

AWI Potsdam  
Atmosphärische Zirkulation

---

**Charakterisierung der arktischen bodennahen Turbulenz unter  
Verwendung verschiedener Methoden der Flussberechnung und daraus  
resultierende Möglichkeiten für die Berechnung der bodennahen  
turbulenten Flüsse im regionalen Klimamodell HIRHAM5**

**Dissertation  
zur Erlangung des akademischen Grades  
"doctor rerum naturalium"  
(Dr. rer. nat.)  
in der Wissenschaftsdisziplin "Physik der Atmosphäre"**

**eingereicht an der  
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät  
der Universität Potsdam**

**von  
Georg Jocher**

**Potsdam, den 22.03.2013**



<b>KURZFASSUNG</b> .....	<b>5</b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b>6</b>
<b>1. EINLEITUNG UND MOTIVATION</b> .....	<b>7</b>
<b>2. RELEVANTE GRUNDLAGEN ZUR ATMOSPHERISCHEN GRENZSCHICHT, STANDORTE, INSTRUMENTE UND METHODEN, AUSWAHL DER GEZEIGTEN PERIODEN UND DEREN METEOROLOGISCHE VERHÄLTNISSE</b> .....	<b>10</b>
2.1 RELEVANTE GRUNDLAGEN ZUR ATMOSPHERISCHEN GRENZSCHICHT.....	10
2.2 DER STANDORT NY-ÅLESUND UND SEIN KLIMATOLOGISCHER HINTERGRUND .....	15
2.3 DER STANDORT KONGSVEGEN GLETSCHER.....	16
2.4 INSTRUMENTE UND METHODEN .....	16
1. <i>Eddy-Kovarianz-Messkomplex + Profilmessungen</i> .....	16
2. <i>Radiometer</i> .....	18
3. <i>Ballongetragene Sondierungen</i> .....	18
4. <i>Auswertemethoden und Modellierungsansätze</i> .....	20
a) Standardauswertung Turbulenz.....	20
b) Filterung.....	21
c) kohärente Strukturen.....	22
d) Conditional Sampling .....	24
e) hydrodynamischer Modellansatz.....	24
f) HIRHAM5 .....	26
2.5 AUSWAHL DER PRÄSENTIERTEN PERIODEN .....	29
2.6 DIE METEOROLOGISCHEN VERHÄLTNISSE DER PRÄSENTIERTEN PERIODEN .....	30
1. <i>Sommer (1.7.-31.8.)</i> .....	30
2. <i>Herbst (1.9.-30.9.)</i> .....	33
3. <i>Winter (1.10.-14.3.)</i> .....	35
4. <i>Vorfrühling (15.3.-15.4.)</i> .....	39
5. <i>Frühling (16.4.-31.5.)</i> .....	42
6. <i>Schneesmelze (1.6.-30.6.)</i> .....	44
7. <i>Vergleichsstudie während PAMARCMiP 2011, meteorologische Verhältnisse</i> .....	46
<b>3. ERGEBNISSE UND DISKUSSION</b> .....	<b>49</b>
3.1 TURBULENZ IM JAHRESGANG .....	49
1. <i>Sommer (1.7.-31.8.)</i> .....	49
2. <i>Herbst (1.9.-30.9.)</i> .....	51
3. <i>Winter (1.10.-14.3.)</i> .....	52
4. <i>Vorfrühling (15.3.-15.4.)</i> .....	54
5. <i>Frühling (16.4.-31.5.)</i> .....	56
6. <i>Schneesmelze (1.6.-30.6.)</i> .....	57
3.2 VERGLEICHSTUDIE: RÄUMLICHE VARIABILITÄT DER BODENNAHEN TURBULENZ .....	59
3.3 KOPPLUNG BODENNAHE FLÜSSE – ATMOSPHERISCHE GRENZSCHICHT: ERKENNTNISSE FÜR DEN STANDORT NY-ÅLESUND AUS FESSELBALLONSONDIERUNGEN .....	63
3.4 VERGLEICH UND EINSCHÄTZUNG VERSCHIEDENER METHODEN DER FLUSSBERECHNUNG UND –MODELLIERUNG IM JAHRESGANG FÜR DEN STANDORT NY-ÅLESUND .....	68
3.4.1. <i>Vergleich und Einschätzung verschiedener Methoden der Flussberechnung im Jahresgang für den Standort Ny-Ålesund</i> .....	68

1.	<i>Sommer (1.7.-31.8.)</i> .....	69
2.	<i>Herbst (1.9.-30.9.)</i> .....	73
3.	<i>Winter (1.10.-14.3.)</i> .....	75
4.	<i>Vorfrühling (15.3.-15.4.)</i> .....	79
5.	<i>Frühling (16.4.-31.5.)</i> .....	82
6.	<i>Schneesmelze (1.6.-30.6.)</i> .....	86
3.4.2.	<i>Vergleich der bodennahen Flüsse, errechnet mit Eddy-Kovarianz sowie ausgegeben vom regionalen Klimamodell HIRHAM5, im Jahresgang für den Standort Ny-Ålesund</i> .....	89
1.	<i>Sommer (1.7.-31.8.)</i> .....	90
2.	<i>Herbst (1.9.-30.9.)</i> .....	94
3.	<i>Winter (1.10.-14.3.)</i> .....	95
4.	<i>Vorfrühling (15.3.-15.4.)</i> .....	98
5.	<i>Frühling (16.4.-31.5.)</i> .....	101
6.	<i>Schneesmelze (1.6.-30.6.)</i> .....	103
3.5	<b>BEWERTUNG DER HAUPTPROBLEME BEI DER BERECHNUNG DER TURBULENTEN BODENNAHEN FLÜSSE MIT DEN GEZEIGTEN METHODEN UND DURCH HIRHAM5 UND DARAUS RESULTIERENDE MÖGLICHE VERBESSERUNGSANSÄTZE</b> .....	114
1.	<i>Kovarianz Methoden und hydrodynamischer Modellansatz</i> .....	114
a)	<i>Sommer</i> .....	114
b)	<i>Winter</i> .....	116
c)	<i>Schneesmelze</i> .....	117
2.	<i>HIRHAM5</i> .....	120
<b>4.</b>	<b>ZUSAMMENFASSUNG UND AUSBLICK</b> .....	<b>129</b>
	<b>LITERATURVERZEICHNIS</b> .....	<b>132</b>
	<b>ANHANG A: BILDER NY-ÅLESUND</b> .....	<b>142</b>
	<b>ANHANG B: RADIOSONDENPROFILE VON TEMPERATUR UND WINDRICHTUNG FÜR DIE IN KAPITEL 2 AUSGEWÄHLTEN TAGE DER INTENSIVBETRACHTUNG</b> .....	<b>148</b>
	<b>ANHANG C: WAVELETANALYSE</b> .....	<b>150</b>
	<b>ANHANG D: MONATSMITTELPROFILE TEMPERATUR UND FEUCHTE, HIRHAM5 VS. RADIO-SONDEN</b> .....	<b>152</b>
	<b>ANHANG E: ORTHOGONALE REGRESSION</b> .....	<b>164</b>
	<b>ANHANG F: HORIZONTALWINDVERTEILUNG IN 850 HPA FÜR DIE IN 2.5 GEWÄHLTEN ZEITRÄUME, BERECHNET MIT HIRHAM5</b> .....	<b>165</b>
	<b>ANHANG G: GLOSSAR</b> .....	<b>168</b>
	<b>ABBILDUNGSVERZEICHNIS</b> .....	<b>169</b>
	<b>TABELLENVERZEICHNIS</b> .....	<b>176</b>
	<b>ABKÜRZUNGS- UND SYMBOLVERZEICHNIS</b> .....	<b>177</b>
	<b>DANKSAGUNG</b> .....	<b>180</b>
	<b>ERKLÄRUNG</b> .....	<b>180</b>

## **Kurzfassung**

In dieser Arbeit werden die bodennahen vertikalen turbulenten Flüsse, berechnet mit Daten eines seit September 2010 bei Ny-Ålesund, Spitzbergen, installierten Eddy-Kovarianz-Systems präsentiert. Es erfolgt eine detaillierte Untersuchung der genannten Flüsse hinsichtlich der besonderen Charakteristika des Messstandorts, dazu werden auch andere Methoden der Flussberechnung, wie z.B. ein hydrodynamischer Modellansatz verwendet sowie weitere Daten von zusätzlichen Geräten hinzugezogen (z.B. Referenzmessungen meteorologischer Größen beim Eddy-Kovarianz-System, Daten vom BSRN-Mast (Baseline surface radiation network), Radiometer, Radiosondierungen, Fesselballonsondierungen). Standortsspezifische Besonderheiten, wie z.B. bodennahe externe Schwerewellen, die bei der Eddy-Kovarianz-Methode fiktive positive fühlbare Wärmeströme generieren oder gestörte bodennahe Temperaturprofile, die beim hydrodynamischen Modellansatz zu Problemen führen, werden aufgezeigt und eingeschätzt. Nach der Charakterisierung der kleinräumigen Turbulenz erfolgt ein Vergleich der gemessenen bodennahen turbulenten Flüsse mit den entsprechenden Flüssen, berechnet mit dem regionalen Klimamodell HIRHAM5. Dabei zeigt sich, dass vor allem die Bestimmung des latenten Wärmestromes und der turbulenten Flüsse im Sommer, wenn die Turbulenz am Standort am Stärksten ausgeprägt ist, für HIRHAM5 ein großes Problem darstellt. Mögliche Lösungsansätze dafür werden erarbeitet, z.B. kann man im Sommer den latenten Wärmestrom über die Strahlungsbilanz bestimmen, und diese Berechnung in HIRHAM5 einbinden. Weiterhin ist der hydrodynamische Modellansatz eine elegante Möglichkeit, die Berechnung der bodennahen turbulenten Flüsse, die bislang mit einem Bulk-Ansatz und Transferkoeffizienten durchgeführt wird, zu verbessern. Die Single Column Version des regionalen Klimamodells HIRHAM5, HIRHAM5-SCM bietet für das Testen dieser Ansätze den richtigen Rahmen, hier kann mit weiteren Untersuchungen an die vorliegende Arbeit angeschlossen werden.

## Abstract

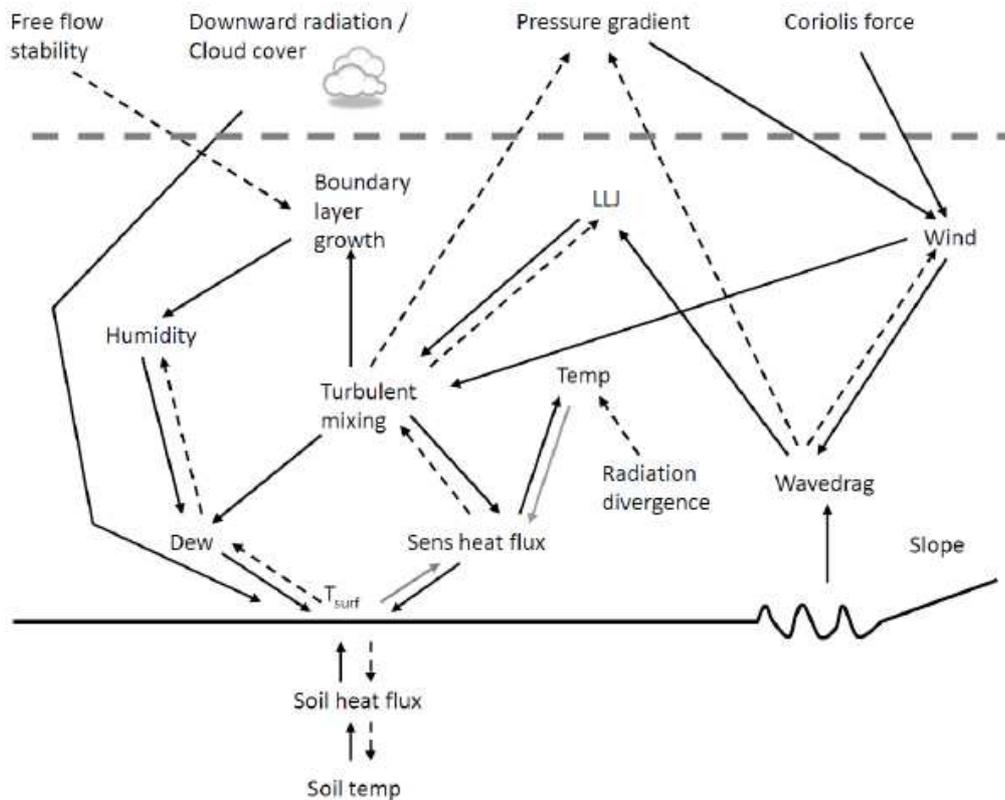
In this work, the near-surface vertical turbulent fluxes, calculated with data of an eddy covariance system, installed in September 2010 near Ny-Ålesund, Svalbard, are presented. The special characteristics of the measurement site are investigated, for this, additional instruments like a microwave radiometer, additional lower frequent measurements of meteorological parameters, radio- and tethered balloon soundings are used. Several methods of calculating the near-surface turbulent fluxes are used, compared and evaluated, for example, in addition to the eddy covariance method, a hydrodynamic model approach. It is shown, that certain circumstances lead to specific problems, using the different calculation methods. Eddy covariance measurements are for example strongly influenced by external gravity waves, which lead to fictive positive sensible heat fluxes. Disturbed near-surface temperature profiles are problematic for the use of the hydrodynamic model approach, which is using the temperature/humidity gradient between a defined height and the surface. In the next step, the near-surface turbulent fluxes were calculated by a regional climate model, namely HIRHAM5. The comparison between the fluxes, provided by HIRHAM5 on the one side and eddy covariance/hydrodynamic model approach on the other side shows two main problems in HIRHAM5: turbulence in summer times during polar day conditions can not be reproduced by the regional climate model, and, the latent heat flux and the humidity profiles in general for the whole Arctic Planetary Boundary layer are a big problem for HIRHAM5. Alternative methods for calculating the near-surface turbulent heat fluxes in HIRHAM5 are proposed: for polar day conditions for example it is possible to calculate the latent heat fluxes by using the radiation balance, this can be insert in the flux calculation by HIRHAM5. Furthermore, the hydrodynamic model approach in general is an elegant way to improve the near-surface turbulent flux calculations in HIRHAM5, it would be not too complicated to replace the corresponding equations. The single column version of HIRHAM5, HIRHAM5-SCM is the ideal platform to test and improve the suggestions considering a better representation of the near-surface turbulent heat fluxes in HIRHAM5 in prospective work.

## 1. Einleitung und Motivation

In Zeiten des Klimawandels rücken die polaren Gebiete immer mehr auch in den Fokus der Öffentlichkeit. Mittlerweile ist allgemein bekannt, dass sich die aktuellen Klimaveränderungen am deutlichsten in den polaren Breiten manifestieren (IPCC Fourth Assessment Report: Climate Change 2007 (AR4)). Die sogenannte Eis-Albedo-Rückkopplung ist hierbei ein maßgeblicher Faktor: Wenn Eis und Schnee, die eine hohe Albedo haben, schmelzen, wird der dunklere Boden freigelegt, dessen Albedo deutlich geringer ist. Dann kann noch mehr Energie in Form von kurzwelliger Strahlung von der Erdoberfläche aufgenommen werden, die Erwärmung verstärkt sich zusätzlich.

Wegen den großen logistischen Herausforderungen, die mit kontinuierlichen Messstationen in diesen Regionen verbunden sind, sind diese rar, genannt seien hier z.B. die Halley-Station und die Neumayer-Station in der Antarktis, sowie der Ort Ny-Ålesund auf Spitzbergen, Forschungseinrichtungen auf Grönland, wie z.B. die Zackenberg-Station und Stationen in Barrow, Alaska, für die Arktis. Oft werden im Zuge von Messkampagnen gezielt meteorologische Daten erhoben, wie z.B. beim Boundary-Layer Experiment 1983-1987 und FINTUREX 1994 (Handorf et al., 1999) oder bei Ice Station Weddell (ISW) 1992 (Andreas et al., 2005) für die südliche Hemisphäre, sowie z.B. bei ARTIST (Arctic Radiation and Turbulence Interaction Study Experiment) 1998 (Argentini et al., 2003), ARCTEX-2006 und -2009 (Lüers und Bareiss, 2009), FIRE (First ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) Regional Experiment) 1998 (Curry et al., 2000), den russischen Driftstationen, die seit 1937/1938 mehr oder weniger regelmäßig durchs Nordpolarmeer driften, der ETH-Greenland Expedition 1989-1991 (Ohmura et al., 1991; Ohmura et al., 1992) und bei SHEBA (Surface Heat Budget of the Arctic Ocean) von Oktober 1997 – Oktober 1998 (Uttal et al., 2001) für die nördliche Hemisphäre. Die besonderen klimatologischen Verhältnisse, wie z.B. die Polarnachtbedingungen im Winter, bringen dabei immer besondere Herausforderungen mit sich.

Eines der zentralen Forschungsthemen der polaren Breiten ist die stabile atmosphärische Grenzschicht. Die komplexen Interaktionen zwischen u.a. Turbulenz, die schwach oder nur intermittent ausgeprägt ist, orographisch induzierten Schwerewellen, Strahlungseinflüssen und Unterlageneigenschaften sind bis heute noch nicht vollständig verstanden. Einen Überblick über die Prozesse in der stabilen atmosphärischen Grenzschicht zeigt z.B. Steeneveld (2012), dort findet sich eine Überblicksgraphik über die genannten Prozesse, die hier zum besseren Verständnis noch mal gezeigt wird (Abb. 1).



**Abbildung 1: Schematischer Überblick über die physikalischen Prozesse in der stabilen atmosphärischen Grenzschicht über Land, einschließlich ihrer Interaktionen (aus Steeneveld, 2012)**

In den polaren Regionen hat man den Vorteil, während der Polarnacht über viele Tage am Stück eine stabile atmosphärische Grenzschicht vorfinden zu können, während man sich in gemäßigten Breiten meist auf ein paar Stunden in der Nacht beschränken muss. Viele Arbeiten zur stabilen Grenzschicht und ihren Eigenschaften an sich (z.B. Smedmann, 1991; Sodemann und Foken, 2004; Zilitinkevich und Calanca, 2000) und der stabilen Grenzschicht in polaren Breiten im Speziellen (z.B. Andreas, 2002; Andreas et al., 2000; Egger et al., 1993; Forrer und Rotach, 1997; Gratchev et al., 2007; King, 1990; King et al., 1994, 1996) wurden verfasst. Möchte man nun aber kleinskalige Besonderheiten und Eigenschaften der atmosphärischen Grenzschicht in mesoskaligen oder sogar globalen Modellen adäquat berücksichtigen, zeigt sich folgendes Problem: der Spagat zwischen kleinräumigen Phänomenen und Modellen mit relativ großer Gitterweite ist eine große Herausforderung und meist nicht zu schaffen, man hilft sich in den Modellen mit dementsprechend angepassten Parametrisierungen (z.B. Dethloff et al., 2001; Kilpeläinen et al., 2012; Ohmura et al., 1994; Rinke et al., 2012; Zilitinkevich et al., 2002). Gerade aber das Verhalten der turbulenten Impuls- und Wärmeflüsse unter stabilen Bedingungen ist mit herkömmlichen Ansätzen bisher

nicht befriedigend wiederzugeben (Tjernström et al., 2005) und weiterhin Gegenstand der Forschung.

In dieser Arbeit werden Daten eines im September 2010 bei Ny-Ålesund, Spitzbergen, neu installierten Eddy-Kovarianz-Systems präsentiert. Es erfolgt erstmalig für den Standort Ny-Ålesund eine Auswertung bezüglich des turbulenten Verhaltens der Flüsse im Jahresgang und deren kleinskaliger Besonderheiten durch eine Gegenüberstellung und Beurteilung verschiedener Ansätze zur Flussberechnung. Im Anschluss daran wird ein Vergleich der gewonnenen Daten mit den Ergebnissen des regionalen Klimamodells HIRHAM5 (Christensen et al., 2007) erarbeitet. Dies soll zu Verbesserungsansätzen führen, was die Berücksichtigung der turbulenten bodennahen Flüsse im Klimamodell angeht. Aktueller Stand der Parametrisierung der turbulenten Flüsse in HIRHAM5 ist das Schema nach Louis (1979), das aber vor allem unter stabilen Bedingungen unzureichend funktioniert.

Bei dem Vergleich Messdaten vs. HIRHAM5 ist dabei stets die Tatsache zu bedenken, dass man an dem Standort Ny-Ålesund sehr heterogene Verhältnisse vorfindet. Gletscher, Berge, das Meer, offene Tundra und mit Häusern bebaute Flächen wechseln sich dort auf relativ kleinem Raum ab, so dass man eine Vielzahl von lokalen Effekten beobachten kann. Kaltluftabflüsse von benachbarten Gletschern sind z.B. während der Polarnacht ein wichtiger Faktor, ganzjährig spielen die umliegenden Berge, die synoptische Einflüsse oft abblocken eine wichtige Rolle. Die Lage des Ortes in einem Fjord, der den Wind oft in Richtung Fjordachse kanalisiert, tut ihr Übriges dazu. Die für die Eddy-Kovarianz-Methode so wichtigen Annahmen der Stationarität und horizontalen Homogenität sind nur in sehr begrenztem Maße erfüllt. Auch ist zu bedenken, dass der Standort für arktische Verhältnisse überdurchschnittlich hohe Temperaturen aufweist, ein Ausläufer des Golfstromes an der Westküste Spitzbergens sorgt für relativ milde Verhältnisse.

## 2. Relevante Grundlagen zur atmosphärischen Grenzschicht, Standorte, Instrumente und Methoden, Auswahl der gezeigten Perioden und deren meteorologische Verhältnisse

### 2.1 Relevante Grundlagen zur atmosphärischen Grenzschicht

Als atmosphärische Grenzschicht bezeichnet man den Teil der Atmosphäre, der der Erdoberfläche am Nächsten ist und der durch die Reibung zwischen Atmosphäre und Erdoberfläche beeinflusst ist. Die Höhe variiert in der Regel zwischen 1 und 2 km, in polaren Breiten ist die atmosphärische Grenzschicht niedriger als am Äquator. Meist wird die atmosphärische Grenzschicht durch eine Temperaturinversion von der darüberliegenden freien Troposphäre abgegrenzt.

Die atmosphärische Grenzschicht weist eine Schichtstruktur auf, die in Tabelle 2.1 dargestellt ist.

Tabelle 2.1: Aufbau der atmosphärischen Grenzschicht (aus Foken, 2006)

Höhe in m	Name	Austausch		Stabilität
1000	Oberschicht (Ekman-Schicht)	turbulent	kein konstanter Fluss	Stabilitätseinfluss
20	turbulente Schicht		höhenkonstanter Fluss	
1-2	dynamische Unterschicht	kein Stabilitätseinfluss		
0,01	zähe Unterschicht			molekular/turbulent
0,001	laminare Grenzschicht	molekular		

In der Ekman-Schicht erfolgt dabei die durch Reibung und Corioliskraft bedingte Abschwächung und Drehung des Windfeldes (Ekman-Spirale). Durch die Abschwächung des Windes, je näher man der Erdoberfläche kommt, wird auch die Corioliskraft, die auf den Wind wirkt, kleiner, der Windvektor dreht sich demnach zur Oberfläche hin nach links weg. In der Bodenschicht findet keine Drehung mehr statt, die Flüsse werden als höhenkonstant angenommen, die Stabilität der Schichtung ist aber zu berücksichtigen. Ab der dynamischen Unterschicht geht man dann davon aus, dass die Stabilität keinen Einfluss mehr hat auf das Flussregime.

Die Bilanz aller mechanischen Kräfte in der Erdatmosphäre, ohne Berücksichtigung der Zentrifugalkraft, beschreibt die sogenannte Navier-Stokes-Gleichung (Arya 1999; Etling

2002; Stull 1988). Unter Anwendung der Reynolds'schen Zerlegung, wonach eine Größe  $x$  in einen mittleren (über einen bestimmten Zeitraum gesehen) und zufälligen Anteil (fluktuierend, turbulent) zerlegt werden kann (1)

$$x = \bar{x} + x' \quad (1)$$

und dem 2. Reynolds'schen Postulat, das besagt, dass der Mittelwert eines Flusses  $\overline{xy}$  der Summe aus dem Produkt der Mittelwerte der Einzelkomponenten des Flusses und dem Mittelwert des Produktes der Fluktuationen der Einzelkomponenten entspricht (2),

$$\overline{xy} = \bar{x} \cdot \bar{y} + \overline{x'y'} \quad (2)$$

lässt sich diese Gleichung in Einstein'scher Summennotation folgendermaßen schreiben:

$$\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_j} (\overline{u_j u_i} + \overline{u'_j u'_i}) = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x_i} + \nu \frac{\partial^2 \bar{u}_i}{\partial x_i^2} + g \delta_{i3} + \varepsilon_{ijk} f \bar{u}_k \quad (3)$$

Die Indizes  $i, j$  und  $k$  gehen dabei jeweils von 1 bis 3, wobei gilt:  $u_1$ =Windkomponente  $u$ ,  $u_2$ =Windkomponente  $v$ ,  $u_3$ =Windkomponente  $w$ , sowie  $x_1$ =Raum-Koordinate  $x$ ,  $x_2$ =Raum-Koordinate  $y$  und  $x_3$ =Raum-Koordinate  $z$ .  $p$  ist der Luftdruck,  $f$  der Coriolisparameter,  $g$  die Schwerebeschleunigung,  $\rho$  die Luftdichte und  $\mu$  die kinematische Zähigkeit. Der Kronecker-Delta-Operator  $\delta_{ij}$  nimmt den Wert 1 an, wenn  $i=j$ , in allen anderen Fällen ist er 0. Der alternierende Einheitstensor  $\varepsilon_{ijk}$  nimmt den Wert 1 an für  $ijk=123, 231$  oder  $312$  und den Wert -1 für  $ijk=321, 213$  oder  $132$ , für alle anderen Kombinationen ist er 0. Die einzelnen Summanden in Gleichung (3) beschreiben folgende Prozesse (von links nach rechts): Tendenz, Advektion, Druckgradientkraft, molekulare Reibung, Schwerebeschleunigung und Corioliskraft. In Analogie lassen sich die Bilanzgleichungen für den Wärmetransport und den Transport von Gasen und Beimengungen, wie z.B. Wasserdampf, ableiten, diese lauten dann wie folgt:

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i} (\overline{u_i T} + \overline{u'_i T'}) = a_T \frac{\partial^2 \bar{T}}{\partial x_i^2} + R \quad (4)$$

$$\frac{\partial \bar{c}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i} (\overline{u_i c} + \overline{u_i' c'}) = D \frac{\partial^2 \bar{c}}{\partial x_i^2} + S \quad (5)$$

In den Gleichungen (4) und (5) steht T für die Temperatur, c für die Konzentration eines Gases oder einer Beimengung, R und S bezeichnen Quellen- und Senkenterme,  $a_T$  steht für den molekularen Wärmeleitkoeffizienten und D für den molekularen Diffusionskoeffizienten des untersuchten Stoffes.

Möchte man sich nun die vertikalen Austauschprozesse in der Bodenschicht betrachten (Gleichungen (3) bis (5) für die Vertikalwindkomponente) wird meist Stationarität ( $\partial/\partial t = 0$ ) und horizontale Homogenität ( $\partial/\partial x_i = 0, \partial/\partial x_j = 0$ ) angenommen. Skalenanalyse führt weiterhin dazu, dass die Druckgradientkraft und die Corioliskraft aus (3) entfernt werden können, sie sind erst in der Ekman-Schicht von Bedeutung. g wird kleinräumig als Konstante angenommen, molekulare Prozesse spielen nur in der laminaren Grenzschicht und der zähen Unterschicht eine Rolle, somit entfallen auch diese Terme aus (3), (4) und (5). Für (4) und (5) wird angenommen, dass Quellen- und Senkenterme vernachlässigbar sind. Schließlich nimmt man noch die Gültigkeit der Kontinuitätsgleichung in der inkompressiblen Form an ( $\partial \bar{w}/\partial z = 0, \bar{w} = 0$ ), dies alles führt dazu, dass sich die Gleichungen (3), (4) und (5) erheblich vereinfachen, übrig bleiben die sogenannten turbulenten Terme (Impulsfluss, fühlbarer Wärmestrom, Beimengungsfluss), die demzufolge in der Bodenschicht höhenkonstant sind (Foken, 2006):

$$\overline{\partial u' w'} / \partial z \approx 0, \overline{\partial T' w'} / \partial z \approx 0, \overline{\partial c' w'} / \partial z \approx 0 \quad (6)$$

Die turbulenten Terme in den Zählern von (6) entsprechen jeweils der Kovarianz aus den genannten Größen, eine Tatsache, die man sich bei der Eddy-Kovarianz-Methode zur Bestimmung der bodennahen vertikalen turbulenten Flüsse zu Nutze macht (mehr dazu in 2.4.1).

Die turbulenten Austauschprozesse in der atmosphärischen Grenzschicht lassen sich einteilen in thermische Turbulenz (entsteht durch die Zuführung von Energie durch die kurzwellige Sonneneinstrahlung) und mechanische Turbulenz (entsteht durch die Scherung des Windfeldes, hervorgerufen durch die Reibung der Erdoberfläche). Für alle weiteren Ausführungen gilt dabei die Konvention, dass (turbulente) Flüsse, die Energie von der Erdoberfläche abführen ein positives Vorzeichen haben. Häufig wird als Maß für die

Windscherung die Schubspannungsgeschwindigkeit  $u_*$  verwendet. Die Schubspannungsgeschwindigkeit lässt sich unter Verwendung der Fluss-Gradient-Ähnlichkeit (der Fluss einer Komponente ist proportional zum Gradienten dieser Komponente) und des Prandtl'schen Mischungswegansatzes (Prandtl, 1925) wie folgt berechnen:

$$u_* = \sqrt{-\overline{u'w'}} = \kappa \cdot \frac{\partial u}{\partial \ln z} \quad (7)$$

$\kappa$  ist dabei die von-Karman-Konstante, für die üblicherweise ein Wert von 0,4 angenommen wird (vgl. Högström 1985; 1996).  $z$  steht für die Höhe,  $u$  für die Horizontalwindgeschwindigkeit. Für den fühlbaren und den latenten Wärmestrom ergeben sich analog folgende Profildgleichungen:

$$\overline{w'T'} = -\alpha_0 \cdot \kappa \cdot u_* \cdot \frac{\partial T}{\partial \ln z} \quad (8)$$

$$\overline{w'q'} = -\alpha_{0E} \cdot \kappa \cdot u_* \cdot \frac{\partial q}{\partial \ln z} \quad (9)$$

$T$  und  $q$  stehen dabei für die Temperatur und die spezifische Feuchte,  $w$  ist der Vertikalwind.  $\alpha_0, \alpha_{0E}$  stehen für das Verhältnis des turbulenten Diffusionskoeffizienten für fühlbare bzw. latente Wärme zum turbulenten Diffusionskoeffizienten für den Impuls. Üblicherweise nimmt man an, dass beide den gleichen Wert haben. An den nun eingeführten Gleichungen lässt sich eine für die weiteren Ausführungen in dieser Arbeit sehr wichtige Tatsache ablesen, nämlich: die Beträge des fühlbaren (8) und latenten (9) Wärmestromes sind direkt proportional zum Impulsfluss (7), der sich als Schubspannungsgeschwindigkeit in den Gleichungen (8) und (9) wieder findet. Je größer also die Windscherung ist, desto größer sind auch die fühlbaren und latenten Wärmeströme vom Betrag her.

Die Gleichungen (7) bis (9) gelten streng genommen nur bei neutralen Verhältnissen, bzw. in der dynamischen Unterschicht, in der kein Stabilitätseinfluss herrscht (vgl. Anhang G zu Stabilität der Schichtung). Eine auch heute noch weit verbreitete Methode, die Stabilität der Schichtung in die Profildgleichungen mit einzubeziehen ist die Monin-Obukhov'sche Ähnlichkeitstheorie (Monin und Obukhov, 1954). Monin und Obukhov erweiterten die Profildgleichungen auf alle Stabilitätsverhältnisse unter Einführung eines dimensionslosen Parameters  $\zeta$  (10), der die Vorgänge in der Bodenschicht charakterisiert.

$$\zeta = \frac{z}{L} \quad (10)$$

$$L = -\frac{u_*^3}{\kappa \cdot \frac{g}{\theta_v} \cdot \overline{w'\theta'_v}} \quad (11)$$

L ist dabei die sogenannte Obukhov-Länge (Obukhov 1946; 1971), die das Verhältnis zwischen dynamischen, thermischen und Auftriebsprozessen angibt.  $\theta_v$  ist dabei die virtuelle potentielle Temperatur (vgl. Anhang G, Glossar). Liegt  $\zeta$  zwischen -1 und 0, geht man von labiler Schichtung aus. Bei einem Wert von 0 nimmt man neutrale Schichtung an, bei einem positiven Wert wird stabile Schichtung vorausgesetzt. Eine weitere Maßzahl für die Stabilität der Atmosphäre ist die Richardson-Zahl Ri (vgl. Anhang G, Glossar):

$$Ri = -\frac{g}{\theta_v} \cdot \frac{\partial \theta_v / \partial z}{(\partial u / \partial z)^2} \quad (12)$$

Bei stabiler Schichtung kommt es in der Regel zu Temperaturinversionen, d.h. die Temperatur nimmt entgegen der üblichen Abnahme mit der Höhe zu. In einer bestimmten Höhe ist dann ein Temperaturmaximum zu beobachten, in der Folge nimmt die Temperatur wieder ab. Diese Inversionen entstehen in der Regel durch Wärmeabstrahlung am Erdboden, können aber auch z.B. durch Schmelzprozesse entstehen. Die Höhe der Inversionen kann stark variieren, es kommt auch vor, dass mehrere Inversionen übereinander liegen. Für die Betrachtung des Austausches in der atmosphärischen Grenzschicht sind Inversionen von hoher Bedeutung, denn durch sie findet eine Entkopplung von Luftschichten statt. Geht man davon aus, dass der Fluss dem vertikalen Gradienten folgt (es erfolgen also Ausgleichsströmungen von höheren Konzentrationen/Beträgen einer Größe zu niedrigeren Konzentrationen/Beträgen), dann erfolgt oberhalb eines Temperaturmaximums ein Fluss nach oben, während unterhalb des Maximums der Fluss nach unten gerichtet ist, die Luftschichten oberhalb und unterhalb des Temperaturmaximums werden entkoppelt.

## ***2.2 Der Standort Ny-Ålesund und sein klimatologischer Hintergrund***

Ny-Ålesund (78° 55' N, 11° 57' O) auf Spitzbergen ist die nördlichste dauerhafte Siedlung der Welt. Im Winter leben dort ca. 30 Personen, im Sommer um 120 Personen. Am Anfang des 20. Jahrhunderts wurde dieser Standort erschlossen, um dort Bergbau zu betreiben, nach einem schweren Grubenunglück 1963 wurde dieser aber eingestellt. Schon bald darauf, im Jahre 1968, wurde auf Beschluss der norwegischen Regierung das erste Forschungsgebäude errichtet, Ny-Ålesund sollte ein Zentrum der weltweiten Polarforschung werden. Mittlerweile haben viele Länder in Ny-Ålesund Forschungseinrichtungen und betreiben dort Forschung auf den verschiedensten Gebieten, wie z.B. in der Ozeanographie, in der Permafrostforschung oder in der Atmosphärenforschung (Abbildung A-1). Das Alfred-Wegener-Institut ist in Ny-Ålesund seit 1991 mit einer ständigen Vertretung vor Ort, unter anderem wird hierbei das dort ansässige meteorologische Observatorium und eine BSRN (Baseline Surface Radiation Network) Station gepflegt. Heute wird in Kooperation mit dem Institut polar français (IPEV), einer französischen Logistikeinrichtung, die AWIPEV Station mit all den ihr zugehörigen Einrichtungen betrieben.

Ny-Ålesund liegt etwa in der Mitte des Südufers des Kongsfjord, der sich ca. 26 km ausgehend von der Westküste Spitzbergens in östlicher Richtung ins Landesinnere erstreckt. Der Fjord ist auf allen Seiten umgeben von bis zu 1200 Meter hohen Bergketten, die in regelmäßigen Abständen von in den Fjord mündenden Gletschern unterbrochen werden. Als Beispiel genannt seien hier der Kronebreen und der Kongsvegen Gletscher, die sich am östlichen Ende des Fjordes befinden. Großskalig wird das Klima Spitzbergens durch das Island-Tief und Hochdruckgebiete über Grönland und dem arktischen Ozean bestimmt (Kupfer et al., 2003). Im Mittel gibt es bodennah 2 Hauptwindrichtungen in Ny-Ålesund, die deutlich häufigere ist dabei Ost-Südost aus ca. 120°, die zweite Hauptwindrichtung ist Norwest aus ca. 300° (Beine et al., 2001; Esau and Repina, 2012; Maturilli et al., 2012). Durch die besondere Lage am Fjord und eingebettet in eine Ansammlung von Bergen und Gletschern sind aber in Ny-Ålesund sehr viele lokale Effekte zu beobachten, wie z.B. katabatische Winde vom Broggerbreen Gletscher herunter, der süd-westlich der Ortschaft liegt. Auf diese Effekte wird im Zuge der weiteren Ausführungen noch detailliert eingegangen (Abbildung A-2 gibt einen Überblick über die Untersuchungsgegend).

Aufgrund des Nordatlantikstroms, einem Seitenarm des Golfstroms, der warmes Meerwasser an der Westküste Spitzbergens entlang transportiert, ist es insgesamt sehr mild für diese geographische Breite mit durchschnittlichen Temperaturen im Juli von +5°C und im Januar

von  $-13^{\circ}\text{C}$ , häufig bleibt die Westküste im Winter eisfrei aufgrund der warmen Meeresströmungen. Der Permafrost taut im Sommer bis in Tiefen von 30 – 150 cm, je nach Standort, auf, so dass sich in diesen Zeiten Vegetation der polaren Tundra ausbilden kann.

Unter Vernachlässigung der Orographie ist in Ny-Ålesund vom 14.4. bis zum 24.8. Polartag, die Sonne steht dann täglich 24 h über dem Horizont. Vom 18.10. bis zum 19.2. herrschen hingegen Polarnachtbedingungen, die Sonne steigt während dieser Zeit nicht mehr vollständig über den Horizont. Demzufolge bleiben nur 2 relativ kurze Perioden mit einem Tag-Nacht-Wechsel übrig, die hohe geographische Breite bringt diese Besonderheiten mit sich.

### ***2.3 Der Standort Kongsvegen Gletscher***

Der Kongsvegen-Gletscher ca. 15 km östlich von Ny-Ålesund ist einer der wenigen Gletscher auf Spitzbergen, auf denen Langzeitmessungen betrieben werden. Der Gletscher hat eine Fläche von  $101 \text{ km}^2$ , eine Länge von 26 km und fließt in nord-westlicher Richtung in den Kongsfjord (Abbildung A-2). Im Winter ist der Gletscher schneebedeckt, im Sommer besteht die Oberfläche aus Gletschereis. Üblicherweise vollziehen sich die Wechsel von Schnee zu Eis und umgekehrt in den Monaten Mai und September.

### ***2.4 Instrumente und Methoden***

#### **1. Eddy-Kovarianz-Messkomplex + Profilmessungen**

Die Eddy-Kovarianz-Methode ist die einzige direkte Methode zur Bestimmung der vertikalen turbulenten Flüsse. Man geht bei dieser Methode davon aus, dass ein Fluss direkt aus den Fluktuationen der untersuchten Einzelkomponenten bestimmt werden kann (vgl. 2.1). Es werden mit geeigneten Messgeräten die zufälligen und unregelmäßigen Fluktuationen der turbulenten Wirbel (Eddies) der Windkomponenten (für den Impulsfluss), der Feuchte (für den latenten Wärmestrom) und der Temperatur (für den fühlbaren Wärmestrom) bestimmt, die dann jeweils multipliziert werden mit der Fluktuation des Vertikalwindes, um die vertikalen Flüsse zu erhalten. Der Mittelwert des Produkts der Fluktuationen zweier Komponenten entspricht der Kovarianz dieser Größen, daher Eddy-Kovarianz-Methode. Diese Kovarianz repräsentiert bei verschwindendem mittleren Vertikalwind den turbulenten

Fluss der untersuchten Größen (2). Üblicherweise misst man mit 10 bis 20 Hz Auflösung, um das komplette mikroturbulente Spektrum (etwa  $10^{-3}$  bis 10 Hz) der untersuchten Größen zu erfassen. Die Bestimmungsgleichungen der Eddy-Kovarianz-Methode sind vergleichsweise einfach, von entscheidender Bedeutung ist aber die Gültigkeit der gemachten Annahmen, die zu diesen Bestimmungsgleichungen führen (vgl. 2.1). Homogenität und Stationarität sind hier an erster Stelle zu nennen, bei der Auswahl eines geeigneten Standortes für Eddy-Kovarianz-Messungen ist demnach möglichst großer Wert auf homogene Unterlageneigenschaften im Einflussbereichs des Systems zu legen. Auch der Standort des hier präsentierten Eddy-Kovarianz-Systems wurde, soweit möglich, unter diesem Gesichtspunkt ausgewählt. Unter optimaler Einhaltung aller gemachten Annahmen ist in der Literatur für die Eddy-Kovarianz-Methode ein Fehler von 5% für die Bestimmung des fühlbaren Wärmestromes und ein Fehler von 10% für die Bestimmung des latenten Wärmestromes angegeben (Mauder et al. 2006b). Die aktuellste Beschreibung der Eddy-Kovarianz-Methode liefern Foken et al. (2012a), den richtigen Gebrauch aller notwendigen Korrekturen und Qualitätstests dieser Methode zeigen Foken et al. (2012b), in Abschnitt 2.4.a) werden die wichtigsten Korrekturen vorgestellt. Die Bestimmung der drei Windkomponenten  $u, v$  und  $w$ , sowie der Schalltemperatur  $T_s$  (vgl. Anhang G) vor Ort an dem vom Verfasser dieser Arbeit aufgebauten Eddy-Kovarianz-System erfolgt mit einem 3-D-Ultraschallanemometer (CSAT 3, Campbell Scientific). Die Feuchtefluktuationen werden mit einem Infrarothygrometer (LiCor 7500 A, LI-COR) gemessen.

Weiterhin befindet sich in der Nähe des Eddy-Kovarianz-Messkomplexes (N  $78^\circ 55.287'$ , E  $11^\circ 54.851'$ ), so postiert, dass die Flussmessungen möglichst wenig beeinflusst werden, ein zweiter Mast (N  $78^\circ 55.284'$ , E  $11^\circ 54.843'$ ) mit verschiedenen Geräten, deren Messwerte als Ergänzung und Rahmen für die hochaufgelösten Messungen am Eddy-Kovarianz-Mast zu sehen sind (Abbildung A-2 und Tabelle 2.2). Zusätzlich wurde noch ein Bodenprofil angelegt, um ggf. auch den Bodenwärmestrom bestimmen zu können. Erfasst werden die Daten beider Masten vor Ort von zwei Loggern CR3000 der Firma Campbell Scientific, dann via DSL-Leitung weitergeleitet zum meteorologischen Observatorium Ny-Ålesund und auf Servern abgelegt. Der gesamte Messkomplex mit beiden genannten Masten wurde im September 2010 in Betrieb genommen.

In der Zeit vom 6. April bis 1. Mai 2011 war im Zuge der PAMARCMiP Kampagne 2011 (Pan-Arctic Measurements and Arctic Regional Climate Model Simulation Project) auf dem etwa 15 km östlich von Ny-Ålesund gelegenen Gletscher Kongsvegen ein weiteres Eddy-Kovarianz-System aufgebaut (N  $78^\circ 50.725'$ , E  $012^\circ 40.106'$ ). Für die Bestimmung der

turbulenten Fluktuationen fanden auch hier ein LiCor 7500 Hygrometer und ein CSAT 3 Ultraschallanemometer Verwendung (Abbildung A-2). Die Messhöhe entsprach der des Messsystems nahe der Ortschaft, so dass hier gerätetechnisch eine gute Vergleichbarkeit zwischen beiden Standorten gegeben war.

Ca. 200 Meter in nord-östlicher Richtung entfernt von den beiden erstgenannten Messmasten in der Nähe der Ortschaft befindet sich der 10 Meter hohe Wettermast des BSRN-Messfeldes (N 78° 55.335', E 11° 55.587'), an dem Profilmessungen unterschiedlicher Größen stattfinden. Diese Daten gehen ebenfalls, wenn nötig, in die Auswertungen mit ein. Das BSRN-Messfeld wird seit 1992 betrieben, 2011 erfolgte ein Umbau des Messfeldes, neue Strahlungssensoren wurden installiert und der Wettermast wurde ein wenig versetzt. Seit Oktober 2011 sind zusätzlich zu den standardmäßigen Messungen der Temperatur in 2 und 10 Metern Höhe auch die Temperatur für 4 und 7 Meter verfügbar. Ab Frühjahr 2012 ist ein Feuchteprofil an diesem Mast installiert, Feuchtemesswerte sind nun in 2, 4, 7 und 10 Metern verfügbar (Abbildung A-3).

Tabelle 2.2 gibt einen kompletten Überblick über alle verwendeten Instrumente, die gemessenen Größen, Messhöhen und ggf. spezielle Konfigurationen der Geräte.

## **2. Radiometer**

Seit April 2011 steht auf dem Dach des Atmosphären-Observatoriums in Ny-Ålesund ein Mikrowellenradiometer RPG-HATPRO der Firma Radiometer Physics (Abbildung A-4). Dieses Gerät liefert Temperatur-, Feuchte- und Flüssigwasserprofile der gesamten Troposphäre. Es arbeitet rein passiv mit 14 Kanälen, 7 für die Feuchtebestimmungen (im Bereich 22.24 GHz bis 31.4 GHz), 7 für die Temperaturbestimmungen (im Bereich 51 GHz bis 58 GHz). Die von diesem Gerät erfassten Daten sollen die bodennahen Grenzschichtmessungen im Idealfall in den Kontext des Geschehens in der gesamten Troposphäre setzen. Aufgrund seiner Messgenauigkeit ist dieses Gerät nur als Hintergrundinformation vernünftig einzusetzen. Weitere technische Details zu diesem Gerät finden sich in Tabelle 2.2.

## **3. Ballongetragene Sondierungen**

Um die Datenlage in den untersten 200 Metern der Atmosphäre noch zusätzlich zu verbessern, wurden zwei intensive Perioden mit Fesselballonsondierungen (Typ: Vaisala TTS 111) durchgeführt. Die erste Messperiode fand statt vom 2. April bis zum 16. April 2012, die

zweite Periode vom 16. Mai bis zum 31. Mai 2012. Ort der Messungen war das Ballonhaus direkt neben dem meteorologischen Observatorium in Ny-Ålesund. In der Regel kamen 6 Sonden in jeweils 30 Metern Abstand zum Einsatz, vereinzelt auch 12 Sonden mit 15 Metern Abstand, so dass sich die oberste Sonde in 180 Metern Höhe befand (Abbildung A-5). Da die Fesselballonsondierung nur bei geeigneten Wetterbedingungen (wenig Wind, keine niedrigen Wolken) sinnvoll durchgeführt werden kann, liegen allerdings nicht für die gesamten genannten Perioden Daten vor.

Weiterhin werden für die folgenden Betrachtungen Radiosondendaten verwendet, wenn sich dies anbietet. In Ny-Ålesund wird täglich um 11 UTC eine Radiosonde (Typ: Vaisala RS-92) gestartet, in der Regel steigt der Ballon bis ca. 30 km, so dass bis in diese Höhe Temperatur, Druck, rel. Feuchte, Windrichtung und -geschwindigkeit als Profil aufgenommen werden.

Weitere technische Details zu diesen Geräten finden sich in Tabelle 2.2.

Tabelle 2.2: Übersicht über die verwendeten Messgeräte

	Name	Typ	Messgröße	Einheit	Auflösung	Konfiguration
Eddy-Kovarianz	CSAT 3	Ultraschallanemometer	u, v, w, T <sub>s</sub>	ms <sup>-1</sup> , ° C	20 Hz	Ausrichtung nach 36 °, 2.1 m Messhöhe
	LiCor	Infrarothygrometer	ρ H <sub>2</sub> O, ρ CO <sub>2</sub>	gm <sup>-3</sup> , mmol m <sup>-3</sup>	20 Hz	Distanz Messtreckenmitte CSAT-LiCor 0.2 m, 2.1 m Messhöhe
		Inklinometer	Inklination	°	Tagesmittel	am CSAT montiert
"Hintergrund"-messungen	Pt100 Widerstandsthermometer		Lufttemperatur	° C	1 Hz	2, 1.5, 1 und 0.5 m Höhe
	Kapazitiver Feuchtegeber		rH	%	1 Hz	2 m Höhe
	Drucksensor		Luftdruck	hPa	1 Hz	2m Höhe
	Strahlungsgeber CNR4		lw <sub>↑</sub> , lw <sub>↓</sub> , kw <sub>↑</sub> , kw <sub>↓</sub>	Wm <sup>-2</sup>	1 Hz	2m Höhe
	Windrichtungsgeber		Windrichtung	°	1 Hz	2m Höhe
	Schalensternanemometer		Windgeschwindigkeit	ms <sup>-1</sup>	1 Hz	2m Höhe
	Schneehöhensensor SHM30		Schneehöhe	cm	1 Hz	2.3 m Höhe
Bodenprofil	Pt100 Widerstandsthermometer		Bodentemperatur	° C	1 Hz	1 und 10 cm Tiefe
	Bodenwärmestromplatte Hukseflux		Bodenwärmestrom	Wm <sup>-2</sup>	1 Hz	10 cm Tiefe
	TDR-Sonde		Bodenfeuchte	%	1 Hz	10 cm Tiefe
BSRN-Wettermast	Pt100 Widerstandsthermometer		Lufttemperatur	° C	1 Hz	2, 4, 7 und 10 m Höhe
	Taupunktgeber		Taupunkt	° C	1 Hz	2, 4, 7 und 10 m Höhe
	Drucksensor		Luftdruck	hPa	1 Hz	2m Höhe
	Windrichtungsgeber		Windrichtung	°	1 Hz	2 und 10 m Höhe
	Schalensternanemometer		Windgeschwindigkeit	ms <sup>-1</sup>	1 Hz	2 und 10 m Höhe

<b>Zusatz</b>	<b>Radiometer</b>	<b>Lufttemperatur, -feuchte, -flüssigwasser</b>	<b>max. 1 Hz, räumlich in der PBL 50 m, darüber räumliche Auflösung von 150-500 m; Messbereich bis 10 km Höhe</b>	<b>K-Band: 22.24 GHz, 23.04 GHz, 23.84 GHz, 25.44 GHz, 26.24 GHz, 27.84 GHz, 31.4 GHz; V-Band: 51.26 GHz, 52.28 GHz, 53.86 GHz, 54.94 GHz, 56.66 GHz, 57.3 GHz, 58.0 GHz</b>
	<b>Radiosonden Fesselballon</b>	<b>Luftdruck, Temperatur, relative Feuchte, Windrichtung und Windgeschwindigkeit</b>	<b>max. zeitl. Auflösung: 1s, Steiggeschwindigkeit ca. 5 m/s; zeitliche Auflösung ca. 10 Sekunden, räumliche Auflösung 30 Meter (gelegentlich 15 Meter)</b>	<b>6 (12) Sonden, alle 30 (15) Meter. Oberste Sonde 180 Meter</b>

#### 4. Auswertemethoden und Modellierungsansätze

##### a) Standardauswertung Turbulenz

Die Berechnung der turbulenten Flüsse aus den hochfrequenten Rohdaten erfolgte mit dem internationalen Standards genügenden Softwarepaket TK3 (Mauder und Foken, 2011), in welchem alle notwendigen Umrechnungen und Korrekturen implementiert sind, um so exakt und korrekt wie möglich berechnete turbulente Flüsse zu erhalten. Die Mittelung der Flüsse erfolgte, soweit nicht anders angegeben, über 30 Minuten. Die wichtigsten Korrekturen, die von TK3 dabei durchgeführt werden sind die Koordinatenrotation, die Spektralkorrektur im kurzwelligen Bereich, die Korrektur des Auftriebsstromes und die WPL-Korrektur, die nun im Folgenden in dieser Reihenfolge vorgestellt werden:

Bei der Eddy-Kovarianz-Methode geht man davon aus, dass der mittlere Vertikalwind verschwindet (vgl. 2.1), somit wird auf die erfassten Rohdaten eine Rotation ausgeführt, bis dies tatsächlich der Fall ist. Am gebräuchlichsten ist hierbei das sogenannte „Planar-fit“-Verfahren, dabei wird die Abweichung zwischen Messgerät und mittlerem Stromfeld über einen längeren Zeitraum (Tage bis Wochen) bestimmt, die genaue Vorgehensweise ist nachzulesen bei Wilczak et al. (2001).

Bei der Spektralkorrektur im kurzwelligen Bereich wird die spektrale Auflösung des Messsystems an das aktuell vorliegende Turbulenzspektrum angepasst. Dabei werden die zeitliche Auflösung des Messgerätes, die Messstreckenlänge und die Separation zwischen verschiedenen Messstrecken korrigiert. Wegen der genannten Punkte würde man ohne Korrektur Flussanteile im hochfrequenten Bereich verlieren, somit erfolgt eine Anpassung mittels Übertragungsfunktionen. Eingesetzt wird hier das Verfahren nach Moore (1986).

Die von Ultraschallanemometern gemessene Temperatur ist die sogenannte Schalltemperatur, diese ist geringfügig höher als die aktuelle Lufttemperatur und entspricht in etwa der virtuellen Temperatur (vgl. Anhang G). Der somit berechnete Fluss ist der Auftriebsstrom, der etwas größer ist als der gesuchte fühlbare Wärmestrom. Um den fühlbaren Wärmestrom zu erhalten, muss eine Korrektur erfolgen, TK3 verwendet dabei das Verfahren nach Schotanus et al. (1983) und die Anpassung nach Liu et al. (2001).

Die WPL-Korrektur (Webb, Pearman und Leuning, 1980) ist eine Dichtekorrektur bzw. Umrechnung, und ist notwendig wegen der Nichtberücksichtigung von Dichtefluktuationen in der Eddy-Kovarianz-Methode und wegen der Messung von Gaskonzentrationen pro Volumen statt pro Masseneinheit. Im Prinzip ist es eine Umrechnung in massebezogene Einheiten, und kann dann entfallen, wenn man bereits bei der Erhebung der Rohdaten mit massebezogenen Einheiten arbeitet.

Zusätzlich zu den üblichen Korrekturen und Umrechnungen galt es bei der Auswertung, standortspezifische Tatsachen mit zu berücksichtigen, z.B. Schneedrift und die damit verbundenen Auswirkungen auf die Bestimmung der Schalltemperatur (Foken, 1998), die in weiten Teilen des Jahres fehlende thermische Turbulenz und die möglichen Auswirkungen von sehr hohen Windgeschwindigkeiten, wie sie in Ny-Ålesund vornehmlich im Winter auftreten, auf die Bestimmung des fühlbaren Wärmestromes mit dem Ultraschallanemometer (Burns et al., 2012). Lüers und Bareiss (2011) diskutieren u.a. ausgewählte Besonderheiten bei der Bestimmung der turbulenten Flüsse mit der Eddy-Kovarianz-Methode in arktischen Regionen, wie z.B. das Flussregime bei gestörten bodennahen Temperaturprofilen.

#### *b) Filterung*

Bodennahe Schwerewellen spielen häufig eine übergeordnete Rolle, daher ist es erforderlich bei der Betrachtung der bodennahen Austauschprozesse, den Turbulenzanteil und den Wellenanteil zu separieren, um die richtigen Schlussfolgerungen ziehen zu können (Handorf und Foken, 1997; Heinz et al., 1999). Dies wurde mittels Wavelettransformation und –

filterung realisiert (siehe Anhang C). Ausgewählte Beispiele der Turbulenzanalyse aus den genannten Perioden werden gezeigt (vgl. 3.1). Verwendet wurden dafür die Rohdaten, folgendermaßen normiert:

$$\frac{(x - X)}{\sigma_x} \quad (13)$$

X ist dabei der Mittelwert, sigma die Standardabweichung der entsprechenden Größe.

Die gewählte Länge der ausgewählten Untersuchungsperioden soll verhindern, dass längerfristige Trends eine zu große Rolle spielen, andererseits soll sie lang genug sein, um aussagekräftig zu sein. Soweit nicht anders angegeben gilt also im Folgenden: Die Länge der Untersuchungsperioden ist jeweils 6,83 Minuten, bei den Windkomponenten u, v und w wurde nicht durch sigma geteilt, sondern nur der Mittelwert abgezogen. Die Filterung der Rohdaten erfolgte hier für alle gezeigten Graphiken bei 0,3125 Hz, nach Heinz et al. (1999) kann die Grenze zwischen turbulenten Prozessen und Wellenprozessen bei einer Frequenz von 0,3 Hz angesiedelt werden. Die weiteren Untersuchungen werden zeigen, ob das auch für den Standort Ny-Ålesund uneingeschränkt gilt. Prinzipiell ist die Brunt-Vaisala-Frequenz N (14) die maximal mögliche Frequenz von Schwerewellen (Stull, 1988),  $\theta_v$  ist hierbei die virtuelle potentielle Temperatur der entsprechenden Höhen.

$$N = \sqrt{\frac{g}{\theta_v} \cdot \frac{\partial \theta_v}{\partial z}} \quad (14)$$

Aus den gefilterten Daten erfolgte dann die Berechnung des noch nicht gemittelten kinematischen (vgl. Anhang G, Glossar) Flusses durch einfache Multiplikation.

### *c) Kohärente Strukturen*

Ein weiteres Augenmerk bei der Interpretation der Daten soll auf den sogenannten kohärenten Strukturen liegen. „Unter kohärenten Strukturen versteht man im Gegensatz zu stochastisch verteilten Turbulenzwirbeln wohl organisierte und relativ stabile turbulente Wirbelstrukturen, die relativ langlebig sind und meist in regelmäßigen Abständen (räumlich und zeitlich) auftreten“ (Foken, 2006). Diese Elemente können über allen Unterlagen auftreten und haben eine gewisse Regelmäßigkeit mit Perioden von mehreren 10 Sekunden bis Minuten. Stark heterogenes Gelände fördert die Bildung von kohärenten Strukturen. Sie haben einen

gewissen Anteil am Gesamtfluss, und können hier somit nicht vernachlässigt werden. Der Name geht zurück auf eine Arbeit von Holmes et al. (1996), beobachtet hat man solche Strukturen schon früher (z.B. Bergström und Högström, 1989; Gao et al., 1989). Zur Detektion und Analyse wurde die an der Universität Bayreuth (Abteilung Mikrometeorologie) selbstentwickelte Software WALDSCHRAT (WAVElet Detection Software for CoHERent Ramp paTterns) verwendet, die durch Conditional Sampling (siehe 4.d) und die implementierte Wavelet-Transformation (vgl. zu Theorie Wavelet: Anhang C) sowohl individuelle kohärente Strukturen, als auch ihre statistischen Eigenschaften erkennt. Erste Arbeiten auf dem Gebiet der Detektion der genannten Prozesse mittels Wavelet-Analyse lieferten Collineau u. Brunet (1993a; b), aktuellere Ausführungen findet man z.B. bei Thomas und Foken (2004).

Ein weiterer Weg, sich den kohärenten Strukturen zu nähern, war und ist die Quadrantanalyse (Wallace et al. 1972; Lu and Willmarth 1973; Shaw et al. 1983). Dazu betrachtet man zwei Flussvariablen  $x$  und  $y$  auf einer Ebene, die in 4 Quadranten eingeteilt ist (Abbildung 2).

$S_1$  ( $x > 0, y > 0$ ),  $S_2$  ( $x < 0, y > 0$ ),  $S_3$  ( $x < 0, y < 0$ ) und  $S_4$  ( $x > 0, y < 0$ ) stellen den jeweiligen Anteil am Nettofluss dar. Das Problem bei dieser Herangehensweise ist, dass man damit nicht nur das kohärente Signal erfasst, sondern auch noch Flussanteile anderer Frequenzen, wie z.B. hochfrequente Turbulenz oder mesoskalige Ereignisse. Es müssen also Grenzwerte definiert und/oder Conditional Sampling angewandt werden, um die gesuchten Strukturen in den jeweiligen Quadranten zu extrahieren (vgl. auch Thomas und Foken, 2007).

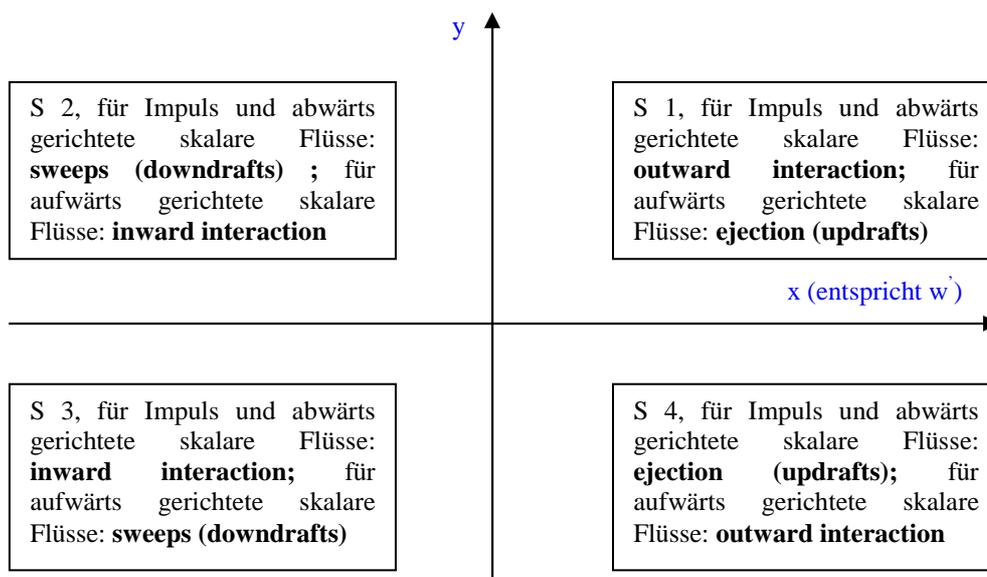


Abbildung 2: Darstellung der Quadrantanalyse für Impuls- und Skalarflüsse

#### d) Conditional Sampling

Bodennahe Turbulenz ist in arktischen Regionen häufig nur intermittierend oder gar nicht ausgeprägt, daher kam zum Vergleich mit den durch die Eddy-Kovarianz-Methode bestimmten Flüssen „Conditional Sampling“ zum Einsatz, eine Methode der Flussberechnung bei intermittierender Turbulenz. Die Grundidee dabei ist, dass man die Kovarianz des turbulenten Flusses einer Größe  $c$  getrennt für positive und negative Vertikalgeschwindigkeiten  $w$  mitteln kann (15) (Desjardins, 1977). Somit kann eine separate Betrachtung von positiven und negativen Flusskomponenten vollzogen werden.

$$\begin{aligned}\overline{wc} &= \overline{w^+c} + \overline{w^-c} = (\overline{w^+} + \overline{w^-}) \cdot \overline{c} + \overline{w^+c} + \overline{w^-c} \\ (\overline{w^+} + \overline{w^-}) &= \overline{w} = 0\end{aligned}\tag{15}$$

Die messtechnische Umsetzung dieser Grundidee gelang Businger und Oncley (1990) unter Zuhilfenahme der Fluss-Varianz-Ähnlichkeit (Gleichung 16), wodurch das Verfahren wieder zu einer indirekten Methode wurde. Die Umsetzung von Gleichung (15) in ein direktes Verfahren konnte messtechnisch nie vollzogen werden, es scheiterte an den Ventilsteuerungen und Datenbearbeitungen, um direkt gewichtete Konzentrationen in 2 Reservoirs zu erhalten.

$$\overline{w^+c} = b \cdot \sigma_w (\overline{c^+} - \overline{c^-})\tag{16}$$

$b$  ist hierbei ein empirischer Koeffizient, der bei einer idealen Gauß'schen Frequenzverteilung 0,627 beträgt (Wyngaard und Moeng, 1992).

#### e) hydrodynamischer Modellansatz

Zum weiteren Vergleich unterschiedlicher Methoden der Berechnung der bodennahen turbulenten Flüsse kam außerdem ein hydrodynamischer Modellansatz zum Einsatz, bei dem die untersten Meter der Atmosphäre eingeteilt werden in molekulare Grenzschicht, zähe Zwischenschicht und turbulente Schicht (Foken, 1986). Hierbei geht man von einem Bulk-

Ansatz aus, ersetzt allerdings den Bulk-Koeffizienten mit einem Profilkoeffizienten  $\Gamma$ , der durch Integration über die 3 genannten Schichten bestimmt wird (17).

$$Q_H = -\Gamma[T(z) - T_0]$$

$$\Gamma = \left( \int_0^z \frac{dz}{K_T + \nu_{Tt} + \nu_T} \right)^{-1} \quad (17)$$

$K_T$  ist hierbei der turbulente Diffusionskoeffizient für die Wärme,  $\nu_{Tt}$  der molekular-turbulente Diffusionskoeffizient in der zähen Zwischenschicht und  $\nu_T$  der molekulare Diffusionskoeffizient. Der Index 0 bezieht sich auf die Erdoberfläche,  $z$  steht für die Messhöhe. Unter Berücksichtigung des Stabilitätseinflusses kann eine Erweiterung über die dynamische Unterschicht hinaus erfolgen (Foken, 1986). Stabilitätseinflüsse wurden hier aber vernachlässigt, da man sich mit den Messungen noch in der dynamischen Unterschicht befindet. Für den Profilkoeffizienten gibt es verschiedene Ansätze, soweit nicht anders angegeben wurde hier für die Berechnungen folgende Formel verwendet (aus Foken, 2006):

$$\Gamma = \frac{\kappa \cdot u_*}{(\kappa \cdot \text{Pr} - 1/6) \cdot \delta_T^+ + 5 + \ln\left(\frac{u_* \cdot z}{30\nu}\right)} \quad (18)$$

Dabei ist  $\kappa$  die von-Karman-Konstante, für die ein Wert von 0,4 verwendet wurde, falls nicht ein anderer Wert dafür angegeben ist.  $\nu$  ist die kinematische Viskosität ( $1,46 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ),  $\text{Pr}$  die Prandtl-Zahl (hier 0,71; das Verhältnis aus kinematischer Viskosität  $\nu$  und thermischem Diffusionskoeffizienten  $\nu_T$ ),  $u_*$  die gemessene Schubspannungsgeschwindigkeit und  $\delta_T^+$  die dimensionslose charakteristische Höhe der molekularen Temperaturgrenzschicht, für die hier in die Berechnungen ein Wert von 5 einging. Die Herleitung von (18) lässt sich gut anhand physikalischer Gesetzmäßigkeiten nachvollziehen, hierzu sei auf Foken (1986) und darin angegebene weiterführende Literatur verwiesen. Dieses Modell zeigte im Vergleich mit experimentellen Daten gute Ergebnisse (Foken 1984; 1986) und wurde hier nun zunächst zur Berechnung des fühlbaren Wärmestromes mit herangezogen.

f) *HIRHAM5*

Schließlich wurden für den untersuchten Standort die turbulenten Flüsse und Profile ausgesuchter Größen, berechnet mit dem regionalen Klimamodell HIRHAM5 (Christensen et al., 2007), hinzugezogen. HIRHAM5 kombiniert das Wettervorhersagemodell HIRLAM und das Zirkulationsmodell ECHAM5, wobei der dynamische Teil von HIRLAM mit den physikalischen Parametrisierungen von ECHAM5 verknüpft wird. Die horizontale Auflösung beträgt dabei 25 km bei 40 Modellleveln (höchstes Level: 10 hPa). Nachfolgend sind die Formeln für die Berechnung der Oberflächenflüsse, wie sie in ECHAM5 stattfinden, angegeben, für weitere Details zu den Parametrisierungen in ECHAM5 sei zusätzlich auf Roeckner et al. (2003) verwiesen.

In ECHAM5 wird der turbulente Fluss einer Variablen  $\chi$  am Erdboden über einen Bulk-Ansatz bestimmt (19).

$$\overline{(w\chi)}_s = -C_\chi |V_L| (\chi_L - \chi_s) \quad (19)$$

Dabei ist  $C_\chi$  der Transferkoeffizient, die Indices L und S beziehen sich auf den Wert der untersuchten Größe am Erdboden (S) und im niedrigsten Modelllevel (L).  $V_L$  ist der horizontale Windvektor im Level L. Den Transferkoeffizienten wiederum erhält man durch die Monin-Obukhov-Ähnlichkeitstheorie (Monin und Obukhov, 1954), indem die Fluss-Profil-Beziehungen über die unterste Modellschicht integriert werden. Analytische Darstellungen dafür, ähnlich zu denen, die von Louis (1979) vorgeschlagen wurden, haben folgende Form (20).

$$C_{m,h} = C_N f_{m,h} \left( Ri_B, \frac{z_L}{z_{0m}} + 1, \frac{z_L}{z_{0h}} + 1 \right)$$

$$C_N = \frac{\kappa^2}{\ln\left(\frac{z_L}{z_{0m}} + 1\right) \cdot \ln\left(\frac{z_L}{z_{0h}} + 1\right)} \quad (20)$$

Dabei ist  $C_N$  der Transferkoeffizient für neutrale Bedingungen,  $\kappa$  die von Karman – Konstante,  $z_L$  die Höhe des untersten Modelllevels,  $z_{0m}$  und  $z_{0h}$  die Rauigkeitslängen für den

Impuls und die Wärme (die Rauigkeitslängen für die fühlbare und latente Wärme werden dabei als äquivalent angenommen) und  $Ri_B$  die „Feucht“-Bulk-Richardson-Zahl.  $f$  steht für stabilitätsabhängige Funktionen für die jeweilig untersuchte Größe und den entsprechenden Stabilitätszustand. Für labile Schichtung ( $Ri_B < 0$ ) gilt dabei

$$f_{m,h} = 1 - \frac{a_{m,h} Ri_B}{1 + 3c^2 C_N \sqrt{-Ri_B \left( \frac{z_L}{z_{0m}} + 1 \right)}} \quad (21)$$

mit  $c = 5$ ,  $a_m = 2c$  und  $a_h = 3c$ .

Für stabile und neutrale Bedingungen ( $Ri_B \geq 0$ ) werden folgende Gleichungen verwendet:

$$f_m = \frac{1}{1 + a_m Ri_B / \sqrt{1 + Ri_B}} \quad (22)$$

$$f_h = \frac{1}{1 + a_h Ri_B / \sqrt{1 + Ri_B}} \quad (23)$$

Weiterhin sind die Rauigkeitslängen für den Impuls und die Wärme spezifische Funktionen der Orographie, der Vegetation und der Unterlage. Für die Ansätze hierfür sei auf Roeckner et al. (2003) verwiesen.

Oberhalb der Bodenschicht, in der Ekmanschicht, wird für die Berechnung der vertikalen turbulenten Flüsse ein Gradientansatz für die einzelnen Variablen verwendet (24).

$$\overline{w' \chi'} = -C_\chi \frac{\partial \chi}{\partial z} \quad (24)$$

Die Variablenbezeichnung in (24) erfolgt analog zu (19), Unterschiede zur Bestimmung der turbulenten Flüsse in der Bodenschicht zeigen sich hier nun in der Bestimmung des turbulenten Transferkoeffizienten  $C_\chi$ . Dieser wird wieder für Impulsfluss (Index m) und Wärmefluss (Index h) differenziert betrachtet (eine Unterscheidung zwischen fühlbarer und latenter Wärme gibt es hier beim Transferkoeffizienten wie in der Bodenschicht nicht):

$$C_{m,h} = \Lambda_{m,h} \sqrt{E} \quad (25)$$

E (26) ist hierbei die turbulente kinetische Energie (TKE), die Längeneinheit  $\Lambda_{m,h}$  steht für das Produkt aus der Mischungsweglänge  $l$  (27) und der Neutralitätsfunktion  $S_{m,h}$ .

$$E = \frac{(u'^2 + v'^2 + w'^2)}{2} \quad (26)$$

In HIRHAM5 wird die turbulente kinetische Energie mit der TKE-Schließung, einer Schließung 1,5-ter Ordnung bestimmt (Brinkop und Roeckner, 1995). Die Mischungsweglänge  $l$  (27) wird nach Blackadar (1962) berechnet, und ist in HIRHAM5 eine Funktion der Höhe  $z$ .

$$l(z) = \kappa \cdot z \cdot \left(1 + \frac{\kappa \cdot z}{l_*}\right)^{-1} \quad (27)$$

$l_*$ , die asymptotische Mischungsweglänge ist für die Ekman-Schicht auf 300 m festgelegt, und nimmt in der oberen Troposphäre und Stratosphäre bis auf 30 m ab (Holtslag und Boville, 1993),  $\kappa$  ist in (27) die schon bekannte von-Karman-Konstante.

Die Neutralitätsfunktion ist stabilitätsabhängig, sie ist das Produkt aus dem Neutralitätskoeffizienten  $S_{N_{m,h}}$  und der Stabilitätsfunktion  $g_{m,h}$ . Wie auch schon für die Bodenschicht wird hier unterschieden zwischen labiler und stabiler Schichtung. Für labile Schichtung ( $Ri_b < 0$ ) gilt:

$$g_{m,h} = 1 - \frac{2bRi_b}{1 + 75l^2 \left[ \left( \frac{\Delta z}{z} + 1 \right)^{\frac{1}{3}} - 1 \right]^{\frac{3}{2}} \left[ \frac{\sqrt{-Ri_b}}{(\Delta z)^{\frac{3}{2}} \sqrt{z}} \right]} \quad (28)$$

Für stabile Schichtung ( $Ri_b \geq 0$ ) gilt:

$$g_m = \frac{1}{1 + 2bRi_b / \sqrt{1 + dRi_b}} \quad (29)$$

$$g_h = \frac{1}{1 + 2bRi_b\sqrt{1 + Ri_b}} \quad (30)$$

b und d haben in (29) und (30) jeweils den Wert 5.

Die verschiedenen Ergebnisse der einzelnen Verfahren und Untersuchungsansätze werden dann miteinander verglichen und bewertet. Alle genannten Verfahren wurden, soweit es die Datenverfügbarkeit erlaubte, an repräsentativen Beispielperioden durchgeführt, dazu wurden anhand der Datenlage und Datenqualität Zeiträume ausgewählt.

### ***2.5 Auswahl der präsentierten Perioden***

Um möglichst repräsentativ alle Besonderheiten und Eigenschaften der arktischen Turbulenz abzudecken, erfolgte bei der Einteilung in Untersuchungsperioden eine Orientierung an Westermann, 2010. Dort werden bezogen auf die bodennahen turbulenten Flüsse 6 typische Zeiträume im Jahresgang charakterisiert, vgl. Tabelle 2.3.

Verstärktes Augenmerk soll zusätzlich auf Daten aus dem Zeitraum 6. April bis 1. Mai 2011 gelegt werden. Im Zuge der PAMARCMiP-Kampagne 2011 (Pan-Arctic Measurements and Arctic Regional Climate Model Simulation Project) war auf dem Kongsvegen-Gletscher ein weiteres Eddy-Kovarianz-System in Betrieb, ca. 15 km vom Standort Ny-Ålesund entfernt. Verantwortlich zeichnete für dieses System das geophysikalische Institut der Universität Bergen, die Feldarbeit vor Ort wurde durch das Norwegian Polar Institute (NPI) und die Universität Innsbruck geleistet. Weitere Details zu diesem System finden sich in 2.4.

Wegen der Fülle der Daten und um weiterhin eine geeignete Schnittstelle zwischen den hochaufgelösten Turbulenzmessungen und über längere Zeiten gemittelten Daten aus HIRHAM5 zu finden, wurden für die Untersuchungsperioden nach Sichtung der Rohdaten jeweils ***repräsentative Tage aus den definierten Zeiträumen*** ausgewählt (vgl. Tabelle 2.3), an denen im Beispiel die Besonderheiten und Charakteristika der bodennahen Turbulenz dargestellt werden sollen. Die meteorologischen Verhältnisse der ausgewählten Tage und Zeiträume, die beispielhaft für die gewählten Perioden stehen, finden sich folgend in 2.6.

*Tabelle 2.3: Ausgewählte Tage für die weiteren Betrachtungen im Zuge der Arbeit*

<b>Periode</b>	<b>Zeitraum</b>	<b>Ausgewählte Tage</b>
1	Sommer (1.7.-31.8)	10.7.2011, 20.7.2011
2	Herbst (1.9.-30.9)	13.9.2011 Tag, 13.9.2011 Nacht
3	Winter (1.10.-14.3.)	4.11.2011, 24.1.2012
4	Vorfrühling (15.3.-15.4.)	16.3.2012, 18.3.2012
5	Frühling (16.4.-31.5.)	12.5.2012, 18.5.2012
6	Schneesmelze (1.6.-30.6.)	6.6.2012 Tag, 6.6.2012 Nacht

## ***2.6 Die meteorologischen Verhältnisse der präsentierten Perioden***

### **1. Sommer (1.7. – 31.8.)**

Der 10.7. 2011 ist ein durchgehend bewölkter Tag, was sich an der langwelligen Strahlungsbilanz gut ableiten lässt (Abbildung 3 a) unten). Die Temperatur bleibt den ganzen Tag relativ konstant, und es lässt sich kaum ein Unterschied zwischen der 10-Meter und 2-Meter-temperatur feststellen, teilweise ist die Temperatur in 10 Metern sogar etwas höher als in 2 Metern, so dass man von Warmluftadvektion ausgehen kann. Bis etwa um die Mittagszeit weht der Wind mit Geschwindigkeiten bis zu 10 m/s aus östlichen Richtungen, beruhigt sich dann aber abrupt und weht dann mit durchgehend weniger als 5 m/s aus verschiedensten Richtungen, eine Vorzugsrichtung lässt sich nun nicht mehr feststellen (Abbildung 3 a) oben). Generell ist die Windgeschwindigkeit in 10 Metern höher als in 2 Metern. Die Tagesmittel der Horizontalwindvektoren in 850 hPa (dargestellt sind im Folgenden NCEP/NCAR Reanalysedaten des 850 hPa Windfeldes) zeigen für diesen Tag eine Starkwindzone direkt über Spitzbergen mit Winden aus südlichen und süd-östlichen Richtungen (Abbildung 3 b)). 850 hPa wurde deswegen gewählt, weil man davon ausgeht, dass in dieser Höhe die Orographie keine nennenswerte Rolle mehr spielt, und nur noch die Synoptik durchschlägt. Dies gilt für alle weiteren Darstellungen von Werten in 850 hPa analog. In Anhang F sind zusätzlich die Windfelder in 850 hPa, errechnet durch HIRHAM5, für die präsentierten Tage gezeigt. Schön zu sehen ist, dass HIRHAM5-Daten und NCEP/NCAR-Reanalysedaten gut übereinstimmen, was den Punkt der Horizontalwindverteilung in 850 hPa angeht, somit gelten alle Aussagen zu den NCEP/NCAR-Windfeldern in 850 hPa analog auch für die mit HIRHAM5 berechneten Windfelder.

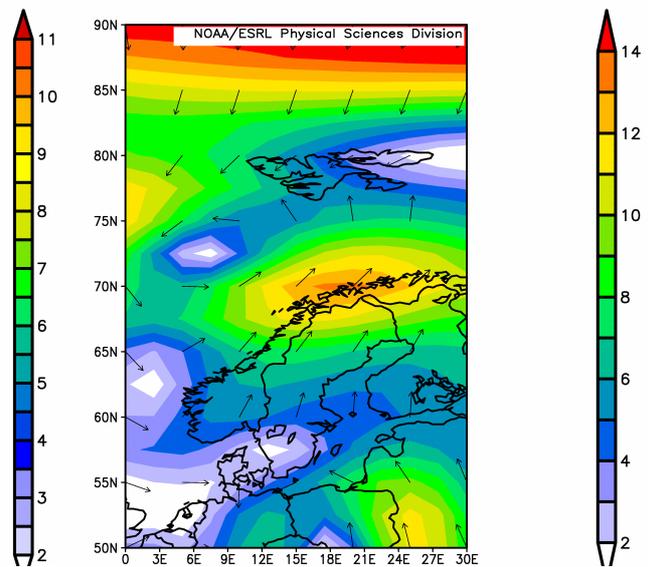
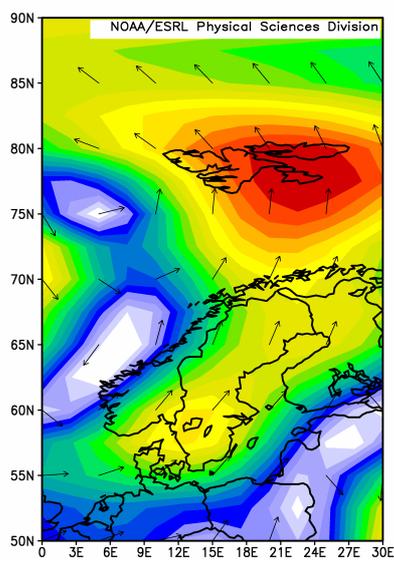
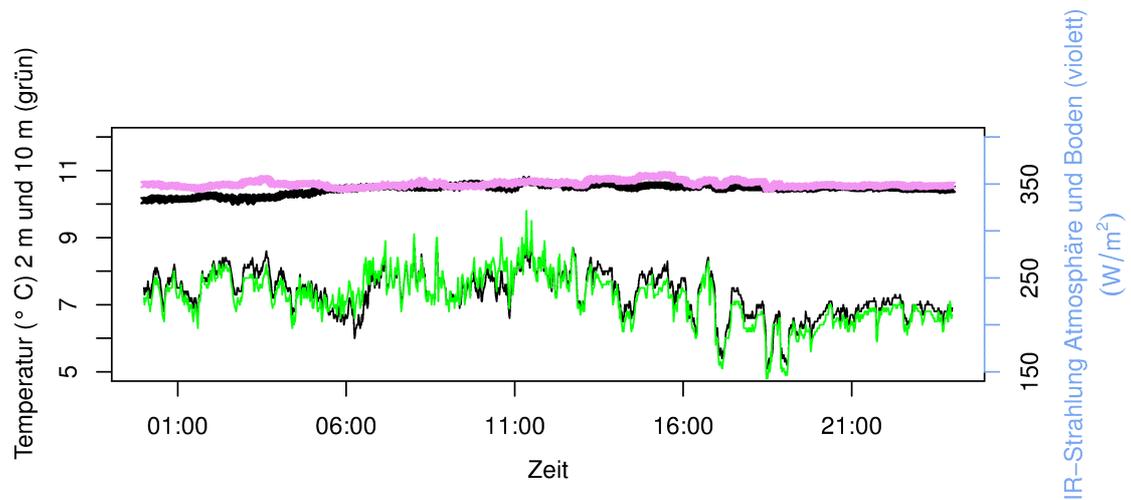
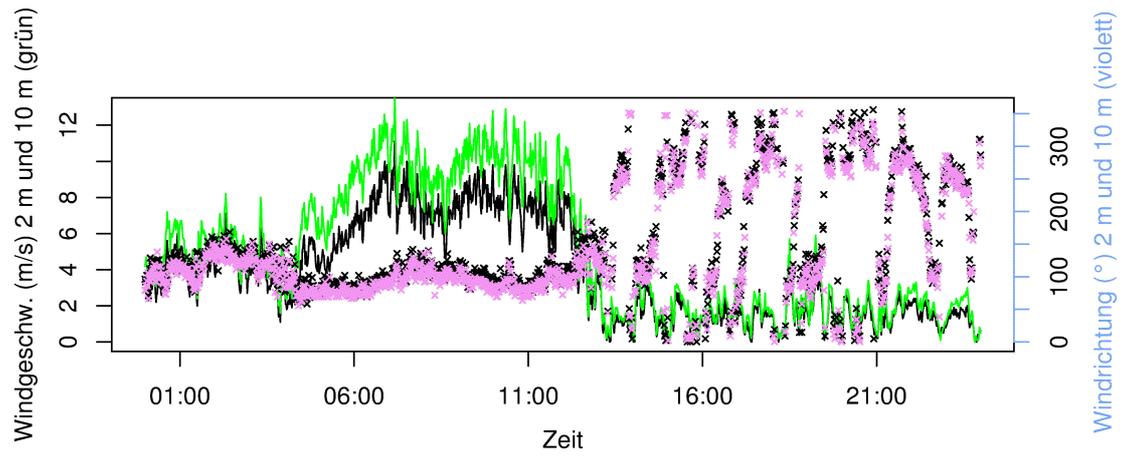
Bei der Einschätzung, ob nun die Synoptik treibend ist für die Prozesse am Boden, oder nicht, sollte man außerdem immer die Ekman-Spirale und die kanalsierende Wirkung des Fjordes im Hinterkopf behalten. Zur Untermauerung der gemachten Aussagen sind im Weiteren in

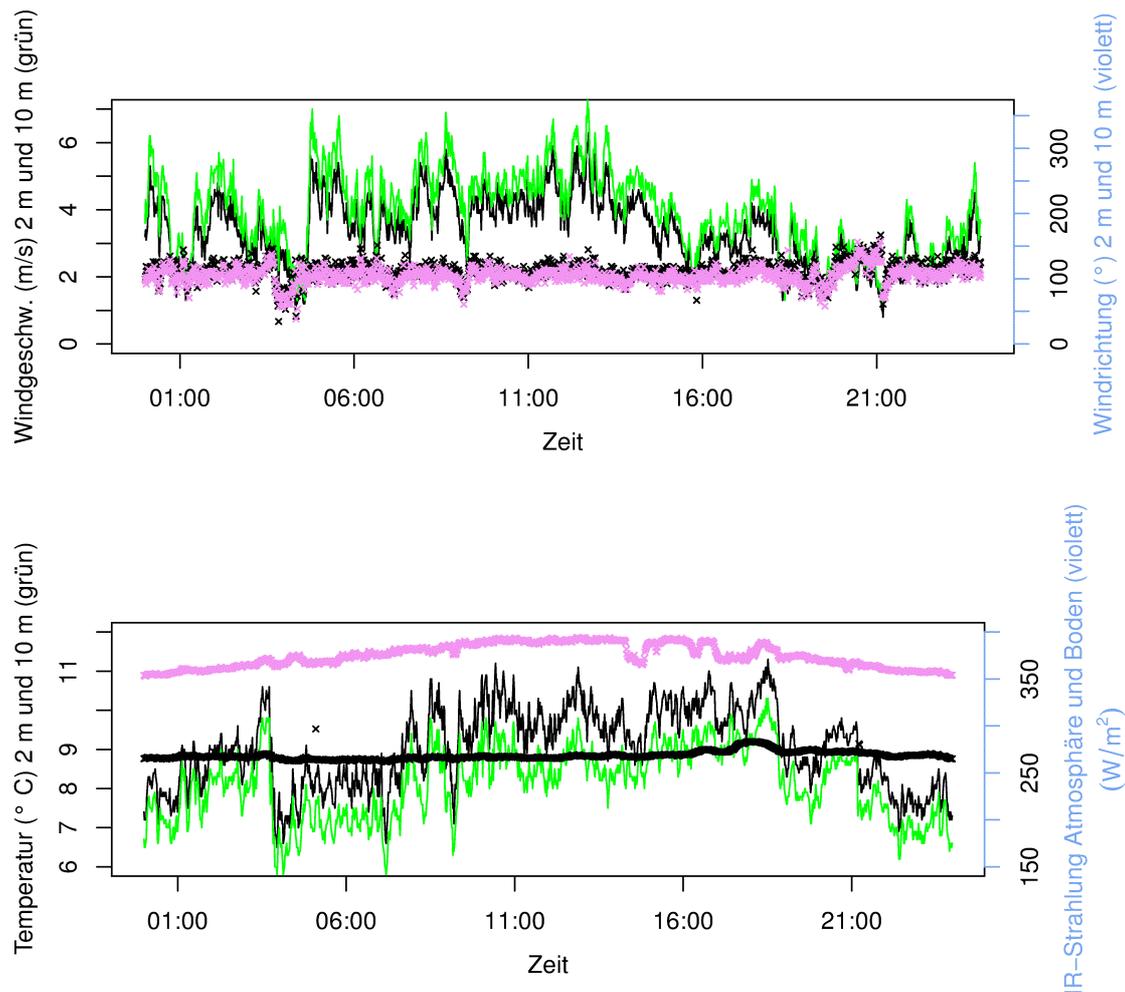
Abbildung B-1 und B-2 (Anhang B) noch zusätzlich die Radiosondenprofile von Temperatur, potentieller Temperatur (als Maß für die großräumige statische Stabilität, vgl. Anhang G, Glossar) und Windrichtung für die in 2.5 ausgewählten Tage gezeigt. Auf die Darstellung des 16.3.2012 und des 6.6.2012 musste an dieser Stelle verzichtet werden, da an diesen Tagen keine Radiosondendaten vorlagen. Die Profile der potentiellen Temperatur zeigen, dass großräumig immer statisch stabile Schichtung herrscht, die potentielle Temperatur nimmt mit der Höhe ab. Ungeachtet dessen kann Turbulenz durch Windscherung auftreten.

Das Radiosondenprofil der Temperatur zeigt am 10.7.2011 zwei kleine Maxima in 100-300 Metern Höhe, dies kommt evtl. von der schon besprochenen Warmluftadvektion (Abb. B-1).

Da der Kongsfjord eine ost-südöstliche Ausrichtung hat, ist zu vermuten, dass hier bis zu der abrupten Abschwächung der Windgeschwindigkeiten am Boden um die Mittagszeit die Synoptik das Windregime regiert, der Wind wird in Richtung Fjordachse kanalisiert, danach dominieren lokale Effekte und die Synoptik kann sich nicht mehr auf die bodennahen Werte abbilden. Die Windrichtungsverteilung des Radiosondenaufstiegs an diesem Tag bekräftigt diese Vermutung (Abb. B-2).

Der 20.7.2011 ist ein Tag ohne Bewölkung, dementsprechend ist die langwellige Abstrahlung größer als die langwellige Einstrahlung (Abbildung 3 d) unten). Es kann sich wegen der fehlenden Wolken durch die kurzwellige Einstrahlung ein Temperaturgradient ausbilden, so dass die 2-Meter Temperatur stets höher ist als die 10-Meter Temperatur. Der Radiosondenaufstieg zeigt auch im weiteren Verlauf eine konstant abnehmende Temperatur (Abb. B-1). Windgeschwindigkeit und Windrichtung sind relativ konstant bei bis zu 5 m/s aus östlichen Richtungen. Der Blick auf die Verteilungskarte der Windvektoren in 850 hPa zeigt, dass sich Spitzbergen an diesem Tage in einer Wind-Konvergenzzone befindet mit Winden aus nördlichen Richtungen nördlich von Spitzbergen und Winden aus südlichen Richtungen südlich von Spitzbergen, die Windgeschwindigkeiten über Spitzbergen selbst sind relativ gering (Abbildung 3 b)). Die Daten aus dem Radiosondenaufstieg zeigen dazu stark wechselnde Windrichtungen in verschiedenen Höhen (Abb. B-2). Es ist also davon auszugehen, dass die Synoptik an diesem Tage nicht bestimmend ist für die Verhältnisse am Boden und in Bodennähe.



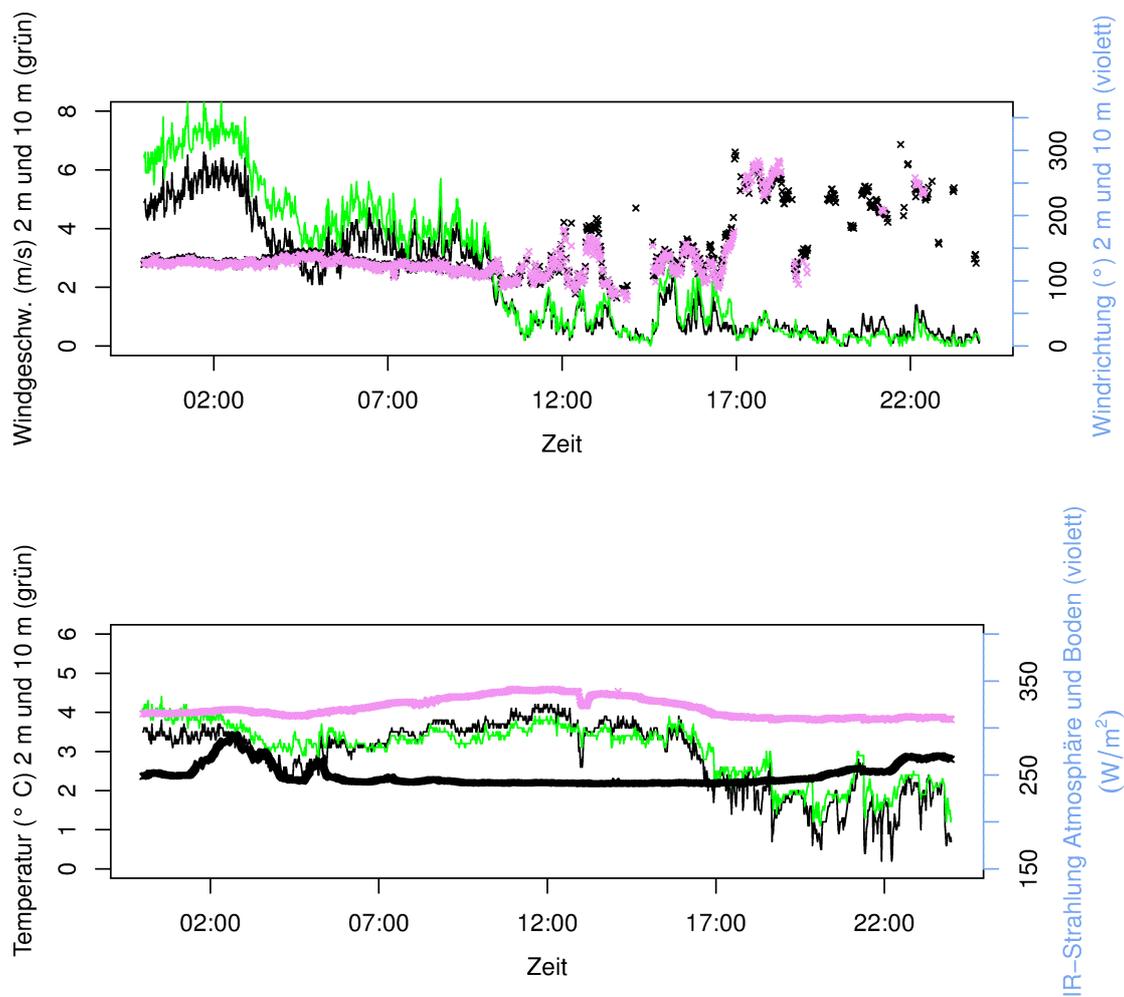


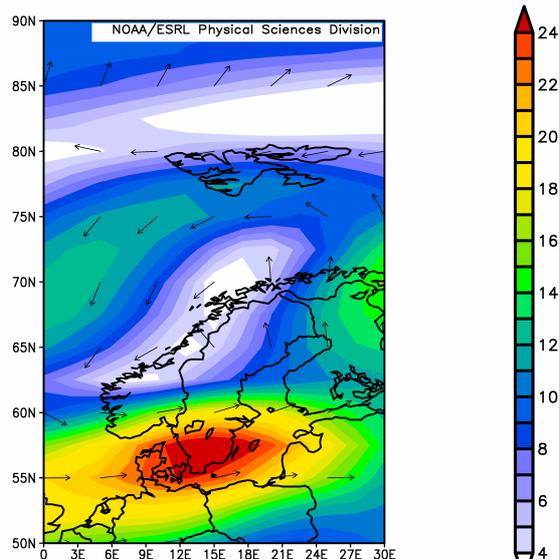
*Abbildung 3: a) Windgeschwindigkeit ( $ms^{-1}$ ), Windrichtung ( $^{\circ}$ ) und Temperatur ( $^{\circ}C$ ) in jeweils 2 und 10 Meter Höhe, sowie die langwellige Ein- und Ausstrahlung ( $Wm^{-2}$ ) in 2 Metern für den 10.7.2011, Daten vom BSRN-Mast (oben), b) Horizontalwind ( $ms^{-1}$ ) in 850 hPa am 10.7.2011 (NCEP/NCAR Reanalyse (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/composites/hour/>), Mitte links), c) Horizontalwind ( $ms^{-1}$ ) in 850 hPa am 20.7.2011 (NCEP/NCAR Reanalyse, Mitte rechts), d) Windgeschwindigkeit ( $ms^{-1}$ ), Windrichtung ( $^{\circ}$ ) und Temperatur ( $^{\circ}C$ ) in jeweils 2 und 10 Meter Höhe, sowie die langwellige Ein- und Ausstrahlung ( $Wm^{-2}$ ) in 2 Metern für den 20.7.2011, Daten vom BSRN-Mast (unten)*

## **2. Herbst (1.9. – 30.9.)**

Der 13.9.2011 ist ein überwiegend klarer Tag mit gelegentlicher Bewölkung, wie die langwellige Strahlungsbilanz zeigt (Abbildung 4 a) unten). Der nun stattfindende Tag- und Nachtrhythmus bewirkt, dass aufgrund der kurzwelligen Einstrahlung am Tage die Temperaturen in 2 und 10 Metern Höhe annähernd gleich sind. In der Nacht hingegen sorgt die langwellige Abstrahlung bereits dafür, dass es in 2 Metern kälter ist als in 10 Metern (Inversion, vgl. Anhang G, Glossar). Das Radiosondenprofil zu diesem Tag zeigt einen relativ

konstant abnehmenden Temperaturverlauf (Abb. B-1). Bis um die Mittagszeit weht der Wind aus östlichen Richtungen mit um 5 m/s. Für den Rest des Tages ist keine bevorzugte Windrichtung zu erkennen, die Windgeschwindigkeiten nehmen deutlich ab (Abbildung 4 a) oben). Die Übersichtsgraphik der Horizontalwindverteilung in 850 hPa verrät, dass dort über Spitzbergen eine östliche Strömung vorherrscht mit um 10 m/s (Abbildung 4 b)). Diese Strömung scheint aber in Bodennähe nur bis ca. 11:00 UTC eine Rolle zu spielen, für den Rest des Tages bestimmen lokale Effekte die Verhältnisse in Bodennähe. Das Radiosondenprofil der Windrichtung zeigt wechselnde Richtungen (Abb. B-2), die Windgeschwindigkeiten sind an diesem Tage beim Radiosondenaufstieg bis in 1500 Meter Höhe nie höher als 5 m/s (hier nicht gezeigt), so dass hier bodennah lokale Zirkulationen angenommen werden können.





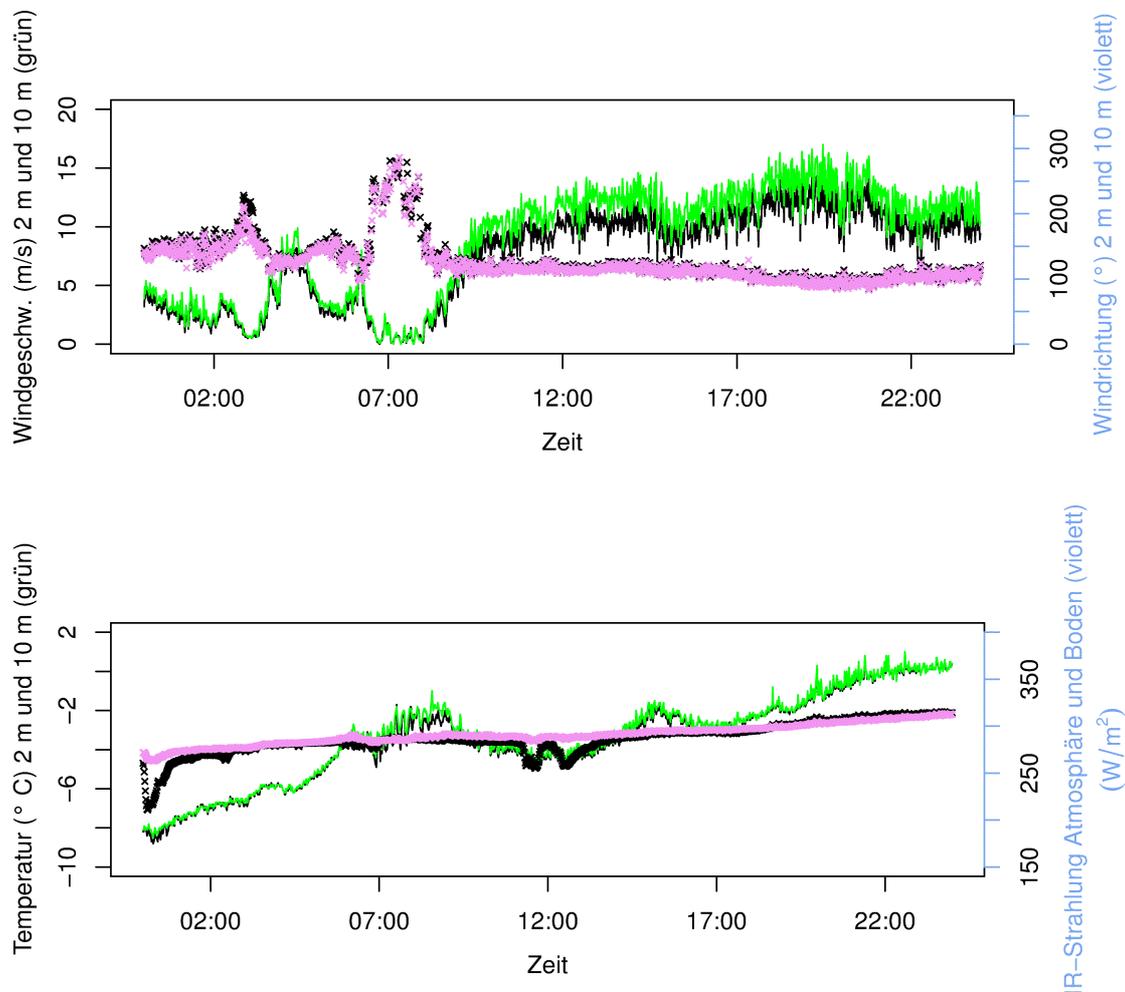
*Abbildung 4: a) Windgeschwindigkeit ( $ms^{-1}$ ), Windrichtung ( $^{\circ}$ ) und Temperatur ( $^{\circ}C$ ) in jeweils 2 und 10 Meter Höhe, sowie die langwellige Ein- und Ausstrahlung ( $Wm^{-2}$ ) in 2 Metern für den 13.9.2011, Daten vom BSRN-Mast (oben) b) Horizontalwind ( $ms^{-1}$ ) in 850 hPa am 13.9.2011 (NCEP/NCAR Reanalyse, unten)*

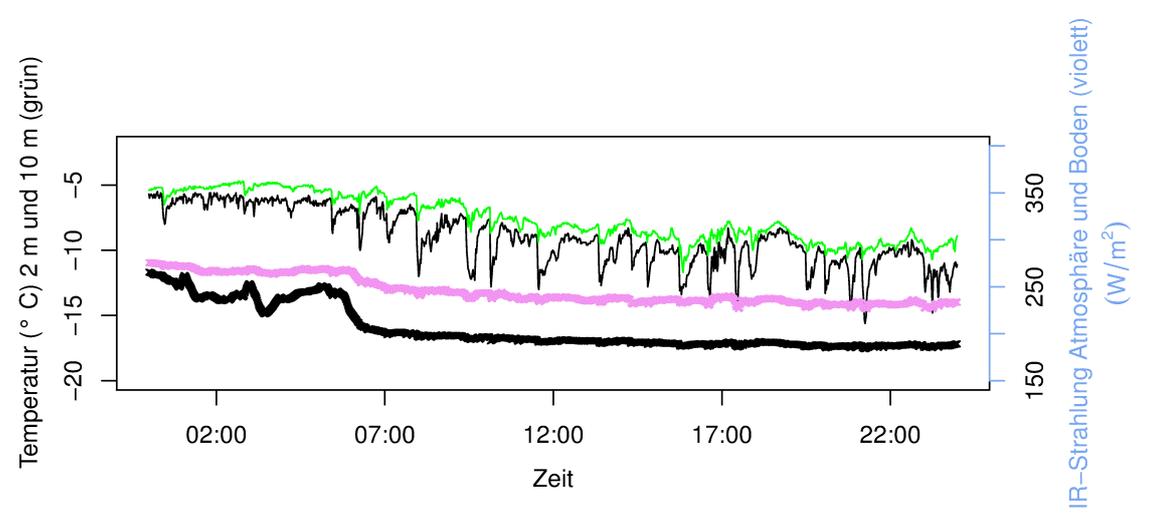
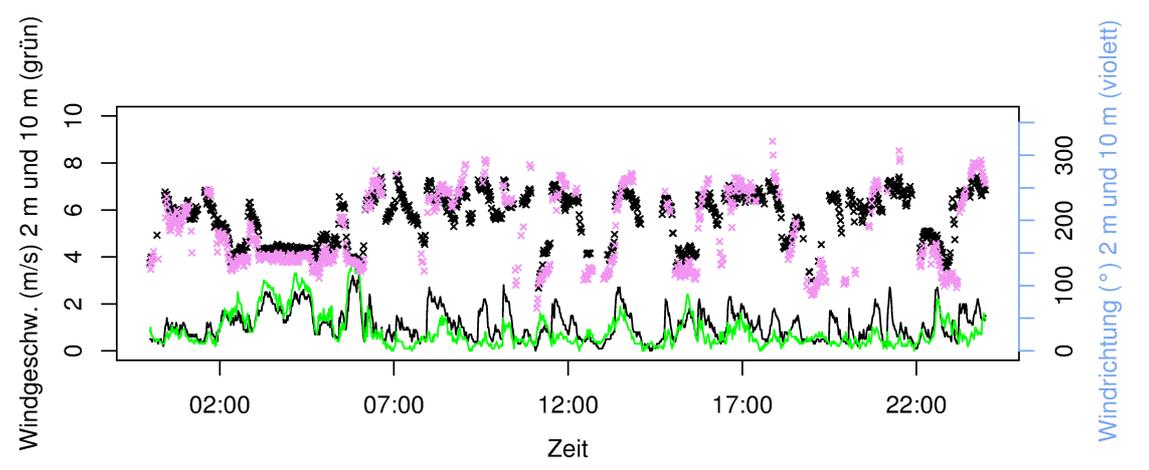
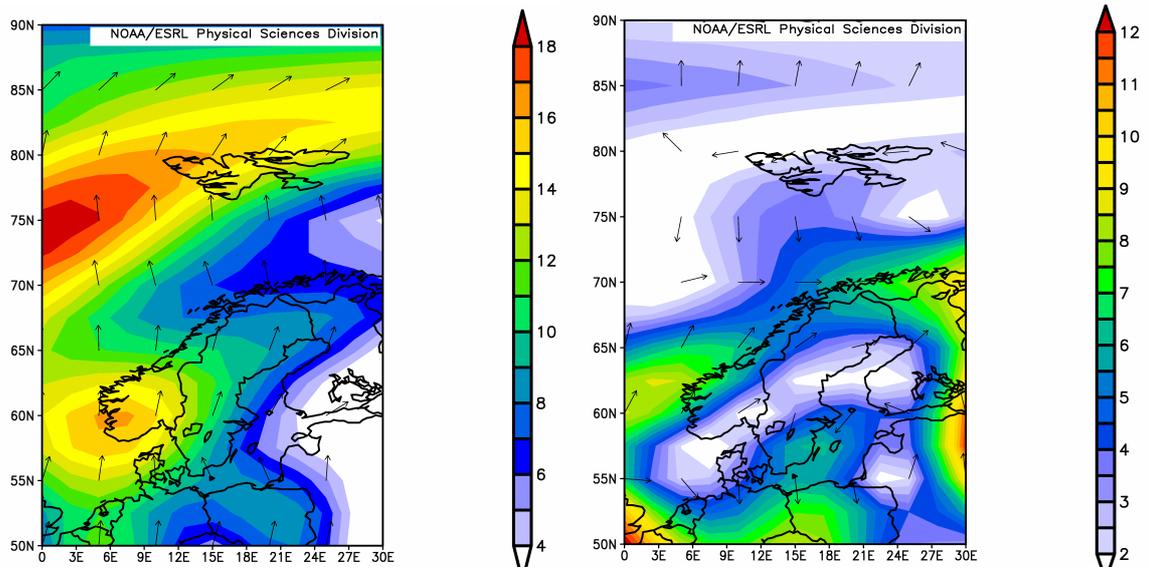
### 3. Winter (1.10. – 14.3.)

Der 4.11.2011 ist ein fast durchweg bewölkter Tag, geprägt von Warmluftadvektion. Die langwellige Strahlungsbilanz zeigt, dass am Ende des Tages ab ca. 19:00 UTC die langwellige Einstrahlung sogar größer ist als die langwellige Abstrahlung des Bodens (Abbildung 5 a) unten). Dies kann nur stattfinden bei Warmluftadvektion, die vermutlich auch das Temperaturmaximum im Radiosondenprofil in ca. 150 Metern Höhe hervorruft, da dieser Tag zu bewölkt ist, um eine Inversion bedingt durch langwellige Abstrahlung des Bodens zu generieren (vgl. Abb. B-1). Die Temperaturen steigen dementsprechend um fast 10 K an einem Tag. Bis ca. 9 UTC kommt der Wind aus wechselnden Richtungen bei wechselnder Stärke. Für den Rest des Tages weht er mit konstant hohen Geschwindigkeiten aus östlichen Richtungen (Abbildung 5 a) oben). Für diesen Zeitraum scheint der synoptische Einfluss dominierend zu sein, Abbildung 5 b) zeigt, dass über Spitzbergen in 850 hPa relativ hohe Windgeschwindigkeiten aus südlichen Richtungen herrschen. Vermutlich führt die Ausrichtung des Kongsfjords zu einer Umlenkung in östliche Richtungen und einer Kanalisierung dieser Strömung. Der Verlauf der Windrichtung im Radiosondenprofil dieses Tages bekräftigt diese Vermutung (Abb. B-2).

Der 24.1.2012 ist ab ca. 6:00 UTC ein durchgehend klarer Tag, davor gab es teilweise Bewölkung. Die langwellige Ein- und Ausstrahlung ist, der Jahreszeit geschuldet, deutlich

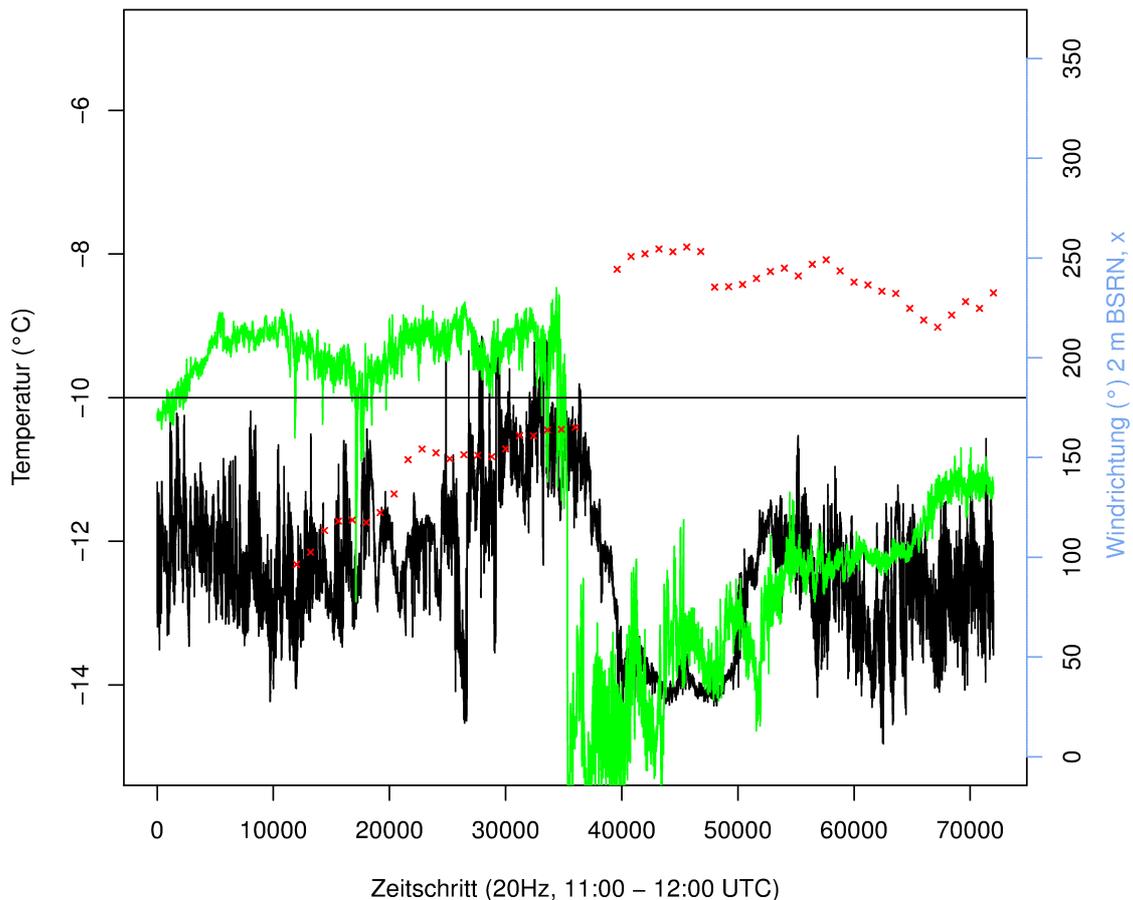
kleiner als im Sommer (Abbildung 5 d) unten). Die Temperatur in 2 Metern ist wegen der fehlenden kurzwelligen Einstrahlung durchweg niedriger als in 10 Metern und man kann charakteristische Temperatureinbrüche in der 2-Meter Temperatur erkennen. Diese Einbrüche entstehen durch Kaltluftabfluss vom wenige Kilometer süd-westlich von Ny-Ålesund gelegenen Broggerbreen Gletscher. Die Radiosonde sieht dieses sehr bodennahe Phänomen gar nicht, sondern durchfliegt den schmalen Kaltluftstreifen unerkannt (Abb. B-1). Unter geeigneten Bedingungen kann diese Kaltluft bis zum Messfeld vordringen, ein Phänomen, das in Kapitel 3 noch ausführlicher beleuchtet wird. Verifizieren lässt sich diese Aussage durch einen Blick auf Daten der Bayelva-Messtation, die am Fuße des genannten Broggerbreen Gletschers, und damit in seinem direkten Einflussbereich, liegt (vgl. Abbildung A-2).





*Abbildung 5: a) Windgeschwindigkeit ( $ms^{-1}$ ), Windrichtung ( $^{\circ}$ ) und Temperatur ( $^{\circ}C$ ) in jeweils 2 und 10 Meter Höhe, sowie die langwellige Ein- und Ausstrahlung ( $Wm^{-2}$ ) in 2 Metern für den 4.11.2011, Daten vom BSRN-Mast (oben), b) Horizontalwind ( $ms^{-1}$ ) in 850 hPa am 4.11.2011 (NCEP/NCAR Reanalyse, Mitte links), c) Horizontalwind ( $ms^{-1}$ ) in 850 hPa am 24.1.2012 (NCEP/NCAR Reanalyse, Mitte rechts), d) Windgeschwindigkeit ( $ms^{-1}$ ), Windrichtung ( $^{\circ}$ ) und Temperatur ( $^{\circ}C$ ) in jeweils 2 und 10 Meter Höhe, sowie die langwellige Ein- und Ausstrahlung ( $Wm^{-2}$ ) in 2 Metern für den 24.1.2012, Daten vom BSRN-Mast (unten)*

Abbildung 6 zeigt für einen ausgewählten Zeitraum das typische Verhalten des Temperaturverlaufes der Eddy-Kovarianz-Messstationen Bayelva und Ny-Ålesund. Kommt der Wind aus östlichen Richtungen, wird die Kaltluft vom Gletscher zurückgedrängt und kann nicht bis Ny-Ålesund vordringen, es gibt deutliche Unterschiede in den Temperaturverläufen an den beiden Standorten. Wird der Wind aus östlichen Richtungen so schwach, dass die Kaltluft bis Ny-Ålesund vordringen kann, gleichen sich die Temperaturverläufe an. Mit ein wenig Zeitversatz dreht die Windrichtung in 2 Metern Höhe am BSRN-Mast, der noch etwas weiter östlich steht als das Eddy-Kovarianz-System Ny-Ålesund, auf westliche Richtungen. Die Windgeschwindigkeit am 24.1.2012 ist den ganzen Tag sehr gering, der Wind kommt aus zwischen Ost und West wechselnden Richtungen, wobei die westliche Anströmung die Kaltlufteinbrüche mit sich bringt (Abbildung 5 d) oben). Wenn die Kaltlufteinbrüche auftreten, ist für diesen Zeitraum die Windgeschwindigkeit in 2 Metern meist höher als in 10 Metern, ein Beleg dafür, dass dieser Prozess vorwiegend bodennah stattfindet. Ein Blick auf die Windverteilung in 850 hPa zeigt, dass synoptische Einflüsse bezüglich des Windes vernachlässigt werden können, der Wind weht über Spitzbergen sehr schwach und aus unterschiedlichen Richtungen (Abbildung 5 c)), auch das Radiosondenprofil der Windrichtung zeigt stark wechselnde Windrichtungen für unterschiedliche Höhen (vgl. Abb. B-2). Demnach ist dieser Tag vorwiegend geprägt durch lokale Zirkulationen.



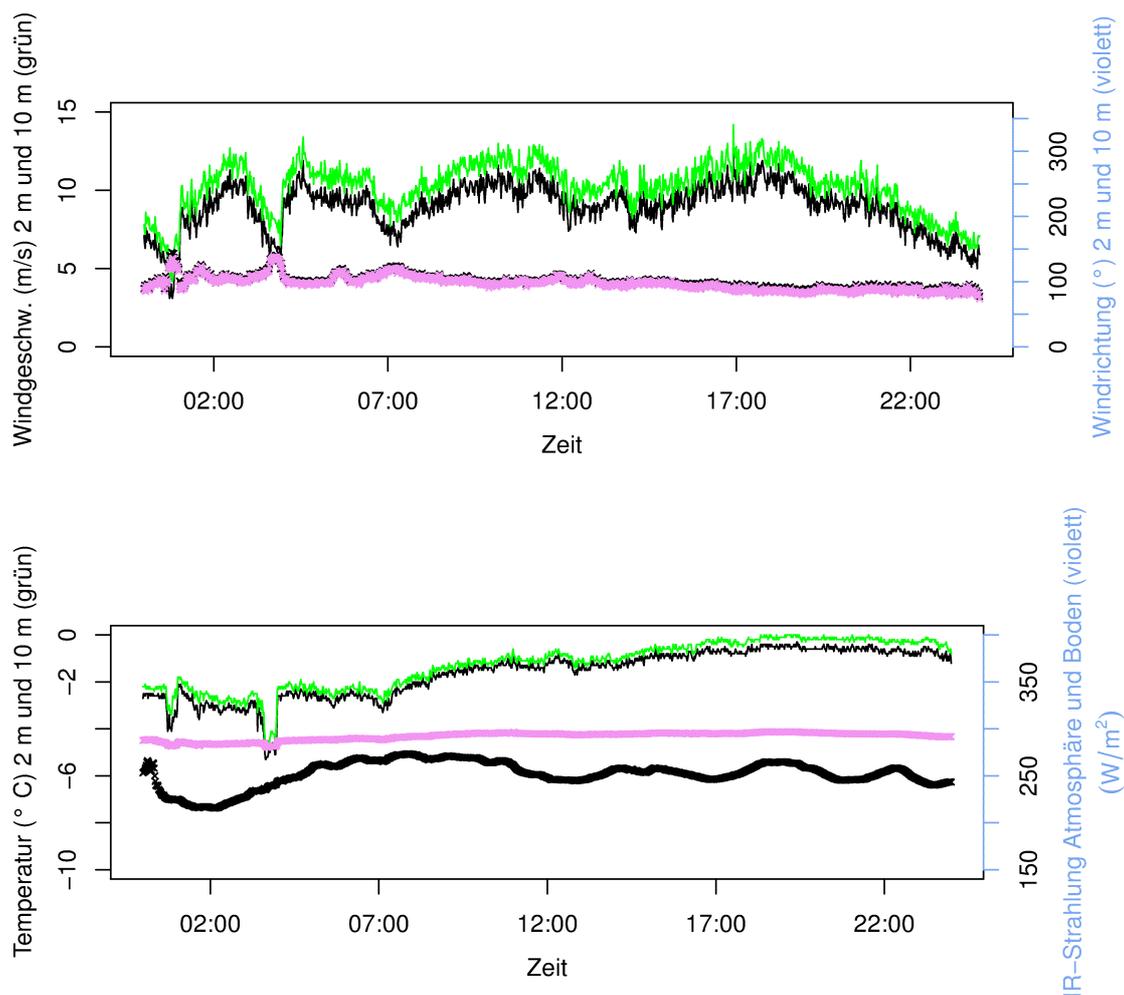
*Abbildung 6: Temperatur (°C) Bayelva (schwarz) und Ny-Ålesund (grün) für den 24.1.2012, 11:00 – 12:00 UTC. Die roten Kreuze zeigen die Windrichtung (°) in 2 Metern Höhe am BSRN-Mast.*

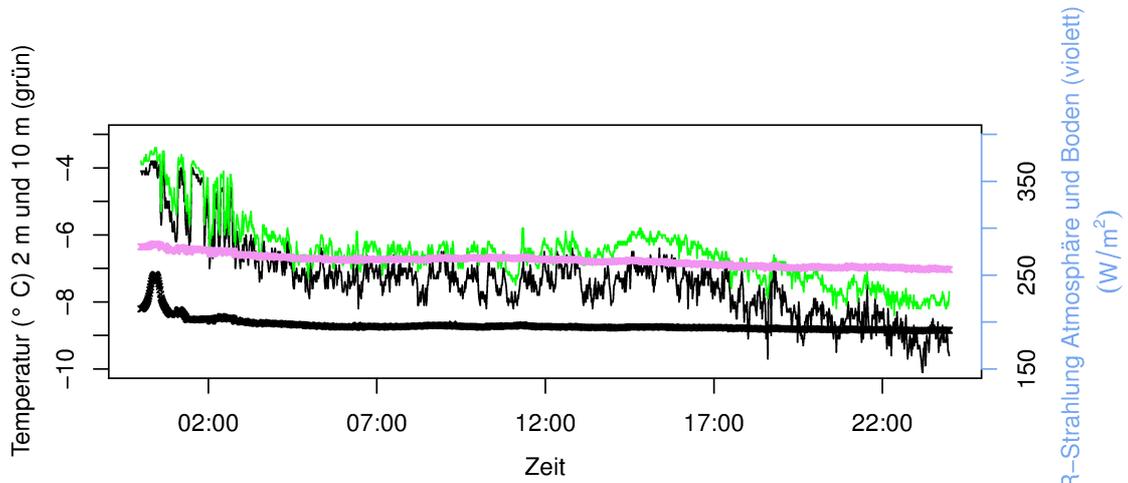
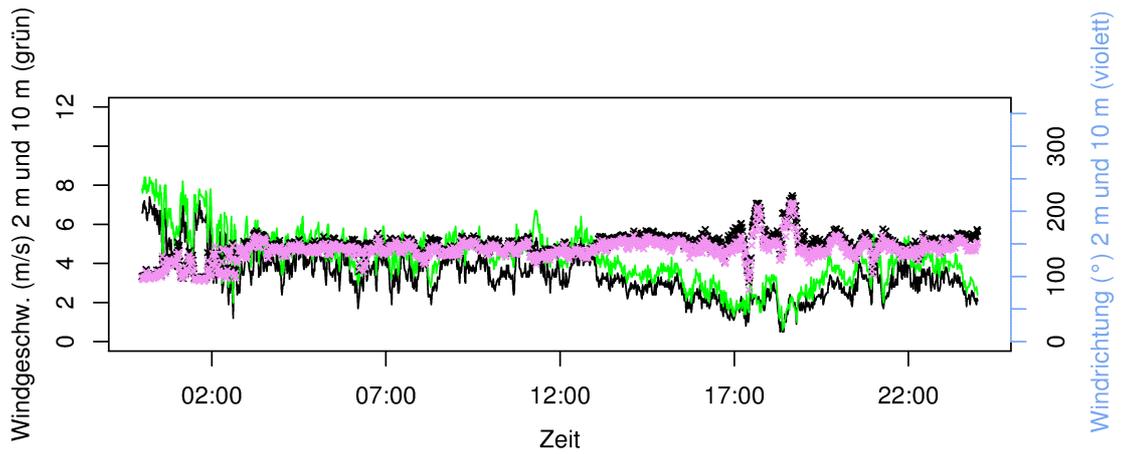
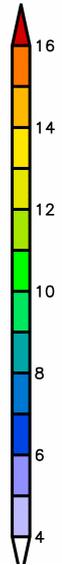
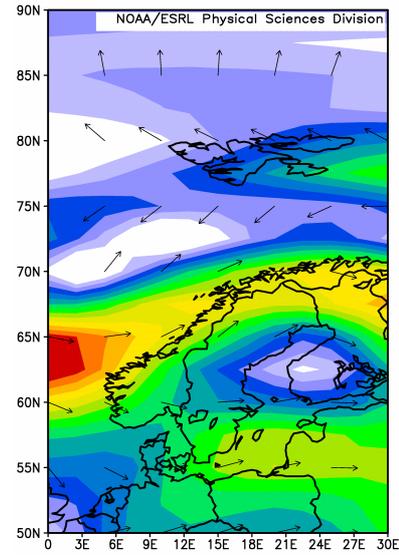
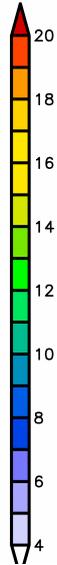
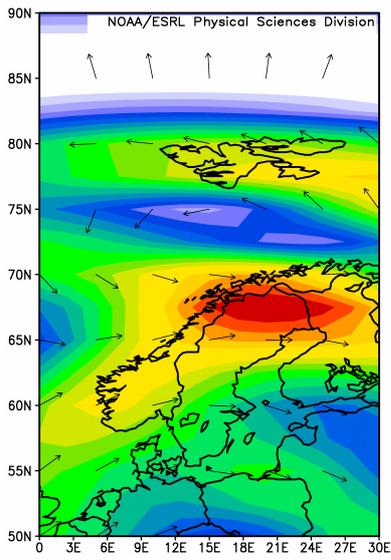
#### **4. Vorfrühling (15.3. – 15.4.)**

Am 16.3.2012 herrscht durchweg wechselnde Bewölkung, wie an der langwelligen Strahlungsbilanz zu erkennen ist (Abbildung 7 a) unten). Obwohl sich nach der Polarnacht nun Tag und Nacht wieder abwechseln, ist im Temperaturverlauf kein Tagesgang zu erkennen, die einfallende kurzwellige Strahlung ist noch zu schwach, und da noch Schnee liegt, wird ein großer Teil der einfallenden kurzwelligen Strahlung wieder zurückreflektiert. Die Temperaturen in 2 und 10 Metern sind annähernd identisch, in erster Linie ist das hervorgerufen durch die hohe Windgeschwindigkeit und damit gute Durchmischung. Der Wind weht den ganzen Tag aus östlichen Richtungen bei einer ständigen Geschwindigkeit um 10 m/s (Abbildung 7 a) oben). Betrachtet man die Horizontalwindverteilung für diesen Tag in 850 hPa, so ist zu erkennen, dass dort recht starke Winde aus östlichen Richtungen auftreten (Abbildung 7 b)). Es ist demnach zu vermuten, dass die Verhältnisse am Boden in direktem

Zusammenhang mit den Verhältnissen in 850 hPa stehen, die Kanalisierung des Windfeldes durch den Fjord würde demnach hier der Ekmanspirale entgegen wirken.

Der 18.3.2012 ist ein klarer Tag fast gänzlich ohne Bewölkung und etwas kälter als der 16.3.2012 (Abbildung 7 d) unten). Durch langwellige Abstrahlung bedingt ist es in 2 Metern durchweg kälter als in 10 Metern, die vergleichsweise niedrigen Windgeschwindigkeiten reichen hier nicht aus, um durch mechanische Turbulenz diesen Gradienten zu unterbinden. Der Wind weht aus süd-östlichen Richtungen (Abbildung 7 d) oben). Da auch der Wind in 850 hPa aus süd-östlichen Richtungen weht (Abbildung 7 c)), ist hier ein direkter Zusammenhang zu den Windverhältnissen am Boden möglich, die Darstellung der Windrichtung des Radiosondenaufstiegs an diesem Tag zeigt das auch (Abb. B-2). Allerdings zeigt sich auch im Temperaturverlauf des Radiosondenaufstieges eine ziemlich schwach ausgeprägte Temperaturinversion (Abb. B-1), so dass es hier zu Entkopplungen kommen kann, was das Verhalten der Flüsse angeht.





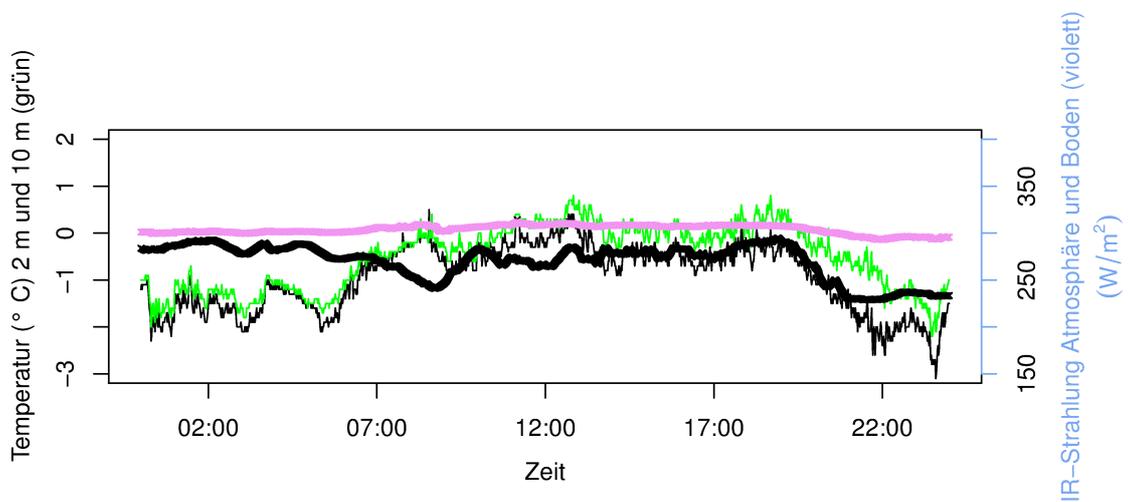
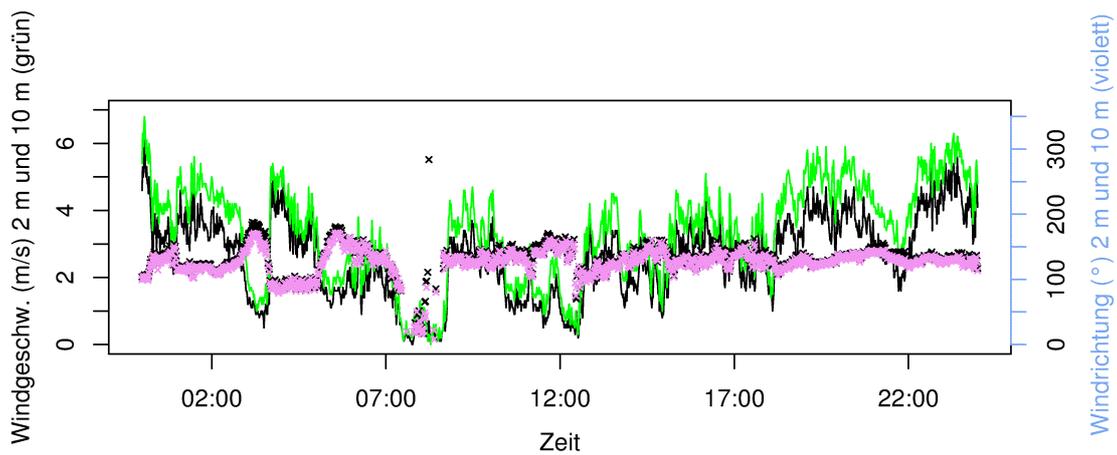
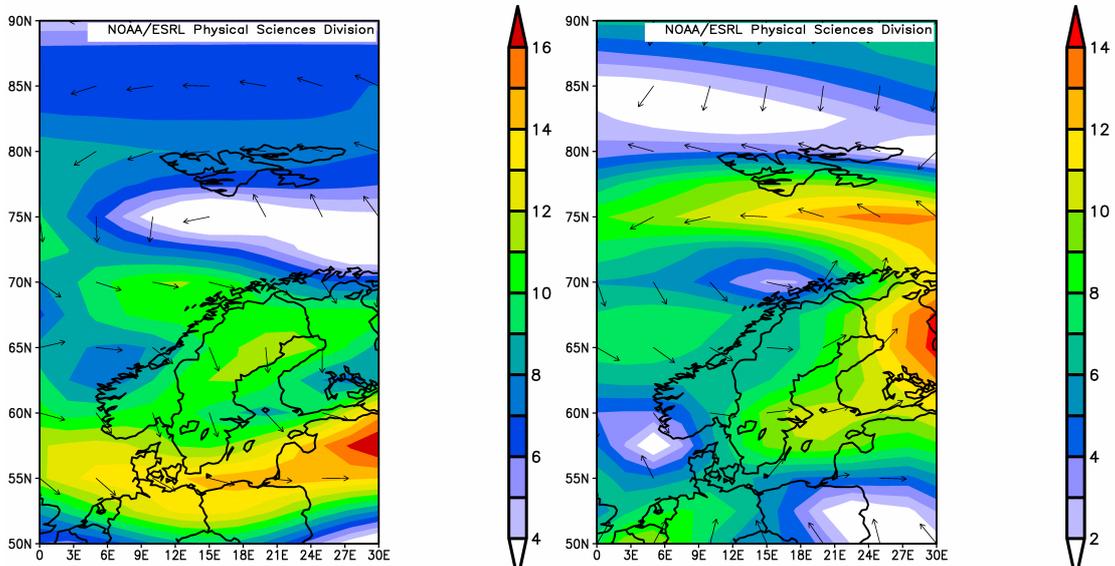
*Abbildung 7: a) Windgeschwindigkeit ( $ms^{-1}$ ), Windrichtung ( $^{\circ}$ ) und Temperatur ( $^{\circ}C$ ) in jeweils 2 und 10 Meter Höhe, sowie die langwellige Ein- und Ausstrahlung ( $Wm^{-2}$ ) in 2 Metern für den 16.3.2012, Daten vom BSRN-Mast (oben), b) Horizontalwind ( $ms^{-1}$ ) in 850 hPa am 16.3.2012 (NCEP/NCAR Reanalyse, Mitte links), c) Horizontalwind ( $ms^{-1}$ ) in 850 hPa am 18.3.2012 (NCEP/NCAR Reanalyse, Mitte rechts), d) Windgeschwindigkeit ( $ms^{-1}$ ), Windrichtung ( $^{\circ}$ ) und Temperatur ( $^{\circ}C$ ) in jeweils 2 und 10 Meter Höhe, sowie die langwellige Ein- und Ausstrahlung ( $Wm^{-2}$ ) in 2 Metern für den 18.3.2012, Daten vom BSRN-Mast (unten)*

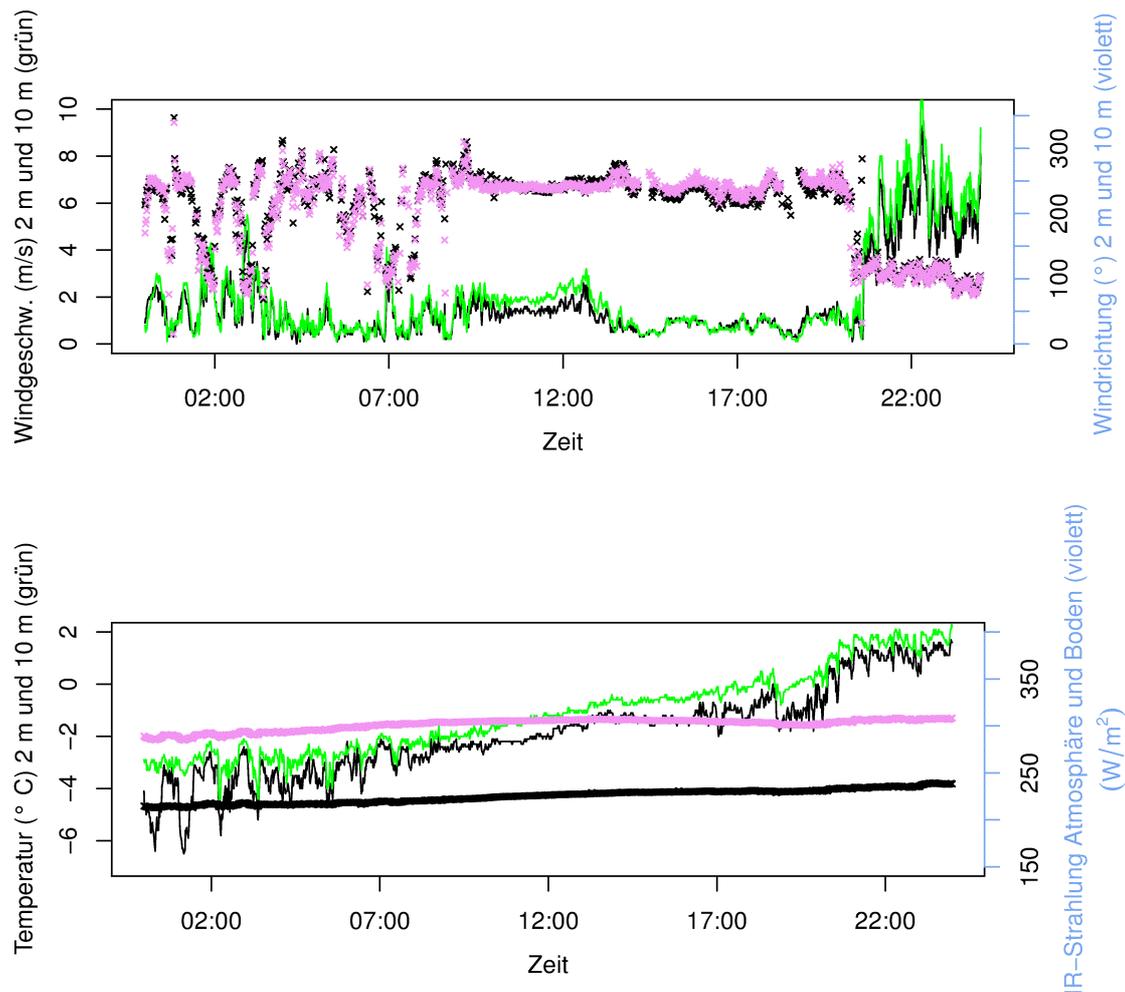
## **5. Frühling (16.4. – 31.5.)**

Am 12.5.2012 herrschen nun bereits wieder Polartagbedingungen und ein stetiger Wechsel zwischen Wolken und wolkenlosen Bedingungen (Abbildung 8 c) unten). Durch langwellige Abstrahlungsprozesse und das beginnende Tauen ist die Temperatur in 2 Metern stets niedriger als in 10 Metern. Zum Tauen wird Energie benötigt, diese wird unter anderem den untersten Luftschichten entzogen, es erfolgt dort eine Abkühlung auf Kosten der Tau-, Sublimierungs- und Verdunstungsprozesse. Die Radiosonde kann diese Inversion allerdings nicht detektieren, die Inversion ist zu schmal (vgl. Abb. B-1). Der Wind weht hauptsächlich aus ost-südöstlichen Richtungen mit bis zu 5 m/s (Abbildung 8 c) oben). In 850 hPa weht der Wind aus östlichen Richtungen, vergleichsweise schwach in seiner Stärke (Abbildung 8 a)), somit könnte ein Zusammenhang mit den bodennahen Prozessen vermutet werden. Wenn man sich aber die Verteilung der Windrichtung aus dem Radiosondenaufstieg ansieht, ist eher zu vermuten, dass an diesem Tage bodennahe lokale Zirkulationen dominieren, da die Windrichtungen im Höhenverlauf stark variieren (Abb. B-2).

Der 18.5.2012 ist ein wolkenloser Tag, der Temperaturverlauf in 2 Metern zeigt, dass Kaltlufteinbrüche stattfinden (Abbildung 8 d) unten), wie sie schon für die Periode Winter skizziert wurden und auch in der Periode Vorfrühling stattfinden (hier nicht gezeigt). Die 2 Meter Temperatur ist nach wie vor grundsätzlich niedriger als die 10 Meter Temperatur. Im Radiosondenaufstieg kann das aber wieder nicht sichtbar gemacht werden (vgl. Abb. B-1). Der Wind kommt zunächst schwach wehend aus wechselnden Richtungen, schwenkt dann ein auf Richtung West, und wechselt ab ca. 20:00 UTC ziemlich abrupt unter Auffrischung auf östliche Richtungen (Abbildung 8 d) oben). Die Strömung in 850 hPa zeigt östliche Richtungen (Abbildung 8 b)) mit relativ niedrigen Windgeschwindigkeiten. Hier ist also zu vermuten, dass bis ca. 20:00 UTC lokale Effekte dominieren, die synoptische Zirkulation kann erst ab diesem Zeitpunkt diese Effekte überprägen und dominiert dann. Bekräftigt wird dies durch den Verlauf der Windrichtung an diesem Tage aus dem Radiosondenaufstieg (vgl. B-2), der immer mittags durchgeführt wird. Dort sieht man Wind aus westlichen Richtungen

bis ca. 200 Metern Höhe, darüber wechselt die Windrichtung abrupt auf östliche Richtungen.  
 Ab ca. 20:00 UTC kann sich dann die östliche Strömung auch am Boden durchsetzen.



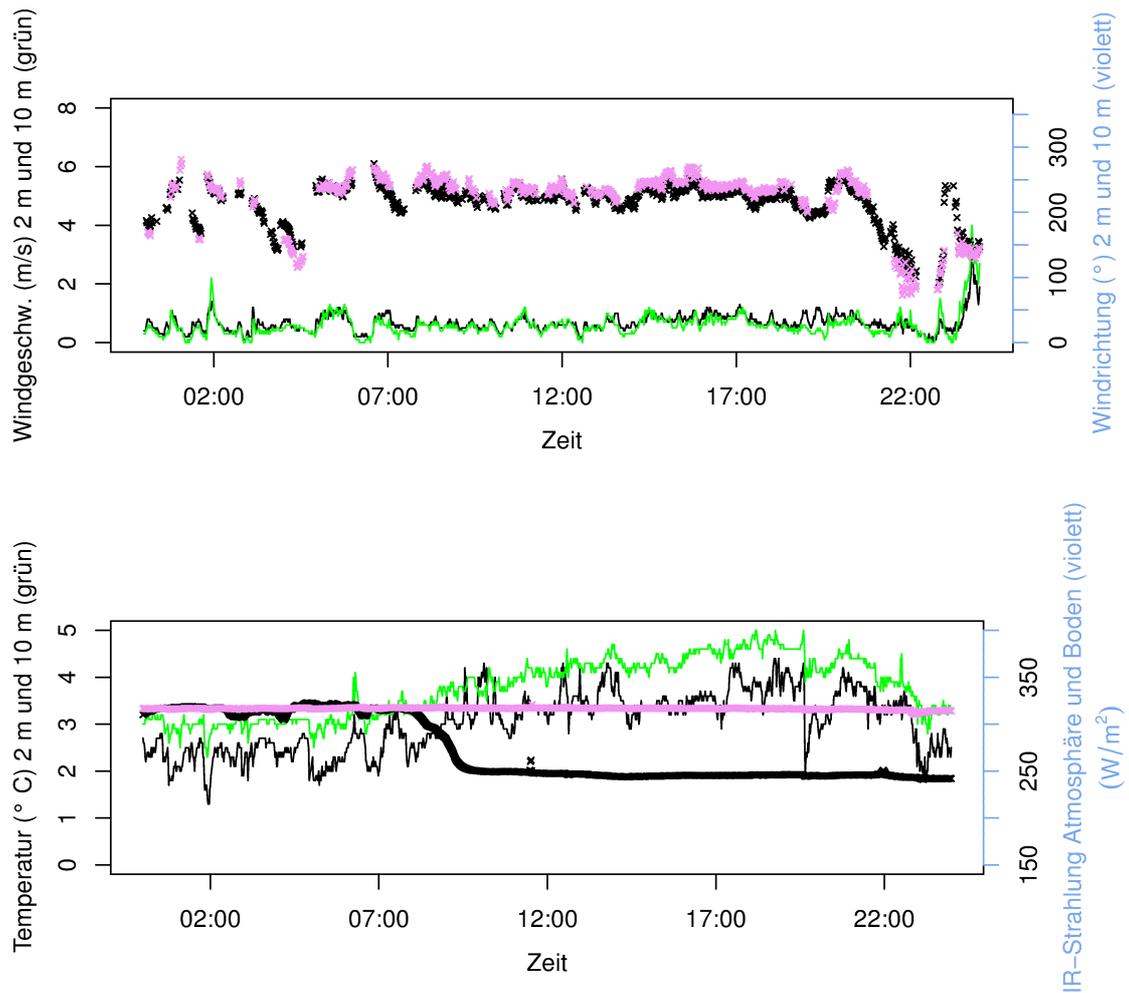


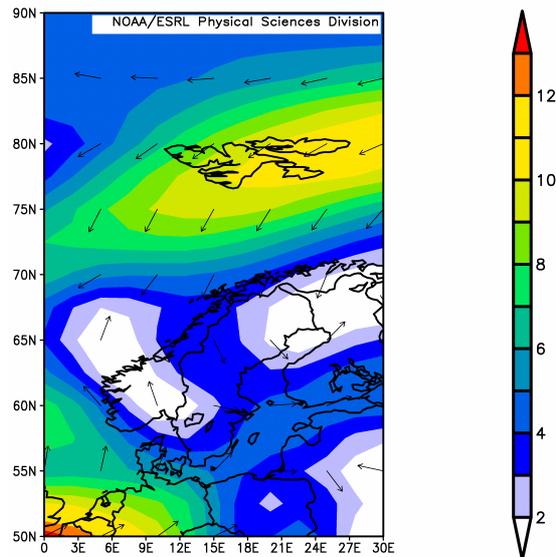
**Abbildung 8:** a) Horizontalwind ( $ms^{-1}$ ) in 850 hPa am 12.5.2012 (NCEP/NCAR Reanalyse, oben links), b) Horizontalwind ( $ms^{-1}$ ) in 850 hPa am 18.5.2012 (NCEP/NCAR Reanalyse, oben rechts), c) Windgeschwindigkeit ( $ms^{-1}$ ), Windrichtung ( $^{\circ}$ ) und Temperatur ( $^{\circ}C$ ) in jeweils 2 und 10 Meter Höhe, sowie die langwellige Ein- und Ausstrahlung ( $Wm^{-2}$ ) in 2 Metern für den 12.5.2012, Daten vom BSRN-Mast (Mitte), d) Windgeschwindigkeit ( $ms^{-1}$ ), Windrichtung ( $^{\circ}$ ) und Temperatur ( $^{\circ}C$ ) in jeweils 2 und 10 Meter Höhe, sowie die langwellige Ein- und Ausstrahlung ( $Wm^{-2}$ ) in 2 Metern für den 18.5.2012, Daten vom BSRN-Mast (unten)

## 6. Schneeschmelze (1.6. – 30.6.)

Der 6.6.2012 ist ein zunächst bewölkter Tag, ab ca. 9:00 UTC klart es auf für den Rest des Tages. Der Temperaturverlauf spiegelt deutlich die Schneeschmelze wieder, die nun in vollem Gange ist. Die Temperatur in 2 Metern ist stets niedriger als die Temperatur in 10 Metern, weil der bodennahen Schicht Wärme entzogen wird, um die Verdunstungs- und Schmelzprozesse aufrecht zu erhalten (Abbildung 9 a) unten). Der Wind weht schwach aus vorwiegend westlichen Richtungen.

Abbildung 9 b) zeigt für diesen Tag, dass in 850 hPa der Wind aus nord-östlicher Richtung kommt mit Geschwindigkeiten um 10 m/s. Dies spiegelt sich in keiner Weise in den bodennahen Messwerten wieder, so dass man hier davon ausgehen kann, dass die Orographie den Einfluss der synoptischen Strömung aus dieser Richtung komplett abblockt, lokale Zirkulationen sind hier bestimmend.





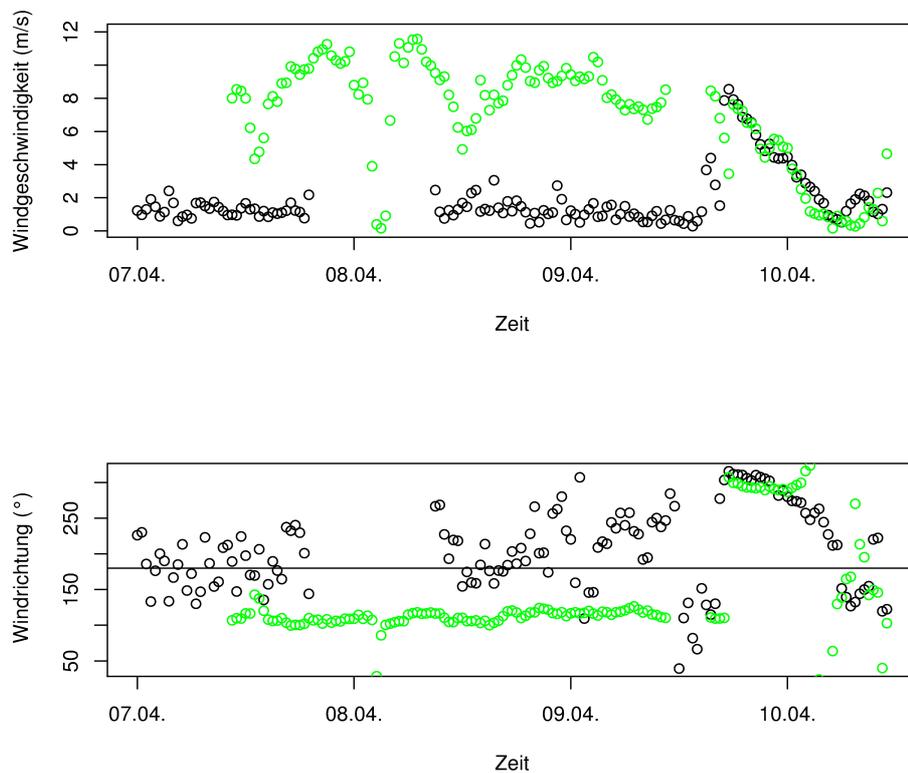
*Abbildung 9: a) Windgeschwindigkeit ( $ms^{-1}$ ), Windrichtung ( $^{\circ}$ ) und Temperatur ( $^{\circ}C$ ) in jeweils 2 und 10 Meter Höhe, sowie die langwellige Ein- und Ausstrahlung ( $Wm^{-2}$ ) in 2 Metern für den 6.6.2012, Daten vom BSRN-Mast (oben) b) Horizontalwind ( $ms^{-1}$ ) in 850 hPa am 6.6.2012 (NCEP/NCAR Reanalyse, unten),*

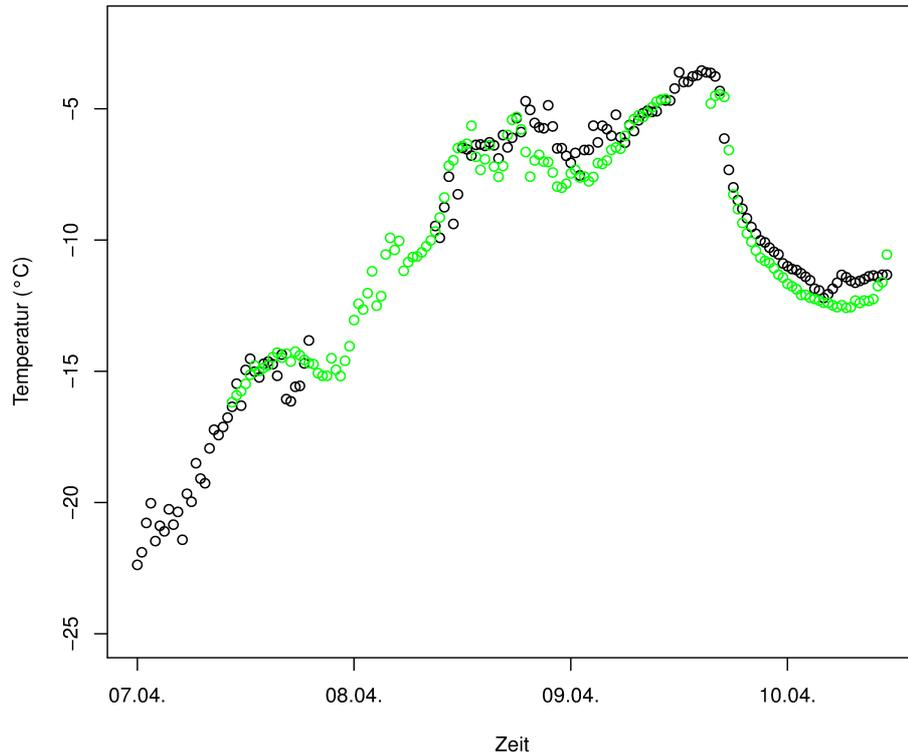
## 7. Vergleichsstudie während PAMARCMiP 2011, meteorologische Verhältnisse

Im Zuge der PAMARCMiP-Kampagne 2011 (Pan-Arctic Measurements and Arctic Regional Climate Model Simulation Project), die vom 25.3.2011 bis zum 6.5.2011 in der Arktis stattfand, war von Anfang April 2011 bis Anfang Mai 2011 ein Eddy-Kovarianz-System auf dem Kongsvegen Gletscher positioniert (N  $78^{\circ} 50.725'$ , E  $012^{\circ} 40.106'$ ). Nach Sichtung der Daten und ihrer Qualität soll der Zeitraum 7.4.2011 bis einschließlich 10.4.2011, 11:00 UTC für eine Vergleichsstudie zwischen den Charakteristika der Turbulenz auf dem Gletscher und bei Ny-Ålesund durchgeführt werden. Als Hintergrundinformation dienen dabei die folgenden Ausführungen:

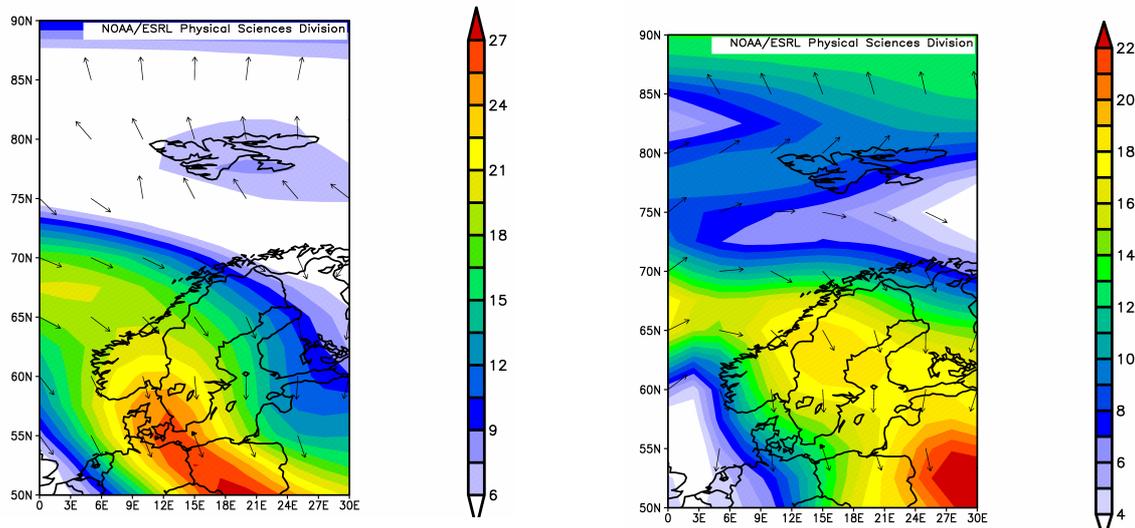
In Abbildung 10 ist gut ersichtlich, dass an den Tagen 7.4., 8.4. und 9.4. bis ca. 17:00 UTC deutlich unterschiedliche Verhältnisse auf dem Gletscher Kongsvegen und dem Standort Ny-Ålesund herrschen, was die Windrichtung und Windgeschwindigkeit angeht. Während der Wind auf dem Gletscher aus östlichen Richtungen weht mit Geschwindigkeiten, die teilweise größer 10 m/s sind, herrscht in Ny-Ålesund fast Windstille, bei um Süden schwankenden Windrichtungen. Dies ist durch katabatische Effekte und eventuell zusätzliche Kanalisierung der Grundströmung auf dem Gletscher zu erklären. Den Ort Ny-Ålesund erreicht diese Strömung, die auf dem Gletscher herrscht, nicht. Die Temperatur an beiden Standorten unterscheidet sich dagegen kaum. Der Blick auf die Windverteilung in 850 hPa zeigt für eine Beispielperiode aus dem genannten Zeitraum eine relativ schwache Strömung aus süd-

östlichen Richtungen (Abbildung 11 links)). Am Abend des 9.4. ändert sich die Situation drastisch, von Westen zieht kühlere und trockenere Luft heran, aufgrund der Ausrichtung des Fjordes kann diese Strömung nun sowohl Ny-Ålesund als auch den Kongsvegen Gletscher gleichermaßen erreichen, so dass eine Synchronisierung der Windverhältnisse erfolgen kann. Abbildung 11 (rechts) zeigt, dass diese Strömung synoptisch bedingt ist, für diesen Zeitraum kann demnach die Synoptik hier die lokalen Einflüsse dominieren, standortspezifische Effekte treten mehr in den Hintergrund. Die beiden in Abbildung 11 gezeigten Zeiträume werden in Kapitel 3 noch intensiver beleuchtet, dort wird die Ausprägung der Turbulenz für den fühlbaren Wärmestrom, den latenten Wärmestrom und den Impulsfluss für die genannten Zeiträume vorgestellt.





**Abbildung 10:** Windgeschwindigkeit ( $\text{ms}^{-1}$ ), Windrichtung ( $^\circ$ ) und Temperatur ( $^\circ\text{C}$ ) (von oben nach unten) für die Periode 7.4.2011 bis einschließlich 10.4.2011, 11:00 UTC. In schwarz die Werte vom Ny-Ålesund-Standort, grün die Werte vom Eddy-Kovarianz-Komplex auf dem Kongsvegen Gletscher. Fehlerhafte Werte wurden entfernt.



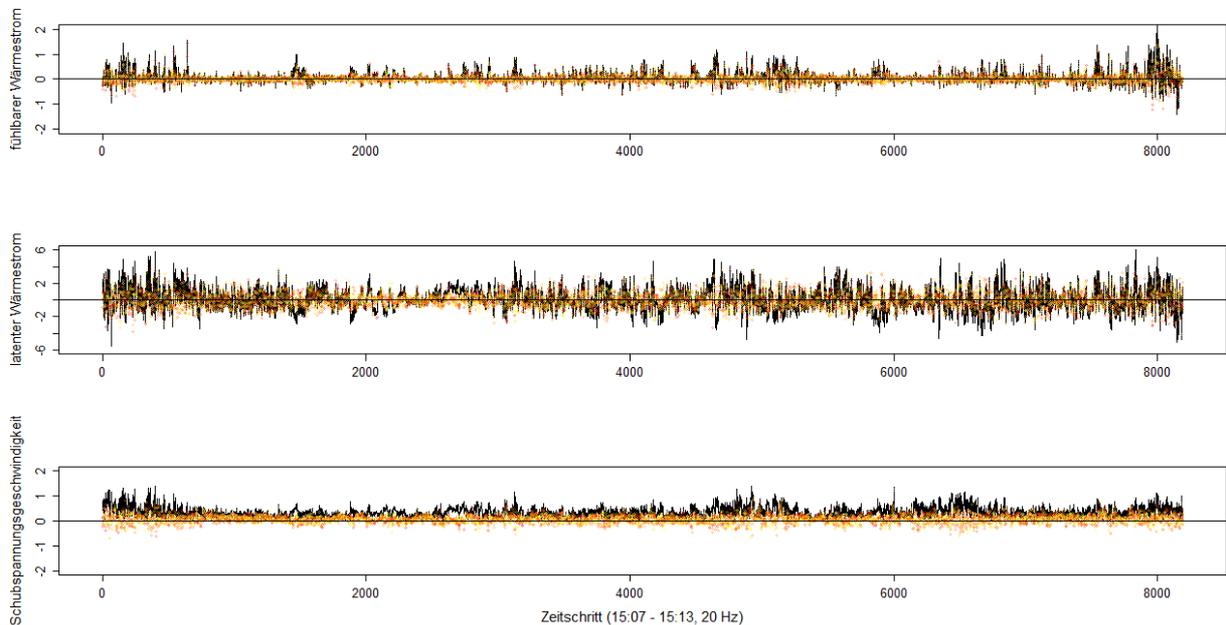
**Abbildung 11:** Verteilung der Horizontalwindvektoren ( $\text{ms}^{-1}$ ) in 850 hPa für den Zeitraum 8.4.2011 18:00 UTC bis 9.4.2011 00:00 UTC (links) sowie für den Zeitraum 9.4.2011 18:00 UTC bis 10.4.2011 00:00 UTC (rechts), erzeugt aus den NCEP/NCAR Reanalysedaten.

### 3. Ergebnisse und Diskussion

#### 3.1 Turbulenz im Jahresgang

##### 1. Sommer (1.7.-31.8.)

In Abbildung 12 und 14 ist zu erkennen, dass in der Sommerperiode am Standort deutlich ausgeprägte Turbulenz vorhanden ist. Sind die Bedingungen klar, d.h. die kurzwellige Einstrahlung größer, wie es für Abbildung 14 der Fall ist, dann sind die Flüsse betragsmäßig größer. Nach den Ausführungen von Westermann (2010) sind die fühlbaren und latenten Wärmeströme im Mittel für die Sommerperiode gleich groß. Die Verfügbarkeit von Wasser zur Verdunstung regelt das Verhalten der turbulenten Flüsse, ist genug Feuchtigkeit vorhanden, dann sind die latenten Wärmeströme größer als die fühlbaren, wie an Abbildung 12 und 14 zu sehen ist, der Bodenwassergehalt spielt hier also die entscheidende Rolle (Abb. 13).



**Abbildung 12:** Zeitreihen des fühlbaren (oben, in  $K ms^{-1}$ ) und latenten (Mitte, in  $kg kg^{-1} ms^{-1}$ ) kinematischen Wärmestromes, sowie der Schubspannungsgeschwindigkeit (unten, in  $ms^{-1}$ ) für eine ausgewählte Periode am 10.7.2011. Zusätzlich farbig eingezeichnet: die jeweiligen Komponenten für  $f > 0,3125$  Hz.

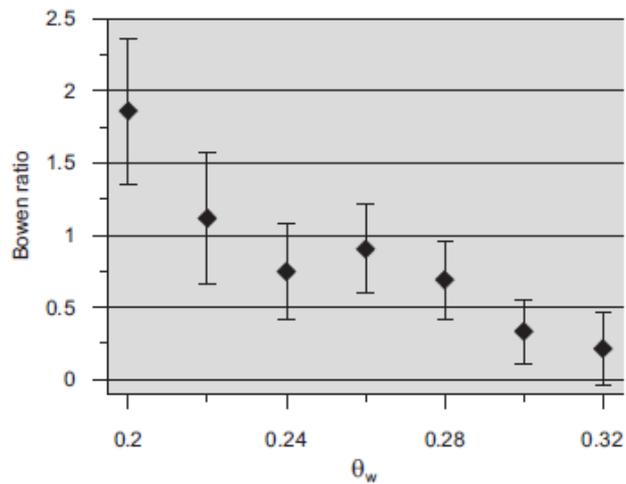


Abbildung 13: Mittleres tägliches Bowen-Verhältnis in Abhängigkeit vom volumetrischen Bodenwassergehalt ( $m^3 m^{-3}$ ) für die Periode Sommer, Ny-Ålesund, Spitzbergen (aus Westermann, 2010).

Abbildung 14 legt zusätzlich die Vermutung nahe, dass kohärente Strukturen eine wichtige Rolle spielen, es sind dort immer wiederkehrende Rampenstrukturen zu erkennen, die typisch für kohärente Strukturen sind, und sich auch teilweise im Signalfrequenzbereich  $> 0,3125$  Hz abbilden. Im Folgenden (Kapitel 3.4.) werden noch tiefergehende Analysen dazu präsentiert.

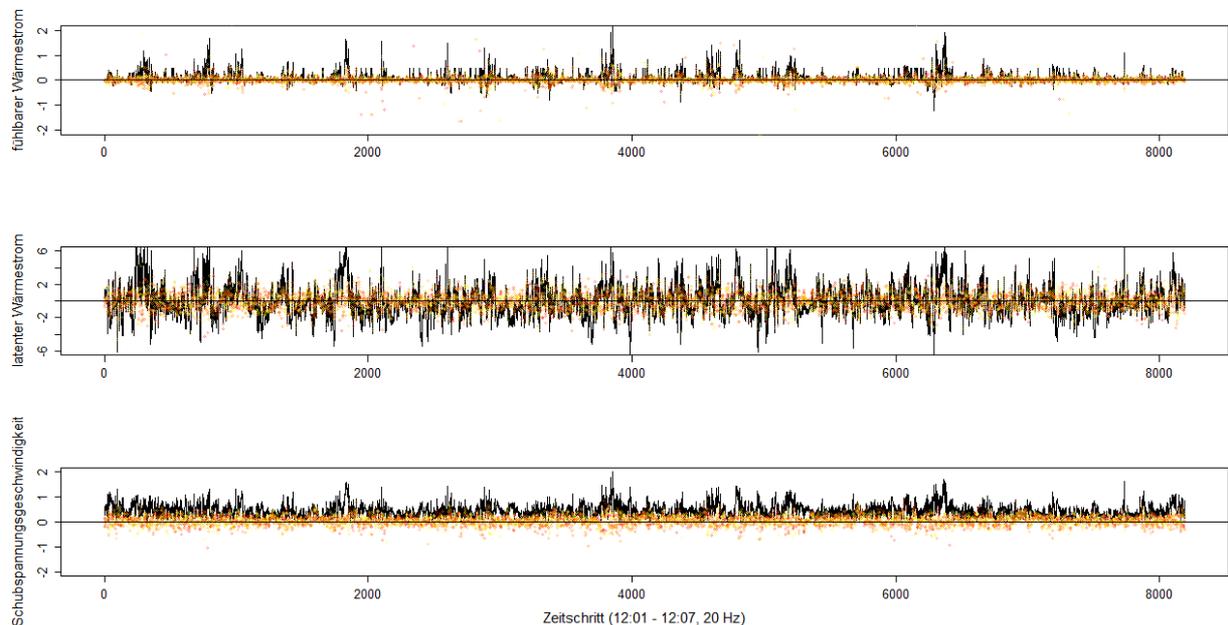
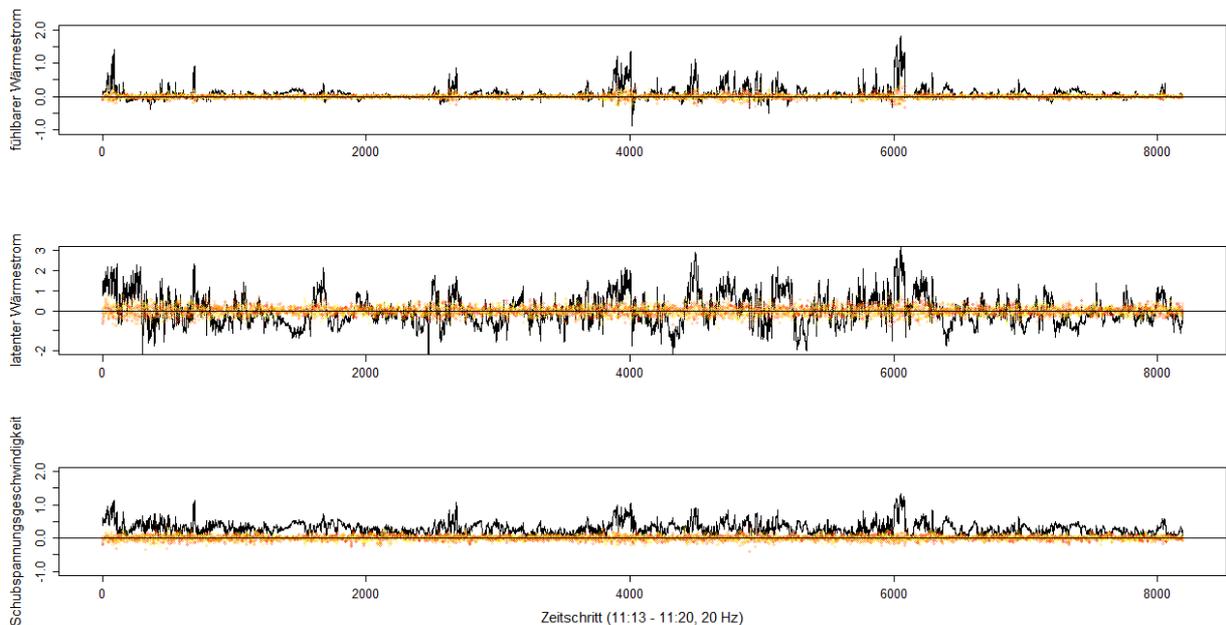


Abbildung 14: Zeitreihen des fühlbaren (oben, in  $K ms^{-1}$ ) und latenten (Mitte, in  $kg kg^{-1} ms^{-1}$ ) kinematischen Wärmestromes, sowie der Schubspannungsgeschwindigkeit (unten, in  $ms^{-1}$ ) für eine ausgewählte Periode am 20.7.2011. Zusätzlich farbig eingezeichnet: die jeweiligen Komponenten für  $f > 0,3125$  Hz.

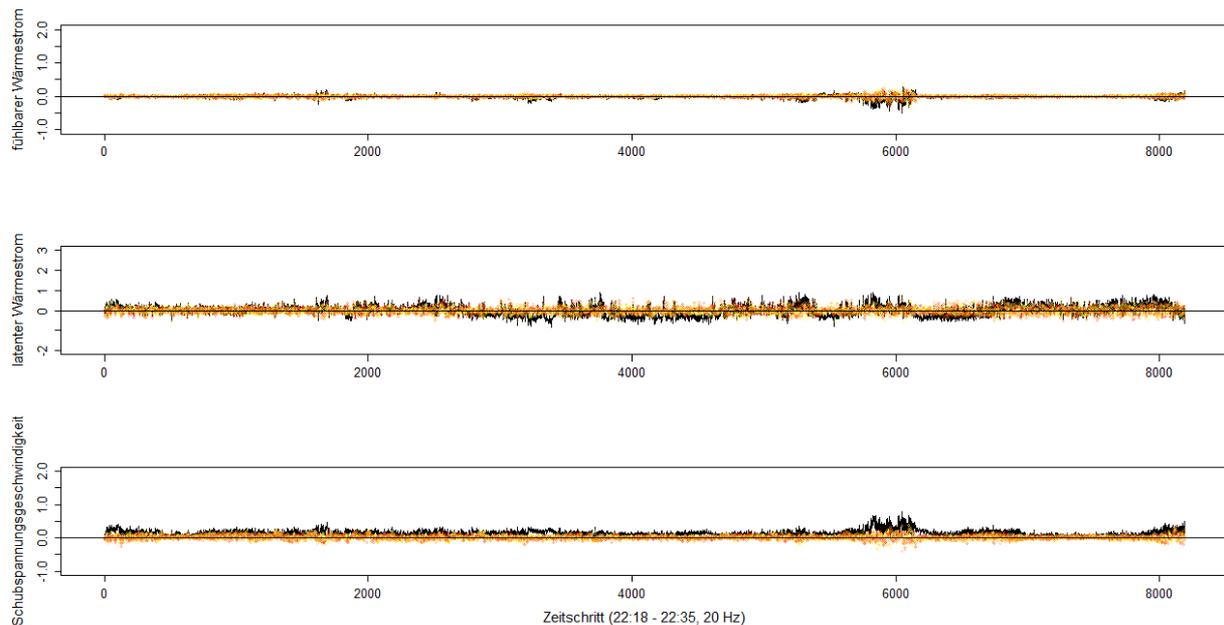
## 2. Herbst (1.9.-30.9.)

Im Herbst, der Periode mit einem täglichen Wechsel zwischen Tag und Nacht, sind der fühlbare und der latente Wärmestrom deutlich kleiner als im Sommer, wobei am Tage (Abb. 15) geringfügig höhere Werte zu beobachten sind als in der Nacht (Abb. 16). Während der latente Wärmestrom in den gezeigten Perioden mehr oder weniger konstant auf niedrigem Niveau bleibt, zeigt sich beim fühlbaren Wärmestrom teilweise Intermittenz. Angestoßen durch plötzliche Ereignisse von außen, erfolgen immer wieder kleinere Turbulenzausbrüche. Auf die Intermittenz und deren häufigste Ursache wird im folgenden Abschnitt (Winter) detailliert eingegangen. Im Mittel über die ganze Periode Herbst ist der fühlbare Wärmestrom bereits negativ, der latente Wärmestrom positiv, aber deutlich niedriger als im Sommer (Westermann, 2010).



**Abbildung 15:** Zeitreihen des fühlbaren (oben, in  $K\ ms^{-1}$ ) und latenten (Mitte, in  $kg\ kg^{-1}\ ms^{-1}$ ) kinematischen Wärmestromes, sowie der Schubspannungsgeschwindigkeit (unten, in  $ms^{-1}$ ) für eine ausgewählte Periode am 13.9.2011, mittags. Zusätzlich farbig eingezeichnet: die jeweiligen Komponenten für  $f > 0,3125\ Hz$ .

Beispielhaft ist hier in Abb. 15 zu sehen, dass Spitzen in der Schubspannungsgeschwindigkeit auch Spitzen im fühlbaren und latenten Wärmestrom hervorrufen (z.B. bei etwa Zeitschritt 4000 und 6000). Der Zusammenhang zwischen mechanischer und thermischer Turbulenz, der in Kapitel 2 bereits eingeführt wurde, ist gerade bei kaum oder nicht vorhandener kurzweiliger Einstrahlung ein wichtiger Faktor im Verhalten der bodennahen turbulenten Flüsse.

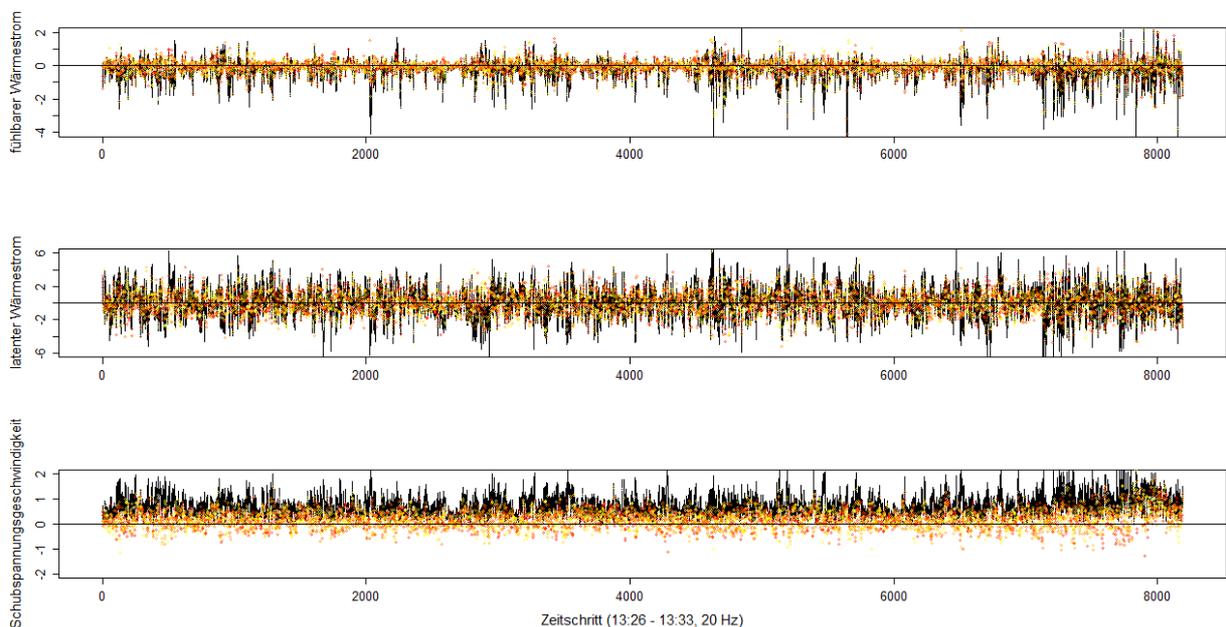


**Abbildung 16:** Zeitreihen des fühlbaren (oben, in  $K\ ms^{-1}$ ) und latenten (Mitte, in  $kg\ kg^{-1}\ ms^{-1}$ ) kinematischen Wärmestromes, sowie der Schubspannungsgeschwindigkeit (unten, in  $ms^{-1}$ ) für eine ausgewählte Periode am 13.9.2011, nachts. Zusätzlich farbig eingezeichnet: die jeweiligen Komponenten für  $f > 0,3125\ Hz$ .

### 3. Winter (1.10.-14.3.)

Abbildung 17 zeigt einen Spezialfall im Winter. Ein Sturm mit Windgeschwindigkeiten über  $10\ m/s$  ist zu beobachten, die dadurch große Schubspannung bewirkt, dass die Turbulenz ungewöhnlich stark ausgeprägt ist. Der latente Wärmestrom wird dann durch Sublimation hervorgerufen. Unterstützend wirkt hierbei der fühlbare Wärmestrom, der negativ ist und aufgrund der ständigen Durchmischung durch die hohen Windgeschwindigkeiten mehr oder weniger durchgehend turbulentes Verhalten zeigt. Solche Stürme sind im Winter auf Spitzbergen regelmäßig zu beobachten. Oft ist aber auch während der Polarnacht im Winter ein Flussverhalten zu beobachten, wie es in Abbildung 18 gezeigt wird. Die fehlende kurzwellige Einstrahlung und die langwellige Abstrahlung (vgl. Abbildung 4 d)) sorgen für Inversionsbildung, die Temperatur nimmt bodennah mit der Höhe zu. Der latente Wärmestrom ist vom Betrag her deutlich kleiner als unter Sturmbedingungen, aber konstant turbulent. Das Verhalten des fühlbaren Wärmestromes ist ähnlich. Während der Polarnacht ist das System nahe dem Erdboden geprägt von Intermittenz, also dem Wechsel aus Phasen von Turbulenzausbrüchen und oft beinahe fehlender Turbulenz. Die intermittenten Turbulenzausbrüche werden ausgelöst durch Kaltlufteinbrüche aus Richtung Südwesten (vgl. Abbildung 4 d)). In dieser Richtung von Ny-Ålesund aus gesehen befindet sich der

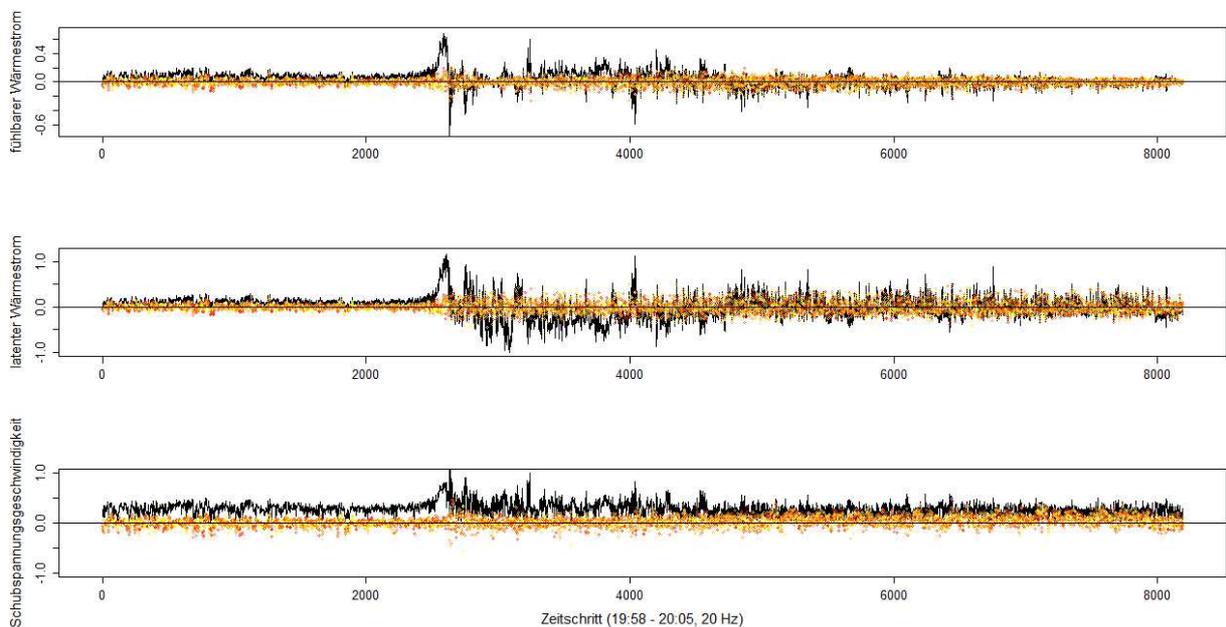
Broggerbreen-Gletscher. Ist der Himmel klar, die langwellige Abstrahlung demnach groß, die Windgeschwindigkeit  $< 5$  m/s und die Windrichtung zwischen  $180^\circ$  und  $260^\circ$ , können katabatische Kaltluft einbrüche vom Gletscher Broggerbreen herunter bodennah bis zum Messstandort Ny-Ålesund vordringen. Der Temperaturunterschied zwischen Erdboden und 2-Meter-Temperatur kann dann bis zu 10 K betragen. Diese externen Störungen bewirken die kurzzeitigen intermittenten Turbulenz ausbrüche, sowohl des fühlbaren als auch des latenten Wärmestroms. Ebenso sind in diesen Phasen Wellenbewegungen im Frequenzbereich  $< 0,3125$  Hz zu beobachten (Abbildung 18). Beides klingt dann nach wenigen Minuten nach der Störung wieder ab, und das System kehrt zurück zu dem Zustand vor der Störung.



**Abbildung 17:** Zeitreihen des fühlbaren (oben, in  $K\ ms^{-1}$ ) und latenten (Mitte, in  $kg\ kg^{-1}\ ms^{-1}$ ) kinematischen Wärmestromes, sowie der Schubspannungsgeschwindigkeit (unten, in  $ms^{-1}$ ) für eine ausgewählte Periode am 4.11.2011. Zusätzlich farblich eingezeichnet: die jeweiligen Komponenten für  $f > 0,3125$  Hz.

Weiterhin können durch die einfließende Kaltluft externe Schwerewellen hervorgerufen werden (Jocher et al., 2012), die deutlich niederfrequenter und langlebiger sind als die Prozesse, die in Abbildung 18 gezeigt sind. Die sehr kalte Luft fließt am Boden entlang, ihre Dichte ist höher als die der darüberliegenden etwas wärmeren Luftschicht. An der Grenzfläche der beiden Luftmassen können externe Schwerewellen entstehen (z.B. Zilitinkevich und Calanca, 2000), angeregt durch die Orographie, über die sie fließen. Externe Schwerewellen oszillieren vertikal und setzen sich horizontal fort. Ihre Bedeutung für Eddy-Kovarianz-Messungen liegt vor allem darin begründet, dass durch die hohe Korrelation von Vertikalwind und Temperatur fiktive positive fühlbare Wärmeströme gemessen werden, die

gar keine sind (Foken und Wichura, 1995), dies gilt es hier zu berücksichtigen. Das Verhalten dieser Schwerewellen ist in Jocher et al. (2012) näher erläutert. Die dort beschriebenen externen Schwerewellen haben eine Frequenz von etwa  $3 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ . Die Untersuchungen haben gezeigt, dass externe Schwerewellen an diesem Standort etwa ab einer Brunt-Vaisala-Frequenz von 1 Hz unter den genannten Voraussetzungen auftreten, das heißt der Temperaturgradient zwischen Boden und Messhöhe muss entsprechend stark ausgeprägt sein. Die Frequenz der Wellen selbst ist deutlich niedriger, es besteht aber dann theoretisch die Möglichkeit für Schwerewellen mit einer Frequenz bis zu 1 Hz. Im Mittel ist der fühlbare Wärmestrom negativ, betragsmäßig größer als in der Periode Herbst. Der latente Wärmestrom ist über die ganze Periode Winter gesehen leicht positiv (Westermann, 2010).

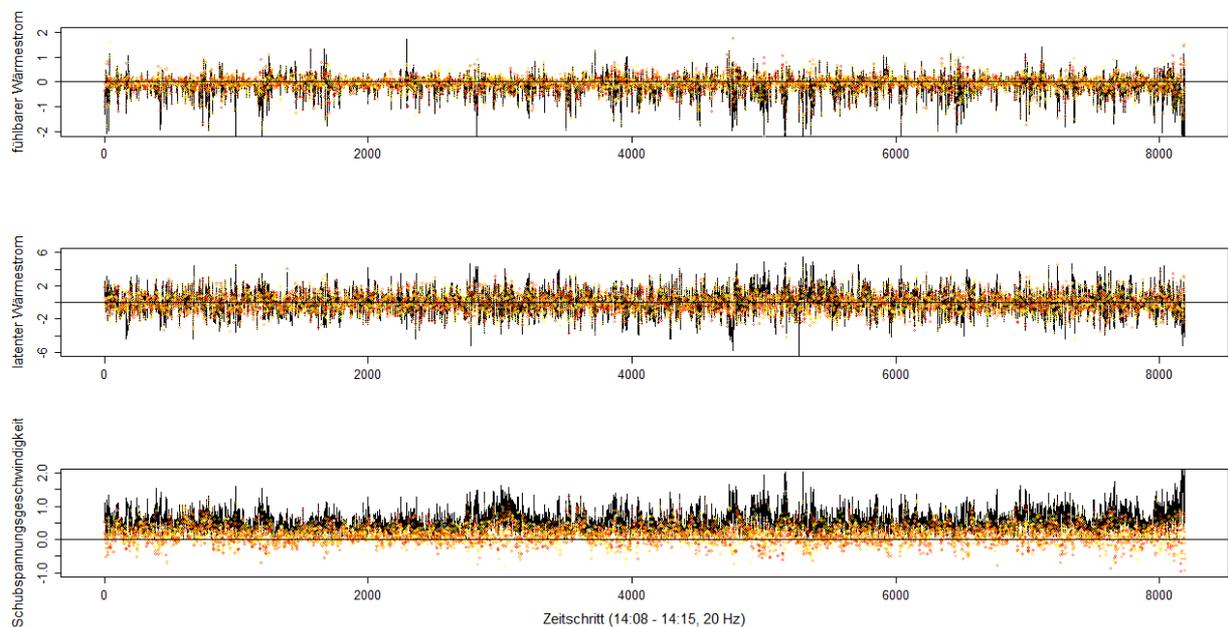


**Abbildung 18:** Zeitreihen des fühlbaren (oben, in  $\text{K ms}^{-1}$ ) und latenten (Mitte, in  $\text{kg kg}^{-1} \text{ ms}^{-1}$ ) kinematischen Wärmestromes, sowie der Schubspannungsgeschwindigkeit (unten, in  $\text{ms}^{-1}$ ) für eine ausgewählte Periode am 24.1.2012. Zusätzlich farbig eingezeichnet: die jeweiligen Komponenten für  $f > 0,3125 \text{ Hz}$ .

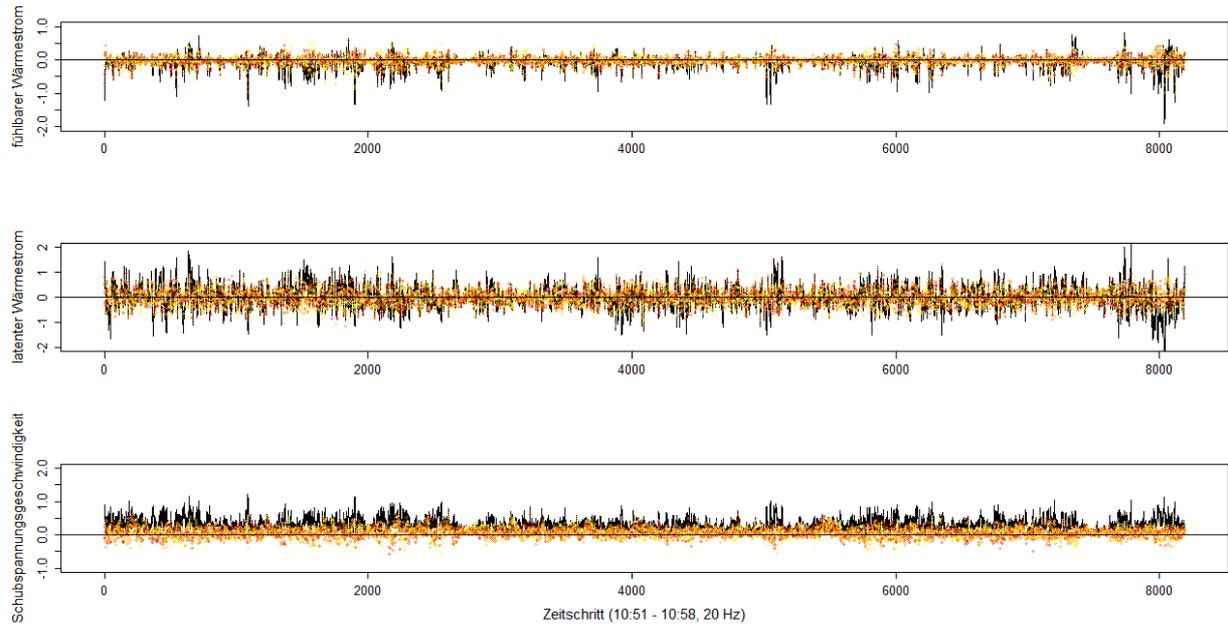
#### 4. Vorfrühling (15.3.-15.4.)

Vorfrühling (Abbildung 19 und 20) und Frühling (Abbildung 21 und 22) sind vergleichbar, was das Verhalten des fühlbaren und latenten Wärmestromes angeht. Im Mittel ist der fühlbare Wärmestrom jeweils leicht negativ, der latente Wärmestrom leicht positiv (Westermann 2010). Was sich nun im Laufe der Zeit ändert, ist die kurzweilige Einstrahlung. Ab 19.2. erstmalig wieder kurzzeitig vorhanden, steigt die Sonne mit jedem Tag länger und höher über den Horizont, ab Mitte April sind wieder Polartagbedingungen. Bis sich die

kurzwellige Einstrahlung als dominierender Faktor durchsetzen kann, dauert es allerdings bis zur Schneeschmelze, die üblicherweise ab Anfang Juni einsetzt. Ein wichtiger Faktor ist hierbei die hohe Albedo der schneebedeckten Landoberflächen, ein großer Teil (ca. 80 Prozent) der einfallenden kurzwelligen Strahlung wird wieder abgestrahlt. Im Laufe der Perioden Vorfrühling und Frühling nehmen die Phasen intermittenter Turbulenz immer mehr ab, das turbulente Verhalten wird demzufolge regelmäßiger, Kaltlufteinbrüche aus Südwesten vom Broggerbreen Gletscher sind immer weniger zu beobachten, bis sie ab ca. Mitte Juni ganz verschwinden. Dann ist die kurzwellige Einstrahlung stark genug, den Boden, der nun vom Schnee befreit ist, so stark aufzuheizen, dass leichte Konvektion entstehen und somit die kalte Luft vom Gletscher herunter abgeblockt werden kann.

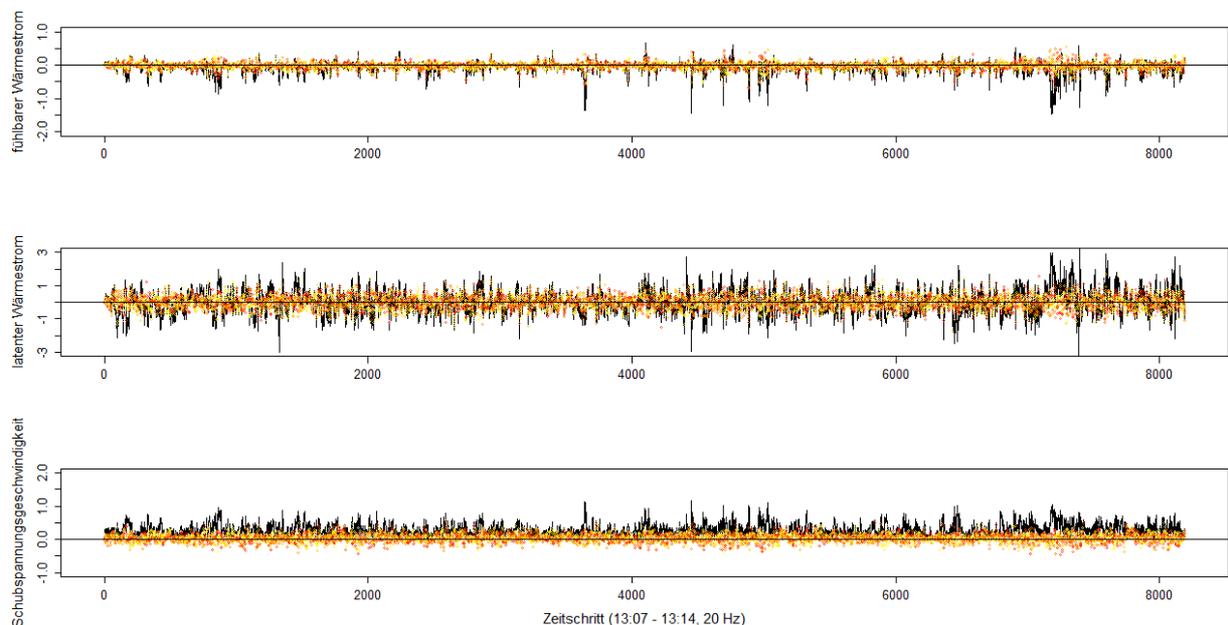


**Abbildung 19:** Zeitreihen des fühlbaren (oben, in  $K\ ms^{-1}$ ) und latenten (Mitte, in  $kg\ kg^{-1}\ ms^{-1}$ ) kinematischen Wärmestromes, sowie der Schubspannungsgeschwindigkeit (unten, in  $ms^{-1}$ ) für eine ausgewählte Periode am 16.3.2012. Zusätzlich farbig eingezeichnet: die jeweiligen Komponenten für  $f > 0,3125\ Hz$ .

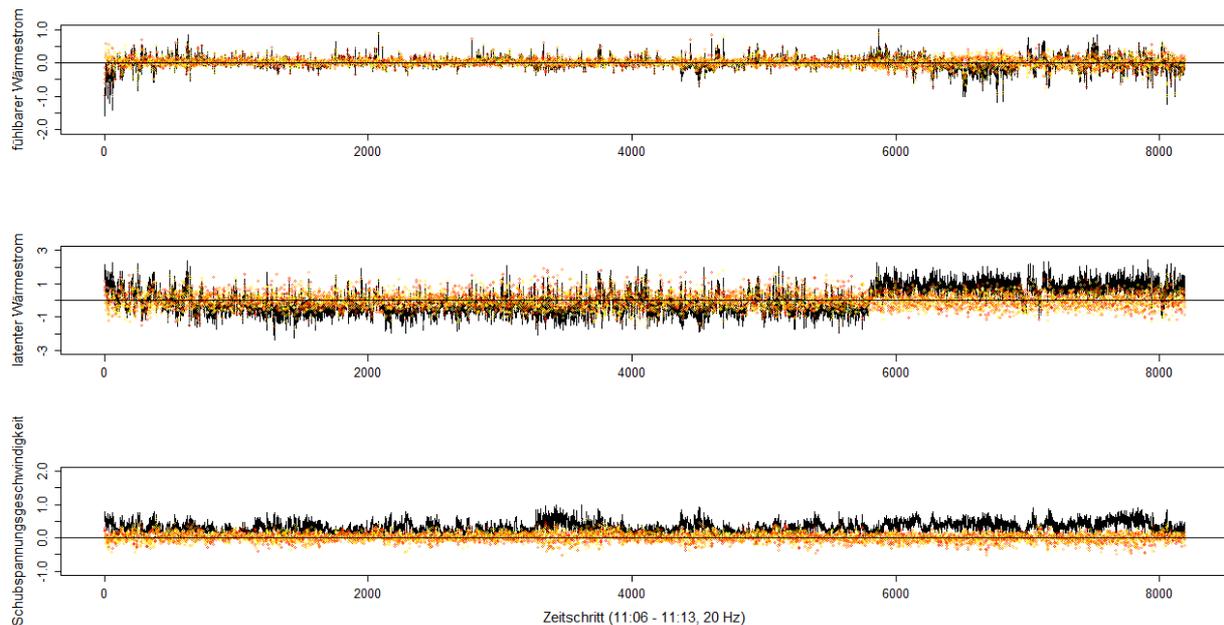


**Abbildung 20:** Zeitreihen des fühlbaren (oben, in  $K\ ms^{-1}$ ) und latenten (Mitte, in  $kg\ kg^{-1}\ ms^{-1}$ ) kinematischen Wärmestromes, sowie der Schubspannungsgeschwindigkeit (unten, in  $ms^{-1}$ ) für eine ausgewählte Periode am 18.3.2012. Zusätzlich farbig eingezeichnet: die jeweiligen Komponenten für  $f > 0,3125\ Hz$ .

## 5. Frühling (16.4.-31.5.)



**Abbildung 21:** Zeitreihen des fühlbaren (oben, in  $K\ ms^{-1}$ ) und latenten (Mitte, in  $kg\ kg^{-1}\ ms^{-1}$ ) kinematischen Wärmestromes, sowie der Schubspannungsgeschwindigkeit (unten, in  $ms^{-1}$ ) für eine ausgewählte Periode am 12.5.2012. Zusätzlich farbig eingezeichnet: die jeweiligen Komponenten für  $f > 0,3125\ Hz$ .

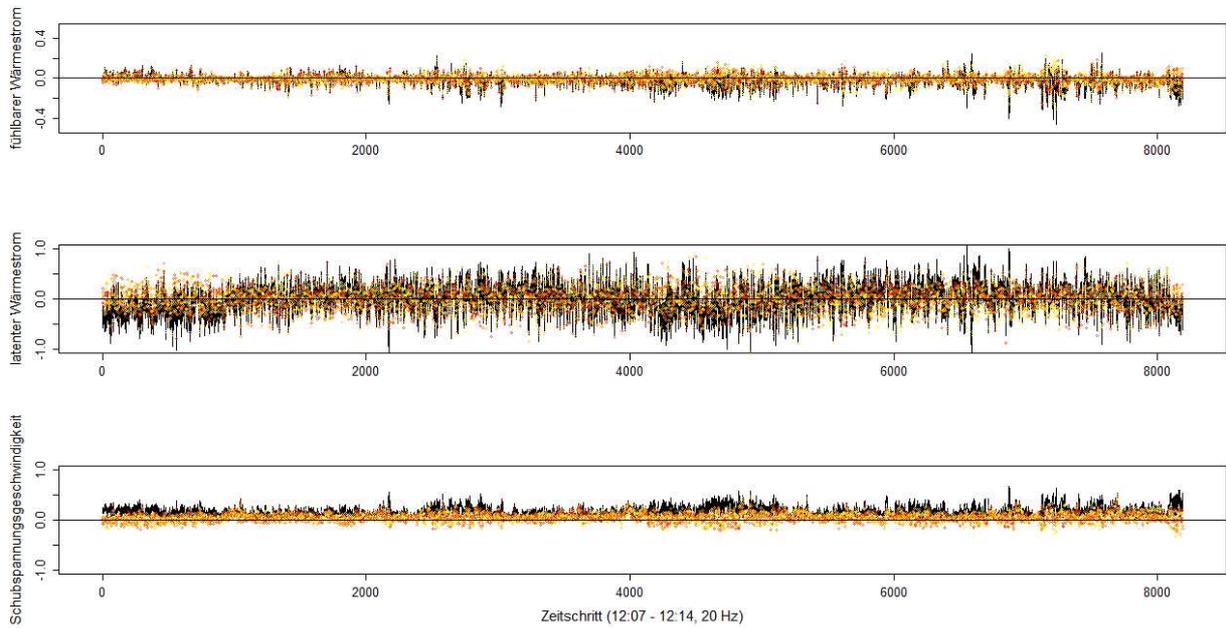


**Abbildung 22:** Zeitreihen des fühlbaren (oben, in  $K ms^{-1}$ ) und latenten (Mitte, in  $kg kg^{-1} ms^{-1}$ ) kinematischen Wärmestromes, sowie der Schubspannungsgeschwindigkeit (unten, in  $ms^{-1}$ ) für eine ausgewählte Periode am 18.5.2012. Zusätzlich farbig eingezeichnet: die jeweiligen Komponenten für  $f > 0,3125$  Hz.

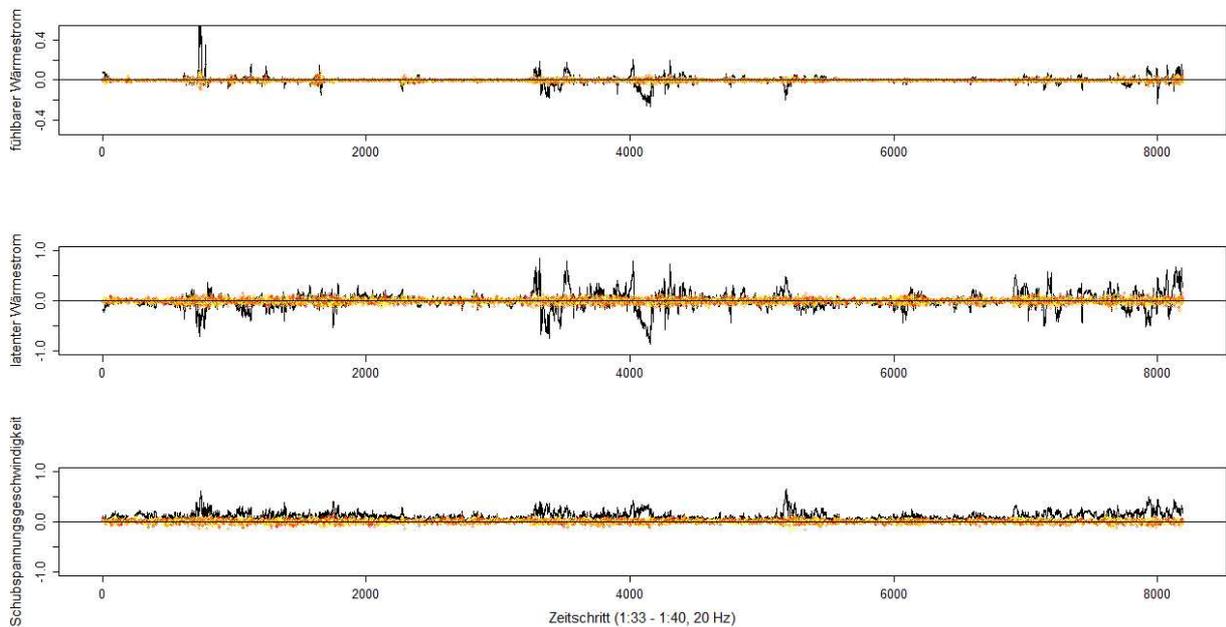
## 6. Schneeschmelze (1.6.-30.6.)

Abbildung 23 und 24 zeigen Zeitreihen der turbulenten Flüsse aus der Periode Schneeschmelze. Auffällig ist nun, dass der Betrag des fühlbaren Wärmestromes abnimmt, wohingegen der latente Wärmestrom mehr oder weniger konstant vorhanden ist, am Tage ausgeprägter als in der Nacht. Das lässt sich damit erklären, dass dem fühlbaren Wärmestrom Energie entzogen wird, um die Verdunstung aufrecht zu erhalten, hier ist ein „Oaseneffekt“ (vgl. Anhang G) zu beobachten. Im Mittel verhalten sich die Flüsse ähnlich wie in der Periode Vorfrühling, mit dem Unterschied, dass der latente Wärmestrom nun einen größeren Betrag hat (Westermann, 2010). Ein großer Teil der einfallenden kurzwelligigen Strahlung wird nun auch zum Schmelzen des Schnees verwendet. Während der Schmelzperiode sind Schmelzinversionen zu beobachten, d.h. die Temperatur nimmt vom Boden gesehen zunächst zu, da bodennah eine Abkühlung erfolgt durch den Oaseneffekt. In einigen Metern bzw. 10er-Metern dreht sich der Temperaturverlauf wieder um. In Kapitel 3.3. wird darauf anhand von Fesselballonsondierungsdaten noch näher eingegangen. Inversionen, die durch langwellige Abstrahlung von der Erdoberfläche entstehen sind zudem während der ganzen Zeit, in der die kurzwellige Einstrahlung zu schwach ist bzw. nicht vorhanden ist, ein Thema. Diese

Inversionen können sehr bodennah und sehr stark ausgeprägt sein. Es kann auch vorkommen, dass mehrere Inversionen übereinander zu beobachten sind (vgl. Schulz, 2012).



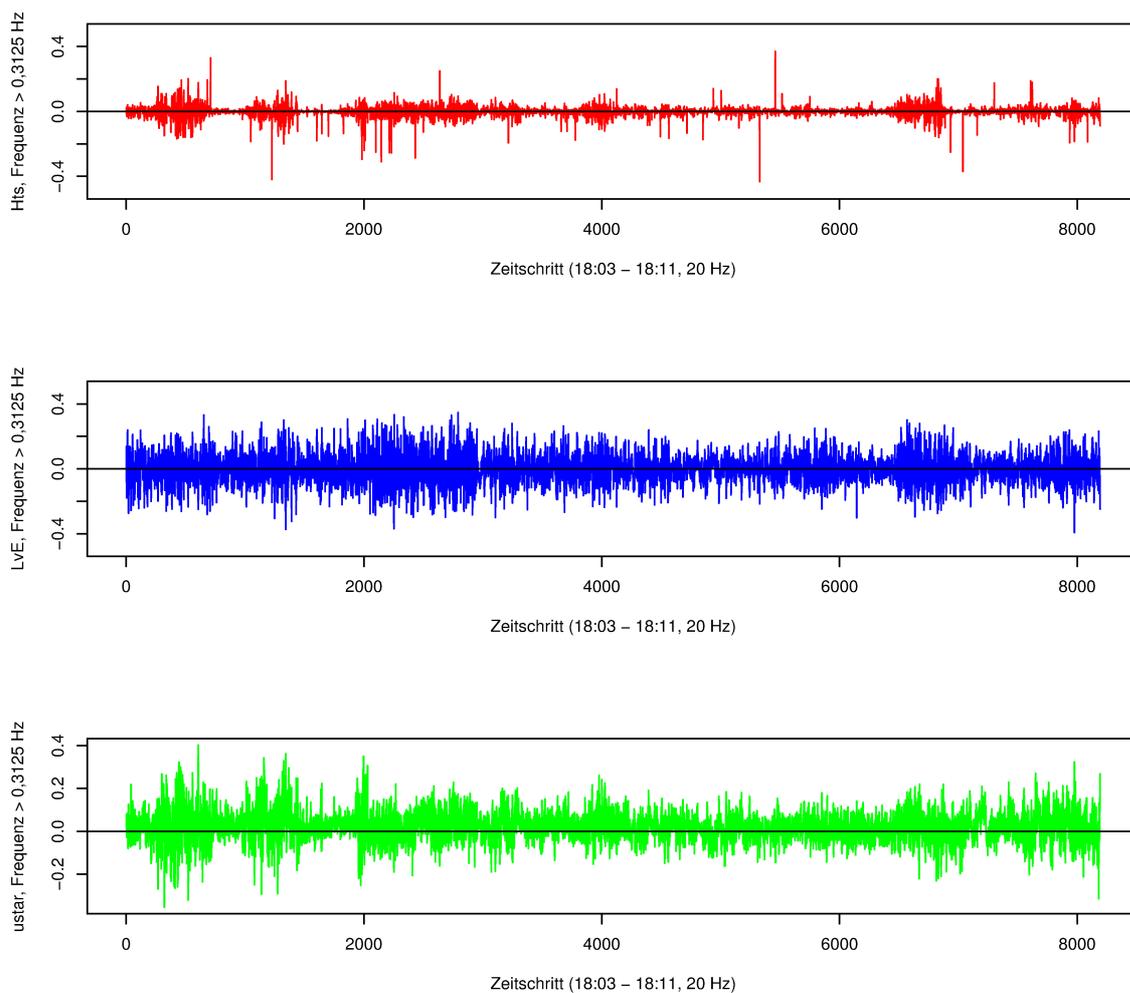
**Abbildung 23:** Zeitreihen des fühlbaren (oben, in  $K ms^{-1}$ ) und latenten (Mitte, in  $kg kg^{-1} ms^{-1}$ ) kinematischen Wärmestromes, sowie der Schubspannungsgeschwindigkeit (unten, in  $ms^{-1}$ ) für eine ausgewählte Periode am 6.6.2012, Tag. Zusätzlich farbig eingezeichnet: die jeweiligen Komponenten für  $f > 0,3125 Hz$ .

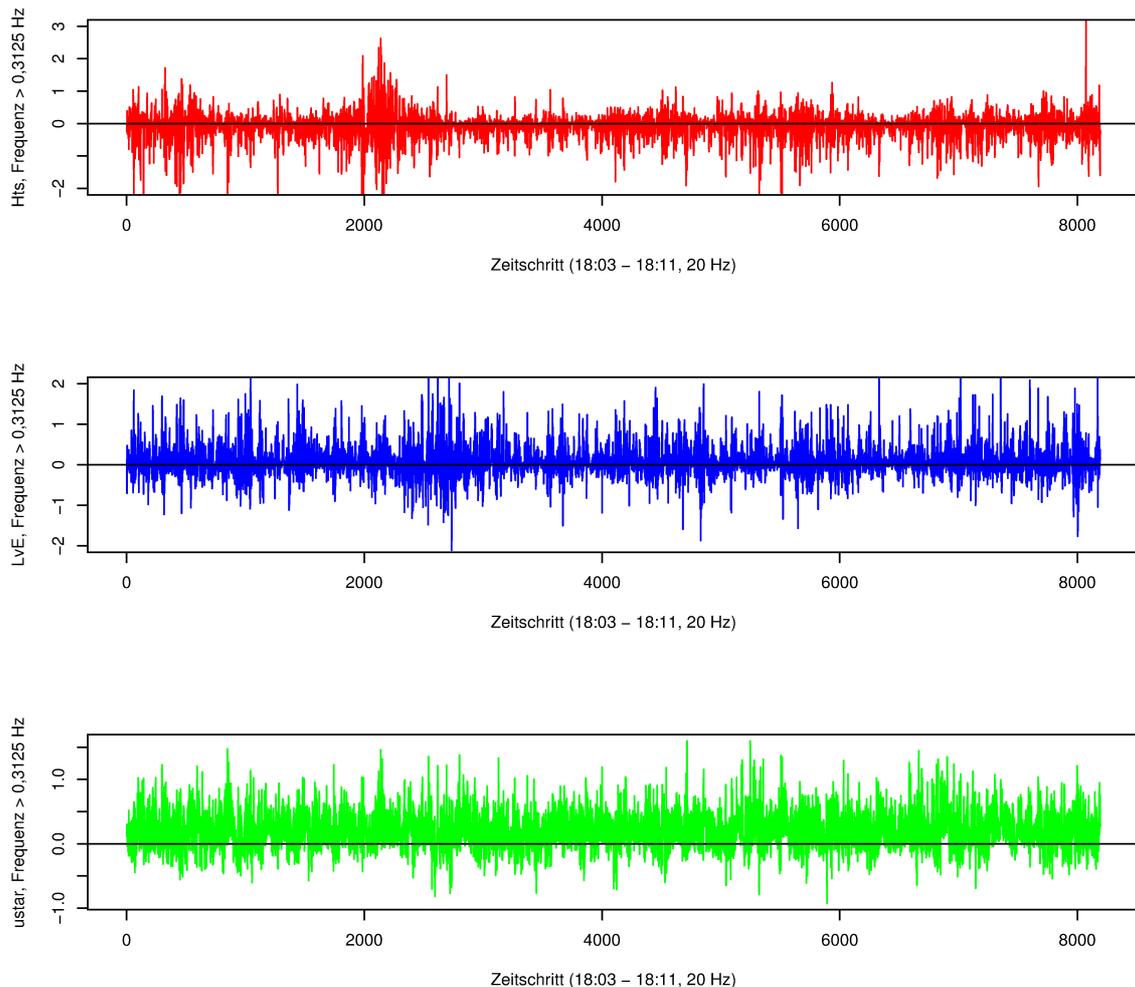


**Abbildung 24:** Zeitreihen des fühlbaren (oben, in  $K ms^{-1}$ ) und latenten (Mitte, in  $kg kg^{-1} ms^{-1}$ ) kinematischen Wärmestromes, sowie der Schubspannungsgeschwindigkeit (unten, in  $ms^{-1}$ ) für eine ausgewählte Periode am 6.6.2012, Nacht. Zusätzlich farbig eingezeichnet: die jeweiligen Komponenten für  $f > 0,3125 Hz$ .

### 3.2. Vergleichsstudie: räumliche Variabilität der bodennahen Turbulenz

Um zu verdeutlichen, wie stark die räumliche Variabilität der Turbulenzausprägung am Boden in der Messregion sein kann, werden zwei Beispielperioden präsentiert, die die turbulenten Anteile des fühlbaren (in den Graphiken abgekürzt als Hts) und latenten (in den Graphiken abgekürzt als LvE) Wärmestroms, sowie des Impulsflusses (repräsentiert durch die Schubspannungsgeschwindigkeit, vgl. (7), in den Graphiken abgekürzt als ustar), gegenüberstellen. Im Frühjahr 2011 fanden simultan zu den dauerhaft laufenden Messungen am Standort Ny-Ålesund Turbulenzmessungen auf dem ca. 15 km entfernten Kongsvegen Gletscher statt (Abbildung A-2 zeigt eine Übersichtskarte dazu). Die meteorologischen Verhältnisse zum betreffenden Zeitraum zeigt Abschnitt 2.6.7, die Aufbereitung der Daten für Abbildung 25 und 26 erfolgte exakt wie für die in 3.1. gezeigten Daten.



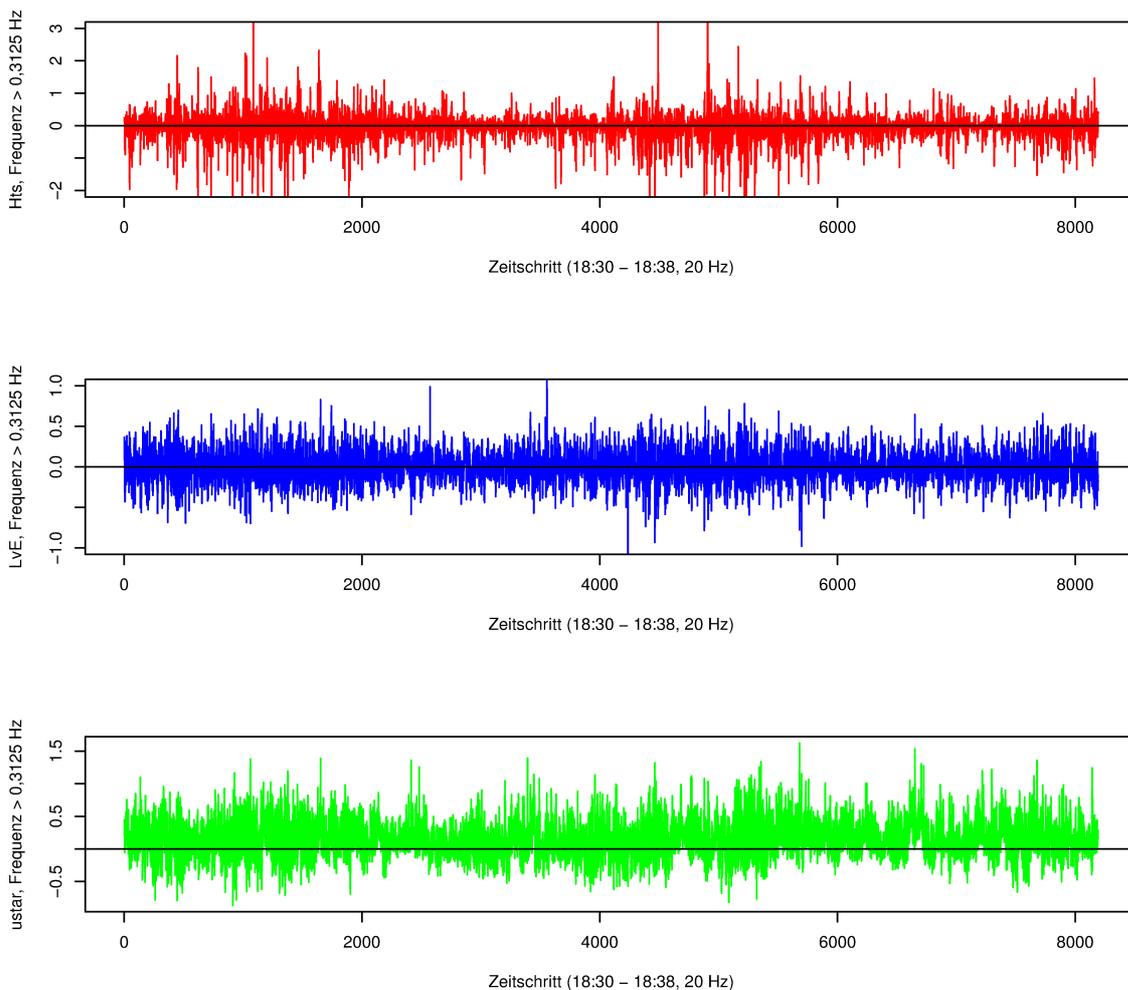


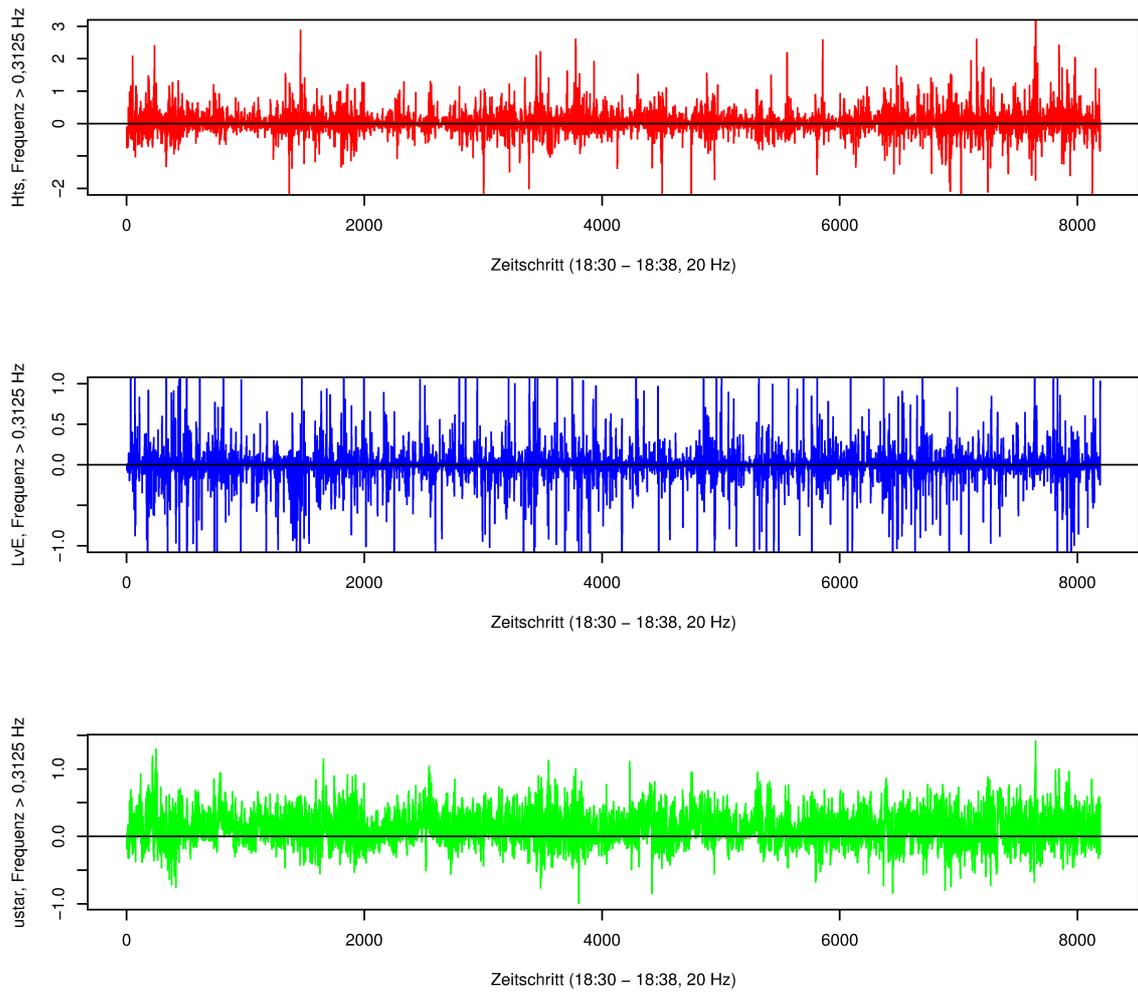
**Abbildung 25:** Zeitreihen des fühlbaren (oben, in  $K\ ms^{-1}$ ) und latenten (Mitte, in  $kg\ kg^{-1}\ ms^{-1}$ ) kinematischen Wärmestromes, sowie der Schubspannungsgeschwindigkeit (unten, in  $ms^{-1}$ ) für eine ausgewählte Periode am 8.4.2011. Dargestellt sind jeweils die Flussanteile mit  $f > 0,3125$  Hz, oben der Standort Ny-Ålesund, unten der Standort Kongsvegen.

Abbildung 25 zeigt deutlich, wie unterschiedlich das Verhalten der turbulenten Flüsse an den beiden 15 km voneinander entfernten Standorten zur gleichen Zeit sein kann. Während am Standort Ny-Ålesund alle Flüsse schwach ausgeprägt sind, der fühlbare Wärmestrom nur intermittent vorhanden ist, sind am Standort Kongsvegen zur gleichen Zeit alle Flüsse ca. eine Zehnerpotenz größer. Dafür verantwortlich ist die deutlich höhere Windgeschwindigkeit am Kongsvegen Gletscher zu diesem Zeitpunkt (vgl. 2.6.7), die mechanische Turbulenz verursacht auch höhere latente (durch Sublimation) und fühlbare (durch die bessere Durchmischung aufgrund der hohen Windgeschwindigkeit) Wärmeströme.

Es ist also nicht nur eine starke zeitliche Variabilität der turbulenten Flüsse zu beobachten, wie in 3.1. beschrieben, sondern es kann ebenso bei bestimmten Bedingungen auch eine starke räumliche Variabilität auftreten, hervorgerufen durch Orographie und Unterlage, selbst an zwei Standorten, die nicht allzu weit voneinander entfernt sind.

Der synoptische Einfluss ist allerdings unter bestimmten Bedingungen in der Lage, diese räumliche Variabilität zu überprägen: Abbildung 26 zeigt die beiden Standorte im Vergleich, nun einen Tag später und unter Einfluss von starkem Westwind, der den Fjord hinauf weht und somit gleichermaßen den Standort Ny-Ålesund und den Kongsvegen Gletscher erreicht (vgl. 2.6.7). Nun, unter dem Einfluss derselben Strömung, zeigen beide Standorte ähnliches Verhalten für alle turbulenten Flusskomponenten, es erfolgt eine Synchronisierung. Bei der Interpretation von Turbulenzdaten, erhoben an einem bestimmten Standort, ist es also äußerst wichtig, die umgebende Orographie und die Synoptik mit einzubeziehen. Wegen der starken Heterogenität der Landschaft auf Spitzbergen ist dies dort in besonderem Maße wichtig. Idealerweise macht man Punktmessungen an verschiedenen Standorten und vergleicht dann, um so ein ungefähres Bild des orographischen Einflusses auf die gemessenen Flüsse zu bekommen.





**Abbildung 26:** Zeitreihen des fühlbaren (oben, in  $K\ ms^{-1}$ ) und latenten (Mitte, in  $kg\ kg^{-1}\ ms^{-1}$ ) kinematischen Wärmestromes, sowie der Schubspannungsgeschwindigkeit (unten, in  $ms^{-1}$ ) für eine ausgewählte Periode am 9.4.2011. Dargestellt sind jeweils die Flussanteile mit  $f > 0,3125\ Hz$ , oben der Standort Ny-Ålesund, unten der Standort Kongsvegen.

### ***3.3 Kopplung bodennahe Flüsse – atmosphärische Grenzschicht: Erkenntnisse für den Standort Ny-Ålesund aus Fesselsondierungen***

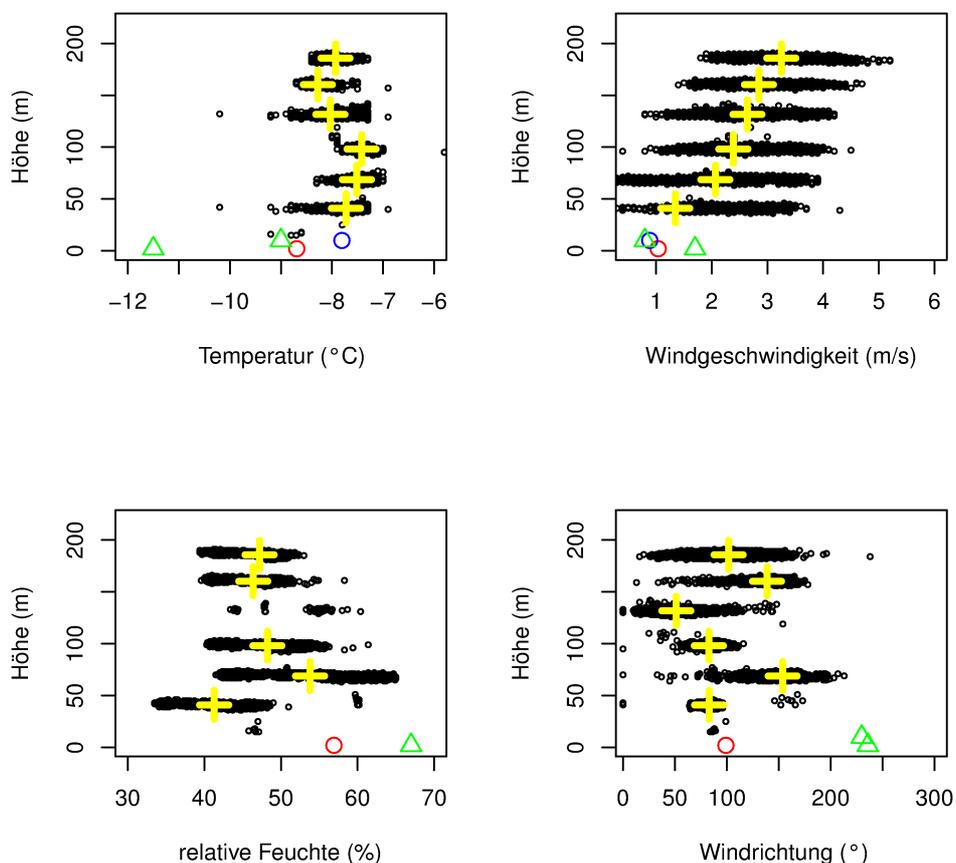
Das Auftreten schmaler Inversionen über den Oberflächen der polaren Gebiete ist heutzutage hinlänglich bekannt (Sodemann und Foken, 2005). Diese gestörten Temperaturprofile werden vor allem durch Abkühlung der betreffenden Oberflächen durch langwellige Abstrahlung hervorgerufen, können aber auch durch starke kurzwellige Einstrahlung und nachfolgende Hebung erwärmter Luftschichten verursacht werden. In allen Fällen aber gilt, dass die Schichten oberhalb des Wechsels des Temperaturgradienten und die Schichten unterhalb desselben voneinander entkoppelt sind, hierauf muss besonderes Augenmerk gelegt werden. Bestimmt man z.B. die Flüsse oberhalb einer schmalen Inversion, dann repräsentieren diese Flüsse wegen der angesprochenen Entkopplung nicht die Flüsse von der Erdoberfläche aus gesehen (vgl. Lüers und Bareiss, 2010). Für exakte Schlussfolgerungen über den vertikalen Energietransport müssen dann alle Schichten separat betrachtet werden.

Zur Detektion von Inversionen und um nachvollziehen zu können, wie sich die bodennahen Störungen vertikal in der atmosphärischen Grenzschicht fortsetzen, wurden in den Zeiträumen 2. April bis 16. April 2012 und 16. Mai bis zum 31. Mai 2012 Fesselsondierungen durchgeführt. Die oberste Sonde war dabei in 180 Metern platziert, um die unteren Bereiche der atmosphärischen Grenzschicht möglichst hochaufgelöst bemessen zu können. Die Anzahl der Sonden wechselte zwischen 6 Stück in je 30 Metern Abstand und 12 Stück in je 15 Metern Abstand, je nach Witterungsbedingungen. Vor allem bei stärkeren Winden wurden weniger Sonden verwendet.

Die April-Periode war geprägt von Kaltlufteinbrüchen aus Süd-Westen, wie sie bereits in Kapitel 3.1.3 angesprochen wurden. Die Mai-Periode war geprägt von teilweise bereits einsetzender Schneeschmelze, Schmelzinversionen konnten beobachtet werden.

Abbildung 27 zeigt die Beobachtungen im April exemplarisch für den Zeitraum 7.4.2012, 14:00 – 24:00 UTC: Schön zu sehen ist dabei die Temperaturinversion mit einem Maximum in ca. 70-100 Metern Höhe (Abbildung 27 links oben). Auch die Windrichtung zeigt in dieser Höhe eine etwas andere Verteilung als unterhalb und oberhalb der Inversion, es erfolgt demnach auch eine Windscherung. Die Windgeschwindigkeit zeigt keine auffallenden Merkmale, bei der relativen Feuchte (Abbildung 27 links unten) ist zu beobachten, dass die Werte in Inversionshöhe zum Einen einen weiten Bereich abdecken, zum Anderen aber auch deutlich größere Werte annehmen als unterhalb und oberhalb der Inversion. Dies ist auf den ersten Blick etwas verwunderlich, da die relative Feuchte in wärmerer Luft eigentlich geringer

sein sollte als in kälterer Luft, bei gleichem Gehalt an absoluter Feuchte. Vermutlich findet hier in dieser Schicht Advektion feuchterer Luft aus Gegenden mit einem höheren Luftfeuchtigkeitsgehalt statt, der Wind kommt aus anderen Richtungen in dieser Schicht als oberhalb und unterhalb der Inversion. Zusätzlich eingezeichnet sind in den Graphiken die Mittelwerte der gezeigten Fesselballondaten in der jeweiligen Höhe (gelbes Kreuz) und die Mittelwerte der genannten Größen vom BSRN-Mast in 2 Metern (rot) und (soweit vorhanden) 10 Metern (blau) Höhe, die sich im Mittel gut an die gezeigten Fesselballonprofile anfügen. Kaltlufteinbrüche aus Südwesten sorgen hier allerdings bodennah für plötzliche und rapide Änderungen im Verhalten der gezeigten Größen. Die grünen Dreiecke zeigen Temperatur, Windgeschwindigkeit, relative Feuchte und Windrichtung am BSRN-Mast (für 2 m und, falls vorhanden, für 10 m Höhe) zu einem festen Zeitpunkt (7.4.2012, 23:00 UTC), zu dem ein solcher Kaltlufteinbruch stattfand. Die Temperatur in 2 Metern ist dabei deutlich niedriger als das entsprechende Mittel (roter Kreis), die Windgeschwindigkeit in 2 Metern ist nun deutlich höher als in 10 Metern, was daher kommt, dass die Kaltluft vor allem bodennah abfließt. Die relative Feuchte ist größer (kältere Luft kann weniger Feuchte aufnehmen) und an der Windrichtung sieht man, dass diese Luft aus Richtung 240 ° kommt, genau die Richtung, in der sich der schon erwähnte Broggerbreen-Gletscher befindet.



*Abbildung 27: Vertikalprofile der Temperatur ( $^{\circ}\text{C}$ ), Windgeschwindigkeit ( $\text{ms}^{-1}$ ), relativen Feuchte (%) und der Windrichtung ( $^{\circ}$ ) für 7.4.2012, 14:00 – 24:00 UTC, Standort Ny-Ålesund, erhoben mit Fesselballonsondierung. Zusätzlich eingezeichnet sind die Mittelwerte der genannten Größen aus den Fesselballonsondierungen in den gezeigten Höhen (gelbe Kreuze) und die Mittelwerte für den genannten Zeitraum am BSRN-Mast in 2 Metern (rot) und 10 Metern (blau) Höhe, soweit vorhanden. In grün eingetragen sind die genannten Werte für den Zeitpunkt 23:00 UTC (Fallbeispiel Kaltluftabfluss).*

Die Auswirkungen dieser Kaltluftabflüsse auf die am Boden mit der Eddy-Kovarianz-Methode gemessenen turbulenten Flüsse sind gravierend:

Abbildung 28 zeigt, wie der fühlbare Wärmestrom zunächst um 0 schwankt bzw. leicht negativ ist, wie man das bei stabiler Schichtung erwarten würde. Setzen aber nun die Kaltlufteinbrüche aus Südwesten ein, und somit die Entstehung von externen Schwerewellen (vgl. Kapitel 3.1.3), misst man mit der Eddy-Kovarianz-Methode deutlich positive Flüsse (Abbildung 28 links oben). Der latente Wärmestrom bleibt davon weitgehend unbeeindruckt. Dies ist auf die hohe Korrelation zwischen Temperatur und Vertikalwindgeschwindigkeit zurückzuführen, wie bereits beschrieben. Als Folge davon wird die Obukhov-Länge  $L$  (Obukhov (1946, 1971); vgl. Gleichung (11)), negativ, da man positive fühlbare Wärmeströme erhält. Die Berechnungen mit der Eddy-Kovarianz-Methode bringen also an dieser Stelle falsche Ergebnisse, positive fühlbare Wärmeströme und labile Schichtung ( $z/L < 0$ ) bei Bedingungen, die stark stabil sind. Unter Kenntnis dieses Sachverhalts sollte man sich während dieser Perioden anderer Verfahren zur Flussberechnung bedienen, in Kapitel 3.5. werden Alternativen betrachtet.

Für die Kopplung Atmosphäre-Boden bedeutet das, dass unter den beschriebenen Umständen durch die gezeigte Inversion eine fortwährende Entkopplung der Luftschichten oberhalb und unterhalb des Temperaturmaximums der Inversion stattfindet, dies gilt es stets zu berücksichtigen.

Ein weiteres interessantes Phänomen, eine Schmelzinversion, zeigt Abbildung 29 exemplarisch am Beispiel 19.5.2012. Hier sind analog zu Abbildung 27 Fesselsondierungen gezeigt für den Zeitraum 19.5.2012, 15:00 – 17:00 UTC. Die Temperatur steigt bis ca. 50 Meter Höhe an, fällt dann aber wieder ab, es ist eine Inversion zu beobachten. Zu erklären ist diese Inversion durch das in diesem Jahr bereits früh einsetzende Tauen. Der latente Wärmestrom und/oder die Schmelzprozesse entziehen nun dabei dem fühlbaren Wärmestrom Energie, es entsteht eine Abkühlung in Bodennähe, der sogenannte „Oaseneffekt“. Ein Blick auf das Verhalten der turbulenten Flüsse am Erdboden bestätigt dies (Abbildung 30).

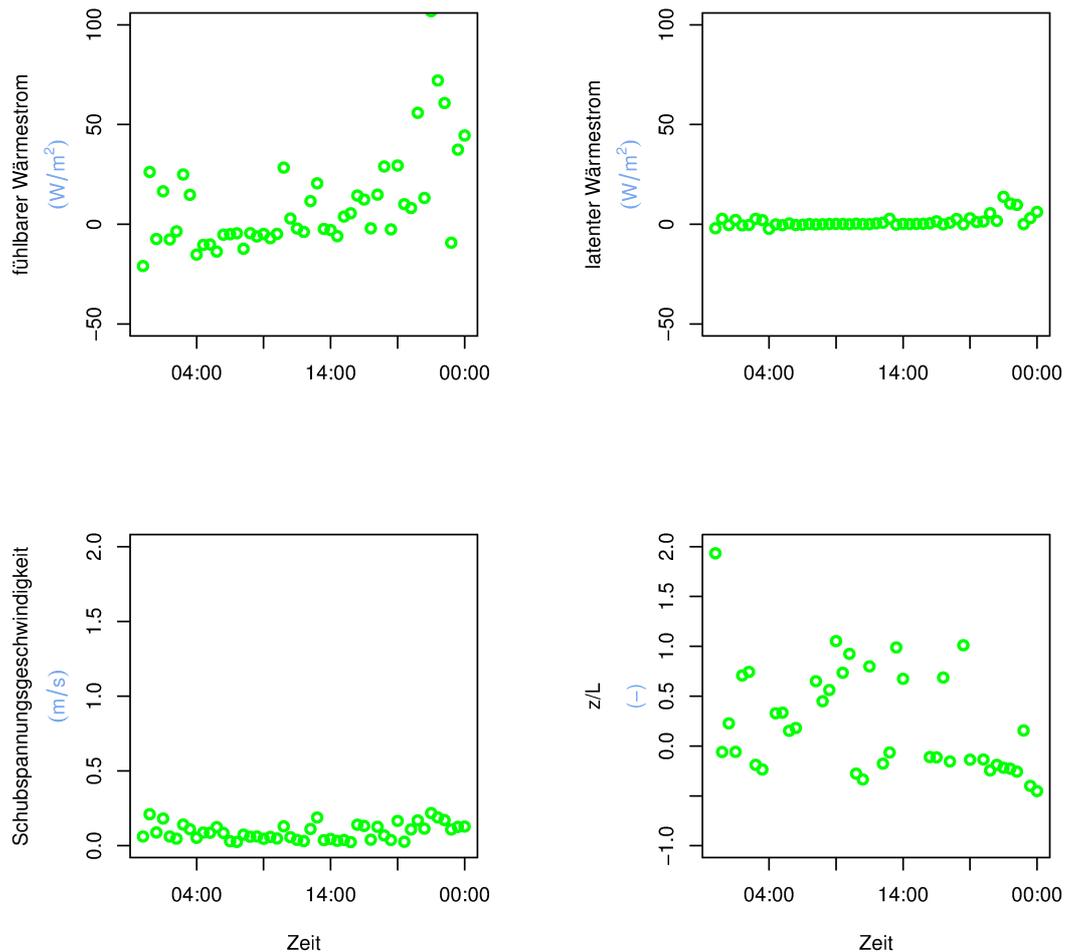
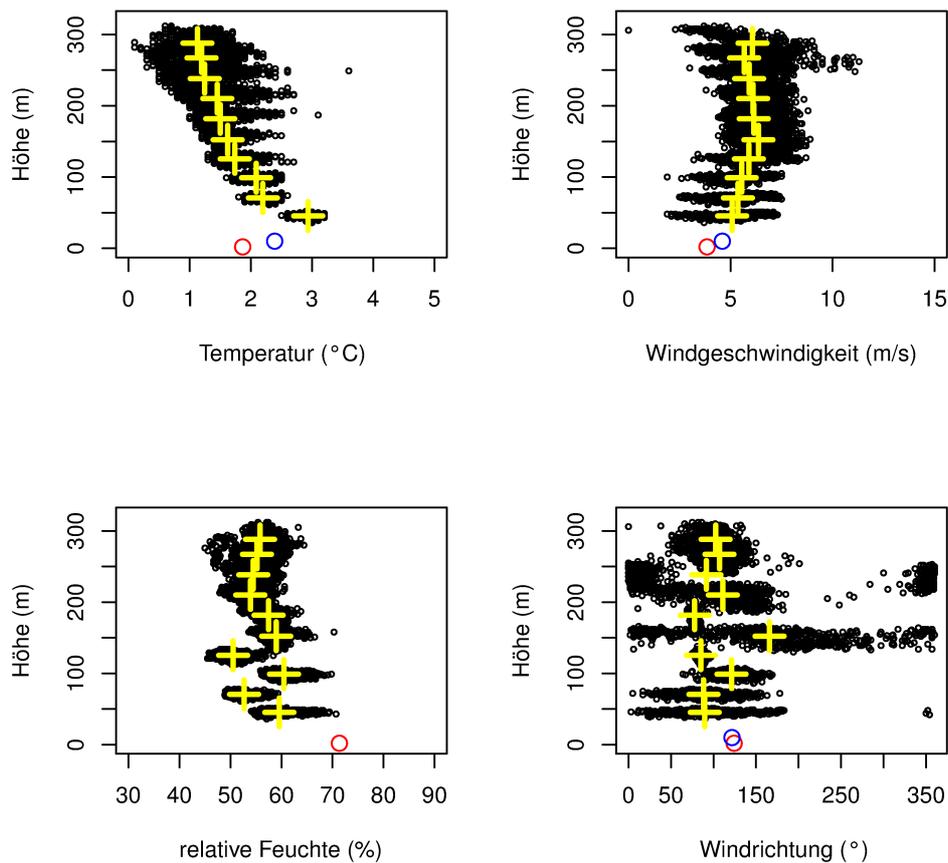


Abbildung 28: fühlbarer Wärmestrom ( $Wm^{-2}$ , links oben), latenter Wärmestrom ( $Wm^{-2}$ , rechts oben), Schubspannungsgeschwindigkeit ( $ms^{-1}$ , links unten) und der Stabilitätsparameter  $z/L$  (dimensionslos, rechts unten) für den 7.4.2012, Standort Ny-Ålesund.

Der latente Wärmestrom ist durchgehend positiv, es findet demnach andauernde Verdunstung statt. Um dies aufrechtzuerhalten wird fühlbare Wärme verbraucht, der fühlbare Wärmestrom ist also durchgehend negativ (Abbildung 30 links oben). Der Stabilitätsparameter zeigt folglich am Boden leicht stabile ( $>0$ ) Schichtung an. Auch für die Zeit der Schneeschmelze ist also mit bodennahen Inversionen und damit einer Entkopplung der Luftschicht unterhalb des Wechsels des Temperaturgradienten und der Schicht darüber zu rechnen.



*Abbildung 29: Vertikalprofile der Temperatur ( $^{\circ}\text{C}$ ), Windgeschwindigkeit ( $\text{ms}^{-1}$ ), relativen Feuchte (%) und der Windrichtung ( $^{\circ}$ ) für 19.5.2012, 15:00 – 17:00 UTC, Standort Ny-Ålesund, erhoben mit Fesselballonsondierung. Zusätzlich eingezeichnet sind die Mittelwerte der genannten Größen aus den Fesselballonsondierungen in den gezeigten Höhen (gelbe Kreuze) und die Mittelwerte für den genannten Zeitraum am BSRN-Mast in 2 Metern (rot) und 10 Metern (blau) Höhe, soweit vorhanden.*

Kayser (2012) hat bei Untersuchungen von Temperatur- und Feuchteprofilen, erhoben mit dem Radiometer in Ny-Ålesund, festgestellt, dass bei einem Vergleich Radiometer vs. Radiosonden die beste Übereinstimmung bei den Temperaturprofilen in den untersten ca. 2km der Atmosphäre zu beobachten ist. Im Rahmen seines Auflösungsvermögens kann also das Radiometer als Überblick oder erstes Indiz für potentielle Inversionsentwicklung verwendet werden. Dennoch stößt das Gerät bei sehr bodennahen Inversionen, wie sie in Ny-Ålesund häufig auftreten, aufgrund seines Auflösungsvermögens an seine Grenzen, direkte Messungen, wie Radiosonden oder Fesselballonsondierungen sind hier vorzuziehen, soweit diese Messungen vorhanden sind. Auf die explizite Darstellung solcher Radiometer-Profile wird an dieser Stelle aus Gründen des Umfangs der Arbeit verzichtet und auf die angegebene Literatur verwiesen.

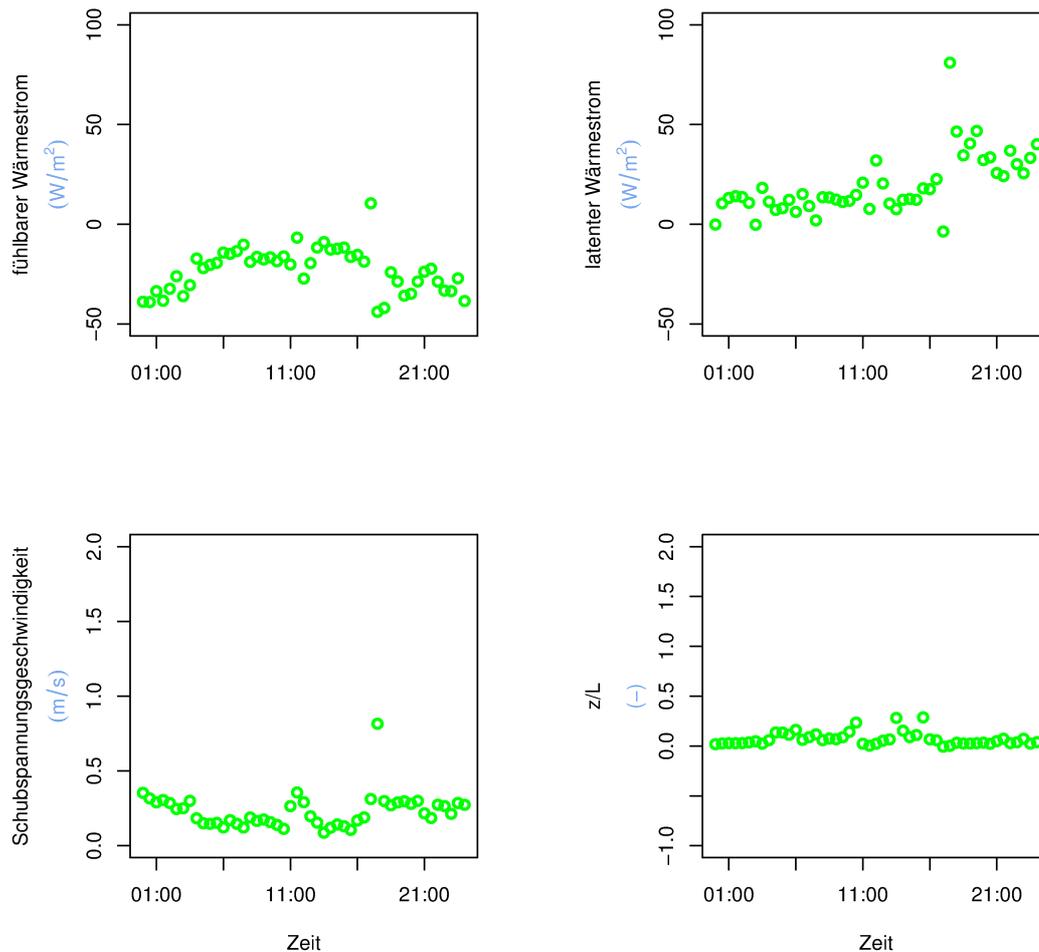


Abbildung 30: fühlbarer Wärmestrom ( $Wm^{-2}$ , links oben), latenter Wärmestrom ( $Wm^{-2}$ , rechts oben), Schubspannungsgeschwindigkeit ( $ms^{-1}$ , links unten) und der Stabilitätsparameter  $z/L$  (dimensionslos, rechts unten) für den 19.5.2012, Standort Ny-Ålesund.

### 3.4 Vergleich und Einschätzung verschiedener Methoden der Flussberechnung und –modellierung im Jahrgang für den Standort Ny-Ålesund

#### 3.4.1 Vergleich und Einschätzung verschiedener Methoden der Flussberechnung im Jahrgang für den Standort Ny-Ålesund

In diesem Abschnitt sollen alle angewandten Methoden der Flussberechnung miteinander verglichen werden, die Orientierung erfolgt wiederum an der Einteilung der Jahresperioden nach Westermann (2010). Eine Bewertung und das Aufzeigen von möglichen Lösungsansätzen für im Rahmen dieses Abschnitts offensichtlich werdende Probleme bei der

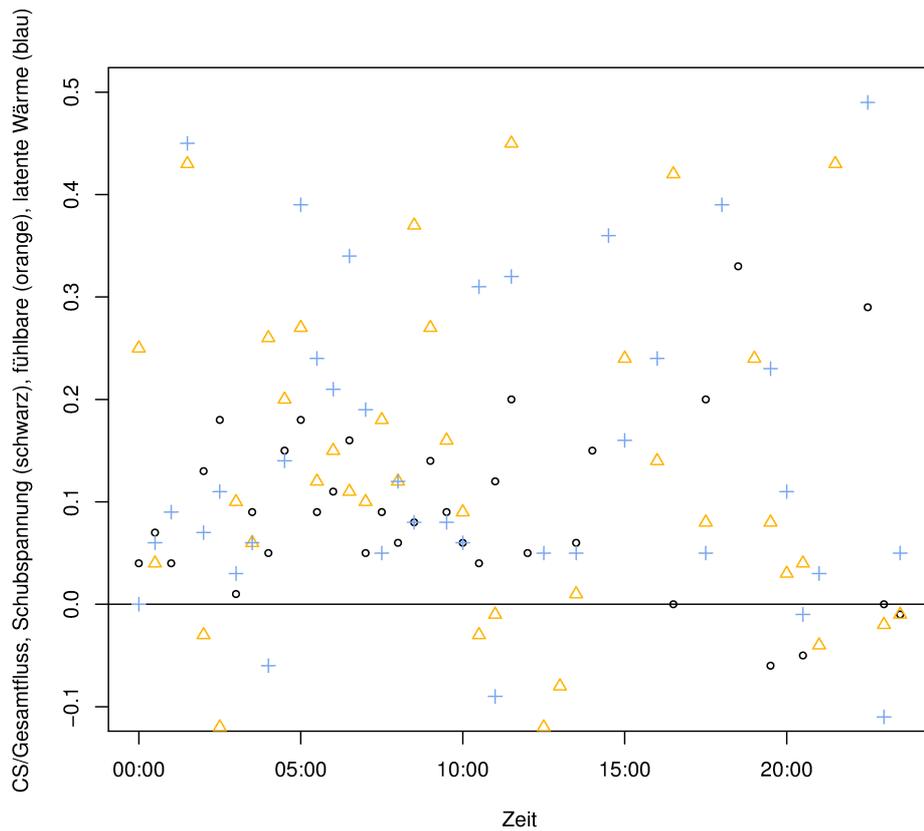
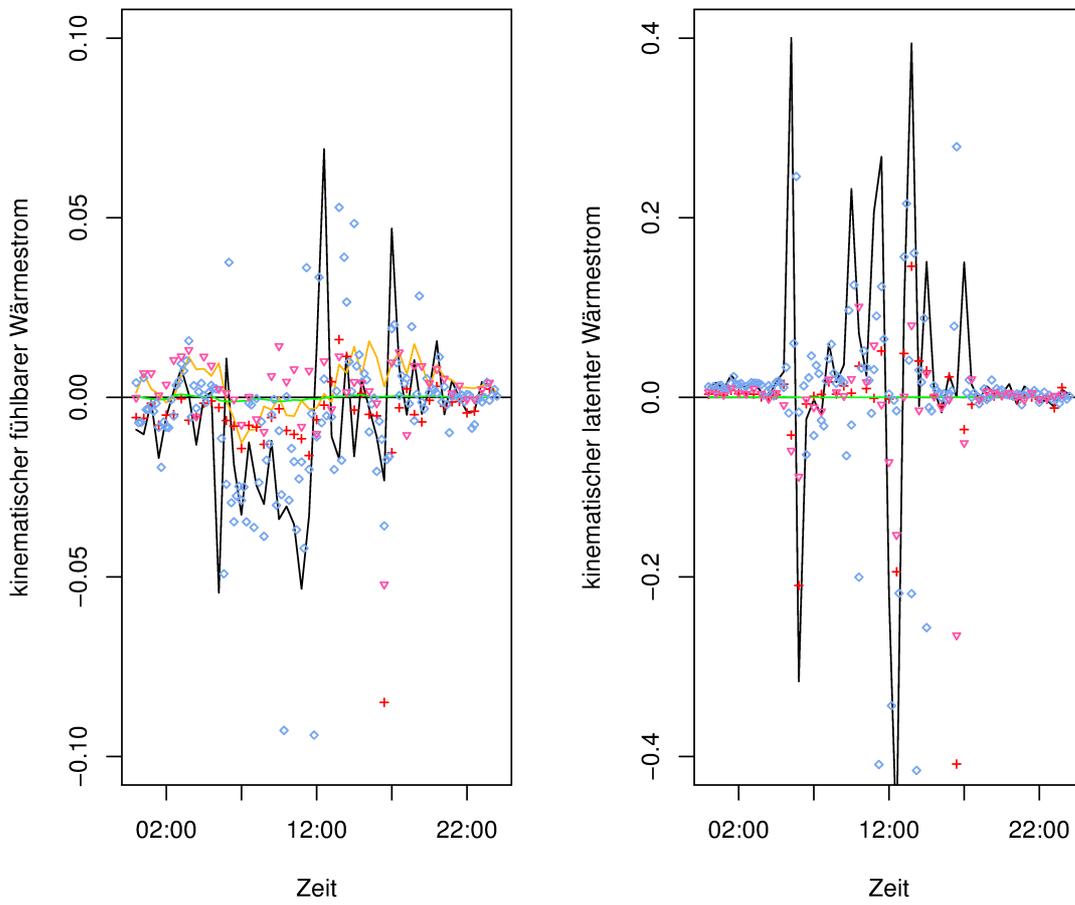
Anwendung der verschiedenen Methoden werden in 3.5 erarbeitet. Gezeigt werden in 3.4 Daten von Juli 2011 bis Juni 2012.

### **1. Sommer (1.7. – 31.8.)**

Abbildung 31 zeigt oben die kinematischen fühlbaren und latenten Wärmeströme für den 10.7.2011, berechnet mit verschiedenen Methoden (vgl. Bildunterschrift). An diesem Tag war es durchgehend bewölkt und von ca. 4:00 bis ca. 12:00 UTC stark windig (vgl. Abbildung 3) mit Warmluftadvektion, die Temperaturen in 10 Metern waren teilweise höher als in 2 Metern, die langwellige Einstrahlung teilweise größer als die langwellige Abstrahlung der Erde (vgl. Abbildung 3). Somit sind die fühlbaren Wärmeströme in diesen Stunden eher negativ, hervorgerufen durch die hohen Windgeschwindigkeiten und die Warmluftadvektion, die latenten Wärmeströme eher positiv. Bei geringeren Windgeschwindigkeiten schwanken die fühlbaren Wärmeströme um 0, die latenten Wärmeströme sind leicht positiv (stark negative latente Flussanteile sind für diesen Tag kritisch zu bewerten, und vermutlich auf leichten Niederschlag (0,1 mm im Tagesmittel) zurückzuführen). Die mit Conditional Sampling getrennt berechneten Flussanteile für positive und negative Vertikalwinde verdeutlichen diese Schwankungen um 0 gut, besonders am fühlbaren Wärmestrom ist das zu erkennen. Addiert man die mit Conditional Sampling berechneten Flussanteile für positive und negative Vertikalwindfluktuationen und wendet auf diese Daten die Spektralkorrektur im kurzwelligen Bereich (Moore, 1986) und die WPL-Korrektur (Webb et al., 1980) für Dichtefluktuationen an, erhält man relativ exakt die mit TK3 berechneten Flüsse. Der Anteil der genannten Korrekturen ist dabei relativ groß, bisherige Untersuchungen diesbezüglich ergaben einen Wert von etwa 20 % am Gesamtfluss für diese beiden Korrekturen (Mauder und Foken, 2006), hier ist er meist größer, oft bis zu 40 % (hier nicht gezeigt). Dies gilt für alle weiteren Ausführungen zu den mit Conditional Sampling berechneten Werten.

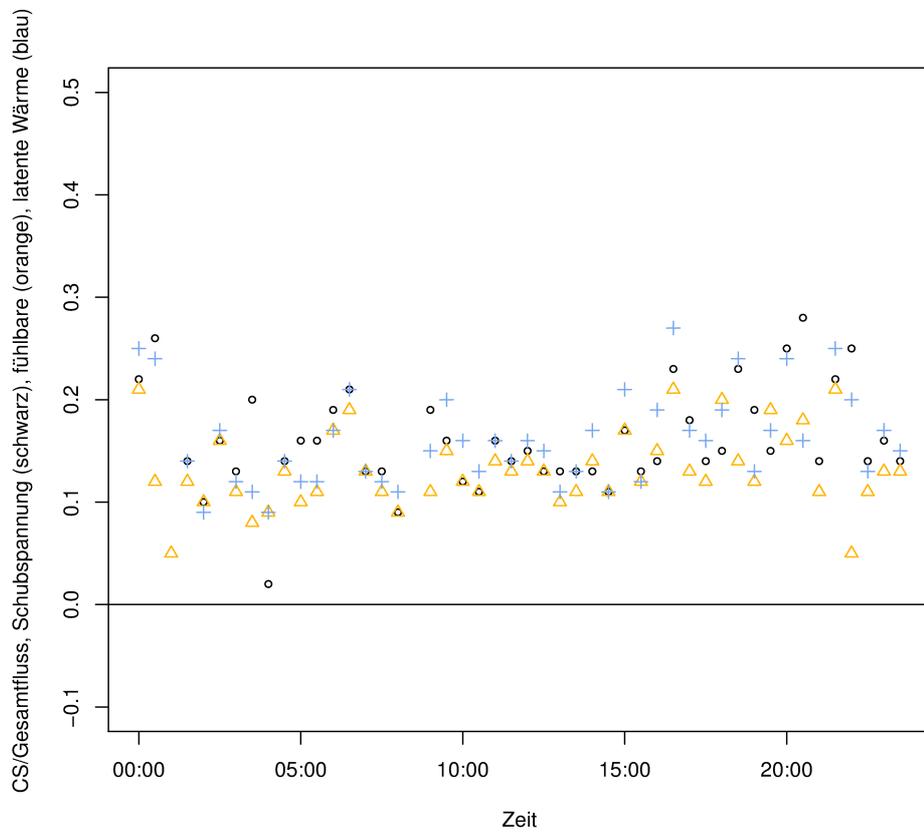
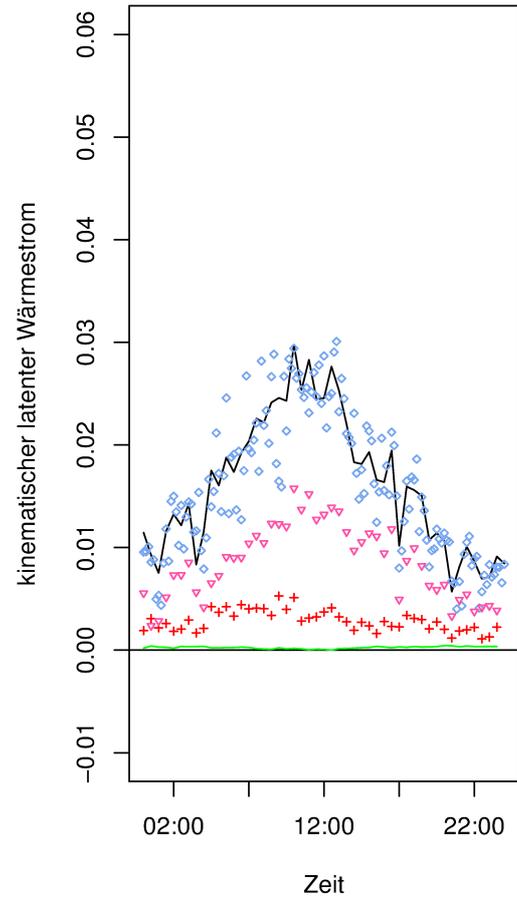
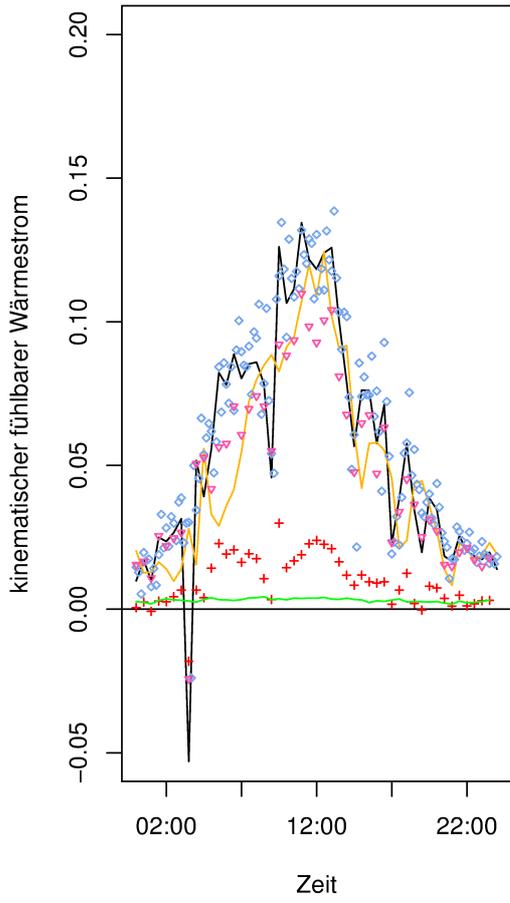
Die wegen der geschlossenen Wolkendecke fehlende kurzwellige Einstrahlung bewirkt, dass unter diesen Bedingungen kein eindeutiger Tagesgang in den turbulenten Flüssen zu erkennen ist. Signifikante Unterschiede bezüglich der Mittelungszeit sind nicht zu erkennen, die Werte für eine 10-Minuten-Mittelung und eine 30-Minuten-Mittelung bewegen sich im gleichen Rahmen. Der hydrodynamische Modellansatz spiegelt die genannten Sachverhalte sehr gut wieder. Die Flussanteile für eine Frequenz  $> 0,3125$  Hz sind verschwindend gering. Kohärente Strukturen sind vorhanden, Abbildung 31 (unten) zeigt deren Anteil am Gesamtfluss, getrennt für den Impulsfluss (schwarze Punkte), den latenten Wärmestrom

(orange) und den fühlbaren Wärmestrom (blau). Auch hier zeigt sich die große Streuung der turbulenten Flüsse unter den genannten Bedingungen.



*Abbildung 31: Vergleich der kinematischen fühlbaren ( $K \text{ ms}^{-1}$ , oben links) und latenten ( $\text{kgkg}^{-1} \text{ ms}^{-1}$ , oben rechts) Wärmeströme für den 10.7.2011. Die schwarze Linie kennzeichnet die TK3-Flüsse im 30-Minuten-Mittel, die blauen Punkte die TK3-Flüsse über 10 Minuten gemittelt, die roten Kreuze die Flüsse berechnet mit Conditional Sampling für  $w' < 0$ , die Dreiecke in Pink die Flüsse berechnet mit Conditional Sampling für  $w' > 0$ , die orange Linie die Ergebnisse des hydrodynamischen Modellansatzes und die grüne Linie zeigt die gefilterten Flusskomponenten mit  $f > 0,3125 \text{ Hz}$ . In der unteren Abbildung ist das Verhältnis zwischen kohärentem Fluss und Gesamtfluss für den Impulsfluss (schwarz), den fühlbaren Wärmestrom (orange) und den latenten Wärmestrom (blau) dargestellt.*

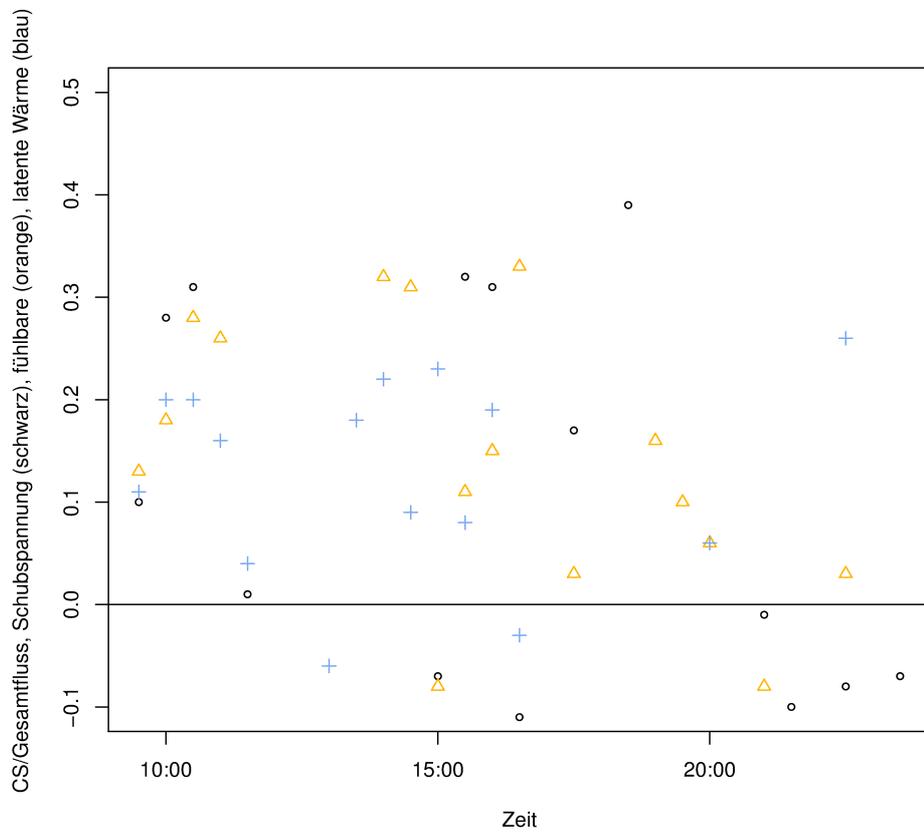
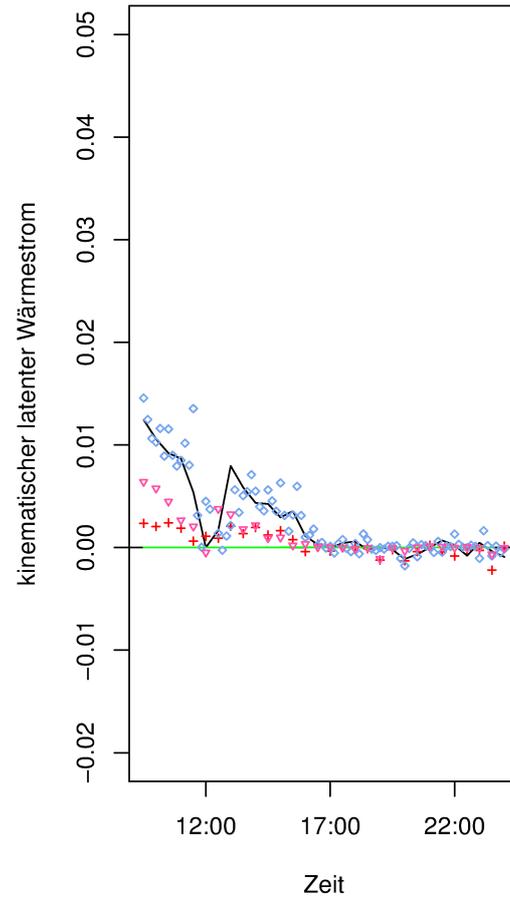
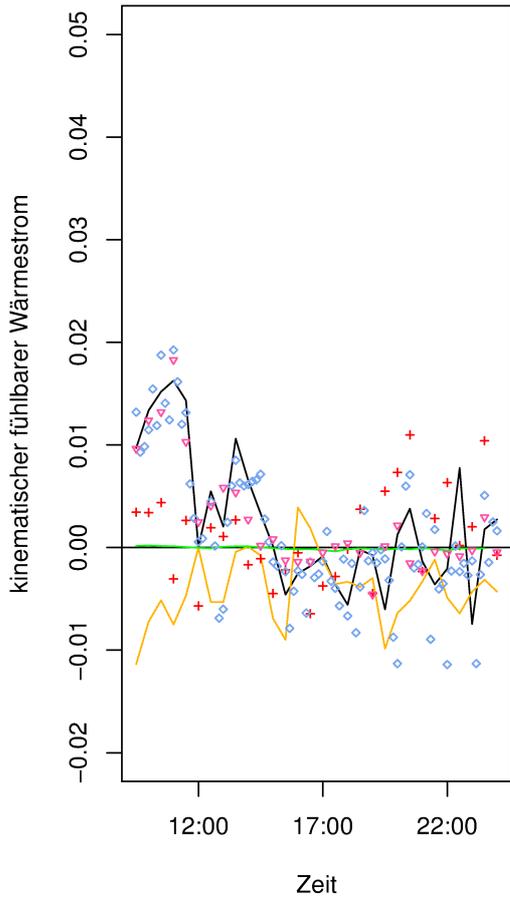
Deutliche Unterschiede im Verhalten der Flüsse bei Sommerbedingungen werden sichtbar, wenn die Wolkenbedeckung verschwindet. Abbildung 32 (oben) zeigt, dass dann ein ausgeprägter Tagesgang der turbulenten Flüsse zu beobachten ist. Signifikante Unterschiede zwischen einer 10-Minuten-Mittelung und 30-Minuten-Mittelung bei der Berechnung mit TK3 gibt es auch hier nicht, der hydrodynamische Modellansatz gibt den Tagesgang für den fühlbaren Wärmestrom sehr gut wieder, die Komponenten für  $f > 0,3125 \text{ Hz}$  sind nach wie vor sehr klein. Auffallend ist nun, dass die kohärenten Strukturen (Abbildung 32 unten) einem deutlich geordneteren Verhalten unterliegen, als das bei wolkigen Bedingungen zu beobachten ist. Dies liegt an der konstanten Windrichtung und dem ausgeprägten Tagesgang der Flüsse. Wann immer die Flüsse klein sind und um 0 schwanken, werden auch die Fluktuationen und Unsicherheiten größer. Bereits Abbildung 14 ließ vermuten, dass dabei der Anteil der kohärenten Strukturen für den latenten Wärmestrom etwas größer ist als für den fühlbaren Wärmestrom, dies bestätigt nun Abbildung 32 (unten).



*Abbildung 32: Vergleich der kinematischen fühlbaren ( $K \text{ ms}^{-1}$ , oben links) und latenten ( $\text{kgkg}^{-1} \text{ ms}^{-1}$ , oben rechts) Wärmeströme für den 20.7.2011. Die schwarze Linie kennzeichnet die TK3-Flüsse im 30-Minuten-Mittel, die blauen Punkte die TK3-Flüsse über 10 Minuten gemittelt, die roten Kreuze die Flüsse berechnet mit Conditional Sampling für  $w' < 0$ , die Dreiecke in Pink die Flüsse berechnet mit Conditional Sampling für  $w' > 0$ , die orange Linie die Ergebnisse des hydrodynamischen Modellansatzes und die grüne Linie zeigt die gefilterten Flusskomponenten mit  $f > 0,3125$  Hz. In der unteren Abbildung ist das Verhältnis zwischen kohärentem Fluss und Gesamtfluss für den Impulsfluss (schwarz), den fühlbaren Wärmestrom (orange) und den latenten Wärmestrom (blau) dargestellt.*

## **2. Herbst (1.9. – 30.9.)**

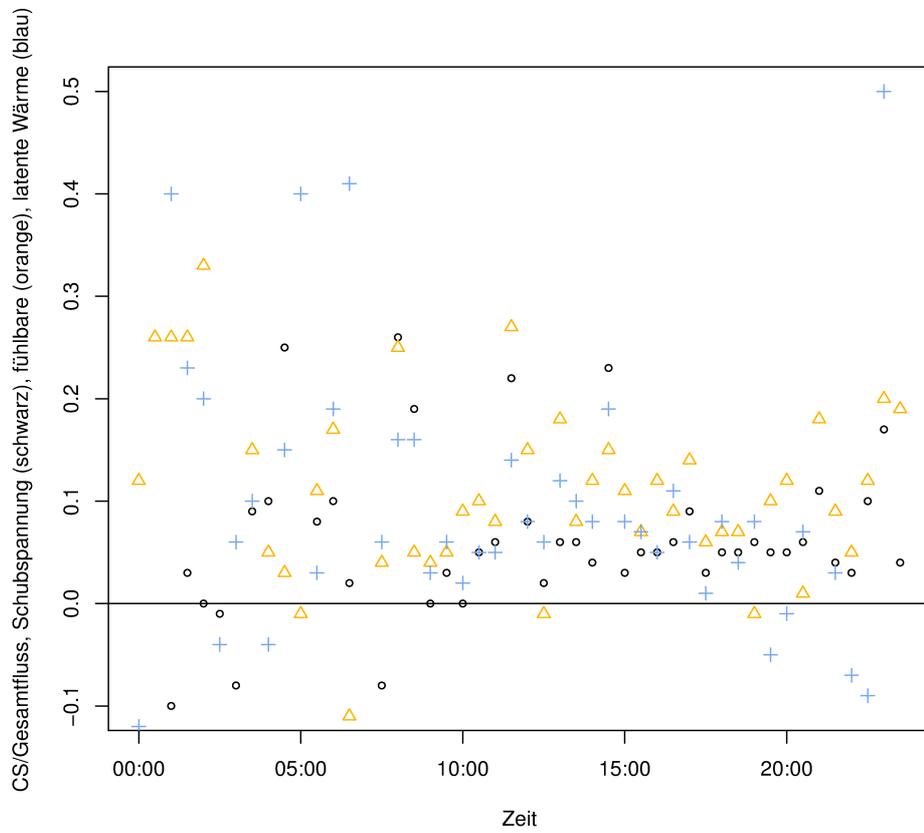
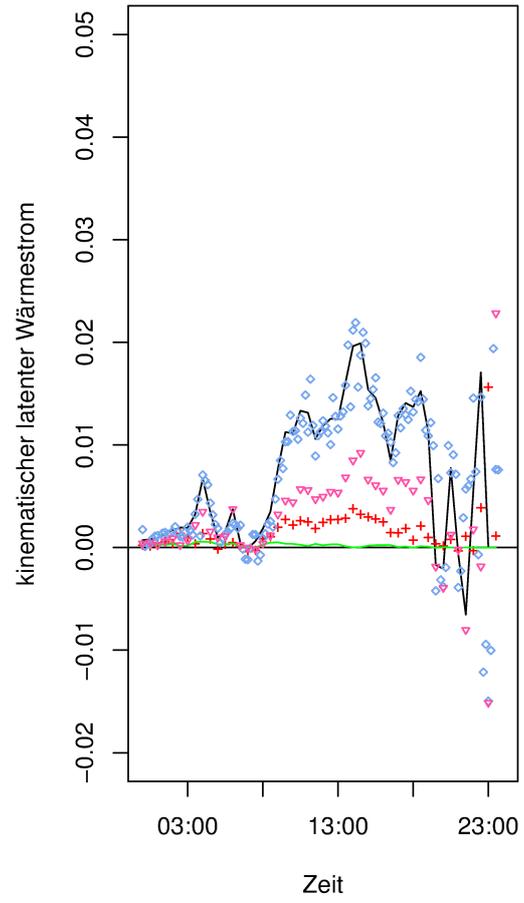
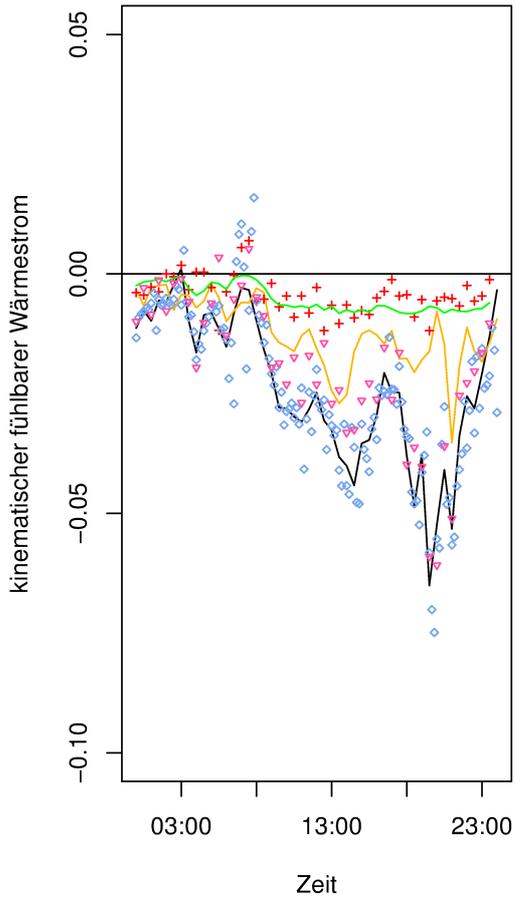
Der Herbst als kurze Übergangsperiode zwischen Sommer und Winter zeigt wieder deutlich niedrigere Beträge in den turbulenten Flüssen (Abbildung 33 oben). Die noch geringfügig vorhandene kurzweilige Einstrahlung bewirkt leicht positive fühlbare und latente Wärmeströme um die Mittagszeit, den Rest des Tages fluktuieren die Flüsse um 0. Den positiven Anteil der Flüsse gibt der hydrodynamische Schichtansatz nicht ganz wieder, vermutlich ist die Oberflächenerwärmung durch die kurzweilige Einstrahlung mittlerweile zu gering, als dass sich das in den auf diese Weise berechneten Flüssen niederschlagen würde. Ansonsten stimmen alle Methoden recht gut überein. Der Anteil der Flussanteile mit  $f > 0,3125$  Hz ist nach wie vor verschwindend gering. Die Fluktuation der turbulenten Flüsse um 0 bewirkt zudem eine große Streuung der kohärenten Strukturen, wie Abbildung 33 (unten) zeigt.



*Abbildung 33: Vergleich der kinematischen fühlbaren ( $K \text{ ms}^{-1}$ , oben links) und latenten ( $\text{kgkg}^{-1} \text{ ms}^{-1}$ , oben rechts) Wärmeströme für den 13.9.2011. Die schwarze Linie kennzeichnet die TK3-Flüsse im 30-Minuten-Mittel, die blauen Punkte die TK3-Flüsse über 10 Minuten gemittelt, die roten Kreuze die Flüsse berechnet mit Conditional Sampling für  $w' < 0$ , die Dreiecke in Pink die Flüsse berechnet mit Conditional Sampling für  $w' > 0$ , die orange Linie die Ergebnisse des hydrodynamischen Modellansatzes und die grüne Linie zeigt die gefilterten Flusskomponenten mit  $f > 0,3125 \text{ Hz}$ . In der unteren Abbildung ist das Verhältnis zwischen kohärentem Fluss und Gesamtfluss für den Impulsfluss (schwarz), den fühlbaren Wärmestrom (orange) und den latenten Wärmestrom (blau) dargestellt.*

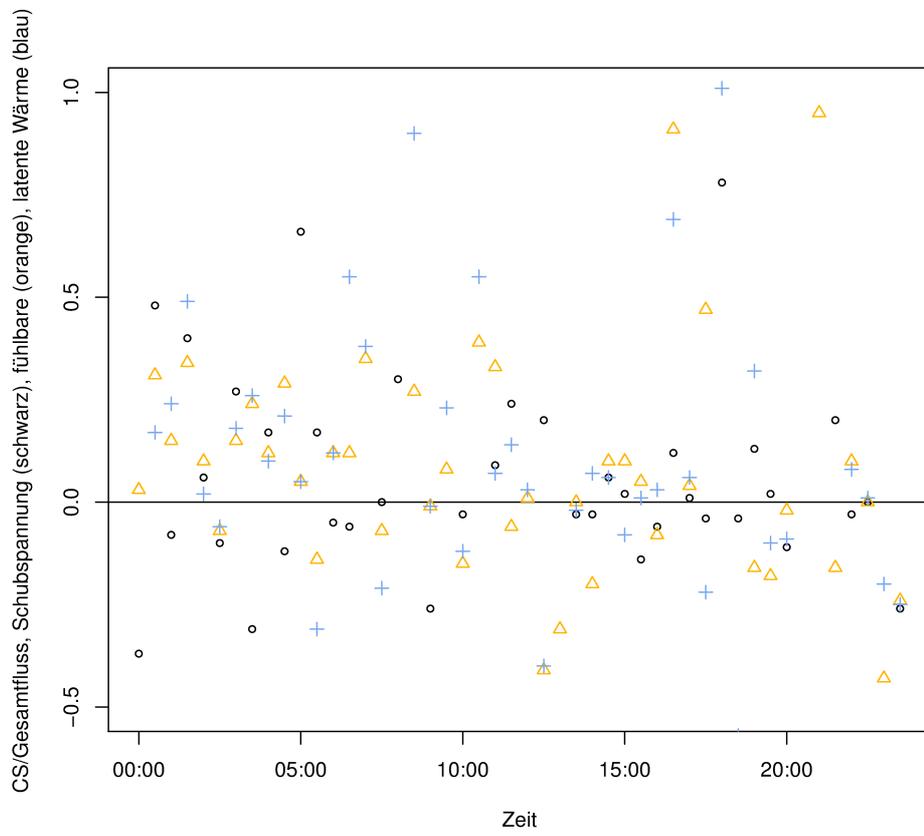
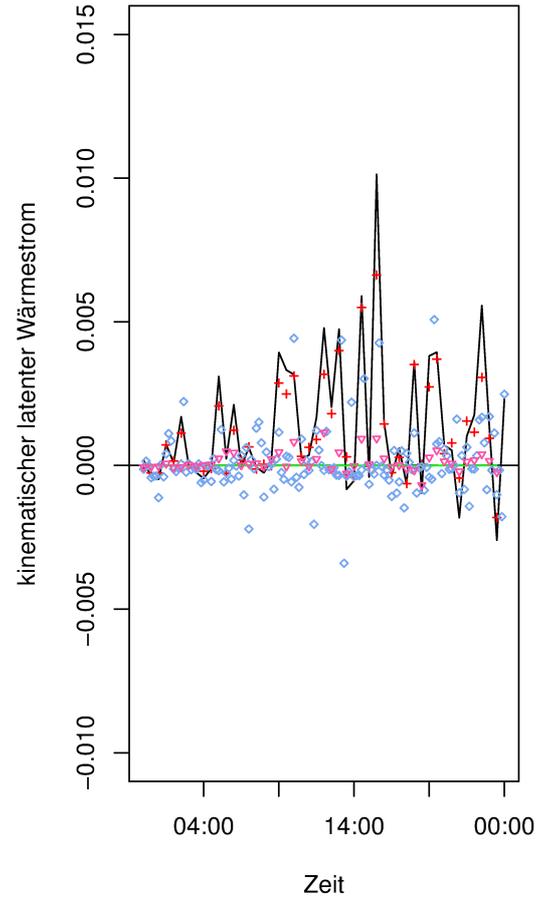
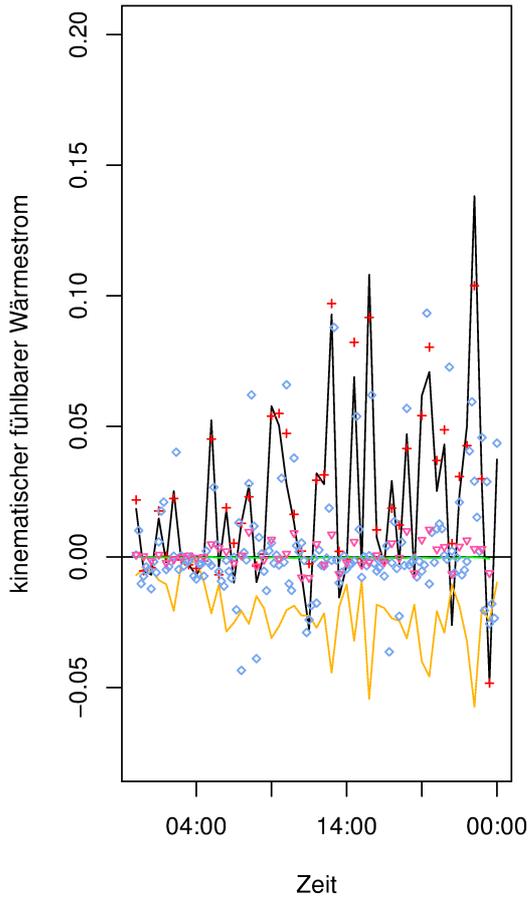
### **3. Winter (1.10. – 14.3.)**

Abbildung 34 (oben) zeigt den Tagesgang der turbulenten fühlbaren und latenten Wärmeströme exemplarisch für Polarnachtbedingungen mit geschlossener Wolkendecke und relativ hohen Windgeschwindigkeiten. Wie zu erwarten, ist der fühlbare Wärmestrom fast durchgehend negativ, der latente Wärmestrom leicht positiv, es findet Sublimation statt. Die Flüsse sind deutlich ausgeprägter in ihrem Verhalten ab ca. 9:00 UTC, dies bewirkt die zu diesem Zeitpunkt deutlich ansteigende Windgeschwindigkeit und damit verbunden einen Anstieg der Schubspannung (vgl. Abbildung 5). Der hydrodynamische Modellansatz gibt den Verlauf des fühlbaren Wärmestroms gut wieder, im Betrag ist er allerdings durchweg kleiner bei hoher Windgeschwindigkeit, der Anteil am fühlbaren Wärmestrom, der durch die hohe Schubspannung hervorgerufen wird, wird hier vermutlich unterschätzt. Interessant zu beobachten ist der nun deutlich ausgeprägte Anteil an Flussanteilen bei Frequenzen  $> 0,3125 \text{ Hz}$ , besonders für den fühlbaren Wärmestrom. Zwei Ursachen sind hier zu nennen: Zum Einen ist davon auszugehen, dass die mit zunehmendem Wind ansteigende mechanische Turbulenz einen Anstieg an hochfrequenter thermischer Turbulenz generiert. Zum Anderen ist es so, dass das Energiespektrum der Flüsse bei stabiler Schichtung zwar deutlich an Betrag abnimmt, sich aber zu höheren Frequenzen hin verschiebt (Smedman-Högström und Högström, 1975). Die kohärenten Anteile an den turbulenten Flüssen sind zunächst relativ stark schwankend (Abbildung 34 unten), bei ausgeprägterer Turbulenz durch den Anstieg an Schubspannung wird mehr und mehr ein geordnetes Verhalten erzeugt, wobei dann die Anteile der kohärenten Strukturen am fühlbaren Wärmestrom, anders als im Sommer, stärker ausgeprägt sind als ihr Pendant beim latenten Wärmestrom.



*Abbildung 34: Vergleich der kinematischen fühlbaren ( $K \text{ ms}^{-1}$ , oben links) und latenten ( $\text{kg kg}^{-1} \text{ ms}^{-1}$ , oben rechts) Wärmeströme für den 4.11.2011. Die schwarze Linie kennzeichnet die TK3-Flüsse im 30-Minuten-Mittel, die blauen Punkte die TK3-Flüsse über 10 Minuten gemittelt, die roten Kreuze die Flüsse berechnet mit Conditional Sampling für  $w' < 0$ , die Dreiecke in Pink die Flüsse berechnet mit Conditional Sampling für  $w' > 0$ , die orange Linie die Ergebnisse des hydrodynamischen Modellansatzes und die grüne Linie zeigt die gefilterten Flusskomponenten mit  $f > 0,3125 \text{ Hz}$ . In der unteren Abbildung ist das Verhältnis zwischen kohärentem Fluss und Gesamtfluss für den Impulsfluss (schwarz), den fühlbaren Wärmestrom (orange) und den latenten Wärmestrom (blau) dargestellt.*

Eine bereits angesprochene standortspezifische Besonderheit sind die Kaltlufteinbrüche aus südwestlicher Richtung, ausgehend vom Broggerbreen Gletscher, die von etwa September bis Mai jeden Jahres in unterschiedlicher Ausprägung unter den in 3.1 genannten Bedingungen auftreten können. Diese Kaltluftabflüsse können externe Schwerewellen generieren, Abbildung 35 oben zeigt das Verhalten der gemessenen Flüsse bei Auftreten dieser Wellen. Alle Methoden zur Flussbestimmung, die sich der Kovarianz des Vertikalwindes und der Temperatur bedienen, um den Energietransport zu erhalten, messen unter diesen Bedingungen falsch. Fiktive positive Flüsse werden erzeugt durch die hohe Korrelation zwischen Temperatur und Vertikalwind (Foken und Wichura, 1995), in Wirklichkeit breiten sich die externen Schwerewellen aber nur in horizontaler Richtung aus und tragen somit nicht zum vertikalen Transport bei. In Jocher et al. (2012) wird gezeigt, dass die Wellenbewegungen in 10 Metern Höhe nicht mehr vorhanden sind, es gibt demnach keine vertikale Ausbreitung der genannten Wellen. Somit ist davon auszugehen, dass alle in Abbildung 35 (oben) gezeigten fühlbaren Wärmeströme (bis auf die mit dem hydrodynamischen Modellansatz berechneten Werte) nicht dem wahren Zustand entsprechen, da alle Methoden die Kovarianz zwischen Vertikalwind und Temperatur benutzen. Für klaren Himmel, Polarnachtbedingungen und große langwellige Abstrahlung sind vielmehr negative fühlbare Wärmeströme anzunehmen. Die realen Zustände werden vermutlich vom hydrodynamischen Modellansatz am Besten wiedergegeben. Der latente Wärmestrom ist insgesamt leicht positiv, jedoch im Betrag eine Größenordnung kleiner als der fühlbare Wärmestrom. Die kohärenten Strukturen (Abbildung 35, unten) zeigen unter diesen Umständen deutliche Fluktuationen.



*Abbildung 35: Vergleich der kinematischen fühlbaren ( $K \text{ ms}^{-1}$ , oben links) und latenten ( $\text{kgkg}^{-1} \text{ ms}^{-1}$ , oben rechts) Wärmeströme für den 24.1.2012. Die schwarze Linie kennzeichnet die TK3-Flüsse im 30-Minuten-Mittel, die blauen Punkte die TK3-Flüsse über 10 Minuten gemittelt, die roten Kreuze die Flüsse berechnet mit Conditional Sampling für  $w' < 0$ , die Dreiecke in Pink die Flüsse berechnet mit Conditional Sampling für  $w' > 0$ , die orange Linie die Ergebnisse des hydrodynamischen Modellansatzes und die grüne Linie zeigt die gefilterten Flusskomponenten mit  $f > 0,3125 \text{ Hz}$ . In der unteren Abbildung ist das Verhältnis zwischen kohärentem Fluss und Gesamtfluss für den Impulsfluss (schwarz), den fühlbaren Wärmestrom (orange) und den latenten Wärmestrom (blau) dargestellt.*

#### **4. Vorfrühling (15.3. – 15.4.)**

Mitte März gibt es bereits wieder einen Tag-Nacht-Wechsel in Ny-Ålesund, die einfallende kurzwellige Strahlung reicht jedoch bei weitem noch nicht aus, um das Verhalten der turbulenten Flüsse zu bestimmen. Abbildung 36 (oben) zeigt, dass alle hier angewandten Methoden der Flussberechnung gut übereinstimmen, weiterhin ist der Anteil der Flussanteile für  $f > 0,3125 \text{ Hz}$  beim fühlbaren Wärmestrom recht groß. Die zwei möglichen Ursachen hierfür wurden schon diskutiert, auch an diesem Tage ist es windig und meist klar, so dass dementsprechend langwellige Abstrahlung stattfinden kann, die dann für stabile Schichtung sorgt. Begünstigt durch die hohe Windgeschwindigkeit ist ein durchweg positiver latenter Wärmestrom zu beobachten, die kohärenten Strukturen folgen einem relativ geordneten Verhalten und pendeln sich für Impuls-, latentem und fühlbarem Wärmestrom auf dem gleichen Niveau ein (Abbildung 36 unten).

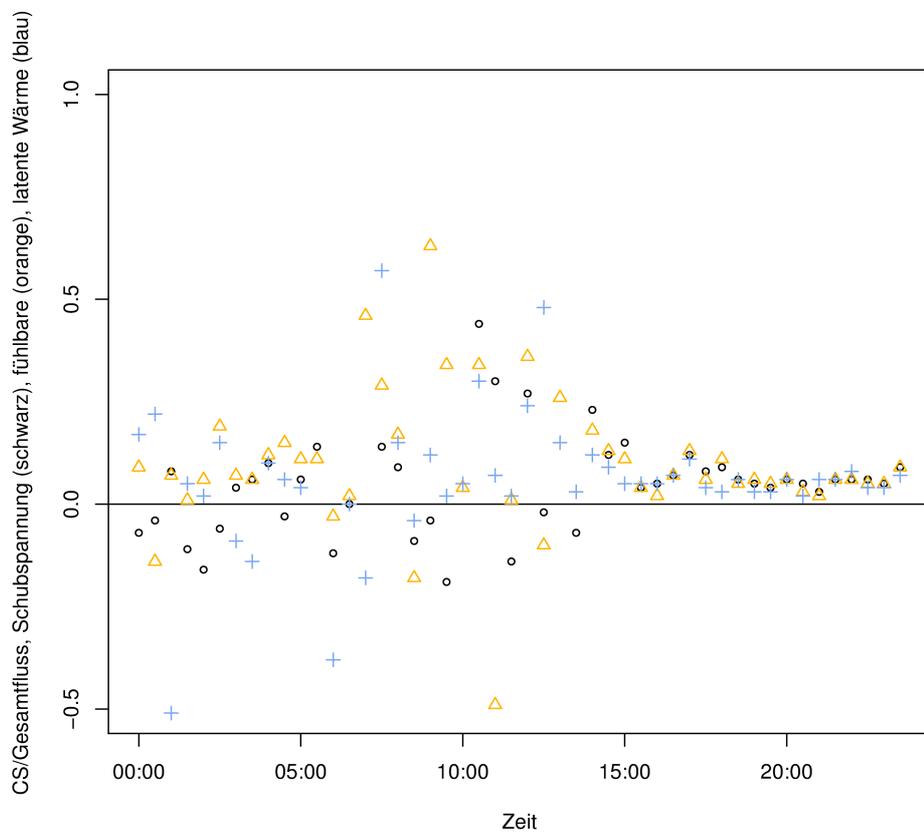
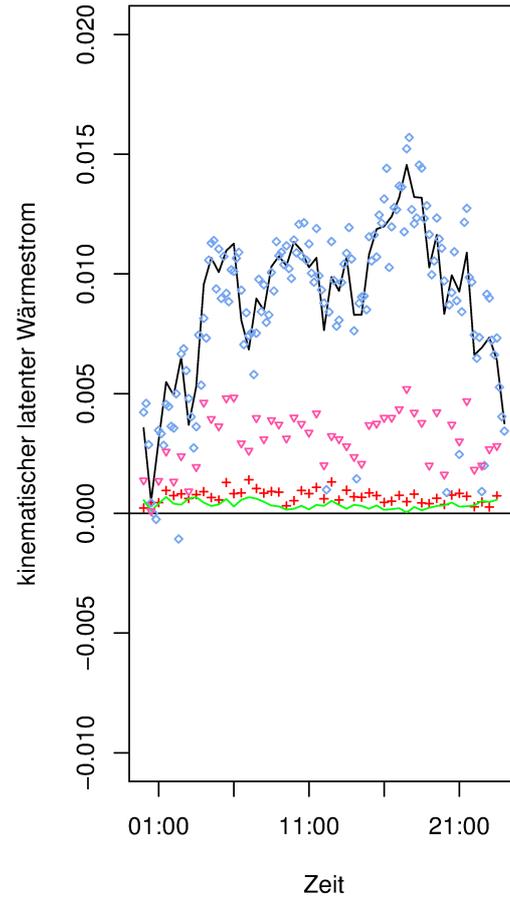
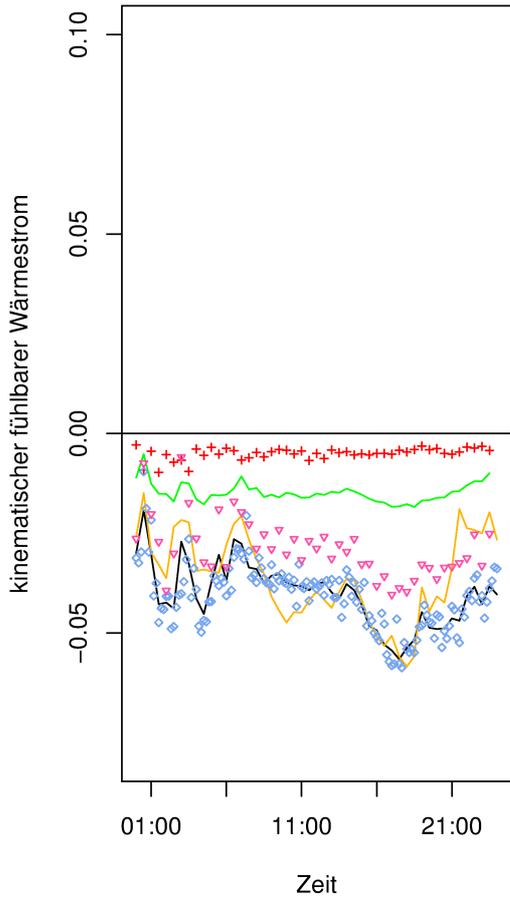
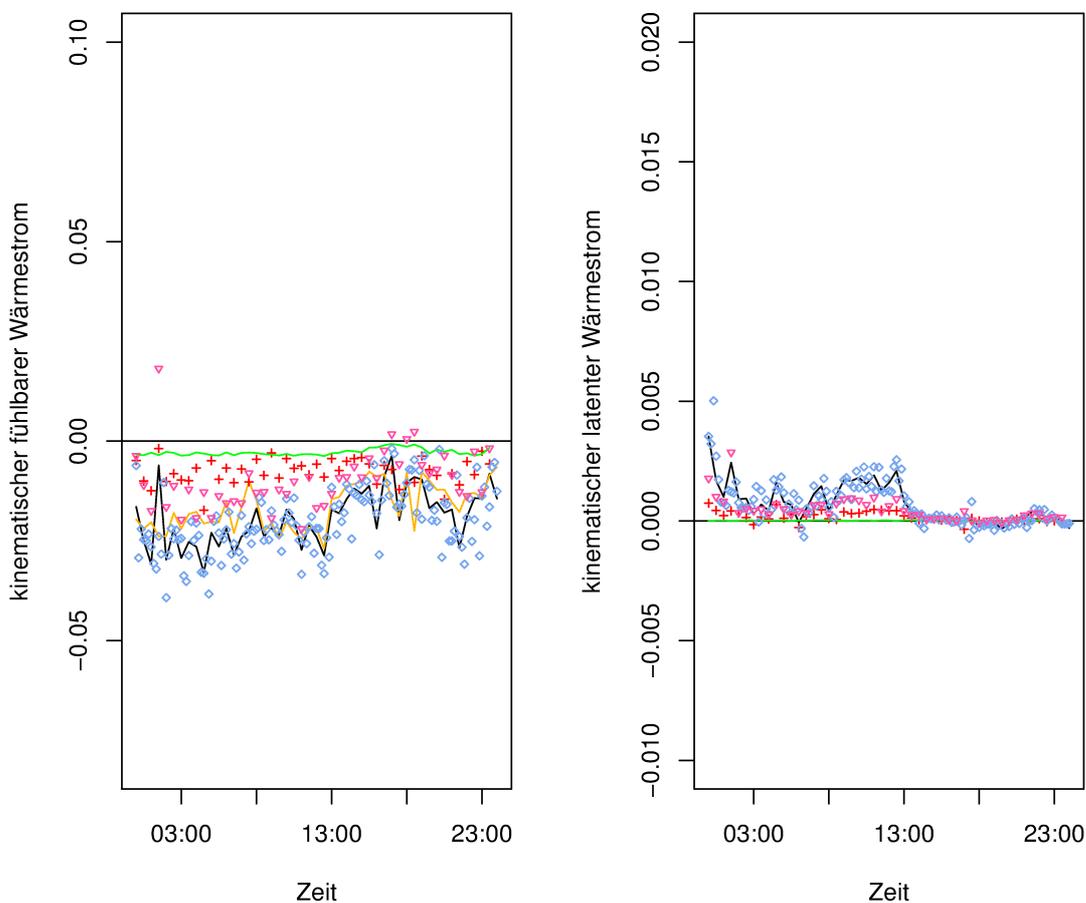


Abbildung 36: Vergleich der kinematischen fühlbaren ( $K \text{ ms}^{-1}$ , oben links) und latenten ( $\text{kgkg}^{-1} \text{ ms}^{-1}$ , oben rechts) Wärmeströme für den 16.3.2012. Die schwarze Linie kennzeichnet die TK3-Flüsse im 30-Minuten-Mittel, die blauen Punkte die TK3-Flüsse über 10 Minuten gemittelt, die roten Kreuze die Flüsse berechnet mit Conditional Sampling für  $w' < 0$ , die Dreiecke in Pink die Flüsse berechnet mit Conditional Sampling für  $w' > 0$ , die orange Linie die Ergebnisse des hydrodynamischen Modellansatzes und die grüne Linie zeigt die gefilterten Flusskomponenten mit  $f > 0,3125 \text{ Hz}$ . In der unteren Abbildung ist das Verhältnis zwischen kohärentem Fluss und Gesamtfluss für den Impulsfluss (schwarz), den fühlbaren Wärmestrom (orange) und den latenten Wärmestrom (blau) dargestellt.

Abbildung 37 (oben) zeigt die turbulenten bodennahen Flüsse für den 18.3.2012. Die meteorologischen Bedingungen sind ähnlich wie für die Periode, die in Abbildung 36 gezeigt wurde (vgl. Abbildung 7). Der markanteste Unterschied ist die deutlich niedrigere Windgeschwindigkeit, dementsprechend gibt es weniger mechanische Turbulenz, die die fühlbaren und latenten Wärmeströme forciert. Die Beträge der Flüsse sind daher deutlich geringer, hier wird der Einfluss der mechanischen Turbulenz unter diesen Bedingungen gut veranschaulicht. Das allgemeine Verhalten der Flüsse und der kohärenten Strukturen ist vergleichbar zu dem im vorangehenden Beispiel.



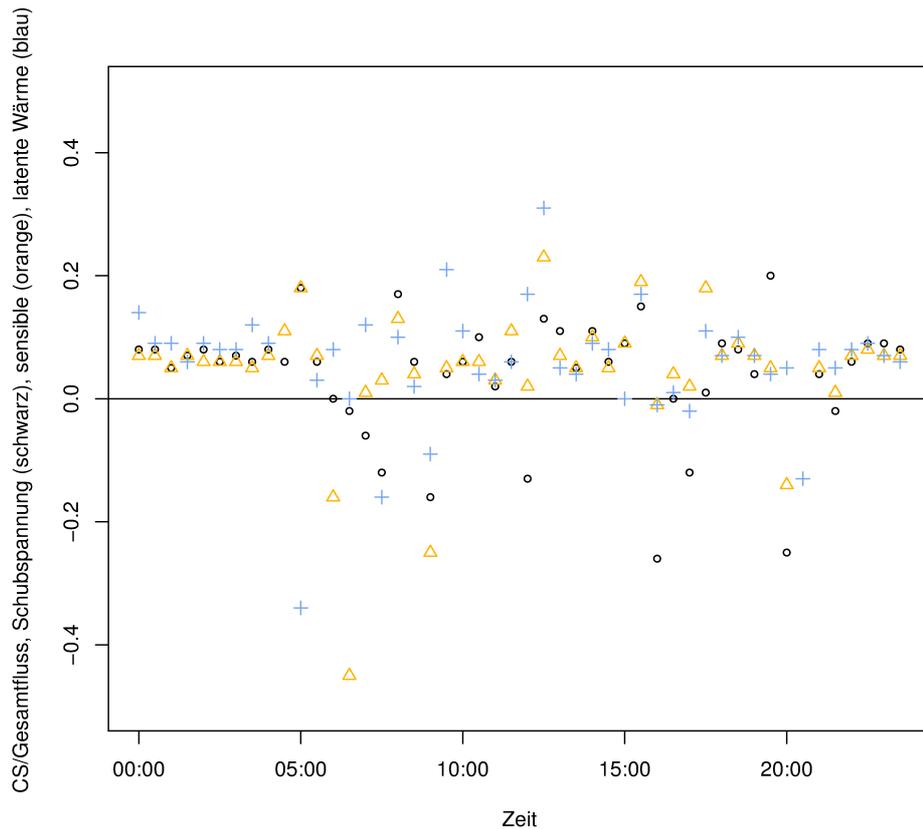


Abbildung 37: Vergleich der kinematischen fühlbaren ( $K \text{ ms}^{-1}$ , oben links) und latenten ( $\text{kgkg}^{-1} \text{ ms}^{-1}$ , oben rechts) Wärmeströme für den 18.3.2012. Die schwarze Linie kennzeichnet die TK3-Flüsse im 30-Minuten-Mittel, die blauen Punkte die TK3-Flüsse über 10 Minuten gemittelt, die roten Kreuze die Flüsse berechnet mit Conditional Sampling für  $w' < 0$ , die Dreiecke in Pink die Flüsse berechnet mit Conditional Sampling für  $w' > 0$ , die orange Linie die Ergebnisse des hydrodynamischen Modellansatzes und die grüne Linie zeigt die gefilterten Flusskomponenten mit  $f > 0,3125 \text{ Hz}$ . In der unteren Abbildung ist das Verhältnis zwischen kohärentem Fluss und Gesamtfluss für den Impulsfluss (schwarz), den fühlbaren Wärmestrom (orange) und den latenten Wärmestrom (blau) dargestellt.

## 5. Frühling (16.4. – 31.5.)

In der Periode Frühling ist nun eine auffällige Besonderheit zu beobachten: Im Gegensatz zu der bis hierher sehr guten Übereinstimmung der berechneten Flüsse aus TK3 und dem hydrodynamischen Modellansatz (außer unter Bedingungen, in denen externe Schwerewellen erzeugt werden und die Kovarianzberechnung zwischen Temperatur- und Vertikalwindfluktuationen fiktive positive fühlbare Flüsse erzeugt, lieferten beide Methoden stets sehr ähnliche Werte), sind nun deutliche Unterschiede zwischen den genannten Verfahren zu erkennen (Abbildung 38 oben links, Abbildung 39 oben links). Der hydrodynamische Modellansatz liefert nun deutlich negativere Werte als die Verfahren, die sich der Kovarianz zwischen Temperatur und Vertikalwindfluktuationen zur Berechnung des

fühlbaren Wärmestromes bedienen. Eine mögliche Ursache hierfür ist, dass durch das bereits leicht einsetzende Tauen an der Schnee-/Eisoberfläche die Oberflächentemperatur zusätzlich abgesenkt wird, fühlbare Energie wird zusätzlich entzogen, um den Tauprozess aufrechtzuerhalten. Der hydrodynamische Modellansatz, der sich der Oberflächentemperatur zur Flussberechnung bedient, liefert demzufolge deutlich niedrigere Werte für die fühlbaren Wärmeströme als die Verfahren, die die Kovarianz zwischen Temperatur- und Vertikalwindfluktuationen in 2 Metern Höhe berechnen. Möglicherweise ist es hier sinnvoll, unter diesen Bedingungen beim hydrodynamischen Modellansatz diese Antau-effekte mit zu berücksichtigen. In Kapitel 3.5 wird dieser Gedanke nochmals aufgegriffen.

Generell schwanken nun die fühlbaren Wärmeströme zwischen leicht negativ bis zu leicht positiv, je nach Wolkenbedeckung und demzufolge kurzweiliger Einstrahlung. Die latenten Wärmeströme sind durchweg leicht positiv, was von allen gezeigten Methoden gut wiedergegeben wird (Abbildung 38 oben rechts, Abbildung 39 oben rechts). Es können immer noch die bereits beschriebenen externen Schwerewellen auftreten, hervorgerufen durch Kaltlufteinbrüche aus Süd-West vom Standort aus gesehen. Abbildung 39 verdeutlicht dies, man sieht relativ große positive fühlbare Flüsse am Anfang des Tages, die mit den genannten Kaltlufteinbrüchen einhergehen (vgl. dazu auch Abbildung 8). Der Anteil an Flusskomponenten mit  $f > 0,3125$  Hz sinkt nun wieder, ein Hinweis darauf, dass die Zeit der durchgehend stark stabilen Schichtung vorbei ist, die kurzweilige Einstrahlung gewinnt mehr und mehr an Bedeutung. Die kohärenten Strukturen zeigen ein sehr geordnetes Verhalten bei konstanten Windrichtungen (Abbildung 38 unten), bei ständig wechselnden Windrichtungen sind diese starken Fluktuationen unterworfen (Abbildung 39 unten), in Abbildung 8 sind die meteorologischen Verhältnisse zu den gezeigten Perioden dargestellt.

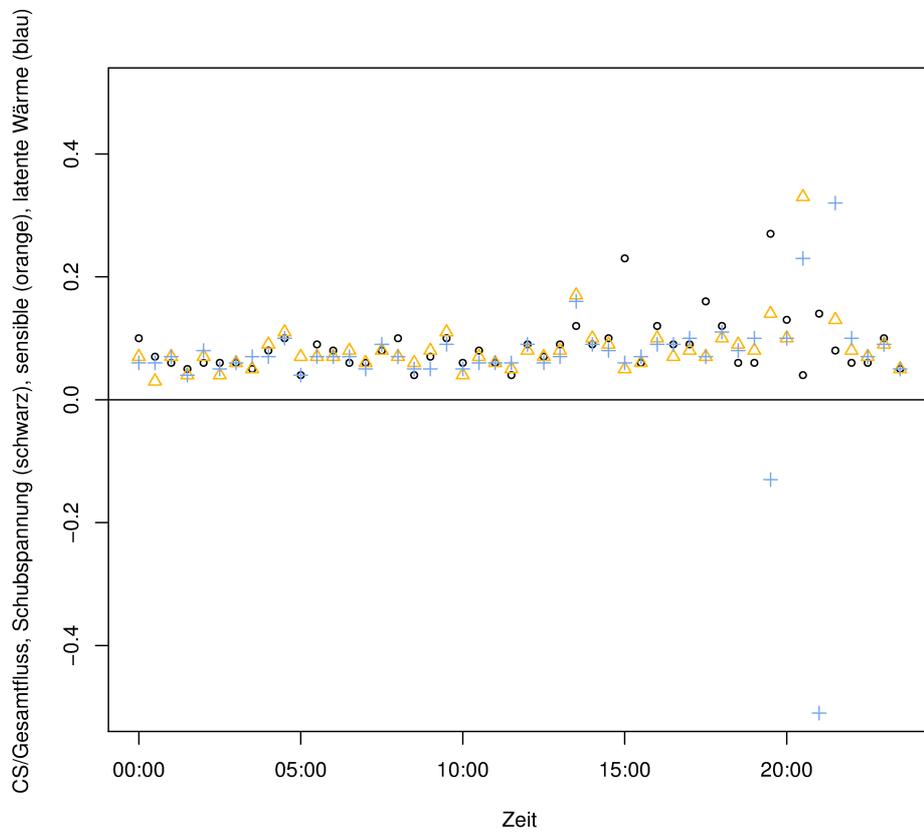
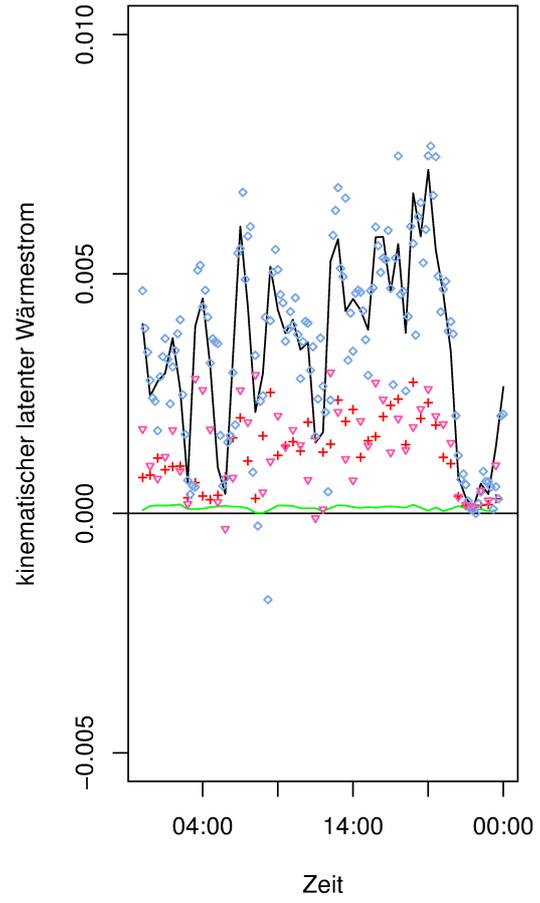
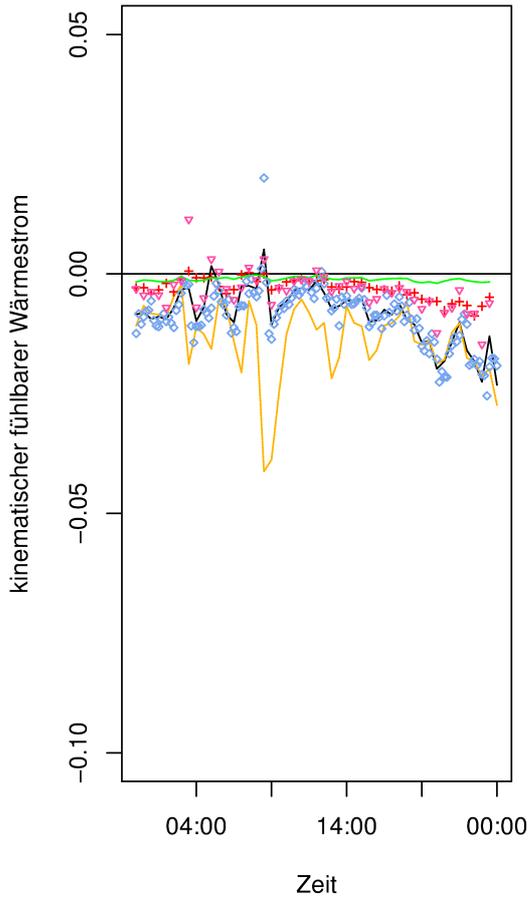
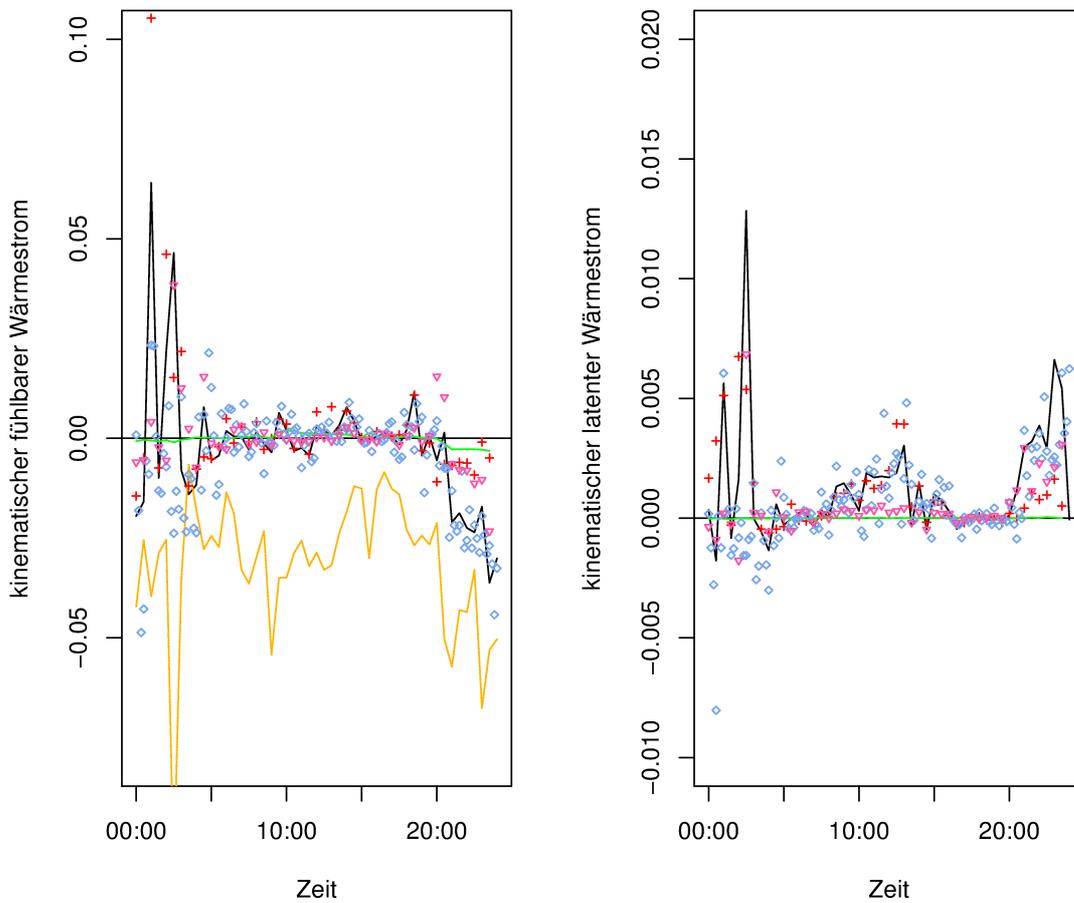


Abbildung 38: Vergleich der kinematischen fühlbaren ( $K \text{ ms}^{-1}$ , oben links) und latenten ( $\text{kgkg}^{-1} \text{ ms}^{-1}$ , oben rechts) Wärmeströme für den 12.5.2012. Die schwarze Linie kennzeichnet die TK3-Flüsse im 30-Minuten-Mittel, die blauen Punkte die TK3-Flüsse über 10 Minuten gemittelt, die roten Kreuze die Flüsse berechnet mit Conditional Sampling für  $w' < 0$ , die Dreiecke in Pink die Flüsse berechnet mit Conditional Sampling für  $w' > 0$ , die orange Linie die Ergebnisse des hydrodynamischen Modellansatzes und die grüne Linie zeigt die gefilterten Flusskomponenten mit  $f > 0,3125 \text{ Hz}$ . In der unteren Abbildung ist das Verhältnis zwischen kohärentem Fluss und Gesamtfluss für den Impulsfluss (schwarz), den fühlbaren Wärmestrom (orange) und den latenten Wärmestrom (blau) dargestellt.



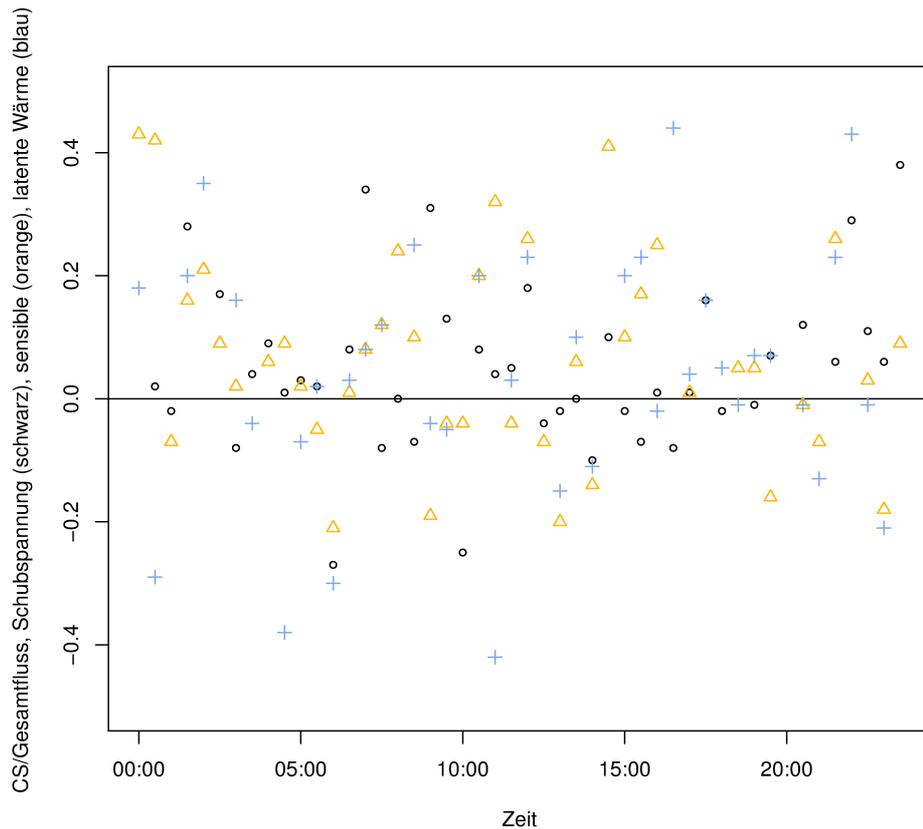
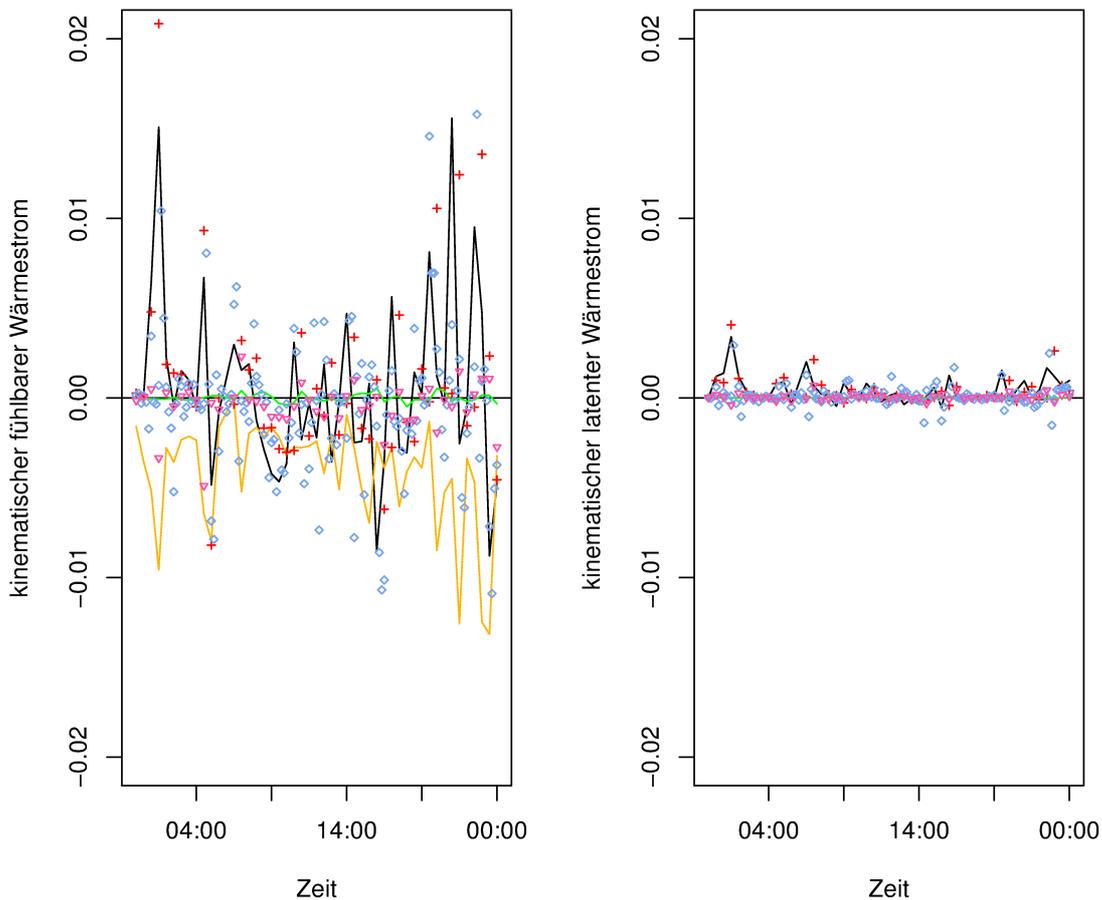


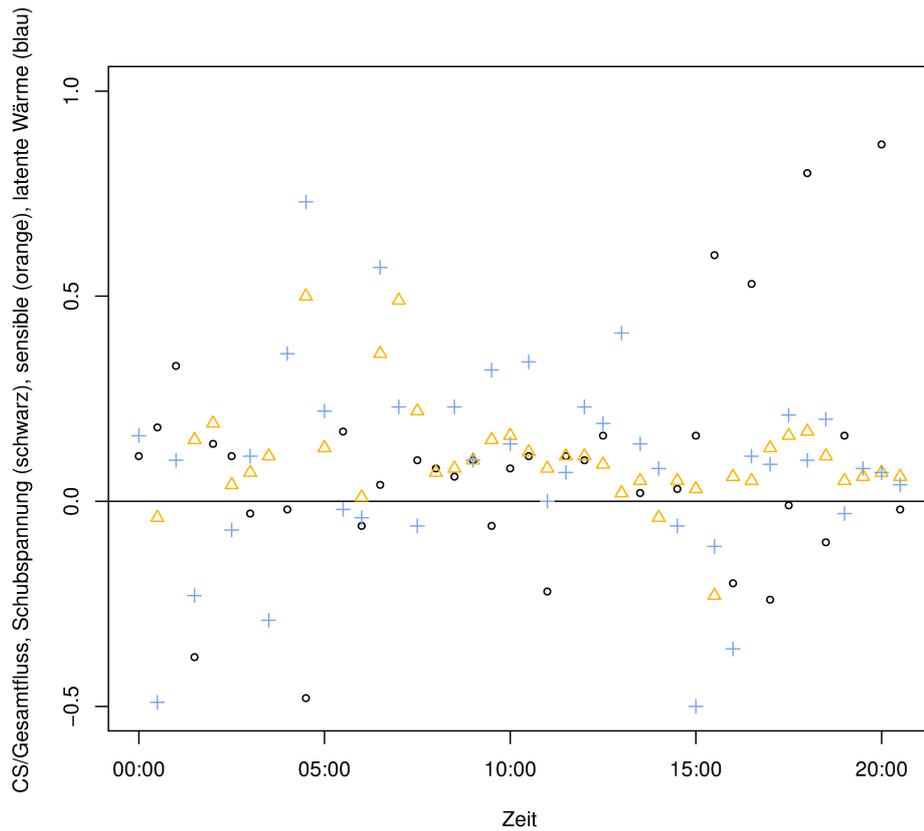
Abbildung 39: Vergleich der kinematischen fühlbaren ( $K \text{ ms}^{-1}$ , oben links) und latenten ( $\text{kgkg}^{-1} \text{ ms}^{-1}$ , oben rechts) Wärmeströme für den 18.5.2012. Die schwarze Linie kennzeichnet die TK3-Flüsse im 30-Minuten-Mittel, die blauen Punkte die TK3-Flüsse über 10 Minuten gemittelt, die roten Kreuze die Flüsse berechnet mit Conditional Sampling für  $w' < 0$ , die Dreiecke in Pink die Flüsse berechnet mit Conditional Sampling für  $w' > 0$ , die orange Linie die Ergebnisse des hydrodynamischen Modellansatzes und die grüne Linie zeigt die gefilterten Flusskomponenten mit  $f > 0,3125 \text{ Hz}$ . In der unteren Abbildung ist das Verhältnis zwischen kohärentem Fluss und Gesamtfluss für den Impulsfluss (schwarz), den fühlbaren Wärmestrom (orange) und den latenten Wärmestrom (blau) dargestellt.

## 6. Schneeschmelze (1.6. – 30.6.)

Die Periode Schneeschmelze zeichnet sich durch um 0 schwankende fühlbare Wärmeströme und mehr oder weniger konstant positive latente Wärmeströme aus (Abbildung 40 oben). Die kurzweilige Einstrahlung ist in dieser Periode bereits in der Lage, die Boden- bzw. Schneeoberfläche zu erwärmen. Dem entgegen wirkt jedoch der Oaseneffekt, der bewirkt, dass aus dem fühlbaren Wärmestrom Energie entzogen wird, um die Verdunstung und die Schmelzprozesse aufrechtzuerhalten. Durch dieses Wechselspiel entstehen bei geringen Windgeschwindigkeiten (vgl. Abbildung 9) die um 0 schwankenden fühlbaren Wärmeströme, auch der Verlauf der Flussanteile für  $f > 0,3125 \text{ Hz}$  gibt dies wieder (Abbildung 40 oben links). Der hydrodynamische Modellansatz zeigt durchgehend negative Werte für den fühlbaren

Wärmestrom. Dies liegt vermutlich darin begründet, dass direkt an der Grenzfläche Schnee/Luft der Oaseneffekt stärker zum Tragen kommt als in einer gewissen Höhe über dem Erdboden. Die Temperatur an der Grenzfläche Schnee/Luft, mit der der hydrodynamische Modellansatz arbeitet, wird dadurch abgesenkt und man erhält durchgehend negative Werte für den fühlbaren Wärmestrom. Doch auch beim hydrodynamischen Modellansatz sind die Schwankungen zu erkennen, die allen Methoden der Flussberechnung in diesem Beispiel zu Eigen sind. Der Oaseneffekt direkt an der Grenzfläche Schnee/Luft und damit die Temperatur direkt an der Grenzfläche Schnee/Luft unterliegen demnach ebenfalls dem vorhin genannten Wechselspiel zwischen durch kurzweilige Einstrahlung hervorgerufener Erwärmung und Verdunstung. Die Schwankungen der bodennahen Prozesse gibt auch der Blick auf die kohärenten Strukturen wieder (Abbildung 40 unten).





*Abbildung 40: Vergleich der kinematischen fühlbaren ( $K \text{ ms}^{-1}$ , oben links) und latenten ( $\text{kgkg}^{-1} \text{ ms}^{-1}$ , oben rechts) Wärmeströme für den 6.6.2012. Die schwarze Linie kennzeichnet die TK3-Flüsse im 30-Minuten-Mittel, die blauen Punkte die TK3-Flüsse über 10 Minuten gemittelt, die roten Kreuze die Flüsse berechnet mit Conditional Sampling für  $w' < 0$ , die Dreiecke in Pink die Flüsse berechnet mit Conditional Sampling für  $w' > 0$ , die orange Linie die Ergebnisse des hydrodynamischen Modellansatzes und die grüne Linie zeigt die gefilterten Flusskomponenten mit  $f > 0,3125$  Hz. In der unteren Abbildung ist das Verhältnis zwischen kohärentem Fluss und Gesamtfluss für den Impulsfluss (schwarz), den fühlbaren Wärmestrom (orange) und den latenten Wärmestrom (blau) dargestellt.*

### 3.4.2 Vergleich der bodennahen turbulenten Flüsse, errechnet mit Eddy-Kovarianz und ausgegeben vom regionalen Klimamodell HIRHAM5, im Jahresgang für den Standort Ny-Ålesund

In diesem Kapitel erfolgt eine Gegenüberstellung der Messdaten des Eddy-Kovarianz-Systems mit den bodennahen Flüssen, errechnet mit HIRHAM5. Das Modell HIRHAM5 ist wegen der deutlich geringeren räumlichen und zeitlichen Auflösung gegenüber den anderen gezeigten Mess- und Modellierungsmethoden nicht trivial mit Punktmessungen vergleichbar, daher erfolgt zusätzlich zunächst ein Vergleich von HIRHAM5-Monatsmittelprofilen mit entsprechenden Monatsmitteln aus den Radiosondendaten (Anhang D). In den Abbildungen D-1 bis D-12 sind die Profile der Temperatur und der relativen Feuchte für die Monate Juli 2011 bis Juni 2012 dargestellt. Die schwarzen Punkte stellen dabei die Monatsmittel der entsprechenden Radiosonden dar, die farbigen Linien zeigen die HIRHAM5-Werte für die in Abbildung A-6 gezeigten Koordinaten. Von West nach Ost ist die farbliche Zuordnung blau (Koordinatenpunkt Wasser), orange (Koordinatenpunkt Land/Wasser), rot (Koordinatenpunkt Land). Die Höhenschritte der Linien entsprechen dabei den full level Standardmodellleveln des ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) für 40 Level ([http://www.ecmwf.int/products/data/technical/model\\_levels/model\\_def\\_40.html](http://www.ecmwf.int/products/data/technical/model_levels/model_def_40.html)). Der Vollständigkeit halber und um einen Eindruck zu gewinnen über die Variationen des monatlichen Mittels des Bodenluftdrucks für die gezeigten Daten sind mit den farbigen Punkten dieselben Daten für entsprechend dem jeweiligen monatlichen Mittel des Bodenluftdrucks angepasste Höhen eingezeichnet. Die Berechnung der Höhen erfolgte dabei in beiden Fällen mit einer einfachen Form der barometrischen Höhenformel (Gleichung (31)), einmal unter Verwendung des Standardluftdrucks  $p_0=1013,25$  hPa am Erdboden (Linien), einmal unter Verwendung der aus den BSRN-Daten berechneten Mittel des Bodenluftdrucks in den jeweiligen Monaten entsprechend Tabelle 3.1 (Punkte).  $p(H)$  sind bei der Berechnung der Höhe  $H$  die Luftdruckwerte der schon genannten full level Standardmodelllevel des ECMWF,  $H_0$  ist die Höhe der homogenen Atmosphäre (7990 m).

$$p(H) = p_0 \cdot \exp\left(\frac{-H}{H_0}\right) \quad (31)$$

*Tabelle 3.1: Monatliche Bodenluftdruckmittel BSRN-Station, Juli 2011 bis Juni 2012*

Monat	Juli 2011	August 2011	Sept. 2011	Okt. 2011	Nov. 2011	Dez. 2011	Jan. 2012	Feb. 2012	März 2012	April 2012	Mai 2012	Juni 2012
Luft- druck (hPa)	1012.9	1014.5	1006.5	1003.9	1002	991.2	1008.1	997.2	1004.8	1012.2	1010.7	1014.1

3 Hauptaussagen lassen sich aus den Profilen ableiten: Zum Einen ist die Temperatur für den Koordinatenpunkt Land stets kleiner als für den Koordinatenpunkt Land/Wasser, für den wiederum geringere Temperaturen als für den Koordinatenpunkt Wasser ausgegeben werden. Dies könnte man mit der über Land stärkeren Auskühlung durch langwellige Abstrahlung erklären. Weiterhin wird in den Wintermonaten die Feuchte in HIRHAM5 deutlich überschätzt. Und: die Variationen der Profile in der Nähe der Erdoberfläche, also in der atmosphärischen Grenzschicht, können von HIRHAM5, wenn überhaupt, nur ansatzweise wiedergegeben werden (vgl. Mielke, 2012).

Zu den bodennahen turbulenten Flüssen:

### **1. Sommer (1.7. – 31.8.)**

Abbildung 41 gibt die energetischen (vgl. Anhang G, Glossar) fühlbaren (oben) und latenten (unten) Wärmeströme vom 10.7.2011 wieder, berechnet mit TK3, 30 Minuten Mittelung (Punkte), und die entsprechenden Wärmeströme aus HIRHAM5 für drei verschiedene Koordinatenpunkte, berechnet mit den Gleichungen (19) und (20) im 6-Stunden-Mittel. Abbildung A-6 zeigt die betreffenden Koordinatenpunkte, die Reihenfolge von Ost nach West: blau, orange, rot. Die drei Punkte wurden gewählt, um unterschiedliche Unterlageneigenschaften bei den Flussberechnungen in HIRHAM5 nachzuvollziehen. Der westlichste Punkt soll dabei für Berechnungen über dem Meer stehen (**blau**), der mittlere Punkt für eine Kombination aus Meeresoberfläche und Land (**orange**), dieser Punkt liegt Ny-Ålesund am Nächsten. Der östlichste Punkt steht dabei für Berechnungen ausschließlich über Land (**rot**). Zusätzlich ist auf allen Abbildungen noch die Geradengleichung wiedergegeben, die sich aus der orthogonalen Regression (vgl. Anhang E) zwischen den Eddy-Kovarianz-Daten und den Daten vom HIRHAM5-Koordinatenpunkt **orange** ergibt. Dieser HIRHAM5-Punkt wurde für die Regression gewählt, weil er am nächsten zum Standort Ny-Ålesund liegt. x sind dabei die Eddy-Kovarianz-Werte (die Referenz), y die entsprechenden HIRHAM5-

Werte.  $\langle x \rangle$  und  $\langle y \rangle$  stehen für die Mittelwerte von  $x$  und  $y$ . Bei der orthogonalen Regression wird ein statistisch homogenes meteorologisches Feld für die zu vergleichenden Messungen angenommen, der Korrelationskoeffizient wird per se auf 1 gesetzt, um systematische Abweichungen bestimmen zu können. Bei der Interpretation der auf diese Art erzeugten Geradengleichung sollte man hier allerdings immer berücksichtigen, dass Datensätze unterschiedlicher Auflösung verglichen werden (Eddy-Kovarianz: 30 min. (um die natürlichen Fluktuationen der turbulenten Flüsse in kleinen Zeiträumen nachvollziehen zu können), HIRHAM5: 6 Stunden), was sich auf die zu berechnenden Größen bei der Regression auswirkt. Die Geradengleichung ist also hier immer im Kontext mit der graphischen Darstellung der gezeigten Daten zu sehen. Für die Eddy-Kovarianz-Daten und die Daten des Koordinatenpunktes Land/Meer ist mit gestrichelten Linien zusätzlich noch der Bereich der Standardabweichung des jeweiligen Datensatzes für positive und negative Abweichungen eingetragen (der gesamte Bereich zwischen den gestrichelten Linien entspricht also  $2 \cdot$  Standardabweichung des entsprechenden Datensatzes).

Die fühlbaren Flüsse aus HIRHAM5 über Land sind in Abbildung 41 negativer als über Wasser, die negativsten Werte liefert der Punkt mit der Land/Meer-Kombination. Das ist auf den ersten Blick etwas verwunderlich, würde man doch davon ausgehen, dass der Punkt für die Kombination Land/Meer in seinem Verhalten zwischen den beiden Punkten für Land und für Wasser liegen sollte; betrachtet man sich aber die Werte für die Oberflächenrauigkeit, die von HIRHAM5 für die drei genannten Punkte und den betrachteten Zeitraum ausgegeben werden, so fällt auf, dass die Rauigkeit am Punkt Land/Wasser am Größten ist (Ausgabe HIRHAM5: Rauigkeit Punkt Wasser:  $1,20 \cdot 10^{-5} - 1,22 \cdot 10^{-4}$  m; Rauigkeit Punkt Land/Wasser: 3,35 m; Rauigkeit Punkt Land: 2,36 m). Daraus folgt, dass die Schubspannung für den Punkt Land/Wasser am Größten ist, die dann die betragsmäßig größeren fühlbaren und latenten Wärmeströme generieren kann. Diese Tendenz zieht sich durch alle folgenden Ausführungen. Beim latenten Wärmestrom liefert der Punkt Wasser durchgehend leicht positive Werte, die Werte für die beiden anderen Koordinaten gehen im Tagesverlauf von leicht positiv zu leicht negativ. Größenordnungsmäßig passt das im Rahmen der zu erwartenden Genauigkeit der HIRHAM5-Berechnungen annähernd bei diesen Bedingungen mit den TK3-Flüssen zusammen, wobei die negativen latenten Flüsse kritisch zu betrachten sind, gelegentlicher leichter Niederschlag an diesem Tag ist hier wohl verantwortlich für die negativen Flüsse (Tagessumme Niederschlag 10.7.2011: 0,1 mm). Allgemein fluktuieren die Flüsse, die mit Eddy-Kovarianz berechnet wurden an diesem Tag stark, vor allem aufgrund der stark wechselnden Windgeschwindigkeiten und -richtungen. Fluktuationen können in den

gezeigten HIRHAM5-Daten nicht aufgelöst werden, da diese Daten jeweils 6-Stunden-Mittel sind.

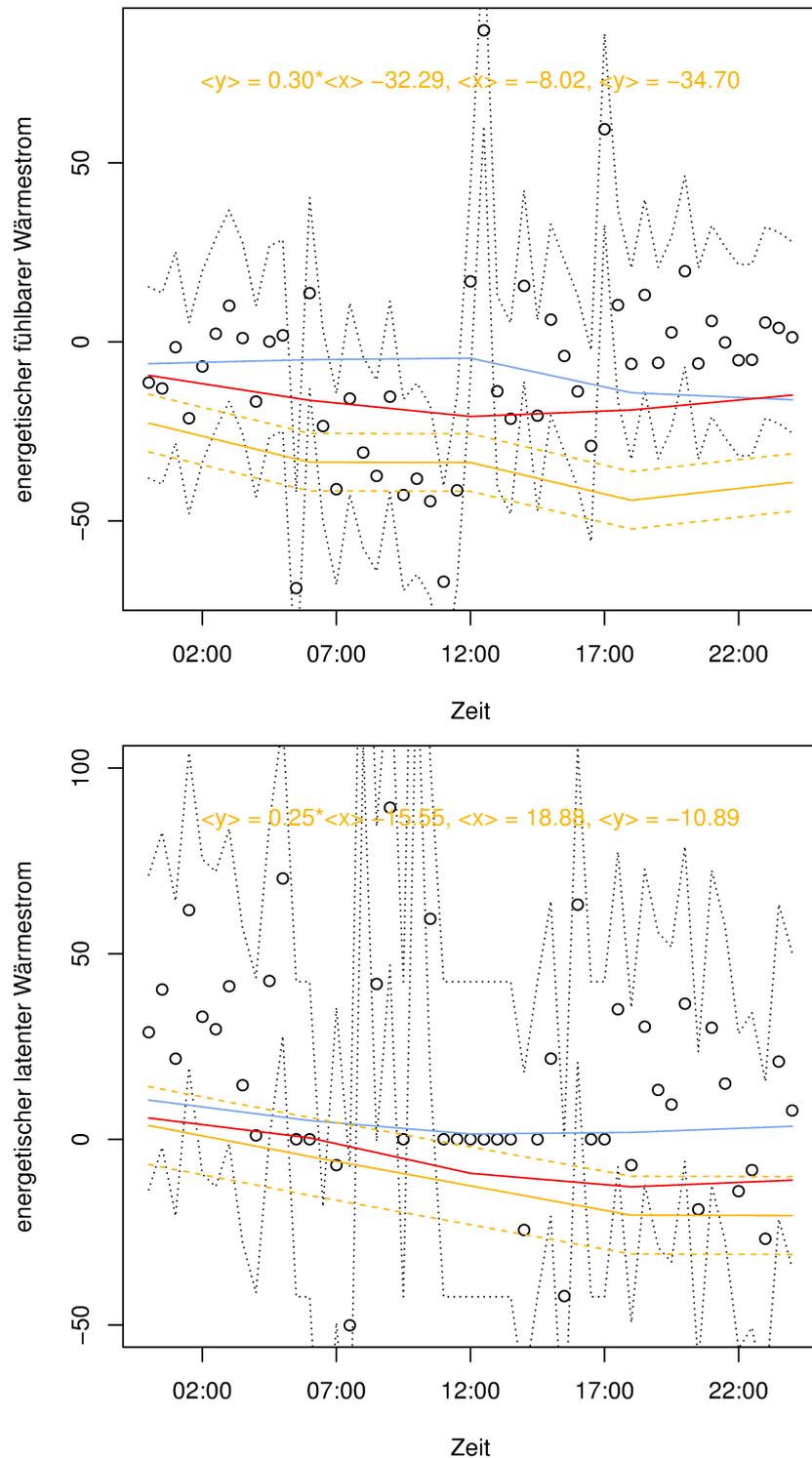


Abbildung 41: Vergleich der energetischen fühlbaren ( $Wm^{-2}$ , oben) und latenten ( $Wm^{-2}$ , unten) Wärmeströme für den 10.7.2011. Die schwarzen Punkte stellen die Flüsse berechnet mit TK3, 30 Minuten Mittelung, dar. Die drei Linien zeigen die 6h-Mittel der entsprechenden Flüsse berechnet mit HIRHAM5 für drei ausgewählte Koordinatenpunkte, vgl. Abbildung A-6, die Reihenfolge von West nach Ost: blau, orange, rot. Gestrichelte Linien: 2\*Standardabweichung des entsprechenden Datensatzes.

Das Modell HIRHAM5 gibt den Tagesgang bei relativ stark ausgeprägter thermischer Turbulenz allerdings in keinster Weise wieder. Bei Sommerbedingungen ohne Wolken entsteht ein deutlicher Tagesgang in den turbulenten Flüssen, wie die Eddy-Kovarianz-Daten in Abbildung 42 zeigen. Mögliche Ursachen für die schlechte Repräsentation der Flüsse durch HIRHAM5 unter diesen Bedingungen und Verbesserungsansätze werden in 3.5 noch ausführlicher diskutiert.

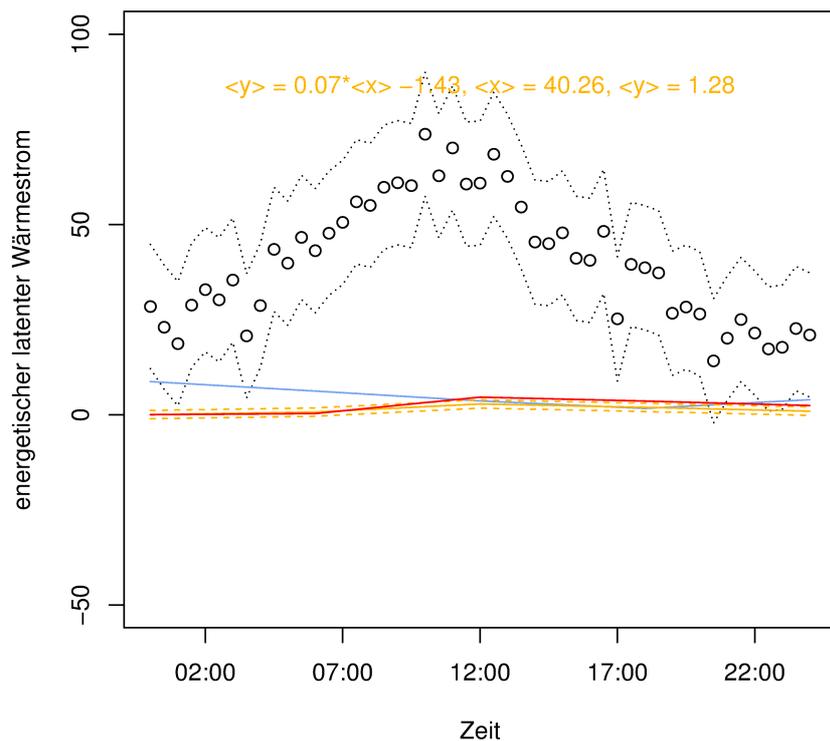
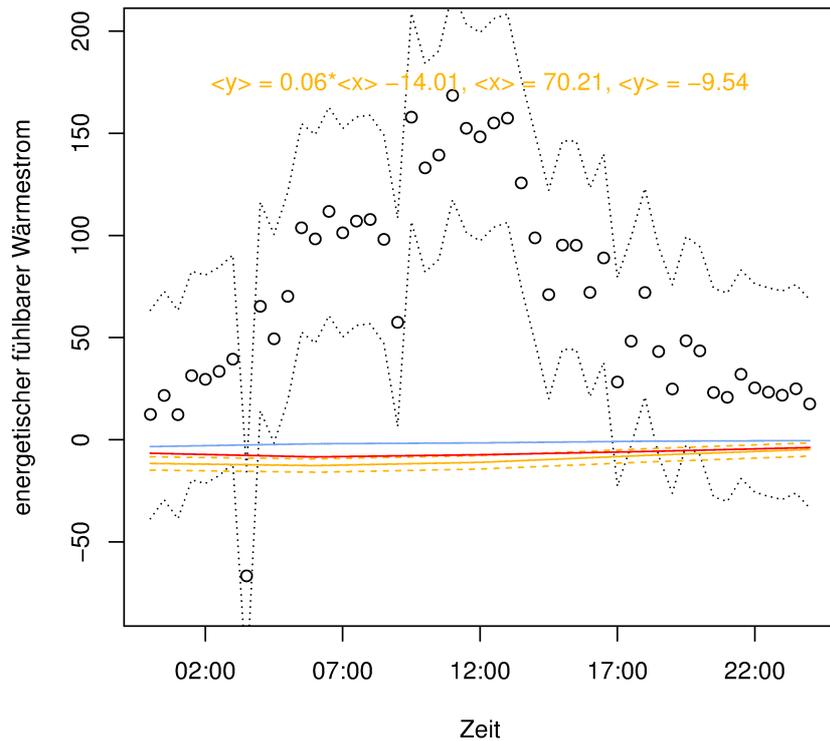
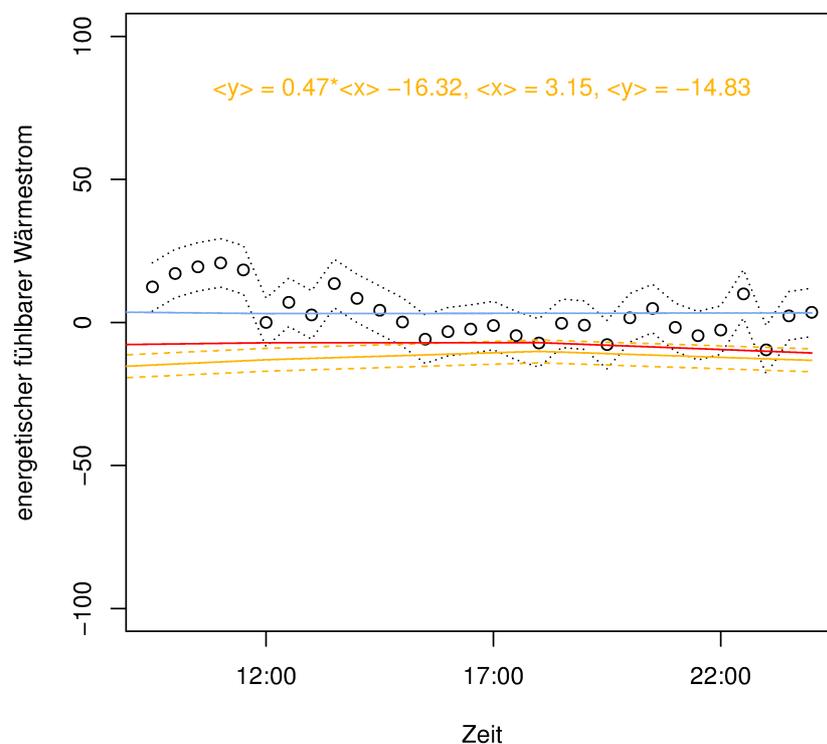
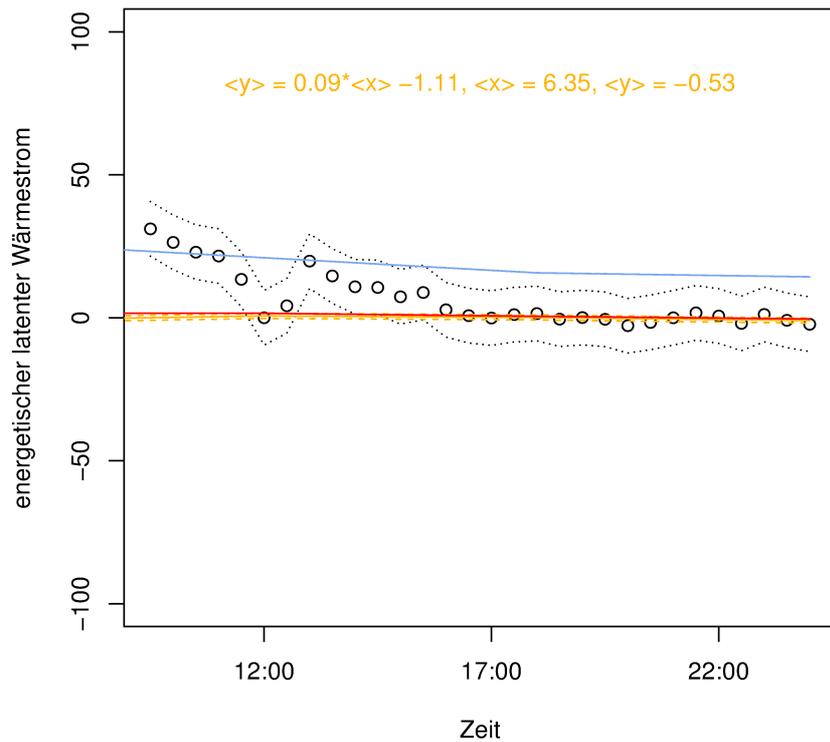


Abbildung 42: Vergleich der energetischen fühlbaren ( $Wm^{-2}$ , oben) und latenten ( $Wm^{-2}$ , unten) Wärmeströme für den 20.7.2011. Die schwarzen Punkte stellen die Flüsse berechnet mit TK3, 30 Minuten Mittelung, dar. Die drei Linien zeigen die 6h-Mittel der entsprechenden Flüsse berechnet mit HIRHAM5 für drei ausgewählte Koordinatenpunkte, vgl. Abbildung A-6, die Reihenfolge von West nach Ost: blau, orange, rot. Gestrichelte Linien: 2\*Standardabweichung des entsprechenden Datensatzes.

## 2. Herbst (1.9. – 30.9.)

Die Flüsse berechnet mit HIRHAM5 (Abbildung 43) stimmen für diese Bedingungen halbwegs gut mit den Messdaten überein. Die Werte der beiden Koordinatenpunkte Land und Land/Wasser spiegeln vom Betrag her ungefähr das wieder, was durch das Eddy-Kovarianz-System gemessen wurde, Variationen im Tagesgang werden aber auch hier nicht aufgelöst. Die Flüsse sind insgesamt sehr klein zu dieser Jahreszeit. Die Vorzeichen unterscheiden sich, während mit Eddy-Kovarianz noch vornehmlich positive fühlbare und latente Wärmeströme errechnet werden, gibt HIRHAM5 für die Koordinatenpunkte Land und Land/Wasser leicht negative Werte aus. Die fühlbaren und latenten Wärmeströme für den Koordinatenpunkt Wasser sind leicht positiv, so wie man das auch für diese Jahreszeit über einer offenen Meeresfläche, die etwas wärmer ist als die Lufttemperatur, erwarten würde.





*Abbildung 43: Vergleich der energetischen fühlbaren ( $Wm^{-2}$ , oben) und latenten ( $Wm^{-2}$ , unten) Wärmeströme für den 13.9.2011. Die schwarzen Punkte stellen die Flüsse berechnet mit TK3, 30 Minuten Mittelung, dar. Die drei Linien zeigen die 6h-Mittel der entsprechenden Flüsse berechnet mit HIRHAM5 für drei ausgewählte Koordinatenpunkte, vgl. Abbildung A-6, die Reihenfolge von West nach Ost: blau, orange, rot. Gestrichelte Linien:  $2 \cdot$  Standardabweichung des entsprechenden Datensatzes.*

### 3. Winter (1.10. – 14.3.)

Abbildung 44 zeigt die fühlbaren und latenten Wärmeströme für den 4.11.2011 im Vergleich mit HIRHAM5-Berechnungen. Der Trend, der sich schon im Herbst andeutete, setzt sich nun hier verstärkt fort. Die fühlbaren und latenten Wärmeströme aus HIRHAM5 für den Koordinatenpunkt über Wasser zeigen nun deutlich positive Werte, der Temperaturunterschied zwischen Wasseroberfläche und Luft ist zu dieser Jahreszeit größer als im Herbst. Die negativen fühlbaren Wärmeströme für die Punkte Land und Land/Wasser sind nachzuvollziehen und passen zu den Messwerten, die Beträge sind allerdings für den Koordinatenpunkt Land/Wasser deutlich größer. Eine mögliche Erklärung dafür sind die anfangs des Kapitels aufgestellten Vermutungen zur in HIRHAM5 angenommenen Rauigkeit an diesem Koordinatenpunkt. Die latenten Wärmeströme für die beiden genannten Punkte sind negativ, das passt nicht zu den Turbulenzmessungen vor Ort, lässt sich aber evtl. darauf zurückführen, dass HIRHAM5 für die Wintermonate die Feuchte in der Atmosphäre generell deutlich überschätzt (vgl. Anhang D). Hier wird dann z.B. Advektion feuchter Luft

angenommen, was negative latente Wärmeströme generiert, in dem gezeigten Ausmaß mit der Realität aber nicht übereinstimmen kann.

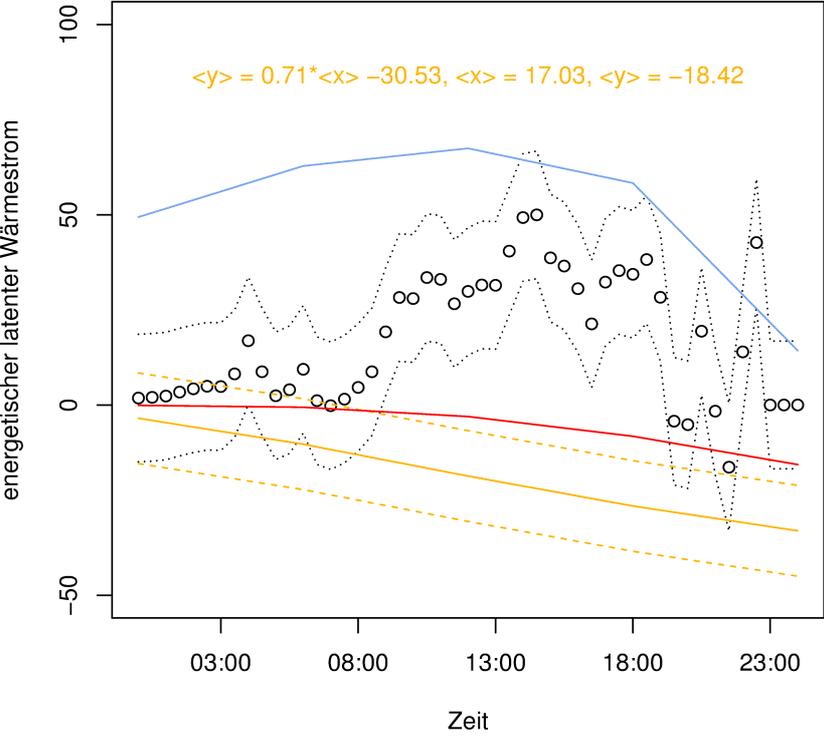
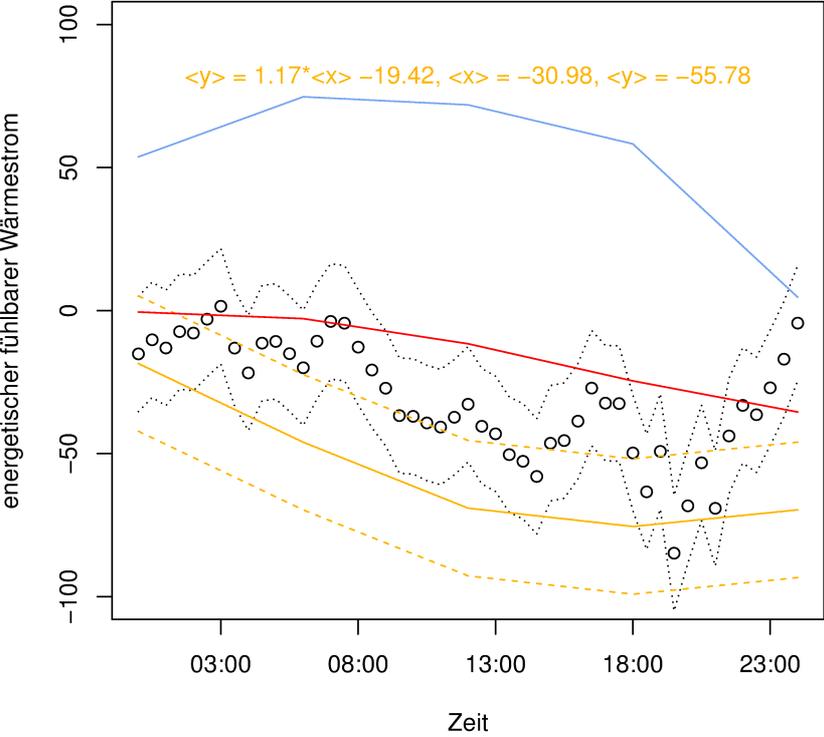
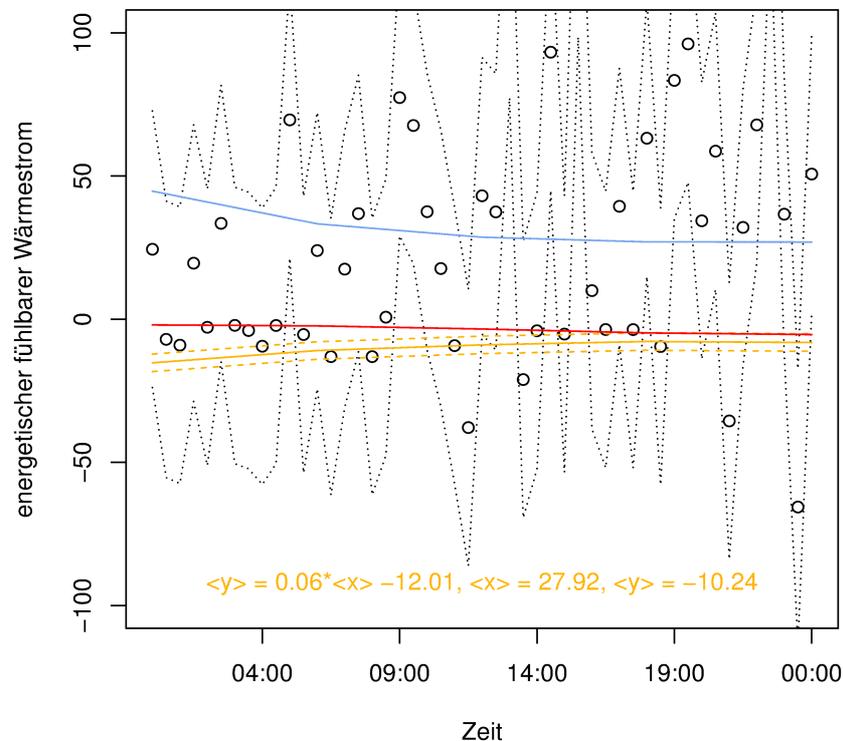
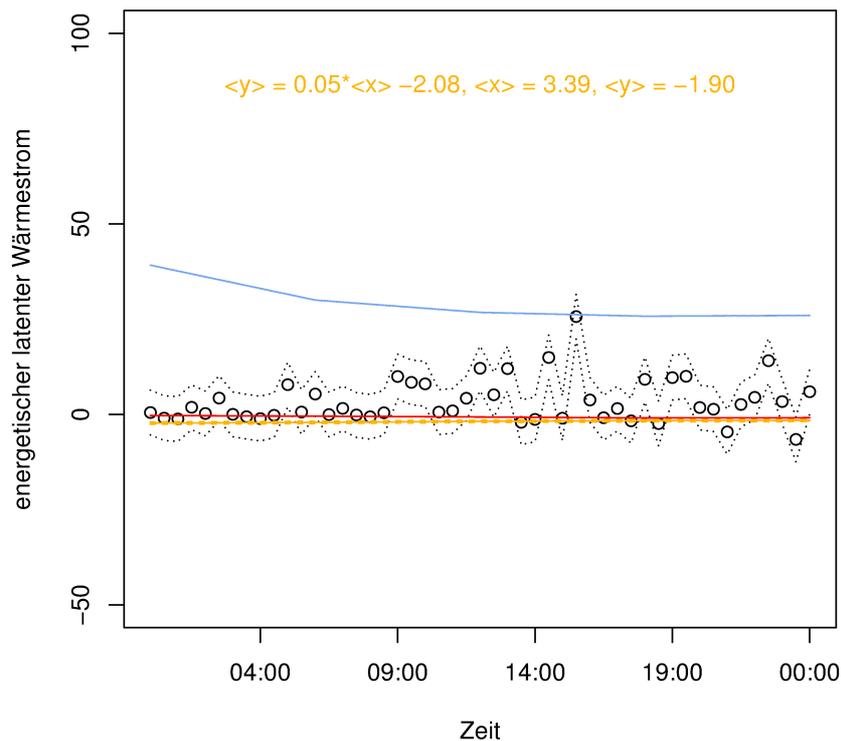


Abbildung 44: Vergleich der energetischen fühlbaren ( $Wm^{-2}$ , oben) und latenten ( $Wm^{-2}$ , unten) Wärmeströme für den 4.11.2011. Die schwarzen Punkte stellen die Flüsse berechnet mit TK3, 30 Minuten Mittelung, dar. Die drei Linien zeigen die 6h-Mittel der entsprechenden Flüsse berechnet mit HIRHAM5 für drei ausgewählte Koordinatenpunkte, vgl. Abbildung A-6, die Reihenfolge von West nach Ost: blau, orange, rot. Gestrichelte Linien: 2\*Standardabweichung des entsprechenden Datensatzes.

Die mit HIRHAM5 berechneten Flüsse zeigen im nächsten Beispiel (Abbildung 45) ähnliches Verhalten, wie schon zuvor beschrieben: fühlbare und latente Wärmeströme für den Koordinatenpunkt Wasser sind positiv, was man unter Annahme einer eisfreien Ozeanfläche bei kälterer Luft gut nachvollziehen kann. Für die fühlbaren Wärmeströme der Koordinatenpunkte Land und Land/Wasser würde man negativere Werte erwarten. Bei klaren Bedingungen, Polarnacht und wenig Wind müssten durch die langwellige Abstrahlung deutlich negative Flüsse entstehen, wie das z.B. in Abbildung 35 am hydrodynamischen Schichtansatz sichtbar wird. Die latenten Wärmeströme der beiden Koordinatenpunkte Land und Land/Wasser folgen in etwa den Messwerten. Die fühlbaren Eddy-Kovarianz-Flüsse sind an diesem Tag stark beeinflusst durch die bereits beschriebenen externen Schwerewellen und dadurch entstehenden fiktiven positiven Wärmeströmen.

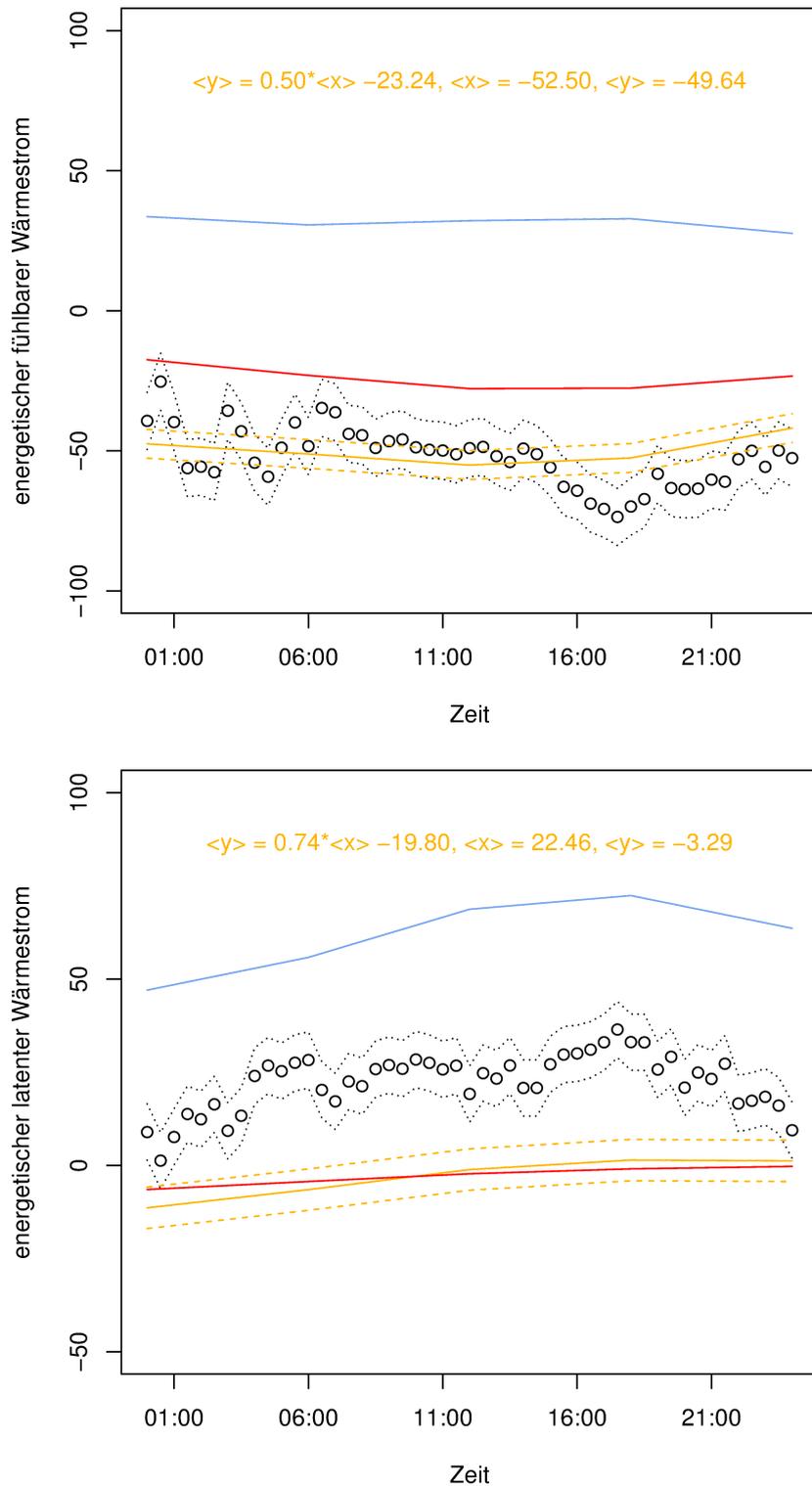




*Abbildung 45: Vergleich der energetischen fühlbaren ( $Wm^{-2}$ , oben) und latenten ( $Wm^{-2}$ , unten) Wärmeströme für den 24.1.2012. Die schwarzen Punkte stellen die Flüsse berechnet mit TK3, 30 Minuten Mittelung, dar. Die drei Linien zeigen die 6h-Mittel der entsprechenden Flüsse berechnet mit HIRHAM5 für drei ausgewählte Koordinatenpunkte, vgl. Abbildung A-6, die Reihenfolge von West nach Ost: blau, orange, rot. Gestrichelte Linien:  $2 \times$  Standardabweichung des entsprechenden Datensatzes.*

#### 4. Vorfrühling (15.3. – 15.4.)

HIRHAM5 folgt hier für den Koordinatenpunkt Wasser sowohl für den fühlbaren als auch für den latenten Wärmestrom wieder dem bereits an den beiden vorhergehenden Beispielen gezeigten Verlauf. Der negative fühlbare Wärmestrom unter diesen Bedingungen wird für die Koordinatenpunkte Land und Land/Wasser auch in HIRHAM5 wiedergegeben, wobei die Beträge für den Punkt Land/Wasser wieder deutlich negativer sind, wie das auch schon in Abbildung 44 zu sehen war. Der deutlich positive durch Eddy-Kovarianz bestimmte latente Wärmestrom kann für die genannten Punkte nicht aufgelöst werden, was wiederum an der schlechten Wiedergabe der Feuchte in HIRHAM5 für die Winterzeit liegen kann. Da in HIRHAM5 eine deutlich zu feuchte Atmosphäre angenommen wird, könnten demzufolge auch die latenten Wärmeströme nicht oder kaum positiv sein, wenn der Feuchtegradient zwischen Bodenoberfläche und darüberliegender Luftsäule nicht vorhanden ist. Die Berechnung der bodennahen Flüsse in HIRHAM5 bedient sich eben dieser Gradienten, vgl. Gleichung (19).



**Abbildung 46:** Vergleich der energetischen fühlbaren ( $Wm^{-2}$ , oben) und latenten ( $Wm^{-2}$ , unten) Wärmeströme für den 16.3.2012. Die schwarzen Punkte stellen die Flüsse berechnet mit TK3, 30 Minuten Mittelung, dar. Die drei Linien zeigen die 6h-Mittel der entsprechenden Flüsse berechnet mit HIRHAM5 für drei ausgewählte Koordinatenpunkte, vgl. Abbildung A-6, die Reihenfolge von West nach Ost: blau, orange, rot. Gestrichelte Linien: 2\*Standardabweichung des entsprechenden Datensatzes.

HIRHAM5 erzeugt für den 18.3.2012 leicht negative fühlbare Wärmeströme für die Koordinatenpunkte Land und Land/Wasser, in etwas niedrigeren Beträgen, was die niedrigere Windgeschwindigkeit im Vergleich zum Beispiel zuvor gut wiedergibt. Die latenten Wärmeströme sind ungefähr 0, damit passen diese HIRHAM5-Werte gut zu den Messwerten. Die Werte der Flüsse für den Koordinatenpunkt Wasser zeigen das bereits bekannte Verhalten für Winterbedingungen.

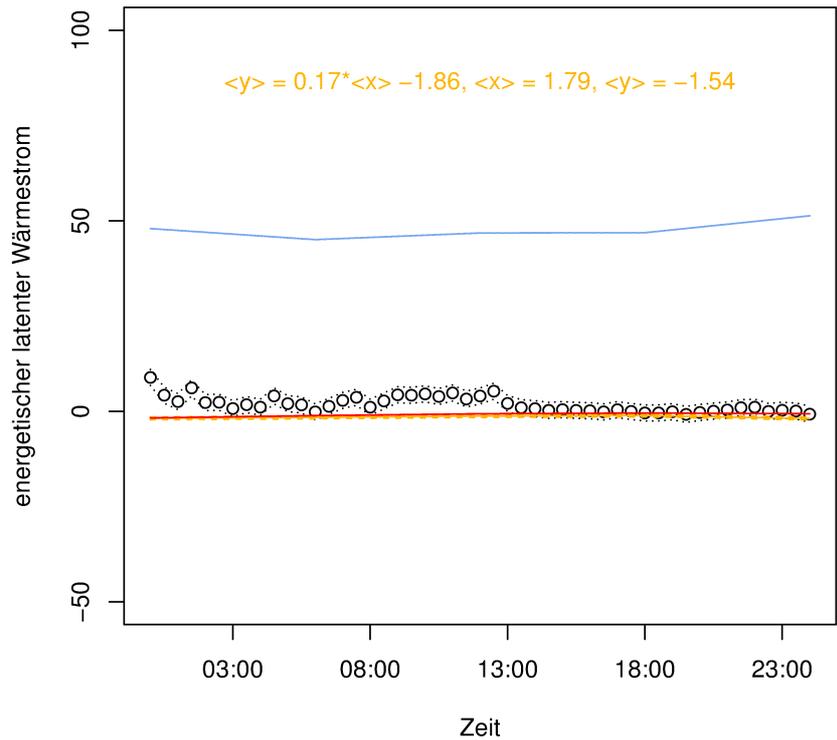
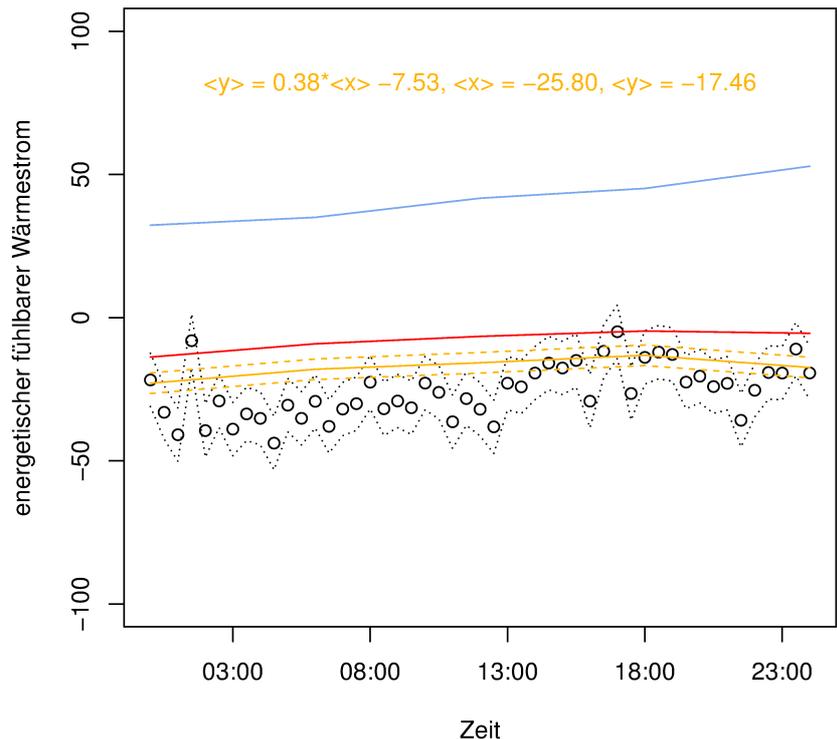
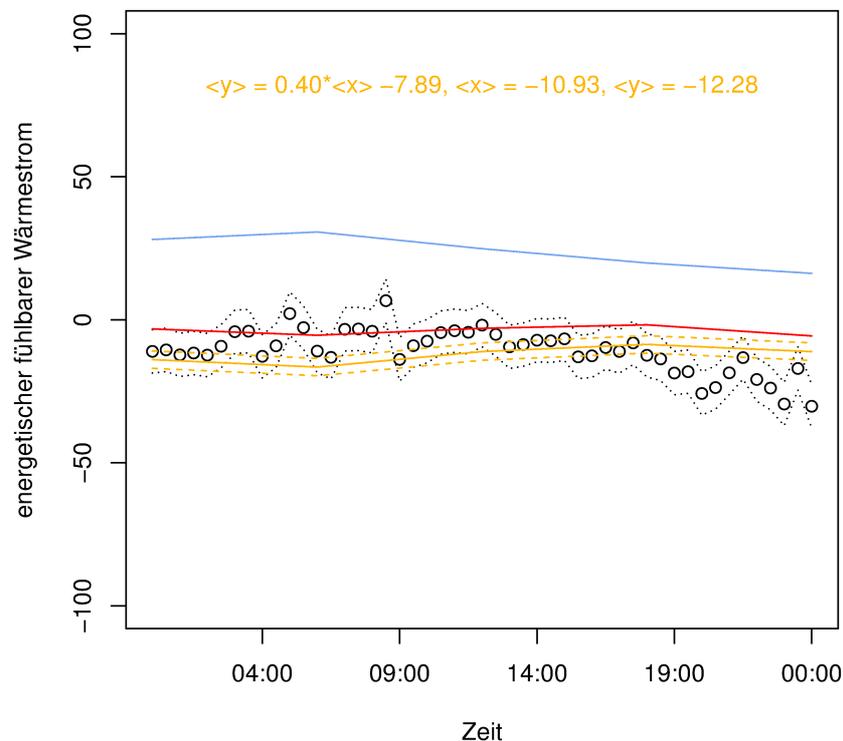


Abbildung 47: Vergleich der energetischen fühlbaren ( $Wm^{-2}$ , oben) und latenten ( $Wm^{-2}$ , unten) Wärmeströme für den 18.3.2012. Die schwarzen Punkte stellen die Flüsse berechnet mit TK3, 30 Minuten Mittelung, dar. Die drei Linien zeigen die 6h-Mittel der entsprechenden Flüsse berechnet mit HIRHAM5 für drei ausgewählte Koordinatenpunkte, vgl. Abbildung A-6, die Reihenfolge von West nach Ost: blau, orange, rot. Gestrichelte Linien: 2\*Standardabweichung des entsprechenden Datensatzes.

## 5. Frühling (16.4. – 31.5.)

Der bereits mehrfach gezeigte Trend des Verhaltens der Flüsse, die aus HIRHAM5 ausgegeben werden, setzt sich weiterhin fort, immer noch sind die fühlbaren und latenten Wärmeströme positiv für den Koordinatenpunkt Wasser, wenn auch nun im Betrag etwas kleiner. Dies ist dem Umstand geschuldet, dass die Atmosphäre nun nach dem Winter wieder wärmer wird und somit die Temperaturgradienten zwischen Meeresoberfläche und darüberliegender Luft kleiner werden. Die HIRHAM5-Werte für die Koordinatenpunkte Land und Land/Wasser passen recht gut zu den Messwerten, wengleich auch hier positive gemessene latente Wärmeströme nicht ganz gezeigt werden (Abbildung 48 und 49).



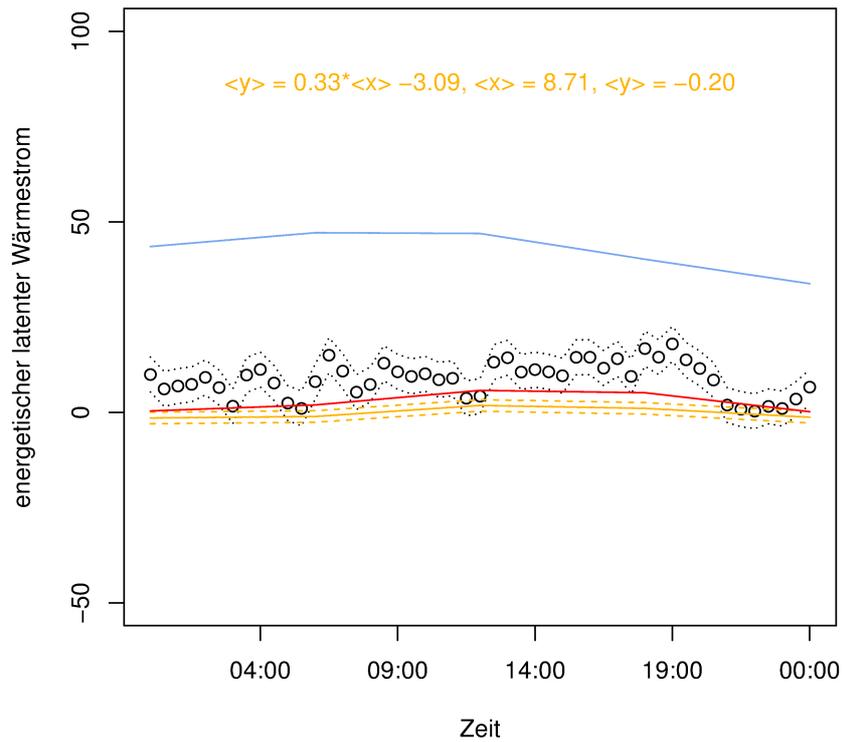
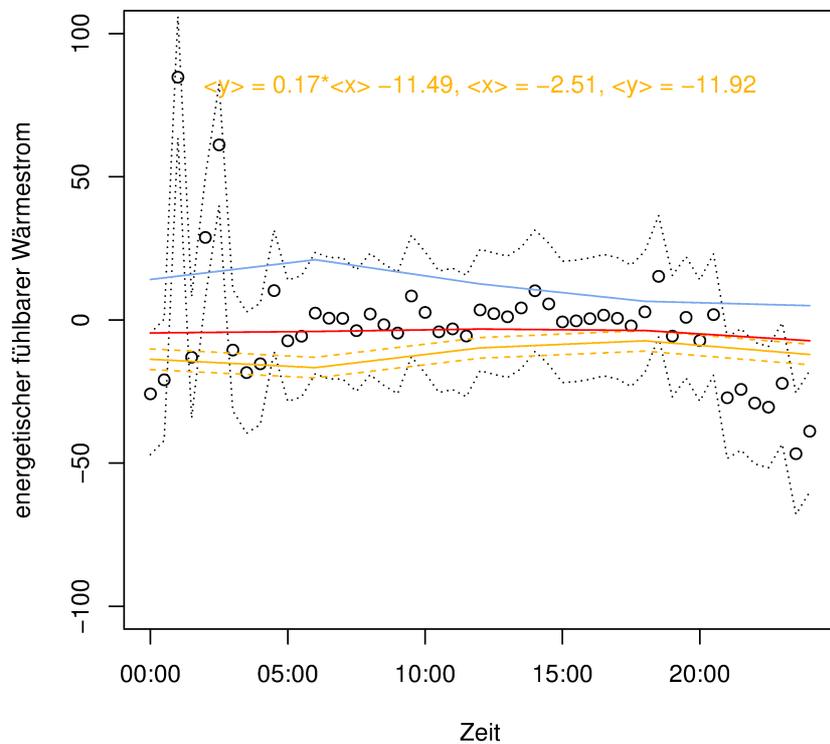
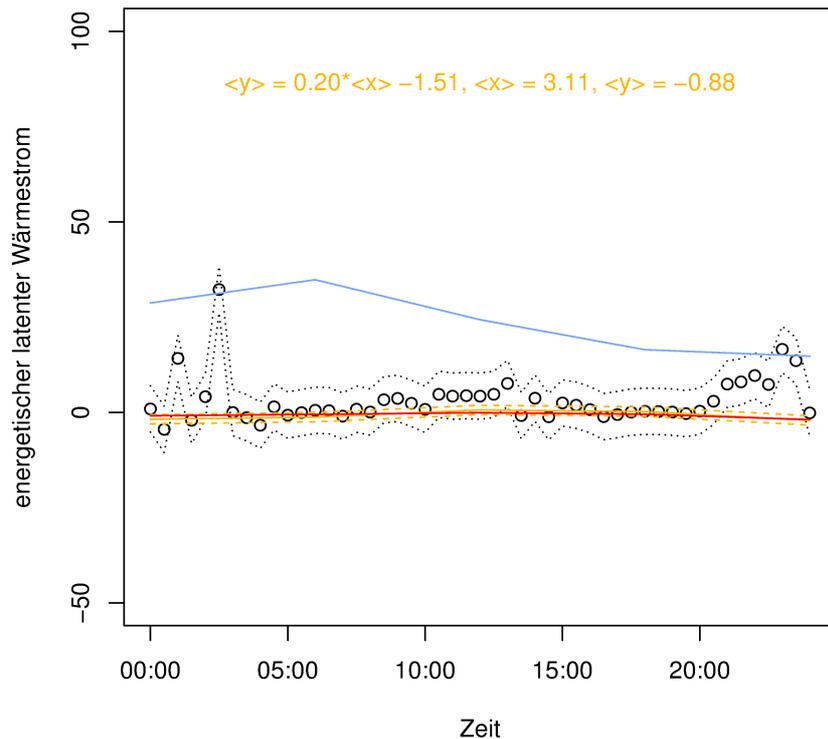


Abbildung 48: Vergleich der energetischen fühlbaren (oben) und latenten (unten) Wärmeströme für den 12.5.2012. Die schwarzen Punkte stellen die Flüsse berechnet mit TK3, 30 Minuten Mittelung, dar. Die drei Linien zeigen die 6h-Mittel der entsprechenden Flüsse berechnet mit HIRHAM5 für drei ausgewählte Koordinatenpunkte, vgl. Abbildung A-6, die Reihenfolge von West nach Ost: blau, orange, rot. Gestrichelte Linien: 2\*Standardabweichung des entsprechenden Datensatzes.

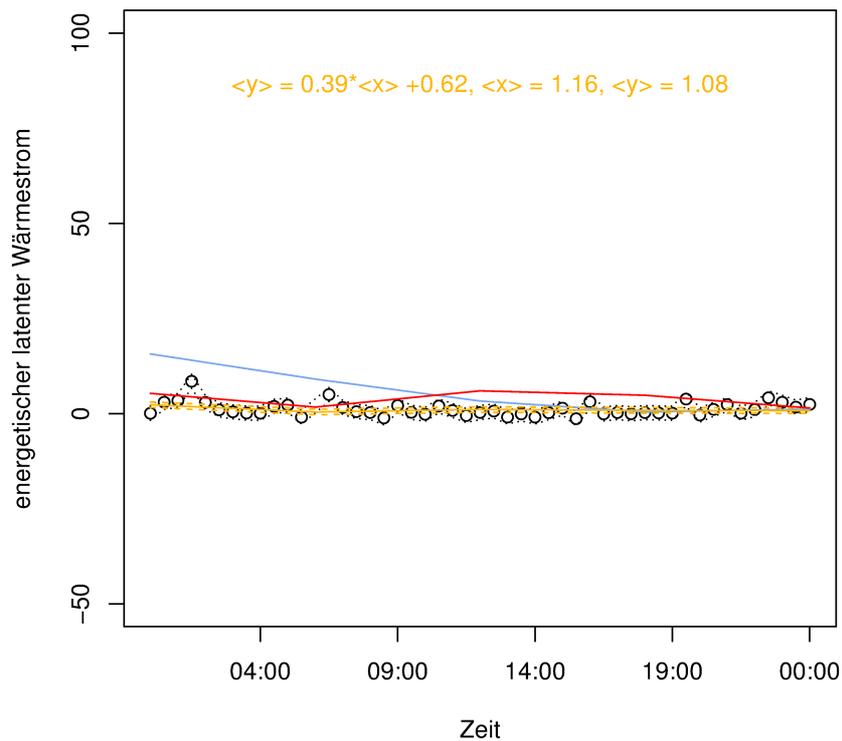
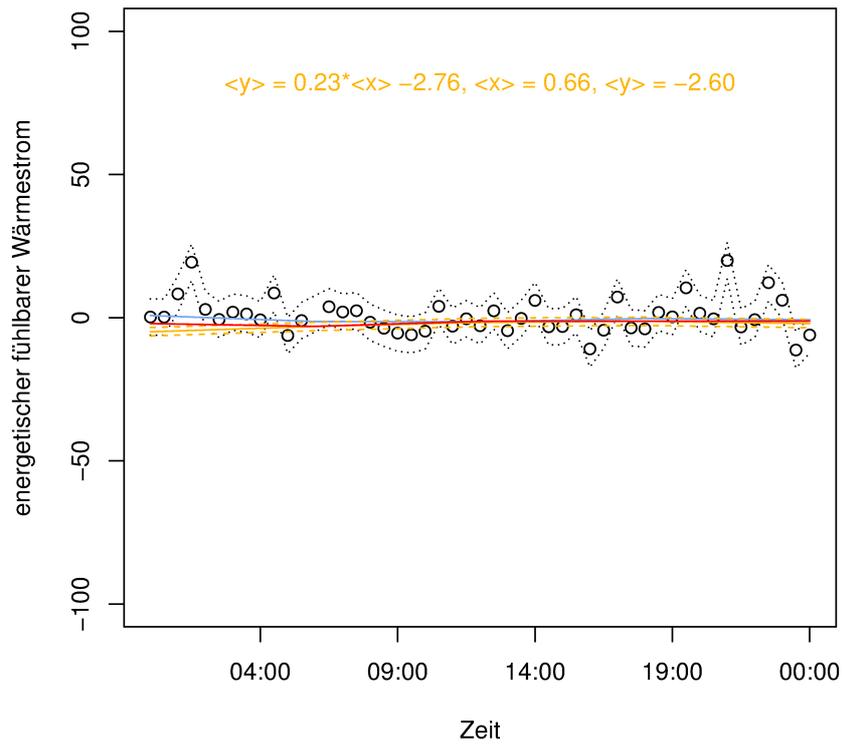




*Abbildung 49: Vergleich der energetischen fühlbaren ( $Wm^{-2}$ , oben) und latenten ( $Wm^{-2}$ , unten) Wärmeströme für den 18.5.2012. Die schwarzen Punkte stellen die Flüsse berechnet mit TK3, 30 Minuten Mittelung, dar. Die drei Linien zeigen die 6h-Mittel der entsprechenden Flüsse berechnet mit HIRHAM5 für drei ausgewählte Koordinatenpunkte, vgl. Abbildung A-6, die Reihenfolge von West nach Ost: blau, orange, rot. Gestrichelte Linien: 2\*Standardabweichung des entsprechenden Datensatzes.*

## 6. Schneeschmelze (1.6. – 30.6.)

HIRHAM5 passt wieder im Rahmen der Auflösungsöglichkeiten durch die Modellwerte gut zu den Messwerten, alle Koordinatenpunkte stimmen mehr oder weniger dahingehend überein, dass es im Mittel keine nennenswerten turbulenten Flüsse gibt (Abbildung 50), sowohl für den fühlbaren als auch für den latenten Wärmestrom. Es wird demnach in HIRHAM5 in dieser Jahreszeit davon ausgegangen, dass Temperatur- und Feuchtegradienten zwischen Oberfläche und darüberliegender Atmosphäre so gut wie nicht mehr vorhanden sind, und dies für alle gezeigten Unterlagenarten.



**Abbildung 50:** Vergleich der energetischen fühlbaren ( $Wm^{-2}$ , oben) und latenten ( $Wm^{-2}$ , unten) Wärmeströme für den 6.6.2012. Die schwarzen Punkte stellen die Flüsse berechnet mit TK3, 30 Minuten Mittelung, dar. Die drei Linien zeigen die 6h-Mittel der entsprechenden Flüsse berechnet mit HIRHAM5 für drei ausgewählte Koordinatenpunkte, vgl. Abbildung A-6, die Reihenfolge von West nach Ost: blau, orange, rot. Gestrichelte Linien: 2\*Standardabweichung des entsprechenden Datensatzes.

Tabelle 3.2 gibt schließlich einen Überblick über die in den Abschnitten 3.4.1 und 3.4.2 diskutierten Sachverhalte, dazu sind alle Methoden, die sich der Kovarianz aus Vertikalwind und einer skalaren Größe zur Flussberechnung bedienen in „Kovarianz-Methoden“ zusammengefasst. Conditional Sampling zählt auch dazu, würde man die Flussanteile für positive und negative Vertikalgeschwindigkeiten addieren und die bereits genannten Korrekturen darauf anwenden, würden die Werte auch dem in der Tabelle beschriebenen Verhalten folgen. F steht abkürzend für den fühlbaren Wärmestrom, L für den latenten Wärmestrom. Bei der Darstellung der HIRHAM5-Werte für die 3 untersuchten Gitterpunkte bedeutet ein + positive Flüsse, ein – zeigt negative Flüsse. Ist das entsprechende Zeichen in Klammern, soll dies verdeutlichen, dass die Abweichung zu 0 relativ gering ist. Für alle Ausführungen gilt auch hier die Vorzeichenkonvention, dass positive Flüsse Energie von der Erdoberfläche abführen, negative Flüsse Energie zur Erdoberfläche transportieren. Schließlich werden als Maß dafür, wie gut Eddy-Kovarianz-Messungen und die bodennahen Flüsse aus HIRHAM5 am untersuchten Standort übereinstimmen die Parameter der Geradengleichung der orthogonalen Regression zwischen den Eddy-Kovarianz-Daten (x) und den HIRHAM5-Daten im Punkt Land/Wasser (y), sowie die Mittelwerte der genannten Daten ( $\langle x \rangle$  und  $\langle y \rangle$ ) angegeben. Gelb hinterlegt jeweils für den fühlbaren Wärmestrom, türkis hinterlegt jeweils für den latenten Wärmestrom.

Zusätzlich erfolgt in Abbildung 51 eine Gegenüberstellung aller in diesem Kapitel gezeigten sensiblen und latenten Wärmeströme, die mit den Daten des Eddy-Kovarianz-Systems berechnet wurden (dafür wurden die Eddy-Kovarianz-Flüsse für 6 Stunden Mittelung berechnet, um ein zeitliches Äquivalent zu den HIRHAM5-Flüssen zu haben) in Gegenüberstellung zu den entsprechenden fühlbaren und latenten Wärmeströmen, die HIRHAM5 für den Koordinatenpunkt Land/Wasser ausgegeben hat. Hier ist noch einmal auf einen Blick deutlich zu sehen, was bis hier beschrieben wurde:

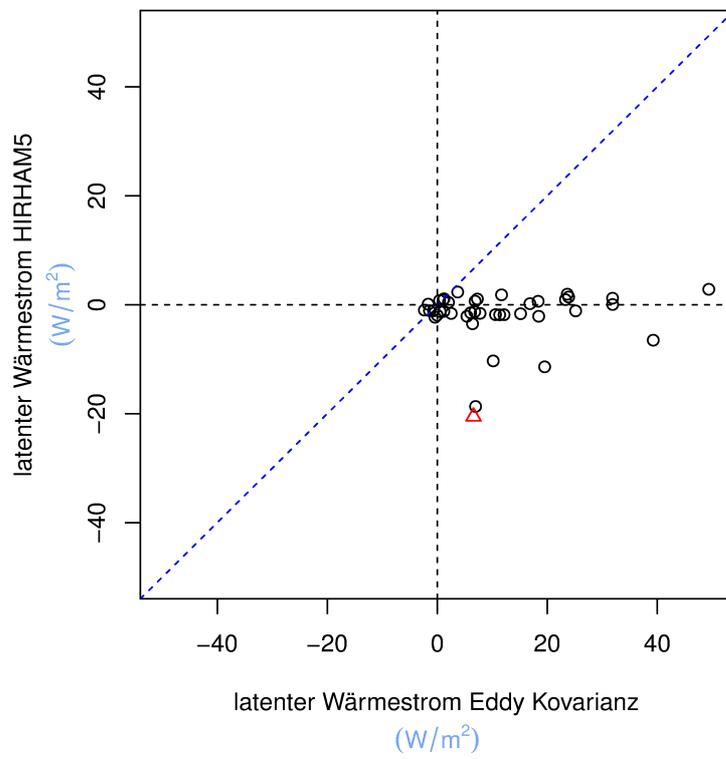
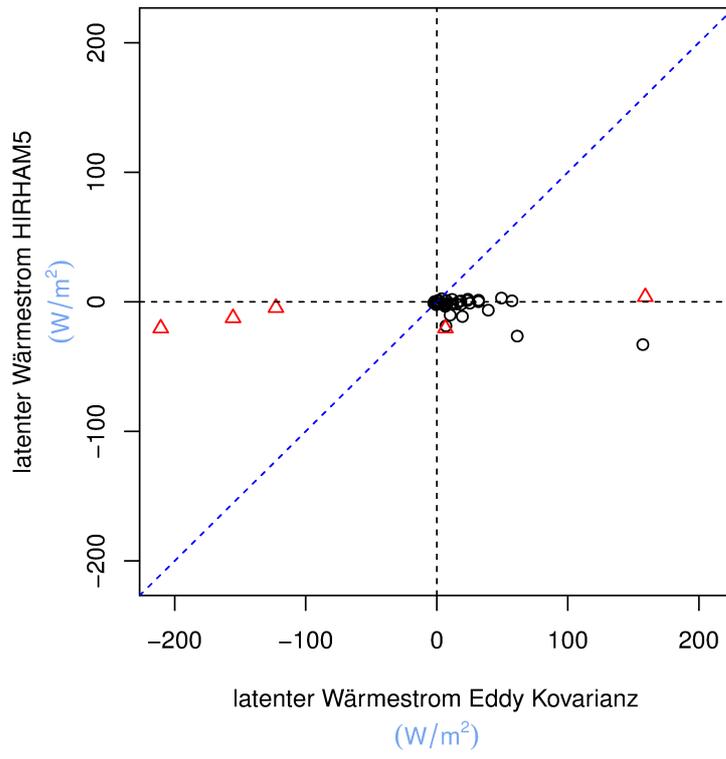
Bei den latenten Wärmeströmen sieht man (Abbildung 51 a)), dass HIRHAM5 und Eddy-Kovarianz immer dann am Besten übereinstimmen, wenn die Flüsse vom Betrag her klein sind. Die großen negativen latenten Wärmeströme (Abbildung 51 a) oben) durch die Eddy-Kovarianz-Methode stammen von den Berechnungen zum 10.7.2011 (rote Dreiecke in Abbildung 51 a)), wie in 3.4.2 erwähnt fand an diesem Tag leichter Niederschlag statt, diese Werte sind demnach kritisch zu betrachten. Blendet man diese großen negativen latenten Wärmeströme aus der Betrachtung aus (Abbildung 51 a) unten), sieht man, dass quasi alle Werte unter der Ursprungsgeraden (blaue gestrichelte Linie) liegen, HIRHAM5 kann größere latente Wärmeströme nicht adäquat reproduzieren.

Für die sensiblen Wärmeströme wurde eine Einteilung in Jahreszeiten nach Tabelle 2.3 separat für Eddy-Kovarianz und HIRHAM5 (Abbildung 51 b)) und eine Einteilung in 3 Windklassen (Abbildung 51 c)) durchgeführt. Dabei wird unterschieden zwischen sensiblen Wärmeströmen für  $u < 3 \text{ ms}^{-1}$ ,  $3 \text{ ms}^{-1} < u < 6 \text{ ms}^{-1}$  und sensible Wärmeströme für  $u > 6 \text{ ms}^{-1}$ . Die sensiblen Wärmeströme (in den Graphiken bezeichnet als Hts) sind dabei jeweils normiert mit der Schubspannungsgeschwindigkeit (in den Graphiken bezeichnet als  $u_{\text{star}}$ ) und aufgetragen gegen den Temperaturgradienten zwischen Messhöhe (für Eddy-Kovarianz) bzw. unterstem Modelllevel (für HIRHAM5) und Erdoberfläche, die Temperatur an der Erdoberfläche wurde dazu von der Temperatur in Mess- bzw. Modellhöhe subtrahiert.

Die Hauptaussagen dabei sind:

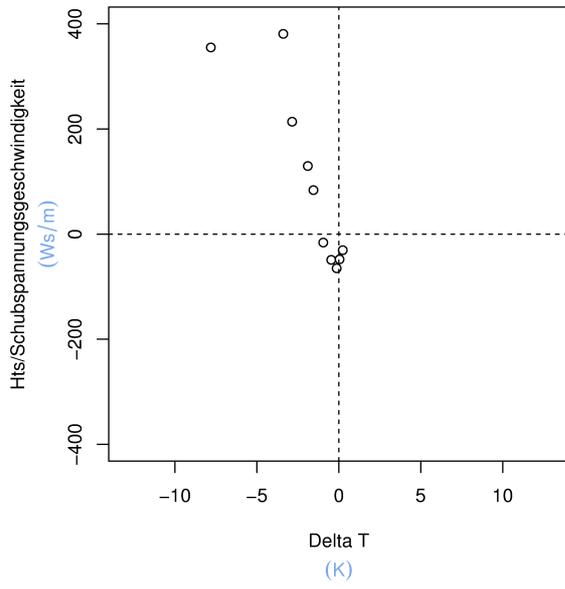
- HIRHAM5 zeigt nur positive Temperaturgradienten (Abbildung 51 b)), die Erwärmung der Erdoberfläche im Sommer wird in keinsten Weise wiedergegeben, somit auch keine positiven fühlbaren Wärmeströme.
- Die in dieser Arbeit beschriebenen externen Schwerewellen erzeugen bei positiven Temperaturgradienten fiktive positive sensible Wärmeströme bei Anwendung der Eddy-Kovarianz-Methode (Abbildung 51 b)), sichtbar von September bis Mai, mit besonders starker Ausprägung während der Polarnacht.
- Diese externen Schwerewellen, hervorgerufen durch Kaltluftabflüsse des benachbarten Broggerbreen-Gletschers können bei Horizontalwindgeschwindigkeiten  $> 6 \text{ ms}^{-1}$  nicht auftreten, dann ist die mechanische Durchmischung zu groß, der Abfluss der Kaltluft vom Gletscher bis zum Messfeld wird unterbunden (Abbildung 51 c)), es treten bei positiven Temperaturgradienten keine positiven fühlbaren Wärmeströme mehr auf.

a)

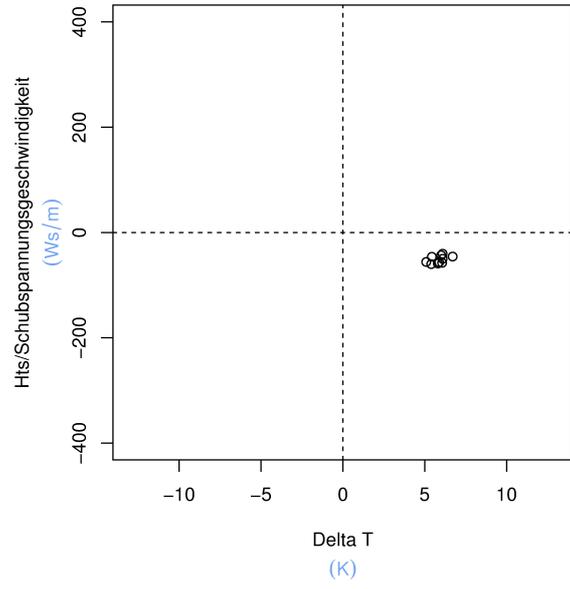


b)

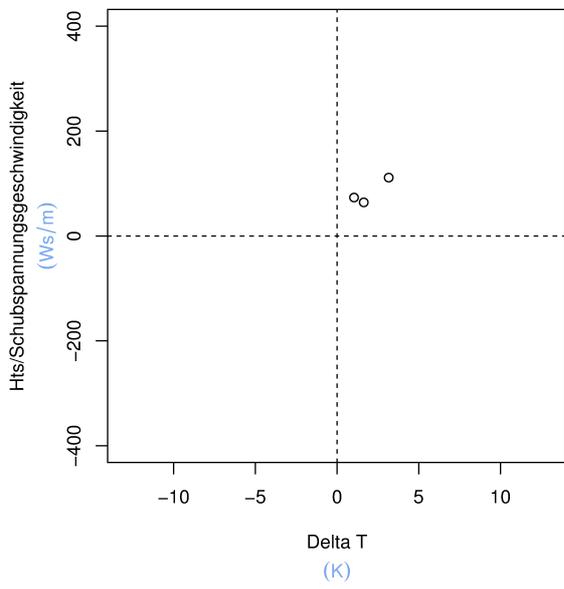
**Eddy Kovarianz, Sommer**



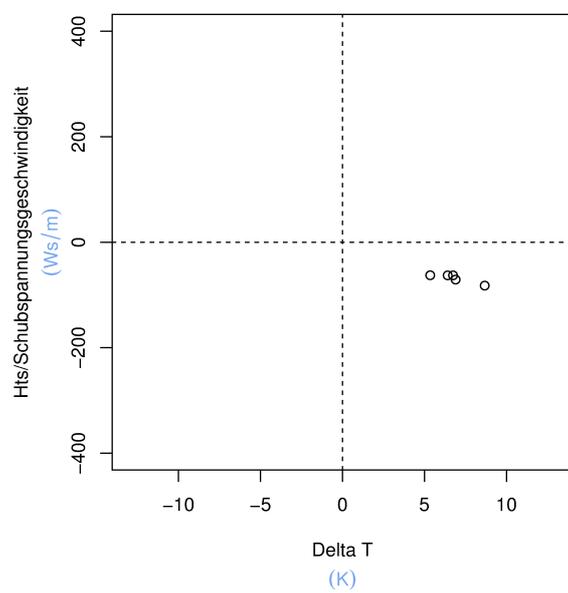
**HIRHAM5, Sommer**



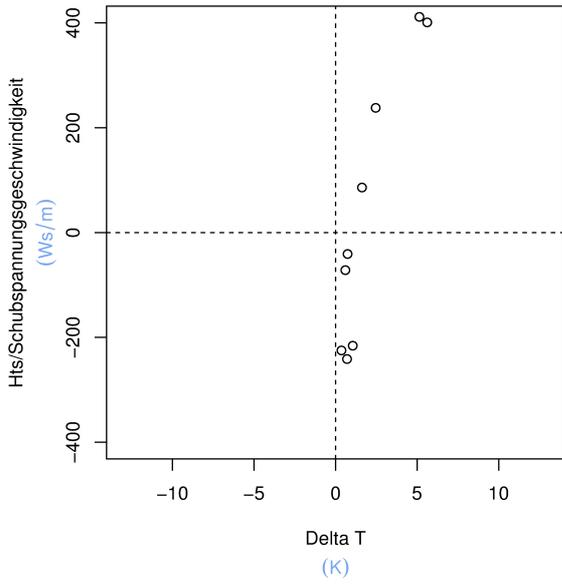
**Eddy Kovarianz, Herbst**



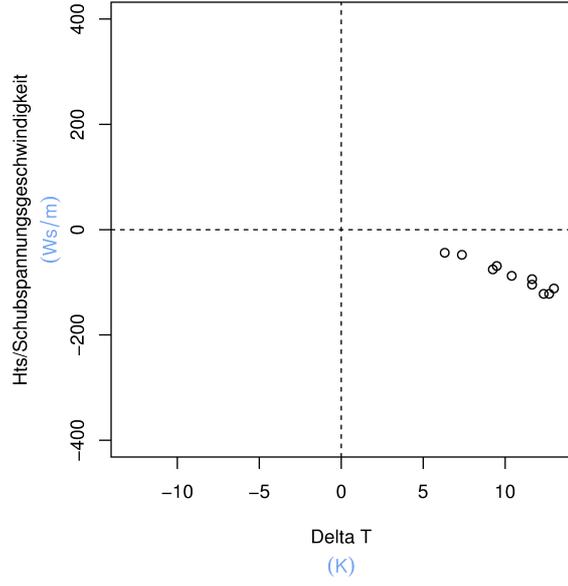
**HIRHAM5, Herbst**



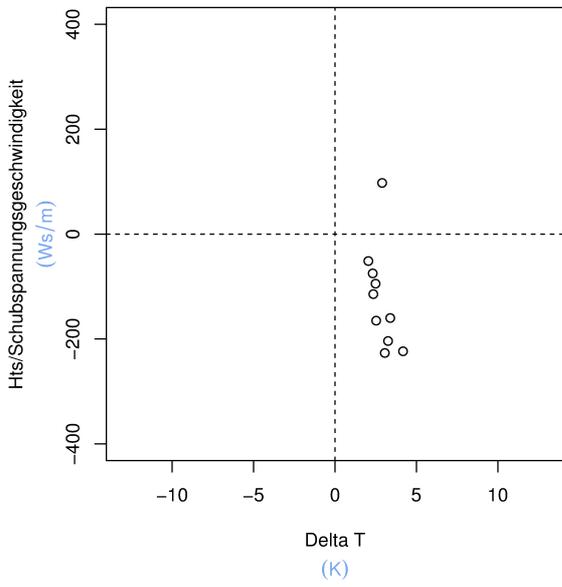
**Eddy Kovarianz, Winter**



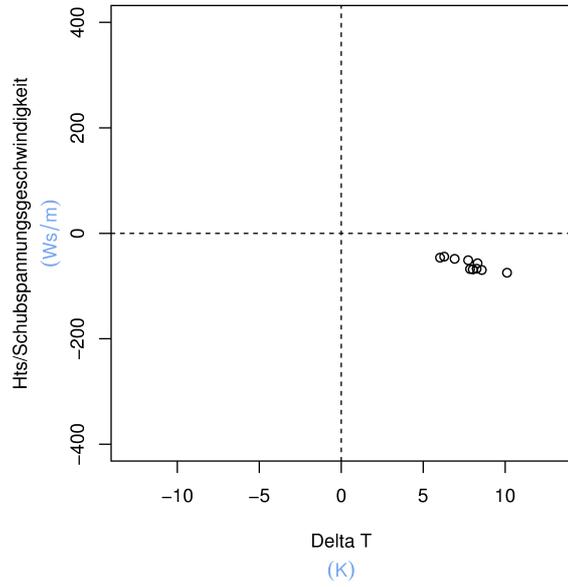
**HIRHAM5, Winter**



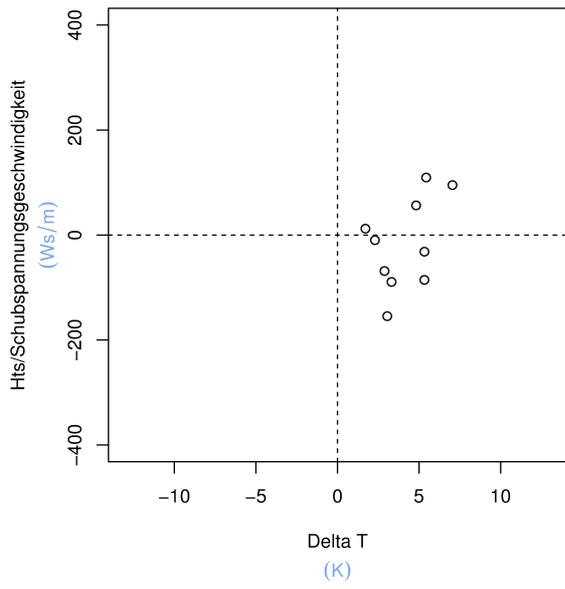
**Eddy Kovarianz, Vorfrühling**



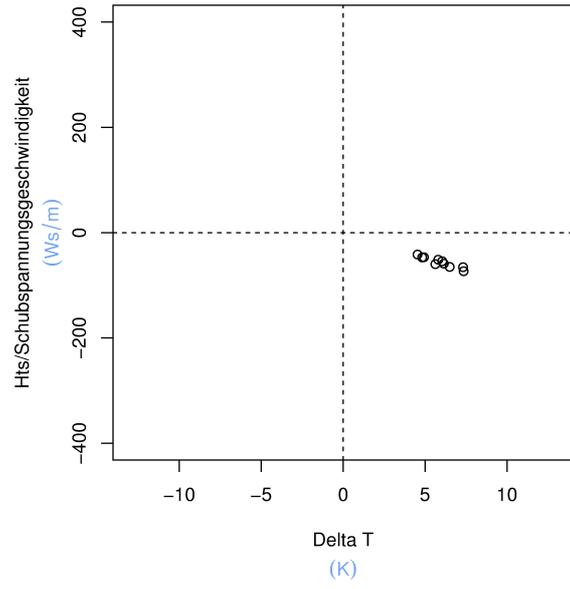
**HIRHAM5, Vorfrühling**



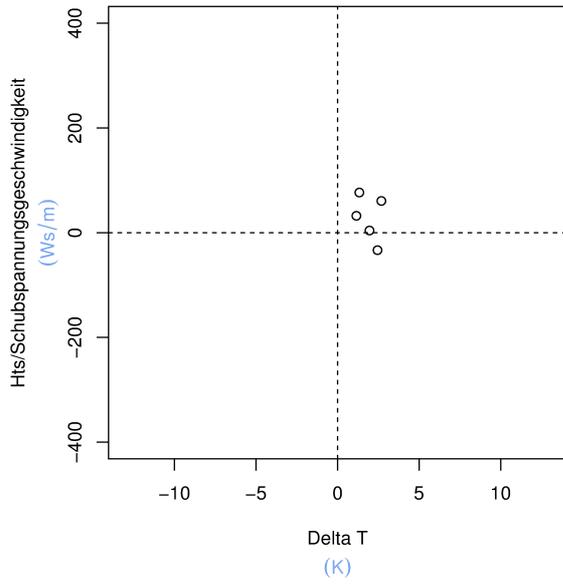
**Eddy Kovarianz, Frühling**



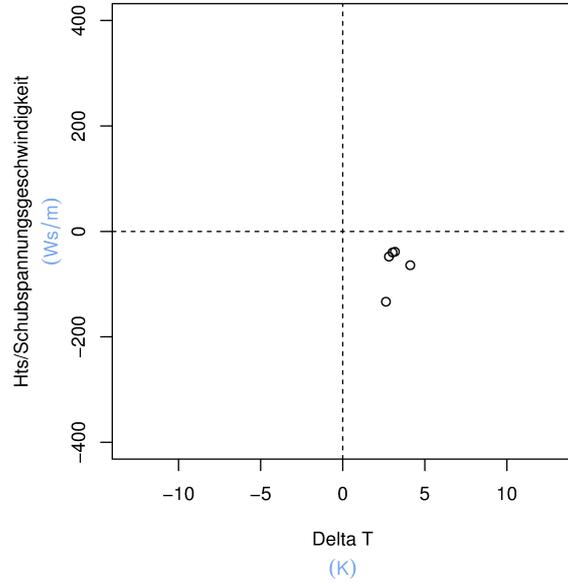
**HIRHAM5, Frühling**



**Eddy Kovarianz, Schneeschmelze**

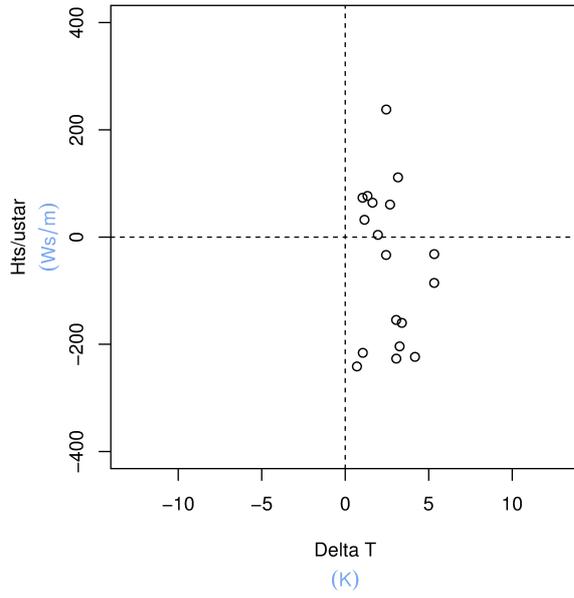


**HIRHAM5, Schneeschmelze**

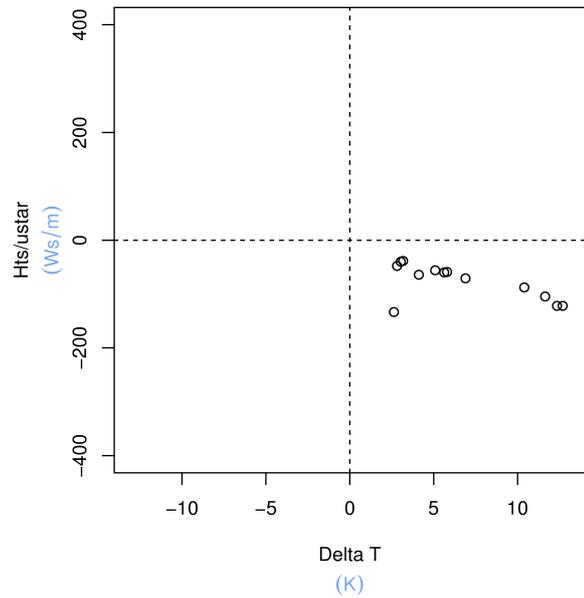


c)

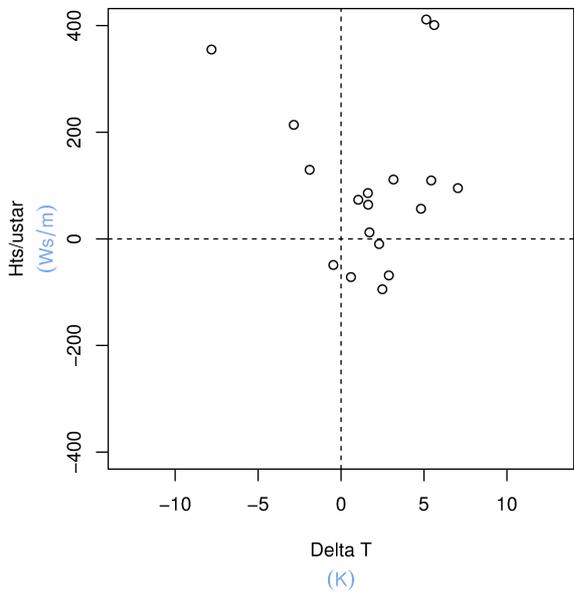
Eddy Kovarianz,  $u < 3$  m/s



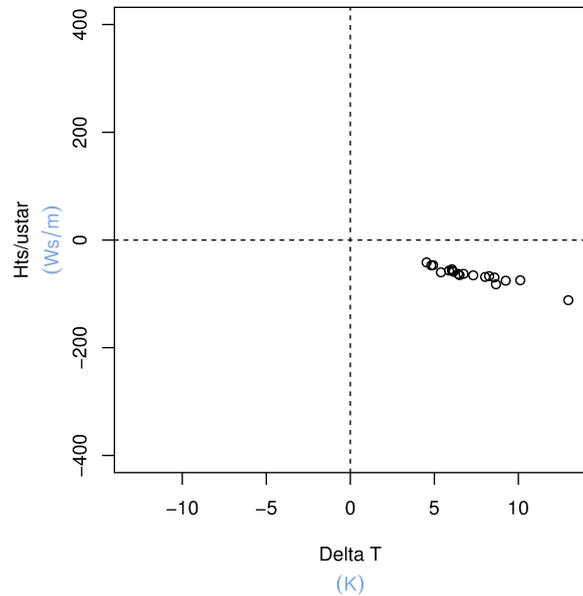
HIRHAM5,  $u < 3$  m/s

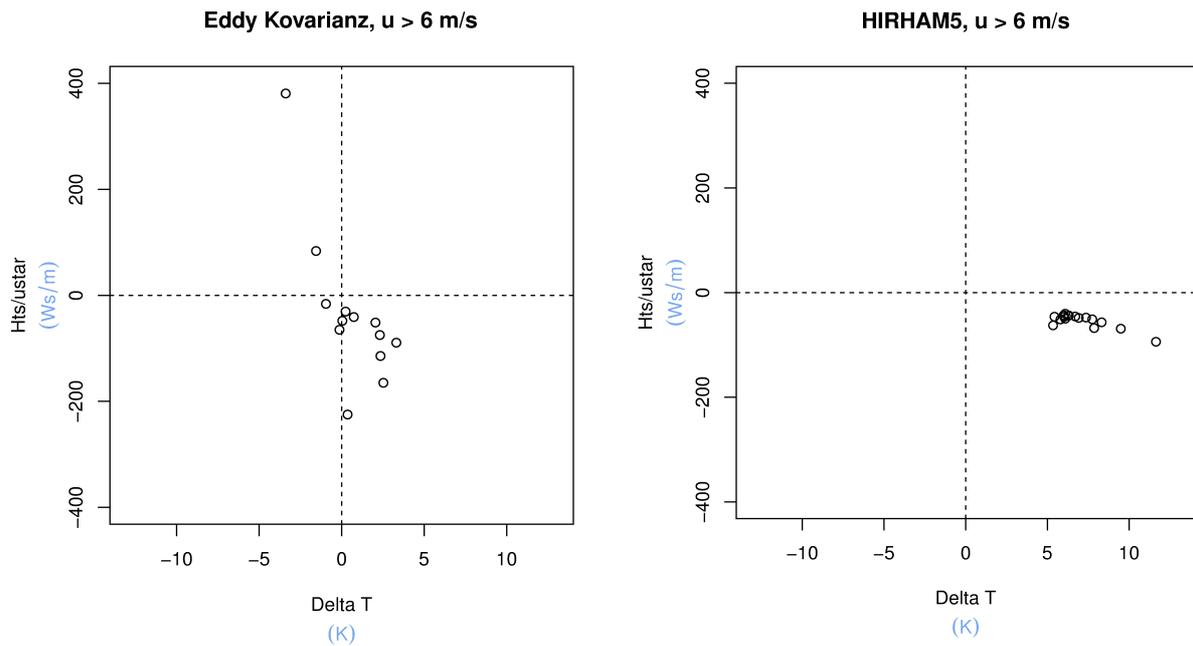


Eddy Kovarianz,  $3$  m/s  $< u < 6$  m/s



HIRHAM5,  $3$  m/s  $< u < 6$  m/s





**Abbildung 51:** a) Scatterplots aller in 3.4.2 gezeigten latenten Wärmeströme, berechnet mit Eddy-Kovarianz (6h-Mittelung,  $Wm^{-2}$ ) und dem regionalen Klimamodell HIRHAM5 (Koordinatenpunkt Land/Wasser, 6h-Werte,  $Wm^{-2}$ ); b) alle in 3.4.2 gezeigten sensiblen Wärmeströme, eingeteilt in Jahreszeiten nach Tabelle 2.3, normiert mit der Schubspannungsgeschwindigkeit und aufgetragen gegen den jeweiligen Temperaturgradienten zwischen Mess-/Modellhöhe und Erdboden, links Eddy-Kovarianz, rechts HIRHAM5; c) alle in 3.4.2 gezeigten sensiblen Wärmeströme, eingeteilt in Windklassen ( $u < 3 ms^{-1}$ ;  $3 ms^{-1} < u < 6 ms^{-1}$ ;  $u > 6 ms^{-1}$ ) normiert mit der Schubspannungsgeschwindigkeit und aufgetragen gegen den jeweiligen Temperaturgradienten zwischen Mess-/Modellhöhe und Erdboden, links Eddy-Kovarianz, rechts HIRHAM5

Tabelle 3.2: Turbulenz im Jahresgang – Überblick über die Ergebnisse der verwendeten Methoden zur Flussberechnung, den HIRHAM5-Werten gegenübergestellt

Periode	Meteorologie	Kovarianz-Methoden (F=fähbar, L=latent)	Hydrodyn. Modell F	Kohärenz	HIRHAM5 Land	HIRHAM5 Land/Wasser	HIRHAM5 Wasser	Orthogonale Regression (<x>=Mittelwert HIRHAM5, <y>=Mittelwert HIRHAM5, a=Steigung, b=y- Achsenabschnitt, gefähbar, türkise latent)
Sommer (1.7.-31.8.)	bewölkt, teilweise windig	F negativ bei starkem Wind, positiv bei schwachem Wind; L positiv	wie Kovarianzen	starke Streuung	F (-), L (-)	F -, L (-)	F (-), L (+)	F (-), L (+)
Herbst (1.9.-30.9.)	bewölkt, teilweise windig	F und L durchgehend positiv, sonst F vorwiegend -, L leicht + bis 0	etwa wie Kovarianzen	starke Streuung	F (-), L (0)	F (-), L (0)	F (+), L +	F (+), L +
Winter (1.10.-14.3.)	wolkenlos, mäßiger Wind	F fiktiv ositive (gravity waves!), L um 0	negativ	starke Streuung	F (0), L (0)	F (-), L (0)	F +, L +	F +, L +
Vorfrühling (15.3.-15.4.)	wechselnd bewölkt, windig	F negativ, L positiv, direkt proportional zur Windstärke	wie Kovarianzen	wenig Streuung, klein	F -, L (0)	F -, L (0)	F +, L +	F +, L +
Frühling (16.4.-31.5.)	wechselnd bewölkt, mäßiger Wind	F negativ, L positiv	deutlich negativer	starke Streuung, klein	F (-), L (+)	F (-), L (0)	F +, L +	F +, L +
Schneeschmelze (1.6.-30.6.)	wolkenlos, Wechsel schwacher -> starker Wind	F um 0, bei Wind negativ, L positiv	deutlich negativer	starke Streuung	F (-), L (0)	F (-), L (0)	F (+), L +	F (+), L +

### ***3.5 Bewertung der Hauptprobleme bei der Berechnung der turbulenten bodennahen Flüsse mit den gezeigten Methoden und durch HIRHAM5 und daraus resultierende mögliche Verbesserungsansätze***

Im bisherigen Verlauf dieser Arbeit auftretende Probleme im Zuge der Flussberechnung werden nun noch einmal thematisiert, und wenn möglich wird versucht, Verbesserungsvorschläge zu erarbeiten.

#### **1. Kovarianz-Methoden und hydrodynamischer Modellansatz**

Unter dem Begriff „Kovarianz-Methoden“ werden im weiteren Verlauf alle Methoden zusammengefasst, die sich der Kovarianz zwischen Vertikalwind und einer skalaren Größe bedienen, um den turbulenten Fluss zu berechnen, die Betrachtungen hierzu sind also sowohl für die Eddy-Kovarianz-Methode als auch für Conditional Sampling relevant. Um Kovarianz-Methoden und hydrodynamischen Modellansatz gegenüberzustellen, wird zunächst Gleichung (17) nach dem Temperaturgradienten aufgelöst:

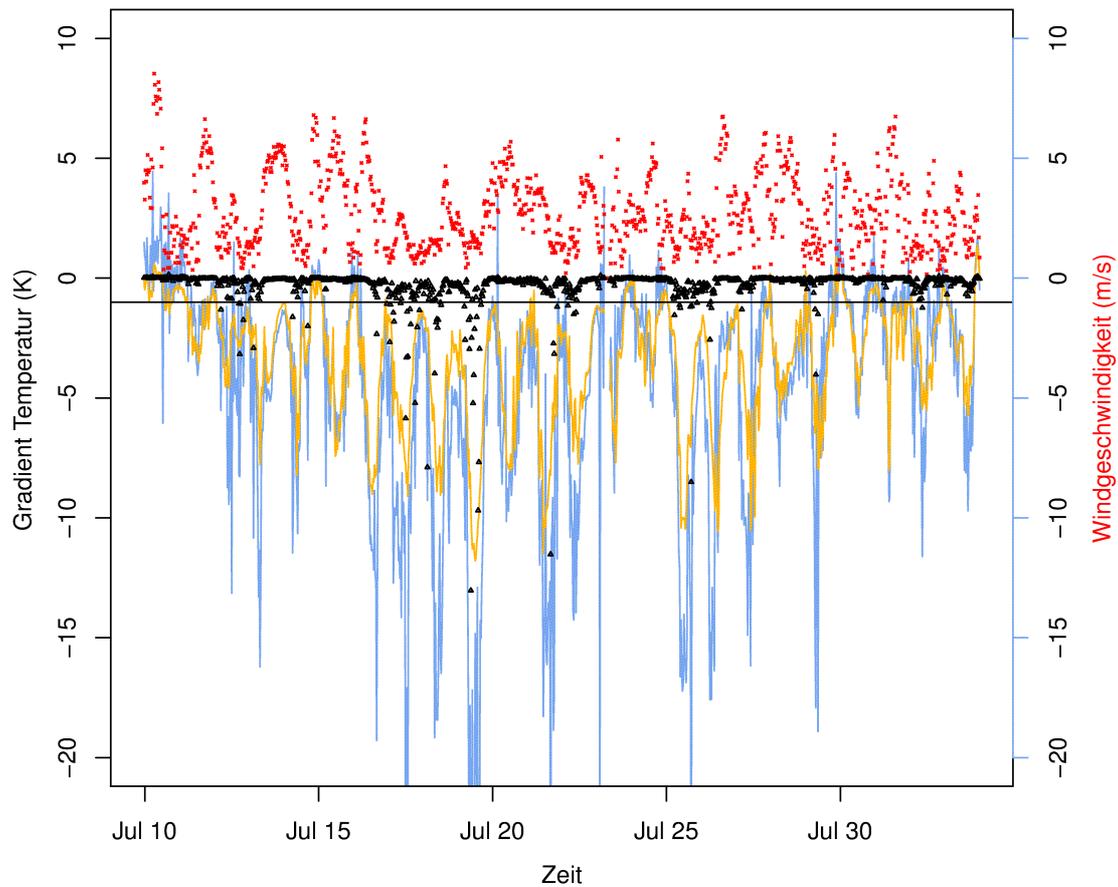
$$\Delta T = T(z) - T_0 = -Q_H / \Gamma \quad (32)$$

Ein negativer Wert für den vertikalen Temperaturgradienten bedeutet demnach positive fühlbare Wärmeströme, ein positiver Wert negative fühlbare Wärmeströme. Der Temperaturgradient wurde anschließend zweimal berechnet, zunächst mit den fühlbaren Wärmeströmen, die sich aus dem hydrodynamischen Modellansatz aus Gleichung (17) und Gleichung (18) ergeben. Dann wurde für  $Q_H$  der fühlbare Wärmestrom aus den Eddy-Kovarianz-Messungen eingesetzt, um zu sehen, was man für einen Temperaturgradienten bekommen würde, würde man die Eddy-Kovarianz-Flüsse als Maßstab nehmen.

##### *a) Sommer*

Abbildung 52 zeigt eine mehrwöchige Periode aus dem Sommer 2011, in blau sind die Temperaturgradienten dargestellt, die man bekommen würde, wenn man die Eddy-Kovarianz-Flüsse in (32) einsetzt, in orange die entsprechenden Temperaturgradienten aus dem hydrodynamischen Modellansatz, für beide Berechnungen wurden die gleichen Werte für den

Profilkoeffizienten  $\Gamma$  (18) verwendet. Zusätzlich sind noch die Windgeschwindigkeit (rote Punkte) und der Stabilitätsparameter  $z/L$  (schwarze Dreiecke), der aus den Eddy-Kovarianz-Daten berechnet wurde, eingezeichnet. Eine Linie bei  $y = -1$  kennzeichnet die Grenze für den Stabilitätsparameter, ab der man freie Konvektion erwarten würde. Freie Konvektion wird, im Gegensatz zur erzwungenen Konvektion, die durch mechanische Kräfte und Inhomogenitäten der Unterlage erzeugt wird, nur durch Dichteunterschiede hervorgerufen und tritt bei  $z/L < -1$  auf (aus Foken, 2006, vgl. auch Anhang G, Glossar).



**Abbildung 52:** Temperaturgradient, berechnet aus Gleichung (32), für den fühlbaren Eddy-Kovarianz-Fluss (blau) und den fühlbaren Wärmestrom aus dem hydrodynamischen Modellansatz (orange) für einige Wochen aus dem Sommer 2011. Zusätzlich eingezeichnet sind die Windgeschwindigkeit (rot) und der Stabilitätsparameter  $z/L$  (schwarz).

Der hydrodynamische Modellansatz und die Eddy-Kovarianz-Methode stimmen für Sommerbedingungen grundsätzlich gut überein, mit Ausnahme von Bedingungen, in denen freie Konvektion herrscht. Diese kann vom hydrodynamischen Modellansatz nicht wiedergegeben werden, diesen Sachverhalt gilt es bei der Nutzung der genannten Methoden zu berücksichtigen. Ein möglicher Grund dafür: die Luftpakete, die durch freie Konvektion

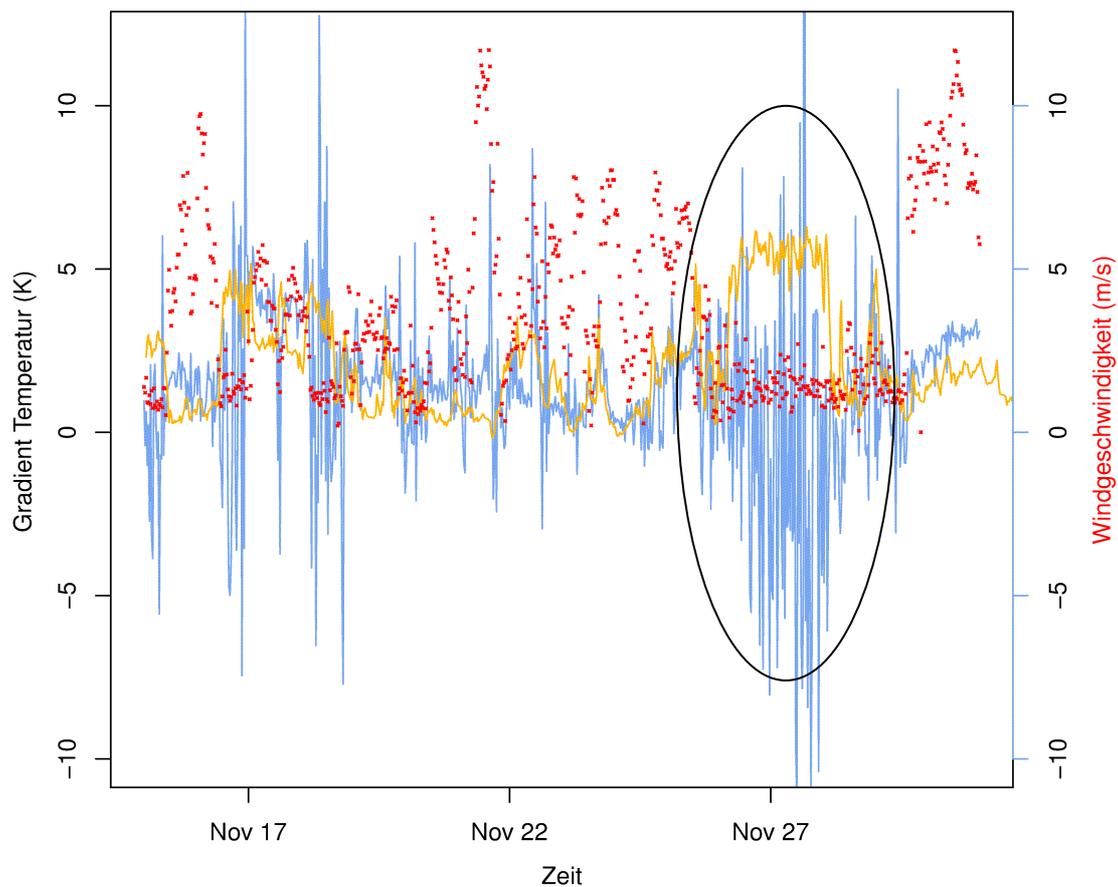
aufsteigen, lassen nicht zu, dass die Erdoberfläche so stark erwärmt wird, dass mit dem hydrodynamischen Schichtansatz äquivalente Ergebnisse erzielt werden wie mit Eddy-Kovarianz. Bevor also der Boden sich entsprechend stark erwärmen kann, ist schon ein Luftpaket aufgrund freier Konvektion aufgestiegen und wird dabei vom Eddy-Kovarianz-System detektiert. Der hydrodynamische Modellansatz ist demnach, unter Berücksichtigung der zu niedrigen Werte bei freier Konvektion, eine echte Alternative, um z.B. auch in die Flussberechnung des Modells HIRHAM5 mit einbezogen zu werden, welches den Tagesgang im Sommer in keinsten Weise nachvollziehen kann, wie in 3.4 gezeigt wurde. Auf diese Möglichkeit der Einbindung des hydrodynamischen Modellansatzes in die Flussberechnung des regionalen Klimamodells HIRHAM5 wird in 3.5.2 noch näher eingegangen werden.

Im Herbst stimmen die Kovarianz-Methoden und der hydrodynamische Modellansatz mehr oder weniger überein, die Flüsse sind grundsätzlich sehr gering und um 0 schwankend, deswegen wird hierzu keine weitere Abbildung gezeigt. Allerdings beginnen schon im Herbst unter den genannten Voraussetzungen dafür die bereits beschriebenen Kaltlufteinbrüche aus Süd-Westen vom Broggerbreen-Gletscher herunter und damit verbunden die Entstehung von bodennahen externen Schwerewellen. Dies führt den ganzen Winter über ab September bis etwa Ende Mai zu Problemen bei der Anwendung von Kovarianz-Methoden, mehr dazu in b).

#### *b) Winter*

Abbildung 53 zeigt eine standortspezifische Problematik, die die Anwendung von Kovarianz-Methoden von September bis Mai problematisch macht. Durch bodennahe Kaltluftabflüsse vom Broggerbreen-Gletscher herunter können an der Grenzfläche der deutlich kälteren abfließenden Luft und der darüber liegenden Luft externe Schwerewellen entstehen. Diese Schwerewellen führen aufgrund der großen Korrelation zwischen Vertikalwindgeschwindigkeit und Temperatur zu fiktiven positiven fühlbaren Wärmeströmen bei der Anwendung von Kovarianz-Methoden (Foken und Wichura, 1995; Jocher et al., 2012). Sichtbar wird dies in Abbildung 53 durch sehr große negative Temperaturgradienten (eingekreiste Fläche in Abbildung 53), die sich aus den mit Eddy-Kovarianz berechneten, fälschlicherweise positiven fühlbaren Wärmeströmen ergeben. Der hydrodynamische Modellansatz zeigt unter diesen Bedingungen hingegen deutlich positive Gradienten, und damit negative Flüsse, was unter wolkenlosen, relativ windstillen Polarnachtbedingungen sicher richtiger ist. Demnach muss von September bis Mai bei Kovarianz-Methoden für diesen Standort immer auf externe bodennahe Schwerewellen geachtet werden

(Voraussetzungen dafür: Wind  $< 5$  m/s, Windrichtung zwischen  $180^\circ$  und  $240^\circ$ , wolkenlos), treten diese auf, sind die fühlbaren Wärmeströme aus den Kovarianz-Methoden zu verwerfen. Stattdessen sollte man für diese Bedingungen auf den hydrodynamischen Modellansatz zurückgreifen. Die Schwerewellen selbst kann man eindeutig nachweisen, indem man den Verlauf des Luftdrucks in 2 Metern Höhe einer Waveletanalyse unterzieht. Die Schwankungen des Luftdrucks, die per Definition bei Schwerewellen auftreten müssen, sind dann deutlich sichtbar (Jocher et al. (2012), vgl. Abbildung C-1 in Anhang C).



**Abbildung 53:** Temperaturgradient, berechnet aus Gleichung (32), für den fühlbaren Eddy-Kovarianz-Fluss (blau) und den fühlbaren Wärmestrom aus dem hydrodynamischen Modellansatz (orange) für einige Wochen aus dem Winter 2011/2012. Zusätzlich eingezeichnet ist die Windgeschwindigkeit (rot).

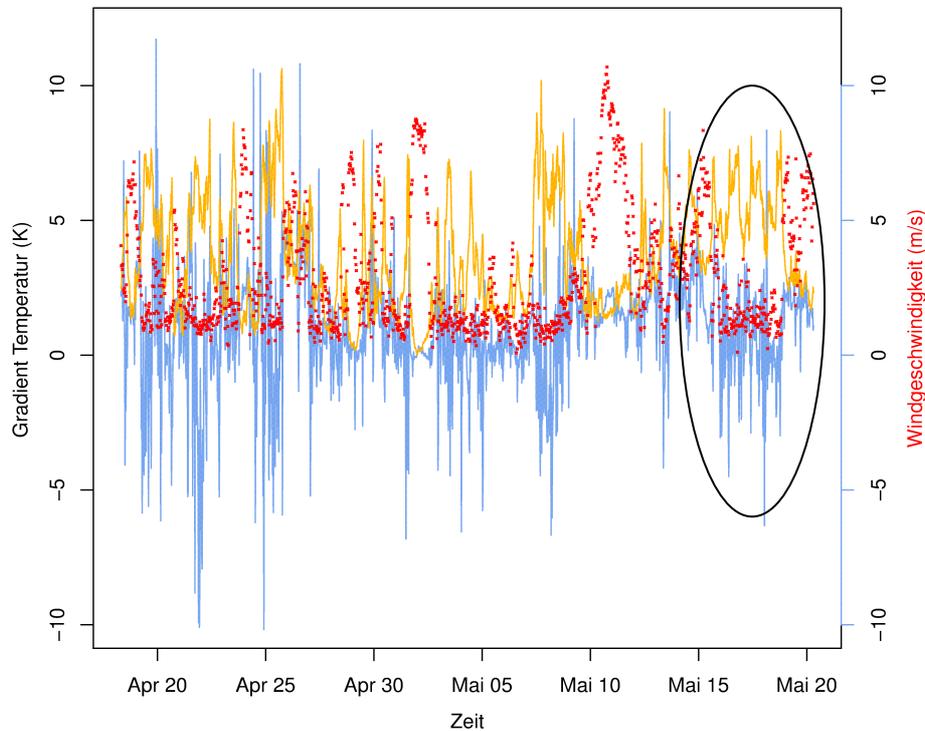
### c) Schneeschmelze

Abbildung 54 zeigt, dass die angesprochenen Kaltluftabflüsse bis Ende Mai eine Rolle spielen, in ihrer Intensität aber abnehmen. Die fiktiven positiven fühlbaren Wärmeströme, berechnet durch die Eddy-Kovarianz-Methode werden immer kleiner, dadurch auch die negativen Gradienten, berechnet aus Gleichung (32). Was die großen positiven Gradienten,

die durch den hydrodynamischen Modellansatz erzeugt werden, angeht, wird vermutet, dass hier ein weiterer Effekt zu Tage tritt. Die kurzwellige Einstrahlung ist Ende Mai bereits relativ groß, so dass diese großen Gradienten eher nicht allein durch langwellige Abstrahlung hervorgerufen werden können. Es wird vermutet, dass hier ein kleinräumiger Oaseneffekt auftritt. Die kurzwellige Einstrahlung sorgt dafür, dass die oberste Schicht der Schneedecke leicht antaut, es entsteht ein Wasserfilm. Verdunstung setzt ein. Um diese Verdunstung weiterhin aufrecht zu erhalten, wird dem fühlbaren Wärmestrom direkt an der Schneeoberfläche Energie entzogen, es kommt zu einer Absenkung der Temperatur direkt an der Grenzfläche Schnee/Luft (eingezeichnet in Abb. 54). Dies geschieht noch recht kleinräumig, in 2 Metern Höhe ist der Oaseneffekt also noch nicht in dem Ausmaß zu sehen, wie das an der Oberfläche zu beobachten ist. Je weiter die Schneeschmelze dann fortschreitet, desto mehr nimmt dieser Effekt auch in seiner vertikalen Ausdehnung zu. Die Flüsse aus dem hydrodynamischen Modellansatz und der Eddy-Kovarianz-Methode gleichen sich wieder an, da nun auch die Eddy-Kovarianz-Methode in 2,1 Metern Höhe diesen Effekt voll erfassen kann, und sind beide fast durchgehend negativ auf einheitlichem Niveau (Abbildung 55). Um den 10. Juni herum ist die Schneedecke mehr oder weniger ganz verschwunden, das Verhalten der Flüsse ändert sich aber zunächst noch nicht, da der Boden an der Oberfläche noch wassergesättigt ist. Ist die Sättigung vorbei und die Bodenoberfläche wird trockener, ändert sich das Flussregime schlagartig (eingezeichnet in Abbildung 55). Die kurzwellige Einstrahlung kann nun wieder für starke Erwärmung an der Erdoberfläche sorgen. Zunächst ist allerdings auch dies gelegentlich nur sehr bodennah, das heißt, die Eddy-Kovarianz-Messung kann die Erwärmung der Bodenoberfläche noch nicht in vollem Umfang erfassen, da man ein gestörtes Temperaturprofil in dieser Übergangsphase erhalten kann mit einer sehr bodennahen Inversion. Dies führt dazu, dass die Gradienten aus dem hydrodynamischen Schichtansatz in dieser Übergangsphase deutlich größer sein können als die Gradienten, die sich aus den Flussmessungen mit der Eddy-Kovarianz-Methode ergeben würden (vgl. Pfeile Abbildung 55). Lüers und Bareiss (2010) haben solche gestörten Temperaturprofile durch starke sehr bodennahe Erwärmung bereits beschrieben, allerdings in einem Mai über einer Schneefläche. Ab ca. Anfang Juli pendelt sich das Verhalten des fühlbaren Flussregimes wieder ein auf die beobachteten Sommerverhältnisse (vgl. Abbildung 52).

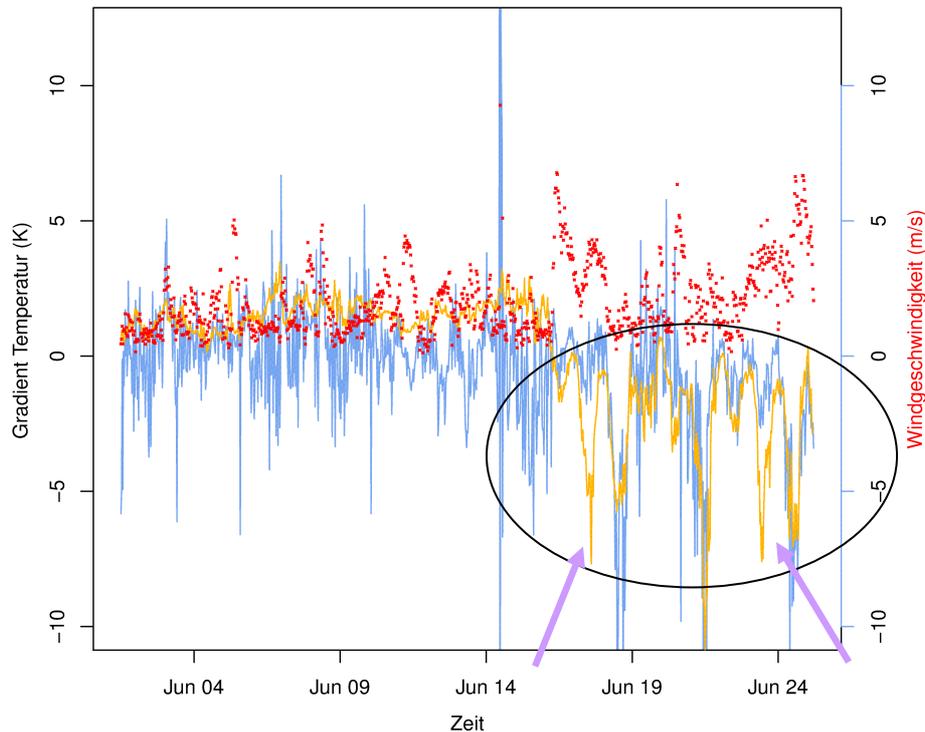
Als Gesamteinschätzung der beiden Verfahren lässt sich sagen, dass unter Polarnachtbedingungen, während der Schneeschmelze und in der Zeit kurz nach der Schneeschmelze besonderes Augenmerk darauf gelegt werden muss, was die Hintergrundbedingungen zu den Flussmessungen angeht. Externe Schwerewellen und gestörte

Temperaturprofile sind hier an erster Stelle als Probleme zu nennen, die es bei der Interpretation der Daten zu berücksichtigen gilt. Der hydrodynamische Modellansatz ist unter allen Bedingungen eine echte Alternative zu den Eddy-Kovarianz-Messungen, wenn man die Hintergrundbedingungen im Auge hat.



**Abbildung 54:** Temperaturgradient, berechnet aus Gleichung (32), für den fühlbaren Eddy-Kovarianz-Fluss (blau) und den fühlbaren Wärmestrom aus dem hydrodynamischen Modellansatz (orange) für einige Wochen aus dem Frühjahr 2012. Zusätzlich eingezeichnet ist die Windgeschwindigkeit (rot).

Unter Polarnachtbedingungen bei Schwerewellen ist der hydrodynamische Modellansatz eindeutig vorzuziehen, da man hier mit Kovarianzmethoden fiktive positive fühlbare Wärmeströme erhalten kann, die allein methodisch bedingt sind durch die hohe Korrelation von Temperatur und Vertikalwind bei den Kovarianzmethoden. Die beschriebenen Schwerewellen breiten sich horizontal aus, und schwingen vertikal, es findet demnach kein Vertikalaustausch dabei statt.



**Abbildung 55:** Temperaturgradient, berechnet aus Gleichung (32), für den fühlbaren Eddy-Kovarianz-Fluss (blau) und den fühlbaren Wärmestrom aus dem hydrodynamischen Modellansatz (orange) für einige Wochen aus dem späten Frühjahr 2012. Zusätzlich eingezeichnet ist die Windgeschwindigkeit (rot).

## 2. HIRHAM5

Die Hauptprobleme bei den Flussberechnungen durch HIRHAM5 sind die nicht vorhandene Wiedergabe der teilweise recht großen bodennahen turbulenten Flüsse im Sommer (vgl. Abb. 42) sowie die grundsätzlich schlechte Wiedergabe der latenten Wärmeströme über Land bzw. Land/Wasser. Für die Werte bezüglich Land/Wasser lässt sich außerdem generell sagen, dass die für diesen Punkt angenommene höhere Rauigkeit vermutlich dafür verantwortlich ist, dass durch die dadurch gesteigerte mechanische Turbulenz dann auch betragsmäßig größere fühlbare und latente Wärmeströme generiert werden. Weitere interessante Erkenntnisse zu den bodennahen fühlbaren Wärmeströmen in HIRHAM5 für die 3 beschriebenen Koordinaten gewinnt man, wenn man sich die Temperaturgradienten ansieht, die der Flussberechnung zugrunde liegen (vgl. Gleichung (19)). Abbildung 56 zeigt die Temperaturgradienten für die bisher behandelten Koordinaten in der gewohnten Farbkodierung, dabei wurde die Oberflächentemperatur aus HIRHAM5 von der Lufttemperatur im niedrigsten Modelllevel abgezogen, dargestellt sind exakt die gezeigten Tage aus Kapitel 3.4.

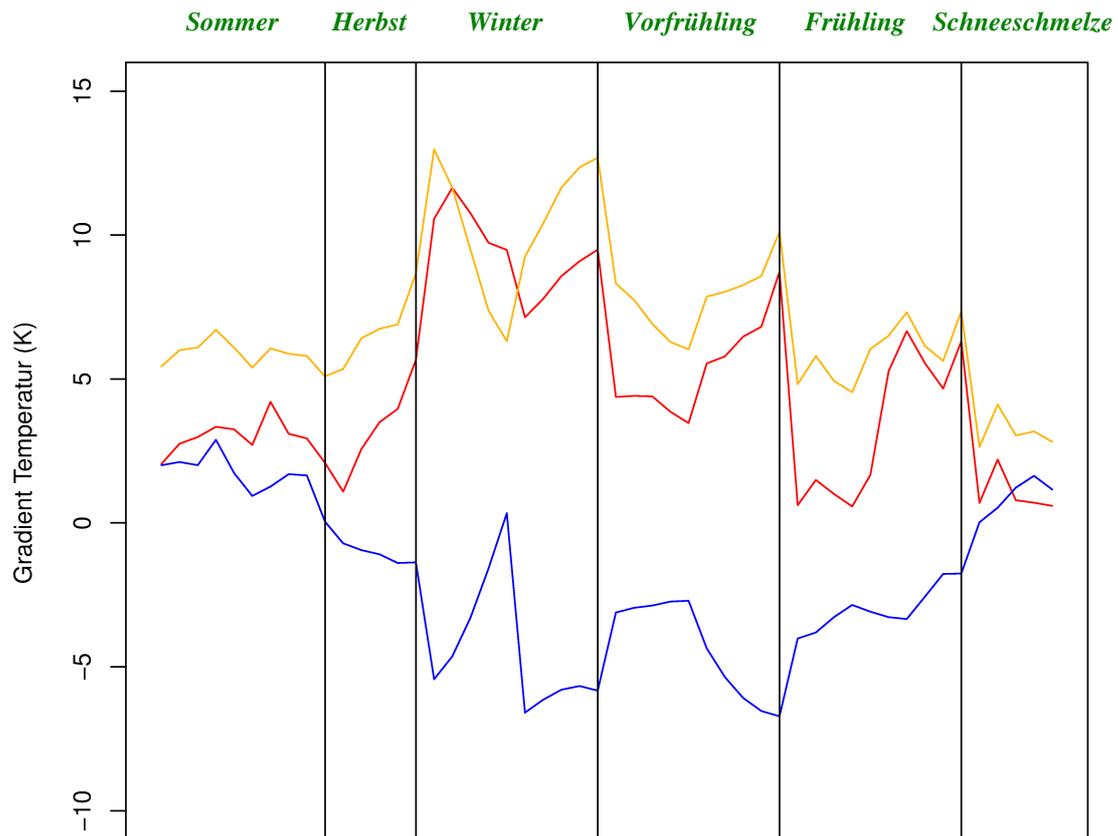


Abbildung 56: Temperaturgradienten zur Berechnung des bodennahen fühlbaren Wärmestromes in HIRHAM5 für die beschriebenen Tage in 3.4., farbkodiert wie bisher für die 3 relevanten Koordinatenpunkte.

Aus Abbildung 56 ist gut ersichtlich, dass die Temperaturgradienten für den Punkt Land/Wasser (orange) fast durchgehend höher sind als für den Punkt Land (rot). Das ist ein weiterer wichtiger Punkt, der nachvollziehen lässt, warum die fühlbaren Wärmeströme im Punkt Land/Wasser vom Betrag größer sind als im Punkt Land. Dabei erklären sich die Unterschiede in den Temperaturgradienten durch Unterschiede in den Temperaturen im untersten Modelllevel, die Oberflächentemperaturen sind an beiden Punkten mehr oder weniger gleich (hier nicht gezeigt). Warum das so ist, kann an dieser Stelle nicht abschließend geklärt werden, eventuell spielt die in HIRHAM5 implementierte topographische Verteilung hier eine Rolle. Außerdem ist ersichtlich, dass für die Punkte Land und Land/Wasser das ganze Jahr über positive Temperaturgradienten im Modell angenommen werden, das Modell geht also davon aus, dass es im untersten Modelllevel durchgehend wärmer ist als an der Erdoberfläche. Für den Sommer kann das natürlich nicht immer stimmen, hier sind Anpassungen vorzunehmen.

Für den fühlbaren Wärmestrom im Sommer (Juli und August) wird für den Standort Ny-Ålesund vorgeschlagen, die Oberflächentemperatur  $T_S$  in der Flussberechnung von HIRHAM

5 durch die Oberflächentemperatur zu ersetzen, die man aus dem hydrodynamischen Schichtansatz erhält. Gleichung (19) lautet für den fühlbaren Wärmestrom in HIRHAM5 (die Ausgabe durch HIRHAM5 erfolgt dabei in energetischen Einheiten):

$$\left(\overline{w'T'}\right)_S = -C_T |V_L| (T_L - T_S) \quad (33)$$

Der Index L zeigt dabei den Bezug zur untersten Modellebene, der Index S zur Erdoberfläche. Der Transferkoeffizient für die fühlbare Wärme,  $C_T$ , kann durch Parametrisierungen berechnet werden, vgl. Gleichung (20-23).  $V_L$  steht in Gleichung (33) für den Horizontalwind im untersten Modelllevel. Die Oberflächentemperatur  $T_S$  erhält man durch Umstellen aus Gleichung (17) aus dem hydrodynamischen Modellansatz, diese Gleichung lautet dann:

$$T_S = \left( \rho \cdot c_p \cdot \frac{Q_{H(Schicht)}}{\Gamma} \right) + T(z) \quad (34)$$

Da der hydrodynamische Modellansatz die Flüsse in kinematischen Einheiten ausgibt, muss hier in Gleichung (34) noch mit der Luftdichte  $\rho$  und der spezifischen Wärmekapazität  $c_p$  multipliziert werden.  $T(z)$  ist die Temperatur in Messhöhe, in diesem Falle in 2 Metern Höhe. Der Profilkoeffizient  $\Gamma$  kann nach Gleichung (18) berechnet werden. Damit ergibt sich für den energetischen fühlbaren Wärmestrom folgende Gesamtgleichung:

$$\left(\overline{w'T'}\right)_S = -C_T |V_L| \left( T_L - \left[ \left( \rho \cdot c_p \cdot \frac{Q_{H(Schicht)}}{\Gamma} \right) + T(z) \right] \right) \quad (35)$$

Für den latenten Wärmestrom ist der hydrodynamische Modellansatz prinzipiell auch anwendbar, da hier allerdings keine Informationen über die Feuchte direkt an der Erdoberfläche vorliegen, ist der Umweg über die direkt gemessene Strahlungsbilanz für den Standort Ny-Ålesund in den Sommermonaten Juli und August eine Möglichkeit, den latenten Wärmestrom zu berechnen. Alle Strahlungskomponenten werden an diesem Ort gemessen, somit ist die Strahlungsbilanz  $-Q_S^*$ , und somit unter Annahme einer geschlossenen Energiebilanz auch die Energiebilanz, bekannt.

$$-Q_S^* = K \downarrow + K \uparrow + L \downarrow + L \uparrow = Q_H + Q_E + Q_G \quad (36)$$

K steht für die kurzwellige Strahlung, L steht für die langwellige Strahlung, der jeweilige Pfeil dahinter kennzeichnet die Richtung der jeweiligen Strahlung in Bezug zur Erdoberfläche.  $Q_G$ , der Bodenwärmestrom, folgt ungefähr der Beziehung  $Q_G = -0,1 \cdot Q_S^*$  (Stull, 1988; Liebenthal und Foken, 2006b), somit ergibt sich für den latenten Wärmestrom:

$$Q_E = -Q_S^* - Q_H - Q_G = -0,9 \cdot Q_S^* - Q_H \quad (37)$$

Diese Beziehung beschreibt nun den latenten Wärmestrom in Mess-, also in 2 Metern Höhe. Da man für den latenten Wärmestrom mit hinreichender Genauigkeit durchgängig Höhenkonstanz in der Prandtl-Schicht annehmen kann (vgl. z.B. Foken, 2006), ist diese Beziehung für die gesamte Prandtl-Schicht zu verwenden. Für den gesamten latenten Wärmestrom in energetischen Einheiten zwischen Erdoberfläche und dem untersten Modelllevel in HIRHAM5 folgt also, unter der Annahme, dass sich das unterste Modelllevel in HIRHAM5 in der Prandtl-Schicht befindet:

$$Q_{E(\text{gesamt})} = -0,9 \cdot Q_S^* - Q_H \quad (38)$$

Die bis hierhin gemachten Aussagen sind alle auf den Sommer (Juli und August) bezogen, wenn es keine Schneedecke gibt. Abbildung 57 zeigt nun Gleichung (38) graphisch dargestellt für eine Periode aus dem Sommer 2011. Gegenübergestellt sind die Summe aus latentem und fühlbarem Wärmestrom aus den Eddy-Kovarianz-Messungen (unten) und die Beziehung  $0,9 \cdot \text{Strahlungsbilanz}$  (oben, schwarze Kurve), die aus den Komponenten der langwelligen und kurzwelligen Strahlungsbilanz, gemessen direkt neben dem Standort des Eddy-Kovarianz-Messkomplexes, berechnet wurde. Sieht man sich die Mittelwerte über die gezeigte Periode an, zeigt sich allerdings, dass die Summe aus latentem und fühlbarem Wärmestrom im Sommer an diesem Standort deutlich niedriger ist, als die Beziehung  $0,9 \cdot \text{Strahlungsbilanz}$ , es muss hier eine Anpassung erfolgen, da unter Polartagbedingungen dem Bodenwärmestrom wegen der kontinuierlichen kurzwelligen Einstrahlung eine deutlich größere Rolle zuzukommen scheint. Die orange Kurve in Abbildung 57 bildet die Beziehung  $0,75 \cdot (0,9 \cdot \text{Strahlungsbilanz})$  ab. Diese Anpassung ist allerdings immer noch zu klein, erst bei der Beziehung  $0,65 \cdot (0,9 \cdot \text{Strahlungsbilanz})$  stimmen der Mittelwert der Summe aus fühlbarem und latentem Wärmestrom, berechnet mit Eddy-Kovarianz, und der Mittelwert aus  $0,65 \cdot (0,9 \cdot \text{Strahlungsbilanz})$  überein (rote Kurve). Die jeweiligen Mittelwerte sind mit einer

Linie in der entsprechenden Farbe eingetragen, die dazugehörigen Werte sind in Tabelle 3.3 zu finden.

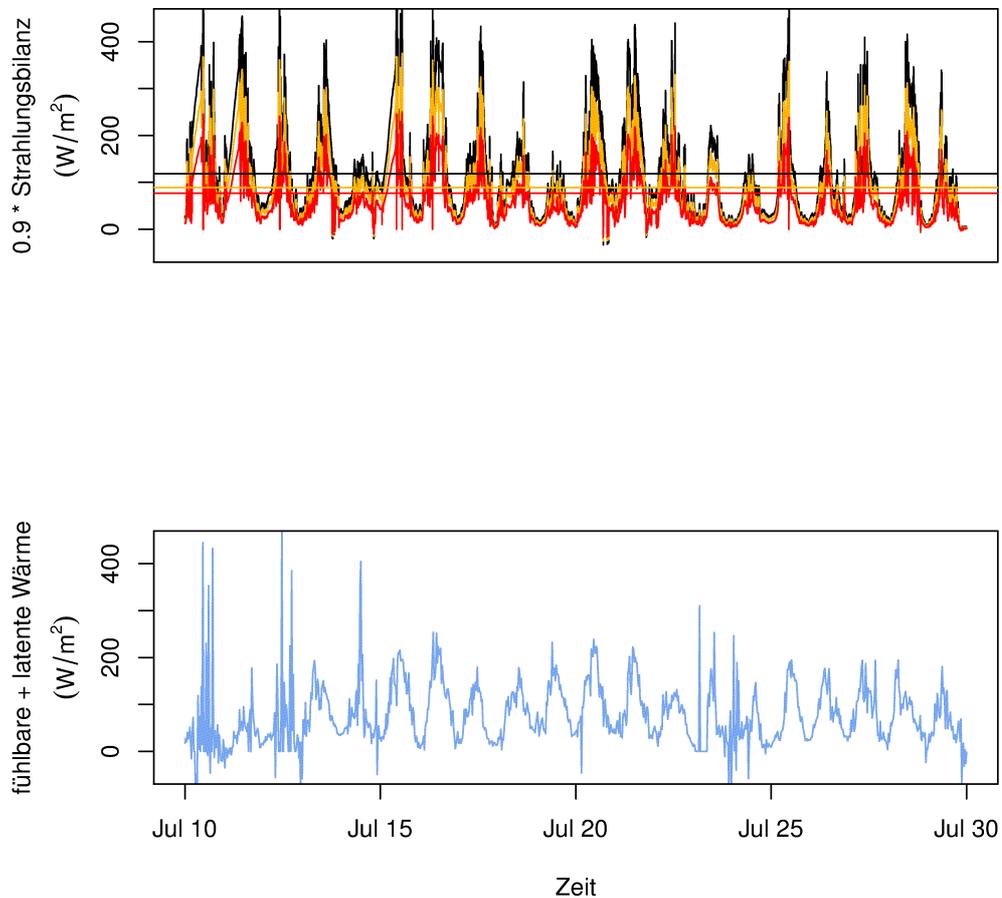


Abbildung 57: Summe aus latentem und fühlbarem Wärmestrom ( $Wm^{-2}$ , Eddy-Kovarianz, in Graphik unten) und Strahlungsbilanz ( $Wm^{-2}$ , oben), multipliziert mit 0,9 (schwarze Kurve), 0,675 (orange) und 0,585 (rot). Die waagrechten Linien in den genannten Farben zeigen den entsprechenden Mittelwert.

Tabelle 3.3: Mittelwerte der skalierten Strahlungsbilanz und der Summe  $Q_H + Q_E$  für die in Abbildung 57 gezeigte Periode.

	$Q_H + Q_E$	0,9 * Strahlungsbilanz	0,675 * Strahlungsbilanz	0,585 * Strahlungsbilanz
Mittelwert ( $Wm^{-2}$ )	76.86	118.19	88.65	76.83

Gleichung (37) bzw. (38) ist also demnach für diesen Standort wegen der größeren Rolle des Bodenwärmestromes im Sommer bei Polartagbedingungen (Juli und August) anzupassen, (38) lautet dann:

$$Q_{E(\text{gesamt})} = -0,585 \cdot Q_S^* - Q_H \quad (39)$$

Wie man die Bestimmung des latenten Wärmestroms in HIRHAM5 außerhalb der Sommerzeit bei geschlossener Schneedecke für den Standort Ny-Ålesund optimieren könnte, wird nun im Folgenden erörtert.

Auch für den bodennahen latenten Wärmestrom kann man einen hydrodynamischen Schichtansatz formulieren, der eine gute Übereinstimmung mit Flussmessungen zeigt (Foken, 1979). Die Gleichung hierfür lautet, unter Verwendung des Dampfdruckes und in kinematischen Einheiten (um in energetische Einheiten zu wechseln, ist die Gleichung mit der Verdampfungswärme und der Luftdichte zu multiplizieren):

$$Q_E = \frac{\kappa \cdot u_* \cdot 0,622 / p \cdot (E(T_0) - e(z))}{6 \cdot a \cdot \kappa \cdot \nu / \nu_L + 4 \cdot \kappa + \ln\left(\frac{u_* \cdot z}{20 \cdot \nu}\right)} \quad (40)$$

mit  $a=1$  für Schubspannungsgeschwindigkeit  $u_* < 0,23$  m/s und  $a=2$  für  $u_* > 0,23$  m/s.  $\kappa$  ist die von-Karman-Konstante,  $\nu$  ist die kinematische Zähigkeit (vgl. Gleichung (18)),  $p$  der Luftdruck,  $E(T_0)$  und  $e(z)$  stehen für den Sättigungsdampfdruck am Erdboden und den Dampfdruck in der Messhöhe  $z$  und  $\nu_L$  repräsentiert schließlich den molekularen Wasserdampfdiffusionskoeffizienten. Dieser ist abhängig von Temperatur und Luftdruck, und somit keine Konstante, sein Verhalten folgt der Chapman-Enskog-Theorie, die die Viskosität von Gasen beschreibt (vgl. Hirschfelder et al. 1954; Bird et al. 1960; Reid et al. 1987). Für die weiteren Ausführungen wurde hier zu Demonstrationszwecken der Wert für Standarddruck und -temperatur verwendet ( $\nu_L = 24,19 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ). Unter der Annahme einer wasserdampfgesättigten Schicht direkt an der Grenzfläche Schnee/Luft (bzgl. Eis ist die Luft bodennah über Eis tatsächlich fast immer gesättigt (Andreas et al., 2002)) lässt sich über die Goff-Cratch-Gleichung der Sättigungsdampfdruck  $e_{\text{sat}}$  an der Schneeoberfläche berechnen (Gleichung (41)). Eine zusätzliche Feuchtemessung in Erdbodennähe könnte für zukünftige Betrachtungen diesbezüglich eingeführt werden. Die Strahlungsbilanz hilft hier an dieser Stelle nicht weiter, da es während Polarnachtbedingungen keine kurzwellige Einstrahlung gibt. Den Dampfdruck in Messhöhe  $e(z)$  erhält man durch Umrechnung der dort gemessenen absoluten Feuchte  $a(z)$  (Gleichung (42)) mit der Temperatur  $T(z)$  und der individuellen Gaskonstante für Wasser  $R_w$ .

$$e_{sat} = e_{sp} \cdot 10^{Z_{fl}} \quad (41)$$

$$Z_{fl} = a_1 \cdot \left(\frac{T_s}{T} - 1\right) + b_1 \cdot \log_{10}\left(\frac{T_s}{T}\right) + c_1 \cdot \left(10^{d_1 \left(1 - \frac{T}{T_s}\right)} - 1\right) + e_1 \cdot \left(10^{g_1 \left(\frac{T_s}{T} - 1\right)} - 1\right)$$

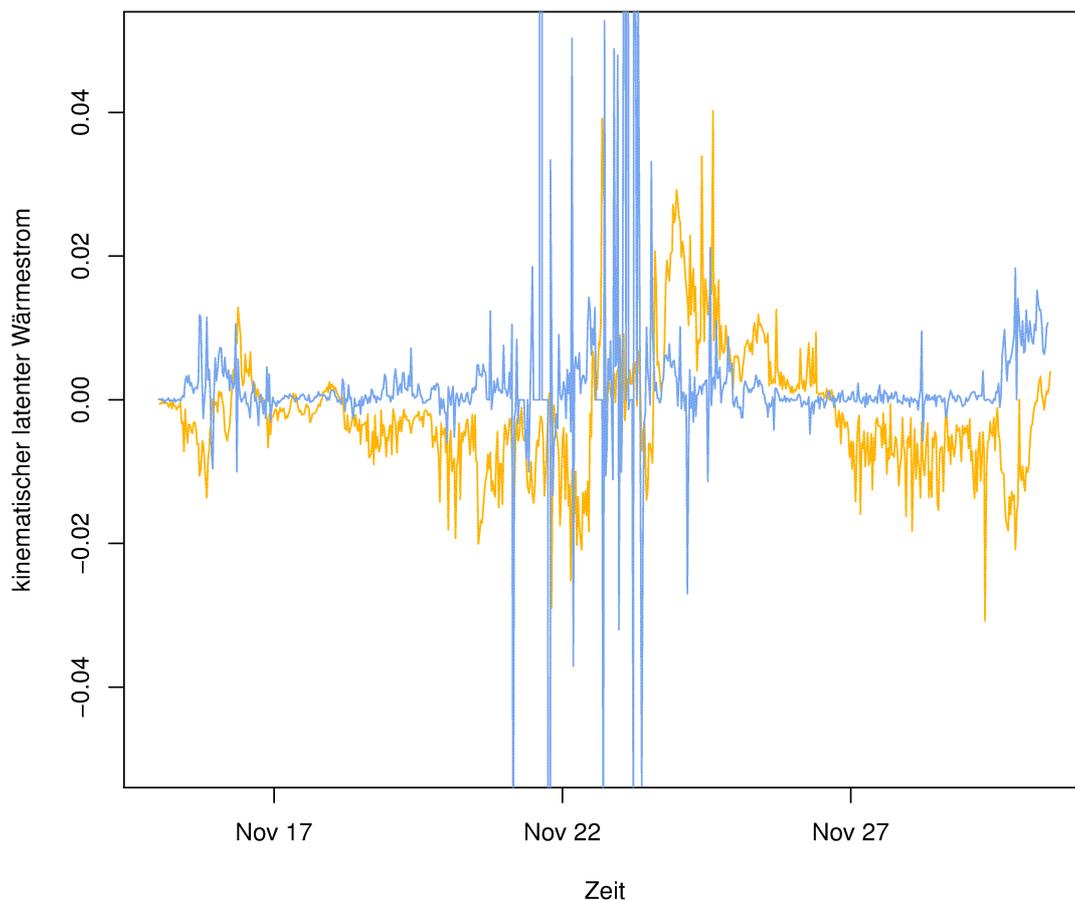
Tabelle 3.4 zeigt die Konstanten, die in Gleichung (41) verwendet werden.

$$e(z) = a(z) \cdot R_w \cdot T(z) \quad (42)$$

*Tabelle 3.4: Konstanten für Gleichung (41)*

$a_1$	$b_1$	$c_1$	$d_1$	$e_1$	$g_1$	$e_{sp}$	$T_s$
-7,90298	5,02808	-1,3816*10 <sup>-7</sup>	11,344	8,1328*10 <sup>-3</sup>	-3,49149	1013,246hPa	373,16K

Üblicherweise sind bei der Goff-Gratch-Gleichung noch Phasenübergänge zwischen Wasser und Eis zu beachten. Gleichung (41) gilt bis -12°C, ab -35°C wird davon ausgegangen, dass Wasser nur noch in gefrorener Form vorliegt, der Bereich dazwischen wird anteilig aufgeteilt (Curry et al., 1996). Da Ny-Ålesund für einen arktischen Standort eher warm ist und -35°C so gut wie nie erreicht werden, wird hier auf diese Unterscheidung zu Demonstrationszwecken verzichtet. Abbildung 58 zeigt nun den latenten Wärmestrom für den äquivalenten Zeitraum wie in Abbildung 53, berechnet mit der Eddy-Kovarianz-Methode (blau) und dem hydrodynamischen Schichtansatz (Gleichung (40)) unter Berücksichtigung der eben gemachten Annahmen.



**Abbildung 58:** Kinematischer latenter Wärmestrom ( $\text{kgkg}^{-1} \text{ms}^{-1}$ ) für eine Periode im Winter 2011, berechnet mit Eddy-Kovarianz (blau) und dem hydrodynamischen Schichtansatz (Gleichung (40), orange) unter Berücksichtigung der zu diesem Abschnitt gemachten Annahmen.

Im Zeitraum 23.-25. November 2011 war es windig (vgl. Abbildung 53), die daraus resultierenden positiven latenten Wärmeströme werden von beiden Methoden wiedergegeben. Im Zeitraum 26.-28. November herrschte schwacher Wind und kaum Bewölkung, durch langwellige Abstrahlung konnte die Schneeoberfläche stark auskühlen, außerdem waren vermehrt die bereits beschriebenen Schwerewellen zu beobachten (vgl. Abbildung 53). Daraus resultieren für die Eddy-Kovarianz-Methode latente Wärmeflüsse um Null. Der hydrodynamische Schichtansatz liefert leicht negative Werte. Das liegt vermutlich daran, dass durch die langwellige Abkühlung der Grenzfläche Schnee-Luft die Temperatur an der Oberfläche deutlich niedriger ist als in 2 Metern Höhe und somit der Sättigungsdampfdruck an der Oberfläche geringer als der gemessene Dampfdruck in 2 Metern Höhe, was zu negativen latenten Wärmeströmen führt. Auch im Zeitraum 18.-21. November ist dies in Abbildung 58 zu beobachten. Dieser Effekt würde sich noch verstärken, wenn man den Sättigungsdampfdruck bezüglich Eis an der Erdoberfläche verwendet, der Sättigungsdampfdruck wäre noch geringer, und somit der negative latente Wärmestrom noch

größer. Eine Anbindung des hydrodynamischen Modellansatzes für den latenten Wärmestrom im Zeitraum Oktober-Mai an die Berechnung des latenten Wärmestromes in HIRHAM5 erscheint hier sinnvoll, auch unter der Annahme der genannten Vereinfachung zeigt der hydrodynamische Modellansatz exaktere Ergebnisse als HIRHAM5. Die Gesamtgleichung (Gleichung (40) modifiziert) dazu würde dann unter Rückrechnung zur spezifischen Feuchte ( $q \approx 0,622 \cdot e/p$ ) beim hydrodynamischen Modellansatz, weiterer Annahme der Höhenkonstanz des latenten Wärmestromes in der Prandtl-Schicht und für energetische Einheiten wie folgt lauten:

$$Q_{E(\text{gesamt})} = \frac{\rho \cdot \lambda \cdot \kappa \cdot u_* \cdot (q_0 - q_L)}{6 \cdot a \cdot \kappa \cdot \frac{v}{v_L} + 4 \cdot \kappa + \ln\left(\frac{u_* \cdot z}{20 \cdot v}\right)} \quad (43)$$

Der Index L steht hier wieder für den Wert im untersten Modelllevel von HIRHAM5, der Index 0 für den unter Zuhilfenahme von Gleichung (41) und mit Messdaten berechneten Wert an der Grenzfläche Erde-Luft bzw. Schnee-Luft. Somit wird zur Verbesserung der Repräsentierung der turbulenten bodennahen Flüsse in HIRHAM5 für den Standort Ny-Ålesund infolge der vorangehenden Betrachtungen eine Empfehlung getroffen, welche Methode wann am Besten zu verwenden ist, Tabelle 3.5 stellt diese dar.

*Tabelle 3.5: Empfehlung für die Berechnung der bodennahen turbulenten Flüsse (fühlbar und latent) in HIRHAM5 für den Standort Ny-Ålesund.*

	<i>Juni+September</i>	<i>Juli+August</i>	<i>Oktober-Mai</i>
<i>fühlbar</i>	HIRHAM5	Gleichung (35)	Gleichung (35)
<i>latent</i>	HIRHAM5	Gleichung (39)	Gleichung (43)

## 4. Zusammenfassung und Ausblick

In der vorliegenden Arbeit wurde unter Verwendung verschiedener Methoden der Jahresgang der bodennahen vertikalen turbulenten Flüsse für den Standort Ny-Ålesund skizziert. Dabei zeigte sich, dass die Messergebnisse stark beeinflusst sind durch lokale Effekte, hervorgerufen durch die umliegende Orographie und die starke Heterogenität des Standortes. Bestimmte lokale Effekte führen bei bestimmten Verfahren zu großen methodischen Problemen, z.B. machen die beschriebenen externen Schwerewellen, die im Zeitraum Oktober bis Mai auftreten können, Kovarianz-Methoden unbrauchbar. Hier gilt es also auch für zukünftige Betrachtungen genaues Augenmerk auf methodische Probleme zu legen und gegebenenfalls auf andere Methoden auszuweichen, wie z.B. den verwendeten hydrodynamischen Modellansatz. Weiterhin ist der Standort Ny-Ålesund wegen der genannten Heterogenität als sehr kritisch zu betrachten, was die Ableitung allgemeingültiger stabilitätsabhängiger Parametrisierungen den turbulenten Austausch betreffend angeht (vgl. Gleichungen (21) – (23)), diesbezüglich sollte man auf weniger heterogene Standorte ausweichen, bzw. längere Messkampagnen an ausgewählten Standorten durchführen, die orographisch einfacher gegliedert sind.

Von verstärktem Interesse für zukünftige Untersuchungen wird sein, wie sich die gesamte Säule der atmosphärischen Grenzschicht im Zusammenhang mit den in dieser Arbeit beschriebenen kleinskaligen Variationen der turbulenten Flüsse am Boden verhält. Beispielhaft wurde dies bereits für Schmelzinversionen und die Kaltlufteinbrüche aus Westen vom Broggerbreen Gletscher in dieser Arbeit angerissen, das sollte man auf den gesamten Jahresgang ausdehnen, um ein besseres Gesamtverständnis für die komplette atmosphärische Grenzschicht, und darüber hinaus auch Erkenntnisse über die Wechselwirkung der atmosphärischen Grenzschicht mit der freien Troposphäre zu gewinnen. Dafür stehen das bereits eingeführte Radiometer und zukünftig auch ein Windlidar (Windcube 200, Leosphere) zur Verfügung, unterstützend können Fesselballonsondierungen und Radiosondierungen eingesetzt werden. Dabei ist es wichtig, alle Messungen so gut wie möglich am selben Standort durchzuführen, um repräsentative Aussagen über die vertikale Luftsäule am Messstandort zu machen.

Die gemessenen bodennahen turbulenten Flüsse wurden mit entsprechenden Berechnungen aus dem regionalen Klimamodell HIRHAM5 verglichen. Die Vorschläge, die in dieser Arbeit für die Optimierung der Berechnung der bodennahen turbulenten Flüsse in HIRHAM5 für den Standort Ny-Ålesund gemacht wurden, müssen getestet und gegebenenfalls modifiziert

werden, hier eignet sich ideal die Single Column Version von HIRHAM5, HIRHAM5-SCM (Klaus, 2009; Klaus et al., 2012). Wichtig erscheint hier zunächst, für die korrekte Wiedergabe der Oberflächentemperatur und der Temperatur im untersten Modelllevel in HIRHAM5 zu sorgen. Wenn schon der Temperaturgradient falsch ist, mit dem der fühlbare Wärmestrom berechnet wird, macht es wenig Sinn, sich intensiver mit Verbesserungen der Parametrisierungsansätze in HIRHAM5 zu beschäftigen, einen Ansatz dafür zeigt (35). Negative Temperaturgradienten im Sommer, die von HIRHAM5 nicht wiedergegeben werden, könnten so Berücksichtigung finden.

Um den hydrodynamischen Modellansatz ggf. auch auf alle anderen Gitterpunkte von HIRHAM5 übertragen zu können, in denen nicht die Fülle der Messungen wie direkt in Ny-Ålesund vorliegt, wird auf die Ausführungen in Foken (1979) zur praktischen Anwendung des hydrodynamischen Schichtansatzes verwiesen. Es erscheint sinnvoll, zu versuchen, generell mehr auf Alternativen zu Bulk-Ansätzen mit einheitlichen Transferkoeffizienten zu setzen. Diese sind gerade bodennah bei häufigem Auftreten von gestörten Temperaturprofilen sehr problematisch. In Foken (1979) wird Bezug genommen auf die Anwendung des hydrodynamischen Schichtansatzes für meteorologische und ozeanologische Routinebeobachtungen in 10 Metern Höhe, diese Werte könnten aber gut ersetzt werden durch die entsprechenden Werte in HIRHAM5 im untersten Modelllevel. Die dementsprechend modifizierten Gleichungen für den fühlbaren und latenten Wärmestrom würden dann lauten:

$$Q_H = \frac{17,5 \cdot u_L \cdot (T_0 - T_L)}{1,7 \cdot a + 1,6 + \ln(1200 \cdot u_L)} \quad (44)$$

$$Q_E = \frac{2,65 \cdot 10^4 \cdot \left(\frac{u_L}{p}\right) \cdot (E(T_0) - e_L)}{1,65 \cdot a + 1,6 + \ln(1200 \cdot u_L)}$$

a ist dabei 1 für  $u_L <$  oder gleich 6,5 m/s, 2 für  $u_L >$  6,5 m/s.  $u_L$  steht hier nun für die Horizontalwindgeschwindigkeit in der Höhe des untersten Modelllevels von HIRHAM5, entsprechend e und T für Dampfdruck und Temperatur.  $E(T_0)$  ist der Sättigungsdampfdruck am Erdboden, abzuschätzen durch die Goff-Cratch-Gleichung (vgl. (41)), p steht für den Luftdruck. Entwickelt wurden die Gleichungen für die offene See, bei Foken (1979) wird für die Gleichungen ein Spannungskoeffizient  $C_D = 1,3 \cdot 10^{-3}$  zugrunde gelegt bei Temperaturen von ca. 20°C. Es wird allerdings darauf hingewiesen, dass eine Anwendung über Land bei

geringen Rauigkeitshöhen auch möglich erscheint, da die Schichtenstruktur nach Foken (1978b) dort ebenfalls vorhanden ist. Entsprechende Erprobungen für verschiedene Unterlagen und Temperaturbedingungen in HIRHAM5 können wiederum gut mit HIRHAM5-SCM durchgeführt werden.

Eine verbesserte räumliche Auflösung in den hydrostatischen Modellen (wie HIRHAM5 eines ist), sowie die Anwendung von anderen, nicht-hydrostatischen Modellen kann für die Zukunft ebenfalls helfen, das Verständnis der Prozesse am Standort Ny-Ålesund im Speziellen und in der arktischen atmosphärischen Grenzschicht im Allgemeinen besser zu verstehen und modellieren zu können.

Letztendlich hat man in Ny-Ålesund eine einzigartige Datenfülle, um Grenzschichtuntersuchungen voranzutreiben und um regionale Klimamodelle zu optimieren. Die Voraussetzung dafür muss aber immer sein, dass man die standortspezifischen Besonderheiten, die vielfältig und komplex sind, verstanden hat und quantifizieren kann. Hier wird weitere Arbeit in den nächsten Jahren nötig sein.

## *Literaturverzeichnis*

Andreas, E.L., Claffy, K.J., Makshtas, A.P.: Low-level atmospheric jets and inversions over the western Wedell sea. *Boundary-Layer Meteorol.*, 97, 459-486, 2000

Andreas, E.L.: Parameterizing scalar transfer over snow and ice: a review. *Journal of hydrometeorology*, 3, 417-432, 2002

Andreas, E.L. et al.: Near-surface water vapour over polar sea ice is always near ice saturation. *Journal of Geophysical Research*, 107, 15 pp., 2002

Andreas, E.L., Jordan, R.E., Makshtas, A.P.: Parameterizing turbulent exchange over sea ice: the ice station weddell results. *Boundary-Layer Meteorol.*, 114, 439-460, 2005

Argentini, S., Viola, A., Mastrantonio, G., Maurizi, A., Georgiadis, T., Nardino, M.: Characteristics of the boundary layer at Ny-Ålesund in the Arctic during the ARTIST field experiment. *Annals of Geophysics*, 46, 185-196, 2003

Arya, S.P.: *Air pollution meteorology and dispersion*. Oxford University Press, New York, Oxford, 310 pp., 1999

Beine, H. J., Argentini, J., Maurizi, A., Mastrantonio, G., Viola, A.: The local wind field at Ny-Ålesund and the Zeppelin Mountain at Svalbard, *Meteorol. Atmos. Phys.* 78, 107-113, 2001

Bergström, H., Högström, U.: Turbulent exchange above a pine forest. II. Organized structures. *Boundary-Layer Meteorol.*, 49, 231-263, 1989

Bird, R.B., Steward, W.E., Lightfoot, E.N.: *Transport phenomena*. New York: John Wiley and Sons, 780 pp., 1960

Blackadar, A.K.: The vertical distribution of wind and turbulent exchange in a neutral atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 67, 3095-3102, 1962

Brinkop, S., Roeckner, E.: Sensitivity of a general circulation model to parameterization of cloud-turbulence interactions in the atmospheric boundary layer, *Tellus*, 47A, 197-220, 1995

Burns, S.P., Horst, T.W., Blanken, P.D., Monson, R.K.: Using sonic anemometer temperature to measure sensible heat flux in strong winds, *Atmos. Meas. Tech. Discuss.*, 5, 447-469, 2012

Businger, J.A., Oncley, S.P.: Flux measurement with conditional sampling, *J. Atm. Oceanic Techn.*, 7, 349-352, 1990

Christensen, O.B. et al.: Technical report 06-17, The HIRHAM Regional Climate Model Version 5 ( $\beta$ ), Danish Meteorological Institute, ISSN: 1399-1388, 2007

Collineau, S., Brunet, Y.: Detection of turbulent coherent motions in a forest canopy. Part II: Time-scales and conditional averages. *Boundary-Layer Meteorol.*, 66, 49-73, 1993a

Collineau, S., Brunet, Y.: Detection of turbulent coherent motions in a forest canopy. Part I: Wavelet analysis. *Boundary-Layer Meteorol.*, 65, 357-379, 1993b

Curry, J.A., Rossow, W.B., Randall, D., Schramm, J.L.: Overview of Arctic Cloud and Radiation Characteristics, *Journal of Climate*, 9, 1731-1764, 1996

Curry, J.A., et al.: FIRE Arctic Clouds experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81, 5-29, 2000

Desjardins, R.L.: Description and evaluation of a sensible heat flux detector. *Boundary-Layer Meteorol.*, 11, 147-154, 1977

Dethloff, K., Abegg, C., Rinke, A., Hebestadt, I., Romanov, V.F.: Sensitivity of Arctic climate simulations to different boundary-layer parameterizations in a regional climate model. *Tellus*, 53 A, 1-26, 2001

Egger, J., Wamsler, C., Kottmeier, C.: Internal atmospheric gravity waves near the coast of Antarctica. *Boundary-Layer Meteorol.*, 66, 1-17, 1993

Esau, I., Repina, I.: Wind climate in Kongsfjorden, Svalbard, and attribution of leading wind driving mechanisms through turbulence-resolving simulations. *Advances in Meteorology*, Volume 2012, 16 pp., 2012

Etling, D.: *Theoretische Meteorologie*. Springer, Berlin, Heidelberg, 354 pp., 2002

Foken, T.: The molecular temperature boundary layer of the atmosphere over various surfaces. *Arch. Meteor. Geophys. Bioklimat.*, Wien, Ser. A 27, 59-67, 1978 (b)

Foken, T.: Vorschlag eines verbesserten Energieaustauschmodells mit Berücksichtigung der molekularen Grenzschicht der Atmosphäre, *Z. Meteorol.*, 29, 32-39, 1979

Foken, T.: The parameterisation of the energy exchange across the air-sea interface. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 8, 297-305, 1984

Foken, T.: An operational model of the energy exchange across the air-sea interface, *Z. Meteorol.*, 36, 354-359, 1986

Foken, T.: Bestimmung der Schneedrift mittels Ultraschallanemometern, *Ann. Meteorol.*, 37, 451-452, 1998

Foken, T.: *Angewandte Meteorologie, Mikrometeorologische Methoden*, (2. überarbeitete u. erweiterte Auflage), Springer Berlin/Heidelberg, ISBN 10: 3-540-38202-X, 326pp., 2006

Foken, T., Wichura, B.: Tools for quality assessment of surface-based flux measurements, *Agricultural and Forest Meteorology*, 78, 83-105, 1996

Foken, T., Aubinet, M. and Leuning, R.: The eddy-covariance method. In: M. Aubinet, T. Vesala and D. Papale (Editors), *Eddy Covariance: A Practical Guide to Measurement and Data Analysis*. Springer, Dordrecht, Heidelberg, London, New York, 1-19, 2012a

Foken, T., Leuning, R., Oncley, S.P., Mauder, M. and Aubinet, M.: Corrections and data quality In: M. Aubinet, T. Vesala and D. Papale (Editors), *Eddy Covariance: A Practical*

Guide to Measurement and Data Analysis. Springer, Dordrecht, Heidelberg, London, New York, 85-131, 2012b

Forrer, J., Rotach, M.W.: On the turbulence structure in the stable boundary layer over the Greenland ice sheet. *Boundary-Layer Meteorol.*, 85, 111-136, 1997

Gao, W., Shaw, R.H., Paw U, K.T.: Observation of organized structure in turbulent flow within and above a forest canopy. *Boundary-Layer Meteorol.*, 47, 349-377, 1989

Gratchev, A.A., Andreas, E.L., Fairall, C.W., Guest, P.S., Persson, O.G.: SHEBA flux-profile relationships in the stable atmospheric boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, 124, 315-333, 2007

Handorf, D., Foken, T.: Strukturanalyse der atmosphärischen Turbulenz mittels Wavelet-Verfahren zur Bestimmung der Austauschprozesse über dem antarktischen Schelfeis. *Deutscher Wetterdienst, Geschäftsbereich Forschung und Entwicklung, Arbeitsergebnisse*, 47, 1-49, 1997

Handorf, D., Foken, T., Kottmeier, C.: The stable atmospheric boundary layer over an antarctic ice sheet. *Boundary-Layer Meteorol.*, 91, 165-189, 1999

Heinz, G., Handorf, D., Foken, T.: Strukturanalyse der atmosphärischen Turbulenz mittels Wavelet-Verfahren zur Bestimmung der Austauschprozesse über dem antarktischen Schelfeis. *Arbeitsergebnisse, Universität Bayreuth, Abteilung Mikrometeorologie, ISSN 1614-89166*, 7, 1-65, 1999

Hirschfelder, J.O., Curtiss, C.F., Bird, R.B.: *Molecular theory of gases and liquids*. New York: John Wiley and Sons, 1219 pp., 1954 (revised 1964)

Högström, U.: Von Kármán constant in atmospheric boundary flow: Reevaluated. *J. Atmos. Sci.*, 42, 263-270, 1985

Högström, U.: Review of some basic characteristics of the atmospheric surface layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, 78, 215-246, 1996

Holmes, P., Lumley, J.L., Berkooz, G.: Turbulence, coherent structures, dynamical systems and symmetry. Cambridge University Press, Cambridge, 420 pp., 1996

Holtslag, A.A.M., Boville, B.: Local versus nonlocal boundary-layer diffusion in a global climate model. *J. Clim.*, 6, 1825-1842, 1993

Jocher et al.: The near-surface small-scale spatial and temporal variability of sensible and latent heat exchange in the Svalbard region: a case study. *ISRN Meteorology*, Volume 2012, 14 pp., 2012

Kayser, M.: Temperatur- und Feuchteprofile über Ny-Ålesund, Spitzbergen; Charakterisierung des HATPRO-Radiometers, Bachelor Arbeit, Universität Potsdam, Institut fuer Physik und Astronomie, 79 pp., 2012

Kilpeläinen, T., et al.: Modelling the vertical structure of the atmospheric boundary layer over Arctic fjords in Svalbard. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 138, 1867-1883, 2012

King, J.C.: Some measurements of turbulence over an Antarctic ice shelf. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 116, 379-400, 1990

King, J.C., Anderson, P.S.: Heat and water vapour fluxes and scalar roughness length over an Antarctic ice shelf. *Boundary-Layer Meteorol.*, 69, 101-121, 1994

King, J.C., Anderson, P.S., Smith, M.C., Mobbs, S.D.: The surface energy and mass balance at Halley, Antarctica during winter. *Journal of Geophysical Research*, 101, 119-128, 1996

Klaus, D.: Arktische Wolken, Strahlungs- und Grenzschichtprozesse in einer eindimensionalen Version des regionalen Klimamodells HIRHAM5, Diplomarbeit, Universität Potsdam, Institut für Physik und Astronomie, 134 pp., 2009

Klaus, D., Dorn, W., Dethloff, K., Rinke, A., Mielke, M.: Evaluation of two cloud parametrizations and their possible adaption to Arctic climate conditions. *Atmosphere*, 3, 419-450, 2012

Kupfer, H., Herber, A., König-Langlo, G.: Radiation Measurements and Synoptic Observations at Ny-Ålesund, Data Report, Freie Universität Berlin, 2003

Liebenthal, C., Foken, T.: Evaluation of six parameterization approaches for the ground heat flux. *Theor. Appl. Climatol.*, 88, 43-56, 2007

Liu, H., Peters, G., Foken, T.: New equations for sonic temperature variance and buoyancy heat flux with an omnidirectional sonic anemometer. *Boundary-Layer Meteorol.*, 100, 459-468, 2001

Louis, J.F.: A parametric model of vertical fluxes in the atmosphere. *Boundary-Layer Meteorol.*, 17, 187-202, 1979

Lu, S.S., Willmarth, W.W.: Measurements of the structure of Reynolds stress in a turbulent boundary layer, *J. Fluid Mech.*, 60, 481-512, 1973

Lüers, J., Bareiss, J.: The effect of misleading surface temperature estimations on the sensible heat fluxes at a high Arctic site – the Arctic turbulence experiment 2006 on Svalbard (ARCTEX-2006), *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10, 157-168, 2010

Lüers, J., Bareiss, J.: Direct near-surface measurements of sensible heat fluxes in the arctic tundra applying eddy covariance and laser scintillometry - The Arctic Turbulence Experiment 2006 on Svalbard (ARCTEX-2006), *Theoretical and Applied Climatology*, 105, 387-402, 2011

Maturilli, M., Herber, A., König-Langlo, G.: Climatology and time series of surface meteorology in Ny-Ålesund, Svalbard. *Earth Syst. Sci. Data Discuss.*, 5, 1057-1076, 2012

Mauder, M., Foken, T.: Impact of post-field data processing on eddy covariance flux estimates and energy balance closure. *Meteorologische Zeitschrift*, 15, 597-609, 2006

Mauder, M., Liebenthal, C., Göckede, M., Leps, J.-P., Beyrich, F., Foken, T.: Processing and quality control of eddy covariance data during LITFASS-2003. *Boundary-Layer Meteorol.* 121, 67-88, 2006b

Mauder, M., Foken, T.: Documentation and instruction manual of the eddy covariance software package TK3, Arbeitsergebnisse Universität Bayreuth, Abteilung Mikrometeorologie, ISSN 1614-8916 46,58 pp., 2011

Mielke, M.: Atmosphärische Prozessstudien auf der Basis von Beobachtungen und regionalen Klimamodellsimulationen in der Arktis, Dissertation, Universität Potsdam, 136 pp., 2012

Monin, A. S., Obukhov, A. M.: Osnovnye zakonomernosti turbulentnogo peremeshivaniya v prizemnom sloe atmosfery (Basic Laws of Turbulent Mixing in the Atmosphere near the Ground), Trudy geofiz. inst. AN SSSR 24, 151, 163–187, 1954

Moore, C.J.: Frequency response corrections for eddy correlation systems. *Boundary-Layer Meteorol.*, 37, 17-35, 1986

Nason, G.P.: *Wavelet Methods in Statistics with R*, Springer New York, ISBN: 978-0-387-75960-9, 257 pp., 2008

Obukhov, A.M.: Turbulentnost' v temperaturnoj – neo dnorodnoj atmosfere (turbulence in an atmosphere with a non-uniform temperature). *Trudy Inst Theor Geofiz AN SSSR* 1, 95-115, 1946

Obukhov, A.M.: Turbulence in an atmosphere with a non-uniform temperature. *Boundary-Layer Meteorol.*, 2, 7-29, 1971

Ohmura, A. et al.: ETH Greenland expedition. Progress report no. 1. Dept. of Geography, Swiss federal institute of Technology, 108 pp., 1991

Ohmura, A. et al.: ETH Greenland expedition. Progress report no. 2. Dept. of Geography, Swiss federal institute of Technology, 94 pp., 1992

Ohmura, A. et al.: Energy balance for the Greenland ice sheet by observation and model computation. *Snow and ice Covers: Interactions with the Atmosphere and Ecosystems* (Proceedings of Yokohama Symposia J2 and J5, July 1993). IAHS Publ. no. 223, 1994

Papadopoulos, K.: The Summer Climate of Kongsvegen Glacier, Master Thesis, Institute for Marine and Atmospheric Research Utrecht, Utrecht University, 64 pp., 2010

Prandtl, L.: Bericht über Untersuchungen zur ausgebildeten Turbulenz. Zeitschrift für angewandte Mathematik und Mechanik, 5, 136-139

Reid, R.C., Prausnitz, J.M., Poling, B.E.: The properties of gases and liquids. Boston: Mc Graw-Hill, 741 pp., 1987

Reynolds, O.: On the dynamical theory of turbulent incompressible viscous fluids and the determination of the criterion. Phil. Trans. R. Soc. London, A, 186, 123-161, 1894

Rinke, A., et al.: Evaluation of atmospheric boundary layer-surface process relationships in a regional climate model along an East Antarctic traverse. Journal of Geophysical Research, 117, 20 pp., 2012

Roeckner, E. et al.: The atmospheric general circulation model ECHAM5 – Part I: Model description. Techn. Rep. 349, Max-Planck-Institute (MPI) for Meteorology, Bundesstraße 55, D-20146 Hamburg, 140 pp., 2003

Schotanus, P., Nieuwstadt, F.T.M., DeBruin, H.A.R.: Temperature measurement with a sonic anemometer and its application to heat and moisture fluctuations. Boundary-Layer Meteorol., 26, 81-93, 1983

Schulz, A.: Die arktische Grenzschichthöhe auf der Basis von Sondierungen am Atmosphärenobservatorium in Ny-Ålesund und im ECMWF-Modell, Diplomarbeit, Universität Potsdam, Institut fuer Physik und Astronomie, 150 pp., 2012

Shaw, R.H., Tavanger, J., Ward, D.P.: Structure of the Reynolds stress in a canopy layer. J. Clim. Appl. Meteorol., 22, 1922-1931, 1983

Smedman, A.S.: Some turbulence characteristics in stable atmospheric boundary layer flow. Journal of the atmospheric sciences, 48, 856-868, 1991

Smedmann-Högström, A.S., Högström, U.: Spectral gap in surface-layer measurements. *Journal of the atmospheric sciences*, 32, 340-350, 1975

Sodemann, H., Foken, T.: Empirical evaluation of an extended similarity theory for the stably stratified atmospheric surface layer. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 130, 2665-2671, 2004

Sodemann, H., Foken, T.: Special characteristics of the temperature structure near the surface, *Theoretical and Applied Climatology*, 80, 81-89, 2005

Steenefeld, G.J.: Stable Boundary Layer Issues, Proceeding Paper ECMWF GABLS Workshop on diurnal cycles and the stable boundary layer, Reading, 7-10 November 2012

Stull, R.B.: *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, Boston, London, 666 pp., 1988

Thomas, Ch., Foken, T.: Detection of long-term coherent exchange over spruce forest using wavelet analysis, *Theor. Appl. Climatol.*, 80, 91-104, 2004

Thomas, Ch., Foken, T.: Flux contribution of coherent structures and its implications for the exchange of energy and matter in a tall spruce canopy. *Boundary-Layer Meteorol.*, 123, 317-337, 2007

Tjernström, M., et al.: Modelling the Arctic boundary layer: an evaluation of six ARCMIP regional-scale models using data from the SHEBA project. *Boundary-Layer Meteorol.*, 117, 337-381, 2005

Torrence, C., Compo, G.P.: A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79, 61-78, 1998

Uttal, T., et al.: Surface Heat Budget of the Arctic Ocean. *American Meteorological Society*, 83, 255-275, 2002

VDI 3786 Blatt1: 2011-12 Umweltmeteorologie – Meteorologische Messungen – Grundlagen (Environmental meteorology – Meteorological measurements – Fundamentals). Berlin: Beuth Verlag

Wallace, J.M., Eckelmann, H., Brodkey, R.S.: The wall region in turbulent shear flow. *J. Fluid Mech.*, 54, 39-48, 1972

Webb, E.K., Pearman, G.I., Leuning, R.: Correction of the flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 106, 85-100, 1980

Westermann, S.: Sensitivity of permafrost, Dissertation, Universität Heidelberg, URL: <http://www.ub.uni-heidelberg.de/archiv/11166>, 192 pp., 2010

Wilczak, J.M., Oncley, S.P., Stage, S.A.: Sonic anemometer tilt correction algorithms. *Boundary-Layer Meteorol.*, 99, 127-150, 2001

Wyngaard, J.C., Moeng, C.-H.: Parameterizing turbulent diffusion through the joint probability density. *Boundary-Layer Meteorol.*, 60, 1-13, 1992

Zilitinkevich, S.S., Calanca, P.: An extended similarity theory for the stably stratified atmospheric surface layer. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 126, 1913-1923, 2000

Zilitinkevich, S.S., Perov, V.L., King, J.C.: Near-surface turbulent fluxes in stable stratification: calculation techniques for use in general circulation models. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 128, 1571-1587, 2002

## Anhang A: Bilder Ny-Ålesund



*Abb. A-1: Ny-Ålesund, aufgenommen vom Gipfel des südlich von Ny-Ålesund gelegenen Zeppelin Berges (ca. 550m über N.N., Juergen Graeser, AWI Potsdam)*

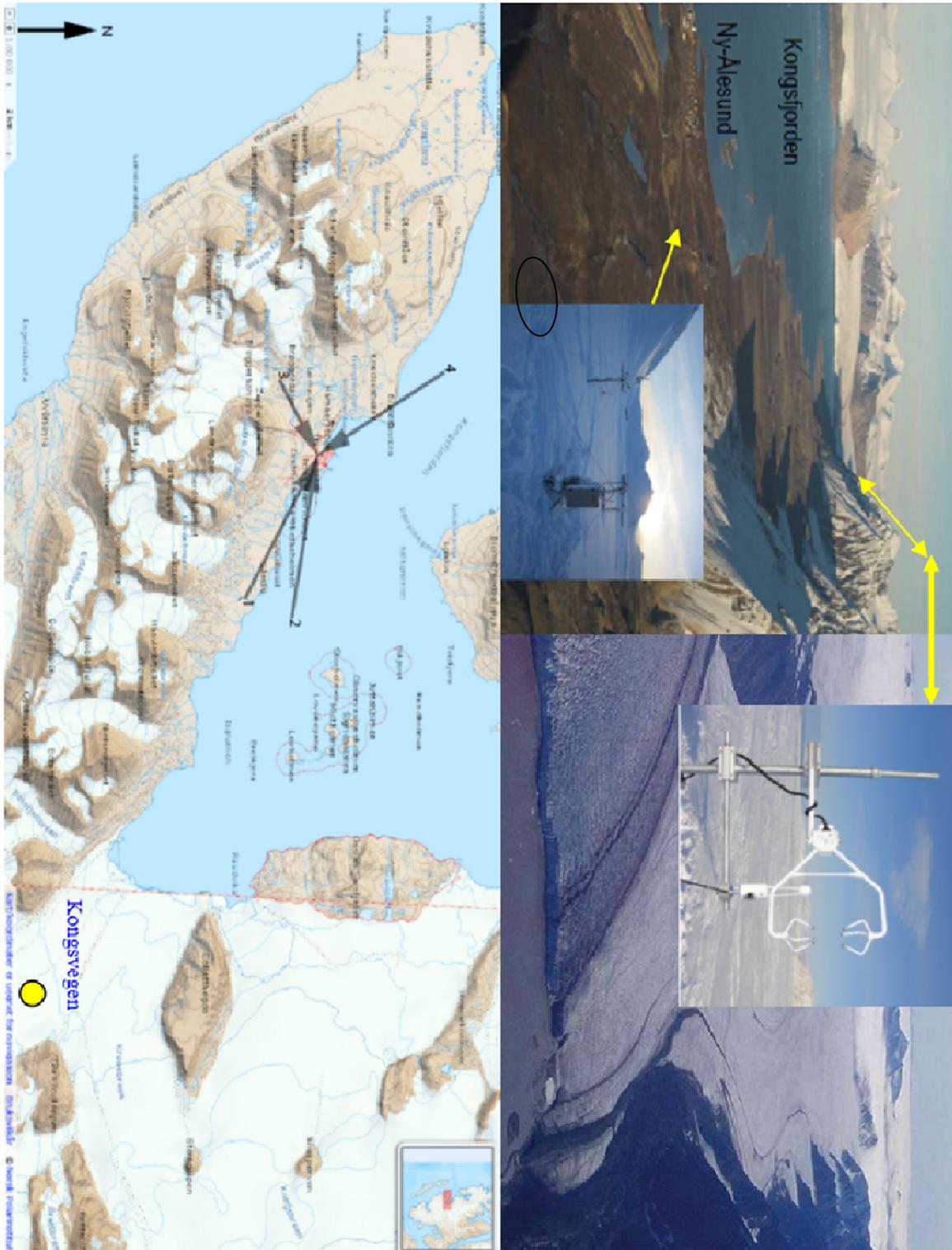


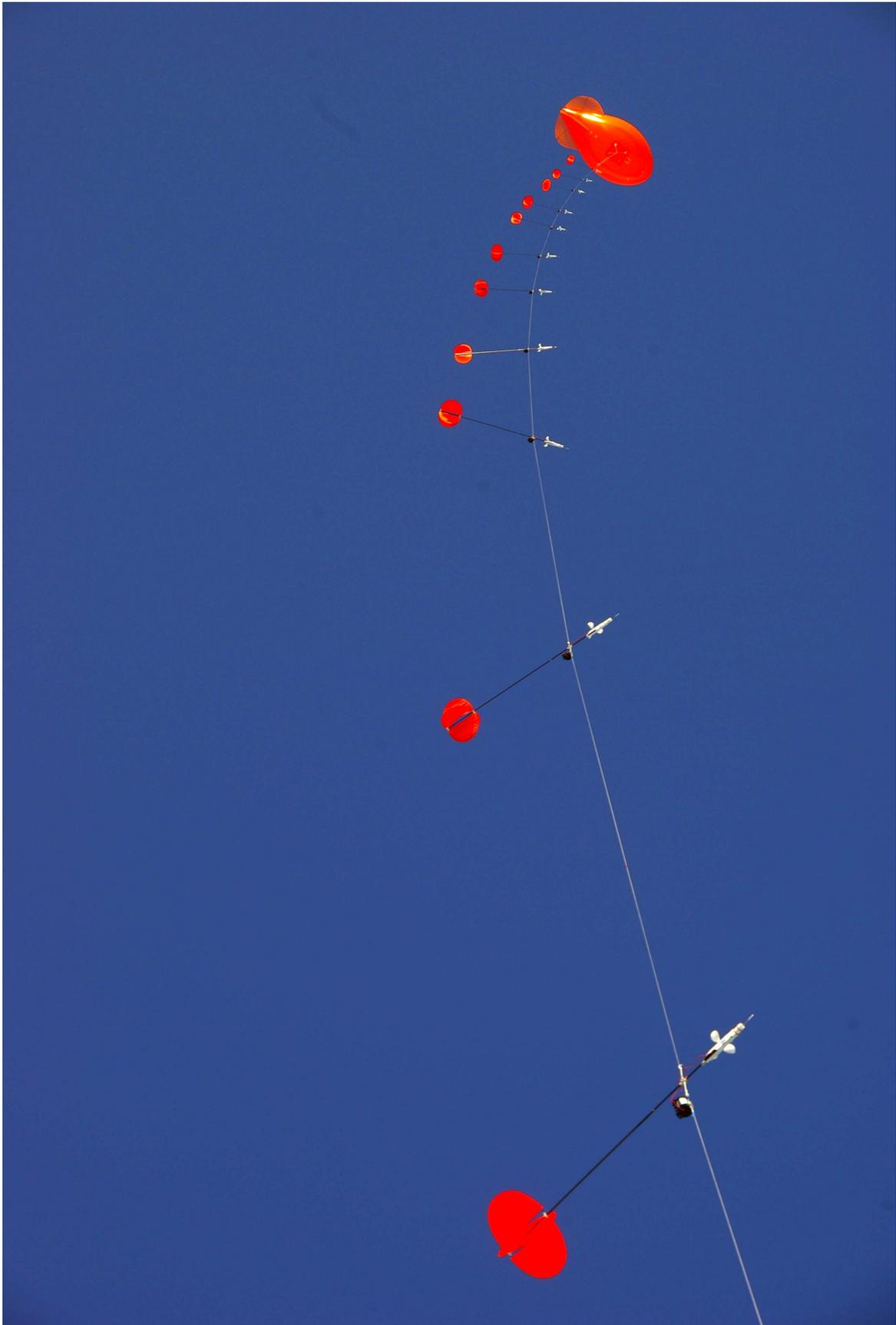
Abb. A-2: Die Region Kongsfjord auf Svalbard (oben links, aus Westermann, 2010) mit den beiden Eddy-Kovarianz-Messstandorten Ny-Ålesund und Kongsvegen Gletscher (markiert mit Pfeilen), die Region Bayelva und ihre Messstationen ist durch eine Ellipse gekennzeichnet. Das Bild oben rechts zeigt den Messstandort auf dem Kongsvegen Gletscher (aus Papadopoulos, 2010), darunter eine topographische Karte der Kongsfjord Region (<http://www.toposvalbard.npolar.no/>). Die Pfeile in der Karte markieren die Hauptwindrichtungen in Ny-Ålesund, 1 und 2 sind am häufigsten (östliche Richtungen). 3 markiert die Richtung vom Broggerbreen Gletscher herunter, der süd-westlich von Ny-Ålesund liegt, 4 die Anströmung vom freien Ozean. Der gelbe Punkt zeigt den Standort des Eddy-Kovarianz-Systems auf dem Kongsvegen Gletscher während PAMARCMiP 2011.



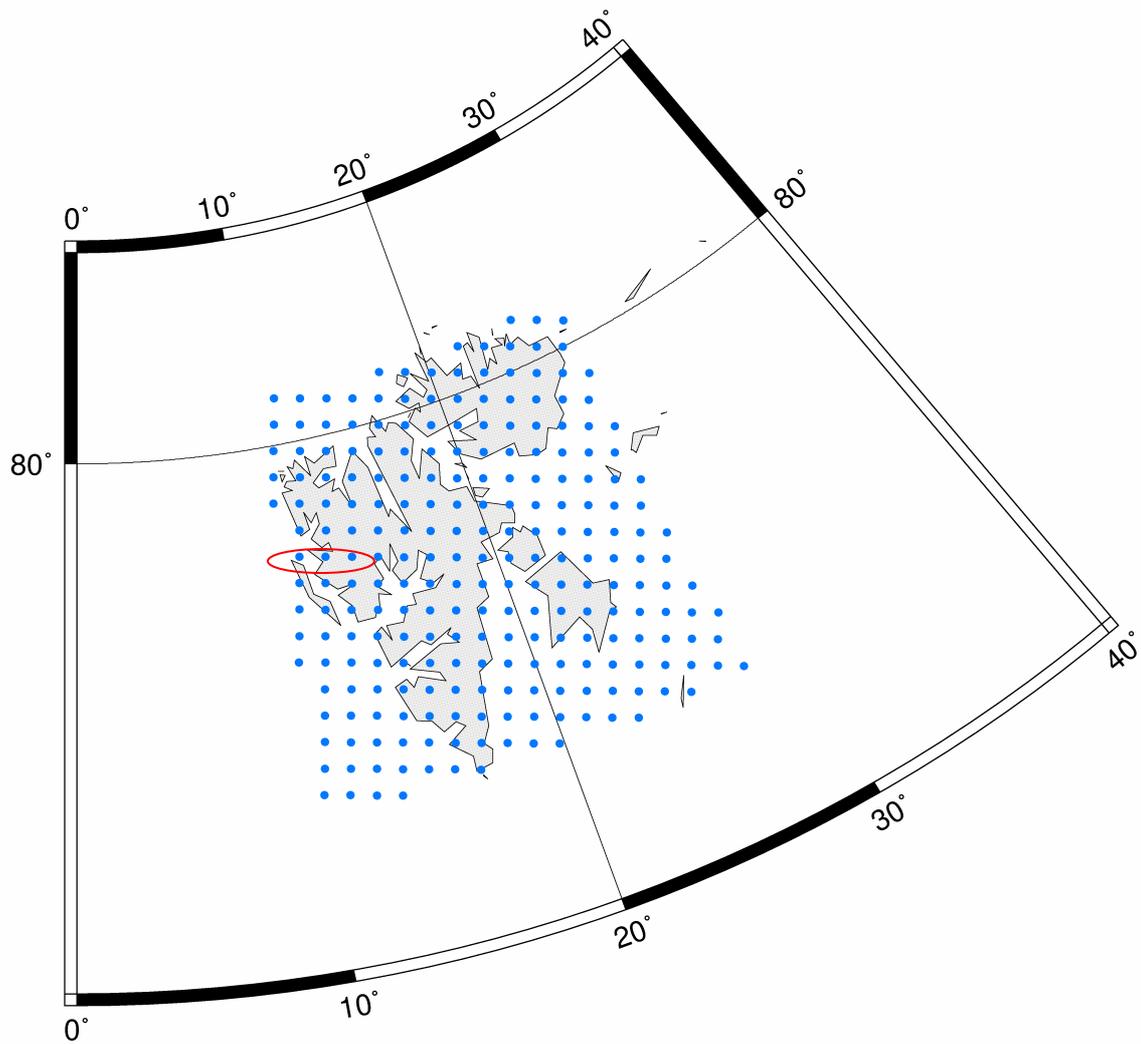
*Abb. A-3: BSRN-Wettermast in Ny-Ålesund*



*Abb. A-4: Radiometer in Ny-Ålesund*

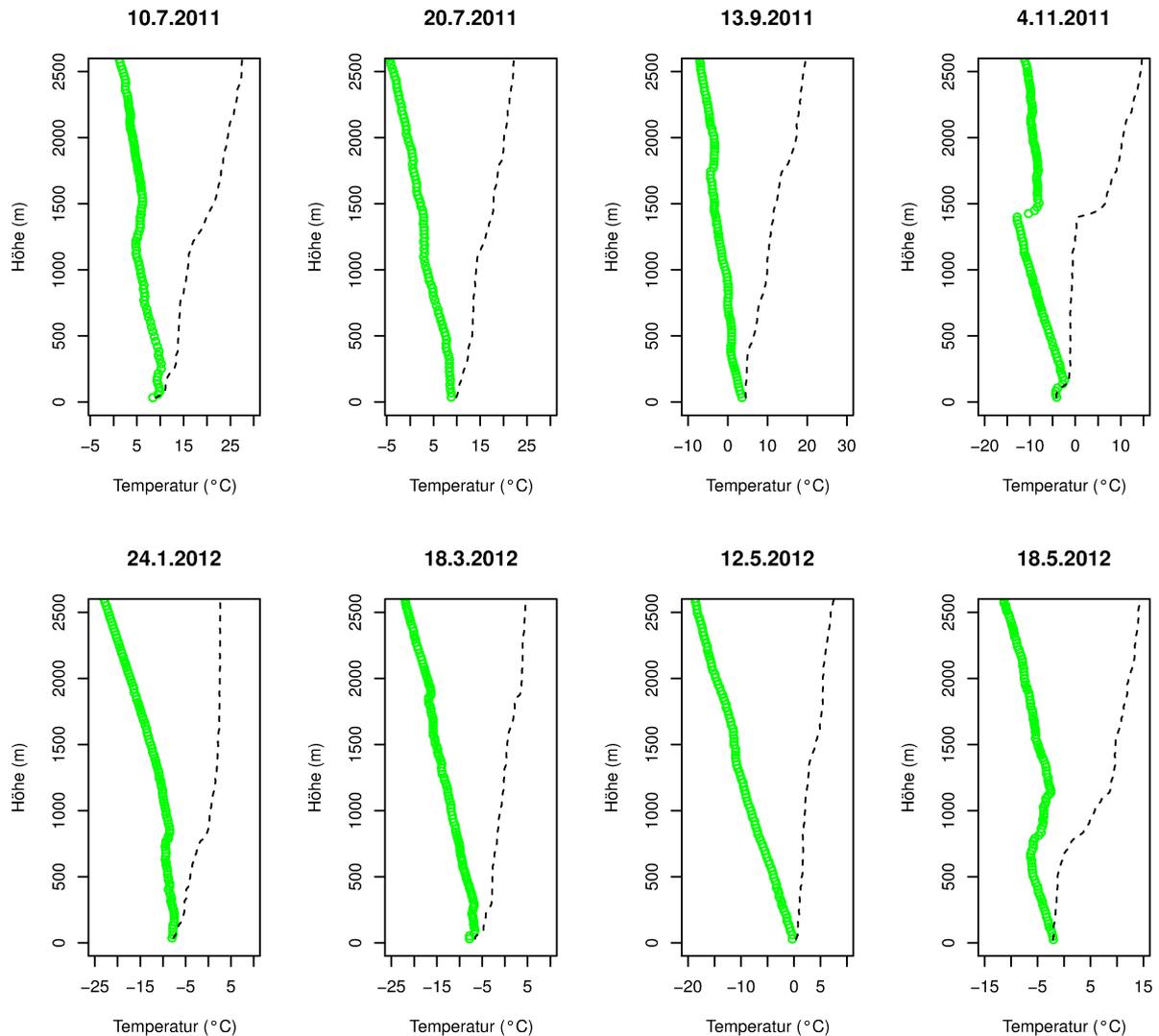


*Abb. A-5: Fesselballon in Ny-Ålesund*

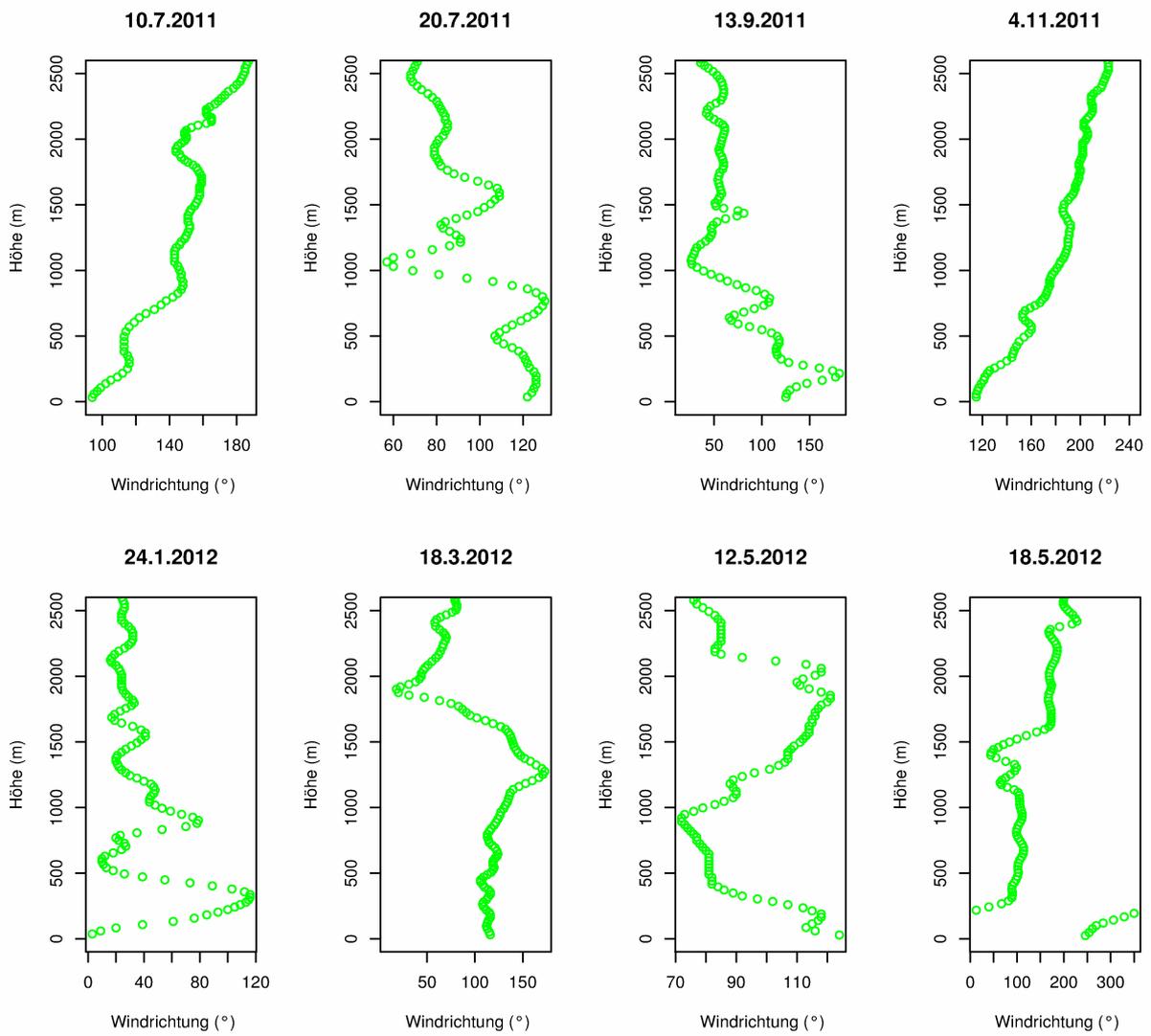


*Abb. A-6: Spitzbergen; eingezeichnet (rote Ellipse) sind die drei Gitterpunkte aus den HIRHAM5-Berechnungen, die zu den Ausführungen in Kapitel 3.4 herangezogen werden. Die Koordinaten der drei Gitterpunkte sind (von West nach Ost): 78,922 °N 10,924 °E; 78,872 °N 12,172 °E; 78,816 °N 13,816 °E.*

## Anhang B: Radiosondenprofile von Temperatur und Windrichtung für die in Kapitel 2 ausgewählten Tage der Intensivbetrachtung



*Abb. B-1: Radiosondenprofile Temperatur für die in 2.5 ausgewählten Tage der Intensivbetrachtung (als gestrichelte Linie ist der Verlauf der potentiellen Temperatur mit eingezeichnet).*



**Abb. B-2: Radiosondenprofile Windrichtung für die in 2.5 ausgewählten Tage der Intensivbetrachtung.**

## Anhang C: Waveletanalyse

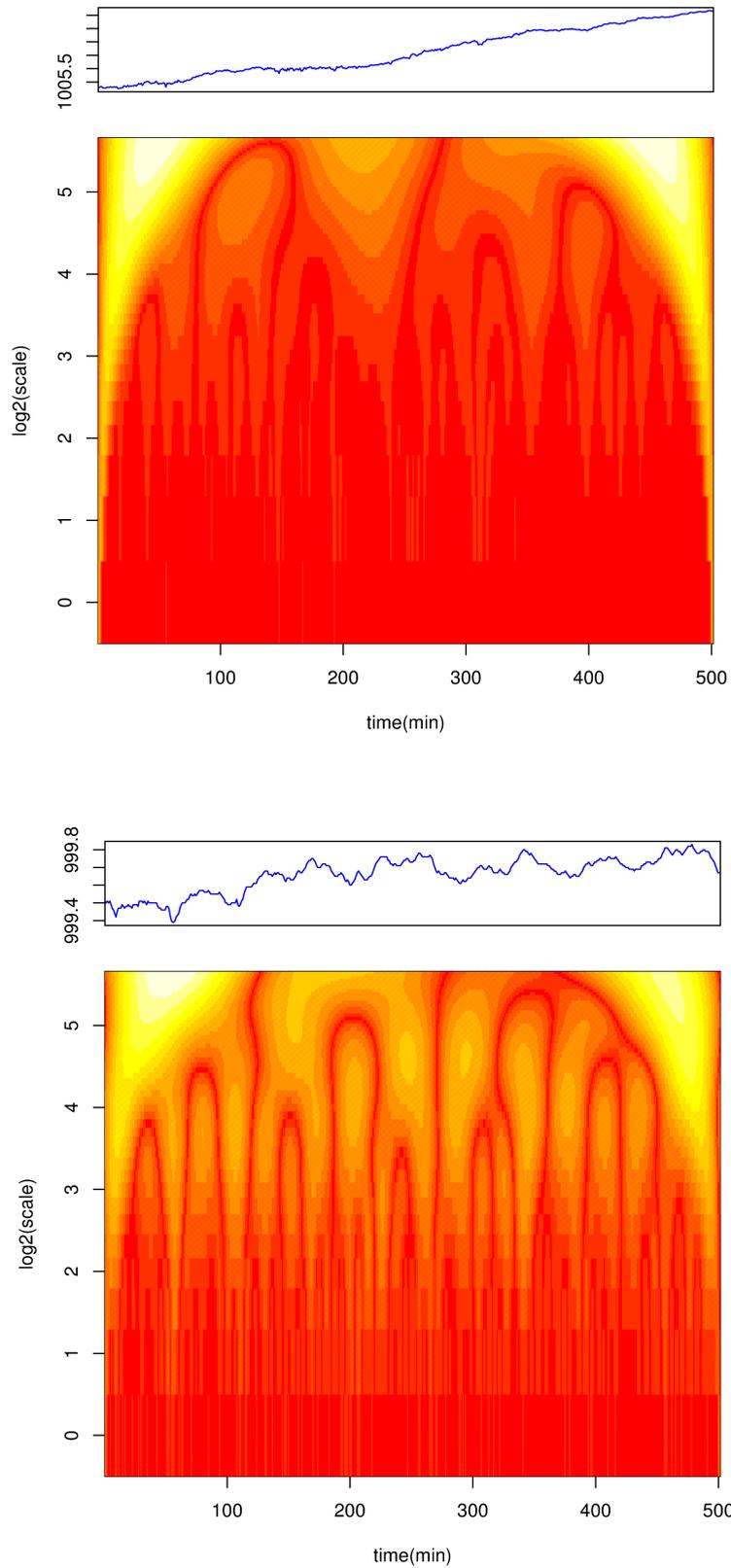
Die Waveletanalyse ist mittlerweile ein wohl etabliertes Mittel, um aus Zeitreihen Informationen über das zeitliche und räumliche Verhalten der Daten zu bekommen, und bietet somit im Vergleich zur Fourier-Transformation einen zusätzlichen Erkenntnisgewinn. Literatur ist in großer Fülle vorhanden, als Beispiel sei an dieser Stelle Torrence und Compo (1998), „a practical guide to wavelet analysis“ genannt.

Grundsätzlich gilt dabei: die Wavelettransformation  $T_p(a,b)$  einer Funktion  $f(t)$  ist die Faltung der Zeitreihe  $f(t)$  mit einer Familie von Wavelet-Funktionen  $\Psi_{a,b}(t)$ , vgl. Gleichung (C.1).

$$T_p(a,b) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \overline{\Psi_{p,a,b}(t)} dt = \frac{1}{a^p} \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \overline{\Psi\left(\frac{t-b}{a}\right)} dt \quad (\text{C.1})$$

Dabei sind  $T_p(a,b)$  die Waveletkoeffizienten,  $b$  ist der Translationsparameter und  $a$  der Dilationsparameter. Wavelets sind unterschiedlich gut im Zeit- bzw. Frequenzmaßstab lokalisiert, daher ist vor ihrer Anwendung stets zu überlegen, was bearbeitet werden soll. Wavelet-Darstellungen zeigen auf der x-Achse die Zeit und auf der y-Achse die Periodenlänge oder Frequenz. In der Grafik werden farblich abgestuft die Waveletkoeffizienten dargestellt, wobei helle Färbung stets hohe Energiedichte bedeutet. Somit ist eine zeitliche Lokalisierung der Frequenzen und der Energiedichten möglich.

Im Statistik-Paket R (<http://www.r-project.org/>), das online frei zugänglich ist, sind vielfältige Möglichkeiten der Waveletanalyse verfügbar (vgl. z.B. Nason (2008): „wavelet methods in statistics with R“). Genutzt wurde im Rahmen dieser Arbeit zur Filterung der erhobenen Turbulenzdaten das Paket „wavethresh“. Dieses Paket verwendet die Familie der Daubechie wavelets für diskrete Wavelettransformationen. Zur graphischen Darstellung von Waveletkoeffizienten wurde das Paket „wmtsa“ verwendet. Hier wird eine kontinuierliche Wavelettransformation durchgeführt, das „mexican hat“ wavelet war das Mittel der Wahl, da es sowohl in Zeit als auch in Raum gut aufgelöst ist (vgl. Abbildung C-1). Die eingeführte Software WALDSCHRAT, entwickelt an der Universität Bayreuth, verwendet unterschiedliche Wavelettransformationen, je nach Arbeitsschritt. Eine Einführung zu diesen Transformationen und die Abfolge der in WALDSCHRAT durchgeführten Arbeitsschritte finden sich in Thomas und Foken, 2004.



**Abb. C-1:** Beispielperiode ohne (oben) und mit (unten) externen Schwerewellen, dargestellt ist der Verlauf des Luftdrucks, die x-Achse zeigt die Zeit, die y-Achse den Längenmaßstab. Hellere Farben bedeuten höhere Energie der Prozesse.

## Anhang D: Monatsmittelprofile Temperatur und Feuchte, HIRHAM5 vs. Radiosonden

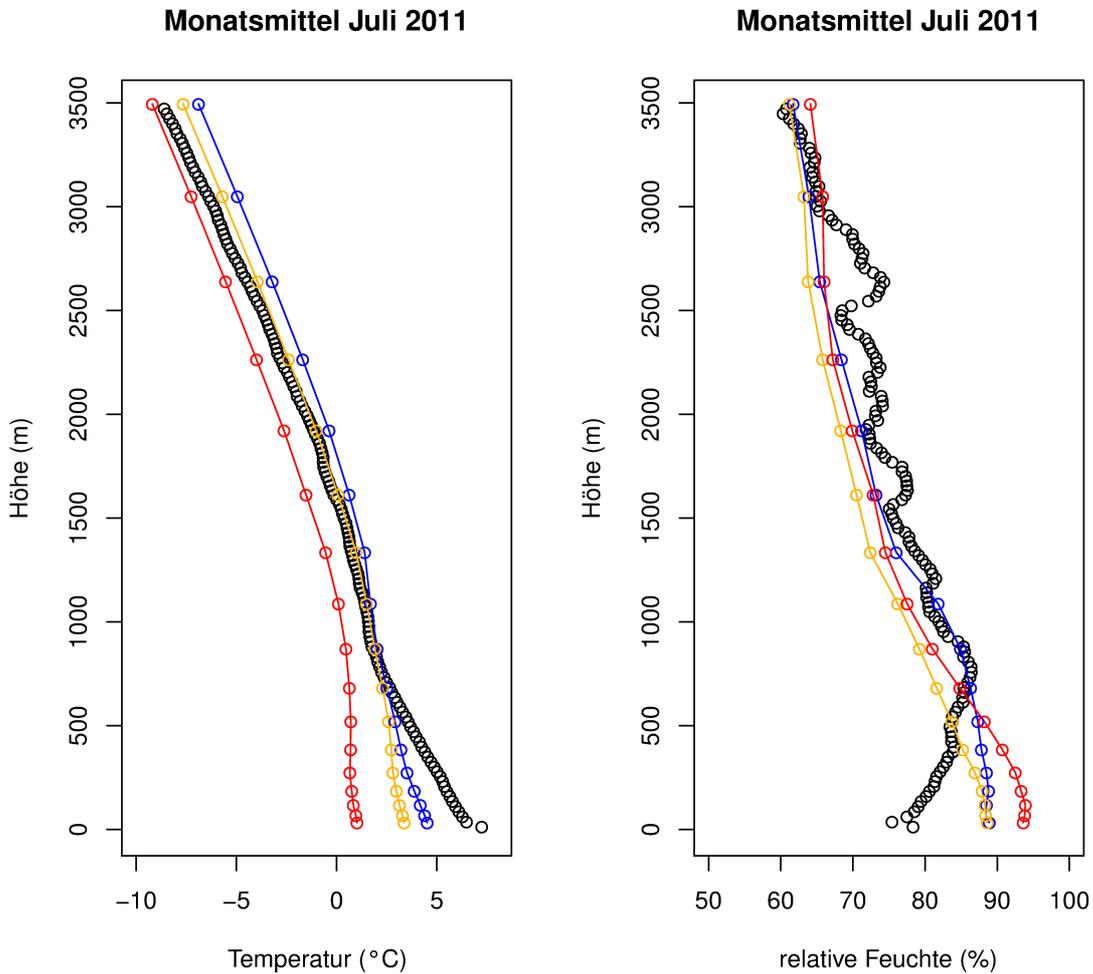
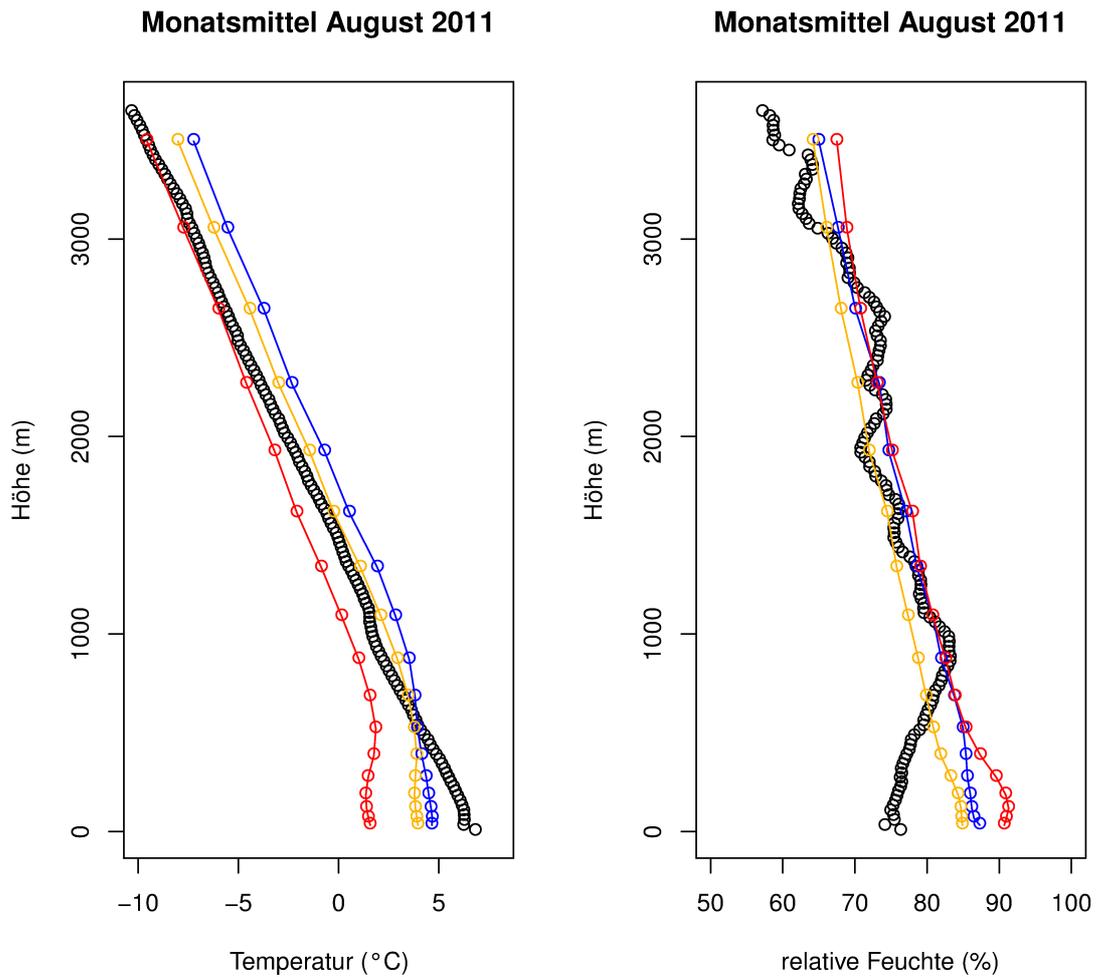
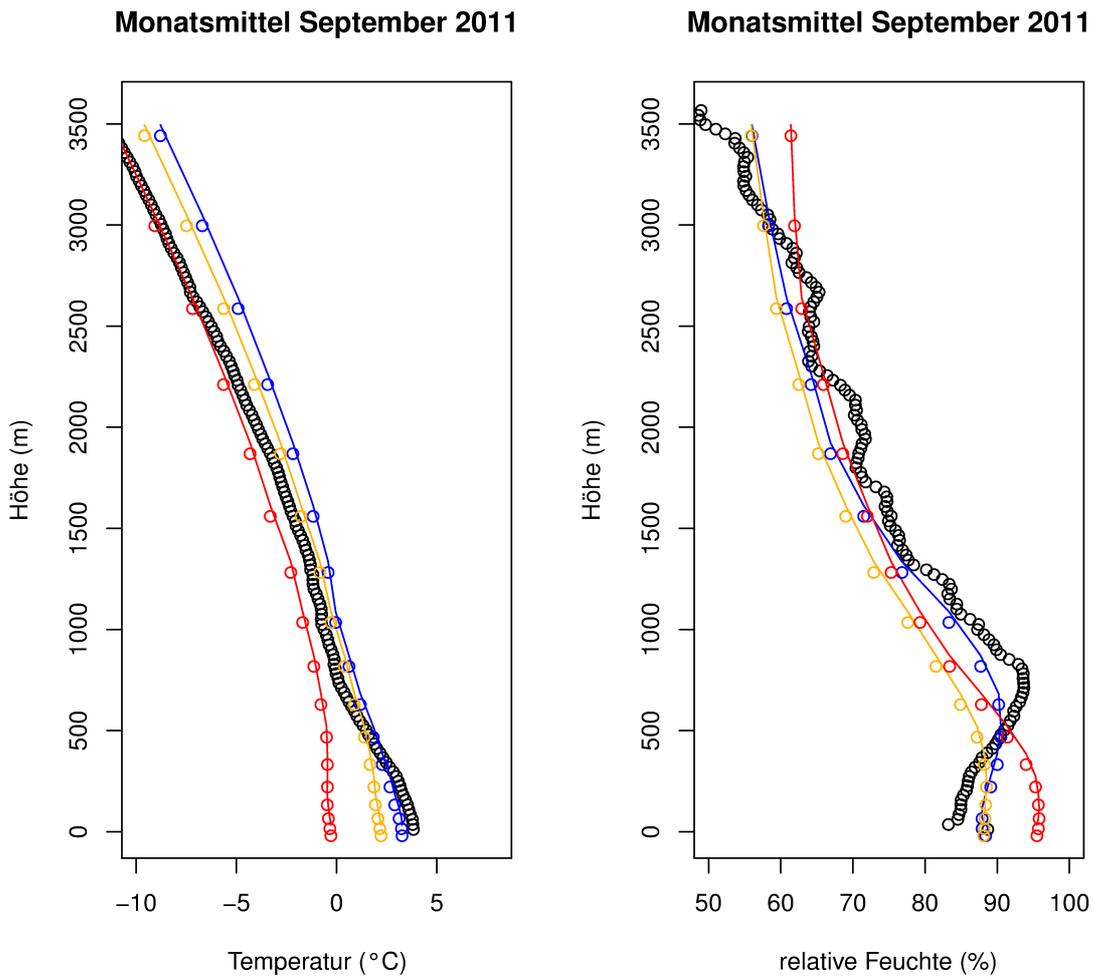


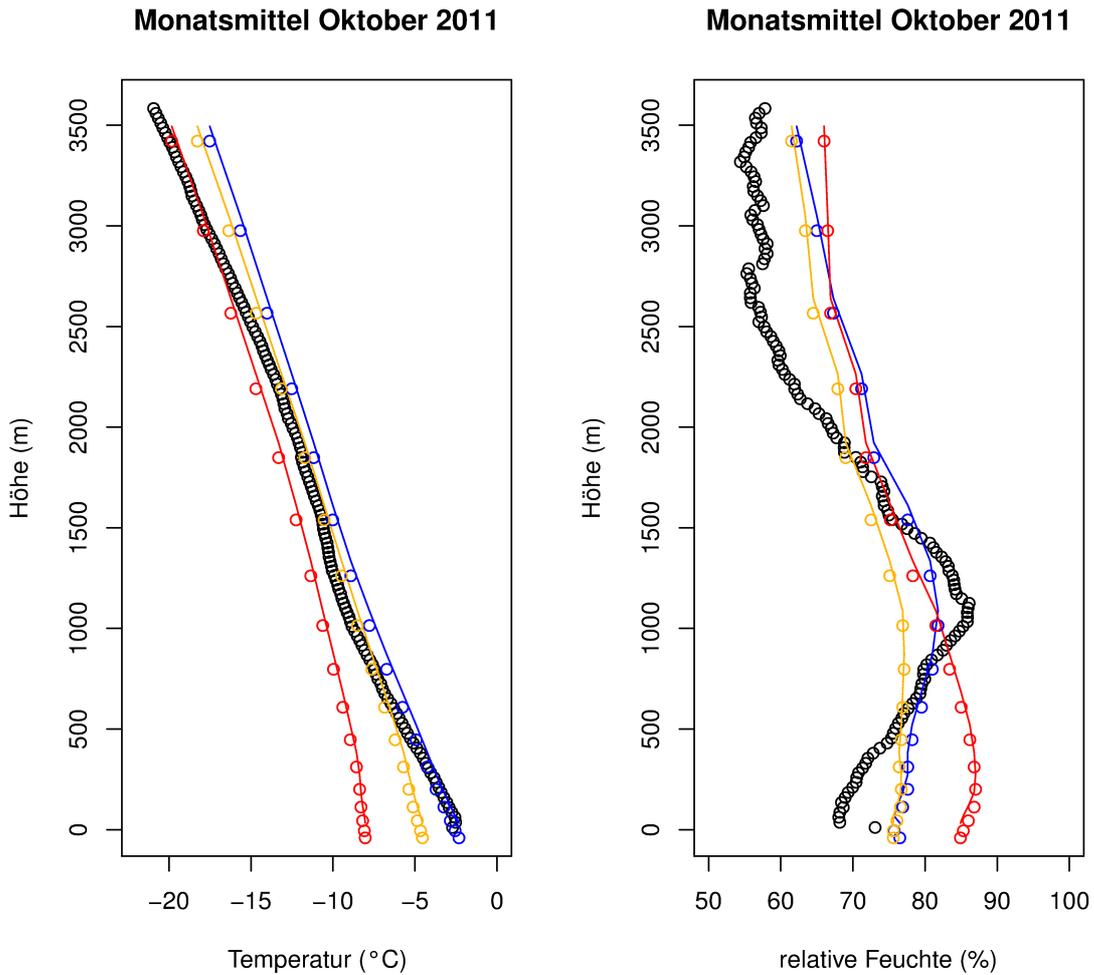
Abb. D-1: Monatsmittel der Temperatur (links) - und Feuchteprofile für Juli 2011, berechnet aus den Radiosondendaten (schwarz) des genannten Zeitraumes. Dazu die entsprechenden Profile aus HIRHAM5 für Standardmodelllevel ECMWF für 40 Level (Linien) und für die mit dem jeweiligen gemessenen Bodenluftdruckmittel des Monats angepassten Höhen (Punkte). Von West nach Ost, entsprechend den Koordinaten aus Abb. A-6 (78,922 °N 10,924° E; 78,872 °N 12,172 °E; 78,816 °N 13,816°E): blau, orange, rot.



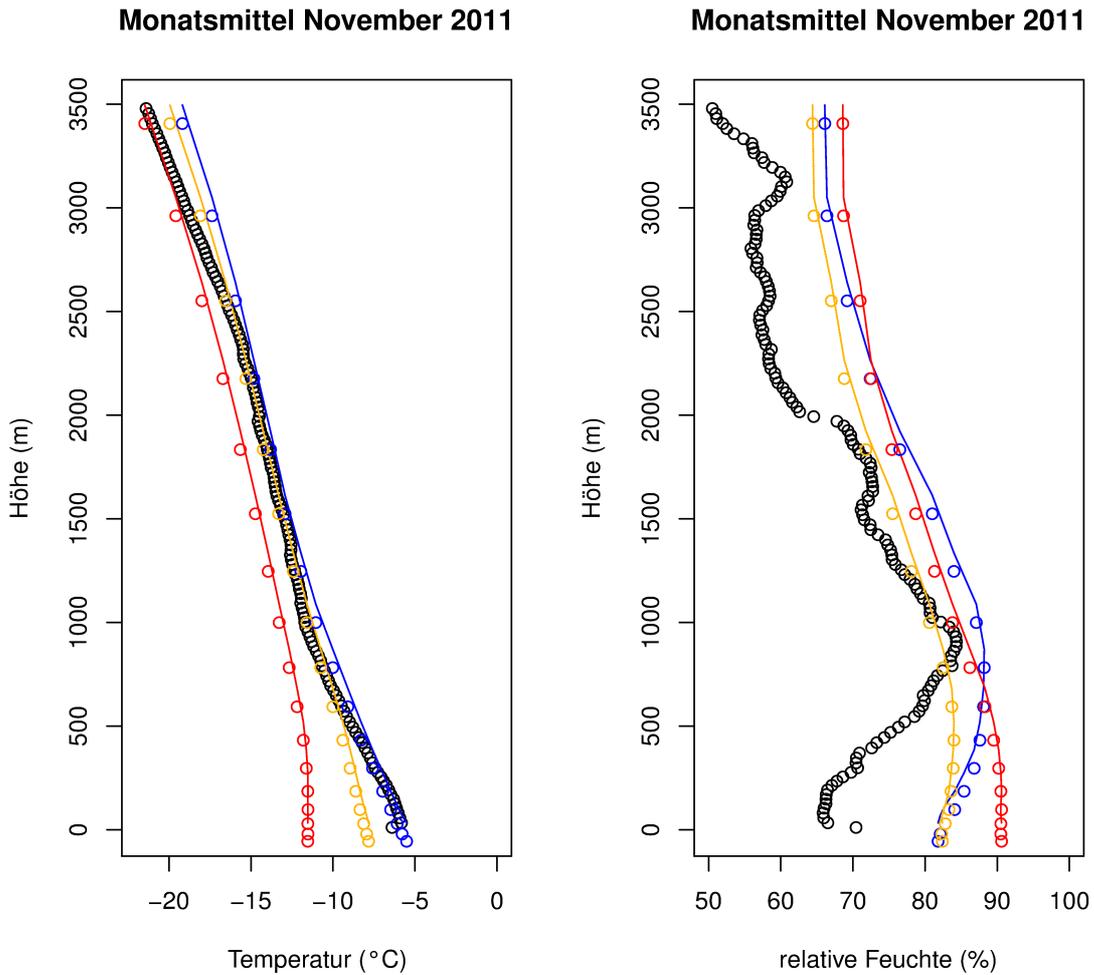
*Abb. D-2: Monatsmittel der Temperatur (links) - und Feuchteprofile für August 2011, berechnet aus den Radiosondendaten (schwarz) des genannten Zeitraumes. Dazu die entsprechenden Profile aus HIRHAM5 für Standardmodelllevel ECMWF für 40 Level (Linien) und für die mit dem jeweiligen gemessenen Bodenluftdruckmittel des Monats angepassten Höhen (Punkte). Von West nach Ost, entsprechend den Koordinaten aus Abb. A-6 (78,922 °N 10,924° E; 78,872 °N 12,172 °E; 78,816 °N 13,816°E): blau, orange, rot.*



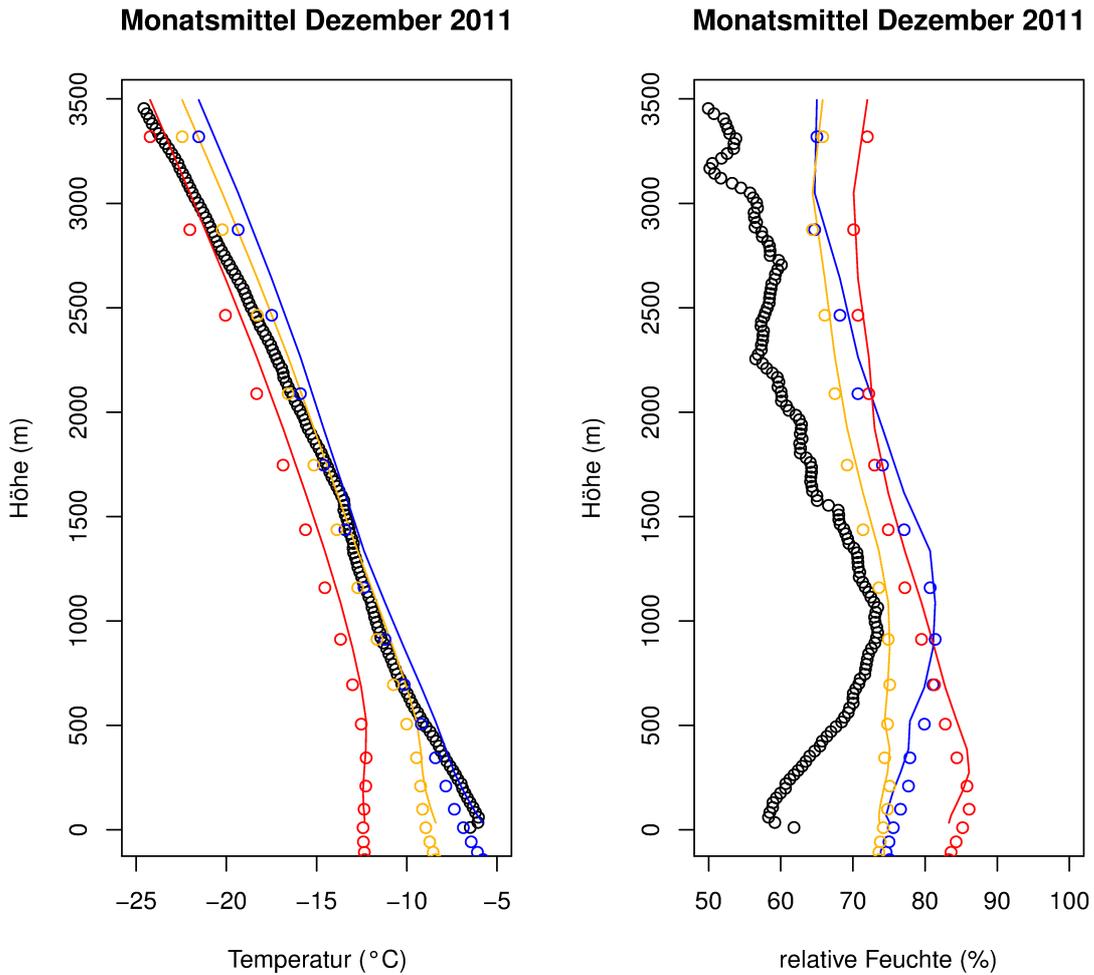
*Abb. D-3: Monatsmittel der Temperatur (links) - und Feuchteprofile für September 2011, berechnet aus den Radiosondendaten (schwarz) des genannten Zeitraumes. Dazu die entsprechenden Profile aus HIRHAM5 für Standardmodelllevel ECMWF für 40 Level (Linien) und für die mit dem jeweiligen gemessenen Bodenluftdruckmittel des Monats angepassten Höhen (Punkte). Von West nach Ost, entsprechend den Koordinaten aus Abb. A-6 (78,922 °N 10,924° E; 78,872 °N 12,172 °E; 78,816 °N 13,816°E): blau, orange, rot.*



*Abb. D-4: Monatsmittel der Temperatur (links) - und Feuchteprofile für Oktober 2011, berechnet aus den Radiosondendaten (schwarz) des genannten Zeitraumes. Dazu die entsprechenden Profile aus HIRHAM5 für Standardmodelllevel ECMWF für 40 Level (Linien) und für die mit dem jeweiligen gemessenen Bodenluftdruckmittel des Monats angepassten Höhen (Punkte). Von West nach Ost, entsprechend den Koordinaten aus Abb. A-6 (78,922 °N 10,924° E; 78,872 °N 12,172 °E; 78,816 °N 13,816°E): blau, orange, rot.*

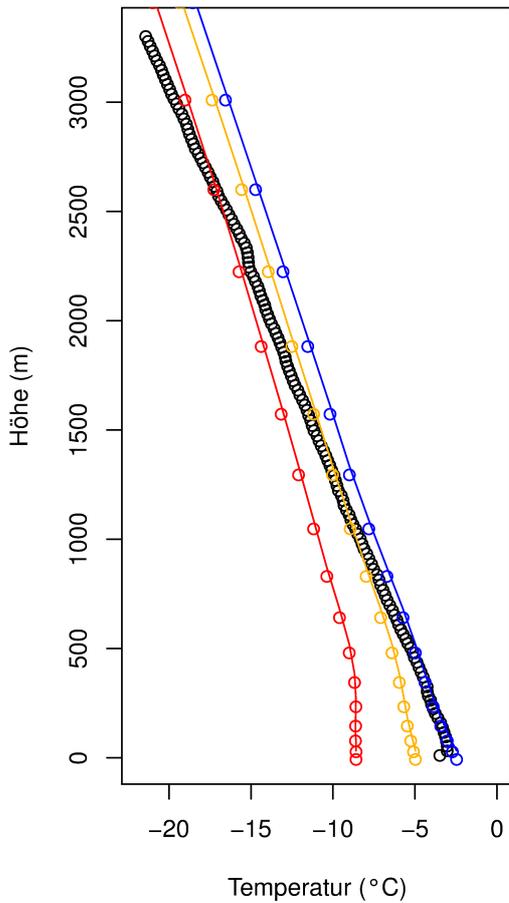


**Abb. D-5: Monatsmittel der Temperatur (links) - und Feuchteprofile für November 2011, berechnet aus den Radiosondendaten (schwarz) des genannten Zeitraumes. Dazu die entsprechenden Profile aus HIRHAM5 für Standardmodelllevel ECMWF für 40 Level (Linien) und für die mit dem jeweiligen gemessenen Bodenluftdruckmittel des Monats angepassten Höhen (Punkte). Von West nach Ost, entsprechend den Koordinaten aus Abb. A-6 (78,922 °N 10,924° E; 78,872 °N 12,172 °E; 78,816 °N 13,816°E): blau, orange, rot.**



*Abb. D-6: Monatsmittel der Temperatur (links) - und Feuchteprofile für Dezember 2011, berechnet aus den Radiosondendaten (schwarz) des genannten Zeitraumes. Dazu die entsprechenden Profile aus HIRHAM5 für Standardmodelllevel ECMWF für 40 Level (Linien) und für die mit dem jeweiligen gemessenen Bodenluftdruckmittel des Monats angepassten Höhen (Punkte). Von West nach Ost, entsprechend den Koordinaten aus Abb. A-6 (78,922 °N 10,924° E; 78,872 °N 12,172 °E; 78,816 °N 13,816°E): blau, orange, rot.*

Monatsmittel Januar 2012



Monatsmittel Januar 2012

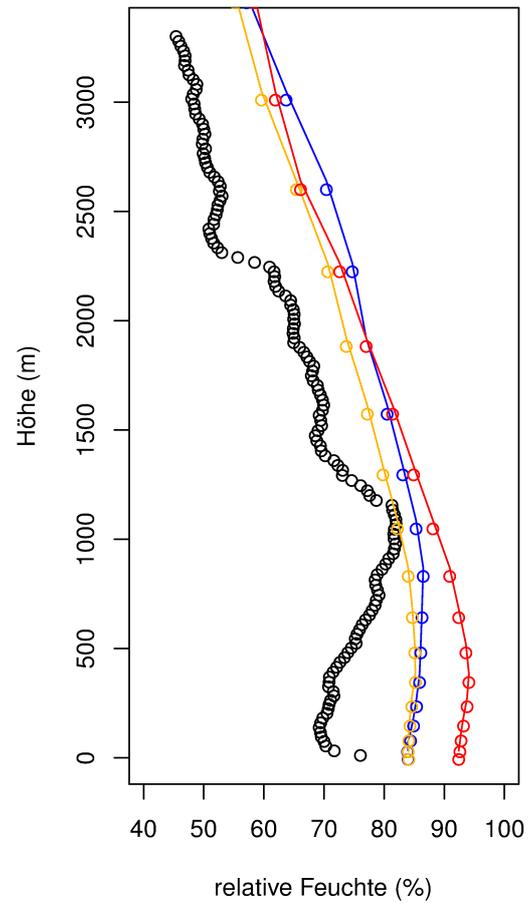
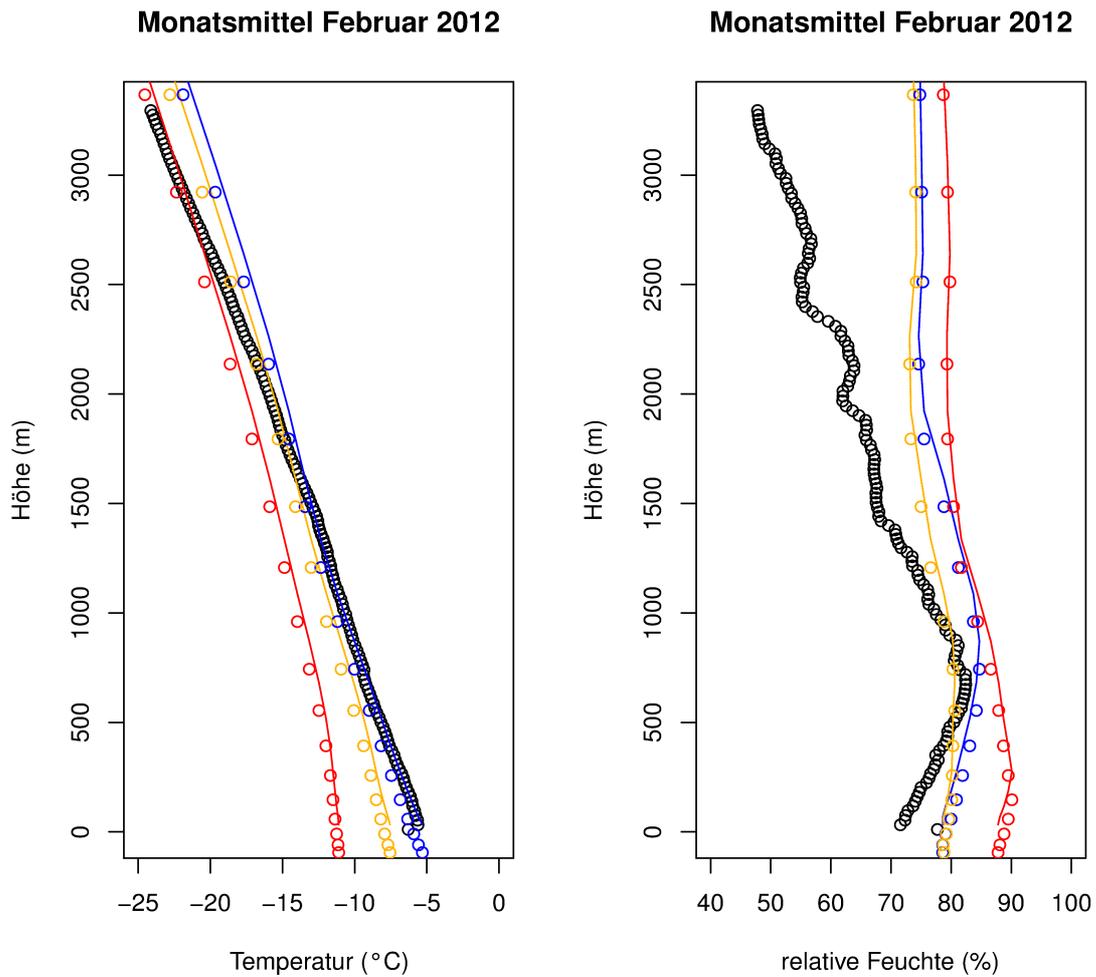
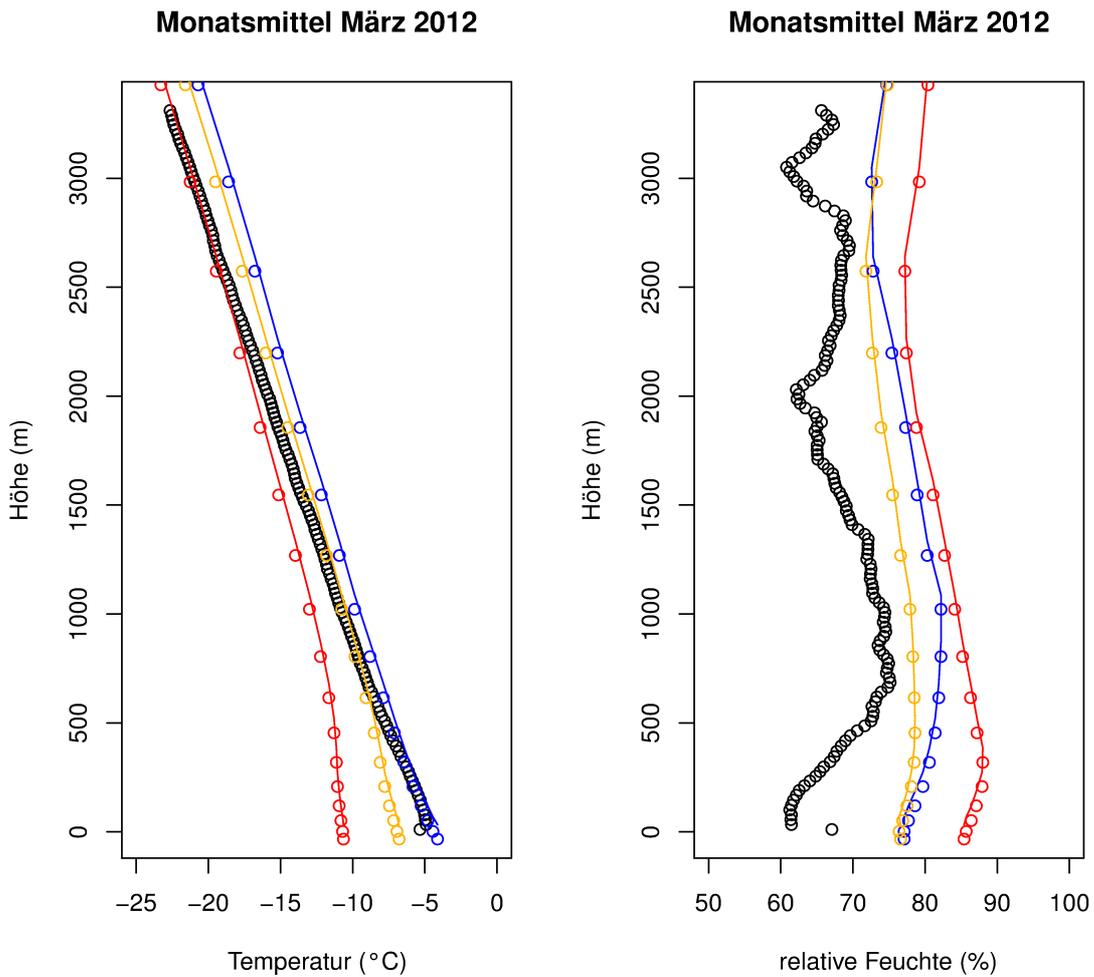


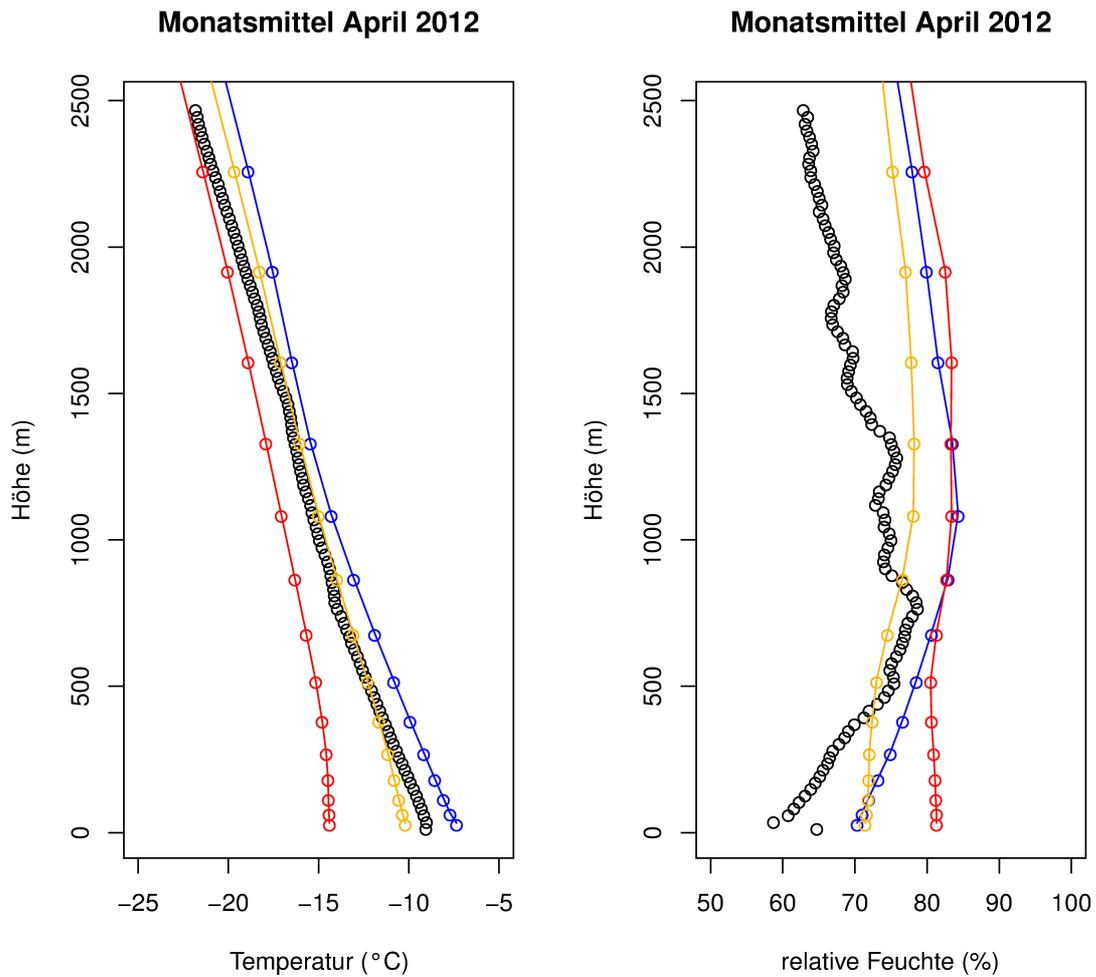
Abb. D-7: Monatsmittel der Temperatur (links) - und Feuchteprofile für Januar 2012, berechnet aus den Radiosondendaten (schwarz) des genannten Zeitraumes. Dazu die entsprechenden Profile aus HIRHAM5 für Standardmodelllevel ECMWF für 40 Level (Linien) und für die mit dem jeweiligen gemessenen Bodenluftdruckmittel des Monats angepassten Höhen (Punkte). Von West nach Ost, entsprechend den Koordinaten aus Abb. A-6 (78,922 °N 10,924° E; 78,872 °N 12,172 °E; 78,816 °N 13,816°E): blau, orange, rot.



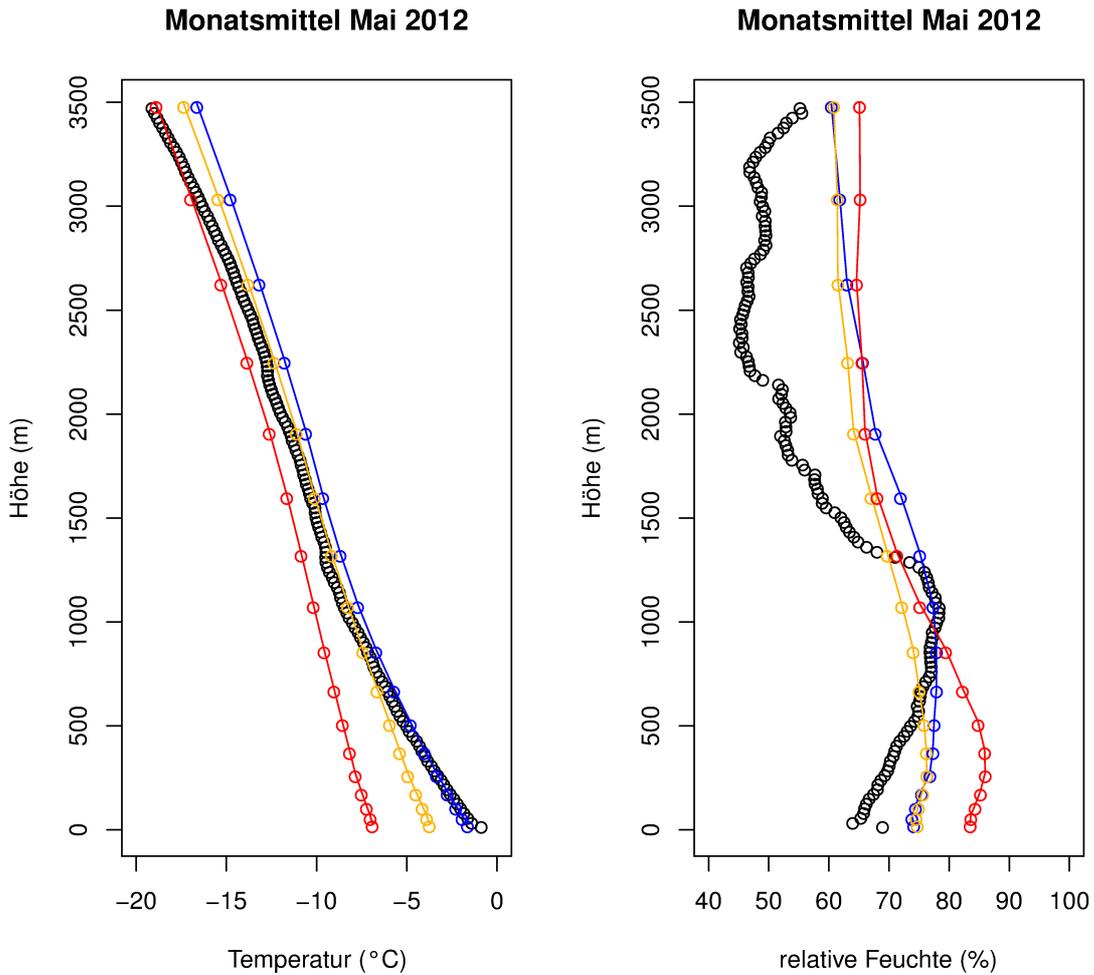
*Abb. D-8: Monatsmittel der Temperatur (links) - und Feuchteprofile für Februar 2012, berechnet aus den Radiosondendaten (schwarz) des genannten Zeitraumes. Dazu die entsprechenden Profile aus HIRHAM5 für Standardmodelllevel ECMWF für 40 Level (Linien) und für die mit dem jeweiligen gemessenen Bodenluftdruckmittel des Monats angepassten Höhen (Punkte). Von West nach Ost, entsprechend den Koordinaten aus Abb. A-6 (78,922 °N 10,924 °E; 78,872 °N 12,172 °E; 78,816 °N 13,816 °E): blau, orange, rot.*



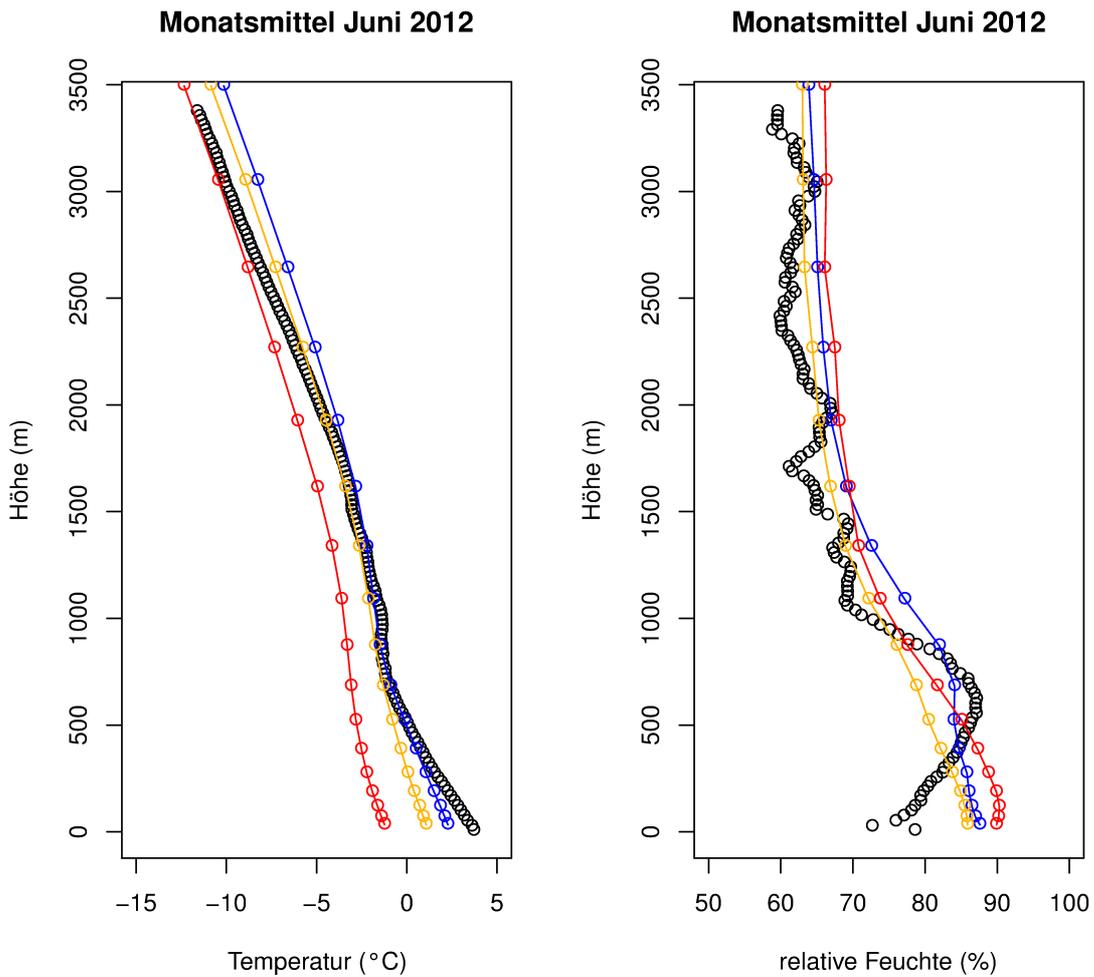
*Abb. D-9: Monatsmittel der Temperatur (links) - und Feuchteprofile für März 2012, berechnet aus den Radiosondendaten (schwarz) des genannten Zeitraumes. Dazu die entsprechenden Profile aus HIRHAM5 für Standardmodelllevel ECMWF für 40 Level (Linien) und für die mit dem jeweiligen gemessenen Bodenluftdruckmittel des Monats angepassten Höhen (Punkte). Von West nach Ost, entsprechend den Koordinaten aus Abb. A-6 (78,922 °N 10,924° E; 78,872 °N 12,172 °E; 78,816 °N 13,816°E): blau, orange, rot.*



*Abb. D-10: Monatsmittel der Temperatur (links) - und Feuchteprofile für April 2012, berechnet aus den Radiosondendaten (schwarz) des genannten Zeitraumes. Dazu die entsprechenden Profile aus HIRHAM5 für Standardmodelllevel ECMWF für 40 Level (Linien) und für die mit dem jeweiligen gemessenen Bodenluftdruckmittel des Monats angepassten Höhen (Punkte). Von West nach Ost, entsprechend den Koordinaten aus Abb. A-6 (78,922 °N 10,924° E; 78,872 °N 12,172 °E; 78,816 °N 13,816°E): blau, orange, rot.*



*Abb. D-11: Monatsmittel der Temperatur (links) - und Feuchteprofile für Mai 2012, berechnet aus den Radiosondendaten (schwarz) des genannten Zeitraumes. Dazu die entsprechenden Profile aus HIRHAM5 für Standardmodelllevel ECMWF für 40 Level (Linien) und für die mit dem jeweiligen gemessenen Bodenluftdruckmittel des Monats angepassten Höhen (Punkte). Von West nach Ost, entsprechend den Koordinaten aus Abb. A-6 (78,922 °N 10,924° E; 78,872 °N 12,172 °E; 78,816 °N 13,816°E): blau, orange, rot.*



*Abb. D-12: Monatsmittel der Temperatur (links) - und Feuchteprofile für Juni 2012, berechnet aus den Radiosondendaten (schwarz) des genannten Zeitraumes. Dazu die entsprechenden Profile aus HIRHAM5 für Standardmodelllevel ECMWF für 40 Level (Linien) und für die mit dem jeweiligen gemessenen Bodenluftdruckmittel des Monats angepassten Höhen (Punkte). Von West nach Ost, entsprechend den Koordinaten aus Abb. A-6 (78,922 °N 10,924° E; 78,872 °N 12,172 °E; 78,816 °N 13,816°E): blau, orange, rot.*

# Anhang E: Orthogonale Regression

Aus VDI 3786, Blatt 1:

## Anhang Regressionsanalyse zur Kennlinienbestimmung

Bei der Bestimmung der Kennlinie eines Messgeräts durch Vergleich mit einem Referenzgerät kann man unter der Voraussetzung linearer Kennlinien aller Geräte die lineare Korrelations- und Regressionsanalyse anwenden [15]. Es ergibt sich dann die Geradengleichung:

$$y = a \cdot x + b \quad (A1)$$

Dabei ist

- $y$  abhängige Größe
- $a$  Geradenanstieg
- $x$  unabhängige Größe
- $b$  Achsenabschnitt

Durch die Anwendung der Methode der kleinsten Quadrate ergibt sich für die Geradengleichung der funktionelle Zusammenhang  $y = f(x)$  und bei Vertauschung von abhängiger und unabhängiger Größe der Zusammenhang  $x = f(y)$ , siehe Bild A1. Beide Geraden fallen nur bei einem Korrelationskoeffizienten von eins exakt zusammen. Bei der Regressionsanalyse liegt die Annahme zugrunde, dass die Streuung um den idealen Zusammenhang nur durch Abweichungen (Ergebnisunsicherheit) der abhängigen Größe vom wahren Wert zustande kommt.

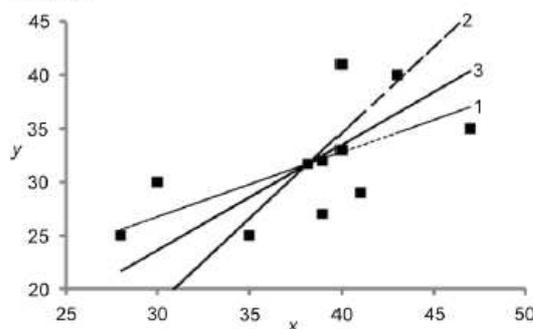


Bild A1. Darstellung der funktionellen Abhängigkeiten nach Gleichung A1, A4 und A5 (Bild aus [15], ergänzt um die Kurven 1 und 3)

- 1  $y = f(x)$
- 2  $x = f(y)$
- 3 mittlere Regressionsgerade

Im freien Feld ist die zufällige Differenz zwischen gleichzeitigen Messergebnissen der verglichenen Geräte oft durch die turbulenzbedingte Inhomogenität des Felds der betreffenden Messgröße dominiert, nicht aber durch die Ergebnisunsicherheit der

Messungen. Dann darf für den Vergleich nicht die übliche Regression zwischen einer abhängigen und einer unabhängigen Variablen angewendet werden. Dies gilt auch, wenn eines der beiden Geräte als Referenz fungiert. Würde man die Regressionsanalyse anwenden, so wäre die Steigung der linearen Regression  $y = f(x)$  unter den beschriebenen Bedingungen systematisch kleiner als die wahre Steigung der Kennlinie des verglichenen Geräts, siehe Bild A1. Die Unterschätzung ist umso größer, je kleiner der Korrelationskoeffizient zwischen den Messungen ist.

Ein Vergleich zwischen beiden Geräten ist dennoch möglich, wenn man annehmen darf, dass das meteorologische Feld statistisch homogen ist, sodass der Mittelwert und die Varianz der Messgröße am Ort beider Geräte gleich sind (orthogonale Regression [26]). Sei  $i$  der Messzeitpunkt,  $x_i$  das Messergebnis des Referenzgeräts,  $y_i$  das Messergebnis des verglichenen Geräts und Gleichung (A1) die zu bestimmende Kennlinie des verglichenen Geräts. Dann gilt wegen der Homogenität des Felds:

$$\langle y \rangle = a \cdot \langle x \rangle + b \quad (A2)$$

Dabei ist

$$\langle m \rangle = (1/N) \cdot \sum_{i=1}^N m_i \text{ der Mittelwert der Messwerte}$$

und

$$\sigma(y) = a \cdot \sigma(x) \quad (A3)$$

Dabei ist

$$\sigma(m)^2 = (1/(N-1)) \cdot \sum_{i=1}^N (m_i - \langle m \rangle)^2 \text{ Varianz der Messwerte}$$

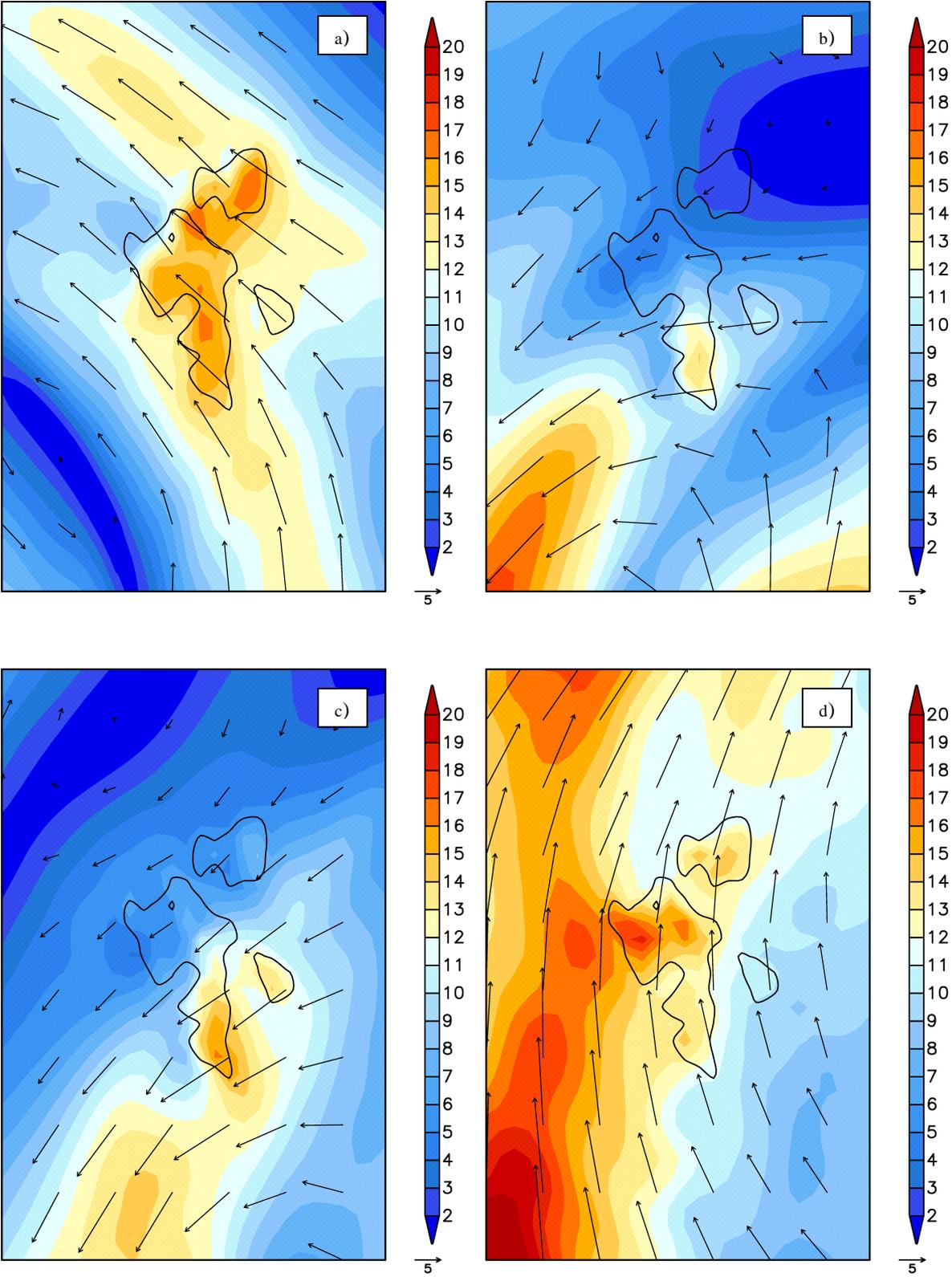
Aus Gleichung (A3) kann die Steigung der Kennlinie des verglichenen Geräts ermittelt werden:

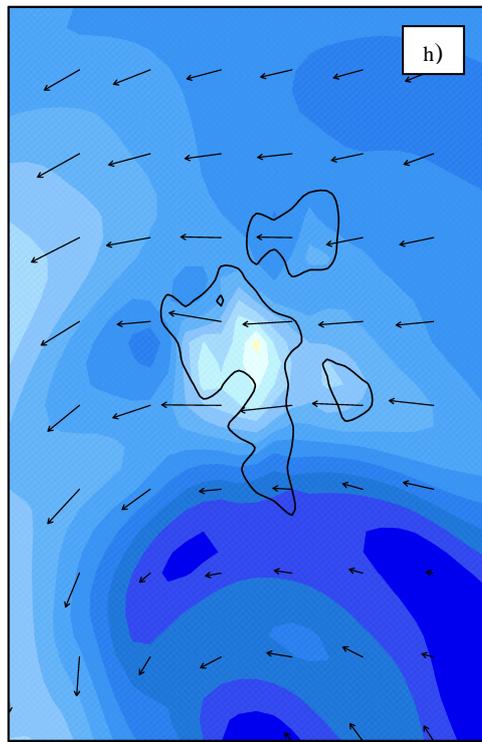
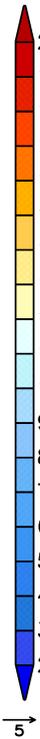
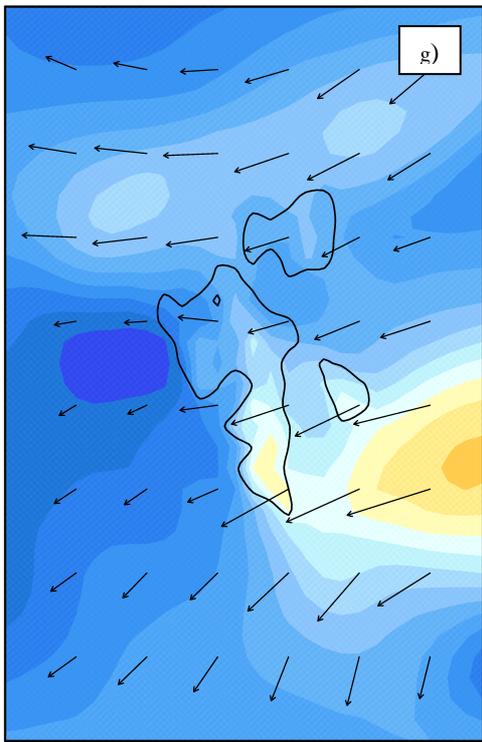
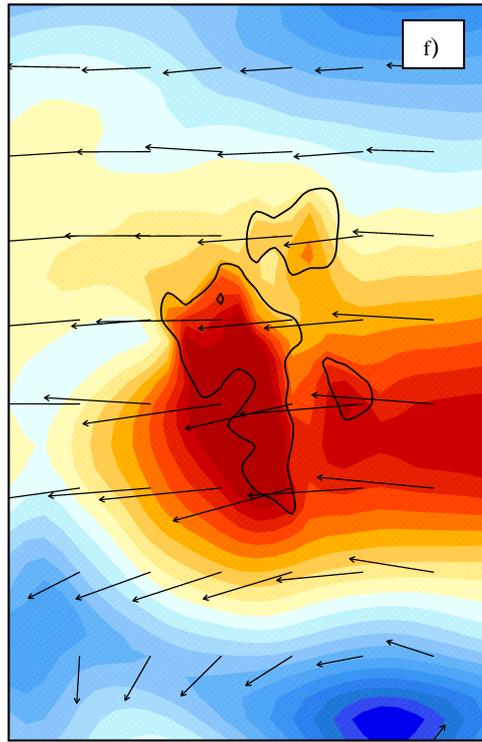
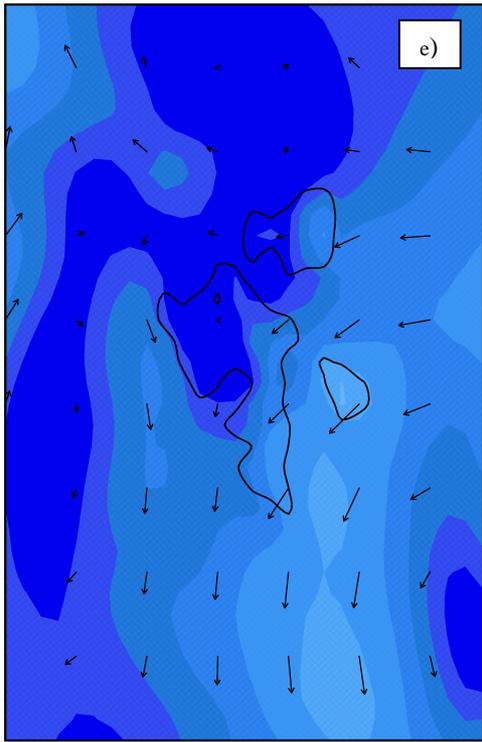
$$a = \frac{\sigma(y)}{\sigma(x)} \quad (A4)$$

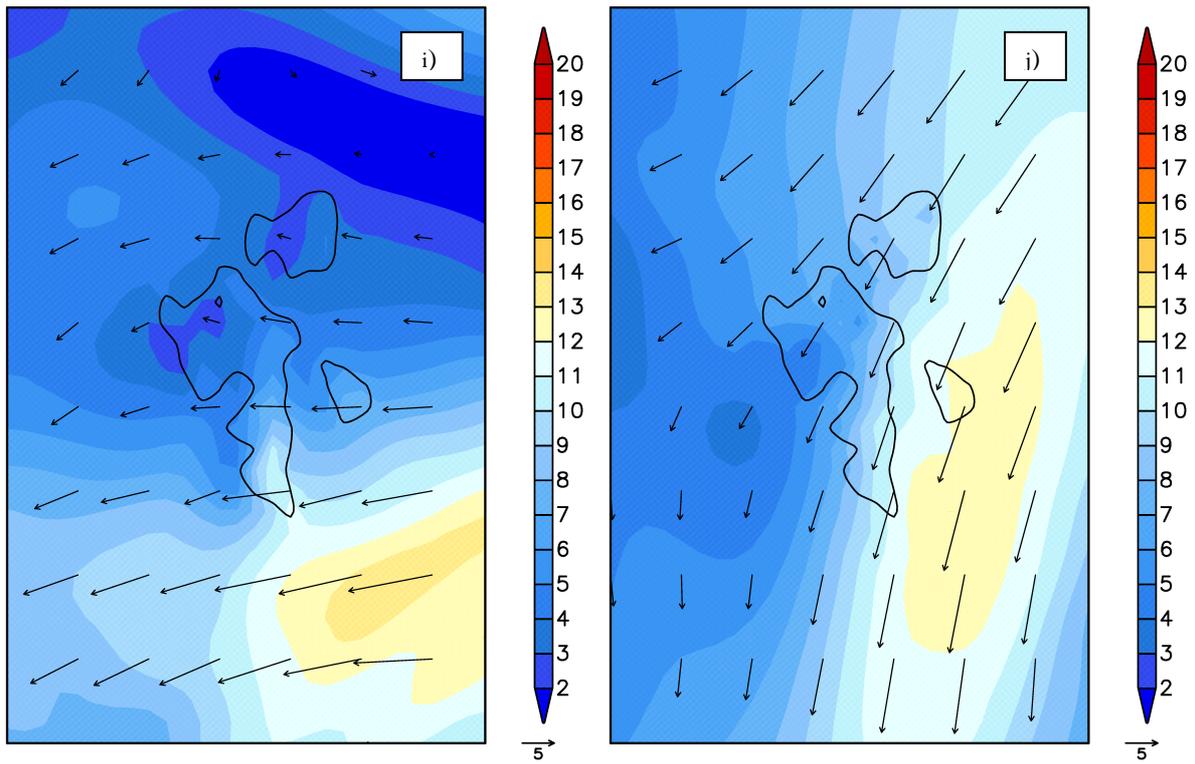
Im Gegensatz zur üblichen Regressionsanalyse wird in Gleichung (A4) zur Bestimmung des Anstiegs der Korrelationskoeffizient gleich eins gesetzt (gleiches gilt in Gleichung (A5)). Das Einsetzen von  $a$  in Gleichung (A2) führt zur systematischen Messabweichung (Achsenabschnitt):

$$b = \langle y \rangle - \frac{\sigma(y)}{\sigma(x)} \cdot \langle x \rangle \quad (A5)$$

**Anhang F: Horizontalwindverteilung in 850 hPa für die in 2.5 gewählten Zeiträume, berechnet mit HIRHAM5**







**Abb. F-1: Horizontalwindverteilung in 850 hPa (Farbskala in  $\text{ms}^{-1}$ ), berechnet mit HIRHAM5 als Tagesmittel für (in dieser Reihenfolge von a) bis j): 10.7.2011, 20.7.2011, 13.9.2011, 4.11.2011, 24.1.2012, 16.3.2012, 18.3.2012, 12.5.2012, 18.5.2012, 6.6.2012**

## Anhang G: Glossar

**Bowen-Ratio:** Das Verhältnis aus fühlbarem und latentem Wärmestrom. Maßzahl dafür, welcher der beiden genannten Prozesse dominiert.

**Energetische Einheiten:** in  $\text{Wm}^{-2}$

**Freie Konvektion:** Konvektion allein aufgrund von Dichteunterschieden (Windscherung spielt dabei keine Rolle). Bei freier Konvektion kann der Fluss häufig gegen den lokalen Gradienten (counter gradient) gerichtet sein.

**Inversion:** Inversionen sind Luftschichten, in denen die Temperatur mit der Höhe zunimmt, sich also invers zur üblichen Temperaturabnahme verhält. Man unterscheidet zwischen Bodeninversionen, die insbesondere durch langwellige Ausstrahlung am Boden aufliegen, und gehobenen oder freien Inversionen, die z.B. an der Obergrenze der Grenzschicht auftreten.

**Kinematische Einheiten:** der fühlbare Wärmestrom in  $\text{K} \cdot \text{ms}^{-1}$  (Umrechnung in energetische Einheiten durch Multiplikation mit Luftdichte und Wärmekapazität), der latenten Wärmestrom in  $\text{kgkg}^{-1} \cdot \text{ms}^{-1}$  (bzw. in  $\text{hPa} \cdot \text{ms}^{-1}$  bei Verwendung des Dampfdrucks, Umrechnung in energetische Einheiten durch Multiplikation mit Luftdichte und Verdampfungswärme)

**Oaseneffekt:** bei ausreichendem Angebot von Wärme und Wasser wird die Verdunstung auf Kosten des fühlbaren Wärmestromes aufrechterhalten, es kommt zu einer gefühlten Abkühlung.

**Potentielle Temperatur:** Die potentielle Temperatur ist die Temperatur, die ein trockenes oder ungesättigtes Luftteilchen annimmt, welches trockenadiabatisch auf Normaldruck (1000 hPa) gebracht wird.

**Schalltemperatur:** Die Schallgeschwindigkeit ist von der Feuchte und Temperatur abhängig. Aus der Bestimmung der Windkomponenten mit Ultraschall lässt sich demnach auch eine Temperatur ableiten. Diese Temperatur ist etwas höher als die Lufttemperatur, und entspricht in etwa der virtuellen Temperatur.

**Stabilität der Schichtung:** Die statische Stabilität unterscheidet turbulente und laminare Strömung, je nachdem, ob die potentielle Temperatur mit der Höhe abnimmt (labil) oder zunimmt (stabil). Durch Windscherung ist auch im statisch stabilen Bereich bis zur kritischen Richardson-Zahl noch Turbulenz vorhanden.

**Sublimation:** unmittelbarer Übergang eines festen Stoffes in gasförmigen Aggregatzustand, ohne vorherige Verflüssigung.

**Virtuelle Temperatur:** Die virtuelle Temperatur ist die Temperatur, die ein trockenes Luftteilchen annehmen würde, welches die gleiche Dichte wie ein feuchtes Luftteilchen hat.

## Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Schematischer Überblick über die physikalischen Prozesse in der stabilen atmosphärischen Grenzschicht über Land, einschließlich ihrer Interaktionen (aus Steeneveld, 2012)	8
Abbildung 2: Darstellung der Quadrantanalyse für Impuls- und Skalarflüsse	23
Abbildung 3: a) Windgeschwindigkeit ( $\text{ms}^{-1}$ ), Windrichtung ( $^\circ$ ) und Temperatur ( $^\circ\text{C}$ ) in jeweils 2 und 10 Meter Höhe, sowie die langwellige Ein- und Ausstrahlung ( $\text{Wm}^{-2}$ ) in 2 Metern für den 10.7.2011, Daten vom BSRN-Mast (oben), b) Horizontalwind ( $\text{ms}^{-1}$ ) in 850 hPa am 10.7.2011 (NCEP/NCAR Reanalyse ( <a href="http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/composites/hour/">http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/composites/hour/</a> ), Mitte links), c) Horizontalwind ( $\text{ms}^{-1}$ ) in 850 hPa am 20.7.2011 (NCEP/NCAR Reanalyse, Mitte rechts), d) Windgeschwindigkeit ( $\text{ms}^{-1}$ ), Windrichtung ( $^\circ$ ) und Temperatur ( $^\circ\text{C}$ ) in jeweils 2 und 10 Meter Höhe, sowie die langwellige Ein- und Ausstrahlung ( $\text{Wm}^{-2}$ ) in 2 Metern für den 20.7.2011, Daten vom BSRN-Mast (unten)	33
Abbildung 4: a) Windgeschwindigkeit ( $\text{ms}^{-1}$ ), Windrichtung ( $^\circ$ ) und Temperatur ( $^\circ\text{C}$ ) in jeweils 2 und 10 Meter Höhe, sowie die langwellige Ein- und Ausstrahlung ( $\text{Wm}^{-2}$ ) in 2 Metern für den 13.9.2011, Daten vom BSRN-Mast (oben) b) Horizontalwind ( $\text{ms}^{-1}$ ) in 850 hPa am 13.9.2011 (NCEP/NCAR Reanalyse, unten)	35
Abbildung 5: a) Windgeschwindigkeit ( $\text{ms}^{-1}$ ), Windrichtung ( $^\circ$ ) und Temperatur ( $^\circ\text{C}$ ) in jeweils 2 und 10 Meter Höhe, sowie die langwellige Ein- und Ausstrahlung ( $\text{Wm}^{-2}$ ) in 2 Metern für den 4.11.2011, Daten vom BSRN-Mast (oben), b) Horizontalwind ( $\text{ms}^{-1}$ ) in 850 hPa am 4.11.2011 (NCEP/NCAR Reanalyse, Mitte links), c) Horizontalwind ( $\text{ms}^{-1}$ ) in 850 hPa am 24.1.2012 (NCEP/NCAR Reanalyse, Mitte rechts), d) Windgeschwindigkeit ( $\text{ms}^{-1}$ ), Windrichtung ( $^\circ$ ) und Temperatur ( $^\circ\text{C}$ ) in jeweils 2 und 10 Meter Höhe, sowie die langwellige Ein- und Ausstrahlung ( $\text{Wm}^{-2}$ ) in 2 Metern für den 24.1.2012, Daten vom BSRN-Mast (unten)	38
Abbildung 6: Temperatur ( $^\circ\text{C}$ ) Bayelva (schwarz) und Ny-Ålesund (grün) für den 24.1.2012, 11:00 – 12:00 UTC. Die roten Kreuze zeigen die Windrichtung ( $^\circ$ ) in 2 Metern Höhe am BSRN-Mast.	39
Abbildung 7: a) Windgeschwindigkeit ( $\text{ms}^{-1}$ ), Windrichtung ( $^\circ$ ) und Temperatur ( $^\circ\text{C}$ ) in jeweils 2 und 10 Meter Höhe, sowie die langwellige Ein- und Ausstrahlung ( $\text{Wm}^{-2}$ ) in 2 Metern für den 16.3.2012, Daten vom BSRN-Mast (oben), b) Horizontalwind ( $\text{ms}^{-1}$ ) in 850 hPa am 16.3.2012 (NCEP/NCAR Reanalyse, Mitte links), c) Horizontalwind ( $\text{ms}^{-1}$ ) in 850 hPa am 18.3.2012 (NCEP/NCAR Reanalyse, Mitte rechts), d) Windgeschwindigkeit ( $\text{ms}^{-1}$ ), Windrichtung ( $^\circ$ ) und Temperatur ( $^\circ\text{C}$ ) in jeweils 2 und 10 Meter Höhe, sowie die langwellige Ein- und Ausstrahlung ( $\text{Wm}^{-2}$ ) in 2 Metern für den 18.3.2012, Daten vom BSRN-Mast (unten)	42
Abbildung 8: a) Horizontalwind ( $\text{ms}^{-1}$ ) in 850 hPa am 12.5.2012 (NCEP/NCAR Reanalyse, oben links), b) Horizontalwind ( $\text{ms}^{-1}$ ) in 850 hPa am 18.5.2012 (NCEP/NCAR Reanalyse, oben rechts), c) Windgeschwindigkeit ( $\text{ms}^{-1}$ ), Windrichtung ( $^\circ$ ) und Temperatur ( $^\circ\text{C}$ ) in jeweils 2 und 10 Meter Höhe, sowie die langwellige Ein- und Ausstrahlung ( $\text{Wm}^{-2}$ ) in 2 Metern für den 12.5.2012, Daten vom BSRN-Mast (Mitte), d) Windgeschwindigkeit ( $\text{ms}^{-1}$ ), Windrichtung ( $^\circ$ ) und Temperatur ( $^\circ\text{C}$ ) in jeweils 2 und 10 Meter Höhe, sowie die langwellige Ein- und Ausstrahlung ( $\text{Wm}^{-2}$ ) in 2 Metern für den 18.5.2012, Daten vom BSRN-Mast (unten)	44
Abbildung 9: a) Windgeschwindigkeit ( $\text{ms}^{-1}$ ), Windrichtung ( $^\circ$ ) und Temperatur ( $^\circ\text{C}$ ) in jeweils 2 und 10 Meter Höhe, sowie die langwellige Ein- und Ausstrahlung ( $\text{Wm}^{-2}$ ) in 2 Metern für den 6.6.2012, Daten vom BSRN-Mast (oben) b) Horizontalwind ( $\text{ms}^{-1}$ ) in 850 hPa am 6.6.2012 (NCEP/NCAR Reanalyse, unten),	46
Abbildung 10: Windgeschwindigkeit ( $\text{ms}^{-1}$ ), Windrichtung ( $^\circ$ ) und Temperatur ( $^\circ\text{C}$ ) (von oben nach unten) für die Periode 7.4.2011 bis einschließlich 10.4.2011, 11:00 UTC. In schwarz die Werte vom Ny-Ålesund-Standort, grün die Werte vom Eddy-Kovarianz-Komplex auf dem Kongsvegen Gletscher. Fehlerhafte Werte wurden entfernt.	48
Abbildung 11: Verteilung der Horizontalwindvektoren ( $\text{ms}^{-1}$ ) in 850 hPa für den Zeitraum 8.4.2011 18:00 UTC bis 9.4.2011 00:00 UTC (links) sowie für den Zeitraum 9.4.2011 18:00 UTC bis 10.4.2011 00:00 UTC (rechts), erzeugt aus den NCEP/NCAR Reanalysedaten.	48

Abbildung 12: Zeitreihen des fühlbaren (oben, in $K ms^{-1}$ ) und latenten (Mitte, in $kgkg^{-1} ms^{-1}$ ) kinematischen Wärmestromes, sowie der Schubspannungsgeschwindigkeit (unten, in $ms^{-1}$ ) für eine ausgewählte Periode am 10.7.2011. Zusätzlich farbig eingezeichnet: die jeweiligen Komponenten für $f > 0,3125$ Hz.	49
Abbildung 13: Mittleres tägliches Bowen-Verhältnis in Abhängigkeit vom volumetrischen Bodenwassergehalt ( $m^3m^{-3}$ ) für die Periode Sommer, Ny-Ålesund, Spitzbergen (aus Westermann, 2010).	50
Abbildung 14: Zeitreihen des fühlbaren (oben, in $K ms^{-1}$ ) und latenten (Mitte, in $kgkg^{-1} ms^{-1}$ ) kinematischen Wärmestromes, sowie der Schubspannungsgeschwindigkeit (unten, in $ms^{-1}$ ) für eine ausgewählte Periode am 20.7.2011. Zusätzlich farbig eingezeichnet: die jeweiligen Komponenten für $f > 0,3125$ Hz.	50
Abbildung 15: Zeitreihen des fühlbaren (oben, in $K ms^{-1}$ ) und latenten (Mitte, in $kgkg^{-1} ms^{-1}$ ) kinematischen Wärmestromes, sowie der Schubspannungsgeschwindigkeit (unten, in $ms^{-1}$ ) für eine ausgewählte Periode am 13.9.2011, mittags. Zusätzlich farbig eingezeichnet: die jeweiligen Komponenten für $f > 0,3125$ Hz.	51
Abbildung 16: Zeitreihen des fühlbaren (oben, in $K ms^{-1}$ ) und latenten (Mitte, in $kgkg^{-1} ms^{-1}$ ) kinematischen Wärmestromes, sowie der Schubspannungsgeschwindigkeit (unten, in $ms^{-1}$ ) für eine ausgewählte Periode am 13.9.2011, nachts. Zusätzlich farbig eingezeichnet: die jeweiligen Komponenten für $f > 0,3125$ Hz.	52
Abbildung 17: Zeitreihen des fühlbaren (oben, in $K ms^{-1}$ ) und latenten (Mitte, in $kgkg^{-1} ms^{-1}$ ) kinematischen Wärmestromes, sowie der Schubspannungsgeschwindigkeit (unten, in $ms^{-1}$ ) für eine ausgewählte Periode am 4.11.2011. Zusätzlich farbig eingezeichnet: die jeweiligen Komponenten für $f > 0,3125$ Hz.	53
Abbildung 18: Zeitreihen des fühlbaren (oben, in $K ms^{-1}$ ) und latenten (Mitte, in $kgkg^{-1} ms^{-1}$ ) kinematischen Wärmestromes, sowie der Schubspannungsgeschwindigkeit (unten, in $ms^{-1}$ ) für eine ausgewählte Periode am 24.1.2012. Zusätzlich farbig eingezeichnet: die jeweiligen Komponenten für $f > 0,3125$ Hz.	54
Abbildung 19: Zeitreihen des fühlbaren (oben, in $K ms^{-1}$ ) und latenten (Mitte, in $kgkg^{-1} ms^{-1}$ ) kinematischen Wärmestromes, sowie der Schubspannungsgeschwindigkeit (unten, in $ms^{-1}$ ) für eine ausgewählte Periode am 16.3.2012. Zusätzlich farbig eingezeichnet: die jeweiligen Komponenten für $f > 0,3125$ Hz.	55
Abbildung 20: Zeitreihen des fühlbaren (oben, in $K ms^{-1}$ ) und latenten (Mitte, in $kgkg^{-1} ms^{-1}$ ) kinematischen Wärmestromes, sowie der Schubspannungsgeschwindigkeit (unten, in $ms^{-1}$ ) für eine ausgewählte Periode am 18.3.2012. Zusätzlich farbig eingezeichnet: die jeweiligen Komponenten für $f > 0,3125$ Hz.	56
Abbildung 21: Zeitreihen des fühlbaren (oben, in $K ms^{-1}$ ) und latenten (Mitte, in $kgkg^{-1} ms^{-1}$ ) kinematischen Wärmestromes, sowie der Schubspannungsgeschwindigkeit (unten, in $ms^{-1}$ ) für eine ausgewählte Periode am 12.5.2012. Zusätzlich farbig eingezeichnet: die jeweiligen Komponenten für $f > 0,3125$ Hz.	56
Abbildung 22: Zeitreihen des fühlbaren (oben, in $K ms^{-1}$ ) und latenten (Mitte, in $kgkg^{-1} ms^{-1}$ ) kinematischen Wärmestromes, sowie der Schubspannungsgeschwindigkeit (unten, in $ms^{-1}$ ) für eine ausgewählte Periode am 18.5.2012. Zusätzlich farbig eingezeichnet: die jeweiligen Komponenten für $f > 0,3125$ Hz.	57
Abbildung 23: Zeitreihen des fühlbaren (oben, in $K ms^{-1}$ ) und latenten (Mitte, in $kgkg^{-1} ms^{-1}$ ) kinematischen Wärmestromes, sowie der Schubspannungsgeschwindigkeit (unten, in $ms^{-1}$ ) für eine ausgewählte Periode am 6.6.2012, Tag. Zusätzlich farbig eingezeichnet: die jeweiligen Komponenten für $f > 0,3125$ Hz.	58
Abbildung 24: Zeitreihen des fühlbaren (oben, in $K ms^{-1}$ ) und latenten (Mitte, in $kgkg^{-1} ms^{-1}$ ) kinematischen Wärmestromes, sowie der Schubspannungsgeschwindigkeit (unten, in $ms^{-1}$ ) für eine ausgewählte Periode am 6.6.2012, Nacht. Zusätzlich farbig eingezeichnet: die jeweiligen Komponenten für $f > 0,3125$ Hz.	58
Abbildung 25: Zeitreihen des fühlbaren (oben, in $K ms^{-1}$ ) und latenten (Mitte, in $kgkg^{-1} ms^{-1}$ ) kinematischen Wärmestromes, sowie der Schubspannungsgeschwindigkeit (unten, in $ms^{-1}$ ) für eine ausgewählte Periode am 8.4.2011. Dargestellt sind jeweils die Flussanteile mit $f > 0,3125$ Hz, oben der Standort Ny-Ålesund, unten der Standort Kongsvegen.	60
Abbildung 26: Zeitreihen des fühlbaren (oben, in $K ms^{-1}$ ) und latenten (Mitte, in $kgkg^{-1} ms^{-1}$ ) kinematischen Wärmestromes, sowie der Schubspannungsgeschwindigkeit (unten, in $ms^{-1}$ ) für eine ausgewählte Periode am 9.4.2011. Dargestellt sind jeweils die Flussanteile mit $f > 0,3125$ Hz, oben der Standort Ny-Ålesund, unten der Standort Kongsvegen.	62
Abbildung 27: Vertikalprofile der Temperatur ( $^{\circ}C$ ), Windgeschwindigkeit ( $ms^{-1}$ ), relativen Feuchte (%) und der Windrichtung ( $^{\circ}$ ) für 7.4.2012, 14:00 – 24:00 UTC, Standort Ny-Ålesund, erhoben mit Fesselballonsondierung. Zusätzlich	

eingezeichnet sind die Mittelwerte der genannten Größen aus den Fesselballonsondierungen in den gezeigten Höhen (gelbe Kreuze) und die Mittelwerte für den genannten Zeitraum am BSRN-Mast in 2 Metern (rot) und 10 Metern (blau) Höhe, soweit vorhanden. In grün eingetragen sind die genannten Werte für den Zeitpunkt 23:00 UTC (Fallbeispiel Kaltluftabfluss).

65

Abbildung 28: fühlbarer Wärmestrom ( $Wm^{-2}$ , links oben), latenter Wärmestrom ( $Wm^{-2}$ , rechts oben), Schubspannungsgeschwindigkeit ( $ms^{-1}$ , links unten) und der Stabilitätsparameter  $z/L$  (dimensionslos, rechts unten) für den 7.4.2012, Standort Ny-Ålesund.

66

Abbildung 29: Vertikalprofile der Temperatur ( $^{\circ}C$ ), Windgeschwindigkeit ( $ms^{-1}$ ), relativen Feuchte (%) und der Windrichtung ( $^{\circ}$ ) für 19.5.2012, 15:00 – 17:00 UTC, Standort Ny-Ålesund, erhoben mit Fesselballonsondierung. Zusätzlich eingezeichnet sind die Mittelwerte der genannten Größen aus den Fesselballonsondierungen in den gezeigten Höhen (gelbe Kreuze) und die Mittelwerte für den genannten Zeitraum am BSRN-Mast in 2 Metern (rot) und 10 Metern (blau) Höhe, soweit vorhanden.

67

Abbildung 30: fühlbarer Wärmestrom ( $Wm^{-2}$ , links oben), latenter Wärmestrom ( $Wm^{-2}$ , rechts oben), Schubspannungsgeschwindigkeit ( $ms^{-1}$ , links unten) und der Stabilitätsparameter  $z/L$  (dimensionslos, rechts unten) für den 19.5.2012, Standort Ny-Ålesund.

68

Abbildung 31: Vergleich der kinematischen fühlbaren ( $K ms^{-1}$ , oben links) und latenten ( $kgkg^{-1} ms^{-1}$ , oben rechts) Wärmeströme für den 10.7.2011. Die schwarze Linie kennzeichnet die TK3-Flüsse im 30-Minuten-Mittel, die blauen Punkte die TK3-Flüsse über 10 Minuten gemittelt, die roten Kreuze die Flüsse berechnet mit Conditional Sampling für  $w' < 0$ , die Dreiecke in Pink die Flüsse berechnet mit Conditional Sampling für  $w' > 0$ , die orange Linie die Ergebnisse des hydrodynamischen Modellansatzes und die grüne Linie zeigt die gefilterten Flusskomponenten mit  $f > 0,3125$  Hz. In der unteren Abbildung ist das Verhältnis zwischen kohärentem Fluss und Gesamtfluss für den Impulsfluss (schwarz), den fühlbaren Wärmestrom (orange) und den latenten Wärmestrom (blau) dargestellt.

71

Abbildung 32: Vergleich der kinematischen fühlbaren ( $K ms^{-1}$ , oben links) und latenten ( $kgkg^{-1} ms^{-1}$ , oben rechts) Wärmeströme für den 20.7.2011. Die schwarze Linie kennzeichnet die TK3-Flüsse im 30-Minuten-Mittel, die blauen Punkte die TK3-Flüsse über 10 Minuten gemittelt, die roten Kreuze die Flüsse berechnet mit Conditional Sampling für  $w' < 0$ , die Dreiecke in Pink die Flüsse berechnet mit Conditional Sampling für  $w' > 0$ , die orange Linie die Ergebnisse des hydrodynamischen Modellansatzes und die grüne Linie zeigt die gefilterten Flusskomponenten mit  $f > 0,3125$  Hz. In der unteren Abbildung ist das Verhältnis zwischen kohärentem Fluss und Gesamtfluss für den Impulsfluss (schwarz), den fühlbaren Wärmestrom (orange) und den latenten Wärmestrom (blau) dargestellt.

73

Abbildung 33: Vergleich der kinematischen fühlbaren ( $K ms^{-1}$ , oben links) und latenten ( $kgkg^{-1} ms^{-1}$ , oben rechts) Wärmeströme für den 13.9.2011. Die schwarze Linie kennzeichnet die TK3-Flüsse im 30-Minuten-Mittel, die blauen Punkte die TK3-Flüsse über 10 Minuten gemittelt, die roten Kreuze die Flüsse berechnet mit Conditional Sampling für  $w' < 0$ , die Dreiecke in Pink die Flüsse berechnet mit Conditional Sampling für  $w' > 0$ , die orange Linie die Ergebnisse des hydrodynamischen Modellansatzes und die grüne Linie zeigt die gefilterten Flusskomponenten mit  $f > 0,3125$  Hz. In der unteren Abbildung ist das Verhältnis zwischen kohärentem Fluss und Gesamtfluss für den Impulsfluss (schwarz), den fühlbaren Wärmestrom (orange) und den latenten Wärmestrom (blau) dargestellt.

75

Abbildung 34: Vergleich der kinematischen fühlbaren ( $K ms^{-1}$ , oben links) und latenten ( $kgkg^{-1} ms^{-1}$ , oben rechts) Wärmeströme für den 4.11.2011. Die schwarze Linie kennzeichnet die TK3-Flüsse im 30-Minuten-Mittel, die blauen Punkte die TK3-Flüsse über 10 Minuten gemittelt, die roten Kreuze die Flüsse berechnet mit Conditional Sampling für  $w' < 0$ , die Dreiecke in Pink die Flüsse berechnet mit Conditional Sampling für  $w' > 0$ , die orange Linie die Ergebnisse des hydrodynamischen Modellansatzes und die grüne Linie zeigt die gefilterten Flusskomponenten mit  $f > 0,3125$  Hz. In der unteren Abbildung ist das Verhältnis zwischen kohärentem Fluss und Gesamtfluss für den Impulsfluss (schwarz), den fühlbaren Wärmestrom (orange) und den latenten Wärmestrom (blau) dargestellt.

77

Abbildung 35: Vergleich der kinematischen fühlbaren ( $K ms^{-1}$ , oben links) und latenten ( $kgkg^{-1} ms^{-1}$ , oben rechts) Wärmeströme für den 24.1.2012. Die schwarze Linie kennzeichnet die TK3-Flüsse im 30-Minuten-Mittel, die blauen Punkte die TK3-Flüsse über 10 Minuten gemittelt, die roten Kreuze die Flüsse berechnet mit Conditional Sampling für  $w' < 0$ , die

Dreiecke in Pink die Flüsse berechnet mit Conditional Sampling für  $w' > 0$ , die orange Linie die Ergebnisse des hydrodynamischen Modellansatzes und die grüne Linie zeigt die gefilterten Flusskomponenten mit  $f > 0,3125$  Hz. In der unteren Abbildung ist das Verhältnis zwischen kohärentem Fluss und Gesamtfluss für den Impulsfluss (schwarz), den fühlbaren Wärmestrom (orange) und den latenten Wärmestrom (blau) dargestellt. \_\_\_\_\_ 79

Abbildung 36: Vergleich der kinematischen fühlbaren ( $K \text{ ms}^{-1}$ , oben links) und latenten ( $\text{kgkg}^{-1} \text{ ms}^{-1}$ , oben rechts) Wärmeströme für den 16.3.2012. Die schwarze Linie kennzeichnet die TK3-Flüsse im 30-Minuten-Mittel, die blauen Punkte die TK3-Flüsse über 10 Minuten gemittelt, die roten Kreuze die Flüsse berechnet mit Conditional Sampling für  $w' < 0$ , die Dreiecke in Pink die Flüsse berechnet mit Conditional Sampling für  $w' > 0$ , die orange Linie die Ergebnisse des hydrodynamischen Modellansatzes und die grüne Linie zeigt die gefilterten Flusskomponenten mit  $f > 0,3125$  Hz. In der unteren Abbildung ist das Verhältnis zwischen kohärentem Fluss und Gesamtfluss für den Impulsfluss (schwarz), den fühlbaren Wärmestrom (orange) und den latenten Wärmestrom (blau) dargestellt. \_\_\_\_\_ 81

Abbildung 37: Vergleich der kinematischen fühlbaren ( $K \text{ ms}^{-1}$ , oben links) und latenten ( $\text{kgkg}^{-1} \text{ ms}^{-1}$ , oben rechts) Wärmeströme für den 18.3.2012. Die schwarze Linie kennzeichnet die TK3-Flüsse im 30-Minuten-Mittel, die blauen Punkte die TK3-Flüsse über 10 Minuten gemittelt, die roten Kreuze die Flüsse berechnet mit Conditional Sampling für  $w' < 0$ , die Dreiecke in Pink die Flüsse berechnet mit Conditional Sampling für  $w' > 0$ , die orange Linie die Ergebnisse des hydrodynamischen Modellansatzes und die grüne Linie zeigt die gefilterten Flusskomponenten mit  $f > 0,3125$  Hz. In der unteren Abbildung ist das Verhältnis zwischen kohärentem Fluss und Gesamtfluss für den Impulsfluss (schwarz), den fühlbaren Wärmestrom (orange) und den latenten Wärmestrom (blau) dargestellt. \_\_\_\_\_ 82

Abbildung 38: Vergleich der kinematischen fühlbaren ( $K \text{ ms}^{-1}$ , oben links) und latenten ( $\text{kgkg}^{-1} \text{ ms}^{-1}$ , oben rechts) Wärmeströme für den 12.5.2012. Die schwarze Linie kennzeichnet die TK3-Flüsse im 30-Minuten-Mittel, die blauen Punkte die TK3-Flüsse über 10 Minuten gemittelt, die roten Kreuze die Flüsse berechnet mit Conditional Sampling für  $w' < 0$ , die Dreiecke in Pink die Flüsse berechnet mit Conditional Sampling für  $w' > 0$ , die orange Linie die Ergebnisse des hydrodynamischen Modellansatzes und die grüne Linie zeigt die gefilterten Flusskomponenten mit  $f > 0,3125$  Hz. In der unteren Abbildung ist das Verhältnis zwischen kohärentem Fluss und Gesamtfluss für den Impulsfluss (schwarz), den fühlbaren Wärmestrom (orange) und den latenten Wärmestrom (blau) dargestellt. \_\_\_\_\_ 85

Abbildung 39: Vergleich der kinematischen fühlbaren ( $K \text{ ms}^{-1}$ , oben links) und latenten ( $\text{kgkg}^{-1} \text{ ms}^{-1}$ , oben rechts) Wärmeströme für den 18.5.2012. Die schwarze Linie kennzeichnet die TK3-Flüsse im 30-Minuten-Mittel, die blauen Punkte die TK3-Flüsse über 10 Minuten gemittelt, die roten Kreuze die Flüsse berechnet mit Conditional Sampling für  $w' < 0$ , die Dreiecke in Pink die Flüsse berechnet mit Conditional Sampling für  $w' > 0$ , die orange Linie die Ergebnisse des hydrodynamischen Modellansatzes und die grüne Linie zeigt die gefilterten Flusskomponenten mit  $f > 0,3125$  Hz. In der unteren Abbildung ist das Verhältnis zwischen kohärentem Fluss und Gesamtfluss für den Impulsfluss (schwarz), den fühlbaren Wärmestrom (orange) und den latenten Wärmestrom (blau) dargestellt. \_\_\_\_\_ 86

Abbildung 40: Vergleich der kinematischen fühlbaren ( $K \text{ ms}^{-1}$ , oben links) und latenten ( $\text{kgkg}^{-1} \text{ ms}^{-1}$ , oben rechts) Wärmeströme für den 6.6.2012. Die schwarze Linie kennzeichnet die TK3-Flüsse im 30-Minuten-Mittel, die blauen Punkte die TK3-Flüsse über 10 Minuten gemittelt, die roten Kreuze die Flüsse berechnet mit Conditional Sampling für  $w' < 0$ , die Dreiecke in Pink die Flüsse berechnet mit Conditional Sampling für  $w' > 0$ , die orange Linie die Ergebnisse des hydrodynamischen Modellansatzes und die grüne Linie zeigt die gefilterten Flusskomponenten mit  $f > 0,3125$  Hz. In der unteren Abbildung ist das Verhältnis zwischen kohärentem Fluss und Gesamtfluss für den Impulsfluss (schwarz), den fühlbaren Wärmestrom (orange) und den latenten Wärmestrom (blau) dargestellt. \_\_\_\_\_ 88

Abbildung 41: Vergleich der energetischen fühlbaren ( $\text{Wm}^{-2}$ , oben) und latenten ( $\text{Wm}^{-2}$ , unten) Wärmeströme für den 10.7.2011. Die schwarzen Punkte stellen die Flüsse berechnet mit TK3, 30 Minuten Mittelung, dar. Die drei Linien zeigen die 6h-Mittel der entsprechenden Flüsse berechnet mit HIRHAM5 für drei ausgewählte Koordinatenpunkte, vgl. Abbildung A-6, die Reihenfolge von West nach Ost: blau, orange, rot. Gestrichelte Linien: 2\*Standardabweichung des entsprechenden Datensatzes. \_\_\_\_\_ 92

Abbildung 42: Vergleich der energetischen fühlbaren ( $\text{Wm}^{-2}$ , oben) und latenten ( $\text{Wm}^{-2}$ , unten) Wärmeströme für den 20.7.2011. Die schwarzen Punkte stellen die Flüsse berechnet mit TK3, 30 Minuten Mittelung, dar. Die drei Linien zeigen

die 6h-Mittel der entsprechenden Flüsse berechnet mit HIRHAM5 für drei ausgewählte Koordinatenpunkte, vgl. Abbildung A-6, die Reihenfolge von West nach Ost: blau, orange, rot. Gestrichelte Linien: 2*Standardabweichung des entsprechenden Datensatzes. _____	94
Abbildung 43: Vergleich der energetischen fühlbaren ( $Wm^{-2}$ , oben) und latenten ( $Wm^{-2}$ , unten) Wärmeströme für den 13.9.2011. Die schwarzen Punkte stellen die Flüsse berechnet mit TK3, 30 Minuten Mittelung, dar. Die drei Linien zeigen die 6h-Mittel der entsprechenden Flüsse berechnet mit HIRHAM5 für drei ausgewählte Koordinatenpunkte, vgl. Abbildung A-6, die Reihenfolge von West nach Ost: blau, orange, rot. Gestrichelte Linien: 2*Standardabweichung des entsprechenden Datensatzes. _____	95
Abbildung 44: Vergleich der energetischen fühlbaren ( $Wm^{-2}$ , oben) und latenten ( $Wm^{-2}$ , unten) Wärmeströme für den 4.11.2011. Die schwarzen Punkte stellen die Flüsse berechnet mit TK3, 30 Minuten Mittelung, dar. Die drei Linien zeigen die 6h-Mittel der entsprechenden Flüsse berechnet mit HIRHAM5 für drei ausgewählte Koordinatenpunkte, vgl. Abbildung A-6, die Reihenfolge von West nach Ost: blau, orange, rot. Gestrichelte Linien: 2*Standardabweichung des entsprechenden Datensatzes. _____	97
Abbildung 45: Vergleich der energetischen fühlbaren ( $Wm^{-2}$ , oben) und latenten ( $Wm^{-2}$ , unten) Wärmeströme für den 24.1.2012. Die schwarzen Punkte stellen die Flüsse berechnet mit TK3, 30 Minuten Mittelung, dar. Die drei Linien zeigen die 6h-Mittel der entsprechenden Flüsse berechnet mit HIRHAM5 für drei ausgewählte Koordinatenpunkte, vgl. Abbildung A-6, die Reihenfolge von West nach Ost: blau, orange, rot. Gestrichelte Linien: 2*Standardabweichung des entsprechenden Datensatzes. _____	98
Abbildung 46: Vergleich der energetischen fühlbaren ( $Wm^{-2}$ , oben) und latenten ( $Wm^{-2}$ , unten) Wärmeströme für den 16.3.2012. Die schwarzen Punkte stellen die Flüsse berechnet mit TK3, 30 Minuten Mittelung, dar. Die drei Linien zeigen die 6h-Mittel der entsprechenden Flüsse berechnet mit HIRHAM5 für drei ausgewählte Koordinatenpunkte, vgl. Abbildung A-6, die Reihenfolge von West nach Ost: blau, orange, rot. Gestrichelte Linien: 2*Standardabweichung des entsprechenden Datensatzes. _____	99
Abbildung 47: Vergleich der energetischen fühlbaren ( $Wm^{-2}$ , oben) und latenten ( $Wm^{-2}$ , unten) Wärmeströme für den 18.3.2012. Die schwarzen Punkte stellen die Flüsse berechnet mit TK3, 30 Minuten Mittelung, dar. Die drei Linien zeigen die 6h-Mittel der entsprechenden Flüsse berechnet mit HIRHAM5 für drei ausgewählte Koordinatenpunkte, vgl. Abbildung A-6, die Reihenfolge von West nach Ost: blau, orange, rot. Gestrichelte Linien: 2*Standardabweichung des entsprechenden Datensatzes. _____	101
Abbildung 48: Vergleich der energetischen fühlbaren (oben) und latenten (unten) Wärmeströme für den 12.5.2012. Die schwarzen Punkte stellen die Flüsse berechnet mit TK3, 30 Minuten Mittelung, dar. Die drei Linien zeigen die 6h-Mittel der entsprechenden Flüsse berechnet mit HIRHAM5 für drei ausgewählte Koordinatenpunkte, vgl. Abbildung A-6, die Reihenfolge von West nach Ost: blau, orange, rot. Gestrichelte Linien: 2*Standardabweichung des entsprechenden Datensatzes. _____	102
Abbildung 49: Vergleich der energetischen fühlbaren ( $Wm^{-2}$ , oben) und latenten ( $Wm^{-2}$ , unten) Wärmeströme für den 18.5.2012. Die schwarzen Punkte stellen die Flüsse berechnet mit TK3, 30 Minuten Mittelung, dar. Die drei Linien zeigen die 6h-Mittel der entsprechenden Flüsse berechnet mit HIRHAM5 für drei ausgewählte Koordinatenpunkte, vgl. Abbildung A-6, die Reihenfolge von West nach Ost: blau, orange, rot. Gestrichelte Linien: 2*Standardabweichung des entsprechenden Datensatzes. _____	103
Abbildung 50: Vergleich der energetischen fühlbaren ( $Wm^{-2}$ , oben) und latenten ( $Wm^{-2}$ , unten) Wärmeströme für den 6.6.2012. Die schwarzen Punkte stellen die Flüsse berechnet mit TK3, 30 Minuten Mittelung, dar. Die drei Linien zeigen die 6h-Mittel der entsprechenden Flüsse berechnet mit HIRHAM5 für drei ausgewählte Koordinatenpunkte, vgl. Abbildung A-6, die Reihenfolge von West nach Ost: blau, orange, rot. Gestrichelte Linien: 2*Standardabweichung des entsprechenden Datensatzes. _____	104
Abbildung 51: a) Scatterplots aller in 3.4.2 gezeigten latenten Wärmeströme, berechnet mit Eddy-Kovarianz (6h-Mittelung, $Wm^{-2}$ ) und dem regionalen Klimamodell HIRHAM5 (Koordinatenpunkt Land/Wasser, 6h-Werte, $Wm^{-2}$ ); b) alle in 3.4.2 gezeigten sensiblen Wärmeströme, eingeteilt in Jahreszeiten nach Tabelle 2.3, normiert mit der	

<p>Schubspannungsgeschwindigkeit und aufgetragen gegen den jeweiligen Temperaturgradienten zwischen Mess-/Modellhöhe und Erdboden, links Eddy-Kovarianz, rechts HIRHAM5; c) alle in 3.4.2 gezeigten sensiblen Wärmeströme, eingeteilt in Windklassen (<math>u &lt; 3 \text{ ms}^{-1}</math>; <math>3 \text{ ms}^{-1} &lt; u &lt; 6 \text{ ms}^{-1}</math>; <math>u &gt; 6 \text{ ms}^{-1}</math>) normiert mit der Schubspannungsgeschwindigkeit und aufgetragen gegen den jeweiligen Temperaturgradienten zwischen Mess-/Modellhöhe und Erdboden, links Eddy-Kovarianz, rechts HIRHAM5</p>	112
<p>Abbildung 52: Temperaturgradient, berechnet aus Gleichung (32), für den fühlbaren Eddy-Kovarianz-Fluss (blau) und den fühlbaren Wärmestrom aus dem hydrodynamischen Modellansatz (orange) für einige Wochen aus dem Sommer 2011. Zusätzlich eingezeichnet sind die Windgeschwindigkeit (rot) und der Stabilitätsparameter <math>z/L</math> (schwarz).</p>	115
<p>Abbildung 53: Temperaturgradient, berechnet aus Gleichung (32), für den fühlbaren Eddy-Kovarianz-Fluss (blau) und den fühlbaren Wärmestrom aus dem hydrodynamischen Modellansatz (orange) für einige Wochen aus dem Winter 2011/2012. Zusätzlich eingezeichnet ist die Windgeschwindigkeit (rot).</p>	117
<p>Abbildung 54: Temperaturgradient, berechnet aus Gleichung (32), für den fühlbaren Eddy-Kovarianz-Fluss (blau) und den fühlbaren Wärmestrom aus dem hydrodynamischen Modellansatz (orange) für einige Wochen aus dem Frühjahr 2012. Zusätzlich eingezeichnet ist die Windgeschwindigkeit (rot).</p>	119
<p>Abbildung 55: Temperaturgradient, berechnet aus Gleichung (32), für den fühlbaren Eddy-Kovarianz-Fluss (blau) und den fühlbaren Wärmestrom aus dem hydrodynamischen Modellansatz (orange) für einige Wochen aus dem späten Frühjahr 2012. Zusätzlich eingezeichnet ist die Windgeschwindigkeit (rot).</p>	120
<p>Abbildung 56: Temperaturgradienten zur Berechnung des bodennahen fühlbaren Wärmestromes in HIRHAM5 für die beschriebenen Tage in 3.4., farbkodiert wie bisher für die 3 relevanten Koordinatenpunkte.</p>	121
<p>Abbildung 57: Summe aus latentem und fühlbarem Wärmestrom (<math>\text{Wm}^{-2}</math>, Eddy-Kovarianz, in Graphik unten) und Strahlungsbilanz (<math>\text{Wm}^{-2}</math>, oben), multipliziert mit 0,9 (schwarze Kurve), 0,675 (orange) und 0,585 (rot). Die waagrechten Linien in den genannten Farben zeigen den entsprechenden Mittelwert.</p>	124
<p>Abbildung 58: Kinematischer latenter Wärmestrom (<math>\text{kgkg}^{-1} \text{ ms}^{-1}</math>) für eine Periode im Winter 2011, berechnet mit Eddy-Kovarianz (blau) und dem hydrodynamischen Schichtansatz (Gleichung (40), orange) unter Berücksichtigung der zu diesem Abschnitt gemachten Annahmen.</p>	127
<p>Abb. A-1: Ny-Ålesund, aufgenommen vom Gipfel des südlich von Ny-Ålesund gelegenen Zeppelin Berges (ca. 550m über N.N., Juergen Graeser, AWI Potsdam)</p>	142
<p>Abb. A-2: Die Region Kongsfjord auf Svalbard (oben links, aus Westermann, 2010) mit den beiden Eddy- Kovarianz-Messstandorten Ny-Ålesund und Kongsvegen Gletscher (markiert mit Pfeilen), die Region Bayelva und ihre Messstationen ist durch eine Ellipse gekennzeichnet. Das Bild oben rechts zeigt den Messstandort auf dem Kongsvegen Gletscher (aus Papadopoulos, 2010), darunter eine topographische Karte der Kongsfjord Region (<a href="http://www.toposvalbard.npolar.no/">http://www.toposvalbard.npolar.no/</a>). Die Pfeile in der Karte markieren die Hauptwindrichtungen in Ny-Ålesund, 1 und 2 sind am häufigsten (östliche Richtungen). 3 markiert die Richtung vom Broggerbreen Gletscher herunter, der süd-westlich von Ny-Ålesund liegt, 4 die Anströmung vom freien Ozean. Der gelbe Punkt zeigt den Standort des Eddy-Kovarianz-Systems auf dem Kongsvegen Gletscher während PAMARCMiP 2011.</p>	143
<p>Abb. A-3: BSRN-Wettermast in Ny-Ålesund</p>	144
<p>Abb. A-4: Radiometer in Ny-Ålesund</p>	145
<p>Abb. A-5: Fesselballon in Ny-Ålesund</p>	146
<p>Abb. A-6: Spitzbergen; eingezeichnet (rote Ellipse) sind die drei Gitterpunkte aus den HIRHAM5-Berechnungen, die zu den Ausführungen in Kapitel 3.4 herangezogen werden. Die Koordinaten der drei Gitterpunkte sind (von West nach Ost): <math>78,922^\circ \text{N } 10,924^\circ \text{ E}</math>; <math>78,872^\circ \text{N } 12,172^\circ \text{ E}</math>; <math>78,816^\circ \text{N } 13,816^\circ \text{ E}</math>.</p>	147
<p>Abb. B-1: Radiosondenprofile Temperatur für die in 2.5 ausgewählten Tage der Intensivbetrachtung (als gestrichelte Linie ist der Verlauf der potentiellen Temperatur mit eingezeichnet).</p>	148
<p>Abb. B-2: Radiosondenprofile Windrichtung für die in 2.5 ausgewählten Tage der Intensivbetrachtung.</p>	149
<p>Abb. C-1: Beispielperiode ohne (oben) und mit (unten) externen Schwerewellen, dargestellt ist der Verlauf des Luftdrucks, die x-Achse zeigt die Zeit, die y-Achse den Längenmaßstab. Hellere Farben bedeuten höhere Energie der Prozesse.</p>	151

Abb. D-1: Monatsmittel der Temperatur (links) - und Feuchteprofile für Juli 2011, berechnet aus den Radiosondendaten (schwarz) des genannten Zeitraumes. Dazu die entsprechenden Profile aus HIRHAM5 für Standardmodelllevel ECMWF für 40 Level (Linien) und für die mit dem jeweiligen gemessenen Bodenluftdruckmittel des Monats angepassten Höhen (Punkte). Von West nach Ost, entsprechend den Koordinaten aus Abb. A-6 (78,922 °N 10,924° E; 78,872 °N 12,172 °E; 78,816 °N 13,816°E): blau, orange, rot. \_\_\_\_\_ 152

Abb. D-2: Monatsmittel der Temperatur (links) - und Feuchteprofile für August 2011, berechnet aus den Radiosondendaten (schwarz) des genannten Zeitraumes. Dazu die entsprechenden Profile aus HIRHAM5 für Standardmodelllevel ECMWF für 40 Level (Linien) und für die mit dem jeweiligen gemessenen Bodenluftdruckmittel des Monats angepassten Höhen (Punkte). Von West nach Ost, entsprechend den Koordinaten aus Abb. A-6 (78,922 °N 10,924° E; 78,872 °N 12,172 °E; 78,816 °N 13,816°E): blau, orange, rot. \_\_\_\_\_ 153

Abb. D-3: Monatsmittel der Temperatur (links) - und Feuchteprofile für September 2011, berechnet aus den Radiosondendaten (schwarz) des genannten Zeitraumes. Dazu die entsprechenden Profile aus HIRHAM5 für Standardmodelllevel ECMWF für 40 Level (Linien) und für die mit dem jeweiligen gemessenen Bodenluftdruckmittel des Monats angepassten Höhen (Punkte). Von West nach Ost, entsprechend den Koordinaten aus Abb. A-6 (78,922 °N 10,924° E; 78,872 °N 12,172 °E; 78,816 °N 13,816°E): blau, orange, rot. \_\_\_\_\_ 154

Abb. D-4: Monatsmittel der Temperatur (links) - und Feuchteprofile für Oktober 2011, berechnet aus den Radiosondendaten (schwarz) des genannten Zeitraumes. Dazu die entsprechenden Profile aus HIRHAM5 für Standardmodelllevel ECMWF für 40 Level (Linien) und für die mit dem jeweiligen gemessenen Bodenluftdruckmittel des Monats angepassten Höhen (Punkte). Von West nach Ost, entsprechend den Koordinaten aus Abb. A-6 (78,922 °N 10,924° E; 78,872 °N 12,172 °E; 78,816 °N 13,816°E): blau, orange, rot. \_\_\_\_\_ 155

Abb. D-5: Monatsmittel der Temperatur (links) - und Feuchteprofile für November 2011, berechnet aus den Radiosondendaten (schwarz) des genannten Zeitraumes. Dazu die entsprechenden Profile aus HIRHAM5 für Standardmodelllevel ECMWF für 40 Level (Linien) und für die mit dem jeweiligen gemessenen Bodenluftdruckmittel des Monats angepassten Höhen (Punkte). Von West nach Ost, entsprechend den Koordinaten aus Abb. A-6 (78,922 °N 10,924° E; 78,872 °N 12,172 °E; 78,816 °N 13,816°E): blau, orange, rot. \_\_\_\_\_ 156

Abb. D-6: Monatsmittel der Temperatur (links) - und Feuchteprofile für Dezember 2011, berechnet aus den Radiosondendaten (schwarz) des genannten Zeitraumes. Dazu die entsprechenden Profile aus HIRHAM5 für Standardmodelllevel ECMWF für 40 Level (Linien) und für die mit dem jeweiligen gemessenen Bodenluftdruckmittel des Monats angepassten Höhen (Punkte). Von West nach Ost, entsprechend den Koordinaten aus Abb. A-6 (78,922 °N 10,924° E; 78,872 °N 12,172 °E; 78,816 °N 13,816°E): blau, orange, rot. \_\_\_\_\_ 157

Abb. D-7: Monatsmittel der Temperatur (links) - und Feuchteprofile für Januar 2012, berechnet aus den Radiosondendaten (schwarz) des genannten Zeitraumes. Dazu die entsprechenden Profile aus HIRHAM5 für Standardmodelllevel ECMWF für 40 Level (Linien) und für die mit dem jeweiligen gemessenen Bodenluftdruckmittel des Monats angepassten Höhen (Punkte). Von West nach Ost, entsprechend den Koordinaten aus Abb. A-6 (78,922 °N 10,924° E; 78,872 °N 12,172 °E; 78,816 °N 13,816°E): blau, orange, rot. \_\_\_\_\_ 158

Abb. D-8: Monatsmittel der Temperatur (links) - und Feuchteprofile für Februar 2012, berechnet aus den Radiosondendaten (schwarz) des genannten Zeitraumes. Dazu die entsprechenden Profile aus HIRHAM5 für Standardmodelllevel ECMWF für 40 Level (Linien) und für die mit dem jeweiligen gemessenen Bodenluftdruckmittel des Monats angepassten Höhen (Punkte). Von West nach Ost, entsprechend den Koordinaten aus Abb. A-6 (78,922 °N 10,924° E; 78,872 °N 12,172 °E; 78,816 °N 13,816°E): blau, orange, rot. \_\_\_\_\_ 159

Abb. D-9: Monatsmittel der Temperatur (links) - und Feuchteprofile für März 2012, berechnet aus den Radiosondendaten (schwarz) des genannten Zeitraumes. Dazu die entsprechenden Profile aus HIRHAM5 für Standardmodelllevel ECMWF für 40 Level (Linien) und für die mit dem jeweiligen gemessenen Bodenluftdruckmittel des Monats angepassten Höhen (Punkte). Von West nach Ost, entsprechend den Koordinaten aus Abb. A-6 (78,922 °N 10,924° E; 78,872 °N 12,172 °E; 78,816 °N 13,816°E): blau, orange, rot. \_\_\_\_\_ 160

Abb. D-10: Monatsmittel der Temperatur (links) - und Feuchteprofile für April 2012, berechnet aus den Radiosondendaten (schwarz) des genannten Zeitraumes. Dazu die entsprechenden Profile aus HIRHAM5 für Standardmodelllevel ECMWF für 40 Level (Linien) und für die mit dem jeweiligen gemessenen Bodenluftdruckmittel des Monats angepassten Höhen (Punkte). Von West nach Ost, entsprechend den Koordinaten aus Abb. A-6 (78,922 °N 10,924° E; 78,872 °N 12,172 °E; 78,816 °N 13,816°E): blau, orange, rot. \_\_\_\_\_ 161

Abb. D-11: Monatsmittel der Temperatur (links) - und Feuchteprofile für Mai 2012, berechnet aus den Radiosondendaten (schwarz) des genannten Zeitraumes. Dazu die entsprechenden Profile aus HIRHAM5 für Standardmodelllevel ECMWF für 40 Level (Linien) und für die mit dem jeweiligen gemessenen Bodenluftdruckmittel des Monats angepassten Höhen (Punkte). Von West nach Ost, entsprechend den Koordinaten aus Abb. A-6 (78,922 °N 10,924° E; 78,872 °N 12,172 °E; 78,816 °N 13,816°E): blau, orange, rot. \_\_\_\_\_ 162

Abb. D-12: Monatsmittel der Temperatur (links) - und Feuchteprofile für Juni 2012, berechnet aus den Radiosondendaten (schwarz) des genannten Zeitraumes. Dazu die entsprechenden Profile aus HIRHAM5 für Standardmodelllevel ECMWF für 40 Level (Linien) und für die mit dem jeweiligen gemessenen Bodenluftdruckmittel des Monats angepassten Höhen (Punkte). Von West nach Ost, entsprechend den Koordinaten aus Abb. A-6 (78,922 °N 10,924° E; 78,872 °N 12,172 °E; 78,816 °N 13,816°E): blau, orange, rot. \_\_\_\_\_ 163

Abb. F-1: Horizontalwindverteilung in 850 hPa (Farbskala in  $\text{ms}^{-1}$ ), berechnet mit HIRHAM5 als Tagesmittel für (in dieser Reihenfolge von a) bis j): 10.7.2011, 20.7.2011, 13.9.2011, 4.11.2011, 24.1.2012, 16.3.2012, 18.3.2012, 12.5.2012, 18.5.2012, 6.6.2012 \_\_\_\_\_ 167

## ***Tabellenverzeichnis***

TABELLE 2.1: AUFBAU DER ATMOSPHÄRISCHEN GRENZSCHICHT (AUS FOKEN, 2006).....	10
TABELLE 2.2: ÜBERSICHT ÜBER DIE VERWENDETEN MESSGERÄTE .....	19
TABELLE 2.3: AUSGEWÄHLTE TAGE FÜR DIE WEITEREN BETRACHTUNGEN IM ZUGE DER ARBEIT .....	30
TABELLE 3.1: MONATLICHE BODENLUFTDRUCKMITTEL BSRN-STATION, JULI 2011 BIS JUNI 2012 .....	90
TABELLE 3.2: TURBULENZ IM JAHRESGANG – ÜBERBLICK ÜBER DIE ERGEBNISSE DER VERWENDETEN METHODEN ZUR FLUSSBERECHNUNG, DEN HIRHAM5-WERTEN GEGENÜBERGESTELLT .....	113
TABELLE 3.3: MITTELWERTE DER SKALIERTEN STRAHLUNGSBILANZ UND DER SUMME $Q_H + Q_E$ FÜR DIE IN ABBILDUNG 57 GEZEIGTE PERIODE. ....	124
TABELLE 3.4: KONSTANTEN FÜR GLEICHUNG (41) .....	126
TABELLE 3.5: EMPFEHLUNG FÜR DIE BERECHNUNG DER BODENNAHEN TURBULENTEN FLÜSSE (FÜHLBAR UND LATENT) IN HIRHAM5 FÜR DEN STANDORT NY-ÅLESUND. ....	128

## ***Abkürzungs- und Symbolverzeichnis***

### **Abkürzungen**

AWI.....	Alfred Wegener Institut für Polar- und Meeresforschung
AWIPEV .....	Akronym aus AWI und IPEV
BSRN .....	Baseline Surface Radiation Network
ECHAM .....	Akronym aus ECMWF und Hamburg
ECMWF .....	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
HIRHAM.....	Akronym aus HIRLAM und ECHAM
HIRLAM.....	High Resolution Limited Area Model
Hz .....	Hertz ( $s^{-1}$ )
IPEV .....	Institut polar français Paul Emil Victor
NCAR.....	National center for atmospheric research
NCEP.....	National centers for environmental prediction
PAMARCMIP.....	Pan-Arctic Measurements and regional climate model Simulations
SCM .....	Single column model
TK.....	Turbulenzknecht
WALDSCHRAT.....	Wavelet detection software for coherent ramp patterns

### **Lateinische Symbole**

a .....	Dilatationsparameter	[-]
a(z).....	absolute Feuchte in der Höhe z	[ $kgm^{-3}$ ]
b .....	Translationsparameter	[-]
$c_p$ .....	spezifische Wärmekapazität	[ $Jkg^{-1}K^{-1}$ ]
e .....	Dampfdruck	[hPa]
E .....	Sättigungsdampfdruck	[hPa]
g .....	Schwerebeschleunigung	[ $ms^{-2}$ ]
$K_{\downarrow}$ .....	kurzwellige Einstrahlung	[ $Wm^{-2}$ ]
$K_{\uparrow}$ .....	Reflexstrahlung	[ $Wm^{-2}$ ]
L .....	Obukhov-Länge	[m]
$L_{\downarrow}$ .....	langwellige Einstrahlung	[ $Wm^{-2}$ ]

$L\uparrow$ .....	langwellige Ausstrahlung	$[\text{Wm}^{-2}]$
$N$ .....	Brunt-Vaisala-Frequenz	$[\text{Hz}]$
$P(0)$ .....	(Standard-)Luftdruck	$[\text{hPa}]$
$Pr$ .....	Prandtl-Zahl	$[-]$
$q$ .....	spezifische Feuchte	$[\text{kgkg}^{-1}]$
$Q_E$ .....	latenter Wärmestrom	$[\text{Wm}^{-2}]$
$Q_G$ .....	Bodenwärmestrom	$[\text{Wm}^{-2}]$
$Q_H$ .....	fühlbarer Wärmestrom	$[\text{Wm}^{-2}]$
$Q_S$ .....	Strahlungsbilanz	$[\text{Wm}^{-2}]$
$Ri_B$ .....	Bulk-Richardson-Zahl	$[-]$
$R_W$ .....	individuelle Gaskonstante Wasser	$[\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}]$
$T_p(a,b)$ .....	Waveletkoeffizienten	$[-]$
$u_*$ .....	Schubspannungsgeschwindigkeit	$[\text{ms}^{-1}]$
$V_L$ .....	Horizontalwind in Modelllevel L	$[\text{ms}^{-1}]$
$z_{0H}$ .....	Rauigkeitslänge Wärme	$[\text{m}]$
$z_{0M}$ .....	Rauigkeitslänge	$[\text{m}]$

### Griechische Symbole

$\theta$ .....	potentielle Temperatur	$[\text{K}]$
$\kappa$ .....	von-Karman-Konstante	$[-]$
$\lambda$ .....	Verdampfungswärme	$[\text{Jkg}^{-1}]$
$\rho$ .....	Luftdichte	$[\text{kgm}^{-3}]$
$\sigma$ .....	Standardabweichung	$[*]$
$\chi$ .....	Variable	$[*]$

(\*) Einheit entsprechend der untersuchten Größe

### Kombinationen

$C_\chi$ .....	Transferkoeffizient für $\chi$	$[*]$
$f_\chi$ .....	Stabilitätsfunktion für $\chi$	$[+]$
$\Gamma$ .....	Profilkoeffizient	$[\text{ms}^{-1}]$

$\delta_T^+$ .....	dimensionslose charakteristische Höhe der ..... molekularen Temperaturgrenzschicht	[-]
$\theta_V$ .....	virtuelle potentielle Temperatur	[K]
$\theta_W$ .....	volumetrischer Bodenwassergehalt	[m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> ]
$\nu_L$ .....	molekularer Wasserdampfdiffusionskoeffizient	[m <sup>2</sup> s <sup>-1</sup> ]
$\nu_i$ .....	molekularer Diffusionskoeffizient	[m <sup>2</sup> s <sup>-1</sup> ]
$\nu_T$ .....	turbulenter Diffusionskoeffizient	[m <sup>2</sup> s <sup>-1</sup> ]
$\nu_{Ti}$ .....	molekular-turbulenter Diffusionskoeffizient	[m <sup>2</sup> s <sup>-1</sup> ]
$\chi_L$ .....	Variable im Modelllevel L	[*]
$\Psi_{a,b}(t)$ .....	Familie von Waveletfunktionen	[-]

(\* ) Einheit entsprechend der untersuchten Größe

(+ ) Einheit entsprechend der verwendeten Stabilitätsparametrisierungen

## **Danksagung**

An erster Stelle danke ich Prof. Dr. Klaus Dethloff, AWI Potsdam, für die Ermöglichung dieser Arbeit und den nötigen Rückhalt, um diese Arbeit anzufertigen. Prof. Dr. Thomas Foken, Uni Bayreuth, hat mir mit seinem unermesslichen Erfahrungsschatz bei Fragen zur bodennahen Turbulenz stets weitergeholfen. Dr. Christoph Ritter hatte immer ein offenes Ohr für Fragen jeglicher Art und war eine große Hilfe auf dem Weg durch die drei Jahre Promotionszeit.

Herzlichen Dank auch an Dr. Andrei Serafimovich, GFZ Potsdam, für die Bereitstellung seiner Fachkompetenz, was die Software WALDSCHRAT angeht und an Ines Hebestadt, AWI Potsdam, für die Durchführung der benötigten Berechnungen mit HIRHAM5. Dr. Julia Boike, AWI Potsdam, sei gedankt für die Bereitstellung ihrer Turbulenzdaten, Dr. Marion Maturilli, AWI Potsdam, für die Daten vom BSRN-Wettermast und den Radiosondendaten aus Ny-Ålesund. An Florian Karner und Dr. Friedrich Obleitner von der Uni Innsbruck sowie Prof. Dr. Joachim Reuder, Universität Bergen, ein herzliches Dankeschön für die Eddy-Kovarianz-Daten vom Kongsvegen Gletscher.

Eine große Hilfe in Technikfragen waren mir ein ums andere mal Konstanze Piel und Jürgen „Egon“ Gräser.

Vielen Dank allen Korrekturlesern, die dieser Arbeit den letzten Schliff verliehen haben.

Schließlich gilt mein Dank den Gutachtern, die sich zur Verfügung stellten, um diese Arbeit zu bewerten.

## **Erklärung**

Hiermit versichere ich, dass ich diese Arbeit selbstständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt, sowie die Zitate kenntlich gemacht habe. Diese Arbeit wurde an keiner anderen Hochschule eingereicht.

---

(Ort, Datum)

---

(Unterschrift)