

Bachelorarbeit

**der Fakultät Architektur Bauingenieurwesen und Umweltwissenschaften
Technische Universität Carolo-Wilhelmina zu Braunschweig**

Physikalische Interpretation des Temperatur-Index-Verfahrens zur Berechnung der Eisschmelze am Vernagtferner

vorgelegt von:

Ricarda Rissel

Matrikel-Nr.: 3017051

Braunschweig, 16.04.2012

Erstkorrektor:	Prof. Dr. Andreas Herrmann
Zweitkorrektor:	Prof. Dr. Marc-Oliver Löwner

Danksagung

Für die Möglichkeit, meine Bachelorarbeit in Zusammenarbeit mit der „Kommission für Erdmessung und Glaziologie an der Bayerischen Akademie der Wissenschaften“ in München anzufertigen, möchte ich mich bei einigen Personen bedanken.

Einen besonderen Dank an Herrn Dr. Markus Weber von der KEG, der mich über die gesamte Zeit unterstützt hat und ohne dessen umfassende Betreuung die Umsetzung meiner Bachelorarbeit nicht möglich gewesen wäre.

Des Weiteren bedanke ich mich bei dem wissenschaftlichen Leiter Herrn Dr. Ludwig Braun, der mir einen Praktikumsplatz und die Zusammenarbeit für meine Bachelorarbeit in der Abteilung Glaziologie zusagte.

Besonders möchte ich mich bei meinem Erstprüfer Prof. Dr. Andreas Herrmann bedanken, der mich mit der Kommission für Erdmessung und Glaziologie der Bayerischen Akademie der Wissenschaften vermittelte und in allen Situationen mit seinem Rat behilflich war.

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit werden drei Methoden zur Bestimmung der Schmelzrate anhand von meteorologischen und hydrologischen Messdaten am Vernagtferner in den Ötztaler Alpen verglichen. Der Berechnungszeitraum umfasst Abschnitte der Jahre 2005 bis 2008 über die Sommermonate Juli bis September mit ausschließlich Eisschmelze.

Zur Bestimmung der Ablationsrate ist die Berechnung der Schmelze anhand des Restglieds der Oberflächenenergiebilanz, welche den Energieaustausch zwischen Oberfläche und bodennahe Atmosphäre in möglichst hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung bilanziert, als qualitativ und quantitativ hochwertige Methode einzuschätzen. Sie kann deshalb als Referenz betrachtet werden, denn direkten alternativen Messverfahren zur kontinuierlichen Ablationsmessung (z.B. Ultraschallabstandsmesser) mangelt es immer noch an Genauigkeit. Den komplexen Verfahren stehen Parametrisierungen mit dem vergleichsweise einfach zu erhaltenden Parameter der bodennahen Lufttemperatur gegenüber, gemessen sowohl auf oder abseits des Gletschers.

Welche physikalischen Hintergründe und welche Grenzen der Anwendbarkeit die Temperatur-Index-Ansätze haben, wird in einem direkten Vergleich mit der Referenz untersucht. Mit einer lokalen Lufttemperaturmessung auf dem Gletscher und weiteren extrapolierten Größen, aufgezeichnet an der 340 m tiefer im Gletschervorfeld gelegenen Klimastation Vernagtbach, wird die stündliche Schmelzrate berechnet. Die beiden getesteten Parametrisierungsansätze sind die klassische Temperatur-Index Methode (z.B. Ellenrieder, 2000) sowie eine Näherungsformel der Schmelzrate nach Weber (2008).

Die Temperatur-Index-Methode benötigt als einzige Variable das mit dem klimatologischen Höhengradienten der freien Atmosphäre auf die gesuchte Höhe extrapolierte, an der Klimastation Vernagtbach gemessene Tagesmittel der bodennahen Lufttemperatur. Die Näherungsformel berücksichtigt dagegen als Parameter den hangparallelen Temperaturgradienten auf Stundenbasis, ermöglicht dadurch eine höhere zeitliche Auflösung der Schmelzrate als die klassische Temperatur-Index Methode.

Zur Untersuchung des physikalischen Hintergrunds der Parametrisierung durch die bodennahe Temperatur wird ein einfaches Modell herangezogen, das die Änderung der bodennahen Temperatur entlang einer Stromlinie des katabatischen Windes zwischen den Stationen auf dem Gletscher und im Vorfeld anhand der beobachteten Erwärmungs- und Abkühlungsrate berechnet. Beispielrechnungen zeigen, dass die an der Klimastation gemessene Temperatur hauptsächlich durch die Erwärmung und Abkühlung der Luft über dem Vorfeld bestimmt wird, während die Luft über der schmelzenden Eisfläche tagsüber deutlich geringer erwärmt wird. Der resultierende hangparallele Temperaturgradient wird nicht allein durch den unterschiedlichen Energieaustausch zwischen Oberfläche und Atmosphäre über dem Gletscher und Vorfeld geprägt, sondern auch durch weitere Faktoren, wie beispielsweise die vorherrschende Windgeschwindigkeit. Bei der klassischen Temperatur-Index Methode repräsentiert somit die Temperatur primär das verfügbare Energieangebot, der degree-day-factor (DDF) die Effizienz von dessen Verwertung zur Schmelze. Der bei der Näherungsformel verwendete hangparallele Temperaturgradient dagegen repräsentiert nur ein unbestimmtes Maß des relativen Anteils des Verbrauchs an verfügbarer Energie durch die Schmelze. Die Temperatur an der Gletscherstation ist dabei bereits durch die Schmelzvorgänge im Luv geprägt.

Der Vergleich der Ergebnisse der Temperatur-Index-Methode mit der Referenz zeigt eine etwas bessere Übereinstimmung als deren Korrelation mit denen der Näherungsformel. Letztere zeigt zeitweise saisonal sehr große Abweichungen, sollte daher verbessert werden. Die Temperatur-Index Methode dagegen kontinuierlich eine relativ gute Übereinstimmung.

Inhaltsverzeichnis

1 Einführung und Zielsetzung	11
2 Direkte Verfahren zur Ermittlung der Schmelzrate	13
2.1 Ablationspegel	13
2.2 Ultraschallabstandsmesser und Ablatometersack	13
2.3 Testfeld 1979/81	15
2.4 HyMEX 1998/2000	17
3 Untersuchungsgebiet Vernagtferner	18
4 Temperatur der bodennahen Luftschicht	21
4.1 Energiebilanz	21
4.2 Vergleich des Tagesgangs der Lufttemperatur an der Klimastation und über dem Gletscher	24
4.3 Der hangparallele Temperaturgradient	26
5 Berechnung der Schmelzrate mit der Energiebilanzgleichung ...	32
5.1 Berechnung der Komponenten der Energiebilanzgleichung	32
5.2 Ableitung der Messgrößen der Klimastation Vernagtbach	34
5.2.1 Globalstrahlung, Albedo, Temperatur der Gletscheroberfläche, Luftdruck	34
5.2.2 Wasserdampfpartialdruck	35
5.2.3 Windgeschwindigkeit	36
5.2.4 Darstellung der Messgrößen der Klimastation Vernagtbach und der extrapolierten Messgrößen	37
5.3 Berechnung der Ablationshöhe	38
6 Parametrisierung der Schmelze unter Verwendung der Temperatur	39
6.1 Temperatur-Index Methode	39
6.2 Näherungsformel als Ergebnis der HyMEX-Untersuchungen	40
7 Ergebnisse und Diskussion	44
7.1 Ergebnisse für den Zeitraum 9.7. - 16.7.2006	44
7.2 Ergebnisse für den Zeitraum 4.9. - 13.9.2006	46
7.3 Ergebnisse für den Zeitraum 5.7. - 8.7.2006	47
7.4 Streuung der Methoden und Referenzen	48
7.5 Streuung der Ablation mit der Temperatur	50
7.5 Validierung der Referenz	51
7.5.1 Räumliche Skala von Messung und Rechnung	52
7.5.2 Ultraschallabstandsmesser	52

7.6 Prüfung der Ergebnisse der Temperatur-Index Methode und der Näherungsformel aus HyMEX 2000	53
8 Sensitivitätsanalyse	55
9 Fazit	57
10 Literatur	59
A Anhang.....	60
B Formelanhang	67
C Symbole.....	74
D Abkürzungen.....	76

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1, 2: Ultraschallmessstation auf dem Vernagtferner; Links: Messgerätkonstruktion zur Abstandsmessung des SR 50 Ranging Sensors (mit rotem Pfeil gekennzeichnet) hergestellt von Campbell Scientific; Rechts: Die mit einem roten Pfeil gekennzeichnete Pegelstange dient zur Kalibrierung der Abstandsmessungen über längere Zeiträume. (Aufnahme vom August 2011).....	14
Abb. 3: Vergleich der Summenkurve der Ultraschallabstandsmessung und des Signals des Eissackes mit den Ablesehöhen der Pegelstange 257, die in Abb. 2 mit einem roten Pfeil gekennzeichnet ist.	15
Abb. 4: Lageplan vom Testfeld Vernagtferner 1981; Nr. 1 - 6 sind Ablationspegel (Moser et al., 1986).....	16
Abb. 5: Testfeld Vernagtferner 1981: Messanordnung zur Abflussmessung. Das Schmelzwasser sammelt sich in einer ins Eis geschlagenen Vertiefung, aus der es über Heberschläuche in eine erste Plastikwanne fließt, die über einen Schlauch mit einer zweiten, als Messwehr ausgebauten Wanne verbunden ist. W = Wasseruhr (Moser et al., 1986).....	16
Abb. 6, 7: Links: Position des Ablationspegels 257 für den Zeitraum 2005 - 2011 im Gauß-Krüger-Koordinatensystem; Rechts: Konstruktion für das Temperaturmessgerät (mit einem roten Pfeil gekennzeichnet); Das auf der Gletscheroberfläche aufliegende Stativ gewährleistet eine konstante Messhöhe in 2 m.	20
Abb. 8: Schematische Darstellung der Strahlungs- und Energieflüsse der Oberflächenenergiebilanz eines Alpengletschers. Die Pfeile deuten die Richtung der Flüsse an. Zur Bedeutung der Symbole siehe Gl. 2. (nach Weber, 2008).....	21
Abb. 9: Mittlerer Tagesgang der Lufttemperatur T für Juli 2006, gemessen an der Klimastation Vernagtbach und auf dem Gletscher. Zusätzlich ist noch der Tagesgang der Lufttemperatur der Klimastation Vernagtbach ohne den adiabatischen Temperaturgradienten und der hangparallele Temperaturgradient γ zwischen der Gletschermessstation und der Klimastation Vernagtbach hinzugefügt.....	25
Abb. 10: Tagesgang der stündlichen Erwärmungs-/Abkühlungsrate für Juli 2006.	26
Abb. 11: Einfaches Modell für die Änderung der bodennahen Lufttemperatur entlang einer Trajektorie zwischen der Gletscherstation und der Klimastation Vernagtbach im Gletschervorfeld. Die Projektion der Verbindungslinie der beiden Stationen ist vereinfacht als Gerade mit den Koordinaten x dargestellt. Die Temperaturmessung der Gletscherluft erfolgt auf Höhe z_i bei x_0 , der Gletscher erstreckt sich bis zum Punkt x_1 und die Klimastation Vernagtbach befindet sich bei x_2 auf Höhe z_0	27
Abb. 12: Tagesgang der stündlichen Erwärmungs-/Abkühlungsrate an der Klimastation Vernagtbach und der Gletscherstation vom 7.7. - 8.7.2006. An diesen beiden Tagen herrschte an der Klimastation Vernagtbach Südwind (Talwind).	29
Abb. 13: Temperaturänderung eines Luftpakets von der Gletscherstation ($x = 0$) bis zur Klimastation Vernagtbach ($x = 2000$) in der Mittagszeit eines Strahlungstages.	30
Abb. 14: Schardiagramm des gleichen Fallbeispiel in Abb. 4 mit unterschiedlichen Windgeschwindigkeiten.	31
Abb. 15: Beziehung zwischen den mittleren, stündlichen Messwerten des Dampfdrucks an der Klimastation Vernagtbach und am HyMEX 1998/2000 – Standort (nach M. Weber, unveröffentlicht).....	36

Abb. 16: Verlauf der stündlich gemessenen Lufttemperatur an der Klimastation Vernagtbach, der angenommenen Temperatur der Eisoberfläche und des berechneten hangparallelen Temperaturgradienten für den Zeitraum 9.7. - 17.7.2006.	37
Abb. 17: Verlauf der stündlich gemessenen Windgeschwindigkeit und des indirekt gemessenen Dampfdrucks an der Klimastation Vernagtbach und der Extrapolation auf die Höhe der Gletscherstation für den Zeitraum 9.7. - 17.7.2006.....	38
Abb. 18: Lineare Abhängigkeit des Stundenmittels des hangparallelen Temperaturgradienten zwischen der Klimastation Vernagtbach und der Energiebilanzstation HyMEX 2000 und der Schmelzenergie als Restglied der Energiebilanz auf dem Gletscher (aus Weber, 2008).....	41
Abb. 19: Analoge Regression wie in Abb. 14 für die Messung vom 9.8.1998 während HyMEX 1998 (gestrichelte Regressionsgerade). Die in Abb. 14 dargestellte Beziehung ergibt sich durch die Reduktion von Γ_a um den Wert 0.3 K/100 m (aus Weber, 2008).	42
Abb. 20: Erste Validierung der nach der Gl. 23 berechneten Summenkurve der Ablation mit der gemessenen Eisablation vom Ultraschallabstandsmesser im Sommer 2003 auf dem Vernagtferner (Weber, 2008).	43
Abb. 21: Vergleich der täglichen Schmelzrate, berechnet aus der Energiebilanz, der Näherungsformel aus dem Feldversuch HyMEX 2000 und dem Messhöhen der Ultraschallabstandsmessung für den Zeitraum 9.7.-16.7.2006.	44
Abb. 22: Vergleich der berechneten, stündlichen Schmelzraten aus der Energiebilanz, der Näherungsformel aus dem Feldversuch HyMEX 2000 und dem Messhöhen der Ultraschallabstandsmessung für den Zeitraum 9.7. - 16.7.2006.	45
Abb. 23: Komponenten der Energiebilanz für den Zeitraum vom 9.7. - 16.7.2006. In der Energiebilanz wird die Strahlungsbilanz tagsüber nahezu vollständig zum Schmelzen verwendet ($R \approx S$).....	45
Abb. 24: Vergleich der täglichen Schmelzrate, berechnet aus der Energiebilanz, der Näherungsformel aus dem Feldversuch HyMEX 2000 und dem Messhöhen der Ultraschallabstandsmessung für den Zeitraum 4.9. - 13.9.2006.	46
Abb. 25: Vergleich der berechneten, stündlichen Schmelzrate aus der Energiebilanz, der Näherungsformel aus dem Feldversuch HyMEX 2000 und dem Messhöhen der Ultraschallabstandsmessung für den Zeitraum 4.9. - 13.9.2006.	47
Abb. 26: Komponenten der Energiebilanz für den Zeitraum vom 4.9. - 13.9.2006.....	47
Abb. 27: Vergleich der täglichen Schmelzrate, berechnet aus der Energiebilanz, der Näherungsformel aus dem Feldversuch HyMEX 2000 und dem Messhöhen der Ultraschallabstandsmessung für den Zeitraum 5.7. - 8.7.2006. Bei Talwind ist die Diagrammsäule der Tagesschmelze, berechnet mit der Methode der Näherungsformel aus HyMEX 2000 hellviolett.	48
Abb. 28: Streudiagramm der Tagessumme der Schmelzrate, berechnet anhand der Energiebilanz und den Messungen des Ultraschallabstandsmessers für die schneefreien Tage von Juli bis September im Zeitraum 2005 - 2008.	48
Abb. 29: Streudiagramm der Tagessumme der Schmelzrate (tägl. Ablation), berechnet anhand der Energiebilanz gegenüber der Ablation, berechnet mit der Näherungsformel für die schneefreien Tage von Juli bis September im Zeitraum 2005 - 2008.	49
Abb. 30: Streudiagramm der Tagessumme der Schmelzrate, berechnet anhand der Energiebilanz gegenüber dem Resultat der Temperatur-Index Methode für die schneefreien Tage von Juli bis September im Zeitraum 2005 - 2008.	49

Abb. 31: Streudiagramm der Tagessumme der Schmelzrate, berechnet anhand der Energiebilanz und der Tagesmitteltemperatur der Klimastation Vernagtbach extrapoliert auf die Höhe der Gletschermessstation für die schneefreien Tage von Juli bis September im Zeitraum 2005 - 2008.	50
Abb. 32: Streudiagramm der Tagessumme der Schmelzrate, berechnet anhand der Energiebilanz und die Tagesmitteltemperatur der Gletscherluft für die schneefreien Tage von Juli bis September im Zeitraum 2005 - 2008.	50
Abb. 33: Streudiagramm der Tagessumme der Schmelzrate, berechnet anhand der Energiebilanz und des hangparallelen Temperaturgradienten abzüglich adiabatischer Erwärmung ($\gamma - \Gamma_a$) für die schneefreien Tage von Juli bis September im Zeitraum 2005 - 2008.	51
Abb. 34a, 34b: Konstruktion des Gestänges vor und nach dem 30.9.2007; Links: Die Stangen sind als Dreibein (Tripod) in das Eis eingebohrt; Rechts: Die Stangen der Hängekonstruktion sind senkrecht in das Eis eingebohrt. (Fotos: M. Siebers).....	53
Abb. 35: Sensitivitätsanalyse der meteorologischen Eingangsgrößen. Die im Kreis dargestellten Anteile sind die Abweichungen von der Referenz der Ablationsrate ($=50 \text{ mm w.e. d}^{-1}$), wie sie mit der in der Legende angegebenen Fehlerbereich der meteorologischen Eingangsgrößen berechnet wird.	55
A. 1: Aufnahme vom 18.7.2005 des Vernagtferners vom Schwarzkögele. Die für jeden Tag archivierten Bilder werden für die relative Beurteilung der Gletscheroberfläche im Umfeld der Messstation der bodennahen Lufttemperatur herangezogen (ob die Oberfläche freies Gletschereis oder mit Schnee bedeckt ist, wie hell bzw. dunkel die Oberfläche wirkt). Die damit abgeschätzte Albedo ist damit der größte Unsicherheitsfaktor.	60
A.2: Kompositkarte des Vernagtferners im Jahr 2006. Die roten Punkte auf dem Gletscherfeld des Vernagtferners markieren die Position der Pegel. Zusätzlich sind mögliche Wege der Strömung im Gletscherwind eingetragen und Kreismarkierungen. Der grüne Kreis kennzeichnet die Position der Ultraschallmessstation mit einer Entfernung zum Gletscherzungenende von ca. 300 m, der gelbe Kreis die Temperaturmessstation der Gletscherluft mit einer Entfernung von ca. 500 m zum Gletscherzungenende. (Quelle: KfG-mit eigenen Ergänzungen)	61
A. 3; A. 4: Tägliche Schmelzrate und spezifischer Abfluss; Bei Talwind ist die Diagrammsäule der Tagesschmelze berechnet mit der Methode der Näherungsformel aus hellviolett. Links: Zeitraum 16.7. - 18.7.2005, Rechts: Zeitraum 22.7. - 3.8.2005	62
A. 5: Tägliche Schmelzrate und spezifischer Abfluss für den Zeitraum 1.9. - 16.9.2005. Bei Talwind ist die Diagrammsäule der Tagesschmelze berechnet mit der Methode der Näherungsformel hellviolett.....	62
A. 6: Tägliche Schmelzrate und spezifischer Abfluss für den Zeitraum 3.7. - 31.7.2006. Bei Talwind ist die Diagrammsäule der Tagesschmelze berechnet mit der Methode der Näherungsformel hellviolett.....	63
A. 7: Tägliche Schmelzrate und spezifischer Abfluss für den Zeitraum 4.9. - 13.9.2006. Bei Talwind ist die Diagrammsäule der Tagesschmelze berechnet mit der Methode der Näherungsformel hellviolett.....	63
A. 8; A. 9: Tägliche Schmelzrate und spezifischer Abfluss. Bei Talwind ist die Diagrammsäule der Tagesschmelze berechnet mit der Methode der Näherungsformel hellviolett. Links: Zeitraum 15.7. - 29.7.2007; Rechts: Zeitraum 1.8. - 8.8.2007	64

A. 10; A. 11: Tägliche Schmelzrate und spezifischer Abfluss. Bei Talwind ist die Diagrammsäule der Tagesschmelze berechnet mit der Methode der Näherungsformel hellviolett. Links: Zeitraum 14.8. - 16.8.2007; Rechts: Zeitraum 23.8. - 2.9.2007	64
A. 12; A. 13: Tägliche Schmelzrate und spezifischer Abfluss. Bei Talwind ist die Diagrammsäule der Tagesschmelze berechnet mit der Methode der Näherungsformel hellviolett. Links: Zeitraum 7.7. - 12.7.2008; Rechts: Zeitraum 18.7. - 21.7.2008	65
A. 14: Tägliche Schmelzrate und spezifischer Abfluss für den Zeitraum 25.7. - 14.8.2008. Bei Talwind ist die Diagrammsäule der Tagesschmelze berechnet mit der Methode der Näherungsformel hellviolett.....	65
A. 15: Tägliche Schmelzrate und spezifischer Abfluss für den Zeitraum 20.8. - 13.8.2008. Bei Talwind ist die Diagrammsäule der Tagesschmelze berechnet mit der Methode der Näherungsformel hellviolett.....	66
A. 16; A. 17; A. 18: Streudiagramm Tageschmelze berechnet mit der Energiebilanz und der Näherungsformel für die Monate Juli, August und September im Zeitraum 2005 bis 2008.....	66

Tabellenverzeichnis

Tab. 1: Übersicht der Messgeräte, Hersteller und Genauigkeit der stündlich aufgezeichneten meteorologischen Größen an der Pegel- und Klimastation Vernagtbach, sowie der Gletschermessstation.	18
Tab. 2: Das kurzwellige Reflexvermögen (Albedo a) von verschiedenen Gletscheroberflächen. (nach Kraus, 2008)	23

1 Einführung und Zielsetzung

Bei der Anwendung hydrologischer Modelle im Hochgebirge sind die Ansätze zur Berechnung der Schmelze mit möglichst hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung erforderlich. Dabei ist die an der aperi- Eisoberfläche gebildete Eisschmelze, die wichtigste Größe für die Wirkung der Gletscher in der Hydrologie (Weber, 2010). Sie ist eine direkte Folge des Energieaustausches der Eisoberfläche mit der Atmosphäre. Die Komplexität der damit verbundenen Prozesse erfordert in den Modellen in der Regel eine Parametrisierung durch vergleichsweise leicht verfügbare Parameter mit hohem Informationsgehalt über die energetischen Prozesse an der Oberfläche wie beispielsweise die bodennahe Lufttemperatur. Das vergleichsweise dichte Stationsnetz im Hochgebirge und die einfache Inter- bzw. Extrapolation in Raum und Zeit zeichnet die Lufttemperatur gegenüber anderen meteorologischen Messgrößen aus. Folglich ist eine Vielzahl von Modellen seit den 1950er Jahren im Gebrauch, die sich zur Berechnung der Schmelze überwiegend auf die Extrapolation von Messungen an einer Klimastation der meteorologischen Dienste stützen. Anknüpfend an den Arbeiten von Lang & Braun (1990), Ohmura (2001), Hock (2003) und Weber (2008) müssen die physikalischen Hintergründe und die Grenzen der Anwendbarkeit der Temperatur-Index-Ansätze untersucht bzw. erörtert werden.

In der vorliegenden Arbeit werden drei Methoden zur Bestimmung der Schmelzrate anhand von meteorologischen Messdaten am Vernagtferner in den Ötztaler Alpen verglichen.

Im Ablationsgebiet des Gletschers wird seit 2005 ein experimenteller Aufbau betrieben, mit dem die Höhenänderung der Gletscheroberfläche und die örtliche Lufttemperatur gemessen werden. Mit Hilfe dieser lokalen Lufttemperaturmessung und weiteren abgeleiteten Größen, kontinuierlich aufgezeichnet an der Klimastation Vernagtbach, wird die stündliche Schmelzrate an der Gletschermessstation als Restglied der Oberflächenenergiebilanz berechnet. Die Ergebnisse dieser im Wesentlichen auf physikalischen Grundlagen basierenden Berechnungen werden mit den Ablationsmessungen validiert und für die weiteren Untersuchungen als Referenz angesehen.

Alternativ erfolgt eine einfache statistische Abschätzung der täglichen Schmelzrate unter Berücksichtigung der mit dem klimatologischen Höhengradienten der freien Atmosphäre auf die gesuchte Höhe extrapolierten Tagesmitteltemperatur als Parameter. Diese vereinfachte Methode wird als „Temperatur-Index Methode“ bezeichnet (siehe Gleichung 21). Sie beruht auf dem empirischen Zusammenhang, dass die positive mittlere Lufttemperatursumme und die Schmelzrate miteinander eine enge lineare Korrelation aufweisen. Der resultierende Proportionalitätsfaktor besitzt einen beschränkten räumlichen Gültigkeitsbereich, wie zum Beispiel für ein Einzugsgebiet. Anwendung findet die Temperatur-Index Methode vielfach in hydrologischen Modellen, wie zum Beispiel in dem Niederschlagsabflussmodell HBV3-ETH9, betrieben an der Kommission für Glaziologie (Braun et al., 1998, 1999). Daher gilt die Lufttemperatur schon immer als ein Index für die Schmelzenergie und dient als die Hauptinformationsquelle, da die Lufttemperatur oft zu den leicht verfügbaren Messgrößen von meteorologischen Stationen gehört (Lang & Braun, 1990). Jedoch stellt sich die Frage, ob die Methoden unter Verwendung der Temperatur als Index zufriedenstellende und genau bestimmbare Schmelzraten wiedergibt, wie mit der wesentlich komplexeren Methode der Berechnung der Oberflächenenergiebilanz. Der grundlegende physikalische Hintergrund der Schmelzrate und der bodennahen Lufttemperatur besteht darin, dass einerseits die Schmelzrate durch die an der Eisoberfläche absorbierte Energie, andererseits aber die bodennahe Lufttemperatur maßgeblich durch die Energie- und Stoffumsatz an der Eisoberfläche bestimmt wird.

Die dritte Methode ist eine Parametrisierung der Schmelzrate nach Weber (2008) unter Berücksichtigung der hangparallelen Temperaturänderung durch die Temperaturdifferenz von zwei Messstationen als Parameter (siehe Gl. 23). Im Gegensatz zur Temperatur-Index Methode, welche lediglich die Abschätzung der Tagessumme der Schmelze erlaubt, lassen sich mit der Methode nach Weber (2008) auch für kürzere Zeiträume, wie z.B. Stunden, die Schmelzrate berechnen. Beide empirischen Parametrisierungen benötigen zur Kalibrierung entweder gemessene Schmelzraten oder äquivalente, die beispielsweise über die Energiebilanz berechnet oder aus der Messung des Gebietsabflusses abgeleitet werden. Die auf diese Weise bestimmten Konstanten gelten daher gebietsabhängig und beziehen sich auf den Zeitraum der Kalibrierung, wodurch kritisch hinterfragt werden muss, wie groß die zeitliche Invarianz dieser Konstanten ist.

Ziel dieser Arbeit ist es, die physikalischen Hintergründe der beiden parametrisierten Ansätze zu analysieren und deren Anwendbarkeit zu bewerten, um die Anwendung der Methode auf die Zukunft und andere Klimaregionen ausweiten zu können.

Obwohl Schnee- und Eisschmelze theoretisch in gleicher Weise behandelt werden können, beschränkt sich die Untersuchung auf die Sommermonate Juli bis September mit ausschließlicher Eisschmelze. Die Schwierigkeiten einer Interpretation sind vor allem in der schwer bestimmbar Variation der Dichte der Schneedecke begründet, wodurch eine Verifikation der theoretischen Ergebnisse durch experimentelle Beobachtungen einen erheblichen Aufwand bedeuten und damit den Rahmen einer Bachelorarbeit sprengen würde.

2 Direkte Verfahren zur Ermittlung der Schmelzrate

2.1 Ablationspegel

Die direkte Messung der lokalen Höhenänderungen der Eisoberfläche ist eines der ältesten und bewährtesten Verfahren zur Bestimmung der Volumenänderung von Eis und Schnee. Ein Netz von Pegelstangen im Gletscherfeld (siehe Abbildung A.2) liefert die Basisdaten zur Massenbilanzbestimmung. Die in der Regel aus Holz bestehenden Stangen (siehe Abbildung 2) werden einige Meter in das Eis eingebohrt und apert durch Ablationsvorgänge aus. Zur Bestimmung der Ablationsrate wird die ausgeaperte Länge abgelesen. Die Punktmessung an sich ist sehr genau, ihre Repräsentativität für die Fläche ist aber durch die Rauigkeit der Eisfläche eingeschränkt. Das Zeitraster der Messdaten ist durch die Anzahl der Begehungen im Ablesezeitraum begrenzt.

2.2 Ultraschallabstandsmesser und Ablatometersack

Im Sommer 2003 wurde auf dem Vernagtferner ein Ultraschallabstandsmesser mit einer kontinuierlichen und automatischen Aufzeichnung der Ablation installiert (Braun et al., 2004) (siehe Abbildung 1). Mit einem SR 50 Sonic Ranging Sensor von Campbell Scientific, des Weiteren als Ablatometer bezeichnet, wird die Änderung der Höhe der Schnee- und Eisoberfläche über die Laufzeit eines Ultraschallpulses gemessen. Der Sensor ist auf einer fest im Eis verankerten Konstruktion montiert. Folglich bleibt die absolute Höhe des Sensors mit dem Ausapern der Stangen konstant und der Abstand zur Eisoberfläche ändert sich.

Das Ultraschallsignal des Ultraschallsensors breitet sich mit der Schallgeschwindigkeit der Luft in Abhängigkeit der Temperatur aus. Deshalb ist zur Kalibrierung zusätzlich ein künstlich ventilerter Temperaturregler am Gestänge montiert. Im Gegensatz zur Parametrisierung der Schmelze, ausgehend von einer definierten Messhöhe in 2 m (i.A. die Höhe einer Standard-Wetterhütte), ist die Messhöhe des Temperatureinflusses je nach Profil selten repräsentativ, da die Höhe der Lufttemperaturmessung mit dem Ausapern der Stangen variiert. Anhand der Temperaturmessung wird die Schallgeschwindigkeit der Luft berechnet, um mit dieser die Laufzeit in eine Wegstrecke umzurechnen. Die Lufttemperatur, gemessen auf einer bestimmten Höhe, wird auf den gesamten Bereich der Messstrecke des Sensors angewandt und dient als Näherungswert für eine mittlere Schallgeschwindigkeit entlang der Messstrecke. Welche Auswirkung diese gemittelte Temperaturannahme für die Genauigkeit der Abstandsmessung hat verdeutlicht eine Beispielrechnung:

An einem Sommertag mit hoher Sonneneinstrahlung ändert sich die Temperatur in der bodennahen Luftschicht über der schmelzenden Gletscheroberfläche um bis zu 10 Kelvin. Die Schallgeschwindigkeit unter der Anwendung der Gasgleichung für ideale Gase berechnet sich nach Foken (2006) zu:

$$c_S = \sqrt{\kappa \cdot \frac{R_m \cdot T}{M_L}}. \quad (1)$$

c_S	Schallgeschwindigkeit [m s^{-1}]
κ	Adiabatenindex [-]
R_m	allgemeine Gaskonstante der Luft [$\text{J K}^{-1} \text{mol}^{-1}$]
T	absolute Temperatur [K]
M_L	mittlere molekulare Masse der Luft [kg mol^{-1}]

In 2 m Höhe ergibt sich bei 10 °C eine Schallgeschwindigkeit von 337.5 m s^{-1} und an der Eisoberfläche bei 0 °C beträgt die Schallgeschwindigkeit 331.5 m s^{-1} . Entlang der Messstrecke nimmt die Laufzeit der Schallgeschwindigkeit mit der Temperaturabnahme zum Boden hin um 6 m s^{-1} ab. Der Unterschied beträgt ca. 2% gegenüber der Annahme einer konstanten Schallgeschwindigkeit von 337.5 m s^{-1} . Bei einer Wegstrecke von 2 m liegen die Abweichungen der Höhenmessungen in einer Größenordnung von 2 cm. In Relation zu den täglichen Ablationsraten von ca. 5 cm beträgt die relative Fehlerabweichung des Messsignals 40%. Die Fehlergröße hängt somit davon ab, wie weit sich der Messwert von dem realen Mittelwert der Profiltemperatur unterscheidet.

Eine weitere Fehlerquelle ist das ungleiche Ausapern der im Eis verankerten Stangen. Die Neigung des Senders aus der Lotrichtung wird als Höhenänderung falsch registriert. Ein schräger Aufbau bis zu einer 22° Neigung führt jedoch nicht zu weiteren Fehlern in den Messdaten, da die Ultraschallwellen bis zu einem Winkel von 22° gestreut werden und das schnellste reflektierte Signal gemessen wird (Dietermann, 2009).

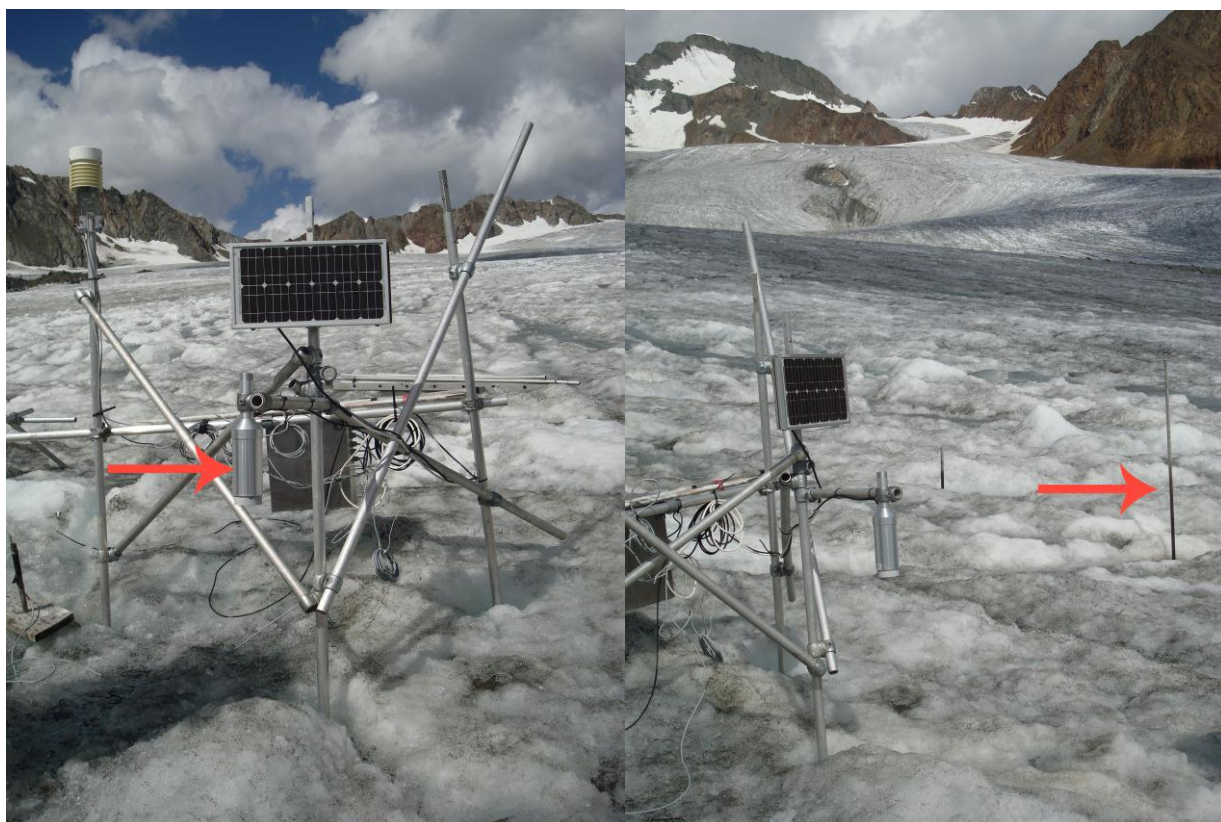


Abb. 1, 2: Ultraschallmessstation auf dem Vernagtferner; Links: Messgerätkonstruktion zur Abstandsmessung des SR 50 Ranging Sensors (mit rotem Pfeil gekennzeichnet) hergestellt von Campbell Scientific; Rechts: Die mit einem roten Pfeil gekennzeichnete Pegelstange dient zur Kalibrierung der Abstandsmessungen über längere Zeiträume. (Aufnahme vom August 2011)

Eine weitere Option zur kontinuierlichen Messung der Eisdickenänderung ist der Ablatometer-Sack oder Eissack. Es wird die Oberflächenänderung des Eises anhand der Länge eines in das Eis versenkten mit Alkohol (Glykol) gefüllten Schlauchstücks über den hydrostatischen Drucks gemessen.

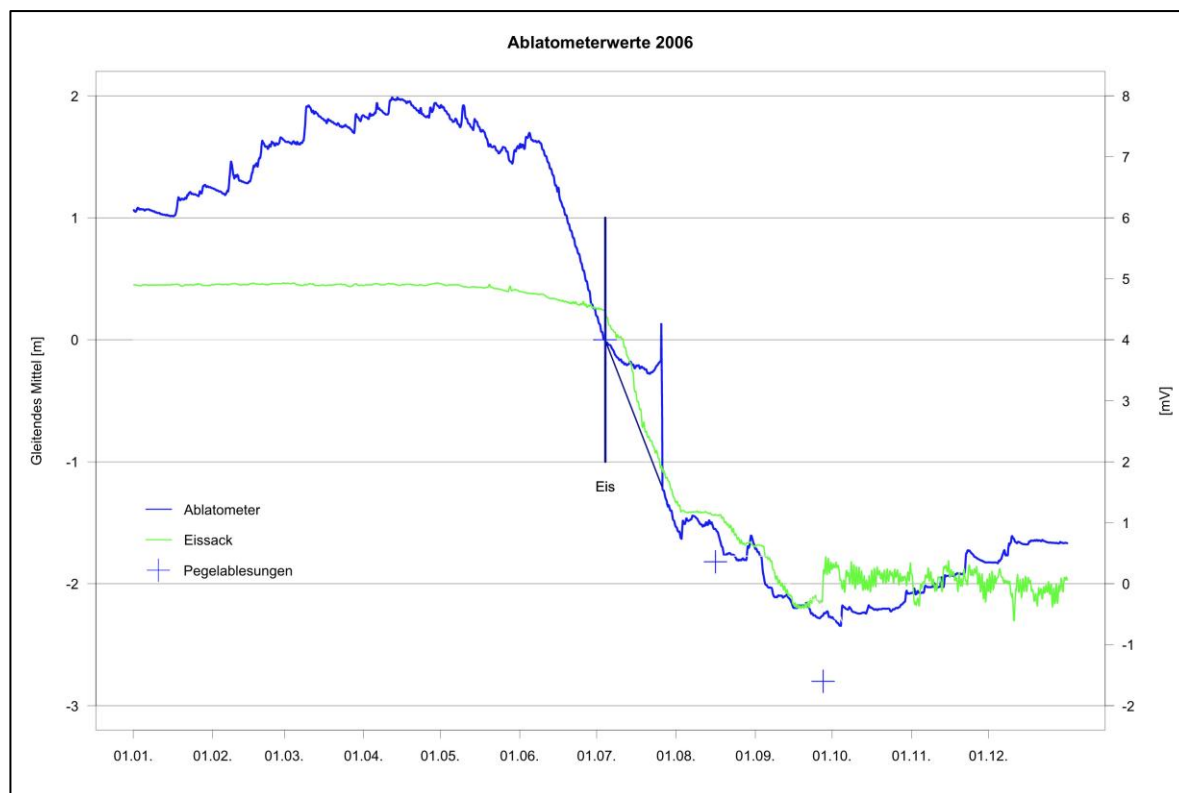


Abb. 3: Vergleich der Summenkurve der Ultraschallabstandsmessung und des Signals des Eissacks mit den Ablesehöhen der Pegelstange 257, die in Abb. 2 mit einem roten Pfeil gekennzeichnet ist.

In Abb. 3 sind die eingepassten Messwerte des Eissacks (grüne Kurve) in der Einheit Millivolt [mV] und des Ultraschallabstandsmessers in der Einheit Meter [m] (blaue Kurve) für das Jahr 2006 dargestellt. Der vertikale Strich mit der Bezeichnung „Eis“ kennzeichnet den Beginn der Eisschmelze. Die in Abb. 2 mit einem roten Pfeil gekennzeichnete Pegelstange (Nummer: 257) ist unmittelbar am Ort der Ultraschallabstandsmesser positioniert. Die Pegelablesungen (siehe Abb. 3, blaues Kreuz) werden bei der Auswertung verwendet, um die gemessenen Ablationshöhen des Ultraschallabstandsmessers und des Eissacks zu vergleichen. In Jahr 2006 wurde der Pegel dreimal abgelesen. Für die Ablationsperiode ergibt sich aus den Ablesungen eine Eisschmelze von ca. 2.8 m. Die Gesamtsumme der Eisschmelze aus den Messdaten des Ablatometers sowie des Ablatometersacks, liegt bei 2.3 m (Dietermann, 2009). Unter der Annahme, dass die Pegelablesungen die genauere Methode zur Bestimmung einer langfristigen Höhenänderung der Eisoberfläche ist, müssen Fehler für eine Differenz von 0.5 m bei der Messung des Ultraschallabstandsmessers bzw. des Ablatometersack verantwortlich sein. Hierfür kommen falsche Abstandsmessungen durch Verkippen der Konstruktion, an der das Ablatometer befestigt ist, in Betracht. Der Eissack wurde am 25.9.2006 ausgeapert vorgefunden. Der Fehler könnte darin bestehen, dass der Sack schon frühzeitig nicht mehr vom Eis bedeckt war und somit keine Eishöhenänderung gemessen hat.

In der vorliegenden Arbeit werden die Ergebnisse des Ultraschallabstandsmessers zur Validierung der berechneten Schmelzraten aus der Energiebilanz herangezogen.

2.3 Testfeld 1979/81

Eine intensive Forschung erfolgte in den Jahren 1974 bis 1985 mit der Einrichtung des Sonderberichts SFB81 „Abfluss in und von Gletschern“ durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG). Im Rahmen dieses Programms wurde in den Jahren 1979 und 1981 auf dem Vernagtferner ein Testfeld im Ablationsgebiet zur Messung des Schmelzwasserabflusses aus

einem ca. 200 m² großen, künstlich abgegrenzten Einzugsgebiet eingerichtet (siehe Abb. 4). Zur Begrenzung wurde ein 1 m breites Band aus Syntosilpapier verwendet. Es wurde versucht, das innerhalb des abgegrenzten Areals oberflächlich gebildete Schmelzwasser vollständig an der tiefsten Stelle des Feldes zu kanalisieren und den Abfluss mit einer Wasseruhr zu messen (siehe Abb. 5). Des Weiteren wurde direkt neben dem Testfeld eine meteorologische Station eingerichtet, an der die Größen Lufttemperatur, relative Feuchte, Windgeschwindigkeit, Global- und Reflexstrahlung aufgezeichnet wurden. Im Testfeld befanden sich vier und außerhalb zwei weitere Pegel. Dieses Versuchsfeld von Zunke (1984) stellt einen Ansatz dar, den Abfluss und die zur Berechnung der Energiebilanz nötigen meteorologischen Parameter direkt auf dem aphen Eis zu messen und die mit den Pegeln gemessene Ablation mit den hydrologischen und meteorologischen Ergebnissen zu vergleichen (Moser, 1986).

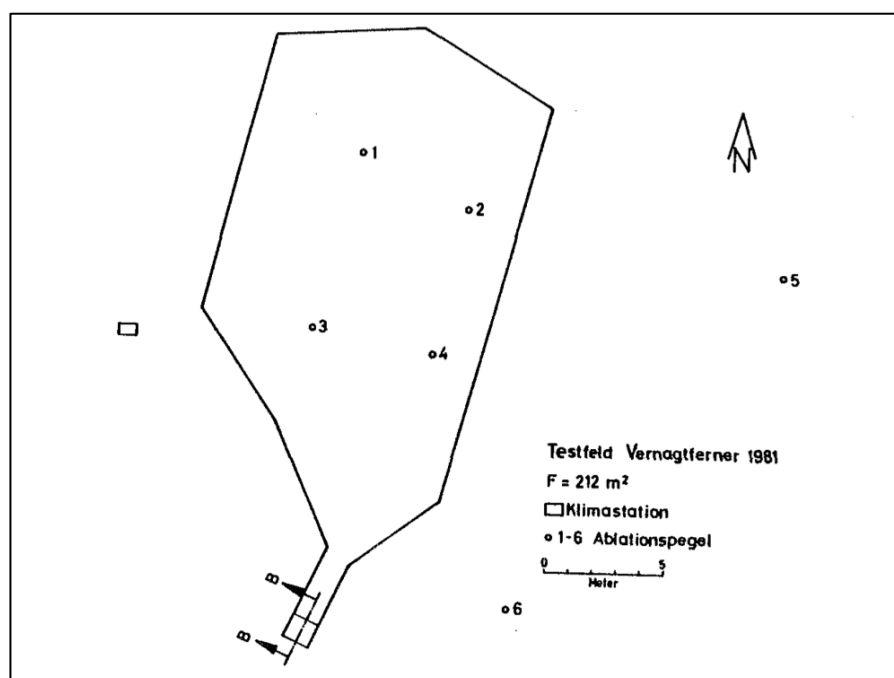


Abb. 4: Lageplan vom Testfeld Vernagtferner 1981; Nr. 1 - 6 sind Ablationspegel (Moser et al., 1986)

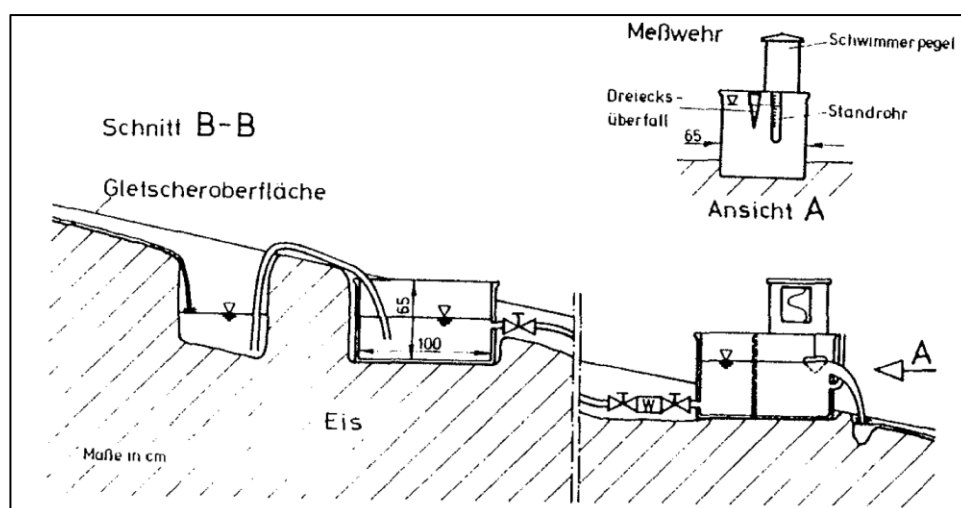


Abb. 5: Testfeld Vernagtferner 1981: Messanordnung zur Abflussmessung. Das Schmelzwasser sammelt sich in einer ins Eis geschlagenen Vertiefung, aus der es über Heberschläuche in eine erste Plastikwanne fließt, die über einen Schlauch mit einer zweiten, als Messwehr ausgebauten Wanne verbunden ist. W = Wasseruhr (Moser et al., 1986)

Die Vergleichbarkeit der Arbeit von Zunke (1984) und der vorliegenden Arbeit ergibt sich in der Zielsetzung, die Schmelzrate als Restglied der Oberflächenenergiebilanz mit Modellansätzen zu validieren, die Vorgehensweise ist jedoch unterschiedlich. Bei Zunke (1984) stand die Prüfung des verwendeten Energiebilanzmodells zur Berechnung der Schmelze und dessen Anwendbarkeit auf dem gesamten Gletscher im Vordergrund.

Die direkte Messung der meteorologischen Eingangsgrößen auf dem Gletscher wird bei Zunke (1984) für die Berechnung der Energiebilanz als Referenz eingesetzt. Im Vergleich zu den extrapolierten Messgrößen der Klimastation Vernagtbach, die in der vorliegenden Arbeit als Grundlage zur Berechnung der Energiebilanz dienen, sind die Direktmessungen bei Zunke (1984) sicherer. Die direkt gemessene Strahlungsbilanz, die mindestens 80% der Schmelze ausmacht, ist somit nur mit einem sehr geringen Fehler der Strahlungsmessgeräte behaftet. Die turbulenten Flüsse werden dagegen im Energiebilanzmodell von Zunke (1984) mit einer einfachen Parametrisierung berechnet. Zudem waren die Temperaturmessungen der Gletscherluft mit einem beachtlichen Strahlungsfehler behaftet. Der Strahlungsschutz des Thermometers bestand nur in einer Kugelhütte nach Baumbach (halbkugelförmiger Metallschirm). Dieser bietet keinen Schutz gegen die Strahlung des unteren Halbraums und somit kann die hohe Reflexstrahlung über dem Gletscher das Thermometer ungehindert treffen.

In den Ergebnissen der Arbeit von Zunke (1984) gab es sowohl gute als auch schlechtere Übereinstimmungen zwischen den Modellergebnissen und den Ablationsmessungen.

2.4 HyMEX 1998/2000

Das Akronym HyMEX steht für **H**ydrologisch-**M**eteorologisches-**E**xperiment am Vernagtferner. Im Rahmen des DFG geförderten Projektes wurden in den Jahren 1998 und 2000 auf dem Vernagtferner Experimente durchgeführt, bei denen alle Komponenten und Größen der Energiebilanz direkt gemessen wurden. Ergänzt wurden diese Messungen durch spezielle hydrologische Untersuchungen zum Abflussverhalten des Vernagtferners. Das Hauptziel der glazial-meteorologischen Untersuchungen bestand in einem tieferen Prozessverständnis und darauf aufbauend die Erarbeitung neuer Parametrisierungen für energiebilanzbasierte Modelle. Näheres findet sich in Weber (2008).

Seit den Arbeiten im Rahmen des DFG Sonderforschungsbereiches 81 und den HyMEX-Untersuchungen im Jahr 1998 und 2000 sowie weiterer internationaler Arbeiten steht außer Zweifel, dass die Berechnung der Energiebilanz auf der Basis vor Ort gemessener meteorologischer Daten die am besten geeignete Methode zur Bestimmung der lokalen Ablation ist. Jedoch liegt die Herausforderung in der Beschaffung der erforderlichen Treiberdaten Strahlungsbilanz, Lufttemperatur, Oberflächentemperatur, Feuchte, Windgeschwindigkeit, Luftdruck, und Dampfdruck. Diese meteorologischen Daten sind aus logistischen Gründen langfristig nicht direkt auf einem Gletscher messbar. Der in dieser Arbeit verwendete Algorithmus (näheres im Kapitel 5) ist komplexer als der angewandte Modellansatz der Energiebilanz von Zunke (1984), wird aber mit Ausnahme der Temperaturmessung der Gletscherluft nicht mit vor Ort gemessenen Daten betrieben.

3 Untersuchungsgebiet Vernagtferner

Der Vernagtferner befindet sich auf der Südseite des Weißkamms in der Gebirgskette der Ötztaler Alpen in Österreich. Die Kompositkarte (Abb. A.2) zeigt das Einzugsgebiet des Vernagtferners im Jahr 2006. In diesem Jahr bedeckte der 8.172 km² große Gletscher 71% der Einzugsgebietsfläche von 11.441 km². Im Jahr 2011 beträgt der Anteil der Gletscherfläche vergleichsweise 69%. Im Gletschervorfeld befindet sich am Unterlauf des Gletscherbaches auf 2637 m ü. NN die Pegelstation Vernagtbach, an der der Gebietsabfluss gemessen wird. Auf der Westseite befindet sich unmittelbar daneben die Klimastation Vernagtbach, an der die meteorologischen Größen Globalstrahlung $K \downarrow$ [W m⁻²], Reflexstrahlung $K \uparrow$ [W m⁻²], Gesamtstrahlung vom oberen und unteren Halbraum [W m⁻²], Lufttemperatur T_P [°C], relativen Feuchte ϕ_0 [%], Windgeschwindigkeit U_0 [m s⁻¹], Windrichtung [°], Luftdruck p_0 [hPa], Niederschlag P [mm h⁻¹] und Abfluss Q [m³ s⁻¹] stündlich aufgezeichneten werden.

Tab. 1: Übersicht der Messgeräte, Hersteller und Genauigkeit der stündlich aufgezeichneten meteorologischen Größen an der Pegel- und Klimastation Vernagtbach, sowie der Gletschermessstation.

Messgröße	Messgerät	Hersteller	Genauigkeit
Pegel- u. Klimastation Vernagtbach			
Globalstrahlung $K \downarrow$ [W m⁻²]	Albedometer	KIPP & ZONEN CM7B	$\pm 0.9 \text{ W m}^{-2} \leq$ bis 889 W m ⁻² , $\pm 4.4 \text{ W m}^{-2} \leq$ darüber
Reflexstrahlung $K \uparrow$ [W m⁻²]	Albedometer	KIPP & ZONEN CM7B	$\pm 0.9 \text{ W m}^{-2} \leq$ bis 889 W m ⁻² , $\pm 4.4 \text{ W m}^{-2} \leq$ darüber
Globalstrahlung $K \downarrow$ [W m⁻²] + Gegenstrahlung $L \downarrow$ [W m⁻²]	Strahlungsbilanzmesser	SCHENK Pyr. und KIPP & ZONEN CM7B	schlechter als 5 W m ⁻² \leq , da im Prinzip Fehlerfortpflanzung
Reflexstrahlung $K \uparrow$ [W m⁻²] + Ausstrahlung $L \uparrow$ [W m⁻²]	Strahlungsbilanzmesser	SCHENK Pyr. und KIPP & ZONEN CM7B	schlechter als 5 W m ⁻² \leq , da im Prinzip Fehlerfortpflanzung
Lufttemperatur T_P [°C]	Platindraht-Widerstandsthermometer in der Wetterhütte	-	0.1 K
relative Feuchte ϕ [%]	Haarhygrometer in der Wetterhütte	-	5%
Windgeschwindigkeit U_0 [m s⁻¹]	Schalenkreuzanemometer	THIES	0.1 m s ⁻¹
Windrichtung [°]	Windfahne	Fahne THIES	15°
Luftdruck p_0 [hPa]	Dosenbarometer	DRUCK	1 hPa
Niederschlag P [mm h⁻¹]	Belfort-Waage	-	-
Abfluss Q [m³ s⁻¹]	Abflusshöhe im Gerinne, Ott-Pegel	-	-
Gletschermessstation			
Lufttemperatur T_{Gl} [°C]	Platindraht-Widerstandsthermometer, Glaskörper-Pt100	Strahlungsschutz und künstliche Belüftung, Konstruktion des Meteorologischen Institut der Universität München (MIM)	0.1 K
Höhenänderung der Gletscher-oberfläche [mm]	Ultraschallabstandsmesser SR 50 Ranging Sensor	Campbell Scientific	$\pm 2 \text{ cm}$

Das Messgerät für die Globalstrahlung und die Reflexstrahlung ist das Albedometer. Mit dem Strahlungsbilanzmesser wird die Strahlung über den gesamten Spektralbereich mit horizontalen Auffangflächen für den oberen und unteren Halbraum gemessen. Aus der Differenz der Strahlungsbilanz des oberen Halbraums und der Globalstrahlung berechnet sich die Gegenstrahlung $L \downarrow$ [W m^{-2}] bzw. die Differenz der Strahlungsbilanz des unteren Halbraums und der Reflexstrahlung ergibt die Ausstrahlung $L \uparrow$ [W m^{-2}].

Gemessen wird die Lufttemperatur an der Klimastation Vernagtbach mit einem Platindraht-Widerstandsthermometer vom Typ Glaskörper-Pt100 in einer Standard-Wetterhütte. Die weiß gestrichene Lamellenhütte bietet durch ihre Konstruktion die Bedingungen für eine korrekte strahlungsgeschützte Messung unter international standardisierten Bedingungen. Neben der Klimastation wird auch über dem Gletscher die Lufttemperatur gemessen. Das Platindraht-Widerstandsthermometer befindet sich dort in 2 m Höhe über der Bodenoberfläche, eingebaut in ein doppeltes verspiegeltes Metallrohr, das einfallende und reflektierte Sonnenstrahlung sowie Niederschlag abschirmt. Über dem Gletscher ist ein Schirm gegen die Strahlung vom unteren Halbraum besonders wichtig, da die Reflexstrahlung bei Neuschnee bis zu 95% der Globalstrahlung erreichen kann. Ein elektrisch betriebener Ventilator sorgt für eine Belüftung des Thermometers mit einer konstanten Strömungsgeschwindigkeit von ca. 3 m s^{-1} und damit für einen optimalen Wärmeaustausch zwischen dem Sensor und der vorbeiströmenden Luft. Eine an der Pegelstation betriebene Referenzmessung gleicher Bauart zeigt Abweichungen von weniger als 0.1 Kelvin von der Messung in der Wetterhütte. In Tab. 1 sind alle Messinstrumente mit Herstellerinformationen und Genauigkeit der weiteren meteorologischen Messgrößen aufgelistet.

Der Ultraschallabstandsmesser und die am Messgerät integrierte Temperaturmessung befindet sich auf 2956 m ü. NN über dem Gletscher. Die geografische Lage der Gletschermessstation beträgt im Jahr 2011 $46^\circ 52' 18.58'' \text{ N}$, $10^\circ 49' 27.22'' \text{ E}$. Die horizontale Position hat sich seit dem ersten Messungsjahr 2005 nicht relevant verändert (siehe Abb. 6), jedoch hat sich die Distanz zum Gletscherzungenende und die Höhenkoordinate über die sieben Jahre verringert. Der Kompositkarte (siehe Abb. A.2) kann man im Jahr 2006 eine relativ geringe Distanz zum Gletscherzungenende von etwa 300 m entnehmen. Vergleichsweise betrug die Distanz in Jahr 2002 noch 600 m. Der Höhenunterschied der Gletschermessstation von 2005 zu 2008 beträgt 8 m.

Für den Berechnungszeitraum 2005 - 2007 liegen Messdaten der Temperatur der bodennahen Gletscherluft vor, die einer weiteren Station, positioniert auf den Koordinaten der ehemaligen Energiebilanzstation HyMEX 2000 ca. 300 m nordöstlich der Position der Gletschermessstation, zugeordnet sind. Im Vergleich zu dem Standort am Ablatometer ist der Standort der Temperaturmessung der Gletscherluft höher gelegen. Außerdem ist mit der Konstruktion des Gestells als Pyramide (siehe Abb. 7) eine konstante Höhe der Temperaturmessung in 2 m gewährleistet. Daher wird für den Berechnungszeitraum 2005 - 2007 die an dem ehemaligen HyMEX 2000-Standort gemessene Lufttemperatur verwendet. Allerdings gibt es dort keine gemessenen Ablationswerte zur direkten Validierung. Es wird angenommen, dass die Unterschiede in den Schmelzraten zum Ablatometerstandort nicht allzu groß sind. Ab 2008 wurde der Betrieb der Station vorläufig eingestellt. Es werden nur für dieses Jahr die am Ultraschallabstandsmesser gemessenen Temperaturmessungen verwendet.

An der Kammlinie kommen die freie Atmosphäre und die Gletscherfläche in Kontakt und es beginnt die Beeinflussung der eisnahen Luftschicht durch den Gletscherwind. Ein möglicher Strömungsverlauf über dem Gletscherfeld bis zur Klimastation Vernagtbach ist in Abb. A.2 in der Kompositkarte eingezeichnet. Der Abstand vom Taschachjoch (3354 m ü. NN) bis zur Gletschermessstation beträgt ca. 2000 m, von der Gletschermessstation bis zum Gletscherzungenende etwa 300 m, bzw. von der Messstation der Gletscherlufttemperatur am HyMEX 2000 Standort bis zum Gletscherzungenende etwa 500 m und vom Zungenende bis zur Klimastation Vernagtbach etwa 1500 m (siehe Abb. A.2).

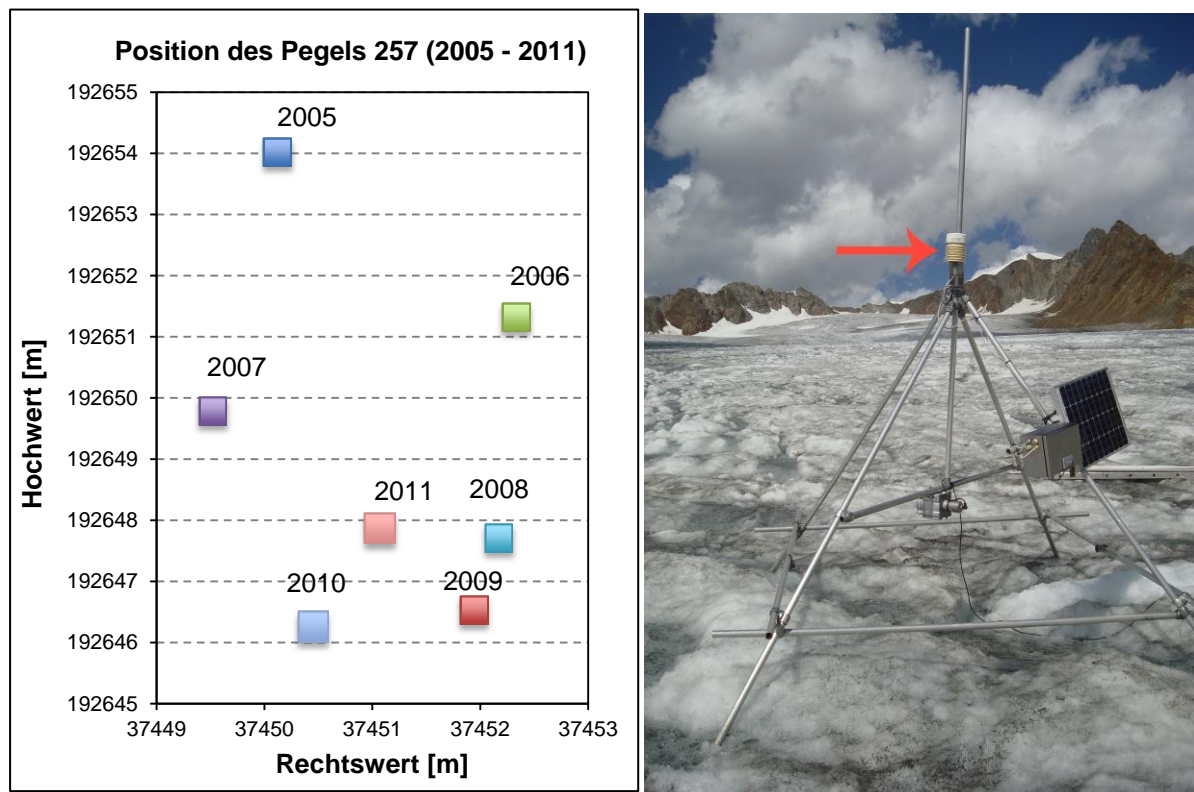


Abb. 6, 7: Links: Position des Ablationspegels 257 für den Zeitraum 2005 - 2011 im Gauß-Krüger-Koordinatensystem; Rechts: Konstruktion für das Temperaturmessgerät (mit einem roten Pfeil gekennzeichnet); Das auf der Gletscheroberfläche aufliegende Stativ gewährleistet eine konstante Messhöhe in 2 m.

4 Temperatur der bodennahen Luftschicht

4.1 Energiebilanz

Die Gletscheroberfläche ist die Hauptumsatzfläche für den Energie- und Stofftransport zwischen Atmosphäre und Eisoberfläche. Der Stofftransport im Anschluss an die Phasenübergänge von fest nach flüssig (Schmelze), bzw. flüssig nach gasförmig (Verdunstung) ist der effektivste wirksame Ablationsprozess (Weber, 2010). Der unmittelbare Übergang von fest zu gasförmig wird als Sublimation bezeichnet. Die beschriebenen Phasenübergänge verbrauchen Energie, und umgekehrt wird bei dem Übergang von gasförmig zu flüssig (Kondensation), bzw. flüssig zu fest (Gefrieren) Energie freigesetzt.

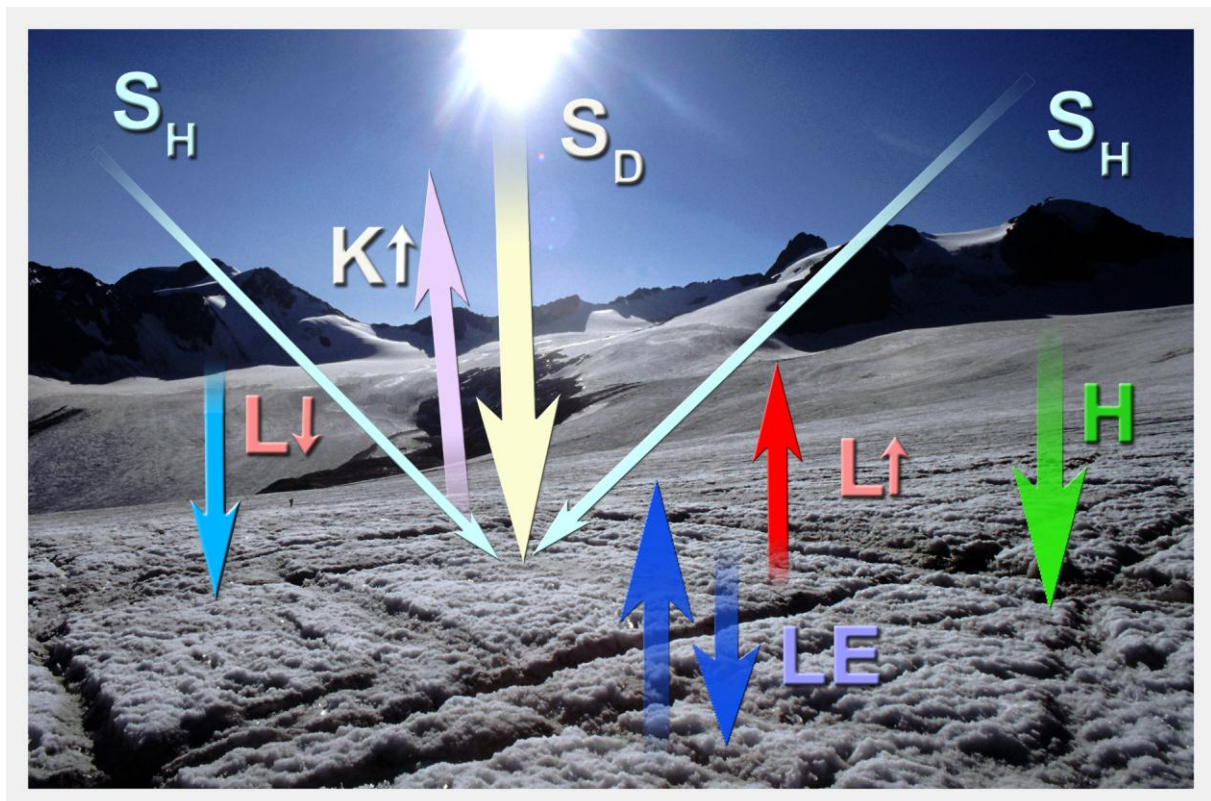


Abb. 8: Schematische Darstellung der Strahlungs- und Energieflüsse der Oberflächenenergiebilanz eines Alpengletschers. Die Pfeile deuten die Richtung der Flüsse an. Zur Bedeutung der Symbole siehe Gleichung 2. (nach Weber, 2008)

Auf Grund der an der Oberfläche absorbierten Energie setzen Schmelz- und Verdunstungsprozesse ein, die den Abbau des Eiskörpers von oben her bewirken. Die durch die Geländeneigung bedingte unmittelbare Entwässerung über den Oberflächenabfluss begünstigt die Ablation, da das Schmelzwasser nicht erst unter hohem Energieverbrauch verdunstet werden muss. Da die Eisfläche keine Energie speichern kann, ergibt sich die zur Schmelze verfügbare Energie aus der Summe der einzelnen Flussdichten der Energiebilanzgleichung (Gleichung 2). Die Vorzeichen der einzelnen Energieflussdichten werden nach der „Münchener Konvention“ gewählt. Flussrichtungen zur Oberfläche bedeuten einen Energiegewinn und werden positiv gezählt. Flüsse von der Oberfläche weg sind mit einem Energieverlust der Oberfläche verbunden und werden negativ gezählt.

$$S = R + H + LE + AF + BF \quad (2)$$

S	Schmelzenergieflussdichte [W m^{-2}]
R	Strahlungsbilanz [W m^{-2}]
H	Strom fühlbarer Wärme [W m^{-2}]
LE	Latenter Wärmestrom [W m^{-2}]
AF	Advektiver Wärmestrom [W m^{-2}]
BF	Bodenwärmestrom [W m^{-2}]

Der Bodenwärmestrom BF in der Tiefe z im Eis wird nach Stull (1988) von der molekularen Temperaturleitfähigkeit und dem Temperaturprofil im Boden bestimmt:

$$BF = kB \cdot \frac{dT}{dz} \quad (3)$$

kB	molekulare Wärmeleitfähigkeit [$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$]
$\frac{dT}{dz}$	vertikaler Temperaturgradient im Eis [K m^{-1}]

Wird der Eisoberfläche Energie zugeführt, kommt es dort zu einer Temperaturerhöhung. Die Gletscheroberfläche hat die Besonderheit, dass die Temperatur 0°C nicht überschreiten kann, denn ab dem Erreichen der Schmelztemperatur findet der Phasenübergang von fest nach flüssig statt. Das einsickernde und wiedergefrierende Schmelzwasser einerseits, die Druckkräfte andererseits sorgen für eine konstante Temperatur von 0°C innerhalb des Eiskörpers und unterbinden dadurch den Bodenwärmestrom ($dT/dz = 0$). Die Wärmeleitfähigkeit von Eis liegt bei einer Temperatur von 0°C bei $2.2 \text{ W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ und erhöht sich mit fallender Temperatur geringfügig. Bei einer Temperatur von -20°C besitzt Eis eine Wärmeleitfähigkeit von $2.4 \text{ W m}^{-1} \text{K}^{-1}$. Im Vergleich mit der Wärmeleitfähigkeit von beispielsweise Sandstein mit $2.3 \text{ W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ oder Granit mit $2.8 \text{ W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ ist der Unterschied zu der von Eis klein. Die bestimmende Größe für den Bodenwärmestrom ist der vertikale Temperaturgradient, der mit einer stark erhitzten Oberfläche durch die absorbierte Strahlung viel größer ist als bei Eis, wo bei 0°C die Schmelze einsetzt. In Zeiträumen ohne Schmelze, vorzugsweise in der Nacht, kommt es zu einem Bodenwärmestrom in oder aus dem Eis, der aber verglichen mit der Größe der anderen Terme der Energiebilanz klein ist ($< 10 \text{ W m}^{-2}$). Aus diesem Grund und der konstanten Temperaturverteilung im Eis unter Schmelzbedingungen wird der Term des Bodenwärmestroms vernachlässigt.

Die an der Oberfläche auftreffenden Flussdichten der Strahlungsbilanz R [W m^{-2}] (Gleichung 10) sind jeweils das Integral über den Halbraum, aus dem sie stammen. Eine Aufteilung der Strahlungsterme erfolgt nach dem Spektralbereich in die solare (kurzwellige) Strahlung über den Wellenbereich von $0.3 - 3.0 \mu\text{m}$ und die terrestrische (langwellige) Strahlung über den anschließenden infraroten Wellenbereich von $3 - 100 \mu\text{m}$. Die solare Strahlung wird von der Sonne emittiert und die terrestrische Strahlung entstammt der Atmosphäre inklusive der Wol-

ken, und der Erdoberfläche. Die an der Oberfläche absorbierte Strahlungsenergie bestimmt die Strahlungsbilanz. Sie ergibt sich aus der Summe der Globalstrahlung $K \downarrow$, die sich aus der direkten Sonneneinstrahlung und der diffusen Himmelsstrahlung zusammensetzt, der Reflexstrahlung $K \uparrow$, der Ausstrahlung $L \uparrow$ und der Gegenstrahlung $L \downarrow$ (Gleichung B.6). Die Gesamtbilanz der Strahlungsterme an der Oberfläche ist positiv, wenn die absorbierte kurzwellige Strahlung die über den Tag meistens negative langwellige Strahlungsbilanz überwiegt. Je höher die Albedo der Gletscheroberfläche (vgl. Tabelle 2), desto geringer ist die an der Oberfläche absorbierte Strahlung auf Grund der größeren Reflexstrahlung. Abhängig von der Helligkeit und der Struktur der Gletscheroberfläche erreicht die Albedo Werte von 20% für unreines Gletschereis bis zu 95% für reinen Neuschnee. Im Rahmen des Feldversuches HyMEX 1998 wurde sogar ein Minimalwert der Albedo von 18% am 11.8.1998 gemessen (Weber, 2008).

Tab. 2: Das kurzwellige Reflexvermögen (Albedo a) von verschiedenen Gletscheroberflächen. (nach Kraus, 2008)

Gletscheroberfläche	a in %
reiner Neuschnee	75 - 95
reiner Nassschnee	60 - 70
Altschnee	40 - 70
reines Gletschereis	30 - 45
unreines Gletschereis	20 - 30

Im langwelligen Spektralbereich besitzt eine Schnee- oder Eisschicht nahezu ideale Emissions- und Absorptionseigenschaften. Die Ausstrahlung $L \uparrow$ einer Eisoberfläche kann analog zu der eines idealen Schwarzkörperstrahlers nach dem STEFAN-BOLTZMANN-Gesetz berechnet werden:

$$L \uparrow = \sigma \cdot \varepsilon \cdot (T_s + 273.15)^4. \quad (4)$$

σ STEFAN-BOLTZMANN-Konstante [$\text{W m}^{-2} \text{K}^{-4}$]

ε langwelliger Emissionskoeffizient [-]

T_s Oberflächentemperatur des Eises [$^{\circ}\text{C}$]

Das langwellige Emissionsvermögen, im STEFAN-BOLTZMANN-Gesetz ausgedrückt mit dem Koeffizient ε , liegt für raues, nicht spiegelndes Gletschereis nahezu ideal bei dem Wert 1. Für eine schmelzende Oberfläche ergibt sich bei einer Oberflächentemperatur von 0°C und einem langwelligen Emissionskoeffizient von 0.98 ein konstant wirksamer Verlust von 309 W m^{-2} . Jedoch wird dieser durch die Absorption an langwelliger Gegenstrahlung $L \downarrow$ der Atmosphäre reduziert. Es ergibt sich bei wolkenlosem Himmel in der Regel ein negativer Beitrag der beiden entgegengesetzten Komponenten, der in der Höhenlage des Vernagtferners um ca. -100 W m^{-2} liegt (Weber, 2008). Die langwellige Ausstrahlung führt in einer wolkenlosen Nacht ohne solare Einstrahlung zu einer negativen Strahlungsbilanz und damit zu einer Abkühlung. Jedoch bewirkt der Wasserdampfgehalt in der Atmosphäre, vor allem in Form von Wolken eine deutliche Erhöhung der Gegenstrahlung, so dass bei vollständig bedecktem Himmel auch eine positive langwellige Strahlungsbilanz möglich ist.

Bei dem fühlbaren Wärmestrom ist die Enthalpie die transportierte spezifische Eigenschaft (Kraus, 2008). Voraussetzung für das Vorhandensein eines Flusses von fühlbarer Wärme ist, dass über der Oberfläche eine turbulente Strömung herrscht und ein Unterschied zwischen der Temperatur der bodennahen Luftschicht T_{Gl} und der Oberfläche T_S besteht (Weber, 2008). Die molekulare Wärmeleitung findet auf Grund der geringen Wärmeleitfähigkeit der Luft von $0.026 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ nur unmittelbar am Übergang zwischen Eisoberfläche und Atmosphäre statt. In der bodennahen Luftschicht über einer schmelzenden Gletscheroberfläche herrscht gewöhnlich eine stabile thermische Schichtung, charakterisiert durch einen hohen Temperaturgradienten zwischen Oberfläche und 2 m Höhe ($T_{Gl} > T_S$). Abhängig von dem Gradienten des Temperaturprofils und der Turbulenz stellt sich ein fühlbarer Wärmestrom ein, der unter Schmelzbedingungen immer einen Energiegewinn für die Oberfläche und einen Energieverlust für die angrenzende Atmosphäre liefert. Eine labile Schichtung stellt sich ein, wenn die Oberflächentemperatur höher ist als die der darüber liegenden Luftschicht. Über dem Gletschervorfeld ist in der Regel die Oberflächentemperatur tagsüber deutlich höher als die bodennahe Lufttemperatur ($T_{Vf} < T_S$) und der fühlbare Wärmefluss wird negativ und erwärmt dadurch die Atmosphäre. Bei einer Energiezufuhr von 600 bis 700 W m^{-2} an einem wolkenlosen Mittag im Juli, die auf dem Gletscher in den Schmelzprozess geht, steht dieser Betrag im Moränenvorfeld fast vollständig für die Erwärmung der Grenzschicht zwischen Boden und Atmosphäre zur Verfügung. In Abschnitt 4.2 und 4.3 wird auf den fühlbaren Wärmestrom noch detailliert eingegangen.

Der latente Wärmestrom ist dagegen der Fluss latenter Wärme auf Grund des turbulenten vertikalen Transports von Wasserdampf, mit dem bei negativen LE der Strom des verdunstenden, bei positiven LE der Strom kondensieren Wassers oder Eises bezeichnet wird. Zu einer Temperaturerhöhung führt er erst, wenn durch Phasenumwandlung (Kondensation) Wärme freigesetzt wird. Befindet sich an der Eisoberfläche Schmelzwasser, erfolgt ein Energieverlust der Oberfläche durch die potenzielle Verdunstung. Der negative Verdampfungswärmestrom kühlt die Oberfläche ab und wird in einer stabilen bodennahen Schichtung durch den deutlich größeren positiven fühlbaren Wärmestrom auf Null reduziert. Der Strom latenter Wärme kann je nach Wasserdampfgehalt der Luft einen Betrag zur Schmelze liefern oder sie reduzieren.

Der advective Wärmestrom AF bezeichnet die der Oberfläche zu- oder abgeführten Energie durch Regen oder abfließendes Schmelzwasser, sofern dessen Temperatur höher ist als die der Eisoberfläche. Über Schnee- und Eisflächen ist bei einem Regenereignis die zugeführte Energiemenge des advectiven Wärmestroms im Vergleich zu Landoberflächen nicht groß. Jedoch ist die frei werdende Gefrierwärme der auftreffenden Regentropfen so hoch, dass eine tiefe Temperatur der Eisoberfläche unmittelbar auf den Schmelzpunkt gehoben wird, wozu sonst der Bodenwärmestrom einen großen Beitrag leistet (Weber, 2008). Für die Energiebilanzberechnungen der gewählten Zeiträume wird angenommen, dass kein flüssiger Niederschlag fällt, dem entsprechend ist der Term gleich Null.

Neben den beschriebenen Effekten des eintretenden Flüssigwassers in den Eiskörper kann somit nur eine Erwärmung bzw. Abkühlung an der Grenzschicht zwischen Atmosphäre und Gletschereis erfolgen.

4.2 Vergleich des Tagesgangs der Lufttemperatur an der Klimastation und über dem Gletscher

Die Temperaturunterschiede der bodennahen Luftschicht über dem Gletschervorfeld und über der Gletschereisfläche sind nicht allein mit dem Höhenunterschied zu begründen, sondern auch mit den lokal unterschiedlichen Wechselwirkungen mit der Oberfläche. In diesem Ab-

schnitt wird ein Vergleich der Temperatur an der Klimastation Vernagtbach und an der Gletschermessstation dargestellt, um Rückschlüsse auf die Beobachtung ermöglichen zu können.

In Abb. 9 ist der mittlere Tagesgang der bodennahen Lufttemperatur an der Klimastation Vernagtbach und auf dem Gletscher für den Juli 2006 dargestellt. Auf Grund der aus der Höhendifferenz von 340 m resultierenden Druckdifferenz ist ohne einen Wärmeaustausch mit der Oberfläche eine mittlere Differenz der Lufttemperatur an beiden Stationen von $3.4\text{ }^{\circ}\text{C}$ zu erwarten. Diese lässt sich über den adiabatischen Höhengradienten mit $\partial T/\partial z = 0.0098\text{ K m}^{-1}$ berechnen. Mit der berechneten adiabatischen Temperaturänderung wird die Temperatur an der Pegelstation (braun) auf das Niveau der Gletscherstation extrapoliert, dargestellt mit der gestrichelten Linie. Der Vergleich der blauen und der gestrichelten Kurve zeigt, dass die Amplitude des extrapolierten Tagesgangs der bodennahen Lufttemperatur an der Messstation Vernagtbach (gestrichelt) größer ist als die über dem Gletscher (blau). Die kleinere Amplitude der Gletscherluft ist das Ergebnis der Abkühlung während der Gletscherschmelze. Für den Zeitraum zwischen Sonnenuntergang und Sonnenaufgang erfolgt eine Abkühlung, die durch die negative, langwellige Strahlungsbilanz verursacht wird. In der Zeit zwischen Sonnenaufgang bis 23.00 MEZ ist der vertikale Temperaturgradient größer als -0.0098 K m^{-1} und zeigt demzufolge eine überadiabatische Temperaturabnahme. Welche Prozesse hinter dieser Beobachtung stehen, wird in den folgenden Abschnitt beschrieben.

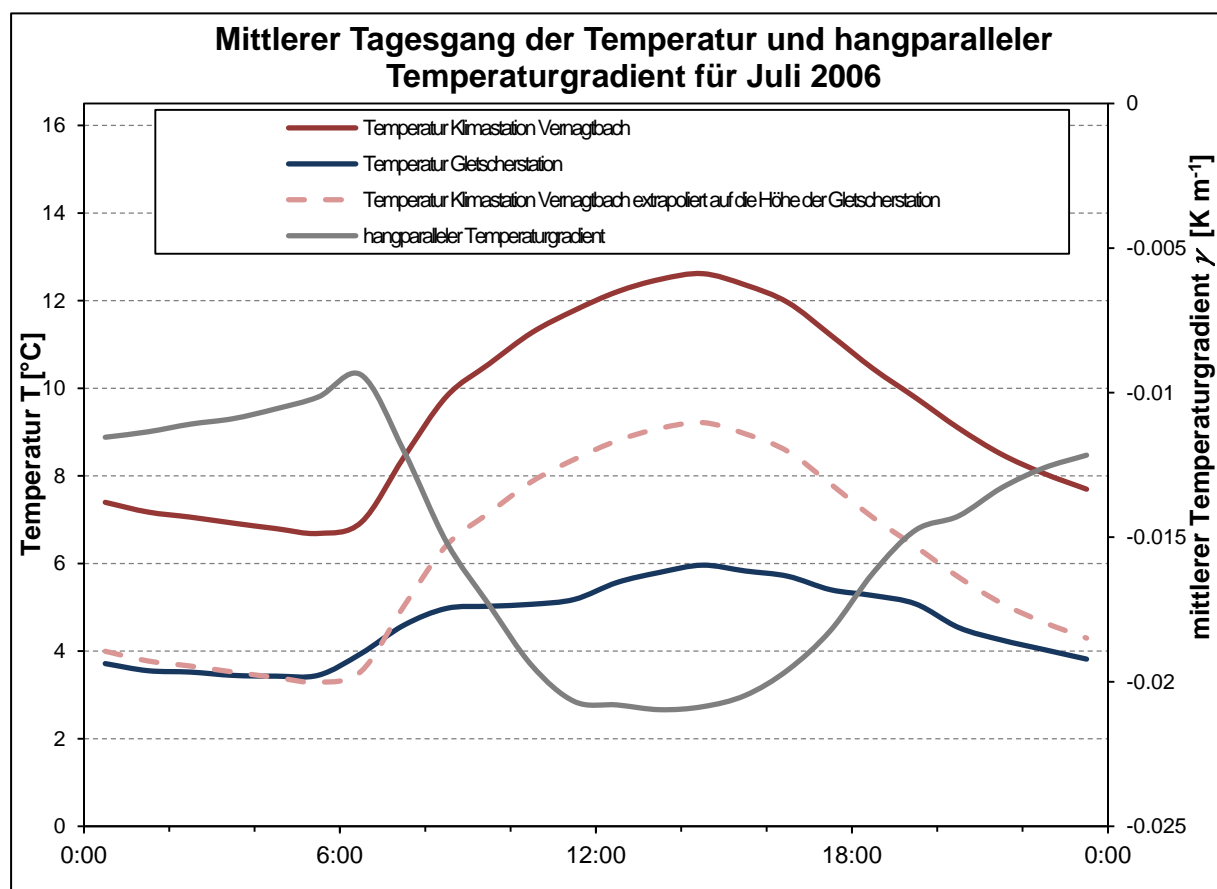


Abb. 9: Mittlerer Tagesgang der Lufttemperatur T für Juli 2006, gemessen an der Klimastation Vernagtbach und auf dem Gletscher. Zusätzlich ist noch der Tagesgang der Lufttemperatur der Klimastation Vernagtbach ohne den adiabatischen Temperaturgradienten und der hangparallele Temperaturgradient γ zwischen der Gletschermessstation und der Klimastation Vernagtbach hinzugefügt.

Anhand der Stundenmittel der Lufttemperatur für Juli 2006 (vgl. Abb. 9) lässt sich die mittlere Erwärmungs- und Abkühlungsrate (dT/dt) berechnen. In Abb. 10 ist der Tagesgang von dT/dt sowohl an der Messstation der Gletscherluft als auch an der Klimastation Vernagtbach dargestellt. Positive Werte für dT/dt bedeuten eine Erwärmung und negative Werte eine Abkühlung. Der Vergleich zeigt, dass kurz nach Sonnenaufgang, mit zunehmender solaren Einstrahlung die Erwärmung an beiden Standorten (5.30 MEZ über dem Gletscher; 6.00 MEZ an der Klimastation im Vorfeld) einsetzt. Der Zeitversatz an der Klimastation Vernagtbach um eine halbe Stunde ist begründet mit der Abschattung durch die umliegenden Berge.

Um 7.30 MEZ wird an beiden Standorten die maximale Erwärmungsrate erreicht, welche an der Klimastation im Gletschervorfeld größer ist als über dem Gletscher. Anschließend nimmt die Erwärmungsrate an der Klimastation kontinuierlich ab. Über dem Gletscher zeigt die Kurve der Erwärmungsrate zwei Maxima, dazwischen fällt sie um 10.30 MEZ infolge der Schmelze an der Oberfläche auf Null ab. Gegen 12.30 MEZ ist die Erwärmungsrate an beiden Standorten annähernd gleich. Mit Erreichen der Maximaltemperatur setzt an beiden Standorten um 15.30 MEZ die Abkühlung ein, die an der Klimastation Vernagtbach bei Sonnenuntergang das Maximum erreicht und um 0.3 Kelvin größer ist als das Maxima der Abkühlungsrate der Gletscherluft um 20.30 MEZ.

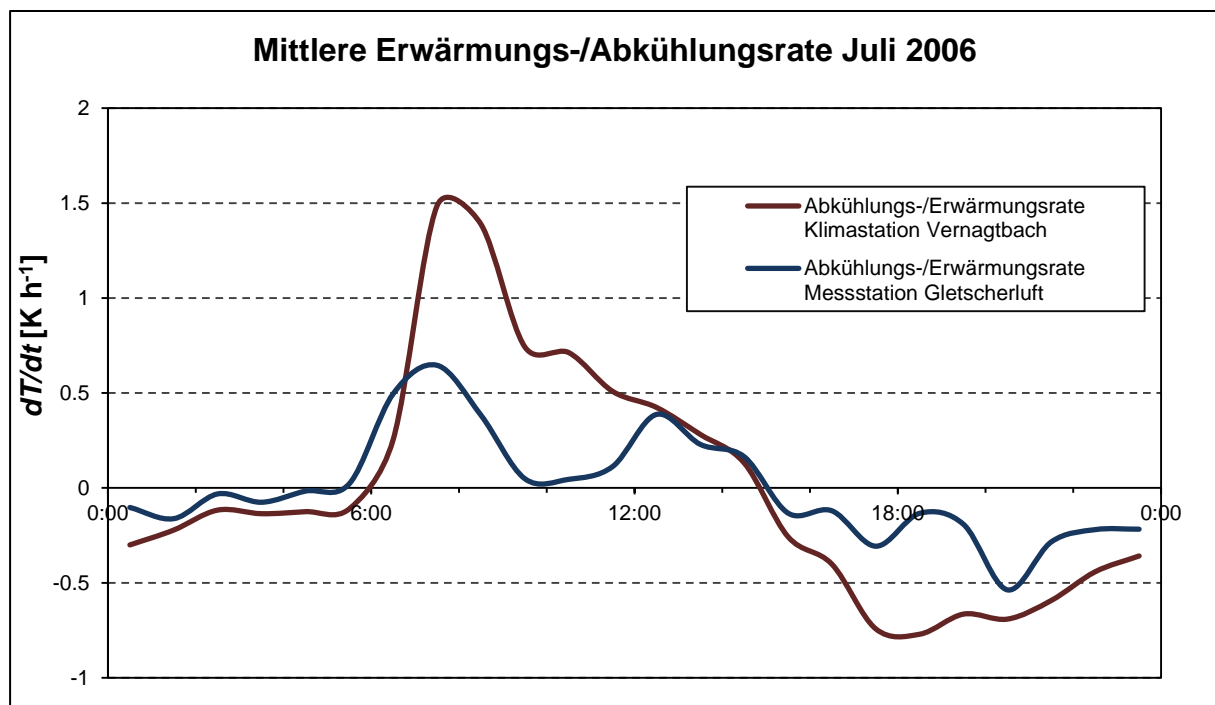


Abb. 10: Tagesgang der stündlichen Erwärmungs-/Abkühlungsrate für Juli 2006.

4.3 Der hangparallele Temperaturgradient

In diesem Abschnitt wird die Entstehung des hangparallelen Temperaturgradienten beschrieben. Anhand eines vereinfachten Modells wird die Temperaturänderung eines Luftpaketes durch Energieaustausch mit unterschiedlichem Untergrund (Gletschereis (blau) und Geröllvorfeld (braun)) entlang einer Trajektorie zwischen Gletscherstation und Klimastation erklärt.

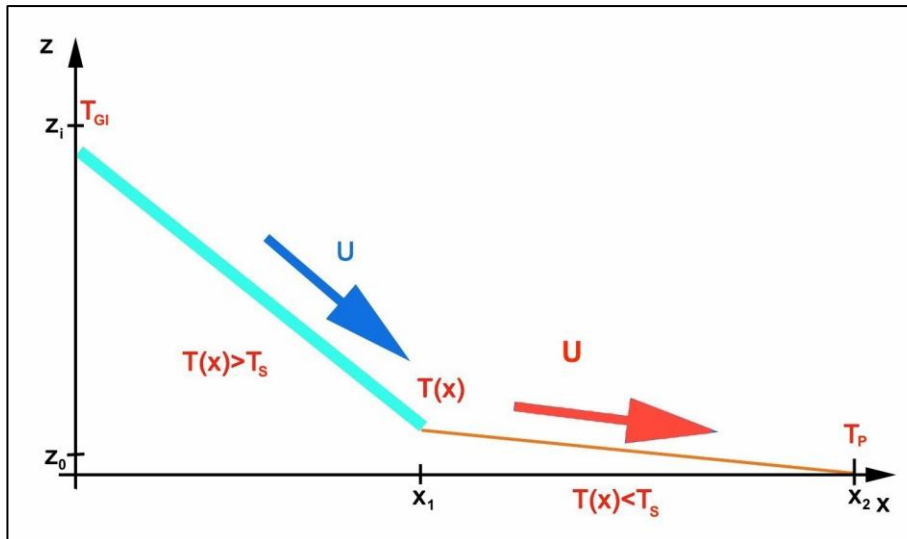


Abb. 11: Einfaches Modell für die Änderung der bodennahen Lufttemperatur entlang einer Trajektorie zwischen der Gletscherstation und der Klimastation Vernagtbach im Gletschervorfeld. Die Projektion der Verbindungslinie der beiden Stationen ist vereinfacht als Gerade mit den Koordinaten x dargestellt. Die Temperaturmessung der Gletscherluft erfolgt auf Höhe z_i bei x_0 , der Gletscher erstreckt sich bis zum Punkt x_1 und die Klimastation Vernagtbach befindet sich bei x_2 auf Höhe z_0 .

Der hangparallele Temperaturgradient zwischen der Gletschermessstation und der Klimastation Vernagtbach wird definiert zu

$$\gamma = \frac{T_{Gl} - T_P}{z_i - z_0} \quad . \quad (5)$$

γ	mittlerer Temperaturgradient [K m^{-1}]
T_{Gl}	Lufttemperatur in 2 m Höhe über Gletscheroberfläche [$^{\circ}\text{C}$]
T_P	Lufttemperatur an Klimastation Vernagtbach [$^{\circ}\text{C}$]
z_i	Höhe des Ablatometers ü. NN [m]
z_0	Höhe der Messstation ü. NN [m]

Die physikalischen Ursachen der Temperaturänderung zwischen den zwei Stationen lassen sich anhand der Annahme einer gleichförmigen Luftbewegung entlang einer Trajektorie zwischen den Messstationen untersuchen. Sowohl eine hangabwärts gerichtete katabatische Strömung (Gletscherwind) als auch ein hangaufwärts gerichteter Talwind können eine Komponente einer Windzirkulation sein. Damit am Vernagtferner ein gekoppeltes System einer süd- und hangaufwärts gerichteten Strömung existieren kann, muss eine sehr hohe Druckgefälle herrschen, damit die Schwerkraft über die gesamte Strecke über die Klimastation bis zur Messstation auf dem Gletscher überwunden wird. Der Gletscherwind stellt die vorherrschende Lokalwindzirkulation für den Gletscher und das angrenzende Moränenvorfeld dar (Weber, 2008). Entlang der Stromlinien ändert sich die Temperatur des Luftpakets entsprechend der Energieaufnahme auf Grund verschiedener Prozesse. Unter Annahme einer konstanten Windgeschwindigkeit sowie einer Windrichtung senkrecht zum Gefälle von der Messstation der

Gletscherluft bis zur Klimastation Vernagtbach bzw. in entgegen gesetzter Richtung liefert der *erste* Hauptsatz der Thermodynamik (Gleichung 6) die Grundlage für die Berechnung der Temperaturänderung mit der Zeit (dT/dt).

$$\frac{dT}{dt} = \frac{1}{c_p \rho} \frac{dp}{dt} + \frac{1}{c_p \rho} \dot{F}_{ext} \quad (6)$$

I* II* III*

$\frac{dT}{dt}$	Erwärmungsrate bzw. Abkühlungsrate [$K s^{-1}$]
c_p	spezifische Wärmekapazität [$J kg^{-1} K^{-1}$]
\dot{F}_{ext}	xterne Erwärmungsrate [$W m^{-3}$]
ρ	Luftsdichte [$kg m^{-3}$]

Durch Integration über die Zeit t mit einem Anfangswert der Temperatur an der Gletscherstation lässt sich entlang der Stromlinie eine Temperatur mit der Erwärmungsrate dT/dt prognostizieren. Sie setzt sich aus zwei Beiträgen zusammen: Der erste resultiert aus der Druckänderung entlang der Trajektorie, der zweite ergibt sich aus der Änderung der inneren Energie durch externe Energiezufuhr bzw. -entnahme. Auf Grund der einfachen Modellannahme einer kontinuierlichen Bewegung des Luftpaketes entlang der Falllinie, kann der Term II^* mit dem adiabatischen Gradienten $dT/dz = 0.0098 K m^{-1}$ durch die Höhenänderung mit der Zeit ersetzt werden:

$$\frac{1}{c_p \rho} \frac{dp}{dt} = 0.0098 \frac{dz}{dt}. \quad (7)$$

Der Term III^* beschreibt die externe Erwärmungs- bzw. Abkühlungsrate. Die entscheidenden Teilprozesse in der bodennahen Schicht über eine Eisfläche sind Absorption von solarer Strahlung und Freisetzung von latenter Wärme durch Wasserdampfkondensation. In der erweiterten Formulierung des *ersten* Hauptsatzes der Thermodynamik nach Stull (1988) wird dieser in wesentliche Teilprozesse aufgespalten:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + U_j \frac{\partial \theta}{\partial x_j} = v_\theta \frac{\partial^2 \theta}{\partial x_j^2} - \frac{1}{\rho c_p} \left(\frac{\partial Q_j^*}{\partial x_j} \right) - \frac{E LE}{\rho c_p}. \quad (8)$$

I II III IV V

v_θ	molekulare Wärmeleitfähigkeit [$W m^{-1} K^{-1}$]
θ	potentielle Temperatur [$^{\circ}C$]
LE	Latenter Wärmestrom [$W m^{-2}$]
E	Wassermenge bei der Phasenumwandlung innerhalb eines Zeitintervalls [$g m^{-3}$]
Q_j^*	Nettoeinstrahlung [$W m^{-2}$]

Die gesuchte Erwärmungsrate (Term $I + II$) wird mit der Summe der Erwärmung durch molekulare Wärmeleitung III , der Strahlungsdivergenz IV und der freiwerdenden latenten Wärme V gleichgesetzt. In den Termen I , II , III ist der Anteil der Erwärmung oder Abkühlung durch die Advektion beschrieben. Mit der Verwendung der potentiellen Temperatur θ , die bei der Änderung mit der Höhe unter trockenadiabatischen Bedingungen definitionsgemäß konstant bleibt, erübrigt sich die Berechnung der adiabatischen Erwärmungsrate. Diese muss im ersten Term II^* von Gleichung 6 berücksichtigt werden, die mit der gewöhnlichen Lufttemperatur T formuliert ist. Bei einer Höhendifferenz von 340 m zwischen der Klimastation Vernagtbach und der Gletschermessstation unterscheiden sich ΔT und $\Delta \theta$ um 3.4 K. Die Formulierung des ersten Hauptsatzes der Thermodynamik nach Gleichung 7 beschreibt ausschließlich die externe Erwärmungsrate und dient in diesem Zusammenhang der näheren Betrachtung des Terms III^* aus Gleichung 6. Es handelt sich demnach beim Term III^* um die Änderung der beschriebenen Flüsse III , IV und V pro Meter zurück gelegter Wegstrecke.

In Abb. 12 ist die stündliche Erwärmungs- bzw. Abkühlungsrate vom 7.7. - 8.7.2006, berechnet aus der gemessenen Lufttemperatur an der Klimastation Vernagtbach und auf dem Gletscher dargestellt. An diesem Tag wird an der Klimastation Südwind beobachtet, der aus dem Tal hinauf in Richtung Gletscher strömt. Die Erwärmungs- und Abkühlungsrate beider Station zeigt an bestimmten Zeitabschnitten keinen vergleichbaren Verlauf, was darauf schließen lässt, dass kein gekoppeltes Windsystem herrscht. Ein Beispiel dafür ist der Zeitraum zwischen 15.30 MEZ und 16.30 MEZ am 8.7.2006. In dieser Zeit beträgt die Abkühlungsrate an der Klimastation ca. -1.5 K und an der Gletscherstation nur -0.2 K.

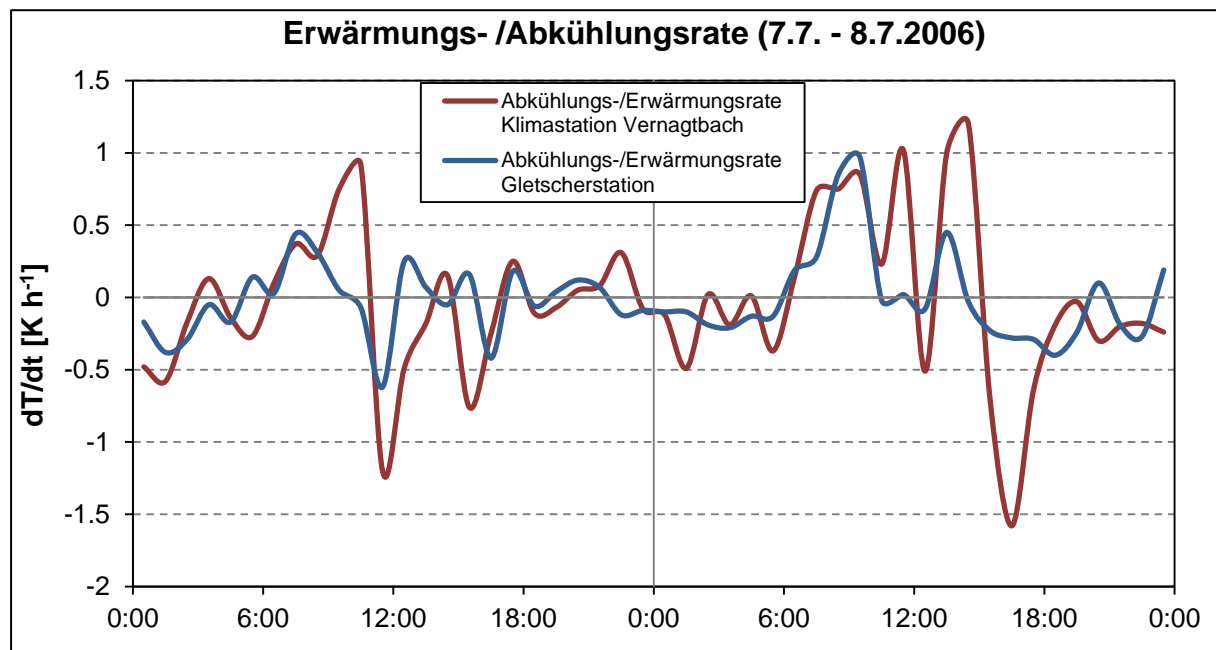


Abb. 12: Tagesgang der stündlichen Erwärmungs-/Abkühlungsrate an der Klimastation Vernagtbach und der Gletscherstation vom 7.7. - 8.7.2006. An diesen beiden Tagen herrschte an der Klimastation Vernagtbach Südwind (Talwind).

Abgeleitet aus Gleichung 6 werden bei der Umsetzung des Modellansatzes drei Effekte betrachtet. Zum Ersten die adiabatische Erwärmung auf Grund der Druckänderung wegen der Höhenänderung (Term II^*), zweitens die Erwärmung der Luft durch Energiezufuhr über der Gletscherfläche (Term III^*) und drittens die Erwärmung der Luft durch Energiezufuhr über dem Vorfeld (Term III^*).

In Abb. 13 sind die Ergebnisse einer Modellrechnung der Temperaturänderung entlang einer Stromlinie eines Luftpakets in der Mittagszeit dargestellt. Es ist ersichtlich, dass die Erwärmungsrate über dem Gletscher, wegen der dort stattfindenden Schmelzprozesse, deutlich geringer ist als über dem Gletschervorfeld. Die Temperaturdifferenz entlang der Stromlinie des Luftpakets verringert sich über der Eisfläche. Sie resultiert im Vorfeld an der Klimastation in einer niedrigeren Temperatur als wenn die gesamte Strecke eisfrei wäre. Jedoch ist die Strecke von 500 m über dem Gletscher im Verhältnis zur Strecke des Moränenvorfeldes relativ gering. Somit wird der Gradient (Summe der braunen und blauen Kurve) stärker durch die Erwärmung über dem Vorfeld beeinflusst als durch die kühlere Luft über den Gletscher. Die Relation des Signals oberhalb und unterhalb des Gletscherzungenendes hängt direkt von dem Abstand der Gletschermessstation zum Zungenende ab. Mit dem Rückschmelzen des Gletschers bei einem festen Standort der Gletschermessungen wird das Signal der kühleren Luft über dem Gletscher immer schwächer und das der Erwärmung immer höher.

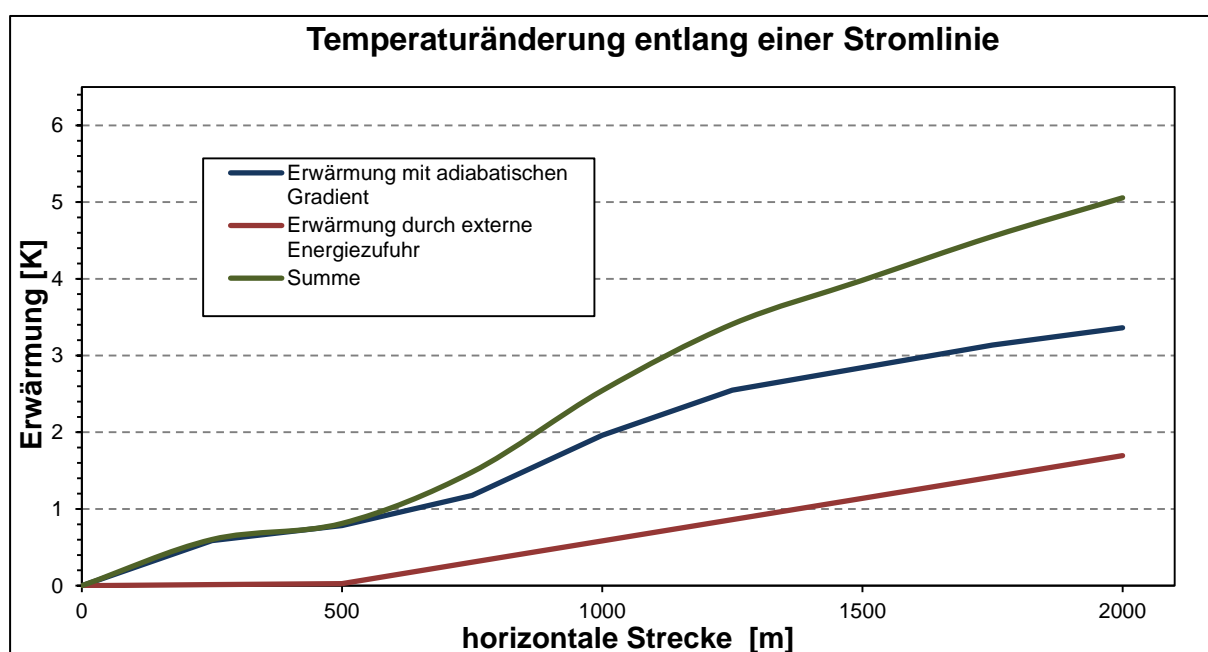


Abb. 13: Temperaturänderung eines Luftpakets von der Gletscherstation ($x = 0$) bis zur Klimastation Vernagtbach ($x = 2000$) in der Mittagszeit eines Strahlungstages.

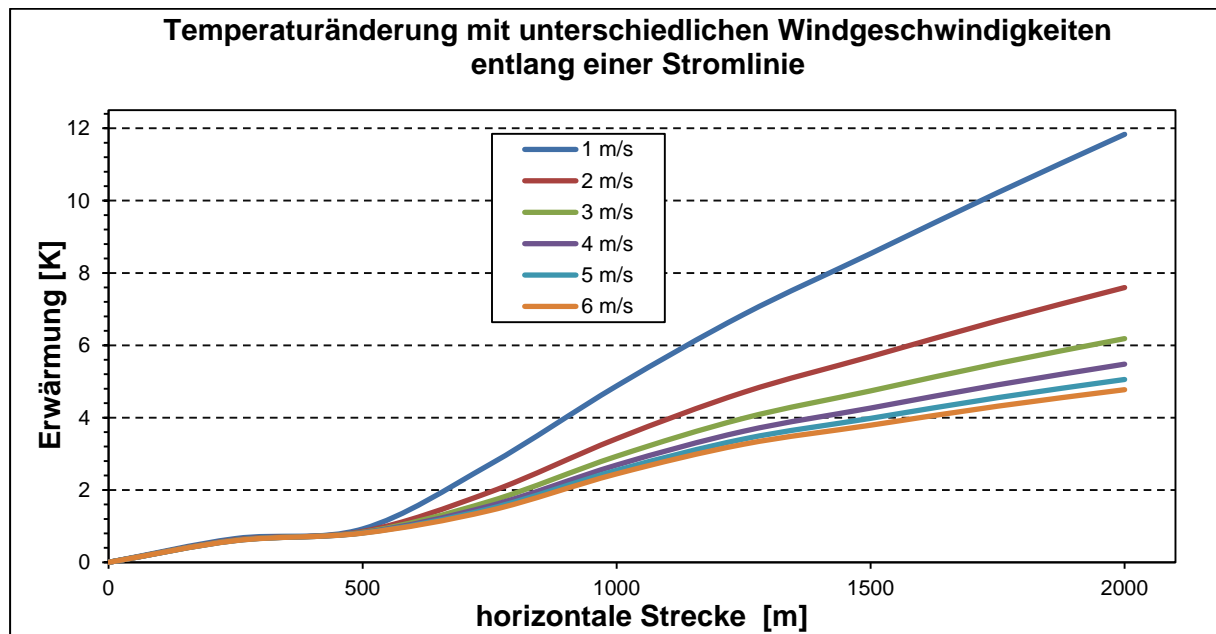


Abb. 14: Schardiagramm des gleichen Fallbeispiel in Abb. 4 mit unterschiedlichen Windgeschwindigkeiten.

5 Berechnung der Schmelzrate mit der Energiebilanzgleichung

5.1 Berechnung der Komponenten der Energiebilanzgleichung

In dem Energiebilanzmodell einer aperen Eisoberfläche (Gleichung 9) erfolgt die Berechnung der Schmelzflussrate S [W m^{-2}] in Abhängigkeit von gemessenen oder abgeleiteten meteorologischen Grundgrößen mit Algorithmen, die auf dem Gletschermodell *Surges* (Subscale Regional Glacier Extension Simulator) von Weber (2010) basieren. In diesem Gletschermodell sind Algorithmen zur Extrapolation der Eingangsgrößen auf bestimmte Höhengniveaus enthalten. Die zur Berechnung von Akkumulation und Ablation verwendeten Parametrisierungen basieren so weit wie möglich auf einer elementarphysikalischen Prozessbeschreibung, um diese möglichst universell anwenden zu können (Weber, 2010).

Die zur Schmelze verfügbare Energie berechnet sich aus der Summe der einzelnen Komponenten der Energiebilanzgleichung nach Gleichung 9 (Vereinfachung von Gleichung 2).

$$S = R + H + LE \quad (9)$$

Der Term der Strahlungsbilanz R berechnet sich aus der Summe der Globalstrahlung $K \downarrow$ [W m^{-2}], der Reflexstrahlung $K \uparrow$ [W m^{-2}], der Gegenstrahlung $L \downarrow$ [W m^{-2}] und der Ausstrahlung $L \uparrow$ [W m^{-2}].

$$R = K \downarrow + K \uparrow + L \downarrow + L \uparrow \quad (10)$$

In der konkreten Anwendung des Energiebilanzmodells zur Berechnung der Schmelzrate am Vernagtferner ist die Globalstrahlung $K \downarrow$ eine Messgröße. Die Reflexstrahlung $K \uparrow$ richtet sich nach dem Anteil der kurzwelligen Einstrahlung und dem kurzwelligen Reflexvermögen der Oberfläche, die Albedo a :

$$K \uparrow = K \downarrow \cdot a \quad (11)$$

Um die langwelligen Strahlungsflussdichten zu berechnen, werden die Temperatur T_s an der Eisoberfläche und die Temperatur der Gletscherluft T_{GL} und die Luftfeuchte e_i in 2 m Höhe benötigt. Die Ausstrahlung $L \uparrow$ berechnet sich nach dem Gesetz von STEFAN-BOLTZMANN anhand der Oberflächentemperatur T_s , der STEFAN-BOLTZMANN-Konstante σ , die den numerischen Wert $5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ hat und dem langwelligen spezifischen Emissionskoeffizient ε . Abhängig von der Oberflächenrauigkeit, liegt dieser üblicherweise für Gletschereis im Bereich von 0.96 - 0.99 (Weber, 2010). Für die Berechnung der Ausstrahlung wird ε gleich 0.98 angesetzt (Gleichung 4).

Die Berechnung der atmosphärischen Gegenstrahlung erfolgt in Analogie zu der Berechnung der Ausstrahlung, wobei die Atmosphäre als Schwarzkörperstrahler mit der Temperatur T_{GL} betrachtet wird, der langwellige Strahlung zur Oberfläche aussendet. Tatsächlich stammt die Strahlung aus der gesamten Luftmasse über der Emissionsfläche. Außerdem hängt die Emission vom Wasserdampfgehalt der Luft ab. Dies wird durch einen Emissionskoeffizienten berücksichtigt (Gleichung B.9). Bei wolkenlosen Bedingungen entstammt 34% der an der Oberfläche eintreffenden Gesamtgegenstrahlung den ersten 10 m, 67% den ersten 100 m und 89% den ersten 1 km des jährlichen Durchschnittsprofil der Atmosphäre. Saisonal beträgt der An-

teil der eintreffenden Gesamtgegenstrahlung aus dem ersten Kilometer im Winter 87% und im Sommer 90%. Befinden sich eine Wolkendecke über 1 km Höhe, sinkt die relative Bedeutung der ersten Höhenmeter der Atmosphäre. Der erste Kilometer trägt 67% im Winter bzw. 73% im Sommer der Gesamtgegenstrahlung bei (Ohmura, 2001). Begründet mit dem Anteil von 2/3 der eintreffenden Gesamtgegenstrahlung aus den ersten 100 m, gemittelt über das Jahr (Ohmura, 2001), ist der Temperatur der bodennahen Luftschicht als Parameter der unteren Schichtgrenze gewählt. Vergleichbar mit dem Emissionskoeffizienten ε , bei der Berechnung der Ausstrahlung, existiert in der Modelbetrachtung der Gegenstrahlung ein Parameter ε_{CS} bzw. ε_{CI} in Abhängigkeit des Wasserdampfgehalts und der Emissionsverhältnisse der Gegenstrahlung, die mit dem Bewölkungsgrad der Atmosphäre variieren.

In der Berechnung des Emissionskoeffizienten für klaren Himmel ε_{CS} geht der Wasserdampfpartialdruck e_i und ein Koeffizient k_b , der nach Weber (2010) ein Wert von 0.75 annimmt, ein (Gleichung B.10). Bei Bewölkung berechnet sich der Emissionskoeffizient in Abhängigkeit eines Bewölkungsgrades ($0 \leq N \leq 1$) (Gleichung B.11).

Die direkte Berechnung der Terme der turbulenten Flüsse ist keinesfalls trivial (Weber, 2010). Der fühlbare Wärmestrom H und der latente Wärmestrom LE können mit Hilfe geeigneter Parametrisierungen des Gletschermodells *Surges* näherungsweise berechnet werden (Weber, 2010):

$$H = \rho_i \cdot c_p \cdot R_{wT} \cdot c_H \cdot U_i \cdot (T_{GL} - T_S) \quad (12)$$

$$LE = \rho_i \cdot l_V \cdot R_{wT} \cdot c_{LE} \cdot U_i \cdot (q_i - q_S) \quad (13)$$

Für die turbulenten Flussdichten erfolgt die Bestimmung der Luftdichte ρ_i über die allgemeine Gasgleichung mit dem örtlichen Luftdruck p_i . Weitere Größen sind die mittlere horizontale Windgeschwindigkeit U_i und der Korrelationskoeffizient R_{wT} der Kovarianz von der mittleren Windgeschwindigkeit. Der Korrelationskoeffizient R_{wT} variiert primär mit der thermischen Schichtung und wird somit in Abhängigkeit von der mittleren Windgeschwindigkeit und der vertikalen Temperaturverteilung parametrisiert (Weber, 2010). Bei dem Strom fühlbarer Wärme H geht die Differenz der Lufttemperatur in 2 m Höhe und die Oberflächentemperatur ein, bei dem latenten Wärmestrom LE analog die spezifische Feuchte.

Die spezifische Feuchte q berechnet sich mit dem Dampfdruck e und dem Luftdruck p (Foken, 2006). Da unter Schmelzbedingungen die Luft unmittelbar an der Oberfläche mit Wasserdampf gesättigt ist, wird anstelle des Dampfdrucks e der Sättigungsdampfdruck E verwendet, der sich mit der MAGNUS-Formel nach Sonntag (1990) berechnen lässt. Diese allgemein gültige Parametrisierung wird sowohl für die bodennahe Luftschicht unter Verwendung der Gletscherlufttemperatur T_{GL} als auch für die Eisoberfläche unter Verwendung der Oberflächentemperatur T_S angewandt, um die spezifische Feuchte beider Orte berechnen zu können.

Des Weiteren geht nach Weber (2010) eine universelle Konstante in die Gleichungen der turbulenten Flüsse ein. Zur Parametrisierung des fühlbaren Wärmestrom wird eine empirische Konstante c_H verwendet, die theoretisch von mehreren Faktoren wie beispielsweise der Gletschergeometrie abhängt aber auch regionale Einflüsse zeigen kann (Weber, 2010). Experimentelle Untersuchungen ergaben, dass sich für den Bereich des Vernagtferners der empirisch ermittelte Wert 0.01182 zuweisen lässt (Weber, 2010). Für die latenten Wärmeströme wurde die Konstante c_{LE} nach Weber (2010) zu 0.0092 bestimmt. Eine weitere Größe zur Berechnung des fühlbaren Wärmestroms ist die spezifische Wärmekapazität von trockener Luft bei konstantem Druck c_p , die sich mit der spezifischen Feuchte berechnen lässt (Gleichung B.19).

Die spezifische Verdampfungswärme l_v bei der Berechnung des latenten Wärmestroms ist eine Variable mit einer geringen Lufttemperaturabhängigkeit (Gleichung B.26).

5.2 Ableitung der Messgrößen der Klimastation Vernagtbach

Für den Berechnungszeitraum 2005 - 2008 ist das Stundenmittel der Gletscherlufttemperatur die einzige der für die Berechnung der Schmelze erforderlichen Größe, welche unmittelbar vor Ort auf dem Gletscher gemessen wurde. An der Klimastation Vernagtbach, 319 m tiefer im Gletschervorfeld gelegen, werden dagegen alle zur Anwendung des Energiebilanzmodells benötigten Basisgrößen operationell gemessen.

In den folgenden drei Abschnitten wird die Extrapolation der nicht gemessenen Größen auf den Gletscher anhand der Messungen an der Klimastation Vernagtbach beschrieben.

5.2.1 Globalstrahlung, Albedo, Temperatur der Gletscheroberfläche, Luftdruck

Die Globalstrahlung ist an der Klimastation Vernagtbach nicht deutlich von der über dem Gletscher verschieden und wird unter dieser Annahme direkt für die Berechnung der Strahlungsbilanz verwendet. Die gemessene Albedo an der Klimastation ist dagegen nicht mit der am Gletscher identisch. Daher muss die Reflexstrahlung über der Gletscheroberfläche mit Hilfe einer angenommenen Albedo berechnet werden. Aus den archivierten Bilder des Vernagtferners, täglich aufgenommen vom Schwarzkögele (siehe Abbildung A.1), kann lediglich beurteilt werden, ob die Oberfläche freies Gletschereis oder mit Schnee bedeckt ist und wie hell bzw. dunkel die Oberfläche wirkt. Die daraus abgeschätzte Albedo weist damit eine Fehlerbandbreite von bis zu 100% auf.

Bei einer Lufttemperatur ≥ 0 °C werden Schmelzbedingungen angenommen und die Oberflächentemperatur auf 0 °C gesetzt. Unter der Bedingung einer negativen Lufttemperatur wird zunächst keine Schmelze angenommen ($S = 0$). Für die Oberflächentemperatur gilt dagegen $T_S < T_{GL} < 0$. Ausgehend von $T_S = T_{GL}$ wird darauf iterativ die Energiebilanzgleichung mit $T_S - \Delta$ gelöst mit dem Abbruchkriterium $S < 1 \text{ W m}^{-2}$.

Die Extrapolation des aktuellen Luftdrucks p_i auf die Höhenstufe z_i erfolgt über die allgemeine barometrische Höhenformel mit dem Temperaturgradienten der freien Atmosphäre γ (0.0065 K m^{-1}) (Gleichung B.12). Der Ausgangsluftdruck p_0 ist der Referenzdruck auf der Höhe der Klimastation Vernagtbach. Die Konstante M_L ist die mittlere molekulare Masse der Luft mit $0.02896 \text{ kg mol}^{-1}$, g ist die Erdbeschleunigung von 9.81 m s^{-2} und R_m die allgemeine Gaskonstante der Luft mit $8.314 \text{ J K}^{-1} \text{ mol}^{-1}$.

5.2.2 Wasserdampfpartialdruck

Aus dem Sättigungsdampfdruck, berechnet nach der MAGNUS-Formel (Gleichung B. 15) mit der gemessenen Lufttemperatur T_P und der gemessenen relativen Feuchte φ_0 berechnet sich der Dampfdruck an der Klimastation Vernagtbach e_0 nach Gleichung 14 zu:

$$e_0 = \frac{\varphi_0 \cdot E}{100\%} \quad (14)$$

e_0 Wasserdampfpartialdruck an der Klimastation Vernagtbach [hPa]

φ_0 relative Feuchte [%]

E Sättigungsdampfdruck über Wasseroberfläche [hPa]

Über die Höhenabhängigkeit der Wasserdampfkonzentration ist wenig bekannt. In früheren Modellen (z.B. Escher-Vetter, 2000) wurde die relative Feuchte als höhenkonstant angenommen. Ein anderer Ansatz wäre die prinzipielle Höhenkonstanz des Dampfdrucks unter der Prämisse, dass der lokale Sättigungsdampfdruck nicht überschritten wird.

Im Rahmen der Felduntersuchungen HyMEX 1998/2000 ergab der Vergleich zwischen den gemessenen Stundenmittel des Dampfdrucks am HyMEX Standort und an der Klimastation Vernagtbach eine einfache Regressionsbeziehung (siehe Abbildung 15).

Ein Vergleich der Regressionsgeraden in Abbildung 15 zeigt eine gute Übereinstimmung der Steigung (0.68 gegenüber 0.69). Daher wird für die Extrapolation des Wasserdampfpartialdruck e_0 gemessen an der Klimastation Vernagtbach ein Feuchtereduktionsfaktor von 0.7 gewählt. Der Vergleich des Offsets der beiden Geraden (2.8 gegenüber 1.0) hat einen Unterschied von 1.8. Während dem Feldversuch HyMEX 1998 war es erheblich feuchter als bei HyMEX 2000 (Weber, 2008). Daraus lässt sich schließen, dass das Offset in einem Bereich von 1 (für trockene Bedingungen) und ca. 3 (für feuchte Bedingungen) liegt. Dem entsprechend müsste man das Offset für die jeweiligen Bedingungen anpassen. Um eine empirische Funktion $Feuchte_{\text{offs.}} = F(e_0)$ aufzustellen, sind die Messungen aus 6 Tagen zu wenig. Somit wurde für die Extrapolation eine mittlere Bedingung angenommen mit einem Offset von 1.5. Die Extrapolationsvorschrift (Gleichung 15), abgeleitet anhand der Stundenmittel im Zeitraum vom 9.8. - 11.8.1998 (HyMEX 1998) und vom 24.8. - 26.08.2000 (HyMEX 2000) weist Unsicherheiten auf, da keine Referenz zu diesen Zeiträumen existieren. Es müsste eine erneute Messung des Dampfdrucks auf dem HyMEX 1998/2000 Standort durchgeführt werden, um die Gleichung zu prüfen.

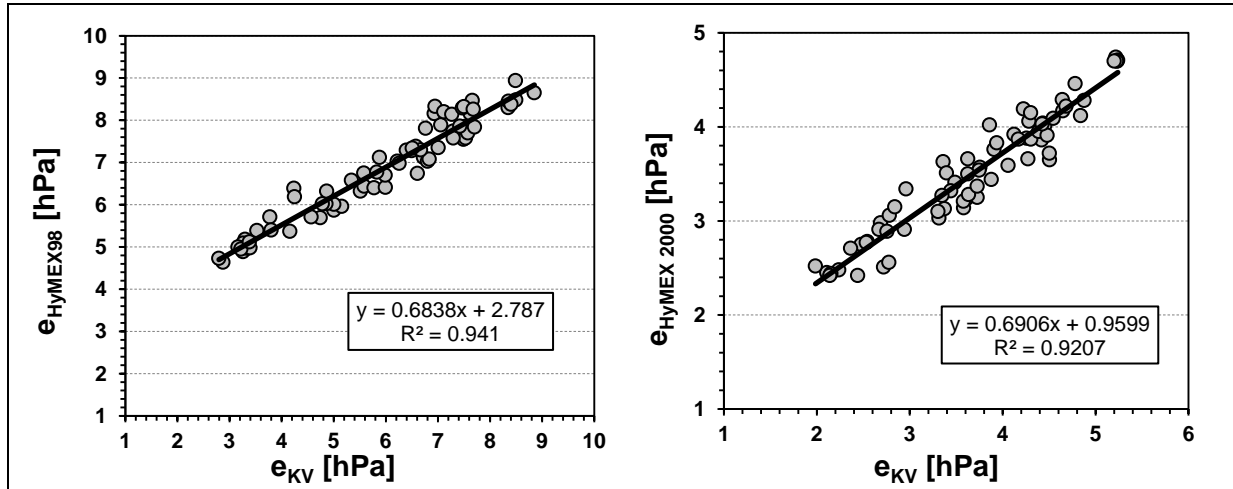


Abb. 15: Beziehung zwischen den mittleren, stündlichen Messwerten des Dampfdrucks an der Klimastation Vernagtbach und am HyMEX 1998/2000 – Standort (nach M. Weber, unveröffentlicht).

$$e_i = e_0 \cdot \text{Feuchte}_{\text{Red.}} + \text{Feuchte}_{\text{Offs.}} \quad (15)$$

e_i Wasserdampfpartialdruck an der Gletschermessstation [hPa]

$\text{Feuchte}_{\text{Red.}}$ 0.7

$\text{Feuchte}_{\text{Offs.}}$ 1.5 [hPa]

5.2.3 Windgeschwindigkeit

Die horizontale Windgeschwindigkeit ist ein wichtiger Parameter für die Berechnung der turbulenten Flussdichten. Wie bereits im Abschnitt 4.3 erläutert, herrscht unter Strahlungs- und Schmelzbedingungen ($T_{GL} > 0^\circ\text{C}$) auf dem Gletscher ein katabatisches Windsystem, welches mit dem Höhenwind über dem Gletschervorfeld gekoppelt ist. Unter Anwendung einer in *Surges* enthaltenen speziellen Gletscherwindsimulation für den Fall, dass die Globalstrahlung ungleich Null und die Fläche im Gletschervorfeld schneefrei ist, wird die Windgeschwindigkeit U_i auf die Höhe der Messstation der Gletscherlufttemperatur nach Gleichung 16 extrapoliert. In der Nacht sind Gletscher- und Höhenwind entkoppelt. Es wird für die Berechnungen nachts eine konstante Windgeschwindigkeit über dem Gletscher zu der an der Klimastation Vernagtbach im Gletschervorfeld angenommen. Die Windgeschwindigkeit U_0 an der Klimastation Vernagtbach ist die Referenz und der prozentuale Faktor μ mit $0.002 [\text{m}^{-1}]$ bedeutet eine Abnahme der Windgeschwindigkeit um 20% der Referenzwindgeschwindigkeit U_0 an einem 100 m höher gelegenen Standort (Weber, 2010).

$$U_i = U_0(1 + \mu \cdot (z_0 - z_i)) \quad (16)$$

U_i mittlere horizontale Windgeschwindigkeit in Höhe z_i [m s^{-1}]

μ prozentualer Faktor [m^{-1}]

U_0 mittlere horizontale Windgeschwindigkeit in Höhe z_0 [m s^{-1}]

Mit einer speziellen Abschätzungsformel aus *Surges* für die Begrenzung der lokalen Windgeschwindigkeit U_i erfolgt mit Gl. 17. Die Untergrenze der Windgeschwindigkeit U_{min} (Gleichung 18) wird empirisch auf die halbierte Referenzwindgeschwindigkeit begrenzt und die Obergrenze der Windgeschwindigkeit U_{max} (Gleichung 19) wird nach einer Parametrisierung nach Kuhn (1978) aus der Temperaturdifferenz zwischen bodennaher Lufttemperatur und Oberflächentemperatur abgeschätzt (Weber, 2010).

$$U_{min} \leq U_i \leq U_{max} \quad (17)$$

$$U_{min} = 0.5 \cdot U_0 \quad (18)$$

$$U_{max} = 0.61 \cdot (T_{Gl} - T_S) \quad (19)$$

U_{min} Minimum der Gletscherwindgeschwindigkeit [m s^{-1}]

U_{max} Maximum der Gletscherwindgeschwindigkeit [m s^{-1}]

5.2.4 Darstellung der Messgrößen der Klimastation Vernagtbach und der extrapolierten Messgrößen

In Abb. 16 ist die stündlich an der Klimastation Vernagtbach und an der Gletscherstation gemessene Lufttemperatur (rot und blau), sowie der hangparallele Temperaturgradient (grau), berechnet nach Gleichung 5 und die Oberflächentemperatur des Gletschers (hellblau) für den Zeitraum vom 9.7. - 17.7.2006 dargestellt.

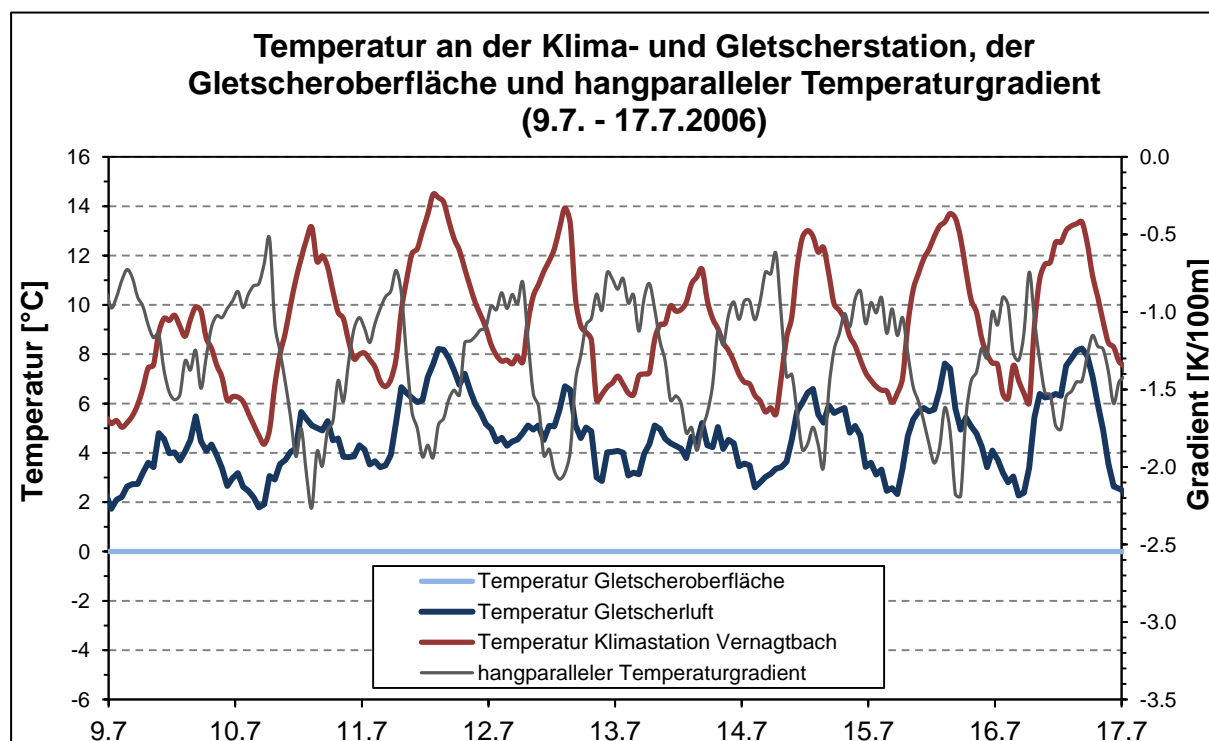


Abb. 16: Verlauf der stündlich gemessenen Lufttemperatur an der Klimastation Vernagtbach, der angenommenen Temperatur der Eisoberfläche und des berechneten hangparallelen Temperaturgradienten für den Zeitraum 9.7. - 17.7.2006.

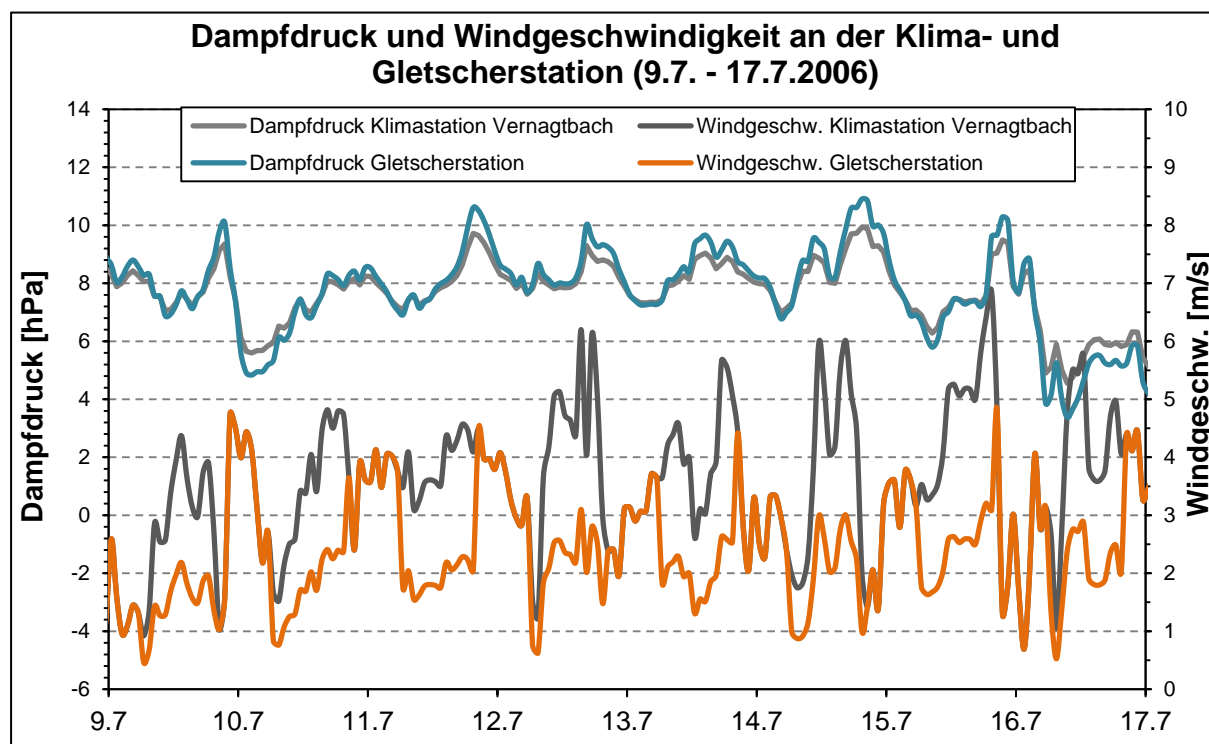


Abb. 17: Verlauf der stündlich gemessenen Windgeschwindigkeit und des indirekt gemessenen Dampfdrucks an der Klimastation Vernagtbach und der Extrapolation auf die Höhe der Gletscherstation für den Zeitraum 9.7. - 17.7.2006.

Die Abbildung 17 zeigt die Stundenwerte des Dampfdrucks an der Klimastation Vernagtbach (hellgrau), berechnet nach Gleichung 14, sowie die gemessene Windgeschwindigkeit an der Klimastation (dunkelgrau). Des weiterem sind die nach Gleichung 15 extrapolierten Werte des Dampfdrucks (türkis) und extrapolierten Werte der Windgeschwindigkeit (orange) dargestellt. Es ist ersichtlich, dass für die Stunden mit Globaleinstrahlung die Windgeschwindigkeit nach Gleichung 16 extrapoliert wurde und in der Nacht die Windgeschwindigkeit über dem Gletscher mit der gemessenen Windgeschwindigkeit an der Klimastation Vernagtbach gleichgesetzt wurde.

5.3 Berechnung der Ablationshöhe

Die Gleichung 20 zeigt den direkten Bezug zwischen der externen Energiezufuhr S innerhalb eines Zeitraums Δt von einer Stunde gebildeten Schmelzrate S_a [mm w.e. h⁻¹] (water equivalent, w.e.), unter Berücksichtigung der Schmelzwärme von Eis mit $3.337 \cdot 10^5$ J kg⁻¹ und der Dichte von Eis mit 0.91 kg m⁻³ (Weber, 2008).

$$S_a = \frac{S \cdot \Delta t}{3.337 \cdot 10^5 \cdot \rho_{\text{Eis}}}. \quad (20)$$

S_a stündliche Schmelzrate [mm w.e. h⁻¹]

S Schmelzenergieflussdichte [W m⁻²]

Δt Zeitraum [s]

ρ_{Eis} Dichte von Eis [kg m⁻³]

6 Parametrisierung der Schmelze unter Verwendung der Temperatur

6.1 Temperatur-Index Methode

Die Temperatur-Index Methode beruht auf der empirisch gestützten Annahme, dass der Verlauf der positiven Temperatur am Standort ein lineares Maß für die Schmelze ist. Nach ELLENRIEDER (2002) berechnet sie sich die lokale Schmelzrate zu:

$$S_a = DDF \cdot (T_M - T_{SW}). \quad (21)$$

S_a tägliche Schmelzrate [mm w.e. d⁻¹]

DDF Grad-Tag-Faktor [mm °C⁻¹ d⁻¹]

T_M Tagesmittelwert der Lufttemperatur [°C]

T_{SW} Schwellentemperatur [°C]

Die Reduktion der Abhängigkeit auf die Basisvariable T_M kommt der praktischen Anwendung der Hydrologen entgegen, die ihre Daten in der Regel über ein operationell betriebenes Netz von Klimastationen beziehen müssen. Die bodennahe Lufttemperatur ist die am häufigsten verfügbare Größe, zudem lässt sie sich am einfachsten räumlich extrapolieren (Lang & Braun, 1990). In der Literatur ist auch häufig vom der "Tag-Grad-Schmelzfaktor-Methode" die Rede. Sie wurde erstmals in den 1950er Jahren praktiziert. Eine typische Anwendung zeigt Gleichung 21 an Hand der Formulierung der Berechnung der Schmelze, wie sie in dem an der Kommission für Erdmessung und Glaziologie (KEG) betrieben Version des HBV Niederschlag-Abflussmodells angewandt wird.

Der in Gleichung 21 aufgeführte konstante Grad-Tag-Faktor (degree-day-factor, DDF) zur Berechnung der täglichen Schmelzrate basiert nach Lang & Braun (1990) auf einem konstanten, relativen Beitrag jeder Komponente der Energiebilanz zur Schmelze. Tatsächlich schwankt der relative Beitrag der Komponenten Strahlungsbilanz, latenter und fühlbarer Wärmestrom täglich in einem Bereich um 10% (Weber, 2008). Bei Weber (2008) ergaben Berechnungen des Grad-Tag-Faktors anhand der Energiebilanz und der lokal gemessenen Mitteltemperatur für drei Tage im August 1998 und drei Tage im August 2000 einen Schwankungsbereich von 2.65. Unter der Annahme, dass der Anteil der turbulenten Flüsse über das Jahr etwa gleich bleibt, ändern sich der Strahlungsanteil saisonal mit der maximalen Sonnenhöhe, die im Sommer größer ist als im Winter. Folglich variiert der eigentliche Grad-Tag-Faktor mit der Jahreszeit. Er schwankt sinusförmig mit einem Maximalwert am 21. Juni und einen Minimalwert am 21. Dezember (Weber, 2008). Die dargelegten Abweichungen sprechen gegen die Annahme eines saisonal konstanten Grad-Tag-Faktors.

Der freie Parameter T_{SW} wird sowohl als die Korrektur der adiabatischen Erwärmung interpretiert (Weber, 2008) als auch als die Schwellentemperatur bei welcher der Niederschlag von der flüssigen in die feste Phase übergeht.

Für das Einzugsgebiet des Vernagtferners wurde in Sailer (2011) für den Untersuchungszeitraum 1980 - 2009 eine Optimierung des Tag-Grad-Faktors und der Schwellentemperatur T_{SW} durchgeführt. Der Tag-Grad-Faktor sollte sich nur in Abhängigkeit der allmählichen Änderungen der Randbedingungen im Einzugsgebiet, wie z.B. die Abnahme der Gletscherfläche im Einzugsgebiet oder der Abstand der Klimastation zur Gletscherzunge ändern. Mit dem Vergleich von Abfluss- und Massenbilanzmessungen wurde der DDF in einem Zeitintervall

von ca. 5 Jahren optimiert. Der Maximalwert des Parameters für den Berechnungszeitraum 2003 - 2008 der vorliegenden Arbeit ist 5.3. Für die Berechnung der täglichen Schmelze der Monate Juli - Mitte September wird dieser Maximalwert verwendet.

Im Rahmen der Optimierung der Schwellentemperatur wurden die Messreihen der Lufttemperatur auf Inhomogenität geprüft, die hauptsächlich durch Veränderung in der Datenerfassung verursacht sein können. Die Messreihen erwiesen sich als homogen. Der optimale Wert des Parameters wurde für den ganzen Untersuchungszeitraum zu -0.3 bestimmt, was eine generelle Reduktion der gemessenen Tagesmitteltemperatur um 0.3 °C bedeutet. Dadurch schneit es bereits bei 0.3 °C und die Schmelze setzt erst ab einer Temperatur von 0.3 °C ein, wodurch die Schmelzrate in der Berechnung verringert wird (Sailer, 2011). In *Surges* wird der Übergang Schnee zu Regen anhand der Feuchttemperatur bestimmt, da die Verdunstungskälte die Schneeflocken konserviert. Demnach ist Schneefall bereits im Bereich von einer Lufttemperatur von 1 °C bis 4 °C möglich, was die Interpretation von T_{SW} als Grenze des Übergangs Schnee in Regen eher fragwürdig macht.

In den Berechnungen wird das Tagesmittel der Lufttemperaturmessung an der Klimastation Vernagtbach T_{PM} verwendet, deren Informationsgehalt für das gesamte Einzugsgebiet gilt.

Die Tagesmitteltemperatur an der Klimastation Vernagtbach T_{PM} wird nach Gleichung 21 mit dem Temperaturgradient der freien Standardatmosphäre y von -0.0065 K m^{-1} auf die Höhe der Messstation der Gletscherluft extrapoliert.

$$T_M = T_{PM} + y \cdot (z_i - z_0) \quad (22)$$

y Temperaturgradient der freien Atmosphäre [K m^{-1}]

T_{PM} Tagesmitteltemperatur an der Klimastation Vernagtbach [$^{\circ}\text{C}$]

6.2 Näherungsformel als Ergebnis der HyMEX-Untersuchungen

Im Rahmen der Felduntersuchungen HyMEX 2000 auf dem Vernagtferner erfolgten für die Tage vom 24.8. - 26.8.2000 direkte Messungen zu allen meteorologischen Komponenten der Energiebilanz. Die verfügbare Schmelzenergie S , berechnet aus den Stundenmittelwerten während HyMEX 2000, ergab mit einem Bestimmtheitsmaß von 0.9 einen signifikanten linearen Zusammenhang mit dem Stundenmittel des hangparallelen Temperaturgradienten zwischen Energiebilanzstation und der Klimastation Vernagtbach (vgl. Abbildung 18). Die turbulenten Flüsse wurden dabei anhand von Kovarianzen berechnet, die nach einem Auswerteverfahren (Eddykorrelationsmethode) auf der Basis hochfrequenter Messungen der Temperatur-, Feuchte- und Windschwankungen bestimmt wurden (Weber, 2008). Wie ebenfalls aus der Abbildung 18 ersichtlich, beträgt ohne verfügbarer Schmelzenergie ($S = 0$) der Temperaturgradient -1 K/100 m , welcher dem adiabatischen Höhengradienten entspricht (Weber, 2008).

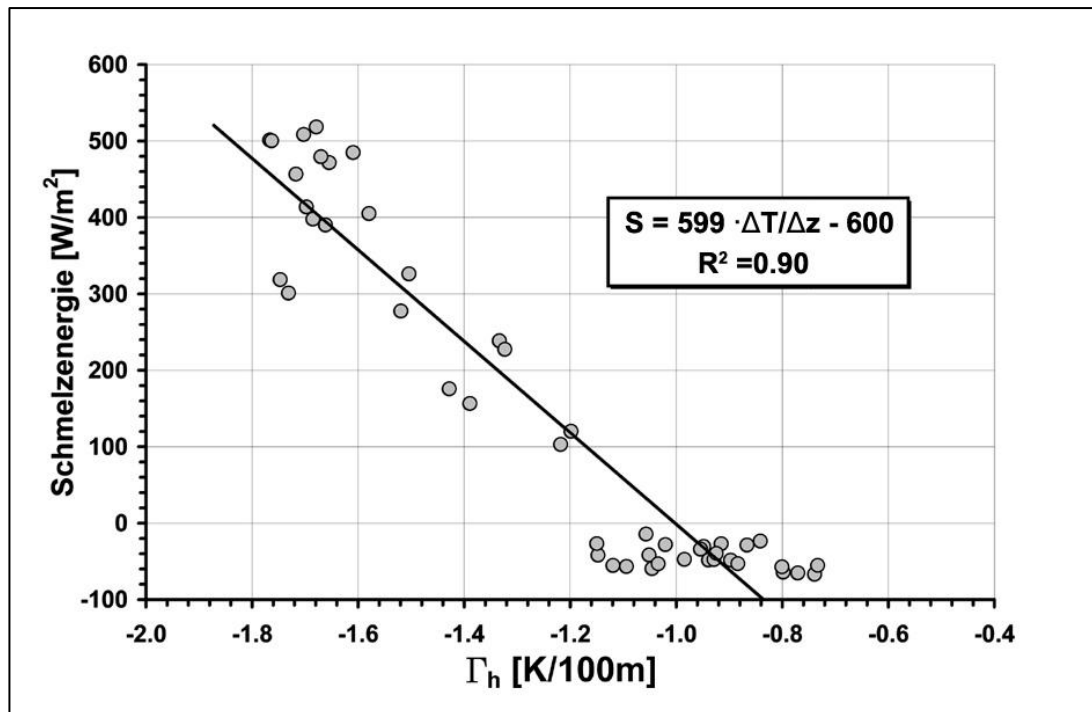


Abb. 18: Lineare Abhängigkeit des Stundenmittels des hangparallelen Temperaturgradienten zwischen der Klimastation Vernagtbach und der Energiebilanzstation HyMEX 2000 und der Schmelzenergie als Restglied der Energiebilanz auf dem Gletscher (aus Weber, 2008).

Die lineare Regressionsbeziehung führt unter Berücksichtigung der Schmelzwärme von Eis zu einer Näherungsformel (Gleichung 23), welche die stündliche Schmelzrate S_a in der nahen Umgebung des Standorts der ehemaligen Energiebilanzstation HyMEX 2000 berechnet (Weber, 2008):

$$S_a = -6.4 \cdot (\gamma - \Gamma_a). \quad (23)$$

Γ_a trockenadiabatischer Temperaturgradient [K m^{-1}]

S_a stündliche Schmelzrate [mm w.e. h^{-1}]

Die Eingangsgrößen zur Berechnung des hangparallelen Temperaturgradienten γ sind gemessenen Lufttemperatur in der Umgebung der HyMEX-Station in ca. 2 bis 2.5 m über dem Eis und die Lufttemperaturmessung an der Klimastation.

Die empirische Gleichung basiert auf der Annahme, dass der im Abschnitt 4.2 beschriebene Unterschied im Tagesgang der Temperatur auf dem Gletscher und im Vorfeld ein noch besseres Maß für die aufgewandte Schmelzenergie ist als die positive Temperatursumme im Gletschervorfeld. Divergenzen der Advektion werden auf der kurzen horizontalen Distanz der Stationen vernachlässigt, die energetisch nicht mit den Schmelzprozessen verbundene adiabatische Temperaturänderung auf Grund des vertikalen Höhenunterschieds der Stationen dagegen berücksichtigt werden.

Im Gegensatz zu dem im Abschnitt 6.1 beschriebenen Temperatur-Index, welcher physikalisch nur das Angebot an Energie repräsentiert, enthält die Temperaturdifferenz die Informationen zum Verbrauch an Energie durch die Schmelze.

Zwei Jahr zuvor, im August 1998 wurden in einer Entfernung von 50 m Richtung Norden von der HyMEX 2000-Station die gleichen direkten Messungen zu allen meteorologischen Komponenten der Energiebilanz durchgeführt. Nach Abbildung 19 ergab sich am 9.8.1998 ebenfalls eine Regressionsbeziehung, dargestellt mit der gestrichelten Regressionsgerade. Verringert man den Gradienten um einen konstanten Wert von 0.3 K, was einer hangparallelen Höhenverschiebung entspricht, ergibt sich ein Koeffizient von ca. $630 \cdot 10^2 \text{ W K}^{-1} \text{ m}^{-1}$. Dieser Koeffizient unterscheidet sich unter Berücksichtigung der Messungenauigkeiten nur unwesentlich von dem mit $600 \cdot 10^2 \text{ W K}^{-1} \text{ m}^{-1}$ bestimmten Koeffizient bei HyMEX 2000.

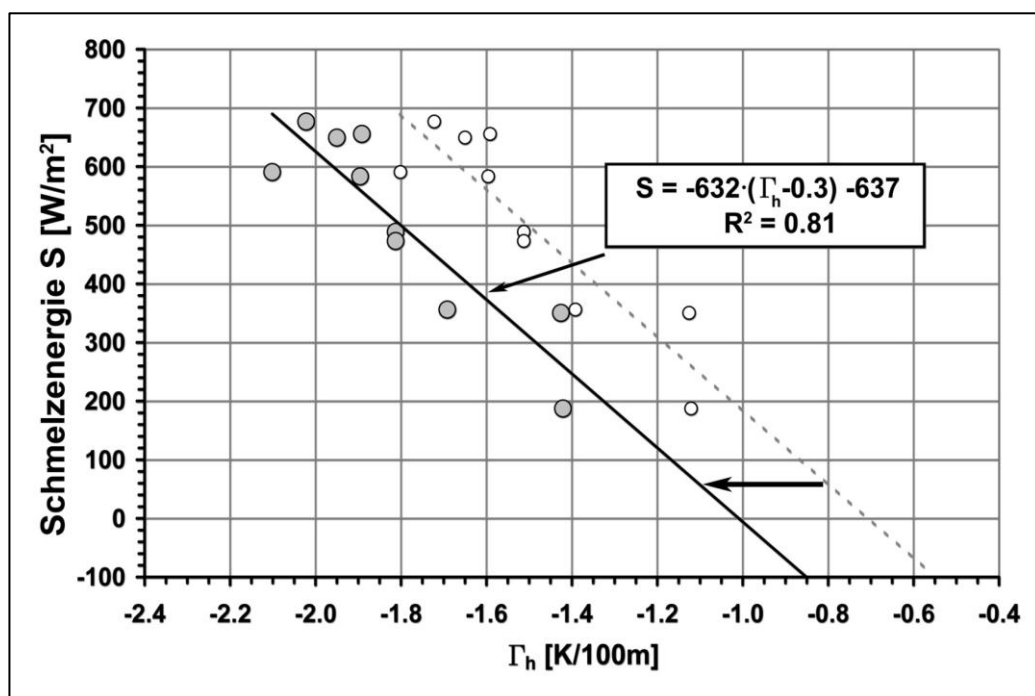


Abb. 19: Analoge Regression wie in Abb. 14 für die Messung vom 9.8.1998 während HyMEX 1998 (gestrichelte Regressionsgerade). Die in Abbildung 14 dargestellte Beziehung ergibt sich durch die Reduktion von Γ_a um den Wert 0.3 K/100 m (aus Weber, 2008).

Im Sommer 2003 gab es einen ersten Zeitraum, in dem der in Abschnitt 2.2 beschriebene Ultraschallabstandsmesser (Ablatometer) probeweise installiert wurde. Der Standort war derselbe wie in dem Berechnungszeitraum 2005 - 2008, ca. 300 m südwestlich der Position der HyMEX 2000 Station. In Abb. 20 sind die Ergebnisse der Summenkurven der stündlich gemessenen und nach Gleichung 23 berechneten Eisablation, während des Versuchsexperiments vom 18.7. bis 29.8.2003 dargestellt. Der Vergleich zwischen der Summenkurve der berechneten und der gemessenen stündlichen Ablationen zeigt bereits eine gute Übereinstimmung, wenn es auch in manchen Zeiträumen zu systematischen Abweichungen kommt.

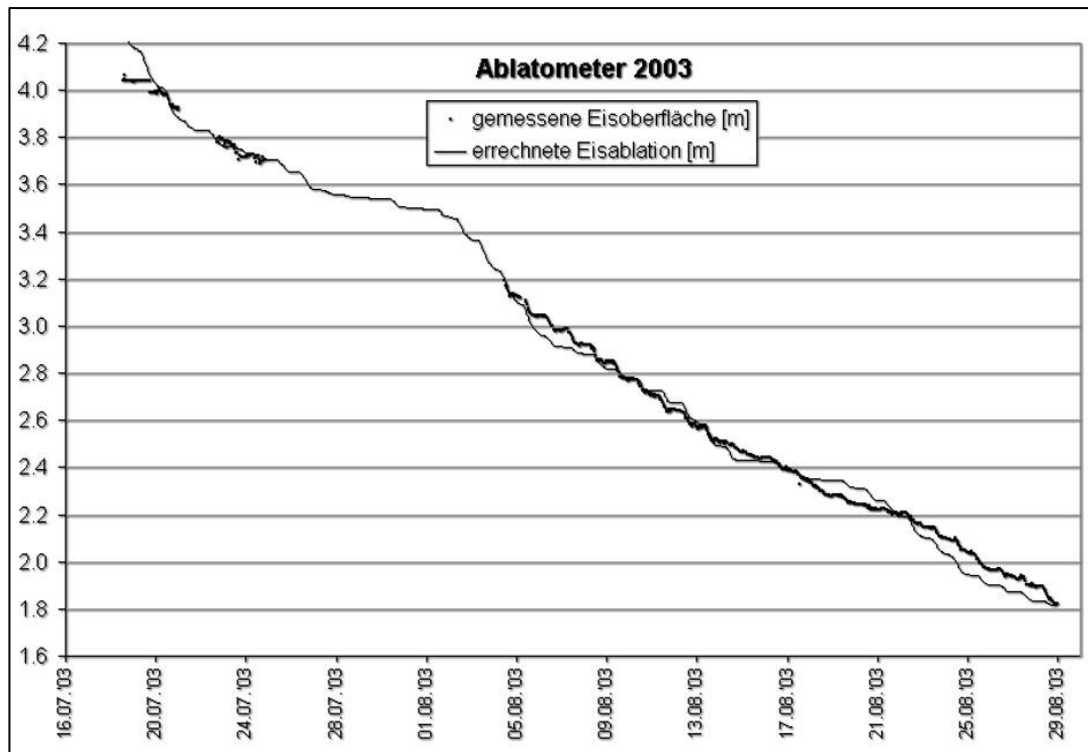


Abb. 20: Erste Validierung der nach der Gleichung 23 berechneten Summenkurve der Ablation mit der gemessenen Eisablation vom Ultraschallabstandsmesser im Sommer 2003 auf dem Vernagtferner (Weber, 2008).

Der Proportionalitätskoeffizient 6.4 ergibt sich empirisch auf Basis der wenigen verfügbaren Messungen der Schmelze im August 1998/2000. Dieser ist entsprechend der theoretischen Betrachtungen in Abschnitt 4.2 in hohem Maße das Resultat der räumlichen Gegebenheiten. Daher ist anzunehmen, dass der Wert in Raum und Zeit nicht konstant ist.

7 Ergebnisse und Diskussion

Dieses Kapitel beinhaltet einen Überblick der Ergebnisse der im Zeitraum 2005 - 2008 anhand der an der Klimastation Vernagtbach und der Gletscherstation gemessenen meteorologischen Eingangsgrößen mit den im Kapitel 6 beschriebenen unterschiedlichen Methoden berechneten Eisschmelze. Bei der Qualitätsbewertung steht die Einschätzung der Übereinstimmung mit der Referenz im Vordergrund, bei der die Schmelzrate über das Restglied der Energiebilanz berechnet wird. Es erfolgt dabei eine Analyse über die zeitliche Entwicklung der Übereinstimmung der Methoden im Laufe der Sommermonate Juli bis September.

7.1 Ergebnisse für den Zeitraum 9.7. - 16.7.2006

Der Zeitraum 9.7. - 16.7.2006 (Abbildung 21 - 23) zeichnet sich dadurch aus, dass die Ergebnisse aller Methoden, mit Ausnahme des Ultraschallabstandsmessers sowohl qualitativ als auch quantitativ eine gute Übereinstimmung zeigen. In Abbildung 21 sind die täglichen Summen der stündlichen Schmelzrate, berechnet über das Restglied der Energiebilanz und der Näherungsformel, sowie die tägliche Schmelzrate, berechnet über die Temperatur-Index Methode dargestellt. Zusätzlich ist der spezifische Abfluss auf der Sekundärachse aufgetragen, um die Relationen der Ablationsrate einzuschätzen.

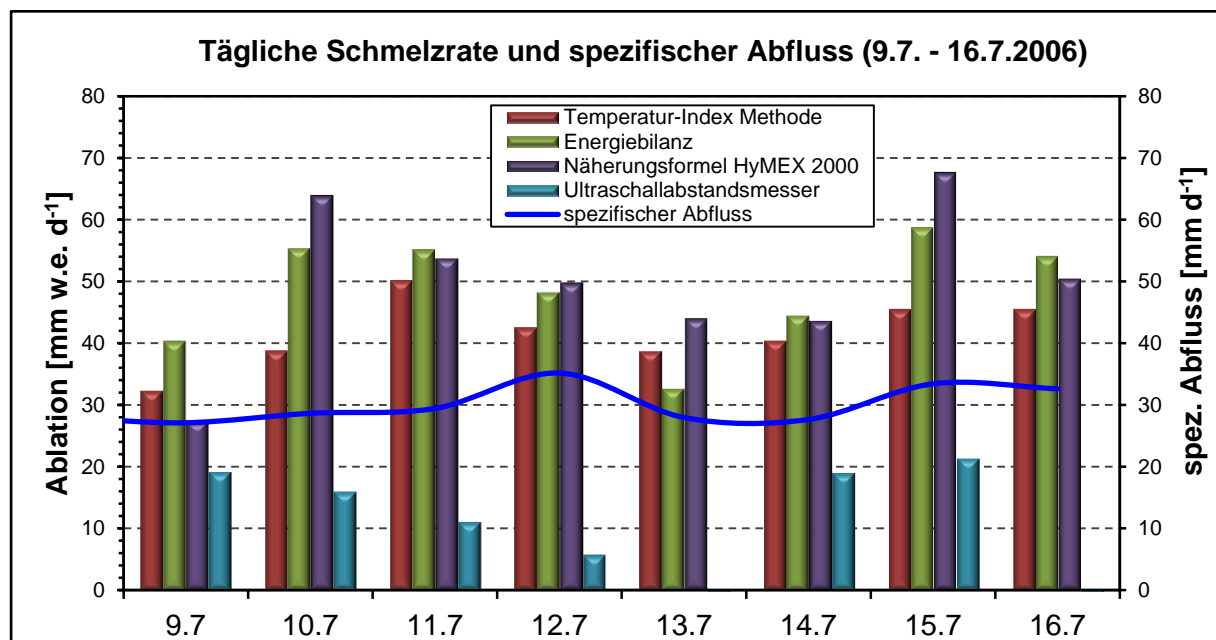


Abb. 21: Vergleich der täglichen Schmelzrate, berechnet aus der Energiebilanz, der Näherungsformel aus dem Feldversuch HyMEX 2000 und dem Messhöhen der Ultraschallabstandsmessung für den Zeitraum 9.7.-16.7.2006.

Im Unterschied zu Abbildung 21 sind in Abbildung 22 die Stundenwerte der Schmelzrate berechnet über das Restglied der Energiebilanz, mit der Näherungsformel und die gemessenen Stundenwerte des Ultraschallabstandsmessers dargestellt. Die Temperatur-Index Methode erlaubt eine Auflösung der Schmelzrate auf Stundenwerte nicht.

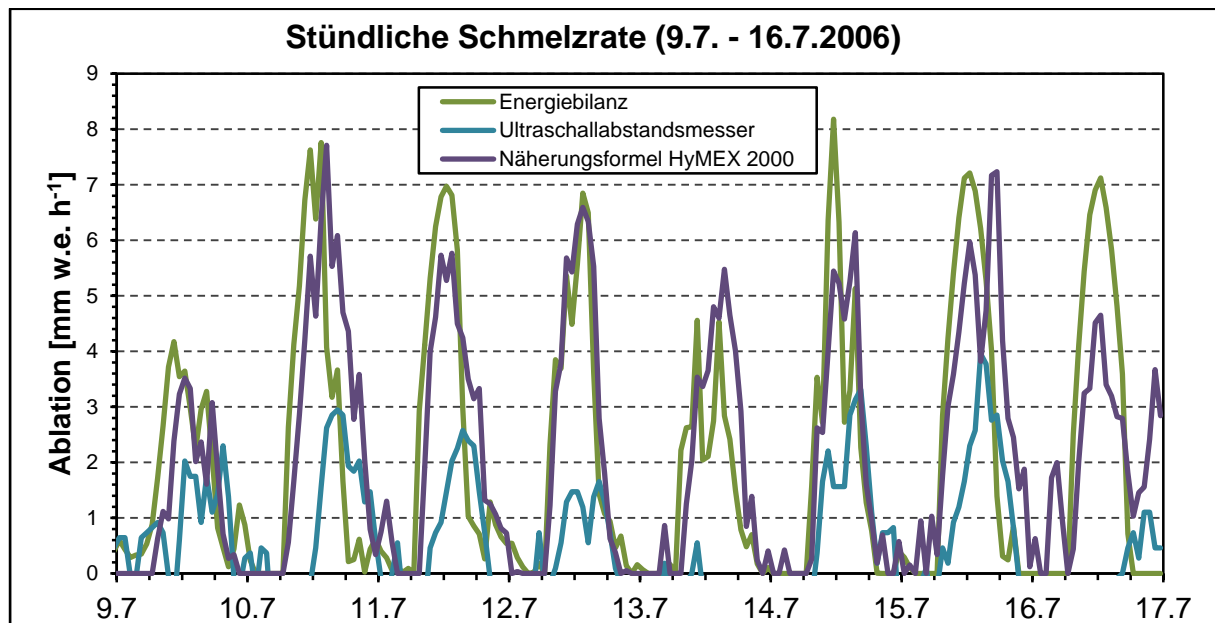


Abb. 22: Vergleich der berechneten, stündlichen Schmelzraten aus der Energiebilanz, der Näherungsformel aus dem Feldversuch HyMEX 2000 und dem Messhöhen der Ultraschallabstandsmessung für den Zeitraum 9.7. - 16.7.2006.

In Abbildung 23 sind die einzelnen Komponenten der Energiebilanz dargestellt. Flussdichten mit positiven Vorzeichen bedeuten eine Energiezufuhr der Eisoberfläche und negative Vorzeichen einen Energieverlust. Ist die Schmelzenergie (braune Kurve) negativ, dann ist die Schmelzrate an der Gletscheroberfläche gleich Null. Die positiven Terme der turbulenten Flüsse gleichen in der Nacht die Verluste durch die negative langwellige Strahlungsbilanz aus.

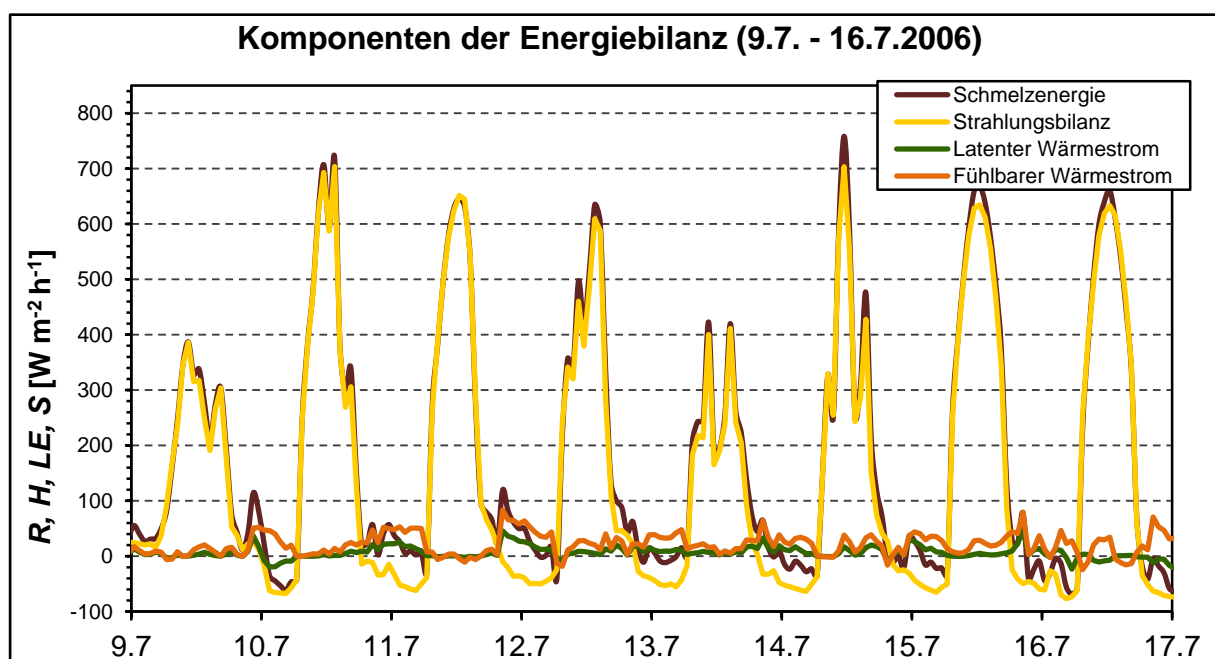


Abb. 23: Komponenten der Energiebilanz für den Zeitraum vom 9.7. - 16.7.2006. In der Energiebilanz wird die Strahlungsbilanz tagsüber nahezu vollständig zum Schmelzen verwendet ($R \approx S$).

7.2 Ergebnisse für den Zeitraum 4.9. - 13.9.2006

Im Zeitraum 4.9. - 13.9.2006 (Abbildung 24 - 26) ist dagegen an vielen Berechnungstagen bei allen Methoden die Abweichung zur Referenz groß.

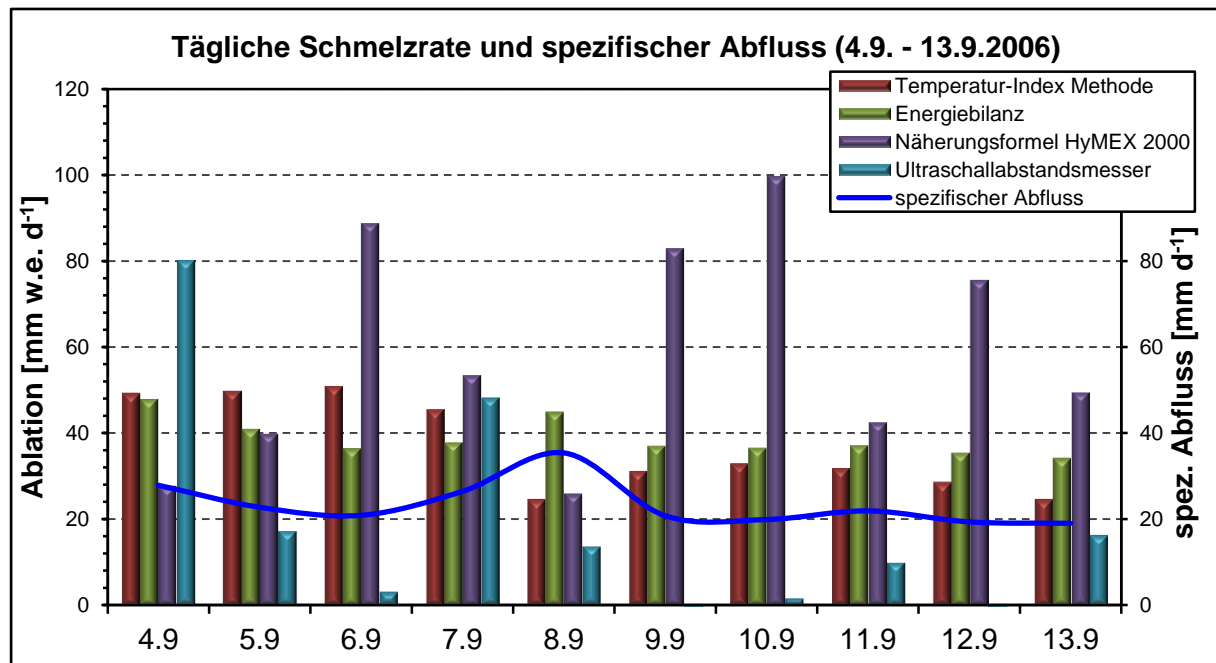


Abb. 24: Vergleich der täglichen Schmelzrate, berechnet aus der Energiebilanz, der Näherungsformel aus dem Feldversuch HyMEX 2000 und dem Messhöhen der Ultraschallabstandsmessung für den Zeitraum 4.9. - 13.9.2006.

In Abb. 25 fällt die in der Nacht vom 7.9 zum 8.9 über das Restglied der Energiebilanz berechnete Schmelze auf, die von der Parametrisierung nicht wiedergegeben wird. Dafür liefert die Näherungsformel in der zweiten Hälfte des Zeitraums viel Schmelze in der Nacht, die aber durch die Energiebilanz nicht gestützt wird. Daraus lässt sich schließen, dass allgemein die Berechnung der nächtlichen Schmelze über die Näherungsformel ein Problem darstellt. In Abbildung 18 ist ersichtlich, dass die Regressionsbeziehung des hangparallelen Temperaturgradienten und der Schmelzenergie im unteren Bereich sehr unsicher ist. In dem Bereich zwischen -100 und 0 W m^{-2} streuen die Messwerte der Schmelzenergie aus den HyMEX 2000-Feldversuch in einem Bereich des hangparallelen Temperaturgradienten zwischen -0.7 und -1.2 . Im Bereich zwischen 0 und 100 W m^{-2} Schmelzenergie liegen keine Messungen vor, wodurch die Unsicherheit des Verlaufs der Regressionsgerade erhöht wird.

Auch in Abbildung 26 ist ersichtlich, dass die Schmelze fast zu 100% durch die Strahlungsbilanz bestimmt wird. Vergleicht man die Relationen des Maximums der täglichen Schmelzenergie in Abbildung 26 mit der Höhe der täglichen Schmelzrate berechnet über das Restglied der Energiebilanz, ist eine gute Übereinstimmung zu erkennen. Mit der Temperatur-Index Methode (braune Säule) ist ersichtlich, dass die berechneten Schmelzraten nicht mit der Relation des Maximums der Schmelzraten (Abbildung 26, braune Kurve) übereinstimmen.

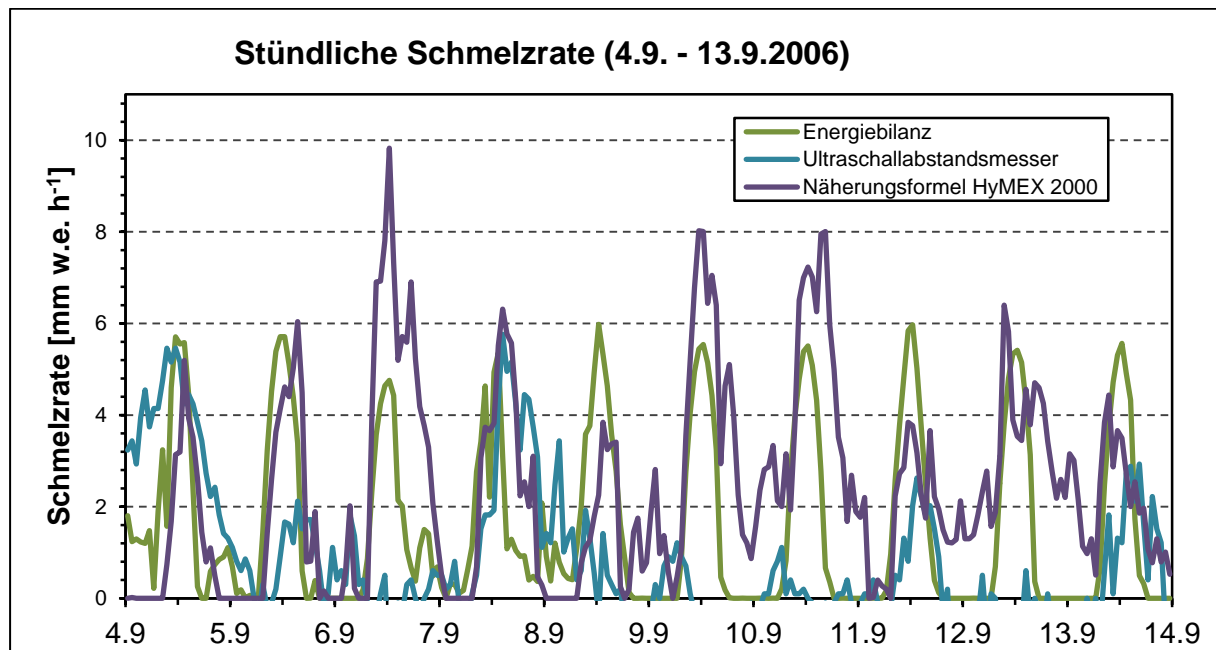


Abb. 25: Vergleich der berechneten, stündlichen Schmelzrate aus der Energiebilanz, der Näherungsformel aus dem Feldversuch HyMEX 2000 und dem Messhöhen der Ultraschallabstandsmessung für den Zeitraum 4.9. - 13.9.2006.

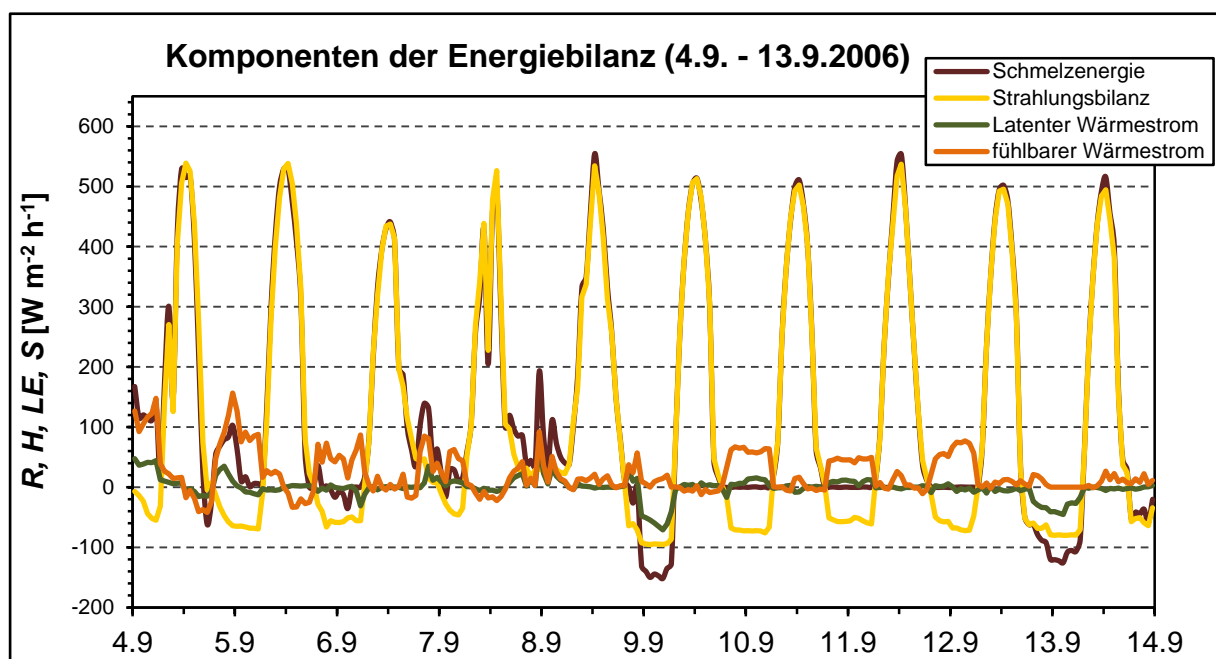


Abb. 26: Komponenten der Energiebilanz für den Zeitraum vom 4.9. - 13.9.2006.

7.3 Ergebnisse für den Zeitraum 5.7. - 8.7.2006

Ein Beispiel für einen Zeitraum in dem die Näherungsformel und die Temperatur-Index Methode offensichtlich nicht angewendet werden kann, wird in der Abbildung 27 demonstriert. Vom 6.7. - 8.7.2006 herrscht an der Klimastation Talwind. Die Voraussetzung für die Anwendung der Methoden mit der Temperatur als Index ist, dass ein gekoppeltes Windsystem zwischen Gletscher und Klimastation herrscht, das bei Talwind entgegen den Druckverhältnissen über die gesamte Strecke nicht aufrecht erhalten werden kann.

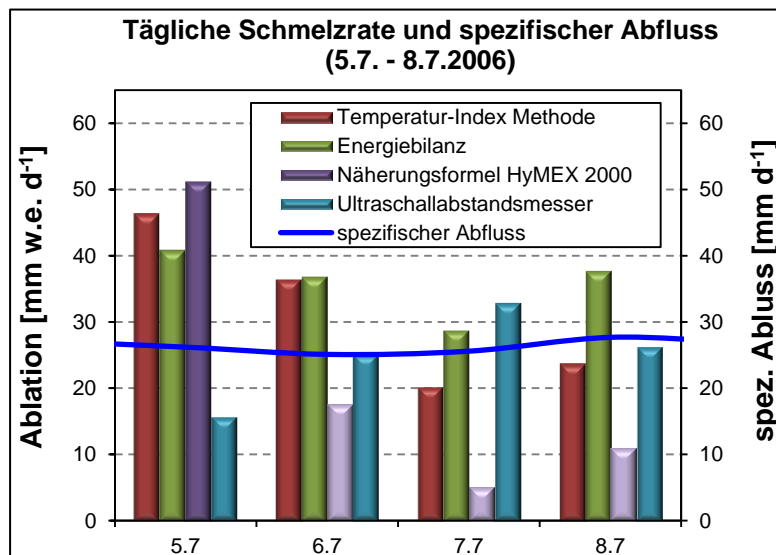


Abb. 27: Vergleich der täglichen Schmelzrate, berechnet aus der Energiebilanz, der Näherungsformel aus dem Feldversuch HyMEX 2000 und dem Messhöhen der Ultraschallabstandsmessung für den Zeitraum 5.7. - 8.7.2006. Bei Talwind ist die Diagrammsäule der Tagesschmelze, berechnet mit der Methode der Näherungsformel aus HyMEX 2000 hellviolett.

7.4 Streuung der Methoden und Referenzen

Die Streudiagramme im Abschnitt 7.3 veranschaulichen die Abweichungen der Parametrisierungen mit der Temperatur als Parameter (Temperatur-Index Methode, Näherungsformel HyMEX 2000) gegenüber den Referenzmethoden (Ultraschallabstandsmesser, Berechnung der Schmelzrate über das Restglied der Energiebilanz). Der Korrelationskoeffizient R^2 ist ein Maß für den Grad des linearen Zusammenhangs der in den Diagrammen gegenübergestellten Referenzen und Methoden. Bei einem Wert von 1 besteht ein vollständiger und bei einem Wert von 0 kein linearer Zusammenhang. Bei direkter Proportionalität wäre die Form der Geradengleichung $y = x$.

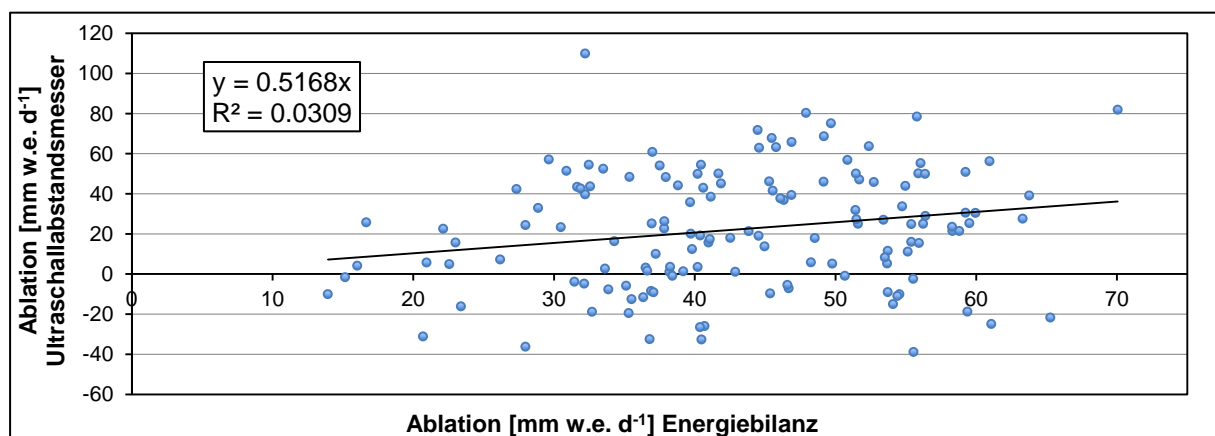


Abb. 28: Streudiagramm der Tagessumme der Schmelzrate, berechnet anhand der Energiebilanz und den Messungen des Ultraschallabstandsmessers für die schneefreien Tage von Juli bis September im Zeitraum 2005 - 2008.

Das Streudiagramm in Abbildung 28 veranschaulicht die Übereinstimmung der täglichen Ablationsrate gemessen vom Ultraschallabstandsmesser und berechnet über das Restglied der Energiebilanz. Zu erwarten wäre ein gute bis sehr gute Übereinstimmung der beiden Referen-

zen. Jedoch ist der Korrelationskoeffizient nur 0.0309 und demnach sehr nah an dem Wert 0. Die Geradengleichung ist $y = 0.5168x$. Somit besteht kein linearer Zusammenhang zwischen den beiden Referenzen.

Der Vergleich der täglichen Ablationsrate berechnet über die Näherungsformel und der Referenzmethode (Abbildung 29) zeigt eine Korrelation von $R^2 = 0.3100$ und eine Geradengleichung $y = 0.8854x$. Die Steigung der Geraden ist sehr nah an der Form der Geradengleichung $y = x$.

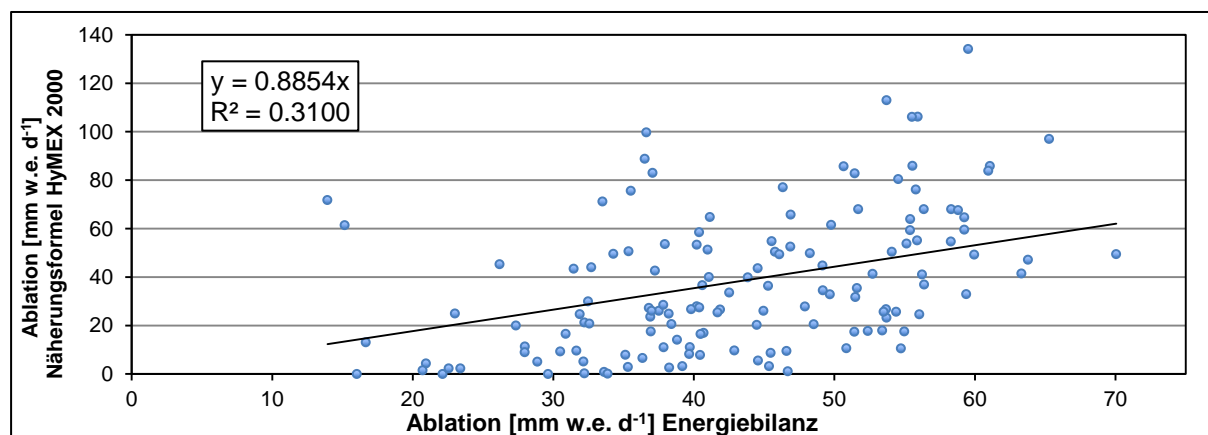


Abb. 29: Streudiagramm der Tagessumme der Schmelzrate (tägl. Ablation), berechnet anhand der Energiebilanz gegenüber der Ablation, berechnet mit der Näherungsformel für die schneefreien Tage von Juli bis September im Zeitraum 2005 - 2008.

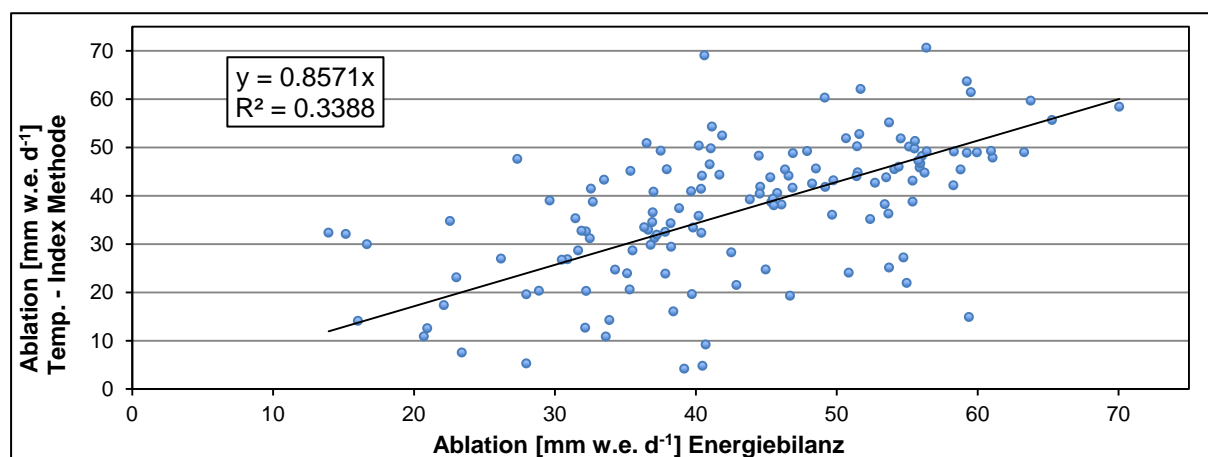


Abb. 30: Streudiagramm der Tagessumme der Schmelzrate, berechnet anhand der Energiebilanz gegenüber dem Resultat der Temperatur-Index Methode für die schneefreien Tage von Juli bis September im Zeitraum 2005 - 2008.

Die Abbildung 30 veranschaulicht die Streuung der Ablationsrate, berechnet nach der Temperatur-Index Methode gegenüber der Referenz. Mit einem Korrelationskoeffizienten von 0.3388 und einer Geradengleichung von $y = 0.8571x$ ist diese Übereinstimmung am Besten einzuschätzen.

7.5 Streuung der Ablation mit der Temperatur

Im Abschnitt 7.5 sind weitere Streudiagramme dargestellt, welche die Güte der Schmelzenergie mit der Temperatur als Index für den gesamten Datensatz veranschaulichen. Dazu wird in Abbildung 31 die Regression zwischen der Schmelzrate als Restglied der Energiebilanz auf dem Gletscher mit der extrapolierten Tagesmitteltemperatur der Klimastation Vernagtbach veranschaulicht.

In Abbildung 32 ist die Regression zwischen der Schmelzrate berechnet über das Restglied der Energiebilanz und der Tagesmitteltemperatur an der Gletscherstation dargestellt. Ein Vergleich soll verdeutlichen, ob eine extrapolierte Tagesmitteltemperatur, die vom Gletscher unbeeinflusst ist, besser mit der Schmelzrate korreliert oder eine direkt auf dem Gletscher gemessene Tagesmitteltemperatur.

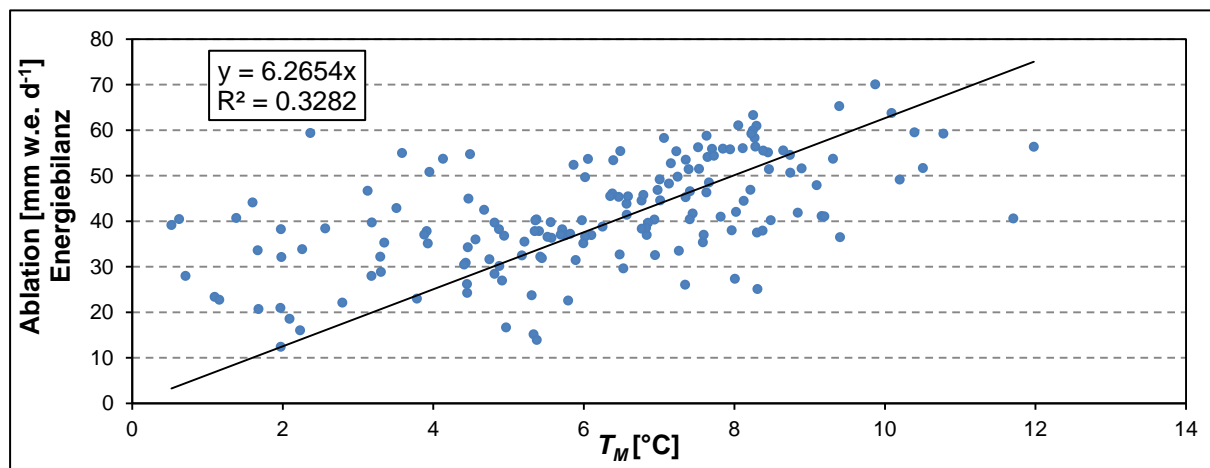


Abb. 31: Streudiagramm der Tagessumme der Schmelzrate, berechnet anhand der Energiebilanz und der Tagesmitteltemperatur der Klimastation Vernagtbach extrapoliert auf die Höhe der Gletschermessstation für die schneefreien Tage von Juli bis September im Zeitraum 2005 - 2008.

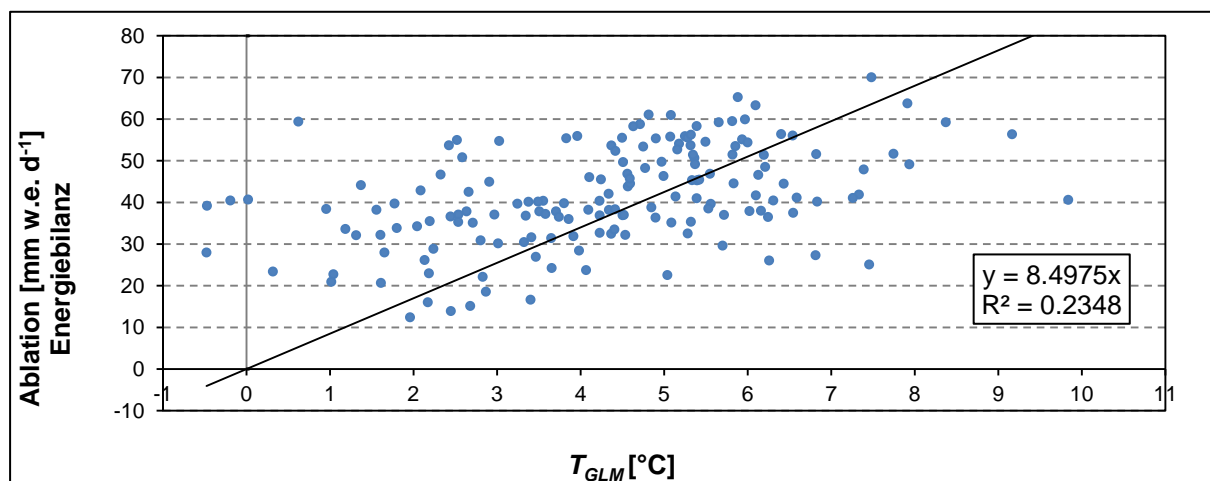


Abb. 32: Streudiagramm der Tagessumme der Schmelzrate, berechnet anhand der Energiebilanz und die Tagesmitteltemperatur der Gletscherluft für die schneefreien Tage von Juli bis September im Zeitraum 2005 - 2008.

Der Vergleich der Streudiagramme Abbildung 32 und Abbildung 33 zeigt, wie auch schon von Lang & Braun (1990) gezeigt, dass die extrapolierte Tagesmitteltemperatur einer weitgehend vom Gletscher unbeeinflussten Station (Klimastation Vernagtbach) die täglichen Ablationsrate besser wieder gibt als die Tagesmitteltemperatur an einer Gletscherstation. Bei der Temperatur-Index Methode repräsentiert die Temperatur das potentielle Energieangebot und der *DDF* stellt den Wirkungsgrad der Verwertung dar. Somit ist die Temperatur nur dann als alleinige Variable geeignet, wenn das Signal nicht selbst bereits modifiziert ist, wie die Gletscherluft, die das ursprüngliche Energieangebot nicht mehr repräsentiert.

In Abbildung 33 ist die lineare Abhängigkeit mit dem Stundenmittels des hangparallelen Temperaturgradienten zwischen der Klimastation Vernagtbach und der Energiebilanzstation HyMEX 2000 dargestellt. Die lineare Regressionsgerade hat die Form $y = -4.2x$. Die Näherungsformel hat die Form $y = -6.4x$.

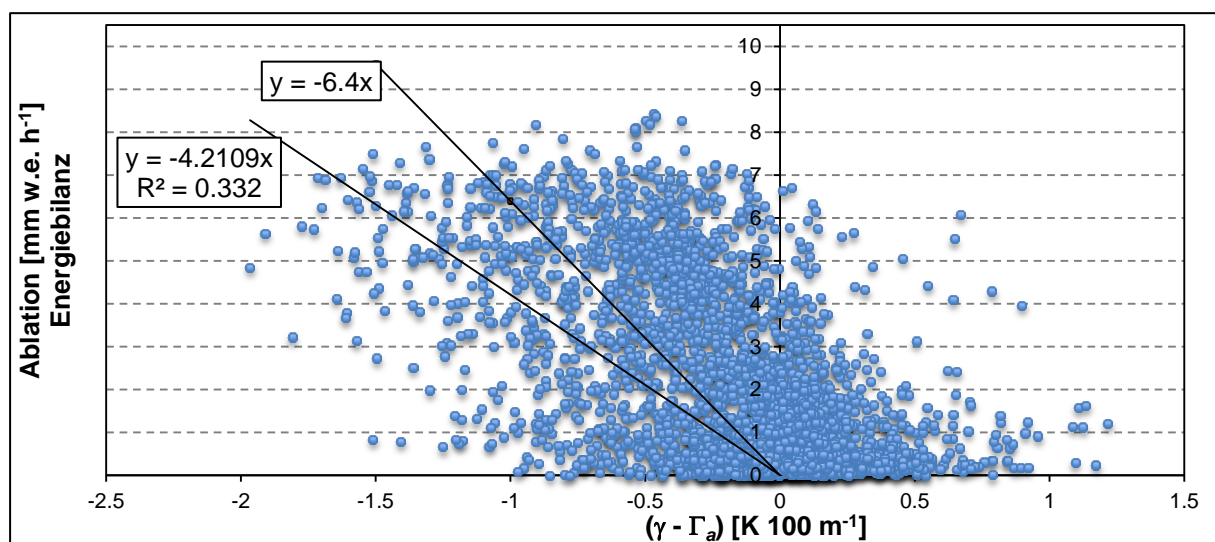


Abb. 33: Streudiagramm der Tagessumme der Schmelzrate, berechnet anhand der Energiebilanz und des hangparallelen Temperaturgradienten abzüglich adiabatischer Erwärmung ($\gamma - \Gamma_a$) für die schneefreien Tage von Juli bis September im Zeitraum 2005 - 2008.

7.5 Validierung der Referenz

Die Referenz der anhand des Restgliedes der Energiebilanz berechneten stündlichen Schmelzrate wird als verlässlich angesehen. Die Resultate der Experimente HyMEX 1998/2000 (Siehe auch Abschnitt 2.4) ergaben, dass sowohl anhand der gemessenen Komponenten als auch deren Berechnung auf der Basis von Parametrisierungen mit vor Ort gemessenen meteorologischen Größen eine qualitativ hochwertige Einschätzung der verfügbaren Schmelzenergie geben (Weber, 2008). Jedoch muss beachtet werden, dass eine fehlerhafte räumliche Extrapolation der nicht direkt auf dem Gletscher gemessenen Messgrößen von der Klimastation Vernagtbach erhebliche Fehler bei der Berechnung der Komponenten der Energiebilanz bewirken können (siehe Kapitel 8).

7.5.1 Räumliche Skala von Messung und Rechnung

In diesem Abschnitt wird die Größe der von der Messung des Ultraschallabstandsmessers erfassten Fläche (Skala) im Vergleich zur Größe der Areale, die durch die Berechnung der Energiebilanz repräsentiert werden, betrachtet. Die Messwerte des Ultraschallabstandsmessers sind für die Ablation auf einer abgeschätzten Fläche von weniger als 1 m^2 repräsentativ. Die über die Energiebilanz berechnete Schmelze ist dagegen der Mittelwert über ein mehrere Hektar großes homogenes Areal, das sich wegen der zugrunde liegenden Theorie der verwendeten Parametrisierung im Luv der Gletscherstation befindet. Diese Flächengröße gilt jedoch nur unter der Voraussetzung einer homogen über der Fläche verteilten kurzwelligen Strahlungsbilanz. In Abbildung 19 ist ersichtlich, dass die Strahlungsbilanz tagsüber nahezu vollständig für die Schmelze verwendet wird. Der Tagesgang der Schmelze, dominiert vom Tagesgang der Strahlungsbilanz, ist sehr variabel im Bezug auf die lokalen Gegebenheiten wie die Hangneigung und -richtung, Wolken und Abschattung.

Des Weiteren variiert die Eisalbedo mit den Witterungsbedingungen. Bei geringer Luftfeuchte kommt es zur Bildung von feinen Eisnadeln, welche die Oberfläche aufhellen und dadurch die Albedo anheben. Über einem längeren Zeitraum gesehen, hängt die Eisalbedo von der Konzentration der Staub- und Kryokoniteinschlüsse ab. Das Material lagert sich in der Regel auf der Schneedecke ab. Im Falle der Schmelze fließt das Wasser ab, die Einschlüsse bleiben zurück und akkumulieren sich an der Eisoberfläche. Starke Schmelzereignisse führen daher zu einer niedrigeren Eisalbedo. Folglich hängt die Ablation wesentlich von der Homogenität der betrachteten Fläche ab. Ist die Oberfläche stark strukturiert, ist insbesondere die Reflexstrahlung sehr heterogen verteilt. Die Reflexstrahlung wird aber nicht nur durch die Oberflächenalbedo differenziert, sondern auch durch den Winkel zur Sonne, der neben Jahres- und Tageszeit auch von der Topografie (Hangneigung und -richtung) abhängt.

7.5.2 Ultraschallabstandsmesser

Die gemessenen Stundenmittel der Ultraschallabstandsmessung basieren auf einem mit erheblichen Störungen überlagerten Signal, die erst nach Anwendung eines Tiefpassfilters in Form eines gleitenden Mittel über 9 Werte verwertbare Stundenwerte für einen Tagesgang ergeben (siehe Abbildung 22 und 25).

Die korrigierten Registrierungen des Ultraschallabstandsmessers und die berechneten Referenzwerte der Schmelze aus der Energiebilanz stimmen überwiegend unbefriedigend überein. Zur Prüfung der Plausibilität der Mess- und Berechnungsreihen wird daher der spezifische Abfluss herangezogen. Dieser wird auf die gesamte Einzugsgebietsfläche des Vernagtbachs bezogen und darf demzufolge nur als qualitatives Maß der täglichen Schmelzraten gesehen werden (siehe Abbildungen 21, 24, 27). Der Vergleich zeigt, dass die Messreihen des Ultraschallabstandsmessers überwiegend nicht mit den Abflussmessungen zusammenpassen. Man kann vermuten, dass die wesentliche Ursache für die großen Abweichungen in der unzureichend erfassten Variation der Schallgeschwindigkeit liegt. Die Referenzreihen, berechnet mit der Energiebilanz und der spezifische Abfluss zeigen jedoch eine gute bis sehr gute Übereinstimmung im Trend. Die für eine stündliche Erfassung der Höhenänderung erforderliche Messgenauigkeit des Ablatometers im Millimeterbereich erscheint in Relation zur Fehlerbandbreite der Abstandsmessung von $\pm 2 \text{ cm}$ als zu gering (100 W m^{-2} absorbierte Energie bewirken in einer Stunde 1 mm Schmelze, folglich auf S bezogen, hat die Messung eine Auflösung von nur $2000 \text{ W m}^{-2} \text{ h}^{-1}$).

In der Untersuchung von Dietermann (2009) wurden die Ablationshöhen über einen Zeitraum 2005 - 2008 über ein ganzes Jahr in Form einer Summenkurve aufsummiert. Eine Übersicht der Ergebnisse für das Jahr 2006 ist in Abbildung 3 dargestellt. Bei der Validierung mit dem Pegel 257 über den Zeitraum 2005 - 2007 wurde festgestellt, dass das Ablatometer über eine

vollständige Ablationsperiode keine plausiblen Ergebnisse lieferte (Dietermann, 2009). Diese Probleme sind hauptsächlich auf das Ausapern des Gestänges in unregelmäßigen Schüben zurückzuführen. Ursprünglich wurde angenommen, dass sich die Abweichungen der Messwerte durch einen Korrekturfaktor berichtigen lassen (Dietermann, 2009). Jedoch liefert das Ablatometer im Jahr 2008 bei der Validierung mit dem Pegel 257 für die Ablationsperiode zum ersten Mal seit seiner Inbetriebnahme über den gesamten Zeitraum gute Übereinstimmungen, allerdings mit sehr vielen Messlücken. Dietermann (2009) führt die gute Übereinstimmung darauf zurück, dass die Konstruktion des Gestänges Ende September 2007 geändert wurde. Vorher wurden die Stangen, an dem der Sensor montiert ist, als Tripod in das Eis eingebohrt und anschließend am 30.9.2007 senkrecht. (vgl. Abb. 33a, 33b). Hingegen liefern die Messungen der Eisablation mit dem Ablatometersack in den Messzeitraum 2005 - 2007 sehr gute Übereinstimmungen mit dem Pegel 275.

Dietermann (2009) äußert sich in seinem Bericht jedoch nicht über die potenzielle zeitliche Auflösung der Messungen, wie sie in der vorliegenden Arbeit untersucht wurde.

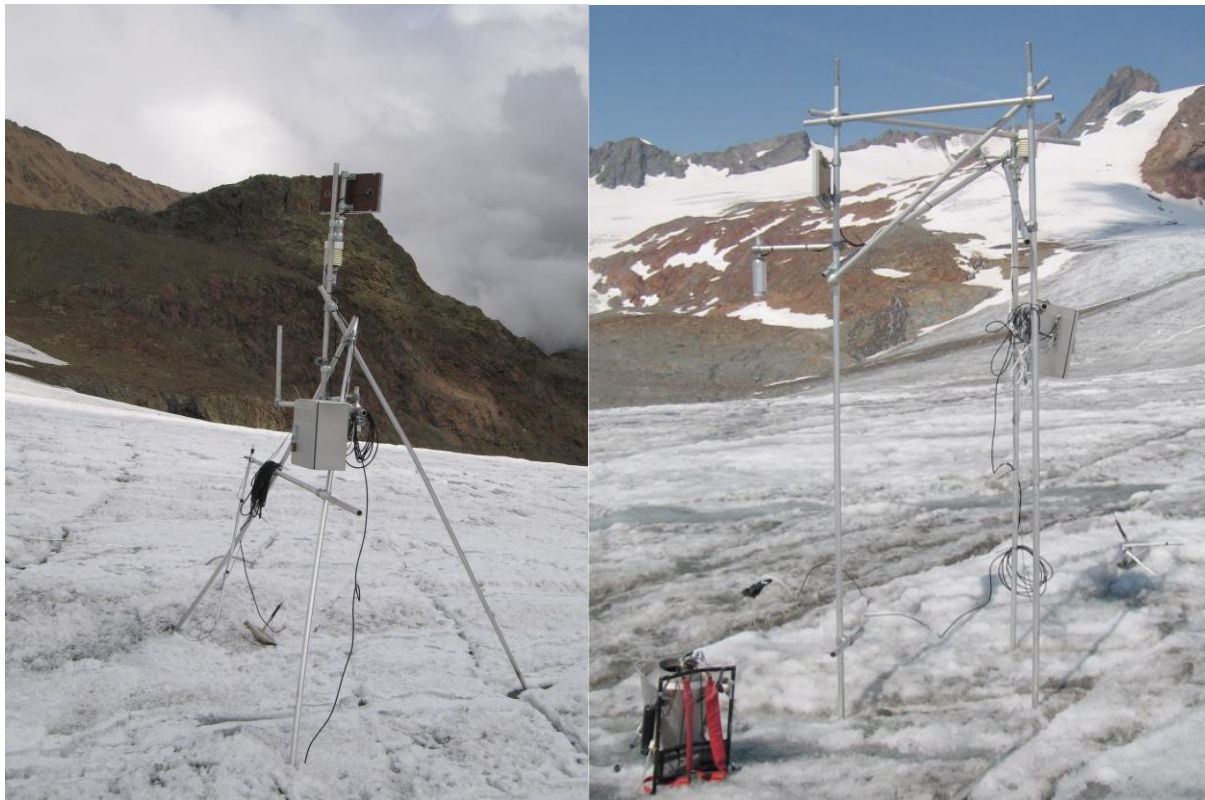


Abb. 34a, 34b: Konstruktion des Gestänges vor und nach dem 30.9.2007; Links: Die Stangen sind als Dreibein (Tripod) in das Eis eingebohrt; Rechts: Die Stangen der Hängekonstruktion sind senkrecht in das Eis eingebohrt. (Fotos: M. Siebers)

7.6 Prüfung der Ergebnisse der Temperatur-Index Methode und der Näherungsformel aus HyMEX 2000

Die Ergebnisse der Berechnungen mit der Näherungsformel sind nicht gegen die Berechnungen mit der Energiebilanz kalibriert und basieren somit auf den innerhalb der Felduntersuchungen HyMEX im August 1998/2009 bestimmten Schmelzraten.

In dem Zeitraum vom 9.7. - 16.7.2006 stimmen die berechneten Schmelzraten aus der Temperatur-Index Methode und der Näherungsformel gut mit der Referenzmethode der Energiebilanz überein (siehe Abbildung 21). Im September, beispielsweise im Zeitraum vom 4.9. bis

13.9.2006, weichen die Berechnungen mit der Näherungsformel stark von der Referenz ab (siehe Abbildung 24). Im Gegensatz dazu die Berechnungen der Temperatur-Index Methode, die überwiegend gut mit der Referenz (Energiebilanz) übereinstimmen. Die Streudiagramme A.16 - A.18 stellt die Klassifizierung der Tagesschmelze aus der Energiebilanz und der Näherungsformel für die Monate Juli, August und September getrennt dar. Anhand des Korrelationskoeffizienten (R^2) ist ersichtlich, dass die Berechnungen mit der Methode der Näherungsformel im Juli eine bessere Übereinstimmung mit der Methode der Energiebilanz zeigt als im September, wo keine signifikante Korrelation der beiden Methoden ersichtlich ist. Ein Vergleich der Korrelationskoeffizienten der Diagramme A.16 - A.18 zeigt eine Abnahme der linearen Übereinstimmung von Juli bis September.

Bei HyMEX 1998/2000 beträgt die Korrelation 0.8 bis 0.9 (siehe Abbildung 18, 19). Bei den Ergebnissen im Berechnungszeitraum 2005 bis 2008 beträgt sie nur 0.3 (siehe Abbildung 29). Die Streuung ist deshalb so groß, weil beispielsweise unterschiedliche Windgeschwindigkeiten bei konstanten Schmelzraten unterschiedliche Gradienten hervorrufen. In Abb. 33 wird verdeutlicht, dass die Beziehung der Näherungsformel, die einen bestimmten Gradienten eine Schmelzrate zuordnet, nicht eindeutig ist. Ein hangparalleler Temperaturgradient von $0 \text{ K } 100 \text{ m}^{-1}$ hat Ergebnisse der Schmelzrate in einem Bereich zwischen 0 und 4 mm h^{-1} (siehe Abbildung 33). Eine hohe Korrelation findet sich eben nur bei relativ stationären Bedingungen, ähnlich wie im August 1998/2000 bei HyMEX. Man verdeutlicht hier die Problematik, aus einer engen Stichprobe auf eine größere Grundgesamtheit schließen zu können.

8 Sensitivitätsanalyse

Auch die Referenz, berechnet anhand des Restglieds der Energiebilanz, ist mit einem Unsicherheitsbereich behaftet. Dieser kann einerseits auf Fehlern in den Eingangsdaten (Messfehler), andererseits auch aus Fehlern in der Methodik resultieren (Fehler bei der Extrapolation der Stationsdaten zur Gletscherstation). Letztere können nur anhand von geeigneten Messdatensätzen zur Validierung evaluiert werden, die in diesem Fall nicht zur Verfügung stehen. Um den Vertrauensbereich der Ergebnisse der Energiebilanzberechnung in Kapitel 7 zu quantifizieren, wird die Berechnungsmethode bezüglich Variationen in den Eingangsdaten einer Sensitivitätsanalyse unterzogen.

Diese wurde mit den meteorologischen Eingangsgrößen Temperatur Gletscherluft, Temperatur Klimastation Vernagtbach, Globalstrahlung, Luftdruck, Windgeschwindigkeit, Dampfdruck und Albedo der Gletscheroberfläche durchgeführt. Der Fehlerbereich der Messgrößen Temperatur Gletscherluft, Temperatur Klimastation Vernagtbach, Luftdruck, Windgeschwindigkeit und Dampfdruck wurde durch die Genauigkeit der Messgeräte abgegrenzt (vgl. Tabelle 1). Die Albedo der Gletscheroberfläche, die anhand von täglichen Aufnahmen abgeschätzt wird (vgl. Abb. A.1) wird mit einer Genauigkeit von ± 0.1 beaufschlagt. Die über dem Gletscher eintreffende Globalstrahlung, identisch mit der gemessenen Globalstrahlung an der Klimastation Vernagtbach, wird mit einer Genauigkeit von 10 W m^{-2} angenommen. Bei einer Genauigkeit von ± 0.1 für die Albedo weicht die Ablationsrate um $\pm 6.85 \text{ mm w.e. d}^{-1}$ von der Referenz ($= 50 \text{ mm w.e. d}^{-1}$) ab. Für die anderen Eingangsgrößen können die Abweichungen analog der Abbildung 35 entnommen werden.

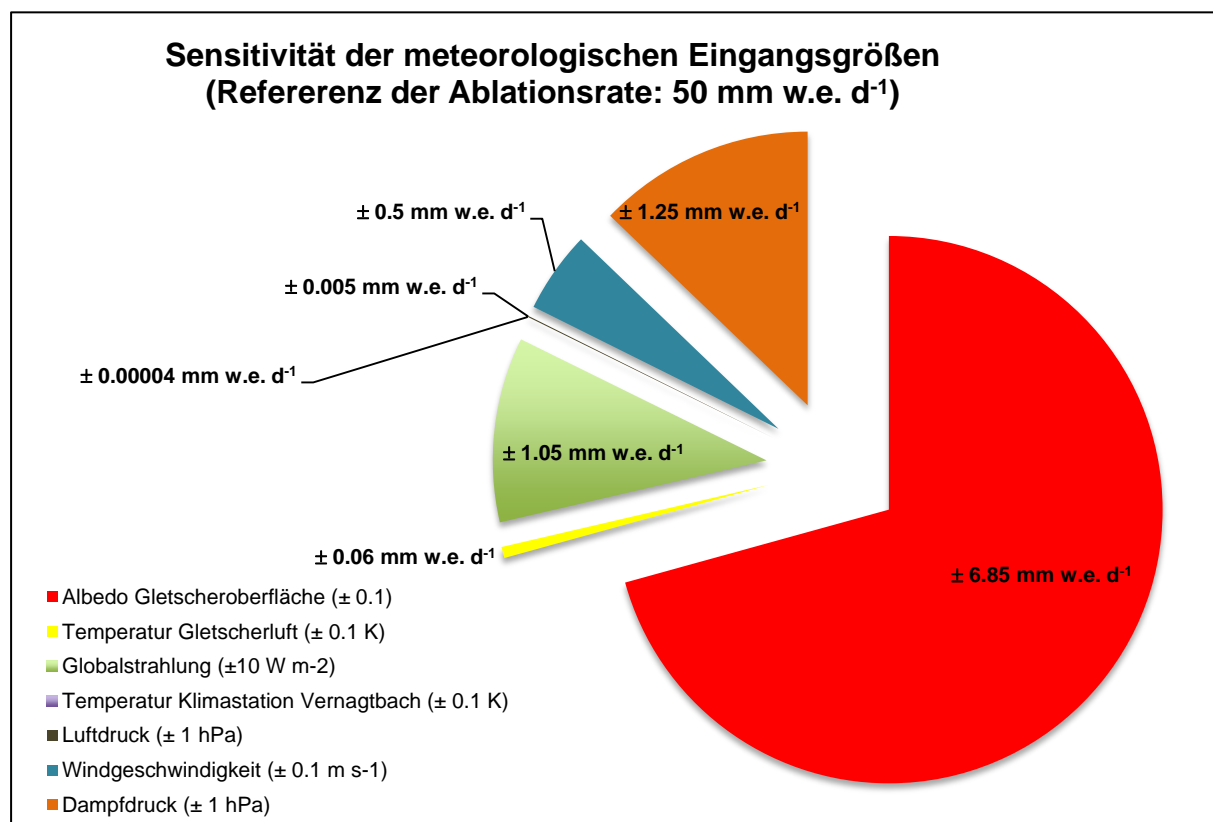


Abb. 35: Sensitivitätsanalyse der meteorologischen Eingangsgrößen. Die im Kreis dargestellten Anteile sind die Abweichungen von der Referenz der Ablationsrate ($= 50 \text{ mm w.e. d}^{-1}$), wie sie mit der in der Legende angegebenen Fehlerbereich der meteorologischen Eingangsgrößen berechnet wird.

In prozentualen Anteilen beträgt die Abweichung der Temperatur Gletscherluft 0.3%, die Temperatur Klimastation Vernagtbach 0.01 %, die Globalstrahlung 5%, der Luftdruck 0.03%, die Windgeschwindigkeit 2%, der Dampfdruck 5% und die Albedo der Gletscheroberfläche 27% von dem Referenzbetrag der Ablation von 50 mm w.e. d⁻¹.

Die Analyse zeigt, dass die Albedo die Größe mit dem größten Einfluss darstellt, gefolgt von dem Dampfdruck und der Globalstrahlung.

Als Ergebnis der Sensitivitätsanalyse wird der Berechnung der Schmelzrate über das Restglied der Energiebilanz einen Unschärfebereich von $\pm 20\%$ bestimmt. Das bedeutet die Fehlerbreite um die Gerade darf bei Abbildung 31 und 32 etwa 5 mm betragen, bei Abbildung 33 etwa 1 mm. Wenn die Werte innerhalb dieser Grenzen liegen, ist die Gleichung immer noch erfüllt. Bei Abbildung 31 erfüllen die Werte noch einigermaßen diese Bedingung, aber Abbildung 32 und 33 zeigen keinerlei Tendenzen. Die Hypothese, die stündliche Schmelze allein mit der Temperaturdifferenz einer Station auf dem Gletscher und einer im Vorfeld unter allen Umständen parametrisieren zu können, ist offensichtlich falsch.

9 Fazit

In der vorliegenden Arbeit wurden die Temperatur-Index Methode und eine Formel zur Berechnung der stündlichen Ablation mit der Referenzmethode der Berechnung der Eisschmelze als Restglied der Energiebilanz verglichen, um eine Einschätzung der Anwendbarkeit der Parametrisierungen in Abhängigkeit der meteorologischen und räumlichen Gegebenheiten zu erhalten. Beide Methoden basieren auf empirischen statistischen Analysen. Welcher physikalische Hintergrund in den Methoden steckt und ob man die Verfahren noch verbessern kann, wird hier noch einmal zusammenfassend dargelegt.

Der HyMEX-Feldversuch im Jahr 2000, aus dem die Näherungsformel (siehe Gleichung 23) abgeleitet wurde, liegt fünf bis acht Jahre hinter dem Berechnungszeitraum 2005 - 2008 zurück. Der hangparallele Gradient, die einzige unabhängige Variable in der Näherungsformel, wird nur durch den Unterschied der Temperatur an der Gletscherstation und an der Klimastation bestimmt. Allein durch den rasanten Schmelzrückgang des Gletscherzungenendes und die nahe Entfernung der Temperaturmessung zum Zungenende von nur 500 m im Jahr 2006, die im Jahr 2002 noch die doppelte Entfernung hatte, ist die Messung der Gletscherlufttemperatur nicht repräsentativ für eine durchschnittliche Schmelzrate in Ablationsgebiet. Zusätzlich ist der lineare Koeffizient (-6.4) der Näherungsformel von vielen Randbedingungen abhängig, wie Windverhältnisse, Albedo, Bewölkung, Tagesmaxima der Sonnenhöhe, Standort der Lufttemperaturmessung, so dass ohne kontinuierliche Nachführung der Kalibrierung keine genaueren Ergebnisse zur Ablation erzielt werden.

Das in Abschnitt 4.3 präsentierte einfache Modell zur Erklärung des hangparallelen Temperaturgradienten in Verbindung mit den beobachteten Erwärmungsraten erlaubt die Schlussfolgerung, dass der hangparallele Gradient unter Schmelzbedingungen nur deshalb so stark überadiabatisch ist, weil die Erwärmungsraten über dem Vorfeld groß sind. Wäre die Erwärmungsrate über dem Gletscher nicht deutlich geringer oder gar nicht vorhanden, wäre die Temperaturdifferenz noch größer. Zweifellos ist die Temperaturdifferenz jedoch durch die Schmelzvorgänge am Gletscher beeinflusst, wobei sowohl Windgeschwindigkeit als auch die Ausdehnung und Topografie des Gletschers eine wichtige Rolle spielen. Somit ist in der Temperaturdifferenz eine Information über die Schmelzvorgänge enthalten, was sich in der Korrelation zwischen Ablation und Temperaturdifferenz widerspiegelt (siehe Abbildung 33). Diese Information ist ein Maß für die konsumierte Energie.

Die herkömmliche Temperatur-Index Methode kennt diese Information nicht. Eine bestimmte absorbierte Energiemenge vorwiegend im Gletschervorfeld führt zu einer Erwärmung der Luft an der Klimastation Vernagtbach. Die Positive Temperatursumme (tägliche Mitteltemperatur) ist ein Maß für das Angebot an Schmelzenergie in der Region. Wie viel davon genutzt wird, wird über den DDF bestimmt. Je näher sich die Station am Gletscher befindet, desto mehr wird die Temperatur durch die Prozesse am Gletscher modifiziert und liefert nicht mehr das reine Energieangebot. Dies verschlechtert die Korrelation, was sich mit der Erkenntnis von Lang & Braun (1990) deckt, dass eine tiefer gelegene Station höhere Korrelationen zur Schmelze liefert als eine Bergstation (vgl. Abbildung 31 und 32).

Die Temperatur-Index Methode setzt voraus, dass der relative Anteil der Beiträge der Komponenten der Energiebilanz (Strahlung, fühlbare und latente Wärme) an der Schmelze konstant bleibt. Dies schränkt die erzielbare Genauigkeit des Verfahrens ein. Die HyMEX-Experimente zeigen eine Variation der Anteile von etwa 10%, einen geringeren Fehler kann die Methode nicht haben. Wird das Temperatursignal noch zusätzlich modifiziert, steigt der Fehler weiter an. Am größten wird er im Frühjahr, Herbst und Winter, wenn der Anteil der turbulenten Flüsse in der Energiebilanz größer als 10% ist.

Mit der Temperatur-Index Methode ergeben sich für die Sommermonate Mitte Juli - Mitte September überwiegend gute Übereinstimmungen mit der Referenzmethode der Berechnung

der Energiebilanz. Die Temperatur an der Klimastation Vernagtbach enthält bei geeigneten Strömungsverhältnissen eine Information des gesamten Einzugsgebietes und nicht nur, wie bei der Näherungsformel, eine Information über einen Teil des Gletschers mit der Temperaturdifferenz zwischen Klimastation und Messstation der Gletscherluft. Bei der Näherungsformel liegt eindeutig eine systematische Einschränkung in der Anwendbarkeit vor. Der Standort der Temperaturmessung der Gletscherluft ist durch die geringe Distanz zum Zungenende nicht mehr repräsentativ für eine ausgewogene Aussage über die Erwärmungsraten über dem Gletscher und dem Vorfeld. Die Extrapolation der Lufttemperatur an der Klimastation Vernagtbach mit dem Standardgradienten der freien Atmosphäre ermöglicht eine stabile Aussage über die Verhältnisse in der extrapolierten Höhe. Mit der Optimierung des Tag-Grad-Faktors und der Schwellentemperatur für den Vernagtferner wird die Methode regional spezialisiert und liefert signifikantere Ergebnisse.

Die Näherungsformel wurde statisch ermittelt, also über wenige Tage bei gleichbleibender Witterung ohne eine zeitliche Entwicklung. Nach den neueren Erkenntnissen reicht das für eine umfassende Modellierung nicht aus, denn erstens ist die Temperaturdifferenz zu sehr durch lokale Einflüsse geprägt und zweitens fehlt darin im Gegensatz zur Temperatur-Index Methode eine Information zum verfügbaren Energieangebot. Das Streudiagramm der stündlichen Schmelzrate gegen den hangparallelen Temperaturgradienten reduziert mit dem trockenadiabatischen Temperaturgradienten zeigt eine Korrelation von 0.3. Möglicherweise muss der Parameter noch um eine Größe erweitert werden, die das Energieangebot repräsentiert, um nicht nur in Spezialfällen zu funktionieren, sondern dynamisch auch über eine ganze Ablationsperiode. Dann wäre die Schmelze im September nicht mehr systematisch zu hoch. Eine erfolgreiche Kalibrierung der Näherungsformel würde in Vergleich zur Temperatur-Index Methode, die sich auf eine tägliche Berechnung der Schmelzrate in einem bestimmten Höhenbereich beschränkt, eine Erweiterung auf stündliche Schmelzraten ermöglichen.

Dass die Näherungsformel dennoch wenigstens abschnittsweise auch über längere Zeiträume anwendbar ist, zeigt die Validierung mit dem Ultraschallabstandsmesser für den Zeitraum vom 16.7. - 28.8.2003 (siehe Abschnitt 6.2, Abb. 20). Um qualitative bessere Ergebnisse zu erzielen, muss sie sowohl in der Genauigkeit als auch in der räumlichen Auflösung verbessert werden.

Die Temperatur-Index Methode schneidet in dieser Untersuchung deutlich besser ab, ist jedoch in der zeitlichen Auflösung auf Tagessummen limitiert. Die universelle Anwendbarkeit ist dann gegeben, wenn die für die Berechnungen verwendete Temperatur ein gutes Maß für das tägliche Energieangebot darstellt. Dazu darf die Station aber nicht zu nahe am Gletscher stehen, bzw. der Tagesgang durch die Schmelzprozesse modifiziert werden.

Um Parametrisierungen abzuleiten, welche die zeitlich hoch aufgelöste möglichst genaue Berechnung der Schmelze erlauben, muss neben den Eingangsgrößen auch die lokale Schmelzrate bekannt sein. Leider liefert auch der Ultraschallabstandsmesser und ähnliche Messverfahren diese Daten nicht in der erforderlichen Genauigkeit, so dass es zur Berechnung der Schmelze auf der Basis der Energiebilanz bislang keine Alternative gibt. Diese wird umso genauer, je mehr direkte Messungen zu den einzelnen Termen zur Verfügung stehen. Zur Verbesserung der Parametrisierungen besteht aber noch weiterer Forschungsbedarf.

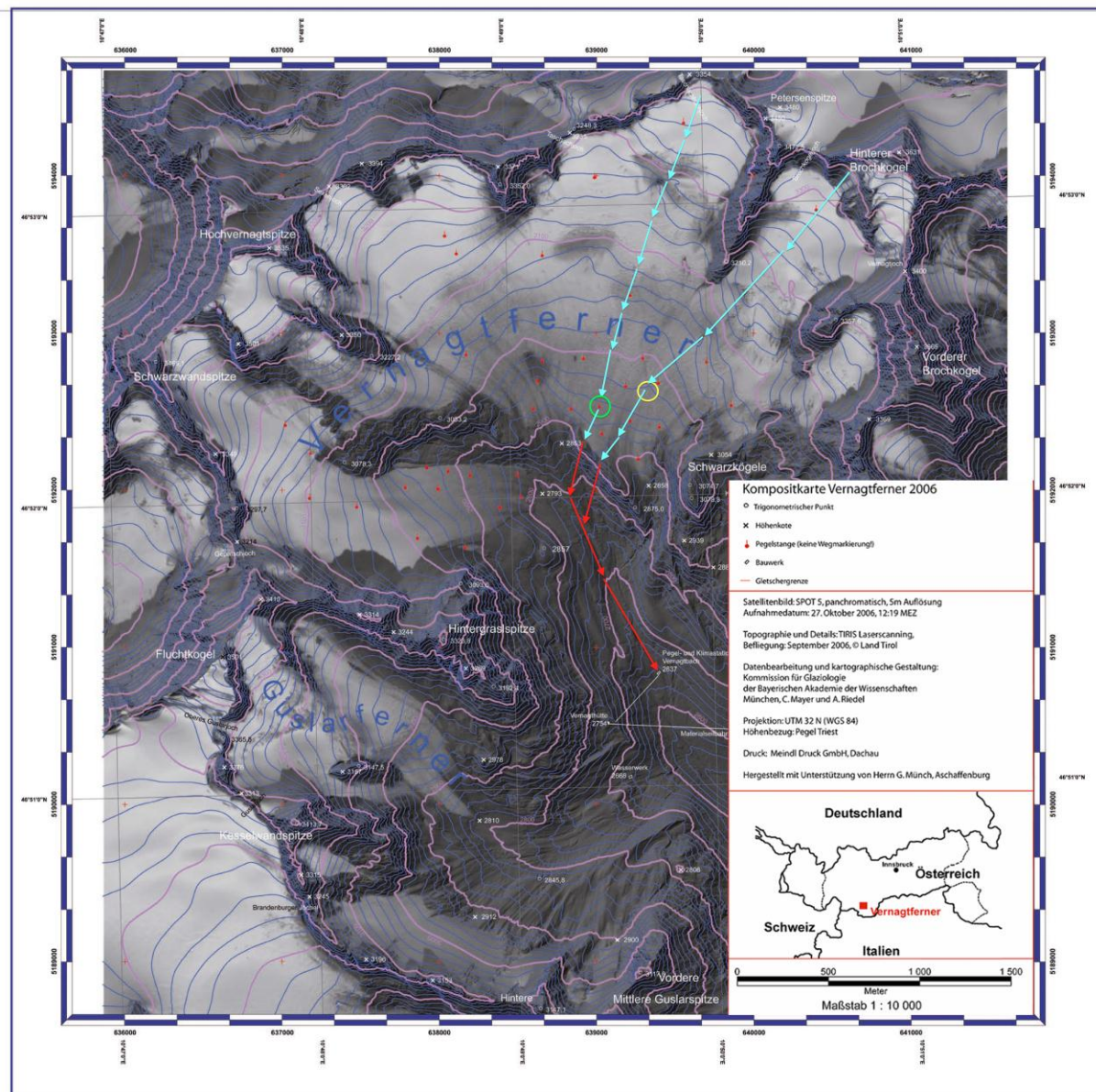
10 Literatur

- Braun, L. N.; Hottelet, Ch.; Weber, M. & Grabs, W. (1998): Measurement and simulation of runoff from Nepalese head watersheds, *International Association of Hydrological Sciences Publication (IAHS) 248*, 9 - 18
- Braun, L. N.; Weber, M.; Schulz, M. (1999): Consequences of climate change for runoff from Alpine regions. *Annals of Glaciology*, 31, 19 - 25
- Braun, L. N.; Escher-Vetter, H.; Heucke, E.; Siebers, M. & Weber, M. (2004): Experiences with the new 'Vernagtbach' hydro-meteorological station, *extended abstract of presentation at the Workshop "Automatic Weather Stations on Glaciers"*, IMAU, Utrecht University
- Dietermann, N. (2009): Fehlerabschätzung und Datenauswertung des Ultraschallsensors SR 50, *Praktikumsbericht an der Kommission für Glaziologie, München*
- Escher-Vetter, H. (2002): Zum Gletscherverhalten in den Alpen im zwanzigsten Jahrhundert, *Klimastatusbericht des Deutschen Wetterdienstes 2001*
- Ellenrieder, T. (2002): Abfluss und Gletschermassenbilanz im Einzugsgebiet des Vernagtferners-Eine Rekonstruktion für die Wende vom 19. zum 20. Jahrhundert, *Diplomarbeit, Geogr. Institut der Universität Würzburg und KfG*
- Foken, T. (2006): Angewandte Meteorologie, Mikrometeorologische Methoden, *Zweite Auflage, Springer-Verlag*
- Hock, R. (2003): Temperature index modelling in mountain areas. *Journal of Hydrology* 282, pp. 104 - 115
- Kraus, H. (2008): Grundlagen der Grenzschicht-Meteorologie, Einführung in die Physik der Atmosphärischen Grenzschicht und in die Mikrometeorologie, *Springer-Verlag*
- Lang, H.; Braun, L. (1990): On the information content of air temperature in the context of snow melt estimation. In: Molnar, L., (Ed.), *Hydrology of Mountainous Areas, Proceedings of the Strbske Pleso Symposium 1990: IAHS Publ. 190*, 347 - 354
- Moser, H.; H., Escher-Vetter, H.; Oerter, H.; Reinwarth, O. & Zunke, D. (1986): Abfluss in und von Gletschern. *GSF-Bericht, Teil I, GSF Gesellschaft für Strahlen- und Umweltforschung, München*
- Ohmura, A. (2001): Physical basis for the Temperatur-Based Melt-Index Method, *Journal of Applied Meteorology*, 40; 753 - 761
- Seiler, B. (2011): Untersuchung des Gebietsniederschlags im hochalpinen Einzugsgebiet Vernagtferner mittels Messungen, Abflussmodellierung und homogenisierten HistAlp-Datenreihen-Bachelorarbeit; *Institut für Geoökologie an der TU Braunschweig*
- Stull, Roland B. (1988): An Introduction to Boundary Layer Meteorology, *Kluwer Academic Publishers*
- Weber, M. (2008) Mikrometeorologische Prozesse bei der Ablation eines Alpengletschers. *Abhandlungen-Bayerische Akademie der Wissenschaften, Mathematisch – Naturwissenschaftliche Klasse, München*
- Weber, M. (2010): Das Gletschermodell SURGES-Dokumentation, *Modellentwicklung und Programmierung von Weber, M. und Prasch M., KEG*
- Zunke, D. (1984): Energiehaushaltuntersuchungen auf einem Alpengletscher: Ergebnisse meteorologisch-hydrologischer Messprogramme am Vernagtferner 1979 und 1981, *Diplomarbeit für Meteorologie, LMU-München*

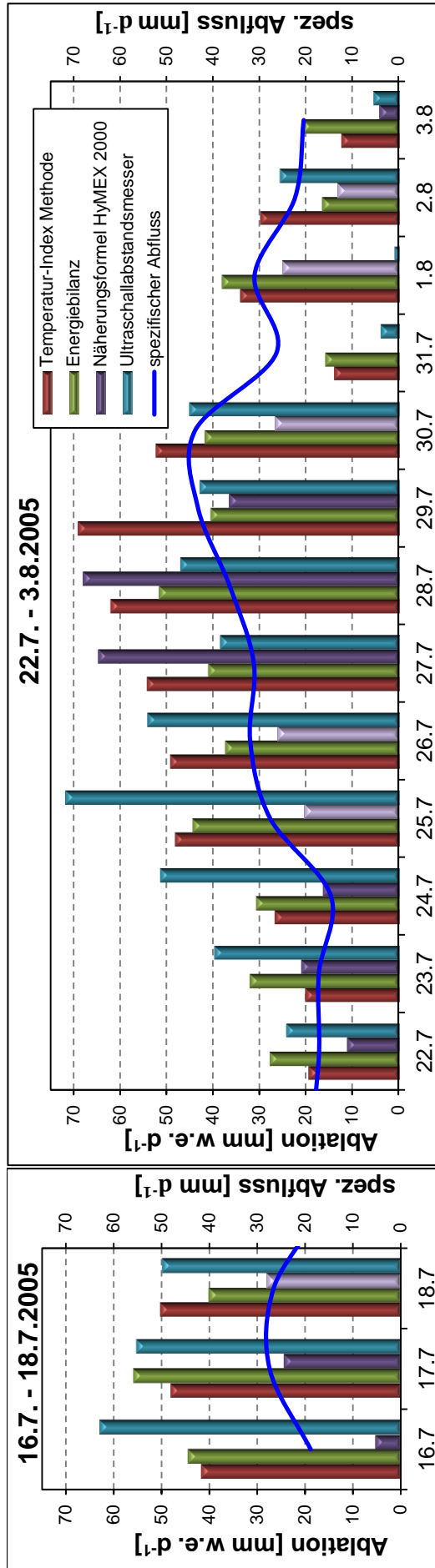
A Anhang



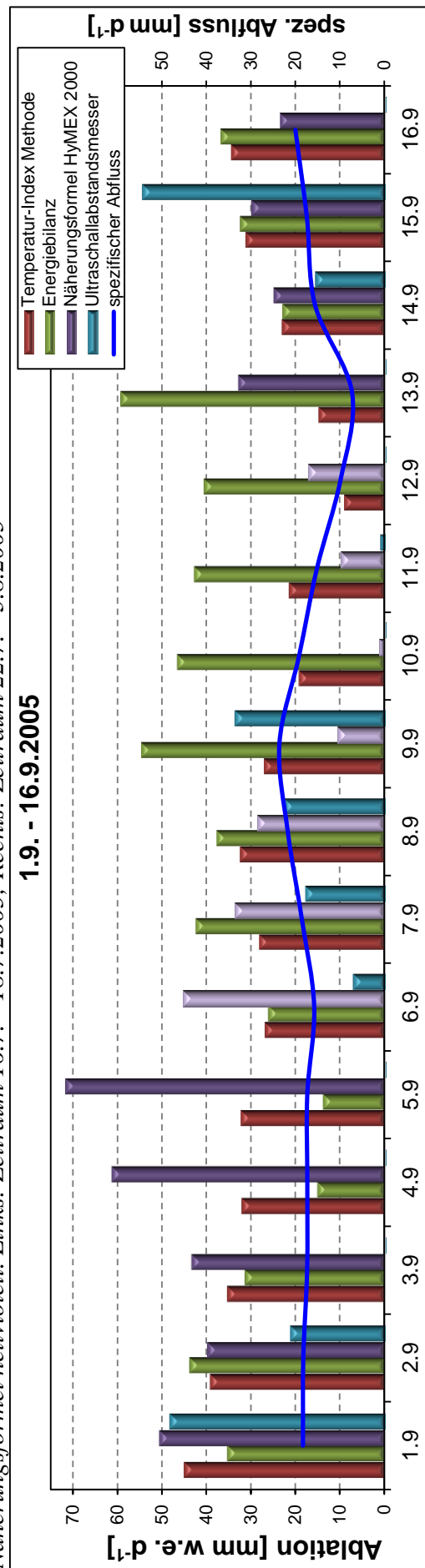
A. 1: Aufnahme vom 18.7.2005 des Vernagtferners vom Schwarzkögele. Die für jeden Tag archivierten Bilder werden für die relative Beurteilung der Gletscheroberfläche im Umfeld der Messstation der bodennahen Lufttemperatur herangezogen (ob die Oberfläche freies Gletschereis oder mit Schnee bedeckt ist, wie hell bzw. dunkel die Oberfläche wirkt). Die damit abgeschätzte Albedo ist damit der größte Unsicherheitsfaktor.



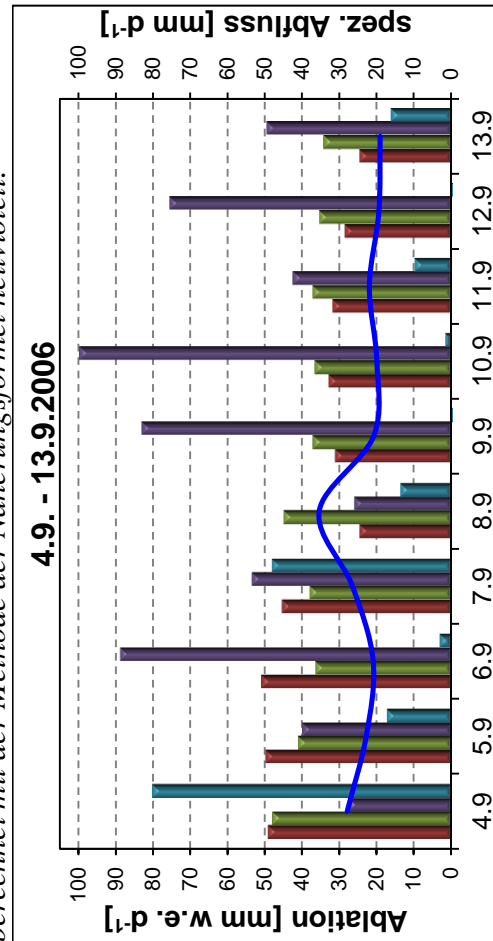
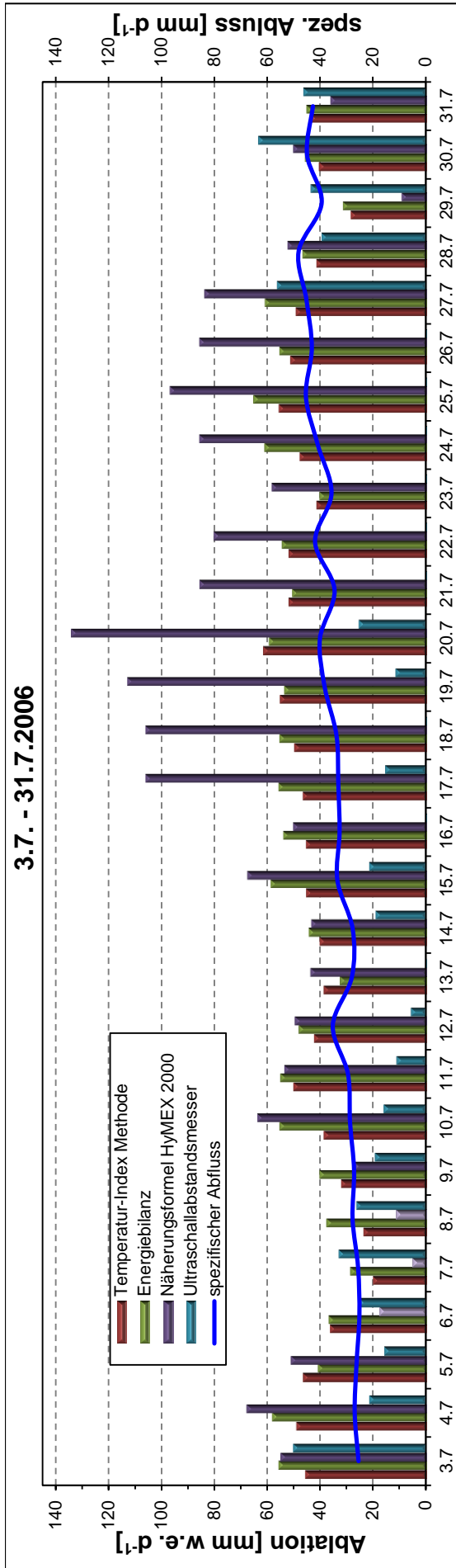
A.2: Kompositkarte des Vernagtferners im Jahr 2006. Die roten Punkte auf dem Gletscherfeld des Vernagtferners markieren die Position der Pegel. Zusätzlich sind mögliche Wege der Strömung im Gletscherwind eingetragen und Kreismarkierungen. Der grüne Kreis kennzeichnet die Position der Ultraschallmessstation mit einer Entfernung zum Gletscherzungenende von ca. 300 m, der gelbe Kreis die Temperaturmessstation der Gletscherluft mit einer Entfernung von ca. 500 m zum Gletscherzungenende. (Quelle: KfG-mit eigenen Ergänzungen)

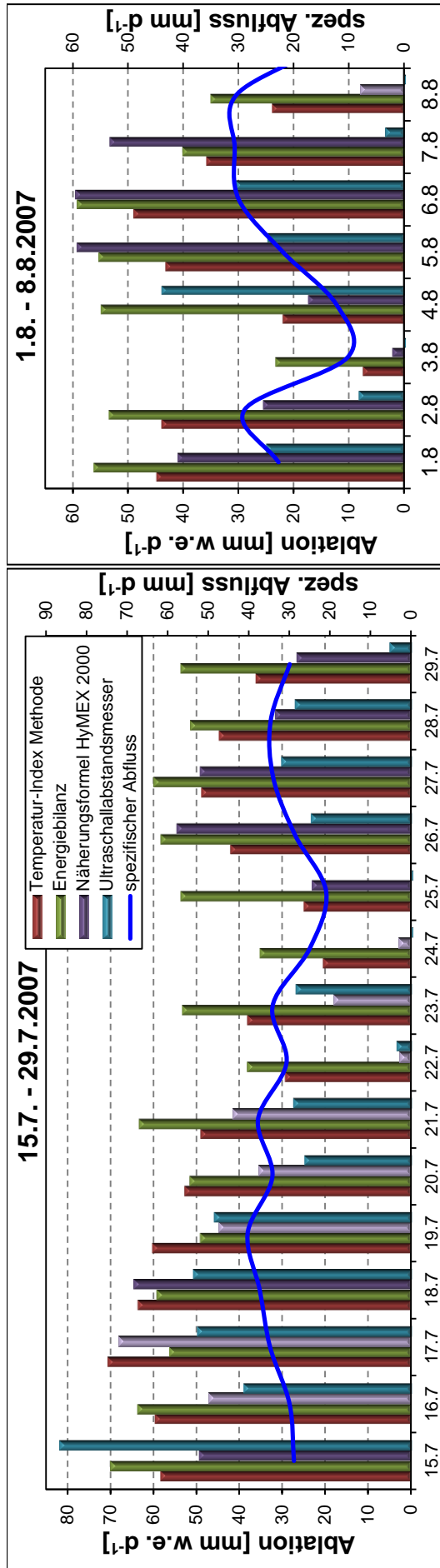


A. 3; A. 4: Tägliche Schmelzrate und spezifischer Abfluss; Bei Talwind ist die Diagrammsäule der Tagesschmelze berechnet mit der Methode der Näherungsformel hellviolett. Links: Zeitraum 16.7. - 18.7.2005; Rechts: Zeitraum 22.7. - 3.8.2005

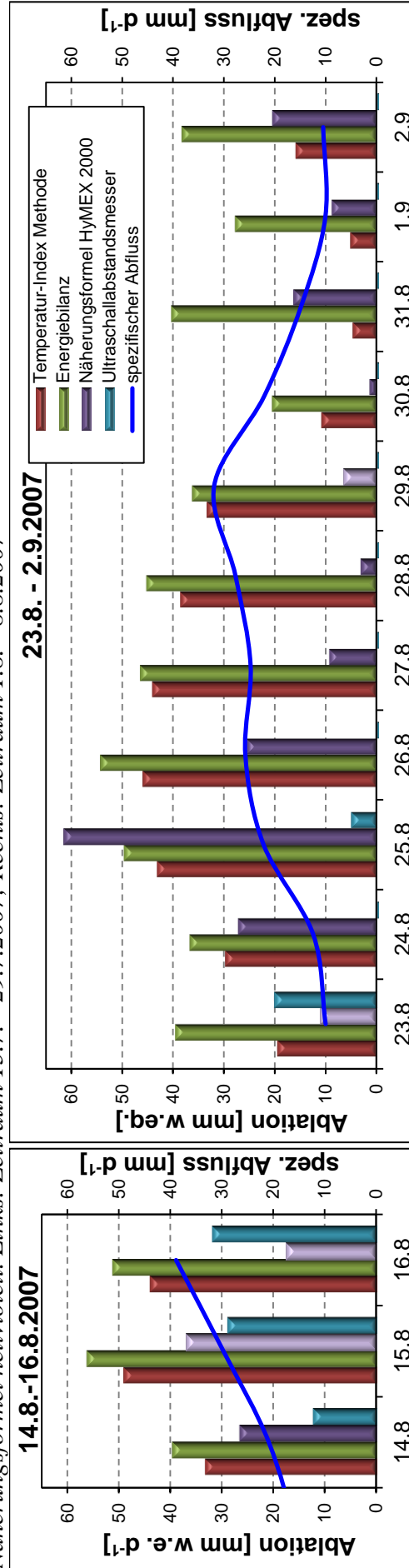


A. 5: Tägliche Schmelzrate und spezifischer Abfluss für den Zeitraum 1.9. - 16.9.2005. Bei Talwind ist die Diagrammsäule der Tagesschmelze berechnet mit der Methode der Näherungsformel hellviolett.

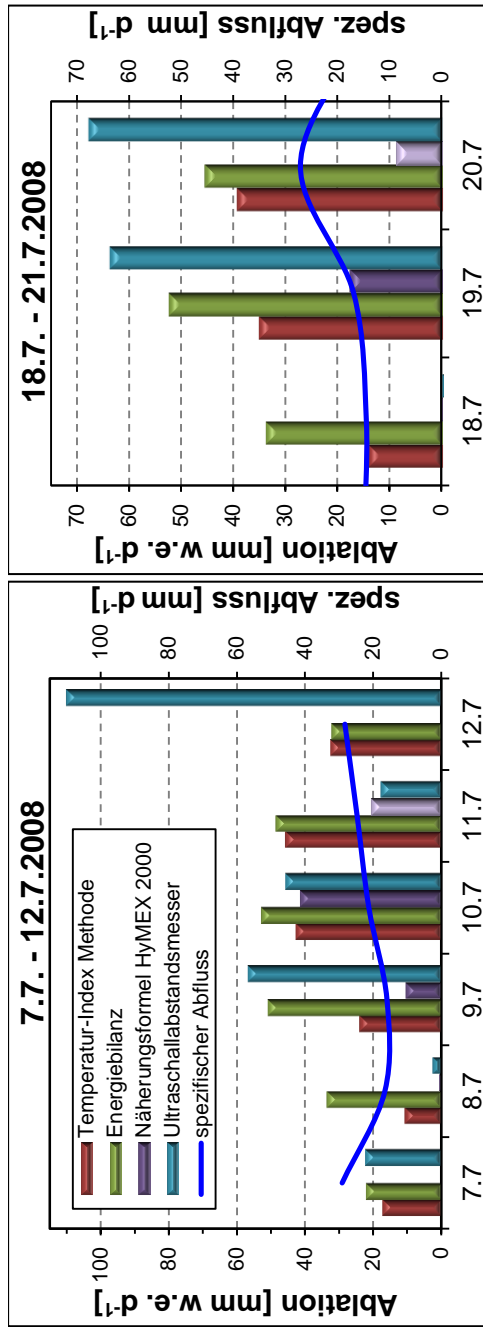




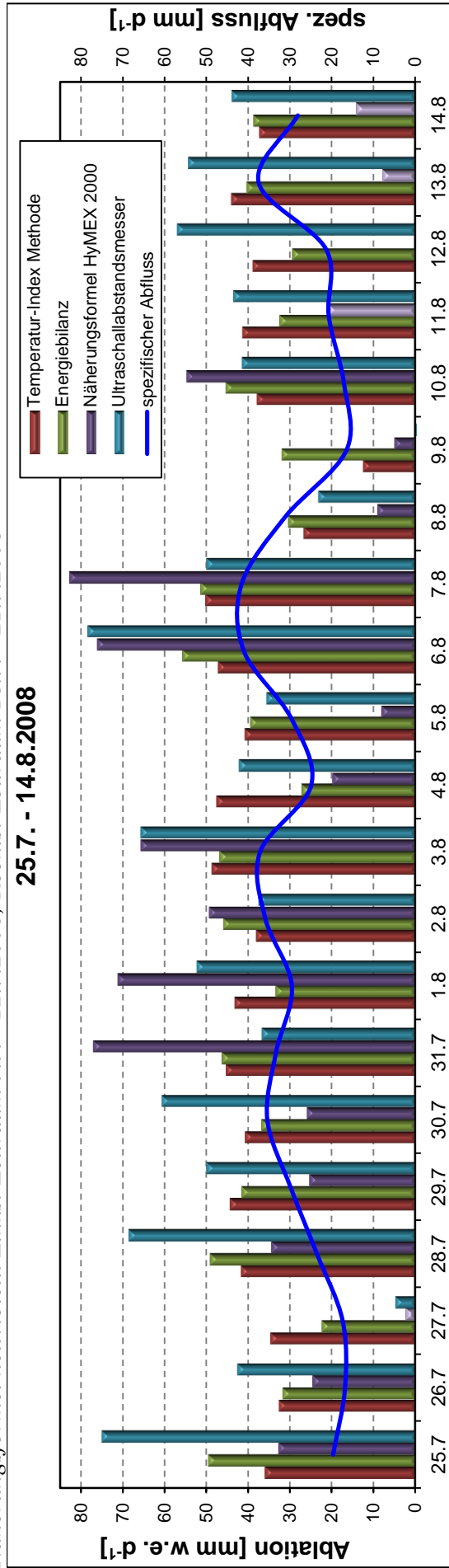
A. 8; A. 9: Tägliche Schmelzrate und spezifischer Abfluss. Bei Talwind ist die Diagrammsäule der Tagesschmelze berechnet mit der Methode der Näherungsformel hellviolett. Links: Zeitraum 15.7. - 29.7.2007; Rechts: Zeitraum 1.8. - 8.8.2007



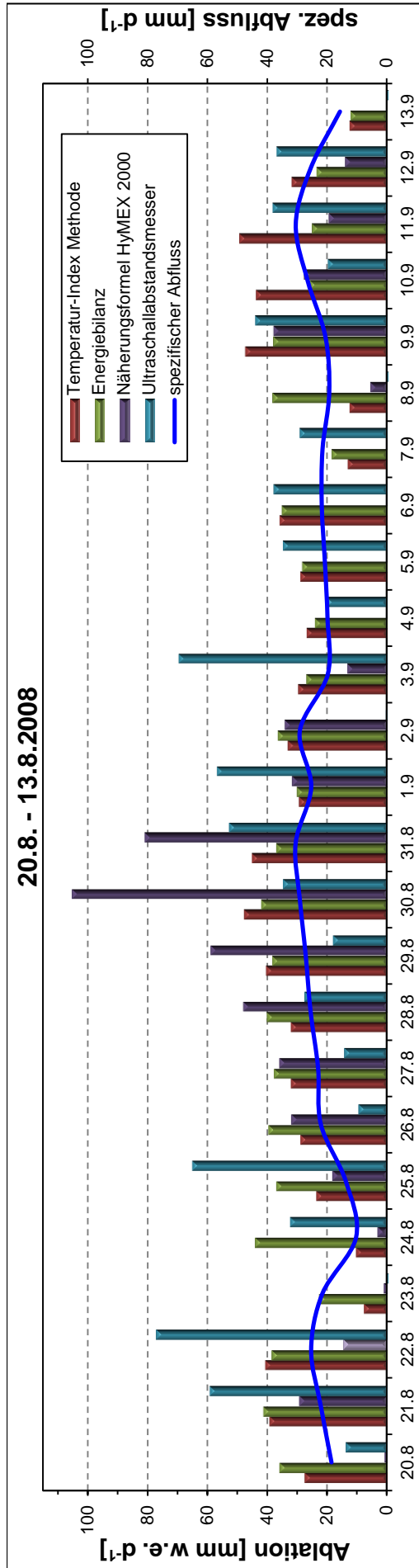
A. 10; A. 11: Tägliche Schmelzrate und spezifischer Abfluss. Bei Talwind ist die Diagrammsäule der Tagesschmelze berechnet mit der Methode der Näherungsformel hellviolett. Links: Zeitraum 14.8. - 16.8.2007; Rechts: Zeitraum 23.8. - 2.9.2007



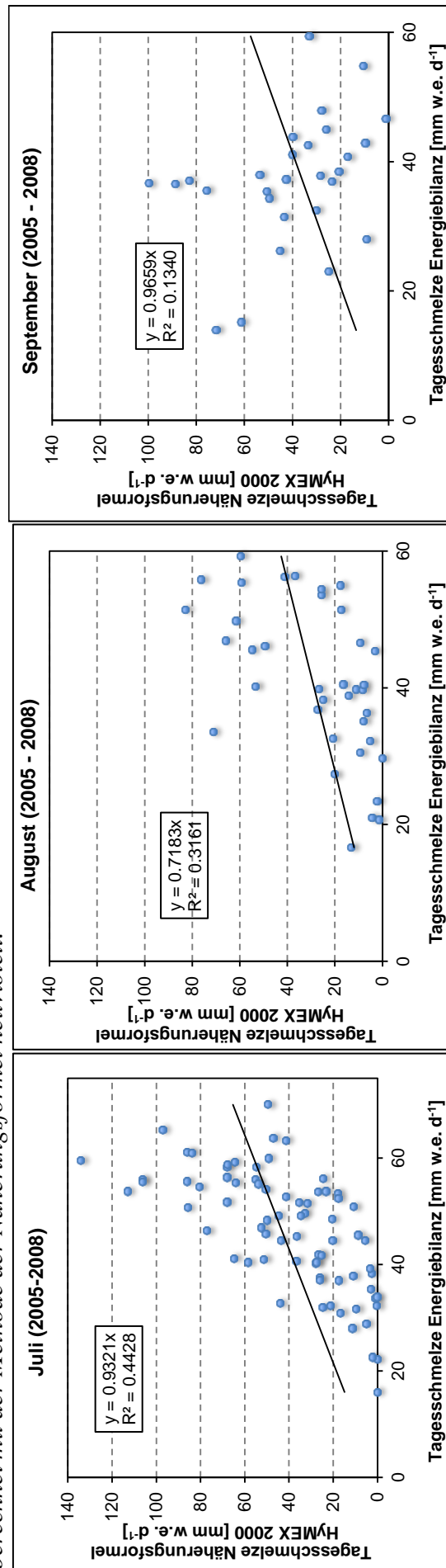
A. 12; A. 13: Tägliche Schmelzrate und spezifischer Abfluss. Bei Talwind ist die Diagrammsäule der Tagesschmelze berechnet mit der Methode der Näherungsformel hellviolett. Links: Zeitraum 7.7. - 12.7.2008; Rechts: Zeitraum 18.7. - 21.7.2008



A. 14: Tägliche Schmelzrate und spezifischer Abfluss für den Zeitraum 25.7. - 14.8.2008. Bei Talwind ist die Diagrammsäule der Tagesschmelze berechnet mit der Methode der Näherungsformel hellviolett.



A. 15: Tägliche Schmelzrate und spezifischer Abfluss für den Zeitraum 20.8. - 13.8.2008. Bei Talwind ist die Diagrammsäule der Tagesschmelze berechnet mit der Methode der Näherungsformel hellviolett.



A. 16; A. 17; A. 18: Streudiagramm Tagesschmelze berechnet mit der Energiebilanz und der Näherungsformel für die Monate Juli, August und September im Zeitraum 2005 bis 2008.

B Formelanhang

Definition des hangparallelen Gradienten der bodennahen Lufttemperatur

$$\gamma = \frac{T_{Gl} - T_P}{z_i - z_0} \quad (\text{B.1})$$

γ	hangparalleler Temperaturgradient [K m^{-1}]
T_{Gl}	Lufttemperatur an der Gletscherstation [$^{\circ}\text{C}$]
T_P	Lufttemperatur an der Klimastation Vernagtbach [$^{\circ}\text{C}$]
z_i	Höhe der Gletscherstation ü. NN [m]
z_0	Höhe der Klimastation Vernagtbach ü. NN [m]

Allgemeine Form des *ersten* Hauptsatzes der Thermodynamik

$$\frac{dT}{dt} = \frac{1}{c_P \rho} \frac{dp}{dt} + \frac{1}{c_P \rho} \dot{F}_{ext} \quad (\text{B.2})$$

$\frac{dT}{dt}$	Erwärmungsrate [K s^{-1}]
c_P	spezifische Wärmekapazität [$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$]
\dot{F}_{ext}	externe Erwärmungsrate [W m^{-3}]
ρ	Luftsdichte [kg m^{-3}]

Erster Hauptsatz der Thermodynamik (nach Stull, 1988)

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + U_j \frac{\partial \theta}{\partial x_j} = v_{\theta} \frac{\partial^2 \theta}{\partial x_j^2} - \frac{1}{\rho c_P} \left(\frac{\partial Q_j^*}{\partial x_j} \right) - \frac{E LE}{\rho c_P} \quad (\text{B.3})$$

v_{θ}	molekulare Wärmeleitfähigkeit [$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$]
θ	potentielle Temperatur [$^{\circ}\text{C}$]
LE	Latenter Wärmestrom [W m^{-2}]
E	Masse Wasser, welche der Phasenumwandlung unterliegt [g m^{-3}]
Q_j^*	Nettoeinstrahlung [W m^{-2}]

Allgemeine Form der Energiebilanz an der Oberfläche

$$S = R + H + LE + AF + BF \quad (\text{B.4})$$

S Schmelzenergieflussdichte [W m^{-2}]

R Strahlungsbilanz [W m^{-2}]

H Strom fühlbarer Wärme [W m^{-2}]

LE Latenter Wärmestrom [W m^{-2}]

AF Advektiver Wärmestrom [W m^{-2}]

BF Bodenwärmestrom [W m^{-2}]

Bodenwärmestrom (nach Stull, 1988)

$$BF = kB \cdot \frac{dT}{dz} \quad (\text{B.5})$$

kB molekulare Temperaturleitfähigkeit [$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$]

$\frac{dT}{dz}$ vertikaler Temperaturgradient im Eis [K m^{-1}]

Allgemeine Form der Strahlungsbilanz

$$R = K \downarrow + K \uparrow + L \downarrow + L \uparrow \quad (\text{B.6})$$

$K \downarrow$ Globalstrahlung [W m^{-2}]

$K \uparrow$ Reflexstrahlung [W m^{-2}]

$L \downarrow$ Gegenstrahlung [W m^{-2}]

$L \uparrow$ Ausstrahlung [W m^{-2}]

Allgemeine Forme der Reflexstrahlung

$$K \uparrow = K \downarrow \cdot a \quad (\text{B.7})$$

a Oberflächenalbedo [-]

Ausstrahlung (nach Weber 2010)

$$L \uparrow = \sigma \cdot \varepsilon \cdot (T_S + 273.15)^4 \quad (\text{B.8})$$

σ STEFAN-BOLTZMANN-Konstante [$\text{W m}^{-2} \text{K}^{-4}$]

ε langwelliger Emissionskoeffizient [-]

T_S Oberflächentemperatur des Eises [$^{\circ}\text{C}$]

Atmosphärische Gegenstrahlung

Atmosphärische Gegenstrahlung ohne Bewölkung (nach Weber, 2010)

$$L \downarrow = \sigma \cdot \varepsilon_{CS} \cdot (T_{Gl} + 273.15)^4 \quad (\text{B.9})$$

ε_{CS} Emissionskoeffizient für klaren Himmel [-]

Emissionskoeffizient für klaren Himmel (nach Weber, 2010)

$$\varepsilon_{CS} = 0.23 + k_b \cdot \left(\frac{e_i}{T_{Gl} + 273.15} \right)^{0.125} \quad (\text{B.10})$$

k_b Koeffizient zur Berechnung der langwelligen Gegenstrahlung [-]

e_i Wasserdampfpartialdruck in der Höhe z_i [hPa]

Emissionskoeffizient für Bewölkung (nach Weber, 2010)

$$\varepsilon_{Cl} = \varepsilon_{CS} \cdot (1 - N_W^2) + 0.976 \cdot N_W^2 \quad (\text{B.11})$$

N_W Bedeckungsgrad [-]

ε_{Cl} Emissionskoeffizient für bewölkten Himmel [-]

Luftdruck (nach Weber, 2010)

$$p_i = p_0 \cdot \left(1 - \frac{\gamma \cdot (z_i - z_0)}{T_{GL} + 273.15}\right)^{\frac{M_L \cdot g}{R_m \cdot \gamma}} \quad (\text{B.12})$$

p_i	Luftdruck in Höhe z_i [hPa]
p_0	Luftdruck in Höhe z_0 [hPa]
γ	adiabatischer Temperaturgradient der freien Atmosphäre [K m ⁻¹]
M_L	mittlere Molekulare Masse der Luft [kg mol ⁻¹]
g	Erdbeschleunigung [m s ⁻²]
R_m	allgemeine Gaskonstante der Luft [J K ⁻¹ mol ⁻¹]

Luftdichte (nach Weber, 2010)

$$\rho_i = \frac{100 \cdot p_i}{287.06 \cdot (T_{GL} + 273.15)} \quad (\text{B.13})$$

ρ_i	Luftdichte in Höhe z_i [kg m ⁻³]
----------	--

Wasserdampfpartialdruck (nach Weber, 2010)

$$e_i = e_0 \cdot \text{Feuchte}_{Red.} + \text{Feuchte}_{Offs.} \quad (\text{B.14})$$

e_i	Wasserdampfpartialdruck in Höhe z_i [hPa]
e_0	Wasserdampfpartialdruck in Höhe z_0 [hPa]

Sättigungsdampfdruck (MAGNUS-Formel nach Sonntag, 1990; aus Foken, 2006)

Diese allgemeine Forme der Parametrisierung des Sättigungsdampfdrucks wird sowohl für die bodennahe Luftschicht in 2 m unter Verwendung der Gletscherlufttemperatur T_{GL} als auch für die Eisoberfläche unter Verwendung der Temperatur der Oberflächentemperatur T_S angewendet.

$$E_W = 6.112 \text{ hPa} \cdot \frac{17.62 \cdot T_{GL}}{243.12 + T_{GL}} \quad (\text{B.15})$$

E_W	Sättigungsdampfdruck über Wasseroberfläche [hPa]
-------	--

$$E_I = 6.112 \text{ hPa} \frac{22,46 \cdot T_{Gl}}{272,62 + T_{Gl}} \quad (\text{B.16})$$

E_I Sättigungsdampfdruck über Eisoberfläche [hPa]

Spezifische Feuchte (nach Foken, 2006)

$$q_{Gl} = 0.622 \frac{e_i}{p_i - 0.378 \cdot e_i} \quad (\text{B.17})$$

q_{Gl} spezifische Feuchte in 2 m Höhe über Gletscheroberfläche [$\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$]

$$q_S = 0.622 \frac{E_S}{p_i - 0.378 \cdot E_S} \quad (\text{B.18})$$

q_S spezifische Feuchte an der Gletscheroberfläche [$\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$]

E_S Sättigungsdampfdruck an der Gletscheroberfläche [hPa]

Spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck (nach Stull, 1988)

$$c_p = 1.00467 \text{ kJ kg}^{-1} \text{ K}^{-1} \cdot (1 + 0.84 \cdot q_{Gl}) \quad (\text{B.19})$$

c_p spezifische Wärmekapazität von trockener Luft bei konstanten Druck [$\text{J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$]

Höhenabhängige horizontale Windgeschwindigkeit über Gletschern unter Strahlungs- und Schmelzbedingungen (nach Weber 2010)

$$U_i = U_0 (1 + \mu \cdot (z_0 - z_i)) \quad (\text{B.20})$$

U_i mittlere horizontale Windgeschwindigkeit in Höhe z_i [m s^{-1}]

μ prozentualer Faktor [m^{-1}]

U_0 mittlere horizontale Windgeschwindigkeit in Höhe z_0 [m s^{-1}]

$$U_{min} = 0.5 \cdot U_0 \quad (B.21)$$

$$U_{max} = 0.61 \cdot (T_{Gl} - T_S) \quad (B.22)$$

$$U_{min} \leq U_i \leq U_{max} \quad (B.23)$$

U_{min} Minimum der Gletscherwindgeschwindigkeit [m s^{-1}]

U_{max} Maximum der Gletscherwindgeschwindigkeit [m s^{-1}]

Strom fühlbarer Wärme

$$H = \rho \cdot c_p \cdot R_{WT} \cdot c_H \cdot U_i \cdot (T_{GL} - T_S) \quad (B.24)$$

c_H Konstante zur Parametrisierung des fühlbaren Wärmestroms [-]

Korrelationskoeffizient (nach Weber, 2010)

$$R_{WT} = 0.438 - 0.119 \cdot \frac{T_{GL} - T_S}{U_i} \quad (B.25)$$

R_{WT} Korrelationskoeffizient der Kovarianz von w (Vertikalwind) und T_{GL} [-]

Spezifische Verdampfungswärme (nach Weber, 2010)

$$l_V = 2500827 - 2360 \cdot T_{GL} \quad (B.26)$$

l_V spezifische Verdampfungswärme [J kg^{-1}]

Latenter Wärmestrom (nach Weber, 2010)

$$LE = \rho \cdot l_V \cdot R_{WT} \cdot c_{LE} \cdot U_i \cdot (q_{GL} - q_S) \quad (B.27)$$

c_{LE} Konstante zur Parametrisierung des latenten Wärmestroms

Näherungsformel aus HyMEX 2000 (nach Weber, 2008)

$$S_a = -6.4 \cdot (\gamma - \Gamma_a) \quad (\text{B.28})$$

Γ_a trockenadiabatischer Temperaturgradient [K m^{-1}]

S_a Schmelzrate [mm w.e. h^{-1}]

Temperatur-Index Methode (nach ELLENRIEDER, 2002)

$$S = DDF \cdot (T_M - T_{SW}). \quad (\text{B.29})$$

S_a Schmelzrate [mm w.e. d^{-1}]

DDF Grad - Tag - Faktor [$\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$]

T_M Tagesmittelwert der Lufttemperatur [$^\circ\text{C}$]

T_{SW} Schwellentemperatur [$^\circ\text{C}$]

$$T_M = T_{PM} + \gamma \cdot (z_i - z_0) \quad (\text{B.30})$$

γ Temperaturgradient der freien Atmosphäre [K m^{-1}]

T_{PM} Tagesmitteltemperatur an der Klimastation Vernagtbach [$^\circ\text{C}$]

Schallgeschwindigkeit (nach Foken, 2006)

$$c_S = \sqrt{\kappa \cdot \frac{R_m \cdot T}{M_L}}. \quad (\text{B.31})$$

c_S Schallgeschwindigkeit [m s^{-1}]

κ Adiabatenindex [-]

R_m allgemeine Gaskonstante der Luft [$\text{J K}^{-1} \text{ mol}^{-1}$]

T absolute Temperatur [K]

M_L mittlere Molekulare Masse der Luft [kg mol^{-1}]

C Symbole

a	Oberflächenalbedo [-]
AF	Advektiver Wärmestrom [W m^{-2}]
BF	Bodenwärmestrom [W m^{-2}]
c_S	Schallgeschwindigkeit [m s^{-1}]
c_H	Konstante zur Parametrisierung des fühlbaren Wärmestroms [-]
c_{LE}	Konstante zur Parametrisierung des latenten Wärmestroms
c_P	spezifische Wärmekapazität [$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$]
DDF	Grad-Tag-Faktor [$\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{d}^{-1}$]
e_0	Wasserdampfpartialdruck in der Höhe z_0 [hPa]
e_i	Wasserdampfpartialdruck in der Höhe z_i [hPa]
E	Wassermenge bei der Phasenumwandlung innerhalb eines Zeitintervalls [g m^{-3}]
E_I	Sättigungsdampfdruck in 2 Meter Höhe über der Eisoberfläche [hPa]
E_S	Sättigungsdampfdruck an der Gletscheroberfläche [hPa]
E_W	Sättigungsdampfdruck in 2 Meter Höhe über der Wasseroberfläche [hPa]
\dot{F}_{ext}	externe Erwärmungsrate [W m^{-3}]
g	Erdbeschleunigung [m s^{-2}]
H	Strom fühlbarer Wärme [W m^{-2}]
$K \downarrow$	Globalstrahlung [W m^{-2}]
$K \uparrow$	Reflexstrahlung [W m^{-2}]
k_b	Koeffizient zur Berechnung der langwelligen Gegenstrahlung [-]
k_B	molekulare Temperaturleitfähigkeit [$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$]
$L \downarrow$	Gegenstrahlung [W m^{-2}]
$L \uparrow$	Ausstrahlung [W m^{-2}]
LE	Latenter Wärmestrom [W m^{-2}]
l_V	spezifische Verdampfungswärme [J kg^{-1}]
M_L	mittlere Molekulare Masse der Luft [kg mol^{-1}]
N_W	Bedeckungsgrad [-]
p_0	Luftdruck in Höhe z_0 [hPa]
p_i	Luftdruck in Höhe z_i [hPa]
Q_j^*	Nettoeinstrahlung [W m^{-2}]
q_{GL}	spezifische Feuchte in 2 m Höhe über Gletscheroberfläche [$\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$]
q_S	spezifische Feuchte an der Gletscheroberfläche [$\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$]
R	Strahlungsbilanz [W m^{-2}]
R_m	allgemeine Gaskonstante der Luft [$\text{J K}^{-1} \text{mol}^{-1}$]
R_{wT}	Korrelationskoeffizient der Kovarianz von w (Vertikalwind) und T_{GL} [-]

S	Schmelzenergieflussdichte [W m^{-2}]
S_a	Schmelzrate [mm w.e. h^{-1}] / [mm w.e. d^{-1}]
T	absolute Temperatur [K]
T_{Gl}	Lufttemperatur an der Gletscherstation [$^{\circ}\text{C}$]
T_M	Tagesmittelwert der Lufttemperatur [$^{\circ}\text{C}$]
T_P	Lufttemperatur an der Klimastation Vernagtbach [$^{\circ}\text{C}$]
T_{PM}	Tagesmitteltemperatur an der Klimastation Vernagtbach [$^{\circ}\text{C}$]
T_S	Oberflächentemperatur des Eises [$^{\circ}\text{C}$]
T_{SW}	Schwellentemperatur [$^{\circ}\text{C}$]
T_{Vf}	Lufttemperatur im Gletschervorfeld [$^{\circ}\text{C}$]
Δt	Zeitintervall [s]
U_{max}	Maximum der Gletscherwindgeschwindigkeit [m s^{-1}]
U_{min}	Minimum der Gletscherwindgeschwindigkeit [m s^{-1}]
U_0	mittlere horizontale Windgeschwindigkeit in Höhe z_0 [m s^{-1}]
U_i	mittlere horizontale Windgeschwindigkeit in Höhe z_i [m s^{-1}]
ν_{θ}	molekulare Wärmeleitfähigkeit [$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$]
y	Temperaturgradient der freien Atmosphäre [K m^{-1}]
y	adiabatischer Temperaturgradient der freien Atmosphäre [K m^{-1}]
z_i	Höhe der Gletscherstation ü. NN [m]
z_0	Höhe der Klimastation Vernagtbach ü. NN [m]
ε	langwelliger Emissionskoeffizient [-]
ε_{Cl}	Emissionskoeffizient für bewölkten Himmel [-]
ε_{CS}	Emissionskoeffizient für klaren Himmel [-]
κ	Adiabatenindex [-]
ρ	Luftdichte [kg m^{-3}]
ρ_i	Luftdichte in Höhe z_i [kg m^{-3}]
ρ_{Eis}	Dichte von Eis [kg m^{-3}]
γ	hangparalleler Temperaturgradient [K m^{-1}]
θ	potentielle Temperatur [$^{\circ}\text{C}$]
σ	STEFAN-BOLTZMANN-Konstante [$\text{W m}^{-2} \text{K}^{-4}$]
μ	prozentualer Faktor [m^{-1}]
Γ_a	trockenadiabatischer Temperaturgradient [K m^{-1}]
$\frac{dT}{dt}$	Erwärmungsrate [K s^{-1}]
$\frac{dT}{dz}$	vertikaler Temperaturgradient im Eis [K m^{-1}]
S_a	stündliche Schmelzrate [mm w.e. h^{-1}]

D. Abkürzungen

Abb.	Ab bildung
DFG	D eutsche F orschungsgemeinschaft
Gl.	G leichung
HBV3-ETH9	konzeptionelles Niederschlags-Abflussmodell der KEG
HyMEX	H ydrologisch- M eteorologisches- E xperiment am Vernagtferner (1998/2000)
KEG	K ommission für E rdmessung und G laziologie ehemals K ommission für G laziologie (KfG)
MEZ	M itteeuropäische Z eit
SFB 81	S onderforschungsbericht 81
Surges	S ubscale R egional G lacier E xtension S imulator
Tab.	T abelle
ü NN	ü ber N ormal N ull
w.e.	w ater e quivalent - <i>Wasseräquivalent</i>