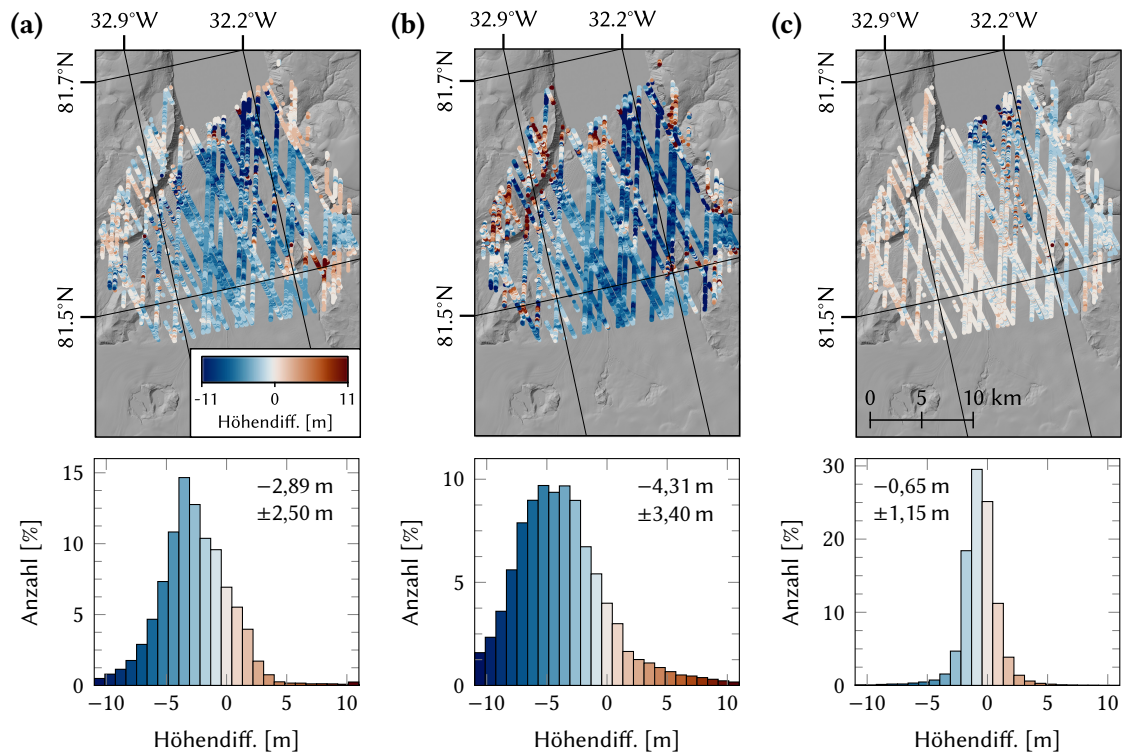


Abbildung A.5: Räumliche Verteilung der Höhendifferenzen der ATL06-Höhen bezüglich (a) des ArcticDEM, (b) des TandDEM-X-Höhenmodells sowie (c) des ASP-DGM im Academy-Gletscher für einen Zeitraum vom 14.10.2018 bis zum 23.02.2019. Zusätzlich sind die jeweiligen Häufigkeitsverteilungen, in welchen Median und MAD beschriftet sind, dargestellt.

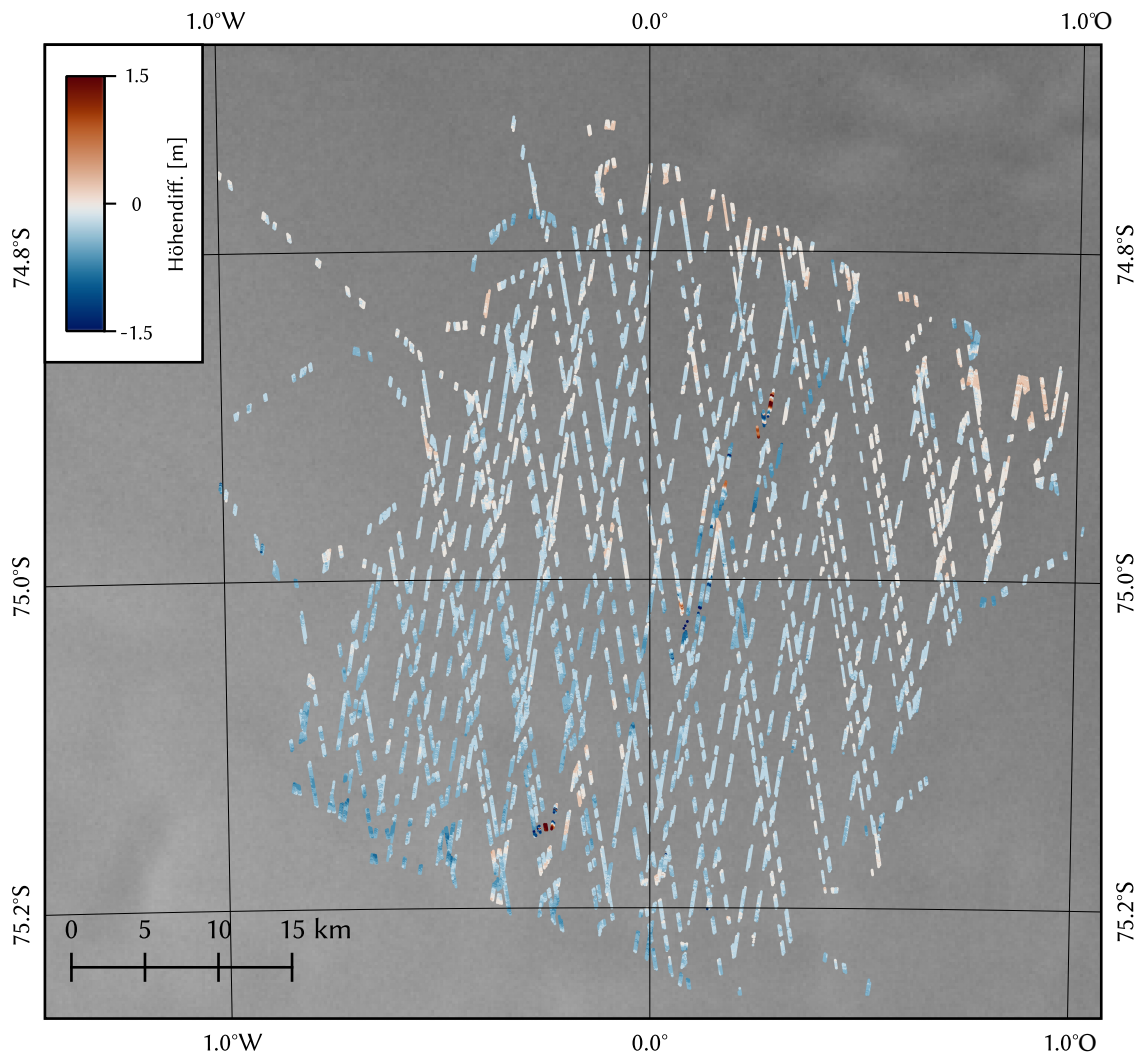


Abbildung A.6: Räumlich dargestellte Höhendifferenzen zwischen den ATL06-Höhen des Zeitraums 14.10.2018 bis zum 23.02.2019 und der ALS-Befliegung um Kohnen.

A.4 Höhenänderungsraten Dome C

Das Gebiet Dome C entspricht hier dem Bereich von 111°O bis 127°O geografischer Länge und $72,5^{\circ}\text{S}$ bis $76,5^{\circ}\text{S}$ geografischer Breite.

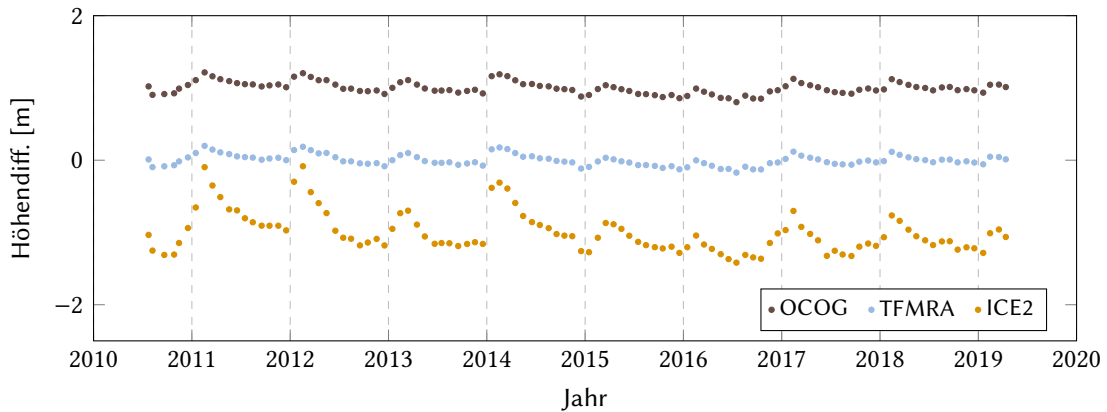


Abbildung A.7: Monatlich gemittelte Zeitreihen der Höhendifferenzen zum REMA des TFMRA, OCOG- sowie ICE-2-Retracker für den LRM von CryoSat-2 um Dome C. *Anmerkung: Höhendifferenzen der Zeitreihen wurden um unterschiedliche konstante Beträge verschoben um eine deutlichere Darstellung zu ermöglichen.*

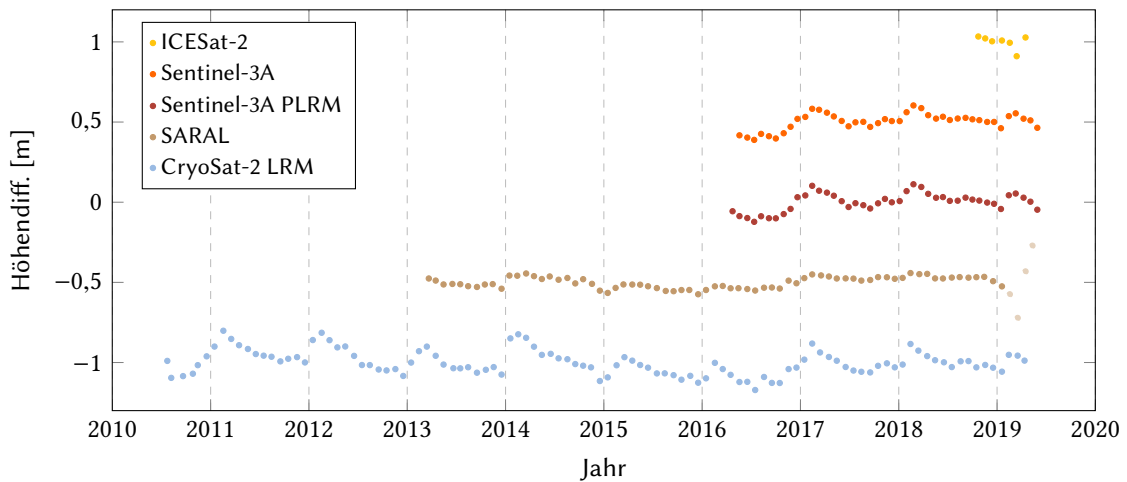


Abbildung A.8: Beobachtete Oberflächenhöhenvariationen von ICESat-2, Sentinel-3A, SARAL und CryoSat-2 in teilweise verschiedenen Aufnahme- bzw. Prozessierungsmodi um Dome C. ICESat-2-Höhen basieren auf dem selektierten ATL06-Produkt. Radarbeobachtungen wurden anhand des TFMRA rege-trackt. Monatsmittel von SARAL wurden ab Februar 2019 ausgeblast. *Anmerkung: Höhendifferenzen der Zeitreihen wurden um unterschiedliche konstante Beträge verschoben um eine deutlichere Darstellung zu ermöglichen.*

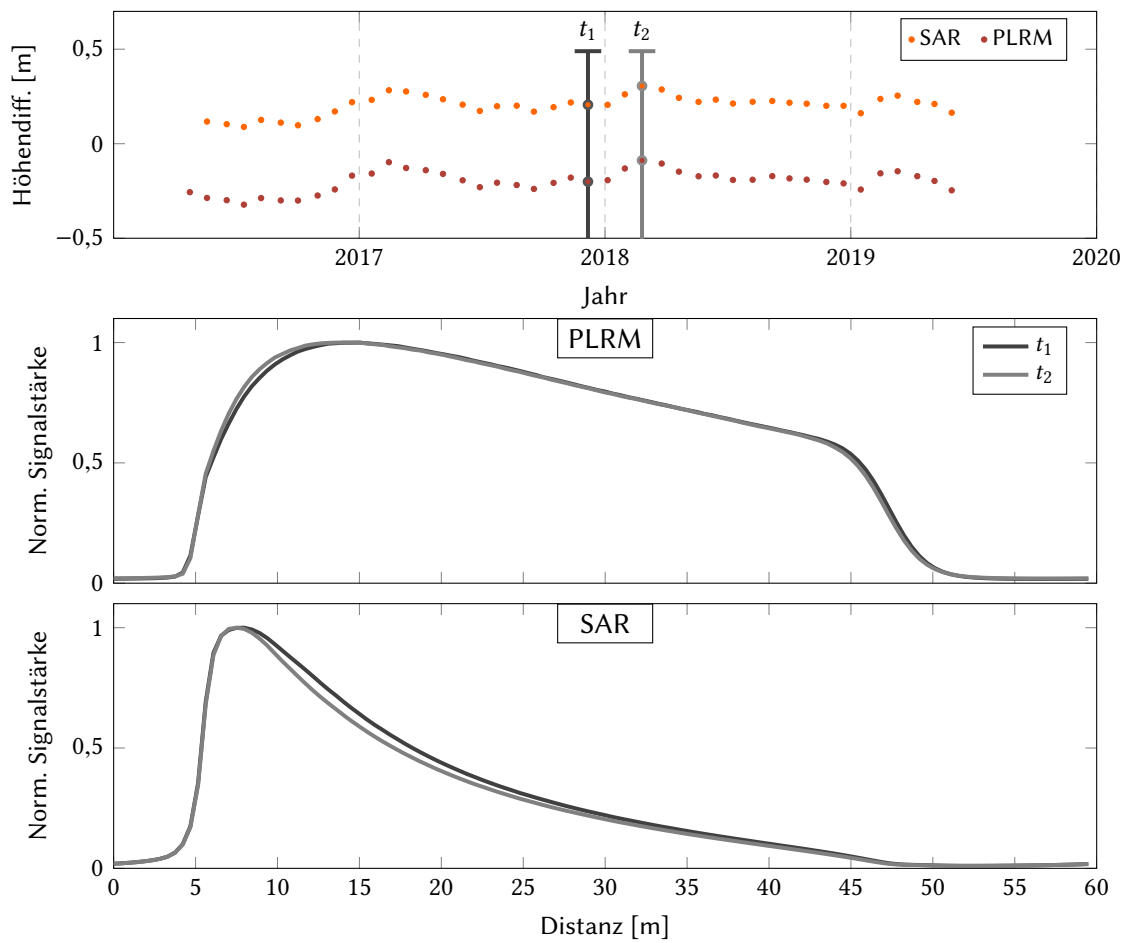


Abbildung A.9: Position in der Zeitreihe sowie Waveformen des SAR und PLRM für zwei Zeitpunkte im Gebiet um Dome C. Der Zeitpunkt t_1 umfasst Cycle 23 und t_2 Cycle 27. Die Waveformen wurden am Retrack-Punkt fixiert und über das Gesamtgebiet gemittelt. Die Distanz bzw. Signallaufzeit bezieht sich auf die x-Achse beider Waveformen.

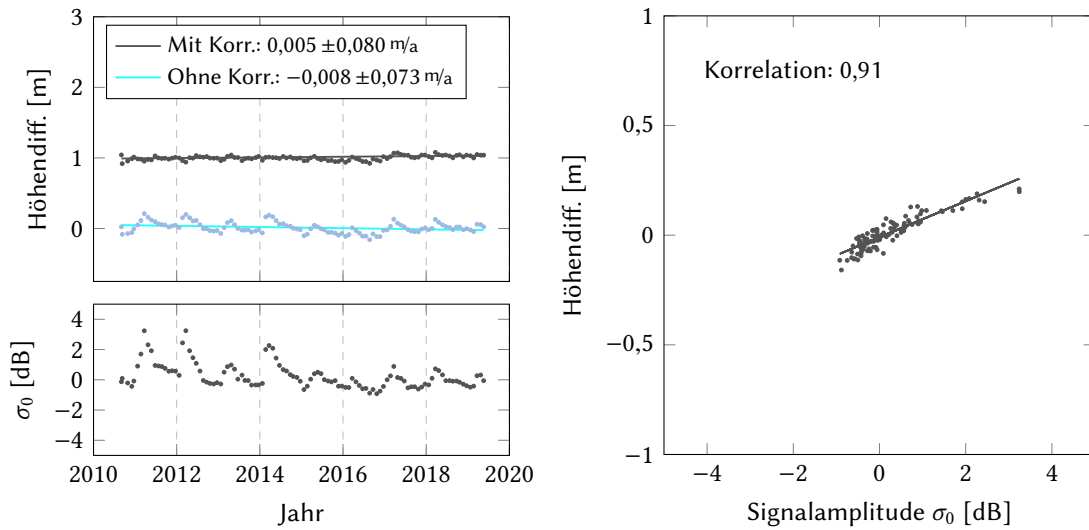


Abbildung A.10: Verfahren der Korrektur des Volumeneinflusses anhand der Rückstreumplitude σ_0 . Dargestellt ist die Zeitreihe der Rückstreumplitude, die Korrelation mit den Höhendifferenzen, die entsprechende Regressionsgerade sowie der Vergleich zwischen ursprünglicher und korrigierter Höhendifferenz-Zeitreihe für den LRM von CryoSat-2 um Dome C. Die Legende zeigt den über Oberflächenhöhentrend der Gesamtzeitreihen.

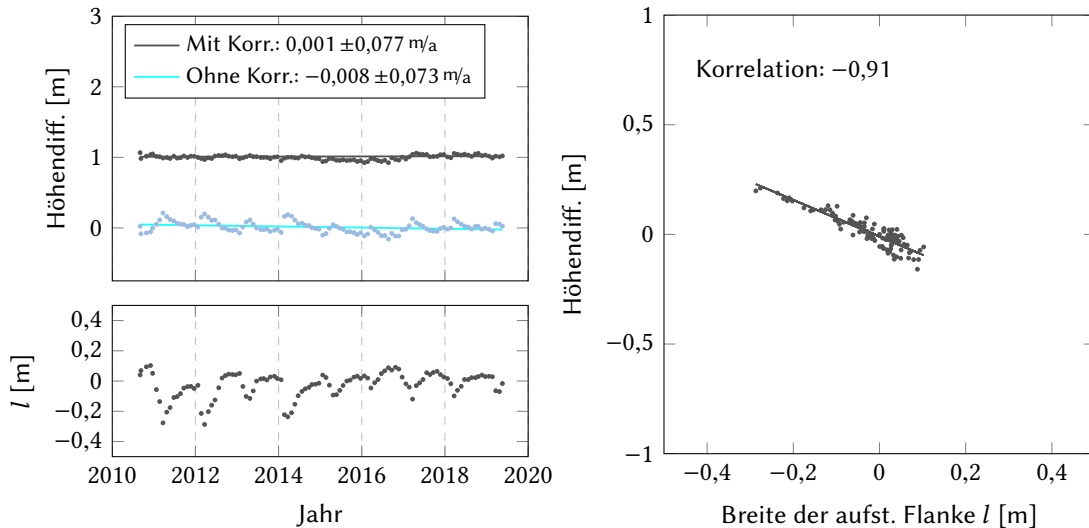


Abbildung A.11: Verfahren der Korrektur des Volumeneinflusses anhand der Breite der aufsteigenden Flanke l . Dargestellt ist die Zeitreihe der Flankenbreite, die Korrelation mit den Höhendifferenzen, die entsprechende Regressionsgerade sowie der Vergleich zwischen ursprünglicher und korrigierter Höhendifferenz-Zeitreihe für den LRM von CryoSat-2 im OCB-Gebiet. Die Legende zeigt den über Oberflächenhöhentrend der Gesamtzeitreihen.

Anhang B

Quellcode: Ames Stereo Pipeline

Folgendes Bash-Skript vollführt die in Unterabschnitt 3.3.2 beschriebene ASP-Prozessierung. Eingangsdaten sind die im ZIP-Dateiformat komprimierten Pléiades-Stereo-Aufnahmen, das grob aufgelöste DGM sowie eine absolute Höhenreferenz.

```
#!/bin/bash

filename=$1
DEM_IN=$2
REF=$3
foldername=$(zipinfo -1 $1 | sed q)

# Dateinamen
IMG1=$(zipinfo -1 $filename | grep "\.JP2" | sed -n '1p')
IMG2=$(zipinfo -1 $filename | grep "\.JP2" | sed -n '2p')

RPC1=$(zipinfo -1 $filename | grep "RPC" | sed -n '1p')
RPC2=$(zipinfo -1 $filename | grep "RPC" | sed -n '2p')

# Entpacken
unzip $1

# Orthoprojektion
mapproject -t rpc --tr 0.5 $DEM_IN $IMG1 $RPC1 \
  DEM_$foldername/IMG1_PROJ.tif
mapproject -t rpc --tr 0.5 $DEM_IN $IMG2 $RPC2 \
  DEM_$foldername/IMG2_PROJ.tif

# Stereo-Korrelation
stereo -t rpcmaprpc --alignment-method none --refilter-mode 2 \
  --prefilter-kernel-width 1.4 --cost-mode 2 --corr-kernel 21 21 \
  --subpixel-mode 2 --subpixel--kernel 21 21 --filter-mode 1 \
  --erode-max-size 1024 --corr-timeout 360 \
  DEM_$foldername/IMG1_PROJ.tif DEM_$foldername/IMG2_PROJ.tif \
  $RPC1 $RPC2 DEM_$foldername/stereo_out $DEM_IN

# Punktwolke zu DGM
```

```
point2dem --dem-spacing 2 --remove-outliers-param 75.0 3.0 --errorimage\  
DEM_$foldername/ stereo_out-PC.tif  
  
# Georeferenzierung  
pc_align --max-displacement 10 --save-inv-transformed-reference-points \  
--alignment-method point-to-point $REF DEM_$foldername/out-DEM.tif \  
-o DEM_$foldername/ aligned_out
```

Falls ein Gebiet in eine Vielzahl an Stereopaaren aufgeteilt ist werden über die Funktion *dem_mosaic* die DGMs der einzelnen Untergebiete mosaikiert.

```
dem_mosaic --hole-fill-length 100 --erode-length 5 \  
dem_1.tif dem_2.tif dem_3.tif -o blended.tif
```