



**TECHNISCHE
UNIVERSITÄT
DRESDEN**

Fakultät Umweltwissenschaften Institut für Planetare Geodäsie
Geodätische Erdsystemforschung

ZUM VERSTÄNDNIS DES EISIGEN SÜDENS

20 Jahre Forschung in Geodäsie, Geodynamik
und Glaziologie 1992-2012: Festschrift zum
65. Geburtstag von Prof. Reinhard Dietrich

GEODÄTISCHE BESTIMMUNG GLAZIOLOGISCHER PARAMETER IN GRÖNLAND

Wilfried Korth

Beuth Hochschule für Technik Berlin

EINFÜHRUNG

Viele Untersuchungen der großen Eismassen der Erde können heute effektiv und hochgenau mit Verfahren der Fernerkundung realisiert werden. Es können Eisbewegungen, Oberflächeneigenschaften, Topographie und Anderes aus Satellitendaten abgeleitet werden. Gravimetrische Vermessungen werden mit Hilfe von Satelliten oder aus dem Flugzeug realisiert. Klassische geodätische Arbeiten scheinen auf den ersten Blick nur noch zur Gewinnung von Bodenkontrolldaten für diese Verfahren Berechtigung zu haben, auf den zweiten sieht man aber das große Potential und den Wert von direkten Feldarbeiten in Grönland oder der Antarktis: Es können direkt und präzise Messwerte gewonnen werden, die mit den modernen Fernerkundungsmethoden was Bezugssysteme und Methodik angeht kompatibel sind, also nicht nur zur Validierung dienen können, sondern auch zur Ergänzung und als eigenständige Datenbasis.

Und auch der Bezug zu historischen Daten ist gut herstellbar, wenn man die historischen Messmethoden berücksichtigt und möglicherweise sogar im direkten Vergleich zu heutigen Verfahren wiederholt.

Historische geodätische Daten aus Polarregionen können dabei mehr als 100 Jahre alt sein: Während der ersten deutschen Südpolarexpedition 1901–1903 unter Erich von Drygalski wurde z.B. ein kleines Dreiecksnetz auf dem Eis in der Nähe des Gaußberges gemessen, das heute als Referenz für Höhenvergleiche dienen kann (Drygalski, 1904).

1912 war eine schweizerische Expedition unter Leitung von Alfred de Quervain in Grönland aktiv, bei der erstmals ein genaues Höhenprofil über das Inlandeis und ein Durchquerungsitinerar bestimmt wurden. Es war die erste rein geowissenschaftliche Grönlandüberquerung. Der Expeditionsteilnehmer, der damals die Vermessungsarbeiten durchführte, war der deutsche

Architekt Roderich Fick (de Quervain und Mercanton, 1920).

An die Daten letztgenannter Expedition knüpft ein Projekt an, über das hier berichtet werden soll. Erstmals 2002 und danach nochmals 2006 und 2010 sowie teilweise 2012 wurde das historische Profil von 1912 erneut vermessen. Aus den Daten können klimabedingte Veränderungen der Eiskappe abgeleitet werden.

Die Idee zu diesem Projekt ist auf der ersten gemeinsamen Grönlandreise von Reinhard Dietrich, Wieland Adler und dem Autor im Jahr 1994 entstanden. Auch wenn Professor Dietrich selbst für eine solche Unternehmung nicht zur Verfügung stand, hat er doch über die gesamte Zeit die Vorbereitungen und die Durchführung der Expeditionen mit wertvollen fachlichen Ratschlägen und großem Interesse an den Ergebnissen begleitet. Insofern gehört er unbedingt mit in die Reihe der Personen, die maßgeblichen Anteil vor allem am fachlichen Gelingen des Projektes haben.

GEODÄTISCH BESTIMMBARE GLAZIOLOGISCHE PARAMETER

Ein Geodät ist mit seinen Messungen zuallererst in der Lage, eine geometrische Beschreibung der Erdoberfläche und deren Veränderungen vorzunehmen. Für beliebige Punkte können Koordinaten und Höhen gewonnen werden. Wenn die Punkte genügend dicht und sinnvoll verteilt sind, ergibt sich daraus praktisch eine kontinuierliche Beschreibung der Oberfläche oder von Profilen, also ein Höhenmodell. Aus Höhenmodellen können unter Verwendung einer sinnvollen Bezugsfläche auch Volumen bestimmt werden. Eine solche Fläche wäre die Felsuntergrundtopographie, die man aus Eisdickenmessungen erhalten kann. Aus wiederhol-

ten Messungen ergeben sich, auch ohne Referenzfläche, Volumenänderungen. Für Gletscher sind derartige Messungen besonders spannend, da sich die Eiskörper infolge von Wetter- und Klimaeinflüssen permanent verändern.

Der häufig verwendete Begriff der Massenbilanz ist etwas unglücklich, da dafür auch die Dichteverhältnisse unter der Oberfläche bekannt sein müssten. Bei Annahme eines über die Jahre hinreichend gleichbleibenden vertikalen Dichteprofiles erhält man sogenannte **spezifische Massenbilanzen**⁴. Insbesondere bei Ablationsgebieten ohne Schneeeauflage ist das Dichteprofil zeitlich unveränderlich.

Letztendlich wird ein vergleichbares Ergebnis zur Laser- oder Radar-Satellitenaltimetrie erhalten. Allerdings sind die bodengebundenen geodätischen Daten im zerklüfteten Randbereich von Gletschern und Eiskappen auch bei größeren Geländeneigungen deutlich aussagekräftiger. Die Altimetrie dagegen erlaubt die effektive Bearbeitung riesiger Gebiete.

Ebenfalls sofort offensichtlich ist die Möglichkeit der geodätischen Bestimmung von **Gletscherbewegungen** an der Oberfläche. Dazu können entweder ausgewählte Punkte gemessen und signalisiert und nach einem ausreichend großem Zeitraum erneut eingemessen werden, oder es können durch wiederholte Bildaufnahmen mit möglichst unveränderlicher oder zumindest bekannter äußerer Orientierung flächenhaft Bewegungen bestimmt werden, wenn es gelingt, Oberflächenstrukturen in den Einzelbildern zu identifizieren und zu verfolgen (Maas u. a., 2009).

Werden flächenhafte Punktanordnungen – also mindestens die Eckpunkte eines Dreiecks – gemessen, lassen sich aus der Veränderung der gegenseitigen Lage der Punkte **Strainparameter** bestimmen. Dies kann rechnerisch auf verschiedene Art erfolgen.

⁴Die spezifische Massenbilanz ist die lokale Massenänderung eines Gletschers bezogen auf eine Fläche und kann in Kilogramm pro Flächeneinheit angegeben werden (Benn und Evans, 2010).

Ein recht eleganter Weg ist die Strainberechnung mittels Affin-Transformation (Perlt, 2006).

Massenänderungen von Gletschern ändern natürlich auch die Auflasten auf der Erdkruste. Infolgedessen ändert sich nicht nur die Höhe der Eisoberfläche, sondern es erfolgt auch eine elastische Deformation der Erde, sowie wegen der Massenverlagerungen auch eine Veränderung des Schwerfeldes und damit der Höhenbezugsfläche physikalischer Höhen. Es müssten neben den klassischen geometrischen Messungen des Nivellements auch Schweremessungen einbezogen werden, um das Zusammenspiel aus Veränderungen von Geometrie und Bezugssystem zu erfassen. Diese Effekte sind allerdings wegen ihrer geringen Größe nur schwer nachweisbar. Erforderlich sind hochaufgelöste und präzise Schweremessungen über große Gebiete und über längere Zeit. Dies lässt sich kaum mit bodengebundenen Messungen, aber mit Satellitendaten, z.B. der GRACE-Mission (Gravity Recovery And

Climate Experiment), realisieren (Forsberg u. a., 2012). Höhenbestimmungen mit GNSS enthalten ebenfalls den kleinen Einfluss der elastischen Krustendeformation, nicht aber den der Veränderung der Höhenbezugsfläche.

Im weiteren Sinne können auch andere Fernerkundungsverfahren als geodätische Methoden angesehen werden. Von der visuellen Analyse von Satellitenbilddaten über die Satellitenaltimetrie bis hin zur Bestimmung von Oberflächenbewegungen mittels SAR-Interferometrie sind eine ganze Reihe von Datenanalysen möglich.

DAS GRÖNLANDPROJEKT

Die ursprüngliche Idee bestand in der Messung eines Höhenprofils über das grönländische Inlandeis hinweg. Es sollte als Bodenkontrolle für Altimetriedaten dienen. Als Messverfahren für die Koordinaten- und Höhenbestimmung kommt heute natürlich

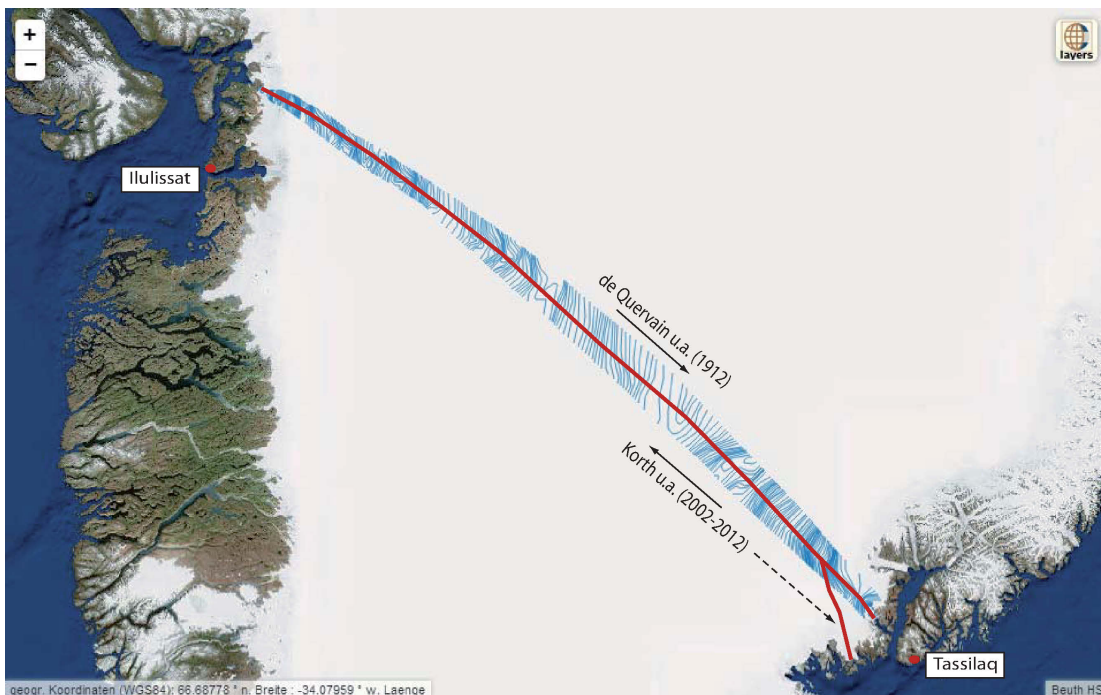


Abbildung 1: Karte des südlichen Grönlands mit der Route der Expeditionen. Online interaktiv verfügbar unter www.groenlanddurchquerung.de

zuallererst die Nutzung von GNSS infrage. Vorteilhaft ist dabei, dass die Ergebnisse im gleichen Höhen Bezugssystem vorliegen wie die Altimetriedaten.

Es handelt sich um ellipsoidische Höhen bezüglich des GRS 80 Ellipsoids. Wenn auch noch Wiederholungsmessungen an exakt der gleichen Position durchgeführt werden, können direkt Höhenänderungen bestimmt werden. Diese Höhenänderungen sind weitgehend frei von systematischen Fehlern, wenn gleiche Messmethoden eingesetzt werden. Wichtig für die Ableitung von zeitlichen Volumenänderungen ist dabei, dass immer zur gleichen Jahreszeit gemessen werden muss, um saisonale Variationen klein zu halten. Günstig ist dafür im südlichen Grönland das Ende des Sommers (Mitte Juli bis Mitte September), wenn die starken Schmelzprozesse dem Ende zugehen und die winterlichen Schneefälle noch nicht begonnen haben. Allerdings sind die Bedingungen für die Fortbewegung auf dem Inlandeis in dieser Zeit relativ schwierig, da man mit vielen offenen Spalten, Schmelzwasserseen und -flüssen und extrem zerklüfteter Oberfläche konfrontiert ist.

Trotz der Schwierigkeiten konnte das Profil dreimal vollständig und einmal teilweise

gemessen werden. Die Fortbewegung auf dem Eis erfolgte mit Skiern. Zuerst fiel diese Entscheidung vor allem aus Kostengründen und sportlichem Ehrgeiz, aber es stellte sich später heraus, dass Skier ein ideales und sicheres logistisches Mittel sind, um sich auf der sommerlichen Eis- und Schneeoberfläche im südlichen Grönland zu bewegen.

HÖHEN UND HÖHENÄNDERUNGEN

Die Qualität der Bestimmung von Höhen mit GNSS ist stark von der Entfernung und der Datenqualität der Referenzstationen abhängig. An der grönländischen Küste befinden sich mehrere IGS-Stationen: in Scoresbysund, Qaqortoq, Kulusuk und Kellyville. Zusätzlich wurden auch eigene Referenzmessungen an der Küste in Tassilaq, Ilulissat und Kangerlussuaq durchgeführt. Die sich daraus ergebenden Längen der Basislinien lagen zwischen 50 und mehr als 500 km. Bei ausreichend langer Beobachtungszeit lassen sich daraus Höhen mit einer Genauigkeit von ± 5 cm bestimmen. Für die über mehrere Jahre gemittelten Höhenänderungen ist die Genauigkeit sogar höher. Ausreichend lange Beobachtungszeit bedeutet hierbei mindestens 6 Stunden Daten. Es wurde immer

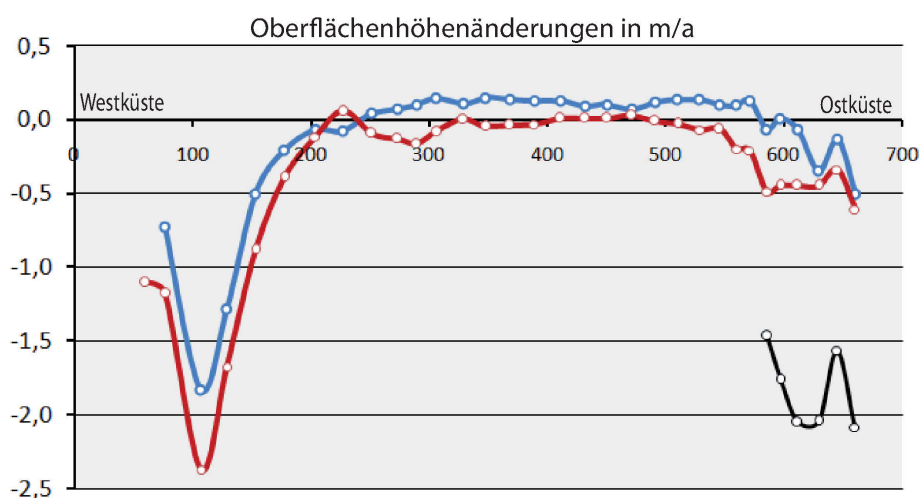


Abbildung 2: Höhenänderungen entlang der Traverse. Rot: 2002–2006, blau: 2006–2010 und schwarz: 2010–2012.

Tabelle 1: Ergebnisse für die jährlichen Akkumulationsbeträge

Messpunkt/Camp	20	21	24	25	26	27	28	31
Traversen-Kilometer	280	302	362	384	402	418	439	513
Höhe [m]	2555	2525	2350	2285	2275	2190	2060	1840
Tiefenlage [m]	4,8	3,9	4,1	4,1	4,0	3,8	3,8	2,9
Kontrolle [m]			4,12					
Akkumulation [m/a]	+1,20	+0,98	+1,03	+1,03	+1,00	+0,95	+0,95	+0,73
Bewegungsbetrag [m/a]	14	32	30	34	53	65	67	122

nachts gemessen, wodurch sich auf den einzelnen Punkten 10 bis 14 Stunden Datenregistrierung ergaben.

Die Positionen wurden mittels eines einfachen GPS-Navigationsgerätes auf etwa 5-10m genau abgesteckt. Ein exakter Bezug auf die Sollkoordinate ist möglich, wenn auch die Geländeneigung mit bestimmt wird und eine Zentrierung auf eine einheitliche Position erfolgt. Das ist für einen Radius von bis zu 200m durch Berechnung einer ausgleichenden Ebene an einige wenige gemessene Punkte mit einer Genauigkeit von $\pm 1-2$ cm möglich.

Die Auswertung erfolgte mit gleichbleibenden Softwareeinstellungen, d.h. alle Daten wurden nach jeder Wiederholungsmessung erneut prozessiert.

Eine relativ neue Möglichkeit ist die Nutzung des sogenannten „Precise Point Positioning“. Dabei werden keine Basislinien gebildet, sondern die zu bestimmenden Stationen werden als „Einzelpunkt“ in ein Netz von Permanentstationen eingerechnet. Es stehen verschiedene Dienste zur Verfügung, die praktisch das gesamte Datenmaterial des IGS nutzen können. Dadurch erhält man eine sehr gute Modellierung von Refraktionseffekten, sowie ein Ergebnis in einem einheitlichen Bezug, z.B. ITRF2008. Auch mit dieser Analysevariante wurden alle Daten reprozessiert. Die Ergebnisse sind denen aus einer Basislinienauswertung im vorliegenden Fall gleichwertig.

Es ist sogar möglich, die Daten im kinematischen Modus auszuwerten und so Eisbewegungsparameter zu bestimmen.

Aus den ersten drei Messungen des gesamten Profils von 2002, 2006 und 2010 ergaben sich stark negative Bilanzen im Randbereich und mehr oder weniger ausgeglichene Bilanzen im Zentralbereich oberhalb von 2000 m Höhe. Für den östlichen Teil des Profils wurde 2012 ein extremer Anstieg der Höhenänderung beobachtet: Der Volumenverlust hatte sich fast vervierfacht. Dabei wächst das Gebiet mit negativer Bilanz stetig an und die anfangs noch gering steigenden Höhen in der Mitte des Profils sind inzwischen gleichbleibend.

EISBEWEGUNGEN UND AKKUMULATIONS RATEN

Die terrestrische Bestimmung von Eisbewegungen ist am einfachsten möglich, wenn die Punkte beispielsweise mit Balisen signalisiert werden und aus der Koordinatenänderung die jährlichen Eisbewegungen berechnet werden. Alternativ kann bei ausreichend langer Besetzung der Messpunkte eine kinematische Auswertung der GNSS-Daten erfolgen.

Im Rahmen des hier beschriebenen Projektes wurden beide Methoden angewandt. Eine Signalisierung der Messpunkte schien zuerst nicht möglich, da sich die Expeditionen ohne Motortechnik auf Skiern über das

Eis bewegte und so die Nutzlast auf den Schlitten außerordentlich begrenzt war. Eine Lösung dieses Problems bot sich in einer Markierung der Messpositionen mit kleinen Magneten. Diese lassen sich auf dem Eis wegen der sonst fehlenden künstlichen Magnetfelder relativ leicht lokalisieren, wenn sie nicht zu tief unter dem Schnee liegen. Es lässt sich dabei sogar die Tiefe der Magnete bestimmen. Die Halbwertsbreite der Kurve der magnetischen Anomalie entspricht der Tiefe. Daraus können dann Akkumulationsraten geschätzt werden. Die maximal noch zu bestimmende Tiefe liegt bei den verwendeten Magneten bei ca. 4,5 m. Eine solche Schneeauflage war nach etwa vier Jahren erreicht.

Die für einige der Punkte ermittelten Eisbewegungen und Akkumulationsraten sind in Tabelle 1 zusammengestellt.

PROBLEME BEI DER ABLEITUNG VON SPEZIFISCHEN MASSENILANZEN

Unter Annahme einer Dichtefunktion für die oberflächennahen Schichten des Eises oder unter der Voraussetzung, dass die Dichtefunktion zeitlich unveränderlich ist, kann aus den Höhenänderungen auf Volumenänderungen und daraus auf Massenänderungen geschlossen werden. Für Blaueisgebiete ist ein Gleichbleiben der vertikalen Dichtefunktion offensichtlich. Nur wenn Spaltensysteme durch dann wieder gefrierendes Schmelzwasser gefüllt werden, ist die Annahme *Volumenänderung* \approx *Massenänderung* nicht ganz richtig. Oberhalb der Firngrenze ist das anders. Hier versickert ein relativ großer Teil des Schmelzwassers wieder. Obwohl sich die Oberflächenhöhen ändern, kann daraus nicht direkt auf Massenänderungen geschlossen werden. Hier wäre eine Stratigrafie der oberflächennahen Firnschichtungen möglichst bei jeder Messung und an vielen Punkten nötig, um entsprechende Korrekturen zu berechnen. Die Menge des wieder gefrierenden Schmelz-

wassers ist ein Fehlereinfluss, der auch die Ergebnisse der Satellitenaltimetrie verfälscht.

Allerdings sind die Flächen im Randbereich, in denen die Schneeauflage komplett abschmilzt, in den vergangenen Jahren stark angewachsen. Zudem ist die negative Höhenänderung in diesen Bereichen viel größer, als die Höhenänderungen im zentralen Teil des grönländischen Inlandeises. Schmelzprozesse an der Oberfläche treten inzwischen im Sommer fast auf der gesamten Eiskappe auf, im südlichen Teil sogar so stark, dass im Juni/Juli die oberen Schneeschichten extrem feucht und nahezu unpassierbar werden. Die einzige Fortbewegungsmöglichkeit ist dann auf Skiern gegeben.

VERBINDUNG ZU HISTORISCHEM DATENMATERIAL

Heute erfolgen Koordinaten- und Höhenbestimmungen auf Gletschern fast immer mit GNSS-Messungen. Herkömmliche Höhenbestimmungsverfahren wie geometrisches oder trigonometrisches Nivellement sind unter Expeditionsbedingungen schwierig und sehr aufwändig. Allerdings wären sie für einen direkten Vergleich mit historischen Messungen, egal ob in der Arktis oder der Antarktis, wünschenswert. Im Idealfall müssten solche klassischen Messungen und moderne Satellitenmessungen parallel durchgeführt werden, wodurch dann zukünftig auf Nivellements verzichtet werden könnte.

Wenn solche Parallelmessungen nicht möglich sind, muss ein korrekter Übergang zwischen den Höhensystemen erfolgen. Dafür ist vor allem ein gutes Geoidmodell nötig. Als frei zugängliches und für nahezu die gesamte Erde sehr genaues Schwerefeldmodell steht das EGM2008 zur Verfügung. Die lokale und regionale Geometrie der Höhenbezugsfläche ist daraus mit wenigen dm Unsicherheit berechenbar. Hinzu kommt die schwieriger zu klärende Frage des Höhenanschlusses der historischen Messungen an

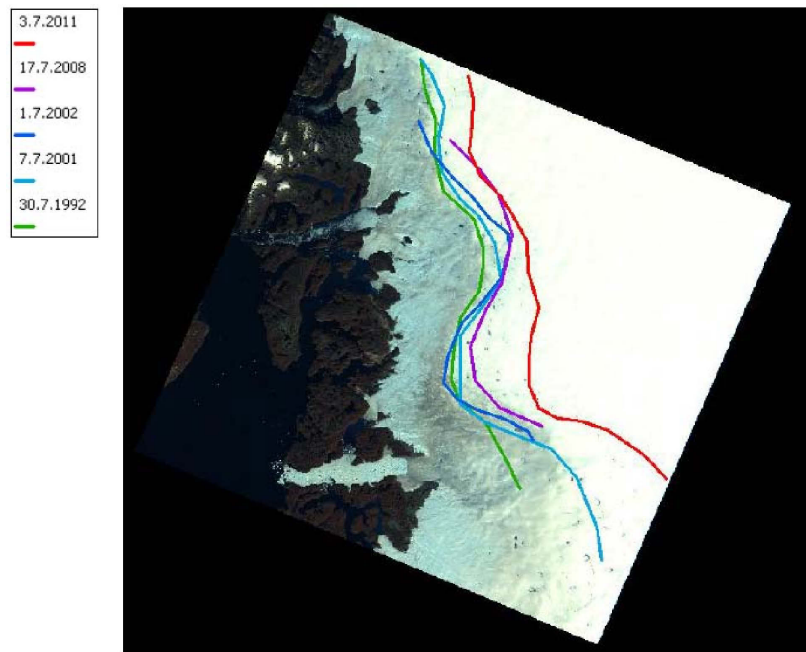


Abbildung 3: Darstellung der Verschiebung der Gleichgewichtslinie aus LANDSAT-Satellitendaten. Die Berechnungen erfolgten durch Kanalkombinationen mit Hilfe des NDSI (Normalized Different Snow Index) und den NDSII (Normalized Different Snow Ice Index) (Mund, 2012).

den Meeresspiegel. Ob überhaupt und wie der Anschluss an eine Pegelstation realisiert wurde, ist oft nicht gut dokumentiert. Daraus können sich zusätzliche Unsicherheiten von mehreren Metern ergeben. Der direkte Höhenvergleich zu historischen Daten aus Polarregionen wird also immer mit einer Unsicherheit von 1–3 m behaftet sein.

Wenn, wie 1912 bei de Quervain, vor allem barometrische Höhenbestimmungen durchgeführt wurden⁵, ist die Situation noch ungünstiger. Auch bei höchster Präzision der Messgeräte und größter Sorgfalt der Messenden, sind Genauigkeiten von unter ± 5 m nahezu ausgeschlossen. De Quervain hat in seinem Expeditionsbericht eine Abschätzung des Fehlers vorgenommen. Er gibt eine Standardabweichung von unter einem Meter an! Das muss für die Gesamtheit der 700 km Traverse als viel zu optimistisch bewertet werden! Für die am weitesten von den Küsten entfernten Punkte sind als Feh-

ler eher ± 10 m anzusetzen, für die Punkte im Randbereich ± 3 –5 m.

Auch für Lagekoordinaten stellt sich das Problem kompliziert dar. Historische Polarexpeditionen konnten praktisch nie auf eine geodätische „Infrastruktur“ wie etwa vorhandene Netze mit nutzbaren Festpunkten einer Landesvermessung zurückgreifen. Daher wurde der Lagebezug normalerweise mittels astronomischer Ortsbestimmung hergestellt. Die Genauigkeiten waren dabei sehr unterschiedlich, abhängig davon, wie viele und welche Gestirne für die Messungen genutzt wurden, welche Messinstrumente zur Verfügung standen u.v.a.m.

Allerdings ist für Höhenvergleiche auf polaren Gletschern die Transformation historischer Lagekoordinaten in heutige Bezugssysteme nicht ganz so wichtig, weil die Geländeneigungen auf der Gletscheroberfläche nicht sehr groß sind und sich daher nur kleine Höhenfehler ergeben, selbst wenn

⁵Das Gesamtprofil wurde barometrisch mit Siedethermometern und Aneroidbarometern bestimmt. Die Messung der lokalen Topographie erfolgte mit trigonometrischen Messungen.

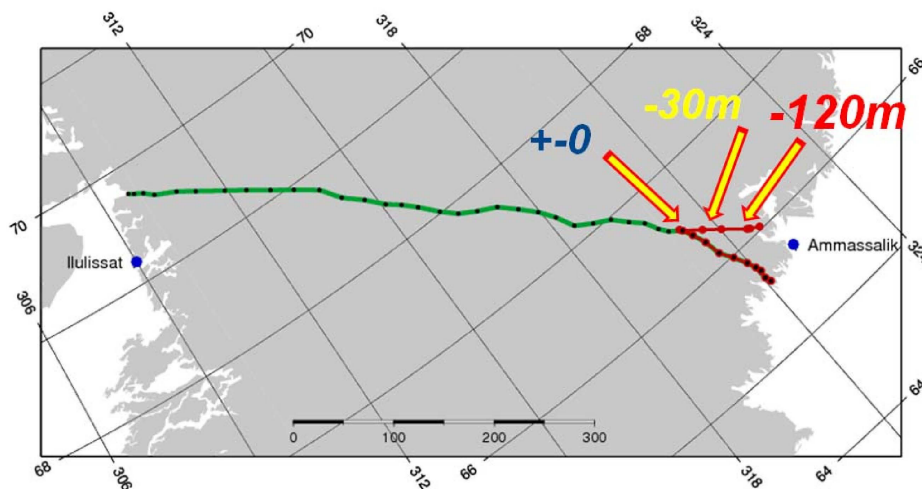


Abbildung 4: Höhenänderungen der Eisoberfläche in 100 Jahren zwischen 1912 und 2012. Der größte Teil dieser Änderung dürfte sich in den letzten Jahrzehnten vollzogen haben.

die Koordinatenunsicherheit hundert Meter oder mehr beträgt.

JUBILÄUMSEXPEDITION 2012

Natürlich lag es auf der Hand, einhundert Jahre nach de Quervain eine Wiederholungsmessung des Profils durchzuführen. Interessanterweise lebt in Hamburg der Journalist Stephan Orth, Enkel des „Vermessers“ von 1912, der ebenfalls eine Expedition in den Fußspuren seines Großvaters durchführen wollte. So wurde eine Grönlandquerung als geodätische und als historische Jubiläumsexpedition vorbereitet (Orth, 2013).

Leider war diese Expedition auf den ersten Blick nicht erfolgreich, da die Mannschaft wegen schwerer Materialschäden nach wenigen Tagen die Traversenmessung abbrechen musste. Aber in jedem Scheitern liegt auch immer eine Chance!

Die Expeditionsroute ist im Aufstiegsbereich nicht mit der historischen Abstiegsroute von vor hundert Jahren identisch. Wo im Juli 1912 ein einigermaßen unproblematischer Abstieg möglich war, kann man heute mit schweren Expeditionschlitzen nur noch sehr

schwer auf das Eis aufsteigen. Direkte Vergleichsmessungen auf den besonders interessanten küstennahen Punkten wurden daher bei den ersten drei Messungen nicht realisiert. Jetzt ergab sich diese Möglichkeit. Nach 150 km Aufstieg bis auf fast 2000 m Höhe erfolgte ein Abstieg auf der historischen Route, bei der die letzten Zeltplätze der Schweizer erneut höhenmäßig bestimmt wurden. Der Vergleich der Höhen war bemerkenswert! In den vergangenen 100 Jahren hat sich die Eisoberfläche im unmittelbaren Randbereich um mehr als 120 m gesenkt. Noch in 70 km Abstand vom Eisrand ist der Höhenunterschied 30 m. Erst in fast 100 km Randabstand ergab sich eine ausgeglichene Bilanz.

AUSBLICK

Für den Sommer 2015 ist eine Fortsetzung der Feldarbeiten entlang der Traverse und insbesondere in den Randbereichen des Inlandeises geplant. Dabei sollen sich sowohl die Untersuchungsschwerpunkte, als auch die Messmethoden etwas ändern.

Es hat sich gezeigt, dass sich die Randbereiche der Eiskappe besonders stark verän-

dem. Daher ist es naheliegend, die künftigen Arbeiten auf diese Bereiche zu konzentrieren. Dabei ist dann auch eine flächenhafte Erweiterung des Profils durch Querprofile sinnvoll. Außerdem endet im Bereich der Diskobucht an der Westküste eine weitere hochinteressante und seit längerem nicht mehr nachgemessene Traverse, die EGIG-Linie (Homann u. a., 1993). Der westliche Teil des EGIG-Profils soll in die nächsten Feldarbeiten einbezogen werden.

Bisher wurden bei allen vier Expeditionen an den Camppositionen statische GNSS-Messungen mit Beobachtungszeiten von ca. 12 Stunden durchgeführt. Damit war eine Höhenbestimmung im Genauigkeitsniveau von ca. ± 5 cm möglich.

Wesentlich interessanter wäre es, ein durchgehendes Profil kinematisch zu vermessen. Bei Entfernungen zur Referenzstation von mehreren hundert Kilometern ist eine echte kinematische Datenauswertung bisher nicht machbar erschienen und auch die Energieversorgung der Messgeräte war nicht für ganztägige Messungen konzipiert. Beides

hat sich inzwischen geändert. Es sind echte kinematische Auswertungen im Anschluss an das IGS Stationsnetz mit PPP möglich geworden. Das bedeutet, es kann eine hochwertige Antenne auf einem Schlitten montiert werden und eine Messung der gesamten Trajektorie mit einem Punktabstand von etwa 1 m gemessen werden (Messintervall 5 s). Wenn die täglichen Profilschnitte in die nächtlichen statischen Messungen eingehängt werden, sind Genauigkeiten von besser ± 1 dm möglich.

Und nicht zuletzt steht auch der direkte Vergleich zu den historischen Daten noch aus. Das heißt, es soll eine Wiederholung eines großen Teiles der Messungen von 1912 erfolgen: barometrische Präzisionsmessungen, trigonometrische Oberflächenaufnahmen und astronomische Ortsbestimmungen. Alles immer parallel zu den GNSS-Messungen. Die Anregungen zu diesen Erweiterungen des Expeditionsprogramms kamen maßgeblich von Reinhard Dietrich. Er ist dem Projekt bis heute treu geblieben und wird es sicherlich auch in Zukunft bleiben.

LITERATUR

- Benn, D. I. und D. J. A. Evans (2010). *Glaciers and Glaciation*. Hodder Education, ISBN 978 0 340 905791, 2010.
- de Quervain, A. und P.-L. Mercanton (1920). *Ergebnisse der Schweizerischen Grönlandexpedition*. Basel, Genf, Lyon: Komm. Georg & Co.
- Drygalski, E. v. (1904). *Zum Kontinent des eisigen Südens*. Berlin: Georg Reimer Verlag.
- Forsberg, R., V. Barletta und L. Sandberg Sørensen (2012). *Mass loss of Greenland and Antarctica from GRACE and IceSat*. www.iag-commission2.ch/Session/gghs_session6_forsberg_grace.pdf.
- Homann, Ch., D. Möller, H. Salbach und R. Stengele (1993). Die Weiterführung der geodätischen Arbeiten der INTERNATIONALEN GLAZIOLOGISCHEN GRÖNLAND-EXPEDITION (EGIG) durch das Institut für Vermessungskunde der TU Braunschweig 1987. In: *DGK*. B 303.
- Maas, H.-G., R. Dietrich, E. Schwalbe, M. Bäßler und H. Ewert (2009). Wie bewegen sich Gletscher in Westgrönland – Analyse von Änderungen des Bewegungsverhaltens durch Anwendung photogrammetrischer Verfahren. *Wissenschaftliche Zeitschrift der Technischen Universität Dresden* 50. Heft 3-4 (Klimawandel), S. 25–30.
- Mund, S. (2012). *Glaziologische Untersuchungen anhand von Fernerkundungsdaten*. Bachelorarbeit, BeuthHS Berlin, Fachbereich III, Bauingenieur- und Geoinformationswesen, SS 2012.
- Orth, S. (2013). *Opas Eisberg: Auf Spurensuche durch Grönland*. Piper Verlag. ISBN: 978-3-89029-432-2.
- Perlt, J. (2006). *Ein geokinematisches Modell für Island*. Geodätische Schriftenreihe der TU Braunschweig, Nr. 20.