

DIE EISDICKE DES ÜBELTALFERNERS/GHIACCIAIO DI MALAVALLE



Bericht des Institutes für Meteorologie und Geophysik der Universität
Innsbruck über die Messungen am 08. und 09. 05. 2009

DR. A. FISCHER

im Auftrag von

Ufficio Idrografico di Bolzano Servizio Prevenzione Valanghe - Servizio Meteorologico

Via Mendola 33, I-39100 Bolzano

Hydrographisches Amt Bozen Lawinenwarndienst – Wetterdienst Mendelstraße 33,

I-39100 Bozen

Inhaltsverzeichnis

Inhalt	1
1 Bericht über die Messungen am Übeltalferner	2
2 Ergebnisse	7
3 Tabellen	16
4 Messmethode	22
4.1 Messanordnung und Positionsbestimmung	24
4.2 Meßgerät	24
4.3 Auswertung	25
4.4 Fehlerabschätzung	27
4.5 Erstellung der Karten der Eisdicke aus den Punktmessungen	28
Literatur	30

Kapitel 1

Bericht über die Messungen am Übeltalferner

Die Eisdickenmessungen am Übeltalferner wurden am 08. und 09. Mai vom Insitut für Meteorologie und Geophysik der Universität Innsbruck im Auftrag des Hydrografischen Amtes durchgeführt. Am 08.05. 2009 wurde die Eisdicke an 95 Punkten im oberen Teil des Gletschers gemessen, am 09.05.2009 an weiteren 60 Punkten. Mit den insgesamt 155 Messungen der Eisdicke ist das Volumen des Übeltalfernens, das zum Stand 2009 Eis zur Zunge beträgt, gut erfasst. Abbildung 1.1 zeigt den Übeltalferner zum Zeitpunkt der Messungen. Die Oberfläche war gut mit Schnee bedeckt, die Bedingungen waren optimal. Die Alpenvereinskarte des Übeltalfernens und seine Umgebung ist in Abbildung 1.2 zu sehen.

Hydrographisches Amt
Mendelstraße 33
39100 Bozen
Tel.: 0471 414740
Fax: 0471 414779

Bei den Messungen anwesend für das hydrografische Amt
Dr. Ing. Roberto Dinale
Tel: 0471 414751 - Fax: 0471 414779
roberto.dinale@provinz.bz.it

Insitut für Meteorologie und Geophysik
Universität Innsbruck
Innrain 52,
A-6020 Innsbruck, Austria
Tel.: +43 512 507 5451
Fax: +43 512 507 2924

e-mail: Meteorologie@uibk.ac.at

Durchführung der Messungen (IMGI):

Dr. Andrea Fischer

andrea.fischer@uibk.ac.at

Mag. Jakob Abermann

Gerhard Markl

Martin Stocker-Waldhuber

Sondierungen der Schneehöhe:

Hubert Eisendle (im Auftrag des Hydrografischen Amtes)

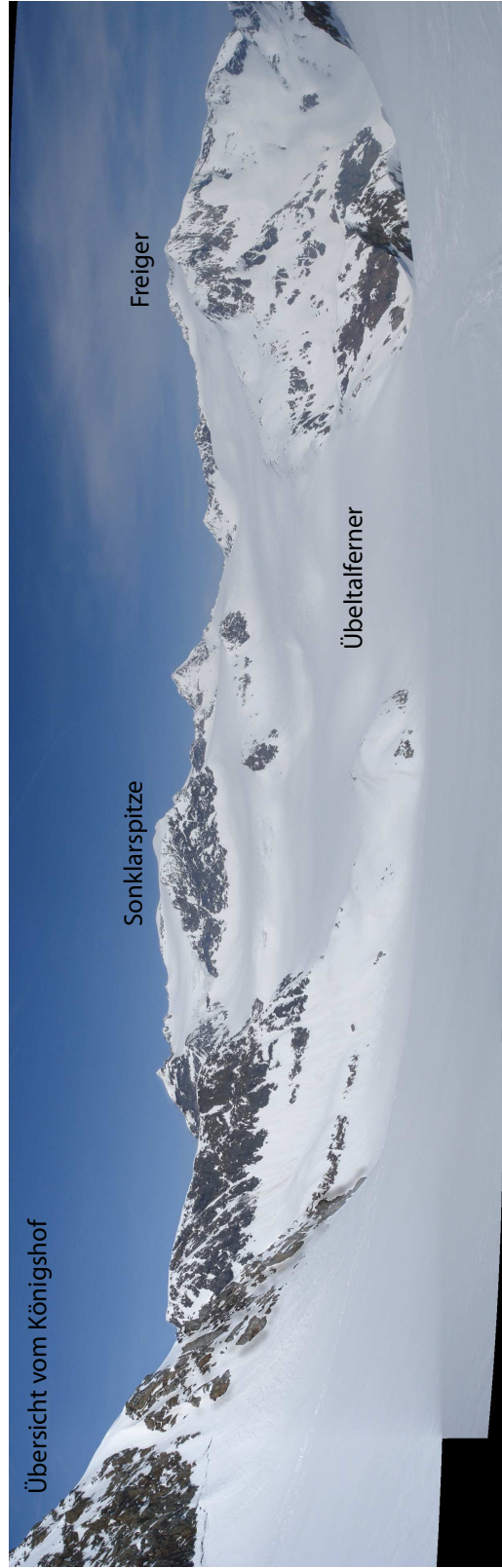


Abbildung 1.1: Panoramafotos vom Übeltalferner zum Zeitpunkt der Messungen

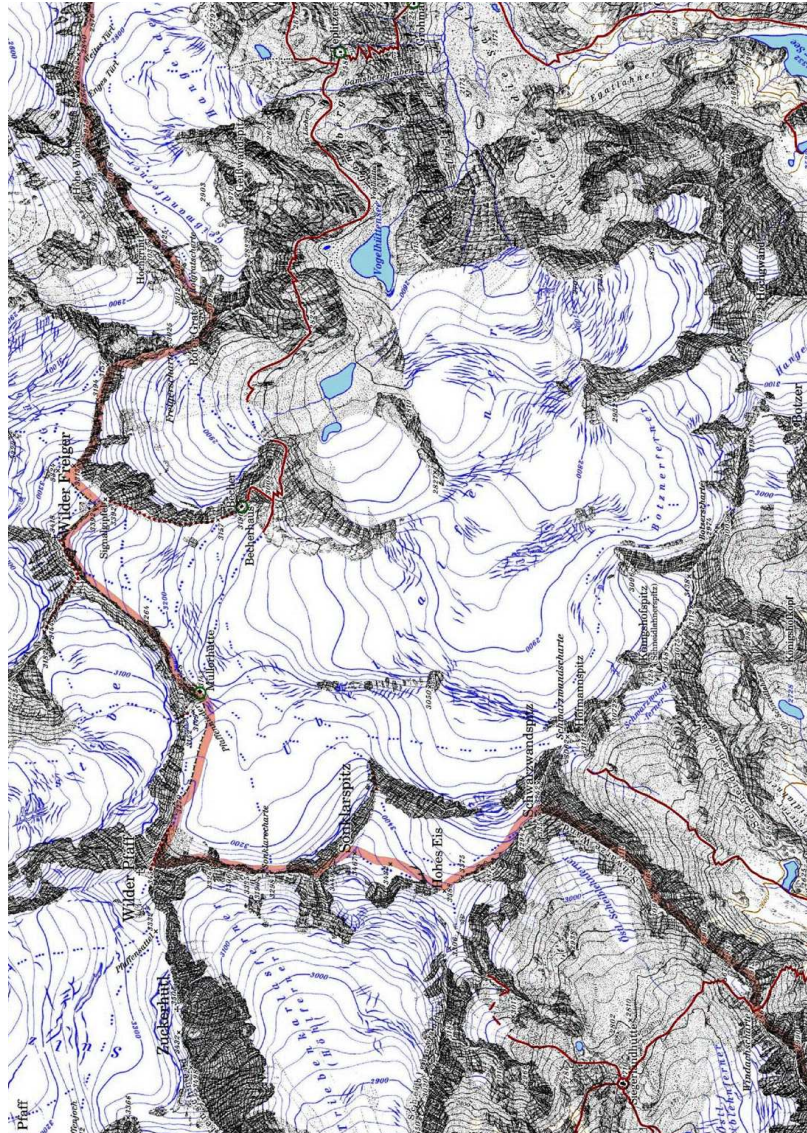


Abbildung 1.2: Übersichtsplan: Ausschnitt aus der digitalen Alpenvereinskarte Hochstuba.

Leider war der zur Übernachtung vorgesehene Winterraum der Müllerhütte zugeschnitten und konnte nicht freigelegt werden. Leider war nicht nur die auf der Homepage der Hütte angekündigte Schaufel nicht vorhanden, sondern auch die Position des Winterraums nicht an der Hütte bezeichnet, sodass trotz intensiver Suche (die rote Pfeile in Abb. 1.3 bezeichnen Probegrabungen) nicht gefunden werden konnte. Dank des Einsatzes unserer Kollegen vom Hydrografischen Amt kam es zu keiner Notsituation und die Durchführung der Messungen in der vorgesehenen Zeit möglich.



Abbildung 1.3: Winterraum der Müllerhütte (Quelle: www.muellerhuetten.eu) mit temporärer Schneegrenze.

Kapitel 2

Ergebnisse

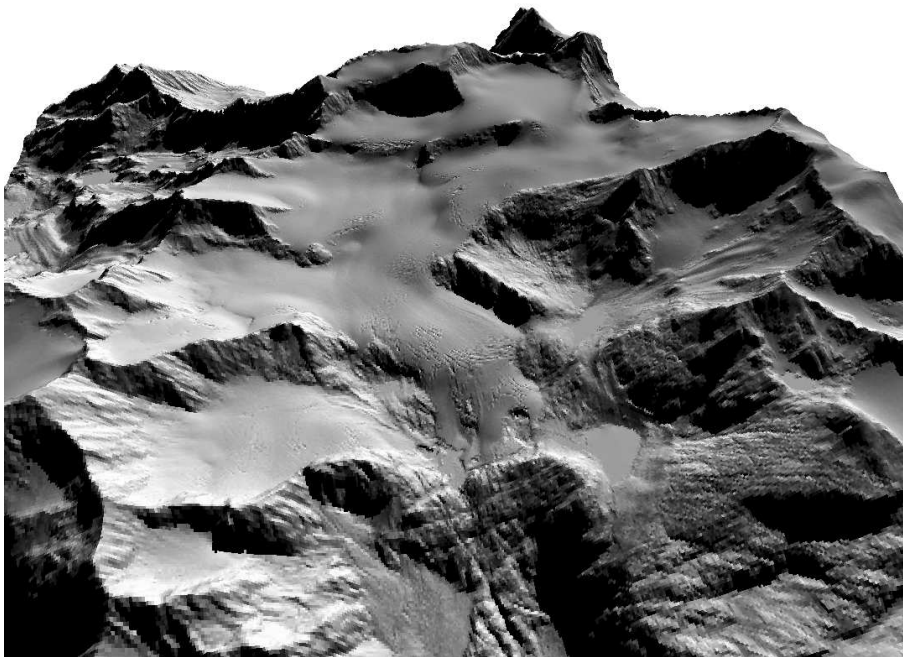


Abbildung 2.1: Ansicht des Übeltalferners mit der Oberfläche 2006(shaded relief).

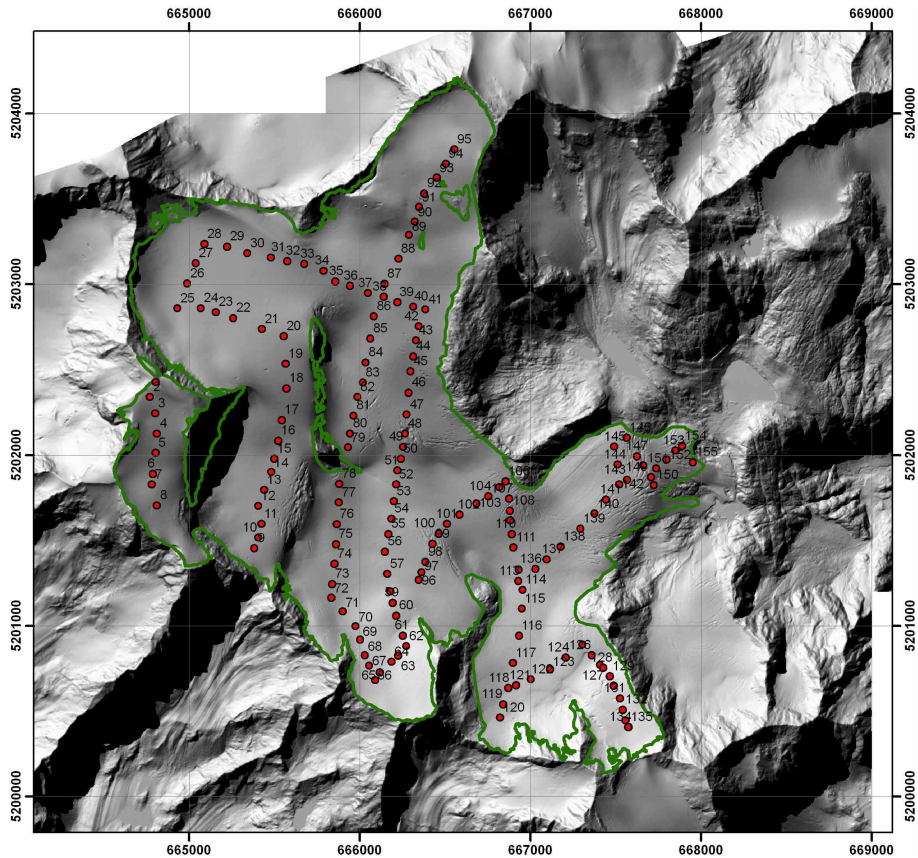


Abbildung 2.2: Verteilung der Messpunkte am Übeltalferner mit Nummer der GPS Punkte.

Der Übeltalferner ist ein Talgletscher, dessen Zunge Zufluß aus verschiedenen Firnbecken erhält. Die Strukturierung des Übeltalfernens in verschiedene Plateaus ist im beleuchteten Laserscan Höhenmodell von 2006 gut ersichtlich (Abbildung 2.1). Diese Plateaus entstehen durch das Kanalisieren des Eises durch Felsrippen in verschiedenen Eisströme, die zum Teil durch Eisbrüche miteinander verbunden sind. Die durch die Felsrippen bedingten Änderungen des Fließquerschnittes führen zu einer Erhöhung der Fließgeschwindigkeit und damit zu Übertiefungen des Untergrunds. Diese Übertiefungen weisen die höchsten Eisdicken auf. In den Übertiefungen kann subglazial Wasser gespeichert werden, das beim Überschreiten eines bestimmten Wasserspiegels oder beim Unterschreiten einer bestimmten Eisdicke in einem Gletscherlauf freigesetzt werden kann. Bei fortschreitendem Gletscherrückgang können sich in diesen Becken Seen bilden, wie es im Vorfeld des Übeltalfernens bereits an einigen Stellen der Fall ist. Die Radarprofile wurden so angelegt, dass die Eisdicke in den Becken und damit die Lage dieser Übertiefungen möglichst gut erfasst wurde. Abbildung 2.2 zeigt die Verteilung der Messpunkte mit den Nummern der gespeicherten GPS Punkte, wie sie in Kapitel 3 angeführt sind.

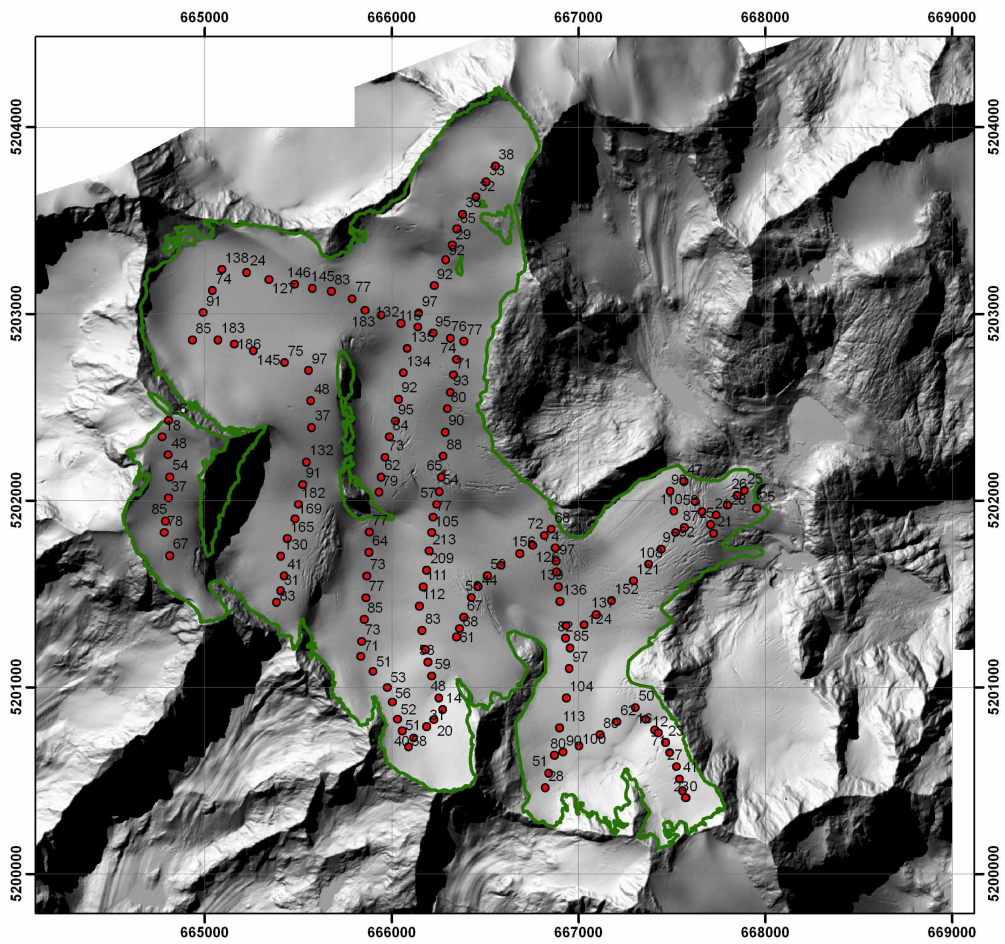


Abbildung 2.3: Eisdicken an den Stellen der Messungen in m.

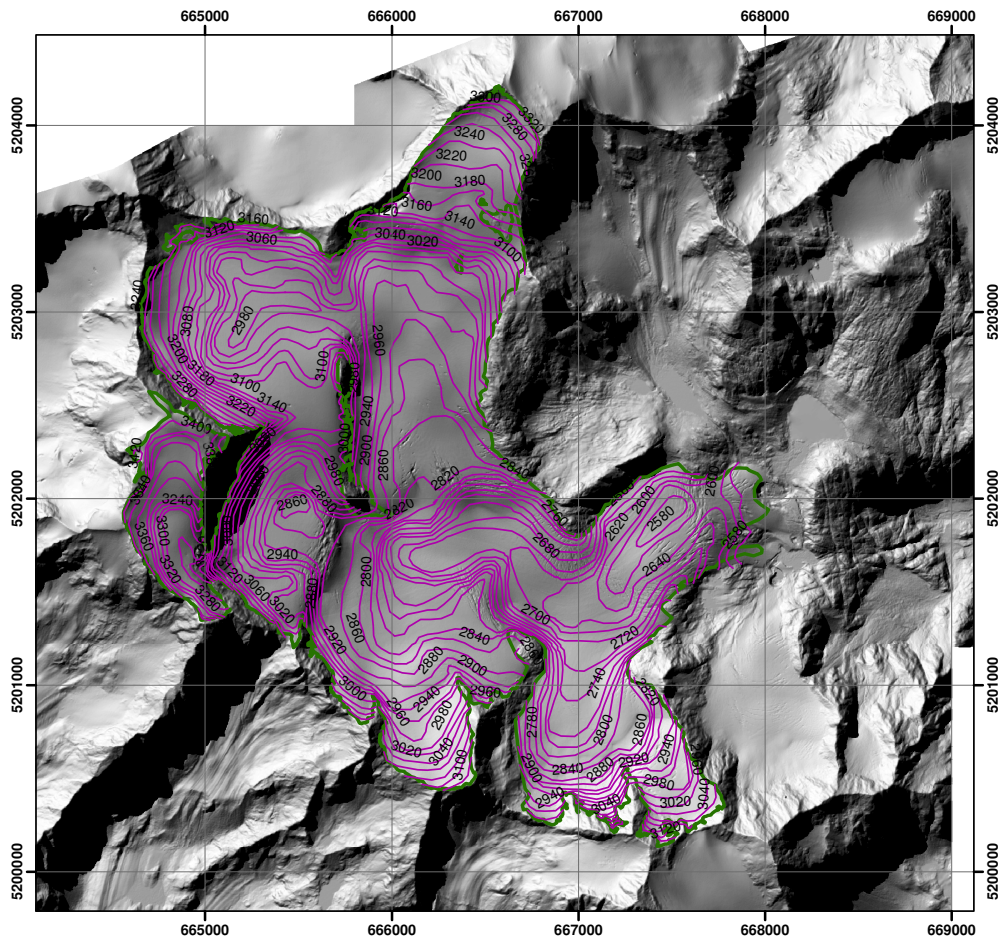


Abbildung 2.4: Contourlines des Untergrundes.

Abbildung 2.3 zeigt die Eisdicke an den Stellen der Messungen. Alle Teilströme münden zum Zeitpunkt der Messungen in die Hauptzunge/ den Hauptstrom ein. Die Hauptmasse des Eises fließt aus dem Becken zwischen Sonklarspitze und Wilder Pfaff über die Stufe nach Osten, wird von der Felsrippe die sich vom Becherhaus herunterzieht nach

Süden abgelenkt und fließt zum Vogelhüttensee. Die Teilströme vom Wilden Freiger, vom Botzer Ferner und vom Königshof sind deutlich weniger mächtig. Das Firnbecken unter dem Hohen Eis zeigt ebenfalls aufgrund einer Übertiefung eine hohe Eismächtigkeit, ist aber durch die Beckenstruktur und die schmale Verbindung zum Hauptgletscher über einen Eisbruch dynamisch nicht sehr stark an den Hauptgletscher gekoppelt, was sich in geringeren Eismächtigkeiten unterhalb des Eisbruchs im Vergleich zum Hauptstrom widerspiegelt. Im Bereich der Zunge findet sich eine deutliche Übertiefung auf der orografisch linken Seite an der Stelle wo in Zeiten höherer Gletscherstände der Seitengletscher zwischen Becherhaus und Roter Grat in den Hauptgletscher eingemündet ist. Das Hohe Eis hat im Untergrund ebenfalls eine Beckenstruktur, die zu für diese exponierte Lage recht ansehnlichen Eisdicken von etwa 80 m führt. Unterhalb des Freigers ist das Eis dünn, in diesem Bereich ist in den nächsten Jahren eine verstärkte Ausaperung von weiteren Felsinseln zu erwarten.

Die Punktmessung der Eisdicke wurden räumlich interpoliert um das Eisvolumen zu berechnen. Dazu wurde die Gletschergrenze von 1997 auf die Messungen von 2008 (Misure08) des CGI angepasst. Resultat dieser Interpolation waren die Contourlines des Untergrundes (Abbildung 2.4) die zu einem Raster interpoliert wurden aus denen mit der Oberfläche aus dem Jahr 2006 die Eisdicke berechnet wurde (Abbildungen 2.5, 2.7 und 2.6). Die maximale gemessene Eisdicke beträgt 214 m, die mittlere Eisdicke 68 m. Damit errechnet sich bei einer Fläche von $6,386 \text{ km}^2$ ein Eisvolumen von $0,434 \text{ km}^3$. Der Untergrund des Übeltalferners ist dreidimensional in Abbildung 2.8 dargestellt.

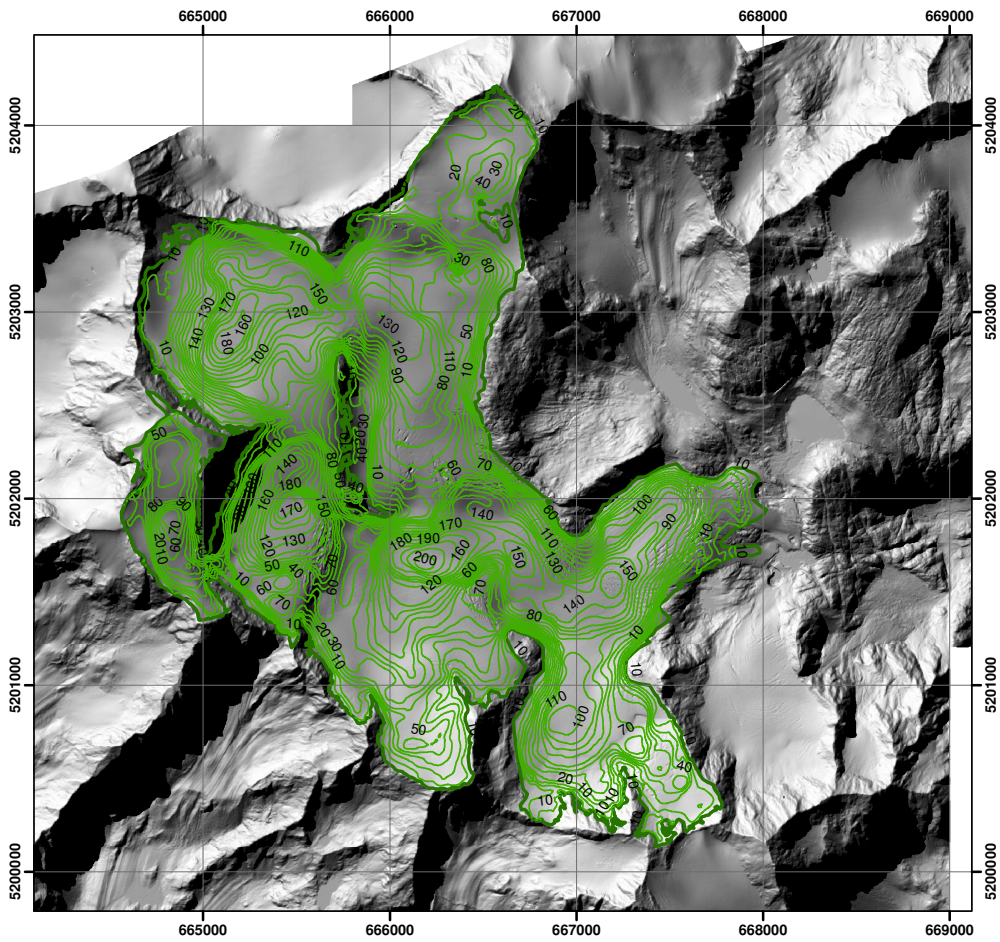


Abbildung 2.5: Contourlines der Eisdicke

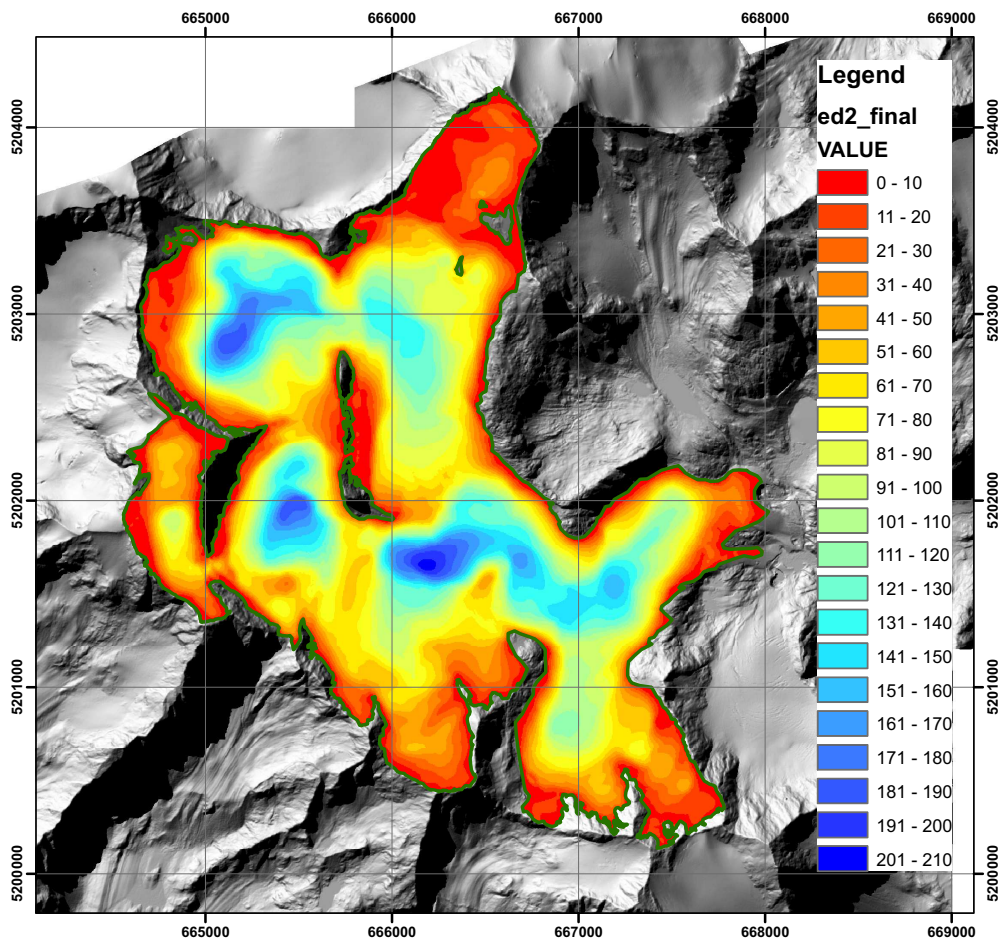


Abbildung 2.6: Raster der Eisdicke.

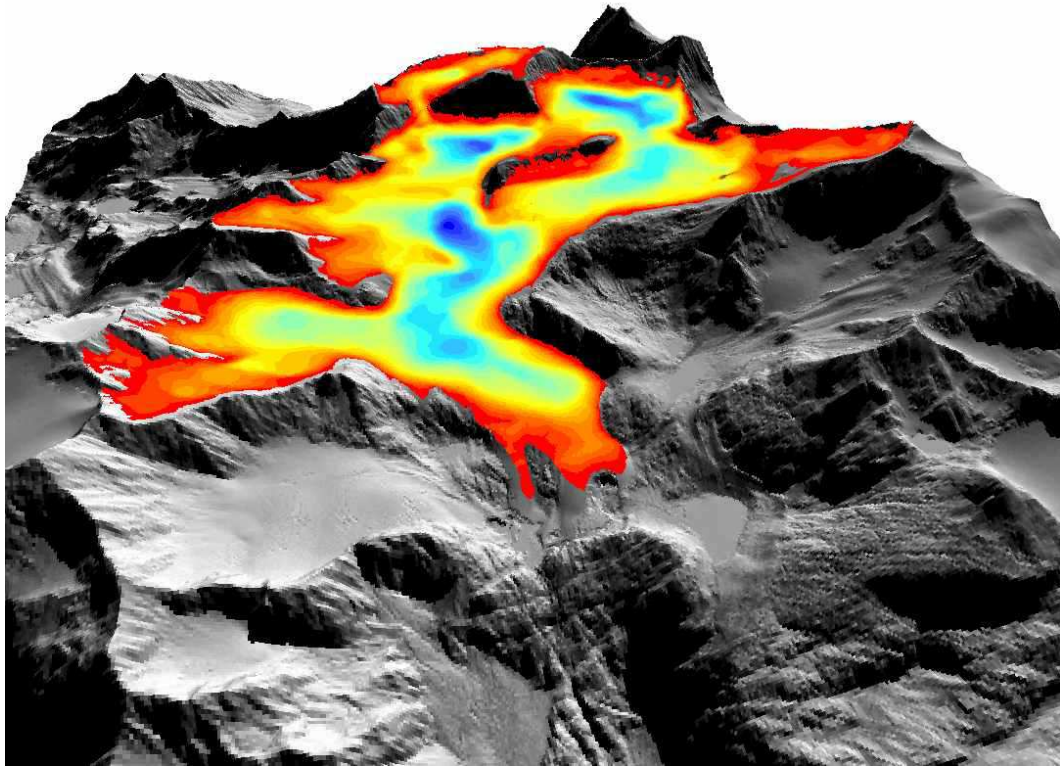


Abbildung 2.7: Eisdicke in 3d dargestellt (Skala wie in Abbildung 2.6)

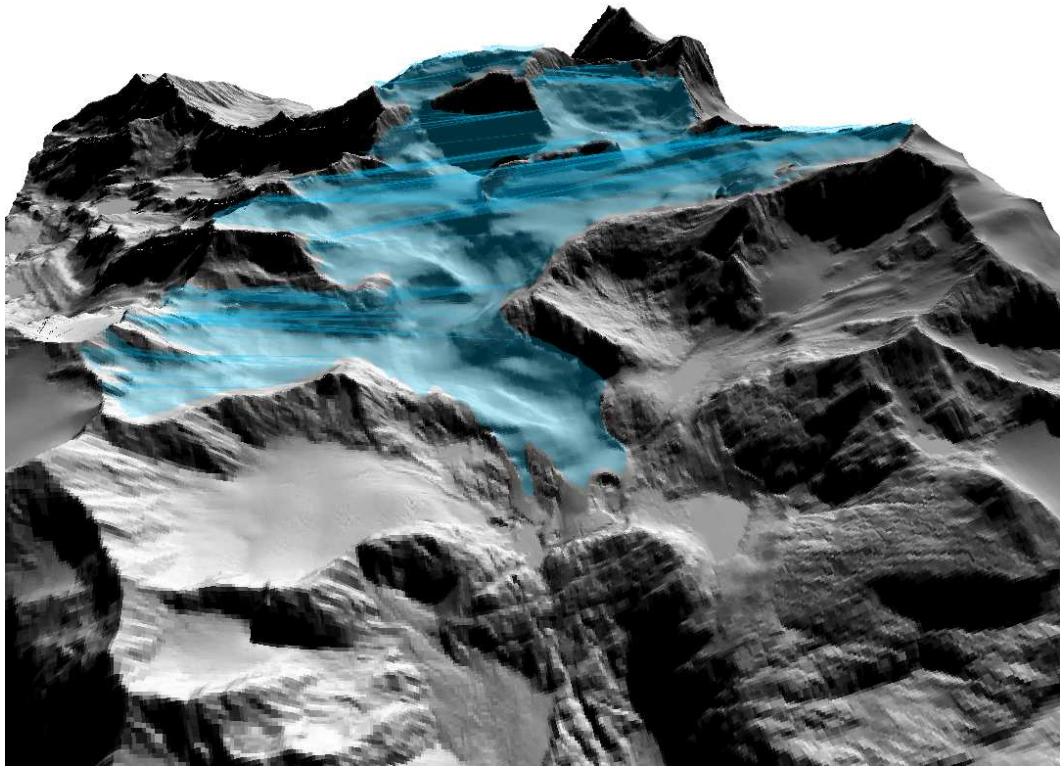


Abbildung 2.8: Untergrund des Übeltalferners mit transparenter Gletscheroberfläche.

Kapitel 3

Tabellen

GPS Nummer	x	y	Gletscher in m	Schnee in m	Eis in m
1	5202428	664804	28	1,55	26
2	5202340	664770	21	3,35	18
3	5202243	664801	51	2,95	48
4	5202126	664810	56	2,20	54
5	5202012	664803	41	4,50	37
6	5201890	664787	88	3,70	85
7	5201828	664781	81	3,20	78
8	5201705	664812	70	3,10	67
9	5201454	665384	85	2,00	83
10	5201516	665406	34	3,10	31
11	5201596	665423	45	3,10	41
12	5201702	665406	134	3,50	130
13	5201795	665440	169	3,50	165
14	5201900	665481	172	3,45	169
15	5201978	665499	186	3,50	182
16	5202085	665522	95	3,65	91
17	5202206	665543	135	3,30	132
18	5202391	665571	41	3,90	37
19	5202534	665566	51	3,45	48

Tabelle 3.1: Koordinaten der Messpunkte in UTM WGS 84, Entfernung vom Untergrund (Gletscherdicke), Schneehöhe in m und Eisdicke in m.

GPS Nummer	x	y	Gletscher in m	Schnee in m	Eis in m
20	5202697	665555	100	3,05	97
21	5202738	665427	78	3,50	75
22	5202803	665260	149	4,15	145
23	5202837	665157	189	3,10	186
24	5202860	665070	186	3,10	183
25	5202859	664932	88	3,45	85
26	5203005	664989	95	3,60	91
27	5203124	665040	76	2,60	74
28	5203237	665090	140	2,75	138
29	5203222	665223	28	3,85	24
30	5203181	665342	130	2,80	127
31	5203158	665478	149	2,95	146
32	5203137	665575	149	3,30	145
33	5203120	665676	87	3,95	83
34	5203080	665788	80	2,65	77
35	5203018	665856	186	2,30	183
36	5202991	665943	134	2,08	131
37	5202948	666049	134	1,90	132
38	5202928	666140	118	2,90	116
39	5202895	666221	98	2,90	95
40	5202869	666313	80	3,35	76
41	5202852	666385	80	3,00	77
42	5202754	666345	76	2,90	74
43	5202671	666329	75	3,55	71
44	5202579	666313	95	1,90	93
45	5202490	666299	83	3,15	80
46	5202366	666286	93	3,20	90
47	5202237	666275	92	3,45	88
48	5202124	666265	68	3,20	65
49	5202048	666254	56	2,70	54
50	5201979	666240	60	2,95	57
51	5201910	666220	80	2,70	77
52	5201828	666214	108	3,85	105
53	5201729	666200	216	3,30	213
54	5201627	666187	213	3,35	209
55	5201538	666167	113	2,90	111

Tabelle 3.2: Koordinaten der Messpunkte in UTM WGS 84, Entfernung vom Untergrund (Gletscherdicke), Schneehöhe in m und Eisdicke in m.

GPS Nummer	x	y	Gletscher in m	Schnee in m	Eis in m
56	5201435	666148	115	3,10	112
57	5201304	666161	87	3,30	83
58	5201201	666179	60	3,30	56
59	5201135	666193	56	3,70	53
60	5201060	666213	62	3,55	59
61	5200943	666253	51	3,05	48
62	5200880	666273	18	4,00	14
63	5200826	666225	23	2,90	20
64	5200788	666186	34	3,20	31
65	5200727	666118	45	4,15	40
66	5200681	666089	61	3,10	58
67	5200766	666055	55	3,20	51
68	5200828	666030	55	2,85	52
69	5200919	666002	60	3,75	56
70	5200998	665976	56	3,25	53
71	5201084	665900	55	3,40	51
72	5201164	665834	75	3,40	71
73	5201245	665838	76	3,20	73
74	5201363	665853	88	3,10	85
75	5201478	665860	80	2,90	77
76	5201595	665866	76	2,95	73
77	5201722	665877	66	2,75	64
78	5201831	665880	80	2,55	77
79	5202045	665932	81	2,90	79
80	5202126	665944	65	2,40	62
81	5202231	665965	76	3,35	73
82	5202340	665988	87	2,90	84
83	5202424	666018	98	3,30	95
84	5202542	666035	95	2,85	92
85	5202683	666062	137	3,15	134
86	5202814	666084	138	2,90	135
87	5203003	666144	100	2,90	97
88	5203150	666226	95	3,00	92
89	5203290	666290	95	2,80	92
90	5203368	666324	33	3,50	29

Tabelle 3.3: Koordinaten der Messpunkte in UTM WGS 84, Entfernung vom Untergrund (Gletscherdicke), Schneehöhe in m und Eisdicke in m.

GPS Nummer	x	y	Gletscher in m	Schnee in m	Eis in m
91	5203455	666348	68	3,20	65
92	5203533	666378	38	3,20	35
93	5203626	666452	34	2,90	32
94	5203705	666504	36	3,30	33
95	5203790	666555	41	2,95	38
96	5201269	666346	65	3,20	61
97	5201314	666362	68	0,00	68
98	5201374	666386	70	3,20	67
99	5201479	666426	60	3,20	56
100	5201540	666462	48	3,65	44
101	5201596	666511	61	2,80	59
102	5201651	666585	108	2,70	106
103	5201716	666685	159	2,70	156
104	5201759	666753	129	2,75	126
105	5201812	666817	76	4,20	72
105	5201812	666817	76	4,20	72
106	5201845	666854	71	3,80	68
107	5201745	666875	78	3,70	74
108	5201674	666880	102	4,30	97
109	5201618	666882	115	3,10	112
110	5201538	666890	142	3,15	139
111	5201459	666900	139	3,00	136
112	5201329	666931	139	3,40	135
113	5201262	666929	85	3,20	82
114	5201211	666955	88	2,90	85
115	5201099	666950	100	3,00	97
116	5200942	666933	107	2,90	104
117	5200781	666898	117	3,40	113
118	5200635	666869	83	3,40	80
119	5200540	666840	55	3,25	51
120	5200461	666821	31	3,15	28
121	5200652	666916	93	3,40	90
122	5200686	667003	103	3,70	100
123	5200745	667115	83	3,20	80
124	5200814	667206	65	3,00	62

Tabelle 3.4: Koordinaten der Messpunkte in UTM WGS 84, Entfernung vom Untergrund (Gletscherdicke), Schneehöhe in m und Eisdicke in m.

GPS Nummer	x	y	Gletscher in m	Schnee in m	Eis in m
125	5200890	667304	53	3,40	50
126	5200828	667359	58	3,65	54
127	5200771	667408	19	3,00	16
128	5200755	667426	16	3,50	12
129	5200704	667464	26	3,10	23
130	5200650	667487	75	3,30	71
131	5200575	667524	29	2,85	27
132	5200508	667541	45	3,60	41
133	5200446	667557	48	3,25	45
134	5200407	667575		0,00	0
135	5200407	667573	26	3,50	23
136	5201333	667031	127	3,20	124
137	5201389	667094	140	3,20	137
138	5201463	667177	155	3,20	152
139	5201568	667294	123	2,90	121
140	5201658	667376	110	2,40	108
140	5201658	667376	110	2,40	108
141	5201739	667441	100	3,40	97
142	5201828	667519	95	2,90	92
143	5201854	667565	90	2,60	87
144	5201944	667511	113	3,40	110
145	5202049	667490	93	3,20	90
146	5202102	667563	50	2,60	47
147	5201993	667626	75	2,80	72
148	5201940	667661	61	2,90	58
149	5201871	667707	28	3,20	25
150	5201824	667723	24	2,90	21
151	5201921	667738	24	3,20	21
152	5201975	667796	31	2,80	28
153	5202027	667850	29	3,00	26
154	5202053	667887	28	3,10	25
155	5201957	667953	28	3,20	25

Tabelle 3.5: Koordinaten der Messpunkte in UTM WGS 84, Entfernung vom Untergrund (Gletscherdicke), Schneehöhe in m und Eisdicke in m.

Kapitel 4

Messmethode

Die Eisdicke wurde wie schematisch in Abbildung 4.1 gezeichnet gemessen. Im Bereich dieser Konfiguration wurde auch jeweils die Sondierung durchgeführt.

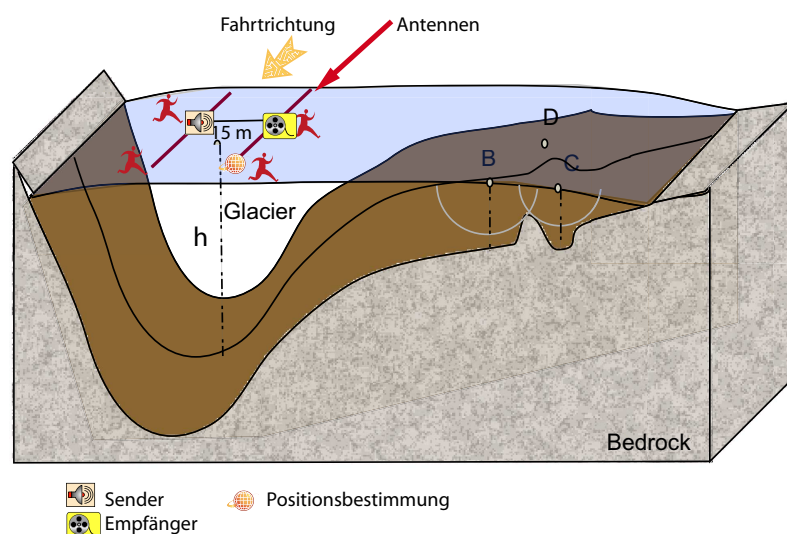


Abbildung 4.1: Messanordnung am Übeltalferner.

Die Eisdicken wurden mit dem Narod Radargerät des Institutes für Meteorologie und Geophysik der Universität Innsbruck vermessen. Als Wellenlänge wurde 6,5 Mhz verwendet. Die Methode basiert auf Messung des Laufzeitunterschiedes zwischen direkten und am Untergrund reflektierten Signal. Dabei ist zu beachten, dass die Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Signals in Luft größer als in Eis ist. Daher muss ein Mindestabstand zu Begrenzungsfelsen eingehalten werden, um das Signal vom Untergrund identifizieren zu können.

Die Radarecholotung ist die in den letzten Jahren meist genutzte Methode zur Messung von Eisdicken. Im Unterschied zu Tiefenbohrungen, Reflexions- oder Refraktionsseismik oder Geoelektrik ermöglicht das Radarecholot (Ground Penetrating Radar - GPR) das Messen von quasikontinuierlichen Profilen.

Die Messung der Eisdicke beruht auf dem Laufzeitunterschied zwischen dem vom Gletscheruntergrund reflektierten und dem direkten Signal. Das von den Antennen ausgesandte gepulste elektromagnetische Signal dringt in den Gletscher ein, wird am Untergrund reflektiert und kommt später beim Empfänger als das durch die Luft transmittierte (direkte) Signal an. Das reflektierte Signal wird im Eis entsprechend den elektromagnetischen Eigenschaften des Gletschers auch an internen Schichten reflektiert und gestreut. Gletschereis hat eine komplexe Struktur. Eisbewegung, Einschlüsse von Luft, Wasser und Gestein verursachen Inhomogenitäten. Auch reines Gletschereis weist, bedingt durch die Entstehung während verschiedener Niederschlagszyklen, interne Schichten auf. Im Firngebiet gibt es Schichten mit verschiedener Dichte, Wassersättigung, Körngröße und eventuellen Wassertafeln.

Die elektromagnetischen Eigenschaften eines Materials werden durch die komplexe relative Permittivität ε beschrieben:

$$\varepsilon = \varepsilon' - i\varepsilon'' \quad (4.1)$$

$\varepsilon'_{Eis}=3,15$ ist im gesamten Mikrowellenbereich nahezu unabhängig von der Temperatur des Mediums und der Frequenz des Signals (Mätzler 1987). Schnee ist ein Gemisch aus Luft, Eis und flüssigem Wasser, dessen Permittivität durch Mischungsformeln beschrieben wird (Polder D. 1946) (Denoth 1989) (Tiuri 1984).

Die Ausbreitung einer ebenen harmonischen Welle entlang der z- Achse in einem absorbierenden homogenen Medium wird beschrieben durch:

$$E(z) = E_0(z)e^{i\omega(t-z/c)} \quad (4.2)$$

mit der komplexen Amplitude $E_0(z)$, der Zeit t , der Kreisfrequenz ω und der Ausbreitungsgeschwindigkeit elektromagnetischer Wellen c .

Die Ausbreitungsgeschwindigkeit c elektromagnetischer Wellen in einem Medium ist kleiner als die Lichtgeschwindigkeit im Vakuum c_0 . Sie hängt von den elektromagnetischen Eigenschaften dieses Mediums ab:

$$c = \frac{c_0}{\sqrt{\varepsilon'}} \quad (4.3)$$

Misst man die Zeitdifferenz zwischen dem direkten und reflektierten Signal, kann man bei bekannter Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Signals den Weg und somit die Eisdicke berechnen.

Die Ausbreitungsgeschwindigkeit in Luft wird allgemein mit $300 \frac{m}{\mu s}$ angegeben. Für Gletschereis findet man in der Literatur verschiedene Werte z.B. $167,7$ [$\varepsilon' = 3,195$, (Glen 1975)], $168,5$ [$\varepsilon' = 3,170$, (de Q. Robin 1975)] und $169,0$ [$\varepsilon' = 3,150$, (Kovacs 1995)].

In der vorliegenden Arbeit wurde eine Ausbreitungsgeschwindigkeit in Eis von $168 \frac{m}{\mu s}$ verwendet (Bauder 2001) (Narod 1994) und das Medium Gletscher als homogen angenommen und somit unterschiedliche geschwindigkeiten in Firnschicht und Winterschneesichten vernachlässigt. Im verwendeten Wellenlängenbereich konnte die Dicke der Firnschicht

nicht aus dem reflektierten Signal abgeleitet werden.

Temperierte Gletscher haben einen hohen Anteil an Flüssigwasser, was zu starken Verlusten in höheren Frequenzen führt. Um die nötige Eindringtiefe zu erreichen, arbeitet man daher in Frequenzen bis 10 MHz.

4.1 Messanordnung und Positionsbestimmung

Die Position des Messsystems an der Gletscheroberfläche wurde mit einem Garmin Summit GPS bestimmt. Die horizontale Messgenauigkeit beträgt im Normalfall in einige Meter, die Vertikalkomponente wurde barometrisch gemessen, aber nicht verwendet, da Höhendaten aus dem Laserscan DEM der Provinz Südtirol aus dem Jahr 2006 zur Verfügung standen.

4.2 Meßgerät

Für die Messungen wurde ein Hochleistungs-Impuls Sender von Narod (Narod 1994) verwendet. Dieser arbeitet mit bipolaren 550 V Pulsen mit einer Anstiegszeit von unter 2 ns. Die Pulswiederholungsrate beträgt 512 Hz. Das Signal auf der Empfängerseite wurde bis 1998 mit einer Scopekarte (Samplingrate bis 200 MS/s) und ab 1998 mit einem digitalen Scopemeter des Typs Fluke 105B, welches Abtastgeschwindigkeiten von bis zu 5 GS/s ermöglicht, aufgezeichnet. Mit dem Fluke 105B können Störimpulse bis 40 ns aufgezeichnet werden, die Ablesegenauigkeit kann je nach gewählter Auflösung bis 5 ns pro Skaleneinheit betragen. Der Stromverbrauch beträgt 180 mA bei 10-14 V Gleichstrom (5mA im Standby Betrieb) und wird aus einer Trockenbatterie (6,5 Ah, 12V) gedeckt. Die RF Spitzenleistung beträgt 24 kW.

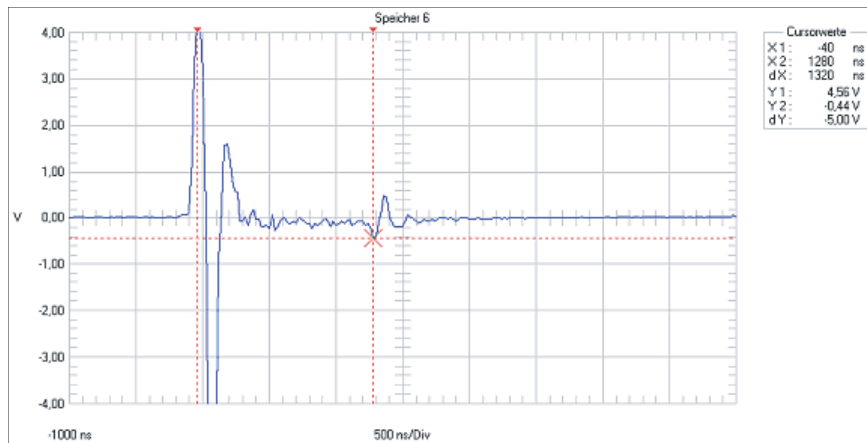
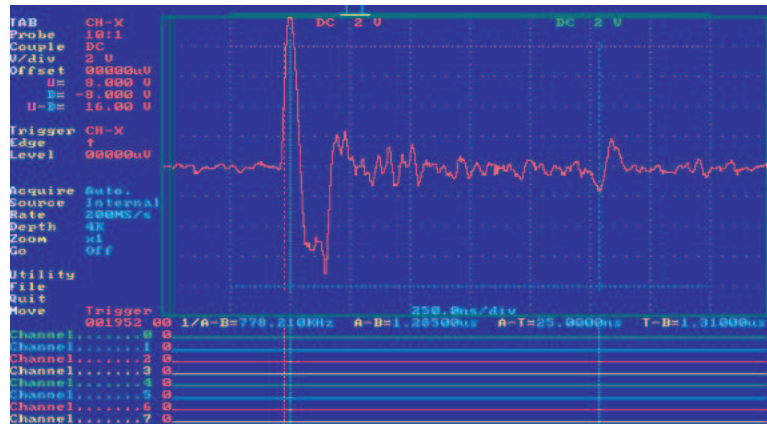


Abbildung 4.2: (oben) Signalaufzeichnung mit Scopekarte; (unten) Signalaufzeichnung mit Fluke

Am Institut für Meteorologie und Geophysik wurden zwei verschiedene widerstandsbelastete Dipol-Antennen (Wu 1965) (Rose 1974) hergestellt, deren halbe Länge l 15 bzw. 25 m beträgt. Aus diesen ergeben sich nach Narod (pers. Mitteilung)

$$f_c = \frac{96}{l} \text{MHz} \quad (4.4)$$

zentrale Frequenzen f_c von 6,5 MHz bzw. 4 MHz.

Die Anordnung der Widerstände von 68, 82, 120, 220 und 680 Ohm (von innen nach außen) verhindert die Reflexion des Signals am Antennenende und optimiert so die Energieabgabe an den Untergrund.

4.3 Auswertung

Gemessen wird der Antennenabstand a und der Laufzeitunterschied Δt zwischen direktem und reflektiertem Signal (siehe Abbildung 4.3), die zur Zeit t_D bzw. t_R am Empfänger eintreffen. Dieser Laufzeitunterschied hängt von der Geschwindigkeit des Signals in den

verschiedenen Medien c_M und den zurückgelegten Weglängen s (im Eis) und a (in Luft) ab.

$$s = t_R \cdot c_E \quad (4.5)$$

Dabei ist a gleich dem Abstand zwischen Sender und Empfänger, und s hängt von der Eisdicke h ab:

$$s = 2 \cdot \sqrt{\frac{a^2}{4} + h^2} \quad (4.6)$$

Im Falle eines homogenen, planparallelen Eiskörpers bedeutet dies

$$h = \frac{1}{2} \cdot \sqrt{(\Delta t + \frac{a}{c_L})^2 \cdot c_E^2 - a^2} \quad (4.7)$$

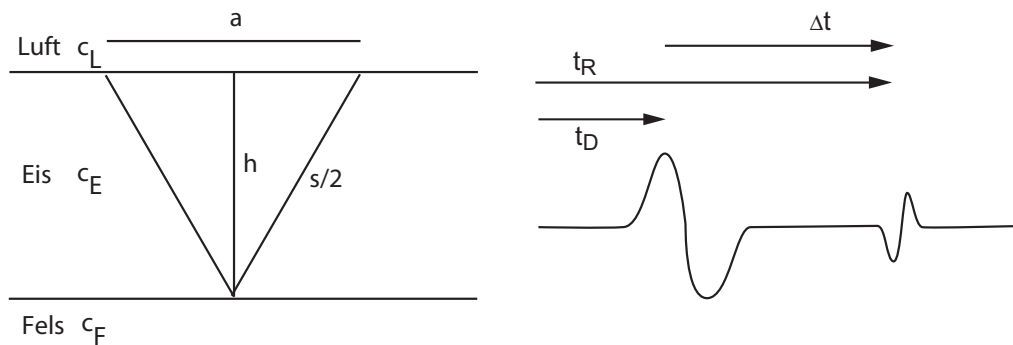


Abbildung 4.3: Laufzeitunterschied des direkten und des reflektierten Signals.

Ist der Eiskörper nicht planparallel, muss die Lage des Reflexionspunktes durch Migration (Abbildung 4.4) (Yilmaz 1987) ermittelt werden. Dabei wird die Untergrundsform aus den Umhüllenden der Ellipsoide der möglichen Reflexionspunkte des Signals berechnet. Sender und Empfänger liegen in den Brennpunkten des der Messung zugeordneten Ellipsoides.

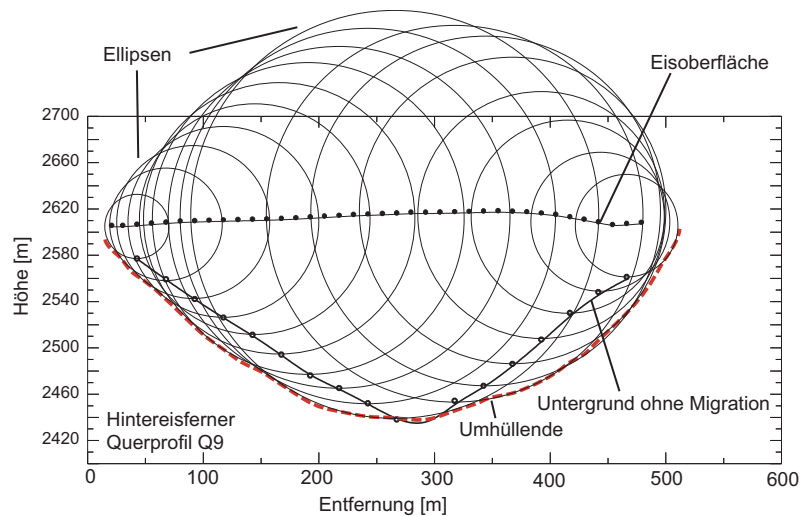


Abbildung 4.4: Korrektur des Reflexionspunktes und somit der Eistiefe durch Migration am Beispiel des Profils Q9 am Hintereisferner.

4.4 Fehlerabschätzung

Der Gesamtfehler in der Messung der Eistiefe ergibt sich aus in etwa gleichbleibenden Ableseungenauigkeiten und systematischen Fehlern, die stark vom Ort und den Bedingungen zum Zeitpunkt der Messung abhängen. Bei der Bestimmung der Laufzeit kann der Ablesefehler etwa 30 ns betragen. Durch ungünstige Oberflächenbeschaffenheit kann ein Fehler bei der Messung des Antennenabstandes von 2 m auftreten. Kumulieren sich diese Fehler, ist bei einer Laufzeit von 1 μ s und einem Antennenabstand von 15 m ein Fehler in der Eisdicke von etwa 3 m möglich.

Systematische Fehler entstehen aus internen Reflexionen, ungünstiger Untergrundgeometrie, falschen Annahmen über die Geschwindigkeiten sowie der Vernachlässigung von Firn- und Schneeschichten am Gletscher.

Fehler durch interne Reflexion An internen Schichten mit unterschiedlichen dielektrischen Eigenschaften kommt es zu Reflexion und Streuung des Signals. Dadurch wird die Interpretation der reflektierten Signale erschwert. Ein Beispiel dafür ist die Reflexion an der Eis/Luft Grenzschicht von Gletscherspalten. Im ungünstigsten Fall sind die Verluste durch Absorption und Streuung an internen Schichten so groß, dass das reflektierte Signal am Empfänger nicht mehr messbar ist.

Fehler durch ungünstige Untergrundgeometrie Große Rauigkeit des Untergrundes erschwert die Zuordnung des Reflexionspunktes, der nicht direkt unterhalb des Messprofils liegen muß. Solche Probleme können nur durch sehr dichte Messungen und dreidimensionale Migrationsverfahren mit großem Zeitaufwand vermieden

werden. Wird das Signal von einer außerhalb des Profils liegenden Erhebung im Untergrund reflektiert, kann die Eisdicke im Profil unterschätzt werden. Die Eisdicke zwischen zwei im Profil liegenden Felsrippen im Untergrund wird ebenfalls unterschätzt, wenn der Abstand zwischen den Felsrippen zu klein ist.

Fehler durch unbekannte Dicke der Firnschicht Auf den hier behandelten Gletschern variiert die Dicke der Firnschicht zwischen 0 und über 20 m. Die Winterschneedecke zum Zeitpunkt der Messung wurde abgezogen. In der Literatur wird der maximale Fehler durch Vernachlässigung der Firnschicht mit 5 % angegeben (Haeberli 1982).

Fehler durch Vernachlässigung der Hangneigung Bei steilen Gletschern muß berücksichtigt werden, dass der Reflexionspunkt nicht unterhalb des Profils liegt. Da die Meßpunkte in dieser Studie alle in relativ flachen, spaltenarmen Gebieten liegen, kann dieser Fehler vernachlässigt werden.

Die Fehler durch interne Reflexion, unbekannte Signalwege und ungünstige Untergrundgeometrie können beliebig groß sein. Im Normalfall werden sie aber bei der Datenkontrolle durch Vergleich mit den Nachbarpunkten erkannt und der Datensatz nicht berücksichtigt. Also kann der Fehler durch Ablesefehler und Vernachlässigung der Firn/Schneesicht etwa 5 m betragen.

4.5 Erstellung der Karten der Eisdicke aus den Punktmessungen

Die Karten der Eisdicke wurden aus den Punktmessungen händisch interpoliert. Dazu wurden Linien der gleichen Eisdicke basierend auf den Punktwerten der Eisdicken, den topographischen Daten und den Gletschergrenzen 2007 konstruiert und diese mit dem Tool topo2raster in ArcGIS interpoliert. Die Eisdicke an der Gletschergrenze von 2007 wurde auf 0 gesetzt (Fischer 2009).

Literatur

- Bauder, A., 2001: Bestimmung der Massenbilanz von Gletschern mit Fernerkundungsmethoden und Fließmodellierungen. VAW Mitteilungen 169, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich.
- de Q. Robin, G., 1975: Velocity of radio waves in ice by means of a bore-hole interferometric technique. *Journal of Glaciology*, **15**, 151–159.
- Denoth, A., 1989: Snow dielectric measurements. *Adv. Space Res.*, **9**.
- Fischer, A., 2009: Calculation of glacier volume from sparse ice thickness data, applied to schaufelferner, austria. calculation of glacier volume from sparse ice thickness data, applied to schaufelferner, austria. *Journal of Glaciology*, **55**, 453–460.
- Glen, J.W., u.J.P., 1975: The electrical properties of snow and ice. *Journal of Glaciology*, **15**, 15–38.
- Haeberli, W., H.W.W.S.u.C.S., 1982: Erste Erfahrungen mit dem US Geological Survey Monopuls Radioecholot im Firn, Eis und Permafrost der Schweizer Alpen. *Arbeitsheft*, **6**, 23.
- Kovacs, A., A.G.u.R.M., 1995: The in-situ dielectric constant of polar firn revisited. *Cold Regions Science and Technology*, **23**, 245–256.
- Mätzler, C., 1987: Applications of the interaction of microwaves with the natural snow cover. *Remote Sensing Review*, **2**, 259–387.
- Narod, B.B., u.G.C., 1994: Miniature high-power impulse transmitter for radio-echo sounding. *Journal of Glaciology*, **40**, 190–194.
- Polder D., u.J.v., 1946: The effective permeability of mixtures of solids. *Physica*, **12**, 257.
- Rose, G.C., u.R.V., 1974: Calculated and experimental response of resistively loaded v antennas to impulsive excitation. *Int. J. Electron.*, **37**, 261 – 271.
- Tiuri, M., A.S.E.N.u.M.H., 1984: The complex dielectric constant of snow at microwave frequencies. *J. Ocean Eng.*, **OE-9**, 377–382.
- Wu, T.T., u.R.K., 1965: The cylindrical antenna with non-reflecting resistive loading. *IEEE Trans. Antennas Propag. AP-*

Yilmaz, O., 1987: *Seismic Data Processing*. Society of Exploration Geophysicists, P.O. Box 702740, Tulsa.