
Alexander Kukuvec

Vertikaler Refraktionseffekt – Messung und Anwendung

MASTERARBEIT

zur Erlangung des akademischen Grades
Diplom-Ingenieur

Masterstudium Geomatics Science



Institut für Ingenieurgeodäsie und Messsysteme

Technische Universität Graz

Betreuer und Begutachter:

O. Univ.-Prof. Dipl.-Ing. Dr.techn. Fritz K. Brunner

Graz, November 2010

Deutsche Fassung:
Beschluss der Curricula-Kommission für Bachelor-, Master- und Diplomstudien vom 10.11.2008
Genehmigung des Senates am 1.12.2008

EIDESSTÄTTLICHE ERKLÄRUNG

Ich erkläre an Eides statt, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig verfasst, andere als die angegebenen Quellen/Hilfsmittel nicht benutzt, und die den benutzten Quellen wörtlich und inhaltlich entnommene Stellen als solche kenntlich gemacht habe.

Graz, am

.....
(Unterschrift)

Englische Fassung:

STATUTORY DECLARATION

I declare that I have authored this thesis independently, that I have not used other than the declared sources / resources, and that I have explicitly marked all material which has been quoted either literally or by content from the used sources.

.....
date

.....
(signature)

Danksagung

Ich möchte mich bei meinen Eltern Ulli und Michael bedanken. Beide haben mich bei meinem Studium nicht nur finanziell, sondern auch mental unterstützt und sind Zeit meines Lebens immer für mich da gewesen.

Weiters will ich mich bei meinem Onkel Gerhard, meiner Tante Maxi und meinen Großeltern bedanken, die es mir ermöglichten während der Studienzeit wertvolle Erfahrung in der praktischen Vermessungsarbeit zu sammeln.

Meiner Freundin Barbara möchte ich danken für ihre Geduld und Nachsicht während der Verfassung der Masterarbeit. Sie hat mir innerhalb dieser 9 Monate stets genügend Freiraum gelassen und sich nie beschwert wenn das eine oder andere Wochenende dem Studium geopfert werden musste.

Ich danke allen Mitarbeitern des Instituts für Ingenieurgeodäsie und Messsysteme unter der Leitung von Professor Brunner für die tolle Unterstützung. Mein besonderer Dank gilt dabei Ing. Lummerstorfer, der mir eine große Hilfe bei der Herstellung bestimmter Komponenten für die Feld- bzw. Labormessungen war und mich stets mit allen notwendigen Messinstrumenten versorgt hat. An dieser Stelle möchte ich auch Dipl.-Ing. Henn und dem Institut für Verbrennungskraftmaschinen und Thermodynamik danken. Sie haben mir das Ultraschallanemometer USA-1 zur Verfügung gestellt.

Die Feldexperimente auf den Reininghausgründen und am Dachsteingletscher wären ohne der Unterstützung folgender Personen nicht möglich gewesen: Martin und Michael Kukuvec, Gabriel Martin und Christian Stangl. Sie haben mir beim Transport, beim Auf- und Abbau der Messinstrumente sowie bei den Messungen sehr geholfen.

Schlussendlich möchte ich mich bei meinem Betreuer und Begutachter Professor Brunner für dessen Unterstützung bedanken. Seine große Erfahrung im Bereich der geodätischen Refraktion und der Mikrometeorologie, die er über viele Jahre gesammelt hat, war mir eine sehr große Hilfe.

Kurzfassung

In dieser Masterarbeit wurde der vertikale Refraktionseffekt in der Zenitwinkelmessung experimentell untersucht. Die Feldexperimente fanden zum einen über einer, im Verhältnis zur darüberliegenden Luftmasse, wärmeren Oberfläche (Maisacker - Reininghausgründe/Graz) im Mai und zum anderen über einer kalten Schnee- und Eisfläche (Schladminger Gletscher/Dachstein) im September statt. Mit der Methode der gegenseitig-gleichzeitigen Zenitwinkelmessung konnten die Fehlereinflüsse in der trigonometrischen Höhenmessung aufgrund der terrestrischen Refraktion mit präzisen Tachymetern (3 cc) bestimmt werden. Die stationsweise berechneten Refraktionskoeffizienten, würden im Messzeitraum von 14:00 bis 19:30, in den Höhenunterschieden Variationen bis zu 7 mm (bei $S=100$ m) verursachen. Die Lichtstrahlkrümmung ist proportional zum vertikalen Temperaturgradienten in der Luft. Aus diesem Grund wurde zur Verifizierung der Winkelmessungen der Temperaturgradient, mit an einem Mast befestigten Thermoelementen, gemessen. Die Gegenüberstellung der Gradienten, direkt gemessen mit den Thermoelementen und berechnet aus der Zenitwinkelmessung, deutet auf eine Beeinflussung der Thermoelementmessungen durch das am Temperaturmast befestigte Gehäuse des Dataloggers hin.

Weiters konnte mit den gemessenen Refraktionswerten der fühlbare Wärmestrom, der den Wärmeaustausch zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre beschreibt, berechnet werden. Das dazu verwendete theoretische Modell, wurde von Brunner entwickelt (Brunner, F.K., 1982: „Determination of line averages of sensible heat flux using an optical method“, *Boundary Layer Meteorology* S. 193-207, *Dordrecht-Boston*). Parallel zur Zenitwinkelmessung wurde der fühlbare Wärmestrom mit einem Ultraschallanemometer nach der Eddy-Kovarianz-Methode gemessen. Die Gegenüberstellung der Ergebnisse beider Methoden zeigt eine gute Übereinstimmung bei mikrometeorologisch labilen oder neutralen Bedingungen. Nach der Vorzeichenumkehr des Austauschstromes vom Positiven ins Negative weichen die Werte stärker voneinander ab. Es soll beachtet werden, dass die Resultate der Zenitwinkelmessungen Linienmittelwerte des fühlbaren Wärmestromes angeben.

Abstract

In this master thesis the effect of vertical refraction in zenith angle observations was experimentally investigated. The field experiments were carried out over a, relative to the air mass above, warm surface (corn field – Reininghaus grounds/Graz) in May and then over a cold surface of snow and ice in September (Schladming glacier/Dachstein). With simultaneous reciprocal zenith angle observation, the errors in trigonometrical height measurement, because of terrestrial refraction, could be determined with precise total stations (3 cc). The refraction coefficients, calculated for the stations would cause variations in the height difference up to 7 mm (at $S=100$ m), during the measurement epoch from 14:00 to 19:30. The curvature of the light ray is proportional to the vertical temperature gradient in the air. For this reason, the temperature gradient was measured with thermocouples mounted on a mast, in order to verify the results of the angle measurements. The comparison of the temperature gradients, measured directly with the thermocouples and calculated from the zenith angle observations, shows that the thermocouple measurements might be influenced by the datalogger housing fixed on the mast.

Furthermore, the observed refraction values were used to calculate the sensible heat flux, which describes the exchange of thermal energy between earth surface and the atmosphere above. The theoretical model was developed by Brunner (Brunner, F.K., 1982: „Determination of line averages of sensible heat flux using an optical method“, *Boundary Layer Meteorology* S. 193-207, Dordrecht-Boston). Parallel to the zenith angle measurement, the sensible heat flux was measured with an ultra sonic anemometer according to the eddy-covariance approach. The comparison of the results of both methods shows a good agreement during micrometeorological stable or neutral conditions. When the flux changes its sign from positive to negative, the values begin to differ more strongly. However, the zenith angle measurements yield line averages of the sensible heat flux.

INHALTSVERZEICHNIS

1	EINLEITUNG	1
1.1	ZIELSETZUNG.....	1
1.2	VORANGEGANGENE ARBEITEN.....	2
2	THEORETISCHE GRUNDLAGEN	3
2.1	GEODÄTISCHE GRUNDLAGEN.....	3
2.1.1	GEODÄTISCHE REFRAKTION	3
2.1.2	GEGENSEITIG-GLEICHZEITIGE ZENITWINKELMESSUNG	7
2.2	MIKROMETEOROLOGIE.....	10
2.2.1	MIKRO- UND GRENZSCHICHTMETEOROLOGIE.....	10
2.2.2	TURBULENTE AUSTAUSCHSTRÖME	12
2.2.3	EDDY-KOVARIANZ-METHODE	16
2.2.4	MESSUNG VON LINIENMITTELWERTEN	17
2.2.5	BERECHNUNG DES FÜHLBAREN WÄRMESTROMES AUS GEGENSEITIG- GLEICHZEITIGEN ZENITWINKELMESSUNGEN	18
3	EXPERIMENTELLES MESSSYSTEM	22
3.1	AUSWAHL DER MESSINSTRUMENTE.....	22
3.1.1	TCA1800.....	22
3.1.2	THERMOELEMENTE UND IDL 100	25
3.1.3	ULTRASCHALLANEMOMETER (USA-1).....	31
3.1.4	METEOSTATION HM 30.....	35
3.1.5	ZUSATZKOMPONENTEN	37
3.1.6	AUSWAHL DER AUFZEICHNUNGSRATEN.....	41
3.2	ALLGEMEINER AUFBAU	43
3.2.1	KONFIGURATION.....	43
3.2.2	VARIANZFORTPFLANZUNG	45

3.3	<i>KALIBRIERUNG UND ÜBERPRÜFUNG AUSGEWÄHLTER MESSINSTRUMENTE</i>	46
3.3.1	TCA1800.....	46
3.3.2	THERMOELEMENTE UND IDL 100	51
3.3.3	EINMESSEN DER „PRISMENKÄFIGE“	57
4	FELDEXPERIMENTE	60
4.1	<i>AUSWAHL DER MESSGEBIETE</i>	60
4.2	<i>TESTMESSUNG CAMPUS STEYRERGASSE</i>	62
4.3	<i>MESSUNG REININGHAUSGRÜNDE</i>	64
4.4	<i>MESSUNG SCHLADMINGER GLETSCHER</i>	68
5	AUSWERTUNG UND ERGEBNISSE	71
5.1	<i>EINLESEN DER MESSDATEN</i>	71
5.2	<i>VERTIKALER TEMPERATURGRADIENT MIT THERMOELEMENTEN</i>	73
5.3	<i>DATENAUFBEREITUNG USA-1</i>	78
5.4	<i>GEGENSEITIG-GLEICHZEITIGE ZENITWINKELMESSUNG</i>	80
5.5	<i>BERECHNUNG DES FÜHLBAREN WÄRMESTROMES UND GEGENÜBERSTELLUNG DER MESSMETHODEN</i>	90
6	ZUSAMMENFASSUNG	103
	LITERATURVERZEICHNIS	105
	ABKÜRZUNGSVERZEICHNIS	109

1 EINLEITUNG

1.1 ZIELSETZUNG

Der Inhalt der Masterarbeit umfasst die Messung des vertikalen Refraktionseffektes. Auch bekannt unter terrestrischer oder geodätischer Refraktion. Diese verursacht eine Krümmung der Lichtstrahlen, hervorgerufen durch den Temperaturgradienten in der Luft, quer zur Ausbreitungsrichtung des Lichtes. In den frühen 80er-Jahren wurde theoretisch und experimentell gezeigt, dass der vertikale Refraktionseffekt, berechnet aus gegenseitigen und gleichzeitigen Zenitwinkelmessungen, zur Bestimmung des Linienmittelwertes des vertikalen Temperaturgradienten verwendet werden kann (Brunner, 1982). Der Mittelwert des vertikalen Temperaturgradienten steht in Relation zum fühlbaren Wärmestrom, der in gewissen Situationen, z.B. in der Nacht, über Eis oder Eiswasser, mit meteorologischen Messinstrumenten, schwierig zu messen ist. In dieser Masterarbeit soll zuerst das theoretische Modell entwickelt werden. Danach soll ein Konzept für die experimentellen Untersuchungen erarbeitet werden. Die Feldarbeiten und die Analyse der Daten folgen anschließend.

Die Feldarbeit umfasst gegenseitig-gleichzeitige Zenitwinkelmessungen zur Messung des Refraktionseffektes und im weiteren Sinne des fühlbaren Wärmestromes. Zusätzlich und zur Kontrolle der Winkelmessungen müssen umfangreiche meteorologische Messungen getätigt werden. Diese umfassen Temperaturgradientenmessung, Windmessung, Turbulenzmessungen sowie Temperatur-, Luftdruck- und Luftfeuchtemessungen. Die Experimente sollen über bewachsenem Boden (Maisacker) und über Schnee bzw. Eis (Gletscher) durchgeführt werden. Als Messgebiete wurden die Reininghausgründe in Graz sowie der Schladminger Gletscher am Dachstein ausgewählt.

1.2 VORANGEGANGENE ARBEITEN

Karl Brocks, ehemaliger Professor an der Universität Hamburg, schlug 1940 eine räumlich integrierende Methode zur Messung vertikaler Temperatur- und Wasserdampfgradienten in der Atmosphäre vor (Brocks, 1940). Seine mathematischen Formulierungen, basierend auf dem Refraktionsintegral von Fearnley (Gl. 2.1) zeigen den Zusammenhang zwischen der Lichtstrahlbrechung und den vertikalen Gradienten der atmosphärischen Zustandsgrößen wie Temperatur, Luftdruck und Luftfeuchte. Der Vorteil dieser Methode liegt in der Messung von Linienmittelwerten im Gegensatz zu punktuellen Beobachtungen. Die in der Auswertung verwendeten Formeln zur Berechnung des fühlbaren Wärmestromes aus gegenseitig-gleichzeitig gemessenen Zenitwinkeln beziehen sich auf dessen Erkenntnisse (Brunner, 1982). Um ein besseres Verständnis für die terrestrische Refraktion zu bekommen, waren die Arbeiten von Brocks in der Literaturrecherche unverzichtbar.

Weiters diente eine Veröffentlichung von Hirt et al. (2010) zur Bestimmung des geodätischen Refraktionskoeffizienten als Anstoß, den Zusammenhang zwischen der Refraktion und der Mikrometeorologie stärker zu betonen (Hirt et al, 2010). Deshalb wurden in den Experimenten zusätzlich zu den Zenitwinkelbeobachtungen auch meteorologische Messungen zur Verifizierung und Berechnung des Wärmeaustausches zwischen der Erdoberfläche und der darüberliegenden Atmosphäre getätigt. Der lokale Refraktionskoeffizient wird hauptsächlich von den atmosphärischen Verhältnissen am Standpunkt beeinflusst und ist deshalb stark abhängig von der Bewölkungssituation in unmittelbarer Nähe des Tachymeters. Die Bewölkungssituation am Standpunkt wurde in der Arbeit von Hirt et al. (2010) nicht beachtet und soll in dieser Masterarbeit berücksichtigt werden. Weiters werden die Refraktionswinkel stationsweise berechnet und geben einen Einblick über den gekrümmten Verlauf des Lichtweges sowie über die dadurch auftretenden Fehler in der einseitigen Zenitwinkelmessung.

2 THEORETISCHE GRUNDLAGEN

2.1 GEODÄTISCHE GRUNDLAGEN

2.1.1 GEODÄTISCHE REFRAKTION

Als „geodätische Refraktion“ bezeichnet man alle atmosphärisch verursachte Effekte auf geodätische Messungen (Brunner 1984, S.1). Bei der klassischen terrestrischen Vermessung mit Theodoliten werden, von Objekten reflektierte Lichtstrahlen im Medium Luft, gemessen. Man misst Winkel zwischen den jeweiligen Tangenten der Strahlen in den Beobachtungspunkten und einer Bezugsrichtung. Bei der Zenitwinkelmessung ist diese Bezugsrichtung die Tangente an die lokale Lotlinie. Die Erdatmosphäre ist durch räumliche und zeitliche Dichteunterschiede charakterisiert (Brocks 1939, S.1). Diese resultieren aus Schwankungen in Temperatur, Luftdruck und Luftfeuchte, wobei die Temperatur den größten Einfluss hat. Dadurch ändert sich der Brechungsindex der Luft und die gemessenen Lichtstrahlen werden gebrochen. Das heißt, man beobachtet bei der Messung mit optischen Instrumenten nicht den tatsächlichen Messpunkt im Raum, sondern immer nur einen durch die Lichtbrechung verursachten virtuellen Messpunkt. Zusätzlich zur mittleren Ablenkung des Lichts kommt noch das Bildflimmern, welches durch die Fluktuationen des Brechungsindexgradienten hervorgerufen wird (Webb 1984, S. 85). Insbesondere in bodennahen Luftschichten sind diese Inhomogenitäten der Luftdichte hauptsächlich in der Vertikalrichtung gegeben. Die Sonneneinstrahlung wird von der Erdoberfläche absorbiert und in andere Energieformen transformiert. Dabei entsteht eine positive Energiebilanz, also ein Energieüberschuss. Die überschüssige Energie wird in Form von langwelliger Infrarotstrahlung (18 %) bzw. als fühlbare und latente Wärme (82 %) an die darüberliegenden Luftschichten abgegeben (Brocks 1954, S. 373). Dieser Effekt verursacht ein Temperaturgefälle mit zunehmender Höhe und somit auch große Unterschiede in den Brechungsindices. Die Lichtstrahlen werden hier also besonders stark gebrochen. Bei der Zenitwinkelmessung wird, zwischen zwei Punkten A und B, aufgrund dieser Tatsache nicht der tatsächliche Zenitwinkel ζ_A sondern ein, um den sogenannten Refraktionswinkel δ_A verfälschter Zenitwinkel, Z_A gemessen (Abbildung 2-1).

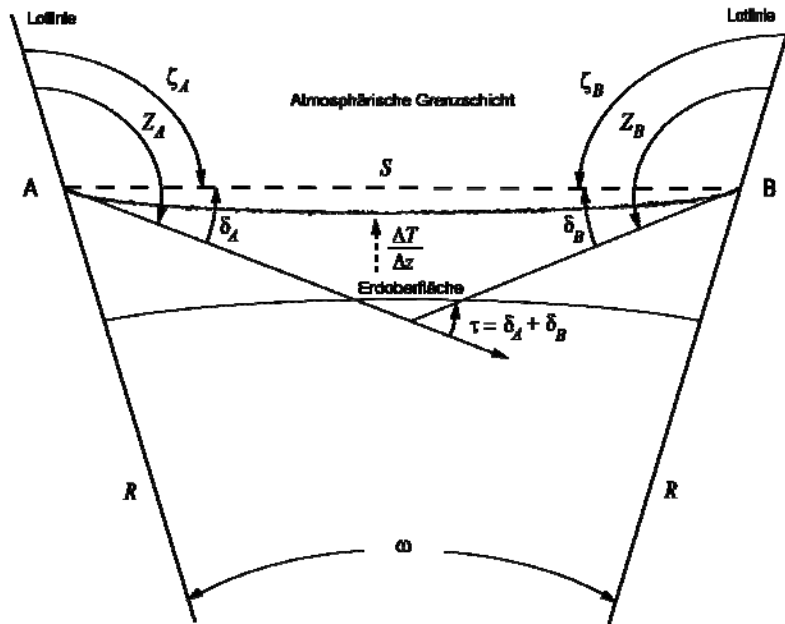


Abbildung 2-1: Gegenseitig-gleichzeitige Zenitwinkelmessung (Brunner, 1982)

Die Formelbeziehung zur Beschreibung des Refraktionswinkels geht auf C. Fearnly zurück (Brocks 1939, S. 7).

$$\delta_A = -\int_0^l \left(1 - \frac{s}{l}\right) \frac{1}{r(s)} ds \quad (2-1)$$

wobei l die Länge der Messstrecke, $1/r(s)$ die Krümmungen des Lichtstrahles entlang der Messstrecke und s die fortgeschrittene Länge entlang des Strahles, mit Werten von 0 bis l , sind. Der Refraktionswinkel ist negativ wenn die Richtung der Lichtstrahlkrümmung der Richtung der Erdkrümmung entgegengesetzt ist. Der Krümmungsradius lässt sich, anhand des Sellius'schen Brechungsgesetz in erster Näherung durch den Brechungsindexgradienten mit der Höhe $(\partial n(s)/\partial z)$ ersetzen (Brocks 1939, S. 9).

$$\delta_A \approx -\int_0^l \left(1 - \frac{s}{l}\right) \frac{\partial n(s)}{\partial z} ds \quad (2-2)$$

Der Winkel δ_A ist von allen Krümmungen entlang des Strahles beeinflusst und steht somit für einen mittleren Wert des Brechungsindexgradienten. An der Gewichtsfunktion $(1-s/l)$ erkennt man jedoch, dass jene meteorologischen Bedingungen, die sich in der Nähe des Standpunktes A befinden, stärker in die integrale Summe ein-

fließen. Wenn man die Messstrecke zum Beispiel in 4 Strahlabschnitte teilt und stufenweise integriert, erhält man die Beiträge der einzelnen Abschnitte (Tabelle 2-1).

Tabelle 2-1, Einflüsse der vom Standpunkt aus gezählten Strahlabschnitte auf den Refraktionswinkel δ_A . (Brocks 1939, S. 8)

Strahlabschnitt	[%]
1. Viertel	43.8
2. Viertel	31.2
3. Viertel	18.8
4. Viertel	6.2

Anhand dieser Aufstellung ist zu erkennen, dass die meteorologischen Bedingungen innerhalb der ersten Strahlhälfte mit 75 % in den Refraktionswinkel einfließen. Der Refraktionswinkel ist also stark vom meteorologischen Feld in unmittelbarer Nähe des Standpunktes abhängig. Wenn man nun aus Refraktionswinkelmessungen atmosphärische Parameter ableiten möchte, ist man bestrebt, eine Methode zu finden, mit der die Brechungsindexgradienten ungewichtet in die Berechnung eingehen. Darauf wird in 2.1.2 näher eingegangen.

In der Geodäsie wird der Refraktionswinkel oft durch den dimensionslosen Refraktionskoeffizienten k ersetzt. Dabei wird der Krümmungsradius der Lichtbahn r [m] mit dem mittleren Erdradius R [m] ins Verhältnis gebracht und ist in Gl. (2-3) definiert (Brocks 1954, S. 380). Der mittlere Erdradius wurde in sämtlichen Berechnungen mit 6370 km angesetzt.

$$k = R / r \tag{2-3}$$

Der Zusammenhang zwischen dem Refraktionswinkel δ und k ist durch Gl. (2-4) gegeben (Brunner und Wieser 2009, Folie 7-14). Wobei ω , der Zentriwinkel vom Erdmittelpunkt zu den Standpunkten, der Quotient aus der Strecke S zwischen den Standpunkten und mittlerem Erdradius R ist (Gl. (2-5)).

$$\delta = k \cdot \frac{\omega}{2} \tag{2-4}$$

$$\omega = S / R \tag{2-5}$$

In weiterer Folge ist es zweckmäßig, den Refraktionskoeffizienten mit den meteorologischen Elementen in Beziehung zu setzen (Brocks 1950, S. 244).

$$k = 503 \frac{p}{T^2} \left(0.0343 + \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (2-6)$$

Wobei p [mbar] für den Luftdruck, T [K] für die absolute Temperatur und $\partial T / \partial z$ [K/m] für den Temperaturgradienten stehen. Wenn die Temperatur mit zunehmender Höhe abfällt, ist der Temperaturgradient negativ anzusetzen. Die Auswirkung der meteorologischen Eingangsgrößen auf den Refraktionskoeffizienten ist in Gl. (2-7) dargestellt (Hirt et al, 2010). Dabei wird gezeigt, dass der Temperaturgradient in Vertikalrichtung den größten Einfluss hat. Refraktionseffekte können anhand dieser Tatsache mit Temperaturgradientenmessungen modelliert werden. Es ist dabei zu beachten, dass die Abnahme des Gradienten mit zunehmender Höhe nicht linear verläuft.

$$\frac{\partial k}{\partial \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)} : \frac{\partial k}{\partial T} : \frac{\partial k}{\partial p} \approx 23 : 2 : 1 \quad (2-7)$$

2.1.2 GEGENSEITIG-GLEICHZEITIGE ZENITWINKELMESSUNG

Die Methode der gegenseitig-gleichzeitigen Zenitwinkelmessung wird in der praktischen Vermessung angewandt, um refraktionsfreie Höhenunterschiede zu berechnen. Dabei nimmt man an, dass die atmosphärischen Bedingungen zwischen den Standpunkten homogen sind. Dies ist der Fall, wenn man ein gleichmäßiges Geländeprofil sowie konstant ausgebildeten Oberflächenbewuchs vorfindet (Kahmen 2006, S. 461). Das Licht wird in diesem Falle entlang einer kreisförmigen, symmetrischen Bahn gebrochen. Der unverfälschte Höhenunterschied zwischen den Kippachshöhen der Totalstationen in den Standpunkten A und B, ergibt sich aus Gl. (2-8) (Kahmen 2006, S. 461). Dabei wird der Einfluß der Erdkrümmung eliminiert. Der Einfluss der Refraktion wird in der Praxis lediglich minimiert, da man nie garantieren kann, dass die atmosphärischen Zustände entlang der Messstrecke konstant sind. Es ergeben sich somit auch über weitgehend homogenen Oberflächen und unter gleichmäßiger Sonneneinstrahlung immer geringfügig unterschiedliche Refraktionswinkel an den Stationen A und B.

$$\Delta H_{AB} = (\Delta H_{AB} - \Delta H_{BA}) / 2 \quad (2-8)$$

Der mittlere Refraktionskoeffizient k lässt sich unter diesen Voraussetzungen anhand der Gl. (2-9) berechnen (Kahmen 2006, S. 462). Die im jeweiligen Standpunkt gleichzeitig gemessenen Zenitwinkel sind mit Z_A und Z_B bezeichnet.

$$k = 1 - (Z_A + Z_B - \pi) \cdot \frac{R}{S} \quad (2-9)$$

Mit dem gemessenen Refraktionskoeffizienten aus Gl. (2-9) kann man mit Gl. (2-6) Rückschlüsse auf den mittleren Temperaturgradienten entlang der Messstrecke S ziehen. Zur Berechnung von Linienmittelwerten des meteorologischen Feldes zwischen zwei Standpunkten ist man bestrebt eine Größe zu finden, in die sämtliche atmosphärischen Einflussfaktoren gleichgewichtet einfließen. Dies erreicht man, indem man die Summe der Refraktionswinkel in den Punkten A und B bildet (Gl. (2-10)).

$$\tau = \delta_A + \delta_B \quad (2-10)$$

Mit τ bezeichnet man den totalen Refraktionswinkel (Brunner, 1982). Wenn man die Gl. (2-11) und Gl. (2.12) in Gl. (2-10) einsetzt, ist zu erkennen, dass die Gewichtsfunktion in Gl. (2-2) durch die Summenbildung wegfällt.

$$\delta_A = -\int_0^S \left(1 - \frac{s}{S}\right) \frac{\partial n(s)}{\partial z} ds = -\left. \left(s - \frac{s^2}{2S} \right) \frac{\partial \tilde{n}_{AB}}{\partial z} \right|_0^S = -\frac{1}{2} S \frac{\partial \tilde{n}_{AB}}{\partial z} \quad (2-11)$$

$$\delta_B = -\int_0^S \left(1 - \frac{S-s}{S}\right) \frac{\partial n(s)}{\partial z} ds = -\int_0^S \left(\frac{s}{S}\right) \frac{\partial n(s)}{\partial z} ds = -\left. \left(\frac{s^2}{2S} \right) \frac{\partial \tilde{n}_{BA}}{\partial z} \right|_0^S = -\frac{1}{2} S \frac{\partial \tilde{n}_{BA}}{\partial z} \quad (2-12)$$

Gl. (2-12) stellt den Refraktionswinkel δ_B im Standpunkt B dar. Zur besseren Veranschaulichung wird auch hier vom Standpunkt A aus integriert.

$$\tau = \delta_A + \delta_B = -\frac{1}{2} S \frac{\partial \tilde{n}_{AB}}{\partial z} - \frac{1}{2} S \frac{\partial \tilde{n}_{BA}}{\partial z} = -S \frac{\partial \bar{n}}{\partial z} \quad (2-13)$$

wobei $\partial \tilde{n}_{AB} / \partial z$ und $\partial \tilde{n}_{BA} / \partial z$ für die gewichteten Summen der $\partial n(s) / \partial z$ von A nach B bzw. B nach A stehen. Der mittlere vertikale Brechungsindexgradient $\partial \bar{n} / \partial z$ steht für die Summe aller $\partial n(s) / \partial z$ entlang des Lichtweges. Der tatsächlich beobachtete Strahl wird in dieser Modellierung mit einem Kreisbogen der mittleren Krümmung $\partial \bar{n}(s) / \partial z = 1/r$ angenähert (Brocks 1954, S. 382). In Gl. (2-14) wird ebenso gezeigt, dass sich die zwei unterschiedlichen Gewichtsfunktionen der Standpunkte A und B in der Summe, mit infinitesimal größer werdender Länge, bei jedem Integrationsschritt zu 1 ergänzen und der jeweilige Brechungsindexgradient an der Stelle s zur Gänze in die integrale Summe einfließt.

$$G = G_A + G_B = \left(1 - \frac{s}{S}\right) + \frac{s}{S} = 1 \quad (2-14)$$

Den totalen Refraktionswinkel τ kann man aus Abbildung 2-1 durch Dreiecksauflösung ableiten und anhand der Gl. (2-15) mit gegenseitig-gleichzeitig beobachteten Zenitwinkeln in den Standpunkten A und B berechnen (Brunner, 1982). Ein Vorteil bei der Bestimmung des totalen Refraktionswinkel ist, dass der Höhenunterschied zwischen den Standpunkten nicht bekannt sein muss. Die Höhenbestimmung wäre aufgrund der hohen Genauigkeitsanforderung mit großem Aufwand verbunden.

$$\tau = \pi - (Z_A + Z_B) + \omega \quad [\text{rad}] \quad (2-15)$$

Der mittlere Refraktionskoeffizient k kann mit dem totalen Refraktionswinkel τ durch Division mit dem Erdzentriwinkel ω in Beziehung gebracht werden (Gl. 2-16).

$$k = \frac{\tau}{\omega} \quad (2-16)$$

2.2 MIKROMETEOROLOGIE

2.2.1 MIKRO- UND GRENZSCHICHTMETEOROLOGIE

Die Mikrometeorologie ist jener Teil der Meteorologie, der sich auf den unteren Teil der atmosphärischen Grenzschicht (engl. „boundary layer“) und speziell die Bodenschicht (< 30 m Höhe) bezieht. Weiters beschränken sich die mikrometeorologischen Prozesse auf räumliche und zeitliche Maßstäbe von kleiner als einem Kilometer und einem Tag. Schwerpunkte dieses Fachbereichs sind Austauschprozesse von Energie und Gasen zwischen der Erdoberfläche und der darüberliegenden Atmosphäre (Foken 2003, S. 2). Da geodätische Messungen auf der Erdoberfläche in der Bodenschicht stattfinden, wird hier auf die Mikrometeorologie eingegangen.

Die atmosphärische Grenzschicht hat eine mittlere Dicke von 1-2 km über Land und 0.5 km über den Ozeanen und ist charakterisiert durch die Zunahme der Reibung mit Annäherung an die Oberfläche (Foken 2003, S. 2). Von dieser Reibungszunahme wird vor allem das Windfeld stark beeinflusst. Die Energiezufuhr von der Erdoberfläche erfolgt turbulent. In Abbildung 2-2 sieht man, dass die Grenzschicht im Tagesgang variabel ist und deren Struktur durch die Sonneneinstrahlung stark beeinflusst wird.

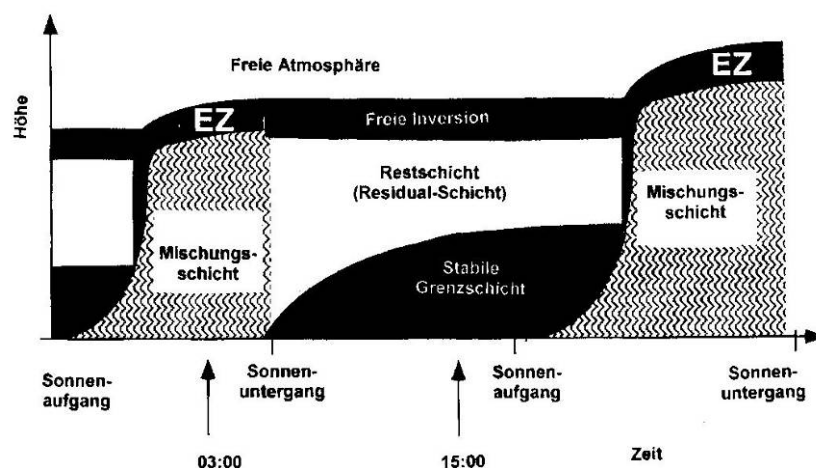


Abbildung 2-2, Tagesgang der Struktur der atmosphärischen Grenzschicht (Foken 2003, S. 7)

Nach Sonnenaufgang erwärmt sich die Erdoberfläche und gibt ihre überschüssige Energie durch turbulente Austauschströme an die darüberliegende Luftschicht ab. Es entsteht eine sogenannte labile Luftschicht mit aufsteigenden Wärmeströmen, die Mischungsschicht. Kurz vor Sonnenuntergang bildet sich durch das Abkühlen der

Oberfläche eine stabile Inversionsschicht aus. Diese ist durch abwärtsgerichtete Wärmeströme und geringe Turbulenz charakterisiert. Über der nächtlichen Schicht liegt die verbleibende Residualschicht vom Vortag (Foken 2003, S. 6). Die unterschiedlich starken Turbulenzerscheinungen lassen sich auch in Refraktionsmessungen beobachten. Bei bewölktem Himmel und besonders in niedrigen Höhen sind die Refraktionswerte erheblich kleiner als bei direkter Sonneneinstrahlung (siehe Abbildung 2-3). Bei trigonometrischer Höhenbestimmung mit einseitig gemessenen Zenitwinkeln, ist es deshalb empfehlenswert, die Messungen bei Bewölkung und mit großer Standpunktshöhe durchzuführen.

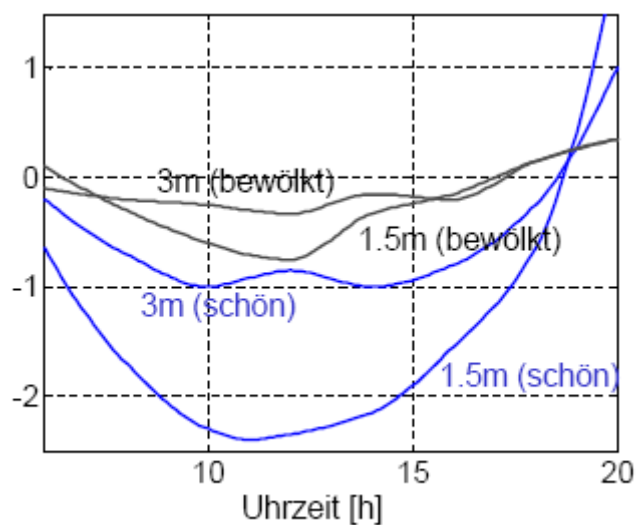


Abbildung 2-3: Beispiel für Werte des Refraktionskoeffizienten k an einem Sommertag (Brunner u. Wieser 2009, Folie 7-14)

2.2.2 TURBULENTE AUSTAUSCHSTRÖME

In der atmosphärischen Grenzschicht erfolgt der Energieaustausch zwischen der Erdoberfläche und der Atmosphäre durch turbulente Austauschströme. Diese sind der fühlbare (oder sensible) Wärmestrom H und der latente Wärmestrom E . Der fühlbare Wärmestrom sorgt für die Erwärmung der Luft, während der latente Wärmestrom den Wasserdampftransport, also die Verdunstung, beschreibt. Die Energieströme werden positiv angesetzt, wenn sie von der Erdoberfläche Energie abführen (Foken 2003, S. 18-21).

$$H = c_p \rho \overline{w'T'} \quad [\text{W/m}^2] \quad (2-17)$$

$$E = \rho \overline{w'q'} \quad [\text{W/m}^2] \quad (2-18)$$

wobei c_p [J/kgK] für die spezifische Wärme von Luft, ρ [kg/m³] für die spezifische Luftdichte, w [m/s] für die vertikale Windgeschwindigkeit und T [K] für die Lufttemperatur stehen. In Gl. (2-18) steht q [kg/kg] für die spezifische Feuchte. Mit den Bezeichnungen $\overline{w'T'}$ und $\overline{w'q'}$ sind die Kovarianzen zwischen den jeweiligen Messgrößen beschrieben. Der Apostroph, steht für die Abweichung vom Mittelwert und somit für die fluktuierende Komponente (Webb 1984, S. 87). Die Wärmeübertragung geschieht beim turbulenten Austausch von Turbulenzelement zu Turbulenzelement. Diese Luftvolumina sind Wirbel in der Größenordnung von einigen Millimetern bis mehreren Kilometern. Große Turbulenzelemente geben dabei ihre Energie an kleinere Elemente in einem Kaskadenprozess ab (siehe Abbildung 2-4). Weiters führen sie unregelmäßige Bewegungen um einen mittleren Zustand aus und haben eine Lebensdauer von Bruchteilen einer Sekunde bis zu mehreren Tagen (Foken 2003, S. 18-19). Diese Fluktuationen verursachen das Bildflimmern bei optischen Messungen.

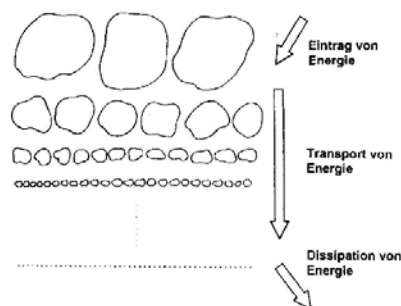


Abbildung 2-4, Kaskadenprozess der Turbulenzelemente (Foken 2003, S. 19)

Die Turbulenzelemente bewegen sich mit der mittleren horizontalen Strömung. Das heißt, dass an zwei benachbarten Messpunkten nach einem gewissen Zeitversatz, der von der Strömungs- also Windgeschwindigkeit abhängig ist, die gleichen Fluktuationen zu beobachten sind. Dieses Phänomen wird nach Taylor (1938) als „eingefrorene Turbulenz“ bezeichnet und wurde in dieser Arbeit beim Vergleich der Messungen der Linienmittelwerte mit den punktuellen Messungen beachtet (Foken 2003, S. 20).

Weiters gibt es einen Zusammenhang zwischen den Austauschströmen und den Gradienten der entsprechenden Zustandsgröße, auch als „Fluss-Gradient-Ähnlichkeit“ bezeichnet. In Gl. (2-19) und Gl. (2-20) stehen die sogenannten Austauschgleichungen für den fühlbaren und den latenten Wärmestrom (Webb 1984, S. 88).

$$H = -c_p \rho K_H \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad [\text{W/m}^2] \quad (2-19)$$

$$E = -\rho K_E \frac{\partial q}{\partial z} \quad [\text{W/m}^2] \quad (2-20)$$

Die turbulenten Austauschkoefizienten des jeweiligen Flusses sind mit K_H bzw. K_E , der Temperaturgradient mit der Höhe mit $\partial \theta / \partial z$ und der Gradient der spezifischen Feuchte mit der Höhe mit $\partial q / \partial z$ bezeichnet. θ steht für die potentielle Temperatur. Da sich die Temperatur mit der Höhe auf Grund der Druckabnahme ändert, darf die Lufttemperatur T nur für Höhen kleiner 10 m verwendet werden. Der Zusammenhang zwischen Lufttemperatur und potentieller Temperatur ist in Gl. (2-21) angegeben (Foken 2003, S. 39).

$$\theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{R_L / c_p} \quad [\text{K}] \quad (2-21)$$

wobei R_L [J/kgK] für die Gaskonstante trockener Luft steht.

In Abbildung 2-5 wird das Zustandekommen einer labilen bzw. stabilen Schichtung dargestellt.

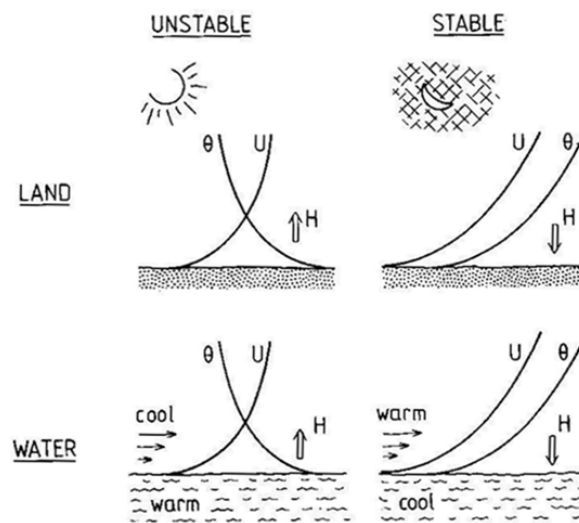


Abbildung 2-5, Labile vs. Stabile Schichtung (Webb 1984, S. 89)

Am Tage, vor allem bei direkter Sonneneinstrahlung, wärmt sich an Land die Erdoberfläche auf und gibt ihre Energie, durch den aufwärts gerichteten fühlbaren Wärmestrom, an die darüberliegenden Luftpakete ab. Derselbe Effekt ist zu beobachten, wenn kalte Luft über eine wärmere Wasseroberfläche strömt. In der Nacht über Land und ebenso wenn kalte Wasseroberflächen von warmen Luftmassen angeströmt werden oder über Eisflächen, ändert der fühlbare Wärmestrom seine Richtung und es entwickelt sich ein abwärts gerichteter, also negativer, Energiefluss. Diese Vorgänge sind durch geringe Turbulenz charakterisiert (Webb 1984, S. 88). Um einen Einblick in die Größenordnung zu bekommen, wird in Abbildung 2-6 der Tagesgang der Austauschströme dargestellt. Abweichend von Abbildung 2-6 sind eine positive Verdunstung noch nach Sonnenuntergang sowie ein negativer fühlbarer Wärmestrom schon am Nachmittag zu beobachten (Foken 2003, S. 10). Ein negativer fühlbarer Wärmestrom setzt positive Temperaturgradienten voraus. In diesem Fall werden die Lichtstrahlen nach dem Verlauf der Erdkrümmung gebrochen.

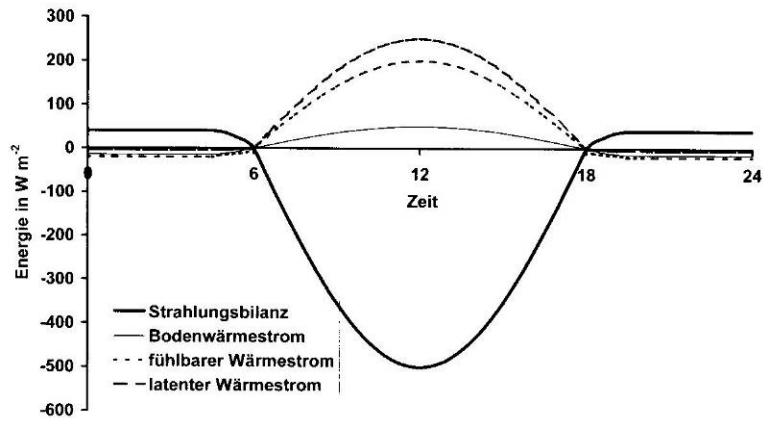


Abbildung 2-6, Schematischer Tagesgang der Komponenten der Energiebilanz (Foken 2003, S. 10)

2.2.3 EDDY-KOVARIANZ-METHODE

Die Eddy-Kovarianz-Methode dient zur experimentellen Bestimmung des Energie- und Stoffaustausches zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre. Den größten Teil der Energiezufuhr (70 %) erhält die Atmosphäre durch die Erdoberfläche. Um die komplizierten Mechanismen der dadurch stattfindenden Zirkulationen zu erforschen, ist es unerlässlich deren zeitliche Schwankungen und räumlichen Unterschiede zu bestimmen (Brocks 1954, S. 373). Die Voraussetzungen für dieses Messverfahren sind eine homogene Unterlage und stationäre atmosphärische Bedingungen. Man misst zwei skalare Größen. Eine davon ist immer die vertikale Windgeschwindigkeit. Nach der Festlegung eines bestimmten Mittelungszeitraums, kann die empirische Kovarianz zwischen den zwei Parametern berechnet werden. Diese ist ein Maß für die Stärke der Turbulenz. Der fühlbare und latente Wärmestrom lassen sich mit diesem Verfahren bestimmen (siehe Gl. (2-17) und Gl. (2-18)). Die Kovarianz des Vertikalwindes mit einem Skalar x ist in Gl. (2-22) definiert (Foken 2003, S. 104).

$$\overline{w'x'} = \frac{1}{N-1} \sum_{k=0}^{N-1} [(w_k - \overline{w})(x_k - \overline{x})] \quad (2-22)$$

Im Falle des fühlbaren Wärmestromes müssen der Vertikalwind und die Lufttemperatur mit einer zeitlichen Auflösung von 10-20 Hz aufgezeichnet werden. Die dafür geeigneten Instrumente sind Ultraschallanemometer (siehe 3.1.3). Die Mittelungszeiträume hängen von der Stabilität der Atmosphäre ab. Bei labiler Schichtung sind 10-20 min ausreichend, während bei stabiler Schichtung 30-60 min zu empfehlen sind. Die Messhöhe sollte an die Messstreckenlänge des Ultraschallanemometers angepasst werden. Aufgrund der Tatsache, dass die turbulenten Wirbel zum Boden hin immer kleiner werden, sollte man zum Beispiel bei 12 cm Abständen zwischen den Messköpfen, die Messhöhe nicht tiefer als 2 m ansetzen (Foken 2003, S. 104). Der genaue Formelapparat zur Auswertung der Messungen des fühlbaren Wärmestromes mit dem Ultraschallanemometer USA-1 ist in 5.5 beschrieben. Die Austauschströme können auch mit Profilmethoden bestimmt werden. Dabei werden die Zustandsgrößen, wie Lufttemperatur, Luftfeuchte oder horizontale bzw. vertikale Windgeschwindigkeit, in verschiedenen Höhen gemessen und somit die Gradienten in der Vertikalrichtung bestimmt. Durch die Fluss-Gradient-Ähnlichkeit lassen sich aus den Gradienten die Wärmeströme bestimmen.

2.2.4 MESSUNG VON LINIENMITTELWERTEN

Messungen nach der Eddy-Kovarianz-Methode oder vertikale Profilmessungen liefern lediglich punktuelle Informationen. Wenn man eine Aussage über eine ganze Messstrecke machen möchte, ist dies mit diesen Methoden, besonders in größeren Höhen, technisch sehr aufwendig. Wenn man sich der atmosphärischen Strahlenbrechung bedient, kann man diese Schwierigkeiten umgehen. Die Bestimmung des vertikalen Temperaturgradienten und in weiterer Folge des fühlbaren Wärmestromes mit gegenseitiger und gleichzeitiger Zenitwinkelmessung bringt einige Vorteile:

- Man benötigt lediglich herkömmliches Vermessungsinstrumentarium und kein spezielles meteorologisches Equipment.
- Der finanzielle Aufwand ist im Gegensatz zu meteorologischen Messverfahren gering.
- Durch Hinzunahme eines dritten Tachymeters können Dreiecke gemessen werden. Innerhalb eines Dreiecks hat man gute Interpolationsmöglichkeiten. Mit dieser Konfiguration könnte der Energietransport innerhalb der Dreiecksfläche ermittelt werden.
- Die Durchführung über schwer zugängigen Oberflächen (Wasser, dichte Vegetation, etc.) ist einfacher zu realisieren als mehrere punktuelle Messungen entlang einer Messstrecke.
- Messungen über kalten Oberflächen, wie in der Nacht oder über Eis (geringe Turbulenz) oder bei schwachen Windbedingungen sind ebenso durchführbar. Messungen nach der Eddy-Kovarianz-Methode sind auf turbulenten Austausch angewiesen und werden unter diesen Bedingungen verfälscht.
- Linienmittelwerte als Input für atmosphärische Modelle geben, im Gegensatz zu Punktmessungen, Informationen über eine ganze Messstrecke. Sie verbessern bzw. beschleunigen die Berechnung von atmosphärischen Modellen und im weiteren Sinne von Klimamodellen.
- Der Höhenunterschied zwischen den Kippachsen der Totalstationen muss bei gegenseitig-gleichzeitiger Zenitwinkelmessung nicht bekannt sein. Somit ist kein aufwändiges Präzisionsnivellement notwendig.

2.2.5 BERECHNUNG DES FÜHLBAREN WÄRMESTROMES AUS GEGENSEITIG-GLEICHZEITIGEN ZENITWINKELMESSUNGEN

Der Linienmittelwert des potentiellen Temperaturgradienten ist in Gl. (2-23) formuliert (Brunner, 1982). Hier wird auf die potentielle Lufttemperatur übergegangen, da sich die Temperatur aufgrund der Druckabnahme mit der Höhe ändert (siehe Gl. (2-21)).

$$\bar{G} = \frac{1}{S} \int_0^S \frac{\partial \theta}{\partial z} dl \quad (2-23)$$

wobei S [m] die Streckenlänge, $\partial \theta / \partial z$ [K/m] der potentielle Temperaturgradient mit der Höhe z [m] und dl die infinitesimal kleine Länge über die integriert wird, sind.

Durch Messung von gegenseitig-gleichzeitigen Zenitwinkeln und Berechnung der totalen Refraktion τ nach Gl. (2-15), kann man nun den Linienmittelwert des potentiellen Temperaturgradienten \bar{G} [K/m] in der Höhe b [m] berechnen (Gl. (2-24)). Der Wert b steht für die mittlere Höhe des Visurstrahles über Grund \bar{h} [m], reduziert um die Verschiebungshöhe d [m]. Die Verschiebungshöhe ist die Höhe des Pflanzenbestandes multipliziert mit dem Faktor 0.6 (Brunner, 1982).

$$\bar{G}_b = \frac{\tau \cdot \bar{T} / S - 0.0244}{\bar{\mu} + 75 \cdot 10^{-7} / Bo} \quad [\text{K/m}] \quad (2-24)$$

wobei \bar{T} [K] die mittlere Temperatur entlang der Messstrecke in der Höhe des Visurstrahles, $\bar{\mu}$ die mittlere Brechzahl des mittleren Spektrums des sichtbaren Lichts und Bo das Bowen-Verhältnis sind (siehe Gl. (2-25) und Gl. (2-26)).

$$\bar{\mu} = 79 \cdot 10^{-6} \cdot (\bar{p} - 0.14 \bar{e}) / \bar{T} \quad (2-25)$$

wobei p [mbar] der Luftdruck, e [mbar] der Partialdruck des Wasserdampfes und T [K] die Temperatur sind. Der Überstrich steht für den Linienmittelwert der jeweiligen Größe.

Unter dem Bowen-Verhältnis versteht man das Verhältnis aus fühlbarem und latente Wärmestrom (siehe Gl. (2-26), Foken 2003, S. 48).

$$Bo = \frac{Q_H}{Q_E} \quad (2-26)$$

Die mathematischen Modelle zur Berechnung des fühlbaren Wärmestromes aus gegenseitig-gleichzeitigen Zenitwinkelmessungen setzen voraus, dass man die Messungen auf einer unendlich flachen Oberfläche mit homogenem Bewuchs tätigt (Brunner, 1982). In der Praxis lässt sich diese Bedingung nicht verwirklichen, da die Erdoberfläche als ein Mosaik aus heterogenen Unterlagentypen zu sehen ist. Aus diesem Grund muss bei Messungen des Energieaustausches eine ausreichend große Windwirklänge beachtet werden. Die Windwirklänge (oder englisch der „Fetch“) dargestellt in Abbildung 2-7, ist der luvseitige Abstand vom Messpunkt bis zu einem Wechsel des Unterlagentyps (Foken 2003, S. 246). Mit der Luvseite bezeichnet man die dem Wind zugewandte Seite.



Abbildung 2-7, Windwirklänge (Fetch) bei den Feldmessungen auf den Reininghausgründen (<http://www.bing.com/maps>)

Weiters werden Stationarität und horizontale Homogenität der Austauschströme angenommen. Stationarität bedeutet, dass die statistischen Eigenschaften (Mittelwert und Varianz) der Ströme (z.B. fühlbarer und latenter Wärmestrom) mit der Zeit konstant bleiben. Mit horizontaler Homogenität ist die Unabhängigkeit des jeweiligen Flusses von seinen Lagekoordinaten gemeint (Kaimal u. Finnigan 1994, S. 3). Unter diesen speziellen Bedingungen können der Linienmittelwert des potentiellen Temperaturgradienten \bar{G}_b und die Kovarianz zwischen der vertikalen

Windgeschwindigkeit und der potentiellen Temperatur $\overline{w'\theta'}$ gleichgesetzt werden. Der Linienmittelwert des fühlbaren Wärmestromes kann somit mit Gl. (2-27) berechnet werden (Brunner, 1982).

$$H = -(\rho C_p) \kappa b \overline{G_b} u_* \phi_h^{-1} \quad [\text{W/m}^2] \quad (2-27)$$

wobei κ für die dimensionslose von-Kàrmàn-Konstante mit empirisch ermittelten Werten von 0.35 bis 0.43 (Kaimal u. Finnigan 1994, S. 11), u_* [m/s] für die Schubspannungsgeschwindigkeit und ϕ_h für die dimensionslose universelle Funktion des fühlbaren Wärmestromes stehen. Der fühlbare Wärmestrom H kann auch mit Gl. (2-28) angegeben werden, wobei T_* [K] für den so genannten Temperaturmaßstab in Gl. (2-29) steht (Brunner, 1982).

$$H = -(\rho C_p) T_* u_* \quad [\text{W/m}^2] \quad (2-28)$$

$$T_* = \kappa b \overline{G_b} \phi_h^{-1} \quad [\text{K}] \quad (2-29)$$

Die Schubspannungsgeschwindigkeit u_* sowie die entsprechenden Werte der universellen Funktion ϕ_h werden in einem Iterationsschema nach Brunner (1982) anhand der mittleren horizontalen Windgeschwindigkeit $\overline{u_a}$ [m/s] in der Messhöhe a [m] berechnet (Gl. (2-30) bis Gl. (2-36)).

$$u_* = \kappa \overline{u_a} / [\ln(a/z_0) - \psi] \quad [\text{m/s}] \quad (2-30)$$

wobei z_0 [m] für die Rauigkeitshöhe und ψ für das Integral der universellen Funktion stehen. Die Rauigkeitshöhe z_0 ist von der Vegetationshöhe abhängig und steht für die Höhe über Grund, in der die horizontale Windgeschwindigkeit verschwindet und somit zu Null wird (Foken 2003, S. 39). Bei der Berechnung von ϕ_h und ψ muss zwischen stabiler und labiler Schichtung unterschieden werden (siehe in 2.2.1). Die Unterscheidung wird dabei über das Vorzeichen von $\overline{G_b}$ gesteuert. Ein negatives Vorzeichen steht für labile und ein positives Vorzeichen für stabile Verhältnisse. Für eine stabile Grenzschicht gelten Gl. (2-31) und Gl. (2-32) (Brunner, 1982).

$$\phi_h = (1 + 5 a/L) \quad (2-31)$$

$$\psi = -5 a / L \quad (2-32)$$

Für eine labile Schichtung gelten Gl. (2-33) bis Gl. (2-35) (Brunner, 1982).

$$\chi = (1 - 16 a / L)^{1/4} \quad (2-33)$$

$$\phi_h = \chi^{-2} \quad (2-34)$$

$$\psi = \ln[(1 + \chi)^2 (1 + \chi^2) / 8] + 2 \tan^{-1} \left[\frac{1 - \chi}{1 + \chi} \right] \quad (2-35)$$

Der Parameter L [m] heißt Obukhov-Länge und gibt die Relation zwischen dynamischen, thermischen und Auftriebsprozessen an (Foken 2003, S. 42). Die Berechnung der inversen Obukhov-Länge ist in Gl. (2-36) angegeben.

$$1/L = \kappa g T_* (1 + 0.61 C_p T / L_w B) (u_*^2 T)^{-1} \quad [1/m] \quad (2-36)$$

Um die Iteration von ϕ_h und ψ zu initialisieren wird $L = \infty$ gesetzt. Die Iteration wird gestoppt, sobald die Veränderung des Temperaturmaßstabes T_* kleiner 0.001 K ist.

3 EXPERIMENTELLES MESSSYSTEM

3.1 AUSWAHL DER MESSINSTRUMENTE

3.1.1 TCA1800

Für die Zenitwinkelmessungen wurden zwei Totalstationen des Typs TCA1800 der Firma Leica verwendet (Abbildung 3-18). Ein Instrument steht am Institut für Navigation und Satellitengeodäsie zur Verfügung (INAS), das andere am Institut für Ingenieurgeodäsie und Messsysteme (IGMS). In weiterer Folge werden der Tachymeter des INAS mit „A“ und das Gerät des IGMS mit „B“ bezeichnet. Der TCA1800 wurde aufgrund seiner hohen Winkelpräzision von 1“ (3 cc) und der automatischen Zielerfassung (ATR) ausgewählt. Über die *GeoCom*-Schnittstelle und eine serielle Datenverbindung (RS232) kann das Gerät von einem PC aus gesteuert werden. Zur Durchführung von automatischen Satzmessungen zu diskreten Zeitpunkten wurde das, von Roman Lesjak im Rahmen einer Bakkalaureatsarbeit entwickelte *Matlab*-Programm *Calms*, verwendet (Lesjak, 2007).

Um abschätzen zu können in welcher Größenordnung sich die zu messenden Refraktionswinkel befinden, wurden Tabellen des Refraktionskoeffizienten studiert (Brocks, 1950). Die Werte basieren auf Temperaturmessungen in verschiedenen Höhen. Die Refraktionskoeffizienten wurden mit Gl. (2-4) und Gl. (2-5) mit einer Strecke S von 300 m in Refraktionswinkel umgerechnet.

Tabelle 3-1, Refraktionswinkel bei 1 m Höhe des Visurstrahles mit $S = 300$ m über kurzem Rasen und klarem Himmel. (Brocks, 1950)

Monat	δ min [cc] (Uhrzeit)	δ max [cc] (Uhrzeit)
Juni	-60 (12:00)	-6 (18:00)
Jänner	-1 (12:00)	34 (18:00)

In Tabelle 3-1 ist ersichtlich, dass die Winkel in gewissen Fällen nur wenige Neusekunden betragen können. Dies ist der Fall bei meteorologisch neutralen Bedingungen, bei denen kein Energieaustausch zwischen Erdoberfläche und darüberliegender Luftschicht vorliegt. Die Winkelpräzision des TCA1800 von 3 cc ist die minimale Voraussetzung, um die Refraktionswinkel auch unter diesen Bedingungen messen zu können.

Die automatische Zielerfassung („Automatic Target Recognition“ - ATR) dient der vollständigen Automatisierung der Messungen. Dabei wird von einer Diode in der Totalstation ein Laserstrahl zum Zielprisma ausgesendet. Das vom Zielprisma reflektierte Signal gelangt auf ein CCD-Array im Gerät und aufgrund der dort auftretenden Intensitäten kann der Tachymeter, mit Hilfe der Motorisierung, das Fadenkreuz auf die Prismenmitte positionieren. Dabei wird die Mitte des Prismas nicht exakt angezielt. Die Restablagen in der Horizontalen und Vertikalen werden rechnerisch korrigiert (siehe Abbildung 3-1). Zusätzlich wird die Schrägdistanz zum Zielpunkt gemessen.

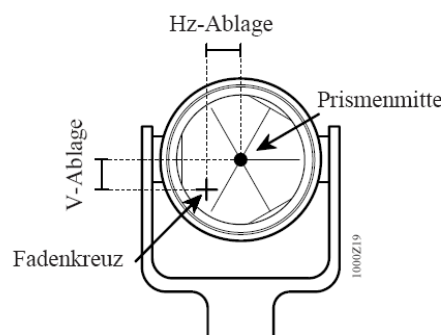


Abbildung 3-1, Restablagen bei Messung mit ATR (Leica 2006, S. 144)

Der TCA1800 verfügt über mehrere ATR-Messmodi, die sich durch unterschiedliche Präzisionen in der Winkel- und Distanzmessung und den Messzeiten unterscheiden (siehe Tabelle 3-2). Für die Messkampagnen wurde der Messmodus „Standardmessung“ gewählt, da sich bei Messungen mit dem Präzisionsmessmodus, durch die niedrigen Instrumentenhöhen von unter 1.3 m und dem dadurch resultierenden Bildflimmern, Probleme ergaben.

Tabelle 3-2, Messmodi der ATR des Leica TCA1800 (Leica 2006, S. 241 und Leica 1999, S. 6-21)

Messmodus	Messzeit	Präzision – Distanz	Präzision – Hz, V
Schnell	1.5 [s]	3 [mm] + 2 ppm	21 [cc]
Standard	3 [s]	2 [mm] + 2 ppm	3 [cc]
Präzision	3 [s]	1 [mm] + 2 ppm	2 [cc]

Zur Korrektur von Winkelmessfehlern aufgrund unpräziser Horizontierung ist beim TCA1800 ein Zweiachs-Flüssigkeitskompensator eingebaut. Dieser hat einen Einspielbereich von 0.07 gon und eine Einspielgenauigkeit von 0.1 mgon

(Leica 2006, S. 241). Um den Indexfehler und die Restfehler des Kompensators zu eliminieren, wurden die Messungen in zwei Kreislagen durchgeführt. Vor den Feldexperimenten wurden der Indexfehler und der Zweiachskompensator nach dem in der Gebrauchsanweisung angegebenen Verfahren neu justiert.

Die Software *Calms* wurde für die Durchführung der Experimente abgeändert. Die Zeitnehmung bezieht sich im ursprünglichen Programm auf die Kompensatormessung vor Auslösung der Distanzmessung und Winkelmessung. Die Zeitnehmung erfolgte nun nach der Distanzmessung und Winkelmessung. Weiters wurde das Format der Ausgabedatei modifiziert, um das Einlesen der Messdaten in *Matlab* zu erleichtern. Das Programm bietet dem Benutzer die Möglichkeit die Messzeitpunkte händisch einzugeben. Mit Messzeitpunkt ist der Beginn einer automatischen Satzmessung gemeint. Da die Messungen bei den Feldexperimenten in Abständen von 2 min getätigt wurden, ergaben sich bei einer Zeitspanne von mehreren Stunden zu viele Zeitpunkte, um diese manuell einzugeben. Deshalb wurde die *Matlab*-Routine *MeasTimeCalms* geschrieben. Damit lässt sich eine ASCII-Datei mit den gewünschten Zeitpunkten generieren. Diese können aus der Datei in das Eingabefeld der Benutzeroberfläche kopiert werden.

3.1.2 THERMOELEMENTE UND IDL 100

Zur Kontrolle der Bestimmung des fühlbaren Wärmestromes bzw. zur Verifizierung der gemessenen Refraktionswerte sollte der vertikale Temperaturgradient, in der Höhe des Visurstrahles, direkt gemessen werden. Dazu wurde die Temperaturdifferenz in der Senkrechten mit Thermoelementen in 4 Höhen bestimmt. Der gültige Wert für die Höhe des Visurstrahles der Tachymeter über Grund wurde für jeden Messzeitpunkt durch Spline-Interpolation berechnet (siehe 5.2). Die Messung von Zustandsgrößen wie Temperatur, Wind oder Luftfeuchte in verschiedenen Höhen zur Bestimmung des Gradienten wird in der Mikrometeorologie als Profilmethode bezeichnet. Dabei wird der gewünschte Gradient in einer gewissen Höhe h durch den gemessenen Differenzenquotient angenähert (siehe Gl. (3-1), Foken 2003, S. 126).

$$\frac{\partial X}{\partial z}(h) \approx \frac{\Delta X}{\Delta z}(h) = \frac{X_2 - X_1}{z_2 - z_1} \quad \text{mit} \quad h = \frac{z_2 - z_1}{2} \quad (3-1)$$

wobei mit X [AU] die gemessene Zustandsgröße und mit z [m] die Messhöhe über Grund bezeichnet sind.

Die Messung mit Thermoelementen bringt für die Gradientenmessung einige Vorteile. Bei der Messung von Temperaturdifferenzen zwischen 2 Drähten identischer Dimensionierung und Bauweise werden bei gleicher Exposition zur Sonnenausstrahlung auftretende Strahlungsfehler eliminiert (Foken 2003, S. 195). Strahlungsfehler entstehen durch die Erwärmung des Sensors aufgrund der Sonneneinstrahlung und haben vor allem bei Sensoren mit großen Oberflächen starken Einfluss auf die Messung. Ein weiterer Vorteil liegt darin, dass die Messstellen an den Drahtenden frei in der Luft hängen und somit von „Hüttenfehlern“ durch unzureichende Belüftung, wie sie bei der Verwendung von Strahlenschutzgehäusen auftreten, nicht betroffen sind. Ebenso ist die Ansprechzeit auf eine plötzliche Temperaturänderung aufgrund der geringen Durchmesser der Drähte gering. In Abbildung 3-2 ist die Ansprechzeit gegenüber dem Drahtdurchmesser gegeben. Die verwendeten Thermoelemente haben einen Durchmesser von 0.6 mm und somit eine Zeitkonstante von zwei Sekunden. Die Zeitkonstante gibt die Zeitspanne des exponentiell ansteigenden Prozesses an, nach der ein Sensor 63.2% einer plötzlichen Temperaturänderung angenommen hat.



Abbildung 3-2, Zeitkonstante von Thermoelementen mit verschiedenem Durchmesser (Omega 2007, Z-51)

Die Temperaturmessung mit Thermoelementen beruht auf dem von Thomas Johann Seebeck im Jahre 1821 entdeckten Seebeck-Effekt. Dieser besagt, dass in einem Schaltkreis bestehend aus zwei unterschiedlichen Metallen A und B Strom fließt, wenn sich die Kontaktstellen unter verschiedenen Umgebungstemperaturen befinden. Die Richtung und Stärke des Stromflusses hängt von den beiden Metallen und von der Größe der Temperaturdifferenz ab (Fritschen u. Gay 1979, S. 44). Die auftretende Spannung U [V] ist proportional zur Temperaturdifferenz ΔT [K] (siehe Gl. (3-2)).

$$U = N_{A,B} \cdot \Delta T \quad \text{[V]} \quad (3-2)$$

Der Koeffizient $N_{A,B}$ [V/K] wird als Seebeck-Koeffizient bezeichnet. Wenn in den Schaltkreis ein Spannungsmesser integriert wird, kann man mit Hilfe der Seebeck-Koeffizienten aus der gemessenen Spannung die Temperaturdifferenz zwischen den Kontaktstellen J1 und J2 berechnen (siehe Abbildung 3-3).

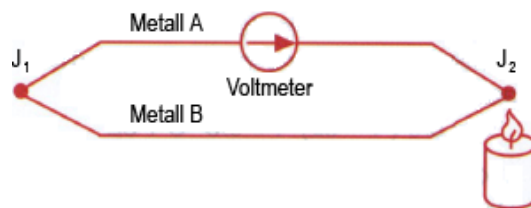


Abbildung 3-3, Thermoelemente – Schaltkreis (Omega 2007, Z-21).

Bei der herkömmlichen Methode zur Temperaturmessung mit Thermoelementen wird eine Kontaktstelle, die Referenzstelle J2, auf konstanter Temperatur gehalten. Mit Hilfe der Referenz und der gemessenen Spannung kann man nun anhand von Kalibriertabellen die absolute Temperatur an der anderen Kontaktstelle J1 berechnen. Als Referenz dient bei präzisen Anforderungen ein Eisbad (siehe Abbildung 3-4). Bei den Klemmstellen der Messinstrumente wird meistens Kupfer verwendet (Fritschen u. Gay 1979, S. 57). Dadurch entstehen zwei neue Kontaktstellen (J3 und J4), die, sofern sie nicht auf gleicher Temperatur gehalten werden, die Messung zwischen J1 und J2 verfälschen können.

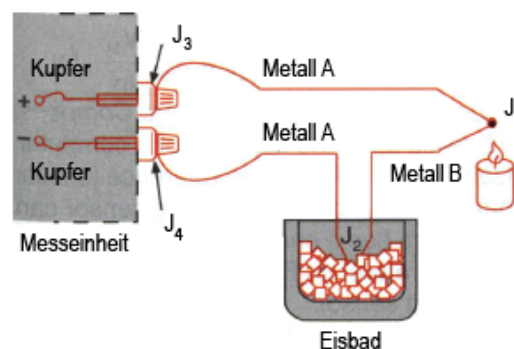


Abbildung 3-4, Messung mit einem Eisbad als Referenzstelle (Omega 2007, Z-22)

Wenn man nur an der Temperaturdifferenz zwischen J1 und J2 wie bei der Gradientenmessung interessiert ist, verzichtet man auf die Referenzstelle. Diese Variante wurde in den Experimenten der Masterarbeit angewandt. Dabei wurde angenommen, dass die Temperatur zwischen den Kontaktstellen J3 und J4 gleich bleibt. Als Spannungsmesser, A/D-Wandler und Datalogger wurde ein IDL 100 („Intelligenter Daten Logger“) der Firma Gantner Instruments vom IGMS zur Verfügung gestellt (siehe Abbildung 3-5-links). Im Labor wurde der IDL 100 vor den Feldeinsätzen auf Nullpunktsfehler, Drifts und auf sein Temperaturverhalten überprüft.

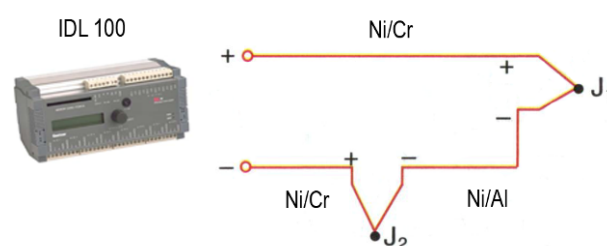


Abbildung 3-5, Differenzmessung mit Thermoelementen des Typ K (Omega 2007, Z-22)

Eine wichtige Frage bei der Messung von Temperaturgradienten betrifft die notwendige Präzision und Genauigkeit des Messinstruments. Die Anforderungen sind wesentlich größer als bei der herkömmlichen Temperaturmessung. In Tabelle 3-3 sind einige Beispielswerte für den Gradienten in verschiedenen Höhen angegeben (Brocks 1948, S. 7). Dabei ist die exponentielle Abnahme der Temperatur mit steigender Höhe gut zu erkennen. Die mittlere Höhe des Visurstrahles der Tachymeter wurde für die Feldexperimente im Vorfeld als 1.2 m angenommen. Der Gradient sollte somit zu Vergleichszwecken in vertikalen Abständen von 0.3 m, an 4 Stellen bis in 1.3 m Höhe gemessen werden (siehe 3.1.5). Der kleinste zu messende Wert liegt somit in der Größenordnung von 0.03 K.

Tabelle 3-3, Temperaturgradient in Bodennähe - März 12h, kurzer Rasen (Brocks 1948, S. 7)

Höhe über Grund [m]	Temperaturgradient [K/m]
0.03 – 0.30	-4
0.3 – 1.2	-0.6
1.2 – 7.1	-0.1

Der IDL 100 verfügt über einen minimalen Spannungsmessbereich von ± 6.25 mV. Die Analog-Digital-Wandlung erfolgt mit einer Auflösung von 16 Bit. Laut dieser Herstellerspezifikationen erreicht der IDL 100 für die Spannungsmessung eine Auflösung von 0.2 μ V (Tabelle 3-4). Dies entspricht bei der Temperaturdifferenzmessung mit Thermoelementen des Typs K, mit einem mittleren Seebeck-Koeffizienten von 40 μ V/K, im Temperaturbereich von -20 °C bis 40 °C, einer Auflösung von 0.005 K. Die Messpräzision des IDL 100 gilt damit als ausreichend, da sie um das sechsfache kleiner ist, als der kleinste zu messende Gradient von 0.03 K/m. Das Messsystem kann jedoch diese Auflösung aufgrund der weniger genau gegebenen Seebeckkoeffizienten nicht erreichen (siehe unten). Die Kanaleinstellungen, Einstellung der Aufzeichnungs- und Mittelungszeiten, sowie das Ein- und Auslesen der Messdaten wurden über die Software ICP 100 des Herstellers via RS232-Datenverbindung getätigt. Die Stromversorgung wird durch einen 12V-Akku bereitgestellt. Die Messungen der Feldeinsätze wurden mit einer Samplingrate von 1 s und einer Mittelungszeit von 10 s durchgeführt.

Tabelle 3-4, Auszug der Spezifikationen des IDL 100 (Gantner, 2004)

Anzahl der Messkanäle	8
Kleinsten Messbereich - Spannung	± 6.25 [mV]
Auflösung – A/D-Wandler	16 [Bit]
Samplingraten	0.1 – 60 [s]
Mittelungszeiten	1[s] – 12 [h]
Schnittstellen	RS232, RS485

Die Seebeck-Koeffizienten zur Umrechnung der gemessenen Spannungen in Temperaturdifferenzen wurden anhand der Tabelle des National Institute of Standard and Technology (NIST) berechnet (siehe Abbildung 3-6). Die Tabellen des NIST sind im Internet frei verfügbar (<http://srdata.nist.gov/its90/main>).

-20	-0.778	-0.816	-0.854	-0.892	-0.930	-0.968	-1.006	-1.043	-1.081	-1.119	-1.156
-10	-0.392	-0.431	-0.470	-0.508	-0.547	-0.586	-0.624	-0.663	-0.701	-0.739	-0.778
0	0.000	-0.039	-0.079	-0.118	-0.157	-0.197	-0.236	-0.275	-0.314	-0.353	-0.392
°C	0	-1	-2	-3	-4	-5	-6	-7	-8	-9	-10
ITS-90 Table for type K thermocouple											
°C	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Thermoelectric Voltage in mV											
0	0.000	0.039	0.079	0.119	0.158	0.198	0.238	0.277	0.317	0.357	0.397
10	0.397	0.437	0.477	0.517	0.557	0.597	0.637	0.677	0.718	0.758	0.798
20	0.798	0.838	0.879	0.919	0.960	1.000	1.041	1.081	1.122	1.163	1.203

Abbildung 3-6, Auszug der NIST-Tabelle von -30 bis 30 [°C] für Thermoelemente des Typ K (http://srdata.nist.gov/its90/download/type_k.tab)

Thermoelemente werden in verschiedene Typen, abhängig von den verwendeten Metalllegierungen, unterteilt. Die Thermospannungen sind von Typ zu Typ verschieden und weisen mit der Temperatur einen nicht-linearen Verlauf auf. Das bedeutet, dass die Seebeck-Koeffizienten sich abhängig von der absoluten Temperatur ändern und für jeden Typ unterschiedlich sind. Die Kalibrierungen des NIST beziehen sich auf eine Referenzstelle von 0 °C und listen die Spannungsdifferenzen in 1-Grad-Schritten mit einer Auflösung von 1 µV auf. Dies entspricht einer Temperaturauflösung von 0.03 K. Die Auflösung des IDL 100 von 0.005 K kann somit aufgrund der geringeren Genauigkeit der NIST-Tabelle nicht erreicht werden. Für die Messung in Bodenabständen bis 1.2 m Höhe wurde diese Messpräzision dennoch als ausreichend angenommen (siehe Tabelle 3-3). Sobald die Gradienten allerdings in einen Bereich von 0.1 K/m kommen, unterschreitet die Größe des Messsignals die Präzision der NIST-Tabelle.

Die Tabellen werden für mehrere Thermoelementtypen angegeben und sind der gebräuchliche Standard für sämtliche Hersteller. Für die Experimente wurden die am IGMS zur Verfügung stehenden Thermoelemente des Typs K der Firma RS-Components mit einer Länge von 1 m gewählt (siehe Abbildung 3-7). Dabei bestehen ein Draht aus einer Nickel/Chrom-Legierung und der andere aus einer Nickel/Aluminium-Legierung (Omega 2007, Z-16).



Abbildung 3-7, Thermoelement Typ K (RS-Components), Grün = Nickel/Chrom, Weiss = Nickel/Aluminium

3.1.3 ULTRASCHALLANEMOMETER (USA-1)

Zur Messung der Windgeschwindigkeit, der Windrichtung und in weiterer Folge zur Messung des fühlbaren Wärmestromes nach der Eddy-Kovarianz-Methode (siehe 2.2.3), wurde das Ultraschallanemometer USA-1 der Firma Metek gewählt. Der punktuell gemessene fühlbare Wärmestrom, sollte mit dem Linienmittelwert, abgeleitet aus den Tachymetermessungen, verglichen werden. Der Begriff „Anemometer“ kommt aus dem Griechischen („anemos“ = Wind) und bedeutet „Windmesser“. Das Instrument war eine Leihgabe des Instituts für Verbrennungskraftmaschinen und Thermodynamik, wo es vorwiegend für Strömungsmessungen in diversen Tunnelsystemen in Verwendung steht.



Abbildung 3-8, USA-1 bei den Messungen auf den Reinighausgründen

Die Messung der horizontalen Windgeschwindigkeit und Windrichtung wurde benötigt, um die punktuellen Messungen der meteorologischen Instrumente in der Mitte der Messstrecke mit den Linienmittelwerten der Tachymetermessungen in Beziehung zu setzen (siehe 5.5). Die vertikale Windgeschwindigkeit sowie die Temperatur wurden zur Berechnung des fühlbaren Wärmestromes nach der Eddy-Kovarianz-Methode benötigt. Flussmessungen erfordern die Erfassung der atmosphärischen Turbulenz. In Abbildung 3-9 wird die Einteilung der verschiedenen Windmessgeräte nach deren Messprinzip und Anwendung gezeigt.

Messgerät	Messprinzip				Anwendung	
	mech.	Schall	therm.	sonst.	mittl.	turb.
Schalensternanemometer	x				x	
Propelleranemometer	x				x	(x)
Hitzdrahtanemometer			x			x
Ultraschallanemometer		x			x	x
Laseranemometer				x	(x)	x

Abbildung 3-9, Einteilung der Windmessgeräte (Foken 2003, S. 185)

In Abbildung 3-9 ist zu erkennen, dass sich Ultraschallanemometer gut für die Messung turbulenter Flüsse, wie den fühlbaren Wärmestrom eignen. Das Funktionsprinzip ist ein Laufzeitverfahren. Die Distanz zwischen zwei Sensorköpfen wird als Messstrecke bezeichnet und ist von Hersteller zu Hersteller verschieden. Zwischen den Sensorköpfen werden zwei entgegengesetzte Ultraschallsignale entlang der Messstrecke, jeweils ausgesandt und empfangen. Aufgrund der Windverhältnisse wird der Schall in die eine Richtung verzögert und in die andere beschleunigt. Anhand der gemessenen Laufzeiten der Signale zwischen Sender und Empfänger lässt sich die Windgeschwindigkeit entlang der Messstrecke bestimmen (Foken 2003, S. 189). Der Aufbau des USA-1 ist in Abbildung 3-10 dargestellt.

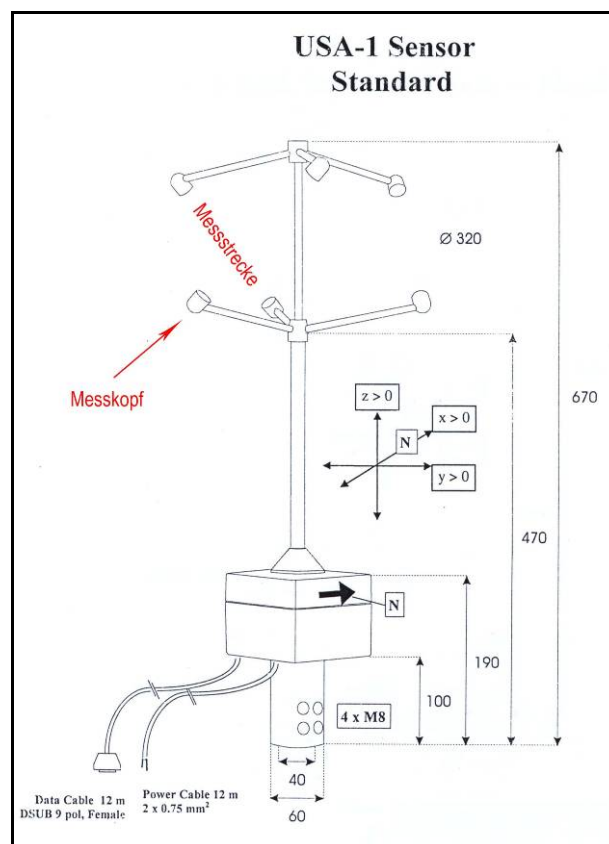


Abbildung 3-10, Aufbau der Messeinheit des USA-1 (Metek, 2000)

Die drei Messstrecken sind nicht kartesisch, sondern schräg angeordnet. Messwertgeber, wie die des USA-1, können aus allen Richtungen angeströmt werden und werden aus diesem Grund „omnidirectional“ genannt (Foken 2003, S. 190). Die Ausgabeparameter des USA-1 sowie die Messbereiche sind in Abbildung 3-11 gegeben. Die Auflösungen der Messgrößen sowie die Messfrequenz sind in Abbildung 3-12 angeführt.

Variable	Range	Interpretation	Units
x	± 50 m/s	x-component of wind	cm/s
y	± 50 m/s	y-component of wind	cm/s
z	± 50 m/s	z-component of wind	cm/s
t	-30 ... +50 °C	temperature	0.01 °C
v / vs	0 ... 50 m/s	horizontal velocity	cm/s
d	0 ... 360 °	wind direction	degree
dh	0 ... 540 °	wind direction (hysteresis)	degree

Abbildung 3-11, Ausgabeparameter, Messbereiche und Einheiten des USA-1 (Metek, 2000)

Measuring Resolution	
Wind Velocity	± 0.01 m/s
Wind Components.....	± 0.01 m/s
Wind Direction.....	± 0.4 °
Temperature.....	± 0.01 K
Pt100 Inputs (Option).....	± 0.25 K
Analog Inputs (Option).....	± 0.05 V
Time Resolution	
Sampling Rate ¹	0.004 ... 25 Hz
Averaging Interval.....	1 ... 65535 samples
Time Resolution (Option for Online Calculated Turbulence Parameters)	
Sampling Rate ¹	1 ... 10 Hz
Averaging Interval.....	0,5 ... 3600 s

Abbildung 3-12, Auflösung der Ausgabeparameter / Zeitliche Auflösung (Metek, 2000)

Die Kommunikation und die Aufzeichnung der Messdaten im ASCII-Format erfolgten über das Programm *Microsoft Hyperterminal*. Die Datenübertragung zum PC wurde über eine RS232-Schnittstelle gewährleistet. Die gewählten Ausgabeparameter für die Feldexperimente waren die horizontale Windgeschwindigkeit v [cm/s], die horizontale Windrichtung d [°], die vertikale Windgeschwindigkeit z [cm/s] und die Schalltemperatur t [1/100°C] (siehe Abbildung 3-13).

T:02.09.10 12:50:49					
M:v =	44	d =	77	z =	0 t = -62
T:02.09.10 12:50:49					
M:v =	56	d =	71	z =	-2 t = -33
T:02.09.10 12:50:49					
M:v =	38	d =	86	z =	1 t = -15
T:02.09.10 12:50:49					
M:v =	17	d =	87	z =	8 t = -37

Abbildung 3-13, Auszug des mit Microsoft Hyperterminal aufgezeichneten USA-1-Ausgabefiles

Als Schalltemperatur bezeichnet man die aus der Schallgeschwindigkeit abgeleitete Temperatur. Diese unterscheidet sich von der wahren Temperatur, da die Schallgeschwindigkeit temperatur- und feuchteabhängig ist. Sie entspricht in etwa der virtuellen Temperatur T_V [K]. Das ist die Temperatur, die ein trockenes Luftteilchen annehmen würde, wenn es die gleiche Dichte wie ein feuchtes Luftteilchen hätte (Foken 2003, S. 246).

Die maximalen Messfrequenzen wurden im Labor des IGMS getestet. Dabei wurde festgestellt, dass Messungen mit einer Auflösung von 25 Hz, wie in Abbildung 3-12 angeführt, möglich sind, dann jedoch der Zeitstempel nicht mehr ausgegeben wird. Die höchste Messfrequenz mit Ausgabe der Messzeit liegt bei 10 Hz. Aus diesem Grund wurden die Messungen bei den Feldexperimenten mit einer Auflösung von 10 Hz durchgeführt. Dies ist die minimal benötigte Frequenz zur Flussmessung nach der Eddy-Korrelationsmethode (siehe in 2.2.3).

3.1.4 METEOSTATION HM 30

Die Meteostation HM30 der Firma Thommen dient der Erfassung der absoluten Lufttemperatur T [K], des Luftdrucks p [mbar] und der relativen Luftfeuchte R_f [%]. Die HM30 verfügt über einen internen Temperaturmesser innerhalb der Bedienungseinheit und über einen externen Temperaturfühler, der über ein Verbindungskabel mit der Bedienungseinheit verbunden ist (siehe Abbildung 3-14).

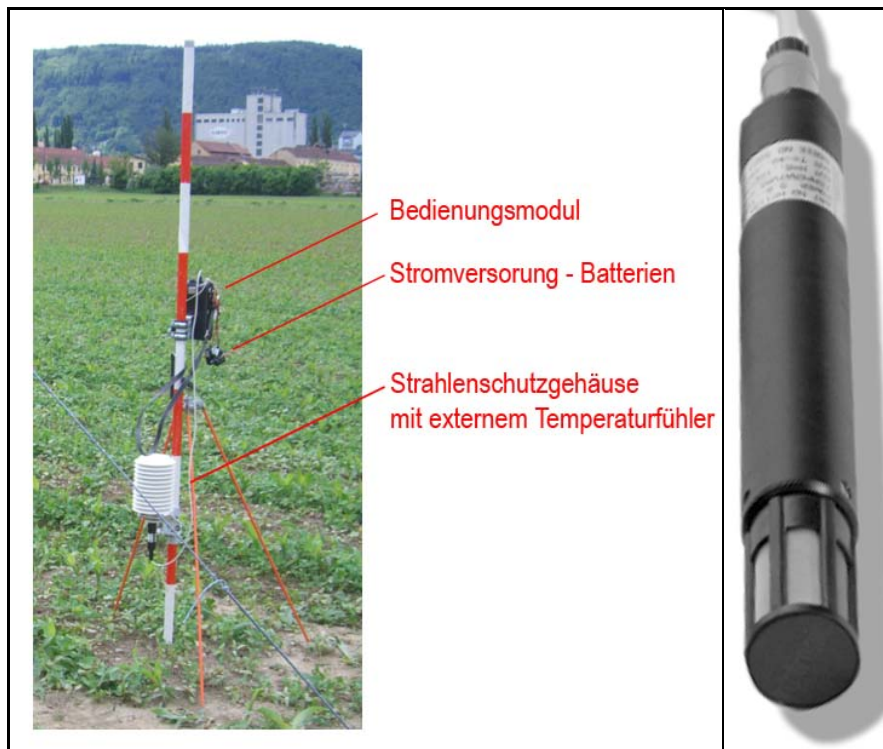


Abbildung 3-14, Aufbau der HM30- Wetterstation (links) und externer Temperaturfühler (rechts)

Die Temperaturwerte des internen Fühlers werden jedoch durch Wärmequellen im Inneren des Instruments verfälscht. Somit wurden für die Auswertung nur die Temperaturmessungen des externen Fühlers herangezogen. Um die Beeinträchtigung der Messung durch die Sonneneinstrahlung zu minimieren, wurde ein Strahlenschutzgehäuse verwendet. Für die Feldexperimente wurden das Bedienungsmodul und das Strahlenschutzgehäuse an einem Lotstab fixiert. Die Stromversorgung wurde durch drei 9V-Batterien gewährleistet.

Eine grobe Genauigkeitskontrolle der Temperaturmessung wurde im Messlabor durch einen Vergleich mit den dort fix installierten HM30 durchgeführt. Dabei wurde eine Differenz von maximal 0.1 °C festgestellt. Die Messgenauigkeiten laut Hersteller

werden in Abbildung 3-15 gezeigt. Der angeführte Kombifühler 1 steht nicht zur Verfügung.

Parameter	Messbereiche	Auflösung	Genauigkeit v.E. ± 1 digit
Luftdruck	225... 1125 hPa abs	0,1 hPa	± 1 hPa
Feuchte	0... 100% rF	0,1% rF	$\pm 1,5\%$ rF
Temperatur	Kombi-Fühler 1	-40... +60 °C	$\pm 0,3$ °
	Temp.-Fühler 2	-50... +200 °C	$\pm 0,3$ °C

Abbildung 3-15, Genauigkeiten lt. Herstellerspezifikation (Thommen, 2000)

Die Genauigkeiten der Temperatur, des Luftdruck und der Feuchte haben auf die Genauigkeit der Endergebnisse einen geringen Einfluss. Somit wurde auf eine umfangreiche Kalibrierung der HM30-Wetterstation verzichtet. Die Abtastrate der Messungen beträgt 1 Hz. Die Aufzeichnungsrate wurde jedoch aufgrund des geringen Speichers der HM30 und der geringen Genauigkeitsanforderungen auf eine Minute eingestellt. Mit dieser Aufzeichnungsrate war es möglich 3h 40min aufzeichnen. Nach dieser Zeitspanne mussten die Daten über eine RS232-Schnittstelle mit dem Kommunikationsprogramm *Microsoft Hyperterminal* auf einen PC heruntergeladen und der Speicher gelöscht werden, um weiter aufzeichnen zu können.

3.1.5 ZUSATZKOMPONENTEN

Temperaturmast

Für die vertikale Temperaturgradientenmessung mit Thermoelementen ist die Verwendung eines Mastes notwendig (siehe Abbildung 3-16).

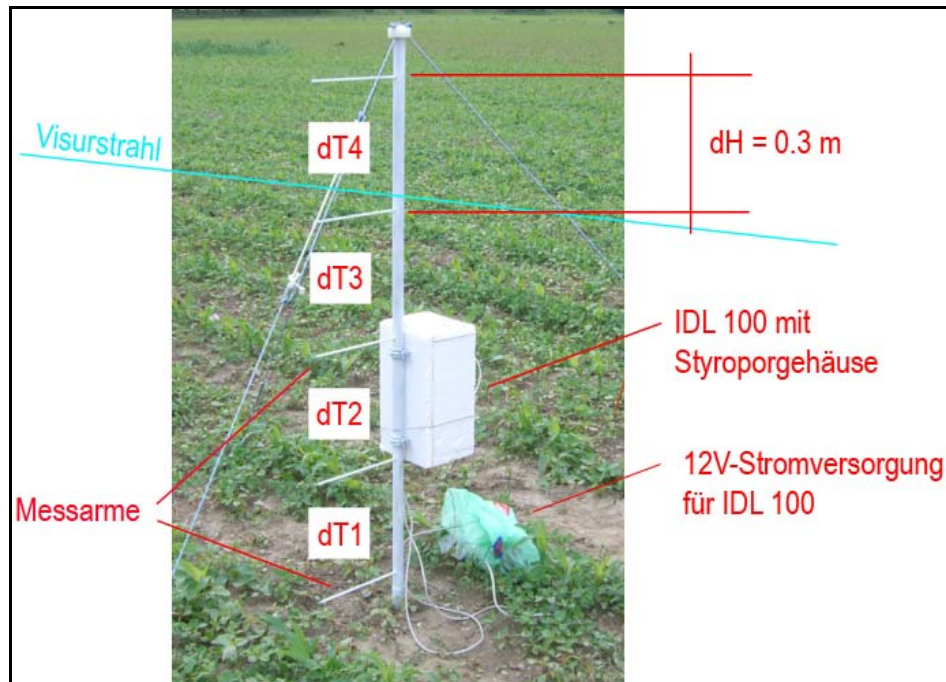


Abbildung 3-16, Mast zur Messung des vertikalen Temperaturgradienten mit Thermoelementen

Die Messung der Temperaturdifferenz sollte in vier übereinanderliegenden Höhen (dT1 - dT4), im Abstand von 0.3 m erfolgen. Der Temperaturgradient für die Höhe des Visurstrahles über Grund wurde durch Spline-Interpolation berechnet. Aufgrund der angenommenen Kippachshöhen der Tachymeter von < 1.3 m, wurde zwischen dem niedrigsten und höchsten Messarm, ein Abstand von 1.2 m gewählt. Der Datenlogger IDL 100 wurde in einem Styroporgehäuse am Mast befestigt. Dabei wurden eine Störung des Windfeldes und eine daraus resultierende Störung der Temperaturverteilung in Kauf genommen. Aufgrund der kurzen Kabellängen der Thermoelemente am IGMS kam jedoch keine andere Lösung in Frage. Mit längeren Drähten könnte dieses Problem umgangen werden. Der Nullpunktfehler des IDL 100 ist temperaturabhängig (siehe 3.3.2). Aus diesem Grund wurde Styropor zur Abschirmung vor der Sonnenstrahlung verwendet. Für jede Messstelle der jeweiligen Temperaturdifferenz dTn wurden zwei in Serie geschaltete Thermoelementpaare, wie in Abbildung 3-5 dargestellt, verwendet. Die Anschlussenden der Drähte laufen im

Gehäuse zusammen und können dort an den IDL 100 angeschlossen werden. An den freien Enden aller fünf Messarme ragen die Kontaktstellen der Thermoelemente 0.5 bis 1 cm heraus und hängen somit frei in der Luft. Bei den drei mittleren Messarmen ragen jeweils 2 Kontaktstellen und bei den beiden äußeren jeweils eine Kontaktstelle heraus (siehe Abbildung 3-17). Mit J1 und J2 sind wie in Abbildung 3-5 die Kontaktstellen zweier in Serie geschalteter Thermoelemente dargestellt. Mit dieser Konfiguration konnte nun der vertikale Temperaturgradient in der mittleren Höhe zwischen zwei Messarmen nach der in 3.1.2 erwähnten Profilmethode bestimmt werden.

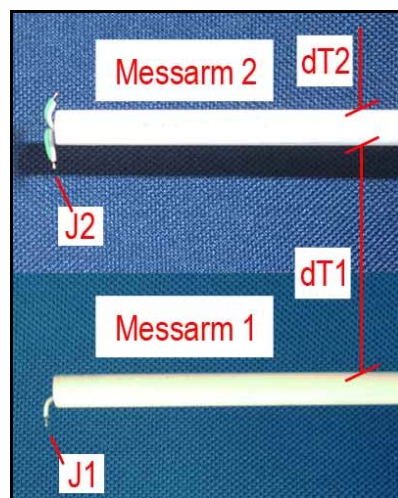


Abbildung 3-17, Konfiguration der Messstellen der Thermoelemente am Mast

Die Messarme, sowie der vertikale Stab des Mastes wurden in weißer Farbe lackiert um, wie beim Styroporgehäuse, Aufheizeffekte durch die Sonneneinstrahlung zu vermeiden. Zusätzlich wurde am oberen Ende des Mastes eine Abspannvorrichtung mit drei Seilen angebracht. Der Temperaturmast wurde am IGMS von Herrn Ing. Rudolf Lummerstorfer gefertigt.

„Prismenkäfig“

Um gegenseitig-gleichzeitige Zenitwinkelmessung mit automatischer Zielerfassung (ATR) durchführen zu können, wird eine Vorrichtung zur Befestigung der Prismen benötigt. Im Idealfall soll sich die Zenitwinkelmessung auf die Kippachsen beider Tachymeter beziehen. Die Anzielung auf die Kippachse einer Totalstation ist jedoch bei der Messung mit ATR nicht möglich. Als Zielpunkt wird ein Prismenspiegel benötigt (Abbildung 3-1). Aus diesem Grund wurden auf den Stationen A und B so-

nannte „Prismenkäfige“ unterhalb der Tachymeter installiert (Abbildung 3-18). Diese Vorrichtungen standen am IGMS zur Verfügung. Das Leica Standardprisma kann auf einem herkömmlichen Metallzapfen verkehrt montiert werden. Die Prismenmitte befindet sich dabei näherungsweise vertikal unter dem Schnittpunkt der Ziel- und Kippachse des Tachymeters. Die gemessenen Zenitwinkel mussten für die Berechnungen auf die Kippachse der angezielten Totalstation rechnerisch reduziert werden. Für diesen Zweck wurde der Höhenunterschied zwischen Prismenmitte und Kippachse im Messlabor bestimmt (siehe 3.3.3). Auf der oberen Platte des Käfigs befindet sich eine Herzschaube zur Befestigung des Untersatzes. Um die Stellung der Fußschrauben nur so wenig wie möglich zu verändern, wurde das Stativ mit dem Prismenkäfig vor den Messungen mit einer Wasserwaage grob horizontalisiert. Zusätzlich wurde vor der Einmessung des Käfigs eine Fußschraube der Zentralverriegelung fixiert. Dadurch sollte der Höhenversatz ΔH (Abbildung 3-18) bei der darauf folgenden Feinhorizontierung des Tachymeters, mit der elektronischen Libelle, so konstant wie möglich gehalten werden. Bei der automatischen und motorisierten Winkelmessung kann der Kreislagenwechsel zur Verdrehung des Statives mitsamt dem Unterbau führen. Diese Effekte beeinflussen aber vorrangig die Horizontalwinkelmessung und werden deshalb nicht näher untersucht (Ingensand, 2001).

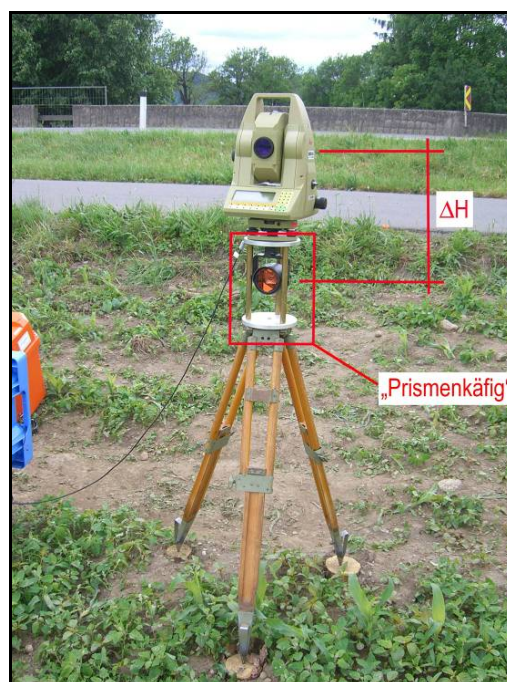


Abbildung 3-18, Aufbau der Totalstation mit einem „Prismenkäfig“

GPS-Empfänger

Die gleichzeitige Messung der Tachymeter kann nur garantiert werden, wenn die Uhren der beiden PCs zur Steuerung der Totalstationen zeitsynchron laufen. Um dies umzusetzen wurde an jeder Beobachtungsstation ein Low-Cost-GPS-Empfänger des Typs *FlexPak* der Firma Novatel eingesetzt (Abbildung 3-20). Die Empfänger sowie das notwendige Zubehör standen am IGMS zur Verfügung. Die satellitengestützte Positionierung tritt dabei in den Hintergrund. Das Satellitensignal wird lediglich zur Übertragung der Zeit genutzt. Mit Hilfe des Programms *NMEA Time* von VisualGPS wurde die PC-Uhr in Abständen von einer Minute mit der aktuellen GPS-Zeit gleichgesetzt. Der GPS-Empfänger generiert beim Empfang von mindestens 4 Satelliten eine ASCII-Datei im NMEA-Format (Abbildung 3-19).

```
$GPGGA,123519,4807.038,N,01131.000,E,1,08,0.9,545.4,M,46.9,M,,*47
```

Abbildung 3-19, Beispiel für eine Zeile im NMEA-Format

NMEA steht für „National Marine Electronics Association“ und ist ein standardisiertes Austauschformat für elektronische Geräte im maritimen Bereich. Die Ziffernfolge 123519 nach dem ersten Beistrich steht für 12 Uhr 35 Minuten und 19 Sekunden der aktuellen UTC-Zeit. Die Software liest die ASCII-Dateien ein und synchronisiert die PC-Uhr. Damit kann garantiert werden, dass die Zenitwinkelmessungen exakt zeitgleich durchgeführt werden.



Abbildung 3-20, GPS-Empfänger *FlexPak* der Firma Novatel (Novatel, 2007)

3.1.6 AUSWAHL DER AUFZEICHNUNGSRATEN

Um einen besseren Überblick über die Abtast- und Aufzeichnungsraten der zahlreichen Messinstrumente zu bekommen, werden diese in Tabelle 3-5 zusammengestellt. Bei allen Instrumenten werden die abgetasteten Werte für die Aufzeichnung arithmetisch gemittelt.

Tabelle 3-5, Abtastraten und Aufzeichnungsraten der verwendeten Messinstrumente

Messinstrument	Abtastrate [s]	Aufzeichnungsrate [s]
TCA1800	20-30 - für eine KL	180 - für beide KL
IDL 100	1	10
HM30	1	60
USA - 1	0.1	0.1

Der TCA1800 benötigt im Messmodus „Standard“ für die Grobanzielung, Feinanzielung, Kompensator-, Distanz-, und Zenitwinkelmessung sowie für die Drehung der Alhidade in die zweite Kreislage zwischen 20 und 30 Sekunden. Hierbei sei angeführt, dass sich die Messzeiten in Tabelle 3-2 nur auf die Distanz- und Winkelmessung beziehen. Die Messzeitpunkte können im Steuerungsprogramm *Calms* auf die Minutenstelle genau angegeben werden. Bei den Feldexperimenten stellte sich heraus, dass die Messdauer für eine Satzmessung stark von den aktuellen atmosphärischen Verhältnissen abhängig war. Bei Sonneneinstrahlung und daraus resultierendem starken Bildflimmern, verlängerte sich dadurch die Messdauer. Um eine kontinuierliche Messung in zwei Kreislagen sicherzustellen, wurden aus diesem Grund die Messzeitpunkte in *Calms* in Abständen von 2 Minuten eingegeben.

Bei der kleinstmöglichen Aufzeichnungsrate des IDL 100 von 1 s und 4 belegten Kanälen für die Thermoelemente, reicht die Kapazität des internen Speichers für weniger als zwei Stunden aus. Bei einer Aufzeichnungsrate von 10 s kann man jedoch über 20 Stunden kontinuierlich messen. Zur Bestimmung des Temperaturgradienten mittels Profilmethode werden in der Literatur Mittelungsintervalle von 10 bis 20 Minuten und Abtastraten von 1-5 s vorgeschlagen (Foken 2003, S. 127). Die gewählte Abtastrate von 1 s und die Aufzeichnungsrate von 10 s wurde somit als ausreichend angenommen.

Aufgrund des geringen Einflusses der Schwankungen von Temperatur, Luftdruck und Luftfeuchte in den diversen Berechnungen genügt für die Wetterstation HM30 eine Aufzeichnungsrate von 1 Minute. Für die Messungen mit dem USA-1 wurde aufgrund der Anforderungen in 2.2.3, die höchstmögliche Aufzeichnungsrate mit Ausgabe eines Zeitstempels von 10 Hz gewählt.

3.2 ALLGEMEINER AUFBAU

3.2.1 KONFIGURATION

In Abbildung 3-21 wird die Konfiguration des Experimentes am Beispiel der Messungen am Schladminger Gletscher am Dachstein gezeigt.

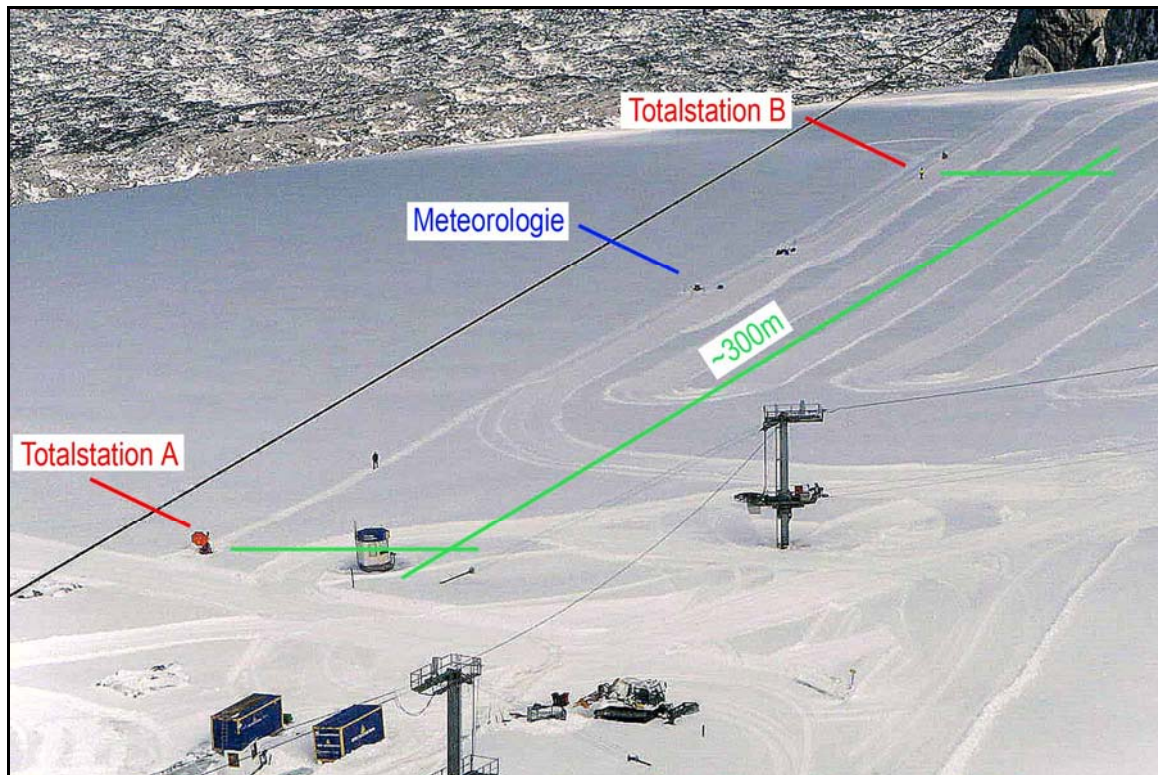


Abbildung 3-21, Messstrecke am Beispiel der Dachsteinmessungen am 02.09.2010

Die minimale Länge der Messstrecke wird aus Genauigkeitsgründen (siehe 3.2.2) mit 300 m gewählt. Die Totalstationen A und B mit den GPS-Empfängern und Antennen (Abbildung 3-22) befinden sich in den Endpunkten und die Messstelle der meteorologischen Instrumente befindet sich in der Mitte der Strecke. Unter meteorologische Instrumente sind die HM30-Wetterstation, das USA-1 und der Temperaturmast mit dem IDL 100 gemeint (Abbildung 3-23). Jede Station ist zusätzlich noch mit einer Plastikbox auf Holzstativen ausgerüstet, in der sich jeweils ein Laptop zur Steuerung und Datenaufzeichnung befindet.



Abbildung 3-22, Station mit Tachymeter (Campus Steyrergasse)

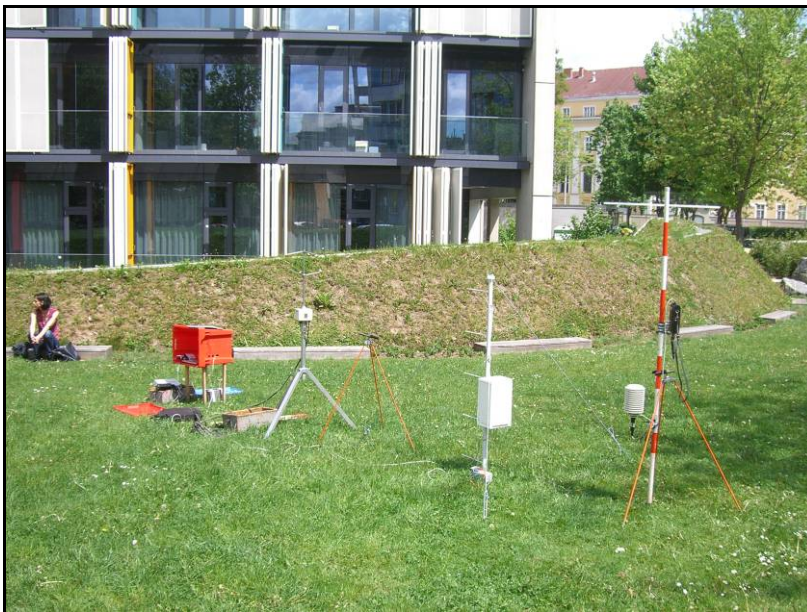


Abbildung 3-23, Station mit meteorologischem Equipment (Campus Steyrergasse)

3.2.2 VARIANZFORTPFLANZUNG

Durch Varianzfortpflanzung von Gl. 2-24, des Linienmittelwerts des potentiellen Temperaturgradienten \bar{G} , wurde im Vorfeld die Streckenlänge für die Feldexperimente gewählt. Die Werte von \bar{G} sollten mit den Messungen der Thermoelemente verglichen werden. Deshalb muss die erwünschte Genauigkeit im Bereich der Präzision der Thermoelemente von 0.03 K/m (siehe 3.1.2) liegen. Je länger die Distanz zwischen den Tachymetern ist, desto präziser wird der Temperaturgradient (siehe Abbildung 3-24). Als minimaler Grenzwert wurde eine Länge von 300 m festgelegt. Die einfache Standardabweichung (STD) von \bar{G} liegt somit bei 0.02 K/m. Den größten Einfluss auf \bar{G} hat jedoch die totale Refraktion τ , berechnet aus den Zenitwinkelmessungen. Aus diesem Grund wurden für die Experimente niedrige Stativhöhen gewählt, um möglichst große Werte von \bar{G} messen zu können (Brunner, 1982).

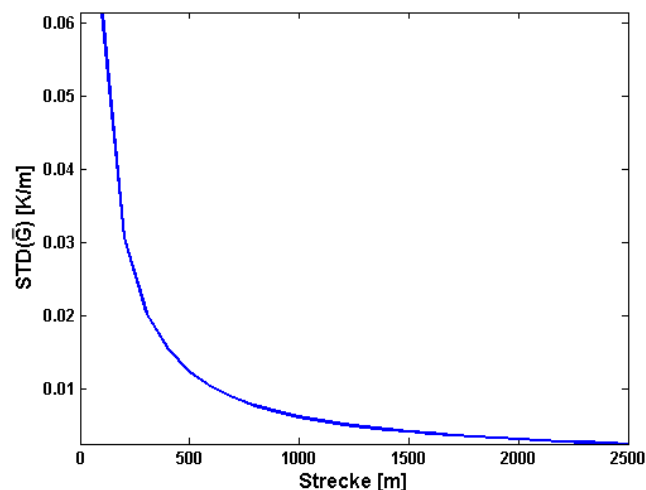


Abbildung 3-24, Abhängigkeit der Standardabweichung des Linienmittelwertes des vertikalen Temperaturgradienten von der Streckenlänge

Die Varianzfortpflanzung des fühlbaren Wärmestroms aus den Messungen des USA-1 liefert eine Standardabweichung von 3.8 W/m^2 . Mit einer Entfernung von 300 m wurde für die Winkelmessung eine Genauigkeit von 6.0 W/m^2 berechnet. Im Gegensatz zur Gradientenmessung ist die Messung mit den Tachymetern in diesem Fall unpräziser. Zu Vergleichszwecken sollte die Genauigkeit jedoch ausreichen.

3.3 KALIBRIERUNG UND ÜBERPRÜFUNG AUSGEWÄHLTER MESSINSTRUMENTE

3.3.1 TCA1800

Im Labor des IGMS wurden die Totalstationen A und B mit den „Prismenkäfigen“, sowie die Steuerung über die Software *Calms* überprüft. Dabei standen folgende Fragestellungen im Vordergrund:

- Treten Störungen bei der gegenseitig-gleichzeitigen ATR-1-Messung durch Überlappung der Strahlenkegel des Lasers auf?
- Gibt es Unterschiede in der Präzision der ATR-1-Messung zwischen einseitiger und gleichzeitiger Messung?
- Wie lange ist die Messzeit der ATR-1?

Im Labor werden durch Klimatisierung konstante atmosphärische Bedingungen geschaffen. Einflüsse in den Messungen durch Fluktuationen der Atmosphäre können somit ausgeschlossen werden. Die Stationen (Abbildung 3-25) wurden in der längstmöglichen Entfernung von 28 m aufgebaut.

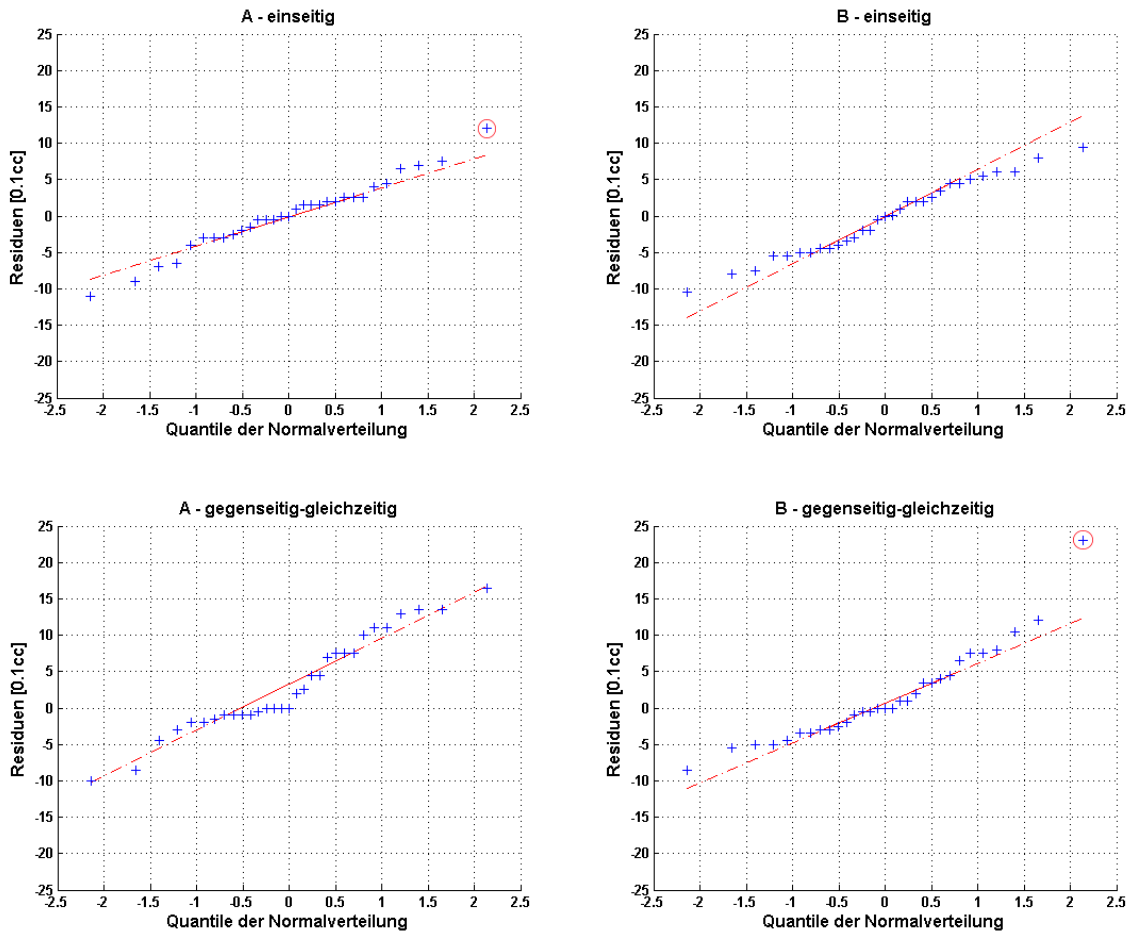


Abbildung 3-25, Aufbau einer Station zur gegenseitig-gleichzeitigen Zenitwinkelmessung im Messlabor des IGMS

Die Zeitsynchronisation wurde nicht mittels GPS, sondern über das Internet durchgeführt. Im Betriebssystem *Windows XP* bietet sich die Möglichkeit an, die PC-Uhr mit einem Zeitserver zu synchronisieren. Für die Untersuchungen wurde der Zeitserver *time.nist.gov* des National Institute of Standard and Technology (NIST) verwendet. Die Messungen wurden in drei Sessionen mit einer Länge von jeweils einer Stunde eingeteilt. Die erste Session wurde gegenseitig-gleichzeitig, die letzten beiden Sessionen wurden einseitig gemessen. Innerhalb einer Session sind Zenitwinkel- und Distanzmessungen in beiden Kreislagen im 2-Minuten-Intervall durchgeführt worden. Jedes Messpaket beinhaltet somit 30 Satzmessungen. Als ATR-Messmodus wurde „Präzisionsmessung“ gewählt. In weiterer Folge wurden die Kreislagenmittel der Zenitwinkel pro Station betrachtet. Dabei wird der systematische Indexfehler eliminiert. Um grobe Ausreißer zu detektieren, wurde eine robuste Datenaufbereitung durchgeführt (Brunner u. Wieser 2009, Folie 2-20). In den Quantil-Quantil-Plots in Abbildung 3-26 ist ersichtlich, dass die Messungen einer Normalverteilung entsprechen. Etwaige Ausreißer, die vor der Berechnung der empirischen Standardabweichung (STD) eliminiert wurden, sind in Abbildung 3-26 mit einem roten Kreis umrandet. Die Standardabweichungen der Messpakete sind in Tabelle 3-6 ersichtlich. Die Werte liegen deutlich unter der Herstellerspezifikation von 3 cc. Weiters sind keine Verschlechterungen der STD durch die gleichzeitige Messung zu erkennen, die die Herstellerangaben überschreiten.

Tabelle 3-6, Empirische Standardabweichungen der Zenitwinkel

Einseitig		Gegenseitig - gleichzeitig	
A	B	A	B
0.4 [cc]	0.5 [cc]	0.7 [cc]	0.5 [cc]



**Abbildung 3-26, QQ-Plots der Zenitwinkelmessungen mit ATR-1 im Messlabor
(Residuen zum Median)**

In einer weiteren Untersuchung wurde auf die Messzeiten der automatisierten Satzmessung mit *Calms* eingegangen. Die Routine führt folgende Schritte für eine ATR-Messung in einer Kreislage aus (Lesjak, 2007):

- Grobe Zielsuche mit vordefiniertem Radius für den Suchkegel
- Feinanzielung
- Wartezeit (5 s) für Kompensatorstillstand
- Kompensatormessung
- Erste Zeitnehmung
- Winkel- und Distanzmessung (mit 3 s Wartezeit)
- Zweite Zeitnehmung
- Auslesen der gemessenen Winkel- und Distanzen

Die zweite Zeitnehmung wurde in weiterer Folge als Zeitpunkt der Winkel- und Distanzmessung einer Kreislage definiert. Schon während den Messungen im Labor wurde beobachtet, dass die Tachymeter unterschiedliche Messzeiten aufweisen. Aus diesem Grund sind die Mittelwerte und Spannweiten der ATR-Messzeiten verglichen worden. Diese ergeben sich aus der Differenz zwischen zweiter und erster Zeitnehmung für jede Kreislage (Tabelle 3-7).

Tabelle 3-7, Mittelwerte und Spannweiten der ATR-Messzeiten

	Einseitig		Gegenseitig - gleichzeitig	
	A	B	A	B
Mittelwert	3 [s]	3 [s]	3 [s]	3 [s]
Spannweite	1 [s]	1 [s]	1 [s]	1 [s]

Die Zeitdauer einer ATR-Messung blieb immer konstant zwischen 3 und 4 s und zeigt keine Veränderung bei gleichzeitiger Messung. Zwischen Auslösezeitpunkt einer Satzmessung und der ersten Zeitnehmung in Kreislage 1 ergaben sich jedoch teilweise erhebliche Zeitunterschiede bis zu 8 s (Tabelle 3-8). Diese traten wiederum bei allen Sessions auch in Kreislage 2 auf.

Tabelle 3-8, Zeitdauer zwischen Auslösezeitpunkt und erster Zeitnehmung nach der Kompensatormessung (Kreislage 1)

	Einseitig		Gegenseitig - gleichzeitig	
	A	B	A	B
Mittelwert	13 [s]	13 [s]	13 [s]	12 [s]
Spannweite	8 [s]	7 [s]	7 [s]	7 [s]

Der Grund für die verschiedenen Messzeiten wurde im Feinanzielungsverfahren des TCA1800 vermutet und nicht näher untersucht. Wenn man die mittleren Zeitpunkte der Satzmessungen an den beiden Stationen vergleicht, ergaben sich bei den Labormessungen maximale Zeitunterschiede von 6 s (Abbildung 3-27). Innerhalb von wenigen Sekunden und gleichen Bewölkungsverhältnissen an den beiden Standpunkten, verändert sich die umgebende Atmosphäre bei Feldmessungen nur geringfügig. Ein Zeitversatz von 6 s wurde somit als klein genug eingeschätzt, um die gegenseitigen Zenitwinkelmessungen bei den Feldexperimenten noch als gleichzeitig betrachten zu können.

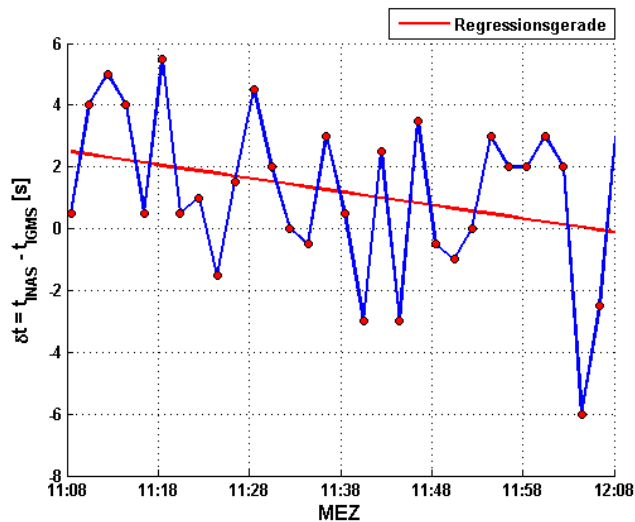


Abbildung 3-27, Zeitdifferenz der Satzmessungen der beiden Stationen

Die Drift in Abbildung 3-27 beträgt -2.6 s/h . Dies bedeutet, dass die Messzeiten des Tachymeter B sukzessive länger wurden. Der Grund dafür könnte bei den Laborversuchen bei den verwendeten Akkus gelegen sein, was jedoch nicht näher untersucht wurde. Bei einem Spannungsabfall würden die ATR-Messung und die motorisierte Drehung des Tachymeters verzögert werden. Deshalb wurde bei der Auswertung der Feldexperimente, die Drift des Zeitunterschiedes zwischen den Tachymetermessungen beobachtet.

Bei den Untersuchungen wurden in Bezug auf die Messpräzision und die Messdauer, keine Verschlechterungen zwischen gegenseitiger und einseitiger Messung entdeckt. Eine gegenseitige Beeinflussung der Strahlenkegel kann auf die Distanz von knapp 30 m damit ausgeschlossen werden. Die Feldmessungen wurden bei einer Distanz von 300 m und unter instabilen atmosphärischen Verhältnissen durchgeführt. Die Ergebnisse der Labortests sind somit für die Feldexperimente nicht repräsentativ. Sie können jedoch als Resultate eines groben Funktionstests angesehen werden.

3.3.2 THERMOELEMENTE UND IDL 100

Die Spannungsmessung mit dem Datalogger IDL100 wurde im Labor des IGMS überprüft. Folgende Punkte wurden abgearbeitet:

Nullpunktsfehler und Driftverhalten

Zur Bestimmung des Nullpunktes wurde ein Brückenschalter verwendet (Abbildung 3-28). Damit können interne Restspannungen des IDL100 für jeden Kanal gemessen werden.



Abbildung 3-28, IDL100 mit Brückenschalter auf Kanal 3

Die Messungen wurden unter konstanten Laborbedingungen von 22 °C, 44 % relative Luftfeuchte und 973.4 mb Luftdruck in der Klimabox des IGMS durchgeführt. Die Aufzeichnungsrate wurde wie für die Feldmessungen mit 10 s gewählt, die Abtastrate mit 1 s. Die Aufzeichnungsdauer betrug kontinuierliche 21 Stunden. In Abbildung 3-29 ist zu erkennen, dass die Messwerte nicht um Null streuen und ein Driftverhalten vorweisen. Mittels linearer Approximation nach kleinsten Quadraten wurde die Drift bestimmt. Diese ist bei allen drei Kanälen mit $-0.6 \mu\text{V}/\text{Tag}$ identisch. Bei den Feldexperimenten betrug die längste Messdauer 6 Stunden. In diesem Zeitraum drifteten die Messwerte um $-0.15 \mu\text{V}$. Umgerechnet mit einem mittleren Seebeckkoeffizienten von $40 \mu\text{V}/\text{K}$ in eine Temperaturdifferenz, ergibt diese Spannung 0.004 K . Die Präzision der Temperaturmessung mit den Thermoelementen und dem IDL 100 liegt bei 0.03 K (siehe 3.1.2). Damit kann die Drift für diese Anwendung vernachlässigt werden. Zur Bestimmung des Nullpunktes durch arithmetische Mittelbildung wurde die Drift allerdings entfernt (siehe Abbildung 3-30). In Tabelle 3-9 sind die Ergebnisse für jeden Kanal zusammengefasst.

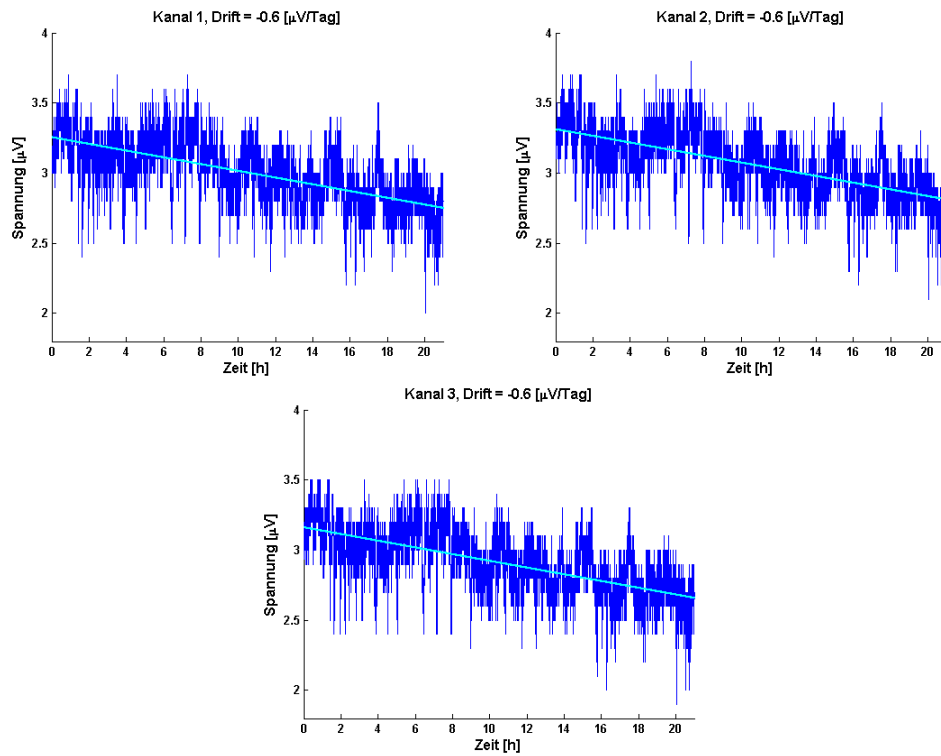


Abbildung 3-29, Driftbestimmung mittels linearer Approximation (Kanäle 1-3)

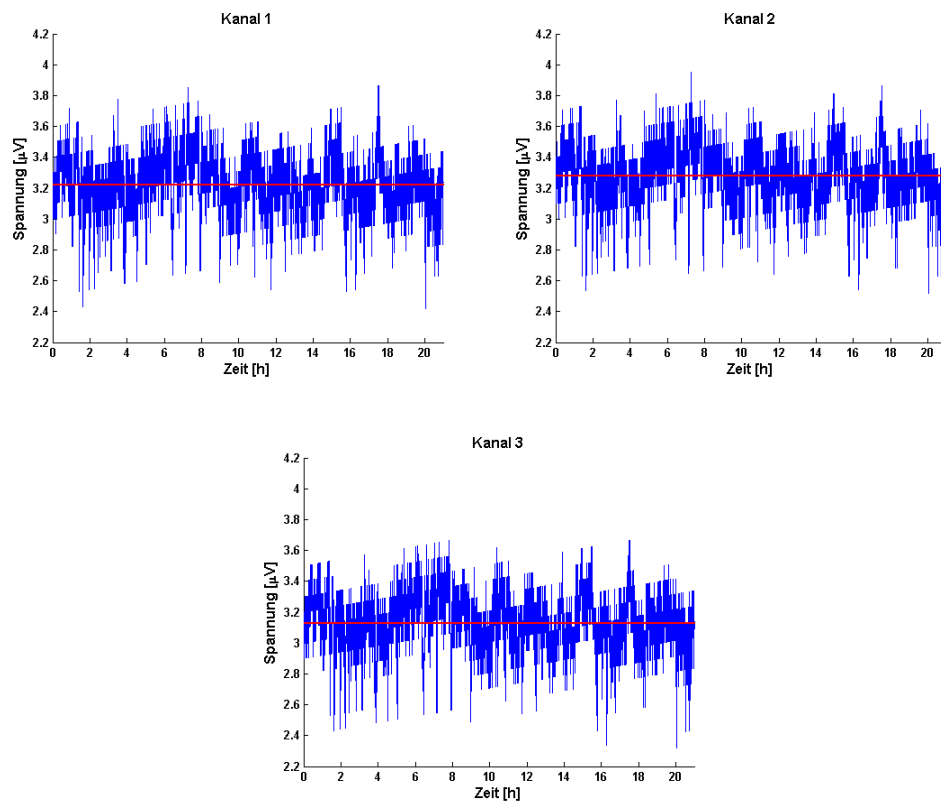


Abbildung 3-30, Mittelwerte der Zeitreihen um Drift in Abbildung 3-29 bereinigt (Kanäle 1-3)

Tabelle 3-9, Ergebnisse der Nullpunkts- und Driftbestimmung

	Kanal 1	Kanal 2	Kanal 3
Mittelwert = Nullpunkt [μV]	3.2	3.3	3.1
STD [μV]	0.2	0.2	0.2
Drift [$\mu\text{V}/\text{Tag}$]	-0.6	-0.6	-0.6

Die Nullpunktfehler der Kanäle erreichen Werte um die $3 \mu\text{V}$. Dies entspricht einer Temperaturdifferenz von 0.08 K . Die Offsets wurden für jeden Kanal an die später getätigten Messungen angebracht, da sie die Messpräzision von 0.03 K überschreiten. Es sieht so aus, als ob das Signal noch durch eine oder mehrere Schwingungen überlagert ist. Darauf wurde jedoch nicht näher eingegangen, da sich die Amplituden dieser Periodizitäten unter der Messpräzision des IDL 100 von $0.2 \mu\text{V}$ befinden.

Temperaturverhalten

Um den IDL100 auf sein Temperaturverhalten zu überprüfen, wurde der Datalogger in der Klimabox im Labor des IGMS von $20 \text{ }^\circ\text{C}$ auf $40 \text{ }^\circ\text{C}$ erhitzt und danach in $5 \text{ }^\circ\text{C}$ -Schritten im 1-Stunden-Intervall auf $15 \text{ }^\circ\text{C}$ heruntergekühlt. Die ersten drei Kanäle wurden mit Brückenschaltern und der vierte Kanal mit einem Widerstandsthermometer (Pt100) zur Messung der Temperaturen belegt (Abbildung 3-31).

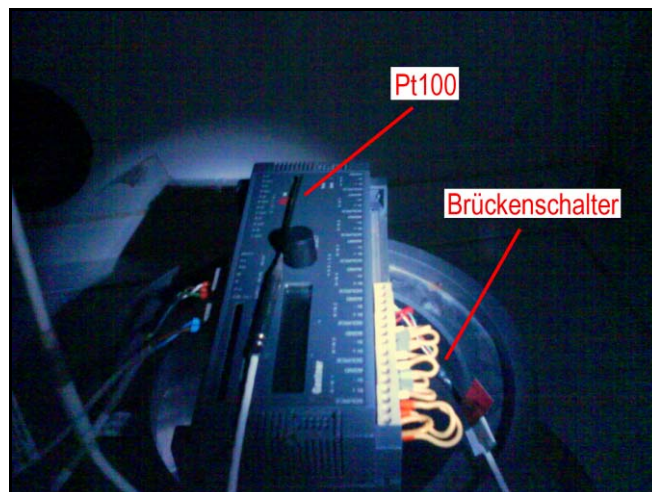


Abbildung 3-31, IDL100 in der Klimabox des IGMS

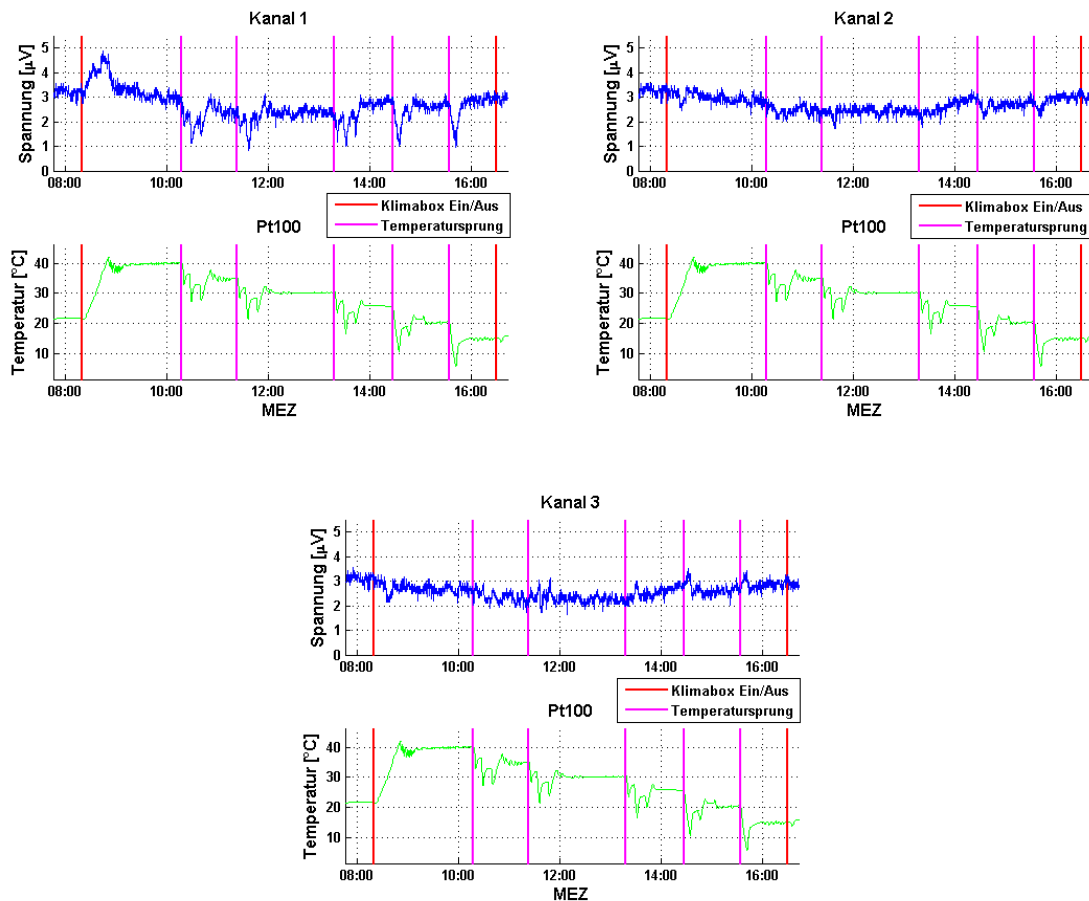


Abbildung 3-32, Klimaboxmessung (Kanäle 1-3)

In den Herstellerspezifikationen des IDL 100 wird der Temperatureinfluss auf den Nullpunkt mit $1,2 \mu\text{V}/\text{K}$ angegeben. Wie man in Abbildung 3-32 erkennen kann ist dieser Wert zu groß. Die Spannungsmessungen befinden sich auf allen überprüften Kanälen trotz einer Temperaturdifferenz in der Klimabox bis 25 K in einem Bereich von 1 bis $5 \mu\text{V}$. Um den tatsächlichen Einfluss der Temperaturänderungen auf den Nullpunkt zu bestimmen, wird die Messreihe in mehrere Abschnitte unterteilt und die zuvor bestimmte Drift von $-0,6 \mu\text{V}/\text{K}$ eliminiert. Es wurde darauf geachtet, dass man jene Abschnitte abtrennt, in denen die Temperatur in der Klimabox konstant geblieben ist. Die in Abbildung 3-33 angegebenen Temperaturen sind die Mittelwerte des jeweiligen Bereiches. Innerhalb dieser Bereiche wurden der Nullpunkt (arithmetisches Mittel) und die Standardabweichung berechnet (Tabelle 3-10 bis Tabelle 3-12, Grün = Ausgangswert/Orange = maximale Abweichung).

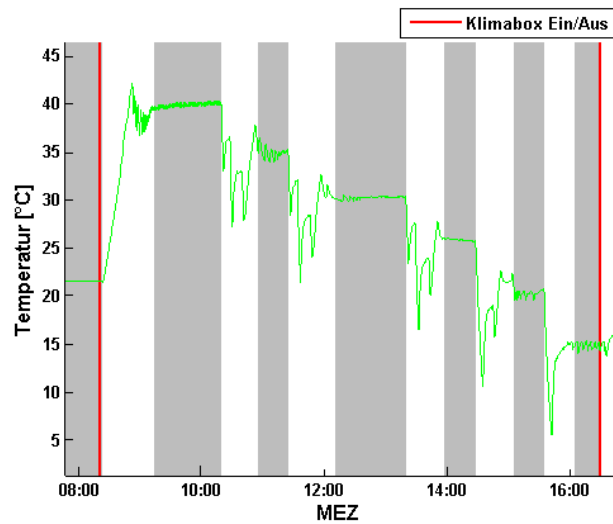


Abbildung 3-33, Unterteilung in Abschnitte konstanter Temperatur zur Nullpunktsbestimmung

Tabelle 3-10, Temperaturabhängigkeit des Nullpunktes – Kanal 1

Temperatur in Klimabox [°C]	22	40	35	30	26	20	15
Mittelwert = Nullpunkt [μV]	3.2	3.1	2.4	2.4	2.8	2.7	2.9
STD [μV]	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2

Tabelle 3-11, Temperaturabhängigkeit des Nullpunktes – Kanal 2

Temperatur in Klimabox [°C]	22	40	35	30	26	20	15
Mittelwert = Nullpunkt [μV]	3.3	2.9	2.5	2.4	2.9	2.8	3.0
STD [μV]	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1

Tabelle 3-12, Temperaturabhängigkeit des Nullpunktes – Kanal 3

Temperatur in Klimabox [°C]	22	40	35	30	26	20	15
Mittelwert = Nullpunkt [μV]	3.1	2.7	2.3	2.3	2.7	2.6	2.9
STD [μV]	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.1

Der Nullpunkt ändert sich in Bezug auf den Ausgangswert auf allen 3 Kanälen um maximal 0.9 μV . Dies entspricht einer Temperaturdifferenz von 0.02 K. Da der Wert unter der Messpräzision von 0.03 K liegt, wurde diese Temperaturabhängigkeit des Nullpunktes in der Auswertung der Feldexperimente nicht berücksichtigt. Weiters wurde die Auswirkung einer plötzlichen Temperaturänderung, wie sie in der Klimabox hervorgerufen wurde, untersucht. In Abbildung 3-32 ist ersichtlich, dass der erste Kanal dabei am empfindlichsten reagiert. Die Kanäle 2 und 3 zeigen bei einem Temperatursprung in der Amplitude wesentlich kleinere Ausschläge. Die maximalen Abweichungen der Ausschläge von den Nullpunkten aus Tabelle 3-9 sind in Tabelle 3-13 für alle Kanäle angeführt.

Tabelle 3-13, Maximale Abweichungen vom Nullpunkt bei Temperatursprung

	Kanal 1	Kanal 2	Kanal 3
Maximale Abweichung [μV]	2.4	1.6	1.4
Maximale Abweichung [K]	0.06	0.04	0.04

Die Abweichungen in Tabelle 3-13 sind nun größer als die Messpräzision. Der IDL100 befand sich jedoch bei den Feldmessungen in einer Styroporbox und wurde somit vor direkter Sonneneinstrahlung geschützt. Somit können plötzliche Temperatursprünge in der Größenordnung von 5 K ausgeschlossen werden. Aus diesem Grund wurde eine genauere Untersuchung dieser Effekte nicht durchgeführt. Dennoch wurde die Temperatur in der Styroporbox des IDL100, um große Temperatursprünge zu verifizieren, im Felde mitgemessen. Abschließend wird angemerkt, dass die Überprüfungen der Klimabox den Temperaturbereich der Dachsteinmessungen (4.4) von -0.3 bis 5.5 $^{\circ}\text{C}$ nicht abdecken. Ebenso wurde bei den Feldexperimenten der vierte Messkanal des IDL100 zur Spannungsmessung verwendet. Dieser Kanal, sowie das Verhalten des IDL100 im zuvor erwähnten Temperaturbereich der Dachsteinmessungen, wurden im Messlabor nicht überprüft und konnten im Zuge dieser Masterarbeit auch nicht mehr überprüft werden, da das IGMS den IDL 100 für ein Langzeitprojekt benötigte. Für die Temperaturdifferenzmessungen auf dem vierten Kanal wurde in der Auswertung als Nullpunkt das Mittel der ersten drei Kanäle angebracht.

3.3.3 EINMESSEN DER „PRISMENKÄFIGE“

Um die Zenitwinkel von der Prismenmitte des Zielprismas auf die Kippachse des angezielten Tachymeters rechnerisch zu reduzieren, muss der Höhenunterschied ΔH_{PK} (Abbildung 3-18) bestimmt werden. Die Präzision der Winkelmessung des TCA1800 von 3 cc ergibt auf eine Entfernung von 300 m ein Perpendikel von 1.4 mm. Dieser Wert wurde als geforderte Genauigkeit von ΔH_{PK} festgesetzt. Die Messung erfolgte tachymetrisch im Messlabor des IGMS auf 2 Messpfeilern im Abstand von 6.3 m (Abbildung 3-34). Dafür wurden beide Tachymeter mit dem entsprechenden „Prismenkäfig“ auf die Messpfeiler angeschraubt. Die Einmessung wurde gegenseitig durchgeführt. Das Resultat ist der Höhenunterschied ΔH_{PK-A} bzw. ΔH_{PK-B} für die Tachymeter A bzw. B mit den dazugehörigen „Prismenkäfigen“.



Abbildung 3-34, Tachymeter A auf einem der verwendeten Messpfeiler im Messlabor des IGMS

Es wurden mit jedem Tachymeter die Zenitdistanz $Z_{PA/PB}$ und die Schrägdistanz $S_{PA/PB}$ zum Zielprisma $P_{A/B}$, die Zenitdistanz $Z_{KA/KB}$ zum Mittelpunkt der Kerbe am Kunststoffgehäuse (Abbildung 3-35 - links) sowie die Zenitdistanzen $Z_{KA/KB}$ zum oberen ($L1_{A/B}$) und unteren Rand ($L2_{A/B}$) des Okulares gemessen (Abbildung 3-35 - rechts). Für die Messung von $L1_{A/B}$ und $L2_{A/B}$ wurde das Fernrohr auf 100 gon eingestellt und auf die gegenüberliegende Totalstation ausgerichtet. Sämtliche Messungen wurden in zwei Kreislagen durchgeführt, um den Indexfehler zu eliminieren. Die Pfeilerplatten an denen die Prismenkäfige fixiert wurden, sind bereits horizontiert. Somit konnte angenommen werden, dass die Stehachse des jeweiligen Tachymeters und die Stehachse des darunterliegenden Prismenkäfigs parallel sind.

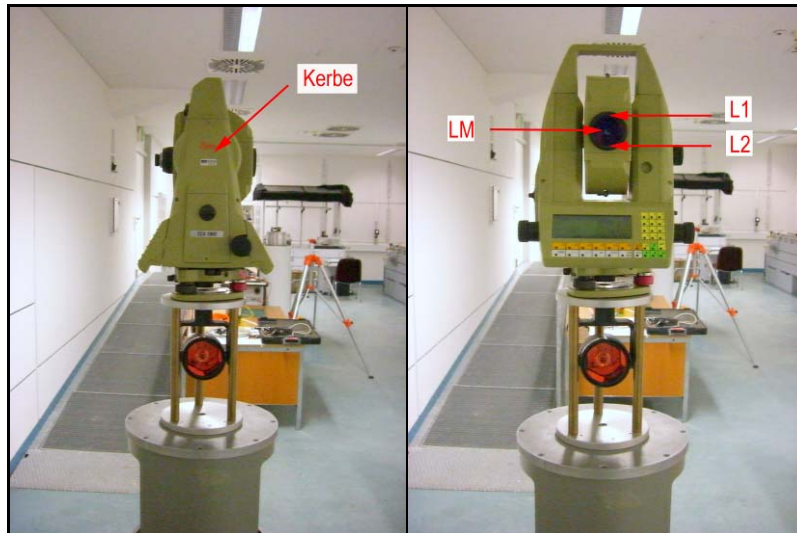


Abbildung 3-35, Anzielung der Kerbe (links) und der Okularränder (rechts)

Der Höhenunterschied $\Delta H1_{AB/BA}$ zwischen der Kippachse der messenden Totalstation und der Prismenmitte des Prismas unter der gegenüberliegenden Totalstation ergibt sich aus der vereinfachten trigonometrischen Höhenformel in Gl. (3-3).

$$\Delta H1_{AB/BA} = S_{PA/PB} \cdot \cos(Z_{PA/PB}) \quad [\text{m}] \quad (3-3)$$

Da sich die Pfeilerplatten im Messlabor auf anähernd gleichem Höhenniveau befinden, konnte angenommen werden, dass $Z_{KA/KB}$ sowie der Mittelwert $LM_{A/B}$ (Abbildung 3-35 - rechts) aus $L1_{A/B}$ und $L2_{A/B}$ mit dem Zenitwinkel zur entsprechenden Kippachse ident sind. Der Höhenunterschied $\Delta H2_{AB/BA}$ zwischen den Kippachsen der Tachymeter lässt sich aus Gl. (3-4) mit der Horizontalabstand $SH_{A/B}$ aus Gl. (3-5) berechnen. Dieser wurde nun zum einen mit $Z_{KA/KB}$ und zum anderen mit $LM_{A/B}$ gerechnet.

$$\Delta H2_{AB/BA} = SH_{A/B} \cdot \cot(Z_{KA/KB}) \quad \text{bzw.} \quad \Delta H2_{AB/BA} = SH_{A/B} \cdot \cot(LM_{A/B}) \quad [\text{m}] \quad (3-4)$$

$$SH_{A/B} = \sin(Z_{PA/PB}) \cdot S_{PA/PB} \quad [\text{m}] \quad (3-5)$$

Der Höhenversatz $\Delta H_{PK-A/B}$ zwischen Prismenmitte und Kippachse wurde schlussendlich mit Gl. (3-6) bestimmt.

$$\Delta H_{PK-B/A} = |\Delta H1_{AB/BA} - \Delta H2_{AB/BA}| \quad [\text{m}] \quad (3-6)$$

Die Ergebnisse der Messungen sind in Tabelle 3-14 und Tabelle 3-15 zusammengefasst.

Tabelle 3-14, Messung von Tachymeter A nach Tachymeter B

$\Delta H_{1_{AB}}$	$\Delta H_{2_{AB}} - \text{Kerbe}$	$\Delta H_{2_{AB}} - \text{Okularmitte}$	ΔH_{PK-B}
-0.3458 [m]	-0.0008 [m]	-0.0009 [m]	0.3449 [m]

Tabelle 3-15, Messung von Tachymeter B nach Tachymeter A

$\Delta H_{1_{BA}}$	$\Delta H_{2_{BA}} - \text{Kerbe}$	$\Delta H_{2_{BA}} - \text{Okularmitte}$	ΔH_{PK-A}
-0.3436 [m]	0.0013 [m]	0.0009 [m]	0.3447 [m]

Zur Berechnung von $\Delta H_{PK-A/B}$ wurde der Mittelwert der $\Delta H_{2_{AB/BA}}$ bezogen auf die Kerbe bzw. auf die Okularmitte verwendet. Mit dem bestimmten Höhenoffset und der gemessenen Entfernung konnten die Korrekturwinkel für die Feldexperimente berechnet werden (siehe 5.4).

4 FELDEXPERIMENTE

4.1 AUSWAHL DER MESSGEBIETE

Als Messgebiete werden die Reininghausgründe in Graz und der Schladminger-Gletscher am Dachstein ausgewählt. Um den fühlbaren Wärmestrom nach den Gleichungen in 2.2.5 bestimmen zu können, werden stationäre und horizontal homogene Austauschströme vorausgesetzt. Der Energie- und Stoffaustausch über einer Oberfläche wird jedoch nicht nur von der eigenen, sondern auch von den benachbarten Oberflächen beeinflusst. Die Oberflächenbeschaffenheit beeinflusst das Windfeld durch seine Rauigkeit, die vom Vegetationstyp und der Vegetationshöhe abhängig ist (Foken 2003, S. 71). Das Messgebiet sollte aus diesem Grund eine gewisse Mindestgröße haben, um sicher zu gehen, dass sich eine für den Untergrund charakteristische und auch konstante Grenzschicht entwickeln kann. Damit sich eine stationäre Grenzschicht mit einer Höhe von 1 m ausbilden kann, müssen die Luftpakete schon im Voraus mindestens 200 m über die gleiche homogene Oberfläche geströmt werden (Monteith 1973, S. 95). Diese notwendige Entfernung vom Messpunkt wird als Windwirklänge oder Fetch bezeichnet (Foken 2003, S. 246). Folgende Kriterien werden an beiden Messstandorten erfüllt:

- Messstreckenlänge von mindestens 300 m
- Windwirklänge von mindestens 200 m
- Ausdehnung des Messgebietes von 300 m x 350 m (Reininghaus) bzw. 500 m x 800 m (Schladminger Gletscher)
- Horizontales, ebenes Gelände
- Keine Störungen des Windfeldes durch Gebäude oder Vegetation
- Homogene Unterlage bzw. Bewuchs
- Mit Fahrzeugen zugänglich für Transport der Instrumente zum Messgebiet und Verteilung der Instrumente im Messgebiet

Ein Messgebiet sollte aus mikrometeorologischer Sicht über eine labile, das andere Messgebiet über eine stabile Schichtung der Atmosphäre verfügen (siehe 2.2.2). Die

Messungen in Graz wurden über einem Maisacker durchgeführt. Über dieser Unterlage wird tagsüber eine labile Luftschicht mit starker Turbulenz erwartet, während bei den Messungen über Schnee und Eis am Dachstein aufgrund der kalten Oberfläche geringe Turbulenzen zu erwarten sind. Die Zenitwinkelmessungen, Temperaturgradientenmessungen und Messungen mit dem Ultraschallanemometer können somit unter verschiedenen mikrometeorologischen Bedingungen getestet und untereinander verglichen werden. Es wird erwartet, dass die Messungen des fühlbaren Wärmestromes mit dem USA-1 und der Winkelmethode über dem Maisacker im Vergleich besser zusammenpassen, als die Messungen über Eis. Dies resultiert daraus, dass das USA-1 die Austauschströme nach der Eddy-Kovarianz-Methode berechnet und deshalb bei geringer Turbulenz und schwachen Windverhältnissen an seine Grenzen stößt.

Vor den eigentlichen Feldexperimenten wurde eine Testmessung am Campus Steyrergasse durchgeführt. Diese diente lediglich als Funktionstest der Instrumente, da eine Streckenlänge von 300 m nicht realisiert werden konnte.

4.2 TESTMESSUNG CAMPUS STEYRERGASSE

Die Testmessung wurde am 07.05.2010 durchgeführt. Die Lage der Messstrecke ist in Abbildung 4-1 veranschaulicht.

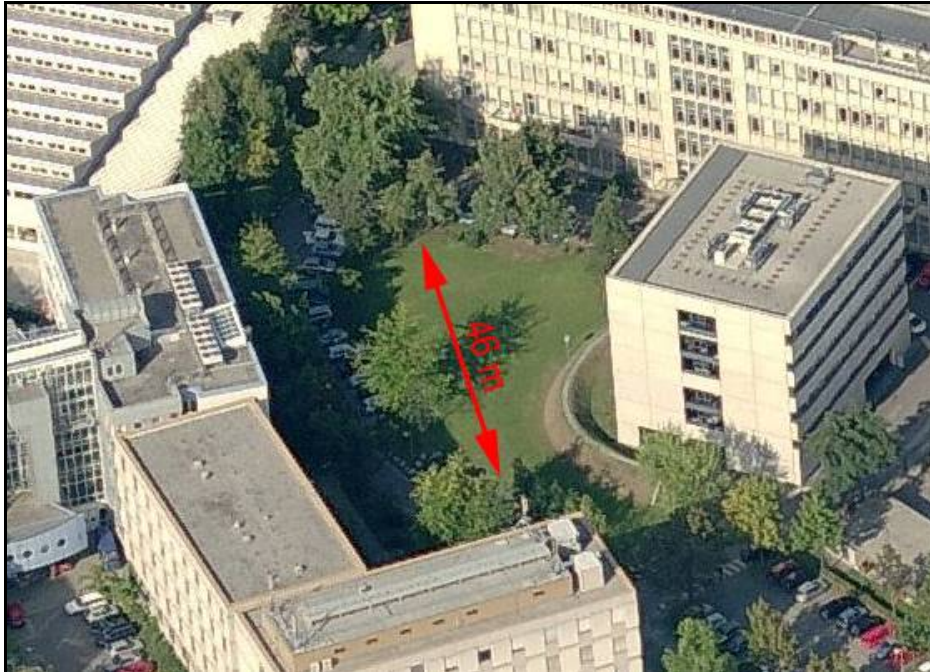


Abbildung 4-1, Messstrecke bei der Testmessung am Campus Steyrergasse
(<http://www.bing.com/maps>)

Alle Messinstrumente sollten für eine kontinuierliche Messdauer von mindestens einer Stunde getestet werden. Die Geräte der meteorologischen Station in der Mitte der Messstrecke wurden als erster aufgebaut und eingeschaltet, danach wurden die Tachymeter zur gegenseitig-gleichzeitigen Zenitwinkelmessung aufgestellt und aktiviert. Je kürzer der Abstand der Visurlinie zum Untergrund desto größer wird die Refraktion. Aufgrund der beschränkten Winkelauflösung möchte man große Refraktionswerte messen. Deshalb wurden für die Totalstationen Ministative (Abbildung 4-2), die am IGMS zu Verfügung stehen, verwendet. Diese erlaubten eine Instrumentenhöhe von 0.9 m. Bei der Testmessung wurde erkannt, dass sich mit der Steuerungssoftware Calms Probleme in der Satzmessung ergaben. Bei einer der beiden Stationen wurde nach einer halben Stunde nur mehr in einer Kreislage gemessen. Die Ursache wurde in der zu geringen Instrumentenhöhe und dem ATR-Messmodus „Präzision“ vermutet. Für die weiteren Feldexperimente wurde deshalb der Messmodus auf „Standard“ eingestellt und die Instrumentenhöhe auf 1.3 m erhöht. Die Messung im „Standard“-Modus ergibt keinen Präzisionsverlust (Leica

1999, S. 6-21). Durch diese Maßnahmen konnten die Ausfälle in den Satzmessungen verringert werden, da die ATR-Messung durch das geringere Bildflimmern weniger fehleranfällig wurde.



Abbildung 4-2, Aufbau einer Tachymeter-Station mit Ministativ (Campus Steyrergasse)

Weiters wurde während der Testmessung bemerkt, dass der Temperaturmast mit seinen Messarmen in Richtung der Sonne orientiert werden muss. Somit kann ein Schattenwurf, durch die am Mast montierte Styroporbox, auf die Messarme verhindert werden. Dieser würde die Differenzmessung der Thermoelemente entscheidend verfälschen. In Abbildung 4-3 ist der Schattenwurf auf den untersten Messarm zu erkennen. Aus diesem Grund werden die Messarme für die weiteren Untersuchungen in Richtung der Sonne orientiert und der Mast bei längeren Messungen nachgedreht.



Abbildung 4-3, Temperaturmast zur Gradientenmessung (Campus Steyrergasse)

4.3 MESSUNG REININGHAUSGRÜNDE

Die Feldexperimente auf den Reininghausgründen in Graz wurden am 20.05.2010 durchgeführt. Die Messstrecke mit einer Länge von 330 m befand sich auf einem Maisacker. Über diesem Untergrund wird die Entwicklung einer turbulenten Grenzschicht erwartet. Zusätzlich zur Messung der Refraktion sollte unter diesen atmosphärischen Bedingungen ebenso der fühlbare Wärmestrom nach der Eddy-Kovarianz-Methode mit dem USA-1 bestimmbar sein. Die Lage der Messstrecke wurde parallel zur Kratkystraße (Abbildung 4-4) gewählt. Dadurch konnte der Transport der Messinstrumente zu den Standpunkten mit den Pkw erleichtert werden. Aufgrund der mittleren Windrichtung quer zur Messstrecke sollte nach den Annahmen in 4.1 die Entwicklung einer konstanten und für den Maisacker repräsentativen Bodenschicht möglich sein.



Abbildung 4-4, Lage der Messstrecke auf den Reininghausgründen
(<http://www.bing.com/maps>)

Zur besseren Stabilisierung der Stativbeine wurden diese nicht direkt im Erdreich, sondern auf Holzpflocken mit einem Durchmesser von 10-15 cm aufgestellt. Die Holzpföcke sind 30-40 cm in den Acker geschlagen worden und bilden somit eine feste Basis (Abbildung 4-5).



Abbildung 4-5, Stabilisierung der Stativbeine auf Holzpflocken

Im Vorfeld wurde das Höhenprofil entlang der Messstrecke mittels trigonometrischer Höhenbestimmung eingemessen. Das Geländeprofil wird benötigt um die mittlere Höhe des Visurstrahles über Grund zu bestimmen. Diese Höhe wird zur Berechnung des fühlbaren Wärmestromes aus den Winkelmessungen benötigt (siehe 2.2.5). Die Instrumentenhöhen beider Tachymeter waren 1.33 m. Das Höhenprofil und der Visurstrahl sind in Abbildung 4-6 dargestellt. Die mittlere Höhe des Visurstrahles über der Oberfläche betrug 1.21 m.

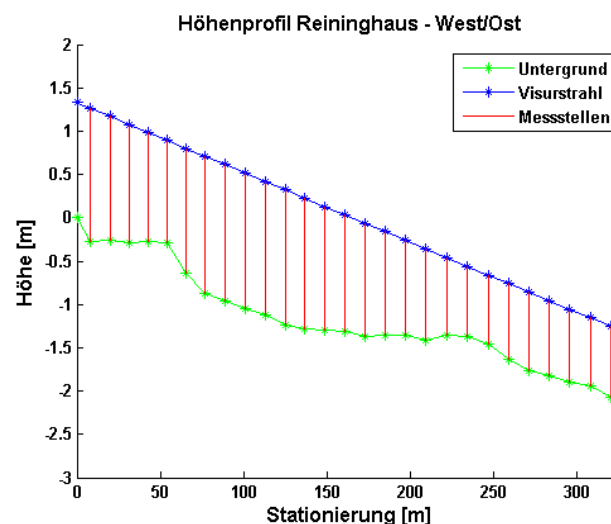


Abbildung 4-6, Höhenprofil der Messstrecke – Reininghausgründe von A nach B

Die Messinstrumente und deren Position entlang der Messlinie sind in Abbildung 4-7 bis Abbildung 4-10 ersichtlich.



Abbildung 4-7, Verteilung der Messinstrumente – Übersicht (<http://www.bing.com/maps>)



Abbildung 4-8, Tachymeter-Station A (West)

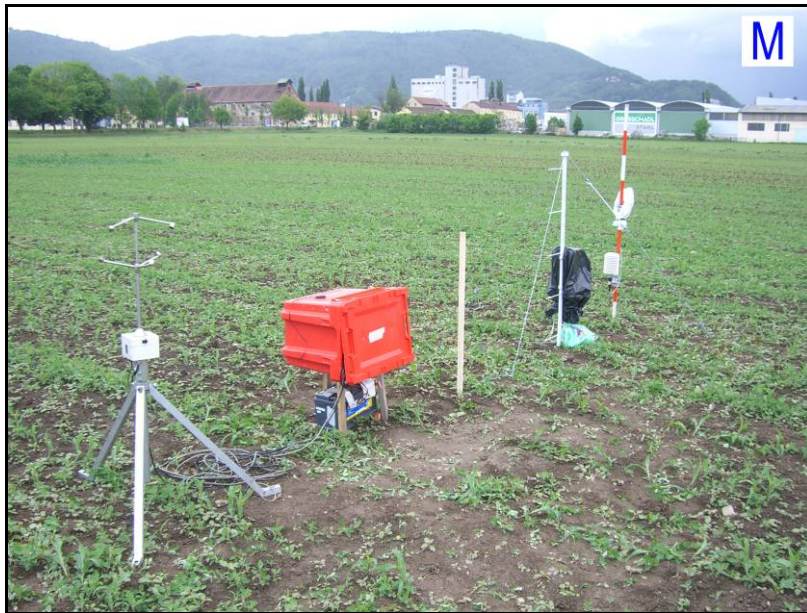


Abbildung 4-9, Station der meteorologischen Messinstrumente (Mitte)



Abbildung 4-10, Tachymeter-Station B (Ost)

4.4 MESSUNG SCHLADMINGER GLETSCHER

Am 02.09.2010 wurde das Feldexperiment am Schladminger Gletscher am Dachstein durchgeführt.



Abbildung 4-11, Lage der Messstrecke am Schladminger Gletscher
(<http://www.bing.com/maps>)

Der Schladminger Gletscher wurde aufgrund der Eis- bzw. Schneefläche ausgewählt. Die Anordnung der Messinstrumente parallel zur bestehenden Langlaufloipe wurde bereits in 3.2.1 gezeigt (Abbildung 3-21). Die Stabilisierung der Stativbeine im Eis konnte nicht, wie auf den Reininghausgründen, mit Holzpflocken verbessert werden. Stattdessen wurden die Stativbeine direkt ins Eis gerammt. Dafür musste zuvor die Schneeschicht mit einer Stärke von ca. 0.5 m über dem Eis ausgehoben werden. Um das Abschmelzen des Eises durch die Sonneneinstrahlung zu minimieren, wurde das ausgehobene Loch nach Aufstellen des Statives wieder mit Schnee zugeschüttet und verdichtet (Abbildung 4-14). Danach wurde die Bewegung der elektronischen Libellenblase des jeweiligen TCA1800 beobachtet. Mit den Messungen wurde erst begonnen, als auf beiden Tachymeterstationen die Libellenblase zum Ruhestand gekommen war. Nach etwa einer Stunde Wartezeit waren die Stativbeine festgefroren und die gegenseitig-gleichzeitige Zenitwinkelmessung konnte gestartet werden. Die Stationen der Messinstrumente sind in Abbildung 4-12 bis Abbildung 4-14 dargestellt.



Abbildung 4-12, Tachymeter-Station A (West) auf Eisunterlage

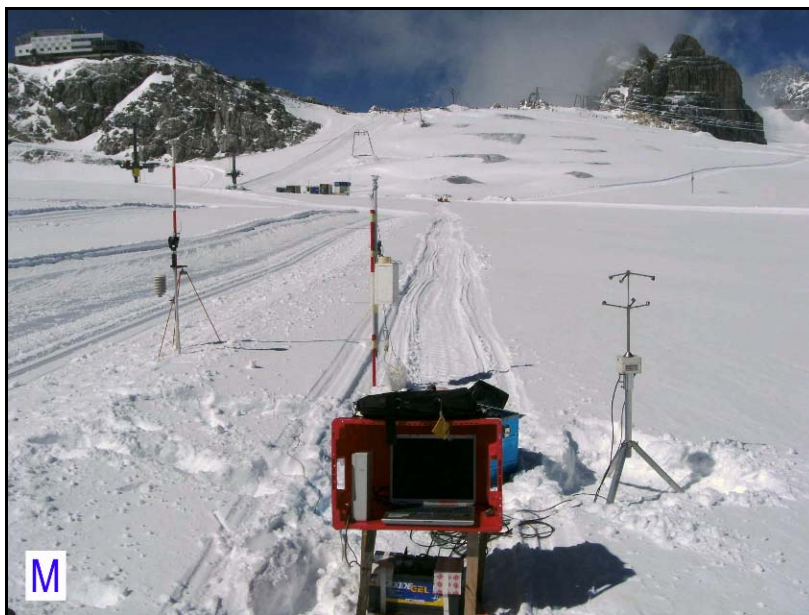


Abbildung 4-13, Station der meteorologischen Messinstrumente (Mitte)



Abbildung 4-14, Tachymeter-Station B (Ost) auf Eisunterlage

Das gemessene Höhenprofil zwischen den Tachymetern wird in Abbildung 4-15 gezeigt. Die mittlere Höhe des Visurstrahles über Grund betrug 0.9 m.

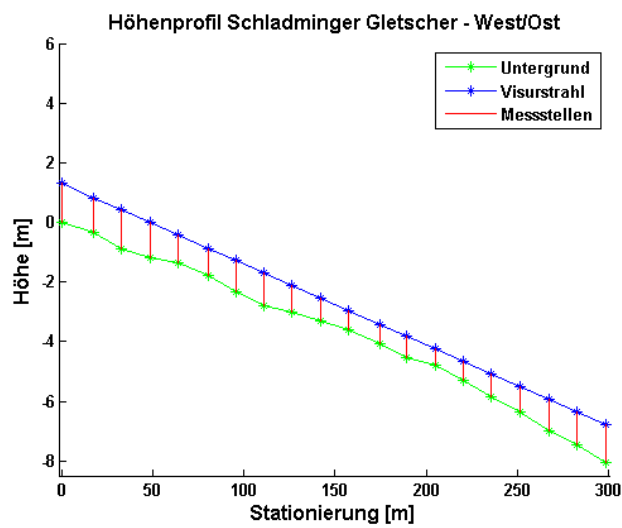


Abbildung 4-15, Höhenprofil der Messstrecke – Schladminger Gletscher von A nach B

5 AUSWERTUNG UND ERGEBNISSE

Für die Auswertung wurde die Software *Matlab* der Firma Mathworks verwendet. Die ASCII-Files mit den Messdaten der verschiedenen Instrumente sind teilweise mit dem Editor *Textpad* editiert worden.

5.1 EINLESEN DER MESSDATEN

Für jedes Messinstrument wurde eine gesonderte Einleseroutine geschrieben und in *Matlab* als Funktion deklariert. Bei allen Messgeräten sind die Ausgabedateien im ASCII-Format gegeben und die Parameter wie Datum, Uhrzeit und Messwert spaltenweise unterteilt. In manchen Fällen, wie zum Beispiel bei der Wetterstation HM30 sind, aufgrund des geringen Speichervolumens, bei der Messung mehrere Datenfiles generiert worden. Diese wurden zu einem gesamten ASCII-File zusammengefügt. Die Daten der Wetterstation HM30, des Dataloggers IDL 100 und der Tachymeter können, nach dem Entfernen von Headern, störenden Trennzeichen und Ersetzen von Beistrichkommata durch Kommapunkte, mit der Routine *Load.m* eingelesen werden. Die Messwerte wurden für die Berechnungen in Spaltenvektoren gespeichert.

In allen Einleseroutinen wurden Datum und Uhrzeit in eine sogenannte Serial Date Number umgerechnet, um damit numerische Berechnungen durchführen zu können. Die Serial Date Number ist eine Dezimalzahl, die für die Anzahl der Tage seit dem 01.01.00 00:00:00 steht. In der Einleseroutine *LoadTCA1800.m* für die Tachymetermessungen werden das Kreilagenmittel der Zenitwinkel und der Schrägdistanzen, der mittlere Messzeitpunkt, der Indexfehler, der Nullpunkt der Neigungsmessungen sowie die Verkippung der Stehachse zur der Lotlinie in Längs- und Querrichtung für jeden Messzeitpunkt berechnet. An die Messungen des IDL100 wird in der Routine *LoadIDL.m* der Nulloffset (Tabelle 3-9) an die Spannungsmessungen angebracht.

Die Daten des Ultraschallanemometers kann man nicht mit der Funktion *Load.m* einlesen, da das Datum mit der Uhrzeit und die Messdaten zeilenweise alternieren (siehe Abbildung 3-13). Die Zeile mit der Zeitinformation ist jedoch am Anfang mit einem „T“ gekennzeichnet und die der Messdaten mit einem „M“. Deshalb wurde die Routine *LoadUSA.m* geschrieben, die das ASCII-File zeilenweise durchsucht und vor dem Einlesen eine Abfrage nach dem Zeilentyp durchführt. Die aktuelle Zeile wird

dann in die richtigen Vektoren gespeichert. Jene Zeilen, die am Anfang mit einem „E“ gekennzeichnet sind und für einen Fehler in der Messung oder in der Speicherung hindeuten, werden schon im Vorfeld mit der Software *Textpad* gelöscht. Zusätzlich werden die Temperaturen in Celsius und die Windgeschwindigkeiten in m/s umgerechnet. Schlussendlich werden die Spaltenvektoren der Messungen in einem *Mat*-File gespeichert.

5.2 VERTIKALER TEMPERATURGRADIENT MIT THERMOELEMENTEN

Für die Berechnung der vertikalen Temperaturgradienten mit den Messungen der Thermoelemente wurde das Programm *main_TC.m* geschrieben. Darin werden als erster Schritt die Messungen der Wetterstation HM30 und des IDL 100 mit den Funktionen *LoadHM30.m* bzw. *LoadIDL.m* aus den ASCII-Dateien eingelesen. Die Temperaturmessungen der HM30 im 1-Minuten-Intervall werden mittels kubischer Splineinterpolation (*csapi.m*) im 10 Sekunden-Intervall zu den Zeitpunkten der IDL100-Messungen diskretisiert. Somit wird jeder elektrischen Spannungsmessung des IDL 100 eine absolute Temperaturmessung der HM30 zugewiesen. Die Temperaturdifferenz (Gl. (5-1)) zwischen den Kontaktstellen der Thermoelemente kann durch die Umformung von Gl. (3-2) berechnet werden.

$$\Delta T = \frac{U}{N_{A,B}} \quad [\text{K}] \quad (5-1)$$

Nun galt es herauszufinden, wie genau die Seebeckkoeffizienten aus der NIST-Tabelle bestimmt werden müssen, um die benötigte Präzision von 0.03 K (siehe 3.1.2) zu realisieren. Durch Varianzfortpflanzung von Gl. (5-1) erhält man Gl. (5-2).

$$\sigma(\Delta T) = \sqrt{\left(\frac{U}{N_{A,B}^2} \sigma(N_{A,B})\right)^2 + \left(\frac{1}{N_{A,B}} \sigma(U)\right)^2} \quad [\text{K}] \quad (5-2)$$

Durch Umformung von Gl. (5-2) kann man berechnen, wie genau der Seebeckkoeffizient N_{AB} bestimmt werden soll. In Gl. (5-3) sieht man, dass die benötigte Präzision von der Größe der Spannung U abhängt. Je größer U wird, desto genauer muss N_{AB} bekannt sein.

$$\sigma(N_{A,B}) = \frac{\sqrt{\sigma(\Delta T)^2 - \left(\frac{1}{N_{A,B}} \sigma(U)\right)^2}}{\frac{U}{N_{A,B}^2}} \quad [\text{K}] \quad (5-3)$$

Die betragsmäßig größte gemessene Spannung bei den Feldexperimenten betrug 220 μV . Für die Standardabweichung von U wird die Präzision des IDL100 von

0.02 μV und für N_{AB} 40 $\mu\text{V}/\text{K}$ eingesetzt. Damit man unter diesen Bedingungen ΔT mit einer Präzision von 0.03 K bestimmen kann, muss der Seebeckkoeffizient mit einer Präzision von 0.2 $\mu\text{V}/\text{K}$ bestimmt werden.

Die Seebeckkoeffizienten sind im Temperaturbereich von $-20\text{ }^\circ\text{C}$ bis $+40\text{ }^\circ\text{C}$ nicht konstant und werden mit steigender Temperatur größer. Das bedeutet, die Koeffizienten sind von der absoluten Temperatur abhängig. Dies wird ersichtlich, wenn man anhand der NIST-Tabelle die Spannungsdifferenzen zwischen zwei aufeinanderfolgenden Temperaturschritten berechnet (Abbildung 5-1).

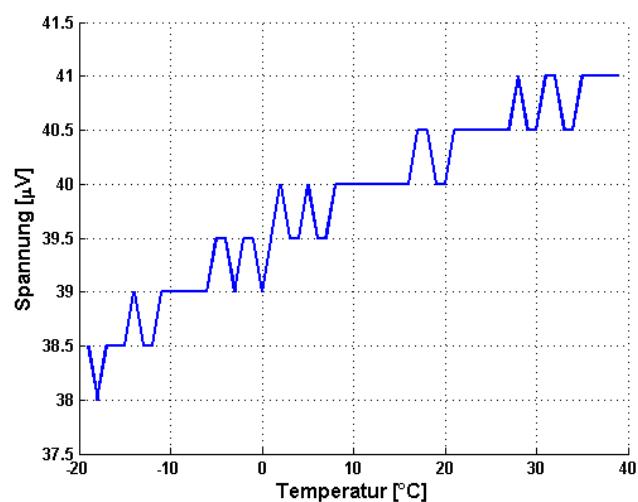


Abbildung 5-1, Spannungsdifferenzen zwischen zwei aufeinanderfolgenden Temperaturschritten (NIST-Tabelle)

Der zackige Verlauf der Kurve in Abbildung 5-1 entsteht durch die Streuung und Rundung der Kalibrierwerte. Die Seebeckkoeffizienten liegen in einem Intervall von 38 bis 41 $\mu\text{V}/\text{K}$. Somit wäre die Verwendung eines Mittelwertes innerhalb dieses Bereiches zu unpräzise. Aus diesem Grund wird der Seebeckkoeffizient für jede ganze absolute Temperaturstelle durch Schätzung einer Regressionsgeraden bestimmt. Die größte gemessene Spannung von 220 μV steht für eine Temperaturdifferenz von 5.5 K. Deshalb werden als Stützpunkte die 3 benachbarten Kalibrierwerte vor und nach der aktuellen Temperaturstelle verwendet. Das Segment für die Polynomanpassung enthält somit 7 Kalibrierwerte der NIST-Tabelle und deckt daher für eine Temperaturdifferenz von 6 K ab (Abbildung 5-2). Somit ist der berechnete Seebeckkoeffizient zur Umrechnung von Spannungen bis 240 μV geeignet. Der Koeffizient ergibt sich aus der Steigung der Regressionsgeraden.

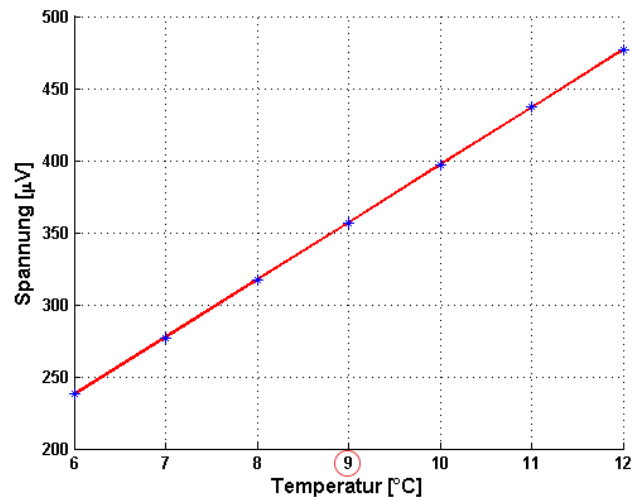


Abbildung 5-2, Berechnung der Regressionsgeraden für die Temperaturstelle 9 °C

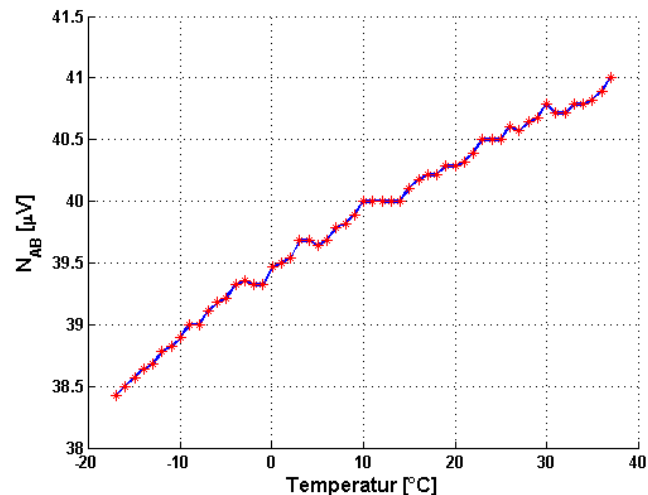


Abbildung 5-3, Seebeckkoeffizienten für Temperaturbereich -17 °C bis + 37 °C

Die Präzision der N_{AB} (Abbildung 5-3) nach dieser Methode wird der Kovarianzmatrix der jeweiligen Schätzung der Regressionskoeffizienten entnommen. Die Standardabweichung der einzelnen N_{AB} ist kleiner als die gewünschte Genauigkeit von 0.2 µV/K. Die geforderte Präzision der Temperaturdifferenz von 0.03 K kann somit erreicht werden.

In der Routine *main_TC.m* wird nun jeder Spannungsmessung der Thermoelemente ein Seebeckkoeffizient zur Umrechnung in eine Temperaturdifferenz zugeordnet. Die Zuordnung erfolgt über die absolute Temperaturmessung der HM30-Wetterstation. Nun kann für jeden Messzeitpunkt die Temperaturdifferenz zwischen den Messarmen des Temperaturmastes nach Gl. (5-1) bestimmt werden (Abbildung 5-4). Die in Abbildung 5-4 gezeigten Zeitreihen sind zur besseren Veranschaulichung mit

einem gleitenden Mittelwert (Grad 60) versehen. Der Grad 60 als Mittelungsintervall entspricht bei der Aufzeichnungsrate von 10 s einer Zeitspanne von 10 min und wurde für die Darstellung in Abbildung 5-4 willkürlich gewählt. Zur späteren Auswertung wurden die originalen Messwerte herangezogen (Abbildung 5-5).

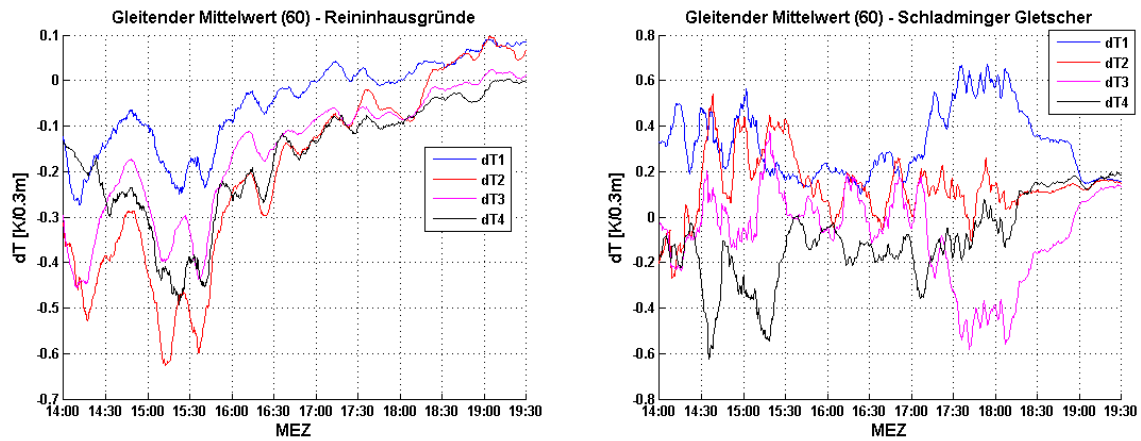


Abbildung 5-4, Temperaturdifferenzen der Thermoelemente bei den Feldexperimenten – Gleitender Mittelwert (60)

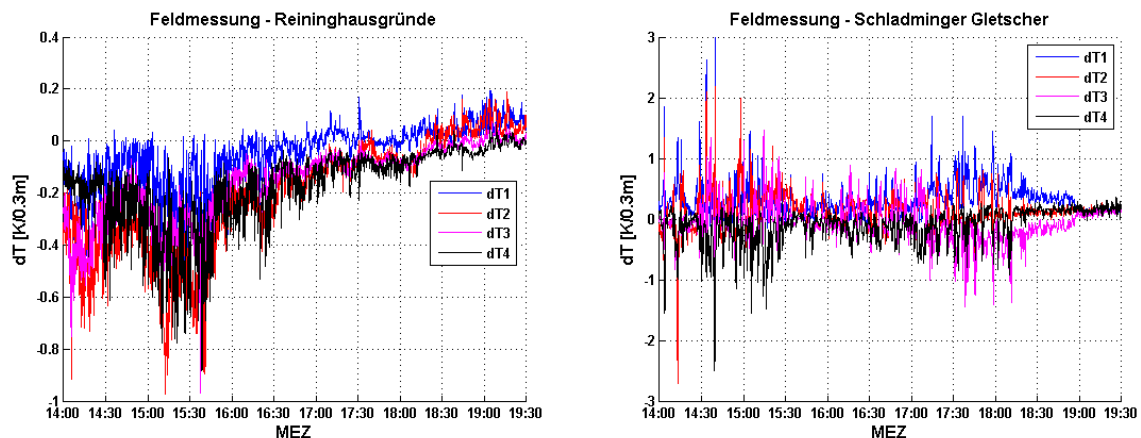


Abbildung 5-5, Temperaturdifferenzen der Thermoelemente bei den Feldexperimenten – Rohdaten

Die Gradientenmessung der Thermoelemente soll mit den aus der Zenitwinkelmessung abgeleiteten Gradienten verglichen werden. Dafür muss aus den 4 Temperaturdifferenzen der Gradient in der mittleren Höhe des Visurstrahles \bar{h} [m] über Grund berechnet werden. Dieser Wert wurde mit kubischer Splineinterpolation bestimmt. Schlussendlich wurden die berechneten Gradienten in die gebräuchliche Einheit K/m umgerechnet. Für die zeitliche Zuordnung der Gradienten zu den Satzmessungen der Zenitwinkel in der Routine *main.m* (siehe 5.5)

wurden diese und die HM30-Messungen im Intervall von 1 s interpoliert. Der In- und Output von main_TC.m werden in folgender Aufstellung zusammengefasst.

Input - main_TC.m

- Temperatur [°C], Luftdruck [mbar], relative Luftfeuchte [%] gemessen mit HM30 im Intervall von 1 Minute mit Messzeitpunkten
- 4 Thermospannungen [V] gemessen mit IDL100 im Intervall von 10 Sekunden mit Messzeitpunkten
- NIST-Kalibrierwerte [V] von -20 °C bis +40 °C
- 4 Messhöhen der Gradientenmessung [m]
- Mittlere Höhe des Visurstrahles der Tachymeter über Grund [m]

Output – main_TC.m

- Temperaturgradient in mittlerer Höhe des Visurstrahles [K/m] interpoliert mit Intervall von 1 s
- Temperatur [°C], Luftdruck [mbar], relative Luftfeuchte [%] der HM30 interpoliert mit Intervall von 1 s
- Messzeitpunkte gültig für alle Messungen mit Intervall von 1 s

5.3 DATENAUFBEREITUNG USA-1

Für die Aufbereitung der Messungen des USA-1 wurde die Auswerteroutine *main_USA.m* geschrieben. Für die Berechnungen mussten die vom Gerät ausgegebenen Messzeiten aufbereitet werden. Der Zeitstempel der Messwerte wird nur auf die Sekunde genau angegeben (siehe Abbildung 3-13). Da sämtliche Messungen mit einer Auflösung von 10 Hz getätigt wurden, mussten die entsprechenden 1/10-Sekunden zur Zeitangabe addiert werden. In weiterer Folge wurden Datenlücken in den Messungen gesucht. Dafür wurden die Zeitdifferenzen der aufeinanderfolgenden Messungen überprüft (Abbildung 5-6).

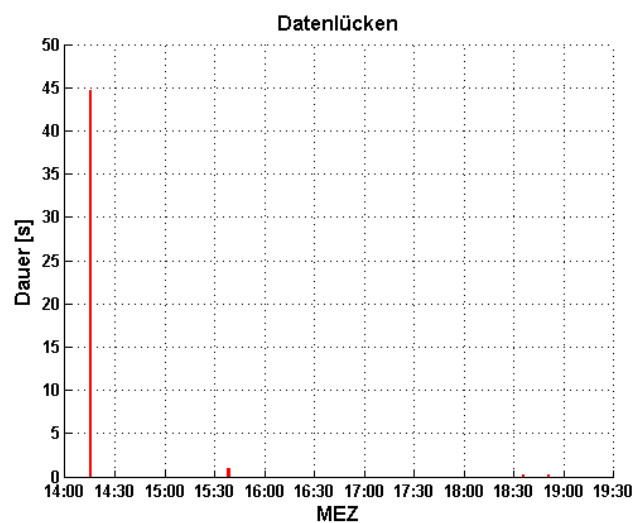


Abbildung 5-6, Datenlücken der Messungen des USA-1 (Feldmessung-Reininghaus)

Die Datenlücke von knapp 45 Sekunden in Abbildung 5-6 ergab sich durch einen zwischenzeitlichen Messabbruch zur Datensicherung. In diesem Fall wurde die Datenlücke mit den Messungen der vorherigen 45 Sekunden aufgefüllt. Die kleineren Lücken von unter 1 Sekunde wurden mittels kubischer Splineinterpolation geschlossen. Für die zeitliche Zuordnung der verschiedenen Messungen in der Routine *main.m* (siehe 5.5), wurden die Messungen der horizontalen Windgeschwindigkeit zur Glättung einem gleitenden Mittelwert unterzogen. Zur Berechnung des Mittelungsintervalls wurde die Messstrecke zwischen den Tachymetern sowie die mittlere Windgeschwindigkeit des Tages verwendet. In der folgenden Aufstellung werden der In- und Output der Routine *main_USA.m* zusammengefasst.

Input – main_USA.m

- Windrichtung [°], horizontale und vertikale Windgeschwindigkeit [m/s], Schalltemperatur [°C] gemessen mit Auflösung von 10 Hz und mit Datenlücken
- Zeitstempel der Messungen auf 1 s genau angegeben

Output – main_USA.m

- Windrichtung [°], horizontale und vertikale Windgeschwindigkeit [m/s], Schalltemperatur [°C] interpoliert mit Intervall von 0.1 s ohne Datenlücken
- Gleitender Mittelwert der horizontalen Windgeschwindigkeit [m/s]
- Messzeitpunkte für alle Messungen im Intervall von 0.1 s

5.4 GEGENSEITIG-GLEICHZEITIGE ZENITWINKELMESSUNG

Für die Auswertung der gegenseitig-gleichzeitigen Zenitwinkelmessung wurde die Routine *main_TCA1800.m* verfasst. Die mit der Steuerungssoftware *Calms* erfassten Messdaten der beiden Tachymeter wurden jeweils mit der in 5.1 beschriebenen Funktion *LoadTCA1800.m* eingelesen. Das Mittel der Zeitpunkte der Satzmessungen der Stationen A und B wurde als Zeitpunkt einer gegenseitig-gleichzeitigen Zenitwinkelmessung festgelegt. Die Zenitwinkel wurden einer robusten Ausreißererkennung unterzogen (Brunner u. Wieser 2009, Folie 2-20). Da die Zenitwinkelmessungen jedoch aufgrund der unterschiedlichen Refraktionseffekte über die Messdauer gesehen keiner Normalverteilung genügen (siehe Abbildung 5-7), wird die Ausreißerschranke statt mit der üblichen dreifachen Standardabweichung mit 100 cc festgesetzt. In Abbildung 5-7 sind die Quantil-Quantil-Plots der gemessenen Zenitwinkel beider Stationen A und B dargestellt. Der grobe Ausreißer der Station B bei den Feldmessungen-Reininghausgründe ist mit einem roten Kreis gekennzeichnet.

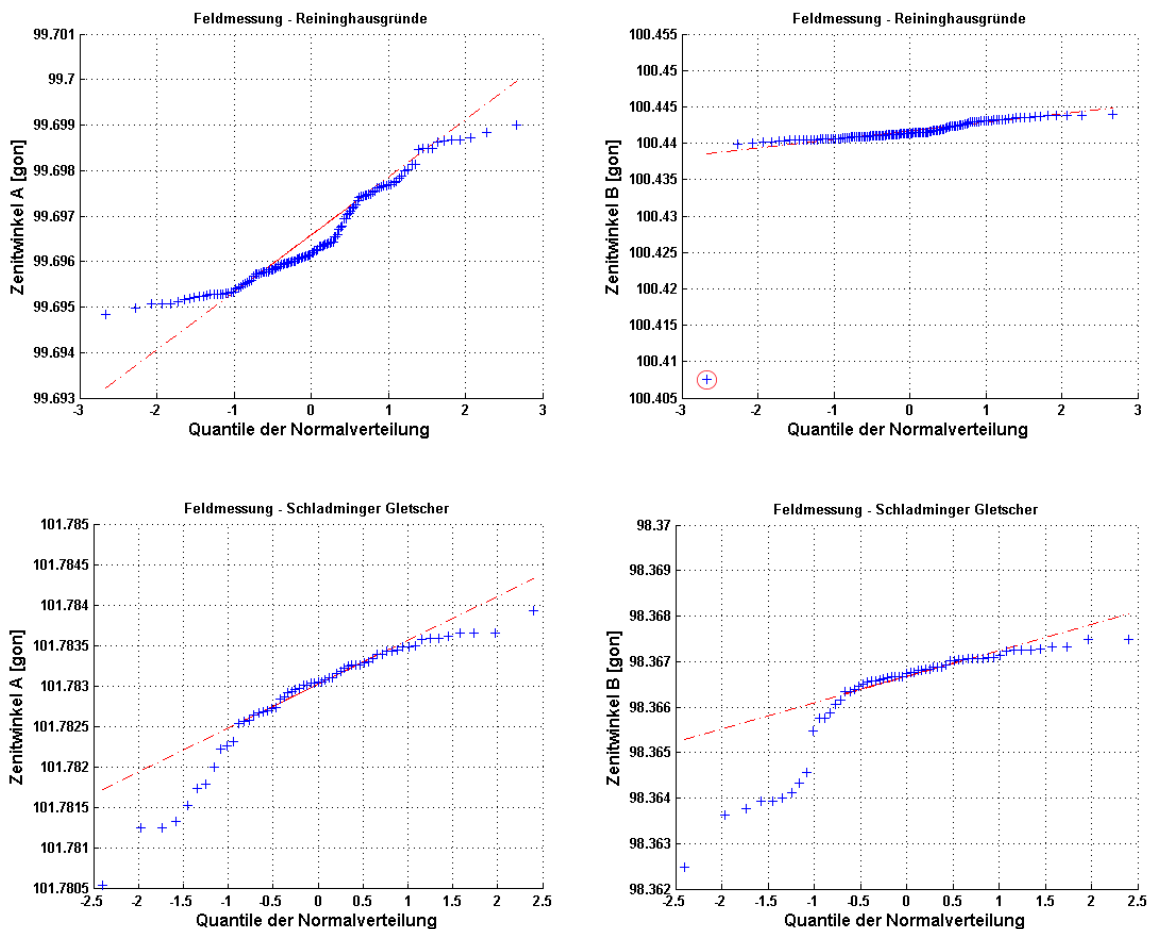


Abbildung 5-7, Quantil-Quantil-Plots der Zenitwinkel der Stationen A und B

Jene Ausreißer die unter der Schranke von 100 cc liegen, ergeben sich aus der Summe des normalverteilten Anteils und der Refraktionwinkel. Der QQ-Plot ist somit schwierig zu interpretieren.

Erst im Zuge der Auswertung wurde entdeckt, dass am Schladminger Gletscher bei einigen Satzmessungen beider Stationen A und B, die zweite Kreislage nicht mitgemessen wurde. Um größere Datenlücken zu vermeiden, wurden diese Halbsätze nach Anbringen des Indexfehlers in die Auswertung miteinbezogen. Aus den vollständigen Sätzen konnte der Indexfehler für jeden Messzeitpunkt berechnet werden (siehe Abbildung 5-8). Die Indexfehler für die Zeitpunkte der Halbsätze wurden aus der Regressionsgeraden in Abbildung 5-8 abgeleitet. Da die Ausfälle in der zweiten Kreislagenmessung an den Stationen zu unterschiedlichen Zeiten geschahen, wurden somit in der Auswertung der gegenseitig-gleichzeitigen Zenitwinkelmessung ganze Sätze mit Halbsätzen kombiniert.

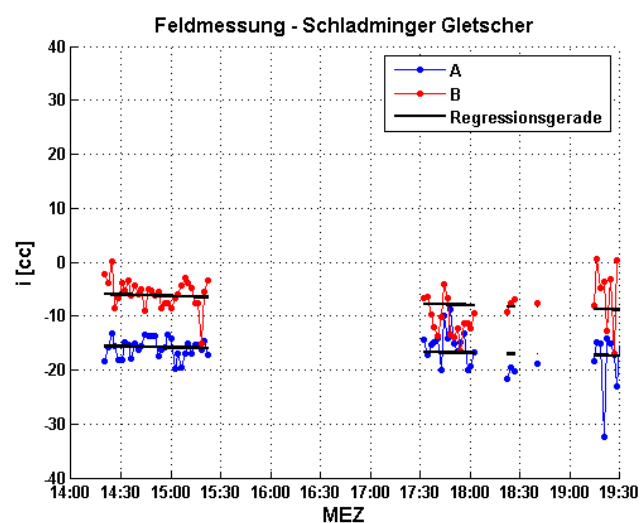


Abbildung 5-8, Indexfehler der Tachymeter A und B bei der Feldmessung – Schladminger Gletscher

Nun konnte der Korrekturwinkel, aufgrund des in 3.3.3 bestimmten Höhenoffsets zwischen Prismenmitte und Kippachse, an die Zenitwinkel angebracht werden. Zur Berechnung des Korrekturwinkels wurde die Beziehung zwischen Bogenlänge und Radius innerhalb eines Kreises verwendet. Bei einer Distanz von 300 m, wie sie für die Feldmessungen gewählt wurde, ergibt diese Berechnungsmethode gegenüber der strengen Dreiecksauflösung keinen Genauigkeitsverlust, der die Messpräzision des TCA1800 von 3 cc übersteigt. Dafür wurde der Median der Schrägdistanz der

Station $S_{A-Schräg}$ [m] als Radius und der Höhenoffset $\Delta H_{PK-A/B}$ [m] als Bogenlänge angenommen. Somit konnten der Korrekturwinkel der jeweiligen Station $Z_{Korr-A/B}$ nach Gl. (5-4) berechnet werden.

$$Z_{Korr-A/B} = \frac{\Delta H_{PK-A/B}}{S_{A-Schräg}} \cdot \frac{200}{\pi} \quad [\text{gon}] \quad (5-4)$$

Da der Prismenkäfig auf beiden Stationen unter der Totalstation angebracht wurde, musste der Korrekturwinkel von den gemessenen Zenitwinkeln subtrahiert werden. Somit wurden die Zenitwinkel auf die Kippachsen der Tachymeter reduziert. Die zur Berechnung des fühlbaren Wärmestromes benötigte totale Refraktion τ konnte nun nach Gl. (2-15) berechnet werden (Abbildung 5-9).

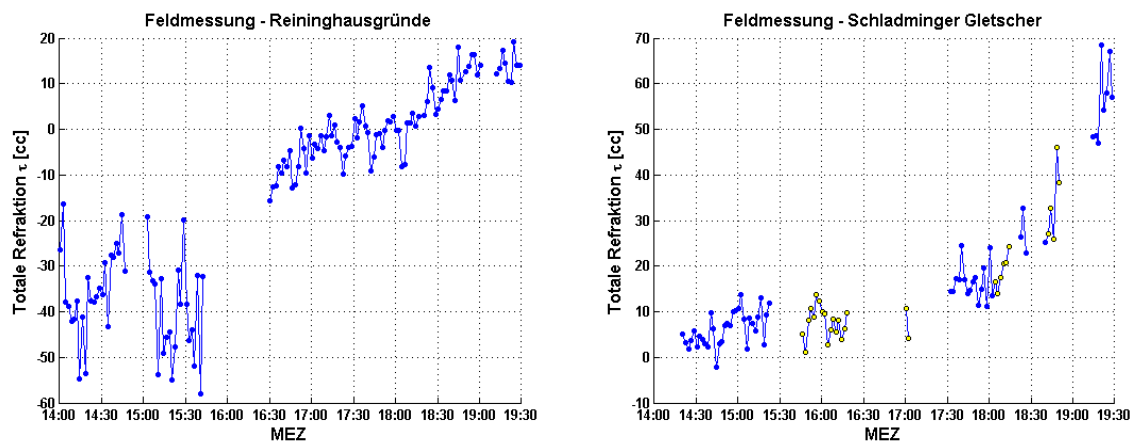


Abbildung 5-9, Messwerte der totalen Refraktion – Gelb = Halbsatz enthalten

Wie erwartet, ergeben sich über der kalten Schnee- und Eisfläche am Dachstein positive Refraktionswerte. Dies weist auf einen positiven vertikalen Temperaturgradienten hin. Die τ -Werte über dem Maisacker im Mai sind vorerst stark negativ und erreichen ab etwa 17h15 erstmals positive Werte. Das deutet auf eine Vorzeichenumkehr des Gradienten hin. Die Varianzfortpflanzung von Gl. (2-15) ergibt für τ eine Standardabweichung von 4 cc. Die Variationen der Refraktionswerte in dieser Größenordnung sind somit durch das Messrauschen zu erklären. Die Datenlücken in Abbildung 5-9 und allen weiteren Abbildungen der Messungen des TCA1800 ergaben sich vorrangig durch Ausfälle der Steuerungssoftware *Calms*. Die Ausfälle wurden bei den Feldexperimenten unglücklicherweise oft spät erkannt. Aus diesem Grund und durch die benötigte Zeitspanne für eine Neuinitialisierung der Software kam es zu Unterbrechungen von bis zu 50 min. Bei den Messungen am

Schladminger Gletscher sind die Datenlücken auch durch zwischenzeitliches Neuhorizontieren der Tachymeter zu erklären.

Die refraktionsbehafteten Höhenunterschiede zwischen den Kippachsen von A nach B und von B nach A wurden nach Gl. (5-5) und Gl. (5-6) berechnet (Brunner 2009, Folie 11-2).

$$\Delta H_{AB} = S_{H-A} \cdot \cot(Z_A) \quad [\text{m}] \quad (5-5)$$

$$\Delta H_{BA} = S_{H-B} \cdot \cot(Z_B) \quad [\text{m}] \quad (5-6)$$

wobei S_{H-A} [m] und S_{H-B} [m] die Horizontalabstände und Z_A [rad] sowie Z_B [rad] die Zenitwinkel bezogen auf die Kippachsen der Totalstationen sind. Die Horizontalabstände berechnen sich aus Gl. (5-7) mit den Schrägabständen $S_{\text{Schräg-A}}$ [m] und $S_{\text{Schräg-B}}$ [m] und den entsprechenden Zenitwinkeln.

$$S_{H-A/B} = S_{\text{Schräg-A/B}} \cdot \sin(Z_{A/B}) \quad [\text{m}] \quad (5-7)$$

Nun wurde für jeden Messzeitpunkt der refraktionsreduzierte Höhenunterschied mit Gl. (2-8) bestimmt. Der Einfluss der Erdkrümmung wird in Gl. (2-8) eliminiert (Kahmen 2006, S. 461). Die Residuen zum Median jedes Messpaketes werden in Abbildung 5-10 dargestellt. Als Messpaket werden aufeinanderfolgende Messungen ohne Datenlücken bezeichnet. Bei einer Messdauer von über 5 Stunden muss man annehmen, dass sich der Höhenunterschied ΔH zwischen den Kippachsen aufgrund der Bewegungen der Stativbeine geringfügig ändert. Ein robuster Schätzer über die ganze Zeitreihe ist deswegen nicht geeignet. Aus diesem Grund wurde der Median paketweise berechnet. Für die Zeitintervalle der Messpakete von 2 min bis 2 h 30 min wird die Stabilität der Stativbeine als konstant angenommen.

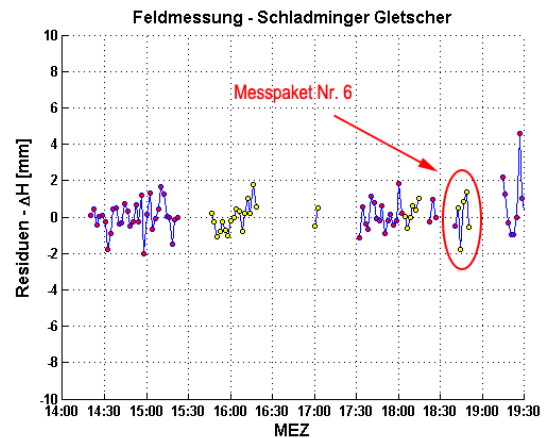
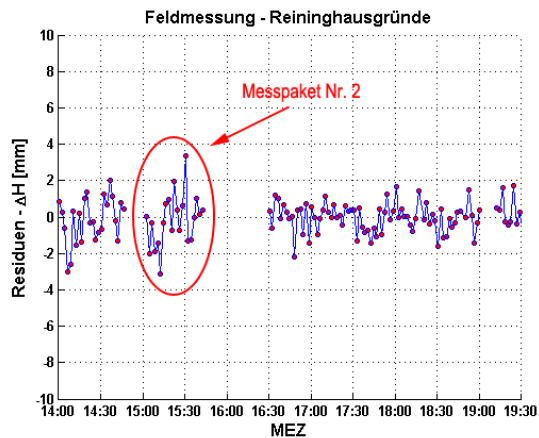


Abbildung 5-10, Residuen der refraktionsreduzierten Höhenunterschiede – Gelb = Halbsatz enthalten, inkl. Darstellung ausgewählter Messpakete

Die Varianzfortpflanzung von Gl. (2-8) ergibt mit der Präzision des TCA1800 für den gegenseitig-gleichzeitig beobachteten Höhenunterschied eine Präzision $\sigma(\Delta H)$ von ± 1.1 mm. Diese Standardabweichung wurde in weiterer Folge mit den empirischen Standardabweichungen $s(\Delta H_n)$ der einzelnen Messpakete des TCA1800 von 1 bis n für jede Feldmessung in einem statistischen Test verglichen (Brunner u. Wieser, Folie 2-28). Zur Berechnung der $s(\Delta H_n)$ wurde der MAD multipliziert mit dem Faktor 1.438 verwendet, um eine Verfälschung der STD durch mögliche Ausreißer zu vermeiden. Als Nullhypothese wird die Übereinstimmung der Varianzen $\sigma^2(\Delta H)$ und $s^2(\Delta H_n)$ angenommen. Für das Konfidenzintervall ist eine Sicherheitswahrscheinlichkeit von 95 % gewählt worden. Die Testgrößen und Konfidenzintervalle mussten aufgrund der unterschiedlichen Freiheitsgrade f von 1 bis 73 für jedes Messpaket einzeln berechnet werden (Tabelle 5-1 und Tabelle 5-2).

Tabelle 5-1, Testgrößen mit jeweiligem Freiheitsgrad und Konfidenzintervalle der Messpakete der Feldmessung - Reininghausgründe

Messpaket Nr.	Testgröße $X^2(f)$	$X^2_{0.025, f}$	$X^2_{0.975, f}$
Feldmessung - Reininghausgründe			
1	33.7 (23)	11.7	38.1
2	23.0 (20)	9.5	34.2
3	25.9 (73)	51.3	98.5
4	2.9 (9)	2.7	19.0

Tabelle 5-2, Testgrößen mit jeweiligem Freiheitsgrad und Konfidenzintervalle der Messpakete der Feldmessung – Schladminger Gletscher

Messpaket Nr.	Testgröße $X^2(f)$	$X^2_{0.025,f}$	$X^2_{0.975,f}$
Feldmessung – Schladminger Gletscher			
1	19.2 (31)	17.5	48.2
2	8.3 (16)	6.9	28.9
3	0.5 (1)	0.0	5.0
4	9.9 (21)	10.3	35.5
5	0.8 (2)	0.01	7.4
6	5.9 (5)	0.8	12.8
7	23.0 (8)	2.2	17.5

Für die rot gekennzeichneten Messpakete musste die Nullhypothese verworfen werden. Bei den grün gekennzeichneten Messpaketen konnte die Nullhypothese angenommen werden. Jedoch liegt die Testgröße auch in diesen Fällen meist in den Randbereichen des Konfidenzintervalles. Es wird deshalb vermutet, dass sich in den Daten noch systematische Resteffekte befinden. Diese Fehler in den Werten von ΔH ergeben sich durch unterschiedliche Refraktionseffekte an den Standpunkten und durch die Instabilität der Kippachshöhen der Tachymeter. Aufgrund der meist geringen Anzahl der Freiheitsgrade ist es schwierig eine Aussage über die statistische Verteilung der Daten der Messpakete zu treffen.

Durch Umformen von Gl. (5-5) und Gl. (5-6) konnten nun die refraktionsfreien Zenitwinkel ζ_A und ζ_B an den Stationen A bzw. B berechnet werden. Als $\Delta H_{AB/BA}$ wurde für jedes Messpaket der Median angenommen. Mit Gl. (5-8) wurden die Refraktionswinkel der Messpakete abgeleitet (Abbildung 5-11). Dabei muss der Einfluß der Erdkrümmung $\omega/2$ von den gemessenen Zenitwinkel Z_A und Z_B subtrahiert werden.

$$\delta_{A/B} = \xi_{A/B} - (Z_{A/B} - \omega/2) \quad [\text{rad}] \quad (5-8)$$

Mit den Refraktionswinkeln lassen sich nun auch die Refraktionskoeffizienten k_A und k_B an den Stationen A bzw. B mit Gl. 2-4 berechnen (Abbildung 5-11). In Tabelle 5-3 werden die gemessenen Minima, Maxima und Spannweiten der Refraktionskoeffizienten zusammengefasst.

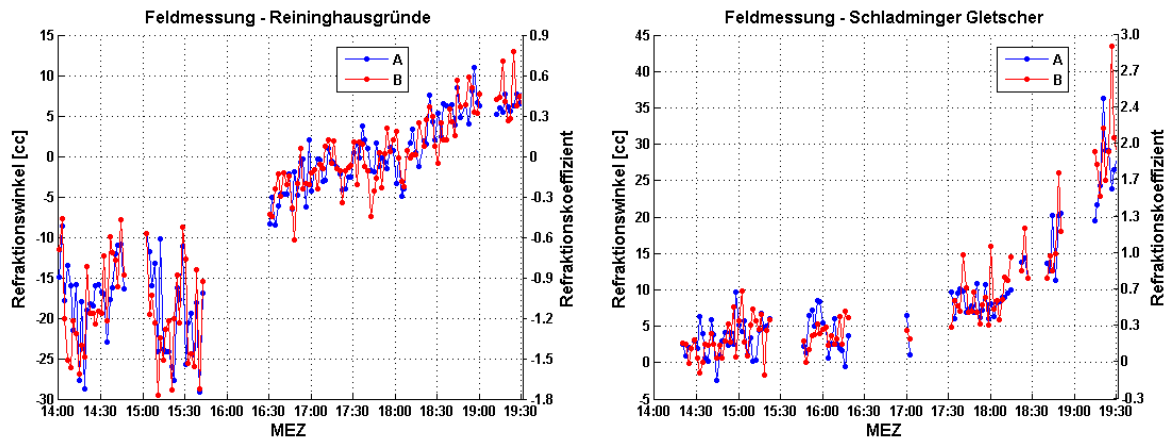


Abbildung 5-11, Messwerte der Refraktionswinkel und berechnete Refraktionskoeffizienten

Tabelle 5-3, Minima, Maxima und Spannweiten der Refraktionskoeffizienten

	Reininghausgründe		Schladminger Gletscher	
	k_A	k_B	k_A	k_B
Minimum	-1.78	-1.80	-0.17	-0.11
Maximum	0.67	0.79	2.45	2.93
Spannweite	2.45	2.59	2.62	3.05

Zur Korrektur der gemessenen Zenitwinkel oder Höhenunterschiede wird bei vielen Tachymeterherstellern (z.B. Leica) der Gauß'sche Refraktionskoeffizient mit 0.13 angenommen. Dieser Wert entspricht einem Refraktionswinkel von 2 cc. In Tabelle 5-3 ist ersichtlich, dass k am Standpunkt um bis zu 20-fach größer sein kann. Die Spannweiten der Refraktionskoeffizienten liegen bei den Feldmessungen zwischen 2 und 3. In Tabelle 5-4 sind die refraktionsbedingten Fehler in der trigonometrischen Höhenbestimmung, für eine in der Praxis gebräuchliche Entfernung von 100 m angeführt (Annahme: $Z \approx 100$ gon).

Tabelle 5-4, Minima, Maxima und Spannweiten der refraktionsbedingten Höhenfehler $\delta_{\Delta H}(A/B)$ für $S = 100$ m

	Reininghausgründe		Schladminger Gletscher	
	$\delta_{\Delta H}(A)$ [mm]	$\delta_{\Delta H}(B)$ [mm]	$\delta_{\Delta H}(A)$ [mm]	$\delta_{\Delta H}(B)$ [mm]
Minimum	-4.6	-4.6	-0.4	-0.3
Maximum	1.7	2.0	5.7	6.8
Spannweite	6.3	6.7	6.1	7.1

Die Spannweiten in Tabelle 5-4 zeigen, dass schon innerhalb von 5 Stunden, abhängig vom Messzeitpunkt, der Fehler in der Höhenbestimmung um bis zu 7 mm variieren kann. Damit die Fehler von ΔH auf einer Entfernung von 100 m unter ± 1 mm bleiben, sollten die Refraktionswinkel unter ± 6 cc betragen. Bei den Feldmessungen über dem Maisacker auf den Reininghausgründen wäre dies für den Zeitraum zwischen 16:45 und 18:45 gültig. Für die Messung über einer kalten Oberfläche wie am Schladminger Gletscher wäre die optimale Zeitspanne zwischen 14:15 und 17:30. Man sieht also, dass die Messzeiten zu denen geringe Refraktionseffekte zu erwarten sind, stark von der Art der Unterlage am Messgebiet abhängig sind.

Bei den Feldexperimenten wurden bei jeder Satzmessung die Bewölkungsverhältnisse an den Standpunkten A und B protokolliert. Dabei wurde lediglich zwischen zwei Zuständen unterschieden:

- Die Totalstation ist der direkten Sonneneinstrahlung ausgesetzt.
- Die Totalstation befindet sich durch Wolkenbildung im Schatten.

Bei unterschiedlichen Bewölkungsverhältnissen sollte sich die Differenz zwischen den Refraktionswerten δ_A und δ_B deutlich vergrößern, da sich der Untergrund und die darüberliegenden Luftschichten an den Standpunkten unterschiedlich erwärmen und somit verschiedene vertikale Temperaturgradienten entstehen. In Abbildung 5-12 sind die Differenzen der Refraktionswinkel und die Bewölkungsverhältnisse während den Satzmessungen dargestellt. Bei den Feldmessungen auf den Reininghausgründen war es durchgehend bewölkt. Bei der Feldmessung-Schladminger Gletscher ist zu erkennen, dass trotz unterschiedlicher Sonneneinstrahlung, die Differenzen meist klein bleiben. Bei einigen Messungen ist auch eine Vergrößerung der Differenz zu erkennen, obwohl die Verhältnisse an den Stationen ident waren. Das zufällige Verhalten ist darauf zurückzuführen, dass die Differenzen der Refraktionswinkel hauptsächlich im Bereich der dreifachen Standardabweichung der Winkelmessung des TCA1800 von 9 cc liegen. Die Differenzen sind somit nicht auf die unterschiedlichen atmosphärischen Bedingungen an den Standpunkten, sondern lediglich auf das Messrauschen zurückzuführen. Bei der Feldmessung-Reininghausgründe war es durchgehend bewölkt und die

Bedingungen an den Standpunkten stets ident. Die Differenzen werden hier ebenso hauptsächlich durch das Messrauschen verursacht.

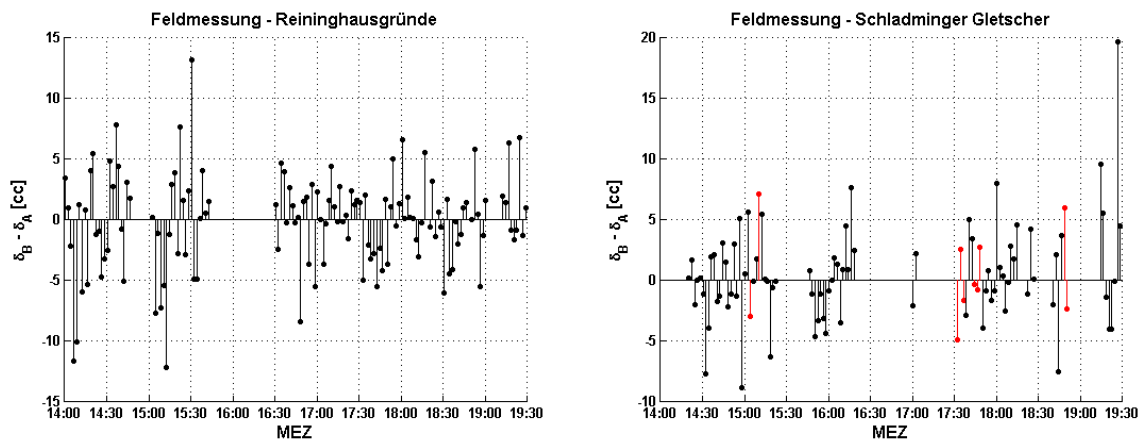


Abbildung 5-12, Differenz der Refraktionswinkel der Stationen A und B: Schwarz = idente Bewölkungsverhältnisse / Rot = Unterschiedliche Bewölkungsverhältnisse

Die von F. K. Brunner in den 80er-Jahren gemessenen Werte der totalen Refraktion τ über einer Grasebene in Australien zeigen eine starke Abhängigkeit von den Bewölkungsverhältnissen entlang der Messstrecke (Brunner, 1982). Die τ -Messungen am Schladminger Gletscher über der Eisfläche zeigen jedoch keine signifikante Veränderung bei einem Wechsel zwischen Sonne und Schatten (Abbildung 5-13). Die τ -Messungen auf den Reininghausgründen konnten auf diesen Effekt nicht untersucht werden, da es entlang der Messstrecke durchgehend und gleichmäßig bewölkt war.

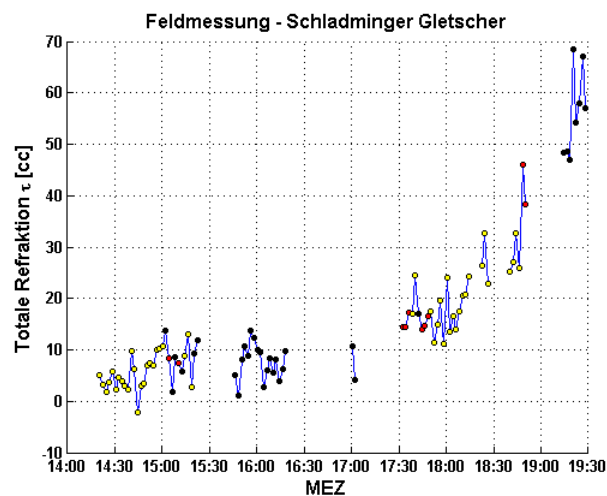


Abbildung 5-13, Totale Refraktion mit Bewölkungsverhältnissen für beide Stationen A und B während der Messung: Gelb = direkte Sonneneinstrahlung / Schwarz = Schatten / Rot = ungleiche Verhältnisse

Der In- und Output der Matlab-Routine *main_TCA1800.m* wird in folgender Aufstellung zusammengefasst:

Input *main_TCA1800.m*

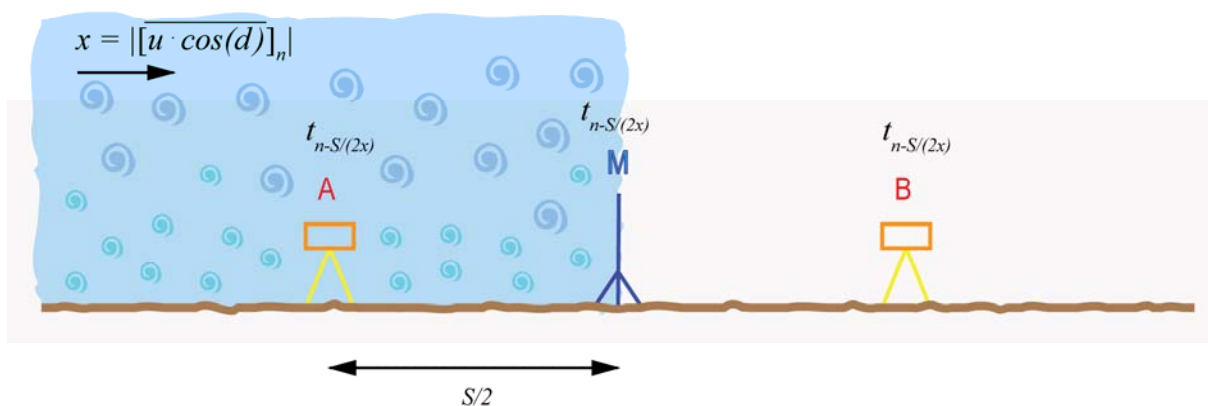
- Ausgabeparameter der Funktion *LoadTCA1800.m*
- Textdateien mit Informationen über Bewölkungsverhältnisse

Output *main_TCA1800.m*

- Totale Refraktion τ [cc]
- Mittlere Messzeitpunkte der Satzmessungen

5.5 BERECHNUNG DES FÜHLBAREN WÄRMESTROMES UND GEGENÜBERSTELLUNG DER MESSMETHODEN

Die Berechnung des fühlbaren Wärmestromes und die Vergleiche zwischen der Zenitwinkelmessung, der USA-1-Messung und der Messung der Thermoelemente werden mit der Matlab-Routine *main.m* durchgeführt. Die Ausgabedaten der in 5.2 bis 5.4 beschriebenen Routinen *main_TC*, *main_USA* und *main_TCA1800* werden in *main.m* eingelesen. Um die Messverfahren vergleichen zu können und für die Berechnung des fühlbaren Wärmestromes aus der Zenitwinkelmessung, werden die punktuellen Messungen der HM30, des USA-1 und der Thermoelemente in der Mitte der Messstrecke, den Linienmittelwerten der Winkelmessungen zeitlich zugeordnet. Da sich die Luftwirbel mit der mittleren horizontalen Strömung bewegen (siehe 2.2.2 für „eingefrorene Turbulenz“), können einer gegenseitig-gleichzeitigen Zenitwinkelmessung zum Zeitpunkt t_n die Messungen der meteorologischen Instrumente anhand der mittleren Komponente der horizontalen Windgeschwindigkeit $\left(\overline{u \cdot \cos(d)}\right)_n$ in Richtung der Messstrecke zum Zeitpunkt t_n und der Länge der Messstrecke S zugewiesen werden. Wobei u [m/s] für die horizontale Windgeschwindigkeit aus der Windrichtung d [°] steht. Dabei entsprechen die Mittelwerte der punktuellen Messungen $t_n - S / \left(2 \cdot \left|\left(\overline{u \cdot \cos(d)}\right)_n\right|\right)$ bis $t_n + S / \left(2 \cdot \left|\left(\overline{u \cdot \cos(d)}\right)_n\right|\right)$ unter den zuvor getroffenen Annahmen einer Messung des Linienmittelwertes zum Zeitpunkt t_n (Abbildung 5-14). Da $\left(\overline{u \cdot \cos(d)}\right)_n$ richtungsabhängig ist und somit auch negativ sein kann, muss für die Berechnung der Start- und Endzeitpunkte der Mittelungsintervalle der Betrag von $\left(\overline{u \cdot \cos(d)}\right)_n$ genommen werden.



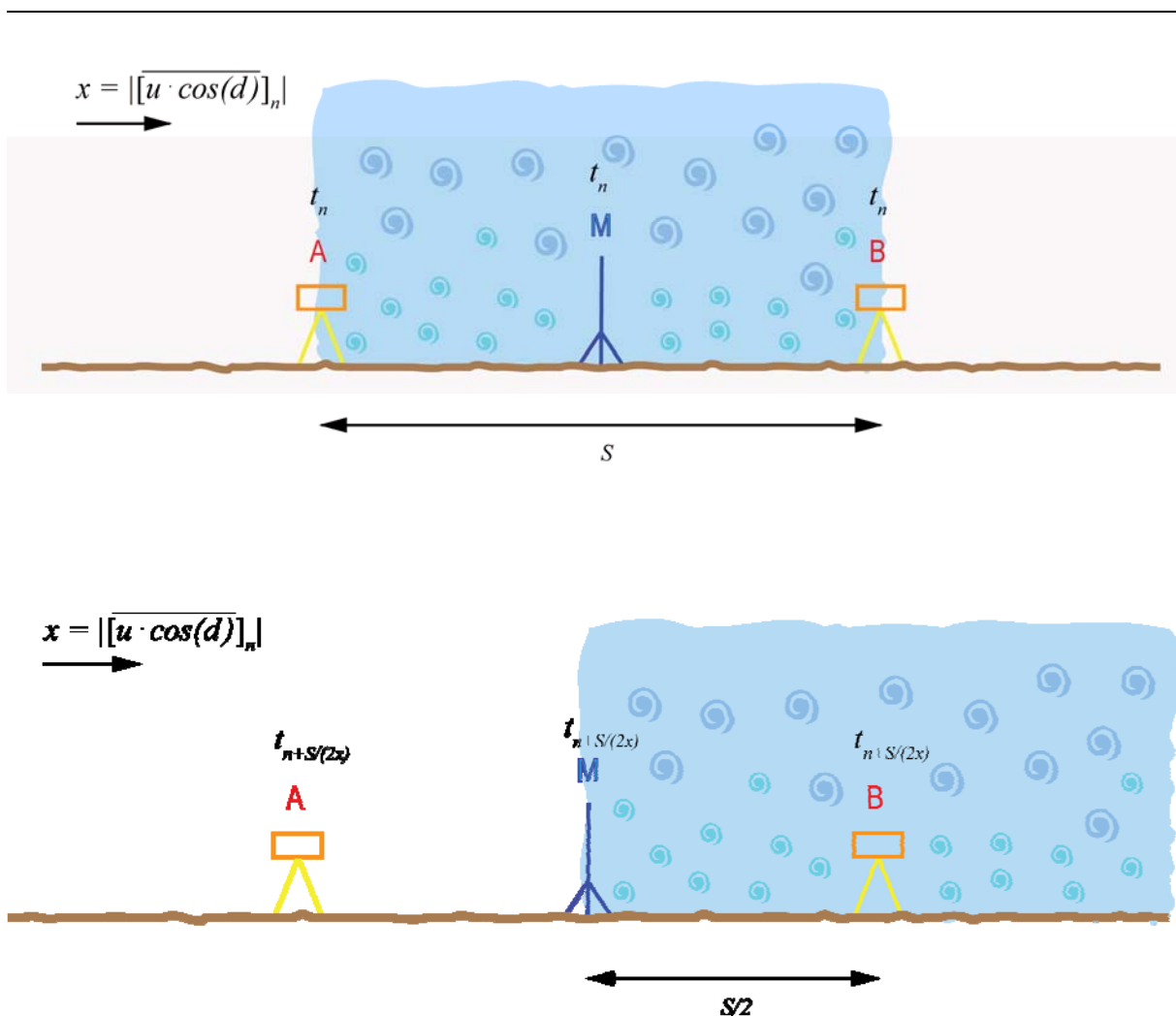


Abbildung 5-14, Zuordnung der meteorologischen Messungen (punktuell) zu den Zenitwinkelmessungen (Linienmittelwerte) durch Phänomene der „eingefrorenen Turbulenz“

Die Größe des Mittelungsintervall M_n für den Mittelwert $(\overline{u \cdot \cos(d)})_n$ wurde iterativ aus der Windgeschwindigkeits- und der Windrichtungsmessung des USA-1 abgeleitet. Als Startwert für M_n wird der gesamte Messzeitraum (Reininghausgründe: 10:07-19:46, Schladminger Gletscher: 12:50-19:43) gewählt und $(\overline{u \cdot \cos(d)})_n$ erstmals berechnet. Mit $(\overline{u \cdot \cos(d)})_n$ kann nun ein neuer Mittelungszeitraum für den nächsten Iterationsschritt berechnet werden. Die Iteration wird gestoppt wenn die Änderung von M_n unter einer Sekunde liegt oder wenn die Werte von M_n nicht mehr konvergieren. Bei den Feldexperimenten lag die Windrichtung in einigen Fällen exakt quer zur Messstrecke. Aufgrund der Kosinusbeziehung würden sich für diese Zeitpunkte sehr große Mittelungszeiträume ergeben. Deshalb wurde das maximale Mittelungsintervall mit einer Stunde festgesetzt. Dieser Wert wird auch in der Literatur als maximaler Mittelungszeitraum für Messungen nach der Eddy-Kovarianz-Methode

angegeben (Foken 2003, S. 116). In Abbildung 5-15 sind die berechneten Mittelungsintervalle zu den Zeitpunkten der TCA1800-Messungen angegeben.

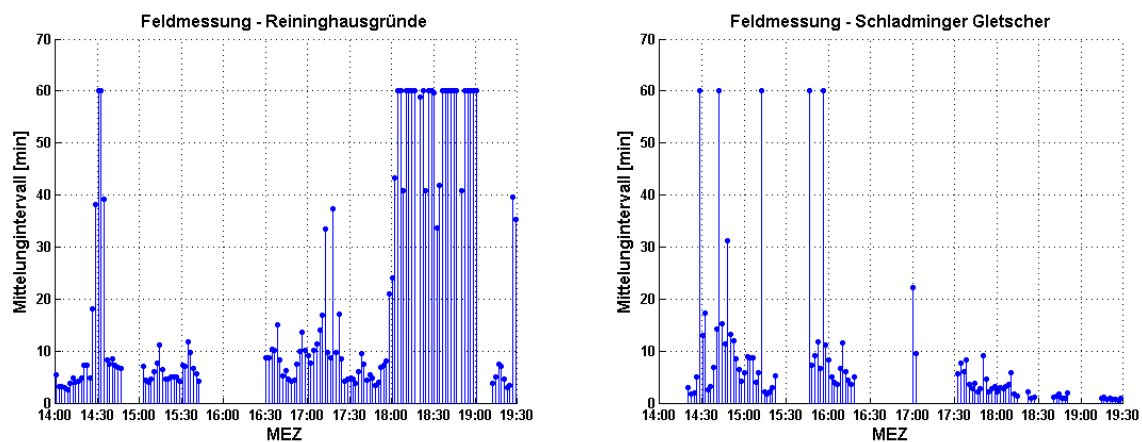


Abbildung 5-15, Berechnete Mittelungsintervalle zu den Zeitpunkten der TCA-Messungen

Die Messungen der totalen Refraktion τ waren nun mit den Messungen der Meteorologie verknüpft. Mit den Mittelwerten der HM30-Messungen (Temperatur, Luftdruck, Luftfeuchte) und dem Mittelwert der horizontalen Windgeschwindigkeit \bar{u}_a in der Höhe a gemessen mit dem USA-1, konnte der Linienmittelwert des potentiellen Temperaturgradienten \bar{G}_b nach Gl. (2-24) und der Linienmittelwert des fühlbaren Wärmestromes H nach Gl. (2-27) bis Gl. (2-36) aus der Zenitwinkelmessung berechnet werden. In Tabelle 5-5 sind die dafür verwendeten Parameter aufgelistet.

Tabelle 5-5, Werte der verwendeten Parameter zur Berechnung des fühlbaren Wärmestromes H aus der Zenitwinkelmessung

	Reininghausgründe	Schladminger Gletscher
Messhöhe der mittleren Windgeschwindigkeit \bar{u}_a	1.43 [m]	1.23 [m]
Rauigkeitshöhe z_0	0.05 [m] (Foken 2003, S. 66)	0.002 [m] (Foken 2003, S. 66)
Verschiebungshöhe d	0.12 [m]	0 [m]
Mittlere Höhe der Visurlinie \bar{h}	1.21 [m]	0.9 [m]
Bowen-Verhältnis Bo	0.6 (Brunner, 1982)	0.6 (Brunner, 1982)
Streckenlänge S	328.5 [m]	296.5 [m]
von-Kármán-Konstante κ	0.4 (Brunner, 1982)	0.4 (Brunner, 1982)
Mittlere Erdbeschleunigung g	9.81 [m/s]	9.81 [m/s]

Als Intervallgröße für die mittlere Windgeschwindigkeit \bar{u}_a zum Zeitpunkt t_n wurde ebenfalls M_n aus der oben beschriebenen Iteration verwendet. Wenn man die Windgeschwindigkeiten ohne Berücksichtigung der Windrichtung mittelt, erhält man

einen zu hohen Wert für \bar{u}_a , da entgegengesetzte Strömungen nicht eliminiert werden. Um den Einfluß der Windrichtung in die Berechnung einfließen zu lassen, wurde für jede mit dem USA-1 gemessene Windgeschwindigkeit, die Komponente in Längs- und Querrichtung zur Messstrecke gerechnet. Diese Komponenten wurden separat mit der entsprechenden Intervallgröße M_n für jeden Zeitpunkt t_n gemittelt. Anschließend konnten mit den gemittelten Werten, die tatsächlichen Mittel der Windgeschwindigkeit (Pythagoras-Satz) und der Windrichtung (Arkustangens) berechnet werden. Dieses Mittelungsverfahren wird am National Data Buoy Center (NDBC), einer Organisation der National Oceanic and Atmospheric Administration's (NOAA), verwendet (<http://www.ndbc.noaa.gov/wndav.shtml>).

Der Linienmittelwert des potentiellen Temperaturgradienten \bar{G}_b [K/m] kann nun mit den punktuell gemessenen Temperaturgradienten der Thermolemente $\delta T / \partial z_{\bar{h}}$ [K/m] in der mittleren Höhe \bar{h} [m] des Visurstrahles über Grund verglichen werden (Abbildung 5-16). Dabei steht $\delta T / \partial z(\bar{h})$ für den zeitlichen Mittelwert einer Gradientenmessung. Das Mittelungsintervall wurde ebenso mit $(\overline{u \cdot \cos(d)})_n$ und der Messstrecke S , nach dem Prinzip der „eingefrorenen Turbulenz“ bestimmt.

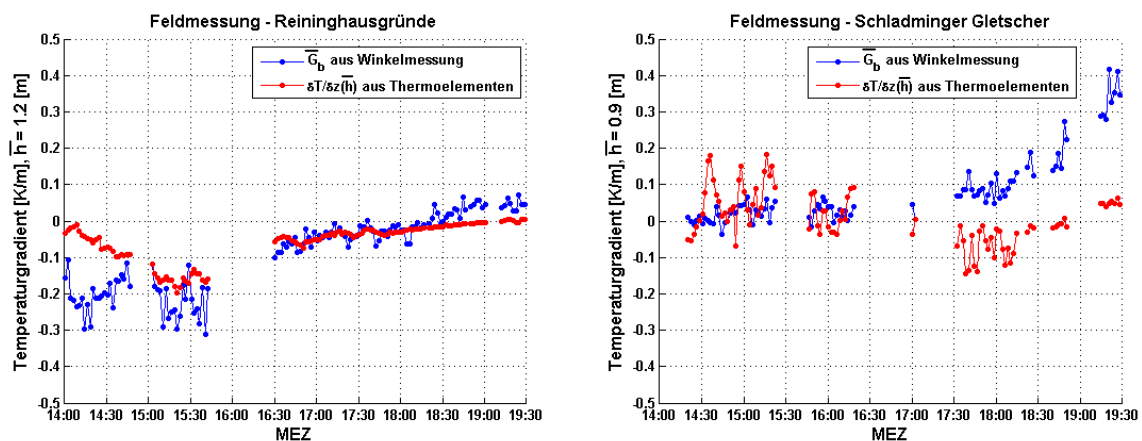


Abbildung 5-16, Gegenüberstellung von $\delta T / \partial z(\bar{h})$ gemessen mit den Thermolementen und \bar{G}_b gemessen mit den Tachymetern

Die dreifache Standardabweichung von $\delta T / \partial z(\bar{h})$ liegt bei ± 0.09 K/m, jene von \bar{G}_b bei ± 0.07 K/m. Fluktuationen die sich innerhalb dieser Schranken befinden, sind durch das Messrauschen erklärbar. Die Diskrepanzen der Messergebnisse von den Feldexperimenten auf den Reininghausgründen (Abbildung 5-16 - links) könnte man

auf eine zu groß angenommene Höhe des Visurstrahles zurückführen. Wenn man die mittlere Höhe \bar{h} für die Interpolation der $\delta T/\delta z$ beispielsweise mit 0.6 m ansetzt, passen die Messungen besser zusammen (Abbildung 5-17). Der Wert von 0.6 m wurde willkürlich gewählt. Damit soll lediglich gezeigt werden wie stark die Ergebnisse der Interpolation der Messungen mit den Thermoelementen von der gewählten Interpolationshöhe abhängig sind.

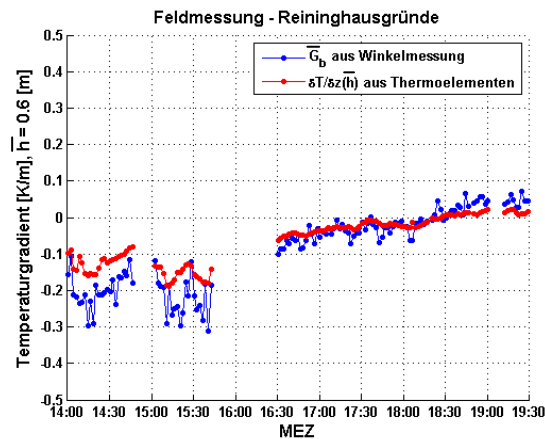


Abbildung 5-17, Gegenüberstellung von $\delta T / \delta z(\bar{h})$ gemessen mit den Thermoelementen und \bar{G}_b gemessen mit den Tachymetern bei der Feldmessung-Reininghausgründe mit $\bar{h} = 0.6$ m

Bei den Messungen auf den Reininghausgründen wechselt der Wind entlang der Messstrecke (Abbildung 5-18-rechts) um 14:30 seine Richtung. In Abbildung 5-18-rechts steht ein positives Vorzeichen für eine Strömung von A nach B und ein negatives Vorzeichen für eine Strömung von B nach A. Dieser Vorgang ist auch in Abbildung 5-18-links zu erkennen. Die Windrichtung änderte sich kurz vor 14:30 im Mittel um etwa 30°. Bis zu diesem Zeitpunkt sind die Differenzen zwischen $\delta T / \partial z(\bar{h})$ und \bar{G}_b in Abbildung 5-16–links am größten. Danach bleibt die Windrichtung im Mittel bei 80 [°]. Das bedeutet die Luft wurde aus Norden angeströmt, da die Nullrichtung der Windrichtungsmessung auf die Station A (West) orientiert wurde. Beim Aufbau der meteorologischen Instrumente wurde leider auf die Ausrichtung des Temperaturmastes nicht geachtet. Der Mast war unglücklicherweise so orientiert, dass die Styroporbox mit dem Datalogger IDL 100 gegen die Windrichtung zeigte (siehe Abbildung 4-9). Der Abweichungen in Abbildung 5-16–links zwischen $\delta T / \partial z(\bar{h})$ und \bar{G}_b im Zeitraum von 15:00 bis 19:30 könnten somit durch eine Störung des natürlichen Windfeldes aufgrund der Styroporbox hervorgerufen sein. Die Daten

in Abbildung 5-18 und Abbildung 5-19 sind, um den mittleren Verlauf der Messungen besser erkennen zu können, mit einem gleitendem Mittelwert mit einer Spanne von 1 min versehen. Für die Berechnungen wurden stets die Rohdaten verwendet. Für die Darstellung der Windrichtungen wurde das gleitende Mittel für die Längs- und Querkomponenten berechnet. Aus den Ergebnissen ist der gleitende Mittelwert der absoluten Windrichtung abgeleitet worden.

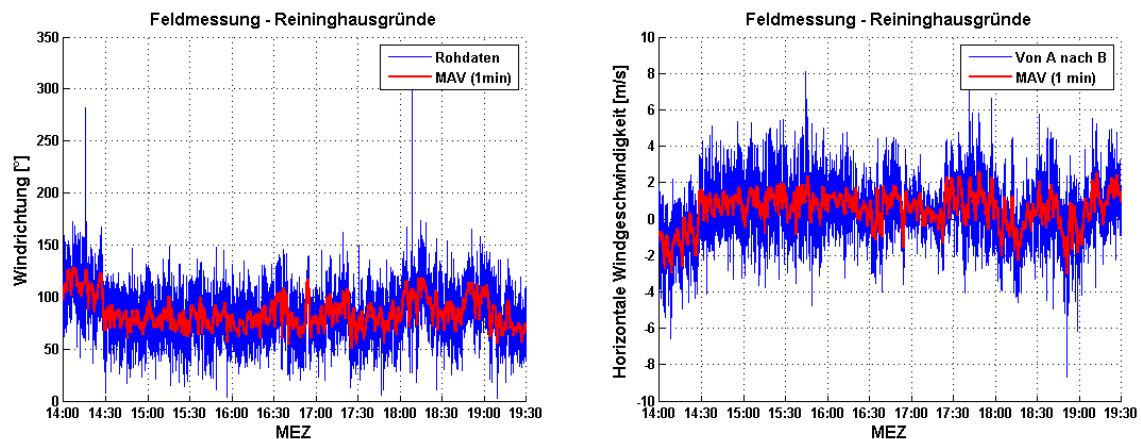


Abbildung 5-18, Windrichtung und Windgeschwindigkeit entlang der Messstrecke bei der Feldmessung auf den Reininghausgründen – Rohdaten und Gleitender Mittelwert (1 min)

Die starken Fluktuationen der $\delta T/\delta z$ bei den Messungen am Schladminger Gletscher zwischen 14:15 und 16:15 (siehe Abbildung 5-16-rechts) könnten ebenso aus der Störung des Windfeldes, aufgrund der Styroporbox am Temperaturmast resultieren. Die Windrichtung unterliegt in diesem Zeitraum starken Schwankungen zwischen 0° und 360° (siehe Abbildung 5-19-links). Die Nullrichtung der Windrichtungsmessung wurde hier auf die Station B (Ost) ausgerichtet. Eine Beeinflussung durch die Laptop-Station im Osten des Temperaturmastes (siehe Abbildung 4-13) könnte ebenfalls ein Grund für die Abweichungen zwischen 14:30 und 17:00 sein. Von 17:00 bis 19:30 ist in beiden Messungen ein ähnlicher positiver Trend zu bemerken. Die Messwerte der Thermolemente sind jedoch um 0.1-0.3 K/m niedriger als die Gradienten der Winkelmessung. In Abbildung 5-19-rechts ist zu erkennen, dass die mittlere Windgeschwindigkeit entlang der Messstrecke in diesem Zeitraum von ca. 0 m/s auf über 5 m/s kontinuierlich stieg. Die Luft wurde konstant aus Westen (180°) angeströmt. Eine Beeinflussung durch die Laptopstation kann in diesem Zeitraum somit ausgeschlossen werden. Eine Erklärung für den Offset konnte jedoch nicht abgeleitet werden.

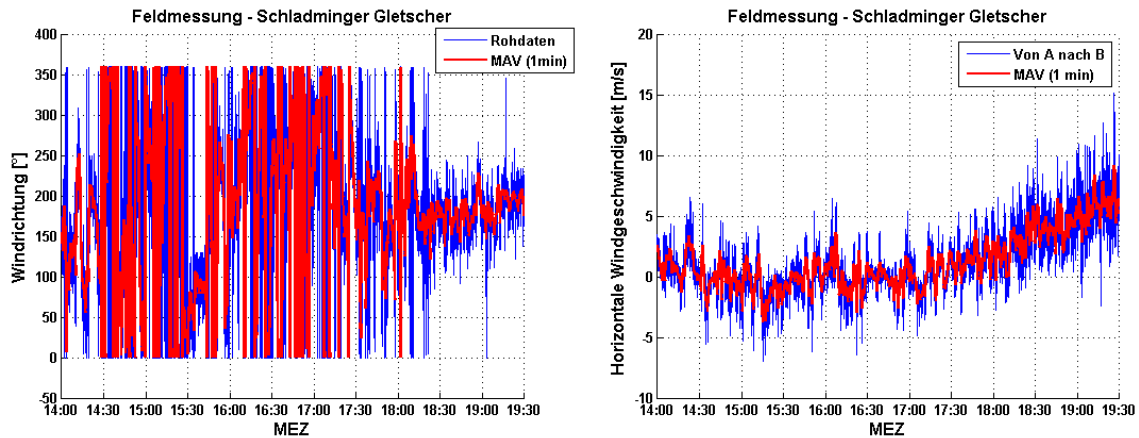


Abbildung 5-19, Windrichtung und Windgeschwindigkeit entlang der Messstrecke bei der Feldmessung am Schladminger Gletscher – Rohdaten und Gleitender Mittelwert (1 min)

Für die Messdaten der Zeitintervalle $t_n - S / \left(2 \cdot \left| \overline{(u \cdot \cos(d))}_n \right| \right)$ bis $t_n + S / \left(2 \cdot \left| \overline{(u \cdot \cos(d))}_n \right| \right)$ des USA-1 wurde der fühlbare Wärmestrom H_{USA-1} nach der Eddy-Kovarianz-Methode berechnet. Der Energiefluss H_{USA-1} kann nicht direkt nach den Gleichungen in Abschnitt 2.2.3 berechnet werden, da hier gerätespezifische Einflüsse nicht beachtet werden. Deshalb wurde für beide Feldexperimente, eine von der Firma Metek zur Verfügung gestellte Formelzusammenstellung (Metek, 2005), verwendet. Die dort angeführten Gleichungen sind teilweise entnommen aus Foken 2003, S. 108. Der fühlbare Wärmestrom H_{USA-1} wurde nach Gl. (5-9) bestimmt (Metek, 2005):

$$H_{USA-1} = \rho \cdot c_p \cdot \frac{\overline{w'T_s'} + \frac{3}{2} \cdot \frac{\overline{u'w' \cdot T \cdot u}}{\overline{c}^2}}{\left(1 + \frac{0.51 \cdot \overline{T} \cdot c_p}{\lambda \cdot Bo} \right)} \quad [\text{W/m}^2] \quad (5-9)$$

Die spezifische Luftdichte ρ [kg/m^3] ist druck- und temperaturabhängig (Gl. (5-10)).

$$\rho = \frac{p \cdot 100}{287.0586 \cdot T} \quad [\text{W/m}^2] \quad (5-10)$$

wobei p [mbar] der Luftdruck und T [K] die Lufttemperatur sind (Foken 2003, S. 38). Die spezifische Wärme von Luft c_p [J/kgK] bei konstantem Druck (siehe Gl. (5-11)) ist feuchteabhängig (Foken 2003, S. 237).

$$c_p = 1004.67 \cdot (1 + 0.84 \cdot q) \quad [\text{J/kgK}] \quad (5-11)$$

wobei q [kg/kg] für die spezifische Luftfeuchte steht, die aus den Messungen der relativen Luftfeuchte der HM30 berechnet werden konnte.

Mit dem USA-1 kann nicht die wahre Lufttemperatur T , sondern lediglich die Schalltemperatur T_S gemessen werden. Diese ist nahezu identisch mit der virtuellen Temperatur T_V (siehe 3.1.3). Der mit den Fluktuationen der Schalltemperatur bestimmte Fluss wird Auftriebsstrom genannt und ist 10-20% größer als der fühlbare Wärmestrom (Foken 2003, S. 105). Die Umrechnung der virtuellen Temperatur in die wahre Lufttemperatur verlangt jedoch eine hochfrequente (> 10 Hz) Bestimmung der Luftfeuchte. Da für diesen Zweck kein adäquates Messinstrument zur Verfügung stand, musste auf diese Korrektur verzichtet werden. Eine weitere Fehlerkomponente bei Ultraschallanemometern ist der sogenannte Querwindeinfluss. Durch die Windkomponente quer zu den Messstrecken des USA-1 werden die Laufzeiten der ausgesendeten Schallwelle verlängert. Da die Messungen des USA-1 auf einem Laufzeitverfahren (siehe 3.1.3) basieren, verursacht diese Verzögerung einen künstlichen Beitrag in der Bestimmung des fühlbaren Wärmestromes. Dieser Beitrag macht sich erst ab Windgeschwindigkeiten von 5 m/s bemerkbar und kann bei höheren Windgeschwindigkeiten, H um bis zu 20 W/m^2 erhöhen (Metek, 2010). Der Korrekturterm für den Querwindeinfluss ist in Gl. (5-9) enthalten (Metek, 2005). Die mittlere Schallgeschwindigkeit \bar{c} m/s des USA-1 in Gl. (5-9) berechnet sich nach Gl. (5-12) (Metek, 2005).

$$\bar{c} = \sqrt{1.4 \cdot 287.0586 \cdot \bar{T} \cdot (1 + 0.51 \cdot q)} \quad [\text{m/s}] \quad (5-12)$$

Die Verdampfungswärme λ [J/kg] von Wasser ergibt sich aus Gl. 5-13 (Metek, 2005).

$$\lambda = (2.500827 - 0.002360 \cdot t) \cdot 10^6 \quad [\text{J/kg}] \quad (5-13)$$

wobei die Temperatur t in Grad Celsius eingesetzt werden muss. Das Bowen-Verhältnis B_o wurde für alle Berechnungen mit 0.6 angesetzt.

In der Formelzusammenstellung der Firma Metek (Metek, 2005) wird ein Qualitätskriterium (Gl. (5-14)) angegeben. Dieses wurde in der Auswertung

berücksichtigt. Die Werte für den fühlbaren Wärmestrom sollen verworfen werden, wenn gilt:

$$-0.001 < \overline{z'T_s'} < 0.002 \quad [\text{mK/s}] \quad (5-14)$$

und für die Schubspannung

$$u_* < 0.07 \quad [\text{m/s}] \quad (5-15)$$

Da mit den Messungen des USA-1 die Schubspannung nicht bestimmt werden konnte, wurde u_* der Iteration in 2.2.5 entnommen.

Die Mittelungsintervalle des USA-1 für die Bestimmung von H_{USA-1} wurden mit den Messzeiten der Linienmittelwerte H der Zenitwinkelmessung über die „eingefrorene Turbulenz“ miteinander in Beziehung gebracht und konnten nun verglichen werden (Abbildung 5-20).

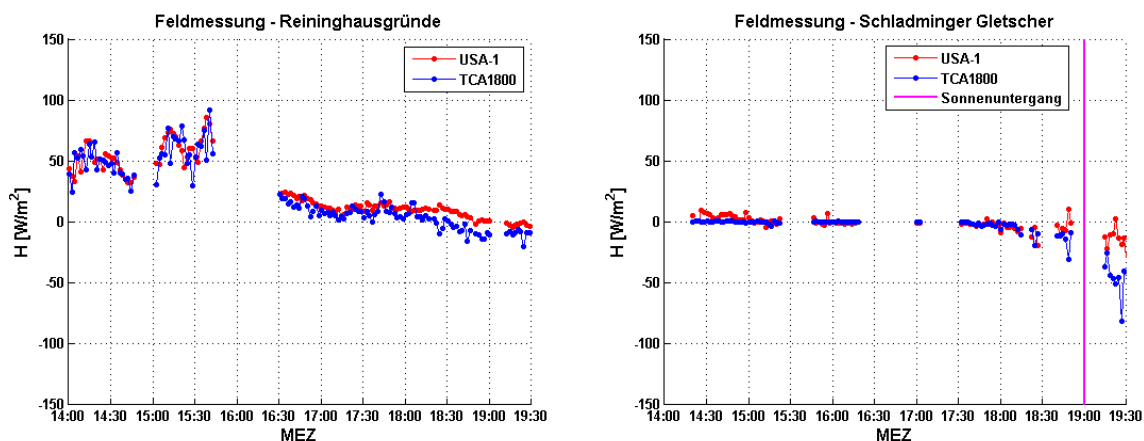


Abbildung 5-20, Gegenüberstellung des fühlbaren Wärmestromes H aus der Zenitwinkelmessung und H_{USA-1} aus den Messungen des USA-1

Die dreifachen Standardabweichungen der Messmethoden liegen bei $\pm 18 \text{ W/m}^2$ für die Winkelmessung und bei $\pm 11 \text{ W/m}^2$ für die Messung mit dem USA-1. Bei den Messungen auf den Reininghausgründen, Abbildung 5-20-links, ist zwischen 14:00 und 17:30 eine Übereinstimmung der Messwerte zu erkennen. Ab 17:30 driften die Messwerte von H und H_{USA-1} auseinander. Der Grund dafür liegt in der, mit 0.05 m zu hoch gewählten, Rauigkeitshöhe z_0 . Mit einem z_0 von 0.03 m konnte eine bessere Übereinstimmung erreicht werden (siehe Abbildung 5-24). Die Messungen des USA-1 nach der Eddy-Kovarianz-Methode sind aus den Fluktuationen der Lufttemperatur

und des Vertikalwindes abgeleitet. Die Standardabweichung der beiden Größen ist ein Maß für die Stärke dieser Fluktuationen und der Turbulenz. Als Zeitintervall zur Bestimmung der STD wurde das durchschnittliche Mittelungsintervall der H_{USA-1} der jeweiligen Feldmessung verwendet. Für die Messkampagne Reininghausgründe ergibt das ein Mittelungsintervall von 10 min und 4 min für die Feldmessung-Schladminger Gletscher. In Abbildung 5-21-links ist zu erkennen, dass die Standardabweichung der Schalltemperatur des USA-1 ab 15:45 abnimmt. Die STD der vertikalen Windgeschwindigkeit unterliegt, bis auf eine Abnahme der Werte zwischen 16:45 und 17:30, weniger starken Schwankungen (Abbildung 5-21-rechts). Der Zeitraum von 17:30 bis 19:30 ist somit durch eine wesentlich geringere Turbulenz als am Beginn der Messungen geprägt. Die Messwerte H_{USA-1} werden deshalb in diesem Zeitraum als unzuverlässig angenommen.

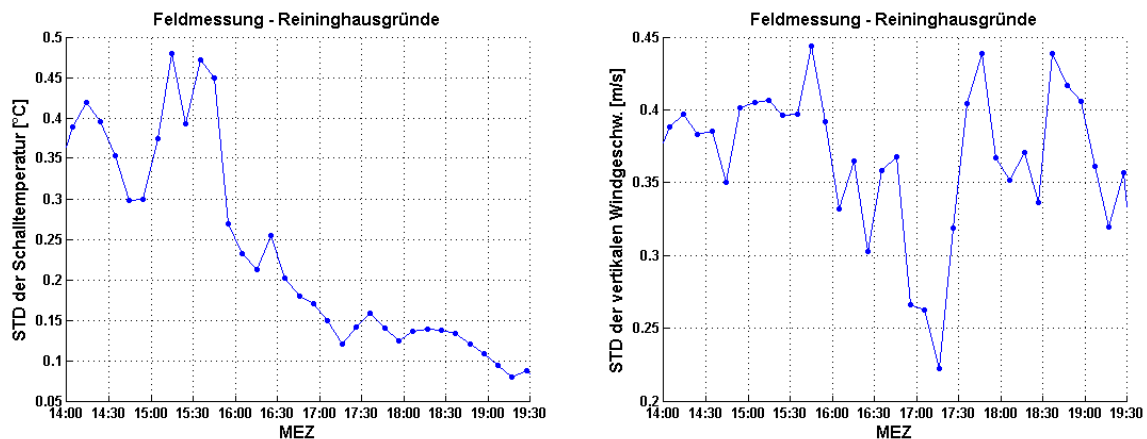


Abbildung 5-21, Standardabweichungen der Schalltemperatur und der vertikalen Windgeschwindigkeit auf den Reininghausgründen gemessen mit dem USA-1, Mittelungszeitraum: 2 min

Zwischen 18:00 und 18:30 ist eine Vorzeichenumkehr des fühlbaren Wärmestromes ins Negative zu bemerken. Der Austauschstrom ist ab diesem Zeitpunkt abwärts gerichtet. Dies war nach dem in der Literatur angegebenen schematischen Tagesgang der Austauschströme in Abbildung 2-6 zu erwarten (Foken 2003, S. 10). Der Sonnenuntergang wurde erst nach der Messzeit um 20:30 verzeichnet und steht somit bei diesen Messungen mit der Vorzeichenumkehr von H nicht in Zusammenhang.

Bei den Messungen am Schladminger Gletscher (Abbildung 5-20-rechts) ist ebenfalls ab 18:30 eine Vorzeichenumkehr zu erkennen. Bis zu diesem Zeitpunkt wurde kein Energieaustausch zwischen der Schneeoberfläche und der darüberliegenden

Luftschicht gemessen. Innerhalb dieses Zeitraumes streuen die H -Werte beider Messmethoden um 0. In der Mikrometeorologie wird dieser Zustand als neutrale Schichtung bezeichnet. Nach 18:30 verzeichnen die Messungen der Winkelmethode eine wesentlich stärkere negative Drift. Der Sonnenuntergang fand um 19:00 statt und könnte diesen Vorgang verstärkt haben. Nun sollte auch hier geklärt werden, ob die Turbulenz abgenommen hat. Im Gegensatz zu den Messungen auf den Reininghausgründen ist jedoch ab 17:30 trotz neutraler Bedingungen eine Erhöhung der Standardabweichung der Schalltemperatur zu erkennen (Abbildung 5-22-links). Die STD der vertikalen Windgeschwindigkeit steigt hingegen nur geringfügig an (Abbildung 5-22-rechts). Der Grund dafür scheint in der Erhöhung der horizontalen Windgeschwindigkeit entlang der Messstrecke zu liegen. Diese hat ab 17:30 bis zum Ende der Messungen von 0 m/s auf über 5 m/s zugenommen (Abbildung 5-19-rechts).

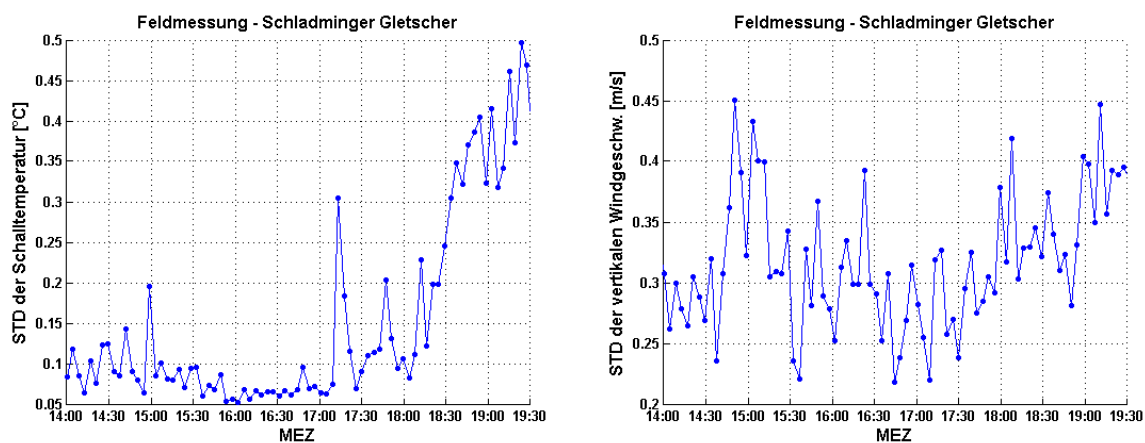


Abbildung 5-22, Standardabweichungen der Schalltemperatur und der vertikalen Windgeschwindigkeit am Schladminger Gletscher gemessen mit dem USA-1, Mittelungszeitraum: 4 min

Um die beiden Messmethoden des fühlbaren Wärmestromes besser miteinander vergleichen zu können, wurden die Messwerte in Abbildung 5-23 gegeneinander aufgetragen. In Abbildung 5-23-links ist eine Regressionsgerade geschätzt worden. Dafür wurde die vom IGMS zur Verfügung gestellte Matlab-Routine *genlinreg.m* verwendet (Wieser, 2001). Diese Routine verwendet ein Ausgleichsverfahren zur Bestimmung der Regressionskoeffizienten, in dem die Standardabweichungen beider Messgrößen einfließen. Für die Feldmessungen am Schladminger Gletscher wurde aufgrund der unregelmäßigen Verteilung der Datenpunkte (Abbildung 5-23-rechts) auf die Berechnung der linearen Regression verzichtet.

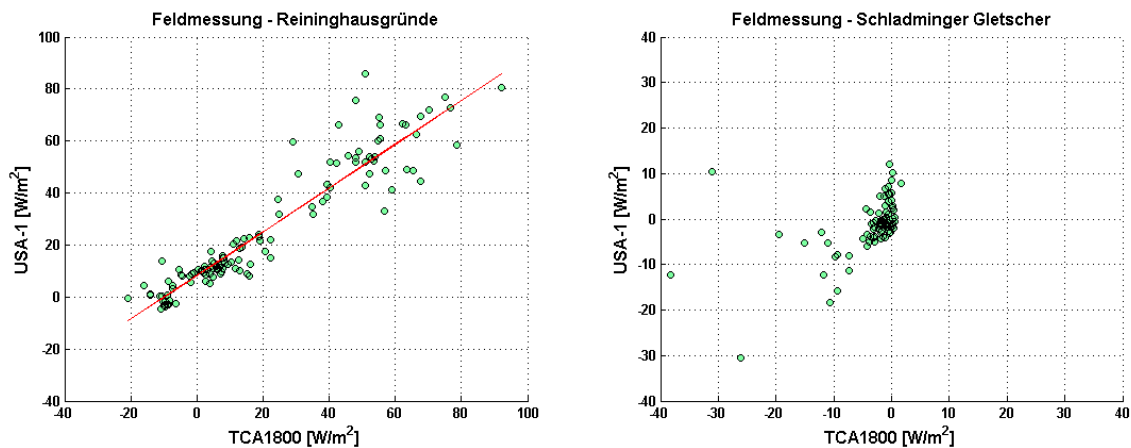


Abbildung 5-23, Gegenüberstellung der Messwerte des Fühlbaren Wärmestromes der Tachymetermessungen (TCA1800) und der Messungen des USA-1

Bei der Feldmessung-Reininghausgründe ist ein Zusammenhang zwischen den Messmethoden zu erkennen. Die Steigung der Regressionsgeraden von 0.87 (± 0.02) zeigt, dass die H_{USA-1} – Werte vom Verlauf her gut zu den Werten von H passen. Der Grund dafür könnte eine zu hoch gewählte Rauigkeitshöhe z_0 sein. Diese wurde lediglich aus der Literatur entnommen (Foken 2003, S. 66). Bei einer Rauigkeitshöhe von 0.03 m wäre die Steigung 1 (± 0.03). Die berechneten Koeffizienten der Regressionsgeraden ($y = c_0 + c_1 \cdot x$) und deren Genauigkeit sind in Tabelle 5-6 zusammengefasst.

Tabelle 5-6, Koeffizienten der Regressionsgeraden bei unterschiedlicher Rauigkeitshöhe z_0

Koeffizienten	$z_0 = 0.05$ m	$z_0 = 0.03$ m
c_0 (STD)	8.37 (± 0.77)	8.36 (± 0.9)
c_1 (STD)	0.87 (± 0.02)	1.00 (± 0.03)

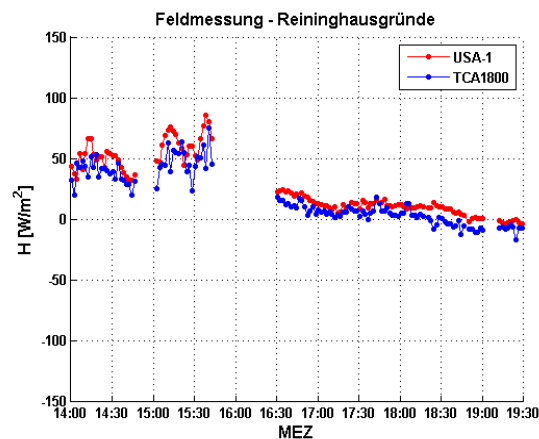


Abbildung 5-24, Gegenüberstellung des fühlbaren Wärmestromes H aus der Zenitwinkelmessung und H_{USA} aus den Messungen des USA-1 mit $z_0 = 0.03$ m

Der verbleibende konstante Anteil von $8.4 (\pm 0.9) \text{ W/m}^2$ zeigt, dass die Messungen des USA-1 konstant höher als die der Winkelmethode sind (Abbildung 5-24). Diese Diskrepanz könnte auf die vernachlässigte Feuchtekorrektur der Schalltemperaturen zurückzuführen sein. In der Literatur wird behauptet, dass die Messwerte der Eddy-Kovarianz-Methode aus diesem Grund 10-20% höher sein können (Foken 2003, S. 105). In Abbildung 5-25 zu erkennen, dass die Differenzen der Messungen mit abnehmender Größe des fühlbaren Wärmestromes tendenziell kleiner werden.

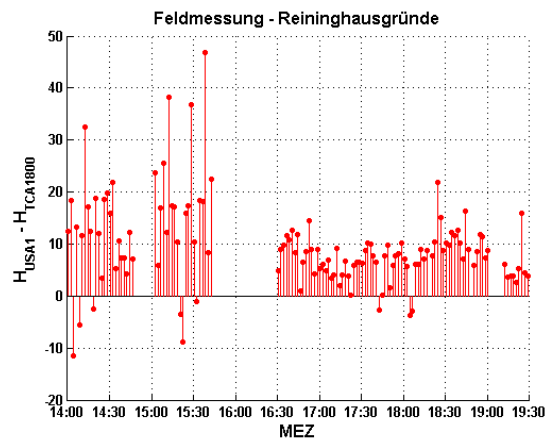


Abbildung 5-25, Differenzen der Werte des fühlbaren Wärmestromes der beiden Messmethoden bei der Feldmessung – Reininghausgründe

6 ZUSAMMENFASSUNG

Ziel dieser Masterarbeit war die Messung, Untersuchung und Anwendung des vertikalen Refraktionseffektes für die Mikrometeorologie. Mit gegenseitig-zeitlicher Zenitwinkelbeobachtung konnte die terrestrische Refraktion unter unterschiedlichen meteorologischen Bedingungen gemessen werden. Die Feldexperimente fanden zum einen über einer, im Verhältnis zur darüberliegenden Luftmasse, wärmeren Oberfläche (Maisacker - Reininghaus) und zum anderen über einer kalten Schnee- und Eisfläche (Schladminger Gletscher) statt. Für die Berechnung des fühlbaren Wärmestromes mussten in der Auswahl der Messgebiete gewisse Voraussetzungen, wie eine homogene Unterlage oder eine ausreichende Windwirklänge, berücksichtigt werden. Weiters wird in dieser Arbeit die Messung von Linienmittelwerten der Refraktion und der daraus abgeleiteten Größen (vertikaler Temperaturgradient und fühlbarer Wärmestrom) betont.

Es konnte festgestellt werden, dass innerhalb des Messzeitraumes von 14:00 bis 19:30 die refraktionsbedingten Fehlereinflüsse in der trigonometrischen Höhenbestimmung (bei $S=100$ m) um bis zu 7 mm variieren können. Die Messzeiten, zu denen geringe Refraktionseffekte gemessen wurden, waren bei den Feldexperimenten und somit von der Art der Unterlage unterschiedlich. Für die Messungen am Schladminger Gletscher wurde weiters keine Abhängigkeit von der Intensität der Sonneneinstrahlung entlang der Messstrecke gefunden. Die Messungen auf den Reininghausgründen konnten dahingehend nicht untersucht werden, da es während der Messzeit durchgehend bewölkt war.

Die Werte der vertikalen Temperaturgradienten gemessen mit den Thermoelementen und der Zenitwinkelmessung weichen teilweise stark voneinander ab (um bis zu 0.3 K/m). Dabei werden die Messungen der Thermoelemente als unzuverlässig angenommen. Es wird vermutet, dass die Diskrepanzen primär durch eine Störung des natürlichen Windfeldes, durch den am Temperaturmast befestigten Datalogger entstanden sind. Die aufgezeichneten Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen bestätigen diese Annahme.

Die Vergleiche des fühlbaren Wärmestromes gemessen mit dem Ultraschallanemometer und der Zenitwinkelmessung zeigen, wie erwartet, bei meteorologisch labilen und neutralen Verhältnissen eine gute Übereinstimmung. Bei einer

Vorzeichenumkehr des Austauschstromes vom Positiven ins Negative werden die Abweichungen zwischen den beiden Messmethoden größer. Für die Feldexperimente über dem Maisacker wurde die Übereinstimmung mittels Regressionsanalyse bestätigt. Die Messungen des Ultraschallanemometers waren jedoch konstant höher als die Messungen der Tachymeter, was durch die fehlende Feuchtekorrektur der Schallmessungen erklärt werden kann.

Zur Verbesserung des Experimentes sollten bei einer erneuten Durchführung folgende Punkte beachtet werden:

- Der Datalogger muss vom Temperaturmast separiert werden, um die Luftwirbel in unmittelbarer Umgebung unbeeinflusst zu lassen.
- Die Steuerungssoftware Calms sollte einer Modifizierung unterzogen werden, um Ausfälle der Tachymetermessungen zu minimieren.
- Die Beobachtungszeiträume könnten verlängert werden, damit man einen Einblick über den gesamten Tagesverlauf der gemessenen Größen bekommt.

In dieser Masterarbeit konnte zum einen ein Einblick in die refraktionsbedingten Fehler in der trigonometrischen Höhenbestimmung gegeben werden und zum anderen wurde gezeigt, dass die gemessenen Linienmittelwerte der Refraktion zur Berechnung des fühlbaren Wärmestromes verwendet werden können. Der Konnex zwischen Geodäsie und Mikrometeorologie wurde somit nutzbringend erweitert.

LITERATURVERZEICHNIS

- Brocks, K. (1939): „Vertikaler Temperaturgradient und terrestrische Refraktion, insbesondere im Hochgebirge“, *Ausgewählte Schriften über terrestrische Refraktion, Wechselwirkung Ozean-Atmosphäre und Radiometeorologie – Heft 17, Hamburg 1973.*
- Brocks, K. (1940): „Eine Methode zur Beobachtung des vertikalen Dichte- und Temperaturgefälles in den bodenfernen Atmosphärenschichten“, *Ausgewählte Schriften über terrestrische Refraktion, Wechselwirkung Ozean-Atmosphäre und Radiometeorologie – Heft 17, Hamburg 1973.*
- Brocks, K. (1948): „Über den täglichen und jährlichen Gang der Höhenabhängigkeit der Temperatur in den unteren 300 Metern der Atmosphäre und ihren Zusammenhang mit der Konvektion“, *Ausgewählte Schriften über terrestrische Refraktion, Wechselwirkung Ozean-Atmosphäre und Radiometeorologie – Heft 17, Hamburg 1973.*
- Brocks, K. (1950): „Die Lichtstrahlkrümmung in Bodennähe“, *Ausgewählte Schriften über terrestrische Refraktion, Wechselwirkung Ozean-Atmosphäre und Radiometeorologie – Heft 17, Hamburg 1973.*
- Brocks, K. (1954): „Eine räumlich integrierende optische Methode für die Messung vertikaler Temperatur- und Wasserdampfgradienten in der untersten Atmosphäre“, *Ausgewählte Schriften über terrestrische Refraktion, Wechselwirkung Ozean-Atmosphäre und Radiometeorologie – Heft 17, Hamburg 1973.*
- Brunner, F.K. (1982): „Determination of line averages of sensible heat flux using an optical method“, *Boundary Layer Meteorology S. 193-207, Dordrecht-Boston.*

-
- Brunner, F.K. (1984): „Overview of Geodetic Refraction Studies“, Aus
Brunner F.K. (Editor) „Geodetic Refraction“ S. 1-6, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg.
- Brunner, F.K., Wieser, A. (2009): „Skriptum Ingenieurgeodäsie“, *Institut für Ingenieurgeodäsie und Messsysteme (IGMS), Technische Universität Graz.*
- Brunner, F.K. (2009): „Skriptum Vermessungskunde Einführung“, *Institut für Ingenieurgeodäsie und Messsysteme (IGMS), Technische Universität Graz.*
- Foken, T. (2003): „Angewandte Meteorologie: Mikrometeorologische Methoden“, *Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg.*
- Fritschen, L.J., W. Gay, L. (1979): „Environmental Instrumentation“, *Springer-Verlag New York.*
- Gantner (2004): „IDL 100 – Datenblatt“, *Gantner Instruments Test & Measurement GmbH, Darmstadt-Schruns.*
- Hirt, C., Guillaume, S., Wisbar, A., Bürki, B., Sternberg, H. (2010): „Monitoring of the refraction coefficient in the lower atmosphere using a controlled setup of simultaneous reciprocal vertical angle measurements“, *J. Geophys. Res., 115, D21102, doi:10.1029/2010JD014067.*
- Ingensand, H. (2001): „Systematische Einflüsse auf praktische Messungen mit dem Tachymeter und Digitalnivellier“, *DVWe.V. Schriftenreihe 42/2001, S. 120-137.*
- Kahmen, H. (2006): „Angewandte Geodäsie: Vermessungskunde“, *Auflage 20, Walter de Gruyter & Co-Verlag, Berlin.*
- Kaimal, J. C., Finnigan, J.J. (1994): „Atmospheric Boundary Layer Flows: Their Structure and Measurement“, *Oxford University Press, New York-Oxford.*

Leica (1999): „GeoCOM Reference Manual Version 2.20“, *Leica Geosystems AG, Heerbrugg.*

Leica (2006): „Leica TPS – System 1000 Gebrauchsanweisung Version 2.4“, *Leica Geosystems AG, Heerbrugg.*

Lesjak, R. (2007): „Entwicklung einer Datenerfassungssoftware für den LEICA TCA1800 als Vorbereitung für ein automatisches Deformationsmesssystem“, *Bakkalaureatsarbeit am Institut für Ingenieurgeodäsie und Messsysteme, Technische Universität Graz, unveröffentlicht.*

Metek (2000), „USA-1 User Manual“, *Metek GmbH, Elmshorn.*

Metek (2005): „Formelzusammenstellung über Modified Bowen Ratio nach Liu und Foken (2001)“, *Metek GmbH, Elmshorn, unveröffentlicht.*

Metek (2010): „Berechnung der Turbulenzgrößen des USA-1“, *Metek GmbH, Elmshorn, unveröffentlicht.*

Monteith, J.L (1973): „Principles of Environmental Physics“, *Edward Arnold (Publisher), London.*

Novatel (2007): „Flexpak – Datenblatt Version 8“, *Novatel Inc., Calgary.*

Omega (2007), „Omega Temperature Measurement Handbook Vol. 6“, *Omega Engineering Inc., Stamford-Connecticut.*

Thommen (2000): „Meteo Station HM30 – Datenblatt“, *Revue Thommen AG Waldenburg.*

Webb, E.K. (1984), „Temperature and Humidity Structure in the Lower Atmosphere”,
Aus Brunner F.K. (Editor) „Geodetic Refraction” S.85-132, Springer-Verlag,
Berlin-Heidelberg.

Wieser, A. (2001): „General Linear Regression“, *Matlab-Routine entwickelt am
Institut für Ingenieurgeodäsie und Messsysteme, Technische Universität Graz,
unveröffentlicht.*

ABKÜRZUNGSVERZEICHNIS

IGMS	Institut für Ingenieurgeodäsie und Messsysteme
INAS	Institut für Navigation und Satellitengeodäsie
TCA1800	Typbezeichnung der verwendeten Totalstation der Fa. Leica
ATR	Automatic Target Recognition
CCD	Charge-coupled Device
ASCII	American Standard Code for Information Interchange
AU	Arbitrary Unit
IDL	Intelligenter Daten Logger
A/D-Wandler	Analog/Digital-Wandler
NIST	National Institute of Standard and Technology
USA	Ultraschallanemometer
GPS	Global Positioning System
NMEA	National Marine Electronics Association
UTC	Universal Time Coordinated
STD	Standard Deviation
Pt	Platin
QQ-Plot	Quantil-Quantil-Plot
NDBC	National Data Buoy Center
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration's