

Studienrichtung Vermessungswesen
Technische Universität Wien

**GEOWISSENSCHAFTLICHE
MITTEILUNGEN**

Heft 42

Monika und Wolfgang Schöner

**Photogrammetrische und glaziologische Untersuchungen
am Gåsbre
(Ergebnisse der Spitzbergenexpedition 1991)**

Veröffentlichungen des Institutes für Photogrammetrie und Fernerkundung
in Zusammenarbeit mit der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik

Geowiss. Mitt.
42, 1996

Wien, im Mai 1996

Studienrichtung Vermessungswesen
Technische Universität Wien

**GEOWISSENSCHAFTLICHE
MITTEILUNGEN**

Heft 42

Monika und Wolfgang Schöner

**Photogrammetrische und glaziologische Untersuchungen
am Gåsbre
(Ergebnisse der Spitzbergenexpedition 1991)**

Veröffentlichungen des Institutes für Photogrammetrie und Fernerkundung
in Zusammenarbeit mit der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik

Geowiss. Mitt.
42, 1996

Wien, im Mai 1996

Herausgeber und Verleger: o. Prof. Dr. P. Waldhäusl
Institut für Photogrammetrie und Fernerkundung
der Technischen Universität Wien
A-1040 Wien, Gußhausstraße 27-29/122

Die Kosten für den Druck wurden vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen
Forschung (Projekt P08332-GEO) getragen

Druck der beiliegenden Karten und des Orthophotos: Institut für
Kartographie und Reproduktionstechnik,
Technische Universität Wien

Druck des Heftes: Druckerei Berger, Horn

Auflage: 300 Stück



Inhaltsverzeichnis

Vorwort (Prof. W. Pillewizer)	I
Danksagung	III
Kurzfassung	V
Summary	VII
1. Das Untersuchungsgebiet, der Gåsbre in SW-Spitzbergen	1
2. Ziel des Projektes	3
3. Feldarbeiten im Sommer 1991	5
3.1. Vorbereitung und Logistik	5
3.2. Durchführung der Feldarbeiten	9
3.3. Witterungsverlauf im Sommer 1991	13
4. Die wichtigsten Methoden zur Untersuchung des Gletschermassenhaushaltes	15
4.1. Hydrologische Methode	15
4.2. Direkte Methode, glaziologische Methode	15
4.3. Topographische Methode (Geodätische Methode)	15
4.3.1. Vergleich von Höhenlinienplänen	17
4.3.2. Volumsvergleich von digitalen Höhenmodellen	19
5. Photogrammetrische Arbeiten und Ergebnisse	23
5.1. Auswertung der Luftbilder von 1960 und 1990 und Aufbereitung der Karten von 1899 und 1938	23
5.1.1. Orientierung der Luftbilder	23
5.1.1.1. Datenaufbereitung und -eingabe	24
5.1.1.2. Bündelblockausgleich	28
5.1.2. Auswertung der Luftbilder von 1960 und 1990	36
5.1.3. Digitalisierung der Karten von 1899 und 1938	37

5.1.4. Berechnung der digitalen Höhenmodelle	37
5.1.4.1. Aufbau der verwendeten Höhenmodelle	37
5.1.4.2. Arbeitsschritte zur Berechnung der digitalen Höhenmodelle	38
5.1.5. Gletscherkarte 1990	40
5.1.6. Herstellung des Orthophotos	40
5.2. Bestimmung der Volumsänderung des Gåsbre seit 1938	40
5.2.1. Durchführung des Volumsvergleiches durch Differenzenmodelle	40
5.2.2. Durchführung des Volumsvergleich von Höhenzonen	42
5.2.3. Abschätzung der Genauigkeit des Volumsvergleiches mittels DHM	49
5.2.4. Durchführung des Volumsvergleich mittels Höhenlinienvergleich	52
5.2.5. Zusammenstellung und Vergleich der Ergebnisse	54
5.2.6. Visualisierung der Höhen- und Differenzenmodelle	66
6. Weiterführende glaziologische Arbeiten und Ergebnisse	75
6.1. Höhenänderungen des Gåsbre seit 1938 berechnet mittels topographischer Methode	75
6.2. Die Massenbilanz des Gåsbre seit 1938 berechnet mittels topographischer Methode	79
6.3. Die Ablation des Gåsbre im Sommer 1991	82
6.4. Die Ausbrüche des Goësvatn	84
6.4.1. Die Entwicklung des Goësvatn seit 1899	85
6.4.2. Theorie der Seeausbrüche	90
6.4.3. Der Ausbruch des Goësvatn im Sommer 1991 und das Vorkommen von „Naled Ice“ im Sandurbereich des Gåsbre	93
6.4.4. Beschreibung der Ausbrüche des Goësvatn seit 1899 unter Zuhilfenahme eines Simulationsmodells	97
7. Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse	110
8. Ausblick	113
Literaturverzeichnis	115
Beilagen: Karte des Gåsbre 1990 im Maßstab 1:25.000 Orthophoto des Gåsbre 1990 im Maßstab 1:25.000	

VORWORT

von Wolfgang Pillewizer

Wenn man einen Gletscher untersucht, so muß zunächst dessen Zustand erfaßt werden, wobei meist eine erste Kartenaufnahme entsteht. Will man sein Verhalten über einen längeren Zeitraum kennen lernen, so müssen die Untersuchungen und damit auch die Kartenaufnahme wiederholt werden.

Wie aus der Karte des Gänsegletschers 1:50 000 in Südspitzbergen zu ersehen ist, wurde dieser Gletscher im Jahr 1938 während einer deutschen Spitzbergenexpedition von W. Pillewizer terrestrisch-photogrammetrisch aufgenommen. Bereits 1899 hatte der schwedische Forscher De Geer eine erste Kartenskizze dieses Gletschers verfertigt.

Es ist sehr erfreulich, daß die Untersuchungen an diesem Gletscher 1991 fortgesetzt werden konnten und zwar durch Monika und Wolfgang Schöner, wobei Monika Schöner die photogrammetrischen Messungen und Auswertungen zu bewältigen hatte, während Wolfgang Schöner als Meteorologe für die speziellen glaziologischen Studien zuständig war.

Für den Gänsegletscher (Gåsbre) liegt nun eine Beobachtungsreihe von bald 100 Jahren (1899, 1938, 1991) vor, wie sie von keinem weiteren Spitzbergengletscher existiert.

In diesem Vorwort soll vor allem ein Vergleich zwischen den beiden Karten des Gänsegletschers von 1938 und 1990 gezogen werden:

Als Beilage zu den Ergebnissen der Spitzbergenexpedition von 1991 liegt eine Karte 1:25 000 vor, über deren Herstellung aus Luftbildern des Norsk Polarinstituts von 1990 in dieser Arbeit ausführlich berichtet wird. Beigegeben ist auch jenes Orthophoto 1:25 000, welches dabei benützt worden war. Aus technischen Gründen konnten die Felsgipfel von Hornsundtind und Mehesten im Osten des Gletschers weder auf dem Orthophoto noch auf der Karte dargestellt werden.

In den anschließenden obersten Firnbecken des Gänsegletschers war bei der Höhenlinienauswertung der Kontrast auf den Luftbildern stellenweise so gering, daß stereoskopische Messungen kaum möglich waren. Dasselbe war bereits 1938 bei der Auswertung der terrestrischen Stereoaufnahmen der Fall, durch welche damals der Gletscher mittels sechs photogrammetrischer Standlinien erfaßt worden war.

Die Firnbecken im Ursprungsgebiet des Gletschers wurden damals bei der Auswertung am Stereoautographen in der Karte von 1938 durch gerissene Höhenlinien wiedergegeben, weil ihre Firnflächen auf den Aufnahmen nicht mit genügender Schärfe durchgezeichnet waren, sodaß sich keine sichere Stereoauswertung ermöglichen ließ. Die anschließenden Felsgebiete wurden mit ausreichender Genauigkeit durch 20 m-Höhenlinien dargestellt.

Auf der Karte von 1990 hingegen wurden in diesen Firnbecken die Höhenlinien durchgezogen eingetragen. Wenn auch, wie auf Seite 35 dieser Arbeit erwähnt wird, im schneebedeckten Teil des Gletschers der Kontrast stellenweise so gering war, daß stereoskopische Messungen unmöglich wurden, so behalf man sich manchmal damit, daß verstreute Einzelpunkte dort gemessen wurden, wo Firn oder Eis ausgeapert waren.

Das Einsinken des Gänsegletschers:

Von 1938 bis 1990 sank die Gletscheroberfläche jährlich um mehr als 1 m ein, so wie es schon in der Zeit zwischen 1899 und 1938 gewesen war. Auf dem Zungenlappen wurden 1938 noch 155 m Höhe gemessen, 1990 jedoch nur noch 80 m. Zugleich änderte der Zungenlappen, durch den der Goësvatnet aufgestaut wird, seine Form so, daß man annehmen könnte, heute sei dort hauptsächlich nur noch Toteis vorhanden.

Im Jahr 1938 war das anders. Auf der damaligen Karte sind zwei gegen die allgemeine Gletscherbewegung verlaufende Moränenzüge eingetragen, die, gespeist von Schuttrinnen des Savitchryggens, zu den Gletscherrändern im Norden und Süden abströmen. Diese gegenläufige Bewegung deutet darauf hin, daß mit dem Anprallen an den Savitchryggen die Strömungskraft im Mittelteil des Gletschers noch nicht gebrochen war. Toteis war damals im Zungenlappen wohl kaum vorhanden.

Aus den Gletscherbewegungsmessungen von 1938, die mit Jahresgeschwindigkeiten von 27 bis 51 m errechnet wurden, geht hervor, daß der Gänsegletscher damals noch recht aktiv war. Es ist bedauerlich, daß die Bewegungsmessungen von 1991 bisher nicht ausgewertet werden konnten.

Auf der Karte von 1990 sind die Mittelmoränen auf der Zunge des Gänsegletschers nicht dargestellt. Das Orthophoto hingegen zeigt sie deutlich. Doch dort fehlen die gegenläufigen Moränenzüge am Ende des Zungenlappens, was darauf hindeutet, daß die Strömungskraft des Gletschers seit 1938 wesentlich geringer geworden sein dürfte.

Von besonderem Interesse ist das Schlußkapitel der Arbeit:

"Die Ausbrüche des Goësvatn".

Sehr eingehend wird die Entwicklung dieses Stausees von 1899 an geschildert und die Überlegungen, die unter Benützung der einschlägigen Literatur gemacht werden, führen bis zum Simulationsmodell eines möglichen Seeausbruches im Jahr 2000.

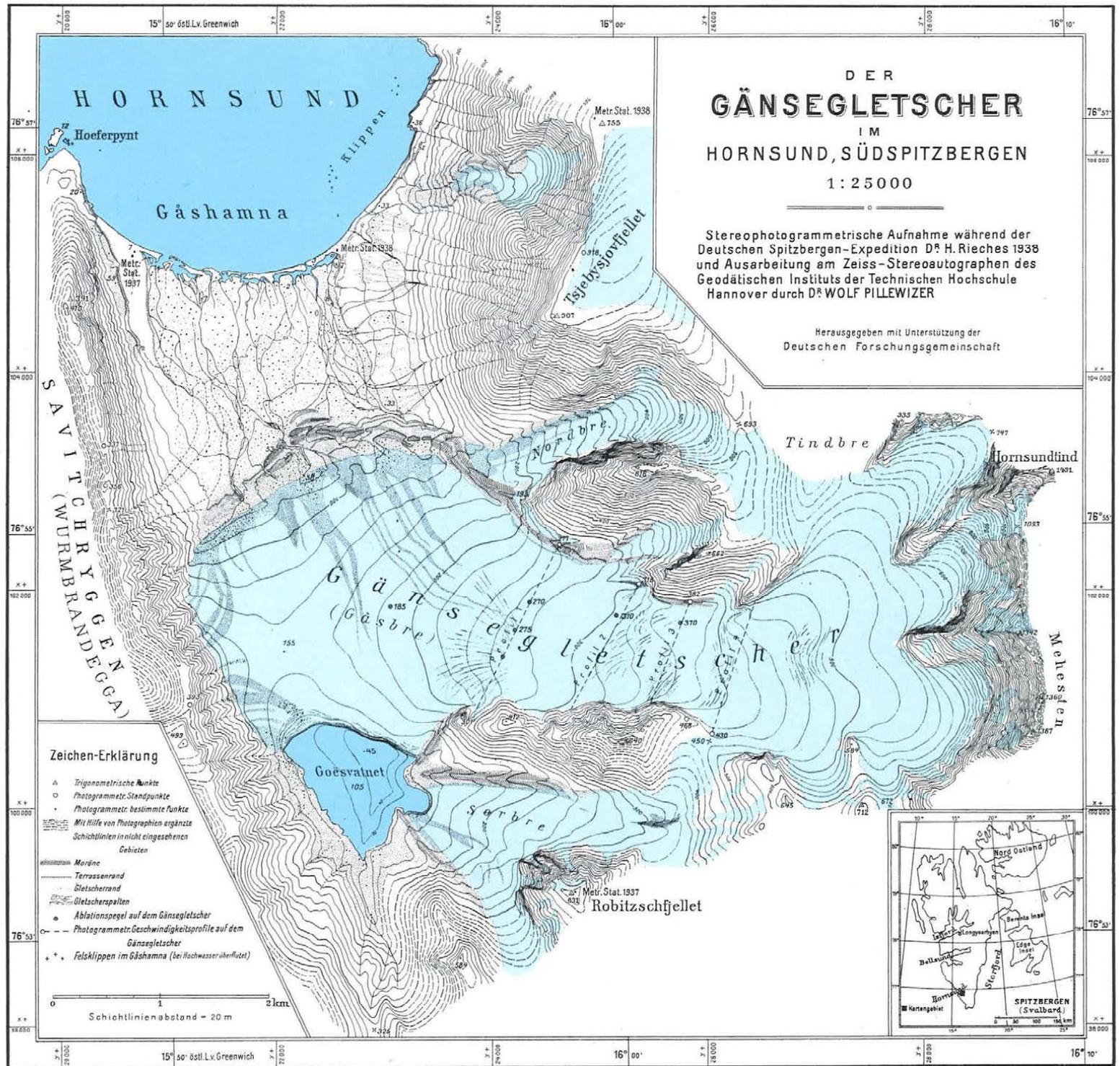
Die Karte 1:25 000 von 1938 wurde im Ergänzungsheft Nr. 238 von Petermanns Geographischen Mitteilungen in Gotha 1939 veröffentlicht. Sie stand ebenso wie die Originalauswertung des Schichtlinienplanes 1:16 666 für die Vergleichszwecke zur Verfügung. Diesem Vorwort ist eine Verkleinerung der Karte auf 1:50 000 beigegeben.

Die KARTE DES GÄNSEGLETSCHERS wurde 1939 im Maßstab 1 : 25 000 veröffentlicht. Die nebenstehende Verkleinerung der dreifarbigigen Originalkarte hat den Maßstab

1 : 50 000.

Die Karte diente zur Durchführung von Eishaushaltsuntersuchungen aufgrund von Messungen der Gletscherbewegung in vier Profilen und von Ablationsmessungen. Der Gletscher hatte 1938 eine Fläche von 15,5 km², davon gehörten 6,2 km² zum Firn- und 9,3 km² zum Ablationsgebiet. Die Firnlinie lag in 400 m Höhe. Anhand der Bewegungsmessungen und der aus der Karte entnommenen Neigungen der Gletscheroberfläche wurde die Tiefe des Gletschers zu 130 m bis 230 m errechnet und der jährliche Eisdurchfluß in den Profilen ermittelt.

Daraus und aus den Ablationsmessungen ergab sich ein Niederschlag im Firngebiet von jährlich 1,44 m oder rd. 9 Millionen m³ Wasser. Demgegenüber wurde auf dem ganzen Gletscher eine Jahresablation von rd. 17 Mill. m³ Wasser festgestellt, so daß sich ein Ablationsüberschuß von rd. 8 Mill. m³ ergab. Er bewirkte ein jährliches Einsinken der Gletscherzunge um mehr als einen Meter. Dieser Wert wurde durch eine Kartenskizze des schwedischen Forschers DE GEER von 1899 bestätigt, nach der damals der Gletscher um rd. 40 m mächtiger war als 1938.



Danksagung

Diese Arbeit wurde im Rahmen des FWF-Projektes P8332-GEO "Glaziologische Arbeiten am Gänsegletscher (SW-Spitzbergen)" durchgeführt.

Die Luftbilder, die Koordinaten des Festpunktfeldes und wichtige Informationen wurden freundlicherweise vom Norsk Polarinstitut zur Verfügung gestellt. Vom Sysselemand på Svalbard erhielten wir die Genehmigung, die Konstantinovka-Hütte zu benützen, und wertvolles Informationsmaterial.

Ganz besonderer Dank gilt der Polnischen Polar Station "Baza Hornsund", vor allem den Teams von 1990/91 und 1991/92 unter der Leitung von J. Bednarek und J. Gizejewski für die herzliche Gastfreundschaft und logistische Hilfe.

Dem Lehrstuhl für Kartographie an der TU München, insbesondere F. Meier, danken wir, daß wir eine TAF ausborgen durften, außerdem für die zahlreichen und kaum erhältlichen Photoplatten, die Einschulung in die Verwendung der TAF und den mehrtägigen Aufenthalt für die Literatursuche.

Die Vermessungsgeräte wurden von der Fa. Rost kostenlos zur Verfügung gestellt, wobei sich die Beratung durch Herrn J. Berger als sehr hilfreich erwies.

Besonders herzlichen Dank für Rat und Hilfe schulden wir J. Jania (Katowice), T. Niedzwiedz (Krakau), W. Pillewizer (Wien), O. Reinwarth (München), R. Finsterwalder (München), S. Meier (Dresden), O. Øfsti (Trondheim), D. Steinmetz (Haguenau), A. Sørensen (Tromsø), H. Stanek (Wien), G. Walter (Wien), R. Böhm (Wien), F. Scharm (Wien), P. Fischer, G. u. K. Staud, E. und G. Hartl, M. und W. Hartl sowie E. und H. Lang.

KURZFASSUNG

Die Volumsänderungen des Gåsbres, eines Gletschers in SW-Spitzbergen, werden für die Zeiträume 1938-1960 und 1960-1990 anhand einer Karte aus dem Jahr 1938 und Luftbildern aus den Jahren 1960 und 1990 bestimmt, wobei der Schwerpunkt der Arbeit darin besteht, verschiedene photogrammetrische Methoden zu vergleichen und die Einsatzmöglichkeiten des Programmpaketes SCOP zu testen.

Während eines zweimonatigen Aufenthaltes im Untersuchungsgebiet wurden die notwendigen Feldarbeiten durchgeführt. Die Berechnung des Netzes und die Orientierung der Luftbilder von 1960 und 1990 erfolgten in einem gemeinsamen Bündelblockausgleich. Anschließend wurden die Luftbilder ausgewertet, die Karte von 1938 digitalisiert und aus den so gewonnenen Daten digitale Höhenmodelle erstellt.

Die Volumsänderungen am Gåsbre werden mittels Vergleich von Höhenmodellen (durch Berechnung von Differenzenmodellen bzw. durch höhenzonenweisen Vergleich der Höhenmodelle) und mittels Vergleich von Höhenlinien bestimmt, um Vor- und Nachteile sowie mögliche Fehlerquellen der verschiedenen Methoden aufzeigen zu können. Besonders hervorgehoben wird der Einfluß von Gletscherseen, die den Untergrund verdecken, und der von Modellfehlern auf den Volumsvergleich.

Die Höhenmodelle werden außerdem zur Visualisierung der Volumsänderungen des Gåsbre und zur Herstellung einer Arbeitskarte 1:25000 sowie eines Orthophotos verwendet.

Aus den ermittelten Volumsänderungen des Gåsbre wird in weiterer Folge die Massenbilanz und die Höhenänderung der Gletscheroberfläche für die Periode 1938-1990 berechnet.

Im abschließenden Kapitel werden die episodischen Ausbrüche (Jökulhlaups) des Goesvatn, der vom Gåsbre gestaut wird, beschrieben. Dafür ermöglicht ein numerisches Simulationsmodell des Abflusses während des Ausbruchs gemeinsam mit einer sorgfältigen Luftbildinterpretation und Kartenauswertung sowie unter Einbeziehung verschiedener Feldbeobachtungen eine sehr konkrete Vorstellung über rezente, historische und zukünftige Ausbrüche des Goesvatn.

SUMMARY

Changes in volume of Gåsbreen, a glacier in SW-Spitsbergen, will be determined for the periods 1938-1960 and 1960-1990. The computation of the changes in volume is based on a map compiled in 1938 and on aerial photographs taken in the years of 1960 and 1990. One main objective of this investigation is to compare different photogrammetric methods and to test in which way the software-package SCOP can be used for the determination of glacier changes.

Field work was done from June to August, 1991. The geodetic network and the image orientations were computed within one bundle-block-adjustment. Thereafter the images could be interpreted and the map of 1938 was digitised. Using these data digital elevation models could be derived.

The digital elevation models are used to compute the changes in volume of Gåsbreen both by computing height difference-models and by comparing volumes of certain height-zones. The changes in volume are also computed by comparison of contour lines. Thus advantages, disadvantages and possible sources of errors of the three different methods can be evaluated. The influence of lakes hiding the topography in the vicinity of the glacier and of photogrammetric model errors is emphasized.

Furthermore the DEMs are used for visualisation of the changes in the glacier volume and for the compilation of a map as well as an orthophoto of Gåsbreen in a scale of 1:25000.

From the derived values of changes in volume of Gåsbreen the mass balance and changes in elevation of the glacier surface are computed for the period 1938-1990.

In the last chapter the episodic outbursts (jökulhlaups) of the ice dammed lake Goesvatnet are described. Using a numerical simulation model of the outburst discharge together with a careful interpretation of maps, aerial photos and field observations a distinct idea of recent, historical and future jökulhlaups is possible.

1. Das Untersuchungsgebiet, der Gåsbre in SW-Spitsbergen

Spitzbergen ist die größte Insel der Inselgruppe Svalbard, die sich zwischen dem 74. und 82. nördlichen Breitengrad auf einer Fläche von 63000km² erstreckt, von denen ca. 40000km² vergletschert sind (Abb. 1.1).



Abb. 1.1: Die Inselgruppe Svalbard mit der größten Insel Spitzbergen (der Pfeil zeigt auf das in Abbildung 1.2 dargestellte Gebiet)

Im Südwesten von Spitzbergen befindet sich der Hornsund (Abb. 1.2), ein im Sommer meist eisfreier Fjord, in den zahlreiche Gletscher kalben.

Im Hornsund befindet sich der südlichste geschützte Hafen von Spitzbergen, der Gåshamna. An der nördlichen Küste des Hornsundes, genau am 77. Breitengrad, befindet sich eine ganzjährig besetzte polnische Forschungsstation.

Die älteste uns bekannte Karte vom Hornsund wurde 1872 von Sterneck während der von Wilczek geleiteten Versorgungsexpedition für die Österr.-Ungarische Polarexpedition (Payer/Weyprecht) erstellt (STERNECK, 1874).

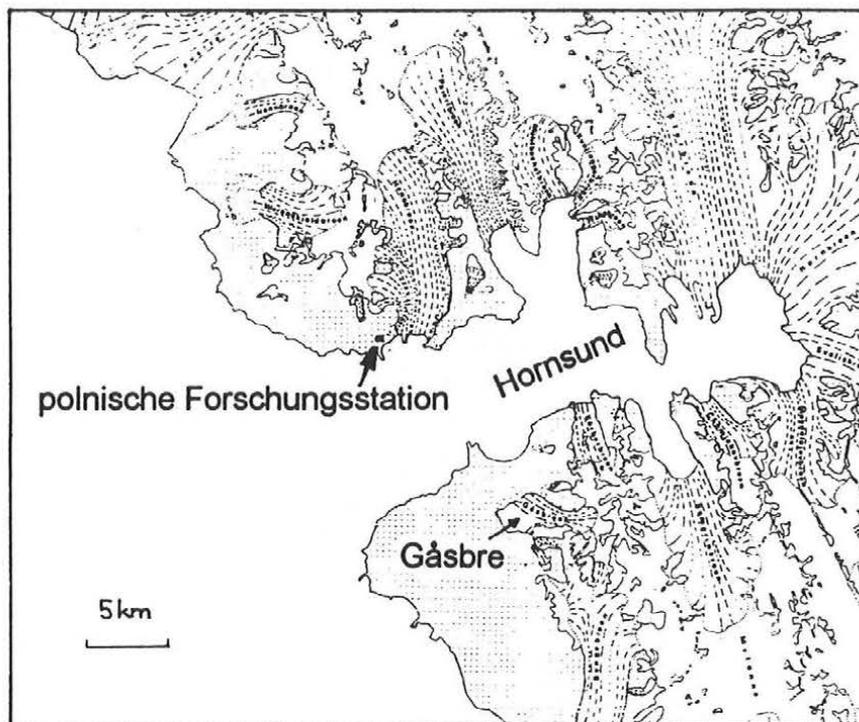


Abb.1.2: Der Hornsund (aus JANIA, 1988)

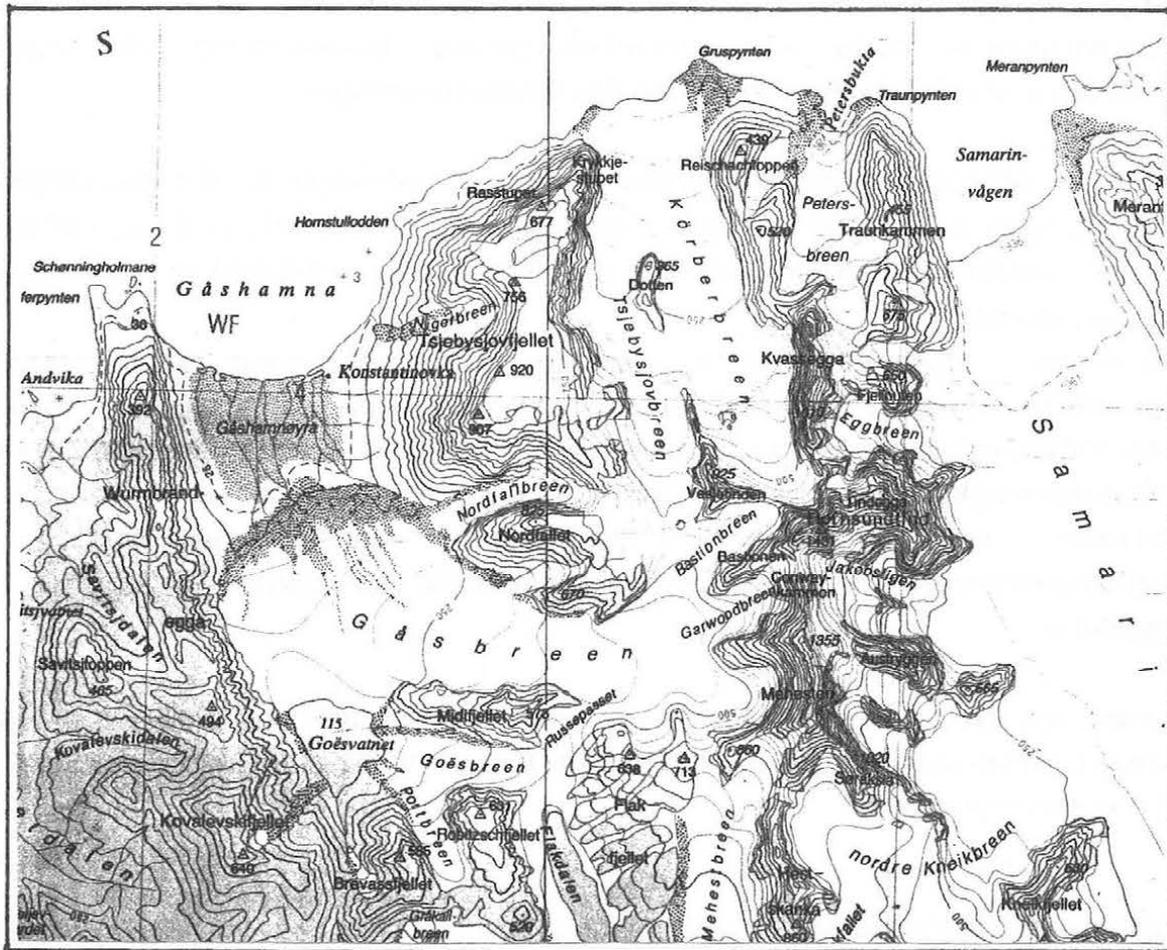
Der in dieser Arbeit untersuchte Gåsbre (deutsch: Gänsegletscher) liegt südlich des Hornsunds. Er ist ein ca. 13km² großer, temperierter Talgletscher, der am Land endet (Abb. 1.3).

Das Akkumulationsgebiet des Gåsbre wird von steil aufragenden Bergkämmen umrahmt, deren höchste Erhebungen der Mehesten und der 1431m hohe Hornsundtind sind.

Im westlichen Zungenbereich des Gåsbre befindet sich ein Toteiskörper. Der aktive Gletscherteil und dieser Toteiskörper stauen einen See, den Goësvatn, auf, der episodisch durch einen Tunnel unter dem Eis ausbricht.

Es bestehen Vermutungen, der Gåsbre könnte in der Vergangenheit ein surgender (sehr schnell vorstoßender) Gletscher gewesen sein (JANIA, 1992).

An die Endmoränen, die zumindest teilweise einen Eiskern besitzen, schließt eine ausgedehnte Sanderfläche (vom Gletscherfluß aufgeschüttete Ebene) an. In der Umgebung des Gletschers befinden sich Permafrostböden, die in Bewegung sind und daher bei der Stabilisierung von Vermessungspunkten Probleme bereiten.



*Abb. 1.3: Ausschnitt aus der topographischen Karte von Svalbard 1:100.000
(NORSK POLARINSTITUTT, 1986)*

Karten von 1899 (de GEER, 1923), 1938 (PILLEWIZER, 1939) und 1960 (PAN, 1987) lassen deutlich den Rückzug und vor allem das Abschmelzen der Gletscherzunge während der letzten 91 Jahre erkennen.

Der Gåsbreen und seine Umgebung wurden in einer Reihe von Forschungsarbeiten durch polnische Wissenschaftler untersucht (u.a. JANIA, 1988).

2. Ziel des Projektes

Diese Arbeit ist das Ergebnis eines Projektes, dessen Ziel es war, eine aktuelle Karte des Gåsbreen zu erstellen, Ablationsmessungen durchzuführen, die langfristige Massenbilanz des Gletschers zu bestimmen und die Gletschergeschwindigkeit zu messen. Da zufälligerweise während der Feldarbeiten, die von den Verfassern durchgeführt wurden,

ein Ausbruch des Goësvatn beobachtet werden konnte, wurde außerdem dieser Jökulhlaup (Seeausbruch) genauer untersucht. Mittels eines numerischen Simulationsmodells sollte eine möglichst genaue Beschreibung von rezenten, historischen und zukünftigen Ausbrüchen des Goësvatn erfolgen.

Aufgabe der photogrammetrischen Arbeiten war es, Grundlagen für die glaziologischen Untersuchungen zu schaffen. Es sollte eine aktuelle Arbeitskarte und ein Orthophoto hergestellt werden. Die Volumsänderung des Gåsbre sollte bestimmt und das Ergebnis visualisiert werden.

Dabei erschien es sinnvoll, die Änderung des Gletschervolumens mit verschiedenen geodätischen Methoden zu bestimmen und die Ergebnisse zu vergleichen sowie die Einsatzmöglichkeiten des Programmpaketes SCOP für glaziologische Zwecke zu testen. Die Geschwindigkeitsmessungen mittels terrestrischer Photogrammetrie konnten aus Zeitgründen nicht im Rahmen dieser Arbeit ausgewertet werden. Die photogrammetrischen Arbeiten wurden im Rahmen einer Diplomarbeit (M. Schöner, 1996) durchgeführt.

Basierend auf die photogrammetrischen Auswertungen sollte in weiterer Folge aus den ermittelten Volumsänderungen die langfristige Massenbilanz des Gåsbre seit dem Jahr 1938 berechnet werden.



Abb 1.4: Der Gåsbre

3. Feldarbeiten im Sommer 1991

3.1. Vorbereitung und Logistik

Transport zum und im Untersuchungsgebiet

Der Hornsund ist im Sommer nur per Schiff oder Hubschrauber erreichbar, wobei ein Hubschraubertransport von Longyearbyen in den Hornsund entsprechend kostspielig ist. Wir konnten eine "Mitfahrgelegenheit" von Tromsø an Bord der "Iskongen" nützen. Die gesamte Ausrüstung mußte für den Transport mit Bahn, Flugzeug und Schiff wasserdicht und stoßfest verpackt werden. Die Meßgeräte wurden in Bahn und Bus als "Handgepäck" mitgenommen.

Im Untersuchungsgebiet selbst wurden alle Wege zu Fuß zurückgelegt. Alle Meßpunkte konnten unschwierig erreicht werden (nur in einem Fall war leichte Kletterei notwendig). Die Gehstrecken umfaßten bis zu 900m Höhenunterschied bei Entfernungen bis zu ca.18km. Da wir nur zu zweit waren, mußten die Geräte so leicht sein, daß sie zusätzlich zur Alpinausrüstung getragen werden konnten.

Verpflegung

Selbstverständlich mußten alle Lebensmittel mitgenommen werden. Die Lebensmittel wurden in Wien und Tromsø eingekauft. Wir hatten eine Reserve von Lebensmitteln für ca. 1 Monat, falls es Probleme mit der Rückreise geben sollte.

Ausrüstung

Im allgemeinen reichte eine Ausrüstung, wie man sie in den Alpen bei Schlechtwetter verwenden sollte aus. Da wir nicht auf höhergelegenen Teilen des Gletschers unterwegs waren, benötigten wir keine Schi. Der wesentlichste Unterschied zu Bergtouren in den Alpen bestand darin, daß man in Spitzbergen wegen der Eisbären immer eine Waffe mit sich führen muß. Gummistiefel erwiesen sich für das Durchwaten von Bächen im Vorfeld des Gletschers als zweckmäßig.

Für Schlauchboot(Zodiak)fahrten am Meer sollte immer ein Helli-Hansen-Survivalanzug verwendet werden.

Unterkunft

Wir konnten in der Konstantinovka-Hütte, einer kleinen Holzhütte mit Herd, die oft von polnischen Wissenschaftlern benutzt wird, wohnen, in der wir uns vor Eisbären einigermaßen sicher fühlten. Da wir verabsäumt hatten, eine Bären-Alarmanlage

(gespannter Draht mit Knallkörper) mitzunehmen, und die Zustiege zu den Meßpunkten sich leichter als erwartet erwiesen, verzichteten wir darauf, im Zelt zu übernachten.

Eine solche Alarmanlage wäre trotzdem kein Fehler gewesen. Wie wir später erfuhren, wurde das Innere der Hütte vor einigen Jahren von einem Eisbären völlig verwüstet.

Kommunikation

Da die Entfernung zur Polnischen Station unter 20km lag, reichte ein Handfunkgerät (VHF) aus, mit dem wir aus Sicherheitsgründen regelmäßig Funkkontakt zur Station hatten.

Energie

Der Herd der Hütte wurde mit Treibholz und aus Tromsø mitgebrachter Kohle beheizt. Für die Kocher wurde ein Kanister bleifreies Benzin mitgenommen.

Das Funkgerät wurde mit Akkus betrieben, die bei sparsamer Verwendung (Funk zur Polnischen Station ca. alle 3 Tage) für einen Monat ausreichten. Alle anderen Geräte wurden mit Batterien betrieben oder kamen ohne Stromversorgung aus.

Für das Distanzmeßgerät mußte eine wasserdichte Stromversorgungsbox hergestellt werden, in der 9 Monozellen (1,5 Volt Alkaline-Batterien) in Serie geschaltet wurden, um eine Versorgung mit mindestens 12 V sicherzustellen. Eine etwas höhere Spannung (13,5V) schadet dem Gerät nicht. Sinkt aber die Spannung infolge von Kälte, Stromverbrauch etc. unter 11,5 V, so schaltet sich das Meßgerät aus. Die zusätzliche Batterie konnte somit einen möglichen Spannungsabfall auffangen.

Entsorgung

Alle Abfälle mußten bis auf den Müll, der im Herd verbrannt werden konnte, wieder mitgenommen werden.

Anmeldung beim Sysselemann

Der Sysselemann på Svalbard ist der norwegische Gouverneur von Svalbard mit Sitz in Longyearbyen. Bei seinem Büro erhält man alle Informationen über div. Regelungen (Naturschutz...) in Svalbard und über die speziellen Vorschriften in den Nationalparks.

Um die Konstantinovka-Hütte, die norwegisches Eigentum ist, benützen zu dürfen, braucht man eine Genehmigung, die der Sysselemann für Forschungszwecke erteilen kann. Außerdem muß man - auch im Interesse der eigenen Sicherheit - bei der Ankunft in Svalbard ein Formular mit Angaben über Reiseweg, Ausrüstung etc. ausfüllen und sich nach Verlassen der Inselgruppe wieder abmelden.

Versicherungs- und Zollprobleme

verursachten einen nicht unerheblichen Zeitaufwand.

Für die Ein- und Wiederausfuhr der Geräte in 5 verschiedene Länder und nach Svalbard (Zollfreizone) war ein internationales Zollpapier (Carnet ATA) notwendig.

Netzplanung - Optimierung

Das geodätische Netz, in dem die Paßpunkte sowie die Standlinien für die terrestrisch-photogrammetrischen Aufnahmen bestimmt werden sollten, wurde an Hand der vorhandenen Karten und Luftbilder geplant. Als Anschlußpunkte dienten die Festpunkte des Norsk Polarinstitut. Das Programm ANAG (Analyseausgleichung) am Institut für Landesvermessung und Ingenieurgeodäsie an der Technischen Universität Wien (STANEK, 1990) ermöglichte es, mehrere Netzvarianten auf ihre Genauigkeit und Zuverlässigkeit zu testen und weiter zu verbessern. Es wurde vor allem versucht, den Arbeitsaufwand zu minimieren. Diese Vorarbeiten waren unbedingt notwendig, obwohl eine genaue Einhaltung dieses Netzplanes im Gelände freilich nicht möglich war (verlorengegangene Festpunkte, fehlende Sichten, Zeitmangel, etc.).

Planung der terrestrisch-photogrammetrischen Arbeiten

Da Messungen der Gletschergeschwindigkeit nach der Zeitparallaxenmethode geplant waren, wurden die dazu notwendigen Standlinien festgelegt. Dazu wurden zunächst mittels Karte und Luftbild geeignet erscheinende Standpunkte gesucht und in die Karte eingetragen. Dann wurden auf Folien die Öffnungswinkel verschiedener Kameras und ein Entfernungs-Genauigkeitsdiagramm gezeichnet. Legt man diese Folien auf die Karte, so kann man bequem die sichtbaren Räume, Überlappungsbereiche und die zu erwartenden Fehler ablesen (TÖPPLER, 1964). Weiters wurde für jeden Standpunkt ein Profil gezeichnet, um sichttote Räume erkennen zu können. Es wurden für verschiedene Varianten von Standpunkten und Kameras die rechnerisch und graphisch abgeschätzten Genauigkeiten und sichtbaren Räume verglichen. Dabei zeigte sich, daß die gewünschte Genauigkeit (20-75cm) nur bei langer Kammerkonstante und großem Öffnungswinkel und damit großem Bildformat erreichbar ist. Bei Kleinbild- oder Mittelformatkameras war entweder die Kammerkonstante zu klein oder der einsehbare Bereich zu schmal. Die meisten verfügbaren Meßkammern sind aber für den Gebrauch im unwegsamen Gelände zu schwer. Die einzig sinnvoll erscheinende Möglichkeit war daher, eine TAF zu verwenden.

Datensicherung

Alle Meßdaten wurden aus den Feldbüchern abgeschrieben und bis zur Auswertung getrennt aufbewahrt.

Für die Vermessung verwendete Ausrüstung:

1 Phototheodolit TAF, Kammerkonstante 162.18mm (Gewicht mit Stativen und Plattenkästen ca. 13kg)

2 Stative für die TAF

2 Plattenkästen mit je 12 lichtdichten Stoffkassetten für Photoplatten
ca. 80 niedrig empfindliche Photoplatten 13x18cm²

Armbanduhr (zur Messung der Belichtungszeit)

3 Schnurlote

1 Sekundentheodolit Wild T2 in Kunststoffbehälter

1 Distanzmeßgerät Distomat Wild DI1600 in Kunststoffbehälter

1 Aluminiumstativ Wild GST05M (Nivellierstativ mit großem Kopf)

3 Rundprismen Wild GPR1

3 Einprismenhalter Wild GPH1A

1 Dreiprismenhalter Wild GPH3

3 Fluchtstangen "Fa.Rost" adaptiert (Aufsatz für Reflektor)

1 Externkabel Wild

1 Batteriekabel

1 wasserdichte Stromversorgungsbox für das Distanzmeßgerät

18 Batterien, 1,5 V

1 Stahlmaßband 50m

1 Kunststoffmaßband 50m

2 Rollmaßbänder

2 Lattenrichter

Vermarktungsmaterial: rote Kunststoffmarken ca. 30cm lang, selbstbohrende Dübel ("Spit"), Spitzsetzer, Hammer

Signalisierung: Panzerrohre, rotes und gelbes Papier, rote Farbe

1 Feldstecher Habicht 8x30

Peilkompaß und Neigungsmesser (Suunto)

Bussole, Höhenmesser(Aneroidbarometer), Schleuderthermometer

Taschenrechner, Ersatzbatterien

Feldbücher (kleine Bücher aus wasserabweisendem Papier, die in die Jackentasche passen), Formulare, Feldmappe, Plastikhüllen, Bleistifte, Geodreiecke, Radiergummis, etc.

Amateurkamera (2 Gehäuse, 3 Objektive) für Dokumentation und als Belichtungsmesser für die TAF-Aufnahmen

20 Dia-, 5 Schwarzweißnegativfilme

Ersatzbatterien für die Kameras

2 zusammenklappbare, rote Regenschirme (Beschattung der Geräte, Abwehr von Seeschwalben)

1 Taschenspiegelstereoskop

Dunkelsack

Stirnlampe mit roter Folie (zum Umlegen der Photoplatten unter dem Schlafsack als Dunkelkammerersatz)

Traggestelle
weit geschnittene Rucksäcke

für die Ablationsmessungen wurden zusätzlich verwendet:

1 Dampfbohrer
1 Wasserpumpe mit 6m Schlauch
11kg Propangas
50 Stk. Panzerrohr, 16mm Durchmesser, 1,5m lang, weiß gestrichen
Steckmuffen zum Zusammenstecken der Panzerrohre
Isolierband in verschiedenen Farben zum Markieren der Ablationspegel
div. Ersatzteile und Reperaturwerkzeuge

3.2. Durchführung der Feldarbeiten

Wir reisten am 2.-4.6.1991 mit der Bahn bis Narvik und von dort mit dem Bus nach Tromsø. Die Ausrüstung mußte aufgrund von Umstrukturierungsmaßnahmen der Deutschen Bahn großteils per Luftfracht bis Tromsø geflogen werden, nur die Meßgeräte und die absolut notwendige Ausrüstung wurden als Handgepäck mitgenommen. Ein 10-tägiger Aufenthalt in Tromsø wurde genützt, um Lebensmittel, Kohle, Benzin etc. einzukaufen, sowie um Waffe und Funkgerät zu besorgen. Nach vier Tagen Überfahrt bei Sturm und hohem Seegang, sodaß Spritzwasser beim Achterdeck ins Schiff eindrang, kamen wir am 18.6. im Hornsund an.

In der Zeit bis zum 4.7. verhinderten wechselhaftes Wetter und hoher Schnee, der noch die Steinmänner bedeckte, Vermessungsarbeiten. Wir nützten die Zeit daher zum Auspacken und Trocknen der Ausrüstung, zum Überprüfen der Geräte und um kleine Reparaturarbeiten an der Hütte durchzuführen. Die Standlinien für die terrestrisch-photogrammetrischen Aufnahmen wurden eingerichtet und Schneeproben für chemische Analysen entnommen.

In der Zeit vom 5. bis 17. Juli war die Witterung günstiger. Wir konnten daher mit der Vermessung und den photogrammetrischen Aufnahmen beginnen.

Ein Teil der belichteten Photoplatten wurde schon bei einem Besuch auf der polnischen Station (18.-21.7) in der Dunkelkammer entwickelt. Außerdem konnten wir die Bibliothek benutzen, die Akkus des Funkgerätes laden und nicht zuletzt duschen und Wäsche waschen.

Während der zwei Schönwetterphasen, die nun folgten (21.-27.7. und 1.-6.8.), konnte der größte Teil der Vermessungsarbeiten und Wiederholungsaufnahmen erledigt werden. Danach stellte sich aber wieder typisches "Spitzbergenwetter" ein, sodaß vom 7. bis 19.8. keine weiteren Vermessungsarbeiten möglich waren. Lediglich am 13.8. konnten nach langem Warten zwei Aufnahmen der Zunge belichtet werden. Es war aber trotz Schlechtwetters möglich, die Ablationspegel abzulesen und einen Großteil der Pegel und Signalisierungen abzubauen.



Abb. 3.1: Feldarbeiten: Messungen am Kovalefskifjell. Im Mittelgrund Gåsbre, Midifjell und Goësbre, im Hintergrund Hornsundtind und Mehesten.

In der "Nacht" vom 20. auf den 21.8. konnten wir noch Aufnahmen am Russepasset erledigen, als gerade ein Schiff in den Gåshamna einfuhr. Es war die Iskongen, die uns auf Grund eines Motorschadens früher als erwartet abholen kam. Wir hatten bis zur Frühzeit, um zur Hütte abzusteigen, das Materialdepot bei der Moräne abzubauen, die belichteten Platten in die lichtdichten Kartons umzupacken und die Hütte aufzuräumen. Dann wurde alles an Bord gebracht. Wegen eines neuerlichen Schlechtwettereinbruches konnte die Iskongen aber erst am 24.8. auslaufen.

Die Rückreise dauerte 4 Tage bis Tromsø, nach einem mehrtägigen Aufenthalt konnte die Rückreise mit Bus und Bahn angetreten werden.

Vermessung und Photogrammetrie

Während unseres Aufenthaltes vom 18.6.-21.8. konnten an insgesamt 28 Tagen Geländearbeiten durchgeführt werden, davon fielen 5 Tage auf die Vorbereitung für die Vermessung und Photogrammetrie (Einrichten von Standlinien, Freischaufeln von Steinmännern etc.), 9 Tage auf die Vermessung, 6 Tage auf die terrestrisch photogrammetrischen Aufnahmen und 8 Tage auf sonstige Arbeiten (Ablationspegel setzen bzw. ablesen, Entnahme von Schneeproben etc.).

Es wurde ein aus 23 Punkten bestehendes Richtungs- und Streckennetz, das in 10 Festpunkten (Steinmänner) ans Landessystem (UTM) angeschlossen werden sollte, eingerichtet und vermessen (Abb. 3.2). In den einzelnen Standpunkten wurden je 2 bis 6 Sätze gemessen, je nachdem, ob das Wetter wiederholte Messungen ermöglichte bzw. notwendig machte. Das Aluminium-Nivellierstativ mit großem Kopf bereitete nur an wenigen windstillen Tagen mit stärkerer, flacher Sonneneinstrahlung Probleme. An diesen Tagen mußten die Ziele auf mehrere Sätze mit mindestens 3 identen Zielpunkten verteilt werden, um die Meßzeit pro Satz kurz zu halten. Gerät und Stativ wurden mittels Regenschirm und daran festgebundenem Biwaksack beschattet.

Die Entfernungsmessungen erwiesen sich als wesentlich unproblematischer als erwartet. Oft gelangen Messungen von mehreren Punkten zu einem Ziel, auf dem der Reflektor zurückgelassen worden war, ohne das Prisma verdrehen zu müssen. Bei günstigen Witterungsverhältnissen konnten mit 2 Reflektoren Entfernungen bis zu 3,5 km ohne Probleme gemessen werden.

Problematisch ist hingegen, daß gegenseitige Zenitdistanzmessungen aus logistischen Gründen (2 Personen, 1 Gerät) unmöglich waren. Auf den Einfluß der Refraktion wird in Kap. 5.1.1.1. unter "Berücksichtigung von Erdkrümmung und Refraktion" eingegangen.

Die Neupunkte 1,2,3,4,5,6,9,10,11,12,14 wurden durch Steinmänner, unter denen sich rote Kunststoffmarken befinden, vermarktet. An den Punkten 2200,2300,1400,3100 wurden Fluchtstangen aufgestellt. Die Punkte 13,16,23,2000 sind markante Geländepunkte, die vorwärtsgeschnitten wurden.

Leider konnten nicht alle Festpunkte aufgefunden werden. Am Tsjebysjovfjellet wurden zwei große Steinmänner fälschlich für Festpunkte gehalten, ein Irrtum, der erst bei der Berechnung des Netzes aufgedeckt wurde.

Da wir die Arbeiten früher als geplant abbrechen mußten, fehlten einige Messungen, die für die Kontrolle des Netzes notwendig gewesen wären. Am unangenehmsten ist aber die Tatsache, daß die Basislänge der Standlinie am Russepasset nicht gemessen werden konnte, die für die Auswertung der Geschwindigkeitsmessungen notwendig wäre.

Für die Vermessung war die Witterung in der zweiten Juli- und ersten Augushälfte am besten, ab Mitte August am schlechtesten.

Ablationsmessungen

Die Ablationspegel wurden am 7.7., 11.7. und am 1.8.1991 gesetzt und am 20.8.1991 zum letzten mal abgelesen. Insgesamt wurden 10 Ablationspegel gesetzt.

Netz Gäsbre

M 1:50 000

0 1000 2000m

Fehlerellipsen

M 1:20

0 50cm

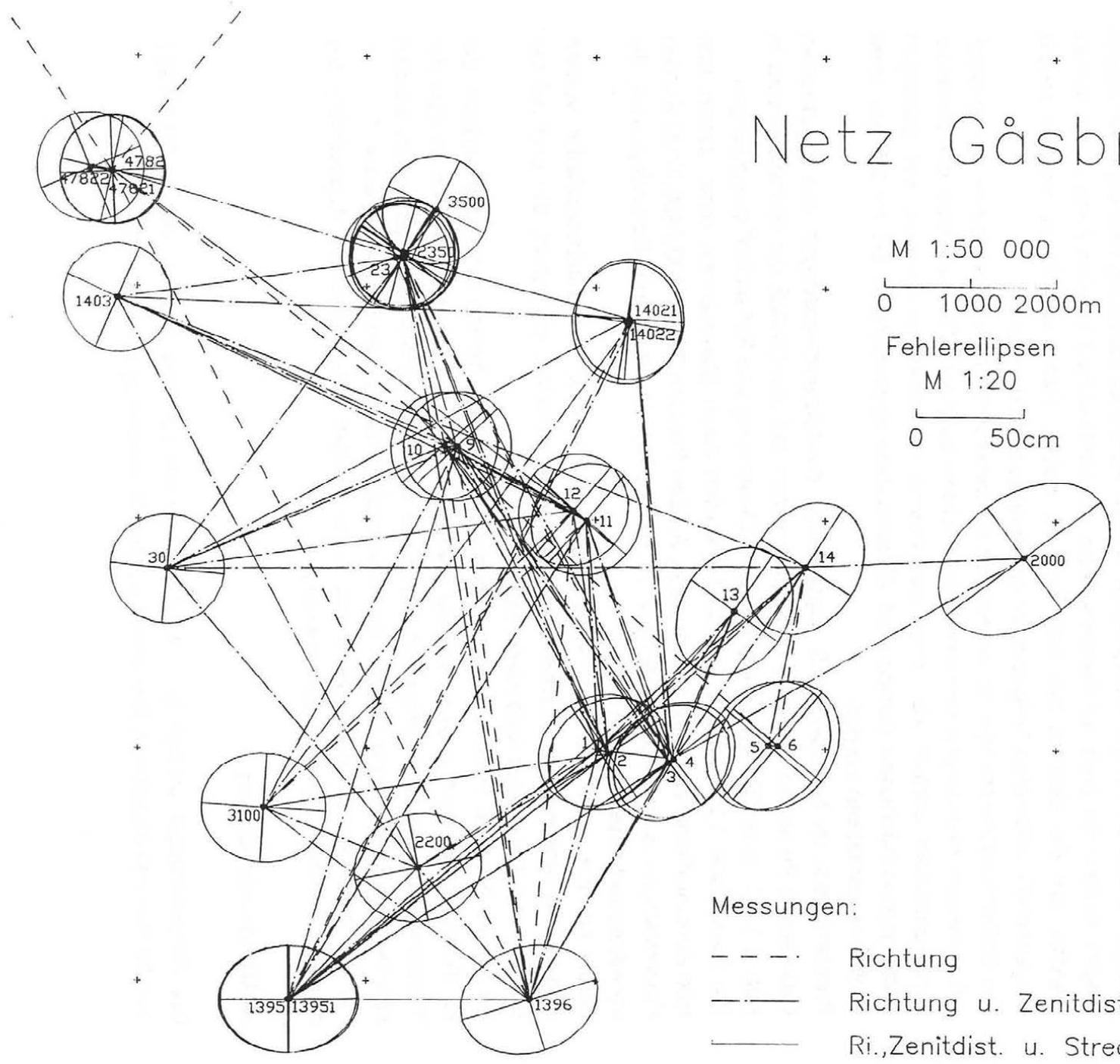


Abb. 3.2: Beobachtungsnetz

3.3 Witterungsverlauf während der Expedition im Sommer 1991

Zur Beschreibung des Witterungsverlaufes während des Sommers 1991 kann die meteorologische Station Hornsund, die vom Institut für Geophysik der polnischen Akademie der Wissenschaften (PAN) betrieben wird, herangezogen werden.

In den Abbildungen 3.3 bis 3.5 sind die Lufttemperatur (Tagesmittel, Maximum und Minimum), die Sonnenscheindauer sowie die Niederschlagsmessungen für die Monate Juni, Juli, August und September 1991 dargestellt. Außerdem ist für die Temperatur auch der fünfjährige Mittelwert (Periode 1978 bis 1983, aus Brazdil et al., 1985) dargestellt.

Das erste Drittel der Expedition (18. Juni bis 14. Juli) war durch eine durchschnittlich warme Witterung mit häufigem Niederschlag (der anfangs teilweise in Form von Schnee fiel) gekennzeichnet. Die Periode vom 15. Juli bis 7. August war dann warm, sehr sonnenscheinreich und nahezu niederschlagsfrei. Nur am 30. Juli gab es geringfügigen Niederschlag. In diesem Zeitabschnitt wurde der Großteil der Vermessungsarbeiten durchgeführt. Das letzte Drittel der Expedition war zwar weiterhin überdurchschnittlich warm, aber auch wieder häufiger durch ergiebige Niederschlagsereignisse geprägt. Gegen Ende der Expedition, am 21. August, setzt relativ rasch das Ende der Ablationsperiode ein. Die Temperatur sinkt gegen Ende August auf nahe 0°C, und es kommt in der Periode vom 21. August bis 4. September zu ergiebigen Niederschlagsereignissen.

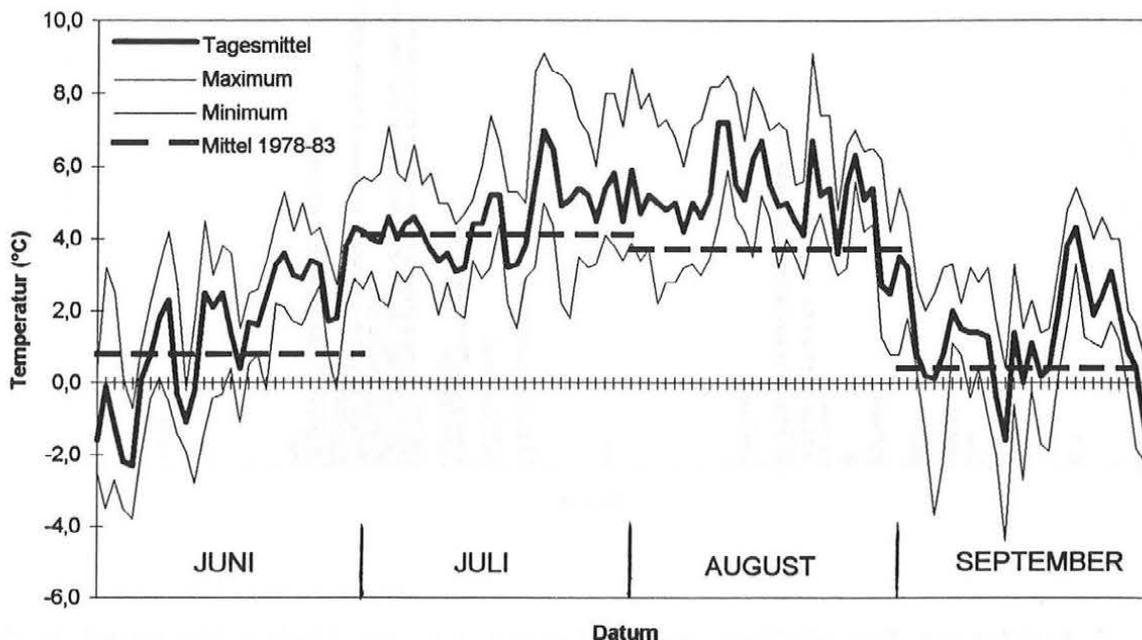


Abb. 3.3: Verlauf der Lufttemperatur an der Station Hornsund vom 1.6. bis 30.9.1991

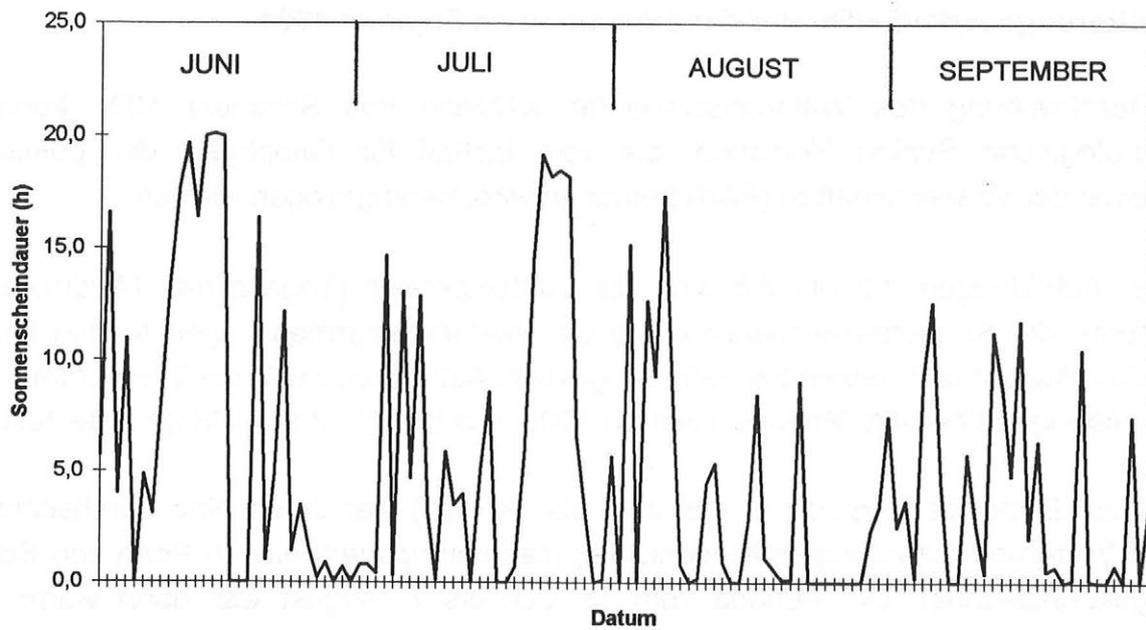


Abb. 3.4: Registrierung der Sonnenscheindauer an der Station Hornsund in der Periode 1.6. bis 30.9.1991

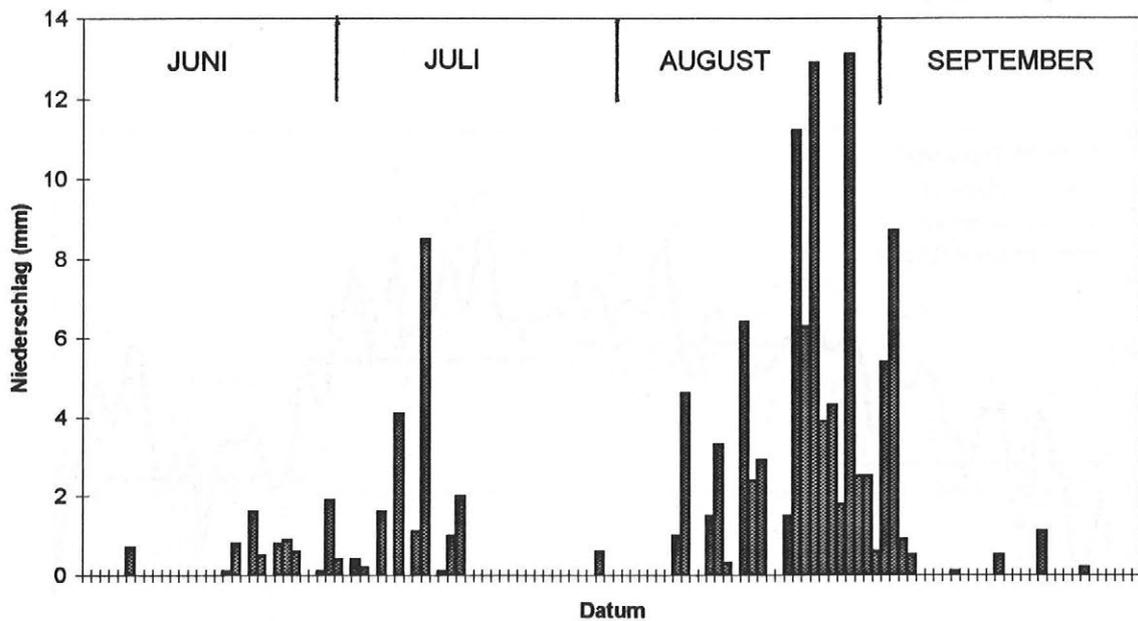


Abb. 3.5: Aufzeichnung der Niederschlagsereignisse an der Station Hornsund in der Periode 1.6. bis 30.9.1991

4. Die wichtigsten Methoden zur Untersuchung des Gletschermassenhaushaltes

Da es ein wesentliches Ziel des Projektes war, die langfristige Massenbilanz des Gåsbre zu bestimmen, sollen in diesem Kapitel die wichtigsten Methoden zur Bestimmung der Massenbilanz eines Gletschers beschrieben werden.

4.1. Hydrologische Methode

Innerhalb eines vergletscherten Einzugsgebietes werden Niederschlag(N), Abfluß(A) und Verdunstung(V) gemessen. Die spezifische Massenbilanz (b) wird berechnet, indem

$$b = N - A - V$$

gesetzt wird, wobei b,N,A und V in mm angegeben werden.

Probleme ergeben sich nicht nur aus der beschränkten Genauigkeit der Messungen, sondern auch daraus, daß eigentlich nicht der Rückhalt des Gletschers, sondern der des gesamten Einzugsgebiets einschließlich der nicht vergletscherten Flächen bestimmt wird. Diese Methode wird unter anderem in ØSTREM und BRUGMAN (1991) genauer beschrieben.

4.2. Direkte Methode, glaziologische Methode

Bei der direkten Methode wird die Akkumulation bzw. Ablation in einem Netz von Meßpunkten auf dem Gletscher gemessen. Die gemessenen Werte werden für den gesamten Gletscher inter- bzw. extrapoliert und anschließend aufsummiert.

Eine detaillierte Beschreibung findet sich in ØSTREM und BRUGMAN (1991) und HOINKES (1970). Die direkte glaziologische Methode erlaubt als einzige Methode die Bestimmung der Massenbilanz von Teilbereichen des Gletschers, ist aber mit einem höheren Arbeitsaufwand im Gelände verbunden.

4.3. Topographische Methode (Geodätische Methode, Vergleich von Karten oder Höhenmodellen)

In der Literatur wird diese Methode meist als geodätische Methode (manchmal auch als photogrammetrische Methode) bezeichnet. Da aber der Begriff topographische Methode aussagekräftiger und zutreffender ist, werden wir im folgenden diesen Begriff verwenden.

Kennt man die Topographie der Gletscheroberfläche zu zwei verschiedenen Zeitpunkten, so kann man sie mittels verschiedener Methoden vergleichen und dadurch die Änderung des Gletschervolumens bestimmen. Es ist also nicht notwendig, das Gesamtvolumen des Gletschers zu kennen.

Um die Ergebnisse der topographischen Methode denen anderer Messungen gegenüberstellen zu können, sind einige Überlegungen notwendig:

Bei der topographischen Methode wird nicht die Massenbilanz, sondern die Volumsänderung bestimmt. Man muß also Annahmen über die Schnee-, Firn- oder Eisdichte treffen, um die Massenbilanz berechnen zu können (HOINKES, 1970).

Mit dieser Methode kann die Massenbilanz eines ganzen Gletschers, nicht aber einzelner Punkte oder Teilgebiete eines Gletschers erfaßt werden. Das Eis bewegt sich nämlich nicht parallel zur Gletscheroberfläche, sondern entlang von Bewegungsvektoren, die auch einen vertikalen Anteil besitzen. Dieser ist meistens im Akkumulationsgebiet nach unten (Submergenz) und im Ablationsgebiet aufwärts gerichtet (Emergenz). Die Höhenänderung eines Punktes an der Gletscheroberfläche setzt sich also aus Akkumulation bzw. Ablation und vertikaler Eisbewegung (Mergerz) zusammen (Abb. 4.1) (PATERSON, 1981).

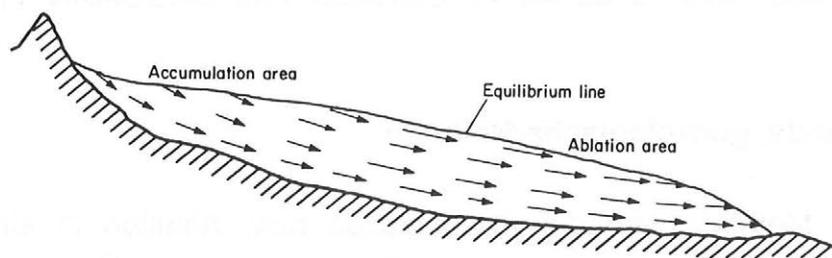


Abb. 4.1: Geschwindigkeitsvektoren in einem idealisierten Gletscher
(aus PATERSON, 1981)

Die topographische Methode eignet sich vor allem dazu, die Massenbilanz für einen längeren Zeitraum (mehrere Jahre) zu bestimmen, da man dann eine größere Volumsänderung erwarten kann und somit der relative Fehler geringer wird.

Ein Vorteil der topographischen Methode besteht darin, daß nicht jedes Jahr aufwendige Feldarbeiten notwendig sind. Die topographische Methode kann als Kontrolle eingesetzt werden, wenn die Massenbilanz über mehrere Jahre mit einer anderen Methode bestimmt wurde, bei der sich die jährlichen Fehler aufsummieren. Dabei ist aber zu bedenken, daß die berechnete Volumsveränderung aus der Zeit zwischen den beiden Aufnahmen stammt, die nicht mit der Dauer der Haushaltsjahre übereinstimmen muß.

Die Vermessung der Topographie der Gletscheroberfläche erfolgt meist am günstigsten mittels Photogrammetrie, daher wird die topographische Methode manchmal auch "Photogrammetrische Methode" genannt (ØSTREM und BRUGMAN, 1991; PATERSON, 1981).

Probleme können in kontrastlosen Schneegebieten auftreten, in denen keine stereoskopische Messung möglich ist (FINSTERWALDER, Ri. 1953). In solchen Fällen ist es am günstigsten, wenn die Aufnahmen bei sehr flach einfallendem Licht gemacht werden und die Schneedecke verschmutzt ist. Auf keinen Fall sollte die photogrammetrische Aufnahme unmittelbar nach einem Schneefall erfolgen.

Das Ergebnis der photogrammetrischen Auswertung kann entweder ein Höhenlinienplan oder ein digitales Höhenmodell sein.

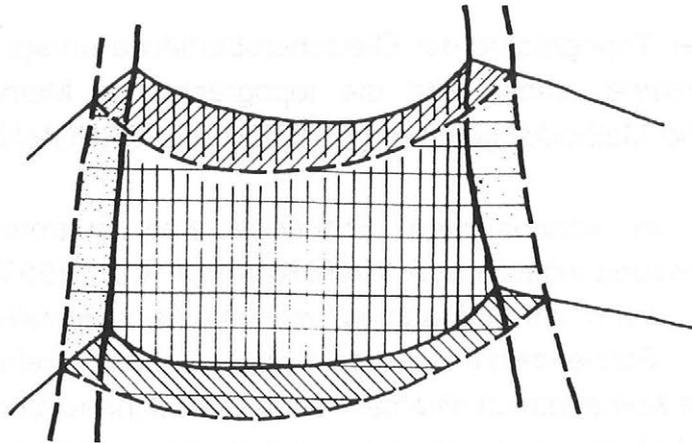
4.3.1. Vergleich von Höhenlinienplänen

Zunächst wird ein Plan gezeichnet, der die Höhenlinien des Gletschers zum alten und neuen Stand enthält. Außerdem werden die Höhenlinien in der Umgebung des Gletschers eingezeichnet. Sie dienen der Genauigkeitskontrolle, das heißt, sie sollten im festen Gelände übereinstimmen (FINSTERWALDER, Ri. 1953). Korrekturen können dadurch erfolgen, daß man die Höhenlinien "einhängt", indem man sie in der unveränderten Umgebung des Gletschers lokal einpaßt.

Man teilt den Gletscher in Höhenzonen mit einer Mächtigkeit Δh von z.B. 20 oder 50 m ein. Für jede Höhenzone wird die Volumsänderung ΔV bestimmt, wobei das abgeschmolzene oder aufgehöhte Eisvolumen durch Zylinder oder Kegelstümpfe angenähert wird. Grund- und Deckflächen dieser Prismen oder Kegelstümpfe sind die Flächen zwischen den verschobenen Höhenlinien (F_{oben} , F_{unten}).

Folgende Flächen werden mit einem Planimeter oder durch Digitalisierung gemessen (Abb. 4.2):

- Die Differenzflächen zwischen den (infolge der Veränderung der Gletscheroberfläche) verschobenen Höhenlinien (F_{oben} , F_{unten}). Bei Gletschervorstoß erhalten die Flächen positive, bei Rückgang negative Vorzeichen. Es kann vorkommen, daß F_{oben} und F_{unten} verschiedene Vorzeichen haben.
- Die alte und neue Fläche der Höhenzone, die jeweils durch die untere und obere Höhenlinie und durch die Gletscherränder begrenzt wird (F_{alt} , F_{neu}).
- Die Randflächen zwischen altem und neuem Gletscherrand innerhalb der Höhenzone (F_{rand1} , F_{rand2}). Auch die Randflächen erhalten bei Gletschervorstoß positive, bei Rückgang negative Vorzeichen.



	F_{oben}		alte Höhenlinie
	F_{unten}		neue Höhenlinie
	F_{alt}		alter Gletscherrand
	F_{neu}		neuer Gletscherrand
	F_{rand}		
			

Abb. 4.2: Höhenlinienvergleich bei Gletscherrückgang

Eine Kontrolle ist möglich, da

$$F_{\text{alt}} - F_{\text{neu}} + F_{\text{unten}} - F_{\text{oben}} + F_{\text{rand1}} + F_{\text{rand2}} = 0$$

gelten muß (DÜRRNAGEL und ROSSMANN 1981), wobei die Flächen mit dem richtigen Vorzeichen eingesetzt werden müssen.

Die Volumsänderung innerhalb einer Höhenzone (ΔV) kann aus den bestimmten Flächen nach zwei Formeln näherungsweise berechnet werden:

Formel von FINSTERWALDER (1953) - Zylinderformel:

$$\Delta V = (F_{\text{oben}} + F_{\text{unten}}) \cdot \Delta h / 2$$

wobei Δh die Mächtigkeit der Höhenzone (Höhenunterschied zwischen oberen und unteren Höhenlinien) ist.

Formel von HOFMANN (1962) - Kegelstumpfformel:

$$|\Delta V| = (|F_{\text{oben}}| + |F_{\text{unten}}| + \sqrt{F_{\text{oben}} \cdot F_{\text{unten}}}) \cdot \Delta h / 3$$

Bei Gletschervorstoß ist ΔV positiv, bei Rückgang negativ. Bei einer Höhenzone, in der es bei einer Höhenlinie einen Vorstoß und bei der anderen einen Rückgang gibt, darf diese Formel nicht verwendet werden, da der Wert unter der Wurzel negativ wird.

Diese Formel ist vor allem dort günstiger, wo sich das arithmetische Mittel $\frac{1}{2}(F_{\text{oben}} + F_{\text{unten}})$ und das geometrische Mittel $\sqrt{F_{\text{oben}} \cdot F_{\text{unten}}}$ aus Grund- und Deckfläche des Eiskörpers stark unterscheiden. Dies ist im allgemeinen nur an den Gletscherzungen der Fall. Gerade dort sind jedoch die stärksten Volumsänderungen zu erwarten (HOFMANN 1962).

Da die Berechnung nach der Formel von Hofmann mit einem größeren Rechenaufwand verbunden ist, wurde früher im allgemeinen die Formel von Finsterwalder verwendet.

Die Volumsänderung des gesamten Gletschers ΔV_{ges} erhält man, indem die Volumsänderungen in den einzelnen Höhenzonen aufsummiert werden:

$$\Delta V_{\text{ges}} = [\Delta V]$$

4.3.2. Volumsvergleich von digitalen Höhenmodellen

Man kann die Volumsdifferenz aus digitalen Höhenmodellen auf zwei Arten bestimmen: durch den Vergleich der Volumina in entsprechenden Höhenzonen der digitalen Höhenmodelle oder durch die Bildung von Differenzenmodellen.

Beim Vergleich von Höhenzonen wird jedes Höhenmodell in einzelne Höhenzonen zerlegt und von jeder Höhenzone das Volumen berechnet. Anschließend bildet man die Differenz der Volumina je zweier entsprechender Höhenzonen (Abb. 4.3). Das Ergebnis ist wie beim Vergleich von Höhenlinienplänen der Volumsverlust bzw. -gewinn in jeder Höhenzone. Summiert man diese Werte auf, so erhält man die Volumsdifferenz für den gesamten Gletscher (REINHARDT und RENTSCH 1986).

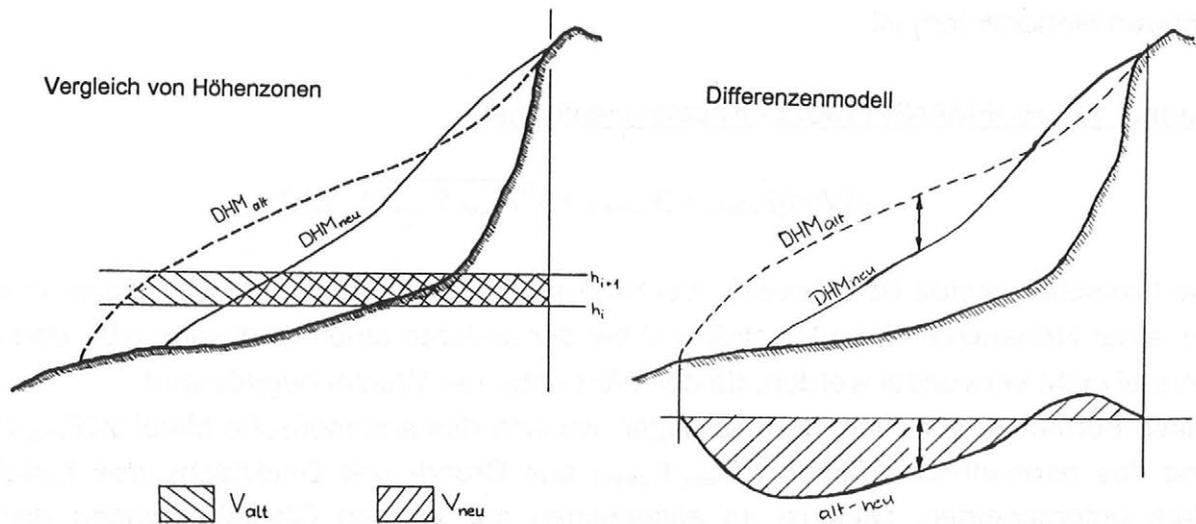


Abb. 4.3: Volumensvergleich aus digitalen Höhenmodellen
(Vergleich von Höhenzonen bzw. Berechnung eines Differenzenmodells)

Man kann aber auch ein Differenzenmodell berechnen, dessen z-Werte die Höhendifferenzen zwischen altem und neuem Modell darstellen. Von diesem Differenzenmodell bestimmt man das Volumen relativ zu einer Horizontalebene mit der Höhe $H=0\text{m}$ und erhält so die Volumendifferenz zwischen den beiden ursprünglichen Modellen.

Das Differenzenmodell kann wie ein Höhenmodell anschaulich dargestellt werden (Höhenlinien oder -stufenpläne, Perspektiven...). Dadurch kann man sich ein gutes Bild verschaffen, in welchen Bereichen es zu einer Aufhöhung und wo es zu einem Einsinken der Gletscheroberfläche gekommen ist.

Die Berechnung mittels Differenzenmodell ist weniger arbeitsaufwendig als der Vergleich von Höhenzonen, und außerdem wird für jeden Rasterpunkt die Höhenänderung bestimmt. Beim Vergleich von Höhenzonen erhält man aber die Volumensänderungen der einzelnen Höhenzonen, die in der Glaziologie üblicherweise angegeben werden. Somit ergänzen die beiden Methoden einander sinnvoll.

Bei beiden Methoden sollte die Volumensänderung möglichst genau in dem Bereich berechnet werden, in dem Höhenänderungen stattgefunden haben, also in dem der Gletscher liegt oder gelegen ist. Berechnet man die Volumensänderung auch außerhalb des relevanten Bereiches, so gehen die Höhenmeßfehler im festen Gelände als

Volumsänderungen in die Berechnung ein. Ermittelt man die Volumsänderung in einem zu kleinen Bereich (z.B., weil bei der Neuauswertung eines zurückgehenden Gletschers nur der Gletscher selbst, nicht aber das Gebiet, das eisfrei geworden ist, ausgewertet wurde), so entstehen ebenfalls erhebliche Fehler.

Die Vorteile beim Vergleich von Höhenmodellen gegenüber Höhenlinienplänen liegen darin, daß man das Höhenmodell für weitere Anwendungen (z.B. GIS) zur Verfügung hat und daß bei gleicher Genauigkeit der Arbeitsaufwand geringer als beim Höhenlinienvergleich ist (REINHARDT und RENTSCH 1986). Dafür ist der Geräteaufwand beim Höhenlinienvergleich geringer, falls schon Karten vorliegen.

Beim Volumsvergleich mittels Höhenmodellen gehen systematische Fehler bei den einzelnen Auswertungen/Aufnahmen voll in die Volumsberechnung ein. Man muß daher die Höhenmodelle, die verglichen werden sollen, über möglichst viele Paßpunkte in der Umgebung des Gletschers aufeinander transformieren. Meistens erfolgte aber die photogrammetrische Auswertung in mehreren Stereomodellen (aus mehr als zwei Luftbildern oder mehr als einer terrestrischen Standlinie). In diesen Fällen sollte ein Transformationsalgorithmus verwendet werden, der lokale Einpassungen erlaubt. Vor allem bei Verwendung von Karten, die terrestrisch-photogrammetrisch erstellt wurden, könnte dadurch die oft beachtlich hohe lokale Genauigkeit ausgenutzt werden, auch wenn manche Bereiche stark verschoben oder verdreht sind.

In vielen Fällen ist es schwierig oder unmöglich, idente Punkte zu finden. Dann sollten die Paßpunkte durch Paßlinien oder -flächen ersetzt werden, wie das bei anderen Anwendungen schon geschehen ist (STRUNZ, 1993; FORKERT, 1994). Unabhängig von der Art der Transformation muß darauf geachtet werden, daß die Paßelemente in festem Gelände liegen.

Ein weiteres Problem beim Vergleich von Höhenmodellen besteht darin, daß das Gelände zumeist geglättet wird oder Interpolationen stattfinden, die sich auf das Ergebnis auswirken. Die günstigste Vorgangsweise dürfte darin bestehen, bei den photogrammetrischen Auswertungen in sehr genau orientierten Modellen das Gelände immer genau im selben Raster abzufahren, und die so gewonnenen Höhen direkt zu vergleichen (REINWARTH, 1993). Dieses Problem der Glättung gilt natürlich in noch stärkerem Maße für den Vergleich von Höhenlinienplänen, vor allem, wenn die Höhenlinien weit auseinanderliegen.

5. Photogrammetrische Arbeiten und Ergebnisse

5.1. Auswertung der Luftbilder von 1960 und 1990 und Aufbereitung der Karten von 1899 und 1938

5.1.1. Orientierung der Luftbilder

Das geodätische Netz und die absolute Orientierung der Luftbilder von 1960 und 1990 wurden gemeinsam in einem Bündelblockausgleich mit dem Programm ORIENT (1993) berechnet. Dabei werden sowohl die Zielstrahlen der Theodolitmessungen als auch die Projektionsstrahlen der Luftbilder als räumliche Strahlenbündel betrachtet, die in den Fest- und Neupunkten möglichst gut zusammentreffen sollen. Bei den Photographien sind die Strahlenbündel durch die Bildkoordinaten und die Innere Orientierung definiert. Die Lage des Strahlenbündels wird durch die Lage des Projektionszentrums und die Rotationsparameter ω, φ , und κ beschrieben. Bei den Theodolitmessungen ist der Schnittpunkt von Steh-, Kipp- und Zielachse das "Projektionszentrum", von dem das Strahlenbündel ausgeht. Die Rotationsparameter ω und φ entsprechen der Horizontierung, κ der Orientierungsunbekannten. Außerdem gehen die gemessenen Distanzen, Zielhöhen, exzentrischen Aufstellungen und Instrumentenhöhen mit in den Ausgleich ein.

Durch den gemeinsamen Ausgleich der Luftbilder von 1960 und 1990 konnte erreicht werden, daß die Modellfehler möglichst gleich und damit die relativen Fehler zwischen den Orientierungen der Bilder von 1960 und 1990 klein sind. Für die Genauigkeit des Volumsvergleiches ist ja die relative Genauigkeit entscheidend.

Außerdem konnten durch die gemeinsame Ausgleichung der geodätischen und photogrammetrischen Messungen grobe Fehler im Netz leichter gefunden werden. Das war vor allem deshalb wichtig, weil einerseits das Netz nicht so gut überbestimmt war, wie zu wünschen wäre, und andererseits einige Festpunkte aus der Berechnung eliminiert werden mußten. Im Festpunktnetz im Bereich des Hornsundes treten nämlich größere Spannungen auf, die durch eine Vermessungskampagne durch das Norsk Polarinstitut in den nächsten Jahren beseitigt werden sollen. Außerdem befinden sich am Tsjebysjovfjellet in der Nähe der nicht mehr auffindbaren Vermessungspunkte (1402, 1405) riesige Steinmänner, die irrtümlicherweise für Festpunkte gehalten wurden. Der Gipfel des Hornsundtind (1401) war nicht eindeutig genug identifizierbar, um als Paßpunkt verwendet zu werden.

5.1.1.1. Datenaufbereitung und -eingabe

Jeder einzelne **Richtungssatz** wurde getrennt, jeweils mit einer eigenen Orientierungsunbekannten, in die Ausgleichung aufgenommen. Die Sätze wurden nur auf eine gemeinsame Anschlußrichtung reduziert, um grobe Fehler leichter aufdecken zu können.

Die Zenitdistanzen und Strecken waren getrennt von den Richtungen gemessen worden und wurden daher auch als eigene Sätze in den Ausgleich aufgenommen. Bei diesen Sätzen mußte eine willkürliche Orientierung angegeben werden, obwohl sie keinen Einfluß auf den Ausgleich hat. Sonst wäre die Orientierungsunbekannte unbestimmt. Die Horizontierung wurde als beobachtete Rotation ($\omega = \varphi = 0$) betrachtet und mitausgeglichen.

Reduzierung der Streckenmessungen

Reduktion der Strecken wegen Seehöhe

Die Strecken wurden gemäß

$$S_0 = S_M \frac{R}{R + H}$$

reduziert, wobei:

S_0	auf Meereshöhe reduzierte Strecke
S_M	gemessene Strecke
$R=6398\text{km}$	mittl. Erdkrümmungsradius (77° nördl. Breite)
H	Mittel der Höhen von Stand- und Zielpunkt

sind.

Reduktion der Strecken wegen Gauß-Krüger-Projektion

Die Strecken wurden nach der Formel

$$S_{GK} = S_0 \left(1 + \frac{E_m^2}{2R^2} \right)$$

reduziert (KAHMEN, 1986).

Dabei ist:

S_{GK}	auf Gauß-Krüger reduzierte Strecke
S_0	auf Meereshöhe reduzierte Strecke
E_m	die Mittelordinate(Easting) der Strecke
$R=6398\text{km}$	mittl. Erdkrümmungsradius (77° nördl. Breite)

Maßstabsproblem - UTM

Die Festpunkte (Tab. 5.1) sind in UTM-Koordinaten (ED 50) angegeben.

Die Lagekoordinaten im UTM-System sind um den Faktor 0,9996 reduzierte Gauß-Krüger-Koordinaten, um die Streckenfehler in den Randbereichen des Meridianstreifens gering zu halten. Dadurch ergibt sich aber ein unterschiedlicher Maßstab in Lage und Höhe. Um einen gemeinsamen Lage- und Höhenausgleich durchführen zu können, wurden die Lagekoordinaten (Grid Easting, Grid Northing) der Festpunkte durch 0,9996 dividiert, in diesem System der Ausgleich gerechnet und abschließend alle Lagekoordinaten wieder mit 0,9996 multipliziert.

Berücksichtigung von Erdkrümmung und Refraktion

ORIENT läßt die Berücksichtigung von Erdkrümmung und Refraktion zu, bei der verwendeten Version waren aber diese beiden Werte noch fest vorgegeben (mittlerer Erdkrümmungsradius $R=6378\text{km}$, Refraktionskoeffizient $k=0,13$). Aufgrund der geographischen Breite (ca. 77°n.B.) beträgt aber im Untersuchungsgebiet der mittlere Erdkrümmungsradius $R= \sqrt{(MN)}$ etwa 6398km. Auch bei der Refraktion muß man mit anderen Verhältnissen als in Mitteleuropa rechnen (MEIER, 1967).

Das vorliegende Netz wurde mit Berücksichtigung einer Erdkrümmung von 6378km, aber ohne Berücksichtigung der Refraktion berechnet. (Ein Versuch das Netz unter Berücksichtigung einer Refraktion zu berechnen, brachte kein signifikant besseres Ergebnis.)

Der Einfluß dieser Vernachlässigungen auf die berechneten Höhenunterschiede wurde anhand der Ingenieurformel

$$h = S \cdot \cos Z + \frac{1 - k}{2R} D^2$$

abgeschätzt, wobei:

h Höhenunterschied

S	gemessene Strecke
Z	Zenitdistanz
k	Refraktionskoeffizient
R	mittlerer Erdkrümmungsradius
D	Horizontaldistanz

Ein systematischer Fehler (F_R) des mittleren Erdkrümmungsradius R bewirkt einen Fehler des Höhenunterschiedes F_h von:

$$F_h = \frac{\partial h}{\partial R} F_R = - \frac{(1 - k)D^2}{2R^2} F_R$$

Die längste gemessene Strecke beträgt $D \approx 3400\text{m}$,
 F_R beträgt $6398\text{km} - 6378\text{km} = 20000\text{m}$,
 k wird als $0,13$ angenommen.

Damit ergibt sich ein vernachlässigbar kleiner Fehler von

$$- \frac{(1 - 0,13) \cdot 3400^2}{2 \cdot 6398000^2} 20000 = - 0,002 \text{ m}$$

Ein systematischer Fehler (F_k) des Refraktionskoeffizienten k bewirkt einen Fehler des Höhenunterschiedes F_h von:

$$F_h = \frac{\partial h}{\partial k} F_k = - \frac{D^2}{2R} F_k$$

Wie stark der Fehlereinfluß durch die Vernachlässigung der Refraktion ist, läßt sich nicht genau abschätzen, da ja genau darin das Problem liegt, daß der Refraktionskoeffizient k nicht bekannt ist. Nach MEIER (1967) muß aber im Sommer in Westspitzbergen mit k zwischen $-0,5$ und $+0,5$ gerechnet werden.

Wenn die längste gemessene Strecke $D \approx 3400\text{m}$ und $R = 6398\text{km}$ beträgt, und der Fehler F_k mit max. $0,5$ angenommen wird, ergibt sich ein Fehler von

$$|f_h| = \left| \frac{3400^2}{2 \cdot 6398000} 0,5 \right| = 0,45 \text{ m}$$

Ein Höhenunterschied von 0,45m bezogen auf eine Strecke von 3400m entspricht einem Winkel von 84° . Es mußten daher die apriori-Fehler der Zenitdistanzen für die Ausgleichung sehr groß (100°) angenommen werden.

Instrumentenhöhen und exzentrische Aufstellungen

ORIENT ermöglicht die Behandlung der exzentrischen Aufstellungen. Sogar die Instrumentenhöhen wurden wie exzentrische Aufstellungen betrachtet, wobei die Messung zum Punkt aus Zenitdistanz= 200° und Strecke=Instrumentenhöhe besteht.

Gewichtung

Die Gewichtung erfolgte durch die Annahme mittlerer Fehler für alle Meßwerte.

Angenommene Mittlere Fehler (a priori):

Richtungen		20°
Zenitdistanzen		100°
Strecken		35mm
Rotationsparameter(Theodolit-Horizontierung)		25°
Bildkoordinaten in den Bildern von 1960		50 μ m
Bildkoordinaten in den Bildern von 1990		15 μ m
Festpunktkoordinaten:	Lage	0,30 bis 1,00m
	Höhe	1,00 bis 1,50m

In diese Fehlermaße gehen selbstverständlich nicht nur die Ablesefehler, sondern auch Zentrierfehler, usw. ein. Bei der Richtungsmessung gehen auch Probleme durch Stativdrehung des Alustativs in der Sonne ein. Bei der Zenitdistanz wirken sich vor allem die Refraktionseinflüsse nachteilig auf die Genauigkeit aus.

Auf eine unterschiedliche Gewichtung der Streckenmessungen, je nach Streckenlänge, wurde verzichtet, da dies in der damals verwendeten ORIENT-Version nur mit hohem Aufwand möglich gewesen wäre. Die Genauigkeit der Theodolithorizontierung wurde von der Libellenangabe (laut Hersteller) abgeleitet. Die gemessenen Bildkoordinaten beziehen sich auf schlecht definierte natürliche Punkte. Bei den Bildern von 1960 wurden die Fehler der Bildkoordinaten deshalb so groß angenommen, weil die Filme stark deformiert sind (siehe Kap. 5.1.1.2. unter "Einbeziehung der Luftbilder"). Bei den Bildkoordinatenmessungen handelt es sich freilich weder um unabhängige Beobachtungen noch um zufällige Fehler, aber es wäre in der vorliegenden Situation zu gefährlich, für jedes Bild eine eigene, unbekannte Innere Orientierung mit zusätzlichen

Parametern einzuführen. So kann immerhin vermieden werden, daß der Einfluß der Filmdeformationen auf das Ausgleichsergebnis zu groß wird.

Die mittleren Fehler der Festpunkte sind mehr oder minder willkürlich gewählt. Alle Festpunkte sind Steinmänner, die trotz ihrer großteils sehr soliden Bauweise im Laufe der Zeit teils vom Wind, teils vom Frost abgetragen worden sind.

5.1.1.2. Bündelblockausgleich

Geodätisches Netz

Zunächst wurden Näherungswerte für die Drehparameter (Orientierungsunbekannten) geschätzt und in einem ersten Ausgleich die Rotationszentren in ihre vorläufige Lage verschoben. Dann erst wurden auch die Drehungen der Theodolite freigegeben. Schließlich erfolgte ein gemeinsamer Ausgleich aller Unbekannten in mehreren Iterationsschritten.

Erst als das Netz ausiteriert und eine vorläufige Fehlersuche abgeschlossen war, wurden die Bildkoordinatenmessungen aus den Luftbildern in die Ausgleichung aufgenommen.

Einbeziehung der Luftbilder

Die Bildkoordinaten wurden am analytischen Auswertegerät Wild BC3 gemessen. Die Bildträgerkoordinaten wurden mittels 6-Parameter-Transformation in ORIENT auf die Sollwerte der Rahmenmarken transformiert.

Probleme ergaben sich bei den Photographien aus dem Jahr 1960. Bei der Transformation der Bildträgerkoordinaten der Rahmenmarken ergaben sich Abweichungen zwischen den einzelnen Bildern von bis zu 0,098mm (bei Verwendung einer 4-Parametertransformation). Da die extremsten Abweichungen bei jedem zweiten Bild auftraten, war die Ursache unklar. Es konnte aber durch wiederholte Messungen bestätigt werden, daß die Abweichungen der Rahmenmarkenkoordinaten nicht auf Meß- oder Instrumentenfehler, sondern auf Deformationen der Luftbilder zurückzuführen sind. Erschwert wurde diese Überprüfung dadurch, daß vorerst kein vollständiges Kalibrierungsprotokoll vorlag. Erst als Soll-Rahmenmarken-Koordinaten zur Verfügung standen, konnten die Arbeiten fortgesetzt werden.

Auch die Einbeziehung der Luftbilder in den Bündelblockausgleich geschah wieder schrittweise. Zuerst wurde das Netz festgehalten und die Orientierung der Bilder aus dem Jahr 1990 bestimmt. Die Bilder aus dem Jahr 1960 konnten leider erst später miteinbezogen werden, sobald das Kalibrierungsprotokoll vorlag und die Bildkoordinaten transformiert werden konnten.

In weiteren Schritten wurden auch die Messungen für das geodätische Netz und zuletzt sogar die Festpunktkoordinaten in die Fehlersuche mittels Robuster Schätzung (Robust Estimation) und Data Snooping (ORIENT 1993) einbezogen.

Die Festpunkte 1328, 1401, 1402 und 1405 mußten vom Ausgleich ausgeschlossen werden. Der Punkt 1401 (Hornsundtind) war nicht eindeutig genug identifizierbar gewesen, an den Punkten 1402 und 1405 (Tsjebysojvjellet N und S) gab es Punktverwechslungen und am Punkt 1328 (Hohenlohefjellet) zu große Spannungen. Das Netz, und damit der gesamte Block, wurde an die Punkte 1330, 1392, 1395, 1396, 1397, 1400, 1403, 1410 und 4782 angeschlossen.

Ergebnisse der Ausgleichung

Anzahl der Unbekannten: 678

Anzahl der Beobachtungen: 1441

Anzahl der Beobachtungen ohne Redundanz: 79 (dazu zählen alle nicht kontrollierbaren Vorwärtsschnitte und jene 54 "beobachteten" Orientierungsunbekannten der Beobachtungssätze, die nur Strecken und Zenitdistanzen enthalten.)

$\sigma_{\text{apriori}} = 0,010$

$\sigma_0 = 0,010$

Mittlerer Fehler der Punkte des geodätischen Netzes (Fest-, Paß- und sonstige Triangulationspunkte):

Lage: $\sigma_{\text{EN}} = 0,30 \text{ m}$

Höhe: $\sigma_{\text{H}} = 0,57 \text{ m}$

Mittlerer Fehler der Verknüpfungspunkte im Interessensgebiet für den Volumsvergleich (57, 58, 60, 64, 92):

Lage: $\sigma_{\text{EN}} = 1,78 \text{ m}$

Höhe: $\sigma_{\text{H}} = 2,57 \text{ m}$

Mittlerer Fehler aller Verknüpfungspunkte (einschließlich der Randgebiete des Blocks, in denen sich keine Paßpunkte befinden) :

Lage: $\sigma_{\text{EN}} = 3,34 \text{ m}$

Höhe: $\sigma_{\text{H}} = 5,08 \text{ m}$

Die großen mittleren Fehler in der Höhe resultieren vor allem aus den Unsicherheiten in der Refraktion, da gleichzeitig-gegenseitige Zenitdistanzmessungen nicht möglich waren (siehe Kap. 5.1.1.1.).

Die Lagefehler sind unter anderem darauf zurückzuführen, daß die a priori Fehler der Festpunkte aufgrund der Netzspannungen sehr groß angenommen werden mußten. Die Fehler in der Lagerung des Netzes gehen voll in die mittleren Fehler der einzelnen Punkte ein. Da ein freier Netzausgleich bei der verfügbaren Version von ORIENT noch nicht möglich war, konnten die Fehleranteile (Datumsproblem bzw. Auswirkung der Meßfehler) nicht getrennt ermittelt werden.

Besonders groß sind die Fehler in den extrapolierten Bereichen, in denen sich keine Paßpunkte, sondern nur Verknüpfungspunkte befinden. Diese Teile der Karte (Bereich des Tsjobysjovbres) sollten daher nicht für einen Volumsvergleich verwendet werden.

Im Bereich des Gåsbres sind die absoluten mittleren Höhenfehler zwar auch nicht zufriedenstellend, durch die gemeinsame Ausgleichung der Luftbilder von 1960 und 1990 unter Verwendung möglichst vieler identer Verknüpfungspunkte in der Umgebung des Gletschers wirken sich aber nur die relativen Höhenfehler auf den Volumsvergleich 1990-1960 aus.

In Tabelle 5.1 sind die Koordinaten der Festpunkte im Bereich des Gåsbre vor der Ausgleichung (Quelle: NORSK POLARINSTITUTT) und die bei der Ausgleichung angenommenen mittleren Fehler a priori angegeben.

Die äußeren Orientierungen der Luftbilder sind in Tab. 5.2 zusammengefaßt. Die ausgeglichenen Koordinaten und mittleren Fehler der Fest- und Neupunkte können der Tab. 5.3 entnommen werden.

Nummer	Bezeichnung	UTM-Koordinaten			σ_{apriori}		
		E - 500000	N	H	σ_E	σ_N	σ_H
1328	Hohenlohefjellet	15.947,78	8.535.451,49	614,40	0,30	0,30	1,00
1330	Fugleberget	14.251,00	8.549.277,28	568,70	0,30	0,30	1,00
1392	Gråkallen	24.027,22	8.531.474,35	716,30	0,00	0,00	1,00
1395	Kovalevskifjellet	21.316,16	8.533.838,92	640,00	1,00	1,00	1,00
1396	Brevassfjellet	23.425,72	8.533.839,24	585,05	0,30	0,30	1,00
1397	Robitzschfjellet	24.456,07	8.534.420,90	630,65	0,30	0,30	1,00
1400	Wurmbrandegga Sør	20.860,29	8.535.792,64	493,70	1,50	1,50	1,00
1401	Hornsundtind	28.896,55	8.538.310,00	1.431,00	1,50	1,50	1,50
1402	Tsjobysjovfjellet Sør	24.312,91	8.539.742,13	907,44	1,00	1,00	1,00
1403	Wurmbrandegga N	19.827,50	8.539.896,74	391,80	0,30	0,30	1,50
1405	Tsjobysjovfjellet N	24.761,12	8.541.505,89	755,70	1,00	1,00	1,00
1410	Marietoppen	27.572,16	8.550.647,87	480,50	0,30	0,30	1,00
4782	Höferpynten	19.780,76	8.541.007,95	37,65	1,00	1,00	1,00

Tab. 5.1: Koordinaten der Festpunkte vor der Ausgleichung (UTM, Meridian 15 E, ED50)

Aufnahmeorte:											
Photo Nr.	E - 500000	N	H	$\sigma_{(E)}$	$\sigma_{(N)}$	$\sigma_{(H)}$	$\sigma_{(EN)}$	$\sigma_{(ENH)}$	A	B	φ
607415	19.924,09	8.533.403,40	7.259,60	6,74	8,82	5,39	11,10	12,34	8,91	6,61	85,96
607416	19.696,13	8.537.496,84	7.246,60	5,33	6,46	2,11	8,38	8,64	6,55	5,22	117,78
607417	19.535,45	8.541.614,45	7.252,96	6,66	10,26	5,01	12,23	13,22	10,28	6,63	105,11
607463	26.932,76	8.540.301,88	7.282,08	6,26	6,51	3,32	9,03	9,62	6,70	6,05	62,28
607464	27.029,28	8.536.535,92	7.264,77	5,58	5,05	2,69	7,53	7,99	6,04	4,50	38,86
607465	27.151,41	8.532.727,75	7.262,75	7,46	8,23	5,29	11,11	12,31	8,80	6,78	62,59
903470	22.296,53	8.530.792,79	8.282,24	2,75	3,55	2,30	4,49	5,05	3,61	2,66	117,70
903471	22.052,16	8.535.982,37	8.285,20	1,75	2,09	0,98	2,73	2,90	2,19	1,63	71,71
903472	21.901,56	8.541.172,26	8.287,12	1,74	2,07	1,27	2,70	2,99	2,07	1,73	91,63
Rotationen:											
Photo Nr.	ω	φ	κ	$\sigma(\omega)$	$\sigma(\varphi)$	$\sigma(\kappa)$					
607415	-1,83233	0,17746	4,69937	0,0808	0,0497	0,0266					
607416	0,17799	-0,53326	3,92455	0,0548	0,0428	0,0144					
607417	0,25644	0,28019	2,67058	0,0888	0,0485	0,0263					
607463	0,04582	0,0902	200,40546	0,0566	0,0536	0,0217					
607464	-0,04448	-0,2265	201,62183	0,0433	0,0501	0,017					
607465	0,44972	0,98802	200,57353	0,0757	0,0631	0,0288					
903470	-0,23294	-1,7733	304,67941	0,0279	0,0184	0,0129					
903471	-0,36221	-1,53367	303,75235	0,0152	0,0122	0,0055					
903472	-0,54607	-1,25569	302,78607	0,0155	0,0118	0,0058					

Tab. 5.2: Äußere Orientierungen der Luftbilder

Tab. 5.3: Ausgeglichene Koordinaten und mittlerer Fehler der Fest- und Neupunkte

Punkt		E - 500000	N	H	$\sigma_{(E)}$	$\sigma_{(N)}$	$\sigma_{(H)}$	$\sigma_{(EN)}$	$\sigma_{(ENH)}$	A	B	ϕ
1	T	24.025,55	8.535.994,24	383,24	0,21	0,20	0,54	0,29	0,62	0,22	0,18	36,14
2	T	24.113,07	8.535.961,06	385,66	0,21	0,20	0,54	0,29	0,62	0,22	0,18	36,79
3	T	24.640,70	8.535.889,35	563,69	0,21	0,20	0,54	0,29	0,62	0,23	0,18	41,52
4	T	24.685,61	8.535.915,63	566,70	0,21	0,20	0,54	0,29	0,62	0,23	0,18	42,10
5	T	25.505,42	8.536.041,19	469,71	0,22	0,22	0,57	0,31	0,65	0,24	0,20	54,89
6	T	25.582,82	8.536.039,07	466,23	0,22	0,23	0,57	0,31	0,65	0,24	0,20	56,07
9	T	22.796,56	8.538.627,27	87,64	0,19	0,19	0,55	0,27	0,61	0,19	0,18	46,87
10	T	22.679,69	8.538.629,32	86,74	0,19	0,19	0,55	0,27	0,61	0,19	0,18	44,91
11	T	23.919,07	8.537.997,31	175,71	0,19	0,20	0,55	0,27	0,61	0,20	0,18	54,46
12	T	23.806,33	8.538.081,66	165,46	0,19	0,19	0,55	0,27	0,61	0,20	0,18	54,07
13	T	25.209,43	8.537.211,68	370,78	0,20	0,22	0,55	0,30	0,63	0,24	0,18	61,08
14	T	25.829,45	8.537.590,17	672,01	0,20	0,23	0,55	0,31	0,63	0,24	0,18	64,28
23	T	22.313,82	8.540.248,65	3,80	0,18	0,19	0,55	0,26	0,61	0,19	0,18	64,59
30	T	20.257,93	8.537.562,89	407,70	0,20	0,19	0,56	0,28	0,62	0,20	0,19	-6,28
51	V	31.980,39	8.540.260,26	13,44	6,38	3,46	9,65	7,25	12,07	6,79	2,56	24,13
52	V	30.471,96	8.540.917,45	180,56	4,45	3,67	8,74	5,77	10,47	5,27	2,35	40,81
53	V	28.060,46	8.541.433,68	463,92	2,28	3,60	7,26	4,26	8,42	3,72	2,07	79,83
54	V	26.527,13	8.541.348,92	394,01	1,11	0,89	1,96	1,43	2,43	1,25	0,69	36,67
55	V	23.342,18	8.542.355,25	25,14	4,49	3,70	7,94	5,82	9,85	5,42	2,11	41,65
57	V	23.470,46	8.537.167,35	212,57	1,35	1,25	2,46	1,84	3,07	1,37	1,23	-23,86
58	V	25.390,23	8.537.386,41	561,92	0,80	0,64	1,50	1,02	1,81	0,81	0,62	-20,73
59	V	24.907,80	8.535.806,87	623,42	0,78	0,77	1,55	1,10	1,90	0,89	0,64	-48,21
60	V	26.942,54	8.536.768,37	521,57	1,57	1,55	3,68	2,20	4,29	1,57	1,55	-23,47
61	V	28.672,74	8.536.806,93	1.341,65	1,93	1,79	3,96	2,63	4,76	1,94	1,78	14,64
62	V	31.568,88	8.536.187,10	185,81	3,87	2,35	6,55	4,52	7,96	3,89	2,31	-9,14
63	V	24.823,56	8.541.420,97	766,44	0,93	0,92	1,95	1,31	2,34	1,12	0,67	49,30
64	V	27.014,93	8.535.772,29	601,67	1,42	0,96	2,07	1,72	2,69	1,56	0,71	-30,70
65	V	27.757,84	8.535.361,12	864,02	2,06	2,00	6,12	2,87	6,76	2,13	1,93	41,14
66	V	23.991,95	8.534.038,76	336,76	2,01	1,69	3,82	2,62	4,63	2,04	1,65	-21,07
67	V	24.327,05	8.531.823,78	618,64	1,04	1,07	1,99	1,50	2,49	1,19	0,90	147,16
68	V	24.321,14	8.531.822,66	621,16	3,65	3,68	7,51	5,19	9,13	4,55	2,49	50,39

Punkt		E - 500000	N	H	$\sigma_{(E)}$	$\sigma_{(N)}$	$\sigma_{(H)}$	$\sigma_{(EN)}$	$\sigma_{(ENH)}$	A	B	ϕ
69	V	27.195,43	8.531.617,48	332,02	1,69	1,41	2,36	2,20	3,22	1,92	1,07	-38,88
70	V	26.870,03	8.533.666,85	517,37	1,37	0,94	2,02	1,66	2,62	1,41	0,89	-18,93
71	V	28.626,48	8.532.765,15	734,07	2,80	3,04	7,11	4,13	8,22	3,32	2,46	141,01
72	V	30.001,47	8.532.608,80	615,49	3,87	3,49	7,81	5,21	9,39	4,47	2,68	-42,94
73	V	31.170,16	8.532.737,71	539,66	5,13	3,73	8,46	6,34	10,57	5,65	2,87	-32,48
74	V	28.803,09	8.535.854,37	1.374,17	2,59	2,25	5,89	3,43	6,82	2,76	2,03	34,53
75	V	20.938,96	8.540.139,62	4,12	2,24	1,92	6,42	2,95	7,07	2,30	1,85	25,31
76	V	19.157,24	8.539.347,85	31,69	1,95	1,88	6,44	2,71	6,99	1,97	1,86	32,67
77	V	15.712,42	8.537.921,97	-5,00	3,04	1,83	4,44	3,55	5,69	3,04	1,83	-3,38
78	V	16.912,67	8.537.233,06	56,39	1,36	0,80	2,22	1,58	2,73	1,39	0,75	15,45
79	V	18.345,41	8.537.212,57	90,11	1,74	1,57	3,51	2,34	4,22	1,74	1,56	14,76
80	V	20.279,87	8.537.557,05	403,67	0,71	0,66	1,76	0,97	2,01	0,73	0,63	33,56
81	V	19.277,77	8.536.355,92	454,04	0,83	0,80	1,86	1,15	2,19	0,93	0,68	44,91
83	V	15.642,92	8.532.562,86	-0,65	5,21	4,27	8,69	6,73	10,99	6,21	2,60	41,00
84	V	18.121,38	8.533.777,39	107,25	1,42	0,90	2,34	1,69	2,89	1,42	0,90	4,11
85	V	19.352,45	8.531.819,24	527,07	1,18	1,12	2,24	1,63	2,77	1,29	0,99	43,54
86	V	19.400,54	8.531.729,81	523,17	1,18	1,14	2,24	1,63	2,77	1,29	1,00	45,58
87	V	19.256,87	8.531.661,06	495,53	1,21	1,16	2,27	1,68	2,82	1,34	1,01	45,00
88	V	16.883,32	8.537.346,82	53,50	1,37	0,80	2,23	1,58	2,74	1,39	0,75	13,98
89	V	20.127,35	8.533.496,82	196,37	2,16	2,71	6,86	3,47	7,68	2,73	2,14	112,10
90	V	21.500,55	8.531.742,13	593,03	0,92	1,03	2,03	1,38	2,45	1,03	0,92	93,85
91	V	27.735,61	8.535.310,41	853,67	2,04	0,89	2,54	2,23	3,38	2,05	0,89	3,98
92	V	27.017,97	8.535.773,39	599,75	1,79	0,90	2,58	2,01	3,27	1,82	0,85	11,90
93	V	19.064,38	8.535.285,86	198,81	0,78	0,68	1,35	1,03	1,70	0,79	0,66	23,81
94	V	26.526,98	8.541.348,93	394,29	1,36	0,98	2,25	1,68	2,81	1,52	0,71	33,88
134	V	18.170,21	8.533.664,41	106,22	2,62	2,75	7,10	3,79	8,05	3,10	2,19	54,80
191	V	26.471,93	8.532.995,23	365,11	2,33	2,69	7,08	3,56	7,92	2,76	2,25	74,72
231	T	22.254,70	8.540.256,77	5,60	0,19	0,19	0,55	0,26	0,61	0,19	0,19	25,55
234	T	22.314,38	8.540.302,54	4,14	0,18	0,19	0,55	0,26	0,61	0,19	0,18	83,01
1328	V	15.961,98	8.535.432,82	606,28	4,01	2,22	6,42	4,59	7,89	4,01	2,22	2,53
1330	F	14.251,18	8.549.277,40	568,70	0,27	0,29	1,01	0,40	1,08	0,30	0,26	137,50
1392	HP	24.012,67	8.531.477,85	715,24	0,98	1,04	0,92	1,43	1,70	1,09	0,92	138,10
1395	F	21.316,61	8.533.838,70	641,13	0,24	0,19	0,55	0,31	0,63	0,24	0,19	0,89
1396	F	23.425,41	8.533.839,03	585,61	0,24	0,19	0,55	0,31	0,63	0,24	0,19	19,43
1397	F	24.456,07	8.534.420,90	630,65	0,30	0,30	1,01	0,43	1,10	0,30	0,30	0,00

Punkt		E - 500000	N	H	$\sigma_{(E)}$	$\sigma_{(N)}$	$\sigma_{(H)}$	$\sigma_{(EN)}$	$\sigma_{(ENH)}$	A	B	φ
1400	HP	20.840,61	8.535.899,63	493,26	1,92	1,77	0,99	2,61	2,79	1,92	1,77	8,56
1402	T	24.338,00	8.539.729,47	907,99	0,19	0,21	0,56	0,28	0,62	0,21	0,19	93,17
1403	F	19.827,88	8.539.896,62	391,57	0,19	0,19	0,56	0,27	0,62	0,19	0,19	-27,22
1410	F	27.571,88	8.550.648,10	480,50	0,28	0,29	1,01	0,40	1,08	0,30	0,26	56,77
2000	P	27.724,79	8.537.681,40	798,28	0,30	0,26	0,58	0,40	0,71	0,33	0,22	40,43
2200	P	22.451,87	8.534.976,31	92,40	0,22	0,19	0,55	0,29	0,62	0,22	0,18	12,34
2330	P	22.335,05	8.540.279,99	3,70	0,19	0,19	0,55	0,26	0,61	0,19	0,18	63,75
2350	P	22.335,84	8.540.279,04	4,32	0,19	0,19	0,55	0,26	0,61	0,19	0,18	62,79
2380	P	22.342,84	8.540.276,43	4,21	0,19	0,19	0,55	0,26	0,61	0,19	0,18	56,97
3100	P	21.105,07	8.535.488,39	416,89	0,22	0,19	0,55	0,29	0,62	0,22	0,19	-4,41
3500	P	22.606,19	8.540.670,83	18,18	0,19	0,19	0,55	0,27	0,61	0,19	0,19	71,00
4782	F	19.780,77	8.541.007,95	38,07	0,18	0,19	0,55	0,26	0,61	0,19	0,18	86,18
13951	ex	21.332,39	8.533.838,37	641,57	0,24	0,19	0,55	0,31	0,63	0,24	0,19	0,26
14021	ex	24.295,39	8.539.733,32	904,61	0,19	0,21	0,56	0,28	0,62	0,21	0,19	94,73
14022	P	24.271,89	8.539.696,00	894,92	0,19	0,21	0,56	0,28	0,62	0,21	0,19	89,98
47821	ex	19.782,87	8.540.997,62	40,08	0,18	0,19	0,55	0,26	0,61	0,19	0,18	102,93
47822	P	19.590,05	8.541.027,36	11,77	0,19	0,19	0,56	0,27	0,62	0,19	0,19	125,60
61395	HP	21.342,36	8.533.825,10	639,49	0,76	0,72	0,89	1,05	1,38	0,77	0,71	-28,55

F: Festpunkt
P: Paßpunkt
HP: Höhenpaßpunkt
T: sonstiger Triangulierungspunkt
ex: Exzentrische Aufstellung
V: Verknüpfungspunkt

A, B: Achsen der Fehlerellipsen
 φ : Drehung der großen Halbachse

UTM-Koordinaten, Bezugsmeridian 15 E, ED 50

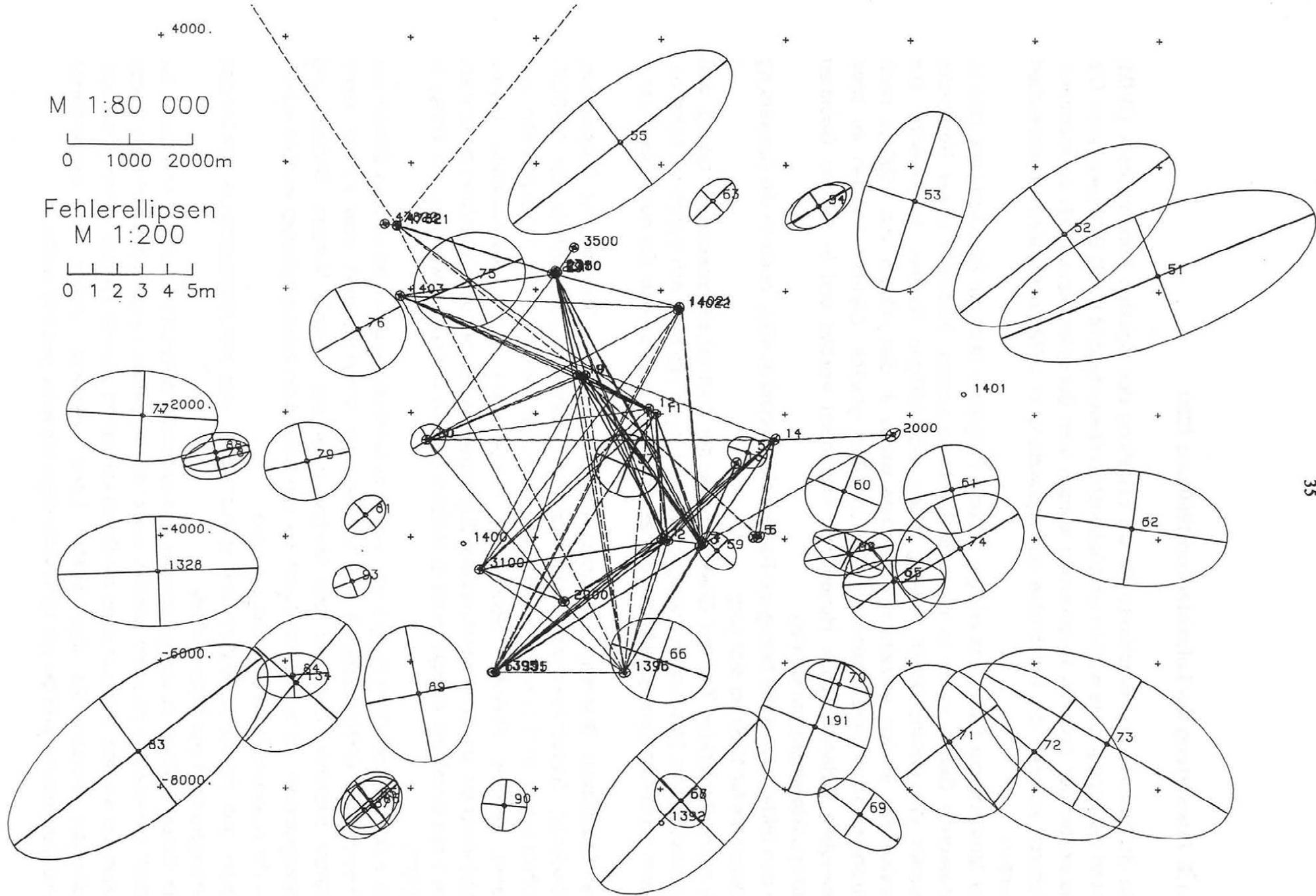


Abb. 5.1: Ergebnis des Bündelblockausgleichs

5.1.2. Auswertung der Luftbilder von 1960 und 1990

Die Stützpunkte und Bruchlinien für die Erstellung des digitalen Höhenmodells (DHM) sowie die Topographie wurden am analytischen Auswertegerät WILD BC3 gemessen. Die Parameter der äußeren Orientierung wurden vom Bündelblockausgleich übernommen. Dadurch konnten die Ergebnisse der Auswertung in UTM-Koordinaten abgespeichert werden.

Die Messung der Stützwerte erfolgte mit dem Programm DHM der BC3-Software. Das zu erfassende Gebiet wurde in mehrere Rechtecke zerlegt. Innerhalb dieser Rechtecke wurden die Geländehöhen entlang eines regelmäßigen Rasters ausgewertet. Die Rasterweite in den einzelnen Rechtecken wurde in den Bildern von 1990 je nach Geländebeschaffenheit zwischen 30m und 80m gewählt. Dadurch konnten im stark bewegtem Gelände später Höhenlinien interpoliert werden und in flachen Gebieten Stützpunkte eingespart werden.

In den Bildern von 1960 betrug die Rasterweite einheitlich 40m, wodurch die Auswertung rascher als für 1990 vor sich ging.

Im schneebedeckten Teil des Gletschers war der Kontrast stellenweise so gering, daß stereoskopische Messungen unmöglich waren. Hier konnte man sich manchmal behelfen, indem verstreute Einzelpunkte dort gemessen wurden, wo Firn oder Eis ausgeapert war.

Die Bruchlinien (Kanten), Formlinien ("weiche Kanten"), Topographie (Küstenlinie, Gewässer, Gletschergrenzen) und markanten Punkte wurden mittels der MAPCE-Software des BC3 ausgewertet. Dabei wurden die verschiedenen Objektklassen (wie Kante, rechtes Flußufer, Seeufer im Uhrzeigersinn...) in verschiedenen Layers abgespeichert, um ihnen verschiedene Signaturen und Datencodes zuordnen zu können. Die Layereinteilung erfolgte auch in Hinblick auf die weitere Verwendung der Daten in SCOP.

Die Erfassung der Gletschergrenzen war nicht eindeutig möglich. An einigen Stellen war entweder die Gletschergrenze von Schnee oder Schutt bedeckt, oder es war keine Grenze zwischen Gletscher und Moräne erkennbar, obwohl Notizen, Skizzen und Photographien, die zu diesem Zweck bei den Geländearbeiten angefertigt worden waren, bei der Auswertung berücksichtigt wurden.

Leider gab es durch kleinere und größere Soft- und Hardwareprobleme wiederholte Verzögerungen und Datenverluste.

Die Daten mußten in ein geeignetes Datenformat (WINPUT) übersetzt und damit für SCOP verarbeitbar gemacht werden, wobei den einzelnen Layers entsprechende Codes zugeordnet wurden. Dabei mußten die Daten kontrolliert und von Fehlern bereinigt werden. Außerdem wurden die digitalisierten Linien verdünnt, indem von benachbarten Linienpunkten mit weniger als 10m Abstand jeweils einer gelöscht wurde.

5.1.3. Digitalisierung der Karten von 1899 und 1938

Die Kopie der Karte von 1899 (de GEER, 1923) und die Originalauswertung der Karte von 1938 (PILLEWIZER, 1939) wurden mit AutoCAD digitalisiert, wobei verschiedene Layers für unterschiedliche Objektklassen angelegt wurden (Höhenlinien, Bruchlinien, Gletschergrenzen, Abgrenzung zwischen verschiedenen Gletschern, Festpunkte,...). Für die Höhenlinien und Festpunkte konnte die Höhe einfach eingegeben werden. Bei den Gletschergrenzlinsen, die ja in der Karte nur lagemäßig eingetragen sind, war die Erfassung der Höhe schwieriger, aber für die Weiterverwendung in SCOP notwendig. Es mußten die Schnittpunkte von Höhenlinien und Gletschergrenzen digitalisiert, die Höhe eingegeben und die Punkte im 3D-Mode verbunden werden. An einigen Stellen mußten zusätzliche Punkte interpoliert und eingefügt werden. Die Bruchlinien wurden erfaßt, indem die Knickpunkte der Höhenlinien digitalisiert wurden und von jedem Punkt die Höhe eingegeben wurde.

Zusätzlich wurden das km-Netz und noch vorhandene Festpunkte oder markante Punkte erfaßt, um eine Transformation der Koordinaten ins UTM-System zu ermöglichen.

Die Daten wurden ins WINPUT-Format übersetzt, sodaß sie für die Berechnung des DHM in SCOP zur Verfügung standen. Dabei wurden den verschiedenen Layers wieder entsprechende Codes zugeordnet. Die digitalisierten Linien wurden so wie die Daten der Luftbildauswertung verdünnt, das heißt: von Punkten, die weniger als 10m Mindestabstand aufwiesen, wurde einer gelöscht. Um ein DHM aus digitalisierten Höhenlinien zu erstellen, wäre ein krümmungsabhängiger Verdünnungsalgorithmus vorteilhafter, aber auch aufwendiger. Außerdem sollten nicht nur Bruchlinien, sondern auch andere Formlinien digitalisiert oder EDV-unterstützt ermittelt werden (AUMANN, in Bearb.), um Treppeneffekte an Rücken und in Mulden zu vermeiden, falls das digitale Höhenmodell auch für Visualisierungen verwendet werden soll.

Die digitalisierten Höhenlinienkarten wurden im Maßstab 1:25.000 geplottet und zur Kontrolle am Leuchttisch übereinandergelegt. Dabei zeigten sich zwischen der Karte von 1899 und den anderen Karten erhebliche Unterschiede, sodaß beschlossen wurde, den Vergleich der Gletscherstände mittels Höhenmodellen auf die Zeit ab 1938 zu beschränken.

5.1.4. Berechnung der digitalen Höhenmodelle

5.1.4.1. Aufbau der verwendeten Höhenmodelle

Die Berechnung der digitalen Höhenmodelle (DHM) erfolgte mittels des Programmsystems SCOP (1991).

Bei SCOP wird die Geländefläche in rechteckige Teilgebiete konstanter Größe (Recheneinheiten, RE) zerlegt. Für diese Rechtecke wird die Geländefläche durch lineare Prädiktion aus den Stützwerten interpoliert. Bei Unstetigkeiten im Verlauf der Geländefläche (z.B. wegen Bruchlinien) muß die Recheneinheit in unabhängige Interpolationsgebiete unterteilt werden. Aus der bzw. den Funktionen (in RE mit Unstetigkeiten) werden die Höhenwerte für die Rasterpunkte und die Bruch-, Form- und Randlinien abgeleitet.

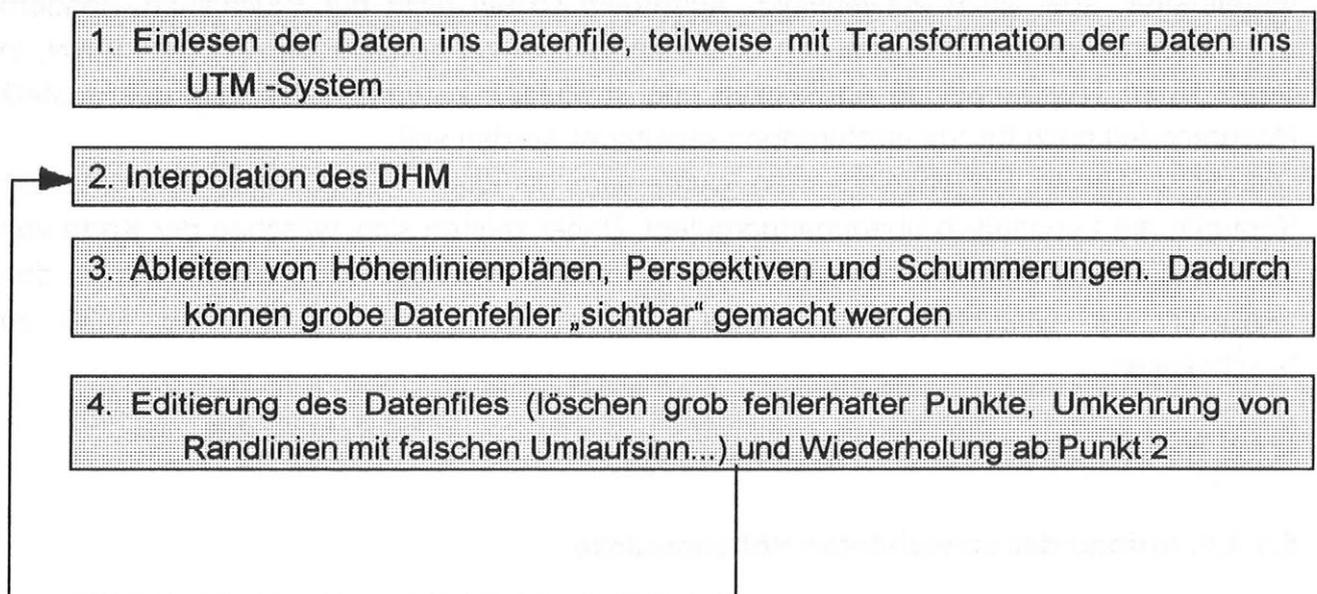
Für die Interpolation der Geländefläche innerhalb einer Recheneinheit müssen auch die etwas außerhalb dieser Recheneinheit - im sogenannten Überlappungsbereich - gelegenen Stützpunkte herangezogen werden. Dadurch werden Extrapolationen an den Rändern der Recheneinheiten vermieden, und es kann Aufschluß über den Krümmungsverlauf innerhalb der Recheneinheit gewonnen werden.

Aus diesem so gewonnenen DHM können die Geländehöhen beliebiger Punkte ermittelt werden. Weiters können Höhenlinienkarten, Hangrichtung und -neigung, usw. davon abgeleitet werden.

Der Ausschnitt, in dem das DHM z.B. in Höhenlinienkarten oder Schummerungen dargestellt werden soll, kann durch Randlinien festgelegt werden. Dadurch können auch Flächen (z.B. Gewässerflächen) freigestellt werden (SCOP, 1991).

5.1.4.2. Arbeitsschritte zur Berechnung der digitalen Höhenmodelle

Die wichtigsten Schritte zur Erstellung des DHM waren:



Einlesen der Daten ins Datenfile, teilweise mit Transformation der Daten ins UTM-System

Die Ergebnisse der Auswertung am BC3 (Koordinaten und Codes der Stützpunkte, Kanten etc.) wurden in SCOP eingelesen und im sogenannten Datenfile (DAF) abgelegt. Dabei können die Meßdaten über Paßpunkte transformiert werden. Eine Transformation war bei den Datensätzen für das Jahr 1990 und 1938 notwendig.

Aus organisatorischen Gründen mußten nämlich die Luftbilder von 1990 ausgewertet werden, bevor das endgültige Ergebnis des Bündelblockausgleiches feststand. Es wurde daher in näherungsweise orientierten Modellen gemessen, die erst beim Einlesen der Daten in SCOP endgültig absolut orientiert wurden. Dafür waren bei der Messung Paßpunkte in den Modellen mitausgewertet worden.

Die Koordinaten der digitalisierten Karte von Pillewizer (Stand 1938) wurden in zwei Stufen transformiert. Zuerst wurde mit Hilfe von 12 Punkten des digitalisierten km-Netzes die Karte affin entzerrt, dann wurde in einem zweiten Schritt eine ebene, affine Transformation über 5 idente Punkte (die noch in der Natur vorhandenen Festpunkte 1397, 1398, 1401, 1402 und 1403) ins UTM-System vorgenommen, wobei die Höhen nicht verändert wurden. Im ersten Schritt deuten die auftretenden Transformationsparameter auf die Größe des Papierverzug ($m_x=0,99969$, $m_y=0,99998$, $\sigma_{xy}=2,11\text{m}$), im zweiten Schritt die Restfehler auf Netzspannungen (bis zu 20m) hin.

Interpolation des digitalen Höhenmodells

In Recheneinheiten ohne Bruchlinien wurde das DHM mittels linearer Prädiktion mit Filterung interpoliert, wobei als Kernfunktion die Glockenkurve verwendet wurde. In Recheneinheiten mit Bruchlinien wurde die lineare Prädiktion mit Gerader als Kernfunktion ohne Filterung eingesetzt. Der SCAN-Fehler, der bei der photogrammetrischen Auswertung auftreten kann, wurde berücksichtigt, indem eine affin transformierte Kernfunktion verwendet wurde (SCOP, 1991).

Die Interpolation der Höhenmodelle erfolgte in einem 20mx20m Raster bei einer Recheneinheitengröße von 8x8 Punkten, also 140mx140m. Die Größe der Recheneinheiten mußte vorgegeben werden, da stellenweise die Stützpunktdichte sehr hoch war und die Anzahl der Stützpunkte in einer Recheneinheit beschränkt ist. Es mußten sehr große Überlappungsbereiche ("XL") gewählt werden, da so insbesondere in den schneebedeckten Gebieten mit nur sehr geringer Punktdichte und bei der Ableitung des DHM aus Höhenlinien in flachen Gebieten die abgeleiteten Höhenlinien am besten ausfielen.

5.1.5. Gletscherkarte 1990

Die wichtigste Darstellung des Gletscherstandes von 1990 ist wohl die Arbeitskarte im Maßstab 1:25.000. In AutoCAD wurden die vom DHM (mittels SCOP) abgeleiteten Höhenlinien und die ausgewertete Topographie zu einem Plan zusammengeführt und mit einer Beschriftung versehen (siehe Beilage). Der Druck der Karte erfolgte am Institut für Kartographie und Reproduktionstechnik der Technischen Universität Wien.

5.1.6. Herstellung des Orthophotos

Das IR-Falschfarben Luftbild des Norsk Polarinstitutts, das den Gåsbre im Jahr 1990 zeigt, wurde in ein Orthophoto im Maßstab 1:25.000 umgebildet. Die Steuerdaten wurden aus dem erstellten DHM berechnet.

Die starken Helligkeitsunterschiede zwischen den hellen Schnee- und Eisflächen und den Schattenflächen im dunklen Gestein einerseits und die mehrmalige Umbildung (vom Originaldia auf die Kopie und dann zum Orthophoto) andererseits, sowie Überstrahlungseffekte an den Überlappungsbereichen der umgebildeten Streifen bedingten, daß die erwünschte Bildqualität nicht erreicht werden konnte.

Da am OR1 nur die Umbildung von rechteckigen Bildausschnitten möglich ist, mußte auch der Bereich des Tsjebysjovbre im Nordosten des Orthophotos mitabgebildet werden, obwohl hier aufgrund des Fehlens von Paßpunkten große Modellfehler zu erwarten sind. Der Druck des Orthophotos erfolgte, so wie für die Gletscherkarte 1990, am Institut für Kartographie und Reproduktionstechnik der Technischen Universität Wien.

5.2. Bestimmung der Volumsänderungen des Gåsbre seit 1938

Da die Luftbilder von 1990 nur den Bereich des Gletschers bis Easting=27.700 abdecken, mußte der Vergleich auf den Bereich westlich dieses Wertes beschränkt werden.

Die digitalen Höhenmodelle wurden mit den zwei im Kapitel 4.3.2. beschriebenen Methoden miteinander verglichen.

5.2.1. Durchführung des Volumsvergleiches durch Differenzenmodelle

Es wurden Differenzenmodelle von je zwei digitalen Höhenmodellen gebildet. Die Strukturen, wie Rand- oder Bruchlinien, werden in SCOP jeweils von einem der beiden Höhenmodelle, dem sogenannten "Original-DHM" übernommen.

Diese Differenzenmodelle konnten wie jedes DHM veranschaulicht werden (siehe Kapitel 5.2.6.). Dadurch konnte man kontrollieren, ob außerhalb des Gletschers "Höhenunterschiede" auftreten, die auf Fehler hinweisen (Abb. 5.19-5.21). Die Höhenunterschiede außerhalb der vergletscherten Bereiche sind naturgemäß beim Differenzenmodell 1990-1960 am geringsten, da die äußere Orientierung der Luftbilder in einem Guß gerechnet wurde. Die größten Differenzen treten in sichttoten, felsigen und Schattenbereichen auf, in denen keine stereoskopische Auswertung möglich war. Diese Fehler sind aber nur lokal wirksam. Bei den Differenzenmodellen 1960-1938 und 1990-1938 treten vor allem im Bereich der Grate von "Bastionen" und "Mehesten" große Fehler auf, die auf Verdrehungen der Modelle zurückzuführen sind. In der Karte von W. PILLEWIZER sind diese Bereiche strichliert, weil sie entweder nicht einsehbar oder die Aufnahmeentfernungen sehr groß waren.

Das Einsinken der Moräne nördlich des Gåsbreen dürfte auf das Abschmelzen eines Eiskernes hindeuten.

Nach Festlegung einer Randlinie (limit-line), innerhalb der die Volumsberechnung erfolgen sollte, wurde das Volumen relativ zu einer horizontalen Ebene mit der Höhe Null berechnet.

Als limit-line wurde immer die jeweils größere Gletschergrenze verwendet, um auch die Abschmelzung im eisfrei gewordenen Gebiet zu berücksichtigen. Allgemein müssen auch die Flächen, in denen der Gletscher vorgestoßen ist, berücksichtigt werden. Diese waren aber im vorliegenden Fall vernachlässigbar klein.

Die so erhaltenen Volumsunterschiede 1938-1960 (limit-line = Gletscherumriß von 1938) und 1960-1990 (limit-line = Gletscherumriß von 1960) wurden addiert und mit dem Volumsunterschied 1938-1990 (limit-line = Gletscherumriß von 1938) verglichen. Zur Kontrolle wurden für jeden Zeitraum zwei Differenzenmodelle berechnet, wobei jeweils einmal das alte und einmal das neue DHM als "Originalmodell" betrachtet wurde.

Schwierigkeiten ergaben sich naturgemäß dadurch, daß der Goësvatn, der vom Gåsbre aufgestaute See, den Untergrund verdeckt. Bei der Auswertung wurde der Seerand ausgewertet und in SCOP durch Randlinien (Borderlines) abgegrenzt. Trotzdem werden von SCOP innerhalb des Sees Rasterpunkte interpoliert. Daher können innerhalb der Seefläche Höhenunterschiede zwischen den Höhenmodellen gerechnet werden, die aber davon abhängen, wie hoch der Wasserstand zum Zeitpunkt der Aufnahme war.

Bei der Volumsberechnung werden hingegen innerhalb der durch Borderlines ausgeschlossenen Gebiete keine Volumina aufsummiert, also die Volumsänderung innerhalb der Borderline gleich 0 gesetzt. Da die Borderlines bei der Berechnung des Differenzenmodelles aus dem "Originalmodell" übernommen werden, hängen die

ausgesparten Flächen davon ab, welches der beiden verglichenen Höhenmodelle als "Originalmodell" betrachtet wird.

Die von SCOP berechneten Volumsverluste waren daher zu klein und mußten korrigiert werden.

Die Korrekturen wurden berechnet, indem das Volumen eines Prismas mit der ausgesparten Fläche als Grundfläche und der mittleren Höhenänderung als Höhe berechnet wurde. Die ausgesparte Fläche wurde zu diesem Zweck planimetriert. Bei der Differenz zwischen 1960 und 1938 mußte außerdem berücksichtigt werden, daß der See im Jahr 1960 voll war. Die Topographie des Seeuntergrundes wurde aus der Auswertung von 1990 übernommen und das Seevolumen durch einen Kegelstumpf angenähert.

Die Ergebnisse und die Korrekturgrößen sind in Tabelle 5.10 zusammengefaßt.

5.2.2. Durchführung des Volumsvergleiches von Höhenzonen

Mit Hilfe von SCOP wurden die Höhenmodelle innerhalb der Gletschergrenzen (limit-lines) mit Horizontalebene in 20m-Abständen verschnitten. Es wurden die Volumina (V_i) und die Grundflächen (F_i) der Ab- bzw. Aufträge berechnet, die notwendig wären, um das Gelände auf die jeweiligen Horizontalebene mit der Höhe h_i einzuebnen.

Die berechneten Flächen und Volumina wurden in ein Tabellenkalkulationsprogramm (EXCEL) geladen. Mit EXCEL wurden die Flächen (F_i bis $i+1$) und Volumina (V_i bis $i+1$) einzelner Höhenzonen berechnet (Abb. 5.2):

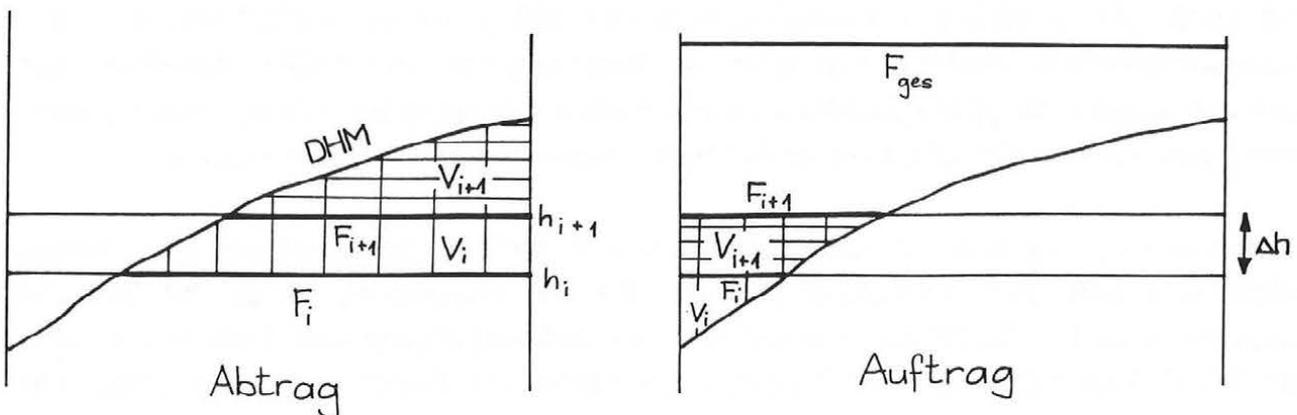


Abb. 5.2: Volumsvergleich von Höhenzonen

$$F_{i \text{ bis } i+1} = F_i - F_{i+1} \text{ für den Abtrag}$$

$$F_{i \text{ bis } i+1} = F_{i+1} - F_i \text{ für den Auftrag}$$

$$V_{i \text{ bis } i+1} = V_i - V_{i+1} \text{ für den Abtrag}$$

$$V_{i \text{ bis } i+1} = \Delta h \cdot F_{\text{ges}} - (V_{i+1} - V_i) \text{ für den Auftrag}$$

$$\Delta h = h_{i+1} - h_i$$

Δh stellt die Dicke der Höhenzone und F_{ges} die Gesamtfläche, innerhalb der die Volumina bestimmt werden, dar.

Anschließend wurden die Volumina entsprechender Höhenzonen zu verschiedenen Zeitpunkten verglichen und so die Volumsveränderung in der jeweiligen Höhenzone berechnet (siehe Kap. 4.3.2.).

Auch bei der höhenzonenweisen Berechnung der Volumsdifferenz ergaben sich Fehler durch den Goësvatn. Z.B. wurden beim Vergleich der Gletscherstände von 1938 und 1990 die Auf- und Abträge innerhalb der Gletschergrenzen von 1938 berechnet. Für den Gletscherstand 1990 bedeutete das aber, daß innerhalb des Goësvatn kein Volumen aufsummiert wurde, d.h. Auf- und Abtrag innerhalb der Seefläche gleich 0 gesetzt wurden. Hätte man nun das Volumen vom Jahr 1990 vom Volumen im Jahr 1938 subtrahiert, so wäre die berechnete Abschmelzung zu groß gewesen. Das Ergebnis mußte also korrigiert werden, indem das Volumen eines Prismas mit der Grundfläche des Goësvatn (112.000m²) und der Höhe 40m (Geländehöhe) berechnet und vom Volumsverlust (Abschmelzung) abgezogen wurde. Für den Vergleich 1938-1960 mußte außerdem noch das Seevolumen berücksichtigt werden.

Die Flächen-Höhenverteilung (Hypsographische Kurve) des Gåsbre in den Jahren 1938, 1960 und 1990 ist in Abb. 5.3 dargestellt, die Ergebnisse des höhenzonenweisen Volumsvergleiches und die Korrekturgrößen sind in der Abb. 5.4 sowie in den Tab. 5.4, 5.5, 5.6 und 5.10 dargestellt.

Höhe von (m)	bis (m)	Fl. 1960 (m ²) Umriß 1960	Vol.1960 (m ³) Umriß 1938	Fl. 1938 (m ²) Umriß 1938	Vol.1938 (m ³) Umriß 1938	Fl. 60-38 (m ²)	Vol. 60-38 (m ³)
0	20	0	261.620.967	0	264.866.136	0	-3.245.169
20	40	55.016	261.045.520	0	264.866.137	55.016	-3.820.617
40	60	260.285	255.505.859	16.821	264.850.006	243.464	-9.344.147
60	80	449.572	248.084.977	189.581	262.733.471	259.991	-14.648.494
80	100	502.012	238.487.485	344.438	257.528.190	157.574	-19.040.705
100	120	686.848	226.624.054	695.750	247.032.304	-8.902	-20.408.250
120	140	1.033.230	207.014.457	1.040.321	230.901.451	-7.091	-23.886.994
140	160	817.372	186.673.616	1.479.127	204.086.931	-661.755	-17.413.315
160	180	600.616	171.132.226	897.759	179.799.415	-297.143	-8.667.189
180	200	507.255	159.549.170	652.309	164.657.882	-145.054	-5.108.712
200	220	374.933	150.461.954	445.711	153.757.045	-70.778	-3.295.091
220	240	363.541	143.245.644	433.325	145.085.278	-69.784	-1.839.634
240	260	294.006	136.413.974	314.857	137.790.798	-20.851	-1.376.824
260	280	367.423	130.112.436	434.861	130.805.188	-67.438	-692.752
280	300	576.553	120.880.918	593.125	119.793.752	-16.572	1.087.166
300	320	282.850	111.230.332	261.403	111.228.860	21.447	1.472
320	340	205.663	106.657.451	266.235	106.233.052	-60.572	424.399
340	360	219.595	102.122.600	277.556	100.736.250	-57.961	1.386.350
360	380	298.938	96.481.869	327.073	94.846.675	-28.135	1.635.194
380	400	206.357	91.303.425	214.627	89.445.314	-8.270	1.858.111
400	420	195.026	87.715.336	309.032	84.460.422	-114.006	3.254.914
420	440	345.728	81.844.373	283.936	78.332.195	61.792	3.512.178
440	460	315.214	74.787.265	390.020	71.756.957	-74.806	3.030.308
460	480	486.394	66.573.732	453.494	63.305.760	32.900	3.267.972
480	500	313.006	58.385.439	457.856	54.152.188	-144.850	4.233.251
500	520	398.849	51.467.608	604.952	43.517.206	-206.103	7.950.402
520	540	686.299	39.739.528	611.878	31.300.254	74.421	8.439.274
540	560	465.412	28.557.041	400.241	21.064.428	65.171	7.492.613
560	580	436.111	19.421.779	286.977	14.233.386	149.134	5.188.393
580	600	243.979	12.891.799	207.921	8.971.984	36.058	3.919.815
600	620	165.264	9.228.538	120.418	5.833.861	44.846	3.394.677
620	640	128.351	6.165.543	75.704	3.822.168	52.647	2.343.375
640	660	118.098	3.454.426	55.024	2.560.131	63.074	894.295
660	680	38.935	1.445.652	45.804	1.544.976	-6.869	-99.324
680	700	18.178	659.047	20.874	886.631	-2.696	-227.584
700	720	5.808	359.448	13.598	539.931	-7.790	-180.483
720	740	22	185.340	7.722	329.058	-7.700	-143.718
740	760	2075	99.733	5.785	200.525	-3.710	-100.792
760	780	1205	72.336	3.936	98.614	-2.731	-26.278
780	800	1119	48.160	1.209	51.181	-90	-3.021
800	820	957	28.114	782	31.957	175	-3.843
820	840	622	12.302	317	21.587	305	-9.285
840	860	304	1.983		36.330	304	-34.347
860	880	0	0			0	0
Summe		12.469.021	3.947.793.456	13.242.359	4.018.095.865	-773.338	-70.302.409

Tab. 5.4: Berechnung der Flächen- und Volumsänderungen des Gåsbre 1960-1938 mittels DHM

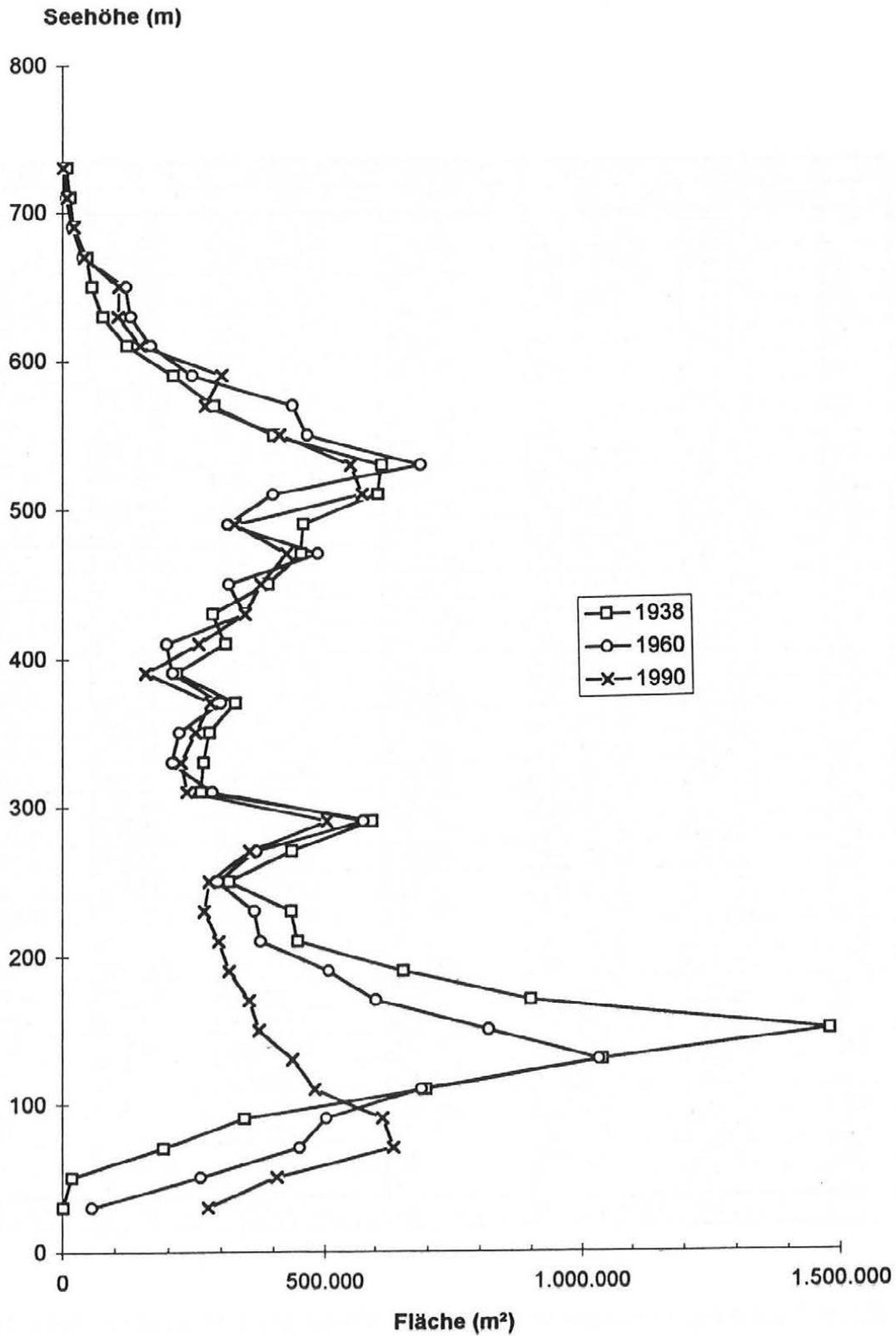


Abb. 5.3: Flächen - Höhenverteilung des Gásbre je 20m Höhenstufe (berechnet mittels DHM)

Höhe von (m)	bis (m)	Fl. 1990 (m ²) Umriß 1990	Vol.1990 (m ³) Umriß 1960	Fl. 1960 (m ²) Umriß 1960	Vol.1960 (m ³) Umriß 1960	Fl. 90-60 (m ²)	Vol. 90-60 (m ³)
20	40	275.046	238.859.658	55.016	249.031.278	220.030	-10.171.620
40	60	406.889	224.506.889	260.285	245.851.726	146.604	-21.344.837
60	80	635.312	210.822.968	449.572	238.631.498	185.740	-27.808.530
80	100	614.863	192.700.616	502.012	229.105.389	112.851	-36.404.773
100	120	480.658	180.276.146	686.848	217.776.596	-206.190	-37.500.450
120	140	436.227	169.565.442	1.033.230	199.309.756	-597.003	-29.744.314
140	160	373.604	161.101.722	817.372	180.790.511	-443.768	-19.688.789
160	180	354.253	153.584.550	600.616	166.993.936	-246.363	-13.409.386
180	200	315.573	146.877.681	507.255	155.996.577	-191.682	-9.118.896
200	220	296.567	140.727.880	374.933	147.047.454	-78.366	-6.319.574
220	240	268.643	134.979.347	363.541	139.916.977	-94.898	-4.937.630
240	260	277.688	129.458.093	294.006	133.175.845	-16.318	-3.717.752
260	280	355.833	123.075.225	367.423	127.027.604	-11.590	-3.952.379
280	300	504.774	114.080.446	576.553	117.858.567	-71.779	-3.778.121
300	320	234.776	106.537.433	282.850	108.258.321	-48.074	-1.720.888
320	340	223.612	102.201.296	205.663	103.818.129	17.949	-1.616.833
340	360	251.741	97.705.428	219.595	99.456.236	32.146	-1.750.808
360	380	280.756	91.630.874	298.938	94.061.558	-18.182	-2.430.684
380	400	156.805	87.446.453	206.357	89.106.780	-49.553	-1.660.327
400	420	257.699	83.766.041	195.026	85.650.042	62.673	-1.884.001
420	440	347.451	76.796.982	345.728	79.929.911	1.723	-3.132.930
440	460	377.175	70.152.014	315.214	73.304.857	61.961	-3.152.843
460	480	426.327	60.796.562	486.394	65.318.740	-60.067	-4.522.178
480	500	327.024	54.095.995	313.006	57.280.742	14.018	-3.184.747
500	520	576.137	45.714.963	398.849	50.451.224	177.288	-4.736.261
520	540	552.602	33.000.886	686.299	38.829.066	-133.697	-5.828.180
540	560	412.676	23.333.297	465.412	27.613.030	-52.736	-4.279.734
560	580	269.822	16.615.328	436.111	18.461.646	-166.289	-1.846.318
580	600	302.443	11.193.013	243.979	11.558.758	58.464	-365.745
600	620	146.123	6.828.131	165.264	7.779.487	-19.141	-951.356
620	640	105.015	4.610.129	128.351	4.880.992	-23.336	-270.863
640	660	106.906	2.519.904	118.098	2.340.262	-11.192	179.642
660	680	41.328	923.625	38.935	770.925	2.393	152.700
680	700	21.577	344.226	18.178	261.403	3.399	82.823
700	720	8.166	46.084	5.808	45.500	2.358	584
720	740	734	0	22	24	712	-24
Summe		11.022.823	3.296.875.328	12.462.739	3.567.691.347	-1.439.916	-270.816.019

Tab. 5.5: Berechnung der Flächen- und Volumsänderungen des Gåsbre 1990-1960 mittels DHM

Höhe von (m)	bis (m)	Fl. 1990 (m ²) Umriß 1990	Vol. 1990 (m ³) Umriß 1938	Fl. 1938 (m ²) Umriß 1938	Vol. 1938 (m ³) Umriß 1938	Fl. 90-38 (m ²)	Vol. 90-38 (m ³)
0	20		261.233.040	0	264.866.136		-3.633.096
20	40	275.046	253.602.690	0	264.866.137	275.046	-11.263.447
40	60	406.889	235.687.152	16.821	264.850.006	390.068	-29.162.854
60	80	635.312	221.090.193	189.581	262.733.471	445.731	-41.643.278
80	100	614.863	202.513.071	344.438	257.528.190	270.425	-55.015.119
100	120	480.658	188.846.592	695.750	247.032.304	-215.092	-58.185.712
120	140	436.227	176.424.474	1.040.321	230.901.451	-604.094	-54.476.977
140	160	373.604	166.115.734	1.479.127	204.086.931	-1.105.523	-37.971.197
160	180	354.253	157.433.475	897.759	179.799.415	-543.506	-22.365.940
180	200	315.573	150.356.188	652.309	164.657.882	-336.736	-14.301.694
200	220	296.567	144.102.252	445.711	153.757.045	-149.144	-9.654.793
220	240	268.643	138.268.624	433.325	145.085.278	-164.682	-6.816.654
240	260	277.688	132.638.552	314.857	137.790.798	-37.169	-5.152.246
260	280	355.833	126.123.333	434.861	130.805.188	-79.028	-4.681.855
280	300	504.774	117.081.972	593.125	119.793.752	-88.351	-2.711.780
300	320	234.776	109.477.340	261.403	111.228.860	-26.627	-1.751.520
320	340	223.612	104.996.445	266.235	106.233.052	-42.623	-1.236.607
340	360	251.741	100.306.196	277.556	100.736.250	-25.815	-430.054
360	380	280.756	93.967.998	327.073	94.846.675	-46.317	-878.677
380	400	156.805	89.611.655	214.627	89.445.314	-57.822	166.341
400	420	257.699	85.782.014	309.032	84.460.426	-51.333	1.321.588
420	440	347.451	78.501.868	283.936	78.332.194	63.515	169.674
440	460	377.175	71.481.098	390.020	71.756.954	-12.845	-275.856
460	480	426.327	61.981.812	453.494	63.305.760	-27.167	-1.323.948
480	500	327.024	55.181.031	457.856	54.152.188	-130.832	1.028.843
500	520	576.137	46.760.847	604.952	43.517.206	-28.815	3.243.641
520	540	552.602	33.961.455	611.878	31.300.254	-59.276	2.661.201
540	560	412.676	24.296.405	400.241	21.064.428	12.435	3.231.977
560	580	269.822	17.564.146	286.977	14.233.386	-17.155	3.330.760
580	600	302.443	12.448.029	207.921	8.971.984	94.522	3.476.045
600	620	146.123	8.317.887	120.418	5.833.861	25.705	2.484.026
620	640	105.015	5.923.953	75.704	3.822.168	29.311	2.101.785
640	660	106.906	3.611.757	55.024	2.560.131	51.882	1.051.626
660	680	41.328	1.472.373	45.804	1.544.976	-4.476	-72.603
680	700	21.577	728.037	20.874	886.631	703	-158.594
700	720	8.166	331.192	13.598	539.931	-5.432	-208.739
720	740	734	166.826	7.722	329.058	-6.988	-162.232
740	760		102.741	5.785	200.525		-97.784
760	780		73.593	3.936	98.614		-25.021
780	800		49.161	1.209	51.181		-2.020
800	820		28.158	782	31.957		-3.799
820	840		7.475	317	21.587		-14.112
Summe		11.022.825	3.678.648.834	13.236.115	4.018.059.535	-2.207.505	-339.410.701

Tab. 5.6: Berechnung der Flächen- und Volumsänderungen des Gåsbre 1990-1938 mittels DHM

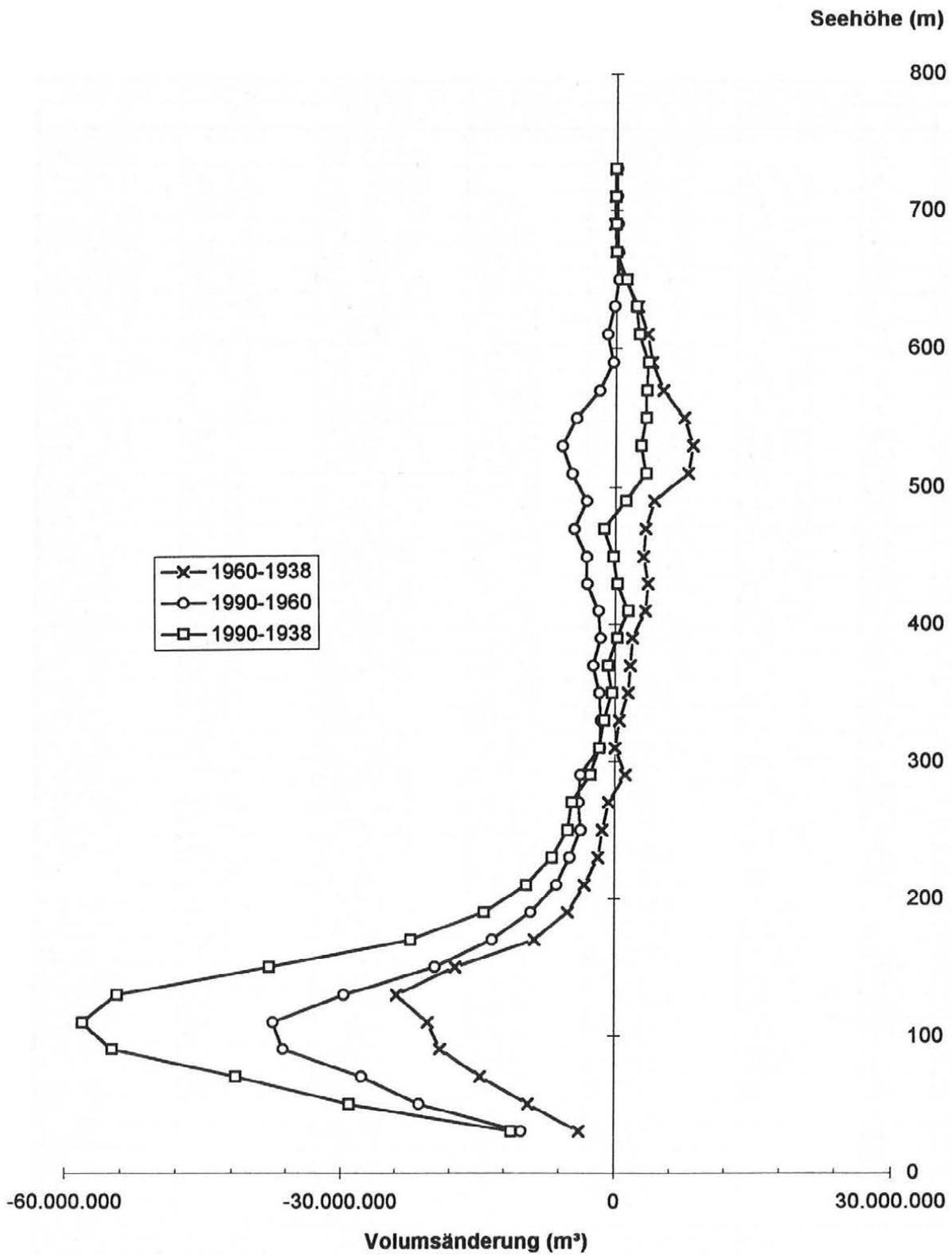


Abb. 5.4: Volumsänderungen des Gâsbre ermittelt durch höhenstufenweisen Vergleich von Höhenmodellen (ohne Seekorrektur)

5.2.3. Abschätzung der Genauigkeit des Volumensvergleiches mittels DHM

Die zu erwartenden mittleren Fehler der gemessenen Rasterpunkte bzw. Höhenlinien und der berechneten Volumina bzw. Volumensunterschiede können anhand von Faustformeln abgeschätzt werden (KRAUS, 1986 und KRAUS, 1987).

Der **mittlere Höhenfehler eines Rasterpunktes** (σ_z) wird anhand der Formel

$$\sigma_z \approx 0,1 \text{ ‰ } H \text{ bis } 0,15 \text{ ‰ } H$$

berechnet, wobei H die Flughöhe über Grund ist.

Setzt man in die obige Formel ein, so erhält man für:

$$1990: \sigma_z = 0,13 \text{ ‰} \cdot 8000 \approx 1\text{m}$$

$$1960: \sigma_z = 0,15 \text{ ‰} \cdot 7000 \approx 1\text{m}$$

Der **mittlere Fehler der Höhenlinien** σ_z beträgt

$$\sigma_z = \sigma_h + \sigma_G \cdot \tan\alpha$$

wobei bei terrestrischen Aufnahmen gilt:

$$\sigma_h \approx (Y/c) \sigma_y$$

$$\sigma_G^2 = \left(\frac{Y}{c} \sigma_{x'}\right)^2 + \left(\frac{Y^2}{c B} \sigma_{px'}\right)^2$$

σ_h	Höhenmeßfehler
σ_G	Lagefehler der Höhenlinie
α	Hangneigung
$\sigma_{x'}, \sigma_{y'}, \sigma_{px'}$	mittlere Fehler der Bildkoordinaten x', y' und der x' -Parallaxen
c	Kammerkonstante
Y	Aufnahmeentfernung
B	Basislänge

Laut PILLEWIZER (1939) wurde bei der Aufnahme im Jahr 1938 eine TAF verwendet, daher wird $c=160\text{mm}$ gesetzt. (Dieser Wert wurde anhand von Abbildungen überprüft.) Die weiteste Aufnahmeentfernung dürfte bei 5000m liegen, das ungünstigste Basisverhältnis B/Y , außer in kleinen Bereichen, bei $1:10$. Als mittlerer Fehler der Bildkoordinatenmessung bei der Höhenlinienauswertung wird $100\mu\text{m}$ angenommen. Die dichtesten Höhenlinien sind im Maßstab $1:25000$ voneinander 4mm entfernt, somit ergibt sich bei einer Äquidistanz von 20m , daß $\tan\alpha = 20/100 = 0,2$.

Setzt man diese Werte in die Formeln ein, so erhält man:

$$\sigma_h = (5000 / 0,16) 0,1 \cdot 10^{-3} \approx 3\text{m}$$

$$\sigma_G = \sqrt{(5000 \cdot 0,1 \cdot 10^{-3} / 0,16)^2 + (5000 \cdot 10 \cdot 0,1 \cdot 10^{-3} / 0,16)^2} \approx 31\text{m}$$

$$\sigma_z = 3 + 31 \cdot 0,2 \approx 9\text{m}$$

Dieser Wert gilt für die größte Aufnahmeentfernung. Der mittlere Höhenfehler der Höhenlinien wird daher eher bei ca. $3\text{-}5\text{m}$ zu erwarten sein.

Der **mittlere Fehler des Volumens unter einem DHM-Ausschnitt** (σ_v) wird mit der Formel (KRAUS,1987)

$$\sigma_v = \sqrt{\left(n_x \cdot n_y - \frac{3}{2}(n_x + n_y) + \frac{9}{4}\right) \cdot f_Q \cdot \sigma_z}$$

grob abgeschätzt .

n_x, n_y	Anzahl der Rasterlinien in x- und y-Richtung
f_Q	Fläche einer Rastermasche des DHM
σ_z	mittlerer Höhenfehler der Rasterpunkte

Da im vorliegenden Volumensvergleich die DHM-Ausschnitte nicht rechteckig sind, wurde

$$n_x \cdot n_y = F/r^2$$

$$(n_x + n_y) = 2 \sqrt{F/r}$$

$$f_Q = r^2$$

gesetzt, wobei

F die Grundfläche des DHM-Ausschnittes,
r die Rasterweite

beträgt, also

$$\sigma_V = \sqrt{\left(\frac{F}{r^2} - 3\frac{\sqrt{F}}{r} + \frac{9}{4}\right) r^2 \cdot \sigma_Z}$$

Für $F = 13 \cdot 10^6 \text{ m}^2$ und $r = 20 \text{ m}$ ergibt sich:

$$\sigma_V \approx 72.000 \sigma_Z$$

Für die von den Luftbildern von 1960 und 1990 abgeleiteten Höhenmodelle mit $\sigma_Z = 1 \text{ m}$ gilt daher:

$$\sigma_V \approx 72.000 \cdot 1 = 72.000 \text{ m}^3$$

Für das DHM von 1938 mit $\sigma_Z \approx 5 \text{ m}$ gilt:

$$\sigma_V \approx 72.000 \cdot 5 = 360.000 \text{ m}^3$$

Der mittlere Fehler des Volumenschiedes zweier Höhenmodelle beträgt:

$$\sigma_{\Delta V} = \sqrt{(\sigma_{V1}^2 + \sigma_{V2}^2)}$$

also:

$$\sigma_{\Delta V} = \sqrt{2} \cdot 72.000 \approx \mathbf{100.000 \text{ m}^3} \text{ für den Volumensvergleich 1990 - 1960}$$

und

$$\sigma_{\Delta V} = \sqrt{(72.000^2 + 360.000^2)} \approx \mathbf{365.000 \text{ m}^3}$$

für die Volumensvergleiche 1990 - 1938 und 1960 - 1938.

In diese Abschätzung gehen nur die zufälligen, nicht aber die systematischen Fehler ein. Systematische Fehler in den Höhenmodellen sind nicht berücksichtigt.

Ein weiterer systematischer Fehler ist der **Fehler durch Vernachlässigung der Reduktion wegen UTM und Gauß-Krüger-Abbildung:**

Für die Volumsberechnung müßte auch die Flächenverzerrung durch die Gauß-Krüger-Abbildung und der Maßstabsfaktor bei der Berechnung der UTM-Koordinaten berücksichtigt werden.

Die Reduktion r_A wegen der Flächenverzerrung durch die Gauß-Krüger-Abbildung beträgt

$$r_A = f - F = (E_m^2/R^2) \cdot f$$

wobei:

f	Bildfläche
F	die Fläche in der Natur
E_m	die Mittelordinate
R	mittlerer Erdkrümmungsradius

Im vorliegenden Fall beträgt die Reduktion also

$$r_A = (24.000^2 / 6\,398.000^2) f = 0,01 \text{ ‰ } f$$

und kann daher vernachlässigt werden.

Die Gauß-Krüger-Koordinaten werden mit 0,9996 multipliziert, um UTM-Koordinaten zu erhalten. Die aus UTM-Koordinaten berechnete Fläche ist daher um den Faktor $1-0,9996^2$ oder 0,8 ‰ kleiner, als die aus Gauß-Krüger-Koordinaten berechnete. Bei einer Fläche von $13 \cdot 10^6 \text{ m}^2$ beträgt der Unterschied 10.400 m^2 , ist also im Vergleich zu den anderen Fehlereinflüssen vernachlässigbar klein.

5.2.4. Durchführung des Volumsvergleiches mittels Höhenlinienvergleich

Von den digitalen Höhenmodellen (1960 und 1990) wurden Höhenlinien mit 20m Äquidistanz abgeleitet und im Maßstab 1:16.667 geplottet. Diese Karten und das Original der Auswertung von W. Pillewizer von 1938 wurden so hochgezeichnet, daß die Verschiebung der Höhenlinien zwischen altem und neuem Gletscherstand erkennbar ist.

Die Flächen für die Bestimmung der Volumsänderung wurden planimetriert und in EXCEL die Volumsänderungen berechnet.

Obwohl die Karte aus dem Jahre 1938 im großen und ganzen überraschend gut mit den neuen Karten übereinstimmt, gibt es Bereiche, in denen sehr große Fehler auftreten, weil sie entweder bei der terrestrisch-photogrammetrischen Aufnahme in sichttoten Räumen lagen oder ein extrem ungünstiges Basisverhältnis hatten. Diese Bereiche sind in der Karte von 1938 strichliert eingetragen. In manchen dieser Gebiete, in denen ein Volumsvergleich nicht mehr sinnvoll sein konnte, wurden keine Flächen planimetriert (n.m. -nicht meßbar- in den Tabellen).

Abschätzung des zufälligen mittleren Fehlers für den Höhenlinienvergleich

Verwendet man für die Berechnung der Volumsänderung innerhalb einer Höhenstufe die Formel nach FINSTERWALDER

$$\Delta V = (F_{\text{oben}} + F_{\text{unten}}) \cdot \Delta h / 2$$

so ergibt sich nach dem Fehlerfortpflanzungsgesetz

$$\sigma_{\Delta V}^2 = \left(\frac{\Delta h}{2} \sigma_{F_{\text{oben}}} \right)^2 + \left(\frac{\Delta h}{2} \sigma_{F_{\text{unten}}} \right)^2$$

wobei $\sigma_{\Delta V}$ der mittlere Fehler der Volumsänderung innerhalb einer Höhenstufe ist.

Die gesamte Volumsänderung ΔV_{ges} errechnet sich aus der Summe der Volumsänderungen in allen Höhenstufen, also

$$\Delta V_{\text{ges}} = [\Delta V]$$

Der mittlere Fehler der gesamten Volumsänderung $\sigma_{\Delta V_{\text{ges}}}$ beträgt daher

$$\sigma_{\Delta V_{\text{ges}}} = \sqrt{[\sigma_{\Delta V}^2]}$$

Beim verwendeten Planimeter (HAFF 313E) liegt der Fehler laut Herstellerangaben bei 1‰ bei einer gemessenen Fläche von 100 cm².

Beim Planimetrieren der Flächen für den Volumsvergleich betrug der mittlere Fehler bei mehrmals umfahrenen Flächen $\sigma_F = 0,002$ Planimetereinheiten, das entsprach beim

Maßstab 1:16.667 einer Fläche von ca. 6000m². Dieser Fehler war im vorliegenden Fall unabhängig von der Größe der Fläche und wurde für die Fehlerabschätzung verwendet.

Setzt man also

$$\sigma_{\text{Foben}} = \sigma_{\text{Funten}} = 6000\text{m}^2 \text{ und } \Delta h = 20\text{m, so ist}$$

$$\sigma_{\Delta V}^2 = (20/2 \cdot 6000)^2 + (20/2 \cdot 6000)^2$$

$$\sigma_{\Delta V} \approx 85000 \text{ m}^3$$

und bei einer Anzahl von 35 Höhenstufen beträgt

$$\sigma_{\Delta V_{\text{ges}}} = \sqrt{35} \cdot 84.000 \approx 0,5 \cdot 10^6 \text{ m}^3$$

Dieser Wert bezieht sich aber nur auf die innere Genauigkeit. Fehler in den verglichenen Höhenlinienkarten gehen in diese Fehlerabschätzung genausowenig ein, wie der systematische Fehler, der dadurch entsteht, daß das abgeschmolzene bzw. aufgehöhte Eis durch geometrische Körper angenähert wird.

5.2.5. Zusammenstellung und Vergleich der Ergebnisse

In Abb. 5.5 sind die Differenzen zwischen den planimetrierten und den mittels DHM ermittelten Flächen pro Höhenzone dargestellt. In den Tabellen 5.7 bis 5.10 und in den Abbildungen 5.6 bis 5.10 werden die Ergebnisse des Höhenlinienvergleiches zusammengefaßt und den aus digitalen Höhenmodellen berechneten Werten gegenübergestellt.

Vergeicht man die Ergebnisse der verschiedenen Methoden, so fällt auf, daß

- die Widersprüche teilweise über den 3-fachen abgeschätzten Fehlermaßen liegen,
- vor allem die Ergebnisse des Höhenlinienvergleichs stark von den anderen Werten abweichen und zwar besonders in den Gebieten, in denen größere lokale Anpassungen beim Zusammenzeichnen ("Einhängen") der Höhenlinien notwendig waren,
- der Einfluß des Goesvatn auf die Ergebnisse sehr groß ist.

Es scheint also, daß die großen Fehlereinflüsse nicht bei den zufälligen Fehlern, sondern bei den systematischen Fehlern zu suchen sind, vor allem in den Bereichen, in denen

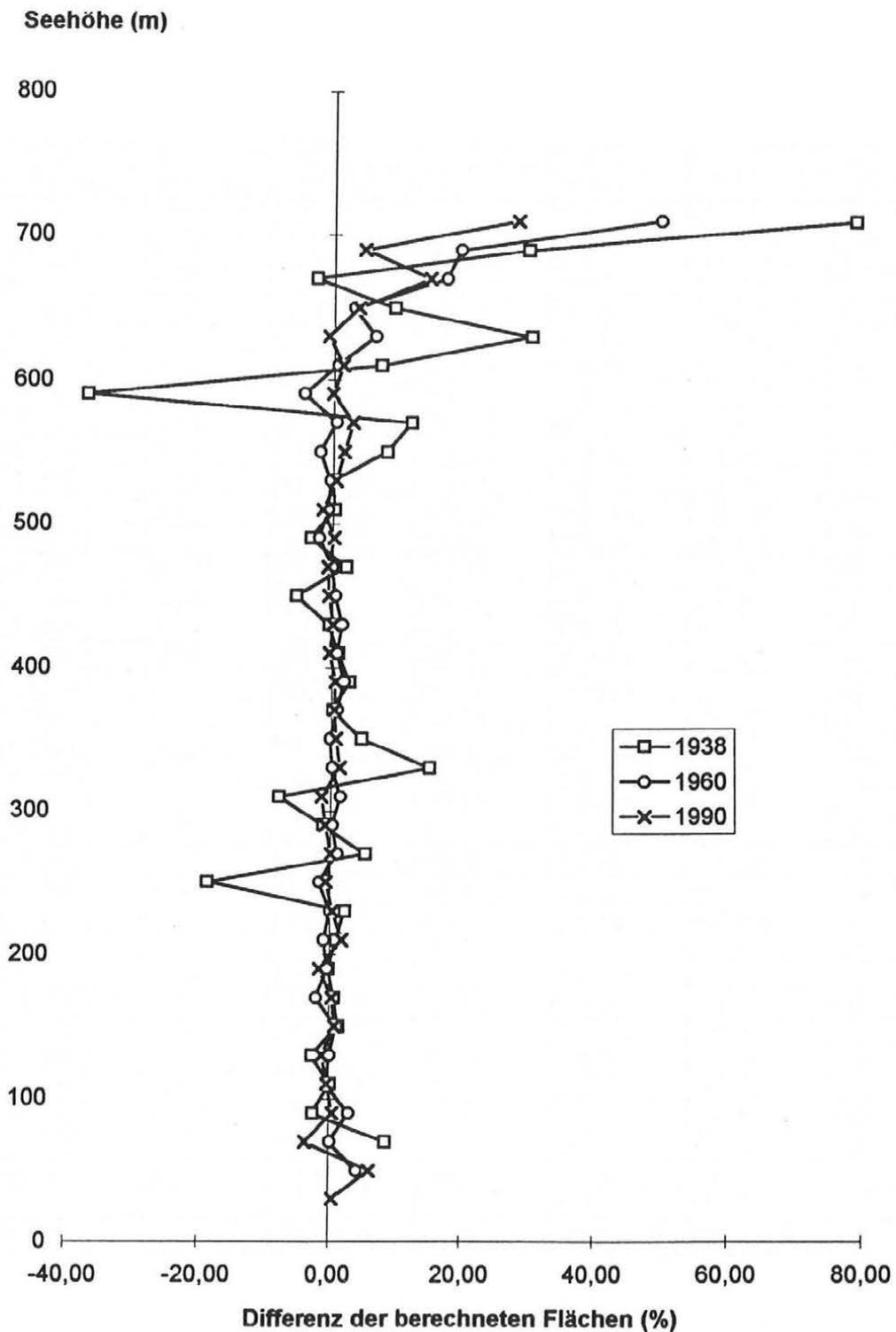


Abb. 5.5: Unterschiede zwischen den planimetrierten und den aus Höhenmodellen berechneten Flächen je 20m Höhenstufe in Prozent bezogen auf den DHM-Wert. Die Unterschiede ergeben sich durch das Einpassen der Höhenlinien für die Planimetrierung sowie durch zufällige Fehler bei der Planimetrierung

Höhe von (m)	bis (m)	Fl. 1960 (m ²) Umriß 1960	Fl. 1938 (m ²) Umriß 1938	Fl. 60-38 (m ²) (m ²)	Vol. 60-38 Finst. (m ³)	DHM-Finst. in % Finst	Vol. 60-38 Hofm. (m ³)	Finst-Hofm in % Finst
20	40	44.021		44.021	-3.004.345	8,02		
40	60	249.450	38.270	211.180	-7.330.267	-47,88	-6.873.232	6,23
60	80	449.010	173.689	275.321	-14.218.951	-34,28	-14.137.792	0,57
80	100	487.161	353.266	133.895	-18.899.724	-22,49	-18.862.164	0,20
100	120	689.655	694.756	-5.101	-21.225.391	-10,29	-21.224.840	0,00
120	140	1.033.015	1.068.629	-35.614	-21.931.923	-6,95	-21.930.441	0,01
140	160	808.511	1.460.166	-651.655	-16.986.201	40,63	-16.693.884	1,72
160	180	613.353	891.996	-278.643	-9.449.862	84,27	-9.367.327	0,87
180	200	509.171	653.542	-144.371	-5.976.081	45,03	-5.926.521	0,83
200	220	378.577	441.582	-63.005	-4.091.996	24,85	-4.079.194	0,31
220	240	363.903	423.919	-60.016	-2.943.882	11,93	-2.924.056	0,67
240	260	299.340	373.873	-74.533	-1.619.135	13,62	-1.560.157	3,64
260	280	363.903	412.144	-48.241	-588.776	133,84	-562.483	4,47
280	300	575.202	600.552	-25.350	117.755	-688,30	nicht best.	nicht best.
300	320	278.797	282.613	-3.816	735.971	47,72	726.158	1,33
320	340	205.429	226.679	-21.250	1.206.992	-99,88	1.197.179	0,81
340	360	220.103	264.949	-44.846	1.942.962	-78,16	1.923.643	0,99
360	380	296.405	326.771	-30.366	2.590.616	-46,49	2.588.607	0,08
380	400	202.495	209.016	-6.522	2.796.688	-41,53	2.796.637	0,00
400	420	193.690	306.164	-112.474	3.856.486	-51,82	3.809.755	1,21
420	440	340.426	285.557	54.869	4.180.313	-22,14	4.160.266	0,48
440	460	314.013	412.144	-98.131	3.856.486	-8,93	3.850.140	0,16
460	480	487.161	444.526	42.635	4.150.874	-27,00	4.150.561	0,01
480	500	319.883	473.965	-154.082	5.652.254	-42,18	5.576.202	1,35
500	520	402.054	603.496	-201.442	9.302.668	-54,49	9.225.630	0,83
520	540	689.655	612.328	77.327	10.715.731	-25,81	10.709.201	0,06
540	560	475.422	367.985	107.437	8.890.524	-5,08	8.864.415	0,29
560	580	434.336	253.174	181.162	6.034.959	24,15	5.955.633	1,31
580	600	255.319	285.557	-30.238	4.916.283	5,53	4.905.643	0,22
600	620	164.343	111.868	52.475	4.798.528	-18,31	4.782.525	0,33
620	640	120.323	52.990	67.333	3.061.638	10,88	2.998.545	2,06
640	660	114.453	50.046	64.407	1.118.675	109,48	974.659	12,87
660	680	32.282	47.102	-14.820	176.633	406,30	173.266	1,91
680	700	14.674	14.719	-45	88.316	-212,46	86.633	1,91
700	720	2.935	2.944	-9				
Summe		12.428.467	13.220.977	-792.510	-48.075.182	-46,23	-47.573.384	1,04

Tab. 5.7: Berechnung der Flächen- und Volumsänderungen des Gäsbre 1960-1938 durch Planimetrierung

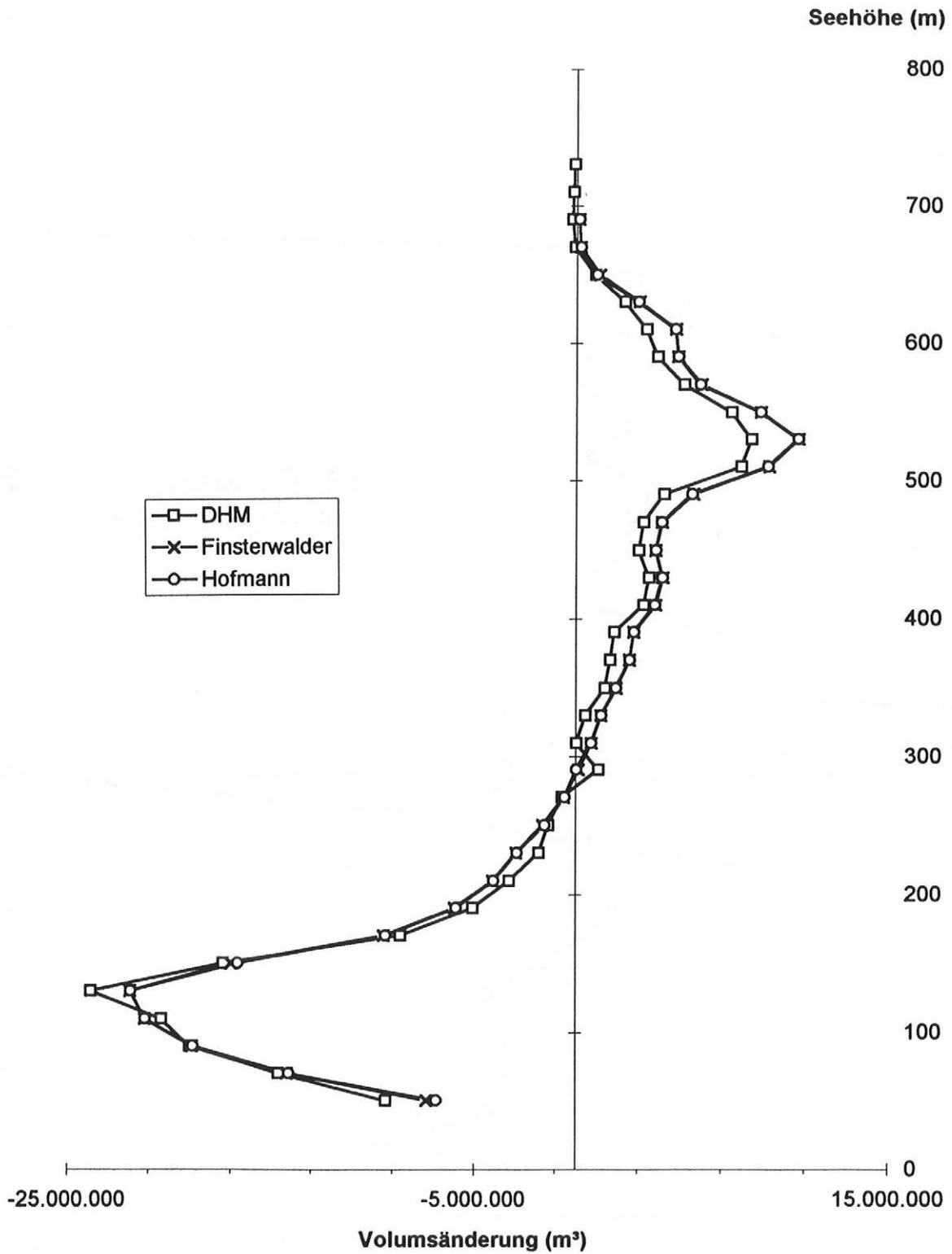


Abb. 5.6: Volumsänderung des Gäsbre je 20m Höhenstufe in der Periode 1938 bis 1960 ermittelt mittels DHM-Vergleich (Höhenzonenvergleich ohne Seekorrektur) und Höhenlinienvergleich (Formeln von Finsterwalder und Hofmann)

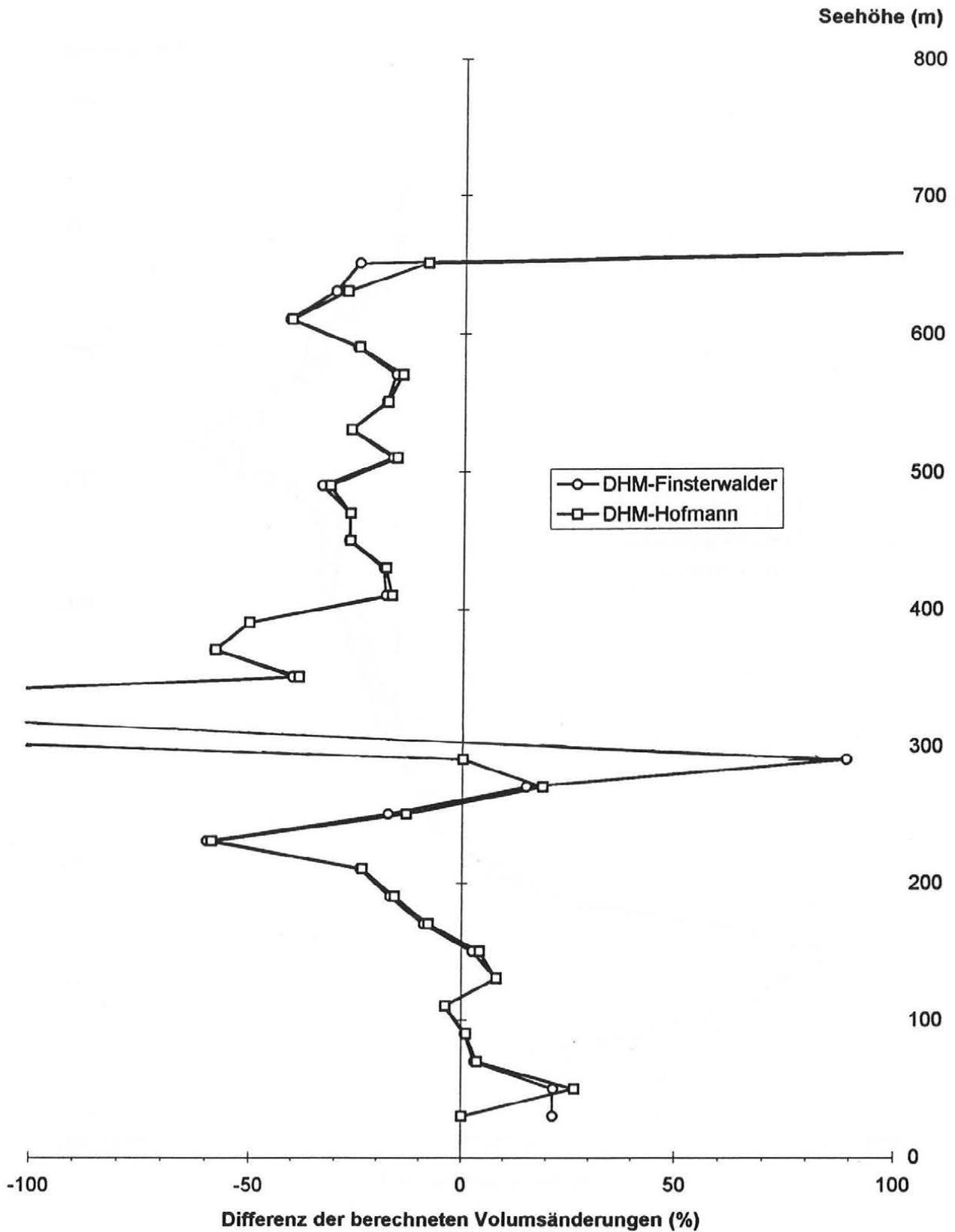


Abb. 5.7: Unterschiede der nach verschiedenen Methoden berechneten Volumsänderungen (1960-1938) je 20m Höhenstufe in Prozent bezogen auf den DHM-Vergleich

Höhe von (m)	bis (m)	Fl. 1990 (m ²) Umriß 1990	Fl. 1960 (m ²) Umriß 1960	Fl. 90-60 (m ²)	Vol. 90-60 Finst. (m ³)	DHM-Finst. in % Finst	Vol. 90-60 Hofm. (m ³)	Finst-Hofm in % Finst
0	20	8.824		8.824				
20	40	273.529	44.021	229.509	-9.684.519	5,03	-8.386.246	13,41
40	60	382.353	249.450	132.903	-21.423.331	-0,37	-21.279.051	0,67
60	80	658.824	449.010	209.814	-29.082.905	-4,38	-29.017.411	0,23
80	100	611.765	487.161	124.604	-34.952.311	4,16	-34.920.545	0,09
100	120	482.353	689.655	-207.302	-36.449.010	2,88	-36.442.707	0,02
120	140	441.176	1.033.015	-591.839	-29.112.252	2,17	-28.892.320	0,76
140	160	370.588	808.511	-437.922	-19.515.774	0,89	-19.414.298	0,52
160	180	352.941	613.353	-260.412	-13.617.021	-1,52	-13.542.022	0,55
180	200	320.588	509.171	-188.583	-9.303.008	-1,98	-9.241.151	0,66
200	220	291.176	378.577	-87.400	-6.573.734	-3,87	-6.553.993	0,30
220	240	267.647	363.903	-96.256	-4.842.260	1,97	-4.817.134	0,52
240	260	279.412	299.340	-19.928	-3.903.155	-4,75	-3.902.824	0,01
260	280	355.882	363.903	-8.021	-3.727.073	6,05	-3.726.726	0,01
280	300	508.824	575.202	-66.378	-2.993.397	26,22	-2.969.911	0,78
300	320	238.235	278.797	-40.561	-1.907.557	-9,79	-1.890.394	0,90
320	340	220.588	205.429	15.159	-1.643.434	-1,62	-1.640.280	0,19
340	360	250.000	220.103	29.897	-2.171.680	-19,38	-2.162.099	0,44
360	380	279.412	296.405	-16.993	-2.318.415	4,84	-2.315.375	0,13
380	400	155.882	202.495	-46.612	-1.731.475	-4,11	-1.717.290	0,82
400	420	258.824	193.690	65.133	-1.995.598	-5,59	-1.959.822	1,79
420	440	347.059	340.426	6.633	-2.729.274	14,79	-2.728.800	0,02
440	460	379.412	314.013	65.399	-3.580.337	-11,94	-3.552.921	0,77
460	480	429.412	487.161	-57.749	-3.844.461	17,63	-3.833.624	0,28
480	500	326.471	319.883	6.588	-3.462.949	-8,03	-3.462.286	0,02
500	520	585.294	402.054	183.240	-5.429.200	-12,76	-5.321.032	1,99
520	540	550.000	689.655	-139.655	-5.928.100	-1,69	-5.876.181	0,88
540	560	405.882	475.422	-69.540	-4.005.869	6,84	-3.992.174	0,34
560	580	261.765	434.336	-172.571	-1.687.454	9,41	nicht best.	nicht best.
580	600	302.941	255.319	47.622	-410.858	-10,98	nicht best.	nicht best.
600	620	144.118	164.343	-20.226	-704.329	35,07	-696.874	1,06
620	640	105.882	120.323	-14.440	-293.470	-7,70	-254.341	13,33
640	660	102.941	114.453	-11.512	176.082	2,02	nicht best.	nicht best.
660	680	35.294	32.282	3.012	293.470	-47,97	285.304	2,78
680	700	20.588	14.674	5.915	117.388	-29,44	112.146	4,47
700	720	5.882	2.935	2.948	19.565	-97,01	19.565	0,00
Summe		11.011.765	12.428.467	-1.416.702	-268.417.705	0,89	-266.015.048	0,90

Tab. 5.8: Berechnung der Flächen- und Volumsänderungen des Gåsbreen 1990-1960 durch Planimetrierung

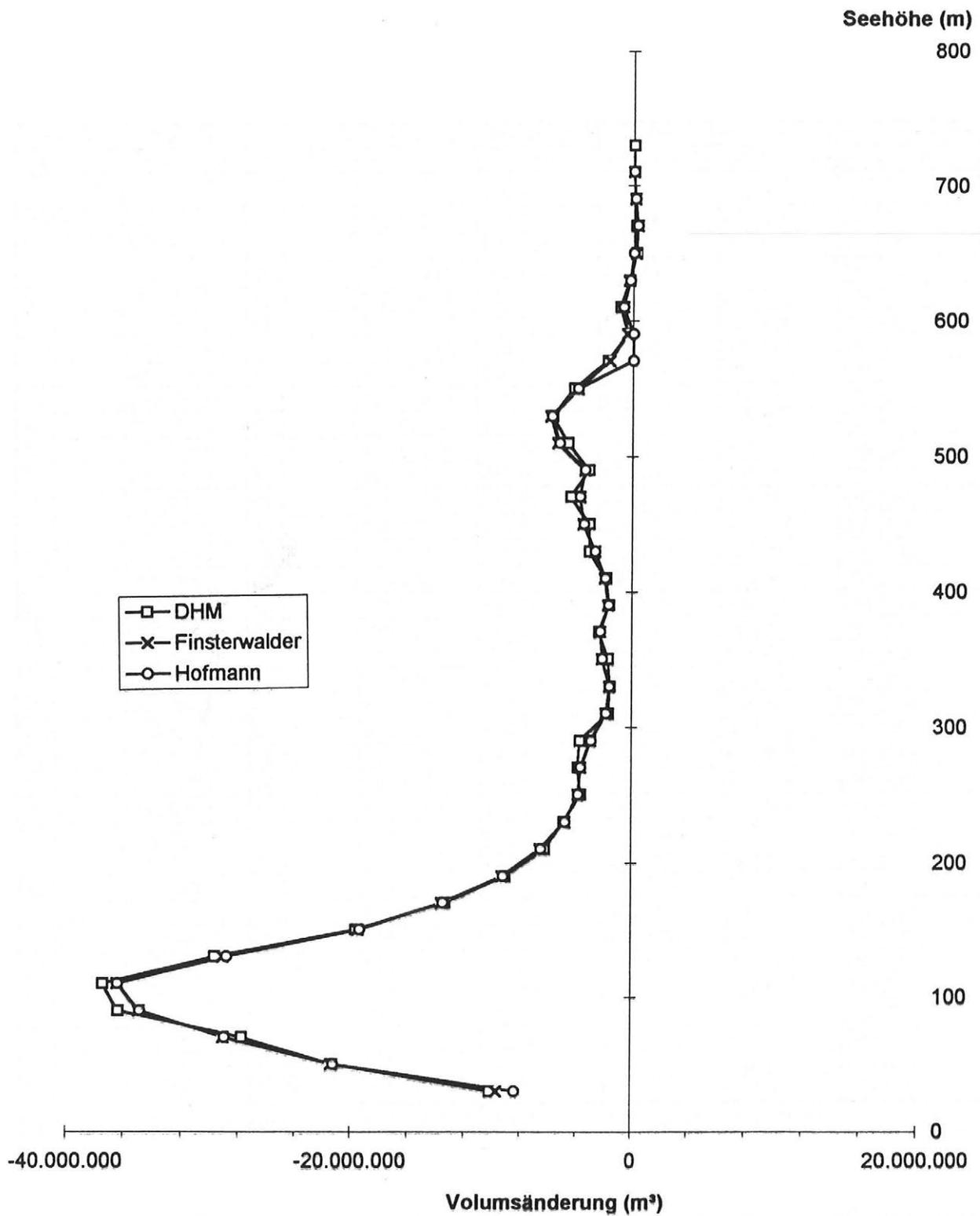


Abb. 5.8: Volumsänderung des Gåsbre je 20m Höhenstufe in der Periode 1960 bis 1990 ermittelt mittels DHM-Vergleich (Höhenzonenvergleich ohne Seekorrektur) und Höhenlinienvergleich (Formeln von Finsterwalder und Hofmann)

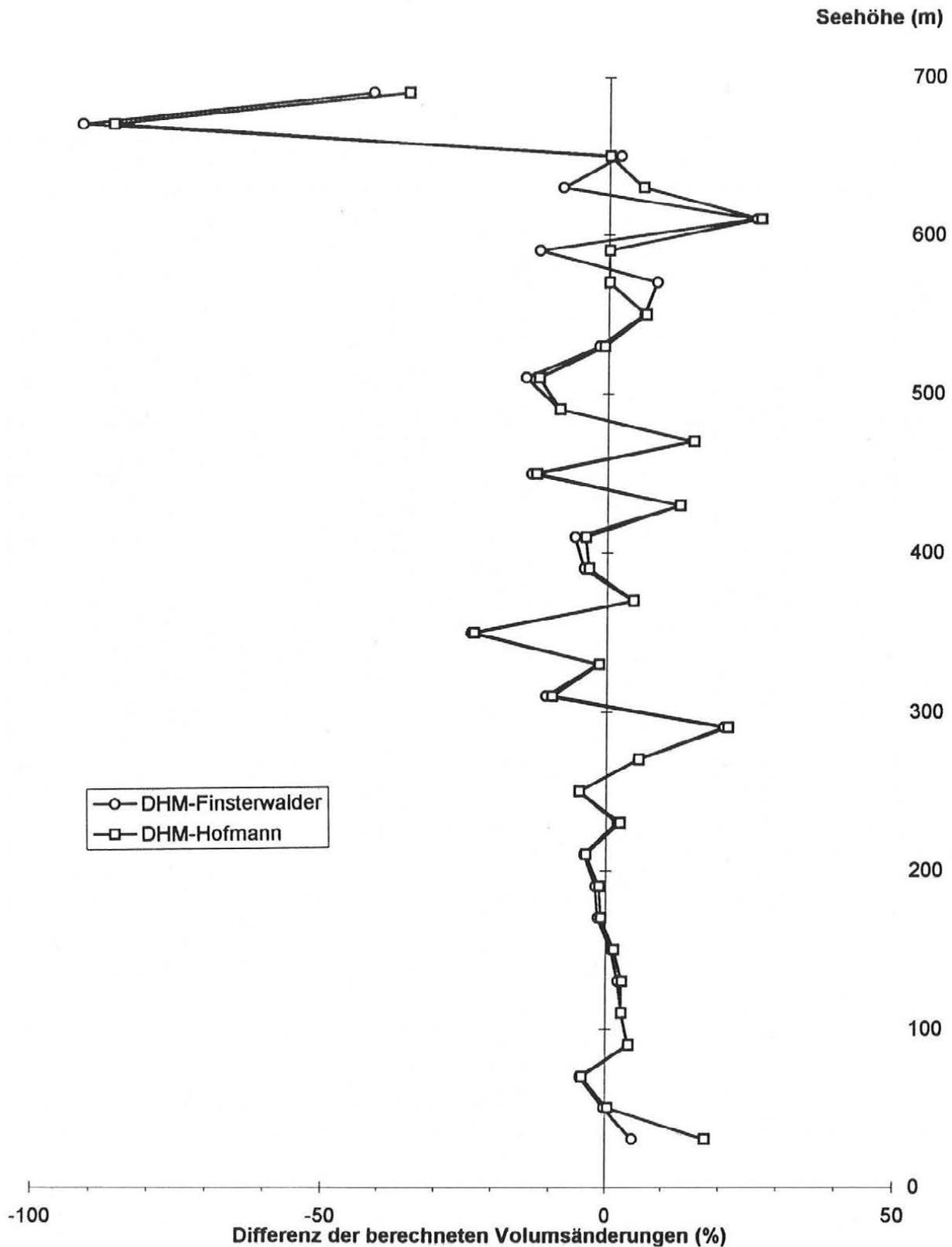


Abb. 5.10: Unterschiede der nach verschiedenen Methoden berechneten Volumsänderungen (1990-1960) je 20m Höhenstufe in Prozent bezogen auf den DHM-Vergleich

Höhe von (m)	bis (m)	Fl. 1990 (m ²) Umriß 1990	Fl. 1938 (m ²) Umriß 1938	Fl. 60-38 (m ²) (m ²)	Vol. 90-38 Finst. (m ³)	DHM-Finst in % Finst	Vol. 90-38 Hofm. (m ³)	Finst-Hofm in % Finst
0	20	8.824		8.824				
20	40	273.529		273.529	-11.029.412	2,12	-9.622.713	12,75
40	60	382.353	38.270	344.083	-27.382.353	6,50	-27.016.339	1,34
60	80	658.824	173.689	485.135	-41.735.294	-0,22	-41.556.133	0,43
80	100	611.765	353.266	258.499	-52.911.765	3,98	-52.847.864	0,12
100	120	482.353	694.756	-212.403	-57.147.059	1,82	-57.146.855	0,00
120	140	441.176	1.068.629	-627.453	-52.000.000	4,76	-51.923.429	0,15
140	160	370.588	1.460.166	-1.089.578	-36.558.824	3,86	-36.039.496	1,42
160	180	352.941	891.996	-539.055	-21.205.882	5,47	-21.022.875	0,86
180	200	320.588	653.542	-332.954	-13.411.765	6,64	-13.298.488	0,84
200	220	291.176	441.582	-150.406	-9.117.647	5,89	-9.086.878	0,34
220	240	267.647	423.919	-156.272	-6.205.882	9,84	-6.134.369	1,15
240	260	279.412	373.873	-94.461	-4.470.588	15,25	-4.470.072	0,01
260	280	355.882	412.144	-56.262	-3.647.059	28,37	-3.624.071	0,63
280	300	508.824	600.552	-91.728	-1.911.765	41,85	-1.811.493	5,24
300	320	238.235	282.613	-44.378	-676.471	158,92	-665.774	1,58
320	340	220.588	226.679	-6.091	-264.706	367,16	-231.930	12,38
340	360	250.000	264.949	-14.949	58.824	-831,09	nicht best.	nicht best.
360	380	279.412	326.771	-47.359	264.706	-431,94	259.660	1,91
380	400	155.882	209.016	-53.134	823.529	-79,80	774.297	5,98
400	420	258.824	306.164	-47.340	1.823.529	-27,53	1.797.349	1,44
420	440	347.059	285.557	61.502	1.411.765	-87,98	1.291.932	8,49
440	460	379.412	412.144	-32.732	558.824	-149,36	556.487	0,42
460	480	429.412	444.526	-15.114	705.882	-287,56	705.064	0,12
480	500	326.471	473.965	-147.494	1.970.588	-47,79	1.833.241	6,97
500	520	585.294	603.496	-18.202	3.088.235	5,03	3.087.815	0,01
520	540	550.000	612.328	-62.328	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
540	560	405.882	367.985	37.897	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
560	580	261.765	253.174	8.591	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
580	600	302.941	285.557	17.384	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
600	620	144.118	111.868	32.250	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
620	640	105.882	52.990	52.892	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
640	660	102.941	50.046	52.895	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
660	680	35.294	47.102	-11.808	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
680	700	20.588	14.719	5.869	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
700	720	5.882	2.944	2.938	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
Summe		11.011.764	13.220.977	-2218037,00				

Tab. 5.9: Berechnung der Flächen- und Volumsänderungen des Gásbre 1990-1938 durch Planimetrierung

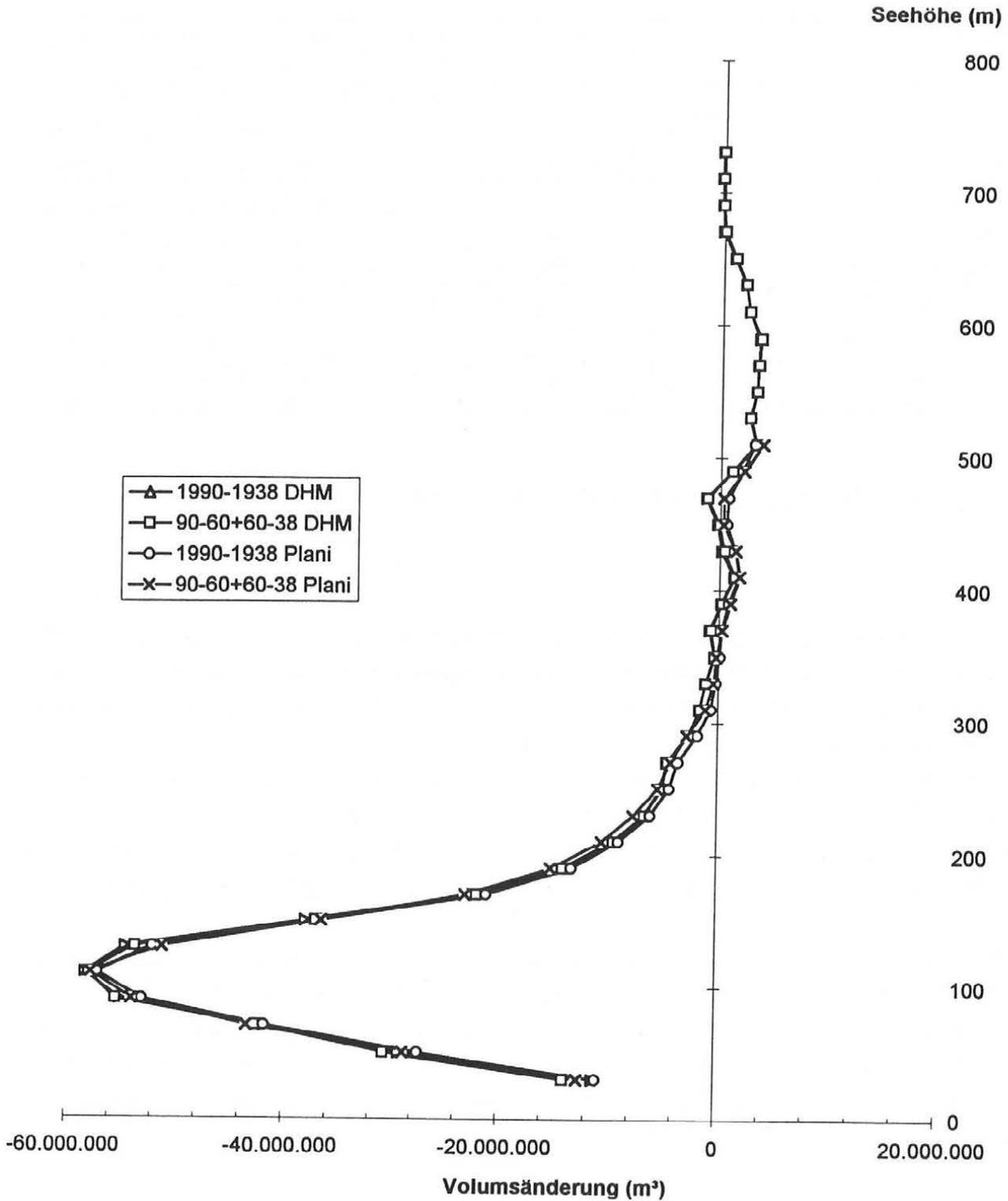


Abb. 5.10: Die Volumsänderung des Gásbre je 20m Höhenstufe in der Periode 1938 bis 1990 ermittelt mittels DHM-Vergleich (ohne Seekorrektur) und Höhenlinienvergleich (Formeln von Finsterwalder und Hofmann) sowie durch Aufsummierung der Differenzen (1990-1960) und (1960-1938)

Methode		1960-1938 10 ⁶ m ³	1990-1960 10 ⁶ m ³	1990-1938 10 ⁶ m ³	(60-38)+(90-60) 10 ⁶ m ³
aus Differenzen- modellen (Struktur: neues DHM)	ohne Seekorr.	-50.207.000	-260.643.000	-319.757.000	-310.850.000
	Seekorr.	-11.076.000	-9.171.000	-14.325.000	-20.247.000
	mit Seekorr.	-61.283.000	-269.814.000	-334.082.000	-331.097.000
aus Differenzen- modellen (Struktur: altes DHM)	ohne Seekorr.	-54.706.000	-269.621.000	-334.415.000	-324.327.000
	Seekorr.	-5.554.000	0	0	-5.554.000
	mit Seekorr.	-60.260.000	-269.621.000	-334.415.000	-329.881.000
aus höhenschicht- weisem DHM-Vergleich	ohne Seekorr.	-70.302.000	-270.816.000	-339.411.000	-341.118.000
	Seekorr.	8.900.000	2.012.000	5.676.000	10.912.000
	mit Seekorr.	-61.402.000	-268.804.000	-333.735.000	-330.206.000
Methode Finsterwalder	ohne See	-48.075.000	-268.418.000	n.m.	-316.493.000

Tab. 5.10: Ergebnisse des Volumsvergleiches für verschiedene Methoden

größere photogrammetrische Modellfehler auftreten. Beim Höhenlinienvergleich 1938-1990 konnte ein Bereich überhaupt nicht ausgewertet werden. Der Vergleich von Geländemodellen in diesen Gebieten liefert zwar Werte, man kann aber davon ausgehen, daß diese fehlerhaft sind.

Bei all dem muß man bedenken, daß diese mit den verschiedenen Methoden berechneten Werte auf denselben Datensätzen beruhen. Hätte man die Höhenlinien für die Gletscherstände von 1960 und 1990 nicht vom DHM abgeleitet, sondern direkt ausgewertet, so wären die Widersprüche möglicherweise noch größer ausgefallen.

In Tabelle 5.11 wird versucht, die praktischen Vor- und Nachteile der verschiedenen Methoden aufzuzeigen. Die abgeschätzten mittleren Fehler für DHM- und Höhenlinienvergleich können nicht direkt gegenübergestellt werden, weil in der Abschätzung des Fehlers beim Höhenlinienvergleich der Fehler der Ausgangsdaten (Höhenlinien) nicht berücksichtigt ist, da er lokal völlig verschiedene Werte annehmen kann.

Auch die Möglichkeit von groben Fehlern (falscher Bereich, in dem das Volumen berechnet wird, photogrammetrische Modellfehler, Vernachlässigung nicht definierter Bereiche wegen Gletscherseen,...) ist vor allem beim Vergleich von Höhenmodellen nicht zu unterschätzen.

Es zeigte sich also, daß zwar beim Planimetrieren die Gefahr von Irrtümern größer ist (Umfahren falscher Flächen an unübersichtlichen Stellen etc.), beim Vergleich von

Geländemodellen aber die kritische Überprüfung der Ergebnisse für den Auswerter schwieriger wird. Es besteht wie immer die Gefahr, daß vorhandene Daten verwendet werden, auch dann, wenn sie bekannterweise fehlerhaft sind.

	DHM-Methode Differenzen- modell	DHM-Methode Höhenzonen	Höhenlinien- vergleich
Information über einzelne Höhenstufen	nein	ja	ja
Kontrollmöglichkeit	ja	nein	teilweise (bei allen Methoden möglich, indem mind. 3 Zeit- punkte in allen Kombinationen verglichen werden)
Möglichkeit zur Korrektur bei Modellfehlern	klein	klein	groß
Probleme bei Gletscherseen	ja	ja	gering
Geräteaufwand	groß	groß	klein
Zeitaufwand	ca. 20%	ca. 60%	100%

Tab.5.11: Praktische Bewertung der verschiedenen Methoden

Der Vergleich von Höhenmodellen ist also im allgemeinen weniger arbeitsaufwendig und genauer als der Vergleich von Höhenlinien. In speziellen Fällen (vor allem bei großen photogrammetrische Modellfehler bei Verwendung alter Karten) kann aber das Ergebnis beim Höhenlinienvergleich besser ausfallen.

Man darf bei den obigen Überlegungen nicht vergessen, daß das Verhältnis von Arbeitsaufwand zu Nutzen bei der Topographischen Methode im Vergleich zu anderen Methoden der Massenhaushaltsbestimmung extrem günstig ist. Die über einen Zeitraum von mehreren Jahren erzielbare Genauigkeit ist dabei den anderen Methoden mindestens ebenbürtig. Für Zeiträume, die länger zurückliegen, bietet die Topographische Methode die einzige Möglichkeit den Massenhaushalt eines Gletschers zu erfassen, da Meßreihen mittels anderer Methoden nur von wenigen Gletschern und über verhältnismäßig kurze Zeiträume (max. ca. 50 Jahre) vorliegen (PATERSON 1981).

5.2.6. Visualisierung der Höhen- und Differenzenmodelle

Um die Gelände- und Differenzenmodelle zu veranschaulichen, wurden verschiedene Methoden gewählt.

Die vom DHM mit dem Stand 1938 berechneten Höhenlinien konnten mit der Digitalisierungsvorlage verglichen und dadurch kontrolliert werden. Durch die ungünstige Stützpunktverteilung war aber das Höhenlinienbild nicht ansehnlich, vor allem in den flachen Bereichen bildeten sich oft kleine "Schlingen" im Linienverlauf aus.

Die Darstellung von **Höhenzonen** (jeder Höhenzone wird ein Farbton einer Farbreihe zugeordnet) veranschaulicht die flächenhafte Verteilung der Höhenzonen des Gletschers. Dabei wurde der Gletscher in Form einer Inselkarte dargestellt (Abb. 5.11, 5.12 und 5.13).

Eine sehr anschauliche Art der Visualisierung ist die **Schummerung**. Sie ist aber auch besonders empfindlich für Fehler im DHM. Unstetigkeiten (z.B. an den Modellgrenzen), Treppeneffekte bei von Höhenlinien abgeleiteten DHMs, systematische Scanfehler etc. springen sofort ins Auge (Abb 5.14 und 5.15).

Man kann auch **Perspektiven** mit Schummerung darstellen und damit besonders naturnahe Bilder erzeugen (Abb. 5.16 und 5.17).

Die **Differenzenmodelle** wurden sowohl in Form von Isolinienkarten (entsprechend den Höhenlinien) als auch in **höhencodierter Form** dargestellt (Abb. 5.18, 5.19, 5.20). Um Modellfehler festzustellen, wurden die Differenzenmodelle auch außerhalb des Gletschers visualisiert (Abb. 5.21, 5.22, 5.23). Dabei zeigten sich vor allem im hochgelegenen, östlichen Teil des Gåsbre Fehler, die nicht nur auf Kippung, sondern auch auf Verdrehung der Modelle zurückzuführen sind.



Abb. 5.11: Höhencodierte Darstellung des Gåsbres für 1938

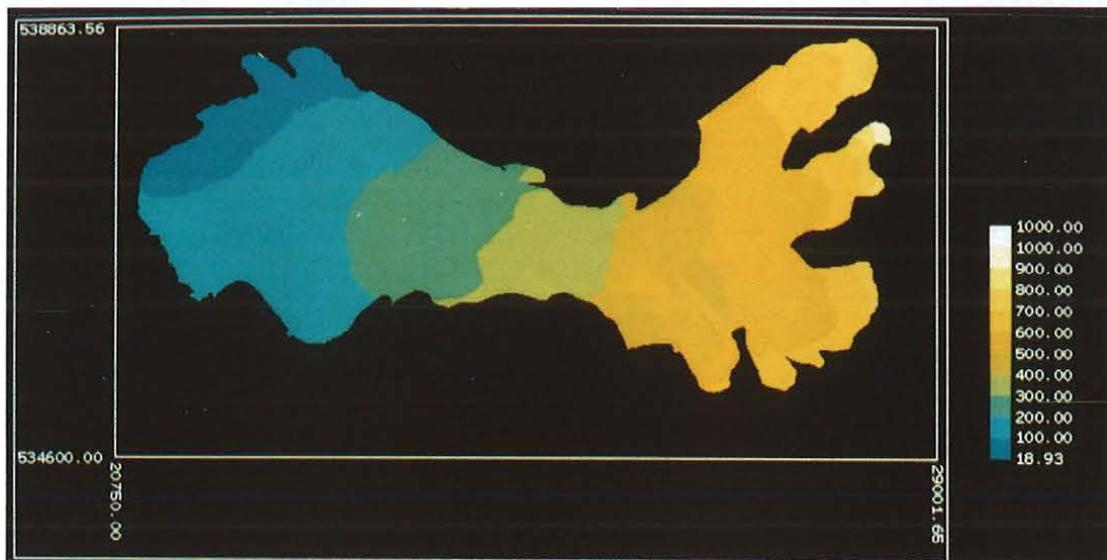


Abb. 5.12: Höhencodierte Darstellung des Gåsbres für 1960

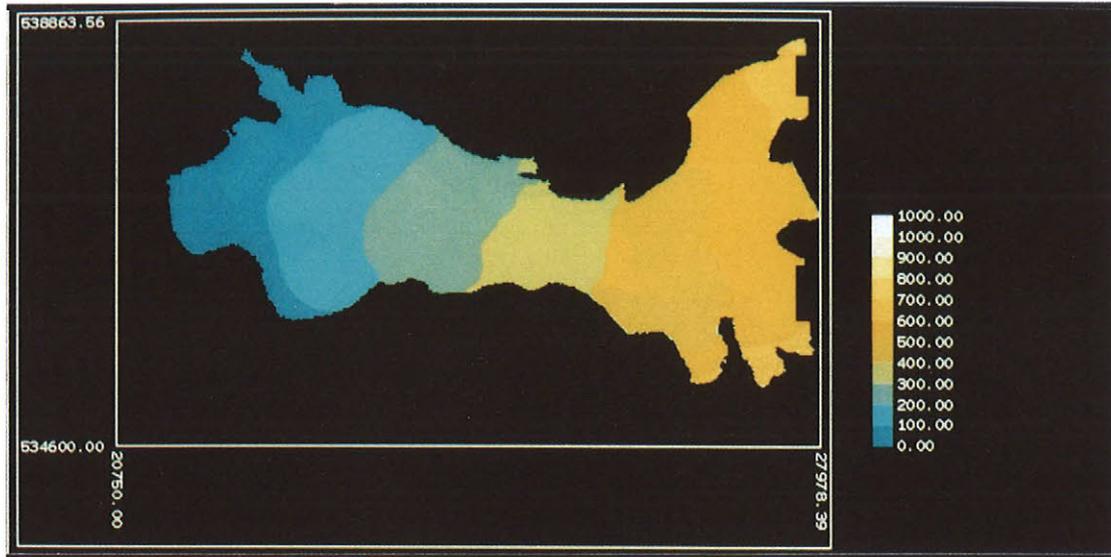


Abb. 5.13: Höhencodierte Darstellung des Gåsbres für 1990

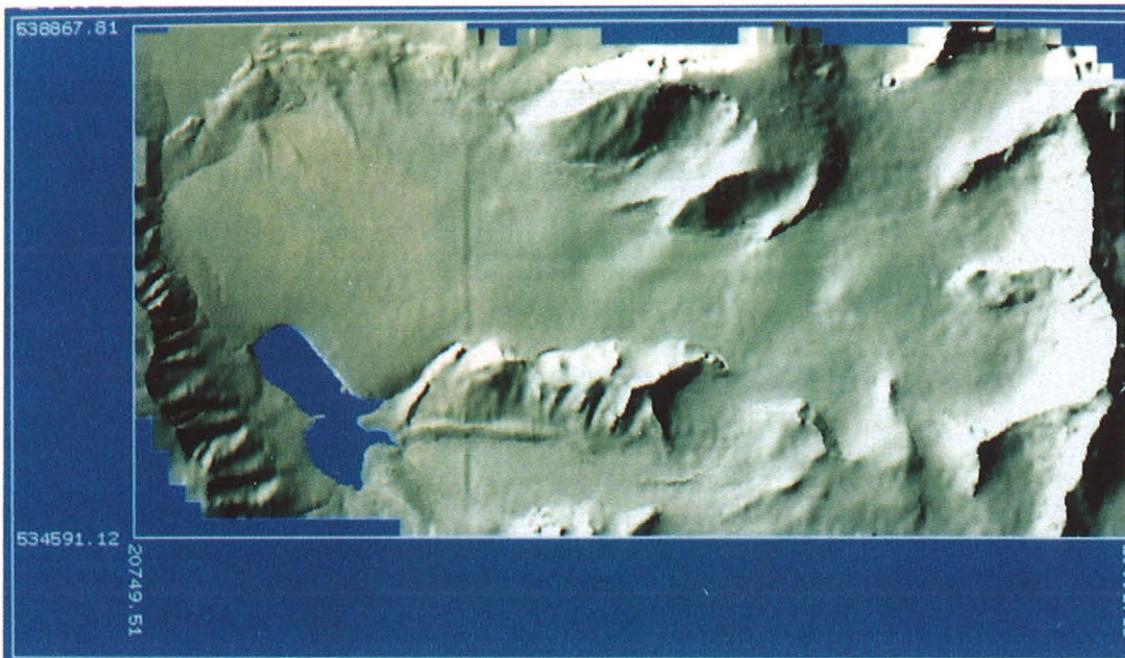


Abb. 5.14: Schummerung für den Gåsbre 1960

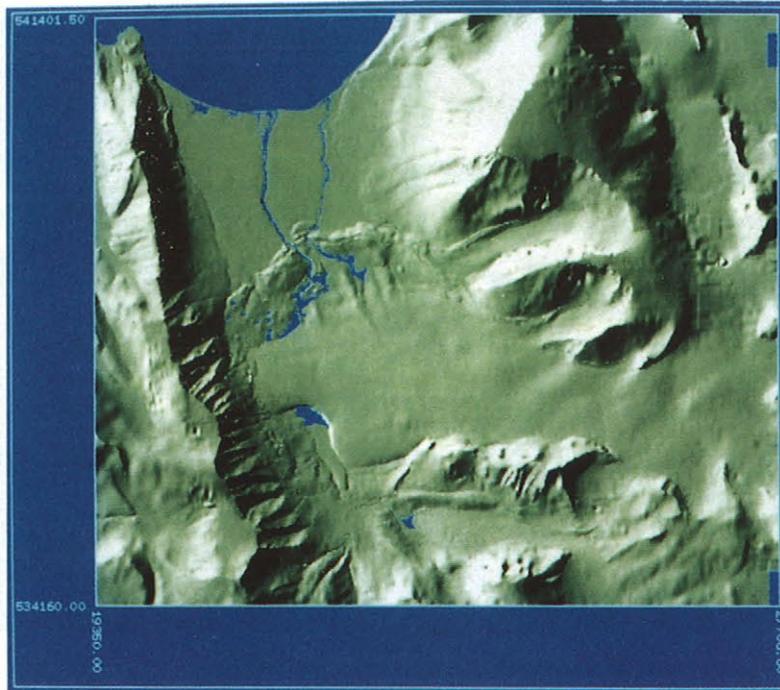


Abb. 5.15: Schummerung für den Gåsbre 1990



Abb. 5.16: Perspektive mit Schummerung für den Gåsbre 1960



Abb. 5.17: Perspektive mit Schummerung für den Gåsbre 1990

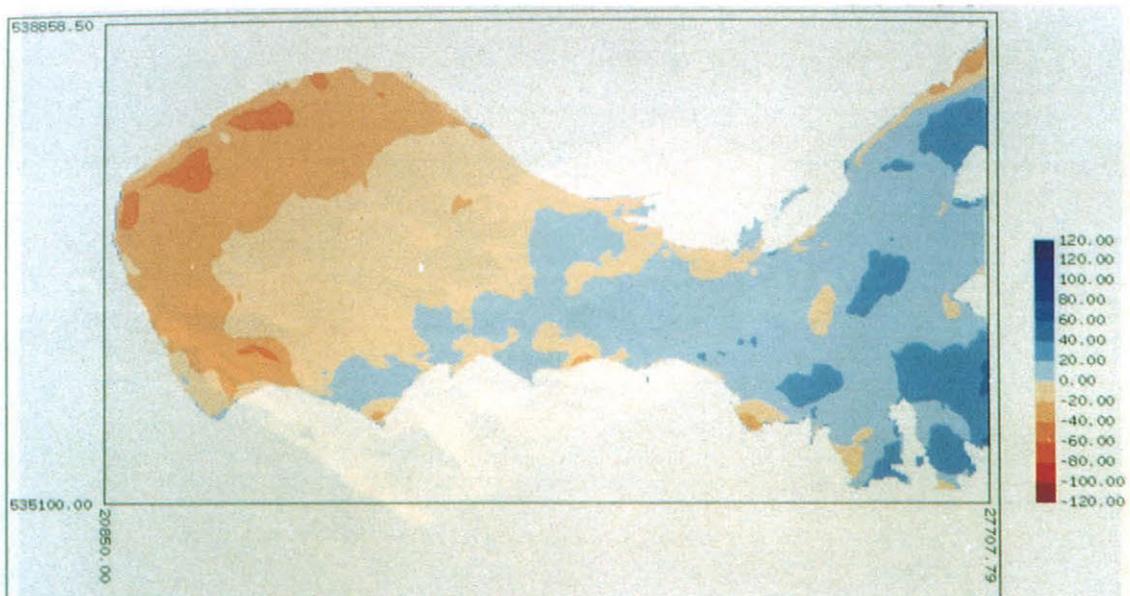


Abb. 5.18: Höhenänderung des Gåsbres für die Periode 1938 bis 1960

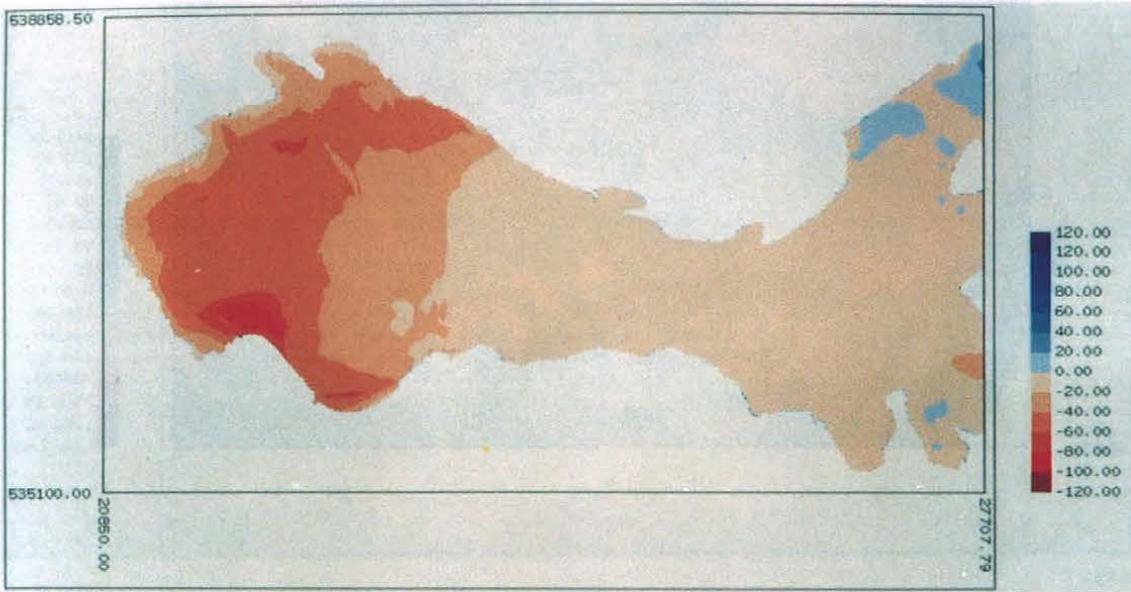


Abb. 5.19: Höhenänderung des Gåsbres für die Periode 1960 bis 1990

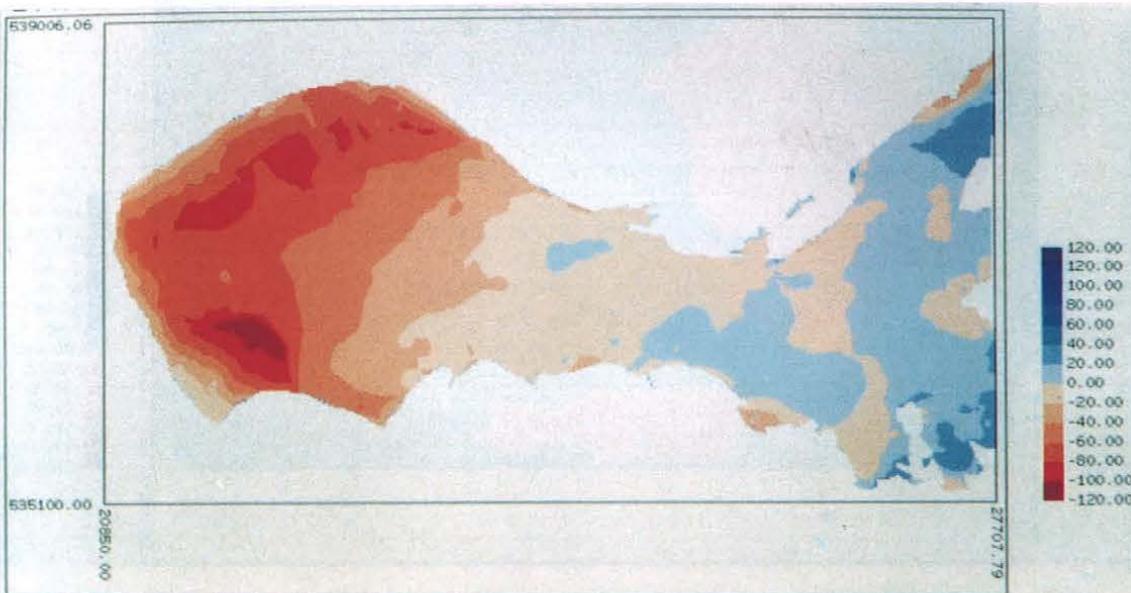


Abb. 5.20: Höhenänderung des Gåsbres für die Periode 1938 bis 1990

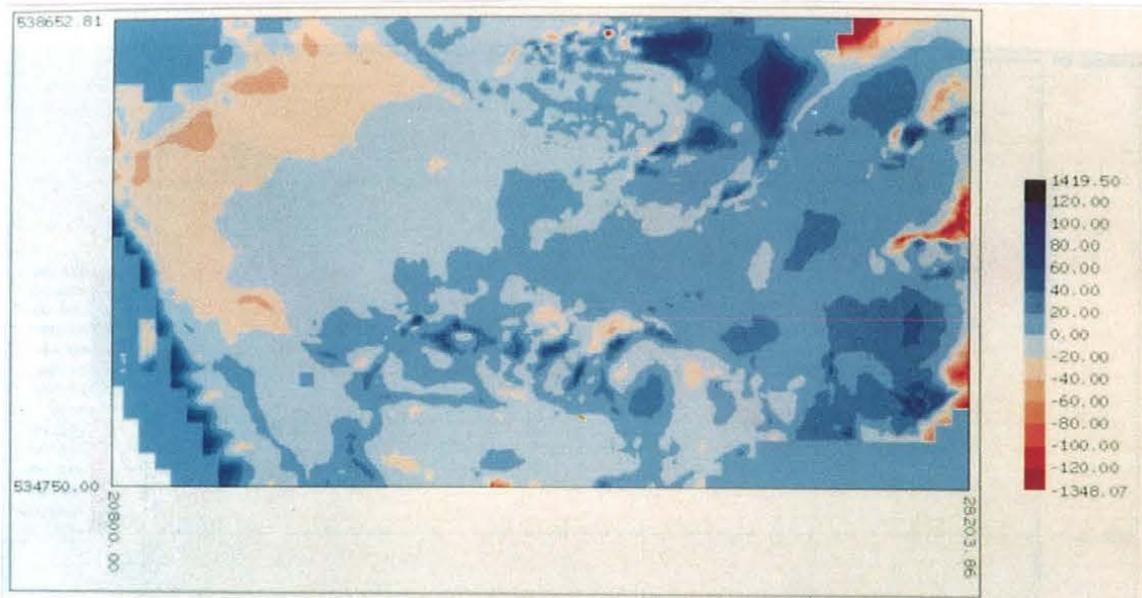


Abb. 5.21: Berechnete Höhenänderung des Gåsbres und seiner Umgebung für die Periode 1938 bis 1960

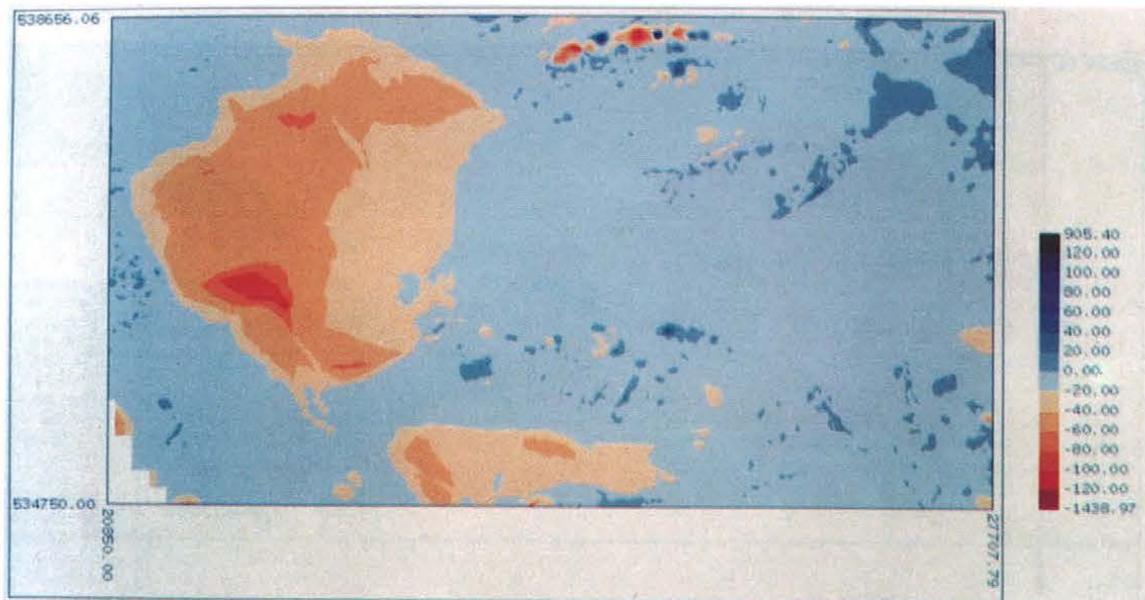


Abb. 5.22: Berechnete Höhenänderung des Gåsbres und seiner Umgebung für die Periode 1960 bis 1990

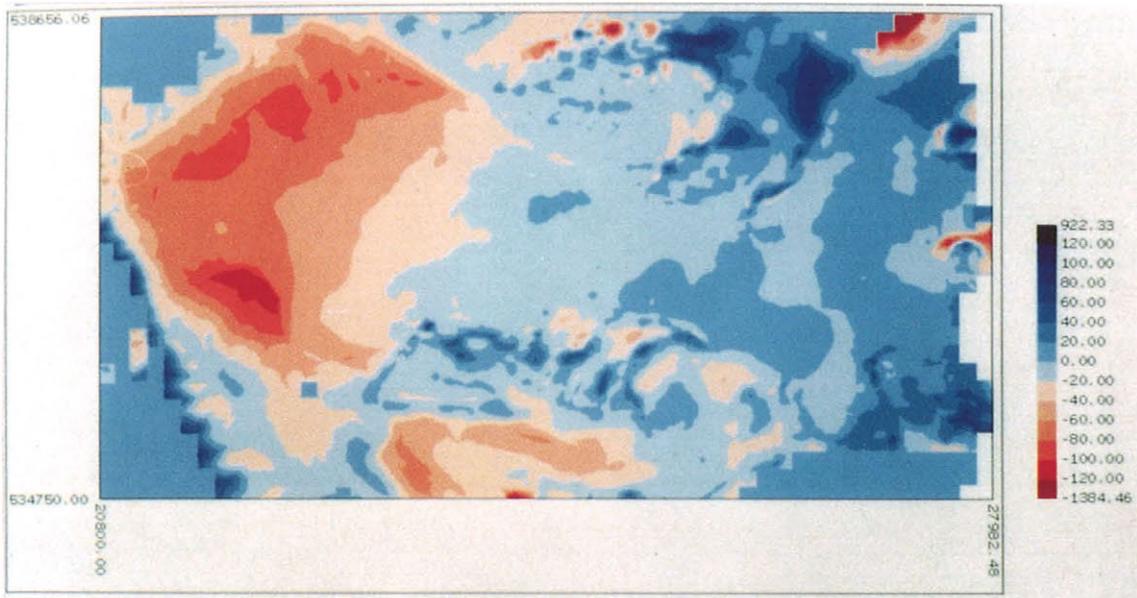


Abb. 5.23: Berechnete Höhenänderung des Gåsbres und seiner Umgebung für die Periode 1938 bis 1990

6. Weiterführende glaziologische Arbeiten und Ergebnisse

6.1. Höhenänderungen des Gåsbre seit 1938 berechnet mittels topographischer Methode

Aus den im Kapitel 5.2 ermittelten Volumsänderungen pro Höhenstufe des Gåsbre seit 1938 können mittels der von Finsterwalder (1959) vorgeschlagenen Formel recht einfach die Höhenänderungen pro Höhenstufe, die mittlere Höhenänderung pro Höhenstufe und Jahr sowie die mittlere Höhenänderung des Gesamtgletschers pro Jahr berechnet werden.

Die Höhenänderung pro Höhenstufe berechnet man durch:

$$\Delta h = \Delta V / F_{\text{MITTEL}}$$

mit:

$$F_{\text{MITTEL}} = (F_{\text{alt}} + F_{\text{neu}}) / 2$$

(zur Definition von F_{alt} und F_{neu} siehe Kapitel 4.2)

Mit dieser Formel berechnet man die tatsächliche mittlere Höhenänderung pro Höhenstufe und nicht die klimatologisch mögliche mittlere Höhenänderung. Zur annähernden Berechnung der klimatologisch möglichen mittleren Höhenänderung müßte man F_{alt} , F_{neu} , F_{oben} und F_{unten} auf den inneren Gletscherumriß beziehen. Der Unterschied zwischen den beiden Werten der Höhenänderung ist aber nur bei starkem Flächenrückzug eines Gletschers merkbar.

Die mittlere Höhenänderung pro Jahr errechnet man durch Division von Δh durch die Anzahl der Jahre. Die gleiche Formel wird auch für den Gesamtgletscher verwendet, um die mittlere Höhenänderung zu berechnen. Hierbei muß aber noch einmal betont werden, daß der Gletscher bei der Auswertung der Luftbilder von 1990 nicht zur Gänze erfaßt werden konnte. Die fehlenden Bereiche befinden sich aber im Bereich der Steilabfälle des Mehesten bzw. in den obersten Akkumulationsbereichen des Gåsbre, wo nur geringfügige Höhenänderungen der Gletscheroberfläche (auf Grund der Höhenänderungen in den darunterliegenden Höhenzonen) zu erwarten sind. Der dadurch entstehende Fehler in den Aussagen für den Gesamtgletscher wird sich daher in einem sehr kleinen Bereich bewegen. Insgesamt wurden 11km² bei einer Gesamtgletscherfläche von ungefähr 12km² im Jahr 1990 erfaßt.

Höhe von (m)	bis (m)	90-60 Δh (m)	90-60 $\Delta h/\text{Jahr}$ (m)	60-38 Δh (m)	60-38 $\Delta h/\text{Jahr}$ (m)
0	20				
20	40	-61,0	-2,03		
40	60	-67,8	-2,26	-51,0	-2,32
60	80	-52,5	-1,75	-45,7	-2,08
80	100	-63,6	-2,12	-45,0	-2,04
100	120	-62,2	-2,07	-30,7	-1,39
120	140	-39,5	-1,32	-20,9	-0,95
140	160	-33,1	-1,10	-15,0	-0,68
160	180	-28,2	-0,94	-12,6	-0,57
180	200	-22,4	-0,75	-10,3	-0,47
200	220	-19,6	-0,65	-10,0	-0,45
220	240	-15,3	-0,51	-7,5	-0,34
240	260	-13,5	-0,45	-4,8	-0,22
260	280	-10,4	-0,35	-1,5	-0,07
280	300	-5,5	-0,18	0,2	0,01
300	320	-7,4	-0,25	2,6	0,12
320	340	-7,7	-0,26	5,6	0,25
340	360	-9,2	-0,31	8,0	0,36
360	380	-8,1	-0,27	8,3	0,38
380	400	-9,7	-0,32	13,6	0,62
400	420	-8,8	-0,29	15,4	0,70
420	440	-7,9	-0,26	13,4	0,61
440	460	-10,3	-0,34	10,6	0,48
460	480	-8,4	-0,28	8,9	0,41
480	500	-10,7	-0,36	14,2	0,65
500	520	-11,0	-0,37	18,5	0,84
520	540	-9,6	-0,32	16,5	0,75
540	560	-9,1	-0,30	21,1	0,96
560	580	-4,8	-0,16	17,6	0,80
580	600	-1,5	-0,05	18,2	0,83
600	620	-4,6	-0,15	34,7	1,58
620	640	-2,6	-0,09	35,3	1,61
640	660	1,6	0,05	13,6	0,62
660	680	8,7	0,29	4,5	0,20
680	700	6,7	0,22	6,0	0,27
700	720	4,4	0,15		
Summe		-22,9	-0,76	-3,7	-0,17

Tab. 6.1: Berechnete Höhenänderungen des Gåsbre 1938 bis 1990

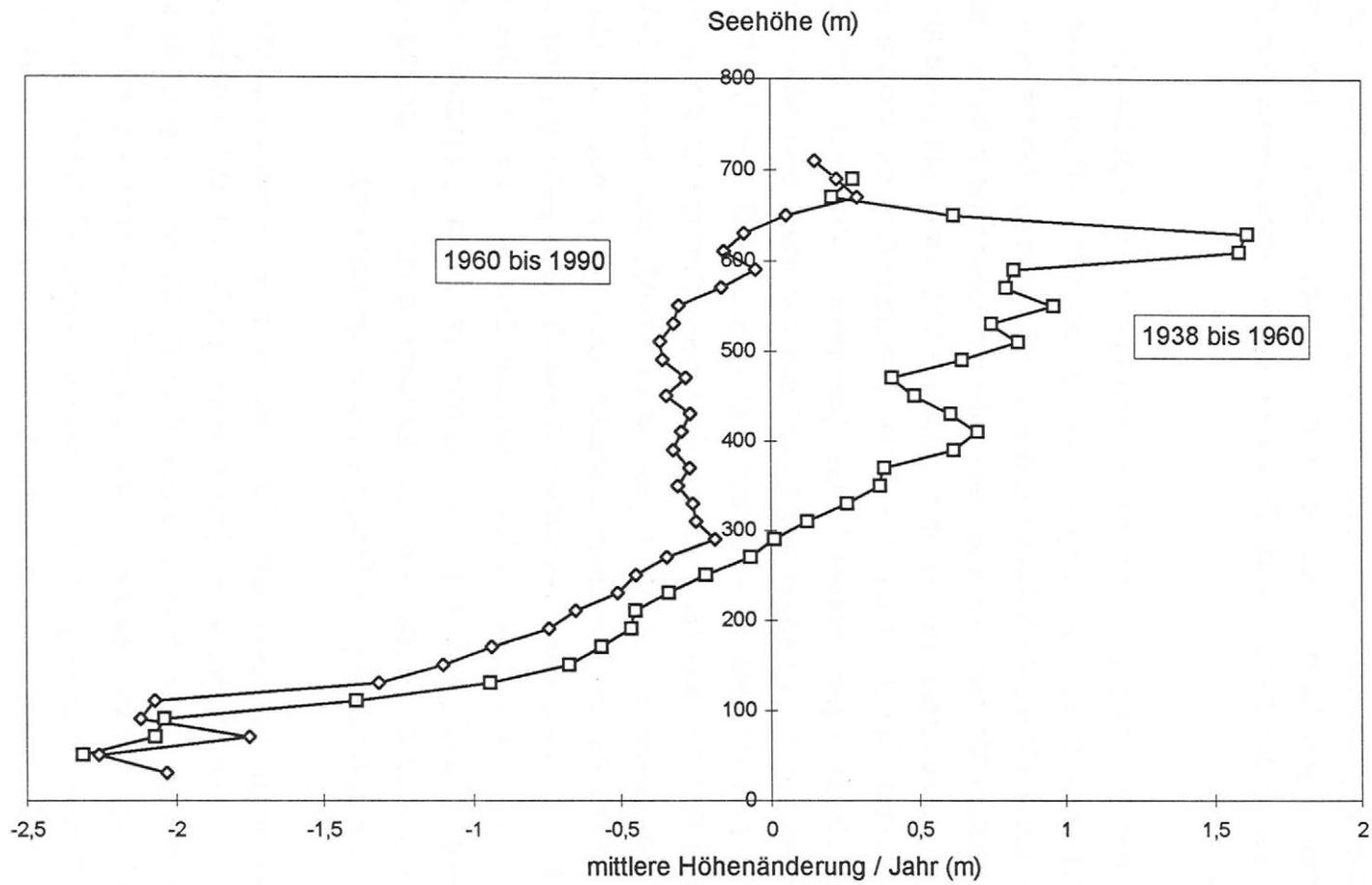


Abb. 6.1 : Mittlere Höhenänderung der Gletscheroberfläche pro Jahr des Gäsbre in den Perioden 1938 bis 1960 und 1960 bis 1990

In Tabelle 6.1 sind die Höhenänderungen des Gåsbre für die Perioden 1938 bis 1960 und 1960 bis 1990 dargestellt. Abbildung 6.1 zeigt die mittlere Höhenänderung pro Höhenstufe und Jahr für beide Perioden auch in graphischer Form. Während man für den Bereich bis ungefähr 300m Seehöhe einen sehr ähnlichen Verlauf der Kurven mit sehr ähnlichen Höhenänderungen für die Perioden 1938-60 und 1960-90 sieht, ist für den Höhenbereich 300 bis ungefähr 700m ein völlig unterschiedlicher Verlauf der Kurven zu sehen. Die Abbildung zeigt außerdem, daß es in der Periode 1938 bis 1960 zu einer beträchtlichen Aufwölbung der Gletscheroberfläche im oberen Gletscherbereich (300 bis 700m Seehöhe) kam.

Dagegen ist in der Periode 1960 bis 1990 bis in eine Höhe von ungefähr 650 m eine Verdünnung des Gletschers zu verzeichnen, die ab ungefähr 300m einen relativ konstanten Wert von etwa 30cm/Jahr aufweist. Diese Verdünnung für den Bereich 300 bis 650m erscheint im ersten Moment überraschend, da die Gleichgewichtslinie, selbst in gletscherungünstigen Haushaltsjahren, für den Gåsbre nicht höher als ungefähr 400 - 500m liegen dürfte. Diese Annahme der Höhe der Gleichgewichtslinie beruht auf den Messungen und Beobachtungen während des Sommers 1991 und während der Expedition 1938 (Pillewizer, 1939) sowie aus Luftbildern von 1960 und 1990. Auch für den Hansbreen (der nördlich des Hornsundes liegt und eine S- bis SE Exposition aufweist) gibt Jania (1992) die mittlere Höhe der Gleichgewichtslinie für die Jahre 1989 bis 1991 mit 320 bis 370m an. Weiters gibt Jania (1992) als mittlere Höhe der Gleichgewichtslinie 200m für die östlichen Gletscher des Honrsundes an mit einem Anstieg auf 400m für die westlichen Gletscher. Diese Angabe paßt gut mit unseren Beobachtungen für den Bereich des Gåsbre überein. Die Verdünnung des Gåsbre oberhalb der mittleren Gleichgewichtslinie ist typisch für einen Gletscher mit einer negativen Nettomassenbilanz, wobei die Verdünnung durch die Bewegung des Gletschers und/oder durch Änderung der Stratigraphie verursacht wird.

Ebenfalls muß man berücksichtigen, daß der Volums- bzw. Höhenvergleich für die Periode 1938 bis 1960 mit einer größeren Unsicherheit behaftet ist und zwar vorwiegend für die am höchsten gelegenen Gletscherteile (siehe Kapitel 5.2). Andererseits ist aber die Genauigkeit der Höhenänderungsberechnung bis etwa 550 noch sehr gut, was durch den Vergleich der Höhenlinien im unvergletscherten Bereich überprüft werden kann. Da für den Bereich 300 bis 550m bereits eine deutliche Aufwölbung gemessen wurde, ist auch für den Bereich höher als 550m eine Aufwölbung sicher, wenn auch wahrscheinlich die Werte nicht exakt richtig sind.

Karten der flächenmäßigen Verteilung der Höhenänderungen des Gåsbre in den Perioden 1938 bis 1960 und 1960 bis 1990 sind in den Abbildungen 5.17 bis 5.22 zu sehen, die mittels Differenzenmodellen von DHMs berechnet wurden.

Sehr deutlich kommt die Höhenänderung des Gåsbre auch in der Flächenverteilung in Abhängigkeit von der Seehöhe zum Ausdruck (Abb. 5.2). Eine deutliche Änderung der Gletscherfläche seit 1938 zeigt sich für den Bereich bis 300m Seehöhe. Darüber blieb die Gletscherfläche seit 1938 ungefähr konstant.

6.2. Die Massenbilanz des Gåsbre seit 1938 berechnet mittels topographischer Methode

Da der Gåsbre der einzige Gletscher in Sørkappland (S-Spitzbergen) ist, von dem Werte der Volumsänderung vorliegen, ist es sehr interessant, aus den Volumsänderungen Werte der Massenänderung zu berechnen. Derartige Daten sind vor allem im Zusammenhang mit einer möglichen Klimaänderung, die mit dem Massenhaushalt eines Gletschers korreliert ist, von Interesse. Ein zweiter Punkt, der die Untersuchung der Massenbilanz des Gåsbre interessant macht, ist seine Größe. Mit ungefähr 12km² gehört er zu den kleinen Gletschern S-Spitzbergens, von denen nur wenige Untersuchungen vorliegen. In diesem Zusammenhang ist es interessant, wie sich die kleinen Gletscher (die wie der Gåsbre meist am Land enden) im Vergleich zu den großen (meist kalbenden) Gletschern verändern. Eine solche vergleichende Untersuchung wird von J. Jania durchgeführt.

Aus der Arbeit von J. Jania (1988) kann man entnehmen, daß die meisten Gletscher S-Spitzbergens S- oder N exponiert sind. Das ist eine Folge der Anpassung an die wichtigsten geologischen Strukturen (Störungen, Streichen von Deckenfalten etc.) in dieser Region, die ebenfalls N - S verlaufen. Der Gåsbre weist dagegen im wesentlichen eine W bis NW Exposition auf.

Für die Bestimmung der Massenbilanz ist es notwendig, Annahmen über die Dichte der abgeschmolzenen Volumina zu machen. Günstig für die Berechnung der Massenänderungen des Gåsbre ist die Tatsache, daß der Gletscher in den Jahren 1938, 1960 und 1990 einen ähnlichen Ausaperungszustand aufwies und auch die Verteilung der Firngebiete ungefähr gleich war, wodurch die Berechnung vereinfacht wird. Auf Grund dieser Beobachtung kann man daher ableiten, daß bis zur Höhe der Altschneelinie (TSA, die, wie oben erwähnt, für alle 3 Jahre ungefähr gleich ist) die abgeschmolzenen Volumina die Dichte von Eis besitzen. Für die Höhenzonen über der Altschneelinie muß nun in weiterer Folge entschieden werden, ob sich die abgeschmolzenen Volumina aus Eis, Firn oder aus beidem zusammensetzen. Sind die vertikalen Dichteprofile im Akkumulationsgebiet und in den Firngebieten für die Jahre 1938, 1960 und 1990 gleich, so ergibt sich daraus, daß die Volumsverluste aus Eis bestehen. Diese Annahme wurde für

den Gåsbre sowohl für den Volumsverlust als auch für den Volumszuwachs gemacht. Für diese Annahme sprechen ihre Einfachheit und leichte Nachvollziehbarkeit, das ähnliche Ausaperungsmuster für die 3 Jahre sowie der relativ kleine maximale Fehler, der dadurch entstehen könnte (siehe unten).

Aufbauend auf obige Überlegungen ist es nun möglich, durch Multiplikation der Volumsänderungen mit der Dichte von Eis ($0,9 \text{ g/cm}^3$), die Massenänderungen des Gåsbre zu berechnen.

Folgende Werte für die Massenänderung des Gåsbre wurden berechnet:

Periode 1938 bis 1960:	$-43,268 \cdot 10^9 \text{ kg}$	oder $-153 \text{ kg/m}^2 \text{ Jahr}$
Periode 1960 bis 1990	$-241,576 \cdot 10^9 \text{ kg}$	oder $-686 \text{ kg/m}^2 \text{ Jahr}$
Periode 1938 bis 1990	$-284,844 \cdot 10^9 \text{ kg}$	

Um die Größenordnung abschätzen zu können, die durch eine unrichtige Annahme bezüglich der Dichte der abgeschmolzenen Volumina maximal entstehen kann, soll folgende Überlegung dienen, wobei dieser Fehler auf die Firn- und Altschneebereiche des Gletschers beschränkt ist. Paterson (1981) gibt als typische Tiefe für die Umwandlung von Firn in Eis für die Percolation Zone eines temperierten Gletschers ungefähr 15m an. Als mittlere Dichte von Firn kann man einen Wert von 600 kg/m^3 der Literatur (zB. Paterson, 1981) entnehmen. Nimmt man weiters an, daß sich in der Zeitperiode 1938 bis 1960 in der Höhenstufe zwischen 400 und 500m Seehöhe eine Firnschicht mit einer mittleren Mächtigkeit von 10m gebildet hat (durch Absinken der mittleren Gleichgewichtslinie von 500 auf 400m), so macht das einen Unterschied von -11% zur der mit der Eisdichte berechneten Massenänderung des Gåsbre aus. Man sieht also, daß der Unterschied trotz dieser Maximalannahme nicht allzu groß ist. Oberhalb von 500m Seehöhe ist es sehr wahrscheinlich, daß sich das Dichteprofil nicht wesentlich geändert hat, da sich auf den Luftbildern von 1938, 1960 und 1990 in diesen Höhenlagen eine durchgehende Altschneedecke befindet. Außerdem ist der Flächenanteil dieser Höhenbereiche an der Gesamtfläche des Gletschers relativ gering und der Einfluß auf die gesamte Massenänderung sehr klein. Die Massenänderung des Gåsbre wird somit zum Großteil durch die Abschmelzung in den tiefer gelegenen Gletscherteilen mit Eisablation bestimmt.

Für die Periode 1960 bis 1990 würde die Annahme eines Anstiegs der Gleichgewichtslinie von 400 auf 500m Seehöhe mit gleichzeitigem Abschmelzen der angenommenen Firnschicht einen Fehler von nur 2% in der Änderung der Gesamtmasse ausmachen.

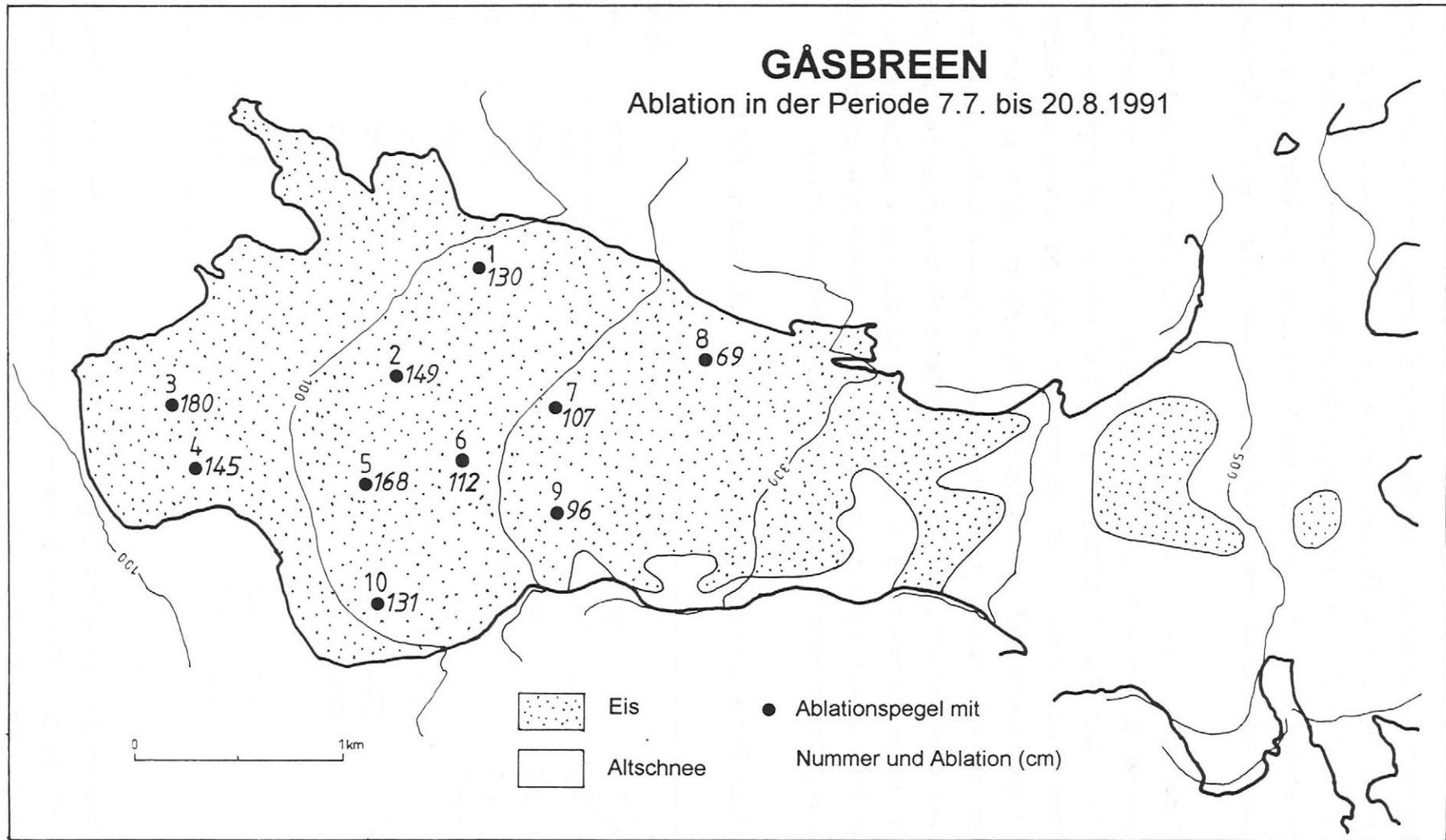


Abb. 6.2: Eisablation des Gåsbreen in der Periode 7. Juli bis 20. August 1991

6.3. Die Ablation des Gásbre im Sommer 1991

Zur Bestimmung der Eisablation des Gásbre im Sommers 1991 wurden in den Gletscher Ablationspegel mittels eines Dampfbohrers eingebohrt. Als Ablationspegel wurden weiß lackierte Kunststoffrohre von 1,5m Länge verwendet, die mittels Steckmuffen beliebig verlängert werden konnten. Die Lage der Pegel kann aus Abbildung 6.2 entnommen werden. Die Ablationspegel sowie die Ablesungen sind in Tabelle 6.2 aufgelistet.

Die Ablationspegel wurden mit dem Beginn der Ausaperung des Gletschers am 7.7. und 11.7.91 gesetzt. Ein weiterer, etwas höher gelegener Pegel (Nr. 8), wurde am 1.8.91 gesetzt. Alle Pegel wurden zuletzt am 20.8.91 abgelesen. Die Lage der Pegel wurde mittels eines Suunto Peilkompaß eingemessen. Aus der Witterungsbeschreibung in Kapitel 3.3 geht hervor, daß die Ablationsperiode nach dem 20.8. im wesentlichen noch etwas mehr als eine Woche (bis Ende August) andauerte, wobei diese Periode aber bereits durch eine merkliche Abkühlung mit größeren Niederschlagsmengen geprägt war, weshalb für diese Periode nur eine geringfügige Ablation zu erwarten ist. Auch für den September 1991 ist auf Grund der bereits geringen Lufttemperatur und dem verringerten Strahlungsangebot mit einer nur unbedeutenden Ablation zu rechnen.

Tab. 6.2: Verzeichnis der Ablationspegel am Gásbre vom Sommer 1991

Nummer (Seehöhe)	Pegelstand am (cm):								Ablation (cm Eis)
	7.7.	11.7.	31.7.	1.8.	8.8.	10.8.	13.8.	20.8.	
1 (120m)	304	293	246				200	174	130
2 (125m)	308		239					159	149
3 (60m)	422		332					242	180
4 (80m)	413		342					268	145
5 (130m)		288	203					120	168
6 (180m)		300	250					188	112
7 (210m)		303	263					196	107
8 (245m)				154		133		85	69
9 (215m)		298	255					202	96
10(110m)		303	249		224			172	131

Die gemessenen Ablationswerte liegen somit deutlich unter den von Pillewizer (1939) gemessenen Werten. Die von Pillewizer gemessene inverse Ablation (mit höheren Ablationswerten für die höher gelegenen Ablationspegel) wurde auf dem Gásbre im

Sommer 1991 nicht gemessen. Es muß aber hier betont werden, daß das starke Einsinken der Gletscherzunge des Gåsbre seit 1938 auch zu einer deutlichen Veränderung des Lokalklimas des Gletschers geführt hat und somit ein direkter Vergleich der Ablationswerte nicht möglich ist.

Berechnet man für den Standort des Pegel 4 (siehe Abb. 6.2) die jährliche Höhenabnahme durch den Kartenvergleich bzw. durch den Geländemodellvergleich, so kommt man für die einzelnen Perioden auf folgende Werte:

Periode 1899 bis 1938 Absinken der Eisoberfläche von ungefähr 190 auf 155m
insgesamt 35m oder 0,90m/Jahr

Periode 1938 bis 1960 Absinken der Eisoberfläche von ungefähr 155 auf 120m
insgesamt 35m oder 1,59m/Jahr

Periode 1960 bis 1990 Absinken der Eisoberfläche von ungefähr 120 auf 80m
insgesamt 40m oder 1,34m/Jahr

Die Werte der Höhenänderung der Perioden 1938 bis 1960 und 1960 bis 1990 passen recht gut mit der gemessenen Ablation beim Pegel 4 vom Sommer 1991 (1,45m) zusammen. Das bestätigt die Annahme, daß die Eismassen im orographisch linken Zungenteil seit längerer Zeit Toteismassen sind. Dagegen kann das geringere Einsinken der Oberfläche in der Periode 1899 bis 1938 durch mehrere Tatsachen erklärt werden:

Erstens durch ein gletschergünstigeres Klima in der Periode 1899 bis 1938. Diese Annahme wird durch Temperaturmessungen unterstützt (Abb. 6.3).

Zweitens durch das veränderte Lokalklima des Gletschers infolge des Abschmelzens der Eisoberfläche.

Drittens durch den damals noch vorhandenen Eisnachschieb vom Goësbre sowie die Aufwölbung der Gletscheroberfläche im Konfluenzbereich von Gåsbre und Goësbre.

Unter der obigen Annahme, daß die Ablationsperiode 1991 durch die Messungen und Aufzeichnungen während der Expedition erfaßt wurde, kann auch eine ungefähre Höhe der Gleichgewichtslinie für das Jahr 1991 angegeben werden. Diese befindet sich in einer Höhe von etwa 400m. Pillewizer (1939) gibt ebenfalls die Höhe der Gleichgewichtslinie für das Jahr 1938 mit ungefähr 400m an. Somit dürften in den Jahren 1938 und 1991 ähnliche Witterungsverhältnisse vom Standpunkt der Massenbilanz des Gletschers geherrscht haben.

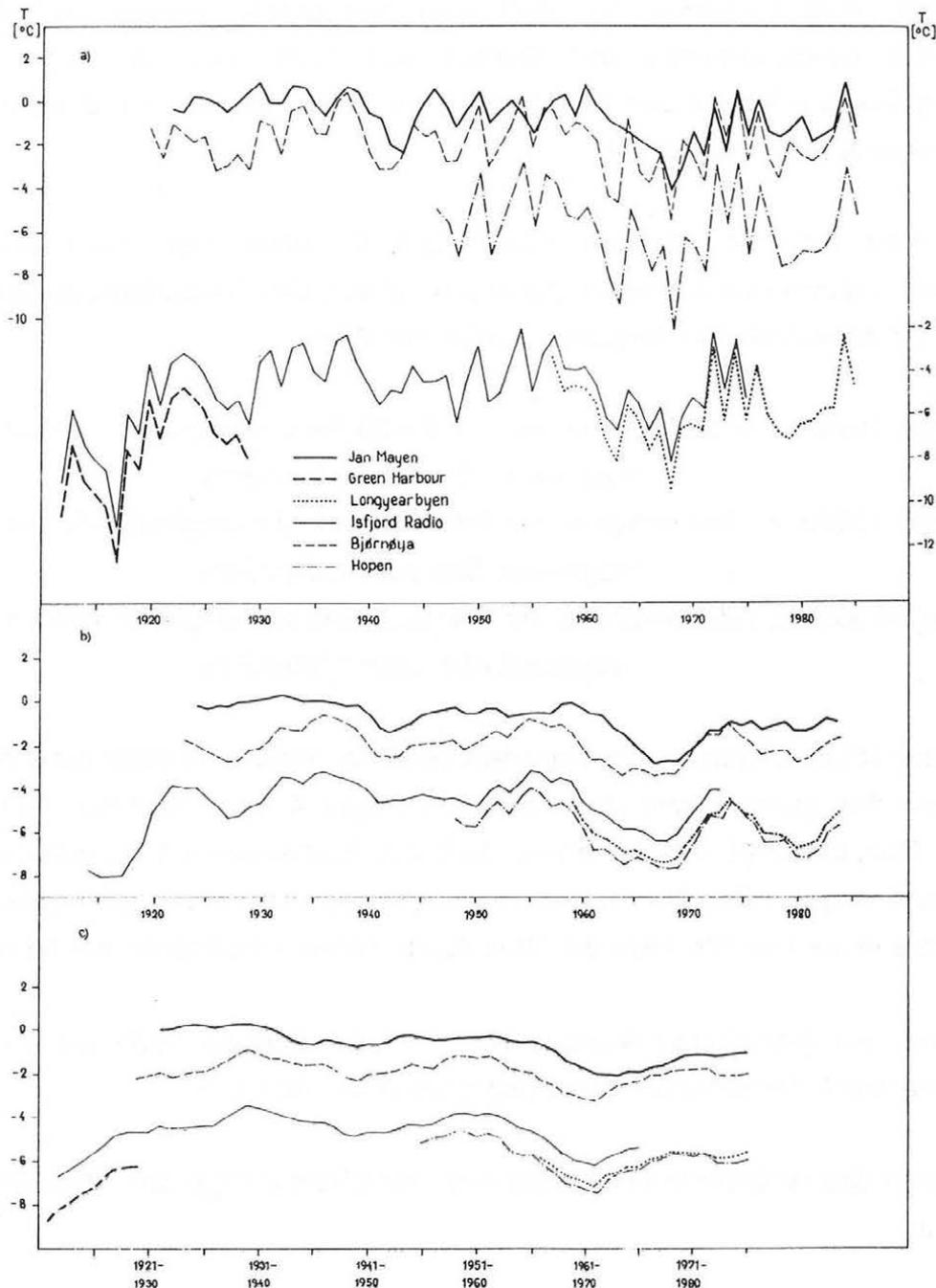


Abb. 6.3: Änderung der Jahresmitteltemperatur von ausgewählten Stationen in Svalbard und in der Umgebung von Svalbard (a) Einzelwerte, b) geglättete Kurve für 5jähriges Mittel, c) geglättete Kurve für 10jähriges Mittel) (aus Brazdil, 1988)

6.4. Die Ausbrüche des Goësvatn

Der Goësvatn ist ein von den Eismassen des Gåsbre aufgestauter See. Durch Absperrung eines Seitentales wird das abfließende Schmelzwasser des Seitentales durch den Gåsbre aufgestaut. (siehe Karte in der Beilage) und bildet einen See, der im Jahr 1991 im vollen Zustand etwa 0,5km² groß war. Episodische Ausbrüche des Goësvatn

wurden seit langer Zeit vermutet (Pillewizer, 1939) und konnten erstmals 1956 durch das Vorfinden des leeren Sees bestätigt werden (Grzes and Banach, 1984). Im Sommer 1991 war es den Verfassern möglich erstmals einen derartigen Ausbruch des Goësvatn unmittelbar zu beobachten. Diese Beobachtung war Anlaß für die folgende Untersuchung der Ausbrüche des Goësvatn.

Ausbrüche von durch Gletscher aufgestauten Seen sind ein bekanntes Phänomen des glazialen Bereiches und werden nach einem isländischen Vokabel dafür meist als Jökulhlaup (=Gletscherlauf) bezeichnet. Björnson (1992) unterscheidet 3 verschiedene Typen von Jökulhlaups:

- (1) Ausbruch von subglazialen Seen in geothermischen Bereichen
- (2) ausfließendes Schmelzwasser während vulkanischer Eruptionen
- (3) Ausbruch von eisgedämmten Seen im Gletscherrandbereich

Als Sonderform eines Jökulhlaups wäre noch der Ausbruch von subglazialen Wasseransammlungen (z. B. Wassertaschen) zu erwähnen.

Die Ausbrüche des Goësvatn sind dem Typus (3) zuzurechnen. Ausbrüche des Typus (3) sind auch aus dem alpinen Bereich besonders aus historischer Zeit bekannt (etwa die episodischen Ausbrüche eines vom Vernagtferner aufgestauten Sees).

Kennzeichnend für alle Jökulhlaups ist der sehr rasche, oft sogar katastrophenartige Vorgang des Ausbruches, mit meist sehr enormen Abflußwerten. Sehr bekannt sind die Ausbrüche des Grimsvötn in Island (Typus 1), welcher einen Spitzenabfluß von 200 bis 1500 m³/s bei einer Ausbruchsdauer von 1 bis 3 Tagen aufweist (Björnson, 1992).

Seit einer Arbeit von Nye (1976) werden Teile der Theorie der Jökullaups recht gut verstanden. Diese theoretischen Ansätze dienten auch als Grundlage für das im Kapitel 6.4.4. verwendete Simulationsmodell.

6.4.1 Die Entwicklung des Goësvatn seit 1899

Eine erste genauere kartenmäßige Darstellung des Goësvatn findet sich in der Karte von De Geer (1923) aus dem Jahre 1899 (Abb. 6.4). Der See wird zu diesem Zeitpunkt eigentlich noch von den Eismassen des Goësbre aufgestaut, der damals mit dem Gåsbre im Bereich des Midifjelle zusammenfloß. Der Seespiegel befand sich 1899 in einer Seehöhe von 150m, also rund 80m höher als der Maximalstand im Jahr 1991. Dieses Tieferwandern des Sees steht im Zusammenhang mit dem Abschmelzen der stauenden Gletscherzunge des Gåsbre und dem fortschreitenden Einschmelzen des Goësvatn in

ENVIRONS DE LA STATION RUSSE D'HIVERNAGE PAR GERARD DE GEER 1910

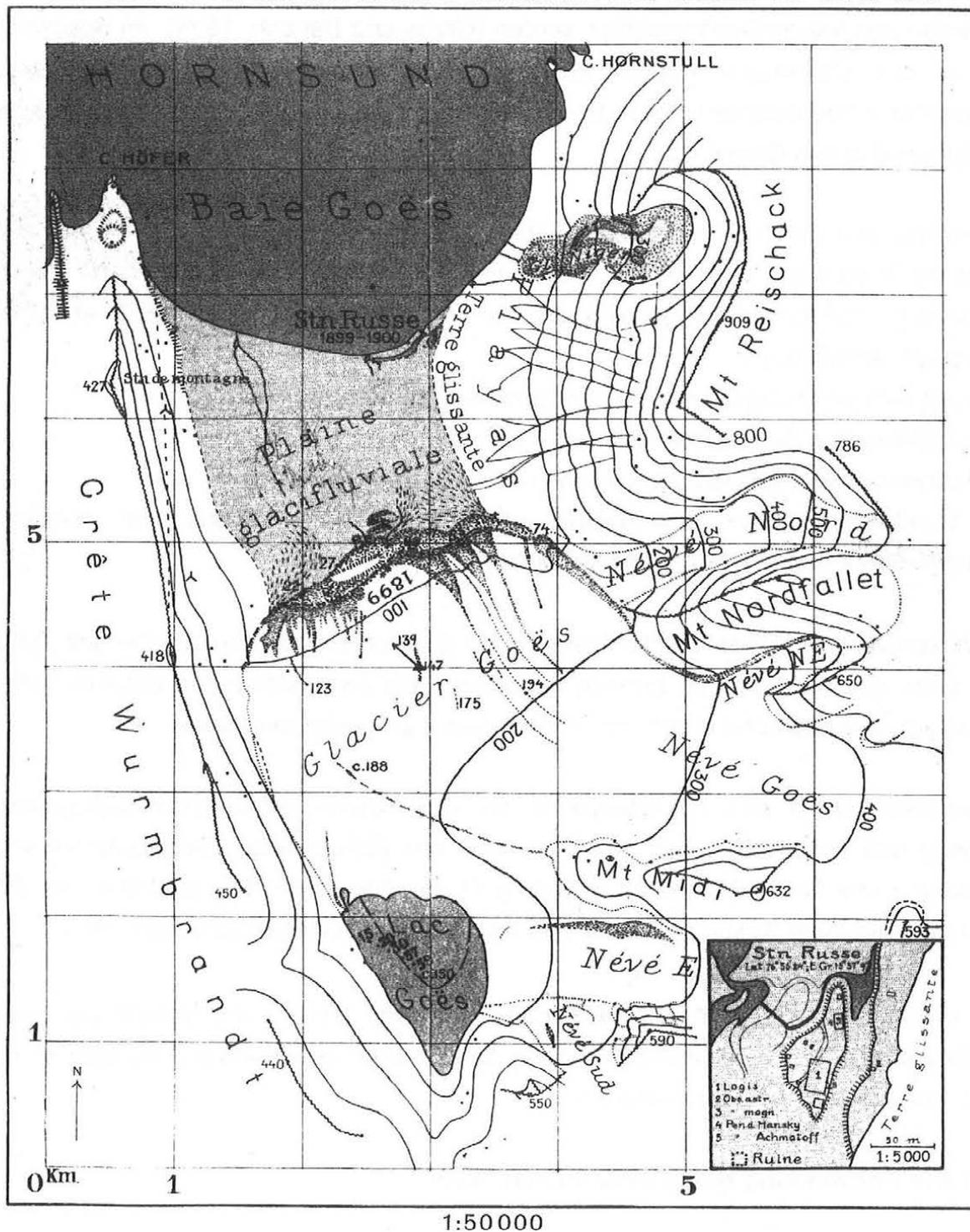


Abb. 6.4: Karte des Gåsbré aus dem Jahr 1899 von G. De Geer im Maßstab 1:50.000 (aus: De Geer, 1923); In dieser Karte wird der Gåsbré noch als Goësbré bezeichnet

das Eis des Gåsbre. Das dieses Einschmelzen überhaupt stattfinden kann, ist eine Folge des mangelnden Eisnachschubes des Gåsbre im Staubereich, da der See zum Großteil von Toteismassen des Gåsbre bzw. Goësbre aufgestaut wird. Die Bildung dieser sehr beträchtlichen stauenden Eismassen in früherer Zeit kann durch 2 Ursachen erklärt werden:

- 1) durch ein gletschergünstigeres Klima in historischer Zeit oder/und
- 2) durch einen Vorstoß (ev. Surge oder eine kinematische Welle) des Gåsbre bzw. Goësbre in historischer Zeit.

Tab. 6.3 : Beobachtungen über den Zustand des Goësvatn seit 1899 (ergänzt nach Grzes and Banach, 1984)

Datum	Zustand des Sees	Seespiegel (m.a.s.l.)	Quelle
1899	voll	150	de Geer, 1923
1936	voll	115	Topgrafisk Kart, 1948
1938	voll	105	Pillewizer, 1939
1956	leer		Grzes und Banach, 1984
1959	voll		Grzes und Banach, 1984
1960	voll	94	NPI, 1960
1961	leer		NPI, 1961
1970	voll		Grzes und Banach, 1984
1975	voll		Grzes und Banach, 1984
1977	voll		Grzes und Banach, 1984
1978	leer		Grzes und Banach, 1984
April 1979	leer		Grzes und Banach, 1984
Juli 1979	voll	87	Grzes und Banach, 1984
Juli 1980	voll	87	Grzes und Banach, 1984
Aug. 1980	leer		Grzes und Banach, 1984
Juli 1981	leer		Grzes und Banach, 1984
Aug. 1982	voll		Jania, pers. Mitt.
Aug. 1988	leer		Jania, pers. Mitt.
Aug. 1990	leer	40	NPI, 1990
Juli 1991	voll	68	
Aug. 1991	leer	40	

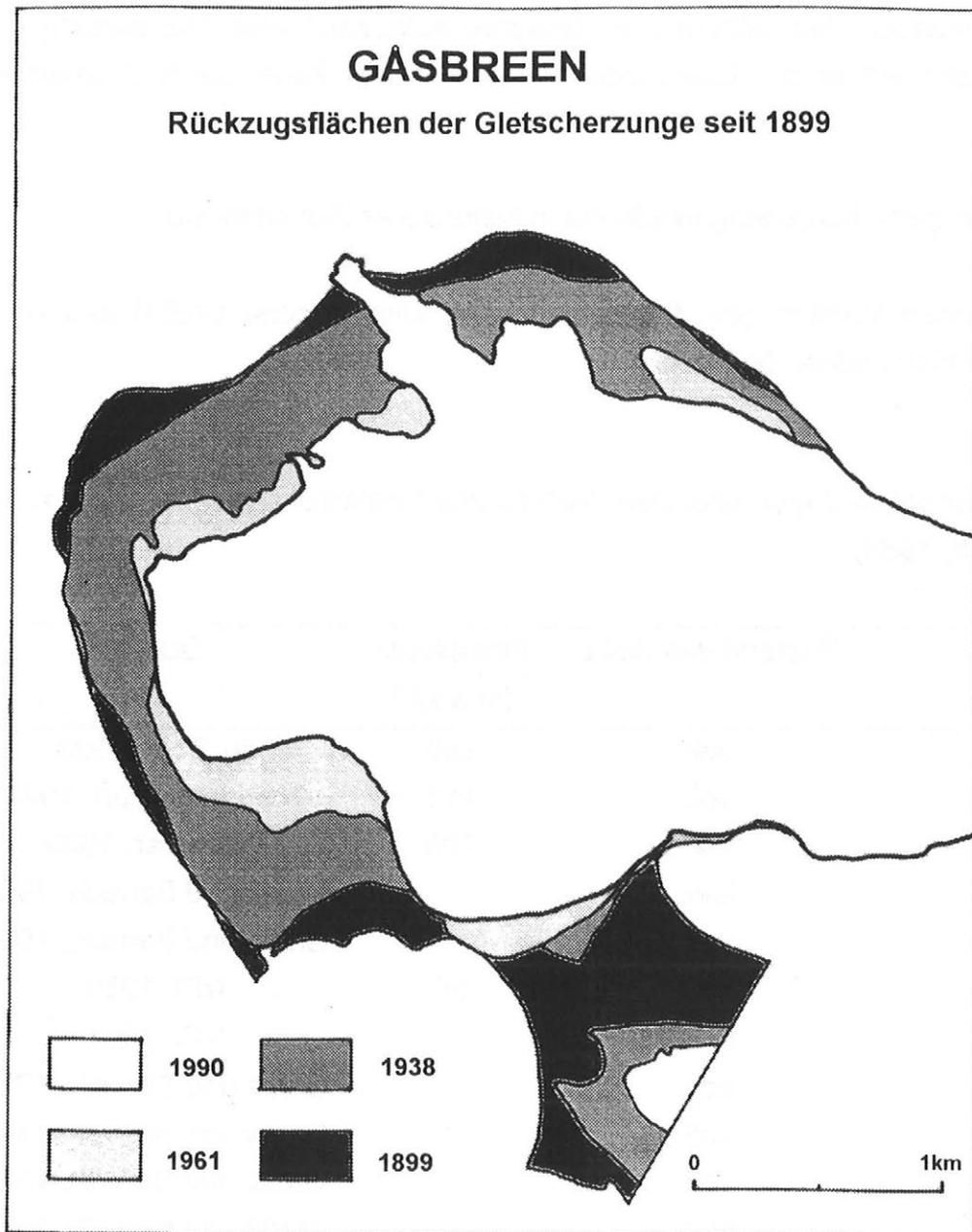


Abb. 6.5: Flächenmäßiger Rückgang des Gåsbre seit 1899

Hinweise für einen Surge des Gåsbre in historischer Zeit gibt es mehrere (zB. die Form der Mittelmoränen im Zungenbereich, Schuttbedecktes Eis bis weit in die Hänge der Wurmbrandegga).

In Tabelle 6.3 ist die weitere Entwicklung des Goësvatn seit 1899 zusammengefaßt, soweit sie aus verschiedenen Beobachtungen den Autoren bekannt ist. Dabei beziehen

sich diese Beobachtungen meist darauf, ob der See voll oder leer zum Zeitpunkt der Beobachtung war. 1956 wurde der See erstmals im leeren Zustand vorgefunden, womit die bereits von Pillewizer (1939) vermuteten Ausbrüche des Goësvatn bestätigt wurden.

Die Entwicklung der den See aufstauenden Gletschermassen ist auf Abbildung 6.5 sichtbar, die den flächenmäßigen Rückzug des Gåsbre und des Goësbre zwischen 1899 und 1990 zeigt. Vergleicht man diese Abbildung mit der Karte von De Geer (Abb. 6.4), so sieht man deutlich auf Grund der Moränenformen, daß durch den starken Rückgang des Goësbre für den Gåsbre Platz frei geworden ist, in den er vorstoßen konnte. Daher ist für diesen Gletscherbereich nur ein sehr geringer flächenmäßiger Rückzug bzw. sogar ein leichter Vorstoß zu sehen. Weiters sieht man recht deutlich den starken Rückgang der eine Art „Pfropfen“ bildenden Toteismassen, die für den Aufstau des Goësvatn verantwortlich sind.

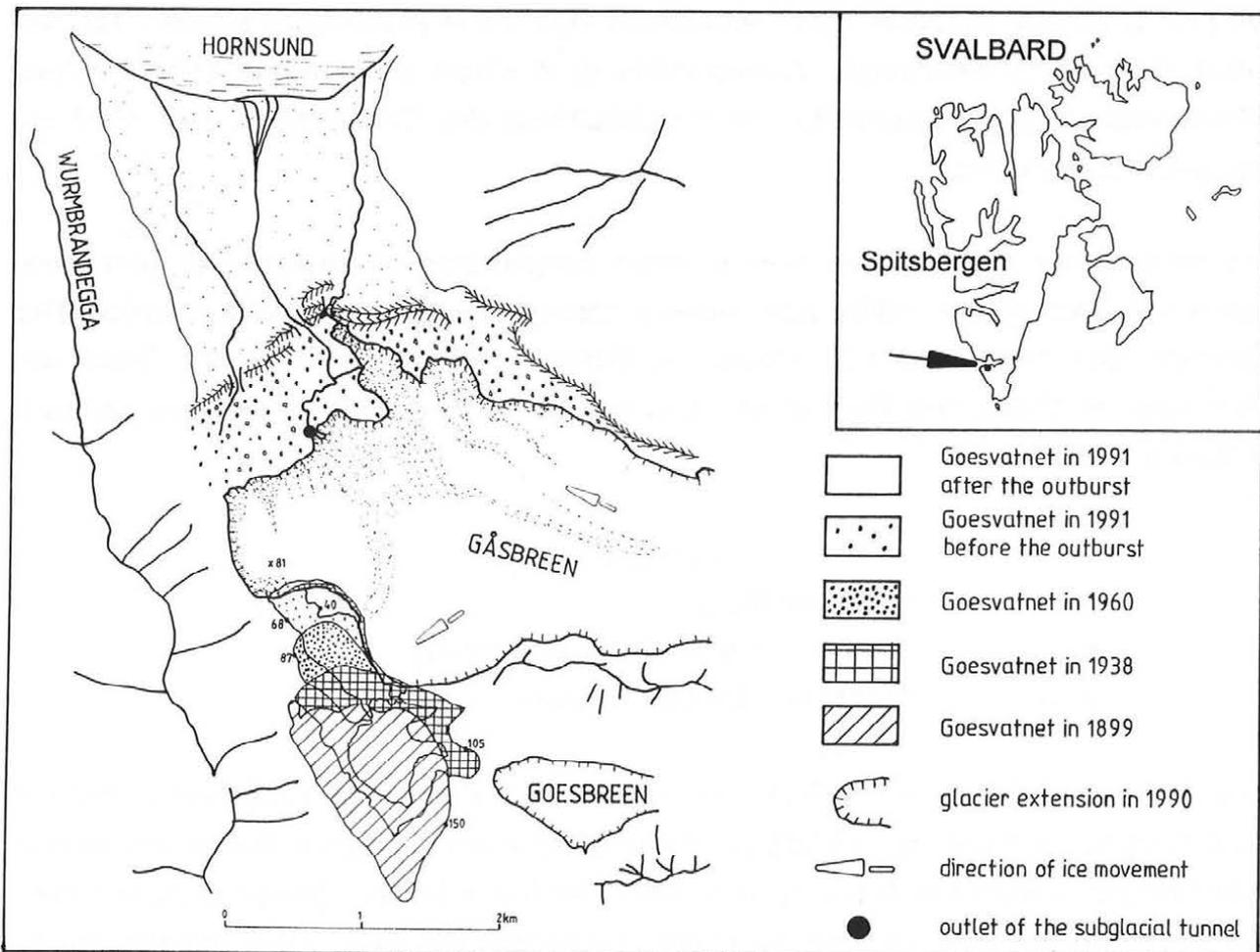


Abb. 6.6: Die Entwicklung des Goësvatn seit 1899 (aus: Schöner W. and Schöner M., 1996)

Die Veränderungen des Goësvatn seit 1899, dh. das Tiefer- und Nordwärtswandern, kann gut auf den Karten von 1938 (Pillewizer, 1939), von 1960 (PAN, 1987) sowie auf der im Rahmen dieser Arbeit hergestellten Karte von 1990 verfolgt werden. In Abbildung 6.6 wird diese Entwicklung zusammenfassend dargestellt.

Sehr anschaulich wird die Situation des Goësvatn auch in den Gelände-modelldarstellungen (Abb. 5.15 und 5.16) gezeigt.

6.4.2 Theorie der Seeaubrüche

Das theoretische Verständnis von Jökulhlaups geht zu einem Großteil auf eine Arbeit von Nye (1976) zurück. In dieser Arbeit entwickelte Nye ein physikalisches Modell, das den Abfluß für eine nicht-stationäre Wasserströmung in einem subglazialen Tunnel mittels Differentialgleichungen beschreibt, um den Jökulhlaup des Grimsvötn im Jahr 1972 am Vatnajökull zu simulieren.

Eine wesentliche Idee für den Beginn eines subglazialen Seeausbruches geht aber bereits auf Thorarinson (1939) bzw. andere norwegische Wissenschaftler zurück: Der Ausbruch des Sees beginnt, sobald im Bereich der Abdichtung des Sees der hydrostatische Druck des Seewassers gleich groß ist wie der Eisüberlagerungsdruck durch den Gletscher.

$$h_w = \rho_i h_i / \rho_w$$

h_w ,	Tiefe des Sees
h_i	Eisdicke im Bereich der Abdichtung
ρ_i, ρ_w	Dichte von Eis bzw. Wasser

Dann ist es für den See möglich, die dämmenden Eismassen anzuheben und die Abdichtung zu durchbrechen. Mittels eines hydrostatischen Ausleger-Effektes konnte Nye (1976) zeigen, warum der Ausbruch des Grimsvötn früher beginnt (bevor er h_w erreicht). Aber auch von anderen Jökulhlaups ist ein Ausbrechen der Seen vor Erreichen von h_w bekannt. Fisher (1973) untersuchte dieses Phänomen für die Ausbrüche des Summit Lake (British Columbia), der vom Salmon Glacier gestaut wird. Er nimmt an, daß ein gut verbundenes Abflußsystem innerhalb des Salmon Glacier existiert und der Ausbruch dann beginnt, wenn der See dieses Abflußsystem „einfängt“ und erweitert. Dadurch ist ein

Ausbruch auch möglich; bevor h_w erreicht wird, und kein „Aufschwimmeffekt“ des abdichtenden Eises notwendig. Der tatsächliche Auslöseeffekt von Jökulhlaups ist aber sehr oft unbekannt. Entscheidend für den Beginn eines Ausbruchs kann auch der Abfluß in den bestehenden Kanälen sein. Wie Röthlisberger (1972) zeigte, wird der Wasserdruck in den Kanälen bei steigendem Abfluß geringer. Bei starker Ablation wird es für den See dadurch leichter, sowohl auf Grund des höheren hydrostatischen Druckes durch den höheren Seestand, als auch durch den geringeren Wasserdruck in den Kanälen, auszubrechen.

Beobachtungen von verschiedenen Jökulhlaups zeigen, daß der subglaziale Abfluß in einem oder mehreren Tunnels stattfindet und nicht in Form einer großflächigen Wasserschicht an der Basis des Gletschers (was prinzipiell im Falle der „Aufschwimmtheorie“ auch möglich wäre). Röthlisberger (1972) konnte bereits in seiner grundlegenden Arbeit über den Wasserdruck in subglazialen und intraglazialen Kanälen zeigen, daß große Kanäle immer auf Kosten der kleinen Kanäle wachsen. Somit dürften sich auch aus einer anfänglich eventuell vorhandenen subglazialen Wasserschicht ein bis einige subglaziale Hauptkanäle während des Ausbruchs bilden.

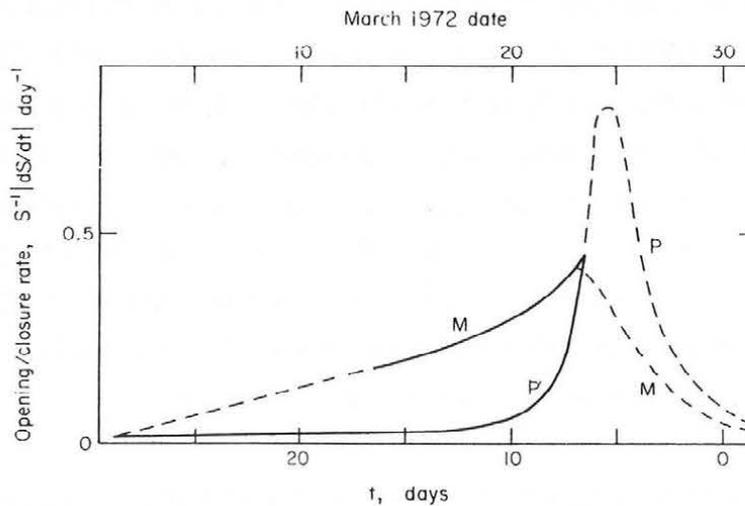


Abb. 6.7: Berechnete Werte der Tunnelerweiterung durch freiwerdende Reibungswärme (M) und der Tunnelverengung durch plastische Deformation (p) des subglazialen Tunnels während des Jökulhlaup des Grimsvötn im Jahr 1972. Die durchgehenden Linien beruhen auf die Annahme, daß p viel kleiner ist als M . Die strichlierte Linie beruht auf einer Abschätzung. (aus Nye, 1976)

Recht einheitlich für alle Jökulhlaups dürfte hingegen der physikalische Vorgang während des Ausfließens des Wassers in den subglazialen Tunnels sein. Sobald das Wasser in einem subglazialen Tunnel fließt, bestimmen zwei Prozesse den Abflußvorgang. Einerseits die Erweiterung des Tunnels durch die freiwerdende Reibungswärme des turbulenten Abflusses sowie durch die Freisetzung der thermischen Energie des Seewassers im subglazialen Kanal, wodurch an den Wandungen Eis wegschmilzt. Andererseits die Verengung des Tunnels durch plastische Deformation, die durch den Eisüberlagerungsdruck bewirkt wird. Entscheidend für den Abflußvorgang während der ersten Phase eines Seeausbruchs ist die sehr schnelle Erweiterung des Tunnels durch die Reibungswärme und freigesetzte thermische Energie, die gegenüber der Verengung des Tunnels durch den Eisüberlagerungsdruck bei weitem überwiegt. Diese Annahme geht im wesentlichen auf Listøl (1956) zurück. Abbildung 6.7 zeigt dieses Wechselspiel von Erweiterung und Verengung des Tunnels auf Grund von Berechnungen, die Nye (1976) für den Ausbruch des Grimsvötn im Jahr 1972 durchführte, wobei er für die Seetemperatur 0°C annahm (keine Freisetzung von thermischer Energie des Seewassers).

Beendet kann der Abfluß (Ausbruch) wieder durch mehrere Vorgänge werden. Die erste Möglichkeit besteht darin, daß das gesamte Wasser des Sees abgeflossen ist und sich der Tunnel durch den Eisüberlagerungsdruck wieder langsam schließt. Eine weitere Möglichkeit besteht darin, daß der Ausbruch beendet wird, bevor das gesamte Wasser des Sees abgeflossen ist, weil die Verengung des Tunnels durch den Überlagerungsdruck des Eises größer geworden ist als die Erweiterung durch die Aufschmelzung, und der See daher wieder abgedichtet wird. Weiters kann eine plötzliche Bewegung des Gletschers den subglazialen Tunnel wieder abdichten. Ganz allgemein kann gesagt werden, daß der Grund für das Ende des Ausbruchs, ähnlich wie der für den Beginn des Ausbruchs, meist nur sehr unzureichend bekannt ist.

Es war nun der Verdienst von Nye (1976), dieses Wissen über Jökulhlaups unter der Annahme eines R-channels für den Abflußtunnel in eine exakte physikalische Formulierung umgesetzt und daraus ein Simulationsmodell für die Jökulhlaups des Grimsvötn entwickelt zu haben. Clarke (1982) verwendete das Nye-Modell für die Simulation der Ausbrüche des Hazard Lake, wobei er als wesentlichen Parameter die Geometrie des Seebodens im Modell mitberücksichtigte und außerdem für den See eine Temperatur über 0°C annahm. Dadurch wird zusätzlich zur Reibungswärme die gespeicherte thermische Energie des Seewassers für die Schmelzung wirksam. Mittels des Modells ist es nun möglich, die Abflußkurve während des Ausbruchs zu simulieren und umgekehrt auch Abflußspitzen vorrauszusagen.

Ein weiteres gutes Hilfsmittel für die Bestimmung des Spitzenabflusses während eines Jökulhlaups ist die empirische Formel von Clague und Mathews (1973)

$$Q_{\max} = 75 (V_0 / 10^6)^{0,67}$$

mit:	Q_{\max}	maximaler Abfluß (m^3s^{-1})
	V_0	Seevolumen zu Beginn des Ausbruchs (m^3)

6.4.3. Der Ausbruch des Goësvatn im Sommer 1991 und das Vorkommen von „Naled Ice“ im Bereich der Sandurzone des Gåsbre

Der See war zu Beginn der Expedition (Ende Juni 1991) fast zur Gänze eisfrei und flächenmäßig nur geringfügig kleiner als zu Beginn des Ausbruches. Als weitere Voraussetzung war den Autoren bekannt, daß der See im Sommer 1990 ebenfalls ausgebrochen war, da dies durch das Luftbild vom 30.7.1990 (NPI, 1990) belegt ist. Somit wurde der See durch die Schmelzwässer vom Herbst 1990 und durch die Schmelzwässer vom Frühsommer 1991 aufgefüllt. Der Zustand des Sees vor dem Ausbruch ist auf Abbildung 6.8 zu sehen.

Am 25.7.1991 wurde dann die kritische Marke für den Beginn des Seeausbruches erreicht. Bemerkte wurde der Ausbruch durch die Autoren während des Aufstiegs für Vermessungsarbeiten auf den Tsjebysov fjell. Der Hauptgletscherbach des Gåsbre hatte plötzlich eine wesentlich stärkere Wasserführung und bildete außerdem im Meer ein großes braunes Delta durch die vermehrte Geschiebefracht. Weiters konnte mittels des Theodolitfernrohres beobachtet werden, daß sich im Gletschervorfeld des Gåsbre einige kleinere Stauseen gebildet hatten und der Wasserspiegel sehr geringfügig gesunken war. Auch der Austritt des Wassers aus dem Gletscher war eindeutig zu identifizieren (siehe Abb. 6.6). Alle Informationen wurden in eine Feldskizze eingetragen. Der weitere Ablauf des Seeausbruches war gut durch die Wasserführung des Gletscherbaches zu verfolgen. Ungefähr $1\frac{1}{2}$ Tage später stellte sich wieder eine normale Wasserführung ein.

Der fast leere See wurde am 27.7.1991 wieder aufgesucht und mittels Photographien (Abb. 6.9) und Aufzeichnungen im Feldbuch dokumentiert. Eindeutig konnte der Abflußkanal identifiziert werden, der zum Teil bereits verstürzt war (Abb. 6.10). Auch der



Abb. 6.8: der Goësvatn vor dem Ausbruch im Sommer 1991



Abb. 6.9: Der Goësvatn nach dem Ausbruch im Sommer 1991



Abb. 6.10: Der subglaziale Tunnel, der während des Ausbruchs des Goësvatn im Sommer 1991 entstand

maximale Wasserstand konnte sowohl im Gebiet des Gletschers als auch im gletscherfreien Gebiet auf Grund der Färbung gut identifiziert werden. Der Abflußkanal, der während des Ausbruchs des Sees im Jahr 1991 benutzt wurde, befindet sich an der Grenze zwischen den aktiven und passiven Eismassen des Gåsbre. Das konnte durch mehrere Beobachtungen verifiziert werden. Erstens durch Identifizierung von Beginn und Ende des subglazialen Kanals. Zweitens durch eine persönliche Mitteilung von J. Schröder (Institut für Geographie, Universität Quebec), der eine Moulin im Grenzbereich zwischen aktivem und passivem Gletscherteil befahren hat und die Grenzzone für einen wesentlichen Abflußkanal hält. Im Jahr 1979/80 wurden von Grzes und Banach (1984) zwei Abflußkanäle (ein subglazialer und ein intraglazier) identifiziert, die sich beide im Bereich der Grenze zwischen passiven und aktiven Eismassen des Gåsbre befanden. Da sich der Abflußkanal im Sommer 1991 nicht an der tiefsten Stelle des Sees befand, floß der See auch nicht zur Gänze aus.

Interessant im Zusammenhang mit den Ausbrüchen des Goësvatn ist das Vorkommen von „Naled Ice“ in der Sandurzone des Gåsbre. „Naled Ice“ ist eine in Spitzbergen weit verbreitete Form von Eiskristallen, die als dm lange vertikale Nadeln oft große Flächen im Bereich des Gletschervorfeldes oder der Sandurzonen bilden (Abb. 6.11 und 6.12). Aus größerer Entfernung sind sie von einer Schneefläche schwer zu unterscheiden. Eine detaillierte Beschreibung über die „Naled Ice“ Vorkommen im Bereich der Sandur Zone

des Gåsbre findet sich in der Arbeit von Cegla und Kosarski (1977). Grzes und Banach (1984) nehmen als Grund für die Entstehung dieser „Naled Ice“ Flächen das Ausfließen des Goësvatn im Winter an, wobei das ausfließende Wasser sehr rasch gefriert und Naled Ice bildet. Für andere Gletscher in Spitzbergen nimmt man als Grund für die Entstehung von „Naled Ice“ den Winterabfluß an der Gletscherbasis an, der auch von Cegla und Kosarski (1977) als Entstehungsgrund der „Naled Ice“ Vorkommen im Bereich des Gåsbre angesehen wird.

Da der Goësvatn auf dem Luftbild vom Juli 1990 im leeren Zustand ist und der nächste Ausbruch erst im Sommer 1991 stattfand, ist daher ein Ausbruch des Goësvatn während des Winters auszuschließen. Da aber trotzdem große Flächen von „Naled Ice“ im Bereich der Sandurzone des Gåsbre im Sommer 1991 gefunden wurden, ist die Theorie von Grzes und Banach als alleinige Bildungsursache von „Naled Ice“ im Bereich der Sandurzone des Gåsbre auszuschließen. Zumindest teilweise dürfte daher die Theorie von Cegla und Kosarski (1977) zutreffend sein.



Abb. 6.11: Typische Naled Ice Kristalle aus dem Bereich der Sandur Zone des Gåsbre im Sommer 1991



Abb. 6.12: Naled Ice Flächen im Sandurbereich des Gåsbre. Die Kristalle stehen vertikal nebeneinander aufgereiht und bilden sehr große Fläche meist in der unmittelbaren Umgebung des Gletscherflusses

6.4.4. Beschreibung der Ausbrüche des Goësvatn seit 1899 unter Zuhilfenahme eines Simulationsmodells

Durch Auswertung von älteren und aktuellen Karten bzw. Luftbildern sowie Beobachtungen während unserer und älterer Expeditionen, ist es bereits möglich, sehr wesentliche Faktoren der Jökulhlaups des Goësvatn zu bestimmen.

Folgende Karten und Luftbilder standen zur Verfügung:

- (1) Karte des Gåsbre 1:50.000 von De Geer aus dem Jahr 1899 (aus De Geer, 1923)
- (2) Topografisk Kart over Svalbard 1:100.000, basierend auf Luftbilder aus dem Jahr 1936
- (3) Karte des Gåsbre 1: 16.667 aus dem Jahr 1938 (aus Pillewizer, 1939)
- (4) SW-Luftbild des Gåsbre aus dem Jahr 1960 (NPI, 1960)

- (5) Karte des Gåsbre 1: 10.000 basierend auf Luftbilder aus dem Jahr 1960 (eigene Auswertung)
- (6) Kopie der Karte des Gåsbre 1:25.000 von Kolondra und Jania basierend auf Luftbilder aus dem Jahr 1961 (unveröffentlicht)
- (7) IR-Luftbild des Gåsbre aus dem Jahr 1990 (NPI, 1990)
- (8) Karte des Gåsbre 1:10.000 basierend auf Luftbilder aus dem Jahr 1990 (eigene Auswertung)

Auf den Karten von 1961 und 1990 ist der Goësvatn im leeren Zustand zu sehen. Dadurch ist es einerseits möglich, die Seetopographie zu bestimmen und dadurch für alle Jahre aus denen Aufnahmen vorliegen (und die Seespiegelhöhe eingetragen ist), das Seevolumen zu bestimmen. Andererseits liegen dadurch für diese 2 Zeitpunkte Unterlagen über einen Ausbruch vor. Unmittelbar aus den Karten ableitbar ist auch die Fläche des Sees zu den verschiedenen Zeitpunkten.

Als weiterer wichtiger Parameter kann die Mächtigkeit der abdämmenden Eismassen im Bereich der Abdichtung des Sees den Karten entnommen werden, wobei man aber zuerst entscheiden muß, wo sich die Abdichtung des Sees in den einzelnen Jahren befand. Die Ermittlung der Eismächtigkeit ist für die Überprüfung, ob für die Ausbrüche des Goësvatn die „Aufschwimmtheorie“ möglich ist, interessant. Für das Jahr 1991 ist die Lage der Abdichtung auf Grund der Beobachtung des Abflußkanals (im Grenzbereich zwischen passiven und aktiven Eismassen des Gåsbre) recht gut bekannt. Für den Ausbruch im Jahr 1961 erscheint auf Grund der Beobachtungen von Grzes und Banach (1984) die selbe Lage des Abflußkanals sehr wahrscheinlich, wodurch auch die Lage der Abdichtung recht gut abgeschätzt werden kann. Um nun die Eismächtigkeit im Bereich der Abdichtung für 1961 und 1991 zu bestimmen, muß man aber auch eine Annahme über den Eisuntergrund machen, da keine Messungen vorliegen. Das kann mit hinreichender Genauigkeit durch Extrapolation der Topographie aus dem eisfreien Gelände durchgeführt werden. Angemerkt soll hier noch werden, daß sich in beiden Jahren die Abdichtung nicht im Bereich mit der geringsten Eismächtigkeit befindet. Eine Erklärung dafür kann später gegeben werden.

Für die Jahre 1899 und 1938 sind keine Ausbrüche des Goësvatn bekannt. Für das Jahr 1938 liegen aber eine Vielzahl von Beobachtungen vor (Pillewizer, 1939), die einen Ausbruch ungefähr zu dieser Zeit mit großer Wahrscheinlichkeit vermuten lassen. Für die weiteren Überlegungen wird für beide Jahre vorerst angenommen, daß ein Ausbruch ungefähr zu dieser Zeit stattgefunden hat. Zu beiden Zeitpunkten erscheint ein Abflußkanal im Grenzbereich zwischen aktiven und passiven Eismassen bzw. zwischen Goësbre und Gåsbre unwahrscheinlich. Eine Abdichtung des Sees scheint in diesen

Jahren im Bereich der geringsten Eismächtigkeit im Konfluenzbereich der Eismassen von Goësbre und Gåsbre wahrscheinlich. Dieses, von den späteren Jahren unterschiedliche Entwässerungssystem des Goësvatn während eines Ausbruchs, wird auch durch einen Durchbruch durch die Moränenwälle des Gåsbre im westlichen Teil bestätigt, der 1938 noch aktiv von einem Gletscherbach durchflossen wurde, 1991 aber mehr oder minder trocken gefallen war. Ein Vorteil für die Bestimmung der Mächtigkeit der dämmenden Eismassen für die Jahre 1899 und 1938 ist der bekannte Gletscheruntergrund, der in den neueren Karten eisfrei wurde und daher in den Luftbildern ausgewertet werden konnte.

Ebenso wie die Eismächtigkeit kann aus den Karten auch die Höhe der Wassersäule über der Abdichtung des Sees zum Zeitpunkt des Ausbruchs bestimmt werden, wenn entweder der maximale Seestand bekannt ist oder eine Abschätzung dafür möglich ist. Für das Jahr 1991 konnte der maximale Wasserstand direkt beobachtet werden. Auch für das Jahr 1961 kann der maximale Wasserstand auf Grund der Kartenauswertung von 1961 (6) mit guter Zuverlässigkeit bestimmt werden. In dieser Karte ist der ehemalige Seestand auf Grund der Schlammausdehnung eindeutig erkennbar. Keine unmittelbaren Informationen des maximalen Seestandes liegen hingegen für die Jahre 1899 und 1938 vor. Pillewizer (1939) gibt an, daß sich die höchste von ihm vorgefundene Strandlinie des Sees in einer Höhe von 143m.a.s.l. befindet. Diese Höhenangabe paßt recht gut mit der von De Geer angegebenen Höhe des Goësvatn von 150m überein. Nach obiger Beobachtung dürfte der See somit nie eine Seespiegelhöhe von ungefähr 150m überschritten haben. Pillewizer (1939) gibt weiters an, daß die Hänge im Bereich der obersten Strandlinien 1938 bereits bewachsen waren, während die tieferen Strandlinien völlig vegetationsfrei waren (eine Höhe für diese Grenze wird nicht angegeben). Auf (2) wird der Seespiegel für 1936 mit 115m angegeben. Somit dürfte für einen angenommenen Ausbruch um 1938 ein maximaler Seespiegel von 115 bis ungefähr 135m wahrscheinlich sein.

Die Ergebnisse der vorigen Ausführungen sind in Tabelle 6.4 dargestellt. Abbildung 6.13 zeigt dann das Verhältnis der Seehöhe über der Abdichtung zur Eismächtigkeit über der Abdichtung in graphischer Form. Man sieht sehr deutlich, daß der Goësvatn nie eine Seespiegelhöhe erreicht hat, die für ein Aufschwimmen der dämmenden Eismassen im Bereich der Abdichtung notwendig wären. Für den Goësvatn muß daher ein anderer Auslösemechanismus als die „Aufschwimmtheorie“ für die Ausbrüche verantwortlich sein.

Für die Ausbrüche der Jahre 1961 und 1991 liegt der Auslösemechanismus sicherlich in der Lage des Abflußkanals begründet. So wie für den Summit Lake (Fisher, 1973) scheint auch der Goësvatn ein bestehendes Abflußsystem des Gåsbre „einzufangen“, das noch lang vor Erreichen von h_w für einen Ausbruch des Sees sorgt. Auch 1938 könnte ein

ähnlicher Mechanismus wirksam gewesen sein, wobei aber genauere Angaben dazu nicht gemacht werden können.

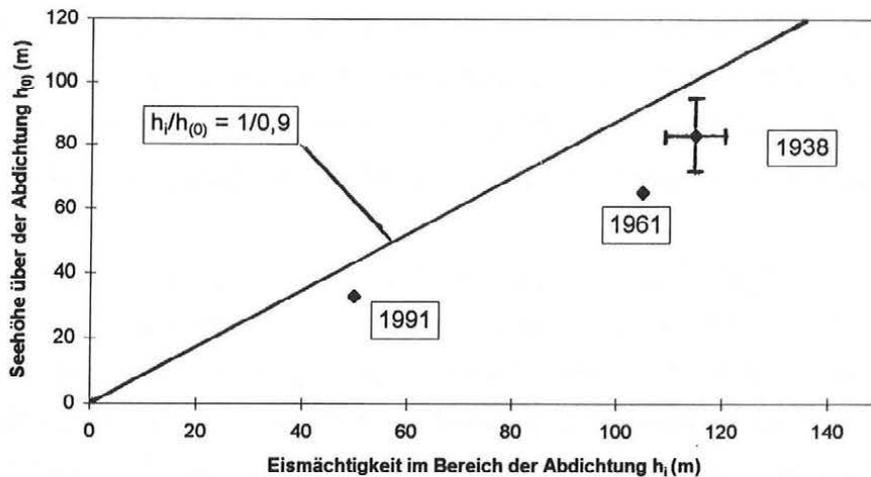


Abb. 6.13: Verhältnis der Seehöhe des Goësvatn über der Abdichtung zur Eismächtigkeit des Gåsbre im Bereich der Abdichtung für verschiedene Jahre

Für den Jökulhlaup im Jahr 1991 dürften außerdem die Überlegungen von Röthlisberger (1972) über den Beginn des Ausbruchs von eisgedämmten See einen entscheidenden Einfluß besitzen. Während einer Periode starker Ablation ist der Abfluß in den subglazialen Kanälen sehr groß und dadurch der Wasserdruck in den Kanälen relativ niedriger. Gleichzeitig ist natürlich auch der hydrostatische Druck durch den See besonders groß und dadurch ein Ausbruch leichter möglich als zu einer Zeit geringer Wasserführung in den subglazialen Kanälen. Der Ausbruch des Goësvatn fand am 25.7.91 statt, nach der längsten Schönwetterperiode im Hornsund des Sommers 1991 (siehe Kapitel 3.3). Die dadurch bedingte starke Schmelzwasserproduktion könnte für den Beginn des Ausbruchs wesentlich verantwortlich gewesen sein.

Ebenfalls eingetragen wurden in Tabelle 6.4 die Höhe des Austritts des Abflußtunnels im Bereich der Gletscherzunge sowie die Länge des subglazialen Abflußtunnels, die beide für das im folgenden verwendete Simulationsmodell von Bedeutung sind. Auch diese Daten können für 1961 und 1991 mit guter Genauigkeit angegeben werden, während man für 1938 mit einer größeren Unsicherheit rechnen muß.

Tab. 6.4: Topographische Maßzahlen für die Ausbrüche des Goësvatn in verschiedenen Jahren, abgeleitet aus Luftbildern und Karten. (Die Daten für 1991 beruhen zum Teil auf die Auswertung der Luftbilder von 1990, die Daten von 1961 zum Teil auf die Auswertung der Luftbilder von 1960)

	1899	1938	1961	1991
Länge des Abflusstunnels $l_{(0)}$ (m)	?2500?	2000	1750	1350
Eismächtigkeit im Bereich der Abdichtung h_i (m)	?140-150?	110-120	105	50
Seespiegelhöhe über der Abdichtung zu Beginn des Ausbruchs $h_{(0)}$ (m)	?85?	70-95	65	33
$h_{(0)} / h_i$		circ. 0,75	0,62	0,66
Höhe des Tunnelaustrittes (m)		40	30	22
Seevolumen $V_{(0)}$ (m ³)		38,480.000 (für $h_{(0)}=120\text{m}$)	23,880.000	7,117.500
Seefläche $S_{(0)}$ (m ²)		1,346.000 (für $h_{(0)}=120\text{m}$)	1,132.000	420.000
Geometriefaktor M		0,340	0,325	0,513

Weiters enthält Tabelle 6.4 auch einen sogenannten Geometriefaktor, der die Topographie des Sees mittels einer einfachen Formel beschreibt. Auch diese Maßzahl wird für das Simulationsmodell benötigt. Folgende Formel wurde verwendet:

$$h_{w(t)} / h_{(0)} = (V_{(t)} / V_{(0)})^M$$

$h_{w(t)}$	Seespiegelhöhe zur Zeit t
$h_{(0)}$	Seespiegelhöhe am Beginn des Ausbruchs
$V_{(t)}$	Seevolumen zur Zeit t

$V_{(0)}$	Seevolumen am Beginn des Ausbruchs
M	Geometriefaktor

Einen Vergleich zwischen der tatsächlichen (dem Höhenlinienplan entnommener) Seetopographie und der durch obige Formel beschriebener Seegeometrie zeigt Abbildung 6.14 für das Jahr 1938. Die Abweichungen durch die Formel von der tatsächlichen Form sind recht gering. Abbildung 6.15 zeigt dann die hypsographischen Kurven des Goësvatn für die Jahre 1938, 1960 und 1990.

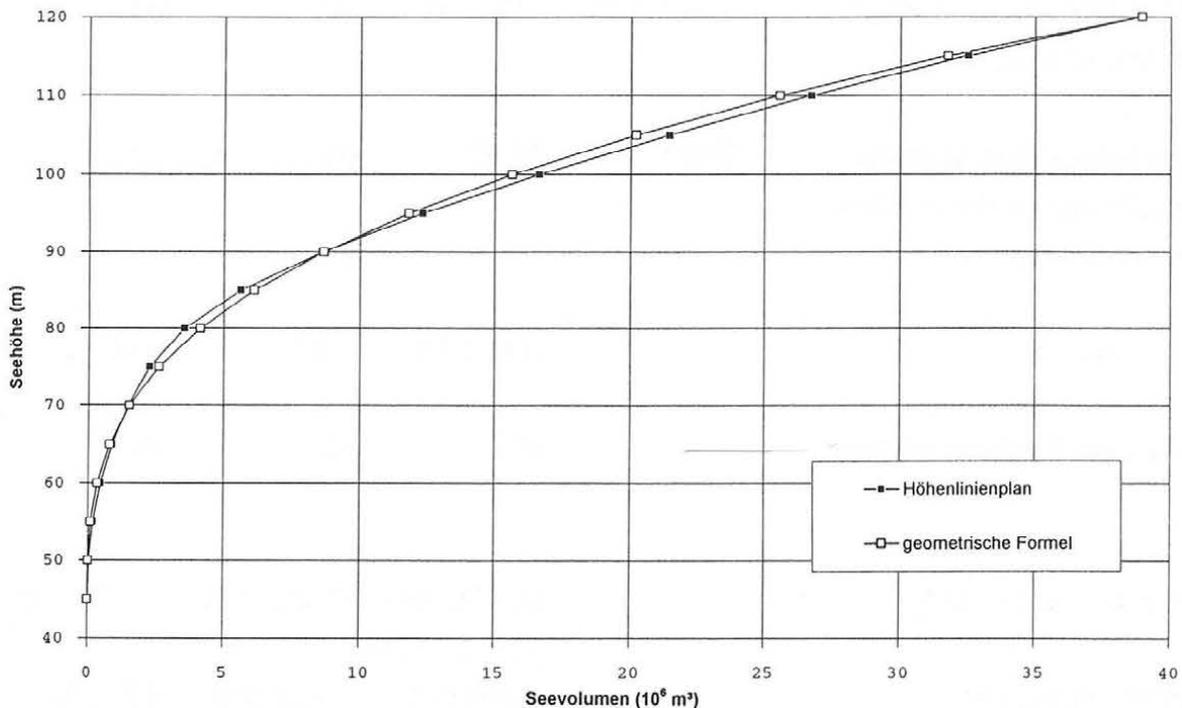


Abb. 6.14: Vergleich der tatsächlichen Seegeometrie (bestimmt aus einem Höhenlinienplan) mit der Seegeometrie bestimmt mittels einer Formel (Erklärung im Text) für den Goësvatn im Jahr 1938

Der Geometriefaktor zeigt, daß sich die Seebeckengeometrie zwischen 1961 und 1990 geändert hat und zwar von einer kegelförmigen zu einer paraboloidförmigen Topographie. Die Geometrie des Sees ist auf Grund der Wassermassenverteilung in den einzelnen Höhenstufen des Sees für den Abflußvorgang während des Ausbruchs bedeutend.

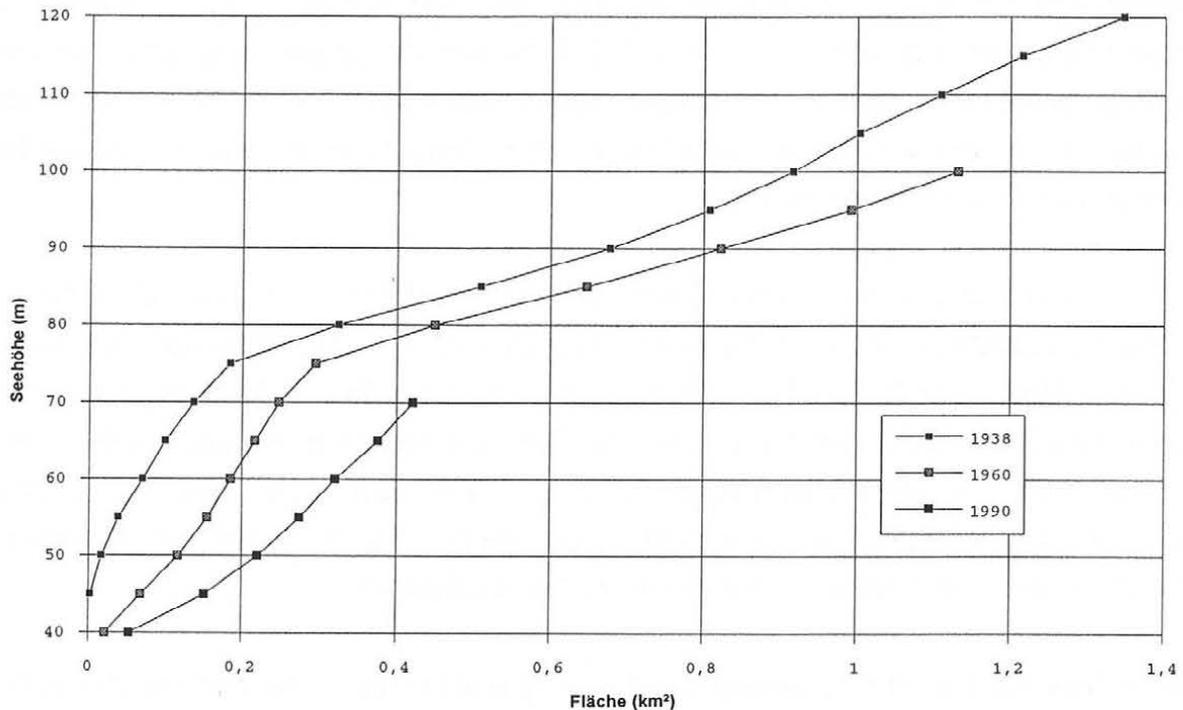


Abb. 6.15: Hypsographische Kurven des Goësvatn in den Jahren 1938, 1960 und 1990

Auf Grund der nun vorliegenden Seevolumina zu Beginn der Seeausbrüche in den Jahren 1961 und 1991 sowie für einen Ausbruch um 1938 ist es möglich, mittels der empirischen Formel von Clague und Mathews (1973), die bereits früher beschrieben wurde, den Spitzenabfluß der Ausbrüche zu berechnen. Für einen Ausbruch um 1899 ist eine Berechnung auf Grund des unbekannt maximalen Wasserstandes des Sees vor einem eventuellen Ausbruch und der ungeklärten Abflußdynamik nicht sinnvoll. Nach Meinung der Autoren scheint es für diese Zeitperiode auch möglich, daß damals keine Ausbrüche mit einer vollständigen Entleerung stattfanden, sondern der See bei zu hohem Wasserstand überfloß und lateral entwässerte. Für diese Annahme spricht der in der Karte von De Geer (1923) beim orographisch linken Gletscherende eingezeichnete Schwemmkegel, während der von Pillewizer (1939) erwähnte Durchbruch durch den Moränenwall im orographisch linken Zungenbereich erst später entstanden sein dürfte. Eine genauere Aussage bezüglich Jökulhlaups um die Jahrhundertwende ist derzeit jedenfalls nicht möglich.

Die berechneten Spitzenabflüsse für die Jökulhlaups von 1961 und 1991 sowie um 1938 mittels der Clague-Mathews Formel sind in Tabelle 6.5 eingetragen. Eine genauere Beschreibung für diese Jökulhlaups ist aber mit dieser Formel nicht möglich. Eine Beschreibung der Abflußkurve während der Ausbrüche liefert hingegen das bereits erwähnte Nye-Clarke Modell. Mit diesem Modell kann der Abfluß für jeden Zeitpunkt numerisch berechnet werden und somit neben dem Verlauf des Abflusses auch die Dauer des Ausbruchs bestimmt werden.

Das Nye-Clarke Modell für die Simulation des Abflusses während eines Jökulhlaups ist auf die Kontinuitätsgleichung, Energieerhaltungsgleichung, die Wärmeleitungsgleichung sowie eine Gleichung für die Tunnelgeometrie eines subglazialen R-Channels aufgebaut (Clarke 1982). Weiters wird die empirische Gauckler-Manning Formel zur Berechnung des Abflusses aus dem Tunnelquerschnitt und dem Gradienten des Fluidpotentials verwendet. Durch mehrere Vereinfachungen leitete Clarke (1982) 2 Formeln zur Berechnung der Abflußkurven während eines Ausbruches ab:

1.) Eine Gleichung für die Änderung des Tunnelquerschnittes im Bereich der Abdichtung:

$$\frac{dS}{dt} = \frac{S^{4/3} \langle -\partial\phi/\partial s \rangle^{3/2}}{\rho_i L' N^{1/2}} + \frac{0,205 S^{2/3}}{\rho_i L'} \left(\frac{2\rho_w}{\eta} \right)^{4/5} \left(\frac{\langle -\partial\phi/\partial s \rangle}{\pi N} \right)^{2/5} k_w (\theta_{\text{lake}} - \theta_i) - K_0 S \rho_i^n \left(1 - \frac{\rho_w h_w(t)}{\rho_i h_i} \right)^n$$

2.) Eine Gleichung für den Abfluß:

$$\frac{dV}{dt} = Q_{\text{in}} - Q_{\text{out}} - \frac{S^{4/3} \langle -\partial\phi/\partial s \rangle^{1/2}}{N^{1/2}} = Q \quad \text{da für } Q_{\text{in}} = Q_{\text{out}} = 0 \text{ angenommen wurde}$$

S	Querschnittsfläche des Abflußtunnel
ϕ	Fluidpotential $\phi = r_w g z(s,t) + p$
g	Erdbeschleunigung ($9,81 \text{ ms}^{-2}$)
$z(s,t)$	Höhe des Seespiegels über dem Tunnelauslaß in Abhängigkeit von Ort und Zeit
$h_w(t)$	Höhe des Seespiegels über der Abdichtung in Abhängigkeit von der Zeit
p	Wasserdruck
s	Koordinate in Richtung des Auslaßtunnels
t	Zeit
ρ_w	Dichte von Wasser (1000 kg m^{-3})
ρ_i	Dichte von Eis (900 kg m^{-3})
L'	effektive Schmelzwärme $L' = L + c_w(\theta_w - \theta_i)$
θ_{lake}	Seetemperatur
θ_w	Wassertemperatur
θ_i	Temperatur des Eises

N	eine von Nye definierte Konstante für einen kreisförmigen Tunnel $N=(4\pi)^{2/3}\rho_w g n'^2$
n'	Manning Rauigkeitskoeffizient
η	Viskosität des Wassers
K_0	Konstante definiert von Nye für das Fließgesetz
n	Fließgesetzexponent
h_i	Eismächtigkeit im Bereich der Abdichtung
k_w	Wärmeleitfähigkeit des Wassers ($0,558 \text{ Wm}^{-1} \text{ K}^{-1}$)
Q_{in}	Wasserzufluß in den See
Q_{out}	Wasserabfluß aus dem See
Q	Wasserabfluß durch den subglazialen Tunnel
B	temperaturabhängiger Koeffizient des Fließgesetzes
$B_{(0)}$	temperaturunabhängiger Koeffizient des Fließgesetzes
E	Kriechaktivierungsenergie für Eis
R	Gaskonstante ($8,134 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$)

Folgende vereinfachende Annahmen wurden gemacht:

- 1.) Die Entwicklung des Jökulhlaups wird durch das Verhältnis von Aufschmelzung des Tunnels durch Reibungswärme und thermische Energie zu Abschließung durch plastische Verformung im Bereich der Abdichtung bestimmt. Diese Annahme hat zur Folge, daß in Gleichung 1 eine partielle Ableitung nach s (Koordinate in Richtung des subglazialen Tunnels) nicht durchgeführt werden muß.
- 2.) Der Querschnitt des Abflutunnel wird für die gesamte Länge als kreisförmig angenommen mit konstantem Manning Rauigkeitskoeffizient n' , dadurch wird $N=(4\pi)^{2/3}\rho_w g n'^2$.
- 3.) $-\partial\phi/\partial s$ wurde durch den räumlichen Mittelwert $\langle -\partial\phi/\partial s \rangle = \rho_w g z_w/l_0$ ersetzt.
- 4.) Die Abschließung des Tunnels durch plastische Verformung wird unter Annahme des Glen'schen Fließgesetzes mittels der Formel von Nye (1953) berechnet, wobei durchschnittliche Werte verwendet werden ($n = 3$, $B_0 = 8,75 \cdot 10^{-13} \text{ Pa}^{-3}\text{s}^{-1}$, $E = 60,7 \text{ kJmol}^{-1}$, $\theta_i = 273,16 \text{ K}$ and $R = 8314 \text{ Jmol}^{-1}\text{K}^{-1}$). Damit ergibt sich für $B = B_0 \exp(-E/R\theta_i) = 2,16 \cdot 10^{-24} \text{ Pa}^{-3}\text{s}^{-1}$ und K_0 in Gleichung 1 berechnet sich durch $K_0 = 2B_3^{(n+1)/2} / n^n$
- 5.) Der Eisüberlagerungsdruck wurde an der Stelle der Abdichtung mittels der Formel $p_i = \rho_i g h_i$ (h_i ist Eismächtigkeit im Bereich der Abdichtung) berechnet.
- 6.) Für die Stelle der Abdichtung (s_1) wurde angenommen, daß $\phi(s_1, t) \approx \rho_w g z_{w(t)} + p(s_1, t)$, wobei $p(s_1, t)$ der Wasserdruck ist.
- 7.) Der Wasserdruck im Bereich der Abdichtung wurde durch den hydrostatischen Druck des Sees berechnet $p(s_1, t) = \rho_w g h_{w(t)}$, dh. die Druckminderung durch das fließende Wasser im Abflußkanal wird vernachlässigt.
- 8.) Der See wurde als isotherm angenommen, dh. θ_{lake} ist unabhängig von der Zeit.
- 9.) Im Bereich der Abdichtung ist der Beitrag des einfließenden Wassers zur Gesamtwassertemperatur gleich der Seetemperatur θ_{lake} . $L' = L + c_w(\theta_{lake} - \theta_i)$, ein zusätzlicher Beitrag $c_w\theta'$ der durch das Fließen des Wassers benötigt wird, wurde vernachlässigt.
- 10.) Q_{in} und Q_{out} sind sehr klein im Vergleich zu Q und wurden gleich 0 gesetzt.
- 11.) Das Seevolumen zu einem beliebigen Zeitpunkt wurde mittels des Geometriefaktors berechnet.

Mittels einer Runge-Kutta Prozedur konnten die Gleichungen 1.) und 2.) gelöst und als PASCAL Programm programmiert werden und so die Abflußkurven berechnet werden, wobei aber vorerst noch Annahmen bezüglich der Seetemperatur und des Manning Rauigkeitskoeffizienten gemacht werden mußten.

Für den Ausbruch des Goësvatn im Jahr 1991 wurden die Werte für die Seetemperatur und Manning Rauigkeitskoeffizient durch die bekannte Dauer des Ausbruchs bestimmt, wobei eine genaue Bestimmung beider Parameter nicht notwendig war, sondern die Kombination aus beiden Werten die richtige Ausbruchsdauer für die Modellrechnung liefern mußte. Abbildung 6.16 zeigt 3 verschiedene Kombinationen für die Seetemperatur und dem Manning Rauigkeitskoeffizienten, wobei die Kombination einer Seetemperatur von 6°C mit einer Manning Rauigkeitskoeffizient von $0,070 \text{ m}^{-1/3} \text{ s}$ am besten mit der beobachtete Ausbruchsdauer von ungefähr 36 Stunden am besten überein. Diese Werte für die beiden Parameter passen auch sehr gut mit Daten, die aus der Literatur bekannt sind, zusammen. Natürlich wäre auch eine geringfügig andere Kombination der beiden Parameter als Lösung für die bekannte Ausbruchsdauer möglich, aber für weitere Aussagen nicht von Bedeutung, da sich die Abflußkurve dadurch nur geringfügig ändert. Außerdem stimmt der bei einer Seetemperatur von 6°C und einer Manning Rauigkeitskoeffizient von $0,070 \text{ m}^{-1/3} \text{ s}$ berechnete Spitzenabfluß von $240 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ mit dem mittels Clague-Mathews Formel berechneten Spitzenabfluß von $280 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ recht gut überein (Tab. 6.5).

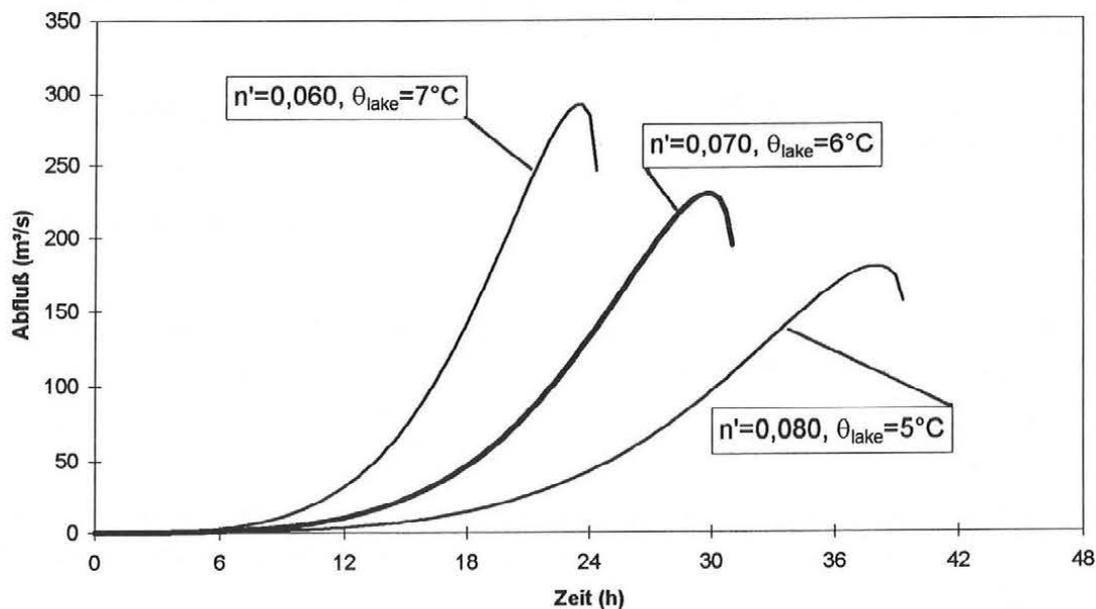


Abb. 6.16: Simulierter Ausbruch des Goësvatn im Jahr 1991 für verschiedene Werte der Seetemperatur und des Manning Rauigkeitskoeffizienten

Setzt man nun die ermittelten Werte des Manning Rauigkeitskoeffizienten und der Seetemperatur als konstant (als vereinfachende Annahme) für alle früheren Ausbrüche an, so kann man auch diese Ausbrüche mittels des Modells simulieren. Der so berechnete Spitzenabfluß, beträgt für 1961 $720\text{m}^3\text{s}^{-1}$ bei einer Ausbruchsdauer von ungefähr $1\frac{1}{2}$ Tagen und für 1938 $970\text{m}^3\text{s}^{-1}$ bei einer Ausbruchsdauer von ungefähr 2 Tagen (Abb. 6.17 und Tab. 6.5). Angegeben wird als Ergebnis der Modellberechnungen in Tabelle 6.5 auch die maximale Tunnelquerschnittsfläche.

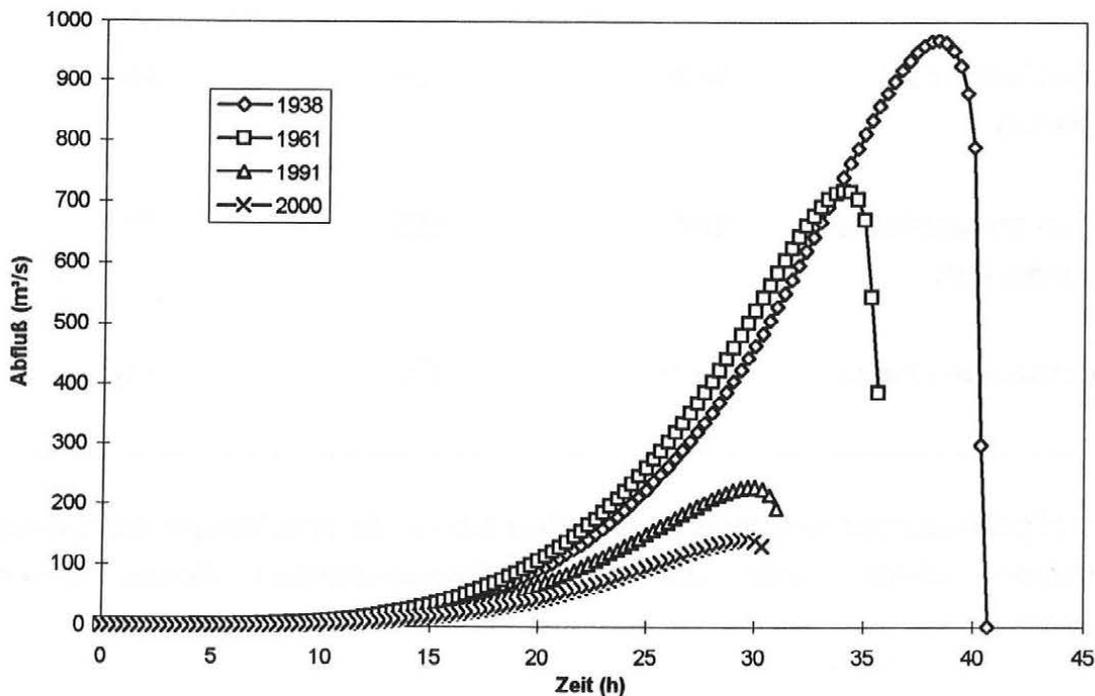


Abb. 6.17: Simulierte Ausbrüche für die Jahre 1991, 1961 und 1938 sowie für das Jahr 2000 prognostizierter Ausbruch des Goësvatn berechnet mittels des Nye-Clarke Modells

In Abbildung 6.17 sieht man sehr deutlich, daß der Spitzenabfluß bei Jökulhlaups des Goësvatn seit dem Jahr 1938 stark abgenommen hat (von ungefähr $1000\text{m}^3\text{s}^{-1}$ auf $250\text{m}^3\text{s}^{-1}$). Die starke Änderung des Spitzenabflusses wird durch mehrere Feldbeobachtungen während der Expedition 1938 (Pillewizer, 1939) bestätigt. Diese Beobachtungen lassen vermuten, daß 1939 noch ein Großteil der Sanderzone während der Ausbrüche geflutet wurde, während unsere Beobachtungen im Jahr 1991 zeigen, daß der Gletscherbach zwar merkbar größer war als normal, aber die Sanderzone des Gåsbre

nicht geflutet wurde. Weiters zeigen die Modellergebnisse, daß sich die Ausbruchsdauer seit ungefähr 1938 nur unwesentlich verkürzt hat (von ungefähr 2 auf $1\frac{1}{2}$ Tage), obwohl das ausfließende Wasservolumen 1938 ungefähr 5,5mal so groß war wie 1991. Da aber, wie vorher erwähnt, sich auch der Spitzenabfluß seit 1938 stark verringert hat, blieb die Ausbruchsdauer seit 1938 relativ konstant.

	1938	1961	1991
Spitzenabfluß (m^3s^{-1}) (Clague-Mathews)	865	630	280
Spitzenabfluß (m^3s^{-1}) (Nye Clarke)	970	720	240
max. Querschnittsfläche des Tunnels (m^2)	207	155	72
Ausbruchsdauer (Tage)	ca. 2	$1\frac{1}{2}$	$1\frac{1}{3}$

Tab. 6.5: Ergebnisse der berechneten Abflußkurven für die Jökulhlaups des Goësvatn in verschiedenen Jahren sowie der mittels Clague-Mathews Formel berechnete Spitzenabfluß

Ebenso wie ein historischer Ausbruch läßt sich mittels des Modells auch ein zukünftiger Ausbruch vorhersagen, wobei man aber Annahmen bezüglich der weiteren Abschmelzung der stauenden Eismassen des Gåsbre machen muß. Abb. 6.17 zeigt einen berechneten Ausbruch für das Jahr 2000, wobei folgende Annahmen gemacht wurden:

der jährliche Rückgang der stauenden Eismassen des Gåsbre in der Periode 1990-2000, ist in der selben Größenordnung wie in der Periode 1960-1990

der jährliche Rückzug der Gletscherzunge des Gåsbre in der Periode 1990-2000 ist in der selben Größenordnung wie in der Periode 1960-1990

im Jahr 2000 ist die Seetopographie des Goësvatn die selbe wie im Jahr 1990 (dh. M ist im Jahr 1990 und 2000 gleich groß)

der Ausbruch beginnt im Jahr 2000 beim gleichen Verhältnis h_w/h_i wie im Jahr 1991

der subglaziale Tunnel für den Abfluß befindet sich auch im Jahr 2000 im Grenzbereich der aktiven und passiven Eismassen des Gåsbre.

Basierend auf diese Annahmen liefert das Simulationsmodell folgendes Ergebnis:

Während eines möglichen Ausbruchs im Jahr 2000 verliert der Goësvatn $4,200.000\text{m}^3$ Wasser innerhalb eines Tages. Der Spitzenabfluß während des Ausbruchs wird $140\text{m}^3\text{s}^{-1}$ betragen ($195\text{ m}^3\text{s}^{-1}$ nach der Formel von Glague und Mathews).

Das Simulationsmodell ermöglicht somit, gemeinsam mit einer sorgfältigen Luftbild- und Karteninterpretation und der Einbeziehung von Feldbeobachtungen, eine sehr konkrete Vorstellung über rezente, historische und zukünftige Ausbrüche des Goësvatn.

7. Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse

Die Volumsänderungen des Gåsbre wurden anhand von einer Karte (Stand 1938) und von Luftbildern (Stand 1960 und 1990) berechnet.

Die notwendigen Feldarbeiten in Spitzbergen wurden im Sommer 1991 durchgeführt, wobei folgende logistische Besonderheiten zu beachten waren:

- Witterung, die nur an wenigen Tagen Messungen zulässt
- Anforderungen an die Geräte: geringes Gewicht, keine oder einfache Stromversorgung, Robustheit
- Personalmangel (nur 2 Personen)
- keine Geländebegehung vor Beginn der Arbeiten möglich

Die Luftbilder von 1960 und 1990 konnten mittels der durchgeführten Messungen in einem gemeinsamen Bündelblockausgleich orientiert und ausgewertet werden. Die Karte von 1938 wurde digitalisiert und die Ergebnisse in UTM-Koordinaten transformiert. Aus den so gewonnenen Daten wurden digitale Höhenmodelle erstellt.

Die Volumensunterschiede zwischen den Gletscherständen von 1938, 1960 und 1990 wurde mit drei Methoden bestimmt:

- Vergleich von digitalen Höhenmodellen durch Bildung von Differenzenmodellen
- Höhenzonenweiser Vergleich von Höhenmodellen
- Vergleich von Höhenlinien, nach der Methode von Finsterwalder und Hofmann. Die Höhenlinien für die Gletscherstände von 1960 und 1990 wurden von den Höhenmodellen abgeleitet.

Die Ergebnisse zeigten einen deutlichen Volumsverlust des Gåsbre. Die berechneten Volumsänderungen betragen:

1938-1960: $-61 \cdot 10^6 \text{m}^3$ (DHM-Vergleich) / $-48 \cdot 10^6 \text{m}^3$ (Höhenlinienvergleich)

1960-1990: $-269 \cdot 10^6 \text{m}^3$ (beide Methoden)

1938-1990: $-334 \cdot 10^6 \text{m}^3$ (DHM-Vergleich)

Die Widersprüche dürften nicht nur auf zufällige Fehler ($0,1 \cdot 10^6$ - $0,5 \cdot 10^6 \text{m}^3$ je nach Auswerte- und Vergleichsmethode), sondern vor allem auch auf systematische Fehler in den Ausgangsdaten, insbesondere photogrammetrische Modellfehler und

Fehler bei den notwendigen Korrekturen wegen der Gletscherseen zurückzuführen sein.

Die Vorteile des DHM-Vergleiches durch Berechnung von Differenzenmodellen lagen im relativ geringeren Zeitaufwand und der Kontrollmöglichkeiten durch doppelte Berechnung, wobei die Struktur (insbesondere Borderlines) einmal vom "alten" und einmal vom "neuen" DHM übernommen wurde.

Beim höhenzonenweisen DHM-Vergleich war die für die Glaziologie interessante Auflösung in einzelne Höhenzonen gegeben, wodurch sich aber der Arbeitsaufwand erhöht.

Beim Vergleich von Höhenlinien wäre im Routinebetrieb der Arbeitsaufwand höher als beim Vergleich von Höhenmodellen. Auch die Genauigkeit ist im allgemeinen niedriger als beim DHM-Vergleich. Da aber lokale Einpassungen möglich sind, dürfte das Ergebnis in manchen Fällen besser sein und zwar dann, wenn lokale photogrammetrische Modellfehler auftreten (alte Karten!), die beim Vergleich von Höhenmodellen voll als systematische Fehler in das Ergebnis eingehen. Schließlich ist die Berücksichtigung von Spezialfällen (z.B. Gletscherseen) beim Höhenlinienvergleich leichter durchführbar als beim DHM-Vergleich.

Rechnet man die ermittelten Volumensänderungen des Gåsbre in Daten der Massenbilanz um, so erhält man folgende Werte der spezifischen Massenbilanz:

Periode 1938 bis 1960:	-153 kg/m ² Jahr
Periode 1960 bis 1990	-686 kg/m ² Jahr

Der Gåsbre hat somit seit 1938 stark an Masse verloren, wobei die gemittelte Abnahme in der Periode 1960 bis 1990 wesentlich stärker war als in der Periode 1938 bis 1960. Der Grund für den wesentlich geringeren Massenverlust in der Periode 1938 bis 1960 ist wahrscheinlich durch eine Art kinematische Welle bzw. beträchtliche Aufwölbung der höhergelegenen Gletscherbereiche zu erklären. In Höhenbereichen unter 300m Seehöhe zeigen unsere Auswertungen dagegen einen nahezu gleich großen gemittelten jährlichen Massenverlust in den Perioden 1938 bis 1960 und 1960 bis 1990.

Die Beobachtung eines Ausbruchs (Jökulhlaup) des Goesvatn, welcher vom Gåsbre aufgestaut wird, durch die Autoren im Sommer 1991, war Anlaß für eine genaue Untersuchung dieses Phänomens. Eine genaue Untersuchung des 1991 Ausbruchs und früherer Ausbrüche durch Karten- und Luftbildauswertungen, Feldbeobachtungen und Einbeziehung eines numerischen Simulationsmodells, läßt

folgende zeitliche Entwicklung des Ausbrüche des Goesvatn wahrscheinlich erscheinen:

Ende des letzten Jahrhunderts dürfte der See bei zu hohem Wasserstand nicht subglazial sondern episodisch im Gletscherrandbereich entwässert haben. In den 30er Jahren dieses Jahrhunderts brach der See aber bereits subglazial aus, wobei der Spitzenabfluß ungefähr $1000 \text{ m}^3/\text{s}$ betrug. Während des Ausbruchs wurde ein Großteil der Sandurfläche geflutet. Durch das weitere Abschmelzen der stauenden Eismassen des Gåsbre seit den 30er Jahren sank der Spitzenabfluß seit damals auf ungefähr $250 \text{ m}^3/\text{s}$ (1991) ab. Dadurch wird gegenwärtig die Sandurfläche nicht geflutet. Die Ausbruchsdauer hat sich seit den 30er Jahren von ungefähr 2 Tagen auf $1\frac{1}{2}$ Tage nur unwesentlich verkürzt.

8. Ausblick

Für zukünftige Arbeiten am Gåsbre wäre eine verbesserte Logistik wünschenswert, die aber nur bei erheblich höheren Kosten erreichbar scheint. Vor allem sollten mindestens 4 Personen (2 Meßteams) teilnehmen. Survivalanzüge (Helli-Hansen), Funkgeräte, -lizenzen und Waffen sollten auf jeden Fall schon in Wien besorgt werden, auch wenn das mit organisatorischen Problemen und Kosten verbunden ist.

In Zukunft wird die Messung der Paßpunkte durch den Einsatz von GPS erleichtert werden, da die GPS-Meßgeräte und vor allem die Batterien dafür so leicht geworden sind, daß sie auch im unwegsamen Gelände getragen werden können. Zum Laden der Batterien wäre aber eine Stromversorgung (z.B. durch ein Aggregat) notwendig. Speziell im Hornsund wird derzeit das Festpunktfeld verbessert, sodaß es bei zukünftigen Vermessungen im Bereich des Gåsbre zur Verfügung stehen wird.

Sollen Geländemodelle verglichen werden, die aus Messungen in mehreren schlecht orientierten Stereomodellen erstellt wurden, so ist durch den Einsatz geeigneter Transformationsalgorithmen (lokale Einpassungen, Linien und Flächen als Paßelemente) eine Genauigkeitssteigerung zu erwarten.

Um bei Routinearbeiten den Arbeitsaufwand auf ein angemessenes Maß zu reduzieren, wären verbesserte Schnittstellen zwischen den Programmen erforderlich. Es sollten die Erstellung von Limitlines aus WINPUT- oder AutoCAD-Daten, das Überführen von SCOP-Daten in ein Tabellenkalkulationsprogramm und die Bestimmung der Seekorrekturen soweit wie möglich automatisiert werden; für die Verdünnung der gemessenen oder digitalisierten Linienstützpunkte sollte ein verbesserter Algorithmus verwendet werden.

Für eine genauere Erfassung der Massenbilanz des Gåsbre wäre eine Messung mittels direkter glaziologischer Methode in Zukunft wünschenswert, wobei der Gåsbre als Beispiel eines nicht kalbenden Gletschers für Spitzbergen sehr interessant wäre. Derartige Messungen sind aber nur über eine längere Zeitperiode nützlich und daher mit erheblichen Kosten verbunden. Das wissenschaftliche Interesse ist aber gerade im Zusammenhang mit den laufenden Diskussionen über mögliche anthropogene Klimaänderungen besonders an den arktischen Gletschern dieser Bereiche besonders groß.

Für eine weitere Untersuchung der Ausbrüche des Goesvatn wäre sicherlich eine Messung des Abflusses während eines Ausbruchs für eine bessere Kalibrierung des

Simulationsmodells günstig. Interessant wäre sicherlich der Versuch einer genauen Erfassung der Startbedingungen dieser Ausbrüche.

9. Literatur

- AUMANN, G. (in Bearbeitung): Aufbau qualitativ hochwertiger digitaler Geländemodelle aus Höhenlinien, Dissertation am Lehrstuhl für Photogrammetrie und Fernerkundung der Technischen Universität München
- BARANOWSKI, S. (1977): Subpolarne lodowce Spitsbergenu na tle klimatu regionu. Wyd. Uniw. Wrocl, Studia Geograf. 31, 94-95.
- BJÖRNSSON, H. (1992): Jökulhlaups in Iceland: prediction, characteristics and simulation. Ann. Glaciol., 16, 95-106.
- BRAZDIL, R. et al. (1988): Results of investigations of the geographical research expedition Spitsbergen 1985. Univerzita J/E/Purkyne v Brne
- BRETTNERBAUER, K. (ohne Jahresangabe): Mathematische Lehre vom Kartenentwurf. Skriptum, Technische Universität Wien
- CLAGUE, J. J. and W. H. MATHEWS (1973): The magnitude of jökulhlaups. J. Glaciol., 12(66), 501-504.
- CLARKE, G. K. C. (1982): Glacier outburst flood from "Hazard Lake", Yukon Territory, and the problem of flood magnitude prediction. J. Glaciol., 28(98), 3-21.
- DÜRRNAGEL, W. und T. ROSSMANN (1981): Gepatschfernervermessung 1980. Diplomarbeit an der Technischen Universität München
- EBNER, H. (1990): Digitale Geländemodelle aus heutiger Sicht. In Festschrift für Rüdiger Finsterwalder zum 60. Geburtstag. Institut für Photogrammetrie und Kartographie der Technischen Universität München. S. 51-60.
- FINSTERWALDER, R. (1935): Alpenvereinskartographie und die ihr dienenden Methoden. Sammlung Wichmann, Band 3. Berlin.
- FINSTERWALDER, R. (1953): Die zahlenmäßige Erfassung des Gletscherrückgangs an Ostalpengletschern. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie II/2. S. 189-239.
- FISHER, D. (1977): Subglacial leakage of Summit lake, British Columbia, by dye determinations. Union Géodésique et Géophysique Internationale. Association Internationale d'Hydrologie Scientifique. Commission de Neiges et Glaces. Symposium on the Hydrology of Glaciers, Cambridge, 7-13 September 1969. de L'Association Internationale d'Hydrologie Scientifique. Publication No. 95, 111-116.
- FORKERT, G. (1994): Die Lösung photogrammetrischer Orientierungs- und Rekonstruktionsaufgaben mittels allgemeiner kurvenförmiger Merkmale. Geowissenschaftliche Mitteilungen, Heft 41. Technische Universität Wien.
- GEER, G. de (1923): Description de la region explorée, Géologie in Missions scientifiques pour la mesure d'un arc de méridien au Spitzberg, entreprises en 1899-1902 sous le auspices de gouvernements suédois et russe. Mission suédois Tome II. Physique terrestre. Météorologie. Historie naturelle - IX^{ième} section. Topographie. Géologie. Stockholm Aktiebolaget Centraltryckeriet 1923. S.20.
- GRZES, M. and M. BANACH (1984): The origin and evolution of the Goes Lake in Sørkapp Land, Spitsbergen. Polish Polar Research, 5, 3-4, 241-253.
- HAAKENSEN, N. (1986): Glacier mapping to confirm results from mass-balance measurements. Annals of Glaciology 8, 1986. S.73-77.

HAEBERLI, W. (1983): Frequency and characteristics of glacier floods in the Swiss Alps. *Annals of Glaciology*, 4, 85-90.

HOFMANN, W. (1962): Der Vorstoß des Nisqually-Gletschers am Mt. Rainier, USA, von 1952 bis 1956. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* Bd. IV(1961/62)/Heft 1-2. S.47-60.

HOINKES, H. (1970): Methoden und Möglichkeiten von Massenhaushaltsstudien auf Gletschern. Ergebnisse der Meßreihe Hintereisferner (Öztaler Alpen) 1953-1968. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Bd. VI, Heft 1-2. S.37-89.

JANIA, J. und L. KOLONDRÁ (1982): Field investigations performed during the glaciological Spitsbergen expedition in the summer of 1982. Interim report. Uniwersytet Śląski, Katowice.

JANIA, J., L. KOLONDRÁ und E. BUKOWSKA-JANIA (1983): Photogrammetric survey of glaciers. Field investigations performed during the glaciological Spitsbergen expedition in the summer of 1983. Interim report. Uniwersytet Śląski, Katowice.

JANIA, J. (1988): Dynamiczne procesy glacialne na południowym Spitsbergenie (w świetle badań fotointerpretacyjnych i fotogrametrycznych). Uniwersytet Śląski, Katowice.

JANIA, J. (1992): Pers. Mitteilung

KAGER H. et al. (1993): Orient - The Universal Photogrammetric Adjustment Package. Reference Manual. Vers. 1.6. Institute for Photogrammetry and Remote Sensing. Technical University of Vienna.

KAHMEN, H. (1986): *Vermessungskunde II*, 14. Aufl. Sammlung Göschen, de Gruyter. Berlin.

KASSER, P. u. H. RÖTHLISBERGER (1966): Some problems of glacier mapping experienced with the 1:10.000 map of the Aletsch Glacier. *Canadian Journal of Earth Sciences*. Volume 3, Number 6. S.799-809.

KICK, W. (1966): Measuring and mapping of glacier variations. *Canadian Journal of Earth Sciences*. Volume 3, Number 6. S. 775-781.

KERSTEN, Th. und M. MEISTER (1993): Grosser Aletschgletscher. Photogrammetrische Auswertungen als Grundlage für glaziologische Untersuchungen. *Vermessung, Photogrammetrie, Kulturtechnik* 2/93, S. 75-80.

KOLONDRÁ, L. und J. JANIA (unveröffentlicht): Auswertung der Luftbilder des Gåsbreen von 1961 im Maßstab 1:25000. Uniwersytet Śląski, Katowice.

KOLONDRÁ, L. (1985): Field investigations performed during the glaciological spitsbergen expedition in the summer of 1984. Interim report. Uniwersytet Śląski, Katowice.

KRAUS, K. (1986), mit Beiträgen von Peter WALDHÄUSL: *Photogrammetrie, Band 1. Grundlagen und Standardverfahren*. 2. Auflage. Dümmler-Verlag, Bonn.

KRAUS, K. (1987): *Photogrammetrie, Band 2, Theorie und Praxis der Auswertesysteme*. Dümmler-Verlag, Bonn.

LISTÖL, O. (1956): Glacier dammed lakes in Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 15, 122-149.

LORENZ, G. und S. MEIER (1966): Höhenmessung im arktischen Randgebirge. *Vermessungstechnik*, 14. Jg., Heft 11. S. 404-410.

MEIER, S. (1966): Die geodätischen Arbeitsbedingungen in West-Spitzbergen. *Polarforschung*, Bd. VI, Jg.36, Heft 1/2.

MEIER, S. (1967): Die terrestrische Refraktion im Kongsfjord - Westspitzbergen. *Geodätische und geophysikalische Veröffentlichungen, Reihe III, Heft 9*. Die wissenschaftlichen Ergebnisse der

deutschen Spitzbergenexpedition 1964-1965. Teil 1: Die geodätischen und glaziologischen Arbeiten. Hrsg. vom Nationalkomitee für Geodäsie und Geophysik der Deutschen Demokratischen Republik bei der deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin.

NORSK POLARINSTITUTT (1986): Topografisk kart over Svalbard, Blad C13 Sørkapp

NORSK POLARINSTITUTT (1991): Research in Svalbard - a yearly bulletin based on contributions from scientists working in the Svalbard region.

NORSK POLARINSTITUTT Aerial photographs of Svalbard 1960/61 and 1990.

NYE, J. F. (1976): Water flow in glaciers: jökulhlaups, tunnels and veins. *J. Glaciol.*, 17(76), 181-207.

PAN-Polska Akademia Nauk (1987): Spitsbergen Hornsund. Mapa topograficzna 1:25000.

PATERSON, W.S.B. (1981): *The Physics of Glaciers*, Second Edition. Pergamon Press, Oxford.

PEIPE, J., P. REISS und H. RENTSCH (1978): Zur Anwendung des digitalen Geländemodelles in der Gletscherforschung. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Bd. 14, Heft 2. S. 161-172.

PILLEWIZER, W. (1939): Die kartographischen und gletscherkundlichen Ergebnisse der deutschen Spitzbergenexpedition 1938. Ergänzungsheft Nr. 238 zu Petermanns Geographische Mitteilungen.

POLSKA AKADEMIA NAUK (1987): Spitsbergen, Hornsund, Mapa Topograficzna 1:25.000.

REINHARDT, W. und H. RENTSCH (1986): Determination of changes in volume and elevation of glaciers using digital elevation models for the Vernagtferner, Ötztal Alps, Austria. *Annals of Glaciology* 8, 1986. S.151-155.

REINWARTH, O.: pers. Mitteilung, 1993

RENTSCH, H., W. WELSCH, C. HEIPKE und M. M. MILLER (1990): Digital terrain models as a tool for glacier studies. *Journal of Glaciology*, Vol.36, No. 124. S.273-278.

RIECHE, H. (1942): Deutsche Spitzbergen-Expedition 1937 und 1938. *Zeitschrift des Deutschen Alpenvereins*, Jahrgang 1942, Band 73.

RÖTHLISBERGER, H. (1972): Water pressure in intra- and subglacial channels. *J. Glaciol.*, 11(62), 177-203.

RUSSEL, A. J. (1989): A comparison of two recent jökulhlaups from an ice-dammed lake, Søndre Strømfjord, West Greenland. *J. Glaciol.*, 35(120), 157-162.

SCHÖNER W. und M. HARTL (in Druck): The 1991 Jökulhlaup of Goesvatnet (SW-Spitsbergen). *Kras i Speleologia*.

SCHÖNER, W. and M. Schöner (1996): Effects of glacier retreat on the outbursts of Goesvatnet (SW-Spitsbergen). submitted to *J. Glaciol.*

SCHÖNER, M. (1996): Photogrammetrische Arbeiten am Gåsbre (SW-Spitzbergen). Diplomarbeit an der Technischen Universität Wien.

SCOP (1991): Programmsystem SCOP zur Erstellung, Wartung und Anwendung digitaler Geländemodelle, Anwenderhandbuch, TU Wien, Institut für Photogrammetrie und Fernerkundung, Inpho GmbH Stuttgart

SPRING, U. and K. HUTTER (1981): Numerical studies of jökulhlaups. *Cold Reg. Sci. Technol.*, 4(3), 221-244.

STANEK, H. (1990): Analyseausgleichung zur Interpretation geodätischer Netze. Geowissenschaftliche Mitteilungen, Heft 36. Institut für Landesvermessung und Ingenieurgeodäsie, TU-Wien.

STERNECK (1874): Skizze des Horn-Sundes mittels Compass & Logleine aufgenommen von KK. Contre-Admiral Maxim. Freiherrn von Sterneck & Ehrenstein 1872. Petermann's Geographische Mittheilungen, 20.Band, Jahrgang 1874, Tafel 4.

STRUNZ, G. (1993): Bildorientierung und Objektrekonstruktion mit Punkten, Linien und Flächen. Deutsche Geodätische Kommission bei der Bayerischen Akademie der Wissenschaften, Reihe C, Dissertationen, Heft Nr. 408

TÖPPLER, J. (1964): Mit dem Phototheodolit in Spitzbergen. Vermessungstechnik, 12.Jg., Heft 6. S.225-229.

THORARINSSON, S. (1939): The ice dammed lakes of Iceland with particular reference to their values as indicators of glacier oscillations. Geogr. Ann., 21(3-4), 216-242.

UMBREIT, A. (1989): Spitzbergen Handbuch

ØSTREM, G. (1986): Repeated glacier mapping for hydrological purposes: water power planning. Annals of Glaciology 8, 1986. S.135-140.

ØSTREM, G. und M. BRUGMAN (1991): Glacier Mass Balance Measurements. A manual for field and office work. NHRI (National Hydrology Research Institute) Science Report No.4. Saskatoon, Canada.

Bisher erschienen:

- Heft 1 Kolloquium der Assistenten der Studienrichtung Vermessungswesen 1970 - 1973, Dezember 1973.
- Heft 2 EGGER-PERDICH-PLACH-WAGENSOMMERER, Taschenrechner HP 45 und HP 65, Programme und Anwendungen im Vermessungswesen, 1. Auflage, März 1974, Special Edition in English, Juli 1974, 2. verbesserte Auflage, November 1974.
- Heft 3 Kolloquium der Assistenten der Studienrichtung Vermessungswesen 1973 - 1974, September 1974.
- Heft 4 EGGER-PALFINGER-PERDICH-PLACH-WAGENSOMMERER, Tektronix-Tischrechner TEK 31, Programmbibliothek für den Einsatz im Vermessungswesen, November 1974.
- Heft 5 K. LEDERSTEGER, Die horizontale Isostasie und das isostatische Geoid, Februar 1975.
- Heft 6 F. REINHART, Katalog von FK4 Horrebow-Paaren für Breiten von +30 bis +60, Oktober 1975.
- Heft 7 Arbeiten aus dem Institut für Höhere Geodäsie, Wien, Dezember 1975.
- Heft 8 Veröffentlichungen des Instituts für Photogrammetrie zum XIII. Internationalen Kongreß für Photogrammetrie in Helsinki 1976, Wien, Juli 1976.
- Heft 9 W. PILLEWIZER, Felsdarstellung aus Orthophotos, Wien, Juni 1976.
- Heft 10 PERDICH-PLACH-WAGENSOMMERER, Der Einsatz des programmierbaren Taschenrechners Texas Instruments SR-52 mit Drucker PC100 in der ingenieurgeodätischen Rechentechnik, Wien, Mai 1976.
- Heft 11 Kolloquium der Assistenten der Studienrichtung Vermessungswesen 1974 - 1976, November 1976.
- Heft 12 Kartographische Vorträge der Geodätischen Informationstage 1976, Wien, Mai 1977.
- Heft 13 Veröffentlichung des Instituts für Photogrammetrie anlässlich des 80. Geburtstages von Prof. Dr.h.c. K. Neumaier, Wien, Januar 1978.
- Heft 14 L. MOLNAR, Self Checking Analytical Relative Orientation and Strip Formation, Wien, Dezember 1978.
- Heft 15 Veröffentlichung des Instituts für Landesvermessung anlässlich des 80. Geburtstages von Prof. Dr. Alois Bavir, Wien, Januar 1979.
- Heft 16 Kolloquium der Assistenten der Studienrichtung Vermessungswesen 1976 - 1979, Wien, November 1979.
- Heft 17 E. VOZIKIS, Die photographische Differentialumbildung gekrümmter Flächen mit Beispielen aus der Architekturbildmessung, Wien, Dezember 1979.
- Heft 18 Veröffentlichung des Instituts für Allgemeine Geodäsie anlässlich des 75. Geburtstages von Prof. Dipl. Ing. Dr. F. Hauer, Die Höhe des Großglockners, Wien, 1981.
- Heft 19 H. KAGER, Bündeltriangulation mit indirekt beobachteten Kreiszentren, Wien, April 1981.
- Heft 20 Kartographische Vorträge der Geodätischen Informationstage 1980, Wien, Mai 1982.
- Heft 21 Veröffentlichung des Instituts für Kartographie anlässlich des 70. Geburtstages von Prof. Dr. Wolfgang Pillewizer: Glaziologie und Kartographie, Wien, Dezember 1982.

- Heft 22 K. TEMPFLI, Genauigkeitsschätzung digitaler Höhenmodelle mittels Spektralanalyse, Wien, Mai 1982.
- Heft 23 E. CSAPLOVICS, Interpretation von Farbinfrarotbildern, Wien, November 1982.
- Heft 24 J. JANSKA, Rektifizierung von Multispektral-Scanneraufnahmen - Entwicklung und Erprobung eines EDV-Programms, Wien, Mai 1983.
- Heft 25 Zusammenfassungen der Diplomarbeiten, Dissertationen und Habilitationen an den geodätischen Instituten der TU Wien, Wien, November 1984.
- Heft 26 T. WUNDERLICH, Die voraussetzungsfreie Bestimmung von Refraktionswinkeln, Wien, August 1985.
- Heft 27 G. GERSTBACH (Hrsg.), Geowissenschaftliche/geotechnische Daten in Landinformationssystemen - Bedarf und Möglichkeiten in Österreich, Wien, Juni 1986.
- Heft 28 K. NOVAK, Orientierung von Amateuraufnahmen ohne Paßpunkte, Wien, August 1986.
- Heft 29 Veröffentlichung des Instituts für Landesvermessung und Ingenieurgeodäsie, Abteilung Ingenieurgeodäsie anlässlich des 80. Geburtstag von Prof. Dipl. Ing. Dr. F. Hauer, Wien, Oktober 1986.
- Heft 30 K.-H. ROCH, Über die Bedeutung dynamisch ermittelter Parameter für die Bestimmung von Gesteins- und Gebirgseigenschaften, Wien, Februar 1987.
- Heft 31 G. HE, Bildverbesserung mittels digitaler Filterung, Wien, April 1989.
- Heft 32 F. SCHLÖGELHOFER, Qualitäts- und Wirtschaftlichkeitsmodelle für die Ingenieurphotogrammetrie, Wien, April 1989.
- Heft 33 G. GERSTBACH (Hrsg.), Geowissenschaftliche/geotechnische Daten in Landinformationssystemen - Datenbestände und Datenaustausch in Österreich, Wien, Juni 1989.
- Heft 34 F. HOCHSTÖGER, Ein Beitrag zur Anwendung und Visualisierung digitaler Geländemodelle, Wien, Dezember 1989.
- Heft 35 R. WEBER, Lokale Schwerefeldmodellierung unter Berücksichtigung spektraler Methoden zur Geländereduktion, Wien, April 1990.
- Heft 36 o.Prof. Dr. Hans Schmid zum 70. Geburtstag. Veröffentlichung der Abteilung für Landesvermessung, Wien, Oktober 1990.
- Heft 37 G. GERSTBACH, H.P. HÖLLRIEGL und R. WEBER, Geowissenschaftliche Informationsbörse - Eine Nachlese zu GeoLIS II, Wien, Oktober 1990.
- Heft 38 R. ECKER, Rastergraphische Visualisierungen mittels digitaler Geländemodelle, Wien, August 1991.
- Heft 39 Kartographische Forschungen und Anwendungsorientierte Entwicklungen, herausgegeben von W. Stams und F. Kelnhofer zum 80. Geburtstag von Prof. Dr. W. Pillewizer, Wien, Juli 1991.
- Heft 39a W. RIEGER, Hydrologische Anwendungen des digitalen Geländemodells, Wien, Juli 1992.
- Heft 40 K. STEINNOCHER, Methodische Erweiterungen der Landnutzungsklassifikation und Implementierung auf einem Transputernetzwerk, Wien, Juli 1994.
- Heft 41 G. FORKERT, die Lösung photogrammetrischer Orientierungs- und Rekonstruktionsaufgaben mittels allgemeiner kurvenförmiger Elemente, Wien, Juli 1994.
- Heft 42 M. und W. SCHÖNER, Photogrammetrische und glaziologische Untersuchungen am Gäsbre (Ergebnisse der Spitzbergenexpedition 1991), Wien, Mai 1996.

